



Procesos modeladores en los acantilados de Las Grutas, provincia de Río Negro

Processes modelling cliff evolution at Las Grutas, Río Negro province

Fucks, Enrique Eduardo ¹ ✉ - Schnack, Enrique Jorge ² - Scalise, Armando ³ - Ahrendt, Kai ⁴ - Vafeidis, Nassos ⁴ - Sterr, Horst ⁴

Recibido: 18 de octubre de 2014 • Aceptado: 19 de mayo de 2015

Resumen

Los acantilados desarrollados en la localidad de Las Grutas, al N del golfo San Matías, representan uno de los ambientes más particulares del litoral argentino. Los factores que han condicionado su particular evolución están relacionados con los procesos litorales, la meteorización, la litología, cambios del nivel del mar, escurrimientos subterráneos y superficiales y remoción en masa, entre los más importantes. Si bien existe una percepción de parte de la población de que los mismos están retrocediendo de manera alarmante, no se han observado procesos erosivos importantes que sustenten estas apreciaciones. Se considera que las condiciones litológicas heterogéneas del frente acantilado, han condicionado el escurrimiento subterráneo, haciendo más propensos los sectores finamente estratificados a la erosión, encontrando el mar una situación más favorable para los procesos mecánicos e hidráulicos. Asimismo, se considera que el sector de los acantilados donde se desarrollan las cavernas más prominentes, constituye uno de los sectores costeros más estables, reflejado en la presencia no solo de las cavernas, sino también en la saliente que la costa forma en este lugar, el que se asocia a escasos procesos de agrietamiento de todo el sistema, producto de escasos cambios en la humectación y secado. Asimismo, la depresión topográfica que se manifiesta en el sector central, produce el accionar de las olas sobre los estratos más heterogéneos de manera recurrente, llevando a la formación de la gran cantidad de cavernas desarrolladas casi con exclusividad en este sector.

Palabras clave: Acantilados, cavernas, procesos geomorfológicos, erosión, meteorización.

Abstract

The cliffs developed in the town of Las Grutas, at the northern part of San Matías Gulf, represent one of the most unique environments of the Argentine coast. The factors that have conditioned their particular evolution are related to the littoral action, weathering, lithology, changes in sea level, underground and surface runoff and landslides, among the most important. There is a perception on the part of the population that they are receding alarmingly, it has not been found major erosion to sustain those opinions. It is considered that the heterogeneous

1. Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Facultad de Ciencias Agrarias y Forestales. UNLP - IAMRA, UNDeC.

✉ efucks@fcnym.unlp.edu.ar

2. Dto. Ciencias Básicas y Tec., IAMRA, UNDeC

3. Consultor Independiente

4. Geographisches Institut–Christian-Albrechts Universität zu Kiel, Alemania.

geological characteristics of the cliff front have conditioned the underground runoff, making the areas finely stratified more prone to erosion, finding the sea a more favorable mechanical and hydraulic processes situation. It is also considered that the cliff sector, where the most prominent caves are developed, is one of the most stable coastal areas, evidenced by the presence not only of the caves, but also in the prominent exposure of the coastal forms here, which is associated with low cracking processes of the entire system as a result of little change in the wetting and drying. Also, a lower topographical situation determines the recurrence of wave action on heterogeneous strata, leading this cliff sector to the formation of the caves.

Keywords: Cliffs, geomorphological processes, erosion, weathering, caverns.

INTRODUCCIÓN

Aunque las costas acantiladas constituyen aproximadamente el 80% de las líneas de costa del mundo (Emery and Kuhn 1982; Sunamura 1992), han recibido relativamente poca atención en la literatura científica comparado con los otros ambientes costeros, fundamentalmente relacionadas a costas bajas (Finkl 2004). En términos generales, se puede definir una costa rocosa con acantilados, aquellas donde sus materiales componentes estén consolidados, con independencia de su dureza (Sunamura 1992). En este sentido, se incluyen en las costas rocosas a aquellas integradas por materiales que se extienden desde las rocas duras tales como granito y basalto a materiales relativamente sueltos pero cohesivos, tal como depósitos glaciales. En función de esto, las tipologías de los acantilados son muy variadas asociadas comúnmente a plataformas de diferentes características (Griggs and Trenhaile 1994).

Las costas rocosas operan como zonas de transferencia entre el continente y el mar, trasladándose los sedimentos directamente desde los acantilados hacia la playa y mar abierto a intervalos de tiempo intermitente. La erosión y transporte del material provoca grandes cambios físicos y expone a las comunidades costeras y la actividad humana a peligros con posibles daños a la propiedad, la infraestructura y la pérdida de vida (Violante 2009).

Asociados con la tasa de retroceso del acantilado, la aparición de una plataforma de abrasión actúa como disipador de la energía de las olas conforme se desarrolla, hasta un ancho de plataforma crítica, más allá de la cual, las olas son incapaces de erosionar o quitar los escombros que puedan servir para proteger el acantilado (Violante 2009). No obstante, el efecto disipador puede disminuir como resultado de la erosión de la plataforma, reduciendo su altura en relación con el nivel del mar, manteniendo así el retroceso de éste. La retracción del acantilado es el resultado acumulado de numerosas variables, actuando todas en conjunto. De la interacción entre los procesos y sus resultados, puede resultar un ambiente que tienda a la estabilización, desarrollando al pie del acantilado un talud que lo proteja, deteniéndose el retroceso. En estos casos, el acantilado puede ser degradado por procesos subaéreos o evolucionar a través de un proceso cíclico que implica la eliminación del talud y la redistribución por fuerzas hidrodinámicas (Violante 2009).

La erosión basal es un factor crítico para la inestabilidad del acantilado (Richards and Lorrinan 1987; McGreal 1979) debido a la precipitación, la infiltración y las aguas subterráneas, mientras que la acción de otros procesos en la parte superior del acantilado (acción fluvial, remoción en masa, meteorización), contribuyen significativamente a los cambios costeros (Lawrence 1994).

Una consecuencia del retiro del acantilado es la creación de plataformas de abrasión, que está relacionada principalmente con las actividades de extracción y abrasión marina, asociados a la bio-erosión y meteorización (Sunamura 1992; Haslett 2000; Trenhaile 2002). Estas estructuras son rara vez horizontales y a menudo tienen una suave pendiente mar adentro de hasta 3°, muchas veces cubiertos por una pequeña cantidad de sedimentos (Trenhaile 2004). Muchas son las denominaciones que éstas han tenido, variando entre las puramente descriptivas a las relacionadas a los procesos generadores. En algunas ocasiones, debido a que la génesis de la plataforma y los procesos formativos no son aclarados completamente, los términos puramente descriptivos son probablemente los más adecuados para denominarlos (Bird 1976; Pethick 1984; Trenhaile 1987). Cuando esto sucede, el término "plataforma costera" es considerado el más apropiado, distinguiendo dos tipos básicos en base a la pendiente: Tipo A (inclinada) y Tipo B (horizontal) (Finkl 2004). Las plataformas Tipo A son más comunes en los ambientes macromareales y las plataformas del Tipo B en las regiones del meso y micromareal (Trenhaile 1987).

El ascenso del nivel del mar postglacial iniciado en el Pleistoceno Tardío ha llevado a que el mar esté trabajando sobre las costas a partir del máximo transgresivo (6-5 ka) hasta la actualidad en forma casi permanente. En este mismo sentido, en lugares tectónicamente estables las intrusiones marinas del Pleistoceno Medio-Tardío (MIS 5 y 7) ya habían procedido a modelar estos ambientes, constituyéndose en costas policíclicas.

Las variaciones morfológicas que podemos observar en las costas rocosas están influenciadas por un conjunto de factores, dentro de los que podemos mencionar: factores litológicos (tipos de roca, estructuras sedimentarias, discontinuidades, fallas, diaclasas); meteorización (física y química); mareas; olas; formas heredadas de cambios anteriores del nivel del mar (Allison 1989; Sunamura 1992; Bray and Hooke 1997), a los que se le suman los producidos por las aguas superficiales y subterráneas, remoción en masa y los antrópicos.

METODOLOGÍA

A fin de determinar el comportamiento morfodinámico de la costa y la mecánica del proceso de erosión en los acantilados del balneario Las Grutas, en los años 2008 y 2009 se llevaron adelante en una primera etapa diversas caracterizaciones del área, incluyendo las variables climático-oceanográficas, del sustrato geológico, la situación del sitio en el marco de su estatus de área protegida y factores socio-económicos. Simultáneamente se realizaron tareas de campo para establecer puntos geodésicos para control de los perfiles de playa perpendiculares y paralelos al frente acantilado. Posterior y simultáneamente se verificaron los diferentes rasgos y procesos a lo largo de la zona de estudio, realizándose el levantamiento detallando de

las diferentes unidades litológicas (espesor, litología, inclinación, estructura) y las mediciones de la altura de los acantilados y las cavernas (altura, profundidad, ancho, litología y espesor de unidades). Para estos estudios se utilizó una estación total, GPS geodésicos, distanciómetros, cintas métricas y fotografías históricas, consultándose al personal municipal y vecinos por los desmoronamientos más recientes. El análisis y tratamiento de fotografías aéreas de diferentes épocas (1962, 1977 y 1999 a escalas 1:30000, 1:21000 y 1:31000, con ampliaciones a escala 1:15000) e imágenes quickbird (2003, 2004, 2009), permitió comparar la posición y accidentes de la línea de costa a fin de establecer cambios a lo largo del tiempo. La información obtenida a lo largo del proceso de estudio permitió elaborar pautas para el manejo del frente costero, así como recomendaciones sobre monitoreos y aspectos comunicacionales.

CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS Y GEOMORFOLÓGICAS DEL ÁREA

El golfo San Matías se ubica en el sector costero del N patagónico entre las provincias de Río Negro y Chubut. Corresponde geomorfológicamente a una cuenca de deflación con un área aproximada de 17.000 km² y profundidades en torno de los 200 m (Figura 1) (Martínez et al., 2001; Zambrano, 1973). Debido a que su comunicación con el mar se encuentra a una profundidad del orden de los 70 m, durante los episodios glaciales del Cuaternario esta región estuvo sometida a procesos

subaéreos, como la mayor parte de la plataforma continental (Guilderson et al. 2000; Fucks et al., 2012).

El ámbito de estudio se encuentra ubicado al N del golfo San Matías, en la localidad de las Grutas (Figura 1). Las diferentes litologías presentes y las unidades geomorfológicas abarcan un importante periodo geológico, como así también unidades de génesis muy variadas, lo que motiva una evolución geomorfológica compleja (Fucks et al. 2011).

Las rocas más antiguas de sector corresponden a los granitos del Complejo Plutónico Paileman (Giacosa 1997) del Carbonífero Superior-Triásico Inferior cuyos afloramientos pueden observarse en la zona de Piedras Coloradas, al sur de Las Grutas. Las otras rocas que se encuentran en el área son areniscas marinas miocenas de la Fm Gran Bajo del Gualicho (Lizúain y Sepúlveda 1978) cubiertas en parte por los Rodados Patagónicos, unidades litorales del Pleistoceno y Holoceno y depósitos medanosos (Angulo et al. 1978; Martínez et al. 2001; Fucks et al. 2011; Fucks et al., 2012) (Figura 2).

