



UNIVERSIDAD DE CHILE  
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

# **REGISTRO SEDIMENTARIO MARINO DE ALUVIONES EN EL RÍO LAS MINAS DURANTE EL HOLOCENO (PUNTA ARENAS)**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

**GABRIELA PAZ TALA CAMPOS**

PROFESOR GUÍA:  
RODRIGO FERNÁNDEZ VÁSQUEZ

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
VALENTINA FLORES AQUEVEQUE  
CRISTINA ORTEGA CAURAPÁN

SANTIAGO DE CHILE  
2021

## RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL

TÍTULO DE: Geóloga

POR: Gabriela Paz Tala Campos

FECHA: 24-05-2021

PROFESOR GUÍA: Rodrigo Fernández Vásquez

### **REGISTRO SEDIMENTARIO MARINO DE ALUVIONES EN EL RÍO LAS MINAS DURANTE EL HOLOCENO (PUNTA ARENAS)**

La ciudad de Punta Arenas, construida en torno al río Las Minas, ha sido escenario de diez aluviones en los últimos dos siglos, los cuales han afectado a miles de personas. Las predicciones climáticas señalan que este tipo de eventos ligados a precipitaciones extremas irán en aumento, no obstante, la naturaleza y recurrencia de estos eventos en particular siguen siendo objeto de interrogante. Por este motivo, el presente trabajo estudia los depósitos sedimentarios marinos frente a la desembocadura del río Las Minas con el objetivo de determinar la existencia de un registro de estos aluviones y comprobar el aumento de recurrencia previsto. Lo anterior se realiza por medio de la recopilación de datos fluviométricos e históricos, interpretación de perfiles sísmicos y análisis de testigos sedimentarios.

Para comprobar el destino de los sedimentos arrastrados por eventos aluvionales, se evaluaron datos fluviométricos del río Las Minas en modelos numéricos (Mulder y Syvitski, 1995; Syvitski y Milliman, 2007), lo que permitió reconocer que se tratan de flujos hipopícnos. No obstante, la comparación de los valores de concentración de sedimento con el límite crítico de Parsons et al. (2001) sugirió que el río Las Minas tiene la capacidad de generar flujos hiperpícnos a partir de la pluma hipopícnica formada. Con este antecedente, se buscaron facies turbidíticas y de flujos de detritos subacuáticos en los dos testigos de sedimento muestreados a través del uso de tomografía computacional con tecnología *dual energy*, granulometría láser y susceptibilidad magnética. Como resultado, se identificaron facies de hemiturbiditas intercaladas con hemipelagitas, las cuales registran flujos subacuáticos provenientes del río Las Minas.

El análisis de perfiles sísmicos permitió identificar cuatro unidades básicas, dos basales compuestas de sedimento glacial y dos superiores formadas por intercalaciones de sedimento hemipelágico y flujos provenientes del río Las Minas. Adicionalmente se identificó una unidad de poca influencia en el área que estaría formada por depósitos del río Tres Brazos.

Finalmente, se determinó que los eventos aluvionales habrían ocurrido al menos desde hace  $7691 \pm 70$  años AP y que su recurrencia habría aumentado de un orden de miles a uno de cientos de años a partir de los 1761 – 1439 años AP. Adicionalmente, se calcularon tasas de acumulación para el área central del Estrecho de Magallanes, obteniéndose 0.18 – 0.36 [mm/año] para el período 7691-11025 años AP y 0.12 - 2.38 [mm/año] para el período 2618 – 991 años AP. No obstante, el primer valor podría alejarse de la realidad por efecto de la erosión de capas de sedimento intermedias.

# AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, quiero agradecer a todos los que formaron parte de este proyecto de aluviones: Al profe Rodrigo, que me dio la oportunidad no sólo de trabajar con los datos sino de participar en la expedición y conocer cómo se trabaja la geología marina en terreno. A Kitty, Pita, Javi y Estefi por ser las geólogas (y casi geólogas) más aperradas del buque y hacerlo una experiencia aún más bonita. A la Estefi, además, por ser mi gurú desde entonces y ayudarme cada vez que le pedí ayuda. A la profe Vale, que no pudo estar en terreno, pero que ya me había mostrado lo interesante que puede ser la sedimentología. También agradezco a todos los otros participantes del CIMAR-25 con los que compartí, en especial al Ayalín y al Buono que fueron mis partners desde el primer terreno de la carrera. Y una mención especial al DZ que me enseñó a usar Reflexw y Opendtect y a la Espe y al Mati que hicieron mis jornadas de laboratorio mucho más divertidas.

También debo decir que esta memoria no habría sido posible sin la ayuda de Brendan Reilly de SedCT, que compatibilizó su programa para poder obtener la atenuación de mis testigos, y de Tomas Silva de PerGeos, que me permitió explorar las posibilidades de la doble energía al darme una licencia de prueba y resolver mis dudas. Ambos no tenían por qué prestarle ayuda a una estudiante desconocida del tercer mundo, pero el que lo hayan hecho me inspira a hacer lo mismo por otras personas.

Quiero aprovechar este espacio, además, para agradecerle a mis bachiamigos: Richi, Pogo, Berni, Ile, Pepi, Pablitopo, Shoft, Jota, Cata Velas, Guille, Bruno y Willy (los *emos de ciencias*). Los conocí en un momento muy oscuro para mí, pero me hicieron reír tanto y me dieron tanto apoyo y cariño que sin darme cuenta me hicieron recuperar la alegría. También a los bachis que conocí más en Beauchef (*cucarachos*): Ian, Bruno, Paulita, Juanqui, Tomy, Chomerí, Joaco, Javi y Jose; encontrármelos por ahí en la facultad siempre me hizo sonreír, los quiero mucho. A mis cabras del volley: Nacha, Sthef, Jenny, Vale, Gabi, Connie, Naty; me comí hasta las servilletas en sus titulaciones y ahora no podré retribuirles, pero sepan que las adoro. A mi gente del taekwondo FCFM con los que soportamos entrenamientos sanguinarios juntos y desarrollamos un lazo de hermandad que no se rompe ni a patadas. Y por supuesto no puede faltar agradecimiento para mis hermosos geoamigos Javi, Cami, Tomi y Vichín, y en verdad para todo mi curso geo (los Sedex, las Gomex, etc) que son personas maravillosas que tuve la suerte de conocer.

Finalmente, agradezco a mi familia por ser el apoyo más grande durante toda mi vida, por confiar en mí incluso más que yo misma y por todos esos detalles que hicieron que este trabajo en cuarentena no fuera terrible: A mi papá que me viene a dar un besito en la frente, a mi mamá que me hace saber lo mucho que me quiere constantemente con abrazos y comida y a mi hermano por siempre estar disponible para una conversación muy profunda o muy estúpida. También incluyo en esta categoría a mis tres hermosos perritos que me ayudan a recargar energías cuando no doy más. Y, por último, agradezco a mi Jose por darme ánimos, por darme mucho amor y por ser el mejor compañero que pueda tener.

## **TABLA DE CONTENIDO**

|       |   |    |
|-------|---|----|
| 1.    | INTRODUCCIÓN .....  | 1  |
| 1.1   | FORMULACIÓN DEL PROBLEMA .....  | 2  |
| 1.2   | UBICACIÓN .....   | 4  |
| 1.3   | OBJETIVOS .....   | 5  |
| 1.3.1 | OBJETIVO GENERAL .....  | 5  |
| 1.3.2 | OBJETIVOS ESPECÍFICOS .....   | 5  |
| 1.4   | HIPÓTESIS DE TRABAJO.....   | 6  |
| 2.    | ANTECEDENTES GEOLÓGICOS.....  | 7  |
| 2.1   | GEOLOGÍA REGIONAL Y CONTEXTO TECTÓNICO.....   | 7  |
| 2.2   | CLIMA .....   | 10 |
| 2.2.1 | PRECIPITACIONES Y EVENTOS EXTREMOS.....   | 11 |
| 2.2.2 | CARACTERÍSTICAS OCEANOGRÁFICAS .....  | 11 |
| 2.3   | DEPÓSITOS GLACIALES Y GEOLOGÍA MARINA EN LA PARTE CENTRAL DEL ESTRECHO DE MAGALLANES..... | 13 |
| 2.4   | RÍO LAS MINAS.....  | 16 |
| 2.5   | GEOLOGÍA EN LA CUENCA DEL RÍO LAS MINAS.....  | 17 |
| 2.5.1 | FORMACIÓN LORETO .....  | 17 |
| 2.5.2 | DEPÓSITOS NO CONSOLIDADOS.....  | 19 |
| 3.    | ANTECEDENTES HISTÓRICOS .....   | 22 |
| 3.1   | INTERVENCIÓN HUMANA EN LA CUENCA DEL RÍO LAS MINAS.....                                   | 22 |
| 3.2   | ALUVIONES EN PUNTA ARENAS.....  | 24 |
| 3.3   | REMOCIONES EN MASA EN LA CUENCA DEL RÍO LAS MINAS.....                                    | 26 |
| 3.4   | SISMOS EN MAGALLANES .....  | 27 |
| 4.    | MARCO TEÓRICO .....   | 30 |
| 4.1   | DELTAS .....  | 30 |
| 4.1.1 | TIPOS DE FLUJOS .....   | 30 |
| 4.1.2 | PARTES DE UN DELTA.....   | 40 |
| 4.1.3 | CLASIFICACIÓN DE LOS DELTAS .....   | 43 |
| 4.2   | ALUVIONES, FLUJOS DE DETRITOS Y OTROS FLUJOS .....  | 49 |
| 4.2.1 | FLUJOS DE AGUA (WATER FLOODS).....  | 49 |
| 4.2.2 | FLUJOS HIPERCONCENTRADOS.....   | 50 |
| 4.2.3 | FLUJO DE DETRITOS (DEBRIS FLOW) Y FLUJO DE LODO (MUD FLOW)<br>51                          |    |
| 4.2.4 | FLUJOS DE GRAVEDAD MARINOS .....  | 56 |

|       |   |     |
|-------|---|-----|
| 4.3   | BQART Y OTROS MODELOS DE DESCARGA FLUVIAL .....           | 69  |
| 4.4   | SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA .....                           | 72  |
| 4.5   | TOMOGRFÍAS COMPUTARIZADAS EN GEOCIENCIAS.....             | 79  |
| 4.6   | BATIMETRÍA MULTHAZ.....                                   | 84  |
| 4.7   | SÍSMICA DE REFLEXIÓN .....                                | 88  |
| 4.8   | DATACIÓN CON RADIOCARBONO EN SEDIMENTO MARINO .....       | 90  |
| 5.    | MATERIALES Y MÉTODOS .....                                | 91  |
| 5.1   | TRABAJO EN TERRENO .....                                  | 91  |
| 5.1.1 | RUTA DE NAVEGACIÓN .....                                  | 91  |
| 5.1.2 | BATIMETRÍA MULTHAZ .....                                  | 92  |
| 5.1.3 | SÍSMICA MONO-CANAL.....                                   | 93  |
| 5.1.4 | RECOLECCIÓN DE MUESTRAS.....                              | 93  |
| 5.2   | TRABAJO POST-TERRENO .....                                | 94  |
| 5.2.1 | SISMOESTRATIGRAFÍA.....                                   | 94  |
| 5.2.2 | ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO .....                            | 97  |
| 6.    | RESULTADOS.....   | 107 |
| 6.1   | RECOPIACIÓN DE DATOS FLUVIOMÉTRICOS .....                 | 107 |
| 6.2   | BQART Y OTROS MODELOS DE DESCARGA FLUVIAL .....           | 110 |
| 6.3   | SISMOESTRATIGRAFÍA .....                                  | 112 |
| 6.3.1 | TOPOGRAFÍA SUBMARINA.....                                 | 112 |
| 6.3.2 | FACIES SÍSMICAS.....                                      | 113 |
| 6.3.3 | UNIDADES SÍSMICAS .....                                   | 116 |
| 6.4   | FACIES SEDIMENTARIAS .....                                | 127 |
| 6.4.1 | LITOFACIES.....   | 127 |
| 6.4.2 | SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA.....                            | 130 |
| 6.4.3 | TOMOGRFÍA COMPUTARIZADA.....                              | 132 |
| 6.4.4 | EDADES OBTENIDAS CON RADIOCARBONO .....                   | 143 |
| 6.4.5 | GRANULOMETRÍA LÁSER.....                                  | 144 |
| 6.4.6 | RESULTADOS INTEGRADOS.....                                | 148 |
| 7.    | DISCUSIÓN .....   | 152 |
| 7.1   | DATOS FLUVIOMÉTRICOS Y MODELO QBART .....                 | 152 |
| 7.2   | TRANSPORTE DEL FLUJO DEL RÍO LAS MINAS .....              | 153 |
| 7.3   | CRITERIOS PARA LA IDENTIFICACIÓN DE FLUJOS DE FONDO ..... | 155 |
| 7.3.1 | CONTACTOS .....   | 155 |
| 7.3.2 | BIOTURBACIÓN .....  | 156 |
| 7.3.3 | GRANULOMETRÍA .....                                       | 157 |

|       |   |     |
|-------|---|-----|
| 7.3.4 | SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA.....                            | 157 |
| 7.4   | IDENTIFICACIÓN DE FLUJOS DE ORIGEN ALUVIONAL.....         | 159 |
| 7.5   | CRONOLOGÍA DE ALUVIONES.....                              | 164 |
| 7.6   | TASA DE ACUMULACIÓN REGULAR DEL ÁREA.....                 | 165 |
| 7.7   | INTERPRETACIÓN SÍSMICA Y CORRELACIÓN CON TESTIGOS .....   | 167 |
| 8.    | CONCLUSIONES .....  | 172 |
| 9.    | BIBLIOGRAFÍA .....  | 174 |
|       | ANEXOS .....  | 189 |
|       | ANEXO A: FÓSILES DATADOS CON RADIOCARBONO .....           | 189 |
|       | ANEXO B: DISTRIBUCIONES DE UNIDADES GRANULOMÉTRICAS ..... | 190 |
|       | ANEXO C: RESULTADOS INTEGRADOS POR SECCIÓN.....           | 207 |

## **ÍNDICE DE FIGURAS**

|  |    |
|--|----|
| Figura 1.1: Área de estudio del proyecto “Recurrencia, e influencia climática y antrópica, en aluviones de los últimos 500 años, en la costa occidental del Estrecho de Magallanes”, como parte de las investigaciones realizadas en el concurso CIMAR-25. En gris se observan muestras de gravity corer y de draga respectivamente. El fondo corresponde a una imagen satelital Landsat 8 de color real. .... | 1  |
| Figura 1.2: Fotografía de aluvión ocurrido el 9 de mayo de 1990. La crecida del caudal obligó a los pobladores del Loteo Aylwin a abandonar sus mediaguas. Obtenido del artículo de Nelson Toledo del 22-05-2016 por La Prensa Austral. ....   | 2  |
| Figura 1.3: Fotografías del aluvión ocurrido los días 10 a 13 de marzo de 2012. A) Obtenida de un artículo del 16-03-2012 de SoyChile. B) y C) publicadas en el informe de la ONEMI (2012). D) Obtenida de un artículo del 06-12-2018 de La Prensa Austral. ....   | 3  |
| Figura 1.4: Mapa con la ubicación del área de estudio. La batimetría de fondo corresponde al modelo GEBCO2014. Elaboración propia. ....  | 4  |
| Figura 1.5: Imagen satelital Landsat 8 de color real del área de estudio. En tierra se distinguen los distintos cauces del área mientras que en la zona marítima se muestra parte de la trayectoria en forma de cuadrícula que realizó el buque. ....  | 5  |
| Figura 2.1 Mapa de las principales estructuras regionales en el sur de Chile y Argentina. Tomado de Polonia, A. & Torrelli, L. (2007). ....  | 7  |
| Figura 2.2: Mapa geológico de la península de Brunswick. Obtenido de Matsuura et al. (2004). ....  | 8  |
| Figura 2.3: Imagen Landsat TM de la zona central del Estrecho de Magallanes con las etapas de deglaciación de Clapperton et al. (1995). En el recuadro rojo se señala el área del presente estudio, en el cual existe registro de las etapas B, C y D. Figura modificada de Bentley et al. (2005). ....  | 14 |
| Figura 2.4: Cuenca del río Las Minas y ubicación de la bocatoma Sendos. ....   | 16 |
| Figura 2.5: Columna estratigráfica de parte de la Formación Loreto en relación a las formaciones geológicas que afloran en la península de Brunswick. Obtenido de Otero et al. (2012). ....  | 18 |
| Figura 2.6: Mapa geológico de la ciudad de Punta Arenas. Se compone en su mayoría de depósitos no consolidados de origen glacial. Obtenido de CIMM T&S S.A. (2004) ..  | 21 |
| Figura 3.1: Morfología del río Las Minas 2019 comparado a los años: a) 1898. b) 1910. c)1918. d) 1926. e) 1937. f) 1939. Obtenido de Muñoz et al. 2020a. ....  | 23 |
| Figura 4.1: Diagrama en planta y perfil de un flujo homopical. Ilustración de Bates (1953) modificada por Rodríguez y Arche (2010) .....   | 30 |
| Figura 4.2: Diagrama en planta y perfil de un flujo hipopical. Ilustración de Bates (1953) modificada por Rodríguez y Arche (2010). ....   | 31 |
| Figura 4.3: Modelo de difusión y depositación para un flujo hipopical. A) Modelo de difusión para flujo hipopical. B) Modelo de sedimentación para flujo hipopical. Ilustración de Wright (1977) modificada por Rodríguez y Arche (2010). ....   | 32 |
| Figura 4.4: Mezcla turbulenta en la parte frontal de la pluma hipopical. Ilustración de Nemec (1995) basado en Simpson (1987). ....  | 34 |
| Figura 4.5: Flujo hiperpical secundario y generación de un flujo contrario a la pluma. Ilustración de Nemec (1995). ....   | 35 |
| Figura 4.6: Diagrama en planta y perfil de un flujo hiperpical. Ilustración de Bates (1953) modificada por Rodríguez y Arche (2010). ....  | 37 |

|   |    |
|---|----|
| Figura 4.7: Facies y secuencias depositadas en función de la magnitud del flujo en una desembocadura. 1) Flujo de baja magnitud, con una descarga insuficiente para generar un flujo hiperpicnal. 2) Flujo de baja magnitud con una descarga que sí genera un flujo hiperpicnal. Se forma un contacto gradacional entre las unidades principales. 3) Flujo de magnitud media, idéntico a 2 pero con un mayor tamaño de grano y un contacto marcado entre ambas unidades. 4) Flujo de alta magnitud, con un mayor tamaño de grano que 3 y contacto erosivo entre unidades. Obtenido de Mulder, Migeon, Savoye y Faugères (2001). | 38 |
| Figura 4.8: Zonación teórica de un delta. Ilustración de Rodríguez y Arche (2010).  | 40 |
| Figura 4.9: Clasificación de Galloway (1975) para deltas según su proceso dominante. Fuera del triángulo se muestran esquemas de la morfología de algunos deltas actuales representativos de cada tipo. Obtenido de Seybold, Andrade y Herrmann (2007).   | 43 |
| Figura 4.10: Diagrama tridimensional de Orton y Reading (1993) para la clasificación de deltas según su proceso dominante y su granulometría.   | 46 |
| Figura 4.11 Diagrama de tipos de flujo e inundaciones que abarca el concepto de aluvión.  | 49 |
| Figura 4.12: Diagrama de un flujo de detritos con un frente constituido por bloques. Ilustración de Pierson (1986) rotulada por Hungr (2005).   | 53 |
| Figura 4.13: Esquema de la formación de leveés en un flujo de detritos. Obtenido de Iverson (2014).   | 54 |
| Figura 4.14: Posibles eventos de flujos compuestos por flujo de detritos, flujo hiperconcentrado y flujo de agua. A) Flujo de detritos diluido al entrar en contacto con un valle fluvial. B) Flujo de detritos en el frente que hacia la cola tiene menor concentración de sedimento. Obtenido de Sohn et al. (1999).  | 55 |
| Figura 4.15: Esquema de una corriente de turbidez y su depósito siguiendo la secuencia de Bouma (1962). Obtenido de Parsons et al. (2007).  | 57 |
| Figura 4.16: Modelos de facies para turbiditas de grano grueso, clásicas y de grano fino. Obtenido de Kase et al. (2013).   | 59 |
| Figura 4.17: Deposición distal de turbiditas de lodo y hemiturbiditas. Obtenido de Stow y Smillie (2020).   | 63 |
| Figura 4.18: Esquema de flujos de detritos subacuáticos. A) Altamente coherente (rico en arcilla). B) Débilmente coherente (poca arcilla y más arena). Modificado de Ilstad et al. (2004a).   | 65 |
| Figura 4.19: Secuencia de facies de un flujo de detritos subacuático y características del flujo. A) Secuencia de facies para un flujo de detritos arenoso. B) Secuencia de facies para un flujo de lodo o flujo de detrito arenoso capaz de generar hydroplaning. Obtenido de Xian et al. (2017).  | 68 |
| Figura 4.20: Nomograma para la aparición de un flujo hiperpicnal en un evento de inundación de acuerdo con el coeficiente b, concentración de sedimento promedio y razón entre descarga fluvial en estos eventos y descarga promedio anual. Obtenido de Mulder y Syvitski (1995).   | 71 |
| Figura 4.21: Materiales ferromagnéticos, ferrimagnéticos, paramagnéticos y diamagnéticos. Obtenido de Sinatra (2010).   | 73 |
| Figura 4.22: Magnetización (M) como respuesta a un campo magnético aplicado (H) en materiales ferromagnéticos, paramagnéticos y diamagnéticos. Obtenido de Chaudhary & Chaudhary (2018).  | 75 |
| Figura 4.23: Susceptibilidad Magnética (MS) promedio para típicos granos detríticos esperables en depósitos marinos. Obtenido de Ellwood et al. (2000).   | 78 |



|   |     |
|---|-----|
| Figura 4.24: A) Diagrama de tubo de rayos X. B) Producción de rayos X de tipo bremsstrahlung. C) Producción de rayos X característicos. Obtenido de McCollough (1997).....  | 80  |
| Figura 4.25: Construcción del mapa de vóxels con la TC. A) Matriz de reconstrucción donde a cada elemento volumétrico se le asigna un valor de atenuación. Modificado de Goldman (2007). B) Forma volumétrica que va adquiriendo el mapa de atenuaciones. Obtenido de Renter (1989).....  | 82  |
| Figura 4.26: Reflexión, refracción y dispersión de la energía acústica al cambiar de medio. Modificado de SeaBeam Instruments (2000). ....  | 86  |
| Figura 4.27: Esquema de funcionamiento de la batimetría multihaz. Obtenido de Anderson et al. (2007).....   | 87  |
| Figura 4.28: Método de reflexión sísmica. a) El punto amarillo atrás del buque representa la fuente del pulso emitido, mientras que los semicírculos representan la propagación de la energía de la onda. Las líneas negras muestran la reflexión de las ondas en el suelo y subsuelo marino. Los puntos celestes representan receptores de sonido enlazados a través de un cable atrás del buque. b) Ejemplo de perfil sísmico. c) Expresiones matemáticas de impedancia acústica ( $Z$ ) y coeficiente de reflexión ( $RC$ ). Obtenido de Crutchley & Kopp (2018). .... | 89  |
| Figura 5.1: Ruta de navegación del buque frente a la desembocadura del río Las Minas. ....  | 91  |
| Figura 5.2: Modelos de sonares multihaz de Kongsberg según profundidad. En el buque AGS-61 se utilizó el predecesor del modelo EM712 para profundidades medias y el modelo EM710 para altas profundidades. Imagen disponible en <a href="http://www.hydrographic-catalogue.com/buskerud/kongsberg/articles/kongsberg-multibeam-echosounders-46">http://www.hydrographic-catalogue.com/buskerud/kongsberg/articles/kongsberg-multibeam-echosounders-46</a> . ....  | 92  |
| Figura 5.3: Gravity corer. A) Posicionamiento de gravity corer previo al muestreo durante CIMAR-25. B) Estructura de un gravity corer. Fotografías propias. ....  | 93  |
| Figura 5.4: Efecto de filtros sobre los datos sísmicos con ganancia de 3. A la izquierda (columna 1) se muestra como ejemplo parte del perfil PA-NW-08 con eje horizontal de 70 [tr/cm] y vertical de 100 [cm/s]. A la derecha (columna 2) se muestran las ondas individuales (wiggle) con un eje horizontal de 3 [tr/cm] y vertical de 475 [cm/s]. A) Sin filtro. B) Filtro pasa banda F1 de 500 [Hz], F2 de 2500 [Hz], F3 de 5500 [Hz] y F4 de 7000 [Hz]. C) Filtro AGC de 5 [ms]. D) Filtro pasa banda y filtro AGC simultáneos. ....                                  | 95  |
| Figura 5.5: Pantalla de visualización del software Opendtect 6.6. ....  | 96  |
| Figura 5.6: Equipo SOMATOM Definition Edge de Siemens para tomografía computarizada. Obtenida de <a href="https://www.siemens-healthineers.com/cl/computed-tomography/single-source-ct/somatom-definition-edge">https://www.siemens-healthineers.com/cl/computed-tomography/single-source-ct/somatom-definition-edge</a> . ....   | 97  |
| Figura 5.7: Diagrama esquemático del sistema de TC. Obtenido de Hsieh et al. (2013). ....   | 98  |
| Figura 5.8: Pantalla de visualización del programa SedCT de Reilly et al. (2017). De izquierda a derecha se muestran los parámetros del procesamiento, el testigo en escala de grises, el gráfico de atenuación, la desviación estándar de los valores, los valores usados y la escala de grises de los valores HU. ....  | 99  |
| Figura 5.9: Pantalla de visualización del software PerGeos. Se muestra un mapa de densidad con su corte coronal y axial y los gráficos de densidad promedio y número atómico efectivo promedio en cada nivel. ....  | 99  |
| Figura 5.10: Mecanismo para la medición de susceptibilidad magnética en testigos sedimentarios. Fotografía propia.....  | 100 |

|  |     |
|--|-----|
| Figura 5.11: Proceso y principales herramientas para la descripción de testigos. Fotografía propia. ....   | 103 |
| Figura 5.12: Planilla de descripción de testigos utilizada. Ejemplo de la sección 19GC-1-2. ....   | 104 |
| Figura 5.13: Extracción de muestras de sedimento para granulometría láser. Fotografía propia. ....   | 105 |
| Figura 5.14: Diagrama del equipo de granulometría láser Malvern Mastersizer 2000. Obtenido del manual del usuario Malvern Mastersizer 2000. ....   | 106 |
| Figura 5.15: Principio de la difracción láser para la obtención de granulometría. Imagen de Malvern Instruments editada por Montiel (2020). ....   | 106 |
| Figura 6.1: Caudal diario del río Las Minas en Bocatoma Sendos. Elaboración propia a partir del portal web Información Oficial Hidrometeorológica y de Calidad de Aguas en Línea de la DGA. ....   | 107 |
| Figura 6.2: Caudal del río las Minas el año 2012 en estación Bocatoma Sendos. Elaboración propia a partir del portal web Información Oficial Hidrometeorológica y de Calidad de Aguas en Línea de la DGA. ....   | 108 |
| Figura 6.3: Caudal del río Las Minas el año 1990 en estación Bocatoma Sendos. Elaboración propia a partir del portal web Información Oficial Hidrometeorológica y de Calidad de Aguas en Línea de la DGA. ....   | 108 |
| Figura 6.4: Valores diarios de sedimento suspendido en río Las Minas en el período 1994-2018 en estación Bocatoma Sendos. Elaboración propia a partir del portal web Información Oficial Hidrometeorológica y de Calidad de Aguas en Línea de la DGA. .    | 109 |
| Figura 6.5: Leyenda de unidades sísmicas definidas y simbología empleada. ....   | 118 |
| Figura 6.6: Perfil sísmico PA-NW-08. Arriba: Sin interpretación, con recuadro de ubicación de la línea. Abajo: Perfil con unidades sísmicas interpretadas. Largo de 8694 [m]. ....   | 119 |
| Figura 6.7: Perfil sísmico PA-NW-07. Arriba: Sin interpretación, con recuadro de ubicación de la línea. Abajo: Perfil con unidades sísmicas interpretadas. Largo de 7421 [m]. ....   | 120 |
| Figura 6.8: Perfil sísmico PA-NW-09. Arriba: Sin interpretación, con recuadro de ubicación de la línea. Abajo: Perfil con unidades sísmicas interpretadas. Largo de 6542 [m]. ....   | 121 |
| Figura 6.9: Perfil sísmico PA-NE-05-A, correspondiente a la mitad NE del perfil PA-NE-05. Arriba: PA-NE-05 completo y ubicación. Centro: Perfil sin interpretar. Abajo: Unidades sísmicas interpretadas. Largo de 9179 [m] de un total de 16395 [m]. ....  | 122 |
| Figura 6.10: Perfil sísmico PA-NE-05-B, correspondiente a la mitad SW del perfil PA-NE-05. Arriba: PA-NE-05 completo y ubicación. Centro: Perfil sin interpretar. Abajo: Unidades sísmicas interpretadas. Largo de 7216 [m] de un total de 16395 [m]. .... | 123 |
| Figura 6.11: Perfil sísmico PA-NE-06-A, correspondiente a la mitad NE del perfil PA-NE-06. Arriba: PA-NE-06 completo y ubicación. Centro: Perfil sin interpretar. Abajo: Unidades sísmicas interpretadas. Largo 6149 [m] de un total de 13152 [m]. ....    | 124 |
| Figura 6.12: Perfil sísmico PA-NE-06-B, correspondiente a la mitad SW del perfil PA-NE-06. Arriba: PA-NE-06 completo y ubicación. Centro: Perfil sin interpretar. Abajo: Unidades sísmicas interpretadas. Largo 7108 [m] de un total de 13152 [m]. ....    | 125 |
| Figura 6.13: Perfil sísmico PA-NS-01. Arriba: Sin interpretación, con recuadro de ubicación de la línea. Abajo: Perfil con unidades sísmicas interpretadas. Largo de 4947 [m]. ....  | 126 |
| Figura 6.14: Puntos de extracción de los testigos y su relación con las líneas sísmicas estudiadas. ....   | 127 |
| Figura 6.15: Susceptibilidad magnética en los testigos 16 y 19. ....   | 131 |

|  |     |
|--|-----|
| Figura 6.16: Ejemplos de estructuras sedimentarias visibles mediante tomografía computarizada en el testigo 16.....  | 132 |
| Figura 6.17: Posición de las secciones del testigo 16 durante la obtención de tomografías computarizadas. ....   | 133 |
| Figura 6.18: Ejemplo de artefacto de rayado (striking artifact) a los 42 [cm] de la sección 16GC-2-2. Izquierda: Corte axial. Derecha: Corte coronal. ....   | 133 |
| Figura 6.19: Ejemplo de estratificación cruzada aparente en los primeros 10 [cm] de la sección 16GC-2-2. Abajo se muestra la altura del corte coronal correspondiente a cada imagen. A medida que se cambia el corte coronal, la estructura desaparece. ....                   | 134 |
| Figura 6.20: Contacto irregular a los 52 y 55 [cm] de la sección 16GC-2-2. Abajo se muestra la altura del corte coronal correspondiente a cada imagen. ....  | 135 |
| Figura 6.21: Simbología y escalas de atenuación para el mapeo del testigo 16. ....   | 135 |
| Figura 6.22: Mapa de estructuras sedimentarias identificadas mediante tomografía computarizada en la sección 16GC-2-2. Se incluyen las edades C-14 promedio de algunos de los restos carbonáticos encontrados, además de las litofacies visuales definidas anteriormente. .... | 136 |
| Figura 6.23: Mapa de estructuras sedimentarias identificadas mediante tomografía computarizada en la sección 16GC-1-2. Se incluyen las edades C-14 promedio de algunos de los restos carbonáticos encontrados, además de las litofacies visuales definidas anteriormente. .... | 137 |
| Figura 6.24: Ejemplos de estructuras sedimentarias visibles mediante tomografía computarizada en el testigo 19.....  | 138 |
| Figura 6.25: Ejemplo de posible artefacto de rayado (streaking artifact) en el testigo 19. Izquierda: Corte axial a los 173.7 [cm] de la sección 19GC-1-2. Derecha: Corte coronal. ....  | 139 |
| Figura 6.26: Ejemplo de estratificación cruzada aparente en la zona 204.7 – 210.7 [cm] del testigo 19 (sección 19GC-1-2). Abajo se muestra la altura del corte coronal correspondiente a cada imagen. A medida que se cambia el corte coronal, la estructura desaparece.....   | 140 |
| Figura 6.27: Simbología y escalas de atenuación para el mapeo del testigo 19. ....   | 140 |
| Figura 6.28: Mapa de estructuras sedimentarias identificadas mediante tomografía computarizada en la sección 19GC-2-2. Se incluyen las edades C-14 de algunos de los restos carbonáticos encontrados, además de las litofacies visuales definidas anteriormente. ....          | 141 |
| Figura 6.29: Mapa de estructuras sedimentarias identificadas mediante tomografía computarizada en la sección 16GC-2-2. Se incluyen las edades C-14 de algunos de los restos carbonáticos encontrados, además de las litofacies visuales definidas anteriormente. ....          | 142 |
| Figura 6.30: Leyenda de granulometría, simbología de estructuras y escalas de atenuación de TC. ....   | 144 |
| Figura 6.31: Parámetros granulométricos del testigo 16. Incluye: Distribución volumétrica de cada tamaño de grano, promedio, mediana, selección, skewness, kurtosis y razón de arenas y limo grueso en relación con la arcilla. ....   | 145 |
| Figura 6.32: Parámetros granulométricos del testigo 19. Incluye: Distribución volumétrica de cada tamaño de grano, promedio, mediana, selección, skewness, kurtosis y razón de arenas y limo grueso en relación con la arcilla. ....   | 146 |
| Figura 6.33: Resultados integrados del testigo 16. ....  | 149 |
| Figura 6.34: Resultados integrados del testigo 19. ....  | 150 |

|  |     |
|--|-----|
| Figura 6.35: Simbología y leyenda de los resultados integrados de los dos testigos estudiados.....   | 151 |
| Figura 7.1: Fotografías satelitales de la desembocadura del río Las Minas dentro de los últimos 9 años. Obtenido de Google Earth Pro. Se encuentran ordenadas de más reciente a más antigua..... | 154 |
| Figura 7.2: Modelos de facies de hemipelagitas. Obtenido de Stow y Smillie (2020). .   | 155 |
| Figura 7.3: Hemiturbiditas identificadas en el testigo 16 en conjunto con algunos resultados integrados.....   | 160 |
| Figura 7.4: Hemiturbiditas identificadas en el testigo 19 en conjunto con algunos resultados integrados.....   | 161 |
| Figura 7.5: Leyenda de figuras de hemiturbiditas identificadas.....  | 162 |
| Figura 7.6: Tasas de acumulación en testigos 16 y 19. ....   | 166 |
| Figura 7.7: Deformación en la unidad III. Acercamiento en el perfil PA-NW-08. ....   | 169 |
| Figura 7.8: Proyección de testigos en perfil sísmico PA-NW-08. ....  | 170 |
| Figura 7.9: Acercamiento a zonas con acuñamiento en perfil sísmico PA-NW-08.....   | 171 |
| Figura 10.1: Restos carbonáticos datados con radiocarbono.....   | 189 |
| Figura 10.2: Distribución granulométrica de la unidad 16-A en escala de Wentworth..  | 190 |
| Figura 10.3: Distribución granulométrica de la unidad 16-B en escala de Wentworth..  | 191 |
| Figura 10.4: Distribución granulométrica de la unidad 16-C en escala de Wentworth. ....  | 191 |
| Figura 10.5: Distribución granulométrica de la unidad 16-D en escala de Wentworth. ....  | 192 |
| Figura 10.6: Distribución granulométrica de la unidad 16-E en escala de Wentworth..  | 192 |
| Figura 10.7: Distribución granulométrica de la unidad 16-F en escala de Wentworth..  | 193 |
| Figura 10.8: Distribución granulométrica de la unidad 16-G en escala de Wentworth. ....  | 193 |
| Figura 10.9: Distribución granulométrica de la unidad 16-H en escala de Wentworth. ....  | 194 |
| Figura 10.10: Distribución granulométrica de la unidad 16-I en escala de Wentworth. ....   | 194 |
| Figura 10.11: Distribución granulométrica de la unidad 16-J en escala de Wentworth. ....   | 195 |
| Figura 10.12: Distribución granulométrica de la unidad 16-K en escala de Wentworth. ....   | 195 |
| Figura 10.13: Distribución granulométrica de la unidad 16-L en escala de Wentworth. ....   | 196 |
| Figura 10.14: Distribución granulométrica de la unidad 16-M en escala de Wentworth. ....   | 196 |
| Figura 10.15: Distribución granulométrica de la unidad 19-A en escala de Wentworth. ....   | 197 |
| Figura 10.16: Distribución granulométrica de la unidad 19-B en escala de Wentworth. ....   | 198 |
| Figura 10.17: Distribución granulométrica de la unidad 19-C en escala de Wentworth. ....   | 198 |
| Figura 10.18: Distribución granulométrica de la unidad 19-D en escala de Wentworth. ....   | 199 |
| Figura 10.19: Distribución granulométrica de la unidad 19-E en escala de Wentworth. ....   | 199 |
| Figura 10.20: Distribución granulométrica de la unidad 19-F en escala de Wentworth. ....   | 200 |
| Figura 10.21: Distribución granulométrica de la unidad 19-G en escala de Wentworth. ....   | 200 |

|   |     |
|---|-----|
| Figura 10.22: Distribución granulométrica de la unidad 19-H en escala de Wentworth.                   | 201 |
| Figura 10.23: Distribución granulométrica de la unidad 19-I en escala de Wentworth.                   | 202 |
| Figura 10.24: Distribución granulométrica de la unidad 19-J en escala de Wentworth.                   | 202 |
| Figura 10.25: Distribución granulométrica de la unidad 19-K en escala de Wentworth.                   | 203 |
| Figura 10.26: Distribución granulométrica de la unidad 19-L en escala de Wentworth.                   | 203 |
| Figura 10.27: Distribución granulométrica de la unidad 19-M en escala de Wentworth.                   | 204 |
| Figura 10.28: Distribución granulométrica de la unidad 19-N en escala de Wentworth.                   | 205 |
| Figura 10.29: Distribución granulométrica de la unidad 19-O en escala de Wentworth.                   | 205 |
| Figura 10.30: Distribución granulométrica de la unidad 19-P en escala de Wentworth.                   | 206 |
| Figura 10.31: Resultados integrados de la sección 16GC-2-2.   | 207 |
| Figura 10.32: Resultados integrados de la sección 16GC-1-2.   | 208 |
| Figura 10.33: Resultados integrados de la sección 19GC-2-2.   | 208 |
| Figura 10.34: Resultados integrados de la sección 19GC-1-2.   | 208 |
| Figura 10.35: Simbología y leyenda para los resultados integrados de las cuatro secciones estudiadas. | 208 |

## **ÍNDICE DE TABLAS**

|  |     |
|--|-----|
| Tabla 2.1: Avances glaciares que se ven registrados en el área de estudio.....   | 15  |
| Tabla 2.2: Descripción litológica de los estratos de la Formación Loreto que afloran en el valle del río Las Minas según lo descrito por Otero et al. (2012).....  | 19  |
| Tabla 3.1: Registro de desbordes y aluviones históricos en el río Las Minas. ....  | 24  |
| Tabla 3.2: Sismos registrados de magnitud igual o superior a 7.0 en escala Richter en la región de Magallanes. Datos obtenidos de Cisternas y Vera (2008), del informe de CIMM T&S S.A. (2004) y del catálogo de sismos del USGS. ....   | 28  |
| Tabla 4.1: Recopilación de criterios para la identificación de turbiditas en sedimento. Elaboración propia. ....   | 60  |
| Tabla 4.2: Extracto de la tabla de concentración mínima para generar un flujo hiperpical en distintas zonas climáticas de Mulder y Syvitski (1995).....  | 70  |
| Tabla 4.3: Parámetro b asociado a distintos tipos de ríos y períodos de retorno según los cálculos de Mulder y Syvitski (1995) sobre la base de datos de 150 ríos. ....  | 71  |
| Tabla 5.1: Parámetros utilizados y especificaciones del sensor MS2C.....   | 101 |
| Tabla 6.1: Estadística de los valores diarios de sedimento suspendido en río Las Minas en el período 1994-2018 registrado en estación Bocatoma Sendos. Elaboración propia a partir del portal web Información Oficial Hidrometeorológica y de Calidad de Aguas en Línea de la DGA..... | 109 |
| Tabla 6.2: Valores de los parámetros del modelo BQART a utilizar en el caso del río Las Minas.....   | 111 |
| Tabla 6.3: Valores a utilizar en la expresión de concentración de sedimento durante eventos extremos de Mulder y Syvitski (1995). ....   | 111 |
| Tabla 6.4: Definición de facies sísmicas para los perfiles estudiados. ....  | 113 |
| Tabla 6.5: Litofacies definidas a partir de la descripción visual. ....  | 128 |
| Tabla 6.6: Muestras y edades obtenidas con radiocarbono. ....  | 143 |
| Tabla 6.7: Promedios de tamaño promedio, mediana, selección, skewness, kurtosis y razón Arena + Limo Grueso : Arcilla en cada unidad granulométrica definida. ....   | 147 |
| Tabla 7.1: Cronología de aluviones según la identificación de hemiturbiditas. Las edades fueron calibradas con la curva SHCal13. ....  | 164 |

# 1. INTRODUCCIÓN

Esta memoria de título se enmarca en el proyecto “Recurrencia e influencia climática y antrópica en aluviones de los últimos 500 años en la costa occidental del Estrecho de Magallanes”, financiado como parte del concurso Cruceros de Investigación Científico-Marina en Áreas Remotas en su vigésima quinta edición (CIMAR-25). El programa es organizado por el Comité Oceanográfico Nacional (CONA) y el Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile (SHOA). La recopilación de datos para esta investigación fue realizada a bordo del buque científico AGS-61 “Cabo de Hornos”, entre el 15 y 20 de octubre de 2019, a lo largo del sector central del Estrecho de Magallanes, frente a las cuencas del río Las Minas al norte, Tres Brazos y San Juan al sur (Figura 1.1).

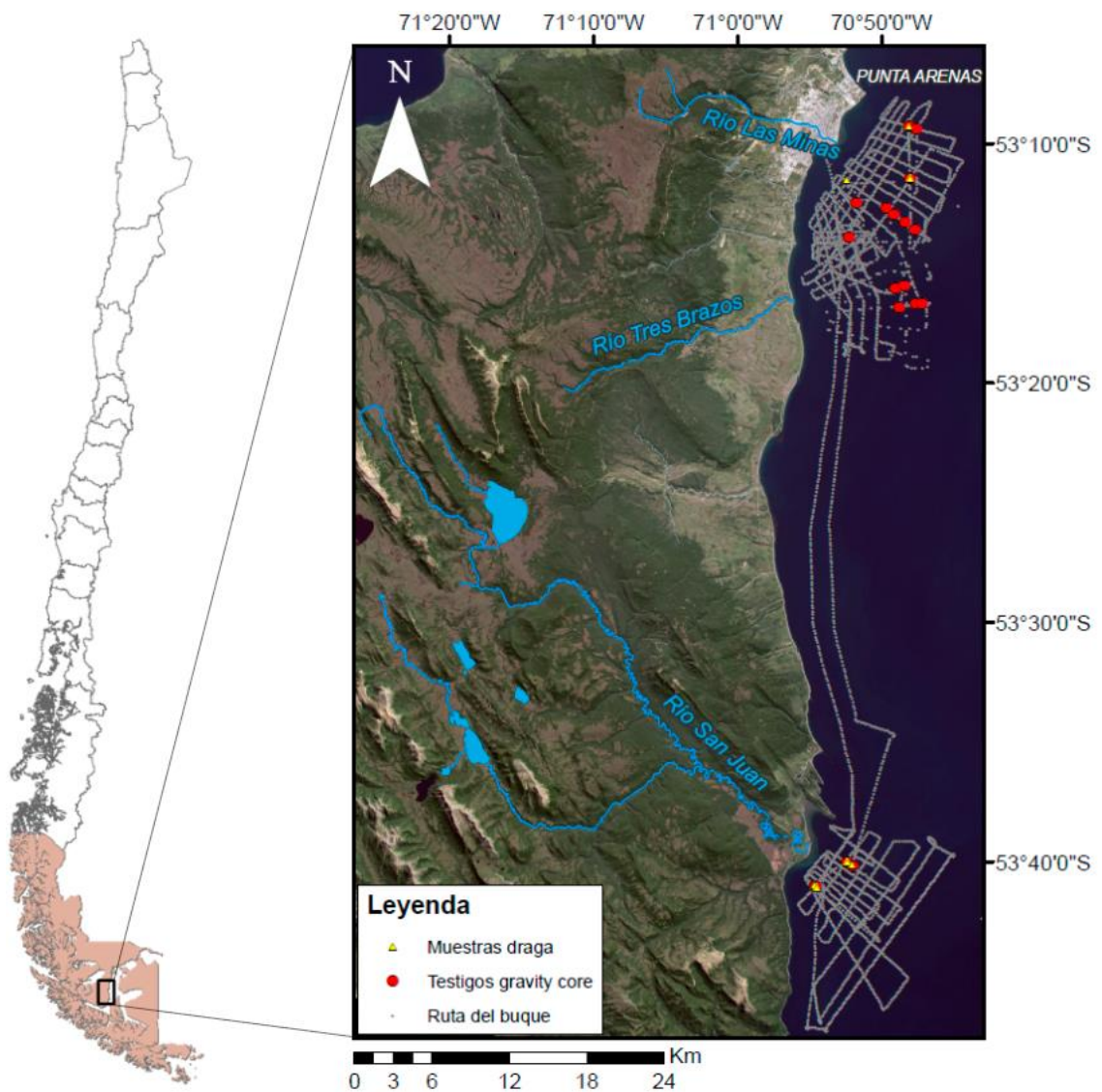


Figura 1.1: Área de estudio del proyecto “Recurrencia, e influencia climática y antrópica, en aluviones de los últimos 500 años, en la costa occidental del Estrecho de Magallanes”, como parte de las investigaciones realizadas en el concurso CIMAR-25. En gris se observan muestras de gravity corer y de draga respectivamente. El fondo corresponde a una imagen satelital Landsat 8 de color real.

## 1.1 FORMULACIÓN DEL PROBLEMA

Uno de los efectos medioambientales de la actividad humana es el aumento en la frecuencia e intensidad de eventos extremos de precipitación (Easterling, D. et al, 2000; Fischer, Sedláček, Hawkins y Knutti, 2014; Papalexiou y Montanari, 2019; U.S. Environmental Protection Agency, 2016), efecto del que Chile ha sido testigo recientemente por el temporal que afectó al Norte Grande y Norte Chico el año 2015 y 2017. Sin embargo, estos eventos anómalos, y sus consecuencias catastróficas, no se restringen al norte de Chile, sino que han ocurrido incluso en zonas tan australes como la región de Magallanes.

La ciudad de Punta Arenas, construida en torno al río Las Minas, ha sido escenario de desbordes que se presumen consecuencia de precipitaciones extremas. En particular, los años 1941, 1945, 1949, 1953, 1956, 1967, 1969, 1971, 1990 y 2012<sup>1</sup> la ciudad ha sido víctima de este fenómeno llegando a cubrir áreas de hasta 115 [ha] (Muñoz, Gálvez y Opazo, 2020a), afectando a miles de personas y gran parte de la infraestructura de la ciudad. En las Figura 1.2 y Figura 1.3 se presentan fotografías de los dos últimos eventos. El episodio del 2012, por sí solo, dejó un saldo de 4000 afectados, 56 damnificados y 90 viviendas con daño mayor. (Oficina Nacional de Emergencia del Ministerio del Interior [ONEMI], 2012).



*Figura 1.2: Fotografía de aluvión ocurrido el 9 de mayo de 1990. La crecida del caudal obligó a los pobladores del Loteo Aylwin a abandonar sus mediaguas. Obtenido del artículo de Nelson Toledo del 22-05-2016 por La Prensa Austral.*

---

<sup>1</sup> Varias de estas fechas se mencionan en el artículo de La Prensa Austral del domingo 18 de marzo del 2012, disponible en <https://archivo.laprensaaustral.cl/archivo/la-crecida-del-rio-de-las-minas-desde-una-perspectiva-historica/>





Figura 1.3: Fotografías del aluvión ocurrido los días 10 a 13 de marzo de 2012. A) Obtenida de un artículo del 16-03-2012 de SoyChile. B) y C) publicadas en el informe de la ONEMI (2012). D) Obtenida de un artículo del 06-12-2018 de La Prensa Austral.

La remoción en masa involucrada en estos acontecimientos se denomina aluvión y se define como un flujo repentino de volumen relativamente grande y de corta duración, que transporta una enorme carga de barro y fragmentos rocosos (Páez, Moreiras, Brenning y Giambiagi, 2013). Se produce, entre otras causas, por efecto de precipitaciones líquidas intensas y de bruscos derretimientos de nieve (Cartes y Lara, 2018). En el caso del río Las Minas, una considerable fuente de sedimento son las remociones en masa de menor envergadura que ocurren frecuentemente en las laderas del valle. Eventualmente, estas remociones pueden llegar a formar un represamiento y así, una vez que el flujo del río es capaz de vencer este obstáculo, favorecer la generación de un aluvión.

Una particularidad de esta cuenca es su historia en cuanto a la intervención antropogénica, que se remonta a incluso antes de la fundación de la ciudad de Punta Arenas en 1848. Algunas de las actividades que se han desarrollado son la deforestación para obtención de madera y leña, lo que reduce la capacidad de infiltración del agua, y la minería de oro y carbón, que aumenta la erosión del material adyacente (Maatsura, Koto, Olavarria, Valenzuela y Villarroel, 2004). Por otra parte, entre 1958 y 1961, parte del tramo del río que cruza la ciudad fue canalizado artificialmente, con un nuevo ancho de menos de la mitad de lo que indican los planos de la ciudad en 1898. (Muñoz et al., 2020a)

La carga de sedimento del río Las Minas, incluyendo la carga adicional durante los eventos aluvionales, es naturalmente vertida en el Estrecho de Magallanes para, finalmente, formar parte de los depósitos que conforman su fondo marino. Resulta relevante, entonces, el estudio de estos depósitos con el fin de conocer sus características y su variabilidad a través del tiempo. Ante ello, el presente estudio utiliza herramientas de la sedimentología y la geología marina para estudiar los depósitos de flujos aluvionales a lo largo del río Las Minas y así determinar sus variaciones temporales durante el holoceno.

## 1.2 UBICACIÓN

El área de estudio (Figura 1.4) se ubica en la Península Brunswick, incluyendo parte de la capital regional de la Región de Magallanes y de la Antártica Chilena. Abarca la cuenca del río Las Minas, que atraviesa la ciudad de Punta Arenas, y su proyección en la sección central del Estrecho de Magallanes. Esta área equivale aproximadamente a un rectángulo de 20 [km] de largo y 28 [km] de ancho, de los cuales 11 [km] comprenden zona marítima (Figura 1.5).

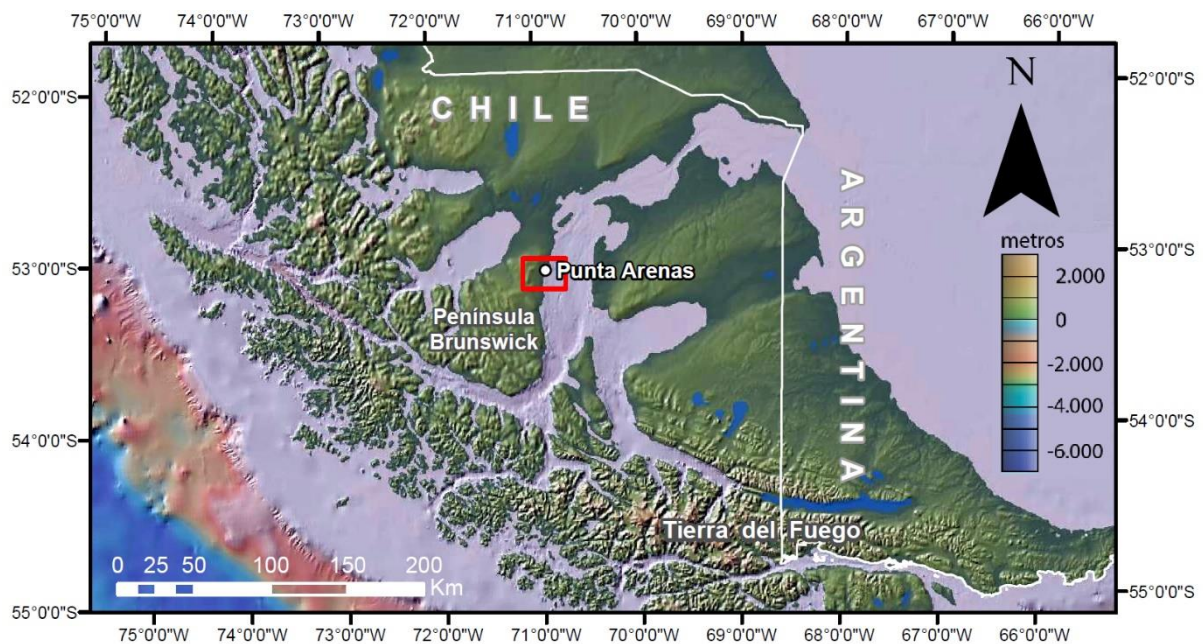


Figura 1.4: Mapa con la ubicación del área de estudio. La batimetría de fondo corresponde al modelo GEBCO2014. Elaboración propia.

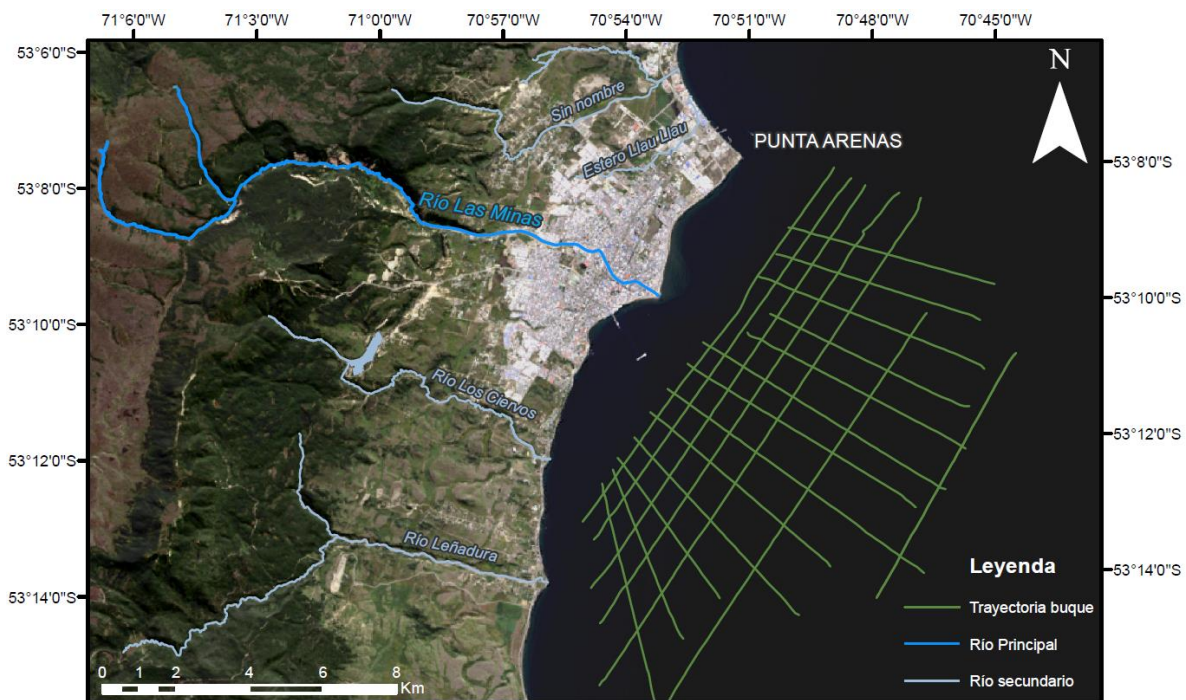


Figura 1.5: Imagen satelital Landsat 8 de color real del área de estudio. En tierra se distinguen los distintos cauces del área mientras que en la zona marítima se muestra parte de la trayectoria en forma de cuadrícula que realizó el buque.

## 1.3 OBJETIVOS

### 1.3.1 OBJETIVO GENERAL

Determinar la recurrencia de aluviones en el río Las Minas durante el Holoceno a través de la identificación del registro sedimentario marino frente a su desembocadura.

### 1.3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Reconocer facies correspondientes a un delta distal.
- Reconocer y describir estructuras sedimentarias y diferencias granulométricas en testigos de sedimento.
- Determinar los procesos deposicionales que formaron el registro sedimentológico en el área de muestreo mediante la distinción de las facies asociadas.
- Establecer una cronología de los aluviones que han afectado la cuenca del río Las Minas en el holoceno.
- Determinar una tasa de acumulación regular frente a la desembocadura del río Las Minas.

## **1.4 HIPÓTESIS DE TRABAJO**

Existe registro sedimentario marino de los fenómenos aluvionales y se presenta como una intercalación de sedimento grueso de origen continental y sedimento fino de origen principalmente marino. Estos fenómenos muestran una recurrencia a escala decadal durante los últimos 500 años, con un aumento en la recurrencia en las últimas décadas.

## 2. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS

### 2.1 GEOLOGÍA REGIONAL Y CONTEXTO TECTÓNICO

Chile se caracteriza tectónicamente por presentar un límite convergente de placas a lo largo de casi todo su territorio continental: Entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana al norte de la península de Taitao ( $45^{\circ}\text{S}$ ) y entre la placa Antártica y la placa Sudamericana al sur. Entre medio de estas dos últimas placas, a partir de los  $52^{\circ}\text{S}$  de latitud, se manifiesta la placa Escocia, la cual muestra un límite convergente con la placa Antártica y uno transformante con la placa sudamericana en las zonas más cercanas al territorio continental.

El área de estudio se encuentra 90 [km] al norte del punto donde convergen los sectores central y occidental del Estrecho de Magallanes. Sobre este último se encuentra el límite entre la placa Sudamericana y la placa de Escocia, que cruza hacia el sur a través del Seno Almirantazgo para, finalmente, seguir un rumbo E-W a través del territorio argentino. Este límite de placas constituye la Falla Magallanes o Zona de Falla Magallanes-Fagnano (Figura 2.1).

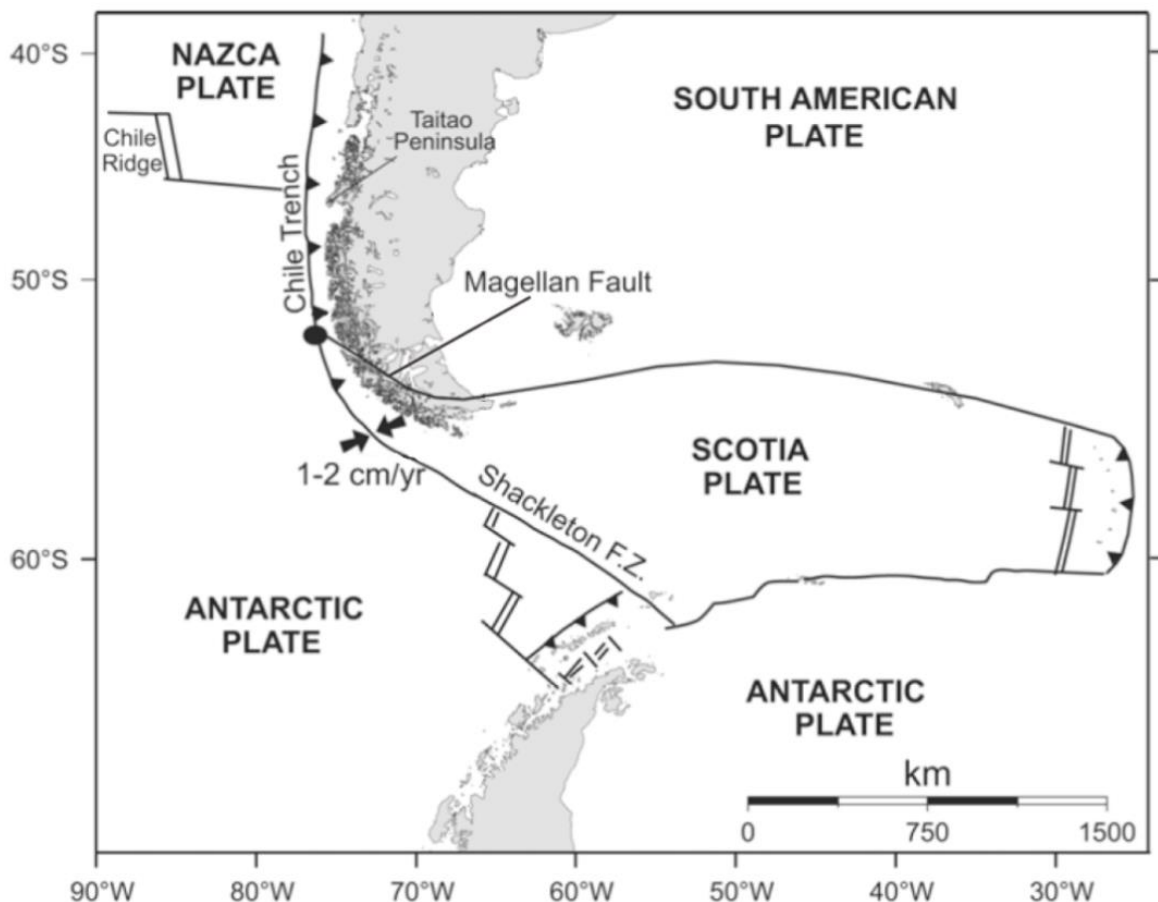


Figura 2.1 Mapa de las principales estructuras regionales en el sur de Chile y Argentina. Tomado de Polonia, A. & Torrelli, L. (2007).

La zona a estudiar forma parte de la Cuenca de Magallanes (o Cuenca Austral en Argentina), que abarca un área de 160.000 [km<sup>2</sup>] y limita al sur con el ya mencionado límite entre la placa Sudamericana y Escocesa. Al norte y al este limita con el arco Río Chico – Dungeness (Argentina), al sureste con la Cuenca de las Malvinas y al oeste con la Cordillera de los Andes (Biddle, Uliana, Mitchum Jr, Fitzgerald y Wright, 1986; Malumián, Hromic y Nández, 2013), aunque otros autores extienden su límite occidental al referirse a esta cuenca.

Mpodozis, Mella y Padva (2011) distinguen dos dominios estructurales mayores para las rocas sedimentarias acumuladas en la Cuenca Magallanes-Austral. Estos dominios corresponden a la Cordillera Patagónica (equivalente a los Andes del Sur o Andes Patagónicos) y al antepaís actual, separados por el frente orogénico andino. La Cordillera Patagónica es dividida a su vez en dos dominios morfotectónicos:

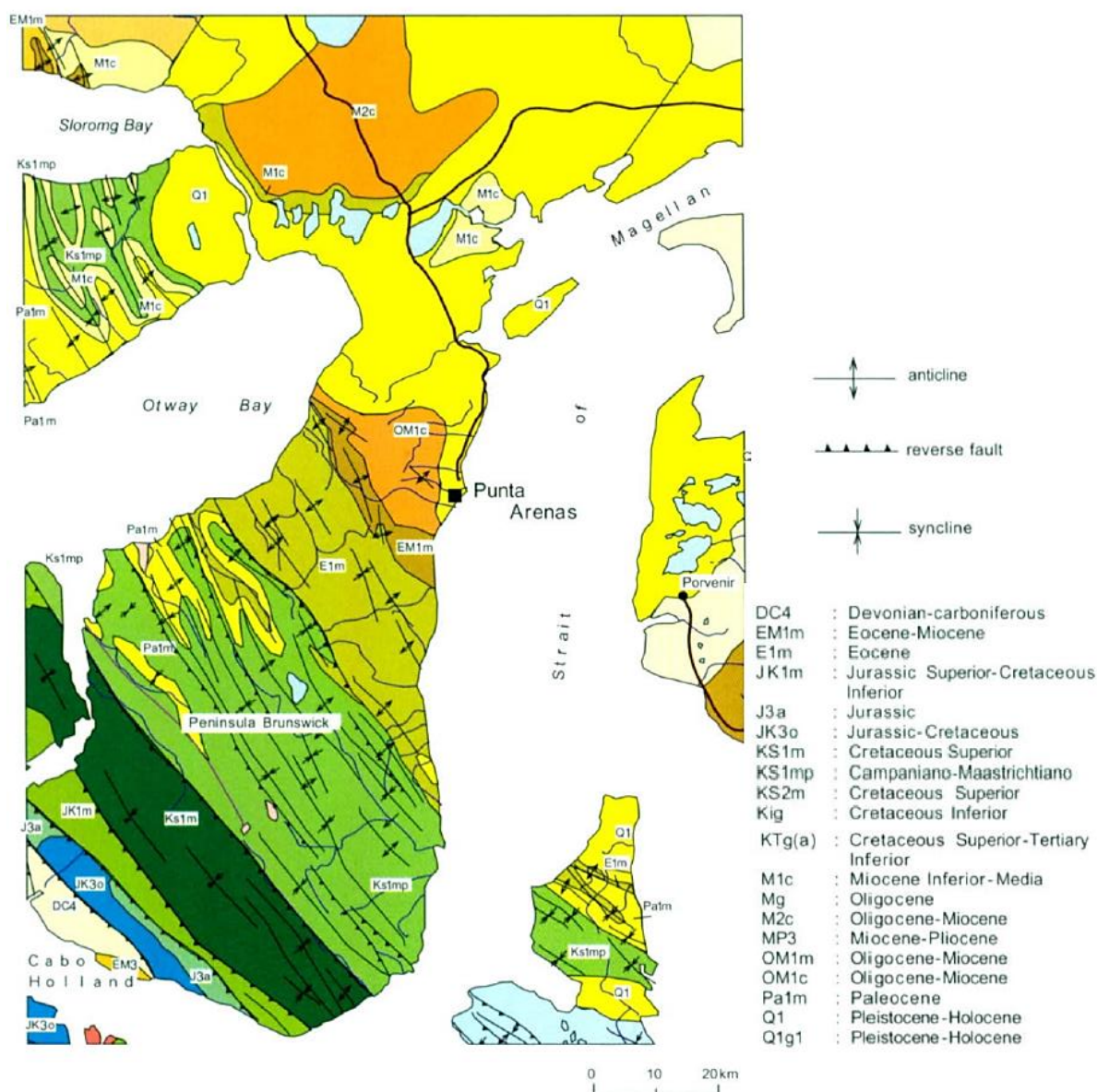


Figura 2.2: Mapa geológico de la península de Brunswick. Obtenido de Matsuura et al. (2004).

- **Región interna:** Se caracteriza por una intensa deformación compresiva cuyo estilo estructural dominante es de tipo “piel gruesa” o thick-skinned. Incluye el Batolito Patagónico, el basamento paleozoico, ofiolitas derivadas de la cuenca Rocas Verdes y rocas de la Formación Tobífera.
- **Región externa:** Se refiere a la zona más oriental dentro de la Cordillera Patagónica, donde se desarrolla una faja plegada y corrida (FPC) que caracteriza la zona occidental de la Cuenca de Magallanes. Esta morfología se caracteriza por mostrar corrimientos que involucran al basamento en su zona occidental, mientras que hacia el oriente muestra suaves pliegues de gran longitud de onda, es decir, una disminución de la intensidad de deformación hacia el este (Figura 2.2).

La formación de estos elementos morfológicos, en particular de la Cuenca Magallanes-Austral, deriva primeramente de una etapa de extensión asociada al quiebre de Gondwana entre el Jurásico medio y el Cretácico temprano. En esta etapa de extensión la fusión de corteza continental habría dado lugar a volcanismo ácido, además de generar la ruptura de la corteza continental en el tras-arco y dar paso a la generación de corteza oceánica. Posteriormente, los efectos de la subsidencia termal que trajo este último evento originaron una transgresión generalizada que avanzó hacia el norte y el este durante el Jurásico superior (Mpodozis et al., 2011).

La segunda gran etapa se asocia a la formación de la cuenca de antepaís. Entre el Aptiano y Coniaciano, se inició un período de compresión que originó la Cordillera Patagónica Austral, al mismo tiempo que una rápida extensión atlántica fomentó el cierre del trasarco y la formación de una cuenca de antepaís colisional, equivalente a una proto-cuenca de Magallanes. Aproximadamente a los 85 Ma (Cretácico superior) se activa la subducción hacia el este bajo la placa Sudamericana y comienza a depositarse la primera megasecuencia de antepaís. Durante el Paleoceno-Eoceno se sigue deformando la primera megasecuencia y se deposita la segunda megasecuencia de antepaís, en la que se reconoce un período de intensa compresión N-S vinculado a la rotación en sentido antihorario de la placa Sudamericana mientras se separaba de la península Antártica. La tercera megasecuencia de antepaís se desarrolla durante el Oligoceno y Mioceno temprano, dentro de la cual destaca la Formación Loreto que aflora en el área de estudio. Finalmente, la cuarta megasecuencia de antepaís coincide con el inicio de la colisión de la Dorsal del Chile (límite entre las placas de Nazca y Antártica) con la placa Sudamericana durante el Mioceno temprano (18 Ma) (Mpodozis et al., 2011).

## 2.2 CLIMA

Existen tres factores principales que determinan el clima en la región de Magallanes: La circulación atmosférica, la influencia oceánica y el relieve. En cuanto a la circulación atmosférica, en las latitudes de la región domina la influencia del frente polar austral y de los vientos del oeste (Westerlies). La influencia oceánica, en particular del océano Pacífico, genera que los vientos del oeste lleguen a las costas magallánicas con una gran cantidad de vapor de agua, generando grandes precipitaciones en la vertiente pacífica de Magallanes. El principal relieve que influencia el clima en la región es la Cordillera Patagónica Austral, que actúa como barrera orográfica. En el flanco de barlovento (oeste) se generan grandes precipitaciones de 3.000-4.000 [mm] anuales, mientras que a sotavento (este) ocurre el efecto foehn que vuelve cálidos y secos a los vientos, de modo que las precipitaciones son inferiores a los 500 [mm] anuales (Schneider et al., 2003; Xercavins, 1984).

La ciudad de Punta Arenas se encuentra en una zona protegida de la influencia directa de los vientos húmedos del Pacífico por la Cordillera Patagónica Austral. Como describe Xercavins (1984), esto le da un clima de estepa fría caracterizado por veranos cortos y frescos (menos de cuatro meses con temperaturas medias superiores a 10°C) e inviernos poco fríos (medias entre 0° y 3°C). Dentro de este tipo de clima existe el subtipo que caracteriza mejor a la ciudad llamado clima marítimo de la costa occidental con verano fresco, debido a la presencia del Estrecho de Magallanes como masa de agua y a la persistencia de los vientos del oeste, los cuales se intensifican durante el verano y pierden intensidad durante el invierno (Lamy et al., 2010). Dadas estas características, Punta Arenas presenta una precipitación anual de 442 [mm] y una temperatura promedio de 6.4°C.<sup>2</sup>

Santana, Butorovic y Olave (2007) estudiaron las variaciones de temperatura en la ciudad de Punta Arenas desde 1888 hasta 2007 y concluyeron que ésta ha variado en torno a una media de 6,5°C con una tendencia lineal prácticamente estable, aunque ligeramente inclinada al enfriamiento. No obstante, la media de las temperaturas máximas anuales muestra una tendencia al aumento y la de las mínimas tiende a disminuir, lo que podría significar que la amplitud térmica está aumentando su rango. En particular, los autores muestran que la media de la temperatura mínima fue bastante variable ya que primero tuvo un alza sostenida entre 1888 y 1901, luego disminuyó hasta 1912, volvió a aumentar hasta 1924 y luego retomó la disminución hasta 1986, desde donde reanudó su aumento hasta el 2007. Otros eventos que parecen desacoplarse de la tendencia general son las temperaturas máxima y mínima históricas en el período de estudio, ya que la temperatura máxima registrada ocurrió en enero de 1901 y fue de 29,9°C, mientras que la mínima ocurrió en julio de 1964 y fue de -16,4°C.

---

<sup>2</sup> Información disponible en el portal Climate-data en la dirección <https://es.climate-data.org/america-del-sur/chile/xii-region-of-magallanes-and-chilean-antarctica/punta-arenas-1787/>



## **2.2.1 PRECIPITACIONES Y EVENTOS EXTREMOS**

González-Reyes et al. (2017) analizaron la pluviometría de la ciudad desde 1900 a 2014 y concluyeron una fuerte modulación producida por la actividad del Modo Anular del Sur (SAM), que estaría ocurriendo en ciclos de 7 o más años. Esta oscilación antártica, como también se le conoce, se ha intensificado, en parte, por una fuerte influencia antrópica relacionada a concentración de gases de efecto invernadero en la atmósfera y a cambios en el ozono estratosférico, como indican los trabajos de Toggweiler (2009) y Thompson et al. (2011) citados por González-Reyes et al. (2017). En los últimos 50 años, según señalan González-Reyes et al. (2017), el SAM ha tenido una tendencia a la fase positiva, lo que se traduce en anomalías positivas de presión en latitudes altas y, por lo tanto, en reducciones en la precipitación anual en la ciudad de Punta Arenas. Sin embargo, los autores indican que, si bien en primavera y verano ha habido una reducción significativa de las precipitaciones, en invierno han aumentado notoriamente desde 1990.

La disminución de la precipitación anual no implica que disminuya la intensidad o la frecuencia de precipitaciones extremas. Soto-Rogel et al. (2020) caracterizaron la variabilidad climática de la región de Magallanes en los últimos 34 años, con enfoque en aquellas variables más vinculadas a la productividad de la industria ovina. Los autores coinciden en que ha habido una tendencia de aumento en las condiciones áridas en los últimos 8 años, pero también ha habido un aumento en la frecuencia de eventos climáticos extremos. De hecho, destacan que varios eventos de precipitación máxima ocurrieron dentro de condiciones relativamente áridas, entre los que se incluye el aluvión de marzo del 2012 en Punta Arenas.

## **2.2.2 CARACTERÍSTICAS OCEANOGRÁFICAS**

Andrade (1991) afirma que, por lo general, las características oceanográficas de las zonas costeras están influenciadas por fuerzas de estratificación (ya sea por diferencias de salinidad o de temperatura) y por fuerzas de mezcla, los cuales involucran gradientes de intensidad de viento, de mareas y efectos topográficos. El mismo autor señala que la heterogénea topografía submarina en el Estrecho de Magallanes influye en las variadas características oceanográficas que se pueden encontrar en él. Sassi y Palma (2006), además de mencionar la influencia de la marea, los fuertes vientos del oeste y las características termohalinas de las aguas, destacan que las angosturas que se dan al este del estrecho son características geomorfológicas particularmente influyentes en la hidrodinámica de la zona.

Valdenegro y Silva (2003) dividen la batimetría del estrecho en tres microcuencas: Una oriental con profundidades menores a 70 [m] entre la plataforma continental argentina y la Segunda Angostura, una central entre la Segunda Angostura y la isla Carlos III, con profundidades que pueden alcanzar los 600[m], y una occidental entre la isla Carlos III y la plataforma continental chilena, con profundidades superiores a los 800 [m]. El área de estudio del presente trabajo se enmarca en la cuenca central y en ella los autores mencionados registraron una salinidad de 30,5 psu en la capa superficial y aumentó gradualmente hasta 31,5 psu bajo los 500 [m]. La temperatura que midieron en esta microcuenca fluctuaba entre 7 y 7,5°C, el pH variaba entre 7,8 en superficie y 7,7 a mayor profundidad y, adicionalmente, la concentración de oxígeno disuelto fue de 6,5 [ml/L] en superficie y 7 [ml/L] en profundidad.

Salinas, Contreras y Fierro (2004) estudiaron la propagación de la onda de marea en el Estrecho de Magallanes y concluyeron que es de tipo semidiurna y que se propaga desde el océano Atlántico hacia el Pacífico. Además de ser afectada por los agentes mencionados anteriormente, los autores dedujeron la acción de una onda de marea de baja frecuencia (con período de 6 a 10 días) que se propaga en sentido inverso a la principal de mayor frecuencia. En el área de Punta Arenas, según los autores, el flujo de la marea se orienta predominantemente hacia el noreste y no supera los 0,5 [m/s] en la capa superficial (hasta 5 [m] de profundidad). Sin embargo, también mencionan que la velocidad en el área oriental del estrecho (Punta Delgada a Punta Arenas) es de 19,2 [m/s] y que la del área central (Punta Arenas a Bahía del Águila) es de 108,3 [m/s]. Además, señalan que, desde Punta Arenas hasta la boca occidental del estrecho, el régimen de marea pasa a ser mixto (desigualdad de las alturas de las dos pleamares y las dos bajamares) y de menor amplitud. Cabe agregar que en las tablas de marea el nivel máximo de pleamar registrado en Punta Arenas es de 2,6 [m] y el mínimo de bajamar es de -0,2 [m]<sup>3</sup>.

---

<sup>3</sup> Información disponible en <https://tablademareas.com/cl/magallanes/punta-arenas>. En el mismo portal existen pronósticos de oleaje con dirección NNE-NE y rangos de amplitud de 0,1 a 1,0 [m]

## 2.3 DEPÓSITOS GLACIALES Y GEOLOGÍA MARINA EN LA PARTE CENTRAL DEL ESTRECHO DE MAGALLANES

Alrededor del Estrecho de Magallanes hay abundantes depósitos glaciales que han permitido a distintos autores asignar una cronología a las fluctuaciones de la capa de hielo cuaternaria. La parte central del estrecho posee depósitos que se asignan al último ciclo glacial (Clapperton, Sugden, Kaufman y McCulloch, 1995; McCulloch y Bentley, 1998). Por su parte, Clapperton et al. (1995) distinguieron cinco avances glaciales (A-B-C-D-E) de los cuales B-C-D (Tabla 2.1) habrían dejado depósitos en el área de estudio como se observa en la Figura 2.3.

El Último Máximo Glacial (o LGM por sus siglas en inglés) es la época de mayor extensión del hielo durante el último período glacial y en el Estrecho está representado por el avance B, que comenzó poco después de los cal. 31.250 años AP y culminó a los cal. 25.200-23.100 años AP. El avance C ocurrió poco después de B y finalizó a los cal. 21.700 – 20.400 años AP. Tanto los avances B como C habrían seguido a un intervalo de desglaciación en el cual ocurrió una transgresión marina en el Estrecho de Magallanes, lo que se interpreta por el contenido de fósiles marinos en las diamictitas que conforman los depósitos glaciares de estas etapas (McCulloch, Fogwill, Sugden, Bentley y Kubik, 2005). No obstante, Boyd, Anderson, Wellner y Fernández (2008) sugieren que la transgresión marina en el área habría ocurrido recién a los 15.500 años AP.

El avance D habría ocurrido poco antes de los cal. 17.500-16.620 años AP y está representado por una zona de morrenas que van de norte a sur en ambos bordes del Estrecho y cubren antiguos drumlins (Bentley et al., 2005; McCulloch et al., 2005). Está caracterizado por un till gris limoso, sin fragmentos de conchas, que sobreyace tanto a depósitos glaciofluviales estratificados como al till gris con fragmentos de conchas del avance B. Los depósitos del avance D varían hacia el techo a una diamictita rica en bloques oxidada a un color marrón.

El último avance (E) estaría delimitado temporalmente por el depósito de tefra del volcán Reclus de cal. 15.507 – 14.348 años AP y por depósitos de turba de cal. 12.578 – 11.773 años AP que siguieron al drenaje de un lago proglacial formado en esta fase. El final de esta última etapa habría ocurrido durante el Dryas Reciente (fase de enfriamiento) del hemisferio norte, que en el hemisferio sur estuvo marcado por el inicio de un calentamiento y retroceso glacial (McCulloch et al., 2005). Sin embargo, Fernández, Gulick, Rodrigo, Domack y Leventer (2017) señalaron que no hay evidencia de morfologías glaciales submarinas que respalden la idea de este avance.

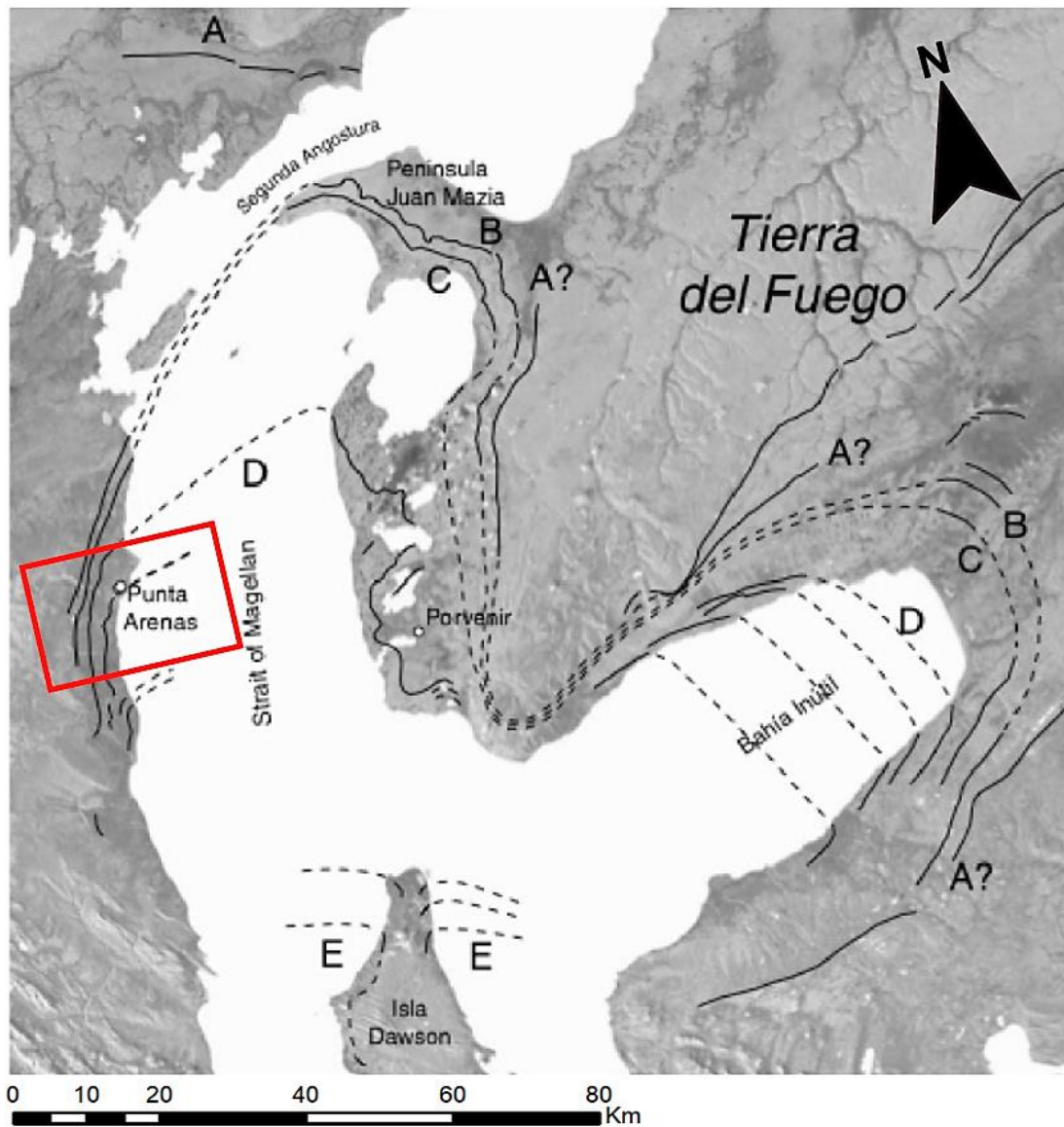


Figura 2.3: Imagen Landsat TM de la zona central del Estrecho de Magallanes con las etapas de deglaciación de Clapperton et al. (1995). En el recuadro rojo se señala el área del presente estudio, en el cual existe registro de las etapas B, C y D. Figura modificada de Bentley et al. (2005).

Tabla 2.1: Avances glaciares que se ven registrados en el área de estudio.

| Avance glacial | Litología  | Edad cal años BP | Método                                | Fuente                                   |
|----------------|--|------------------|---------------------------------------|--|
| B              | Diamictita de color gris azulado con fragmentos de conchas marinas.                | 31.250           | $^{14}C$ en conchas fósiles           | Clapperton et al. (1995)                 |
|                |  | 25.200           | $^{10}Be$ en superficie de bloques    | McCulloch et al. (2005)                  |
|                |  | 23.100           |                                       |  |
| C              | Depósito de morrena con crestas afiladas cortando a B.                             | 21.756           | $^{14}C$ en conchas fósiles           | Clapperton et al. (1995)                 |
|                |  | 20.361           |                                       |  |
|                |  | 18.700           | $^{10}Be$ en superficie de bloques    | Kaplan et al. (2008)                     |
| D              | Diamictita sin fragmentos de conchas. Arcillas glaciogénicas de color gris azulado | 17.500           | $^{10}Be$ en superficie de bloques    | Kaplan et al. (2008)                     |
|                |  | 15.796           | $^{14}C$ en muestra de limo orgánico. | Heusser (1987) y McCulloch et al. (2005) |
|                |  | 15.372           |                                       |  |

La topografía submarina a lo largo del Estrecho de Magallanes es altamente asimétrica debido a la acción glacial y a la configuración previa del basamento. Desde Segunda Angostura hasta la isla Carlos III se considera una única microcuenca, no obstante, la batimetría en el área de estudio tiene sus propias particularidades. Araya-Vergara (2001) registró a través de ecosonda de alta resolución el subsuelo marino 27 [km] al ENE de Punta Arenas, y describió una plataforma rocosa de aguas muy someras sin sedimentos suprayacentes acústicamente detectables, lo que representa una línea de varadura o grounding line que operó durante la glaciación.

Sobre la base de la sísmica del Estrecho de Magallanes Central, Fernández, et al. (2017) definieron el área rampa norte, localizada al este de Punta Arenas. Esta área tiene una profundidad de 340-200 m bnm que se someriza hacia el norte. La interpretación de unidades sísmicas indica un complejo de alta energía que incluye morrenas submarinas, depósito de sedimento suspendido en ambiente distal o progracial y sedimentos glaciales proximales. Esta área en particular se asocia espacialmente a los límites del avance glacial D mapeado en tierra, por lo que algunos depósitos superficiales acuñados se interpretan como la expresión submarina del límite D. Por otro lado, Bentley et al. (2005) ya habían reconocido morfologías submarinas correspondientes a morrenas justo al sur del aeropuerto de Punta Arenas, que se encuentra 17 [km] al norte de la ciudad. Estas morrenas también vincularían el avance glacial D en la península Brunswick con el ocurrido en Tierra del Fuego.

## 2.4 RÍO LAS MINAS

El río Las Minas se origina al oeste de Punta Arenas en una zona de turbales dentro de la Reserva Nacional Magallanes, a una altura aproximada de 550 [msnm]. Recorre de oeste a este 19 [km] hasta su desembocadura en el Estrecho de Magallanes, siendo su trayecto mayoritariamente de tipo recto. Este trayecto incluye 4 [km] que atraviesan la capital regional siguiendo una canalización artificial con base de cemento y ancho en el rango 12-14 [m] (Derch, 2012). La cuenca abarca un área de 61,6 [km<sup>2</sup>] y el valle fluvial en general es muy estrecho (CADE-IDEPE, 2004).

Los datos hidrológicos del río Las Minas en su mayoría se obtienen de la estación bocatoma Sendos, localizada aproximadamente a 7 [km] de la desembocadura (figura 2.4). El caudal promedio mensual medido en este punto y expuesto en el informe de CADE-IDEPE (2004) es de 0,80 [m<sup>3</sup>/s] (equivalente a 0,025 [km<sup>3</sup>/año]). Por otra parte, el caudal medio anual señalado en el informe de Harambour (2013) citado en la memoria de Carrasco (2017) es de 0,905[m<sup>3</sup>/s] (equivalente a 0,028 [km<sup>3</sup>/año]). La concentración de sedimento suspendido diaria desde 1994 hasta 2018 y los caudales promedio en la misma estación se encuentran disponibles en el portal de la Dirección General de Aguas (DGA) y se muestran en el capítulo de resultados.

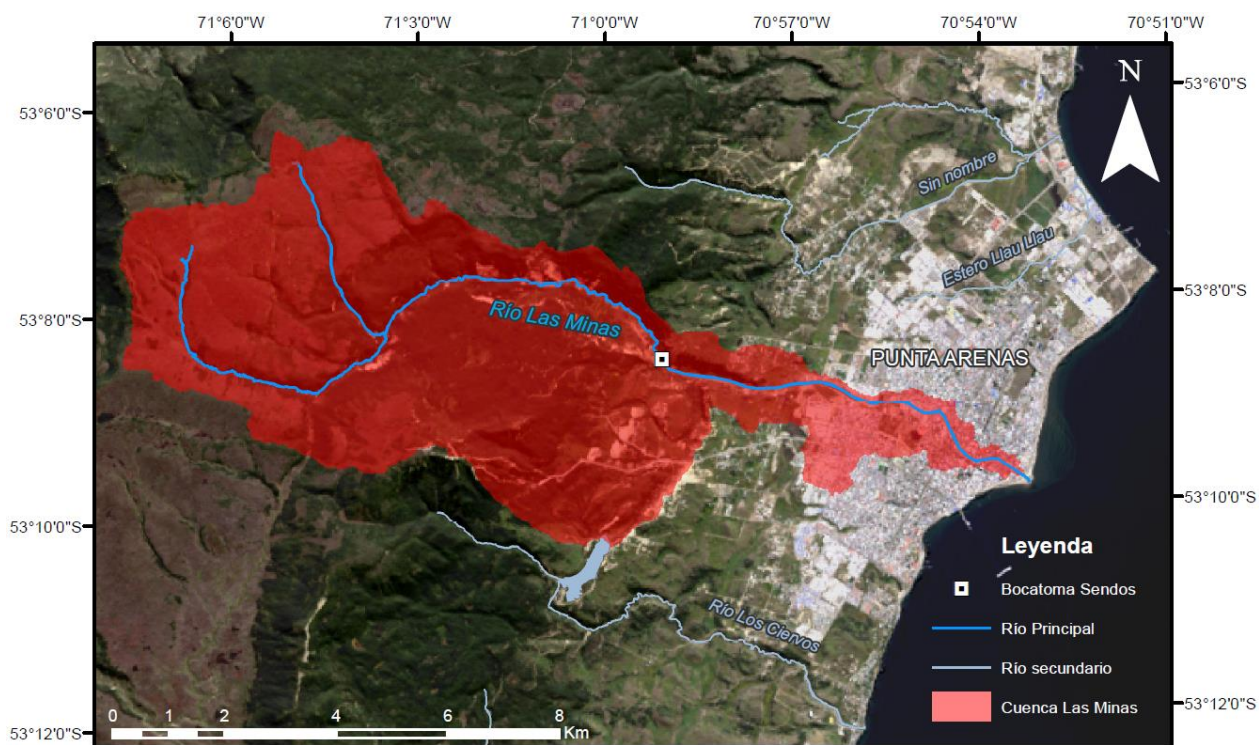


Figura 2.4: Cuenca del río Las Minas y ubicación de la bocatoma Sendos.

