



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR

TESIS DOCTORAL EN GEOGRAFÍA

**GEOMORFOLOGÍA REGIONAL Y DINÁMICA COSTERA DEL SECTOR
OCCIDENTAL DEL GOLFO SAN MATÍAS**

SIBILA ANDREA GENCHI

DIRECTORES

MARÍA CINTIA PICCOLO

MARÍA ELIZABETH CARBONE

BAHÍA BLANCA

ARGENTINA

2012

Prefacio

Esta Tesis se presenta como parte de los requisitos para optar al grado Académico de Doctor en Geografía de la Universidad Nacional del Sur y no ha sido presentada previamente para la obtención de otro título en esta Universidad u otra. La misma contiene los resultados obtenidos en investigaciones llevadas a cabo en el Instituto Argentino de Oceanografía (IADO) dependiente del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y en la Universidad Nacional del Sur, durante el período comprendido entre el 9 de agosto de 2007 y el 29 de diciembre de 2011 (fecha de entrega del manuscrito en el Departamento de Geografía y Turismo -UNS-), bajo la dirección de la Dra. Maria Cintia Piccolo, Profesora Asociada de la cátedra “Geografía de los Sistemas Naturales II” del Departamento de Geografía y Turismo de la Universidad Nacional del Sur e Investigadora Superior del CONICET y la Dra. María Elizabeth Carbone, Ayudante de Docencia del Departamento de Geografía y Turismo de la Universidad Nacional del Sur en la materia “Geografía Turística” e Investigadora Adjunta del CONICET.



Sibila Andrea Genchi
genchi.sibila@gmail.com



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR
Secretaría General de Posgrado y Educación Continua

La presente tesis ha sido aprobada el/..../....., mereciendo la calificación de (.....)

-----En la ciudad de Bahía Blanca, a los seis días del mes de junio de 2012 y siendo las once horas, en dependencias del Departamento de Geografía y Turismo de la Universidad Nacional del Sur, se reúne el Jurado designado para entender en la defensa de la tesis doctoral GEOMORFOLOGIA REGIONAL Y DINAMICA COSTERA DEL SECTOR OCCIDENTAL DEL GOLFO SAN MATIAS presentada por la Lic. Sibila Andrea Genchi (DNI 27.196.033) para optar al grado de Doctora en Geografía, dirigida por la Dra. María Cintia Piccolo y la Dra. María Elizabeth Carbone. El Jurado está integrado por la Dra. Andrea M. J. Coronato de la Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco – UNTDF – CONICET (por videoconferencia), el Dr. Jorge Osvaldo Codignotto de la Universidad de Buenos Aires - CONICET y la Dra. Alicia M. Campo de la Universidad Nacional del Sur – CONICET.

Con respecto a la defensa oral en el día de la fecha este Jurado considera:

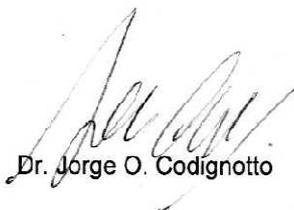
-----La exposición ha sido desarrollada en el tiempo previsto, en forma clara y con vocabulario preciso, conteniendo los aspectos más destacados del manuscrito. La presentación sintetizó con solvencia los objetivos, hipótesis y resultados alcanzados. Se destaca que en la presentación oral la doctoranda incluyó algunas de las sugerencias señaladas por los jurados en los dictámenes previos a esta instancia. Las preguntas realizadas por el jurado fueron contestadas satisfactoriamente ampliando los conceptos vertidos en el texto y la exposición oral.

-----Por lo expuesto este tribunal decide por unanimidad otorgar la calificación de 10 – (Diez – Sobresaliente).

----- Sin más que tratar y siendo las trece y quince, se firma el presente dictamen en ocho copias del mismo tenor.-----



Dra. Andrea M. J. Coronato



Dr. Jorge O. Codignotto



Dra. Alicia M. Campo

Agradecimientos

A aquellos que tengan la gentileza de leer estas líneas, les solicito paciencia. El haber llegado hasta aquí amerita lo suficiente como para que emplee las palabras que necesite con el fin de expresar mi sincera gratitud a las muchas personas que colaboraron para que este trabajo pudiese llegar a su finalización.

Diversas personas e instituciones han colaborado en la realización de la presente Tesis Doctoral. Primeramente deseo agradecer al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas por el otorgamiento de las Becas de Formación de Postgrado (Tipo I y II) que posibilitó mi dedicación exclusiva a este trabajo de investigación, al Instituto Argentino de Oceanografía por concederme un lugar de trabajo para la realización de esta Tesis y a la Universidad Nacional del Sur, Departamento de Geografía y Turismo.

A la Dra. M. Cintia Piccolo

A la Dra. M. Elizabeth Carbone

Al Dr. Gerardo M.E. Perillo

Al Dr. Alejandro J. Vitale

A mis Padres Jorge y Nora y mis hermanos Pablo y Matías

A mis amigos, allegados y compañeros

Al personal del Instituto Argentino de Oceanografía, quienes contribuyeron a la realización del trabajo para llevarlo a su punto actual. A los profesionales, Dr. Roberto Schillizzi, Dr. Jorge Spagnuolo, Dr. Walter Melo y Mg. Jorge Caló, quienes aportaron valioso material geológico y sugerencias

Entre las instituciones que colaboraron en la realización de este trabajo debo destacar al *Servicio Meteorológico Nacional* y, en especial, el apoyo de las instituciones de la Provincia de Río Negro:

Consejo de Ecología y Medio Ambiente

Departamento Provincial de Aguas

Secretarías de Turismo de los municipios de San Antonio (Las Grutas) y de Sierra Grande (Playas Doradas), en especial al Secretario Carlos Lambertucci por su amabilidad y disposición

Aeródromo San Antonio Oeste, en particular, a los Sres. Abel Molas, Jefe de la estación meteorológica San Antonio Oeste y Ricardo Mancho, Jefe del mencionado Aeródromo, por la enorme colaboración en el mantenimiento del instrumental meteorológico instalado en el aeródromo.

A la familia Natali, residente en Playas Doradas, quienes brindaron un especial apoyo en el cuidado del instrumental instalado en su edificio (Hotel La posada de la luna).

Sibila Andrea Genchi

Resumen

El objetivo general de la presente Tesis Doctoral es determinar y caracterizar las geoformas del Oeste del golfo San Matías, orientado a realizar una cartografía geomorfológica regional. Además, se pretende analizar la dinámica de las formas costeras. Este estudio se apoyó en el análisis de variables geológicas, climáticas e hidrográficas continental y marina para comprender las geoformas de un modo integral. El área, de aproximadamente 22500 km², señala un estudio regional, no obstante, se abordaron dos escalas de análisis espacial: regional y local.

Se efectuó una clasificación supervisada de las geoformas a escala regional. Para ello se partió de un modelo digital de elevación (MDE) -datos SRTM- sobre el cual se derivaron las variables pendiente e índice de posición topográfico. Existe un predominio de las clases pendiente abierta y planicie que cubren el 45 y 33 % del área total, respectivamente. Las restantes clases cubren superficies menores: lomas, cerros y sierras (8 %); bajos, valles en V (7,5 %); valles de fondo plano (3 %) y pendiente alta (2,6 %). Se pudo observar un patrón geomorfológico diferenciado al N y S del arroyo Salado, donde el relieve refleja las formas a través de la disposición tectónica y la litología. Hacia el N, el relieve está dominado por una planicie; al S, el relieve es rugoso, con presencia de geoformas positivas dispersas en una vasta superficie.

Se procesaron las estadísticas climatológicas del Servicio Meteorológico Nacional (Estación San Antonio Oeste) del período 1961-2000. El clima es semiárido (270 días secos) y templado ($\overline{T_{anual}}=15,4$ °C). La evolución de la precipitación para el período 1900-2000 señaló una tendencia creciente en los últimos decenios. Para estudiar en detalle el comportamiento de las variables climáticas en la región costera, se instalaron dos estaciones meteorológicas automatizadas, las cuales monitorearon en forma continua en el período 2009-2011.

Las geoformas fluviales, de carácter efímero, se encuentran ampliamente esparcidas en el área de estudio. Se efectuaron análisis estadísticos estándar y multivariado de los parámetros morfométricos aplicados a aquellas cuencas de drenaje exorreico de tamaño mayor a 10 km². Además, se efectuaron ajustes en la extracción de

la red de drenaje obtenida por métodos automatizados, en función de las propiedades del terreno. De acuerdo a la técnica de análisis *cluster*, se obtuvieron cuatro grupos de cuencas que mostraron una marcada continuidad espacial. La variable área es la que mostró mayor variación, que osciló entre 10 y 4.090 km² -cuenca del arroyo Salado-. La densidad de drenaje media resultó baja (2 km km⁻²).

Para el estudio de la dinámica costera se aplicaron métodos de trabajo innovadores, con ventajas económicas y operativas que permitieron estimarla con adecuada resolución espacial. Para estudiar los acantilados activos que bordean la localidad de Las Grutas, se empleó un sistema láser que permite obtener la topografía de una sección vertical. En una de las secciones monitoreadas se registró un retroceso que alcanzó un máximo de 0,9 m durante el período entre abril y septiembre del 2010. En la localidad de Playas Doradas, caracterizada por un tipo de costa acumulativa, se utilizó una cámara de video para digitalizar la línea de marea (o línea de igual elevación), con lo cual se obtuvieron MDEs de la zona intermareal para distintas fechas, que posibilitaron establecer balances sedimentarios.

Esta investigación se completó con un análisis integral de las variables consideradas, en relación a las geoformas, con énfasis en la fragilidad, la morfodinámica, las actividades antrópicas y sus efectos actuales y potenciales. Los resultados de este trabajo podrán servir como base para elaborar estrategias acordes con las posibilidades de ocupación territorial de la región. Por otro lado, los métodos de trabajo empleados son variados debido a la diversidad de temáticas abordadas; estos se ajustaron debidamente a las condiciones de sitio y poseen la ventaja de ser aplicables (y adaptables) a ambientes con características similares.

Abstract

The general objective of the research is to identify and characterize the landforms in the West of San Matías gulf, aimed to produce a regional geomorphological mapping. Moreover, another objective is to analyze the dynamics of coastal geoforms. The study included an analysis of various variables such as geological, climate and hydrographic, essential to understand the geoforms. The approximate study area is 22,500 km² which involves a regional study, however, regional and local spatial scales analysis were considered.

Classification of landforms was carried out using parameterization of the relief from the SRTM data digital elevation model (DEM). Digital models such as topographic position index and slope derived from elevation data were employed as a basis for classification. According to the classification proposed in the present study, the area is dominated by open slope and plain landforms, reaching 45 and 33 % of the total area, respectively. The remaining classes occupy smaller areas: ridges, hills and mountains (8 %); lows, valleys in the form of V (7.5%); flat valley bottom (3%) and high slope (2.6 %). A distinct geomorphological pattern toward North and South of Salado stream was observed, where the relief reflects their forms through tectonics and lithology. Towards the North, the relief is dominated plains; in South, the terrain is rugged, with the presence of positive landforms dispersed over a vast area.

Climate statistics of Servicio Meteorológico Nacional (San Antonio Oeste Station) for the period 1961-2000 were processed. The climate is semiarid (270 dry days) and mild ($\overline{T_{annual}} = 15.4$ °C). The temporal evolution of precipitation for the period 1900-2000 indicates a growing trend over recent decades. To study in detail the behavior in relation to coastal climate a high temporal resolution monitoring was carried out over the period 2009-2011 in two coastal towns. For this, two automated weather stations were installed.

Fluvial landforms, which have an ephemeral character, are widely scattered in the study area. Multivariate statistical analysis was carried out using morphometric parameters, applied to watersheds (exorheic drainage) with a size greater than 10 km².

In addition, adjustments were made on the automated extraction of drainage networks, depending on the properties of the terrain. According to cluster analysis technique four groups of basins were obtained. The area was the variable that showed the greatest variation, which ranged from 10 to 4,090 km² (Salado basin). The average drainage density in this region was low (2 km km⁻²).

A study was made of the dynamics processes in the coastal environmental, in which innovative methods were applied to estimate them with high spatial resolution. These methods have economic and operational advantages. A method was developed to evaluate active cliffs at Las Grutas town, based on a laser system that allows to obtain topographic profiles with high resolution. One of monitored sections showed a retreat that reached a maximum of 0.9 m between April and September 2010. In Playas Doradas town, a video camera was used to digitize the tide line (or line of equal elevation); so DEMs were obtained at different dates, which allowed establishing sediment balances in the intertidal zone.

This research was completed with an integral analysis of the variables considered here, in relation to landforms, with emphasis on fragility, morphodynamics, human activities and their current and potential effects. The results of the present investigation may be undertaken to establish strategies of development consistent with the possibilities of territorial occupation. In addition, a variety of methods were used for this study due to the diversity of topics; these were adjusted to site conditions and should be equally applicable (and adaptable) to environments with similar characteristics.

Índice general

Capítulo I

INTRODUCCIÓN

1.1- Consideraciones generales	1
1.2- Hipótesis de trabajo y objetivos	4
1.3- Antecedentes	6

Capítulo II

GEOMORFOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

2.1- Introducción	10
2.2- Caracterización geológica	11
2.2.1- Conjunto rocoso precenozoico de la peneplanicie	11
2.2.2- Depósitos cenozoicos de terrazas	15
2.3- Clasificación geomorfológica a escala regional	18
2.3.1- Método de trabajo	19
2.3.1.1- Datos altimétricos	19
2.3.1.2- Procesamiento del MDE	20
2.3.1.3- Clasificación de las formas del terreno	25
2.3.2- Resultados y discusión	28
2.3.2.1- Nivel de aterrazamiento I: Planicie estructural lávica	30
2.3.2.2- Nivel de aterrazamiento II: Peneplanicie exhumada, abanicos aluviales y antigua planicie aluvial	34
2.3.2.3- Nivel de aterrazamiento III: Pedimento de flanco	36
2.4- Ambientes morfológicos costeros	37
2.4.1- Método de trabajo	37
2.4.2- Resultados y discusión	38
2.4.2.1- Morfología de la línea de costa	38
2.4.2.2- Geoformas de erosión: Acantilados y plataforma de	40

abrasión	
2.4.2.3- Geformas de acumulación: Médanos, cordones litorales y playas	42
2.5- Conclusiones	44

Capítulo III

CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO

3.1- Introducción	47
3.2- Clima del área de estudio	49
3.2.1- Método de trabajo	51
3.2.2- Resultados y discusión	55
3.2.2.1- Características climáticas (Estación SAO). Período 1961-2000	55
3.2.2.2- Variabilidad de la precipitación de la región	61
3.2.2.3- Características meteorológicas de la costa. Período 2009-2011	65
3.3- Déficit hídrico en San Antonio Oeste	79
3.3.1- Método de trabajo	80
3.3.2- Resultados	81
3.3.2.1- Evapotranspiración potencial	81
3.3.2.2- Características edáficas	85
3.3.2.3- Balances hídricos climáticos normales. Período 1961 – 2000	87
3.3.2.4- Balances hídricos climáticos secuenciales	88
3.3.3- Discusión	89
3.4- Conclusiones	91

Capítulo IV

HIDROGRAFÍA DE LAS CUENCAS EXORREICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO

4.1- Introducción	93
4.2- Morfometría fluvial del área de estudio	94
4.2.1- Método de trabajo	95

4.2.1.1- Delimitación de cuencas y extracción del drenaje por métodos automatizados	95
4.2.1.2- Análisis estadístico multivariado	97
4.2.2- Resultados y discusión	99
4.2.2.1- Análisis del error de la extracción automática del drenaje	99
4.2.2.2- Caracterización morfométrica de las cuencas y redes de drenaje	103
4.3- Análisis del caudal en dos estaciones de aforo de la cuenca del Salado	114
4.4- Análisis del escurrimiento superficial en cuencas antropizadas. El caso de las cuencas que intersectan la localidad de Las Grutas	116
4.4.1- Método de trabajo	117
4.4.2- Resultados	119
4.4.2.1- Uso del suelo	119
4.4.2.2- Cobertura vegetal	119
4.4.2.3- Tipo y grupo hidrológico de suelos	121
4.4.2.4- Tormenta aislada estudiada	123
4.4.3- Discusión	123
4.5- Conclusiones	124

Capítulo V

MORFODINÁMICA COSTERA

5.1- Introducción	127
5.2- Consideraciones generales de los procesos morfodinámicos costeros	129
5.3 -Características dinámicas marinas del O del GSM	133
5.3.1- Medición de olas y mareas	136
5.4- Morfodinámica de la costa del balneario Las Grutas	143
5.4.1- Método de trabajo	143
5.4.2- Resultados y discusión	147
5.4.2.1- Caracterización del acantilado y playa	147
5.4.2.2- Morfodinámica del acantilado y playa	156
5.5- Morfodinámica de la costa del balneario Playas Doradas	160

5.5.1- Método de trabajo	160
5.5.2- Resultados y discusión	164
5.5.2.1- Caracterización de la playa	164
5.5.2.2- Morfodinámica de la playa	165
5.6- Conclusiones	173

Capítulo VI

GEOMORFOLOGÍA Y ORDENAMIENTO TERRITORIAL

6.1- Introducción	175
6.2- Uso y ocupación territorial en la costa O del GSM	176
6.2.1- Uso del suelo urbano	176
6.2.1.1-Proceso de urbanización en Las Grutas	176
6.2.1.2-Proceso de urbanización en Playas Doradas	180
6.2.2- Uso del suelo rural	181
6.2.3- Áreas protegidas	183
6.2.4- Percepción del turista en las localidades de Las Grutas y Playas Doradas	184
6.3- Geomorfología aplicada al ordenamiento territorial costero	190
6.3.1- Método de trabajo	190
6.3.2- Resultados y discusión	193
6.4- Conclusiones	199

Capítulo VII

CONCLUSIONES GENERALES

7- Conclusiones generales	202
 REFERENCIA BIBLIOGRÁFICA	 209
Anexo I	230
Anexo II	231
Anexo III	232

Capítulo I

INTRODUCCIÓN

1.1 – CONSIDERACIONES GENERALES

Una geoforma se define como una porción de la tierra con cualidades del relieve homogéneo y continuo debido a la acción de procesos comunes (Bolongaro-Crevenna *et al.*, 2005), de tal forma que puedan ser reconocidas y descritas en términos geomorfométricos con independencia de su localización (Lobeck, 1939; Weaver, 1965; Hammond, 1965; Pike, 2000; Moreno Brotóns *et al.*, 2010). Los procesos naturales muestran una alta correlación con la posición topográfica (Weiss, 2001) con lo cual, el conocimiento de las geoformas resulta útil para el modelado e interpretación de variados procesos físicos y biológicos (Blaschke y Strobl, 2003). Asimismo, los procesos de ocupación del territorio están influenciados por patrones geomorfológicos (Ceballos, 2007). De acuerdo a lo expresado, la identificación y mapeo de las geoformas constituye una fuente de información esencial para la comprensión integral del paisaje (Verstappen, 1977, 1983; van Zuidam y van Zuidam-Cancelado, 1979; Verstappen y van Zuidam, 1991).

Las geoformas se clasifican jerárquicamente, con lo cual pueden ser estudiadas a distintas escalas de acuerdo al problema abordado (Santos Ganges *et al.*, 2006). Las tecnologías de la información geográfica (p.e., sistemas de información geográfica -SIG-) y el auge de la información altimétrica de satélites de acceso público (p.e., *Shuttle Radar Topography Mission -SRTM-*; *Global Digital Elevation Model -ASTER-*) contribuyen al estudio de las geoformas desde aproximaciones cuantitativas, a escalas de análisis tanto local como macro-regional (Hesse, 2008). A nivel mundial, principalmente en las regiones costeras, se efectuaron clasificaciones geomorfológicas a

los efectos de emplear las unidades geomórficas como base territorial para el ordenamiento y planificación del espacio (p.e., Bocco *et al.*, 1999; Geissert, 2004; Santos Ganges *et al.*, 2006; Peña-Cortés *et al.*, 2008).

La geomorfología de las zonas costeras es el resultado de fenómenos y procesos generados por la convergencia de tres grandes dominios: mar-tierra-atmósfera. Esta particularidad convierte a las costas en zonas extremadamente dinámicas. En la figura 1-1 se observa la variación de los ritmos dinámicos más habituales en un área costera y su relación con el grado de consolidación de la roca (Carter, 1988). Los ritmos oscilan desde segundos, asociado al flujo laminar sobre una playa, hasta años a milenios en que pueden ocurrir retrocesos en un acantilado y oscilaciones del nivel medio del mar (NMM).

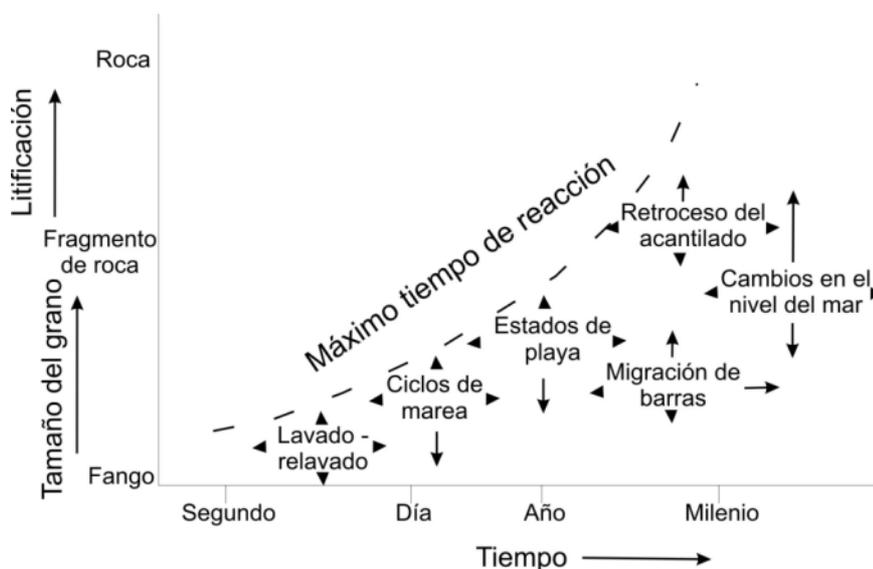


Figura 1-1: Respuestas morfodinámicas sobre diferentes líneas de costa y los escenarios costeros a diferentes ritmos. Fte. adaptado de Carter (1988).

De acuerdo a los modelos conceptuales propuestos por Johnson (1919), Valentin (1952) y Sherman y Bauer (1993), el análisis evolutivo de la zona costera se considera como una respuesta al desplazamiento relativo de los dominios marino-terrestre en un espectro de diversas escalas espacio-temporales. Los efectos de los procesos costeros sobre diferentes escalas de tiempo son interactivos, por lo que la comprensión del comportamiento requiere del estudio de eventos cortos y procesos a largo plazo

(Schwarzer *et al.*, 2003), hecho que otorga una de las mayores complejidades al campo de la geomorfología costera (Stephenson y Brander, 2003).

La morfología costera actual se debe en gran parte a los eventos ocurridos durante los últimos 6.000 años (Kelletat, 1995), período en que se produjo la última transgresión marina cuaternaria que condujo los océanos a sus niveles presentes (Schwartz, 2005). A escala mundial, la línea de costa actual está experimentando cambios que indican un balance fuertemente erosivo (Dean, 1976). Esta tendencia se refuerza por las evidencias halladas respecto al ascenso del nivel medio del mar (NMM). La mayoría de los sitios que disponen de mareógrafos revelan la presencia de un incremento del NMM a largo plazo, que sostiene la existencia de un progresivo ascenso a escala global del orden de 1-2 mm por año y 10-20 mm por década (Komar, 1998). La erosión costera se transforma en un problema cuando es enfocado desde una perspectiva antrópica. A lo largo de vastas costas urbanizadas del mundo existe una progresiva desvalorización e incluso pérdida de las propiedades (Benumof y Griggs, 1999). Las variables intrínsecas y extrínsecas que intervienen en el modelado costero plantean diferentes patrones de erosión y, en consecuencia, de riesgo ambiental a lo largo de la costa. En este contexto, resulta preciso el conocimiento de estas variables para la implementación de medidas de control adecuadas.

La evolución morfológica costera está ligada significativamente a la evolución de las cuencas fluviales y a su capacidad de transportar sedimentos a la orilla (Carter y Woodroffe, 1994). Por ejemplo, la intensificación de la aridez en la Patagonia Extraandina produjo la reducción de sedimentos clásticos aportados por los ríos a la costa y el consecuente incremento de la erosión costera (Codignotto, 1997). Sin embargo, ocurren fenómenos de tipo aluvional que transportan esporádicamente agua y gran cantidad de sedimentos (Dufilho *et al.*, 2001), los cuales son esenciales en el balance sedimentario de la zona costera patagónica.

Existe una creciente valoración socioeconómica de los espacios costeros. Aproximadamente dos tercios de la población mundial se concentra en una estrecha franja costera (Komar, 1998). Resulta fundamental considerar que el sistema de procesos y eventos naturales funciona esencialmente independiente de las actividades humanas (UNEP, 2001). Existen eventos, cataclísmicos en determinadas ocasiones, que

alteran la estabilidad y las condiciones de vida (Vargas, 2002) y por tanto pueden considerarse una amenaza para el desarrollo social y económico de una región (Cardona, 2001). Entonces, el entendimiento de la morfología y dinámica de una región posibilita una comprensión profunda de estos espacios y de sus aptitudes territoriales para la ocupación humana.

1.2 – HIPÓTESIS DE TRABAJO Y OBJETIVOS

Existe una gran variedad de definiciones del área costera que varían desde las puramente geomorfológicas hasta aquellas integrales que conjugan no solo los elementos físicos, sino también los biológicos, socio-económicos y jurídico administrativos (Diez, 2007). Una definición confusa puede llevar a diferencias de concepto, inclusive en la delimitación del área. En este estudio se consideró la definición de zona costera propuesta por OCDE (1995) que establece que la costa se extiende hacia el interior del continente incluyendo la integridad de las cuencas fluviales que descargan al océano. Por lo tanto, la dimensión espacial del área de estudio, de aproximadamente 22.500 km², señala un tipo de estudio regional (Fig. 1-2).

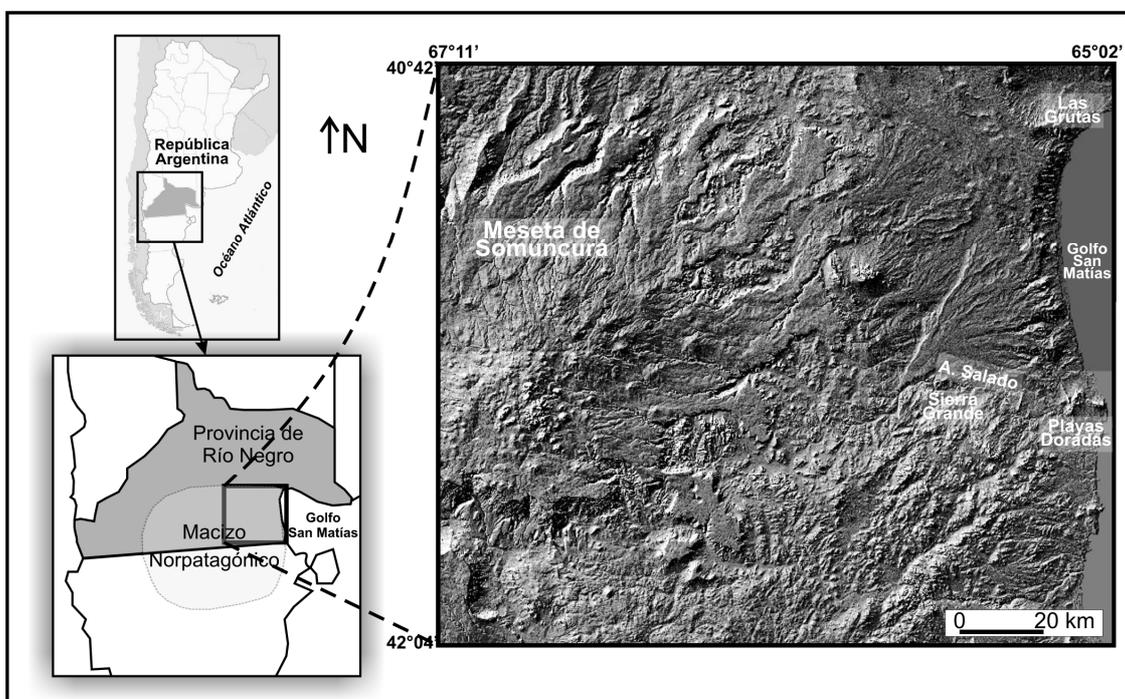


Figura 1-2: Localización del área de estudio. Modelo digital de elevación sombreado construido sobre la base de datos altimétricos del SRTM. Fte. elaboración propia.

No obstante, el abordaje de esta investigación considera básicamente dos escalas de análisis espacial: una local y otra regional. En este sentido, la adopción de distintas escalas es esencial para la comprensión de la realidad geográfica (Gutiérrez Puebla, 2001).

La presente investigación intenta realizar una contribución al conocimiento integral del área de estudio, localizada en la porción Oeste del golfo San Matías (GSM). Las hipótesis que se asumen en esta investigación son las siguientes:

- 1) La geomorfología cuantitativa regional permite distinguir patrones geomórficos claramente diferenciados al N y S del arroyo Salado, fundamentado significativamente en la estructura y composición geológica.
- 2) Las geoformas fluviales son heredadas de períodos climáticos más húmedos que mantienen en la actualidad su disposición y densidad de drenaje.
- 3) El área costera presenta diversas unidades morfológicas, con variaciones en sus rangos dinámicos, que influyen la ocupación territorial.

Para probar dichas hipótesis, se plantea como objetivo general determinar y caracterizar las geoformas del área de estudio, orientado a realizar una cartografía geomorfológica regional. Además, se pretende analizar la dinámica de las formas costeras del O del GSM. Este estudio se apoya en el análisis de variables geológicas, climáticas e hidrográficas continental y marina para comprender las geoformas de un modo integral. Para ello se proponen los siguientes objetivos específicos:

- Identificar y clasificar las geoformas del área de estudio;
- Describir las características litológicas y estructurales, como base para la comprensión de las geoformas;
- Analizar las variaciones temporales y espaciales de los parámetros climáticos;
- Caracterizar morfométricamente las cuencas fluviales exorreicas;
- Analizar los procesos de antropización en cuencas hidrográficas pertenecientes al área de estudio;
- Describir las variables dinámicas marinas del O del GSM;

- Analizar los procesos morfodinámicos y agentes intervinientes en el modelado costero;
- Determinar los usos y ocupación del suelo del área de estudio;
- Estudiar las variables socioeconómicas de los principales núcleos urbanos: Las Grutas y Playas Doradas;
- Evaluar las posibilidades y limitaciones de la ocupación territorial del área de estudio sobre la base de las relaciones entre las variables consideradas.

Debido a la diversidad de temáticas abordadas en el presente trabajo se empleó un método de trabajo específico que se halla descrito en detalle en cada capítulo. Gran parte del tratamiento de la información (p.e., geomorfológica, geológica, hidrográfica) se efectuó a partir de un SIG, el cual conforma una herramienta eficaz para la integración de los diferentes tipos de datos (Sarkar y Kanungo, 2004).

1.3 – ANTECEDENTES

Los estudios basados en geomorfología se hallan ampliamente difundidos en la literatura, los cuales comprenden diversos temas, escalas y detalles de análisis. La geomorfología costera está afectada dentro de un rango de movimiento de agua (Woodroffe, 2002). Así, los procesos y morfología costera están predominantemente influenciados por la energía de las olas y las mareas (Masselink y Short, 1993). De este modo, numerosos estudios a nivel internacional se focalizaron en el análisis de los efectos de estas variables sobre las geoformas costera (p.e., Masselink y Short, 1993; Shih y Komar, 1994; Southgate, 1995; Sanderson *et al.*, 2000; Kroon y Masselink, 2002; Hansom *et al.*, 2008). Por ejemplo, Sanderson *et al.* (2000) encontraron que en la costa SO de Australia, si bien se localiza en un ambiente micromareal, ocurren variaciones morfológicas sistemáticas. Los procesos y factores que interactúan en la zona costera pueden diferir significativamente de un sitio a otro, resultando en una considerable variabilidad espacial (Shih y Komar, 1994).

Otras investigaciones se centraron en la incidencia de las geoformas fluviales y sus regímenes sobre las formas costeras (p.e., Bal, 1996; Shulmeister y Kirk, 1997; Willis y Griggs, 2003; Krapf *et al.*, 2003; Bourrin y Durrieu de Madron, 2006; Leyland

y Darby, 2008). Las corrientes fluviales constituyen el principal mecanismo del transporte de sedimentos hacia las costas y mares (Restrepo Ángel *et al.*, 2005). El balance costero sedimentario está en función del régimen fluvial, por lo que modificaciones en este último afectan los aportes al sistema costero. Willis y Griggs (2003) encontraron que en el 70 % de los sistemas fluviales de California, la carga de sedimentos en suspensión decreció en las últimas tres décadas debido a las construcciones, afectando la sustentabilidad de la playa.

En Argentina se efectuaron diversos estudios basados en la morfología costera, principalmente en la provincia de Buenos Aires (p.e., Weiler, 1983; Trebino, 1987; López y Marcomini, 2000; Carbone *et al.*, 2005; Bértola, 2006; Diez *et al.*, 2007; Marcomini *et al.*, 2007; Piccolo *et al.*, 2008; Bustos *et al.*, 2009; Merlotto y Bértola, 2009; Kokot *et al.*, 2011). Codignotto (1997) caracterizó la costa argentina desde un punto de vista geológico y geomorfológico, dividiéndola al N y S del río Colorado. Al N, la costa es acumulativa, compuesta de playas de gran desarrollo y acantilados en sectores restringidos; al S las costas son fundamentalmente erosivas, con desarrollo de acantilados activos de gran extensión (Codignotto, 1997). Este mismo autor, en el año 2005, analizó el cambio climático y la vulnerabilidad al ascenso del nivel del mar de la costa argentina; posteriormente (2010) estudió los cambios en el contorno de la misma. Cabe mencionar también el estudio realizado por Diez (2007) en el cual se efectuó una tipología de la costa argentina y evaluó la vulnerabilidad de esta frente a un posible ascenso del nivel del mar.

En el área de estudio, los trabajos previos se focalizaron en la descripción morfológica (p.e., González Díaz y Malagnino, 1984; Gelós *et al.*, 1992b) y en los procesos morfodinámicos (p.e., Gelós *et al.*, 1992b; Schillizzi *et al.*, 2003, 2005; Kokot *et al.*, 2004; Bonuccelli, 2005; Fucks *et al.*, 2009, Kokot *et al.*, 2009; Schnack *et al.*, 2009). Sin embargo, en muchos casos carecen de una visión integral del sistema costero que involucre múltiples variables (p.e., climáticas, hidrográficas, hidrodinámicas). En términos generales, los autores coinciden en la presencia de un conjunto de geoformas que exponen distintas edades y variado origen, las cuales implican procesos dinámicos diferenciales. Kokot *et al.* (2004) estimaron índices de susceptibilidad al ascenso del nivel del mar en la costa del GSM e indicaron que las zonas más vulnerables

corresponden a las localidades de Playas Doradas y San Antonio Oeste (SAO), mientras que el tramo de costa acantilada ubicada al S de Punta Pórfido muestra una vulnerabilidad baja.

El estudio de las geoformas fluviales de las regiones semiáridas es comparativamente inferior respecto de aquellas ubicadas en zonas más húmedas. Las primeras manifiestan una incertidumbre hidrológica determinada por un régimen de precipitaciones variable. De acuerdo a la revisión de la literatura internacional, el estudio de este tipo de geoformas adquirió importancia principalmente en los últimos años, en diferentes regiones áridas y semiáridas del mundo (p.e., Patton y Schumm, 1981; Martín-Vide *et al.*, 1999; Chin y Gregory, 2001; Hooke, 2007; Vidal-Abarca Gutiérrez y Suárez Alonso, 2007; Lesschen *et al.*, 2009; Stear, 2009; Suárez Alonso *et al.*, 2010).

En Argentina se efectuaron pocos estudios referidos a las geoformas fluviales de la región árida-semiárida, los cuales se realizaron particularmente en la región del NO (p.e., González *et al.*, 2000; Perucca y Martos, 2009; Wick *et al.*, 2010). En ellos se afirma que dadas las características hidrogeológicas de sus drenajes, de carácter efímero, poseen un marcado carácter erosivo durante eventos extraordinarios de precipitaciones. En el área en cuestión sólo se destacan los trabajos previos de Dufilho *et al.* (2001) y Giraut *et al.* (2003). Existen otros estudios que aluden ligeramente al carácter temporario de las redes de drenaje (p.e., Weber 1983; Gelós *et al.*, 1992b; Schillizzi *et al.*, 2003). Giraut *et al.* (2003) efectuaron una nueva subdivisión de las superficies hídricas a escala 1:250.000 en la provincia de Río Negro, sobre la base del Atlas de la República Argentina elaborado por SSRH-INA (2002). En dicha subdivisión, las geoformas fluviales analizadas en el presente estudio se integran en la categoría de ríos y arroyos menores con vertiente atlántica entre el SO bonaerense y el río Chubut.

La información comprendida en la presente tesis está organizada en siete capítulos. La tesis comienza con la identificación y cartografía de las geoformas, así como la interpretación de las asociaciones geológico-geomorfológicas del área

estudiada. La investigación continúa con el análisis detallado de diversas variables climatológicas y meteorológicas de la región costera. El siguiente capítulo comprende el estudio de las geoformas fluviales que descargan al océano, basado en un análisis morfométrico. A continuación, se aborda el análisis de los procesos y agentes que intervienen en la dinámica y modelado costero de dos localidades del área de estudio. En el capítulo siguiente se retoman los principales aspectos analizados en los capítulos anteriores, basándose en la aplicación de un enfoque geomorfológico a la ocupación territorial. Por último, se detallan las conclusiones generales de la tesis.

Capítulo II

GEOMORFOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

2.1 - INTRODUCCIÓN

Tal como se manifestó en el primer capítulo, el conocimiento de la geomorfología es esencial para comprender gran parte de los procesos ocurridos en la superficie de la tierra. Así, la geomorfología conforma una variable de partida para explicar y predecir los mismos. En el área estudiada se destaca el estudio geomorfológico realizado por González Díaz y Malagnino (1984) quienes elaboraron un mapa de unidades geomórficas diferenciado de la provincia de Río Negro a escala 1:1.000.000. En dicho estudio definieron al área en cuestión como un paisaje tabular o mesetiforme en el que intervinieron una variedad de procesos, con marcado predominio fluvial. A escala regional, también se presentan los trabajos relativos a la cartografía geológica que exhiben un contenido consistente de asociaciones geológico-geomorfológicas (p.e., Weber, 1983; Busteros *et al.*, 1998; Martínez *et al.*, 2001). En la región costera se encuentran los trabajos de Gelós *et al.* (1992b) y Kokot *et al.* (2004) quienes realizaron una descripción de las unidades morfológicas. En términos generales, los autores señalados coinciden en la presencia de un conjunto de geoformas costeras actuales (p.e., acantilados, médanos, playas, plataforma de abrasión marina) y antiguas (p.e., paleoacantilados, plataforma de abrasión elevada).

El objetivo de este capítulo consiste en identificar e interpretar las geoformas del área de estudio (Fig. 1-2), orientado a precisar los antecedentes en estudios geomorfológicos sobre dicho área. Se aborda una clasificación geomorfológica automatizada a escala regional a partir de un enfoque metodológico adaptado a las condiciones del área estudiada. Además, se propone efectuar un análisis detallado de las

unidades morfológicas adyacentes al borde costero, en respuesta al marcado dinamismo que caracteriza a este tipo de ambiente.

La geomorfología constituye una ciencia esencialmente genética y evolutiva (Gutiérrez-Valdés, 1989). Las formas del terreno son el resultado de la acción de procesos geomorfológicos y geológicos asociados (Bolongaro-Crevenna *et al.*, 2005). De este modo, se plantea también como objetivo en este capítulo describir los aspectos litológicos y estructurales, de significativa relevancia en la comprensión de las características geomorfológicas.

2.2 - CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA

Las características actuales del relieve están vinculadas a la evolución geológica del área. Morfoestructuralmente el área se considera como parte marginal del macizo Norpatagónico (Bonaparte *et al.*, 1984). Los procesos geológicos dieron origen a numerosas unidades litoestratigráficas en la porción oriental del mencionado macizo. En términos generales, se presentan secuencias depositacionales continentales y marinas de variadas edades, coladas basálticas de la meseta de Somuncurá, vulcanitas jurásicas y plutones permo-triásicos que suprayacen sobre un basamento que aflora en forma discontinua (Busteros *et al.*, 1998; Martínez *et al.*, 2001). Los programas de prospección geológica del Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR) y la importancia geológico-económica condujo a la realización de diversos estudios principalmente en la porción S del área estudiada (p.e., Ramos 1975; Weber, 1983; Giacosa, 1997, 2001; Gelós *et al.*, 1992a, 1993, 1994; Busteros *et al.*, 1998; Martínez *et al.*, 2001; Dalla Salda *et al.*, 2003). A continuación se describen las unidades que se agrupan dentro del conjunto rocoso precenozoico de la peneplanicie o en los depósitos cenozoicos de terraza.

2.2.1 - CONJUNTO ROCOSO PRECENOZOICO DE LA PENEPLANICIE

En la porción austral y, en menor medida, Noroccidental del área estudiada, denominada desde el punto de vista geomorfológico peneplanicie (Weber, 1983; González Díaz y Malagnino, 1984) afloran diversas unidades (Fig. 2-1) que representan la evolución del macizo como unidad morfoestructural diferenciada de la región

(Busteros *et al.*, 1998). La secuencia estratigráfica se integra con rocas metamórficas precámbricas-cámbricas, granitoides ordovícicos, depósitos marinos silúrico-devónicos y un grupo de plutones permo-triásico al que le continúa un extenso vulcanismo jurásico.

El Complejo Mina Gonzalito correspondiente al Precámbrico tardío (Giacosa, 1997) y Cámbrico, conforma el basamento cristalino más antiguo de la región (Wichmann, 1926; Weber, 1983; Busteros *et al.*, 1998). El complejo se compone de rocas metamórficas de grado medio y escasas rocas ígneas (Giacosa, 1997) íntimamente ligadas, que afloran en forma saltuaria (Fig. 2-1). Los afloramientos ubicados sobre la cuenca media del arroyo Salado están constituidos por esquistos y diversos cuerpos plegados de dolomías y calizas cristalinas (Busteros *et al.*, 1998; Dalla Salda *et al.*, 2003) dispuestas, estas últimas, en forma de lentes (Wichmann, 1926; Ramos, 1975).

En aparente sucesión normal continúa la Formación El Jagüelito (Dalla Salda *et al.*, 2003) que conforma otro constituyente esencial del basamento cristalino (Fig. 2-1). Son metamorfitas de bajo a muy bajo grado (Caminos y Llambías, 1984; Giacosa y Paredes, 2001). Otros afloramientos de rocas de igual tipo, aunque localizados a gran distancia, lo conforma la Formación Nahuel Niyeu (Caminos, 1983) (Fig. 2-1).

La evolución del basamento ígneo-metamórfico regional culmina con la intrusión ordovícica de las plutonitas pertenecientes al Complejo Plutónico Punta Sierra (Busteros *et al.*, 1998). Este complejo se conforma de un grupo de rocas graníticas de dimensiones reducidas aflorantes en la plataforma de abrasión marina (islote Lobos) y en la porción inferior de la cuenca del arroyo Salado (Fig. 2-1) que presentan más de un pulso intrusivo (Busteros *et al.*, 1998).

Sobre el basamento cristalino se asientan en discordancia angular las sedimentitas marinas correspondientes a la Formación Sierra Grande de edad Silúrico-Devónico (Giacosa y Paredes, 2001) pobremente expuestas en forma dispersa (Fig. 2-1). La formación se compone de rocas magmáticas y sedimentarias. Son depósitos portadores de mantos de hierro, originados sobre una cuenca marina de circulación restringida, de moderada a baja energía (Cortés *et al.*, 1984). Las sedimentitas se cubren mediante

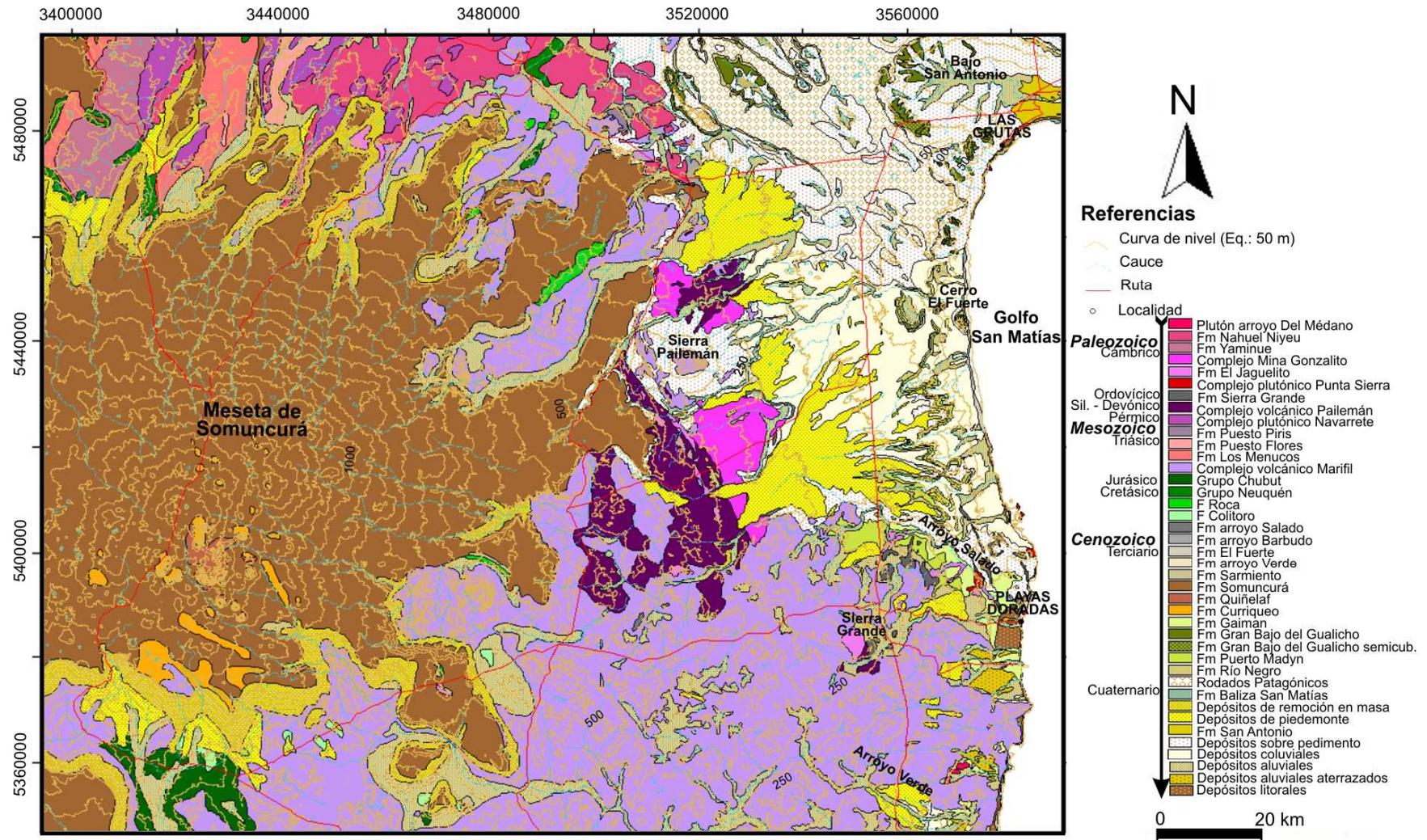


Figura 2-1: Unidades geológicas del NE del macizo Norpatagónico [Fm: Formación]. Fte. simplificado de Busteros *et al.* (1998), Franchi *et al.* (1998) y Martínez *et al.* (2001).

discordancia angular con las rocas del Complejo Volcánico Marifil (Busteros *et al.*, 1998).

Durante el ciclo gondwánico se produjo una importante actividad eruptiva sobre el macizo Norpatagónico que comenzó en el Carbonífero representado por diversas asociaciones plutónicas (Complejo Plutónico Pailemán), seguido por asociaciones plutónico-volcánicas, finalizando con asociaciones esencialmente volcánicas (Complejo Volcánico Marifil) (Llambías *et al.*, 1984). El Complejo Plutónico Pailemán perteneciente al Carbonífero-Triásico, se compone de rocas graníticas y granodioríticas que afloran con intrusivos menores asociados (Giacosa, 1997) caracterizados por diferentes fases de intrusión (Busteros *et al.*, 1998). Se trata de rocas que intruyen discordantemente al basamento metamórfico (filitas, esquistos y gneises) (Fig. 2-1). Estratigráficamente por encima se disponen los conglomerados Triásicos de la Formación Puesto Piris (Fig. 2-1). La unidad más reciente del conjunto rocoso precenozoico lo conforma el Complejo Volcánico Marifil, compuesto de volcanitas riolíticas jurásicas (Giacosa, 1997) que cubre las unidades anteriores de basamento, de amplia difusión en el SE del macizo Norpatagónico, principalmente al S del arroyo Salado (Fig. 2-1).

En la evolución tectónica del sustrato rocoso precenozoico se reconocieron tres estilos de deformación (Busteros *et al.*, 1998): tectónica compresiva (ciclos Pampeano y Famatiniano), tectónica transcurrente (ciclo Gondwánico) y tectónica extensional (ciclo Gondwánico). La evolución de las rocas de basamento están vinculadas al magmatismo Oclóyico del ciclo Famatiniano, por lo que el área se deforma, estructura y asciende (Ramos y Cortés, 1984) sujeta al trabajo de erosión de los agentes meteóricos (Martínez *et al.*, 2001). La esquistosidad regional, caracterizada por poseer diferentes rumbos, pudo ser influenciada por los movimientos Chánicos (ciclo Famatiniano) que plegaron, corrieron y segmentaron la cubierta Eopaleozoica (Formación Sierra Grande) (Fig. 2-2). Otros autores (p.e., Rossello *et al.*, 1997; Japas, 2001) consideran que la deformación de la Formación Sierra Grande se encontraría relacionada con la orogénesis gondwánica y aparecería asociada con el emplazamiento de los granitoides pérmicos del área homónima.

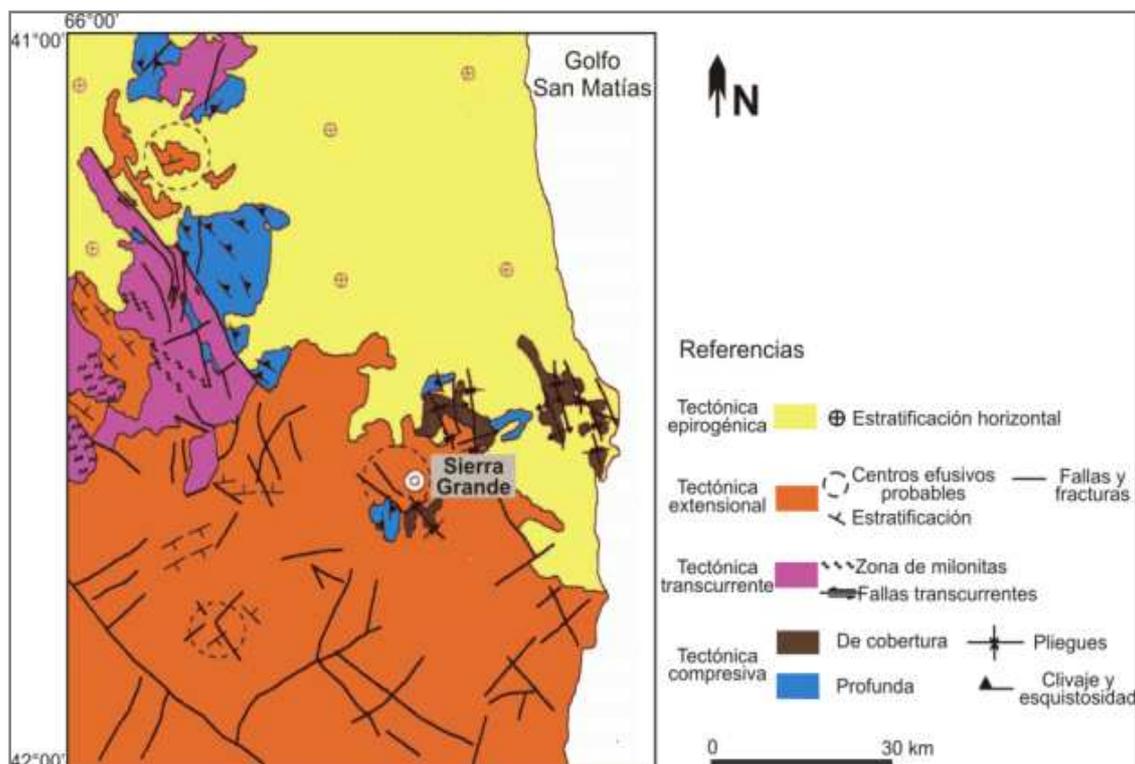


Figura 2-2: Esquema tectónico de la porción SE del área estudiada. Fte. Busteros *et al.* (1998).

Durante la deformación Gondwánica se produjeron importantes fallas, tal es el caso de la falla transcurrente observada en el Jagüelito a través de 50 km (Fig. 2-2) que culmina en el extremo oriental con un conjunto de fallas secundarias (Ramos y Cortés, traccionales (Ramos y Cortés, 1984). La tectónica extensional, ampliamente desarrollada en el sector SE del área estudiada (Fig. 2-2) se asocia a la actividad eruptiva Jurásica del ciclo Gondwánico. Se expresa como lineamientos extensos vinculados a fajas de fracturamientos y zonas de cizalla (Busteros *et al.*, 1998).

2.2.2 – DEPÓSITOS CENOZOICOS DE TERRAZAS

Gran parte del área de estudio está cubierta por depósitos sedimentarios y basaltos que se hallan en posición horizontal o subhorizontal, sin evidencias de desplazamientos relativos provocados por plegamiento o fallamiento (Busteros *et al.*, 1998) (Fig. 2-2). Domina la tectónica epirogénica la cual implicó sucesivos movimientos verticales hasta la actualidad. Desde fines del Mesozoico hasta el Plioceno se produjo, con breves interrupciones, una subsidencia generalizada y las consecuentes ingresiones marinas,

que dieron origen a una sedimentación (Martínez *et al.*, 2001). Posteriormente, los movimientos de ascenso provocaron la continentalización final de la región.

Diversos autores reconocieron sedimentitas marinas de edad maastrichtiana con diferentes denominaciones, tal es el caso de la Formación Arroyo Salado (Weber, 1983), Arroyo Barbudo (Lizuain Fuentes y Sepúlveda, 1978) y El Fuerte (Kaaschieter, 1963) aflorantes en una faja estrecha (Fig. 2-1). Estos depósitos (calizas, areniscas, arcilitas y coquinas) se originaron durante un período de quietud tectónica que llevó a la máxima inundación de la plataforma extraandina (Ramos y Cortés, 1984). Posteriormente, una nueva ingresión marina dio origen a la Formación Arroyo Verde que constituye un depósito asignable al Paleógeno-Eoceno (Busteros *et al.*, 1998). Estas sedimentitas se ubican desde punta Odriozola hasta el extremo SE del GSM (Fig. 2-1) y ocupan las depresiones morfoestructurales del Complejo Volcánico Marifil (Franchi *et al.*, 1984); fueron depositadas en un ambiente marino de alta energía y poca profundidad (Busteros *et al.*, 1998).

Sobre el ámbito de la meseta de Somuncurá se localizan escasos asomos de la Formación Sarmiento compuesta de tobas arenosas y vítreas, que se cubren en discordancia por basaltos olivínicos de la Formación Somuncurá (Fig. 2-1). Durante el Oligoceno medio se produjeron derrames de lavas básicas a través de un conjunto de unidades de flujo superpuestas (Busteros *et al.*, 1998) que dieron origen al *plateau* basáltico de la mencionada meseta. Sobre este *plateau* se elevan centros eruptivos de rocas de naturaleza diferenciada que constituyen la Formación Curriqueo (Fig. 2-1).

Las formaciones Gran Bajo del Gualicho (Lizuain Fuentes y Sepúlveda, 1978), Gaiman (Haller y Mendía, 1980) y Puerto Madryn (Haller, 1978) son homólogas y corresponden a depósitos de ingresiones marinas del Oligoceno-Mioceno. Son sedimentitas que afloran en forma saltuaria (Fig. 2-1). La Formación Gran Bajo del Gualicho, en ocasiones semicubierto, se encuentra bien representada en los cerros Bandera y El Fuerte (Reichler y Camacho, 1991) (Fig. 2-1). Estas sedimentitas se disponen en bancos que consisten de areniscas tobáceas (Martínez *et al.*, 2001) y arcilitas que contienen yeso en forma diseminada (Gelós *et al.*, 1992a).

Cronológicamente asoma la Formación Río Negro de origen continental perteneciente al Plioceno. Estos depósitos se exponen en forma discontinua sobre los bordes de la gran meseta cubierta por rodados, así como en los bordes de los bajos (p.e., San Antonio) (Fig. 2-1). Weber (1983) identificó esta Formación en el cerro El Fuerte y bordeando la laguna La Barrancosa. Se encuentran cubiertos mayormente por sedimentos coluviales cuaternarios. Está compuesta por areniscas de grano mediano a fino, limoarcilitas (Martínez *et al.*, 2001) y tobas finas y calcáreas (Busteros *et al.*, 1998).

La unidad Rodados Patagónicos, de origen controvertido, posee una gran extensión regional. Estos depósitos de conglomerados se asignan al Plioceno superior-Pleistoceno inferior (Weber, 1983; Martínez *et al.*, 2001). Están constituidos por rodados con matriz arenosa total o parcialmente cementados (Weber, 1983; Gelós *et al.*, 1992a). El cemento es netamente calcáreo, decreciendo en profundidad (Martínez *et al.*, 2001). El hallazgo en los afloramientos costeros de fósiles (p.e., *Ostrea hatchieri*) redondeados demostraron su remoción y posterior depositación con participación marina (Weber, 1983). En determinados sitios se exponen en forma discontinua depósitos lenticulares sobre el frente de los acantilados que bordean el balneario Las Grutas.

Los conglomerados de origen marino pertenecientes a la Formación Baliza San Matías (Angulo *et al.*, 1978; Gelós *et al.*, 1992a) son asignables al Pleistoceno. Estos afloran en forma saltuaria en la plataforma de abrasión marina (Gelós *et al.*, 1992a) especialmente evidentes en la zona intermareal en proximidades de la localidad de Las Grutas (Fig. 2-1). Litológicamente, son conglomerados arenosos con clastos de rodados y valvas de moluscos, con estratificación gruesa y cemento calcáreo (Martínez *et al.*, 2001).

Los depósitos que cubren el pedimento se presentan en diferentes niveles de acuerdo a su posición relativa. Estos depósitos varían litológicamente en función del grado de participación de los materiales de las unidades adyacentes. Así, el nivel más antiguo conforma la unidad depósitos de piedemonte que corresponde a una antigua planicie aluvial pedemontana (Busteros *et al.*, 1998) con forma de abanico (Fig. 2-1).

Las unidades más recientes en el área de estudio lo conforman los depósitos coluviales, aluviales y eólicos. Los eólicos, localizados en la franja costera (Fig. 2-1), constituyen acumulaciones medanosas en parte fijas. Granulométricamente, al N del Cerro El Fuerte se componen de arenas finas a medianas (Martínez *et al.*, 2001), mientras que al S del mencionado cerro los depósitos poseen una granulometría más gruesa (gravas y arenas gruesas) (Busteros *et al.*, 1998). Los depósitos aluviales se localizan en las llanuras de inundación de los numerosos cauces, así como en los fondos de los bajos menores formando el piso de éstos o rodeando las pequeñas lagunas y salitrales (Martínez *et al.*, 2001) (Fig. 2-1). Asimismo, se ubican depósitos aluviales aterrizados en la parte superior de las terrazas labradas por los arroyos poco antes de la desembocadura (Busteros *et al.*, 1998) (Fig. 2-1).

Los depósitos coluviales poseen una amplia difusión hacia el interior del continente (Fig. 2-1). Se desarrollan asociado a la pendiente que se extiende desde el borde de la meseta de rodados hasta la línea de costa. Los depósitos están constituidos por clastos de rodados poco o nada consolidados derivados de la meseta y limos, arcillas y arenas no consolidadas procedentes de unidades más antiguas.

2.3 - CLASIFICACIÓN GEOMORFOLÓGICA A ESCALA REGIONAL

En la literatura existen diversas aproximaciones a la clasificación de formas del terreno cuyas métodos evolucionaron desde simples clasificaciones cualitativas a aquellas basadas en complejos análisis cuantitativos, con alto grado de automaticidad. Las formas del terreno pueden ser descritas y cuantificadas por parametrización del relieve a partir del MDE (Bolongaro-Crevenna *et al.*, 2005) conformando, este último, el punto de partida en la construcción de diversos modelos digitales (Martínez-Zavala *et al.*, 2005). Durante las últimas dos décadas se incrementó la disponibilidad y precisión de los MDE a la vez que se desarrollaron algoritmos adicionales para derivar nuevas variables (Burrough *et al.*, 2000). Así, numerosos estudios clasificaron las formas del terreno a partir de un MDE (p.e., Sánchez Serrano *et al.*, 1998; Weiss, 2001; Schmidt y Hewitt, 2003; Bolongaro-Crevenna *et al.*, 2005; Ardiansyah Prima *et al.*, 2006; Bayona Celis *et al.*, 2006; Drăguț y Blaschke, 2006; Germaine *et al.*, 2006; Tagil y Jenness, 2008; Cuomo y Guida, 2010; Clennon *et al.*, 2010) empleando variables

geomorfométricas tales como aspecto, pendiente, curvatura, rugosidad, índice de posición topográfica (IPT), entre otros, ya sea individualmente o combinando dos o más variables.

La importancia del IPT, considerado la segunda variable predictiva relevante después de la elevación (Weiss, 2001), radica en que la topografía en un punto no está definida por la cota, sino por la relación de esta con las próximas (Conejo Muñoz *et al.*, 1992). El IPT es altamente dependiente de la escala espacial (Weiss, 2001) y de la complejidad topográfica. Por ejemplo, Weiss (2001) consideró el empleo del IPT a dos escalas espaciales de 500 y 2.000 m aplicado para un sector de alto relieve relativo en Oregon (Estados Unidos), mientras que Tagil y Jenness (2008) utilizaron el IPT a escalas de 50 y 450 m, para un zona cuya altura media es ~380 m, en la región de Marmara (Turquía).

La integración de las variables del terreno en aplicaciones con potencial analítico desde la perspectiva espacial tal como un SIG permite obtener resultados objetivos y automatizados. Una clasificación automatizada posee la ventaja de aplicarse a una escala espacial menor obteniendo resultados válidos y precisos con suficiente rapidez (Guzzeti y Reichenbach, 1994). Además, la clasificación automatizada permite obtener resultados comparables a los obtenidos mediante métodos tradicionales (Martínez-Zavala *et al.*, 2005).

2.3.1 - MÉTODO DE TRABAJO

2.3.1.1 - Datos altimétricos

Debido a las limitaciones en la información altimétrica sobre gran parte del área de estudio se emplearon datos de elevación digital procedentes del proyecto SRTM¹ que cubren el 80 % de la superficie terrestre, llevado a cabo en el año 2000 a través de *National Aeronautics and Space Administration* (NASA). Los datos, disponibles en estructura raster matricial, son de distribución gratuita por la NASA y el Servicio Geológico de Estados Unidos. Los datos se ajustaron a la proyección Gauss Krueger Argentina faja 3 y sistema de referencia WGS 84.

¹ <http://srtm.csi.cgiar.org>

El modelo de elevación SRTM conforma una matriz uniforme con una resolución espacial de 90 m. La exactitud absoluta horizontal y vertical del modelo SRTM es de 20 m (error circular con una probabilidad del 90 %) y de 16 m (error lineal con una probabilidad del 90 %) respectivamente. Se realizó un preprocesamiento de la grilla original a través de interpolación numérica (método bilineal) capaz de mejorar y reducir objetos indeseables (Valeriano y Abdon, 2007). De este modo, el tamaño de celda original se remuestreó a 30 x 30 m (Fig. 2-3). Para ello se empleó la extensión *Grid transformation tools* (ESRI, 1998) en el SIG *Arc View* v. 3.3.

Los datos de elevación del SRTM exhiben una significativa sensibilidad a la estructura vertical de la vegetación (Kellndorfer *et al.*, 2004). Desde el punto de vista biogeográfico el área se ubica en la unidad Monte Austral Típico (Cabrera, 1976). Esta unidad se caracteriza por una estepa de baja cobertura y estratos con alturas que oscilan entre 0,5 y 1,5 m (León *et al.*, 1998). Costa *et al.* (2010) concluyeron que los datos altimétricos SRTM presentan confiabilidad en zonas con vegetación típica de regiones semiáridas; para vegetación de menor porte, el error estimado fue aproximadamente de 1,8 m. De acuerdo con Rozas Vásquez *et al.* (2010) el error cuadrático medio del modelo SRTM alcanza 5,2 m en áreas de vegetación y relieve bajo.

2.3.1.2 -Procesamiento del MDE

Un MDE conforma el punto de partida en la construcción de variados modelos digitales derivados. El procesamiento se basa en el desplazamiento sobre un MDE en formato de grilla de una ventana de área y forma específica que opera una función matemática con referencia a una celda central, cuyo resultado es asignado a dicha celda central (Genchi *et al.*, 2011a) (Fig. 2-4). El área o tamaño de vecindad se define por el número de celdas ortogonalmente adyacentes a la celda central. Las formas de la ventana anular y circular suelen ser las más idóneas (Jenness, 2006).

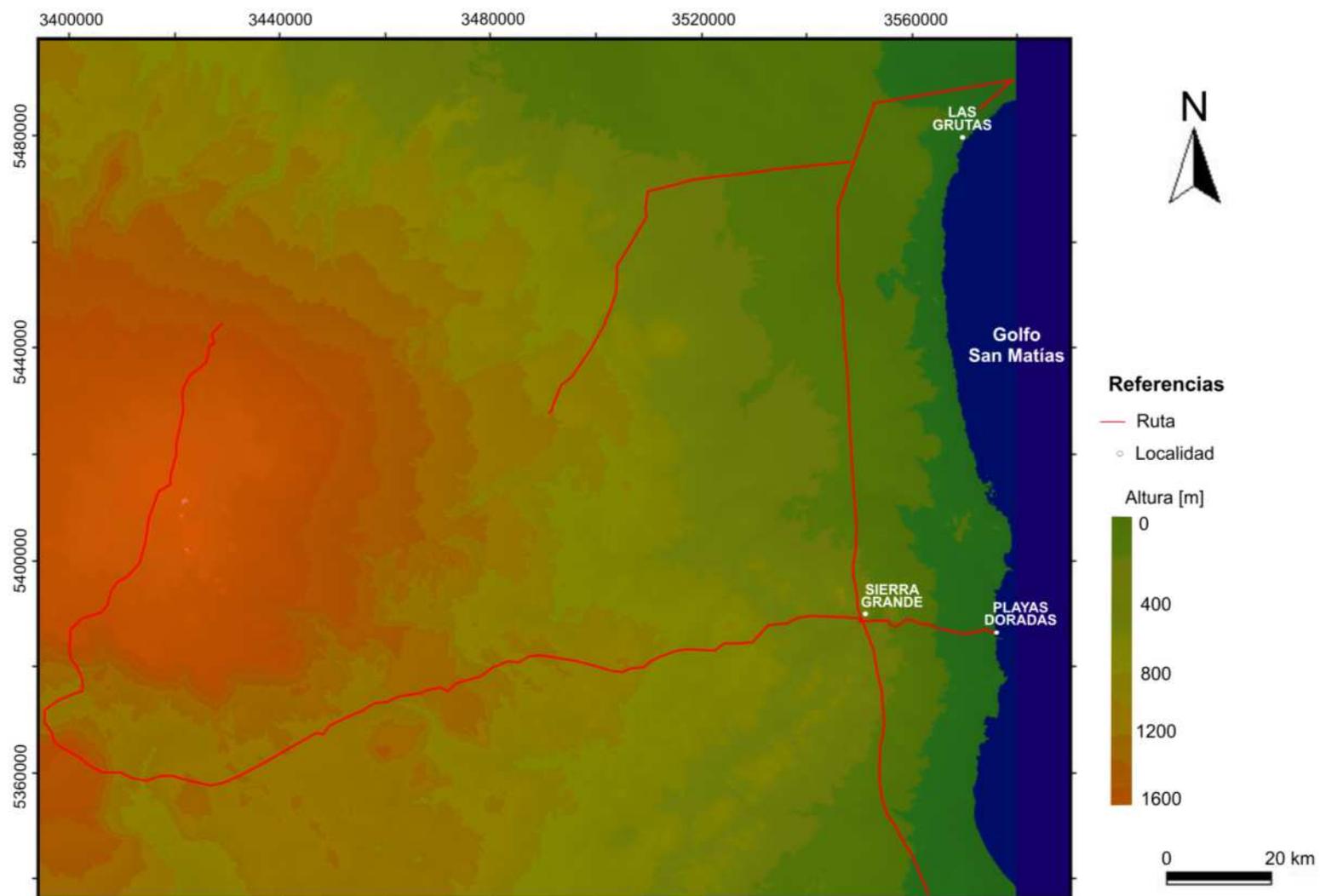


Figura 2-3: MDE remuestreado a 30 m de resolución horizontal en el NE del macizo Norpatagónico, elaborado sobre datos del modelo SRTM. Fte. Genchi *et al.* (2011a).

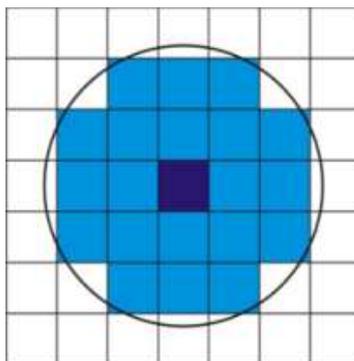


Figura 2-4: Esquema de procesamiento de una ventana circular sobre una grilla. Fte. elaboración propia.

El IPT compara la elevación de cada celda en un MDE con un valor promedio de elevación de un área específica adyacente a dicha celda (Weiss, 2001). Para el cálculo del IPT (Fig. 2-5 y 2-6), cuya forma seleccionada es un círculo (Fig. 2-4) se empleó la fórmula que expresa

$$IPT_{fe} = E_{cc} - \bar{E}_a$$

donde IPT_{fe} es el índice de posición topográfico para un determinado factor de escala (tamaño de vecindad), con radios del círculo establecidos en 350 y 700 expresado en unidades métricas [m], E_{cc} es la elevación de la celda central y \bar{E}_a es la elevación media del área [m] (Genchi *et al.*, 2011a). El IPT calculado con dos tamaños de vecindad provee mayor información sobre las formas generales del terreno y, de este modo, pueden identificarse patrones más complejos por combinación de grillas generadas a distintas escalas (Tagil y Jenness, 2008).

Los valores de IPT positivos indican áreas o regiones que son más altas que sus inmediaciones (p.e., lomas, serranías) mientras que los valores negativos representan áreas más bajas que sus espacios circundantes (p.e., valles, bajos) (Weiss, 2001). Los valores próximos a 0 señalan áreas planas, donde el valor de la pendiente es también cercano a 0 o bien, áreas de pendiente constante, aunque con valores de pendiente significativamente mayor a 0.

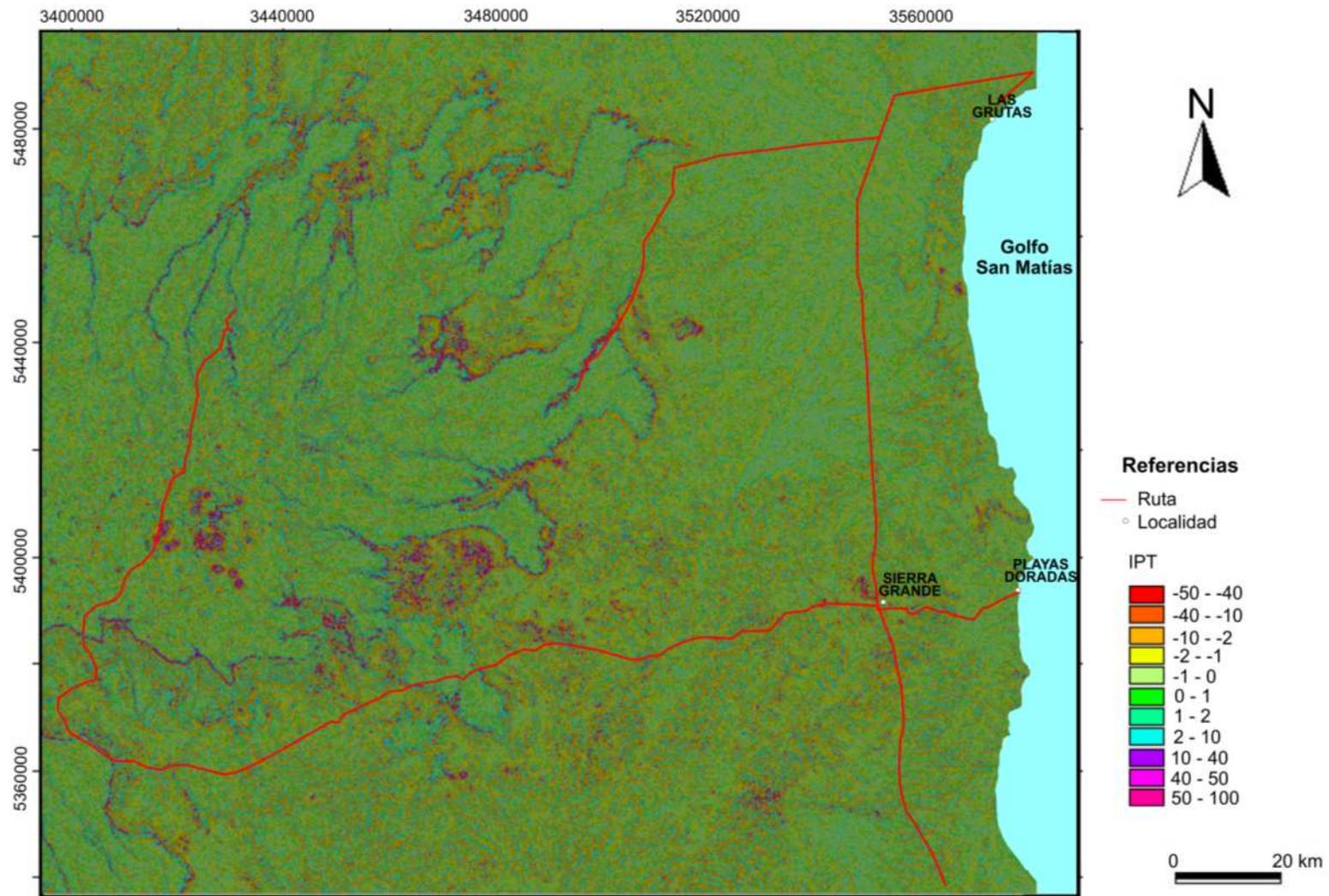


Figura 2-5: Mapa del IPT a 350 m de escala, en el NE del macizo Norpatagónico, elaborado sobre datos del SRTM. Fte. Genchi *et al.* (2011a).

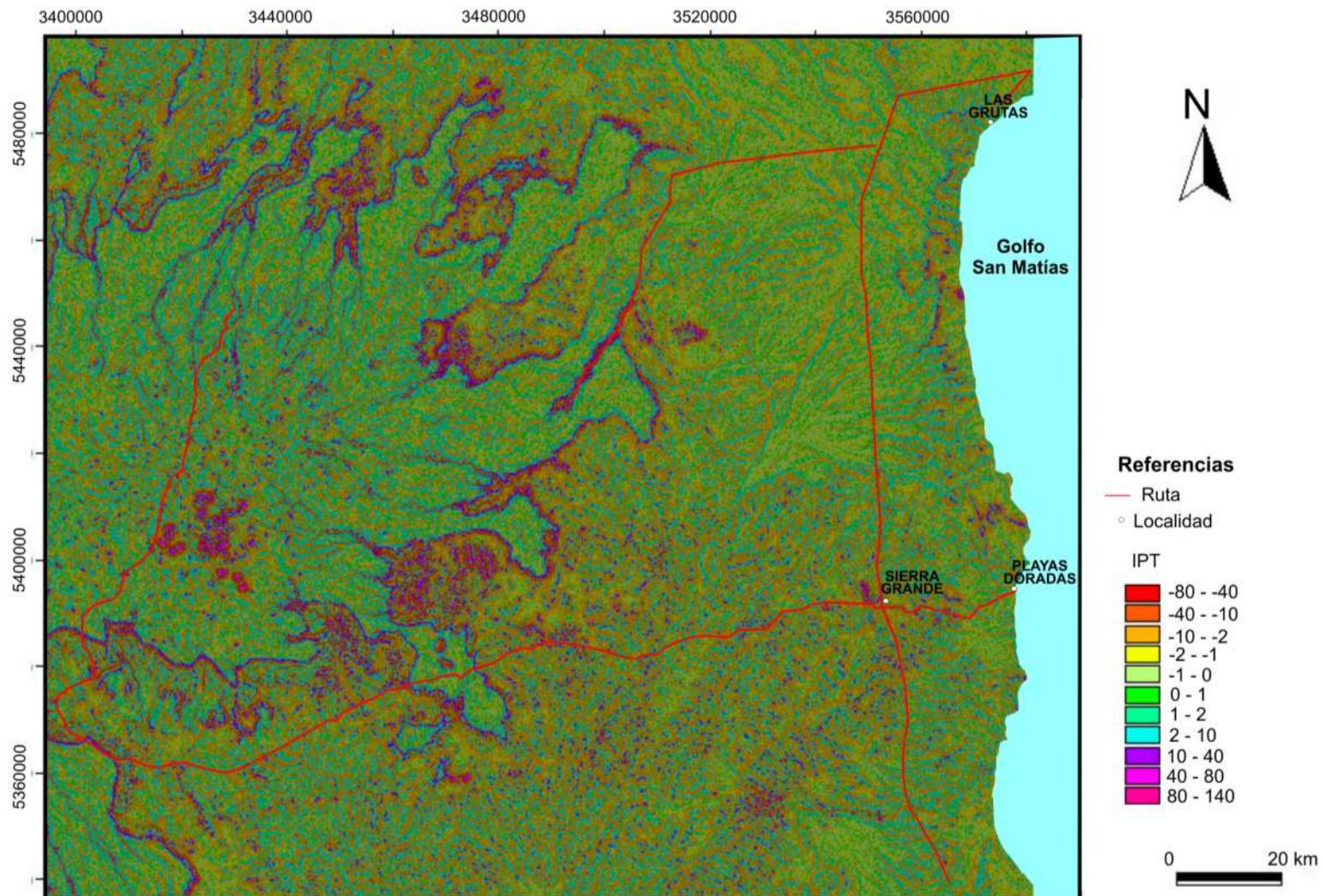


Figura 2-6: Mapa de IPT a 700 m de escala, en el NE del macizo Norpatagónico, elaborado sobre datos del SRTM. Fte. Genchi *et al.* (2011a).

La pendiente del terreno conforma un modelo derivado del MDE ampliamente empleado en el campo de la geomorfología (p.e., Irigaray Fernández *et al.*, 1997; Schröder y Schmidt, 2000; Julián Andrés y Chueca Cía, 2005; Jiménez Olivencia y Moreno Sánchez, 2007). La pendiente, definida como la tasa de cambio de cada celda respecto de sus vecinas, se calculó en grados mediante un método típico basado en ventanas de 3x3 celdas a través del empleo de la extensión *Spatial Analysis* en el SIG *Arc View* v. 3.3 (Fig. 2-7). Para la descripción de la pendiente se utilizó la clasificación de CEOTMA (1984): 0-5° (llana o suave), 5-10° (moderada), 10-15° (bastante fuerte), 15-25° (fuerte) y > 25° (muy fuerte).

2.3.1.3 - Clasificación de las formas del terreno

La clasificación geomorfológica se llevó a cabo a partir del cálculo del IPT y la pendiente. Se empleó la extensión *Topographic Position Index tool* v. 1.3a desarrollada por Jenness (2006), en el SIG *Arc View* v. 3.3. Las grillas del IPT (unidades métricas) se estandarizaron mediante la fórmula (Jennes, 2006).

$$IPT_{ue} = \frac{(G_o - \bar{G})}{G_s}$$

donde IPT_{ue} es el índice de posición topográfica en unidades estandarizadas, G_o es la grilla original, \bar{G} es la grilla promedio y G_s la desviación estándar. En este estudio, de acuerdo a las características topográficas, geológicas e hidrográficas, se seleccionaron seis clases básicas de formas del terreno: bajos, valles en V; valles de fondo plano; planicie; pendiente abierta; pendiente alta; lomas, cerros, sierras (Genchi *et al.*, 2011a). Para ello, se definieron los parámetros de IPT y pendiente para cada clase que se sintetizan en la tabla 2-1. Aquellas formas del terreno positivas (lomas, cerros, sierras) se localizan rodeando la cima, mientras que las negativas (bajos, valles en V; valles de fondo plano) rodean las depresiones y cauces. En la transición entre estas se ubican las clases que describen la inclinación del terreno (planicie; pendiente abierta; pendiente alta) las cuales describen la dificultad relativa de la superficie topográfica (Genchi *et al.*, 2011a).

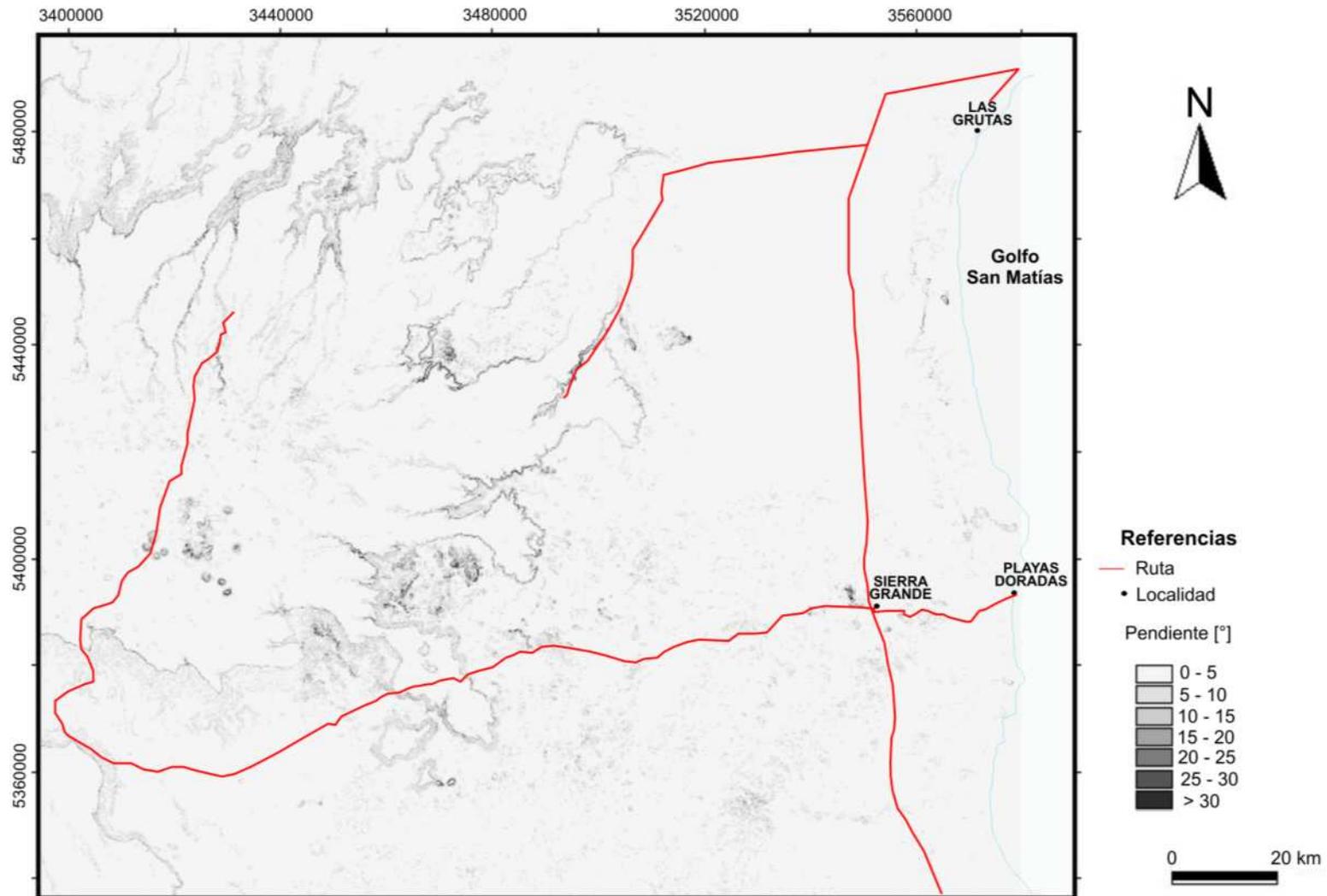


Figura 2-7: Mapa de pendiente en el NE del macizo Norpatagónico, elaborado sobre datos del SRTM. Fte. Genchi *et al.* (2011a).

Criterio	Clase	IPT		Pendiente [°]
		Radio Menor [Unid. est.]	Radio Mayor [Unid. est.]	
1	Bajos, valles en V	≤ 1	< 1	S/D
2	Valles de fondo plano	>-1 y <1	≤ -1	S/D
3	Planicie	>-1 y <1	>-1 y <1	<1
4	Pendiente abierta	>-1 y <1	>-1 y <1	>1
5	Pendiente alta	>-1 y <1	≥ 1	S/D
6	Lomas, cerros, sierras	≥ 1	>-1	S/D

Tabla 2-1: Parámetros de IPT y pendiente para cada clase. [S/D: Sin dato]. Fte. elaboración propia.

