



Trabajo Final de la Licenciatura en Geología

# CARACTERIZACIÓN DE LA COBERTURA SEDIMENTARIA DEL SECTOR CENTRAL DE LA CUENCA LAGUNA MERÍN (URUGUAY) MEDIANTE EL MÉTODO HVSR



Autor: Rodrigo Umpiérrez Vázquez

Tutora: Dra. Ethel Morales Co-tutora: Mg. Josefina Marmisolle

Montevideo, Uruguay

Año 2022

#### AGRADECIMIENTOS

A mis tutoras Ethel Morales y Josefina Marmisolle por su tiempo empleado y correcciones durante la elaboración de este trabajo. Agradecerles por todas las enseñanzas tanto en lo académico como en lo personal, por su paciencia, por transmitirme su amor por la Geología, además de apoyarme y motivarme en los momentos más difíciles.

A Facundo Plenc, compañero de trabajo del proyecto ANII a partir del cual salieron los trabajos finales de ambos, gracias por la buena onda de siempre y las charlas geológicas.

A DINAMIGE por permitirme realizar las descripciones de los pozos históricos.

A mis geo-amigos Eduardo Navia, Alejandra Ramos, Paula Álvarez, Lucía Olivera, Dionicio Rodríguez, Federico Akerman, Federico Pereyra y Florencia Pimentel. Por todas las risas y momentos compartidos.

A mis compañeros de trabajo de DINAMA, con los que he aprendido un montón. Gracias a Virginia Fernández por permitirme formar parte de tan lindo grupo.

A mis padres María y José, gracias por amarme y comprenderme siempre. Por las enseñanzas y valores que me inculcaron a lo largo de toda mi vida. Gracias por motivarme y ayudarme a cumplir mis metas. A mi novia Flor por su amor y apoyo incondicional en todo momento, y a mi hija Thaís, por sus sonrisitas que me recargan la pila siempre.

Por último y no menos importante, gracias a la educación pública por permitirme formarme.

#### RESUMEN

La Cuenca Laguna Merín se ubica en el Este del territorio uruguayo, estando su génesis asociada a los procesos de fragmentación de Gondwana Occidental y posterior apertura del océano Atlántico. Esta cuenca presenta un relleno constituido por más de 1.000 m de rocas ígneas mesozoicas, y una cobertura sedimentaria cretácica a cenozoica, la cual puede alcanzar hasta 500 m de espesor. En este trabajo se caracterizó la cobertura sedimentaria de la cuenca, mediante el método geofísico Horizontal to Vertical Spectral Ratio (HVSR) y la descripción de pozos históricos. Se realizaron 72 registros HVSR, distribuidos en 5 transectas 2D (A, B, C, D y E), las cuales fueron procesadas en frecuencia y profundidad. En todas las transectas el contacto entre cobertura sedimentaria y rocas ígneas puede identificarse claramente. Los espesores sedimentarios estimados son generalmente menores a 100 m, a excepción de algunos sectores de las transectas A, D y E, en los cuales se estimaron espesores de hasta 300 m, 250 m y 200 m, respectivamente. Por su parte, los pozos históricos descritos en este trabajo presentaron espesores sedimentarios comprendidos entre 18 m y 182 m, constituidos por litologías correspondientes a las formaciones Fray Bentos, Camacho, Raigón, Chuy, Libertad y Dolores. Adicionalmente, se realizaron mapas de relieve, pendientes, contorno estructural e isópacas de la cobertura sedimentaria de la cuenca, a partir de toda la información geológica y geofísica disponible (HVSR, MT, SEL). De los mismos se concluyó que la cobertura sedimentaria se ubica predominantemente en áreas con cotas menores a 80 m y pendientes menores a 5°, y excepcionalmente entre 5° y 15°. El tope de la cobertura sedimentaria se ubica entre cotas de 5 m y 105 m, mientras que la base se ubica entre cotas de - 490 m y 104 m. En cuanto al espesor sedimentario de la cuenca, el mayor espesor (500 m), se encuentra en el sector central, entre el Lineamiento Cebollatí - Merín y el Lineamiento Aiguá -India Muerta – Chuy y el menor espesor (entre 0 m y 50 m) se ubica próximo a los afloramientos de rocas ígneas.

1.	1. Introducción		
	1.1 Objeti	vos	2
	1.1.1	Objetivo General	2
	1.1.2	Objetivos Específicos	2
	1.2 Área d	e Estudio	2
	1.2.1	Ubicación y vías de acceso	2
	1.2.2	Geomorfología	3
	1.3 Contex	xto Geológico	7
	1.3.1	Basamento Cristalino y Cuencas Sedimentarias	7
	1.3.2	Cuenca Laguna Merín	9
	1.4 Antece	edentes Geofísicos de la Cuenca Laguna Merín	16
2.	Materiales	s y Métodos	20
	2.1 Base d	le Datos	20
	2.1.2	Datos Adquiridos	20
	2.1.3	Datos Recopilados	21
	2.2 Metod	lología	24
	2.2.1	Mapas de Relieve y Pendientes	24
	2.2.2	Descripción de Pozos	24
	2.2.3	Método HVSR	25
	2.	2.3.1 Marco Teórico	25
	2.	2.3.2 Metodología de Campo	34
	2.	2.3.3 Procesamiento digital de los Registros HVSR	35
	2.	2.3.4 Interpretación de los datos: Tipología de las Curvas H/V	39
	2.	2.3.5 Obtención de Transectas 2D en Frecuencia y Profundidad	44
	2.2.4	Mapas de Contorno Estructural e Isópacas	46
3.	Resultado	s y Discusión	48
	3.1 Mapas	s de Relieve y Pendientes	48
	3.2 Descri	pción de Pozos	50
	3.2.1	Pozo Rincón de Gabito	52
	3.2.2	Pozo La Catumbera	53
	3.2.3	Pozo Chuy	55
	3.2.4	Pozo 18 de Julio	57
	3.3 Regist	ros HVSR	58
	3.3.1	Curvas H/V	58
	3.3.2	Transectas 2D en Frecuencia y Profundidad	62
	3.4 Mapas	de Contorno Estructural e Isópacas	84
4.	Conclusio	nes	91
5.	Bibliografía		
6.	Anexos		99

# ÍNDICE

# ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Localización del área de estudio3
Figura 2: Mapa Geomorfológico del Uruguay5
Figura 3: Distribución de los 8 Distritos para Uruguay6
Figura 4: Mapa geológico esquemático mostrando las principales divisiones geológicas de Uruguay8
Figura 5: Esquema cinemático transcurrente dextral del Lineamiento SaLAM9
Figura 6: Registros del Lineamiento Santa Lucía–Aiguá–Merín: fases tectónicas y unidades estratigráficas9
Figura 7: Cortes geológicos interpretativos del relleno volcano-sedimentario de la CLM en base a información de pozos históricos en Uruguay y Brasil11
Figura 8: Imágenes geofísicas de Uruguay y la CLM17
Figura 9: Ubicación de los 13 sondeos eléctricos verticales de largo alcance (SEL)18
Figura 10: Inversión 2D interpretada de transecta magnetotelúrica
Figura 11: Inversión 2D interpretada de la transecta magnetotelúrica 1
Figura 12: Equipo Tromino20
Figura 13: Ubicación de los 72 sondeos HVSR en el área de estudio21
Figura 14: Base de datos utilizada23
Figura 15: Estructura geológica típica de una cuenca sedimentaria27
Figura 16: Esquema simplificado de la obtención de la relación espectral H/V a partir de ruido sísmico ambiental
Figura 17: Frecuencia típica - velocidad de la onda S - relación de la profundidad del basamento rocoso para un sistema básico 1D de 2 capas (detalle de alta frecuencia)
Figura 18: Frecuencia típica - velocidad de la onda S - relación de la profundidad del basamento rocoso para un sistema básico 1D de 2 capas (detalle de frecuencia media)
Figura 19: Frecuencia típica - velocidad de la onda S - relación de la profundidad del basamento rocoso para un sistema básico 1D de 2 capas (detalle de baja frecuencia)
Figura 20: Ejemplo de modo de frecuencia de resonancia fundamental ( $F_0$ ) y modos superiores ( $F_1$ y $F_2$ ), y su relación con la geología de un área31
Figura 21: Relación frecuencia – profundidad en diagramas H/V
Figura 22: Modelo conceptual de 2 capas para el Método HVSR33
Figura 23: Cociente espectral H/V para distintas horas del día para la estación sísmica Catedral de Mayagüez, Puerto Rico
Figura 24: Equipo Tromino para la adquisición de datos HVSR, nivelado en el terreno, durante la programación del sondeo

