

RIO NEGRO
Consejo Federal de Inversiones

**ESTUDIO DE LA DINÁMICA COSTERA Y RETROCESO DEL ACANTILADO EN LA
ZONA QUE OCUPA ACTUALMENTE EL CENTRO DE INTERPRETACIÓN DE LA
RESERVA FAUNÍSTICA PUNTA BERMEJA**



INFORME FINAL

Noviembre 2019

**Alberto T. Caselli, Gerardo E. Barion, Miriam Minutella, Johana Soplanes y Nathalia
Miguelés**



Tabla de contenido

1. INTRODUCCIÓN	2
2: MARCO TEÓRICO	4
2.1. Generalidades.....	4
2.2. Factores Condicionantes y Procesos	5
2.3. Morfología de costas rocosas.....	9
2.4 Proceso-respuesta de erosión costera	12
2.5 Índices de Peligro e Impacto en el retroceso de acantilados.....	14
3: RESERVA FAUNÍSTICA PUNTA BERMEJA	16
3.1. Características del medio físico	16
3.2. Geología del área.....	22
3.3. Geomorfología del Área	27
4. CARACTERIZACIÓN GEOTÉCNICAS DEL ACANTILADO	32
4.1 Generalidades.....	32
4.2 Colección de datos de campo.....	33
4.3 Análisis de muestras en Laboratorio: Compresión simple	37
4.4 Clasificación del acantilado como macizo rocoso	38
5: DINÁMICA Y EVOLUCIÓN DEL ACANTILADO	41
5.1 Velocidad de retroceso a partir de imágenes satelitales y fotografías aéreas	41
5.2 Procesos que intervienen en la dinámica del acantilado	41
5.3 Análisis evolutivo a partir de Unidades Dinámicas del Acantilado	47
6: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	61
Recomendaciones	62
BIBLIOGRAFÍA	63

1. INTRODUCCIÓN

El Área Natural Protegida “Reserva Faunística Punta Bermeja” se encuentra ubicada en el sector oriental de la costa norte del Golfo de San Matías, provincia de Río Negro, entre Bahía Rosas al oeste y el Balneario El Cóndor al este (fig. 1.1). La reserva se extiende a lo largo de un frente de aproximadamente 14 km de costa e incluye una faja de 500 m de ancho sobre el continente y unos 1000 m sobre el frente marino.

Esta región de la costa atlántica se encuentra sometida a procesos de erosión marina que generan acantilado y plataforma de abrasión activos. El área se encuentra ubicada en un sector de acantilados particularmente activos, con un frente de pendientes sub-verticales y evidencias de derrumbes, vuelcos y deslizamientos frecuentes, que contrasta con las zonas aledañas, que muestran un grado de actividad mucho menor.

El objetivo del presente estudio es analizar la dinámica costera y retroceso del acantilado en la zona que ocupa actualmente el Centro de Interpretación. El retroceso de costas rocosas es un proceso dinámico y cíclico. Las causas por las que se produce son muy diversas y generalmente muy complejas. El conocimiento y estimación de los factores condicionantes de la erosión costera a corto y largo plazo son de suma importancia para las políticas de gestión y ordenamiento costero. La incertidumbre en los efectos que puede provocar el cambio climático (cambios del nivel del mar, cambio en dirección y magnitud de los frentes de tormentas, etc.) sobre la costa, plantea la necesidad de estimar las consecuencias.

En este sentido, y como otro de los objetivos principales de este trabajo, es proponer un nuevo método de seguimiento y monitoreo preciso sobre la evolución y velocidad de retroceso del acantilado en esta región. Olivares (2003), al informar sobre los fenómenos naturales que se manifiestan entre La Lobería – Bahía Rosas, menciona que es oportuno comenzar a implementar una serie de controles tendientes a evaluar, la magnitud de los eventos y su cuantificación. Propone instalar una serie de líneas de estacas paralelas a la costa debidamente georeferenciadas y realizar la silueta de la línea de costa toda vez que se inspeccione el sector, además de efectuar perfiles topográficos transversales a la línea de costa, a fin de establecer variaciones en la altura del acantilado. En el año 2004, el Grupo de Geología Ambiental de la UNMdP, mencionan, entre otros, la falta de información y datos precisos de los procesos naturales sistemáticos y de largas series de tiempo que tienen significación en modelado costero. Este informe propone la medición directa, en posiciones previamente fijadas, de la distancia entre mojones alineados y la costa, tomada como el borde del acantilado. Los puntos de monitoreo coinciden con las bajadas al mar, separados entre sí varios kilómetros. En el área de estudio, las más cercanas son las de La Lobería y Echandi. Con posterioridad, Del Rio et al. (2007) determinaron, en forma expeditiva, la velocidad de retroceso de los acantilados en la costa norte del Golfo San Matías. Realizaron la medición en base a material cartográfico y fotografías aéreas de diferentes años, determinando puntos de control. La costa analizada muestra una velocidad de retirada promedio de 0,81 m/año, aproximadamente, con valores extremos que varían entre 1,44 m/año y 0,2 m/año. La velocidad de retroceso promedio, entre los años 1958 y 2003, para el balneario la Lobería es de 0,54-0,66 m/año.

Se considera aquí, en base a lo observado en el terreno, que los procesos de erosión actuantes son de diferentes índoles y varían y actúan en un rango espacial de

pequeña escala. En este sentido, conocer cómo evoluciona la erosión del sistema costero, a partir del seguimiento con las nuevas técnicas fotogramétricas planteadas en el presente estudio, permitirá inferir predicciones espaciales y temporales sobre el retroceso del mismo para una mejor gestión y ordenamiento costero.

En el presente trabajo se realiza, en un primer capítulo, una recopilación de antecedentes teóricos generales respecto a lo que se denominan como costas rocosas, que son las bases sobre las que se apoyará el trabajo final. En un segundo capítulo, nos abocamos a plantear la situación de los acantilados de la Reserva Faunística Punta Bermeja, tanto a describir, a partir de una recopilación exhaustiva, las características del medio físico, la geología y geomorfología. Un tercer capítulo del presente informe, muestra el estudio geotécnico realizado sobre la pared del acantilado. Un cuarto capítulo, trata sobre el análisis evolutivo del acantilado, a partir de las observaciones realizadas en el terreno y los relevamientos fotogramétricos efectuado con un Vehículo Aéreo no Tripulado (VANT) donde se deducen los principales procesos actuantes. A partir de este relevamiento se plantea la dinámica y evolución del acantilado en este sector y se propone un nuevo método de seguimiento del mismo hacia el futuro, para una determinación fehaciente de las velocidades de retroceso del mismo a partir de sus causas. Finalmente, un último capítulo, donde se presentan las conclusiones y recomendaciones.

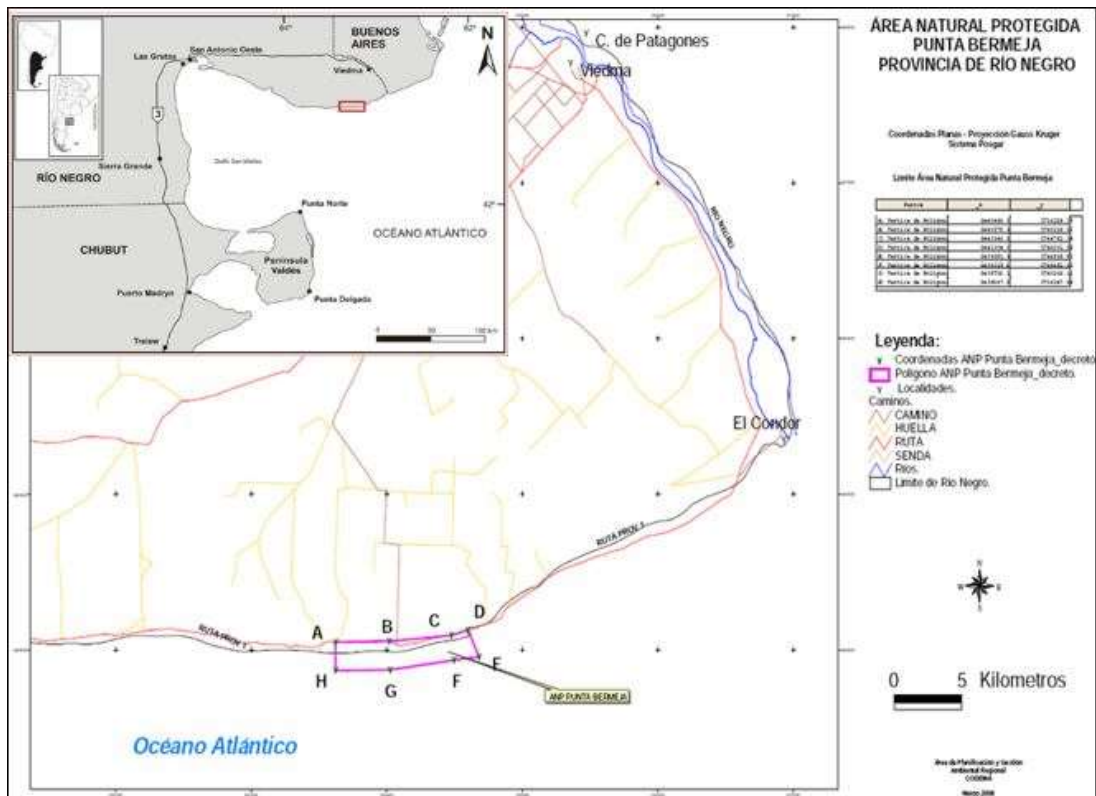


Figura 1.1: Mapa de ubicación del área de estudio. Tomado de Plan de Manejo de la Reserva Punta Bermeja.

2: MARCO TEÓRICO

2.1. Generalidades

Las distintas aproximaciones al conocimiento de la franja costera como sistema dinámico reconocen un comportamiento complejo que es el resultado de las interacciones entre un gran número de procesos naturales y humanos, que actúan sobre un amplio rango de escalas espaciales y temporales (Castedo, 2010; Paredes et al., 2012).

Los libros de geomorfología costera definen el acantilado como un accidente geográfico en forma de escarpe litoral denudado y modelado por la acción simultánea de dos tipos de procesos: (1) marinos, que actúan por debajo de la lámina de agua en su base con la doble función de erosionar y transportar; y (2) subaéreos, sobre la pared que se encuentra por encima del nivel del mar produciendo caída de materiales (fig. 2.1) (Castedo, 2010, 2012).

Las causas por las que se produce el retroceso del acantilado son muy diversas y generalmente muy complejas. La mayoría de los eventos que provocan el movimiento del terreno se originan por la combinación del impacto del oleaje sobre el acantilado, la erosión y desgaste aéreo y la posibilidad de que surjan presiones por aguas subterráneas, condicionado a las características geológicas (litológicas y estructurales) de los materiales que forman el acantilado. A esto debe añadirse el efecto antrópico, que puede modificar las condiciones de estabilidad sobre el acantilado o la dinámica litoral del entorno. Por tanto, en costas acantiladas que presenten fenómenos erosivos de relevancia es crucial el conocimiento tanto de la posición y forma del acantilado, como de las condiciones climáticas e hidrodinámicas existentes en dicha zona, de los materiales presentes y de las estructuras que puedan modificar la dinámica natural del acantilado.

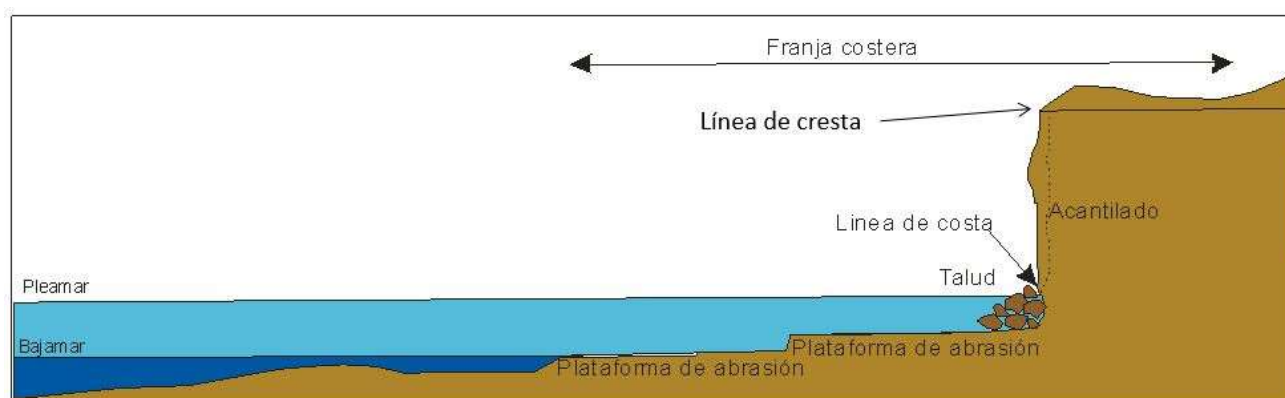


Figura 2.1: Esquema de una franja costera rocosa.

El retroceso de acantilados o recesión costera es un **proceso dinámico**, normalmente **cíclico**, mediante el cual se produce una pérdida de terreno, tierra adentro, de la línea que demarca el borde superior o cresta del acantilado, causado por el movimiento o caída de materiales hacia el mar (Castedo, 2010, 2012). Se trata de un proceso que puede ser simplificado a cuatro estados, secuencialmente distribuidos en el tiempo:

- el **desprendimiento**, de pequeños fragmentos a grandes bloques de material rocoso o poco competente que constituye el acantilado;

- el **transporte**, de todo o parte del material desprendido;
- el **depósito**, de este material en el frente del acantilado, en la plataforma o playa o mar adentro,
- la **redistribución**, del material movilizado o su barrido por la acción marina, que deja de nuevo al descubierto el frente del acantilado exponiéndolo otra vez a la acción de los agentes erosivos.

Este proceso puede presentar diferentes velocidades de retroceso en función de diversos condicionantes.

El conocimiento y estimación de los factores condicionantes de la recesión costera a corto plazo es tarea fundamental para que las políticas de gestión y ordenación costera no fracasen, puesto que, en términos humanos, cambios inesperados en la costa se traducirían en la pérdida de inversiones, reparaciones costosas, nuevos peligros medioambientales e incluso la pérdida de vidas (Ayala-Carcedo y Olcina, 2002).

A más largo plazo, la incertidumbre en los efectos que puede provocar el cambio climático (cambios del nivel del mar, cambio en dirección y magnitud de los frentes de tormentas, etc.), plantea la necesidad de estimar las consecuencias en la región litoral. Recientemente, las interpretaciones cualitativas a los análisis efectuados en este sentido muestran que, si se produce un rápido ascenso del nivel del mar y aumenta la intensidad de las tormentas, se prevé un aumento de la tasa de erosión costera (Sunamura, 1992; Medina et al., 2004, Kokot et al. 2003). Sin embargo, se desconoce cuantitativamente cuál será el incremento provocado en la recesión costera a lo largo del tiempo, frente a las tasas de retroceso actuales.

2.2. Factores Condicionantes y Procesos

En la naturaleza los agentes marinos (oleaje, corrientes, mareas, etc.) actúan de manera simultánea sobre los materiales que constituyen la base del acantilado (hasta cierta altura sobre el nivel del mar) y suelen encontrarse acoplados con otros fenómenos físicos, químicos e incluso biológicos dando lugar a la erosión del acantilado, vinculados al clima predominante. La tasa de erosión de los acantilados costeros y las formas de relieve resultantes están relacionadas a estos factores a los que están expuestos y el tiempo durante el cual han funcionado estos procesos.

Litología y estructura del acantilado: El tipo de rocas expuestas en acantilados o plataformas costeras es un factor extremadamente importante para determinar su tasa de erosión. También lo son las estructuras internas (diaclasas, fracturas y fallas), que ejercen un control en la morfología, tasa de erosión de los acantilados, determinando el tamaño y la geometría de los bloques que caen del mismo. Las áreas con los materiales más resistentes acaban generando cabos, promontorios, farallones de roca aguas adentro. Las zonas más débiles se desgastan más visiblemente dando lugar a oquedades, cuevas, arcos, etcétera. En este contexto la dureza de los materiales se refiere a la resistencia y la tenacidad de las rocas atacadas por las fuerzas físicas de la acción marina. La dureza de la roca depende varios factores. Las rocas masivas son generalmente más resistentes a la erosión que las formaciones rocosas atravesadas por fracturas, planos de estratificación, diaclasas o zonas de falla, que facilitan la debilidad del material y su arranque por parte de los procesos erosivos. La mayoría de las formaciones poseen discontinuidades que producen superficies de debilidad, atacables

por la corrosión, y penetradas por la erosión marina, condicionándose el aspecto en planta de la costa acantilada. Estas discontinuidades son excavadas por desgaste y socavación de las olas gracias a su debilidad relativa frente a la roca sana circundante, que en la jerga geotécnica se denominan como matriz y discontinuidades. En síntesis, la forma de muchos acantilados costeros, así como las irregularidades de menor escala, a menudo están estrechamente vinculadas a la orientación y espaciamiento de las discontinuidades (fig 2.2).

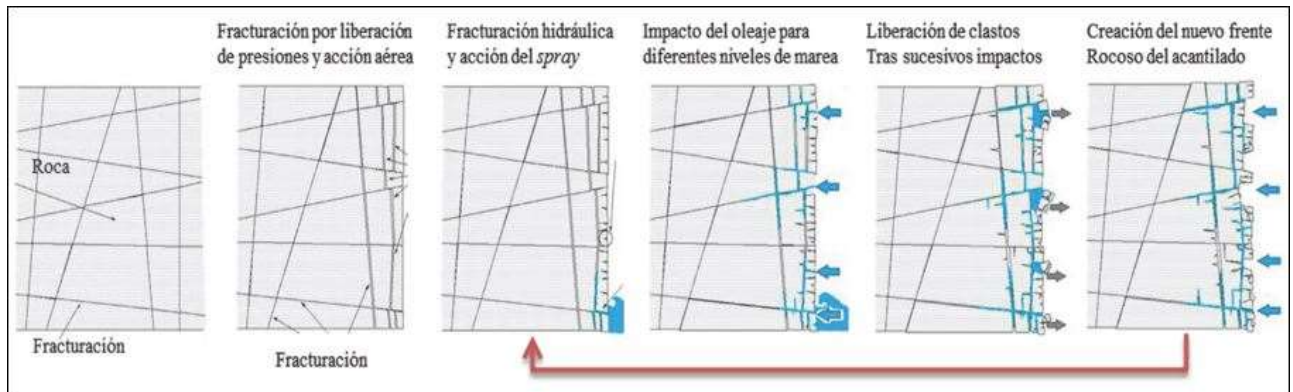


Figura 2.2: Esquema descriptivo del ciclo de liberación de material por la acción marina en el frente rocoso del acantilado. Tomado de Castedo (2012)

Variación de la marea: Importante es el efecto de marea, que somete a la costa a un constante movimiento de ascenso (pleamar) y descenso (bajamar) del agua modulando en la vertical la franja de terreno sobre la que actúan las olas. La capacidad transformadora de estas oscilaciones se debe, más que a su carácter intrínseco, al efecto impulsor ejercido sobre el oleaje, que amplía si su zona de actuación sobre la costa. Las diferencias globales en los rangos de mareas diarias varían desde casi imperceptibles hasta más de 12 metros. El rango de elevación entre las mareas altas y bajas determina la extensión de los acantilados costeros o acantilados que están expuestos y cubiertos alternativamente con agua de mar e impactados por las olas. La meteorización de la capa de agua en la zona de saturación permanente, que incluye el ablandamiento y el debilitamiento de las rocas a través de la meteorización y la solución, permite que los procesos de erosión (incluido el impacto hidráulico) sean efectivos en una zona cada vez más amplia, como el rango vertical entre alta y baja marea.

Corrientes litorales: Próximo a la ribera litoral las corrientes están asociadas a las mareas y al oleaje, generando la deriva y la resaca. Las corrientes de deriva litoral son también agentes erosivos y su principal acción consiste en arrastrar partículas en suspensión, por lo que son responsables, junto con los aportes de detritus procedentes del propio frente acantilado, de la extensión lateral de las playas arenosas.

Exposición a la acción de las olas: La acción mecánica de las olas es el principal agente de erosión, especialmente las tormentas y oleaje más vigoroso. Esta erosión mecánica de las olas se realiza mediante una serie de procesos que llevan a la extracción del material. La extracción de bloques es generalmente el mecanismo erosivo dominante durante la existencia de olas vigorosas. En el golpe de agua, las altas presiones de choque generadas contra las paredes del acantilado (que pueden alcanzar

hasta 690 kPa), comprime el aire presente dentro de las discontinuidades de las rocas (diaclasas, grietas, etc.) y genera la apertura de la misma. Este efecto es más efectivo en la zona justo debajo del nivel de la cresta de la ola (Sanders, 1968), disminuyendo su eficacia rápidamente con la profundidad debajo de la superficie del agua.

En consecuencia, el nivel de mayor erosión a largo plazo debe estar relacionado con los niveles de marea alta y baja, y la energía de las olas es probablemente mayor durante los períodos de mareas altas debido a las mayores profundidades del agua y la fricción reducida sobre el fondo. Las olas más altas y efectivas ocurren durante las tormentas, cuando la superficie del agua se eleva por encima de su nivel de agua o marea. Es en esos momentos que el impacto de las olas alcance los puntos más altos del acantilado marino.

El calentamiento global puede tener un efecto importante sobre las temperaturas del aire, pudiendo marcar diferencias regionales en los comportamientos de la temperatura del aire, siendo esta nueva distribución de vientos la causante de cambios en los patrones locales del oleaje (Manabe y Stouffer, 1980). Otros estudios (Emanuel, 1987), sugieren que un aumento en la temperatura superficial del agua, puede aumentar la intensidad y frecuencia de las tormentas tropicales. Esto significa que el oleaje producido por tormentas, será más severo y más frecuente, lo que provocará un importante aumento de las tasas de recesión o retroceso del acantilado. Por lo general, intuimos la recesión del acantilado como un proceso episódico y en gran medida impredecible. La exactitud en las predicciones de erosión de acantilados costeros dependerá enormemente de la mejora en las predicciones de cambio en el oleaje de tormenta, así como, de los cambios en el nivel del mar.

La distribución y el alivio de las plataformas de abrasión cerca de la costa conducen a un patrón complejo de ataque de olas en la costa. La presencia o ausencia de una playa protectora, ya sea permanente o estacional, puede proporcionar el amortiguador más importante a un acantilado del ataque de la ola directa.

Otros procesos que ocurren son la abrasión y corrosión. La **abrasión** se trata de una acción mecánica por rozamiento que produce un desgaste o erosión de un material rocoso. Este desgaste causado a la roca se logra mediante la acción mecánica del agua cargada por partículas procedentes de los derrubios (arena, guijarros) normalmente desprendidas del mismo frente rocoso que está siendo erosionado. Es importante, sobre todo, en la formación de costas acantiladas y está relacionada con la presencia de "herramientas" (arena, grava) y la energía de las olas disponibles para mover estas. La abrasión tiende a producir superficies mucho más suaves que los procesos de extracción descritos anteriormente, aunque en los casos en que se presentan inhomogeneidades litológicas o debilidades estructurales, la abrasión puede producir un desgaste local o ranuras del lecho de roca. Otro ejemplo de abrasión es la formación de "marmitas", donde guijarros tallan depresiones circulares en plataformas de roca intermareal. La abrasión es más efectiva cuando la cobertura de sedimento en la zona litoral es lo suficientemente delgada (quizás hasta 10 cm) de manera que la energía de onda disponible puede agitar o desalojar partículas (Robinson, 1977).

Los procesos de **corrosión** tienen lugar en los acantilados rocosos costeros que no se encuentran protegidos por una cobertura de suelo o vegetación en la zona intermareal. Como resultado del ciclo de desecación y humectación de las rocas, se produce una superficie intrincadamente agujereada (desgaste acicular) que puede desembocar en una

desintegración física por decrepitación, liberándose pequeños fragmentos rocosos que son barridos por las olas. El continuado efecto de la sumersión y emersión resulta ser mucho más efectivo en zonas semiáridas donde la desecación frecuente en el ambiente seco se alterna con el empapado que producen las lluvias ocasionales y el mar mediante las fuertes mareas, la aspersion y rociado de las olas.

Otro proceso que ocurre está vinculado a las sales contenidas en el agua del mar. Estas ejercen una labor de **disolución**, provocando oquedades por hidrólisis en rocas no calcáreas o fenómenos kársticos en rocas calizas. Así mismo, los afloramientos rocosos en los acantilados y plataformas costeras pueden ser disueltos por el agua de lluvia, por el agua marina, o por el agua de mar pulverizada de las olas, cuando se encuentran en un ambiente subaéreo.

La extracción del substrato rocoso por la actividad orgánica directa (**bioerosión**) es otro de los procesos que generan la presencia de seres vivos, que suelen tener un efecto destacable en zonas cálidas, dando lugar a diversas formaciones, así como a fenómenos de erosión mecánica y química.

El **endurecimiento** de las rocas costeras es una forma de deterioro por el que se aumenta la resistencia a la erosión, y contribuye a la persistencia de los afloramientos rocosos en los acantilados, en los promontorios, pilares, farallones y en las plataformas de abrasión. Los afloramientos endurecidos se encuentran menos afectados por otros procesos de desgaste o por la abrasión marina. El endurecimiento se debe a los procesos que ocurren en la costa, y que no se dan en el interior, ligados al enriquecimiento por la precipitación de los carbonatos o de compuestos ferruginosos o silíceos que cementan la superficie y que pueden proceder de organismos que se asientan sobre la roca.

Aumento relativo del nivel del mar: Un cambio relativo en el nivel de las aguas es, por definición, un cambio en la elevación de la superficie del mar en comparación con alguna superficie local de la tierra. La tierra, el mar, o ambas cosas puede haber cambiado en términos absolutos con respecto al geode terrestre. Así, resulta excepcionalmente difícil detectar cambios absolutos del nivel del mar debido a que los mareógrafos se encuentran instalados en masas de tierra que se pueden desplazar verticalmente. Las tasas de retroceso de la línea de costa están enormemente influenciadas por los cambios en el nivel del mar.