Los métodos de clasificación automatizada de las formas del terreno pueden ser agrupados en clasificaciones supervisadas y no supervisadas (Ardiansyah Prima *et al.*, 2006). En este estudio se aplicó el primer grupo que requiere de un conocimiento previo del área considerada. Se supervisaron los resultados de la clasificación automatizada sobre la base de observaciones efectuadas en el terreno (levantamiento de puntos mediante GPS), fuentes cartográficas (hoja topográfica San Antonio Oeste -39j- escala 1:100.000; cartas topográficas hojas San Antonio Oeste -4166-II- y Sierra Grande -4166-IV- escala 1:250.000 del Instituto Geográfico Nacional (IGN) y cartas geológicas San Antonio Oeste, Sierra Grande y Cona Niyeu escala 1:250.000 del SEGEMAR), fotogramas aéreos verticales pertenecientes al IGN a escala 1:80.000 e imágenes satelitales Landsat 7 ETM+ proporcionadas por la Comisión Nacional de Actividades Espaciales (CONAE) que cubren la totalidad del área estudiada.

La toponimia existente en el material cartográfico del área estudiada se basa principalmente en términos de carácter descriptivo (Coseriu, 1985) y primario, es decir, referidos a los rasgos geomorfológicos (Trapero, 1997). En este sentido, los términos aluden a geoformas positivas (p.e., lomas, cerros, sierras) y negativas (p.e., aguada, salina, laguna). No obstante, estos términos carecen de sus características intrínsecas tales como el tamaño relativo (p.e., grande o pequeño) o dificultad relativa (p.e., abrupto o suave) (Conejo Muñoz *et al.*, 1992). La cartografía temática constituye una fuente de información complementaria para la identificación de las formas del terreno. Un claro

ejemplo de ello lo constituye la carta geológica en respuesta a las marcadas asociaciones geológica-geomorfológicas.

La técnica de visualización topográfica tridimensional permite discernir con claridad las geoformas positivas de las negativas, así como también diversos aspectos morfológicos. Para obtener resultados óptimos de visualización se precisaron parámetros tales como el factor de escala vertical con un aumento de 10 y la luminosidad con un azimut de 0° y una elevación de 45°. En la figura 2-8 se observa la comparación entre la imagen raster tridimensional (vista en perspectiva) construida sobre el MDE a partir de un fotomosaico en blanco y negro a escala 1:80.000 (Fig. 2-8a) e imágenes satelitales Landsat 7 ETM+ (Figs. 2-8b y 2-8c) y el mapa de clases de formas del terreno resultante (vista de planta) con la toponimia correspondiente, para tres sectores representativos del área de estudio.

2.3.2 - RESULTADOS Y DISCUSIÓN

A partir de la supervisión basada en los antecedentes cartográficos y la visualización topográfica tridimensional, se determinó que las escalas o tamaños de vecindad del IPT₃₅₀ y IPT₇₀₀ resultaron los más idóneos para la identificación de patrones geomorfológicos menores y mayores, respectivamente (Figs. 2-5, 2-6 y 2-9), a diferencia de los propuestos por Weiss (2001) y Tagil y Jenness (2008). El IPT a ambas escalas posee un valor medio de 0, correspondiente a ambientes planos (Genchi *et al.*, 2011a). Los valores extremos de IPT calculados oscilan entre -53,5 y 94,8 para la escala local (350 m) y entre -77,4 y 139,8 para la restante escala (Figs. 2-5 y 2-6).

La región de estudio presenta una secuencia morfológica planicie-escarpa dispuesta en tres niveles que descienden en sentido O-E. El área está dominada por una pendiente regional suave, cuyo valor medio es 1,8° (Genchi *et al.*, 2011a). La pendiente se caracteriza por ser fuerte a muy fuerte en los bordes estructurales del paisaje geomorfológico (Fig. 2-7). Así, la escarpa del primer nivel, localizado en el borde de la meseta de Somuncurá, señala los valores más elevados de pendiente que superan los 30°, mientras que el segundo nivel muestra un escarpa menos angulosa, con valores que

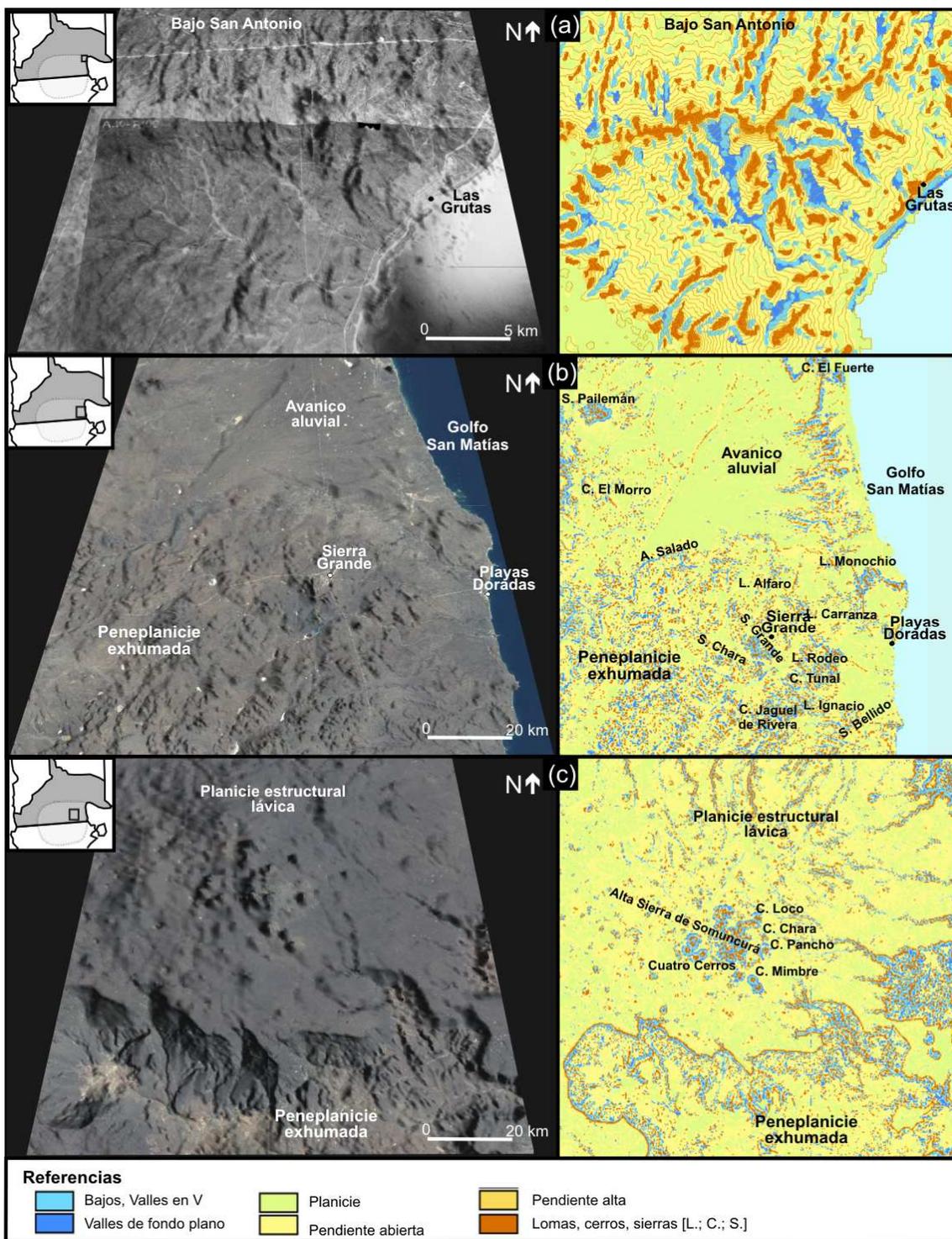


Figura 2-8: Visualización topográfica en 3D sobre el MDE SRTM a partir de una fotografía aérea (a) e imágenes Landsat 7 ETM+ (b y c) (Izquierda) y el mapa resultante de clases de geomorfos (Derecha) Fte. elaboración propia.

oscilan entre 5 y 15° (Fig. 2-7). La tercera escarpa está ubicada en el sector septentrional del área de estudio, sobre la zona costera, conformado por acantilados y paleoacantilados marinos.

En términos generales, el área presenta un relieve estructural cuyas formas del relieve están fundamentalmente asociadas a la disposición tectónica y la litología. El arroyo Salado divide un área predominantemente sedimentaria al N, de un área con predominio de rocas volcánicas al S, condición que determina un paisaje geomorfológico, estructural y fluvial diferenciado en la región estudiada (Genchi *et al.*, 2011a). De acuerdo a la clasificación propuesta en este estudio, el área está dominada por las clases pendiente abierta y planicie que alcanzan el 45 y 33 % del área total, respectivamente (Figs. 2-9 y 2-10) (Genchi *et al.*, 2011a). Las restantes clases geomorfológicas cubren superficies menores: lomas, cerros y sierras (8 %); bajos, valles en V (7,5 %); valles de fondo plano (3 %) y pendiente alta (2,6 %) (Genchi *et al.*, 2011a).

En el mapa geomorfológico regional se distinguen tres grandes niveles de aterrazamiento en sentido O-E que se asocian a las unidades geomórficas establecidas por González Díaz y Malagnino (1984):

- Nivel de aterrazamiento I: Planicie estructural lávica
- Nivel de aterrazamiento II: Peneplanicie exhumada; abanicos aluviales; antigua planicie aluvial
- Nivel de aterrazamiento III: Pedimento de flanco

2.3.2.1 - Nivel de aterrazamiento I: Planicie estructural lávica

La planicie estructural lávica denominada meseta de Somuncurá constituye un extenso ambiente volcánico de aproximadamente 25.000 km² (Salani *et al.*, 2006) conformando el afloramiento volcánico de mayor superficie en la Patagonia Extraandina. El área de estudio abarca el extremo NE de la meseta, cubriendo una superficie aproximada de 10.400 km². La planicie exhibe una forma perimetral irregular en respuesta a los flujos basálticos dispuestos en horizontes o niveles mantiformes de la

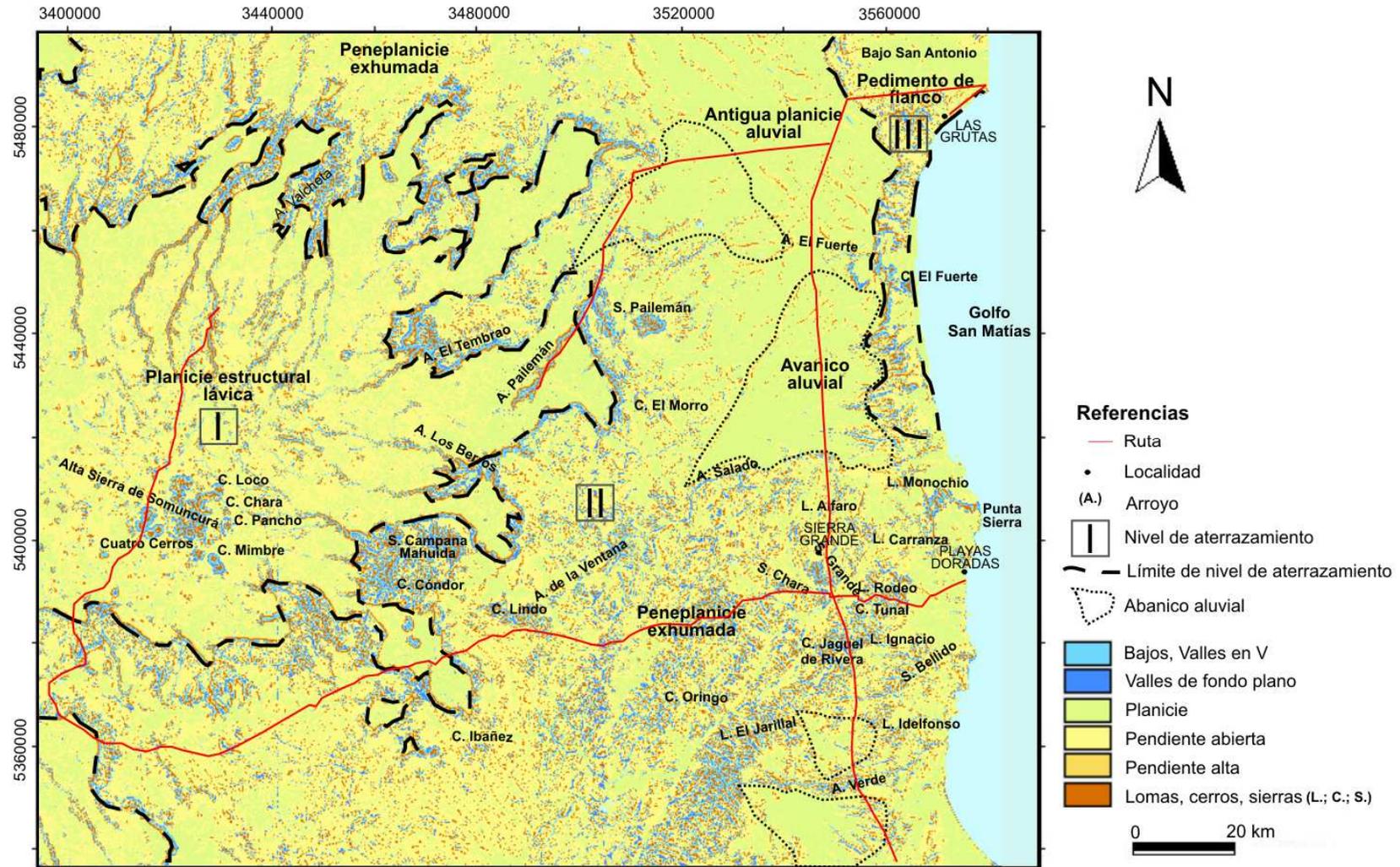


Figura 2-9: Mapa de clases geomorfológicas en el NE del macizo Norpatagónico. Fte. elaboración propia.

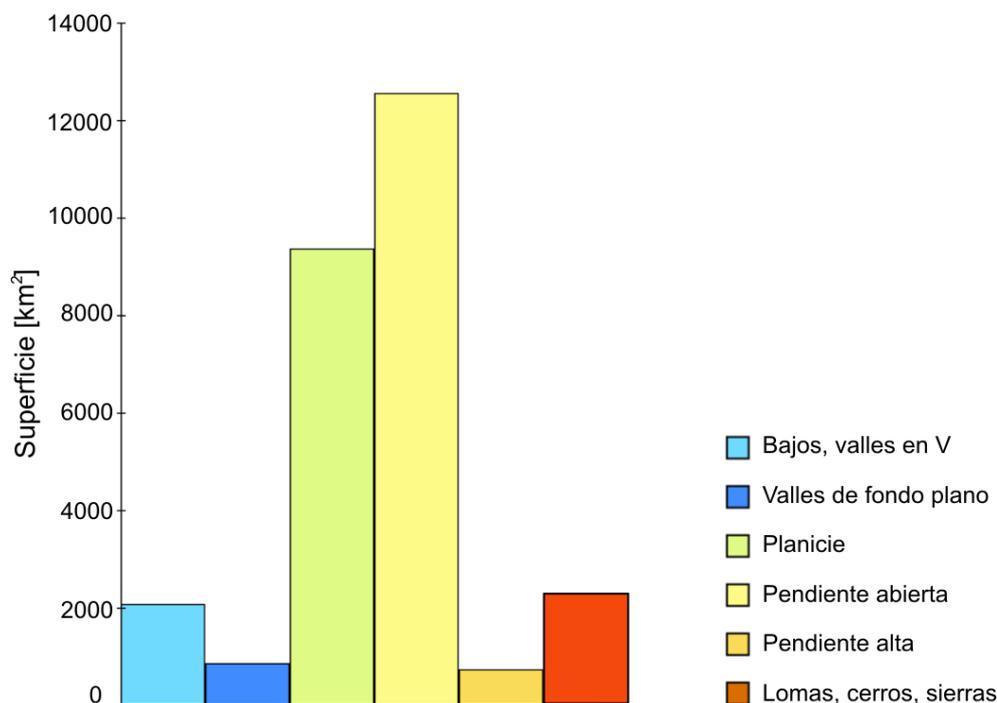


Figura 2-10: Superficie de las diferentes clases geomorfológicas presentes en el área de estudio. Fte. elaboración propia.

Formación Somuncurá. El diastrofismo fue esencialmente epirogénico debido a que los sedimentos mantuvieron su posición horizontal, elevando la unidad a altiplanicie.

Sobre la planicie estructural, caracterizada por una pendiente media suave (2°), dominan las clases pendiente abierta (45,9 %) y planicie (35,5 %) (Tabla 2-2) (Genchi *et al.*, 2011a). Los principales rasgos topográficos están representados por bajos (usualmente cráteres) y aparatos volcánicos. Estos últimos, localizados principalmente en el SE de la meseta, se incluyen en la clase de formas del terreno positivas (lomas, cerros, sierras) que abarca el 7,6 % del área total del nivel (Tabla 2-2). Estas geoformas, correspondientes a la Formación Curriqueo (Fig. 2-2), muestran en planta una morfología predominantemente circular (Fig. 2-9). De acuerdo a la descripción de González Díaz y Malagnino (1984), los aparatos poseen en general una forma tronco-cónica. Entre estas elevaciones (p.e., Alta Sierra de Somuncurá) se encuentran los máximos valores de IPT (IPT₃₅₀: 94,8; IPT₇₀₀: 139,8) correspondiente a la totalidad del área de estudio (Tabla 2-2). Asimismo, el máximo valor de pendiente de la región estudiada ($48,6^\circ$) se ubica en este conjunto de geoformas positivas. Este nivel de

aterrazamiento presenta los valores de desvío estándar de IPT y pendiente más altos (Tabla 2-3), lo que indica una mayor diversidad topográfica (Genchi *et al.*, 2011a).

Clase	Nivel I		Nivel II		Nivel III	
	Superficie [km ²]	%	Superficie [km ²]	%	Superficie [km ²]	%
Bajos, valles en V	710,8	6,8	1.612,9	8,0	62,2	7,3
Valles de fondo plano	95,6	0,9	842,4	4,2	28,2	3,3
Planicie	3.690,1	35,5	6.492,8	32,1	326,4	38,3
Pendiente abierta	4.777,2	45,9	9.071,2	44,8	353,6	41,5
Pendiente alta	337,6	3,2	486,5	2,4	13,9	1,6
Lomas, cerros, sierras	790,2	7,6	1.729,3	8,5	67,7	8,0
Total	10.401,5	100	20.235,0	100	852,0	100

Tabla 2-2: Porcentaje de las clases de formas del terreno para los distintos niveles de aterrazamiento. Fte. elaboración propia.

Nivel de terraza	Variable	Máximo	Mínimo	Media aritmética	Desvío estándar
Nivel I	IPT ₃₅₀ [m]	94,8	-52,9	0,18	±3,8
	IPT ₇₀₀ [m]	139,8	-77,4	0,60	±7,0
	Pendiente [°]	48,6	0,0	1,98	±2,5
Nivel II	IPT ₃₅₀ [m]	80,1	-53,5	-0,07	±3,0
	IPT ₇₀₀ [m]	113,1	-60,0	-0,27	±5,7
	Pendiente [°]	33,9	0,0	1,90	±1,9
Nivel III	IPT ₃₅₀ [m]	44,0	-26,5	-0,03	±2,0
	IPT ₇₀₀ [m]	63,7	-29,2	-0,13	±3,6
	Pendiente [°]	34,0	0,0	1,40	±1,3

Tabla 2-3: Estadística aplicada al IPT y la pendiente para los distintos niveles de aterrazamiento. Fte. Genchi *et al.* (2011a).

En el área en cuestión la altiplanicie posee una fuerte incisión de la red de drenaje que pertenecen a la clase bajos, valles en V (6,8 %) (Tabla 2-2). Estas redes de drenaje corresponden a las cabeceras de las cuencas de mayor importancia a escala regional. Son sistemas fluviales de régimen intermitente que en parte vierten sus aguas al Atlántico (p.e., arroyos Los Berros, de la Ventana, Verde), mientras que en otros casos descargan en bajos y lagunas intermitentes (p.e., arroyos Pailemán, El Tembrao, Valcheta, etc.) (Fig. 2-9). En el espacio transicional entre los niveles I y II se detectan depósitos cuaternarios (Remesal *et al.*, 2002) tales como acumulaciones aluviales que

rellenan bajos y valles y depósitos de remoción en masa resultantes del proceso de retracción ocurrido en la ladera de la meseta de Somuncurá.

2.3.2.2 - Nivel de aterrazamiento II: Peneplanicie exhumada, abanicos aluviales y antigua planicie aluvial

En este nivel de aterrazamiento se presentan tres superficies topográficas bien diferenciadas que fueron definidas por Díaz y Malagnino (1984) como peneplanicie exhumada, abanicos aluviales y una antigua planicie aluvial (Fig. 2-9). Al igual que en el nivel I, predominan las clases pendiente abierta (44,8 %) y planicie (32,1 %) (Tabla 2-2), las cuales poseen diferente grado de asociación con las superficies topográficas mencionadas (Fig. 2-9, Tabla 2-4) (Genchi *et al.*, 2011a). La pendiente media es suave (1,9°), con un máximo de 33,9° correspondiente a la ladera oriental de la Sierra Pailemán (Fig. 2-7, Tabla 2-3). La amplitud entre los valores extremos del IPT es ligeramente más atenuada que la encontrada en el nivel I, con excepción del valor mínimo de IPT₃₅₀ (Tabla 2-3).

Clase	Peneplanicie exhumada		Antigua planicie aluvial		Abanicos aluviales	
	Superficie [km ²]	%	Superficie [km ²]	%	Superficie [km ²]	%
Bajos, valles en V	1.582,1	9,1	5,3	0,4	24,4	1,6
Valles de fondo plano	834,5	4,8	1,3	0,1	10,7	0,7
Planicie	4.276,9	24,6	1.038,1	78,2	1.172,7	77,0
Pendiente abierta	8.553,8	49,2	240,3	18,1	271,1	17,8
Pendiente alta	469,4	2,7	11,9	0,9	12,1	0,8
Lomas, cerros, sierras	1.669,0	9,6	30,5	2,3	32,0	2,1
Total	17.385,8	100	1.327,5	100	1.523,0	100

Tabla 2-4: Porcentaje de las clases de formas del terreno para las distintas superficies topográficas del nivel de aterrazamiento II. Fte. elaboración propia.

La porción austral y extremo NO del área estudiada corresponde a la peneplanicie exhumada, de gran desarrollo espacial. Dicho sector exhibe un escaso relieve relativo y significativa rugosidad (Figs. 2-9 y 2-11b) a través de elevaciones numerosas y relativamente bajas (lomas, cerros y sierras). Sobre este ambiente de gran rugosidad existe un marcado predominio de la clase pendiente abierta (49,2 %) (Tabla 2-4)

(Genchi *et al.*, 2011a). Las elevaciones oscilan entre 50 y 200 m de altitud, dispuestas en forma saltuaria y, en ocasiones, agrupadas formando cordones (Fig. 2-9). Estas geoformas positivas concentran el 68,6 % de las lomas, cerros y sierras presentes en el nivel (Tablas 2-2 y 2-4) (Genchi *et al.*, 2011a). Son formas resistentes resultantes de procesos de erosión diferencial (González Díaz y Malagnino, 1984) que labraron las vulcanitas jurásicas ubicadas al S del arroyo Salado y los granitoides y metamorfitas al NO del área de estudio (Fig. 2-1). La tectónica de bloques regional durante el Cenozoico condujo a la disección fluvial y denudación del relieve (Busteros *et al.*, 1998) que peneplanizó el conjunto de unidades existentes. La peneplanicie finaliza en el sector costero, en la porción austral del área estudiada, aunque sepultada en un tramo al S del arroyo Salado por una cubierta sedimentaria (Fig. 2-9). Próximo a la zona costera, en punta Sierra, se presentan elevaciones de 120 a 180 m y líneas de fallamiento que sobresalen de una planicie sedimentaria circundante (Fig. 2-9). Son cuarcitas dispuestas en arcos de la Formación Sierra Grande que responden a una tectónica compresiva de cobertura.

Se identificaron abanicos aluviales con variadas orientaciones del SO, O y NO y apertura hacia el sector costero (Fig. 2-9). Estos abanicos, a diferencia de la peneplanicie exhumada, conforman una planicie (77 %) (Fig. 2-9, Tabla 2-4) (Genchi *et al.*, 2011a). Los abanicos de mayor superficie poseen un tamaño aproximado de 400 y 900 km², mientras que los de menor tamaño localizados en el extremo SE del área alcanzan ~80 y ~200 km² (Genchi *et al.*, 2011a). Estos abanicos conforman depósitos de

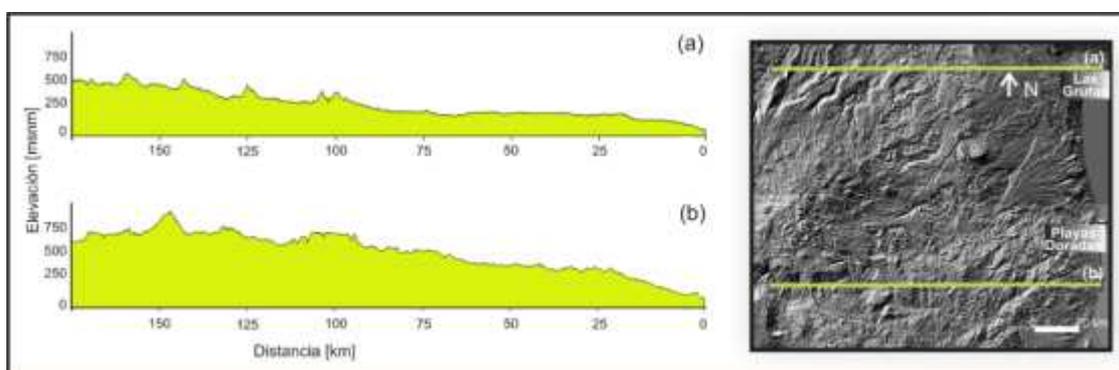


Figura 2-11: Perfiles topográficos (datos SRTM) en dos secciones representativas. El perfil (a) comprende bajos de variado origen. El perfil (b) muestra una mayor rugosidad representada por numerosas y bajas elevaciones resultantes de una erosión diferencial. Fte. Genchi *et al.* (2011a).

pedemonte que se asocian a episodios agradacionales. Estos están constituidos por sedimentos gruesos provenientes en general del Complejo Volcánico Marifil (Busteros *et al.*, 1998). Describen un diseño de drenaje distributivo y muestran una incisión moderada a fuerte en la porción distal (Fig. 2-9). El espesor del abanico con mayor superficie se estimó en 60 m (Weber, 1983).

La antigua planicie aluvial, ubicada en la porción NE del mapa, está incluida principalmente en la clase planicie (78,2 %) (Tabla 2-4) (Genchi *et al.*, 2011a). La planicie es disectada por bajos que corresponden a una serie de cuencas endorreicas. Estos bajos alternan con numerosos cordones de bajas elevaciones dispuestos en forma paralela con orientación NO-SE (Figs. 2-9 y 11a). La antigua planicie pertenece a la unidad Rodados Patagónicos constituida por depósitos de conglomerados cuyos procesos más importantes en su distribución son posiblemente pedimentación y remoción en masa (Fidalgo y Riggi, 1970).

2.3.2.3 - Nivel de aterramiento III: Pedimento de Flanco

El pedimento de flanco se extiende longitudinalmente sobre el borde continental desde el extremo NE del mapa hasta las proximidades de punta Sierra (Fig. 2-9). Dicho pedimento posee un nivel de base local constituido por una depresión. Este nivel se encuentra cubierto por depósitos holocénicos derivados de la antigua planicie aluvial. En el pedimento están presentes las clases pendiente abierta (41,5 %) y planicie (38,3 %), donde está última adquiere mayor importancia relativa con respecto a los niveles I y II (Genchi *et al.*, 2011a). Se presenta una importante red hidrográfica efímera típica en la región patagónica extraandina. Dicho drenaje se asocia a las clases bajos, valles en V y valles de fondo plano que, en conjunto, abarcan el 10,6 % del nivel de aterramiento (Tabla 2-2). La pendiente media es suave ($1,4^\circ$), ligeramente inferior que los niveles I y II (Tabla 2-3). La amplitud entre los valores extremos de IPT es significativamente inferior a los encontrados en los restantes niveles (Tabla 2-3). Los máximos valores de IPT y pendiente se ubican en el cerro El Fuerte.

El pedimento exhibe una orientación NO-SE en su tramo septentrional, mientras que al S posee un rumbo SO-NE (Fig. 2-9). Esta diferente orientación se asocia a la

subclasificación realizada por González Díaz y Malagnino (1984) en convergente? y litoral?, respectivamente. Sobre el primero, en el extremo NE del mapa, se observa una gran cuenca denominada Bajo San Antonio (Fig. 2-9) de fondo plano que pertenece a la categoría de bajos mayores o *wannen* propuesta por González Díaz y Malagnino (1984). En el tramo austral, próximo a la línea de costa, se localiza un rasgo geomórfico singular constituido por un cerro testigo de 120 m de altura, El Fuerte, que muestra una forma de mesa con orientación NO-SE (Fig. 2-9).

Este nivel de aterramiento finaliza en una escarpa representada por acantilados y, en menor medida, por paleoacantilados, ambos labrados en rocas sedimentarias. La línea de paleoacantilados se continúa hacia el interior del continente en un tramo de aproximadamente 30 km (González Díaz y Malagnino, 1984). Al pie de estas geoformas escarpadas se localiza una plataforma de abrasión marina elevada (paleoacantilados) y actual (acantilados).

2.4 - AMBIENTES MORFOLÓGICOS COSTEROS

La costa occidental del GSM muestra una gran variabilidad morfológica evidenciada tanto en la forma y geometría de la línea costera como en la presencia de geoformas de origen variado. González Díaz y Malagnino (1984), quienes describieron por primera vez en forma detallada las geoformas costeras de la región de estudio, las definieron como compuestas y policíclicas agrupándolas en abruptas o bajas y, dentro de estas, en actuales o antiguas. Gelós *et al.* (1992b) clasificaron las geoformas costeras en formas actuales o paleoformas, mientras que Kokot *et al.* (2004) aludieron a estas geoformas como activas o inactivas. Martínez *et al.* (2001), los cuales estudiaron la porción septentrional del área de estudio, subdividieron las geoformas costeras por su origen marino o eólico.

2.4.1 - MÉTODO DE TRABAJO

Se identificaron y describieron unidades morfológicas en el área próxima a la línea costera a partir la interpretación visual de fotografías aéreas e imágenes satelitales integrados en un SIG *Arc Gis* v. 9.1. La definición de los ambientes se corroboró mediante observaciones del terreno y análisis exhaustivo de antecedentes geomorfológicos y geológicos del área estudiada. Se construyó un fotomosaico digital

compuesto de 20 fotos aéreas verticales a escala 1:80.000 correspondientes al vuelo del IGN llevado a cabo en el año 1986.

Debido a los diferentes estados de la marea presentes en los fotogramas se emplearon dos imágenes satelitales ASTER del año 2003 proporcionadas por SEGEMAR, en particular, las bandas del espectro visible (1, 2 y 3N), de 15 m de resolución espacial. Se efectuó una clasificación supervisada sobre la imagen mediante un programa clasificador de imágenes de distribución libre (*Grass-GIS*). El procesamiento digital de la imagen consistió en la distinción de tres clases: depósitos litorales (playa y médanos vivos), plataforma de abrasión marina y agua.

Este análisis se complementó con datos altimétricos provenientes del proyecto SRTM v. 4.1, de 90 m de resolución espacial. Dicha versión provee una máscara oceánica que incluye en determinadas ocasiones islas menores (Jarvis *et al.*, 2008). Estos datos altimétricos se emplearon también como soporte para la visualización tridimensional, ya descrita en el apartado 2.3.1.3, la cual permitió definir con mayor precisión los ambientes morfológicos. Las capas de información integradas en el SIG se georreferenciaron empleando las coordenadas geográficas referidas al sistema WGS 84.

2.4.2 - RESULTADOS Y DISCUSIÓN

2.4.2.1 - Morfología de la línea de costa

La línea de costa actual del sector occidental del GSM posee una orientación general N-S, con tramos que se alinean hacia el S en dirección NE-SO (~30 km), N-S (~12 km), NO-SE (~50 km) y NE-SO (~50 km) (Fig. 2-12). La costa se caracteriza por ser irregular, dominada por numerosas entrantes y salientes que describen diversos rasgos morfológicos. En términos generales, se pueden distinguir dos tramos de costa diferenciados, ubicados al N y S de islote Lobos (Fig. 2-12) según las características geológicas y geomorfológicas.

En el sector septentrional de islote Lobos, caracterizado por una cobertura sedimentaria, se observa una costa cóncava, moderadamente sinuosa y representada por

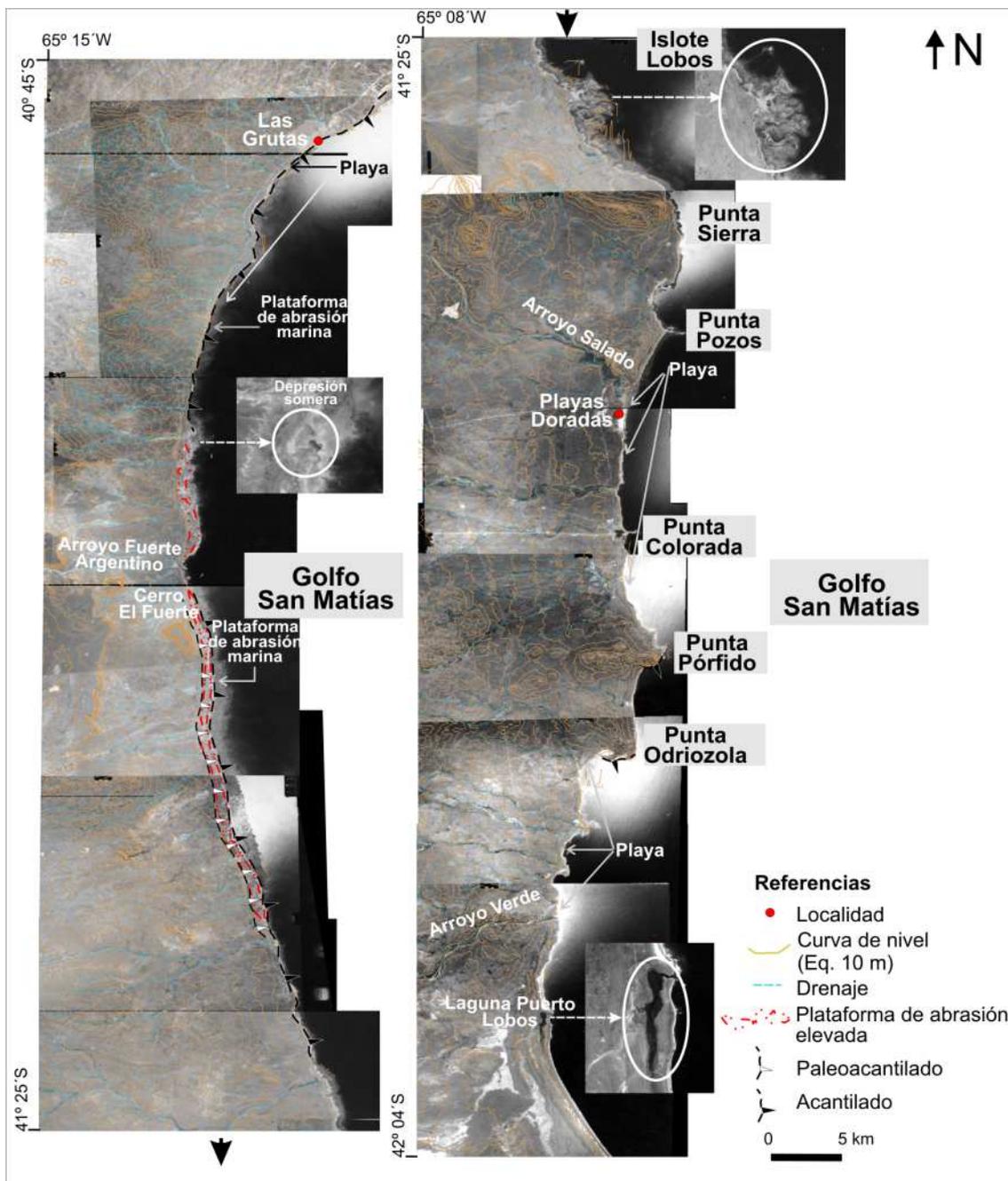


Figura 2-12: Unidades morfológicas costeras en el O del GSM identificadas sobre un fotomosaico construido sobre fotografías aéreas del IGN. Fte. elaboración sobre la base de aportes propios, González Díaz y Malagnino (1984) y Gelós *et al.* (1992b).

entrantes y salientes menores. En este tramo de costa se destacan formas lobuladas o semicirculares, que muestran un carácter fundamentalmente depositacional (Fig. 2-12). Otro rasgo particular lo conforman dos depresiones someras de dimensiones reducidas (0,1 y 0,17 km²) ubicadas en la zona supramareal que poseen un canal de conexión al mar, cuyo ancho oscila entre 80 y 110 m (Fig. 2-12). El fondo de estas geoformas es plano y están colmatadas con material procedente de la playa, probablemente transportado por procesos de sobrelavado durante eventos de tormenta. En islote Lobos se desarrolla un ambiente depositacional a través de tómbolos que conectan al continente un conjunto de ocho islas compuestas de granitos pertenecientes a la Formación Punta Sierra (Fig. 2-1) cuyas superficies oscilan entre 0,015 y 0,25 km² (Fig. 2-12).

En contraposición, en el tramo S dominado por rocas volcánicas, la línea de costa es convexa y festoneada, con un modelado costero fuertemente marcado. Se observan pronunciadas puntas (p.e., Sierra, Pozos, Colorada, Pórfido y Odriozola) y las respectivas ensenadas (Fig. 2-12). Un rasgo singular de este tramo lo constituye una laguna costera paralela a la costa localizada al S del arroyo Verde, que ocupa una superficie aproximada de 2 km² y posee alimentación fluvial, aunque pobre (Fig. 2-12). Sobre el extremo N de la misma se ubica un canal de conexión al mar de 300 m de extensión y ancho variable entre 50 y 70 m (Fig. 2-12). Gelós *et al.* (1992b) la identificaron como una laguna moderna marginal cuyo fondo presenta sedimentos limo-arcillosos asociados a los cordones de conchil adyacentes. De acuerdo con Spagnuolo *et al.* (1992) la laguna se encuentra en proceso de colmatación.

2.4.2.2 - Geoformas de erosión: Acantilados y plataforma de abrasión

Se presenta en forma discontinua un tipo de costa rocosa dominada por acantilados labrados principalmente sobre rocas sedimentarias que en general alcanzan una altura aproximada de 10 m. En la literatura existe divergencia respecto a su localización. Gelós *et al.* (1992) y Kokot *et al.* (2004) consideraron una costa acantilada de menor extensión con respecto a González Díaz y Malagnino (1984) y Busteros *et al.* (1998). Los primeros señalan la existencia de acantilados en las adyacencias de Las Grutas (~20 km de extensión) mientras que los restantes autores reconocieron, además

de aquel, la presencia de otro tramo localizado entre el cerro El Fuerte e islote Lobos (~30 km de extensión) (Fig. 2-12). En la porción austral de la costa estudiada, sobre el S de las puntas Pórfido y Odriozola, se observan otros dos tramos de acantilados labrados en vulcanitas y sedimentitas que ocupan extensiones menores (~0,5 km) (Fig. 2-12).

En la franja costera localizada entre las proximidades del cerro El Fuerte hasta el N de islote Lobos, se ubican paleoacantilados que fueron reconocidos por varios autores (p.e., González Díaz y Malagnino, 1984; Kokot *et al.*, 2004; Busteros *et al.*, 1998). A diferencia de estos, Gelós *et al.* (1992b) identificaron a la paleoforma únicamente en las porciones terminales de los acantilados que bordean la localidad de Las Grutas. Esta geoforma, de escaso desarrollo y aparición discontinua, es usual que derive en cordones litorales como ocurre en el cerro El Fuerte (González Díaz y Malagnino, 1984). Los paleoacantilados se labran en rocas sedimentarias.

Los acantilados y paleoacantilados poseen en su base una plataforma de abrasión marina que constituye un remanente del retroceso que sufrieron aquellas geoformas escarpadas. Se evidencia la existencia de dos niveles de plataforma, uno antiguo o elevado y otro actual. El primer nivel está confinado entre la línea de paleoacantilados y la costa actual (Fig. 2-12). Sobre este nivel, afectado por la acción fluvial, se presentan abanicos aluviales sobreelevados menores. El nivel actual de la plataforma abrasiva conforma un afloramiento rocoso con significativa continuidad espacial y ancho variable entre 0,1 y 1,3 km (Figs. 2-12 y 2-13). La plataforma involucra distintos constituyentes litológicos (Fig. 2-1) que determinan diferentes patrones de erosión.

Las geoformas de erosión descritas constituyen terrazas continental (paleoformas) y marina (formas actuales). Durante el Cuaternario, la sucesión de períodos glaciarios e interglaciarios contribuyeron al modelado costero actual. Las paleoformas identificadas indican probables oscilaciones del nivel de mar durante el Pleistoceno tardío y Holoceno (6.500 y 7.000 años AP) (González Díaz y Malagnino, 1984).

2.4.2.3 - Geoformas de acumulación: Médanos, cordones litorales y playas

Los depósitos litorales poseen desarrollo variable a lo largo de la costa estudiada y se caracterizan por presentar una distribución discontinua. Los médanos, dispuestos en forma de cordones, conforman acumulaciones que presentan una cobertura de vegetación xerófila variable (Gelós *et al.*, 1992b). Se reconocen acumulaciones medanosas de gran difusión areal hacia el interior del continente en dos sectores específicos: al N de Las Grutas y en cercanías de Playas Doradas (Fig. 2-13). De acuerdo con González Díaz y Malagnino (1984), pertenecen a la categoría de formas activas. En la porción septentrional de Las Grutas los médanos se ubican por encima de los depósitos coluviales que cubren la Formación Gran Bajo del Gualicho (Martínez *et al.*, 2001) (Fig. 2-1). Topográficamente, se localizan sobre acantilados conformando médanos colgados. Son depósitos mayormente de tipo barjanoides (González Díaz y Malagnino, 1984; Martínez *et al.*, 2001) emplazados en ángulo recto respecto a la dirección predominante del viento regional (NO), con alturas variables entre 2 y 10 m desde la superficie (Scalise *et al.*, 2009) y una altitud máxima sobre el nivel del mar (s.n.m.) que supera los 20 m (Fig. 2-12 y 2-13). En Playas Doradas los médanos se extienden por más de 1 km desde la línea de costa (Fig. 2-13), con alturas que oscilan entre 10 y 20 m s.n.m.

En el tramo desde el cerro El Fuerte hasta el extremo S de la costa O del GSM, González Díaz y Malagnino (1984) y, posteriormente, Gelós *et al.* (1992b) reconocieron cordones litorales discontinuos que se disponen elevados. Se componen de sedimentos gravo-arenosos con significativo material conchil (Busteros *et al.*, 1998). Estos cordones antiguos, de origen marino, evidencian el último ascenso relativo del nivel del mar en el área.

La playa, compuesta de sedimentos inconsolidados, se dispone mayormente por encima de la extensa plataforma de abrasión y se halla confinada hacia el continente bien por cordones medanosos o bien por acantilados que poseen frecuentemente médanos colgados en la parte superior. La distribución de la playa a lo largo de la costa es discontinua, con ancho variable. Se destaca la presencia de palya en los tramos de costa con orientación NE-SO (Fig. 2-13) debido fundamentalmente a la dinámica del



Figura 2-13: Localización de los depósitos arenosos. La línea roja (línea de costa) divide la playa de los médanos. Fte. elaboración propia sobre la base de la imagen satelital ASTER.

transporte de sedimentos regional. Gelós *et al.* (1992b) distinguieron dos tipos de playas sobre la costa O del GSM. Un tipo está representado por playas dispuestas en una franja estrecha por encima de la plataforma de abrasión, mientras que el otro tipo lo conforman playas más pequeñas presentes en forma aislada que suelen interrumpir la continuidad de la plataforma. Así, la playa que bordea a la localidad de Las Grutas se ubica en forma continua al pie del acantilado, sobre la plataforma de abrasión. En la porción central de dicha localidad la plataforma se interrumpe cubriéndose de depósitos arenosos de gran espesor (Fig. 2-13). Al S de Las Grutas, la playa se extiende en forma ininterrumpida en una faja angosta de 30 km de longitud, alternando con esporádicas acumulaciones de mayor ancho que suelen estar asociadas a la desembocadura de cursos fluviales efímeros (Fig. 2-13).

Dentro del segundo tipo de playas reconocidas por Gelós *et al.* (1992b) se ubican las pertenecientes a la zona de islote Lobos, cuyos depósitos arenosos cubren en forma parcial la plataforma rocosa (Fig. 2-12 y 2-13). Al N de punta Pozos se ubica una playa de desarrollo variable cuyo ancho máximo de aproximadamente 600 m se localiza sobre el borde NO de la bahía (Fig. 2-12). La playa ubicada en las adyacencias de la localidad de Playas Doradas conforma un manto arenoso asociado a la desembocadura del arroyo Salado (Fig. 2-12 y 2-13). Estas playas ocupan una extensión de 3 km, con un ancho variable entre 450 y 500 m. En dirección hacia el S de la costa de estudio, la presencia de una serie de ensenadas favorece la depositación de sedimentos arenosos dando origen a la formación de playas en guirnalda. Por último, en el extremo S del área estudiada se ubica una playa de carácter acrecional compuesta de sedimentos gruesos (gravas y arenas gruesas) (Gelós *et al.*, 1992b).

2.5 - CONCLUSIONES

En el esquema geomorfológico regional el área de estudio se ubica en el extremo NE de una extensa morfoestructura denominada macizo Norpatagónico. Los valores medios de pendiente ($1,8^\circ$) e IPT (0) que caracterizan a la región se reflejan en las geoformas dominantes detectadas (pendiente abierta y planicie) que ocupan el 78 % del la superficie total. El paisaje geomorfológico está marcado por una secuencia planicie-escarpa dispuesta en tres niveles de aterramiento que comienza en una altiplanicie

(meseta de Somuncurá) y finaliza en un pedimento de bajo relieve local. Los procesos modeladores del paisaje más importantes corresponden probablemente a la pedimentación y remoción en masa. La acción fluvial predomina como modeladora del paisaje a través de abundantes disecciones que conforman drenajes efímeros típicos de regiones semiáridas.

El área presenta un relieve cuyas formas están esencialmente asociadas al factor geológico. El arroyo Salado divide un área predominantemente sedimentaria al N, de un área dominada por roca volcánica al S, condición que determina un paisaje geomorfológico, estructural y fluvial diferenciado. Así, en la región septentrional el relieve general es relativamente sencillo, dominado por planicies, asociado a la extensa cobertura sedimentaria cuaternaria (Martínez *et al.*, 2001). En dicho sector los estratos sedimentarios y basaltos mantuvieron su posición horizontal hecho que determina que el diastrofismo fue esencialmente epirogénico. Al S del arroyo Salado el relieve es rugoso; la tectónica de bloques regional durante el Cenozoico ocasionó un profundo modelado (p.e., disección fluvial y denudación) (Busteros *et al.*, 1998) que peneplanizó el área.

En la costa estudiada, particularmente al N de islote Lobos, se evidencia el probable efecto de las oscilaciones marinas, a través de la existencia de geoformas de erosión marina localizadas sobre niveles topográficos elevados con respecto a la línea de costa actual. Al S de islote Lobos el sustrato litológico más resistente está vinculado a una línea de costa convexa, con rasgos morfológicos acentuados.

La información procedente de las observaciones y mediciones en el terreno así como la cartografía topográfica del área estudiada a través de las curvas de nivel, los puntos acotados y, en particular, la toponimia que refleja las formas del relieve, permitieron validar las clases de formas del terreno resultantes con significativa rigurosidad. Las fotografías aéreas e imágenes satelitales Landsat 7 ETM+ si bien no poseen datos altimétricos, el tratamiento y visualización tridimensional adecuada aportaron información cualitativa complementaria de importancia en la validación de las geoformas. Asimismo, la cartografía temática, en especial las cartas geológicas, contribuyeron a testear los resultados obtenidos a través de sus relaciones geológica-geomorfológicas. Estos resultados contribuyen a enriquecer los antecedentes geomorfológicos en la región, los cuales fueron llevados a cabo mediante métodos de

interpretación cualitativos o visuales. El método automatizado propuesto (escala regional) posibilita su aplicación en áreas con similares características topográficas, de bajo relieve relativo.

Capítulo III

CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO

3.1 – INTRODUCCIÓN

La interacción de los diversos elementos del clima como la temperatura, radiación solar, humedad, precipitación, viento y presión atmosférica definen un tipo de clima asociado a una posición geográfica. La región O del GSM se localiza en una zona templada semiárida, con rasgos bien localizados debido a la influencia del mar. El clima del área de estudio fue poco estudiado. Los trabajos previos que aportaron al conocimiento del clima del área en cuestión consideraron con frecuencia una escala espacial menor que ocupa la región de la Patagonia Extraandina (p.e., Krepper *et al.*, 1988; León *et al.*, 1998). Estos estudios coincidieron en describir al área bajo un tipo de clima semiárido, con presencia de heladas y vientos intensos del O. Catañeda y González (2008) realizaron un estudio de la evolución temporal de la precipitación en la Patagonia en el cual se incluyó la localidad de SAO. Para este sitio los autores observaron una tendencia positiva entre los años 1929 y 1999.

De acuerdo con la tipología de clima establecida por Iglesias (1982) gran parte del área se halla dentro del grupo de clima templado, de dos tipos diferentes: semiárido de meseta y árido de meseta, en función de la influencia de las masas de aire marítimas. El área que ocupa la meseta de Somuncurá se ubica en el grupo de clima templado frío, de tipo árido de meseta. Otra de las clasificaciones climáticas más difundidas de Argentina es la propuesta por Capitanelli (1992). Siguiendo a este autor el área de estudio se ajusta a la unidad climática: Región del aire heterogéneo del Pacífico, con precipitaciones de

invierno, de la Patagonia y Andes áridos y, dentro de esta, en la subunidad: Con cuatro estaciones térmicas, de la Patagonia, caracterizada por escasas precipitaciones, evapotranspiración potencial elevada y déficit hídrico permanente. Köppen (1936) considera a la vegetación natural como un indicador del clima y a su vez los climas son definidos por los valores medios anuales y mensuales de temperatura y precipitación. De acuerdo con Köppen al área le corresponde la fórmula climática BSK (Weber, 1983; Diez, 2007) donde la primera letra constituye el grupo climático principal (seco) y las siguientes corresponden a subgrupos más específicos basados en la distribución estacional de las precipitaciones (semiárido) y en el régimen térmico (temperatura media anual inferior a 18 °C), respectivamente.

El estudio de las variables climáticas en ambientes áridos y semiáridos resulta esencial para el desarrollo de políticas de manejo del agua (Abdulrazzak *et al.*, 1989). El contenido de agua en el suelo está determinado por la precipitación, evapotranspiración y propiedades del suelo. Las tendencias a largo plazo del efecto combinado de la evapotranspiración y la precipitación afectan la hidrología superficial y subsuperficial y en consecuencia los sistemas agropecuarios (Thomas, 2000). La evapotranspiración involucra un complejo conjunto de procesos que están afectados por varios factores dependientes de las condiciones locales (Ali y Shui, 2009). Numerosos estudios evaluaron impactos hidrológicos a corto y largo plazo en regiones áridas y semiáridas a partir de simples modelos de balances hídricos (p.e., Tsuchiya, 1994; Belmonte Serrato y Romero Díaz, 1996; Domingo *et al.*, 2001; Thomas, 2000; Peranginangin *et al.*, 2004; De La Casa y Moore, 2008).

Teniendo en cuenta la importancia de este tipo de estudios y los escasos antecedentes en el área en cuestión, el objetivo principal de este capítulo es cuantificar las variables del clima, con énfasis en el viento y la precipitación, de modo contribuyan al conocimiento de la dinámica actual de las geoformas. Para una mayor comprensión de las mismas, se propone analizar las variables meteorológicas en dos localidades costeras. Además, se plantea como objetivo evaluar el déficit hídrico en SAO, sitio en que se ubica la única estación meteorológica con largas series de datos disponible en la región, a partir de un enfoque metodológico adaptado a las condiciones de sitio. En este estudio se analizan en forma sistemática las variables que componen el balance hídrico,

con particular interés en la ETP, la cual requiere una adecuada estimación en función de las características del área.

3.2 - CLIMA DEL ÁREA DE ESTUDIO

Desde el punto de vista de la circulación atmosférica regional el área de estudio está ubicada entre los anticiclones subtropicales semipermanentes de los océanos Atlántico y Pacífico Sur (centrados alrededor de los 30° LS) y un cinturón de baja presión subpolar situado a 60° LS (Puelo *et al.*, 2007). Del anticiclón del Pacífico se desprenden periódicamente otros de menor superficie, cuya frecuencia típica de presencia en el área es semanal (Celemín, 1984). Los anticiclones que llegan al área de estudio suelen penetrar entre los 40° y 43° LS continuando hacia el litoral marítimo bonaerense, hasta su incorporación en el centro anticiclónico del Atlántico. El área de estudio se ubica en el límite S de la zona de influencia del anticiclón del Atlántico, el cual origina una circulación que se manifiesta como un flujo de aire cálido y húmedo desde el N. Este flujo de aire, responsable de la mayor parte de las precipitaciones que se registran en el centro-norte del país, disminuye su humedad en dirección hacia el S.

La región patagónica se ubica en una franja climática (35° a 60° LS) de máxima baroclinicidad (Altinger, 2005) sobre la que frecuentemente se generan ciclones migratorios desde el O (Celemín, 1984; Altinger, 2005). En particular, para el área en cuestión, Celemín (1984) señaló el predominio de un centro de baja presión que ingresa en el sector N de la Patagonia que luego se dirige al Atlántico continuando en la misma dirección o hacia el NE, de acuerdo con la orientación de la faja de baroclinicidad (Altinger, 2005) (Fig. 3-2). Durante la trayectoria la intensidad es variable; al ingresar en el océano Atlántico la costa patagónica es afectada por los vientos intensos del S y SO debido a la intensificación del gradiente de presión en el borde occidental de los ciclones.

Las Sudestadas son fenómenos que afectan a la Patagonia. Desde el punto de vista de la circulación atmosférica constituyen una anomalía importante respecto a los campos medios, especialmente debido a que originan vientos fuertes del E-SE en una región dominada, desde el punto de vista climático, por viento de diferentes direcciones e intensidades variables (Bischoff, 2005). Se produce por la combinación de un sistema

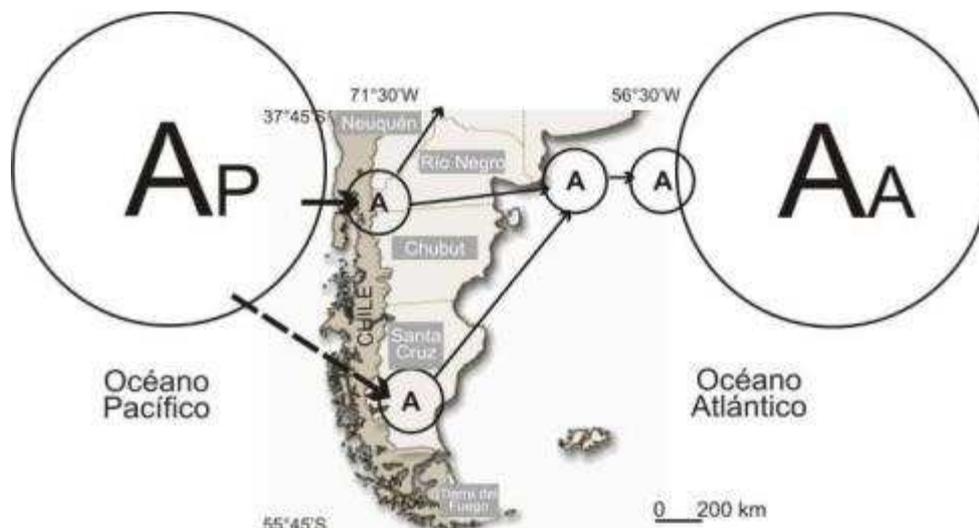


Figura 3-1: Esquema de la trayectoria de los anticiclones en la Patagonia. Fte. modificado de Celemín (1984).

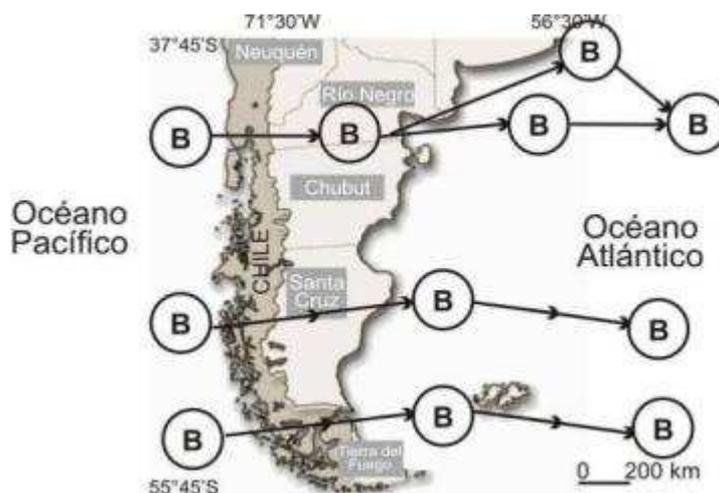


Figura 3-2: Esquema de la trayectoria de los ciclones en la Patagonia. Fte. modificado de Celemín (1984).

de alta presión ubicado al sur de la costa bonaerense y una zona de baja presión relativa al N. Este fenómeno, que suele estar acompañado de lluvias persistentes, se produce durante todo el año con un mínimo de ocurrencia en invierno. No obstante, las que ocurren en esa estación presentan un sistema de baja presión de intensidad y desarrollo considerable sobre el NE de la Argentina (Bischoff, 2005).

3.2.1 - MÉTODO DE TRABAJO

Para la caracterización de las condiciones meteorológicas del área de estudio se instalaron dos estaciones meteorológicas en la región costera del área de estudio. Una de las estaciones (EMAC, Vitale, 2010) se localiza en el Aeródromo Antoine de Saint-Exupéry, distante a 7 km al N de la localidad de Las Grutas ($40^{\circ}45'23,51''$; $65^{\circ}1'48,29''$ W) a 22 m.s.n.m de altura y 12 m sobre el suelo (anemómetro) (Fig. 3-3). Se desarrollaron y adaptaron sensores para registrar la temperatura del aire, velocidad y dirección del viento, humedad relativa, radiación solar y precipitación. El intervalo de muestreo fue de 5 minutos. Los datos se almacenaron en el *datalogger* de la EMAC (Vitale, 2010) que cuenta con la opción de transmisión en tiempo real por radio o *modem* GPRS (Red de Telefonía Celular). La restante estación meteorológica ubicada en la zona periférica de la localidad de Playas Doradas ($41^{\circ}37'11,41''$ S; $65^{\circ}1'28,56''$ W) se sitúa a 15 m.s.n.m y 8 m sobre el suelo (anemómetro) (Fig. 3-4). El instrumental SINOMETER Ws1081 registra los parámetros con un intervalo de muestreo de 30 minutos. Los sensores de ambas estaciones fueron debidamente calibrados en el Área de Oceanografía Física del IADO. El período de monitoreo se extiende entre junio del año 2009 y julio del 2011.

Otra fuente de información disponible está dada por la red de estaciones meteorológicas del SMN. En la región de estudio se halla la estación San Antonio Oeste (SAO) localizada en el Aeródromo Antoine de Saint-Exupéry, próxima a 100 m del instrumental instalado para esta investigación. Para la caracterización climatológica se emplearon estadísticas decádicas elaboradas por el Servicio Meteorológico Nacional (SMN). Se escogieron las últimas cuatro décadas disponibles en el SMN (1961-2000). La información se procesó mediante cálculos estadísticos estándar. Además, se obtuvieron datos con mayor resolución temporal de algunas variables meteorológicas (p.e., precipitación) proporcionados por el SMN.

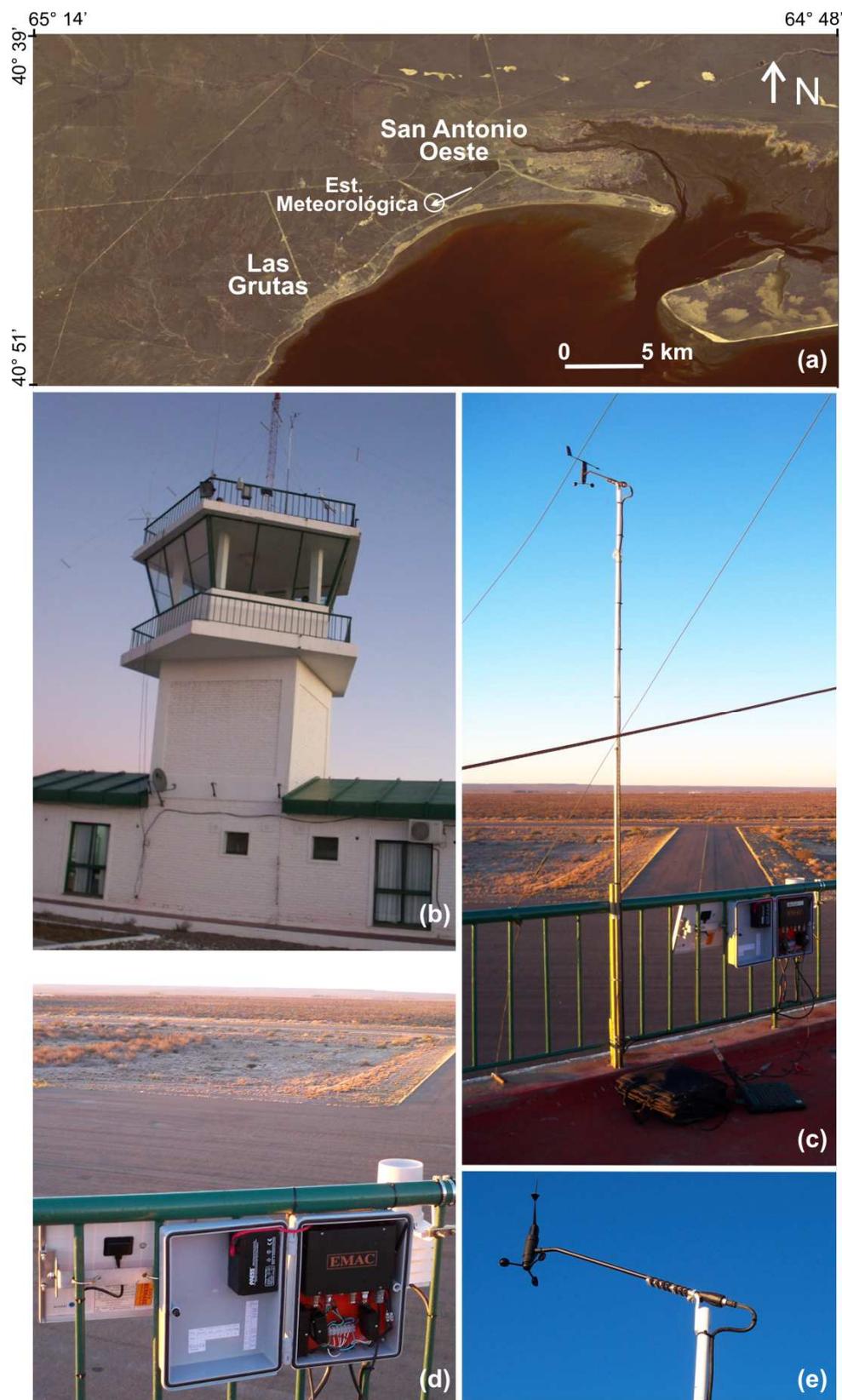


Figura 3-3: Estación meteorológica EMAC. Localización geográfica (a); Torre del Aeródromo sobre la cual se instaló la estación (b); Vista completa de la estación (c); Datalogger, abrigo meteorológico, pluviómetro y panel solar (d); Anemómetro (e). Fte. elaboración propia.



Figura 3-4: Estación meteorológica SINOMETER. Localización geográfica (a); Torre del Hotel La Posada de la Luna sobre la cual se instaló la estación (b); Vista completa de la estación (c). Fte. elaboración propia.

Para evaluar el comportamiento espacio-temporal de la precipitación a escala regional se obtuvieron datos pertenecientes a las estaciones pluviométricas ubicadas en Sierra Grande, Los Berros y Dique (Fig. 3-5). Estos datos fueron proporcionados por el Departamento Provincial de Aguas Río Negro (DPA) (Tabla 3-1; Fig. 3-5). Además, se obtuvieron registros de la estación SAO aportados por el SMN.

	San Antonio Oeste (SAO)	Sierra Grande (SG)	Los Berros (LB)	Dique (D)
Altura [msnm]	15	220	800	270
Localización	40°45'25"S 65°01'51"W	41°35'25"S 65°20'52"W	41°26'26"S 66°14'6"W	40°45'31"S 66°22'50"W
Período	1980-2010	1974-2010	1978-2010	1972-2010
Resolución del muestreo	diario	mensual	diario	mensual

Tabla 3-1: Descripción de las estaciones pluviométricas empleadas. Fte. elaboración propia.

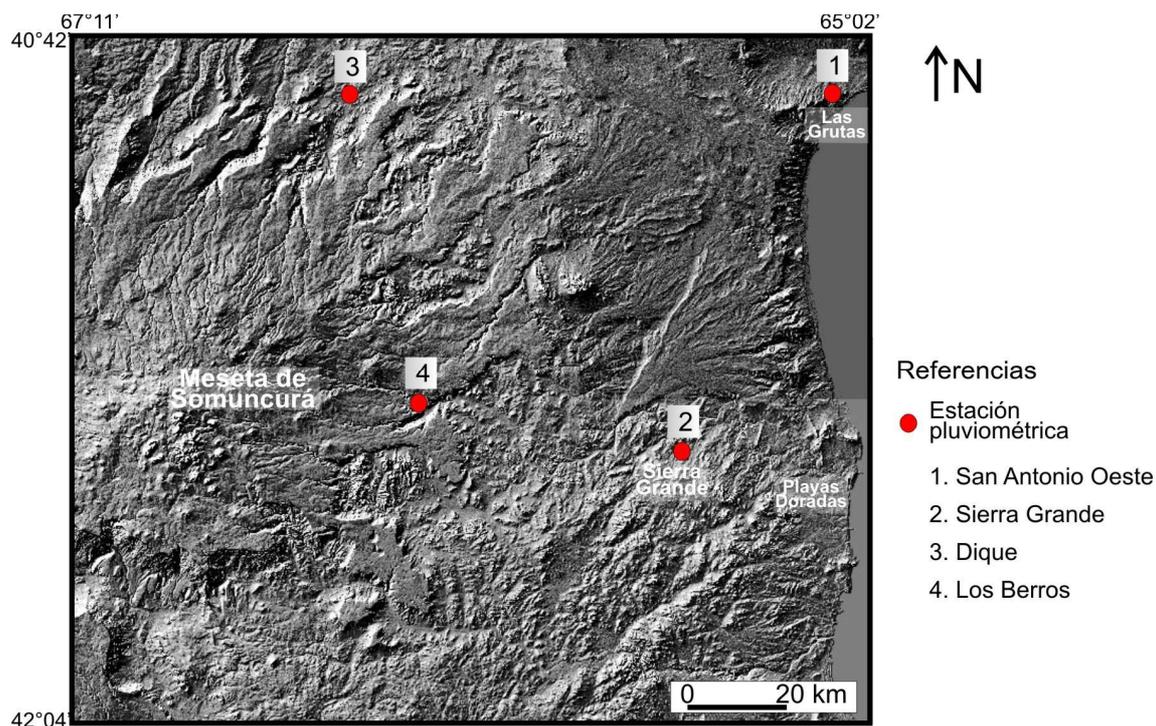


Figura 3-5: Localización de las estaciones pluviométricas empleadas. Fte. elaboración propia.

Empleando los datos decádicos se calcularon diferentes índices climáticos. A continuación se detallan los índices utilizados para caracterizar el clima. El índice de continentalidad (Currey, 1974), determinado por la amplitud de la oscilación anual de la temperatura, se expresa como

$$I_c = \frac{(T_c - T_f)}{\left(1 + \frac{1}{3} * L\right)}$$

donde I_c es el índice de continentalidad (adimensional) (Tabla 3-2), T_c es la temperatura media mensual del mes más cálido [°C], T_f la temperatura media del mes más frío [°C] y L la latitud expresado en grados decimales.

De acuerdo al índice de aridez de Gaussen (1954), el período seco está definido por

$$P < 2T$$

donde P es la precipitación media mensual [mm] y T es la temperatura media mensual [°C]. El mes se considera seco si la precipitación es inferior a dos veces la temperatura. En contraposición, un mes se considera semihúmedo y húmedo si la precipitación supera a la temperatura dos y tres veces, respectivamente.

I_c	Clima
0 – 0,6	Hiperoceánico
0,6 – 1,1	Oceánico
1,1 – 1,7	Subcontinental
1,7 – 2,3	Continental
2,3 – 5	Hipercontinental

Tabla 3-2: Tipos de climas de acuerdo con Currey (1974).

3.2.2 - RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.2.2.1 - Características climáticas (Estación SAO). Período 1961 – 2000

El área de estudio se localiza en una zona templada semiárida, con rasgos bien localizados debido a la influencia del mar. El índice de continentalidad de Currey ($I_c = 1,03$) indica un tipo de clima oceánico. La temperatura media anual para el período 1961-2000 es de 15,4 °C. En los meses de invierno la temperatura media es de 8,6 °C, mientras que en verano es de 22,2 °C (Fig. 3-6). La evolución de la temperatura para el período 1961-2000 arrojó valores decrecientes hacia la última década (1991-2000) (Fig. 3-7). Esta tendencia se observa en todos los meses del año, principalmente en la estación de invierno (Fig. 3-7).

De acuerdo al índice de aridez de Gaussen (1954) el área es de tipo subdesértico, con aproximadamente 270 días secos. Los meses de mayo, junio y julio son considerados semihúmedos (Fig. 3-6). La humedad relativa media anual es 56,7 %, alcanzando los máximos registros en el período invernal, con valores que se aproximan al 70 % (1961-2000) (Fig. 3-6). El comportamiento de la humedad relativa a lo largo del período analizado fue fluctuante, destacándose un ligero descenso en la última década (Fig. 3-7).

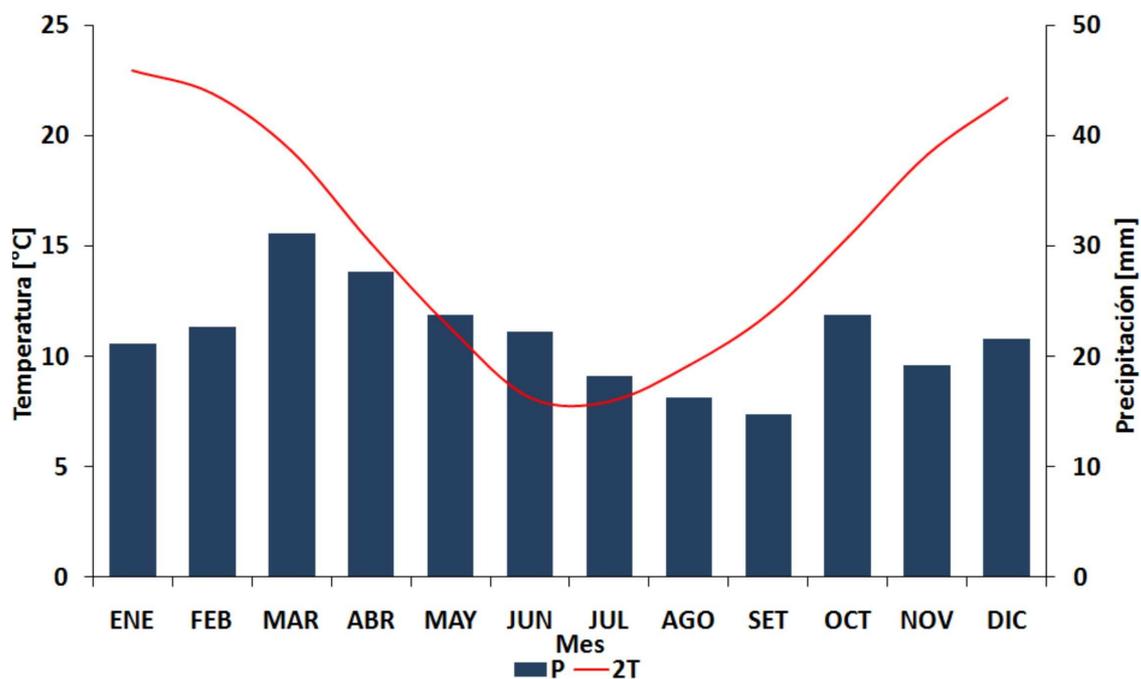


Figura 3-6: Diagrama ombrotérmico (1961-2000). Fte. elaboración propia sobre la base de datos del SMN.

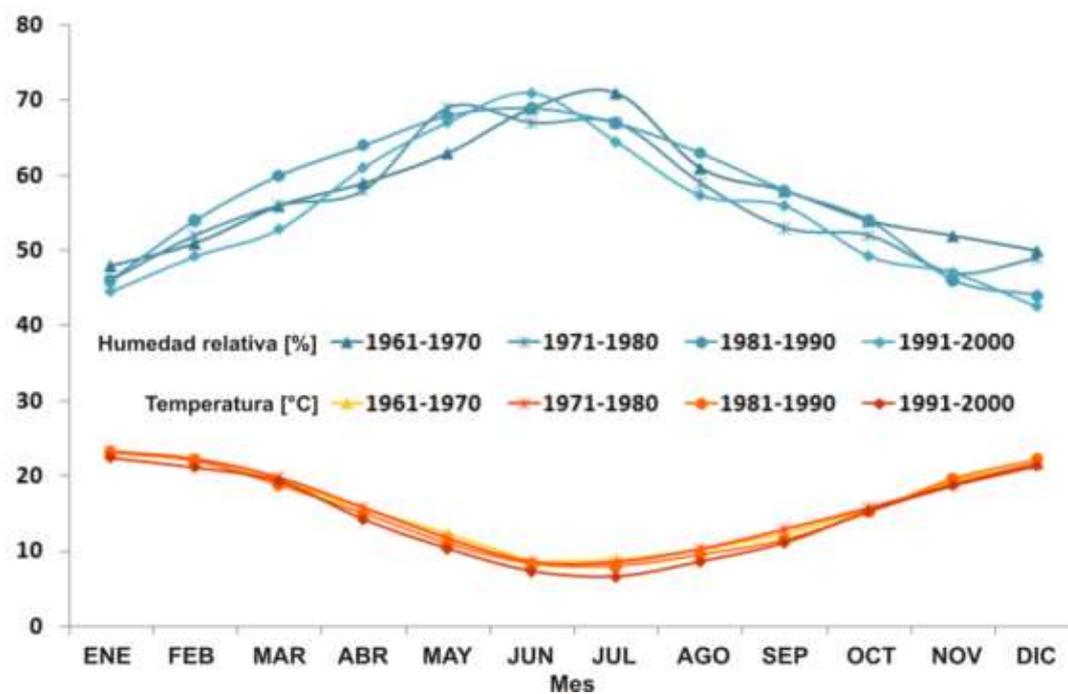


Figura 3-7: Temperatura y humedad relativa media mensual por década (1961-2000). Fte. elaboración propia sobre la base de datos del SMN.

La presión atmosférica media anual a nivel de la estación para el período 1961-2000 es 1.011,4 hPa, mientras que a nivel del mar es de 1.013 hPa (1981-2000). El mes con mayor presión atmosférica a nivel de estación y del mar ocurre en septiembre alcanzando 1.014,5 y 1.016,5 hPa, respectivamente (Tabla 3-3). En contraposición, en el mes de enero se registran los valores mínimos de presión atmosférica en ambos niveles, de 1.007,3 (estación) y 1.009 hPa (mar) (Tabla 3-3).

La dirección predominante del viento es NO (Tabla 3-4; Fig. 3-8e). Durante los meses estivales la dirección dominante es SE, seguido por los vientos del NO (Tabla 3-4; Fig. 3-8a). La velocidad media anual del viento es $5,2 \text{ m s}^{-1}$ (1961-2000). La estación con mayor velocidad media mensual es la estival (Tabla 3-4). Las mayores velocidades provienen del sector O (primavera y verano) y S (otoño e invierno) (Tabla 3-4; Fig. 3-8). La calma posee una frecuencia de ocurrencia media anual del 8 %, con mayor predominio en las estaciones de otoño e invierno (Fig. 3-8).

	Década	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN
Nivel de Estación	'61-'70	1.007,2	1.008,5	1.011,0	1.012,1	1.012,2	1.013,3
	'71-'80	1.007,2	1.008,8	1.010,9	1.012,5	1.012,2	1.012,5
	'81-'90	1.007,5	1.009,4	1.010,6	1.011,4	1.012,1	1.012,5
	'91-'00	1.007,4	1.009,6	1.010,4	1.011,5	1.012,8	1.012,3
	Media	1.007,3	1.009,1	1.010,7	1.011,9	1.012,3	1.012,7
Nivel del Mar	'81-'90	1.008,3	1.011,0	1.011,4	1.012,4	1.013,0	1.013,4
	'91-00	1.009,7	1.011,9	1.012,7	1.013,9	1.015,3	1.014,8
	Media	1.009,0	1.011,5	1.012,1	1.013,2	1.014,2	1.014,1
	Década	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC
Nivel de Estación	'61-'70	1.014,8	1.013,7	1.014,5	1.012,9	1.009,7	1.007,4
	'71-'80	1.012,4	1.013,8	1.014,1	1.012,4	1.009,3	1.008,1
	'81-'90	1.014,0	1.014,3	1.015,6	1.012,2	1.008,8	1.011,4
	'91-'00	1.014,8	1.014,6	1.014,0	1.012,3	1.009,6	1.006,8
	Media	1.014,0	1.014,1	1.014,6	1.012,5	1.009,4	1.008,4
Nivel del Mar	'81-'90	1.014,9	1.015,2	1.016,5	1.013,1	1.009,7	1.008,9
	'91-00	1.017,3	1.017,1	1.016,5	1.014,7	1.012,0	1.009,1
	Media	1.016,1	1.016,2	1.016,5	1.013,9	1.010,9	1.009,0

Tabla 3-3: Valores medios mensuales por década de presión atmosférica a nivel de estación y del mar para la estación SAO. Fte. elaboración propia sobre la base de datos del SMN.

La velocidad del viento mostró un incremento del 21,2 % en el período 1961-2000 (Fig. 3-9). La dirección predominante (NO) se mantuvo constante en los cuatro decenios considerados. Durante los períodos 1981-1990 y 1991-2000 la segunda componente más frecuente fueron N y O, respectivamente, a diferencia de los dos primeros decenios en los cuales tuvo preponderancia la componente SE (Fig. 3-9).

	Verano		Otoño		Invierno		Primavera	
	Velocidad [m s ⁻¹]	Frecuencia [%]						
N	5,18	9,86	4,21	11,31	4,39	11,84	4,77	11,78
NE	4,20	4,56	2,96	4,51	2,96	3,18	3,78	5,16
E	5,19	11,37	3,77	4,82	3,27	2,13	4,74	9,01
SE	6,09	20,93	5,07	9,60	4,43	3,96	5,80	14,86
S	6,53	15,16	6,35	10,60	6,46	8,47	6,59	12,02
SO	6,07	5,66	5,95	4,95	6,21	6,29	6,16	5,37
O	7,08	9,78	5,69	9,79	5,91	12,98	7,08	11,52
NO	6,03	17,47	4,71	33,41	5,13	41,68	5,62	23,62
Calma	-	5,23	-	11,04	-	9,41	-	6,67
Media	5,80	-	4,84	-	4,85	-	5,57	-

Tabla 3-4: Valores de velocidad media y frecuencia del viento para cada dirección del viento en cada estación del año, para la estación SAO (1961-2000). Fte. elaboración propia sobre la base de datos del SMN.

Las precipitaciones son de carácter pluvial con una media anual de 256,5 mm (1961-2000). La precipitación media mensual es de 21,9 mm. El desvío estándar de las lluvias medias mensuales es $\pm 4,6$ lo que indica una moderada variación intraanual. Esto se debe a la influencia de las masas de aire procedentes del Atlántico (Paruelo *et al.*, 2007). La estación del año más lluviosa corresponde al otoño seguida por la primavera (Fig. 3-6). La figura 3-10 muestra la evolución de la precipitación para un período de 100 años (1900-2000) obtenido a partir de valores medios anuales por década e indica una tendencia general positiva.

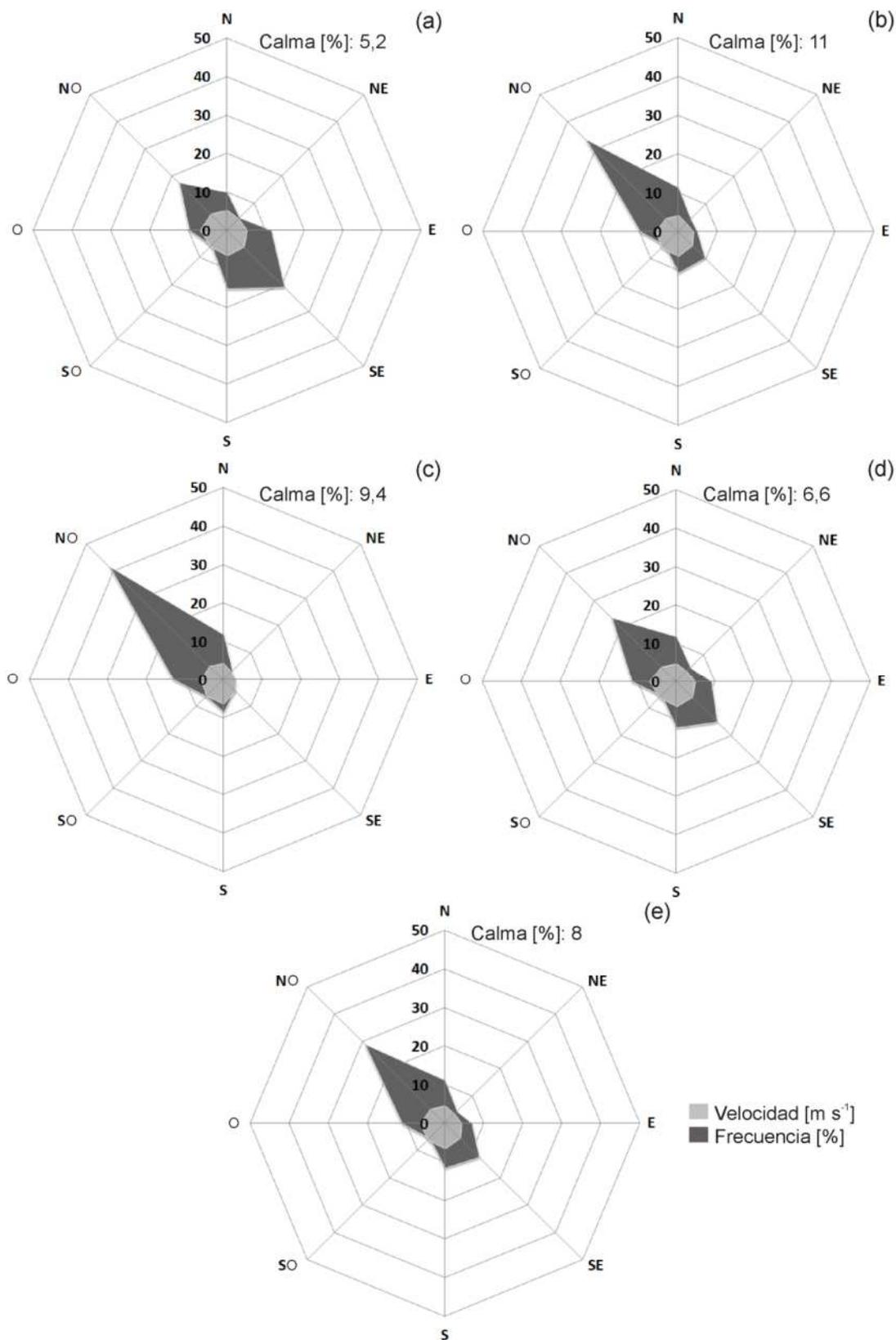


Figura 3-8: Velocidad y dirección del viento medio mensual por estación (1961-2000). Verano (a); Otoño (b); Invierno (c); Primavera (d); Anual (e). Fte. elaboración propia sobre la base de datos del SMN.