CARACTERÍSTICAS LITOLÓGICAS DE LOS ACANTILADOS

Los acantilados que se observan en la localidad de Las Grutas presentan alturas que varían entre los 4 y 12 metros. Forman un arco cóncavo hacia el sur a lo largo de unos 5 km desde el N de La Rinconada hacia el S. Están desarrollados



Figura 1. Mapa batimétrico del golfo San Matías y ubicación del área.

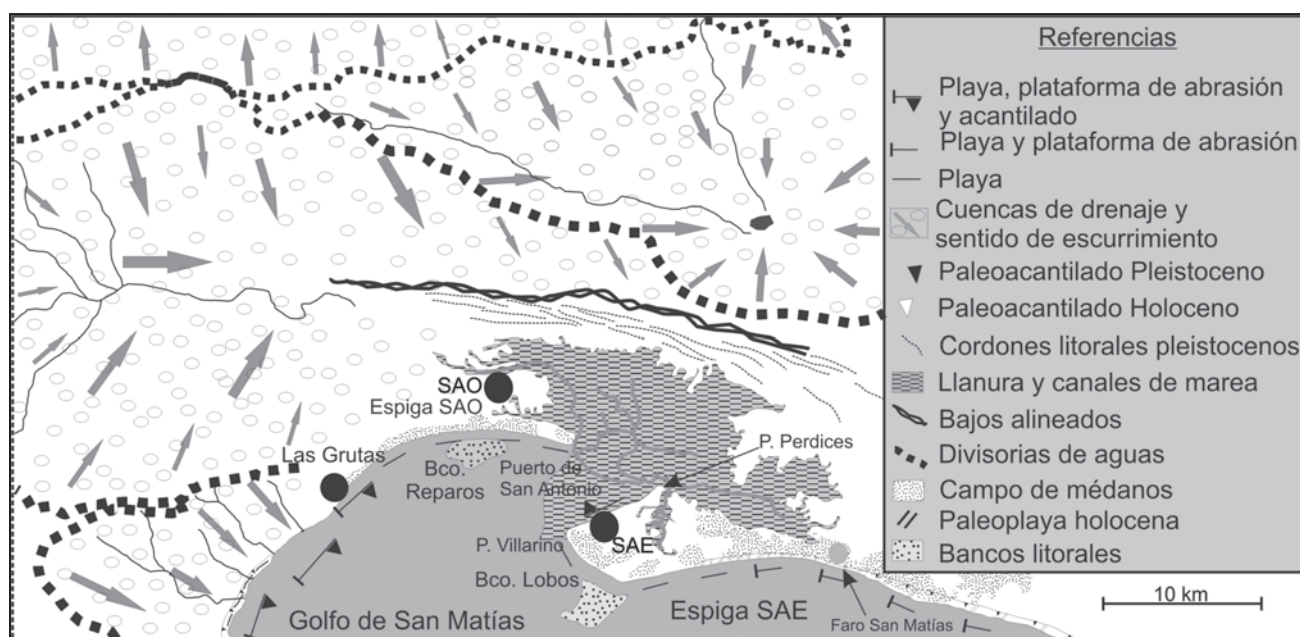


Figura 2. Mapa geomorfológico del sector de estudio [Fucks et al., 2012].

fundamentalmente en sedimentitas marinas de la Fm Bajo del Gualicho, observándose en la base de manera alternada amplias plataformas de abrasión, playas y remanentes de depósitos marinos pleistocenos (Gelos et al. 1992; Fucks y Schnack 2011; Fucks et al. 2011). Esta localidad constituye el centro turístico costero más importante de la Patagonia Argentina, no solo por la elevada temperatura que presentan sus aguas, sino también por las importantes cavernas o grutas que se han desarrollado en sus acantilados, las que le confieren al lugar un aspecto muy pintoresco, asociado claro está, a la existencia de playas de arena.

La litología que compone estos acantilados está representada fundamentalmente por las areniscas de la Fm Bajo del Gualicho (FBG), cubiertas de manera irregular por depósitos fluviales, eólicos y litorales. No solo las características litológicas de estas unidades son extremadamente variables, sino que la unidad principal (FBG) presenta importantes variaciones litológicas, las que influyen en su comportamiento frente a los procesos erosivos.

Litológicamente se compone casi exclusivamente de arcillas y arenas con colores que varían entre el pardo amarillento, pardo grisáceo y verde. Texturalmente se asocian a arcillitas, arcillitas areno margosas, calcoarenosas, areniscas de grano mediano a fino, areniscas coquinoideas, arcillosas y calcáreas, presentándose en algunas oportunidades materiales tobáceos y niveles de yeso, ya sea cristalizado o en forma pulverulenta (Lizuaín y Sepúlveda 1978). En base a las características litológicas y de acuerdo a la importancia que estas variaciones presentan en su evolución, fue dividida en tres niveles principales (A, B y C) dividiéndose a su vez las dos últimas en B1/B2 y C1/C2 (Figura 3).

Sección A

Constituye un banco masivo, arcilloso, resistente, de color verde claro a verde amarillento, que en su mayor expresión tiene 1,5 m de espesor. Mineralógicamente este horizonte litológico está constituido por: Cuarzo 25%, material illítico

19%, Esmectita 10 %, Plagioclasa (Feldespatos Na-Ca) 40 % y Microclino (Feldespatos K) 6 %, presentando diaclasas verticales en gran medida cementadas por yeso.

Sección B

Este nivel presenta espesores medios de 4 m, apoyándose en discordancia sobre el Nivel A. En función de sus características litológicas se lo divide en las secciones B1 y B2.

La sección inferior (B1) está compuesta por un sedimento areno limoso a arcilloso, de color amarillento a castaño, con una fina estratificación lenticular y ondulítica con espesores medios de 2 a 3 metros. En sectores pueden presentar signos de bioturbación, ya sea con conductos vacíos o rellenos, que se disponen en general en forma transversal a la estructura. También se observan concreciones silíceas de forma cilíndrica de 5 a 6 cm de diámetro y alargadas de hasta 30 cm. En forma aislada se observan fragmentos de conchillas y concreciones de MnO milimétricas, gran cantidad de clastos muy irregulares de varios



Figura 3. Fotografía de los acantilados y las unidades litológicas que los integran. Entre bajada 2 y bajada 3.

centímetros de diámetro. Mineralógicamente está constituido por: Cuarzo 27%, material illítico 9%, Halita 12 %, Plagioclasa (Feldespatos Na-Ca) 20 % y Microclino (Feldespatos K) 8 %, Dolomita 9 % y Carbonatoapatita 15%.

De manera transicional pasa a la sección B2, caracterizado por un sedimento areno arcilloso, castaño amarillento a amarillento con una gran cantidad de bioturbaciones, tanto rellenas como vacías, verticales, horizontales e inclinadas, y de muy variadas dimensiones. Los procesos biológicos han producido un material totalmente alterado, muy removido, haciendo que la estructura original que caracteriza el nivel infrayacente esté prácticamente ausente. Mineralógicamente este horizonte litológico está constituido por: Cuarzo 30%, material illítico 18%, Caolinita 2 %, Esmectita 7%, Plagioclasa (Feldespatos Na-Ca) 37 % y Microclino (Feldespatos K) 6 %.

Sección C

Sedimento groseramente estratificado, conformado por una arenisca fina a muy fina bien seleccionada, limpia, medianamente cementada, con desarrollo vertical que aumenta hacia el NE, con alrededor de 2 m en el sector S y Centro y más de 5 m en el sector N. Carece de estructuras sedimentarias mecánicas, de color amarillento, con restos de moluscos y con algunos clastos dispersos en su masa. El contacto basal posee, en gran parte de las exposiciones, gruesas concreciones diagenéticas de origen silíceo. Dichas concreciones se encuentran en relación con galerías de diámetros que superan los 5 cm. Este nivel presenta superficies groseramente ondulantes de precipitados evaporíticos laminares (yeso), de escasos mm de espesor, pero de varios metros de continuidad. Mineralógicamente está constituido por Cuarzo 26%, material illítico 15%, Esmectita 15%, Plagioclasa (Feldespatos Na-Ca) 34 %, Microclino (Feldespatos K) 7 % y Calcita 3%.

En algunos sectores este material presenta una estructuración marcada en bloques redondeados de hasta 2 m de espesor, más friable, produciéndose en la actualidad procesos de bioerosión y caída de detritos. En función de estas características separamos el Nivel C en dos subniveles (C1 y C2) diferenciadas principalmente por la masividad de la sección inferior y la mayor estructuración del horizonte superior.

PROCESOS Y FACTORES INTERVINIENTES EN EL MODELAJE ACTUAL DE LOS ACANTILADOS

Los procesos geológicos que actúan en los acantilados en la localidad de Las Grutas, generando morfologías tan particulares como las cavernas, están caracterizados principalmente por la acción mecánica de las olas (abrasión y acción hidráulica), de remoción en masa (puntual y esporádica), escurrimientos subterráneos y meteorización. Otros factores de menor importancia general pero que pueden tener alto impacto local son la erosión por escorrentía en la parte superior durante tormentas, la erosión producida por desagües pluviales abiertos, y la bioerosión por aves. Asimismo, la heterogeneidad de las rocas, su resistencia, tipo de cementación, orientación y topografía de la costa, presencia o no de plataformas de abrasión, playas y afloramientos rocosos y los cambios del nivel del mar, juegan también un rol central en la evolución del mismo.

En general, el contacto basal de los acantilados con la plataforma de abrasión es recto, salvo en algunos sectores donde playas y médanos impiden el contacto directo, llegando solamente el mar en momentos de tormentas. La concavidad o convexidad del perfil de los acantilados es controlado por las tasas

relativas de erosión por procesos marinos y subaéreos, así como por las posiciones de los estratos más resistentes en los acantilados. Un ángulo agudo en la base del acantilado, indica erosión marina activa, mientras que una curva suave en la base significa que la erosión subaérea puede estar dominando (*Emery and Kuhn 1982*).

Distintos sectores de los acantilados presentan mayor o menor intensidad y predominancia de estos procesos erosivos. Mientras algunos sectores muestran una marcada tendencia a la formación de cavernas, otros muestran exclusivamente procesos erosivos por caída del frente del acantilado e inclusive hay sectores donde el mar llega en forma muy esporádica; otros sectores muestran combinaciones entre una forma erosiva y formas de acumulación, las que también varían a lo largo del año.

Acción mecánica del mar (olas y mareas)

La energía mecánica de las olas es el principal elemento que afecta al retroceso de las costas acantiladas (*Sunamura 1992*). Este factor está influenciado por la aparición de sedimentos sueltos en las aguas costeras, que aumentan el impacto mecánico de abrasión. Sin embargo, a medida que aumenta la carga sólida a valores altos, la energía de las olas se disipa en el movimiento y la reelaboración de sedimentos, quedando en consecuencia los acantilados más protegidos (*Violante 2009*).

Las evidencias de este proceso son abundantes a lo largo de todo el frente costero activo de Las Grutas. Si bien los efectos que produce la abrasión en su acción diaria en la base de los acantilados produce cambios imperceptibles, los cambios a mediano y largo plazo son claramente observados, produciendo las olas generadas en las tormentas los cambios más bruscos.

Existen varios factores que influyen sobre los efectos que producen las olas sobre la costa: el tipo y dureza de las rocas, aspectos estructurales (diaclasamiento, fallamiento, estratificación), estabilidad tectónica de la costa, exposición a la acción de las olas, altura del agua sobre el acantilado, abundancia y tamaño de los materiales sueltos, presencia de plataforma de abrasión y playa, existencia y/o abundancia de tormentas, entre las más importantes.