Está mundialmente aceptado que muy probablemente se produzca un aumento a nivel mundial del nivel medio del mar durante el próximo siglo, debido al calentamiento global inducido o acelerado por las actividades humanas. Diversas agencias o centros como la *US Environmental Protection Agency* (EPA) o el *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC), junto con investigadores particulares (Thomas, 1986), han tratado de estimar las tasas de crecimiento del nivel medio del mar para el próximo siglo. Sin embargo, existe una dispersión en las predicciones que van desde los 30 cm en el año 2100 para la predicción más conservadora del IPCC, hasta los 110 cm para el mismo año que dan las peores previsiones. El rango de valores de las predicciones de Thomas (1986) van desde los 90 cm hasta los 170 cm para el mismo año. Por tanto, el rango de valores que se estima como probable (Sunamura, 1992), va desde los 50 a los 100 cm para el año 2100. Esto afectará de distinta manera a cada región costera. La exactitud en

las predicciones de erosión de acantilados costeros dependerá enormemente de la mejora en las predicciones de los cambios en el nivel del mar.

2.3. Morfología de costas rocosas

Acantilados. El término acantilado se refiere a una geoforma de erosión marina compuesta por una escarpa de gran pendiente, donde un terreno elevado encuentra el mar (Marcomini y López, 2014). La geomorfología de un acantilado se encuentra ligada íntimamente a su geología, es decir, a las variaciones en la litología y la estructura de los materiales que son alcanzados por la erosión marina a medida que la base del acantilado va siendo desgastada. Los acantilados escarpados o socavados son típicos de los ambientes dominados por las olas, mientras que las pendientes convexas se desarrollan donde el clima y el régimen de olas son más propicios para la erosión subaérea.

Los procesos de acción marina han estado modelando las costas rocosas con el nivel del mar actual creando las morfologías características de dichas zonas. Las rocas expuestas a los fenómenos mecánicos, químicos y biológicos anteriormente mencionados, sufren la erosión, el desgaste y la corrosión que penetra en zonas de debilidad. Estos procesos dan lugar a morfologías, algunas de las cuales son específicas de la acción marina cuyos tamaños abarcan un amplio rango de escalas. Estas morfologías son:

Oquedades basales: también denominados muescas o *notch*, son un claro indicador de la presencia de la erosión del acantilado en su pie. Se trata de una hendidura que se produce normalmente en la base del acantilado o a la altura del nivel de marea alta, y cuya anchura suele ser mayor que su profundidad. Su apertura vertical depende del rango entre mareas, y de la exposición a los temporales. El techo de esta muesca es casi horizontal y su base, si se extiende más allá de la vertical del acantilado, se confunde, a veces, con el inicio de la plataforma de abrasión. En su formación intervienen varios procesos morfogénicos marinos, principalmente los mecánicos, condicionados por la resistencia de las rocas en la base del acantilado, por la energía con que llegan las olas a ese punto y por la cantidad de material abrasivo que transporten. En la forma definitiva de la hendidura se integran y combinan los efectos de la erosión mecánica con los de la química (mediante disolución) y biológica (si se asientan organismos que desmenuzan la roca).

Cuevas o cavernas: también denominadas como “grutas” localmente, pueden llegar a formar grandes oquedades de morfología y trazado muy diverso, cuya penetración en el macizo que forma el acantilado es mucho mayor que el tamaño de la entrada en el acantilado. Su formación está fuertemente condicionada por factores litológicos y estructurales (según planos de debilidad).

Promontorios: se trata de una porción pequeña de tierra o punta que se extiende desde la costa hasta el interior del mar. Se forman a partir de rocas más endurecidas que se dificultan más su erosión.

Gargantas: son valles muy angostos, de paredes casi verticales, que entran desde el frente del acantilado hacia el interior, y que suelen originarse por el colapso de cuevas o por la apertura de fisuras o superficies de debilidad, debido a la continua acción marina en el frente del acantilado.

Arcos y pilares: en aquellos promontorios que se adentran en el mar en forma de puntas de tierra, donde la importante fuerza de las olas sobre planos de discontinuidad y de estratificación, ha conseguido excavar cuevas que pueden llegar a atravesar dicha estructura formando un arco o puente de roca, y hasta pilares y mesas. Los pilares son pináculos aislados de rocas que pueden formarse por colapso de un arco, entre otros orígenes.

Plataformas de abrasión. Las plataformas de abrasión se han formado en las costas donde el acantilado retrocede como consecuencia de los procesos morfodinámicos descritos anteriormente. Las plataformas que se han desarrollado alrededor del nivel del mar actual pueden dividirse según su gradiente en: plataformas en pendiente (Tipo A); plataformas pseudo horizontales (Tipo B) y acantilado desplomado sin plataforma de abrasión (Tipo C) (Sunamura 1992; Bird, 2008). Las plataformas en pendiente, o de Tipo A según Sunamura (1992), se extienden desde la base del acantilado, a la altura del alcance de la marea alta, describiendo desde allí una leve pendiente en dirección al mar. Su tendencia no es siempre uniforme, ya que tras sobrepasar el nivel de alcance de la marea baja suele producirse un aumento gradual de la pendiente hacia el suelo marino. El retroceso de estas plataformas está condicionado al grado de exposición a la acción de las olas, el rango intermareal, el gradiente de la costa transversal, la resistencia de la roca y el tiempo durante el cual han actuado los procesos erosivos en el estado del nivel marino actual.

La plataforma mareal es una plataforma rocosa costera, de Tipo B según Sunamura (1992), al nivel de la marea baja, que aparece por delante de un acantilado rocoso. Se produce sólo si los materiales rocosos se disponen estratificadamente, y además, existe una diferencia intermareal significativa (gran variación entre marea alta y marea baja). Entre éstas, las plataformas de marea alta son semihorizontales o con pendientes inferiores a 1° que se desarrollan al nivel medio de la marea alta o ligeramente por encima. Estas plataformas se encuentran expuestas a procesos subaéreos durante la mayor parte del ciclo mareal y pueden sumergirse a causa de las tormentas o por mareas muy altas. Normalmente poseen un final abrupto con un gran escalón mar adentro (un acantilado de marea baja), por debajo del cual el fondo marino se encuentra tendido. Este tipo de plataformas se desarrollan ampliamente en entornos micromareales con oleaje de baja energía, especialmente en areniscas y otras rocas permeables de grano fino. El oleaje va socavando la base del acantilado, lo que provoca posteriormente el derrumbe de la parte superior, en un proceso continuo que hace retroceder la pared rocosa, pero sin afectar a la zona por debajo del nivel de la marea baja.

Normalmente la roca sumergida reduce la fuerza del oleaje, por lo que su erosión sobre el acantilado disminuye y el proceso de retroceso se detiene a los pocos metros. Sin embargo, en zonas donde la diferencia intermareal es grande, el oleaje es intenso y el tipo y disposición de las rocas es propicio, el proceso de retroceso continúa hasta decenas o centenares de metros, dando lugar a una plataforma de roca en el nivel de la marea baja que es la rasa mareal. En esta situación, este tipo de plataformas puede evolucionar lateralmente a una plataforma Tipo A, en particular cuando hay un aumento de los fragmentos rocosos que pueden producir abrasión al ser transportados frecuentemente por las olas, si aumenta la exposición a un oleaje más energético, o si la costa está estructuralmente caracterizada por un material duro que buza hacia el mar. Es

raro encontrar este tipo de plataformas desarrolladas en materiales blandos por ejemplo arcillas o arenas, en las que el fenómeno erosivo producido por las olas es demasiado rápido como para que persistan los efectos del desgaste marino. Por otro lado, tampoco es posible su desarrollo en rocas de gran dureza como los granitos o las cuarcitas ya que el desgaste es extremadamente lento.

Los acantilados desplomados, de Tipo C según Sunamura (1992), son definidos como desniveles de material muy verticalizados que caen a plomo por debajo del nivel de marea sin presentar plataforma o afloramiento alguno en su pie. Este tipo de acantilados pueden tener su origen en un movimiento tectónico reciente, al no haber dado tiempo para que se desarrolle una plataforma de erosión.

Perfil de costas rocosas. El perfil de un acantilado está relacionado con (i) la estructura y competencia de las formaciones rocosas que afloran en su frente, (ii) con los efectos del desgaste aéreo y la denudación, y (iii) con el deterioro en su base por la acción marina. Los factores geológicos, incluidas las debilidades estructurales, las variaciones estratigráficas y las actitudes u orientaciones de los bancos, ejercen una fuerte influencia en la forma y el gradiente de los acantilados (Emery & Kuhn, 1980; Trenhaile, 1987). Si bien existe una relación compleja entre la forma de los perfiles de los acantilados y el buzamiento de las capas de rocas, los acantilados tienden a ser más pronunciados en las rocas estratificadas horizontalmente. En estos casos, pueden exponerse muchos lechos diferentes y la erosión diferencial puede producir una cara de acantilado muy irregular. En este sentido, son de gran importancia la resistencia y el espesor de los estratos sedimentarios y la posición de los miembros más débiles. Existen zonas de costa en donde podemos encontrar acantilados o zonas de escarpe combinadas.

La base del acantilado es dañada por la presión hidráulica producida en el impacto de las olas y por la acción abrasiva del agua notablemente cargada de fragmentos de roca (arenas y gravas) los cuales, durante la tormenta son lanzados repetidamente contra la base del acantilado. Las sucesivas tormentas, y las marejadas intensas, van así formando una oquedad de abrasión que, a medida que crece en profundidad, incrementa la inestabilidad en el frente del acantilado, a causa de la masa rocosa que queda colgada y que fortuitamente puede colapsar (desprendimiento).

Después de una tormenta el fondo de la plataforma puede estar recargado de derrubios y grandes fragmentos que han caído del acantilado. Dichos materiales pueden verse agitados por la acción de las olas, produciendo su rotura y desgaste (proceso denominado atricción); y/o quedar retenidos al pie del acantilado protegiéndolo de la erosión marina; y/o pueden también ser transportados a lo largo de la costa o mar adentro a causa de la acción de las olas y de las corrientes.

Esta sucesión de fenómenos puede verse potenciada si junto a ellos, aparecen los fenómenos de erosión subaéreos. En formaciones rocosas menos competentes, tales como arcillas, arenas poco consolidadas, rocas meteorizadas en general, los acantilados y las costas escarpadas retroceden por desprendimientos bruscos, particularmente después de los temporales que combinan el efecto del viento y lluvia con el de las fuertes marejadas. La persistencia del material en el pie y su acumulación, pueden conducir a la formación de una playa, quedando la parte superior afectada por los temporales o las fuertes marejadas. Este estado crea una posible situación de peligro, al ser susceptible el

desprendimiento de material rocoso de la cresta del acantilado, ahora la parte más expuesta. El paso del tiempo hará que el acantilado, en un principio vertical, acabe como una leve pendiente con una cubierta vegetal y tendida hacia el mar.

2.4 Proceso-respuesta de erosión costera

A pesar de la importancia socioeconómica de las costas con acantilado, los modelos para reproducir o pronosticar su comportamiento son muy escasos (Lee y Clark, 2002; Castedo, 2010). En la actualidad, pueden diferenciarse varias líneas en las que éstos se encuadran (Castedo, 2010; Paredes *et al.*, 2012), donde cada una de estas trata de resolverlo mediante una formulación particular para cada lugar, puesto que, debido a la complejidad y particularidad de los problemas de erosión, para cada zona litoral, la aplicación de un método simple y universal no es posible.

Una línea está basada en el análisis **estadístico** de la recesión costera a lo largo del tiempo. Los datos extraídos se tratan para obtener una extrapolación de las tendencias pasadas para pronosticar las tasas en el futuro (Amin y Davidson-Arnott, 1997; Lee, 2008). Otra línea están los modelos **empíricos**; modelos sencillos que tratan de aportar una idea cualitativa de los posibles cambios en la tendencia de recesión futura como respuesta al cambio en algún factor determinante (Bray y Hooke, 1997; Trenhaile, 2009b; Quinn *et al.*, 2010). Otra tercera línea pertenecen los modelos puramente **probabilísticos** en los que se incorpora un modelo estocástico de los procesos físicos erosivos implicados (Milheiro-Oliveira, 2007; Furlan, 2008; Hapke y Plant, 2010). La cuarta y más moderna, desarrolla los modelos denominados de **proceso-respuesta** (Walkden y Hall, 2005, 2011; Trenhaile, 2009a; Castedo, 2010; Paredes *et al.*, 2012; Castedo y Paredes 2012).

El proceso de erosión de un acantilado afecta desde el borde del acantilado hasta el rompiente del oleaje. Para lograr comprender y abordar el estudio y modelización de esta complejidad, resulta interesante subdividir el litoral en elementos simples o **unidades dinámicas de acantilado UDA** (o CBU por *Coastal Behavioural Unit*) (Lee y Clark, 2002; Castedo, 2010) en las cuales (Fig. 2.3), sea factible obtener el balance entre flujos de energía y materia que permitan un análisis cuantitativo de su dinámica erosiva-sedimentaria. Este balance ha de hacerse sobre un sistema abierto que contenga un ciclo completo erosivo-sedimentario, que incluya las fuentes y sumideros de material rocoso, así como las condiciones y los procesos que actúan tanto en la línea de costa y el acantilado (Castedo, 2010). La agrupación y acoplamiento de UDA contiguas de características morfodinámicas semejantes forma lo que se denomina **sección costera** (fig. 2.3). Por estos motivos, el concepto de UDA proporciona un marco simple e interesante para la modelización del acantilado (Brundsen y Lee, 2004; Castedo, 2010).

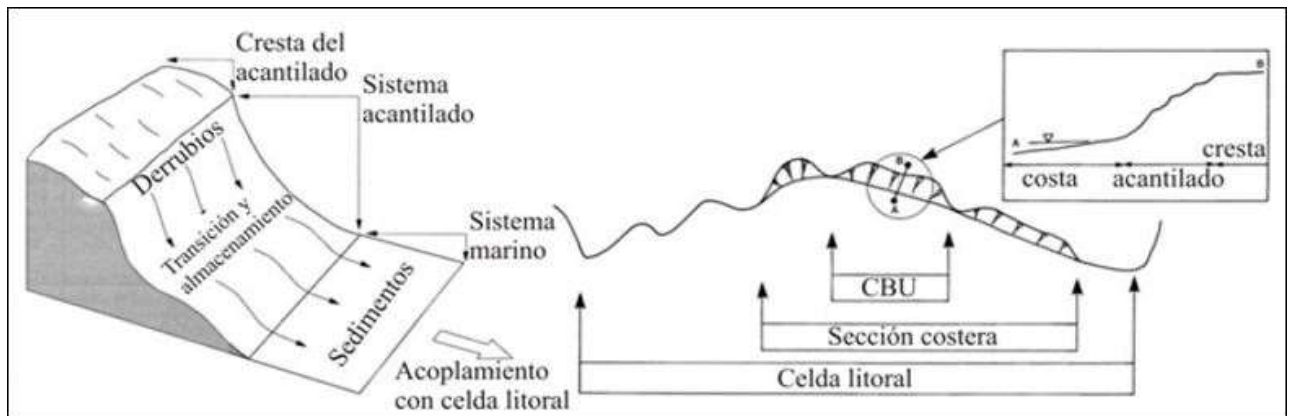


Figura 2.3: Esquema geométrico de una CBU / UDA. Tomado de Castedo (2012)

Cada UDA está constituida por un bloque 3D de costa acantilada, dentro de un tramo de sección costera, con características geológicas y oceanográficas homogéneas y representable por una sección vertical (fig. 2.4). En dicha sección vertical se reflejan las interrelaciones que aparecen entre los procesos morfodinámicos y las formas resultantes a lo largo del tiempo, en la cresta, en el frente del acantilado, en su plataforma rocosa (incluido talud de derrubios) y playa. La simplificación plana de este elemento facilita el estudio y la modelización de la complejidad del proceso erosivo-recesivo-sedimentario que tiene lugar en el litoral acantilado.

A partir de la propuesta de Castedo (2010) como marco conceptual de funcionamiento del sistema acantilado en la franja costera (Fig. 2.4), el modelo numérico utilizado (Paredes et al., 2012) se basa en las ecuaciones simplificadas del oleaje (USACE, 1984) para evaluar la interacción entre la dinámica marina, la morfología costera y la erosión-recesión-deposición de los materiales que conforman el perfil de un acantilado. El modelo de proceso-respuesta de retroceso de acantilados costeros planteado por Castedo et al. (2012) incorpora el comportamiento geomecánico de costas, incluye la acción protectora de los derrubios presentes al pie del acantilado frente a los procesos erosivos y permite evaluar el efecto del ascenso del nivel medio del nivel del mar asociado al cambio climático. Las simulaciones requieren la introducción de los datos oceanográficos, las estimaciones de los cambios en el nivel del mar, datos geotécnicos de los materiales y el porcentaje de material caído que forma el talud de derrubios; además de los parámetros de discretización espacio-temporal para resolver la ecuación integro-diferencial. Dentro de la ecuación se aplica una constante que debe ser calibrada con datos históricos de erosión. El modelo a desarrollar se aplica a varios perfiles según los UDA y se requiere datos de recesión históricos para su ajuste. Por ejemplo, estos autores tomaron, con el fin de ajustar el modelo de la manera más fiable posible para su posterior uso, un perfil medido con GPS de 7 años atrás, que fue utilizada como sección inicial de la simulación. Extendieron la simulación 7 años con el fin de comparar el resultado obtenido con el modelo, frente al medido en campo en ese momento. Analizan y ajustan el modelo para que sea muy próximo al real, obteniendo la variación en esos 7 años, y a partir de allí pronostican la tasa de recesión para un periodo de 100 años, obteniendo valores de velocidad de erosión para una tasa de ascenso del nivel del mar determinada. El método es muy interesante para aplicar, incluso en toda la costa rionegrina, pero requiere de tener perfiles iniciales para ajustar o calibrar el modelo.

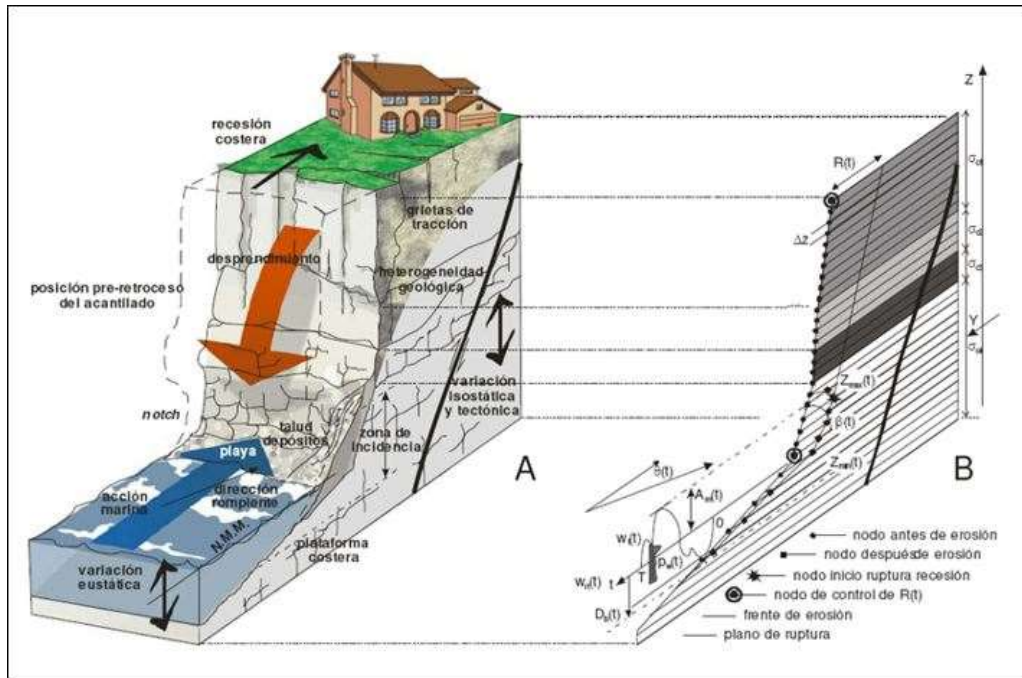


Figura 2.4: Sección esquemática de la franja costera modelada. A) Bloque diagrama representando los elementos geomorfológicos y los procesos erosivos que dan lugar a la recesión costera. B) Sistema de referencia, discretización espacial del perfil, y funciones más relevantes incorporadas en el modelo.

Tomado de Castedo (2010).

2.5 Índices de Peligro e Impacto en el retroceso de acantilados

Del Rio y Gracia (2007, 2009) presentan un método práctico para evaluar el riesgo de erosión del acantilado, mediante el análisis de los principales factores responsables, teniendo en cuenta tanto aspectos físicos como antrópicos. Proponen una integración de 11 variables físicas y 6 variables socioeconómicas que incluye los principales factores que afectan a la estabilidad de los acantilados de la zona, como litología, estructura, presencia o no de playa y/o plataforma rocosa, usos antrópicos de la zona, etcétera. El índice también incluye datos cuantitativos de retroceso costero derivados del estudio fotogramétrico comparado de diversos vuelos.

Estas variables se ponderan y combinan en un índice de peligro y un índice de impacto, que a su vez se fusionan en un índice de riesgo compuesto donde los valores resultantes se normalizan y se expresan como un porcentaje del riesgo teórico máximo. El método se prueba y valida mediante el uso de datos sobre las tasas de retirada de acantilados y los procesos de movimiento de masas en la costa.

El enfoque propuesto por Del Rio y Gracia (2009) permite la zonificación de los acantilados costeros de acuerdo con los niveles de riesgo, peligro y / o impacto, incluido el reconocimiento de áreas críticas donde se deben adoptar estrategias de intervención específicas. El método que presentan es práctico y científicamente válido, sin requerir datos detallados del área donde se aplicará. De esta manera, constituye una herramienta valiosa y fácil de usar para la toma de decisiones con respecto a la planificación del uso de la tierra y las estrategias de gestión para los acantilados costeros activos.

Para ello se analizan y comparan las características de diversos tramos de costa acantilada de un área de estudio extensa. Cada una de las variables a considerar fue dividida en distintas clases de influencia creciente en la vulnerabilidad de los acantilados

(por ejemplo de 1 a 4) dependiendo de los procesos y características presentes en la costa de estudio. La mayoría de las variables son evaluadas y clasificadas mediante el análisis de la información contenida en la literatura existente sobre el área de estudio y por inspección visual de los diversos tramos acantilados. El retroceso reciente de la línea de costa es determinado mediante la realización de medidas sobre fotografías aéreas escaneadas y georreferenciadas con un GIS y la posterior digitalización de la posición del borde del acantilado.

3: RESERVA FAUNÍSTICA PUNTA BERMEJA

3.1. Características del medio físico

Caracterización climática. El área posee un clima semiárido a árido, más precisamente peripampeano semiárido casi marítimo, con un régimen hídrico estépico y térmico pampeano, con amplitudes térmicas atemperadas (Papadakis, 1960; López Alfonsín et al., 2012). Las temperaturas medias varían entre 10°C y 14°C, con máximas medias mensuales de 22,8°C en enero (en el año 1997) y mínimas medias mensuales de 4,1°C en julio (en el año 1992).

Los vientos corresponden al borde meridional entre el régimen eólico patagónico y el pampeano – chaqueño, con dominancia de fuertes vientos (del Rio *et al.*, 2004). Poseen medias mayores preferentemente en verano, que es un factor adicional de aridez que favorece la evaporación en un contexto de escasas precipitaciones. Las direcciones prevalecientes en la época estival son del oeste, sudoeste y noroeste, lo que explica la virtual ausencia de humedad proveniente del mar. La componente del este puede dar el fenómeno de la brisa marina, moderando la temperatura y formando nubes y rocío, característico de los vientos oceánicos, más húmedos y frecuentes en invierno. Además, al haber una muy baja humedad relativa y poca turbidez (excepto cuando soplan fuertes vientos), la atmósfera suele ser diáfana, con un porcentaje medio de cielo cubierto del 40% (del Rio *et al.*, 2004; López Alfonsín *et al.*, 2012).

La dirección del viento muestra una tendencia de dirección NO, observada tanto en San Antonio Oeste (SAO) como en Viedma (VDM) (fig. 3.1) (Toffani 2018), con una frecuencia de 20% y 14% respectivamente de las direcciones anuales, seguida por otras de menor magnitud. Estas componentes que le siguen son la NNE y ONO, con valores de 14% y 10% respectivamente de frecuencias anuales registradas en VDM y a su vez 9% para la segunda de ellas (ONO) en SAO. Estos valores, junto a los restantes anuales y mensuales se pueden apreciar en los cuadros 3.1 y 3.2, información recopilada por Toffani (2018). Ahora bien, si consideramos los rumbos de vientos más frecuentes, en el caso de SAO, las componentes O, ONO, NO y NNO tienen un porcentaje del 43%, frente a las direcciones E, ESE, SE y SSE, que representan el 21%, por lo que la diferencia se reduce al 22%. Para Viedma sucede algo similar, donde también las direcciones O, ONO, NO y NNO sumado a la NNE suponen un valor de 52% de las frecuencias, mientras que E, ESE, SE y SSE solo representan el 13%. Las direcciones mencionadas suponen el 64% de las frecuencias totales en la primera localidad y el 65% en la segunda (Toffani 2018).

Del análisis de las direcciones mensuales del viento (cuadro 3.1), tomadas en SAO, se deduce que durante todo el año hay un predominio de la dirección NO, salvo en diciembre-enero donde predomina la dirección SE, evidenciando el fenómeno de brisa marina y coincidiendo con el patrón descrito sobre la base de estaciones costeras (Lucas et al., 2005). A su vez se observa que entre abril y agosto hay un aumento del viento ONO y una disminución del viento SE, donde dominan los vientos costa afuera (continentales), al contrario de los meses de septiembre a marzo, donde dominan los vientos *onshore* (marítimos). También se observa en estos últimos meses una disminución en las direcciones ESE, SSE y S. Asimismo, según los datos de la estación meteorológica de VDM, la dirección predominante durante los meses de septiembre a

marzo (primavera – verano) es NNE, mientras que entre los meses de abril y agosto (otoño – invierno) predomina el viento NO (cuadro 3.2), al igual que en SAO. Respecto a la velocidad del viento, los datos mensuales evidencian que los vientos más intensos se producen en verano, especialmente de diciembre a febrero (media de 24,62 km/h), mientras que durante otoño – invierno esta velocidad disminuye, siendo para los meses de mayo y junio 19,41 km/h la velocidad promedio. Por otra parte, las mayores velocidades históricas registradas en SAO y en Viedma fueron de 89 km/h y 115 km/h respectivamente.

