



Universidad de Buenos Aires

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Ciencias Geológicas

Trabajo Final de Licenciatura

“Estudio morfosedimentario de un campo de *pockmarks* en el Margen Continental Patagónico (MCP), Atlántico Suroccidental (~47° S)”

Autora: Julieta M. Santillán Miranda

Directora: Dra. Patricia L. Ciccioli

Codirectora: Dra. Graziella Bozzano

Año 2024

INDICE

RESUMEN	4
1 INTRODUCCIÓN	6
1.1. Pockmarks: definición, relevancia, morfología, y génesis.....	6
1.2 Evidencias de <i>pockmarks</i> en el Margen Continental Argentino	13
1.3 Objetivos del trabajo	16
2 MARCO GEOLÓGICO Y OCEANOGRÁFICO.....	17
2.1 El Margen Continental Argentino (MCA)	17
2.2 Rasgos tectónicos	19
2.3 El Margen Continental Patagónico.....	21
2.4 Marco oceanográfico	22
2.5 Rasgos morfosedimentarios.....	23
2.5.1 Sistema Deposicional Contornítico	23
2.5.2 Sistema de cañones submarinos	25
3 MATERIAL Y MÉTODOS	27
3.1 Adquisición de datos en el Buque Oceanográfico Austral	27
3.1.1 Batimetría multihaz.....	28
3.1.2 Sísmica subsuperficial	29
3.1.3 Obtención de testigos	29
3.2 Actividades de gabinete	33
3.2.1 Elaboración de mapas y perfiles.....	34
3.2.2 Apertura y descripción de testigos.....	34
3.2.3 Análisis granulométricos	35
3.2.4 Determinaciones composicionales de clastos de grava	36
4 RESULTADOS	37
4.1 Geomorfología y mapeo de <i>pockmarks</i>	37
4.2 Perfiles sísmicos	41
4.2.1. Perfil testigo Au_Geo02_GC24.....	41
4.2.2. Perfiles testigo Au_Geo02_GC25	43

4.3. Testigos sedimentarios y análisis granulométricos	44
4.3.1 Testigo AU_Geo02_GC24	44
4.3.2 Testigo AU_Geo02_GC25	52
4.4. Determinaciones composicionales de clastos de grava	59
4.4.1 AU_Geo02_GC24	60
4.4.2 AU_Geo02_GC25	65
5 DISCUSIÓN.....	71
5.1 Depresiones morfológicas vs <i>pockmarks</i>	71
5.2 Marco estratigráfico	72
5.3 Facies sedimentarias en zona de <i>pockmarks</i>	73
5.4 Significado de los fragmentos de roca	75
6 CONCLUSIONES.....	77
7 REFERENCIAS	79
ANEXOS.....	86
AGRADECIMIENTOS.....	94

RESUMEN

El objetivo de este Trabajo Final de Licenciatura (TFL) es contribuir al conocimiento de los procesos sedimentarios asociados a un campo de depresiones o *pockmarks* localizado en el Margen Continental Argentino; específicamente, la zona de estudio se ubica entre las coordenadas 46° 50' y 47° 45'S, y 58° 50' y 58° 05'O en el talud del Margen Continental Patagónico dentro de la Terraza Piedra Buena, en profundidades que varían entre 1900 y 3300 mbnm. El presente TFL está basado en datos sismoacústicos y dos testigos sedimentarios, AU_Geo02_GC24 y AU_Geo02_GC25, obtenidos durante la Campaña Oceanográfica YTEC-GTGM 2 realizada a bordo del Buque Oceanográfico ARA Austral en 2018.

Los datos de batimetría multi-haz y los perfiles sísmicos de subfondo fueron utilizados para realizar una caracterización geomorfológica del área de estudio. Ambos testigos sedimentarios están ubicados en el campo de *pockmarks*, uno de ellos fue extraído directamente del flanco oriental de una de ellas. Se realizaron análisis granulométricos sobre muestras seleccionadas de los testigos y, adicionalmente, se identificaron macro y microscópicamente los fragmentos de roca hallados en los mismos.

El conjunto de estos estudios permitió clasificar las *pockmarks* del sector, definir las facies sedimentarias de los testigos e inferir la posible área fuente de los fragmentos de roca hallados. Finalmente se pudieron interpretar los procesos sedimentarios que dominaron en el área de estudio a partir del Mioceno hasta la actualidad.

Las conclusiones principales de este trabajo son la existencia de un campo de depresiones en el sector sur de la zona de estudio, compatibles con *pockmarks*, cuyos tamaños alcanzan el rango de mega-*pockmarks*. La alineación entre ejes largos de las *pockmarks* y el gradiente del talud apuntarían a que su morfología fue influenciada por procesos sedimentarios gravitacionales, y la predominancia de *pockmarks* compuestas, con excavaciones y diámetros mayores a los promedios globales evidenciaría la acción de procesos modeladores posteriores a su formación. El testigo AU_Geo02_GC24 abarcaría edades desde el Mioceno tardío-Plioceno al Holoceno, y el testigo AU_Geo02_GC25 del Pleistoceno

a edades más jóvenes. Las facies reconocidas en ambos testigos permiten interpretar sedimentación hemipelágica y contornítica. El testigo AU_Geo02_GC25, que correspondería al relleno de la *pockmark*, presenta granulometría más gruesa en relación con el testigo AU_Geo02_GC24; probablemente al ser una depresión funcionaría como recolectora de sedimento. Los fragmentos de rocas analizados en ambos testigos podrían corresponder a *dropstones* a partir de balsaje de témpanos como a facies fluvioglaciales distales que alimentaron procesos gravitacionales en el Pleistoceno tardío durante la glaciación. El potencial área fuente considerada de dichos clastos es la Patagonia.

1 INTRODUCCIÓN

1.1. Pockmarks: definición, relevancia, morfología, y génesis

Las *pockmarks* se definen como geoformas erosivas en forma de cráteres (Figura 1.1) provocadas por la salida y expulsión de fluidos (líquidos y gases) a través del lecho marino. Se observan en ambientes marinos someros y profundos, deltaicos y estuarinos (Hovland y Judd, 1988) y se encuentran distribuidas alrededor del mundo, en distintas zonas de los márgenes continentales, tanto en plataformas como en taludes, llanuras abisales y cuencas oceánicas (Judd, 2003).

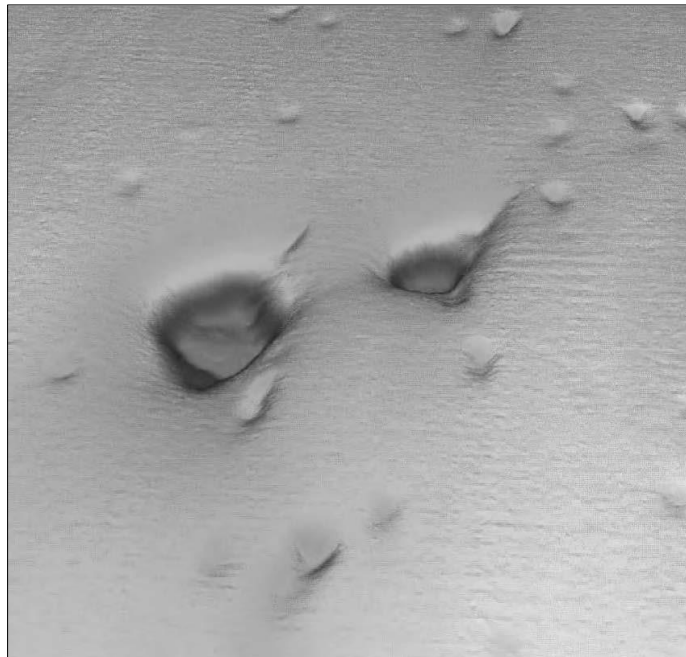


Figura 1.1. *Pockmarks* en el Mar del Norte. Tomada del Departamento de Comercio e Industria del Reino Unido como parte del proceso de Evaluación Ambiental Estratégica (Judd y Hovland, 2007)

Estas geoformas empezaron a ser analizadas desde finales de la década del 60 cuando se observaron por primera vez. Desde entonces las *pockmarks* fueron objeto de estudio por tres razones principales: (1) al encontrarse asociadas a muchos de los campos petroleros *offshore* del mundo, pueden considerarse potenciales indicadoras de estos yacimientos (Hovland y Judd, 1988); (2) la liberación de gases de efecto invernadero, tales como el metano, bajo la forma de burbujas provenientes del lecho marino de las *pockmarks* podría

contribuir al calentamiento global (Judd y Hovland, 1992; Davis, 1992); y (3) se ha observado un aumento en la actividad biológica dentro de las *pockmarks* con respecto al medio circundante, por lo que su presencia fomentaría el desarrollo de nuevos ecosistemas (Levy y Lee, 1988).

En relación a su morfología, las *pockmarks* se caracterizan por ser depresiones circulares o elípticas, como cráteres, que varían su forma dependiendo de la influencia de factores geológicos y oceanográficos.

King y McLean (1971) describieron estas geoformas por primera vez en detalle en la plataforma continental de Nueva Escocia, Canadá donde identificaron numerosas *pockmarks* de mayor tamaño en sedimento arcilloso y de menor tamaño en sectores limosos. Estos investigadores concluyeron que las *pockmarks* son rasgos erosivos cuya densidad y tamaño están relacionados con el tipo y el espesor de sedimento superficial.

Habitualmente, se desarrollan sobre sedimentos blandos y de grano fino, los cuales son fácilmente deformables durante la expulsión de fluidos (Judd y Hovland, 2007). La reología de los sustratos de grano grueso dificulta esta deformación debido a su mayor permeabilidad, al igual que un sustrato duro lo hace por su resistencia. En secciones transversales, las *pockmarks* aparecen como depresiones en forma de U, V, W o tabulares e irregulares (Andresen et al., 2008; Figura 1.2 y 1.3).



Figura 1.2. Sección transversal en forma de “v” de una *pockmark* cercana a la Trinchera Noruega. Tomado de Hovland y Judd (1988).

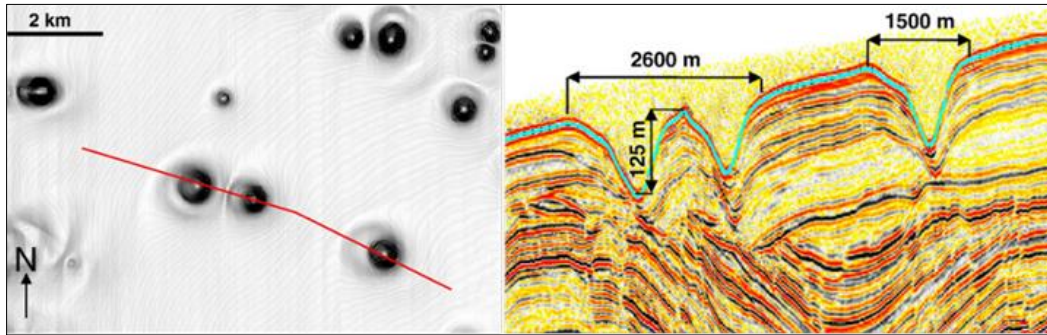


Figura 1.3. *Megapockmarks* del margen continental de África occidental. Izquierda: mapa de pendientes donde se aprecian los rasgos circulares en planta de las *pockmarks*; Derecha: perfil sísmico que muestra la sección transversal de las geoformas. Tomado de Pilcher y Agent (2007).

En general las *pockmarks* tienen diámetros que varían entre 10 y 200 m, y profundidades de alrededor de 35 m (Pilcher y Argent, 2007), pero se han observado *pockmarks* de mayor y menor dimensión (Figura 1.4).

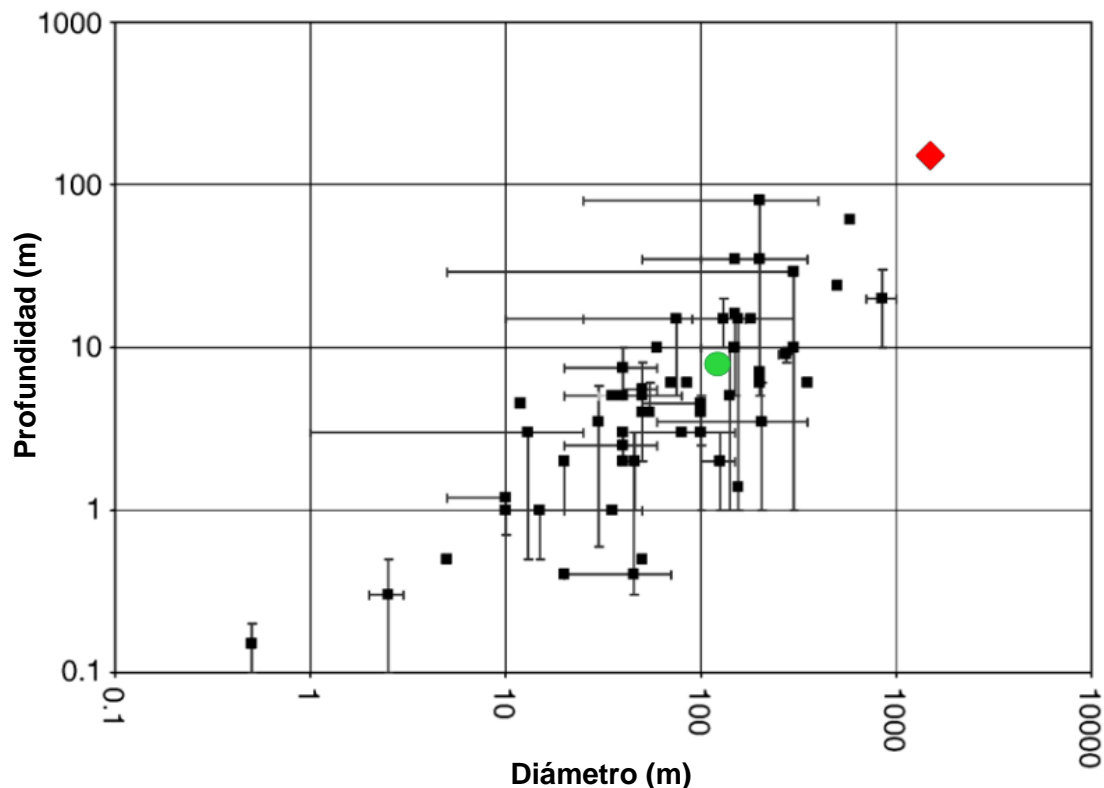


Figura 1.4. Gráfico del diámetro vs profundidad de 57 *pockmarks* alrededor del mundo. La dimensión promedio de las *pockmarks* (círculo verde) corresponde a un diámetro de 128 m y una profundidad de 9,6 m. El rombo rojo representa el rango de las *megapockmarks*. Las escalas X e Y son logarítmicas. Modificado de Pilcher y Agent (2007).

Las *pockmarks* pueden encontrarse de forma aislada, pero es habitual que estén asociadas en grupos, denominados campos de *pockmarks* que pueden estar conformados por cientos de cráteres. De acuerdo con Judd y Hovland (2007) las *pockmarks* pueden clasificarse según su morfología en:

- Circulares y elípticas estándar, quizás las más comunes. Su forma es de circular a elíptica, regular o irregular, pero con cierta tendencia a ser simétricas. Los pisos de estas *pockmarks* son frecuentemente ondulados. Los diámetros promedio varían entre 10 m y 200 m con profundidades de alrededor de 35 m.
- Unitarias, son pequeñas, en general menores a 5 m de diámetro y suelen encontrarse aisladas. Puede ocurrir que las *pockmarks* unitarias se fusionen y terminen generando una estándar.
- Compuestas, son el resultado de la fusión de *pockmarks* estándar individuales o unitarias.
- Asimétricas, suelen aparecer con uno de sus lados más alargado y de pendiente suave y, otro que presenta una pendiente más abrupta (Figura 1.5A).
- Elongadas, pueden tener la apariencia de canales; están formadas por una serie de *pockmarks* interconectadas y alineadas (Figura 1.5B).
- Gigantes o megapockmarks, son anómalamente grandes comparados con otras *pockmarks* cercanas. A partir de los 250 m de diámetro fueron denominadas *pockmarks* gigantes por Folan et al. (1999) y pueden considerarse megapockmarks las que superen los 1000 m (Pilcher y Argent, 2007; Figura 1.4).

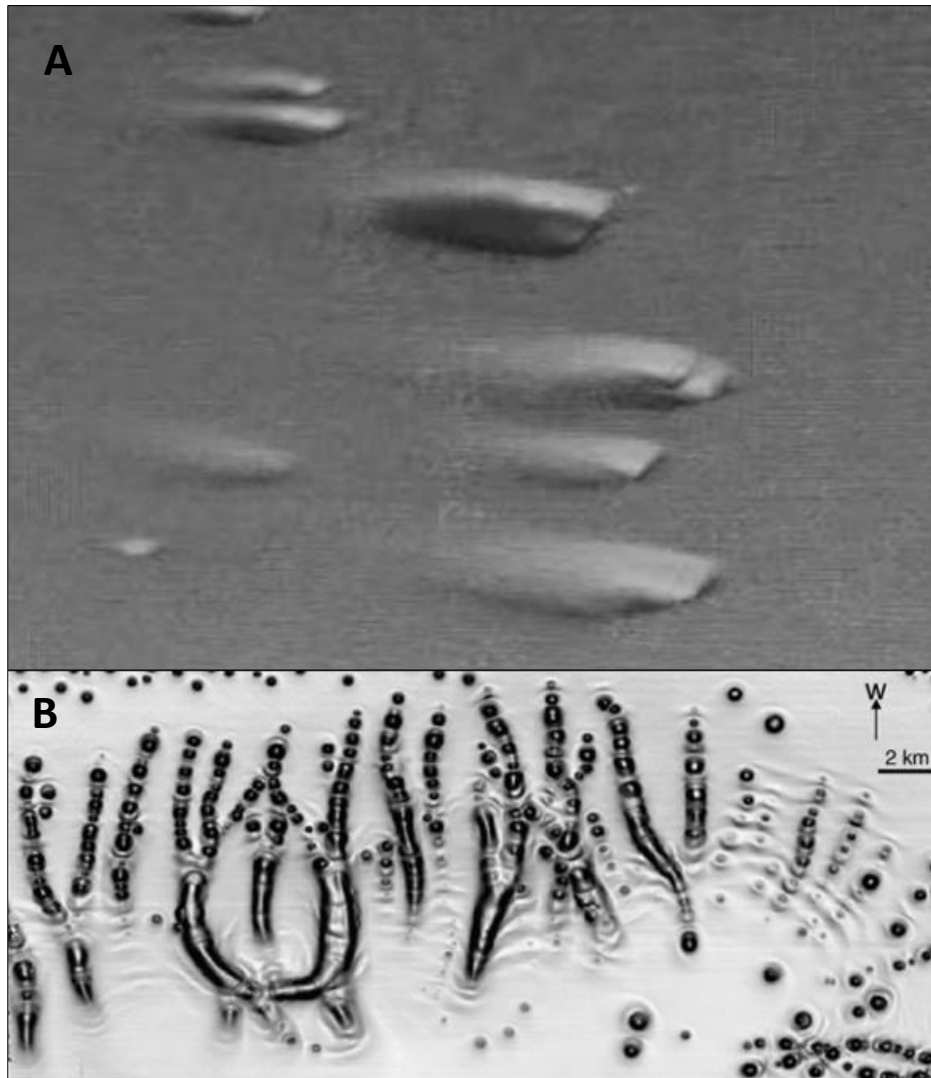


Figura 1.5. **A:** *Pockmarks* asimétricas. Tomado de Judd y Hovland (1988); **B:** *Pockmarks* en cadena o alineadas. Tomado de Pilcher y Argent (2007).

La génesis de las *pockmarks* está asociada a la presencia de filtraciones de fluidos y de emisiones de gas del fondo marino que pueden ser identificadas como anomalías acústicas en la columna de agua cuando el sistema está activo (Figura 1.6; Greinert et al., 2006; Römer et al., 2012; Wenau et al., 2018). Pueden además estar asociadas a la presencia de fauna especializada y carbonatos (Kulm et al., 1986; Sibuet y Olu, 1998; Van Tuyl et al., 2018) o bien a estructuras de chimenea identificadas en perfiles sísmicos debajo de las *pockmarks* (Cartwright et al., 2007; Cathles et al., 2010; Moss y Cartwright, 2010).

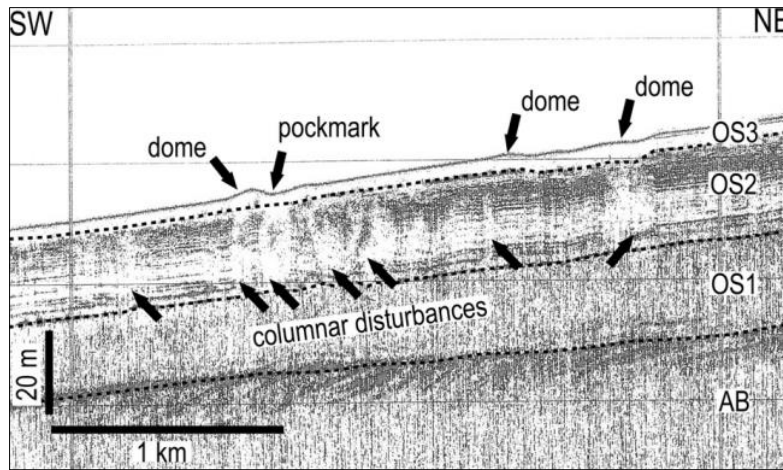


Figura 1.6. Anomalías acústicas en el subsuelo marino y estructuras sedimentarias superficiales. Tomado de Jané et al. (2010).

En general los fluidos involucrados en la formación de *pockmarks* son el metano y el agua poral con concentraciones variadas de CO₂ y otros gases (Vogt et al., 1994). Comúnmente, el gas presente en el fondo marino es metano, que puede ser de origen biogénico si deriva de la actividad microbiana, o termogénico. La acumulación y distribución del gas depende de las características geológicas de la zona.

Los depósitos de metano poco profundos que migran a superficie y forman *pockmarks* se asocian frecuentemente con la precipitación de carbonatos y la litificación de sedimentos locales (Jovland y Judd, 1988; Pilcher y Agent, 2007; Bravo et al., 2018). Diversas observaciones vinculan la formación de carbonato de calcio autigénico con la expulsión de metano en ambientes ricos en materia orgánica, temperaturas cercanas a 0° C y presiones elevadas. La generación de un sustrato duro favorece el asentamiento de fauna sésil, lo que aumenta la abundancia local y la biomasa (Dando et al., 1994). La litificación del sustrato es un rasgo distintivo y muy útil para identificar, en perfiles sísmicos del subfondo y en testigos de sedimento, *pockmarks* sepultadas por debajo del lecho marino (*pockmarks* fósiles; Judd y Hovland, 2007).

Sin embargo, geoformas similares a las *pockmarks* se han encontrado sin la intervención de procesos endógenos (migración de fluidos y gas), lo que sugiere que podría existir otra génesis vinculada a procesos exógenos. En el margen continental del sur de Namibia, por

ejemplo, se encuentran depresiones gigantes a profundidades de entre 1000 y 2000 metros. Estos rasgos tienen una morfología similar a la de las *pockmarks* pero no hay evidencia de la presencia de un sistema de migración de fluidos claro (Wenau et al., 2021). Estas depresiones presentan diámetros de entre 100 y 3000 m, con excavaciones de hasta 180 m. En esta zona se descarta a la migración de fluidos como generador de las geoformas debido a que: (1) la fuente generadora de fluidos carece de las vías de migración necesarias para alcanzar el lecho marino; (2) las concentraciones de carbono orgánico en el sector son demasiado bajas para sugerir que haya producción de metano biogénico a gran escala, (3) no se observan fallas profundas capaces de ser las vías de transporte de un posible fluido termogénico; y por último, (4) no se observan ecosistemas asociados a escapes de gas o a la presencia de carbonatos autigénicos. En este caso, la interacción de las corrientes de fondo con la topografía del lecho marino y la concurrencia de procesos de remoción en masa sería, en conjunto, el mecanismo más probable de formación y desarrollo de dichas depresiones morfológicas (Wenau et al., 2021).

En muchos sectores del Mar del Norte se reconocen *pockmarks* desde sus estadios primarios hasta los más avanzados, donde es común la precipitación de carbonatos y una notable influencia de las corrientes de fondo (Andresen et al., 2008). En el NO de la península Ibérica, se han observado cientos de *pockmarks* en el talud continental superior, en sedimentos plio-cuaternarios y neógenos, formadas por gas termogénico y fluidos porales provenientes de unidades del Cretácico Superior en un contexto tectónico complejo y de sismicidad moderada en la actualidad (Jané et al., 2010). Al respecto, los eventos sísmicos pueden ser disparadores de la circulación de fluidos y promover la formación de *pockmarks*. Ejemplos de *pockmarks* en zonas sísmicas pueden observarse en el ya mencionado Mar del Norte y en el Golfo de México donde la actividad sísmica aumentaría las tasas de emisión de fluidos (Judd y Hovland, 2007). Por lo tanto, no todas las depresiones (sub)circulares en el suelo y subsuelo marino son unívocamente reconducibles a *pockmarks*.

Se registran distintos factores que deben ser tenidos en cuenta como las corrientes de fondo, la interacción entre procesos sedimentarios, la morfología del fondo, la reología del

sedimento, y el contexto tectónico-estructural entre otros. Es por ello que hay que ser cautos a la hora de definir si una depresión morfológica es o no una *pockmark*.

1.2 Evidencias de *pockmarks* en el Margen Continental Argentino

El área de estudio se encuentra en el Margen Continental Argentino (MCA), comprendida entre las coordenadas $46^{\circ} 50' - 47^{\circ} 45'S$, y $58^{\circ}50' - 58^{\circ}05'O$ (Figura 1.7). En el MCA, los estudios sobre *pockmarks* son muy escasos y se limitan principalmente a datos geofísicos, así como a descripciones geomorfológicas basadas en la batimetría del fondo marino y, en general, se han concentrado en áreas costeras. Se observaron depósitos de gas en la Cuenca Argentina (Manley y Flood, 1989), el Estuario del Río de la Plata (Parker & Paterlini, 1990), el Golfo San Matías (Aliotta et al., 2000), el Canal de Beagle (Bujalesky et al., 2004), el Estuario de Bahía Blanca (Aliotta et al., 2002), en la Cuenca Norte de Islas Malvinas (Brown et al., 2017) y en el talud del MCP (Figura 1.7; Isola et al., 2020).