La acción mecánica diaria produce abrasión de los niveles A y B1, evidenciados en molduras de rompientes (*Gelos et al., 1992*) en la base del acantilado y en los bloques esparcidos por la costa y en la base de las cavernas (Figura 4). Desde la base del acantilado y en forma discontinua, se desarrolla la plataforma de abrasión, la que evidencia también rasgos de erosión representados por marmitas y canales sinuosos perpendiculares a la costa. En una posición distal y funcional en mareas intermedias y bajas, puede observarse como la plataforma de abrasión presenta un escalón sometido a un importante proceso de erosión, quizás en mayor medida que el acantilado principal (Figura 4b).

Es común la erosión de las plataformas de abrasión fundamentalmente en las superficies más planas y de composición arcillosa, donde la desecación produce la contracción de éstas durante las mareas bajas y la inundación siguiente la expansión, haciendo que los bordes de los polígonos sean eliminados por las olas. La desecación es mayor en áreas bien drenadas y la erosión es más alta en periodos tormentosos, promediando los valores entre 0,0 y 0,9 cm en 1 año, aunque la profundidad de la playa y posiblemente el tamaño de grano influyan en la eficacia de la erosión (*Robinson 1977*).

Sin lugar a dudas, el mar por sí mismo tiene una gran capacidad de destrucción. El golpe de la ola, fundamentalmente en los sectores de cavernas, diaclasas y superficies de estratificación ejerce una gran presión. Estos procesos van produciendo el agrandamiento y unión de las cavidades hasta llegar a las cavernas existentes en la costa.

La erosión inducida por la onda está en función de la energía de las olas contra el acantilado, ya sea por la fuerza del impacto de agua y compresión del aire, como por las fuerzas que se generan por la expansión de éste (Trenhaile 1987; Sunamura 1992). Si las olas rompen directamente contra el acantilado, el impacto tiene su mayor energía. La enorme fuerza ejercida por las olas sobre los acantilados produce la compresión del aire repentinamente. Cuando éstas retroceden, se produce una expansión súbita del aire con una fuerza explosiva provocando el debilitamiento de la roca y el desprendimiento paulatino de las capas. Sin embargo, lo más normal es que las olas rompan fuera de la costa, alcanzando el acantilado con escasa energía, produciendo solamente erosión por la fuerza de tracción de la onda, especialmente si tiene sedimentos gruesos de la playa como materiales abrasivos (Robinson 1977; Kamphuis 1987; Nairn 1997). En este sentido, la fuerza de presión-expansión tendrá sus mayores efectos durante las tormentas, situación que normalmente produce los mayores retrocesos de los acantilados.

El patrón de desarrollo de cavernas y del socavamiento basal marca la importancia de la acción del oleaje en la erosión del acantilado. Por un lado es notorio que la mayoría de las cavernas se desarrollan a la altura del golpe de ola y en la franja de mareas altas. Esta relación positiva entre el tamaño de las cavernas y la cota de la base del acantilado respecto de las mareas altas, hace más efectiva la acción de la presión hidráulica del oleaje y expansión súbita del aire sobre las oquedades y discontinuidades del acantilado.

Las diaclasas constituyen superficies de debilidad bastante frecuentes en estos acantilados, muchas veces no claramente observables por los precipitados de yeso que cubren la mayor parte de la superficie. Sin embargo, pueden observarse diaclasas verticales que recorren todo el acantilado, pero solamente en la base, donde es embestido regularmente por las olas, éstas muestran un ensanchamiento que rápidamente desaparece, donde este proceso no se desarrolla o lo hace de manera menos regular (Figura 4d).

Un aspecto muy importante a considerar es el régimen mareal en el sector N del golfo San Matías. Es de tipo macromareal, produciéndose cambios diarios que van entre los 6 y 9 m de amplitud (Servicio de Hidrografía Naval 2010). No obstante este aspecto, los mayores efectos sobre los acantilados se producen durante las tormentas. Estas ondas modifican a la marea astronómica dando origen a alturas anormales del nivel de las aguas y su duración puede variar desde algunas horas hasta

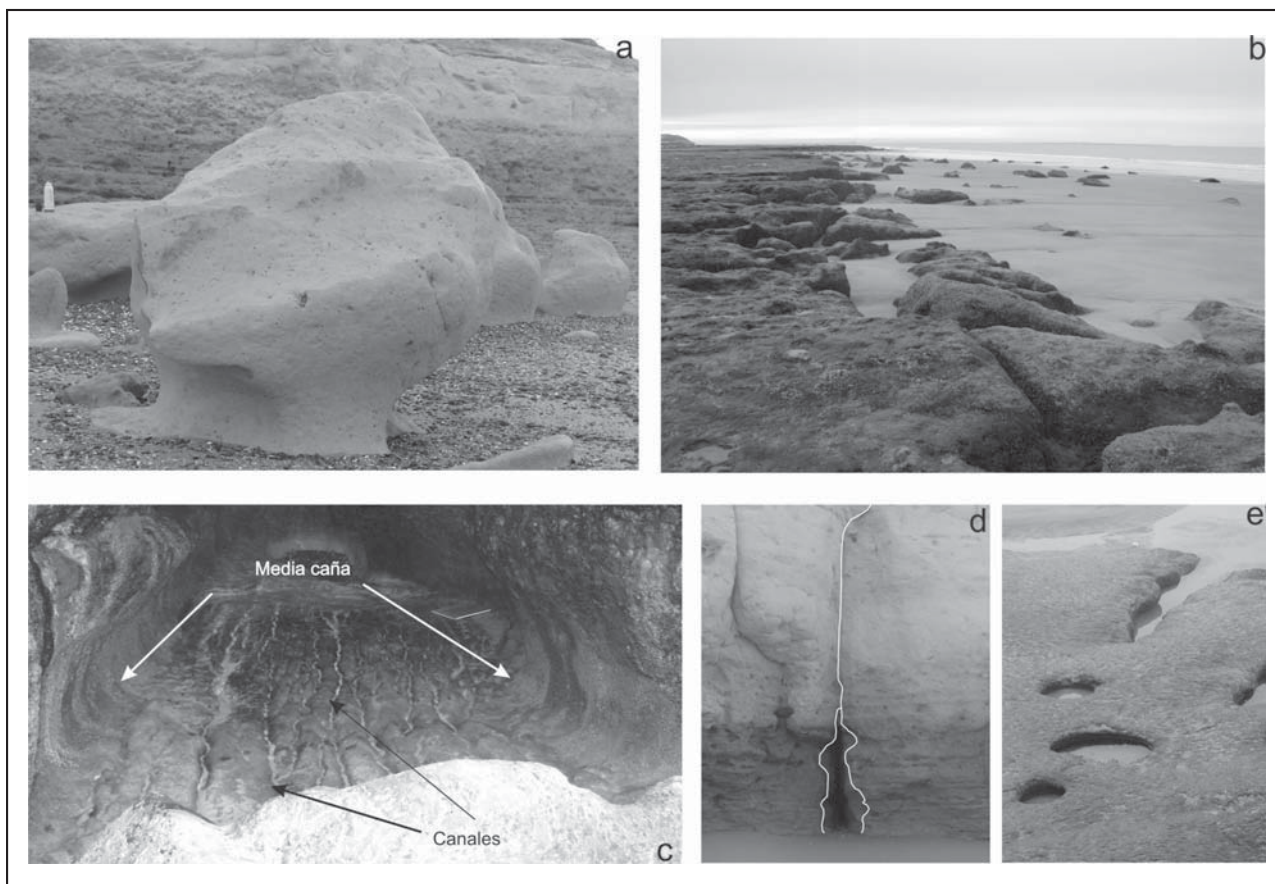


Figura 4. Fotografías indicando diferentes rasgos erosivos. a) pilar con media caña, B) borde distal de la plataforma costera sometido a erosión (microacantilado).c) caverna con canales en la base y erosión en media caña en la base. D) diaclasa ensanchada a la altura del golpe de la ola. E) marmitas y canales de marea sobre la plataforma costera.

dos o tres días. La coincidencia de alturas máximas de marea astronómica con perturbaciones excepcionales debidas a ondas de tormenta, da origen a valores extremos de marea, es decir a niveles muy altos o muy bajos respecto de los que se registran ordinariamente. Por otro lado, se observa 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 (Fucks et al 2011). En este sentido, puede observarse que las máximas velocidades medias del viento corresponden a los vientos provenientes del S y O (24 km/h), SO (22 km/h), SE (20 km/h) (Servicio Meteorológico Nacional, Estadísticas Climáticas, 2000).

Meteorización

El análisis del aspecto que presentan las plataformas de abrasión y acantilados en zonas intermareales provee evidencia que los procesos de intemperismo están operando en los afloramientos rocosos costeros que no están protegidos por una cubierta de suelo, sedimentos o vegetación sobre el nivel medio de pleamares. La descomposición superficial de las superficies de las rocas expuestas resulta del mojado y secado repetitivo, acompañado por cristalización de sales. El intemperismo por el salpicado de sal es un proceso dominante en el desarrollo de la plataforma costera en la costa tropical de Brasil donde la ausencia de detritos gruesos impide la abrasión por las olas y la alta insolación seca rápidamente la superficie de las rocas mojadas por el salpicado salino. Es, sin embargo, difícil disociar los efectos físicos del mojado y secado de los efectos fisicoquímicos de cristalización de las salpicaduras que se secan (Tricart 1959).

Afloramientos de arenisca sujetos a mojaduras por salpicadura de agua de mar y lluvia y secado subsiguiente muestran agujeros y toman el aspecto de una colmena a medida que los granos de arena se aflojan por la descomposición del material que los mantenía unidos por cementación. Este tipo de intemperismo no es efectivo a niveles más bajos, donde las formaciones rocosas están permanentemente saturadas con agua de mar, y donde la acción de las olas lava al material de desintegración arriba de un cierto nivel, dejando gradualmente desnuda una plataforma que coincide con el nivel superior de saturación permanente. En la costa del sudeste de Australia, son los afloramientos rocosos de grano fino que muestran evidencia de agujereamiento y formación de cavidades indicando que la roca expuesta está siendo gradualmente desintegrada por procesos de meteorización y que tienen plataformas de abrasión desarrolladas en o ligeramente arriba del nivel medio de pleamares. Los charcos y canales en la superficie de la plataforma se agrandan e integran a medida que sus bordes suspendidos retroceden y gradualmente la superficie de la roca es descascarada o pelada hacia abajo hasta un nivel que permanece intacto debido a que está permanentemente saturado (Bird 1967).

Cuando el salpicado de sal es persistentemente sobre el acantilado, no son los efectos corrosivos los más importantes, pero sí la presión en los poros producto de esa cristalización y su expansión por calentamiento (Bryan and Stephens 1993; Johannssen et al. 1982; Wellman and Wilson 1965). Estas presiones (haloclastismo) pueden desintegrar mecánicamente el acantilado, produciendo una débil capa desmenuzada.