Del análisis de las direcciones mensuales del viento (cuadro 3.1), tomadas en SAO, se deduce que durante todo el año hay un predominio de la dirección NO, salvo en diciembre-enero donde predomina la dirección SE, evidenciando el fenómeno de brisa marina y coincidiendo con el patrón descrito sobre la base de estaciones costeras (Lucas et al., 2005). A su vez se observa que entre abril y agosto hay un aumento del viento ONO y una disminución del viento SE, donde dominan los vientos costa afuera (continentales), al contrario de los meses de septiembre a marzo, donde dominan los vientos *onshore* (marítimos). También se observa en estos últimos meses una disminución en las direcciones ESE, SSE y S. Asimismo, según los datos de la estación meteorológica de VDM, la dirección predominante durante los meses de septiembre a marzo (primavera – verano) es NNE, mientras que entre los meses de abril y agosto (otoño – invierno) predomina el viento NO (cuadro 3.2), al igual que en SAO. Respecto a la velocidad del viento, los datos mensuales evidencian que los vientos más intensos se producen en verano, especialmente de diciembre a febrero (media de 24,62 km/h), mientras que durante otoño – invierno esta velocidad disminuye, siendo para los meses de mayo y junio 19,41 km/h la velocidad promedio. Por otra parte, las mayores velocidades históricas registradas en SAO y en Viedma fueron de 89 km/h y 115 km/h respectivamente.

Las precipitaciones medias varían entre 200 y 400 mm/año, sin presentar un ciclo anual definido, aunque son comunes las lluvias torrenciales de corta duración (Fucks *et al.* (2011)). Estos autores agregan que la torrencialidad es un factor importante en los procesos de erosión del acantilado por su contribución a la generación de cárcavas y el efecto sobre los bloques muy diaclasados. Debe tomarse en cuenta que durante los meses de verano, de mayor afluencia turística, las precipitaciones, aunque menores en promedio que las de invierno, pueden presentar eventos de gran magnitud. Así, las mayores precipitaciones en un día durante el período 1991-2008 se registraron en los meses de diciembre, enero y febrero. Fucks *et al.* (2011) muestran que en el período 2001 a 2008 se observaron 28 registros de tormentas con precipitación de más de 30 mm en un solo día. Obsérvese que en el período 1993-1995 se registraron 3 eventos de gran magnitud con precipitaciones diarias de más de 100 mm. Aunque la importancia de estos eventos en la morfología de los acantilados es poco conocida, debe tenerse en cuenta que las grandes tormentas debilitan a los acantilados y aumentan la probabilidad de caídas de rocas incluso varios días después de la tormenta. En virtud de esto, luego de tormentas torrenciales en verano, deben incrementarse

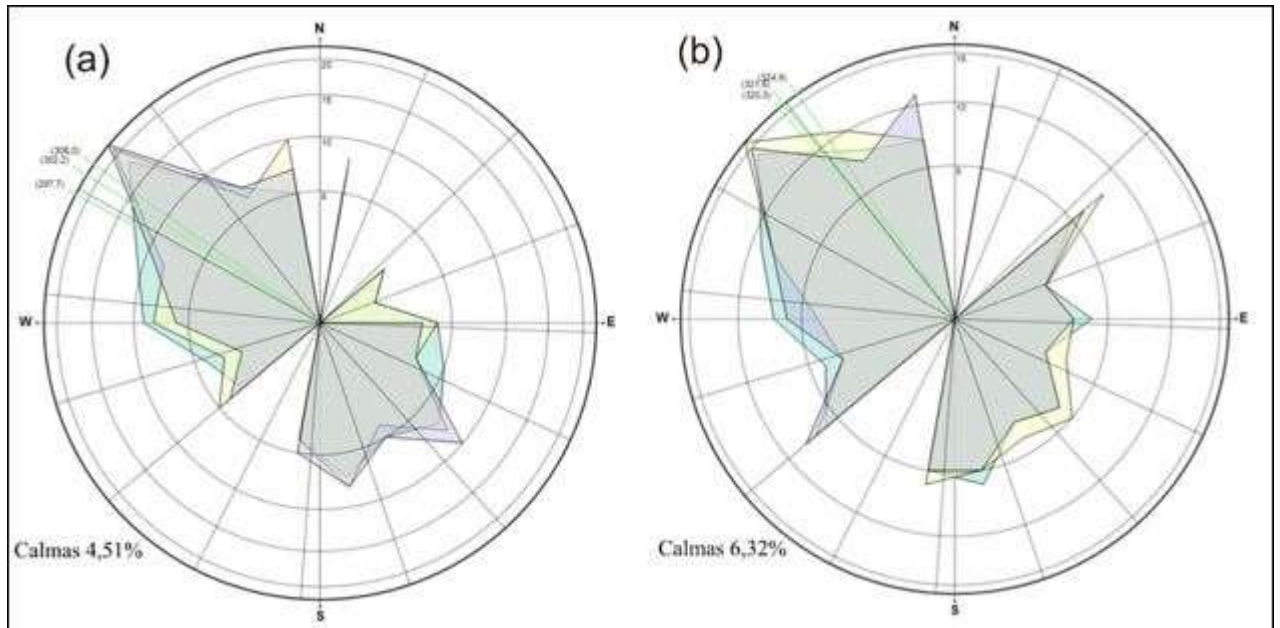


Figura 3.1: Dirección de proveniencia de los vientos totales en la estación SAO (a) y VDM (b). Tomado de Toffani (2018).

Cuadro 3.1: Frecuencia de las direcciones de vientos mensuales y anuales de todos los datos disponibles de la estación SAO. Tomado de Toffani (2018).

	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	Año
N	8	7	8	6	7	7	7	7	8	8	7	6	7
NNE	4	5	7	8	9	7	5	8	7	8	7	4	7
NE	3	3	3	3	2	1	2	2	2	3	3	3	2
ENE	3	2	2	2	2	0	0	2	1	2	2	3	2
E	8	6	4	3	3	1	2	4	4	5	6	6	4
ESE	8	6	4	3	2	1	2	3	4	5	7	7	4
SE	14	13	9	6	4	3	3	4	8	9	11	15	8
SSE	7	7	6	4	3	3	3	4	5	5	6	6	5
S	10	9	8	7	6	5	6	7	8	7	7	8	7
SSO	4	4	4	4	4	4	5	4	5	3	4	4	4
SO	4	3	4	4	4	5	5	4	5	4	5	4	4
OSO	3	2	3	3	3	4	4	3	3	4	3	4	3
O	6	5	7	8	8	9	10	9	8	8	6	7	8
ONO	5	6	7	10	12	14	13	12	8	8	6	7	9
NO	12	16	17	25	27	32	29	25	17	15	15	11	20
NNO	5	6	7	7	9	8	7	7	7	6	5	5	7

Cuadro 3.2: Frecuencia de las direcciones de vientos mensuales y anuales de todos los datos disponibles de la estación VDM. Tomado de Toffani (2018).

	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	Año
N	7	8	7	7	6	5	5	6	6	6	7	7	6
NNE	13	12	15	15	14	13	13	15	15	16	14	12	14
NE	8	7	5	4	3	1	2	4	6	8	9	8	5
ENE	4	4	3	2	1	1	1	1	2	3	3	3	2
E	6	5	4	2	1	2	1	2	4	4	5	6	4
ESE	4	4	4	2	1	1	1	1	2	3	3	4	3
SE	7	7	5	3	1	1	1	3	3	5	6	6	4
SSE	5	5	5	2	1	2	1	3	3	3	5	4	3
S	7	8	7		4	3	3	4	5	5	7	6	5
SSO	6	5	4	4		5	5	5	6	6	5	6	5
SO	6	5	4	6	7	6	7	5	6	6	7	7	6
OSO	3	4	3	4	5	5	5	4	4	4	4	4	4
O	5	5	5	9	10	10	9	7	5	6	5	6	7
ONO	4	5	7	11	15	15	15	12	10	7	6	7	10
NO	8	10	13	15	18	21	21	17	14	11	8	8	14
NNO	7	6	9	8	9	9	10	11	9	7	6	6	8

los monitoreos y extremarse las advertencias a turistas respecto de los riesgos de derrumbe hasta varios días después de cada evento extremo (López Alfonsín *et al.*, 2012).

Hidrografía – Hidrogeología. Los recursos hídricos superficiales únicamente se reflejan en arroyos y cauces aluvionales efímeros presentes solamente en épocas de lluvias torrenciales. Esta escasez de precipitaciones, junto a la gran permeabilidad del sustrato compuesto por dunas, gravas arenosas de los Rodados Patagónicos y unidades arenosas muy poco porosas como la Fm. Río Negro, hacen que el acuífero subterráneo sea el único recurso de agua en la zona, pudiendo apenas abastecer los requerimientos locales. Como consecuencia, los pocos pobladores costeros y las estancias de la región, se abastecen de aguas de no muy buena calidad proveniente de perforaciones y pozos, así como también para la ganadería se utiliza agua del nuevo acueducto ganadero que no llega a ser potable (Olivares, 2000).

Por otro lado el diseño de la red hidrográfica está dado por el rápido ascenso isostático que se produjo luego del derretimiento de los últimos hielos (hace aprox. 10000 años) y junto a una pobre erosión hídrica como resultado de las escasas precipitaciones, le impiden alcanzar el nivel de base regional establecida por el actual nivel del mar. De esta manera se puede observar un diseño centrípeto labrado en los flancos de pedemonte de los antiguos bajos preexistentes sin cursos que drenen hacia el mar (Olivares, 2000).

Oleaje. Estudios realizados en Puerto Quequén, la localidad más cercana a la provincia de Río Negro donde se han hecho mediciones, indican una altura media de ola de 1,33 m y altura máxima de ola de 3,61m, con un período de 8 segundos (Kokot *et al.*, 2004). A su vez, según estudios numéricos realizados por Fucks *et al.* (2011) para la zona de Las Grutas, utilizando el modelo SWAN (*Simulating Waves Nearshore*) Cycle III versión 40.31 para simular la altura, para el año 2000, el período y la dirección de las olas en el área seleccionada y obtener una representación preliminar de los parámetros principales del oleaje. Los valores medios anuales para la altura significativa, el período de pico y la dirección de incidencia de las olas, considerando todas las direcciones resultaron 0.50 m, 3.3 s y 212°, respectivamente. De este estudio numérico surge que el oleaje más intenso proviene, por lo general, de la dirección SE, alcanzando períodos de hasta 7 s y alturas significativas de casi 2 m. Los autores, además mencionan, que para obtener una representación cuantitativa más completa de los parámetros de las olas se recomienda realizar simulaciones que cubran, al menos, 20 años de duración. Asimismo, para el presente estudio se adoptó una grilla batimétrica de baja resolución lo suficientemente extendida hacia el Este lo cual permite que el mar de fondo (*swell*) pueda ser razonablemente simulado.

Dado que no hay registros de campo de la corriente costera en el área de estudio, Wörner *et al.* (2018) evaluaron las intensidades y direcciones a partir de los parámetros simulados de las ondas de agua. Las intensidades de corriente en la costa las obtuvieron utilizando la expresión experimental modificada dada por Longuet-Higgins (1970, 1971) a partir de parámetros de ondas de aguas someras, calculadas a partir de parámetros de ondas de aguas profundas obtenidos del modelo SimulatedWAVes Nearshore (SWAN). El modelo SWAN modelo de onda espectral que proporciona estimaciones realistas de los parámetros de onda en las regiones costeras (Booij *et al.* 1999), lo forzaron mediante el nuevo análisis global NCEP / NCAR I (NNI) para el período 1981–2012.

Se analizaron parámetros simulados de olas de aguas profundas (período: 1981 a 2012) entre la Bahía de San Blas y La Lobería (fig. 3.2). El diagrama direccional para las

alturas de las olas ilustra las características de las mismas. Las ondas se propagan predominantemente hacia el este (el 15,2% proviene del SW, el 16,7% del W y el 12,6% del NW). Esto es consistente con los vientos del oeste persistentes característicos de la región patagónica. Las ondas que provienen de la N (12.3%) y de la NE (16.5%) son significativamente más frecuentes que las ondas que provienen de la S (8.4%) y la SE (7.6%). La frecuencia de las ondas que se propagan hacia el oeste es del 10.7%.

La simulación de altura de ola (H_o) presenta una variabilidad espacial relativamente baja desde la ubicación 1 a 20. El H_o medio aumenta hacia el sur, desde 0,72 a 1,26 m, desde la ubicación 1 a 11, y disminuye hacia el suroeste, alcanzando 0,48 m en la ubicación 20. H_o máxima también aumenta hacia el sur, alcanzando 6,47 m en la ubicación 10, y luego disminuye hacia el suroeste.

La H_b media aumenta hacia el sur, de 0,59 a 0,94 m (desde la ubicación 1 a 12), y disminuye hacia el sudoeste hasta alcanzar los 0,80 m en la ubicación 20. La H_b más alta (5,38 m) se encontró cerca de la ubicación 10. En general, para toda el área de estudio, el porcentaje de ocurrencia de olas rompientes provenientes de la izquierda (con respecto a un observador colocado en la playa y mirando al mar) es 26.30%, más alto que las olas provenientes de la derecha (21.48%). El porcentaje de ocurrencia de ondas disyuntivas que se propagan normalmente hacia la costa ($-0.5^\circ < B < 0.5^\circ$) es 52.22%. Los valores más frecuentes de H_b varían de 0.25 a 1.25 m. El porcentaje de aparición de H_b proveniente de la izquierda es del 24,88% y de la derecha del 15,53%, y la incidencia normal es de alrededor del 60%, en la ubicación 10. Los porcentajes de ocurrencia de H_b provenientes de la izquierda es 15.95% y de la derecha 25.03% en la ubicación 20.

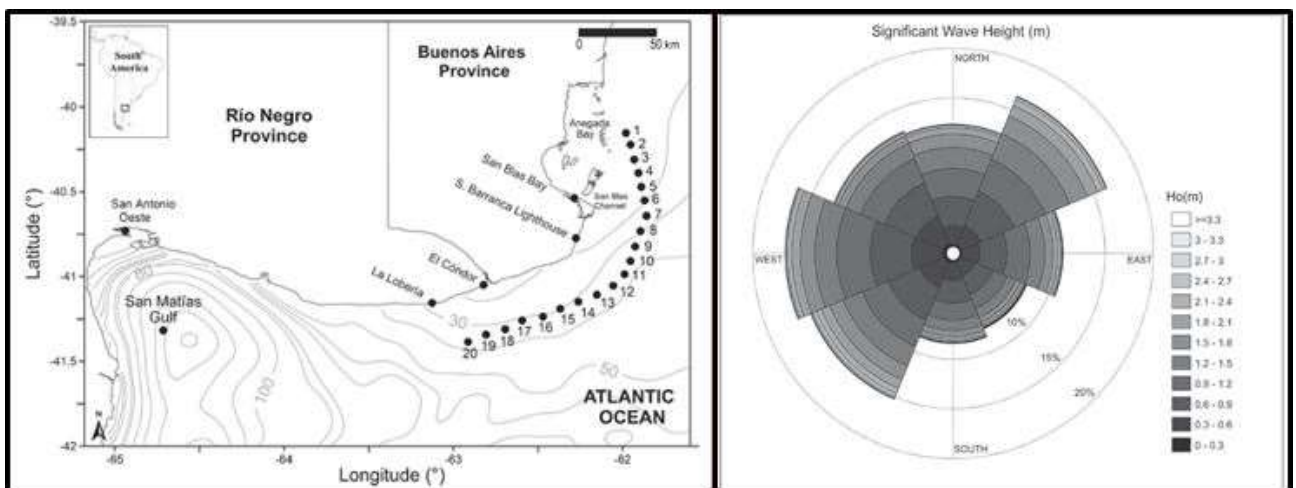


Figura 3.2: Área de estudio donde se simuló altura de ola (los números indican las ubicaciones donde se calcularon los parámetros de onda simulados) y diagrama direccional de alturas de agua simuladas (H_o es la altura de olas grandes en metros). La dirección indica de dónde viene la onda. Periodo analizado: 1981–2012. Tomado de Wörner et al. (2018).

Ondas de tormenta. Se trata de los cambios del nivel del agua producida por cambios bruscos de presión atmosférica y fundamentalmente por efecto de arrastre del viento, que modifican las alturas de la marea astronómica. Difícilmente dos ondas de tormenta sean exactamente iguales ya que pequeñas variaciones en los patrones climáticos pueden producir respuestas bastante diferentes en una masa de agua, en especial en sitios donde haya una tendencia a oscilaciones o resonancias propias del lugar. Para la zona en estudio no se dispone de suficientes observaciones de mareas

como para estudiar las ondas de tormenta, pero de acuerdo con la información disponible es posible esperar que las ondas de tormentas positivas y negativas puedan alcanzar una altura de 1 metro (Fucks et al. (2011)).

Deriva litoral. La circulación de las masas de agua ingresa por la zona sur de la boca del golfo, provenientes de la Corriente Costera Patagónica, donde se verifica un giro ciclónico de aproximadamente 70 km de diámetro y sale por la zona norte, la cual carece de aportes de agua dulce, excepto el río Negro (López Alfonsín *et al.*, 2012). Existen evidencias de un desplazamiento del canal principal de desembocadura del río Negro (extremo distal) en sentido contrario a las agujas del reloj y la deriva litoral medida a la altura del balneario El Cóndor fue calculada entre 740.000 y 900.000 m³/año (del Río *et al.*, 2004) hacia el E. Sin embargo, en la zona de estudio la deriva es hacia el O – NO, evidenciado por la acción de olas provenientes del este y del sudeste, predominando netamente las segundas y por la espiga desarrollada en Caleta de los Loros.

Marea. El régimen de la marea astronómica en el Golfo San Matías es semidiurno, observándose en general dos pleamares y dos bajamares diarias, no existiendo diferencias significativas entre alturas de pleamares consecutivas y bajamares consecutivas (Fucks et al. 2011). Los valores de marea para el puerto patrón más cercano, San Antonio Este, corresponden a un régimen macromareal, siendo las pleamares máximas registradas de 9,63 m y las mínimas bajamares de 0,16 m, con un nivel medio de 4,45 m (Servicio de hidrografía Naval, 2011), coincidiendo con la amplitud máxima expresada por Fucks *et al.* (2011) de 9,57 m, registrada también en San Antonio Este.

Las corrientes de marea poseen direcciones reversibles provenientes del NE y SO, con velocidades máximas registradas entre 3 y 5 nudos (del Río *et al.*, 2004).

La marea astronómica produce cambios diarios sobre el nivel del mar que van entre los 6 y 9 metros de amplitud.

Cambio absoluto del nivel del mar. Antiguamente el nivel medio del mar era considerado a los efectos prácticos, solo variable espacialmente, resultando ser una constante en los cálculos de diseño de obras civiles costeras. En la actualidad es una variable espacial y temporal que cobra mayor importancia en relación directa con la vida útil del proyecto (Fucks et al. 2011). Para la costa argentina, se pueden tener en cuenta datos del mareógrafo de Buenos Aires, con valores entre 1905 y 1987, que dan una tendencia al ascenso del nivel del mar de 1,6 mm/año (Kokot *et al.*, 2004). También se han registrado valores similares (1,4 mm/ año) en Mar del Plata entre los años 1954 y 1992 (Lanfredi *et al.*, 1998) y en Puerto Quequén (1,4 mm/ año) entre 1918 y 1981 (Lanfredi *et al.*, 1988). Actualmente, se prevé un ascenso del nivel del mar de 0,09 a 0,88 m para el año 2100 (Kokot *et al.*, 2004).

Se han realizado, durante la década de 1980, cálculos para evaluar la tendencia relativa del nivel medio referida a puntos fijos ubicados en las costas argentinas, obteniéndose resultados que concuerdan con los calculados a nivel global, aproximadamente +2 mm/año, para el siglo XX (Fucks et al 2011). Debe tenerse en cuenta que el aumento del nivel medio del mar contribuye a que las alturas extremas de

marea alcanzadas durante las grandes tormentas sean cada vez mayores, incrementando las probabilidades de erosión en áreas costeras vulnerables.

3.2. Geología del área

Las unidades geológicas aflorantes en la zona norte del Golfo San Matías se pueden encontrar en distintos trabajos realizados sobre el área (Gelós *et al.*, 1992; Zavala y Freije, 2005; Reichler, 2010, entre otros). Analizando la región de estudio, a 1-1,5 km de distancia desde el Centro de Interpretación de la reserva, se reconocieron las siguientes unidades (fig.3.3, 3.4):

Formación Río Negro (Mioceno – Plioceno, Andreis, 1965)

La Formación Río Negro se extiende aproximadamente entre los valles de los ríos Colorado y Negro, desde las estribaciones andinas hasta el Océano Atlántico en la Patagonia norte (Andreis, 1965; Folguera y Zárate, 2009). La unidad forma parte del relleno de la cuenca aulacogénica de Colorado.

Los depósitos de la Formación Río Negro afloran de modo prácticamente continuo en la zona comprendida entre el Balneario El Cóndor y Bahía Rosas. Esta unidad, con un espesor de entre 28 - 65 m, está compuesta por areniscas de grano mediano a fino, de color gris azulados a gris pardusco, con intercalaciones de arcilitas y limolitas, de colores gris blanquecino, pardo claro y rosado (fig. 3.4).

La base de esta unidad no se encuentra expuesta en el área y está cubierta mediante una superficie de erosión por otra unidad geológica más joven, conocida como Formación Tehuelche (Fryklund *et al.*, 1996; Zavala y Freije, 2005).

La Formación Río Negro posee, en general, un buzamiento aparente hacia el E y se acuña hacia el O, ya que se observa un adelgazamiento de la facies en esa dirección (Gelós *et al.*, 1992), aunque otros autores mencionan que esta unidad se encuentra prácticamente horizontal a subhorizontal (Zavala y Freije 2005).

Esta formación se puede dividir en tres miembros informales llamados inferior (continental), medio (marino) y superior (continental) (Angulo y Casamiquela, 1982; Zavala y Freije, 2000) (fig. 3.3, 3.4).

El **Miembro Inferior** aflora en la base del acantilado, entre Playa Bonita y Bahía Rosas, sin base expuesta está compuesto principalmente por areniscas medianas a finas, en facies con estratificación entrecruzada tangencial y facies con estratificación horizontal y ondulítica (fig. 3.5).

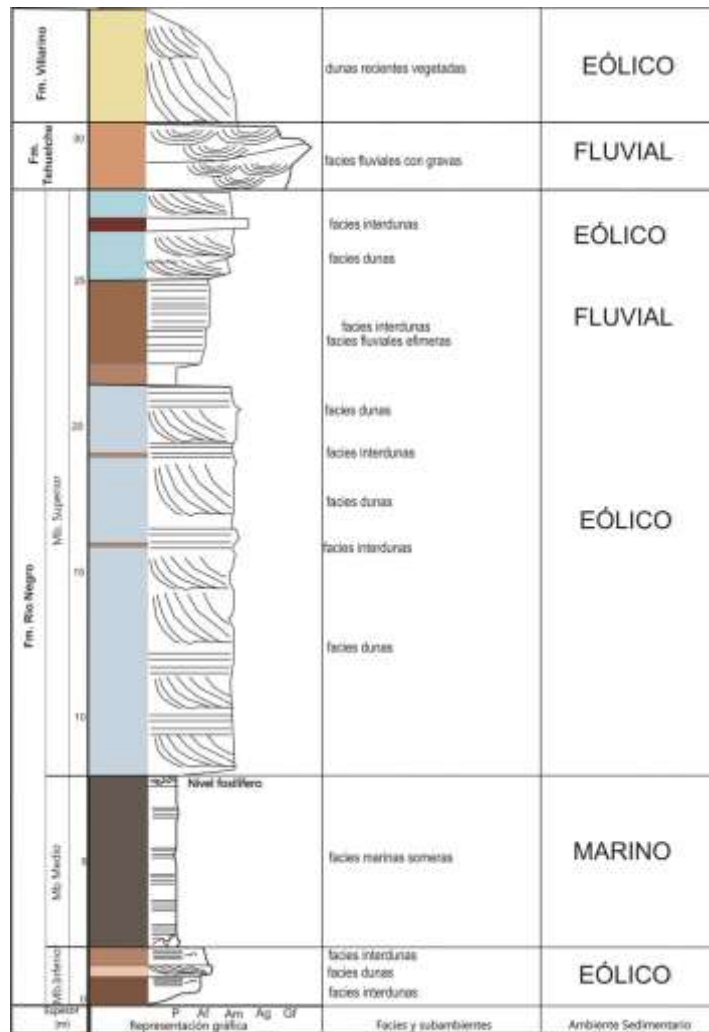


Figura 3.3: Perfil columnar en La Lobería.



Figura 3.4: Unidades litoestratigráficas del área de estudio.

Por las características granulométricas y estructurales estas sedimentitas han sido depositadas en un ambiente eólico. Las facies con estratificación horizontal y ondulítica corresponderían a depósitos de interdunas húmedas. Las facies entrecruzadas

corresponderían de depósitos de dunas (fig. 3.5). Ambas facies conforman los depósitos de lo que fue un posible campo dunar litoral o un desierto.

Esta unidad aflora en el área de estudio a nivel de la playa, conformando la base de la pared del acantilado, constituyendo además las rocas de la plataforma de abrasión, donde se observan dos niveles topográficos, superior e inferior (fig. 3.6). Es importante resaltar que las facies con estratificación horizontal y ondulítica son más resistentes al impacto del oleaje que las facies con estratificación entrecruzada tangencial. Este efecto posiblemente se deba a que las primeras tienen una granulometría más fina y granos más cementados que en las segundas, las facies de dunas.