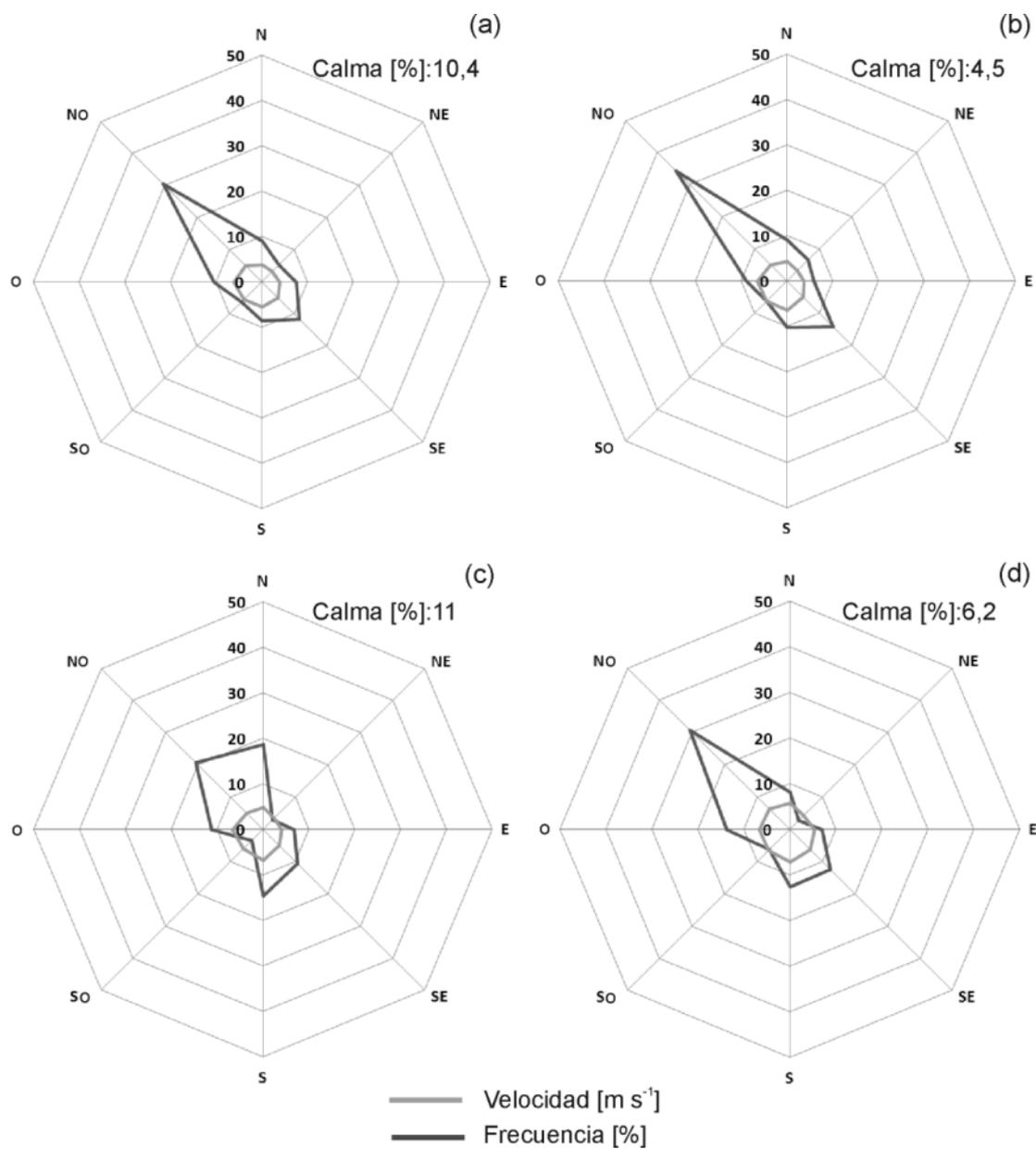


Figura 3-9: Velocidad y dirección del viento medio anual por década. 1961-1970 (a); 1971-1980 (b); 1981-1990 (c); 1991-2000 (d). Fte. elaboración propia sobre la base de datos del SMN.

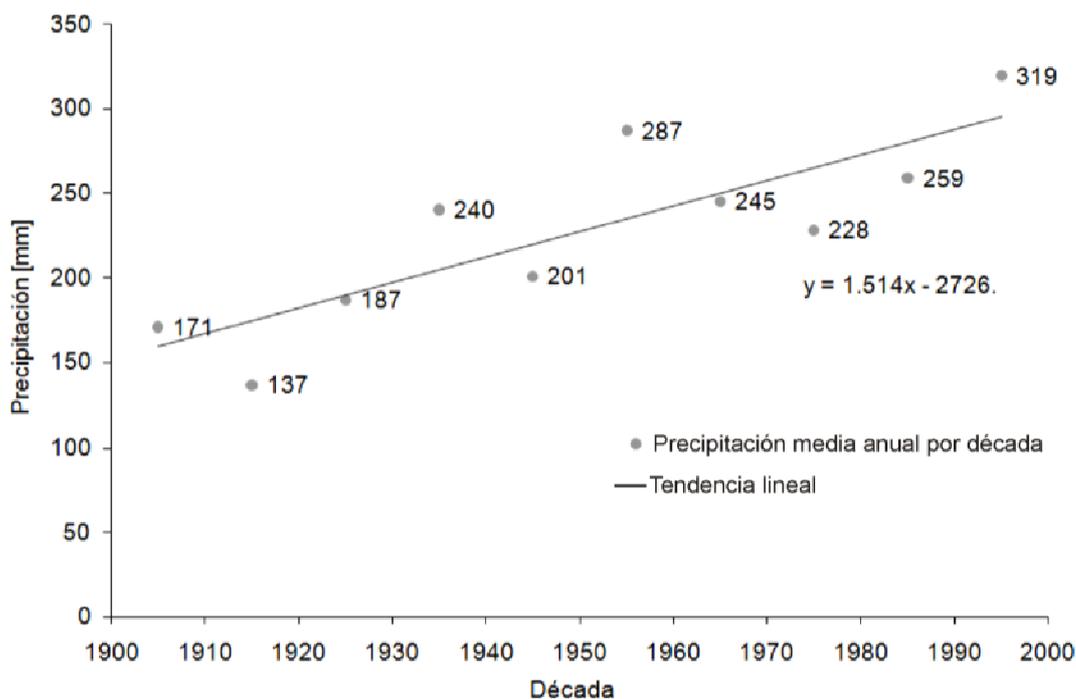


Figura 3-10: Tendencia de la precipitación media anual por década para el período 1900-2000, sobre la base de datos del SMN. Fte. Genchi *et al.* (2011b).

3.2.2.2 – Variabilidad de la precipitación de la región

La evolución temporal de la precipitación de la región de estudio a lo largo de 30 años (1980-2009) mostró una marcada variabilidad (Fig. 3-11a y 3-12). Se presentaron para la totalidad de las estaciones consideradas dos períodos de máxima precipitación ocurridos, uno durante la primera mitad del decenio de 1980 y otro, más fluctuante, con máximos hacia los últimos años de la década de 1990 y en los primeros años del siguiente decenio. En la figura 3-11 se muestra la comparación entre la precipitación del área de estudio y el índice de oscilación del sur (IOS) para el período 1980-2009, de modo de establecer relaciones a nivel global y local. Se puede inferir una cierta asociación entre los eventos cálidos (El Niño) y la precipitación en la región (Fig. 3-11). Así, por ejemplo, la intensidad de El Niño del período 1982-83 provocó lluvias que superaron significativamente los valores medios. Sin embargo, el más influyente de estos eventos fue El Niño ocurrido entre los años 1997/8, momento en que se produjeron los valores más altos de precipitación de todo el período analizado. También, se observa la influencia de otros eventos cálidos pero en menor medida (Fig. 3-11).

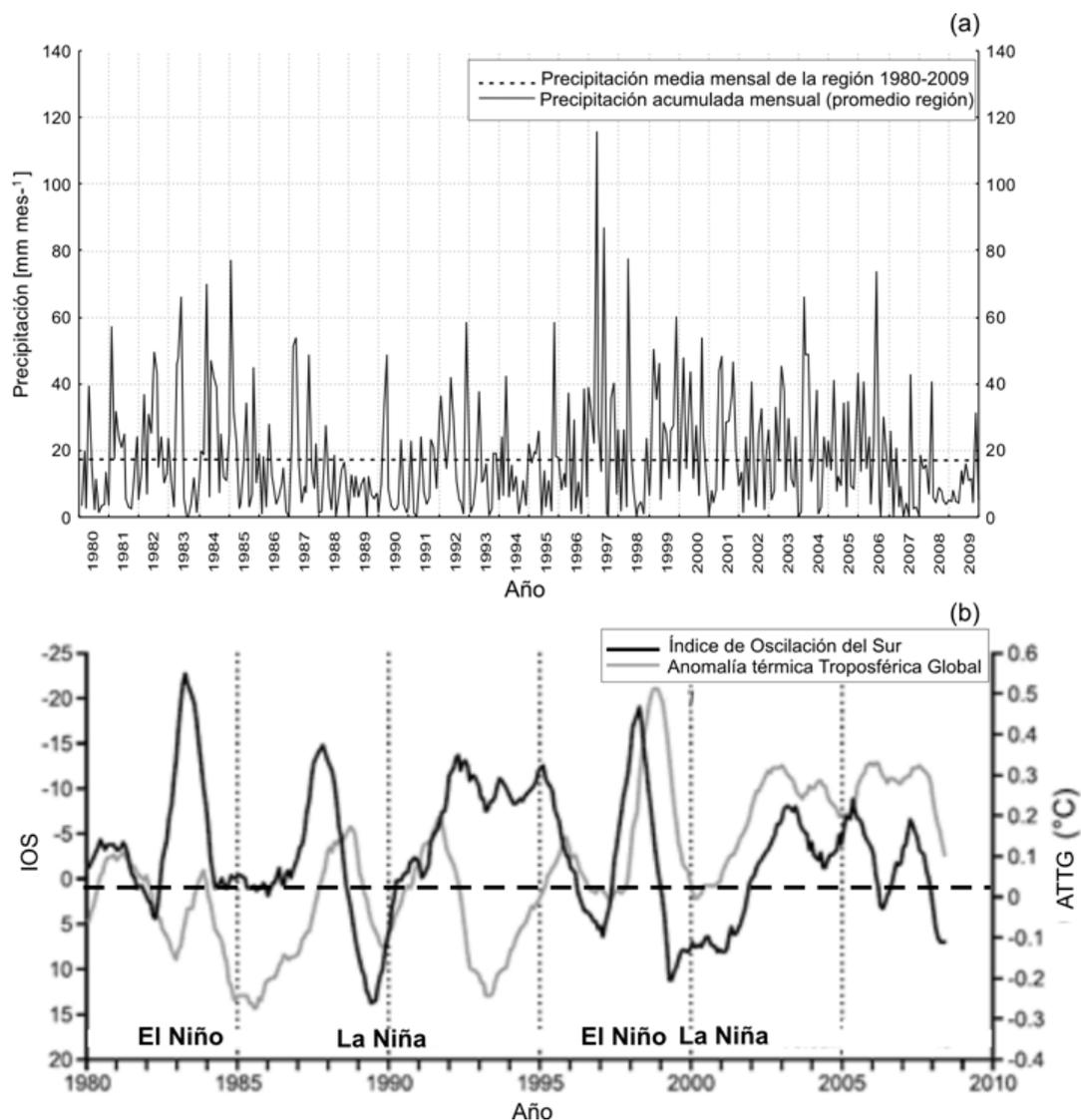


Figura 3-11: Precipitación mensual promediada para las estaciones SAO, SG, D y LB para el período 1980-2009 (a) y la relación, a escala global, con el índice de oscilación del Sur (IOS) y la anomalía térmica troposférica (ATTG) (b). Fte. (a): elaboración propia sobre la base de datos del SMN y DPA; (b): Modificado de McLean *et al.* (2009).

La estación SAO mostró una precipitación anual superior en prácticamente la totalidad del período analizado, mientras que la estación LB presentó los menores valores anuales (Fig. 3-12). La desviación estándar media regional para el período 1980-2009 fue de ± 65 , cuyo valor representa el 32,2 % de la precipitación media anual de la región (204 mm). El coeficiente de correlación (Pearson) de precipitación anual entre pares de estaciones pluviométricas para la serie de 30 años es bajo en general.

La mayor disparidad se acentúa entre SAO y LB y entre SG y D (Tabla 3-5). Por lo tanto, el gradiente espacial de la precipitación es decreciente de NE (SAO) a SO (LB). En la mayoría de los meses (58,6 %) la precipitación decrece espacialmente en la dirección indicada.

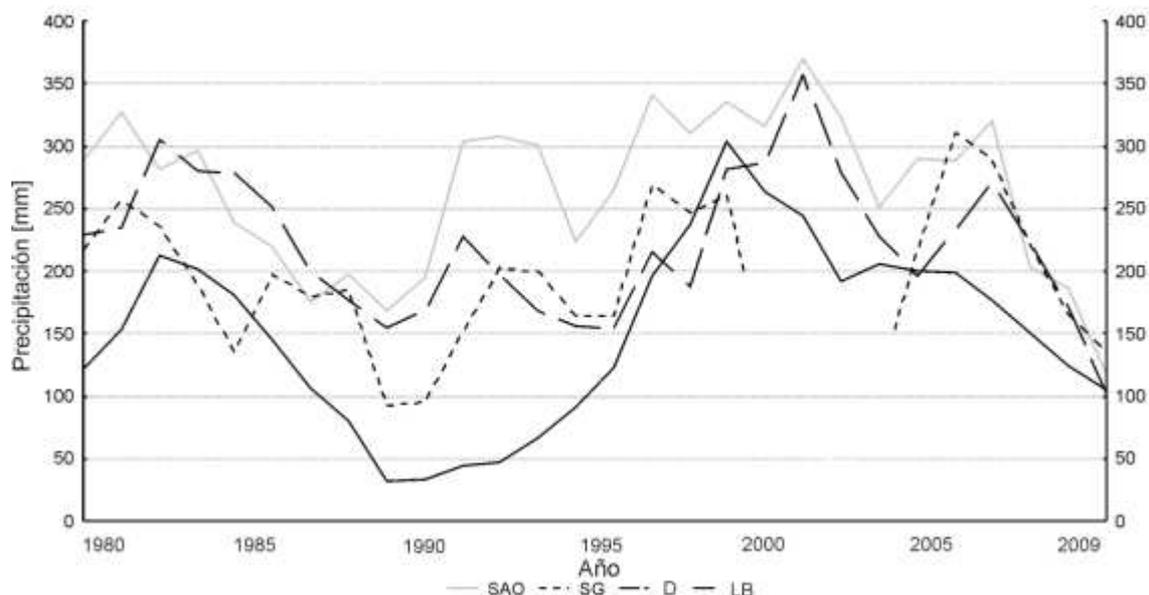


Figura 3-12: Variación interanual de la precipitación para las estaciones SAO, SG, D y LB para el período 1980-2009. Media móvil: N=3. Fte. elaboración propia sobre la base de datos del SMN y DPA.

Estación	SAO	SG	D	LB
SAO		0,53	0,56	0,39
SG	0,53		0,35	0,46
D	0,56	0,35		0,59
LB	0,39	0,46	0,59	

Tabla 3-5: Coeficiente de variación (Pearson) de la precipitación anual para la serie de 30 años de las estaciones pluviométricas de SAO, SG, D y LB. Fte. elaboración propia sobre la base de datos del SMN y DPA.

La variación intraanual de la precipitación es mínima en la toda la región. El desvío estándar promediado para las cuatro estaciones consideradas es $\pm 4,9$, oscilando entre $\pm 4,6$ (LB) y $\pm 5,1$ (SG) (Fig. 3-13). Las mayores precipitaciones mensuales se registran durante el otoño en todos los casos, principalmente en los meses de marzo y abril (Fig. 3-13).

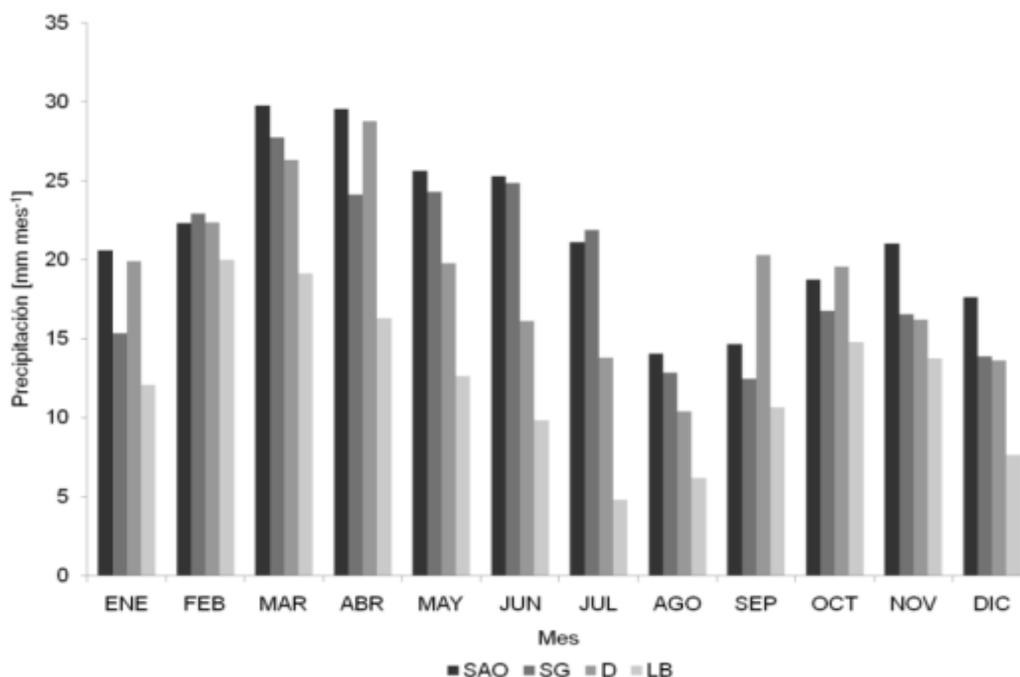


Figura 3-13: Precipitación media mensual de las estaciones SAO, SG, D y LB (1980-2009). Fte. elaboración propia sobre la base de datos del SMN y DPA.

Los eventos de precipitación diaria para las localidades de SAO y LB se caracterizan por ser inferiores a 10 mm día^{-1} en el 81,5 y 70,5 % de los eventos, respectivamente (Tabla 3-6). El promedio de precipitación es $5,9$ y $8,9 \text{ mm día}^{-1}$ para SAO y LB, respectivamente. No obstante, el número de eventos para el período estudiado fue significativamente mayor en SAO, donde prácticamente triplica a los ocurridos en LB (Tabla 3-6). Se destaca que la estación LB, a diferencia de SAO, posee un porcentaje de ocurrencia significativo en el rango entre 10 y 20 mm. Los eventos máximos registrados alcanzaron 102 (SAO) y 120 mm (LB), ambos ocurridos en el mes de abril (Fig. 3-14). La figura 3-14 muestra los máximos diarios registrados en cada mes del año para los dos sitios, donde se observan que las mayores precipitaciones ocurrieron en verano y principios de otoño.

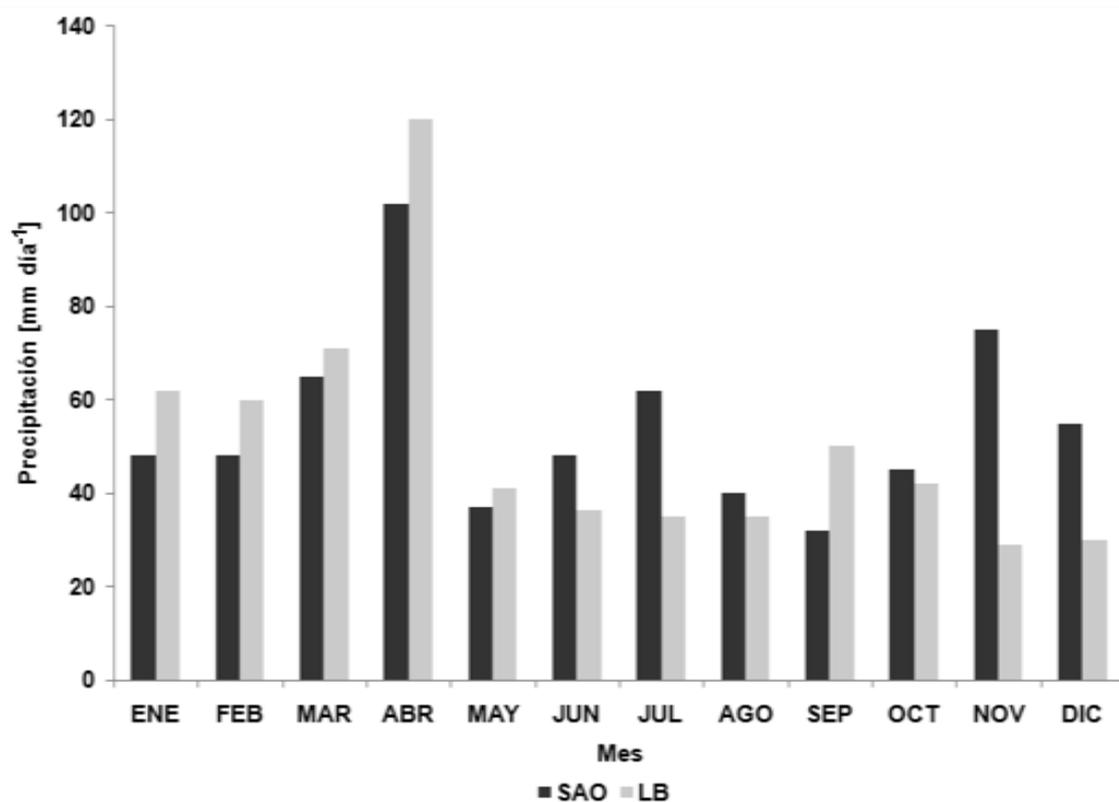


Figura 3-14: Precipitación máxima diaria de las estaciones SAO y LB (1980-2009). Fte. elaboración propia sobre la base de datos del SMN y DPA.

Rango	San Antonio Oeste		Los Berros	
	Absoluto	Relativo	Absoluto	Relativo
< 10 mm	1.072	81,5	349	70,5
10 - 20 mm	161	12,2	97	19,6
20 - 40 mm	69	5,2	36	7,3
> 40 mm	15	1,1	13	2,6
Total	1.317	100	495	100

Tabla 3-6: Valores absolutos y relativos del número de eventos de precipitación diaria en diferentes rangos, de las estaciones pluviométricas de SAO y LB. Fte. elaboración propia sobre la base de datos del SMN y DPA.

3.2.2.3 - Características meteorológicas de la costa. Período 2009 – 2011

La temperatura media registrada para el período 2009-2011 es de 14,1 °C en Playas Doradas y 15,1 °C en Las Grutas. En los meses de invierno la temperatura media mensual alcanza 9 y 9,5 °C en Playas Doradas y Las Grutas, respectivamente (Fig. 3-15a). En el período estival la temperatura media es de 20,7 °C en Playas Doradas y 21,4

°C en Las Grutas. La amplitud media mensual es de 15,3 y 16,1 °C en Playas Doradas y Las Grutas, respectivamente (Fig. 3-15a). La menor distancia de la estación de monitoreo a la línea de costa (1.200 m en Las Grutas; 20 m en Playas Doradas -Figs. 3-3 y 3-4-) explicaría en parte la ligera influencia marina atenuante en Playas Doradas.

En términos absolutos, la temperatura mínima registrada fue -8,6 °C en Playas Doradas y -9,3 °C en Las Grutas, para los días 3 y 2 de agosto del año 2010, respectivamente. En contraposición, la máxima temperatura registrada alcanzó 39,7 y 42,9 °C en Las Grutas y Playas Doradas, respectivamente, ocurrida en ambos lugares el día 15 de febrero del año 2011.

La humedad relativa media anual es de 50,2 % (Las Grutas) y 57,2 % (Playas Doradas). Esta variable presenta un comportamiento intraanual similar en ambos sitios de estudio, consistente (inverso) en relación al ciclo anual de la temperatura (Fig. 3-15b). La oscilación media mensual de la humedad relativa es de 20,8 % en Las Grutas y 20,5 % en Playas Doradas (Fig. 3-15b). Durante el invierno la humedad relativa media alcanza 51 % en Las Grutas y 59,6 % en Playas Doradas. En los meses de verano estos valores descienden a 48,1 y 52,2 %, respectivamente. La mayor humedad relativa registrada en Playas Doradas se debe en parte a factores asociados a las condiciones locales tal como la cercanía a la línea de costa de la estación meteorológica.

La amplitud media diaria del período considerado es 8,3 y 8,4 °C en Las Grutas y Playas Doradas, respectivamente (Figs. 3-16 y 3-17). Los menores valores de temperatura media horaria son 3,3 y 3,9 °C en Playas Doradas y Las Grutas, respectivamente, correspondientes al mes de julio. La temperatura media diaria señala un mínimo que oscila entre las 6:00 y las 8:00 hs (tiempo local) en verano e invierno, respectivamente, en ambos sitios (Figs. 3-16 y 3-17). Las mayores temperaturas medias horarias alcanzaron 25,8 y 27,1 °C en Playas Doradas y Las Grutas, respectivamente, correspondientes al mes de enero. La temperatura máxima ocurre a las 17:00 hs en verano, disminuyendo hacia las 15:00 hs (tiempo local) en invierno (Figs. 3-16 y 3-17).

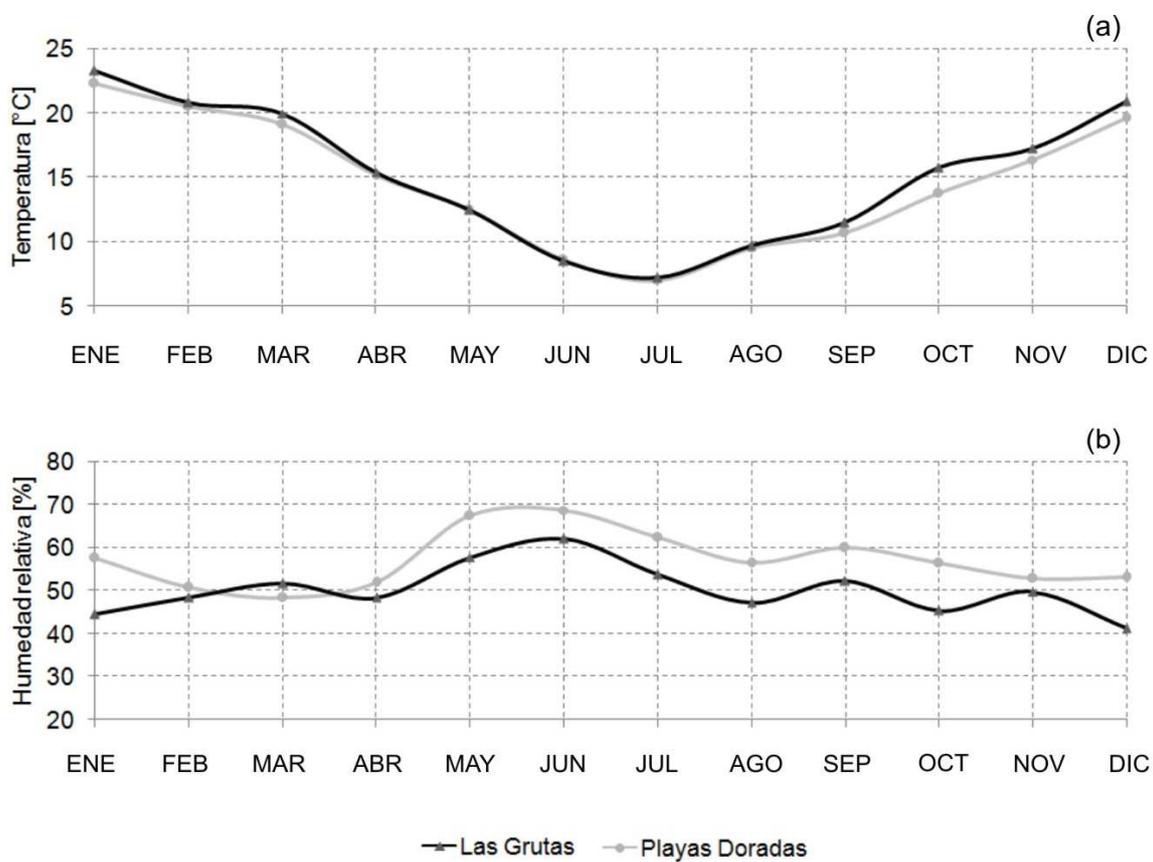


Figura 3-15: Temperatura (a) y humedad relativa (b) media mensual para el período 2009-2011 en Las Grutas y Playas Doradas. Fte. elaboración propia.

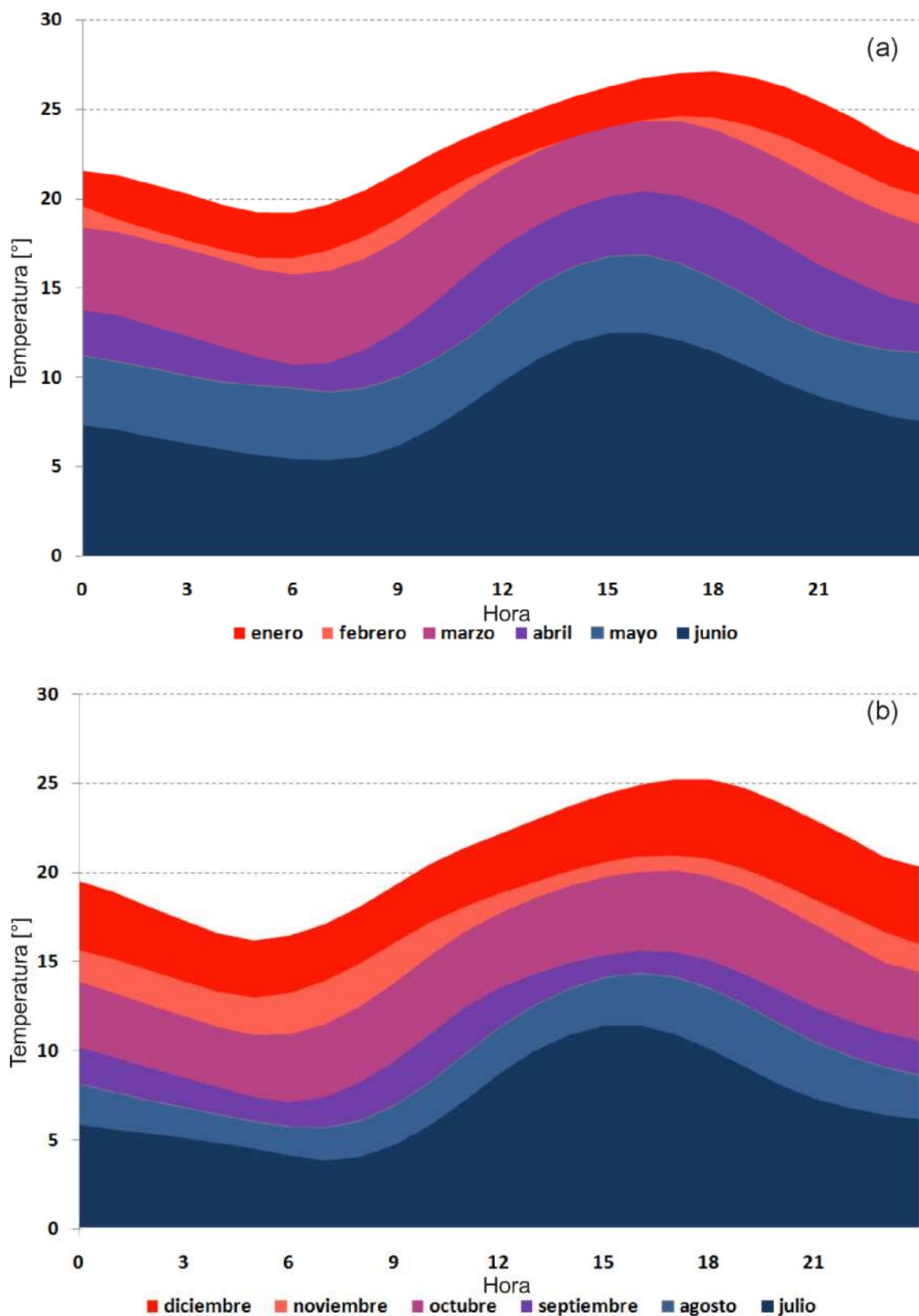


Figura 3-16: Ciclo diario de la temperatura (promedio horario) para cada mes en el período 2009-2011 en Las Grutas. Enero-junio (a); julio-diciembre (b). Fte. elaboración propia.

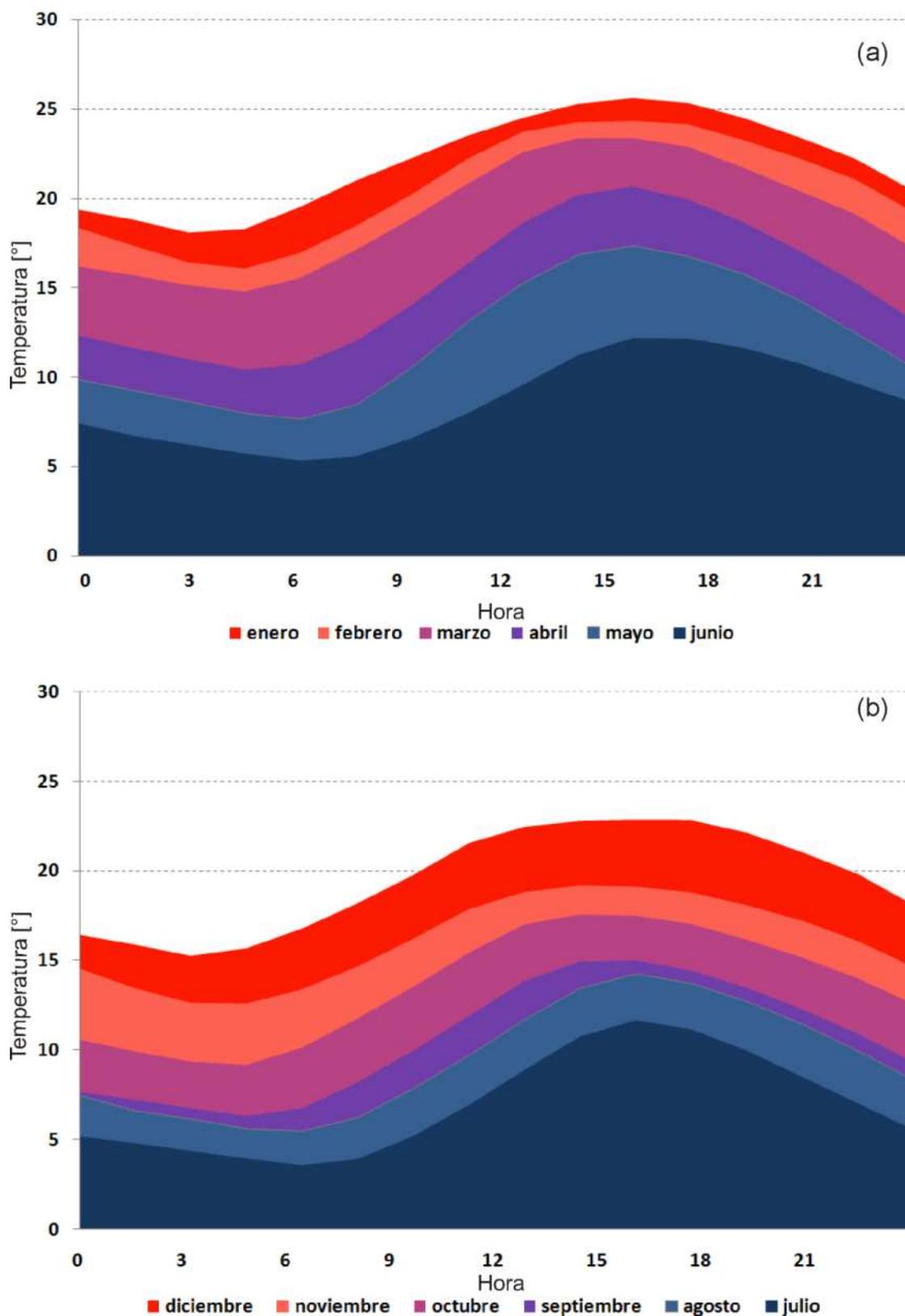


Figura 3-17: Ciclo diario de la temperatura (promedio horario) para cada mes en el período 2009-2011 en Playas Doradas. Enero-junio (a); julio-diciembre (b). Fte. elaboración propia.

La radiación solar incidente varía en función del tiempo (hora, mes), la latitud y la composición atmosférica. En Las Grutas la radiación incidente diaria promediada para cada mes (enero a junio del año 2011) muestra una marcada amplitud diaria y estacional (Fig. 3-18). Lógicamente los valores máximos se registran en el cenit del día, alcanzando valores de radiación media diaria estival cercanos a 1000 Wm^{-2} ($1,4 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$) en el mes de enero, que corresponde al 71 % de la constante solar (Fig. 3-18). Por el contrario, los valores mínimos de radiación diaria alcanzaron en promedio 200 Wm^{-2} durante el mes de julio (Fig. 3-18). Este régimen de radiación diario y mensual se asimila a aquellos constatados por Quereda Sala *et al.* (2002) para una estación meteorológica localizada en similar posición latitudinal del hemisferio Norte. En los meses de verano la duración máxima de la radiación alcanza 16 hs, mientras que en invierno 10 hs.

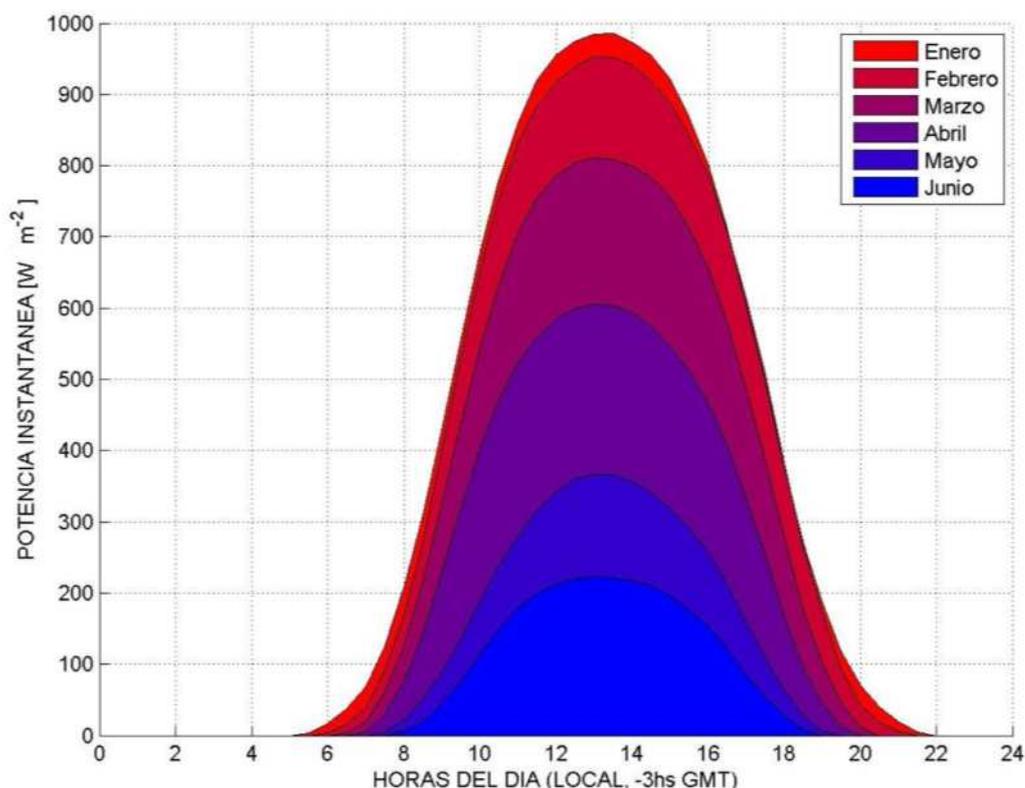


Figura 3-18: Radiación diaria promediada para los meses de enero a junio en el año 2011 en Las Grutas. Fte. elaboración propia.

La velocidad media anual para el período 2009-2011 es mayor en la localidad de Playas Doradas ($6,1 \text{ m s}^{-1}$) que en Las Grutas ($5,3 \text{ m s}^{-1}$). Esta tendencia se observa en todos los meses del año (Fig. 3-19). De acuerdo con la escala Beaufort, la intensidad media anual representa una brisa débil en Las Grutas y una brisa moderada en Playas Doradas. El comportamiento anual de la velocidad mostró una variabilidad semejante en ambos sitios. Se observa un ligero aumento de la velocidad por encima de la media en los meses de octubre a febrero que llega en promedio a $5,6 \text{ m s}^{-1}$ en Las Grutas y $6,5 \text{ m s}^{-1}$ en Playas Doradas (Fig. 3-19).

La dirección del viento predominante en ambos sitios es del NO, con una frecuencia anual del 25,9 % (Tabla 3-7). La segunda componente del viento en importancia es del S en Las Grutas y del N en Playas Doradas (Tabla 3-7). En la figura 3-20 se observa que el viento medio anual más intenso proviene de los sectores S y O en Las Grutas y del NE y SO en Playas Doradas. Factores geográficos tales como la orientación de la costa y la presencia de un relieve positivo más notorio en cercanías de Playas Doradas (Fig. 2-9) podrían influenciar las diferencias halladas.

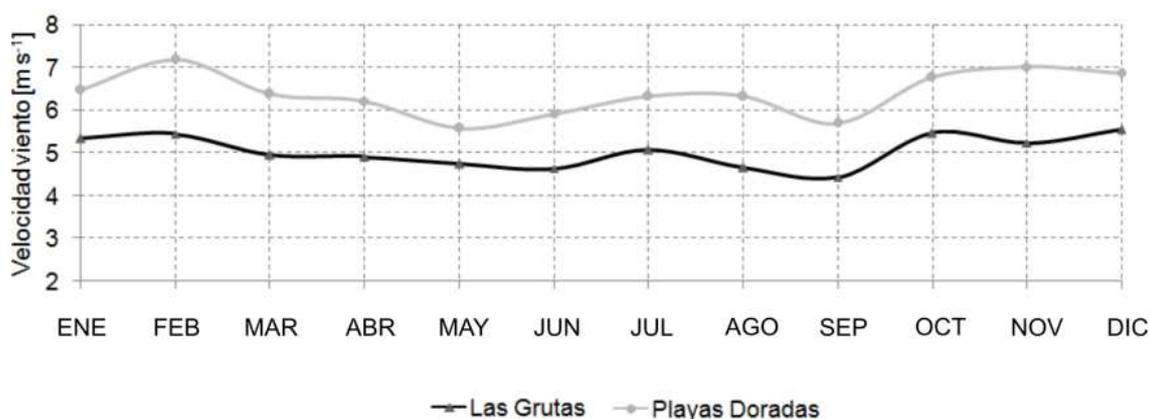


Figura 3-19: Velocidad del viento media mensual para el período 2009-2011 en Las Grutas y Playas Doradas. Fte. elaboración propia.

Estación	Verano	Otoño	Invierno	Primavera	Anual
Las Grutas	NO (26 %) S (18 %)	NO (34,9 %) N (19,1 %)	NO (33,2 %) O (22,3 %)	S (22,2 %) NO (18,6 %)	NO (25,9 %) S (18,1 %)
Playas Doradas	NE (17,5 %) NO (15,4 %)	NO (34,5 %) N (20,2 %)	NO (31 %) N (21 %)	NO (19,5 %) NE (16,2 %)	NO (25,9 %) N (17,3 %)

Tabla 3-7: Dirección del viento predominante y secundaria por estación en Las Grutas y Playas Doradas. Fte. elaboración propia.

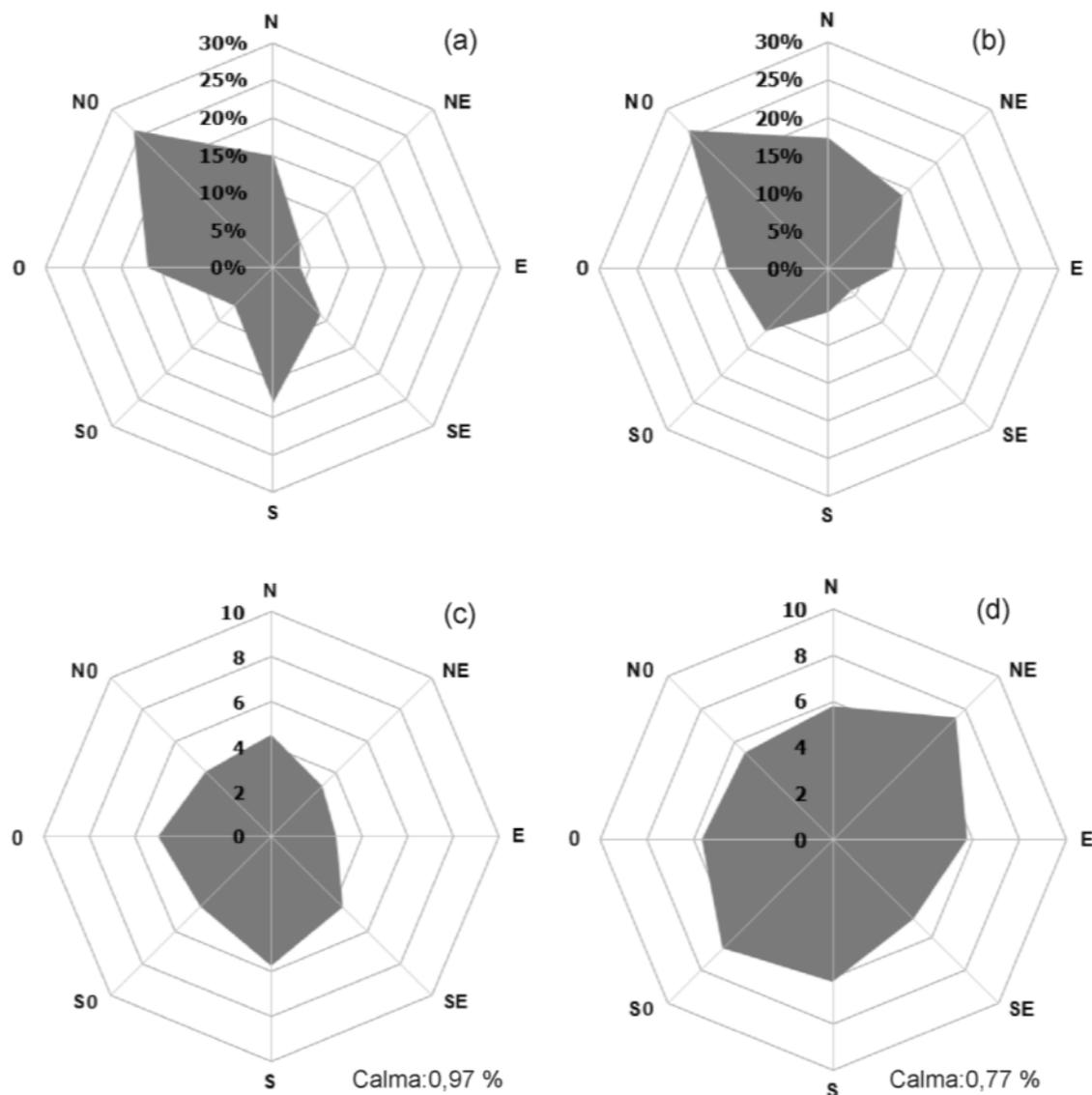


Figura 3-20: Dirección (a y b) y velocidad [m s^{-1}] (c y d) del viento anual para el período 2009-2011 en Las Grutas (a y c) y Playas Doradas (b y d). Fte. elaboración propia.

La calma es más frecuente en Las Grutas (0,97 %) que en Playas Doradas (0,77 %), aunque es mínima en ambos sitios. En Las Grutas las calmas ocurren mayormente durante la estación de primavera, mientras que el menor porcentaje se produce en invierno. En Playas Doradas el patrón de distribución estacional de calmas es similar a Las Grutas. Estas ocurren mayormente durante las horas de la noche y la madrugada.

La variación de la velocidad del viento se describe usualmente mediante la función de densidad de Weibull (Weisser, 2003). Numerosos estudios demostraron que esta función posee significativas ventajas en el análisis de la variable debido a la

flexibilidad y capacidad de adaptación (correlacionarse) a una amplia base de registros de velocidades (Lun y Lam, 2000; Atsu y Dorvlo, 2002). De este modo, este tipo de análisis probabilístico es considerado como una aproximación estándar (Musgrove, 1988; Lu *et al.*, 2002). La expresión analítica está dada por (Rosen *et al.*, 1999; Zhou *et al.*, 2006)

$$f(v) = \frac{k}{c} \left(\frac{v}{c}\right)^{k-1} \exp\left(-\left(\frac{v}{c}\right)^k\right) \quad (v > 0)$$

donde $f(v)$ es la probabilidad de la observación de una velocidad v , c es el parámetro de escala [m s^{-1}] y k el parámetro de forma (adimensional). El parámetro de escala indica que tan “ventoso” es un sitio, mientras que el de forma que tan “aguda” es la distribución (Weisser, 2003). A partir de la velocidad v y la varianza σ^2 de la serie de registros, se aplican las siguientes ecuaciones para calcular los parámetros de Weibull k y c (Weisser, 2003)

$$k = \left(\frac{\sigma}{Vm}\right)^{-1,086} \quad (1 \leq k \leq 10)$$

$$c = \frac{Vm}{\Gamma(1 + 1/k)}$$

donde Vm es la velocidad media del viento calculada como

$$Vm = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n v_i$$

la varianza σ^2 de los registros del viento se obtiene como

$$\sigma^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (v_i - Vm)^2$$

y la función gamma ($\Gamma(x)$) se calcula a partir de

$$\Gamma(x) = \int_0^{\infty} e^{-u} u^{x-1} du$$

Se calcularon los dos parámetros (k , c) de la función de densidad de distribución de Weibull y un histograma basado en un *kernel* normal de distribución (Bowman y Azzalini, 1997) para los períodos estacional y anual en las dos estaciones (Figs. 3-21 y 3-22). En ambos sitios la distribución de la velocidad del viento se ajustó a la función de densidad de Weibull. De acuerdo a los resultados obtenidos, el factor anual de k resultó ser mayor en Playas Doradas ($k=1,988$) que en Las Grutas ($k=1,843$), por lo tanto el régimen de viento es más uniforme en el primer sitio mencionado (Figs. 3-21 y 3-22). En dicho sitio, el valor más alto de k (2,222) ocurre durante el invierno, mientras que el menor ($k=1,872$) en primavera. En contraposición, el valor de k para Las Grutas oscila entre 1,794 en otoño y 1,914 en verano.

El parámetro de escala indica una medida de centralidad de la densidad de probabilidad. Se observa que los valores de c superan ligeramente ($\sim 0,5 \text{ m s}^{-1}$) a la velocidad media, con excepción del período invernal en Playas Doradas, en cuyo caso los valores son semejantes (Figs. 3-21 y 3-22). Esto señala que para ambas localidades son más frecuentes los vientos superiores a la media.

La precipitación media anual para el período de estudio (dos años hidrológicos comprendidos de junio -2009- a mayo inclusive -2011-) es 170,5 y 260 mm en Las Grutas y Playas Doradas, respectivamente. La precipitación media mensual es de 14,2 y 21,7 mm para Playas Doradas y Las Grutas, respectivamente. El desvío estándar es $\pm 14,3$ y $\pm 17,3$ para Playas Doradas y Las Grutas, por lo que esta última localidad mostró una mayor variabilidad (Fig. 3-23). En términos generales, se observa un patrón de precipitación mensual similar en ambos sitios (Fig. 3-23). Los máximos mensuales alcanzaron 101,4 mm (Las Grutas) y 103 mm (Playas Doradas) correspondientes al mes de marzo del año 2010 (Fig. 3-23). A diferencia de Las Grutas, en Playas Doradas ocurrieron meses sin precipitación.

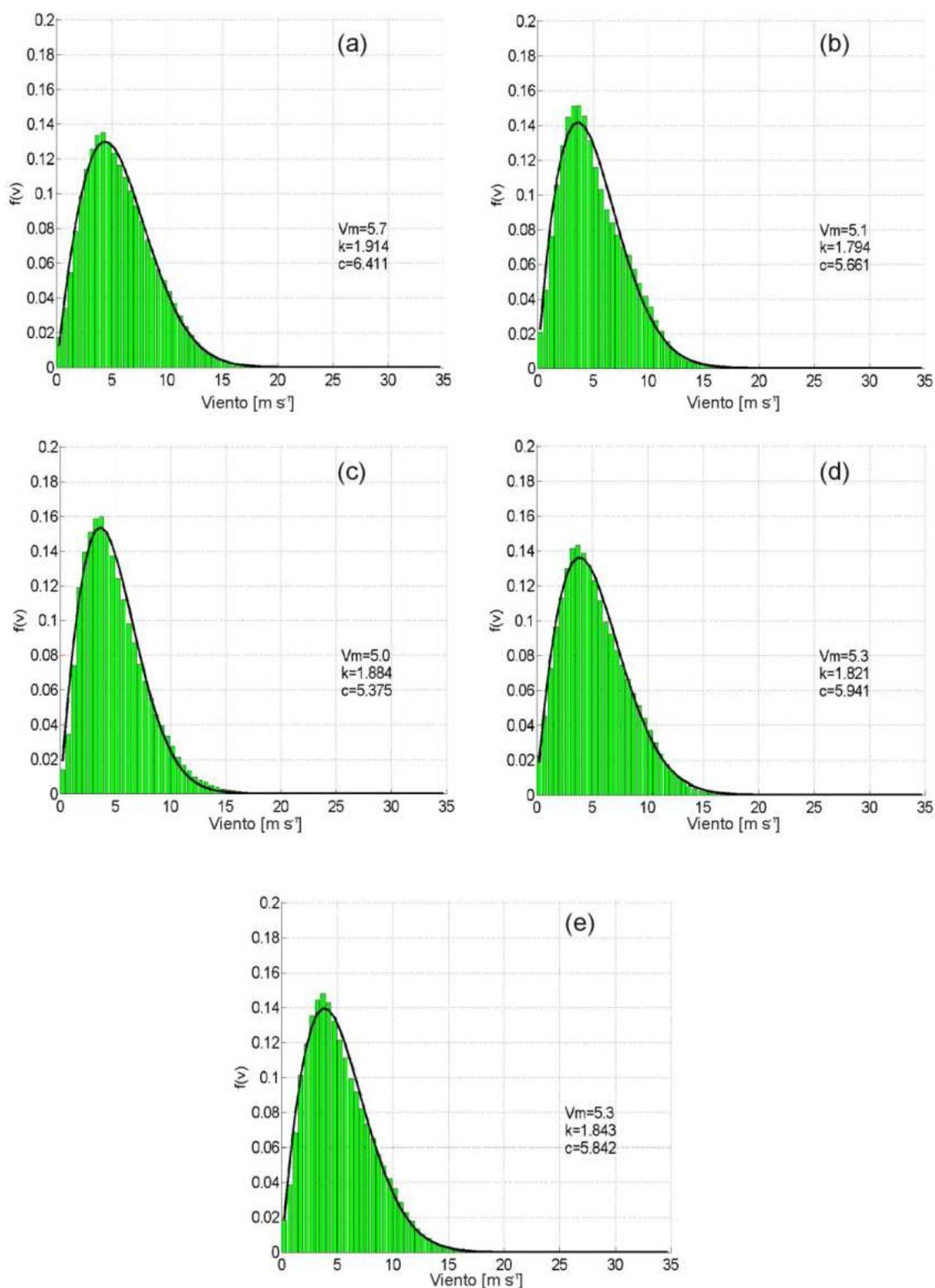


Figura 3-21: Distribución de frecuencia de velocidades del viento estacional y ajuste a una distribución Weibull para el período 2009-2011 en Las Grutas. (a) Verano. (b) Otoño. (c) Invierno. (d) Primavera. (e) Anual. Fte. elaboración propia.

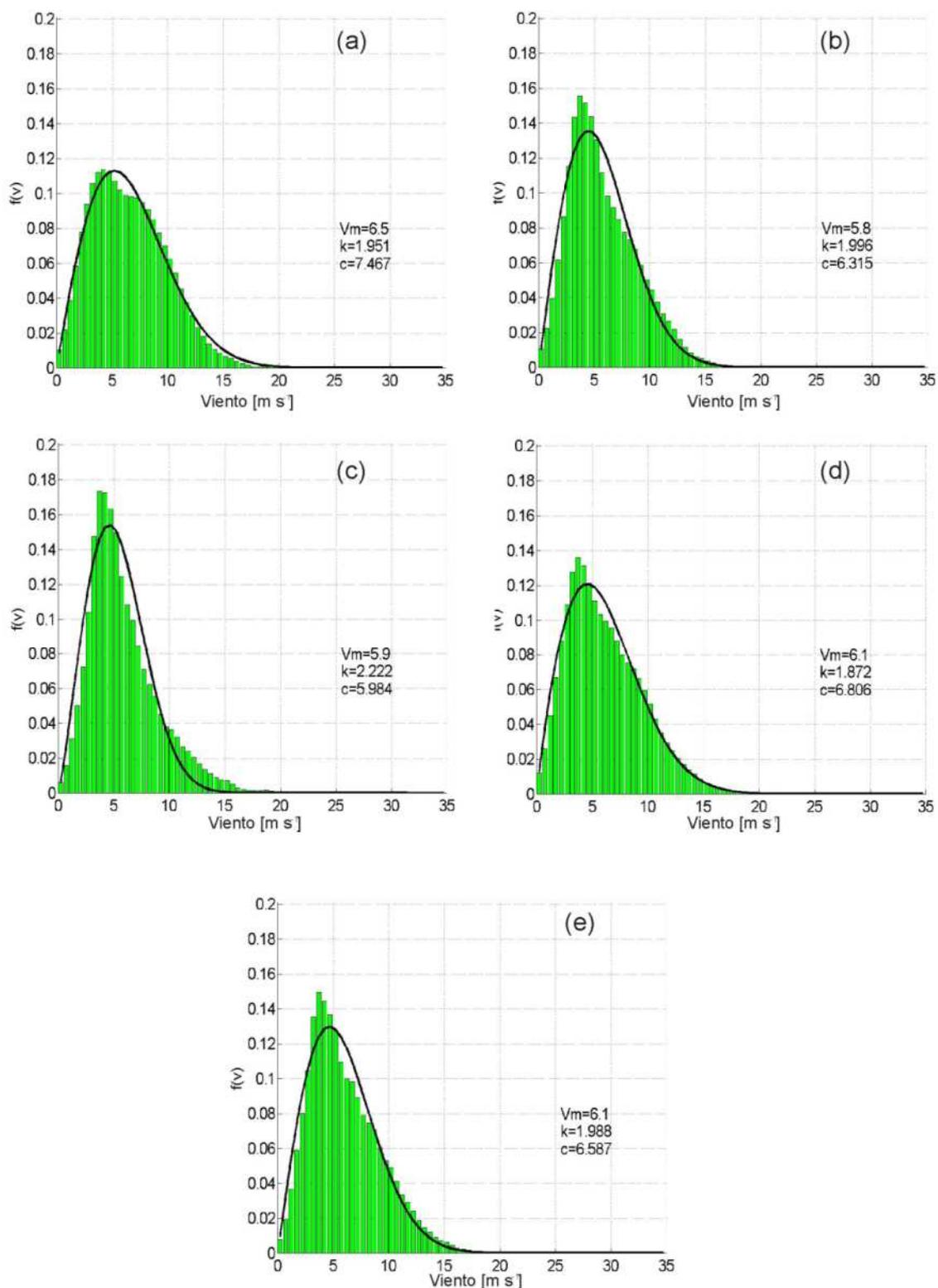


Figura 3-22: Distribución de frecuencia de velocidades del viento estacional y ajuste a una distribución Weibull para el período 2009-2011 en Playas Doradas. (a) Verano. (b) Otoño. (c) Invierno. (d) Primavera. (e) Anual. Fte. elaboración propia.

El número de eventos de precipitación diarios fue mayor en Las Grutas (Tabla 3-8). Los eventos se caracterizan por ser inferiores a 10 mm día⁻¹ en ambos sitios. Los rangos de cantidades diarias acumuladas mostraron variación entre los sitios, principalmente en aquel entre 20 y 40 mm (Tabla 3-8). Al respecto, un porcentaje no despreciable de los eventos (8,8 %) ocurridos en Las Grutas, acumulan entre 20 y 40 mm. En Playas Doradas los eventos que acumulan entre 10 y 20 mm poseen una participación relevante (14,2 %).

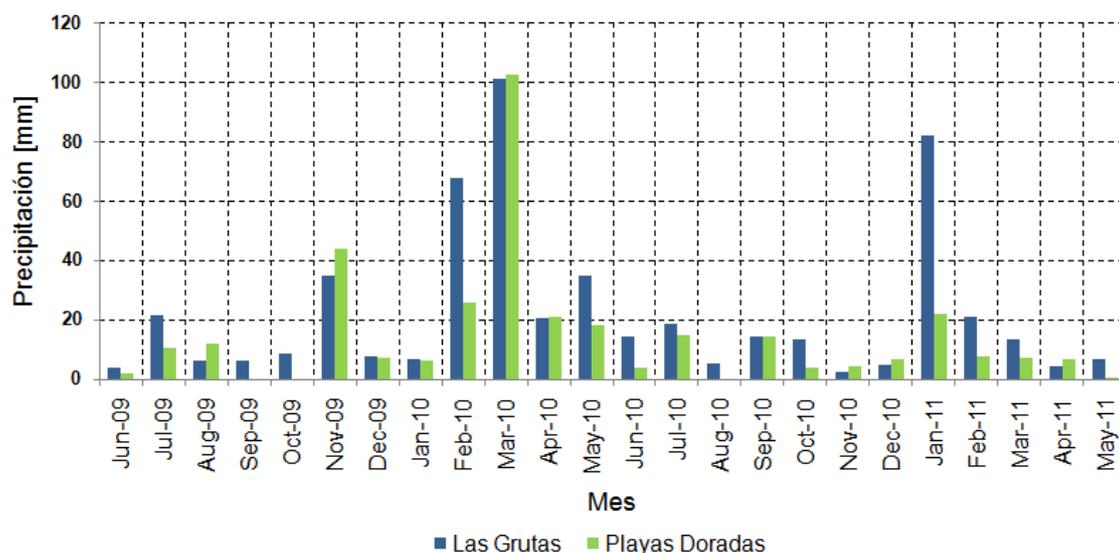


Figura 3-23: Precipitación mensual acumulada para el período entre junio del año 2009 a mayo del 2011 en Las Grutas y Playas Doradas. Fte. elaboración propia.

Rango	Las Grutas		Playas Doradas	
	Absoluto	Relativo	Absoluto	Relativo
< 10 mm	64	80	43	76,6
10 - 20 mm	8	10	8	14,2
20 - 40 mm	7	8,8	1	1,7
> 40 mm	1	1,2	2	3,5
Total	80	100	56	100

Tabla 3-8: Valores absolutos y relativos del número de eventos de precipitación diaria a diferentes rangos de cantidad caída, para el período entre junio del año 2009 a mayo del 2011 en Las Grutas y Playas Doradas. Fte. elaboración propia.

Se seleccionaron eventos de máxima intensidad de precipitación en el período de estudio para cada sitio (Fig. 3-24). La máxima intensidad registrada fue de 1,8 mm min⁻¹

¹, cuyo evento ocurrió en Las Grutas el día 17 de febrero del año 2010 (Fig. 3-24a). Dicha intensidad se observa con claridad en la fuerte pendiente de la curva acumulativa. La precipitación total para ese día alcanzó 52,8 mm. En dicho evento, en el período entre las 20:45 y las 21:55 hs de precipitación constante se acumularon 43,2 mm con una intensidad media de $0,62 \text{ mm min}^{-1}$ (Fig. 3-24a). En Playas Doradas, el evento de mayor intensidad ocurrió el día 23 de marzo del año 2010, en el cual se acumularon 52 mm. La máxima intensidad alcanzó $0,41 \text{ mm min}^{-1}$ (Fig. 3-24b). La precipitación constante, entre las 11:00 y 17:00 hs, registró una intensidad media de $0,14 \text{ mm min}^{-1}$ (Fig. 3-24b).

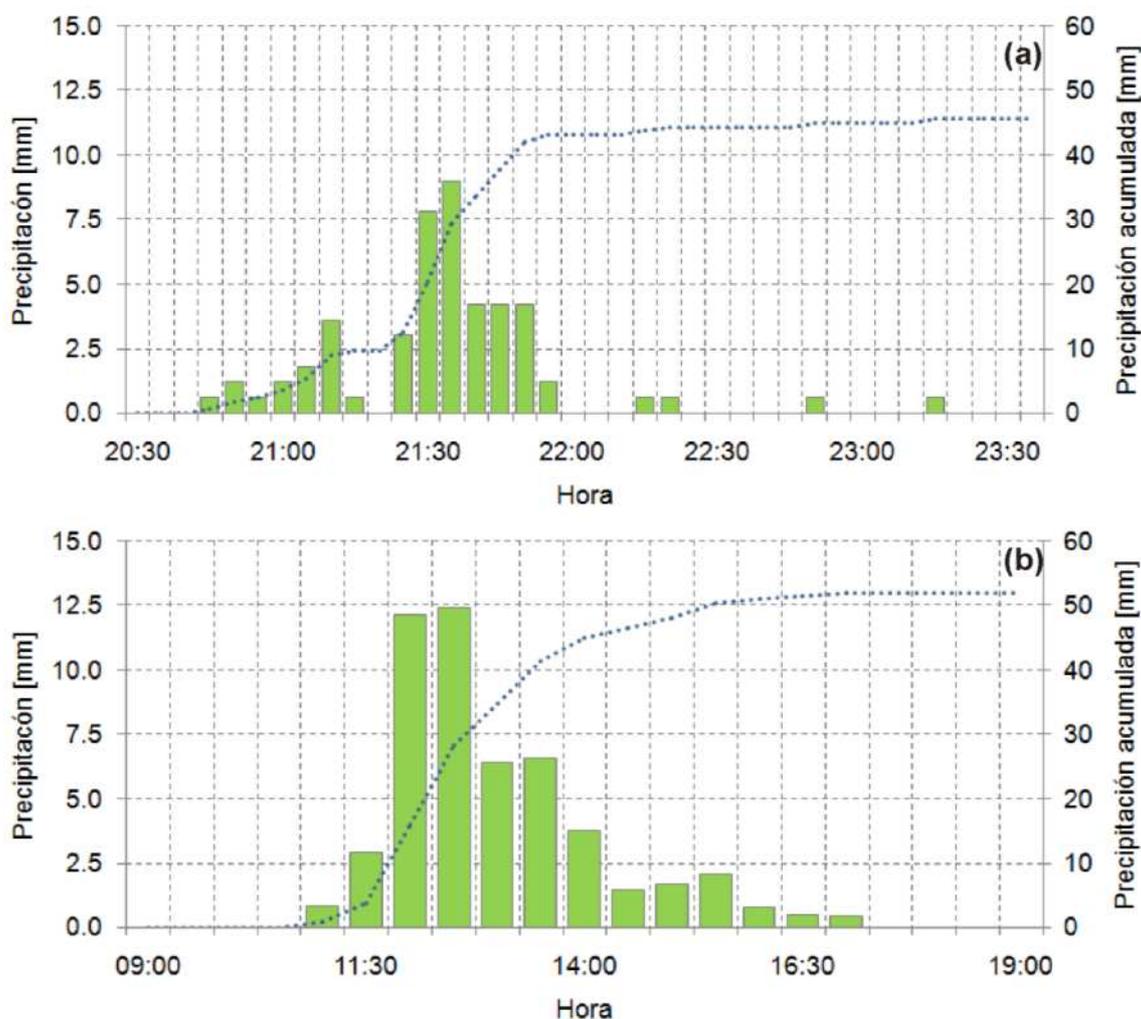


Figura 3-24: Hietograma que muestra la intensidad de precipitación máxima registrada y la curva acumulativa para el período entre junio del año 2009 a mayo del 2011 en Las Grutas (a) y Playas Doradas (b). Fte. elaboración propia.

3.3 - DÉFICIT HÍDRICO EN SAN ANTONIO OESTE

La determinación del contenido de agua en el suelo resulta esencial en regiones áridas o semiáridas para el manejo adecuado de los mismos. Por ejemplo, en la región semiárida de Murcia (España) el déficit medio mensual entre los años 1941 y 2000 osciló entre 110 y 120 mm durante el período seco (Belmonte Serrato y Romero Díaz, 1996). En China el déficit promediado en sesenta y cinco localidades mostró una tendencia decreciente del 13,5 % para el período 1954-1993 (Thomas, 2000). El máximo valor de déficit estimado para ese período fue del orden de 350 mm mes⁻¹ en el año 1980. Estudios similares en Argentina realizaron un análisis en tres localidades de la región central semiárida que mostraron una tendencia decreciente del déficit para el período 1941-2000 (De La Casa y Moore, 2008). En dicho estudio, los valores máximos de déficit estimados superaron los 150 mm mes⁻¹ (De La Casa y Moore, 2008).

Tal como se expresó, el contenido de agua en el suelo está determinado por la precipitación, evapotranspiración y propiedades del suelo. Cuando no se dispone de mediciones directas de la evapotranspiración potencial (ETP), la misma puede ser obtenida a través de métodos de estimación que se basan en diferentes modelos teóricos. El método de FAO Penman-Monteith (FAO P-M) es considerado el más fidedigno (Jensen *et al.*, 1990; Di Stefano y Ferro, 1997; Allen *et al.*, 2006) ya que se basa en principios físicos y requiere una gran variedad de parámetros meteorológicos que inciden en la ETP (Mohan y Arumugan, 1995; Shahidian *et al.*, 2009). Consecuentemente, el método FAO P-M permite una comparación de la ETP durante varios períodos del año, en diferentes regiones y para diferentes cultivos (Er-Raki *et al.*, 2007). Numerosos trabajos previos se focalizaron en el análisis comparativo entre diversos métodos de estimación de ETP con referencia al método estandarizado de FAO P-M (p.e., Paltineanu *et al.*, 1999; Lee *et al.*, 2004; Chen *et al.*, 2005; Mallikarjuna y Jyothy, 2008; Trajkovic y Kolakovic, 2009) cuyo grado de correlación varía de acuerdo con las condiciones locales.

La región de estudio se localiza en una zona semiárida de relativamente baja productividad agropecuaria como consecuencia del déficit hídrico y la insuficiencia

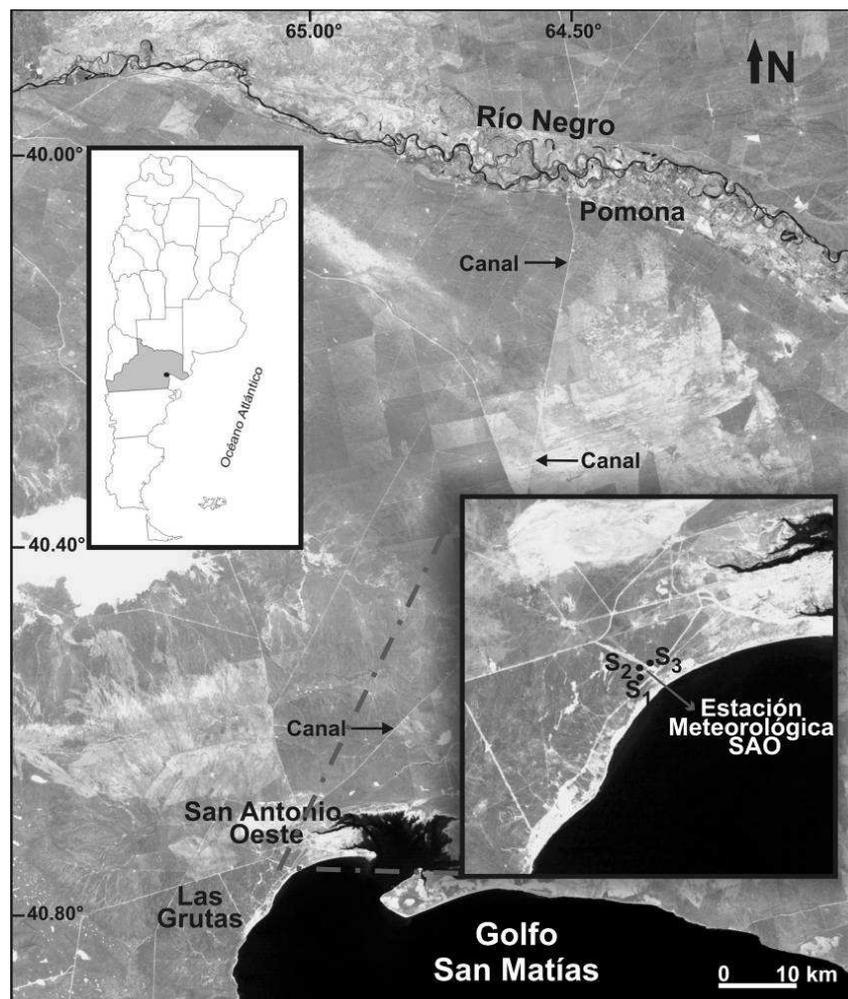


Figura 3-25: Localización de la estación meteorológica SAO y los sitios de muestreo sedimentológico (S_1 , S_2 y S_3). Imagen satelital Landsat 5 TM proporcionada por CONAE. Fte. Genchi *et al.* (2010).

de aguas superficiales (Genchi *et al.*, 2010). La demanda hídrica de los núcleos poblacionales de SAO y Las Grutas es abastecida por el río Negro mediante un canal de 188 km de longitud que conecta las localidades de Pomona-SAO (Fig. 3-25), cuya capacidad de transporte es $7 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. En las fracciones rurales aledañas se desarrolla la ganadería extensiva.

3.3.1 - MÉTODO DE TRABAJO

Se realizaron balances hídricos climáticos normales (BHC_n) y secuenciales (BHC_s) de acuerdo con Thornthwaite y Matter (1955) sobre la base de datos climáticos registrados en la estación meteorológica SAO perteneciente al SMN (Genchi *et al.*,

2010). Los BHC_n se aplicaron a cuatro decenios de estadísticas climáticas para el período 1961-2000. Para el BHC_s se seleccionaron los años 1986 y 1997, los cuales presentan valores mínimos y máximos de precipitación del período 1961-2000, respectivamente. Se analizó el comportamiento de la precipitación (P), ETP y las condiciones edáficas.

Para el cálculo de los BHC_n y BHC_s se seleccionó y calibró el método de estimación de la ETP más adecuado a las condiciones de sitio. Se realizó una comparación entre cuatro métodos empíricos de ETP mensual (Christiansen, Turc, Thornthwaite y Hargreaves) con referencia al método de FAO P-M a escala diaria (Tabla 3-9). Para ello se empleó una serie de datos continua, de resolución temporal diaria, perteneciente a la estación SAO (Abril de 2008-Marzo de 2009).

El modelo de Thornthwaite y Matter (1955) asume que la evapotranspiración real adquiere el rango de potencial en un determinado mes en el cual $P \geq ETP$. El BHC_s para el año húmedo se realizó a diferentes niveles de almacenamiento de agua en el suelo (AAS=30, 50 mm) y se basa en un nivel de reservorio unitario en el perfil del suelo. La reserva se adiciona cuando la diferencia positiva entre $P - ETP$ es superior a la AAS.

Para la caracterización de las condiciones edáficas se realizó un análisis de textura del suelo y contenido de materia orgánica. Se muestrearon tres sitios representativos próximos a la estación SAO (S_1 , S_2 y S_3) (Fig. 3-25) en noviembre del año 2009. Los sedimentos fueron recogidos con tubos de policarbonato de 30 cm de longitud y 8 cm de diámetro. Para la clasificación textural de los sedimentos se utilizó un analizador de partículas *Mastersizer 2000* (partículas < 1 mm) y una serie de tamices (partículas > 1 mm). El contenido de materia orgánica se determinó por calcinación a 500 °C durante 4 hs, sobre una muestra de 5 gr, previa desecación (100 °C en 24 hs).

3.3.2 – RESULTADOS

3.3.2.1 – Evapotranspiración potencial

La comparación entre los métodos empíricos considerados (Christiansen, Turc, Thornthwaite, Hargreaves) y el método estándar de FAO P-M indica que los dos

Método	Ecuación	Nomenclatura
Christiansen (Mallikarjuna y Jyothy, 2008)	$ETP = 0,324R_i C_t C_w C_h C_s C_e$ $C_t = 0,463 + 0,425 \left(\frac{T}{T_0} \right) + 0,122 \left(\frac{T}{T_0} \right)^2$ $C_w = 0,672 + 0,406 \left(\frac{W}{W_0} \right) - 0,078 \left(\frac{W}{W_0} \right)^2$ $C_h = 1,035 + 0,240 \left(\frac{H}{H_0} \right)^2 - 0,275 \left(\frac{H}{H_0} \right)^3$ $C_s = 0,340 + 0,856 \left(\frac{S}{S_0} \right) - 0,196 \left(\frac{S}{S_0} \right)^2$ $C_e = 0,970 + 0,030 \left(\frac{E}{E_0} \right)$	<p>ET: evapotranspiración potencial [mm mes⁻¹]</p> <p>R_i: radiación extraterrestre [mm d⁻¹]</p> <p>T: temperatura media mensual [°C] y T₀=20</p> <p>W: velocidad del viento media mensual a 2 m sobre el nivel del suelo [km h⁻¹] y W₀=6,7</p> <p>H: humedad relativa media mensual (en decimales) y H₀=0,60</p> <p>S: porcentaje medio de brillo solar (en decimales) y S₀=0,80</p> <p>E: elevación sobre el nivel del mar [m] y E₀=300</p>
Turc (Aguilo Alonso <i>et al.</i> , 2000)	$ETP = 0,4(R_i + 50) \frac{T}{T + 15}$ $\left\{ \begin{array}{l} H \leq 50 \\ 1 + \frac{50 - H}{70} \end{array} \right\}$	<p>ETP: evapotranspiración potencial [mm mes⁻¹]</p> <p>R_i: radiación de onda corta [cal cm⁻² día⁻¹]</p>
Thorntwaite (Xu y Singh, 2001)	$ETP = 16K_a \left(\frac{10T_j}{I} \right)^a$ $a = 6,75 \times 10^{-7} I^3 - 7,71 \times 10^{-5} I^2 + 1,79 \times 10^{-2} I + 0,49239$ $I = \sum_{j=1}^{12} i_j$ $i_j = \left(\frac{T_j}{5} \right)^{1,514}$	<p>ETP: evapotranspiración potencial [mm mes⁻¹]</p> <p>T_j: temperatura media mensual [°C]</p> <p>I: índice de calor</p> <p>K_a: factor de corrección en función de la latitud y el mes</p>
Hargreaves (Veihmeyer, 1964)	$ETP = kd(0,38 - 0,0038 H)(T - 32)$	<p>ETP : Evapotranspiración potencial [inches mes⁻¹]</p> <p>k: coeficiente de uso consuntivo (k≈1 para zonas semiáridas)</p> <p>d: coeficiente en función de la latitud (1,08)</p> <p>T: temperatura media mensual [°F]</p>
FAO Penman- Monteith (Shahidian <i>et al.</i> , 2009)	$ETP = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34u_2)}$	<p>ETP: evapotranspiración potencial [mm día⁻¹]</p> <p>Δ: pendiente de la curva de presión de vapor [kPa</p>

	°C ⁻¹
	R _n : radiación neta [MJ m ⁻² día ⁻¹]
	G: flujo del calor de suelo [MJ m ⁻² día ⁻¹]
	γ: constante psicrométrica [kPa °C ⁻¹]
	T: temperatura media diaria a 2 m de altura [°C]
	u ₂ : velocidad del viento a 2 m de altura [m s ⁻¹]
	e _s : presión de vapor de saturación [kPa]
	e _a : presión real de vapor [kPa]

Tabla 3-9: Ecuaciones y nomenclatura de los métodos de estimación de *ETP* empleados. Fte. elaboración propia.

primeros presentan los valores más elevados de correlación, cuyos valores son $r^2=0,994$ y $r^2=0,990$, respectivamente (Fig. 3-26) (Genchi *et al.*, 2010). En contraposición, los métodos de Thornthwaite y Hargreaves señalan una menor correlación de $r^2=0,9116$ y $r^2=0,8603$, respectivamente (Fig. 3-26) (Genchi *et al.*, 2010). El método de Christiansen muestra una mayor aproximación al método de FAO P-M en particular durante el período estival, con un error relativo medio de 1,1 % (Fig. 3-27). Durante los meses de invierno este método posee un error relativo medio de 24,2 % con tendencia a subestimar la *ETP*. En cambio, el método de Turc tiende a subestimar los valores de *ETP* tanto en verano como en invierno, con errores relativos medios de 37,7 y 46,3 %, respectivamente (Fig. 3-27) (Genchi *et al.*, 2010).

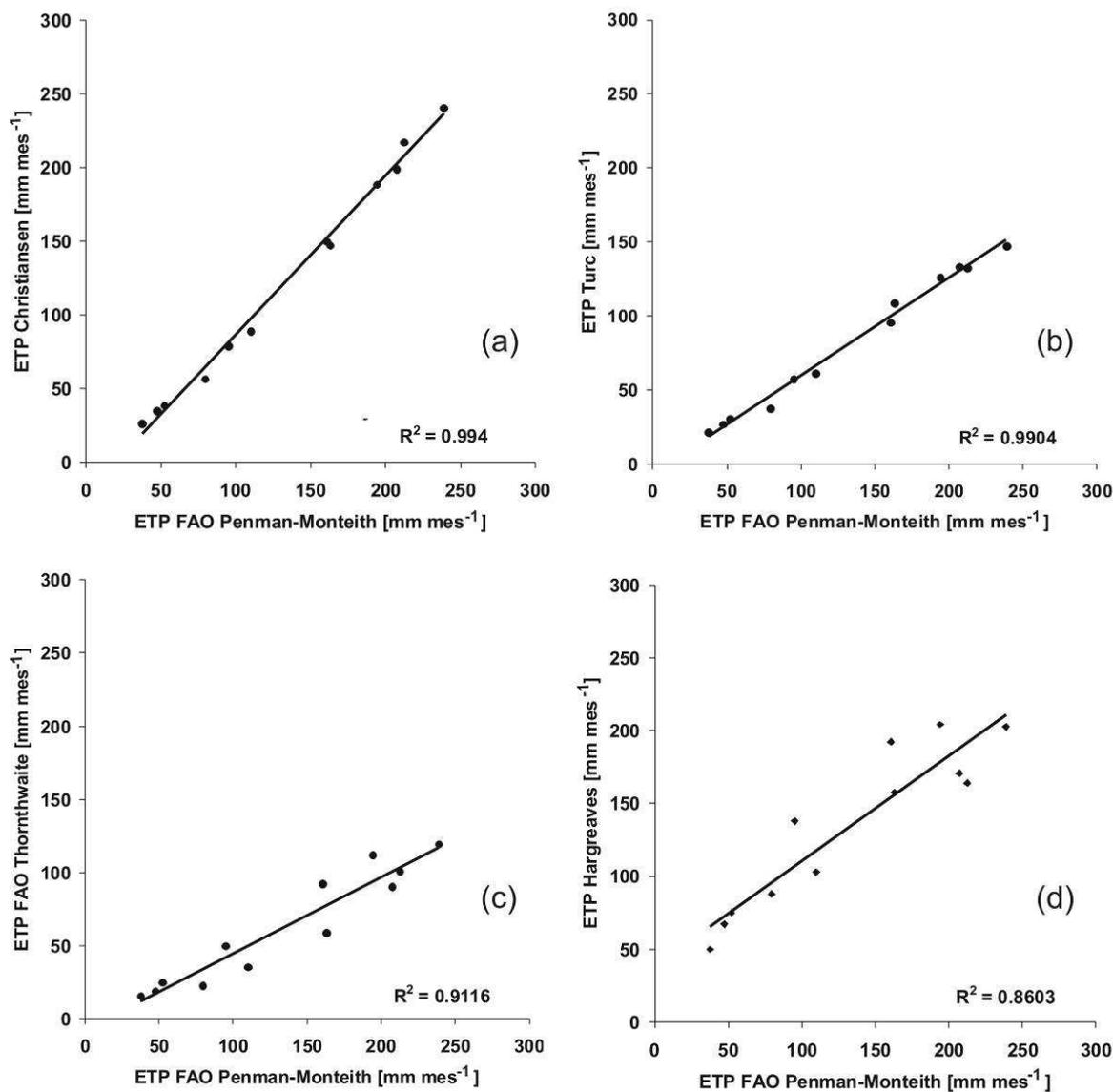


Figura 3-26: Correlación entre cuatro métodos de estimación de ETP y el método de FAO P-M. (a) Christiansen; (b) Turc; (c) Thornthwaite; (d) Hargreaves. Fte. Genchi *et al.* (2010).

La calibración del método de Christiansen con referencia a FAO P-M se obtiene a partir de la correlación entre ambos métodos. La ecuación de calibración se expresa como (Genchi *et al.*, 2010)

$$CH_c = aCH + b$$

donde CH_c es el valor obtenido por el método de Christiansen corregido; CH el valor de Christiansen y, a y b es 0,9212 y 20,345, respectivamente.

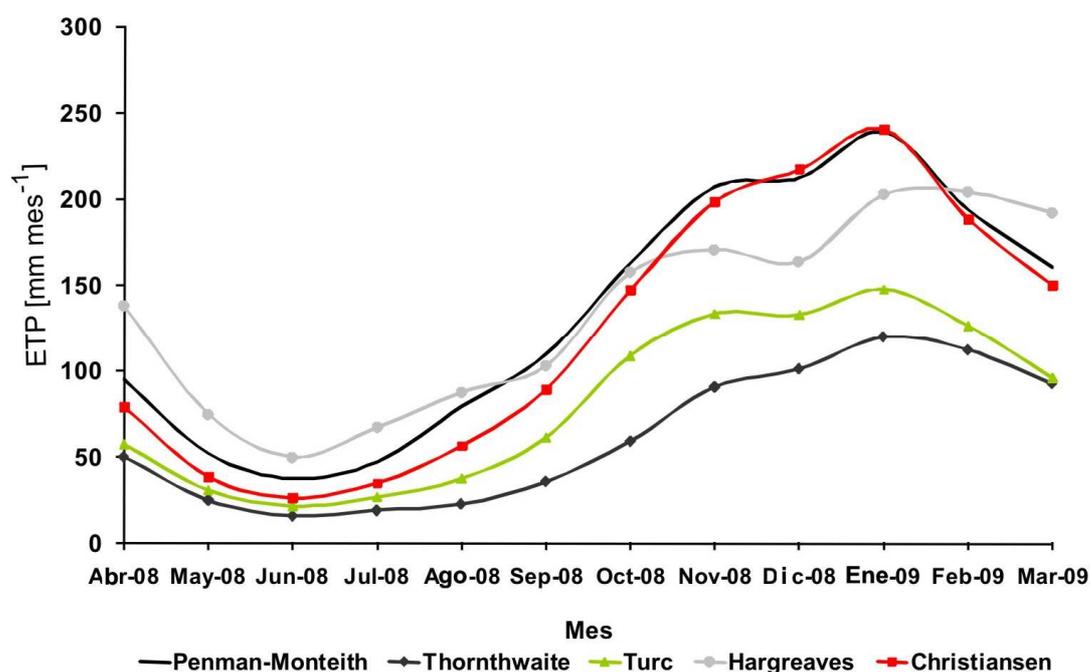


Figura 3-27: Comparación de la ETP computada por FAO P-M y cuatro métodos empíricos para el período abril de 2008-marzo de 2009. Fte. Genchi *et al.* (2010).