Los efectos de la cristalización y el calentamiento se han visto en areniscas con estratificación planar en los acantilados de la costa de Oregón, bajo clima templado. En ellos se observó como las superficies sometidas al salpicado presentaban superficies rugosas, contrastando con las suaves superficies intermareales y las superiores alejadas de este proceso. También se observó

como el retiro de los acantilados es mayor en los expuestos al sol, con respecto a aquellos protegidos de este. En sectores en que la sal es sacada del medio por aguas dulces, también el retroceso es menor (Johannssen et al. 1982). Se ha señalado que la plataforma costera del acantilado en la Bahía de Hanauma, Hawaii, es más amplia donde el acantilado recibe el más intenso calentamiento diario, experimentando la meteorización de sal más intensa (Bryan y Stephens 1993).

Asimismo, en los acantilados, es difícil separar si el material que se desprende en forma casi permanente es producto de procesos de hidroclastismo o haloclastismo, aunque en cualquiera de los dos casos su accionar se produce en la superficie de estos, produciendo una desintegración progresiva de las areniscas (Figura 5).

Se puede observar con mucha claridad la precipitación de sales (yeso fundamentalmente) en la pared de los acantilados. Esta precipitación en grietas y poros dan lugar a expansiones volumétricas con el consecuente desprendimiento de material (Figura 5). Existen una serie de factores que condicionan la mayor o menor influencia de este proceso, entre las que podemos citar: el clima (amplitud térmica y de humedad), viento (velocidad, temperatura y contenido de humedad), tipos de rocas (porosidad y permeabilidad), tipos de sales (las más comunes son los cloruros, sulfatos, carbonatos y nitratos), entre otros.

En los sectores donde hay afloramientos permanentes de agua (manantiales), se forma una capa continua, resistente, de 1 a 5 mm de espesor de sales (yeso), que le confiere al acantilado una resistencia y protección contra los demás procesos exógenos (Figura 6a). Estos precipitados se presentan de manera muy irregular y pueden apreciarse pequeños cristales con forma de roseta y otros con una forma mamelonar y combinada con musgos, que le dan un color verdoso. Estos sectores, en amplias zonas de los acantilados, dan lugar a procesos de biometeorización. Este proceso específico está asociado principalmente al afloramiento de agua subterránea sobre la pared del acantilado y de las cavernas. Los musgos tienen una doble acción. Durante el período en que se mantienen fijos a la roca reducen la acción abrasiva e hidráulica de las olas y del desprendimiento de materiales por desintegración. Sin embargo, el mismo proceso de fijación de "costras" de musgo altera el sustrato debilitándolo por acción de los subproductos del metabolismo. Gradualmente estas costras se desprenden arrastrando con ellas porciones de la roca y dejando parches desnudos que son más susceptibles a la acción abrasiva de las olas hasta que nuevamente vuelve a formarse otra capa.

En el Nivel A (base del acantilado), puede observarse la alternancia de septos y cavidades constituyendo morfologías que se asociarían a tafoni. Los septos responden a diaclasas donde hay fluencia de agua en forma constante, haciendo por un lado que no haya haloclastismo ni hidroclastismo, ya que al estar permanentemente saturado, las sales se lavan gradualmente, permitiendo también esta situación el arraigo de musgos, los que reducen sensiblemente los procesos de abrasión y acción mecánica de las olas (Figura 6b1). Entre estos septos, se desarrollan cavidades que se encuentran sujetos a mojado y secado periódico, y con ello a precipitados de sales (Figura 6b2), con el consecuente desprendimiento de partículas, produciendo la expansión de toda la cavidad. Estas morfologías son asignadas a la meteorización, asociadas a la acción del oleaje, ya que este último sería el causante del lavado de los materiales. Los procesos de disgregación granular o descamación diferencial

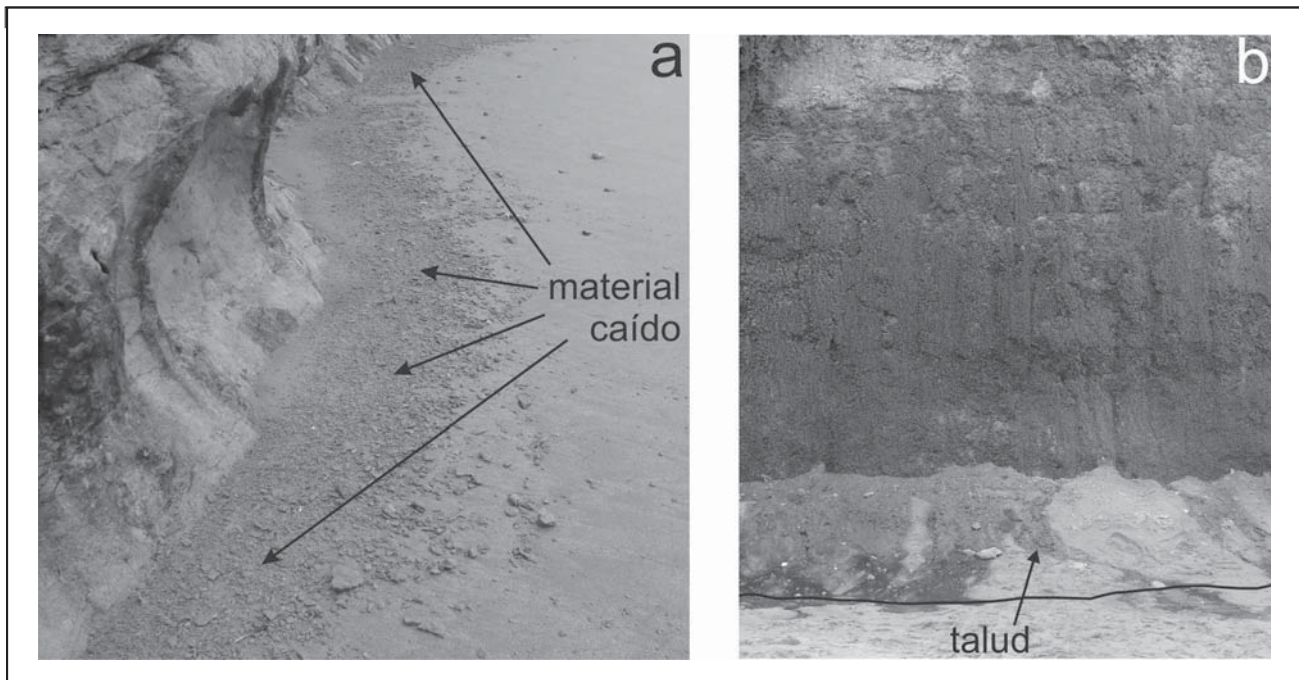


Figura 5. Desprendimientos de material desde el acantilado generados por meteorización. a) el material es sacado permanentemente durante las mareas altas (acantilado activo). b) el material se acumula en la base formando un talud (acantilado funcional en tormentas).

que dan lugar a este tipo de formas se han atribuido a varios procesos como hidratación, hidrólisis, crioclastia, y más frecuentemente por haloclastia, principalmente por el crecimiento de cristales de yeso y halita (Cook et al 1993; Vidal 1983; Twidale, 1982; Vidal y Twidale 1998), aunque la distribución global de los tafoni parece apoyar el papel del haloclastismo, ya que parecen ser más abundantes en zonas costeras o desérticas y semidesérticas (Mainguet 1972; Sunamura 1992; Cook et al. 1993; Vidal y Twidale 1998).

Además de estos dos precipitados, sobre los sectores no afectados ni por las aguas subterráneas, ni por la mojadura de las mareas normales, solamente aquellas de las tormentas (spray), se produce una precipitación de tipo pulverulenta asociado más que nada a las mojaduras ocasionales (agua salada y dulce) que evidentemente también participan como procesos haloclasticos (Figura 6c).

Aparte de los procesos de meteorización mencionados precedentemente, debemos agregar la acción física que producen las raíces de las plantas sobre las rocas del acantilado

aprovechando las diaclasas, contribuyendo a la separación de los bloques, sobretodo cuando estos están sobre la pared misma del acantilado, ya que puede observarse parte del sistema radicular acompañando las caras planas de los bloques del acantilado o apareciendo regularmente en el frente del mismo.

Gravitacionales

Si bien la acción gravitatoria constituye la fuerza por la que estos materiales se desplazan, la participación de la meteorización, diaclasamiento, pendientes abruptas, sobrecarga, escurrimientos subterráneo y vibraciones, entre otros, pueden ser los responsables en la desestabilización de los materiales, propiciando su desequilibrio y desplazamiento. En este sentido, los acantilados constituyen morfologías donde se asocian un conjunto de estos factores, propiciando el desencadenamiento de estos movimientos. En ellos se observan como una serie de procesos que precondicionan el acantilado para el movimiento, lo preparan para posteriormente desencadenarlo y sostener estos procesos en el tiempo.

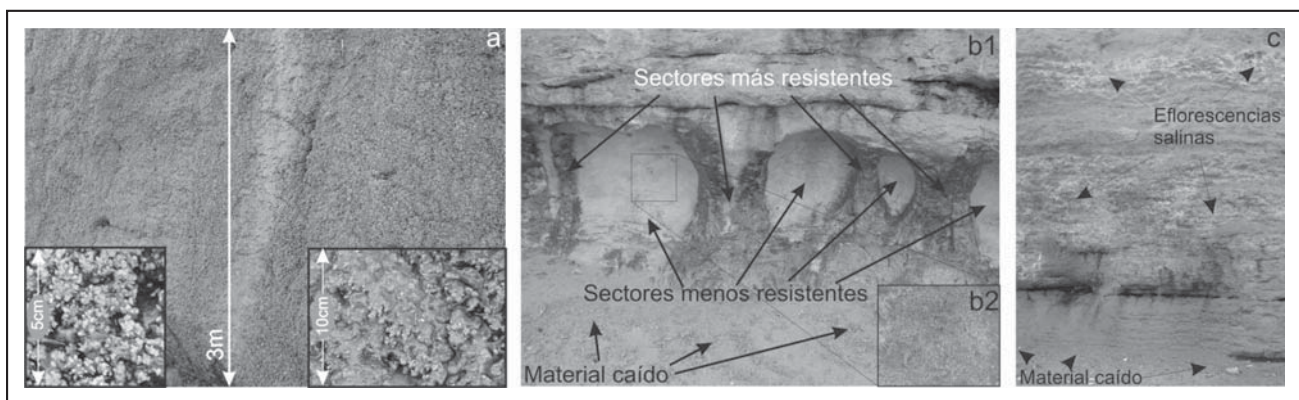


Figura 6. Diferentes formas de cristalización de sulfatos en el frente de acantilado. a) Yeso en roseta formando una capa continua sobre la superficie, en algunos casos asociados a musgos, b) Escasos precipitados de yeso en las cavidades, lavados periódicamente por las olas, c) cristalizaciones pulverulentas en las zonas más secas de los acantilados.

En estos acantilados pueden observarse esencialmente desprendimientos o caídas de rocas (involucran a grandes bloques) y caída de detritos (que involucran a los materiales friables de menor tamaño). Si bien es el principal proceso que lleva al retroceso del acantilado, la escasa altura de éstos (máximo 12 m) y la disposición horizontal de las rocas, contribuye a que el mismo no sea el más trascendente.

La caída de roca constituye el desplome instantáneo y libre de bloques de cualquier tamaño y forma a través de superficies de discontinuidad (diaclasas o planos de estratificación). Muchos de estos diaclasamientos responden a procesos de meteorización como la hidroclastía, termoclastía y haloclastía. A estos procesos preparatorios le continúa la acción marina, acentuada fundamentalmente en periodos de sudestadas o mareas extraordinarias, la que produce no solamente el socavamiento del acantilado, sino también las vibraciones producto del choque de las olas con el frente rocoso.