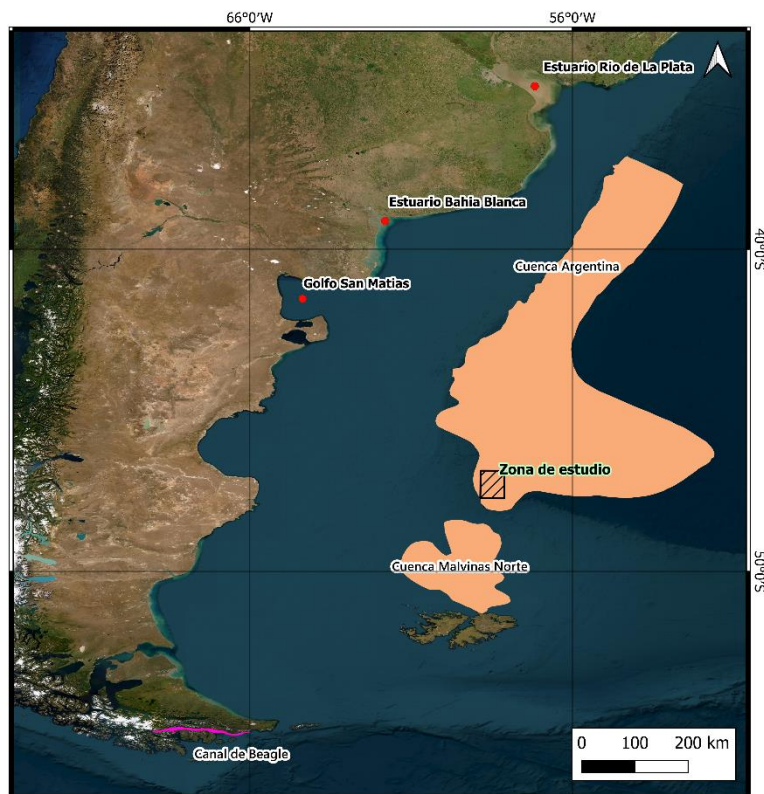


Figura 1.7. Ubicación de la zona de estudio. Se indican los lugares donde se reconocieron depósitos de gas.

En 1988 Manley y Flood realizaron estudios de la producción de metano en la Cuenca Argentina, la cual posee profundidades entre 5000-5600 m. Durante sus estudios realizaron sísmicas de alta resolución para la época, tomaron muestras de sedimento del fondo marino y concluyeron que contenían concentraciones de metano de origen biogénico. Si bien no definieron *pockmarks*, destacaron las características del fondo marino provenientes del metano y describieron que el gas registrado sería producido por la descomposición bacteriana de sedimentos ricos en materia orgánica cerca de la superficie, lo que modificaría las características acústicas de los primeros 50 m del subsuelo marino del sector.

Alliota et al. (2002) describieron por primera vez la existencia de gas en varios sectores del lecho marino del Estuario de Bahía Blanca (EBB). Allí se habrían formado concentraciones de gas durante la transgresión marina del Holoceno Temprano, lo cual generó el soterramiento de materia orgánica continental (Aliotta et al., 2009). El EBB presenta una dominancia de turbidez acústica en la zona interior que coincide con el dominio de sedimentos arcillosos (Bravo et al., 2018) al igual que fue descrito por Judd y Hovland (1992) en otros lugares del mundo. De acuerdo al registro de anomalías acústicas en el EBB, se observa que el gas se encuentra ampliamente distribuido y que interferiría en la formación de ecosistemas, dado que se registró un decaimiento en la abundancia de diversas especies (Bravo et al., 2018).

En la Cuenca Norte de las Islas Malvinas (CNIM), Brown et al. (2017) identificaron depresiones que diferenciaron entre *pockmarks* y surcos de impacto de témpanos (*iceberg ploughmarks*), en función de la morfología de las secciones transversales de estas dos geoformas, en forma en U y V respectivamente. Para ello, consideraron su vínculo con las características de flujo de fluidos, la ubicación, simetría, forma, diámetro y carácter sísmico de las geoformas. Uno de los parámetros para la diferenciación fue que las *pockmarks* representan depresiones más simétricas que los surcos y en algunos casos muestran evidencias de flujo de fluidos del subsuelo. Por otro lado, los surcos de los témpanos (*iceberg ploughmarks*) suelen estar rodeados por una berma o borde formada por el material expulsado, lo que les da un carácter asimétrico que no se vería frecuentemente en

las *pockmarks* (Fader et al., 1988; Mortensen y Buhl-Mortensen, 2004; Brown et al., 2017). Otro criterio utilizado para distinguir entre *pockmarks* y *ploughmarks* es la profundidad a la que se encuentran las geoformas, ya que las marcas de arrastre por témpanos (*ploughmarks*) sólo interceptan los 50 m superiores del registro sísmico y corresponden al Último Máximo Glacial (UMG). En cambio, entre 50 y 300 m, las geoformas observadas no serían compatibles con marcas de arado de témpanos, por lo que se concluye que los rasgos hallados entre esas profundidades (50 y 300 m) por debajo del fondo marino serían *pockmarks* fósiles.

Inmediatamente al oeste de la zona de estudio de este trabajo, Isola et al. (2020) realizaron el análisis de batimetría multihaz de alta resolución, sísmica multicanal 2D y perfiles sísmicos del subfondo marino que revelaron rasgos vinculados al escape de fluidos y la presencia de *pockmarks* en el talud medio del Margen Continental Patagónico (MCP) a profundidades entre 600 y 1500 mbnm. Las *pockmarks* se localizan en depósitos del Mioceno y del Cuaternario. Además, se asoció la distribución y elongación de las *pockmarks* a fallas por inversión tectónica del Neógeno, vinculadas a la formación de los Andes, que explicarían su génesis. Las *pockmarks* descritas muestran secciones transversales en forma de U, y los flancos sur y oeste suelen ser más empinados que los del norte y el este. En este sector las *pockmarks* se explicaron a partir de 3 procesos exógenos: erosión de las corrientes de fondo, deslizamientos y corrientes turbidíticas (Isola et al., 2020). El gas observado en los perfiles sísmicos se definió de tipo termogénico, y de origen profundo (Isola et al., 2020).

Por lo expuesto anteriormente, se aprecia que los antecedentes de estudios en zonas de *pockmarks* en el MCA fueron realizados principalmente sólo con datos acústicos. En este trabajo se pretende abordar, por primera vez, el estudio de estas depresiones morfológicas del lecho marino utilizando, además de datos batimétricos y sísmicos de alta resolución, dos testigos de sedimento: uno de ellos ubicado dentro de una *pockmark* y el otro localizado en una zona muy próxima, afuera de la depresión.

1.3 Objetivos del trabajo

- Clasificar las *pockmarks* y las depresiones asociadas en el Margen Continental Patagónico (MCP) entre los 46° 50' y 47° 45'S y 58° 50' y 58° 05'O.
- Definir facies sedimentarias asociadas a zona de *pockmarks* a partir del análisis de dos testigos sedimentarios.
- Identificar potenciales áreas fuentes del sedimento detrítico tamaño grava a partir de la caracterización petrográfica de las litologías de los cantos rodados de procedencia distal.
- Establecer patrones de depositación/erosión en relación con la distribución/morfología de las *pockmarks*.
- Elaborar un modelo de evolución de las facies sedimentarias del área de estudio entre el Mioceno y el Holoceno.

2 MARCO GEOLÓGICO Y OCEANOGRÁFICO

2.1 El Margen Continental Argentino (MCA)

El MCA se extiende latitudinalmente entre los 35° S y 55° S, desde el Río de la Plata hasta las cercanías a Cabo de Hornos. Posee una orientación regional NNE-SSO a lo largo de 2.400 km y se caracteriza por un ancho que varía entre 100 y 2.000 km y una superficie total de más de 2.000.000 km². Sus límites son: (1) al oeste, el área costera de la República Argentina y los Andes Australes en el sector de Tierra del Fuego; (2) al este, la cuenca Argentina; (3) al sur, el Mar de Scotia; y (4) al norte, el margen continental uruguayo (Cavallotto et al., 2011; Figura 2.1).

Los márgenes continentales se constituyen de la plataforma continental, el talud y la emersión. La plataforma continental comprende el sector marino que se extiende desde la línea de costa hasta el borde de plataforma donde se observa un cambio brusco en la pendiente. La plataforma argentina se caracteriza por presentar bajos gradientes que no superan 1° y una cobertura sedimentaria principalmente silicoclástica, mayoritariamente constituida por arenas retrabajadas a partir del Último Máximo Glaciar (UMG; Cavallotto et al., 2011). El quiebre de plataforma se encuentra a profundidades variables de entre 110 y 165 m y se ubica a 350 km de la costa de Puerto Deseado (47°44'53''S) y 850 km de Bahía Grande, Santa Cruz (50° 56'00''S). El borde de plataforma define el inicio del talud continental, el cual se caracteriza por su alta pendiente que presenta valores de entre 2° y 5°. Su ancho va desde 140 a 270 km entre los 35°S y 49°S, pero hacia el sur el ancho suele ser menor a 50 km. El talud argentino tiene la peculiaridad de distinguirse en talud superior, medio e inferior. Cada uno de estos dominios tiene valores distintos de pendiente que los caracteriza, siendo el talud medio el que menores valores presenta. La zona donde la pendiente se suaviza nuevamente en la base del talud inferior es lo que se conoce como pie de talud que alcanza profundidades de entre 3200 y 3500 m y culmina con el comienzo del sector denominado emersión continental, de pendiente suave, siendo su límite exterior la llanura abisal. Ésta última alcanza profundidades superiores a 5000 m (Parker et al., 1997).

En contraste, al sur de 44°S, la emersión no se aprecia y no hay una zona de transición entre el talud y la llanura abisal (Cavallotto et al., 2011).

Existen tres procesos tectónicos predominantes según la latitud: la deriva al oeste de la placa Sudamericana, los movimientos transcurrentes en la zona de fractura Malvinas-Agulhas y la interacción con la placa de Scotia. Como resultado, el MCA comprende tres tipos de márgenes: (1) Margen Continental Pasivo Volcánico (MCPV), desde la frontera de Argentina y Uruguay hasta alrededor de los 48° S; (2) Margen Continental Cizallado a lo largo del escarpe de Malvinas y; (3) Margen Continental Combinado (convergente acrecional y cizallado), correspondiente a la dorsal Norte de Scotia (COPLA, 2017; Figura 2.1).

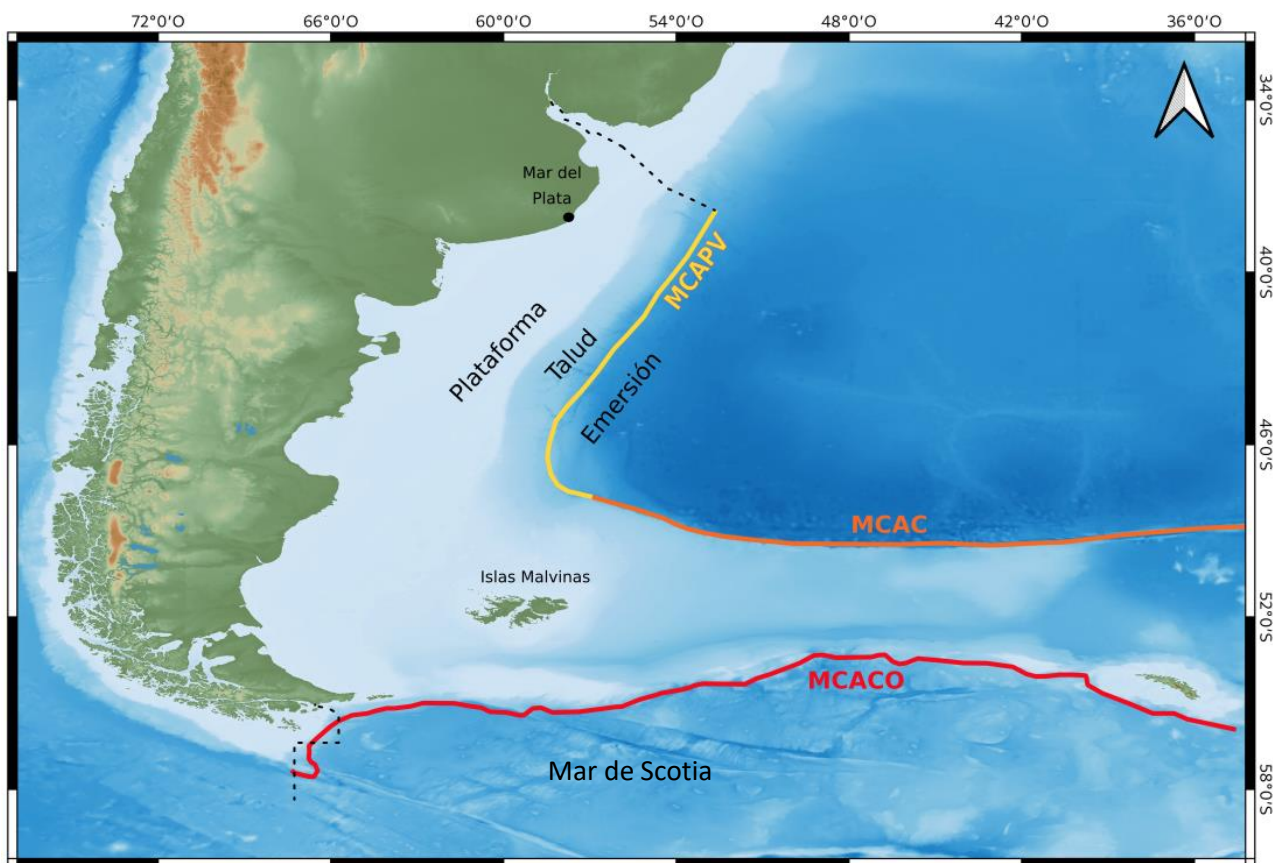


Figura 2.1. Tipos de márgenes del MCA.

A su vez, el Margen Continental Argentino Pasivo Volcánico (MCAPV), que se extiende entre los 35°S hasta los 48°S-49°S en el escarpe de Malvinas (COPLA, 2017), se divide en dos a los 41°S: Margen Continental Pasivo Volcánico del Cratón del Río de la Plata (MCPVRP) en el sector norte; y Margen Continental Pasivo Volcánico Patagónico (MCPVP) en el sector sur (COPLA, 2017).

2.2 Rasgos tectónicos

La formación del margen sudamericano fue consecuencia de la fragmentación del supercontinente Pangea, cuya fase final tuvo lugar en el Cretácico Temprano, con edades de apertura inferidas de entre 126 Ma y 137 Ma para el sector argentino (Rabinowitz y Labrecque, 1979). Refiere a un *rift* asimétrico que dio apertura al Océano Atlántico Sur en forma diacrónica de N a S, encontrándose la corteza oceánica más joven en el sector austral. La fragmentación y la subsidencia tectónica generaron magmatismo intrusivo y extrusivo, el cual se ve representado en perfiles sísmicos por reflectores convexos buzantes hacia el mar, denominados en inglés *seaward-dipping reflectors* (SDRs; Franke et al., 2007). Se encuentran bien desarrollados, alcanzando regiones con anchos de hasta 100 km por encima de la zona de transferencia Colorado. Sin embargo, en el MCPVP se encuentran escasamente representados y desplazados al este por la zona de fractura de transferencia Colorado.

El MCA está ubicado en la placa sudamericana, la cual posee una típica configuración de placa inferior (*lower plate*) de un par de márgenes conjugados. La placa superior del sistema (*upper plate*) la constituye el margen pasivo sudafricano. La principal diferencia entre ellos es el contraste de flujo térmico y la heterogeneidad en cuanto al estiramiento. En estos casos, la ruptura no se distribuye homogéneamente ya que el mecanismo dominante es la cizalla simple, de forma que el estiramiento se concentra en zonas de debilidad previa, generadas por el amalgamamiento de distintos bloques en fases orogénicas precámbricas y fanerozoicas (Ramos, 1996; Max et al., 1999; Hinz et al., 1999). Particularmente, el MCA se divide en cuatro compartimientos delimitados por las Zonas de Fractura de Transferencia

Malvinas (ZFT-M), del Colorado (ZFT-C), de Ventana (ZFT-V) y del Salado (ZFT-S) (Hinz et al., 1999; Franke et al., 2007; COPLA 2017) que tienen componente sinistral y habrían controlado el inicio de la apertura sudatlántica en el Cretácico tardío. Adicionalmente se definen zonas de transferencia menores, Bahía Blanca (ZFT-BB) Y Claromecó (ZFT-CL). Hacia el sur, entre los 47° S y 49° S aproximadamente, se encuentra la ZFTM, una escarpa de falla que define el límite corteza oceánica-continental y marca el extremo norte del Plateau de Malvinas (Figura 2.2).

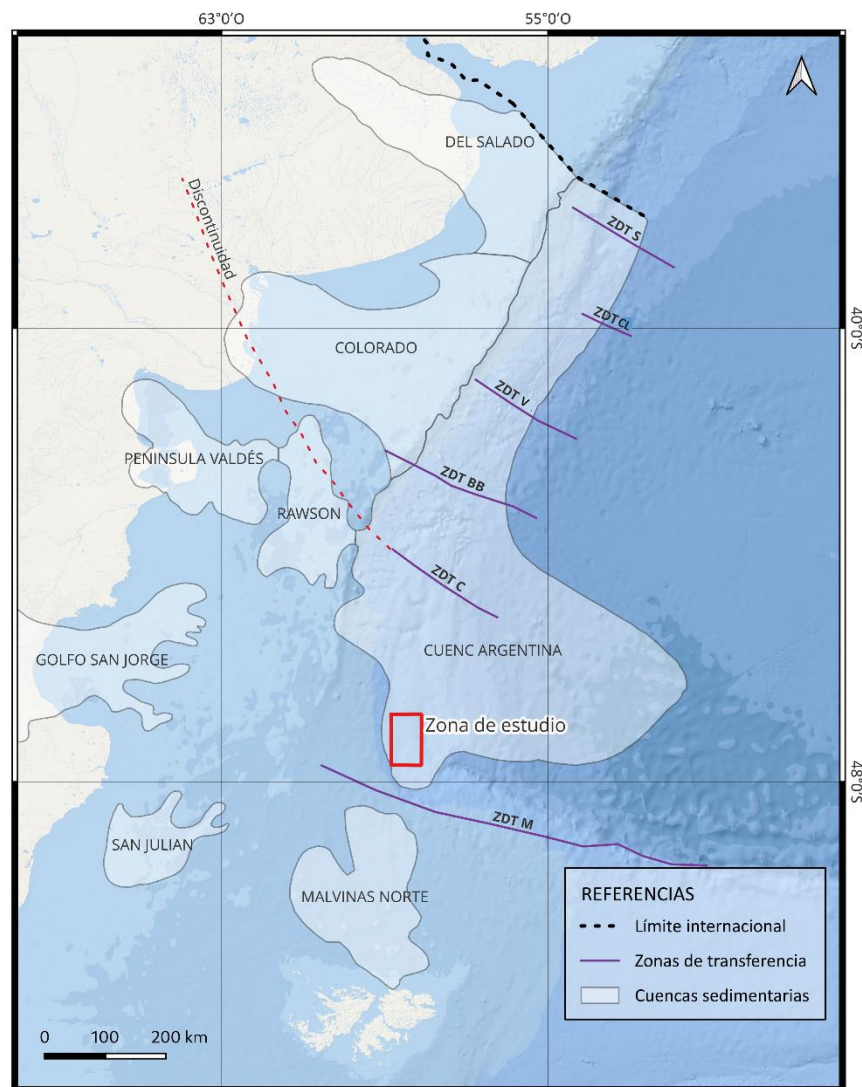


Figura 2.2. Zonas de transferencia y nomenclatura de las distintas cuencas del MCA. Ref.: Zonas de Fractura de Transferencia Malvinas (ZFT M), del Colorado (ZFT C), de Ventana (ZFT V) y del Salado (ZFT S).

2.3 El Margen Continental Patagónico

El Margen Continental Patagónico (MCP), donde se localiza la zona de estudio, se extiende hacia el sur de la desembocadura del Río Colorado y se encuentra comprendido entre la ZFT-C (43° S) y las 200 millas náuticas desde la línea de costa al sur de Cabo de Hornos (55°S; Ramos, 1996; Hinz et al., 1999; Franke et al., 2007; COPLA, 2017).

Su evolución geológica consiste de tres etapas principales. En el Mesozoico, hubo una etapa dominada por factores endógenos durante la cual las variables determinantes fueron la tectónica de placas y la apertura oceánica; una etapa de transición en el Paleoceno, donde los factores climáticos y oceanográficos se volvieron tan importantes como los tectónicos; y una fase post-Oligoceno, cuando el Océano Atlántico ya estaba completamente instaurado, en la que dominaron los factores exógenos y las corrientes oceánicas comenzaron a influenciar los ambientes sedimentarios (Cavallotto et al., 2011).

Durante el Maastrichiano (70-65 Ma), la transgresión marina global que inundó la actual Patagonia dio lugar a la primera plataforma continental de este sector de Sudamérica (Nañez y Malumián, 2008). Sin embargo, fue en el Cuaternario cuando las fluctuaciones glacioestáticas le dieron la configuración actual a la plataforma continental (Cavallotto et al., 2011). Se destaca que el Último Máximo Glacial, ocurrido entre los 23 y 17 mil años, dejó a la plataforma emergida y los estadios postglaciales generaron fases de estabilización de la línea de costa que dieron lugar a la formación de terrazas dentro de la plataforma continental.

Por otro lado, los principales agentes modeladores del talud y la emersión continentales fueron: los procesos contorníticos, regulados por la interacción de las masas de agua con el fondo marino; los procesos turbidíticos, controlados por la presencia de cañones submarinos y el gran transporte de sedimentos desde zonas someras a profundas; y los procesos de remoción en masa provocados por varios fenómenos de inestabilidad de las pendientes del talud.

2.4 Marco oceanográfico

El MCA, y más precisamente el MCP, presenta una dinámica oceánica de alta energía (Piola y Matano, 2001; Henrich et al., 2003) y se encuentra fuertemente influenciado por la circulación geostrófica global y la circulación termohalina, la cual genera que la columna de agua este estratificada en masas de agua que ocupan distintas profundidades en función de su densidad (Schmittner et al., 2007). Se denominan interfaces a los horizontes entre masas de agua que marcan distintas características entre las mismas (Guerrero y Piola, 1997). Por la interacción entre estas masas de agua y el fondo marino, el sistema sedimentario y el modelado del margen responde a la influencia de las corrientes de fondo que actúan durante largos períodos de tiempo (Hernández-Molina et al., 2009). Estas corrientes afectan principalmente a las zonas de quiebre de plataforma, talud y emersión continental, así como la cuenca o llanura abisal.

La configuración oceanográfica actual en el MCA se instauró a partir del Eoceno, con la apertura del Pasaje de Drake entre la Antártida y Sudamérica, lo cual permitió la transferencia de masas de agua entre los océanos Pacífico y Atlántico, dando lugar al desarrollo de la Corriente Circumpolar Antártica lo cual generó el aislamiento térmico del continente antártico (Barker y Burrell, 1977; Barker 2001).

En el MCP, por debajo de los 500 m, el fondo marino está influenciado por la circulación hacia el norte de cuatro masas de agua (Tsuchiya et al., 1994): (1) Agua Antártica Intermedia (AAIW: *Antarctic Intermediate Water*, entre 500 y 1.000 m de profundidad); (2) Agua Circumpolar Profunda Superior (UCDW: *Upper Circumpolar Deep Water*, 1.000-2.000 m); (3) Agua Circumpolar Profunda Inferior (LCDW: *Lower Circumpolar Deep Water*, 2.000-3.500 m); y (4) Agua Antártica Profunda (AABW: *Antarctic Bottom Water*, >3500 m). La AAIW se caracteriza por valores de baja salinidad relativa (<34,3 PSU) generada en el frente polar (Talley, 1996; Piola y Matano, 2001). La UCDW, posee valores bajos de oxígeno y es más salobre que la AAIW (Tsuchiya et al., 1994; Arhan et al., 1999; Arhan, 2002). La LCDW presenta altos valores de salinidad y ocupa las capas más profundas de la Corriente

Circumpolar Antártica (Orsi et al., 1995, 1999). Las AABW es fría y de baja salinidad (Orsi et al., 1999; Figura 2.3).

2.5 Rasgos morfosedimentarios

2.5.1 Sistema Depositacional Contornítico

De la acción modeladora de las masas de agua antes descritas sobre el fondo, resultó la generación de un gran Sistema Depositacional Contornítico (SDC) que caracteriza a todo el MCA (Hernández-Molina et al., 2009). Entre los controles del SDC se encuentran la intensidad y la variabilidad de las corrientes de fondo que actúan paralelas al margen, la interacción con los procesos sedimentarios gravitacionales (que ocurren en sentido perpendicular al talud) y en menor medida los factores tectónicos (Hernández-Molina et al., 2009).

El SDC se encuentra conformado por rasgos erosivos, donde se destacan las terrazas contorníticas, y depositacionales. En el MCP se han identificado cuatro terrazas contorníticas y son de oeste a este: la Terraza Nágera (TN), entre los 500 y 1.000 m de profundidad; la Terraza Perito Moreno (TPM), entre 1.000 y 2.000 m; la Terraza Piedra Buena (TPB), entre 2.150 y 3.200 m; y la Terraza Valentín Feilberg (TVF) 3.500 y 4000 m (Hernández-Molina et al., 2010; Figura 2.3). Cada una de estas terrazas se encuentra aproximadamente a la profundidad de las interfaces entre las masas de agua mencionadas, y prevalentemente dominada por alguna de ellas. La TN se encuentra bajo la circulación de la Agua Antártica Intermedia (AAIW), la TPM de la Agua Circumpolar Profunda Superior (UCDW), la TPB de la Agua Circumpolar Profunda Inferior (LCDW) y la TVF por la Agua Antártica Profunda (AABW; Figura 2.3).

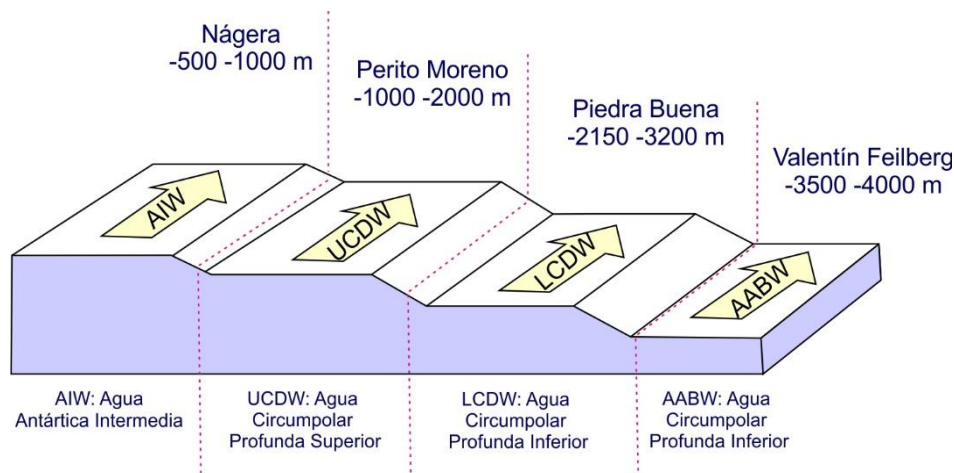


Figura 2.3. Terrazas contorníticas y masa de agua dominante correspondiente.