## **2.5 GEOLOGÍA EN LA CUENCA DEL RÍO LAS MINAS**

La geología en la cuenca del río Las Minas se caracteriza por un sustrato rocoso aguas arriba, correspondiente a la Formación Loreto, y depósitos no consolidados hacia la ciudad de Punta Arenas y alrededores. En la Formación Loreto han ocurrido varias de las remociones en masa de menor envergadura que se creen influyentes en los posteriores eventos de inundación, mientras que los depósitos no consolidados, aún cuando no parezcan tener influencia directa en el aporte de sedimento a estos eventos, abarcan la mayor parte de la cuenca y, por lo tanto, ameritan su mención. Entre estos últimos se incluyen tills, depósitos fluvio-glaciales, terrazas de abrasión marinas, depósitos fluviales recientes, remociones en masa recientes y la playa actual (CIMM T&S S.A., 2004).

### **2.5.1 FORMACIÓN LORETO**

La Formación Loreto consiste en una secuencia sedimentaria marina somera de edad Eocena tardía. Como describen Otero et al. (2012), la formación de aproximadamente 800 [m] de espesor está compuesta de areniscas bien seleccionadas, incluyendo horizontes glauconíticos y concrecionarios, comúnmente intercalados con capas con flora fósil y capas de carbón de espesor variable (ver Figura 2.5). El contenido fósil de bilvalvos, gastrópodos y vertebrados, además de la presencia de glauconita, indican una deposición en ambiente marino somero. Sin embargo, los mismos autores observan fragmentos de madera, huellas de hojas, niveles de carbón y estratificación cruzada de gran escala, por lo que interpretan un ambiente de tipo estuario al considerar, además, la fuerte influencia marina.

Las rocas de la Formación Loreto afloran en los valles de los ríos Los Ciervos y Las Minas. En este último, las rocas se encuentran aproximadamente 10 [km] aguas arriba, dentro de la Reserva Nacional Magallanes, donde afloran cerca de 30 [m] de la estratigrafía de esta formación que correspondería a las capas E a M descritas por Otero y Soto-Acuña (2012) como se muestra en la Tabla 2.2. Raedeke (1975), por otra parte, describe la orientación de los estratos de esta formación: Poseen un rumbo general 280-290° y mantean suavemente hacia el N-NE (manteo 3-10°). Además, señala que están cubiertos por 1-4 [m] de sedimentos pleistocenos compuestos de till gris rico en arcilla y, en algunos afloramientos, este till gris está cubierto por un till limoso amarillo y/o depósitos fluvio-glaciales.

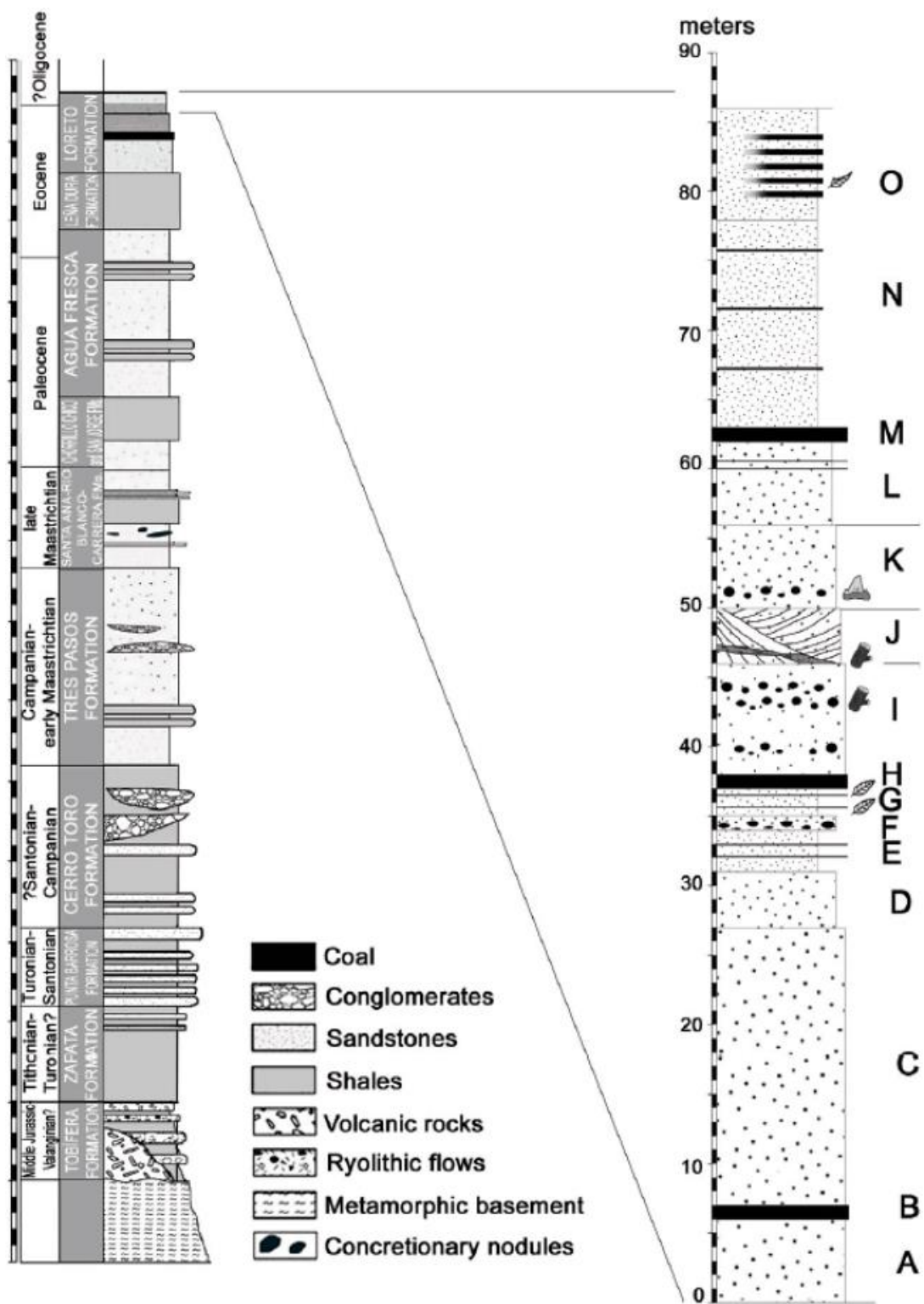


Figura 2.5: Columna estratigráfica de parte de la Formación Loreto en relación a las formaciones geológicas que afloran en la península de Brunswick. Obtenido de Otero et al. (2012).



Tabla 2.2: Descripción litológica de los estratos de la Formación Loreto que afloran en el valle del río Las Minas según lo descrito por Otero et al. (2012).

| Capa     | Espesor [m] | Litología   |
|----------|-------------|---|
| <b>M</b> | 1           | Nivel de carbón   |
| <b>L</b> | 6           | Areniscas grises de grano medio con intercalaciones muy finas de carbón   |
| <b>K</b> | 6           | Areniscas masivas con algunas capas con concreciones. También incluye finos lentes de conglomerados, abundantes dientes de peces cartilaginosos y menos frecuentemente fragmentos de huesos de aves |
| <b>J</b> | 4           | Areniscas con estratificación cruzada a gran escala con dirección de manto variable   |
| <b>I</b> | 8           | Areniscas masivas con abundantes nódulos concrecionarios  |
| <b>H</b> | 1           | Nivel de carbón   |
| <b>G</b> | 2           | Intercalación de areniscas grises oscuras pobremente consolidadas con finas capas de carbón que incluyen abundantes huellas de hojas  |
| <b>F</b> | 1           | Areniscas masivas con nódulos concrecionarios en la base  |
| <b>E</b> | 3           | Areniscas finas con finas y escasas vetas de carbón   |

## 2.5.2 DEPÓSITOS NO CONSOLIDADOS

Los depósitos no consolidados constituyen la mayor parte del área de estudio y son mencionados por Durley (2012) en su caracterización de suelos de fundación en la ciudad de Punta Arenas, y descritos por CIMM T&S S.A (2004) en su Informe Final – Proyecto 31/324. Durley (2012) señala que la ciudad, atravesada por la zona baja del río Las Minas, se configura en lo que anteriormente fue un valle de deshielo sobre el cual se depositaron distintos tipos de sedimentos glaciales y postglaciales. La autora afirma que la estratigrafía de esta área está constituida por tills (de empuje, basales y de flujo), deltas arenosos, planicies de lavado, arcillas varvadas, depósitos de turba y sedimentos fluviales finos y gruesos de compacidad variable. Por su parte, CIMM T&S S.A (2004) desarrollaron un mapeo más general de los depósitos en la ciudad (Figura 2.6) que describen brevemente como se señala a continuación:

- **Depósitos morrénicos laterales**

Se exponen en el sector oeste de la ciudad, en contacto con el margen oriental de la Formación Loreto. Corresponden a elevaciones irregulares ligeramente elongadas de dirección NE, anchos variables entre 50 y 1.500 [m], alturas menores a 50 [m] y largos inferiores a 2.5 [km].

- **Depósitos morrénicos indiferenciados**  
Son los depósitos glaciales morrénicos sobre los cuales se funda la ciudad. No se encuentran buenos afloramientos que permitan diferenciar las distintas facies.
- **Depósitos fluvio-glaciales**  
Corresponden a numerosos lechos fluviales discontinuos y abandonados que drenaban sus aguas hacia el norte y noreste. Localmente son sinuosos.
- **Terraza de abrasión marina antigua**  
Planicie de abrasión de aproximadamente 10 [m] de alto, labrada en los sedimentos morrénicos.
- **Terraza de abrasión marina joven**  
Planicie de abrasión de aproximadamente 4 [m] de alto, labrada en los sedimentos morrénicos y marinos.
- **Depósitos fluviales actuales**  
Depósitos transportados por los distintos cauces que atraviesan la ciudad o sus alrededores: río Las Minas y esteros de la Mano, Dagostini y Llau-Llau.
- **Depósitos de remoción en masa recientes**  
Sedimentos del evento aluvial de 1990.<sup>4</sup>
- **Depósitos de playa actuales**  
Sedimentos en la línea de costa actual y están compuestos de arenas y gravas redondeadas.

---

<sup>4</sup> En el informe de CIMM T&S S.A (2004) se indican que son depósitos del evento aluvial de 1991, pero probablemente se trate de un error dado que no hay registros de un evento aluvial en ese año.

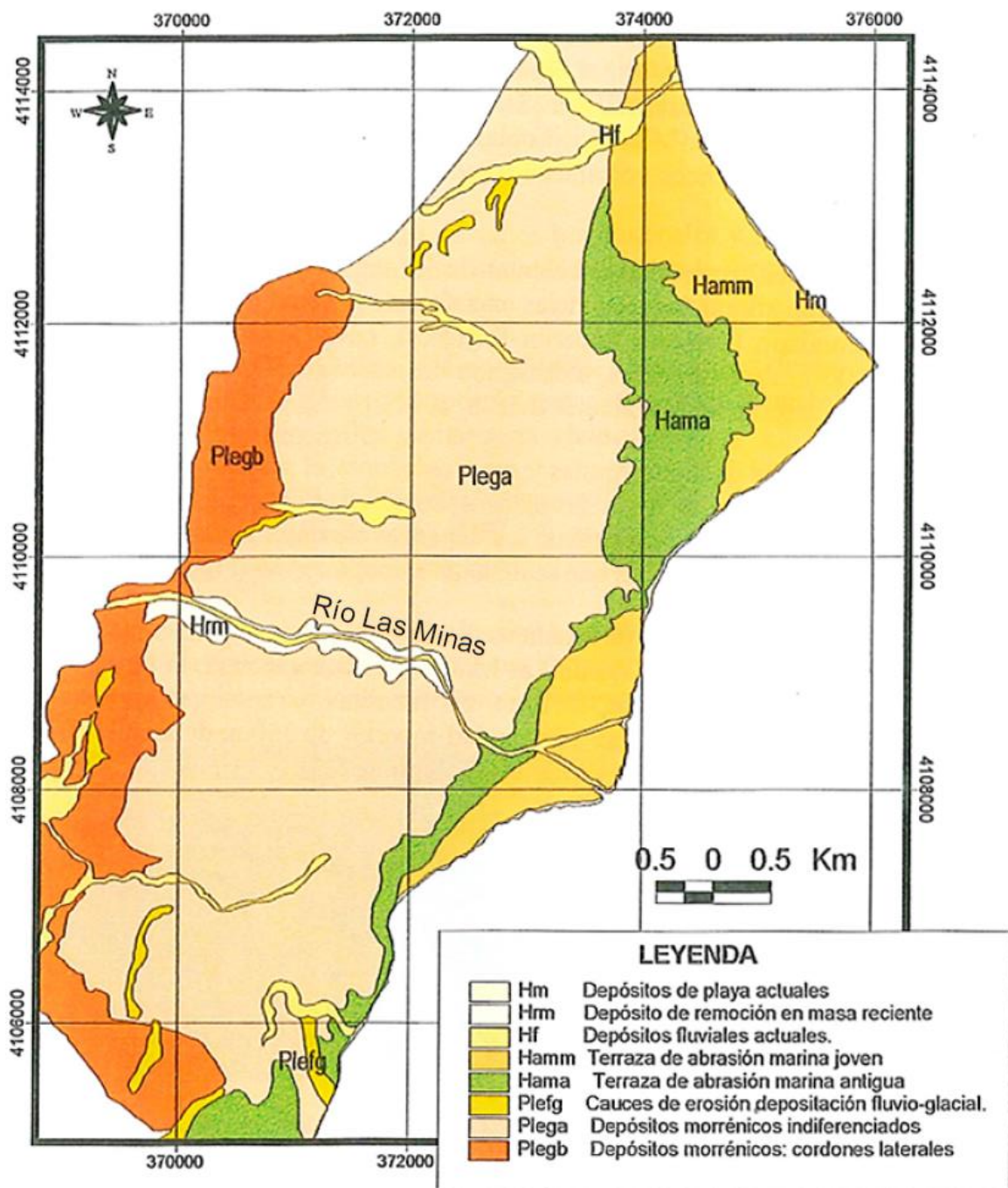


Figura 2.6: Mapa geológico de la ciudad de Punta Arenas. Se compone en su mayoría de depósitos no consolidados de origen glacial. Obtenido de CIMM T&S S.A. (2004)

### 3. ANTECEDENTES HISTÓRICOS

#### 3.1 INTERVENCIÓN HUMANA EN LA CUENCA DEL RÍO LAS MINAS

El río Las Minas debe su nombre a las actividades mineras que se realizan desde el siglo XVIII en su cuenca para la obtención de oro y de carbón (Derch, 2012). En ese entonces se denominaba “río del Carbón” debido a la existencia de mantos carboníferos que ya en ese entonces eran explotados artesanalmente y vieron su auge con la mina Loreto, cuya producción inició en 1905 y que hasta 1939 producía más de 30.000 [ton] anuales (Baros, 2008<sup>5</sup>, CONAF, 2019). En 1869 se informaba el hallazgo de oro en la cuenca, iniciando una etapa de minería aurífera, aunque de menor escala dadas sus proporciones limitadas (Martinic, 2003).

Dado que los estratos carboníferos eran superficiales, señalan Matsuura et al. (2004), su explotación significó el hundimiento de suelo y una mayor erosión del lecho del río. Por otro lado, los autores señalan la minería del oro, el uso de palas accionadas en base a vapor y el lavado de sedimento como factores que aceleraron la devastación de la cuenca. Sin embargo, la actividad minera no es el único factor causante del deterioro de la cuenca, sino que se ve acompañado de la eliminación de cobertura forestal original para la obtención de leña y el pastoreo de ovinos, actividades que, junto con la minería, ya se empezaban a vincular a los desbordes del río en 1941 y 1953.<sup>6</sup>

El año 2004, según la información de uso de suelos expuesta en el informe de CADE-IDEPE (2004), de las 6.160 [ha] de la cuenca del río Las Minas, 805 [ha] estaban destinadas a praderas para pastoreo y 26 [ha] a uso agrícola. El informe también indica que menos de 25 [ha] se destinaban a faenas mineras, que son de tipo artesanal (lavado de oro) y se emplazaban en el sector alto de la cuenca. En cuanto al área urbana, la empresa consultora señala que el 11% de la superficie de la cuenca se asigna a esta categoría y se localiza únicamente en la ciudad de Punta Arenas.

Muñoz et al. (2020a) recopilaron mapas, imágenes satelitales y fotografías aéreas de la parte del río que atraviesa la ciudad, que abarcan desde 1896 hasta 2019, y analizaron las variaciones en su morfología. Los autores distinguen importantes cambios tanto en su trayecto como en su ancho (ver Figura 3.1), siendo particularmente importante la canalización artificial que se realizó entre 1958 y 1961, que fue posterior al desborde de 1956 que presenció el presidente Carlos Ibáñez del Campo en su visita a la ciudad. Tal como indican los autores y como se observa en las imágenes, estas obras eliminaron fuertes cambios de dirección del río y otorgaron un ancho de canal correspondiente a menos de la mitad al que tenía originalmente en 1898.

---

<sup>5</sup> Reportaje publicado el 14 de octubre de 2008 de la revista de Minería Chilena, disponible en <https://www.mch.cl/reportajes/la-explotacion-historica-del-carbon/#>

<sup>6</sup> Información extraída del reportaje publicado el 18 de marzo de 2012 del diario magallánico La Prensa Austral, disponible en <https://archivo.laprensaaustral.cl/archivo/la-crecida-del-rio-de-las-minas-desde-una-perspectiva-historica/>

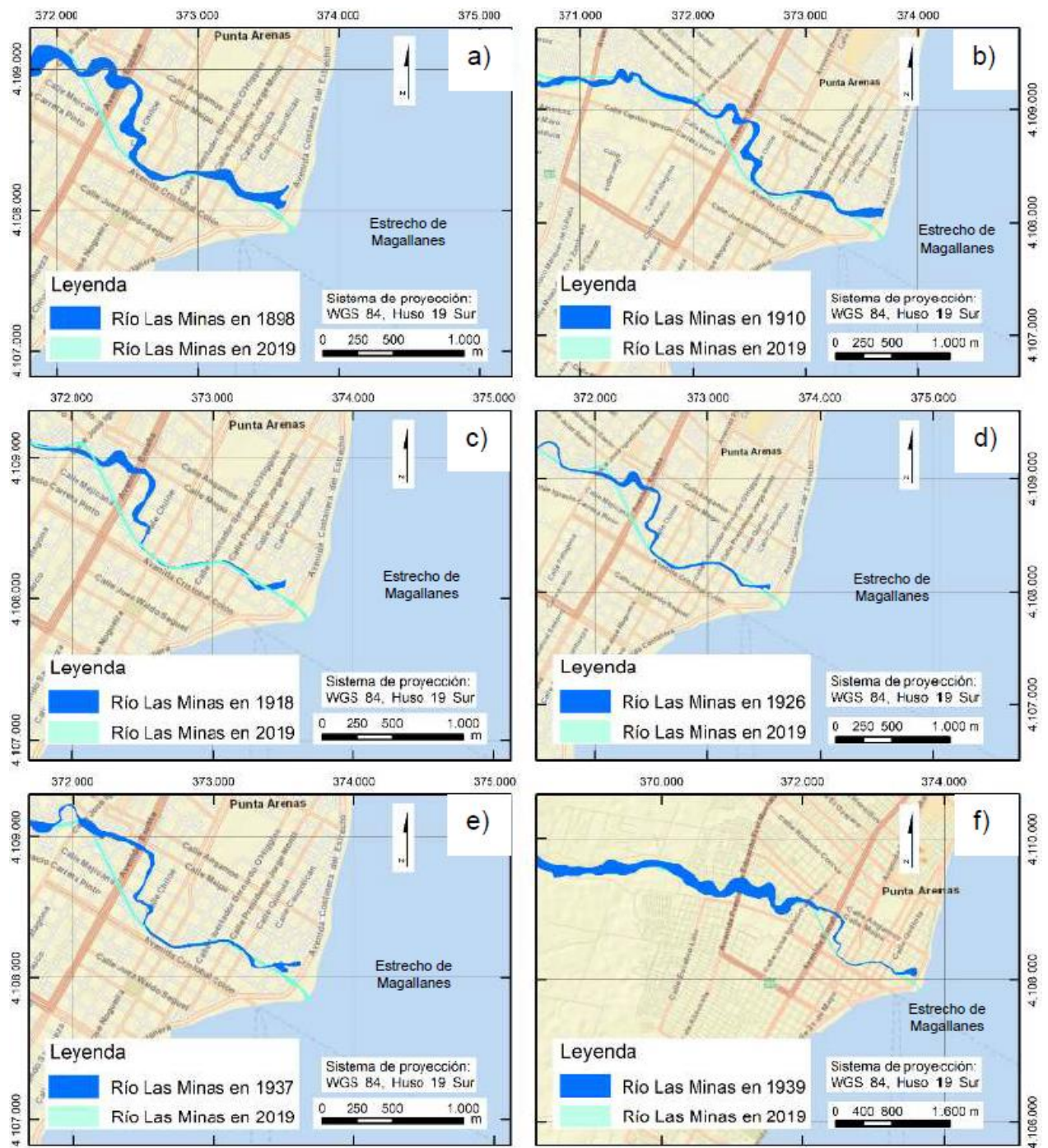


Figura 3.1: Morfología del río Las Minas 2019 comparado a los años: a) 1898. b) 1910. c) 1918. d) 1926. e) 1937. f) 1939. Obtenido de Muñoz et al. 2020a.

### 3.2 ALUVIONES EN PUNTA ARENAS

Existen registros periodísticos de eventos catastróficos relacionados al desborde del río Las Minas al menos desde 1941. Si bien la información de cada uno es escasa, la generación de al menos cuatro de ellos se atribuye a la acción de lluvias intensas. Las diferentes fuentes denominan a estos eventos como desbordes o aluviones indistintamente, por lo que puede que ambas denominaciones se refieran a flujos con las mismas propiedades. En la tabla 3.1 se detalla la información de estos eventos.

Tabla 3.1: Registro de desbordes y aluviones históricos en el río Las Minas.

| <b>Año</b>              | <b>Día</b>   | <b>Evento<sup>7</sup></b> | <b>Descripción</b>  | <b>Fuente</b>   |
|-------------------------|--------------|---------------------------|---|---|
| <b>1941<sup>8</sup></b> | 5-6 de marzo | Aluvión                   | Aluvión y desborde del río Las Minas accionados por un temporal. Varios puentes y defensas fluviales fueron arrancados y arrastrados por las aguas.   | ONEMI (2001); La Prensa Austral (18 de marzo de 2012) |
| <b>1945</b>             | 5-6 de abril | Desborde                  | Desborde del río Las Minas, arrasando puentes e inundando viviendas de la población Arturo Prat y el barrio yugoslavo. Se produjo corte de agua por destrucción de las cañerías de captación central.                               | ONEMI (2001)  |
| <b>1949</b>             | Sin fecha    | Desborde                  | Desborde del río Las Minas que cubrió un área de 110 [ha]   | Muñoz et al. (2020)                                   |
| <b>1953</b>             | Sin fecha    | Aluvión                   | Desborde del río Las Minas.   | La Prensa Austral (18 de marzo de 2012)               |
| <b>1956</b>             | Sin fecha    | Desborde                  | Desborde del río Las Minas generada por lluvias torrenciales. Se rompieron las tuberías de la planta de filtros, dejando a la población sin agua y potable, y se taparon los tubos de alcantarillado causando problemas sanitarios. | ONEMI (2001)  |

<sup>7</sup> En este trabajo se considera aluvión y desborde como un mismo tipo de evento, no obstante, en la tabla se muestra el nombre asignado según la fuente.

<sup>8</sup> Las crecidas de 1941 y 1953 se consideraron consecuencia de la intervención antrópica, principalmente debido a la eliminación de buena parte de la cobertura forestal (para obtención de leña, extracción de carbón y para pastoreo en terrenos deforestados) y al trabajo de los pirquineros del oro que alteraban y alteran el lecho del río. Información obtenida del reportaje del 18 de marzo de 2012 de la Prensa Austral.

| <b>Año</b>  | <b>Día</b>             | <b>Evento</b> | <b>Descripción</b>  | <b>Fuente</b>  |
|-------------|------------------------|---------------|---|--|
| <b>1967</b> | 28 de septiembre       | Desborde      | Desborde del río Las Minas. Produjo anegamientos y destrozos en 60 manzanas de viviendas.   | ONEMI (2001)   |
| <b>1969</b> | octubre                | Desborde      | Desborde del río Las Minas debido a la ruptura de un dique de contención en la laguna Lynch. Los Puentes Armando Sanhueza, Chiloé, Bories, Magallanes y Lautaro Navarro actuaron como diques debido a su baja altura generando acumulación de material arrastrado y produciendo el desborde hacia los costados.   | La Prensa Austral (18 de marzo de 2012)                                    |
| <b>1971</b> | Sin fecha <sup>9</sup> | Desborde      | Inundación de la ciudad de Punta Arenas por el río Las Minas.   | GORE Magallanes (2012)   |
| <b>1990</b> | 8 de mayo              | Aluvión       | Desborde de los ríos Las Minas, Tres Brazos, Colorado, Agua Fresca, Grande, Los Ciervos y San Juan, al igual que el canal Llau-Llau, por el sistema frontal que afectó la región de Magallanes. En el caso del río Las Minas también hubo deshielo en su curso alto. Cubrió un área de 67 [ha]. Más de 2.400 personas damnificadas, 300 casas dañadas y 16 edificios afectados. | ONEMI (2001); Muñoz et al. (2020); La Prensa Austral (18 de marzo de 2012) |
| <b>2012</b> | 11 de marzo            | Aluvión       | Desborde del río Las Minas producto de intensas precipitaciones entre los días 10 y 13 de marzo. Produjo la inundación de 115 [ha]. Más de 4.000 personas resultaron afectadas y 56 damnificadas. 90 viviendas resultaron con daño mayor y 410 con daño menor   | Muñoz et al. (2020); ONEMI (2012)  |

<sup>9</sup> Posiblemente 22 de mayo o 19 de junio según los registros de las mayores precipitaciones de ese año.

### 3.3 REMOCIONES EN MASA EN LA CUENCA DEL RÍO LAS MINAS

Descontando los eventos aluvionales propiamente tales, en las laderas del valle del río Las Minas suelen ocurrir distintos eventos menores de remoción en masa que a primera instancia no representan un peligro para la población, pero sí generan un reservorio de sedimento significativo que influye en la peligrosidad de posibles flujos futuros. De hecho, Muñoz, Opazo y Gálvez (2020b) y Harambour (2015) mencionan que las remociones en masa generadas en la parte media de la cuenca en 1970 y 1973 constituyeron la principal fuente de material transportado por el flujo de 1990, y de igual forma ocurrió con las remociones de 2002 y 2011 respecto del aluvión de 2012.

Las zonas de mayor inestabilidad de ladera dentro del valle se encuentran en el curso medio y superior del valle, donde ocurrieron las remociones mencionadas (AC Ing. Consultores, 2000; Harambour y Harambour, 2002). Los estratos expuestos en esta zona pertenecen a la Formación Loreto y tienen un rumbo  $320^\circ$  y un manteo de  $3^\circ$  al NE, los que además poseen un sistema de diaclasas verticales, perpendiculares a la estratificación, que dividen la roca en bloques cúbicos y rectangulares (Cañón, 1973). Mientras que en la ladera sur predominan las remociones en masa de tipo deslizamientos rotacionales de bajo ángulo y baja velocidad (reptaciones), la ladera norte es mucho más inestable y capaz de generar derrumbes como los que ya han represado el río. (Harambour y Harambour, 2002; UMAG, 2008)

Si bien las remociones en masa menores mencionadas constituyen una amenaza para la gente que transita esa área de la cuenca, Harambour (2015) advierte que la principal amenaza no serían estas remociones en sí, sino el represamiento del río producto de ellas y la posibilidad de que estas presas se rompan por la acción fluvial. El autor destaca que este proceso puede ser de muy rápida ocurrencia, particularmente cuando las crecidas del río tienen influencia de deshielo. Las grandes precipitaciones y el deshielo disminuyen la estabilidad de las rocas y el sedimento al aumentar la presión de poro y reducir el límite de ruptura necesario para producir el fallamiento.

Harambour (2015), además del represamiento del río, menciona la provisión de volúmenes extraordinarios de sedimentos y la generación de un flujo de detritos como las otras amenazas principales que producirían las remociones en masa mencionadas. El autor señala estos tres posibles desenlaces como procesos diferentes y, aún más, menciona que la ocurrencia de un flujo de detritos es de baja probabilidad y que no existe registro histórico de su ocurrencia. No obstante, como se explica en el siguiente capítulo, el concepto de flujo de detritos es bastante amplio y podría abarcar los distintos procesos mencionados.



### **3.4 SISMOS EN MAGALLANES**

En la región de Magallanes la sismicidad es más baja comparada al norte de Chile, pero dada la inestabilidad de las laderas del curso medio del río Las Minas, cabe la posibilidad que algún evento sísmico haya generado aporte de sedimento mediante la formación de alguna remoción en masa de menor envergadura. Si bien hasta ahora ninguno de los eventos aluvionales en la zona de estudio se ha vinculado directamente a un gatillante sísmico, no se debería descartar que los sismos de 1949 y 1950 hayan aportado al represamiento del río en el evento aluvional de 1953, o que los sismos de 1970 hayan influido en el desborde de 1971. En la Tabla 3.2 se señalan los sismos de magnitud mayor a 7.0 en escala Richter que han afectado a la región.

Tabla 3.2: Sismos registrados de magnitud igual o superior a 7.0 en escala Richter en la región de Magallanes. Datos obtenidos de Cisternas y Vera (2008), del informe de CIMM T&S S.A. (2004) y del catálogo de sismos del USGS.

| <b>Año</b>  | <b>Día</b>      | <b>Hora local P. A.</b> | <b>Magnitud</b> | <b>Prof. [km]</b> | <b>Epicentro</b>  | <b>Fuente</b>   |
|-------------|-----------------|-------------------------|-----------------|-------------------|---|---|
| <b>1879</b> | 2 de febrero    | 03:30                   | 7 – 7.5         | n/a               | 23 [km] al NE de Punta Arenas, al sur de la isla Isabel.  | Cisterna & Vera (2008); CIMM T&S S.A. (2004)              |
| <b>1949</b> | 17 de diciembre | 02:55                   | 7.7             | 10                | Falla Magallanes, cerca de cabo Froward (Cisterna & Vera, 2008; CIMM T&S S.A., 2004) y 11 [km] al oeste del lago Lynch en Tierra del Fuego según catálogo USGS. | USGS (2020); Cisterna & Vera (2008); CIMM T&S S.A. (2004) |
| <b>1949</b> | 17 de diciembre | 12:07                   | 7.3             | 10                | 6 [km] al oeste del lago Lynch en Tierra del Fuego  | USGS (2020)   |
| <b>1950</b> | 29 de enero     | n/a                     | 7.0             | n/a               | 56 [km] al SW de Punta Arenas, dentro de la península Brunswick.  | CIMM T&S S.A. (2004)                                      |

| <b>Año</b>  | <b>Día</b>  | <b>Hora local P. A.</b> | <b>Magnitud</b> | <b>Prof. [km]</b> | <b>Epicentro</b>  | <b>Fuente</b> |
|-------------|-------------|-------------------------|-----------------|-------------------|---|---------------|
| <b>1970</b> | 13 de junio | 21:00                   | 7.0             | 15                | Islas Rennel, Archipiélago Reina Adelaida, 85 [km] al norte del Estrecho de Magallanes. | USGS (2020)   |
| <b>1970</b> | 15 de junio | 08:14                   | 7.2             | 10                | 39 [km] al norte de Isla de los Estados, Argentina.                                     | USGS (2020)   |

## 4. MARCO TEÓRICO

### 4.1 DELTAS

Un delta es un sistema sedimentario de geometría generalmente convexa que se desarrolla frente a la desembocadura de un río cuando el aporte de sedimentos procedentes de él supera su redistribución por parte de otros procesos (Rodríguez y Arche, 2010). Por su naturaleza, se localiza en una zona de transición entre ambientes continental y marino, por lo que conforma el nexo a través del cual pueden estudiarse algunos procesos continentales desde sus depósitos en el mar.

La morfología de un delta puede ser muy variable pero su génesis depende del mismo proceso básico: Una brusca reducción de velocidad de corrientes fluviales al entrar en un cuerpo de agua, de modo que el flujo abandona el canal confinado, se expande en el cuerpo receptor y deposita gran parte de su carga sólida (Dabrio, 1984). El tipo de flujo generado una vez que alcanza el cuerpo receptor va a depender de la diferencia de densidad entre los cuerpos de agua y puede ser homopícnal, hipopícnal o hiperpícnal.

#### 4.1.1 TIPOS DE FLUJOS

##### A. Flujo homopícnal:

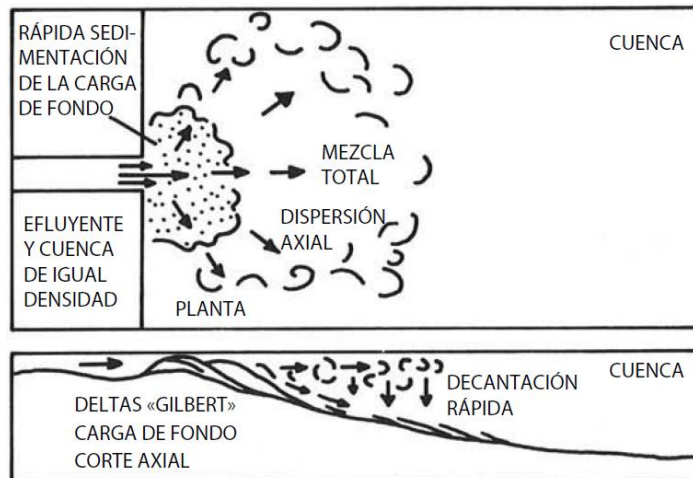


Figura 4.1: Diagrama en planta y perfil de un flujo homopícnal. Ilustración de Bates (1953) modificada por Rodríguez y Arche (2010)

En un flujo homopícnal la densidad del afluente y el cuerpo receptor es equivalente, de modo que se produce una rápida mezcla de aguas cerca de la desembocadura y una pronta sedimentación (Figura 4.1). Son poco frecuentes en la naturaleza, se dan en configuraciones específicas como la afluencia de ríos de alta pendiente y poca carga sólida en lagos profundos y, más raramente, en costas abiertas (Rodríguez y Arche, 2010).

## B. Flujo hipopícnal:

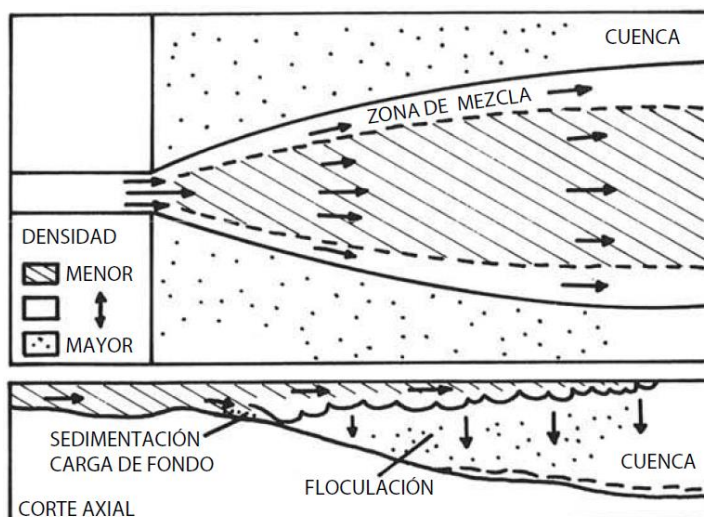


Figura 4.2: Diagrama en planta y perfil de un flujo hipopícnal. Ilustración de Bates (1953) modificada por Rodríguez y Arche (2010).

En un flujo hipopícnal la densidad del afluente es menor a la del cuerpo receptor, por lo que predominan las fuerzas de flotabilidad (Rodríguez y Arche, 2010). Este es el caso de la mayoría de los deltas costeros ya que la densidad del agua dulce, aun cuando está cargada de sedimento, suele ser menor que la del agua de mar (Rehn, 2015; Yu, Li y Li, 2018). Por esta diferencia de densidad se produce una pluma flotante sobre el agua salada que, además, genera una circulación secundaria en forma de vórtices (Figura 4.2 y Figura 4.3-A) que se separan en superficie y se unen en profundidad (Rodríguez y Arche, 2010).

Rodríguez y Arche (2010) indican que la expansión lateral del sedimento es mayor que en el caso de un flujo homopícnal y es aproximadamente entre 4 a 6 veces la anchura del canal. Señalan, además, que la posición del contacto entre agua dulce y agua salada ocurre más lejos de la costa cuando la descarga es muy alta. Independientemente de la posición de este contacto, los sedimentos más gruesos se depositan en una barra longitudinal frente a la desembocadura y los más finos se ubican de forma progresiva desde la cresta de la barra hacia mar adentro (Figura 4.3).

Rehn (2015) experimentó con condiciones hidrodinámicas similares a las de un margen continental para determinar el rol de la salinidad de la cuenca receptora en el comportamiento del flujo entrante. En sus observaciones de flujos hipopícnales, concluyó que estos favorecen una deposición proximal a la fuente en lugar de una deposición aguas adentro. Sin embargo, en algunos de los experimentos se observó la formación de un flujo hiperpícnal secundario, lo que podría aumentar su alcance. En cuanto al depósito, el espesor es más bien parejo y no observó un patrón particular en el tamaño medio de partícula, a pesar de que sí fue claro que las partículas más gruesas se separaron de la pluma primero.

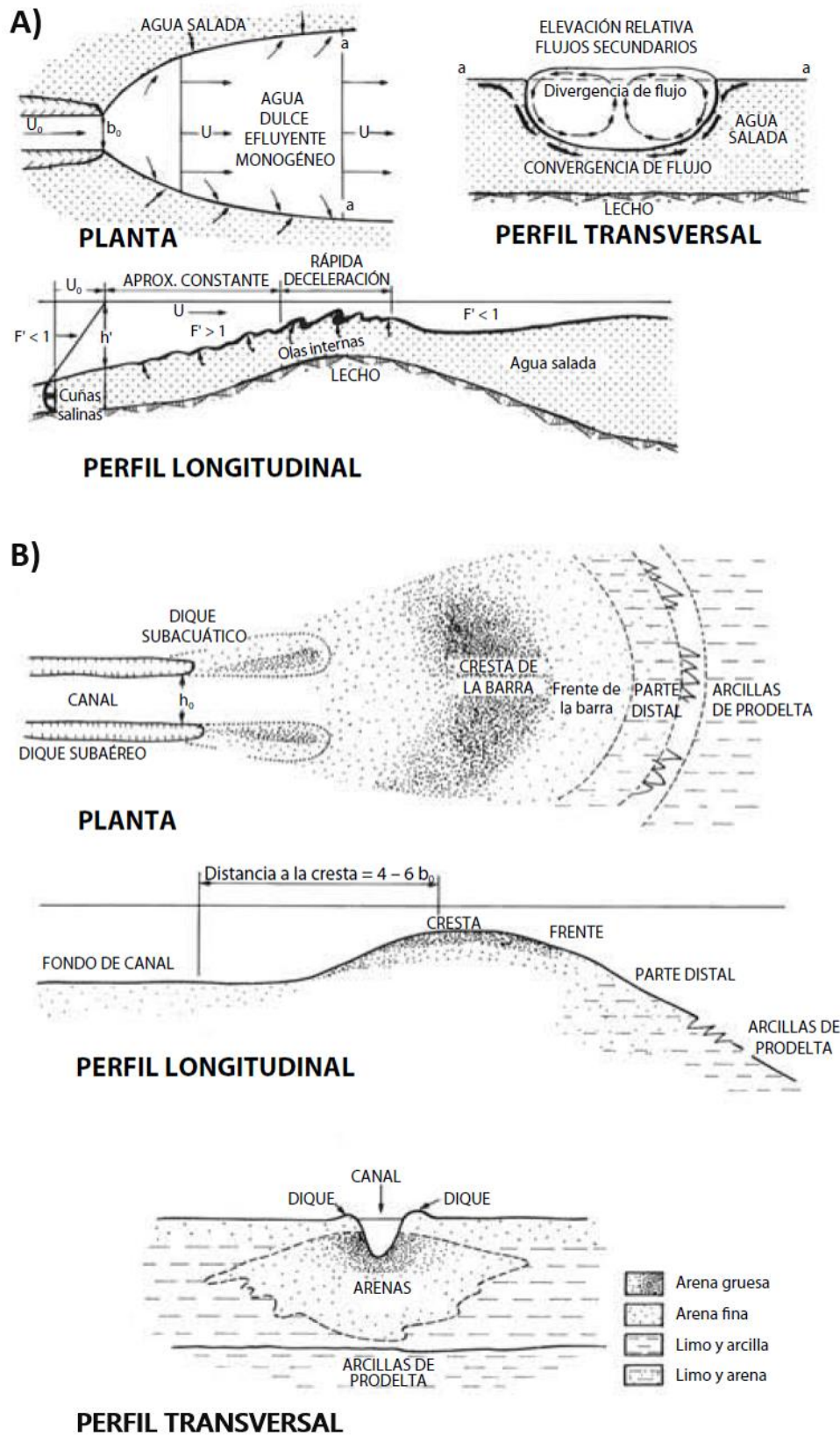


Figura 4.3: Modelo de difusión y depositación para un flujo hipopícnal. A) Modelo de difusión para flujo hipopícnal. B) Modelo de sedimentación para flujo hipopícnal. Ilustración de Wright (1977) modificada por Rodríguez y Arche (2010).

Nemec (1995) estudió la mecánica de las plumas hipopícnas y destacó que, a pesar de que suele subestimarse como una simple lluvia hemipelágica, su rol en la sedimentación deltaica puede ser mucho más relevante de lo que tradicionalmente se ha asumido en estudios sedimentológicos. El autor sugiere que la evolución de la pluma depende esencialmente de la interacción entre la fuerza del flujo inicial, la fricción y los procesos de mezcla en la interfaz. Sin embargo, destaca que el depósito resultante de la decantación de esta pluma no necesariamente va a ocurrir como lo predice la conocida ley de Stokes, sino que hay otros procesos involucrados.

En la misma línea de Nemec (1995), Parsons, Bush y Syvitski (2001) realizaron experimentos de laboratorio para dilucidar el proceso de mezcla en flujos hipopícnas. Los autores describen una mezcla convectiva capaz de generar flujos hiperpícnas que ocurriría incluso a concentraciones tan bajas como 1 [Kg/m<sup>3</sup>], a pesar de que las concentraciones necesarias para que el flujo completo sea de carácter hiperpícnal serían superiores a los 40 [Kg/m<sup>3</sup>] (ver apartado 4.3 sobre los modelos de Syvitski y Milliman (2007) y Mulder y Syvitski (1995)).

Dado que los aluviones en el río las Minas desembocaron muy probablemente como flujos hipopícnas, los depósitos a estudiar se vincularían a la decantación de sedimento desde una pluma hipopícnal. Por esta razón es necesario detallar algunos de los factores discutidos por estos autores:

### **Evolución de la pluma hipopícnal**

Una vez generado un flujo hipopícnal, se produce una pluma en suspensión cuya mecánica es gobernada por el flujo del efluente y por las condiciones del frente de la pluma. Inmediatamente después de su formación, la pluma es sujeta a una expansión en superficie que puede alcanzar grandes distancias.<sup>10</sup> Esta estructura es mantenida por el aporte continuo del agua del río y por una mezcla aparentemente ineficiente con la masa de agua de la cuenca (Nemec, 1995). Nemec (1995), citando los trabajos de Turner (1962), Beghin et al. (1981) y Maxworthy (1983) con experimentos de laboratorio, advierte que a menos que el espesor de la pluma sea una fracción considerable de la profundidad del agua de la cuenca, el frente de la pluma rápidamente pierde el control y es más bien el cuerpo creciente de la pluma y su fuerza de flotabilidad lo que empieza a controlar el frente.

La pluma hipopícnal desacelera rápidamente a medida que avanza en la cuenca receptora. Nemec (1995) enumera las principales causas:

- 1) Fricción en la interfaz entre la pluma y el agua de la cuenca.

---

<sup>10</sup> Nemec (1995) cita a Tabata y Pickard (1957) y Syvitski et al. (1985) para señalar que la estratificación por densidad en la columna de agua puede persistir por distancias de 300 [km] o más.

- 2) Aumento de las componentes laterales de flujo y transferencia de masa a medida que la pluma se aleja de la costa.
- 3) Disminución del espesor de la pluma a medida que avanza, disminuyendo a su vez su flotabilidad.
- 4) Difusión en la pluma debido a la incorporación de agua de la cuenca.
- 5) Desarrollo de un flujo contrario en el agua bajo la pluma, lo que causa mayor fricción.

Nemec (1995) señala que los procesos de expansión flotante y mezcla en la interfaz interactúan mutuamente para controlar la dinámica de la pluma. Sobre la mezcla interfacial, el autor menciona la existencia de dos tipos de inestabilidad en el proceso de mezcla turbulenta en la región frontal de la pluma. En primer lugar, habla de *billows* que describe como torbellinos que giran hacia arriba en la zona de interfaz y se separan torbellinos más pequeños que, finalmente, se disipan gradualmente en su ascenso. En segundo lugar, menciona complejos lóbulos y aberturas (*complex lobes and clefts*) que son irregularidades morfológicas en la vanguardia de la pluma y que también favorecen la mezcla en la interfaz (figura 4.4).

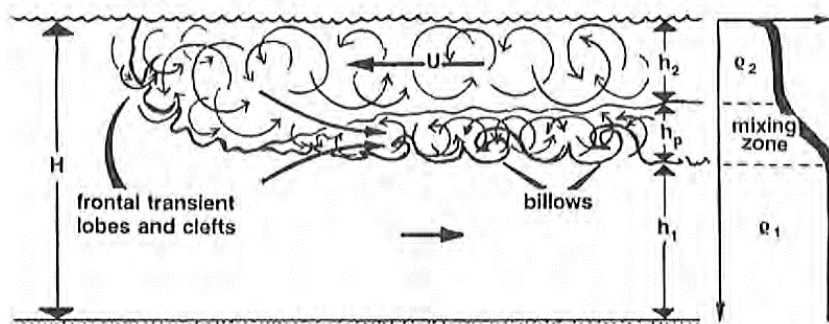


Figura 4.4: Mezcla turbulenta en la parte frontal de la pluma hipopical. Ilustración de Nemec (1995) basado en Simpson (1987).

La mezcla del agua salada de la cuenca con el agua dulce de la pluma (menos densa) resulta en una menor densidad de la columna de agua en la zona de mezcla respecto a los alrededores, lo que genera un gradiente de presión hacia la costa y, por ende, un flujo contrario a la pluma (Nemec, 1995). Este flujo fuerza a la pluma a expandirse, pero, al mismo tiempo, aumenta la fricción y potencia su desaceleración. En algunos flujos hipopicales es posible que se genere un flujo hiperpical acompañante, tal como observó Rehn (2015) en sus experimentos. Nemec (1995) advierte que, en estos casos, este flujo de fondo va a potenciar el efecto del flujo contrario, desacelerando aún más la pluma (figura 4.5).



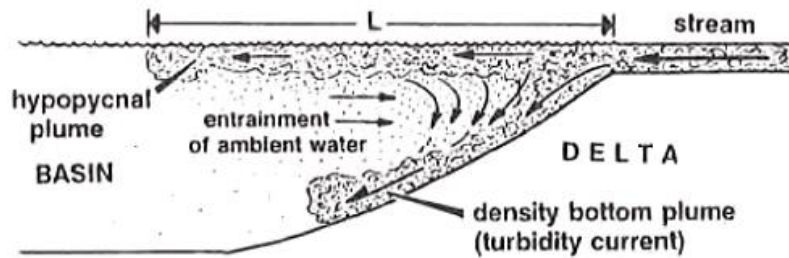


Figura 4.5: Flujo hiperpicnal secundario y generación de un flujo contrario a la pluma. Ilustración de Nemec (1995).

Parsons et al. (2001) afirman que la formación de esta corriente de fondo a partir de una pluma hipopical es mucho más frecuente de lo que anteriormente se pensaba. Los procesos específicos que estarían involucrados en la mezcla convectiva que genera estos flujos serían la sedimentación difusiva doble (DDS), la convección de asentamiento inducida por mezcla, la convección en forma de dedos y el filtrado o *leaking*. Según señalan los autores, estos procesos permitirían que más de la mitad del sedimento que forma parte de una pluma hipopical se vuelva parte de una corriente de fondo.

Es necesario considerar que la evolución de la pluma no sólo va a depender del desconfinamiento del flujo fluvial o de los procesos de mezcla con el agua marina. La pluma, una vez generada, puede ser desviada decenas de kilómetros mar adentro o de forma paralela a la costa, ya sea por la acción de corrientes, mareas u otros procesos actúen sobre la cuenca receptora (Rodríguez y Arche, 2010). La posición y distribución de los depósitos de flujo hipopical van a depender en buena medida de la ubicación de la pluma durante su evolución y de su interacción con los factores mencionados.

### **Decantación de partículas discretas desde la pluma hipopical**

En una pluma hipopical se cumple que las partículas más gruesas decantan más rápido, de modo que se concentran en la parte proximal del delta, mientras que aquellas partículas más finas son arrastradas aguas adentro y su depósito muestra una disminución de tamaño en esta misma dirección (Nemec, 1995). Del mismo modo, las partículas de diferente tamaño se distribuyen de diferente forma en la columna de agua, de manera que las partículas más finas (arcilla y limo muy fino) están más cerca de la superficie y aquellas más gruesas (limo medio y grueso) se concentra más abajo. Sin embargo, la idea de que la decantación de partículas está regida únicamente por su tamaño original suele opacar la existencia de otros procesos importantes como lo son la floculación, aglomeración, peletización y captura de la estela (*wake-capture effect*), que generan depósitos con una peor selección que la esperada:

- **Floculación:** La floculación o coagulación electroquímica es el proceso de neutralización de las fuerzas electrostáticas repulsivas de las partículas minerales, lo que permite que se unan a través de fuerzas de Van der Waals y así aumenten su tamaño efectivo (Nemec, 1995). Este proceso es posible gracias a la alta salinidad del agua de la cuenca receptora, que comprime las nubes iónicas que rodean a las partículas cargadas.
- **Aglomeración:** El aumento de tamaño efectivo ocurre por la adhesión de materia orgánica coloidal a partículas minerales a través de tensión superficial, cobertura de mucílago de microplancton y crecimiento bacterial. Al igual que la peletización, es un proceso que requiere más tiempo que la floculación, por lo que su acción es significativa una vez que el sedimento ya está disperso en la cuenca (Nemec, 1995).
- **Peletización:** La peletización o agregación biogénica ocurre por la ingestión de materia mineral por parte de diferentes organismos que, posteriormente, expulsan en forma de pellets fecales (Nemec, 1995).
- **Captura de estela:** La captura de la estela es el efecto mediante el cual partículas finas son atrapadas en la estela de partículas más gruesas durante su descenso. Es el proceso de decantación más importante en plumas deltaicas debido a que el material suspendido tiene un amplio rango de tamaño de grano, lo que produce que diferentes granulometrías se depositen en conjunto. No obstante, este efecto es despreciable si los sedimentos en suspensión tienen diferencias muy grandes en la velocidad de decantación o si la inercia de las partículas finas es lo suficientemente baja (Nemec, 1995).

A pesar de la importancia que atribuye a los procesos de decantación de partículas discretas, Parsons et al. (2001) sostienen, en base a sus experimentos, que la convección sería el proceso dominante para partículas tamaño limo, al menos a escala de laboratorio. Además, afirman que, si bien la interacción entre la floculación y los procesos de convección aún no han sido debidamente estudiadas, la evidencia de campo indica que el comportamiento del sedimento como un continuo es común en plataformas continentales.

### C. Flujo hiperpicnal:

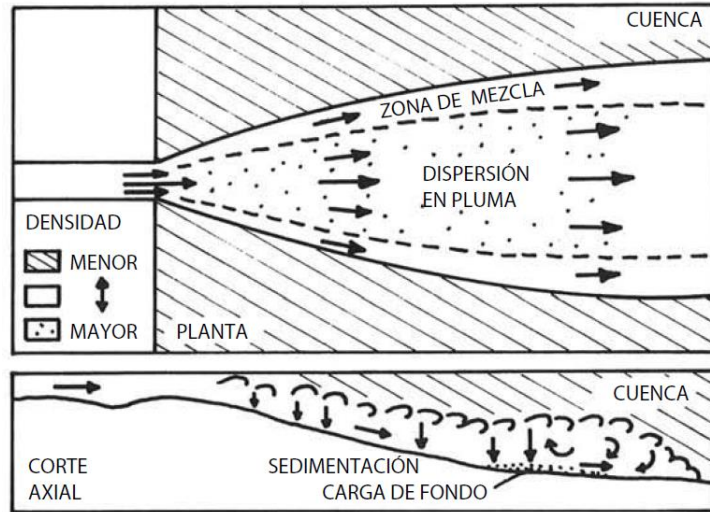


Figura 4.6: Diagrama en planta y perfil de un flujo hiperpicnal. Ilustración de Bates (1953) modificada por Rodríguez y Arche (2010).

Un flujo hiperpicnal (Figura 4.6) se genera cuando la densidad del afluente es mayor que la del cuerpo receptor, creándose una corriente densa al fondo de la cuenca que puede desplazarse lejos de la desembocadura y, por lo tanto, su depósito no aumenta el volumen del delta (Rodríguez y Arche, 2010). Mulder y Syvitski (1995) definen las plumas hiperpicnales marinas como un tipo particular de corrientes de turbidez que ocurren en las desembocaduras de ríos cuando la concentración de sedimento suspendido en el afluente es tan alta que supera la densidad de la cuenca receptora, es decir, durante eventos excepcionales. Estos autores plantean una concentración crítica mínima de sedimento de 36 a 43 [Kg/m<sup>3</sup>] (dependiendo de otras condiciones) para poder generarse este flujo hiperpicnal, no obstante, experimentos de McCool y Parsons (2004) muestran que una mezcla turbulenta favorece la inestabilidad de la pluma, reduciendo la concentración requerida para formar uno de estos flujos (Parsons et al., 2007).

Mulder, Syvitski, Migeon, Faugères y Savoye (2003) describen los flujos hiperpicnales como flujos lentos, turbulentos y con baja densidad con respecto a las típicas corrientes de turbidez. Estos autores distinguen a las hiperpicnitas como un depósito particular y le asignaron un modelo de facies que consta de dos unidades: Una unidad basal granocreciente que se forma durante el período de aumento de descarga y luego una unidad granodecreciente que se forma en el período de disminución de la descarga. Destacan que el contacto entre ambas unidades varía dependiendo de la magnitud de la descarga, es decir, desde un contacto gradacional para una descarga baja (pero capaz de generar un flujo hiperpicnal) a un contacto erosional para una de gran magnitud (Figura 4.7). Adicionalmente, los autores mencionan ondulitas de crecimiento y laminaciones como estructuras típicas en hiperpicnitas.

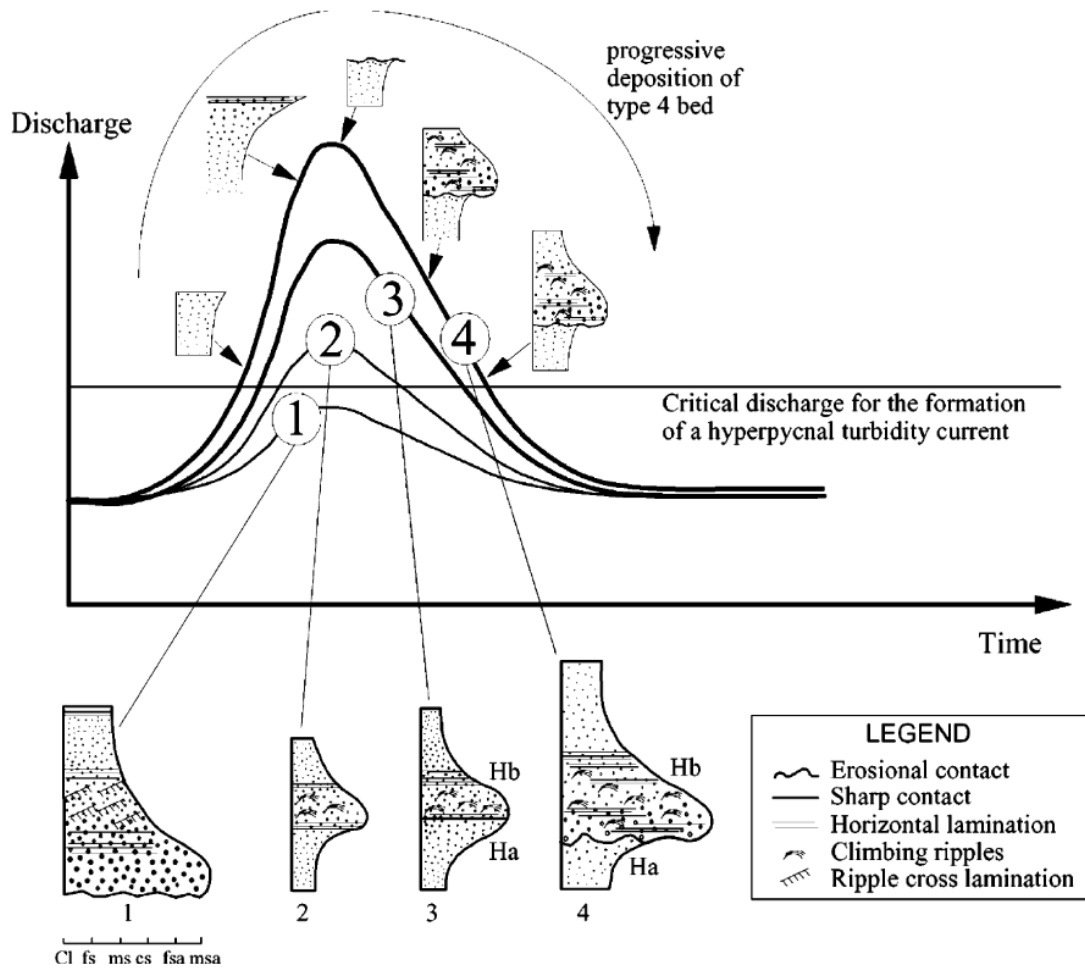


Figura 4.7: Facies y secuencias depositadas en función de la magnitud del flujo en una desembocadura. 1) Flujo de baja magnitud, con una descarga insuficiente para generar un flujo hiperpicnal. 2) Flujo de baja magnitud con una descarga que sí genera un flujo hiperpicnal. Se forma un contacto gradacional entre las unidades principales. 3) Flujo de magnitud media, idéntico a 2 pero con un mayor tamaño de grano y un contacto marcado entre ambas unidades. 4) Flujo de alta magnitud, con un mayor tamaño de grano que 3 y contacto erosivo entre unidades. Obtenido de Mulder, Migeon, Savoye y Faugères (2001).

Shanmugam (2019) señala que un flujo hiperpicnal y una corriente de turbidez son conceptos diferentes, ya que el primero se define únicamente en base a la densidad del flujo, mientras que el segundo se define en base a su reología newtoniana, estado turbulento y densidad. El mismo autor, en diversas publicaciones manifiesta no estar de acuerdo con el modelo de facies propuesto por Mulder et al (2003) debido a que la presencia de un contacto erosivo para representar un mismo evento se opondría a los principios básicos de la estratigrafía (Shanmugam, 2018). Por otro lado, Lamb, McElroy, Kopriva, Shaw y Mohring (2010) pusieron a prueba la hipótesis de que los depósitos de un flujo hiperpicnal registrarían el aumento y la disminución de la descarga de un río en un evento de inundación, lo que resultó en una nula correlación entre la descarga del río y la velocidad del flujo hiperpicnal (que se vería reflejada en los depósitos). No obstante, Lamb et al. (2010) concluyeron que los sedimentos más finos (limos y arcilla) son más propensos a registrar y preservar variaciones en la descarga durante un evento de inundación fluvial.

Rodríguez y Arche (2010) describen, en términos generales, la sedimentación en condiciones de flujo hiperpicnal y advierten que es una configuración que sólo ocurre si hay poca o nula diferencia de profundidad entre el canal fluvial y la cuenca receptora. La sedimentación de un flujo hiperpicnal ocurre como una barra triangular cercana a la desembocadura que, una vez que alcanza cierto tamaño, actúa como un obstáculo que obliga al flujo a desviarse a ambos lados. Por fuera de estos canales generados por la barra se crean diques subacuáticos que, junto con la cresta y laterales de la barra, acumulan los sedimentos más gruesos, mientras que aquellos más finos se apilan en la parte media y distal de la barra (Rodríguez y Arche, 2010). Por otro lado, los experimentos de Rehn (2015) con flujos hiperpicnales mostraron que estos favorecerían la deposición de sedimento en zonas más lejanas a la fuente y que el tamaño medio de partículas tiende a disminuir en la misma dirección, pero no menciona las partes del delta que se verían implicadas.

Zavala (2020) establece diferencias entre un flujo hiperpicnal de larga duración y uno generado por un flujo turbulento episódico. El primero se produce por descargas fluviales excepcionales, puede viajar distancias del orden de cientos de kilómetros incluso en cuencas de baja pendiente y forma depósitos con características distintivas: Capas con cambios granulométricos graduales y recurrentes, mezclas de componentes de dentro y fuera de la cuenca, superficies de erosión internas y discontinuas y, finalmente, lo que Zavala denomina *lofting rythmites*, que son ritmitas formadas por la intercalación de arena-limo con restos de plantas (Zavala, Blanco y Vallez, 2008). Por su parte, los flujos hiperpicnales de menor duración no formarían depósitos importantes dado que su contenido se acumularía en el frente deltaico inferior.

#### 4.1.2 PARTES DE UN DELTA

Un delta se compone de tres partes básicas que, desde el continente hacia el cuerpo de agua, se clasifican en llanura deltaica, frente deltaico y prodelta (Dabrio, 1984; López y Arche, 2010; Yu et al., 2018). La distribución granulométrica de estos depósitos se compone, esencialmente, de sedimentos más gruesos cerca de la desembocadura y más finos a medida que se aleja (Rodríguez y Arche, 2010). Sin embargo, existen depósitos con distribuciones y estructuras particulares cuyo estudio favorece un mayor entendimiento de los procesos deposicionales.

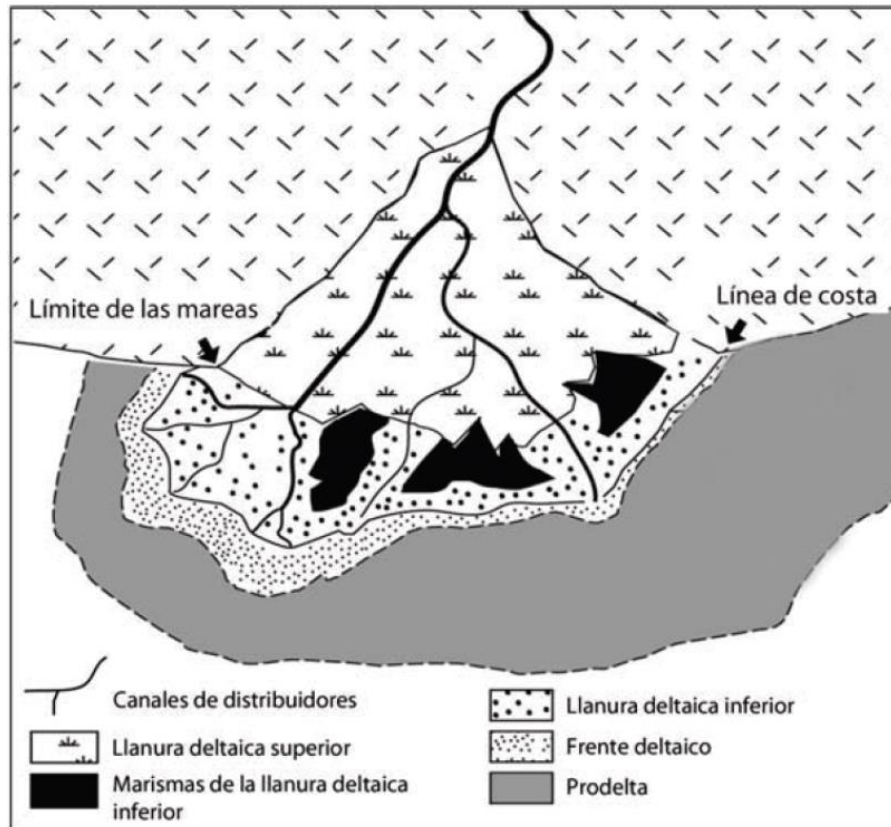


Figura 4.8: Zonación teórica de un delta. Ilustración de Rodríguez y Arche (2010).

#### A. Llanura deltaica

La llanura deltaica es la parte subárea del delta y consiste en una zona amplia y plana en la cual el canal principal del río se separa en una serie de canales distributarios (Dabrio, 1984; Yu et al., 2018). Se divide en una parte superior, por encima de la acción marina, y otra inferior limitada por los niveles máximos y mínimos de marea (López y Arche, 2010; Yu et al., 2018). En la parte superior se presentan las facies de canal principal, canales distributarios y planicie de inundación, mientras que, en la parte inferior, además de canales distributarios y planicie de inundación, se observan levees, depósitos de derrame (*crevasse splay*), bahías intercanales y marismas (*swamps*) (Yu et al., 2018).

## **B. Frente deltaico**

El frente deltaico es la parte de mayor pendiente en el delta (de 0,5° a 5°) y en él se depositan tanto los materiales de las corrientes densas cargadas de sedimento como el sedimento más fino que decanta desde una pluma hipopical (Rodríguez y Arche, 2010). Las facies que pueden encontrarse en esta zona son los canales distributarios subacuáticos, bahías intercanales, barras de desembocadura y mantos de arena (Yu et al., 2018). En su conjunto, estas facies conforman depósitos grano y estratocrecientes que pueden tener diferentes estructuras y grado de bioturbación según el subambiente que configuran (Rodríguez y Arche, 2010).

- **Canales distributarios subacuáticos:** Son la continuación subacuática de los canales distributarios en la planicie deltaica y su largo depende directamente de la fuerza de la descarga fluvial. Litológicamente se compone de capas de arena superpuestas y granodecrecientes rodeadas por lutitas con fósiles marinos. Si estos canales están bien desarrollados, se forman bahías intercanales y levees subacuáticos entre ellos (Yu et al., 2018).
- **Barra de desembocadura:** Es un cuerpo de forma triangular o lunada que se forma como resultado del desconfinamiento del flujo canalizado y, consecuentemente, por pérdida de momentum y aumento de la tasa de sedimentación (Edmonds y Slingerland, 2007). Lopez y Arche (2010) señalan que el sedimento más grueso disponible se deposita en la cresta de la barra y desde allí se da una progresiva disminución hacia las facies distales más profundas. Según estos autores, la parte más proximal suele estar formada por arenas finas limpias, sin fauna característica, aunque puede contener algunos restos vegetales de origen continental. Yu et al. (2018) detallan las diferencias con la parte más distal, donde sí pueden encontrarse fósiles de organismos bentónicos y trazas de madrigueras, con desarrollo de estructuras de bioturbación y conchas distribuidas esporádicamente. Sobre la granulometría, los autores indican que la parte distal se compone principalmente de limos con una menor cantidad de arcillas, pero en períodos de inundaciones suelen darse depósitos de arena fina e incluso gradaciones. Algunas de las estructuras que pueden encontrarse en las barras de desembocadura son estratificación cruzada en artesa multidireccional y laminación paralela en la parte proximal, mientras que en la distal puede darse laminación horizontal, ondulitas de crecimiento, estratificación ondulosa, y estratificación flaser (Dabrio, 1984; Moore, 1966; Yu et al., 2018).

- **Mantos de arena:** Yu et al. (2018) explican que, debido a la erosión de la barra de desembocadura, algunas arenas son redistribuidas lateralmente lo que crea capas delgadas de arena de buena selección. Algunas estructuras sedimentarias que pueden darse en esta facies, según indican los autores, son estratificación paralela y ondulitas de crecimiento.

### **C. Prodelta**

Rodríguez y Arche (2010) y Moore (1966) definen el prodelta como la parte más distal y profunda del delta en la cual se depositan, principalmente, los sedimentos finos que se encontraban en suspensión. Se encuentra por debajo del alcance de la erosión de las olas, tiene una pendiente muy baja (inferior a  $0,2^\circ$ ) y una gran extensión lateral, según los mismos autores. Se compone de sedimento fino que varía entre limo y arenas finas en la parte más proximal, limo arcilloso en la pendiente del prodelta hasta arcillas limosas en la parte más distal (Moore, 1966).

En el prodelta se suele dar laminación paralela formada por la deposición del sedimento en suspensión, pero también puede darse laminación cruzada por la deposición desde corrientes de agua, sobre todo en zonas más proximales (Dabrio, 1984). La laminación reflejaría los pulsos del flujo fluvial y de la acción del oleaje, pero en la mayor parte del prodelta los pulsos son obliterados durante la deposición, lo que genera depósitos uniformes (Moore, 1966). Por otro lado, puede tener lentes arenosas producto de corrientes de turbidez u otros flujos de gravedad (Yu et al., 2018).

Dabrio (1984) indica que un alto grado de bioturbación y la consecuente destrucción parcial o total de la estructura interna es característico del prodelta. Distintos autores están de acuerdo en que la fauna que se puede encontrar en esta parte es totalmente marina (López y Arche, 2010; Moore, 1966), no obstante, existen algunos desacuerdos respecto a la materia orgánica. Rodríguez y Arche (2010) aseguran que el contenido de materia orgánica es alto, mientras que Dabrio (1984) indica que no hay muchos restos orgánicos sino sólo algunas acumulaciones de conchas y restos de ellas. Este planteamiento hace sentido con lo señalado por Moore (1966), quien indica que la fauna en esta zona es escasa debido a la alta tasa de deposición y la baja consolidación del sedimento, lo que dificulta el establecimiento de organismos bentónicos sésiles.

Dabrio (1984) señala que el cambio entre el prodelta y la plataforma continental es gradual, por lo que es difícil diferenciarlos en ausencia de secuencias laterales y verticales. No obstante, este autor destaca que la plataforma continental tiene abundante biota y restos bien conservados en comparación. En esta misma línea, Moore (1966) afirma que hay una mayor cantidad de fauna en zonas donde hay una muy baja tasa de deposición, como sería en las zonas más externas del prodelta y más allá de él.



### 4.1.3 CLASIFICACIÓN DE LOS DELTAS

Existen diferentes clasificaciones para los deltas ya sea por geometría, dinámica o distribución granulométrica. Uno de los sistemas de clasificación más utilizados es el diagrama de Galloway (1975) (Figura 4.9) que encasilla a los deltas de acuerdo a los procesos dominantes, que pueden ser fluviales, mareales o de olas (López y Arche, 2010; Yu et al., 2018). Posteriormente, Orton y Reading (1993) agregaron el factor granulometría a esta clasificación, creando un diagrama tridimensional (Figura 4.10).

#### A. Clasificación por proceso dominante (Galloway, 1975)

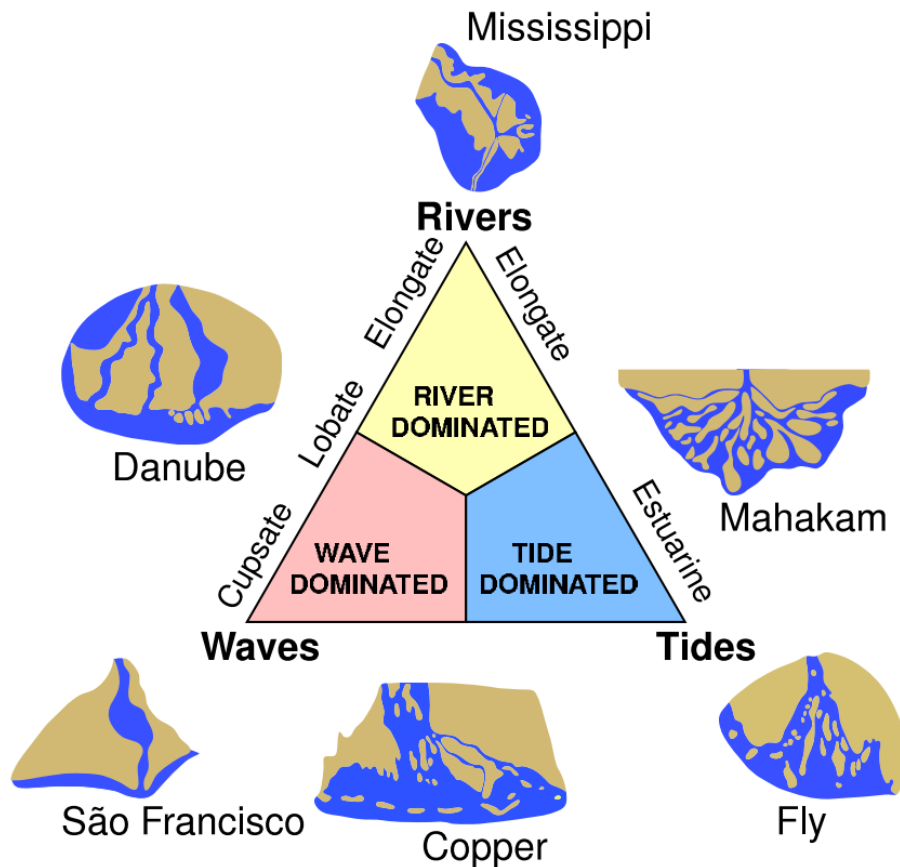


Figura 4.9: Clasificación de Galloway (1975) para deltas según su proceso dominante. Fuera del triángulo se muestran esquemas de la morfología de algunos deltas actuales representativos de cada tipo. Obtenido de Seybold, Andrade y Herrmann (2007).

### a. Dominado por río

Yu et al. (2018) señalan que los deltas dominados por río se forman cuando el sedimento aportado por el río sobrepasa la energía de la cuenca marina. El autor indica, además, que las estructuras sedimentarias típicas en esta configuración son capas masivas con superficies de erosión, estratificación ondulada en capas delgadas e intercalaciones de limo y arcilla. Dabrio (1984) señala que la progradación dada por el aporte fluvial interactúa con las fases destructivas dadas por el abandono de canales y el retrabajo marino de las arenas. Por otro lado, el autor advierte que la alta rapidez de sedimentación y de progradación favorecen la formación de estructuras de deformación. Para Yu et al. (2018) los deltas dominados por acción fluvial tienen una forma planar que puede ser elongada o lobulada:

- **Forma elongada:** Los deltas de forma elongada se forman cuando hay un fuerte aporte fluvial pero una baja razón arena-lodo y débil acción marina. Se caracterizan por formar canales distributarios rectos y estables, barras de canal elongadas, levees y dedos de arena (*finger bars*). El prodelta, por su parte, puede ser de gran espesor y, eventualmente, puede ser cubierto por la extensión de barras de desembocadura.
- **Forma lobulada:** Los deltas de forma lobulada se forman cuando el aporte fluvial es un poco más débil que en el caso anterior, hay baja razón arena-lodo y una mayor acción del oleaje. La forma del delta es semicircular o en forma de abanico y sus pendientes son más pronunciadas que en el caso anterior, lo que aumenta el espesor pero disminuye la extensión lateral. Como indica el nombre, sus depósitos principales son lóbulos, los que puede dar lugar a lentes por la acreción aguas adentro. Las barras de desembocadura tienen forma rómbica en planta y pueden cubrir el prodelta, que es más delgado que en los deltas de forma elongada. Por último, la mayor acción de oleaje y de marea favorece una mayor conexión entre los cuerpos arenosos, creando mantos de arena.

### b. Dominado por marea

Se caracterizan por una baja acción del oleaje y baja descarga del río, pero con una amplitud macromareal del orden de 5 [m] (Dabrio, 1984). Los sedimentos de estos deltas se acumulan en barras longitudinales, formadas por la acción bidireccional entre el flujo del río y la marea, que se distribuyen radialmente (Yu et al. 2018). Por este motivo, en la estructura interna de algunos depósitos se presentan indicaciones de reversión de flujo y superficies de erosión en estratificaciones cruzadas (Dabrio, 1984). Las corrientes mareales producen una rápida mezcla de aguas en la vertical, lo que disminuye la importancia de la fuerza de flotabilidad del efluente (Rodríguez y Arche, 2010).

### c. Dominado por oleaje

Se produce en sistemas donde la descarga fluvial no es tan grande, la razón arena-lodo es alta y la acción del oleaje es mucho mayor que en el caso de un delta dominado por la acción fluvial (Yu et al. 2018). Rodríguez y Arche (2010) señalan que la interacción inicial entre el oleaje y el efluente genera que las olas rompan a mayores profundidades, favoreciendo la mezcla y desaceleración del flujo fluvial. En consecuencia, según estos autores, se produce una sedimentación rápida que crea una barra en forma de luna creciente con su parte cóncava hacia la costa. Posteriormente, la fuerte acción del oleaje en el frente deltaico redistribuye rápidamente los sedimentos, lo que forma una serie de barras de arena paralelas a la costa (Dabrio, 1984, Nienhuis, Ashton y Giosan, 2015; Yu et al. 2018). Rodríguez y Arche (2010) afirman que, comúnmente, esta redistribución de sedimento es asimétrica y la forma que adquiere el delta puede ser muy diferente a la inicial. Es más, para estos autores los casos reales con influencia de oleaje pueden ser tan complejos que su morfología no coincide con las morfologías descritas en las clasificaciones típicas. Sin embargo, para Orton y Reading (1993), las líneas de costa en estas configuraciones suelen ser menos sobresalientes que en otros deltas.

Dabrio (1984) afirma que la progradación del delta en estos casos es más lenta debido al constante retrabajo del oleaje. Según Rodríguez y Arche (2010), la sucesión sedimentaria resultante es grano y estratocreciente con el miembro arenoso bien seleccionado y con estructuras de estratificación paralela o cruzada planar, además de posibles *cut-and-fill* en el frente deltaico causadas durante tormentas. Estos autores sostienen que, como la acción del oleaje no permite la decantación tranquila, parte del material fino es arrastrado mar adentro por lo que el prodelta en estos escenarios sería más delgado. No obstante, para Dabrio (1984) el prodelta en deltas dominados por la acción de olas no tiene diferencias con el caso de dominio fluvial.

Para Rodríguez y Arche (2010) la influencia del oleaje va a depender de su energía y de la pendiente de la plataforma, que puede ser modificada mediante el aporte de sedimentos. A menor pendiente, mayor será la atenuación de la influencia del oleaje. Por el contrario, si la acción del oleaje es intensa, como puede ocurrir en configuraciones de alta pendiente, no se forman barras de desembocadura y el delta adquiere “una forma triangular con una pequeña protuberancia en la desembocadura” (Rodríguez y Arche, 2010).

## B. Clasificación por granulometría (Orton y Reading, 1993)

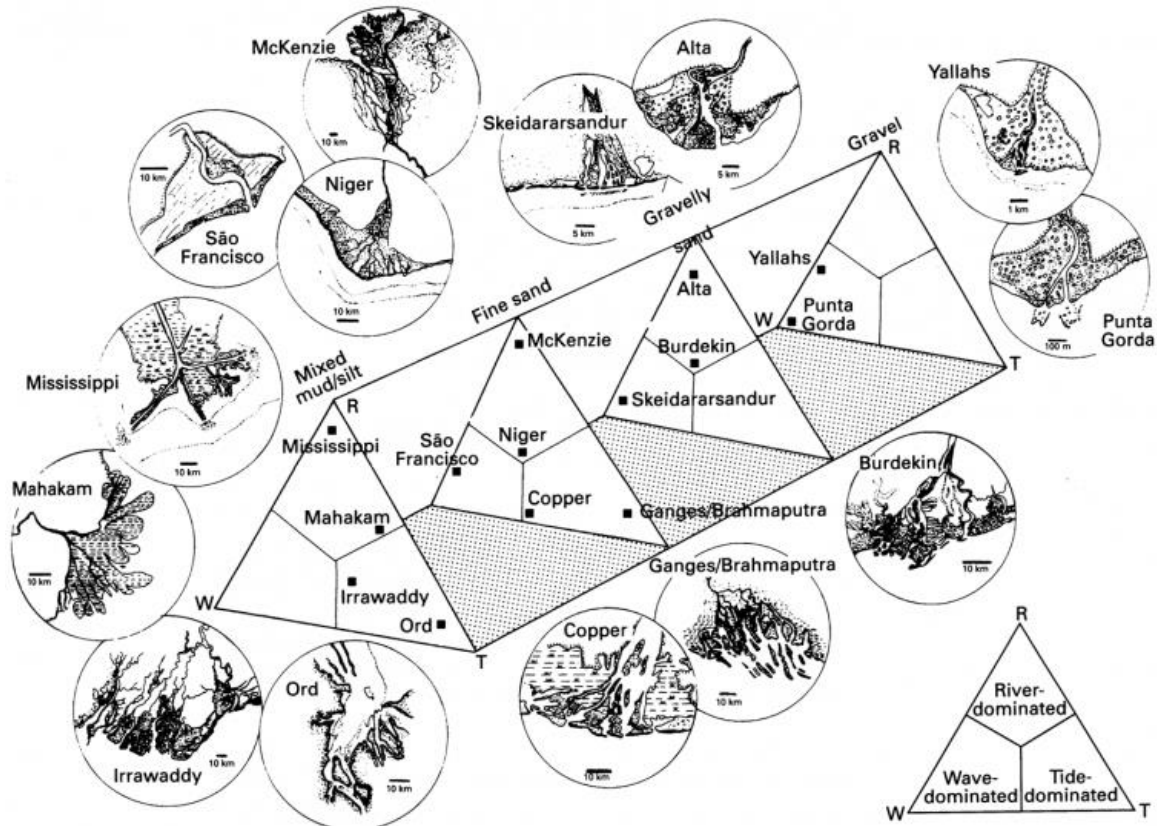


Figura 4.10: Diagrama tridimensional de Orton y Reading (1993) para la clasificación de deltas según su proceso dominante y su granulometría.

### a. Dominado por grava

Los sistemas deltaicos dominados por grava suelen tener áreas fuentes pequeñas y un perfil de alta pendiente, cóncavo hacia arriba, que da lugar a canales distributarios trenzados e inestables (López y Arche, 2010; Orton y Reading, 1993). El aporte de sedimento es irregular y se produce en cortos períodos de inundación, normalmente asociados a eventos esporádicos como terremotos, rompimiento de presas o tormentas repentinas (López y Arche, 2010; Orton y Reading, 1993). Orton y Reading (1993) señalan que su alta pendiente favorece la erosión y, por lo tanto, dificulta su progradación. También indican que estos sistemas tienden a estar aislados, no influyen en los ambientes vecinos ya que muy poco sedimento es transportado lateralmente.

#### **b. Dominado por arena gravosa**

Similar al caso anterior, Orton y Reading (1993) describen a los sistemas deltaicos dominados por arena gravosa y afirman que tienden a tener una fuente de pequeña a mediana extensión y canales distributarios trenzados e inestables. Estos autores, junto con Rodríguez y Arche (2010) aseguran que la fracción más gruesa se deposita en la llanura deltaica proximal y, sólo si la descarga es suficiente y la llanura lo suficientemente pequeña, puede alcanzar el frente deltaico. Los cuatro autores indican que la variación de las facies a lo largo del perfil longitudinal es muy grande en cortas distancias, pero el retrabajo del oleaje puede tener a homogeneizar los depósitos.

#### **c. Dominado por arena fina**

Orton y Reading (1983) destacan a los sistemas deltaicos dominados por arena fina como los más variables espacial y temporalmente debido a la gran variedad de sedimento capaz de ser transportado, tanto en carga de fondo como en suspensión. A diferencia de los casos anteriores, el área fuente tiende a ser de mayor extensión y la pendiente del delta más moderada, dando lugar a canales distributarios meándricos, además de los trenzados, marismas y *lagoons*. Los autores describen los depósitos de la llanura deltaica como mantos de arena rellenando canales o bien como canales de arena rellenos con forma de dedos. Al frente deltaico, por su parte, lo describen como menos cóncavo que en los casos anteriores y de baja pendiente, debido a la dispersión del sedimento por las plumas hipopícnalas o por flujos hiperpícnalos, a lo que se le agrega el efecto aplanador que tiene el oleaje y las mareas.

Respecto al río que produce estos deltas, Orton y Reading (1983) afirman que estos tienden a ser anchos y más bien inestables. Por otro lado, mencionan que si el río además de ser ancho tiene poca profundidad, entonces la fracción más gruesa de la pluma se va a depositar rápidamente cerca de la desembocadura y el prodelta va a ser más rico en arcilla. En el caso contrario, aumenta el tamaño de grano del sedimento suspendido, lo que aumenta el gradiente en el prodelta.

#### **d. Dominado por limos y arcillas**

Los sistemas deltaicos dominados por arcillas y limos son los de mayor tamaño y sus áreas fuentes son de mayor extensión que en los casos anteriores (Rodríguez y Arche, 2010), normalmente con un régimen tectónico y climático diferente al del depocentro (Orton y Reading, 1983). La llanura deltaica, según Orton y Reading (1983), es de baja pendiente y es atravesada por flujos fluviales de baja velocidad, pero de descarga regular y con un alto contenido de sedimento suspendido. Estas características del flujo permiten el desarrollo de canales angostos y estables, que pueden ser de forma meándrica o recta y que normalmente se encuentran confinados entre *levées*. Según los mismos autores, la estabilidad de estos canales permite el desarrollo de una clara secuencia granocreciente.

En la llanura deltaica, como señalan Rodríguez y Arche (2010), se puede depositar hasta el 50% de la carga sólida que aportan los canales mencionados, no obstante, Orton y Reading (1983) afirman que los ríos que transportan material de grano fino suelen tener la capacidad de transportar sedimento a través de todo el sistema fluvial, lo que incluiría las partes más distales del delta y permitiría la progradación. Estos últimos autores advierten que el rango acotado de tamaño de grano disponible favorece una diferencia reducida entre las pendientes de la llanura deltaica, el frente deltaico y el prodelta. Respecto al frente deltaico, al igual que Rodríguez y Arche (2010), señalan que posee una pendiente recta o incluso convexa hacia arriba. Sin embargo, para Rodríguez y Arche (2010) el frente deltaico “se ve afectado por numerosos deslizamientos masivos”, mientras que de Orton y Reading (1983) se infiere que, al igual que el prodelta, es menos susceptible a remociones en masa que en configuraciones de grano más grueso.

Orton y Reading (1983) destacan la sensibilidad de los sistemas deltaicos de grano fino a los procesos oceanográficos (mareas y oleaje) ya que se desarrolla una amplia plataforma entre la llanura y el frente deltaicos. Además, señalan que, si estos procesos son fuertes, el sedimento puede ser transportado lejos de la desembocadura y depositado a lo largo de la costa o bien en el *offshore* (en la plataforma bajo la base de olas de tormenta). Por otra parte, los autores indican que el dominio del grano fino permite que exista una sedimentación hemipelágica más uniforme sobre el lecho marino.

## 4.2 ALUVIONES, FLUJOS DE DETRITOS Y OTROS FLUJOS

El término aluvión suele abarcar distintos tipos de flujos como flujos de detritos (*debris flow*), flujos de barro (*mudflow*), flujo o inundación repentina (*flash flood*), entre otros. El tipo de proceso gatillado depende de las características hidrológicas, geomorfológicas y geotécnicas de las laderas, de la fuente y disponibilidad de sedimentos y de la frecuencia y magnitud del evento desencadenante, normalmente precipitaciones (Borga, Stoffel, Marchi, Marra y Jakob, 2014). Las diferencias entre estos procesos tienen una amplia discusión en la bibliografía y los límites entre uno y otro a menudo se superponen. Sin embargo, la distinción es necesaria en este trabajo para poder reconocer estos eventos en base a sus características deposicionales, tanto en las muestras de sedimento como a través de los métodos geofísicos. Adicionalmente, la distinción entre estos tipos de flujo es imprescindible para el diseño de medidas de mitigación y la construcción de estructuras de control de inundación que se puedan desarrollar a futuro (Costa, 1984).

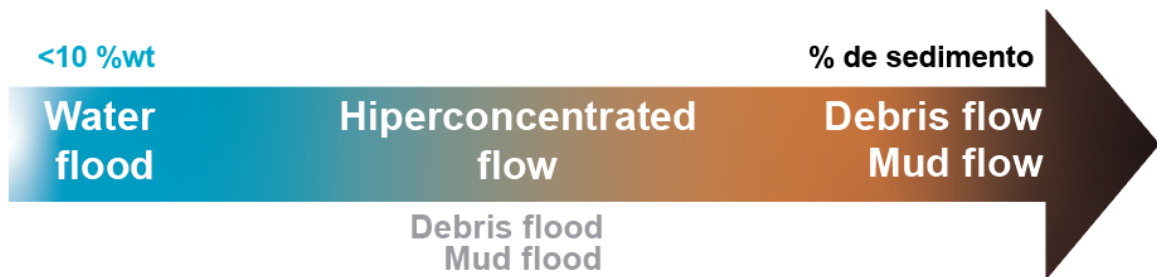


Figura 4.11 Diagrama de tipos de flujo e inundaciones que abarca el concepto de aluvión.

Como señala Pierson (2005), las altas descargas de flujos de agua y sedimento en canales abiertos, también llamadas inundaciones (*floods*), abarcan un gran espectro de concentración y de distribución de tamaño del sedimento. En el extremo con menor concentración de sedimento se encuentran los flujos de agua (*water floods*), mientras que en el extremo opuesto se agrupan los flujos de detritos y flujos de barro (ver Figura 4.11). En un rango intermedio se definen los flujos hiperconcentrados, las inundaciones de detritos (*debris flood*) e inundaciones de lodo (*mud flood*), sin embargo, estos dos últimos no son muy utilizados en la literatura y Pierson (2005) desaconseja su uso. A continuación, se describen las diferentes propiedades físicas, reológicas y dinámicas de los distintos flujos mencionados y sus equivalentes subacuáticos, junto con las principales características de sus depósitos.