Las cavernas y muecas en la base del acantilado (Figura 5) generan voladizos que sostienen masa sedimentaria de hasta 10 metros de altura, lo cual genera tensiones a lo largo de toda la estructura que favorecen la formación de grietas y diaclasas. El disparador final del deslizamiento puede ser: la ampliación de la diaclasa hasta el punto de quiebre (generando una caída espontánea y difícil de predecir), el efecto de la energía

de las tormentas sobre el acantilado o la saturación del sedimento por efecto de lluvias, disminuyendo la resistencia de los materiales. Si bien los desplazamientos son más frecuentes durante el invierno (probablemente por la mayor recurrencia de tormentas), pueden darse también en verano, en forma espontánea. Estos desprendimientos se dan en bloque dispuestos directamente en los acantilados o también pueden representar el techo de las numerosas cavernas de la zona (Figura 7).

Estos procesos representan el mayor riesgo a la integridad de las personas. Si bien se han reportado casos durante el verano que no resultaron en accidentes importantes, los mayores se dan durante las tormentas, momentos en que las playas estas deshabitadas. La ocurrencia de desprendimientos es impredecible, si bien es posible reducir el riesgo de accidentes a través de un programa de control y monitoreo sistemático.

La caída de detritos representa un proceso menor y se refiere al desprendimiento libre de los materiales friables de gravas a partir de los acantilados. También se observa que, en función de la estructura y los procesos que actúan, no solamente se dan en los sedimentos marinos y fluviales que descansan en la cresta del acantilados, sino también que la Fm Bajo del Gualicho presenta sectores muy deleznable (Nivel C2) generados en algunos casos por la bioerosión, lo que provoca la caída de materiales en forma continua.

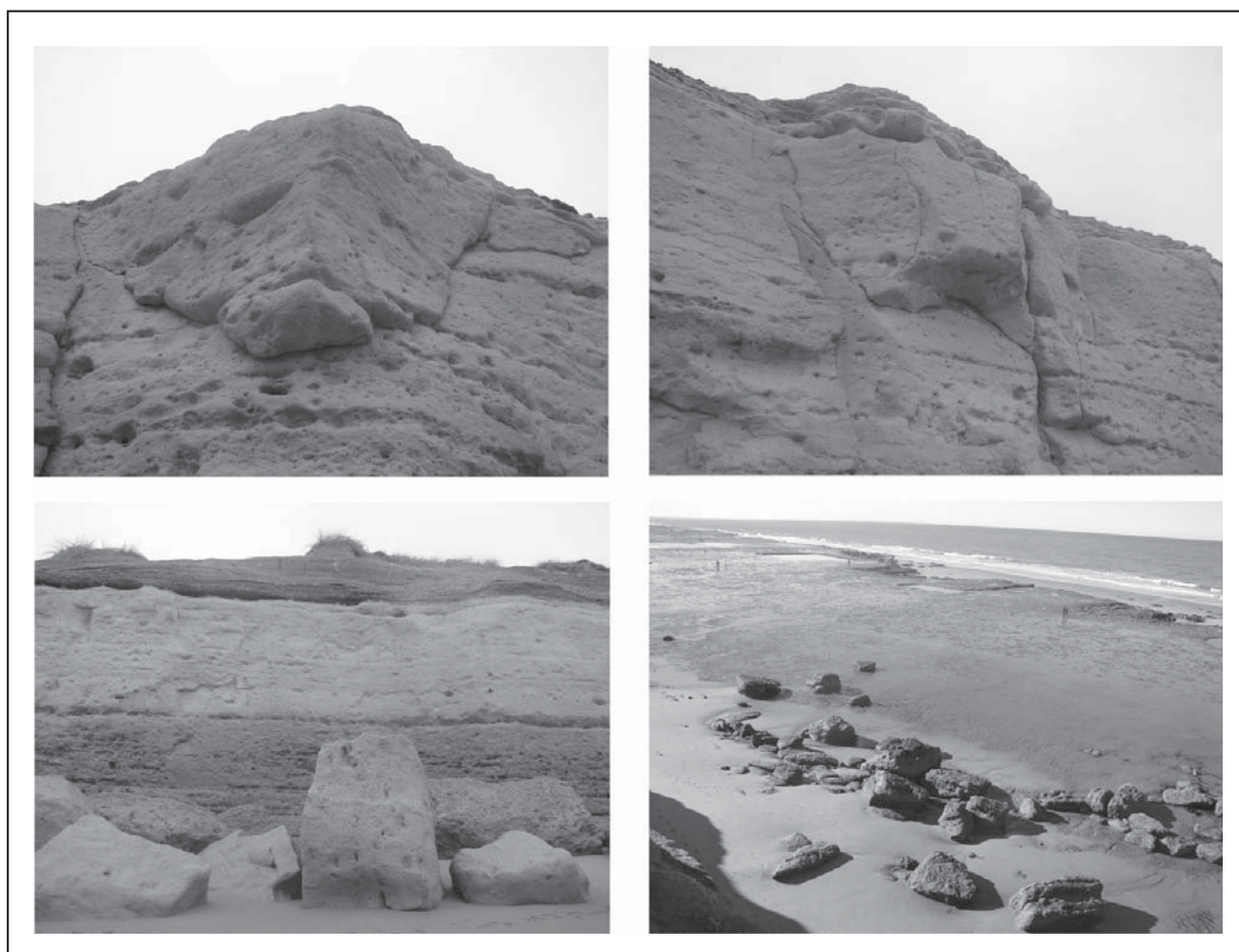


Figura 7. En la fotografía adjunta pueden observarse cómo dos bloques "colgados" se presentan con diaclasas paralelas al frente del acantilado y en las dos fotografías inferiores la presencia de bloques dispersos en la playa producto del desplome.

Cambios del Nivel del Mar

En base a datos isotópicos de algunos núcleos oceánicos profundos, se infiere que los valores del nivel del mar fueron similares y más altos que el actual por lo menos para los E.I. 1, 5, 9 y 11, y tal vez 23, y que durante los otros estadios isotópicos del Pleistoceno Medio (E.I. 7, 13, 15, 17, 19) el nivel oceánico no ha llegado a la altura del cero actual (*Shackleton 1987; Ortlieb 1987*). En la zona de estudio se han revelado la presencia de cuatro niveles del mar similares o más altos que el actual. De los más recientes y que pudieron haber repercutido mayormente en el trabajo del actual acantilado son los últimos tres, asociados a los MIS 7, 5 y 1. (*Fucks y Schnack 2011; Fucks et al., 2012*). Al más antiguo son asignados los depósitos que se encuentran sobre la actual línea de costa, prácticamente recostados sobre los acantilados (Figura 2), lo que significa que el mar hace ~ 200 ka estuvo trabajando sobre el mismo. La transgresión del MIS 5e accionó fuertemente sobre los acantilados, sobrepasándolos, quedando éstos probablemente en una posición intermareal o sujetos en función de la altura, en forma constante a la acción de éste. La ingresión del MIS 1, menor que la anterior se situó a una altura intermedia con respecto a la actual y al último interglacial, actuando también sobre éste en forma constante.

Queda claro que si bien el mar ha estado más tiempo retirado de la costa actual que accionando sobre ella, son varios los momentos en la historia geológica, sobretodo del Cuaternario, en que ella ha modelado las zonas costeras, debiéndose considerar que las mismas forman parte de varios ciclos de formación.

En la actualidad se han realizado cálculos para evaluar la tendencia relativa del nivel medio del mar tomando como base la estación de Puerto Madryn, obteniéndose para la serie filtrada resultante de los niveles medios anuales de mar para el periodo 1953-1975, una tendencia de +3,5, ±0,1 mm/año con un coeficiente de correlación r 0,98 (*Lanfredi et al. 1998*) resultados que concuerdan con los calculados a nivel global, para el siglo XX (*IPCC 2007*).

Escurrecimiento subterráneo

El análisis sobre la estabilidad de acantilados en diversos lugares indica una significativa disminución en la estabilidad por el peso y efectos de presión de poro de las aguas subterráneas, pero también por la erosión que producen las filtraciones en la base del acantilado. Muchos casos de colapso de acantilados costeros han sido correlacionados con altos niveles de agua subterránea debido al riego o sistemas sépticos (*Turner 1981; Sterrett and Edil, 1982*). A pesar de esto, en sedimentos parcialmente saturados, la tensión superficial en los contactos de grano puede aumentar la fuerza y la estabilidad del material (*Towner and Childs 1972; Fredlund and Rahardo 1993*).

A lo largo de los acantilados en la zona de estudio se observan importantes tramos de los mismos, de manera irregular, con descargas de aguas subterráneas. Estos "manantiales" no son constantes a lo largo de los acantilados, acentuándose marcadamente en la zona céntrica. Las características litológicas de la Fm Bajo del Gualicho y la pendiente local, controlan la circulación de las aguas freáticas. El Nivel A, de comportamiento acuífugo (impermeable) es utilizado como piso del escurrecimiento y los sedimentos del Nivel B, sobretodo el B1, motivados por la estructura lenticular y ondulítica y la textura areno arcillosa, como acuífero. La estructuración de este nivel hace que se concentre el flujo subterráneo a lo largo de las discontinuidades, erosionándolas y ampliándolas, desalojando los granos en un

proceso conocido como "sapping" (*Higgins 1982; Howard and McLane 1988*). En el frente de estos, el agua aflora produciendo en la playa pequeños canales que rápidamente se infiltran, o inclusive llegan al mar, constituyendo verdaderos microcursos de agua.

Existen ejemplos que indicarían que este proceso produce desestabilizaciones importantes en los acantilados costeros (*Benumof and Griggs 1999*). Químicamente el agua subterránea puede disolver granos inestables o los cementos químicos que dan a la roca sedimentaria su fuerza y desestabilizarlo (*Turner 1981*). Dada las características genéticas de la roca, el agua a medida que circula por ella, disuelve y se carga de componentes salinos, los que al llegar a los lugares de descarga, al cambiar las condiciones físico-químicas, nuevamente produce la precipitación de éstos en forma de rosetas, las que forman una capa que cubre prácticamente todo el frente a partir del nivel superior del nivel freático (Figura 6).

Debido a que el techo del Nivel A presenta buzamiento hacia el Sector Central, el flujo subterráneo también tiende a concentrarse en él, manifestándose en un flujo constante de agua en la zona de cavernas, evidenciado en filtraciones y goteos permanentes desde techo de las mismas. Asimismo, como esta superficie de debilidad (contacto niveles A y B) coincide con el rango de altura de las mareas altas (máximas y promedio), su inherente susceptibilidad genera condiciones favorables para la formación de oquedades que ante el impacto de las olas se transforman en cuevas y grutas de diversos tamaño.

Comparando fotos históricas de 1969 y relatos de vecinos, se revela que en esa fecha y con una población minúscula, el horizonte B1 se mantenía relativamente humectado, aunque no con los niveles actuales.

Estudios bacteriológicos y químicos indican concentraciones de Enterococos, Nitritos y Nitratos en concentraciones importantes, lo que significaría que las aguas cloacales contribuyen en parte a esta descarga (*Fucks et al. 2011*).