Figura 25: Esquema del procesamiento de datos HVSR
Figura 26: Ejemplo de cálculo de la Transformada Rápida de Fourier en software Grilla37
Figura 27: Ejemplo de Espectro H/V obtenido en <i>software</i> Grilla
Figura 28: Gráfico de las 3 componentes del ruido sísmico ambiental y espectro H/V para el sondeo FC_56
Figura 29: Curva H/V con pico claro, ubicado a frecuencias bajas, y valores de amplitud alta41
Figura 30: Curvas H/V planas y con baja amplitud a frecuencias bajas
Figura 31: Curva H/V con múltiples picos43
Figura 32: Curva H/V con 2 picos44
Figura 33: Ejemplo de visualización de los valores de amplitud de las curvas H/V pertenecientes a una transecta
Figura 34: Procedimiento para obtención de modelo de capas del subsuelo a partir de sondeo HVSR en <i>software</i> Grilla46
Figura 35: Mapa de relieve para la CLM48
Figura 36: Mapa de pendientes de la CLM49
Figura 37: Ubicación de los pozos históricos en la CLM51
Figura 38: Perfil litológico y litoestratigráfico del pozo Rincón de Gabito52
Figura 39: Perfil litológico y litoestratigráfico del pozo La Catumbera
Figura 40: Perfil litológico y litoestratigráfico del pozo Chuy55
Figura 41: Perfil litológico y litoestratigráfico del pozo 18 de Julio57
Figura 42: Curva H/V obtenida para el sondeo FC_1758
Figura 43: Ubicación de los sondeos HVSR FC_17, FC_18, FC_19, FC_42 y FC_46, sobre la Carta Geológica
Figura 44: Curva H/V obtenida para el sondeo FC_1860
Figura 45: Curva H/V obtenida para el sondeo FC_1960
Figura 46: Curva H/V obtenida para el sondeo FC_4261
Figura 47: Curva H/V obtenida para el sondeo FC_4662
Figura 48: Ubicación de las Transectas HVSR (A hasta E) y los sondeos HVSR que componen a las mismas, superpuestos a la Carta Geológica63
Figura 49: Ubicación de la Transecta A en Carta Geológica con información de pozos y sondeos geofísicos
Figura 50: Transecta A procesada en frecuencia y profundidad66
Figura 51: Ubicación de la Transecta B en Carta Geológica con información de pozos y sondeos geofísicos

Figura 52: Transecta B procesada en frecuencia y profundidad70
Figura 53: Ubicación de la Transecta C en Carta Geológica con información de pozos y sondeos geofísicos
Figura 54: Transecta C procesada en frecuencia y profundidad74
Figura 55: Ubicación de la Transecta D en Carta Geológica con información de pozos y sondeos geofísicos
Figura 56: Transecta D procesada en frecuencia y profundidad78
Figura 57: Ubicación de la Transecta E en Carta Geológica con información de pozos y sondeos geofísicos
Figura 58: Transecta E procesada en frecuencia y profundidad81
Figura 59: Transectas HVSR (A hasta E) superpuestas a la carta del campo magnético reducido al polo
Figura 60: Mapa de contorno estructural del Tope de la cobertura sedimentaria de la CLM85
Figura 61: Mapa de contorno estructural de la Base de la cobertura sedimentaria de la CLM. 87
Figura 62: Mapa de Isópacas de la cobertura sedimentaria de la CLM

#### ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Criterios para una curva confiable	40
Tabla 2: Criterios para un pico claro	40
Tabla 3: Pozos históricos de la CLM	51

#### 1. INTRODUCCIÓN

El presente trabajo constituye el requisito final para la obtención del título de Licenciado en Geología, otorgado por la Facultad de Ciencias de la Universidad de la República (UdelaR) y pretende contribuir al conocimiento de la Cuenca Laguna Merín, específicamente de su cobertura sedimentaria, en el sector central de la misma.

La Cuenca Laguna Merín (CLM) (Bossi, 1966) se ubica en el Este del territorio uruguayo (Fig. 1), estando su génesis asociada a los procesos de fragmentación de Gondwana Occidental y posterior apertura del océano Atlántico (Bossi, 1966; Rossello *et al.*, 1999; Veroslavsky *et al.*, 2004; Núñez Demarco *et al.*, 2020). Integra, junto a la Cuenca Santa Lucía, el corredor Santa Lucía – Aiguá - Merín (SaLAM), el cual representa un lineamiento estructural extensivo - transcurrente dextral de orientación general E-NE (Rossello *et al.*, 1999).

La CLM se caracteriza por ser una zona de relieve bajo, de bañados, con una topografía muy plana y escasos afloramientos. El área es típicamente sedimentaria, lo que desarrolla un relieve suave y sin alteraciones, diferente al relieve de sus bordes, donde afloran rocas del basamento cristalino o rocas ígneas extrusivas, generando una topografía más irregular (Medina y Pirelli, 1995; Panario, 1988).

El relleno de la cuenca es de tipo volcano – sedimentario y se constituye básicamente por rocas ígneas, agrupadas en las formaciones Puerto Gómez (Bossi, 1966) y Arequita (Bossi, 1966), y una cobertura de rocas sedimentarias y/o sedimentos pertenecientes a las formaciones Migues (Bossi, 1966), Fray Bentos (Goso, 1965), Camacho (Goso y Bossi, 1966), Raigón (Goso y Bossi, 1966), Paso del Puerto (Bossi *et al.*, 1966), Chuy (Delaney, 1963), Libertad (Goso, 1965), Dolores (Goso, 1972) y Villa Soriano (Goso *et al.*, in Preciozzi *et al.*, 1985) y a depósitos actuales.

En este trabajo se caracteriza la cobertura sedimentaria de la CLM mediante el método geofísico denominado *Horizontal to Vertical Spectral Ratio* (HVSR) y la descripción de pozos históricos. El método HVSR representa una técnica no invasiva y novedosa, ya que utiliza un sismómetro de tres componentes de banda ancha para registrar el ruido sísmico ambiental. Se puede utilizar de manera efectiva para estimar la profundidad y espesor de diferentes unidades geológicas, cuando existe entre las mismas un contraste de impedancia acústica importante, como por ejemplo sedimentos o rocas sedimentarias y rocas ígneas (Lane *et al.*, 2008; Agostini *et al.*, 2015).

#### **1.1. OBJETIVOS**

#### 1.1.1. OBJETIVO GENERAL

Caracterizar la cobertura sedimentaria, en sector central de la Cuenca Laguna Merín, mediante el método geofísico HVSR.

#### 1.1.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

1) Identificar rangos de cotas y pendientes característicos de la cobertura sedimentaria a nivel de superficie

2) Caracterizar la cobertura sedimentaria en los pozos históricos de la CLM (Rincón de Gabito, La Catumbera, Chuy y 18 de Julio).

3) Establecer el contacto sedimentos/rocas sedimentarias – litologías ígneas mesozoicas/basamento en las transectas HVSR tanto en Frecuencia como en Profundidad.