### 4.2.1 FLUJOS DE AGUA (WATER FLOODS)

Costa (1984) los define como flujos conformados principalmente por agua, con una concentración de sedimento relativamente pequeña conformada por finos y en menor medida por arena. Según Pierson (2005), esta concentración de sedimento es generalmente de menos de un 4% en volumen o de un 10% en peso, permitiendo que la mezcla se siga comportando como un fluido newtoniano y que la interacción entre partículas de sedimento sea insignificante. Estos flujos son turbulentos y tienen densidades en un rango de 1,01 – 1,3 [g/cm<sup>3</sup>] (Costa, 1984). Las partículas de tamaño arena que posee son transportadas como carga de fondo, aunque si el flujo es de gran magnitud puede llevar arena más fina en una suspensión intermitente (Pierson, 2005).

Al momento de la deposición, según señala Costa (1984), los sólidos se separan de la fase fluida y se pueden depositar de forma estratificada horizontal, cruzada o de forma masiva. El autor también señala que el depósito tiene límites gradacionales y que puede tener una selección moderada a pobre. En casos donde el flujo es aún menos viscoso, las partículas pueden mostrar una leve orientación preferente, ya sea paralela o perpendicular al flujo (Costa, 1984).

#### **4.2.2 FLUJOS HIPERCONCENTRADOS**

Los flujos hiperconcentrados son descritos por Pierson (2005) como flujos bifásicos de agua y sedimento, con una concentración intermedia entre un flujo de agua y un flujo de detritos o flujo de lodo. El autor señala que, en comparación a los flujos de agua, la mayor concentración de sedimento le da una reología no-newtoniana, lo que puede ocurrir con pequeñas cantidades de finos, en especial arcillas. Otra diferencia fundamental que distingue a un flujo hiperconcentrado es el transporte de partículas más gruesas (arena y posiblemente grava) en forma de suspensión dinámica intermitente, que es posible al alcanzar una concentración mínima de finos ya que aumenta la densidad y viscosidad del fluido. El autor describe un mecanismo de transporte adicional en la cual estos flujos llevan una carga de fondo en forma de alfombra de tracción.

Pierson (2005) clasifica los flujos hiperconcentrados como turbulentos, no obstante, esta turbulencia es amortiguada por la mayor viscosidad del fluido, lo que resulta en una menor pérdida energética por fricción entre partículas. El autor sostiene que la velocidad promedio del flujo hiperconcentrado es mayor que en un flujo de agua de profundidad y pendiente similar y, a diferencia de estos últimos, la superficie de un flujo hiperconcentrado suele verse con un brillo aceitoso. El autor también compara estos flujos con su extremo de mayor concentración y advierte que comparativamente pueden ser más erosivos que los flujos de detritos, pero al tener menor velocidad y transportar menos bloques se consideran menos peligrosos.

En cuanto a los depósitos, Pierson (2005) afirma que se producen a través de la caída del material en suspensión y de la acreción de la alfombra de tracción: El primer caso puede generar depósitos masivos o una fuerte estratificación horizontal, siempre con una buena selección. En el segundo caso, los depósitos muestran una estratificación horizontal más pronunciada e incluso laminaciones. Pierson (2005) señala una tercera posibilidad, que se da en flujos hiperconcentrados de alta concentración de sedimentos, en la cual los depósitos consisten en diamictitas masivas de arena y grava, de muy mala selección y moderadamente compactadas. Para Calhoun y Clague (2018), la mayoría de los depósitos de flujos hiperconcentrados tienen de mala a muy mala selección y pueden ser masivos o tener estratificación horizontal.



En zonas más distales los depósitos de flujos hiperconcentrados se vuelven de grano progresivamente más fino, según describe Pierson (2005). No obstante, estos depósitos tienden a ser similares en tamaño y estratificación a lo largo de varios cientos de metros, a diferencia de los depósitos fluviales cuyos cambios son más abruptos (Cronin, Lecointre, Palmer y Neal, 2000; Pierson, 2005). En zonas distales, señala además Pierson (2005), la arena y grava tienden a depositarse antes que el limo y la arcilla, que se mantienen en suspensión. Cronin et al. (2000) (como se citó en Pierson, 2005) señalan que esta aparente dilución implica un aumento en la proporción de sedimento transportado como carga de fondo, generando que los depósitos tengan una estratificación horizontal más marcada e incluso estratificación cruzada.

#### **4.2.3 FLUJO DE DETRITOS (DEBRIS FLOW) Y FLUJO DE LODO (MUD FLOW)**

El concepto de flujo de detritos (*debris flow*) suele abarcar un amplio rango de flujos en la literatura, por lo que suele considerarse como una remoción en masa equivalente a un aluvión. A pesar de que Cruden y Varnes (1996) propusieron restringir el término a su significado literal, distintos autores aconsejan seguir utilizándolo de forma más amplia (Hung, 2005; Innes, 1983; Iverson, 1997). Ligado a esta idea, Sohn, Rhee y Kim (1999) sostienen que lo que aparenta ser un único flujo puede involucrar a más de un tipo de flujo en un instante de tiempo y, además, puede ser sujeto a una serie de transformaciones durante el transporte.

Pierson, Costa y Vancouver (1987) definieron a los flujos de detritos y flujos de lodo como flujos gravitacionales complejos, altamente concentrados, de pseudo-una-fase<sup>11</sup>, de sedimento y agua. La principal diferencia entre los flujos de detrito y flujos de lodo es que la composición de los primeros generalmente contiene más del 50% partículas de tamaño mayor a arena (Cruden y Varnes, 1996), mientras que la de los flujos de lodo está dada mayoritariamente por limo, con arcilla y arena fina subordinadas (Pierson, 2005). Esta diferencia granulométrica, como se infiere de las definiciones de Hung, Evans, Bovis y Hutchinson (2001), influiría en la diferencia en el índice de plasticidad que presentan ambos según la cual los flujos de detritos no exhibirían un comportamiento plástico, mientras que los de lodo sí. Para facilitar el análisis, en adelante, se dejará de utilizar el concepto de flujo de lodo y se utilizará el término flujo de detritos para englobar ambos procesos.

Costa (1984) señala que los flujos de detritos se originan por el aumento del contenido de agua en rocas y suelo, lo que produce la movilización de este material. El mismo autor menciona las condiciones para que se genere un flujo de detritos: Una fuente abundante de roca no consolidada de grano fino y detritos, altas pendientes, una fuente de humedad grande e intermitente (comúnmente la lluvia) y vegetación escasa. Iverson (1997) agrega que, a pesar de que la mayoría de los flujos de detritos son gatillados por un cambio en la presión de poro antes de que ocurra el fallamiento, hay casos en los que el agua necesaria para formar el flujo se adquiere de forma posterior al fallamiento del material, al mezclarse con aguas superficiales como un río o canal.

---

<sup>11</sup> *Pseudo-one-phase* fue el término empleado por Pierson y Costa (1987).

La mecánica del flujo involucra interacciones físicas entre partículas (como fricción y transferencia de momentum), interacciones electroquímicas entre partículas, interacciones físicas entre la carga de sedimento y el fondo e interacciones entre los granos de sedimento y el fluido (Iverson, 1997; Iverson, 2005; Pierson, 2005). Como resultado de estas interacciones, el flujo relativamente homogéneo se comporta como un fluido no-newtoniano (Pierson, 2005), más bien laminar (Borga, 2014; Costa, 1984), que se asemeja a una masa húmeda de concreto (Costa, 1984; Iverson, 1997) y puede alcanzar velocidades que sobrepasan los 10 [m/s] (Iverson, 2014). No hay consenso en cuanto a la concentración de sedimento mínima que determina a un flujo de detritos: Para Cruden y Varnes (1996) tienen una concentración de sólidos sobre el 80% en peso, para Costa (1984) tienen una concentración volumétrica de 25% a 86% de sólidos y para Iverson (2014) supera el 40%. Esta discrepancia sólo refleja lo variables que pueden ser estos flujos debido a los múltiples factores que determinan su formación y transporte.

Costa (1984) reconoce la habilidad de los flujos de detritos de recorrer grandes distancias incluso en bajas pendientes, pudiendo ser de decenas o hasta cientos de kilómetros (Crandell y Waldron, 1969; Cronin et al., 2000). El autor señala, además, la importancia del contenido de arcilla en esta movilidad, en la cual sólo entre 1-2% en el flujo aumenta enormemente su movilidad, debido a que reduce su permeabilidad y, en consecuencia, aumenta la presión de poro. Innes (1983) también sostiene que las partículas finas son extremadamente importantes para facilitar el proceso del flujo, no obstante, señala que su contenido suele estar en el rango de 3-20%<sup>12</sup>. Iverson (1997), por su parte, indica que el limo y la arcilla normalmente componen menos del 10% de la masa transportada y, en lugar de actuar como sólidos, suelen actuar como parte del fluido. De hecho, el autor cita el trabajo de Major (1996) en el cual se determinó que sólo 1-6% del sedimento total en el flujo era más fino que la arena, pero los finos constituían más de un 94% de la fase fluida.

Un evento de flujo detritos, tal como describe Hungr (2000) y Hungr (2005), no se restringe a una única oleada, sino que pueden incluso ser decenas de ellas separadas por intervalos temporales de algunos segundos o de horas. La forma más típica de estos flujos, según describe el autor y como se muestra en la Figura 4.12, consistiría en un frente de bloques con muy escasa matriz, un cuerpo principal de sedimento más fino en estado de liquefacción y una cola (o *afterflow*) más diluida y turbulenta que entraría en la categoría de flujo hiperconcentrado. Sin embargo, Takahashi (2014) reconoce al menos tres tipos de debris flow según su apariencia (rocoso, lodoso-turbulento y viscoso), cuya forma puede ser diferente a la de este esquema idealizado. En particular, Hungr (2005) y Takahashi (2014) mencionan un flujo de detritos que no posee una cantidad significativa de bloques, pero sí una gran cantidad de finos, lo que influye en su comportamiento turbulento a lo largo de todo el cuerpo.

---

<sup>12</sup> El autor no especifica si ese porcentaje es volumétrico o de masa.

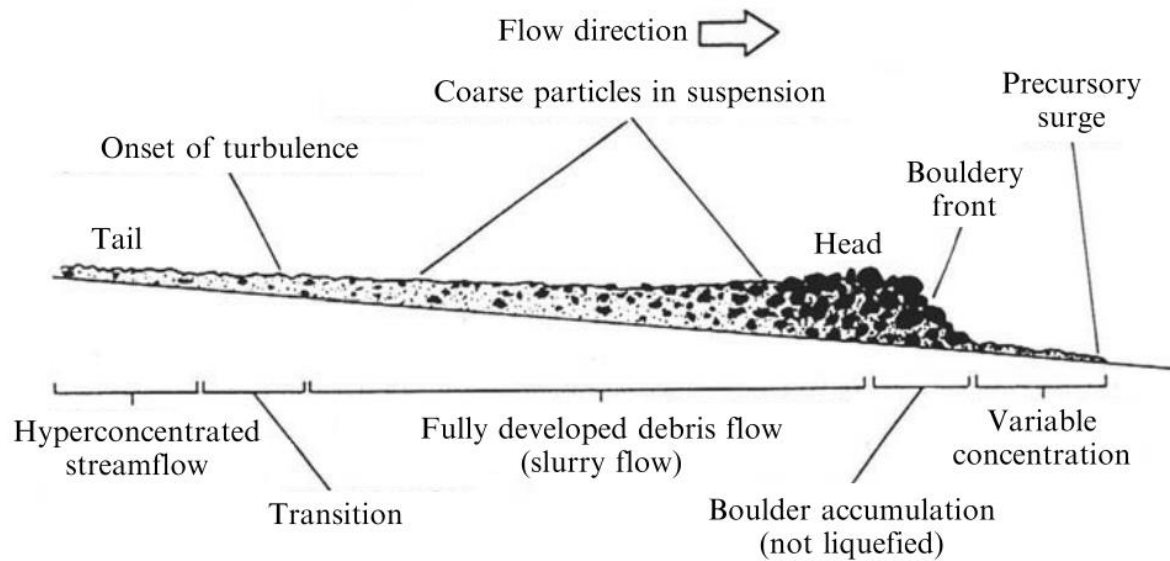


Figura 4.12: Diagrama de un flujo de detritos con un frente constituido por bloques. Ilustración de Pierson (1986) rotulada por Hungr (2005).

c

Hampton (1975) sostiene que el mayor tamaño de grano soportado (también llamado competencia) por un flujo de detritos está determinado por la fuerza de la matriz y por su densidad, que varían directamente con la cantidad y tipo de arcilla, además del contenido catiónico del agua. El autor también señala que, según el análisis de datos experimentales, la competencia es aparentemente independiente de la velocidad del flujo o de su gradiente de velocidad. No obstante, afirma que este perfil de velocidad debería verse reflejado en el depósito como capas de distintos tamaños de grano y gradaciones normales o inversas.

El depósito de un flujo de detritos se genera cuando este flujo alcanza una zona de menor pendiente y deja de estar confinado (Costa, 1984). Como posibles morfologías formadas por este flujo, Costa (1984), Innes (1983) e Iverson (2014) señalan *leveés* laterales y *lóbulos*: Los primeros se forman cuando los detritos en licuefacción separan los detritos más gruesos del frente, lo que genera cuerpos laterales de arena, limo y arcilla con bloques en la cima que canalizan el mismo flujo (Figura 4.13). Los lóbulos, por su parte, se forman cuando la fricción en el frente y los márgenes del flujo, cargados de sedimento más grueso, es suficiente para frenar el movimiento del cuerpo principal (Iverson, 2014). Experimentos de laboratorio han mostrado que la geometría del depósito está mayormente determinada por la composición, mientras que los efectos de la topografía y volumen tienden a ser despreciables (de-Haas, Braat, Leuven, Lokhorst y Kleinhans, 2015).

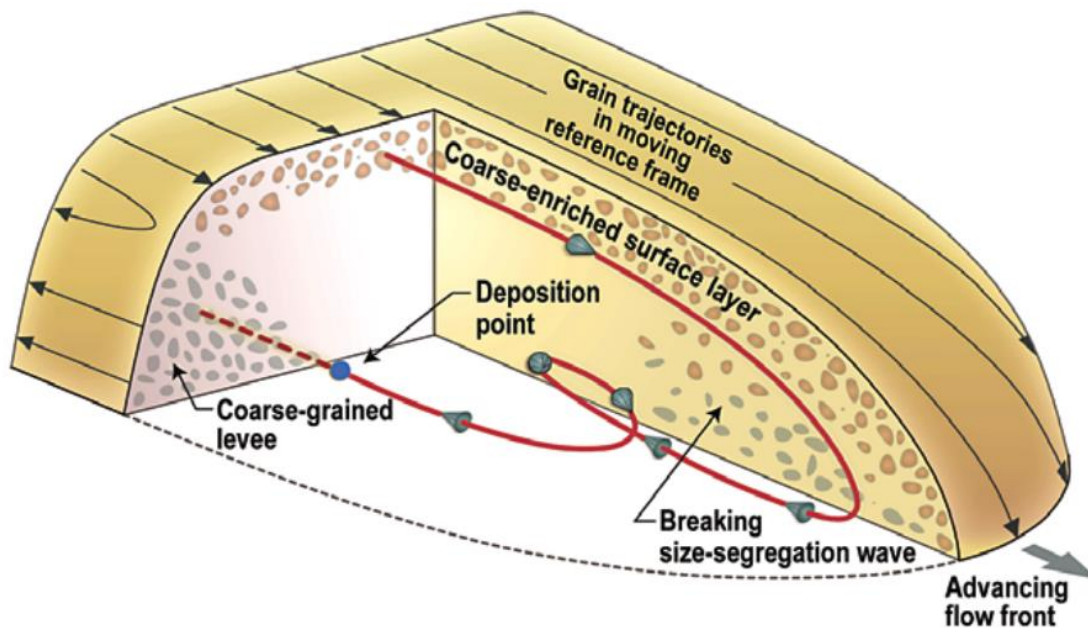


Figura 4.13: Esquema de la formación de levees en un flujo de detritos. Obtenido de Iverson (2014).

Sohn et al. (1999) explican que la deposición de un flujo de detritos se asume que ocurre abruptamente o *en masse* debido a que es consistente con el modelo de flujo viscoplastico de Johnson (1970, 1984) y el modelo de flujo inercial de granos de Takahashi (1978, 1981). Major (2007) y Pierson (2005) también concluyen que, debido al denso empaquetamiento de granos, los flujos de detritos no pueden depositar las partículas selectivamente según su tamaño una vez que se detienen, de modo que los depósitos tienden a ser masivos (aunque también se han registrado gradaciones en los fragmentos más grandes), matriz soportados y mal seleccionados. Costa (1984) señala que, dependiendo del contenido de agua, los clastos podrían desarrollar cierta imbricación, siendo aquellos flujos con mayor cantidad de agua (menor concentración de sedimento) aquellos capaces de generarla. El mismo autor señala la presencia de una matriz de grano fino como característico de este tipo de depósitos. No obstante, estos depósitos son retrabajados por flujos de menor concentración casi inmediatamente después del evento principal, por lo que puede verse sin matriz (Hung, 2005).

No hay que perder de vista al estudiar el depósito que un flujo de detritos se puede componer de más de una oleada. A pesar de que Costa (1984) señala que los contactos de estos depósitos, por lo general, son netos y bien marcados, los experimentos de Major (1997) muestran un resultado diferente. Este autor observó la acreción incremental de distintas oleadas de un flujo de detritos, sin embargo, el depósito resultante mostró una textura masiva y matriz soportada. Sólo se registró evidencia deposicional de la acreción incremental en la morfología y en la sedimentología más superficial, mientras que el resto parecía constatar una única oleada depositada *en masse*. El autor atribuye este proceso a la mezcla de sedimentos casi en licuefacción de los sucesivos depósitos, efecto que ocurriría particularmente si hay poco tiempo entre los depósitos, si la fuente del material es similar o si las distancias recorridas son cortas.

Un enfoque diferente es el de Sohn et al. (1999), que interpretaron depósitos de la cuenca cretácica de Yongdong (Corea del Sur) como un flujo compuesto por un flujo de detritos, un flujo de agua y un flujo hiperconcentrado. Los autores plantean dos tipos de eventos: En primer lugar, la generación de un flujo hiperconcentrado producto de la dilución de un flujo de detritos al entrar a un valle fluvial. En segundo lugar, un flujo de detritos que precede a un flujo hiperconcentrado que a su vez precede a un flujo de agua. Los depósitos generados por estos eventos compuestos se muestran esquematizados en la Figura 4.14.

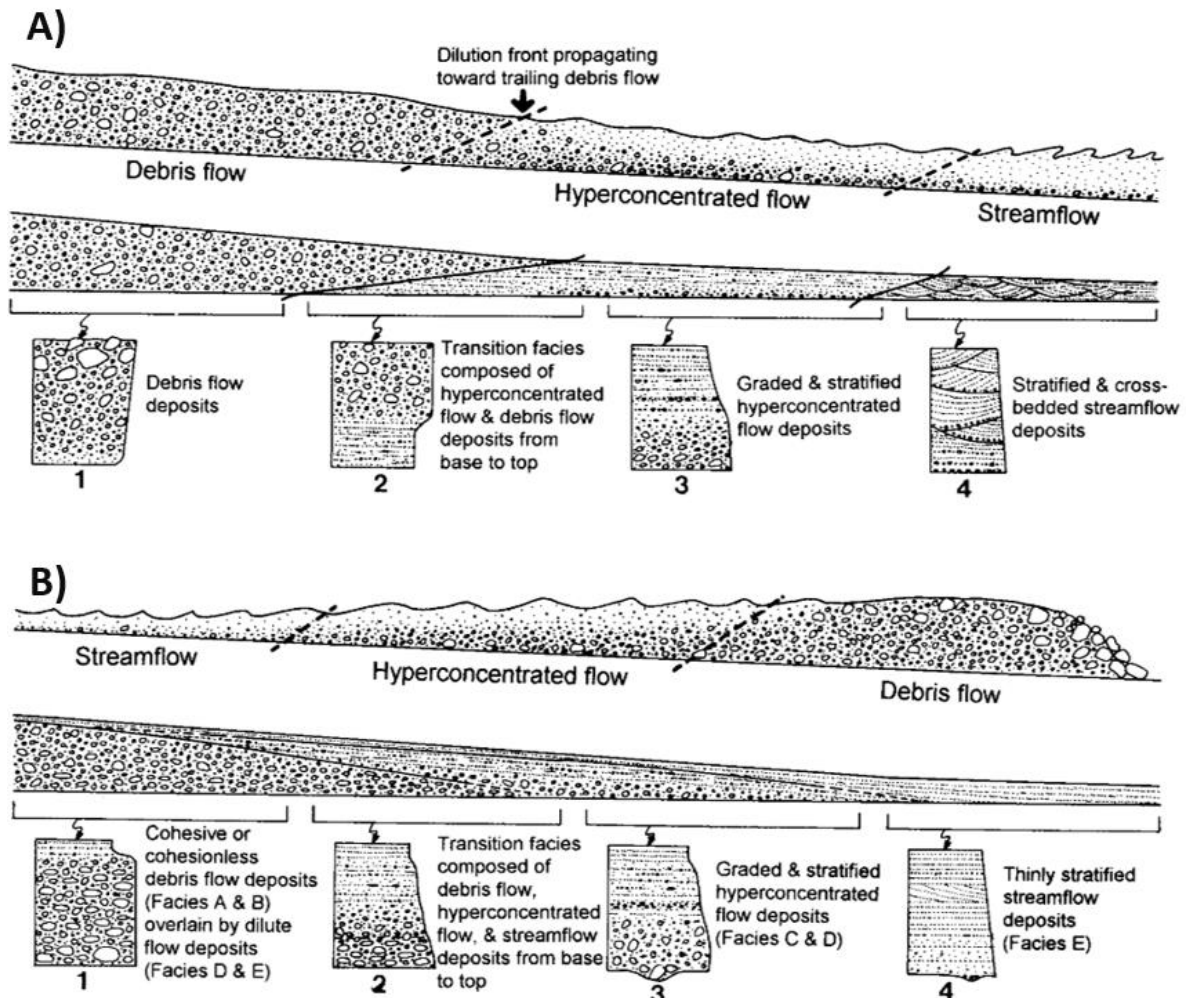


Figura 4.14: Posibles eventos de flujos compuestos por flujo de detritos, flujo hiperconcentrado y flujo de agua. A) Flujo de detritos diluido al entrar en contacto con un valle fluvial. B) Flujo de detritos en el frente que hacia la cola tiene menor concentración de sedimento. Obtenido de Sohn et al. (1999).

La frecuencia y la magnitud de los flujos de detritos son parámetros importantes para realizar una zonación de peligro y una mitigación de riesgo eficiente, no obstante, son difíciles de estimar (Bardou, Boivin y Pfeifer, 2007; Bovis y Jakob, 1999). La frecuencia define cuán frecuentemente ocurre un evento y es inverso al período de retorno, mientras que la magnitud, dependiendo del objetivo del estudio, se expresa como el volumen total, la descarga máxima o el área inundada (Jakob, 2005). Bovis y Jakob (1999) señalan que la obtención de estos parámetros, que son función tanto de eventos hidroclimáticos como de variables de terreno, tiene bastantes obstáculos entre los que destacan la ausencia de registro y dataciones de eventos antiguos, la erosión fluvial de depósitos de flujos de detritos (lo que impide una correcta estimación de su volumen) y el hecho de que grandes eventos recientes tienden a obliterar la evidencia deposicional de aquellos anteriores y más pequeños.

Como se puede deducir de lo señalado anteriormente, la información que es posible extraer de un depósito de flujo de detritos puede ser limitada e incierta. La incorrecta asunción de que un depósito se generó *en masse* y no como la acreción de varias oleadas, plantea Major (1997), puede llevar a subestimar la frecuencia de un evento y a sobreestimar su magnitud. Por otro lado, señala el mismo autor, ha sido una práctica común inferir el esfuerzo de fluencia del flujo (*yield strength*) a partir del espesor de un depósito o del tamaño del clasto más grande aparentemente transportado por suspensión. Sin embargo, en un depósito formado por acreción incremental, el espesor total no reflejaría la fuerza del flujo y el tamaño del mayor clasto, probablemente traccionado como carga de fondo en una de las oleadas, tampoco lo haría.

#### **4.2.4 FLUJOS DE GRAVEDAD MARINOS**

Como se mencionó anteriormente, cuando un flujo subaéreo entra a un medio acuático, dependiendo de su densidad, se puede formar un flujo hipopicnal, homopicnal o hiperpicnal. En los dos primeros casos la dinámica y el comportamiento del flujo cambia completamente, pero en el caso de un flujo hiperpicnal las diferencias con respecto al flujo subaéreo pueden ser lo suficientemente reducidas como para hacerlos comparables. Los flujos de gravedad marinos más reconocidos son las corrientes de turbidez y los flujos de detritos subacuáticos<sup>13</sup> y se explican a continuación.

---

<sup>13</sup> Algunos trabajos como Mulder (2003) y Shanmugan (2019) consideran a los flujos hiperpicnales como otra categoría de flujos de gravedad marinos. No obstante, en el presente trabajo se emplea el concepto de una forma más amplia en la cual se considera, principalmente, que el flujo es más denso que el medio y no su génesis.

## Corrientes de turbidez

Las corrientes de turbidez pueden definirse como flujos de reología newtoniana, diluidos (1-23% en volumen) y turbulentos, soportados por la turbulencia y cuya deposición ocurre por la decantación de partículas en suspensión (Shanmugam, 2019). En la categorización de Parsons et al. (2007) señalan, además, que las corrientes de turbidez tienen velocidades superiores a los 0,3 [m/s], una duración variable desde minutos hasta días, una concentración inferior a los 10 [kg/m<sup>3</sup>] y una competencia máxima tamaño arena gruesa. Shanmugam (2019) señala que son flujos que exhiben un comportamiento inestable y no uniforme, no obstante, siempre van menguando en el tiempo. De hecho, el frente de la corriente de turbidez es más lento que el resto del flujo debido a que en el frente el proceso de mezcla con el fluido ambiental tiende a ser más efectivo (Parsons et al., 2007). Otra particularidad ligada a este proceso de mezcla es que la masa de estos flujos va cambiando a medida que se transporta, lo que se debe al intercambio de agua y sedimento a través de la superficie y a la pérdida de sedimento por deposición o su eventual ganancia a través de erosión en casos de mayor velocidad (Pratson, Imran, Parker, Syvitski y Hutton, 2000).

El depósito de las corrientes de turbidez se conoce como turbidita y su morfología, según Parsons et al. (2007), puede ser muy variable debido a las complejas interacciones que ocurren en estas corrientes. Shanmugam (2019) señala que típicamente las turbiditas se muestran como delgadas capas de espesor centimétrico con gradación normal, contacto basal marcado o erosional y un contacto superior gradacional. El mismo autor advierte que es imposible reconocer turbiditas en perfiles sísmicos o utilizando batimetría multihaz. Pratson et al. (2000) también menciona que, frecuentemente, no es posible reconocer las geometrías de depósitos individuales, sin embargo, señalan que sucesivas corrientes de turbidez pueden generar geometrías de apilamiento distintivas que sí podrían identificarse en perfiles sísmicos.

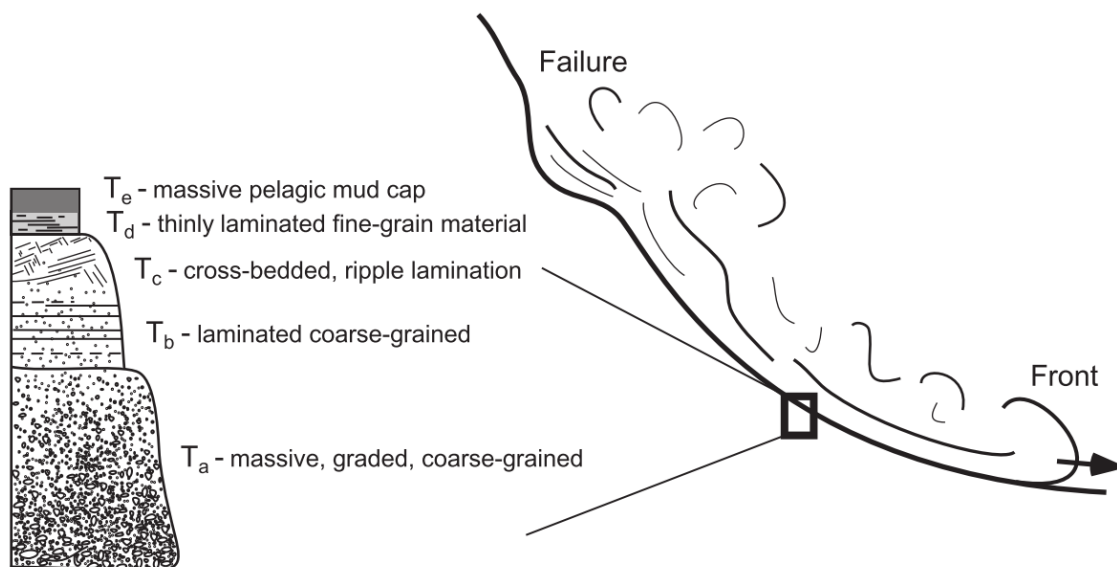


Figura 4.15: Esquema de una corriente de turbidez y su depósito siguiendo la secuencia de Bouma (1962).  
Obtenido de Parsons et al. (2007).

El modelo de facies más conocido y utilizado para referirse al depósito de corrientes de turbidez es el de Bouma (1962), que consta de cinco unidades de base a techo (figura 4.15): Una basal de arena masiva o normalmente gradada con un contacto erosivo en la base (Ta), una unidad de arena con laminación horizontal (Tb), una compuesta de arena limosa con ondulitas, laminación ondulosa o convoluta (Tc), nuevamente una unidad con laminación horizontal pero de arena más fina (Td) y, finalmente, una unidad de limos y arcillas masivos o incluso con gradación normal que representa la deposición del grano más fino que se encontraba en suspensión (Te). Sin embargo, el rango de facies de turbiditas suele ser mucho más amplio que lo señala la secuencia de Bouma (Kneller, 1995). Por esta razón, esta secuencia es complementada por los modelos de Hesse (1975), Piper (1978), Stow y Shanmugam (1980) y Lowe (1982), quienes aportan sus observaciones para integrar depósitos con otras granulometrías al concepto de turbidita, como se muestra en la Figura 4.16. Estudios posteriores han mostrado que esta secuencia, parcial o completa, también puede ser producto de flujos de detritos ricos en arena o del retrabajo de corrientes marinas de fondo (Shanmugam, 1997).

En la práctica, distintos estudios han descrito turbiditas cuyas características varían de acuerdo con el material de la fuente, la configuración marina o lacustre de la cuenca donde se desarrolla y, especialmente, el proceso que la generó (inundaciones/aluviones, terremotos o remociones en masa). En la Tabla 4.1 se muestra el resumen de características encontradas en turbiditas para seis estudios diferentes, entre las que destacan los siguientes aspectos:

- **Contactos**

La totalidad de los autores citados en la Tabla 4.1 que se refirieron a los contactos de un nivel turbidítico señalaron un contacto basal marcado que incluso puede ser erosivo. Vandekerkhove et al. (2019) señalan que las turbiditas generadas por eventos de inundación, a diferencia de aquellas generadas por terremoto, no presentan una base erosiva, presumiblemente por la menor velocidad alcanzada por flujos con ese origen.

- **Granulometría**

La tendencia general del tamaño de grano en las turbiditas es a la gradación normal, según señalan los autores citados en la Tabla 4.1, aunque puede darse gradación inversa. Wirth, Girardclos, Rellstab y Anselmetti (2011), en su estudio de turbiditas en lago generadas por inundaciones en el río Kander (Suiza), plantean que este tipo de turbiditas pueden tener secciones de gradación inversa como resultado de aumentos en la descarga de agua durante eventos de inundación de gran magnitud. Los estudios de Ikehara, Usami e Irino (2020) y Dhivert, Grosbois, Coynel, Lefèvre y Desmet (2015) también reconocen gradaciones inversas ligadas a depósitos turbidíticos generados por eventos extremos de inundación. Estas observaciones concuerdan con lo postulado por Mulder et al. (2003) respecto a depósitos de flujos hiperpicnales (Figura 4.7), a pesar de que Vandekerkhove et al. (2019) señalan que las gradaciones inversas raramente ocurren en este tipo de turbiditas.



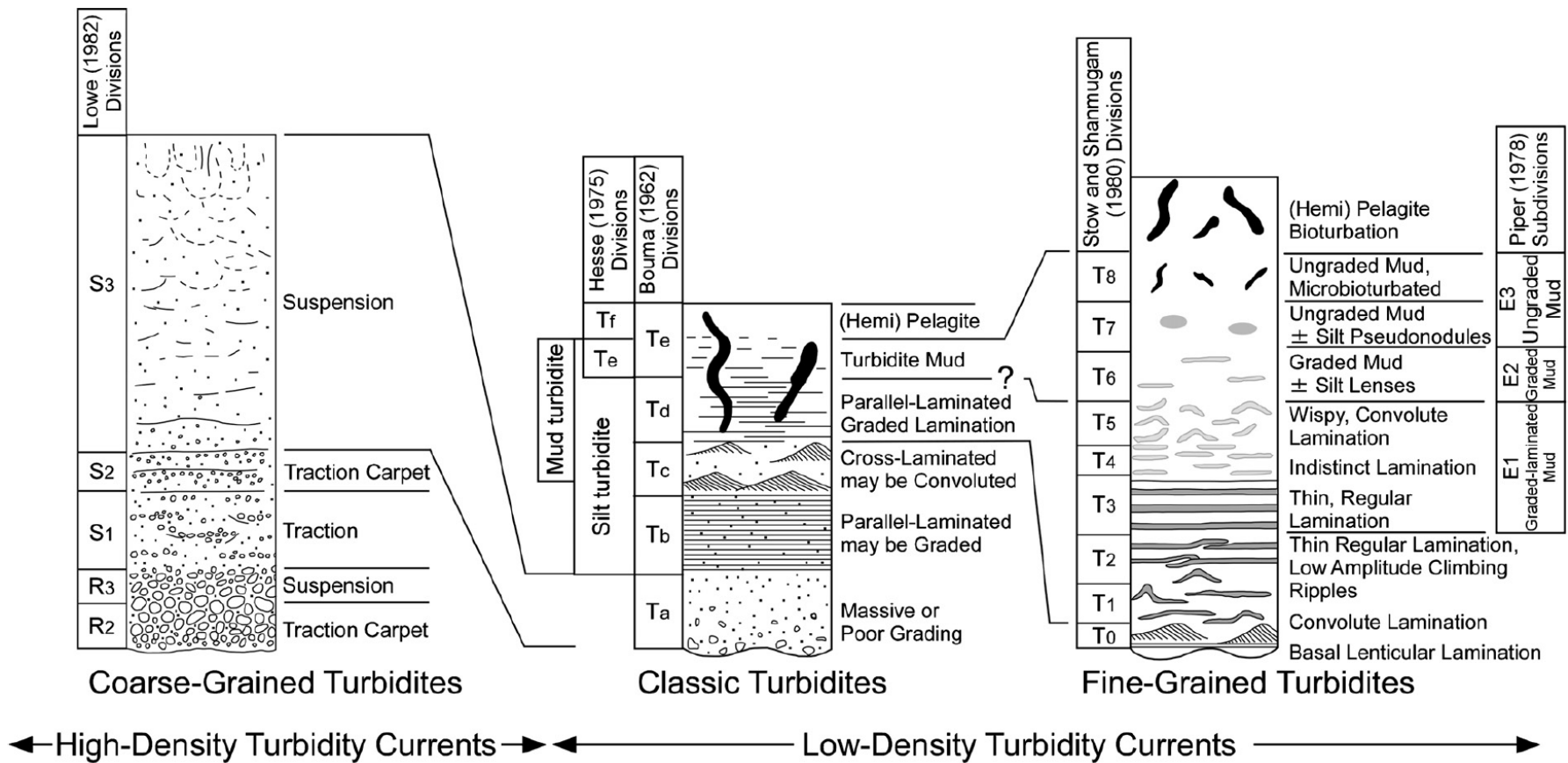


Figura 4.16: Modelos de facies para turbiditas de grano grueso, clásicas y de grano fino. Obtenido de Kase et al. (2013).

Tabla 4.1: Recopilación de criterios para la identificación de turbiditas en sedimento. Elaboración propia.

| Estudio                       | Ubicación                              | Tipo     | Origen                  | Características  |
|-------------------------------|--|----------|-------------------------|--|
| <b>Dhivert et al. (2015)</b>  | Parte superior del río Loire (Francia) | Lacustre | Inundación              | <ul style="list-style-type: none"> <li>• Color más claro</li> <li>• Mayor contenido de arena</li> <li>• Gradación inversa y posterior gradación normal</li> </ul>  |
| <b>Ducassou et al. (2008)</b> | Desembocadura río Nilo (Egipto)        | Marina   | Inundación (Ejemplo I)  | <ul style="list-style-type: none"> <li>• Arcilla y limo fino (tamaño de grano &lt; 40 [µm])</li> <li>• Sin estructuras (masivo)</li> <li>• Contiene parches amorfos de materia orgánica terrestre</li> <li>• Sin bioturbación</li> <li>• Contacto basal marcado</li> <li>• Gradación normal</li> </ul> |
|                               |  |          | Inundación (Ejemplo II) | <ul style="list-style-type: none"> <li>• Limo laminado</li> <li>• Estratificación planar horizontal o cruzada</li> <li>• Contiene fragmentos de madera</li> <li>• Secuencia de Bouma sin base</li> <li>• Contacto basal marcado</li> <li>• Gradación normal</li> </ul>                                 |
| <b>Ikehara et al. (2020)</b>  | Desembocadura río Kumano (Japón)       | Marina   | Inundación (Ejemplo I)  | <ul style="list-style-type: none"> <li>• Limo grueso</li> <li>• Estratificación planar horizontal o cruzada en algunas capas</li> <li>• Contacto basal marcado</li> <li>• Gradación normal y gradación inversa</li> <li>• Poca bioturbación</li> </ul>   |
|                               |  |          | Inundación (Ejemplo II) | <ul style="list-style-type: none"> <li>• Limo arcilloso</li> <li>• Sin estructuras (masivo)</li> <li>• Sin bioturbación</li> <li>• Contacto basal marcado</li> </ul>   |

| Estudio                             | Ubicación  | Tipo     | Origen             | Características   |
|-------------------------------------|--|----------|--------------------|---|
| <b>Moernaut et al. (2014)</b>       | Lagos Villarrica, Calafquén y Riñihue (Chile)    | Lacustre | Terremoto          | <ul style="list-style-type: none"> <li>• Cambio de color</li> <li>• Apariencia homogénea (no laminado)</li> <li>• MS estable o gradualmente decreciente</li> <li>• Contacto basal marcado</li> </ul>  |
| <b>Vanderkerkhove et al. (2019)</b> | Lago Eklutna (Alaska, USA)                       | Lacustre | Inundación         | <ul style="list-style-type: none"> <li>• Secuencia linealmente granodecreciente</li> <li>• MS decreciente</li> <li>• Sin base erosiva</li> <li>• Mejor selección en la base que las turbiditas por terremoto</li> </ul>                                       |
|                                     |  |          | Terremoto          | <ul style="list-style-type: none"> <li>• Secuencia exponencialmente granodecreciente (cambio más abrupto)</li> <li>• MS decreciente</li> <li>• Base erosiva (generalmente)</li> <li>• Base con mayor tamaño de grano que turbiditas por inundación</li> </ul> |
| <b>Wirth et al. (2011)</b>          | Desembocadura de río Kander en lago Thun (Suiza) | Lacustre | Inundación         | <ul style="list-style-type: none"> <li>• Gradación normal e inversa</li> <li>• Finaliza con gradación inversa</li> <li>• Sísmica con amplitud fuerte</li> </ul>   |
|                                     |  |          | Movimiento en masa | <ul style="list-style-type: none"> <li>• Gradación normal marcada</li> <li>• Mayor espesor que turbiditas por inundación</li> <li>• Sísmica semitransparente</li> </ul>   |

- **Bioturbación**

La bioturbación en sí misma no entrega información sobre los procesos asociados a la deposición del flujo, pero, tal como señalaron Crémer, Long, Desrosiers, de Montety y Locat (2002) en su estudio sobre depósitos de inundación en Baie des Ha! Ha!, la bioturbación indica la tasa relativa de sedimentación. Los depósitos de inundación estudiados por estos autores cubrieron instantáneamente sedimento altamente bioturbado, formando un contacto entre un nivel con marcada bioturbación y otro superior libre de ella. Esto se debe a que los organismos están adaptados a un régimen regular con una menor tasa de sedimentación y sólo excavan zonas relativamente superficiales: Comúnmente hasta 15 [cm] aunque en algunos casos puede alcanzar los 50 [cm], según señalan Stow y Wetzel (1990). Los estudios de la Tabla 4.1 que se refieren a la bioturbación en los tramos turbidíticos la describen como muy leve o ausente (Ducassou et al., 2008; Ikehara et al., 2020).

- **Susceptibilidad Magnética**

Los testigos sedimentarios lacustres de Vandekerkhove et al. (2019) y Moernaut et al. (2014) mostraron señales decrecientes de susceptibilidad magnética en los niveles turbidíticos y los últimos autores afirman que también puede mantenerse estable. Sin embargo, existen casos donde se observa lo contrario: Las turbiditas lacustres de Li et al. (1999) mostraron una tendencia opuesta debido a la influencia de sus componentes: Arcillas arrojaban una susceptibilidad mayor que los limos debido a su contenido de minerales ferromagnéticos.

### **Hemiturbiditas**

Otro posible depósito que puede encontrarse en fondos marinos como producto de una corriente de turbidez son los de hemiturbiditas, que comprenden el intermedio del espectro turbidita – hemipelagita y fueron descritas por Stow y Wetzel (1990). Según los autores, estos depósitos se formarían lentamente por la decantación del sedimento en suspensión de una nube diluida que habría formado parte de un gran turbidita de baja concentración (ver Figura 4.17). Las hemiturbiditas tienen una ubicación más distal que el depósito turbidítico principal y representan la etapa final de la deposición de la turbidita, que para alcanzar un espesor de 1 [m] puede tardar semanas o meses (Stow y Wetzel, 1990). Según este modelo, el tamaño de grano presente en ellas revelaría el material más fino transportado al área por corrientes de turbidez. Los testigos descritos por los autores involucran limo muy fino y arcilla con un tamaño promedio en el rango 7.5-7.9  $\phi$ , con una gradación normal con variaciones inferiores a 0.5  $\phi$ , aunque la parte basal puede ser 1.0-1.5  $\phi$  más gruesa que el promedio.

Las hemiturbiditas, tal como fueron definidas por Stow y Wetzel (1990), pueden presentar una base irregular marcada con marcas de escurrimiento o tipo flama al igual que las turbiditas propiamente tales, o bien pueden no tener límites definidos mostrando únicamente un cambio de color o de tamaño de grano. Una unidad deposicional de hemiturbiditas se reconocería como un ciclo de color oscuro a claro<sup>14</sup> (con o sin contacto basal marcado), donde la capa basal sería más oscura, de menor espesor que la capa superior y sin estructuras o con una laminación ténue. Adicionalmente, los autores registraron mayores valores de susceptibilidad en la base de la hemiturbidita y una tendencia decreciente hacia el techo, pero como se señaló en la sección anterior, es un parámetro dependiente del tipo de material que debe ser interpretado con precaución.

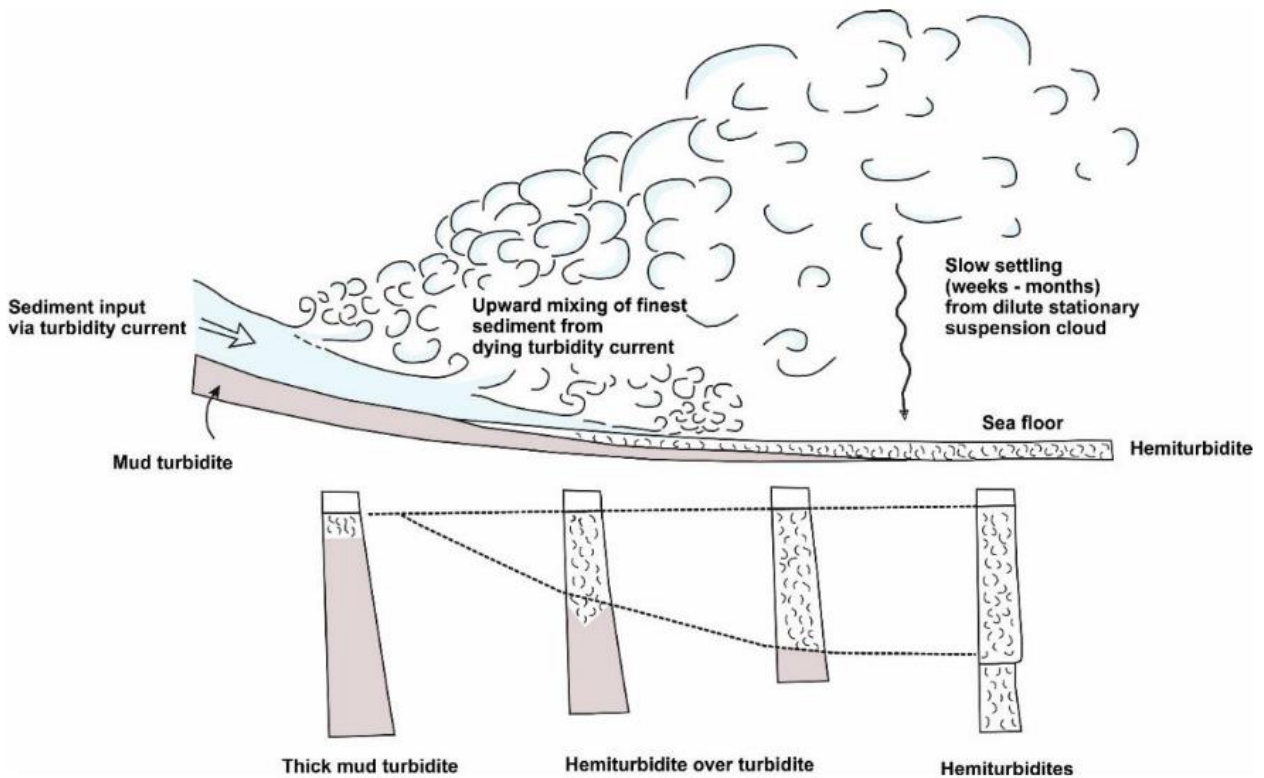


Figura 4.17: Deposición distal de turbiditas de lodo y hemiturbiditas. Obtenido de Stow y Smillie (2020).

Respecto a la bioturbación, la definición de hemiturbiditas de Stow y Wetzel (1990) refuta la concepción de que esta debe ser leve o inexistente, debido a que la deposición de la parte más distal de la nube turbidítica ocurriría lo suficientemente lento como para permitir una bioturbación continua. Los autores afirman, además, que un menor grado de bioturbación estaría ligado a un aumento en la tasa de sedimentación asociada a la llegada de material desde la nube diluida de la corriente de turbidez.

<sup>14</sup> Se debe tener en consideración que los colores descritos por Stow y Wetzel pueden ser diferentes en este caso debido a distinta geología del área de estudio respecto al abanico Bengal (India).

## **Flujos de detritos subacuáticos**

Los flujos de detritos subacuáticos (*subaqueous debris flow*) obedecen a una mecánica similar a la de su contraparte subaérea, aunque desarrolla algunas características propias por la interacción con el medio acuático (Innes, 1983; Iverson, 1997; Locat y Lee, 2005; Parsons et al., 2007). Estos flujos pueden generarse producto de una falla y consecuente movilización de material en el lecho marino, como la continuación de un flujo de detritos subaéreo o como la transformación de otro tipo de flujo subacuático en un flujo de detritos (Xian et al., 2017). La categorización de Parsons et al. (2007) los clasifica como flujos de reología no newtoniana, de velocidades en el rango de 0,1 a 10 [m/s], duraciones del orden de minutos u horas, concentraciones de sedimento superiores a los 1000 [kg/m<sup>3</sup>] y una competencia máxima de tamaño bloque. A pesar de las similitudes con su equivalente terrestre, una de las diferencias más notorias de estos flujos es que pueden alcanzar distancias mucho mayores, alcanzando distancias de cientos de kilómetros incluso sobre pendientes menores a 1°, debido a una delgada capa de agua que se introduce bajo el frente del flujo y lubrica el contacto entre el flujo y el lecho marino (Ilstad, Elverhøi, Issler y Marr, 2004; Ilstad et al., 2004b; Locat y Lee, 2005; Mohrig, Whipple, Hondzo, Ellis y Parker, 1998; Parsons et al., 2007). Este proceso se denomina *hydroplaning* y se produce cuando el flujo no puede desplazar el fluido del ambiente lo suficientemente rápido del área de contacto con el lecho, permitiendo la entrada de este fluido en la interfaz (Mohrig et al., 1998).

Norem, Locat y Schieldrop (1990) comparan los flujos de detritos subacuáticos a las avalanchas de nieve debido a que, además del flujo principal más denso, pueden generar una corriente de turbidez que es análoga a la nube de la avalancha (Locat y Lee, 2005). La generación de una corriente de turbidez subordinada a un flujo principal no es inusual; de hecho, virtualmente toda remoción en masa subacuática produce una corriente de turbidez, pero utiliza sólo un pequeño porcentaje del material removido (Parsons et al., 2007). Según los experimentos de Mohrig et al. (1998), las corrientes de turbidez asociadas a estos flujos se producen por la erosión en el frente y la consecuente suspensión del sedimento en la columna de agua. Otra particularidad de los flujos de detritos subacuáticos es su posibilidad de formar *outrunner blocks*, que son bloques asociados al mismo evento pero que pueden estar a kilómetros de distancia del depósito principal (Ilstad et al., 2004b). Sin embargo, tanto la formación de estos bloques como la posición de la corriente de turbidez y su influencia en la dinámica del flujo varían según la granulometría, tal como rescatan Ilstad et al. (2004a) y De Blasio et al. (2006) en sus experimentos.

El proceso de *hydroplaning*, que otorga mayor movilidad a los flujos de detritos subacuáticos, no ocurre en todos estos flujos, sino sólo en aquellos que cuenten con suficiente contenido de material fino (De Blasio et al., 2006; Iltstad et al., 2004a). Tanto Iltstad et al. (2004a) como posteriormente De Blasio et al. (2006) estudiaron la influencia de la granulometría y, más específicamente, de la razón arcilla-arena en el comportamiento del flujo. En el primer estudio, los autores plantean que los flujos altamente coherentes (28% peso de arcilla) tienen un frente marcado que se desplaza sobre una delgada capa de agua, cuya baja permeabilidad evita que el agua se disipe en esta región (figura 4.16-A). Los mismos autores describen una zona de estiramiento atrás del frente que Parsons et al. (2007) explican como una consecuencia de la mayor velocidad que lleva el frente (producto del *hydroplaning*) en relación con el resto del cuerpo, pudiendo incluso llegar a separarse, como evidencian De Blasio et al. (2006). Estos flujos con mayor contenido de arcilla no permiten la deposición de material durante su movimiento y la configuración final del depósito en los experimentos de Iltstad et al. (2004a) mostró un mayor espesor cerca de la fuente. Por otro lado, flujos débilmente coherentes (5% peso de arcilla para el primer estudio) poseen un frente turbulento que permite la mezcla con el agua marina e inhibe la formación de la capa de agua lubricante (figura 4.16-B). Estos flujos con menor cantidad de arcilla tienden a depositar a medida que el flujo se desplaza, lo que forma un depósito de arena masiva similar al de una turbidita con un espesor constante a lo largo de todo el canal (Iltstad et al., 2004a). De Blasio et al. (2006) observaron que los flujos de detritos con muy poca arcilla pueden ser muy móviles, aunque no ocurra *hydroplaning*, debido a que la arena que se deposita durante el movimiento del flujo favorece la expulsión de agua desde capas inferiores, lo que mantiene a la arena en un estado fluidizado.

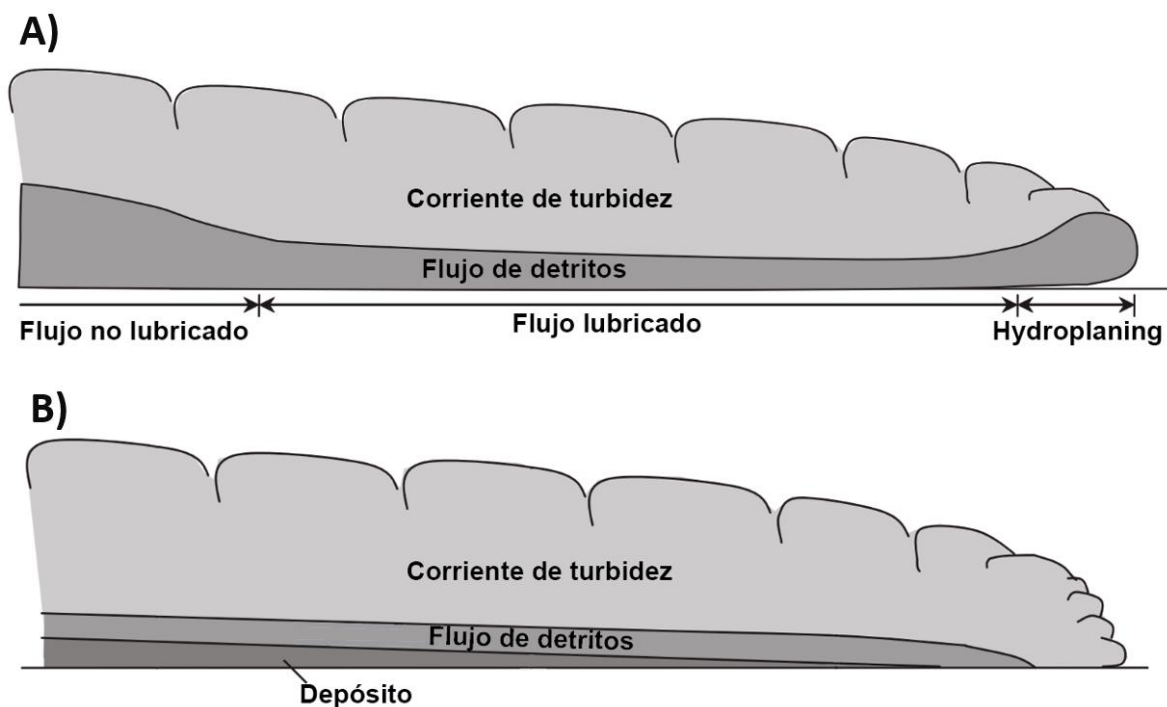


Figura 4.18: Esquema de flujos de detritos subacuáticos. A) Altamente coherente (rico en arcilla). B) Débilmente coherente (poca arcilla y más arena). Modificado de Iltstad et al. (2004a).

Actualmente no existe un modelo de facies reconocido para describir los depósitos de flujos de detritos subacuáticos, no obstante, existen estudios que han aportado al conocimiento de estos depósitos como los de Embley (1976), Prior, Bornhold y Johns (1984) y Xian et al. (2017), además de los ya mencionados. Embley (1976), basado en el estudio de estos flujos al oeste de las Islas Canarias, señala que el reconocimiento de estos depósitos se basa en su geometría característica en forma de cuña, en su superficie ondulosa, en la ausencia de reflectores internos en la señal acústica, en su granulometría de arena gruesa (más grueso que el sedimento hemipelágico característico del área) y en contactos marcados en testigos sedimentarios. Las características acústicas, no obstante, como notaron Pratson et al. (2000), podrían no ser distinguibles para depósitos individuales, pero sí tener geometrías de apilamiento distintivas que, según las simulaciones, se verían como depósitos progresivamente rotados hacia la fuente dando un aspecto de mayor espesor en esta dirección, aun cuando individualmente un depósito de flujo de detritos tienda a ser de mayor espesor a la cabeza y de menor hacia la cola.

El trabajo de Prior et al. (1984) se basó en el estudio de una remoción en masa en el delta del fiordo de Kitimat (Canadá) que clasificaron como flujo de detritos submarino de grano fino. El depósito posee 5 [km] de largo, 2 [km] de ancho y 8 [m] de espesor, del cual los autores consideran que aproximadamente la mitad el volumen proviene del delta, mientras que la otra mitad proviene de la remoción del lecho marino, lo que implicaría una erosión mucho mayor a la que se menciona en otros estudios. Se observaron crestas de presión (*pressure ridges*), lóbulos hummocky<sup>15</sup>, lóbulos de bloques y *outrunner blocks*, entre otras morfologías. Dentro de las características acústicas, se distingue una unidad principal caótica, sin reflectores internos o estratos que tengan continuidad lateral y algunos reflectores de alta amplitud distribuidos irregularmente. Además, se distingue una superficie ondulosa en la señal sísmica, la interrupción de la señal del lecho marino en la parte proximal del depósito y la ausencia de este disturbio en la parte más distal, lo que indica que el flujo erosionó la parte proximal, pero se derramó encima de la distal sin erosionarla.

La sedimentología expuesta por Prior et al. (1984) puede ser relevante para el presente estudio debido a que detallan los rasgos de testigos sedimentarios a partir rayos X y de análisis granulométricos y por darse en una zona marcada por una fuerte acción glacial. Según los autores, los testigos mostraron una disminución del tamaño de grano hacia zonas más distales, lo que es natural en un ambiente deltaico, pero se destaca la presencia de unidades masivas con contactos poco definidos que, además, pueden verse inclinados. Asimismo, se reconocen evidencias de contorsión y convolución dentro de las unidades, en las cuales se pueden ver pequeños fragmentos orgánicos dispersos. Por otro lado, el testigo del área externa al flujo de detritos resultó tener el contenido de arcilla más alto del estudio y, contrario a lo que podría esperarse, no mostró laminaciones pronunciadas. Esto se debe a la alta bioturbación, que a su vez es indicativa de bajas tasas de deposición según los mismos autores.

---

<sup>15</sup> No confundir con la estratificación hummocky. Como describen Paguican, van Wyk de Vries y Lagmay (2012), los hummocks o lóbulos hummocky son rasgos topográficos de grandes deslizamientos y avalanchas de detritos. La ausencia de hummocks y de rasgos asociados a falla podrían implicar un flujo más fluido o de menor cohesión, según señalan los autores.



A pesar del completo estudio realizado por Prior et al. (1984), los autores advierten que la distribución granulométrica dentro de estos depósitos puede no ser diagnóstica del transporte pendiente abajo, lo que implica que su uso no garantiza la identificación de estos flujos al usarse en otros contextos. En esta misma línea, De Blasio et al. (2006) concluyen que el análisis de depósitos de remociones en masa por sí solo no ofrece información directa sobre la dinámica de estas. No obstante, Prior et al. (1984) destacan que rasgos estructurales como ausencia de estratificación, superficies de cizalle y clastos en una matriz son útiles para confirmar la acción de una remoción en masa, y que la correlación entre la información de testigos sedimentarios y datos sísmicos puede llevar a una mejor caracterización de estos flujos.

Otro estudio interesante es el de Xian et al. (2017) ya que, por primera vez, proponen un modelo de facies como tal para los flujos de detritos subacuáticos. Los autores clasificaron estos flujos en arenosos, lodosos (mezcla de arena y lodo) y flujos de lodo (más de un 80% de partículas tamaño lodo) y definieron distintas facies cuya presencia o espesor varía de acuerdo con el tipo de flujo: Una facies basal con pseudo laminación horizontal e incipiente imbricación de clastos (Da), una facies masiva (Db) y una facies de lodo con mala selección y gradación inversa (Dc). Respectivamente estas facies se producen, según la hipótesis de los autores, por la menor velocidad del flujo producto de la fricción con el lecho (Da), por el depósito abrupto o *en masse* (Db) y por la disminución de velocidad en del flujo por la fricción con la masa de agua superior (Dc) que generalmente es rica en lodo pero puede tener clastos producto de su ascenso por el movimiento vibratorio del flujo. Los autores postulan que en flujos de detritos arenosos el depósito presentaría estas tres facies (Figura 4.19-A), no obstante, en flujos de detritos lodosos sólo tendría las facies Da y Db, mientras que en flujos de lodo o en flujos de detritos arenosos que desarrollen *hydroplaning* sólo de verían las facies Db y Dc (Figura 4.19-B).

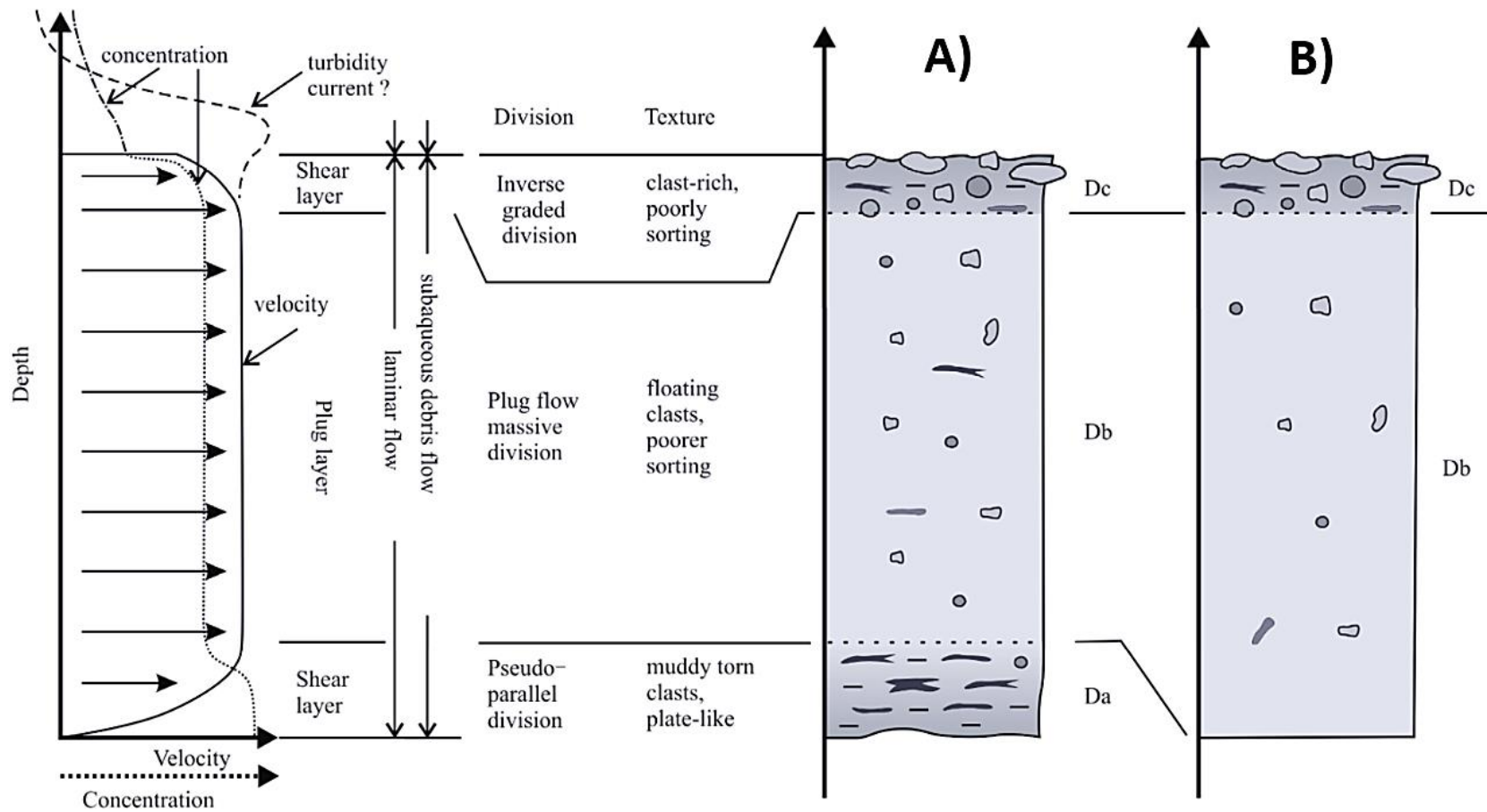


Figura 4.19: Secuencia de facies de un flujo de detritos subacuático y características del flujo. A) Secuencia de facies para un flujo de detritos arenoso. B) Secuencia de facies para un flujo de lodo o flujo de detrito arenoso capaz de generar hydroplaning. Obtenido de Xian et al. (2017).

### 4.3 BQART Y OTROS MODELOS DE DESCARGA FLUVIAL

Syvitski y Milliman (2007) desarrollaron el modelo BQART para predecir el flujo de sedimento en la desembocadura considerando la influencia de factores geológicos, geomorfológicos, climáticos e incluso humanos. Para realizarlo, los autores utilizaron una base de datos de 488 ríos cuyas cuencas comprenden el 63% de la superficie continental global, logrando un nivel de predicción del 94%. Calcular el aporte de sedimento del río en la desembocadura, además del aporte que significa este valor en sí mismo, permite determinar si esa descarga es capaz de producir un flujo hiperpical, según las relaciones empíricas postuladas por Mulder y Syvitski (1995) aplicadas a 150 ríos del mundo.

En el modelo BQART, si la temperatura promedio de la cuenca estudiada es superior a 2°C, entonces se utiliza la ecuación 4.1, donde  $\omega$  es una constante equivalente a 0,0006 para obtener el resultado  $Q_s$  en [kton/año]<sup>16</sup> (o bien igual a 0,02 para obtenerlo en [Kg/s]),  $Q$  es la descarga en [km<sup>3</sup>/año],  $A$  es el área de drenaje en [km<sup>2</sup>],  $R$  es la máxima diferencia de altura o relieve de la cuenca y  $T$  es la temperatura promedio de la cuenca en grados Celsius.

$$Q_s = \omega B Q^{0,31} A^{0,5} R T \quad (4.1)$$

Por su parte, el parámetro  $B$  se compone de otros factores, tal como se muestra en la ecuación 4.2, en las cuales  $I$  es el factor de erosión glacial,  $L$  es el factor litológico de la cuenca,  $T_E$  es la eficiencia en el atrapamiento del flujo, tanto por estructuras artificiales como naturales, y  $E_h$  es el factor de erosión de suelo por parte de la acción antrópica. El factor de erosión glacial se calcula utilizando la expresión 4.3, donde  $A_g$  es el porcentaje del área de la cuenca que está cubierto por hielo (de 0 a 100). El factor litológico es un número asignado por los autores de acuerdo con la litología y busca plasmar las diferencias de erodabilidad de diferentes tipos de roca donde, por ejemplo, rocas ígneas ácidas o metamórficas de alto grado tienen un valor de 0,5 mientras que depósitos extremadamente débiles como depósitos de loess tienen un valor de 3. El factor de atrapamiento del flujo  $T_E$  varía entre 0,1 y 1, donde 1 se utiliza cuando no hay ningún atrapamiento. El factor antropogénico es un valor definido por los autores de acuerdo con el nivel de urbanización, deforestación y prácticas agrícolas y mineras, que se estima en relación con la densidad de población y al GNP per capita.

$$B = IL(1 - T_E)E_h \quad (4.2)$$

---

<sup>16</sup> En el trabajo de Syvitski y Milliman (2007) utilizan la notación [MT/yr] que refiere a tonelada métrica anual o, equivalentemente, 1000 [Kg/año].

$$I = 1 + 0,09A_g \quad (4.3)$$

En el estudio de Mulder y Syvitski (1995), los autores definen cuatro zonas climáticas para las cuales, además de incluir información de la temperatura, salinidad y densidad del agua marina, señalan un valor de concentración de sedimento mínimo sobre el cual se generaría un flujo hiperpicnal (Tabla 4.2). Para hacer comparable este valor con el resultado de la ecuación 4.1 es necesario normalizarlo por el área de la cuenca, lo que equivale a la producción de sedimento o *sediment yield*  $Y_s$ .

Tabla 4.2: Extracto de la tabla de concentración mínima para generar un flujo hiperpicnal en distintas zonas climáticas de Mulder y Syvitski (1995).

|   |          | Temperatura<br>[°C] | Salinidad<br>[%] | Densidad<br>[10 <sup>-3</sup> Kg/m <sup>3</sup> ] | Concentración<br>[Kg/m <sup>3</sup> ] |
|---|----------|---------------------|------------------|---|---------------------------------------|
| <b>Temperado</b><br><b>Lat. 30°-50°</b> | mínimo   | 10                  | 35,00            | 1,02699   | 43,35                                 |
|   | promedio | 13                  | 35,25            | 1,02661   | 42,74                                 |
|   | máximo   | 16                  | 35,50            | 1,02615   | 42,00                                 |
| <b>Subpolar</b><br><b>Lat. &gt;50°</b>  | mínimo   | -2                  | 33,50            | 1,02699   | 43,35                                 |
|   | promedio | 1                   | 33,75            | 1,02708   | 43,49                                 |
|   | máximo   | 4                   | 34,00            | 1,02702   | 43,40                                 |

Mulder y Syvitski (1995), al igual que Mulder et al. (2003), señalaron que los flujos hiperpicnales se producen durante eventos excepcionales de inundación en ríos pequeños a medianos. Por esta razón, también resulta útil estimar la concentración de sedimento suspendido necesaria durante estos eventos para desarrollar un flujo hiperpicnal. Esto se puede realizar utilizando la expresión 4.4, donde  $\bar{C}$  corresponde a la concentración promedio de sedimento suspendido,  $Q_{flood}$  es la descarga máxima durante la inundación y  $Q$  es la descarga promedio anual del río. El parámetro  $b$  se obtiene graficando en la figura 4.19, que a su vez se relaciona a los tipos de río y períodos de retorno expuestos en la tabla 4.2.

$$C_{flood} = \bar{C}(Q_{flood}/Q)^b \quad (4.4)$$

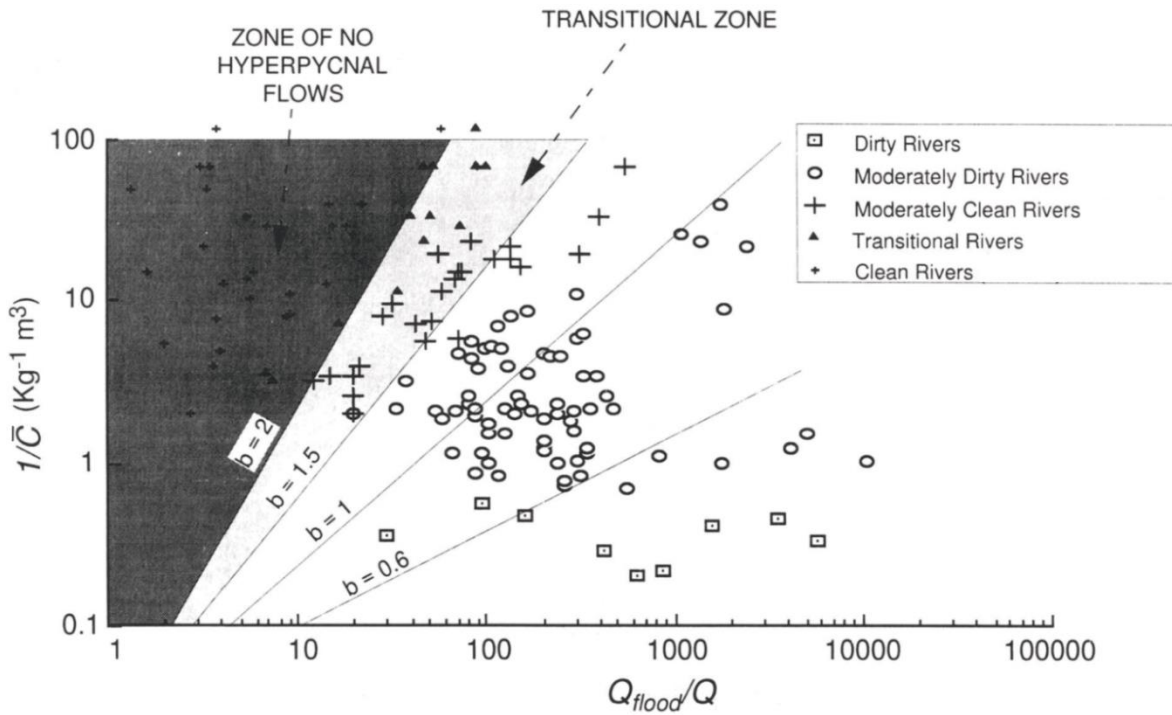


Figura 4.20: Nomograma para la aparición de un flujo hiperpicnal en un evento de inundación de acuerdo con el coeficiente  $b$ , concentración de sedimento promedio y razón entre descarga fluvial en estos eventos y descarga promedio anual. Obtenido de Mulder y Syvitski (1995).

Tabla 4.3: Parámetro  $b$  asociado a distintos tipos de ríos y períodos de retorno según los cálculos de Mulder y Syvitski

| $b$              | Clasificación  | Período de retorno            |
|------------------|--|-------------------------------|
| $b \leq 1$       | Moderadamente sucio                                      | <100 años                     |
| $1 < b \leq 1,5$ | Moderadamente limpio                                     | Cientos de años               |
| $1,5 < b \leq 2$ | Limpio   | Eventos tectónicos/climáticos |
| $b > 2$          | Poco probable de alguna vez generar un flujo hiperpicnal |                               |

(1995) sobre la base de datos de 150 ríos.

## 4.4 SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

La susceptibilidad magnética (MS) es un concepto que se basa en el fenómeno de inducción magnética en la materia. Un material al ser situado en un campo magnético  $H$  puede ser atraído o repelido, lo que significa que en el material ha sido inducido un campo magnético  $B$  que interactúa con el campo magnético externo  $H$  (Escobar y Alatorre, 2005). Estos campos se relacionan según la expresión 4.5, donde  $\mu_0$  es la constante de permeabilidad en el vacío y  $M$  es la magnetización, correspondiente a la densidad de momentos dipolares magnéticos en el material.

$$B = \mu_0(H + M) \quad (4.5)$$

Para materiales isotrópicos la susceptibilidad magnética  $\chi$  es un número adimensional que está dado por la razón entre el momento magnético  $M$  y el campo magnético aplicado  $H$  (expresión 4.6) y representa la magnitud con la cual un material se magnetiza al situarlo en un campo magnético (Ellwood, Crick, Hassani, Benoist y Young, 2000; Gubbins y Herrero-Bervera, 2007). Para materiales anisótropos la susceptibilidad magnética se describe como un tensor, requiriendo una matriz 3 x 3, ya que la magnetización podrá ser inducida en las tres componentes direccionales.

$$\chi = \frac{M}{H} \quad (4.6)$$

Considerando la definición de susceptibilidad magnética, al dividir la expresión 4.5 por el campo magnético aplicado  $H$  se obtiene la expresión 4.7, en la cual  $\mu$  es la permeabilidad magnética del espécimen.<sup>17</sup>

$$\mu = \mu_0 + \mu_0\chi \quad (4.7)$$

La susceptibilidad magnética  $\chi$  es usada para clasificar materiales en términos de su respuesta a un campo magnético externo. Estos materiales son catalogados, principalmente, en diamagnéticos, paramagnéticos o ferromagnéticos y su comportamiento en presencia de un campo magnético se esquematiza en la Figura 4.21.

---

<sup>17</sup> La matemática asociada a la susceptibilidad magnética se detalla en el Manual de Operaciones para el Sistema de Susceptibilidad Magnética MS2 de Bartington Instruments.

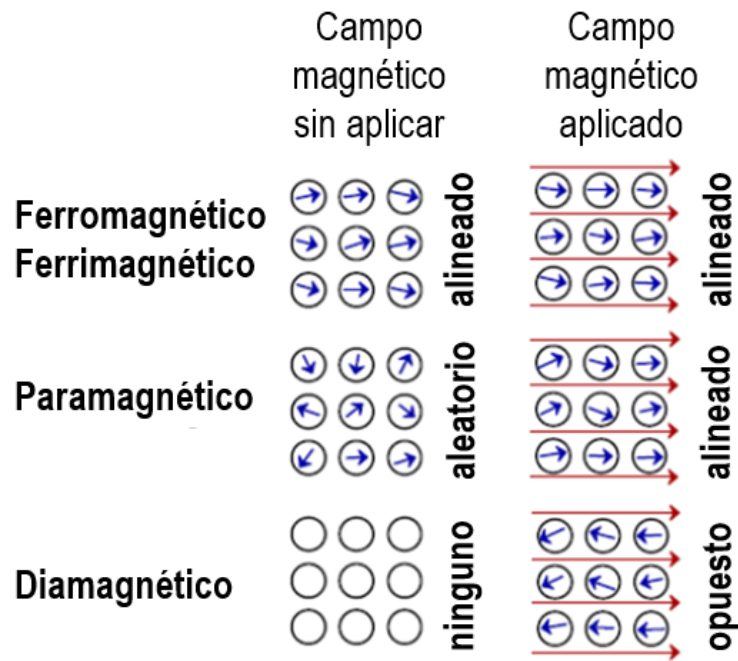


Figura 4.21: Materiales ferromagnéticos, ferrimagnéticos, paramagnéticos y diamagnéticos. Obtenido de Sinatra (2010).

- **Diamagnéticos:**

Los materiales diamagnéticos responden al campo magnético externo con una magnetización de sentido opuesto y más débil (Basavaiah, 2011) que depende linealmente de este campo y se reduce a cero una vez que este último es removido, como se muestra en la figura 4.21 (Butler, 2004). Esto ocurre en compuestos que no tienen *spins* de electrones desapareados por lo que el momento magnético neto de cada átomo es cero (Gubbins y Herrero-Bervera, 2007). El diamagnetismo surge por la precesión de la nube de electrones a medida que los electrones rotan alrededor del núcleo en presencia de un campo magnético externo (Vacquier, 1972). Producto de esto, y como señalan Dunlop & Özdemir (1997), la susceptibilidad magnética en estos materiales es negativa, independiente de la temperatura y de baja magnitud. Los autores mencionan al cuarzo, la calcita y los feldespatos como algunos ejemplos de minerales con este comportamiento.

- **Paramagnéticos:**

Los materiales paramagnéticos responden al campo magnético externo con una magnetización en el mismo sentido, pero más débil (Basavaiah, 2011). Esta magnetización depende linealmente del campo magnético y se reduce a cero una vez que el campo es removido, como se muestra en la figura 4.21 (Butler, 2004). Vaquier (1972) afirma que este comportamiento es característico de compuestos con *spins* de electrones desapareados, es decir, el momento magnético neto de cada átomo es distinto de cero. Por este motivo, señala el autor, el paramagnetismo suele ser alrededor de diez veces más fuerte que el diamagnetismo. En cuanto a la susceptibilidad magnética como tal, el autor afirma que en estos materiales es positiva y aún de baja magnitud en comparación a materiales ferromagnéticos. A diferencia del caso anterior, en estos materiales  $\chi$  es dependiente de la temperatura y opera bajo los principios de la Ley de Curie dada por  $\chi = C/T$ , donde  $C$  es la constante de Curie (Vacquier, 1972). Algunos ejemplos de minerales paramagnéticos son las arcillas illita y montmorilonita, la biotita, los anfíboles, la fayalita (olivino rico en hierro) y la pirita (Dunlop y Özdemir, 1997).

- **Ferromagnéticos:**

Los materiales ferromagnéticos responden al campo magnético externo con una magnetización del mismo sentido (Basavaiah, 2011) y de varios órdenes de magnitud mayor que los materiales paramagnéticos (Dekkers, 2007). Estos materiales tienen la habilidad de registrar la dirección de un campo magnético aplicado debido a que cuando este campo es removido la magnetización no vuelve a cero, a diferencia de los casos anteriores, sino que permanece en un valor de magnetización remanente (Evans y Heller, 2003). A nivel atómico, este comportamiento se explica porque dentro de la red cristalina de estos materiales, los átomos se encuentran lo suficientemente cerca como para que los orbitales de electrones se solapen y se forme una fuerte interacción en la cual los momentos magnéticos se acoplan (Evans y Heller, 2003).



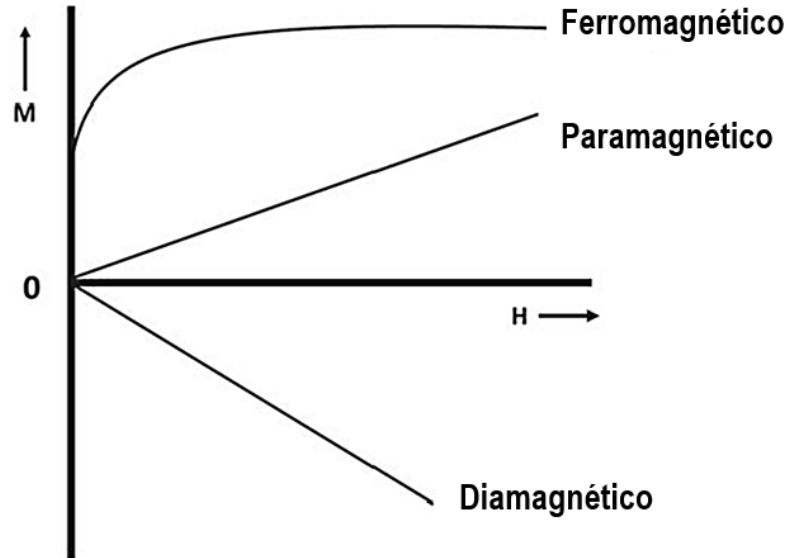


Figura 4.22: Magnetización ( $M$ ) como respuesta a un campo magnético aplicado ( $H$ ) en materiales ferromagnéticos, paramagnéticos y diamagnéticos. Obtenido de Chaudhary & Chaudhary (2018).

Como se muestra en la Figura 4.22 y como explica Butler (2004), la relación entre la magnetización y el campo aplicado no es lineal, sino que alcanza una magnetización de saturación, es decir, un valor límite de magnetización aun cuando el campo externo sigue aumentando. Como señala el autor, este valor es característico de cada material ferromagnético y decrece al aumentar la temperatura, siendo cero en la temperatura de Curie  $T_C$ . A temperaturas mayores a  $T_C$ , el material se comporta como si fuera paramagnético (Butler, 2004). La susceptibilidad magnética en estos materiales, por lo tanto, es positiva, alcanza grandes valores y es inversamente proporcional a la temperatura (Basavaiah, 2011). Los minerales ferromagnéticos más importantes son los óxidos de hierro y titanio (Butler, 2004).

- **Otras configuraciones:**

Otros tipos de comportamientos de los materiales en presencia de un campo magnético externo son el antiferromagnetismo y el ferrimagnetismo. Como describen Evans y Heller (2003), en el antiferromagnetismo los momentos magnéticos de átomos vecinos tiene una magnitud equivalente, pero direcciones opuestas, lo que resulta en una magnetización neta nula. Por otra parte, el ferrimagnetismo ocurre cuando los momentos magnéticos de átomos vecinos tienen direcciones opuestas, pero unos son mayores, lo que puede generar una fuerte magnetización si estos momentos son lo suficientemente desiguales (Evans y Heller, 2003).

El uso de la susceptibilidad magnética en la geología puede ser muy útil para reconocer diferencias en los tipos de materiales de forma rápida y relativamente económica, pero es necesario comprender cómo operan distintos materiales en conjunto sobre la señal magnética. Ellwood (2007) señala que la variabilidad de la susceptibilidad magnética depende esencialmente de cambios en la cantidad de hierro, arcillas y materiales ferromagnéticos y que, si bien en sedimentos esta variabilidad es inicialmente determinada durante la deposición, procesos secundarios como la diagénesis y reacciones redox también son relevantes en esta variación ya que tienden a disminuir el valor de  $\chi$ . Dekkers (2007), por su parte, recalca que las variaciones en las propiedades magnéticas pueden reflejar variaciones de mineralogía, de concentraciones de minerales, de tamaño de grano, de grado de oxidación y grado de deformación, entre otras. Varios estudios han utilizado la MS en testigos de sedimentos marinos o de lago y han contribuido indirectamente a esclarecer la influencia de estas variables en la MS, como lo son los de Chen et al. (2009), Ellwood et al. (2000), Ellwood, Balsam y Roberts (2006), Foubert, Rooij, Blamart y Henriot (2006), Kim et al. (2018), Król y Szwarczewski (2017), Kuprin, Zolotaya y Kalisheva (2001), Larrasoaña, Roberts y Rohling (2007), Leczyński et al. (2017), Li et al. (1999), Liu et al. (2010), Somayajulu, Radhakrishnamurty y Walsh (1978), entre otros<sup>18</sup>.

El tamaño de grano es un parámetro complejo ya que, según se desprende de Dekkers (2007), Evans y Heller (2003) y Hatfield (2014), no existe una relación lineal entre este y la MS. Incluso, como señala Hatfield (2014), los minerales magnéticos pueden asociarse a distintas fracciones granulométricas, por lo que la granulometría con mayor MS, en realidad, está sesgada por la fracción granulométrica con mayor contenido de minerales ferromagnéticos. Sin embargo, Dekkers (2007) explica que el tamaño de grano por sí mismo puede determinar el número de dominios magnéticos (o regiones dentro de un material donde los momentos magnéticos están alineados), de modo que surge una nueva clasificación en la que existen cuatro grandes tipos de menor a mayor tamaño: Superparamagnéticos (menores a 25 [nm]), de dominio-único (25-80 [nm]), de pseudo-dominio-único (80 [nm] – 15 [μm]) y multidominio (mayores a 15 [μm]). Los materiales de dominio-único son los más estables, los de pseudo-dominio-único y multidominio son menos estables y los superparamagnéticos no son capaces de soportar una configuración estable, es decir, tanto materiales muy grandes como muy pequeños podrían no tener señales claras de MS.

---

<sup>18</sup> Adicionalmente, algunos trabajos que utilizan muestras superficiales de sedimento continental son los de Famera, Grygar, Elznicová y Grison (2018), Kosaka (2000), Jiang et al. (2020) y Peng, Li y Chen (2016).

Algunos ejemplos de la relación entre MS y tamaño de grano se dan en los estudios de Kim et al. (2018), Jiang et al. (2020) y Rowntree, van der Waal y Pulley (2016). En el estudio de Kim et al. (2018) en el mar de Escocia, valores altos de MS se asociaron a aumentos del contenido de grava, arena y limo grueso y a una disminución en el contenido de finos. En cambio, en el estudio de Jiang et al. (2020) en el delta del río Mekong (Vietnam), la MS aumentó principalmente en temporada de tormenta con una mayor cantidad de arena, pero también se dieron aumentos en canales dominados por lodo durante la temporada de sequía. Otro posible resultado es el de Rowntree et al. (2016) en su estudio del río Vuvu (Sudáfrica), en el cual concluyeron que el uso de MS fue efectivo para diferenciar una fuente sedimentaria de una ígnea, pero incapaz de diferenciar entre depósitos provenientes de la erosión de arenisca y lutitas.

Al referirse al estudio de secuencias sedimentarias marinas, Ellwood (2007) afirma que, dado que los componentes biogénicos sólo son débilmente diamagnéticos, los componentes terrígenos son los que dominan en cuanto a los valores registrados y sus variaciones. De hecho, Ellwood et al. (2000) describieron un aumento de la MS al aumentar el contenido de detritos en una mezcla con calcita y, además, citan a Ellwood y Ledbetter (1977) para indicar que el contenido de calcita es inversamente proporcional a la MS en sedimentos marinos no consolidados. Por esta razón, Ellwood (2007) afirma que las variaciones observadas en la MS pueden reflejar los procesos que controlan el aporte de sedimento al ambiente marino y estos pueden incluso utilizarse como indicadores paleoclimáticos. El autor advierte que estos procesos pueden ser cíclicos, como por ejemplo los ciclos de regresión-transgresión en los cuales la MS tiende a disminuir durante la transgresión y a aumentar durante la regresión, o pueden ser eventos aislados. Dentro de estos últimos, el autor señala que hay *peaks* de MS que se asocian a superficies de inundación o a eventos de aporte súbito de material detrítico por corrientes de turbidez u otros medios. Los valores promedio de MS de componentes típicos de detritos en depósitos marinos se muestran en la Figura 4.23.

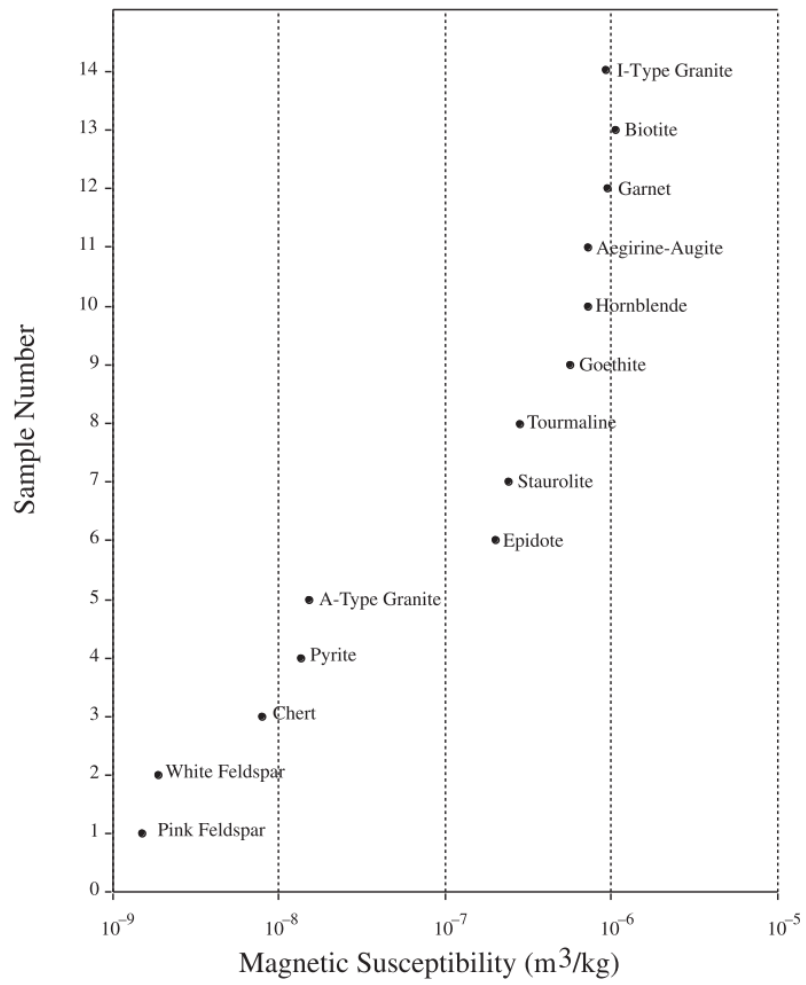


Figura 4.23: Susceptibilidad Magnética (MS) promedio para típicos granos detríticos esperables en depósitos marinos. Obtenido de Ellwood et al. (2000).