El **Miembro Medio** está compuesto por bancos de areniscas finas y pelitas con abundantes restos de conchillas marinas, depositadas en un ambiente marino somero (fig. 3.7 b y c). Con un espesor no mayor a los 6 m, está expuesto en el acantilado desde La Lobería hasta Bahía Rosas, aunque en realidad, se observa que presenta geometría lentiforme, acuñándose esta unidad en la zona donde se halla el Centro de Interpretación (fig. 3.7 a). Dataciones absolutas (Potasio-Argón) en niveles marinos equivalentes al miembro medio indican una edad Mioceno tardío (Tortoniano) (9.41 x 10⁶ años AP, Zinsmeister et al., 1981), representando posiblemente la transgresión “Entrerriense” del Mioceno (Tortoniano) en la Cuenca del Colorado (del Río y Martínez, 1998).

El **Miembro Superior** nuevamente está compuesto por areniscas medianas a finas, de coloración gris azulada, con facies que presentan estratificación entrecruzada de mayor porte que el Miembro Inferior, facies subhorizontales y ondulíticas e intercalaciones pelíticas arenosas rojizas (fig. 3.4, 3.6, 3.7, 3.8). Este miembro, con aproximadamente 20 m de espesor, también tiene un origen eólico, depositadas en un desierto arenoso de grandes dunas con intercalaciones lacustres y fluviales efímeras correspondientes a un ambiente de interduna húmeda. Hacia el tope de este miembro se intercalan tobas y paleosuelos.

Restos fósiles de grandes mamíferos presentes en niveles altos del miembro superior (Aramayo, 1987) indicarían una antigüedad Plioceno temprano, consistente con dataciones absolutas de niveles de ceniza volcánica mediante el método de trazas de fisión (4.41 x 10⁶ años AP, Alberdi et al., 1997).

Formación Tehuelche o Rodados Patagónicos (Pleistoceno, Sepúlveda, 1983)

Son areniscas conglomerádicas total o parcialmente cementadas, que han recibido la denominación genérica de “rodados patagónicos”. Esta aflora generalmente en la porción superior de los acantilados, con potencias cercanas a los 2 metros (fig. 3.9), siendo su origen vinculado principalmente a depósitos fluviales arenosos y gravosos. Algunos autores interpretan a estos depósitos como correspondientes a la antigua planicie fluvial del río Negro (Gelós *et al.*, 1992; del Río *et al.*, 2004). Estos materiales que conforman la fracción psefítica tienen procedencia volcanoclástica dominante, que provienen casi en su totalidad del área de la Cordillera Norpatagónica, favorecidos por una pendiente hídrica atlántica desde el Paleógeno.



Figura 3.5: Formación Río Negro, Miembro inferior.



Figura 3.6: Miembro Inferior de la Formación Río Negro conformando las plataformas de abrasión superior (alta) e inferior (baja).

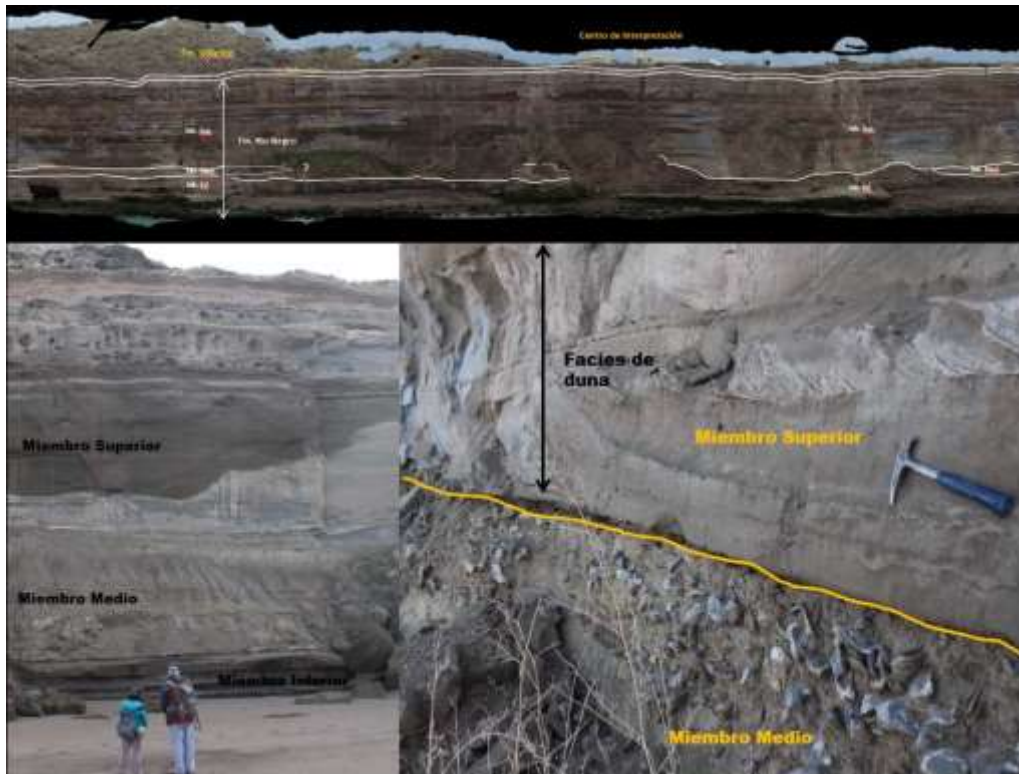


Figura 3.7: Miembro medio de la Formación Río Negro. (superior) Geometría del Miembro medio de la Formación Río Negro en la región de la Reserva; (inferior izquierdo) vista general del Miembro medio; (inferior derecho) detalle del contacto con el miembro superior donde se observan gran concentración de restos fosilíferos

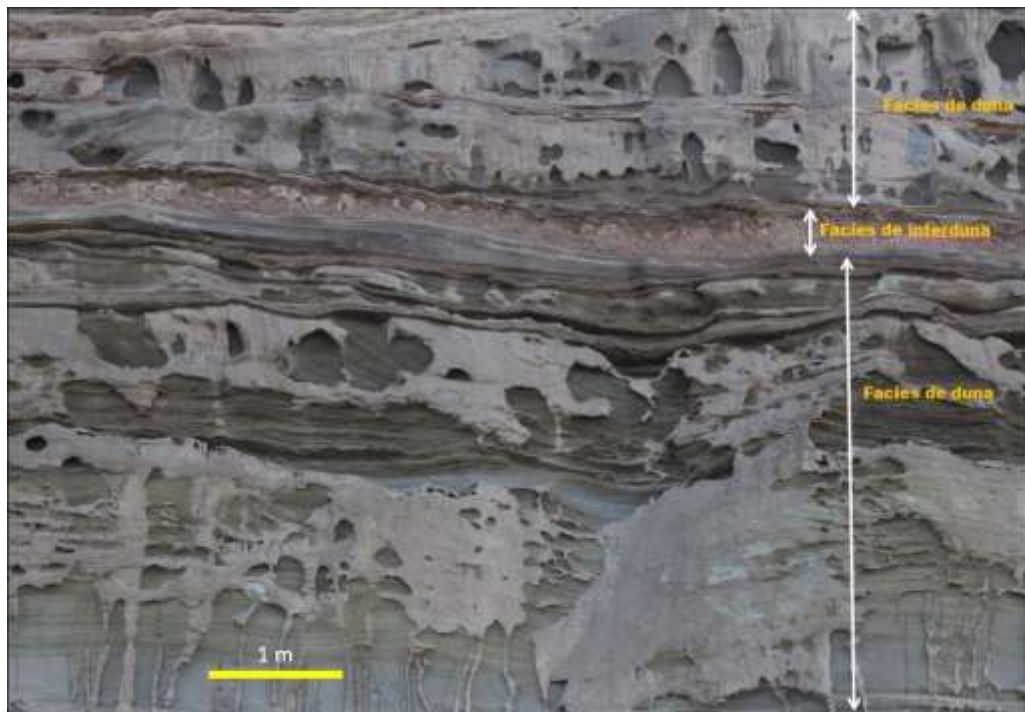


Figura 3.8: Detalle del Miembro superior de la Formación Río Negro.

Formación Punta Villarino (Actual, Angulo *et al.*, 1978)

Esta formación integra los depósitos eólicos que suprayacen a los rodados patagónicos (fig. 3.9). Se trata de arenas muy finas a medianas, bien seleccionadas,

correspondientes a acumulaciones de médanos, activos e inactivos, y depósitos eólicos mantiformes como los que se han reconocido en los sectores de Caleta de los Loros y Bahía Creek (Gelos *et al.*, 1992) y sobre casi todo el borde del acantilado.

Sedimentos litorales (Actual)

Se trata de arenas y gravas con bioclastos de moluscos marinos depositados en las playas actuales que cubren la costa desde la zona supramareal a la inframareal (Gelos *et al.*, 1992; del Rio *et al.*, 2004). En un estudio realizado a lo largo de la costa de Río Negro, entre la desembocadura del río homónimo y Punta Villarino (San Antonio Este), Gelós *et al.*, (1990), establecieron dos fuentes de aporte para los sedimentos de playa, la Formación Río Negro para la fracción psamítica y la Formación Tehuelche para la fracción psefítica.

Al considerar la evolución costera, entre el período de depositación de la Formación Villarino y los sedimentos litorales mencionados, debe tenerse en cuenta las variaciones del nivel del mar ocurridas durante el Cuaternario. Como consecuencia del accionar de múltiples variables, entre ellas las glacieustáticas, el nivel del mar osciló dando lugar a terrazas marinas formadas durante los períodos interglaciarios (Kokot *et al.* 2013). Durante la última glaciación, hace unos 18000 años AP, el nivel del mar estaba unos 120 m por debajo del actual. En una etapa posterior y en relación con el fin del último período glaciario el nivel del mar se elevó rápidamente, superando hace unos 6000 años AP el nivel actual, en unos 6 m, para luego descender hasta el nivel actual. En relación con estos cambios del nivel del mar se produjeron ingresiones y regresiones que en la región está ligada a la evolución geomorfológica de la Bahía de San Antonio, Bahía Rosas, Caleta de los Loros y el estuario del río Negro, donde se registra la existencia de geoformas de erosión y acumulación marinas pleistocenas y holocenas ligadas a la ingresión marina.



Figura 3.9: Formaciones Tehuelche y Villarino.

3.3. Geomorfología del Área

La zona de estudio ha sido enmarcada en un ambiente de mesetas y planicies, además del litoral, por González Díaz y Malagnino (1984).

El ambiente de meseta está representado por la “antigua planicie aluvial disectada”, con una leve pendiente hacia la costa de 10°-15°. Su origen ha sido vinculado a depósitos glacifluviales, fluviales y actualmente se relacionan a superficies de erosión tales como terrazas fluviales o pedimentos, cubiertos por arenas y gravas conocidos como “Rodados Patagónicos” (González Díaz y Malagnino, 1984).

El ambiente litoral, destaca principalmente la presencia de una costa de acantilados marinos activos, de tipo plataforma rocosa subhorizontal Tipo B de Sunamura (1992), que pueden llegar a más de 60 m de altura (fig. 3.4, 3.6). La línea de costa tiene una orientación general este-oeste que se expone a la fuerte acción de olas provenientes del sudeste.

Se realizó un mapa Geomorfológico (fig. 3.10) del área a partir del fotomosaico relevado con VANT, donde se reconocieron las siguientes unidades morfodinámicas:

Campo de dunas colgadas vegetadas. Se trata de una angosta franja, de hasta 550 m, paralela a la costa que acompaña al acantilado. Las dunas están constituidas por arena fina a mediana, con estructuras entrecruzadas de gran porte (visibles en zonas con voladuras), que presentan alturas de aproximadamente 30 m y se encuentran cubiertas por vegetación. La cobertura vegetal es más densa en las interdunas y en las superficies que dan a barlovento. En varios puntos se observan zonas sin vegetación que facilitan los procesos erosivos eólicos y la escorrentía.

Es interesante tratar de explicar el origen de este campo. La fuente de abastecimiento de arenas es la playa y el acantilado resulta ser un obstáculo a la circulación de los vientos, por lo que desvía el movimiento del aire, generando una sombra de viento en la parte superior. Aquí, la velocidad del viento disminuye favoreciendo la depositación de clastos que ya no pueden ser transportados en suspensión, dando lugar a depósitos de dunas. Estos médanos presentan formas irregulares y debido a que no están activas y en un ambiente con relativa humedad, la vegetación las fija aún más.

No es posible determinar una red de drenaje. Al norte, fuera del campo de dunas, la presencia de una serie de depresiones que se comunican entre sí, al colmatarse, podrían escurrir hacia el acantilado. Esta franja de dunas colgantes limita el escurrimiento del agua de las lluvias, las que se infiltran rápidamente sin generar una red de drenaje importante. Durante períodos de mayor humedad el agua se infiltra y puede circular subterráneamente hasta un nivel impermeable y podría facilitar el desprendimiento de bloques.

Acantilado activo. El acantilado es la unidad morfodinámica más importante y la que registra los procesos dinámicos más activos. Alcanzan alturas de 49 m y al pie del acantilado se observa la presencia de cuevas marinas y muescas bien desarrolladas, de más de 2 m de altura, que indican el límite de la erosión marina directa. En el Área Natural Protegida "Punta Bermeja" esta unidad morfológica está principalmente constituida por las rocas de la

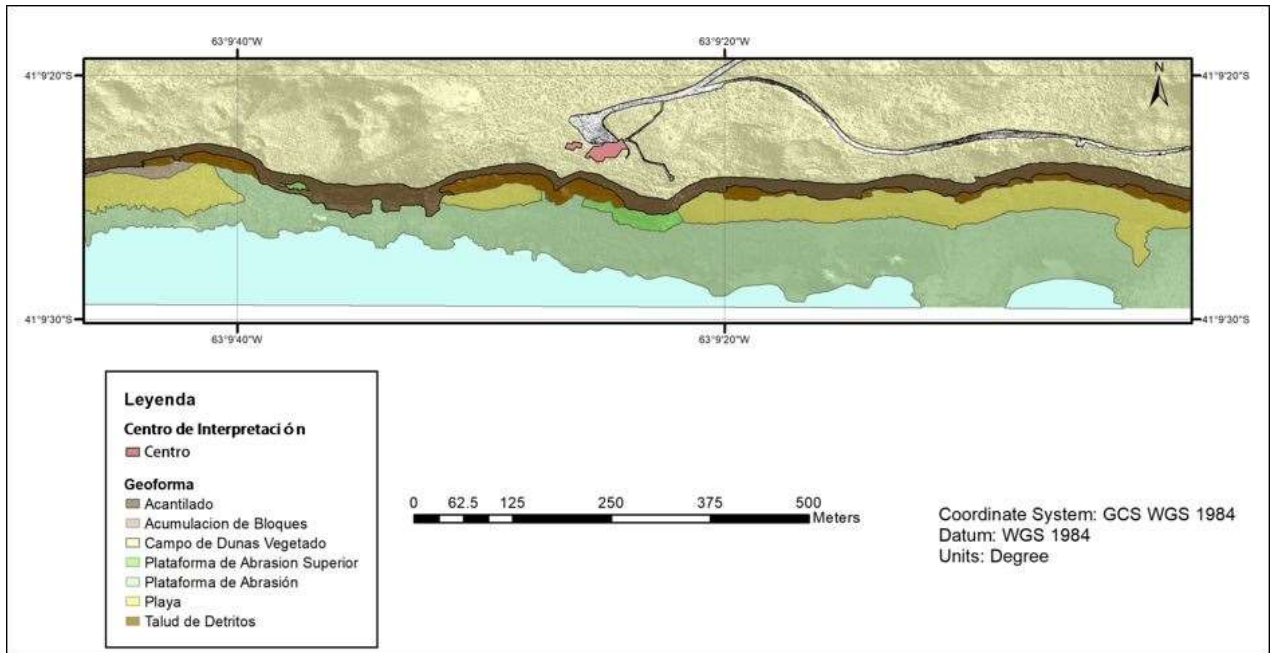


Figura 3.10: Mapa geomorfológico realizado a partir de un ortofotomosaico levantado mediante VANT donde se indican geofomas reconocidas



Figura 3.11: Fotomosaico levantado mediante VANT donde se indican geofomas reconocidas

Formación Río Negro. El frente acantilado presenta evidencias de cruce de diaclasas y planos de estratificación, horizontal y cruzada, que configuran condiciones de debilidad ante el ataque directo de las olas. La morfología del acantilado está condicionada por el

cruce de estas diaclasas, mostrando un frente irregular. Estos acantilados marinos muestran una génesis compuesta de acción marina más remoción en masa, que encuentran condiciones favorables a partir de las mencionadas discontinuidades. Esto da lugar a una serie de marcadas cicatrices, cóncavas hacia el mar, delimitadas por promontorios (fig. 3.11).

Plataforma de abrasión. Al pie de los acantilados se halla una extensa plataforma de abrasión que por tramos es cubierta por una playa de arena o taludes de detritos. La erosión se desarrolla sobre afloramientos del Miembro inferior de la Formación Río Negro, constituida por areniscas limo arcillosas, que presentan muy baja pendiente hacia el mar. La plataforma de abrasión presenta dos niveles, el más alto ubicado al pie del acantilado tiene, cuando está presente, desde escasos metros y no más de 20 m de ancho, y el más bajo está ubicado a unos 80 cm más abajo, completa un ancho total de unos 70-100 metros. Este escalón suele corresponder a las facies horizontales y ondulíticas, con posiblemente delgados bancos de facies de dunas, ambas del Miembro inferior (fig. 3.12). La plataforma superior estaría sumergida en pleamar y olas de tormenta, mientras que la inferior queda descubierta durante la marea baja normal. La plataforma de abrasión baja, presenta como rasgos característicos dos patrones de canales de erosión. Al oeste del centro de Interpretación son perpendiculares a la línea de costa y están controlados por el diaclasamiento (fig. 3.6). Al este, por canales de erosión en geometría radial hacia el acantilado se correlaciona muy bien con la forma del acantilado (fig. 3.11). También aparecen resaltos debidos al control estructural que ejercen algunos bancos más duros, debido al acuñamiento de facies de dunas del Miembro inferior.

Taludes de detritos. Los taludes de detritos se encuentran mejor desarrollados en el sector de la playa ubicado al oeste del Centro de Visitantes (fig.3.13). Mientras que al este se restringen a pequeñas áreas en las entrantes que forma el acantilado. Se pueden diferenciar dos tipos de taludes: vegetados y no vegetados (fig. 3.13). Los primeros se hallan ubicados sobre las salientes que generan las rocas del Miembro inferior, en algunos casos conformando plataformas de abrasión altas. Las segundas suelen ser debido a caídas recientes y que son erosionadas por el oleaje.

Los taludes de detritos protegen temporalmente la base del acantilado de la erosión marina retardando el retroceso del mismo, por el otro, aportan al oleaje grandes bloques y clastos que actúan como "herramientas" muy eficientes en el socavamiento de la base del acantilado.

Las playas, que en general son de grava y arena media a gruesa, se encuentran ubicadas al este y oeste del Centro de Visitantes. En general son angostas -no superan los 50 m durante la marea baja y su límite con la plataforma de abrasión es neto y se observa una gran cantidad de bloques sueltos en el límite plataforma abrasión-playa, provenientes del retrabajo de los taludes de detritos (fig.3.13).



Figura 3.12: Plataforma superior conformado por el Miembro inferior de la Fm. Río Negro.

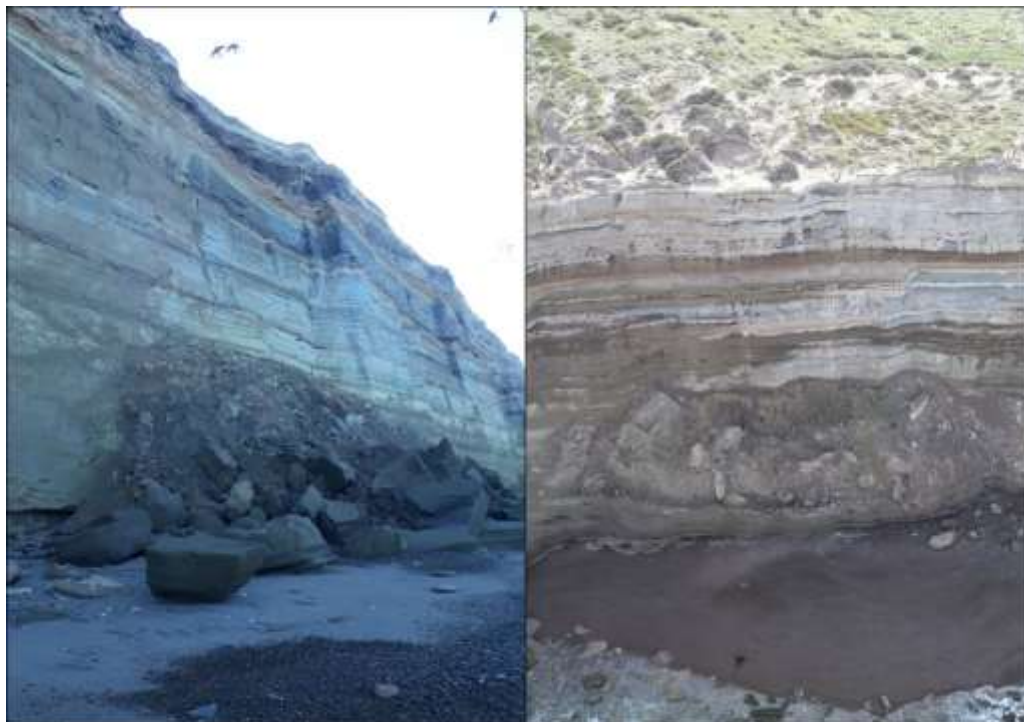


Figura 3.13: Taludes de bloques sobre la playa (izquierda) y sobre la plataforma superior (derecha).

4. CARACTERIZACIÓN GEOTÉCNICAS DEL ACANTILADO

4.1 Generalidades

Se analizó el acantilado como un macizo rocoso. Para caracterizar el macizo rocoso se incluye el estudio de la matriz rocosa, de las discontinuidades y del macizo rocoso en su conjunto para así obtener los parámetros necesarios para su identificación.

El comportamiento de un macizo rocoso depende de las características de las discontinuidades, que presenta, así como la litología de la roca matriz y su historia evolutiva. Generalmente los diferentes tipos de rotura que se producen en los medios rocosos siguen superficies preexistentes, aunque cuando los macizos están fuertemente fracturados pueden desarrollarse nuevas superficies de corte como las producidas en suelos.

Una completa descripción geomecánica de un macizo rocoso pretende una estimación de sus características mecánicas mediante determinados índices de calidad. Las clasificaciones geomecánicas del macizo rocoso se aplican en el análisis del comportamiento de los taludes, cuantificando determinados parámetros que influyen en la estabilidad de los mismos. Los sistemas de clasificación intentan obtener índices cuantitativos de la calidad de la roca establecidos en base a una serie de parámetros que tiene en cuenta la resistencia de la matriz rocosa, disposición y estado de las discontinuidades y presencia de agua.

(1) La clasificación geomecánica de Beniaowski, que es una de las más utilizadas, obtiene un índice de calidad denominado *Rock Mass Rating* (RMR) que varía entre 0 y 100 y depende de:

- Resistencia de la matriz rocosa
- Grado de facturación del macizo rocoso en términos del RQD
- Espaciado de las discontinuidades
- Condiciones de las discontinuidades
- Condiciones hidrogeológicas
- Orientación de las discontinuidades respecto a la excavación o pendientes

Para caracterizar la matriz rocosa se describe en el campo su identificación, meteorización y resistencia a la compresión simple. El grado de meteorización es un aspecto importante en la caracterización de la matriz rocosa, ya que en función del mismo se modifican sus propiedades mecánicas, al avanzar la meteorización aumentan la porosidad, permeabilidad y deformabilidad, a la vez que disminuye su resistencia. El grado de facturación esté ligado al número y condiciones de fracturas incluyendo la densidad de las fracturas y su espaciado, el tipo de fracturas, su estado y características, este grado de facturación está definido por el RQD (*Rock Quality Designation*). En las condiciones de las discontinuidades, la rugosidad de la superficie de una discontinuidad es un parámetro importante ya que determina en parte la resistencia al corte de la misma. A mayor rugosidad, mayor es la resistencia de los planos de discontinuidad. El término rugosidad se emplea en sentido amplio para hacer referencia tanto a la ondulación de las superficies de discontinuidad como a las irregularidades o rugosidades a pequeña escala. Se compara visualmente la discontinuidad con perfiles estándar y para el cálculo de la resistencia al corte a partir de datos de campo, Barton y Choubey (1977) desarrollaron un método que se apoya en la comparación visual de la rugosidad de las discontinuidades y permite

introducir el coeficiente de rugosidad de las juntas (JRC). En las condiciones hidrogeológicas, los parámetros a tener en cuenta son permeabilidad y presión intersticial, en el caso de matriz rocosa permeable el agua circula a través de las discontinuidades, cosa a observar en el afloramiento.

Para obtener el índice RMR, se contempla cada uno de estos aspectos y se les asigna una puntuación, sumando los 5 valores de los 5 primeros parámetros, se obtiene el índice RMR. Quedan así clasificados en 5 clases con un rango de propiedades geotécnicas.

(2) Otra clasificación geomecánica de taludes es el índice SMR (Romana 1997) que permite evaluar empíricamente la estabilidad de una excavación. En el caso de acantilado marinos, la aplicación de este índice podría ser interesante, a partir de la premisa que la acción marina genera oquedades y cuevas que pueden colapsar por la calidad del macizo. El índice SMR se obtiene a partir del índice RMR y definiéndose unos factores de ajuste por orientación de las discontinuidades, representados por los factores de ajuste F_1 , F_2 y F_3 .

El factor F_1 , depende del paralelismo entre la dirección de las juntas o discontinuidades y la del plano del talud. Varía entre 1,0 (cuando ambas direcciones son paralelas) y 0,15 (cuando el ángulo entre ambas es mayor de 30° y la probabilidad de rotura es muy baja). Estos valores se ajustan aproximadamente a la expresión:

$$F_1 = [1 - \text{sen}(\alpha_j - \alpha_s)]^2$$

Siendo α_j y α_s los ángulos de dirección de la junta y del talud respectivamente.

El factor F_2 depende del buzamiento de la junta. En el caso de roturas planas, varía entre 1,0 (para juntas con buzamiento superior a 45°) y 0,15 (para juntas con buzamiento inferior a 20°); puede ajustarse aproximadamente según la relación:

$$F_2 = \text{tg}^2 \beta_j$$

Donde β_j es el buzamiento de la junta. F_2 vale 1,0 para roturas por vuelco.