4) Determinar el espesor de la cobertura sedimentaria mediante integración de datos geológicos y geofísicos.

#### **1.2. AREA DE ESTUDIO**

#### 1.2.1. UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

El área de estudio se ubica en el sector central de la CLM (Fig. 1), extendiéndose parcialmente por los departamentos de Rocha, Lavalleja y Treinta y Tres. Las coordenadas geográficas de sus vértices son: 33°22'20"S, 54°29'17"O; 33°22'20"S, 53°46'07"O; 33°53'49"S, 54°29'17"O y 33°53'49"S, 53°46'07"O.

Se puede acceder a la misma desde la ciudad de Montevideo, por la Ruta Nacional N° 8 Brigadier General Antonio Lavalleja, hacia el Noreste, por aproximadamente 240 km. También se puede acceder desde la ciudad de Treinta y Tres por la Ruta Nacional N° 8, hacia el Suroeste, por aproximadamente 15 km, o directamente desde la ciudad de Lascano, la cual se encuentra comprendida dentro del área de estudio.



Figura 1: Localización del área de estudio (rectángulo violeta), correspondiente al sector central de la CLM (área amarilla). En trazo rojo se señalan las principales rutas nacionales de acceso. Sistema de Coordenadas Geográficas, Datum WGS84.

#### 1.2.2. GEOMORFOLOGÍA

Desde el punto de vista geomorfológico varios autores se han referido a la región que ocupa la CLM como predominantemente de relieve bajo con escasas zonas de relieve elevado.

En ese sentido, Bossi (1966) señaló que la zona entre las localidades de Aiguá – Pirarajá – Lascano y Velázquez presenta un aspecto de extensas llanuras casi totalmente planas, en las que surgen cerros aislados con laderas que generalmente tienen pendientes de 4° a 5° y, ocasionalmente, pendientes más abruptas de 20° a 40°. Asimismo, ese autor indicó que las zonas bajas, a veces pantanosas, son las áreas donde generalmente se encuentran rocas ígneas basálticas. Estas zonas, a su vez, son circundadas por elevaciones correspondientes a afloramientos de rocas del basamento

cristalino y rocas ígneas ácidas, las cuales son más resistentes a los fenómenos erosivos y constituyen las regiones topográficamente más elevadas.

Posteriormente, Panario (1988) describió, tres regiones morfoestructurales para la región que ocupa la CLM y áreas adyacentes, a las que denominó "Sistema de Planicies y Fosa de la Laguna Merín"; "Colinas y Lomadas del Este" y "Sierras del Este" (Fig. 2).

Para la región denominada "Sistema de Planicies y Fosa de la Laguna Merín" describió un paisaje prácticamente conformado únicamente por sedimentos cuaternarios. Estos sedimentos se desarrollan, mayoritariamente, en forma de terrazas de recubrimiento, eventualmente escalonadas, lo que permite apreciar, al menos, cuatro niveles de llanuras separadas por desniveles, que varían desde unos pocos metros hasta algunos centímetros.

La región denominada "Colinas y Lomadas del Este" se encuentra ubicada entre las regiones "Sistema de Planicies y Fosa de la Laguna Merín" y "Sierras del Este". La misma está compuesta por rocas del basamento cristalino, recubiertas por materiales cuaternarios de escaso espesor.

Por su parte, según el autor, en la región "Sierras del Este" se observan estructuras, con dirección general SO-NE, las cuales representan el paisaje con mayor relieve de la región. Asimismo, el autor indica que esta región podría haber aportado gran parte de los materiales que constituyen el relleno de las cuencas Santa Lucía y Laguna Merín. Algunas de estas sierras han sufrido importantes procesos erosivos y tectónicos, lo que ha generado valles internos, como por ejemplo los valles Fuentes y Aiguá. Cabe decir, que la representación de esta morfología es mínima en la CLM, y estaría representada únicamente por el Macizo Alcalino de Valle Chico.

En el mismo sentido que los autores anteriores, Medina y Pirelli (1995) describieron a la CLM, como una zona baja conformada por bañados y topografía muy plana con escasos afloramientos. Constituye un área típicamente sedimentaria, con relieve siempre suave y sin alteraciones, lo cual se distingue de sus bordes, donde afloran rocas del basamento cristalino o rocas ígneas extrusivas, dando origen a una topografía más irregular.



Figura 2: Mapa Geomorfológico del Uruguay, con sus respectivas regiones morfoestructurales. Modificado de Panario (1988). En trazo rojo se representa la extensión geográfica de la cobertura sedimentaria de la CLM, tomada de Preciozzi et al. (1985).

Más recientemente, Panario *et al.*, (2015) definieron 8 Distritos para Uruguay (Fig. 3), en base a la energía del relieve en función de un análisis de pendientes. Según dichos autores, la región que ocupa la CLM se localiza predominantemente en los Distritos "Plano" y "Plano Suave", y subordinadamente en "Plano Fuerte", "Ondulado Fuerte" y "Serrano".



Figura 3: Distribución de la propuesta de 8 Distritos para Uruguay y su valor de pendiente expresada en porcentaje. Tomado de Panario et al., (2015).

#### **1.3. CONTEXTO GEOLÓGICO**

#### 1.3.1. BASAMENTO CRISTALINO Y CUENCAS SEDIMENTARIAS

El basamento cristalino precámbrico ocupa el 44% del territorio nacional, incluyendo rocas de edades Arqueanas a Proterozoicas que afloran principalmente al Sur del río Negro. Al Norte del mismo, está representado en lo que se conoce como "islas cristalinas" de Cuñapirú-Vichadero, en Rivera, y Aceguá, en Cerro Largo.

En el resto del territorio nacional se reconocen tres cuencas sedimentarias, al Sur se encuentran las cuencas Santa Lucía (Jones, 1956) y Laguna Merín (Bossi, 1966), y en el Norte se desarrolla la Cuenca Norte (de Santa Ana, 1989).

Las cuencas Santa Lucía y Laguna Merín constituyen *rifts*, originados durante el Jurásico – Cretácico (Rossello *et al.*, 1999; Veroslavsky *et al.*, 2004; Núñez Demarco *et al.*, 2020), mientras que la Cuenca Norte es de tipo intracratónica, originada durante el Paleozoico, integrando parte de un extenso ámbito de sedimentación gondwánica (de Santa Ana, 1989, Veroslavsky *et al.*, 2004).

Siguiendo la propuesta de Sánchez Bettucci *et al.*, (2010), el basamento precámbrico del Uruguay se compone de tres unidades geotectónicas principales, el Terreno Piedra Alta (Bossi *et al.*, 1993), el Terreno Nico Pérez (Bossi y Campal, 1992) y el Cinturón Dom Feliciano (Fragoso Cesar, 1980) (Fig. 4). Dichas unidades se encuentran separadas mediante zonas de cizalla, estando el límite entre el Terreno Piedra Alta y el Terreno Nico Pérez marcado por la Zona de Cizalla Sarandí del Yi (Preciozzi *et al.*, 1979) y el límite entre el Terreno Nico Pérez y el Cinturón Dom Feliciano por la Zona de Cizalla Fraile Muerto-María Albina.

El Terreno Piedra Alta se compone de rocas paleoproterozoicas que no fueron retrabajadas tectónicamente durante el Neoproterozoico (Oyhantçabal *et al.*, 2011). El Terreno Nico Pérez incluye rocas arqueanas y paleoproterozoicas retrabajadas tectónicamente durante el Neoproterozoico (Oyhantçabal *et al.*, 2011). Mientras que, el Cinturón Dom Feliciano aflora en el Este de Uruguay, habiéndose desarrollado entre aproximadamente 750 y 550 Ma (Sánchez Bettucci *et al.*, 2010) y representando el ciclo orogénico Brasiliano/Panafricano.