Escurrecimiento superficial

La torrencialidad es un factor importante en los procesos de erosión del acantilado por la generación de cárcavas y sus efectos sobre los bloques muy diaclasados. Debe tomarse en cuenta que durante los meses de verano las precipitaciones, aunque menores en promedio que las de invierno, pueden presentar eventos de gran magnitud: en el periodo 1991-2008 se registraron las mayores precipitaciones en un día en los meses de diciembre, enero y febrero.

En el periodo 2001-2008 se observaron 28 registros de tormentas con precipitaciones mayores a los 30 mm en un solo día y 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 las mismas.

Orientación de la costa y Topografía

La costa en el área de estudio forma una amplia concavidad que va desde Punta Delgada a Punta Colorada. La orientación de la costa es NE-SO, observándose pequeñas salientes que en general responden a litologías más resistentes. Las características de la costa específicamente en la ciudad de Las Grutas son

variables. Mientras al sur la zona intermareal esta representada por afloramientos marinos del Pleistoceno Tardío a modo de plataforma costera (MIS 7), desarrollándose entre ella y los acantilados una angosta playa, al N se desarrolla claramente una plataforma de abrasión formada por las mismas rocas de los acantilados (FBG), la que presenta en su superficie una angosta playa. Entre ambos extremos se desarrolla una playa de arena estable y amplia. En el sector S los acantilados solo son activos durante las tormentas. La orientación que presenta la costa hace que esté muy expuesta a la dirección de los vientos más fuertes provenientes de los sectores S, SO y SE.

Un análisis topográfico de la costa nos permite explicar en buena medida la variación espacial de los procesos erosivos-acumulativos a lo largo del sector costero (Figura 8).

Este perfil se realizó determinando a lo largo del acantilado: la cota del pie del acantilado, la cota del contacto entre los niveles litológicos A y B, introduciéndole los valores de marea alta media y máxima. En función de diferentes aspectos obtenidos de él se identifican tres secciones con características específicas que son considerados importantes en la evolución del área:

La Sección N es la que se encuentra a mayor altura con respecto al nivel del mar. El borde del acantilado no es afectado por las mareas altas diarias, tan sólo por las mareas más altas y aquellas generadas durante las tormentas. A pesar de esto, las olas de tormenta producen socavamientos en la base del acantilado, producto no solo de la energía de las olas, sino también por actuar directamente en el nivel litológico B1, el cual es mas friable y con mayor cantidad de estructuras sedimentarias, las que rápidamente aumentan de tamaño, generando el socavamiento de toda la pared con la consecuente inestabilidad. Es el sector de los acantilados más altos (15m) y con mayor cantidad de diaclasas verticales, el principal proceso es la caída vertical de bloques, fundamentalmente asociados a las tormentas.

En el Sector Sur las cotas del pie del acantilado presentan valores del orden de los 3 m descendiendo gradualmente hacia el N. El nivel A queda expuesto entre 30 y 80 cm aproximadamente, situándose el contacto con el nivel B entre las mareas altas medias y altas máximas, quedando sumergido sólo en contadas oportunidades. Las olas actúan sobre este sector en menor proporción que en el sector central, pero claramente con más frecuencia que en el Sector Norte. A lo largo del plano de escurrimiento se observan oquedades y pequeñas cavernas no mayor a dos metros de ancho y un metro de alto, con profundidades menores a un metro. Las olas llegan al pie del acantilado con poca energía, pero suficiente para producir erosión en media caña sobre la sección expuesta de la sección A. Este tipo de erosión genera inestabilidad en las secciones superiores del acantilado, produciendo diaclasas,

En la Sección Central el pie del acantilado se encuentra a menor elevación que en los Sectores Sur y Norte, con cotas del orden de 1 m snm. Estas altitudes lo ubican 1,5 a 2 m por debajo al Sector Sur y entre 3 y 4 m por debajo al Sector Norte. En este sector el techo del nivel A se encuentra aproximadamente a la altura del promedio de mareas altas, presentando exposiciones del orden de los 1,5 m a 2 m. Esta situación genera que las mareas altas actúan diariamente sobre el horizonte A y que los primeros 2 m del horizonte B son afectados por olas y mareas con mucha más frecuencia que en los sectores Sur y Norte. Estas situaciones estarían propiciando la formación y profundización de las cavernas en este sector puntual, formas no observadas en otros sectores de la costa del golfo.

LAS CAVERNAS O GRUTAS

Si bien el litoral atlántico Argentino presenta escasos ejemplos de cuevas, grutas o cavernas desarrolladas en los acantilados (Marcomini et al. 2007; Fucks et al. 2011), la bibliografía internacional es muy prolífica en estos rasgos, representando las cuevas, túneles, arcos o bahías evidencia de ataque de onda

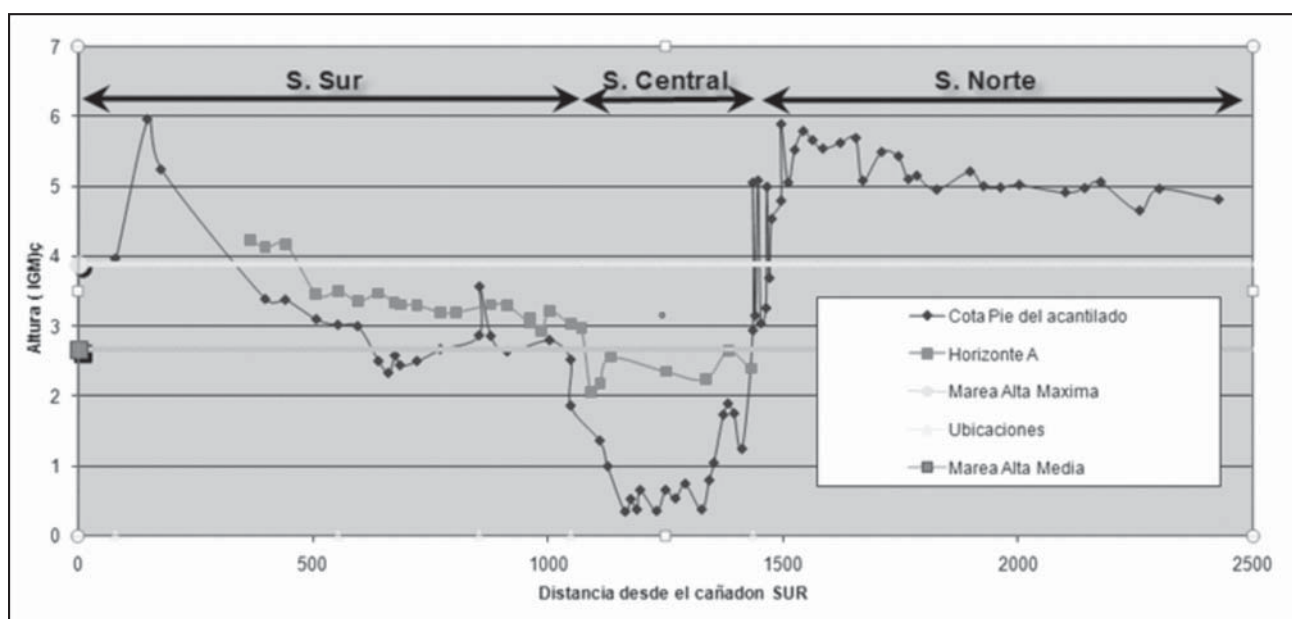


Figura 8. Perfil paralelo al frente costero con la posición del contacto de las unidades A-B y la base del acantilado.

continua a lo largo de las debilidades estructurales como las diaclasas o fallas (Hampton et al 2004). A pesar de ello, las morfologías en la zona de estudio representan las únicas en su tipo en el país, por el desarrollo y el agrupamiento que manifiestan, constituyendo evidentemente un desafío la determinación de su génesis. En función de los tópicos desarrollados precedentemente, podemos relacionar su génesis con la acción marina, la meteorización y la acción de las aguas subterráneas esencialmente como procesos lentos y constantes, a los que debemos sumarles los procesos gravitacionales, ocurridos de manera súbita fundamentalmente durante las sudestadas.

MECANISMOS DE FORMACIÓN DE LAS CAVERNAS O GRUTAS

En función de las observaciones realizadas, tanto de las cavernas ya consolidadas, como de aquellas que se encuentran en procesos de formación, se pueden discernir dos mecanismos claramente diferenciados en su formación:

Un primer mecanismo, asocia a la meteorización y la acción marina como procesos principales actuantes sobre el Nivel A ya que éste se encuentra en el nivel de acción de las olas y el nivel suprayacente (Nivel B1) sólo es alcanzado por las mayores olas y mareas. La acción de estos procesos produce la formación de pequeñas cavidades (ver meteorización) de no más 20 a 40 cm de profundidad de forma semiesférica o media caña (Figura 6b) A medida que esta concavidad va aumentando su tamaño intersecta la base de la sección B1, que debido a la gran estructuración es más susceptible a la meteorización y a la acción del oleaje, degradándose más rápidamente que la sección A. A partir de este punto la caverna desarrolla una rampa sobre

el Nivel A aumentando mas rápidamente en altura y profundidad a expensas del Nivel B1. La evolución lleva a que la inicial morfología cóncava del nivel A cambia progresivamente a convexa, reduciendo la fricción y concentrándose sobre la vulnerable sección B2, produciendo sobre este sector el desarrollo de la parte más profunda de la caverna, que se va acuñando hacia el fondo (Figura 9a).

Otra situación tiene lugar cuando el Nivel B1 está a la altura del golpe de la ola durante una alta proporción del ciclo de mareas. La debilidad intrínseca del contacto entre los horizontes A y B facilita la acción hidráulica de las olas directamente sobre el horizonte B, más vulnerable debido a sus características estructurales. En la etapa inicial, la presión hidráulica aumenta el tamaño de las ya vacías óndulas de la estructura lenticular y ondulítica primaria. A partir de este aumento, las pequeñas oquedades se van uniendo unas a otras aumentando significativamente su tamaño hasta consolidar una caverna de varios metros de volumen. Al mismo tiempo, la sección A va siendo erosionada por abrasión, acompañando parcialmente la profundización de la caverna generada en el Nivel B (Figura 9b).