El factor F_3 refleja la relación entre los buzamientos de la junta y el talud. El factor de ajuste por el método de excavación, F_4 , en nuestro caso se asume como talud natural.

El valor final del índice SMR se obtiene según la siguiente fórmula:

$$\text{SMR} = \text{RMR} + (F_1 \times F_2 \times F_3) + F_4$$

El procedimiento a seguir consiste en obtener el índice SMR para cada una de las familias de juntas y adoptar el valor menor de los obtenidos. Según sea el valor del índice SMR se obtienen 5 clases de estabilidad.

4.2 Colección de datos de campo

Para la caracterización geomecánica se ha realizado en el campo una división en 6 zonas homogéneas según criterios litológicos y estructurales procediendo a una descripción general de cada una (fig. 4.1). Una vez establecidas las diferentes zonas y descritas sus características generales, se procede a la descripción detallada de las mismas.

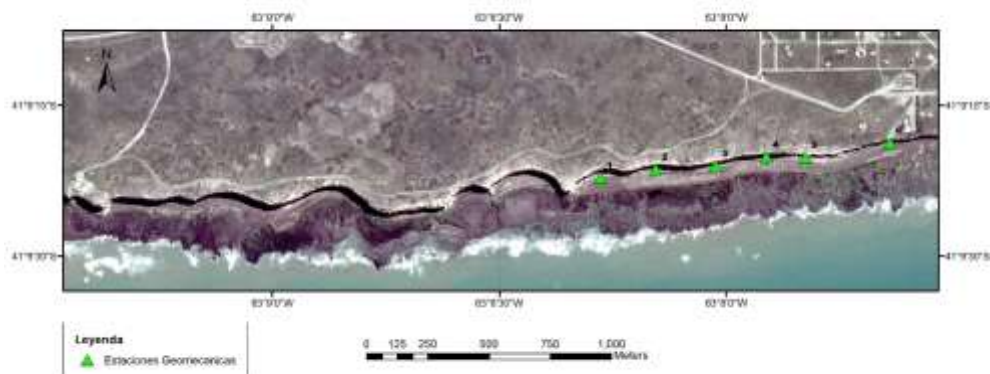


Fig. 4.1 Mapa de ubicación de estaciones geomecánicas

Los datos obtenidos en el campo, con la cuantificación de los parámetros observados, se representa en el cuadro 4.1.

Cuadro 4.1 datos de campo

Zona		Matriz				Discontinuidades								TALUD	
ESTACION	Miembro	Composicion	Alteracion	Consistencia	Direccion de Buzamiento	Buzamiento	Tipo	Pared	Abertura	Separacion	Rugosidad	Relleño	RUMBO	INCLINACION	
Nº1 GPS 111	S	Arenas	A4	4		160	90	J	3	10mm A	1,5	Lisa	SR	75	90
		Arenas	A3-A4	4		55	90	J	3	>6mm A	2,5	Lisa	SR		
		Arenas	A3-A4	4		70	90	J	3		2,5	Lisa	SR		
		Arenas	A3-A4	4		10	90	J	3		1,5	Lisa	SR		
		Arenas	A3-A4	4		75	48	J	3		1,5	Lisa	SR		
Nº2 GPS 114	S	Arenas	A3	4		310	90	J	3	>6mm A	1	R	SR	75	90
		Arenas	A3	4		216	67	J	3		1	R	SR		
		Arenas	A3	4		253	62	J	3		1,5	R	SR		
		Arenas	A3	4		282	47	J	3		1,5	R	SR		
		Arenas	A3	4		162	86	J	3		1,5	R	SR		
		Arenas	A3	4		158	90	J	3		1,5	R	SR		
		Arenas	A3	4		187	90	J	3		1,5	R	SR		
		Arenas	A3	4		210	90	J	3		1,5	R	SR		
		Arenas	A3	4		188	75	J	3		1,5	R	SR		
		Arenas	A3	4		166	90	J	3		1,5	R	SR		
		Arenas	A3	4		210	90	J	3		1,5	R	SR		
		Arenas	A3	4		172	86	J	3			R	SR		
		I	Arenas	A4	5		240	90	J	3	1	Lisa	SR		
Nº3 GPS 115	I	Arenas	A 3	4		187	42	J	3	1-3 mm A	1- 3 m	R	SR	90	90
		Arenas	A3	4		152	54	J	3	1-3 mm A	1- 3 m	R	SR		
		Arenas	A3	4		208	81	J	3	6 mm A	1- 3 m	R	SR		
		Arenas	A3	4		250	90	J	3	1-3 mm A	1- 3 m	R	SR		
		Arenas	A 3	4		160	84	J	3	1-3 mm A	1- 3 m	R	SR		
		Arenas	A3	4		43	85	J	3	1-3 mm A	1- 3 m	R	SR		
Nº4 GPS 116	I	Arenas	A3- A 4	4		230	85	J	4	1-3 mm A	1-2 m	R	SR	90	90
		Arenas	A 3-A4	4		228	81	J	4		1-2 m	R	SR		
		Arenas	A3-A4	4		136	87	J	4		1-2 m	R	SR		
Nº5 GPS 117	S	Arenas	A 3	4		113	90	J	3	3 mm	3 m	R	SR	90	90
		Arenas	A 3	4		166	90	J	3	3 mm	3 m	R	SR		
Nº6 GPS 118	S	Arenas	A 3	3		195	79	J	3	1 mm C	1 m	L-R	SR	90	90
		Arenas	A 3	3		232	76	J	3	1 mm C	1 m	L-R	SR		
		Arenas	A 3	3		188	89	J	3	1 mm C	1 m	L-R	SR		
		Arenas	A 3	3		184	78	J	3	1 mm C	2 m	R	SR		
		Arenas	A 3	3		199	86	J	3	1 mm C	1 m	L	SR		
		Arenas	A 3	3		240	90	J	3	2 mm A	1 m	R	SR		
		Arenas	A 3	3		190	90	J	3	10 mm A	1 m	R	SR		
		Arenas	A 3	3		120	90	J	3	1 mm C	0,6	R	SR		
		Arenas	A 3	3		84	29	J	3	1 mm C	1,5	R	SR		
		Arenas	A 3	3		170	90	J	3	1 mm C	0,8	R-L	SR		
		Arenas	A 3	3		77	90	J	3	1 mm C	0,8	R-L	SR		
		Arenas	A 3	3		178	90	J	3	1 mm C	0,5	R	SR		
		Arenas	A 3	3		55	10	J	3	1 mm C	0,8	R	SR		

ALTERACION	CONSISTENCIA	ROCA
A1-Sana	1_ Muy Consistente	A1-Sana
A2-Poco descompuesta	2_ Consistente	A2-Poco descompuesta
A3-Median.descompuesta	3_ Median. Consistente	A3-Median.descompuesta
A4-Muyuy descompuesta	4_ Poco consistente	A4-Muyuy descompuesta
A5-Extrem.descompuesta	5_ Sin consistencia (friable)	A5-Extrem.descompuesta

TIPO	PARED	RELLENO	RUGOSIDAD	ABERTURAS
1_ Estratificacion (A)	1_ Fresca (SA)	1_ Limpia (SR)	1_ Rugosa (R)	A_ Abierta
2_ Diaclasamiento (J)	2_ Leve Alteracion	2_ No Cohesivo (RB)	2_ Lisa (L)	C_ Cerrada
3_ Falla	3_ Moderada Alteracion	3_ Cohesivo (RB)	3_ Estrias de Friccion (E)	
4_ Contacto Litologico	4_ Alta Alteracion	4_ Yeso (RR)		
	5_ Completamente Alt.	5_ Carbonato (RR)		

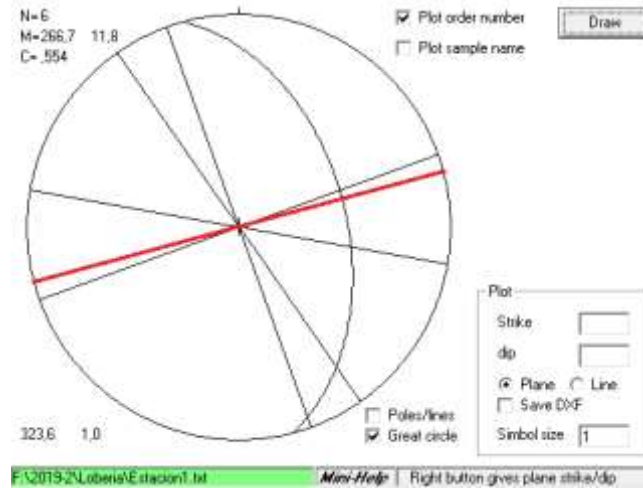
Para la representación de orientación de discontinuidades en cada geoestación se realizó mediante el programa Estereográfica GR English versión 1.0. A continuación se detalla cada geoestación.

ESTACIÓN GEOMECÁNICA Nº1

Se analizó el miembro superior constituido por arenas consolidadas, no se tomaron medidas de las pelitas y arenas finas con materiales fósiles por estar muy meteorizadas a suelo, la ubicación geográfica de la zona estudiada es en el punto GPS Nº 111:

Latitud 41° 9'22.23"S Longitud 63° 8'16.59"O

Matriz rocosa: arenas muy friables, medianamente descompuestas a muy descompuestas, se rayan con la uña se observa humedad en las paredes, de baja consistencia.



ESTACIÓN GEOMECÁNICA Nº2

Se analizó el miembro superior constituido por arenas consolidadas, y se analizó el miembro inferior constituido por arenas eólicas, no se tomaron medidas de las pelitas y arenas finas con materiales fósiles por estar muy meteorizadas a suelo, la ubicación geográfica de la zona estudiada es en el punto GPS Nº 114:

Latitud 41° 9' 21.38"S Longitud 63° 8' 6.28"O

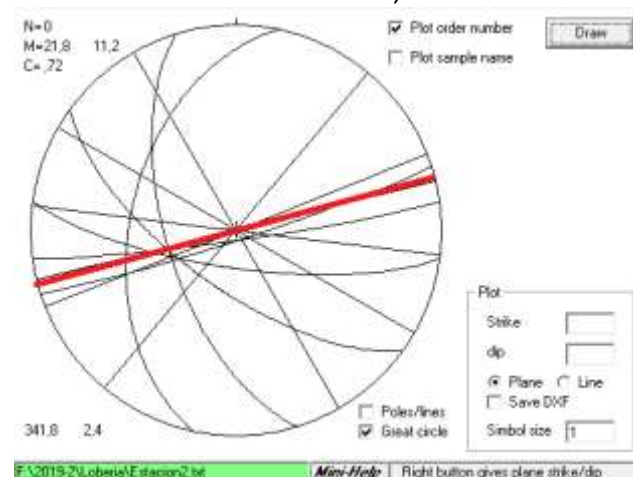
Miembro superior

Matriz rocosa: arenas gruesas muy friables, medianamente descompuestas, se rayan con la uña se observa humedad en las paredes, poco consistente.

Miembro inferior

Matriz rocosa: arenas medias muy friables, muy descompuestas, se rayan con la uña se observa humedad en las paredes, sin consistencia.

Discontinuidades: se midió orientación de una diaclasa, se tomaron sus características.

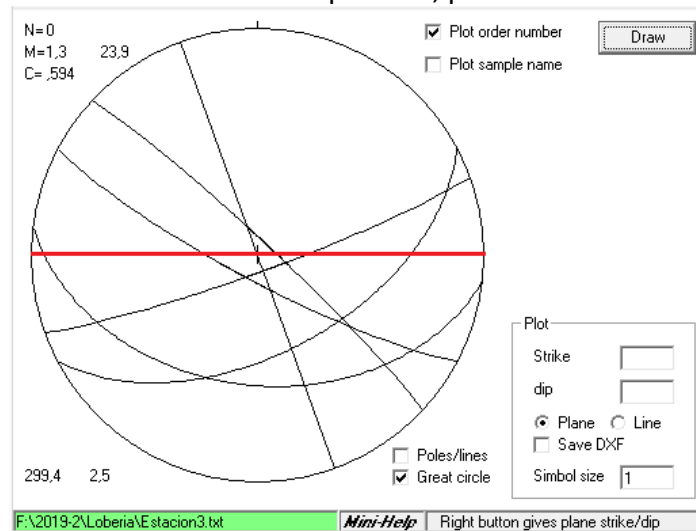


ESTACIÓN GEOMECÁNICA Nº3

Se analizó el miembro inferior constituido por arenas eólicas poco consolidadas, no se tomaron medidas de las pelitas y arenas finas con materiales fósiles por estar muy meteorizadas a suelo, no se tomaron medidas del miembro superior por no poder acceder, la ubicación geográfica de la zona estudiada es en el punto GPS N° 115:

Latitud 41° 9' 21.5"S Longitud 63° 8' 1.33"O

Matriz rocosa: arenas medias muy friables, medianamente descompuestas a muy descompuestas, se rayan con la uña se observa humedad en las paredes, poca consistencia.

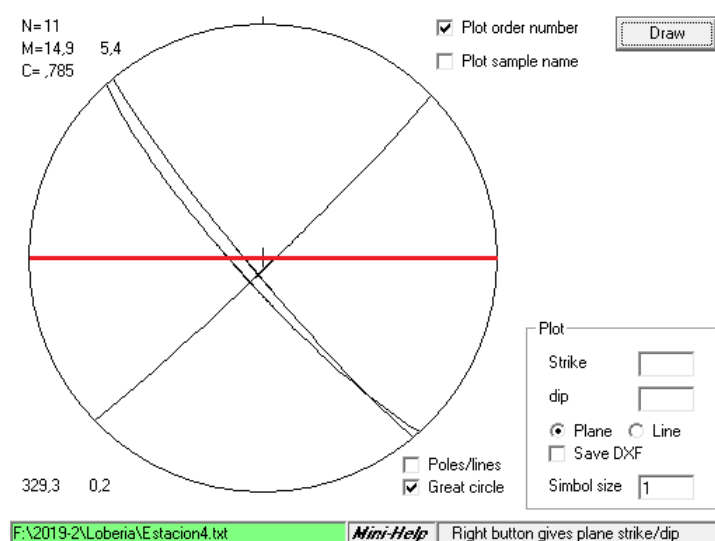


ESTACIÓN GEOMECÁNICA N°4

Se analizó el miembro inferior constituido por arenas poco consolidadas, no se tomaron medidas de las pelitas y arenas finas con materiales fósiles por estar muy meteorizadas, no se tomaron medidas del miembro superior por ser de difícil acceso, la ubicación geográfica de la zona estudiada es en el punto GPS N° 116:

Latitud 41° 9 ' 20.14"S Longitud 63° 7' 54.64"O

Matriz rocosa: arenas muy friables, medianamente a muy descompuestas medianamente, se rayan con la uña, de poca consistencia.

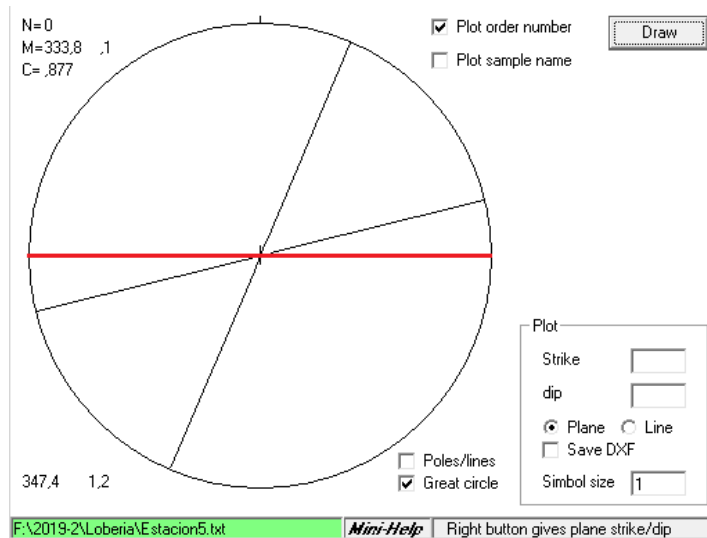


ESTACIÓN GEOMECÁNICA N°5

Se analizó el miembro superior constituido por arenas consolidadas, no se tomaron medidas de las pelitas y arenas finas con materiales fósiles por estar muy meteorizadas a suelo, la ubicación geográfica de la zona estudiada es en el punto GPS N° 117:

Latitud 41° 9' 20.18"S Longitud 63° 7' 49.51"O

Matriz rocosa: arenas medianamente descompuestas, se rayan con la uña se observa humedad en las paredes, de baja consistencia.

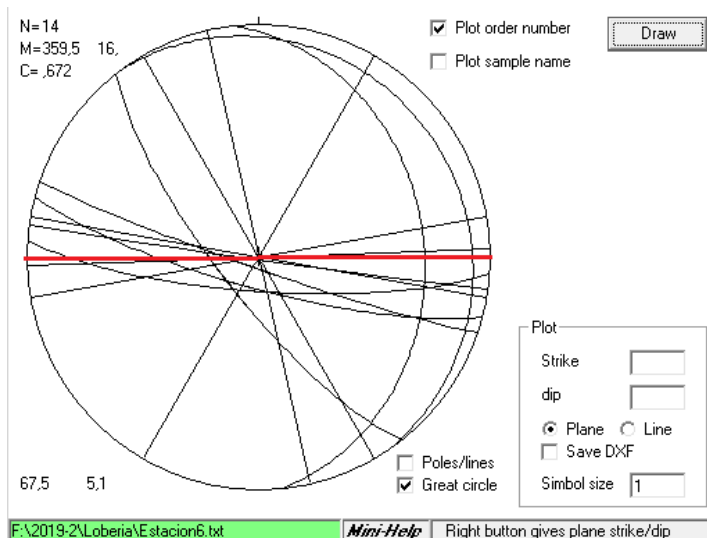


ESTACIÓN GEOMECÁNICA Nº 6

Se analizó el miembro superior constituido por arenas consolidadas, no se tomaron medidas de las pelitas y arenas finas con materiales fósiles por estar muy meteorizadas a suelo, la ubicación geográfica de la zona estudiada es en el punto GPS Nº 118:

Latitud 41° 9' 18.74"S Longitud 63° 7' 38.37"O

Matriz rocosa: arenas muy gruesas, medianamente descompuestas, se rayan con navaja, de mediana consistencia.



4.3 Análisis de muestras en Laboratorio: Compresión simple

Se tomaron muestras del miembro inferior para realizar ensayos de resistencia a la compresión simple (fig. 4.2), las mismas fueron realizadas en el laboratorio de suelos y hormigones de la Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional del Comahue, según la Norma IRAN Nº 1551 probetas cúbicas, Norma IRAN N º 1622 probetas cilíndricas (cuadro 4.2). Las muestras ensayadas corresponden a:

- Muestra MI SH: Miembro inferior, facies de interduna, areniscas con estratificación horizontal
- Muestra MI SP: Miembro inferior, facies de duna, areniscas con estratificación cruzada

Cuadro 4.2: Valor de ensayos en muestras del Miembro inferior

Muestra	Sección (cm ²)	Carga (kg)	Resistencia a la compresion (Kg/cm ²)	Resistencia a la compresion (MPa)
MI SH 1 (cúbica)	16	145,6	9,1	0,9
MI SH 1 (cilíndrica)	37,4	1935,8	51,8	5,1
MI SH 1 (cúbica)	16	985,0	61,6	6,0
MI SP 1 (cúbica)	16	222,7	13,9	1,4
MI SP 2 (cúbica)	16	599,6	37,5	3,7
MI SP 3 (cúbica)	16	908,0	56,7	5,6
MI SH 2 (cilíndrica)	37,4	1661,7	44,4	4,4
MI SH 2 (cúbica)	16	158,5	9,9	1,0



Figura 4.2: (a) Prensa de compresión simple; (b) Rotura de probeta circular ;(c) Muestra cubica en Prensa de compresión simple; (d) Muestra rotura de probeta cubica

4.4 Clasificación del acantilado como macizo rocoso

La clasificación de macizos rocosos de Bieniawski (1976, 1979), basada en un índice numérico que se obtiene como resultado de la suma de los cinco parámetros mencionados en sección 4.1, es

mostrada en el cuadro 4.3 se presentan los resultados obtenidos para cada geoestación. La clasificación RMR de Romana (1997) se presenta en el cuadro 4.4.

Cuadro 4.3: Clasificación del macizo según Bieniaswki (1989).

ESTACIÓN Y CARACT.			PUNTAJE ASIGNADO					CARACTERIZACIÓN (RMR)			
ESTACIÓN	MIEMBRO	COMPOSICIÓN	RCS	RQD	Separación entre juntas (m)	Tipo de fracturación	AGUA - HIDRÁULICA	RMR	CALIDAD	COHESIÓN	ÁNGULO DE FRICCIÓN INTERNA
1	S	Arenas	1	6	15	15	0	37	Mala	1-2kg/cm ²	15°-25°
2	S	Arenas	1	6	15	15	0	37	Mala	1-2kg/cm ²	15°-25°
3	I	Arenas	1	6	15	20	4	46	Media	2-3kg/cm ²	25°-35°
4	I	Arenas	1	6	15	19	4	45	Media	2-3kg/cm ²	25°-35°
5	S	Arenas	1	6	15	21	4	47	Media	2-3kg/cm ²	25°-35°
6	S	Arenas	2	6	10	15	0	33	Mala	1-2kg/cm ²	15°-25°

Cuadro 4.4: Parámetros del macizo según SRM

ESTACIÓN	DISCONTINUIDAD ID	RMR	AZIMUT DEL TALUD	DIRECCIÓN DE BUZAMIENTO DEL TALUD (bs)	ÁNGULO DE TALUD (bs)	DIRECCIÓN DE BUZAMIENTO DE LAS JUNTAS (bj)	BUZAMIENTO DE JUNTAS (bj)	MÉTODO DE EXCAVACIÓN	RMR	SMR - Rotura Plana	SMR - Rotura por vuelco
N°1 GPS 111	1	37	75	165	90	160	90	Talud natural	37	31,2	31,2
	2	37	75	165	90	55	90	Talud natural	37	48,3	48,3
	3	37	75	165	90	70	90	Talud natural	37	48,3	48,3
	4	37	75	165	90	10	90	Talud natural	37	43,7	43,7
	5	37	75	165	90	75	48	Talud natural	37	43,0	48,3
N°2 GPS 114	6	37	75	165	90	310	90	Talud natural	37	47,5	47,5
	7	37	75	165	90	216	67	Talud natural	37	43,0	48,3
	8	37	75	165	90	253	62	Talud natural	37	43,0	48,3
	9	37	75	165	90	282	47	Talud natural	37	43,0	48,3
	10	37	75	165	90	162	86	Talud natural	37	7,1	7,1
	11	37	75	165	90	158	90	Talud natural	37	32,7	-5,8
	12	37	75	165	90	187	90	Talud natural	37	42,2	42,2
	13	37	75	165	90	210	90	Talud natural	37	48,3	48,3
	14	37	75	165	90	188	75	Talud natural	37	29,7	42,7
	15	37	75	165	90	166	90	Talud natural	37	27,9	27,9
	16	37	75	165	90	210	90	Talud natural	37	48,3	48,3
	17	37	75	165	90	172	86	Talud natural	37	13,4	32,7
	18	37	75	165	90	240	90	Talud natural	37	48,3	48,3
N°3 GPS 115	19	46	90	180	90	187	42	Talud natural	46	23,5	41,7
	20	46	90	180	90	152	54	Talud natural	46	44,1	54,0
	21	46	90	180	90	208	81	Talud natural	46	46,9	54,0
	22	46	90	180	90	250	90	Talud natural	46	57,3	57,3
	23	46	90	180	90	160	84	Talud natural	46	39,4	50,2
	24	46	90	180	90	43	85	Talud natural	46	53,5	57,3
N°4 GPS 116	25	45	90	180	90	230	85	Talud natural	45	52,5	56,3
	26	45	90	180	90	228	81	Talud natural	45	52,5	56,3
	27	45	90	180	90	136	87	Talud natural	45	52,5	56,3
N°5 GPS 117	28	47	90	180	90	113	90	Talud natural	47	58,3	58,3
	29	47	90	180	90	166	90	Talud natural	47	47,6	47,6
N°6 GPS 118	30	33	90	180	90	195	79	Talud natural	33	15,0	34,3
	31	33	90	180	90	232	76	Talud natural	33	39,0	44,3
	32	33	90	180	90	188	89	Talud natural	33	10,9	29,5
	33	33	90	180	90	184	78	Talud natural	33	-3,9	26,4

Los valores en las 6 estaciones indican un macizo rocoso de calidad mala a media, sus parámetros mecánicos son bajos, con cohesión con valores bajos entre 1-3 kg/cm², ángulo de rozamiento entre 15 ° a 25°, la resistencia a la compresión simple da indicaciones de un material blando entre 2 a 5 MP. Respecto al índice RMR (clasificación de Romana, 1997) sobre estabilidad de taludes, donde se analiza cada fractura respecto a la inclinación del talud, teniendo en cuenta la calidad del macizo según RMR, los valores varían entre 3.9 a 58.3 la estabilidad es de muy mala a normal, con rangos de parcialmente estable a totalmente inestable por rotura plana y totalmente inestable a inestable por rotura por vuelco, con estos valores indican más frecuente las roturas por vuelco.

5: DINÁMICA Y EVOLUCIÓN DEL ACANTILADO

5.1 Velocidad de retroceso a partir de imágenes satelitales y fotografías aéreas

Dentro de las mediciones de esta erosión y retroceso del acantilado se han registrado valores promedio en El Faro de Río Negro de 0,81 m/año entre 1934 – 1958, 2,06 m/año entre 1958 – 1970 y 1,08 m/año entre 1970 – 2003 (del Rio et al., 2007). Para el área de La Lobería en particular, se tomaron mediciones entre un punto de referencia y el borde del acantilado y se registró un retroceso de 0,54-0,66 m/año entre los años 1958 – 2003 (del Rio et al., 2007).