Además de las terrazas contorníticas, el SDC comprende otros rasgos erosivos de menor escala, como surcos, canales y fosas (López-Martínez *et al.*, 2011). Entre los rasgos depositacionales del SDC, se destacan los *drifts* contorníticos o contornitas, definidos como acumulaciones de sedimentos transportados por las corrientes longitudinales de fondo que se generarían por un cambio en la dinámica de circulación de las corrientes de fondo (Rebesco *et al.*, 2014).

Los rasgos erosivos y depositacionales, en general, se desarrollan paralelos al margen y se encuentran en el mismo rango de profundidades que las corrientes contorníticas que afectan la sedimentación (Hernández-Molina *et al.*, 2009). En el MCA se caracterizan por existir *drifts* gigantes, asimétricos y elongados. El de mayor magnitud presenta 50 km de ancho y 300 km de largo con un espesor sedimentario de alrededor de 1 km. Se identifica que los flancos occidentales presentarían pendientes más abruptas en tanto los orientales tendrían menor pendiente con reflectores internos que progradan al este. Los *drifts* gigantes se habrían generado entre el Eoceno y Mioceno Medio, momento en el que el escenario oceanográfico fue reestablecido generando los procesos depositacionales que dieron lugar a la configuración morfológica actual (Hernández-Molina *et al.*, 2010). Se han encontrado

evidencia de hidratos de gas y migración de fluidos asociados a los *drifts* (Hernández-Molina et al., 2010).

2.5.2 Sistema de cañones submarinos

El SDC del MCP está interrumpido por la presencia del Sistema de Cañones Submarinos (SCS) Ameghino, Almirante Brown, y Patagonia, los cuales representan los cañones más grandes del MCA (Lonardi & Ewing, 1971, Bozzano et al., 2017; Figura 2.4).

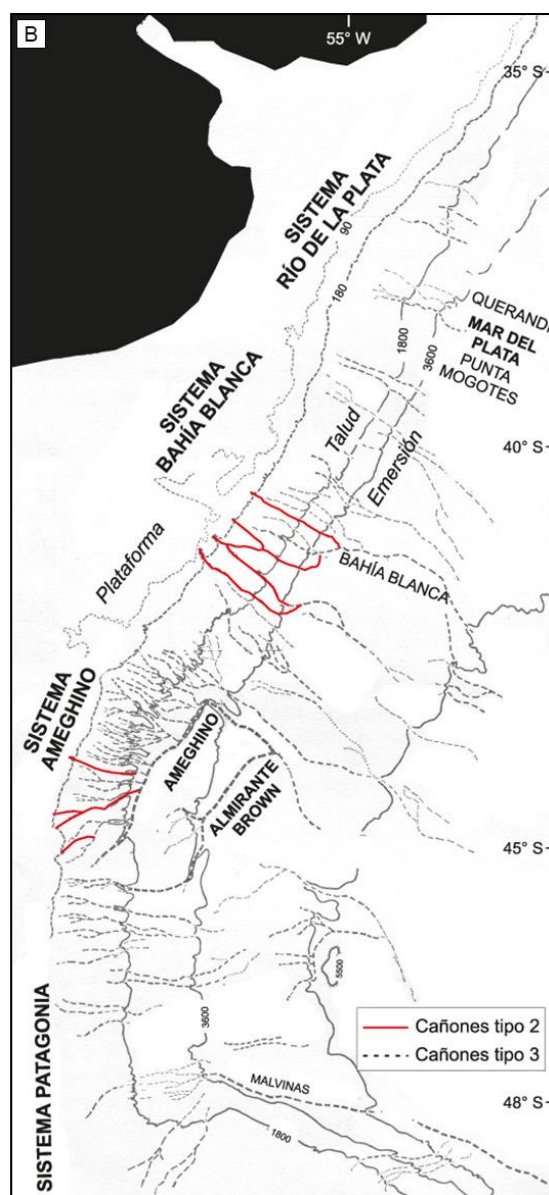


Figura 2.4. Principales sistemas de cañones submarinos del MCA. Tomado de Bozzano et al. (2017).

El MCP alberga el Sistema de Cañones Patagonia (SCP) que converge a una profundidad de 3500 m en el cañón transversal Almirante Brown (Ewing y Lonardi, 1971; Lastras et al., 2011; Bozzano et al., 2017). Este sistema se desarrolla principalmente sobre el talud y está conformado por siete cañones principales y sus tributarios con orientación E-O (Lastras et al., 2011). El SCP se ubica en la continuación del escarpe de Malvinas entre 44° 30'S y 48°S (Lastras et al., 2011; Bozzano et al., 2017).

3. MATERIAL Y MÉTODOS

3.1 Adquisición de datos en el Buque Oceanográfico Austral

Los datos utilizados en este trabajo fueron obtenidos a bordo del Buque Oceanográfico Austral (BOA; Figura 3.1) durante la campaña oceanográfica YTEC-GTGM 2, la cual inició el 19 de septiembre de 2017 en el Puerto de Ushuaia y culminó el 13 de octubre del mismo año en Mar del Plata. Durante la misma, se estudió el Margen Continental Patagónico en un sector comprendido entre las latitudes 47,5°S y 40,5°S donde se recolectaron datos de batimetría multihaz, perfiles sísmicos subsuperficiales y testigos sedimentarios (Figura 3.2).



Figura 3.1. El buque oceanográfico ARA Austral fue construido en Alemania como una embarcación pesquera, donde lo bautizaron *Sonne* y botaron en 1968. En 1977 lo adquirió *RF Reedereigemeinschaft Forschungsschiffahrt* y fue reformado como un buque de investigación científica. En 2014 fue retirado y puesto a la venta. Ese mismo año lo inspeccionó un equipo de CONICET, y arribó a la Base Naval de Mar del Plata en febrero de 2015 para ser oficialmente incorporado dentro la iniciativa Pampa Azul. El BOA posee una eslora de 97,61 m, una manga de 14,2 m, capacidad para 25 científicos y 25 tripulantes, y una autonomía de operación de 50 días (<https://www.argentina.gob.ar/armada/superficie/idades/buque-oceanografico-ara-austral-q-21>).

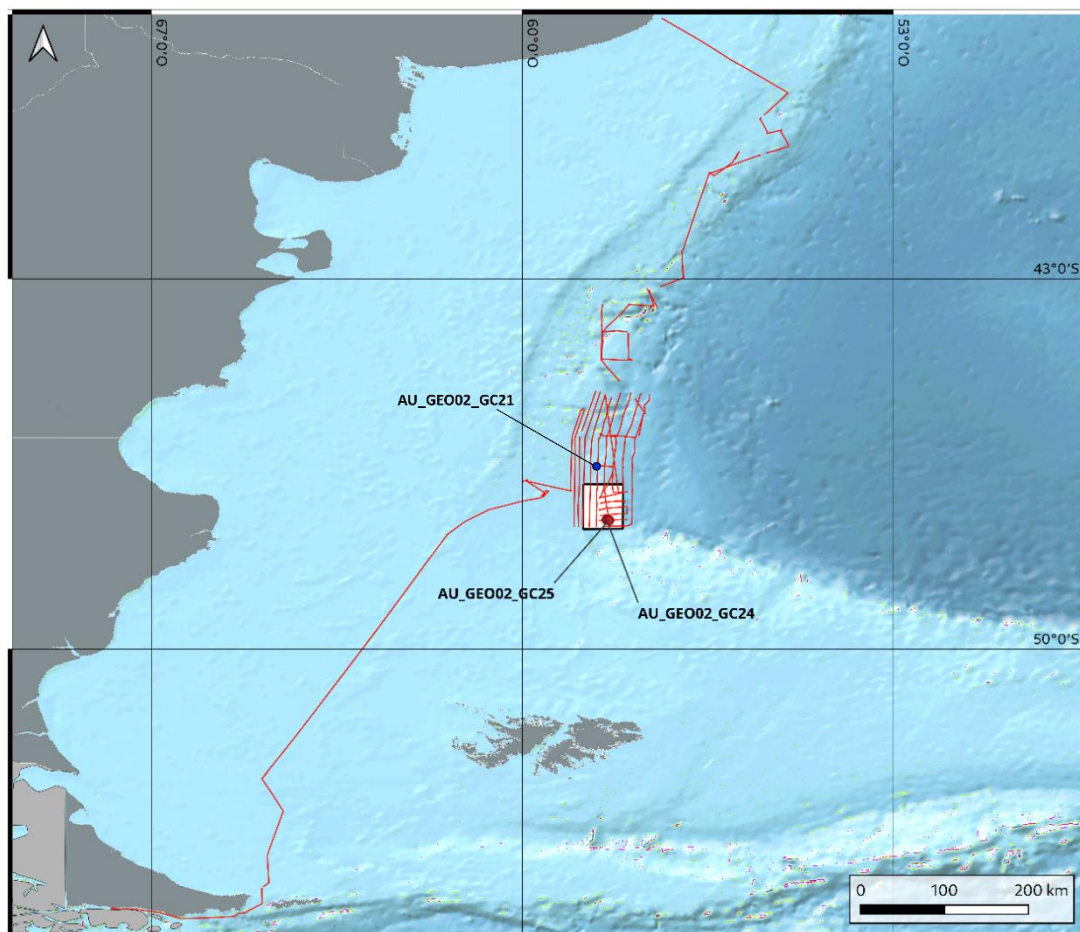


Figura 3.2. Derrota de la campaña YTEC- GTGM 2, ubicación de los 2 testigos objeto de estudio de este TFL (AU_GEO02_GC25 y AU_GEO02_GC24), testigo AU_GEO02_GC21 analizado por Isola et al. (2021) y zona de estudio en recuadro blanco.

A continuación, se detalla cómo se obtuvieron los datos de batimetría multihaz (apartado 3.1.1), de sísmica de muy alta resolución (apartado 3.1.2), cómo se recolectaron los testigos de sedimento marino durante la campaña y cuál fue su tratamiento a bordo del BOA (apartado 3.1.3).

3.1.1 Batimetría multihaz

El levantamiento batimétrico de la zona de estudio fue obtenido a través de una ecosonda multihaz *Kongsberg* EM122 de agua profunda (*full ocean*) que operó con frecuencias de 12 kHz y fue diseñada para hacer relevamientos en un rango de profundidades de entre 20 m

y 11.000 m. Los datos fueron adquiridos por el software *Kongsberg Seafloor Information System* (SIS). Los datos del SIS se cargaron dentro del perfilador AML 600 bar. Este instrumento fue el responsable de medir la velocidad de la onda a través del medio en que se propaga, generando los perfiles de velocidad. Posteriormente, los datos fueron pre-procesados a bordo del BOA utilizando el software CARIS HIPS *and* SIPS v11.3, a fin de eliminar datos incorrectos y obtener una imagen mejorada del fondo.

3.1.2 Sísmica subsuperficial

Para investigar las estructuras del subsuelo se utilizó la sonda Parasound P70, un perfilador sísmico de subfondo (*sub-bottom profiler*) y haz estrecho ubicado en el casco del BOA. Parasound P70 es una ecosonda diseñada para penetrar el lecho marino y generar perfiles sísmicos de muy alta resolución donde las capas sedimentarias superficiales sean visibles con gran detalle. En general, se utilizan frecuencias de entre 1 y 20 kHz que pueden llegar a penetrar más de 100 m por debajo del lecho marino. Durante la campaña YTEC-GTGM 2, la frecuencia primaria variable fue configurada para operar a 22 kHz, dando como resultado una frecuencia secundaria baja de 4 kHz. La penetración de subfondo del equipo promedió unos 80 m, aunque alcanzó puntualmente valores en torno a los 150 m. La información sísmica obtenida fue registrada con el software Parastore de la empresa TELEDYNE.

3.1.3 Obtención de testigos

Para la obtención de los testigos marinos se utilizó un sacatestigos de gravedad (*gravity corer*). Este equipo está compuesto por un cabezal y un conjunto de discos de plomo de 50 kg cada uno (Figura 3.3), unido a uno o más tubos de acero de 3,5 m de longitud. Dentro de estos tubos de acero o pipas se colocan caños de PVC (portatestigo o *liner*) donde queda alojada la muestra. En el extremo inferior del sacatestigos se enrosca la boquilla de corte que facilita la penetración del equipo en el suelo (Figura 3.4).



Figura 3.3. Cabezal del sacatestigos con discos de 50 kg.



Figura 3.4. Equipo de sacatestigos por gravedad con cabezal, tubos de acero y boquilla de corte.

Dentro a la boquilla de corte se añade un elemento denominado válvula de retención (*core catcher*) que se encarga de retener el sedimento para evitar la pérdida de material durante el ascenso del sacatestigos (Figura 3.5).

Dependiendo de las características del fondo oceánico, determinadas previamente a partir de los registros sísmicos obtenidos con el perfilador de subfondo, durante la campaña YTEC-

GTGM 2 se decidió usar una tonelada como peso del cabezal y entre una y dos pipas. Esta configuración permitió recuperar de 3,5 a 7 m de espesor de sedimento.



Figura 3.5. Válvula de retención montada en el interior de la boquilla de corte en la base del sacatestigos.

Cuando el equipo retornó a cubierta, los tubos de acero fueron desmontados y se retiraron los portatestigos que alojaban la muestra de sedimento. Se los seccionó en tramos de 1 m, utilizando la nomenclatura AB, BC, CD, DE, EF, FG, GH, siendo el 'A' el extremo más profundo (base) del testigo (Figura 3.6).



Figura 3.6. Segmentación del portatestigo en tramos de 1 m realizada en cubierta.

Posteriormente, los portatestigos fueron llevados al laboratorio geológico del BOA, donde se finalizó el rotulado de los mismos, especificando el nombre de la campaña y el número del testigo.

Siguiendo una línea de orientación, se dividió al testigo longitudinalmente en dos partes iguales con una máquina cortadora provista de cuchillas. Una mitad, denominada “de trabajo”, fue utilizada para muestrear y la otra, designada “de *archivo*”, se conservó intacta (Figura 3.7). Finalmente, los testigos fueron guardados en una cámara refrigerada a 4°C (Figura 3.8).



Figura 3.7. Rotulado de testigos a bordo del buque. Línea de orientación para futuro corte longitudinal.



Figura 3.8. Cámara de frío para almacenamiento de testigos y muestras del BOA.

3.2 Actividades de gabinete

Las actividades de gabinete consistieron en analizar los datos acústicos de la zona de estudio, elaborar mapas y perfiles sedimentarios (apartado 3.2.1); abrir, fotografiar, describir y muestrear los testigos (apartado 3.2.2); realizar análisis granulométricos en muestras seleccionadas (apartado 3.2.3); y finalmente realizar determinaciones petrográficas en parte de las rocas encontradas (apartado 3.2.4).

Para el presente trabajo de licenciatura fue seleccionada el área más austral de la zona de trabajo de la campaña YTEC- GTGM 2, donde fueron extraídos los testigos **AU_Geo02_GC24** y **AU_Geo02_GC25** (Tabla 3.1) entre otros.

Testigo	Latitud (S)	Longitud (O)	Profundidad (m)	Longitud (cm)
AU_Geo02_GC24	47° 33' 42, 2703''	58° 21' 49, 4466''	2462 m	118,5
AU_Geo02_GC25	47° 33' 12, 0274''	58° 24' 42, 8335''	2574 m	422

Tabla 3. 1. Datos de los testigos analizados en este TFL.

3.2.1 Elaboración de mapas y perfiles

Los mapas geológicos se confeccionaron con el software libre QGis, mientras que los perfiles sedimentarios se elaboraron con programas de diseño gráfico. La interpretación de estructuras sedimentarias también se realizó con ayuda de programas de diseño, como Inkscape y CorelDraw.

3.2.2 Apertura y descripción de testigos

Al finalizar la campaña, los testigos fueron transportados a las dependencias de YTEC en Berisso, La Plata. Allí los testigos fueron divididos en dos mitades y fotografiados. La descripción visual consistió en determinar la litología, el color, y las estructuras del sedimento. Se utilizó la tabla de colores de Munsell y se siguieron los estándares internacionales de descripción.

Posteriormente, se procedió a tomar las muestras para los análisis granulométricos. El método de muestreo consistió en extraer porciones de sedimento con jeringas de 10 ml de volumen según las variaciones litológicas observadas (Figura 3.9). Luego de la extracción del material, se rellenaron los huecos generados con telgopor con el fin de evitar futuras perturbaciones producto del desmoronamiento del material circundante (Figura 3.10).



Figura 3.9. Ejemplo de toma de muestras



Figura 3.10. Estado del testigo marino luego de tomar las muestras.

3.2.3 Análisis granulométricos

Los análisis granulométricos se realizaron con el equipo CILAS, modelo 1190, propiedad del Servicio de Hidrografía Naval, sobre muestras seleccionadas de ambos testigos. Dichas muestras se introdujeron en agua oxigenada al 30% por 2-3 semanas para eliminar la materia orgánica. Luego, el sedimento fue centrifugado para separar el exceso de peróxido de oxígeno que podría dañar el circuito interno de cables del CILAS. Se eliminó el agua oxigenada y se conservó la muestra en pequeños frascos con agua. Se esperó que la mezcla decante y se extrajo con jeringa el exceso de agua para que quede una pasta. El CILAS restituyó la curva granulométrica entre 0,04 y 2500 micrones, es decir abarcó todo el rango desde arcillas hasta arenas gruesa. Para asegurar que no ingrese sedimento grueso al CILAS, dado que podría obstruirlo, se realizó un tamizado sobre un tamiz de 2000 micrones. Antes de realizar las mediciones, se aplicó ultrasonido por un minuto a las muestras para evitar que las partículas de arcilla se aglutinen modificando el resultado. Finalmente, una pequeña porción de sedimento fue introducido en el CILAS 1190 y el equipo lo analizó en minutos.

Además de la curva granulométrica, el CILAS muestra un informe muy completo con los principales parámetros estadísticos de la distribución granulométrica (Folk y Ward, 1957): desviación estándar, asimetría, curtosis, moda, media, entre otros (Figura 3.11; Tabla 4. 5 y Tabla 4.7).

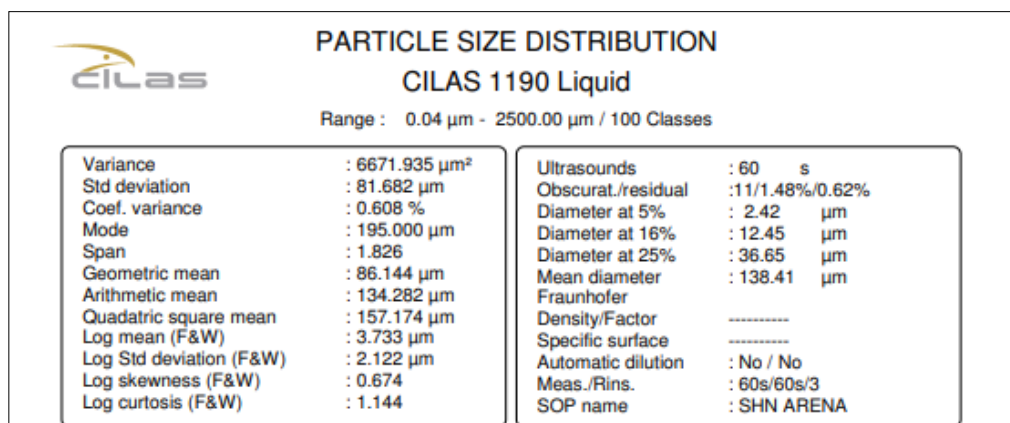


Figura 3.11. Ejemplo de una de las secciones del informe generado por el CILAS. En el mismo pueden observarse los datos estadísticos obtenidos para una muestra determinada.

3.2.4 Determinaciones composicionales de clastos de grava

Los clastos de fragmentos de rocas tamaño grava encontrados en los testigos analizados en este TFL fueron descriptos macroscópicamente. Se tomaron las medidas de sus 3 ejes principales mediante un calibre y fueron fotografiados.

Adicionalmente, se seleccionaron 6 muestras de las cuales se realizaron cortes delgados que se analizaron bajo microscopio petrográfico Leica DM750P con cámara digital DFC295 en el Departamento de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires.

4 RESULTADOS

4.1 Geomorfología y mapeo de *pockmarks*

La zona de estudio se ubica entre las coordenadas 46° 50' y 47° 45'S, y 58° 50' y 58° 05'O en el talud del MCP dentro de la Terraza Piedra Buena (TPB) y comprende profundidades entre 1900 y 3300 mbnm. La ubicación de la TPB coincide con las profundidades del Agua Circumpolar Profunda Inferior (LCDW: 2.000m - 3.500m) y su interfaz con el Agua Antártica Profunda (AABW, ver apartado 2.4). Se encuentra además en cercanías del Sistema de Cañones Submarinos Ameghino (SCSA; 43°- 44°30'S) y Almirante Brown (SCSAB; 44°30'- 46°S; Cavallotto et al., 2011).

A partir de los relevamientos batimétricos y de los perfiles sísmicos realizados en la campaña YTEC-GTGM 02 se elaboró un mapa batimétrico de gradiente de la zona de estudio (Figura 4.1) y una caracterización geomorfológica donde se destaca la presencia de *pockmarks* y de un rasgo erosivo compatible con el valle de un cañón (Figura 4.2).

El análisis del mapa batimétrico (Figura 4.1) permite observar que la zona de estudio está caracterizada por un denso campo de depresiones o *pockmarks* concentradas especialmente en el sector sur, entre 2250 m y 2700 m. En cambio, en el sector norte, las *pockmarks* son escasas y se restringen a un rango de profundidad entre 2550 m y 2700 m aproximadamente. En el sector noroeste del área de estudio, se observa la presencia de un valle, compatible con un cañón submarino, entre las profundidades 2200 y 2400 m. Dicho valle posee una longitud aproximada de 13,7 km, un ancho máximo de 2,4 km y una excavación máxima de 180 m. Es notorio como el desarrollo del valle termina de forma abrupta a los 2400 m. Otro punto para destacar del mapa batimétrico es la orientación de las isobatas que cambia de SE-NW (sector sur) a SO-NE (sector norte). El cambio de orientación corresponde a la latitud 47° 10' S, en concordancia con la ubicación de la cabecera del cañón submarino.

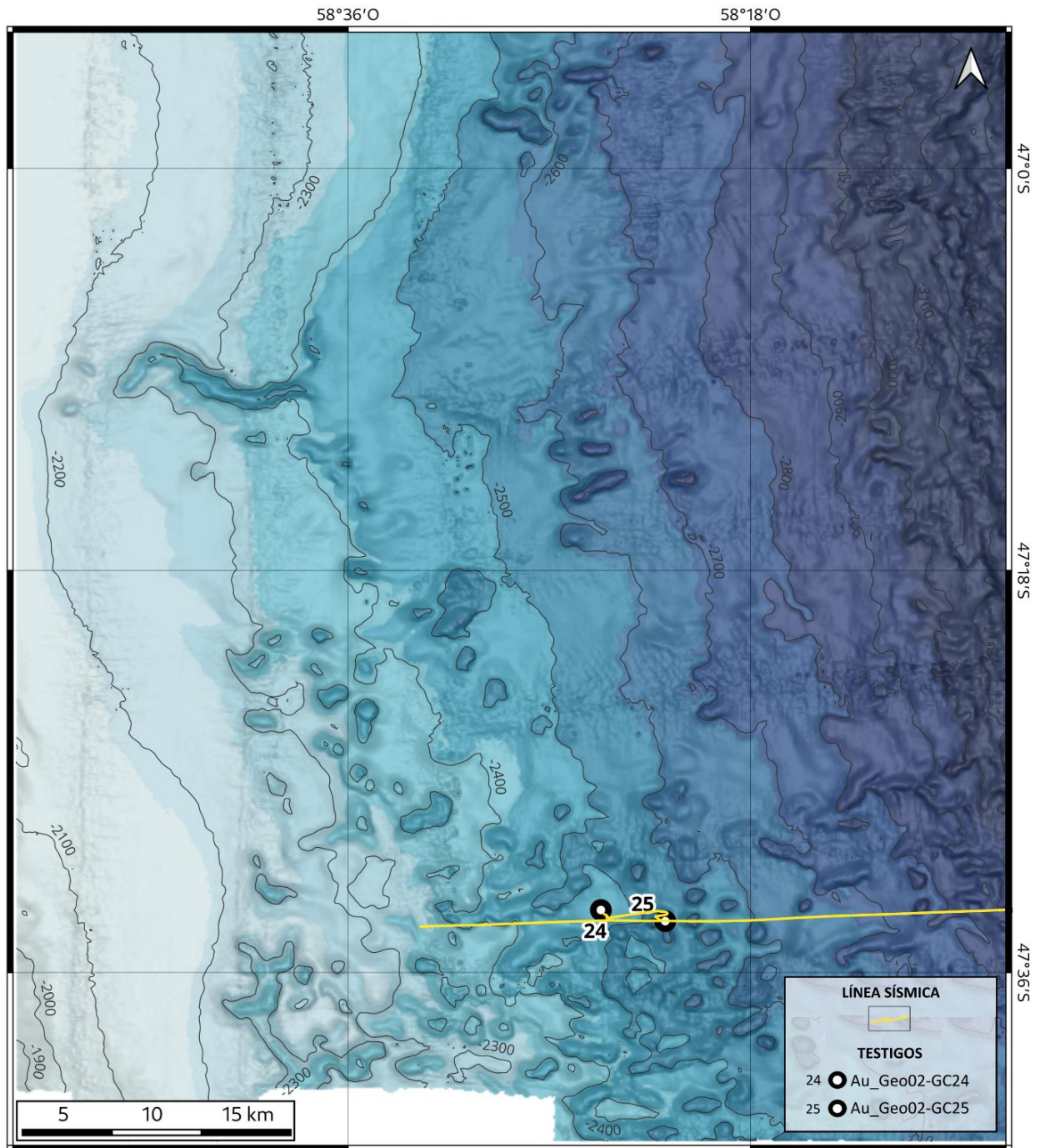


Figura 4. 1. Mapa batimétrico de gradiente de la zona de estudio, ubicación de los dos testigos analizados en este trabajo y línea sísmica.