## 4.5 TOMOGRAFÍAS COMPUTARIZADAS EN GEOCIENCIAS

La tomografía computarizada de rayos X (TC) es una técnica no destructiva que registra el grado de atenuación de estos rayos dentro del material analizado, permitiendo la visualización de su estructura interna. La intensidad con la cual se transmiten dentro de un material está determinada principalmente por su densidad y composición atómica (Mees, Swennen, van Geet y Jacobs, 2003). La TC permite visualizar la estructura interna en tres dimensiones a partir de la reconstrucción de secciones transversales bidimensionales, donde a cada pixel se le asigna un valor individual de atenuación (Phillips y Lanutti, 1997; Renter, 1989). Esta técnica fue desarrollada inicialmente para realizar diagnósticos médicos, pero su versatilidad la ha ido posicionando como una excelente herramienta para las ciencias de la Tierra, específicamente en la sedimentología, como se desprende de los trabajos de Cnudde et al. (2006), Mees et al. (2003), Renter (1989) y Tanaka, Nakano e Ikehara (2011) entre otros.

Para comprender la dinámica de la TC, es necesario detenerse en los principios físicos detrás de la producción de rayos X y la interacción que se produce con el material a nivel atómico. Ramírez, Clavijo y McCullough (2008) describen en detalle la configuración y el mecanismo de un tubo de rayos X, el cual se compone de un cátodo, un ánodo y una fuente de poder (ver Figura 4.24-A). El cátodo, formado por un filamento de tungsteno, es calentado lo suficiente para que sus electrones tengan la energía necesaria para liberarse. Gracias a la diferencia de potencial entre el cátodo y el ánodo, los electrones liberados aceleran hacia el ánodo, adquiriendo cierta cantidad de energía cinética. Al chocar con la placa de tungsteno en el ánodo, los electrones pierden esta energía cinética a través de los mecanismos de excitación, ionización o radiación (McCullough, 1997; Ramirez et al., 2008).

Como describen McCullough (1997) y Ramírez et al. (2008), los mecanismos de excitación y de ionización consisten en el movimiento de electrones hacia capas exteriores y en la remoción de un electrón dentro de un átomo, respectivamente. Conforme a los autores, ambos generan *rayos X característicos* mediante la emisión de un fotón al llenarse las vacancias producidas. El mecanismo de radiación, en cambio, se produce cuando campos electromagnéticos causan la desaceleración de los electrones, emitiendo la energía perdida en forma de fotón<sup>19</sup> (Cierniak, 2011). Como se observa en las Figura 4.24-B y Figura 4.24-C, y tal como señala McCullough (1997), la energía emitida es mayor a medida que el electrón pasa más cerca del núcleo. La autora explica que los rayos X generados por la transición de electrones entre las capas del átomo, es decir, por los mecanismos de excitación o ionización, se denominan rayos X característicos (ver Figura 4.24-C). Por otro lado, aquellos generados por radiación se denominan rayos X de Bremsstrahlung (Figura 4.24-B) y corresponden a la mayor parte de los rayos X producidos (Cierniak, 2011).

---

<sup>19</sup> Textualmente dice que libera x-ray quanta, pero quantum es la cantidad de energía más pequeña que puede ser emitida y los fotones son un quantum de luz.

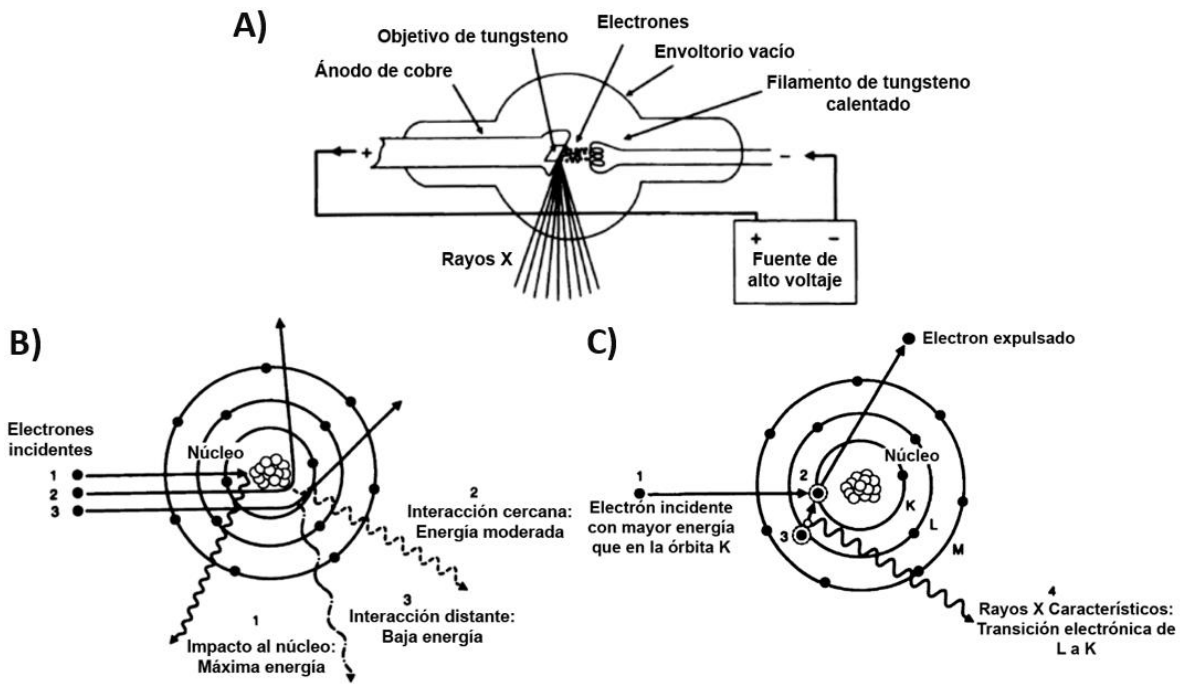


Figura 4.24: A) Diagrama de tubo de rayos X. B) Producción de rayos X de tipo bremsstrahlung. C) Producción de rayos X característicos. Obtenido de McCollough (1997).

Al interactuar con la materia, la intensidad de los rayos X es atenuada debido a tres mecanismos principales que describe Cierniak (2011): El efecto fotoeléctrico (absorción), la dispersión coherente (Raleigh) y la incoherente (Compton). El primero predomina en materiales de alto número atómico y es especialmente importante a bajos niveles de energía. El autor señala que se produce por la interacción de fotones con las capas de electrones del material, generando la expulsión de algunos de ellos. La vacancia que produce en capas internas (y menos energéticas) se llena por el movimiento de electrones desde las capas externas (más energéticas), de modo que finalmente la diferencia energética entre la expulsión del electrón y el movimiento mencionado es emitida como un quantum de energía de rayos X secundarios. Por su parte, en la dispersión coherente (Raleigh), señala el autor, los fotones incidentes cambian su dirección sin perder energía, pero este tipo de interacción es despreciable en los equipos de TC dado que los fotones de baja energía que los producen son filtrados. La dispersión incoherente (Compton), en cambio, sí es relevante, predomina cuando la energía es alta y es proporcional a la densidad electrónica del material. En ella los fotones incidentes cambian su dirección y pierden energía al interactuar con el material (Cierniak, 2011).

El coeficiente de atenuación  $\mu$  representa la atenuación total de los rayos X incidentes, que en el caso de la TC puede ser expresado como la suma de los coeficientes de atenuación generados por los dos mecanismos relevantes, tal como expresa la ecuación 4.8 (Phillips y Lannutti, 1997).

$$\mu_{Total} = \mu_{Fotoeléctrico} + \mu_{Compton} \quad (4.8)$$

Para obtener el valor del coeficiente de atenuación total en cada pixel se utiliza la relación de Beer-Lambert (ecuación 4.9), donde  $I_0$  es la intensidad con la cual se emiten los rayos X,  $I(x)$  es la intensidad del rayo que alcanza el detector y L es la trayectoria en línea recta que sigue el rayo a través de un objeto (Ramírez et al., 2008; Phillips y Lanutti, 1997).

$$I(x) = I_0 \cdot e^{-\int_0^L \mu(x) dx} \quad (4.9)$$

Asumiendo un rayo estrecho y radiación de carácter monocromático, el computador utiliza los datos de intensidad para asignar un valor promedio de atenuación a cada diferencial de distancia (Renter, 1989). Para evitar algunos artefactos en la imagen, estos valores de atenuación son expresados en unidades Hounsfield (HU), en las cuales los valores  $\mu$  son normalizados en relación con el coeficiente de atenuación del agua  $\mu_{H_2O}$  según se expresa en la ecuación 4.10. De esta forma, se le asigna un valor -1000 HU al aire y 0 HU al agua (Heverhagen, 2016).

$$HU = \frac{\mu - \mu_{H_2O}}{\mu_{H_2O}} \cdot 1000 \quad (4.10)$$

Las imágenes proyectadas por la TC muestran un mapa de pixeles volumétricos o voxels (del inglés *volume element*) donde cada uno tiene asignado un valor de atenuación en HU, como se muestra en la figura 4.24. A medida que la atenuación aumenta, más blanco aparecerá en la imagen, mientras que si el valor es bajo significa que pasan más rayos X a través del material, por lo que se ve más negro (Ramírez et al., 2008). Heverhagen (2016) menciona que la relación entre las unidades Hounsfield y la escala de grises suele ajustarse para facilitar la interpretación de la imagen, ya que suelen tener 4096 tonos de gris (12 bits) que el ojo humano no logra distinguir en su totalidad. Por esta razón, apunta el autor, existen los procedimientos post-procesamiento para ajustar *window width* (WW), que determina el número de tonos de gris y por ende el contraste, y *window level* (WL), que corresponde al valor central.

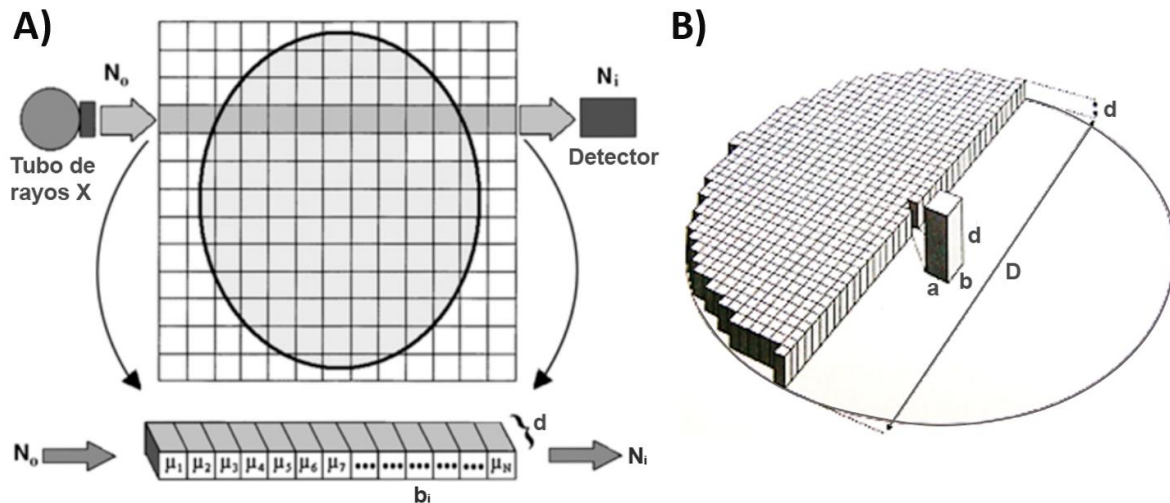


Figura 4.25: Construcción del mapa de vóxels con la TC. A) Matriz de reconstrucción donde a cada elemento volumétrico se le asigna un valor de atenuación. Modificado de Goldman (2007). B) Forma volumétrica que va adquiriendo el mapa de atenuaciones. Obtenido de Renter (1989).

### Tomografía Computarizada para sedimentos

Ciertamente la TC posee muchas ventajas para el estudio de testigos de sedimentos y varios investigadores ya la posicionan como una herramienta de rutina en su análisis. Fouinat et al. (2017) señalan que la TC es una herramienta poderosa para investigar elementos clásticos y niveles ricos en materia orgánica en testigos de sedimento. Por otro lado, Cnudde et al. (2006) destacan la posibilidad de visualizar fracturas, determinar la porosidad y detectar distintas capas de material debido a las diferencias de densidad y de composición. Por su parte, Orsi, Anderson y Lyons (1996) destacan que la TC permite, en cierta medida, diferenciar la distribución espacial de distintos tamaños de grano dentro de un mismo horizonte sedimentario, lo que es útil para caracterizar la macroestructura del sedimento.

La TC, sin embargo, tiene algunas limitaciones relacionadas a la resolución de la imagen generada. Una de estas limitaciones es el efecto de volumen parcial, que se produce cuando el valor de atenuación de un voxel resulta del promedio de los diferentes elementos presentes en él (Vandorpe et al., 2019). Esto puede representar una fuente de error en los testigos de sedimento, especialmente si la muestra es heterogénea y si el tamaño de voxel es mayor a los elementos que la componen. En particular, y como señalan Gupta et al. (2019), combinaciones de agua, gas y sedimento pueden verse en variados tonos de gris. Por ejemplo, dado que el agua posee HU cero y el gas HU negativo, cualquier mezcla de ambos dará resultado negativo. De la misma forma, los autores advierten que combinaciones de un sólido (HU positivo) con agua darán un valor positivo, pero una mezcla de gas con sólido puede dar positivo o negativo dependiendo de la proporción, por lo que no hay forma de identificar este tipo de voxels.



## **Análisis con Dual Energy**

Para diferenciar materiales con un mismo valor HU de atenuación, Alves, Lima y Lopes (2014) desarrollaron un método en el cual utilizan dos rangos de energía diferentes. A través de las relaciones lineales 4.11 y 4.12, es posible calcular la densidad  $\rho$  y el número atómico efectivo  $Z_{ef}$  de cada vóxel, donde  $\beta_h$  y  $\beta_l$  son las constantes angulares de alta y baja energía,  $\alpha_h$  y  $\alpha_l$  son las constantes lineales de alta y baja energía y  $\mu_h$  y  $\mu_l$  son los coeficientes de atenuación lineal de alta y baja energía, respectivamente. Las constantes  $\alpha$  y  $\beta$  se obtienen a través de ajustes lineales por medio de materiales con  $\rho$ ,  $Z_{ef}$ ,  $\mu_h$  y  $\mu_l$  conocidos.

$$\rho = \frac{\beta_h \mu_l - \beta_l \mu_h}{\beta_h \alpha_l - \beta_l \alpha_h} \quad (4.11)$$

$$Z_{ef} = \sqrt[3.8]{\frac{\alpha_l \mu_h - \alpha_h \mu_l}{\beta_h \mu_l - \beta_l \mu_h}} \quad (4.12)$$

## 4.6 BATIMETRÍA MULTIHAZ

Los levantamientos batimétricos permiten medir la profundidad de cuerpos de agua y mapear la topografía cubierta por ellos. Estos levantamientos pueden realizarse mediante distintos métodos, siendo la batimetría multihaz uno de los más empleados debido a su eficiencia para cubrir grandes regiones del lecho marino con gran exactitud (Calder y Mayer, 2003). Este método se realiza a través de una ecosonda multihaz, que es una herramienta de teledetección que utiliza el sonido para medir la profundidad del fondo oceánico. Para comprender su funcionamiento, es conveniente detenerse en el comportamiento de las ondas sonoras en distintos medios y analizar el funcionamiento de una ecosonda y la tecnología multihaz por separado.

Una columna de agua puede considerarse como un medio estratificado donde cada capa posee ciertas condiciones fisicoquímicas en las que el sonido viaja a diferentes velocidades (Kammerer, 2000; Medwin y Clay, 1977). El sonido viaja a través del agua como una onda compresional a una velocidad cercana a los 1.500 [m/s], pero dependiendo de la salinidad, presión y temperatura en el agua, esta velocidad puede variar (Hughes Clarke, 2018a; Medwin y Clay, 1977; SeaBeam Instruments, 2000; Urlick, 1979). La velocidad puede expresarse en función de la longitud de onda  $\lambda$  y la frecuencia  $f$ , como se muestra en la ecuación 4.13 (Hansen, 1951). La longitud de onda del pulso es el parámetro variable en la expresión, mientras que la frecuencia se mantiene constante, razón por la cual esta última suele usarse para describir los pulsos (Kammerer, 2000; SeaBeam Instruments, 2000).

$$v_s = f \lambda \quad (4.13)$$

Las ecosondas son un tipo de sonar activo, es decir, aparatos que producen ondas de sonido con una frecuencia específica para luego recibir el eco que retorna por la interacción con objetos en el agua (SeaBeam Instruments, 2000). A partir del tiempo  $t$  registrado entre la emisión del pulso y la recepción de su eco, es posible calcular la distancia  $D$  hasta el fondo si la velocidad del sonido en el medio  $v_s$  es conocida. Para una configuración simplificada, en la cual la velocidad es constante y el pulso viaja directamente hacia abajo, se utiliza la ecuación 4.14, no obstante, en un medio heterogéneo la matemática detrás del cálculo de la distancia se vuelve más compleja<sup>20</sup>. Durante un levantamiento de batimetría multihaz, dado que la velocidad suele no ser constante, se realizan perfiles verticales de velocidad del sonido de forma rutinaria para así evitar errores en la estimación de profundidad (Hughes Clarke, 2018a; Kamereer, 2000)

$$D = \frac{1}{2} v_s t \quad (4.14)$$

---

<sup>20</sup> Distintos supuestos se trabajan en Kamereer (2000).

Las ondas sonoras, además de variar su velocidad, pueden variar su dirección dado que se propagan a través de distintos medios siguiendo la ley de Snell que se muestra en la ecuación 4.15 (Jensen, Kuperman, Porter y Schmidt, 2011; Kamereer, 2000; Meldwin y Clay, 1977; Kuperman y Roux, 2007). La refracción de la onda sonora puede ocurrir tanto al interceptar sólidos como dentro de la misma columna de agua dada su heterogeneidad. En esta ecuación,  $n_1$  y  $n_2$  corresponden a los índices de refracción de los distintos medios, mientras que  $\theta_1$  y  $\theta_2$  corresponden al ángulo de la onda incidente y al ángulo de la onda refractada, respectivamente. En el medio donde la onda adquiere mayor velocidad, es decir, el de menor índice de refracción, la onda tiende a disminuir su ángulo con respecto a la horizontal y lo contrario sucede en medios de mayor índice de refracción (Kuperman y Roux, 2007).

$$n_1 \text{ sen}\theta_1 = n_2 \text{ sen}\theta_2 \quad (4.15)$$

Las ondas sonoras transportan cierta cantidad de energía acústica (representada por la amplitud de onda) que se va perdiendo a medida que la onda se propaga, debido a que la transferencia de presión entre las moléculas de agua no es totalmente eficiente (Medwin y Clay, 1977; SeaBeam Instruments, 2000). Esto puede ocurrir por la absorción de la energía acústica o, equivalentemente, su transformación en calor, y por la dispersión de la energía al toparse con cualquier heterogeneidad (Jensen et al., 2011). A esta pérdida energética se le denomina atenuación y ocurre más rápidamente cuando la frecuencia es mayor (Jensen et al., 2011; SeaBeam Instruments, 2000).

Cuando un pulso se encuentra con un nuevo medio, una fracción de la energía se propaga a través del nuevo material (siguiendo la ley de Snell), otra fracción se refleja y el resto de energía se dispersa en todas las direcciones, como muestra el diagrama de la Figura 4.26. La proporción de energía reflejada, refractada y dispersada se ve determinada por la impedancia acústica del nuevo material (el producto entre la densidad del material y la velocidad del sonido en él), la rugosidad de su superficie y el ángulo de incidencia del pulso (SeaBeam Instruments, 2000). La energía que logra volver a propagarse hacia la superficie a través del agua es lo que se denomina eco.

Los sonares multihaz son sistemas de ecosonda, es decir, hacen uso del eco para medir la profundidad. Sin embargo, a diferencia de su antecesor de un solo haz, es capaz de medir simultáneamente una serie de profundidades de forma transversal al avance del buque por medio de múltiples haces que van realizando un barrido del lecho marino (Figura 4.27), lo que permite recrear una superficie en lugar de un perfil topográfico (Hughes Clarke, 2018a; Hughes Clarke, 2018b). La superficie del fondo marino cubierta por los haces crece linealmente a mayor profundidad, no obstante, de la misma forma decrece la resolución de la imagen generada (Hughes Clarke, 2018a).

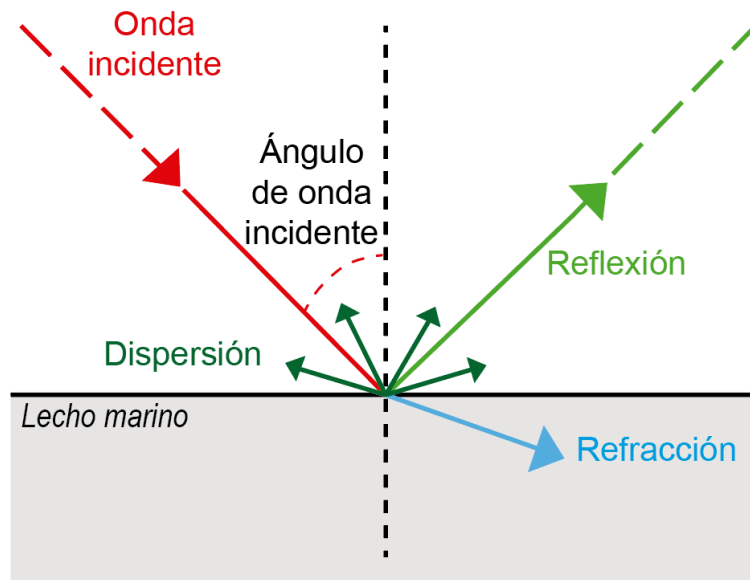


Figura 4.26: Reflexión, refracción y dispersión de la energía acústica al cambiar de medio. Modificado de SeaBeam Instruments (2000).

Los sonares multihaz se componen de un transductor, un transmisor-receptor y una unidad de operaciones (Kongsberg Maritime, 2009; National Oceanic and Atmospheric Administration [NOAA], 2003). El transductor se compone de dos partes ortogonales: Una paralela al avance del buque que genera un abanico de haces que son enviados hacia el lecho marino, y otra perpendicular que recibe la energía reflejada proveniente de la colisión de estos haces con el suelo marino, arreglo que se conoce como *Mills Cross* (Hughes Clarke, 2018a). Las señales eléctricas generadas por el transmisor son convertidas en ondas de sonido por el transductor que, luego de emitirlas, recibe el eco y lo transforma en señales eléctricas que van a un receptor (que puede ser el mismo aparato transmisor dependiendo del modelo) (Kongsberg Maritime, 2009; SeaBeam Instruments, 2000). El transmisor-receptor computa la profundidad y la posición según el tiempo de tránsito de la señal y el ángulo del haz, que luego reporta a la unidad de operaciones (SeaBeam Instruments, 2000). Esta unidad es la encargada de activar el siguiente disparo y de integrar los resultados con los datos externos, como la posición, la orientación del barco y las mediciones de la columna de agua.

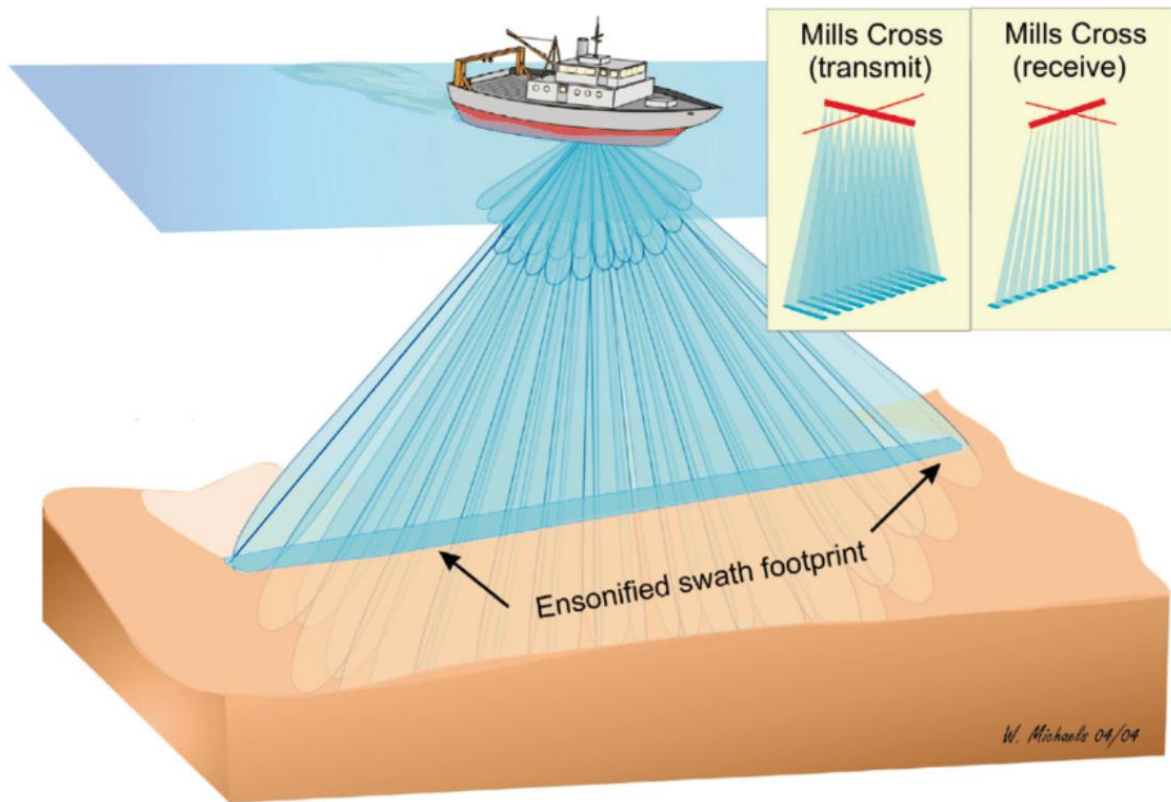


Figura 4.27: Esquema de funcionamiento de la batimetría multihaz. Obtenido de Anderson et al. (2007)

## 4.7 SÍSMICA DE REFLEXIÓN

La sísmica de reflexión es un método geofísico empleado para diferenciar los tipos de materiales que conforman el subsuelo y, a través de esto, caracterizar diferentes morfologías. La forma en que opera es mediante la generación de una onda sísmica compresiva (onda P) que viaja desde la fuente a través del subsuelo y, al alcanzar una interfaz entre materiales, parte de la energía es reflejada y otra parte es refractada (Crutchley y Kopp, 2018). La energía reflejada es detectada por receptores (hidrófonos), que registran el tiempo desde su emisión y el grado de atenuación (Stoker, Pheasant y Josenhans, 1997).

Como señalan Crutchley y Kopp (2018), el contraste entre los diferentes medios se debe a que cada medio posee su propia impedancia acústica ( $Z$ ), que se calcula como el producto entre la densidad del medio y la velocidad de la onda P en el mismo (figura 4.27-C). Los mismos autores indican que mientras más grande es el contraste entre impedancias, más reflectiva es la interfaz, es decir, mayor es su índice de reflectividad  $RC$ . Roca, grava y arena son muy reflectivos, mientras que sedimento más fino como arcillas o limos son reflectores más débiles (Stoker et al., 1997). En estudios sísmicos marinos, el primer gran contraste se da en el lecho marino, dadas las diferentes propiedades físicas de la columna de agua con respecto a la roca o al sedimento (Crutchley y Kopp, 2018).

El sistema utilizado para obtener datos sísmicos es similar al de la batimetría multihaz: Cuenta con una fuente que genera una señal acústica, cuyo eco es registrado por receptores denominados hidrófonos que son arrastrados por unos cables llamados *streamers* (Crutchley y Kopp, 2018; Stoker et al., 1997). A medida que el buque avanza, pulsos sucesivos van creando un perfil sísmico del subsuelo marino (Figura 4.28-A y B). De esta forma, la señal recibida se despliega en un perfil donde el eje horizontal corresponde a la distancia recorrida y el eje vertical al tiempo que tardó la onda en alcanzar el receptor desde su emisión.

Se debe tener en consideración que un perfil sísmico posee mejor resolución si la fuente emite pulsos de alta frecuencia. Sin embargo, como se mencionó en la sección de batimetría mutihaz, una mayor frecuencia implica una atenuación más rápida (a menor profundidad). Por otro lado, es necesario considerar la existencia de artefactos denominados múltiplos, que en el perfil se pueden observar como falsos niveles del subsuelo. Un ejemplo común es que la señal reflejada en el subsuelo vuelva a ser reflejada en la superficie del mar hacia abajo, de modo que el tiempo de llegada al receptor será mucho mayor, creando una falsa estructura en profundidad (Stoker et al., 1997).

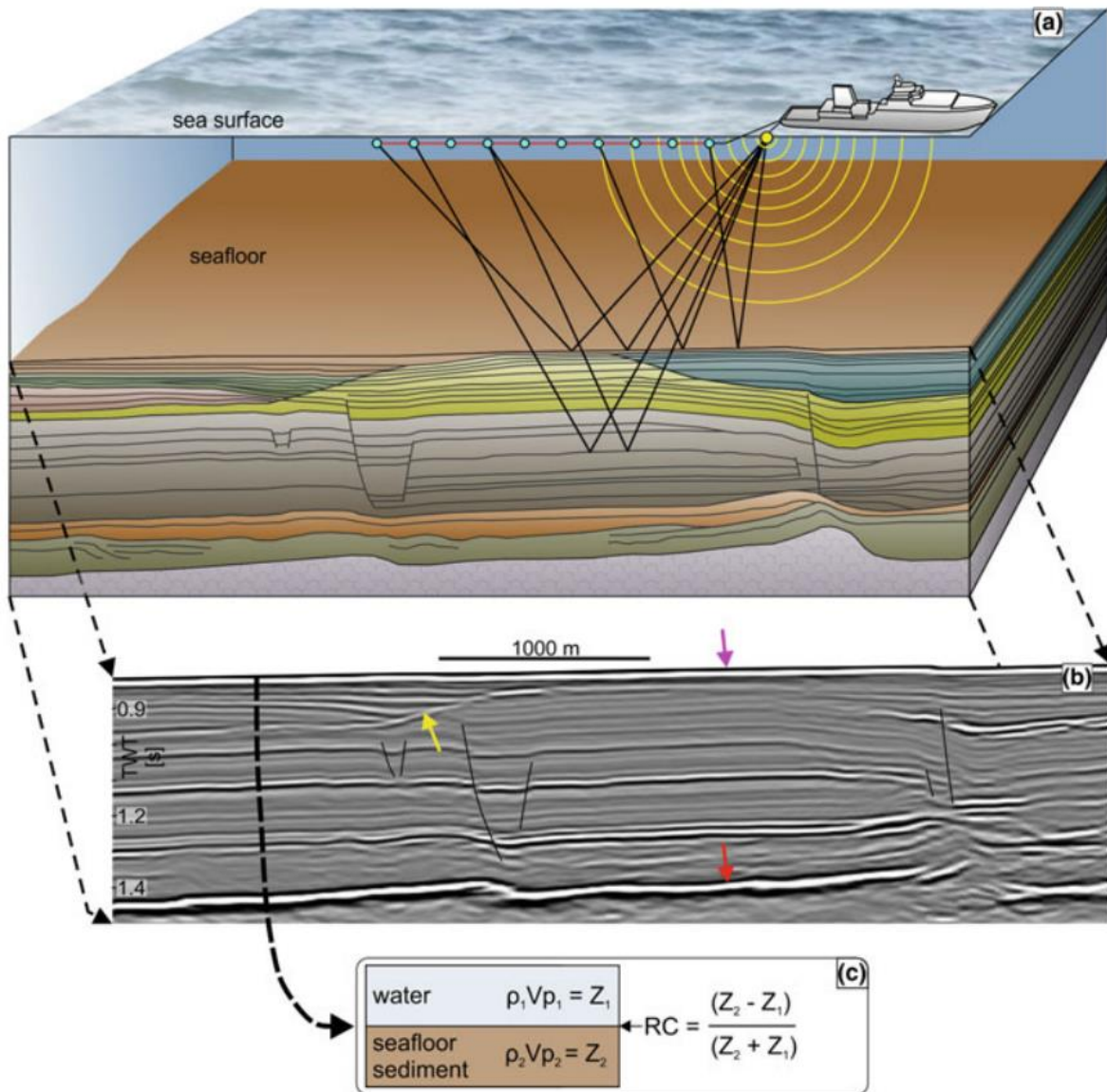


Figura 4.28: Método de reflexión sísmica. a) El punto amarillo atrás del buque representa la fuente del pulso emitido, mientras que los semicírculos representan la propagación de la energía de la onda. Las líneas negras muestran la reflexión de las ondas en el suelo y subsuelo marino. Los puntos celestes representan receptores de sonido enlazados a través de un cable atrás del buque. b) Ejemplo de perfil sísmico. c) Expresiones matemáticas de impedancia acústica (Z) y coeficiente de reflexión (RC). Obtenido de Crutchley & Kopp (2018).

## 4.8 DATACIÓN CON RADIOCARBONO EN SEDIMENTO MARINO

En geología, la datación con radiocarbono implica la medición de la cantidad del radioisótopo  $C^{14}$  contenido en materiales orgánicos fósiles para calcular, utilizando su conocida tasa de decaimiento, la edad de ese material (Chiverrel y Jakob, 2012). Como señala Allègre (2008), este método se fundamenta en que los organismos vivos, a través de la respiración o fotosíntesis, incorporan el carbono de la atmósfera, el cual incluye tanto  $C^{12}$  como cierta cantidad de isótopos  $C^{14}$ . Cuando el organismo muere, deja de incorporar  $C^{14}$ , de modo que la única forma de que varíe su contenido se debe al decaimiento (Allègre, 2008).

Este isótopo se genera por la reacción de  $N^{14}$  con un neutrón por el bombardeo de partículas cósmicas, pero el producto  $C^{14}$  tiende a volver a formar  $N^{14}$  a través de un decaimiento de tipo  $\beta^-$  (Allègre, 2008; Seibold y Berger, 2017). Su constante de decaimiento  $\lambda$  es de  $1,209 \times 10^{-4} [\text{años}^{-1}]$ , por lo que su rango de aplicación es de cientos de años hasta, aproximadamente, 45.000 años (Chiverrel y Jakob, 2012). A través de la ecuación 4.14 se puede obtener el tiempo que ha pasado desde que el organismo datado dejó de incorporar carbono de la atmósfera.

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[ \frac{13.5}{(C^{14}/C)} \right] \quad (4.14)$$

Dado que el propósito de utilizar radiocarbono en este trabajo, además de datar eventos de aluvión, es determinar una tasa de acumulación regular del área, cabe mencionar la diferencia entre deposición y acumulación según Nittrouer et al. (2007): La deposición es el emplazamiento efímero del sedimento sobre el lecho marino, que puede ser posteriormente erosionado total o parcialmente, mientras que la acumulación es la suma integrada tanto de la deposición como de la erosión. Además, otro factor que debería considerarse en las dataciones de restos de organismos calcáreos es que no necesariamente coinciden con el ambiente de deposición, sino que pueden haber sido re-depositados (Seibold y Berger, 2017).



## 5. MATERIALES Y MÉTODOS

### 5.1 TRABAJO EN TERRENO

#### 5.1.1 RUTA DE NAVEGACIÓN

El proyecto “Recurrencia, e influencia climática y antrópica, en aluviones de los últimos 500 años, en la costa occidental del Estrecho de Magallanes” requirió la toma de datos geofísicos en las áreas marítimas frente a las cuencas de los ríos Las Minas, Tres Brazos y San Juan. En relación con el presente estudio, la etapa de terreno abarcó el área marítima frente al río Las Minas, desde el borde costero hasta aproximadamente 10 [km] al oeste, alcanzando en el límite sur parte del área frente a la cuenca del río Leñadura (Figura 5.1).

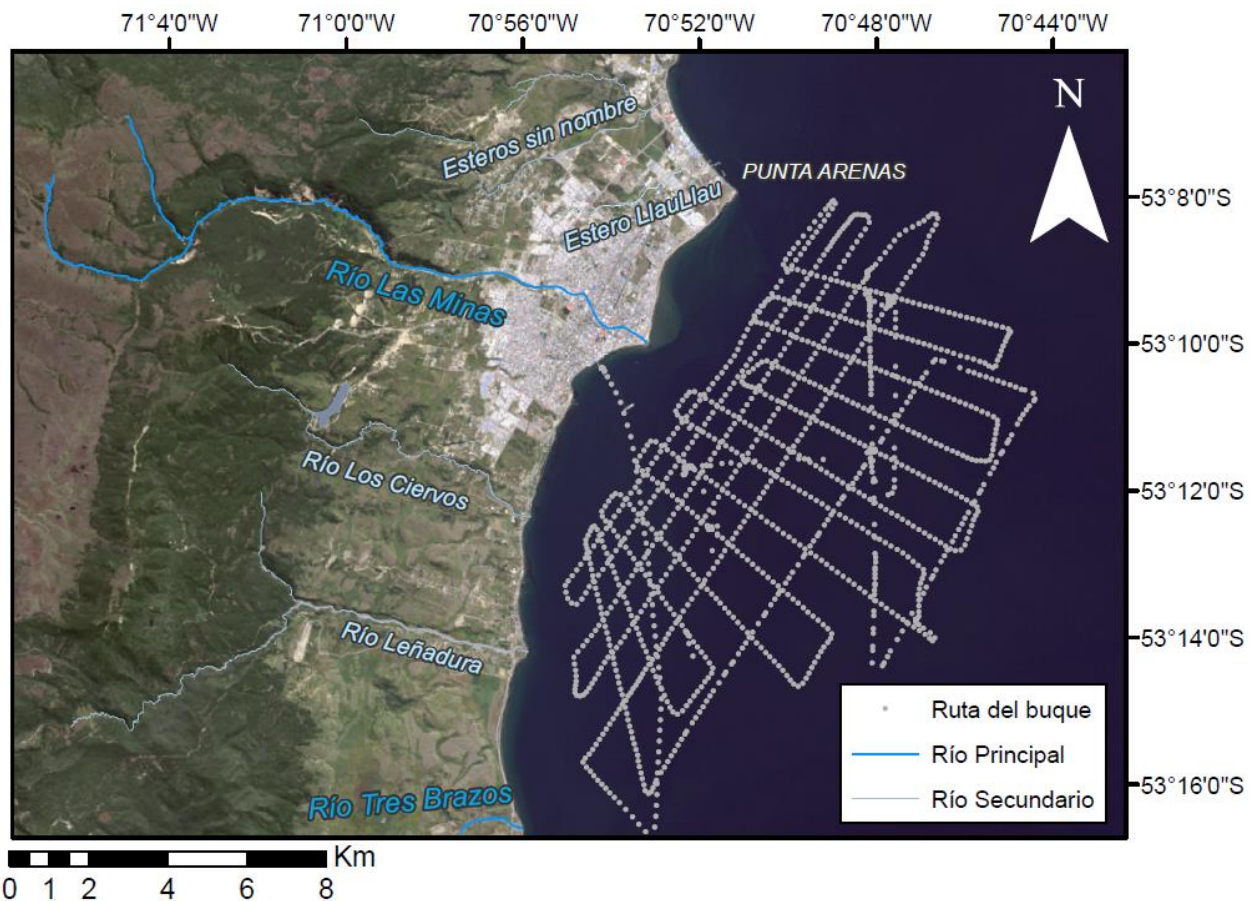


Figura 5.1: Ruta de navegación del buque frente a la desembocadura del río Las Minas.

La ruta de navegación tuvo un carácter exploratorio y fue diseñada para optimizar la obtención de datos geofísicos del suelo marino. La trayectoria del buque formó una red ortogonal que favoreció una cobertura de datos batimétricos casi completa dentro del área. Paralelamente se obtuvieron datos sísmicos durante todo el trayecto, lo que permitió crear perfiles sísmicos NW-SE y NE-SW e inferir algunas características del subsuelo. Para obtener datos batimétricos y sísmicos de buena calidad la velocidad del buque se mantuvo alrededor de los 5 nudos. La información obtenida con estos métodos fue indispensable para la selección de puntos de muestreo de sedimento con gravity corer.

### 5.1.2 BATIMETRÍA MULTHAZ

El buque AGS-61 “Cabo de Hornos” contó con dos sensores de batimetría multihaz fabricados por la marca noruega Kongsberg (Figura 5.2): La ecosonda multihaz EM 122 de alta profundidad, con un rango de 20 a 11.000 [m] y una frecuencia de operación de 12 [kHz], y la ecosonda multihaz EM 710 de media profundidad, con un rango de 3 a 2.200 [m] y una frecuencia de operación de 70 a 100 [kHz]. Ambos aparatos tienen una modalidad de onda continua (CW), que utiliza una única frecuencia, y de frecuencia modulada (FM), donde cada parte del pulso tiene una frecuencia diferente, haciendo más fácil su separación del ruido.

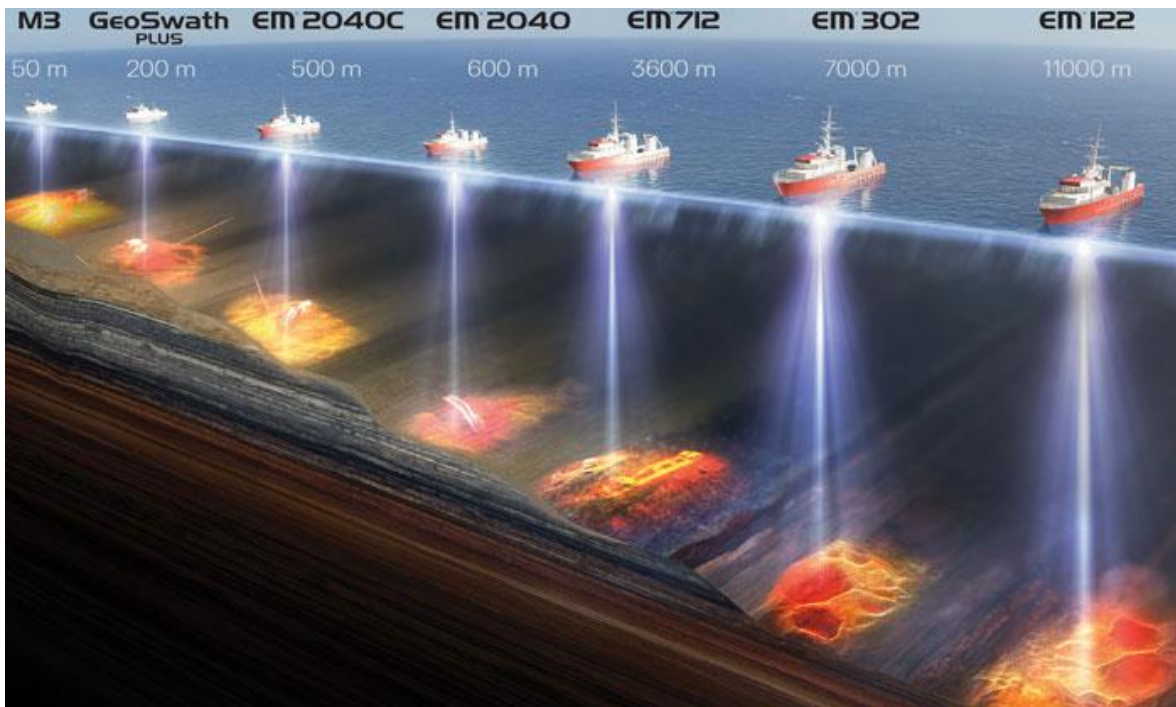


Figura 5.2: Modelos de sonares multihaz de Kongsberg según profundidad. En el buque AGS-61 se utilizó el predecesor del modelo EM712 para profundidades medias y el modelo EM710 para altas profundidades. Imagen disponible en <http://www.hydrographic-catalogue.com/buskerud/kongsberg/articles/kongsberg-multibeam-echosounders-46>.

### 5.1.3 SÍSMICA MONO-CANAL

Para la sismica de reflexión el buque contó con el equipo sub-bottom profiler SBP 120 de Kongsberg, que opera asociado a la ecosonda multihaz de alta profundidad ya que comparten el arreglo receptor. Se generaron líneas sísmicas tanto paralelas como perpendiculares a la desembocadura del río Las Minas, siguiendo la red ortogonal que trazó la ruta de navegación. Esto permitió deducir el tipo de sustrato y visualizar geometrías sismoestratigráficas en distintas franjas del área de estudio que, correlacionadas a las líneas cercanas, posibilitaron inferir, además, las características de las zonas no cubiertas. En base al tipo de sustrato deducido y a las geometrías de tipo deltaicas que se observaron se seleccionaron puntos de muestreo, que procuraron aproximarse lo más posible a los tramos de las líneas sísmicas.

### 5.1.4 RECOLECCIÓN DE MUESTRAS

Con el objetivo de obtener muestras de sedimento que cubrieran como mínimo la ventana temporal propuesta en el proyecto y que además conserven las estructuras sedimentarias presentes, se utilizó un *gravity corer* (Figura 5.3). Este aparato de forma alargada utiliza la gravedad para penetrar en el sedimento y capturarlo dentro de un tubo. Posteriormente el aparato y la muestra son recuperados operando un winche asociado al cable que tenía sujeto.



Figura 5.3: Gravity corer. A) Posicionamiento de gravity corer previo al muestreo durante CIMAR-25. B) Estructura de un gravity corer. Fotografías propias.

El aparato posee pesos de plomo acoplados y unas aletas que favorecen una penetración vertical en el lecho marino. La punta cuenta con un cortador en forma de anillo compuesto de acero al carbono, que asegura una perturbación mínima del suelo marino durante la operación (Georgiopoulou, 2018). En su interior se utilizaron tubos de PVC de 75 [mm], con largos máximos de 4 [m], a pesar de que el relleno de sedimento no superó los 3,5 [m].

Una vez que el gravity corer era transportado de vuelta a la cubierta del buque, el tubo era cortado en tramos de aproximadamente 1,5 [m] de largo para facilitar el transporte y procedimientos posteriores. Cada una de estas secciones era numerada, siendo el número menor el más cercano a la base estratigráfica. De esta forma, el nombre completo de una sección se conformaba del prefijo "C25", en referencia al proyecto (CIMAR 25), seguido por el número de la operación y "GC" (*gravity core*) para finalmente tener el número de sección en relación con el número total de secciones. En este trabajo se analizan las secciones C25-16GC-1/2 y C25-16GC-2/2 del testigo 16, y las secciones C25-19GC-1/2 y C25-19GC-2/2 del testigo 19.

## 5.2 TRABAJO POST-TERRENO

### 5.2.1 SISMOESTRATIGRAFÍA

De toda la red ortogonal generada por la trayectoria del buque se seleccionaron las líneas sísmicas más cercanas a la ubicación original de los testigos sedimentarios. La línea PA-NW-08 es la principal ya que es la más cercana a los puntos de muestreo. Además, se trabajan las líneas paralelas PA-NW-07 y PA-NW-09, junto con algunas de las transversales como PA-NS-01, PA-NE-05 y PA-NE-06.

Para la visualización de los datos sísmicos se utilizó el software SeiSee 2.22: En general se trabajó con un eje horizontal de 70 [trazas/cm] y uno vertical de 100 [cm/s], mejorando la visualización sólo a través del ajuste de la escala de grises, a modo de que sean visibles los cambios de impedancia. La escala sólo se modificó en sectores puntuales para determinar la continuidad de ciertos estratos y ver la señal sísmica en detalle. La amplitud se modificó para que la imagen mostrara una ganancia (*gain-w* y *gain-c*) de 3 y todos sus valores son positivos. Dentro del procesamiento, se probó el uso de filtro pasa bandas con F1 de 500 [Hz], F2 de 2500 [Hz], F3 de 5500 [Hz] y F4 de 7000 [Hz] y filtro AGC (*Automatic Gain Control*) cada 5 [ms] (Figura 5.4-B, C y D), pero en el primer caso creó falsos niveles estratigráficos y en el segundo sólo se intensificó el ruido, por lo que se optó por descartarlos.

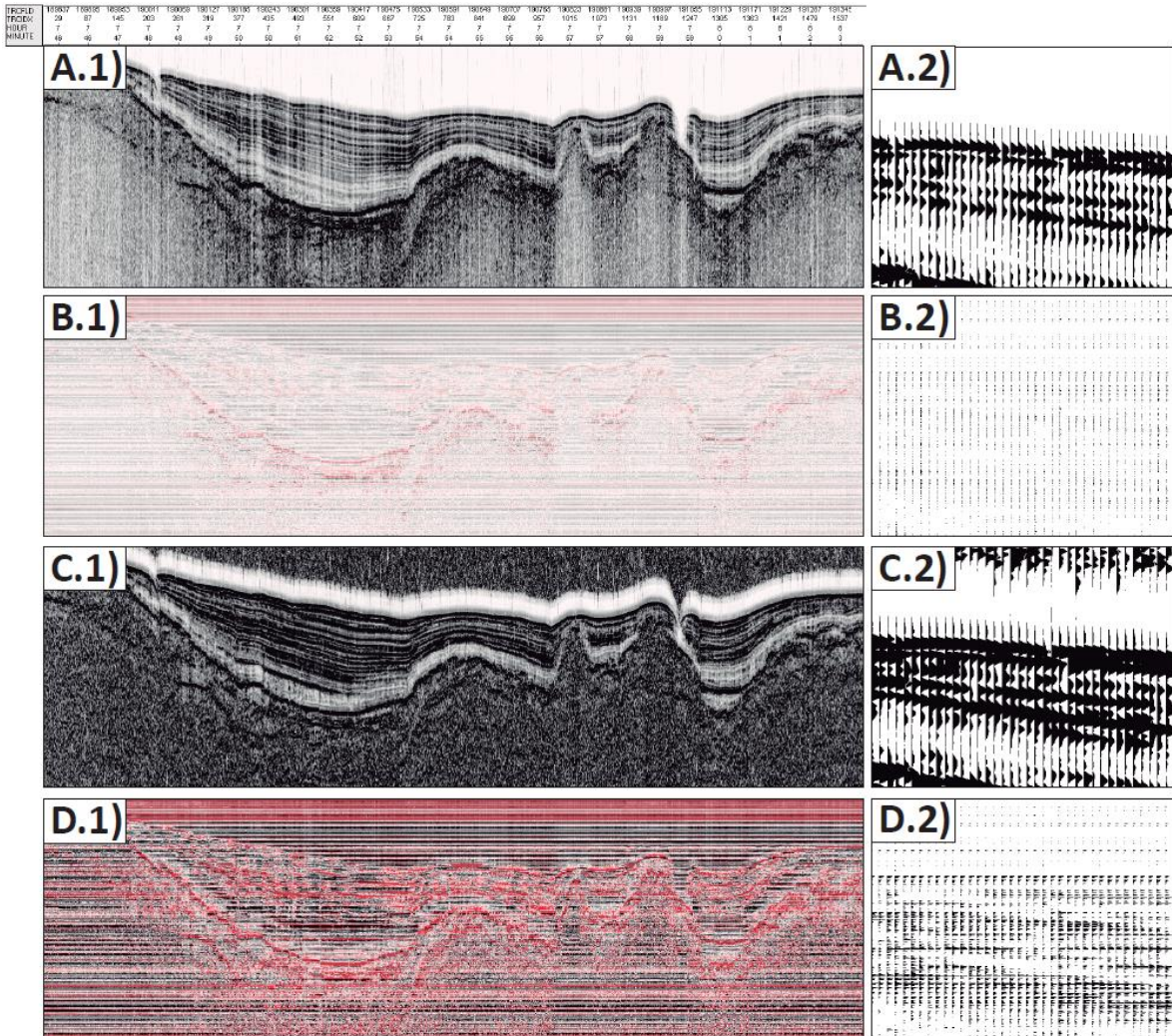


Figura 5.4: Efecto de filtros sobre los datos sísmicos con ganancia de 3. A la izquierda (columna 1) se muestra como ejemplo parte del perfil PA-NW-08 con eje horizontal de 70 [tr/cm] y vertical de 100 [cm/s]. A la derecha (columna 2) se muestran las ondas individuales (wiggles) con un eje horizontal de 3 [tr/cm] y vertical de 475 [cm/s]. A) Sin filtro. B) Filtro pasa banda F1 de 500 [Hz], F2 de 2500 [Hz], F3 de 5500 [Hz] y F4 de 7000 [Hz]. C) Filtro AGC de 5 [ms]. D) Filtro pasa banda y filtro AGC simultáneos.

Otro software utilizado fue Reflexw, el cual permitió georeferenciar cada traza en coordenadas UTM, incluir el valor de *delay* para asignar la profundidad correcta y, además, recortar y unir tramos separados para que coincidan que con las líneas definidas por el buque. El programa cuenta con distintas formas de procesamiento, pero los datos no mostraron signos de tener problemas de posicionamiento, de pérdida importante de la amplitud con el tiempo o de ruido excesivo. Esto se debe, probablemente, a que la zona de estudio involucra profundidades del orden de 200-300 [m] y que la topografía es más bien plana. De todos modos, se probaron los procesamientos *dewow*, *spectrum spikes*, *energy decay*, *remove header gain*, *static correction*, *stack traces*, *diffraction stack* y *Kirchoff*, entre otros, pero su uso tampoco logró mejorar la visualización de la estratigrafía.

Las imágenes procesadas en SeiSee 2.22 y Reflexw fueron editadas para su presentación utilizando Adobe Illustrator CC 2019. Por otro lado, las imágenes procesadas fueron exportadas al software OpendTect 6.6 para visualizar en 3D los diferentes perfiles sísmicos entrecruzados (Figura 5.5). Este procedimiento facilita la correlación de reflectores y facies sísmicas entre los distintos perfiles.

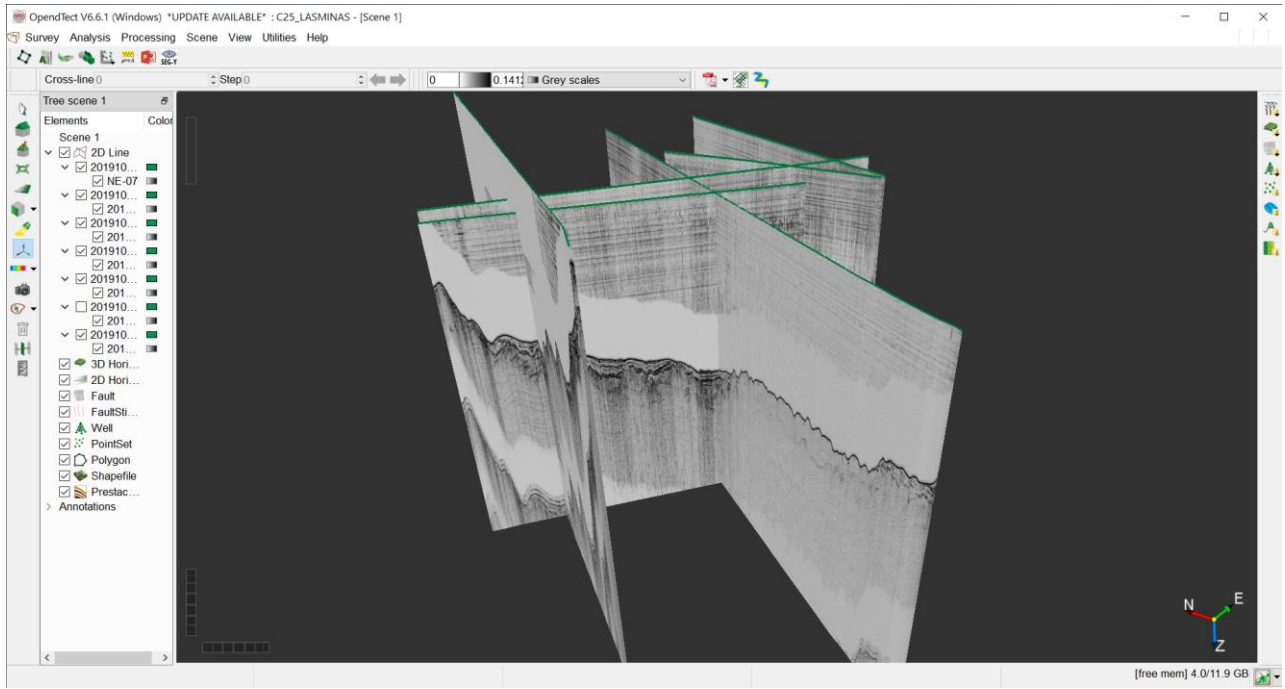


Figura 5.5: Pantalla de visualización del software Opendtect 6.6.

## 5.2.2 ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO

### *Tomografías*

Las tomografías computarizadas se realizaron en el Centro de Imagenología del Hospital Clínico de la Universidad de Chile utilizando el modelo de escáner helicoidal SOMATOM Definition Edge de Siemens. Este tipo de escáner de tercera generación posee una sola fuente de rayos X, multi-tajada (capaz de generar múltiples imágenes paralelas de secciones transversales en una única rotación), de doble energía (*Dual-Energy*) y posee 64 filas de detectores, lo que permite adquirir 128 tajadas en cada rotación y reconstruir un total de 384 tajadas equivalentes a tres rotaciones (National Institute for Health and Care Excellence [NICE], 2016). El uso de doble energía permite distinguir materiales con absorbancias similares, pero de distintas composiciones elementales, a través de la determinación de los componentes fotoeléctrico y de Compton de la atenuación (Poirot et al., 2019).



Figura 5.6: Equipo SOMATOM Definition Edge de Siemens para tomografía computarizada. Obtenida de <https://www.siemens-healthineers.com/cl/computed-tomography/single-source-ct/somatom-definition-edge>.

El equipo (Figura 5.6) consiste básicamente en una plataforma y un *gantry*: La plataforma es la zona donde se sitúa el material a analizar, en este caso los testigos de sedimento, mientras que el gantry es la parte circular que contiene el tubo de rayos X y el arreglo de detectores. Durante el funcionamiento, la plataforma se desplaza sincrónicamente a la rotación del gantry, de modo que los rayos X atraviesan la muestra transversalmente hasta alcanzar el arreglo de detectores en el lado opuesto, como se muestra en la Figura 5.7, obteniéndose valores de atenuación para cada voxel que compone la imagen.

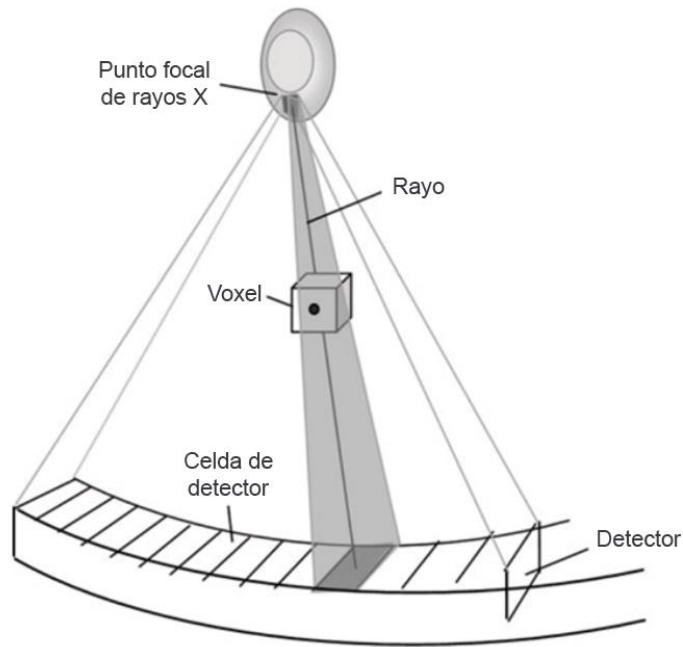


Figura 5.7: Diagrama esquemático del sistema de TC. Obtenido de Hsieh et al. (2013).

Los voltajes utilizados fueron de 120 kV para el análisis de *single energy* y de 80 kV y 140 kV para el de *dual energy*. La resolución empleada fue de 0,6 [mm], que para la medición de estos testigos en particular resultó en voxels de medidas 0,6x0,293x0,293 [mm]. Para visualizar las imágenes generadas en escala de grises, de acuerdo con los valores de atenuación en HU, se utilizó el software RadiAnt DICOM Viewer 5.5.1. A estas imágenes se les ajustó el rango de atenuación a modo de lograr un mayor contraste entre los distintos rasgos. Posteriormente, se seleccionaron imágenes de 120kV de cortes coronales (a lo largo del testigo) representativas de cada testigo y se trabajaron en Adobe Illustrator para marcar contactos, estructuras, fracturas, bioturbación y fósiles.

A partir del programa SedCT desarrollado por Reilly, Stoner y Wiest (2017) a través de códigos de MATLAB, fue posible graficar los valores de atenuación en HU respecto al largo del testigo, lo que facilita la posterior definición de facies debido a la relación lineal entre densidad y valores de atenuación (Orsi et al., 1994). El programa opera seleccionando un rango acotado de valores de atenuación que representan la moda en cada horizonte, lo que permite ignorar la influencia de fracturas y otras imperfecciones en el valor de atenuación de un nivel determinado (Reilly et al., 2017). En la Figura 5.8 se muestra la plataforma con una tomografía procesada, en la cual se muestra un corte coronal del testigo a 120kV, el gráfico de atenuación, la desviación estándar, los valores usados y la escala de grises en relación con la atenuación. Adicionalmente, se utilizó el módulo SedCTimage, el cual permite visualizar el corte coronal según el rango de atenuación deseado en escala de colores.



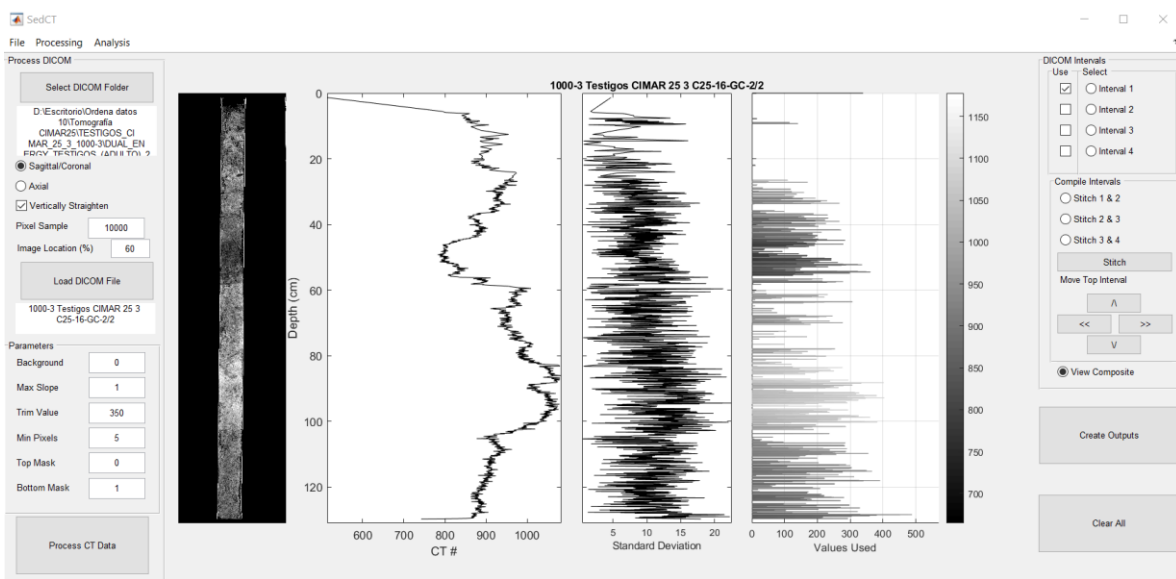


Figura 5.8: Pantalla de visualización del programa SedCT de Reilly et al. (2017). De izquierda a derecha se muestran los parámetros del procesamiento, el testigo en escala de grises, el gráfico de atenuación, la desviación estándar de los valores, los valores usados y la escala de grises de los valores HU.

Para el análisis de *dual energy* se utilizó el software PerGeos (figura 5.9), el cual cuenta con un módulo *DECT Analysis* que incluye un algoritmo basado en el trabajo de Alves et al. (2014) que, mediante relaciones lineales, permite obtener mapas de densidad  $\rho$  y de número atómico efectivo  $Z_{ef}$  y, además, gráficos del valor promedio de estos en cada nivel. Para los mapas de  $Z_{ef}$ , dado el ruido generado fuera del testigo, se utilizó un filtro que selecciona la mediana en matrices de 3x3 hasta completar el volumen total (*median filter*). Adicionalmente, el algoritmo basado en Alves et al. (2014) permite clasificar cada vóxel según el material o mineral que lo compone a partir de una base de datos de densidad  $\rho$  y número atómico efectivo  $Z_{ef}$  de 45 materiales.

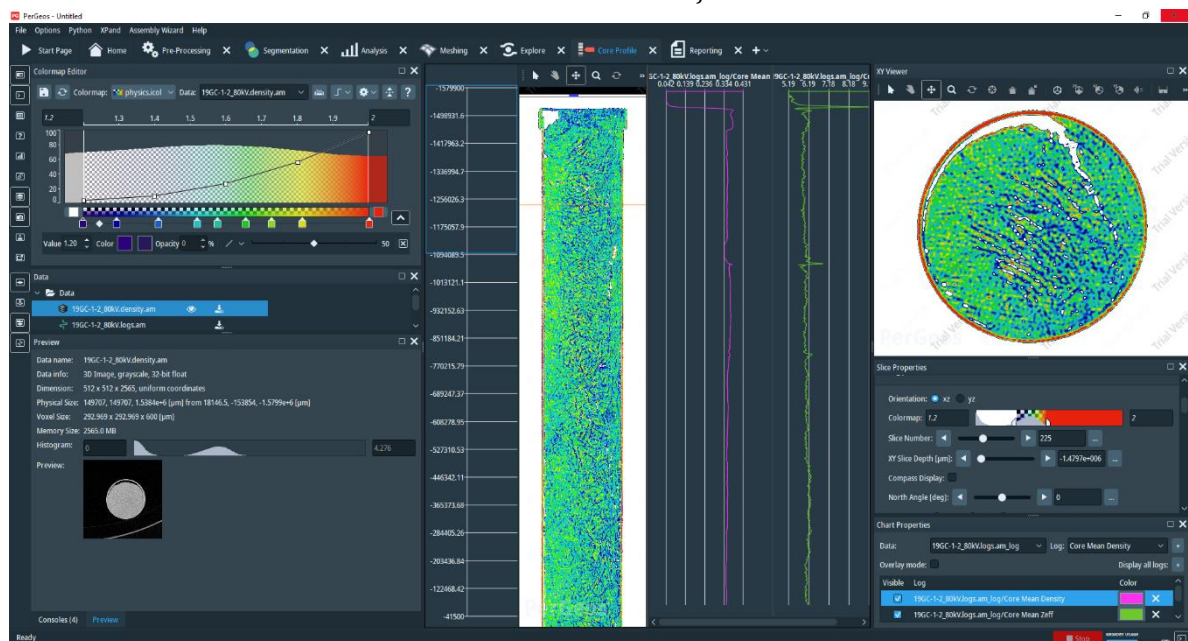


Figura 5.9: Pantalla de visualización del software PerGeos. Se muestra un mapa de densidad con su corte coronal y axial y los gráficos de densidad promedio y número atómico efectivo promedio en cada nivel.

## **Susceptibilidad Magnética**

Las mediciones de susceptibilidad magnética fueron realizadas en el laboratorio de Paleomagnetismo del Departamento de Geología de la Universidad de Chile con un Sistema de Susceptibilidad Magnética MS2C de Bartington Instruments. El sensor MS2C es de tipo bucle con una apertura en su centro, permitiendo realizar mediciones volumétricas de susceptibilidad magnética a testigos de sedimento con una alta resolución espacial.

El sensor opera con un circuito oscilador que genera un campo magnético alterno de baja intensidad (aproximadamente 80 [A/m]) al conectarse a una fuente de corriente alterna. Un material al ser expuesto a este campo  $H$  va a generar una magnetización  $M$ , que en conjunto a  $H$  va a formar una nueva densidad de flujo  $B$  según la expresión 4.5. Esta nueva densidad de flujo es dependiente de la permeabilidad magnética del espécimen y produce un cambio en la frecuencia del oscilador, cambiando a su vez la señal eléctrica. Finalmente, dado que la permeabilidad en el vacío es una constante conocida, con esta señal es posible obtener la única incógnita restante según la expresión 4.7: La susceptibilidad magnética del espécimen en el volumen estudiado.

La calibración y el establecimiento de parámetros se hace a través del software Bartsoft de Bartington, el cual se conecta con el sensor MS2C a través del medidor MS3. Las especificaciones y los datos de entrada entregados se muestran en la tabla 5.1. El sensor se dispuso sobre una mesa en conjunto con cuatro soportes de madera que tienen por objetivo mantener la posición horizontal del testigo a la altura de la abertura del sensor. Sobre el testigo se fija una cinta métrica, permitiendo medir el avance de 1 [cm] entre cada medición.

El procedimiento con cada testigo es similar. Se comienza con una medición en blanco, es decir, con el testigo lejos del sensor. Luego se realiza una medición de susceptibilidad magnética cada 1 [cm] desde los 0 [cm] hasta 3 [cm] más que el largo total del testigo, desde techo a base. Finalmente se realiza nuevamente una medición en blanco para ver si se advierte algún cambio respecto al inicio.



*Figura 5.10: Mecanismo para la medición de susceptibilidad magnética en testigos sedimentarios. Fotografía propia.*

Tabla 5.1: Parámetros utilizados y especificaciones del sensor MS2C

|  |   |
|--|---|
| <b>Diámetro de abertura</b>                      | <b>85 mm</b>  |
| <b>Diámetro interno del circuito</b>             | 93 mm   |
| <b>Precisión de calibración</b>                  | 5%  |
| <b>Tiempo de medición</b>                        | 2 s   |
| <b>Amplitud del campo aplicado</b>               | 250 $\mu$ T peak $\pm$ 10%  |
| <b>Resolución espacial</b>                       | 1 cm  |
| <b>Frecuencia de operación</b>                   | 0.565 kHz   |
| <b>Desviación a 20°C</b>                         | $<2 \times 10^{-5}$ SI, en 10 minutos después de 5 minutos de operación |
| <b>Diámetro de los testigos (sólo sedimento)</b> | 71 mm   |

### ***Descripción de testigos***

Una vez realizadas las técnicas no invasivas es necesario proceder a la apertura de los testigos para observar el sedimento dentro de ellos, poniendo especial atención en cambios de coloraciones y de texturas, presencia de estructuras sedimentarias y de materia orgánica datable. La descripción detallada en esta etapa es de suma importancia dado que el muestreo para granulometría y para dataciones que siguen a esta etapa alteran irremediablemente la disposición original del sedimento.

### **Apertura de testigos**

El procedimiento de apertura de los testigos de sedimento se realizó de la siguiente forma:

1. Se dibujan marcas a 90° de la marca realizada durante la tomografía y se repiten las marcas en la base del testigo. Es a través de estas marcas por donde se procederá a cortar el tubo de plástico, permitiendo correlacionar fácilmente lo visto en directo con lo que se registra en las imágenes tomográficas.
2. Se ubica el testigo dentro de una plataforma de madera similar a una caja de dimensiones ligeramente mayores al testigo, especialmente diseñada para contenerlo. La plataforma se sitúa sobre una mesa, a la cual se adhiere a través de unas prensas evitando su desplazamiento durante la operación de corte. El testigo se dispone con una de las marcas recién realizadas hacia arriba y el techo tocando el borde de madera que se encuentra paralelo a la tapa.

3. Utilizando elementos de seguridad básicos como guantes y lentes, con una sierra eléctrica se procede a cortar el testigo en sentido longitudinal a una velocidad lenta y constante. Esto se realiza con ayuda de una tabla guía encajada a la plataforma, regulando la profundidad de la sierra de tal modo que sólo se corte el plástico y no el sedimento en su interior.
4. Una vez que se ha cortado uno de los lados, sin sacar el testigo de la plataforma, se procede a girarlo en 180° de forma que las marcas del lado contrario se vuelvan visibles. Se repite el paso anterior.
5. Con ambos lados cortados y evitando sacar el testigo de la plataforma, se rota de modo que el plano de corte quede de forma horizontal.
6. Entre dos personas, se levanta el testigo de la plataforma y, manteniendo su posición, se acomoda sobre tacos de madera. Si es necesario, usando una esponja se limpian los bordes de restos de PVC o de sedimento que se haya perdido.
7. Con la sierra eléctrica, se procede a cortar las tapas del testigo en el mismo plano que los bordes del tubo.
8. Para asegurar que el tubo esté completamente dividido, con ayuda de un cuchillo se cortan los bordes que aún no se encuentren totalmente separados.
9. Para empezar a dividir el sedimento dentro del tubo se desliza un alambre desde el techo hasta la base, formando un ángulo agudo entre el alambre y el largo del testigo. En caso de toparse con un obstáculo, se realiza la misma operación pero desde la base hacia el techo.
10. Se toma el testigo y se gira de modo que el plano de corte quede perpendicular a la mesa en la cual se está trabajando. Luego, se deja caer el testigo desde una altura de no más de 10 [cm] con respecto a la mesa de modo que el golpe termine de separar el sedimento y se visualicen las dos mitades.
11. Utilizando espátulas se aplanan la superficie de ambas mitades, teniendo cuidado de no arrastrar sedimento a lo largo del testigo e ir limpiándolas cada vez que se pase a otro nivel estratigráfico. Las sobras que queden en la espátula se van descartando.
12. Se observan las características de ambas mitades y se selecciona una para descripción y muestreo. La otra queda almacenada como archivo.
13. Para almacenar la muestra y el archivo, se envuelve cada uno en alusa o papel film, teniendo cuidado de etiquetar claramente el nombre del testigo, el uso de cada mitad y el techo y la base. Luego son guardados horizontalmente dentro de refrigeradores a aproximadamente 6°C.

## Descripción de testigos

1. Sobre una plataforma de madera sobre una mesa se sitúa la mitad muestra del testigo y se posiciona de forma que su techo coincida con los 0 [cm] de una regla fija a la mesa.
2. Se toman fotografías a distintos tramos del testigo para finalmente obtener una sola imagen de alta resolución.
3. Se posiciona el gráfico a escala real de la susceptibilidad magnética junto con el testigo (Figura 5.11). Idealmente se realiza lo mismo con las imágenes tomográficas, pero para esta ocasión no fue posible.
4. Se procede a la descripción misma, completando la información de la Figura 5.12.
  - Se identifica la muestra a través del código de testigo, la sección, su largo, las coordenadas y la profundidad del punto de extracción. También se indica la fecha y el nombre de quien describe.
  - En la primera columna se estima el porcentaje de recuperación de sedimento en distintos tramos de la muestra. Esto va ligado a la cuarta columna en la que se señala si existe o no perturbación del sedimento.
  - En base a diferencias de color y de textura visibles se definen tramos para ser descritos. Para determinar la granulometría se extrae una pequeña muestra en una placa petri con agua y se infiere un tamaño utilizando el tacto. El color se determina comparando la muestra con el Sistema Munsell de Colores de Roca, obteniéndose un nombre y un código preciso.
  - En cada tramo se señala además su longitud, la presencia de estructura sedimentarias, materia orgánica o material carbonático y su disposición respecto al largo del testigo. En caso de haber un cambio relevante, se mencionan los cambios en la susceptibilidad magnética.

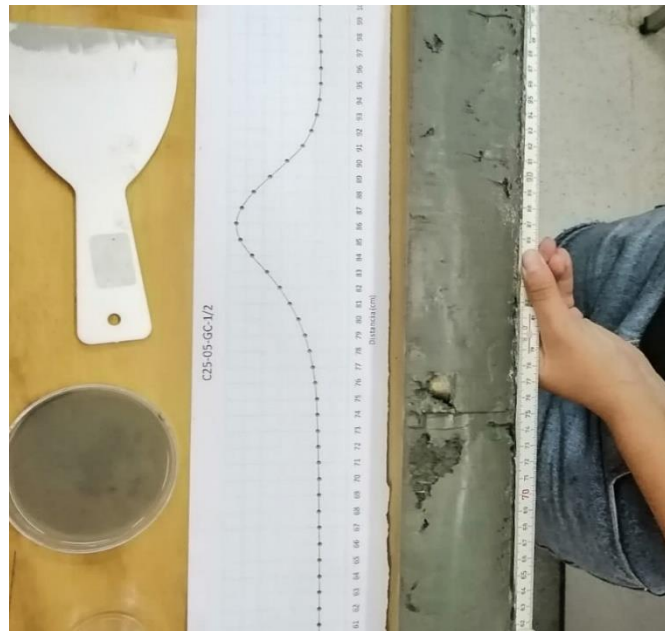


Figura 5.11: Proceso y principales herramientas para la descripción de testigos. Fotografía propia.

| CORE: C25-19-GC  |              | Core Description Sheet |            |                    |                       | Section: 1/2             |
|------------------|--------------|------------------------|------------|--------------------|-----------------------|--------------------------|
| LENGTH: 304,1 cm |              |                        |            |                    |                       | Section Length: 149,5 cm |
| Lat              | Long         | Water depth            | Date       | Describer          |                       |                          |
| 41 01 758,0658   | 37 0997,581  |                        | 10-01-2020 | GABBY              |                       |                          |
| cm               | Recovery (%) | Graphic Lithology      | grain size | Coring Disturbance | sed. struct./ fossils | Samples                  |
| 0-10             | 100%         |                        |            |                    |                       |                          |
| 10-20            | 99%          |                        |            |                    |                       |                          |
| 20-30            |              |                        |            |                    |                       |                          |
| 30-40            |              |                        |            |                    |                       |                          |
| 40-50            | 95%          |                        |            |                    |                       |                          |
| 50-60            |              |                        |            |                    |                       |                          |
| 60-70            |              |                        |            |                    |                       |                          |
| 70-80            |              |                        |            |                    |                       |                          |
| 80-90            | 98%          |                        |            |                    |                       |                          |
| 90-100           |              |                        |            |                    |                       |                          |
| 100-110          |              |                        |            |                    |                       |                          |
| 110-120          |              |                        |            |                    |                       |                          |
| 120-130          | 95%          |                        |            |                    |                       |                          |
| 130-140          |              |                        |            |                    |                       |                          |
| 140-150          | 90%          |                        |            |                    |                       |                          |

15.0m  
15.1 m según M.S.

C  
Eve  
SM  
B  
A  
E

Aracilla limosa

cm

0-8: Arcilla limosa (con escaso contenido de limo) de color GLEY 1-56Y-3/1 (gris verdoso muy oscuro). Parece tener una muy pequeña proporción de arena muy fina (lo que podría explicar el alto valor de SM en ese tramo). Se distinguen niveles levemente más oscuros (materia orgánica)

10,5: Minifragmentos de concha (se salieron al muestrear)

8-20: "lentes" oscuras más marcadas (materia orgánica). Arcilla limosa, color similar a tramo anterior.

20-48: Además de las pequeñas arenas más oscuras se distinguen pequeñas tramas de color más claro (arcilla más pura) en tramo 20-34. Arcilla arenosa (se prueba arena fina además del limo y conchudo con inyección en SM)

48-138: Arcilla limosa de color GLEY 1-56Y-3/1 (gris verdoso muy oscuro). Se distinguen "lentes" de color más oscuro (materia orgánica). SM varía en  $1 \times 10^{-4}$  (m<sup>3</sup>/kg) (no se ve reflejado visualmente, por lo que se asume similar).

138-149,5: Arcilla limosa con arena muy fina de color GLEY 1-56Y-3/1 (gris verdoso muy oscuro). Visualmente se ve una textura más gruesa (aunque podría deberse a una mezcla con PVC?). Contiene fragmentos de corchita (ver abajo)

142: Minifragmentos de concha en testigo nuevo y una entera en el testigo archivo

142.6: Fragmento triangular de 6 mm de corchita

Encontrados después:  
49.3: Tres fragmentos de corchita  
58: Dos valvas de 13 mm.  
13.5: Pedruzco de bivalvo de 12 mm de largo.

Figura 5.12: Planilla de descripción de testigos utilizada. Ejemplo de la sección 19GC-1-2.

#### 4.2.3.4 Granulometría láser

De forma posterior a la apertura y descripción visual de los testigos, se procedió a la etapa de muestreo para granulometría. Se extrajeron muestras de aproximadamente 1,5 [cm<sup>3</sup>] cada 2 [cm] de largo del testigo (Figura 5.13), obteniéndose finalmente 76 muestras para la sección 16GC-1-2, 62 para la sección 16GC-2-2, 76 para la sección 19GC-1-2 y 45 para la sección 19GC-2-2 que sólo pudo ser completada hasta los 88 [cm] de un largo total de 155 [cm].

El material se extrajo con espátulas metálicas delgadas y se depositó en vasos con agua donde el volumen total no superaba los 150 [ml]. Para homogeneizar la mezcla se agregó aproximadamente 1 [cm<sup>3</sup>] de hexametáfosfato de sodio, que actúa como defloculante de arcillas, y se revolvió la mezcla con ayuda de la espátula metálica para disgregar los cúmulos visibles. El defloculante se dejó actuar durante 48 [hrs], período dentro del cual se volvió a revolver la mezcla para favorecer la disgregación.



Figura 5.13: Extracción de muestras de sedimento para granulometría láser. Fotografía propia.

Una vez preparadas las muestras, se procedió a utilizar el granulómetro láser Malvern Mastersizer 2000 (Figura 5.14) en el Laboratorio de Sedimentología del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. El granulómetro requiere una pequeña porción representativa de la muestra preparada, para lo cual se utiliza un agitador magnético y un imán con el objetivo de formar un vórtice en el vaso precipitado. Luego, con una pipeta se extrajo parte del líquido, procurando hacerlo a la mitad de su profundidad y a la mitad del radio, para depositarlo inmediatamente en la unidad de dispersión del aparato. Este procedimiento se repitió hasta alcanzar una obscuración entre 10% y 20%, procurando alcanzar un 15%.

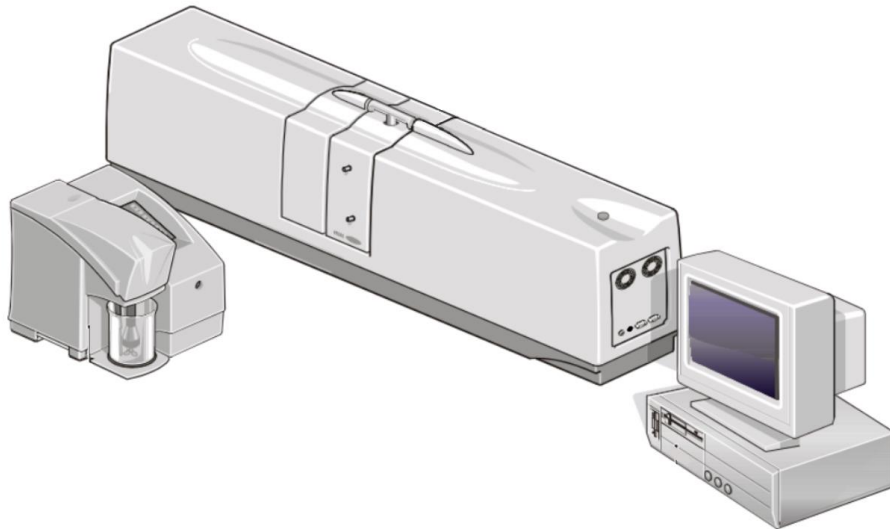


Figura 5.14: Diagrama del equipo de granulometría láser Malvern Mastersizer 2000. Obtenido del manual del usuario Malvern Mastersizer 2000.

El equipo obtiene los patrones de dispersión del láser al pasar a través de las partículas de sedimento a través de un arreglo de detectores, que implican la medición tanto del ángulo como la intensidad de la luz dispersada (ver Figura 5.15). Utilizando la teoría de Mie, el software del equipo es capaz de calcular el tamaño de las partículas bajo la asunción de que todas ellas son esféricas, es decir, entrega el diámetro de una esfera cuyo patrón de dispersión es idéntico al registrado. Finalmente, el software entrega un gráfico de distribución volumétrica de los tamaños de grano calculados.

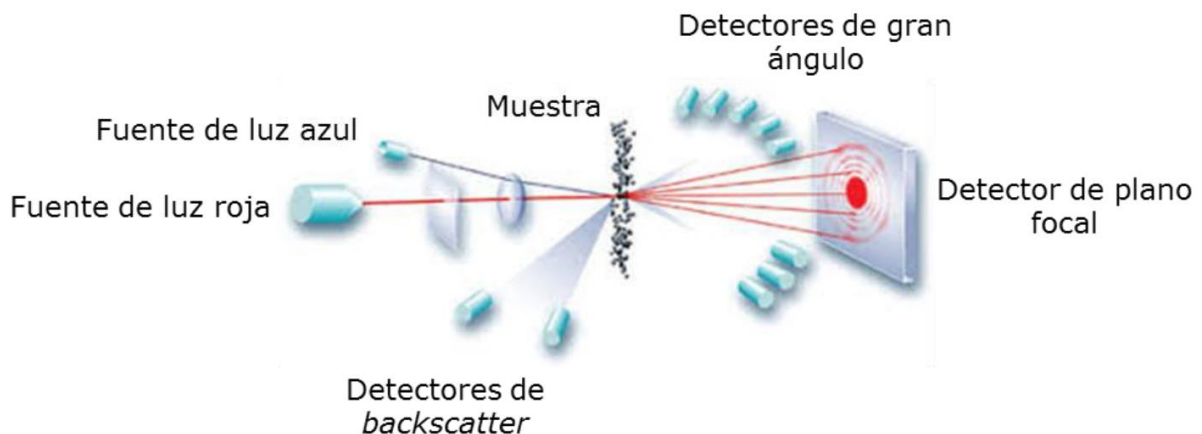


Figura 5.15: Principio de la difracción láser para la obtención de granulometría. Imagen de Malvern Instruments editada por Montiel (2020).



## 6. RESULTADOS

### 6.1 RECOPIACIÓN DE DATOS FLUVIOMÉTRICOS

La Dirección General de Aguas (DGA) cuenta con datos de caudal del río Las Minas, medidos en la estación Bocatoma Sendos, desde el día 7 de junio de 1982 (Figura 6.1). Para efectos de este trabajo, se consideró la información hasta el día 5 de junio de 2020 y el caudal promedio de todo el período corresponde a 0,93 [m<sup>3</sup>/s]. No obstante, existen diversos tramos temporales con escasa o nula información, incluyendo la fecha del aluvión histórico de 9 de mayo de 1990, lo que puede llevar a subestimar el caudal. De hecho, la Figura 6.1 sólo evidencia uno de los eventos históricos (el último) que corresponde al máximo valor alcanzado en el gráfico, sin embargo, refiere al día siguiente del evento principal y es menor al máximo señalado en el informe de la ONEMI (2012).

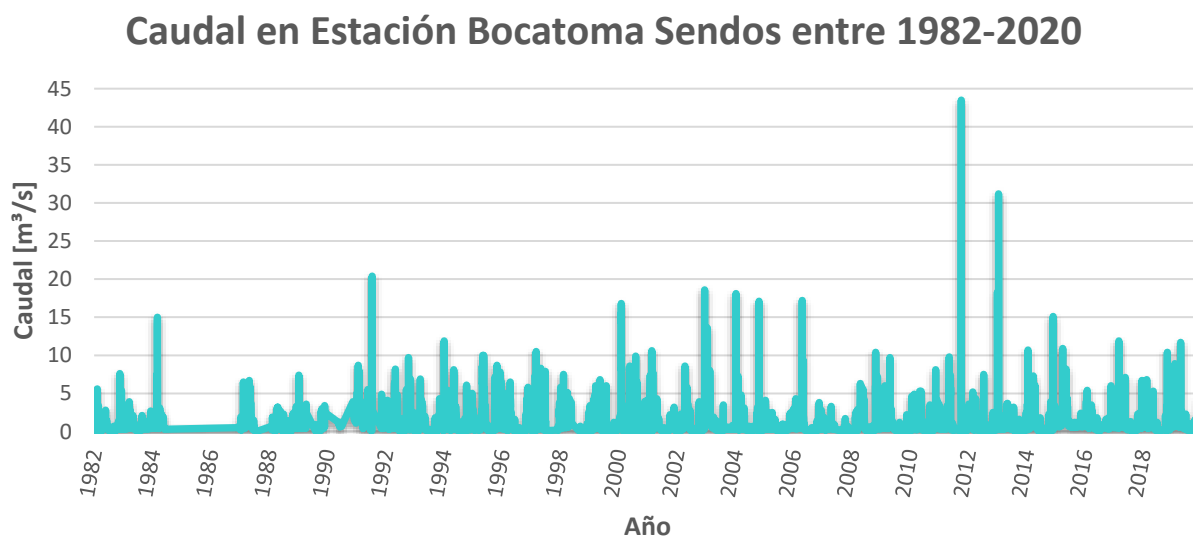


Figura 6.1: Caudal diario del río Las Minas en Bocatoma Sendos. Elaboración propia a partir del portal web Información Oficial Hidrometeorológica y de Calidad de Aguas en Línea de la DGA.

En 1990 (Figura 6.3) se tienen datos hasta el día 7 de mayo, dos días previos al aluvión, y se vuelve a tener datos el día 25 de octubre, de modo que el caudal máximo de ese año es poco representativo del evento. En 2012 (Figura 6.2), en cambio, existe un registro completo dentro del cual destaca el caudal de 43.5 [m<sup>3</sup>/s] registrado el día 12 de marzo, que corresponde además al valor más alto detectado en la estación. Sin embargo, este valor discrepa del gráfico presentado en el informe de ONEMI (2012), también procedente de datos de la DGA, donde el valor máximo alcanzado es de 67.3 [m<sup>3</sup>/s] pasadas las 22 horas del día 11 de marzo.