Para generar una determinación de velocidad de retroceso del acantilado en la zona de Punta Bermeja se obtuvieron imágenes satelitales desde la plataforma GoogleEarth® y SASPlanet y a su vez imágenes aéreas del año 1986. Las mismas se rectificaron con el mayor detalle posible y obtener una georreferenciación adecuada a partir de puntos homólogos. Se utilizaron 60 puntos para las imágenes satelitales y 30 para las imágenes aéreas, debido a la dificultad en estas últimas de encontrar similitudes por la gran diferencia de años, sumado a la baja resolución de las mismas.

Una vez generada la ortorectificación de las imágenes se procedió a delimitar la línea de cresta del acantilado a través de un sistema de Información Geográfica (QGIS) (fig. 5.1), observando que las mismas seguían un mismo patrón o “firma”, aunque las mismas están corridas en forma paralela. En algunos sectores puntuales se pudo visualizar diferencias debidas a retroceso del acantilado, como por ejemplo, en el centro de interpretación.

Si bien la resolución espacial en las imágenes satelitales es óptima para lograr una comparación entre ellas y una identificación de grandes cambios, se observa que las mismas presentan deformación en planta debido a los distintos ángulos de adquisición de las imágenes generando variaciones de oblicuidad, por lo que genera una mala metodología a la hora de cuantificar el retroceso del acantilado.

El método utilizado en primer instancia (Imágenes satelitales y aéreas) no permitieron el grado deseado de objetividad y precisión de medición por lo que se recomienda un nuevo método de monitoreo de acantilado mediante la generación de un ortomosaico, obtenidos a partir de un Vehículo Aéreo No Tripulado (VANT). Esta tecnología permite generar productos de una alta resolución espacial según altura de vuelo (6 cm/pix a 120 m de altura) permitiendo un mayor grado de exactitud y precisión en la imagen georeferenciada y el modelo digital de elevación. A este fin, se realizó un relevamiento fotogramétrico utilizando un VANT Phantom 4 Pro V2.0, que será descrito en la sección siguiente.

5.2 Procesos que intervienen en la dinámica del acantilado

Toda tipo de afloramiento rocoso vertical es generalmente afectado por diaclasas paralelas al borde de la pared. Lo mismo ocurre en los acantilados, cuyo retroceso está íntimamente controlado por estas estructuras o discontinuidades. Estas diaclasas se forman debido a que la presión de confinamiento del macizo rocoso sufre un alivio o relajación en dirección de la cara libre del acantilado, que se expresa a través de diaclasas de alivio de presión (fig. 5.2). Estas separan bloques a veces de gran tamaño, que en la zona de La

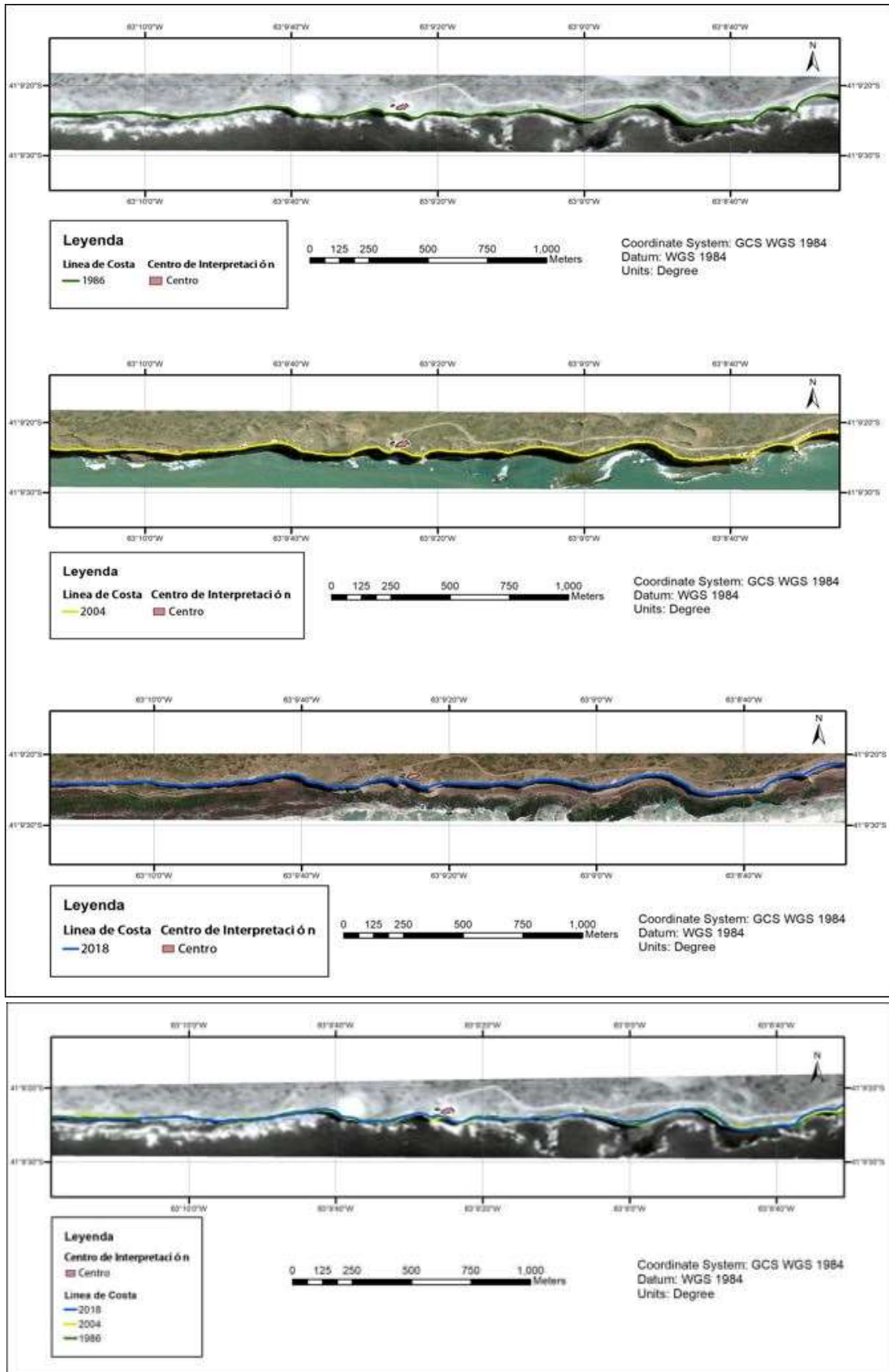


Figura 5.1: Línea de cresta del acantilado para los años 1986, 2004 y 2018 (ver explicación en el texto)

Lobería son de 1-1,5 metros de separación. Estas diaclasas, a su vez, con el tiempo van siendo ampliadas por una combinación de factores como infiltración de agua o humedad, procesos de disolución, introducción de material detrítico, vibraciones por el impacto de

olas durante tormentas, etcétera. Este proceso de relajación finalmente logran que los bloques se desprendan del acantilado por caída semejante a un vuelco, caída libre o deslizándose sobre la superficie de la diaclasa, todos movimientos que son extremadamente rápidos (fig. 5.3).

En el acantilado se registran todos estos tipos de movimientos de bloques que dan forma al escarpe litoral, generados por la acción de dos tipos de procesos:

(i) Marinos. Corresponde a la remoción simple que ocurre por el cavado que producen el impacto del oleaje en la pared, generando molduras de rompiente en la base del acantilado. Estas oquedades, controladas por discontinuidades (diaclasas y estratificación) se van ampliando dando lugar a cuevas, que terminan generando inestabilidades al acantilado en ese lugar. Este proceso se acentúa por la débil cementación que presentan las facies de areniscas con estratificación entrecruzada en comparación con la mayor resistencia de las facies eólicas subhorizontales, ambas del Miembro Inferior de la Formación Río Negro (fig. 5.4).

(ii) Subaéreos. Ocurre sobre la pared que se encuentra por encima del nivel del mar produciendo el desplome de bloques de las areniscas del Miembro superior favorecidos por los bancos de arcillitas marinas del Miembro medio, ambos de la Fm Río Negro (fig. 5.4). También suelen ocurrir a partir de los niveles pelíticos lenticulares continentales (interduna), que llegan a superar el metro de potencia, correspondientes al mismo Miembro superior. A esta característica litológica se suma la presencia de discontinuidades, además de la estratificación, vinculada a varios juegos de diaclasas subverticales, paralela al frente del acantilado y transversal al mismo (fig. 5.2). La conjunción de estos sistemas define bloques voluminosos que caen o se deslizan y se asientan sobre los niveles arcillosos del Miembro medio y/o playa (fig. 5.5). Estos bloques conforman una línea de depósitos de talud sobre el escalón que se genera en las arcillitas del Miembro medio y en la playa (fig. 5.6). La presencia en vastos sectores de grandes bloques imbricados y colgados en la pared, muestran que los procesos subaéreos son los que predominan.

El proceso subaéreo predomina en los lugares donde el mar no erosiona con energía la base del acantilado, debido a la presencia de playa o talud. La caída de material de la pared del acantilado es un fenómeno algo complejo, donde se advierten al menos dos circunstancias diferentes, que generan la caída de pequeños bloques y por otro lado, grandes bloques de varios metros cúbicos (fig. 5.5, 5.6).

Se ha mencionado en la bibliografía que estos procesos de remoción en masa son favorecidos por aguas subterráneas, debido a la infiltración del agua en la superficie (Schilizzi et al. 2004, entre otros). Los niveles de areniscas del Miembro superior con intercalación de lentes de pelitas, pueden presentar una diferencia de permeabilidad, que permite en varios lugares que en el techo de los estratos arcillosos escurre agua proveniente de la infiltración de aguas superficiales, humedeciendo la pared del acantilado (fig. 5.7). No se ve que este efecto sea el generador de movimientos de bloques pero no se descarta desde ya que colabora en el movimiento.



Figura 5.2: Diaclasas de alivio de presión, paralelas al acantilado, observadas en Miembro superior de la Fm. Río Negro

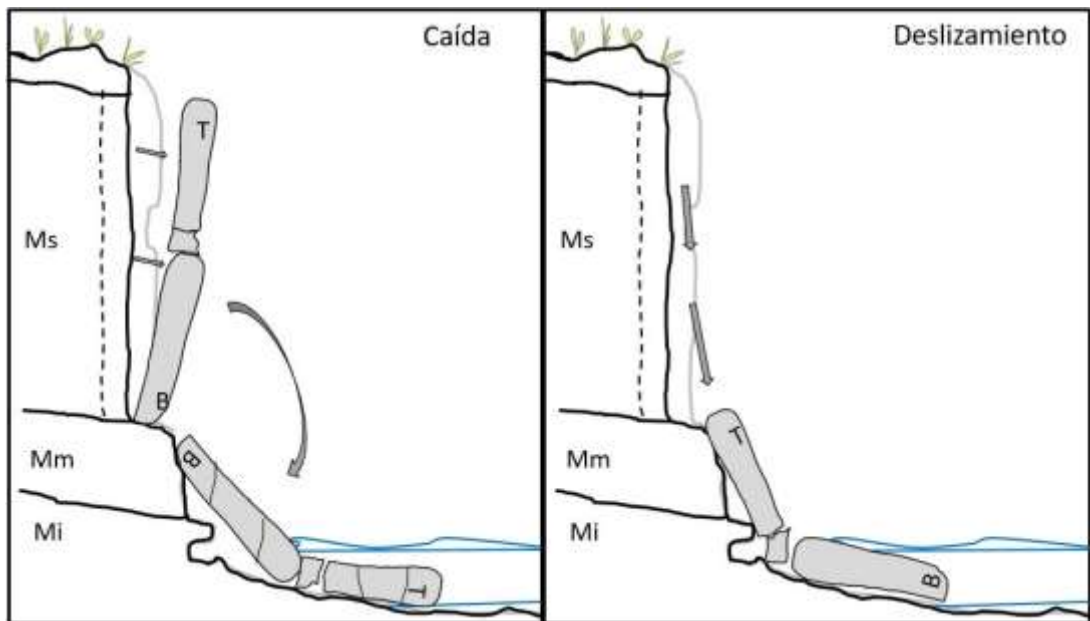


Figura 5.3: Diagramas que muestran los mecanismos de colapso de bloques. T: techo de la unidad, B: base. Mi, Mm y Ms representan los miembros de la Fm. Río Negro

Por otra parte, el drenaje superficial, generado por causas antrópicas, genera cárcavas de cierta magnitud. Esto es particularmente evidente en el Centro de Interpretación y las pasarelas (fig. 5.8).



Figura 5.4: Ejemplos donde se observan los mecanismos de retroceso del acantilado



Figura 5.5: Vista aérea tomada con VANT donde se observa bloques voluminosos que caen o se deslizan sobre la playa



Figura 5.6: Bloques voluminosos que se deslizan sobre los niveles arcillosos del Miembro medio.



Figura 5.7: Areniscas del Miembro superior donde se observa que en el techo de los estratos arcillosos escurre agua proveniente de la infiltración de aguas superficiales, humedeciendo la pared del acantilado



Figura 5.8: Escurrimientos superficiales con carcavamiento del sustrato en zonas de pasarelas y miradores.

5.3 Análisis evolutivo a partir de Unidades Dinámicas del Acantilado

Las causas por las que se produce el retroceso del acantilado son muy diversas y complejas. Es un proceso dinámico, normalmente cíclico, mediante el cual se produce una pérdida de terreno, tierra adentro, de la cresta del acantilado, causado por el movimiento o caída de materiales hacia el mar. Teniendo en cuenta la ciclicidad y variedad de factores, para realizar el análisis evolutivo del retroceso del acantilado proponemos dividir a la región costera en Unidades Dinámicas del Acantilado (UDA), donde cada unidad presenta elementos morfológicos que las diferencia de las UDA contiguas. Cada UDA representa un estadio temporal en la evolución del acantilado y al analizar una Sección Costera se podrá observar cada eslabón temporal en la evolución, que posiblemente se enlazarán en una Celda Litoral que permitan comprender la evolución a más largo plazo (Lee y Clark, 2002; Castedo, 2010; fig. 2.3). Esta metodología tiene una semejanza, en sedimentología, al uso de facies y asociaciones de facies, donde cada Unidad es el producto de uno o varios procesos actuantes, que se relacionan con los UDA laterales. En su conjunto forman una Sección Costera en la que se visualiza la evolución en el tiempo de esa porción de costa.

Observando un sector de 8 km de longitud con el Centro de Interpretación en el medio, se pueden reconocer tres Secciones Costeras (fig. 5.9): la occidental, la media (incluye al área de estudio) y la oriental. Cada una de ellas tiene morfologías y procesos que actúan de distintas características. Es posible que estas secciones conformen una Celda Litoral y permitan analizar la evolución costera a un más largo plazo.

En el área analizada en el presente trabajo se distinguieron una serie de UDA. Proponemos denominar las distintas Unidades con un código que muestre los elementos presentes en el perfil (cuadro 5.1). Cada UDA tendrá una combinación de elementos que lo caracteriza, al que se le asignará una nomenclatura, la cual comienza con la geoforma de

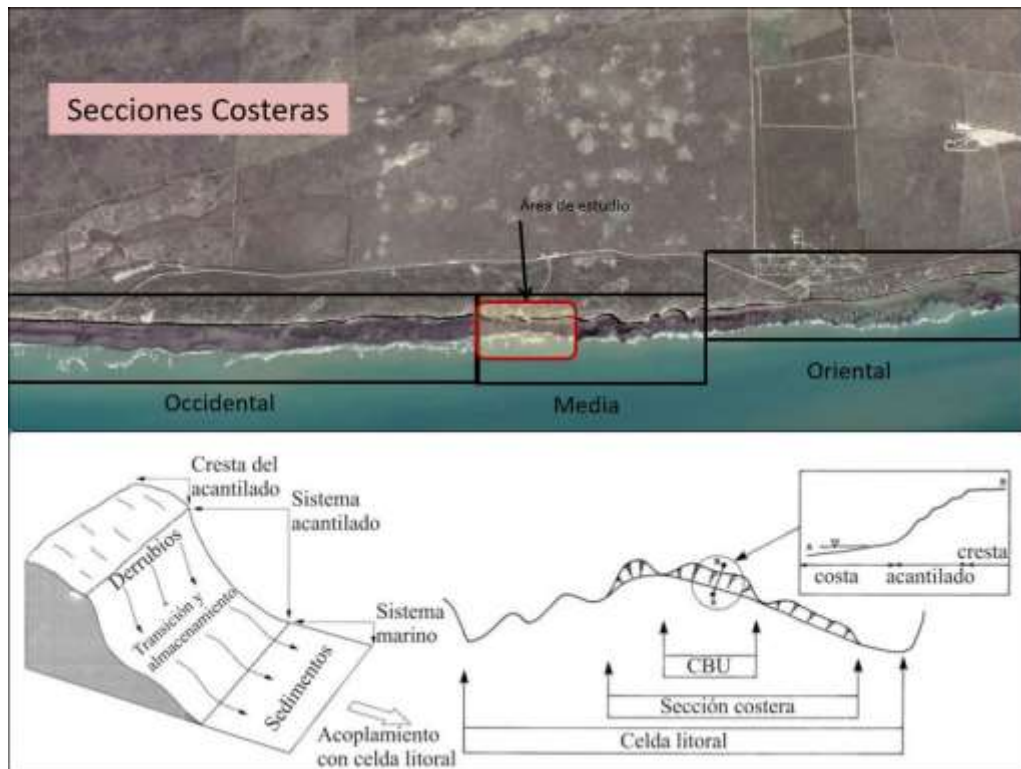


Figura 5.9: Superior: Secciones costeras diferenciadas donde se enmarca el área de estudio en rectángulo rojo. Inferior: esquema del significado de UDA (o CBU), Sección costera y celda litoral (Tomado de Castedo 2012). Ver explicación en el texto.

primer orden seguida por segundo y tercer orden si la hubiera, y se comienza a describir desde arriba hacia abajo. Por ejemplo, si tenemos un UDA con un acantilado de geometría cóncavo hacia el mar, que desarrolla un talud de escombros sobre la plataforma superior y luego hay playa, el código sería Ac PSt PY.

Las distintas UDA son determinadas a partir de ortomosaicos georeferenciados verticales y paneles del acantilado levantados mediante VANT, que permitirán a futuro observar las variaciones en el tiempo. Además, este ortomosaico georeferenciado permite marcar la línea de cresta del acantilado con gran precisión, con la cual se podrá medir velocidades de retroceso por sectores o UDA, como también realizar modelados matemáticos de recesión del acantilado.

A este fin, se realizó un relevamiento fotogramétrico que cubrió un área de 88.5 ha, tomando como referencia el Centro de Interpretación, 500 metros hacia los laterales y 500 metros hacia la traza de la ruta. Se utilizó un VANT Phantom 4 Pro V2.0 y el relevamiento fue realizado con una superposición de imágenes de 80% frontal y del 60% lateral para obtener de esta manera mayor cantidad de puntos homólogos entre las distintas imágenes. Las mismas fueron apoyadas con un total de 10 puntos de control tomados con un GPS diferencial Trimble R3 (fig. 5.10). Los puntos de control fueron distribuidos espacialmente tanto en la costa como en la parte alta del acantilado, para lograr una mejor rectificación del fotomosaico obtenido. Se procesó con el software Agisoft y en las fotografías que se tomaron se ubicaron manualmente los puntos de control con la localización correcta, cuyas coordenadas y altura corresponden a las medidas en campo. Luego de optimizar el modelo tomando como referencia estos nuevos valores, se procede a obtener la nube de puntos, el ortomosaico y el modelo digital de elevación. El panel de la pared del acantilado se realizó mediante el mismo método.

Cuadro 5.1: Elementos a tener en cuenta en la constitución de las UDA

Código de Unidades Dinámicas de Acantilado			
Elementos 1er. orden	Elementos 2do. orden	Elementos 3er. orden	Código
Acantilado (A)	<i>traza recta (Ar)</i>	<i>sin talud</i>	Ar
		<i>talud</i>	Art
	<i>traza cóncava (Ac)</i>	<i>sin talud</i>	Ac
		<i>talud</i>	Act
Plataforma (P)	Superior (PS)	<i>plataforma superior</i>	PS
		<i>cuevas</i>	PSc
		<i>talud</i>	PSt
		<i>talud vegetado</i>	PSt _v
	Inferior (PI)	<i>plataforma inferior</i>	PI
Playa (PY)		<i>playa</i>	PY
		<i>playa con talud</i>	PYt

Se diferenciaron siete UDA, seis en el área de estudio y una en las áreas inmediatamente aledañas, las cuales son descritas en el cuadro 5.2, y se indican en el ortomosaico de la figura 5.11 y el panel del acantilado de la figura 5.12. Cada UDA se caracterizará por una serie de elementos morfológicos que representan la resultante de los procesos marinos y/o subaéreos actuantes. Representarían en su conjunto la evolución del acantilado, siendo cada una de ellas un estadio en dicha evolución.

Las distintas UDA son representadas por imágenes y perfil característico representados en las figuras 5.13 a-g. En cada una se indica el perfil topográfico y su ubicación, construido a partir del DEM realizado a partir de ortomosaico. También un dibujo esquemático (sin escala) y una fotografía del panel.

A partir del reconocimiento de estas Unidades con rasgos morfológicos característicos, se analizaron los procesos actuantes, marinos vs subaéreo, interpretando la evolución de uno a otro. La ciclicidad evolutiva que se propone en el presente estudio se expone en la figura 5.14. La costa con geometría de entrantes cóncavos y promontorios (Ac) son los que actualmente sufren mayor erosión. En estos sectores, se observan dos unidades: UDA Ac PS PI (B) y UDA Ac PSc PI (E) donde predominan los procesos de erosión marina. Estas UDA presentan plataformas de abrasión superior e inferior conectadas a la pared del acantilado sin mediar playa. Puede observarse la formación de cuevas o cavernas con fuerte control estructural (E) o sin ellas. Estas evolucionarían a un UDA Ac PSt PI (C) que también se ubican en los promontorios y presentan taludes por la caída de bloques debido al socavamiento marino basal.

Las áreas con menor resistencia a la erosión presentan retrocesos conformando las regiones cóncavas de la costa, protegidas por los promontorios más resistentes que quedan expuestos a la erosión marina. Aquí hay retroceso del frente del acantilado con la formación de playas y caída de bloques sobre la plataforma superior, que muestran, por la presencia de vegetación, que no son recientes representados por la UDA Ac PStv PY PI (D).



Figura 5.10: Metodología de trabajo para la adquisición de ortomosaicos rectificadas y modelos digitales de elevación.

Cuadro 5.2: Unidades Dinámicas del Acantilado reconocidas en el área de estudio.

UDA	Código	Descripción
A	Ac PY PI	Acantilado en sector cóncavo con playa y luego plataforma abrasión inferior
B	Ac PS PI	Acantilado en sector cóncavo con plataforma superior y plataforma inferior
C	Ac PSt PI	Acantilado en sector cóncavo con plataforma superior con taludes de bloques y plataforma de abrasión inferior
D	Ac PStv PY PI	Acantilado en sector cóncavo con plataforma superior con taludes de bloques vegetados, playa y luego plataforma de abrasión inferior
E	Ac PSc PI	Acantilado en sector cóncavo con plataforma superior con cavernas y luego plataforma de abrasión inferior
F	Ar PYt PI	Acantilado en sector recto con taludes de bloques sobre la playa y luego plataforma de abrasión inferior
G	Art PY PI	Acantilado en sector recto con taludes de bloques sobre el Miembro medio, playa y luego plataforma de abrasión inferior

La recesión de los promontorios tiende a un acantilado con bordes cóncavos más abiertos donde los procesos marinos y subaéreos se generan a una misma velocidad. Estos procesos dan lugar a costas representadas por la UDA Ac PY PI (A) donde el talud que cae a la playa producto del retroceso es erosionado por la acción marina. Al continuar el retroceso, ya con una costa más rectilínea, aumenta la proporción de caídas que forman taludes sobre la playa, lo que constituye las UDA Ar PYt PI (F). En esta UDA comienza a mostrar un predominio de los procesos subaéreos sobre los marinos.



Figura 5.11: División del área de estudio en las distintas UDA reconocidas.

Es posible que, de esta última situación, continúen los procesos subareos predominando pasando transicionalmente hacia una UDA Art PY PI (que denominamos G) que no se observa en el área pero si son las que predominan en las secciones occidental y oriental, donde la costa es recta y con la misma dirección E-O como en la zona de estudio. Esta unidad presenta un acantilado escalonado en los bancos del Miembro medio con importantes acumulaciones de bloques sobre él, que suelen caer a la playa también por el gran volumen de los taludes (fig. 5.13). Esta UDA muestra un importante retrocesos subaéreo del que sería a futuro poder medir la velocidad.

Este ciclo desde la UDA Ac PS PI (B) hasta la Art PY PI (G) representaría la erosión de los promontorios, predominantemente marina, evolucionando a costas rectas, donde predomina la erosión subaérea. Esto ocurriría si partimos de la premisa que la erosión marina es mayor que la subaérea, lo que quedaría reflejado en la mayor velocidad de retroceso (ver apartado 5.1).

A partir del presente estudio se puede deducir que, de ser correcta la propuesta de ciclicidad, la región con entrantes y promontorios marcados de la sección media tenderá a rectificar su traza como se representa en la figura 5.15. En este sentido, la región con entrantes y promontorios marcados tenderá a rectificar su traza, lo cual se indica sobre el ortomosaico de la figura 5.16. Las líneas de color dan una aproximación del retroceso pero, como fue mencionado, no se puede aún estimar una velocidad de retroceso absoluta. La longitud de las flechas marcaría una velocidad relativa desde la situación actual hasta la línea naranja, y luego hasta roja.

Ahora bien, podemos preguntarnos ¿cómo llegamos a la situación actual? Los autores sugieren que para pasar de un UDA Art PY PI (G) a una Ac PS PI (B), se requeriría un cambio climático o ascenso del nivel del mar, que genere una erosión diferencial de los bancos por acción marina y comience a generar promontorios y

entrantes. Estos cambios pueden ocurrir en tiempos que evoluciona la costa y los resultados serían más complejos.

Para poder interpretar mejor la evolución y como los cambios climáticos o da cambio del nivel del mar afectan a la costa rionegrina, es necesario un estudio más amplio, de mayor extensión lateral, utilizando esta misma metodología. Además, para determinar la presencia e importancia de cambios climáticos y del nivel del mar es necesario poder contar con mediciones climáticas y oceanográficas más precisas.