La ETP media anual para el área de estudio estimada por el método de Christiansen, previa calibración, es 1.434 mm (1961-2000) (Genchi *et al.*, 2010). La tendencia para el período 1961-2000 es decreciente, con un máximo medio anual en el decenio 1971-1980 (1.485 mm) y un mínimo de 1.377 mm en el siguiente decenio. El comportamiento intraanual medio de la ETP muestra una significativa variación estacional (Fig. 3-28). Los resultados indican valores medios de 181 mm mes⁻¹ durante el período estival, mientras que en los meses de invierno la ETP media es de 62 mm mes⁻¹.

3.3.2.2 – Características edáficas

El área de SAO se ubica en un sistema hidrogeológico de planicies con importante infiltración. Los suelos corresponden al orden Aridisol, con dominio de los Calcioritides típicos (Godagnone *et al.*, 1993). Se caracterizan por poseer escaso desarrollo pedogenético y bajo contenido de materia orgánica (< 1 %) (Tabla 3-10) (Genchi *et al.*, 2010). Presentan perfiles poco evolucionados y de escaso espesor (< 50 cm). Predomina el grupo textural arena limosa (Tabla 3-10), con presencia de arcilla menor al 10 %

(Genchi *et al.*, 2010). Las gravas poseen una localización errática en superficie y sólo contienen un porcentaje significativo (17 %) en el S₁ (Fig. 3-24).

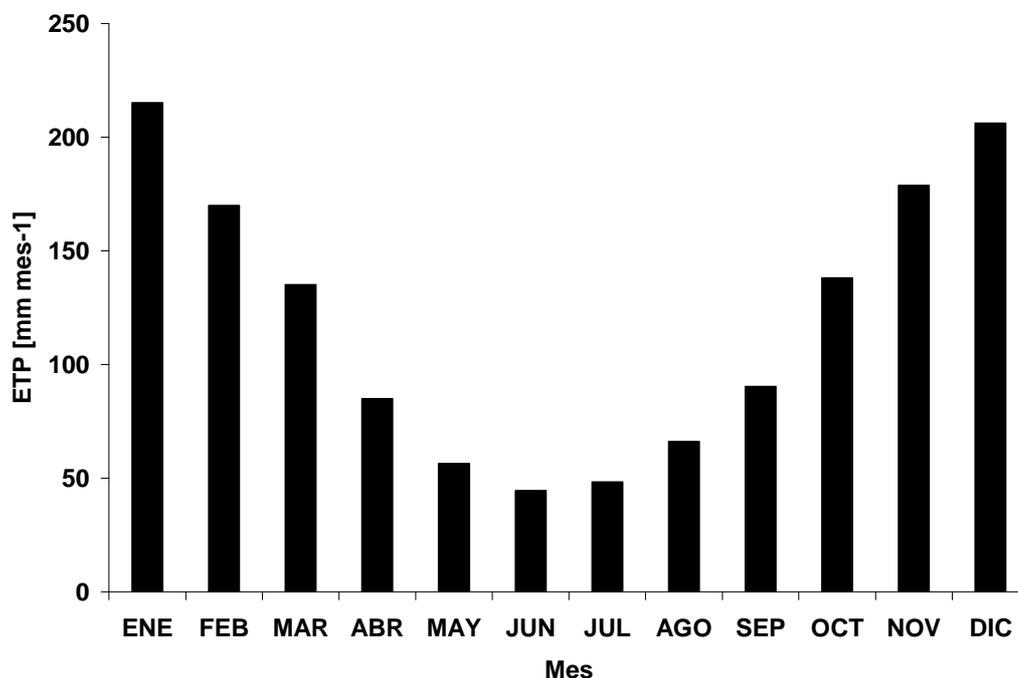


Figura 3-28: Evapotranspiración potencial media mensual de acuerdo con Christiansen (1961-2000). Fte. Genchi *et al.* (2010).

A escala regional, los suelos presentan valores de almacenamiento de agua que oscilan entre 20 y 50 mm (Damiano y Taboada, 2000). Estos suelos pertenecen al grupo hidrológico B, caracterizados por poseer buen drenaje y bajo potencial de escorrentía (Monsalve Sáenz, 1999). Las velocidades de infiltración superan los 100 mm h⁻¹.

Sitio	Grava (%)	Arena (%)	Limo (%)	Arcilla (%)	Materia Orgánica (%)
S1 [40°45' 29''S 65°01'50''W]	17,1	56,1	20,0	6,8	0,54
S2 [40°45'17''S 65°01'56''W]	3,2	57,5	29,6	9,8	0,76
S3 [40°45'12''S 65°01'39''W]	2,1	48,2	40,7	9,0	0,72

Tabla 3-10: Granulometría y contenido de materia orgánica del suelo en tres sitios del área de estudio (Fig. 3-24). Fte. Genchi *et al.* (2010).

3.3.2.3 - Balances hídricos climáticos normales. Período 1961-2000

Las interrelaciones entre los componentes de los BHC_n evidenciaron condiciones semejantes en los cuatro decenios considerados. Los valores de ETP se incrementan significativamente durante el período estival, mientras que las escasas lluvias se incrementan ligeramente en los meses de invierno (Fig. 3-6). Los BHC_n mostraron déficit hídrico permanente, con valores medios anuales por decenio que oscilaron entre 1.110 y 1.258 mm (Genchi *et al.*, 2010). El déficit se acentúa en el período comprendido entre los meses de septiembre a marzo, que concentra más del 80 % del total anual (Fig. 3-29) (Genchi *et al.*, 2010). El máximo valor medio mensual de déficit para el período 1961-2000 es de 194 mm, que corresponde al mes de enero. El menor valor medio de déficit para el mismo período fue 22 mm mes⁻¹, perteneciente al mes de junio.

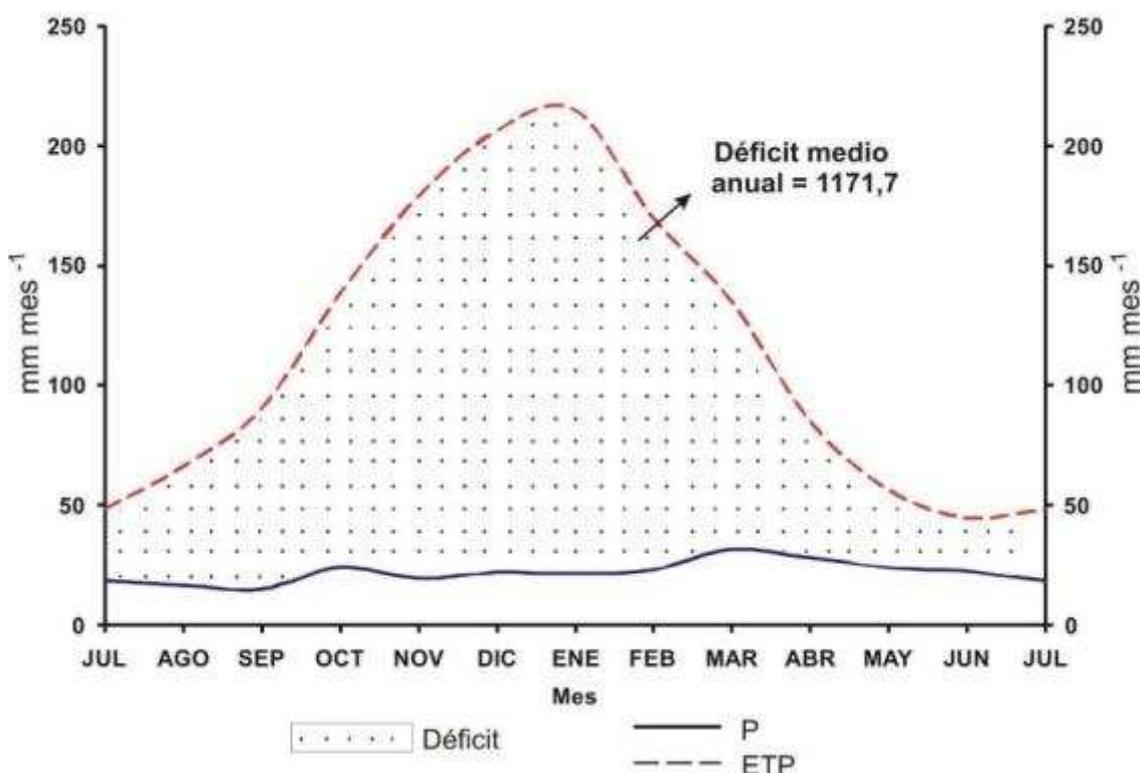


Figura 3-29: Balance hídrico climático normal 1961-2000, empleando el método de ETP de Christiansen. Fte. Genchi *et al.* (2010).

De acuerdo a los decenios considerados, el período que mostró mayor déficit hídrico es el 1971-1980 cuyo valor medio anual alcanzó 1.258 mm (Fig. 3-30) (Genchi *et al.*, 2010). En contraposición, en los últimos dos decenios los valores de déficit fueron moderadamente inferiores (~12 %) al período 1971-1980. Resulta notorio el reducido déficit ocurrido durante el mes de junio correspondiente al decenio 1991-2000, el cual alcanzó 6 mm (Fig. 3-30).

3.3.2.4 – Balances hídricos climáticos secuenciales

En el período de análisis 1961-2000, los años 1986 y 1997 mostraron valores anuales de lluvias significativamente inferior y superior a la media, respectivamente (Fig. 3-12). En 1986 la P acumuló un total de 89,5 mm que reflejó un 65,1 % menos que la media anual. El déficit hídrico para ese año fue de 1.301,7 mm (Fig. 3-31a) el cual superó en un 11 % el valor medio anual. Durante el año húmedo, cuyas lluvias (487,7 mm) superaron en un 90,1 % el valor medio, el balance hídrico resultó deficitario. El déficit resultante para AAS de 30 y 50 mm fue de 950 y 970 mm año⁻¹, respectivamente (Genchi *et al.*, 2010). El exceso hídrico se restringió al mes de junio en el cual la P

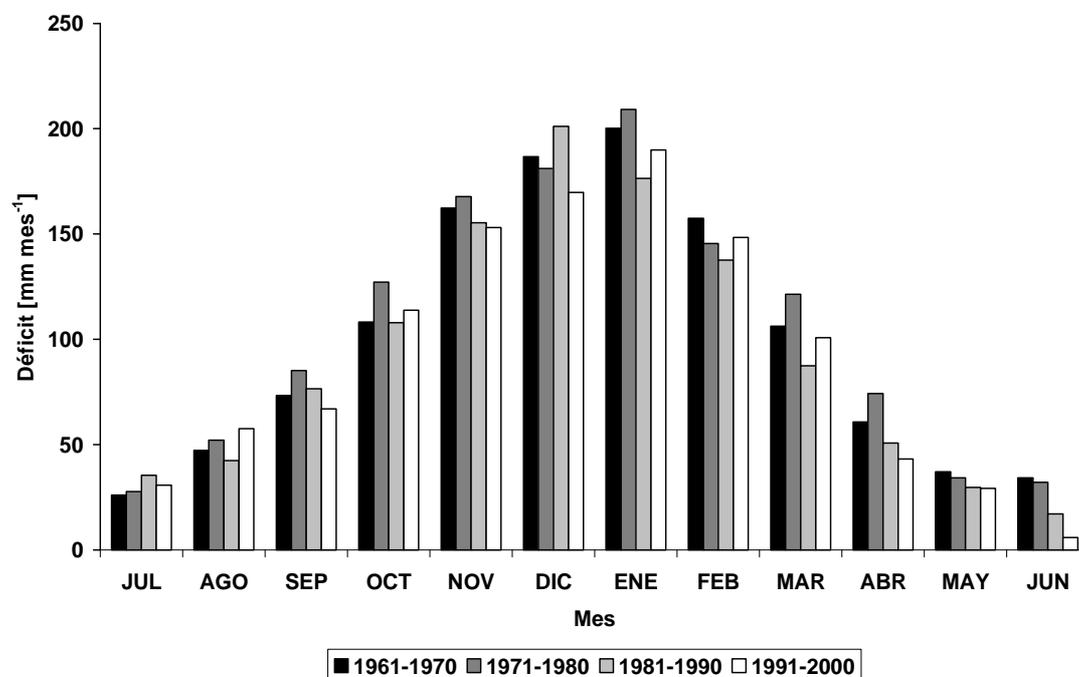


Figura 3-30: Déficit hídrico medio mensual para cada decenio analizado. Fte. Genchi *et al.* (2010).

superó ampliamente la ETP (Fig. 3-31b,c). La irregular distribución intraanual de la P determinó también diferencias positivas entre la P y la ETP en el mes de marzo, aunque sin generar excedentes (Genchi *et al.*, 2010).

Las respuestas en los excedentes hídricos y el posterior consumo mostraron particularidades en función de los niveles de AAS (Fig. 3-31b,c) (Genchi *et al.*, 2010). Por un lado, los excedentes variaron inversamente proporcional a la AAS. Por otro lado, para valores de AAS de 30 mm, el consumo ocurre en forma inmediata y prevalece el déficit hídrico, mientras que para valores de 50 mm, el consumo fue la condición predominante durante el mes de julio.

3.3.3 – DISCUSIÓN

El método de ETP de Christiansen, aplicado en el cálculo de los BHC, es el que presenta la mayor correlación ($r^2=0,994$) con el método estándar de FAO P-M. Asimismo, el método de Christiansen arroja valores semejantes al del FAO P-M a lo largo del año, con un mínimo error relativo medio principalmente en verano (1,1 %). El método de Christiansen emplea variables que afectan la evapotranspiración en forma directa (p.e., temperatura, radiación solar, brillo solar y humedad relativa) e indirecta (p.e., velocidad del viento y elevación sobre el nivel del mar) permitiendo estimar la ETP con suficiente precisión en ambientes semiáridos.

Las fuerzas que retienen el agua en el suelo, de atracción superficial (Navarro Blaya y Navarro García, 2003) provocan menor absorción en este tipo de suelos esqueléticos y poco evolucionados. La fuerza de cohesión al asociarse a un bajo porcentaje de materia orgánica es menor que la de gravedad, por lo que el agua se filtra y penetra hasta las capas más profundas (Genchi *et al.*, 2010). De este modo, estas características implican AAS inferiores a 50 mm.

En los BHC_n la deficiencia hídrica prevalece ininterrumpidamente sobre los excesos. Los valores medios de P no alcanzan a superar aquellos de ETP, aún en los meses semihúmedos (mayo a julio). Durante este período las bajas temperaturas (8,5 °C) y los valores de humedad relativa que alcanza el 70 % explican las ligeras pérdidas por

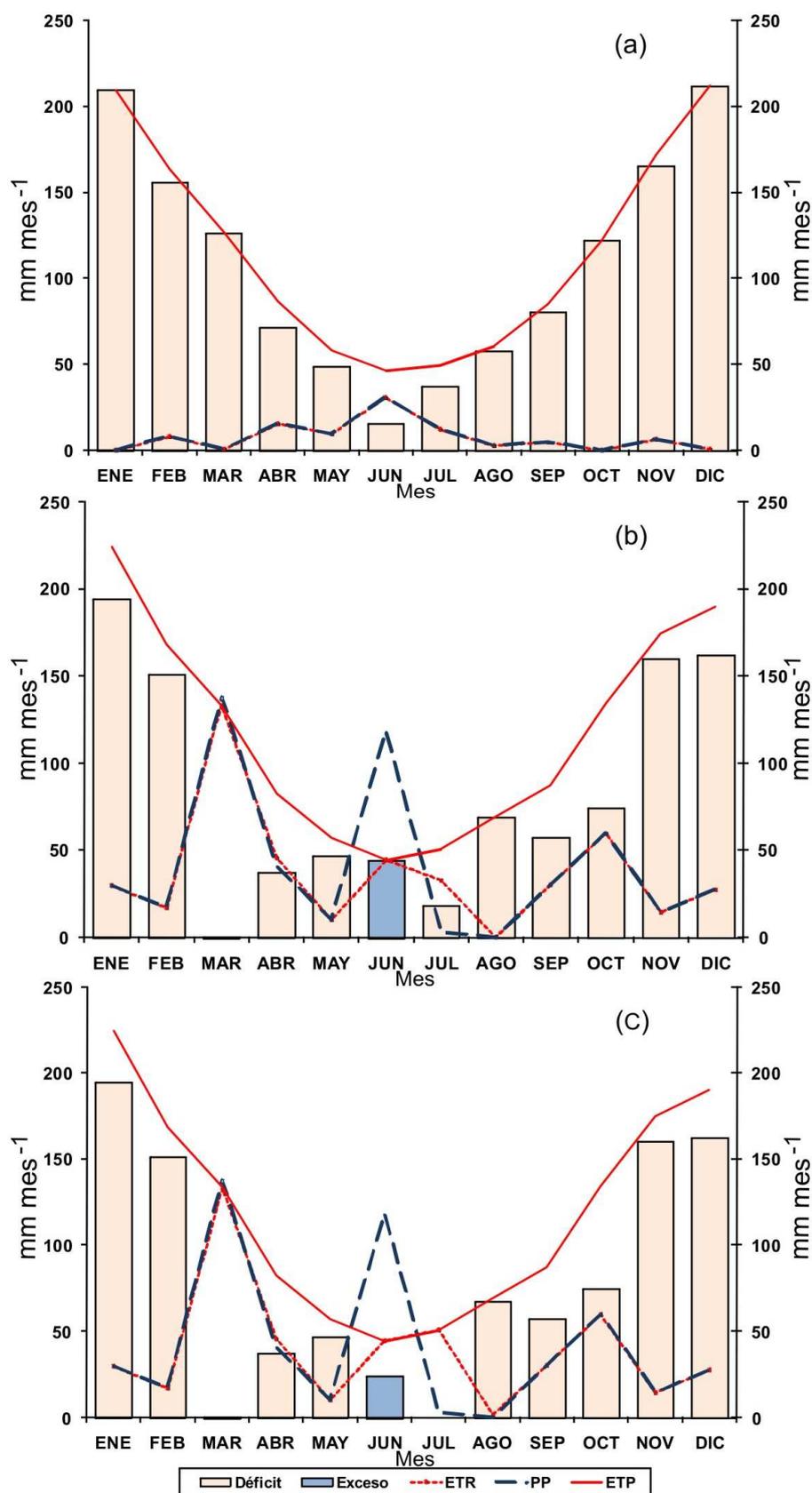


Figura 3-31: Balances hídricos climáticos secuenciales. (a) Año seco (1986); (b) Año húmedo (1997) AAS=30 mm; (c) Año húmedo (1997) AAS=50 mm. Fte. Genchi *et al.* (2010).

ETP. El aumento progresivo de las lluvias anuales durante el período 1961-2000 (Fig. 3-6) contribuye a explicar el descenso (~12 %) del déficit medio anual en los últimos dos decenios. Esta tendencia decreciente del déficit entre los años 1961-2000, similar a la encontrada en otras regiones semiáridas (p.e., la región central semiárida de Argentina entre los años 1941 y 2000; China durante el período 1954-1993) se asocia a una fuerte tendencia a la variación de parámetros tales como la precipitación, nubosidad y evapotranspiración en escalas regional y global (Thomas, 2000).

A diferencia de los BHC_n que emplean valores medios de ETP y P, los BHC_s permiten identificar la ocurrencia de eventuales condiciones hídricas extremas. Estas condiciones están determinadas fundamentalmente por las lluvias. El año 1986 presentó una lluvia anual significativamente inferior a la media anual que determinó un déficit anual ligeramente superior al valor medio (11 %). En contraposición, el BHC_s correspondiente al año 1997 anormalmente lluvioso, presentó excedentes concentrados en el mes de junio, que redujeron el déficit medio anual en un 18 %. La delgada lámina de agua disponible en el suelo contribuye a un rápido agotamiento luego de producirse las pérdidas derivadas de la relación $P - ETP$ (Genchi *et al.*, 2010).

3.4 - CONCLUSIONES

El área posee un tipo de clima semiárido (270 días secos), templado (temperatura media anual=15,4 °C) y con influencia oceánica ($I_c=1,03$). La evolución temporal de la lluvia para el período 1900-2000 señala una tendencia creciente. La precipitación anual de las cuatro estaciones arrojó un valor medio de 204 mm. La variabilidad espacial está dada por un decrecimiento de la precipitación en dirección NO-SE. A lo largo del período analizado se observó un patrón similar entre las estaciones, caracterizado por dos períodos de máxima precipitación (uno a principios de la década de 1980 y otro más fluctuante hacia fines de la década de 1990 y los primeros años de la siguiente década) los cuales indicaron un alto grado de asociación a los eventos cálidos (El Niño) ocurridos a escala global. A partir del análisis de los eventos de precipitación diarios, si bien predominan los eventos inferiores a los 10 mm, se constató la ocurrencia de episodios extremos que superaron los 100 mm día⁻¹.

De acuerdo al análisis de los parámetros meteorológicos de las localidades costeras monitoreadas para el período 2009-2011, se infiere una ligera variación entre las mismas. Al respecto, la distancia de la estación de monitoreo en relación a la línea de costa, más cercana en Playas Doradas, explica en parte las diferencias observadas. La temperatura media resultó menor en la localidad de Playas Doradas ($14,1^{\circ}$) en 1°C ; la mayor diferencia se produce en los meses de septiembre a enero. La humedad relativa media fue ligeramente inferior en Las Grutas (50,2 %), con una diferencia inferior al 10 %. Otro de los parámetros que mostró diferencia entre las estaciones fue el viento, el cual registró una velocidad media anual más intensa en Playas Doradas ($6,1\text{ m s}^{-1}$) de aproximadamente 1 m s^{-1} . La dirección predominante fue la misma en ambos sitios (NO). La precipitación fue mayor en Las Grutas, de acuerdo con la variabilidad regional del parámetro (NE-SO).

En la cuantificación de los BHC resulta fundamental el análisis sistemático de sus variables, en particular de la ETP. El método de FAO P-M es ampliamente recomendado en la literatura como estándar para evaluar la fiabilidad de otros métodos de estimación. En el área de estudio, la comparación entre diferentes métodos de estimación (Christiansen, Turc, Thornthwaite y Hargreaves) y FAO P-M para un período de un año, mostró una fuerte correlación con Christiansen y Turc, mientras que con los restantes métodos la correlación fue ligeramente más débil. La determinación del error relativo medio con referencia a FAO P-M indicó una mayor aproximación del método de Christiansen, con valores muy bajos durante los meses de verano. El déficit medio anual obtenido mediante la fórmula de Christiansen fue de 1.171,1 mm.

El conocimiento del comportamiento intraanual del déficit hídrico normal y en condiciones extremas (p.e., 1986 y 1997) permite elaborar estrategias y planes de manejo del recurso agua, máxime en un contexto económico de creciente diversificación productiva. Estos resultados podrían extrapolarse hacia zonas cercanas como consecuencia de la escasa variabilidad topográfica. Asimismo, los aportes metodológicos podrían aplicarse en zonas con similares características agroclimáticas.

Capítulo IV

HIDROGRAFÍA DE LAS CUENCAS EXORREICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO

4.1 – INTRODUCCIÓN

La cuenca hidrográfica conforma una unidad sistémica bien definida donde cada componente adopta una respuesta hidrológica en relación a la ocurrencia de una precipitación dada. Existe una marcada interrelación entre las propiedades físicas de una cuenca y su respuesta hidrológica, a través de una compleja interacción que tiende a alcanzar un equilibrio dinámico. Al respecto, las propiedades físicas de la cuenca influyen sobre el comportamiento hidrológico de la misma (Maderey Rascon, 1973; Linsley *et al.*, 1988), a la vez que el carácter hidrológico contribuye a definir las propiedades físicas de la cuenca (Linsley *et al.*, 1988).

Varios estudios efectuados en ambientes dominados por climas áridos o semiáridos (p.e., Yair y Lavee, 1985, Abrahams *et al.*, 1988; Martínez Mena *et al.*, 1998; Perucca y Paredes, 2005; Ayala *et al.*, 2007) demuestran que las características que controlan el escurrimiento difieren significativamente de aquellas que afectan las regiones más húmedas. Las características más importantes en regiones áridas o semiáridas están dadas por la distribución irregular de la precipitación con presencia de eventos torrenciales esporádicos, suelos poco evolucionados y delgados que favorecen la erosión y la baja densidad de la cubierta vegetal.

Del estudio de las geoformas fluviales presentes en la región en cuestión, los autores coinciden en denotar el carácter temporario de las redes de drenaje (p.e., Weber 1983; Román y Sisul, 1984, 2005; Gelós *et al.*, 1992b; Dufilho *et al.*, 2001; Schillizzi *et*

al., 2003; Kokot *et al.*, 2004). Dufilho *et al.* (2001) afirman que la ausencia de escorrentía superficial en la Patagonia Extraandina se debe casi exclusivamente a condiciones climáticas en desmedro de cuestiones litológicas o estructurales. Giraut *et al.* (2003) efectuaron una nueva subdivisión de las superficies hídricas a escala 1:250.000 en la provincia de Río Negro, sobre la base del Atlas de la República Argentina. En dicha subdivisión, los sistemas fluviales del área de estudio se integran en la categoría de ríos y arroyos menores con vertiente atlántica entre el Suroeste bonaerense y el río Chubut. Por otro lado, a un escala de mayor detalle, se destaca el estudio preliminar de Genchi *et al.* (2008) quienes analizaron las cuencas que intersectan la localidad de Las Grutas y su relación con los cambios en el uso del suelo.

En el presente capítulo se plantea como objetivo caracterizar morfológicamente las geoformas fluviales de drenaje de tipo exorreico que permita, además, comprender la incidencia sobre el balance sedimentario costero. Asimismo, se propone llevar a cabo un análisis del caudal de dos estaciones de aforo localizadas en la cabecera de la cuenca del arroyo Salado, de modo que posibilite conocer el comportamiento del caudal en ambientes semiáridos para la región de estudio.

El conocimiento de la respuesta hidrológica de una cuenca hidrográfica es necesario para diversos fines, que incluyen principalmente la estimación de caudales durante eventos de tormenta y los efectos antropogénicos provocados al sistema (Grayson *et al.*, 1992). Dada la importancia de la respuesta hidrológica en ambientes antropizados, también se propone como objetivo evaluar los efectos antropogénicos sobre el escurrimiento superficial para el caso particular de las cuencas de drenaje que intersectan la localidad de Las Grutas y la zona inmediatamente adyacente.

4.2 – MORFOMETRIA FLUVIAL DEL ÁREA DE ESTUDIO

La cuenca hidrográfica como unidad de análisis espacial constituye el objeto de estudio de numerosas investigaciones multidisciplinarias. La cuenca puede ser descrita y medida de variadas formas (White *et al.*, 1998). Particularmente en zonas áridas o semiáridas resulta habitual la ausencia de datos hidrológicos (Hooke, 2007). Uno de los métodos usualmente empleados en ese tipo de zonas es el análisis morfológico. La morfometría fluvial es definida como la medida de las propiedades geométricas de la

superficie de un sistema fluvial (Strahler, 1964). Estas propiedades cuantitativas proporcionan una descripción física de las cuencas fluviales y redes de drenaje, capaces de explicar y predecir el comportamiento de estas geoformas (Maderey Rascon, 1973; Linsley *et al.*, 1988; Mesa, 2006).

4.2.1 – MÉTODO DE TRABAJO

4.2.1.1 - Delimitación de cuencas y extracción del drenaje por métodos automatizados

A partir de un MDE matricial es posible obtener de modo automatizado, mediante un SIG, la delineación de cuencas hidrográficas y redes de drenaje. Para ello se utilizó la extensión *hydrologic modeling* (ESRI) del SIG *Arc View* v. 3.3. El MDE (datos SRTM) empleado presenta una estructura de malla regular, con un tamaño de celda de 69,04 x 69,04 m.

En primer término, se derivaron las propiedades del terreno dirección y acumulación del flujo. Se emplearon algoritmos que modelizan el escurrimiento superficial, basados en el principio de que el flujo de agua se orienta según la línea de máxima pendiente. En este sentido, las fuerzas gravitatorias y, por tanto, la geomorfología del terreno, son las determinantes del movimiento del agua en la cuenca (Saura *et al.*, 2000). A continuación, se calculó el área vertiente correspondiente a cada celda del MDE. Considerando el formato matricial del MDE, el área vertiente de una celda x consiste en determinar el número de celdas del modelo que pasan por la línea de flujo x (Saura *et al.*, 2000).

La complejidad del área de estudio caracterizada por una diversidad hidrográfica implicó un conjunto de tareas previas. En primer término, se delinearón automáticamente las áreas vertientes empleando umbrales de área bajos ($< 0,95 \text{ km}^2$) de modo iterativo con la finalidad de identificar aquellas cuencas de tamaño muy pequeño. Usualmente, el empleo de estos umbrales bajos determinó la delineación de subcuencas, por lo que se efectuó la unión de las mismas (polígonos) correspondientes a una cuenca dada. Este último requirió de la interpretación analítica de la cartografía temática, imágenes satelitales y fotografías aéreas existentes.

Otro de los aspectos clave en la modelización hidrológica es la extracción automática de las redes de drenaje a partir de un umbral de área (Quiñonero Rubio y Alonso Sarría, 2007). Para ello se debe establecer un umbral que indique los puntos del terreno que integren una red de drenaje dada. El módulo *hydrologic modeling* emplea el algoritmo D8 (determinista de 8 soluciones) desarrollado por O’Callaghan y Mark (1984) que constituye el método más empleado en la actualidad. Este determina, a partir de la dirección del flujo en 8 direcciones, aquellas celdas que constituyan un cauce basado en un umbral de área drenada. No obstante, el algoritmo puede resultar poco adecuado ya que la diversidad litológica y, en ocasiones, los usos del suelo condicionan el umbral de área drenada necesario para mantener un cauce (Dietrich y Dunne, 1993).

En la región adyacente a la línea costera, el arroyo Salado divide un área predominantemente sedimentaria al N, de un área dominada por roca volcánica al S, condición que determina un paisaje diferenciado (Cap. 2). En este trabajo se aplicó un método de trabajo basado en la determinación del umbral óptimo para dichos ambientes litológicos diferenciados. Para ello se efectuó un análisis comparativo entre la red de drenaje obtenida en forma manual mediante el uso de fotografías aéreas y la red automatizada mediante algoritmo D8 empleando diferentes umbrales, a partir del cálculo del error de localización de las redes de drenaje (Vitale, com. pers.). Se determinaron dos tipos de error: omisión y comisión (Moreno Brotóns *et al.*, 2010). El error de omisión (EO) ocurre cuando los cauces obtenidos por algoritmo simulan la red en forma parcial respecto de la real; mientras que el error de comisión (EC) se produce cuando el algoritmo genera cauces alejados, con mayor longitud al drenaje real.

Para calcular el error (localización) medio del drenaje automatizado a un umbral dado (E_u) se parte de dos matrices binarias (0=cauce ausente; 1=cauce presente) correspondientes al drenaje real (D_r) y al automatizado (D_a). Para la construcción de la matriz de error se realiza una operación matemática en una ventana (W) de dimensión $k \times l$ (9×9 - $0,4 \text{ km}^2$ - y 15×15 - 1 km^2 - celdas) entre las matrices binarias cuyo valor (celda central) es asignado a una celda e_{ij} . Se obtiene

$$e_{ij} = \frac{(\sum w_{Dr} - \sum w_{Da})^2}{k \times l}$$

Los subíndices i, j hacen referencia, respectivamente, a las filas y columnas de la matriz.

Por último, el error medio se obtiene como

$$E_u = \frac{\sum e_{ij}}{m \times n}$$

A su vez, se discrimina el tipo de error (E_u) en EO y EC de la forma

$$\text{Si } Dr > Da \rightarrow EO$$

$$\text{Si } Dr < Da \rightarrow EC.$$

4.2.1.2 -Análisis estadístico multivariado

Para la caracterización morfométrica de las cuencas hidrográficas se seleccionaron aquellas de superficie mayor a 10 km². Se obtuvieron mediciones directas en forma automatizada mediante SIG de las variables área, perímetro, máxima distancia en línea recta, pendiente, altura y longitud de los segmentos fluviales. A partir de estas mediciones se calcularon diversos índices relativos a la geometría de la cuenca (amplitud, factor de forma e índice de compacidad) y a la red de drenaje (número de orden, densidad de drenaje) (Tabla 4-1). Los resultados obtenidos se sometieron a análisis estadístico estándar y multivariado. Asimismo, se llevaron a cabo tareas de campo que consistieron en observaciones y el levantamiento de perfiles morfológicos del cauce.

Para el análisis multivariado se seleccionó la técnica de análisis cluster o agrupamiento. La técnica empleada se basó en un método jerárquico y aglomerativo. La medida de asociación (distancia) utilizada es la distancia euclidiana, mientras que el método de agrupamiento es el de Ward. El análisis estadístico de los datos se realizó mediante el programa estadístico de distribución gratuita *OpenStat*².

El primer paso consistió en la selección de las variables (numéricas) relevantes para el estudio, a fin de eliminar aquellas que no puedan ser contrastadas en el análisis

² <http://www.statprograms4u.com/>

de agrupamientos. Para ello se aplicó una medida de similitud (coeficiente de correlación de Pearson) entre las diferentes variables para los casos considerados (Tabla 4-3). Debido a las diferencias en la naturaleza de los datos de cada variable, se realizó una estandarización restando la media y dividiendo por la desviación estándar de cada variable, con media de 0 y desviación estándar de 1.

Para la selección del número de agrupamientos se analizó el dendrograma y las distancias de enlace acumulativas. La determinación del perfil de cada agrupamiento se efectuó sobre la base del análisis de los centroides obtenido a partir de los valores medios de los casos que contiene el agrupamiento en cada una de las variables.

Parámetro / índice	Fórmula / símbolo
Área (km ²)	A
Perímetro (km)	P
Máxima distancia en línea recta (km)	L
Amplitud	$W = \frac{L}{A}$
Factor de forma (Citado en Martínez-Gutiérrez <i>et al.</i> , 2010)	$F_f = \frac{A}{L^2}$
Índice de compacidad (Schumm, 1956)	$I_c = 0.28 \frac{P}{\sqrt{A}}$
Pendiente media (°)	S
Altura media (m)	H
Drenaje (km)	D
N° de orden del drenaje (Strahler, 1957)	Dos segmentos de orden U, crean una corriente de orden U+1
Densidad de drenaje (km km ⁻²) (Horton, 1932)	$D_d = \frac{D}{A}$

Tabla 4-1: Fórmulas de los parámetros morfométricos fluviales empleados. Fte. elaboración propia.

4.2.2 – RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.2.2.1 - Análisis del error de la extracción automática del drenaje

Los errores (ET) de los diferentes umbrales en ambas cuencas se asemejan a una campana de Gauss invertida, en cuyo punto de inflexión se halla el menor error, permitiendo definir con suficiente exactitud el umbral óptimo (Fig. 4-1). Los umbrales de área probados en las dos cuencas de drenaje mostraron valores de error diferente en ambos casos (Figs. 4-1, 4-2 y 4-3). Así, para la cuenca ubicada al N del arroyo Salado, el umbral de área cercano a 0,095 km² resultó ser el más adecuado, mientras que para la cuenca localizada al S del mencionado arroyo, el umbral óptimo es aproximadamente 0,24 km² (Figs. 4-1, 4-2 y 4-3). El umbral de área obtenido mediante la utilización de ventanas a diferentes tamaños otorgó valores de error (ET, EO y EC) idénticos. No obstante, el empleo de un tamaño de ventana menor (9 x 9 celdas) determinó una distribución del ET más suavizada (Fig. 4-1).

Las curvas de distribución de los EO y EC exhiben en la totalidad de los casos pendientes de signo positivo y negativo, respectivamente (Fig. 4-1) por lo que a mayor umbral de área, mayor EO y menor EC. En el umbral óptimo para las dos cuencas consideradas, esta relación inversa queda determinada por un porcentaje significativamente mayor del EO (~70 %) en desmedro del EC (~30 %) (Figs. 4-1, 4-2 y 4-3).

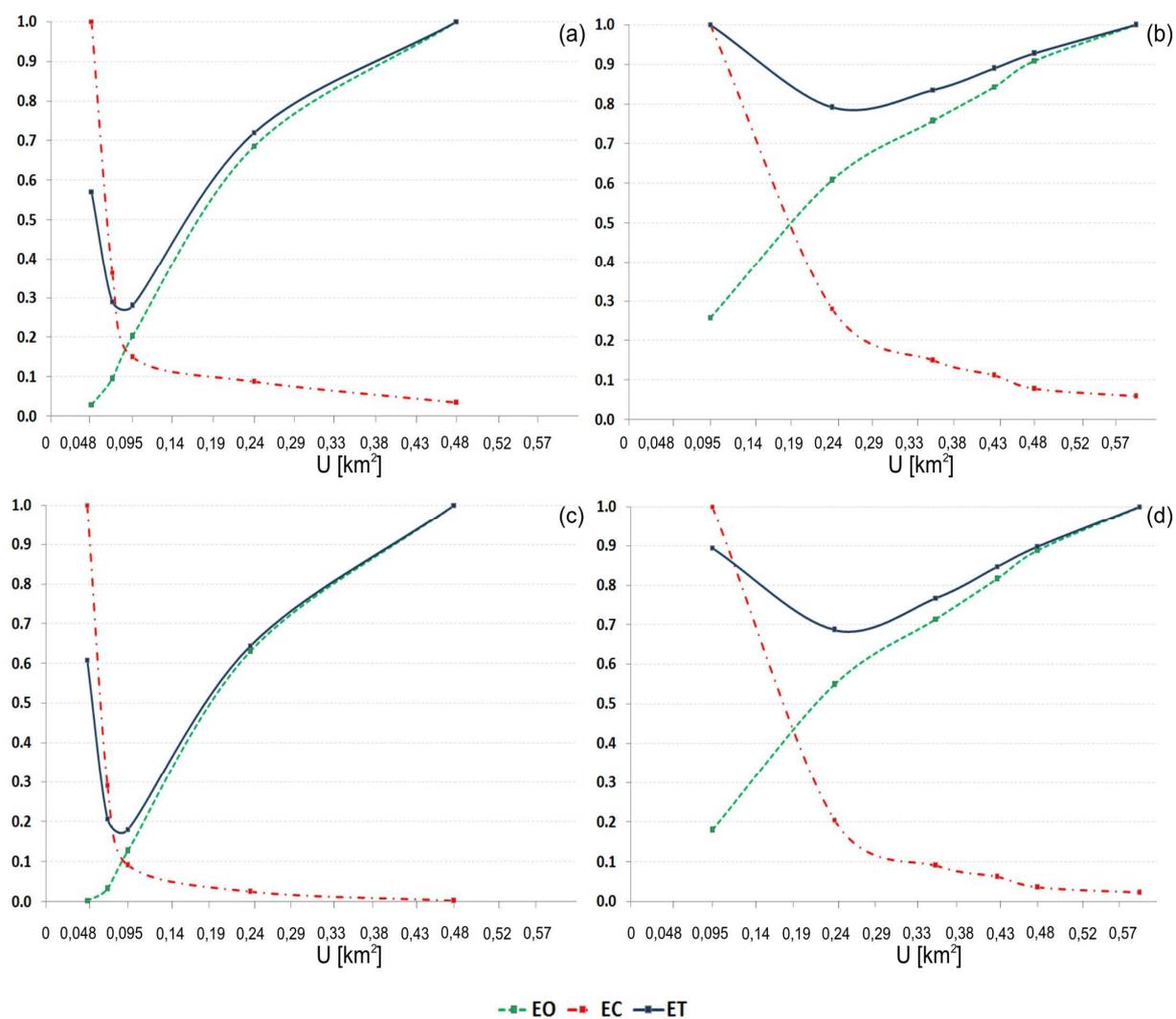


Figura 4-1: Error total (ET), error de omisión (EO) y error de comisión (EC) para diferentes umbrales (U) de las dos cuencas consideradas, a diferentes tamaños de ventana. (a) y (c): cuenca al N del arroyo Salado; (b) y (d): cuenca al S del arroyo Salado. (a) y (b): tamaño de ventana 9 x 9 celdas; (c) y (d): tamaño de ventana 15 x 15 celdas. Fte. elaboración propia.

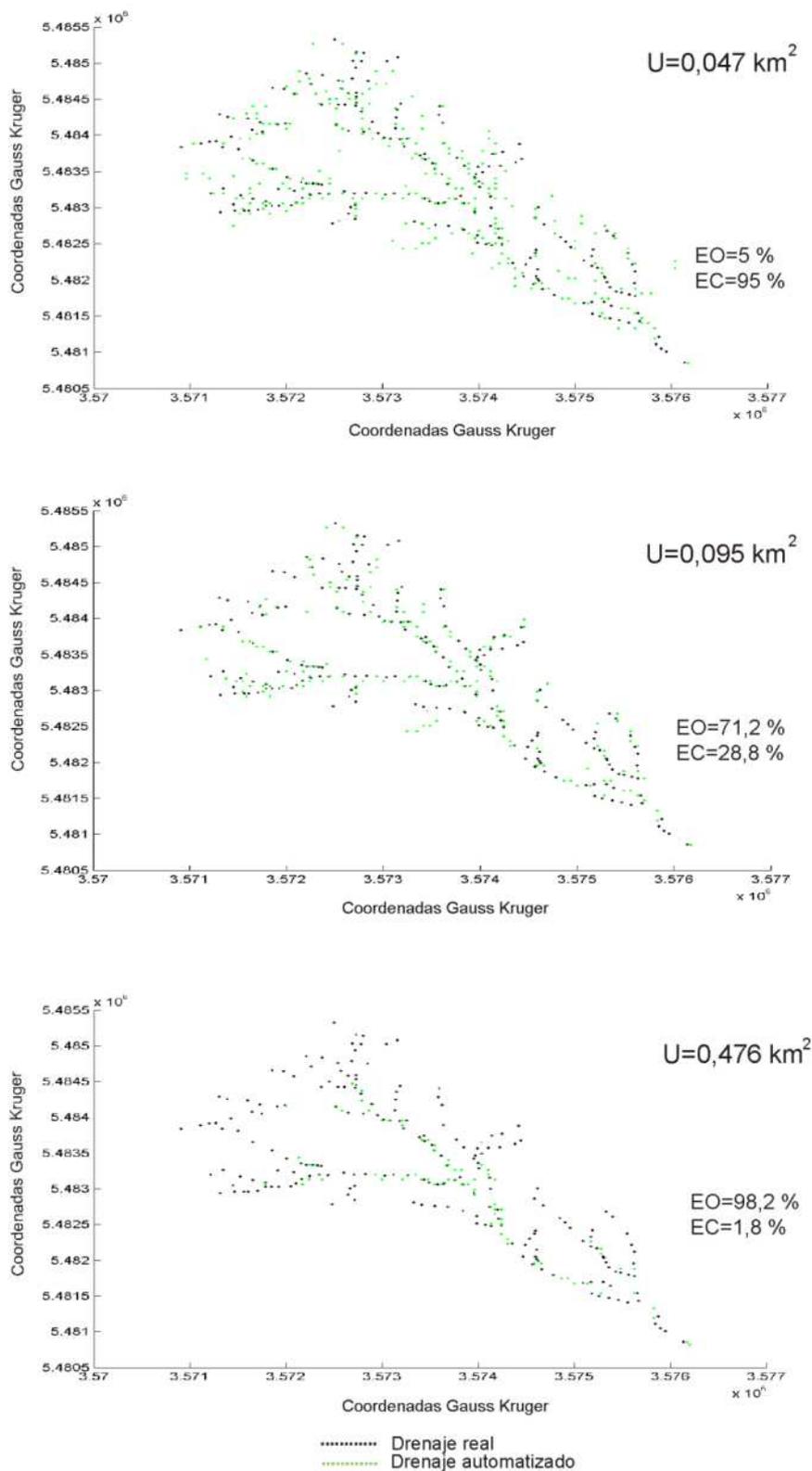


Figura 4-2: Error de omisión (EO) y error de comisión (EC) para diferentes umbrales de una cuenca al N del arroyo Salado. Fte. elaboración propia.

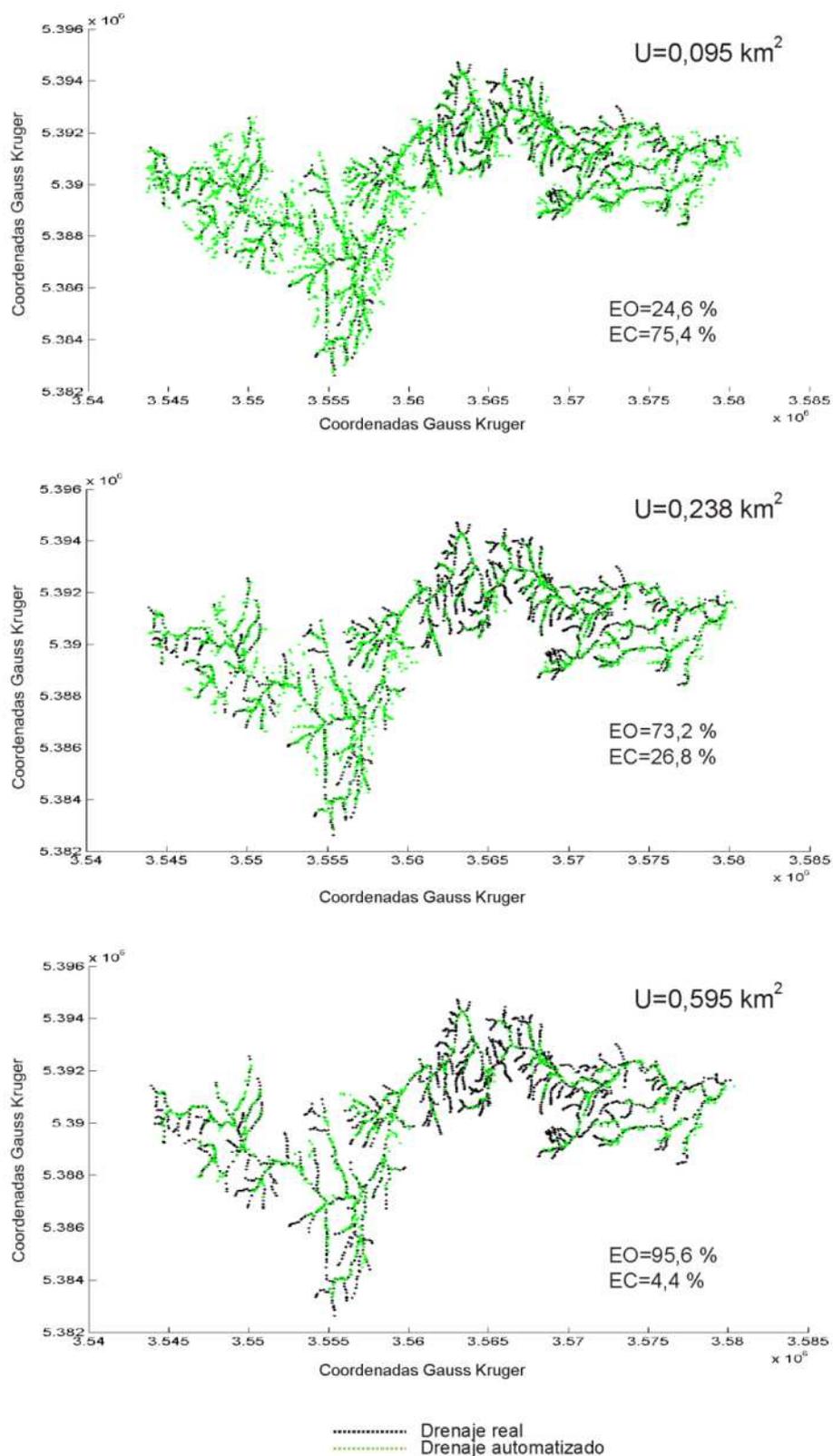


Figura 4-3: Error de omisión (EO) y error de comisión (EC) para diferentes umbrales de una cuenca al S del arroyo Salado. Fte. elaboración propia.

4.2.2.2 - Caracterización morfométrica de las cuencas y redes de drenaje

En la región de estudio se encuentran numerosos sistemas fluviales temporarios, típicos en ambientes áridos o semiáridos de la Patagonia Extraandina. Estos sistemas se originaron bajo condiciones paleoclimáticas diferentes a la actual, dominados por excesos hídricos (Román y Sisul, 1984). En el período actual, sólo algunos sistemas poseen drenaje permanente, tal es el caso del arroyo Valcheta que se incluye en las cuencas endorreicas del centro (Román y Sisul, 1984) (Fig. 4-4). Dentro de los ríos y arroyos menores de vertiente atlántica, los arroyos Los Berros y de la Ventana se transformaron en temporarios debido a captaciones mediante acueducto hacia la zona de la localidad de Sierra Grande (Román y Sisul, 1984). En el caso particular del arroyo Salado, este posee en proximidades de la desembocadura una intrusión de agua salada como resultado de la propagación de la onda de marea. Este drenaje suele alcanzar aproximadamente 2,3 km de extensión en condiciones de marea de sicigia; la amplitud media de la marea es de 5,9 m (Servicio de Hidrografía Naval, 2010). De este modo, los sistemas se caracterizan por ser efímeros (Hoyt, 1942; Aparicio Mijares, 1997) los cuales sólo transportan agua durante e inmediatamente después de un evento de precipitación. El nivel de las aguas freáticas se localiza permanentemente por debajo del lecho del cauce en toda su extensión, por lo que se definen como cauces influentes (Aparicio Mijares, 1997). La profundidad del nivel freático puede variar entre unos pocos metros y 85 m (Olivares y Sisul, 2005).

Otro de los aspectos importantes de las cuencas fluviales está dado por su disposición en los distintos niveles de aterrazamiento de la región (Apartado 2.2.3). Al respecto, la ocupación de las mismas en más de un nivel de aterrazamiento tiende a otorgar una mayor complejidad hidrográfica. Las cuencas hidrográficas ubicadas al N del arroyo Salado se localizan en su mayoría sobre el nivel de aterrazamiento III o pedimento de flanco (Cap. 2.; Figs. 2-9 y 4-4). En el caso de la cuenca del arroyo Fuerte Argentino, la misma atraviesa además del nivel III, gran parte del nivel II, sobre una antigua llanura aluvial (Figs. 2-8 y 4-4). Las cuencas de los arroyos Salado y Verde abarcan también dos niveles de aterrazamiento: II -peneplanicie exhumada- y I -planicie estructural lávica- (Cap. 2.; Figs. 2-8 y 4-4). Las restantes cuencas ubicadas al S del arroyo Salado se disponen sobre el nivel II -peneplanicie exhumada-.

Se identificaron 148 cuencas exorreicas sobre la costa O del GSM. El tamaño de las cuencas oscila entre $0,006 \text{ km}^2$ y 4.090 km^2 (cuenca del arroyo Salado) con un valor medio de $66,6 \text{ km}^2$. El 75 % de las cuencas poseen dimensiones menores a los 10 km^2 . El desvío estándar ($\pm 391 \text{ km}^2$) supera considerablemente la media aritmética, lo que indica una significativa variabilidad en el tamaño de las cuencas (Fig. 4-4).

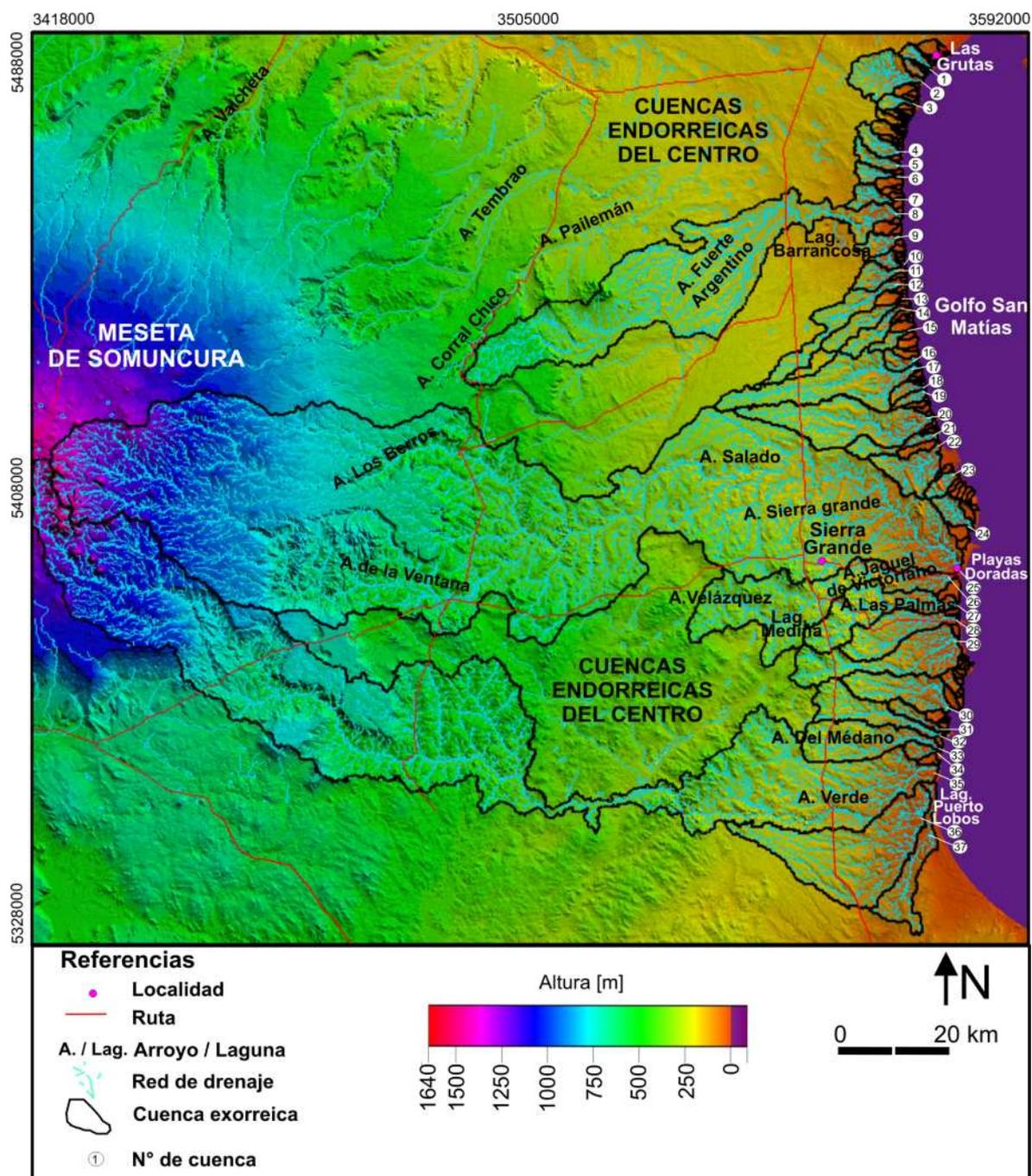


Figura 4-4: Hidrografía regional del área de estudio. Fte. elaboración propia.

Las propiedades morfométricas de las 37 cuencas (> 10 km²) seleccionadas para este estudio se resumen en la tabla 4-2. Estas cuencas abarcan el 90,3 % de la superficie

N° de Cuenca	Área A [km ²]	Perímetro P [km]	Longitud L [km]	Amplitud W	Factor Forma Ff	Índice Compac. Ic	Pendiente media S [°]	Altura media H [m]	Drenaje D [km ²]	Orden U	Densidad Drenaje Dd [km km ⁻²]
1	11,7	21,1	6,3	1,85	0,29	1,74	1,91	70,1	28,2	3	2,41
2	68,6	49,1	13,4	5,12	0,38	1,67	1,62	113,6	161,4	5	2,35
3	11,9	24,4	7,4	1,61	0,22	2,00	1,87	96,9	33,5	4	2,82
4	22,3	29,3	9,0	2,47	0,27	1,75	1,79	99,6	55,3	4	2,48
5	19,0	29,4	9,2	2,07	0,23	1,90	1,62	96,8	44,7	4	2,35
6	16,1	28,5	8,5	1,88	0,22	2,01	2,11	85,6	40,1	4	2,49
7	22,4	31,6	8,6	2,61	0,31	1,89	1,95	71,8	60,7	5	2,71
8	773,1	294,0	81,8	9,45	0,12	2,98	1,06	262,3	1.443,3	6	1,87
9	21,7	29,9	8,7	2,48	0,28	1,81	2,14	68,1	45,5	4	2,10
10	11,2	23,4	7,1	1,57	0,22	1,97	1,70	42,6	25,9	3	2,30
11	25,6	30,6	10,1	2,53	0,25	1,71	1,56	74,7	53,8	4	2,10
12	84,7	106,5	31,2	2,71	0,09	3,26	1,06	156,6	159,9	4	1,89
13	38,1	48,2	17,5	2,18	0,12	2,20	1,36	136,6	64,4	4	1,69
14	31,2	44,4	14,8	2,11	0,14	2,24	1,73	120,7	59,1	4	1,89
15	12,5	26,1	9,3	1,33	0,14	2,09	2,05	98,3	23,2	3	1,86
16	13,8	17,3	6,4	2,17	0,34	1,32	2,11	67,7	27,6	3	2,01
17	181,2	118,3	37,3	4,86	0,13	2,48	1,16	168,2	348,8	5	1,93
18	12,2	23,1	7,2	1,70	0,24	1,86	1,41	60,7	25,1	3	2,06
19	10,0	21,1	7,1	1,41	0,20	1,88	1,37	59,1	24,2	3	2,41
20	183,0	97,4	35,6	5,14	0,14	2,03	1,16	159,4	347,8	4	1,90
21	30,9	47,5	16,7	1,85	0,11	2,41	1,08	114,1	74,9	3	2,43
22	55,8	54,6	13,2	4,23	0,32	2,06	1,66	77,1	156,5	4	2,81
23	15,4	23,2	6,9	2,21	0,32	1,67	2,38	60,2	39,1	4	2,54
24	23,9	28,4	9,2	2,59	0,28	1,64	1,20	47,4	63,1	4	2,64
25	4.090,8	467,7	160,8	25,44	0,16	2,06	2,23	565,3	6.213,9	6	1,52
26	318,9	151,6	48,2	6,62	0,14	2,39	1,82	241,5	506,3	5	1,59
27	137,2	90,3	27,9	4,93	0,18	2,18	2,16	169,5	208,3	4	1,52
28	91,0	62,4	21,7	4,19	0,19	1,85	1,45	124,5	157,0	4	1,72
29	156,5	100,5	30,5	5,13	0,17	2,27	1,66	145,7	245,7	4	1,57
30	90,1	64,7	19,9	4,51	0,23	1,92	1,52	111,6	136,6	4	1,52
31	19,2	35,8	11,5	1,67	0,14	2,30	1,38	77,0	28,9	3	1,50
32	85,9	85,9	24,6	3,50	0,14	2,61	1,59	169,1	128,4	4	1,49
33	119,4	75,0	24,9	4,80	0,19	1,94	1,60	156,0	186,8	5	1,56
34	13,2	20,3	6,9	1,93	0,28	1,58	1,25	40,7	17,8	3	1,35
35	2.343,1	641,2	167,6	13,98	0,08	3,74	2,59	600,8	3.545,2	6	1,51
36	324,0	125,3	36,5	8,89	0,24	1,96	1,08	120,5	504,8	5	1,56
37	86,6	77,2	21,5	4,04	0,19	2,34	0,93	54,3	128,4	4	1,48
Media	258,7	87,7	26,6	4,3	0,2	2,1	1,6	134,7	416,6	-	2,0
DS	±748,5	±124,6	±36,1	±4,4	±0,1	±0,5	±0,4	±118,6	±1.138,1	-	±0,4

Tabla 4-2: Parámetros morfométricos básicos referidos a la cuenca y drenaje, para 37 cuencas hidrográficas. [DS: Desvío estándar]. Fte. elaboración propia.

implicada en la hidrografía de vertiente al mar de la región de estudio (Fig. 4-4). Gran parte de los parámetros morfométricos fluviales considerados mostraron una marcada variabilidad entre las cuencas analizadas, expresado en el alto desvío estándar que presentan, tal es el caso del área, perímetro, longitud máxima, amplitud, factor de forma y altura media (Tabla 4-2). Ello se explica por la complejidad geológica, topográfica e hidrográfica que caracteriza al área de estudio. Los restantes parámetros arrojaron valores por debajo de la media aritmética, tal como el índice de compacidad, la pendiente media y la densidad de drenaje (Tabla 4-2).

Dada la cantidad de cuencas, se llevó a cabo un análisis estadístico multivariado. Los coeficientes de correlación (Pearson) obtenidos entre pares de variables mostraron que la pendiente media, la densidad de drenaje y aquellas relativas a la geometría de la cuenca obtuvieron las correlaciones más bajas (Tabla 4-3). Por lo tanto, de acuerdo a los valores de correlación hallados y a la importancia de cada variable en particular, se seleccionaron el área de la cuenca, el índice de compacidad (variable representativa de la geometría de la cuenca), la pendiente media, la altura media y la densidad de drenaje.

	A	P	L	W	Ff	Ic	S	H	D	Dd
A		0,88	0,93	0,95	-0,29	0,35	0,35	0,90	1,00	-0,31
P	0,88		0,99	0,87	-0,46	0,67	0,28	0,97	0,88	-0,40
L	0,93	0,99		0,92	-0,47	0,61	0,26	0,98	0,93	-0,42
W	0,95	0,87	0,92		-0,27	0,34	0,23	0,89	0,96	-0,39
Ff	-0,29	-0,46	-0,47	-0,27		-0,78	0,23	-0,51	-0,30	0,52
Ic	0,35	0,67	0,61	0,34	-0,78		-0,08	0,62	0,36	-0,36
S	0,35	0,28	0,26	0,23	0,23	-0,08		0,34	0,33	0,15
H	0,90	0,97	0,98	0,89	-0,51	0,62	0,34		0,91	-0,41
D	1,00	0,88	0,93	0,96	-0,30	0,36	0,33	0,91		-0,30
Dd	-0,31	-0,40	-0,42	-0,39	0,52	-0,36	0,15	-0,41	-0,30	

Tabla 4-3: Coeficiente de correlación de Pearson para los pares de variables referidas a la cuenca y red de drenaje. Fte. elaboración propia.

De acuerdo al dendrograma y el gráfico acumulativo de distancias de enlace obtenidos, se identificaron cuatro grupos (Fig. 4-5). En términos generales, las cuencas de cada grupo mantienen una significativa continuidad espacial (Fig. 4-6). En los extremos, con mayor distancia de enlace, se ubican los grupos N° 1 y N°4 (Fig. 4-5).

Los restantes grupos (N° 2 y 3) poseen un enlace más próximo al grupo N°4. El perfil de los grupos se sintetiza en la tabla 4-4.

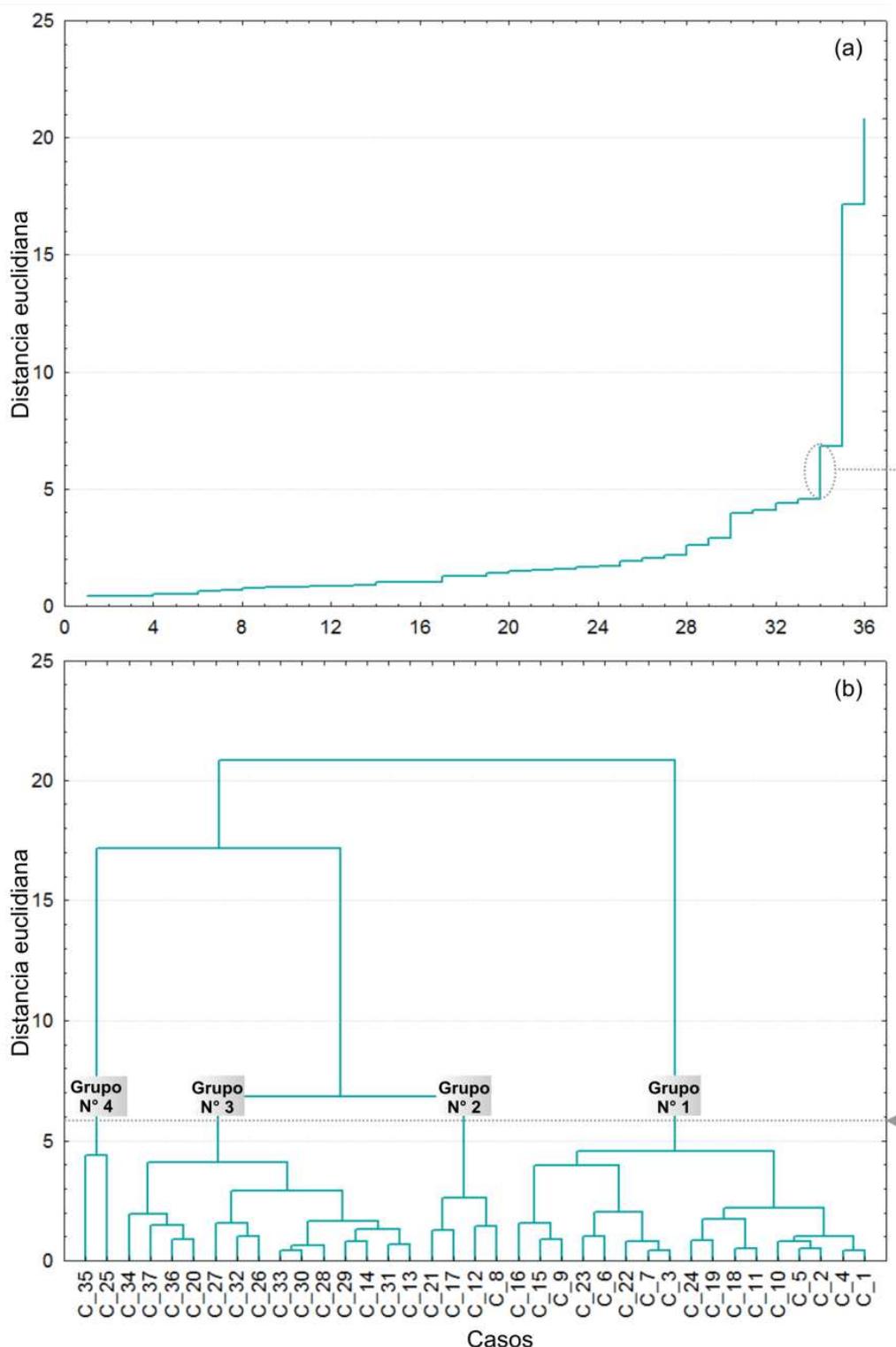


Figura 4-5: Gráfico de distancia de enlace acumulada (a) y dendrograma (b). Fte. elaboración propia

Grupo	Cuencas	Características
N°1	1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 9, 10, 15, 16, 18, 19, 22, 23 y 24	Cuencas de superficies menores; formas tendientes a la circularidad; altitud baja; pendiente media y densidad de drenaje baja.
N°2	8 (Fuerte Argentino), 12, 17 y 21	Cuencas de superficies medianas; cuencas de formas elongadas; altitud media; pendiente baja y densidad de drenaje baja.
N°3	11, 13, 14, 20, 26 (J. de Victoriano), 27 (Las Palmas), 28, 29, 30, 31, 32, 33, 34 (Del Médano), 36 y 37	Cuencas de superficies medianas; formas tendientes a la circularidad; altitud media; pendiente media y densidad de drenaje muy baja.
N°4	25 (Salado) y 35 (Verde)	Cuencas de superficies grandes; cuencas de formas elongadas; altitud alta; pendiente alta y densidad de drenaje muy baja.

Tabla 4-4: Perfil morfométrico de los grupos de cuencas. Fte. elaboración propia.

Se destaca que el arroyo Salado indica una clara divisoria entre cuencas hidrográficas con características similares, localizadas al N y S del mismo (Tabla 4-4; Fig. 4-6). Hacia el N prevalecen las cuencas (grupo N° 1) con superficies menores, tendientes a la circularidad, con una densidad baja y un terreno con altitud baja. Este grupo de cuencas se encuentra junto a otro menor (grupo N° 2) de superficies medianas, formas más elongadas y densidad de drenaje ligeramente más baja. Hacia el S, predominan las cuencas (grupo N° 3) de tamaño mediano, tendientes a la circularidad, con una densidad de drenaje muy baja y una altitud y pendiente media. También, se encuentra un reducido grupo (N° 4) de cuencas integrado por aquellas de los arroyos Salado y Verde, cuyas diferencias con el grupo N° 3 están dadas por su mayor tamaño, su geometría más elongada y por las características del terreno, más alto y con mayor pendiente.

Para el caso de las cuencas N° 26 y 36 (Fig. 4-6), la porción distal de las mismas se localiza poco antes de la línea de costa en un ambiente de depósitos litorales poco consolidados. El arroyo Jagüel de Victoriano (cuenca N° 26) atraviesa un campo de médanos en dirección al arroyo Salado perdiendo importancia (Fig. 2-13), mientras que

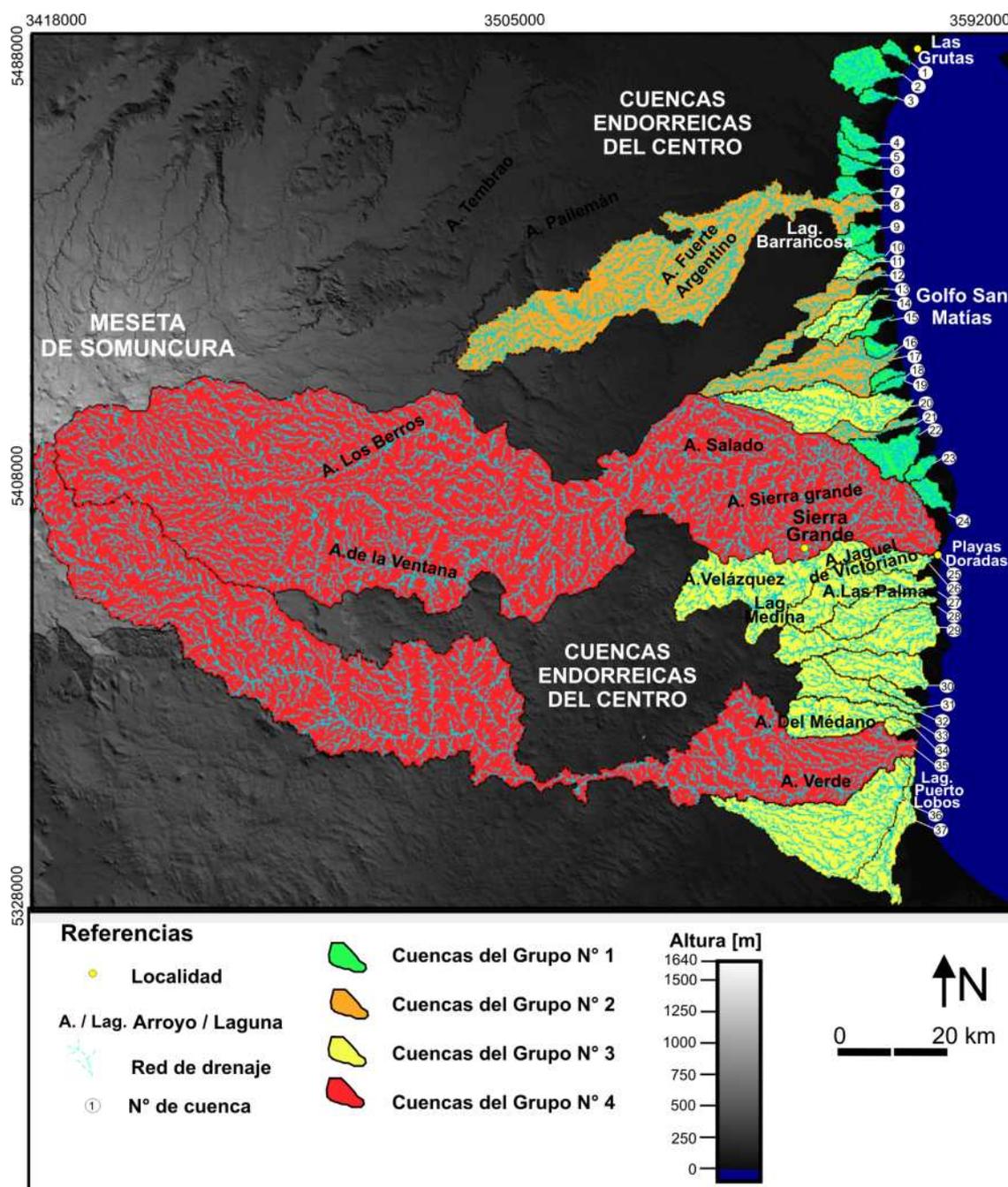


Figura 4-6: Grupos de cuencas hidrográficas obtenidos para el área de estudio. Fte. elaboración propia.

la cuenca N° 36 se vincula a los cordones conchilíferos que bordean a la laguna Puerto Lobos (Gelós *et al.*, 1992b). De este modo, los eventuales aportes de estos sistemas fluviales al mar están dados por infiltraciones a través de los depósitos litorales hacia las cuencas inmediatamente adyacentes. La cuenca N° 37 finaliza en la laguna marginal Puerto Lobos (Figs. 2-12, 4-4 y 4-6).

La red consiste de cauces que suelen estar cubiertos por sedimentos cuaternarios derivados de unidades adyacentes e infrayacentes, fundamentalmente en la porción septentrional de la región estudiada. El orden de las redes hidrográficas es frecuentemente 4 (51, 4 %) con variaciones entre 3 y 6 (Tabla 4-2). La densidad de drenaje está controlada principalmente por la litología, la capacidad de infiltración, la cobertura vegetal y el tipo de clima. La densidad de drenaje obtenida para las cuencas de estudio posee un valor medio de 2 km km⁻², variable entre 1,35 y 2,82 km km⁻² (Tabla 4-2). De acuerdo con Strahler (1964) estos valores señalan una densidad de drenaje baja, asociado a una textura gruesa. La densidad es ligeramente mayor en la zona al N del arroyo Salado. Los depósitos sedimentarios cenozoicos de esta zona favorecieron la incisión fluvial, originada en condiciones climáticas anteriores de mayor humedad. En contraposición, al S del citado arroyo comprende un sustrato precenozoico constituido por rocas metamórficas, granitoides y volcánicas que se caracterizan por poseer una gran dureza y resistencia a la erosión fluvial.

El diseño de la red de drenaje es predominantemente dendrítico. Este tipo de diseño se relaciona a sedimentos cenozoicos horizontales, rocas uniformemente resistentes y a terrenos con pendiente regional suave (Howard, 1967). Se observan excepciones especialmente en las laderas de las geoformas positivas más importantes cuyo diseño es radial, tal es el caso del tramo del arroyo Fuerte Argentino en la sierra Pailemán y de los arroyos Verde, Los Berros y de la Ventana y en las formas volcánicas de la meseta de Somuncurá (Figs. 4-6). Otro rasgo notorio es la presencia de un marcado control topográfico y estructural particularmente visible en las cuencas N° 23 y 24 debido a la tectónica compresiva de pliegues del sustrato rocoso (Figs. 2-2 y 4-6). En las cuencas N° 16 y 20 se distingue un drenaje subparalelo.

Las cuencas de la 25 a la 37 poseen una estrecha llanura de inundación, debido al carácter más pronunciado del relieve. Los valles fluviales son estrechos y encajonados.

Este grupo de cuencas suelen mostrar una marcada sinuosidad en sus cauces en respuesta al mayor control estructural (Fig. 4-6).

A mayor escala espacial de detalle, las figuras 4-7 y 4-8 muestran el perfil morfológico de una sección transversal del cauce perteneciente a dos cuencas localizadas en un ambiente sedimentario. En la figura Fig. 4-7, cuya cuenca corresponde a la N°1 de aquellas analizadas en este apartado, se observa la forma del cauce en “U”, con un fondo plano de 10 m de ancho y taludes de 4 (veril A) y 8 m (veril B) de altura. La pendiente media del talud es de 39,1 y 41,6° para el veril B y A, respectivamente. En la porción superior del veril B, de mayor altura, se observan estratos sedimentarios de desigual resistencia a las fluctuaciones hidrodinámicas anteriores. De acuerdo a las observaciones en el terreno, en el talud se presentan cárcavas de erosión retrocedente debido a escurrimientos superficiales. La figura 4-8 muestra la morfología del cauce de dos cuencas en la desembocadura, la cual es similar a la sección transversal ya descrita, con una pendiente del talud ligeramente inferior.

El fondo de los cauces analizados se cubre de material inconsolidado de significativo espesor (Figs. 4-7 y 4-8). Este tipo de cauces, ubicados sobre un sustrato sedimentario, son capaces de transportar gran cantidad de materiales como carga de fondo que, en combinación con la falta de competencia local de la corriente (Dufilho *et al.*, 2001), serían los factores principales en la formación de típicas barras de arena o gravas (Fahnestock, 1963).

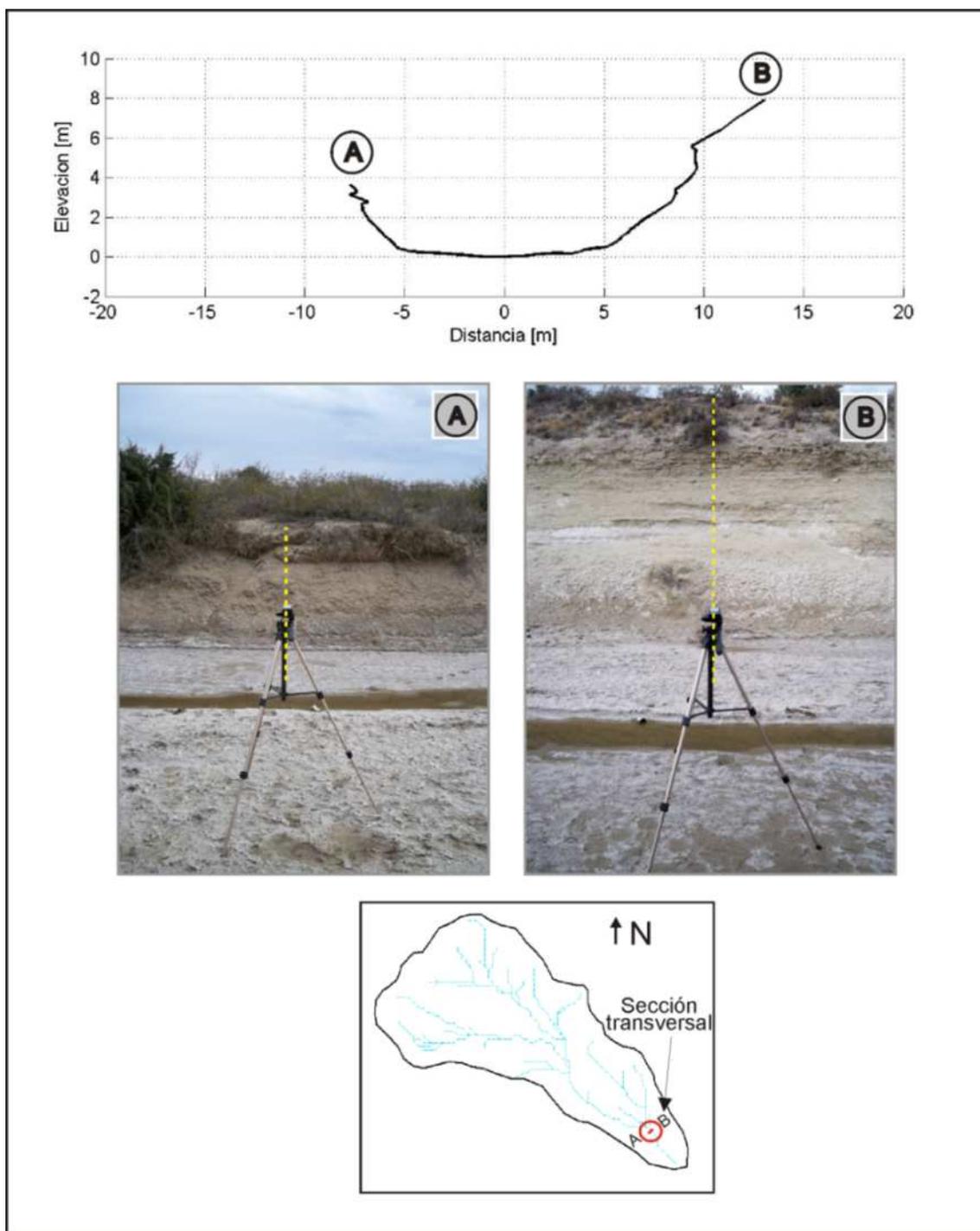


Figura 4-7: Perfil morfológico de una sección transversal del cauce de la cuenca N° 1 en cercanías de la desembocadura. Se observa un cauce de fondo plano cubierto por material arenoso, por el que discurre una delgada lámina de agua en respuesta a descargas subsuperficiales probablemente de origen mayormente antrópico. Fte. elaboración propia.

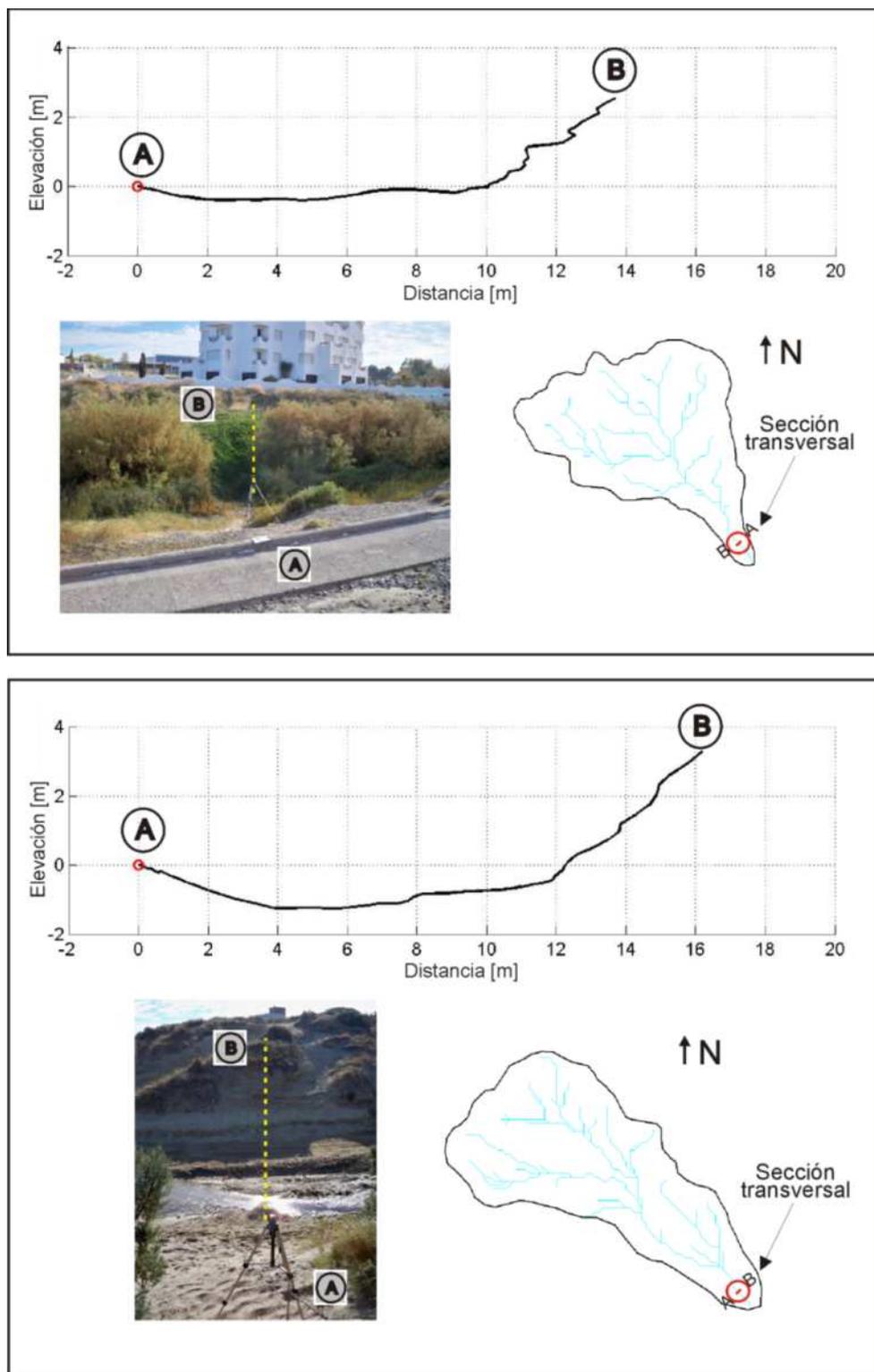


Figura 4-8: Perfil morfológico de una sección transversal del cauce en la desembocadura de dos cuencas hidrográficas ubicadas sobre rocas de litología sedimentaria, en cercanías la localidad de Las Grutas. Fte. elaboración propia.

4.3 - ANÁLISIS DEL CAUDAL EN DOS ESTACIONES DE AFORO DE LA CUENCA DEL SALADO

La meseta de Somuncurá, localizada en un complejo de rocas extrusivas (Apartado 2.2.2) se caracteriza por una hidrogeología de gran importancia dado por una porosidad intersticial y fisural y una permeabilidad baja a alta (Román y Sisul, 1984) hecho que determina su condición de zona de recarga regional. Las características litoestructurales y topográficas (Cap. 2) favorecen la infiltración de la precipitación pluvio-nival y la formación de manantiales en la base de las coladas. En respuesta a esta ventaja hídrica, se localiza un acueducto que capta agua desde los arroyos Los Berros y de la Ventana hacia la zona aledaña a la localidad de Sierra Grande desde la década del '70. El ducto desde el arroyo de la Ventana abastece 41 l s^{-1} , aproximadamente el 90 % de su capacidad (Diario Río Negro, 2009).

Para conocer el escurrimiento de los cursos permanentes del área de estudio se emplearon mediciones hidrométricas proporcionadas por el DPA en las cabeceras de los arroyos Los Berros y de la Ventana (Fig. 4-9). El período de las mediciones de caudal se extiende desde los años 1991 (Los Berros) y 1994 (de la Ventana) al presente; no obstante, los datos fueron obtenidos en forma esporádica. Se observa que los valores de caudal no presentan una asociación con las fluctuaciones de las precipitaciones debido a que el acueducto afecta el análisis comparativo. Para el caso del arroyo Los Berros, el caudal promedio es $0,034 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Fig. 4-10a). Los valores extremos hallados oscilan entre $0,010$ y $0,074 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. A diferencia de este, el arroyo de la Ventana posee valores de caudales inferiores (Fig. 4-10b). El valor medio es $0,023 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, mientras que los valores mínimos y máximos alcanzan $0,010$ y $0,062 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, respectivamente.