### Caudal 1990 en río Las Minas estación Bt. Sendos

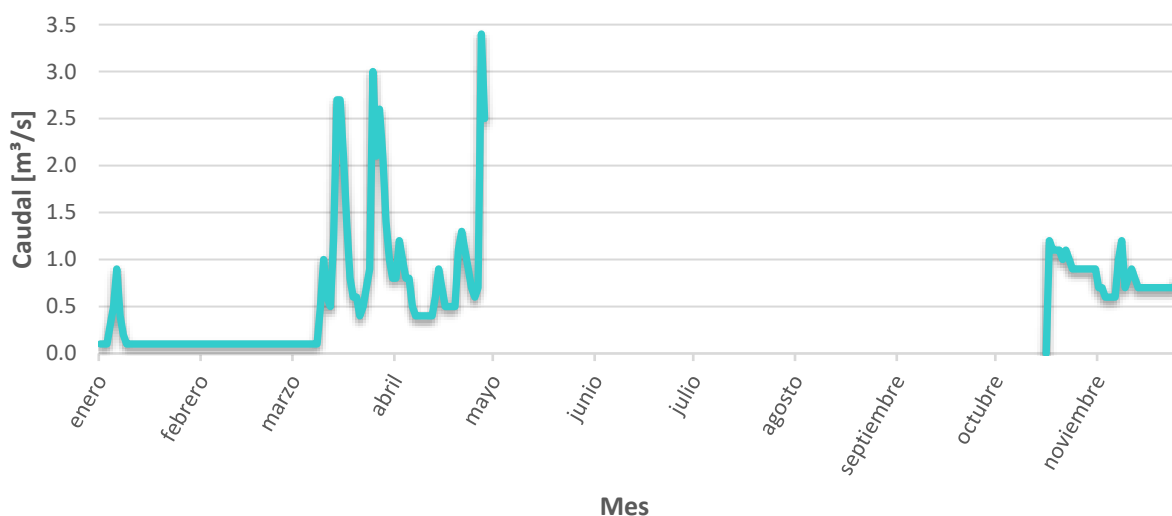


Figura 6.3: Caudal del río Las Minas el año 1990 en estación Bocatoma Sendos. Elaboración propia a partir del portal web Información Oficial Hidrometeorológica y de Calidad de Aguas en Línea de la DGA.

### Caudal 2012 en río Las Minas estación Bt. Sendos

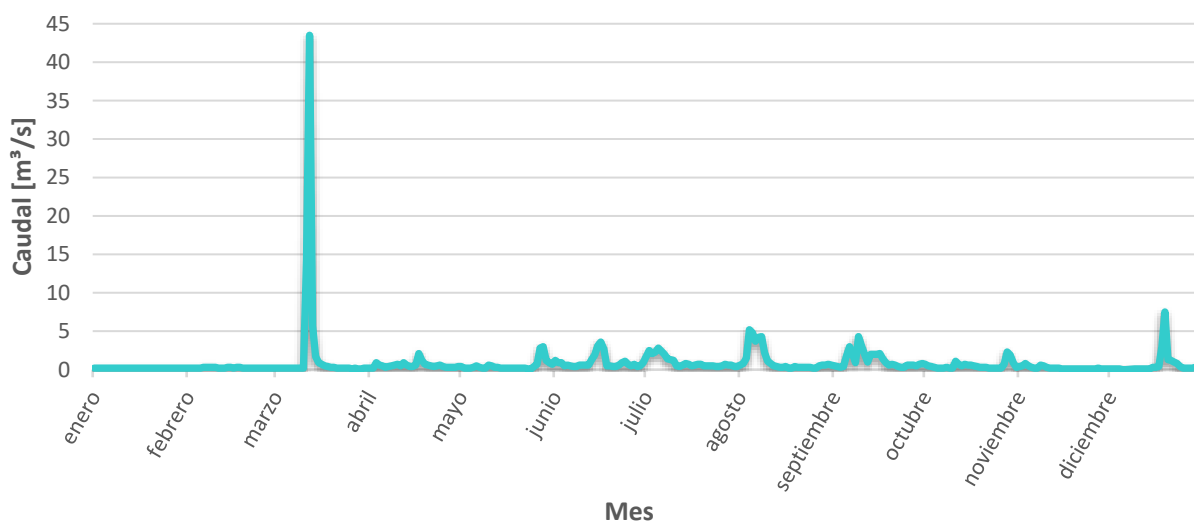


Figura 6.2: Caudal del río las Minas el año 2012 en estación Bocatoma Sendos. Elaboración propia a partir del portal web Información Oficial Hidrometeorológica y de Calidad de Aguas en Línea de la DGA.

La base de datos de la DGA también cuenta con un reporte de sedimentos para el río Las Minas en la misma estación anterior (Figura 6.4), en el que se exhiben valores de sedimento suspendido<sup>21</sup> desde el 4 de marzo de 1994 hasta el 30 de julio de 2018. Este registro tampoco cubre el período completo y es notoria la ausencia de datos cercanos al evento aluvional del 2012, dado que entre el 27 de enero y 28 de marzo de ese año no hay información. Se solicitaron a la DGA los datos de este período o el motivo de ausencia, pero la respuesta fue que no hay datos en el período consultado.

### Sedimento suspendido en río Las Minas Estación Bt. Sendos

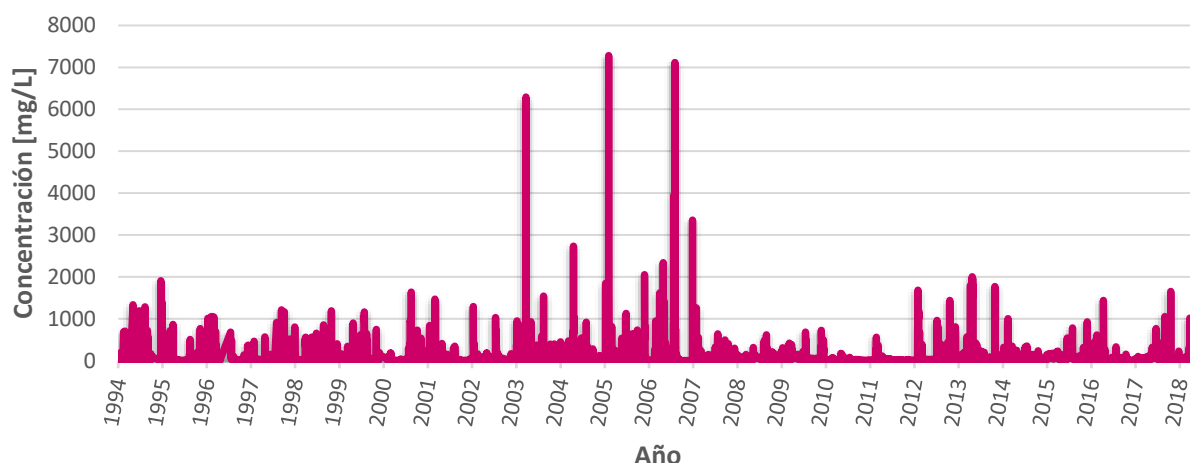


Figura 6.4: Valores diarios de sedimento suspendido en río Las Minas en el período 1994-2018 en estación Bocatoma Sendos. Elaboración propia a partir del portal web Información Oficial Hidrometeorológica y de Calidad de Aguas en Línea de la DGA.

Tabla 6.1: Estadística de los valores diarios de sedimento suspendido en río Las Minas en el período 1994-2018 registrado en estación Bocatoma Sendos. Elaboración propia a partir del portal web Información Oficial Hidrometeorológica y de Calidad de Aguas en Línea de la DGA.

| Medidas             | Valor [mg/L] | Valor [Kg/m <sup>3</sup> ] |
|---------------------|--------------|----------------------------|
| Promedio            | 81.59        | 0.081                      |
| Mediana             | 22.08        | 0.022                      |
| Mínimo              | 0.16         | 1.6E-4                     |
| Máximo              | 7281.49      | 7.281                      |
| Desviación estándar | 258.49       | 0.258                      |

<sup>21</sup> La base de datos señala la “concentración [mg/L]” de sedimento, que se asume que corresponde a la carga de sedimento suspendido.

La información se puede contrastar con lo expuesto en el informe de CADE-IDEPE (2004), el cual señala un rango de sólidos suspendidos de 5 a 473 [mg/L] medidos en la misma estación, muy diferente a los valores de la base de datos de la DGA (Tabla 6.1) donde hay 202 valores superiores a 473 [mg/L]. También se podría esperar una pequeña variación con respecto a la desembocadura, pero, si bien existe una estación en la desembocadura, no hay datos disponibles en el portal de la DGA. No obstante, en el informe mencionado se alude a un muestreo puntual desarrollado por los mismos en primavera de 2003, donde se obtuvo una concentración de 188 [mg/L] en la desembocadura. Adicionalmente, se cita el estudio de GSI Ingenieros desarrollado entre 1999 y 2000, en el cual la concentración de sólidos suspendidos 30 [m] antes de la desembocadura es de 102 [mg/L].

## 6.2 BQART Y OTROS MODELOS DE DESCARGA FLUVIAL

El modelo BQART se utiliza para estimar el flujo de sedimento de un río, considerando los diferentes parámetros explicados en el capítulo 4. En la Tabla 6.2 se muestran los valores asignados para los distintos factores de la expresión 4.1 y las fuentes de información que llevaron a ese valor. La expresión 4.3 le asignó al parámetro  $I$  un valor de 1 debido a que la cobertura de hielo  $A_g$  en el área es de 0%. El factor  $L$  tiene un valor de 2 dado que los autores del modelo lo asignan a cuencas con rocas sedimentarias, sedimento no consolidado o depósitos aluviales. Por su parte, a  $T_E$  se le dio un valor de 0 - 0.1 dado que existe una bocatoma que puede atrapar parte del sedimento, no obstante, es una obra pequeña. Considerando una densidad poblacional de 3280 [hab/km<sup>2</sup>] según los datos del censo de 2017 (Instituto Nacional de Estadísticas [INE], 2019) y el PIB<sup>22</sup> regional de la región de Magallanes de US \$1115 mil (Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo [PNUD], 2018), al factor  $E_H$  se le asigna un valor de 0.3. Con las cifras mencionadas, se obtiene un factor  $B$  equivalente a 0.54 – 0.6.

Finalmente, al evaluar el factor  $B$  junto el caudal promedio anual  $Q$ , el área de la cuenca  $A$ , el relieve  $R$  y la temperatura promedio anual  $T$  señaladas en la Tabla 6.2, se obtiene un flujo de sedimento  $Q_S$  en el rango  $2.877 \times 10^{-3}$  -  $3.149 \times 10^{-3}$  [MT/año] o bien **2877 - 3149 [ton/año]**. Al normalizar este valor por el área de drenaje se obtiene la carga de sedimento normalizada  $Y_S$  igual a **51.1 – 53.9 [ton/km<sup>2</sup>año]**, comparable a otras cuencas.

---

<sup>22</sup> En realidad, los autores utilizan el Producto Nacional Bruto (GND), pero este equivale al PIB descontando la diferencia entre las rentas primarias generadas fuera del territorio nacional y las rentas primarias generadas en el interior del país pero percibida por extranjeros no residentes.

Tabla 6.2: Valores de los parámetros del modelo BQART a utilizar en el caso del río Las Minas.

| Parámetro | Valor                         | Fuente                             |
|-----------|-------------------------------|------------------------------------|
| $\omega$  | 0.0006                        | Syvitski y Milliman (2007).        |
| $B$       | $A_g$                         | 0%                                 |
|           | $I$                           | 1                                  |
|           | $L$                           | 2                                  |
|           | $T_E$                         | 0                                  |
|           | $E_H$                         | 0.1                                |
| $Q$       | 0.0285 [km <sup>3</sup> /año] | Harambour, F. (2013)               |
|           | 0.0268 [km <sup>3</sup> /año] | CADE-IDEPE (2004)                  |
| $A$       | 61.6 [km <sup>2</sup> ]       | CADE-IDEPE (2004)                  |
|           | 53.4 [km <sup>2</sup> ]       | DEM SRTM 2019 de resolución 30 [m] |
| $R$       | 0.583 [km]                    | Visualización DEM ALOS-PALSAR 2019 |
| $T$       | 6.4°C                         | Climate-data (2020)                |

Al utilizar el modelo de Mulder y Syvitski (1995), evaluando los datos disponibles de los aluviones más recientes, es posible inferir el tipo de flujo generado (hipopical, homopical o hiperpical) en cada uno y así inferir la forma y extensión del depósito. Al evaluar el nomograma de la Figura 4.20 con los valores de la Tabla 6.3 se obtiene un valor  $b$  de 1.5 - 1.6, donde 1.5 es el límite de la clasificación de río moderadamente limpio y limpio según la Tabla 4.3. Finalmente, al utilizar estos valores junto con los de la Tabla 6.3 en la expresión 4.4 se obtiene un rango de concentraciones  $C_{S_{flood}}$  de **26.99 – 57.07 [Kg/m<sup>3</sup>]**.

Tabla 6.3: Valores a utilizar en la expresión de concentración de sedimento durante eventos extremos de Mulder y Syvitski (1995).

| Parámetro   | Valor                      | Fuente   |
|-------------|----------------------------|--|
| $Q$         | 0.905 [m <sup>3</sup> /s]  | Harambour, F. (2013)                               |
|             | 0.850 [m <sup>3</sup> /s]  | CADE-IDEPE (2004)                                  |
| $Q_{flood}$ | 67,3 [m <sup>3</sup> /s]   | ONEMI (2011)                                       |
|             | 43.5 [m <sup>3</sup> /s]   | Base de datos DGA                                  |
| $\bar{C}$   | 0,081 [Kg/m <sup>3</sup> ] | Promedio sedimento suspendido de base de datos DGA |

## 6.3 SISMOESTRATIGRAFÍA

El análisis sismoestratigráfico se realiza sobre la línea PA-NW-08 que contiene los testigos 16 y 19 (Figura 6.6), las líneas paralelas más cercanas (PA-NW-07 y PA-NW-09, Figura 6.7 y Figura 6.8), las líneas perpendiculares más cercanas (PA-NE-05 y PA-NE-06, Figura 6.9 a Figura 6.12) y la línea PA-NS-01 (Figura 6.13), que se encuentra cercana al testigo 19.

### 6.3.1 TOPOGRAFÍA SUBMARINA

A partir de los perfiles sísmicos es posible distinguir algunas características batimétricas del lecho marino. Los perfiles NW-NE, subparalelos a la dirección del río Las Minas, muestran un claro aumento de la profundidad hacia el NE, desde 75 [mbnm] hasta alrededor de los 150 [mbnm]. Los perfiles NE-SW, perpendiculares al río y a la costa de la ciudad de Punta Arenas, disminuyen su profundidad hacia el SW, donde se aproximan a la desembocadura del río Tres Brazos. Además de estas tendencias generales, algunos de los perfiles exhiben montículos de 200 – 400 [m] de ancho y altura de 15-25 [m]: PA-NW-07, PA-NW-08, PA-NW-09, PA-NE-05 y PA-NE-06.

#### *Perfiles PA-NW*

Respecto a los perfiles paralelos al río, el perfil PA-NW-07 exhibe una topografía suave con una pendiente máxima de  $1,7^\circ$  en el tramo inicial, pero hacia el SE adquiere pendientes de  $0,45^\circ$  y  $0,09^\circ$ . El perfil PA-NW-08 presenta una fuerte depresión a los 1000 [m] de tramo con una pendiente que alcanza los  $9^\circ$ , no obstante, hacia el SE adquiere pendientes de  $0,45^\circ$  y  $0^\circ$ . Por su parte, el perfil PA-NW-09 alcanza una pendiente máxima de  $4^\circ$  en sus primeros 500 [m] y la horizontal a los 5300 [m].

#### *Perfiles PA-NE*

El perfil PA-NE-05, en su límite SW, alcanza una plataforma horizontal de 20 [m] de profundidad que hacia el NE continua como una pendiente de  $4^\circ$  por 400 [m]. Siguiendo hacia el NE por el mismo perfil, la pendiente tiende a disminuir hasta alcanzar una configuración subhorizontal a los 5500 [m]. El perfil PA-NE-06 posee una plataforma en su extremo SW cercana a los 60 [mbnm] y de 1100 [m] de largo. Luego de un salto topográfico hasta los 75 [mbnm] se distingue una topografía más irregular, aunque de pendiente global  $0,2^\circ$ , que hacia el NE se vuelve más regular y horizontal.

#### *Perfil PA-NS*

El perfil PA-NS-01 muestra una batimetría regular y más bien horizontal, con una profundidad cercana a los 160 [mbnm]. Posee un montículo, pero no tiene las características de ancho y altura que comparten los otros perfiles.



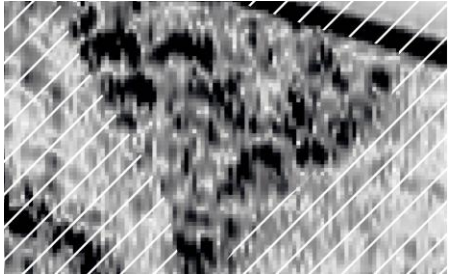
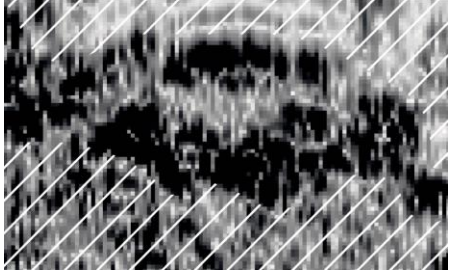
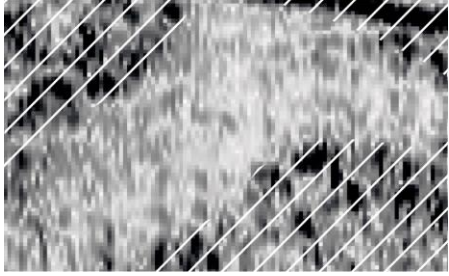
### 6.3.2 FACIES SÍSMICAS

En base a la geometría, espesor, amplitud y continuidad de los reflectores en los perfiles estudiados se definieron once facies sísmicas (Tabla 6.4). La nomenclatura utilizada corresponde a la utilizada por Batchelor, Dowdeswell y Pietras (2013), Montelli et al. (2017), Montiel (2020) y Avendaño (2020) con el propósito de facilitar la comparación con trabajos anteriores. Zonas con presencia de múltiplos o artefactos notorios dentro de los perfiles se excluyeron de la definición de facies.

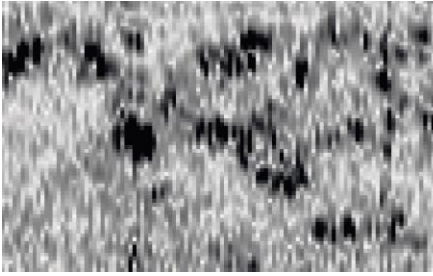
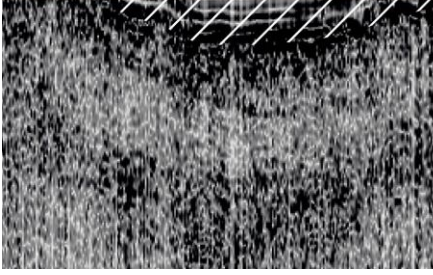

Tabla 6.4: Definición de facies sísmicas para los perfiles estudiados.

| Facies | Ejemplo sísmico | Descripción  |
|--------|-----------------|--|
| Si     |                 | <p>Alternancia de reflectores de amplitud alta, media y baja de espesores relativamente similares (0.15 – 0.61 TWT). Son coherentes y paralelos entre en sí y con la superficie. Algunos de los reflectores de esta facies tienden a acuñarse.</p>   |
| Sii    |                 | <p>Alternancia de reflectores de amplitud alta, media y baja de espesores relativamente similares (0.15 – 0.50 TWT). Son coherentes pero en menor medida que la facies Si.</p>   |
| Siii   |                 | <p>Alternancia de reflectores de baja y media amplitud. Los reflectores de baja amplitud poseen un espesor aparentemente mayor (0.23 – 1.30 TWT). Son coherentes y paralelos entre sí. Algunos de los reflectores tienden a acuñarse, aunque de forma menos visible que en la facies Si.</p> |
| Siv    |                 | <p>Alternancia de reflectores de media amplitud. Poseen un espesor de 0.53 - 1.64 TWT. Son coherentes y paralelos entre sí y las facies suprayacentes. Algunos de los reflectores tienden a acuñarse, aunque de forma menos visible que en la facies Si.</p>                                 |

TIPO S

|        | Facies | Ejemplo sísmico   | Descripción   |
|--------|--------|---|---|
| TIPO S | Sv     |    | <p>Alternancia de reflectores de amplitud alta, media y baja, donde los de alta amplitud poseen el mayor espesor aparente (hasta 0.90 TWT). Los reflectores son subparalelos entre sí. Algunos de los reflectores tienden a acuñarse.</p> |
|        | Svi    |    | <p>Reflectores paralelos de alta amplitud y gran espesor (1.20 TWT) rodeando a un reflector de amplitud y espesor menores.</p>  |
| TIPO M | Mi     |   | <p>Reflectores de amplitud alta y media de apariencia pseudo-caótica. Se distinguen tramos cortos con reflectores coherentes y paralelos entre sí que se distribuyen formando montículos.</p>   |
|        | Mii    |  | <p>Reflectores de alta amplitud, gran espesor (0.60-0.97 TWT) y forma irregular rodeando un reflector irregular de menor amplitud. Geometría monticular.</p>  |
| TIPO T | T      |  | <p>Reflectores de baja amplitud, semi-transparentes, de apariencia caótica.</p>   |



| Facies                             | Ejemplo sísmico  | Descripción   |
|------------------------------------|--|---|
| <b>TIPO C</b><br><br><b>C</b>      |   | <p>Reflectores de amplitud alta y media de forma irregular, dispuestos de forma más bien caótica.</p>                             |
| <b>TIPO I</b><br><br><b>I</b>      |   | <p>Reflectores de alta amplitud dispuestos de forma irregular pero coherente.</p>   |
| <b>ARTEFACTO</b><br><br><b>---</b> |  | <p>Zona con artefactos subhorizontales y por traza. Se puede observar desde los 130 TWT o bajo los 280 TWT. No se interpreta.</p> |

### 6.3.3 UNIDADES SÍSMICAS

A partir del análisis de las líneas sísmicas seleccionadas se definieron cuatro unidades sísmicas que se ven presentes en los seis perfiles y una unidad que sólo se muestra en la zona más alta del perfil PA-NE-05 (Figura 6.10).

- **Unidad I (rosado)**

La unidad I se compone, en su mayor parte, de reflectores subparalelos de las facies Si y Sii, aunque en zonas más superficiales (profundidades menores a 100 [mbnm]) puede perder este rasgo y mostrarse como Mi. Se observa en la superficie del lecho marino de gran parte del área de estudio, en parte erosionada, y alcanza espesores de hasta 17 [m] en zonas bajo los 140 [mbnm]. Estas variaciones se relacionan con el relleno de bajos topográficos, de modo que la batimetría tiende a suavizarse. Posee un contacto inferior mayormente concordante con la unidad II, aunque algunas áreas cercanas a altos topográficos revelan discordancias. Lateralmente se ve limitada por altos topográficos (montículos) o truncada. En general, los reflectores se muestran como capas alternantes de amplitudes altas, medias y bajas de espesores similares que no superan los 0.61 [TWT], algunos de ellos claramente acuñados. En PA-NE-06 y PA-NW-08 se distinguen pequeñas fallas normales actuando sobre las capas de esta unidad.

- **Unidad II (amarillo)**

La unidad II se compone de reflectores subparalelos de las facies Siii, Siv, Sv y, en algunas zonas, de la facies T y C. Se encuentra en toda el área de estudio a partir de los 50 [mbnm] hacia mayores profundidades. En la mayor parte del área estudiada se encuentra bajo la unidad I y sobre la unidad III, de forma concordante a excepción de cuando las unidades II o III exhiben una facies caótica. Su espesor varía aproximadamente entre 3-9 [m], no obstante, en el área NW del perfil PA-NW-07 esta unidad parece alcanzar los 24 [m], siendo la única zona donde no se distingue la unidad III y una de las pocas donde la unidad aflora en superficie. Lateralmente se ve limitada por altos topográficos, donde desaparece completamente o disminuye notablemente su espesor. En el área central del perfil PA-NW-08, una falla que actúa sobre la unidad III genera cierta discontinuidad en la unidad II. Además, se presentan pequeños indicios de plegamiento en la prolongación de las trazas de falla que afectan a la unidad I. Destacan dos grupos de reflectores de baja amplitud separados por un grupo de reflectores de amplitud baja a media. Algunos de los reflectores de esta unidad parecen acuñarse, pero se muestra de forma menos evidente que en la unidad I.

- **Unidad III (azul)**

La unidad III se compone de reflectores cuya configuración interna subparalela varía entre las facies Svi, Mii, T y C. Globalmente, esta unidad destaca por estar limitada hacia el techo y base por reflectores de alta amplitud, mientras que hacia el interior destacan sus reflectores semi-transparentes o caóticos de baja amplitud. Se presenta en prácticamente toda el área estudiada a partir de los 65 [mbnm], en su mayor parte cubierta por las unidades I y II, a excepción de algunos altos topográficos o valles donde aflora en superficie. Su límite superior estaría dado por la unidad II, con la cual su contacto es aparentemente concordante, mientras que el inferior es menos claro y da paso a la unidad IV. Este límite estaría marcado por la desaparición de un reflector de alta amplitud y espesor aproximado de 1 [m], no obstante, en las áreas donde este reflector pierde continuidad el límite es difuso. El espesor promedio de esta unidad varía entre 3 - 4 [m], aunque en ciertas zonas alcanza los 6 [m]. En el perfil PA-NW-08 se presenta una falla subvertical que afecta a esta unidad y a la parte inferior de la unidad II.







- **Unidad IV (marrón)**

La unidad IV está conformada por reflectores menos coherentes que en las unidades anteriores, en ciertas zonas de forma caótica (facies C) y en otras como reflectores subparalelos de alta amplitud pertenecientes a la facies I. Se presenta en toda el área estudiada con una geometría de tipo manto, en su mayoría de forma subyacente a la unidad III con un contacto difuso. También aflora en superficie en algunos altos topográficos y en el perfil PA-NE-05 subyace a la unidad V de forma difusa. Su límite inferior está dado por la aparición de artefactos que reproducen la superficie marina y por la ausencia de los reflectores de alta amplitud que conforman la unidad IV, lo que constituye el basamento acústico.

- **Unidad V (naranja)**

La unidad V se conforma de reflectores subparalelos pertenecientes a las facies Si y Sii, no obstante, algunas zonas muestran facies C y T donde se pierde esta geometría. Esta unidad sólo se reconoció en el límite SW del perfil PA-NE-05, sobre los 90 [mbnm], donde se ve aflorando en superficie sin una unidad superior. Su límite inferior es poco definido y se infiere de la desaparición de la estratificación, bajo la cual se presenta la unidad IV, la unidad II o áreas con artefactos que no fueron clasificadas. Considerando estos límites, su espesor variaría entre 4 y 21 [m]. La unidad V podría tratarse de la unidad I, pero dada la distancia entre ellas dentro del perfil, las diferencias de espesor y los cambios de amplitud que se observan en la unidad I su correlación no es segura.

A continuación, se presentan las líneas sísmicas analizadas y su interpretación (Figura 6.6 a Figura 6.13) En la esquina superior derecha de las imágenes se muestra una miniatura de la ubicación de la línea correspondiente, no obstante, los trazados completos se exhiben de mejor forma en la Figura 6.14. La leyenda y simbología de los perfiles sísmicos se encuentra en la Figura 6.5. Cabe mencionar que algunas de las fallas mencionadas son de pequeña escala y poca incidencia en el estudio, por lo que no aparecen en la interpretación. Acercamientos a áreas específicas de los perfiles se muestran en la sección de discusión.

| <b>Unidades</b>   | <b>Simbología</b>  |
|---|--|
|  I   |  Falla normal |
|  II  |  |
|  III |  |
|  IV  |  |
|  V   |  |

*Figura 6.5: Leyenda de unidades sísmicas definidas y simbología empleada.*

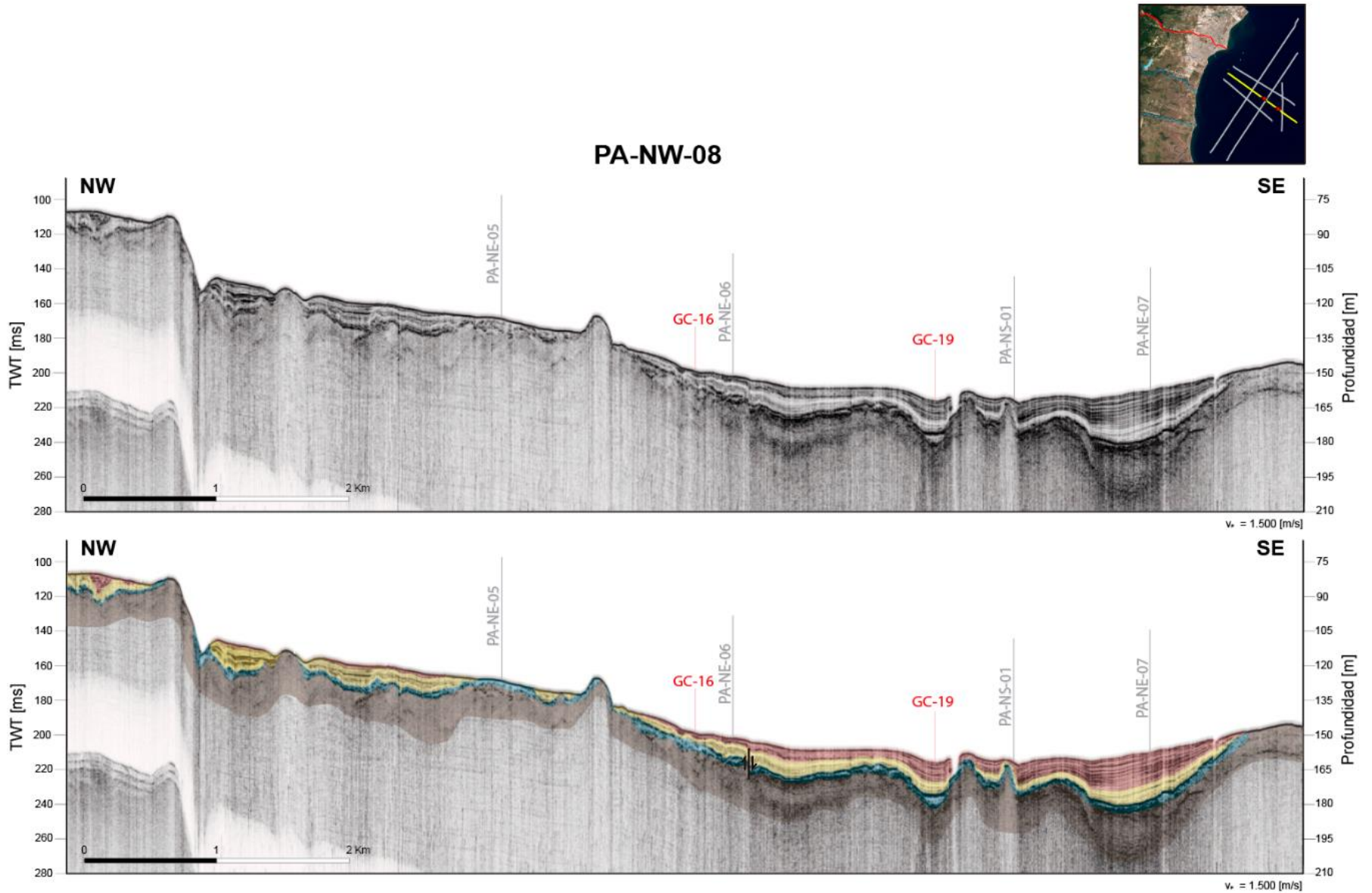


Figura 6.6: Perfil sísmico PA-NW-08. Arriba: Sin interpretación, con recuadro de ubicación de la línea. Abajo: Perfil con unidades sísmicas interpretadas. Largo de 8694 [m].

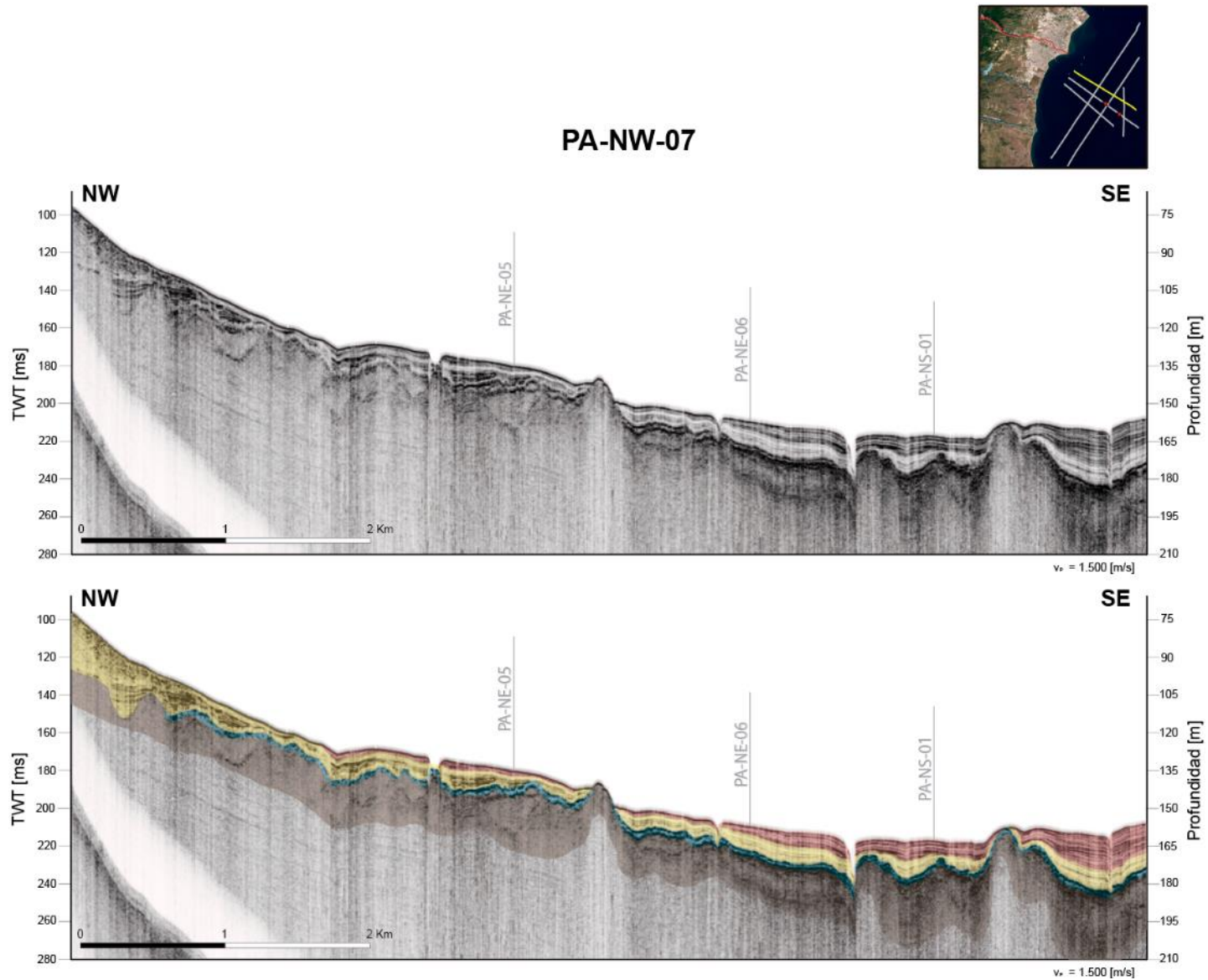


Figura 6.7: Perfil sísmico PA-NW-07. Arriba: Sin interpretación, con recuadro de ubicación de la línea. Abajo: Perfil con unidades sísmicas interpretadas. Largo de 7421 [m].

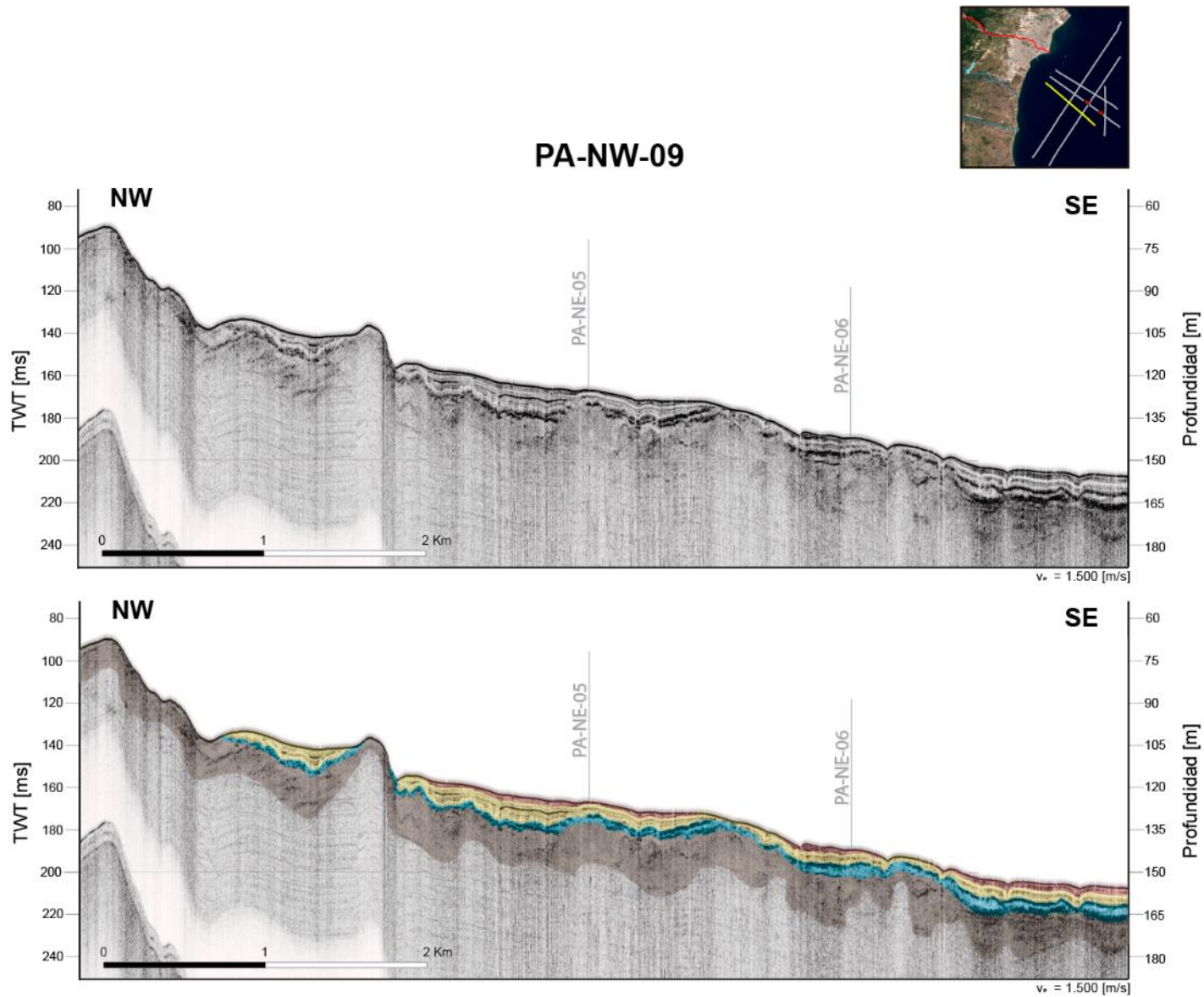


Figura 6.8: Perfil sísmico PA-NW-09. Arriba: Sin interpretación, con recuadro de ubicación de la línea. Abajo: Perfil con unidades sísmicas interpretadas. Largo de 6542 [m].

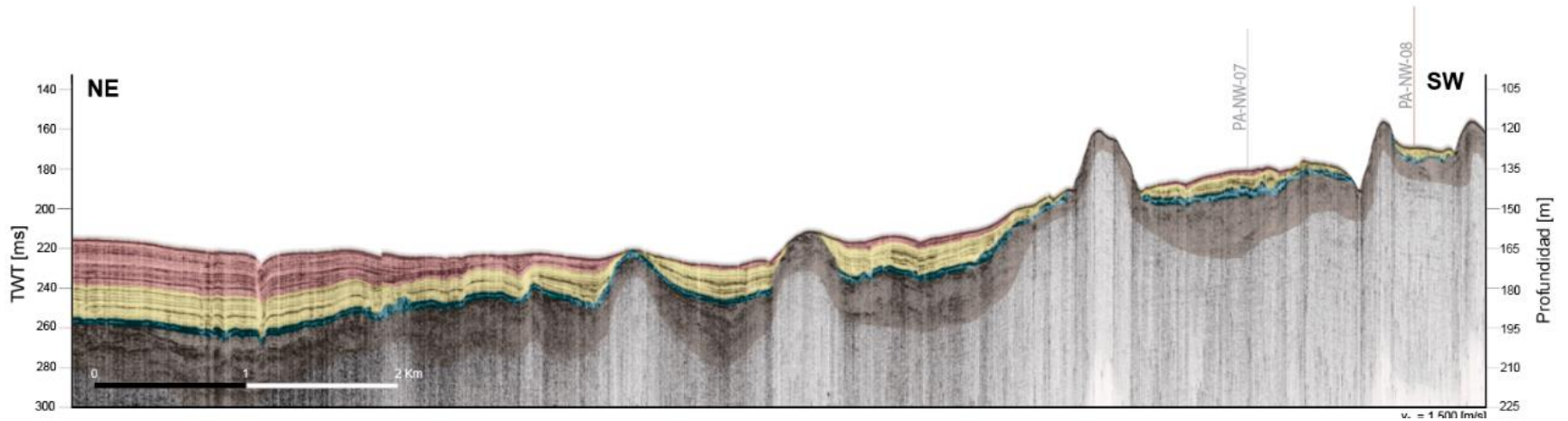
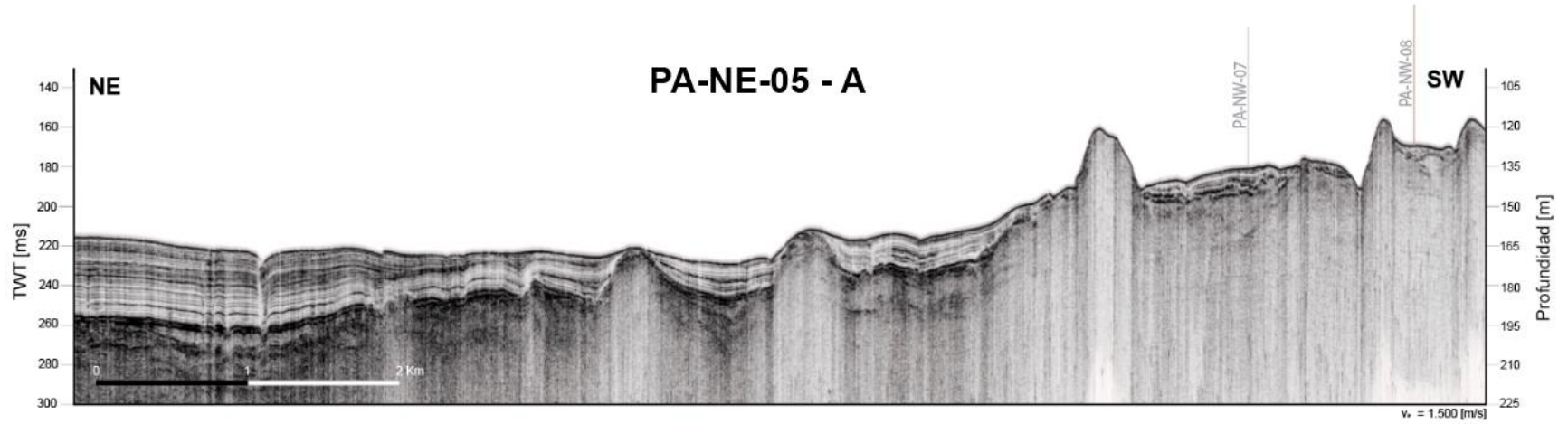
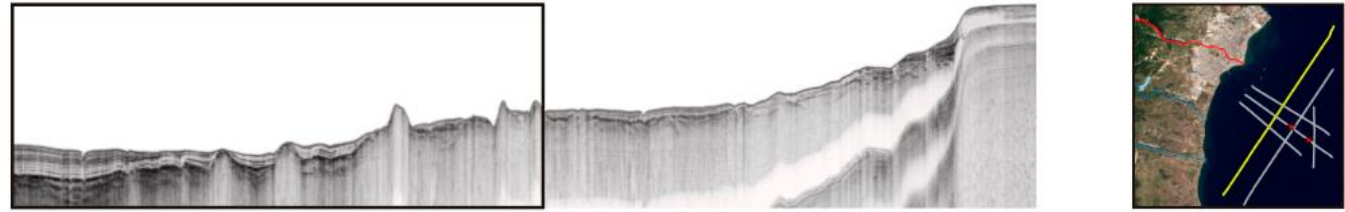


Figura 6.9: Perfil sísmico PA-NE-05-A, correspondiente a la mitad NE del perfil PA-NE-05. Arriba: PA-NE-05 completo y ubicación. Centro: Perfil sin interpretar. Abajo: Unidades sísmicas interpretadas. Largo de 9179 [m] de un total de 16395 [m].



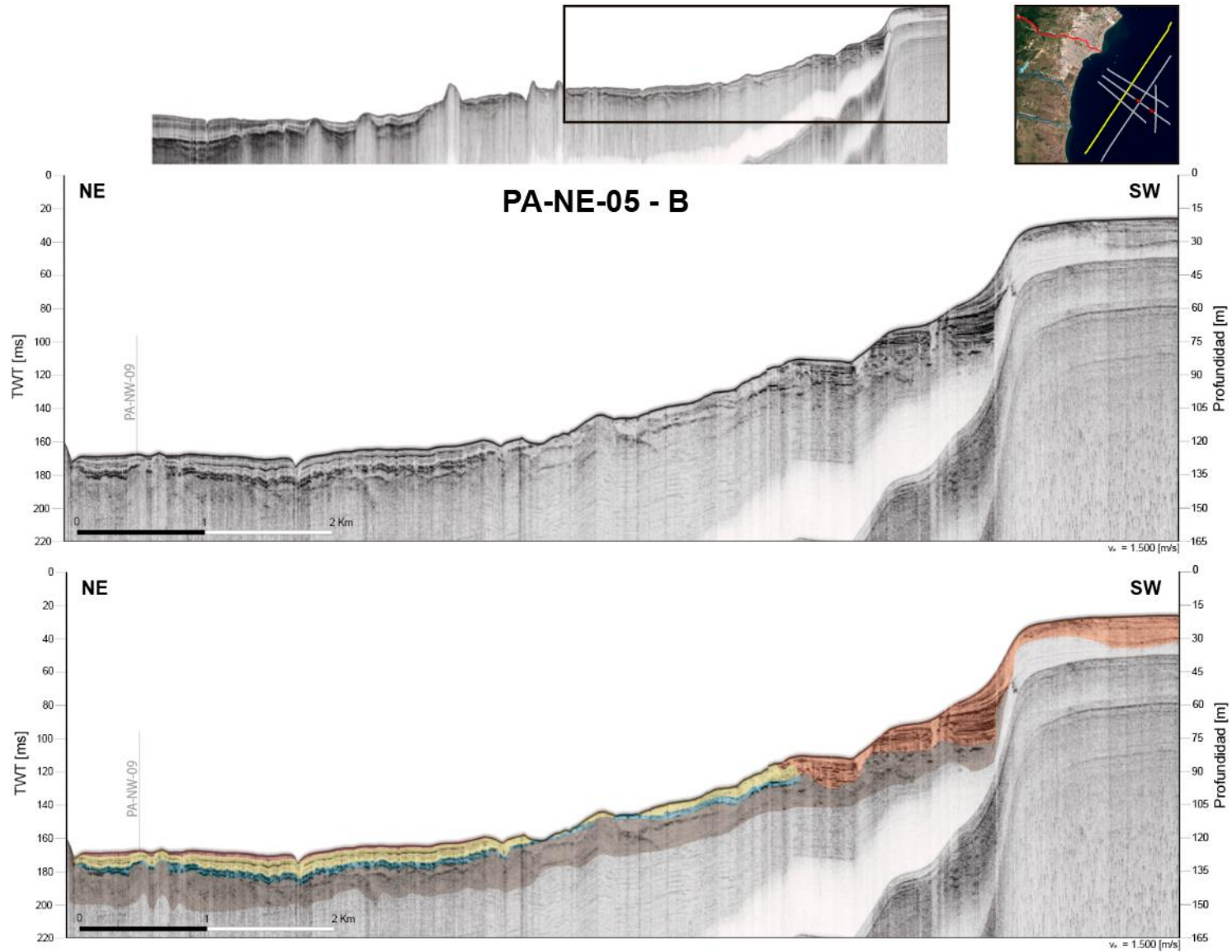


Figura 6.10: Perfil sísmico PA-NE-05-B, correspondiente a la mitad SW del perfil PA-NE-05. Arriba: PA-NE-05 completo y ubicación. Centro: Perfil sin interpretar. Abajo: Unidades sísmicas interpretadas. Largo de 7216 [m] de un total de 16395 [m].

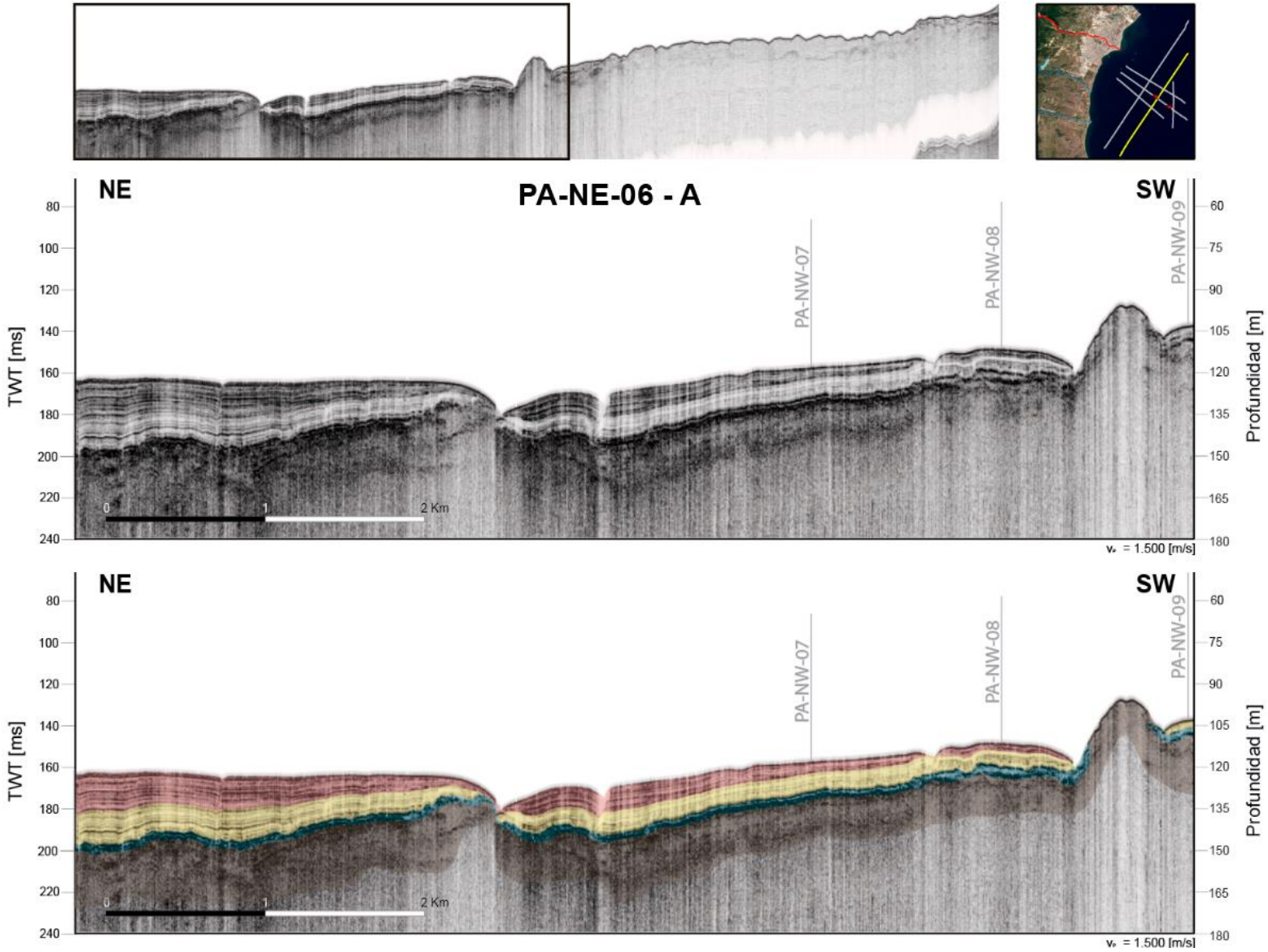


Figura 6.11: Perfil sísmico PA-NE-06-A, correspondiente a la mitad NE del perfil PA-NE-06. Arriba: PA-NE-06 completo y ubicación. Centro: Perfil sin interpretar. Abajo: Unidades sísmicas interpretadas. Largo 6149 [m] de un total de 13152 [m].

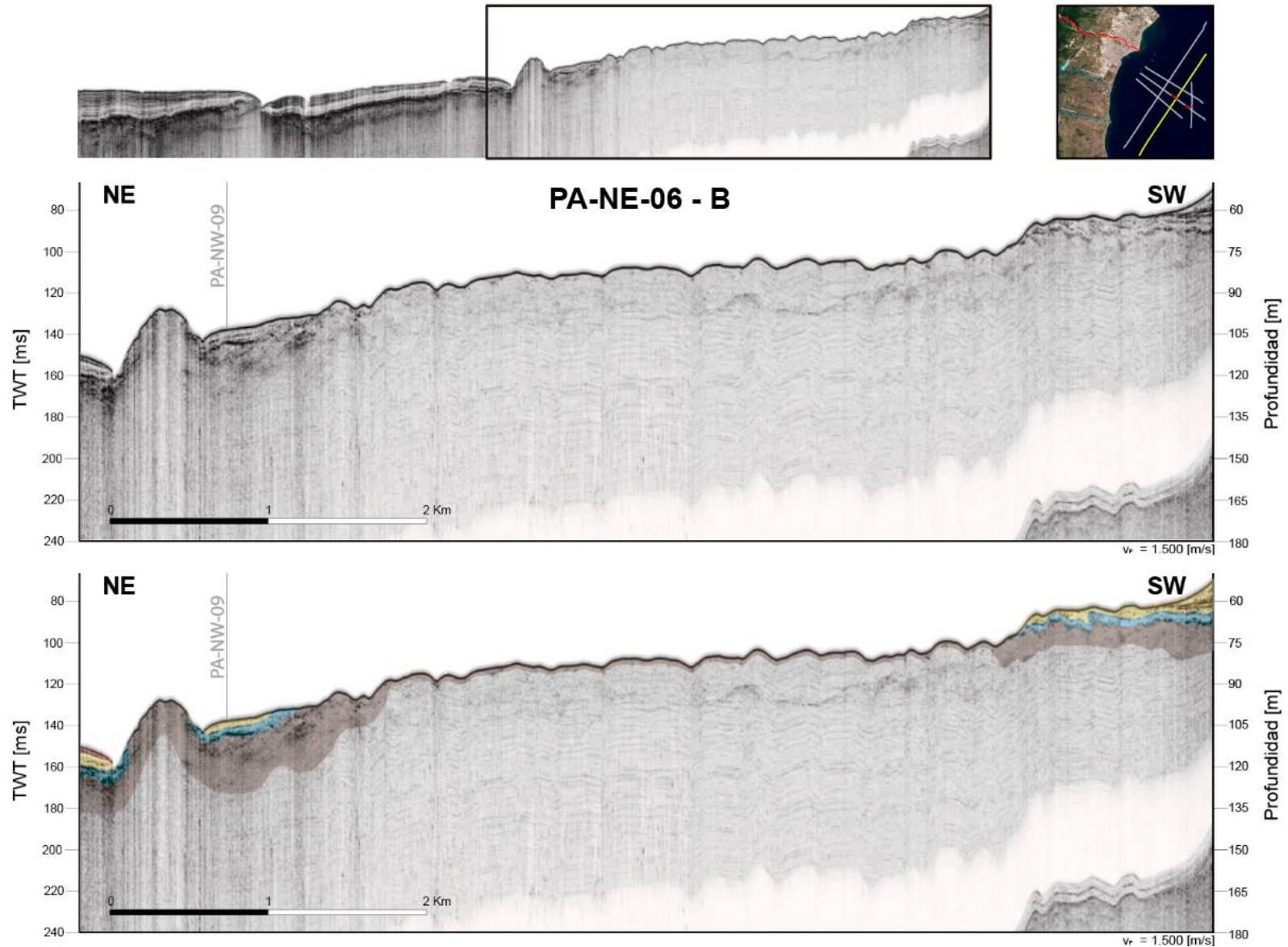


Figura 6.12: Perfil sísmico PA-NE-06-B, correspondiente a la mitad SW del perfil PA-NE-06. Arriba: PA-NE-06 completo y ubicación. Centro: Perfil sin interpretar. Abajo: Unidades sísmicas interpretadas. Largo 7108 [m] de un total de 13152 [m].

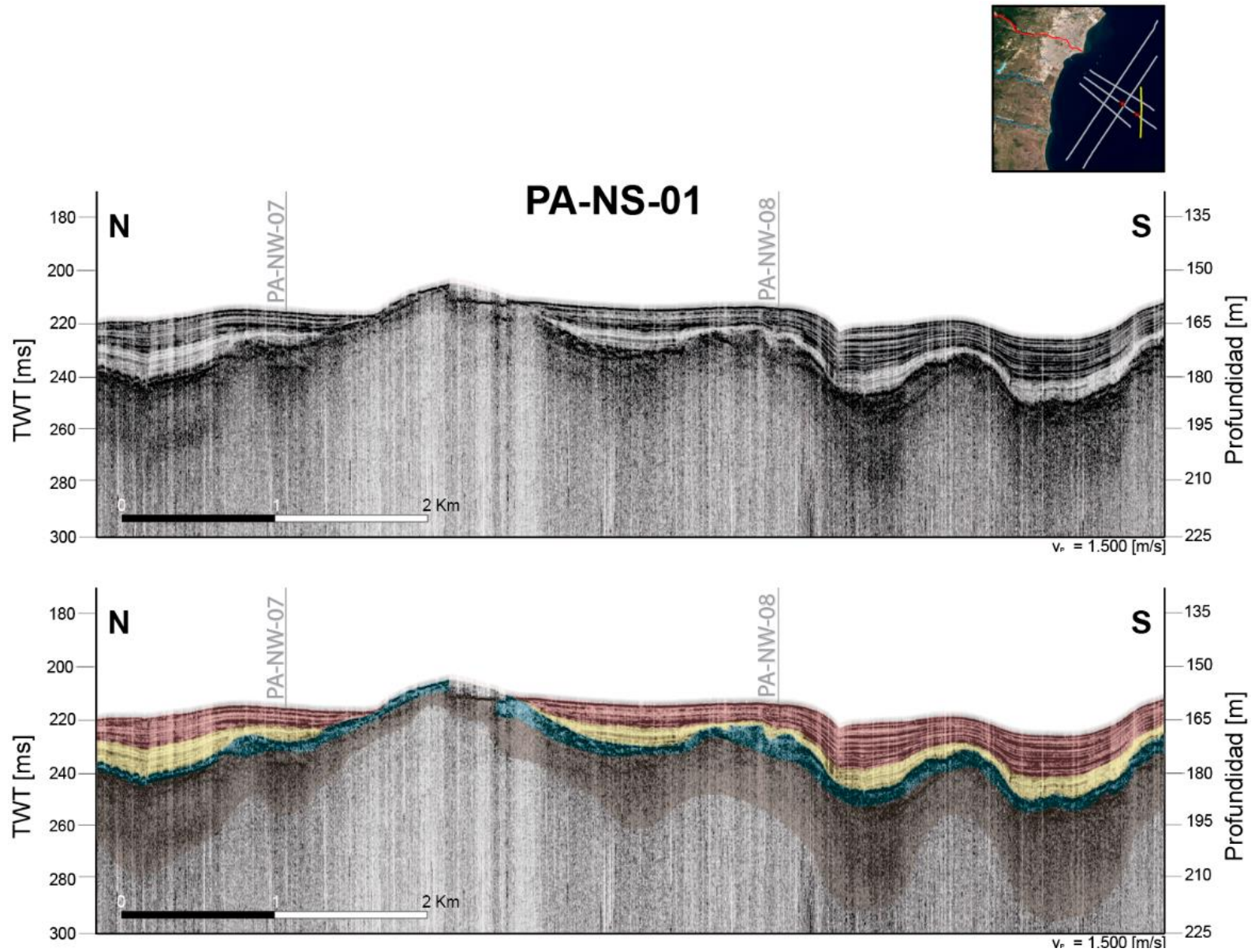


Figura 6.13: Perfil sísmico PA-NS-01. Arriba: Sin interpretación, con recuadro de ubicación de la línea. Abajo: Perfil con unidades sísmicas interpretadas. Largo de 4947 [m].

## 6.4 FACIES SEDIMENTARIAS

### 6.4.1 LITOFACIES

Se realizó una descripción de los dos testigos extraídos, cuyas ubicaciones se muestran en la Figura 6.14, y se definieron litofacies a partir de variaciones de color y granulometría aparente. Además, se utilizaron gráficos impresos a escala real de la susceptibilidad magnética de cada sección como un apoyo a la descripción visual.

Los dos testigos descritos presentan pocas variaciones visibles a simple vista. Tanto la textura como el color presentan un carácter más bien homogéneo de arcillas limosas de color gris verdoso muy oscuro. No obstante, variaciones leves de textura y presencia variable de niveles discontinuos oscuros de espesor milimétrico (materia orgánica) permitieron definir un total de nueve litofacies (Tabla 6.5), de las cuales tres se presentan en ambos testigos. Adicionalmente, se encontraron restos carbonáticos en ambos testigos, pero debido a que no todos eran visibles al momento de realizar la descripción visual, no fueron empleados para definir las litofacies.

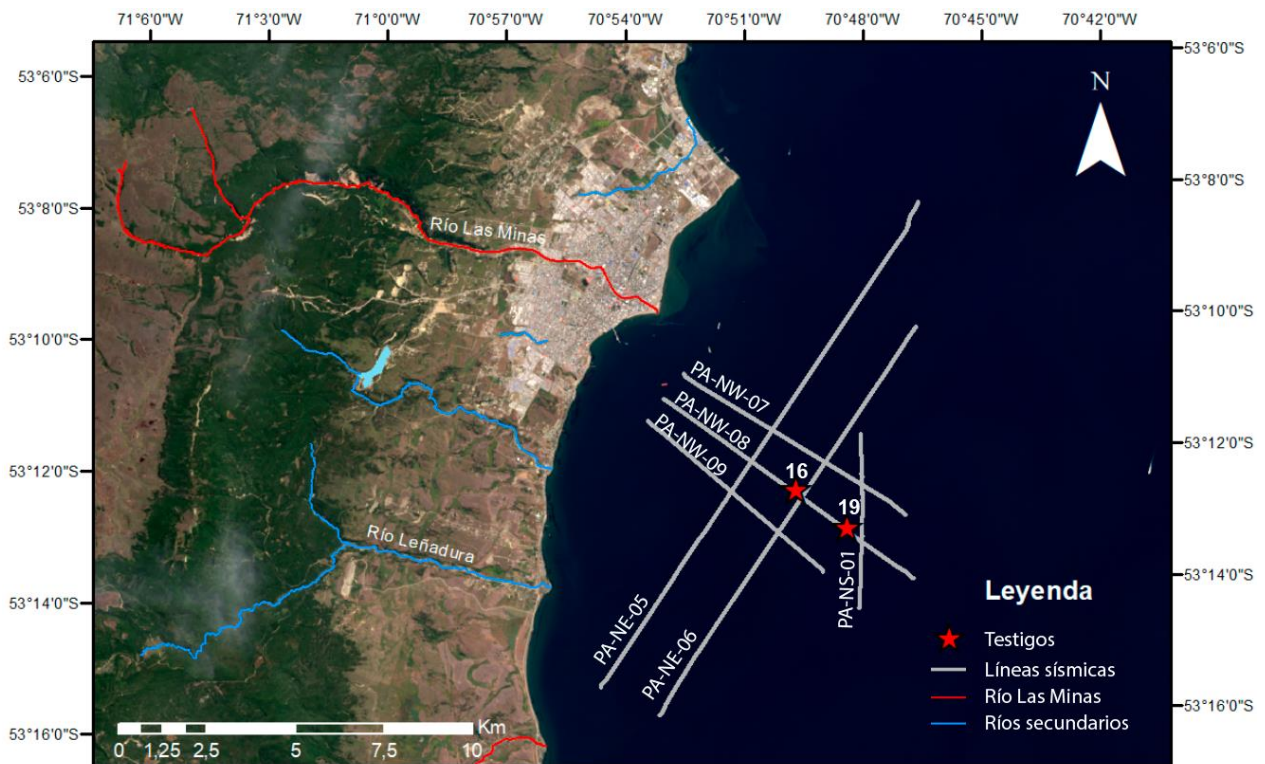


Figura 6.14: Puntos de extracción de los testigos y su relación con las líneas sísmicas estudiadas.

Tabla 6.5: Litofacies definidas a partir de la descripción visual.

| Características  | LITOFACIES |   |    |   |   |    |    |    |
|--|------------|---|----|---|---|----|----|----|
|  | A          | B | C  | D | E | H  | I  | K  |
| Arcilla limosa   | ✓          | ✓ | ✓  | ✓ | ✓ | ✓  |    |    |
| Limo arcilloso   |            |   |    |   |   |    | ✓  | ✓  |
| Color gris verdoso muy oscuro<br>(GLEY 1-5GY-3/1 a GLEY 1-10Y-3/1) | ✓          | ✓ | ✓  | ✓ | ✓ | ✓  | ✓  |    |
| Color negro verdoso<br>(GLEY 1 – 2.5/1 – 5GY)                      |            |   |    |   |   |    |    | ✓  |
| Limo : Arcilla   | A          | A | <A | A | A | >A | <A | <A |
| Presencia de arena muy fina - fina                                 |            | ✓ | ✓  |   | ✓ |    | ✓  |    |
| Niveles discontinuos oscuros<br>(materia orgánica)                 | ✓          | ✓ | ✓  |   |   | ✓  |    |    |
| Niveles discontinuos claros<br>(arcilla más pura)                  |            | ✓ |    |   |   |    | ✓  | ✓  |
| Sin niveles discontinuos   |            |   |    | ✓ | ✓ |    |    |    |

### Testigo 16

Fue extraído a 149 [m] de profundidad cubriendo un largo total de 274,5 [cm], que posteriormente fue dividido en dos secciones de 124.5 [cm] y 152.0 [cm]. No hubo mucha pérdida de sedimento ya que su porcentaje de recuperación varía entre 92% y 100%. Se encuentran restos carbonáticos de bivalvos y de escafópodos en ocho zonas diferentes dentro del testigo, algunos fragmentados y otros completos alcanzando hasta 13 [mm] de largo. Cabe mencionar que a los 251 [cm] se encontró un bivalvo equivalvo cerrado (no articulado) dispuesto de forma perpendicular al largo del testigo, evidenciando que el gravity corer penetró el lecho marino de forma perpendicular a la superficie.

- **Litofacies A:** Niveles con textura de arcilla limosa al tacto, de color gris verdoso muy oscuro (GLEY 1 – 5GY- 3/1 a GLEY 1 – 10Y – 3/1), que presentan coloraciones oscuras discontinuas de espesor inferior a 1 [mm]. Estas pequeñas marcas oscuras sin continuidad lateral son atribuibles a la presencia de materia orgánica.
- **Litofacies B:** Niveles con textura, color (GLEY 1 – 5GY- 3/1 a GLEY 1 – 10Y – 3/1) y marcas oscuras idénticas a la litofacies A, con la diferencia de que se percibe la presencia de arena muy fina a fina y también se observan marcas de color más claro (atribuibles a pequeñas zonas con arcilla pura).
- **Litofacies C:** Niveles con color (GLEY 1 – 5GY- 3/1 a GLEY 1 – 10Y – 3/1) y marcas oscuras idénticos a la litofacies A, pero en la textura se percibe presencia de arena (muy fina a fina) y una menor relación limo:arcilla respecto a la litofacies mencionada.

- **Litofacies H**: Niveles con color (GLEY 1 – 5GY- 3/1 a GLEY 1 – 10Y – 3/1) y marcas oscuras idénticas a la litofacies A (niveles discontinuos y oscuros de espesor milimétrico), pero la textura de arcilla limosa se percibe con una mayor cantidad de limo, es decir, una mayor relación limo:arcilla.
- **Litofacies I**: Niveles con textura de limo arcilloso al tacto con algunos granos de arena muy fina a fina, del mismo color que las litofacies anteriores (GLEY 1 – 5GY- 3/1 a GLEY 1 – 10Y – 3/1), con presencia de marcas de color claro, atribuibles a una mezcla de arcillas libre de materia orgánica, y ausencia de marcas de color oscuro.
- **Litofacies K**: La única litofacies de color negro verdoso (GLEY 1 – 2.5/1 – 5GY), con una textura de limo arcilloso al tacto idéntico a litofacies I, pero sin granos de arena. Además, se distinguen marcas discontinuas de color claro y hay una ausencia de marcas discontinuas de color oscuro.

### ***Testigo 19***

Este testigo fue extraído a 162 [m] de profundidad y abarca un largo de 304.2 [cm], separados en dos secciones de 154.7 [cm] y 150.0 [cm]. La primera sección posee una recuperación que varía entre 90% y 100%. Sin embargo, la segunda sección perdió mucho sedimento durante la apertura, en particular en el tramo 74-109[cm] donde el sedimento se separó del tubo casi por completo. Este fue devuelto procurando mantener el orden estratigráfico y delimitando los bordes con respecto al sedimento que no abandonó al testigo, logrando desde un 50% a un 90% de recuperación en cuanto a volumen, pero una muy alta perturbación. El resto de la sección tiene una recuperación que varía entre 65% y 98%. Se encontraron restos carbonáticos (principalmente de bivalvos) en catorce zonas, algunos fragmentados y otros enteros alcanzando hasta 19 [mm] de largo.

Además de las litofacies A, B y C, el testigo 19 presenta las siguientes:

- **Litofacies D**: Niveles con textura de arcilla limosa al tacto, de color gris verdoso muy oscuro (GLEY 1 – 5GY- 3/1 a GLEY 1 – 10Y – 3/1), con ausencia de niveles discontinuos de coloraciones diferentes.
- **Litofacies E**: Niveles idénticos a litofacies D, con la diferencia de que estas presentan granos de arena muy fina a fina.

## 6.4.2 SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

La susceptibilidad magnética de los testigos del área varía entre los  $2.0E-4$  y  $1.63E-3$  [ $m^3/Kg$ ] y presenta tendencias tanto crecientes como decrecientes hacia el techo. Cada testigo presenta patrones muy diferentes (Figura 6.15): Mientras el testigo 16 exhibe *peaks* definidos que superan los  $1.0E-3$  [ $m^3/Kg$ ], en el testigo 19 la susceptibilidad tiende a ser más homogénea y oscilar dentro de un rango de  $4.0E-4$  y  $7.0E-4$  [ $m^3/Kg$ ]. Ambos testigos presentan sus valores mínimos en los bordes (techo o base de cada sección) de forma independiente a la cantidad, atenuación y granulometría del sedimento que se encuentre en esas zonas, por lo que estos valores pueden ser poco representativos de la realidad.

### **Testigo 16**

El testigo 16 presenta una susceptibilidad magnética promedio de  $8.06 E-4$  [ $m^3/Kg$ ] y nueve *peaks* de  $1.05E-3$  [ $m^3/Kg$ ] a los 23 [cm],  $1.37E-3$  [ $m^3/Kg$ ] a los 83 [cm],  $1.20E-3$  [ $m^3/Kg$ ] a los 95 [cm],  $9.39E-4$  [ $m^3/Kg$ ] a los 144 [cm],  $7.86E-4$  a los 158 [cm],  $8.13E-4$  a los 200 [cm],  $7.10E-4$  [ $m^3/Kg$ ] a los 233 [cm] y de  $1.12E-3$  [ $m^3/Kg$ ] a los 260 [cm]. Los valores más bajos, además de los bordes, se encuentran a los 47 [cm] con  $5.78E-4$  [ $m^3/Kg$ ] y en el tramo 109 a 125 [cm], alcanzando los  $4.63E-4$  [ $m^3/Kg$ ].

### **Testigo 19**

El testigo 19 posee una susceptibilidad magnética promedio de  $5.07E-4$  [ $m^3/Kg$ ] y nueve *peaks* principales a los 7, 44, 73, 152, 157, 187, 227, 259 y 289 [cm] con valores de  $6.84E-4$ ,  $6.94E-4$ ,  $7.39E-4$ ,  $7.34E-4$ ,  $6.82E-4$ ,  $6.67E-4$ ,  $5.10E-4$ ,  $4.05E-4$  Y  $4.88E-4$  [ $m^3/Kg$ ], respectivamente.



Susceptibilidad Magnética por unidad de volumen [adimensional]

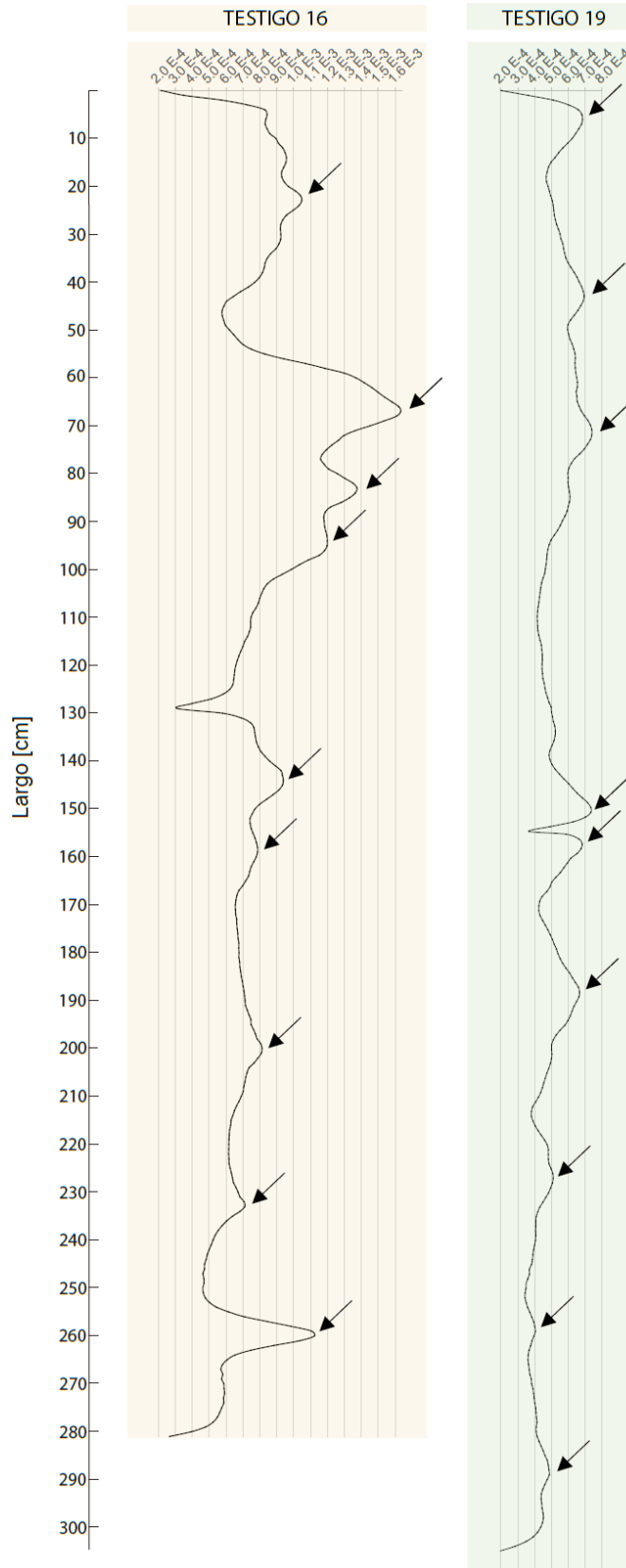


Figura 6.15: Susceptibilidad magnética en los testigos 16 y 19.

### 6.4.3 TOMOGRAFÍA COMPUTARIZADA

A través de la observación de imágenes tomográficas mediante el software RadiAnt versión 2020.1 se mapearon estructuras sedimentarias y cambios notorios de la atenuación que puedan interpretarse posteriormente como distintos eventos. Ambos testigos presentan abundante bioturbación y fracturas que podrían haberse superpuesto a estructuras sedimentarias previas, sin embargo, estas y otras estructuras presentes se analizan a continuación.

#### **Testigo 16**

- **Bioturbación:** Se identifican estructuras de formas tubulares alargadas, atribuidas a la acción de anélidos poliquetos (ver Figura 6.16), de ancho superior a 2 [mm] y largo de hasta 9 [cm] con valores de atenuación en el rango 700-1100 HU (la mayoría dentro de 700-900 HU). Además, se reconoce una segunda población de estas estructuras de ancho aproximado de 1 [mm] y menor largo. Adicionalmente, el testigo registra estructuras de forma irregular con rango 700-1100 HU que se asignan a esta categoría.

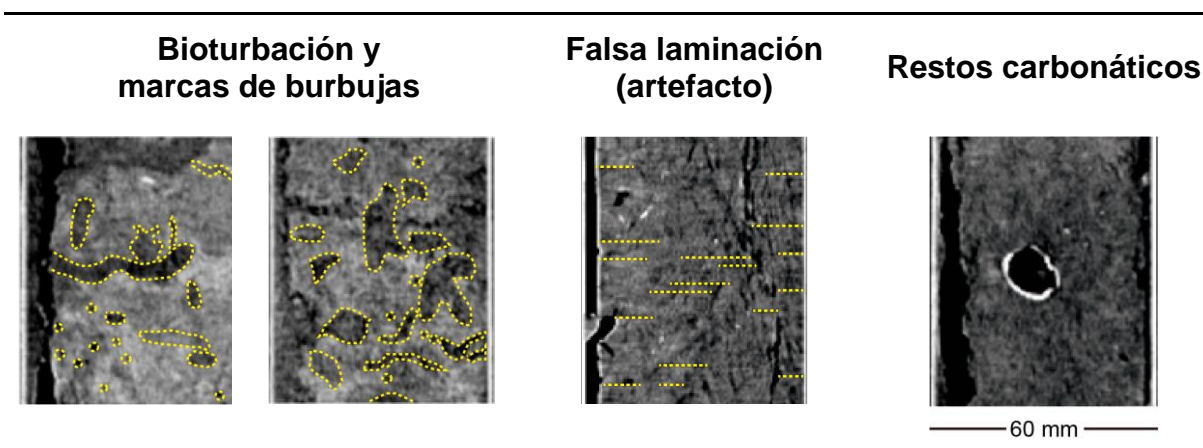


Figura 6.16: Ejemplos de estructuras sedimentarias visibles mediante tomografía computarizada en el testigo 16.

- **Marcas de burbujas:** Se identificaron estructuras esféricas de diámetro inferior a 1,5 [mm] y atenuación en el rango 600-800 HU, atribuibles a burbujas de gas formadas in situ debido a la descomposición anóxica de materia orgánica (Boudreau et al., 2005).
- **Falsa laminación (artefacto):** A lo largo de la mayor parte de la sección 16GC-2-2 y de los primeros 128 [cm] de 16GC-1-2 se logran visualizar franjas perpendiculares al largo del testigo (Figura 6.16, Figura 6.22 y Figura 6.23) que se interpretan en su mayoría como artefactos de rayado (*streak artifact*) y no como estructuras sedimentarias reales. Esta idea se fundamenta en que el tramo que carece de laminaciones coincide con el tramo de testigo que no fue acompañado de otra sección al momento de obtener las imágenes tomográficas (ver Figura 6.17). Además, en el ejemplo de la Figura 6.18 se observan estas geometrías tanto en el corte coronal como en el axial, lo que carece de sentido geológico.

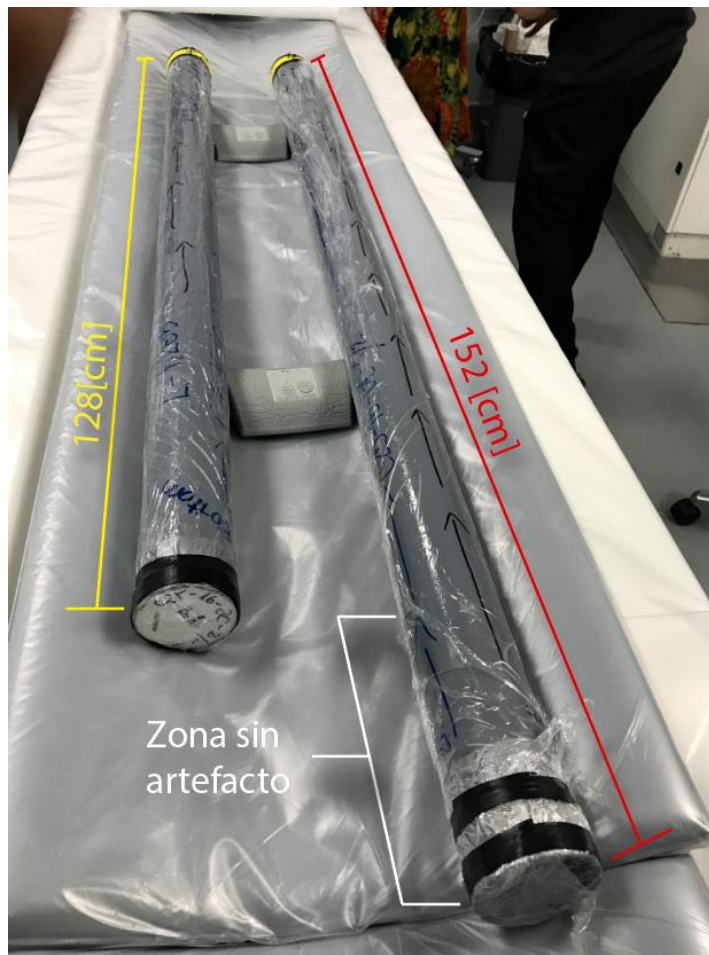


Figura 6.17: Posición de las secciones del testigo 16 durante la obtención de tomografías computarizadas.

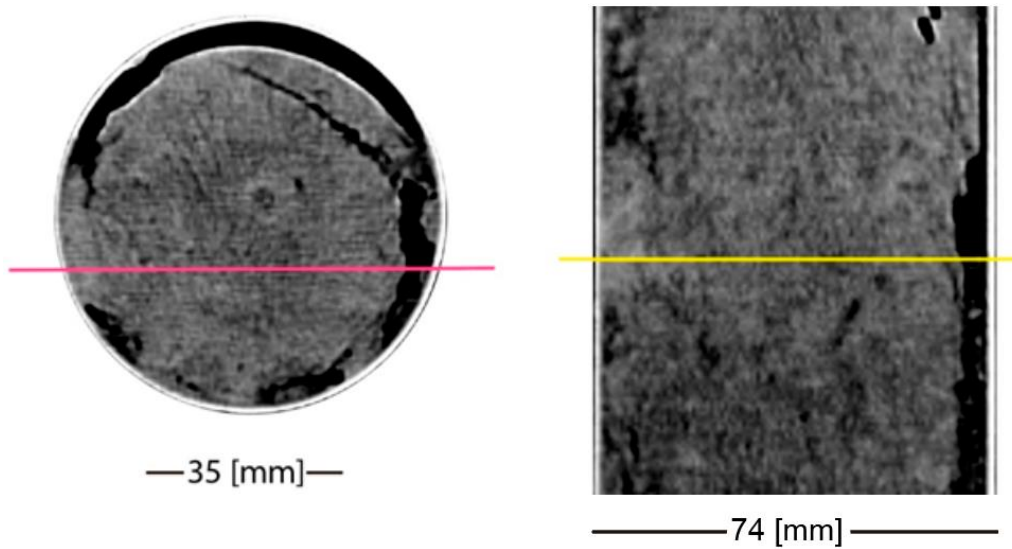


Figura 6.18: Ejemplo de artefacto de rayado (striking artifact) a los 42 [cm] de la sección 16GC-2-2. Izquierda: Corte axial. Derecha: Corte coronal.

- **Estratificación cruzada aparente:** En los primeros 10 [cm] del testigo se distingue un ordenamiento similar a una estratificación cruzada. Sin embargo, tal como muestra la Figura 6.19, la estructura sólo es visible en un rango acotado de cortes coronales de la tomografía, mientras que la mayor parte del testigo no la presenta, es decir, no tiene continuidad lateral. De igual manera, la estructura fue mapeada en la columna de *laminación\** en la Figura 6.22.

### Estratificación cruzada aparente en borde del testigo 16

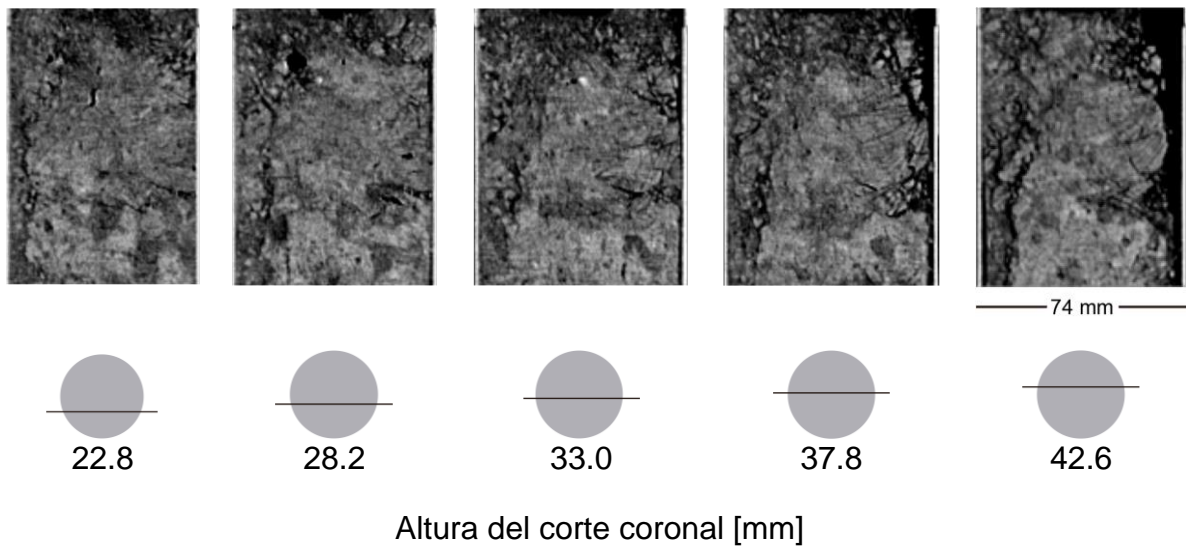


Figura 6.19: Ejemplo de estratificación cruzada aparente en los primeros 10 [cm] de la sección 16GC-2-2. Abajo se muestra la altura del corte coronal correspondiente a cada imagen. A medida que se cambia el corte coronal, la estructura desaparece.

- **Restos carbonáticos (fósiles):** Se encontraron restos carbonáticos en ocho puntos diferentes del testigo, incluyendo los identificados al abrirlo por primera vez, de los cuales seis fueron datados con radiocarbono y cuyos resultados se exhiben en la Tabla 6.6 y en las Figura 6.23 y Figura 6.22. Cabe mencionar que además de estos restos bien conservados, en algunas zonas del testigo se encontraron pequeños fragmentos de color blanco y tamaño arena mezclados con el sedimento, que aparentan ser restos triturados de fósiles carbonáticos de mayor tamaño.
- **Contactos tomográficos:** A partir de los cambios de atenuación en el testigo se distinguen diez contactos, la mayoría con un límite más bien difuso. Un caso particular es el de los contactos a los 52 y 54 [cm] del testigo, donde el contraste dado por las diferencias de atenuación permite ver un cambio, pero la bioturbación vuelve a los contactos irregulares y poco visibles, tal como muestra la Figura 6.20. Otra particularidad de este caso es que la profundidad a la que se produce este cambio es variable, aun cuando no presenta una inclinación definida al observar cortes coronales y sagitales.

### Contacto irregular con bioturbación

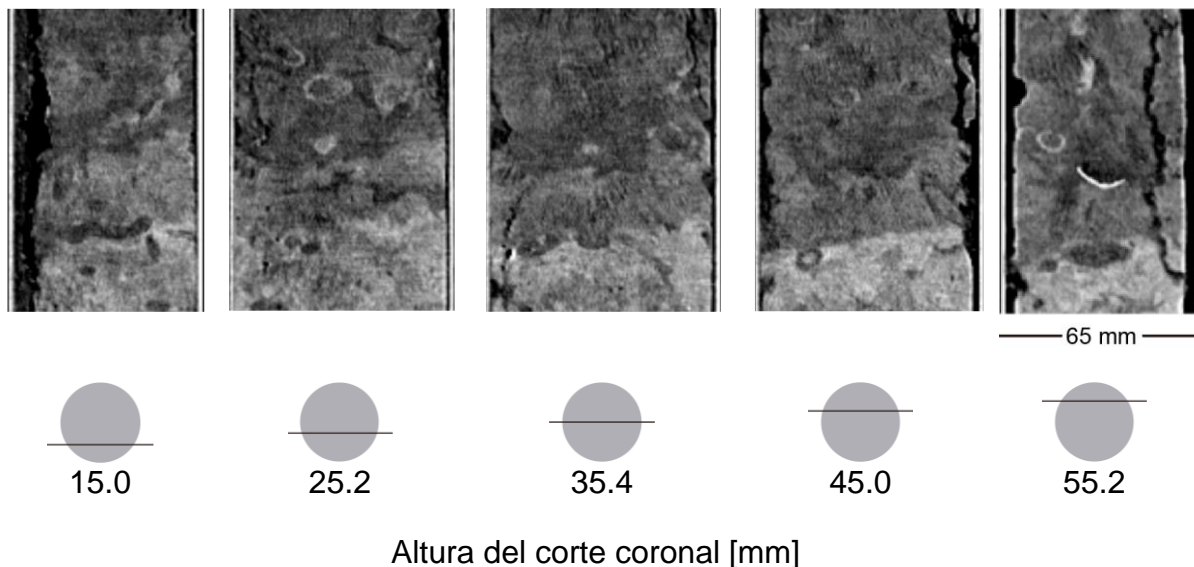


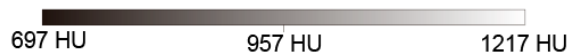
Figura 6.20: Contacto irregular a los 52 y 55 [cm] de la sección 16GC-2-2. Abajo se muestra la altura del corte coronal correspondiente a cada imagen.