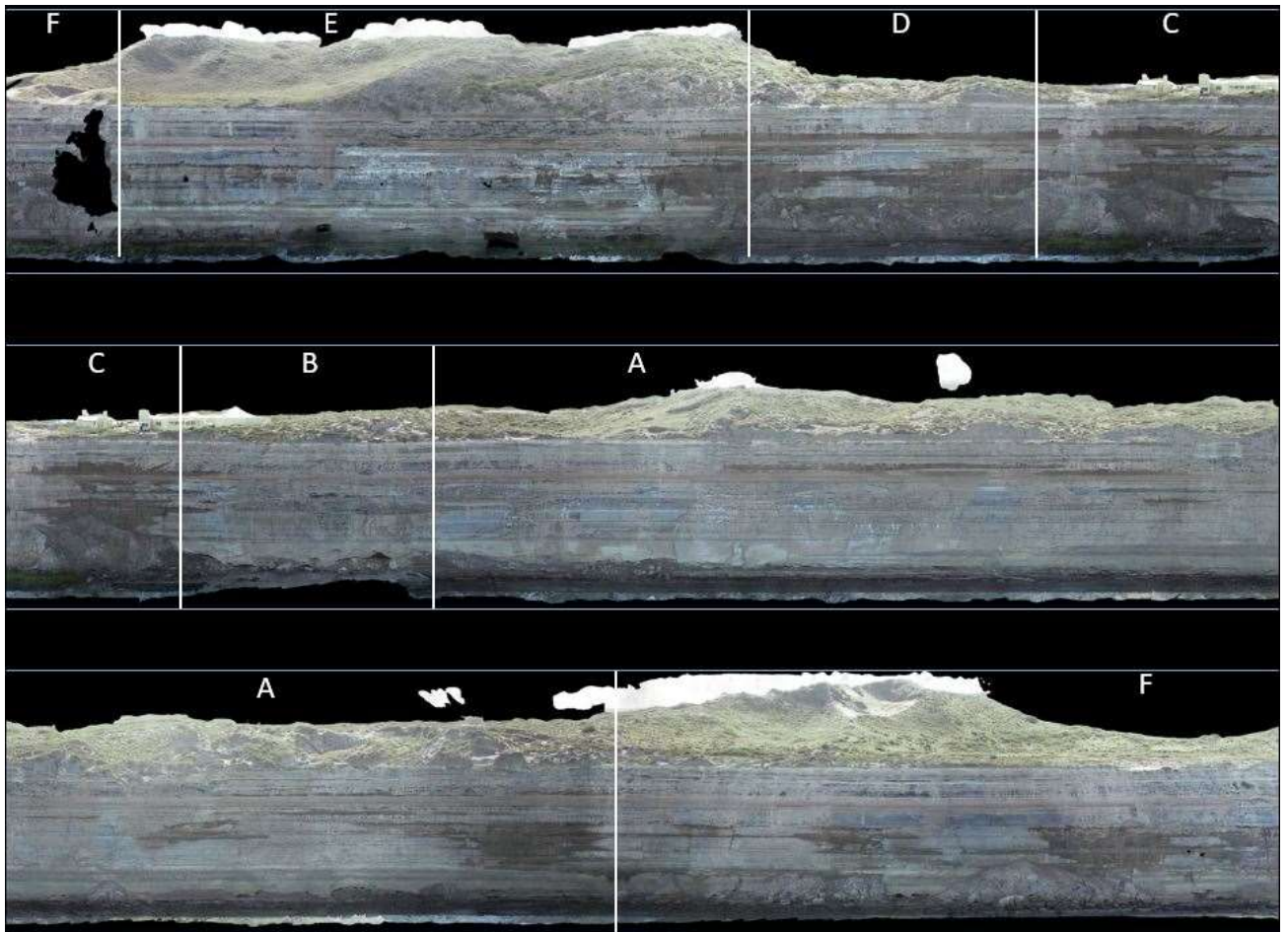


Figura 5.12: Panel fotomosaico del acantilado levantado mediante VANT, donde se indican las distintas UDA reconocidas.

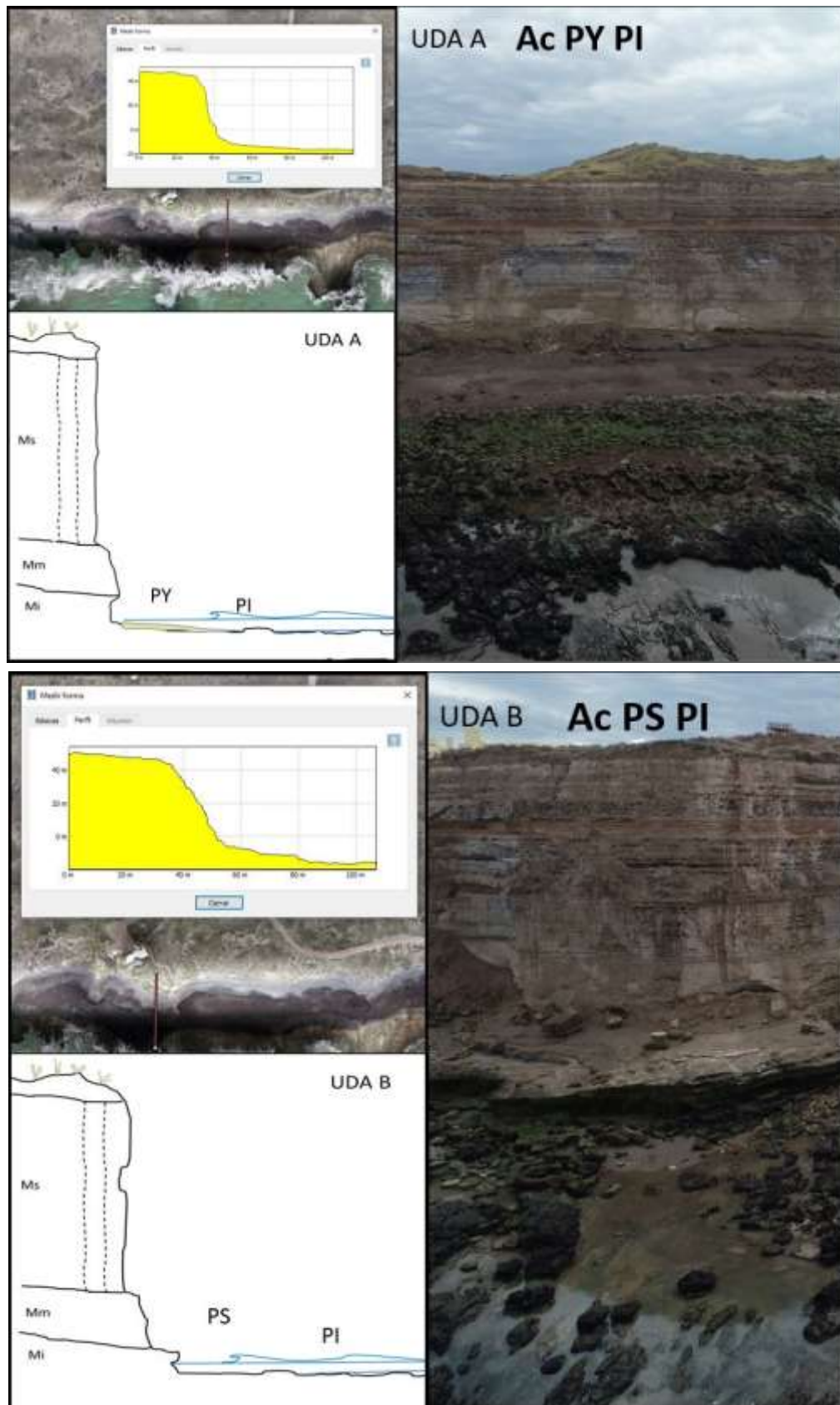


Figura 5.13: Perfil, esquema e imagen de cada una de las UDA (cont)

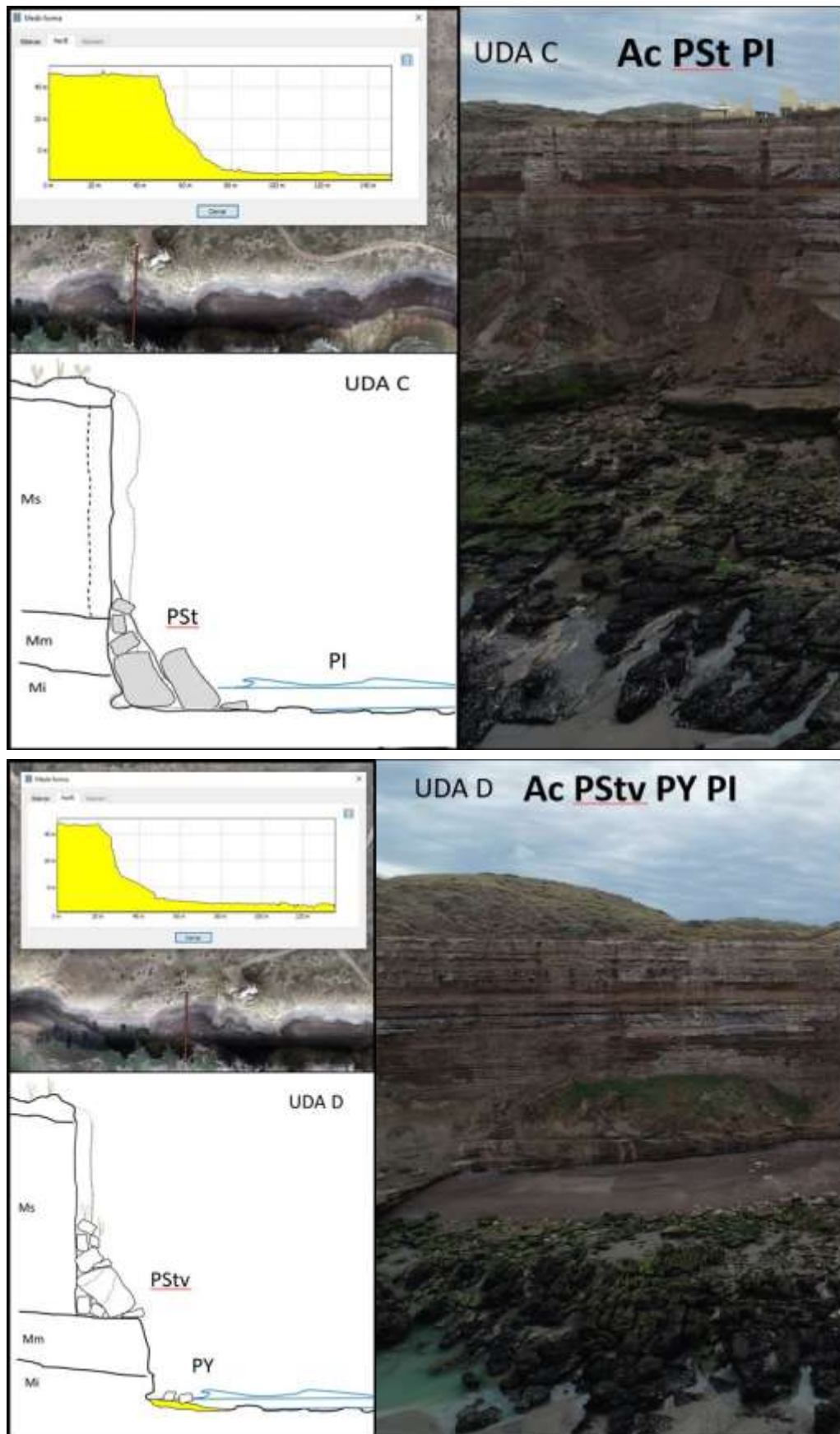


Figura 5.13: Perfil, esquema e imagen de cada una de las UDA (cont)

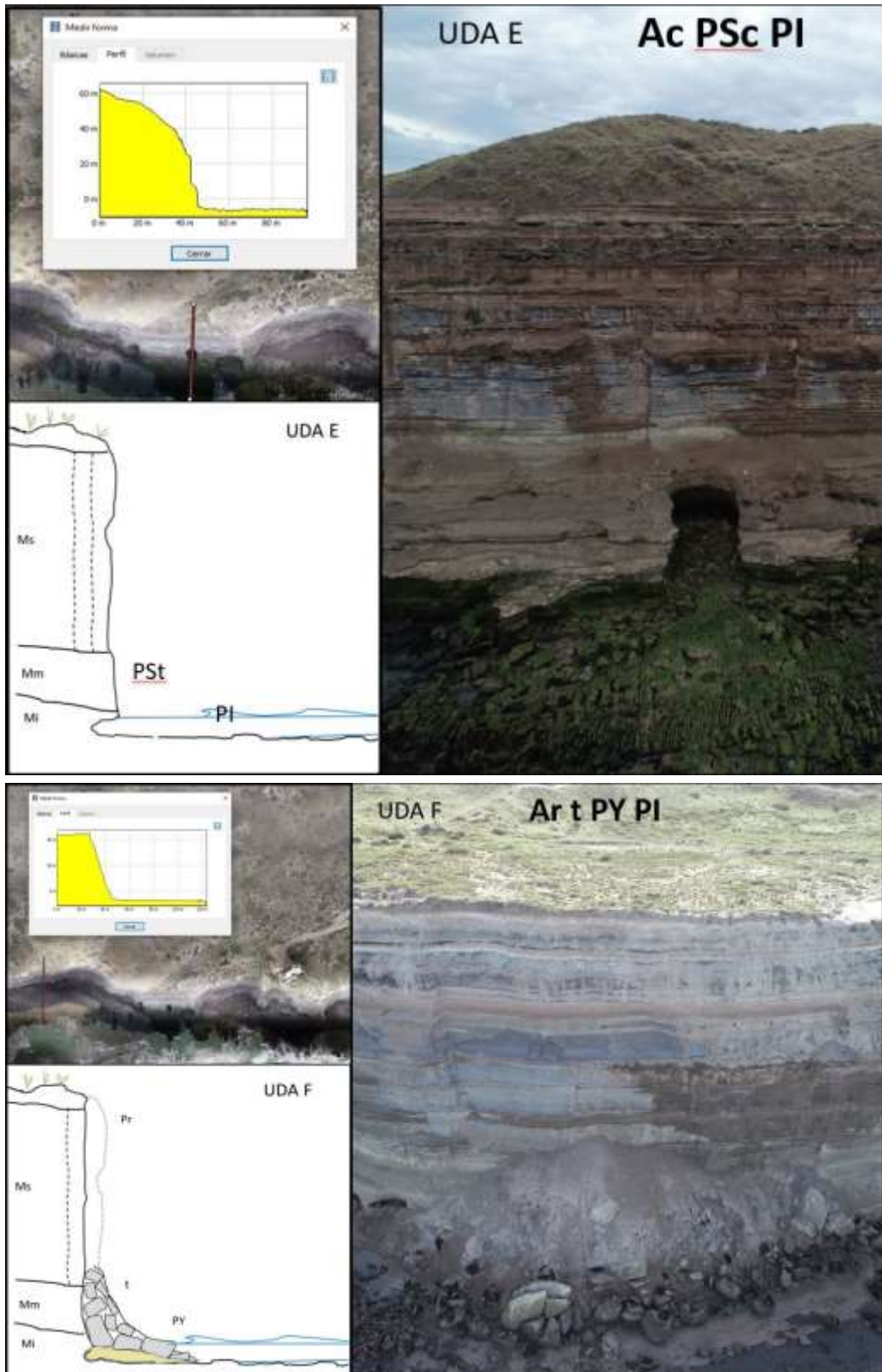


Figura 5.13: Perfil, esquema e imagen de cada una de las UDA (cont)

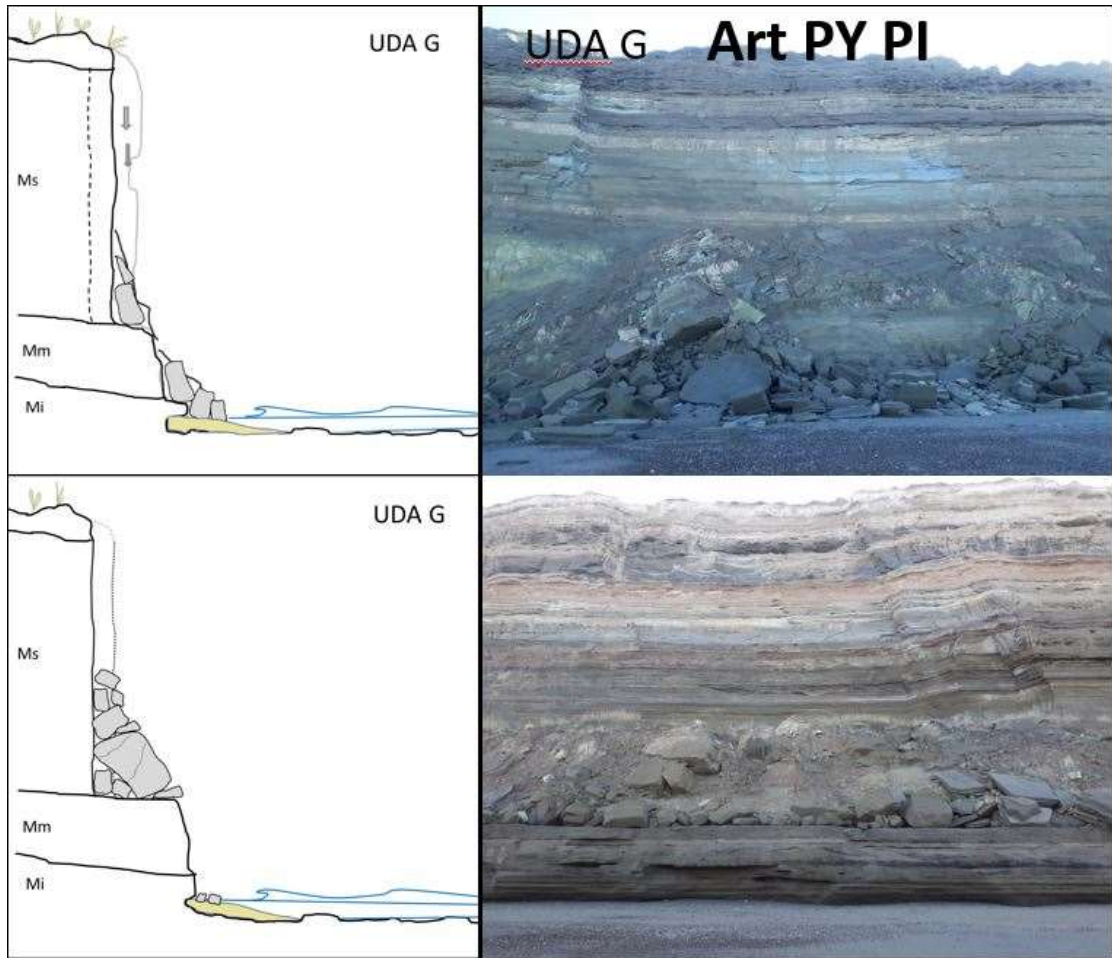


Figura 5.13: Perfil, esquema e imagen de cada una de las UDA (cont)

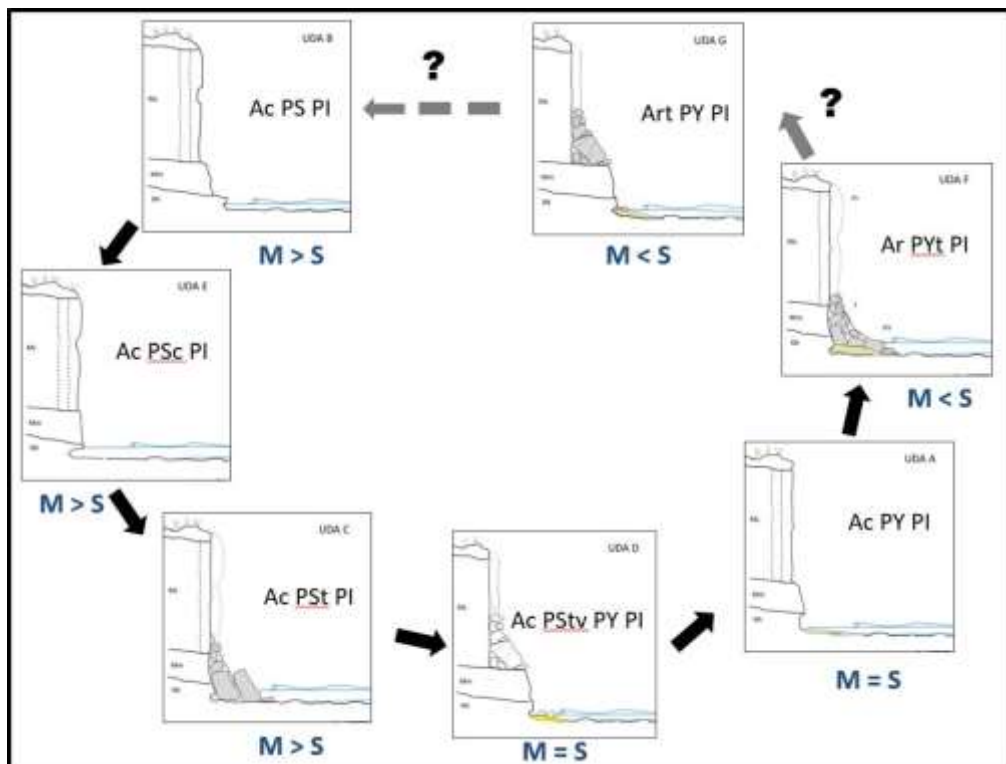


Figura 5.14: Ciclo evolutivo costero del área de estudio a partir del análisis de las UDA.



Figura 5.15: Perfil, esquema e imagen de cada una de las UDA (cont)



Figura 5.16: Estimación de la rectificación de la línea de cresta, en primera instancia a la línea naranja y posteriormente la roja. La longitud de las flechas indica cualitativamente la intensidad de erosión.

5.4 Cambios ocurridos después de una tormenta ocurrida en septiembre 2019

Entre los días 1 y 7 del mes de septiembre, tuvo lugar un evento extraordinario en la zona. Una tormenta con fuertes vientos que trajo aparejada una sudestada que afectó en alto grado a la costa atlántica rionegrina. Conforme a los datos recogidos por la estación meteorológica instalada en el aeropuerto de Viedma “Gobernador Edgardo Castello”, el día 2 de septiembre fue el de mayor intensidad del evento, en el que el viento alcanzó una velocidad máxima de 68,5 km/h, y la media fue de 42,6 km/h y la presión atmosférica al nivel del mar aumentó significativamente. Hay registros de otros eventos similares, que datan de abril del 2014, octubre del 2015, noviembre de 2017, entre otros, pero ninguno tuvo el efecto sobre el mar que generó la tormenta descrita con anterioridad.

Se realizó un nuevo relevamiento de la costa el día 17 de octubre de 2019 y se observaron los siguientes cambios respecto al relevamiento del 20 de agosto de 2019:

(i) En el UDA F, localizado al Oeste del Centro de Interpretación, se observó que hubo desprendimientos y caída de bloques del Miembro superior sobre la playa formando un talud (fig. 5.17 a y b). Esta caída no generó cambios en la línea de cresta del acantilado.

(ii) En otro sector del UDA F, se observa tres efectos, por un lado, erosiona y desprende bloques del miembro inferior, quita escombros caídos y quita arena de la playa (fig. 5.17 c y d). Tampoco generó cambios en la línea de cresta del acantilado.

(iii) En la UDA F, se observa que la tormenta quitó escombros de la plataforma superior (fig. 5.17 e y f).

(iv) En la UDA C, en la zona del Centro de Interpretación, se observa que la tormenta removió el talud antiguo (fig. 5.17 g y h).

(v) Otro efecto observado fue, en el UDA D, que sobre el talud vegetado se generaron grietas de tracción que seguramente en un futuro próximo se deslizarán sobre la playa (fig. 5.17 i y j). Este fenómeno también fue observado en las playas de La Lobería. Posiblemente la ola llegó hasta esa altura o las vibraciones por el impacto las pudieron generar.

En todos los casos se puede observar que una sola tormenta puede dar lugar a erosión de los miembros inferior y superior dando lugar a taludes de bloques, pero también retrabaja taludes antiguos y extrae arena de la playa, pero no se observa cambios en la línea de cresta del acantilado.

Esto muestra la gran importancia de trabajar con imágenes ortorectificadas obtenidas a partir de un VANT. Resulta ser una herramienta de gran valor para el seguimiento de los acantilados.