Figura 4-9: Localización de las estaciones de aforo en los arroyos Los Berros y de la Ventana de la cuenca del Salado. Fte. elaboración propia.

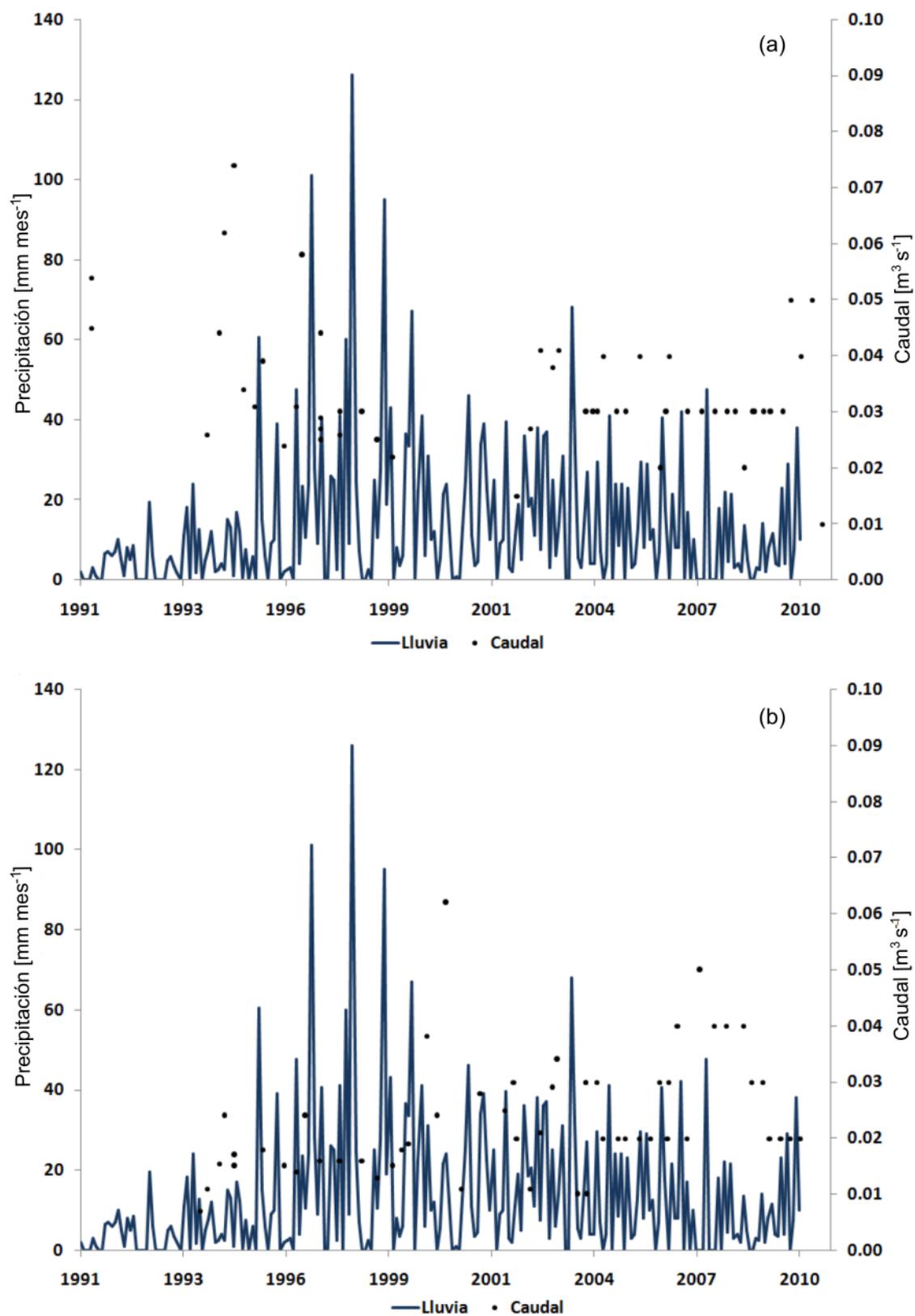


Figura 4-10: Caudal (diario) y precipitación mensual para la estación pluviométrica Los Berros (a) y de la Ventana (b). Fte. elaboración propia sobre la base de datos proporcionados por el DPA.

4.4 - ANÁLISIS DEL ESCURRIMIENTO SUPERFICIAL EN CUENCAS ANTROPIZADAS. El caso de las cuencas que intersectan la localidad de Las Grutas

La localidad de Las Grutas se ubica en el sector Noroccidental del GSM, en una zona de pedimento (Fig. 2-9). La planta urbana es atravesada principalmente por dos sistemas fluviales exorreicos denominados en este estudio Cuenca Norte (CN) y Cuenca Sur (CS) (Fig. 4-11). La CS se describió en este capítulo con la denominación N° 1. Las cuencas poseen un área de drenaje pequeña (CS=11,7 km²) a muy pequeña (CN=8,2 km²), con formas elípticas a circulares (Fig. 4-11).

La red hidrográfica de las cuencas se compone de cauces usualmente estrechos cuyo ancho en el sector de la desembocadura alcanza 15 m (Figs. 4-7 y 4-8). Los segmentos de órdenes inferiores se caracterizan por ser frecuentemente moribundos (Genchi *et al.*, 2011b). En otros casos, la red consiste de cauces cubiertos en gran parte o totalmente por sedimentos cuaternarios derivados de unidades adyacentes e infrayacentes. De acuerdo con Howard (1967) el diseño de la red de drenaje es dendrítico en ambos casos (Fig. 4-4). La red fluvial se asocia a una estructura suave con capas horizontales representada por los depósitos coluviales holocénicos y las sedimentitas marinas y fluviales terciarias (Martínez *et al.*, 2001).

Existen eventos extremos de precipitación (Apartado 3.2.2.2) que generan flujos capaces de producir fenómenos de inundación local, tal como la ocurrida en abril del año 2004 (Fig. 4-12). La inundación se produjo en respuesta a la acción conjunta de la abundancia e intensidad de la precipitación, la humedad del suelo y la antropización en el tramo inferior de las cuencas, principalmente en la CN. En este contexto, resulta clave el conocimiento de la respuesta hidrológica de las cuencas, en particular del escurrimiento superficial, en relación a los eventos de precipitación máximos.

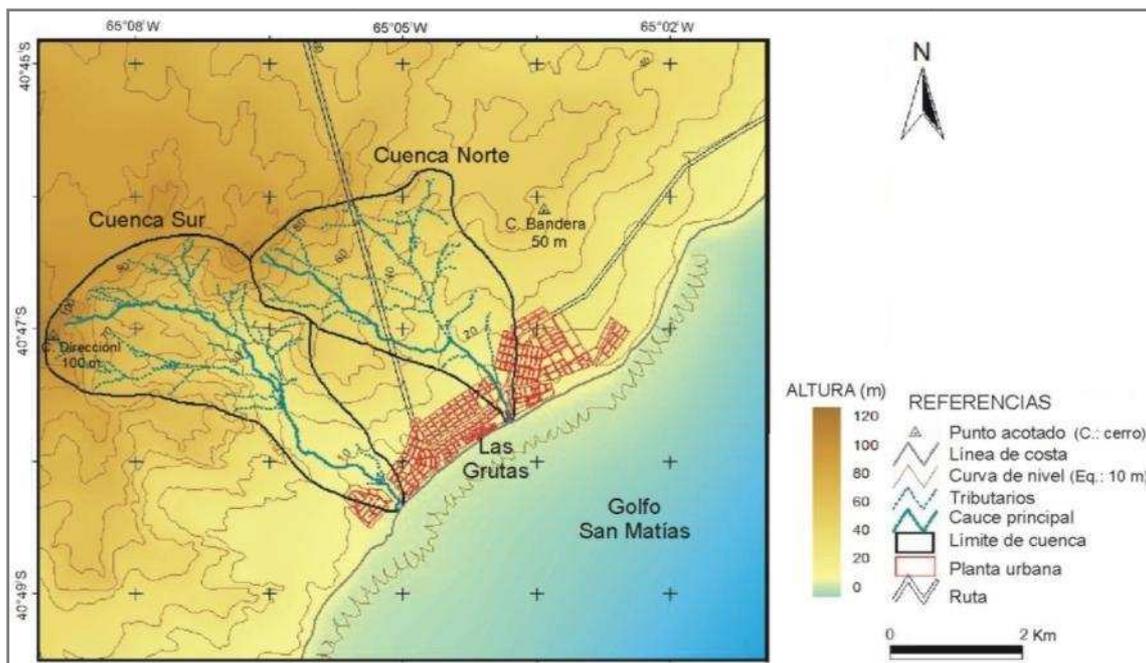


Figura 4-11: Cuencas hidrográficas que intersectan la localidad de Las Grutas. Fte. Modificado de Genchi *et al.* (2011b).



Figura 4-12: Inundación ocurrida en abril del año 2004 en la localidad de Las Grutas. Fte. Diario Río Negro -06/04/2004- (<http://www1.rionegro.com.ar/arch200404/06/v06j21.php>).

4.4.1 –MÉTODO DE TRABAJO

Se empleó el método del número de curva (NC) del *Soil Conservation Service* (USDA, 1972) para la estimación del escurrimiento directo para una tormenta aislada. El escurrimiento directo es una función de la lluvia total, las condiciones de humedad previa, el uso del suelo, el grupo hidrológico de suelo y la cobertura vegetal. Se evaluaron las propiedades del suelo, su condición hidrológica y los usos del suelo en cada cuenca, sobre la base de fotografías aéreas escala 1:80.000 del IGN, imagen satelital ASTER, cartografía de suelos y relevamiento del terreno.

Se seleccionó aquella tormenta cuyo registro de precipitación (Estación meteorológica SAO) es el máximo histórico (102 mm día⁻¹) (Apartado 3.2.2.2). Se consideró una distribución de la precipitación uniforme en la superficie de ambas cuencas. Para la determinación del escurrimiento directo se empleó la ecuación (Chow *et al.*, 1988)

$$\text{Si } P > 0,2S \Rightarrow Q_d = \frac{(P - 0,2S)^2}{P + 0,8S}$$

donde P es la precipitación acumulada de la tormenta [mm], Q_d es el escurrimiento directo [mm] y S es la retención potencial máxima [mm]. El S y NC se relacionan por (Chow *et al.*, 1988)

$$S = 254 \left(\frac{100}{NC} - 1 \right)$$

donde NC es el coeficiente del número de curva, variable en función del uso del suelo, grupo de hidrológico de suelo y la cobertura vegetal. Debido a la heterogeneidad en el uso y condiciones hidrológicas del suelo en cada unidad hidrográfica, se obtuvo un NC ponderado para cada cuenca mediante la fórmula

$$NC_p = \frac{\sum (A_x * NC_x)}{100}$$

donde NC_p es el número de curva ponderado para una cuenca, A_x es el área o porción en porcentaje de la cuenca con su respectivo NC_x. Posteriormente, el NC obtenido se ajustó a las condiciones de humedad previa de acuerdo con Chow *et al.* (1988): seco (NC_s): < 13 mm; normal (NC_n): 13 a 28 mm; húmedo (NC_h): > 28 mm), en función de la precipitación caída en los 5 días anteriores a la tormenta de estudio. La precipitación acumulada anterior a la tormenta es de 44 mm e indica una condición húmeda. El ajuste del NC_n a dicha condición surge de la ecuación (Chow *et al.*, 1988)

$$NC_h = \frac{23NC_n}{10 + 0,13NC_n}$$

4.4.2 –RESULTADOS

4.4.2.1 -Uso del suelo

La superficie urbanizada es 3,9 km², con un perímetro de 15 km (Fig. 4-13). La planta urbana adopta una forma rectangular con una disposición paralela a la línea de costa. La CN presenta un área urbanizada mayor que la CS (Fig. 4-13). Asimismo, la CN posee una mayor densidad de edificación y las calles se encuentran pavimentadas en su mayoría, mientras que en la CS el pavimento alcanza tramos de calle esporádicos.

A partir de la fotointerpretación de imágenes del programa *Google Earth (Image Digital Globe)* y las observaciones del terreno, se constata la introducción de modificaciones de considerable magnitud sobre el cauce natural de la CN, con la finalidad de lograr una nivelación topográfica favorable a la urbanización. Dicha modificación consistió en el relleno del tramo inferior del cauce principal y sus respectivas márgenes a lo largo de una extensión aproximada de 500 m (Fig. 4-14). Las alteraciones en la CS son menores, basadas en un pequeño tamo de entubamiento y en la colocación de bloques de contención sobre el talud de la margen NE, próximo a la desembocadura.

El uso del suelo agrícola está representado por la explotación intensiva de olivares (*Olea europaea*) de 0,42 km², emplazada en el sector SO de la planta urbana (Fig. 4-13). En la zona rural adyacente al balneario se desarrolla la ganadería extensiva, principalmente ovina (Plunkett y Gastaminza, 2004), aunque en forma dispersa.

4.4.2.2 Cobertura vegetal

El área se localiza en la unidad Monte Austral, provincia del Monte, distrito Estepa Arbustiva (Cabrera, 1976). Los estratos más frecuentes son los bajos y medios, cuyas alturas alcanzan 0,5 y 1,5 m, respectivamente (León *et al.*, 1998). La especie dominante es *Larrea divaricata*, arbusto ramificado perennifolio con altura inferior a 1,5 m y copa cuyo volumen medio es ~0,12 m³. El índice diferencial de vegetación normalizado medio estacional para la región de acuerdo con Paruelo *et al.* (1998) se

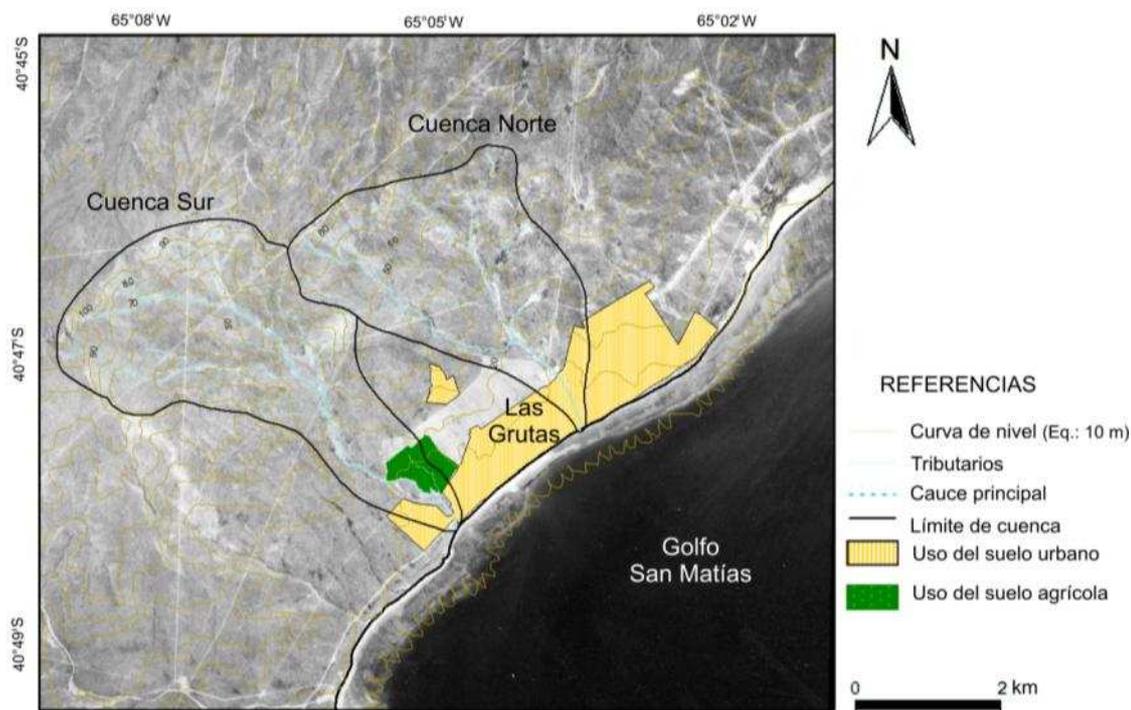


Figura 4-13: Tipos de usos del suelo en la localidad de Las Grutas y zona adyacente. Fte. elaboración propia.

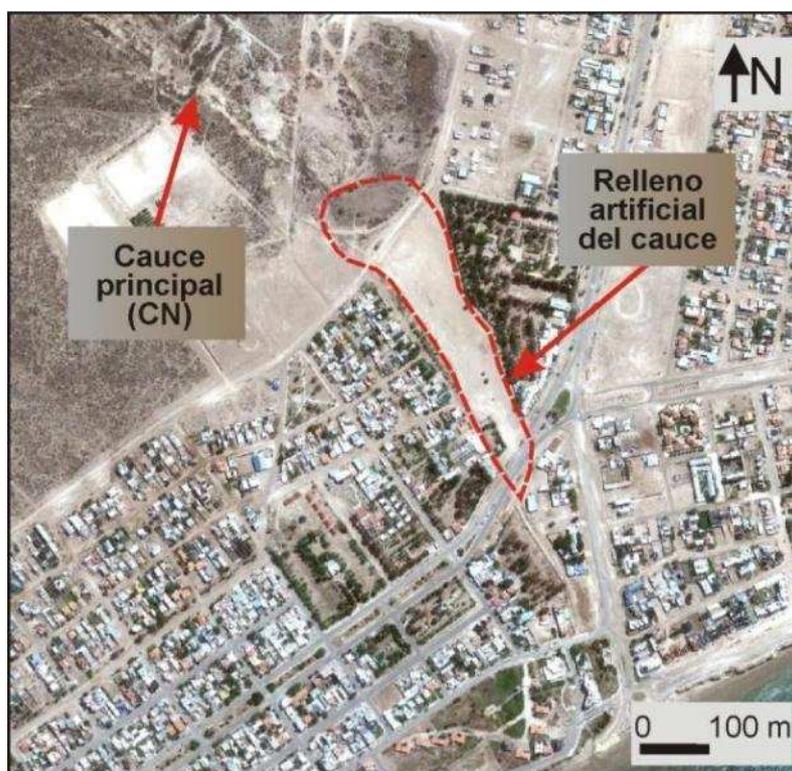


Figura 4-14: Relleno artificial del tramo inferior del cauce principal de la CN en la localidad de Las Grutas. Fte. elaboración propia sobre *Google Earth, Image Digital Globe*.

estimó en -0,025 (invierno) y 0,075 (primavera). De acuerdo con Del Valle *et al.* (1996) el área en cuestión presenta un grado de desertificación leve a medio.

4.4.2.3 –Tipo y grupo hidrológico de suelos

Los suelos que cubren al área adyacente a Las Grutas, así como en la totalidad del área estudiada en la presente investigación, son Aridisoles. Estos poseen escaso desarrollo pedogenético y despreciable porcentaje de materia orgánica (< 1 %) (Apartado 3.3.2.2). De acuerdo con Godagnone *et al.* (1993) en la zona aledaña a Las Grutas se hallan suelos que pertenecen al gran grupo de los Calcioritides (subgrupo Típico), Paleargides (subgrupo Petrocálcico) y Cambortides (subgrupo Lítico). El primero posee texturas gruesas en superficie (gravas finas) y franco-limosos en profundidad. Constituye un suelo bien drenado, característica que lo ubica en el grupo hidrológico B (Tabla 4-5, Fig. 4-15) (Genchi *et al.*, 2011b).

Los suelos Paleargides Petrocálcico presentan horizontes argílicos y petrocálcicos formados bajo condiciones climáticas diferentes a la actual (Tchilinguirian y Pereyra, 2001) y pertenece al grupo hidrológico B, de moderada permeabilidad (Tabla 4-5; Fig. 4-15). El suelo Cambortides Lítico se localiza en planos altos entre cauces. Posee evidencias de traslación y deposición de arcillas de origen marino (Martínez *et al.*, 2001). Este último, corresponde al grupo hidrológico C, de poca permeabilidad y ocupa una superficie de 1,13 km² en la CN y 0,83 km² en la CS (Tabla 4-5; Fig. 4-15).

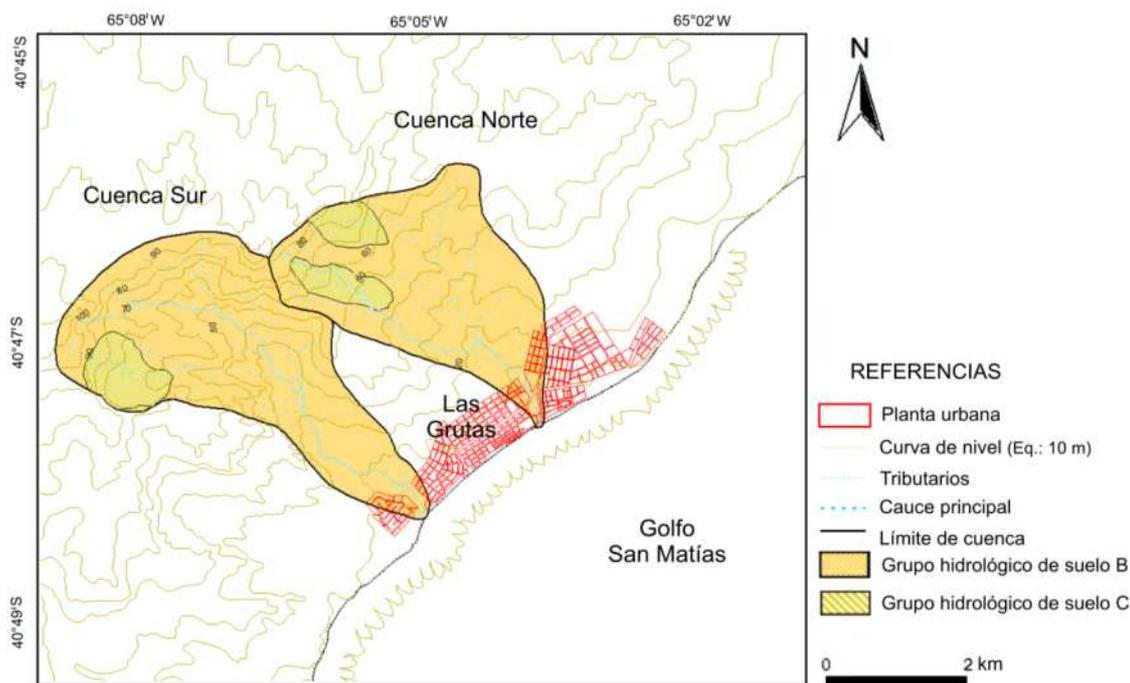


Figura 4-15: Tipos de grupo hidrológico de suelo en la localidad de Las Grutas y zona adyacente. Fte. elaboración propia.

Uso del suelo/cobertura	CN						CS					
	Grupo hidrológico de suelo B			Grupo hidrológico de suelo C			Grupo hidrológico de suelo B			Grupo hidrológico de suelo C		
	Área %	NC	PTO.									
Agricultura: Tierra cultivada bajo tratamiento de conservación	0	-	-	0	-	-	4,2	81	340	0	-	-
Estepa arbustiva: Mezcla de arbustos y pasturas. Los primeros representan el principal elemento.	80,6	56	4513	13,8	70	966	80,7	56	4519	8,3	70	581
Urbano	5,6	83	465	0	-	-	2,4	75	180	0	-	-
Total	86,2		4978	13,8		966	91,7		5396	8,3		581
NC_p	59,4						56,2					

Tabla 4-5: Número de curva (SCS, 1972) para cada uso, cobertura y grupo hidrológico de suelo bajo condición de humedad normal, para las CN y CS. El NC para áreas urbanas se obtuvo de discriminar entre las calles y caminos (p.e., pavimentado, tierra) y la superficie media del tamaño de las parcelas. Fte. elaboración propia.

4.4.2.4 – Tormenta aislada estudiada

La tormenta de estudio totalizó 102 mm de precipitación en forma de lluvia en un período de 18 horas, con carácter persistente entre las 22:00 y 5:00 hs (Fig. 4-16). De acuerdo al hietograma de la tormenta, el período de mayor intensidad se registró entre las 0 y 3:00 hs, con una media de $0,40 \text{ mm min}^{-1}$ y una máxima de $0,55 \text{ mm min}^{-1}$ (Fig. 4-16).

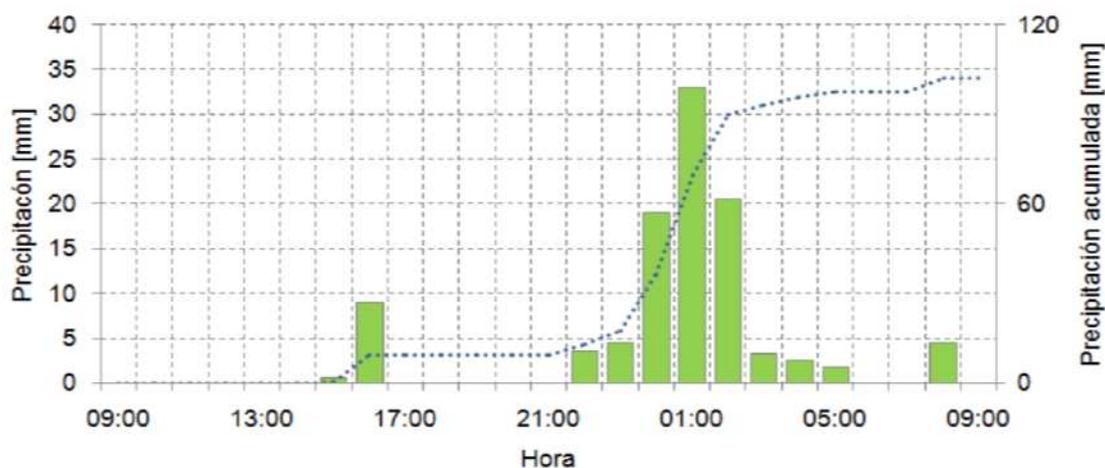


Figura 4-16: Hietograma horario de la tormenta de estudio, entre las 9 hs del día 4 de abril y las 9 hs del 5 de abril del año 2004. Fte. elaboración propia sobre la base de datos del SMN.

4.4.3 –DISCUSIÓN

La forma y dinámica de los sistemas fluviales son el resultado de las características ambientales del territorio en el interior de una cuenca (Morisawa, 1985). La hidrografía de una red fluvial es afectada en gran medida por la manera en el cual se utiliza el suelo dentro los límites de la cuenca (Wisler y Brater, 1959). El efecto más consistente es el incremento de la impermeabilidad en la cobertura superficial de un área urbana, alterando la hidrología y geomorfología de los cauces.

Las propiedades físicas de las cuencas (CN y CS) son similares. El escurrimiento es afectado por máximas descargas, típico en cuencas de tamaño pequeño (Chorley, 1971). Los segmentos de primer orden son importantes en la respuesta hidrológica. En ambas cuencas, estos segmentos concentran la mayor densidad ($\sim 50 \%$) y frecuencia ($\sim 75 \%$) (Genchi *et al.*, 2008, 2011b) (Fig. 4-11), mostrando gran potencial para recibir el escurrimiento superficial durante episodios de precipitación extremos.

El NC_p para condiciones normales es ligeramente mayor en la CN (59,4), mientras que en la CS dicho valor es 56,2 (Tabla 4-5). Para condiciones húmedas el NC_p alcanza a 77,1 (CN) y 74,7 (CS). De acuerdo con estos valores, la máxima retención potencial es de 75,4 mm (CN) y 86 mm (CS). Dichos valores, representan más del 50 % de la cantidad de precipitación caída, en respuesta a la predominancia del grupo hidrológico B caracterizado por una adecuada permeabilidad. El escurrimiento directo es de 46,5 mm (CN) y 42 mm (CS), que concentró el 46 % (CN) y el 41,2 % (CS) de la cantidad precipitada. El coeficiente de escurrimiento medio de ambas cuencas para la tormenta de estudio, estimado como el cociente entre volumen drenado y la precipitación caída, es cercano a 0,43.

El crecimiento de la localidad determinó que los límites de la planta urbana ocupen las inmediaciones de ambos sistemas fluviales (Fig. 4-13). La impermeabilización producida por el uso del suelo urbano reduce del tiempo de concentración y aumenta la lámina de escurrimiento. El efecto de urbanización (Chow *et al.*, 1988) produce un escurrimiento adicional del 4,5 y 1,6 % para las CN y CS, respectivamente. De este modo, en la CN el escurrimiento se intensifica en la zona urbana, mientras que en la CS la intensificación se asocia en gran medida a la parcela agrícola (Tabla 4-5). Este mayor escurrimiento adicional por efecto de urbanización en el tramo inferior de la CN, en coincidencia con la alteración del cauce principal en el mismo sector (Figs. 4-13 y 4-14), favoreció la inundación de la zona aledaña a la mencionada cuenca. De acuerdo a los relatos de los habitantes de la localidad, dicho fenómeno originó una lámina de agua cuya altura superó los 30 a 40 cm por encima del suelo (Fig. 4-12).

4.5 - CONCLUSIONES

Las geoformas fluviales exorreicas del área de estudio son de carácter efímero e influente. Respecto a lo anterior, la excepción está dada en la cuenca del arroyo Salado, la cual comprende en condiciones naturales corrientes continuas producto del agua de infiltración en la meseta de Somuncurá; no obstante, en la actualidad dicha condición sólo se restringe en el extremo de la cuenca debido a su utilización en la zona de Sierra Grande. Las redes de drenaje son heredadas de períodos climáticos más húmedos. El

paisaje fluvial actual fue abandonado por los procesos por los cuales se formó con el advenimiento de las condiciones secas, cuyo sistema de cauces actuales conservaron sus formas, en particular la densidad de drenaje.

Se caracterizaron hidrográficamente las geoformas fluviales que descargan al mar. De acuerdo a la técnica de análisis multivariado *cluster*, se obtuvieron cuatro grupos de cuencas hidrográficas con características diferenciadas referidas a los parámetros morfométricos tales como área, altura media, pendiente media, índice de compacidad y densidad de drenaje. Los grupos identificados mostraron suficiente continuidad espacial, identificándose una clara divisoria natural de grupos de cuencas hacia el N y S del arroyo Salado. Uno de los parámetros que mostró mayor variabilidad es el área. Aquellas cuencas de mayor área (p.e., Salado, Verde, Fuerte Argentino), adquieren una mayor complejidad hidrográfica al atravesar diferentes niveles de aterrazamiento, con características hidrogeológicas y topográficas diferenciales. La densidad de drenaje media resultó baja ($D_d=2 \text{ km km}^{-2}$) con pequeñas variaciones, siendo ligeramente mayor en las cuencas localizadas al N del arroyo Salado. La densidad y diseño de drenaje constituyen indicadores ideales de las condiciones hidrogeológicas del terreno. La sensibilidad de la erosión fluvial sobre las estructuras litológicas existentes pone de manifiesto patrones hidrográficos que, a su vez, deben asociarse con procesos que les afectaron en el pasado.

Los efectos de una tormenta sobre el flujo de una corriente dependen de la naturaleza de la tormenta y de las características intrínsecas de la cuenca y redes de drenaje (Wisler y Brater, 1959). En las CN y CS estudiadas, los aspectos físicos, las condiciones de la tormenta y fundamentalmente la antropización sobre el tramo inferior de la CN determinaron un escurrimiento superficial suficiente para provocar una inundación en la localidad. La vulnerabilidad en este tipo de ambiente semiárido está mayormente asociada a la exposición a eventos de precipitación extremos, máxime en un contexto de cambio climático global.

Los métodos de análisis morfométrico y número de curva proveen una descripción cuantitativa de las geoformas fluviales, los cuales son capaces de explicar y predecir potenciales efectos hidrológicos (Maderey Rascon, 1973; Linsley *et al.*, 1988). Sin embargo, son necesarios nuevos estudios focalizados en la respuesta de los elementos

del complejo fluvial. Una comprensión adecuada del comportamiento hidrológico requiere de mediciones hidrométricas a una escala temporal detallada, para luego sistematizarse en modelos hidrológicos.

Capítulo V

MORFODINÁMICA COSTERA

5.1 – INTRODUCCIÓN

Tal como se manifestó en la presente investigación, la región costera constituye uno de los ambientes más dinámicos de la superficie terrestre. Así, los trabajos de investigación que estudiaron el área en cuestión se focalizaron fundamentalmente en su dinámica y evolución (p.e., Gelós *et al.*, 1992b, 1994; Isla y Bujaleski, 1995; Schillizzi *et al.*, 2003, 2005; Kokot *et al.*, 2004; Bonuccelli, 2005; Diez, 2007; Fucks *et al.*, 2009; Genchi *et al.*, 2009a,b; Schnack *et al.*, 2009; Scalise, 2009). En términos generales, los estudios coinciden en la presencia de un conjunto de geoformas de origen y composición litológica variada (Cap. 2) que implica una variación significativa en sus rangos dinámicos y en su respuesta a los controles de cambio.

Dada la marcada diversidad morfológica que caracteriza al área en cuestión, Kokot *et al.* (2004) estimaron índices de susceptibilidad al ascenso del nivel del mar en la costa de la provincia de Río Negro, sobre la base de variables oceanográficas y geológicas (Fig. 5-1). Dicho estudio señaló que la zona más vulnerable del sector O del GSM corresponde al núcleo poblacional de Playas Doradas, caracterizada por una zona baja e inundable; en las zonas entre cerro El Fuerte y punta Sierra así como en punta Colorada, la vulnerabilidad es alta; en la localidad de Las Grutas y en los sectores punta Sierra y arroyo Verde la vulnerabilidad es media; en el tramo de costa ubicado al S de punta Pórfido, la cual comprende zonas elevadas y rocas resistentes, la vulnerabilidad es baja (Figs. 2-12 y 5-1). A una menor escala de análisis espacial, Diez (2007) estimó un índice de vulnerabilidad al ascenso del nivel del mar en la costa patagónica, donde el

área estudiada resultó presentar un riesgo alto, con excepción de la porción central, el cual es moderado.

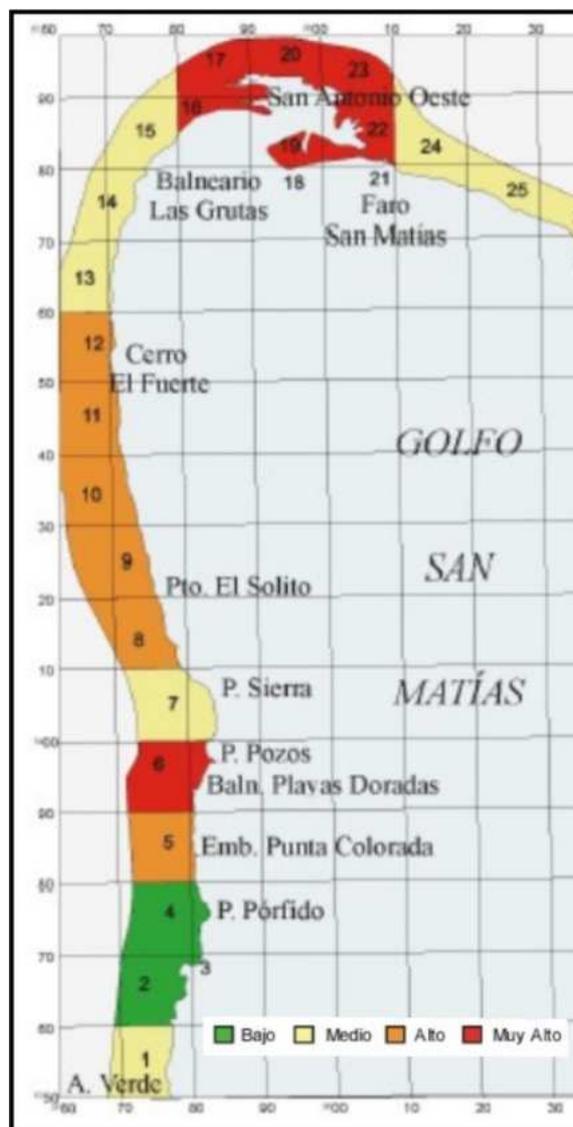


Figura 5-1: Zonificación de la vulnerabilidad al ascenso del nivel del mar en la costa O del GSM. Fte. Simplificado de Kokot *et al.* (2004).

Las geoformas costeras de Playas Doradas no fueron estudiadas en forma particularizada. En cambio, los acantilados que bordean la localidad de Las Grutas presentan procesos de erosión actual que condujeron a su estudio por diversos autores (Bonuccelli, 2005; Fucks *et al.*, 2009; Genchi *et al.*, 2009a,b; Schnack *et al.*, 2009;

Scalise *et al.*, 2009). A diferencia de otros sectores de la costa, se manifiestan múltiples forzantes convergentes que incluyen, entre otros, la creciente urbanización adyacente a la cima del acantilado (Fucks *et al.*, 2009). Las variables intrínsecas y extrínsecas que intervienen en el modelado de los acantilados plantean diferentes patrones de erosión y, en consecuencia, de vulnerabilidad a lo largo de la costa. En este sentido, resulta indispensable el conocimiento y cuantificación de las variables para la implementación de medidas de control adecuadas. Por lo tanto, se propone como objetivo en este capítulo identificar y analizar los principales agentes y procesos morfodinámicos intervinientes en el modelado costero de las zonas aledañas a las localidades de Las Grutas y Playas Doradas, caracterizadas por marcadas diferencias geológicas, geomorfológicas y dinámicas entre las mismas.

Los procesos y morfología costera están predominantemente influenciados por olas y mareas (Masselink y Short, 1993) y por otros factores marinos que poseen una incidencia clave, tal como la batimetría y la estructura termohalina. De este modo, se plantea también como objetivo en este capítulo describir las características hidrodinámicas marinas que ocurren en el GSM, de importancia en la comprensión de los procesos morfológicos costeros del área de estudio.

5.2 – CONSIDERACIONES GENERALES DE LOS PROCESOS MORFODINÁMICOS COSTEROS

Los acantilados marinos son el resultado de procesos marinos, terrestres y subaéreos, cuya combinación genera pendientes costeras características (Griggs y Trenhaile, 1994). Los factores que envuelven la erosión de un acantilado marino son altamente complejos (Shih, 1993). La estabilidad de la pendiente de la roca está controlada por las propiedades mecánicas, por la resistencia de la roca, así como también por los procesos que actúan degradando el material del acantilado (Moore *et al.*, 2009). La magnitud de la degradación está en función de los procesos dominantes que actúan sobre la roca, de acuerdo a las condiciones ambientales de cada sitio (Moore *et al.*, 2009). Numerosos estudios sugieren que el principal factor de erosión está determinado por la fuerza de las olas que supera la resistencia de la roca durante eventos de tormenta extremos (Sunamura 1977; Schwartz, 2005). Usualmente, este tipo de

eventos de alta energía provoca episodios de erosión de mayor magnitud que el ritmo de retroceso medio, caracterizado por ser muy bajo (Lee *et al.*, 2001).

Las propiedades inherentes del acantilado, las cuales incluyen principalmente la estructura y composición geológica, contribuyen a definir en gran medida la resistencia de la roca. La resistencia de la roca intacta es la resistencia del material del bloque de una roca entre discontinuidades (Hack y Huisman, 2002). En los acantilados sedimentarios de la costa de San Diego (Estados Unidos) se registraron valores de resistencia inferiores a 10 MPa que mostraron tasas de erosión media entre 0,20 a 0,40 m año⁻¹ (Benumof y Griggs, 1999).

Las discontinuidades estructurales de la roca se presentan en diferentes clases e implican condiciones de debilidad de la roca. Unos de los procesos más efectivos de inestabilidad de la roca es la compresión de los poros de aire en las discontinuidades ocasionada por las olas, que afecta una estrecha zona comprendida desde debajo del nivel del agua hasta la cresta de la ola (Sanders, 1968). Otra de las debilidades de la roca es la sensibilidad a la alternancia de períodos húmedos y secos debido al aerosol marino, la salpicadura y fundamentalmente a la marea, que favorecen los procesos de meteorización químicos y físicos (Griggs y Trenhaile, 1994; Hampton *et al.*, 2004). El agua subterránea posee también efectos físicos y químicos sobre la estabilidad de la roca.

La dinámica de los acantilados está asociada también a la morfología de la plataforma costera y la dinámica de la cobertura de sedimentos (Hampton *et al.*, 2004; Pierre, 2006) que actúan controlando la disipación de la energía de las olas (Sunamura, 1992; Lee, 2008; Dornbusch *et al.*, 2008). El ancho de la playa disipa la energía de las olas y provee de una protección natural del acantilado (Hampton *et al.*, 2004). Estudios demostraron que playas con anchos del orden de 30 m proporcionan cierta protección considerable, mientras que anchos de 60 m ofrecen una protección completa (Everts, 1991). El espesor de la playa en relación a la altura del nivel del agua durante eventos de tormenta controla el contacto de las olas sobre el acantilado (Dornbusch *et al.*, 2008). Robinson (1977) observó que la erosión sobre el acantilado fue significativamente mayor en una zona de pequeño espesor (~10 cm) por encima del nivel de la playa que a

una altura superior a los 20 cm. De este modo, se infiere que el sedimento es empleado como elemento abrasivo. Acumulaciones de sedimentos, aún en mínimas cantidades, incrementan la capacidad erosiva de las olas (Kamphuis, 1990).

Las playas son altamente dinámicas y sus rasgos morfológicos evolucionan continuamente. La variación de la morfología de la playa (Fig. 5-2) ocurre sobre un amplio rango de escala espacial y temporal (Plant y Holman, 1997). Por ejemplo, próximo a la línea de costa, la fluctuación de la elevación de la playa de aproximadamente 1 m típicamente ocurre sobre períodos semanales a mensuales (Aubrey y Winant, 1980; Wright, 1982); mientras que amplitudes menores, del orden de 0,1 m, las fluctuaciones pueden darse en minutos (Sallenger y Richmond, 1984; Howd y Holman, 1987).



Figura 5-2: Perfil transversal de una playa típica y delimitación de las zonas hidráulicas. Fte. Perillo (2003).

Un perfil de playa transversal a la línea de costa se extiende desde el acantilado o médano costero (espaldón) hasta la barra de rompiente exterior en la zona de rompiente (Fig. 5-2). La playa posterior se extiende desde el acantilado o médano hasta la intersección de la tierra con el mar. En la playa posterior pueden aparecer bermas debido a la variabilidad del nivel de energía de la ola incidente (Masselink y

Pattiaratchi, 2001). La playa frontal es la porción inclinada del perfil de playa que se extiende desde la cresta de la berma (o, en ausencia de esta, desde el límite superior de la zona de lavado durante pleamar) hasta la marca de agua más baja de la zona lavado durante bajamar; además comprende frecuentemente una pendiente plana debajo de la cara de la playa (Komar, 1998). En la literatura, las zonas de deslizamiento y rompiente se integran con frecuencia dentro de la playa exterior (p.e., Komar, 1998; Perillo, 2003) donde suelen aparecer barras y canales que implican las mayores perturbaciones en el equilibrio del perfil.

Las olas, el nivel del agua y tamaño del sedimento son los principales factores que controlan la morfología de la playa. Swain (1989) demostró que las fluctuaciones de la marea juegan un rol importante en el mecanismo de desarrollo de un perfil de playa y que las mareas comportan el primer factor en la magnitud de la erosión de la línea de costa durante una tormenta. La figura 5-3 muestra dos estados de la playa anterior y posterior a un evento de tormenta, la cual causó licuefacción en la playa dando lugar a un perfil de erosión. La frecuencia de los eventos de tormenta o, si una playa se recuperó a partir de la última tormenta, son también aspectos importantes a considerar (Taylor *et al.*, 1997). Existen casos en que si bien la respuesta de una playa frente a una tormenta ocurre rápidamente, la recuperación puede ser considerablemente larga (Thom y Hall, 1991).

Wright y Short (1984) identificaron estados morfológicos de playa en función de la pendiente y las condiciones de la ola. En un extremo se ubica el tipo de playa disipativa que posee un perfil de pendiente baja sobre la cual las olas rompen primero alejado de la playa y luego pierden energía continuamente cuando viajan como ondas de deslizamiento a través de una amplia zona de deslizamiento (Komar, 1998). La morfología de este tipo de playa actúa para disipar la energía de las olas generadas por el viento (Komar, 1998). En el restante extremo se encuentra el tipo de playa reflectiva caracterizada por una pendiente alta ($\tan \beta \sim 0,1$ a $0,2$) donde las olas incidentes rompen cerca de la costa con mínimas pérdidas de energía (Komar, 1998).

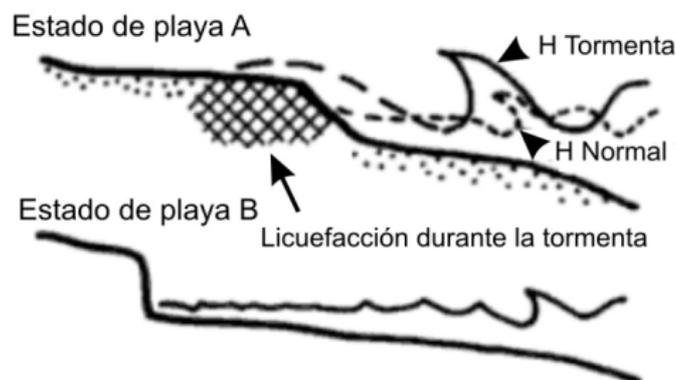


Figura 5-3: Estados de la playa anterior (A) y posterior (B) a una tormenta. [H: Altura de la ola]. Fte. Adaptado de Carter y Woodroffe (1997).

5.3 -CARACTERÍSTICAS DINÁMICAS MARINAS DEL O del GSM

Las características físico-químicas del GSM fueron ampliamente estudiadas (p.e., So *et al.*, 1974; Piola y Scasso, 1988; Gagliardini *et al.*, 2004; Gagliardini y Rivas, 2004; Lucas *et al.*, 2005; Moreira *et al.*, 2011). El GSM comprende un área de 19.700 km² y constituye uno de los golfos más grandes de Sudamérica (Moreira *et al.*, 2011). En el sector S se comunica con el Golfo San José mediante una boca estrecha (Fig. 5-4); hacia el E posee una boca ensanchada (~100 km) que se conecta con el mar epicontinental (Fig. 5-4).

El golfo se localiza sobre la extensa Plataforma Continental Argentina encuadrada en un ámbito definido como un típico margen pasivo (Fig. 5-5). Topográficamente, el GSM posee mayores profundidades que la plataforma adyacente, con dos depresiones principales que alcanzan 200 m de profundidad (Moreira *et al.*, 2011) (Fig. 5-4). Aproximadamente el 45 % del golfo presenta profundidades menores a 100 m (Piola y Scasso, 1988).

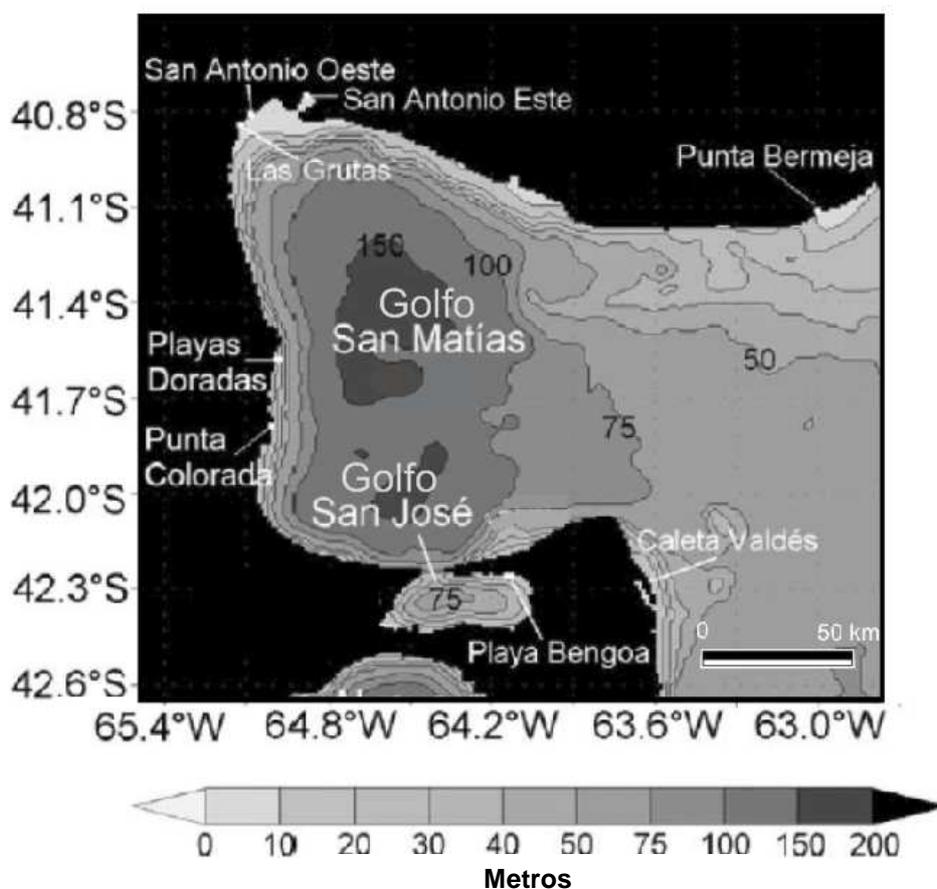


Figura 5-4: Batimetría del Golfo San Matías. Fte. Moreira *et al.* (2011).

El régimen de mareas que caracteriza al GSM es semidiurno mixto, compuesto usualmente por dos ciclos de marea diarios, cuyas mareas bajantes (consecutivas) suelen tener mayores diferencias de altura que las pleamares (Fig. 5-5). El rango de marea es macromareal, con valores medios cercanos a 6 m en la costa O del GSM y máximos que superan los 9 m de altura en el sitio localizado al N (Puerto San Antonio) (Fig. 5-5) (SHN, 2010). La amplitud de la marea es ligeramente mayor en Puerto San Antonio.

La geometría y batimetría del área es compleja, lo que ocasiona una particular respuesta dinámica de la marea (Moreira *et al.*, 2011). Las corrientes de marea ocasionan efectos significantes en la mezcla vertical y en la distribución espacial de los

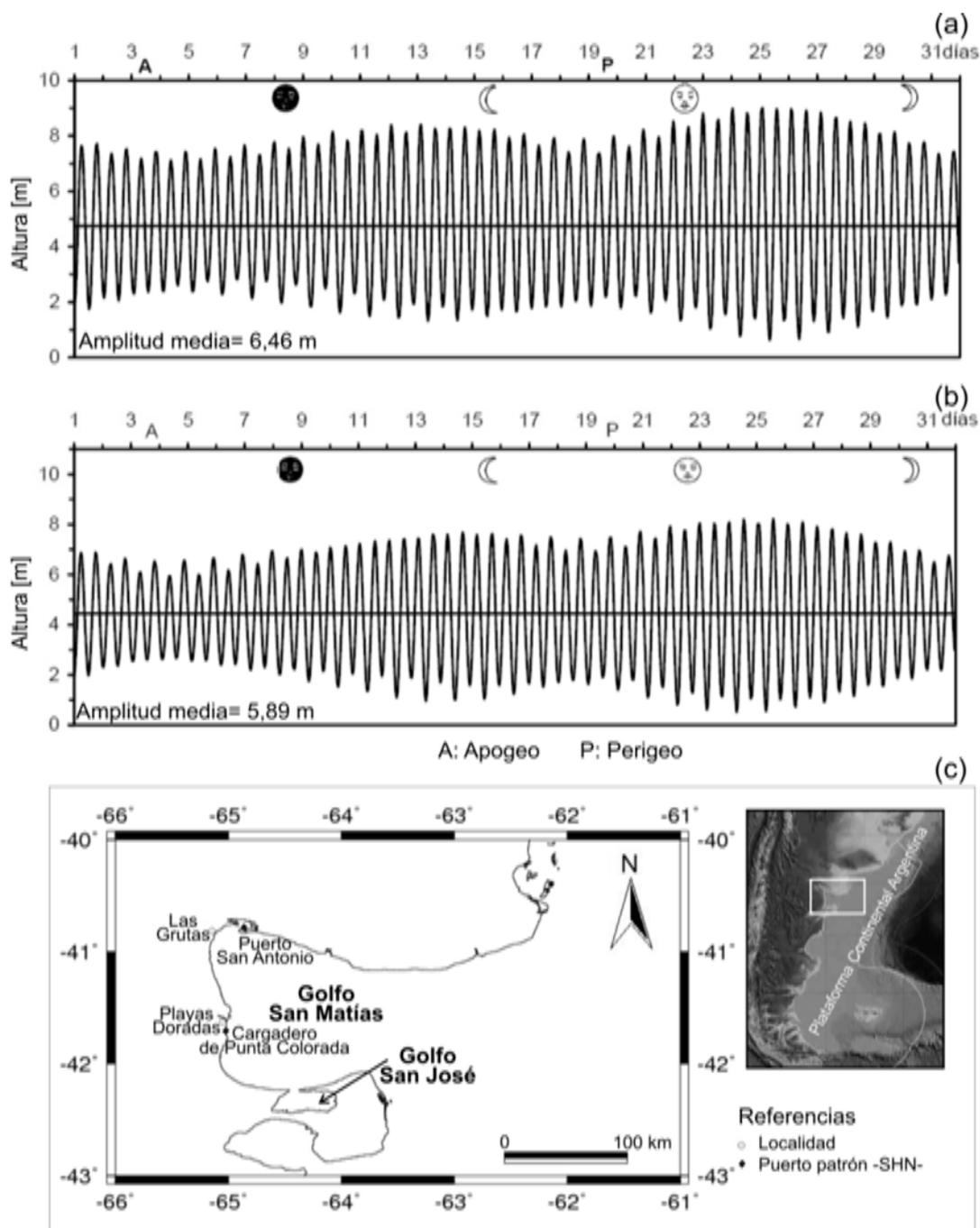


Figura 5-5: Régimen de marea (predicción) establecido por el SHN (2010) para los sitios de Puerto San Antonio -Muelle Este- (a) y Cargadero de Punta Colorada (b), próximos a las localidades de Las Grutas y Playas Doradas, respectivamente. Localización de los puertos patrones (c) sobre el mapa de línea de costa proporcionado por NOAA

(<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/coast/>).

parámetros. Las mediciones directas en el GSM son escasas. La velocidad de las corrientes es más débil en el interior del golfo que en la boca, que aumenta hacia el N alcanzando valores que superan los 0.6 m s^{-1} cerca de San Antonio (Moreira *et al.*, 2011). Framiñan *et al.* (1991) a partir de observaciones directas en el sector NE del golfo indicaron corrientes débiles del orden de $0,14 \text{ m s}^{-1}$ a 25 m de profundidad.

Las mareas cumplen un rol importante sobre los procesos de mezcla, los cuales mantienen la circulación termohalina. Piola y Scasso (1988) identificaron un máximo relativo de salinidad ($\sim 33,8$ a 34) debido a los excesos de evaporación local asociado al intercambio mar-atmósfera, que se extiende desde el golfo hacia el NNE. Estos autores señalaron la presencia durante gran parte del año de un frente termohalino orientado zonalmente en las proximidades del paralelo $41^{\circ}50'S$, el cual separa las aguas más cálidas y salinas del sector N de las más frías y menos salinas que ingresan por el sector S. La batimetría y la termohalina local fuerzan un giro semipermanente en el interior del golfo (Piola y Scasso, 1988). El agua de la plataforma, de origen subantártico (Guerrero y Piola, 1997), ingresa a través del SE de la boca y es eventualmente exportada a través del sector NE (Piola y Scasso, 1988).

Los aportes de material sedimentario en el GSM desde el interior del continente están restringidos a cualquier proceso erosivo de los afloramientos terciarios y pleistocénicos adyacentes a la costa (So *et al.*, 1974), debido a la ausencia de aportes significativos de origen fluvial. Los sedimentos son movidos por las olas y redistribuidos por las corrientes de marea como deriva y dunas (So *et al.*, 1974). Gagliardini *et al.* (2004) asociaron la interacción de estas dunas como formas de fondo con las corrientes de marea, la cual se manifiesta en un patrón de superficie oceánica rugosa.

5.3.1 –MEDICIÓN DE OLAS Y MAREAS

Para la región de estudio no existen antecedentes en mediciones de olas. Scalise *et al.* (2009) emplearon el modelo SWAN (*Simulating Waves Nearshore*) Cycle III v. 40.31 para simular la altura, el período y la dirección de las olas para el año 2000 en el GSM. En dicho modelo, obtuvieron que los valores medios anuales de la altura significativa, el período pico y la dirección de incidencia de las olas, considerando todas

las direcciones, fueron 0,5 m, 3,3 s y 212°, respectivamente. Por otro lado, de este estudio numérico surge que el oleaje más frecuente proviene del SO y O, con una probabilidad de ocurrencia del 45,5 %. Las olas provenientes del NE y E son las menos frecuentes con una probabilidad inferior al 5,6 % para cada sector. El oleaje más intenso proviene, por lo general, de la dirección SE, alcanzando períodos de hasta 7 s y alturas significativas cercanas a 2 m (Scalise *et al.*, 2009).

Dada la insuficiencia de datos medidos se instaló un olígrafo y mareógrafo sobre la plataforma rocosa frente al balneario Las Grutas (Fig. 5-6), constituyendo la primera serie de mediciones de olas en la zona. El instrumental fue desarrollado en Área de Oceanografía Física del IADO a cargo de los Doctores A.J. Vitale, M.C. Piccolo y G.M.E. Perillo. Este registra la altura de la superficie del agua en todo instante, por lo cual el sistema es capaz de obtener la marea y las olas en una sola serie de tiempo. Por medio de un filtrado en frecuencia se discrimina la marea de las olas. La resolución temporal del muestreo es 25 veces por segundo durante 10 minutos (15.000 registros) - *burst*- con un intervalo de 30 minutos entre muestreo. Para cada *burst* se estimó la altura (H) y período (T) medio - H_m ; T_m -, significativo - $H_{1/3}$; $T_{1/3}$ -, décimo mayor - H_{10} ; T_{10} - y máximo - H_{max} ; T_{max} -. Dicho procesamiento se efectuó a partir de software propio del instrumental desarrollado. Las mediciones se efectuaron para un período entre el 8 al 28 de mayo del 2011.

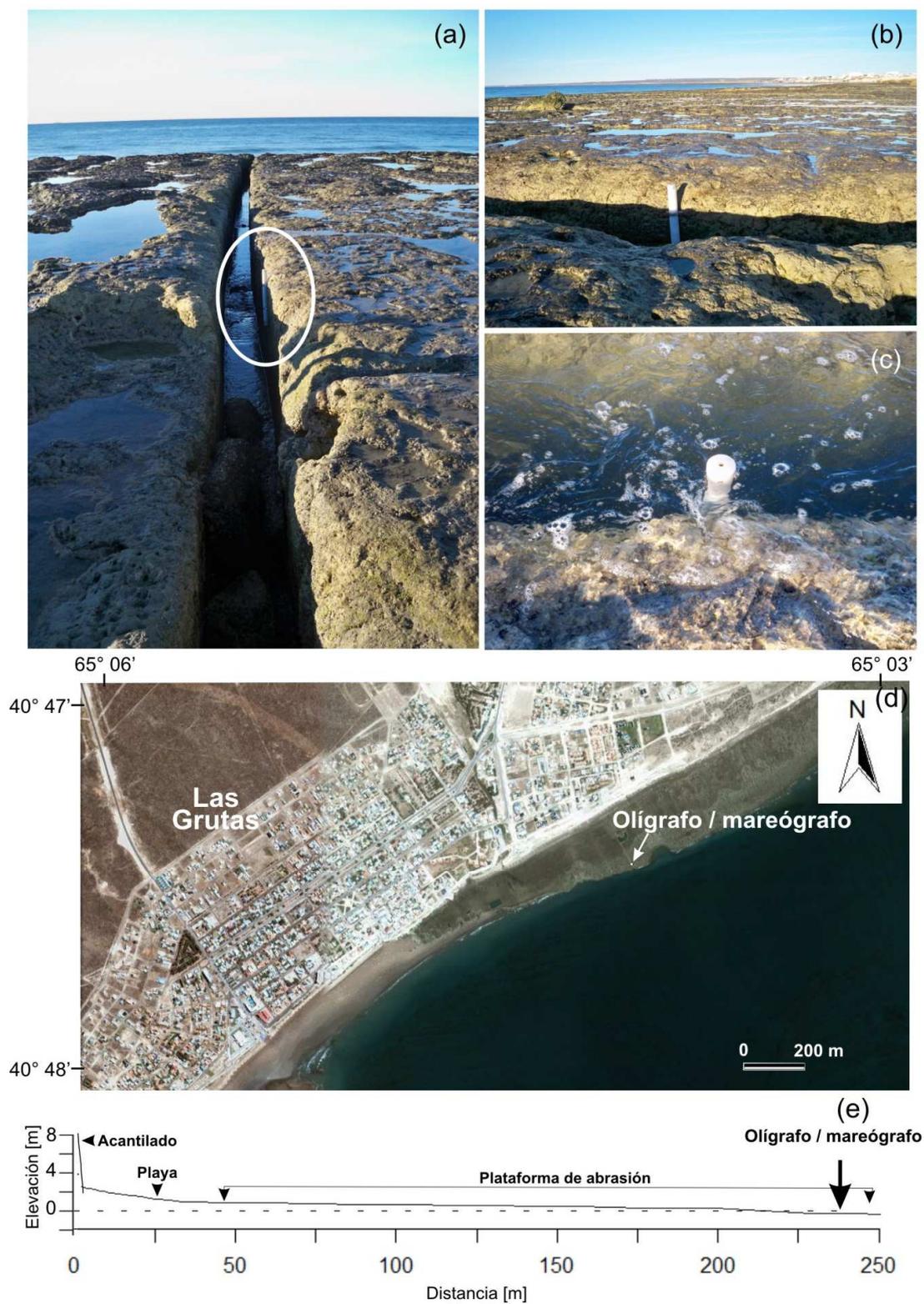


Figura 5-6: Imágenes del olígrafo y mareógrafo (a, b y c). Vista en planta de la localización del instrumento (d) y esquema de ubicación en la sección transversal de la costa (e). La figura (d) corresponde a *Google Earth, Image Digital Globe*. Fte. elaboración propia.

La figura 5-7 muestra la marea registrada por el sensor. La localización del mareógrafo, cuyo valor inicial de altura es 0 m (Figs. 5-6 y 5-7), equivale al nivel de agua de 4,45 m del SHN. Por lo tanto, en el período de estudio se pudo observar en detalle las pleamares, las cuales que oscilaron entre 6,45 y 9 m.

Para la caracterización de la olas en Las Grutas se presenta un análisis estadístico estándar (Tabla 5-1) y de distribución de frecuencias (Tabla 5-2). El valor medio del período y la altura de la ola durante el muestreo fue de 0,23 m y 7,93 s, respectivamente (Tabla 5-1). En términos absolutos, se registraron máximos de 22,56 s (período) y 1,54 m (altura) (Tabla 5-1). El 70 % de los casos mostró períodos significativos de la ola inferior a 12 s (Tabla 5-2). De acuerdo a la figura 5-8, el porcentaje más alto de ocurrencia correspondió a períodos significativos cercanos a los

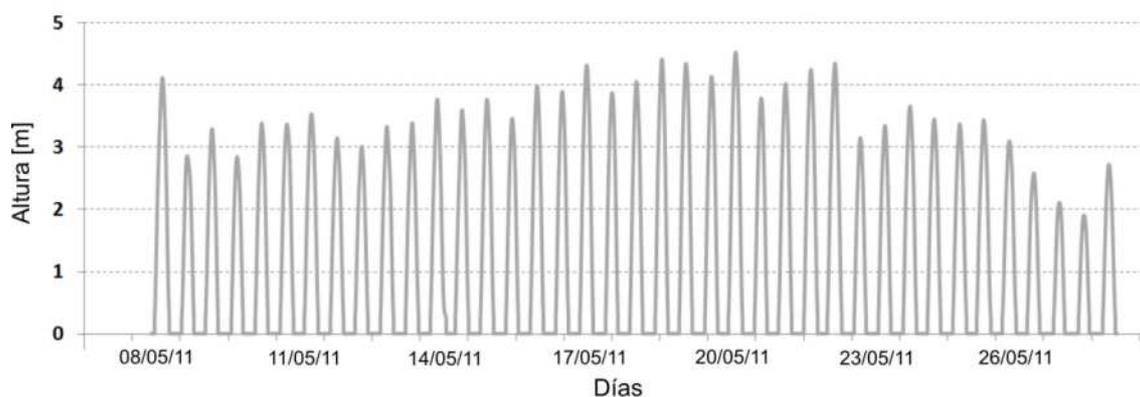


Figura 5-7: Registro de la marea obtenida en la costa de la localidad de Las Grutas para el período 08/05 al 28/05/2011. El 0 m corresponde al valor inicial del instrumental. Dada su ubicación, el mismo no registra los niveles más bajos de la marea (Fig. 5-6). Fte. elaboración propia.

	T_m	$T_{1/3}$	T_{10}	T_{max}	H_m	$H_{1/3}$	H_{10}	H_{max}
Media	7,93	10,86	12,43	14,29	0,23	0,38	0,47	0,57
Máximo	11,36	15,42	17,96	22,56	0,62	0,95	1,21	1,54
Mínimo	3,14	5,02	5,97	6,81	0,05	0,09	0,11	0,14

Tabla 5-1: Parámetros estadísticos básicos de las olas en la costa de la localidad de Las Grutas para el período 08/05 al 28/05/2011. Fte. elaboración propia.

$T_{1/3}$ (%)	$H_{1/3}$ (%)					Ocurrencia	Excedencia
	<0,15 m	0,15-0,3 m	0,3-0,6 m	0,6-0,9 m	> 0,9 m		
<6 s	0,3	0,6	2	0,3	0	3,2	96,8
6-8 s	0,9	1,4	4	1,4	0,6	8,4	88,4
8-10 s	2,3	9,5	3,2	0	0	15	73,4
10-12 s	2,3	18,8	18,2	3,5	0,6	43,4	30,1
12-14 s	0	4,3	17,9	4,3	0	26,6	3,5
> 14 s	0	0,9	0,9	0,9	0,3	2,9	0
Ocurrencia	5,8	35,5	46,2	10,4	1,4		
Excedencia	94,2	58,7	12,4	2,0	0		

Tabla 5-2: Tabla de probabilidades conjuntas de las olas en la costa de Las Grutas para el período 08/05 al 28/05/2011, sobre la base de datos de la altura y período significativo de la ola.
Fte. elaboración propia.

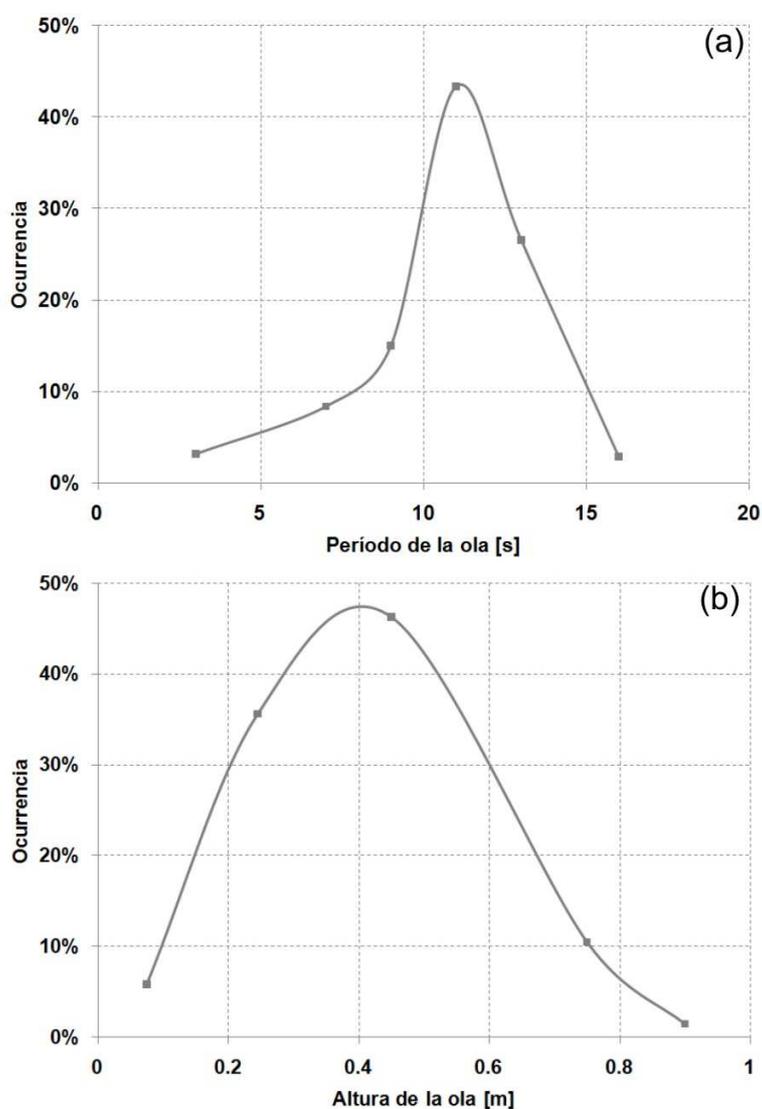


Figura 5-8: Porcentaje de ocurrencia del período (a) y la altura (b) significativo de la ola obtenida en la costa de la localidad de Las Grutas para el período 08/05 al 28/05/2011. Fte. elaboración propia.

11 s y alturas significativas de 0,4 m. La probabilidad de que el período significativo de las olas exceda los 6 s es considerablemente mayor a que supere los 12 s (Tabla 5-2). Del mismo modo, la probabilidad de que la altura significativa exceda los 0,15 m es marcadamente mayor a que supere los 0,6 m (Tabla 5-2). Para el caso de las olas mayor a 0,9 m y 14 s, la probabilidad es despreciable (Tabla 5-2).

Las olas más habituales son las generadas por el viento (Sorensen, 1993), las cuales están generalmente limitadas a períodos inferiores a 20 s (Komar, 1998). Estas se pueden dividir en olas generadas por vientos locales y en aquellas generadas por tormentas en áreas lejanas que se propagan hacia un área en particular. La generación de olas producto del viento depende de la velocidad y la dirección del mismo, cuya relación entre esos parámetros resulta particular en cada caso de estudio (Vitale, 2010). Isla *et al.* (2004) consideran que en los golfos patagónicos las olas son muy pequeñas debido a que la zona de generación de olas por viento está restringida. Las olas que ocurren en la costa de estudio se caracterizan por ser de generación lejana, favorecido por la extensa superficie del GSM y la gran amplitud de la boca que lo comunica con el mar abierto.

En las figuras 5-9a y 5-9b se observa que en general la relación entre la altura de las olas y el viento local es muy baja o nula. Se evidencia que aun en presencia de vientos débiles ($< 5 \text{ m s}^{-1}$) ocurren alturas significativas de olas que suelen superar los 0,20 m. Por otra parte, se aprecia una asociación entre las alturas más importantes de las olas y los vientos provenientes del cuadrante S (Figs. 5-9a y 5-9b).

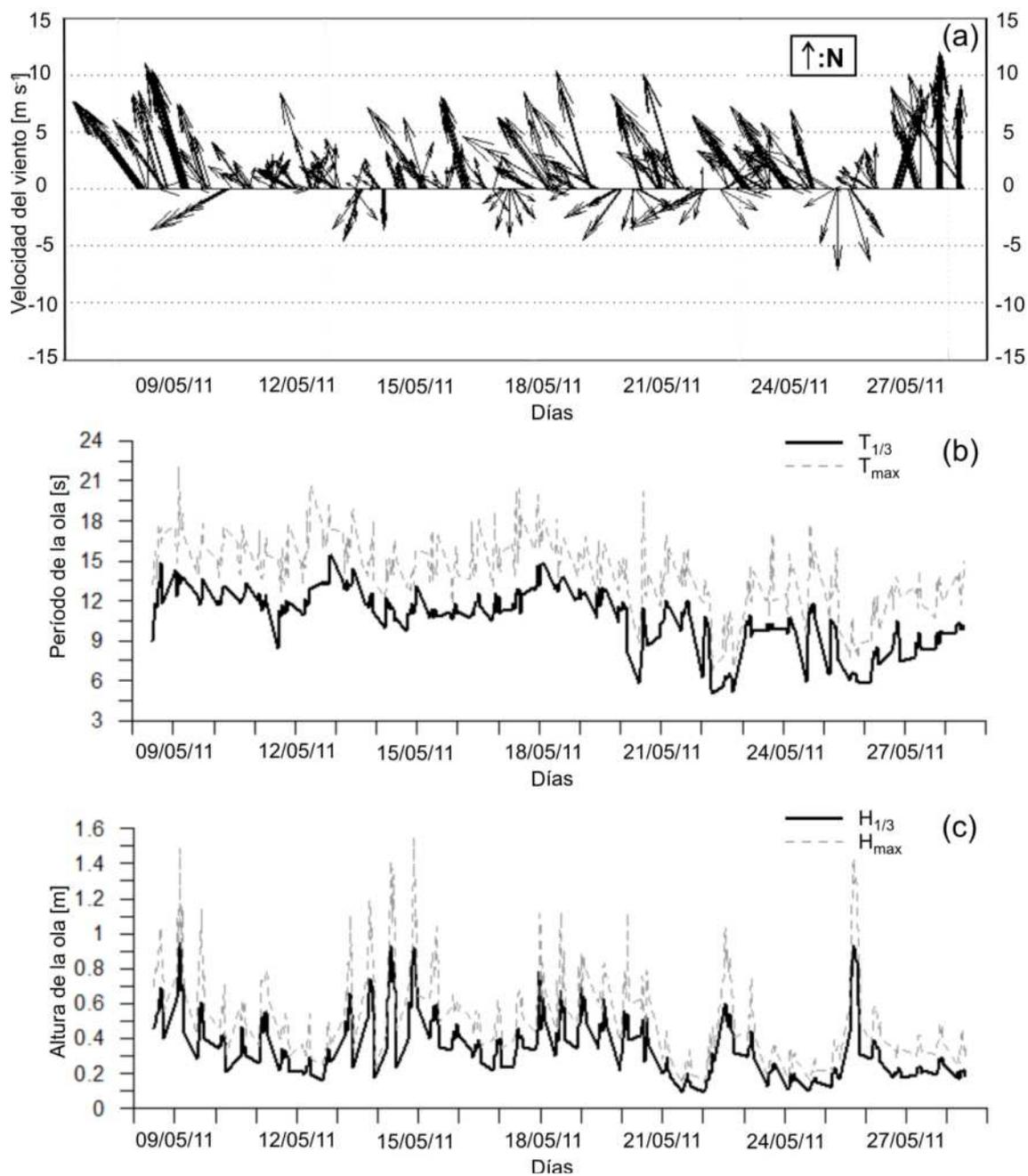


Figura 5-9: Velocidad y dirección del viento (a) y registro continuo (*burst*) del período (b) y altura (c) de la ola (significativa y máxima). Fte. elaboración propia.

5.4 -MORFODINÁMICA DE LA COSTA DEL BALNEARIO LAS GRUTAS

Los cambios que ocurren en las áreas costeras se originan sobre numerosas escalas de tiempo. Cuando estos cambios se manifiestan en una escala de tiempo humana, la cuantificación de los mismos adquiere importancia (Moore y Griggs, 2002), máxime al afectar un área urbanizada. En este apartado se analizan las principales variables intervinientes en las geoformas costeras que bordean a la localidad de Las Grutas, con énfasis en los acantilados, los cuales muestran un activo proceso erosivo.

5.4.1 -MÉTODO DE TRABAJO

Numerosos trabajos combinaron métodos cualitativos y cuantitativos para evaluar la inestabilidad de los acantilados, aunque con frecuencia se focalizaron en la determinación de tasas de erosión. Unas de los métodos más usuales para cuantificar la erosión de los acantilados se basa en el análisis multitemporal de documentos históricos, tales como fotografías aéreas, imágenes satelitales o mapas topográficos (p.e., Komar y Shih, 1993; Correia *et al.*, 1996; Moore y Griggs, 2002; Pierre, 2006; Dornbusch *et al.*, 2008). No obstante, las mediciones en el terreno constituyen el método más preciso para determinar los ritmos de erosión de los acantilados (Schwartz, 2005). Recientemente las técnicas de medición láser, tal como el sistema de escaneo terrestre láser LIDAR (*Light Detection and Ranging*), poseen una alta resolución e involucran una amplia cobertura espacial, aunque el costo de adquisición es excesivamente elevado.

En este estudio se diseñó una técnica inédita de medición que se basa en la descripción de la geometría de cualquier objeto reflectivo mediante pulso láser. Para ello se empleó de un telémetro digital láser BOSCH DLE 50 *Professional* de bajo costo, con una precisión del orden de $\pm 2,5$ mm. El aparato de medición está montado sobre una placa en un trípode el cual dispone de un nivel de burbuja y un transportador semicircular adherido al eje de la palanca de movimiento de la placa (Genchi *et al.*, 2011c) (Fig. 5-10).

El perfil resultante del acantilado empleando el instrumental láser se obtiene a partir de las ecuaciones (Fig. 5-10)

$$X=L \cos\alpha - X_0$$

$$Y=L \operatorname{sen}\alpha - Y_0$$

donde L es la distancia [m] medida con el telémetro, α es el ángulo medido en el transportador y X_0 e Y_0 son las coordenadas del punto de referencia en un plano vertical (Fig. 5-10). Las estacas de referencia (X_0 , Y_0) en la base del acantilado poseen posicionamiento geográfico conocido mediante GPS y constituyen un elemento esencial para el análisis multitemporal en una sección dada. El monitoreo se realizó en diversas secciones a lo largo de la línea de acantilados (Fig. 5-11) con una frecuencia trimestral. Este método permite a su vez llevar a cabo mediciones en la porción media-alta de la playa, por lo que se efectuaron también relevamientos en la mencionada geoforma. Para la elaboración de los perfiles morfológicos y cálculos volumétricos se utilizó el programa *Grapher 6.1*.

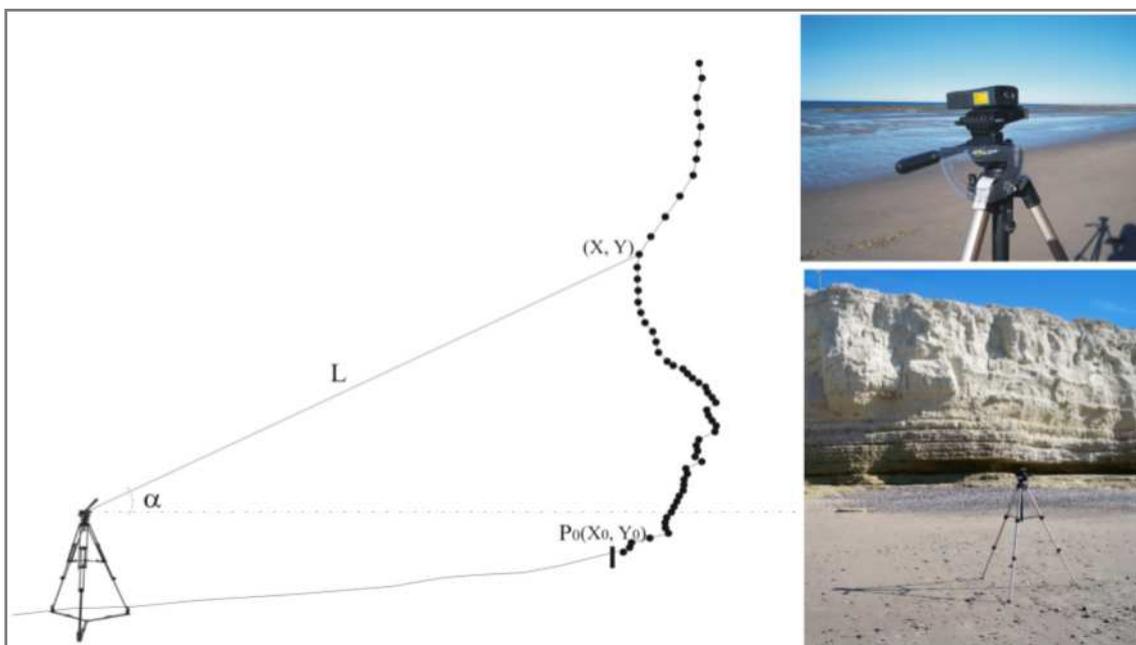


Figura 5-10: Esquema de las mediciones realizadas mediante telémetro láser, en una sección del acantilado. Fte. Modificado de Genchi *et al.* (2011c).

Se efectuaron mediciones regulares en la base del acantilado de las secciones b y j (Fig. 5-11) para cuantificar la erosión a microescala. Para ello se empleó una regla de 30 cm afirmada sobre dos estacas, sobre la cual se apoya un calibre manual de 0,1 mm de precisión, de modo de obtener la distancia a la pared del acantilado (profundidad). La lectura se realizó en tres puntos fijos, con una repetición de tres veces en cada uno.

La estabilidad global de un acantilado está afectada por la resistencia de la roca intacta, las discontinuidades estructurales de la roca, la filtración de agua subterránea y la meteorización físico-química. En este trabajo se determinó semicuantitativamente la estabilidad del acantilado en cuatro sectores de la costa (Fig. 5-11) de acuerdo al sistema de clasificación de resistencia de la roca formulado por Selby (1980) (Tabla 5-3). Cada parámetro posee una valuación numérica (adimensional) que varía de acuerdo a la competencia (resistencia) de la roca (Tabla 5-3). A partir de la sumatoria de las valuaciones se obtiene un valor total que indica el grupo de roca al que pertenece.

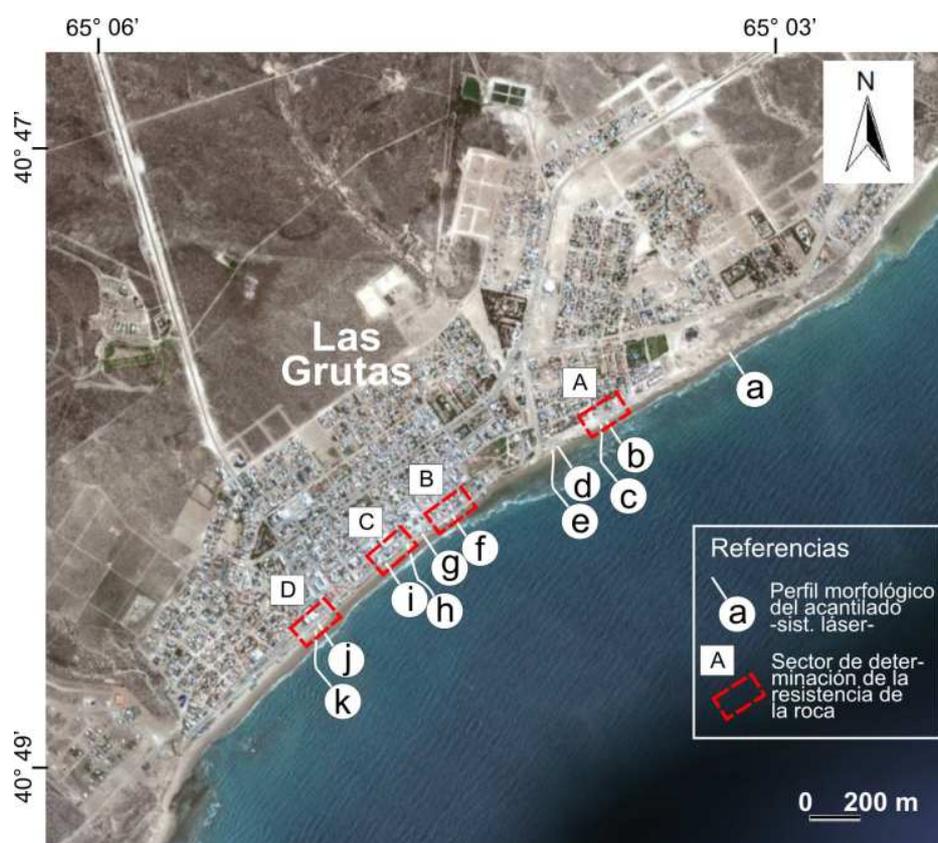


Figura 5-11: Localización de las mediciones realizadas en el acantilado. Fte. elaboración propia sobre *Google Earth, Image Digital Globe*.

Parámetro	Muy Fuerte	Fuerte	Moderada	Débil	Muy Débil
Resistencia de la roca intacta (compresión uniaxial, MPA)	>100 r: 20	50-100 r: 18	25-50 r: 14	5-25 r: 10	< 5 r: 5
Meteoriz.	Sin meteoriz. r: 10	Suavemente r: 9	Moderadamente r: 7	Altamente r: 5	Completamente r: 3
Espaciado*	>3 m r: 30	3-1 m r: 28	1-0,3 m r: 21	300-50 mm r: 15	<50 mm r: 8
Orientación*	Muy favorable. Buzamientos pronunciados hacia adentro del talud, atravesada por discontinuidades entrecruzadas r: 20	Favorable. buzamientos moderados hacia adentro del talud r: 18	Medianamente favorable. Buzamientos horizontales o casi verticales (sólo rocas duras) r: 14	No favorable. Buzamientos moderados hacia afuera del talud r: 9	Muy desfavorable. Buzamientos pronunciados hacia afuera del talud r: 5
Ancho*	<0,1 mm r: 7	0,1-1 mm r: 6	1-5 mm r: 5	5-20 mm r: 4	>20 mm r: 2
Continuidad*	Sin continuidad o bien cementado r: 7	Poca continuidad o parcialmente cementada r: 6	Continuo, sin relleno r: 5	Continuo, relleno delgado r: 4	Continuo, relleno grueso r: 1
Filtración agua subt.	Sin filtración r: 6	Despreciable r: 5	Suave r: 4	Moderada r: 3	importante r: 1
Total	100-91	90-71	70-51	50-26	<26

Tabla 5-3: Parámetros de determinación de la resistencia de la roca. [(*) parámetros referidos a las discontinuidades]. Fte. modificado de Selby (1980).

Para la determinación de la resistencia -compresión uniaxial [MPa]- de la roca intacta se realizó una incisión sobre la misma a través del empleo de un objeto cortante. El grado de facilidad del corte sobre la roca señala un rango de resistencia aproximado, que fue propuesto por Hoek (1994) (Anexo I). El ensayo se realizó en dos o tres sitios por estrato, alejado de las discontinuidades de forma que las propiedades de la roca sean homogéneas. El acantilado muestra más de un estrato rocoso así como de tipo de discontinuidad, por lo que se consideró el valor promedio.