- Fracturas:** Las fracturas fueron agrupadas en fracturas mayores y menores. Las mayores, a su vez, se agruparon en aquellas rellenas por aire (HU<-800) y aquellas rellenas por una mezcla de aire, agua y sedimento (HU en el rango -500 – 500). Las fracturas menores son más delgadas, poseen una atenuación variable y una continuidad menor. Estas categorías se muestran en la Figura 6.21.

#### Simbología

- Contacto tomográfico
- Artefactos con aspecto de laminación
- Posible estratificación cruzada
- Fracturas mayores rellenas de aire (HU<-800)
- Fracturas mayores rellenas de aire, agua y sedimento (-500<HU<500)
- Fracturas menores (HU variable)
- Marcas de anélidos poliquetos (forma tubular de ancho > 2 [mm])
- Marcas de anélidos poliquetos (forma tubular de ancho < 2 [mm])
- Bioturbación sin forma definida
- Marcas de burbujas
- Restos carbonáticos visibles en la sección tomográfica
- Restos carbonáticos
- Restos carbonáticos datados con C-14
- Volumen vacío o relleno con espuma

#### Escala de atenuación 16GC-1-2



#### Escala de atenuación 16GC-2-2



Figura 6.21: Simbología y escalas de atenuación para el mapeo del testigo 16.

# 16GC-2-2

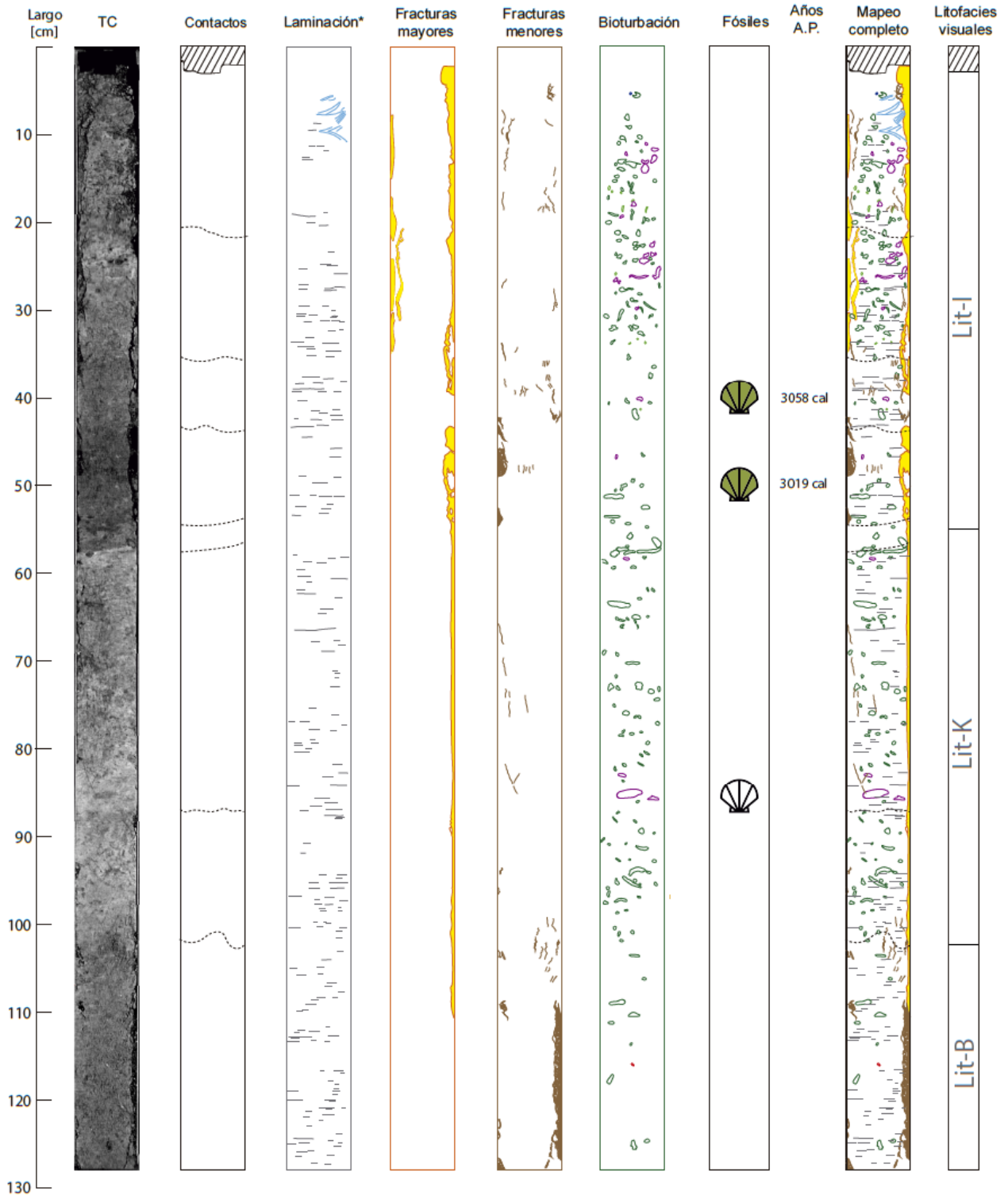


Figura 6.22: Mapa de estructuras sedimentarias identificadas mediante tomografía computarizada en la sección 16GC-2-2. Se incluyen las edades C-14 promedio de algunos de los restos carbonáticos encontrados, además de las litofacies visuales definidas anteriormente.

# 16GC-1-2

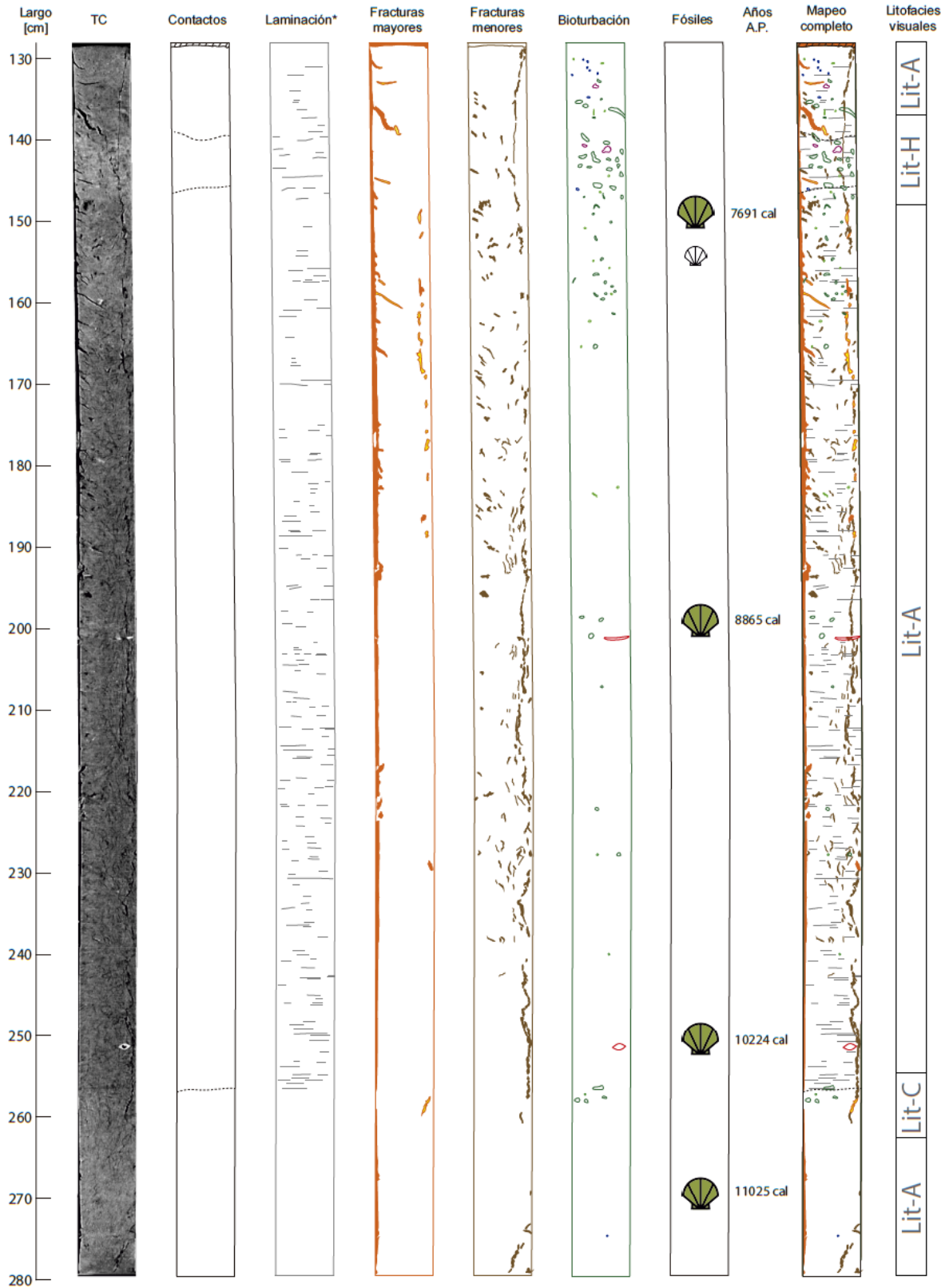


Figura 6.23: Mapa de estructuras sedimentarias identificadas mediante tomografía computarizada en la sección 16GC-1-2. Se incluyen las edades C-14 promedio de algunos de los restos carbonáticos encontrados, además de las litofacies visuales definidas anteriormente.

## Testigo 19

- **Bioturbación:** Al igual que en el testigo 16, se identificaron estructuras de formas tubulares alargadas, atribuidas a la acción de anélidos poliquetos (ver Figura 6.24), de ancho superior a 2 [mm] y largo de hasta 7 [cm] con valores de atenuación en el rango 550-1000 HU (la mayoría dentro de 550-850 HU). Además, se reconoce una segunda población de estas estructuras de ancho aproximado de 1 [mm] y menor largo. Adicionalmente, el testigo registra estructuras de forma irregular con rango 600-800 HU que se asignan a esta categoría.

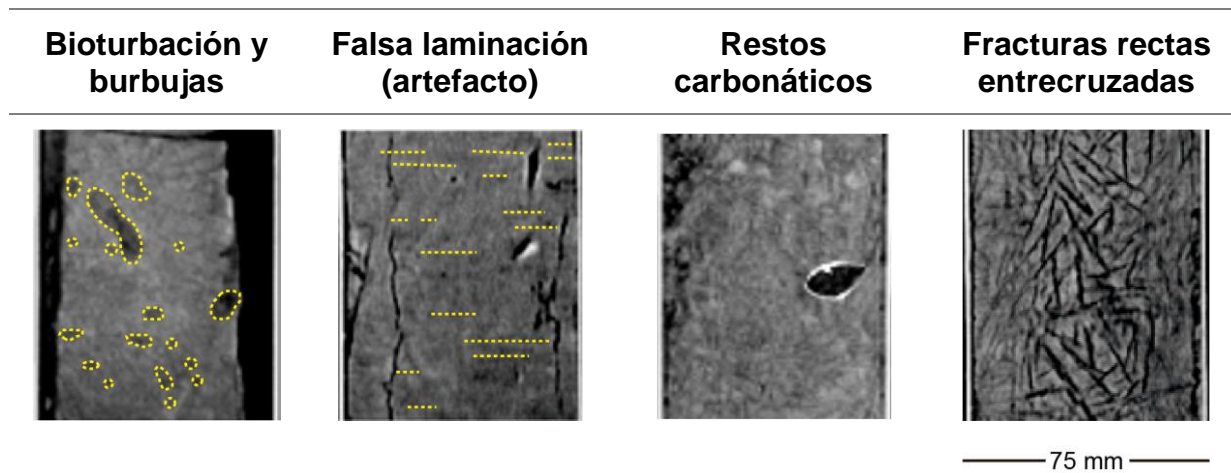


Figura 6.24: Ejemplos de estructuras sedimentarias visibles mediante tomografía computarizada en el testigo 19.

- **Marcas de burbujas:** Se identificaron estructuras esféricas de diámetro inferior a 1,5 [mm] y atenuación rango -1000-400 HU, especialmente presentes en la sección 19GC-2-2, atribuibles a burbujas de gas formadas in situ debido a la descomposición anóxica de materia orgánica (Boudreau et al., 2005).
- **Falsa laminación (artefacto):** En la mayor parte del testigo 19, a excepción de las zonas con fracturas rectas entrecruzadas y a los últimos 6 [cm] de la sección 19GC-2-2 (a partir de los 149 [cm]), se logran distinguir algunas franjas horizontales que podrían interpretarse como laminación horizontal, no obstante, el tramo sin laminaciones en el testigo 16 deja un precedente que no puede ignorarse. Por este motivo, lo más probable es que se trate parcial o totalmente de un artefacto de rayado producto de la disposición paralela de las dos secciones al momento de obtener las imágenes tomográficas. La Figura 6.25 muestra un tramo de corte coronal donde se muestran estas geometrías horizontales y un corte axial a los 173.7 [cm] del testigo donde se exhibe un ordenamiento en las fracturas.



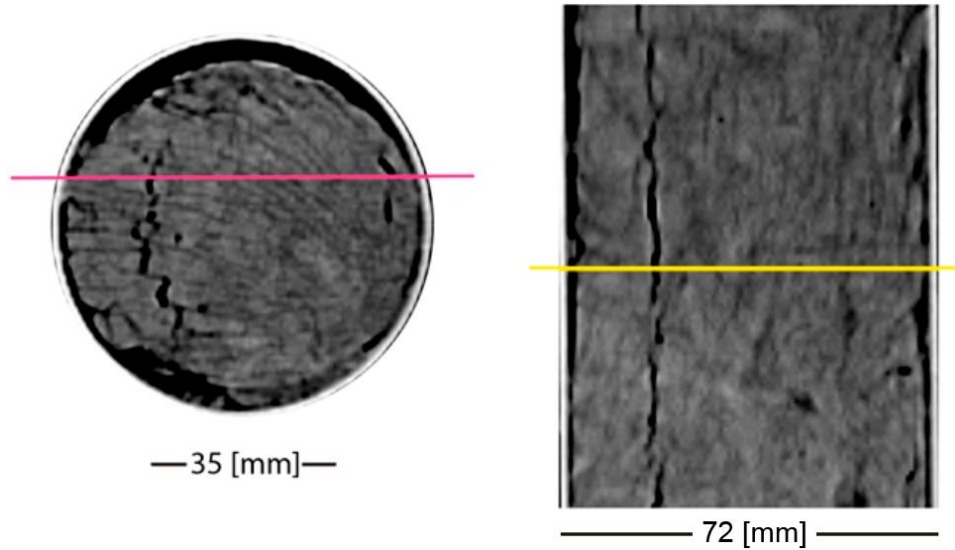


Figura 6.25: Ejemplo de posible artefacto de rayado (*streaking artifact*) en el testigo 19. Izquierda: Corte axial a los 173.7 [cm] de la sección 19GC-1-2. Derecha: Corte coronal.

- **Estratificación cruzada aparente:** De forma similar a lo que ocurre en el testigo 16, en ambas secciones del testigo 19 (especialmente en la primera) se distinguen ordenamientos semejantes a una estratificación cruzada, aunque sólo se ve en pocos cortes coronales (ver Figura 6.26). A diferencia del caso del testigo 16, esta zona presenta abundantes fracturas, lo que podría indicar que en realidad se trata de ellas. Aun así, estas estructuras en los bordes del testigo fueron mapeadas en la columna de *laminación\* en bordes* de la Figura 6.29.
- **Restos carbonáticos (fósiles):** Se encontraron restos carbonáticos en quince puntos diferentes del testigo, incluyendo los identificados al abrir el testigo, de los cuales siete fueron datados con radiocarbono y cuyos resultados se exhiben en la Tabla 6.6 y en las figuras Figura 6.29 y Figura 6.28.<sup>23</sup> Al igual que para el testigo 16, se encontraron pequeños granos de color blanco y tamaño arena mezclados con el sedimento, los cuales aparentan ser fragmentos de restos de mayor tamaño.
- **Fracturas:** El testigo 19 presenta distintos tipos de fracturas que fueron agrupadas de la misma forma que para el testigo 16 y tal como señala la simbología de los mapas de estructuras (Figura 6.27). Sin embargo, en la base del testigo (sección 19GC-1-2) se distingue un enrejado de fracturas rectas entrecruzadas a partir de los 229.6 [cm] (de color morado en la Figura 6.29) que se presume previo a las fracturas mayores típicas (de color naranja en la Figura 6.29) debido a que las primeras son cortadas por las segundas mencionadas. Por su parte, la sección superior del testigo (19GC-2-2) no muestra este tipo de fracturas, pero las fracturas menores que tiene se entrecruzan de tal forma que entre los 15 y 80 [cm] el testigo adquiere un aspecto brechoso en la tomografía.

<sup>23</sup> La mayor parte de los fósiles sin edad corresponden a fragmentos muy pequeños que no cumplían el peso mínimo para ser datados exigido por laboratorios.

## Estratificación cruzada aparente en testigo 19

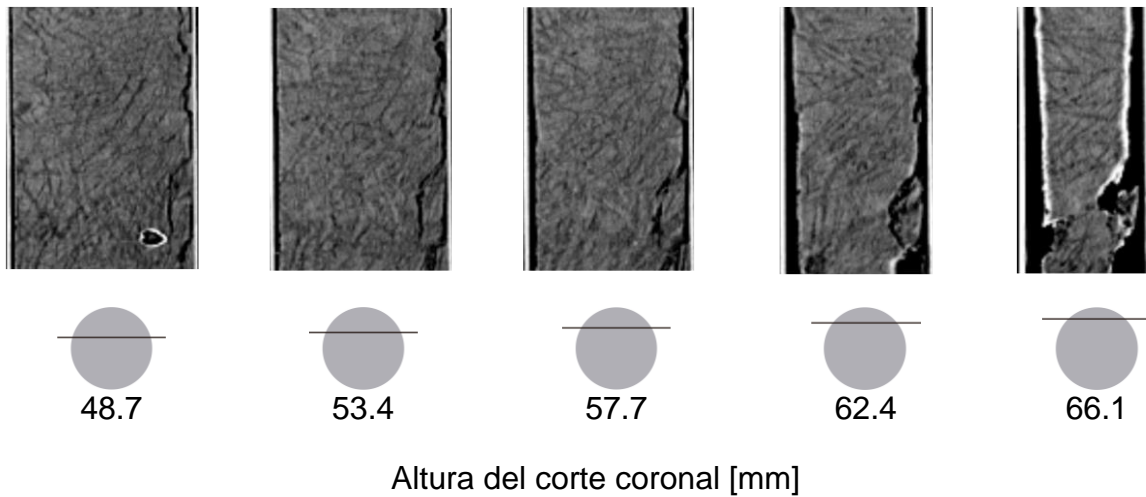


Figura 6.26: Ejemplo de estratificación cruzada aparente en la zona 204.7 – 210.7 [cm] del testigo 19 (sección 19GC-1-2). Abajo se muestra la altura del corte coronal correspondiente a cada imagen. A medida que se cambia el corte coronal, la estructura desaparece.

### Simbología

- Contacto tomográfico
- Artefactos con aspecto de laminación
- Posible estratificación cruzada
- Fracturas mayores rellenas de aire (HU < -800)
- Fracturas mayores rellenas de aire, agua y sedimento (-500 < HU < 500)
- Fracturas menores (HU variable)
- Fracturas rectas entrecruzadas
- Marcas de anélidos poliquetos (forma tubular de ancho > 2 [mm])
- Marcas de anélidos poliquetos (forma tubular de ancho < 2 [mm])
- Bioturbación sin forma definida
- Marcas de burbujas
- Restos carbonáticos visibles en la sección tomográfica
- Restos carbonáticos
- Restos carbonáticos datados con C-14
- Volumen vacío o relleno con espuma

### Escala de atenuación 19GC-1-2



### Escala de atenuación 19GC-2-2

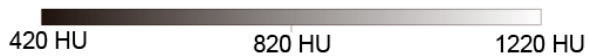


Figura 6.27: Simbología y escalas de atenuación para el mapeo del testigo 19.

# 19GC-2-2

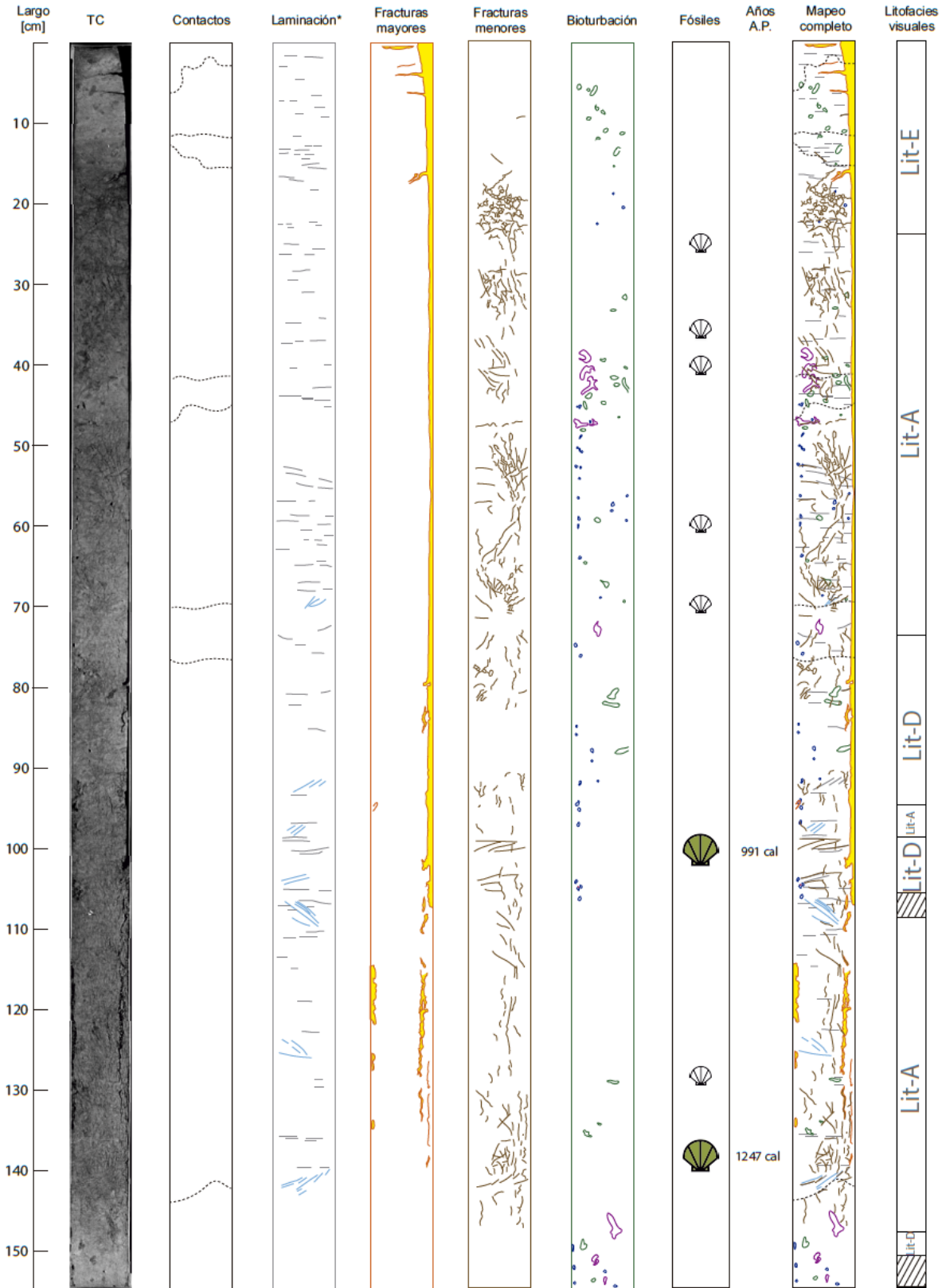


Figura 6.28: Mapa de estructuras sedimentarias identificadas mediante tomografía computarizada en la sección 19GC-2-2. Se incluyen las edades C-14 de algunos de los restos carbonáticos encontrados, además de las litofacies visuales definidas anteriormente.

# 19GC-1-2

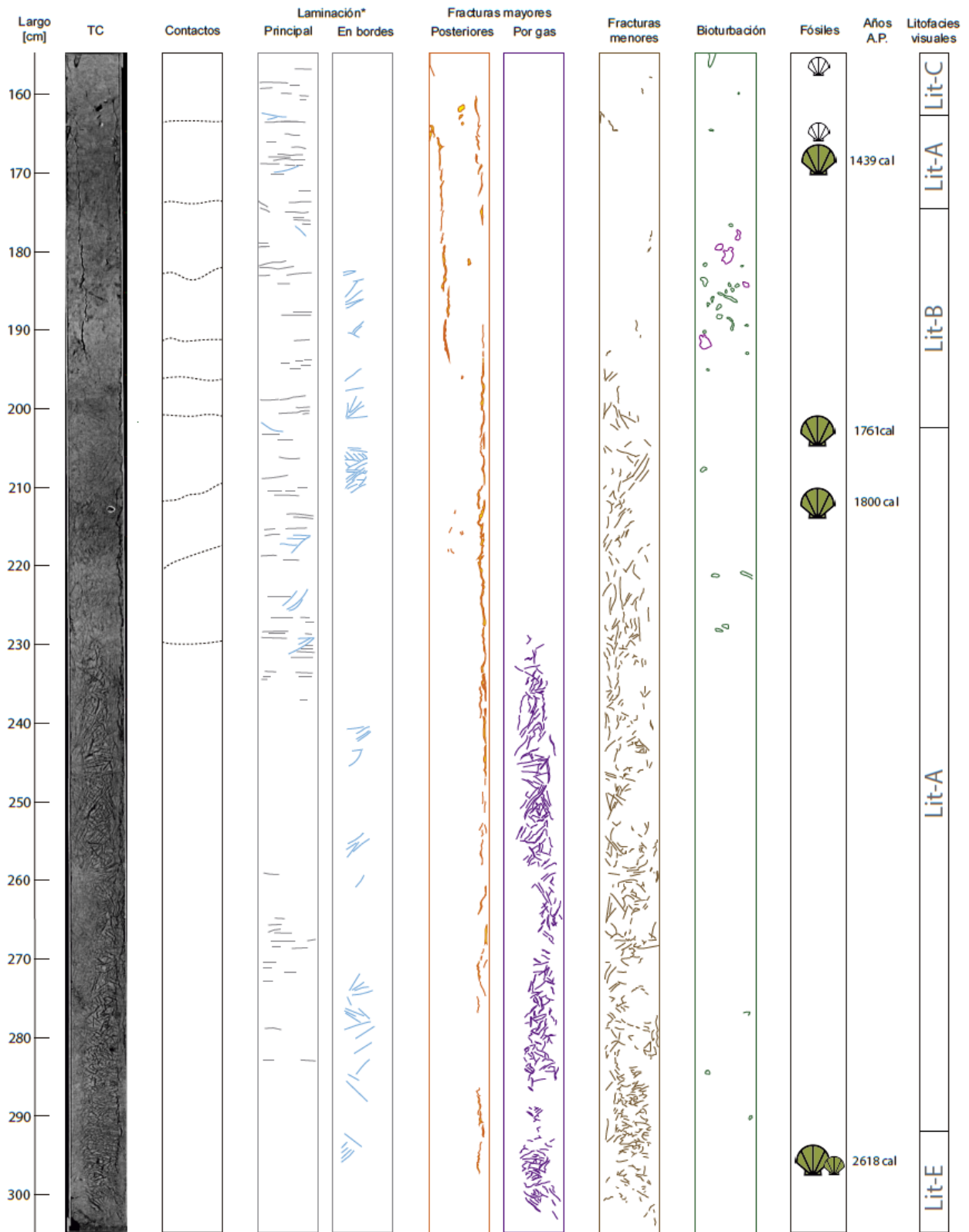


Figura 6.29: Mapa de estructuras sedimentarias identificadas mediante tomografía computarizada en la sección 16GC-2-2. Se incluyen las edades C-14 de algunos de los restos carbonáticos encontrados, además de las litofacies visuales definidas anteriormente.

#### 6.4.4 EDADES OBTENIDAS CON RADIOCARBONO

Los restos carbonáticos encontrados en los testigos fueron etiquetados y limpiados de restos siliciclásticos y materia orgánica utilizando agua destilada, pinceles, agujas, pinzas y bisturí. Posteriormente fueron enviadas al laboratorio norteamericano DirectAMS donde se obtuvieron las edades radiocarbono de la Tabla 6.6, a las cuales se les añadió un efecto reservorio de 480 años (Fernández, Anderson, Bertrand y Wellner, 2012) y fueron calibrados por medio de la curva SHCal13. Fotografías de los restos carbonáticos datados se muestran en el capítulo de ANEXOS en la página 189.

Tabla 6.6: Muestras y edades obtenidas con radiocarbono.

| Testigo | Sección | Prof. [cm] | Prof. total [cm] | Filo o clase | Conservación        | Orientación $\perp$ al testigo | Articulado | Fracción de moderno |           | Edad radiocarbono |           | Curva   | Efecto reservorio | Edad corregida | Promedio años AP calibrados | Intervalo 95.4% |
|---------|---------|------------|------------------|--------------|---------------------|--------------------------------|------------|---------------------|-----------|-------------------|-----------|---------|-------------------|----------------|-----------------------------|-----------------|
|         |         |            |                  |              |                     |                                |            | fM                  | $1\sigma$ | Años AP           | $1\sigma$ |         |                   |                |                             |                 |
| 16      | 2       | 40.5       | 40.5             | Bivalvo      | Fragmentos          | —                              | —          | 69.6                | 0.25      | 2915              | 29        | SHCal13 | 480               | 2435           | 3058                        | 2965 - 3184     |
|         |         | 50.5       | 50.5             | Bivalvo      | Fragmentos          | —                              | —          | 69.7                | 0.21      | 2901              | 24        | SHCal13 | 480               | 2421           | 3019                        | 2958 - 3080     |
|         | 1       | 22.5       | 150.5            | Bivalvo      | Fragmentos          | —                              | —          | 42.6                | 0.16      | 6860              | 30        | SHCal13 | 480               | 6380           | 7691                        | 7618 - 7759     |
|         |         | 72.0       | 200.0            | Escafópodo   | Entero              | Sí                             | —          | 37                  | 0.14      | 7982              | 30        | SHCal13 | 480               | 7502           | 8865                        | 8724 - 8996     |
|         |         | 123.0      | 251.0            | Bivalvo      | Dos valvas cerradas | Sí                             | No         | 32.4                | 0.13      | 9063              | 32        | SHCal13 | 480               | 8583           | 10224                       | 10191 - 10251   |
|         |         | 142.0      | 270.0            | Bivalvo      | Una valva           | Sí                             | —          | 30.1                | 0.13      | 9650              | 35        | SHCal13 | 480               | 9170           | 11025                       | 10859 - 11190   |
| 19      | 2       | 102.5      | 102.5            | Bivalvo      | Fragmentos          | —                              | —          | 87.4                | 0.28      | 1080              | 26        | SHCal13 | 480               | 600            | 991                         | 933 - 1055      |
|         |         | 139.0      | 139.0            | Bivalvo      | Dos valvas cerradas | Sí                             | Sí         | 84.9                | 0.3       | 1315              | 28        | SHCal13 | 480               | 835            | 1247                        | 1182 - 1295     |
|         | 1       | 13.5       | 168.1            | Bivalvo      | Fragmento           | —                              | —          | 82.6                | 0.24      | 1532              | 23        | SHCal13 | 480               | 1052           | 1439                        | 1355 - 1522     |
|         |         | 49.0       | 203.6            | Bivalvo      | Fragmento           | —                              | —          | 79.7                | 0.22      | 1820              | 22        | SHCal13 | 480               | 1340           | 1761                        | 1706 - 1821     |
|         |         | 58.0       | 212.6            | Bivalvo      | Dos valvas cerradas | Sí                             | No         | 79.3                | 0.22      | 1864              | 22        | SHCal13 | 480               | 1384           | 1800                        | 1728 - 1861     |
| 142.0   | 296.6   | Bivalvo    | Fragmentos       | —            | —                   | 73.1                           | 0.21       | 2519                | 23        | SHCal13           | 480       | 2039    | 2618              | 2495 - 2740    |                             |                 |



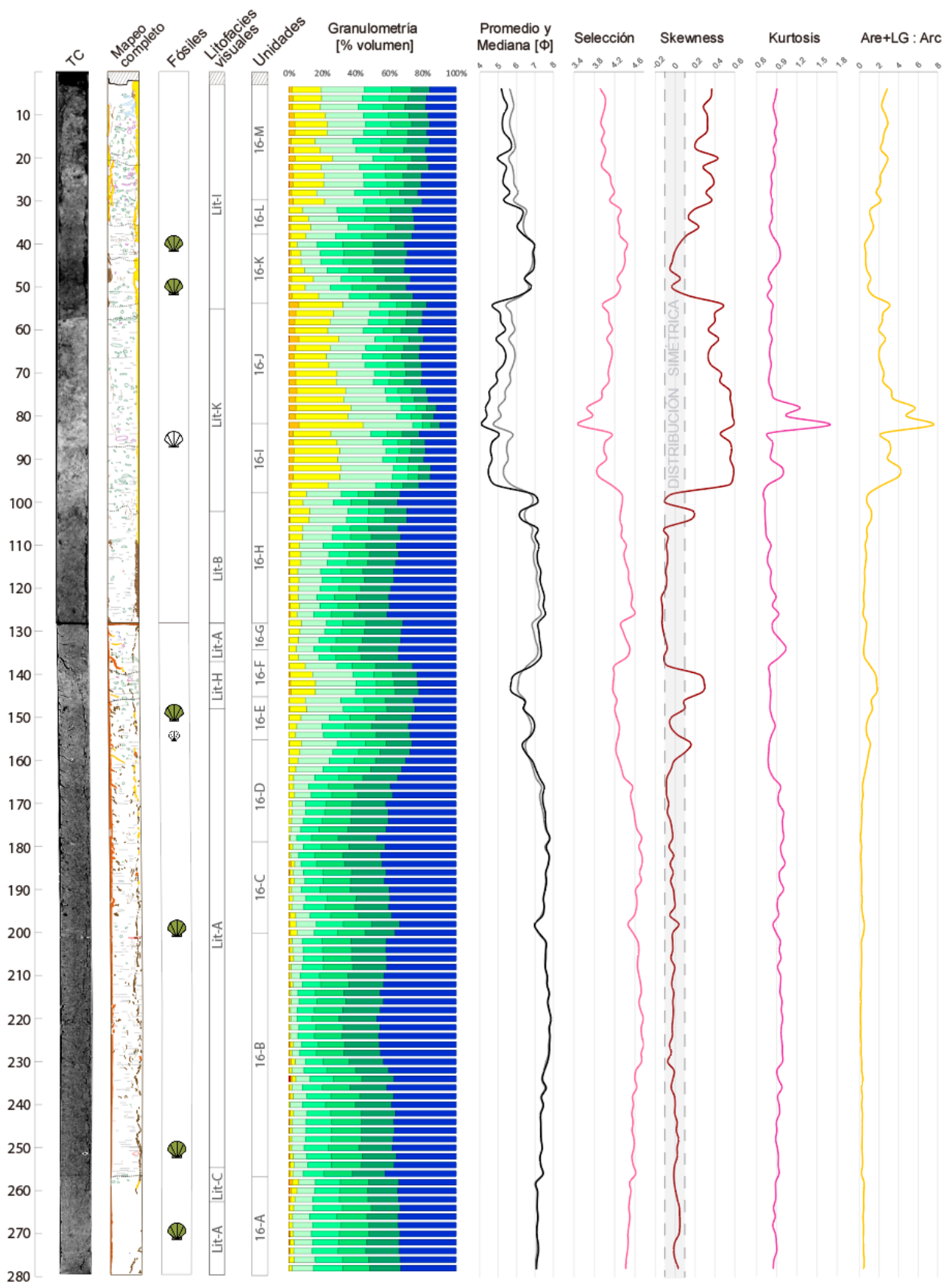


Figura 6.31: Parámetros granulométricos del testigo 16. Incluye: Distribución volumétrica de cada tamaño de grano, promedio, mediana, selección, skewness, kurtosis y razón de arenas y limo grueso en relación con la arcilla.

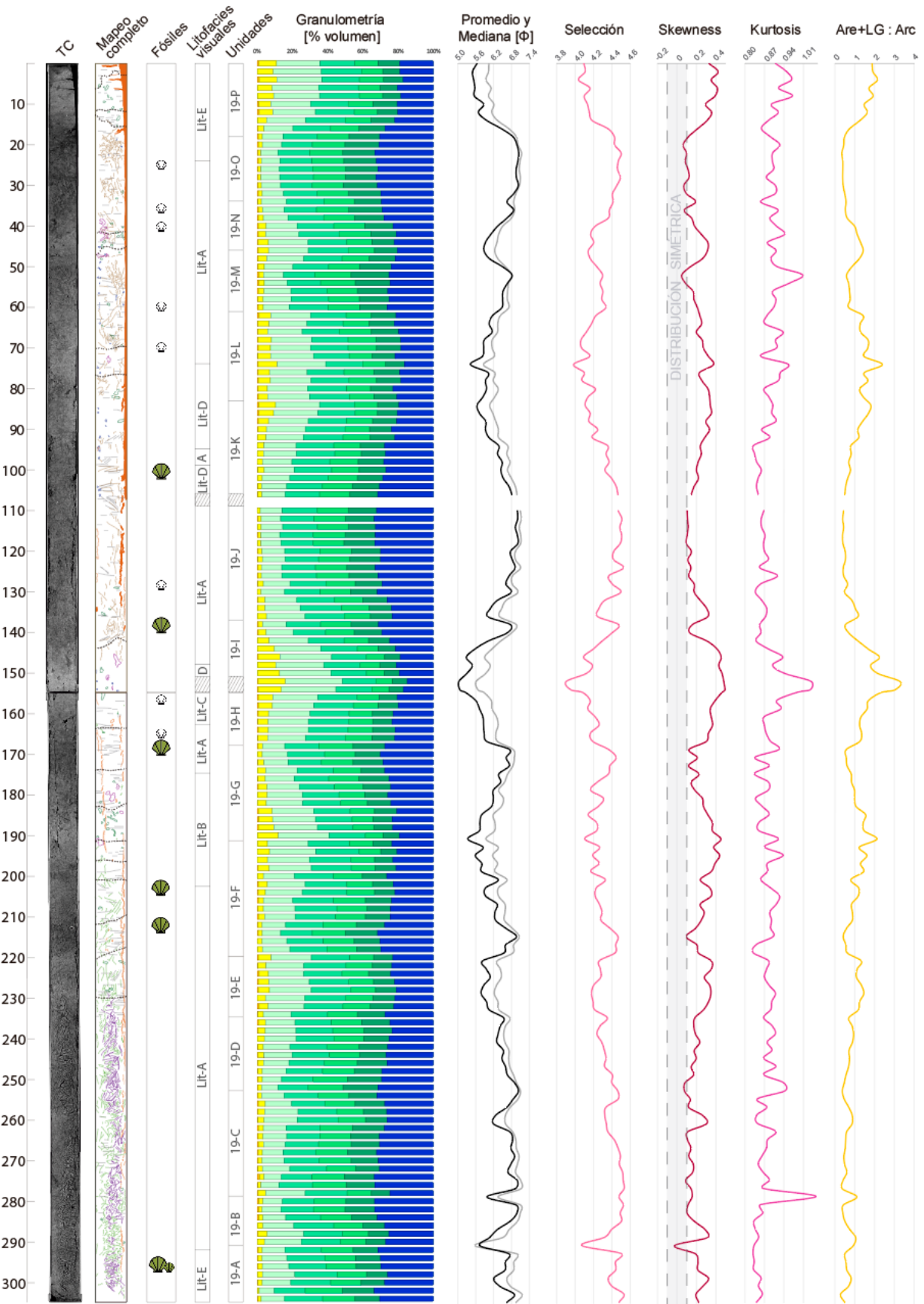


Figura 6.32: Parámetros granulométricos del testigo 19. Incluye: Distribución volumétrica de cada tamaño de grano, promedio, mediana, selección, skewness, kurtosis y razón de arenas y limo grueso en relación con la arcilla.



Tabla 6.7: Promedios de tamaño promedio, mediana, selección, skewness, kurtosis y razón Arena + Limo Grueso : Arcilla en cada unidad granulométrica definida.

| Unidad | Profundidad [cm] | Promedio [ $\phi$ ] | Mediana [ $\phi$ ] | Selección | Skewness | Kurtosis | Are+LG : Arcilla |
|--------|------------------|---------------------|--------------------|-----------|----------|----------|------------------|
| 16-M   | 3 - 30           | 5.79                | 5.36               | 4.02      | 0.32     | 0.86     | 2.42             |
| 16-L   | 30 - 38          | 6.34                | 6.06               | 4.26      | 0.21     | 0.83     | 1.38             |
| 16-K   | 38 - 54          | 6.54                | 6.47               | 4.29      | 0.08     | 0.86     | 1.12             |
| 16-J   | 54 - 82          | 5.53                | 4.86               | 3.98      | 0.46     | 0.92     | 3.23             |
| 16-I   | 82 - 98          | 5.58                | 4.87               | 3.98      | 0.49     | 0.93     | 3.36             |
| 16-H   | 98 - 128         | 6.95                | 7.11               | 4.42      | -0.06    | 0.79     | 0.68             |
| 16-G   | 128 - 134        | 7.00                | 7.24               | 4.40      | -0.11    | 0.92     | 0.58             |
| 16-F   | 134 - 145        | 6.53                | 6.46               | 4.27      | 0.09     | 0.86     | 1.20             |
| 16-E   | 145 - 155        | 6.62                | 6.69               | 4.25      | 0.02     | 0.83     | 0.98             |
| 16-D   | 155 - 179        | 7.17                | 7.24               | 4.47      | -0.03    | 0.90     | 0.46             |
| 16-C   | 179 - 200        | 7.50                | 7.52               | 4.65      | -0.03    | 0.95     | 0.24             |
| 16-B   | 200 - 257        | 7.52                | 7.55               | 4.64      | -0.02    | 0.94     | 0.21             |
| 16-A   | 257 - 278        | 7.10                | 7.12               | 4.47      | 0.02     | 0.87     | 0.42             |
| 19-P   | 0 - 18.0         | 6.25                | 5.86               | 4.18      | 0.32     | 0.92     | 1.52             |
| 19-O   | 18.0 - 34.0      | 7.03                | 6.93               | 4.45      | 0.11     | 0.90     | 0.44             |
| 19-N   | 34.0 - 46.0      | 6.57                | 6.34               | 4.27      | 0.21     | 0.90     | 0.94             |
| 19-M   | 46.0 - 61.0      | 6.59                | 6.43               | 4.26      | 0.17     | 0.93     | 0.87             |
| 19-L   | 61.0 - 83.0      | 6.23                | 5.92               | 4.12      | 0.28     | 0.90     | 1.55             |
| 19-K   | 83.0 - 107.0     | 6.56                | 6.25               | 4.30      | 0.26     | 0.86     | 1.00             |
| 19-J   | 109.0 - 137.0    | 6.90                | 6.72               | 4.42      | 0.16     | 0.87     | 0.58             |
| 19-I   | 137.0 - 154.7    | 6.17                | 5.69               | 4.18      | 0.37     | 0.92     | 1.85             |
| 19-H   | 154.7 - 167.7    | 6.20                | 5.74               | 4.18      | 0.36     | 0.91     | 1.54             |
| 19-G   | 167.7 - 191.7    | 6.48                | 6.17               | 4.27      | 0.25     | 0.87     | 1.09             |
| 19-F   | 191.7 - 219.7    | 6.56                | 6.20               | 4.30      | 0.28     | 0.89     | 0.97             |
| 19-E   | 219.7 - 234.7    | 6.45                | 6.07               | 4.27      | 0.30     | 0.88     | 1.12             |
| 19-D   | 234.7 - 252.7    | 6.76                | 6.59               | 4.34      | 0.16     | 0.90     | 0.70             |
| 19-C   | 252.7 - 278.7    | 6.88                | 6.69               | 4.44      | 0.15     | 0.89     | 0.60             |
| 19-B   | 278.7 - 290.7    | 6.62                | 6.40               | 4.40      | 0.16     | 0.88     | 0.74             |
| 19-A   | 290.7 - 304.7    | 6.73                | 6.47               | 4.40      | 0.20     | 0.84     | 0.61             |

#### 6.4.6 RESULTADOS INTEGRADOS

En este apartado se integran los resultados de tomografía computarizada (en escala de grises y a color), mapeo de estructuras, contenido fósil y edades, litofacies visuales, proporción volumétrica de los distintos tamaños de grano, susceptibilidad magnética, moda de atenuación, densidad promedio, mapa de densidad, mapa de número atómico efectivo y mapa de materiales (Figura 6.33, Figura 6.34 y Figura 6.30).<sup>24</sup> Como se mencionó en el apartado anterior, el criterio prioritario utilizado para la definición de unidades fue la granulometría, seguido por variaciones en atenuación, susceptibilidad magnética y contactos mapeados como criterios secundarios. Esto se debe a que la granulometría puede reflejar de mejor manera los procesos deposicionales, mientras que variaciones en la susceptibilidad magnética y atenuación pueden deberse también a cambios composicionales o a bioturbación (la cual responde a un proceso posterior al depósito), respectivamente. Las estructuras sedimentarias encontradas tampoco constituyen un buen reflejo del proceso de deposición dado que en su mayoría se trata de bioturbación, fracturas posteriores y falsas laminaciones (producto de un artefacto de la tomografía computarizada).

Los mapas de densidad, de número atómico efectivo y materiales se muestran de forma más bien homogénea en ambos testigos, por lo que no se utilizaron para definición de unidades. La densidad, por su parte, depende fuertemente del grado de bioturbación por lo que no es un criterio confiable, no obstante, se correlaciona en gran medida con el grado de atenuación. El número atómico efectivo y los materiales involucrados no muestran diferencias significativas a lo largo del testigo ni entre los dos testigos. Los materiales dominantes obtenidos a partir de la metodología *dual energy* son carbonatos, arcillas, micas, feldespatos y haluros, además de aire y agua en menor medida.

---

<sup>24</sup> En la página 207 de los ANEXOS se muestran los resultados integrados por sección del testigo

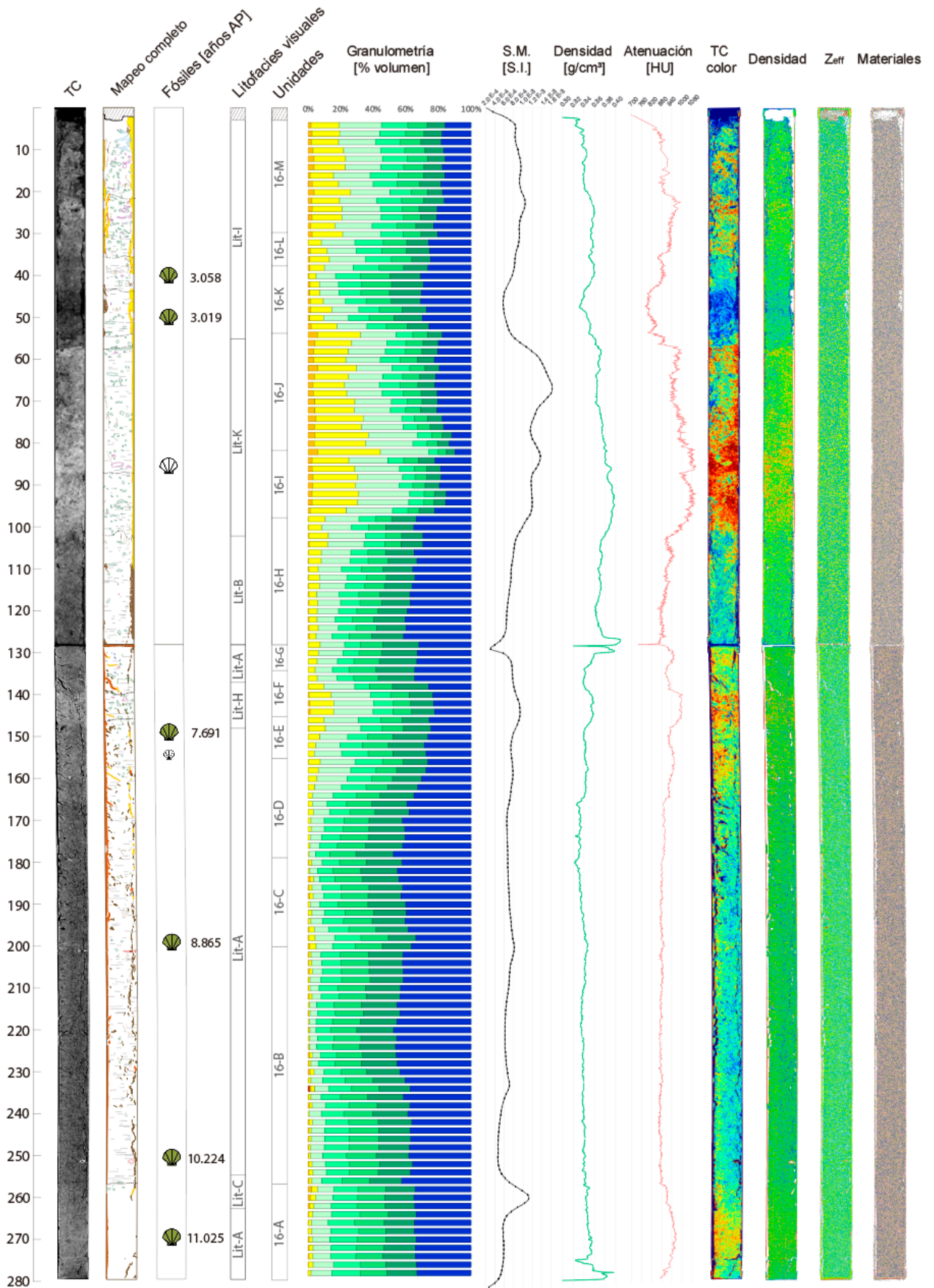


Figura 6.33: Resultados integrados del testigo 16.

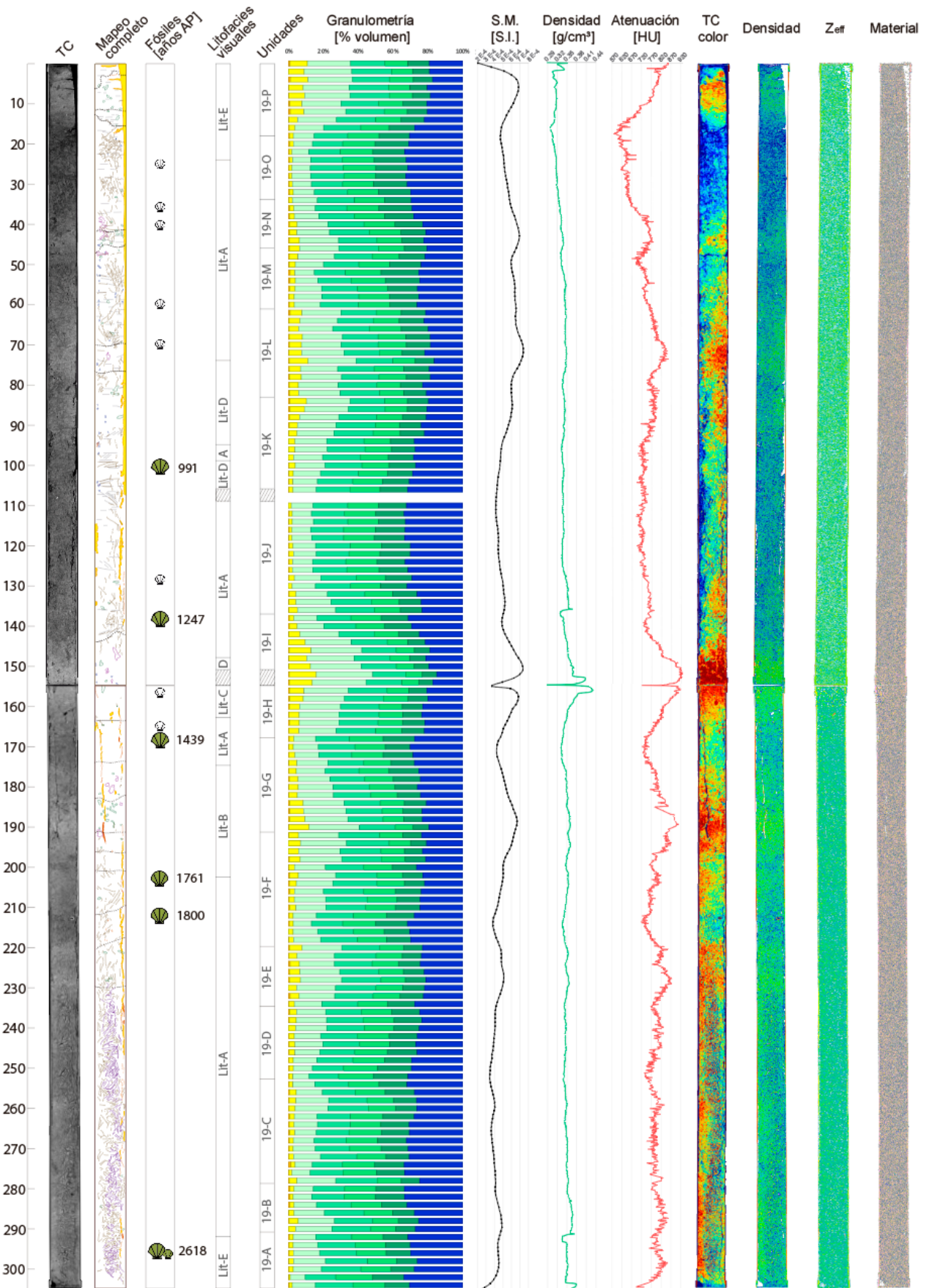
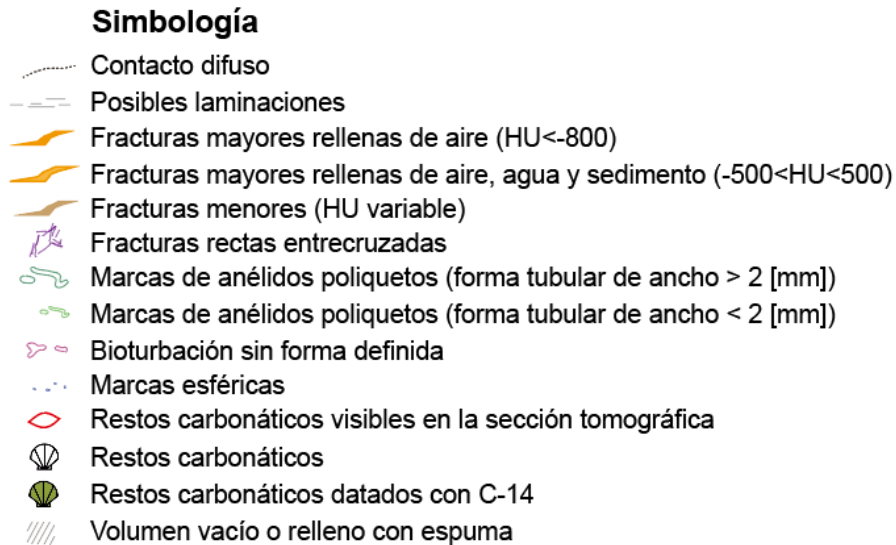
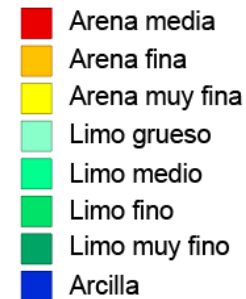


Figura 6.34: Resultados integrados del testigo 19.



### Leyenda granulometría



### Leyenda Materiales

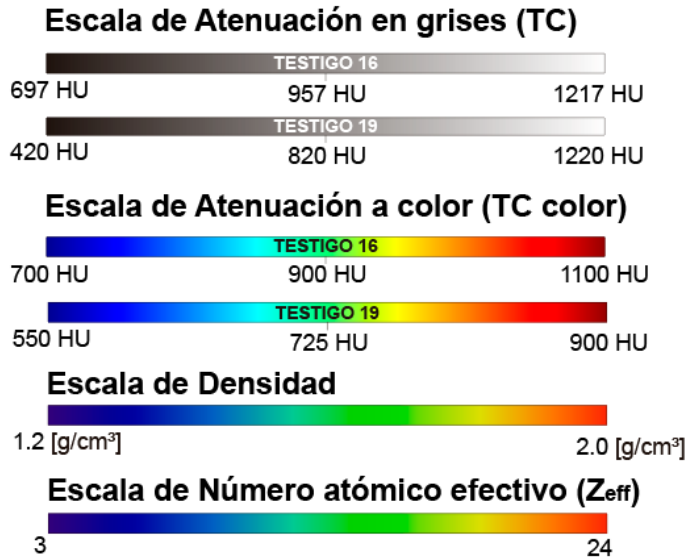
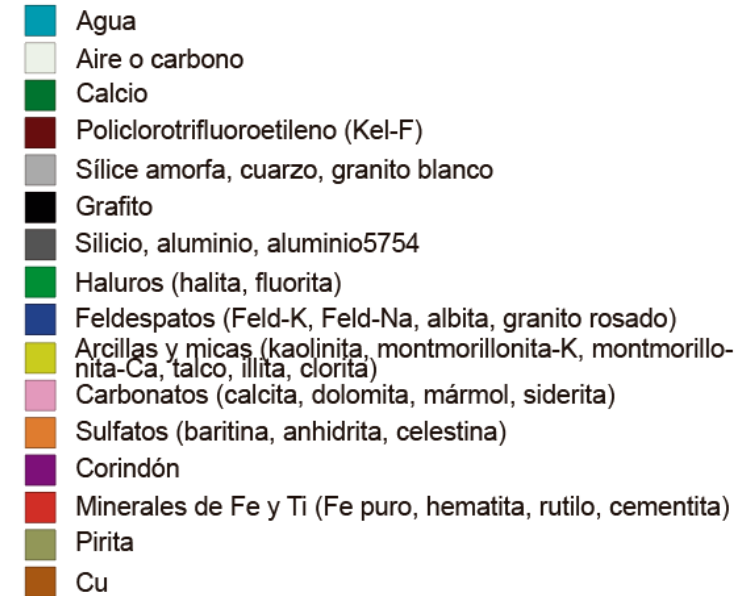


Figura 6.35: Simbología y leyenda de los resultados integrados de los dos testigos estudiados.

## 7. DISCUSIÓN

### 7.1 DATOS FLUVIOMÉTRICOS Y MODELO QBART

Mulder y Syvitski (1995) señalan que para que se produzca un flujo hiperpicnal en zonas a latitudes superiores a los  $50^\circ$  hay que sobrepasar, a priori, una concentración de sedimento de  $43.35 \text{ [Kg/m}^3\text{]}$ . Más aún, al calcular la concentración mínima de sedimentos necesaria para generar un flujo hiperpicnal con los datos de la Tabla 6.3 se obtuvo una concentración de  $26.99 - 57.07 \text{ [Kg/m}^3\text{]}$ , asociada además a eventos con un período de retorno de cientos de años o de orden tectónico/climático según el nomograma de la Figura 4.20. Ambos valores de concentración se encuentran muy por encima del máximo registrado por la DGA (Tabla 6.1) de  $7.28 \text{ [Kg/m}^3\text{]}$ , registrado el día 4 de abril de 2005. Los días 2, 3 y 4 de abril de 2005 hubo precipitaciones de 4.6, 25.2 y 21 [mm] (Santana, 2006) que pudieron haber repercutido en esa máxima concentración de sedimento.

Si bien el día 4 de abril de 2005 registra la máxima concentración de sedimento, no es una fecha en la que se reconozca un evento de aluvión o inundación, por lo que puede ser poco representativa del tipo de eventos que se abordan en este trabajo. No obstante, dado que se requeriría una concentración de sedimento superior al triple de este valor, y descartando a flujos homopicales por el no cumplimiento de las condiciones necesarias (página 30), se plantea la hipótesis de que los flujos de sedimento generados durante eventos aluvionales se manifiestan en la desembocadura como flujos hipopicales.

Por su parte, el modelo BQART de Syvitski y Milliman (2007) permitió obtener una estimación del flujo de sedimento  $Q_s$  de  $2877 - 3149 \text{ [ton/año]}$ . Este valor es al menos tres órdenes de magnitud menor que los ríos de menor flujo en el catálogo M&S92 (Syvitski y Milliman, 2007), no obstante, también es un río con un área de cuenca un orden de magnitud menor que el de la cuenca de menor superficie. Lo anterior es coherente con la correlación demostrada por Milliman y Syvitski (1992), en la cual la carga de sedimento aumenta en cuencas de mayor superficie.

## 7.2 TRANSPORTE DEL FLUJO DEL RÍO LAS MINAS

Como se ha mencionado en apartados anteriores, que el flujo global se manifieste como una pluma hipopical no implica que no se generen flujos hiperpicnales subordinados. De hecho, las concentraciones de 7.28 [Kg/m<sup>3</sup>] y 13.50 [Kg/m<sup>3</sup>] superan el límite crítico de 5 [Kg/m<sup>3</sup>] determinado por Parsons et al. (2001), el cual marca la concentración en la cual los procesos de convección son al menos tan fuertes como la decantación por floculación. Aún más, los autores afirman que más de la mitad del sedimento de una pluma hipopical puede pasar a formar parte de una corriente de fondo por medio de mezcla convectiva.

La idea de una separación del sedimento que compone la pluma hipopical formada por eventos extremos sugiere el estudio por separado de cada fase. El sedimento que se mantuvo en superficie habría estado especialmente expuesto a la acción de mareas y oleaje que, como se indicó en la sección de características oceanográficas (página 11), tienden a orientarse hacia el noreste. La acción de estos agentes podría haber desviado la fracción más fina del flujo respecto a la prolongación natural del río. Aun así, la marea no sería un factor dominante, al menos en la configuración general del delta, debido a que su amplitud macromareal es muy pequeña (del orden de 2 [m]) en relación con lo que expone la bibliografía (5 [m]) para los deltas dominados por ella.

Las imágenes satelitales expuestas en la Figura 7.1 apoyan la idea de una desviación de la parte permanentemente hipopical del flujo, en especial las fotografías A, D, E, F, G, H e I, esta última cercana al último aluvión histórico registrado en la ciudad. De las imágenes además se deduce una influencia importante del oleaje debido a la formación de barras transversales al flujo. La asimetría de estas barras es indicativa de un transporte lateral de sedimento cuya dirección no es constante en las distintas fechas. Un ejemplo es la imagen A, donde la morfología de la barra implica un transporte hacia el sur, contrario a lo que ocurre con el flujo del río. Por otro lado, en la imagen C se distingue la formación de una barra hacia el norte que se mezcla con la anterior desarrollada hacia el sur.

Los perfiles sísmicos perpendiculares a la costa (Figura 6.6, Figura 6.7 y Figura 6.8) muestran una topografía submarina de profundidad superior a 60 [mbnm] que tiende a suavizarse y volverse horizontal a partir de 7 [km] hacia el SE desde la desembocadura del río Las Minas. Revelan, además, capas estratificadas que tienden a aumentar su espesor en la misma dirección, características que se condicen con la hipótesis de que se trata del prodelta asociado al río. Por otro lado, los testigos entregan nueva información que va en línea con la definición de prodelta de Rodriguez y Arche (2010) y de Moore (1966): El testigo 16 (más proximal) posee granulometría variable entre limo arcilloso, con contenidos variables de arena, y limo arenoso. El testigo 19, más distal, posee un tamaño relativamente constante de limo arcilloso, con menores contenidos de arena. Adicionalmente, la abundante bioturbación que se exhibe en las cuatro secciones estudiadas sería característica de las zonas externas del prodelta (Dabrio, 1984; Moore, 1966).



Figura 7.1: Fotografías satelitales de la desembocadura del río Las Minas dentro de los últimos 9 años. Obtenido de Google Earth Pro. Se encuentran ordenadas de más reciente a más antigua.



Si bien es posible que el sedimento que se observa en la sísmica no provenga del río Las Minas, es poco probable puesto que dentro de un radio de 16 [km] del área de adquisición de los testigos la cuenca más grande es la de este río. Sin embargo, las evidencias específicas de aporte desde otras fuentes se discuten en el apartado de interpretación sísmica.

### 7.3 CRITERIOS PARA LA IDENTIFICACIÓN DE FLUJOS DE FONDO

Dado que los testigos extraídos no presentan variaciones de color, estructuras definidas o contactos marcados (figuras Figura 5.11, Figura 6.22, Figura 6.23, Figura 6.28 y Figura 6.29), las definiciones de turbidita y flujo de detritos subacuático presentadas anteriormente pueden no ser aplicables directamente. No obstante, el concepto de hemiturbidita (página 62) parece ajustarse de mejor manera a las características de los testigos analizados. En base a la definición de hemiturbidita de Stow y Wetzel (1990) y a los rasgos de turbiditas recopilados en la Tabla 4.1 se discute si los testigos de este estudio, mayormente homogéneos y fuertemente bioturbados, registran flujos asociados a eventos aluvionales o si corresponden únicamente a sedimento hemipelágico. Para esto se evalúa la aplicabilidad de los criterios de reconocimiento de turbiditas en hemiturbiditas y en estos testigos en particular.

#### 7.3.1 CONTACTOS

A priori, la ausencia de contactos marcados en los testigos de este estudio y la abundante bioturbación sugieren que el sedimento muestreado forma parte de una secuencia de hemipelagitas (Figura 7.2) que, en consecuencia, no registraría flujos submarinos instantáneos. Sin embargo, las hemiturbiditas de Stow y Wetzel (1990) pueden no tener límites definidos, de modo que el proceso queda representado por variaciones de color o de tamaño de grano. Por este motivo, la ausencia de contactos definidos no descarta la posibilidad de un aporte de sedimento desde corrientes de turbidez.

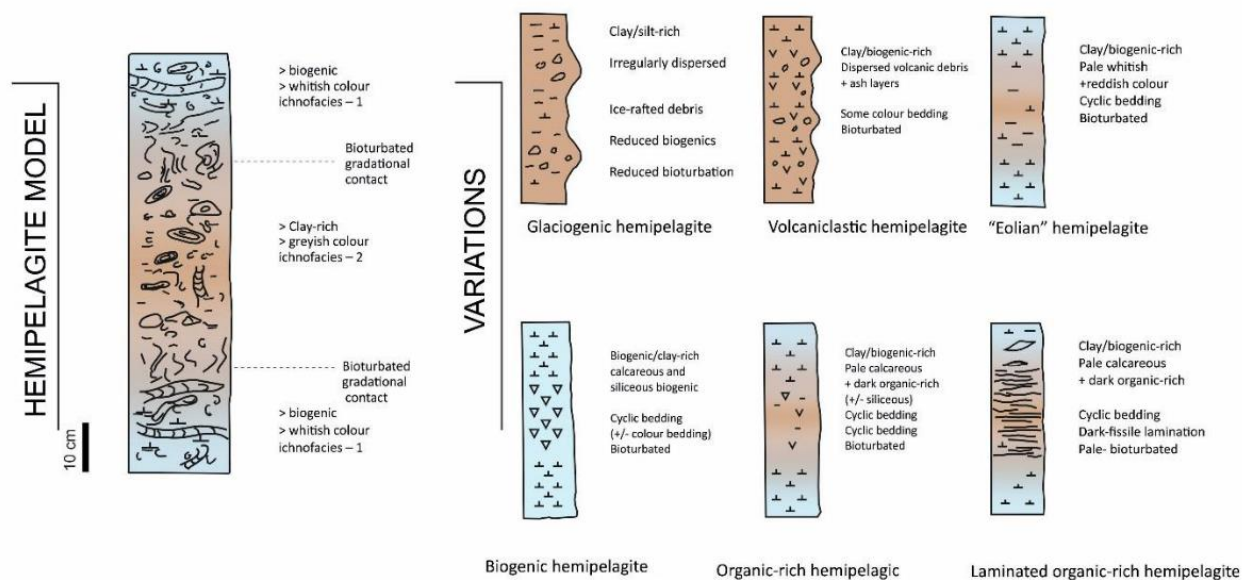


Figura 7.2: Modelos de facies de hemipelagitas. Obtenido de Stow y Smillie (2020).

Los contactos mapeados en los testigos 16 y 19 corresponden a contactos tomográficos, es decir, no se manifiestan a simple vista, pero se distinguen en la tomografía como un cambio notorio en la atenuación (cambio de HU). Estos contactos tomográficos no necesariamente representarían eventos diferentes, sino un cambio en el material involucrado (ya sea por diferencias granulométricas, mineralógicas o ambas). Con esto en consideración, y en un contexto de ubicación distal a la nube de la corriente de turbidez, es esperable que el paso del material más grueso en la nube al más fino esté marcado por un cambio en la atenuación dentro del depósito, lo que podría implicar la presencia de un contacto tomográfico dentro de la unidad definida como un evento. La ausencia de este contacto intermedio, no obstante, no debería descartar el carácter hemiturbidítico de la unidad siempre y cuando exista una variación en la atenuación dentro de ella.

### **7.3.2 BIOTURBACIÓN**

Tal como fue señalado en la sección de Corrientes de turbidez, la ausencia de bioturbación suele ser característica de los depósitos turbidíticos. Sin embargo, en el caso de las hemiturbiditas, el depósito desde la nube ocurre como una decantación que tarda semanas a meses en completarse, otorgando tiempo suficiente para que organismos marinos alteren el sedimento de forma continua (Stow y Smillie, 2020; Stow y Wetzel, 2020). Aún así, Stow y Wetzel (2020) sugieren que un menor grado de bioturbación estaría ligado a un aumento en la tasa de sedimentación, que a su vez se asociaría a la llegada de material desde la nube diluida de la corriente de turbidez. Por lo tanto, la presencia de bioturbación en un tramo no rechaza la hipótesis de un origen desde corriente de turbidez, pero variaciones en ella podrían indicar cambios en la tasa de sedimentación.

Los testigos 16 y 19 muestran un alto grado de bioturbación en prácticamente todo su largo, lo que explicaría la ausencia de otras estructuras sedimentarias. Los cambios en el grado de bioturbación no están bien representados en el mapeo de estructuras (Figura 6.22, Figura 6.23, Figura 6.28 y Figura 6.29) puesto que se realizó a partir de un único corte coronal de la tomografía y debido a que gran parte de los testigos posee fracturas posteriores. Por este motivo, en este caso particular no se recomienda inferir tasas de sedimentación a partir de las estructuras de bioturbación mapeadas.

### 7.3.3 GRANULOMETRÍA

Stow y Wetzel (1990) describen una gradación normal del tamaño de grano dentro de las hemiturbiditas, con variaciones inferiores a  $0.5 \phi$ . Los autores no mencionan la existencia de gradaciones inversas en hemiturbiditas, pero puede inferirse que opera de la misma forma que con las turbiditas por inundación, en especial por la mayor duración del flujo en relación con corrientes de turbidez con otra génesis. De esta forma, a partir de lo señalado por Dhivert et al. (2015), Wirth et al. (2011) e Ikehara et al. (2020), turbiditas generadas por eventos de inundación mostrarían gradaciones inversas y normales, lo que concuerda además con la definición de hiperpicnita de Mulder et al. (2001). Sin embargo, otros trabajos como el de Ducassou et al. (2008) reconocen turbiditas con el mismo origen que presentan únicamente gradación normal.

Las hemiturbiditas descritas por Stow y Wetzel (1990) involucraban limo muy fino y arcilla con tamaños promedio  $7.5-7.9 \phi$ , con una gradación normal y una parte basal  $1.0-1.5 \phi$  más gruesa que el promedio. Los tamaños promedio del testigo 16 ( $4.8 - 7.9 \phi$ ) y del testigo 19 ( $5.6 - 7.2 \phi$ ) no se alejan totalmente de este rango, pero se ven afectados por un mayor contenido de arena que las hemiturbiditas de los autores. Debido a la distancia de los puntos de extracción de los testigos a la desembocadura, la cantidad de arena funciona como un criterio de primer orden para detectar flujos de fondo, puesto que la sedimentación hemipelágica no es capaz de transportar arena a esa distancia. Por otro lado, mayores cantidades de arena, como las que se observan en algunos tramos del testigo 16 (Figura 6.31) responderían a un acercamiento hacia las facies turbidíticas dentro del espectro turbidita-hemipelagita, lo que a su vez podría ser resultado de una mayor cantidad de sedimento involucrado en el flujo o de variaciones en el nivel del mar.

En cuanto al tipo de distribución granulométrica, Stow y Wetzel (1990), al igual que los autores citados en la Tabla 4.1, no mencionan un tipo de distribución característico. No obstante, Stow y Smillie (2020) advierten que los depósitos de sedimento hemipelágico, si bien son de grano fino, presentan una mala selección y pueden tener distribuciones bimodales o polimodales de tamaño de grano. Esto sugiere que el tipo de distribución de las diferentes unidades no es indicativa de flujos de fondo por sí misma y debe interpretarse con precaución.

### 7.3.4 SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

Las hemiturbiditas de Stow y Wetzel (1990) mostraron una tendencia decreciente hacia al techo, al igual que las turbiditas de Vandekerkhove et al. (2019), no obstante, Moernaut et al. (2014) describieron además tendencias estables en la susceptibilidad magnética dentro de sus turbiditas lacustres. Este parámetro, como se mencionó en el capítulo de SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA, puede reflejar las variaciones en tamaño de grano, pero muestra más fuertemente variaciones en la cantidad de hierro, arcillas y materiales ferromagnéticos, de modo que aumentos en la susceptibilidad magnética pueden vincularse a regresiones marinas (mayor aporte continental) o a eventos aislados de aporte de material detrítico (Ellwood, 2007).

Los testigos 16 y 19 muestran, mayormente, aumentos de MS en zonas con mayores tamaños de grano, de modo que el comportamiento se ajustaría a lo esperado por Vandekerkhove et al. (2019) y Moernaut et al. (2014), y no al comportamiento contrario descrito por Li et al. (1999). Por otro lado, a pesar de que la tendencia de la MS en turbiditas y hemiturbiditas es decreciente hacia el techo en los estudios mencionados, otros comportamientos de la curva que se vinculen a las tendencias del tamaño de grano pueden ser consideradas válidas. Por ejemplo, una turbidita vinculada a eventos de inundación puede exhibir una gradación inversa y luego normal y la MS podría reflejar este comportamiento mostrando un crecimiento y posterior decrecimiento hacia el techo. Por este motivo, el aumento de MS, siempre y cuando esté acompañado de un mayor tamaño de grano que el tramo hemipelágico, puede utilizarse como un criterio confiable para la definición de flujos de fondo. Un segundo criterio en relación a la MS, es que este parámetro muestre una tendencia decreciente o bien refleje los cambios granulométricos del tramo.

La influencia mineralógica de las capas por sobre el tamaño de grano en la MS también queda de manifiesto en el trabajo de Vandekerkhove et al. (2019), quienes determinaron que algunos *peaks* de susceptibilidad magnética respondían a la presencia de cripto-tefra. Por este motivo, y dada la evidencia de depósitos de tefra en el área de estudio, *peaks* en los testigos 16 y 19 que no se relacionen al tamaño de grano ni a cambios de atenuación o densidad pueden interpretarse como zonas con contenido de material volcánico. En particular, el *peak* de MS a los 260 [cm] de profundidad en el testigo 16 no se asocia a aumentos en el tamaño de grano, por lo que debe vincularse a un mayor contenido de minerales ferromagnéticos. Esta hipótesis es concordante con observaciones realizadas durante las labores de granulometría láser, ya que para las muestras 258 [cm] y 260 [cm] el imán utilizado para revolver las muestras atrajo una cantidad anormal de sedimento. Las edades obtenidas permiten acotar este evento en rango  $11025 \pm 165$  y  $10224 \pm 30$  años calibrados, sin embargo, los registros de tefra más cercanos temporalmente corresponden a los de una erupción del volcán Reclus en  $12480 \pm 470$  años AP, seguidos de erupciones del volcán Hudson en  $8775 \pm 150$  años AP y del monte Burney hace  $7920 \pm 380$  años AP (Stern, 1992). El *peak* podría deberse a la deposición directa de tefra del volcán Reclus, a una removilización de material volcánico previamente depositado o bien a otras fuentes. De ser el primer caso, implicaría un problema con las edades obtenidas con radiocarbono, probablemente vinculado al efecto reservorio generado por el contenido de carbón de la Formación Loreto.

## 7.4 IDENTIFICACIÓN DE FLUJOS DE ORIGEN ALUVIONAL

Según las variables discutidas en el apartado anterior, los criterios empleados para la identificación de hemiturbiditas para los testigos de este estudio fueron:

1. **Aumento de gruesos:** Cambio abrupto en la cantidad de arena o limo (aumento en proporción Are+LG:Arc), o bien, una cantidad de arena muy fina mayor a 4% en al menos dos mediciones seguidas en el testigo 19 y mayor a 3% en el testigo 16. De esta forma, aumentos progresivos que alcancen un alto contenido de arena también son considerados. Este criterio, en cualquiera de sus opciones mencionadas, funciona como criterio excluyente.
2. **Gradación normal o inversa-normal:** Los tramos deben mostrar gradaciones mayormente normales en el tamaño de grano (con variaciones intermedias permitidas) o bien, gradación inversa seguida por una gradación normal, lo que sería un claro indicio de una génesis por aumento de caudal.
3. **MS mayor que en tramos hemipelágicos:** La susceptibilidad magnética debe mostrar un aumento en relación con los tramos hemipelágicos, pero debe además estar vinculada a un aumento en el tamaño de grano para considerarse indicio de flujo de fondo. La tendencia de la MS puede ser decreciente o reflejar el comportamiento del tamaño de grano.
4. **Cambios de atenuación:** Deben existir variaciones de atenuación dentro del tramo (aumento o disminución claro en el gráfico de atenuación) que puede o no incluir un contacto tomográfico intermedio.

En base a estos criterios se identificaron 15 hemiturbiditas (ver Figura 7.3 y Figura 7.4), de las cuales 7 cumplen con los cuatro criterios mencionados. Aquellas que cumplen los cuatro criterios fueron marcadas de color verde, las que cumplen tres de color amarillo y las que cumplen dos de color gris. Los límites de estas unidades son inferidos y responden a cambios abruptos en las proporciones granulométricas o contenidos de arena muy fina lo suficientemente bajos para considerar los tramos como hemipelágicos (inferior a 4 o 3% dependiendo del testigo).

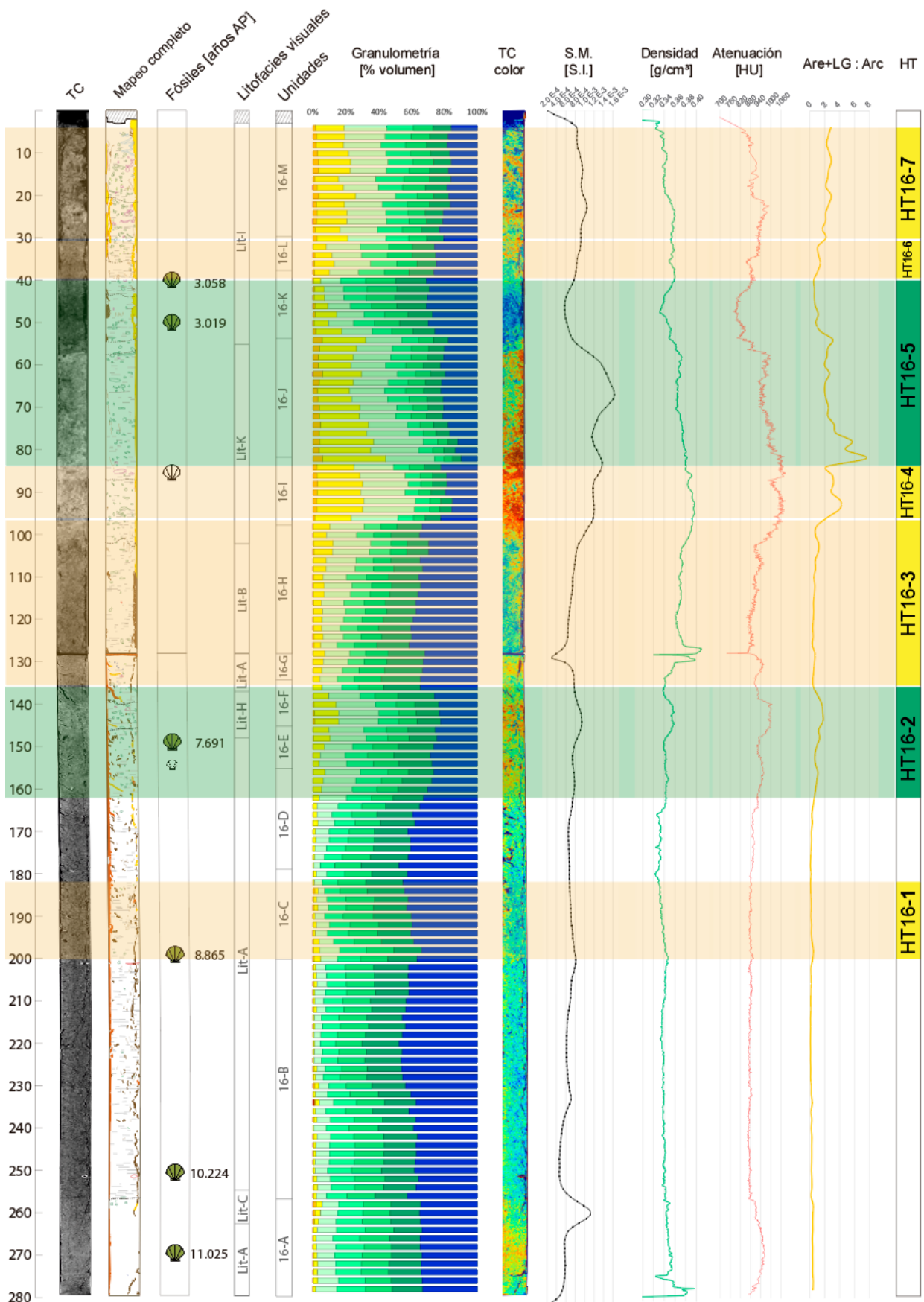


Figura 7.3: Hemiturbiditas identificadas en el testigo 16 en conjunto con algunos resultados integrados.

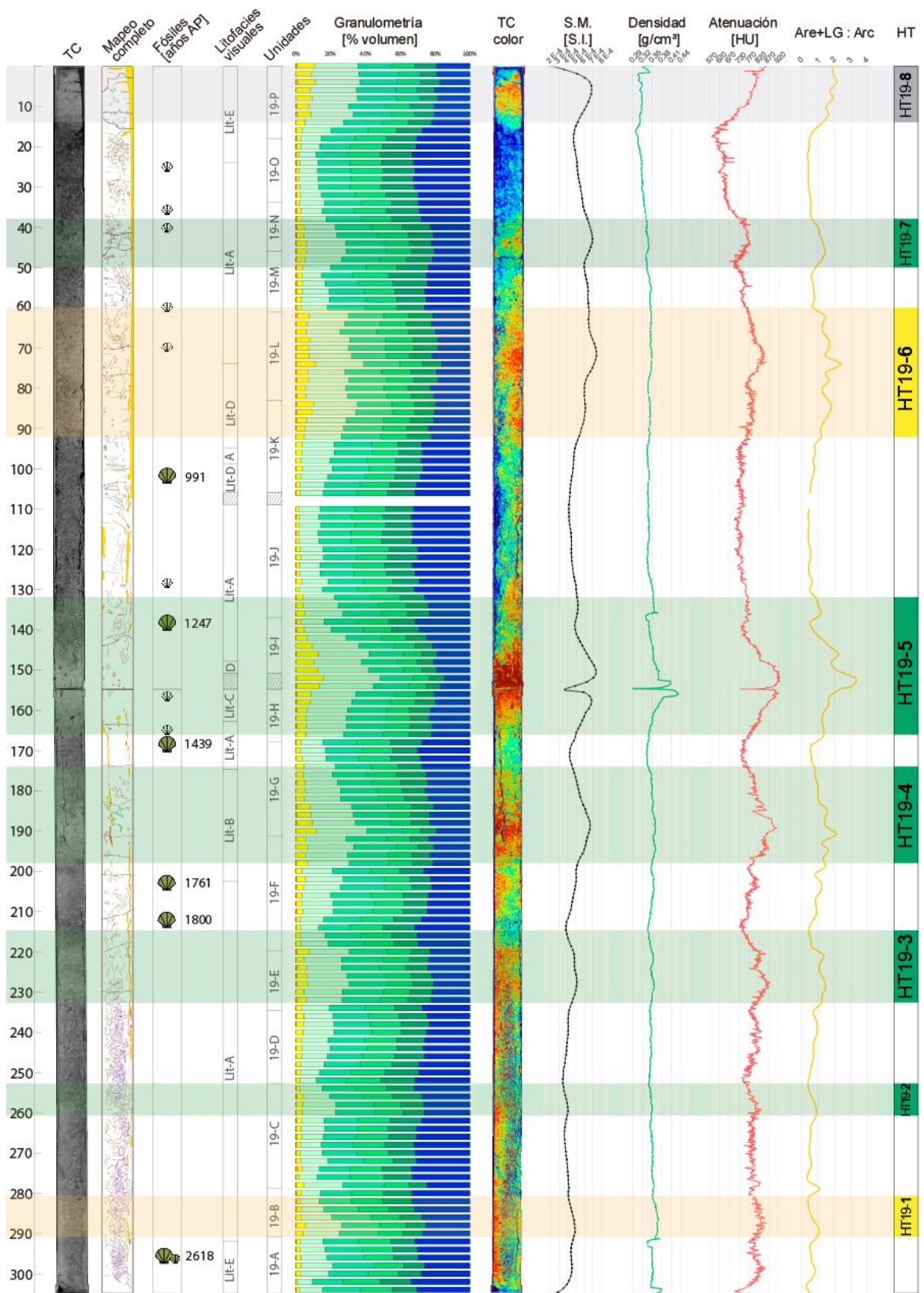


Figura 7.4: Hemiturbiditas identificadas en el testigo 19 en conjunto con algunos resultados integrados.

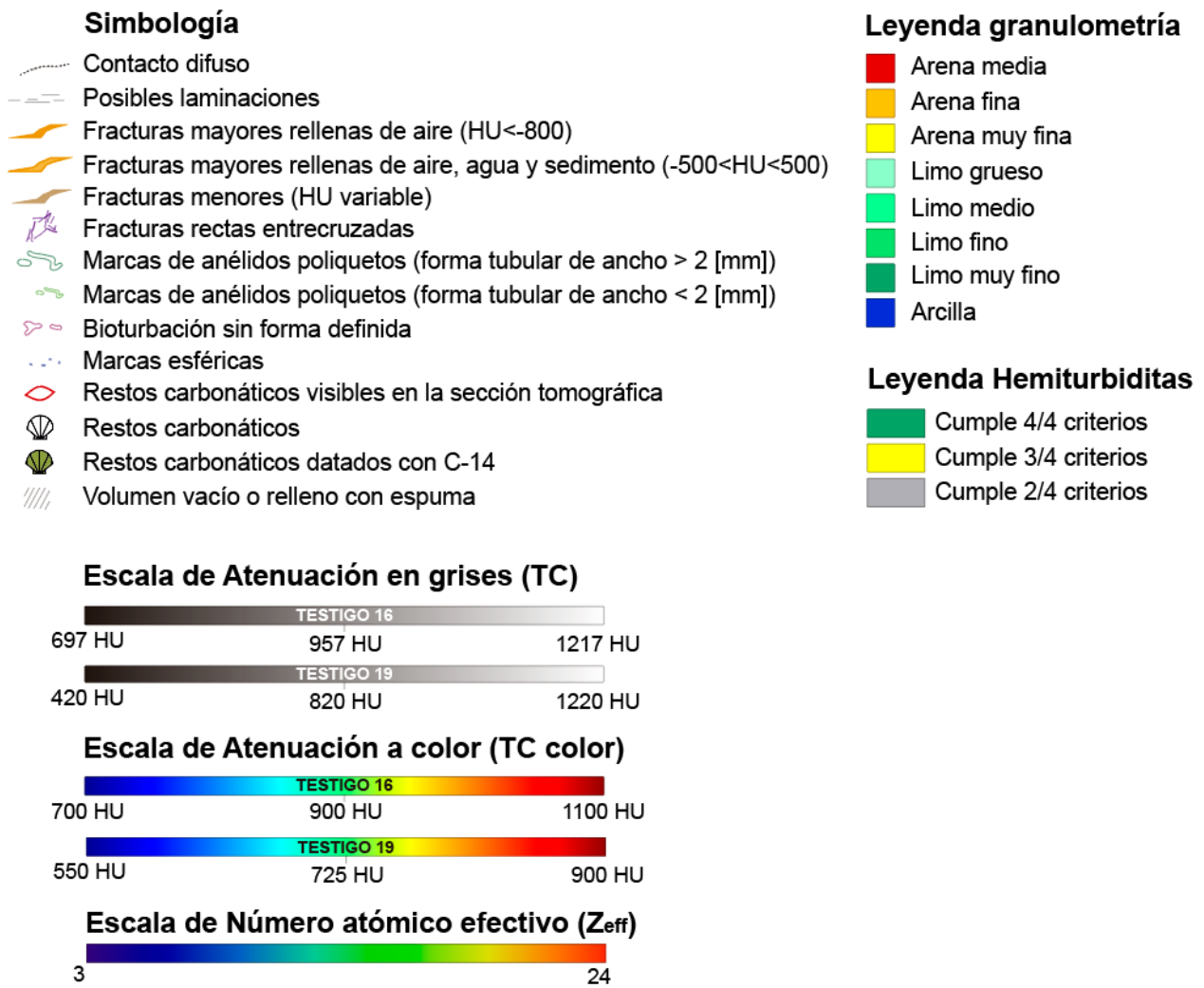


Figura 7.5: Leyenda de figuras de hemiturbiditas identificadas.

## Testigo 16

Las hemiturbiditas en la parte superior del testigo 16 (primeros 100 [cm] desde el techo) muestran un contenido de arena mucho mayor al de la base y al testigo 19, lo que podría indicar flujos de mayor energía puesto que la zona de muestreo se encontraría más cercana al alcance de las corrientes de turbidez. Adicionalmente, las variaciones de atenuación dentro de las hemiturbiditas son más marcadas en esta parte superior del testigo, lo cual concuerda con la idea de un acercamiento a facies turbidítica desde la hemiturbidítica. Esto podría deberse a un aumento en la energía y alcance de los flujos o bien al aporte de material desde una nueva fuente, no obstante, el mapa de materiales (Figura 6.33 y Figura 6.34) se mostró homogéneo y equivalente en todo el testigo, lo que indicaría una única fuente. Por otro lado, las distribuciones granulométricas de 16-C y 16-F ya mostraban un leve *peak* en limos gruesos y arenas, que en las unidades 16-J, 16-K y 16-L, la parte superior del testigo, se muestran simplemente más marcados, lo que apoya la primera hipótesis.