Figura 4: Mapa geológico esquemático mostrando las principales divisiones geológicas de Uruguay. Modificado de Sánchez Bettucci y Oyhantcabal (2008) en Oyhantcabal et al., (2011).

#### Lineamiento Santa Lucía – Aiguá – Merín (SaLAM):

Las cuencas Laguna Merín y Santa Lucía, junto con otras fosas menores conforman el lineamiento estructural Santa Lucía – Aiguá – Merín (SaLAM) (Rossello *et al.*, 1999), definido como un corredor estructural, de orientación Noreste, el cual se extiende a lo largo de 450 km a través del basamento cristalino precámbrico (Fig. 5). Esta estructura ha sido interpretada por Rossello *et al.*, (1999, 2000, 2007) como un rift abortado, asociado a los procesos de fragmentación de Gondwana Occidental y posterior apertura del océano Atlántico.

De acuerdo a Rossello *et al.*, (1999, 2000), el SaLAM se compone de tres segmentos, el segmento sudoccidental (representado por la Cuenca Santa Lucía, situado al Oeste de la Zona de Cizalla Sarandí del Yi), el segmento intermedio (situado entre las Zonas de Cizalla Sarandí del Yi y Sierra Ballena) y el segmento nororiental (representado por la Cuenca Laguna Merín, situado al Este de la Zona de Cizalla Sierra Ballena) (Fig. 5).

En cuanto a la evolución tectónica y cinemática del SaLAM, según Rossello *et al.*, (1999, 2000) y Veroslavsky *et al.*, (2004), se reconocen dos fases tectónicas principales, la primera de carácter extensional desde el Jurásico Tardío al Neocomiano, relacionada al momento de ruptura continental, con magmatismo y sedimentación asociados, y la segunda de carácter transcurrente dextral, a partir del Aptiense, vinculada al movimiento de la placa Sudamericana hacia el Oeste.



Figura 5: Esquema cinemático transcurrente dextral del Lineamiento SaLAM. A: afloramientos de basamento cristalino; B: posición de los depocentros juro-cretácicos contemporáneos con el SaLAM: Cuenca Santa Lucía (CSL) en el extremo sudoccidental y de la Cuenca Laguna Merín (CLM) en el extremo nororiental; y C: afloramientos de la Cuenca Norte. Tomado de Veroslavsky et al., (2004).

A continuación, se muestra de forma esquemática los registros geológicos que se reconocen en los tres segmentos del SaLAM y las fases tectónicas asociadas (Fig. 6).



Figura 6: Registros del Lineamiento Santa Lucía–Aiguá–Merín: fases tectónicas y unidades estratigráficas. CS = Formación Cañada Solís; PG = Formación Puerto Gómez; DaRB = dacitas de Río Branco; Aq = Formación Arequita; MaVC = Macizo Alcalino de Valle Chico; Ca = Formación Castellanos; Mi = Migues; ?: sedimentitas asignadas a las formaciones Migues y Cañada Solís. Tomado de Veroslavsky et al., (2004).

#### 1.3.2. CUENCA LAGUNA MERÍN

La CLM fue reconocida como unidad geoestructural independiente por Bossi (1966). Se presenta limitada al Oeste por la Zona de Cizalla Sierra Ballena (ZCSB), con dirección N-

S en la región, al Norte por el Lineamiento Cebollatí-Merín (LCM), con rumbo N50° a 45°, y al Sur por el Lineamiento Aiguá – India Muerta – Chuy (LAIC), con rumbo N60°, (Rossello *et al.*, 1999; 2000; Veroslavsky *et al.*, 2004). Según esos autores, este conjunto de estructuras controló la extensión y el magmatismo de la CLM.

Por su parte, Núñez Demarco *et al.* (2020) con base en datos magnéticos aéreos de alta resolución sugieren que las estructuras del Cinturón Dom Feliciano de orientación SSW-NNE, entre las zonas de cizallamiento de Sarandí del Yi y Sierra Ballena, controlaron los movimientos dextrales y facilitaron la acomodación estructural. Según estos autores, la CLM está controlada por tres direcciones estructurales principales, la primera relacionada con el basamento (N 20°E), la segunda coincidente con el enjambre de diques Nico Pérez-Zapicán con orientación N110°E (Lossada *et al.* 2014), y la tercera conjugada con orientación N70°E, sin evidencia de movimiento de transcurrentes.

La CLM presenta un relleno de tipo volcano-sedimentario compuesto por rocas ígneas básicas de la Formación Puerto Gómez, rocas ígneas ácidas y piroclásticas de la Formación Arequita y, subordinadamente, rocas sedimentarias cretácicas de la Formación Migues (Bossi, 1966). Todo ese conjunto litológico se encuentra cubierto por rocas sedimentarias y sedimentos cenozoicos, con edades comprendidas entre el Oligoceno y el Presente, presentando una distribución geográfica que excede los límites estructurales de la cuenca (Bossi, 1966; Montaña y Bossi, 1995; Morales, 2006; Muzio *et al.*, 2009).

En la CLM existen 15 perforaciones realizadas con fines de exploración de recursos minerales o estratigráficos, con profundidades que exceden la centena de metros. De esas perforaciones, 5 revisten un carácter histórico, habiendo sido realizadas entre los años 1946 y 1978 por la Dirección Nacional de Minería y Geología (DINAMIGE), denominados Rincón de Gabito, La Catumbera, Chuy, 18 de Julio y Puerto Gómez.

El pozo Rincón de Gabito, presenta una profundidad total de 187 m, dónde los primeros 182 m están representados por sedimentos y rocas sedimentarias cenozoicas y los últimos 5 m por basaltos mesozoicos (Bossi, 1966).

El pozo La Catumbera, ubicado en el borde Noreste de la cuenca, con una profundidad de 140 m, donde los primeros 128 m son sedimentos y rocas sedimentarias cenozoicas, y a partir de los 128 m hasta los 140 m se encuentran litologías graníticas (Bossi, 1966).

El pozo Chuy, ubicado en el borde Sureste de la cuenca, descrito por varios autores (Bossi, 1966; Ecochart, 1970; Sprechman, 1978; Goso, 1985), cuenta con una profundidad de 138 m, donde se encontraron 138 m de sedimentos y rocas sedimentarias cenozoicas. Respecto a las litologías que subyacen a los sedimentos y rocas sedimentarias cenozoicas a partir de los 138 m de profundidad, han sido descritas de diferentes maneras según los diversos autores, siendo atribuidas a anfibolitas del basamento cristalino precámbrico por Bossi (1966) y a basaltos mesozoicos de la Formación Puerto Gómez por Goso (1985).

El pozo 18 de Julio, ubicado en el borde Sureste de la cuenca, cuenta con una profundidad de 118 m, donde se encontraron 18 m de rocas sedimentarias cenozoicas y a partir de los 18 m hasta los 118 m se encuentran basaltos mesozoicos. A diferencia de los pozos anteriores, este pozo no cuenta con información procedente de trabajos antecedentes regionales y locales.

Por último, el pozo Puerto Gómez, el cual es el más profundo de la cuenca (1.360 m) fue descrito originalmente por Bossi (1966) y en detalle por Vivanco (2017). En este pozo, los primeros 156 m corresponden a sedimentos y rocas sedimentarias cenozoicas, desde los 156 m a los 222 m se encuentran rocas sedimentarias cretácicas de la Formación Migues y desde los 222 m hasta los 1.360 m se atravesaron basaltos mesozoicos (Bossi, 1966).

Montaña y Bossi (1995) apoyados en la información de los pozos Puerto Gómez, Rincón de Gabito y La Catumbera, junto con el pozo Palmares do Sul, situado en Río Grande do Sul (Brasil), realizaron dos cortes geológicos interpretativos del relleno de la CLM (Fig. 7).