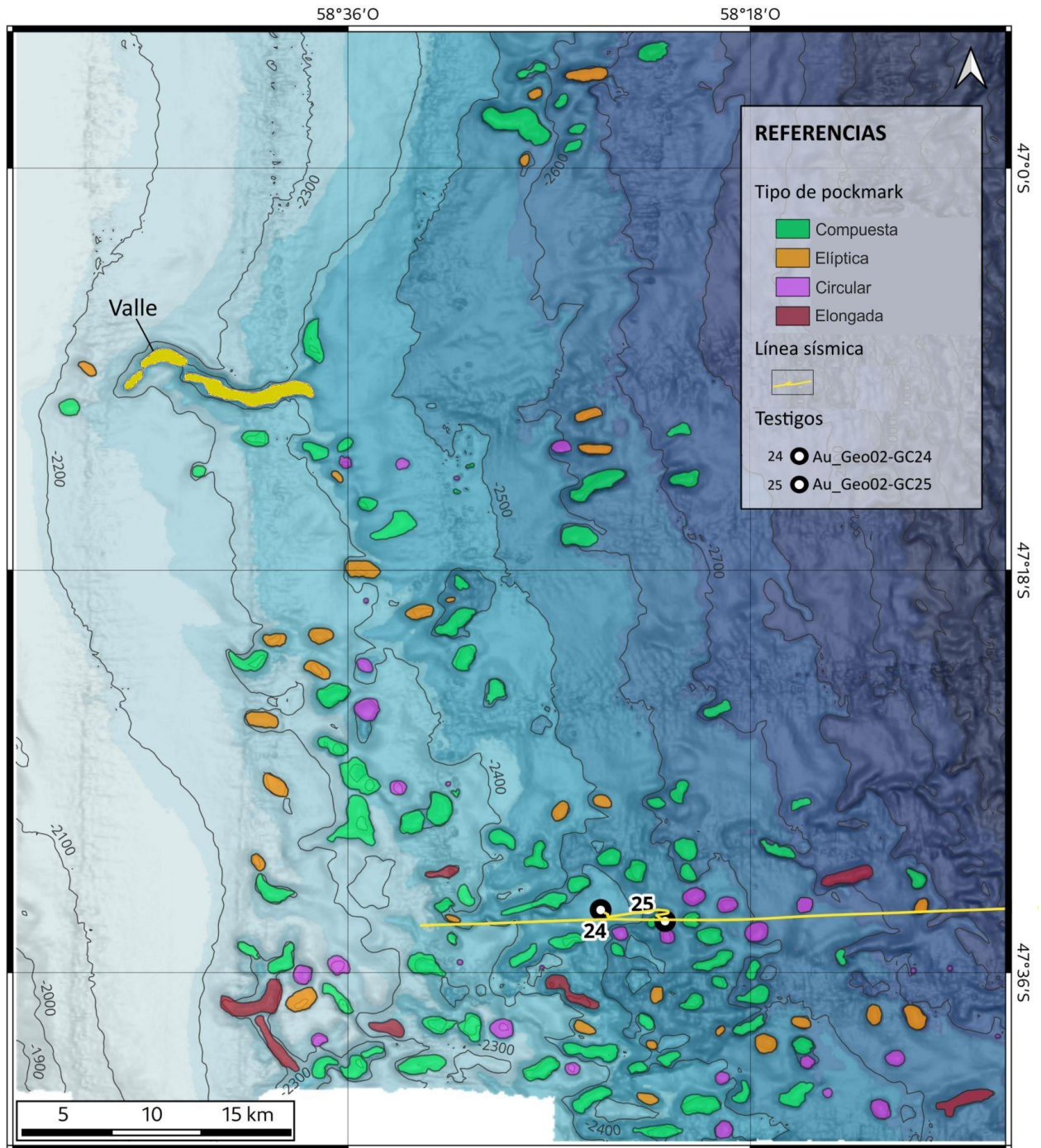


Figura 4.2. Mapa geomorfológico de la zona de estudio donde se evidencian los principales rasgos, distintos tipos de pockmarks y el valle submarino.

En la figura 4.2, el mapa de gradiente fue utilizado para optimizar la visualización e identificación de los rasgos geomorfológicos de la zona de estudio. Esto permitió realizar un análisis preciso de la disposición, distribución y características morfológicas de las *pockmarks*. Se identificaron 155 depresiones compatibles con *pockmarks*. Las mismas fueron clasificadas en base a sus geomorfologías en (sub)circulares, elípticas, compuestas y elongadas siguiendo la propuesta de Judd y Hovland (2007). Las geometrías predominantes son compuestas (56,4%) seguidas por elípticas (19,9%) y (sub)circulares (19,2%) siendo menos comunes las elongadas (4,5%; Figura 4.2). En el anexo 1 se presentan una tabla con todos los valores medidos.

Los valores promedios de excavación varían entre 53,3 y 71,9 m, y los diámetros de las depresiones circulares entre 246,2 y 1846 m (Tabla 4.1). Se calculó la dirección del eje mayor de las depresiones (Figura 4.3) con el objetivo de definir la orientación predominante del campo de *pockmarks*, la cual resultó ser OSO-ENE. Esta orientación corresponde a una dirección predominantemente transversal al margen ya que las isobatas, especialmente en el sector sur, tienen orientación SE-NO.

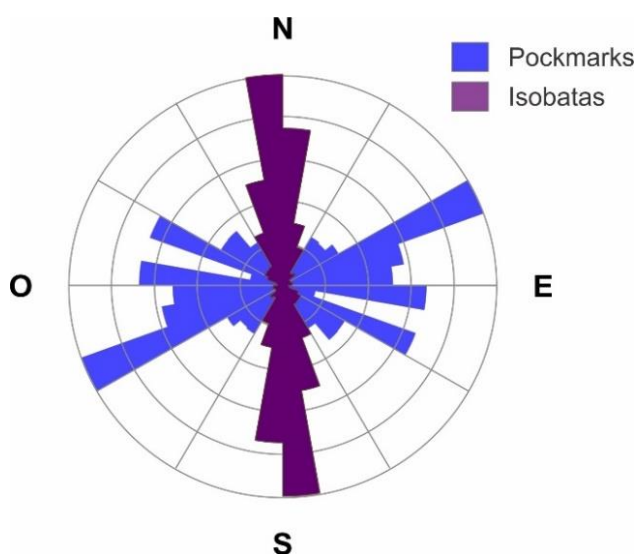


Figura 4.3. Diagrama de rosas de los ejes mayores de las *pockmarks* mapeadas y las isobatas.

Excavación (m)			
Sector	Promedio	Máxima	Mínima
Norte	71,9	125	36

Sur	53,3	130	3
Diámetro (m)			
Sur	897,7	1846	246,2

Tabla 4.1. Profundidades de excavación y diámetros de las pockmarks reconocidas.

4.2 Perfiles sísmicos

Con el fin de analizar la estructura geológica de los lugares de extracción de los testigos en estudio, se obtuvieron los perfiles sísmicos (SBP) Geo02_SZB_T_C24 y Geo02_SZB_T02. El perfil Geo02_SZB_T_C24 muestra el arreglo de facies sísmicas en el lugar de extracción del testigo Au_Geo02_GC24. En cambio, ambos perfiles Geo02_SZB_T_C24 y Geo02_SZB_T02, sirven al estudio de las facies sísmicas en las proximidades del testigo Au_Geo02_GC25. Dichos testigos se encuentran sobre la terraza Piedra Buena (TPB) a 3,7 km el uno del otro. El testigo Au_Geo02_GC24 se sitúa a 1,5 km de la *pockmark* más cercana, en dirección SE, mientras que el testigo Au_Geo02_GC25 se ubica dentro de una *pockmark*, en su flanco oriental.

4.2.1. Perfil testigo Au_Geo02_GC24

El perfil Geo02_SZB_T_C24 muestra dos unidades sísmicas diferenciadas y separadas por una superficie erosiva (Figura 4.4).

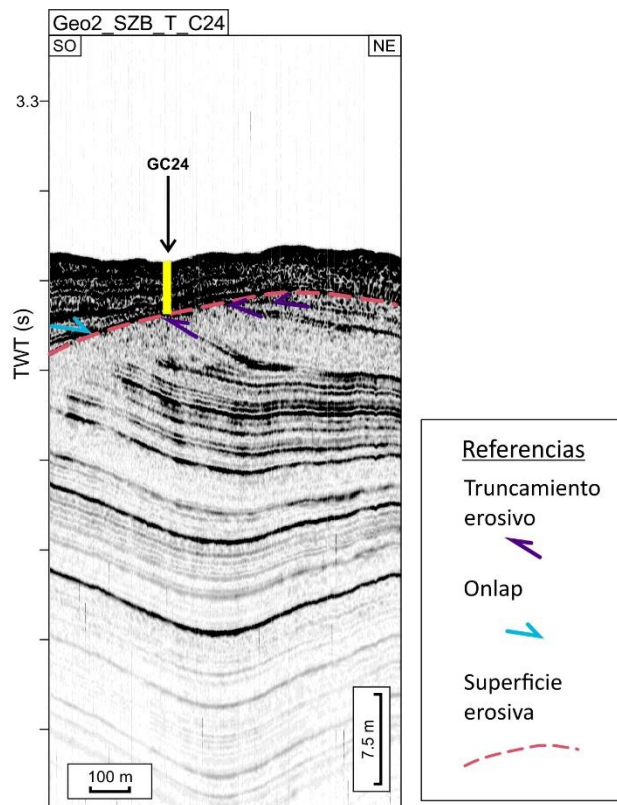


Figura 4.4. Perfil sísmico testigo Au_Geo02_GC24. El rectángulo amarillo indica la posición del testigo.

La unidad inferior se compone por facies sísmicas estratificadas formadas por una alternancia de reflectores de alta y baja amplitud con buena continuidad lateral. Los reflectores del tope de esta unidad son truncados por una superficie erosiva.

La unidad superior presenta un espesor de aproximadamente 8 m al SO que se va acunando hacia el NE hasta alcanzar un espesor de 5 m. Se compone principalmente de reflectores de muy alta amplitud y buena continuidad lateral. Algunos de los reflectores de esta unidad terminan en relación de *onlap* con la superficie erosiva. El testigo Au_Geo02_GC24 de 422 cm de longitud sólo atraviesa el paquete sedimentario más superficial; no penetra la superficie erosiva (Figura 4.4).

4.2.2. Perfiles testigo Au_Geo02_GC25

Los perfiles sísmicos Geo02_SZB_T_C24 y Geo02_SZB_T02 cruzan la ubicación del testigo Au_Geo02_GC25, en dirección NO-SE (Figura 4.5A) y O-E (Figura 4.5B) respectivamente. El testigo se ubica en la parte superior del flanco oriental de una *pockmark*.

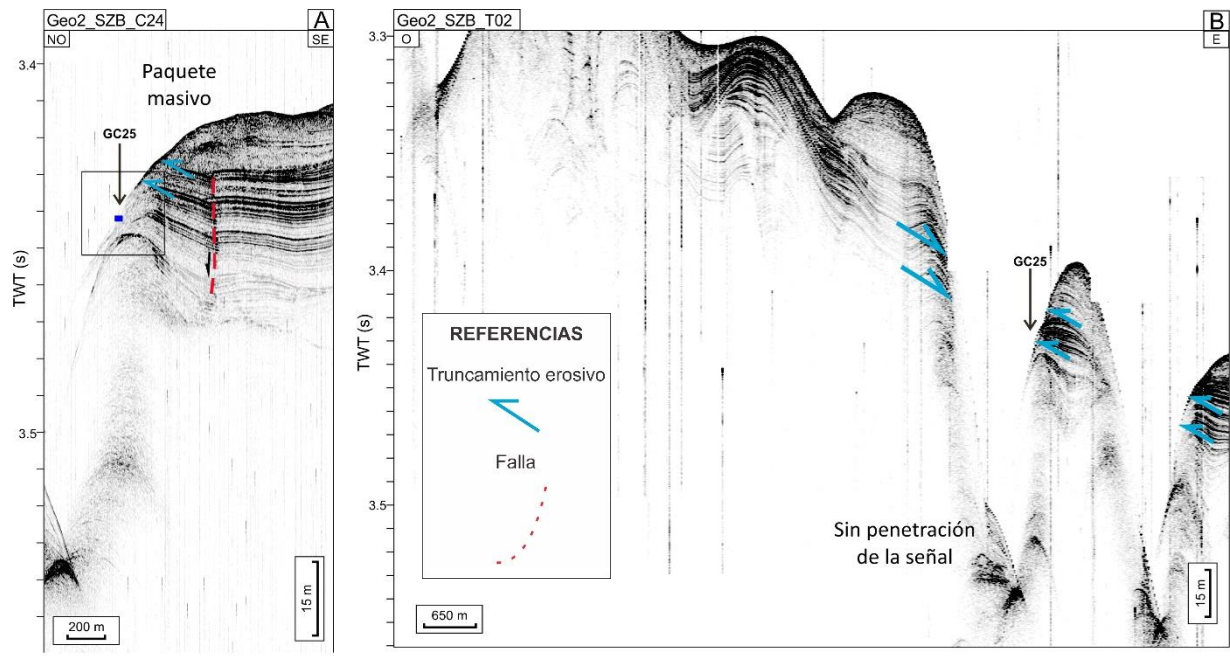


Figura 4.5 (A, B). Perfiles sísmicos que cruzan la ubicación del testigo Au_Geo02_GC25 (ver la posición de los perfiles en la figura 4.1).

El registro sísmico dentro y fuera de la *pockmark* muestra variaciones considerables en la señal. En la parte superior de los flancos se observan algunas reflexiones que terminan en relación de truncamiento erosivo con el lecho marino (Figura 4.5B). El sector inferior de los flancos y la base de la *pockmark* se caracterizan por un reflector de alta amplitud en el lecho marino, por debajo del cual la señal acústica no penetra. Por fuera de las depresiones se observan facies estratificadas de espesor variable y alternancia entre reflectores de alta y baja amplitud. En particular en el perfil sísmico Geo02_SZB_T_C24 se puede observar una falla normal atravesando este paquete de reflectores (Figura 4.5A). No se puede determinar si la falla llega a la superficie o no ya que en la parte superior del registro se emplaza en una facies sísmica masiva.

No se observan anomalías acústicas compatibles con migración y escapes de fluidos actuales en los perfiles sísmicos de la Figura 4.5.

4.3. Testigos sedimentarios y análisis granulométricos

Los testigos AU_Geo02_GC24 y AU_Geo02_GC25 fueron caracterizados a partir de una descripción litológica realizada a bordo del buque luego de la apertura (Figura 4.6). Posteriormente, se realizaron análisis granulométricos detallados sobre 98 muestras seleccionadas con el objetivo de calcular los porcentajes de arcilla, limo, arena y grava y obtener los principales parámetros estadísticos de la distribución granulométrica (Tablas 4.2, 4.3, 4.4 y 4.5). La integración de toda esta información ha permitido establecer distintas facies sedimentarias en cada uno de los testigos.

4.3.1 Testigo AU_Geo02_GC24

El testigo AU_Geo02_GC24 (422 cm de largo; Figura 4.8) presenta dos sectores principales: uno superior (0-224 cm) y otro inferior (224-422 cm) (Figuras 4.6). El sector superior está compuesto por sedimento limo-arenoso (proporciones promedio de arcilla-limo-arena: 7,3%-59,1%-33,4%) de color gris oliva a gris muy oscuro (5Y4/2 a 5Y3/1); en cambio el sector inferior está formado por sedimento limo-arcilloso (proporciones promedio de arcilla-limo-arena: 23.1%-70.3%-6.6%) de color gris a gris oliva claro (5Y6/1 y 5Y6/2). Los niveles arenosos son de arena muy fina y arena fina (en proporciones parecidas: 16.1% y 15.5% respectivamente), de color negro o gris muy oscuro, de composición terrígena (fragmentos líticos, minerales melanocráticos y leucocráticos), a excepción del techo del testigo. Cabe destacar que se observaron proporciones significativas de grava entre 27 y 47 cm (10-36%) y a los 197 cm (21%). Las muestras analizadas y graficadas en el diagrama de Shepard (1954) corresponden predominantemente a limo arenoso (Figura 4.7). En las Tablas 4.2 y 4.3 se

presentan un resumen de los resultados granulométricos y los principales parámetros estadísticos.

Testigo AU_Geo02_GC24				
Muestra	Arcilla	Limo	Arena	Clasificación
8	10,34	75,41	14,25	Limo/Limo arenoso
8 bis	10,36	74,13	15,51	Limo arenoso
18	8,85	70,36	20,79	Limo arenoso
18 bis	9,42	67,75	22,83	Limo arenoso
27	4,49	18,18	77,33	Arena
27 bis	5,95	22,02	72,03	Arena
32	7,39	55,86	36,75	Limo arenoso
32 bis	7,59	59,59	32,82	Limo arenoso
36	8,14	73,48	18,38	Limo arenoso
36 bis	7,61	71,3	21,09	Limo arenoso
43-47	6,92	64,33	28,75	Limo arenoso
43-47 bis	7,92	66,95	25,13	Limo arenoso
57	5,54	68,78	25,68	Limo arenoso
57bis	4,93	69,94	25,13	Limo arenoso
72	3,27	73,02	23,71	Limo arenoso
72 bis	3,33	74,01	22,66	Limo arenoso
92	3,52	80,31	16,17	Limo
92 bis	3,24	79,62	17,14	Limo
102	3,28	81,21	15,51	Limo
102 bis	3,19	79,33	17,48	Limo
121	7,54	50,41	42,05	Limo arenoso
121 bis	7,84	52,1	40,06	Limo arenoso
142	3,9	58,6	37,5	Limo arenoso
142 bis	6,28	38,51	55,21	Limo arenoso
162	7,88	51,49	40,63	Limo arenoso
162 bis	7,76	52,01	40,23	Limo arenoso
182	10,62	60,94	28,44	Limo arenoso
182 bis	10,26	62,24	27,5	Limo arenoso
197	15,83	43,42	40,75	Arena limosa
197 bis	14,68	39,53	45,79	Arena limosa
207	9,29	47,31	43,4	Arena limosa
207 bis	8,64	45,03	46,33	Arena limosa
217	10	42,12	47,88	Arena limosa
217 bis	10,51	44,19	45,3	Arena limosa
233	18,49	75,84	5,67	Limo
233 bis	20,16	72,51	7,33	Limo arenoso

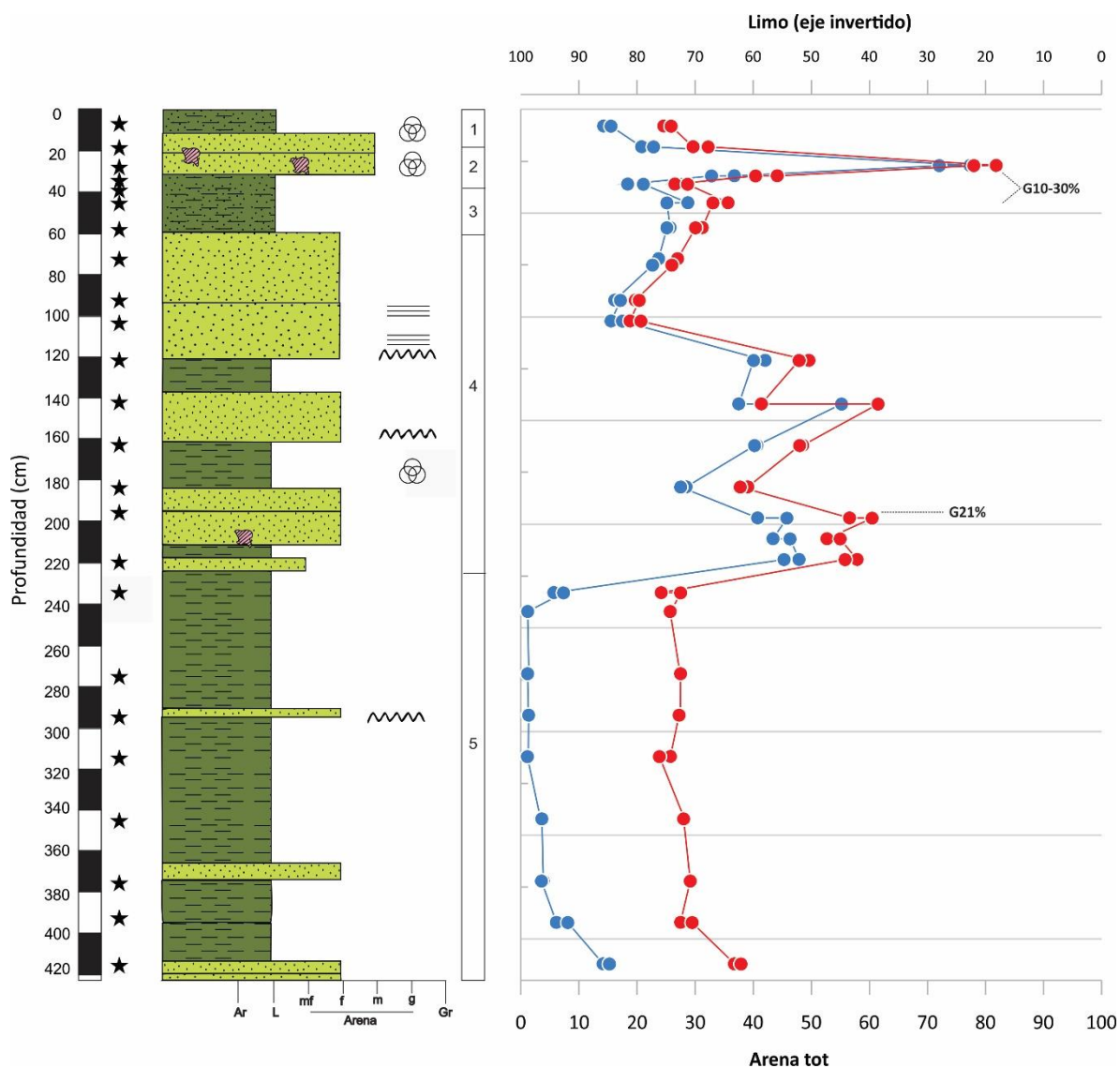
242	24,62	74,15	1,23	Limo arcilloso
242 bis	24,53	74,3	1,17	Limo arcilloso
272	26,04	72,6	1,36	Limo arcilloso
272 bis	26,32	72,52	1,16	Limo arcilloso
292	26,15	72,56	1,29	Limo arcilloso
292 bis	25,9	72,76	1,34	Limo arcilloso
312	24,46	74,25	1,29	Limo arcilloso
312 bis	22,72	76,16	1,12	Limo arcilloso
342	24,81	71,84	3,35	Limo arcilloso
342 bis	24,41	71,99	3,6	Limo arcilloso
372	25,28	70,86	3,86	Limo arcilloso
372 bis	25,61	70,84	3,55	Limo arcilloso
392	21,4	72,5	6,1	Limo arcilloso
392 bis	21,41	70,51	8,08	Limo arcilloso
412	22,6	63,25	14,15	Limo arcilloso
412 bis	22,65	62,11	15,24	Limo arcilloso

Tabla 4.2: Porcentaje de arcilla, limo y arena de las muestras analizadas con el sedígrafo del Testigo AU_Geo02_GC24.

Testigo AU_Geo02_GC24										
Muestra	Moda (mm)		Media(mm)		Selección		Asimetría		Curtosis	
8	0,039	LG	0,042	LG	1.619	Pobrememente	0.351	Muy positiva	1,336	Leptocúrtico
8 bis	0,039	LG	0,043	LG	1.655	Pobrememente	0.333	Muy positiva	1,362	Leptocúrtico
18	0,0425	LM	0,052	LG	1.704	Pobrememente	0.256	Positiva	1,406	Leptocúrtico
18 bis	0,0425	LM	0,056	LG	1.787	Pobrememente	0.249	Positiva	1,42	Leptocúrtico
27	0,195	AF	0,15	AF	1.673	Pobrememente	0.628	Muy positiva	1,712	Muy leptocúrtico
27 bis	0,195	AF	0,14	AF	1.917	Pobrememente	0.667	Muy positiva	1,263	Leptocúrtico
32	0,155	AF	0,0794	AMF	2.017	Muy pobrememente	0.042	Simétrica	0,791	Platicúrtico
32 bis	0,148	AF	0,0728	AMF	1.994	Pobrememente	0.007	Simétrica	0,825	Platicúrtico
36	0,03	LF	0,0486	LG	1.702	Pobrememente	0.046	Simétrica	1,167	Leptocúrtico
36 bis	0,03	LF	0,0532	LG	1.758	Pobrememente	0.018	Simétrica	1,15	Leptocúrtico
43-47	0,039	AMF	0,0639	AMF	1.846	Pobrememente	0.056	Simétrica	0,973	Mesocúrtico
43-47 bis	0,034	AMF	0,0585	LG	1.862	Pobrememente	0.028	Simétrica	1,041	Mesocúrtico
57	0,0185	LM	0,0554	LG	1.711	Pobrememente	-0,135	Negativa	0,967	Mesocúrtico
57bis	0,0554	LG	0,055	LG	1.658	Pobrememente	-0,135	Negativa	0,994	Mesocúrtico
72	0,034	LG	0,0567	LG	1.358	Pobrememente	0,01	Simétrica	1,207	Leptocúrtico

72 bis	0,03	LG	0,0559	LG	1.404	Pobrememente	-0,04	Negativa	1,204	Leptocúrtico
92	0,034	LG	0,0424	LG	1.196	Pobrememente	0.122	Positiva	1,171	Leptocúrtico
92 bis	0,037	LG	0,0437	LG	1.156	Pobrememente	0.145	Positiva	1,162	Leptocúrtico
102	0,037	LG	0,0424	LG	1.141	Pobrememente	0.169	Positiva	1,194	Leptocúrtico
102 bis	0,037	LG	0,0424	LG	1.196	Pobrememente	0.120	Positiva	1,231	Leptocúrtico
121	0,119	AMF	0,0433	LG	1.951	Pobrememente	0.254	Positiva	0,771	Platicúrtico
121 bis	0,119	AMF	0,0727	AMF	1.951	Pobrememente	0.221	Positiva	0,775	Platicúrtico
142	0,128	AF	0,0941	AMF	1.940	Pobrememente	0.553	Muy positiva	0.746	Platicúrtico
142 bis	0,128	AF	0,0933	AMF	1.941	Pobrememente	0.552	Muy positiva	0,747	Platicúrtico
162	0,128	AF	0,0978	AMF	1.984	Pobrememente	0.067	Simétrica	0,741	Platicúrtico
162 bis	0,128	AF	0,0732	AMF	1.980	Pobrememente	0.045	Simétrica	0,736	Platicúrtico
182	0,083	AMF	0,0525	LG	1.906	Pobrememente	0.138	Positiva	0,838	Platicúrtico
182 bis	0,078	AMF	0,0512	LG	1.182	Pobrememente	0.092	Simétrica	0,843	Platicúrtico
197	0,128	AF	0,0759	AMF	2.333	Muy pobremente	0.170	Positiva	0,682	Platicúrtico
197 bis	0,128	AF	0,0833	AMF	2.329	Muy pobremente	0.337	Positiva	0,685	Platicúrtico
207	0,128	AF	0,0808	AMF	2.074	Muy pobremente	0.246	Positiva	0,748	Platicúrtico
207 bis	0,135	AF	0,0857	AMF	2.063	Muy pobremente	0.311	Positiva	0,748	Platicúrtico
217	0,128	AF	0,0837	AMF	2.094	Muy pobremente	0.38	Muy positiva	0,744	Platicúrtico
217 bis	0,128	AF	0,0801	AMF	2.107	Muy pobremente	0.278	Positiva	0,740	Platicúrtico
233	0,008	LF	0,0298	LG	1.652	Pobrememente	0.025	Simétrica	1,148	Leptocúrtico
233 bis	0,007	LF	0,0219	LG	1.726	Pobrememente	-0.096	Simétrica	1,216	Leptocúrtico
242	0,007	LF	0,0139	LM	1.575	Pobrememente	0.001	Simétrica	1,175	Leptocúrtico
242 bis	0,007	LF	0,0138	LM	1.565	Pobrememente	-0.024	Simétrica	1,202	Leptocúrtico
272	0,007	LF	0,0131	LM	1.546	Pobrememente	-0,038	Simétrica	1,258	Leptocúrtico
272 bis	0,007	LF	0,0128	LM	1.526	Pobrememente	-0.011	Simétrica	1,246	Leptocúrtico
292	0,007	LF	0,0132	LM	1.552	Pobrememente	-0,023	Simétrica	1,238	Leptocúrtico
292 bis	0,007	LF	0,0133	LM	1.546	Pobrememente	-0.030	Simétrica	1,248	Leptocúrtico
312	0,007	LF	0,0133	LM	1.520	Pobrememente	-0,02	Simétrica	1,247	Leptocúrtico
312 bis	0,007	LF	0,014	LM	1.535	Pobrememente	0.029	Simétrica	1,13	Leptocúrtico
342	0,007	LF	0,0155	LM	1.627	Pobrememente	-0,076	Simétrica	1,272	Leptocúrtico
342 bis	0,007	LF	0,0158	LM	1.630	Pobrememente	-0.082	Simétrica	1,283	Leptocúrtico
372	0,007	LF	0,0163	LM	1.684	Pobrememente	-0,104	Negativa	1,229	Leptocúrtico
372 bis	0,007	LF	0,0159	LM	1.674	Pobrememente	-0.095	Simétrica	1,236	Leptocúrtico
392	0,008	LF	0,0219	LG	1.804	Pobrememente	-0,037	Simétrica	0,878	Platicúrtico
392 bis	0,008	LF	0,0242	LG	1.857	Pobrememente	-0.050	Simétrica	0,875	Platicúrtico
412	0,008	LF	0,035	LG	2.041	Muy pobremente	-0,13	Negativa	0,886	Platicúrtico
412 bis	0,008	LF	0,037	LG	2.079	Muy pobremente	-0.137	Negativa	0,878	Platicúrtico

Tabla 4.3: Parámetros estadísticos obtenidos con los datos del sedígrafo de las muestras analizadas del testigo AU_Geo02_GC24. Ref. AMF: arena muy fina; AF: arena fina; AM: arena mediana; LG: limo grueso; LM: limo mediano LF: limo fino; Ar: arcilla.