La hemiturbidita HT16-2 funciona como un buen ejemplo de lo que se espera para una turbidita causada por eventos extremos de inundación o aluvión según lo expuesto por Wirth et al. (2011), Ikehara et al. (2020), Dhivert et al. (2015) y Mulder et al. (2003): La granulometría reflejaría variaciones en el caudal hasta alcanzar un máximo que finalmente descende. En este testigo sólo se observa la dupla de gradación inversa – normal, además de en el tramo mencionado, en HT16-4 y HT16-6 de forma muy leve. A excepción de estas hemiturbiditas y de HT16-1, que exhibe un comportamiento granulométrico esperable para una turbidita, el resto (HT16-3, HT16-7) muestran una granulometría más bien estable, pero un contenido de arena demasiado alto para explicarse como un proceso hemipelágico. Por este motivo, lo más probable es que la zona de muestreo haya estado expuesta a fuertes procesos erosivos que fueron eliminando parte del registro de las hemiturbiditas, de modo que las unidades mapeadas corresponderían a sólo un segmento de ellas.

### ***Testigo 19***

En el testigo 19 se identificaron 8 hemiturbiditas, de las cuales 5 cumplen con los cuatro criterios definidos. La cantidad de arena es, en general, menor que en el testigo 16, lo que puede responder a su posición más distal. No obstante, por las dataciones con radiocarbono y por la sísmica es notorio que el testigo 19 registra depósitos posteriores, de manera que no son comparables de forma tan directa. Dentro de este testigo las distribuciones granulométricas de las unidades hemiturbidíticas son similares a las hemipelágicas, mientras que el mapa de materiales también se mostró homogéneo, lo que sugiere que no variaron las fuentes de sedimento sino únicamente la energía de los flujos (al igual que en el testigo 16).

Las hemiturbiditas HT19-1, HT19-2 y HT19-3 exhiben gradaciones normales, mientras que HT19-4, HT19-5 y HT19-7 muestran un tramo inicial con gradación inversa que podría vincularse directamente a la acción de un flujo sostenido en el tiempo como sería el caso de un aluvión, según lo descrito anteriormente. HT19-6 también podría estar representando variaciones de caudal, pero la ausencia de un máximo no permite asegurarlo. Por otro lado, HT19-8 posee una cantidad notoria de arena pero muestra una tendencia estable en cuanto a granulometría, de modo que lo más probable es que se trate de una turbidita en parte erosionada.

Las unidades HT19-1, HT19-2 y HT19-3 no muestran un cambio de atenuación claro en la tomografía (sólo es perceptible al ver el gráfico de moda de atenuación) debido a las abundantes fracturas rectas entrecruzadas que se dan en esos tramos. Estas fracturas se habrían formado de manera previa o sincrónica a la extracción del testigo por la presencia de gas que habría estado en forma hidratos de metano. Esta forma cristalina habría estado rellenando espacios entre poros, pero al alterarse las condiciones de presión y temperatura se habrían disociado formando una red interconectada de fracturas (Rees, Priest y Clayton, 2011). La geometría de las fracturas y la disposición de muchas de ellas al centro del testigo (corte axial) corresponden a las descripciones de Kneafsey et al. (2011), no obstante, el origen de estas fracturas es materia de futuros estudios en la zona.

## 7.5 CRONOLOGÍA DE ALUVIONES

A partir de la identificación de hemiturbiditas se pueden definir 15 flujos por corrientes de turbidez (Tabla 7.1 ), de los cuales 6 presentan indicios de ser producto de eventos extremos de inundación o aluvión: HT16-2, HT16-4, HT16-6, HT19-4, HT19-5 y HT19-7. Considerando sus edades, este tipo de eventos habrían ocurrido al menos hace  $7691 \pm 70$  [años cal]. Esto implica que el área relacionada al río las Minas ha sido susceptible a inundaciones desde entonces y no debido a la acción antrópica, independiente del posible aumento en su recurrencia por este motivo o debido al cambio climático. Ignorando la posible erosión de capas intermedias y considerando únicamente las hemiturbiditas con indicios de origen aluvional (que presente tramos con gradación inversa), la frecuencia de aluviones habría sido del orden de miles de años previo al tramo 1761 – 1439 años AP, para luego pasar a un orden de cientos de años.

Tabla 7.1: Cronología de aluviones según la identificación de hemiturbiditas. Las edades fueron calibradas con la curva SHCal13.

| Hemiturbidita | Edad [años AP]    | Indicios de origen aluvional |
|---------------|-------------------|------------------------------|
| HT19-8        | Posterior a 991   | No                           |
| HT19-7        | Posterior a 991   | Sí                           |
| HT19-6        | Posterior a 991   | No                           |
| HT19-5        | 1247              | Sí                           |
| HT19-4        | Entre 1761 - 1439 | Sí                           |
| HT19-3        | Entre 2618 - 1800 | No                           |
| HT19-2        | Entre 2618 - 1800 | No                           |
| HT19-1        | Entre 2618 - 1800 | No                           |
| HT16-7        | Posterior a 3058  | No                           |
| HT16-6        | 3058              | Sí                           |
| HT16-5        | 3019              | No                           |
| HT16-4        | Entre 7691 - 3019 | Sí                           |
| HT16-3        | Entre 7691 - 3019 | No                           |
| HT16-2        | 7691              | Sí                           |
| HT16-1        | 8865              | No                           |

## 7.6 TASA DE ACUMULACIÓN REGULAR DEL ÁREA

En la Figura 7.6 se presentan los cálculos de tasa de acumulación para los testigos 16 y 19, realizados a partir de las edades obtenidas por radiocarbono y por los espesores de unidades hemipelágicas (aquellas no hemiturbidíticas). El objetivo de calcular estas tasas es contrastar con la información disponible y así validar o desechar la selección de tramos de hemiturbiditas. En particular, la sedimentación hemipelágica en márgenes continentales con poco aporte terrígeno posee tasas de 2 [cm] cada 1000 años (0.02 [mm/año]), mientras que en áreas glaciomarinas de latitudes altas (como es el presente caso) las tasas son del orden de más de 20 [cm] cada mil años (0.2 [mm/año]; Stow y Smillie, 2020). Adicionalmente, se cuenta con las tasas de acumulación determinadas por Aracena et al. (2015) a partir de un testigo sedimentario en la cuenca central del Estrecho de Magallanes, las cuales estarían en el rango 1.1-2.0 [mm/año]. No obstante, los autores señalan que esta tasa habría sido mayor antes de los 8000 años AP, superando los 1.5 [mm/año].

En el testigo 16 se presentan tasas dentro del rango 0.18-0.36 [mm/años] entre los 7691-11025 años AP, las cuales son bastante menores a los valores de Aracena et al. (2015) pero aceptables según los valores de Stow y Smillie (2020). Por otro lado, tasas de acumulación menores a lo esperado pueden explicarse por erosión de parte del sedimento en el área, que era una hipótesis que surgió a partir de la definición de hemiturbiditas. Por otro lado, en el testigo 19 (que abarca un tramo temporal de 2618 – 991 años AP) las tasas son bastante mayores, dentro del rango 0.12 – 2.38 [mm/años], y se dan de forma variable en el tiempo.

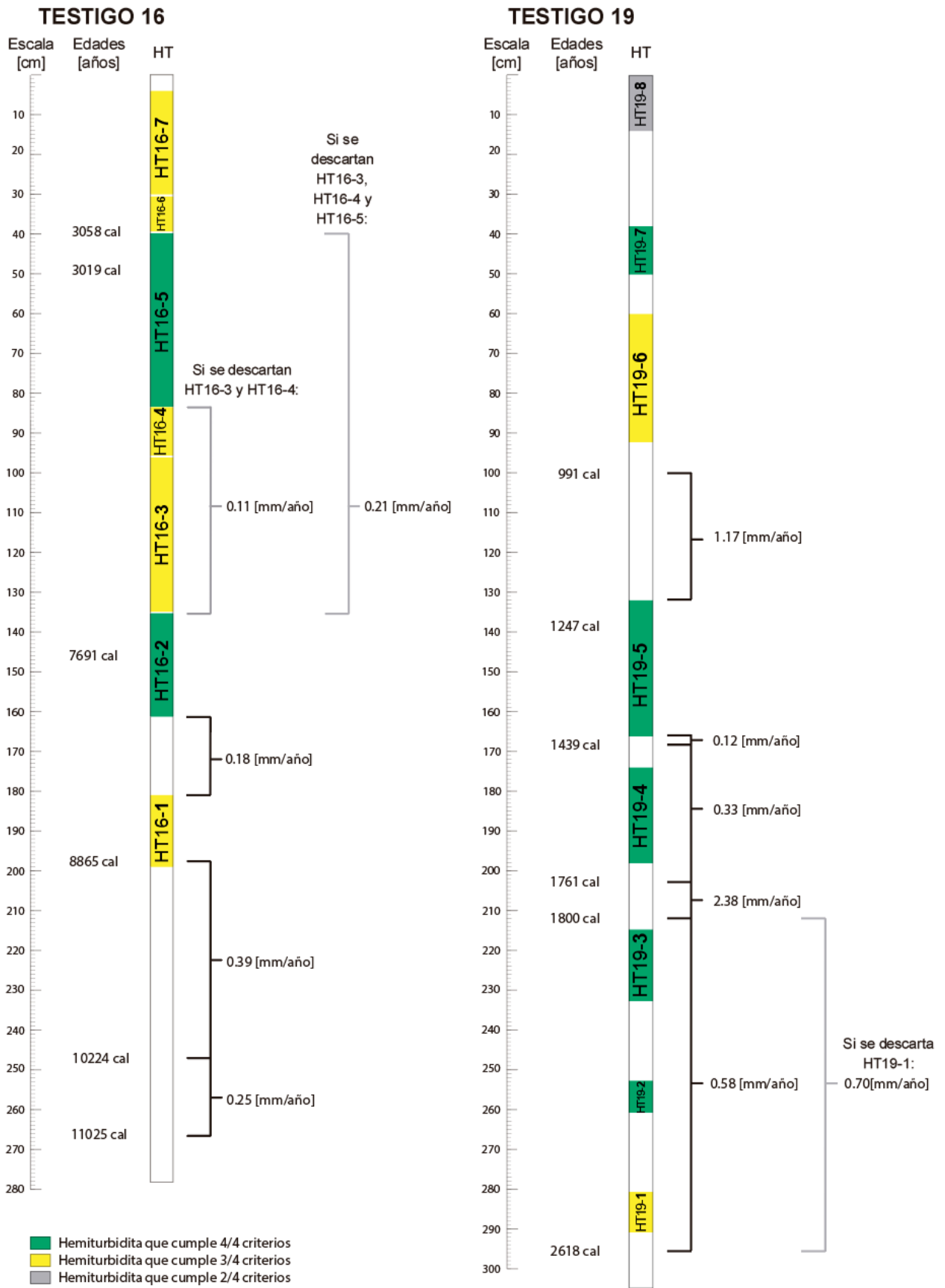


Figura 7.6: Tasas de acumulación en testigos 16 y 19.

## 7.7 INTERPRETACIÓN SÍSMICA Y CORRELACIÓN CON TESTIGOS

Las unidades definidas en el apartado de unidades sísmicas (página 116) se habrían depositado en el orden IV, III, II, I. La unidad IV correspondería a depósitos morrénicos asociados al avance glacial D descrito por Clapperton et al. (1995) formado hace 17500-16620 años AP, lo que se interpreta a partir de las facies C e I formadas de reflectores menos coherentes y de alta amplitud o semitransparentes que estarían dados por la mala selección del depósito. Esta interpretación es congruente con la interpretación de facies sísmicas de Fernandez et al. (2011), quienes distinguen facies subyacentes a un depósito estratificado en el área central del Estrecho de Magallanes y lo interpretan como depósitos glaciales proximales o subglaciales producto del último ciclo glacial.

La unidad III, de facies Svi, Mii, T y C, puede interpretarse como una mezcla entre depósitos glaciares y depósitos hemipelágicos-turbidíticos debido al carácter mixto de los reflectores (en relación con las unidades I-II y IV). El aspecto hemipelágico estaría representado por las áreas donde esta unidad sigue la paleosuperficie, visible especialmente en algunos altos topográficos de las Figura 6.6, Figura 6.7 y Figura 6.9. Esta unidad, además, es la que muestra los mayores signos de deformación debido a las variaciones de espesor, las discontinuidades y a la falla normal marcada en el perfil PA-NW-08, las cuales se muestran en la Figura 7.7. En el recuadro C de esta figura, además de distinguirse los reflectores discontinuos de la unidad III se distingue un área de menor amplitud y coherencia que se interpreta como una chimenea de gas. Esto podría ser evidencia de la presencia de gas en la zona, lo que apoya la hipótesis de las fracturas por hidratos de metano en el testigo 19.

Las unidades I y II muestran un notorio cambio en el tipo de sedimentación respecto a las unidades anteriores y corresponderían a mezclas de depósitos hemipelágicos, turbidíticos y hemiturbidíticos. Uno de los rasgos más notorios en estas unidades es que no siguen completamente la paleosuperficie, sino que la suavizan por medio de un mayor relleno de bajos topográficos, lo que se manifiesta a través de cambios de espesor (ver Figura 6.6). Esta deposición, preferente en las depresiones de la superficie, no responde a procesos hemipelágicos (que tienden a respetar la topografía previa) sino a flujos de fondo. No obstante, la existencia de cobertura de algunos de los altos topográficos por parte de las unidades I y II (ver perfiles paralelos a la costa en las Figura 6.9 a Figura 6.13) sugiere la contribución de sedimento hemipelágico en su formación.

Los testigos 16 y 19, que ya fueron interpretados a partir del sedimento como depósitos de hemipelagitas y hemiturbiditas, abarcan en su mayor parte la unidad I, mientras que los primeros 20 [cm] del testigo 16 pertenecen a la unidad II (como se muestra en la Figura 7.8). Este primer tramo perteneciente a la unidad sísmica II concuerda con la unidad sedimentaria 16-A, la cual presenta una mayor atenuación, mayor contenido de limo grueso y una distribución bimodal con *peaks* poco definidos, similar a lo que ocurre en partes superiores del testigo. Este tramo hemipelágico, y de límite superior invisible durante la descripción visual, sugiere que ambas unidades responden a los mismos procesos de acumulación de sedimento.

Si bien en los testigos no se distinguieron contactos erosivos, los perfiles sísmicos muestran la acción de la erosión en el registro sedimentario marino. La Figura 7.9, recuadros B y C, muestra claros ejemplos de reflectores acuñados en la unidad I, especialmente en los límites entre bajos y altos topográficos de la paleosuperficie marcada por la unidad II. La causa se ve registrada en la superficie actual, en la cual reflectores en ascenso se ven erosionados. El recuadro A muestra la zona donde se extrajo el testigo 16, la cual muestra (de forma menos clara que en los recuadros B y C) que es una de las zonas de cambio topográfico de la paleosuperficie dada por la unidad II. Esta sería otro punto a favor de la idea de erosión de capas intermedias en el testigo 16. Las edades más recientes del testigo 19, de ubicación más distal a la desembocadura del río Las Minas, pueden explicarse en base a esta hipótesis al observar la paleosuperficie configurada por la unidad II (ver Figura 6.6 y Figura 7.8): El punto de extracción del testigo 16 corresponde a una zona de mayor pendiente, especialmente susceptible a la erosión por parte de flujos de fondo posteriores u otros procesos erosivos. Por otro lado, el punto de extracción del testigo 19 exhibe una pendiente nula en la superficie de la unidad II, lo que habría favorecido la deposición de los flujos de fondo y la conservación de los depósitos más recientes.

La unidad V, que sólo se muestra en el perfil PA-NE-05 (Figura 6.10) correspondería a una unidad sincrónica a la unidad I y representaría la intercalación hemipelágica con sedimentos turbidíticos-hemiturbidíticos provenientes del río Leñadura o del río Tres Brazos. Es más probable que se trate del segundo caso puesto que su cuenca es mayor. Por otra parte, el hecho de que el sedimento proveniente de otros ríos tenga un carácter sísmico distintivo sugiere que la mayor parte del sedimento que cubre las áreas analizadas con sísmica monocanal proviene efectivamente del río Las Minas.

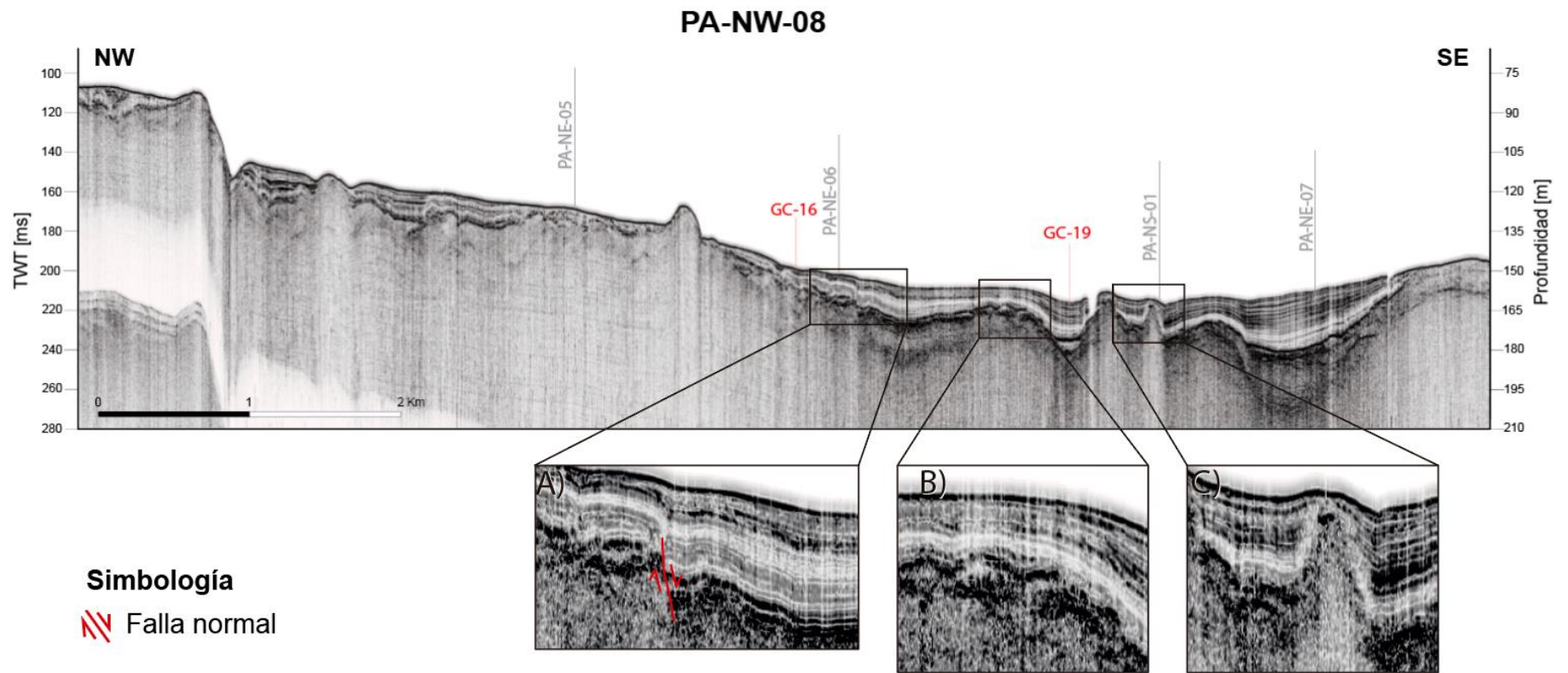
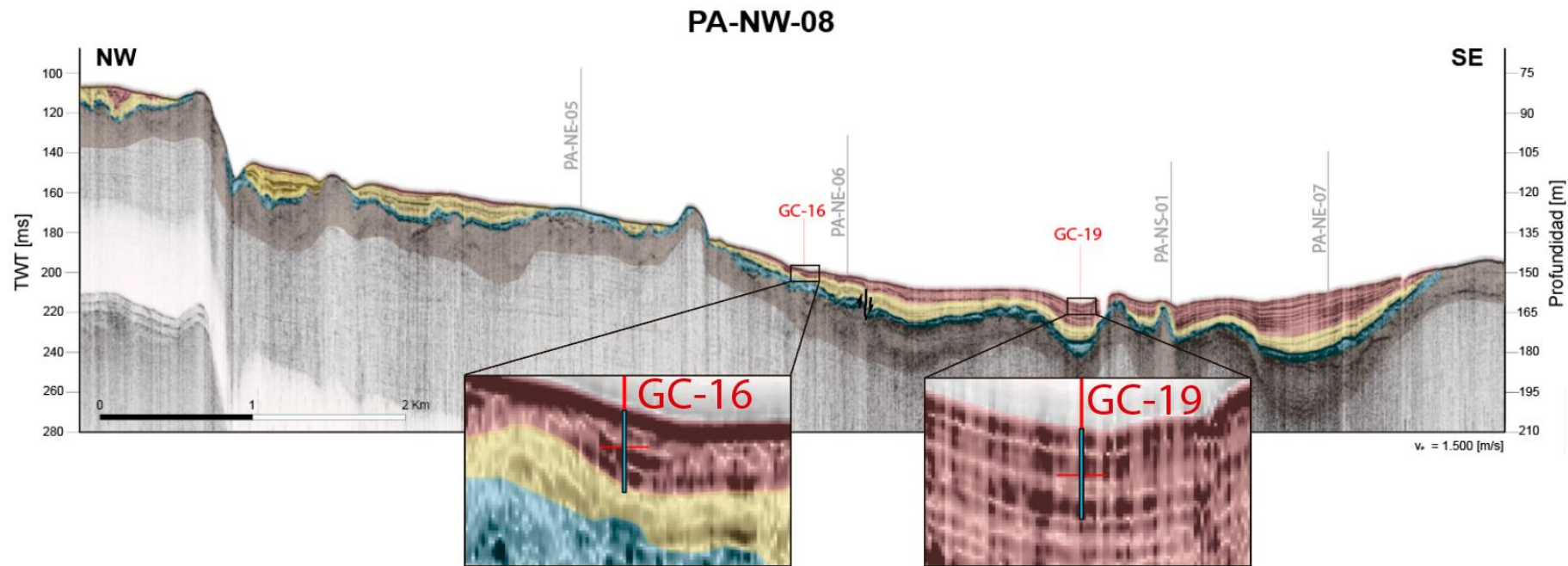


Figura 7.7: Deformación en la unidad III. Acercamiento en el perfil PA-NW-08.



| Unidades   | Simbología   |
|--|--|
| <ul style="list-style-type: none"> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; background-color: #C0392B; margin-right: 5px;"></span> I</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; background-color: #F1C40F; margin-right: 5px;"></span> II</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; background-color: #1ABC9C; margin-right: 5px;"></span> III</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; background-color: #8B4513; margin-right: 5px;"></span> IV</li> </ul> | <ul style="list-style-type: none"> <li><span style="display: inline-block; border-bottom: 1px solid black; width: 15px; margin-right: 5px;"></span> Falla normal</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Testigo</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; border-bottom: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> División de secciones</li> </ul> |

Figura 7.8: Proyección de testigos en perfil sísmico PA-NW-08.



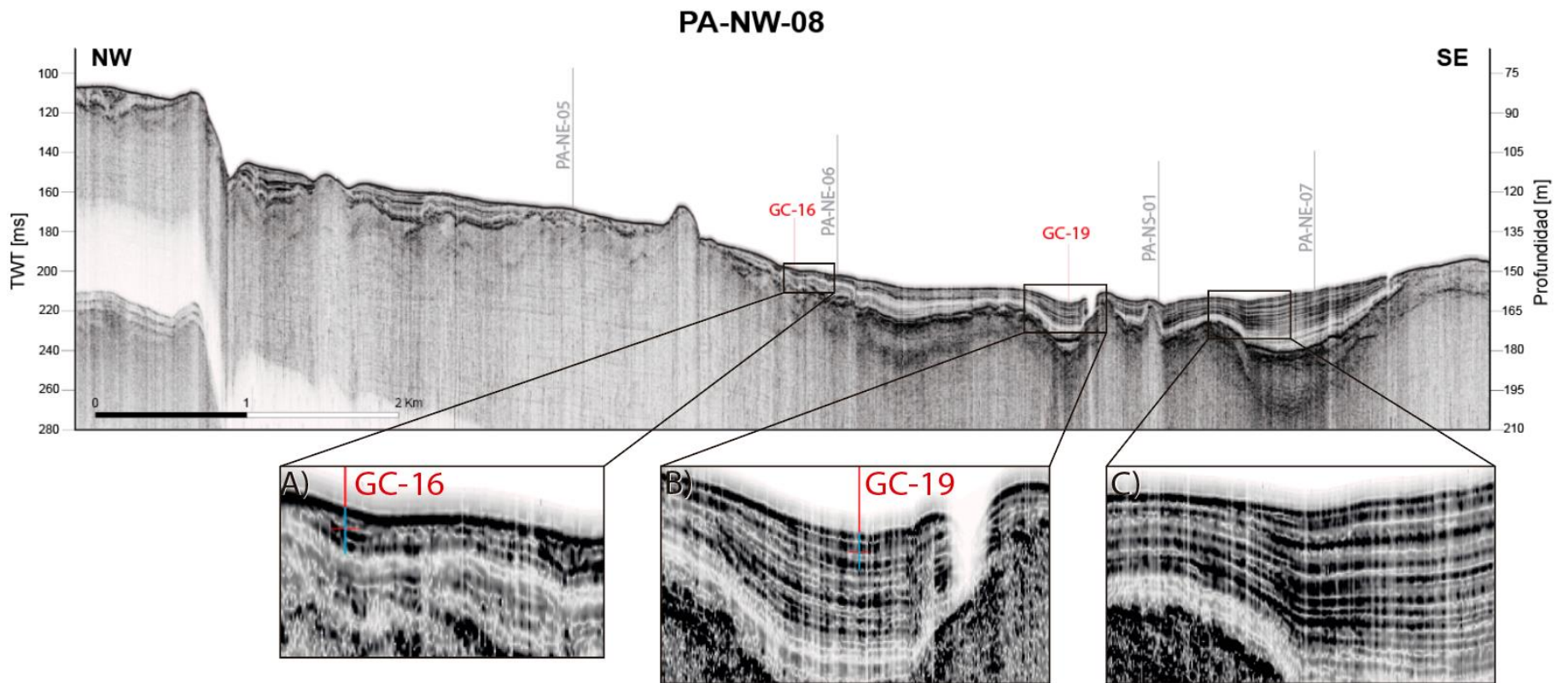


Figura 7.9: Acercamiento a zonas con acuñamiento en perfil sísmico PA-NW-08.

## 8. CONCLUSIONES

Tras el estudio de los depósitos sedimentarios marinos frente a la desembocadura del río Las Minas, recopilación de datos fluviométricos, interpretación de perfiles sísmicos y análisis en testigos sedimentarios, fue posible reunir diferentes antecedentes que apuntan a que estos efectivamente registran eventos aluvionales. El análisis de datos fluviométricos y aplicación de los modelos de Mulder y Syvitski (1995) y Syvitski y Milliman (2007) permitieron comprobar el tipo de flujo que se forma en la desembocadura y el que se formaría producto de eventos extremos, siendo ambos de tipo hipopical. Por otro lado, la comparación entre las concentraciones de sedimento calculadas y el límite crítico de Parsons et al. (2001) proporcionaron la base para la asunción de que parte importante del sedimento de la pluma hipopical puede tomar un comportamiento hiperpical y formar corrientes de turbidez cuyos depósitos registran eventos fluviales.

El análisis de testigos sedimentarios por medio de tomografía computarizada, granulometría láser y susceptibilidad magnética posibilitó la interpretación de hemiturbiditas, según la definición de Stow y Wetzell (1990), las cuales registrarían la parte más fina y distal del sedimento desplazado por corrientes de turbidez. No obstante, el aspecto homogéneo y alta bioturbación de los testigos vuelve incierta la separación entre hemiturbiditas y hemipelagitas, además de los orígenes del flujo que registra, lo cual puede inducir errores en la interpretación. Por este motivo, se recomienda analizar con lupa binocular el sedimento de las hemiturbiditas definidas en busca de materia orgánica terrestre, o bien, utilizar directamente razones de isótopos estables de C y N para determinar el origen de la materia orgánica encontrada. Asimismo, para estudios futuros se recomienda obtener testigos de sedimentos en zonas más proximales a la desembocadura (donde la sísmica muestra las mismas unidades turbidíticas-hemipelágicas) para apuntar a las facies turbidíticas, cuyos cambios granulométricos y las estructuras sedimentarias más acentuadas permiten definir de forma más precisa los límites de las unidades que registran flujos submarinos y confirmar el origen aluvional de estos.

De las 15 hemiturbiditas definidas, 6 de ellas presentaron indicios granulométricos de haber sido causadas por eventos extremos de inundación, según lo expuesto por Wirth et al. (2011), Ikehara et al. (2020), Dhivert et al. (2015) y Mulder et al. (2003). La determinación de su recurrencia, no obstante, se vio limitada por la imprecisión de los límites hemiturbidíticos y por la posible erosión de capas intermedias, especialmente en el testigo 16. Pese a esto, los resultados de este trabajo permiten afirmar que los eventos aluvionales habrían ocurrido al menos desde hace  $7691 \pm 70$  años AP. Su recurrencia, sin considerar posibles registros erosionados, habría aumentado desde el orden de miles de años hacia cientos de años posterior a los  $1761 \pm 46$  años AP. Se recomienda estimar la completitud de los tramos estratigráficos estudiados mediante el modelo numérico de Sadler (1981) para asignarle una probabilidad a la recurrencia obtenida.

Otro aspecto por recalcar es que se obtuvieron tasas de acumulación de sedimento para el área central del Estrecho de Magallanes frente al río Las Minas, las cuales se encuentran dentro del rango 0.18 – 0.36 [mm/año] entre los 7691-11025 años AP y de 0.12 – 2.38 [mm/año] para el período 2618 – 991 años AP. Los valores calculados por Aracena et al. (2015) en la misma cuenca (1.1-2.0 [mm/año]) discrepan en el primer período, pero se asemejan a los del segundo, lo que puede ser otro indicio de que en la zona de muestreo del testigo 16 existió un mayor grado de erosión que en la del testigo 19.

Por último, es necesario señalar que, a priori, los flujos registrados en el lecho marino identificados en este estudio no se vincularían a ninguno de los eventos históricos de inundación que han afectado a la ciudad de Punta Arenas, sino a eventos previos. Esto implicaría que no hay evidencia suficiente para afirmar que el aumento en la frecuencia de aluviones en la ciudad es consecuencia de una mayor actividad antrópica. Aun así, se sugiere datar con radiocarbono los restos carbonáticos de la parte superior del testigo 19 con el fin de acotar la edad de la hemiturbidita HT19-7 (vinculada a evento de inundación) y comprobar que no se asocie a uno de los aluviones históricos. Por otro lado, se recomienda la realización de cálculos de efecto reservorio en el sedimento marino frente a la ciudad por la posible influencia del carbono proveniente de la erosión de la Formación Loreto en la parte superior del río Las Minas.

## 9. BIBLIOGRAFÍA

- AC Ingenieros Consultores (2000). Estudio y diseño de obras de retención de sedimentos en río Las Minas. Ministerio de Obras Públicas, Dirección de Obras Hidráulicas, Región Magallanes y Antártica Chilena. 56p.
- Alves, H., Lima, I., & Lopes, R. T. (2014). Methodology for attainment of density and effective atomic number through dual energy technique using microtomographic images. *Applied Radiation and Isotopes*, 89, 6-12.
- Allègre, C. J. (2008). *Isotope geology*. Cambridge University Press.
- Andrade, B. (1991). Geomorfología costera y antecedentes oceanográficos físicos de la región de Magallanes, Chile (48-56 S). In *Anales del Instituto de la Patagonia*.
- Aracena, C., Kilian, R., Lange, C. B., Bertrand, S., Lamy, F., Arz, H. W., ... & Kissel, C. (2015). Holocene variations in productivity associated with changes in glacier activity and freshwater flux in the central basin of the Strait of Magellan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 436, 112-122.
- Araya-Vergara, J. F. (2001). Formas deposicionales submarinas en el perfil longitudinal del Estrecho de Magallanes, Chile. *Revista Ciencia y Tecnología del Mar*, 24, 8.
- Bardou, E., Boivin, P., & Pfeifer, H. R. (2007). Properties of debris flow deposits and source materials compared: implications for debris flow characterization. *Sedimentology*, 54(2), 469-480.
- Baros, M.C. (2008, octubre). La explotación histórica del carbón. Minería Chilena. Recuperado de <https://www.mch.cl/reportajes/la-explotacion-historica-del-carbon/#>
- Basavaiah, N. (2011). Experimental Geomagnetism. In *Geomagnetism* (pp. 291-386). Springer, Dordrecht.
- Bentley, M. J., Sugden, D. E., Hulton, N. R., & McCulloch, R. D. (2005). The landforms and pattern of deglaciation in the Strait of Magellan and Bahía Inútil, southernmost South America. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 87(2), 313-333.
- Biddle, K. T., Uliana, M. A., Mitchum Jr, R. M., Fitzgerald, M. G., & Wright, R. C. (1986). The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes Basin, southern South America. *Foreland basins*, 41-61.
- Borga, M., Stoffel, M., Marchi, L., Marra, F., & Jakob, M. (2014). Hydrogeomorphic response to extreme rainfall in headwater systems: flash floods and debris flows. *Journal of Hydrology*, 518, 194-205.

- Bouma, A. H. (1962). Sedimentology of some flysch deposits. *Agraphic approach to facies interpretation*, 168.
- Bovis, M. J., & Jakob, M. (1999). The role of debris supply conditions in predicting debris flow activity. *Earth surface processes and landforms*, 24(11), 1039-1054.
- Boyd, B. L., Anderson, J. B., Wellner, J. S., & Fernandez, R. A. (2008). The sedimentary record of glacial retreat, Marinelli Fjord, Patagonia: Regional correlations and climate ties. *Marine Geology*, 255(3-4), 165-178.
- Boudreau, B. P., Algar, C., Johnson, B. D., Croudace, I., Reed, A., Furukawa, Y., ... & Gardiner, B. S. (2005). Bubble growth and rise in soft sediments. *Geology*, 33(6), 517-520.
- Butler, R. F., & Butler, R. F. (1992). *Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes* (Vol. 319). Boston: Blackwell Scientific Publications.
- CADE-IDEPE. (2004). *Diagnóstico y clasificación de los cursos y cuerpos de agua según objetivos de calidad: Cuenca del río Las Minas*. DGA.
- Calder, B. R., & Mayer, L. A. (2003). Automatic processing of high-rate, high-density multibeam echosounder data. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(6).
- Calhoun, N. C., & Clague, J. J. (2018). Distinguishing between debris flows and hyperconcentrated flows: an example from the eastern Swiss Alps. *Earth Surface Processes and Landforms*, 43(6), 1280-1294.
- Cañón, A. (1973). Deslizamiento de sedimentos y rocas en el valle del río Las Minas. Informe inédito. ENAP. Punta Arenas.
- Carrasco, M. (2017). Optimización operacional del uso del embalse Lynch en el sistema de producción de agua potable en Punta Arenas [Memoria de título, Universidad Técnica Federico Santa María].
- Cartes, M., Lara, M. (2018). Comprensión de las geo-amenazas asociadas a eventos hidrometeorológicos en los valles de Aracama en Easton, Pérez y Aldunce, Aluviones y resiliencia en Atacama: Construyendo saberes sobre riesgos y desastres. Social-Ediciones.
- Cierniak, R. (2011). *X-ray computed tomography in biomedical engineering*. Springer Science & Business Media.
- CIMM Tecnologías y Servicios S.A. (2004). Informe final – Proyecto 31/324. Informe técnico: 17p.
- Clapperton, C. M., Sugden, D. E., Kaufman, D. S., & McCulloch, R. D. (1995). The last glaciation in central Magellan Strait, southernmost Chile. *Quaternary Research*, 44(2), 133-148.

- Clay, C. S., & Medwin, H. (1977). *Acoustical oceanography: principles and applications*.
- Cnudde, V., Masschaele, B., Dierick, M., Vlassenbroeck, J., Van Hoorebeke, L., & Jacobs, P. (2006). Recent progress in X-ray CT as a geosciences tool. *Applied Geochemistry*, 21(5), 826-832.
- Costa, J. E. (1984). Physical geomorphology of debris flows. In *Developments and applications of geomorphology* (pp. 268-317). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Crandell, D. R., & Waldron, H. H. (1969). Volcanic hazards in the Cascade Range. *Geologic Hazards and Public Problems*, R. A. Olson and MM Wallace (Eds.), Region Seven, Office of Emergency Preparedness, Santa Rosa, California, 5-18.
- Crémer, J. F., Long, B., Desrosiers, G., Montety, L. D., & Locat, J. (2002). Application de la scanographie à l'étude de la densité des sédiments et à la caractérisation des structures sédimentaires: exemple des sédiments déposés dans la rivière Saguenay (Québec, Canada) après la crue de juillet 1996. *Canadian Geotechnical Journal*, 39(2), 440-450.
- Cronin, S. J., Lecointre, J. A., Palmer, A. S., & Neall, V. E. (2000). Transformation, internal stratification, and depositional processes within a channelised, multi-peaked lahar flow. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 43(1), 117-128.
- Crutchley, G. J., & Kopp, H. (2018). Reflection and refraction seismic methods. In *Submarine geomorphology* (pp. 43-62). Springer, Cham.
- Chen, Z., Yan, W., Tang, X., Liu, J., Chen, M., & Yang, H. (2009). Magnetic susceptibility in surface sediments in the southern South China Sea and its implication for sub-sea methane venting. *Journal of Earth Science*, 20(1), 193-204.
- Chiverrell, R., & Jakob, M. (2013). Radiocarbon dating: alluvial fan/debris cone evolution and hazards. In *Dating Torrential Processes on Fans and Cones* (pp. 265-282). Springer, Dordrecht.
- Dabrio, C. J. (1984). Sedimentación en costas siliciclásticas, deltas y mares someros en Ciclo de Seminarios de Sedimentología – I.G.M.E. Vol. 1. Madrid.
- De Blasio, F. V., Elverhøi, A., Engvik, L. E., Issler, D., Gauer, P., & Harbitz, C. (2006). Understanding the high mobility of subaqueous debris flows. *Norwegian Journal of Geology/Norsk Geologisk Forening*, 86(3).
- De Haas, T., Braat, L., Leuven, J. R., Lokhorst, I. R., & Kleinhans, M. G. (2015). Effects of debris flow composition on runout, depositional mechanisms, and deposit morphology in laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 120(9), 1949-1972.

- Dekkers, M. J. (1997). Environmental magnetism: an introduction. *Geologie en mijnbouw*, 76(1), 163-182.
- Derch, P. (2012). Deslizamientos rotacionales y flujos de detritos del 11 de marzo en 2012 en Río Las Minas, Punta Arenas. Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Técnico (Inédito): 14p. Puerto Varas.
- Dhivert, E., Grosbois, C., Rodrigues, S., & Desmet, M. (2015). Influence of fluvial environments on sediment archiving processes and temporal pollutant dynamics (Upper Loire River, France). *Science of the total Environment*, 505, 121-136.
- Ducassou, E., Mulder, T., Migeon, S., Gonthier, E., Murat, A., Revel, M., ... & Zaragosi, S. (2008). Nile floods recorded in deep Mediterranean sediments. *Quaternary Research*, 70(3), 382-391.
- Dunlop, D. J., & Özdemir, Ö. (1997). *Rock magnetism: fundamentals and frontiers* (No. 3). Cambridge university press.
- Durley, A. (2012). Suelos de fundación de la ciudad de Punta Arenas, región de Magallanes y la Antártica Chilena [Tesis de magister, Universidad de Chile].
- Easterling, D. R., Meehl, G. A., Parmesan, C., Changnon, S. A., Karl, T. R., & Mearns, L. O. (2000). Climate extremes: observations, modeling, and impacts. *science*, 289(5487), 2068-2074.
- Edmonds, D. A., & Slingerland, R. L. (2007). Mechanics of river mouth bar formation: Implications for the morphodynamics of delta distributary networks. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112(F2).
- Ellwood, B. B., & Ledbetter, M. T. (1977). Antarctic bottom water fluctuations in the Vema Channel: effects of velocity changes on particle alignment and size. *Earth and Planetary Science Letters*, 35(2), 189-198.
- Ellwood, B. B., Balsam, W. L., & Roberts, H. H. (2006). Gulf of Mexico sediment sources and sediment transport trends from magnetic susceptibility measurements of surface samples. *Marine Geology*, 230(3-4), 237-248.
- Ellwood, B. B., Brett, C. E., & MacDonald, W. D. (2007). Magnetostratigraphy susceptibility of the Upper Ordovician Kope Formation, northern Kentucky. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 243(1-2), 42-54.
- Ellwood, B. B., Crick, R. E., Hassani, A. E., Benoist, S. L., & Young, R. H. (2000). Magnetosusceptibility event and cyclostratigraphy method applied to marine rocks: detrital input versus carbonate productivity. *Geology*, 28(12), 1135-1138.
- Ellwood, B. B., Crick, R. E., Hassani, A. E., Benoist, S. L., & Young, R. H. (2000). Magnetosusceptibility event and cyclostratigraphy method applied to marine rocks: detrital input versus carbonate productivity. *Geology*, 28(12), 1135-1138.

- Embley, R. W. (1976). New evidence for occurrence of debris flow deposits in the deep sea. *Geology*, 4(6), 371-374.
- Escobar, M., Alatorre, M. (2005). Medición de Susceptibilidad Magnética de materiales. CENAM.
- Evans, M., & Heller, F. (2003). *Environmental magnetism: principles and applications of enviromagnetics*. Elsevier.
- Fernandez, R., Anderson, J., Bertrand, S., & Wellner, J. (2012). Gualas Glacier sedimentary record of climate and environmental change, Golfo Elefantes, Western Patagonia (46.5 S). *The Holocene*, 22(4), 451-463.
- Fernández, R., Gulick, S., Rodrigo, C., Domack, E., & Leventer, A. (2017). Seismic stratigraphy and glacial cycles in the inland passages of the Magallanes región of Chile, southernmost South America. *Marine Geology*, 386, 19-31.
- Fischer, E. M., Sedláček, J., Hawkins, E., & Knutti, R. (2014). Models agree on forced response pattern of precipitation and temperature extremes. *Geophysical Research Letters*, 41(23), 8554-8562.
- Folk, R. L., & Ward, W. C. (1957). Brazos River bar [Texas]; a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Research*, 27(1), 3-26.
- Foubert, A., Van Rooij, D., Blamart, D., & Henriot, J. P. (2007). X-ray imagery and physical core logging as a proxy of the content of sediment cores in cold-water coral mound provinces: a case study from Porcupine Seabight, SW of Ireland. *International Journal of Earth Sciences*, 96(1), 141-158.
- Fouinat, L., Sabatier, P., Poulenard, J., Reyss, J. L., Montet, X., & Arnaud, F. (2017). A new CT scan methodology to characterize a small aggregation gravel clast contained in a soft sediment matrix. *Earth Surface Dynamics*, 5(1), 199-209.
- Georgiopoulou, A. (2018). Seafloor sediment and rock sampling. In *Submarine geomorphology* (pp. 75-92). Springer, Cham.
- González-Reyes, Á., Aravena, J. C., Muñoz, A. A., Soto-Rogel, P., Aguilera-Betti, I., & Toledo-Guerrero, I. (2017). Variabilidad de la precipitación en la ciudad de Punta Arenas, Chile, desde principios del siglo XX. In *Anales del Instituto de la Patagonia* (Vol. 45, No. 1, pp. 31-44). Universidad de Magallanes.
- Gubbins, D., & Herrero-Bervera, E. (Eds.). (2007). *Encyclopedia of geomagnetism and paleomagnetism*. Springer Science & Business Media.
- Gupta, L. P., Tanikawa, W., Hamada, Y., Hirose, T., Ahagon, N., Sugihara, T., ... & Team, J. S. (2019). Examination of gas hydrate-bearing deep ocean sediments by X-ray Computed Tomography and verification of physical property measurements of sediments. *Marine and Petroleum Geology*, 108, 239-248.



- Hampton, M. (1975). Competence of fine-grained debris flows. *Journal of Sedimentary Research*, 45(4), 834-844.
- Hansen, C. (2014). Fundamentals of acoustics. University of Adelaide.
- Harambour, S. (2015). Análisis geológico estructural de un sector de la ladera norte del río Las Minas. Informe técnico (Inédito): 32p.
- Harambour, S. y Harambour, F. (2002). Diagnóstico geomorfológico de la hoya superior del río Las Minas y análisis crítico de soluciones propuestas. Corporación Nacional Forestal. Informe técnico: 62p.
- Hatfield, R. G. (2014). Particle size-specific magnetic measurements as a tool for enhancing our understanding of the bulk magnetic properties of sediments. *Minerals*, 4(4), 758-787.
- Hesse, R. (1975). Turbiditic and non-turbiditic mudstone of Cretaceous flysch sections of the East Alps and other basins. *Sedimentology*, 22(3), 387-416.
- Heverhagen, J. T. (2016). Physics of Computed Tomography Scanning. In *Handbook of Neuro-Oncology Neuroimaging* (pp. 145-149). Academic Press.
- Hughes Clarke, J. E. (2018a). Multibeam echosounders en A. Micallef, S. Krastel, A. Savini (Ed.), *Submarine Geomorphology*. Springer
- Hughes Clarke, J. E. (2018a). The impact of acoustic imaging geometry on the fidelity of seabed bathymetric models. *Geosciences*, 8(4), 109.
- Hungr, O. (2000). Analysis of debris flow surges using the theory of uniformly progressive flow. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, 25(5), 483-495.
- Hungr, O. (2005). Classification and terminology en Jakob y Hungr (Ed.), *Debris-flow hazards and related phenomena* (pp. 159-202). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Hungr, O., Evans, S. G., Bovis, M. J., Hutchinson, I. N. (2001). A Review of the Classification of Landslides of the Flow Type. *Environ. Eng. Geosci*, 7, 221-238.
- Ikehara, K., Usami, K., & Irino, T. (2020). Variations in sediment lithology of submarine flood deposits on the slope off Kumano River, Japan. *Geological Society, London, Special Publications*, 501.
- Ilstad, T., De Blasio, F. V., Elverhøi, A., Harbitz, C. B., Engvik, L., Longva, O., & Marr, J. G. (2004b). On the frontal dynamics and morphology of submarine debris flows. *Marine Geology*, 213(1-4), 481-497.

- Ilstad, T., Elverhøi, A., Issler, D., & Marr, J. G. (2004a). Subaqueous debris flow behaviour and its dependence on the sand/clay ratio: a laboratory study using particle tracking. *Marine Geology*, 213(1-4), 415-438.
- Innes, J. L. (1983). Debris flows. *Progress in physical geography*, 7(4), 469-501.
- Instituto Nacional de Estadísticas (2019). Ciudades, pueblos, aldeas y caseríos.
- Iverson, R. M. (1997). The physics of debris flows. *Reviews of geophysics*, 35(3), 245-296.
- Iverson, R. M. (2005). Debris-flow mechanics. In *Debris-flow hazards and related phenomena* (pp. 105-134). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Iverson, R. M. (2014). Debris flows: behaviour and hazard assessment. *Geology today*, 30(1), 15-20.
- Jensen, F. B., Kuperman, W. A., Porter, M. B., & Schmidt, H. (2011). *Computational ocean acoustics*. Springer Science & Business Media.
- Jiang, Y., Saito, Y., Ta, T. K. O., Wang, Z., Gugliotta, M., & Nguyen, V. L. (2020). Spatial and seasonal variability in grain size, magnetic susceptibility, and organic elemental geochemistry of channel-bed sediments from the Mekong Delta, Vietnam: Implications for hydro-sedimentary dynamic processes. *Marine Geology*, 420, 106089.
- Kammerer, E. (2000). *A new method for the removal of refraction artifacts in multibeam echosounder systems* [Tesis doctoral, University of New Brunswick].
- Kim, S., Yoo, K. C., Lee, J. I., Lee, M. K., Kim, K., Yoon, H. I., & Moon, H. S. (2018). Relationship between magnetic susceptibility and sediment grain size since the last glacial period in the Southern Ocean off the northern Antarctic Peninsula—Linkages between the cryosphere and atmospheric circulation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 505, 359-370.
- Kneafsey, T. J., Lu, H., Winters, W., Boswell, R., Hunter, R., & Collett, T. S. (2011). Examination of core samples from the Mount Elbert gas hydrate stratigraphic test well, Alaska North Slope: effects of retrieval and preservation. *Marine and Petroleum Geology*, 28(2), 381-393.
- Kneller, B. (1995). Beyond the turbidite paradigm: physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction. *Geological Society, London, Special Publications*, 94(1), 31-49.
- Kongsberg Maritime (2017). EM 122.
- Król, E., & Szwarczewski, P. (2018). Magnetic Susceptibility of Sediments as an Indicator of the Dynamics of Geomorphological Processes. In *Magnetometry in Environmental Sciences* (pp. 79-89). Springer, Cham.

- Kuperman, W. A., & Roux, P. (2007). Underwater acoustics. *Springer Handbook of Acoustics*, 149-204.
- Kuprin, P. N., Zolotaya, L. A., & Kalisheva, M. V. (2002). Magnetic susceptibility of deep-water sediments of the South and Middle Caspian Sea. *Lithology and Mineral Resources*, 37(4), 364-373.
- La Prensa Austral (2012, marzo). La crecida del río de las Minas desde una perspectiva histórica. La Prensa Austral. Recuperado de <https://laprensaaustral.cl/archivo/la-crecida-del-rio-de-las-minas-desde-una-perspectiva-historica/>
- Lamb, M. P., McElroy, B., Kopriva, B., Shaw, J., & Mohrig, D. (2010). Linking river-flood dynamics to hyperpycnal-plume deposits: Experiments, theory, and geological implications. *Bulletin*, 122(9-10), 1389-1400.
- Lamy, F., Kilian, R., Arz, H. W., Francois, J. P., Kaiser, J., Prange, M., & Steinke, T. (2010). Holocene changes in the position and intensity of the southern westerly wind belt. *Nature Geoscience*, 3(10), 695-699.
- Łęczyński, L., Kłostowska, Ż., Kusza, G., Ossowski, T., Arciszewski, B., & Koza, R. (2018). The Impact of Grain Size Composition and Organic Matter Content on Magnetic Susceptibility of Anthropogenically Transformed Bottom Sediments, as Exemplified by the Former Naval Harbour in Hel. In *Magnetometry in Environmental Sciences* (pp. 91-102). Springer, Cham.
- Li, J. S., Song, X. L., Sun, Y. L., Zhang, Z. X., Song, Y. D., & Liu, G. (1999). The magnetic susceptibility measurements of turbidity current sediments from Fuxian Lake of Yunnan Province and their correlations with earthquakes. *Acta Seismologica Sinica*, 12(1), 93-98.
- Liu, J., Chen, Z., Chen, M., Yan, W., Xiang, R., & Tang, X. (2010). Magnetic susceptibility variations and provenance of surface sediments in the South China Sea. *Sedimentary Geology*, 230(1-2), 77-85.
- Locat, J., & Lee, H. J. (2005). Subaqueous debris flows. In *Debris-flow hazards and related phenomena* (pp. 203-245). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Lowe, D. R. (1982). Sediment gravity flows; II, Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of sedimentary research*, 52(1), 279-297.
- Major, J. J. (1997). Depositional processes in large-scale debris-flow experiments. *The Journal of Geology*, 105(3), 345-366.
- Malumián, N., Hromic, T., & Nández, C. (2013). El Paleógeno de la cuenca de Magallanes: bioestratigrafía y discontinuidades. In *Anales del Instituto de la Patagonia* (Vol. 41, No. 1, pp. 29-52). Universidad de Magallanes.

- Martinic Beros, M. (2003). La minería aurífera en la región austral americana (1869-1950). *Historia (Santiago)*, 36, 219-254.
- Matsuura, S., Olavarria, M. E. A., KOTO, S., Villarroel, H. B., & Valenzuela, M. C. (2004). Risk investigation on sediment-related disasters in Punta Arenas, Magellan Region, Chile. *Journal of the Japan Landslide Society*, 40(5), 424-433.
- McCullough, C. H. (1997). The AAPM/RSNA physics tutorial for residents. X-ray production. *Radiographics*, 17(4), 967-984.
- McCool, W. W., & Parsons, J. D. (2004). Sedimentation from buoyant fine-grained suspensions. *Continental Shelf Research*, 24(10), 1129-1142.
- McCulloch, R. D., & Bentley, M. J. (1998). Late glacial ice advances in the Strait of Magellan, southern Chile. *Quaternary Science Reviews*, 17(8), 775-787.
- McCulloch, R. D., Fogwill, C. J., Sugden, D. E., Bentley, M. J., & Kubik, P. W. (2005). Chronology of the last glaciation in central Strait of Magellan and Bahía Inútil, southernmost South America. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 87(2), 289-312.
- Mees, F., Swennen, R., Van Geet, M., & Jacobs, P. (2003). Applications of X-ray computed tomography in the geosciences. *Geological Society, London, Special Publications*, 215(1), 1-6.
- Moernaut, J., Van Daele, M., Heirman, K., Fontijn, K., Strasser, M., Pino, M., ... & De Batist, M. (2014). Lacustrine turbidites as a tool for quantitative earthquake reconstruction: New evidence for a variable rupture mode in south central Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(3), 1607-1633.
- Mohrig, D., Ellis, C., Parker, G., Whipple, K. X., & Hondzo, M. (1998). Hydroplaning of subaqueous debris flows. *Geological Society of America Bulletin*, 110(3), 387-394.
- Moore, D. (1966). Deltaic sedimentation. *Earth-science Reviews*, 1(2-3), 87-104.
- Mpodosis, C., Mella, P., & Pavda, D. (2011, March). Estratigrafía y megasecuencias sedimentarias en la cuenca Austral-Magallanes, Argentina y Chile. In *VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos* (Vol. 35).
- Mulder, T., & Syvitski, J. P. (1995). Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *The Journal of Geology*, 103(3), 285-299.
- Mulder, T., Syvitski, J. P., Migeon, S., Faugeres, J. C., & Savoye, B. (2003). Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review. *Marine and Petroleum Geology*, 20(6-8), 861-882.

- Muñoz, A., Gálvez, V., Opazo, E. (2020a). Construcción de mapa preliminar de peligro ante flujos del río Las Minas, comuna de Punta Arenas, región de Magallanes y la Antártica Chilena. Servicio
- Muñoz, A., Opazo, E., Gálvez, V. (2020b). Evaluación geológica por el aumento de sedimentos en la desembocadura del río Las Minas entre el 23 y 25 de septiembre de 2019, comuna de Punta Arenas, región de Magallanes y la Antártica Chilena. Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Técnico (Inédito): 24 p. Santiago.
- Nacional de Geología y Minería, Informe Técnico (Inédito): 24 p. Santiago.
- National Institute for Health and Care Excellence (2016). Somatom Definition Edge CT scanner for imaging coronary artery disease in adults in whom imaging is difficult.
- National Oceanic and Atmospheric Administration (2003). Multibeam sonar data acquisition systems: A simplified conceptual model. NOAA Technical Memorandum NOS CS 3.
- Nemec, W.(1995). The dynamics of deltaic suspension plumes en Oti y Postma (Ed.), *Geology of deltas*, 31-93.
- Nienhuis, J. H., Ashton, A. D., & Giosan, L. (2015). What makes a delta wave-dominated?. *Geology*, 43(6), 511-514.
- Nittrouer, C. A., Austin, J. A., Field, M. E., Kravitz, J. H., Syvitski, J. P., & Wiberg, P. L. (Eds.). (2009). *Continental margin sedimentation: From sediment transport to sequence stratigraphy* (Vol. 25). John Wiley & Sons.
- Norem, H., Locat, J., & Schieldrop, B. (1990). An approach to the physics and the modeling of submarine flowslides. *Marine Georesources & Geotechnology*, 9(2), 93-111.
- ONEMI (2012). Desborde del río Las Minas. Punta Arenas – Región de Magallanes. Informe Técnico: 33p. Santiago. Oficina Nacional de Emergencia del Ministerio del Interior.
- Orsi, T. H., Anderson, A. L., & Lyons, A. P. (1996). X-ray tomographic analysis of sediment macrostructure in Eckernförde Bay, western Baltic Sea. *Geo-Marine Letters*, 16(3), 232-239.
- Orsi, T. H., Edwards, C. M., & Anderson, A. L. (1994). X-ray computed tomography; a nondestructive method for quantitative analysis of sediment cores. *Journal of Sedimentary Research*, 64(3a), 690-693.
- Orton, G. J., & Reading, H. G. (1993). Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, 40(3), 475-512.

- Otero, R. A., Torres, T., Le Roux, J. P., Hervé, F., Fanning, C. M., Yury-Yáñez, R. E., & Rubilar-Rogers, D. (2012). A Late Eocene age proposal for the Loreto Formation (Brunswick Peninsula, southernmost Chile), based on fossil cartilaginous fishes, paleobotany and radiometric evidence. *Andean Geology*, 39(1), 180-200.
- Páez, M. S., Moreiras, S. M., Brenning, A., & Giambiagi, L. B. (2013). Flujos de detritos y aluviones históricos en la cuenca del río Blanco (32° 55'-33° 10'y 69° 10'-69° 25'), Mendoza.
- Papalexiou, S. M., & Montanari, A. (2019). Global and regional increase of precipitation extremes under global warming. *Water Resources Research*, 55(6), 4901-4914.
- Parsons, J. D., Bush, J. W., & Syvitski, J. P. (2001). Hyperpycnal plume formation from riverine outflows with small sediment concentrations. *Sedimentology*, 48(2), 465-478. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2001.00384.x>
- Parsons, J. D., Friedrichs, C. T., Traykovski, P. A., Mohrig, D., Imran, J., Syvitski, J. P., ... & Nittrouer, C. A. (2007). The mechanics of marine sediment gravity flows. *Continental margin sedimentation: from sediment transport to sequence stratigraphy*, 37, 275-334.
- Pepin, E., Carretier, S., Guyot, J. L., & Escobar, F. (2010). Specific suspended sediment yields of the Andean rivers of Chile and their relationship to climate, slope and vegetation. *Hydrological Sciences Journal—Journal des Sciences Hydrologiques*, 55(7), 1190-1205.
- Phillips, D. H., & Lannutti, J. J. (1997). Measuring physical density with X-ray computed tomography. *Ndt & E International*, 30(6), 339-350.
- Pierson, T. C. (2005). Hyperconcentrated flow—transitional process between water flow and debris flow. en Jakob y Hungr (Ed.), *Debris-flow hazards and related phenomena* (pp. 159-202). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Pierson, T. C., Costa, J. E., & Vancouver, W. (1987). A rheologic classification of subaerial sediment-water flows. *Debris Flows/Avalanches: Process, Recognition, and Mitigation. Reviews in Engineering Geology. Geological Society of America*, 7, 1-12.
- Piper, D. W. (1978). Turbidite muds and silts on deepsea fans and abyssal plains. *Sedimentation in submarine canyons, fans, and trenches*.
- PNUD (2018). Desigualdad regional en Chile. Ingresos, salud y educación en perspectiva territorial. Santiago de Chile, Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo.
- Poirot, M. G., Bergmans, R. H., Thomson, B. R., Jolink, F. C., Moum, S. J., Gonzalez, R. G., ... & Gupta, R. (2019). Physics-informed deep learning for dual-energy computed tomography image processing. *Scientific reports*, 9(1), 1-9.

- Pratson, L. E., Imran, J., Parker, G., Syvitski, J. P., & Hutton, E. (2000). Debris flows vs. turbidity currents: a modeling comparison of their dynamics and deposits. *Special Publication-SEPM*, 68, 57-72.
- Prior, D. B., Bornhold, B. D., & Johns, M. W. (1984). Depositional characteristics of a submarine debris flow. *The Journal of Geology*, 92(6), 707-727.
- Raedeke, L. (1975). Deslizamientos, río Las Minas. Corporación Nacional Forestal. Informe técnico (Inédito): 15p.
- Ramírez Giraldo, J. C., Arboleda Clavijo, C., & McCollough, C. H. (2008). Tomografía computarizada por rayos X: fundamentos y actualidad. *Revista Ingeniería Biomédica*, 2(4), 54-66.
- Rees, E. V., Priest, J. A., & Clayton, C. R. (2011). The structure of methane gas hydrate bearing sediments from the Krishna–Godavari Basin as seen from Micro-CT scanning. *Marine and Petroleum Geology*, 28(7), 1283-1293.
- Rehn, A. (2015). Difference in depositional behavior of hypopycnal and hyperpycnal flows in the context of continental margins [Tesis de magister, University of Illinois].
- Reilly, B. T., Stoner, J. S., & Wiest, J. (2017). Sed CT: MATLAB™ tools for standardized and quantitative processing of sediment core computed tomography (CT) data collected using a medical CT scanner. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18(8), 3231-3240.
- Renter, J. (1989) Applications of computerized tomography in sedimentology, *Marine Geotechnology*, 8:3, 201-211, DOI: 10.1080/10641198909379868
- Roberts, A. P., Rohling, E. J., Grant, K. M., Larrasoaña, J. C., & Liu, Q. (2011). Atmospheric dust variability from Arabia and China over the last 500,000 years. *Quaternary Science Reviews*, 30(25-26), 3537-3541.
- Rodríguez, J. y Arche, A. (2010). Deltas en Arche, A. (Ed), *Sedimentología: del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. *Sedimentología*, 11-1287. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid.
- Rowntree, K. M., van der Waal, B. W., & Pulley, S. (2017). Magnetic susceptibility as a simple tracer for fluvial sediment source ascription during storm events. *Journal of environmental management*, 194, 54-62.
- Sadler, P. M. (1981). Sediment accumulation rates and the completeness of stratigraphic sections. *The Journal of Geology*, 89(5), 569-584.
- Salinas, S., Contreras, M., & Fierro, J. (2004). Propagación de la onda de marea en el estrecho de Magallanes. *Ciencia y Tecnología del Mar*, 27(2), 5-20.

- Santana, A. (2006). Resumen meteorológico año 2005 estación Jorge C. Schythe (53°08'S; 70°53'W; 6 M S.N.M.). *Anales Instituto Patagonia* (Vol. 34, No. 1, pp. 81-90). Universidad de Magallanes.
- Santana, A., Olave, C., & Butorovic, N. (2010). Estudio climatológico con registros de alta resolución temporal en Campamento Posesión (ENAP): Magallanes, Chile. In *Anales del Instituto de la Patagonia* (Vol. 38, No. 1, pp. 5-34). Universidad de Magallanes.
- Sassi, M. G., & Palma, E. D. (2006). Modelo hidrodinámico del estrecho de Magallanes. *Mecánica Computacional*, 1461-1478.
- Schneider, C., Glaser, M., Kilian, R., Santana, A., Butorovic, N., & Casassa, G. (2003). Weather observations across the southern Andes at 53 S. *Physical Geography*, 24(2), 97-119.
- SeaBeam Instruments (2000). Multibeam Sonar: Theory of Operation.
- Seibold, E., & Berger, W. (2017). *The sea floor: an introduction to marine geology*. Springer.
- Shanmugam, G. (1997). The Bouma sequence and the turbidite mind set. *Earth-Science Reviews*, 42(4), 201-229.
- Shanmugam, G. (2019). Slides, slumps, debris flows, turbidity currents, hyperpycnal flows, and bottom currents. *Encyclopedia of ocean sciences*.
- Sohn, Y. K., Rhee, C. W., & Kim, B. C. (1999). Debris flow and hyperconcentrated flood-flow deposits in an alluvial fan, northwestern part of the Cretaceous Yongdong Basin, Central Korea. *The Journal of Geology*, 107(1), 111-132.
- Somayajulu, B. L. K., Radhakrishnamurty, C., & Walsh, T. J. (1978). Susceptibility as a tool for studying magnetic stratigraphy of marine sediments. *Proceedings of the Indian Academy of Sciences-Section A, Earth and Planetary Sciences*, 87(11), 201-213.
- Soto-Rogel, P., Aravena, J. C., Meier, W. J. H., Gross, P., Pérez, C., González-Reyes, Á., & Griessinger, J. (2020). Impact of Extreme Weather Events on Aboveground Net Primary Productivity and Sheep Production in the Magellan Region, Southernmost Chilean Patagonia. *Geosciences*, 10(8), 318.
- Stern, C. B. (1992). Tefrocronología de Magallanes: nuevos datos e implicaciones. In *Anales del Instituto de la Patagonia*.
- Stoker, M. S., Pheasant, J. B., & Josenhans, H. (1997). Seismic methods and interpretation. In *Glaciated Continental Margins* (pp. 9-26). Springer, Dordrecht.



- Stow, D. A., & Shanmugam, G. (1980). Sequence of structures in fine-grained turbidites: comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments. *Sedimentary Geology*, 25(1-2), 23-42.
- Stow, D. A., & Wetzel, A. (1990). Hemiturbidite: a new type of deep-water sediment. In *Proceedings of the ocean drilling program, scientific results* (Vol. 116, pp. 25-34). College Station, TX: Ocean Drilling Program.
- Stow, D., & Smillie, Z. (2020). Distinguishing between deep-water sediment facies: turbidites, contourites and hemipelagites. *Geosciences*, 10(2), 68.
- Syvitski, J. P., & Milliman, J. D. (2007). Geology, geography, and humans battle for dominance over the delivery of fluvial sediment to the coastal ocean. *The Journal of Geology*, 115(1), 1-19.
- Takahashi, T., & Das, D. K. (2014). *Debris flow: mechanics, prediction and countermeasures*. CRC press.
- Tanaka, A., Nakano, T., & Ikehara, K. (2011). X-ray computerized tomography analysis and density estimation using a sediment core from the Challenger Mound area in the Porcupine Seabight, off Western Ireland. *Earth, planets and space*, 63(2), 103-110.
- Toggweiler, J. R. (2009). Shifting westerlies. *Science*, 323(5920), 1434-1435.
- U.S. Environmental Protection Agency (2016). Climate change indicators in the United States, 2016. Fourth edition. EPA 430-R-16-004. [www.epa.gov/climate-indicators](http://www.epa.gov/climate-indicators).
- Universidad de Magallanes (2008). Mejoramiento integral y prevención de riesgo aluvional río Las Minas. Informe técnico: 55p.
- Urick, R. J. (1979). *Sound propagation in the sea*. Department of Defense], Office of the Secretary of Defense, Defense Advanced Research Projects Agency.
- Vacquier, V. (1972). *Geomagnetism in marine geology*. Elsevier.
- Valdenegro, A., & Silva, N. (2003). Caracterización oceanográfica física y química de la zona de canales y fiordos australes de Chile entre el estrecho de Magallanes y cabo de Hornos (Cimar 3 Fiordos). *Ciencia y tecnología del Mar*, 26(2), 19-60.
- Vandekerkhove, E., Van Daele, M., Praet, N., Cnudde, V., Haeussler, P. J., & De Batist, M. (2020). Flood-triggered versus earthquake-triggered turbidites: A sedimentological study in clastic lake sediments (Eklutna Lake, Alaska). *Sedimentology*, 67(1), 364-389.
- Vandorpe, T., Collart, T., Cnudde, V., Lebreiro, S., Hernández-Molina, F. J., Alonso, B. y Van Rooij, D. (2019). Quantitative characterisation of contourite deposits using medical CT. *Marine Geology*, 417, 106003.

- Varnes, D. J., & Cruden, D. M. (1996). Landslide types and processes. *Landslides: investigation and mitigation, Transportation Research Board special report, 247*.
- Wirth, S. B., Girardclos, S., Rellstab, C., & Anselmetti, F. S. (2011). The sedimentary response to a pioneer geo-engineering project: Tracking the Kander River deviation in the sediments of Lake Thun (Switzerland). *Sedimentology, 58*(7), 1737-1761.
- Xercavins, A. (1984). Notas sobre el clima de Magallanes (Chile). *Revista de geografía, 95*-110.
- Xian, B., Liu, J., Dong, Y., Lu, Z., He, Y., & Wang, J. (2017). Classification and facies sequence model of subaqueous debris flows. *Acta Geologica Sinica (English Edition), 91*(2), 751-752.
- Yu, X., Li, S., & Li, S. (2018). *Clastic Hydrocarbon Reservoir Sedimentology: Advances in oil and gas exploration*. Springer.
- Zavala, C. (2020). Hyperpycnal (over density) flows and deposits. *Journal of Palaeogeography, 9*(1), 1-21.
- Zavala, C., Valiente, L. B., & Vallez, Y. (2008). The origin of lofting rhythmites: Lessons from thin sections. In *AAPG Hedberg Conference, March* (pp. 3-7).
- Zlatar, A., Muñoz, G., & Ivanovich, R. (2019). Historia del carbón en la Reserva Nacional Magallanes (1.a ed., Vol. 1). Maval SPA.

# ANEXOS

## ANEXO A: FÓSILES DATADOS CON RADIOCARBONO

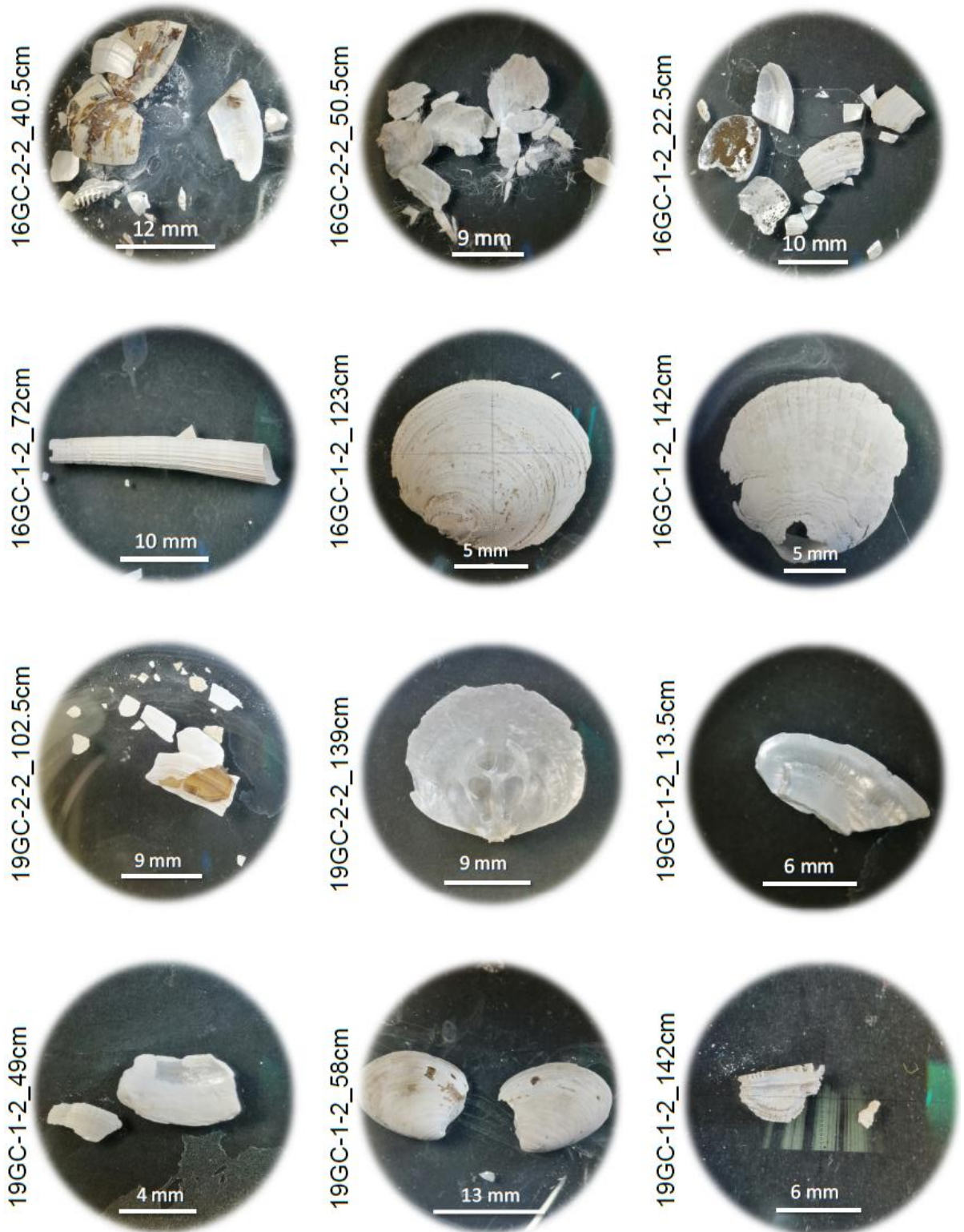


Figura 0.1: Restos carbonáticos datados con radiocarbono.

## ANEXO B: DISTRIBUCIONES DE UNIDADES GRANULOMÉTRICAS

### Testigo 16

- **Unidad 16-A:** Esta unidad abarca el rango 129 – 150 [cm] de la primera sección y exhibe una distribución principalmente bimodal con *peaks* en  $4.9-5.0 \phi$  y  $7.7-7.9 \phi$ , asociados a limo grueso y limo muy fino respectivamente. Algunas de las curvas que componen la unidad no muestran un valle marcado entre ambas modas, lo que podría indicar una menor selección. Adicionalmente se presentan pequeños *peaks* en  $9.6 \phi$ , asociado a una población de arcillas, y en  $2.0-2.3 \phi$  correspondiente a arena fina (ver Figura 10.2). En la Figura 10.2 las distintas proporciones de tamaño de grano se mantienen estables.

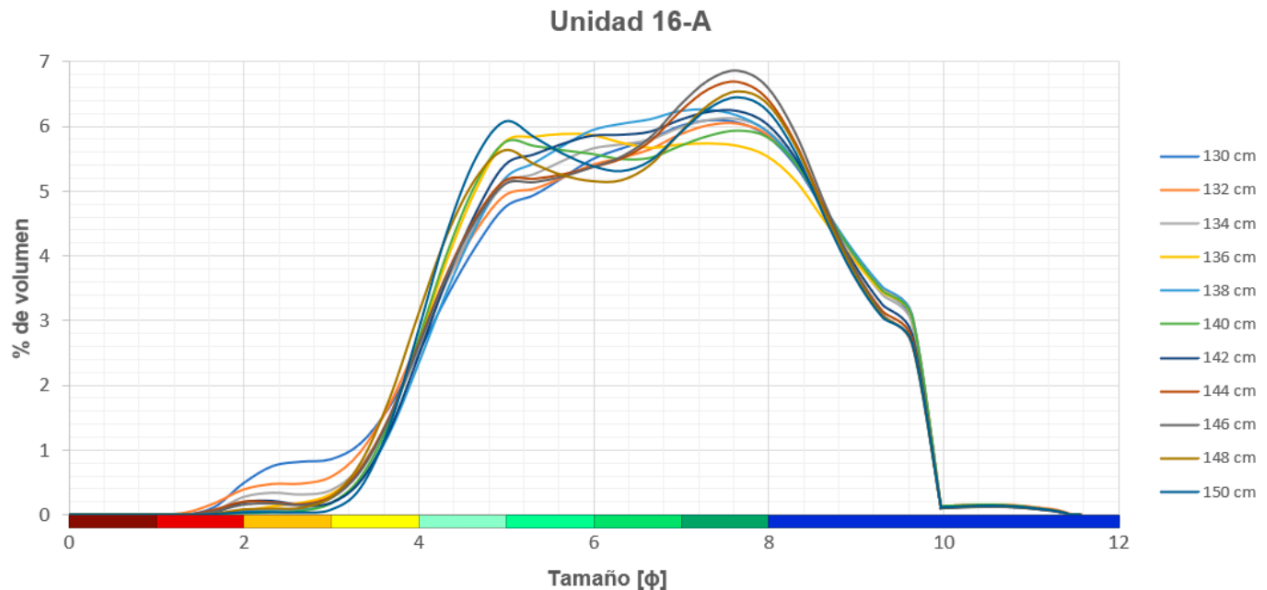


Figura 0.2: Distribución granulométrica de la unidad 16-A en escala de Wentworth.

- **Unidad 16-B:** Esta unidad abarca el rango 72 - 129 [cm] de la primera sección y exhibe una distribución principalmente unimodal con un *peak* en  $7.3-7.6 \phi$  asociado a limo muy fino, aunque también se distinguen modas en  $4.9 \phi$  (limo grueso) y  $9.6 \phi$  (arcilla). Dentro de esta unidad, en el rango 79-102 [cm], las curvas se vuelven más leptocúrticas, disminuyendo notablemente la moda de limo grueso (ver Figura 10.3). En la Figura 10.3 no se observa una tendencia clara en cuanto a las proporciones de distintos tamaños de grano.

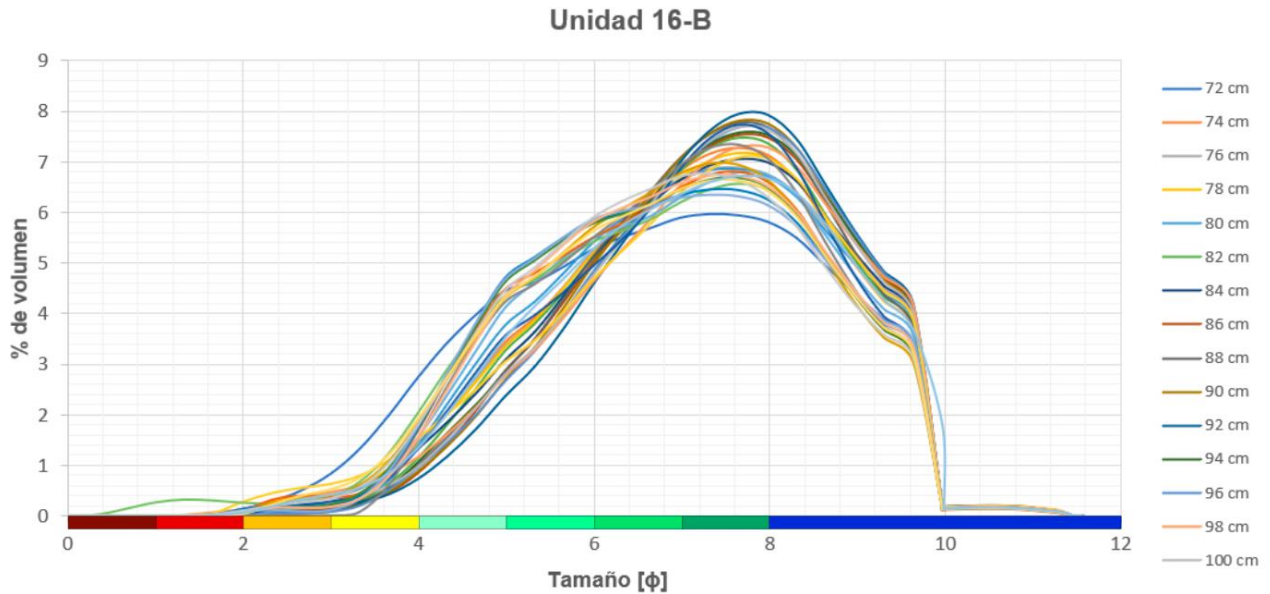


Figura 0.3: Distribución granulométrica de la unidad 16-B en escala de Wentworth.

- Unidad 16-C:** Esta unidad abarca el rango 51 – 72 [cm] de la primera sección y exhibe una distribución unimodal con *peak* en 7.3-7.6 φ asociado a limo muy fino. Adicionalmente se distinguen modas en 4.9 φ y 9.6 φ, correspondientes a limo grueso y arcilla, respectivamente. Las únicas curvas que escapan a esta tendencia son la serie 70 [cm], donde la moda principal se pierde y la moda de limo grueso posee un mayor porcentaje, y la serie 56 [cm] que incluye una moda en 2.8 φ asociada a arena fina (ver Figura 10.4). En la Figura 10.4 se muestra como una unidad con gradación normal por la progresiva disminución de la cantidad de limos gruesos y medios.

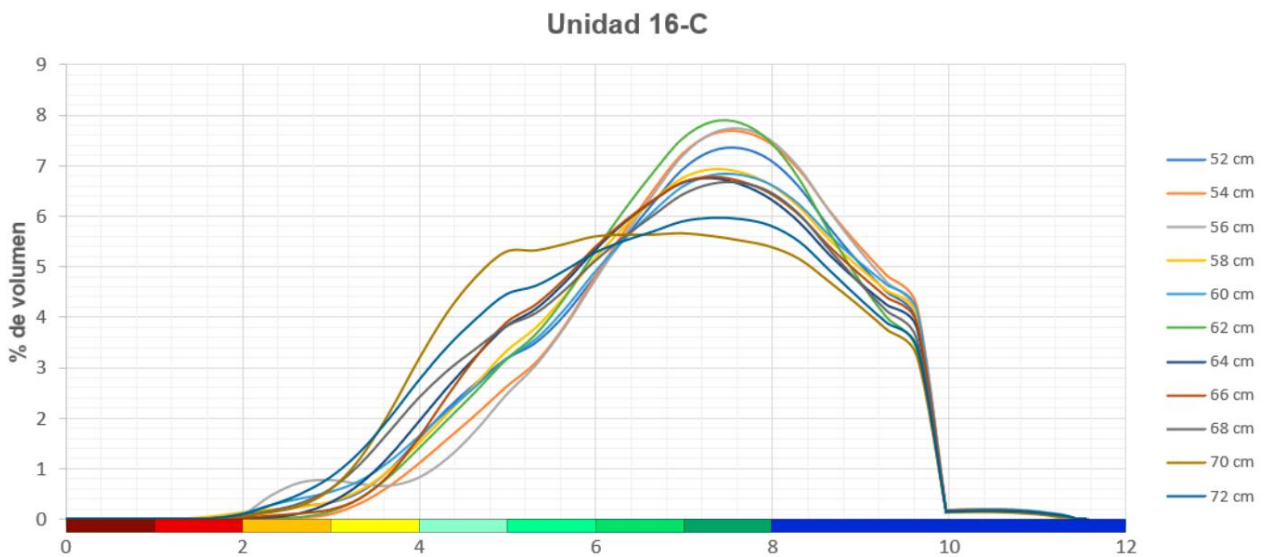


Figura 0.4: Distribución granulométrica de la unidad 16-C en escala de Wentworth.

- Unidad 16-D:** Esta unidad comprende el rango 27 – 51 [cm] de la primera sección y muestra dos grupos de tendencias: El rango 38 – 51 [cm] posee una distribución unimodal con *peak* en 7.6-7.8  $\phi$  asociado a limo muy fino y modas subordinadas en 4.9  $\phi$  y 9.6  $\phi$  (limo grueso y arcilla, respectivamente). Por otro lado, el rango 28 – 36 [cm] muestra una distribución bimodal marcada con *peaks* en 4.3-4.8  $\phi$  y 7.8-7.9  $\phi$ , correspondientes a limo grueso y limo muy fino (ver Figura 10.5). En la Figura 10.5 unidad muestra una clara gradación inversa al aumentar la proporción de arenas y limo grueso.

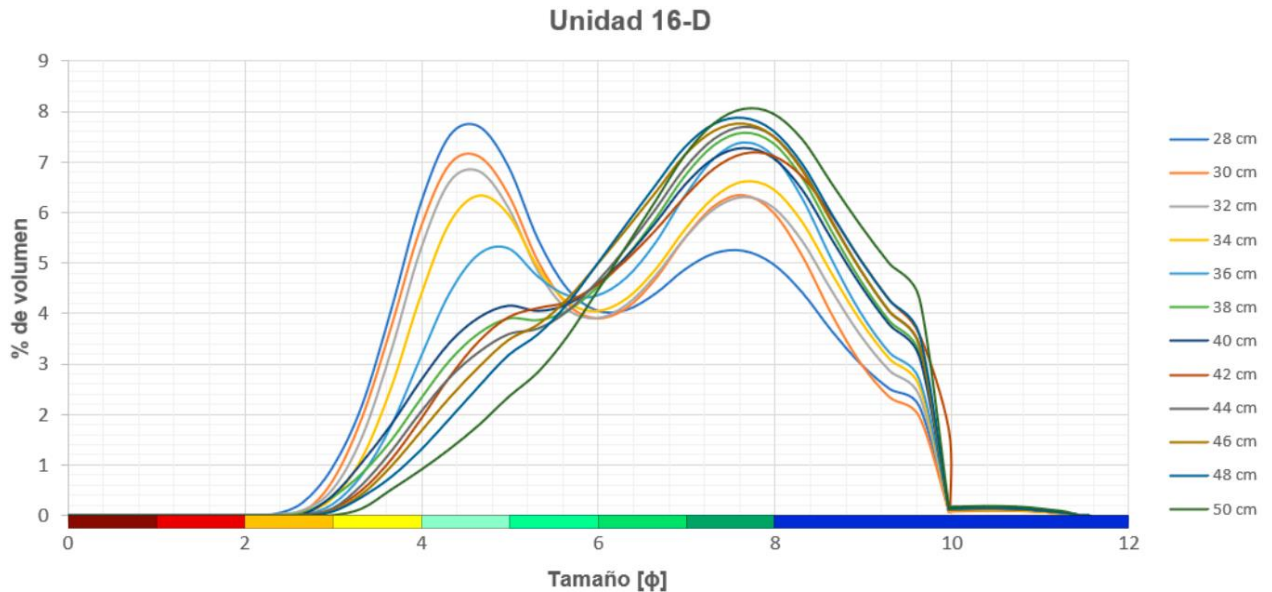


Figura 0.5: Distribución granulométrica de la unidad 16-D en escala de Wentworth.

- Unidad 16-E:** Esta unidad comprende el rango 17 – 27 [cm] de la primera sección y exhibe una distribución bimodal con *peaks* en 4.3-4.6  $\phi$  y 7.2-7.3  $\phi$ , correspondientes a limo grueso y limo muy fino. Adicionalmente se distingue una moda de arcillas en 9.6  $\phi$  (ver Figura 10.6). En la Figura 10.6 esta unidad muestra una clara gradación inversa al aumentar la proporción de arenas y limo grueso.

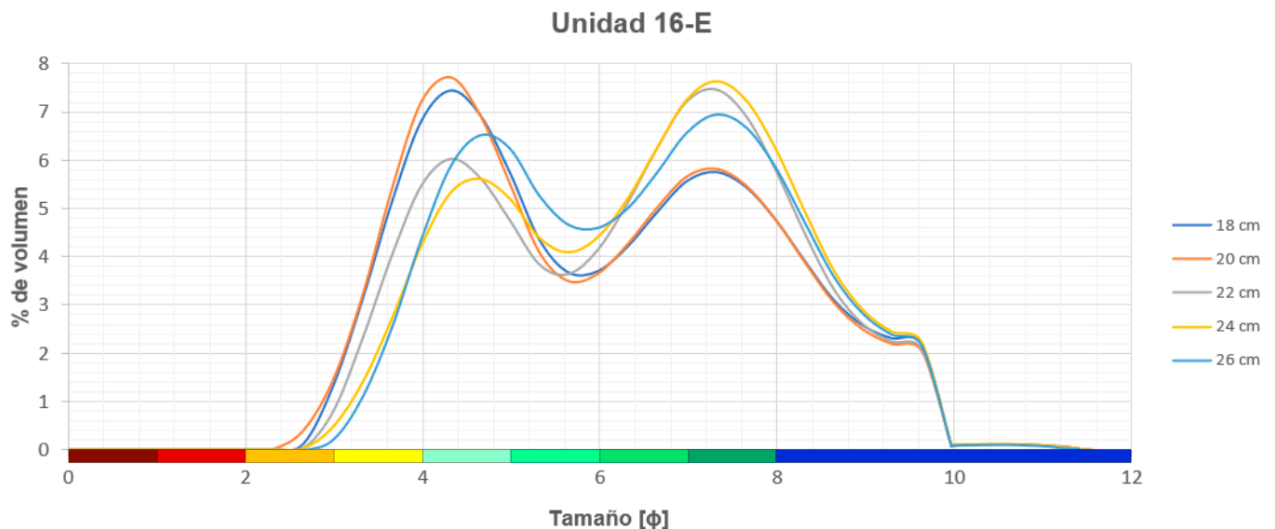


Figura 0.6: Distribución granulométrica de la unidad 16-E en escala de Wentworth.

- Unidad 16-F:** La unidad 16-F abarca el rango 6-17 [cm] de la primera sección y presenta una distribución bimodal con *peaks* consistentes en 4.2-4.4  $\phi$  y 7.2-7.4  $\phi$  (limo grueso y limo muy fino, respectivamente), aunque una proporción variable entre ambos (ver Figura 10.7). En la Figura 10.7 esta unidad muestra una gradación normal, muy notoria en las arenas y limo grueso.

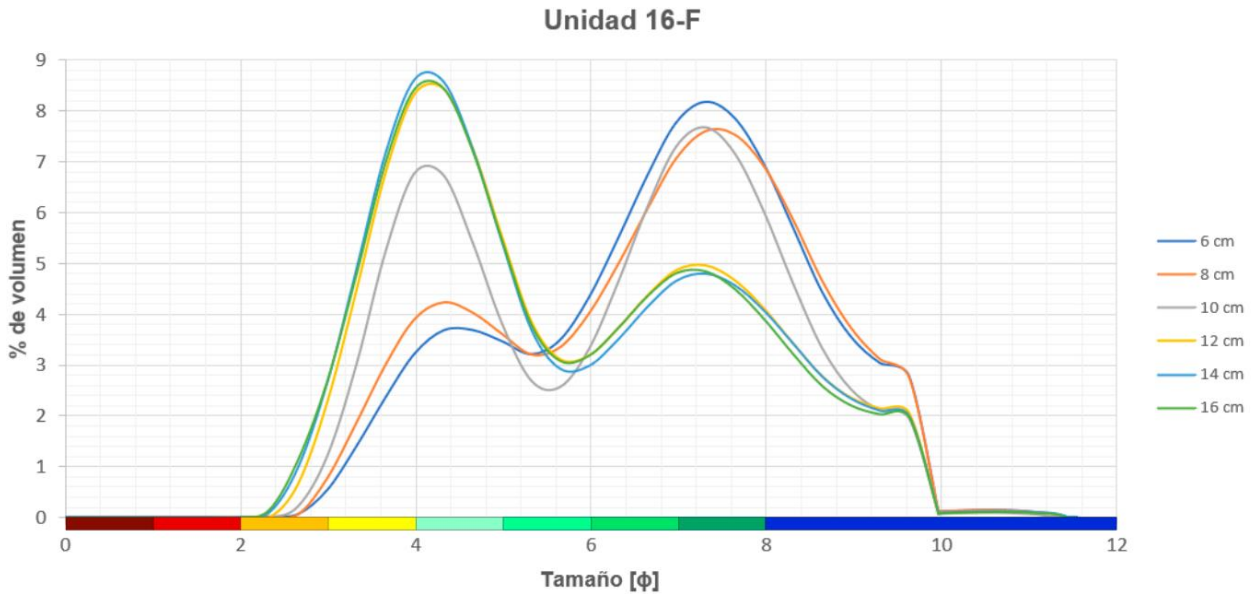


Figura 0.7: Distribución granulométrica de la unidad 16-F en escala de Wentworth.