En dichos cortes se observa en la base el basamento cristalino, por encima y hacia el tope basaltos de la Formación Puerto Gómez (ambos afectados por fallas normales de alto ángulo de inclinación), dónde los basaltos se limitan a los pozos Puerto Gómez y Rincón de Gabito. Luego se apoyan rocas sedimentarias de la Formación Migues, restrictas al pozo Puerto Gómez, y por último una cobertura cenozoica a lo largo de todo el corte, la cual se apoya sobre basaltos mesozoicos o directamente sobre el basamento cristalino.



Figura 7: Cortes geológicos interpretativos del relleno volcano-sedimentario de la CLM en base a información de pozos históricos en Uruguay y Brasil. Tomado de Montaña y Bossi (1995).

Las restantes 10 perforaciones de la CLM se realizaron entre los años 2002 y 2008, por parte de la empresa minera Orosur Mining Inc, con profundidades variables entre 450 m y 1.040 m, habiendo todas finalizado en rocas ígneas mesozoicas y siendo descritas en detalle por Cernuschi (2011). Dichas perforaciones se realizaron sobre la caldera volcánica Lascano Este, definida por el mismo autor, y en la misma no se registraron sedimentos o rocas sedimentarias pertenecientes a la cobertura sedimentaria de la CLM sino rocas ígneas mesozoicas (de importante variedad) y de manera excepcional algún intervalo con rocas sedimentarias intercaladas entre las rocas ígneas mesozoicas.

En la CLM se describen de base a tope las siguientes unidades geológicas:

<u>Formación Puerto Gómez (Jurásico Medio – Cretácico Temprano).</u> Definida por Bossi (1966), está constituida predominantemente por basaltos de coloración gris oscura a castaña rojiza, con estructuras amigdaloide a masiva y texturas subofítica a intersectal, a veces glomeroporfirítica. También se incluyen andesitas de color marrón rojizo, dispuestas como derrames sobre los basaltos (Bossi y Ferrando, 2001).

Su extensión es en el Sur del país, abarcando los límites estructurales del SaLAM (Rossello *et al*, 1999, 2000). En cuanto a las relaciones de contacto, hacia la base se apoya sobre el basamento cristalino y hacia el tope es cubierta por las formaciones Migues, Arequita y depósitos cenozoicos.

De acuerdo a edades radiométricas se ubica esta formación en el Jurásico Medio -Cretácico Temprano (Muzio, 2004).

En el subsuelo de la CLM se encuentra presente en el pozo Puerto Gómez, con una potencia de 1.138 m, y en el pozo Rincón de Gabito con una potencia de 5 m (Bossi, 1966). Ambas perforaciones terminaron en la Formación Puerto Gómez, por lo que la potencia podría ser aún mayor en ambos casos.

<u>Formación Arequita (Cretácico Temprano).</u> Definida por Bossi (1966), está constituida predominantemente por riolitas de color rojizo y subordinadamente por dacitas y traquitas; también se incluyen en esta formación los granófiros de la sierra de San Miguel y litologías volcano-clásticas (Bossi y Ferrando, 2001; Muzio *et al.*, 2009).

Su extensión es en el Sur del país, abarcando los límites estructurales del SaLAM (Rossello *et al*, 1999, 2000). En cuanto a las relaciones de contacto, se encuentra recortando litologías mesozoicas y al basamento cristalino (Preciozzi *et al.*, 1985).

De acuerdo a edades radiométricas se ubica esta formación en el Cretácico Temprano, (Muzio, 2004; Cernuschi, 2011; Cernuschi *et al.*, 2015).

<u>Formación Valle Chico (Cretácico Temprano).</u> Definida por Ferrando y Fernandez (1971). Está representada por el Macizo Alcalino Valle Chico (Muzio, 2000), el cual es un complejo intrusivo de 250 km<sup>2</sup> que se localiza en el Este del departamento de Lavalleja, estando su génesis asociada a la evolución del SaLAM (Rossello *et al.*, 1999, 2000).

Litológicamente, reúne sienitas, cuarzo-sienitas, traquitas, cuarzo-traquitas y diques porfiríticos de composición traquítica y riolítica (Muzio y Artur, 1998). Se encuentra en contacto con el basamento cristalino, la Formación Puerto Gómez y la cobertura cenozoica (Preciozzi *et al.*, 1985).

De acuerdo a edades radiométricas se ubica esta formación en el Cretácico Temprano, (Muzio, 2004; Cernuschi, 2011; Cernuschi *et al.*, 2015).

<u>Formación Migues (Cretácico Temprano).</u> Definida por Bossi (1966), en base al trabajo de Jones (1956), se compone de areniscas finas, medias, gruesas y gravillosas; cuarzo-feldespáticas a arcósicas, micáceas, con cemento arcilloso y calcáreo, de colores rojizos. También presenta niveles de conglomerados polimícticos y pelitas negras, rojas y pardas, a veces calcáreas, estratificadas.

En cuanto a las relaciones de contacto, hacia la base se apoya sobre la Formación Puerto Gómez y el basamento cristalino, y hacia el tope es cubierta por formaciones del Cretácico Tardío y del Cenozoico (Preciozzi *et al.*, 1985).

De acuerdo a su pasaje concordante a transicional con la Formación Castellanos, y a datos palinológicos se ubica esta unidad en el Cretácico Temprano (Campos *et al.*, 1997 en Veroslavsky *et al.*, 2004).

En el subsuelo de la CLM presenta una potencia de 60 m, habiendo sido identificada únicamente en el pozo Puerto Gómez (Bossi, 1966).

<u>Formación Fray Bentos (Oligoceno Tardío).</u> Definida por Goso (1965), incluye areniscas finas, limolitas loéssicas, fangolitas y niveles conglomerádicos y diamictíticos. Las areniscas finas son bien seleccionadas, cuarzosas a cuarzo-feldespáticas, con cemento arcilloso y/o calcáreo, masivas de color rosado (Ubilla, 2004).

Cuenta con una amplia distribución geográfica, reconociéndose sobre el litoral Oeste del país, Sur y Este (cuencas Santa Lucía y Laguna Merín). En cuanto a las relaciones de contacto, hacia la base se apoya sobre unidades cretácicas y el basamento cristalino y hacia el tope es cubierta por depósitos sedimentarios miocénicos, pliocénicos y pleistocénicos (Ubilla, 2004).

De acuerdo a sus relaciones estratigráficas y contenido fosilífero se le asigna una edad dentro del Oligoceno Tardío (Ubilla, 2004).

Cabe decir que en el subsuelo de CLM puede alcanzar 90 m de potencia, siendo identificada en los pozos Rincón de Gabito, La Catumbera y Puerto Gómez, con espesores de 82 m, 26 m y 66 m, respectivamente (Bossi, 1966).

<u>Formación Camacho (Mioceno Tardío).</u> Definida por Goso y Bossi (1966), se caracteriza por areniscas finas a muy finas, blancas, maduras, intercaladas a niveles más gruesos muy ricos en fósiles (predominantemente moluscos), junto con limolitas arenosas verde-grisáceas bioturbadas.

Es una formación de origen marino, aflorante en el litoral de los departamentos de Colonia, San José y presente en subsuelo de los departamentos de San José, Maldonado y Rocha (Perea y Martínez, 2004).

En cuanto a las relaciones de contacto, hacia la base se apoya sobre el basamento cristalino o la Formación Fray Bentos, y hacia el tope es cubierta por las formaciones Raigón, Libertad o Dolores (Preciozzi *et al.*, 1985).

De acuerdo al contenido fosilífero se le asigna una edad dentro del Mioceno Tardío (Perea y Martínez, 2004).