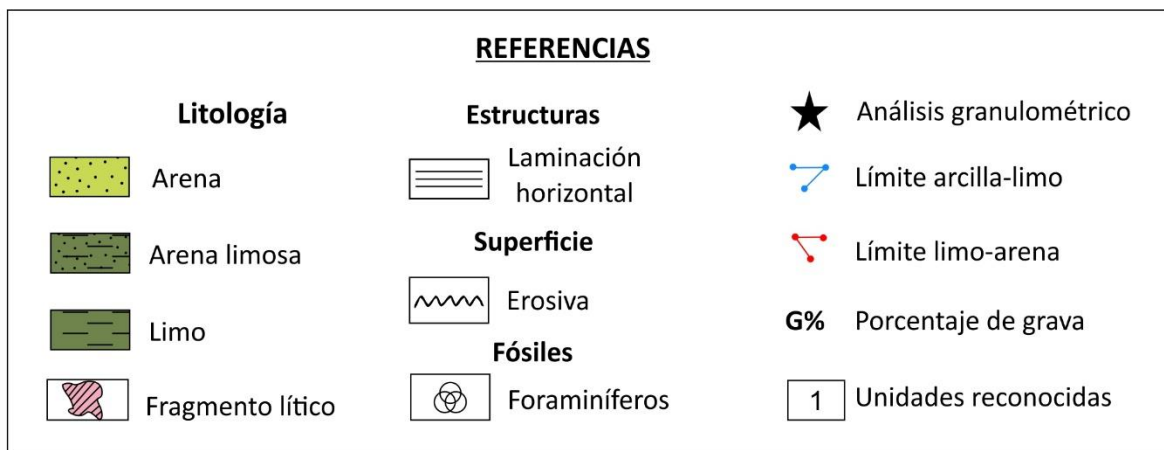


Figura 4.6. Perfil sedimentario del testigo AU_Geo02_GC24.

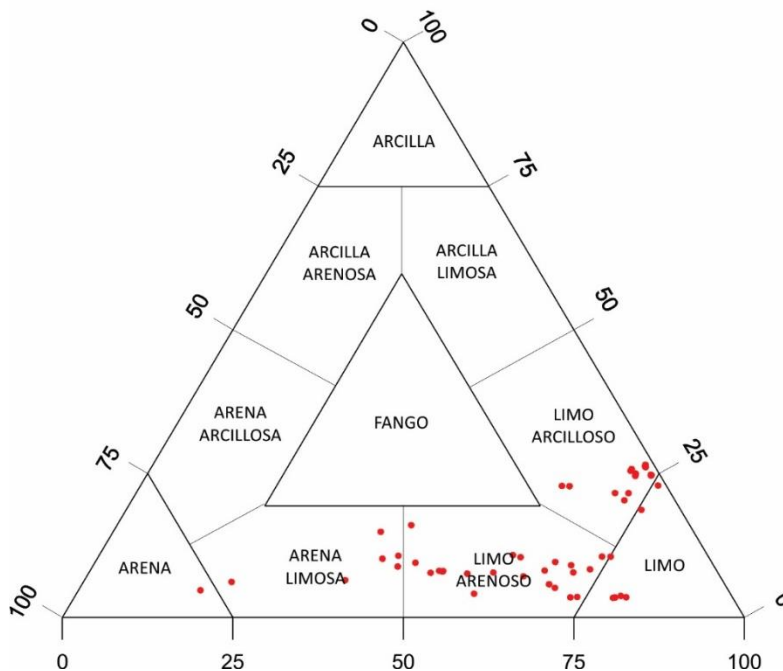


Figura 4.7. Diagrama de Shepard (1954) para las muestras del testigo AU_Geo02_GC24.

Más detalladamente, el testigo puede dividirse en cinco facies sedimentarias (Figura 4.6). La facies 1 (0-18 cm) es limo arenosa (arcilla: limo: arena: 10,3%:75,4%: 14,2%) de color gris oliva a gris muy oscuro (5Y4/2 a 5Y3/1) con abundantes foraminíferos. Presenta un contacto basal irregular y estructura maciza. Las distribuciones granulométricas de las

muestras analizadas son leptocúrticas, con asimetrías muy positiva, pobremente seleccionadas con moda y media en limo grueso (Ver Tabla 4.3).

La facies 2, de 20 cm de espesor (18-38cm), integrada por arena-limosa, similar a la facies 1, de color gris oliva a gris muy oscuro (5Y4/2 a 5Y3/1) pero con un 10-30% de grava. Esta unidad exhibe un contacto basal irregular a erosivo y estructura maciza. Las distribuciones granulométricas de las muestras analizadas varían desde muy leptocúrticas a platicúrticas, con asimetría muy positiva a simétrica, pobre a muy pobremente seleccionadas con modas en arena fina a limo grueso, y media en arenas muy finas a limo grueso (Ver Tabla 4.3). Tres muestras de grava de los niveles 26-29 cm, 31-35 cm, 34-35 cm son analizadas en detalle en la sección 4.4.

La facies 3, entre 38 y 60 cm, es limo-arenosa (arcilla: limo: arena: 5,5%:68,8%: 25,7%) de color verde oscuro (Gley1 3/10GY a Gely1 4/10GY) alternado a láminas de arena casi negra, y de aspecto semi-consolidado. Las distribuciones granulométricas de las muestras analizadas son mesocúrticas con asimetría negativa a simétrica, pobremente seleccionadas con modas en arena muy fina y limo mediano, y media en arenas muy finas y limo grueso (Ver Tabla 4.3).

La facies 4 (entre 60 y 224 cm) es limo-arenosa (arcilla: limo: arena: 7,8%:56,9%: 35,3%) y se divide en una parte homogénea, masiva y un intervalo mostrando laminación horizontal (Figura 4.9) y lentes de arena dispersas (entre los 138 y 113 cm). A los 223 cm se reconoce un nivel con abundante grava que llega hasta el 21%. Una muestra de este nivel es analizada en la sección 4.4. En general, las distribuciones granulométricas de las muestras analizadas de esta unidad son platicúrticas y algunas leptocúrticas con asimetría positivas a muy positivas y escasas simétrica, pobre a muy pobremente seleccionadas con modas en arena fina, muy fina y limo grueso y media en arenas muy finas y limo grueso (Ver Tabla 4.3). La base de esta unidad como en otros niveles donde se observan cambios litológicos son acompañados por contactos irregulares y/o erosivos. Se reconocieron foraminíferos sólo a los 170 cm.

Finalmente, la facies 5 (entre los 224 cm y la base del testigo) es limo-arcillosa (arcilla: limo: arena: 23,1%-70,3%-6,6%) de color gris a gris oliva claro (5Y6/1 y 5Y6/2). En general, predomina el sedimento fangoso, aunque se reconocen delgadas capas de arena fina a muy fina, reconociendo límites irregulares y/o erosivos. Las distribuciones granulométricas de las muestras analizadas son principalmente leptocúrticas, simétrica, pobremente seleccionadas con moda en limo fino, y media en limo mediano y escasas muestras en limo grueso (Ver Tabla 4.3).

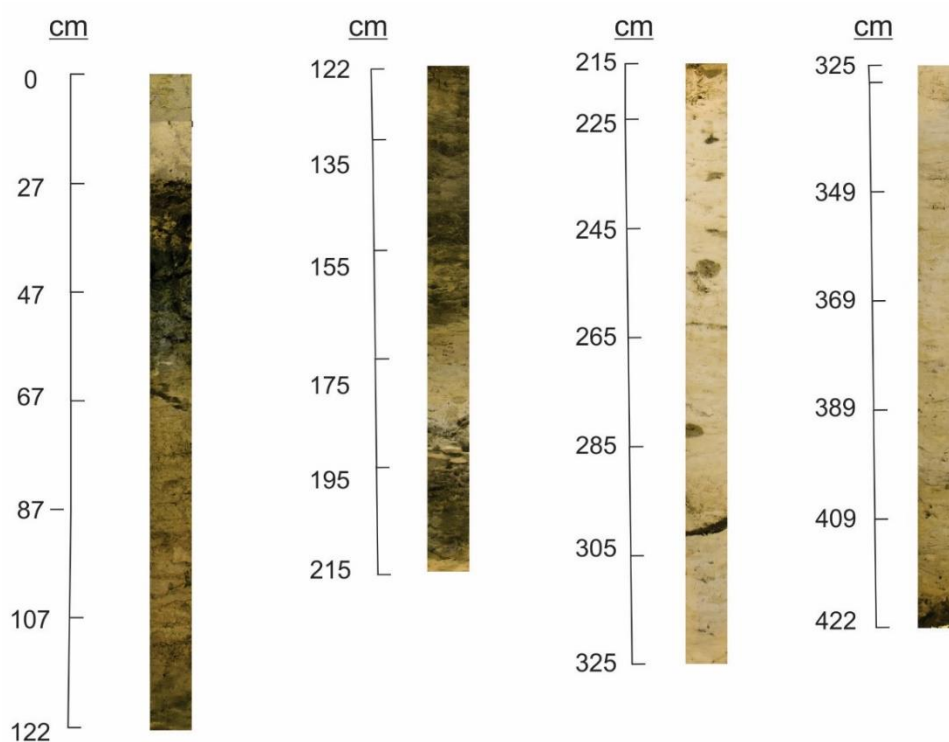


Figura 4.8. Fotografía del testigo AU_Geo02_GC24

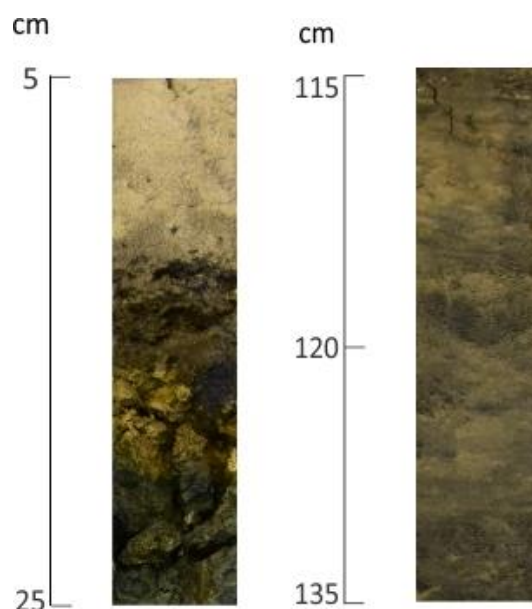


Figura 4.9. Sector del testigo AU_Geo02_GC24. Ejemplo cambio de color (izquierda). Secuencia laminada (secuencia laminada).

4.3.2 Testigo AU_Geo02_GC25

El testigo AU_Geo02_GC25, de 118 cm de longitud, se caracteriza por ser prevalentemente areno-limoso, de color gris oliva oscuro a muy oscuro (5Y3/1 y 5Y3/2), con proporciones promedio de arcilla, limo y arena de 8,01%-28,41%-63,59%. La fracción arena está constituida en prevalencia por arena fina (40,8% en promedio) y, en menor medida, por arena muy fina (14,4% en promedio) y arena mediana (8,2% en promedio). La fracción tamaño grava (>2000 micrones) está presente a lo largo de todo el testigo y en algunos niveles (60-65 cm) supera la considerable proporción del 40% en peso. En las Tablas 4.4 y 4.5 se presentan un resumen de los resultados granulométricos y los principales parámetros estadísticos.

Testigo AU_Geo02_GC25				
Muestra	Arcilla	Limo	Arena	Clasificación
3-abr	7,71	25,88	66,19	Arena limosa
3-4bis	9,08	30,28	60,64	Arena limosa
10-nov	7,88	22,68	69,44	Arena limosa

10-11bis	7,67	21,8	70,34	Arena limosa
20-22	7,02	27,93	65,05	Arena limosa
20-22bis	8,01	31,45	60,54	Arena limosa
30	6,6	23,98	69,42	Arena limosa
30bis	6,82	25,37	67,81	Arena limosa
38	7,78	38,41	53,81	Arena limosa
38bis	8,46	35,77	55,77	Arena limosa
60	7,78	25,09	67,13	Arena limosa
60bis	8,34	27,2	64,46	Arena limosa
63	13,55	38,41	48,04	Arena limosa
63bis	10,12	29,54	60,34	Arena limosa
65	10,14	31,15	58,71	Arena limosa
65bis	9,45	28,99	61,56	Arena limosa
75	9,77	32,36	57,87	Arena limosa
75bis	11,24	38,17	50,59	Arena limosa
83	4,99	26,46	68,55	Arena limosa
83bis	4,88	25,75	69,37	Arena limosa
85	7,45	36,76	55,79	Arena limosa
85bis	8,12	39,79	52,09	Arena limosa
87	7,8	29,51	62,69	Arena limosa
87bis	8,95	36,51	54,54	Arena limosa
90	5,87	20,31	73,82	Arena limosa
90bis	7,38	27,21	65,41	Arena limosa
93	6,11	16,63	77,26	Arena
93bis	7,71	22,11	70,18	Arena
97	9,88	42,58	47,54	Arena limosa
97bis	7,01	27,44	65,55	Arena limosa
102	6,11	21,12	72,77	Arena limosa
102bis	7,62	24,57	67,81	Arena limosa
112	5,88	14,89	79,23	Arena
112bis	4,08	10,47	85,45	Arena
116	5,95	17,79	76,26	Arena
116bis	2,88	9,26	87,86	Arena

Tabla 4.4: Porcentaje de arcilla, limo y arena de las muestras analizadas con el sedígrafo del Testigo AU_Geo02_GC25.

Testigo AU_Geo02_GC25										
Muestra	Moda		Media		selección		Asimetría		Curtosis	
3-4	0,195	AF	0,130493	AF	2.148	Muy pobremente	0.612	Muy positiva	1.075	Mesocúrtico
3-4bis	0,195	AF	0,120358	AF	2.217	Muy pobremente	0.588	Muy positiva	0.915	Mesocúrtico
10-11	0,195	AF	0,134282	AF	2.122	Muy pobremente	0.674	Muy positiva	1.144	Leptocúrtico
10-11bis	0,195	AF	0,137358	AF	2.136	Muy pobremente	0.656	Muy positiva	1.207	Leptocúrtico
20-22	0,165	AF	0,123059	AMF	2.100	Muy pobremente	0.656	Muy positiva	0.882	Platicúrtico
20-22bis	0,165	AF	0,116522	AMF	2.170	Muy pobremente	0.621	Muy positiva	0.797	Platicúrtico
30	0,185	AF	0,129498	AF	2.044	Muy pobremente	0.668	Muy positiva	1.111	Mesocúrtico
30bis	0,185	AF	0,127199	AF	2.068	Muy pobremente	0.661	Muy positiva	1.026	Mesocúrtico
38	0,165	AF	0,106182	AMF	2,16	Muy pobremente	0.523	Muy positiva	0.734	Platicúrtico
38bis	0,165	AF	0,11035	AMF	2.202	Muy pobremente	0.577	Muy positiva	0.743	Platicúrtico
60	0,165	AF	0,123339	AMF	2,054	Muy pobremente	0.637	Muy positiva	1.143	Leptocúrtico
60bis	0,165	AF	0,118919	AMF	1.097	Pobremente	0.622	Muy positiva	1.043	Mesocúrtico
63	0,155	AF	0,093102	AMF	2,354	Muy pobremente	0.392	Muy positiva	0.777	Platicúrtico
63bis	0,165	AF	0,112928	AMF	2.210	Muy pobremente	0.616	Muy positiva	0.890	Platicúrtico
65	0,155	AF	0,1096	AMF	2,2	Muy pobremente	0.589	Muy positiva	0.882	Platicúrtico
65bis	0,155	AF	0,113385	AMF	2.149	Muy pobremente	0.621	Muy positiva	0.945	Mesocúrtico
75	0,165	AF	0,112825	AMF	2,26	Muy pobremente	0.603	Muy positiva	0.770	Platicúrtico
75bis	0,155	AF	0,099121	AMF	2.283	Muy pobremente	0.435	Muy positiva	0.735	Platicúrtico
83	0,185	AF	0,128938	AF	1,952	Pobremente	0.650	Muy positiva	0.979	Mesocúrtico
83bis	0,185	AF	0,130903	AF	1.953	Pobremente	0.650	Muy positiva	1.103	Mesocúrtico
85	0,175	AF	0,110117	AMF	2,154	Muy pobremente	0.528	Muy positiva	0.754	Platicúrtico
85bis	0,175	AF	0,104691	AMF	2.190	Muy pobremente	0.411	Muy positiva	0.740	Platicúrtico

87	0,165	AF	0,119495	AMF	2,154	Muy pobremente	0.658	Muy positiva	0.787	Platicúrtico
87bis	0,155	AF	0,106041	AMF	2.197	Muy pobremente	0.566	Muy positiva	0.733	Platicúrtico
90	0,165	AF	0,133633	AF	1,954	Pobremente	0.694	Muy positiva	1.362	Leptocúrtico
90bis	0,155	AF	0,120776	AMF	2.081	Muy pobremente	0.690	Muy positiva	0.831	Platicúrtico
93	0,175	AF	0,141617	AF	1,905	Pobremente	0.699	Muy positiva	2.177	Muy leptocúrtico
93bis	0,165	AF	0,088381	AMF	2.115	Muy pobremente	0.696	Muy positiva	1.096	Mesocúrtico
97	0,165	AF	0,0985	AMF	2,275	Muy pobremente	0.228	Muy positiva	0.704	Platicúrtico
97bis	0,195	AF	0,128941	AF	2.129	Muy pobremente	0.683	Muy positiva	0.807	Platicúrtico
102	0,185	AF	0,139255	AF	2	Muy pobremente	0.704	Muy positiva	1.242	Leptocúrtico
102bis	0,185	AF	0,131873	AF	2.142	Muy pobremente	0.7	Muy positiva	0.908	Mesocúrtico
112	0,175	AF	0,144533	AF	1,744	Pobremente	0.673	Muy positiva	2.435	Muy leptocúrtico
112bis	0,185	AF	0,155492	AF	1.269	Pobremente	0.524	Muy positiva	2.742	Muy leptocúrtico
116	0,185	AF	0,142728	AF	1,879	Pobremente	0.695	Muy positiva	1.875	Muy leptocúrtico
116bis	0,185	AF	0,159896	AF	1.089	Pobremente	0.461	Muy positiva	2.595	Muy leptocúrtico

Tabla 4.5: Parámetros estadísticos obtenidos con los datos del sedígrafo de las muestras analizadas del testigo AU_Geo02_GC25 Ref. AMF: arena muy fina; AF: arena fina; AM: arena mediana; LG: limo grueso; LM: limo mediano LF: limo fino; Ar: arcilla.

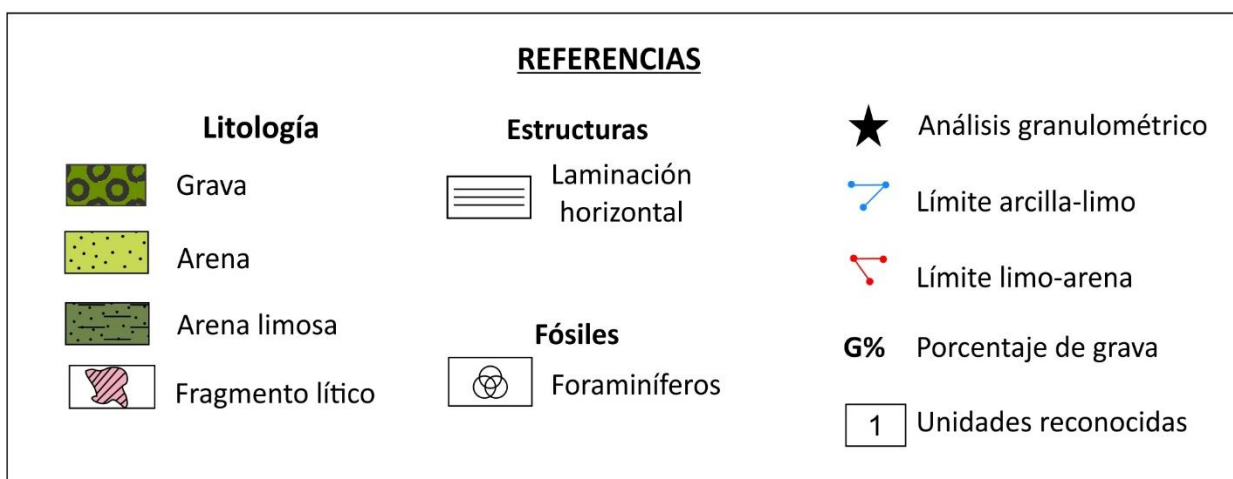
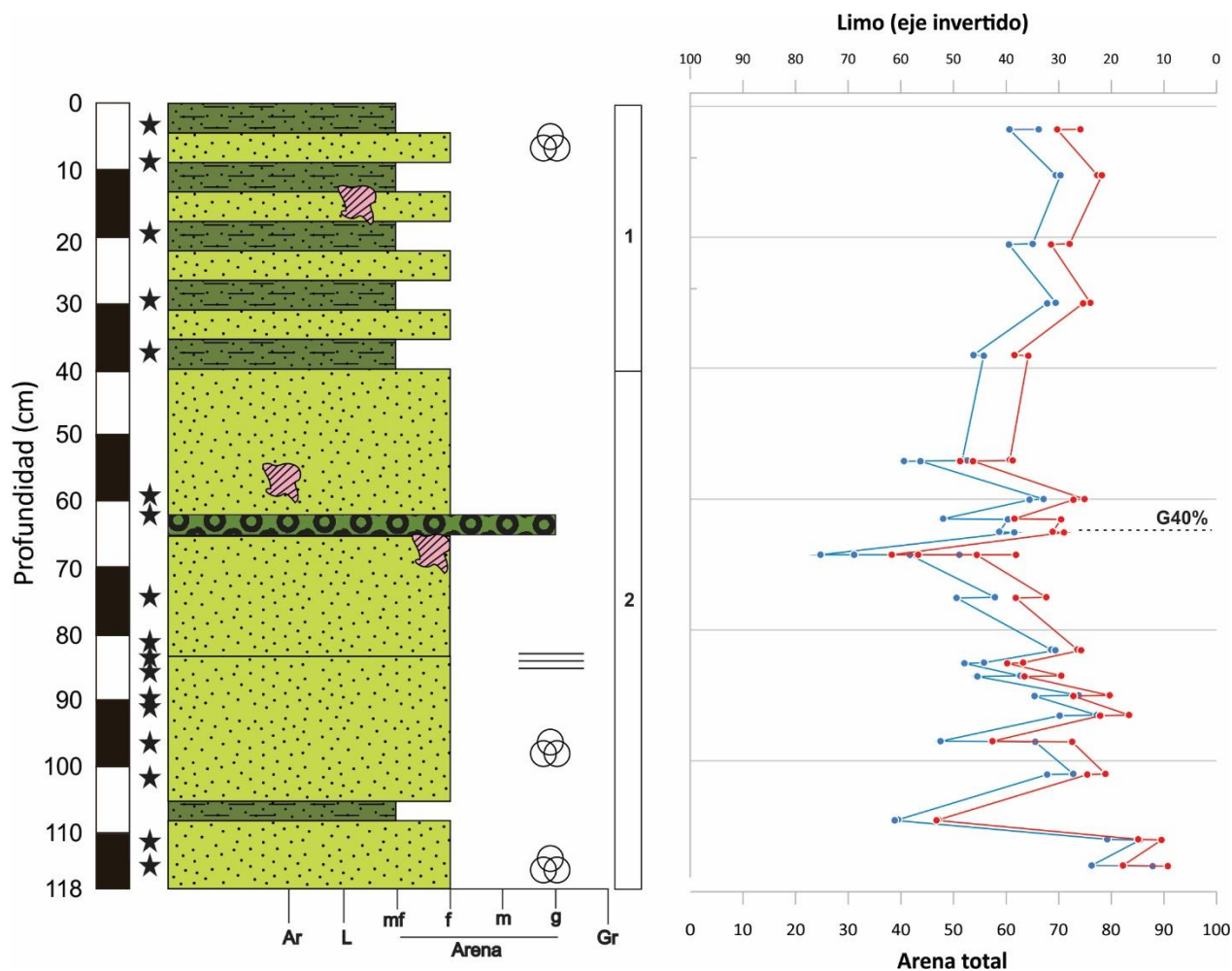


Figura 4.10. Perfil sedimentario y análisis granulométrico del testigo AU_Geo02_GC25.