- Unidad 16-G:** Esta unidad comprende el rango 0 – 6 [cm] de la primera sección y muestra una distribución bimodal con *peaks* marcados en 7.3-7.4  $\phi$  y 4.3-4.4  $\phi$  correspondientes a limo grueso y limo muy fino. Además, se presenta una moda de arcillas, similar a las unidades anteriores, en 9.6  $\phi$  (ver Figura 10.8). En la Figura 10.8 no se distingue una tendencia clara, se muestra más bien estable.

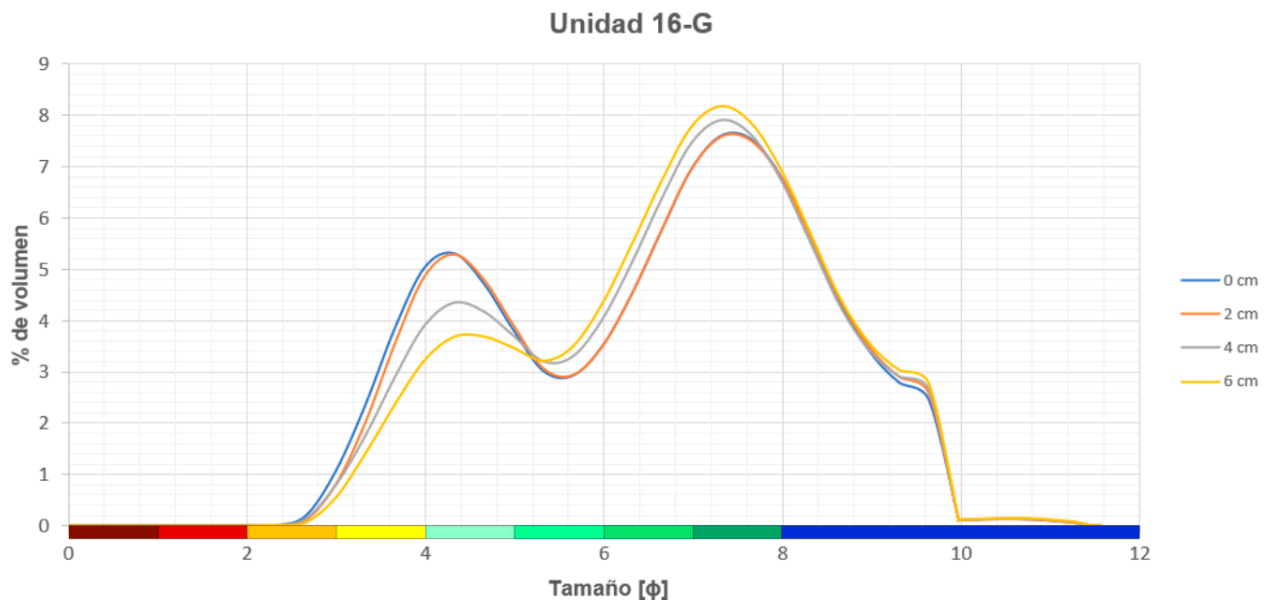


Figura 0.8: Distribución granulométrica de la unidad 16-G en escala de Wentworth.

- Unidad 16-H:** La unidad 16-H corresponde a la unidad basal de la segunda sección, abarca el rango 98 – 128 [cm] y exhibe una distribución bimodal con *peaks* en 4.2-4.4  $\phi$  y 7.7-7.9  $\phi$ , correspondientes a limo grueso y limo muy fino. Además, se distingue una moda de arcillas en 9.6  $\phi$ . En la Figura 10.9 se muestra como una leve gradación inversa, con un aumento en la proporción de arenas y limo grueso.

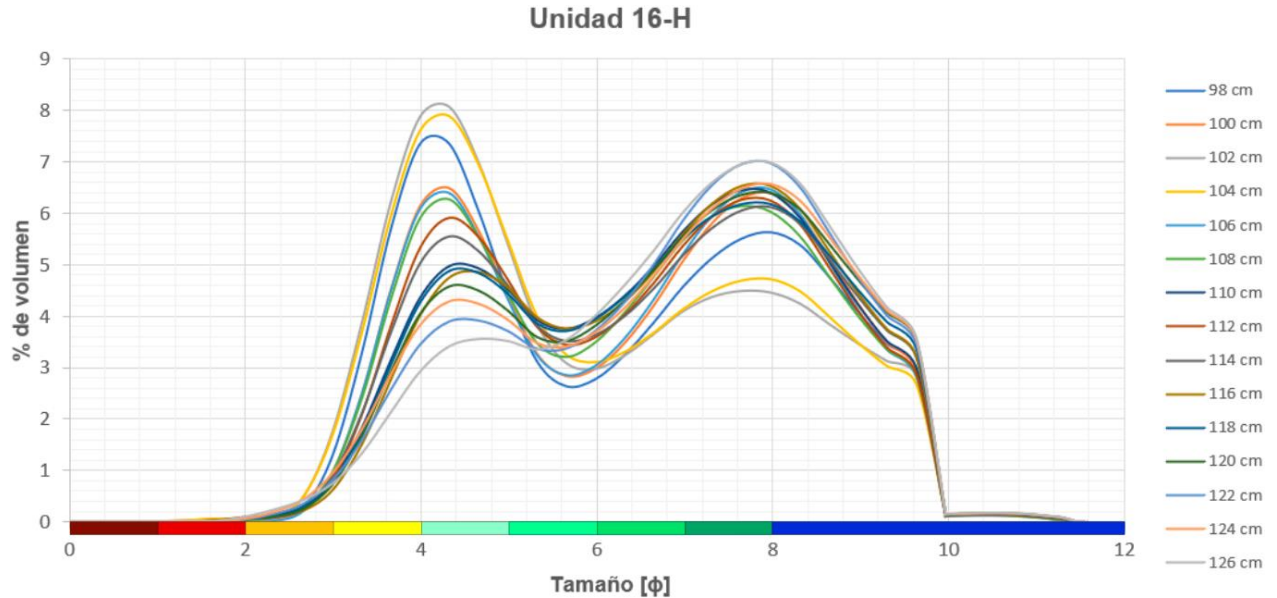


Figura 0.9: Distribución granulométrica de la unidad 16-H en escala de Wentworth.

- Unidad 16-I:** Esta unidad comprende el rango 82 – 98 [cm] de la segunda sección y manifiesta una distribución bimodal con el *peak* más grueso como el predominante. Los *peaks* se dan en 3.7-4.1  $\phi$ , correspondiente a arena muy fina y limo grueso, y en 7.2-8.0  $\phi$ , asociado a limo muy fino. Al igual que en las otras unidades, se distingue una moda de arcillas en 9.6  $\phi$  (ver Figura 10.10). En la Figura 10.10 no se distingue una tendencia clara para esta unidad.

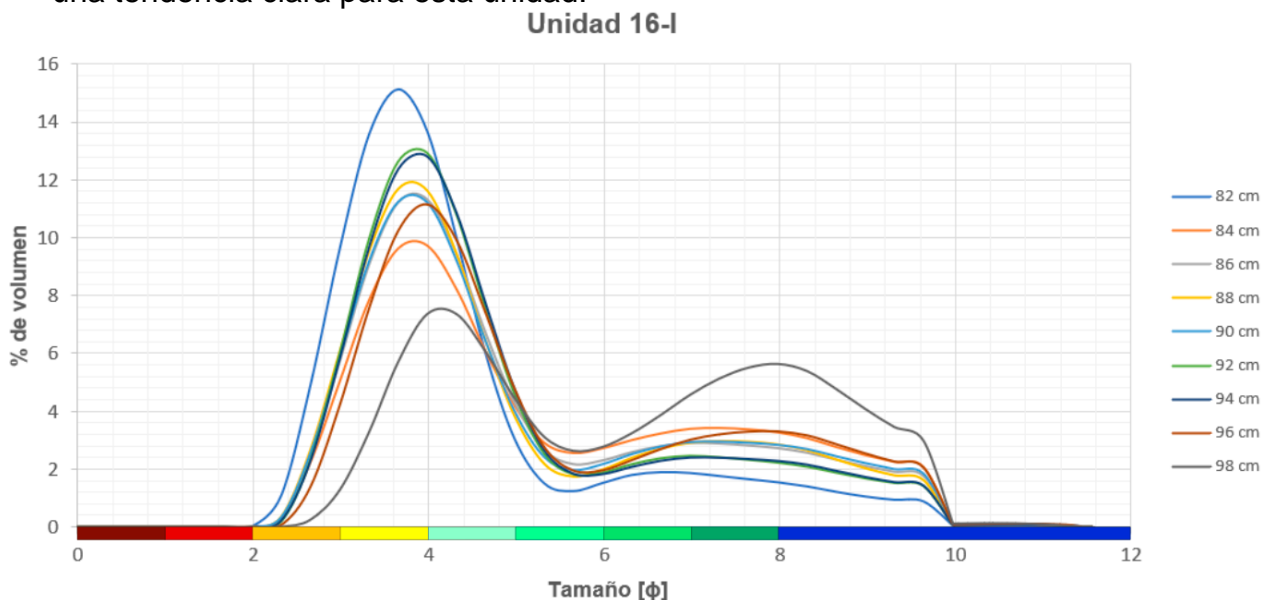


Figura 0.10: Distribución granulométrica de la unidad 16-I en escala de Wentworth.



- Unidad 16-J:** Esta unidad abarca el rango 54 – 82 [cm] de la segunda sección y presenta una distribución similar a unidad-I, con un *peak* marcado en 3.7-3.8  $\phi$  (asociado a arena muy fina) y un *peak* achatado en el rango 6.6-8.2  $\phi$  (limo fino a arcilla). Asimismo, se muestra la moda tamaño arcilla en 9.5  $\phi$ . En la Figura 10.11 se distingue como una unidad con abundante arena y limo grueso, con una tendencia a la gradación normal.

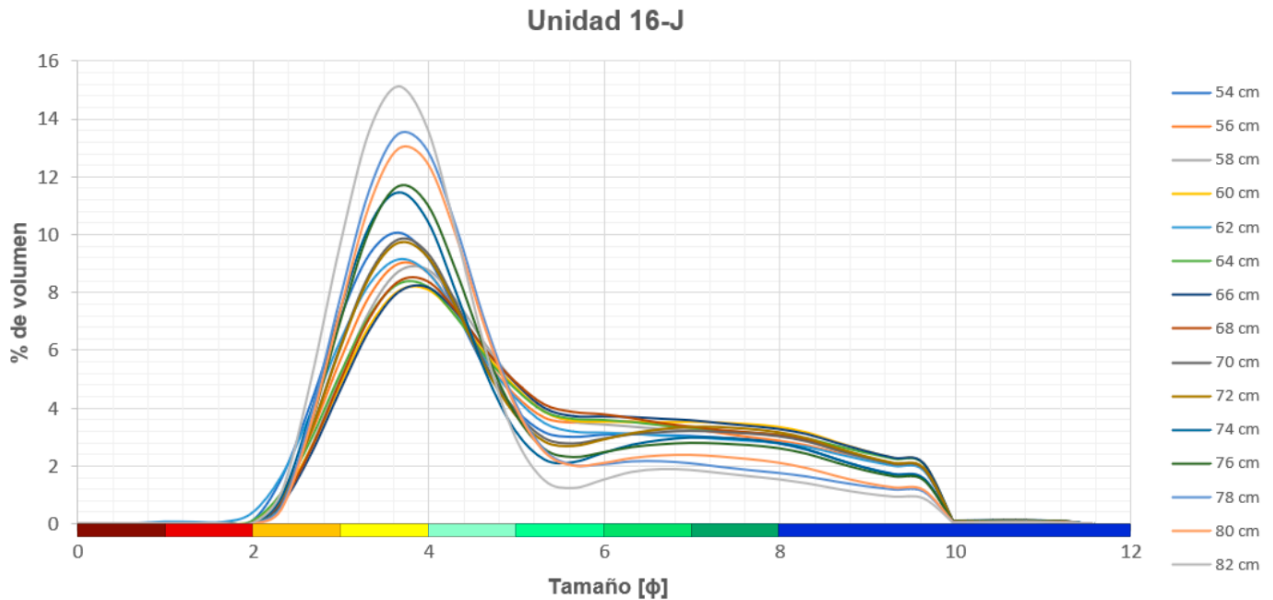


Figura 0.11: Distribución granulométrica de la unidad 16-J en escala de Wentworth.

- Unidad 16-K:** La unidad 16-K cubre el rango 38 – 54 [cm] de la segunda sección y presenta una distribución bimodal con modas poco consistentes dentro del tramo 3.6 – 4.4  $\phi$  (arena muy fina y limo grueso) y en 6.8-7.6  $\phi$  (limo fino y muy fino). Se presenta una pequeña moda adicional de tamaño arcilla en 9.6  $\phi$  (ver Figura 10.12). En la Figura 10.12 se muestra con una tendencia a la gradación normal.

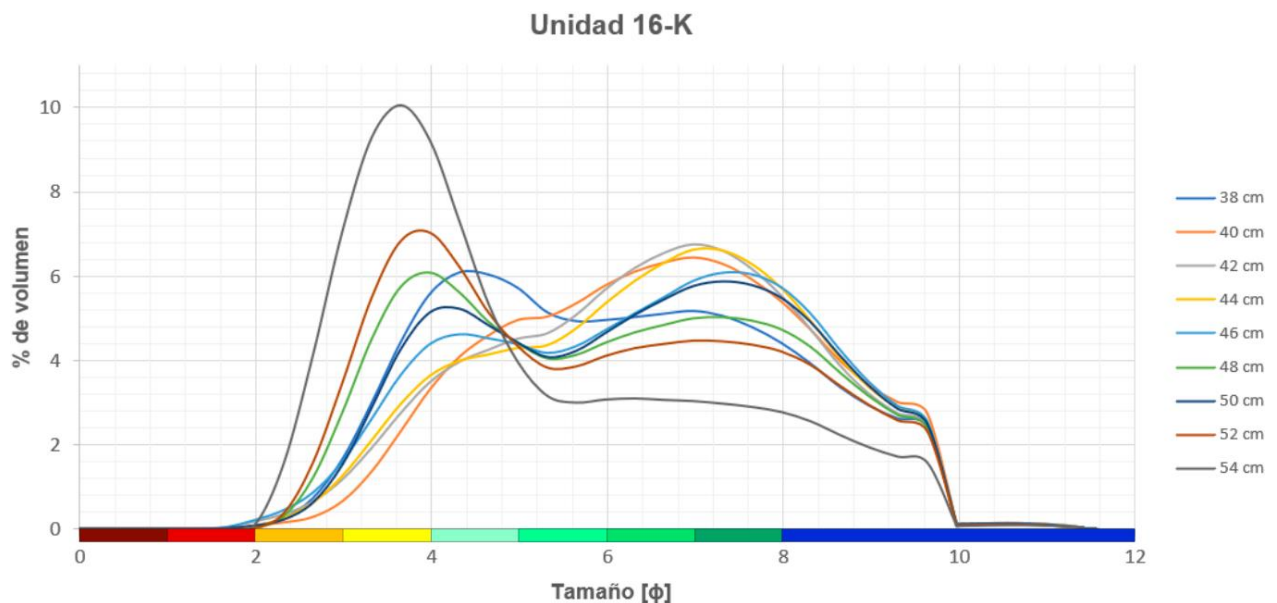


Figura 0.12: Distribución granulométrica de la unidad 16-K en escala de Wentworth.

- **Unidad 16-L:** Esta unidad comprende el rango 30 – 38 [cm] de la segunda sección y exhibe, mayormente, una distribución unimodal con *peaks* dentro del rango 4.0-4.4  $\phi$ . Además, se observa una moda tamaño arcilla en 9.6  $\phi$  (ver Figura 10.13). En la Figura 10.13 muestra con una leve gradación normal, notoria especialmente al observar arenas y limo grueso.

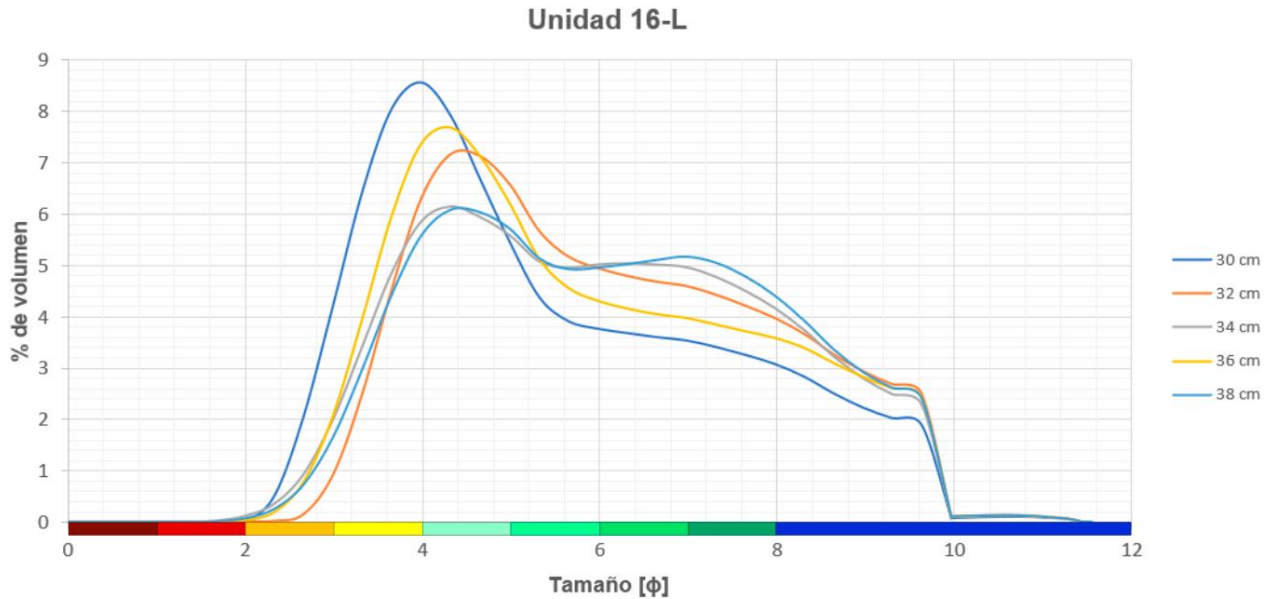


Figura 0.13: Distribución granulométrica de la unidad 16-L en escala de Wentworth.

- **Unidad 16-M:** Esta unidad corresponde a la más superficial del testigo y abarca el rango 3 – 30 [cm]. Posee una distribución multimodal con una moda principal en 3.8-4.1  $\phi$ , asociado a arena muy fina y limo grueso, y modas menos marcadas en 7.0-7.6  $\phi$  y 9.6  $\phi$ , asociados a limo muy fino y arcilla (ver Figura 10.14). En la Figura 10.14 no se distingue una tendencia clara, pero sí una mayor cantidad de arena y limo grueso que la unidad subyacente.

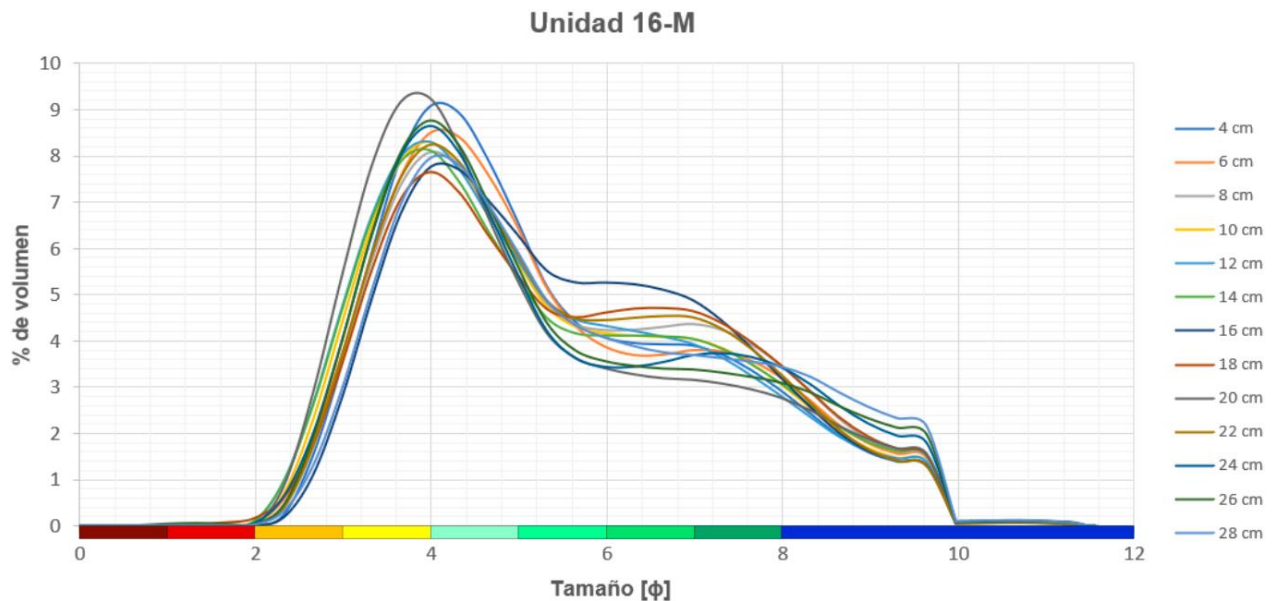


Figura 0.14: Distribución granulométrica de la unidad 16-M en escala de Wentworth.

## Testigo 19

- **Unidad 19-A:** La unidad 19-A corresponde a la parte basal de la primera sección del testigo 19 y abarca el tramo 136 – 150 [cm]. Posee una distribución principalmente unimodal con *peaks* en el rango 4.8-5.2  $\phi$  (correspondiente a limo grueso – limo medio), a excepción de la curva 148 [cm] con *peak* en 6.2  $\phi$  (limo fino). Adicionalmente, se distingue una moda de arcillas en 9.6  $\phi$  (ver Figura 10.15). En la Figura 10.2 no se distingue una tendencia clara en cuanto a las proporciones de los distintos tamaños de grano.

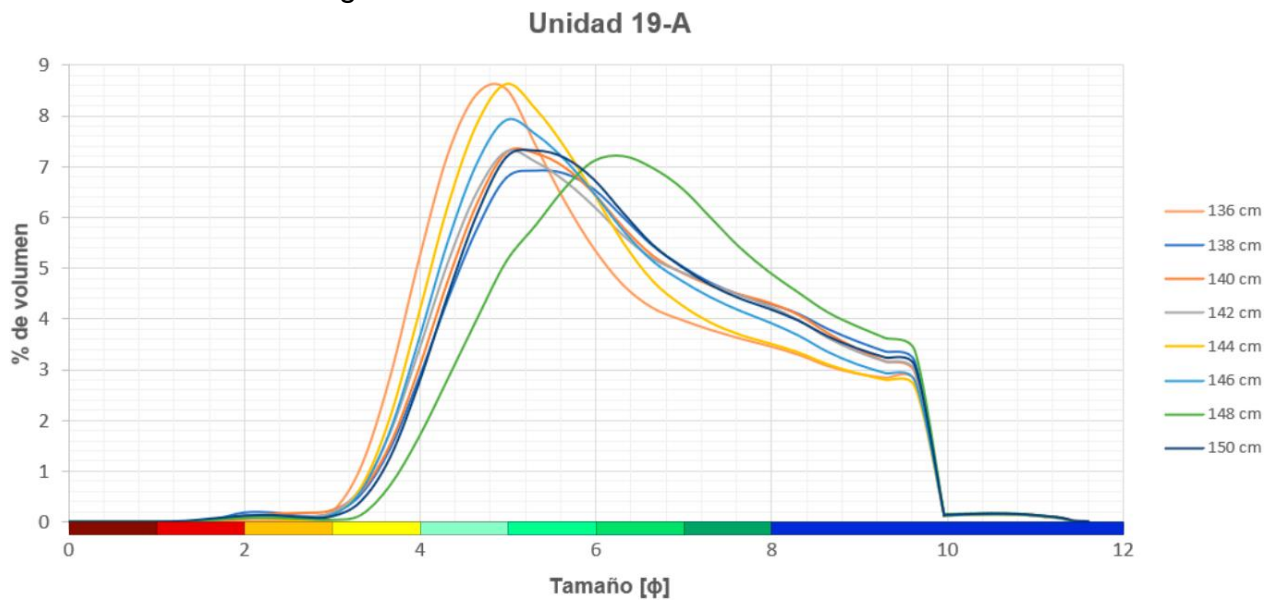


Figura 0.15: Distribución granulométrica de la unidad 19-A en escala de Wentworth.

- **Unidad 19-B:** Esta unidad abarca el tramo 124 - 136 [cm] de la primera sección y exhibe una moda marcada en el tramo 4.8-5.0  $\phi$ , correspondiente a limo grueso, y un *peak* menos marcado en 9.6  $\phi$  (arcilla). Las series 126, 128 y 130 [cm] se escapan de esta distribución, presentando una forma más bien multimodal con *peaks* en 5.0, 6.0 y 7.8  $\phi$ , además del pequeño *peak* tamaño arcilla (ver Figura 10.16). En la Figura 10.16 se distingue una tendencia a la gradación normal, notoria en los limos gruesos y medios.

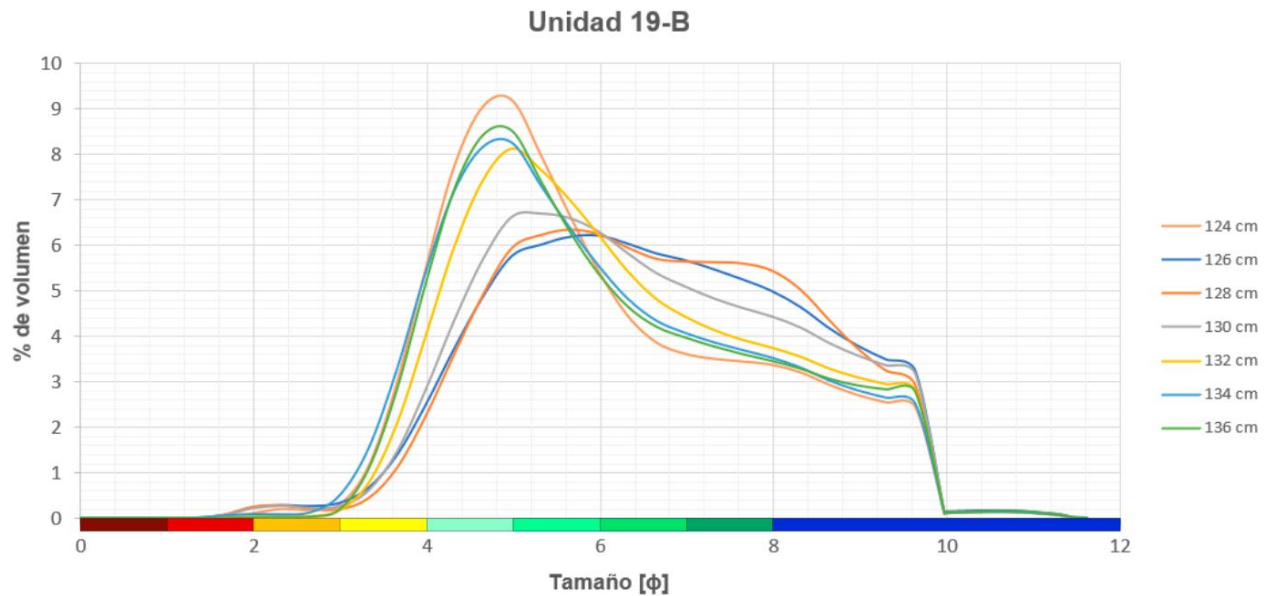


Figura 0.16: Distribución granulométrica de la unidad 19-B en escala de Wentworth.

- Unidad 19-C:** Esta unidad abarca el tramo 98 – 124 [cm] de la primera sección y presenta diferentes distribuciones, aunque en todas ellas se distinguen *peaks* en el rango 5.0-6.0  $\phi$ , correspondiente a limo medio, algunos menos marcados en el rango 7.0-8.0  $\phi$  (limo muy fino) y en 9.6  $\phi$  (arcilla). En la Figura 10.17 se observa una tendencia más bien estable en cuanto a la proporción de distintos tamaños de grano, normalmente gradada en los últimos 8 [cm].

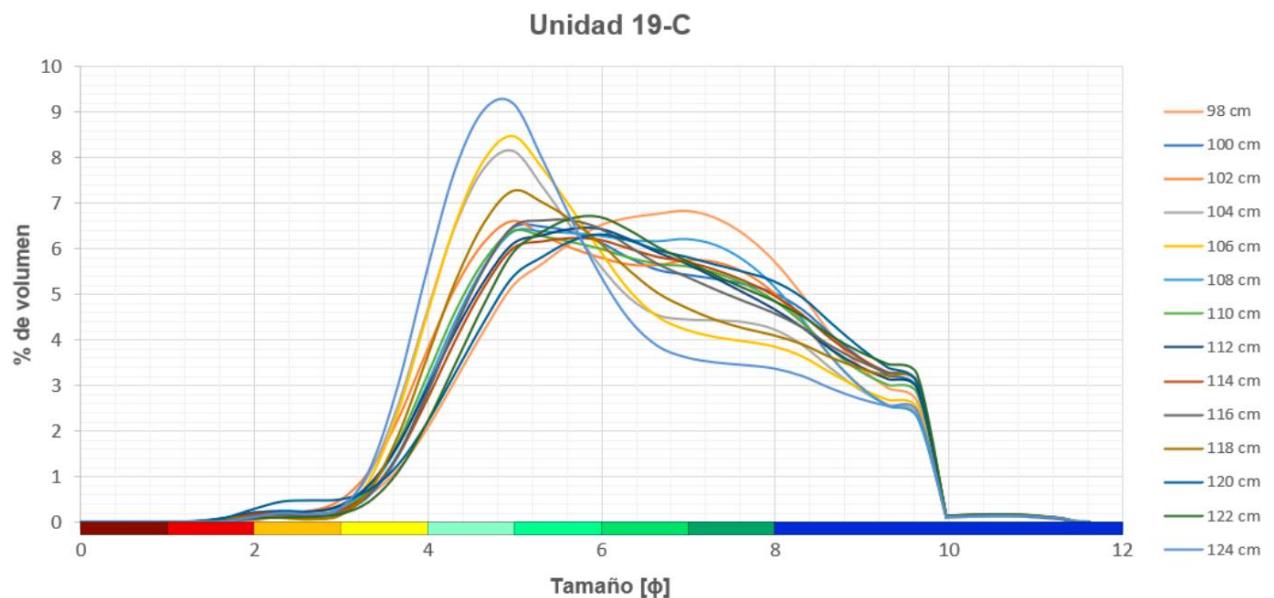


Figura 0.17: Distribución granulométrica de la unidad 19-C en escala de Wentworth.

- Unidad 19-D:** Esta unidad comprende el tramo 80 – 98 [cm] de la primera sección y en la mayor parte presenta una moda marcada en los 5.0  $\phi$  y *peaks* menos marcados en el rango de limos finos y en arcilla. En la Figura 10.18 se muestra una proporción de tamaños más bien estable en el tiempo, aunque los limos gruesos muestran una tendencia leve a la gradación inversa.

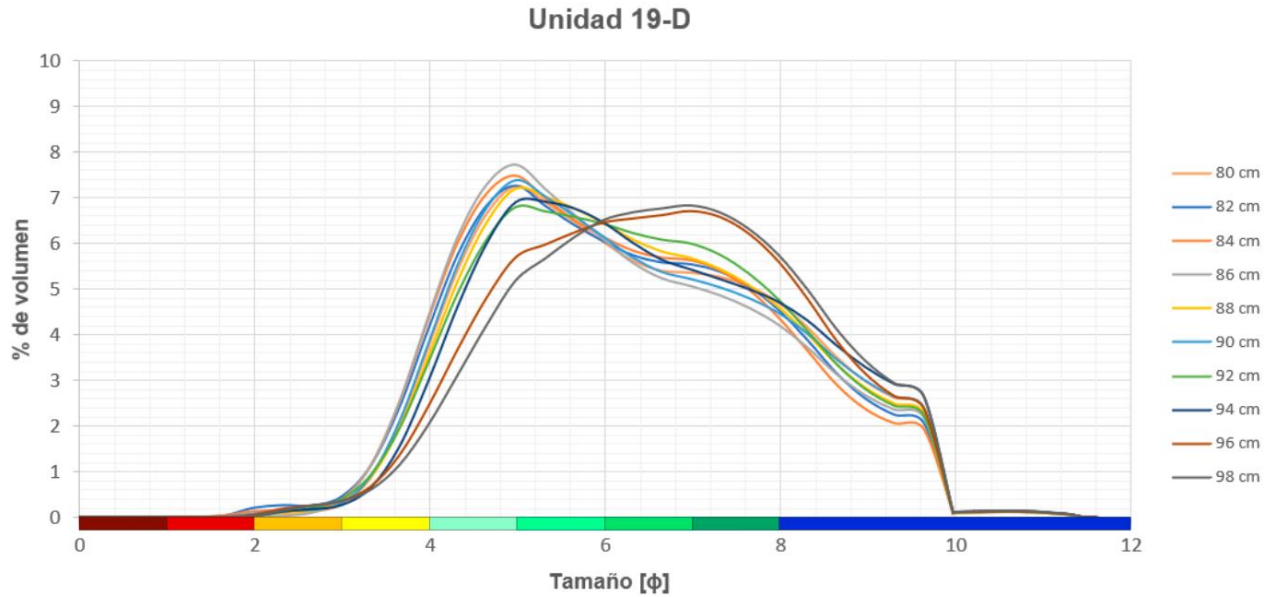


Figura 0.18: Distribución granulométrica de la unidad 19-D en escala de Wentworth.

- Unidad 19-E:** La unidad 19-E abarca el tramo 65 – 80 [cm] de la primera sección y muestra una distribución esencialmente unimodal con un *peak* consistente en el rango 4.8-5.0  $\phi$ , correspondiente a limo grueso. Sólo la serie 80 [cm], el límite basal de la unidad, se aleja de la distribución general, aunque mantiene la misma forma. Además del *peak* mencionado se distingue uno en 9.6  $\phi$  (arcilla) y uno incipiente en el rango de limos muy finos. En la Figura 10.19 se muestra una proporción estable en el tiempo.

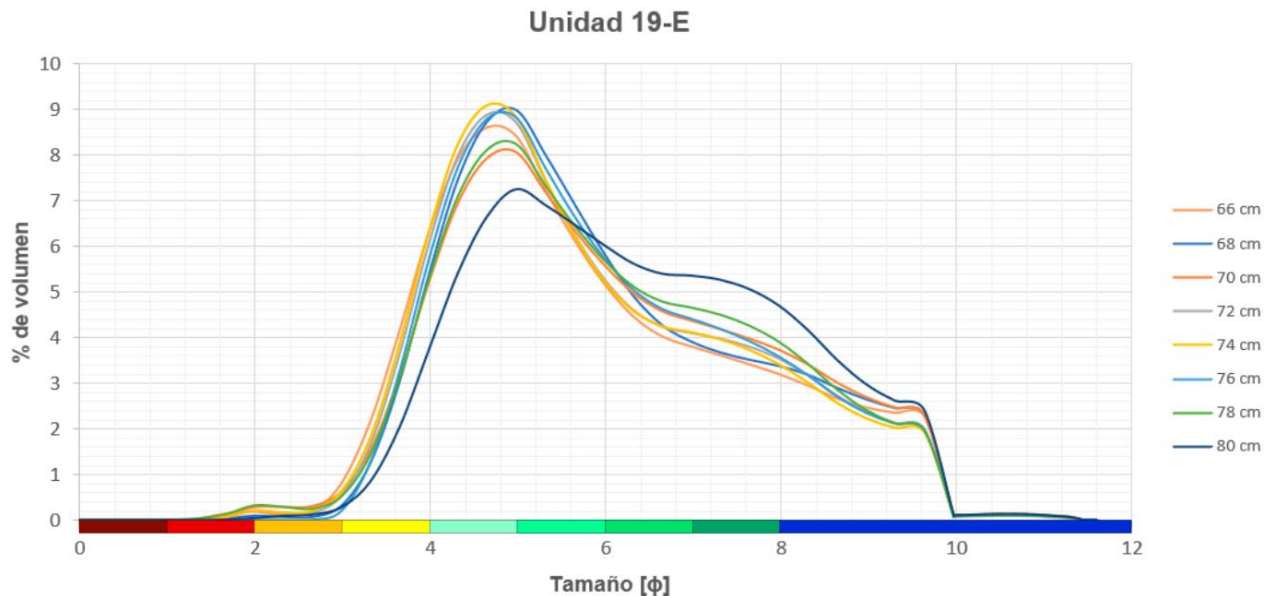


Figura 0.19: Distribución granulométrica de la unidad 19-E en escala de Wentworth.

- Unidad 19-F:** Esta unidad comprende el tramo 37 – 64 [cm] de la primera sección y exhibe una distribución esencialmente unimodal con un *peak* marcado en el rango 4.7-5.0  $\phi$  (limo grueso), además del pequeño *peak* en 9.6  $\phi$  (arcillas). La serie de los 60 [cm] es la única que se aleja de esta distribución mostrando una continuidad desde limos medios a limos muy finos. En la Figura 10.20 se manifiesta una tendencia de gradación inversa, visible al observar las arenas y el limo grueso.

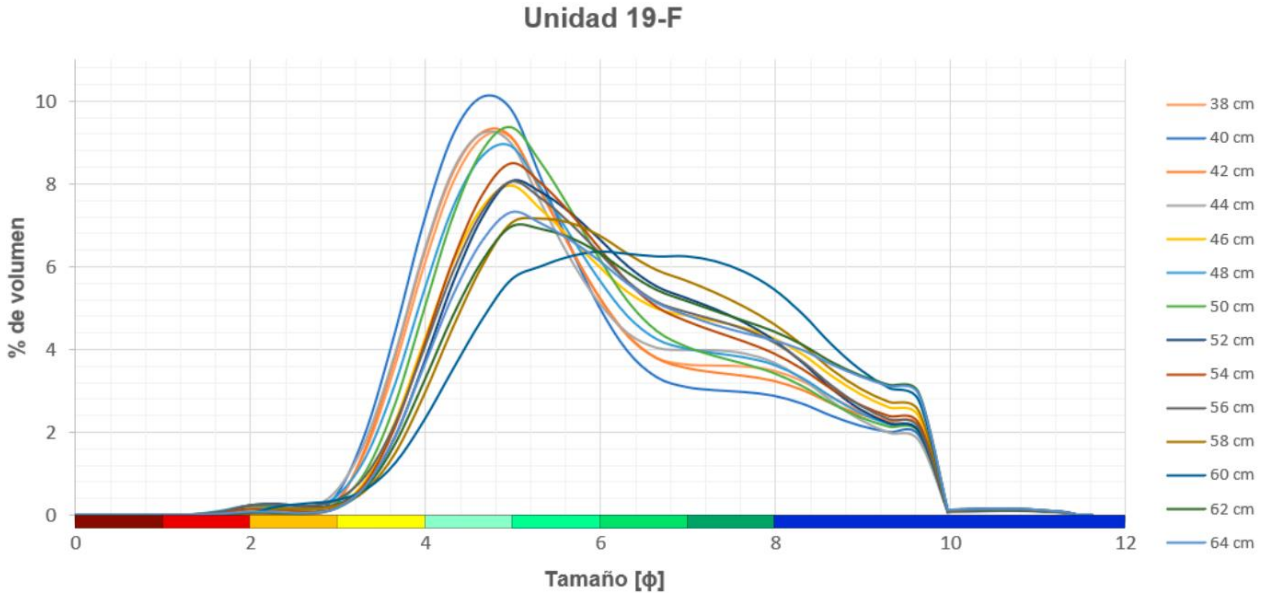


Figura 0.20: Distribución granulométrica de la unidad 19-F en escala de Wentworth.

- Unidad 19-G:** Esta unidad comprende el tramo 13 – 37 [cm] de la primera sección cuya distribución muestra una forma esencialmente unimodal con un *peak* marcado en el rango 4.4-4.9  $\phi$ , correspondiente a limo grueso. Adicionalmente, se distingue la presencia de limos muy finos y de un pequeño *peak* de arcillas en 9.6  $\phi$ . En la Figura 10.21 se expone una clara tendencia a la gradación inversa.

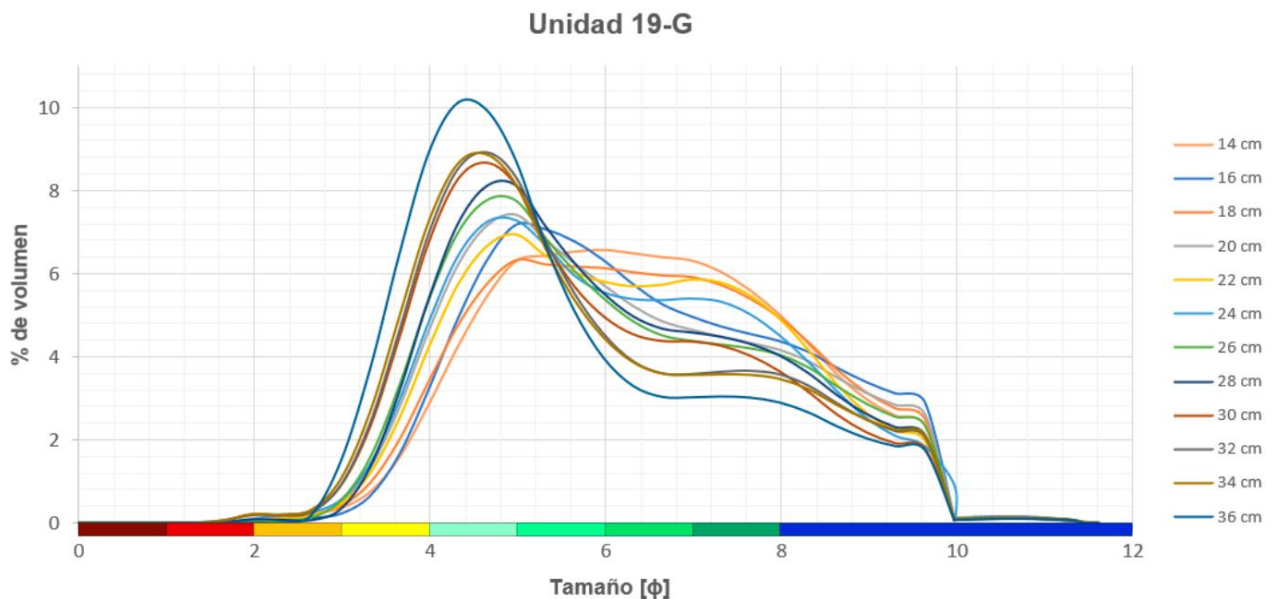


Figura 0.21: Distribución granulométrica de la unidad 19-G en escala de Wentworth.

- **Unidad 19-H:** Esta unidad corresponde a la parte superior de la primera sección del testigo 19 y comprende el tramo 0 – 13 [cm]. Exhibe una distribución unimodal con *peak* en el rango 4.4-4.9  $\phi$  asociado a limo grueso. Presenta además un pequeño *peak* en 9.6  $\phi$  asociado a arcilla (ver Figura 10.22). En la Figura 10.22 se manifiesta una unidad inversamente gradada, notoria especialmente en arenas y limo grueso.

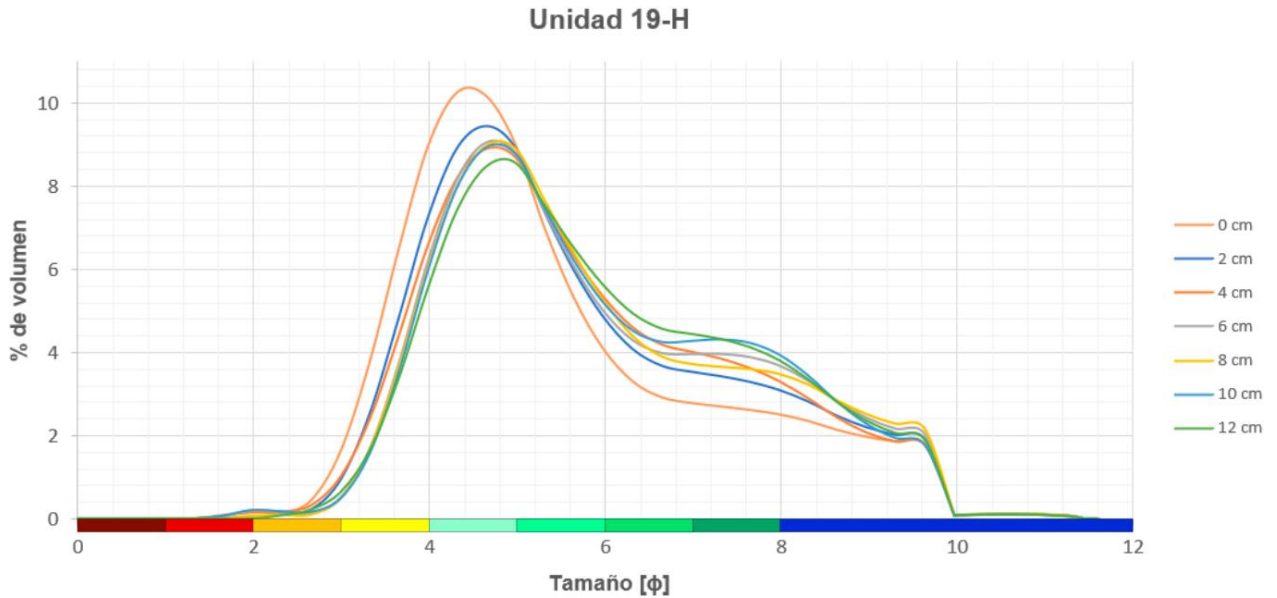


Figura 0.22: Distribución granulométrica de la unidad 19-H en escala de Wentworth.

- **Unidad 19-I:** La unidad 19-I corresponde a la unidad basal de la segunda sección del testigo 19 y abarca el tramo 137 – 154 [cm] (los últimos dos muestreos realizados en la mitad archivo). Muestra una distribución esencialmente unimodal con un *peak* marcado en el rango 4.4-4.6  $\phi$  asociado a limo grueso, además de uno mucho menos marcado en 9.6  $\phi$  asociado a arcilla. Las series 138 y 140 [cm] se escapan de esta forma mostrando un *peak* principal menos pronunciado y en el rango 4.9-5.0  $\phi$  (ver Figura 10.23). En la Figura 10.23 esta unidad exhibe una tendencia a la gradación normal, especialmente notoria en arenas y limo grueso.

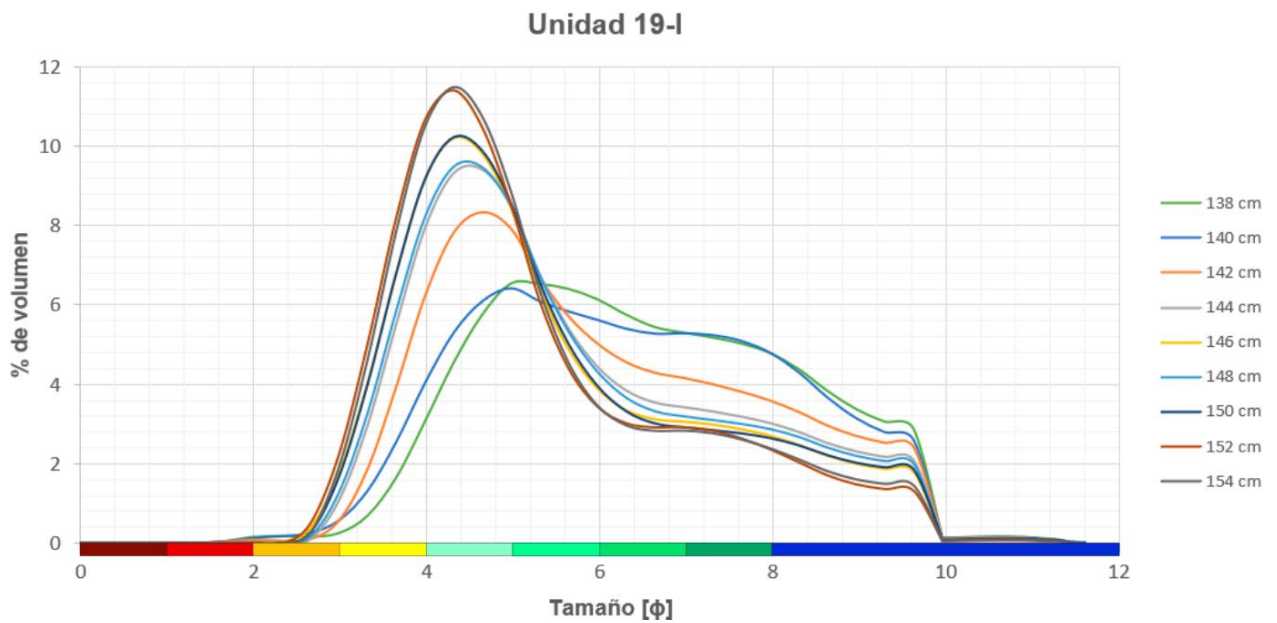


Figura 0.23: Distribución granulométrica de la unidad 19-I en escala de Wentworth.

- Unidad 19-J:** Esta unidad comprende el tramo 109 – 137 [cm] de la segunda sección y exhibe una distribución con tres *peaks en* 5.0  $\phi$  (límite limo grueso – limo medio), 7.2-7.6  $\phi$  (limo muy fino) y 9.6  $\phi$  (arcilla). Las series 132, 134 y 136 [cm], las superiores, se escapan ligeramente de la distribución general mostrando una *peak* más pronunciado en 4.8-5.0  $\phi$  (ver Figura 10.24). En la Figura 10.24 esta unidad se muestra con una tendencia a la gradación normal en la base, que se estabiliza a partir de los 126 [cm].

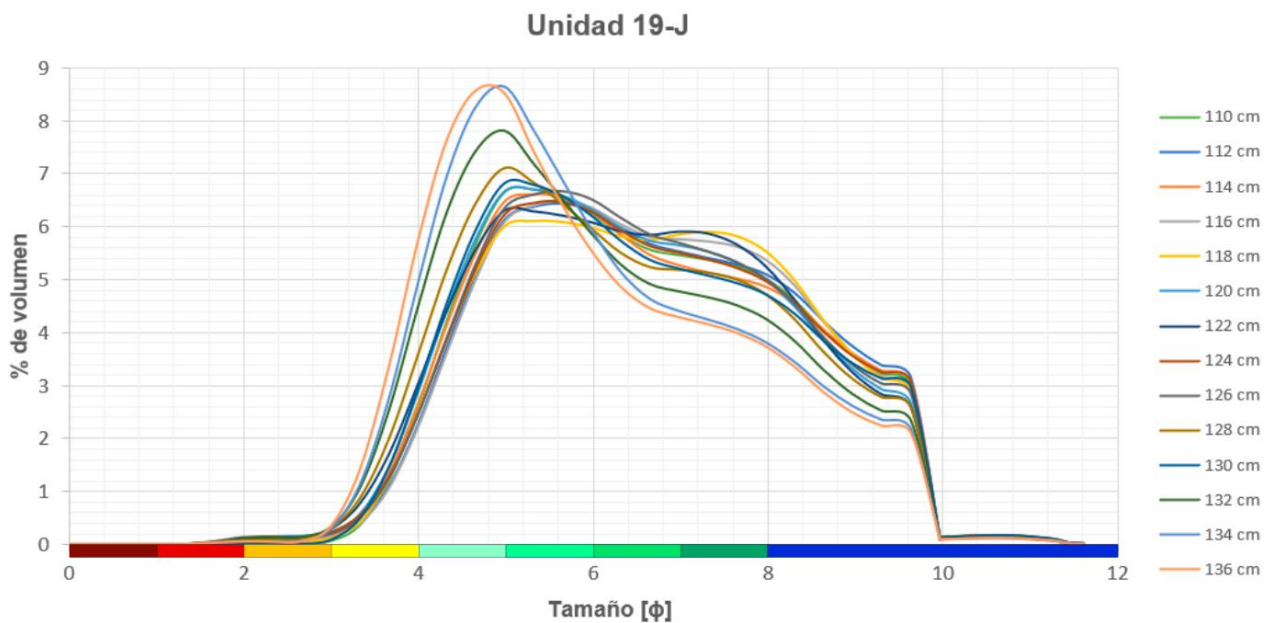


Figura 0.24: Distribución granulométrica de la unidad 19-J en escala de Wentworth.



- Unidad 19-K:** Esta unidad abarca el tramo 83 – 107 [cm] de la segunda sección y presenta una distribución con un *peak* marcado en el rango 4.5-5.0  $\phi$ , asociado a limo grueso, y otros más tenues en 7.2-7.6  $\phi$  y 9.6  $\phi$  asociados a limo muy fino y arcilla, respectivamente. En la Figura 10.25 esta unidad exhibe una tendencia a la gradación inversa, evidente en arenas y limo grueso.

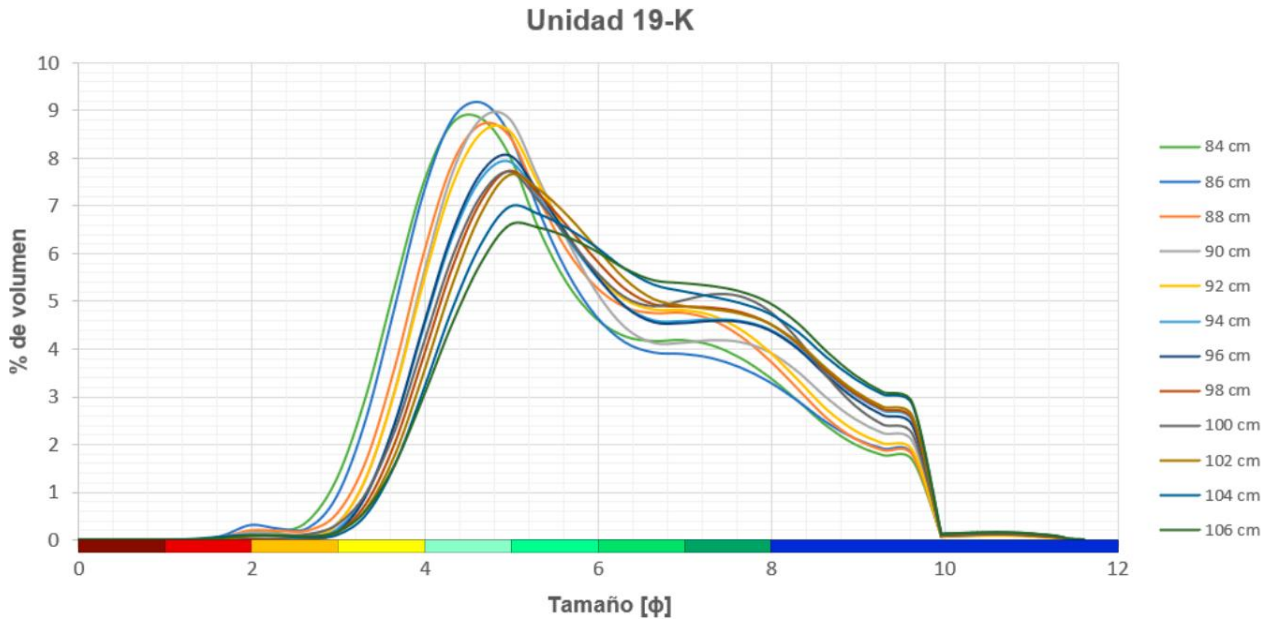


Figura 0.25: Distribución granulométrica de la unidad 19-K en escala de Wentworth.

- Unidad 19-L:** Esta unidad cubre el tramo 61 – 83 [cm] y presenta un *peak* marcado en el rango 4.5-4.9  $\phi$ , asociado a limo grueso, y dos menos acentuados en 7.0-7.8  $\phi$  y 9.6, asociados a limo muy fino y arcilla respectivamente (ver Figura 10.26). En la Figura 10.26 esta unidad no muestra una tendencia clara, parecen mantenerse las proporciones en el tiempo.

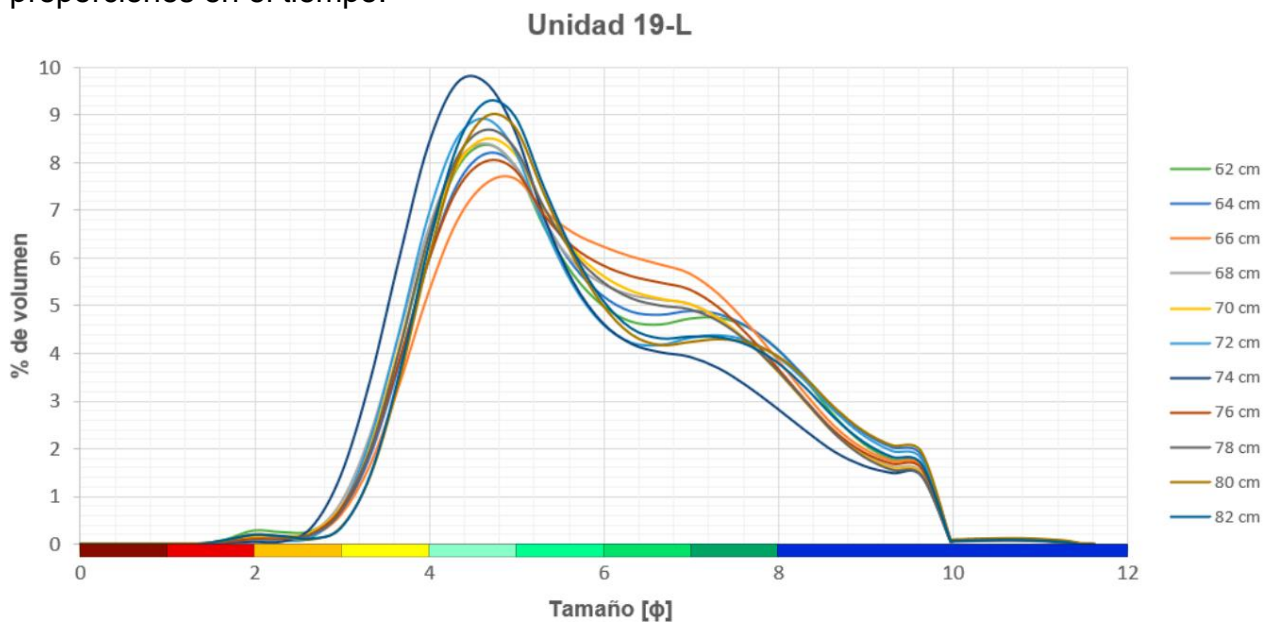


Figura 0.26: Distribución granulométrica de la unidad 19-L en escala de Wentworth.

- Unidad 19-M:** Esta unidad abarca el tramo 46 – 61 [cm] de la segunda sección y su distribución es variable en las distintas profundidades. Sigue una forma aparentemente bimodal con *peaks* en 4.4-5.0  $\phi$ , asociado a limo grueso, y 7.1-7.4  $\phi$  asociado a limo muy fino. Adicionalmente, se observa un pequeño *peak* en 9.6  $\phi$  vinculado a arcilla (ver Figura 10.27). En la Figura 10.27 esta unidad muestra una tendencia estable a una ligera gradación normal cerca de la base, que pasa a ser inversa al acercarse al techo, lo que es claro al observar limos gruesos y medios.

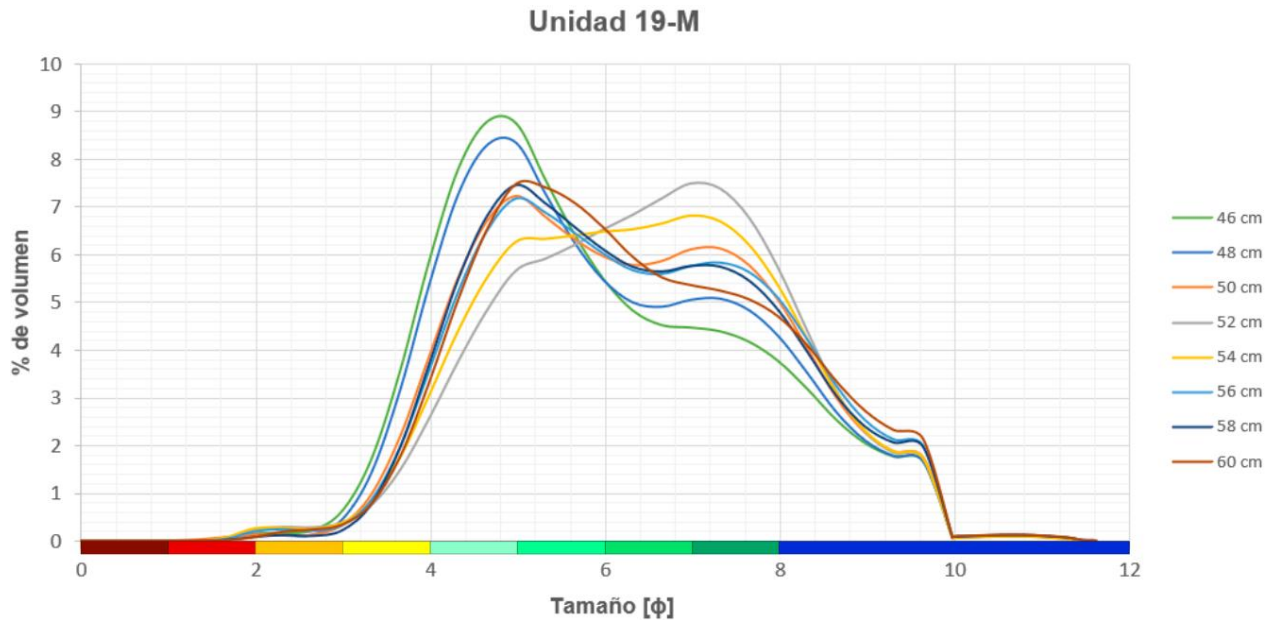


Figura 0.27: Distribución granulométrica de la unidad 19-M en escala de Wentworth

- Unidad 19-N:** Esta unidad comprende el tramo 34 - 46 [cm] de la segunda sección y su distribución muestra tres *peaks*, uno predominante en el rango 4.8-5.0  $\phi$  vinculado a limo grueso y dos subordinados en 7.4-7.6  $\phi$  y 9.5  $\phi$  asociados a limo muy fino y arcilla, respectivamente (ver Figura 10.28). En la Figura 10.28 esta unidad exhibe una tendencia a la gradación inversa.

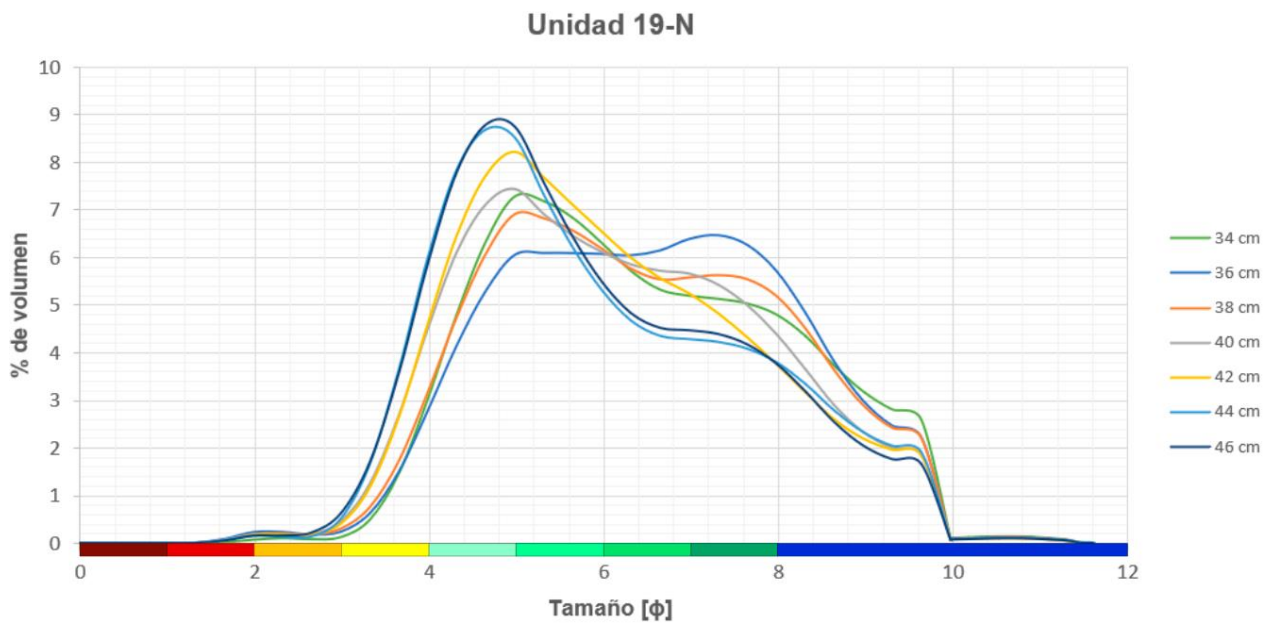


Figura 0.28: Distribución granulométrica de la unidad 19-N en escala de Wentworth.

- Unidad 19-O:** Esta unidad comprende el tramo 18 - 34 [cm] de la segunda sección y presenta una distribución con dos *peaks* poco pronunciados en el rango 5.0-5.6  $\phi$ , asociado a limo medio, y en 7.4-7.5  $\phi$  (limo muy fino). Sólo la serie 34 [cm] se aleja de ligeramente de este comportamiento, acentuando el *peak* más grueso. Adicionalmente se distingue el *peak* de arcillas en 9.6  $\phi$  (ver Figura 10.29). En la Figura 10.29 esta unidad exhibe una tendencia a la gradación inversa más bien estable en el tiempo.

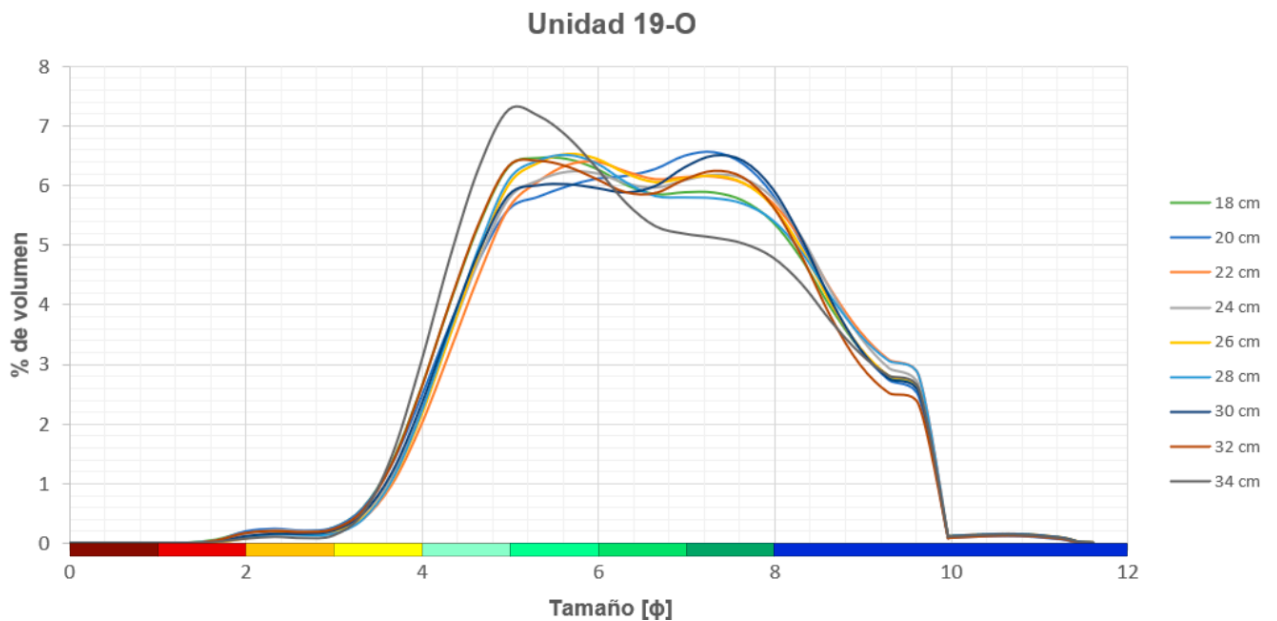


Figura 0.29: Distribución granulométrica de la unidad 19-O en escala de Wentworth.

- Unidad 19-P:** La unidad 19-P corresponde a la más superficial del testigo 19 y comprende el tramo 0 – 18 [cm]. Muestra una distribución esencialmente unimodal, con un *peak* marcado en 4.5-4.8  $\phi$ , asociado a limo grueso. Otros *peaks* se muestran en 7.2-7.4  $\phi$  y en 9.6  $\phi$ , los cuales se vinculan a limo muy fino y arcilla, respectivamente. Sólo las series más basales (16 y 18 [cm]) se alejan de la distribución general de la unidad con un mayor *peak* en el rango de limo muy fino (ver Figura 10.30). En la Figura 10.30 esta unidad exhibe una tendencia inicial inversamente gradada que se estabiliza a los 8 [cm].

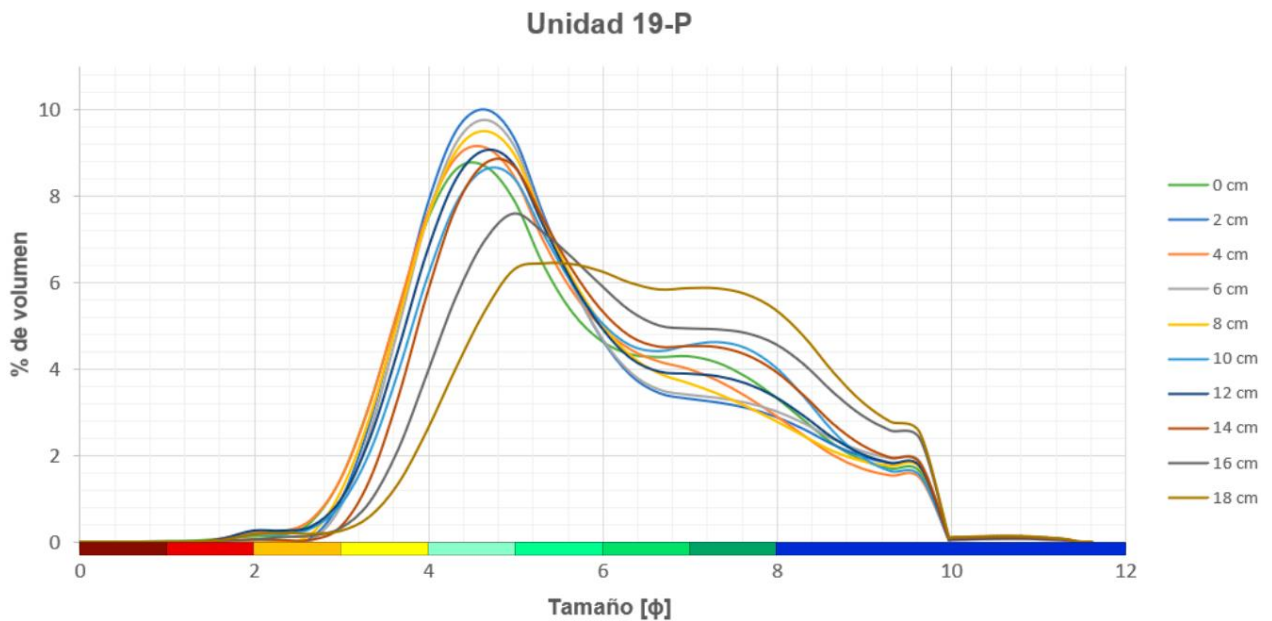


Figura 0.30: Distribución granulométrica de la unidad 19-P en escala de Wentworth.

# ANEXO C: RESULTADOS INTEGRADOS POR SECCIÓN

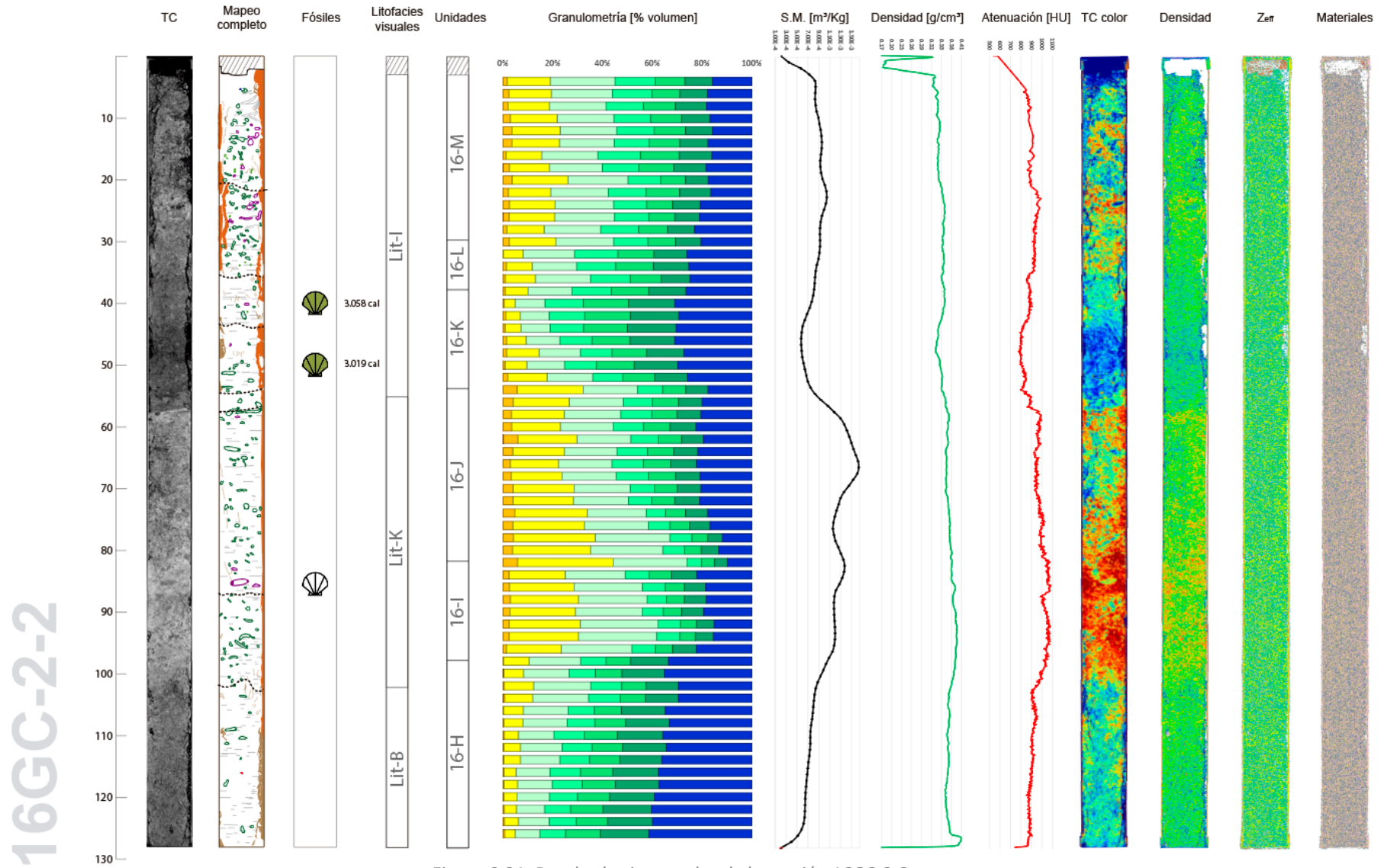


Figura 0.31: Resultados integrados de la sección 16GC-2-2.

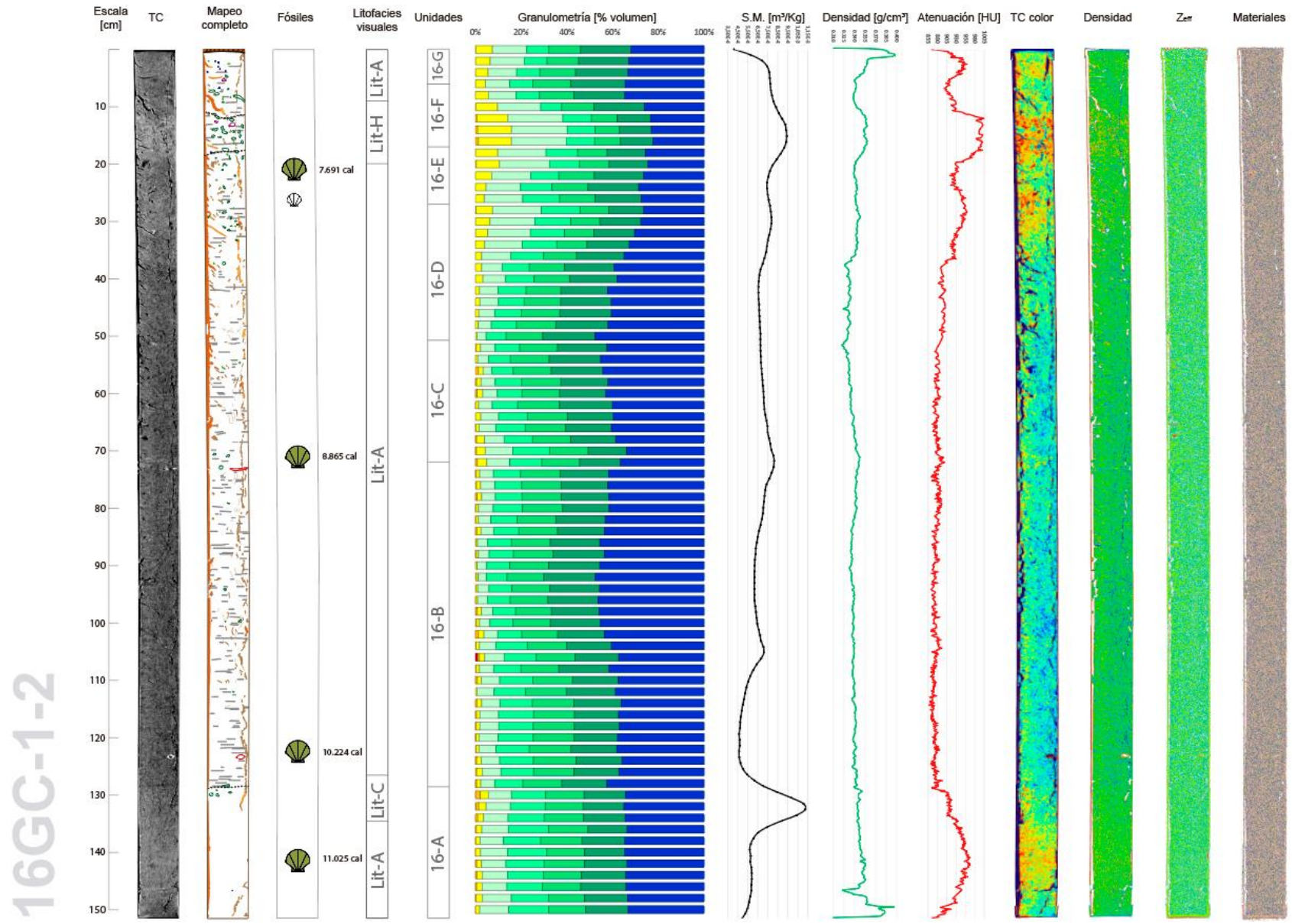


Figura 0.32: Resultados integrados de la sección 16GC-1-2.

19GC-2-2

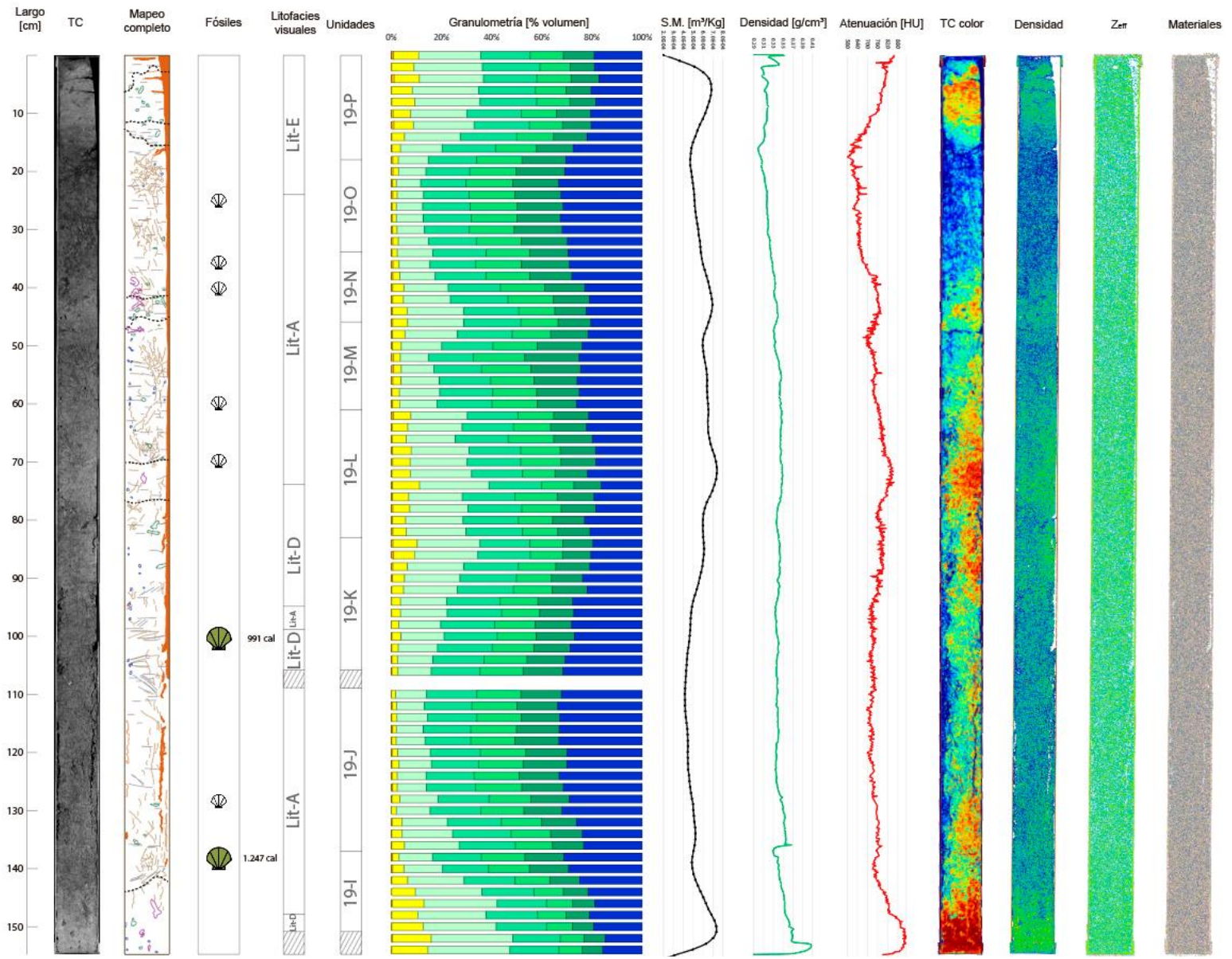


Figura 0.33: Resultados integrados de la sección 19GC-2-2.

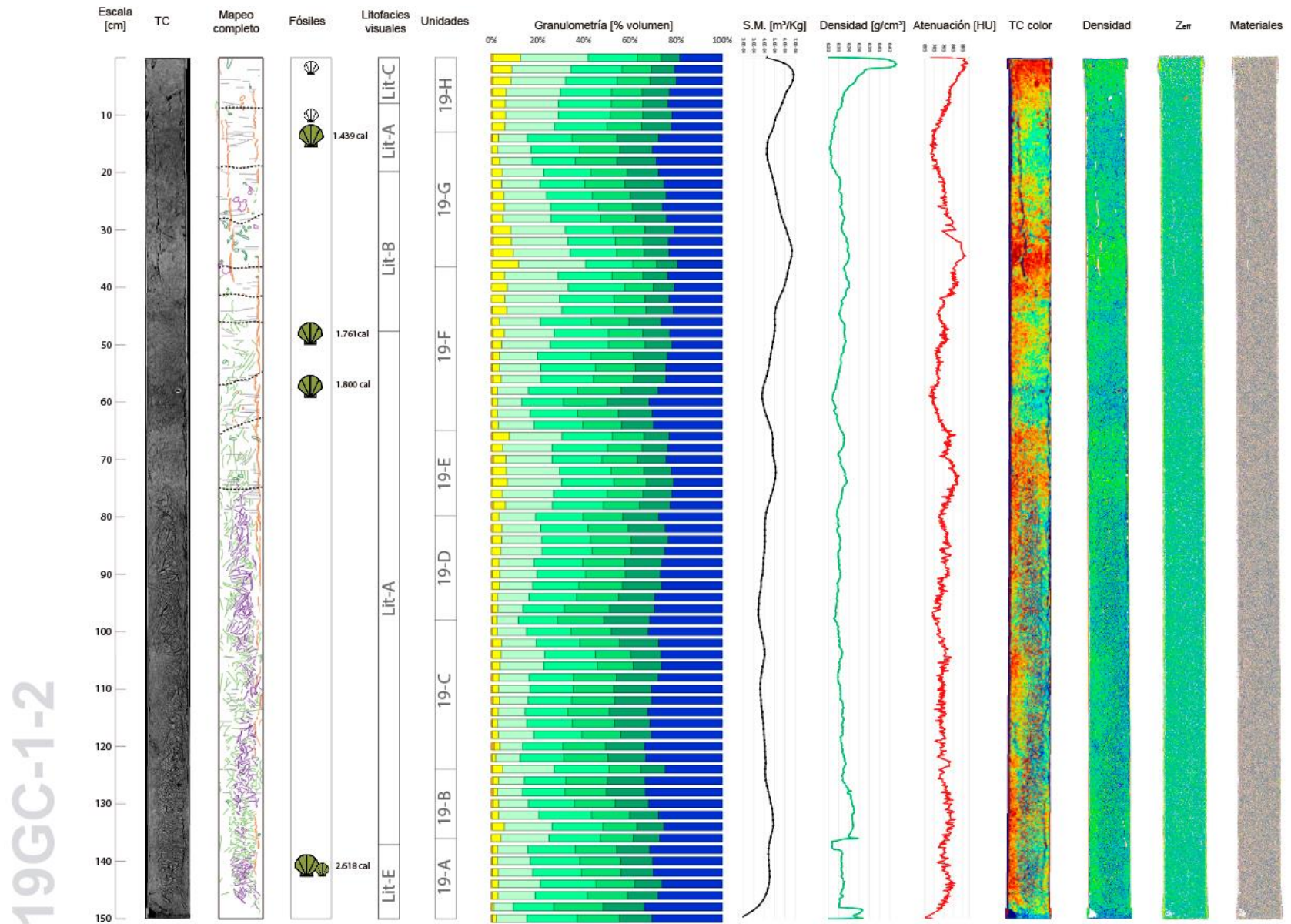
















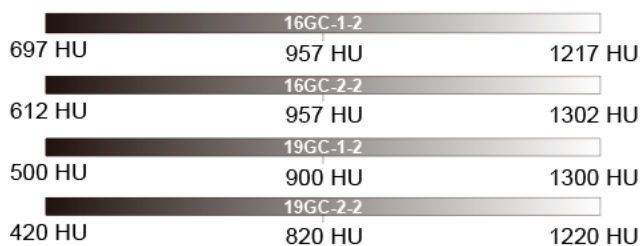
Figura 0.34: Resultados integrados de la sección 19GC-1-2.



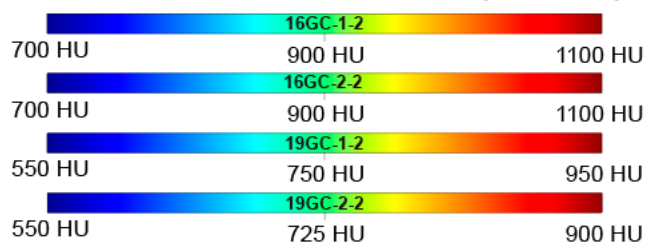
## Simbología

-  Contacto difuso
-  Posibles laminaciones
-  Fracturas mayores rellenas de aire (HU<-800)
-  Fracturas mayores rellenas de aire, agua y sedimento (-500<HU<500)
-  Fracturas menores (HU variable)
-  Fracturas rectas entrecruzadas
-  Marcas de anélidos poliquetos (forma tubular de ancho > 2 [mm])
-  Marcas de anélidos poliquetos (forma tubular de ancho < 2 [mm])
-  Bioturbación sin forma definida
-  Marcas esféricas
-  Restos carbonáticos visibles en la sección tomográfica
-  Restos carbonáticos
-  Restos carbonáticos datados con C-14
-  Volumen vacío o relleno con espuma





## Escala de Atenuación en grises (TC)



















## Escala de Atenuación a color (TC color)



## Leyenda granulometría

-  Arena media
-  Arena fina
-  Arena muy fina
-  Limo grueso
-  Limo medio
-  Limo fino
-  Limo muy fino
-  Arcilla

## Leyenda Materiales

-  Agua
-  Aire o carbono
-  Calcio
-  Policlorotrifluoroetileno (Kel-F)
-  Sílice amorfa, cuarzo, granito blanco
-  Grafito
-  Silicio, aluminio, aluminio5754
-  Haluros (halita, fluorita)
-  Feldespatos (Feld-K, Feld-Na, albita, granito rosado)
-  Arcillas y micas (kaolinita, montmorillonita-K, montmorillonita-Ca, talco, illita, clorita)
-  Carbonatos (calcita, dolomita, mármol, siderita)
-  Sulfatos (baritina, anhidrita, celestina)
-  Corindón
-  Minerales de Fe y Ti (Fe puro, hematita, rutilo, cementita)
-  Pirita
-  Cu

## Escala de Densidad



## Escala de Número atómico efectivo (Z<sub>eff</sub>)



Figura 0.35: Simbología y leyenda para los resultados integrados de las cuatro secciones estudiadas.