Es de recalcar que la existencia de cavernas es síntoma de una estabilidad relativa del macizo rocoso en relación a las áreas circundantes. Aunque este concepto resulte contradictorio, debe considerarse que sectores con litologías similares, como los sectores Sur y Norte, reaccionan en forma diferente a similares procesos erosivos, y que esta respuesta diferencial es función directa del grado de cohesión del sedimento. Mientras el sector Norte retrocede en forma lineal con acantilados verticales, deleznable y diaclasado, sin formación de cavernas, el sector central se desarrolla sobre una saliente hacia el mar (indicador

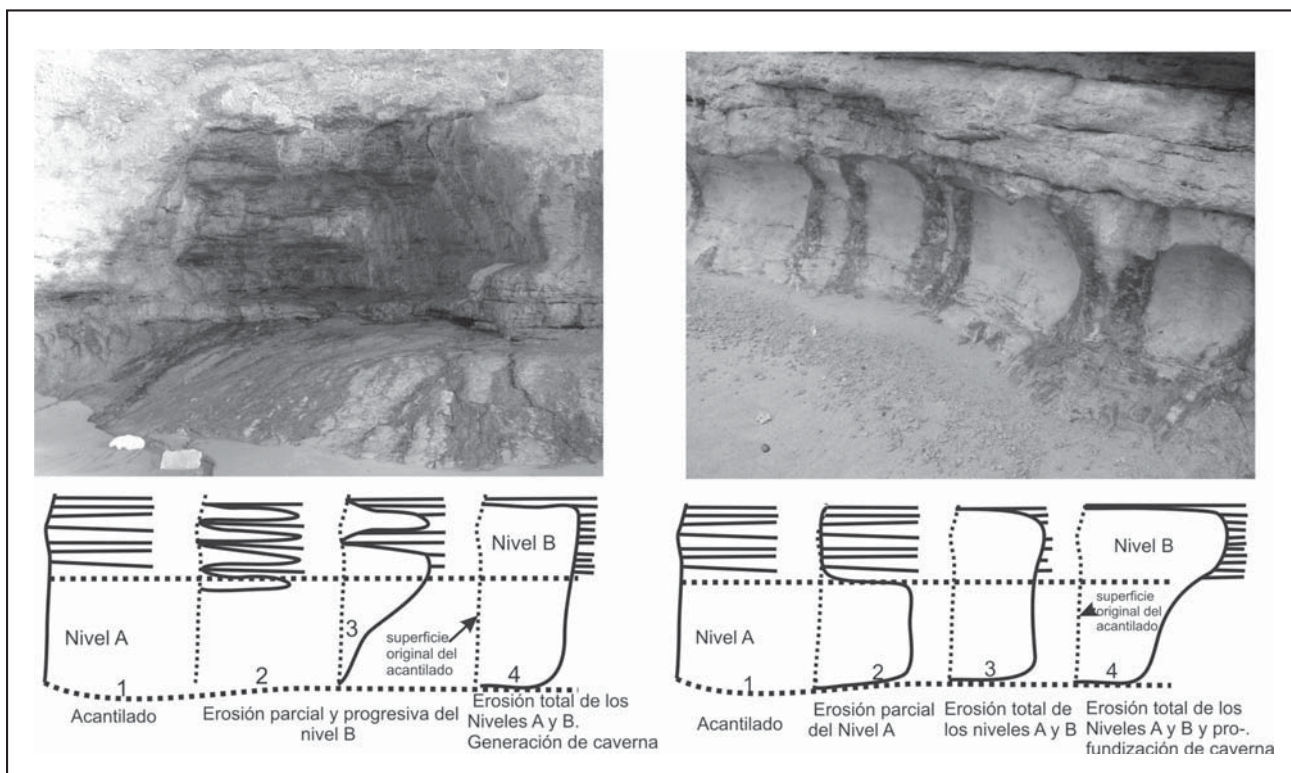


Figura 9. Formación de cavernas. a) La acción es iniciada en el Nivel A dando lugar a cavernas de pequeño porte. Estas formas se ven claramente en el sector Sur. b) la erosión comienza en el contacto de los niveles A-B y da lugar a las cavernas de mayores dimensiones desarrolladas en el sector central.

de mayor resistencia a las olas) y es donde se observa el mayor desarrollo de grutas. Esto estaría indicando que el sedimento del sector central posee una cohesión mayor que el sector Norte, de lo contrario la estructura no soportaría cavernas y se derrumbaría en forma homogénea. Es probable que el nivel de humedad actual y permanente del sedimento otorgue al sector central un nivel de estabilización superior con respecto a sectores sin agua intersticial, reduciendo los procesos de meteorización física, especialmente los asociados con la hidroclastía, que llevan a la formación de grietas o diaclasas.

La forma y la estabilidad de las costas rocosas está más relacionado con factores ambientales heredados del pasado, caracterizadas por condiciones diferentes del nivel del mar y el clima, que interactúan con los agentes erosivos contemporáneos para que el mar puede reparar empinadas laderas formadas inicialmente por procesos no marinos (Sunamura de 1992; Bray and Hooke 1997; Trenhaile 2002) aunque algunos de ellos también puedan tener ésta génesis.

Más allá del procedimiento por el cual se desarrollan estas cavernas, el desmoronamiento se produce por procesos gravitacionales, generalmente durante o posterior a una tormenta, quedando el acantilado proclive al reinicio de los procesos enunciados precedentemente. Si bien no conocemos la edad en que las mismas se han formado, muy probablemente hayan participado más de un ciclo transgresivo, ya que en función de los depósitos del MIS 7, ubicados a una distancia de 100-200 m del acantilado y los del MIS 5, depositados sobre ellos, el grado de retroceso no ha sido significativo para los últimos 200 ka (<200 m).

De acuerdo a estudios periódicos comparando fotografías aéreas e imágenes de satélite de los últimos 50 años, se observa que los mayores rangos de retrocesos se dan entre las bajadas 0 y 1 y que corresponderían al desmoronamiento puntual de las cavernas. No fue posible rectificar las fotografías aéreas antiguas debido a la falta de puntos de control que hayan permanecido estables durante el período de estudio. Por otra parte,

la rápida urbanización de Las Grutas, ocluyó puntos potenciales de control cerca de la costa. La falta de estos controles impidió realizar una corrección geométrica adecuada. Sin embargo, la comparación visual de las fotografías en puntos conspicuos permite observar escasa variación en la forma de las estructuras, dando indicios de una estabilidad relativa durante el período analizado (Figura 10).

Como existe en la población la idea de un peligro constante de desmoronamiento de los acantilados, sectores específicos de la costa fueron utilizados como puntos de control, manifestando una gran estabilidad en el tiempo, aunque en casos puntuales se pudo verificar retrocesos de 1-2 m en los últimos 50 años, con extremos de hasta 3 m en casos puntuales, los que guardan relación con otros trabajos de la zona (Kokot y Chomnalez, 2012).

CONCLUSIONES

- Los acantilados de las grutas se encuentran sometidos a una serie de procesos geomorfológicos, destacándose la acción litoral, la meteorización y la remoción masa. Las características litológicas de los mismos constituyen un factor muy importante en la evolución de los mismos, acentuando los procesos en algunos sectores y reduciéndolos en otros. La estratificación ondulítica y lenticular presente en el Nivel B1, con espesores de estas estructuras de 2 cm a 10 cm, dan a las capas de arcilla una gran resistencia, aunque las de arena son algo friables, lo que hace que, tanto la acción del oleaje como la del escurrimiento subterráneo, las vayan eliminando progresivamente, debilitando el acantilado con la consecuente formación de la cavernas.
- El agua aflorante en los acantilados participa activamente en los procesos de disolución- precipitación de sales, contribuyendo en sectores a que los procesos de humedecimiento y secado no se produzcan, disminuyendo con esto el diaclasamiento del macizo.

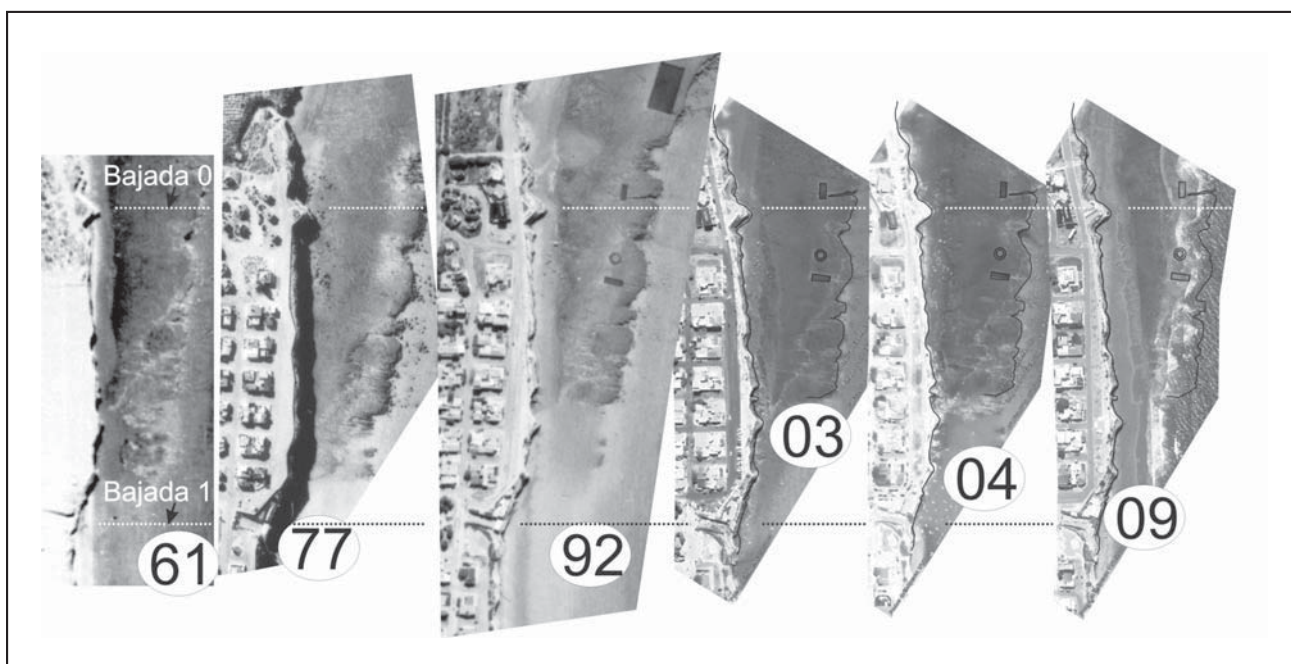


Figura 10. Imágenes satelitales y fotografías seriadas de la zona de estudio indicando el escaso movimiento de la línea de costa en el periodo analizado.