A fin de caracterizar el tipo de playa se obtuvieron perfiles topográficos mediante el método de Emery (1961) en tres secciones transversales de la costa, efectuados en los días 5 y 6 de Octubre del año 2008. La pendiente media del perfil de la playa se obtuvo a partir de las pendientes parciales entre puntos muestreados. En forma paralela, se extrajeron muestras de sedimentos actuales de la playa, obteniéndose de 5 a 6 muestras a intervalos irregulares, de acuerdo a los cambios morfológicos observados. Se realizó

un análisis granulométrico de las muestras para determinar la fracción modal principal y secundaria. Para ello se utilizó una serie de tamices para partículas de tamaño entre 0,5 y 4 mm y un analizador de partículas *Mastersizer 2000* para aquellas inferiores a 0,5 mm, ambos pertenecientes al Laboratorio de Geología Marina del IADO.

5.4.2 –RESULTADOS Y DISCUSIÓN

5.4.2.1 –Caracterización del acantilado y playa

La zona costera del balneario Las Grutas posee una orientación general NE-SO. Se compone de geoformas de variado origen dinámico, donde los acantilados dominan el paisaje costero. Estos se componen de rocas sedimentarias que evidencian procesos de erosión actual de carácter diferencial y límites bien definidos debido a variaciones en la composición litológica (Apartado 2.2.2). Los acantilados poseen un claro desarrollo de las secuencias sedimentarias de las Formaciones Gran Bajo del Gualicho, Rodados Patagónicos y depósitos holocénicos, que muestran variación y discontinuidad a lo largo de la costa. La Formación Gran Bajo del Gualicho constituye el afloramiento con mayor representatividad.

Las principales estructuras debilidad del acantilado están dadas por las superficies de estratificación horizontales. Los estratos basales se caracterizan por una laminación horizontal, fina y usualmente ondulática, en la que alternan areniscas y arcillas más resistentes. Los bancos de conglomerados de rodados (Rodados Patagónicos) con matriz arenosa fina y estratificación grosera (gravas medianas a finas) poseen una ubicación aleatoria, conformando estratos lenticulares. Los estratos compactos y masivos compuestos de limonita arcillosa próximos a la cima del acantilado son habituales en el sector NE, con espesores que superan los 3 m. Con frecuencia, se observan otros tipos de discontinuidades tales como diaclasas verticales a subverticales de poca continuidad, en ocasiones rellenadas con yeso o carbonato de calcio, como resultado de la infiltración de aguas superficiales. Los acantilados sustentan una capa delgada de suelo y médanos que exhiben máxima degradación en la zona de mayor densidad de urbanización.

Los acantilados varían significativamente en altura y morfología. Las alturas de las geoformas consideradas en la figura 5-12 varían entre 5 y 11 m. La figura 5-12 muestra variados perfiles morfológicos de los acantilados a lo largo de la costa de la

localidad de Las Grutas. La inclinación general media de la pared del acantilado es aproximadamente vertical (72°), con oscilaciones entre 49° (Fig. 5-12d) y 88° (Fig. 5-12a). Usualmente, la pendiente del acantilado en las secciones basales es cóncava (p.e., perfiles a, b, c, f, g, h, i) directamente ligado a un origen marino. A su vez, dentro de los estratos basales se distinguen rasgos erosivos tales como cavernas (p.e., perfiles a, b, f), diferentes niveles de plataformas de abrasión marina (p.e., perfiles d, e) y medias cañas o muescas de erosión (p.e., perfiles a, b, f, i), las cuales obedecen al desigual impacto marino y a la competencia del material constituyente. Por el contrario, en las secciones intermedias y superiores del acantilado la pendiente es generalmente convexa (p.e., perfiles b, f, g, h, j, k) asociado a los procesos de erosión subaéreos. La figura 5-12d muestra el perfil con menor angularidad (49°) y conforma un plano de una incisión vertical o cárcava de erosión retrocedente en forma de “V” debido a escurrimientos superficiales de origen continental (Fig. 5-13d,e).

En términos generales se manifiesta una marcada continuidad espacial de los rasgos morfológicos de los acantilados. Así, en el sector NE y centro de la línea de acantilados que bordean a la localidad en cuestión dominan los rasgos que obedecen fundamentalmente al impacto marino (abrasivo e hidráulico), mientras que al SO existe un predominio de rasgos de erosión (meteorización) de origen subaéreo, en detrimento del marino. El caso particular de los perfiles d y e (Fig. 5-12) con notable semejanza en altura, se localizan adyacentes a la desembocadura de un cauce efímero.

En la figura 5-13 se presentan numerosos ejemplos de factores intervinientes en el modelado del acantilado en las adyacencias de la localidad de Las Grutas. Las olas constituyen el principal factor en la erosión del acantilado (Bonuccelli, 2005) (Fig. 5-13k). El impacto marino es espacialmente variable en función de la resistencia de la roca, de la orientación de la costa con respecto a las corrientes de marea y dirección de las olas y del espesor y ancho de la playa y la plataforma de abrasión. Además, la altura relativa de la base del acantilado es variable a lo largo de la costa, por lo que el nivel de la marea afecta diferentes estratos del acantilado. Así, en la porción central de la línea de acantilados que circundan a la localidad, el impacto es mayor debido a la menor

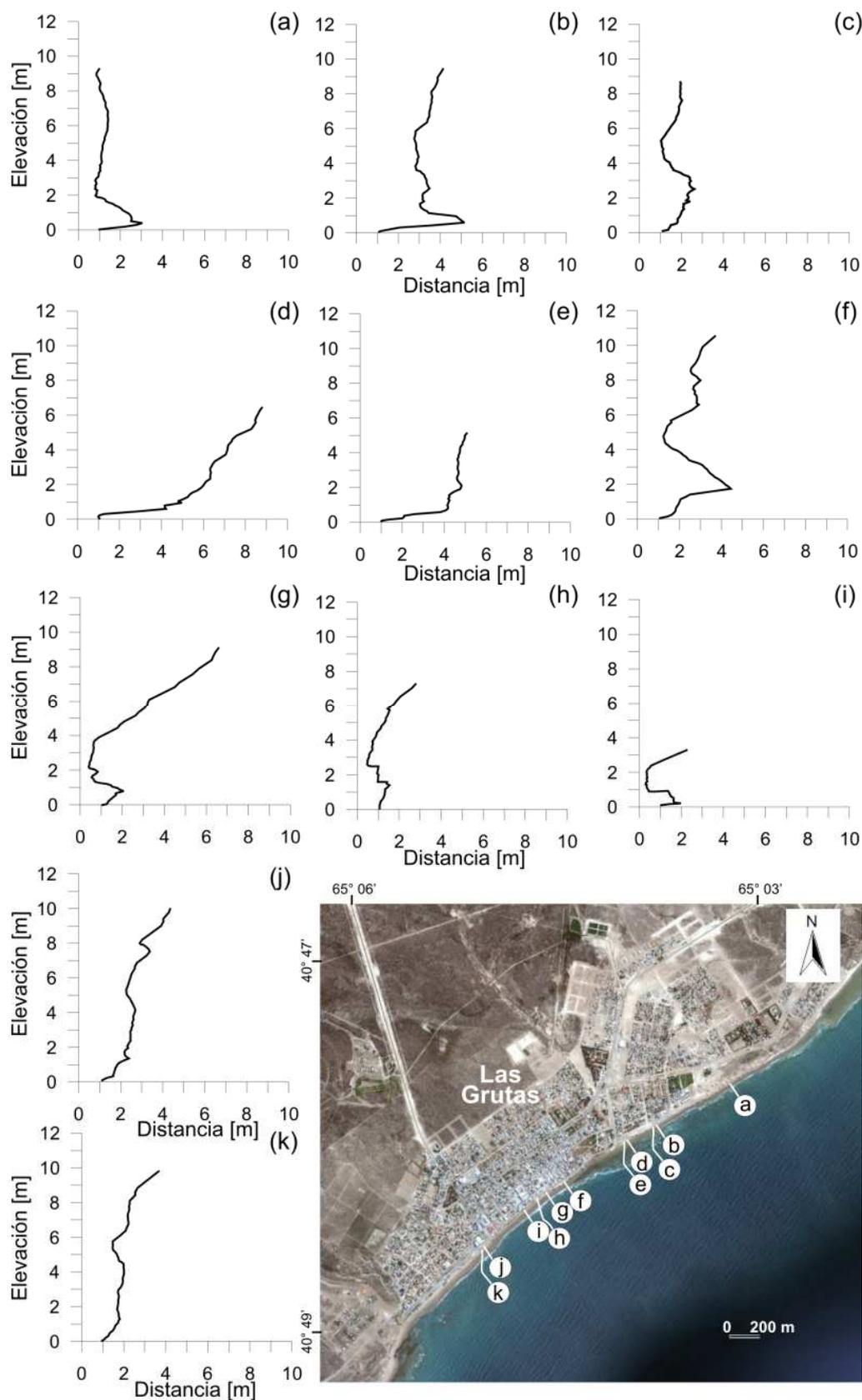


Figura 5-12: Perfiles morfológicos de los acantilados en varias secciones de la costa de Las Grutas y el mapa de localización -Google Earth, Image Digital Globe-. Los perfiles están orientados hacia el mar a la izquierda de los mismos. Fte. elaboración propia.



Figura 5-13: Ejemplos de los principales factores naturales y antropogénicos de inestabilidad del acantilado en diferentes sectores. Fte. elaboración propia. Las fotografías h y k fueron proporcionadas por el Municipio de SAO.

altura s.n.m. (Scalise *et al.*, 2009) y a la interrupción de la plataforma de abrasión, capaz de atenuar la energía del oleaje. La marea alta alcanza diariamente una altura considerable del acantilado. En este sector el fuerte impacto marino se manifiesta en las grandes cavernas labradas, cuyas dimensiones superan los 2 m de profundidad (Figs. 5-12f y 5-13k). En los restantes sectores, la marea alcanza el acantilado en sicigia y durante episodios de tormenta.

Entre los factores subaéreos se destacan la meteorización físico-química y la biometeorización. En el primer caso, el aerosol marino cumple un rol importante al introducir partículas de sal en los intersticios o diaclasas (haloclastía). El crecimiento de los cristales de sal ejerce presión y la consecuente disgregación de los sedimentos. El proceso de hidroclastía, dado por la alternancia de humectación (absorción) y desecación (liberación) en los materiales arcillosos y limosos, ocasiona expansión y contracción, respectivamente, y la posterior disgregación. Estos procesos están favorecidos por la acción desecante del viento y por la radiación solar. Asimismo, la amplitud térmica diaria (Apartado 3.2.2.3) contribuye a disgregar las arcillas. El agua de mar produce reacciones químicas sobre los componentes mineralógicos de las sedimentitas dando lugar a la formación de nuevos minerales estables a las nuevas condiciones y a la puesta en solución de numerosos compuestos (p.e., sodio, potasio, yodo o sílice -Schillizzi, com. pers.-).

La biometeorización se manifiesta fundamentalmente por la actividad biológica de las aves que labran cavernas de formas elongadas sobre un estrato muy deleznable en proximidades de la cima (Figs. 5-12j; 5-13a,b,c). Las cavernas están favorecidas por el enriquecimiento de carbonato de calcio o yeso que le otorgan mayor resistencia a la erosión. Otro rasgo de biometeorización lo constituyen los musgos, los cuales poseen estrecha relación con las filtraciones de agua subterránea (Fig. 5-13i). Los musgos protegen el acantilado aunque alteran el sustrato debilitándolo por las sustancias corrosivas que producen.

Los factores antrópicos que alteran la estabilidad del acantilado están representados por las construcciones próximas y, en ocasiones, incrustadas en la cima del acantilado (Fig. 5-13f,g,h); invasión de vegetación introducida en la cima del acantilado, con marcado desarrollo de raíces entre discontinuidades que actúan

ejerciendo presión (Fig. 5-13f,i,j); intensos escurrimientos superficiales de aguas pluviales por impermeabilización del suelo (Fig. 5-13d,e,j) y los efluentes líquidos subterráneos que filtran en el acantilado sobre estratos impermeables (Fig. 5-13i). Las filtraciones en el frente del acantilado se concentran principalmente en la porción centro-SO de la localidad. Estas poseen un origen meteórico (en estado natural) y otro no meteórico. Esto último queda demostrado por la presencia de bacterias contaminantes (p.e., coliformes) (Diario Río Negro, 2009) que sugieren un origen antrópico. Asimismo, el flujo constante que caracteriza a estas filtraciones no posee una relación con el régimen de precipitación regional. En la localidad se hallan actualmente pozos sépticos en gran cantidad y un sistema de efluentes que cubre aproximadamente el 40 % de las viviendas³.

Estudios previos detectaron contaminación en el mar adyacente a la localidad mencionada (Esteves *et al.*, 1997), así como en las filtraciones del acantilado (Scalise *et al.*, 2009). En este estudio se colectaron muestras de agua en cuatro sitios ubicados en el centro y SO de los acantilados adyacentes a la localidad, durante el día 2 de marzo del año 2010, en condición de marea bajante. Se determinaron variables eco-fisiológicas tales como materia orgánica particulada (MOP), nitritos, nitratos, fosfatos y silicatos, efectuados en el Laboratorio de Química Marina del IADO (Tabla 5-4). Cabe destacar la alta concentración de nitratos y fosfatos, indicadores de residuos líquidos procedentes de los usos urbanos y de la actividad agrícola intensiva desarrollada próximo a la

Nº de Muestra	M.O.P. mg C m ⁻³	Nitritos mg l ⁻¹	Nitratos mg l ⁻¹	Fosfatos mg l ⁻¹	Silicatos mg l ⁻¹
1	900	0,02	15,21	0,07	59,44
2	288	0,00	34,80	0,04	70,63
3	1.064	0,07	26,10	0,41	67,13
4	1.008	0,03	13,32	0,19	67,83
Media	815	0,032	22,357	0,177	66,259
Desv. Est	357,8	0,028	10,028	0,168	4,790

Tabla 5-4: Parámetros químicos de las filtraciones en los acantilados que bordean la localidad de Las Grutas. Fte. elaboración propia.

³ Valor estimado por la Secretaría de Obras Públicas Municipal (2009) en el sitio web <http://intra.ada.gba.gov.ar/intra/infoagua/200911/noticias/299184.html>

localidad. Para el caso del nitrato, los valores hallados superaron significativamente el umbral para el consumo, establecido en 10 mg l^{-1} (USEPA, 1986) (Tabla 5-4). La MOP se halló en proporciones variables, entre 288 y $1.008 \text{ mg C m}^{-3}$. En general, de los valores obtenidos, no se observa un comportamiento espacial definido.

La tabla 5-5 presenta la determinación del tipo de competencia de la roca en cuatro sectores, a partir de la resistencia de la roca intacta, las discontinuidades, los procesos de meteorización y las filtraciones de agua subterránea. En todos los casos, los resultados arrojaron un tipo de roca de resistencia moderada, con ligeras modificaciones entre los sectores de roca analizados (Tablas 5-3 y 5-5). El sector B, localizado en la porción central del balneario (Fig. 5-11), presentó el menor valor de resistencia. Este sector comprende las cavernas de mayor magnitud, que evidencian los máximos retrocesos del acantilado. En contraposición, el sector A es el que muestra una mayor competencia, cuya valuación se aproxima a rocas de fuerte resistencia. La diferencia

Parámetro	Sector A	Sector B	Sector C	Sector D
Resistencia de la roca intacta	R ₁ = 10 R ₂ = 14 R_m= 12	R ₁ = 14 R ₂ = 10 R ₃ = 5 R_m= 9,6	R ₁ = 14 R ₂ = 10 R ₃ = 5 R_m= 9,6	R ₁ = 10 R ₂ = 5 R_m= 7,5
Meteorización	9 (Q)	5 (F; Q)	7 (F; Q)	7 (F; Q)
Espaciado*	D ₁ = 28 D ₂ = 15 D ₃ = 21 D_m= 21,3	D ₁ = 28 D ₂ =15 D ₃ =15 D_m= 19,3	D ₁ = 28 D ₂ = 15 D ₃ = 28 D_m= 23,6	D ₁ = 28 D ₂ = 15 D ₃ = 21 D_m= 21,3
Orientación*	14	14	14	14
Ancho*	D ₁ = 5 D ₂ = 2 D ₃ = 5 D_m= 4	D ₁ = 5 D ₂ =2 D ₃ =5 D_m= 4	D ₁ = 5 D ₂ = 2 D ₃ = 5 D_m= 4	D ₁ = 5 D ₂ = 4 D ₃ = 5 D_m= 4,6
Continuidad*	D ₁ = 1 D ₂ = 5 D ₃ = 6 D_m= 4	D ₁ = 1 D ₂ =5 D ₃ =6 D_m= 4	D ₁ = 1 D ₂ = 5 D ₃ = 6 D_m= 4	D ₁ = 1 D ₂ = 5 D ₃ = 6 D_m= 4
Filtración del agua subterránea	6	1	3	4
Total	70,3	56,9	65,2	62,4

Tabla 5-5: Valuación de la resistencia de la roca en cuatro sectores de los acantilados que bordean la localidad de Las Grutas. [F: física; Q: química; (*): discontinuidad] Fte. elaboración propia.

entre ambos sectores se debe básicamente a una mayor resistencia de la roca intacta en el sector A, sumado a la ausencia de filtraciones de agua subterránea en el mismo, uno de los factores con notoria influencia en el debilitamiento de la roca.

En la base del acantilado se ubica una playa que cubre en parte la plataforma de abrasión marina. El ancho de la playa es espacialmente variable, con predominio de una franja estrecha inferior a 50 m (Fig. 5-14). El mayor desarrollo de la playa se localiza en el sector central del balneario, donde se interrumpe la plataforma rocosa, cuyo ancho máximo es del orden de los 260 m (Fig. 5-14). La playa posee una pendiente suave a moderada ($0,021 < \text{tg } \beta < 0,046$) (Fig. 5-15).

La composición textural de los sedimentos de la playa está representada por arena mediana a fina, las cuales concentran en promedio más del 80 % (Fig. 5-15) (Genchi *et al.*, 2009b). Los depósitos medanosos, moderadamente fijos, constituyen una fuente importante de sedimentos favorecido por la dirección predominante del viento (NO) desde el continente. La fracción fina ($< 0,062$ mm) se presenta en porcentajes despreciables, con valores medios a lo largo del perfil de playa de 0,3; 2,1 y 2,5 %, para los perfiles a, b y c, respectivamente (Figs. 5-14 y 5-15). La fracción gruesa ($> 0,5$ mm) posee una localización discontinua (Figs. 5-14 y 5-15). Dicha fracción está asociada en parte a los bancos de conglomerados moderadamente consolidados constituidos por

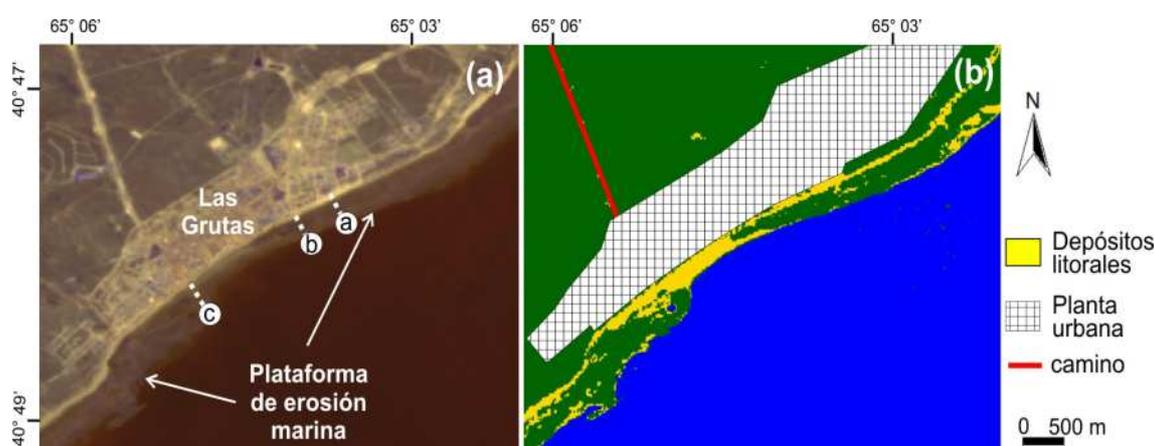


Figura 5-14: Visualización de los depósitos litorales (playa y médano) en Las Grutas sobre una imagen satelital ASTER (RGB: V1, V2, V3N) (a) y la clasificación supervisada obtenida (b). La figura (a) muestra, además, la localización de los perfiles de playa realizados mediante el método de Emery (1961). Fte. elaboración propia.

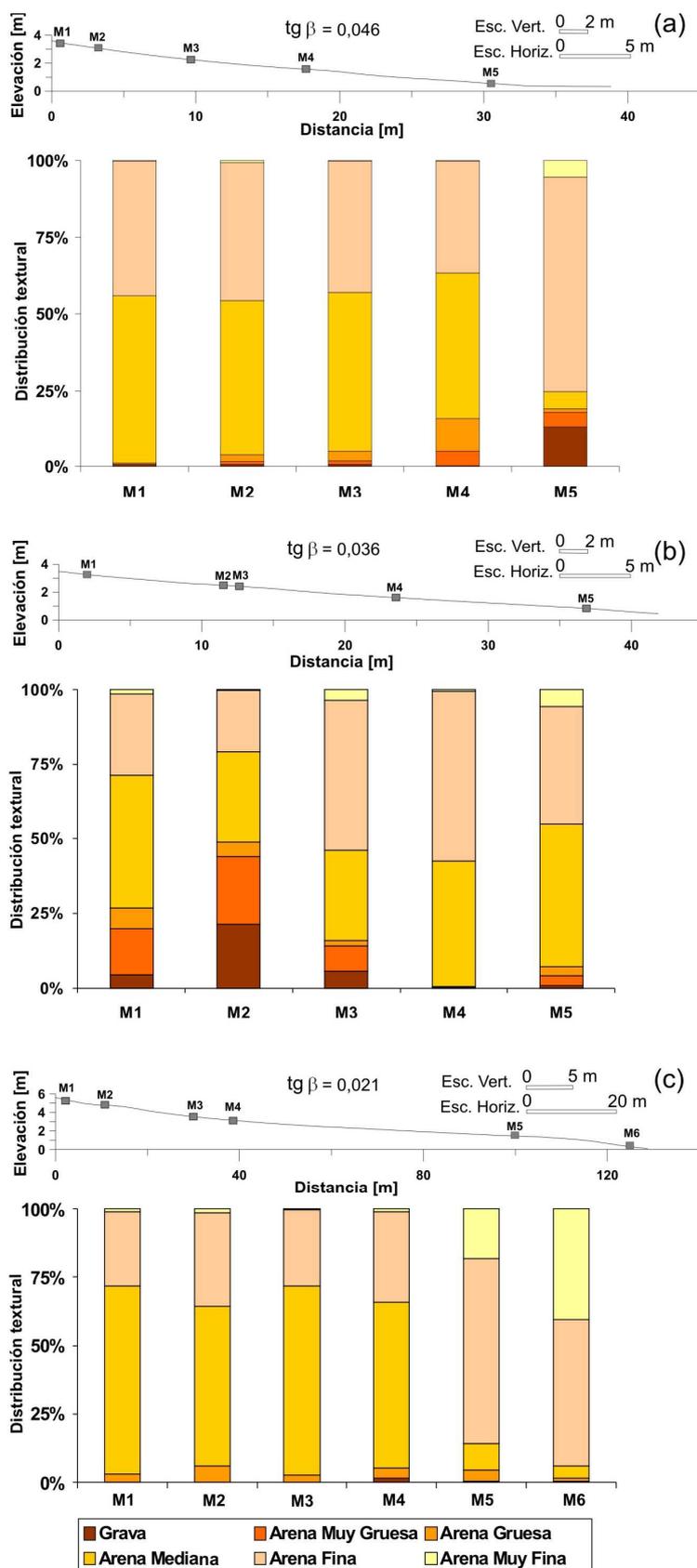


Figura 5-15: Perfil de playa y distribución granulométrica de los sedimentos en tres secciones transversales de Las Grutas. Fte. Modificado de Genchi *et al.* (2009b).

Rodados Patagónicos y material fino, por lo que su localización es usual en la porción distal de la playa, próximo al acantilado (Fig. 5-15b). En otros casos, estos sedimentos gruesos suelen concentrarse en la porción terminal de la playa, adyacentes a la plataforma de abrasión (Fig. 5-15a). La distribución esporádica de gravas medianas a gruesas, con bordes redondeados y formas irregulares indica un origen fluvial limitado a aportes esporádicos (Schillizzi, com. pers.).

La plataforma de abrasión constituye un afloramiento rocoso de suave pendiente y gran extensión longitudinal que finaliza en una escarpa muy marcada. El ancho en proximidades de Las Grutas oscila entre 70 y 500 m (Fig. 5-14). Esta se compone de sedimentitas marinas compuestas de areniscas y arcilitas (Formación Gran Bajo del Gualicho) que intercala con rodados de tipo patagónicos de la Formación Baliza San Matías (Apartado 2.2.2). Morfológicamente la plataforma posee depresiones que suelen cubrirse de sedimentos inconsolidados (Fig. 5-14). La composición textural predominante de este tipo de acumulaciones en proximidades de la zona de bajamar es arena muy fina en un 70,9 %⁴. En dirección hacia el SO del balneario (Piedras Coloradas) se encuentra un afloramiento rocoso de superficie menor (~0,15 km²) correspondiente al Complejo Plutónico Pailemán (Fig. 2-1) que se cubre mayormente de depósitos arenosos sin presencia de cubierta vegetal.

5.4.2.2 –Morfodinámica del acantilado y playa

La dinámica erosiva del acantilado está ligada a desprendimientos de fragmentos de roca debido a la acción de la gravedad en conjunto con otros procesos (p.e., meteorización) (Fig. 5-16). Aquellos desprendimientos más importantes son las caídas o movimientos abruptos de bloques independientes de roca. Este tipo de desprendimientos, de carácter episódico, involucra grandes bloques, pudiéndose observar volúmenes que superaron los 6 m³ (Fig. 5-16a). Los derrumbes de detritos son espacial y temporalmente habituales en el área en cuestión, asociados a los procesos de meteorización y flujos terrestres de agua, constituyendo una fuente de sedimentos importante hacia la playa. Estos desprendimientos implican fragmentos de dimensiones

⁴ El análisis granulométrico (inérito) fue realizado por el grupo de investigación del IADO conformado por los Dres. E. Gelós, J. Spagnuolo y R. Schillizzi en 1986.

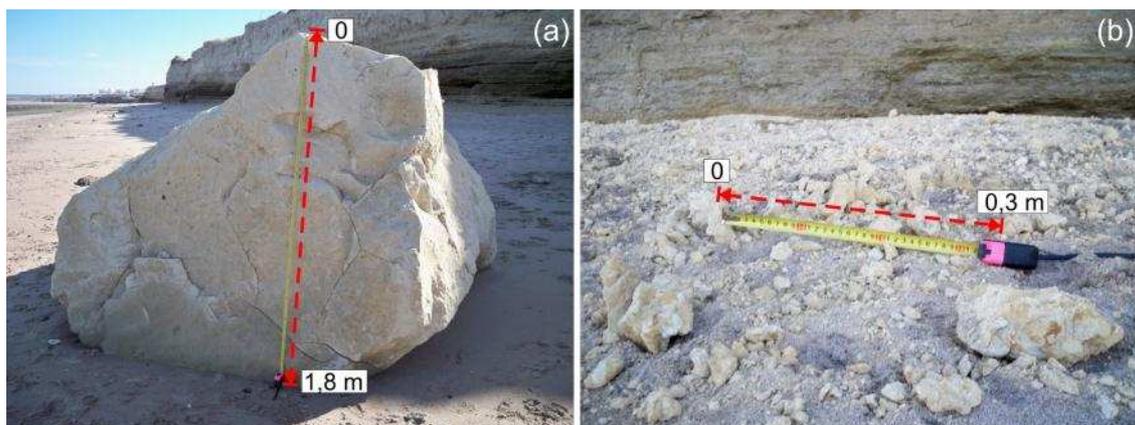


Figura 5-16: Ejemplos de desprendimientos de bloques grandes (a) y derrumbes de detritos (b) en la playa de Las Grutas. Fte. elaboración propia.

menores que suelen variar desde el tamaño de una partícula fina hasta pequeños volúmenes de roca ($\sim < 0,25 \text{ m}^3$) (Fig. 5-16b).

De acuerdo con Bonuccelli (2005) el valor estimado de tasa de retroceso de los acantilados en Las Grutas para un período de 100 años (~ 1900 a 2000) varió entre 3 y 5 m; el mismo autor considera que dicha tasa podría duplicarse a largo plazo en el sector central. Fucks *et al.* (2009) señalan que las evidencias obtenidas entre los años 1960 y 1997 muestran que las máximas tasas de retroceso se constatan en sectores localizados, con valores máximos de $0,2 \text{ m año}^{-1}$. Dentro del período de análisis considerado en este estudio (2009-2011) se identificaron esporádicos desprendimientos de carácter episódico, de los cuales se obtuvo mediciones con anterioridad y posterioridad al desprendimiento en una sola sección del acantilado monitoreada. La figura 5-17 muestra la erosión observada en dicha sección a lo largo del período comprendido entre abril y septiembre de 2010. Esta sección de acantilado, localizada en el sector central de la localidad, corresponde al perfil h de la figura 5-11 y se ubica en el sector C, analizado según su resistencia (Fig. 5-11; Tablas 5-3 y 5-5).

La erosión de carácter episódica está ligada fundamentalmente a eventos de tormenta. Teniendo en cuenta que las olas más intensas provienen frecuentemente de la dirección SE de acuerdo con el estudio efectuado por Scalise *et al.* (2009) y la relación hallada entre el viento más intenso del S y el registro de olas de mayor altura (Fig. 5-9),

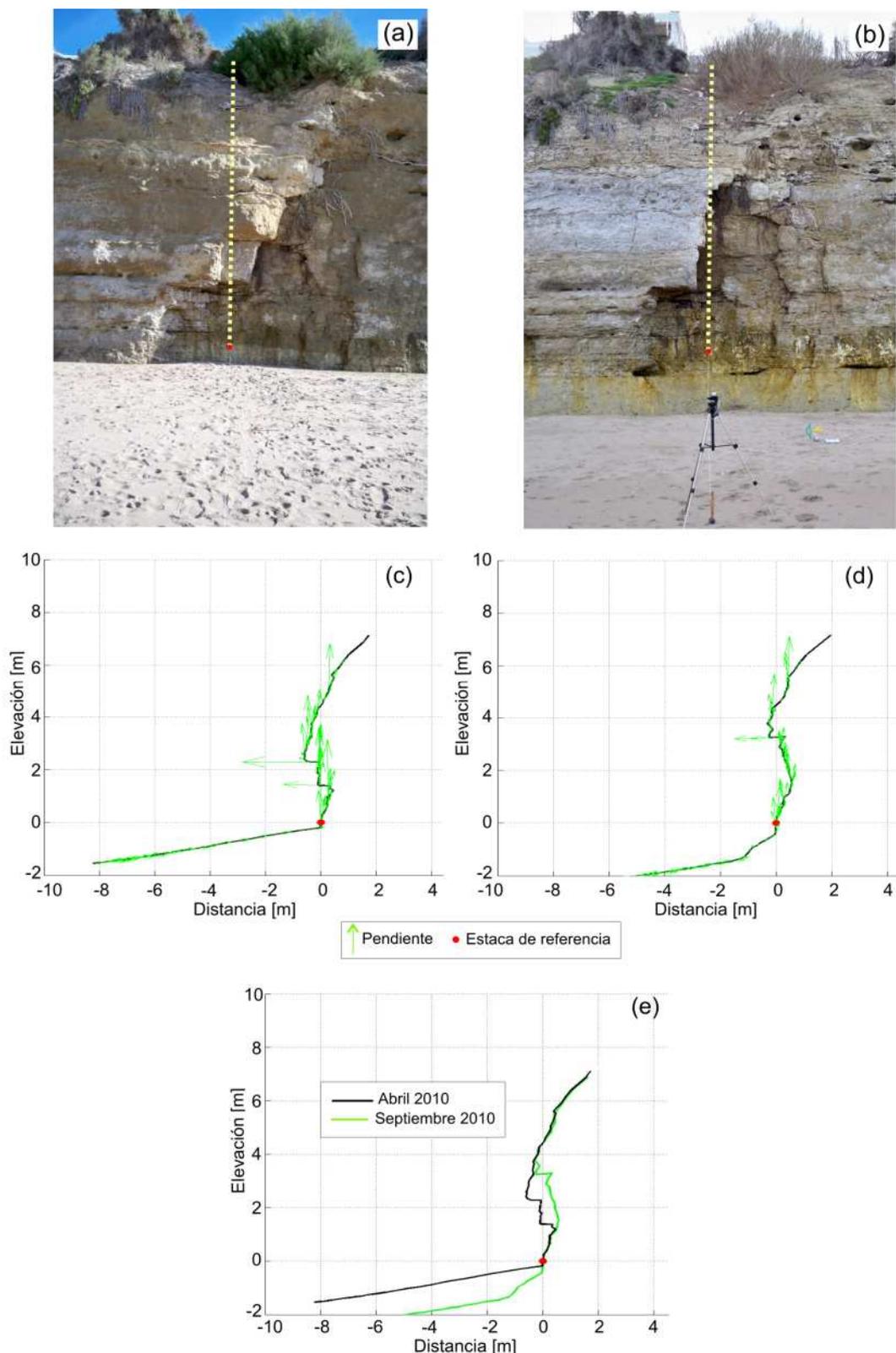


Figura 5-17: Erosión en una sección del acantilado y playa alta, en la porción central del balneario Las Grutas, en el período comprendido entre abril (a y c) y septiembre (b y d) del 2010. Se presentan los vectores de intensidad de la variación de la pendiente (c y d). Fte. Genchi *et al.* (2011c).

en el período entre abril y septiembre de 2010 se encontraron diez eventos donde la velocidad del viento media superó los $12,5 \text{ m s}^{-1}$ y ráfagas de $16,2 \text{ m s}^{-1}$, con dirección SSE en este último caso. El 70 % de estos episodios ocurrieron durante las máximas pleamares dando lugar a ondas de tormentas (Genchi *et al.*, 2011c).

El desprendimiento se produjo en las porciones basal e intermedia del acantilado, con un máximo retroceso que alcanzó 0,9 m (Fig. 5-17e). Se evidencian raíces al descubierto que, en conjunto con las estructuras de debilidad que presenta la roca, jugaron un activo rol en el proceso de remoción del bloque (Fig. 5-17b). En las figuras 5-17c,d se muestran las pendientes parciales previas y posteriores al desprendimiento. Las variaciones en las pendientes parciales son significativas, donde las marcadas pendientes de las porciones basal e intermedia que caracterizan al perfil c se restablecieron en el perfil posterior, en un equilibrio dinámico (Genchi *et al.*, 2011c). Asimismo, durante ese período, el volumen de sedimentos en la parte alta de la playa disminuyó significativamente, cuyo espesor disminuyó en promedio 0,91 m (Figs. 5-17e) coincidente con el perfil típico posterior a una tormenta.

A partir de mediciones efectuadas a escala micro en la base del acantilado se obtuvieron variadas tasas de erosión. Así, en proximidades del perfil de acantilado b (Fig. 5-11) se obtuvo una tasa media de erosión de $0,67 \text{ cm año}^{-1}$, con valores extremos que oscilaron entre $0,1$ y $2,4 \text{ cm año}^{-1}$; en el perfil de acantilado j (Fig. 5-11) se registró una tasa media de $0,69 \text{ cm año}^{-1}$, con variaciones entre $0,1$ y 6 cm año^{-1} .

La playa que circunda a la localidad de Las Grutas posee la particularidad de estar confinada por una roca, a través de la presencia de un acantilado vertical a subvertical que bordea la zona distal y una amplia plataforma de abrasión en el restante extremo. La interacción de una superficie rocosa con las olas altera las condiciones hidrodinámicas, el transporte de sedimentos y consecuentemente la morfología de la playa. En principio la playa, por su pendiente suave a moderada, actúa disipando la energía de la ola y regulando la frecuencia a la que la base del acantilado es objeto de impacto (Lee, 2008); posteriormente, cuando el nivel de marea alcanza el acantilado, bien se produce un efecto reflexivo de la ola o bien puede ocurrir su rompiente.

La dinámica de la playa está fuertemente relacionada al régimen climático marítimo. En la figura 5-18 se observan una serie de perfiles topográficos de la playa alta-media obtenidos mediante método láser, efectuados en los días 08/05 y 28/05 del 2011, en simultaneidad con el período de medición de las olas en el área. Durante dicho período los vientos locales fueron moderados, con dirección predominante del NO (Fig. 5-9a). El balance sedimentario general fue positivo, aunque con variaciones que oscilan desde valores negativos -erosión- (Fig. 5-18a) hasta $4,43 \text{ m}^3$ -sedimentación- (Fig. 5-18c). Las secciones a y d muestran el entrecruzamiento de los perfiles, que indican el desplazamiento de los sedimentos hacia la zona de playa frontal. En particular, el perfil b pertenece al día 28/05 cubrió un espesor considerable de aproximadamente 0,6 m respecto del perfil anterior, en la porción adyacente al acantilado.

5.5 - MORFODINÁMICA DE LA COSTA DEL BALNEARIO PLAYAS DORADAS

En las costas de acumulación se producen cambios permanentes en el balance sedimentario que resultan en un perfil morfológico de la playa determinado. El cálculo del balance de sedimentos y su relación con los factores intervinientes (p.e., atmosféricos, oceánicos) es esencial para el conocimiento de la respuesta de la geoforma. En este apartado se aborda la dinámica de la playa que bordea a la localidad de Playas Doradas, caracterizada por una escasa transformación natural.

5.5.1 –MÉTODO DE TRABAJO

Uno de los problemas que enfrentan los estudios costeros es la insuficiencia de datos altimétricos, los cuales se encuentran ausentes o bien no se dispone de la resolución espacial necesaria. Se efectuó un MDE empleando un método basado en un geoprocesamiento de imágenes obtenidas en secuencia sobre la zona intermareal de la playa (Figs. 5-19 y 5-20). Se asume que la línea de marea conforma una línea de igual elevación, por lo que resulta posible generar un MDE con las líneas de marea en diferentes estadios. Estudios previos generaron MDE en zonas intermareales empleando las líneas de marea o agua registradas por imágenes (p.e., Plant y Holman, 1997;

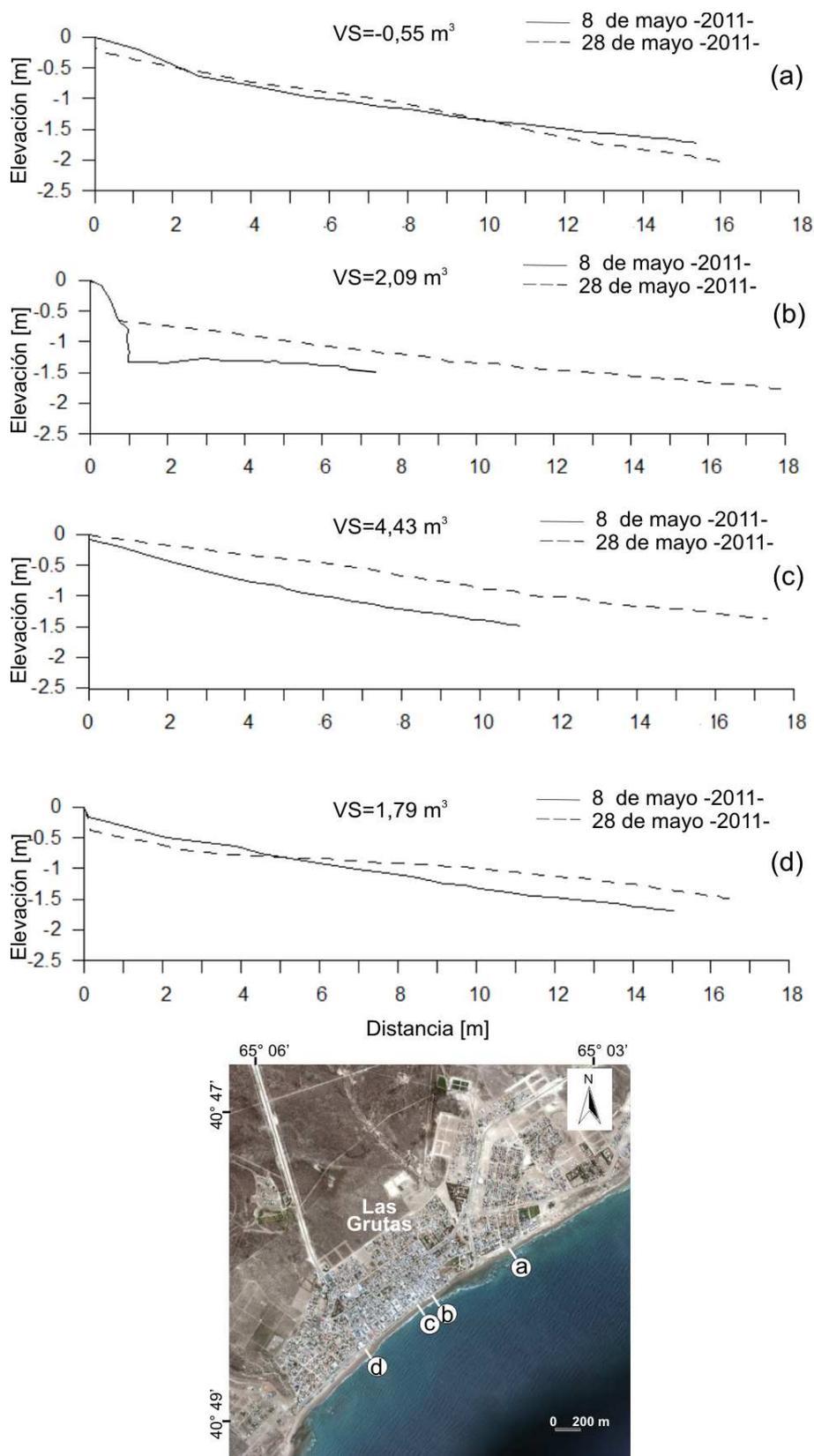


Figura 5-18: Perfiles topográficos de la playa alta en diversas secciones de la costa de la localidad de Las Grutas, para los días 08/05 y 28/05/2011. [VS: Volumen sedimentario]. Fte. elaboración propia.

Ryu *et al.*, 2000; Vitale, 2010), no obstante, la estimación cuantitativa de los cambios en la morfología apenas fue realizado (Kevin y Hesham, 1999; Lohani y Mason, 1999; Ryu *et al.*, 2000).

Se instaló una cámara de video IP CCD Sony en un edificio emplazado próximo a la línea de costa, localizado en el sector periférico del balneario (Fig. 5-19). La cámara se conectó a una computadora que almacena los registros. La cámara posee un lente de ángulo cerrado de 25 mm que permite una adecuada visualización a distancia. Se obtuvieron tres imágenes consecutivas cada 1 segundo con un intervalo de 10 minutos. Para adquirir una visualización óptima del contorno de la marea se realizó un promedio de las tres imágenes consecutivas.

La línea de la marea (curva de nivel) se digitalizó en el SIG *Arc View* v. 3.3. Las curvas se encuentran en un espacio dimensional correspondiente a una imagen, por lo que se aplicó una transformación proyectiva que les confiere la información geoespacial correspondiente. Dichos valores se georreferenciaron en coordenadas



Figura 5-19: Localización de la cámara de video en el balneario Playas Doradas (a) -*Google Earth, Image Digital Globe*-. Vista del montaje de la cámara (b) y perspectiva de visión sobre la playa (b y c). Fte. elaboración propia.

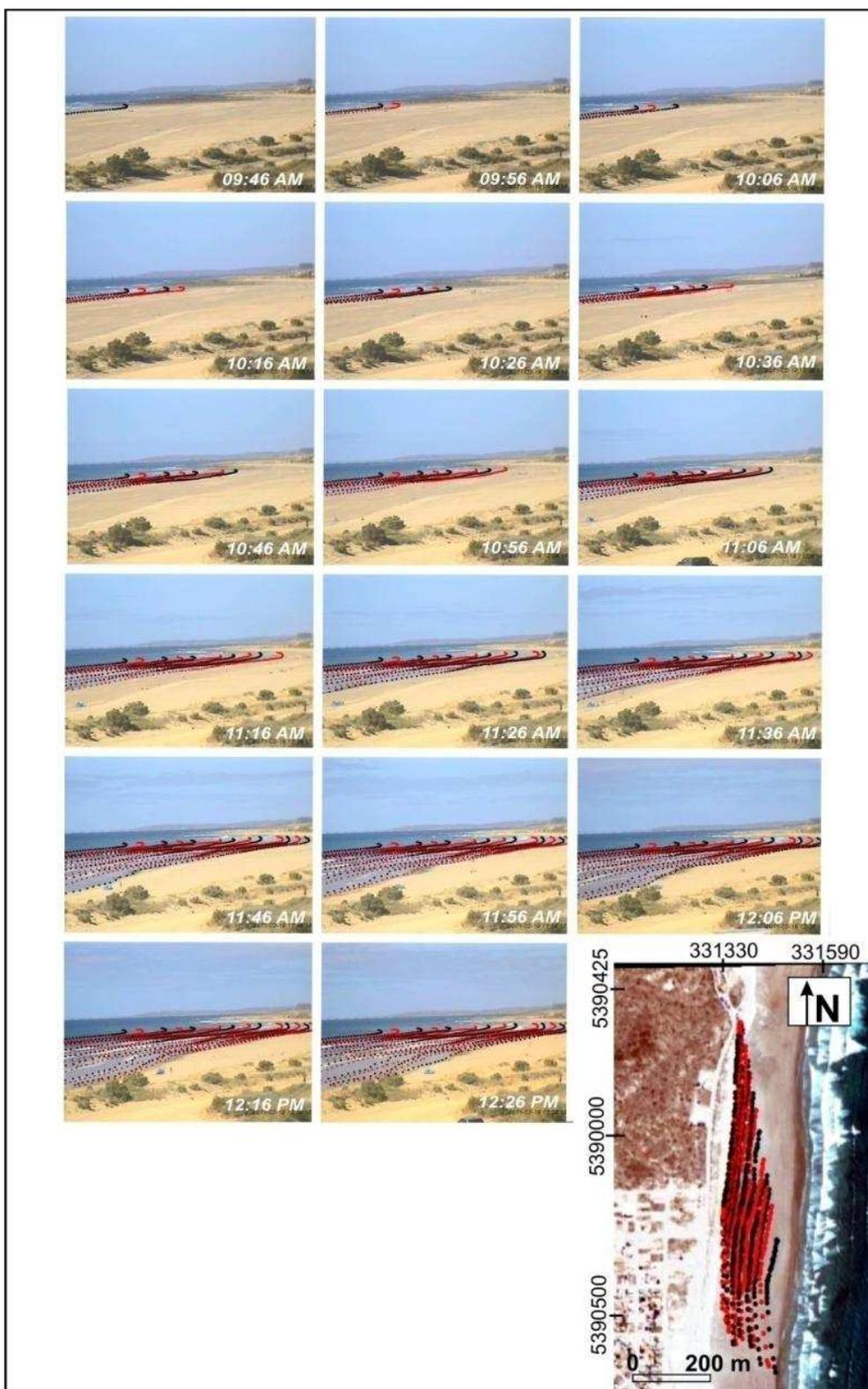


Figura 5-20: Secuencia de las imágenes capturadas en Playas Doradas y las líneas de marea digitalizadas durante marea creciente, integrados en el SIG. La imagen de abajo muestra las isólinas proyectadas. Fte. elaboración propia.

planas UTM empleando el elipsoide de referencia WGS 84. Para ello se emplea una matriz de transformación proyectiva basado en Hartley y Zisserman (2003). Se realizó la lectura de la altura del agua simultánea a la captura de imágenes a través de un mareógrafo georreferenciado, que permitió generar el valor de la curva de nivel en el terreno (Fig. 5-20). El mareógrafo se instaló en forma temporaria en los días seleccionados para el estudio, sobre un afloramiento rocoso localizado en el sector de playa frontal.

Para la generación de un MDE se efectuó un procesamiento digital de las variables x , y , z que consistió en interpolación empleando el método de triangulación con interpolación lineal en el programa *Surfer* v. 8. A partir del MDE se derivaron mapas de pendiente y se efectuaron cálculos entre matrices a través del empleo de la extensión *Spatial Analysis* en el SIG *Arc View* v. 3.3. A fin de analizar la dinámica sedimentaria de la playa se seleccionaron los días 24 de enero y 19 de febrero del año 2011, los cuales circundan una serie de eventos meteorológicos de relevancia. Además, se calcularon las diferencias volumétricas entre perfiles de diferentes fechas a partir de la utilización del programa *Grapher* 6.1.

5.5.2 RESULTADOS Y DISCUSIÓN

5.5.2.1 –Caracterización de la playa

La playa que bordea a la localidad de Playas Doradas, de 500 m de ancho máximo, posee una orientación NNE-SSO. Se encuentra limitada hacia el interior del continente por un campo de médanos móviles a semifijos (Fig. 5-21). Este ambiente costero está ligado a la dinámica fluvial del arroyo Salado (Fig. 5-21). La dirección predominante del viento (NO) desde el continente comporta un significativo aporte de sedimentos a la playa. Se presentan afloramientos rocosos aislados que suelen cubrirse de arena, mientras que al S del balneario se desarrolla una extensa plataforma de abrasión marina compuesta de sedimentitas marinas de la Formación Arroyo Salado (Figs. 2-1 y 5-21).

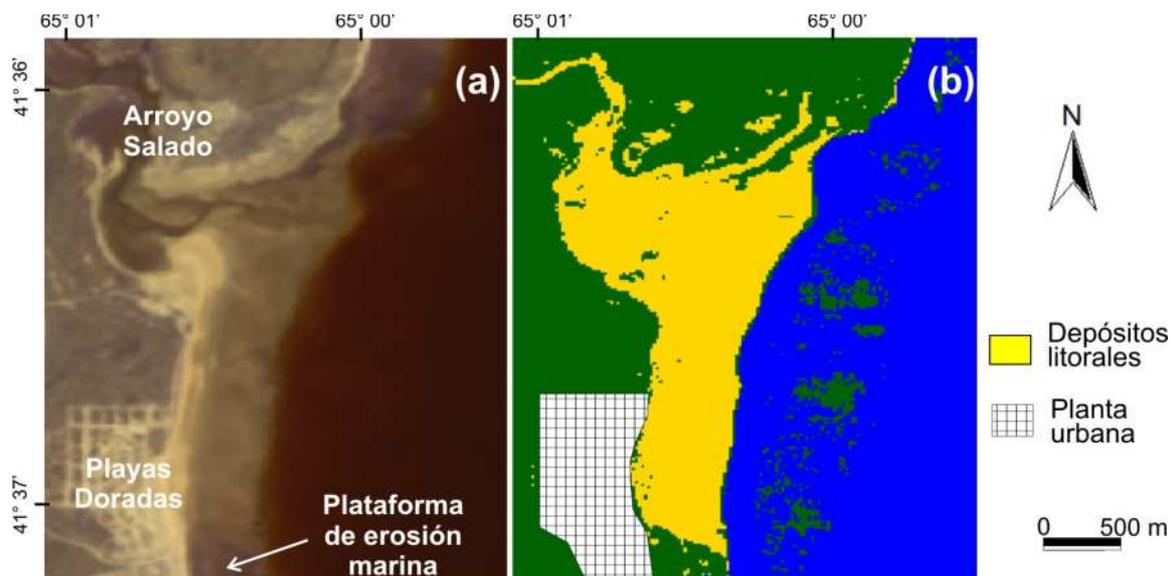


Figura 5-21: Visualización de los depósitos litorales (playa y médano) en el balneario Playas Doradas sobre una imagen satelital ASTER (RGB: V1, V2, V3N) (a) y la clasificación supervisada obtenida (b). Fte. elaboración propia.

La playa está constituida predominantemente de arena (Gelós *et al.*, 1994). La arena muy fina concentra en promedio el 77 % de la distribución textural⁵. La composición granulométrica no varía significativamente a lo largo del perfil transversal de playa, con excepción de la base del médano donde se halla arena mediana y gruesa en un 14 y 13,4 %, respectivamente. La fracción fina (< 0,074 mm) se encuentra en porcentajes despreciables (< 0,9 %). Se presentan sedimentos cuya constitución mineralógica es cuarzo feldespático (Gelós *et al.*, 1994). Hacia el S de Playas Doradas Gelós *et al.* (1994) identificaron concentraciones significativas de cuarzo (> 33 %) que se asocian al Complejo Volcánico Marifil (Fig. 2-1).

5.5.2.2 –Morfodinámica de la playa

La playa es de tipo disipativa (Wright y Short, 1984), caracterizada por una pendiente muy suave ($\text{tg } \beta \sim 0,01$) (Fig. 5-22). La zona de deslizamiento es de amplio desarrollo (Fig. 5-23), típico en playas de pendiente baja, normalmente compuestas de

⁵ El análisis granulométrico (inédito) fue realizado por el grupo de investigación del IADO conformado por los Dres. E. Gelós, J. Spagnuolo y R. Schillizzi en 1986.

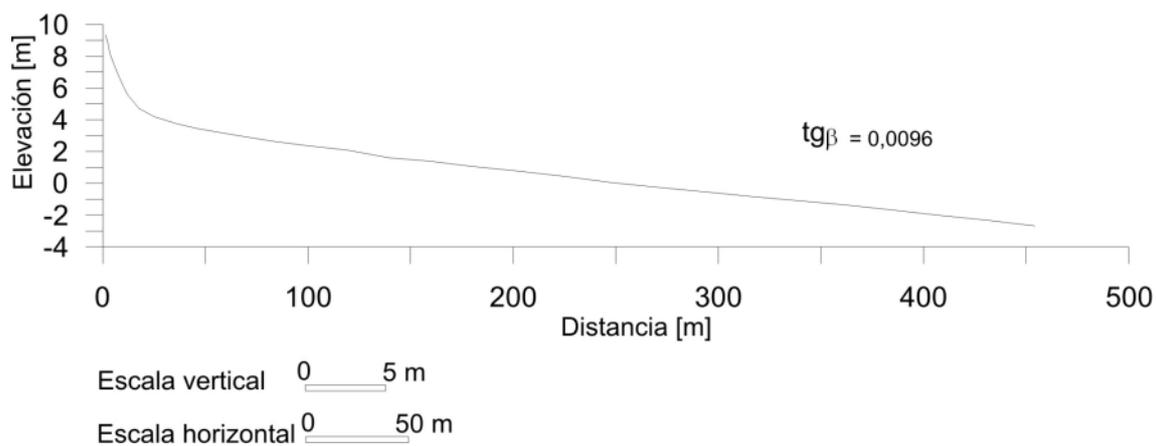


Figura 5-22: Perfil topográfico de la playa y médano en Playas Doradas realizado de acuerdo con el método de Emery (1961). Fte. elaboración propia sobre la base de datos proporcionados por personal del IADO.

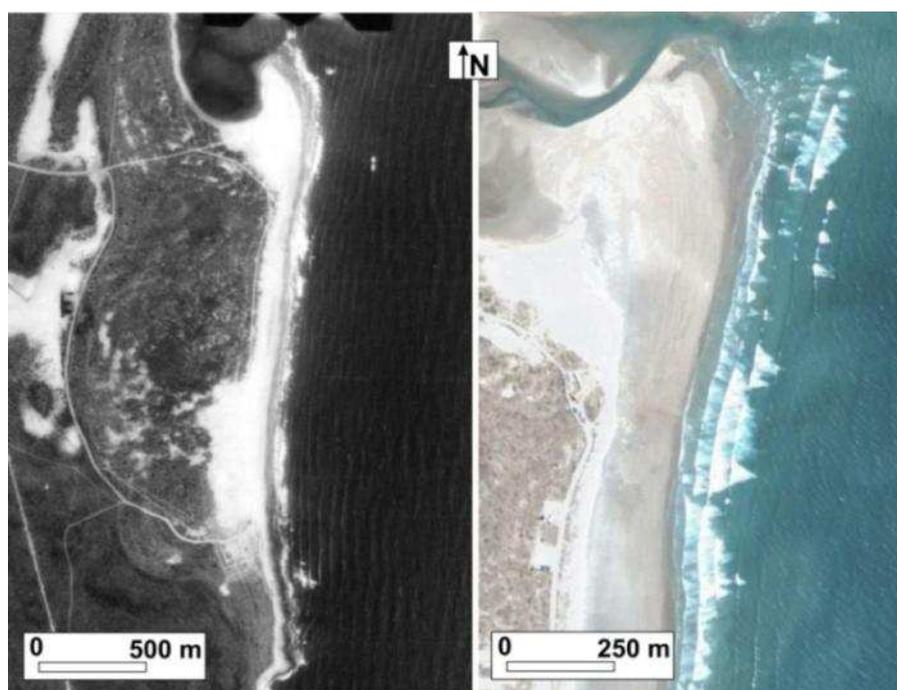


Figura 5-23: Vista en planta, a diferentes escalas espaciales, de las zonas de rompiente, deslizamiento y lavado. Fte. Fotografía aérea del IGN (Izq.); Imagen *Google Earth, Image Digital Globe* (Der.).

arena fina. La figura 5-23 muestra varias líneas de rompiente, donde las olas comienzan a romper alejado de la línea de costa, con lo cual experimentan una pérdida de energía significativa antes de alcanzar la playa. En general, se acepta que en los perfiles suaves

la rompiente será del tipo derrame con una disipación progresiva de la energía de la ola a lo largo del perfil (Del Valle y Donini, 2010).

El contorno de la costa es en general rectilíneo, sin evidencia de formaciones rítmicas marcadas. La plataforma de abrasión o afloramiento actúa como un saliente en el nivel medio-alto de la zona intermareal que origina procesos de refracción de las olas (Fig. 5-23). Estos procesos se observan también en la desembocadura del arroyo Salado (Fig. 5-23).

La figura 5-24 muestra el MDE de un sector de la playa obtenido para dos días seleccionados de estudio (24/01/2011 y 19/02/2011). Este sector alcanza la zona intermareal media-alta (Fig. 5-19). En dichos días la condición de la marea fue de sicigia, con lo cual alcanzó alturas considerables que permitieron obtener una mayor cobertura topográfica de la playa.

Durante el período seleccionado se observaron ocho eventos meteorológicos de importancia (Tabla 5-6; Fig. 5-25). La efectividad de un evento extremo está determinada principalmente por la intensidad (velocidad y duración del viento), la dirección de la tormenta en relación a la orientación de la línea de costa y el nivel del mar (condición de la marea) durante la ocurrencia del evento. La dirección predominante del viento fue del NE en el 62,5 % de los casos, por lo que de acuerdo a la alineación de la costa, el viento provino en su mayoría desde el mar, aunque no perpendicular a la costa. Cabe destacar el evento ocurrido el día 10/02 en cuyo caso se produjo el efecto combinado de la condición de marea creciente durante sicigia, con dirección dominante del NE (Tabla 5-6), por lo que la altura de la onda de marea pudo haber alcanzado la máxima altura sobre la playa. Además, las características de los eventos, en particular la dirección e intensidad del viento así como el lapso de tiempo entre los mismos, fueron variables (Fig. 5-25; Tabla 5-6). Esto pudo significar procesos alternativos de erosión y acreción de la playa.

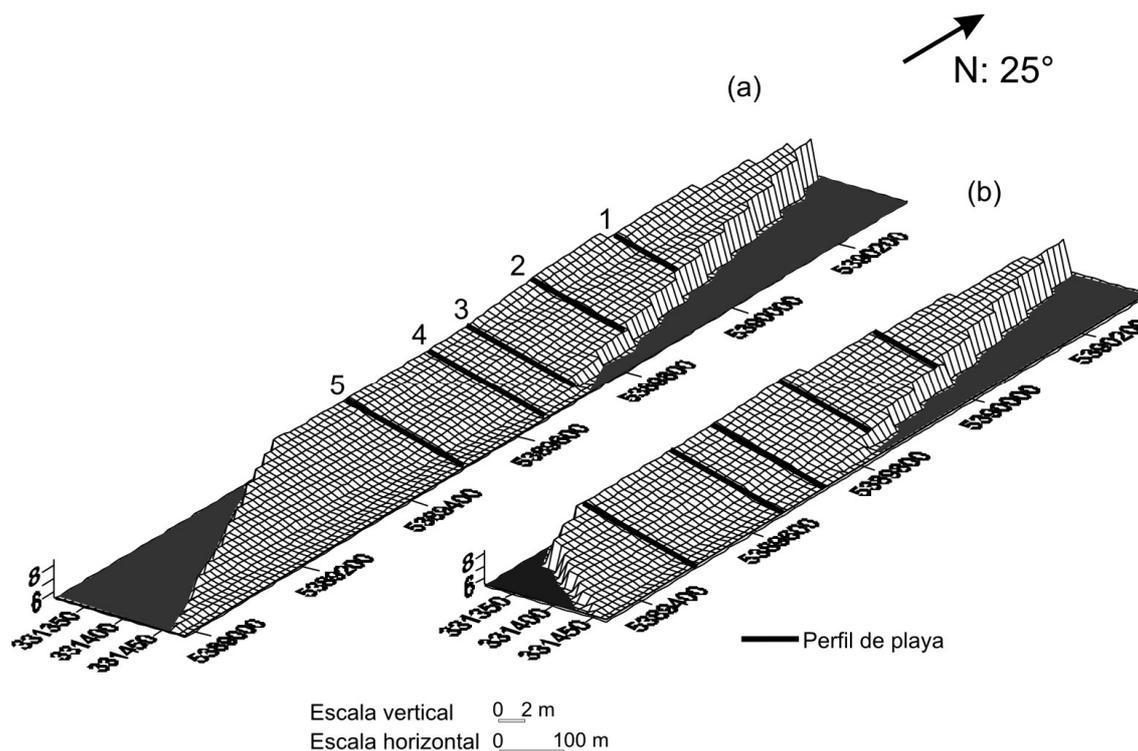


Figura 5-24: MDE de la playa del balneario Playas Doradas para los días 24 de enero de 2011 (a) y 19 de febrero de 2011 (b). La altura del terreno está referida al plano de reducción del cargadero Punta Colorada del SHN. Fte. elaboración propia.

Fecha de ocurrencia del evento	Duración (hs)	Velocidad Media ($m s^{-1}$)	Velocidad Máxima Media ($m s^{-1}$)	Velocidad Máxima Absoluta ($m s^{-1}$)	Dirección Dominante	Condición de la marea
29/01	12	14,3	16,6	21,4	NE	C_c y B_c
31/01	6	11,9	16,7	20,4	W	B_c
01-02/02	16	12,2	14,3	18,4	NE	B_c , C_c y B_c
04-05/02	15	13,1	16,6	21,1	W	C_s , B_s , C_s
06/02	6	11,2	12,9	13,9	NE	B_s
10/02	6	11	13,2	14,6	NE	C_s
14/02	6	11,4	13,4	16,7	NE	C_c
17/02	6	13,1	16,2	22,1	SW	B_c

Tabla 5-6: Descripción de los eventos más significativos (> 6 hs de duración; $> 11 m s^{-1}$ de velocidad del viento) ocurridos entre el 24/01/2011 y el 19/02/2011. [C_c : creciente cuadratura; C_s : creciente sicigia; B_c : bajante cuadratura; B_s : bajante sicigia]. Fte. elaboración propia.

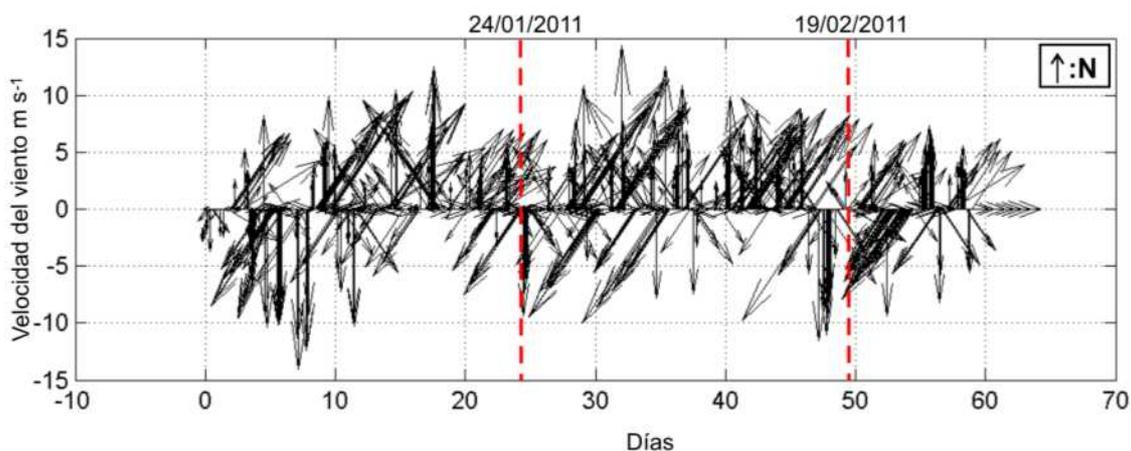


Figura 5-25: Vectores de velocidad media del viento con un intervalo de dos horas en Playas Doradas entre los meses de enero y febrero del año 2011. [Día 0=01/01/2011]. Fte. elaboración propia.

Del análisis de los perfiles topográficos de playa en distintas secciones transversales para los días considerados (Tabla 5-7; Figs. 5-24 y 5-26) se desprende que aquellos pertenecientes al día 19/02 señalaron erosión respecto del día 24/01 en todos los casos, con volúmenes que oscilaron entre 8,7 y 36,6 m³. La mayor erosión se produjo en los perfiles 3 y 4 (Tabla 5-7; Figs. 5-24 y 5-26). En general, la erosión afectó fundamentalmente la zona de playa frontal, con modificaciones en la pendiente resultante, la cual se incrementa ligeramente (Tabla 5-7; Fig. 5-24).

Perfil	*Longitud del perfil (m)	Pendiente (tg β) -24/01/11-	Pendiente (tg β) -19/02/11-	Volumen de erosión total (m ³)	Erosión relativa (%)
1	88	0,0089	0,0075	11,51	10,9
2	119	0,0082	0,0090	18,83	17,8
3	147	0,0077	0,0091	36,56	34,6
4	141	0,0080	0,0095	30,04	28,4
5	140	0,0101	0,0103	8,69	8,2

Tabla 5-7: Pendiente y volumen erosionado en cada perfil de playa (Figs. 5-24 y 5-26). (*): La longitud indicada se refiere a la menor distancia entre ambos perfiles. Fte. elaboración propia.

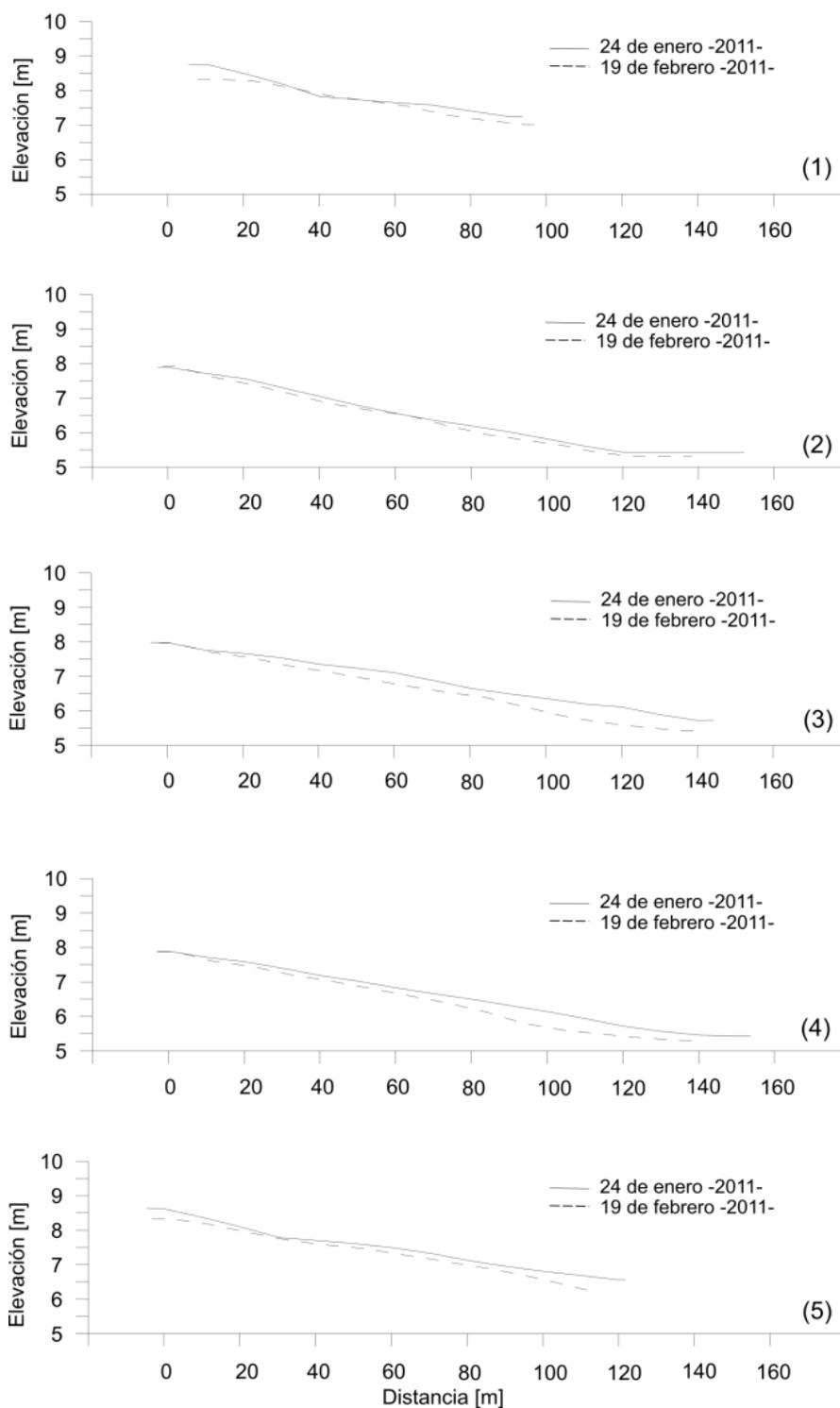


Figura 5-26: Perfiles de playa en cinco sectores de la playa distribuidos a lo largo de la costa en Playas Doradas, para los días 24/01 y 19/02. Fte. elaboración propia.

De acuerdo a las superficies topográficas obtenidas para cada día considerado, se observó en promedio una pérdida de arena de 0,16 m de espesor (Fig. 5-27). La desviación estándar fue de $\pm 0,14$ m, que indica una notable variabilidad en el volumen de sedimentos existente entre ambas superficies topográficas. La mayor erosión alcanzó 0,74 m. No obstante, se registraron sectores de la playa en que se produjo acreción, la cual alcanzó un máximo de 0,19 m de espesor (Fig. 5-27). Dicha acreción se produjo principalmente en el sector S.

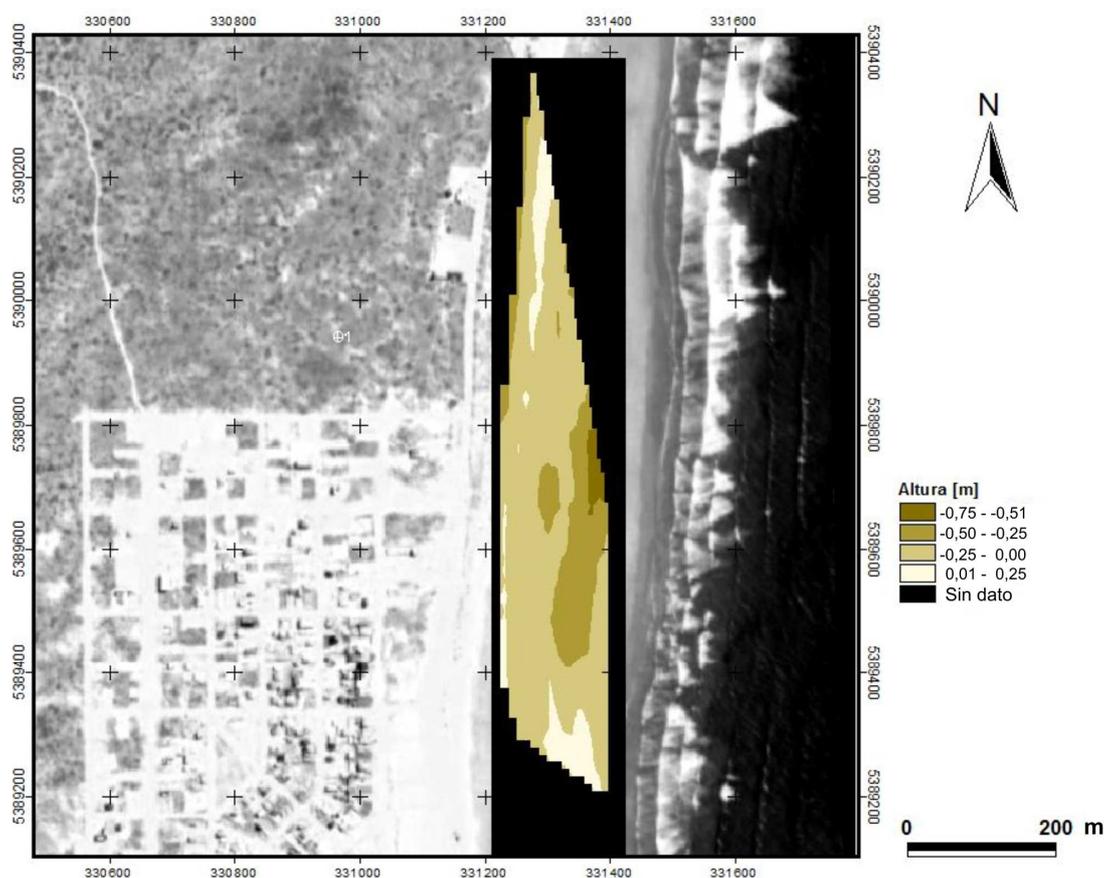


Figura 5-27: Mapa del balance sedimentario calculado para el período comprendido entre el 24/01 y el 19/02, a partir de los MDE generados en el sector intermareal de la playa de la localidad de Playas Doradas. La gráfica obtenida presenta un degradado de colores cuyo extremo más oscuro indica erosión y el restante más claro, acreción. Fte. elaboración propia.

En los mapas de pendientes resultantes de derivar el MDE para ambos días se observan diferencias entre los mismos (Fig. 5-28). La pendiente media para el MDE correspondiente al día 24/01 fue muy suave ($\text{tg } \beta=0,0078$), mientras que para el restante día fue también muy suave, aunque ligeramente mayor ($\text{tg } \beta=0,0084$) (Fig. 5-28). Durante el período considerado se produjo un desplazamiento de la zona de mayor pendiente, en dirección hacia el mar (Fig. 5-28).

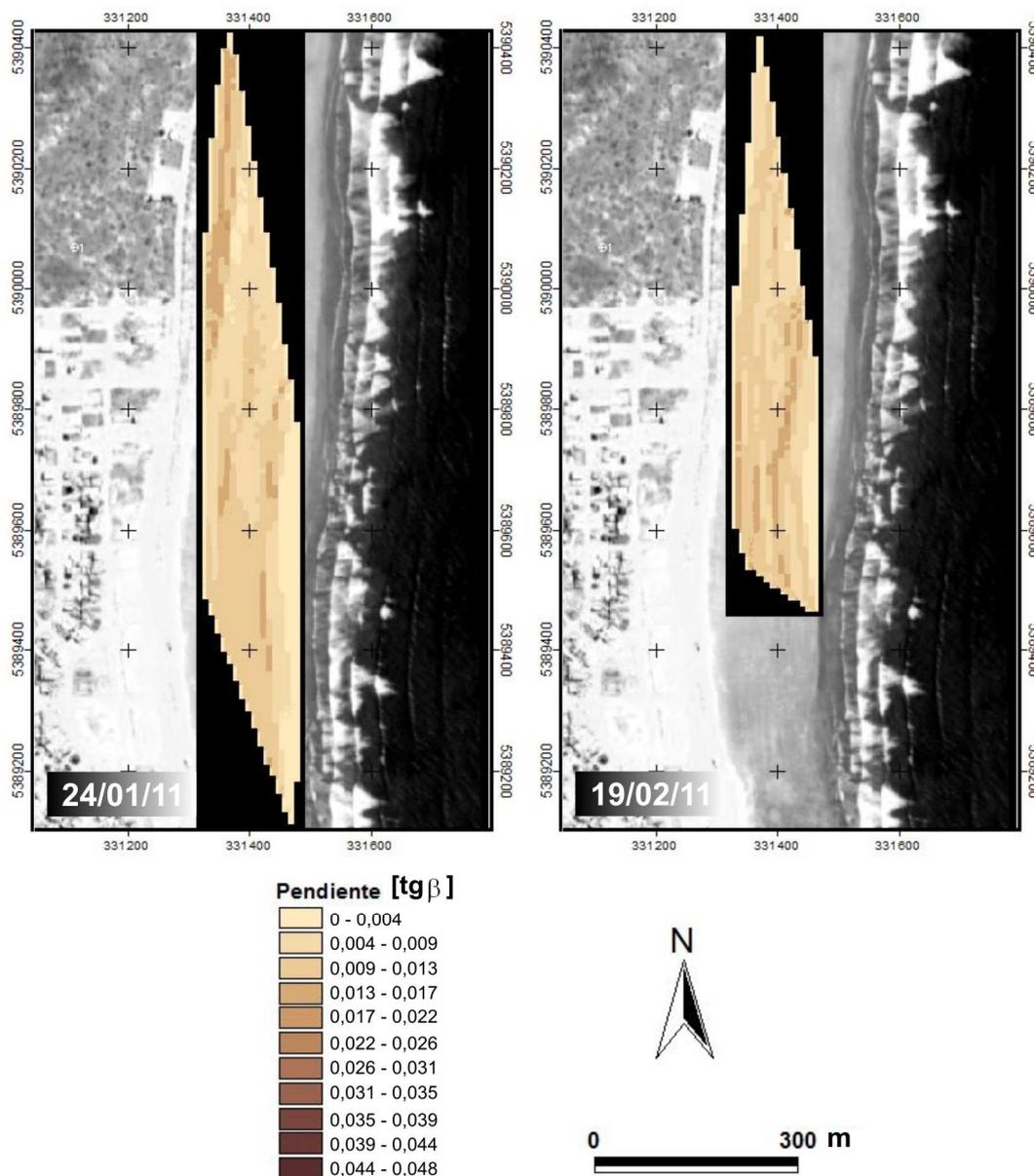


Figura 5-28: Mapas de pendiente de la playa obtenidos para los días 24/01 y 19/02 en Playas Doradas. Fte. elaboración propia.

5.6 –CONCLUSIONES

La mayor fuente de energía en la zona costera está determinada por la acción de las olas. En el área estudiada, las olas en conjunto con un amplio rango de marea son capaces de intensificar su efecto sobre la morfología costera. Las olas más frecuentes en el GSM provienen del sector SO y O, con una probabilidad de ocurrencia del 45,5 % (Scalise *et al.*, 2009). Las olas que ocurren son de generación lejana, favorecido por la extensa superficie del GSM y la gran conexión con el mar abierto. En general, la relación entre la altura de las olas con el viento local es muy baja o nula. No obstante, se aprecia una asociación entre las alturas más importantes de las olas y los vientos provenientes del cuadrante S.

La localidad de Las Grutas está bordeada por una línea de acantilados activos que muestran rasgos de erosión actual tales como cavernas o grutas, medias cañas de erosión, bloques caídos al pie de los mismos, entre otros. Los acantilados se componen de rocas sedimentarias con un patrón de diaclasas variable. La inclinación general media de la pared del acantilado es aproximadamente vertical (72°). La estimación cualitativa y cuantitativa de la resistencia de la roca determinó un tipo de competencia moderada en todos los sectores analizados, con ligeras diferencias principalmente en el sector central de la localidad donde la resistencia resultó menor.

A lo largo del período de estudio (2009-2011) de los acantilados que bordean la localidad de Las Grutas se observaron básicamente dos tipos de procesos de remoción en masa, uno de carácter episódico con desprendimiento de grandes bloques y otro de mayor frecuencia de ocurrencia que involucra la caída de detritos desde los estratos más deleznable de la roca. Respecto del primer tipo señalado, sobre uno de los perfiles sujetos a seguimientos se halló un retroceso que alcanzó un máximo de 0,9 m para un período entre abril y septiembre del 2010. Además, en la sección basal del acantilado, en los sectores monitoreados, se registraron tasas de erosión del orden de $0,7 \text{ cm año}^{-1}$, con máximos que alcanzaron 6 cm año^{-1} .

En Playas Doradas el tipo de costa es acumulativa, compuesta de sedimentos granulométricamente muy finos y bien seleccionados. El tipo predominante de estado de la playa es disipativo. La cuantificación de la dinámica de la playa para el período

analizado (24/01 al 19/02 del 2011) mostró un balance general deficitario. Durante ese período ocurrieron ocho eventos meteorológicos importantes con vientos del NE en el 62,5 % de los mismos. Se registró una superficie erosionada media de 0,16 m, con un máximo que alcanzó 0,74 m.

Las notables diferencias señaladas en las características y morfodinámica costera de las localidades estudiadas e incluso en la misma localidad de Las Grutas, condujo a la adopción de métodos de trabajo diferenciados. Estas se caracterizan por poseer una alta innovación y claras ventajas económicas y operativas. El método propuesto para evaluar los acantilados permite determinar la erosión con suficiente resolución en numerosas secciones verticales de un acantilado, continuando hasta la porción alta de la playa (Genchi *et al.*, 2011c). Asimismo, si bien no involucra un modelo superficial a macroescala, es posible generar un modelo digital de una superficie acotada del acantilado a partir de perfiles contiguos, con una equidistancia adecuada. Este método es aplicable a cualquier sección o superficie independientemente de las características litológicas, morfológicas o de angularidad del acantilado. El método empleado para el análisis de la dinámica de la playa en Playas Doradas posee la ventaja de cuantificar el balance sedimentario de una porción considerable de la playa (zona intermareal). Tanto una como otra debe complementarse con mediciones de parámetros meteorológicos y oceanográficos.

Capítulo 6

GEOMORFOLOGÍA Y ORDENAMIENTO TERRITORIAL

6.1 –INTRODUCCIÓN

A medida que los grupos sociales llevan a cabo la acción transformadora del medio natural con la finalidad de desarrollar sus actividades, surgen modelos de organización espacial. Estos modelos están definidos a partir de la disposición y articulación de los elementos y estructuras espaciales presentes en un espacio geográfico dado, resultado de la interacción sociedad-naturaleza a través del tiempo (Massiris, 2005).

Los estudios del medio físico focalizados en la determinación de unidades geomorfológicas son de gran utilidad para el análisis integrado del espacio (Castro y Brignardelo, 1997; Martínez-Zavala *et al.*, 2005), constituyendo una fuente de información primaria (Verstappen, 1977; Verstappen, 1983; van Zuidam y van Zuidam-Cancelado, 1979; Verstappen y van Zuidam, 1991). En este sentido, la influencia de la geomorfología sobre otros factores del medio físico-natural se debe al alto grado de homogeneidad litológica, topográfica y de procesos activos existentes dentro de una geoforma (Santos Ganges *et al.*, 2006). Dicha homogeneidad se traduce en unos límites morfológicos que usualmente reflejan otras propiedades físicas, químicas y condiciones ecológicas, tales como el régimen hidrológico, propiedades del suelo, vegetación y usos del suelo (Santos Ganges *et al.*, 2006).

Algunos autores (p.e., Barragán Muñoz, 1997; Castro y Brignardelo, 1997) reconocen unidades morfológicas costeras de funcionamiento marcadamente independiente, con características que les otorgan cierta homogeneidad, de gran utilidad

para delimitar territorialmente el ámbito de planificación-gestión. Se propone como objetivo en este capítulo efectuar una descripción e interpretación integral de diversos atributos en referencia a las unidades morfológicas del área costera, de modo que permita fundamentar el ordenamiento territorial como paso previo al proceso de planificación regional. Además, se propone como objetivo caracterizar los usos del suelo y ocupación actual.

6.2 –USO Y OCUPACIÓN TERRITORIAL EN LA COSTA O DEL GSM

Las actividades que movilizan actualmente el desarrollo económico y social en el área de estudio son la ganadería y el turismo. La mayor superficie es destinada al uso ganadero y en menor proporción al urbano-turístico. La evolución espacial de la región de estudio mostró características particulares. Al respecto, en los últimos decenios la demanda de los espacios costeros comenzó a vincularse fuertemente a la actividad turística basada en el recurso playa. Los principales núcleos poblacionales costeros referentes de dicha actividad son Las Grutas y Playas Doradas, los cuales integran corredores turísticos de playa a nivel Provincial y Nacional.

6.2.1 –USO DEL SUELO URBANO

6.2.1.1 –Proceso de urbanización en Las Grutas

El turismo, basado en la modalidad sol y playa, constituye la principal actividad económica y motivo de creación de la localidad. La localidad se encuentra en el Departamento de San Antonio, no obstante, existen recurrentes intentos de separación del ejido de SAO.

Los inicios de la localidad se vinculan a la realización del primer camino de tierra en el año 1938 que comunica las localidades de SAO y Las Grutas. Al año siguiente se construyó la primera vivienda de material por pobladores de SAO sobre la margen S de la cuenca fluvial ubicada en el sector N de Las Grutas, a la que le continuaron sucesivas edificaciones precarias. En el año 1960 se firmó el primer acta que documenta la fundación del balneario, a través del cual se constituyó la primera Comisión Vecinal (Bonuccelli, 1995; Izco, 1996). Uno de los aspectos que consideraban en los debates era que “...se podría proveer incluso un interés de localidades cercanas y aun lugares

distantes que tienen necesidad del mar como el que se brinda en la Bahía San Matías...” (Bonuccelli, 1995). En esos años llevaron a cabo los pasos legales para la obtención de la tierra (franja de 700 m desde la máxima pleamar y 8 km de longitud) perteneciente a un campo de propiedad privada (Bonuccelli, 1995). Así, se inicia la subdivisión y el loteo de las tierras que comprendía amanzanamientos (18) y lotes (66) de dimensiones menores (140 m^2), establecido por la Comisión Honoraria Municipal Pro-Formación del Balneario Las Grutas en 1961 (Fig. 6-1) (Izco, 1996). Paralelamente, comenzaron a erigirse las bajadas o escaleras hacia la playa.