En el subsuelo de la CLM se la identifica en el pozo Chuy, con un espesor de 26 m (Ecochart, 1970; Sprechmann, 1978; Goso, 1985) y en el pozo La Catumbera, junto con la Formación Raigón, con un espesor de 60 m para ambas formaciones sin diferenciar (Bossi *et al.*, 1998).

<u>Formación Raigón (Plioceno Tardío – Pleistoceno Medio</u>). Definida por Goso y Bossi (1966), se caracteriza por areniscas de granulometría variable, color blanco amarillento, con lentes y niveles de arcillas verdes y conglomerados, interdigitados de manera rítmica y ocasionales concreciones calcáreas (Perea y Martínez, 2004).

Es una formación de origen continental (fluvial) y transicional. En cuanto a las relaciones de contacto, hacia la base se apoya sobre las formaciones Camacho, Fray Bentos y el basamento cristalino, y hacia el tope es cubierta por formaciones cuaternarias (Preciozzi *et al.,* 1985).

De acuerdo al contenido fosilífero se le asigna una edad dentro del Plioceno Tardío – Pleistoceno Medio (Perea y Martínez, 2004).

En el subsuelo de la CLM se la identifica en el pozo Chuy, con un espesor de 47 m, según Ecochart, (1970), Sprechmann, (1978) y Goso, (1985). También se encuentra presente en el pozo La Catumbera, junto con la Formación Camacho, con un espesor total de 60 m para ambas formaciones sin diferenciar (Bossi *et al.*, 1998).

<u>Formación Paso del Puerto (Plioceno Tardío – Pleistoceno Medio).</u> Definida por Bossi *et al.*, (1966), en Preciozzi *et al.*, (1985) y Bossi y Navarro (1988). Esta formación se desarrolla exclusivamente dentro de la CLM, existiendo pocos afloramientos de la misma. Su extensión fue definida a través de fotointerpretación, comprendiendo zonas de lomadas suaves (Bossi y Navarro, 1988).

De acuerdo a Preciozzi *et al.*, (1985), los espesores de la Formación Paso del Puerto se estiman superiores a los 40 m. Las relaciones de contacto, hacia la base se apoya sobre el basamento cristalino y las formaciones Puerto Gómez y Fray Bentos, y hacia el tope es cubierta por formaciones cuaternarias.

En cuanto a su edad, se la asocia con la Formación Raigón debido a la gran similitud litológica, estructural y ambiente de depositación (Bossi y Navarro, 1988).

En el subsuelo de la CLM se identifica a la Formación Paso del Puerto en 6 pozos someros realizados durante la Misión Geofísica Alemana, en cooperación con la DINAMIGE, en el año 1995, con espesores entre 4 m y 27 m (Medina y Pirelli, 1995).

<u>Formación Chuy (Pleistoceno)</u>. Fue definida por Delaney (1963) y publicada por Goñi y Hoffstetter (1964). Está representada por areniscas finas de coloración amarillo-rojiza. Preciozzi *et al.*, (1985) incluyen además de areniscas, litologías arcillo-gravillosas y arcillas a la definición de esta unidad, en tanto que Bossi *et al.*, (1998) proponen el nombre de Formación Barra del Chuy donde se incluyen litologías que van desde pelitas hasta areniscas gruesas.

De acuerdo a Goso (1972) se identifican tres episodios marinos, denominados Chuy I, Chuy II y Chuy III, intercalados con depósitos continentales, denominados Libertad I y Libertad II.

En cuanto a las relaciones de contacto, según Goso (1972), hacia la base se apoya sobre la Formación Raigón y/o Paso del Puerto, hacia la parte media se interdigita con la Formación Libertad, y hacia el tope es cubierta por la Formación Dolores.

A la Formación Chuy se le asigna una edad dentro del Pleistoceno, de acuerdo a sus relaciones estratigráficas (Martinez y Ubilla, 2004) y dataciones <sup>14</sup>C (Martínez *et al.*, 2001; Rojas, 2007).

En el subsuelo de la CLM se la identifica en el pozo Chuy, descripto por Ecochart (1970), Sprechmann (1978) y Goso (1985), donde se reconocen los episodios Chuy I, Chuy II y Chuy III con potencias de 12 m, 10 m y 20 m, respectivamente.

<u>Formación Libertad (Pleistoceno Temprano – Pleistoceno Medio).</u> Definida por Goso (1965), se caracteriza por lodolitas masivas, loess y arenas, de coloración pardo rojiza, con presencia de carbonato de calcio (Martínez y Ubilla, 2004).

Es una formación de origen continental y se extiende en el Sur del país, generando superficies onduladas. En cuanto a las relaciones de contacto, hacia la base se apoya sobre formaciones cenozoicas, cretácicas y devónicas y con el basamento cristalino precámbrico. También se interdigita con la Formación Chuy (Preciozzi *et al.*, 1985).

En el subsuelo de la CLM se la identifica en el pozo Chuy, descrito por Ecochart (1970), Sprechmann (1978) y Goso (1985), donde se reconocen los episodios Libertad I y Libertad II, con potencias de 9 m y 8 m, respectivamente.

De acuerdo a criterios estratigráficos se establece una edad dentro del Pleistoceno Temprano y Medio para esta formación (Martínez y Ubilla, 2004).

<u>Formación Dolores (Pleistoceno Tardío).</u> Definida por Goso (1972), se caracteriza por depósitos arcillo-limosos y limo-arcillosos, con arena y gravilla (fangolitas), de coloración pardo y gris verdosa, similar a la Formación Libertad. Se diferencia de esta última, por generar superficies planas. Se la reconoce en extensas áreas en la región de la laguna Merín (Martínez y Ubilla, 2004).

Es una formación de ambiente continental, y en cuanto a las relaciones de contacto, hacia la base se apoya sobre la Formación Chuy y demás formaciones cenozoicas que la subyacen, y hacia el tope es cubierta por la Formación Villa Soriano en áreas costeras bajas (Preciozzi, *et al.*, 1985).

De acuerdo a criterios estratigráficos y contenido de mamíferos se establece una edad dentro del Pleistoceno Tardío para esta formación (Martínez y Ubilla, 2004).

En el subsuelo de la CLM se la identifica en el pozo Chuy según Sprechmann, (1978) y Goso, (1985) con un espesor de 7 m; y en 7 pozos someros realizados durante la Misión Geofísica Alemana, en cooperación con la DINAMIGE, en el año 1995, con espesores entre 2 m y 25 m (Medina y Pirelli, 1995).

<u>Formación Villa Soriano (Pleistoceno Tardío - Holoceno).</u> Publicada por Goso *et al*, in Preciozzi *et al*, (1985), se caracteriza por depósitos con gran variedad granulométrica que van desde arcillas a arenas medias y de forma subordinada gravas (Preciozzi *et al.*, 1985), y es muy común la presencia de abundantes moluscos de aspecto moderno de origen marino o estuarino (Martínez y Ubilla, 2004).

Es una formación de ambiente marino, y en cuanto a las relaciones de contacto, hacia la base se apoya sobre la Formación Dolores y hacia el tope es cubierta por sedimentos recientes (Preciozzi *et al.*, 1985).

De acuerdo a sus relaciones de contacto y dataciones <sup>14</sup>C en moluscos se le asigna una edad dentro del Holoceno para la Formación Villa Soriano (Ubilla y Martínez, 2016).

<u>Depósitos Actuales.</u> Según Preciozzi *et al.*, (1985), se incluyen bajo esta denominación depósitos fluviales, coluviales y litorales que actualmente están en proceso depositacional. Los depósitos fluviales se ubican en áreas inmediatas a cursos de agua, los depósitos coluviales se desarrollan en zonas bajas de laderas, con pendientes moderadas a fuertes, y los depósitos litorales se encuentran ambientes de playa.