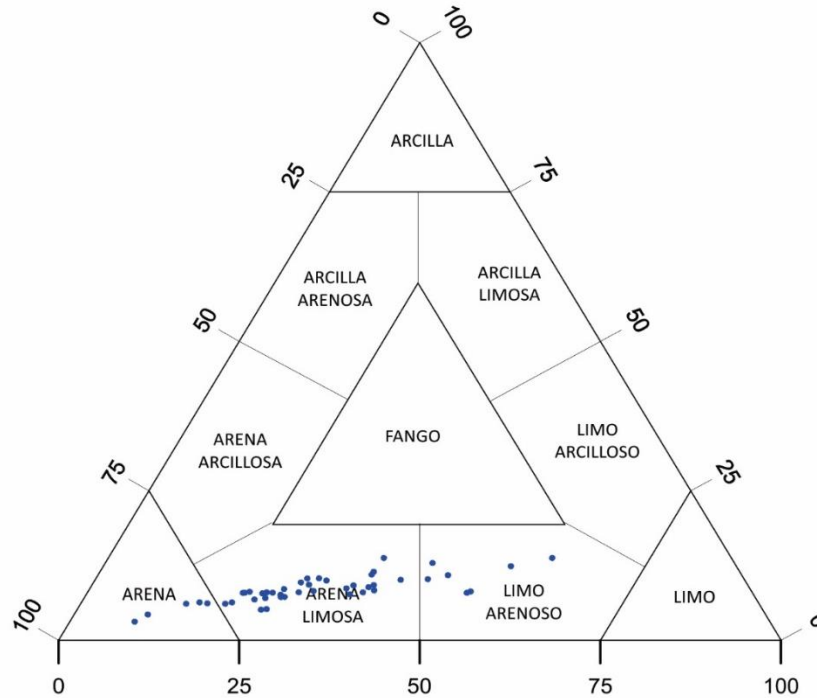


Figura 4.11. Diagrama de Shepard (1954) muestras del testigo AU_Geo02_GC25.

Se encuentra constituido por dos facies (Figura 4.10): la facies 1 (0 – 40 cm) es areno-limosa (arcilla: limo: arena 7,7%:28,3%:63,9%), de color gris oliva oscuro a muy oscuro (5Y3/1 y 5Y3/2), con estructura masiva y presencia de foraminíferos en los niveles superiores (Figura 4.10). Las distribuciones granulométricas de las muestras analizadas de esta unidad son platicúrticas a muy leptocúrticas, con asimetrías muy positivas, muy pobremente seleccionadas con moda en arena fina y media en arena fina y muy fina (Ver Tabla 4.5). En el diagrama de Shepard (1954) todas las muestras analizadas caen en el campo de arena limosa (Figura 4.11). Se reconocen capas de hasta 5 cm de espesor de arena intercalados, algunos de los cuales presentan partículas tamaño gravas dispersas. Una muestra de estas gravas correspondiente a fragmentos líticos es descripta y analizada en la sección 4.4.

La facies 2 (40-118 cm) es predominantemente arenosa, de granulometría fina, muy fina a limosa, de color oliva oscuro a muy oscuro (5Y3/1 y 5Y3/2). Las distribuciones granulométricas de las muestras analizadas son mesocúrticas a platicúrticas, con asimetrías

muy positivas, muy pobremente seleccionadas con moda en arena fina y media en arena muy fina y fina (Ver Tabla 4.5). En el diagrama de Shepard (1954) corresponden predominantemente a arena limosa, salvo tres muestras que son arenas (Figura 4.11). Algunos niveles presentan alta proporción de partículas tamaño grava (hasta 40%, 67-70 cm). Dos muestras gravosas de este nivel son descriptas y analizadas en la sección 4.4. Presenta estructura masiva, salvo en el intervalo entre los 83 y 118 cm donde se observa laminación horizontal (Figura 4.12). Se observa presencia de foraminíferos sólo en dos intervalos (~ 98 cm y 110 cm) en la parte inferior del testigo.

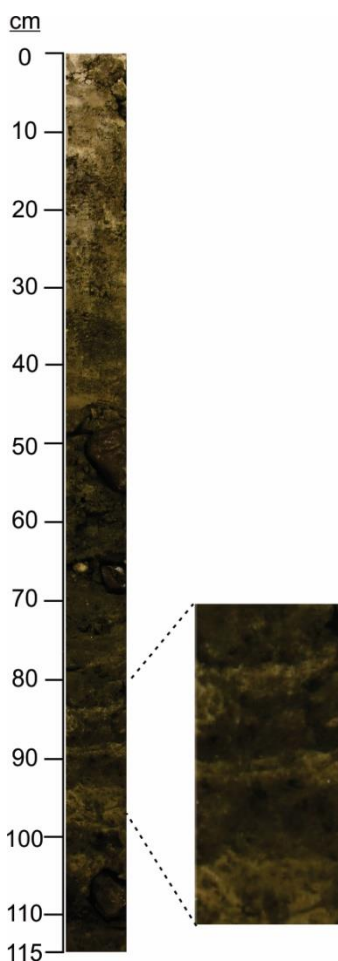


Figura 4.12. Fotografía del testigo AU_Geo02_GC25. Ampliación a sector con laminación paralela.

4.4. Determinaciones composicionales de clastos de grava

Un total de seis clastos correspondientes a fragmentos de rocas fueron seleccionados para ser analizados macro y microscópicamente (Tablas 4.6 y 4.7). En el testigo GC24 las 3 muestras analizadas fueron: 24-1 (26-29 cm), 24-2 (31-35 cm) y 24-3 (34-35 cm; Figura 4.6). En el testigo GC25 las 3 muestras analizadas fueron: 25-1 (50-58 cm); 25-2 (67-70 cm), 25-3 (106-112 cm; Figura 4.10).

Testigo	Muestra	Tamaño de grano (mm)	Forma	Redondez	Otros
AU_Geo02_GC24	24-1	Guija	Proladas a laminares y pentagonales	Angulosas a sub-angulosas	-
	24-2	Guija	Equidimensional	Sub-redondeado a redondeado	-
	24-3	Gránulo	Pentagonal	Sub-redondeada a redondeada	Oquedades
AU_Geo02_GC25	25-1	Guijarro	Prolada, pentagonal	Sub-angulosa a sub-redondeada	-
	25-2	Guija	Equidimensional, pentagonal	Sub-redondeada	Marcas de impacto
	25-3	Guija	Equidimensional	Sub-angulosa-sub-redondeada	-

Tabla 4.6. Síntesis descripción macroscópica.

Testigo	Muestra	Clasificación	Textura	Mineralogía
AU_Geo02_GC24	24-1	Metarenisca	Clasto-sostén	Fracción clástica: cuarzo fragmentos líticos metamórficos, plagioclasas, Accesorios: muscovita, biotita, opacos.
	24-2	Roca plutónica	Granosa gruesa	Anfíboles, plagioclasas y feldespatos potásicos alterados, cuarzo.

	24-3	Arenisca	Clasto-sostén	Fracción clástica: cuarzo monocristalino, cuarzo policristalino, líticos volcánicos, feldespatos potásicos (ortosa y microclino), plagioclasas, opacos; cemento: sílice como crecimiento secundario y megacuarzo, arcilloso (cloritas).
AU_Geo02_GC25	25-1	Roca volcánica	Porfírica	Pasta vítrea y fenocristales: plagioclasas, cuarzo, posibles piroxenos, minerales accesorios
	25-2	Roca volcánica (chert laminado)	Microgranosa fina	Predominantemente sílice microcristalino recristalizado Muy alterada, laminado.
	25-3	Roca volcánica	Porfírica	Pasta vítrea con fenocristales: plagioclasas, cuarzo, piroxenos o líticos metamórficos.

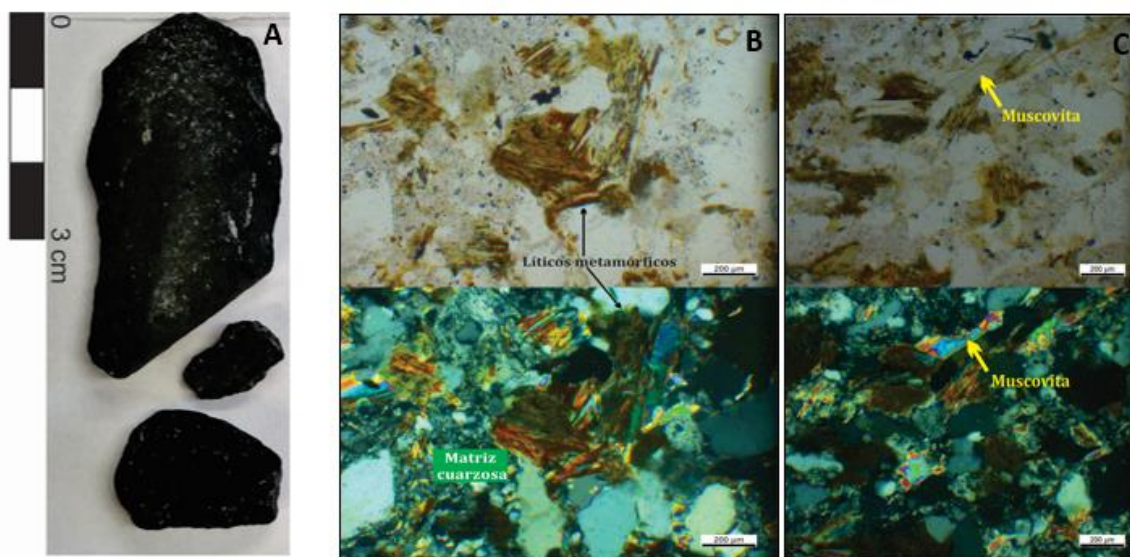
Tabla 4.7. Síntesis del análisis petrográfico.

4.4.1 AU_Geo02_GC24

Muestra 24-1. Esta muestra está formada por un conjunto de 3 clastos de rocas negras con tonalidades verdosas y grisáceas de baja esfericidad, angulosas a subangulosas, con formas proladas a laminares y pentagonales. Los tamaños de grano son 31,33 mm, 9,6 mm y 17,33 mm (guija), siendo sus ejes mayores, intermedios y menores de 54x24x16 mm; 22x15x15mm; 13x8, 5x6, 5 mm (Figura 4.13A). El clasto de mayor tamaño fue seleccionado para realizar un corte delgado y analizarlo microscópicamente.

Descripción microscópica: Roca sedimentaria clasto-sostén con presencia de contactos suturados y corroídos posiblemente por procesos de disolución asociados a importante soterramiento, probablemente hasta un metamorfismo de bajo grado. Se observa cierto

alineamiento incipiente (posible) de los minerales; se encuentra bien seleccionada con clastos de 0,3 mm a 0,15 mm. La fracción clástica representa un 90% de la muestra y el material intersticial está compuesto por matriz y cemento 10%, siendo difícil su separación. No se reconoce porosidad. Dentro de la fracción clástica se observa: cuarzo (65%) con inclusiones, bordes irregulares, extinción ondulosa y normal, principalmente monocristalino, en pocos sectores policristalinos de hasta tres individuos; fragmentos líticos metamórficos (25%) que podrían corresponder a micacitas y anfibolitas; plagioclasas (5%) con maclas polisintéticas muy alteradas a sericita; muscovita (5%) con extinción característica y formas tabulares, muchas veces flexuradas y fragmentadas; y opacos (<1%). El material intersticial, matriz junto con cemento (10%), es cuarzoso y arcilloso en menor medida. Los fragmentos líticos se encuentran deformados generando pseudomatriz. La muestra se observa intensamente compactada sin presencia de poros. Se clasifica como metarenisca y, de acuerdo con la propuesta de Folk et al. (1970) como una metarenita lítica (Figuras 4.13B-E).



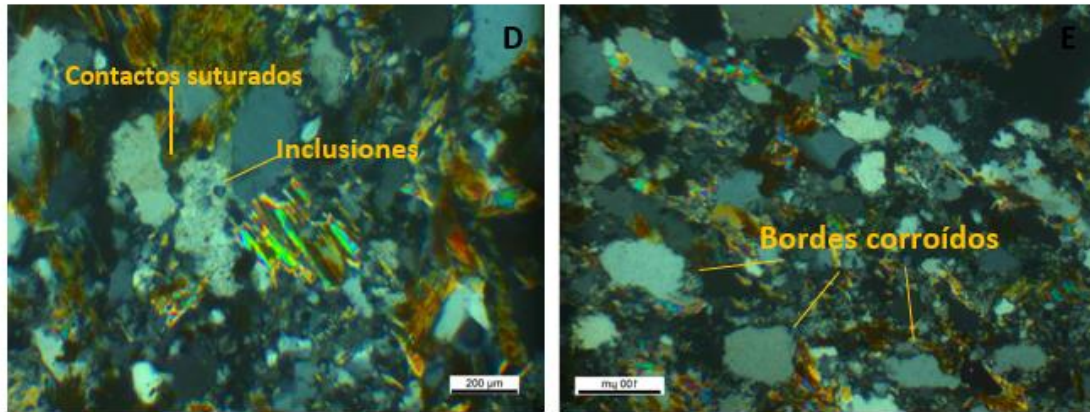


Figura 4.13. A: Fragmento de roca 24-1; B: Ejemplos de las muscovitas observadas. Se encuentran acompañadas de fragmentos líticos y cuarzo (nicoses paralelos arriba y cruzados abajo); C: Líticos metamórficos inmersos en una matriz cuarzosa (nicoses paralelos arriba y cruzados abajo); D: Cuarzo con inclusiones fluidas y contactos suturados entre cristales; E: *Clastos* de cuarzo con bordes corroídos

Muestra 24-2. Clasto de roca plutónica con textura granosa gruesa donde se reconocen cristales leucocráticos (principalmente feldespatos) y minerales máficos de color oscuro. Presenta forma equidimensional, subredondeado a redondeado. El tamaño de grano es de 49,6 mm (guija) siendo sus ejes mayor, intermedio y menor de 64, 45 y 40 mm de longitud (Figura 4.14A).

Descripción microscópica: Roca plutónica de textura granosa gruesa. Se observan anfíboles (60%) de grano grueso (hasta 3 mm) que corresponden a hornblendas con pleocroísmo de verde oscuro a verde claro; plagioclasas (30%) que presentan maclas polisintéticas y feldespatos potásicos (10%) con maclas de dos individuos; cuarzo en muy bajas proporciones y micas flexuradas. Los feldespatos se encuentran intensamente alterados a arcillas, con contactos irregulares y fragmentados. La roca podría ser clasificada como una diorita alterada (Figura 4.14B-C).

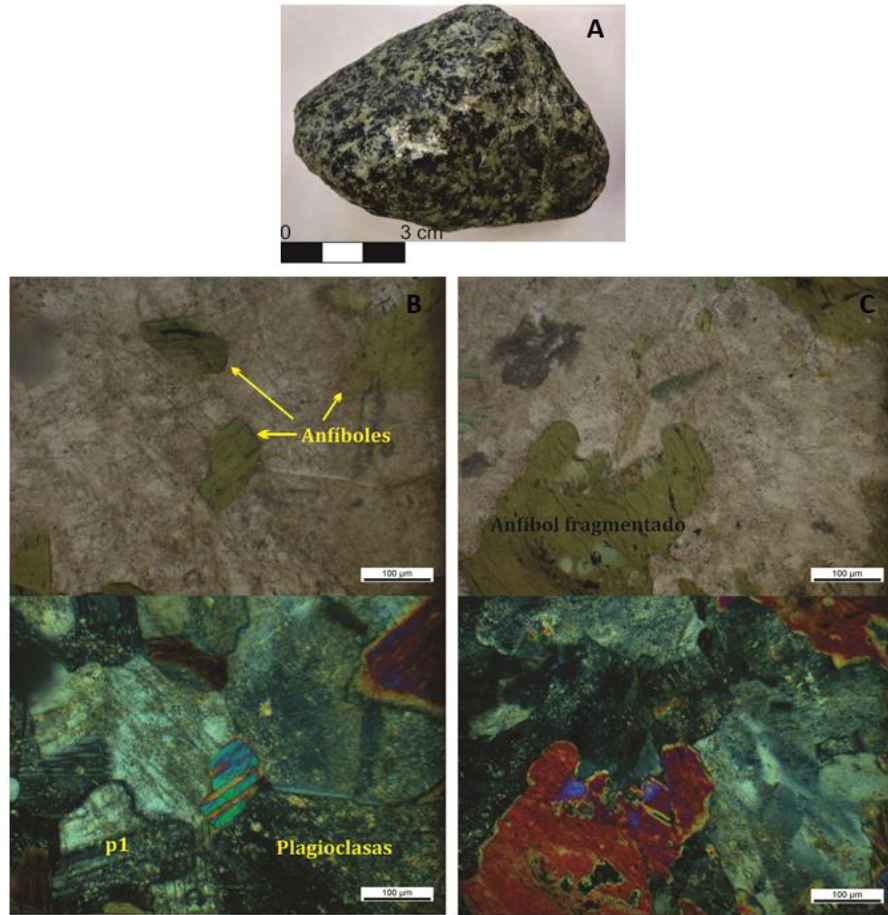
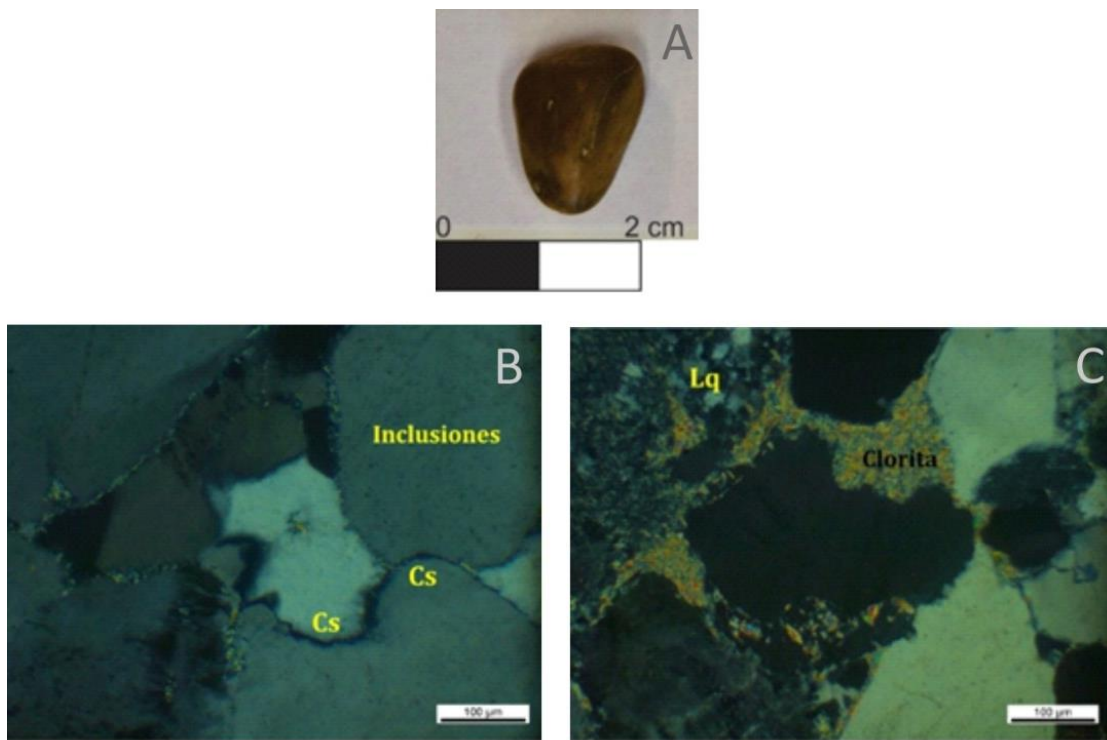


Figura 4.14. A: roca correspondiente a la muestra 24-2; B y C: Cristales de anfíboles irregulares y fragmentados; ortosa con macla de dos individuos (p1; nicoles paralelos arriba y cruzados abajo).

Muestra 24-3. Clasto de roca sedimentaria de color marrón claro, de alta esfericidad, forma pentagonal, subredondeado a redondeado, con superficie lisa y oquedades que podrían sugerir impactos (Figura 4.15A). El tamaño de grano es 1,03 mm de diámetro, siendo sus ejes mayor, intermedio y menor de 1,5 - 1,2 y 0,4 mm de longitud.

Descripción microscópica: roca sedimentaria clasto sostén con contactos rectos, cóncavo-convexos y escasos suturados. Está conformada por una fracción clástica (90%), cemento (10%), muy escasa matriz (<1%) y porosidad (<1%). Dentro de la fracción clástica, se observa cuarzo monocristalino (60%) con extinción ondulosa y tamaños de alrededor de 0,5 mm, algunos individuos poseen inclusiones fluidas y de minerales y muy escaso cuarzo

policristalino (<1%); feldespatos potásicos alterados a arcillas, principalmente ortosa (20%) y en menor proporción microclino con macla en arpillera (5%); líticos volcánicos (14%) ácidos con pastas felsíticas o microcristalinas de grano fino; escasos líticos metamórficos (1%) minerales opacos (<1%). El cemento (10%) se presenta como megacuarzo rellenando los espacios intersticiales, cemento arcilloso, principalmente cloritas con tonalidades verdosas como rims alrededor de los clastos y rellenando los espacios intersticiales (oclusión), illitas y caolinita con textura microgranular. Se clasifica según Folk et al. (1970) como una feldsarenita lítica (Figura 4.15B-G)



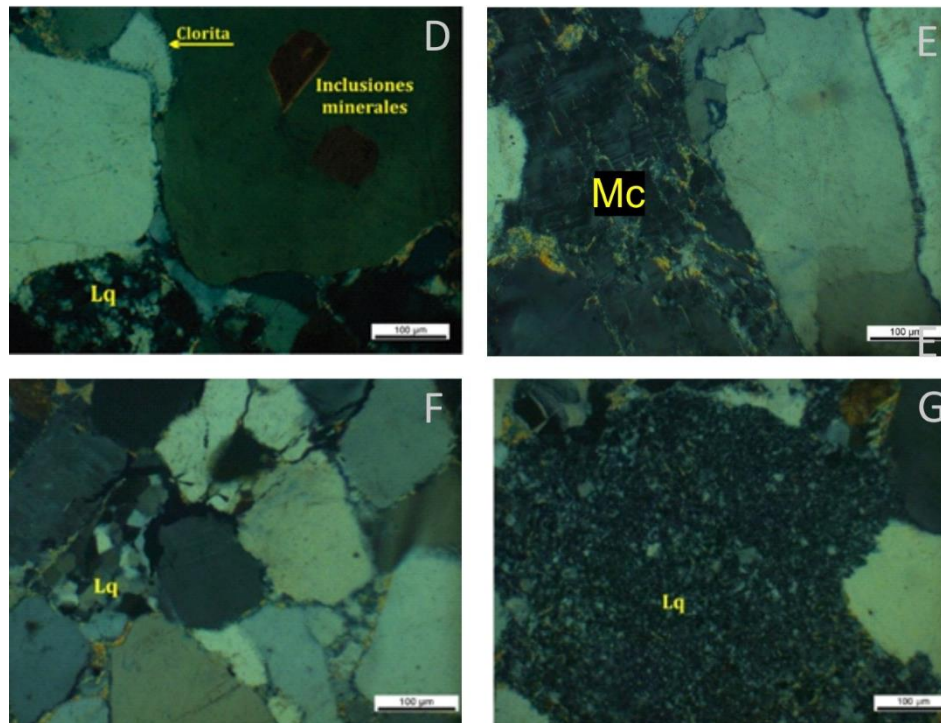


Figura 4.15. **A:** muestra 24-3; **B:** Cuarzo con inclusiones fluidas y contactos suturados y rectos entre los clastos (Cs); **C:** presencia de líticos cuarzosos y cemento clorítico entre clastos. El cuarzo presenta además de suturamiento, bordes corroídos e irregulares; **D:** Presencia de líticos cuarzosos (Lq) y cuarzo con inclusiones minerales y fluidas. Se observa clorita en los bordes de los clastos (rims); **E:** microclino con macla en arpillera muy alterada a arcillas (Mc); **F:** lítico cuarzoso granoso grueso. Se observa clorita en los bordes de los clastos. El cuarzo presenta inclusiones fluidas y se encuentra fragmentado. **G:** lítico volcánico ácido con pasta felsítica.

4.4.2 AU_Geo02_GC25

Muestra 25-1. Clasto de roca de color gris con textura porfírica donde se reconocen cristales grises y verdes, euhedrales y amorfos. Presenta baja esfericidad, forma prolada, pentagonal, subangulosa a subredondeada. Se observan oquedades rellenas de sedimento. El tamaño de grano es de 191 mm de diámetro (guijarro) siendo sus ejes mayor, intermedio y menor de 85, 59 y 47 mm de longitud (Figura 4.16A).

Descripción microscópica: Roca volcánica de textura porfírica. La pasta vítrea (50%) presenta fluidez y trizas recrystalizadas, en sectores se observa alterada. Los fenocristales (50%) se componen de plagioclasas (50%) con maclas polisintéticas y sanidina (20%) con

maclas de dos individuos, con hábito tabular y bordes redondeados, en ocasiones alteradas a arcillas; algunos individuos tanto de plagioclasa como de sanidina presentan zonación; cuarzo monocristalino (20%) con forma redondeada, en general con tamaños de 0,75 mm, con inclusiones y extinción normal; posibles piroxenos (10%) alterados, coloreados, podría ocurrir que no hayan logrado desarrollarse correctamente por el vidrio; minerales accesorios verdosos alterados a clorita redondeados (<1%) (Figuras 4.16B-F).