- En el Sector Norte, el proceso erosivo más importante es la remoción en masa con caída vertical de bloques por socavamiento de la base producto de diaclasas y fracturas importantes. En este sector se dan las cotas más altas del pie del acantilado y no se observa escurrimiento subterráneo. Los grandes bloques sobre la playa son testigos de la erosión actual.
 - Las cavernas de mayor desarrollo se presentan en el sector Central, tramo de las menores cotas y de mayor afloramientos de agua. Estas cavernas se desarrollan fuertemente sobre el nivel A y se extienden verticalmente hacia todo el nivel B. Los techos de las cavernas son afectados directamente por las más altas mareas, con lo cual las cavernas se desarrollan dentro del rango de influencia de las mayores olas y mareas.
 - En el sector Sur, no se observan cavernas de gran desarrollo. Sólo pequeñas entradas en la roca de pequeño porte y siempre con base en el nivel A, desarrollándose hasta 1 a 1.5 m sobre el nivel B, sin signos de diaclasamiento ni bloques caídos. Más al S, donde las olas llegan al acantilado sólo circunstancialmente no se observan cavernas, solamente procesos de meteorización sobre la pared del acantilado que llevan al desmenuzamiento del mismo.
 - La importante variación altitudinal de las mareas, asociada a la acción de las olas, la litología y orientación de la costa generan una acción socavadora importante. Muy probablemente la asociación de estos factores es la responsable de la formación de las cavernas.
 - Las plataformas de abrasión presentes en la zona de estudio responden a dos litologías distintas. Frente a las secciones Centro y Norte están compuestas por sedimentitas marinas de la Fm. Bajo del Gualicho, mientras que frente a la Sección Sur se presenta una plataforma constituida por un conglomerado calcáreo de edad pleistocena, de pendiente suave hacia el mar, y separado del acantilado por una playa de aproximadamente 100 m.
 - Si bien la zona de cavernas es estable, la poca información sobre su comportamiento en el pasado más allá de los últimos 40 años no puede conocerse. En este sentido no pueden establecerse con certezas las consecuencias que el drenaje subterráneo desempeña sobre la estabilidad de los acantilados, como así también el paulatino aumento del nivel del mar, pudiéndose estimar por los impactos que estas provocan en otras regiones consecuencias negativas.
 - Debido a la diferencia topográfica a lo largo de la base de los acantilados, el nivel A no se observa con regularidad, pero donde está presente constituye el piso de los afloramientos de agua debido a su bajo grado de permeabilidad. El perfil que forma el mar sobre esta sección es desde vertical a convexo.
 - Si bien el grado de retroceso es escaso, el mayor inconveniente es el establecimiento de la urbanización directamente sobre el mismo, ya sea con edificios o calles con circulación de vehículos, produciendo impactos, ya sea visuales o mecánicos negativos, los que de manera directa o indirecta impulsan acciones contra los mismos.
 - De acuerdo a la experiencia internacional en la materia y las tendencias más modernas, se recomienda orientar a una mínima intervención el sistema costero, con el fin de preservar las características que hacen a la singularidad del área de estudio y a su calidad científica, recreativa y paisajística.
- Este trabajo ha sido financiado por el Consejo Federal de Inversiones.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ALLISON R. J., 1989.
Rates and mechanisms of change on hard rock coastal cliffs.
Zeitschrift für Geomorphologie Neue Folge, Supplementband 73:125-138.
- ANGULO, R., FIDALGO, F., GÓMEZ PERAL, M.A. Y SCHNACK, E.J., 1978.
Las intrusiones marinas cuaternarias en la bahía de San Antonio y sus vecindades, provincia de Río Negro.
Actas 7º Congreso Geológico Argentino, 1: 271-283. Buenos Aires.
- BENUMOF, B.T., AND GRIGGS, G.B., 1999.
The dependence of seacliff erosion rates on cliff material properties and physical processes; San Diego County, California: *Shore and Beach*, 67, 4:29-41.
- BIRD, E.C.F., 1976.
Coasts. Canberra: Australian National University Press, 282p.
- BIRD, E. C., 1967.
Una Introducción a la Geomorfología Sistemática. 4.
Costas. Jennings (Ed)
- BRAY M. J. AND HOOKE J. M., 1997.
Prediction of soft-cliff retreat with accelerating sea-level rise.
Journal of Coastal Research 13:453-467.
- BRYAN, W.B., AND STEPHENS, R.S., 1993,
Coastal bench formation at Hanauma Bay, Oahu, Hawaii:
Geological Society of America Bulletin, 105:377-386.
- COOK, R.; WARREN, A. AND GOUDIE, A., 1993:
Desert geomorphology. UCL Press.
London, 526 p.

- EMERY, K. O. AND KUHN, G. G., 1982.
Sea cliffs: Their processes, profiles, and classification.
Geological Society of America Bulletin 93, 7:644-654.
- FINKL, C., 2004.
Coastal Classification: Systematic Approaches to Consider in the Development of a Comprehensive Scheme.
Journal of Coastal Research, 20, 1:166-213.
- FREDLUND, D.G. AND RAHARDO, H., 1993.
An overview of unsaturated soil behavior,
in Houston, S.L., and Wray, W.K., eds., *Unsaturated Soils: American Society of Civil Engineers Geotechnical Publication* 39:1-31.
- FUCKS, E., SCALICE, A. Y SCHANCK, E., 2011
Evaluación de Alternativas para la Conservación y Manejo del Frente Costero en Las Grutas, Provincia de Río Negro.
Consejo Federal de Inversiones. ISBN 978-987510.099-2., 79 p. Buenos Aires
- FUCKS, E., Y SCHNACK, E., 2011.
Evolución geomorfológica en el sector norte del golfo San Matías.
18 Congreso Geológico Argentino:173-274, Neuquén.
- FUCKS, E., SCHNACK, E. J. Y CHARÓ. M. 2012.
Aspectos geológicos y geomorfológicos del sector N del golfo San Matías, Río Negro, Argentina.
Revista de la Sociedad Geológica de España, 25 (1-2): 95-105.
- GELOS, E., SPAGNUOLO J. Y SCHILLIZZI, R., 1992.
Las unidades morfológicas de la costa oeste del Golfo San Matías y su evolución.
Revista de la Asociación Geológica Argentina, 47 (3):315-326.
- GIACOSA, R., 1997.
Geología y petrología de las rocas precretácicas de la región de Sierra Pailemán, provincia de Río Negro.
Revista de la Asociación Geológica Argentina, 52 (1): 65-80.
- GRIGGS, G.B., AND TRENHAILE, A.S., 1994,
Coastal cliffs and platforms,
in Carter, R.W.G., and Woodroffe, C.D., eds., *Coastal evolution; late Quaternary shoreline morphodynamics: Cambridge, Cambridge University Press: 425-450.*
- GUILDERSON, T., BURCKLE, L., HEMMING, S., PELTIER, W., 2000.
Late Pleistocene sea level variations derived from the Argentine Shelf.
Geochemistry, Geophysics, Geosystems 1, paper number 2000GC000098.
- HAMPTON, M., G. GRIGGS, T. EDIL, D. GUY, J. KELLEY, P. KOMAR, D. MICKELSON AND H. SHIPMAN, 2004.
Processes that Govern the Formation and Evolution of Coastal Cliffs. Professional Paper 1693.
<http://geology.usgs.gov/products.html>
- HASLETT, S., 2000.
Coastal Systems.
Routledge, New York. 218 pp.
- HIGGINS, C.G., 1982.
Drainage systems developed by sapping on Earth and Mars:
Geology, 10:147-152.
- HOWARD, A.D. AND McLANE, C.F., 1988.
Erosion of cohesionless sediment by groundwater seepage:
Water Resources Research, 24:1659-1674.
- IPCC (INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE), 2007.
The Physical Basis- Summary for Policymakers:
<http://www.ipcc.ch/SPM2feb07.pdf>
- JOHANNESSEN, C.L, FEIEREISEN, J.J., AND WELLS, A.N., 1982,
Weathering of ocean cliffs by salt expansion in a mid-latitude coastal environment:
Shore and Beach, 51:26-34.
- KAMPHUIS, J.W., 1987,
Recession rate of glacial till bluffs: *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering, 113, 1:60-73.*
- KOKOT, R., Y CHOMNALEZ, F., 2012.
Retrosceso 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., 1998.
Sea-level rise and related potential hazards on the Argentine coast.
Journal of Coastal Research 14(1): 47-60.

- LAWRENCE P. L., 1994.
Natural hazards of shoreline bluff erosion: a case study of Horizon View, Lake Huron.
Geomorphology 10:65–81.
- LIZUAIN, A. Y E. SEPÚLVEDA, 1978.
Geología del Gran Bajo del Gualicho (Provincia de Río Negro).
Actas 7º Congreso Geológico Argentino, 1: 407-422. Buenos Aires.
- MAINGUET, M., 1972.
Le modelé des gres. Problèmes généraux.
Institut Geographique National, 657 p. Paris.
- MARCOMINI, S.C.; LOPEZ, R.A. Y SPINOGLIO, A., 2007.
Uso de la morfología costera como geoindicador de susceptibilidad a la erosión en costas cohesivas, Necochea, Buenos Aires.
Revista de la Asociación Geológica Argentina, 62, 3:396-404.
- MARTÍNEZ H., NAÑEZ, C. Y FAROUX A., 2001.
Hoja Geológica 4166-II San Antonio Oeste.
SEGEMAR. Boletín n 254.
- MCGREAL W. S., 1979.
Cliffline recession near Kilkeel, N. Ireland; an example of a dynamic coastal system.
Geografiska Annale, Series A, Physical Geography 61:211–219.
- NAIRN, R.B., 1997,
Cohesive shores:
Shore and Beach, 65, 2:17-21.
- ORTLIEB, L., 1987.
Neotectonic and Quaternary sea level variations in the gulf of California region.
Bull. INQUA Neotecton. Comm., nº 10: 28-31.
- PETHICK, J., 1984.
An Introduction to Coastal Geomorphology.
London: Arnold, 260p.
- RICHARDS K. AND LORRIMAN N. R., 1987.
In Slope Stability: Geotechnical Engineering and Geomorphology, Basal erosion and mass movement,
eds Anderson M. G., Richards K. S. (Wiley, New York): 331-357.
- ROBINSON, L. A. 1977.
Erosive processes on the shore platform of northeast Yorkshire, England.
Marine Geology, 23:339-36.
- SERVICIO DE HIDROGRAFÍA NAVAL, 2010.
Tablas de marea.
http://www.hidro.gov.ar/oceanografia/Tmareas/Form_Tmareas.asp.
- SERVICIO METEOROLÓGICO NACIONAL, 2000.
Estadísticas Climáticas.
Buenos Aires.
- SHACKLETON, N., 1987.
New data on the evolution of Pliocene climatic variability.
En: S.Vrba, G.Denton, T.Patridge, y L. Burckle (eds.) Paleoclimate and evolution with emphasis on Human origins, 17: 242-248.
- STERRETT, R.J., AND EDIL, T.B., 1982,
Ground-water flow systems and stability of a slope:
Ground Water, 20, 1:5-11.
- SUNAMURA, T., 1992,
Geomorphology of rock coasts:
New York, John Wiley and Sons, 302 p.
- TOWNER, G.D. AND CHILDS, E.C., 1972,
The mechanical strength of unsaturated porous granular material:
Journal of Soil Science, 23:481-498.
- TRENHAILE, A., 1987.
The geomorphology of rock coasts:
Oxford, Oxford University Press, 384 p.
- TRENHAILE, A.S., 2002.
Rock coasts, with particular emphasis on shore platforms.
Geomorphology 48, 7-22.

- TREHAILE A. S., 2004.
Modelling the accumulation and dynamics of beach onshore platforms.
Marine Geology 206:55-72.
- TRICART, J., 1959.
Divisão morfoclimática do Brasil atlântico Central.
Boletim Paulista de Geografia, São Paulo. Assoc. dos Geóg. Bras., (31):3-44.
- TURNER, R.J., 1981,
Ground water conditions in Encinitas, California as they relate to sea cliff stability:
Fullerton, California State University, Master of Science thesis, 81 p.
- TWIDALE, C.R., 1982.
Granite landforms.
Amsterdam. Elsevier: 372 pp.
- VIDAL ROMANÍ, J.R., 1983.
El Cuaternario en la Provincia de la Coruña.
Modelos elásticos para la formación de cavidades. Madrid. Universidad Complutense: 283 pp.
- VIDAL ROMANÍ, J.R AND TWIDALE, C.R., 1998.
Formas y paisajes graníticos. La Coruña.
Universidad da Coruña. 411 pp.
- VIOLANTE CRESCENZO, 2009.
Rocky coast: geological constraints for hazard assessment.
Geological Society, London, Special Publications, 322:1-31
- WELLMAN, H.W., AND WILSON, A.T., 1965,
Salt weathering, a neglected geological erosive agent in coastal and arid environments:
Nature, 205: 1097-1098.
- ZAMBRANO, J. J. 1973.
Influencia de la deflación en la formación de los bajos sin salida de la Patagonia extraandina..
Revista de la Asociación geológica Argentina 28: 92-94