#### **1.4. ANTECEDENTES GEOFÍSICOS DE LA CUENCA LAGUNA MERÍN**

La CLM presenta la anomalía gravimétrica Bouguer positiva más importante del Uruguay, superando los 100 mGal (Servicio Geográfico Militar, 1973; Medina y Pirelli, 1995; Cernuschi, 2011) (Fig. 8.A). La misma posee una extensión de más de 80 km y un ancho promedio de 40 km, abarcando parcialmente los departamentos de Rocha, Lavalleja y Treinta y Tres, siendo limitada en superficie por los lineamientos Cebollatí - Merín y Aiguá - India Muerta - Chuy (Veroslavsky *et al.*, 2004).

La génesis de esta anomalía gravimétrica es aún controversial, habiendo sido asignada a diversas causas por diferentes autores. Veroslavsky *et al.*, (2002) proponen que se corresponde con la presencia de diques de rocas básicas y máficas de origen mantélico, vinculados a la evolución del lineamiento Santa Lucía-Aiguá-Merín (SaLAM); en tanto, que Reytmair (2001) y Cernuschi *et al.*, (2015) la asignan a la presencia de un complejo magmático intrusivo. Dicha anomalía gravimétrica coincide también con una serie de anomalías magnetométricas circulares con un diámetro de 20 a 30 km (Fig.8. B) (Cernuschi, 2011; Cernuschi *et al.*, 2015).



Figura 8: Imágenes geofísicas de Uruguay y la CLM. (A) Mapa de anomalías de Bouguer de Uruguay, indicando la ubicación del relevamiento geofísico aeroportado mostrado en B y C. (B) Mapa magnético reducido a polo, y (B') Zoom de B. (C) Mapa de gravedad de Tzz. Tomado de Cernuschi et al., (2015).

En la CLM, durante el año 1995 se realizaron 13 Sondeos Eléctricos Verticales de largo alcance (SEL) por parte de la División Geofísica de DINAMIGE con la Misión Geofísica Alemana (Medina y Pirelli, 1995) (Fig. 9). El SEL 6 se realizó sobre el pozo Puerto Gómez y fue utilizado como sondeo de referencia, a pesar que dicho pozo no llegó al basamento.

A partir de los SEL obtenidos se identificaron capas con resistividades bajas, medias y altas, las cuales fueron interpretadas como sedimentos, basaltos y basamento cristalino, respectivamente. A modo de ejemplo, el SEL 8 presenta una capa de resistividades muy bajas (6 a 12 ohm.m), interpretada como sedimentos arcillosos. A partir de los 260 m hasta los 1.660 m se identificó una capa de resistividades medias (40 ohm.m) interpretada como basaltos y a partir de los 1.660 m se identificó una capa de resistividades altas correspondiente al basamento, aunque no se descartó que pudieran corresponder a basaltos (Medina y Pirelli, 1995).



Figura 9: Ubicación de los 13 sondeos eléctricos verticales de largo alcance (SEL). Tomado de Medina y Pirelli, (1995).

Los antecedentes geofísicos más recientes refieren a la adquisición de datos magnetotelúricos por Vivanco (2017) (Fig. 10) y Plenc (2021) (Fig. 11), este último en el marco del Proyecto ANII: Evaluación preliminar del potencial hidrocarburífero de la Cuenca Laguna Merín, 2018-2020.

En lo respecta a la cobertura sedimentaria de la CLM, en ambos trabajos se interpretó un espesor promedio de aproximadamente 150 m y un espesor máximo en el entorno de los 500 m (Figs. 10 y 11).



Figura 10: Inversión 2D interpretada de transecta magnetotelúrica. Tomado de Vivanco (2017).



Figura 11: Inversión 2D interpretada de la transecta magnetotelúrica 1. Tomado de Plenc (2021).

#### 2. MATERIALES Y MÉTODOS

#### 2.1. BASE DE DATOS

#### 2.1.2. DATOS ADQUIRIDOS

Los sondeos HVSR se adquirieron en el marco del proyecto ANII titulado: Evaluación preliminar del potencial hidrocarburífero de la Cuenca Laguna Merín. El equipamiento utilizado fue un sismómetro Tromino (Fig. 12), proporcionado por la empresa Ingesur S.R.L. Dicho sismómetro se caracteriza por ser liviano, portátil y muy fácil de usar, permitiendo al usuario estimar rápidamente el espesor de cobertura sedimentaria "más blanda" ubicada sobre "rocas duras" del basamento o del propio relleno de la cuenca (ej. basaltos), en un rango de 0 a 500 m (Owers *et al.*, 2016).



Figura 12: Equipo Tromino. Tomado de Exploration Instruments LLC (2021).

En total se adquirieron 72 sondeos HVSR (Fig. 13; ver Anexo 1) la mayoría de los cuales se llevaron a cabo siguiendo la caminería nacional y departamental existente (Fig. 13) aunque algunos se realizaron en el interior de padrones rurales privados. El equipo Tromino mide tanto la velocidad (generalmente en mm/s) como la aceleración (en mg) de diferentes sensores y ecualiza automáticamente los archivos en amplitud en el rango de frecuencia de interés seleccionado. El rango de frecuencias obtenidas para cada sondeo fue de 0.125 a 256 Hz.



Figura 13: Ubicación de los 72 sondeos HVSR en el área de estudio, con su correspondiente nomenclatura. Se indica la caminería nacional en trazo rojo grueso y la departamental en trazo rojo fino. LCM: Lineamiento Cebollatí-Merín. LAIC: Lineamiento Aiguá-India Muerta-Chuy.

#### 2.1.3. DATOS RECOPILADOS

Además de los sondeos HVSR, para el análisis de la cobertura sedimentaria de la CLM se contó con datos recopilados de antecedentes, entre los que se incluyen:

a) Cartografía básica (límites internacionales, departamentales, hidrografía, rutas principales, localidades, etc.)

b) Cartografía temática:

- Geológica: Carta Geológica del Uruguay, escala 1:500.000 (Preciozzi et al., 1985)
- Geofísica: Carta magnetométrica reducida al polo (DINAMIGE, 2015)

• Geomorfológica: Mapa Geomorfológico del Uruguay, escala 1:5.000.000 (Panario, 1988)

• Estructural: Lineamientos estructurales de la CLM interpretados a través de imágenes satelitales obtenidas de Google Earth (Umpiérrez *et al.*, 2019).

c) Modelo Digital de Terreno (MDT), proveniente del Proyecto de producción y control de ortoimágenes, modelos digitales de elevación y cartografía, el cual cuenta con una

resolución espacial de 2,5 m a nivel nacional y de 1 m a nivel urbano. Realizado por la Infraestructura de Datos Espaciales (IDE), en el año 2017 (IDE, 2017).

d) Pozos exploratorios históricos de la CLM: Rincón de Gabito, La Catumbera, Chuy, 18 de Julio y Puerto Gómez (disponibles en la litoteca de DINAMIGE)

e) Información sobre pozos someros para abastecimiento de agua subterránea en la CLM, del Programa de Manejo de Recursos Naturales y Desarrollo de Riego (PRENADER) (disponibles en el visualizador de DINAMIGE)

f) Pozos exploratorios someros (DINAMIGE, en Medina y Pirelli, 1995)

g) Pozos exploratorios profundos (Orosur Mining Inc, en Cernuschi, 2011)

h) Sondeos Eléctricos Verticales de largo alcance (DINAMIGE, en Medina y Pirelli, 1995)

i) Sondeos Magnetotelúricos (Vivanco, 2017, y Plenc, 2021 (Proyecto ANII: Evaluación preliminar del potencial hidrocarburífero de la Cuenca Laguna Merín, 2018-2020)).

Los pozos someros de PRENADER (con profundidades menores a los 70 m) contaban con información básica sobre su estratigrafía, al menos la litología presente en el fondo del pozo, sirviendo de insumo para la interpretación de las transectas HVSR. Los pozos someros efectuados por DINAMIGE durante la misión Geofísica Alemana (Medina y Pirelli, 1995), contaban con una profundidad menor a los 30 m e información estratigráfica detallada.