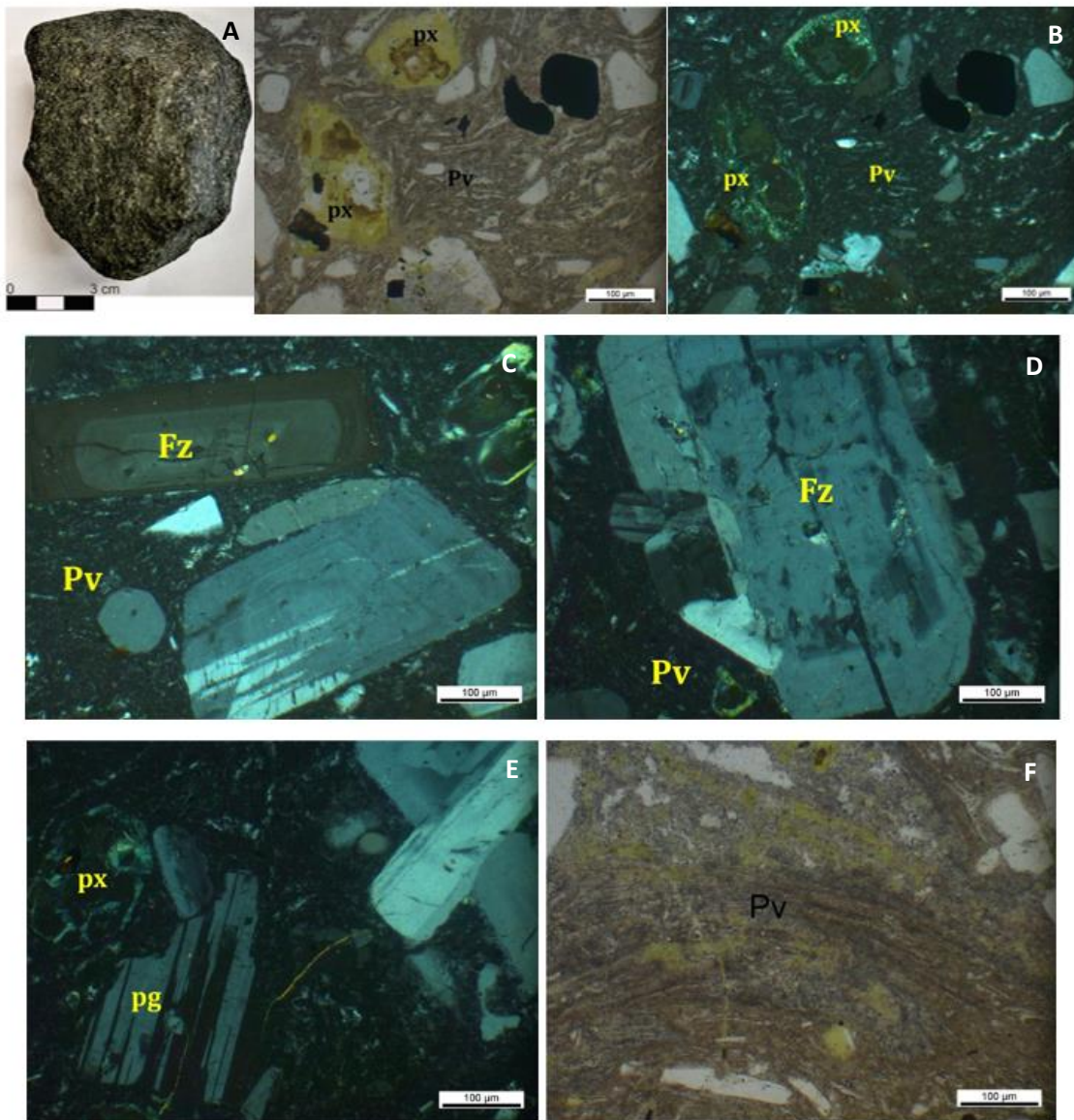


Figura 4.16. A: muestra 25-1; B: piroxenos con coloración verde característica y forma irregular. Puede observarse la fluidez de la pasta vítrea y la presencia de trizas deformadas; C y D: feldespatos

con zonación (Fz) inmersos en pasta vítrea (Pv). Cristales redondeados y presencia de plagioclasa con macla polisintética; E: plagioclasa con macla polisintética con bordes irregulares; F: fluidez de la pasta vítrea (Pv) y alteración a cloritas.

Muestra 25-2. Clasto de roca sedimentaria bandeada en la que se reconocen láminas de color negro y verde. Presenta forma equidimensional, está subredondeado y exhibe caras con marca de impacto y una superficie lisa y forma pentagonal. El tamaño de grano es guija (31,6 mm) siendo sus ejes mayor, intermedio y menor de: 37, 36 y 22 mm de longitud (Figura 4.17A).

Descripción microscópica: Muestra sedimentaria cuarzosa de grano fino. En sectores se observan láminas de cuarzo de 0,125 mm. Posible presencia de feldespatos alterados a arcillas. Cemento clorítico con coloración verdosa; presencia de opacos. Puede inferirse una incipiente dirección preferencial. Se registran minerales dúctiles con deformación y presencia de líticos volcánicos ácidos. El corte se observa muy sucio para ser clasificado como un chert. Los lineamientos podrían corresponder a bioturbaciones consecuencia del relleno de tubos. Podría clasificarse como una toba laminada recristalizada a sílice microcristalina (Figura 4.17 B y C).

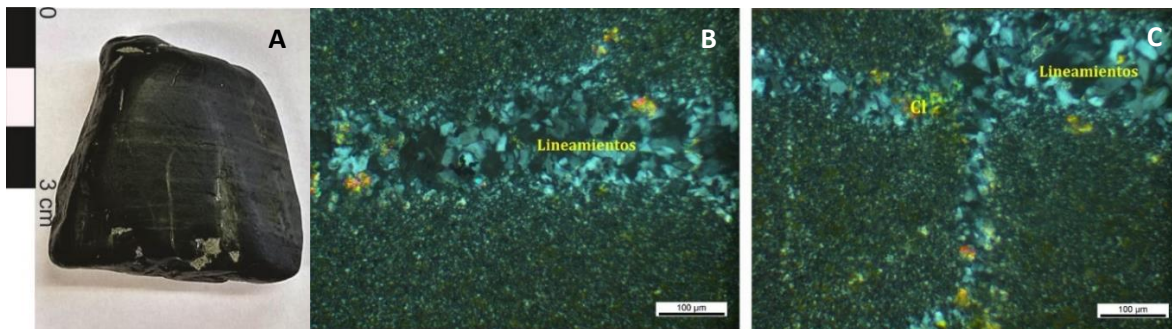


Figura 4.17. A: muestra 25-2; B y C: Ejemplo de la laminación o microlaminación registrados en el corte. Los mismos se encuentran rellenos por cuarzo microcristalino. El corte se encuentra muy alterado y presenta alteración a clorita (Cl) en sectores.

Muestra 25-3. Clasto de roca gris verdosa volcánica con textura porfírica donde se reconocen fenocristales de gran tamaño, color verde y gris oscuro inmersos en una pasta de aparentes cristales más pequeños. Presenta forma equidimensional, subanguloso a

subredondeado con una tamaño guija (48 mm) Siendo sus ejes mayor, intermedio y menor de 62, 44 y 38 mm de longitud (Figura 4.18A).

Descripción microscópica: Roca volcánica con textura porfírica. Los fenocristales (50%) corresponden a plagioclasas (70%) con maclas polisintéticas y sanidina (7%) con macla de dos individuos, ambas presentan cristales muy alterados a arcillas, hábito tabular pero con bordes muy irregulares por la alteración, a veces presentan formas redondeadas al igual que el cuarzo; cuarzo (20%) de extinción ondulada con bordes redondeados, en ocasiones presentan engolfamiento e inclusiones; se observan cristales que podrían corresponder a piroxenos tabulares coloreado o líticos metamórficos verdosos con fluidez (8%). La pasta (50%) es vítrea, se observan alteraciones a clorita con tonalidades verdosas y presencia de trizas deformadas (Figuras 4.18 B-C y 4.19).

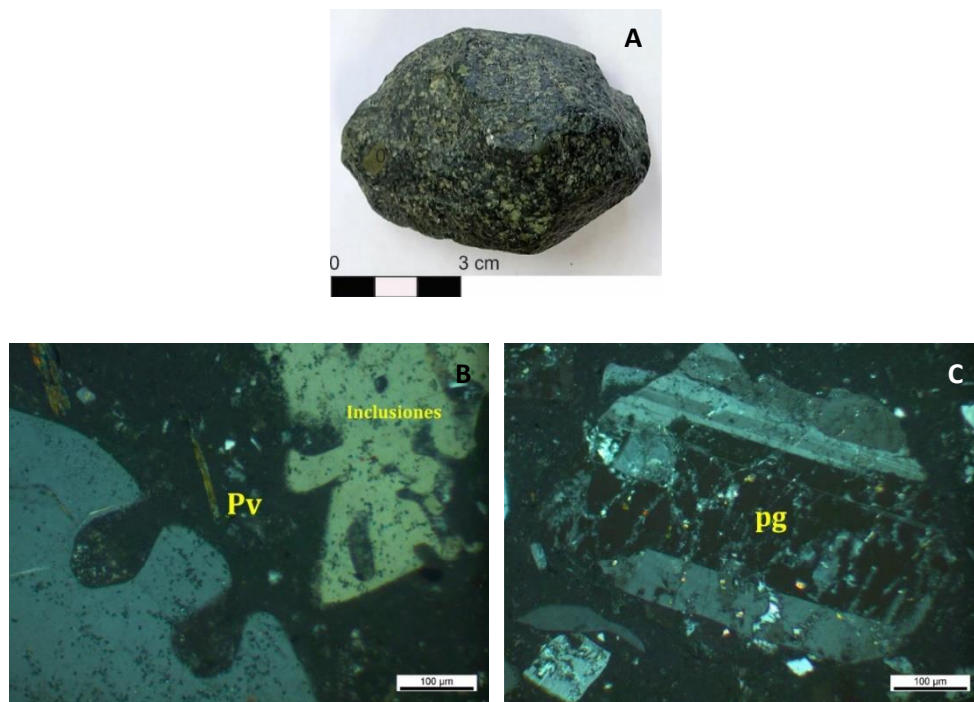


Figura 4.18. A: muestra 25-3; **B** cristales de cuarzo engolfados con inclusiones minerales y fluidas inmersos en pasta vítrea (Pv); **C:** plagioclasa con macla polisintética, muy alterada y con bordes irregulares redondeados.

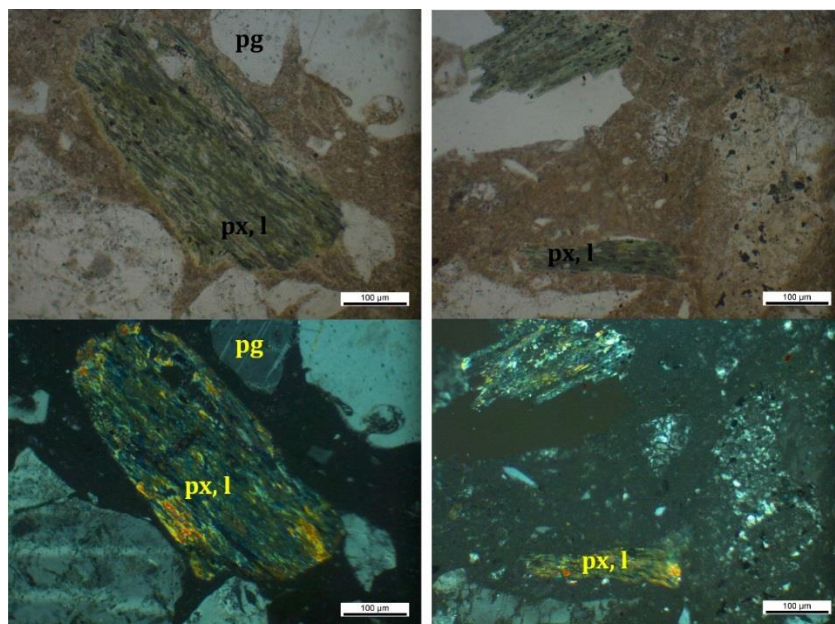


Figura 4.19. Muestra 25-3, líticos metamórficos (esquistos) debido a su posible fluidez (px, l). Además, se registra plagioclasa con macla polisintética (pg).

Los fragmentos de roca hallados en ambos testigos se encuentran distribuidos aleatoriamente, es decir no se reconoce un patrón en su depositación.

El testigo GC24 presenta dos fragmentos de roca con afinidad composicional (24-1 y 24-3) y textural. Ambas presentan clastos con contactos suturados, lo que les da un empaquetamiento cerrado a causa de un alto soterramiento, y bordes corroídos que podrían asociarse al mismo proceso (dilución por presión debido a la compactación). Además, macroscópicamente presentan formas pentagonales y la muestra 24-3 registra oquedades. La muestra 24-2 no presenta relación con las anteriores, se trata de una roca plutónica conformada principalmente por anfíboles y plagioclasas.

El testigo GC25 presenta 3 fragmentos de rocas volcánicas, de los cuales la muestra 25-1 y 25-3 tiene mineralogías casi idénticas con textura porfírica, donde los minerales (plagioclasas-cuarzo-piroxenos) se encuentran inmersos en una pasta vítrea con incipiente fluidez. La muestra 25-2 tiene una mineralogía ácida muy alterada y presenta marcas de impacto en una de sus superficies.

Un área fuente probable podría ser la Patagonia, consecuencia de las glaciaciones del Neógeno y Cuaternario que impactaron en la región. Durante estos periodos el sector

costero patagónico recibió grandes aportes de material de cantos rodados que alcanzaron el ambiente marino (Martinez et al., 2009; Bozzano et al., 2021).

5 DISCUSIÓN

5.1 Depresiones morfológicas vs *pockmarks*

El análisis geomorfológico del área de estudio demostró que la dirección de los ejes mayores de las *pockmarks* analizadas tienen una orientación de $\sim 60^\circ$ (OSO-ENE, Figura 4.3). Esta dirección coincide con la del gradiente topográfico del talud ($0,5^\circ$ - $0,9^\circ$, SO-NE), por lo que se puede deducir que la alineación principal de las *pockmarks* está en dirección transversal al margen, especialmente en el sector sur del área de estudio. La dirección aquí calculada concuerda con la publicada previamente por Isola et al. (2021) para la misma zona de estudio, donde los autores reconocieron una dirección OSO-ENE dominante en las depresiones elongadas.

En cuanto al análisis sísmico, éste fue limitado por la escasez de información disponible. El perfil sísmico de alta resolución que atraviesa la *pockmark* donde está ubicado el testigo GC25, denota la presencia de una falla normal (Figura 4.5A) pero no exhibe evidencias de presencia de fluidos. La génesis de las *pockmarks* está asociada a la migración de fluidos y las emisiones de gas del fondo marino, las cuales se identifican como anomalías acústicas en el registro sísmico. Los datos analizados no permiten descifrar el origen de las depresiones en estudio, pero podría estar vinculado a factores tectónicos. No obstante, la ausencia de evidencias actuales de gas en el sedimento de una *pockmark* no es necesariamente una prueba de que el gas no haya estado presente en el pasado. Las *pockmarks* pueden ser geoformas relictas que indican escapes de gas o fluidos previos (Judd y Hovland, 2007).

A través del análisis morfológico es posible afirmar que existe una acción modeladora de los procesos sedimentarios de origen gravitacionales (trasversales al margen) y contorníticos (paralelos al margen; Figura 4.3). El conjunto de estos procesos impacta en la morfología actual de las *pockmarks* o depresiones. Esta conclusión está respaldada también por los valores de excavación (53,3-71,9 m) y dimensiones del diámetro (246,2-1846 m) de las *pockmarks* del margen patagónico, que en promedio resultan ser superiores a la dimensión de las *pockmarks* estándar, las cuales tienen una profundidad y diámetro

promedio de 9,6 m y 128 m respectivamente (Pilcher y Agent, 2007; Fig. 1.4). Esto se debe a que la morfología actual difiere de la originaria debido a la acción de procesos sedimentarios posteriores. La alineación entre ejes principales de *pockmarks* y gradiente apuntarían a que la morfología actual responde a modificaciones operadas por procesos sedimentarios gravitacionales. Estos procesos, además, podrían ser los responsables de que en el área de estudio prevalezcan las *pockmarks* compuestas, las cuales son resultado de la fusión de *pockmarks* estándar individuales o unitarias (Judd y Hovland, 2007).

Por el momento, no se obtuvo una explicación del motivo por el cual las *pockmarks* se concentran mayoritariamente en el sector sur; las hipótesis que pueden considerarse son: (1) en el área dominaron factores tectónicos que favorecieron la formación de las depresiones, y (2) el sector sur se encuentra dominado por sedimentos de tamaño arcilla limosa o limo arcilloso. Lo último, surge de las observaciones realizadas en otros márgenes continentales que han confirmado que la densidad y el tamaño de las depresiones aumentan en fondos y subfondos formados por litología fina (King y McLean, 1971).

5.2 Marco estratigráfico

Este estudio pudo beneficiarse de los análisis bioestratigráficos realizados en los dos testigos por el personal de YTEC. Gracias a los resultados compartidos en los informes técnicos (Calvo-Marcileses et al., 2021) pudo estimarse el rango temporal abarcado por los testigos.

Para el testigo AU_Geo02_GC24, la muestra del techo fue calificada como portadora de fauna característica del Holoceno-Pleistoceno medio. El intervalo 30-180 cm resultó ser estéril de fauna por lo que no le fue asignada una edad concreta. Por debajo de los 180 cm la secuencia abarca desde el Plioceno temprano hasta el Mioceno tardío.

Para el testigo AU-Geo02_GC25, las dos muestras analizadas (105.5cm y 118cm) resultaron contener fauna compatible con un periodo frío (glacial) del Pleistoceno o más joven. Estos resultados permiten inferir que ambos testigos registran el Último Máximo Glacial (UMG) o épocas cercanas a este intervalo de tiempo (18-23 miles de años BP). El testigo GC25 preserva faunas típicas de agua fría (muestra 115 cm); en cambio el testigo GC24 resulta ser

estéril de fauna. Esta diferencia podría explicarse por la distinta ubicación de los dos testigos: el GC24 es más expuesto a las masas de agua de fondo glaciales corrosivas, mientras que el GC25, dentro de la depresión morfológica, mantiene condiciones favorables al desarrollo de foraminíferos. El testigo GC24, por su mayor extensión en longitud, abarca un mayor rango de edad y la base se asigna al Plioceno o Mioceno tardío. Sin embargo, un hiatus a los 224 cm (que marca el cambio abrupto de litología) y el intervalo estéril entre 30 y 180 cm hace muy difícil la interpretación estratigráfica de este testigo. El hiatus podría corresponder con el MPT (Transición del Pleistoceno Medio), evento que ha sido reconocido en el margen patagónico por otros autores (Isola et al., 2021) aunque a mayor profundidad. El único testigo datado de esta zona es el testigo GC21 (Isola et al., 2021; Figura 3.2); a los 200-220 cm, este testigo muestra una facies arenosa con aproximadamente 60% de arena entre gris oscuro y gris oliva, laminada, acompañada por fragmentos de rocas color verdoso. Este intervalo, en el testigo GC21, fue asignado al MIS2 (Último Máximo Glacial). En el testigo GC24, algo muy similar ocurre a nivel sedimentológico exactamente a la misma profundidad. Entre 200 y 224 cm se observa un intervalo de arena gris oscura mezclada con arena gris oliva (47% de arena total), acompañada por un clasto verdoso. Si esta hipótesis es correcta (224 cm corresponde a 23 mil años), la tasa de sedimentación del GC24 sería de aproximadamente 10 cm/ mil años por lo que el intervalo de sedimento semi-consolidado, interpretado como piso de la paleo-*pockmark* (38-60 cm), podría tener unos 5-6 mil años de edad BP.

5.3 Facies sedimentarias en zona de *pockmarks*

El testigo GC24 está formado por una facies limo-arenosa (F1) con abundantes foraminíferos en los primeros 18 cm del tope; sigue una facies arena-limosa (F2) con grava de unos 20 cm de espesor (18-38cm). Entre 38 y 60 cm, se observa una facies limo-arenosa (F3) de color verdoso y de aspecto semi-consolidado con proporciones significativas de grava (10-36%; Figura 5.1). El resto del testigo está dominado por una facies limo-arenosa (F4, entre 60 y 224 cm) y una facies limo-arcillosa (F5, entre 224 y la base del testigo). En cambio, el testigo GC25 está constituido sólo por dos facies: la areno-limosa (F1, 0-40 cm) con foraminíferos al techo (0-18 cm) y por la facies arena-limosa con grava (F2, Figura 5.1).

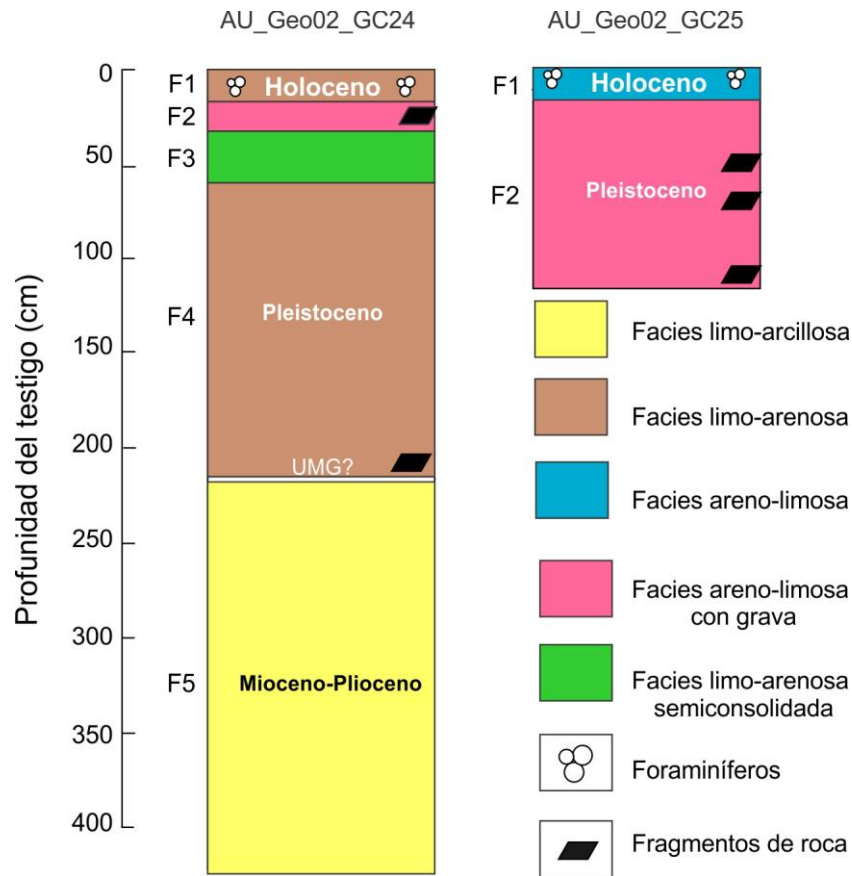


Figura 5.1. Modelos de facies sedimentarias de los testigos estudiados y su contexto estratigráfico

El testigo GC25 fue extraído de la pared interna de una depresión (Figura 4.5) por lo que las facies sedimentarias que lo componen podrían definirse como facies característica o distintiva de esta peculiar morfología. La facies 1 más superficial con abundantes foraminíferos podría corresponder a una sedimentación hemipelágica o contornítica reciente (Stow y Smillie, 2020). Mientras que a facies 2 (40-160cm) dominada por granulometría más gruesa: arena limosa con niveles de grava reconociéndose clastos tamaño guijas y guijarros correspondería al relleno de la *pockmark*. Se interpreta que la *pockmark*, al ser una depresión, funciona como trampa o recolectora de sedimento procedente de procesos tanto gravitacionales como contorníticos (Rebesco et al., 2014; Stow y Smillie, 2020); cuando el sedimento de tamaño grueso ingresa en la depresión queda atrapado. Se podría definir como un lag de arena y grava acumulado a lo largo del tiempo.

El testigo GC24 se encuentra en el campo de pockmarks (Figura 4.2), aparentemente en una zona de poco relieve y fuera de depresiones morfológicas (Figura 4.4). Las facies 1, limo-

arenosa con foraminíferos y la facies 2 limo-arenosa con grava son comparables a las encontradas en el testigo GC25. Por debajo, se observa la facies 3 semi-consolidada que podría corresponder al piso de una *pockmark* actualmente desactivada y rellenada. Esta hipótesis surge del hecho que las emanaciones de metano poco profundos hacia la superficie, que forman *pockmarks*, se asocian frecuentemente con la precipitación de carbonatos y la litificación de sedimentos locales, dando lugar a sustratos duros (Jovland y Judd, 1988; Pilger y Agent, 2007; Bravo et al., 2018). Sin embargo, son necesarios ulteriores análisis geoquímicos en la facies semi-consolidada para confirmar que se trate efectivamente del piso de una *pockmark* fósil. Las facies más profundas del testigo GC24 (F4: limo-arenosa y F5: limo-arcillosa, Figura 5.1) podrían estar vinculadas a procesos contorníticos o mixtos (contorníticos-gravitacionales, Rebesco et al., 2014; Stow y Smillie, 2020) en distintos regímenes oceanográficos.

5.4 Significado de los fragmentos de roca

Tanto en el testigo GC24 como en el GC25 fueron encontrados numerosos fragmentos de roca. En el GC24 dos rocas fueron clasificadas como metarenisca y arenisca, la tercera se determinó de origen plutónico. En este testigo, los fragmentos rocosos se encuentran en el intervalo 26 y 35 cm de profundidad del testigo (F2), acompañados por significativos porcentajes de grava (10-30%). En el testigo GC25, los fragmentos de rocas encontrados fueron todos clasificados como rocas volcánicas. Todos ellos se encuentran en la F2 en las cotas 50-58 cm, 67-70 cm y entre 106-112 cm, en concordancia con valores máximos grava (41-44.7%) y de arena (79.8%) observados en las profundidades 60-65 cm y 112cm respectivamente. Las formas de los fragmentos son proladas, equidimensionales, destacándose algunas formas pentagonales, desde angulosas a subredondeada, con marcas superficiales u oquedades. El hallazgo de estas rocas en niveles con litología arenosa y gravosa puede ser interpretado de dos maneras. Por un lado, como *dropstones* depositados por balseo a partir de témpanos (*iceberg*) dado que los mismos se encuentran en facies correlacionables con la glaciación del Pleistoceno tardío. Por otro lado, la presencia de grava asociada a niveles areno-limosos permite interpretar que podrían corresponder a aportes continentales, quizás fluvioglaciales, en épocas de bajo nivel del mar que hayan alcanzado

la zona de estudio por procesos sedimentarios gravitacionales (transporte en masa y/o turbidíticos).