A principios de la década del '70 se comenzó a pavimentar las calles. Las primeras inversiones hoteleras se realizaron entre los años 1972 y 1973 (Izco, 1996). En el año 1978 se crea la Cooperativa de Obras y Servicios Públicos Balneario Las Grutas Limitada, integrada por pobladores de SAO y de la región del Alto Valle del río Negro, que dio origen a numerosas obras y servicios básicos que se concretaron fundamentalmente en la década siguiente (p.e., la construcción de la red de agua potable -1979-, la central telefónica -1984-, la red de gas natural-1987-). En el año 1984 se creó

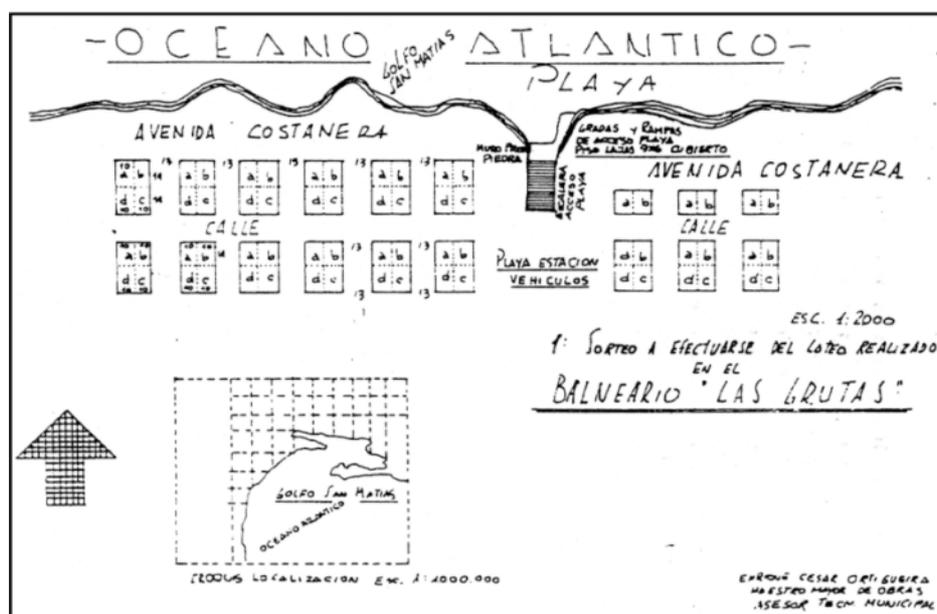


Figura 6-1: Mapa esquemático de la subdivisión de tierras del núcleo inicial de la localidad de Las Grutas en 1960. Fte. Bonuccelli (1995).

la Delegación Municipal del Balneario. A fines de la década del '80 se efectuaron obras de importancia para el desarrollo de la actividad turística tales como la Oficina de Informes Turísticos, el casino provincial, la iluminación costera, el sector peatonal y el muro que bordea la cima del acantilado (Bonuccelli, 1995; Izco, 1996). En el año 1990 comenzaron los trabajos para concretar la red colectora de líquidos cloacales.

Con respecto a la población residente, de acuerdo al censo poblacional del año 1991, la misma alcanzaba 760 habitantes. En el censo del 2001 la población se incrementó a 2.710, con lo cual se produjo una variación intercensal de 257 % (INDEC, 1991, 2001). En lo referido al ingreso de turistas, estos se concentran principalmente en el mes de enero (Secretaría de Turismo -Municipalidad de SAO-, 2010). Durante el período entre las temporadas estivales 2003/4 al 2009/10, el número de turistas promedio por temporada⁶ fue cercano a 280.000 (Secretaría de Turismo -Municipalidad de SAO-, 2010). Según datos de la mencionada Secretaría, la temporada de mayor afluencia de turistas ocurrió en 2007/8 que alcanzó 358.672 (Fig. 6-2).

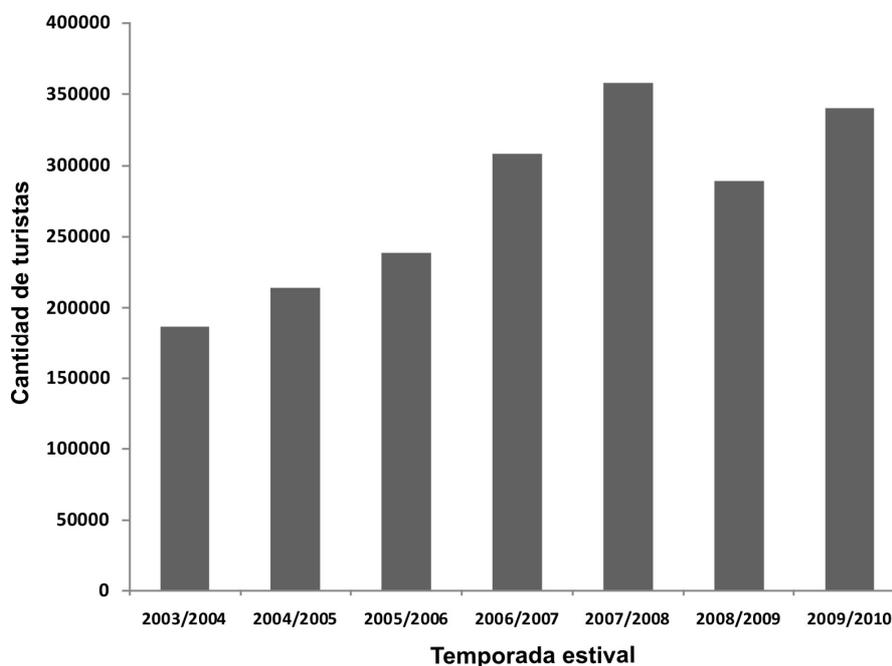


Figura 6-2: Cantidad de turistas por temporada entre los años 2003/4 y 2009/10. Fte. Secretaría de Turismo -Municipalidad de SAO-, 2010.

⁶ El valor se obtuvo a partir del porcentaje de ocupación de las plazas.

El desarrollo de la localidad se plasmó en un modelo de urbanización que manifestó pulsos de expansión espacial de carácter intensivo y espontáneo. El análisis multitemporal del material aerofotográfico en un SIG permitió identificar el dinamismo espacial en torno a la localidad de Las Grutas. Así, el área urbanizada en los años 1963 (0,09 km²) y 1986 (1,47 km²) ocupaba el 2,2 y 37,2 % del área actual (3,95 km²), respectivamente (Fig. 6-3). Esta expansión urbana se produjo en dirección paralela a la costa, de acuerdo a la geometría de las tierras adquiridas decenios antes. El núcleo inicial de urbanización se asentó en la zona próxima a la línea costera, que media entre los dos sistemas de drenaje (CN y CS) discutidos en el apartado 4.4 (Fig. 6-3). Dicho sector conforma el centro comercial de la urbanización actual.

La planificación territorial establece la expansión de la localidad en sentido paralelo a la costa, en dirección hacia el S (Anexo II), en vistas a un aprovechamiento turístico y recreativo. En el sector O de la planta urbana, contiguo a la parcela de explotación de olivares, se encuentra la urbanización Alto Club de Campo que se encuentra ejecutada en parte (Fig. 6-3).

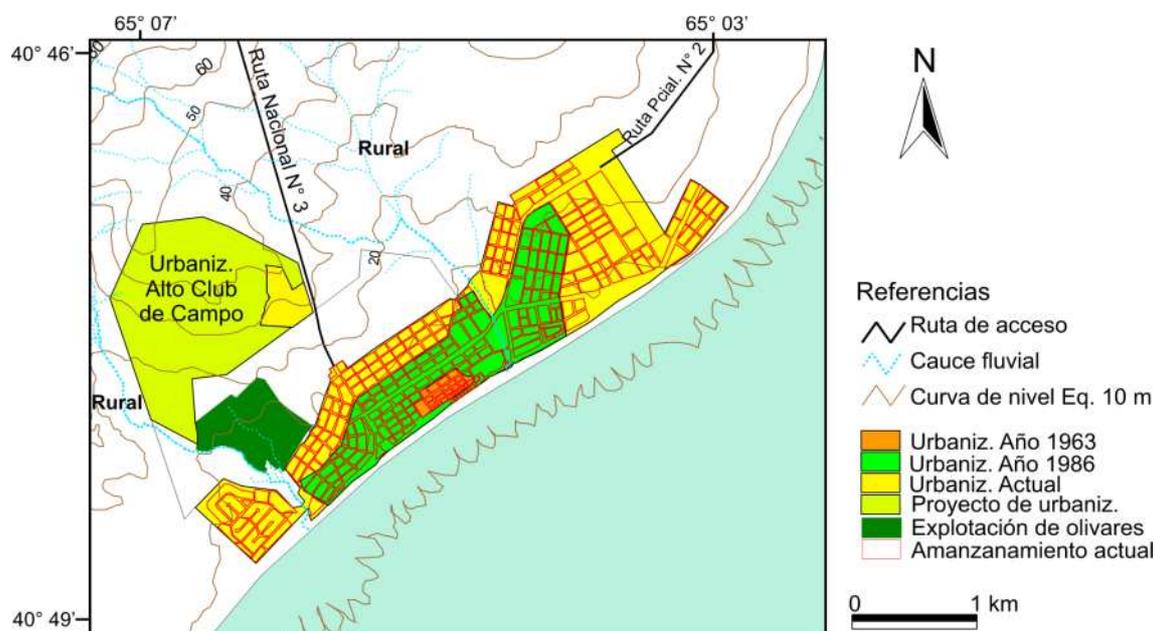


Figura 6-3: Etapas de expansión urbana de la localidad de Las Grutas, en el período entre 1963 y la actualidad (año 2009, con verificación en el terreno en 2011). Fte. elaboración propia.

En los últimos años se llevaron a cabo acciones para mitigar el impacto antrópico derivado de la urbanización, fundamentalmente focalizados en la estabilidad de los acantilados. Para ello se elaboraron informes técnicos en los que se propusieron una serie de medidas, entre las que se destacan el cese de circulación vehicular en tramos del camino costero y las defensas construidas a partir de bloques contenidos en una malla.

6.2.1.2 -Proceso de urbanización en Playas Doradas

En la localidad de Playas Doradas, ubicada en el Departamento de San Antonio, la expansión urbana se plasmó de acuerdo a políticas de planeamiento territorial. Al igual que en Las Grutas, el turismo bajo la modalidad de sol y playa constituye la principal actividad económica y motivo de su fundación. Desde los inicios en la década del '80 la localidad dependió de un centro de población de mayor jerarquía, Sierra Grande, localizado a 30 km de distancia hacia el O. Desde el municipio de Sierra Grande se gestionó las mejoras de la actual ruta provincial N° 5 (Fig. 6-4) y la cesión de tierras fiscales para el emplazamiento del balneario, por lo que en 1982 se le otorga una superficie poligonal de 248 ha (Natali, 1998). La primera construcción consistió en un camping municipal con servicios precarios, ubicado en el extremo S del balneario (Fig. 6-4).

De acuerdo al censo de población del año 1991 los habitantes eran 6, mientras que en el 2001 se incrementó a 52, que representó una variación de 767 % (INDEC, 1991, 2001). En 1990 el cierre de la minera de hierro HIPASAM, localizada en la zona periférica de Sierra Grande, produjo una crisis económica local con el consecuente éxodo de la población, pauperización y conflictos (Noya, 2010). Esta circunstancia impulsó la diversificación económica en dicha localidad y su área de influencia. En este contexto, se consolida el comienzo de las funciones de Playas Doradas como localidad balnearia. De este modo, se realizó el loteo de 226 terrenos de 360 m² destinados principalmente al uso residencial (Natali, 1998). De acuerdo al estudio efectuado por Natali (1998) para el año 1998 el 35 % de lotes se hallaban construidos, el 17 % en construcción y el restante 45 % vacíos. Actualmente dispone de los servicios básicos agua y electricidad y posee una Oficina de Turismo, un puesto sanitario y un

destacamento policial. La oferta de alojamiento dispone de aproximadamente 1.000 plazas.

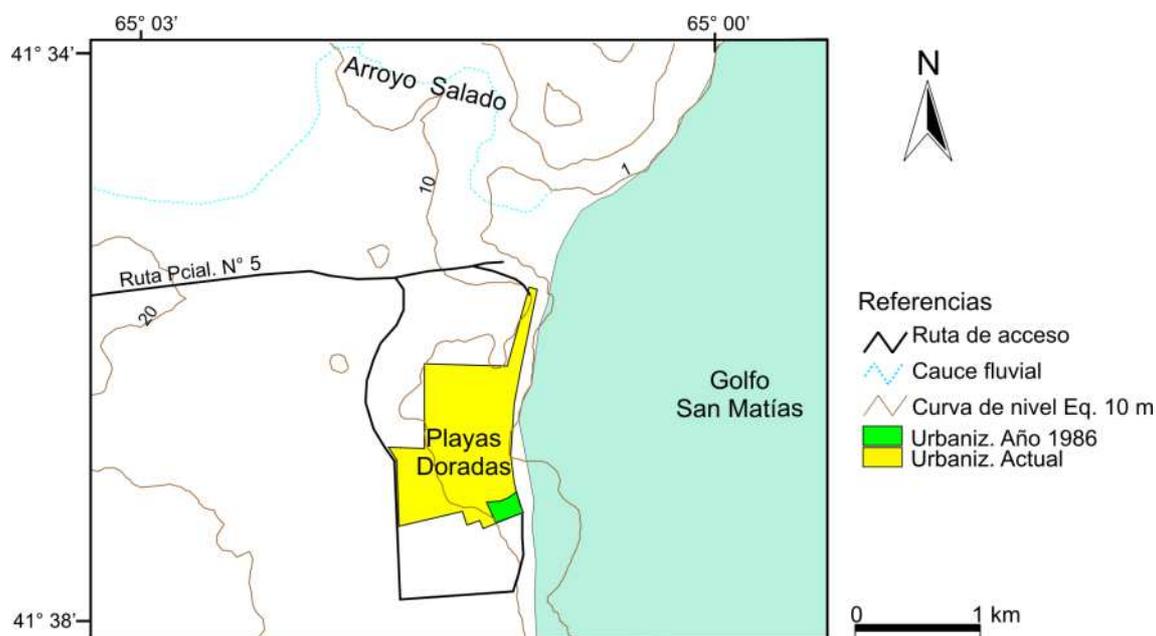


Figura 6-4: Etapas de expansión urbana de la localidad de Playas Doradas, en el período entre 1986 y la actualidad (año 2009, con verificación en el terreno en 2011). Fte. elaboración propia.

6.2.2 –USO DEL SUELO RURAL

La ganadería extensiva es la actividad económica espacialmente más significativa de la Patagonia (Bandieri, 2000). La reorientación productiva hacia animales con aptitudes carniceras ocurrida a fines del siglo XIX provocó el desplazamiento de los productores ovinos de lana desde la pampa húmeda hacia las áreas patagónicas (Bandieri, 2000). La actividad afectó en particular a la zona costera, cuyos puertos naturales permitían una rápida conexión con los mercados del Atlántico (Bandieri, 2000), tal es el caso de la ciudad de SAO. En particular, la región norpatagónica fue esencialmente productora de lana y cuero destinada a satisfacer la demanda de la industria textil europea (Bandieri, 2000).

Según las características naturales del área de estudio, dominada por una geomorfología de planicies y pendiente abierta y un elevado déficit hídrico, los usos del suelo rural se basan en el pastoreo extensivo del ganado ovino y, en menor medida, a

cultivos de secano. En proximidades de la localidad de Las Grutas se encuentra una plantación intensiva de olivares, la cual fue descrita en el apartado 4.4.2.1. Esta posee una planta de extracción de aceite, cuyo 95 % se destina a la elaboración de aceite y el 5 % a mesa (Diario Río Negro, 2010).

De acuerdo con Ayesa *et al.* (1995) el grado de desertificación en la región estudiada es mayoritariamente medio a grave y grave, lo cual conduce a una pérdida de la capacidad productiva. Plunket y Gastaminza (2004) identificaron sucesivos desmontes, coincidiendo con un esquema de mayor subdivisión de las tierras. En el parcelamiento rural reciente las parcelas poseen formas variadas y dimensiones usualmente entre 10.000 y 30.000 ha (Fig. 6-5). La subdivisión se incrementa excesivamente en proximidades de los valles fluviales que descienden de la meseta de Somuncurá, con parcelas de 500 ha (Fig. 6-5).

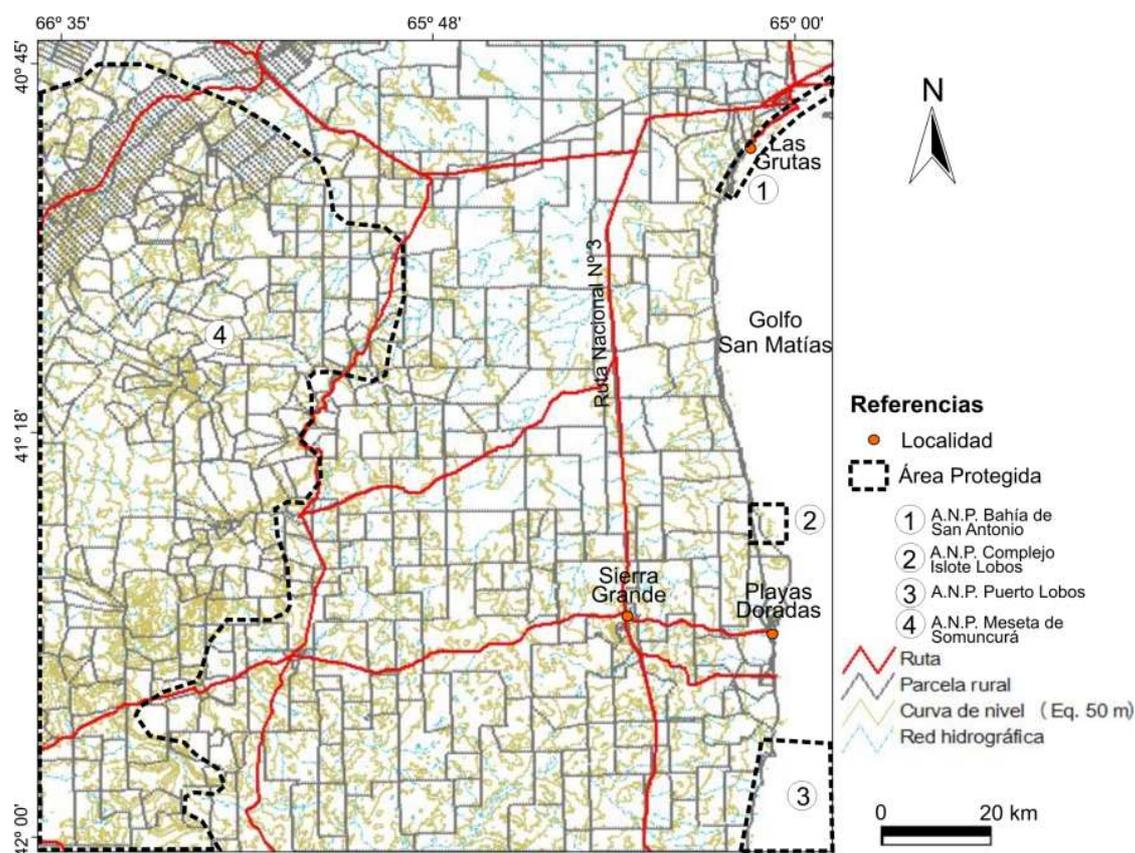


Figura 6-5: Parcelamiento rural y áreas protegidas en el NE del macizo Norpatagónico. Fte. elaboración propia sobre la base de datos (parcelamiento rural) proporcionados por el Consejo de Ecología y Medio Ambiente.

6.2.3 –ÁREAS PROTEGIDAS

Durante las últimas décadas las áreas protegidas fueron incrementándose en la región de estudio. Se hallan cuatro áreas naturales protegidas, de las cuales tres se localizan en zonas costeras y una en el interior del continente (meseta de Somuncurá) (Fig. 6-5). La totalidad de las áreas se crearon bajo jurisdicción Provincial, con la finalidad de preservar especies de flora y fauna.

- 1) Área Natural Protegida Bahía de San Antonio, creada en el año 1993 por Ley Provincial N° 2.670. El objetivo general es proteger y conservar los ambientes de los que dependen las localidades reproductivas, de descanso y alimentación de diversas aves, tanto residentes como migratorias (Vinci, 2004). Se extiende desde la Baliza San Matías al Oeste hasta el paraje El Sótano al Sur, incluyendo la totalidad de la Bahía de San Antonio. Abarca el espacio comprendido entre la línea de más baja marea hasta aproximadamente 50 m hacia el interior del continente desde la máxima pleamar (Fig. 6-5).
- 2) Área Natural Protegida Complejo Islote Lobos, creada en el año 1977 por Decreto Provincial N° 1402. El objetivo general es conservar un sector de costa en el que se desarrollan colonias de nidificación de aves marinas y costeras y un apostadero de lobos marinos de un pelo (*Otaria flavescens*) (Vinci, 2004) (Fig. 6-5).
- 3) Área Natural Protegida Puerto Lobos, creada en el año 1998 por Ley Provincial N° 3.211. El objetivo general es proteger y preservar un ecosistema particular definido por la presencia de lobos marinos, ballenas y aves costeras residentes y migratorias; también se integran aquellos sectores que presenten características adecuadas para la investigación paleontológica y arqueológica (Ley N° 3.211/98) (Vinci, 2004). Se extiende desde Punta Pórfido hasta el límite S de la costa de la provincia de Río Negro y abarca desde los 500 m por encima de la máxima pleamar hasta el límite de 12 millas náuticas (Fig. 6-5).
- 4) Área Natural Protegida Meseta de Somuncurá, creada en el año 1986 por Decreto Provincial N° 356/86. El objetivo consiste en proteger vastas extensiones de las ecorregiones de monte y estepa patagónica y se destaca por su

alto nivel de endemismos de flora y fauna (Gainza, 2010). Conforman una de las reservas naturales más extensas de la Patagonia (Fig. 6-5).

6.2.4 -PERCEPCIÓN DEL TURISTA EN LAS LOCALIDADES DE LAS GRUTAS Y PLAYAS DORADAS

Las encuestas, dirigidas a los turistas, se efectuaron durante los meses de enero y febrero del año 2011 en las localidades de Las Grutas y Playas Doradas, con la colaboración de la Secretaría de Turismo de Las Grutas-SAO y de Sierra Grande. Las mismas se llevaron a cabo en diferentes sitios tales como el centro comercial, la playa y la oficina de turismo. Los encuestados se eligieron al azar. El número de encuestas realizadas alcanzó 112 en Las Grutas y 90 en Playas Doradas. Las preguntas del cuestionario se refieren a los aspectos socioeconómicos del encuestado (p.e., lugar de procedencia, grupo etario, género, nivel de instrucción, ocupación, entre otros), la información del viaje (p.e., tiempo de estadía, medio de transporte, tipo de alojamiento, entre otros) y la percepción respecto del ambiente del lugar visitado (p.e., valoración de atributos, transformaciones espaciales, preferencias) (Anexo III).

De acuerdo a los resultados obtenidos se observan marcadas diferencias en la opinión de los encuestados en ambas localidades. Por ejemplo, en cuanto al lugar de procedencia, el principal grupo de turistas encuestados en Las Grutas proviene de la provincia de Río Negro (35 %), en especial de la región del Alto Valle del río Negro y SAO, seguido de las provincias del Centro-Norte del país (28 %) (Anexo III, Fig. a). En Playas Doradas el grupo mayoritario procede de la provincia de Buenos Aires en el 46,5 %, en particular de la Ciudad Autónoma de Buenos Aires y Gran Buenos Aires, seguido de la provincia de Río Negro con el 22,4 % (Anexo III, Fig. b). Otro de los rasgos más notables que difieren entre ambas localidades es el nivel de instrucción alcanzado, siendo más alto en Playas Doradas, cuyos turistas encuestados poseen una educación universitaria completa en el 55 % de los casos, mientras que en Las Grutas ese valor alcanza el 31 % (Anexo III, Figs. a y b).

En cuanto a la frecuencia de visitas, un alto porcentaje (61,3 %) de los encuestados en Playas Doradas manifestó haber arribado a la localidad por primera vez, mientras que en Las Grutas dicho porcentaje llega al 37,2 %, seguido de visitas en

forma esporádica (32,6 %) y regular (30,2 %) (Anexo III, Figs. c y d). Otra de las desigualdades se evidencia en el tiempo de estadía, siendo ligeramente mayor en Las Grutas, de 4 a 7 días (40 %), mientras que Playas Doradas el tiempo predominante abarca entre 1 a 3 días (39 %) (Anexo III, Figs. c y d).

Se evidencian algunas similitudes de opiniones entre los turistas consultados en las localidades de estudio. Por ejemplo, en la composición del grupo (acompañantes) que viaja, predominó la familia con el 70 % de los casos en ambos lugares (Anexo III, Figs. a y b). El principal motivo de elección del lugar fue descansar, seguido de conocer, siendo este último el motivo más frecuente en Playas Doradas (Anexo III, Figs. c y d).

Entre las actividades que realizan en la playa, los turistas encuestados en Las Grutas mencionaron con mayor frecuencia la exposición al sol, baño (42,9 %), seguido de las caminatas (28,6 %) (Fig. 6-6); a diferencia de estos, los encuestados en Playas Doradas señalaron más veces las caminatas (41,9 %), seguido de la exposición al sol, baño (38,5 %) (Fig. 6-7). Este aspecto consultado se asocia íntimamente a la valoración de los atributos de la playa, donde la calidad de la arena y agua y el paisaje resultaron los atributos más destacados por los turistas en ambas localidades (Figs. 6-6 y 6-7).

Las transformaciones respecto de la ciudad percibidas por los turistas desde que arribaron por primera vez, mostraron similitudes en ambas localidades (Figs. 6-8 y 6-9). Cabe mencionar que del grupo de encuestados que concurrió a la localidad más de una vez (Las Grutas -62,8 %-; Playas Doradas -48,7 %-), la mayoría mencionó conocer la localidad de Playas Doradas entre 4 y 10 años (64,7 %) antes de efectuada la encuesta, mientras que en Las Grutas fue de 11 a 30 años (34,8 %) (Anexo III, Figs. c y d). Así, en más del 95 % de los casos afirmaron una expansión de la ciudad en ambos lugares. Aproximadamente el 50 % de los consultados afirmó la concentración de construcciones en el frente costero de Las Grutas, mientras que en la restante localidad la opinión afirmativa se elevó al 79 %. Las opiniones respecto a la calidad en las construcciones fueron afirmativas en más del 70 % de los casos en ambas localidades.

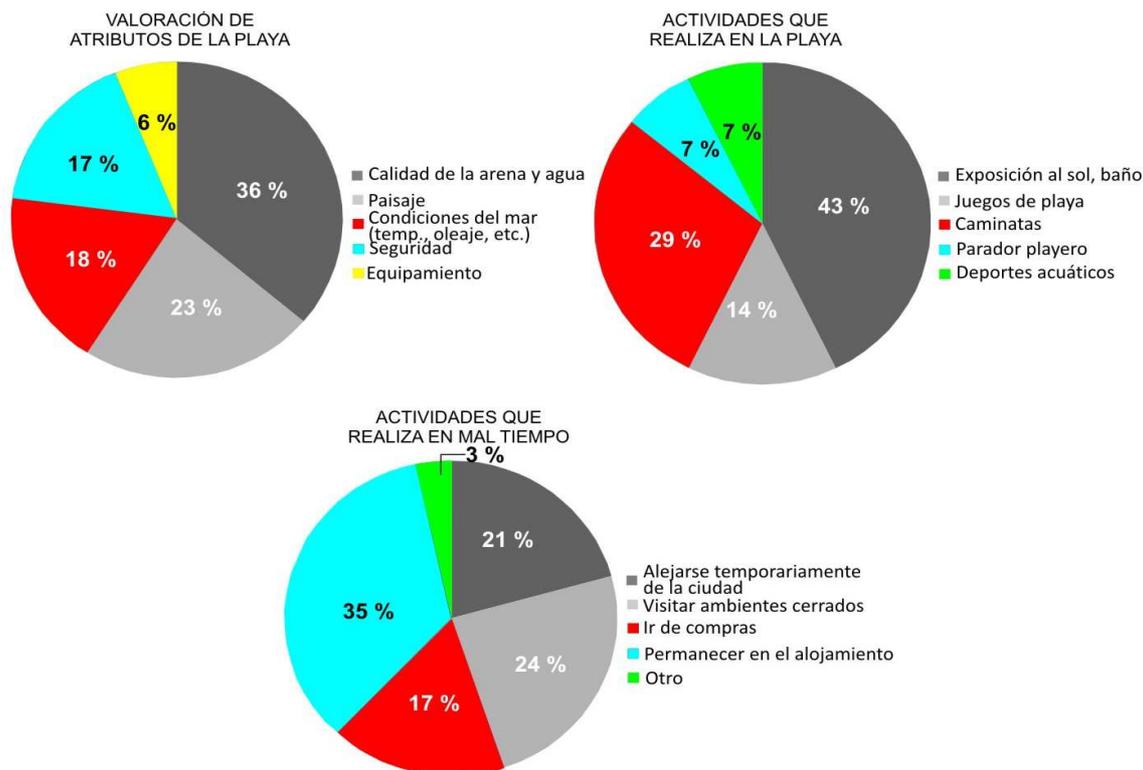


Figura 6-6: Aspectos relativos a la valoración de los atributos de la playa y a las actividades que realizan, según los turistas encuestados en Las Grutas. Fte. elaboración propia.

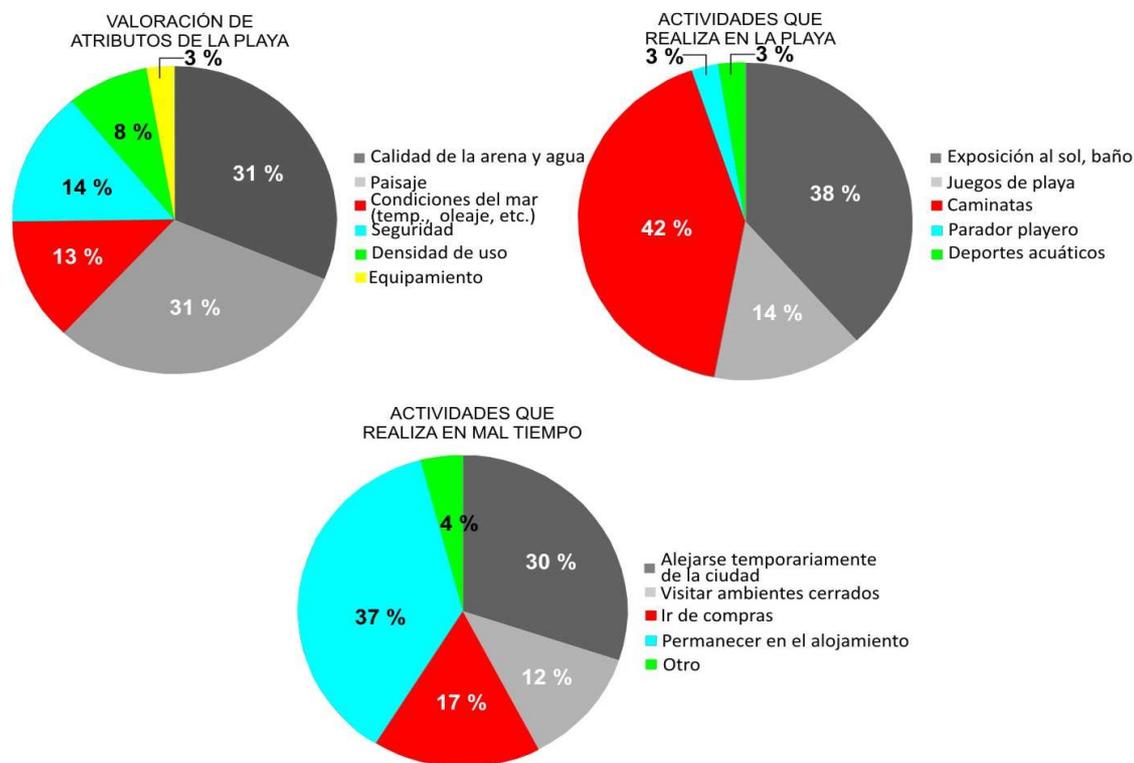


Figura 6-7: Aspectos relativos a la valoración de los atributos de la playa y a las actividades que realizan, según los turistas encuestados en Playas Doradas. Fte. elaboración propia.

Por último, cerca del 50 % afirmó una mayor cantidad de obras y servicios públicos en los dos lugares considerados. Con respecto a la percepción de las transformaciones en la costa, efectuadas sólo en Las Grutas, las mismas fueron mayormente negativas (Fig. 6-8b), es decir, no fueron mayoritariamente percibidas; entre los cambios señalados agregaron mayores derrumbes de bloques recientes y socavamientos.

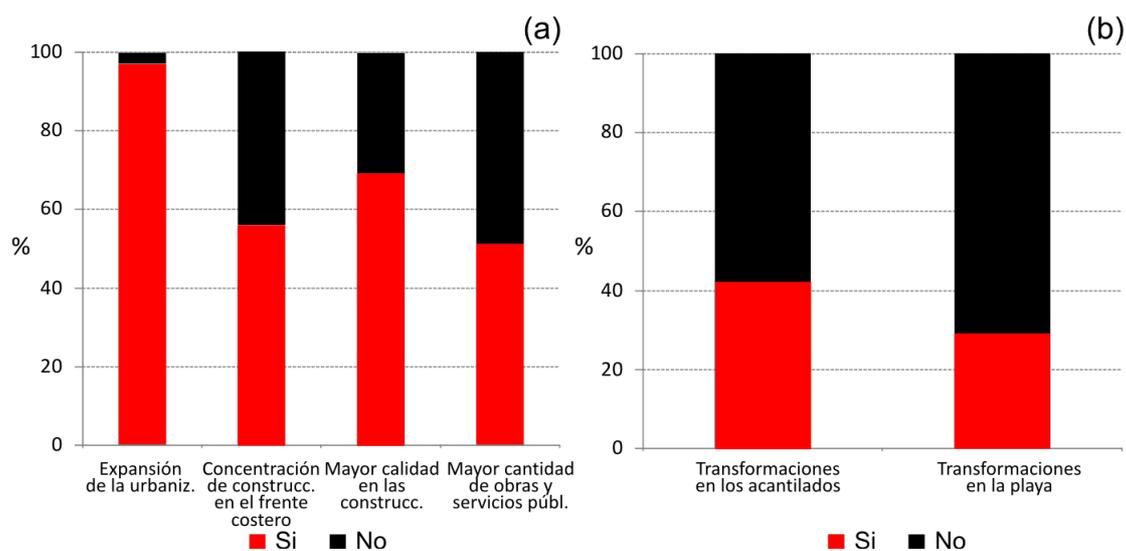


Figura 6-8: Percepción de los turistas encuestados acerca de las transformaciones en la localidad de Las Grutas (a) y en la costa (b). Fte. elaboración propia.

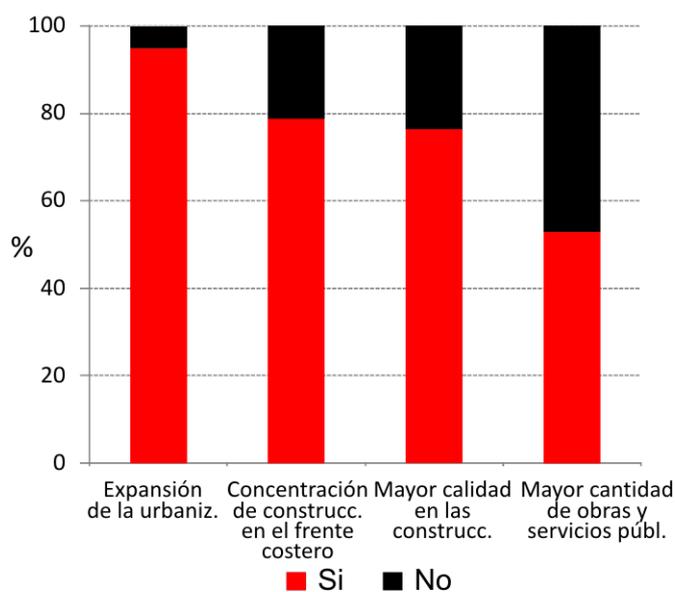


Figura 6-9: Percepción de los turistas encuestados acerca de las transformaciones en la localidad de Playas Doradas. Fte. elaboración propia.

La valoración de los turistas acerca de la planta turística resultó muy buena a buena en Las Grutas, mientras que en Playas Doradas fue regular a buena (Fig. 6-10). En este último lugar, la accesibilidad resultó el elemento con mayor porcentaje malo (42 %). La oferta de atractivos turísticos naturales obtuvo una valoración buena a muy buena en ambas localidades, mientras que la oferta de atractivos culturales recibió una valoración buena a regular en Las Grutas y regular a mala en Playas Doradas (Fig. 6-10). Estas diferencias se explican en parte por la desigual evolución urbana entre ambas localidades, más reciente en Playas Doradas. Respecto de la calificación establecida con una puntuación del 1 al 10 sobre la localidad en general, resultó un valor medio de 8 en ambos lugares, a pesar de las diferencias en las valoraciones mencionadas.

Las preferencias de los turistas consultados respecto del desarrollo urbano presentaron ligeras diferencias en las localidades de estudio (Fig. 6-11). En Las Grutas el 50 % de los encuestados prefiere la opción combinada de conservación y expansión urbana, seguido de la opción conservar el espacio en estado natural sin intervención antrópica con el 43 %. Un porcentaje no despreciable (7 %) eligió la opción expansión urbana sin contemplación de acciones conservacionistas. En Playas Doradas el 58 % de los casos prefiere conservar el espacio en estado natural sin intervención antrópica, seguido de la opción combinada de conservación y expansión urbana que alcanzó un porcentaje considerable (40 %).

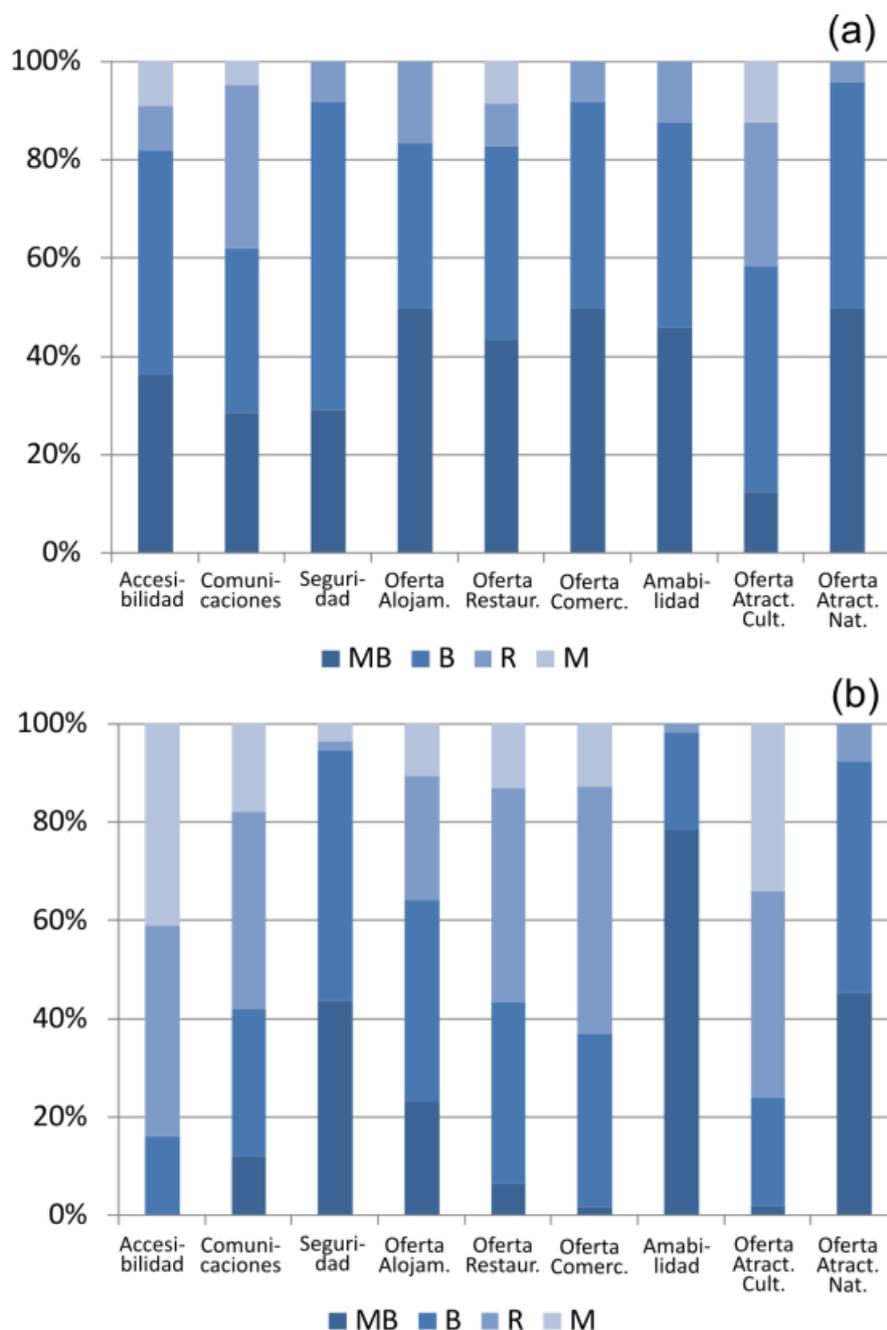


Figura 6-10: Valoración de los turistas encuestados acerca de la planta turística y los recursos turísticos en las localidades de Las Grutas (a) y Playas Doradas (b). [MB: muy bueno, B: bueno, R: regular, M: malo]. Fte. elaboración propia.

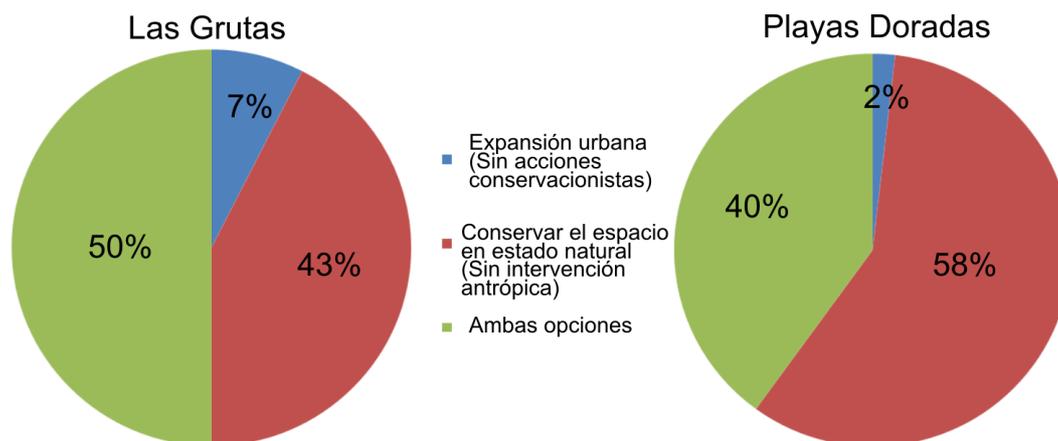


Figura 6-11: Preferencias de los turistas encuestados sobre del desarrollo urbano en las localidades de Las Grutas y Playas Doradas. Fte. elaboración propia.

6.3 - GEOMORFOLOGÍA APLICADA AL ORDENAMIENTO TERRITORIAL COSTERO

El ordenamiento territorial es una herramienta de gran utilidad en la planificación urbana y/o regional (Mendoza Cantú y Bocco, 1998). Uno de los supuestos del ordenamiento territorial es la definición de unidades espaciales apropiadas, las cuales adquieren en este estudio una dimensión geomorfológica. Estas unidades son útiles como base territorial para evaluar la oferta espacial y la demanda social, así como el manejo para efectos de planificación sectorial y espacial (Bocco *et al.*, 1999). La ordenación del territorio pretende orientar el uso adecuado del espacio compatibilizando el grado de ocupación con la fragilidad (Castro y Brignardello, 1997) y las restricciones de las unidades morfológicas.

6.3.1 -MÉTODO DE TRABAJO

Se efectuó una descripción analítica de diversos aspectos en referencia a las unidades geomorfológicas (Tabla 6-1) aplicado para ocho subáreas de iguales dimensiones trazadas sobre la franja costera de estudio (Fig. 6-12). La descripción se elaboró sobre la base de los mapas temáticos (p.e., geológico, geomorfológico, hidrográfico, usos del suelo) dispuestos en un SIG y a la información climática e hidrodinámica, que fueron abordados en este estudio. Los aspectos considerados involucran la fragilidad, la morfodinámica actual, las restricciones naturales de las

unidades geomórficas representativas y, en ocasiones, de las unidades singulares, así como también las actividades antrópicas y sus efectos para cada subárea. Para una mejor comprensión de los aspectos mencionados, a continuación se explicitan algunos de ellos:

- La fragilidad se refiere al grado de susceptibilidad de una unidad morfológica al deterioro ante influencias humanas. Las geoformas presentan diferentes grados de fragilidad que varían de acuerdo a sus características intrínsecas (p.e., cohesividad y resistencia de los materiales, estado de morfoconservación, pendiente, condiciones topográficas), cobertura vegetal, suelo y a los procesos morfodinámicos. La fragilidad de las unidades geomórficas se categorizó cualitativamente en baja, moderada y alta.
- Las restricciones naturales se definen como aquellas limitaciones que presenta una geoforma, las cuales se juzgan incompatibles con determinadas actividades y usos del suelo.

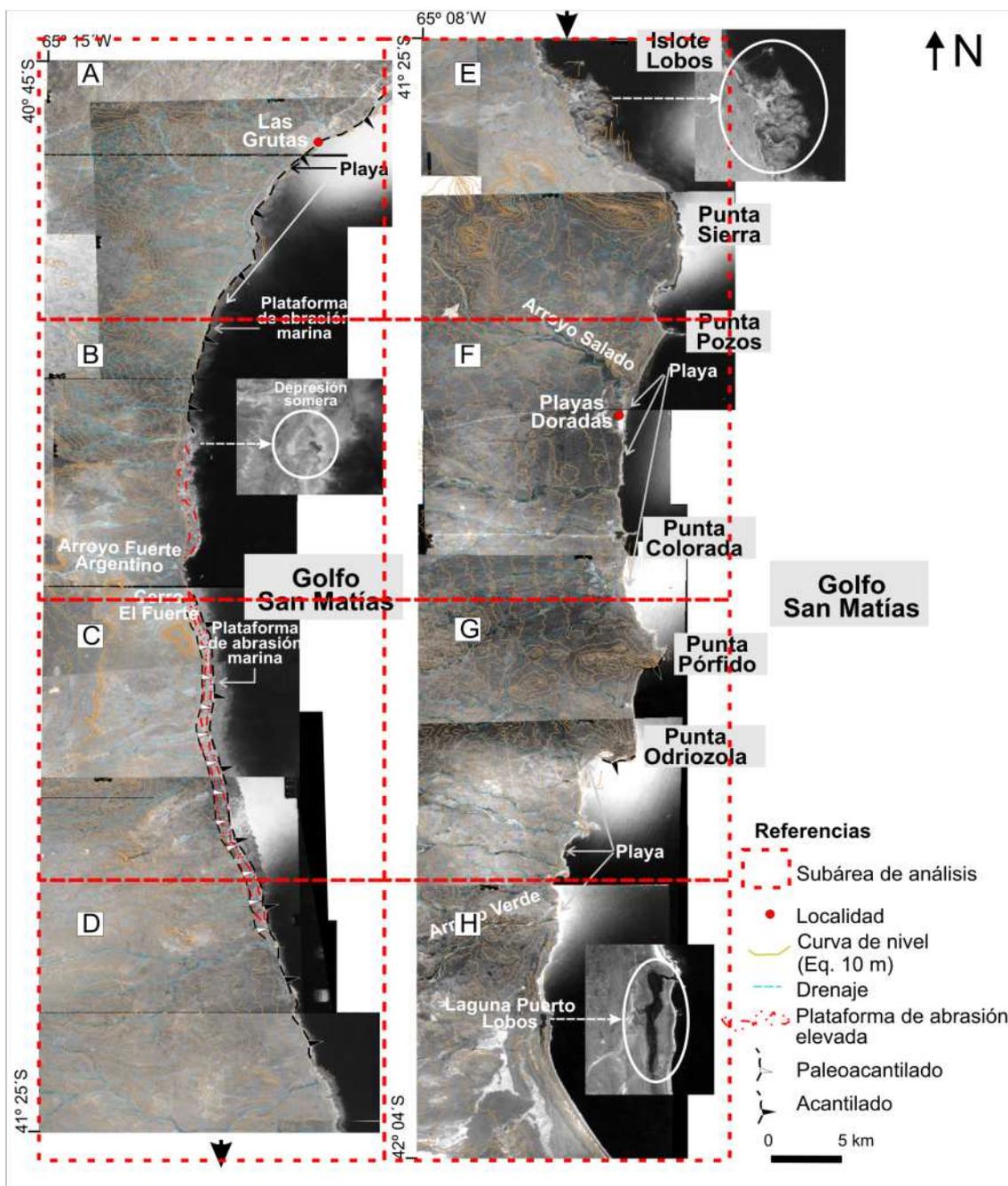


Figura 6-12: División de la franja costera de estudio en subáreas. Fte. elaboración propia.

6.3.2 –RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Las geoformas predominantes en el área de estudio, planicie y pendiente abierta, poseen una baja a moderada fragilidad debido a la disección fluvial que presentan. Sin embargo, la fragilidad tiende a incrementarse en respuesta al estado medio-grave y grave de desertificación (Del Valle *et al.*, 1996) sobre los suelos esqueléticos que caracterizan a la región (Fig. 6-13). Esto se manifiesta en todas las subáreas con excepción de la A, cuyo estado de desertificación es leve y medio (Figs. 6-12 y 6-13). El proceso erosivo dominante es la erosión eólica, seguida de la erosión hídrica pluvial. Asimismo, la fragilidad de las mencionadas geoformas está afectada por la competencia del sustrato rocoso. En las subáreas septentrionales B, C y D la fragilidad de las geoformas es más alta que aquellas ubicadas al S, debido a la menor resistencia del sustrato de origen sedimentario.

La aptitud para la ocupación de las geoformas dominantes abarca diversos usos y actividades con limitaciones en aquellas actividades intensivas o de fuerte transformación del medio natural. El elevado déficit hídrico y la insuficiencia de aguas superficiales conforma un condicionante que debe ser paleado a través de obras de infraestructura hídrica, tal la obra en ejecución desde el río Negro hasta el área que circunda a la localidad de Sierra Grande (Diario Río Negro, 2010). La actividad ganadera, de mayor difusión espacial, deberá contemplar un plan de conservación con la finalidad de mitigar los efectos de la desertificación.

Las geoformas fluviales de la región se caracterizan por poseer una densidad de drenaje baja, no obstante, presentan una amplia difusión areal (Cap. 4). La morfodinámica actual es baja a moderada ligada a los eventos de precipitación (Apartado 3.2.2.3) en cuyos casos los cauces fluviales se activan y concentran la escorrentía superficial (Tabla 6-1). Las transformaciones antrópicas sobre estas geoformas alteran su dinámica e incrementan la susceptibilidad al anegamiento e incluso inundación ante episodios extremos de precipitación, tal aconteció en la localidad de Las Grutas (Apartado 4.4). Los numerosos sistemas fluviales funcionales que se esparcen con regularidad a lo largo del área de estudio (Apartado 4.2.2.2) actúan como un condicionante de la urbanización que debe ser considerado en los lineamientos de planificación de potenciales usos del suelo urbano de la región.

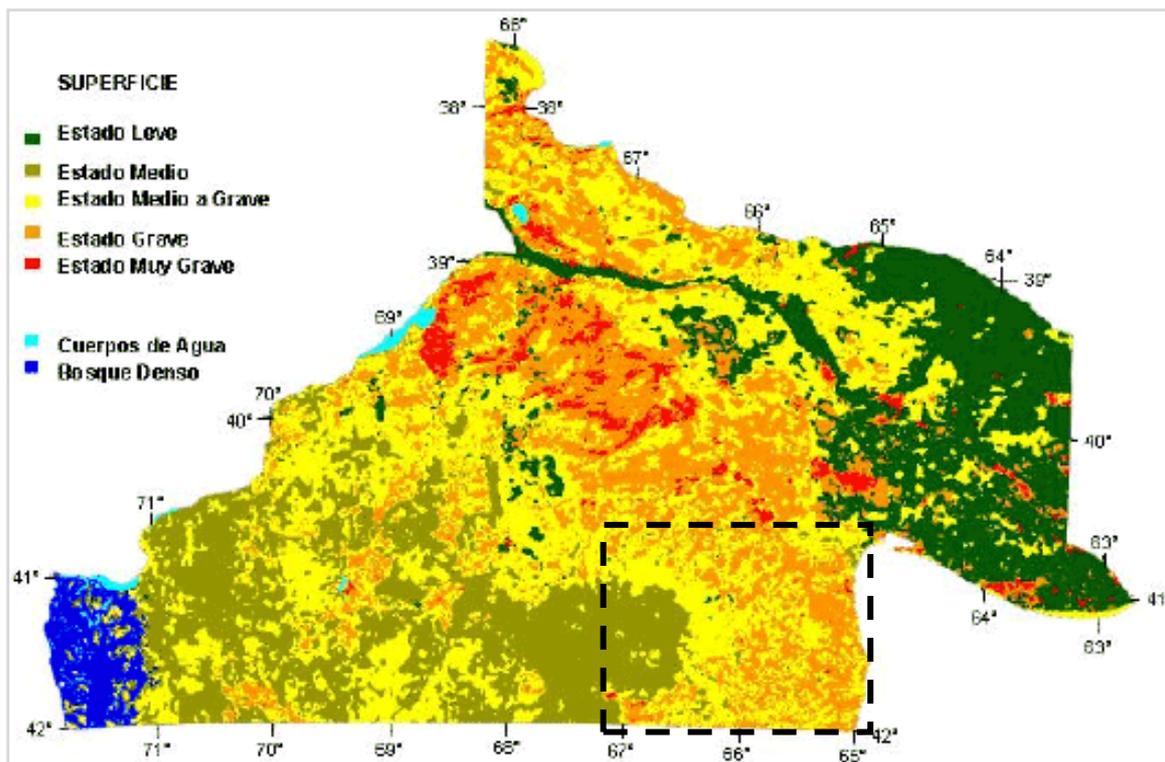


Figura 6-13: Mapa de estado de desertificación de la provincia de Río Negro. Fte. Del Valle *et al.* (1996).

Las geoformas positivas lomas, cerros, sierras así como la pendiente alta ($> 20^\circ$) favorecen la movilización de las partículas por gravedad. Esto último se intensifica en función de la competencia del material superficial. El cerro El Fuerte es una geoforma singular ubicada en la subárea C que constituye un cerro testigo debido a su alta resistencia, con valor científico-educativo para su integración en un área protegida, tal como un lugar de interés geomorfológico. El cerro, de 120 m de altura, conforma un rasgo con aptitud escénica dado su alto valor de IPT (Apartado 2.3.2.3), para su consideración como atractivo turístico bajo la modalidad de turismo sustentable. En la subárea G el relieve labrado sobre rocas volcánicas resistentes es complejo, con alta rugosidad (Fig. 2-11), que introducen obstáculos en el desarrollo de vías y obras de infraestructura fundamentalmente subterráneas.

Las formas antiguas, paleoacantilados y plataforma de abrasión elevada, localizadas en las subáreas C y D (Fig. 6-12) son de origen marino y se integran dentro

Subárea	Unidad morfológica	Fragilidad	Morfodinámica actual	Restricciones naturales	Usos y actividades antrópicas	Principales efectos antrópicos
A	Pendiente abierta	Baja-Mod.	Baja	Erosión eólica, hídrica	1.Urbano con planificación moderada; asentamientos aislados 2. Agricultura intensiva 3.Extracción de áridos 4.Ganadería extensiva 5.Camino costero sin pavimentar 6.Pesca artesanal 7. A.P.	1: Exceso de escurrimiento por impermeabilización del sustrato y relleno del cauce; inestabilidad de médanos y acantilados; 3, 4 y 5: Desertificación leve a media
	Planicie	Baja-Mod.	Baja	Erosión eólica		
	Fluvial	Moderada	Baja-Mod.	Activación fluvial		
	Médanos móviles/semifijos*	Alta	Mod.-Alta	Erosión/avance		
	Médanos fijos	Mod.-Alta	Baja-Mod.	Erosión eólica, marina		
	Acantilado (roca sedimentaria)	Alta	Mod.-Alta	Desprendimiento de bloques y detritos		
	Playa	Alta	Alta	Erosión/sedimentación		
	Plataforma de abrasión	Baja	Mod.-Baja	Meteorización; erosión marina		
B	Pendiente abierta	Moderada	Baja-Mod.	Meteorización; erosión eólica, hídrica	1. Ganadería extensiva 2. Camino costero sin pavimentar	1: Desertificación media a grave debido al desmonte y compactación del material superficial por pastoreo; erosión sobre laderas
	Planicie	Moderada	Baja-Mod.	Meteorización; erosión eólica		
	Escarpa de terraza	Moderada	Baja-Mod.	Desprendimiento de detritos		
	Fluvial	Moderada	Baja-Mod.	Activación fluvial		
	Plataforma de abrasión elevada	Baja	Baja	Meteorización		
	Médanos fijos	Mod.-Alta	Baja-Mod.	Erosión eólica, marina		
	Acantilado (roca sedimentaria)	Alta	Mod.-Alta	Desprendimiento de bloques y detritos		
	Playa	Alta	Alta	Erosión/sedimentación		
Plataforma de abrasión	Baja	Mod.-Baja	Meteorización; erosión marina			
C	Pendiente abierta	Moderada	Baja-Mod.	Meteorización; erosión eólica, hídrica	1. Ganadería extensiva 2. Camino costero sin pavimentar	1: Desertificación media a grave y grave debido al desmonte y compactación del material superficial por pastoreo; erosión sobre laderas
	Planicie	Moderada	Baja-Mod.	Meteorización; erosión eólica		
	Lomas, cerros, sierras*	Moderada	Baja-Mod.	Desprendimiento de detritos		
	Escarpa de terraza	Moderada	Baja-Mod.	Desprendimiento de detritos		
	Laguna *	Mod.-Alta	Baja-Mod.	Salinización		
	Fluvial	Moderada	Baja-Mod.	Activación fluvial		
	Paleoacantilado	Moderada	Baja-Mod.	Desprendimiento de detritos		
	Plataforma de abrasión elevada	Baja	Baja	Meteorización		
Acantilado (roca sedimentaria)	Mod.-Alta	Mod.-Alta	Desprendimiento de bloques y detritos			

Subárea	Unidad morfológica	Fragilidad	Morfodinámica actual	Restricciones naturales	Usos y actividades antrópicas	Principales efectos antrópicos
	Plataforma de abrasión	Baja	Mod.-Baja	Meteorización; erosión marina		
D	Pendiente abierta	Moderada	Baja-Mod.	Meteorización; erosión eólica, hídrica	1. Ganadería extensiva	1: Desertificación media a grave y grave debido al desmonte y compactación del material superficial por pastoreo; erosión sobre laderas
	Planicie	Moderada	Baja-Mod.	Meteorización; erosión eólica		
	Fluvial	Moderada	Baja-Mod.	Activación fluvial		
	Acantilado (roca sedimentaria)	Mod.-Alta	Mod.-Alta	Desprendimiento de bloques y detritos		
	Plataforma de abrasión	Baja	Mod.-Baja	Meteorización; erosión marina		
E	Pendiente abierta	Moderada	Baja-Mod.	Meteorización; erosión eólica, hídrica	1. Ganadería extensiva 2. A.P.	1: Desertificación media a grave y grave debido al desmonte y compactación del material superficial por pastoreo; erosión sobre laderas
	Planicie	Moderada	Baja-Mod.	Meteorización; erosión eólica		
	Lomas, cerros, sierras*	Baja	Baja	Meteorización		
	Fluvial	Moderada	Baja-Mod.	Activación fluvial		
	Playa*	Alta	Alta	Erosión/sedimentación		
	Plataforma de abrasión	Baja	Mod.-Baja	Meteorización; erosión marina		
F	Pendiente abierta	Mod.-Baja	Baja	Meteorización; erosión eólica, hídrica	1. Urbano planificado 2. Ganadería extensiva 3. Infraestructura vial y portuaria 4. Pesca artesanal	1: Inestabilidad del médano frontal 2. Desertificación media a grave y grave debido al desmonte y compactación del material superficial por pastoreo; erosión sobre laderas
	Planicie	Mod.-Baja	Baja	Meteorización; erosión eólica		
	Lomas, cerros, sierras*	Baja	Baja	Meteorización; alta rugosidad		
	Fluvial	Mod.-Baja	Baja-Mod.	Activación fluvial		
	Médanos móviles/semifijos*	Alta	Mod.-Alta	Erosión/avance		
	Médanos fijos	Moderada	Baja-Mod.	Erosión eólica, marina		
	Playa	Alta	Alta	Erosión/sedimentación		
	Plataforma de abrasión	Baja	Mod.-Baja	Meteorización; erosión marina		
G	Pendiente abierta	Mod.-Baja	Baja	Meteorización; erosión eólica, hídrica	1. Ganadería extensiva 2. A.P.	1: Desertificación media a grave y grave debido al desmonte y compactación del material superficial por pastoreo; erosión sobre laderas
	Planicie	Mod.-Baja	Baja	Meteorización; erosión eólica		
	Pendiente Alta	Baja	Baja	Desprendimientos por gravedad		
	Lomas, cerros, sierras	Baja	Baja	Meteorización; alta rugosidad		
	Fluvial	Mod.-Baja	Baja-Mod.	Activación fluvial		
	Médanos fijos	Moderada	Baja-Mod.	Erosión eólica, marina		
	Acantilado (Vulcanita y sedimentita)*	Moderada	Mod.-Baja	Desprendimiento de bloques		

Subárea	Unidad morfológica	Fragilidad	Morfodinámica actual	Restricciones naturales	Usos y actividades antrópicas	Principales efectos antrópicos
	Playa	Alta	Alta	Erosión/sedimentación		
	Plataforma de abrasión	Baja	Mod.-Baja	Meteorización; erosión marina		
H	Pendiente abierta	Mod.-Baja	Baja	Meteorización; erosión eólica, hídrica	1. Ganadería extensiva 2. A.P.	1: Desertificación media a grave y grave debido al desmonte y compactación del material superficial por pastoreo; erosión sobre laderas
	Planicie	Mod.-Baja	Baja	Meteorización; erosión eólica		
	Pendiente Alta	Baja	Baja	Desprendimientos por gravedad		
	Lomas, cerros, sierras	Baja	Baja	Meteorización; alta rugosidad		
	Fluvial	Mod.-Baja	Baja-Mod.	Activación fluvial		
	Médanos fijos	Moderada	Baja-Mod.	Erosión eólica, marina		
	Cordones litorales	Moderada	Baja-Mod.	-		
	Laguna costera*	Mod.-Alta	Moderada	-		
	Playa	Alta	Alta	Erosión/sedimentación		
Plataforma de abrasión	Baja	Mod.-Baja	Meteorización; erosión marina			

Tabla 6-1: Descripción de los atributos de las unidades morfológicas y su relación con los aspectos antropogénicos. La línea punteada dentro de cada subárea divide las geoformas a escala regional (Arriba) de aquellas localizadas en el borde costero, a escala de mayor detalle (Abajo). Los números presentes en las columnas de usos y actividades antrópicas y principales efectos antrópicos están vinculados entre sí. [*]: Unidad singular; A.P.: Área Protegida]. Fte. elaboración propia.

del relieve continental. Poseen una dinámica actual baja debido a que se encuentran fuera del alcance marino (González Díaz y Malagnino, 1984). Estas geoformas labradas en rocas sedimentarias advierten procesos de disgregación del material superficial debido a factores atmosféricos. Los paleoacantilados poseen pendientes entre 15 y 20° que favorecen el desprendimiento y caída de los detritos a través de la escarpa.

Una de las geoformas de carácter singular está dada por dos cuerpos lacustres hallados en las subáreas C y H (Fig. 6-12). Estas se encuentran expuestas a elevada evapotranspiración potencial (Apartado 3.3), donde resulta habitual la desecación y salinización. Constituyen geoformas con fragilidad moderada a alta (Tabla 6-1).

En las geoformas medanosas, la presencia de la cubierta vegetal posee un rol clave en la dinámica y fragilidad de las mismas. Al respecto, en la mayoría de los casos la vegetación impide la puesta en movimiento y reduce o aún elimina el propio transporte por acción del viento (Perillo, 2003). Los médanos móviles a semifijos hallados en las subáreas A y F constituyen unidades singulares y se caracterizan por poseer una alta fragilidad debido a la alta inestabilidad y a las alteraciones que experimentan ante al avance de la urbanización (Tabla 6-1, Fig. 6-12). En las subáreas A, B, F, G y H los médanos predominantemente fijos. Estos están sujetos al amplio rango de marea de la zona de estudio (Apartado 5.3) que incide sobre la base de las geoformas al ser afectadas eventualmente por las olas de tormenta. En particular, aquellos médanos presentes en las subáreas A y B se disponen colgados sobre el acantilado emergente, por lo que poseen un aporte (eólico) de playa usualmente menor, elevando la fragilidad de esta última (Tabla 6-1). Se recomiendan severas limitaciones a la ocupación del espacio sobre estas geoformas y en sus inmediaciones, máxime en aquellos médanos de naturaleza móvil.

Los acantilados marinos constituyen geoformas en retroceso debido fundamentalmente a la acción del oleaje, de modo que la fragilidad bajo condiciones naturales tiende a ser en general alta. La fragilidad de estas geoformas varía de acuerdo a la competencia de la roca constitutiva, la dinámica erosiva y a su grado de intervención antrópica (Tabla 6-1). Se hallan extensos acantilados labrados en rocas sedimentarias con presencia de estratos deleznable que presentan una dinámica moderada a alta (Apartado 5.4.2.2), características que le confieren una fragilidad alta.

En Las Grutas la influencia antrópica incrementa aún más la fragilidad (Tabla 6-1). En contraposición, en la porción S de la costa estudiada se encuentran pequeños tramos de acantilados constituidos de sedimentitas y vulcanitas de mayor competencia que los anteriores y por lo tanto una dinámica menor, que determinan un grado de fragilidad alto a moderado de la geoforma. Dado el fuerte impacto característico de las urbanizaciones, se recomienda el retiro de las mismas a una amplia distancia (superior a 100 m) desde la cima del acantilado, independientemente de su constitución litológica.

La playa constituye la geoforma más dinámica y frágil del ambiente costero. Su morfodinámica está regulada principalmente por los vientos fuertes del S y E que ocurren frecuentemente en las estaciones de verano y primavera (Apartado 3.2.2.3). La alta fragilidad de la playa se explica además por hallarse en un área con déficit de aporte de sedimentos fluviales (Fig. 2-13). En las subáreas C, D y E (Fig. 6-12) la magnitud de los depósitos de arena decrece significativamente hasta su ausencia (Fig. 2-13). Esto último determina que el aprovechamiento turístico-recreativo basado en la modalidad sol y playa se encuentre condicionado.

La plataforma de abrasión marina conforma un remanente del reciente retroceso del acantilado, caracterizada por poseer una relativa estabilidad frente a la erosión marina actual y, por tanto, una dinámica moderada a baja (Tabla 6-1). La fragilidad respecto de las restantes unidades consideradas en este estudio es baja.

6.4 –CONCLUSIONES

La ganadería extensiva es la actividad económica espacialmente más significativa aunque no la más económicamente beneficiosa. En la región costera de estudio se produjo en los últimos decenios una evolución hacia un modelo de organización espacial articulado en función de la actividad turística-recreativa, motivado por el aprovechamiento del recurso playa. Esto se evidencia en la creación y posterior consolidación de las localidades de Las Grutas y Playas Doradas que en la actualidad adquieren el rango de centros turísticos integrados en corredores de playa a nivel Provincial y Nacional.

El desarrollo de las localidades de Las Grutas y Playas Doradas se plasmó en un modelo de urbanización diferenciado. El crecimiento de la planta urbana en Las Grutas manifestó períodos de crecimiento intensivo y espontáneo que originaron limitaciones en la concreción de una estructura ordenada y funcional. En Playas Doradas el crecimiento se plasmó de acuerdo a políticas de planeamiento territorial en forma permanente. Otras de las diferenciaciones que manifiestan las localidades están dadas por la mayor cantidad de residentes permanentes y la diversidad de los usos, actividades y servicios e infraestructura en Las Grutas.

Las disparidades entre las localidades se reflejan en el perfil y la percepción de los turistas. Se destaca un alto nivel de instrucción alcanzado entre los turistas encuestados en Playas Doradas, lo cual permitiría asociarlo a la elección de destinos turísticos con carácter conservacionista, dadas sus exigencias en la calidad del consumo. Este aspecto se fortalece por las preferencias del mismo grupo hacia la opción conservación del espacio en estado natural sin intervención antrópica.

Una gran superficie del área de estudio muestra una fragilidad moderada debido a la desertificación cuyo grado es medio-grave a grave. La aptitud de las unidades morfológicas predominantes (planicie y pendiente abierta) suponen el desarrollo de diversos usos y actividades humanas, aunque con condicionamientos en la intensidad de las mismas. La disección fluvial frecuentemente esparcida en el área de estudio determina una fuerte restricción al uso del suelo urbano debido a sus efectos de impermeabilización del sustrato y eventuales perturbaciones en el cauce natural.

El rango de marea macromareal que caracteriza a esta costa posee una influencia dinámica alta sobre la geomorfología costera en general. Esta característica incrementa el grado de fragilidad de las geoformas con particular énfasis en los acantilados labrados en rocas sedimentarias, los médanos móviles a semifijos y la playa, por lo que en dichas unidades se recomiendan severas limitaciones a la ocupación y el desarrollo de cualquier tipo de actividad. El potencial aprovechamiento turístico bajo la modalidad sol y playa se encuentra interrumpido en un extenso tramo de la costa estudiada debido a la ausencia de la playa.

El territorio es un sistema complejo de componentes y relaciones entre la naturaleza y la sociedad (Romero y Vásquez, 2003). Frente a la problemática de la tenencia de la tierra, ciertos sectores del territorio deben ser conceptualizados esencialmente como un bien común donde el Estado asume la formulación de políticas públicas para su administración. Un ejemplo claro lo conforman los sectores destinados a los accesos terrestres perpendiculares a la costa, en la franja entre la ruta Nacional N° 3 y el borde costero, los cuales implicarían factores dinamizadores del espacio.

Capítulo 7

CONCLUSIONES GENERALES

Una geoforma comprende una porción de la tierra con cualidades del relieve homogéneo y continuo (Bolongaro-Crevenna *et al.*, 2005). Esta homogeneidad se traduce en unos límites morfológicos que usualmente reflejan otras propiedades físicas, químicas y condiciones ecológicas, tales como el régimen hidrológico, propiedades del suelo, vegetación y usos del suelo (Santos Ganges *et al.*, 2006). En este sentido, el conocimiento de las formas del terreno resulta esencial para la interpretación de variados procesos de diferente naturaleza (Blaschke y Strobl, 2003). Por lo tanto, los estudios del medio físico focalizados en la determinación de unidades geomorfológicas son de gran utilidad para el análisis integrado del espacio (Castro y Brignardelo, 1997; Martínez-Zavala *et al.*, 2005), constituyendo una fuente de información primaria (Verstappen, 1977; Verstappen, 1983; van Zuidam y van Zuidam-Cancelado, 1979; Verstappen y van Zuidam, 1991).

El objetivo general del presente trabajo de investigación fue determinar y caracterizar las geoformas a escala regional y analizar la dinámica de las formas costeras de la porción Occidental del GSM. Las investigaciones comprendieron básicamente la región costera extendida hacia el interior del continente incluyendo la integridad de las cuencas fluviales que descargan al mar. El abordaje de esta investigación contempló básicamente dos escalas de análisis espacial: una local y otra regional, esencial para la comprensión de la realidad geográfica en toda su complejidad (Gutierrez Puebla, 2001).

Para la caracterización geomorfológica del área a escala regional se partió de un MDE, cuyos datos de altura fueron obtenidos del proyecto SRTM. Se efectuó una clasificación supervisada de las geoformas sobre la base de las variables pendiente e IPT, sobre las que se ajustaron sus parámetros para cada clase preestablecida. De

acuerdo a la clasificación propuesta en esta investigación, el área está dominada por las clases pendiente abierta y planicie que cubren el 45 y 33 % del área total, respectivamente. Las restantes clases geomorfológicas cubren superficies menores: lomas, cerros y sierras (8 %); bajos, valles en V (7,5 %); valles de fondo plano (3 %) y pendiente alta (2,6 %).

En el mapa geomorfológico obtenido (Fig. 2-9) se pudo observar una notable diferencia en el patrón geomorfológico al N y S del arroyo Salado, donde el relieve refleja las formas a través de la disposición tectónica y la litología. Hacia el N del mencionado arroyo, dominado por depósitos sedimentarios, el relieve se encuentra representado por la geoforma planicie; hacia el S predomina el sustrato precenozoico duro y un relieve rugoso con presencia de geoformas positivas (lomas, cerros y sierras) dispersas sobre una vasta superficie. Por lo tanto, las características litológicas y estructurales al N y S del arroyo Salado poseen una significativa influencia como factor condicionante en el desarrollo de las geoformas de la región de estudio.

A partir de un análisis de detalle sobre las áreas adyacentes a la línea de costa se identificaron geoformas sobre la base de técnicas de interpretación visual, observación del terreno, teledetección espacial y estudios previos. Entre las geoformas de erosión se encuentran los paleoacantilados y plataforma de abrasión elevada como formas antiguas y los acantilados y plataforma de abrasión marina actual, como formas actuales. Entre las formas de depositación se destacan los médanos, cordones litorales y playas con desarrollo variable. Con respecto a la morfología de la línea de costa se distinguieron dos tramos de costa suficientemente asimétricos ubicados al N y S de islote Lobos. En el sector septentrional, caracterizado por una cobertura sedimentaria, se observa una costa cóncava, moderadamente sinuosa y representada por entrantes y salientes menores. En contraposición, en el tramo S dominado por roca volcánica, la línea de costa es convexa con un modelado costero fuertemente marcado.

El conocimiento de las variables climáticas resultó clave para interpretar los procesos morfodinámicos. Para el análisis del clima se empleó la estación SAO del SMN por considerarse la de mayor antigüedad. De acuerdo con las estadísticas para el período 1961-2000, el clima es semiárido (270 días secos), templado (temperatura media anual=15,4 °C) y con influencia oceánica ($I_c=1,03$). La evolución temporal de la

lluvia obtenida para el período 1900-2000 señala una tendencia creciente en los últimos decenios. Los balances hídricos climáticos (1961-2000) para SAO mostraron un déficit hídrico permanente, con valores medios anuales entre 1.110 y 1.258 mm.

Para estudiar en detalle el comportamiento de las variables se efectuó un monitoreo continuo durante el período 2009-2011 en la zona periurbana de las localidades de Las Grutas y Playas Doradas. En Las Grutas la temperatura media, de 15,1 °C, superó a la registrada en Playas Doradas en 1 °C. La humedad relativa resultó mayor en Playas Doradas con una diferencia menor al 10 %.

La velocidad del viento resulta imprescindible para evaluar su capacidad de intervención en los procesos costeros así como también el potencial eólico de una zona, por lo que motivó a un estudio más detallado de la variable. La velocidad media del viento es mayor en Playas Doradas (6,1 m s⁻¹) en aproximadamente 1 m s⁻¹. La dirección predominante del viento es NO en Las Grutas y Playas Doradas. Las velocidades más fuertes provienen de los sectores S y O en Las Grutas y del NE y SO en Playas Doradas. Sobre la gran cantidad de registros de velocidad del viento se aplicó el método probabilístico de Weibull. En ambos sitios la distribución de la velocidad del viento se ajustó a dicha función. El factor anual de k, que indica que tan “aguda” es la distribución, resultó ser mayor en Playas Doradas (k=1,988) que en Las Grutas (k=1,843), por lo tanto el régimen de viento es más uniforme en el primer sitio mencionado. En dicho sitio, el valor más alto de k (2,222) ocurre durante el invierno.

Se obtuvieron registros de precipitación de los últimos 30 años proporcionados por el DPA en otros tres sitios, que completan el estudio regional de la variable, fundamental para la comprensión de la dinámica actual de las geoformas. La variabilidad espacial indica un decrecimiento en dirección NE-SO. La evolución temporal mostró un patrón similar entre las estaciones, caracterizado por dos períodos máximos (uno a principios de la década de 1980 y otro más fluctuante hacia fines de la década de 1990 y los primeros años de la siguiente década) que señalaron una significativa asociación con la ocurrencia de los eventos cálidos globales (El Niño). La variación intraanual de la precipitación es mínima, con un desvío estándar promediado para los cuatro sitios considerados de ±4,9. En cuanto al análisis de los eventos de precipitación diarios, predominan aquellos inferiores a los 10 mm. Uno de los resultados

más importantes a considerar es la presencia de episodios extremos que superaron los 100 mm día⁻¹.

Las geoformas fluviales se encuentran ampliamente esparcidas en el área de estudio. Estas poseen un carácter efímero e influente. Para el caso particular de la cuenca del arroyo Salado, debido al aprovechamiento del agua, los cursos permanentes sólo alcanzan algunos tramos de la cabecera. Estas geoformas, en particular, aquellas exorreicas, se sometieron a análisis morfométrico. Se delimitaron las cuencas y se extrajeron las redes de drenaje en un SIG. Para la extracción del drenaje se obtuvo un umbral de área óptimo, de acuerdo con las características litológicas del terreno. Se efectuaron análisis estadísticos estándar y multivariado de los parámetros morfométricos, aplicado a las cuencas de tamaño mayor a 10 km². De acuerdo a la técnica de análisis *cluster*, se obtuvieron cuatro grupos de cuencas hidrográficas, con características diferenciadas referidas al área, altura media, pendiente media, índice de compacidad y densidad de drenaje. El área constituyó el parámetro que mostró mayor variabilidad. Las cuencas de mayor superficie (p.e., arroyos Salado, Verde, Fuerte Argentino) adquieren una mayor complejidad hidrográfica al atravesar diferentes niveles de aterrazamiento, con características hidrogeológicas y topográficas diferenciadas.

La densidad y diseño de drenaje constituyen indicadores ideales de las condiciones hidrogeológicas del terreno. En este sentido, la litología proporciona una mayor o menor resistencia a la erosión y los cursos fluviales tienden a encauzarse por las zonas más fácilmente erosionables. La densidad de drenaje media de las cuencas de drenaje estudiadas resultó baja ($D_d=2 \text{ km km}^{-2}$) con variaciones espaciales, siendo ligeramente mayor en las cuencas localizadas al N del arroyo Salado. Estos sistemas fluviales deben asociarse con procesos que les afectaron en el pasado. Se infiere que las redes de drenaje son heredadas de períodos climáticos más húmedos. El paisaje fluvial actual fue abandonado por los procesos por los cuales se formó con el advenimiento de las condiciones secas, cuyo sistema de cauces actuales conservan sus formas, disposición y densidad de drenaje.

Algunos efectos de antropización en cuencas semiáridas se pudieron observar en Las Grutas. Se analizó el escurrimiento superficial para una tormenta aislada, la cual

registró el máximo histórico de precipitación (102 mm día^{-1}). Los aspectos físicos de las cuencas, la alteración del cauce natural (relleno del cauce) sobre el tramo inferior de una de las cuencas y las condiciones de la tormenta determinaron un escurrimiento superficial suficiente para provocar inundación en los sectores de menor altura de la mencionada localidad.

Las áreas costeras son naturalmente dinámicas, con cambios que ocurren sobre numerosas escalas de tiempo. Cuando estos cambios se manifiestan en una escala de tiempo humana, la cuantificación de los mismos adquiere importancia (Moore y Griggs, 2002). Así, la erosión de los acantilados marinos constituye un problema global que generó cuantiosos estudios en diversas regiones del mundo, principalmente en las áreas urbanizadas. En el área de estudio se efectuó un análisis particularizado de los acantilados labrados en rocas sedimentarias que bordean la localidad de Las Grutas. La estimación semicuantitativa de la resistencia de la roca determinó un tipo de competencia moderada en todos los sectores analizados, con ligeras diferencias principalmente en el sector central (centro comercial) de la localidad donde la resistencia resultó menor. Se observaron básicamente dos tipos de procesos de remoción en masa, uno de carácter episódico con desprendimiento de grandes bloques y otro de mayor frecuencia de ocurrencia que involucra la caída de detritos. Respecto del primer tipo señalado, se halló un retroceso sobre uno de los perfiles sujetos a seguimientos que alcanzó un máximo de 0,9 m para un período entre abril y septiembre del 2010. En dos sectores específicos de la línea de acantilados, sobre las secciones basales de los mismos, se obtuvieron tasas de microerosión del orden de $0,7 \text{ cm año}^{-1}$, con máximos que alcanzaron 6 cm año^{-1} .

En Playas Doradas, caracterizada por un tipo de costa acumulativa, se aplicó un método de trabajo basado en la captura de imágenes consecutivas sobre la zona intermareal, a partir de las cuales se digitalizaron las líneas de marea que se emplearon para generar datos altimétricos. Este método permitió cuantificar el balance sedimentario de una porción de playa. Durante el período de estudio (24/01 al 19/02 del 2011) se produjeron eventos meteorológicos suficientes para producir un balance deficitario. Se registró una pérdida de arena con un espesor medio de 0,16 m.

Los métodos propuestos en esta investigación para el análisis de la dinámica costera poseen claras ventajas económicas y operativas, ya que permiten cuantificarla con gran resolución espacial. Además, estos son aplicables a una gran variedad de ambientes costeros. La regularidad de las mediciones resulta fundamental en la determinación de los ritmos de erosión o acreción a largo plazo y deben complementarse con mediciones de parámetros meteorológicos y oceanográficos.

La ganadería extensiva es la actividad económica espacialmente más significativa. En particular, en la región costera de estudio se produjo en los últimos decenios una evolución hacia un modelo de organización espacial articulado en función de la actividad turística-recreativa, motivado por el aprovechamiento del recurso playa. En este contexto se forjaron las localidades de Las Grutas y Playas Doradas. Sin embargo, el desarrollo se plasmó bajo un modelo de urbanización diferenciado entre las mencionadas localidades. La expansión urbana en Las Grutas manifestó períodos de crecimiento intensivo y espontáneo que originaron limitaciones en la concreción de una estructura ordenada y funcional. En Playas Doradas el crecimiento se plasmó de acuerdo a políticas de planeamiento territorial sin modificaciones significativas en el mismo. Las diferencias también se encuentran en la cantidad de residentes permanentes, siendo mayor en Las Grutas, así como en la diversidad de los usos, actividades y servicios e infraestructura.

Gran parte del área de estudio muestra una fragilidad moderada debido a la desertificación medio-grave a grave. Las geoformas predominantes, planicie y pendiente abierta, suponen el desarrollo de diversos usos con ligeros condicionantes basados en la intensidad del uso u ocupación. La red fluvial ampliamente extendida en el área de estudio determina una fuerte limitación, en especial, al uso del suelo urbano debido a sus efectos de impermeabilización del sustrato y eventuales perturbaciones en el cauce natural que puedan ocasionar riesgo de anegamiento e inundación. En la franja costera la morfodinámica actual se incrementa, con lo cual las restricciones y la fragilidad de las unidades morfológicas se elevan. Cabe mencionar que el potencial aprovechamiento turístico bajo la modalidad sol y playa se encuentra interrumpido en un extenso tramo de la costa estudiada debido a la ausencia de acumulaciones arenosas (playa). De este modo, la diversidad morfológica que caracteriza al área, así como su

dinámica, determinan una variación espacial en la factibilidad de la ocupación y las actividades humanas.

Los resultados de este trabajo de investigación pueden servir como base para elaborar estrategias que permitan resolver los conflictos detectados y adoptar medidas y acciones acordes con las posibilidades de ocupación territorial en la región de estudio. Por otro lado, los métodos de trabajo empleados son variados debido a la diversidad de temáticas abordadas; estos se ajustaron debidamente a las condiciones de sitio y poseen la ventaja de ser aplicables (y adaptables) en regiones con características similares. Asimismo, como trabajo futuro, se pretende avanzar en la optimización y actualización de los métodos implementados.

REFERENCIA BIBLIOGRÁFICA

- Abdulrazzak M., Sorman A., Alhames S., 1989. Water balance approach under extreme arid conditions. A case study of Tabalah Basin, Saudi Arabia. *Hydrological Processes*, 3: 107-122.
- Abrahams A.D., Parsons A.J., Luk S.H., 1988. Hydrologic and sediment responses to simulated rainfall on desert hillslopes in Southern Arizona. *Catena*, 15: 103-107.
- Ardiansyah Prima O.D., Echigo A., Yokoyama R., Yoshida T., 2006. Supervised landform classification of Northeast Honshu from DEM-derived thematic maps. *Geomorphology*, 78: 373-386.
- Aguilo Alonso M., 2000. *Guía para la elaboración de estudios del medio físico*. Editorial MOPT (4º ed.), Madrid.
- Ali H., Shui L.T., 2009. Potential Evapotranspiration Model for Muda Irrigation Project, Malaysia. *Water Resources Management*, 23: 57-69.
- Allen R.G., Pruitt W.O., Wright J.L., Howell T.A., Ventura F., Snyder R., Itenfisu D., Steduto P., Berengena J., Yrisarry J.B., Smith M., Pereira I.S., Raes D., Perrier A., Alves I., Walter I., Elliott R., 2006. A recommendation on standardized surface resistance for hourly calculation of reference ETo by the FAO56 Penman-Monteith method. *Agric. Water Manag.*, 81: 1-22.
- Altinger M.L., 2005. *Fundamentos meteorológicos que sustentan el trazado de isolíneas de la velocidad básica del viento del reglamento CIRSOC 102-2005*. Universidad de Buenos Aires. Informe especial.
- Angulo R., Fidalgo F., Gómez Peral M., Schnack E., 1978. Las ingresiones marinas cuaternarias en la bahía de San Antonio y sus vecindades, provincia de Río Negro. *VII Congreso Geológico Argentino*, pp. 271-283.
- Aparicio Mijares F.J., 1997. *Fundamentos de hidrología de superficie*. Noriega, México.
- Atsu S., Dorvlo S., 2002. Estimating wind speed distribution. *Energy Conversion and Management*, 43: 2311-2318.
- Aubrey D.G., Winant C.D., 1980. The statistical prediction of beach change in Southern California. *J. Geophys. Res.*, 85: 3264-3276.
- Ayala R., Páez G., Araque F., 2007. Análisis geomorfológico de la microcuenca El Guayabal, a propósito de la ocurrencia de las lluvias excepcionales de febrero de 2005. Cuenca del río Mocotíes, estado Mérida-Venezuela. *Revista Geográfica Venezolana*, 48: 59-82.
- Ayesa D., Bran D., López C., Cingolani S., Clayton S., Sbriller D., 1995. Evaluación del estado actual de la desertificación en la transecta Río Negro. En: *Lucha Contra la Desertificación en la Patagonia*, Informe Final Proyecto de Cooperación Técnica entre la República Argentina y la República Federal Alemana, Ed. INTA y GTZ, pp. 153-173.