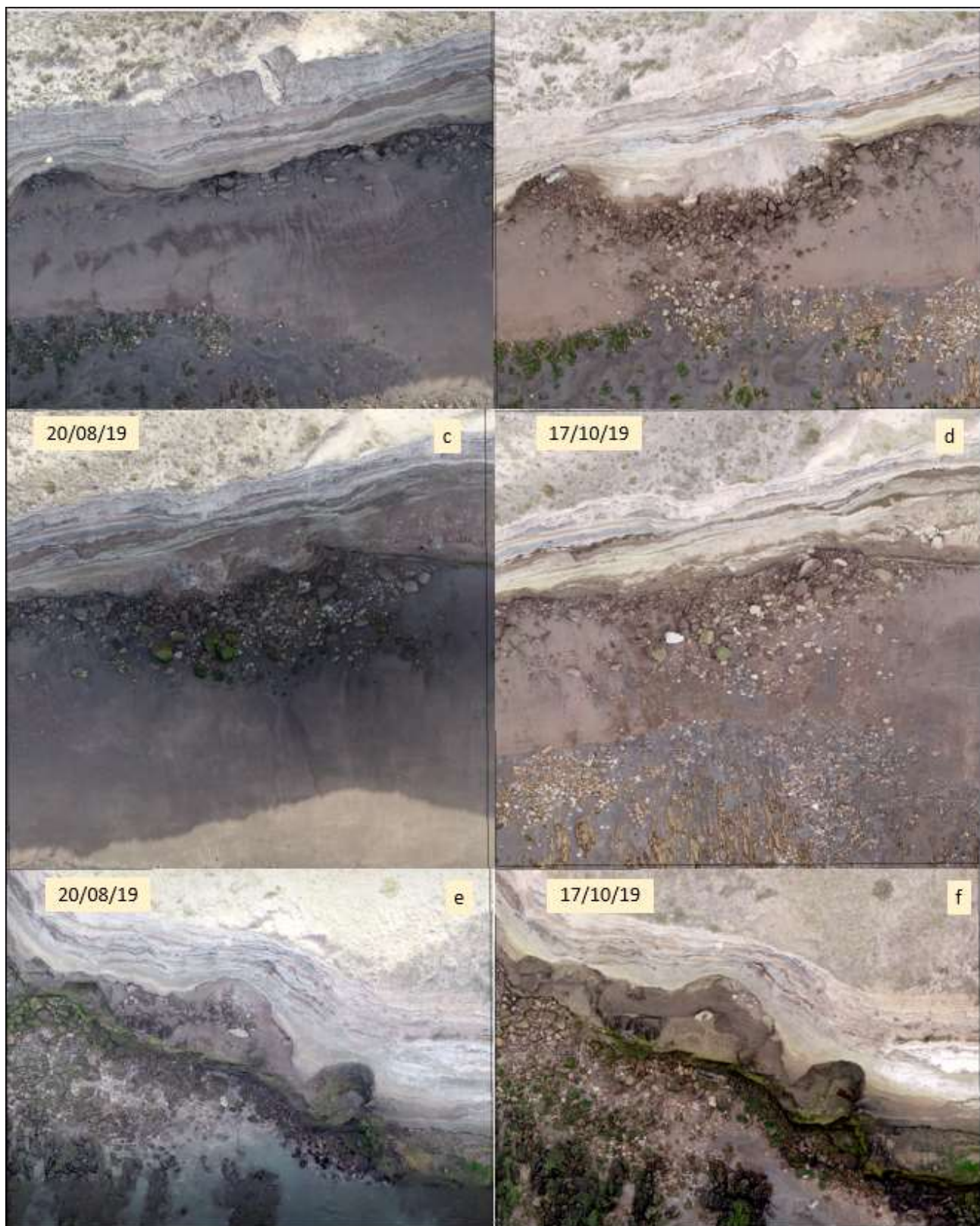


Figura 5.17: Comparación de imágenes pre y post tormenta. Ver explicación en texto

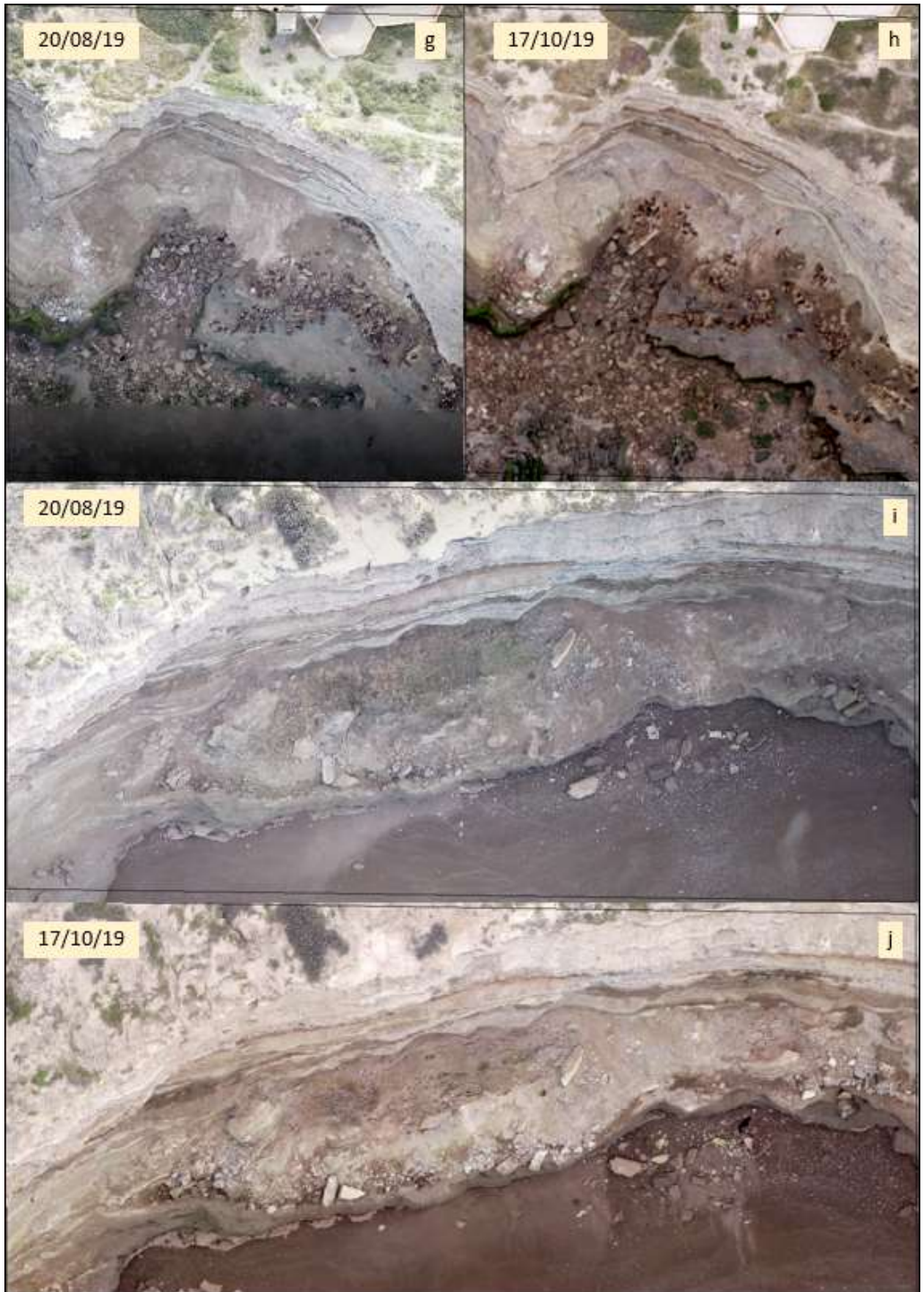


Figura 5.17: Comparación de imágenes pre y post tormenta (cont.). Ver explicación en texto

6: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Históricamente, la medición de velocidades de retroceso del acantilado se ha realizado mediante la superposición de imágenes antiguas. Teniendo en cuenta la escasa resolución espacial en las imágenes satelitales, la deformación en planta debido a los distintos ángulos de adquisición, el método no es óptimo para la identificación de pequeños cambios, por lo que se trata de una mala metodología a la hora de cuantificar el retroceso del acantilado.

Se recomienda un nuevo método de monitoreo de velocidad del acantilado mediante la generación de un ortomosaico y DEM, obtenidos a partir de un VANT. Esta tecnología permite generar productos de una alta resolución espacial según altura de vuelo (6 cm/pix a 120 m de altura) permitiendo un mayor grado de exactitud y precisión en la imagen georeferenciada y el modelo digital de elevación.

Por otra parte, en los modelos matemáticos que se utilizan para estimar el retroceso de acantilados, se aplican una serie de ecuaciones o módulos de erosión, estabilidad geomecánica del material y formación de talud de derrubios, donde las simulaciones requieren la introducción de los datos oceanográficos, estimaciones de los cambios en el nivel del mar, datos geotécnicos, porcentaje de material caído que forma el talud de derrubios, etcétera. El modelo a desarrollar se aplica a varios perfiles y se requiere datos de recesión históricos para su ajuste. El método es muy interesante para aplicar, incluso en toda la costa rionegrina, pero requiere de tener perfiles iniciales para ajustar o calibrar el modelo. Por lo tanto, si bien no se puede desarrollar, se cuenta con dicha base de datos a partir de este trabajo. Posiblemente dentro de unos años pueda aplicarse este tipo de simulaciones y sería importante contar con esta base de datos para toda la costa o al menos la que resulte de mayor importancia para la comunidad.

La aplicación de los Índices de Peligro e Impacto en el retroceso de acantilados de Del Rio y Gracia (2007, 2009) no ha sido posible efectuar debido al escaso tramo a analizar. Si bien se trata de un método práctico para evaluar el riesgo de erosión del acantilado, mediante el análisis de los principales factores responsables, teniendo en cuenta tanto aspectos físicos como antrópicos, requiere el análisis y comparación de diversos tramos de costa acantilada de un área de estudio extensa. Además, se basa en la medición del retroceso reciente de la línea de costa mediante la realización de medidas sobre imágenes o fotografías aéreas escaneadas y georeferenciadas.

Se propone aquí un método basado en la división de la costa en Unidades Dinámicas del Acantilado (UDA). Partiendo de la idea que en la costa ocurre un proceso dinámico, normalmente cíclico, mediante el cual se produce el movimiento o caída de materiales, cada UDA representa un estadio temporal en la evolución del acantilado. De esta manera, se reconstruyó cual es la evolución de la costa en este sector y los procesos actuantes. Cada ciclo que conforman estas UDA representaría la erosión de los promontorios, predominantemente marina, evolucionando a costas rectas, donde predomina la erosión subaérea. En este sentido, la erosión tenderá a rectificar la traza de la cresta del acantilado y ganará en la formación de playas continuas por encima de las plataformas inferiores. En la figura 6.1 se propone brindar una aproximación del retroceso con velocidades relativas aproximadas.

Debemos tener en cuenta que conociendo que a mediano a largo plazo el cambio climático (cambios del nivel del mar, cambio en dirección y magnitud de los frentes de tormentas, etc.) nos plantea la necesidad de estimar las consecuencias en la región costera. Las predicciones de Thomas (1986) y Sunamura (1992) sobre ascenso del nivel

del mar van desde los 50 cm hasta los 170 cm para el año 2100. Esto podría afectar catastróficamente esta región costera rionegrina, ya que ese ascenso de nivel traslada la altura de erosión del oleaje a las arcillitas marinas del Miembro medio de la Formación Rio Negro. Estas rocas son muy friables y yacen sobre ellas las areniscas eólicas diaclasadas del Miembro superior, lo cual generarían un aumento en los procesos gravitatorios de caídas de bloques y deslizamientos, con el consiguiente aceleramiento del retroceso costero. La exactitud en las predicciones de erosión de acantilados costeros dependerá enormemente de la mejora en las predicciones de los cambios en el nivel del mar y aumentos de episodios de tormenta. Para poder interpretar mejor la evolución y como los cambios climáticos o cambios del nivel del mar afectarían a la costa rionegrina, es necesario un estudio más amplio, de mayor extensión lateral, a partir de utilizar esta metodología de estudio y seguimiento.

Como ya fue mencionado, el conocimiento y estimación de los factores condicionantes de la recesión costera a mediano y largo plazo es tarea fundamental para que las políticas de gestión y ordenación costera no fracasen, puesto que, en términos humanos, cambios inesperados en la costa se traducirían en la pérdida de inversiones, reparaciones costosas, nuevos peligros medioambientales e incluso la pérdida de vidas.

Recomendaciones

- Continuar con el monitoreo de la evolución y retroceso costero basado en el análisis detallado del acantilado, utilizando las Unidades Dinámicas del Acantilado georreferenciadas. Distintas mediciones periódicas en el tiempo mediante VANT permitirán estudiar detalladamente la evolución de la dinámica del acantilado e incluso la velocidad de retroceso en las distintas secciones o UDA individualmente.
- Ampliar el área de estudio. Es imprescindible para hacer el seguimiento y comprender cabalmente los procesos que ocurren espacial y temporalmente, y por ende, cómo evoluciona la costa en este sector. Creemos que esta metodología puede replicarse a lo largo de la costa y analizar el retroceso costero en localidades de interés de la costa atlántica.
- Contar con parámetros oceanográficos y climáticos en la región costera rionegrina. En este sentido sería importante crear un Observatorio Ambiental Costero donde confluyan distintos profesionales e Instituciones que estudien desde distintas disciplinas el sistema costero. Es necesario comenzar a medir oleaje y corrientes mediante boyas para las mediciones en aguas someras, mareas mediante mareógrafos, parámetros meteorológicos, especialmente mediciones de viento mediante anemómetros sónicos estratégicamente bien ubicados, monitorear acuíferos, realizar el seguimiento del sistema ecológico costero, monitorear la dinámica litoral y sedimentaria de la costa, entre otros. Este trabajo multidisciplinario permitirá conocer los parámetros que afectan al litoral costero, realizar modelaciones predictivas sobre dinámicas ambientales futuras y analizar cuál es la tendencia climática que es de suma importancia para el ordenamiento territorial.

BIBLIOGRAFÍA

- Alberdi, M. T., Bonadonna, F. P. y Ortiz Jaureguizar, E. 1997. Chronological correlation, paleoecology, and paleobiogeography of the late Cenozoic South American Rionegran land – mammal fauna: a review. *Revista Española de Paleontología*, 12 (2): 249 – 255.
- ARAMAYO, S.A., 1987. *Plohophorus* aff. *figuratus* (Edentata, Glyptodontidae) en la Formación Río Negro (Mioceno tardío-Plioceno), Provincia de Río Negro, Argentina: importancia bioestratigráfica. In: CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, 10., 1987, San Miguel de Tucumán. **Actas**. San Miguel de Tucumán. p.171-174.
- Andreis, R., 1965. Petrografía y paleocorrientes de la Formación Río Negro (tramo General Conesa - boca del Río Negro). *Revista del Museo de La Plata. Geología* 36: 245-310.
- ANGULO R, CASAMIQUELA R 1982. Estudio estratigráfico de las unidades aflorantes en los acantilados de la costa norte del Golfo San Matías (Río Negro y extremo austral de Buenos Aires), entre los meridianos 62° 30' y 64° 30' W. *Revista Mundo Ameguiniano* N° 2. p 29-73
- ANGULO R, FIDALGO MA, GÓMEZ PERAL M, y SCHNACK EJ 1978. Geología y geomorfología del bajo de San Antonio y alrededores, Provincia de Río Negro. Centro de Investigaciones Científicas de la Provincia de Río Negro. Estudios y Documentos Vol. 8, 32p.
- Ayala-Carcedo, F.J. y Olcina, J. 2002. *Riesgos naturales*. Ariel, Barcelona, 1512 pp.
- Amin, S.M.N. y Davidson-Arnott, R.G.D. 1997. A statistical analysis of controls on shoreline erosion rates, Lake Ontario. *Journal of Coastal Research*, 13(4), 1093-1101.
- Bird, E. 2008. *Coastal geomorphology: an introduction*. John Wiley & Sons. Segunda edición. New York, 441 pp.
- Booij, Nico, Roeland C. Ris, and Leo H. Holthuijsen. 1999. A thirdgeneration wave model for coastal regions: 1. Model description and validation. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 104 (C4): 7649–7666.
- Bray, M.J. y Hooke, J. 1997. Prediction of soft-cliff retreat with accelerating sea-level rise. *Journal of Coastal Research*, 13(2), 453-467.
- Brundsen, D. y Lee, E.M. 2004. Behaviour of coastal landslide Systems: an interdisciplinary view. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, 134, 1-112.
- Castedo, R. 2010. *Modelo predictivo mesoescala de recesión de acantilados costeros*. Escuela Superior de Ingenieros de Minas, Diploma de estudios avanzados. Informe inédito, 67 pp. Universidad Politécnica de Madrid.
- Castedo, R., Paredes, C., Fernández, M. y De la Vega, R., 2012. Modelo proceso-respuesta de recesión de acantilados por variación del nivel del mar. Aplicación en la Costa de Holderness (Reino Unido). *Boletín Geológico y Minero*, 123 (2): 109-126
- Castedo, R., Paredes C. 2012. Investigación y modelización de costas rocosas acantiladas. Editorial Académica Española, 152 pp.
- Del Río, C. J. y Martínez, S., 1998, El Mioceno marino en la Argentina y en el Uruguay: En, C. J. del Río (ed.), Moluscos marinos Miocenos de la Argentina y del Uruguay. *Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Monografías* 15: 6-25. Buenos Aires.
- Del Río, J. L., J. R. Álvarez, A. López De Armentia, M. J. Bó, J. Martínez Arca y M. Camino, 2004. Estudio y desarrollo metodológico para la determinación de la velocidad de retroceso de la costa entre Punta Mejillón y balneario El Cóndor, Provincia de Río Negro. Dirección de Minería de la Provincia de Río Negro. Informe inédito 88 pp.
- Del Río, J. L., López de Armentia, A. M., Álvarez, J. R., Ferro, G., Bó, M. J., Martínez Arca, J. y Camino, M. 2007. Shoreline Retreat at The Gulf San Matias, Argentina. *Thalassas: An international journal of marine sciences*, 23 (2): 43 – 51.
- Del Río, J. L., López de Armentia, A.M., Alvarez, J.R. et al. 2007. Shoreline retreat at the Gulf San Matías. *Thalassas* 23 (2): 43 - 51. Argentina.

- Del Río, L. y Gracia, F. J. 2007. Análisis de la vulnerabilidad de los acantilados atlánticos de la provincia de Cádiz ante la erosión costera. *Cuaternario y Geomorfología*, 21 (1): 87 – 101.
- Del Río, L. y Gracia, F. J. 2009. Erosion risk assessment of active coastal cliffs in temperate environments. *Geomorphology*, 112 (1 – 2): 82 – 95.
- Emanuel, K. 1987. The dependence of hurricane intensity on climate. *Nature*, 326, 483–485.
- Emery, K.O., Kuhn, G.G. 1982. Sea cliffs: their process, profiles and classification. *Geological Society of America Bulletin* 93, 644-654.
- Fryklund, B., Marshall, A. y Stevens, J., 1996. Cuenca del Colorado. En Ramos, V. A. y Turic, M. A. (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 8: 135-158. Buenos Aires
- Folguera, A. y Zárate, M., 2009. La sedimentación neógena continental en el sector extrandino de Argentina central. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64 (4): 692–712.
- Fucks, E., Scalise, A. H y Schnack, E. J. 2011. *Evaluación de alternativas para la conservación y manejo del frente costero en Las Grutas*. Consejo Federal de Inversiones, 81 p.
- Furlan, C. 2008. Hierarchical random effect models for coastal erosion of cliffs in the Holderness coast. *Statistical Methods and Applications*, 17, 335-350.
- García, V. y Casadío, S. 2012. *Zonificación de la peligrosidad geológica del Área Natural Protegida “Reserva Faunística Punta Bermeja”, provincia de Río Negro*. Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología, UNRN, 31 p.
- González Díaz, E. F. y E. C. Malagnino, 1984. Geomorfología. IXº Congreso Geológico Argentino, Relatorio I (13): 347-364, Buenos Aires.
- Gelós, E., R. Schillizzi y J. Spagnuolo. 1992. *El Cenozoico de la costa norte del Golfo San Matías Provincia de Río Negro*, RAGA, XLVII:2, pp.135-140.
- Hapke, C. y Plant, N. 2010. Predicting coastal cliff erosion using a Bayesian probabilistic model. *Marine Geology*, 278(1-4), 140-149.
- IPCC. 2001. *Climate Change Impacts Adaptation and Vulnerability* Cambridge University USA. 878.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). *The Physical Basis-Summary for Policymakers*: <http://www.ipcc.ch/SPM2feb07.pdf>. 2007.
- KOKOT R, y CODIGNOTO J 2003. Vulnerabilidad costera en la provincia de Río Negro. V JORNADAS NACIONALES DE CIENCIAS DEL MAR. Mar del Plata. Resúmenes Mar del Plata. 2003. p 126.
- Kokot, R. R, Codignotto, J. O. y 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 (3): 477 – 487.
- Kokot, R. R. y Chomnalez, F. 2012. Retroceso de la línea de costa en las Grutas, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 69 (1): 88 – 96.
- Lanfredi N.W., Pousa J.L., D’Onofrio E.E. Sea-level rise and related potential hazards on the Argentine coast. *Journal of Coastal Research* 14(1), 47-60. 1998.
- Lee, E.M. y Clark, A.R. 2002. *Investigation and management of soft rock cliffs*. DEFRA. Thomas Telford, London, 382 pp.
- Lee, E.M. 2008. Coastal cliff behaviour: Observations on the relationship between beach levels and recession rates. *Geomorphology*, 101, 558-571.
- Longuet-Higgins, Michael S. 1970. Longshore currents generated by obliquely incident sea waves: 2. *Journal of Geophysical Research* 75 (33): 6778–6789.
- Longuet-Higgins, Michael S. 1971. Recent progress in the study of longshore currents. *Waves on beaches*, ed. RR Meyer, 203–248.

- López Alfonsín, R., Coccia, M. E., Fauqué, L. E., Castaños, C. y Olvar, N. M. 2012. *Estudio para el ordenamiento territorial de la Orla Atlántica Rionegrina. Desde La Lobería a Bahía Creek*. Consejo Federal de Inversiones, Buenos Aires, 108 p.
- Lucas, A. J., Guerrero, R. A., Mianzan, H. W., Acha, E. M. y Lasta, C. A. 2005. Coastal oceanographic regimes of the northern Argentine continental shelf (34–43 S). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 65 (3): 405 – 420.
- Marcomini, S. y R. López, 2014. Geología y manejo costero. Colección Ciencia Joven, Ed. EUDEBA. 92pp
- Manabe, S., Stouffer, R.J. 1980. Sensitivity of a global climate model to an increase of CO2 concentration in the Atmosphere. *Journal of Geophysical Research*, 85(C10), 5529-5554.
- Medina, R., Losada, I.J., Menéndez, F.J., Olabarrieta, M., Liste, M., Menéndez, M., Tomás, A., Abascal, A.J., Agudelo, P. y Guancho, R. 2004. *Impactos en la costa española por efecto del cambio climático*. Dirección General de Calidad y Evaluación Ambiental. Universidad de Cantabria. 378 pp.
- Milheiro-Oliveira, P. 2007. Bayesian statistical methods for modelling and prediction of major landslides in coastal cliffs. *Coastal Engineering Journal*, 49(1), 45-61.
- Olivares, G., 2000. Aspectos hidrogeológicos: Área Pozo Salado – Bahía Creek. Informe interno Departamento Provincial de Aguas. Viedma.
- Papadakis, J., 1960. Plan de desarrollo del Valle de Viedma. Climatología y ecología. Consejo Agrario Nacional. Itaconsult Roma
- Paredes, C., Castedo, R., Llorente, M y Laín, L. 2012. Un modelo predictivo de la evolución en costas rocosas. *Revista Internacional de Métodos Numéricos para el Cálculo y Diseño en Ingeniería*, 28 (4)
- Quinn, J.D., Rosser, N.J, Murphy, W. y Lawrence, J.A. 2010. Identifying the behavioural characteristics of clay using intensive monitoring and geotechnical numerical modelling. *Geomorphology*, 120, 107-122.
- Reichler, V. A. 2010. Estratigrafía y paleontología del Cenozoico marino del Gran Bajo y Salinas del Gualicho, Argentina, y descripción de 17 especies nuevas. *Andean geology*, 37(1): 177 – 219.
- Robinson, L.A., 1977. Marine erosive processes at the cliff foot. *Mar. Geol.*, 23: 257-271.
- Sepúlveda, E. 1983. Descripción Geológica de la Hoja 38i, Gran Bajo del Gualicho. Boletín 194. Servicio Geológico Nacional. 61 pp.
- Sanders, J. E., 1981. *Principles of Physical Geology*. John Wiley & Sons. 624. pp.
- SCHILLIZZI, R. GELÓS, E. y SPAGNUOLO, J. (2004), Los procesos de retracción de los acantilados patagónicos entre la desembocadura de los Río Negro y Chubut. Argentina. *AAS Rev.* Vol.11 numero 1 pp17-26.
- Sisul, A. y G. Olivares, 2003. Identificación de fenómenos naturales. Camino de la costa, tramo La Lobería – Bahía Rosas. En: Compendio de informes sobre la problemática ambiental del sector Bahía Rosas, Vial Rionegrina S. E. Obra: Defensa costera Bahía Rosas. 74. Viedma.
- Skafel, M.G. y Bishop, C.T. 1994. Flume experiments on the erosion of till shores by waves. *Coastal Engineering*, 23, 329-348.
- Sunamura, T. 1992. *The geomorphology of rocky coasts*. Wiley, Chichester, 302 pp.
- Toffani M., 2018 Dinámica costera y bases para el ordenamiento territorial en el balneario Bahía Creek, Provincia de Río Negro. Trabajo Final de Licenciatura UNRN. 132 pp. Gral. Roca
- Thomas, R. 1986. Future sea level rise and its early detection by satellite remote sensing. In James G. Titus (ed.), *Effects of Changes in Stratospheric Ozone and Global Climate*, Vol. 4: Sea Level Rise pp. 19-36, Washington: U.S. Environmental Protection Agency.
- Trenhaile, A.S. 1987. *The geomorphology of rock coast*. Clarendon Press, Oxford, 384 pp.
- Trenhaile, A.S. 2009a. Modeling the erosion of cohesive clay coasts. *Marine Geology*, 56 (1), 59-72.

- Trenhaile, A.S. 2009b. The effect of Holocene changes in relative sea level on the morphology of rocky coasts. *Geomorphology*, 114 (1-2), 30-41.
- Walkden, M.J.A. y Hall, J.W. 2005. A predictive mesoscale model of the erosion and profile development on soft rock shores. *Coastal Engineering*, 52, 535-563.
- Wörner S., W.C. Dragani, E.R. Echevarria, M.Carrasco, P.J. Barón, 2018. An Estimation of the Possible Migration Path of the Pacific Oyster (*Crassostrea gigas*) Along the Northern Coast of Patagonia. *Estuaries and Coasts*.
- Zavala, C., Abrameto A., Azúa G., Freije H., Incentronn Ch. y Ponce J. 2000. Estratigrafía de los acantilados marinos de la zona de El Cóndor – Bahía Rosa (Formación Río Negro, Mioceno – Plioceno). Provincia de Río Negro. *II Congreso Latinoamericano de Sedimentología*, Resúmenes p. 186 – 187.
- Zavala, C. y Freije, H., 2005. Geología de los acantilados. En: Maser, R., Lew, J., y Serra Peirano, G. (eds.), *Las mesetas patagónicas que caen al mar: la costa rionegrina*. Viedma, Argentina: Gobierno de Río Negro, p. 187–197.
- Zinsmeister, W. J., Marshall, L. G., Drake R. E. y Curtis, G. H., 1981. First radioisotope (Potassium-Argon) age of marine neogene Rionegro beds in Northeastern Patagonia, Argentina. *Science* 212: 440.F.