En ambos casos, se propone a la Patagonia como posible área fuente. Las glaciaciones del Neógeno y Cuaternario impactaron en la región y durante estos periodos el sector costero patagónico recibió grandes aportes de material gravoso de los ríos patagónicos que alcanzaron el ambiente marino y se extendieron desde Río Colorado (40° S) hasta Tierra del Fuego (55° S; Martínez et al., 2009). Estudios realizados por Noble et al. (2012) evidencian el importante aporte de detritos desde los glaciares de la Patagonia, a partir de estudios isotópicos en sedimentos, durante el UMG y el Holoceno en el registro marino del Atlántico Sur. En este sentido, los fragmentos de clastos analizados como las metareniscas (GC 24-1) y areniscas cuarzosas (GC 24-3) podrían corresponder a la erosión de las formaciones Bahía de La Lancha (Riccardi, 1971) o Río Lácteo (Leanza 1972), que consisten en rocas metasedimentarias paleozoicas de bajo a muy bajo grado metamórfico; mientras que la muestra plutónica (24-2, diorita) podría relacionarse con el Complejo Plutónico Cerro San Lorenzo (Giacosa y Franchi, 2001). Todas estas unidades afloran asociadas a lo largo de la Cordillera Patagónica en el oeste del área de estudio. Por su parte, las rocas volcánicas o piroclastitas ácidas registradas en el testigo GC25 (25-1, 25-2 y 25-3) podrían asociarse al Complejo El Quemado (Riccardi, 1971) que incluye una variedad de rocas volcánicas desde ignimbritas, lavas y piroclastitas que afloran también en Cordillera Patagónica y que adquieren otras denominaciones como Serie Tobífera (Cecioni, 1955) en Chile y Formación Lemaire en la Isla de los Estados (Caminos y Nullo, 1979).

De esta manera, estos fragmentos de roca tamaño grava podrían haber llegado a las facies analizadas a partir de la erosión de las rocas que actuaron como pavimento para los glaciares del Plio-Pleistoceno en la Patagonia. Su transporte y depositación pudo haber sido a partir de témpanos (*dropstones*) o como eventos fluvio-glaciales costeros que favorecieron movimientos de remoción en masa en profundidad.

6. CONCLUSIONES

- La batimetría del área permitió definir un campo de depresiones de formas variadas en el sector sur de la zona de estudio y un valle que podría ser interpretado como un cañón submarino en el centro, cuya cabecera coincide con un cambio en la orientación de las isobatas del área, de SE-NO (sur) a SO-NE (norte).
- Si bien no se encontraron evidencias de filtraciones de fluidos o emisiones de gas en el registro sísmico, el campo de depresiones es compatible con *pockmarks* y la mayoría de los tamaños medidos alcanzan el rango de mega-*pockmarks*.
- La concentración de las *pockmarks* en el sector sur puede deberse a que allí dominaron factores tectónicos que favorecieron la formación de depresiones y/o a que esta área se encuentra constituida por sedimentos tamaño arcilla limosa o limo arcilloso, en cambio, en el sector norte predominarían sedimentos de granulometría más gruesas.
- La alineación entre los ejes los mayores de las *pockmarks* y el gradiente del talud apuntarían a que la morfología actual fue influenciada por procesos sedimentarios gravitacionales. Sin embargo, el tamaño y excavación de las depresiones, mayores al promedio global, indicarían la acción de procesos contorníticos modeladores posteriores a su formación. Por lo expuesto, predominaría la morfología de *pockmarks* compuestas.
- A partir de los estudios bioestratigráficos se concluye que el testigo AU_Geo02_GC24 comprendería edades desde el Mioceno tardío-Plioceno en el sector inferior al Holoceno en el techo. El testigo AU_Geo02_GC25, por su parte, abarcaría edades desde el Pleistoceno a más jóvenes.
- Los fragmentos de rocas analizados en ambos testigos podrían corresponder a *dropstones* o a facies fluvioglaciales distales que alimentaron procesos gravitacionales

en el Pleistoceno tardío durante la glaciación. En ambos casos, la potencial área fuente considerada para las gravas sería la Cordillera Patagónica.

- Las facies reconocidas en ambos testigos analizados permiten interpretar que la zona de estudio fue dominada por sedimentación hemipelágica en el Holoceno; en cambio, durante el Pleistoceno predominaron procesos mixtos (gravitacionales y contorníticos). La granulometría más gruesa registrada en el testigo AU_Geo02_GC25 sería debido a su ubicación, dentro de una *pockmark*, cuya depresión morfológica funcionaría como una recolectora o trampa de sedimento.

7 REFERENCIAS

- Andresen, K. J., Huuse, M., & Clausen, O. R. 2008. Morphology and distribution of Oligocene and Miocene pockmarks in the Danish North Sea—implications for bottom current activity and fluid migration. *Basin Research*, 20(3), 445-466.
- Aliotta, S., Lizasoain, G. O., & Ginsberg, S. S. 2004. Dinámica sedimentaria y evolución morfológica de un profundo canal del estuario de Bahía Blanca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59(1), 14-28.
- Arhan, M., Naveira Garabato, A. C., Heywood, K. J., & Stevens, D. P. 2002. The antarctic circumpolar current between the Falkland Islands and South Georgia. *Journal of Physical Oceanography*, 32(6), 1914-1931.
- Aliotta, S., Schnack, E. J., Isla, F. I., & Lizasoain, G. O. 2000. Desarrollo secuencial de formas de fondo en un régimen macromareal. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 7(1-2), 0-0.
- Bozzano, Graziella, Cerredo, María, Remesal, Marcela, Steinman, Lena, Hanebuth, Till, Schwenk, Tilman, Baqués, Michele, Hebbeln, Dierk, Spoltore, Daniela, Silvestri, Ornella, Acevedo, Rogelio, Spiess, Volkhard, Violante, Roberto, Kasten, Sabine, 2021. Dropstones in the Mar del Plata Canyon Area (SW Atlantic): Evidence for Provenance, Transport, Distribution, and Oceanographic Implications. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 22.
- Bravo, M. E., Aliotta, S., Fiori, S., & Ginsberg, S. 2018. Distribution, vertical position and ecological implications of shallow gas in Bahía Blanca estuary (Argentina). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 202, 222-231.
- Brown, C. S., Newton, A. M., Huuse, M., & Buckley, F. (2017). Iceberg scours, pits, and pockmarks in the North Falkland Basin. *Marine Geology*, 386, 140-152.
- Bujalesky, G., Aliotta, S., & Isla, F. (2004). Facies del subfondo del canal Beagle, Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59(1), 29-37.

Buhl-Mortensen, L., & Mortensen, P. B. (2004). Crustaceans associated with the deep-water gorgonian corals *Paragorgia arborea* (L., 1758) and *Primnoa resedaeformis* (Gunn, 1763). *Journal of Natural History*, 38(10), 1233-1247.

CAMINOS, R. y F. NULLO, 1979. Descripción Geológica de la Hoja 57e, Isla de los Estados. Territorio Nacional de Tierra del Fuego e Islas del Atlántico Sur. Servicio Geológico Nacional, Boletín Nº 175.

Comisión Nacional del Límite Exterior de la Plataforma Continental (COPLA), 2017. El Margen Continental Argentino.

Cavallotto, J. L., Violante, R. A., & Hernández-Molina, F. J. 2011. Geological aspects and evolution of the Patagonian continental margin. *Biological Journal of the Linnean Society*, 103(2), 346-362.

Cartwright, J. 2007. The impact of 3D seismic data on the understanding of compaction, fluid flow and diagenesis in sedimentary basins. *Journal of the Geological Society*, 164(5), 881-893.

CECIONI, G. 1955a. Edad y facies del Grupo Springhill en Tierra del Fuego. *Anales Facultad Ciencias Físicas Naturales, Universidad de Chile* 12, Geología (6): 243-256. Santiago.

Domínguez, F., Márchal, D., Sigismondi, M., Espejón, C., & Vallejo, E. 2011. Caracterización de Dominios Estructurales e Influencia de Estructuras Preexistentes en Hemigrábenes de Rift en el Sector Centro-Norte de la Plataforma Continental Argentina. In *Actas XVIII Congreso Geológico Argentino*.

Dando, P. R., Bussmann, I., Niven, S. J., O'hara, S. C. M., Schmaljohann, R., & Taylor, L. J. 1994. A methane seep area in the Skagerrak, the habitat of the pogonophore *Siboglinum poseidoni* and the bivalve mollusc *Thyasira sarsi*. *Marine Ecology Progress Series*, 157-167.

Davis, A. M. 1992. Shallow gas: an overview. *Continental shelf research*, 12(10), 1077-1079.

- Ewing, M., & Lonardi, A. G. 1971. Sediment transport and distribution in the Argentine Basin. 5. Sedimentary structure of the Argentine margin, basin, and related provinces. *Physics and Chemistry of the Earth*, 8, 125-251.
- Franke, D., Neben, S., Ladage, S., Schreckenberger, B., & Hinz, K. 2007. Margin segmentation and volcano-tectonic architecture along the volcanic margin off Argentina/Uruguay, South Atlantic. *Marine Geology*, 244(1-4), 46-67.
- Foland, S.S., Maher, N., Yun, J.W., 1999. Pockmarks along the Californian Continental Margin: implications for fluid flow. Abstract. AAPG Bull. 83, 681–706.
- Fader, G. B. 1991. Gas-related sedimentary features from the eastern Canadian continental shelf. *Continental Shelf Research*, 11(8-10), 1123-1153.
- Giacosa, R., & Franchi, M. 2001. Hojas Geológicas 4772-III y 4772-IV, Lago Belgrano y Lago Posadas. Provincia de Santa Cruz. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino, 256, 1-68.
- Greinert, J., Artemov, Y., Egorov, V., De Batist, M., & McGinnis, D. 2006. 1300-m-high rising bubbles from mud volcanoes at 2080 m in the Black Sea: Hydroacoustic characteristics and temporal variability. *Earth and Planetary Science Letters*, 244(1-2), 1-15.
- Guerrero, R. A., & Piola, A. R. (1997). Masas de agua en la plataforma continental.
- Hermanrud, C., Venstad, J. M., Cartwright, J., Rennan, L., Hermanrud, K., & Nordgård Bolås, H. M. 2013. Consequences of water level drops for soft sediment deformation and vertical fluid leakage. *Mathematical Geosciences*, 45, 1-30.
- Hernández-Molina, F. J., Paterlini, M., Violante, R., Marshall, P., de Isasi, M., Somoza, L., & Rebesco, M. 2009. Contourite depositional system on the Argentine Slope: An exceptional record of the influence of Antarctic water masses. *Geology*, 37(6), 507-510.
- Henrich, R., Baumann, K. H., Gerhardt, S., Gröger, M., & Volbers, A. 2004. Carbonate preservation in deep and intermediate water masses in the South Atlantic: evaluation and

geological record (a review). The South Atlantic in the Late Quaternary: reconstruction of material budgets and current systems, 645-670.

Hinz, K., Neben, S., Schreckenberger, B., Roeser, H. A., Block, M., De Souza, K. G., & Meyer, H. 1999. The Argentine continental margin north of 48 S: sedimentary successions, volcanic activity during breakup. *Marine and Petroleum Geology*, 16(1), 1-25.

Hovland, M., & Judd, A. G. 1988. Seabed pockmarks and seepages: impact on geology, biology and the marine environment (Vol. 293). London: Graham & Trotman.

Harrington, P. K. 1985. Formation of pockmarks by pore-water escape. *Geo-Marine Letters*, 5(3), 193-197.

Isola, J. I., Ormazabal, J. P., Flores, G., Arismendi, S., Druet, M., Muñoz, A., del Río, J. L., Etienot, S. D. A., Gomez Ballesteros, M. P., Principi, S., Bolatti, N. D. Y Tassone, A. A. (2020). Tectonic and structural controls on Neogene fluid release in the Patagonian Continental Margin. *Marine and Petroleum Geology*, 115, 104246.

Jané, G., Maestro, A., Ercilla, G., López-Martínez, J., De Andrés, J. R., Casas, D., Gonzalez-Aller, D. y Catalán-Morollón, M. 2010. Occurrence of pockmarks on the Ortegal Spur continental margin, Northwestern Iberian Peninsula. *Marine and Petroleum Geology*, 27(7), 1551-1564.

Judd, H., & Hovland, M. 2007. Seabed Fluid Flow: The Impact on Geology, Biology and the Marine Environment.

Judd, A. G. 2003. The global importance and context of methane escape from the seabed. *Geo-Marine Letters*, 23, 147-154.

Judd, A. G., & Hovland, M. 1992. The evidence of shallow gas in marine sediments. *Continental Shelf Research*, 12(10), 1081-1095.

Kulm, L. D., Suess, E., Moore, J. C., Carson, B., Lewis, B. T., Ritger, S. D., ... & Scamman, R. L. 1986. Oregon subduction zone: venting, fauna, and carbonates. *Science*, 231(4738), 561-566.

Lafuerza, S. 2009. Aplicacions del CPTU en Geociències Marines: estudi de casos de la Mediterrània. Universitat de Barcelona.

Leanza, A. F. 1972. Andes Patagónicos Australes. En A. F. Leanza (Ed.): Geología Regional Argentina: 689-706. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.

Levy, E. M., & Lee, K. 1988. Potential contribution of natural hydrocarbon seepage to benthic productivity and the fisheries of Atlantic Canada. Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences, 45(2), 349-352.

Martínez, O., Rabassa, J., & Coronato, A. (2009). Charles Darwin and the first scientific observations on the Patagonian shingle formation (Rodados Patagónicos). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 64, 90–100

Manley, P. L., & Flood, R. D. (1989). Anomalous sound velocities in near-surface, organic-rich, gassy sediments in the central Argentine Basin. Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers, 36(4), 611-623.

Mckean, B. Y King, L. H. 1971. Superficial geology of the Banquereau and Misain Bank map area; Marine Sciences Branch, Paper 3, and Geological Survey of Canada, Paper 71-53.

Moss, J. L., & Cartwright, J. 2010. 3D seismic expression of km-scale fluid escape pipes from offshore Namibia. Basin Research, 22(4), 481-501.

Noble, T. L., Piotrowski, A. M., Robinson, L. F., McManus, J. F., Hillenbrand, C. D., & Bory, A. J. M. 2012. Greater supply of Patagonian-sourced detritus and transport by the ACC to the Atlantic sector of the Southern Ocean during the last glacial period. Earth and Planetary Science Letters, 317, 374–385.

Orsi, A. H., Johnson, G. C., & Bullister, J. L. 1999. Circulation, mixing, and production of Antarctic Bottom Water. Progress in Oceanography, 43(1), 55-109.

Orsi, A. H., Whitworth III, T., & Nowlin Jr, W. D. 1995. On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers, 42(5), 641-673.

Plaza-Faverola, A., Bünz, S., & Mienert, J. (2011). Repeated fluid expulsion through sub-seabed chimneys offshore Norway in response to glacial cycles. *Earth and Planetary Science Letters*, 305(3-4), 297-308.

Pilcher R, Argent J. 2007 Mega-pockmarks and linear pockmark trains on the West African continental margin. *Mar Geol* 244:15–32.

Piola, A. R., Matano, R. P., Steele, J. H., Thorpe, S. A., & Turekian, K. K. (2001). Brazil and Falklands (Malvinas) currents. *Ocean currents*, 35-43.

Parker, G., Paterlini, M. C., & Violante, R. 1997. El fondo marino.

Parker, G., & Paterlini, M. 1990. Apantallamientos acústicos en sedimentos gasíferos del Río de La Plata. *AGA Rev*, 45(1-2), 17-28.

Römer, M., Sahling, H., Pape, T., Bohrmann, G., & Spieß, V. 2012. Quantification of gas bubble emissions from submarine hydrocarbon seeps at the Makran continental margin (offshore Pakistan). *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117(C10).

Ramos, V. A. 1996. Evolución tectónica de la Plataforma Continental. *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina* (Ramos, VA; Turic, MA, 385-404.

Rabinowitz, P. D., & LaBrecque, J. 1979. The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B11), 5973-6002.

RICCARDI, A. 1971. Estratigrafía en el oriente de la bahía de la Lancha, lago San Martín, Santa Cruz, Argentina. *Revista del Museo de La Plata*, 7 (Geología), 61: 245-318

Schmittner, A., Brook, E. J., & Ahn, J. 2007. Impact of the ocean's overturning circulation on atmospheric CO₂.

Sibuet, M., & Olu, K. 1998. Biogeography, biodiversity and fluid dependence of deep-sea cold-seep communities at active and passive margins. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 45(1-3), 517-567.

Stow, D., & Smillie, Z. 2020. Distinguishing between deep-water sediment facies: turbidites, contourites and hemipelagites. *Geosciences*, 10(2), 68.

Tsuchiya, M., & Talley, L. D. 1994. Water-mass distributions in the western South Atlantic; A section from South Georgia Island (54S) northward across the equator.

Van Tuyl, J., Alves, T. M., & Cherns, L. 2018. Pinnacle features at the base of isolated carbonate buildups marking point sources of fluid offshore Northwest Australia. *GSA Bulletin*, 130(9-10), 1596-1614.

Violante, R. A., Cavallotto, J. L., Bozzano, G., & Spoltore, D. 2017. Sedimentación marina profunda en el margen Continental Argentino: revisión y estado del conocimiento. *Latin American journal of sedimentology and basin analysis*, 24(1), 7-29.

Vogt, P. R., Crane, K., Sundvor, E., Max, M. D., & Pfirman, S. L. 1994. Methane-generated pockmarks on young, thickly sedimented oceanic crust in the Arctic: Vestnesa ridge, Fram strait. *Geology*, 22(3), 255-258.

Wenau, S., Spiess, V., & Zabel, M. 2021. Giant seafloor depressions caused by slope failures and bottom currents on the Namibia continental margin. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 22(7), e2020GC009548.

Wenau, S., & Spiess, V. 2018. Active Seafloor Seepage Along Hydraulic Fractures Connected to Lateral Stress From Salt-Related Rafting: Regab Pockmark, Congo Fan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(5), 3301-3319.

ANEXOS

<i>Pockmark</i>	Superficie	Profundidad	Excavación
1	-2747	-2836	70
2	-2622	-2752	125
3	-2626	-2696	55
4	-2564	-2632	68
5	-2564	-2612	48
6	-2564	-2692	110
7	-2624	-2698	74
8	-2648	-2692	44
9	-2596	-2632	36
10	-2416	-2505	89
12	-2483	-2513	30
13	-2482	-2505	23
16	-2252	-2287	35
17	-2226	-2291	65
18	-2307	-2334	27
19	-2356	-2424	68
20	-2438	-2470	32
21	-2460	-2491	31
22	-2466	-2516	50
23	-2448	-2470	22
24	-2466	-2509	43
25	-2474	-2492	18
26	-2462	-2494	32
27	-2414	-2506	92
28	-2395	-2419	24
29	-2678	-2716	38
30	-2614	-2681	67
31	-2671	-2743	72
32	-2624	-2754	130
33	-2747	-2771	24
34	-2773	-2823	50
35	-2603	-2672	69
36	-2556	-2595	39
37	-2550	-2556	6
38	-2463	-2517	54
39	-2495	-2600	105
40	-2366	-2414	48
41	-2347	-2414	67
42	-2385	-2461	76
43	-2377	-2416	39
44	-2387	-2467	80

45	-2414	-2452	38
46	-2483	-2532	49
47	-2505	-2531	26
48	-2734	-2756	22
49	-2300	-2384	84
50	-2374	-2496	122
51	-2365	-2419	54
52	-2334	-2443	109
53	-2373	-2416	43
54	-2284	-2338	54
55	-2335	-2414	79
56	-2345	-2464	119
57	-2364	-2462	98
58	-2356	-2392	36
59	-2358	-2396	38
60	-2253	-2327	74
61	-2283	-2382	99
62	-2395	-2454	59
63	-2356	-2461	105
65	-2378	-2444	66
66	-2352	-2442	90
67	-2492	-2534	42
68	-2506	-2554	48
69	-2475	-2503	28
70	-2473	-2495	22
71	-2399	-2434	35
72	-2397	-2512	115
73	-2478	-2571	93
74	-2532	-2595	63
75	-2540	-2626	86
76	-2566	-2633	67
77	-2557	-2623	66
78	-2639	-2683	44
79	-2628	-2659	31
80	-2555	-2652	97
81	-2572	-2635	63
82	-2575	-2639	64
83	-2571	-2637	66
84	-2613	-2684	71
85	-2572	-2615	43
86	-2653	-2656	3
87	-2585	-2624	39
88	-2573	-2615	42
89	-2654	-2695	41
90	-2706	-2714	8

91	-2676	-2736	60
92	-2685	-2766	81
93	-2703	-2756	53
95	-2697	-2732	35
96	-2634	-2716	82
97	-2580	-2648	68
98	-2645	-2683	38
99	-2563	-2586	23
100	-2541	-2586	45
101	-2616	-2656	40
102	-2615	-2694	79
103	-2541	-2581	40
104	-2578	-2666	88
105	-2501	-2530	29
106	-2495	-2542	47
107	-2474	-2535	61
108	-2595	-2611	16
109	-2617	-2635	18
110	-2558	-2593	35
112	-2511	-2543	32
113	-2507	-2538	31
114	-2512	-2537	25
116	-2449	-2474	25
116	-2462	-2540	78
117	-2446	-2489	43
118	-2374	-2406	32
119	-2374	-2436	62
120	-2313	-2387	74
121	-2351	-2362	11
122	-2277	-2404	127
123	-2346	-2382	36
124	-2303	-2342	39
125	-2280	-2341	61
126	-2329	-2394	65
127	-2257	-2304	47
128	-2294	-2373	79
129	-2265	-2316	51
130	-2326	-2365	39
131	-2296	-2328	32
132	-2346	-2442	96
133	-2339	-2377	38
134	-2323	-2365	42
135	-2363	-2422	59
136	-2374	-2418	44
137	-2334	-2407	73

138	-2426	-2462	36
139	-2432	-2499	67
140	-2594	-2645	51
141	-2686	-2725	39
142	-2745	-2791	46
143	-2706	-2744	38
144	-2735	-2753	18
145	-2786	-2844	58
146	-2794	-2848	54
147	-2593	-2677	84
148	-2639	-2704	65
149	-2515	-2536	21
150	-2487	-2532	45
151	-2461	-2523	62
152	-2446	-2481	35
153	-2482	-2512	30
154	-2273	-2328	55
155	-2534	-2564	30

Tabla 1. Excavaciones de las *pockmarks* de la Figura 4.2.

Ejes mayor de las <i>pockmarks</i>	Azimut (°)
1	66.93
2	84.77
3	40.26
4	63.74
5	67.69
6	115.83
7	69.25
8	55.5
9	202.2
10	190.44
11	92.59
12	102.15
13	89.46
14	275.89
15	44.91
16	307.58
17	91.58
18	66.7
19	91.39
20	116.52
21	43.92
22	306.83
23	139.94
24	261.59

25	60.53
26	61.53
27	275.78
29	69.67
30	85.41
31	93.94
32	64.85
33	61.04
34	73.46
35	91.92
36	133.14
37	74.99
38	77.78
39	238.93
40	97.28
41	231.79
42	90
43	114.75
44	248.71
45	126.74
46	214.84
47	21.93
48	67.57
49	103.05
50	96.77
51	111.49
52	298.42
53	129.21
54	136.61
55	158.77
56	56.68
57	186.92
58	52.77
59	28.07
60	148.03
61	305.56
62	79.79
62	63.97
64	154.16
65	107.08
66	143.04
67	73.89
68	61.12
69	83.39
70	47.26

72	291.68
73	116.41
74	68.68
75	31.98
76	52.31
77	133.1
78	315.73
79	319.4
80	81.2
81	70.52
82	84.87
83	89.25
84	215.02
85	68.88
86	198.34
87	303.74
88	80.03
89	72.15
90	171.21
91	175.79
92	155.29
93	184.05
94	17.17
95	85.97
96	74.89
97	133.21
98	72.54
99	123.06
100	62.54
101	294.57
102	95.58
103	40.38
104	263.07
105	69.08
106	20.26
107	89.4
109	63.82
110	15.87
111	140.59
112	122.11
113	75.48
114	68.34
115	110.87
116	90
117	62.67

118	113.4
119	60.3
120	83.34
121	73.79
122	53.36
123	38.18
124	73.95
125	46.97
126	61.02
127	140.35
128	133.89
129	37.1
130	128.37
131	295.5
132	10.93
133	102.66
134	87.78
135	3.39
136	86.35
137	110.41
138	99.85
139	105.78
140	50.15
141	73.12
142	292.97
143	60.29
144	36.7
145	129.23
146	99.67
147	193.88
148	115.65
149	24.85
150	14.15
151	118.01
152	250.65
153	303.69
155	133.98

Tabla 2. Acimut de los ejes mayores utilizados para realizar el diagrama de rosas Figura 4.3.

<i>Pockmarks</i> circulares	Diámetro (m)
1	1846,047
2	1576,129
3	1548,026
4	1540,311
5	1468,969

6	1286,959
7	1248,331
8	1137,469
9	1130,932
10	1091,055
11	1085,396
12	1059,474
13	1053,108
14	1007,462
15	948,451
16	939,414
17	870,936
18	864,381
19	818,716
20	770,342
21	768,301
22	509,214
23	386,709
24	337,957
25	311,949
26	294,678
27	282,28
28	254,975
29	246,515
30	246,191

Tabla 3. Diámetros calculados para las pockmarks (sub)circulares.

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad de Buenos Aires, y especialmente a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales por la educación pública, gratuita y de calidad, la cual prometo defender incansablemente.

A mi directoras, las doctoras Patricia L. Ciccioli y Graziella Bozzano, por su tiempo, paciencia, dedicación y guía.

A Alejandro Tassone por permitirme ser parte de la Campaña Oceanográfica a bordo del ARA Austral en 2019 y haber puesto a disposición los datos necesarios para el desarrollo de este TFL.

Al equipo de GEOFLAMA, quienes fueron de ayuda incontables veces.

A los responsables de confeccionar los informes bioestratigráficos, Lydia Calvo-Marcilese, Juan Pablo Panera y Lucía Rivas.

A todos los profesores y profesoras que nos transmitieron su cariño por la geología.

A todos mis amigos y amigas. Los que estaban desde antes de que ingrese a la carrera y a los que conocí en las aulas del departamento. A los que se convirtieron en mi familia. Su apoyo y compañía fue y es el empujón que me hace falta muchas veces.

A mi familia por su esfuerzo. A las hermanas con las que empecé y a los hermanos con los que terminé. A mi papá. A mis sobrinos. A mi abuela por cuidarme y alegrarse tanto de mis logros, y a mi mamá por ser mi fiel creyente.

Y por último, a mi abuelo, lo que sea que logré se lo dedico a él.