- Bal A.A., 1996. Valley fills and coastal cliffs buried beneath an alluvial plain: evidence from variation of permeabilities in gravel aquifers, Canterbury Plains, New Zealand. *J. Hydrol. (NZ)*, 35:1-27.
- Bandieri S., 2000. Ampliando las fronteras: la ocupación de la Patagonia. En: *Nueva Historia Argentina*, M. Lobato (Ed.), Tomo V, Buenos Aires.
- Barragán Muñoz J.M., 1997. Medio ambiente y desarrollo en las áreas litorales: Guía práctica para la planificación y gestión integradas. Oikos-Tau, Barcelona, 160 p.
- Bayona Celis A., Rivera Sánchez E., Valtierra J.G., Martínez Reséndiz W.E., Montoya Martínez A., 2006. *Caracterización de los ecosistemas, cambios en el uso del suelo y unidades paisajísticas en la reserva de la biósfera “Sierra Gorda” de Querétaro*. Reporte Técnico, Tomo XII, Llata Gómez, R. (coord.), Conciteq, México.
- Belmonte Serrato F., Romero Díaz A., 1996. Aproximación a las características climáticas en el área de influencia del campo experimental de El Ardal (Murcia). La representatividad de las series climáticas disponibles. *Papeles de Geografía*, 23-24: 47-61.
- Benumof B., Griggs G., 1999. The dependence of seacliff erosion rates on cliff material properties and physical processes: San Diego County, California. *Shore & Beach*, 67: 29-41.
- Bértola G.R., 2006. Morfodinámica de playas del sudeste de la provincia de Buenos Aires (1983 a 2004). *Latin American journal of sedimentology and basin analysis*, 13: 31-57.
- Bischoff S., 2005. Sudestadas. En: *El Cambio Climático en el Río de la Plata*, V. Barros, Menéndez A. y Nagy G.J. (Eds.), Proyectos AIACC, pp. 53-67.
- Blaschke T., Strobl J., 2003. Defining landscape units through integrated morphometric characteristics. En: *Landscape Modeling: Digital Techniques for Landscape Architecture*, E. Buhmann and Ervin S. (Eds.), Wichmann-Verlag, Heidelberg, pp. 104-113.
- Bocco G., Mendoza M.E., Velázquez A., Torres A., Torres M.A., 1999. La regionalización geomorfológica como una alternativa de regionalización ecológica en México; el caso de Michoacán de Ocampo. *Investigaciones Geográficas*, 40: 7-22.
- Bologaro-Crevenna A., Torres-Rodríguez V., Sorani V., Frame D., Ortiz M.A., 2005. Geomorphometric analysis for characterizing landforms in Morelos State, Mexico. *Geomorphology*, 67: 407-422.
- Bonaparte J.F., Franchi M.R., Powell J.E., Sepúlveda E.C., 1984. La Formación Los Alamos (Campaniano-Maastrichtiano) del sudoeste de Río Negro, con descripción de *Kritosaurus australis* nov. sp. (Hadrosauridae). Significación paleobiogeográfica de los vertebrados. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 39: 284-299.
- Bonuccelli R., 2005. Los acantilados del Balneario Las Grutas. Procesos que intervienen sobre el litoral. Destrucción de los acantilados. Medidas preventivas para que se transformen en estructuras estables. En: *Las mesetas patagónicas que caen al mar: La costa rionegrina*, R. Freddy Masera, Lew J. y Serra Pirano G. (Eds.), Gobierno de Río Negro, pp. 221-234.
- Bonuccelli B., 1995. *Así se hizo Las Grutas*. San Antonio Oeste, 99 p.

- Bourrin F., Durrieu de Madron X., 2006. Contribution to the study of coastal rivers and associated prodeltas to sediment supply in Gulf of Lions (NW Mediterranean Sea). *Vie et Milieu—Life and Environment*, 56: 307–314.
- Bowman A.W., Azzalini A., 1997. *Applied Smoothing Techniques for Data Analysis*. Oxford University Press.
- Burrough P.A., van Gaans P.F., MacMillan R.A., 2000. Highresolution landform classification using fuzzy k-means. *Fuzzy Sets Syst.*, 113: 37-52.
- Busteros A., Giacosa R., Lema H., Zubia M., 1998. *Descripción de la Hoja Geológica Hoja 4166-IV- Sierra Grande, Provincia de Río Negro*. Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires.
- Bustos M.L., Piccolo M.C., Perillo G.M.E., 2009. Cambios en la geomorfología de la playa de Pehuen Co debido a la actividad de las olas el 26 de julio de 2007. En: *El Territorio, las Actividades Económicas y la Problemática Ambiental del Sudoeste Bonaerense*, M.C. Vaquero y Pascale J.C. (Eds.), EdiUNS, Bahía Blanca, pp. 97-102.
- Cabrera A., 1976. Regiones fitogeográficas argentinas. En: *Enciclopedia Argentina de Agricultura y Jardinería*, W. Kugler (Ed.), pp. 1-85.
- Caminos R., 1983. *Descripción geológica de las Hojas 39g Cerro Tapiluke y 39h Chipauquil, provincia de Río Negro*. Servicio Nacional Minero Geológico. Informe inédito.
- Caminos R., Llambías E.J., 1984. El basamento cristalino. En: *Geología y recursos naturales de la Provincia de Río Negro*, V.A. Ramos (Ed.), Relatorio del IX Congreso Geológico Argentino, Asociación Geológica Argentina, pp. 37-63.
- Capitanelli R., 1992. Los ambientes naturales del territorio argentino. En: *La Argentina. Geografía general y los marcos regionales*, J. Roccatagliata (coord.), Buenos Aires, Ed. Planeta, pp. 73-143.
- Carbone M.E., Piccolo M.C., Perillo G.M.E. 2005. Morphology and physical parameters of the Claromecó creek estuary, Argentina. *Revista Thalassas*, 21: 55-63.
- Cardona A.O., 2001. *La necesidad de repensar de manera holística los conceptos de vulnerabilidad y riesgo. Una crítica y revisión necesaria para la gestión*. Centro de Estudios sobre Desastres y Riesgos (CEDERI), Universidad de los Andes, Bogotá.
- Carter R.W.G, Woodroffe C.D., 1994. Coastal evolution: an introduction. In: *Coastal Evolution, Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*, R.W.G. Carter and Woodroffe C.D. (Eds.), Cambridge Univ. Press, Cambridge, pp. 1-31.
- Carter R.W.G, Woodroffe C.D., 1997. Coastal evolution: late Quaternary shoreline morphodynamics. In: *Coastal Evolution in the Quaternary*, R.W.G. Carter and Woodroffe C.D. (Eds.), IGCP Project 274, Cambridge University Press, Cambridge, pp. 1-32.
- Carter R.W.G., 1988. *Coastal environments*. Academic Press, London
- Castañeda M., González M., 2008. Statistical analysis of the precipitation trends in the Patagonia region in southern South America. *Atmósfera*, 21: 303-317.

- Castro C., Brignardello L., 1997. Geomorfología aplicada a la ordenación territorial de la franja costera entre Concón y Quintay. *Revista de Geografía Norte Grande*, 24: 113-125.
- Ceballos J.L., 2007. Patrones geomorfológicos de los asentamientos urbanos en Colombia. *Perspectiva geográfica*, 12: 1-28.
- Celemin A.H., 1984. *Meteorología práctica*. Edición del Autor, Mar del Plata, Argentina.
- Chen D., Gao G., Xu C.H., Guo J., Ren G., 2005. Comparison of the Thornthwaite method and pan data with the standard Penman-Monteith estimates of reference evapotranspiration in China. *Clim Res*, 28: 123-132.
- Chin A., Gregory K.J., 2001. Urbanization and Adjustment of Ephemeral Stream Channels. *Annals of the Association of American Geographers*, 91: 595-608.
- Chorley R.J., 1971. The drainage basin as the fundamental geomorphic unit. In: *Introduction to fluvial processes*, R.J. Chorley (Ed.), Methuen and Co. Ltd., London.
- Chow V.T., Maidment D., Mays L., 1988. *Applied Hydrology*. McGraw-Hill, New York.
- CEOTMA, 1984. *Guía para la elaboración de estudios del medio físico: contenido y metodología*. Serie Manuales, n° 3, Segunda edición, Mopu.
- Clennon J.A., Kamanga A., Musapa M., Shiff C., Glass G.E., 2010. Identifying malaria vector breeding habitats with remote sensing data and terrain-based landscape indices in Zambia. *International Journal of Health Geographics*, 9: 1-13.
- Codignotto J.O, 1997. Geomorfología y dinámica costera. En: *Antecedentes históricos de las exploraciones en el mar y las características ambientales*, Boschi E.E. (Ed.), Instituto Nacional de Investigación y Desarrollo Pesquero, Mar del Plata, pp. 89-105.
- Codignotto J.O, 2005. Vulnerabilidad al ascenso del nivel del mar y cambio climático en la costa argentina. *Revista de Geología Aplicada a la Ingeniería*, 21: 25-58.
- Codignotto J.O, 2010. Cambios de contorno de la costa atlántica argentina. *Anales de la Academia Nacional de Geografía*, 30: 101-134.
- Conejo Muñoz R., Morales Bueno R., Pérez de la Cruz J.L., Urbano Montero J.A., 1992. Conjuntos difusos y reconocimiento de rasgos del terreno. *II Congreso español sobre tecnologías y lógica fuzzy*, Madrid.
- Correia F., Dias J.A., Boski T., Ferreira O., 1996. The retreat of the Eastern Quarteira cliffed coast (Portugal) and its possible causes. In: *Studies in European Coastal management*, P.S. Jones, Healy M.G. and Williams A.T. (Eds.), Samara Publishing Limited, Cardigan.
- Cortés J. M., Caminos R., Leanza H., 1984. La cobertura sedimentaria paleozoica. En: *Geología y recursos naturales de la Provincia de Río Negro*, V.A. Ramos (Ed.), Relatorio del IX Congreso Geológico Argentino, Asociación Geológica Argentina, pp. 65-84.
- Coseriu E., 1985. La creación metafórica del lenguaje. En: *El hombre y su lenguaje*, Madrid, Gredos, pp. 66-102.

- Costa C.A.G., dos Santos Teixeira A., Maia de Andrade E., Pereira de Lucena A.M., Holanda de Castro M.A., 2010. Análise da influência vegetacional na altimetria dos dados SRTM em bacias hidrográficas no semiárido. *Rev. Ciênc. Agron.*, 41: 222-230.
- Cuomo A., Guida D., 2010. Orographic barriers GIS-based definition of the Campania-Lucanian Apennine Range (Southern Italy). Abstarct. *Geophysical Research*, Vol. 12.
- Currey D.R., 1974. Continentality of extratropical climates. *Annals of the Association of American Geographers*, 64: 268-280.
- Dalla Salda L.H., Aragón E., Benialgo A., Abre P., Pezzotti C., 2003. El protolito siliciclástico de las Ectinitas El Jagüelito, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58: 321-328.
- Damiano F., Taboada M., 2000. Predicción del agua disponible usando funciones de pedotransferencia en suelos agrícolas de la región pampeana. *Ciencia del Suelo*, 18:77-88.
- De La Casa A., Moore F., 2008. Impacto del cambio climático-ambiental sobre la aptitud del cultivo de la soja en tres localidades de la región central de Argentina durante la segunda mitad del siglo XX. *XII Reunión Argentina de Agrometeorología*, San Salvador de Jujuy, Argentina.
- Del Valle R., Donini H., 2010. Caracterización morfodinámica y predicción de los cambios de perfil de Playa Unión - Puerto Rawson. *VI Congreso Argentino de Ingeniería Portuaria*, Buenos Aires.
- Del Valle H.F., Elizalde N.O., Gagliardini D.A., Milovich J., 1996. *Distribución y cartografía de la desertificación en la región patagónica*. Informe Técnico N°1, Lab. de Teledetección y SIG, INTA Estación Experimental Agropecuaria Chubut, Centro Regional Patagonia Sur, 19 p.
- Dean R.G., 1976. Beach erosion: causes, processes, and remedial measures. *CRC. Crit. Rev. Environ. Control*, 6: 259-296.
- Di Stefano C., Ferro V., 1997. Estimation of evapotranspiration by Hargreaves formula and remotely sensed data in semiarid Mediterranean areas. *Agric. Eng. Res.*, 68: 189-199.
- Diario Río Negro. Edición On Line. Disponible en: <http://www.rionegro.com.ar/diario/rn/inicio.aspx?idcat=9521&tipo=8>
- Dietrich W.E., Dunne W., 1993. The channel head. Channel network hydrology. In: *Channel network hydrology*, Beven K. and Kirkby M.J., (Eds), Wiley, Chichester, pp. 175-220.
- Diez P.G., 2007. *Tipología de la zona costera de la República Argentina*. Tesis Doctoral. Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, 156 p.
- Domingo F., Villagarcía L., Boer M.M., Alados-Arboledas L., Puigdefábregas J., 2001. Evaluating the long-term water balance of arid zone stream bed vegetation using evapotranspiration modelling and hillslope runoff measurements. *Journal of Hydrology*, 243: 17-30.
- Dornbusch U., Robinson D.A., Moses C.A., Williams R.B.G., 2008. Temporal and spatial variations of chalk cliff retreat in East Sussex, 1873 to 2001. *Marine Geology*, 249: 271-282.

- Drăguț L., Blaschke T., 2006. Automated classification of landform elements using object-based image analysis. *Geomorphology*, 81: 330-344.
- Dufilho A.C., Horne F., Navedo R., Polla G., 2001. Diseño de obras de control de aluviones basada en simulación de procesos hidrológicos torrenciales en cuencas de la Patagonia. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, 5: 198-203.
- Emery K.O., 1961. A simple method of measuring beach profiles. *Limnology and Oceanography*, 6:190-93.
- Er-Raki S., Chehbouni A., Guemouria N., Duchemin B., Ezzahar J., Hadria R., 2007. Combining FAO-56 model and ground-based remote sensing to estimate water consumptions of wheat crops in a semi-arid region. *Agricultural water management*, 8: 41-54.
- ESRI, 1998. Disponible en: <http://arcscripts.esri.com>
- Esteves J.L., Solís M., Sastre V., Santinelli N., Gil M., Commendatore M., Raies C.G., 1997. Evaluación de la contaminación urbana de la bahía de San Antonio (provincia de Río Negro). Informes Técnicos del Plan de Manejo de la Zona Costera Patagónica, Fundación Patagonia Natural (Puerto Madryn, Argentina), N° 31, pp 1-32.
- Evans I.S., 1972. General geomorphology, derivatives of altitude and descriptive statistics. En: *Spatial Analysis in Geomorphology*, R.J. Chorley (Ed.), Harper and Row, New York, pp. 17-90.
- Everts C.H., 1991. Seacliff retreat and coarse sediment yields in southern California. In: *Coastal Sediments '91: Specialty Conference on Quantitative Approaches to Coastal Sediment Processes, Seattle, Washington*, pp. 1586-1598.
- Fahnestock R.K., 1963. Morphology and hydrology of a glacial stream-White river, Mount Rainier. *U.S. Geol. Survey Prof.*, 422: A1-A70.
- Fidalgo F., Riggi J.C., 1970. Consideraciones geomórficas y sedimentológicas sobre los rodados patagónicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25: 430-443.
- Framiñan M.B., Balestrini C.F., Bianchi A.A., Demilio G., Piola A. R., 1991. *Datos CTD y series temporales de velocidad, temperatura y conductividad en el golfo San Matías*. Servicio de Hidrografía Naval, Informe Técnico N°63/1991, Argentina.
- Franchi M., Remesal M., Ardolino A., 1998. *Hoja Geológica Hoja 4166-III- Cona Niyeu, Provincia de Río Negro*. Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires.
- Franchi M., Nullo F., Sepúlveda E., Uliana M., 1984. Las sedimentitas terciarias. En: *Geología y recursos naturales de la Provincia de Río Negro*, V.A. Ramos (Ed.), Relatorio del IX Congreso Geológico Argentino, Asociación Geológica Argentina, pp. 215-266.
- Fucks E.E., Scalise A.H., Schnack E.J., 2009. Procesos que afectan la estabilidad de los acantilados en Las Grutas, provincia de Río Negro, Argentina. *IV Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, XII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, II Reunión sobre el Cuaternario de América del Sur*, La Plata, Argentina.
- Gagliardini D.A., Rivas A.L., 2004. Environmental characteristics of San Matías Gulf obtained from LANDSAT-TM and ETM+data. *Gayana (Concepc.)*, 68:186-193.

- Gagliardini D.A, Amoroso R., Dell' Arcipriete P., Yorio P., Orensanz J.M., 2004. Detection of small-scale coastal oceanographic processes through Landsat-TM/ETM+ images: implications for the study of biological processes along the Patagonian coasts of Argentina. *Gayana*, 68 (2): 194-200
- Gainza M.A., 2010. Estrategia de manejo de la fauna del área protegida meseta de somuncura (Río Negro, Argentina). *Congreso Latinoamericano (IV Argentino) de Conservación de la Biodiversidad*, San Miguel de Tucumán, Argentina.
- Gausson H., 1954. Théorie et classification des climats et des microclimats du point de vue Phytogéographique. *Actes du VIII Congrès International de Botanique*, Paris.
- Geissert D.K., 2004. La Geomorfología. En: *Los Tuxtlas: el paisaje de la sierra*, S. Guevara, Laborde J. y Sánchez Ríos G. (Eds.), Instituto de Ecología, A.C. y Unión Europea, Xalapa, pp. 159-179.
- Gelós E.M., Schillizzi R.A., Spagnuolo J.O., 1992a. Cenozoico del Golfo San Matías. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47: 135-140.
- Gelós E.M., Spagnuolo J.O., Schillizzi R.A., 1992b. Las unidades morfológicas de la costa oeste del Golfo San Matías y su evolución. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47: 365-371.
- Gelós E.M., Schillizzi R.A., Spagnuolo J.O., 1993. El Mesozoico Superior-Cenozoico de la Costa Occidental del Golfo San Matías (Nota breve). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47: 423-426.
- Gelós E.M., Spagnuolo J.O., Schillizzi R.A., Gómez E., 1994. Textura y mineralogía de los sedimentos de playa entre San Antonio (Río Negro) y Puerto Lobos (Chubut). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49: 85-92.
- Genchi S.A., Carbone M.E., Perillo G.M.E., Piccolo M.C., 2008. Study of the temporary hydrographic networks as a conditioner of the urban morphology. Case Las Grutas beach resort, Argentina (Abstract). *Prints of the Estuarine and Coastal Sciences Association 44 Congress*, Instituto Argentino de Oceanografía, Bahía Blanca, Argentina.
- Genchi S.A., Carbone M.E., Perillo G.M.E., Piccolo M.C., 2009a. Acantilados que retroceden: El caso del Balneario Las Grutas (Río Negro). *Boletín Electrónico del CCT-CONICET-Bahía Blanca*, N° 4.
- Genchi S.A., Schillizzi R.A., Carbone M.E., Piccolo M.C., Perillo G.M.E., 2009b. Estudio de los aportes sedimentarios de origen continental en la playa del balneario Las Grutas. *VII Jornadas Nacionales de Ciencias del Mar. XV Coloquio de Oceanografía*, Bahía Blanca, Argentina, pp. 19.
- Genchi S.A., Carbone M.E., Piccolo M.C., Perillo G.M.E., 2010. Déficit hídrico en San Antonio Oeste, Argentina. *Revista de Climatología*, 10: 29-43.
- Genchi S.A., Carbone M.E., Piccolo M.C., Perillo G.M.E., 2011a. Clasificación geomorfológica automatizada en terrazas del noreste del Macizo Norpatagónico, Argentina. *Revista GeoFocus (España)*, 11: 182-206.

- Genchi S.A., Carbone M.E., Piccolo M.C., Perillo G.M.E., 2011b. Hydrologic response of the drainage basins that intersect Las Grutas town, Argentina. *Revista Investigaciones Geográficas (México)*, 75: 23-36.
- Genchi S.A., Vitale A.J., Carbone M.E., Perillo G.M.E., Piccolo M.C., 2011c. Aplicación del sistema láser para evaluar la erosión de acantilados marinos. Caso Las Grutas, Argentina. *Revista Control de erosión en Iberoamérica*, 9: 30-34.
- Germaine M.A., Puissant A., Lespez L., Ballouche A., 2006. Analyse spatiale et typologie des petites vallées bas-normandes. *SAGEO'2006*, France, pp. 1-12.
- Giacosa R.E., 1997. Geología y Petrología de las Rocas Pre-cretácicas de la Región de Sierra Pailemán, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52: 65-80.
- Giacosa R.E., 2001. Zonas de Cizalla frágil-dútil neopaleozoicas en el Nordeste de la Patagonia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 56: 131-140.
- Giacosa R.E., Paredes J.M., 2001. Estructura de las metamorfitas del Paleozoico temprano en el arroyo Salado. Macizo Nordpatagónico, Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 56: 141-149.
- Giraut M., Ludueña S., Rey C., Dente V., Sol I., 2003. Cartografía hídrica superficial de la provincia de Río Negro. *I congreso de la ciencia cartográfica y VIII semana nacional de cartografía*, Buenos Aires, Argentina.
- Godagnone R., Salazar Lea Plaza J., 1993. *República Argentina. Mapa de suelos*. Escala 1:2.500.000. Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria e Instituto Nacional del Suelo.
- González N., Gebhard J.A., Hernández M.A., 2000. La teledetección en la investigación geohidrológica. Bolsón de Mazán. Provincia de La Rioja. Argentina. *Ist Joint World Congress on Groundwater*.
- González Díaz E.F., Malagnino E.C., 1984. Geomorfología. En: *Geología y recursos naturales de la Provincia de Río Negro*, V.A. Ramos (Ed.), Relatorio del IX Congreso Geológico Argentino, Asociación Geológica Argentina, pp. 347-364.
- Grayson R.B., Moore I.D., McMahon T.A., 1992. Physically based hydrologic modeling: A terrain based model for investigative purposes. *Water Resources Reserch*, 26: 2639-2658.
- Griggs G.B., Trenhaile A.S., 1994. Coastal cliffs and platforms. In: *Coastal evolution. Late quaternary shoreline Morphodynamics*, R.W.G. Carter and Woodroffe C.D. (Eds.), Cambridge Univ. Press, pp. 425-450.
- Guerrero R.A., Piola A.R., 1997. Masas de agua en la plataforma continental. *El mar argentino y sus recursos pesqueros*, 1: 107-118.
- Gutiérrez Puebla J., 2001. Escalas espaciales, escalas temporales. *Revista Estudios Geográficos*, 242: 92-97.
- Gutiérrez-Valdés M.A., 1989. Estudio geomorfológico y su relación con la conservación de los recursos naturales en el municipio de Xilotepec de Juárez, Estado de Puebla. Estudio morfométrico y morfodinámico. Tesis profesional. Universidad Nacional Autónoma de México, México, 84 p.

- Guzzetti F., Reichenbach P., 1994. Toward the definition of topographic divisions for Italy. *Geomorphology*, 11: 57-75.
- Hack R., Huisman M., 2002. Estimating the intact rock strength of a rock mass by simple Means. In: *Engineering geology for developing countries*, J.L. van Rooy and Jermy C.A. (Eds.), Proceedings of the 9th Congress of the International Association for Engineering Geology and the Environment, Durban, South Africa, pp. 1971-1977.
- Haller M., 1978. Estratigrafía de la región al poniente de Puerto Madryn. Congreso Geológico Argentino, Neuquén, pp. 285-297.
- Haller M., Mencia J., 1980. Las sedimentitas del ciclo Patagónico en el litoral atlántico nordpatagónico. *Coloquio 'Ricardo Wichmann' y Congreso Geológico Argentino*, San Luis, pp. 593-606.
- Hammond E., 1965. What is a landform? Some further comments. *The professional geographer*, 17: 12-13.
- Hampton M.A., Griggs G.B., Edil T.B., Guy D.E., Kelley J.T., Komar P.D., Mickelson D.M., Shipman H.M., 2004. Processes that govern the formation and evolution of coastal cliffs. In: *Formation, Evolution, and Stability of Coastal Cliffs — Status and Trends*, M.A. Hampton and Griggs, G.B. (Eds.), U.S. Geological Survey Professional Paper, vol. 1693, pp. 7-38.
- Hartley R., Zisserman A., 2003. Multiple view geometry in computer vision Cubierta delantera. Cambridge University Press, 655 p.
- Hansom J.D, Barltrop N.D.P., Hall A.M., 2008. Modelling the processes of cliff-top erosion and deposition under extreme storm wave. *Marine Geology*, 253: 36-50.
- Hesse R., 2008. Using srtm to quantify size parameters and spatial distribution of endorheic basins in Southern South America. *Rev. Geogr. Acadêmica*, 2: 5-13.
- Hoek E., 1994. Strength of rock and rock masses. *ISRM, News Journal*, 2: 4-16.
- Hooke J.M., 2007. Monitoring morphological and vegetation changes and flow events in dryland river channels. *Environmental Monitoring and Assessment*, 127: 445-457.
- Horton R.E., 1932. Drainage basin characteristics. *Transactions American Geophysical Union*, 13: 350-361.
- Howard A.D., 1967. Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. *American Association of Petroleum Geologists*, 51: 2246-2259.
- Howd P.A., Holman R.A., 1987. A simple model of beach foreshore response to long-period waves. *Mar. Geol.*, 78: 11-22.
- Hoyt W.G., 1942. The runoff cycle. In: *Physics of Earth. Hydrology*, O. Meinzer (ed.), Mc Graw-Hill Book Company, New York.
- Iglesias A., 1982. Tipos de clima. En: *Atlas total de la República Argentina*, E. Chiozza y Figueira R. (Eds.), Buenos Aires, pp. 193-200.
- INDEC, 1991. *Censo Nacional de Población y Vivienda*. Buenos Aires.

- INDEC, 2001. *Censo Nacional de Población y Vivienda*. Buenos Aires.
- Irigaray Fernández C., Fernández del Castillo T., Chacón Montero J., 1997. Aplicación de un sistema de información geográfica al análisis del medio físico en el sector de Rute (Córdoba), *Cuatrenario y Geomorfología*, 11: 99-112.
- Isla F.I., Bujalesky G.G., 1995. Tendencias evolutivas y disponibilidad de sedimento en la interpretación de formas costeras: Casos de estudio de la costa argentina. *Revista Asociación Argentina de Sedimentología*, 1-2: 75-89.
- Isla F. I., Bujalesky G.G., Bértola G.R., Iantanos N., Estrada E., 2004. Typology of Argentine Beaches: Composition, Tidal Range and Wave Energy. *Journal of Coastal Research*, 39: 375 – 378.
- Izco H.J., 1996. *San Antonio Oeste y el Mar. Origen y Destino*. Provincia de Río Negro.
- Japas, M.S., 2001. Modelo cinemático neopaleozoico para el sector nororiental del Macizo Norpatagónico, Argentina. *Journal of Iberian Geology*, 27: 91-121.
- Jarvis A., Reuter H.I., Nelson A., Guevara E., 2008. *Hole-filled seamless SRTM data V4*. International Centre for Tropical Agriculture (CIAT). Disponible en: <http://srtm.csi.cgiar.org>.
- Jenness J., 2006. *Topographic Position Index (tpi_jen.avx) extension for ArcView 3.x, v. 1.3a*. Jenness Enterprises. Disponible en: <http://www.jennessent.com/arcview/tpi.htm>
- Jensen M.E., Burman R.D., Allen R.G., 1990. *Evaporation and Irrigation Water Requirements*. ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice, N°70, Nueva York.
- Jiménez Olivencia Y., Moreno Sánchez J.J., 2007. Los SIG en el análisis del paisaje. El caso del río Guadix (Parque Nacional de sierra Nevada). *Cuadernos Geográficos*, 39: 103-123.
- Johnson D.W., 1919. *Shore Processes and Shoreline Development*. John Wiley & Sons, Inc. New York, 584 p.
- Julián Andrés A., Chueca Cía J., 2005. Modelización de la distribución del permafrost en la Sierra de Telera (Pirineo central español) a partir del empleo de Sistemas de Información Geográfica. *Rev. C. & G.*, 20: 25-46.
- Kaasschieter J., 1963. Geología de la cuenca del Colorado. *II Jornadas Geológicas Argentinas*, Buenos Aires, pp. 251-271.
- Kamphuis J.W., 2000. *Introduction to coastal engineering and management*. World Scientific. Ongkang.
- Kelletat D.H., 1995. *Atlas of Coastal Geomorphology and Zonality*. Special Issue N° 13, The Coastal Education & Research Foundation, Florida, 286 p.
- Kellendorfer J., Walker W., Pierce L., Dobson C., Fites J.A., Hunsaker C., Vona J., Clutter M., 2004. Vegetation height estimation from Shuttle Radar Topography Mission and National Elevation Datasets. *Remote Sensing of Environment*, 93: 339-358.
- Kevin W., Hesham M., 1999. Monitoring changing position of coastlines using Thematic Mapper imagery, an example from the Nile Delta. *Geomorphology*, 29: 93-105.

- Kokot R.R., Codignotto J., Elissondo M., 2004. Vulnerabilidad al ascenso del nivel del mar en la costa de la provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59: 477-487.
- Kokot R.R., Luna F.S., Salminci J.C., 2009. Modelo de resistencia a la erosión costera en Buenos Aires y Río Negro. *VII Jornadas Nacionales de Ciencias del Mar. XV Coloquio de Oceanografía*, Bahía Blanca, Argentina, pp. 160.
- Kokot R.R., Angaramo D., Valladares A., 2011. Costa y ribera en Claromecó, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 68: 72-83.
- Komar P.D., 1998. *Beach processes and sedimentation*. Prentice-Hall, Inc., New Jersey, 544 p.
- Komar P.D., Shih S.M., 1993. Cliff erosion along the Oregon Coast: A tectonic-sea level imprint plus local controls by beach processes. *Journal of Coastal Research*, 9: 747-765.
- Köppen W., 1936. Das geographische system der klimate. In: *Handbuch der Klimatologie*, W. Köppen & Geiger R. (Eds.), Berlin, pp. 1-44.
- Krapf C.F.E., Stollhofen H., Stanistreet I.G., 2003. Contrasting styles of ephemeral river systems and their interaction with dunes of the Skeleton Coast erg (Namibia). *Quaternary International*, 104: 41-52.
- Krepper C.M., Scian B.V., Pierini J.O., 1989. Time and space variability of rainfall in central-east Argentina. *J. Climate*, 2: 39-47.
- Kroon A., Masselink G., 2002. Morphodynamics of intertidal bar morphology on a macrotidal beach under low-energy wave conditions, North Lincolnshire, England. *Marine Geology*, 190: 591-608.
- Lee E.M., Hall J.W., Meadowcroft I.C., 2001. Coastal cliff recession: the use of probabilistic prediction methods. *Geomorphology*, 40: 253-269.
- Lee E.M., 2008. Coastal cliff behaviour: observations on the relationship between beach levels and recession rates. *Geomorphology*, 101: 558-571.
- Lee T.S, Najim M., Aminul H.M., 2004. Estimating evapotranspiration of irrigated rice at the West Coast of the Peninsular of Malaysia. *Journal of Applied Irrigation Science*, 39: 103-17.
- León R., Bran D., Collantes M., Paruelo J., Soriano A., 1998. Grandes unidades de vegetación de la Patagonia extra andina. *Ecología Austral. Asociación Argentina de Ecología*, 8: 125-144.
- Lesschen J.P., Schoorl J.M., Cammeraat L.H., 2009. Modelling runoff and erosion for a semi-arid catchment using a multi-scale approach based on hydrological connectivity. *Geomorphology*, 109: 174-183.
- Leyland J., Darby S.E., 2008. An empirical–conceptual gully evolution model for channeled sea cliffs. *Geomorphology*, 102: 419-434.
- Linsley R., Kohler M., Paulhus J., 1988. *Hidrología para ingenieros*. McGraw-Hill Interamericana de México, México.

- Lizuain Fuentes A., Sepúlveda E., 1978. Geología del Gran Bajo del Gualicho, provincia De Río Negro. *Séptimo Congreso Geológico Argentino Neuquén*, pp. 407-422.
- Llambías E.J., Caminos R., Rapela W., 1984. Las plutonitas y vulcanitas del ciclo eruptivo gondwánico. En: *Geología y recursos naturales de la Provincia de Río Negro*, V.A. Ramos (Ed.), Relatorio del IX Congreso Geológico Argentino, Asociación Geológica Argentina, pp. 85-119.
- Lobeck A., 1939. *Gemorphology: An introduction to the study of landscapes*. McGraw-Hill, New York, 731 p.
- Lohani B., Mason D.C., 1999. Extraction of tidal channel networks from LiDAR data , Proc. of *Fourth International Airborne Remote Sensing Conference & Exhibition*, Ottawa, Canada.
- López R.A., Marcomini S.C., 2000. Geomorfología y ordenamiento territorial del sector costanero comprendido entre la ciudad de Miramar y el arroyo Nutria Mansa, partido de General Alvarado. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55: 251-264.
- Lu L., Yang H.X., Burnett J., 2002. Investigation on wind power potential on Hong Kong islands. An análisis of wind power and wind turbine characteristics. *Renewable Energy*, 27: 1-12.
- Lucas A.J., Guerrero R.A, Mianza H.W., Acha E.M., Lasta C.A., 2005. Coastal oceanographic regimes of the Northern Argentine Continental Shelf (34°43 °S). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 65: 405-420.
- Lun I.Y.F., Lam J.C., 2000. A study of Weibull parameters using long-term wind observations. *Renewable Energy*, 20: 145-153.
- Maderey Rascón L.E., 1973. Obtención de los elementos físicos que influyen en el régimen hidrológico. Cuenca del río Pabellón, afluente del río Aguascalientes. *Recursos hidráulicos*, 2: 166-177.
- Mallikarjuna P., Jyothy A.S., 2008. Evapotranspiration Studies for Irrigation Projects. A Case Study. IE(I). *Journal-AG*, 89: 5-13.
- McLean J.D., de Freitas C.R., Carter R.M., 2009. Influence of the Southern Oscillation on tropospheric temperature. *Journal of Geophysical Research*, 114, D14104.
- Marcomini S.C., López R.A., Spinoglio A., 2007. Uso de la morfología costera como geoindicador de susceptibilidad a la erosión en costas cohesivas, Necochea, Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62: 396-404.
- Martín-Vide J.P., Ninerola D., Bateman A., Navarro A., Velasco E., 1999. Runoff and sediment transport in a torrential ephemeral stream of the Mediterranean coast. *J. Hydrol.*, 225: 118-129.
- Martínez H., Nández C., Lizuain A., Dal Molin C., Turel A., Dalponte M., Faroux A., 2001. *Descripción de la Hoja Geológica 4166-II-San Antonio Oeste, Provincia de Río Negro*. Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires.
- Martínez-Gutiérrez G., Díaz-Gutiérrez J.J., Cosío-González O., 2010. Análisis morfométrico en la cuenca hidrológica San José del Cabo, B.C.S., México: una aproximación en la

identificación de potenciales áreas de captura. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 27: 581-592.

-Martínez Mena M.D., Albaladejo J., Castillo V., 1998. Factors influencing surface runoff generation in a Mediterranean semi-arid environment: Chicamo watershed, SE Spain. *Hydrological processes*, 12: 741-754.

-Martínez-Zavala L., Jordán A., Anaya M., Gómez I, Bellinfante N., 2005. Clasificación automática de elementos geomorfológicos en la cuenca del río Tepalcatepec (México) a partir de un modelo digital de elevaciones. *Rev. C&G*, 19: 3-4.

-Masselink G., Short A.D., 1993. The Effect of Tide Range on Beach Morphodynamics and Morphology: A Conceptual Beach Model. *Journal of Coastal Research*, 9: 785-800.

-Masselink G., Pattiaratchi C.B., 2001. Seasonal changes in beach morphology along the sheltered coastline of Perth, Western Australia. *Marine Geology*, 172: 243-263.

-Massiris A., 2005. *Fundamentos conceptuales y metodológicos del ordenamiento territorial*. Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia, Tunja, Colombia, 122 p.

-Mendoza Cantú M.E., Bocco G., 1998. La regionalización geomorfológica como base geográfica para el ordenamiento del territorio: Una revisión bibliográfica. *Serie Varia*, 17: 25-55.

-Merlotto A., Bértola G.R., 2009. Evolución de la línea de costa en el Balneario Parque Mar Chiquita, Argentina. *Cienc. Mar.*, 35: 271-286.

-Mesa L.M., 2006. Morphometric analysis of a subtropical Andean basin (Tucumán, Argentina). *Environmental Geology*, 50: 1235-1242.

-Mohan S., Arumugam N., 1995. Forecasting weekly reference crop evapotranspiration series. *Hydrol. Sci.*, 40: 689-702.

-Monsalve Sáenz G., 1999. *Hidrología en la Ingeniería*, Alfaomega, Colombia, 360 p.

-Moore J., Saunders J., Dietrich W., Glaser S.D., 2009. Influence of rock mass strength on the erosion rate of alpine cliffs. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34: 1339-1352.

-Moore L.J., Griggs G.B., 2002. Long-term cliff retreat and erosion hotspots along the central shores of the Monterey Bay National Marine Sanctuary. *Marine Geology*, 181: 265-283.

-Moreno Brotóns J., Alonso Sarría F., Romero Díaz A., 2010. Clasificación geomorfométrica a partir de datos LIDAR en un área minera degradada. En: *Tecnologías de la Información Geográfica: La Información Geográfica al servicio de los ciudadanos*, J. Ojeda, Pita M.F. y Vallejo I. (Eds.), Secretariado de Publicaciones de la Universidad de Sevilla, Sevilla, pp. 930-941.

-Moreira D., Simionato C.G., Dragani W., 2011. Modeling Ocean Tides and Their Energetics in the North Patagonia Gulfs of Argentina. *Journal of Coastal Research*, 27: 87-102.

-Morisawa M., 1985. *Rivers. Form and process*. Geomorphology Texts No. 7, Longman Group Ltd., New York. 222 p.

- Musgrove A.R.D., 1988. The optimization of hybrid energy conversion system using the dynamic programming model-RAPSODY. *International Journal of Energy Research*, 12: 447-457.
- Natali M., 1998. *Desarrollo turístico del balneario Playas Doradas. Propuestas para el desarrollo del turismo ecológico en el balneario Playas Doradas*. Informe de seminario, Universidad Nacional del Sur, 67 p.
- Navarro Blaya S., Navarro García G., 2003. *Química agrícola: el suelo y los elementos químicos esenciales para la vida vegetal*. Mundi-Prensa, España.
- Noya N.B., 2010. *Las finanzas públicas en las provincias de la norpatagonia argentina. Estudio comparativo de las finanzas públicas en Neuquén, Río Negro y Chubut durante la década del '90*. Maestría en Desarrollo Económico en América Latina, Universidad Internacional de Andalucía.
- O'Callaghan J.F., Mark D.M., 1984. The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Computer Vision, Graphics and Image Processing*, 28: 328-344.
- OCDE (Organización de Cooperación y Desarrollo Económicos), 1995. *Gestión de zonas costeras. Políticas integradas*. Editorial Mundiprensa, Madrid, Barcelona y México.
- Olivares G., Sisul A., 2005. Los recursos hídricos en el sector costero rionegrino. En: *Las mesetas patagónicas que caen al mar: La costa rionegrina*, R. Freddy Masera, Lew J. y Serra Pirano G. (Eds.), Gobierno de Río Negro, pp. 237-247.
- Paltineanu C., Panoras A.G., Mavroudis I.G., Louisakis A., 1999. Estimating reference evapotranspiration and irrigation water requirements in the Gallikos river basin, Greece. *Int. Agrophysics*, 13:49-62.
- Paruelo J.M., Jobbágy E.G., Sala O.E., 1998. Biozones of Patagonia (Argentina). *Ecología Austral*, 8: 145-153.
- Paruelo J.M., Jobbágy E.G., Oesterheld M., Golluscio R.A., Aguiar M., 2007. The grasslands and steppes of Patagonia and the Río de la Plata plains. In: *The Physical Geography of South America*, T. Veblen, Young K. and Orme A. (Eds.), Oxford University Press.
- Patton P.C., Schumm S.A., 1981. Ephemeral-stream processes: Implications for studies of quaternary valley fills. *Quaternary Research*, 15: 24-43.
- Peña-Cortés F., Ailio C., Gutiérrez P., Escalona-Ulloa M., Rebolledo G., Pincheira-Ulbrich J., Rozas D., Hauenstein E., 2008. Morfología y dinámica dunaria en el borde costero de la Región de La Araucanía en Chile: Antecedentes para la conservación y gestión territorial. *Rev. geogr. Norte Gd.*, 41: 63-80.
- Peranginangin N., Sakthivadivel R., Scotta N.R., Kendy E., Steenhuis T.S., 2004. Water accounting for conjunctive groundwater/surface water management: case of the Singkarak-Ombilin River basin, Indonesia. *Journal of Hydrology*, 292:1-22.
- Perillo G., 2003. *Dinámica del transporte de sedimentos*. Asociación Argentina de Sedimentología, Publicación Especial 2, 200 p.

- Perucca L.P., Paredes J., 2005. Peligro de aluviones en el departamento Pocito, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60: 64-71.
- Perucca L.P., Martos L.M., 2009. Análisis preliminar de la evolución del paisaje cuaternario en el valle de Iglesia, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65: 624-637.
- Piccolo M.C., Perillo G.M.E., Melo W.D., 2008. The Bahia Blanca estuary: an integrated overview of its geomorphology and dynamics. In: *Perspectives on integrated coastal zone management in South America*, R. Neves, Baretta J., Mateous M. (Eds), IST Press, Portugal, 221-231.
- Pierre G., 2006. Processes and rate of retreat of the clay and sandstone sea cliffs of the northern Boulonnais (France). *Geomorphology*, 73: 64-77.
- Pike R., 2000. Geomorphometry – diversity in quantitative surface analysis. *Progress in Physical Geography*, 24:1-20.
- Piola A.R., Scasso L.M., 1988. Circulación en el Golfo San Matías. *Geoacta*, 15: 33-51.
- Plant N.G., Holman R.A., 1997. Intertidal beach profile estimation using video images. *Mar. Geol.*, 140: 1-24.
- Plunkett S., Gastaminza S., 2004. *Ordenamiento y Protección de los Recursos Naturales de la Costa Atlántica de Río Negro*. Pre diagnóstico ampliado-Proyecto 1, Río Negro.
- Quereda Sala J., Montón Chiva E., Escrig Barberá J., 2002. Las interacciones atmósfera-mar en la climatología mediterránea del 2001. *Investigaciones Geográficas (Esp)*, 29:23-38.
- Quiñonero Rubio J.M., Alonso Sarría F., 2007. Creación de Modelos Digitales de Elevaciones a partir de diferentes métodos de interpolación para la determinación de redes de drenaje. *I Jornadas de SIG Libre*, Girona: Universitat.
- Ramos V.A., 1975. Geología del Sector Oriental del Macizo Nordpatagónico entre Aguada Capitán y la Mina Gonzalito, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30: 274-285.
- Ramos V.A., Cortés J.M., 1984. Estructura e interpretación tectónica. En: *Geología y recursos naturales de la Provincia de Río Negro*, V.A. Ramos (Ed.), Relatorio del IX Congreso Geológico Argentino, Asociación Geológica Argentina, pp. 317-346.
- Reichler V.A., Camacho H.H., 1991. Bioestratigrafía del Terciario marino entre los cerros Fuerte Argentino y Bandera, Provincia de Río Negro. *Sociedad Científica Argentina*, 221: 19-34.
- Remesal M.B., Mendez M.J., Gagliardo M.L., 2002. Petrología de la secuencia volcánica cenozoica en el área del arroyo Ranquil Huao: Meseta de Somún Curá. Patagonia Extraandina. *Rev. Asoc. Geol. Argent.*, 57: 260-270.
- Restrepo Ángel J.D., Zapata P., Díaz J.M., Garzón-Ferreira J., García C., Restrepo, J.C., 2005. Aportes fluviales al mar Caribe y evaluación preliminar del impacto sobre los ecosistemas costeros. En: *Los sedimentos del río Magdalena: Reflejo de la crisis ambiental*. Restrepo Ángel, J.D. (Ed.), Colciencias, Colombia, pp. 189-215.

- Robinson L.A., 1977. Marine erosive processes at the cliff foot. *Marine Geology*, 23: 257-271.
- Roman A.M., Sisul A., 1984. Recursos hídricos subterráneos. En: *Geología y recursos naturales de la Provincia de Río Negro*, V.A. Ramos (Ed.), Relatorio del IX Congreso Geológico Argentino, Asociación Geológica Argentina, pp. 565-582.
- Romero H., Ordenes F., Vásquez A., 2003. Ordenamiento Territorial y Desarrollo Sustentable a Escala Regional, ciudad de Santiago y Ciudades Intermedias en Chile. En: *Desafíos de la Biodiversidad en Chile*, E. Figueroa y Simonetti J. (Eds), Editorial Universitaria, Santiago de Chile, pp. 167-207.
- Rosen K., van Buskirk R., Garbesi K., 1999. Wind energy potential of coastal eritrea: an analysis of sparse wind data. *Solar Energy*, 66: 201-213.
- Rossello E.A., Massabie A.C., Lopez-Gamundí O.R., Cobbold P.R., Gapais D., 1997. Late Paleozoic transpression in Buenos Aires and northeast patagonian ranges, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 10: 389-402.
- Rozas Vásquez D., Rebolledo Castro G., Gutiérrez Zamorano P., 2010. Evaluación de la calidad de los dem SRTM y ASTER en una cuenca costera de la región de la araucanía, bajo distintas condiciones de relieve y cobertura vegetal. *Latin American Remote Sensing Week 2010 Paper Review*, pp. 224-230
- Ryu J H *et al.* 2000. Intertidal DEM generation using waterline extracted from remotely sensed data; Korean. *J. Remote Sensing*, 16: 221–223.
- Salani F.M., Remesal M.B., Cerredo M.E., Franchi M., Ardolino A.A., 2006. Contribution to the age of the somún curá post-plateau events. Extra andean argentinean Patagonia. V *South American Symposium on Isotope Geology*, Punta Del Este.
- Sallenger A.H., Richmond B.M., 1984. High-frequency sediment-level oscillations in the swash zone. *Mar. Geol.*, 60: 155-164.
- Sánchez Serrano F., Tejero López R., Bergamín de la Vina J.F., 1998. Análisis de la variabilidad del relieve a partir de modelos digitales del terreno. *Rev. Soc. Geol. España*, 11: 139-149.
- Sanders N.K., 1968. Wave tank experiments on the erosion of rocky coasts. Papers and Proceedings of the *Royal Society of Tasmania*, 102: 11-16.
- Sanderson P.G., Eliot I., Hegge B., Maxwell S., 2000. Regional variation of coastal morphology in southwestern Australia: a synthesis. *Geomorphology*, 34: 73-88.
- Santos Ganges L.S., Martín Duque J.F., Diez Herrero A., 2006. Aspectos geomorfológicos en las directrices de ordenación territorial de Segovia y Entorno (DOTSE). En: *Geomorfología y Territorio*, A. Pérez Alberti y López Bedoya J. (Eds.), IX Reunión Nacional de Geomorfología, Sociedad Española de Geomorfología, Universidad de Santiago de Compostela.
- Sarkar S., Kanungo D.P., 2004. An integrated approach for landslide susceptibility mapping using remote sensing and GIS. *Photogramm Eng Remote Sens*, 70: 617-625.
- Saura S., Gómez-Plaza A., Castillo V.M., 2000. Extracción automatizada de la red de drenaje a partir de modelos digitales de elevaciones. *Revista Cuaternario y Geomorfología*, 14: 25-37.

- Scalise A.H. (Coord.), Schnack E.J. (Dir. Científico), Fucks E.E., Ahrendt K., González R.A.C., García F., Sciarrone R., Spagnuolo D., 2009. *Evaluación de alternativas para la conservación y manejo del frente costero en Las Grutas*. Consejo Federal de Inversiones, Provincia de Río Negro.
- Schillizzi R., Gelós E., Spagnuolo J., 2003. Procesos de retracción de los acantilados patagónicos entre la desembocadura de los ríos Negro y Chubut. Argentina. *Rev. Asoc. Argent. Sedimentol.*, 11: 12-25.
- Schillizzi R., Spagnuolo J., Gelós E., Aliotta S., 2005. Presencia y evolución de grandes bloques en la costa de Pta Colorada, Golfo San Matías. Argentina. *GEOACTA*, 30:39-45.
- Schmidt J., Hewitt A., 2003. Fuzzy land element classification from DTMs based on geometry and terrain position. *Geoderma*, 121: 243-256.
- Schnack E.J., Scalise A., Fucks E.E., Ferrante A., 2009. Procesos erosivos en Las Grutas, provincia de Río Negro. *VII Jornadas Nacionales de Ciencias del Mar. XV Coloquio de Oceanografía*, Bahía Blanca, Argentina, pp. 153.
- Schröder H., Schmidt D., 2000. Morfología climática y morfogénesis del Volcán Lullaillaco (Chile/Argentina). *Revista de Geografía Norte Grande*, 27: 69-92.
- Schumm S.A., 1956. Evolution of drainage system and slope in badlands at Perth Amboy, New Jersey. *Bulletin Geological Society of America*, 67: 597-646.
- Schwartz M.L., 2005. *Encyclopedia of coastal science*. Springer, Dordrecht, Netherlands, 1211 p.
- Schwarzer K., Diesing M., Larson M., Niedermeyer R.O., Schumacher W., Furmanczyk K., 2003. Coastline evolution at-different time scales – examples from the Pomeranian Bight, Southern Baltic sea. *Marine Geology*, 194: 79-101.
- Selby M.J., 1980. A rock mass strength classification for geomorphic purposes: with tests from Antarctica and New Zealand. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, N.F., 24: 31-51.
- Servicio de Hidrografía Naval, 2010. *Tablas de marea*. Servicio de Hidrografía Naval, Buenos Aires.
- Servicio Meteorológico Nacional, 1985. *Estadística Climatológica 1961-1970*. Serie B, N° 35, Comando de Regiones Aéreas, Fuerza Aérea Argentina, Buenos Aires.
- Servicio Meteorológico Nacional, 1986. *Estadística Climatológica 1971-1980*. Serie B, N° 36, Comando de Regiones Aéreas, Fuerza Aérea Argentina, Buenos Aires.
- Servicio Meteorológico Nacional, 1992. *Estadística Climatológica 1981-1990*. Serie B, N° 37, Comando de Regiones Aéreas, Fuerza Aérea Argentina, Buenos Aires.
- Servicio Meteorológico Nacional, 2006. *Estadística Climatológica 1991-2000*. CD, Comando de Regiones Aéreas, Fuerza Aérea Argentina, Buenos Aires.
- Shahidian S., Serralheir R., Teixeira J.L., Santos F.L., Oliveira M.R., Costa J., Toureiro C., Haie N., Machado R., 2009. Drip irrigation using a PLC based adaptive irrigation system. *Wseas Transactions On Environment And Development*, 5: 209-218.

- Sherman D.J., Bauer B.O., 1993. Coastal geomorphology through the looking glass. *Geomorphology*, 7: 225-249.
- Shih, S.M., 1993. *Processes of sea-cliff erosion on the Oregon coast-From neotectonics to wave run-up: Oregon State*. University Doctor of Philosophy thesis, 135 p.
- Shih S.M., Komar P.D., 1994. Sediments, beach morphology and sea cliff erosion within an Oregon coast littoral cell. *Journal of Coastal Research*, 10: 144-157.
- Shulmeister J., Kirk R.M., 1997. Holocene fluvial coastal interactions on a mixed sand and sand and gravel beach system, North Canterbury, New Zealand. *Catena*, 30: 337-355.
- So C.L., Pierce J.W., Siegel F.R., 1974. Sand waves in the gulf of San Matías, Argentina. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 56: 227-235.
- Sorensen R.M., 1993. *Basic Wave Mechanics for Coastal and Ocean Engineers*. John Wiley & Sons, Inc., New York, N.Y., U.S.A., 284 p.
- Southgate H.N., 1995. The effects of wave chronology on medium and long term coastal morphology. *Coastal Engineering*, 26: 251-270.
- Spagnuolo J.O., Schillizi R.A., Gelós E.M., 1992. Geological evolution and physical characteristics of Puerto Lobos coastal lagoon, Chubut Province, Argentina. *Revista Atlántica*, 14: 87-102.
- SSRH-INA, 2002. *Atlas Digital de los Recursos Hídricos Superficiales de la República Argentina*. Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación–Instituto Nacional del Agua, Buenos Aires, CD-Rom.
- Stear, W.M., 2009. Morphological Characteristics of Ephemeral Stream Channel and Overbank Splay Sandstone Bodies in the Permian Lower Beaufort Group, Karoo Basin, South Africa. In: *Modern and Ancient Fluvial Systems*, J.D. Collinson and Lewin J. (Eds.), Blackwell Publishing Ltd., Oxford, UK.
- Stephenson W.J., Brander R.W., 2003. Coastal geomorphology into the twenty-first century. *Progress in Physical Geography*, 27: 607-623.
- Strahler, A.N., 1957. Quantitative analysis of watershed morphology. *Transactions of the American Geophysical Union*, 38: 913-920.
- Strahler A.N., 1964. Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. In: *Handbook of Applied Hydrology*, V.T. Chow (Ed.), McGraw-Hill, New York.
- Suárez Alonso M.L., Vidal-Abarca Gutiérrez M.R., Navarro Lucas I., Gómez Cerezo R., López Bermúdez F., 2010. Los arroyos de Baja California Sur (México): caracterización ambiental y aplicación de un índice de estado de alteración (IAR). *Rev. C. & G.*, 24: 63-77.
- Sunamura T., 1977. A relationship between wave-induced cliff erosion and erosive rate of wave. *Journal of Geology*, 85: 613-618.
- Sunamura T., 1992. *Geomorphology of rocky coasts*. John Wiley and Sons, New York 302 p.

- Swain S., 1989. Beach profile development. In: *Applications in Coastal Modeling*, V.C. Lakhan and Trenhaile A.S. (Eds.), Elsevier, Amsterdam, pp. 215-232.
- Tagil S., Jenness J., 2008. GIS-based automated Landform classification and topographic, landcover and geologic attributes of landforms around the Yazoren Polje, Turkey. *Journal of Applied Sciences*, 8: 910-921.
- Taylor R.B., Forbes D.L., Frobel, D., Shaw J. Parkes G., 1997. Shoreline response to major storm events in Nova Scotia. *Climate Change and Climate Variability in Atlantic Canada. Occas. Rep. Environ. Can.*, 9: 253-267.
- Tchilinguirian P., Pereyra F.X., 2001. Geomorfología del sector Salinas Grandes-Quebrada de Humahuaca, provincia de Jujuy. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 56: 3-15.
- Thom B.G., Hall W., 1991. Behaviour of beach profiles during accretion and erosion dominated periods. *Earth Surface Processes Landforms*, 16: 113-127.
- Thomas A., 2000. Climatic changes in yield index and soil water deficit trends in China. *Agricultural and Forest Meteorology*, 102: 71-81.
- Thorntwaite C.W., Mather J.R., 1955. The Water Balance. *Publications in Climatology*, 8: 1-104.
- Trajkovic S., Kolakovic S., 2009. Evaluation of Reference Evapotranspiration Equations Under Humid Conditions. *Water Resour Manage*, 23: 3057-3067.
- Trapero M., 1997. Para una teoría lingüística de la toponimia (Estudios de toponimia canaria). En: *Contribuciones al estudio de la lingüística hispánica*, M. Almeida y Dorta J. (Eds.), Tomo II, Literatura y Ciencia S.L., España, pp. 241-253.
- Trebino L.G., 1987. Geomorfología y evolución de la costa en los alrededores del pueblo de San Blas, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42:9-22.
- Tsuchiya A., 1994. Relationships between wood volumen increments by stem analysis and water balance in the semi-arid interior of northeastern Brazil. *Mem. Fac. Integrated Arts and Sci*, 20: 71-80.
- UNEP (Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente), 2001. *Guía para la industria minera a fin de promover la Concientización y Preparación para Emergencias a Nivel Local*. Francia.
- U.S.EPA, 1986. *Bacteriological Water Quality Criteria for Marine and Fresh Recreational Waters*. EPA-440/5-84-002, U.S. Environmental Protection Agency Cincinnati Ohio.
- USDA, Soil Conservation Service, 1972. Hydrology. In: *National Engineering Handbook*, Us Govt., Printing, Office, Washington, D.C.
- Valentin H., 1952. *Die kusten der erde*. Peterm. Geogr. Mitteleil., Erg-Heft, 246, London, 754 p.
- van Zuidam R., van Zuidam-Cancelado F.I., 1979. *Terrain Analysis and Classification Using Aerial Photographs*. ITC Books VII-6, Enschede, The Netherlands.

- Valeriano M.M., Abdon M.M., 2007. Aplicação de dados SRTM a estudos do Pantanal, RBC. *Revista Brasileira de Cartografia*, 59: 63-71.
- Vargas J.E., 2002. Políticas públicas para la reducción de la vulnerabilidad frente a los desastres naturales y socio naturales. *Serie Medio Ambiente y Desarrollo* (CEPAL), 50.
- Veihmeyer F.J., 1964. Evapotranspiration. In: *Handbook of applied hydrology*, V.T. Chow (Ed.), McGraw Hill, New York, NY, pp. 11.1-11.38.
- Verstappen H.T., van Zuidam R.A., 1991. *The ITC system of geomorphologic survey: a basis for the evaluation of natural resources and hazards*. ITC Publication.
- Verstappen H.T., 1977. *Remote Sensing in Geomorphology*. Elsevier, Amsterdam.
- Verstappen H.T., 1983. *Applied Geomorphology: Geomorphological survey for environmental development*. Elsevier, The Netherlands.
- Vidal-Abarca Gutiérrez M.R., Suárez Alonso M.L., 2007. Un modelo conceptual sobre el funcionamiento de los ríos mediterráneos sometidos a perturbaciones naturales (riadas y sequías). *Limnética*, 26: 277-292.
- Vinci M.C., 2004. Los humedales de la costa patagónica de la Provincia de Río Negro. En: *Documentos del curso-taller: Bases ecológicas para la clasificación e inventario de humedales en Argentina*, A. I. Malvárez y Bó R.F. compiladores, Buenos Aires, 30 de septiembre - 4 de octubre de 2002.
- Vitale A.J., 2010. *Modelado y simulación del balance energético en marismas*. Tesis Doctoral. Universidad Nacional del Sur, 342 p.
- Weaver G., 1965. What is a landform?. *The professional geographer*, 17: 11-13.
- Weiler N.E., 1983. Rasgos morfológicos evolutivos del sector costanero comprendido entre bahía Verde e isla Gaviota, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38:392-404.
- Weber E.I., 1983. *Descripción geológica de la Hoja 40j, Cerro El fuerte, Provincia de Río Negro*. Servicio Geológico Nacional, Buenos Aires.
- Weiss A., 2001. Topographic Position and Landforms Analysis. *ESRI User Conference*, San Diego, CA.
- Weisser D.A., 2003. Wind energy analysis of Grenada: an estimation using the 'Weibull' density function. *Renewable Energy*, 28: 1803-1812.
- White I.D., Mottershead D.N., Harrison S.J., 1998. *Environmental systems. An introductory text*. Stanley Thornes Ltd., United Kingdom.
- Wichmann R., 1926. *Observaciones geológicas en la parte central y oriental de Río Negro*. Servicio Nacional Minero Geológico. Informe Inédito.
- Wick E., Baumann V., Favre-Bulle G., Jaboyedoff M., Loye A., Marengo H., Rosas M., 2010. Flujos de detritos recientes en la cordillera frontal de Mendoza: Un ejemplo de riesgo natural en la ruta 7. *Rev. Asoc. Geol. Argent.*, 66: 460-465.

- Willis C.W., Griggs G.B., 2003. Reductions in fluvial sediment discharge by coastal dams in California and implications for beach sustainability. *Journal of Geology*, 111: 167-182.
- Wisler C., Brater E., 1959. *Hydrology*. John Wiley and Sons, USA.
- Woodroffe C.D., 2002. Coasts: form, process and evolution. Cambridge University Press, 617 p.
- Wright L.D., 1982. Field observations of long-period, surf-zone standing waves in relation to contrasting beach morphologies. *Aust. J. Mar. Freshwater. Res.*, 33: 181-201.
- Wright L.D., Short A.D., 1984. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. *Mar. Geol.*, 56: 93-118.
- Xu C., Singh V., 2001. Evaluation and generalization of temperature-based methods for calculating evaporation. *Hydrol. Process.*, 15: 305-319.
- Yair A., Lavee H., 1995. Runoff generation in arid and semiarid zones. In: *Hydrological forecasting*, M.G. Anderson and Burt T.P. (Eds.), Wiley Interscience Publications.
- Zhou W., Yang H., Fang Z., 2006. Wind power potential and characteristic analysis of the Pearl River Delta region, China. *Renewable Energy*, 31: 739-753.

ANEXO I

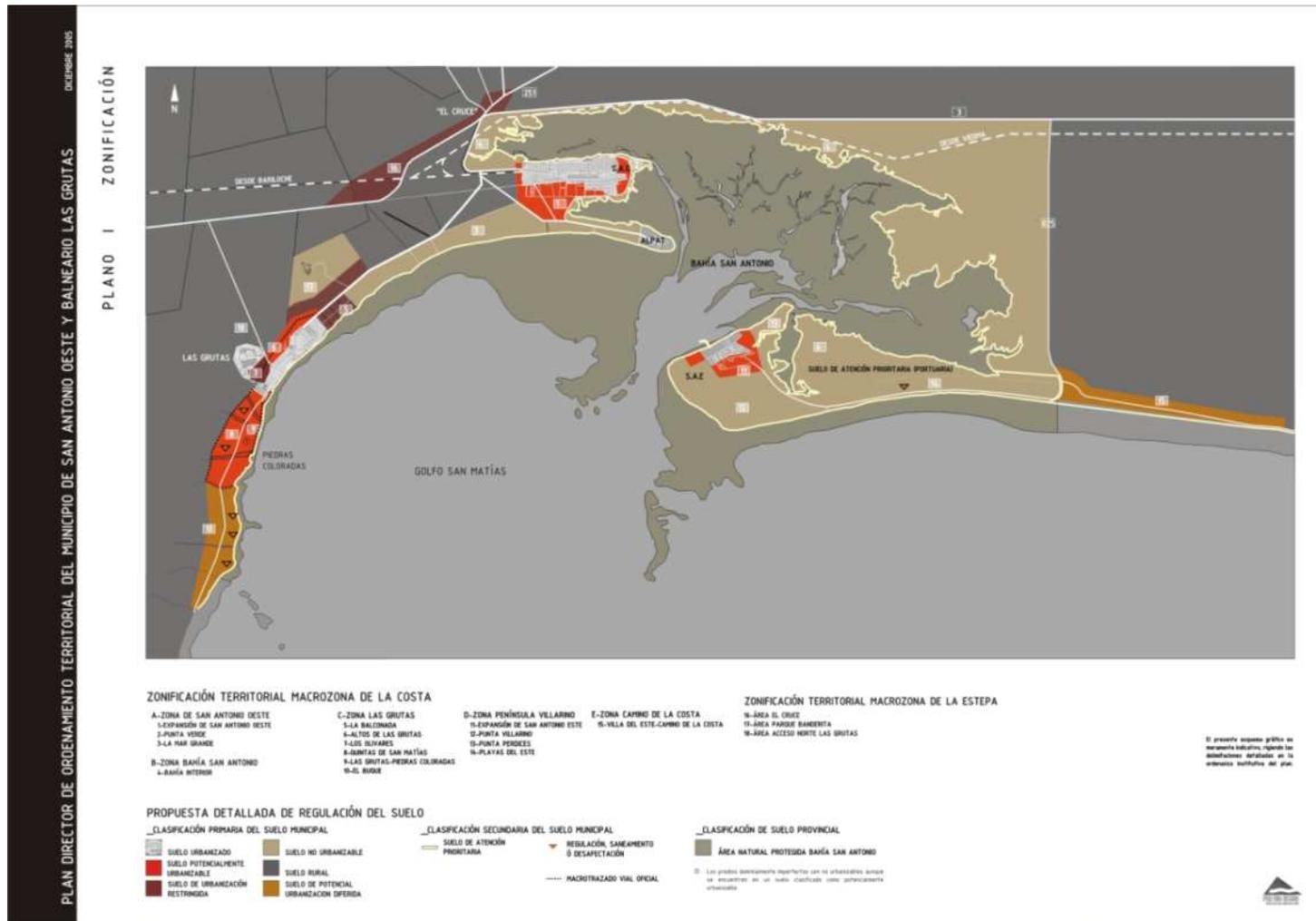
Grade*	Term	Uniaxial Comp. Strength (MPa)	Point Load Index (MPa)	Field estimate of strength	Examples
R6	Extremely Strong	> 250	>10	Specimen can only be chipped with a geological hammer	Fresh basalt, chert, diabase, gneiss, granite, quartzite
R5	Very strong	100 - 250	4 - 10	Specimen requires many blows of a geological hammer to fracture it	Amphibolite, sandstone, basalt, gabbro, gneiss, granodiorite, limestone, marble, rhyolite, tuff
R4	Strong	50 - 100	2 - 4	Specimen requires more than one blow of a geological hammer to fracture it	Limestone, marble, phyllite, sandstone, schist, shale
R3	Medium strong	25 - 50	1 - 2	Cannot be scraped or peeled with a pocket knife, specimen can be fractured with a single blow from a geological hammer	Claystone, coal, concrete, schist, shale, siltstone
R2	Weak	5 - 25	**	Can be peeled with a pocket knife with difficulty, shallow indentation made by firm blow with point of a geological hammer	Chalk, rocksalt, potash
R1	Very weak	1 - 5	**	Crumbles under firm blows with point of a geological hammer, can be peeled by a pocket knife	Highly weathered or altered rock
R0	Extremely weak	0.25 - 1	**	Indented by thumbnail	Stiff fault gouge

* Grade according to Brown (1981).

** Point load tests on rocks with a uniaxial compressive strength below 25 MPa are likely to yield highly ambiguous results.

Tabla de clasificación de la resistencia de la roca intacta en el campo, a partir del empleo de un elemento cortante. Fte. Hoek (1994).

ANEXO II



Cartografía del Plan de Ordenamiento Territorial del Municipio de SAO y Balneario Las Grutas. Fte. Consejo de Ecología y Medio Ambiente (Provincia de Río Negro).

ANEXO III

DISEÑO DE ENCUESTA AL TURISTA

Balneario:

Fecha: / /

1. Datos del encuestado

Lugar de residencia permanente:

Edad: 15 a 25 26 a 35 36 a 45 46 a 55 56 a 65 >= 66 Sexo: Femenino Masculino Nivel de instrucción alcanzado: Primario (Inc.) (Com.) Secundario (Inc.) (Com.) Terciario/Universitario (Inc.) (Com.) Ocupación: Empleado público Empleado privado Independiente Estudiante Ama de casa Otro 2. ¿Con quién viaja? Sólo Familia Amigos Otro 3. ¿Cuántas veces visitó el lugar? 1º vez Regular Esporádicamente 4. ¿Por qué eligió este lugar? Descansar Conocer Realizar deportes Otro

¿Cuál? _____

5. Tiempo de estadía (en días): <= 3 4 a 7 8 a 15 >=16 6. Medio de transporte: Vehículo part. Ómnibus Combi Avión Otro

¿Cuál? _____

7. Tipo de alojamiento: Residencia part. Residencia alq. Hotel Camping Otro ¿Cuál? _____8. ¿Conoce la playa? Si No . Si la respuesta es afirmativa:¿Qué actividades realiza en la playa? Exposición al sol, baño Juegos de playa Caminatas Parador playero Deportes acuáticos ¿Cuáles? _____¿Qué es lo que más valora de la playa? Calidad de la arena y agua de baño Paisaje Condiciones del mar (temperatura, oleaje, etc.) Seguridad Densidad de uso Disponibilidad de equipamiento y servicios Otro

¿Cuál? _____

9. En condiciones de mal tiempo, ¿Qué actividades realiza? Se desplaza hacia otros

lugares más alejados del balneario (retorna al balneario) Visita atractivos enambientes cerrados Realiza compras Permanece en el alojamiento Otra

¿Cuál? _____

10. ¿Qué transformaciones observa desde que arribó por primera vez (Tiempo aproximado: __años)?

En la ciudadExpansión de la ciudad. Si No Concentración de edificaciones en el frente costero. Si No Mayor calidad en las nuevas construcciones. Si No Ejecución de obras y servicios públicos. Si No (*)En la costa¿Observa cambios en la playa respecto de otros años? Si No .

¿Cuáles? _____

¿Observa cambios en los acantilados respecto de otros años? Si No .

¿Cuáles? _____

11. ¿Cómo valora los siguientes aspectos del balneario? (**Muy Bueno (MB)**, **Bueno (B)**, **Regular (R)**, **Malo (M)**)

Accesibilidad terrestre: ____

Comunicaciones: ____

Seguridad: ____

Oferta de alojamientos: ____

Oferta de restaurantes: ____

Oferta de comercios: ____

Oferta de atractivos culturales: ____

Oferta de atractivos naturales: ____

Amabilidad y hospitalidad: ____

12. ¿Cómo calificaría al balneario? (1 a 10): ____

13. ¿Ud. que prefiere? Que la ciudad continúe expandiéndose sin acciones conservacionistas Que mantenga el espacio en estado natural sin intervención antrópica Ambas opciones

(*) Válido sólo en Las Grutas.

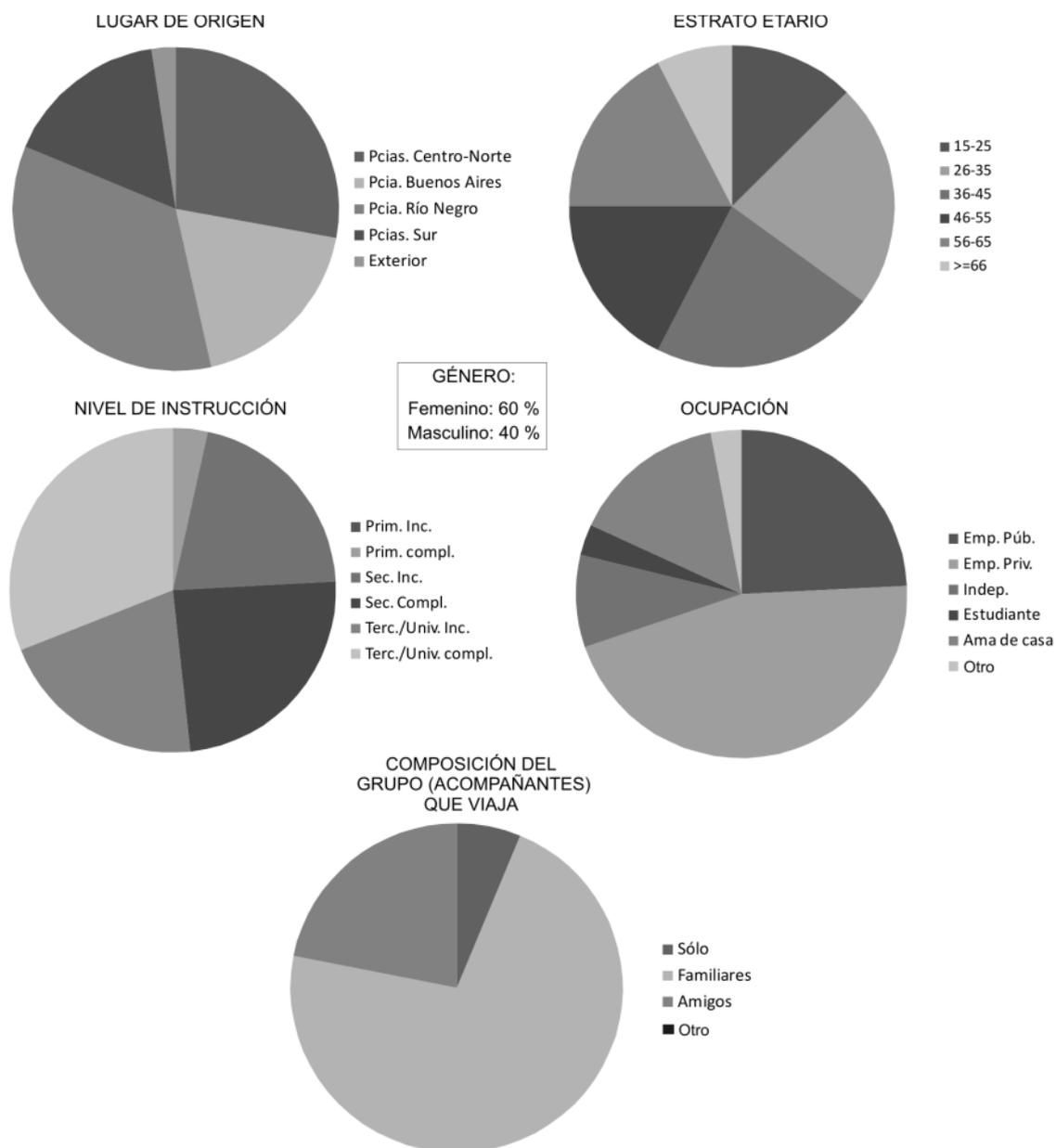


Figura a: Aspectos socioeconómicos de los turistas encuestados en Las Grutas. Fte. elaboración propia.

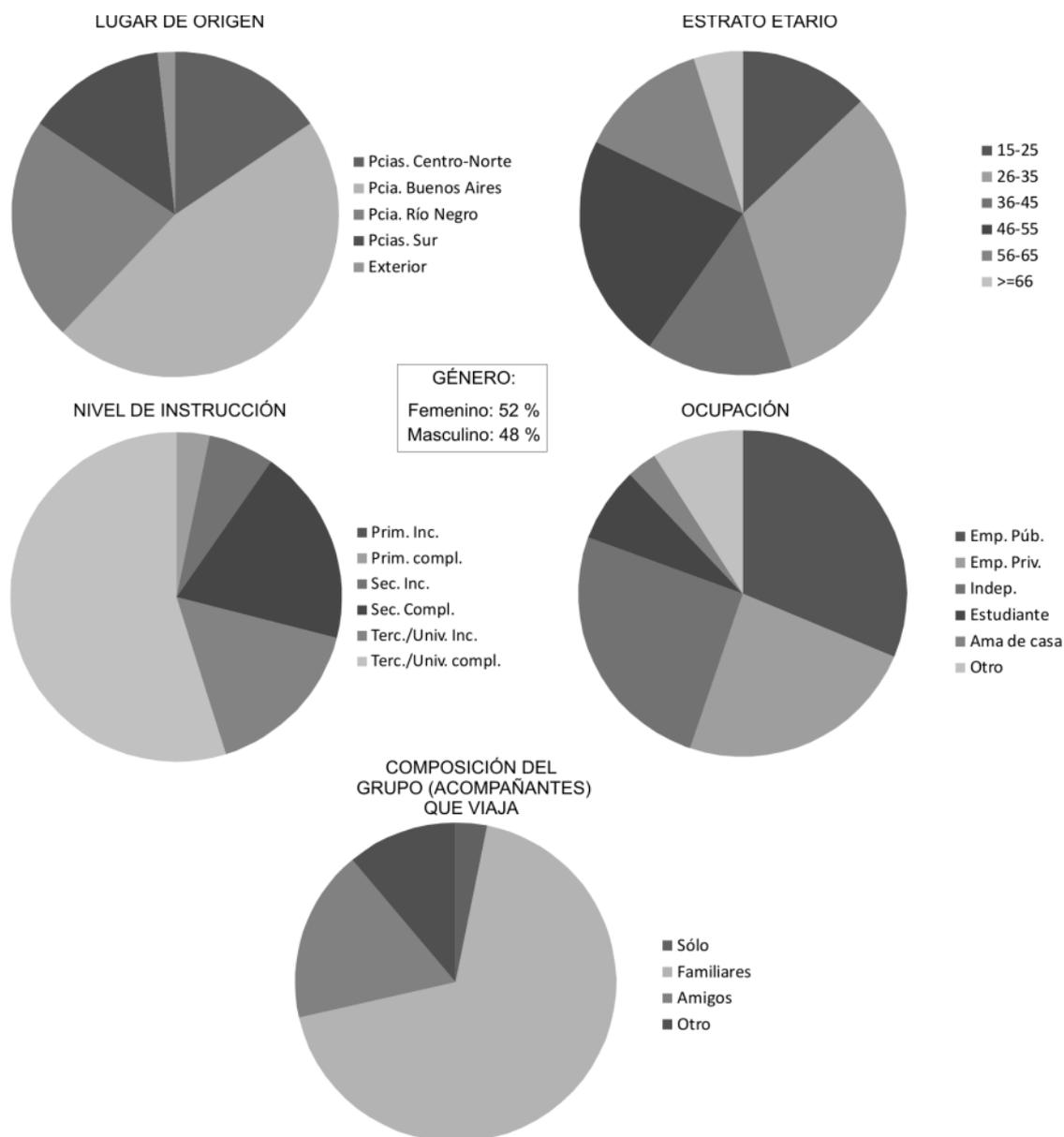


Figura b: Aspectos socioeconómicos de los turistas encuestados en Playas Doradas. Fte. elaboración propia.

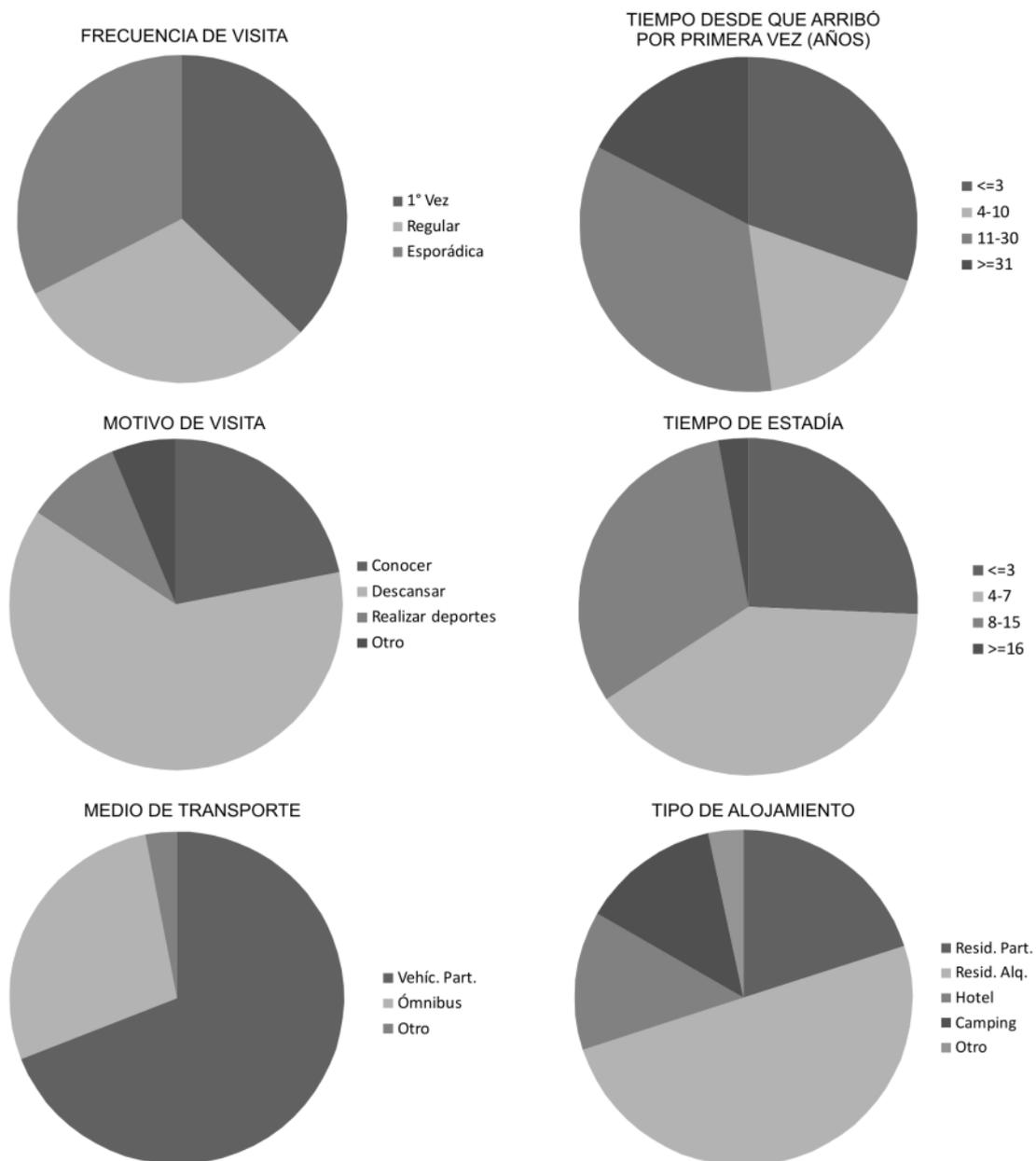


Figura c: Información acerca del viaje de los turistas encuestados en Las Grutas. Fte. elaboración propia.

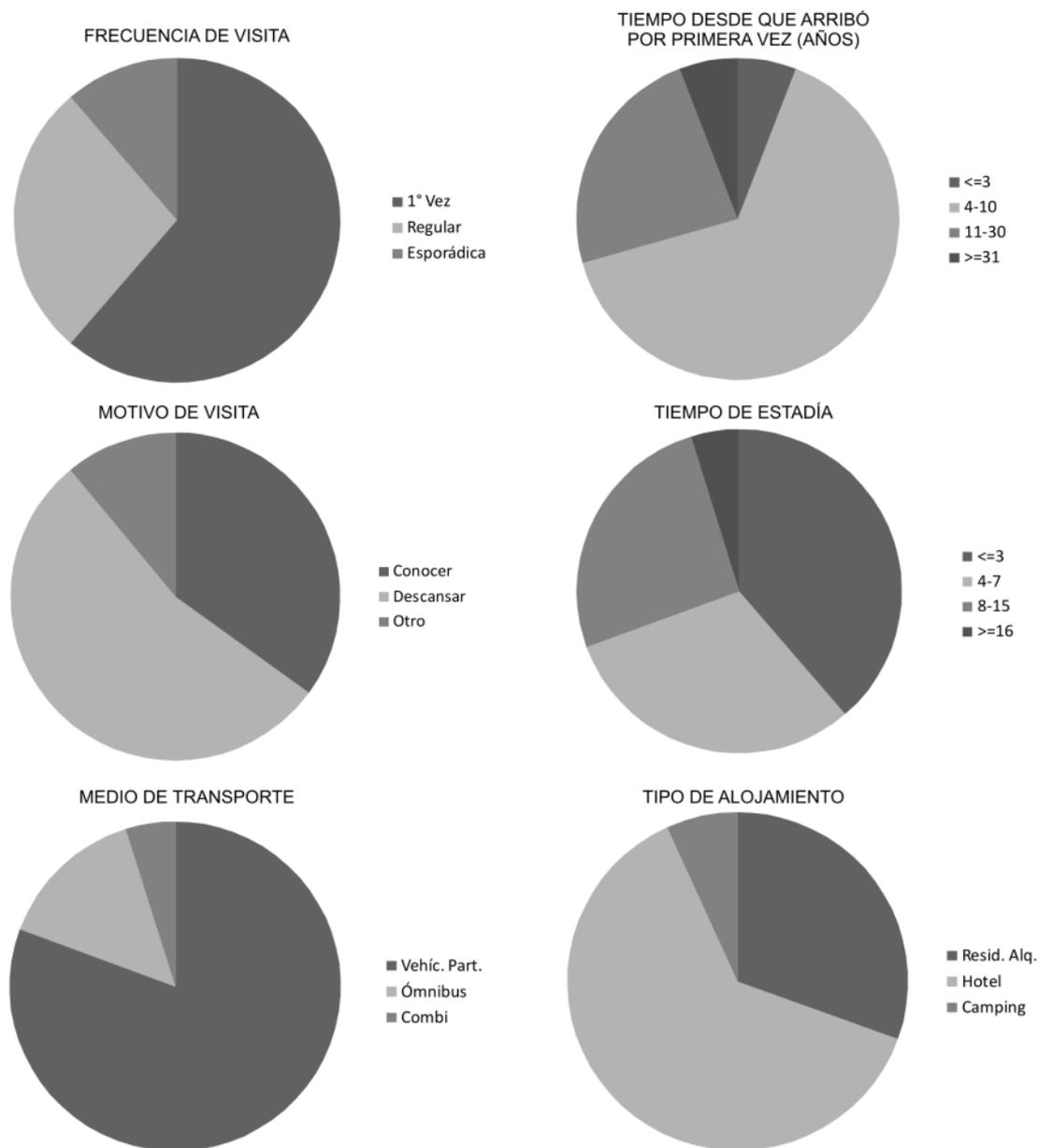


Figura d: Información acerca del viaje de los turistas encuestados en Playas Doradas. Fte. elaboración propia.