Los pozos profundos realizados por la empresa Orosur Mining Inc., y descritos por Cernuschi (2011), a pesar de que no aportaron información acerca de la cobertura sedimentaria de la CLM, fueron de utilidad para interpretar posibles variaciones dentro de las propias litologías ígneas en las transectas HVSR a nivel del subsuelo.

A continuación, en la figura 14 se presenta la información de la base de datos correspondiente a pozos y sondeos geofísicos.



Figura 14: Base de datos utilizada. Sistema de Coordenadas Geográficas, Datum WGS84.

#### 2.2. METODOLOGÍA

La parte medular de este trabajo está representada por la adquisición, procesamiento e interpretación de datos HVSR. Para la interpretación de los datos HVSR, se incorporó la información recopilada de la base de datos (geológica y geofísica), datos de relieve y pendientes y la descripción de la cobertura sedimentaria en los pozos históricos.

A continuación, se explica la metodología en cada una de las actividades desarrolladas.

### 2.2.1. MAPAS DE RELIEVE Y PENDIENTES

Se realizaron mapas de relieve y pendientes para la CLM a partir del MDT de la IDE del año 2017 utilizando *software* específico.

El mapa de relieve se hizo en el *software* QGIS (versión 3.16) a partir de una reclasificación de valores de cota obtenidos del MDT, donde se generaron 11 clases (0 m, 10 m, 20 m, 40 m, 70 m, 80 m, 90 m, 140 m, 160 m, 200 m y 255 m). Asimismo, se elaboró un mapa de sombras utilizando como dato de entrada el MDT, mediante la herramienta "*Mapa de Sombras (Hillshade)*", el cual se superpuso al mapa de relieve, bajando la opacidad de la capa al 70%, a efectos de resaltar mejor el relieve.

El mapa de pendientes se hizo en el *software* ArcGIS (versión 10.5), mediante la herramienta *"Slope"*. Luego se realizó una reclasificación de valores de pendientes en 6 clases (0°- 1°, 1°- 5°, 5°- 15°, 15°- 30°, 30°- 50° y 50°- 85°).

Posteriormente, los mapas de relieve y pendientes fueron incorporados a las transectas HVSR, siendo de mucha utilidad para la interpretación de las mismas ya que de manera general los afloramientos de las rocas ígneas y la cobertura sedimentaria se caracterizan por presentar determinado rango de valores de cotas y pendientes, lo que permite una separación litológica preliminar a nivel de afloramiento para las transectas.

Cabe mencionar que dichos mapas no fueron validados con puntos de control en el campo ya que su objetivo era ser utilizados como un producto secundario para complementar y auxiliar la interpretación de datos HVSR.

# 2.2.2. DESCRIPCIÓN DE POZOS

Se realizó una descripción detallada de los pozos históricos, con el fin de obtener una caracterización de la cobertura sedimentaria de la CLM a nivel del subsuelo y poder relacionarla con la respuesta obtenida por el método HVSR en profundidad.

La descripción de las muestras de los pozos históricos se realizó en la Litoteca de DINAMIGE, en intervalos correspondientes a 1 m o 0,5 m, dependiendo de los intervalos de muestreo que presentaba cada pozo. La mayor parte de las muestras se encontraban dispuestas en fragmentos de mayor tamaño (aproximadamente 10 cm x

10 cm x 5 cm), ordenadas correctamente en cuanto a los intervalos de profundidad, aunque hubo casos puntuales en los que esto no se cumplía, faltaban muestras para algunos intervalos, o se encontraban muestras sin etiquetar, las cuales no fueron tomadas en cuenta para las descripciones.

En el caso de sedimentos, las descripciones se realizaron sobre muestras de *cutting*. Las muestras se encontraban dispuestas en frascos de vidrio.

A los efectos de determinar la granulometría, esfericidad, redondez y grado de selección de las unidades sedimentarias se utilizaron comparadores visuales comunes. Para la granulometría se utilizó un comparador visual basado en la escala de Udden-Wentworth (Wentworth, 1922). Mientras que para la determinación de esfericidad y redondez utilizado se utilizó el comparador de Powers (1982) y para el grado de selección el comparador visual de Compton (1962).

En los casos que fue requerido se utilizó ácido clorhídrico (HCl), para determinar presencia de carbonato de calcio (CaCO<sub>3</sub>).

Se tomaron fotografías a las litologías más representativas.

Posteriormente, de acuerdo a las características litológicas y a los antecedentes se definieron los pases formacionales en cada pozo y se elaboraron perfiles estratigráficos de tipo Selley para cada pozo.

# 2.2.3. MÉTODO HVSR

# 2.2.3.1. MARCO TEÓRICO

El método HVSR (*Horizontal to Vertical Spectral Ratio*), también llamado Razón o Cociente Espectral H/V, o técnica Nakamura, fue propuesto por Nogoshi y Igarashi (1971) y ampliado por Nakamura (1989). Este método está íntimamente relacionado con el campo de ondas sísmicas responsable de las vibraciones ambientales o ruido sísmico ambiental, aspecto que a su vez depende de las fuentes de estas vibraciones y de la estructura del subsuelo (SESAME, 2004).

La vibración ambiental o ruido sísmico ambiental es un término genérico que se utiliza para denotar las vibraciones aleatorias inducidas en el subsuelo por fuentes de origen naturales (ej. olas oceánicas y vientos) y artificiales (ej. maquinaria, tráfico) (Asten, 1978; Gutenberg, 1958). El método H/V es de tipo pasivo, es decir que no utiliza fuentes externas, sino que realiza mediciones de las 3 componentes del ruido sísmico ambiental (componente horizontal Norte-Sur, componente horizontal Este-Oeste y componente vertical) para determinar la frecuencia de resonancia fundamental de una capa superficial "blanda" (conformada por sedimentos y/o rocas sedimentarias) que sobreyace a una capa "dura" (cualquier capa que genere un contraste de impedancia acústica alto con la capa superior, generalmente rocas ígneas) (Lane *et al.*, 2008).

Las fuentes naturales emiten frecuencias bajas, en un rango entre 0,2 – 1 Hz, y se corresponden en mayor medida con las olas oceánicas, mientras que las fuentes artificiales, en general, emiten frecuencias más altas. El límite de frecuencia entre estos dos tipos de ruido sísmico ambiental es cercano a 1 Hz, aunque puede variar de un sitio a otro, dependiendo de la estructura del subsuelo y de las características de las actividades humanas. Generalmente, a frecuencias mayores que 1 Hz, el ruido sísmico ambiental exhibe significativas variaciones diarias y semanales, relacionadas con actividades humanas, mientras que, a frecuencias más bajas, las variaciones son mucho menores.

La sísmica pasiva HVSR es un método de estudio potencialmente robusto para definir arquitecturas de cuencas poco profundas con depósitos de relleno poco consolidados, y recomendado para lugares de difícil acceso y con fondos de exploración limitados para llevar a cabo otro tipo de estudios como la sísmica activa (Stannard *et al.*, 2019).

Se trata de un método económicamente rentable, robusto, no invasivo, rápido y que no requiere de perforaciones, del despliegue de cables, ni de otra fuente de energía más que el ruido sísmico ambiental que existe en todas partes en la naturaleza (Castellaro *et al.*, 2005; Bard, 1998; Lachet y Bard, 1994; Field y Jacob, 1993; Lermo y Chávez-García, 1993).

Permite inferir la estratigrafía de un área, a partir de las frecuencias de resonancia de las capas sedimentarias y, más en general, del espesor de sedimentos y/o rocas sedimentarias que sobreyacen a rocas ígneas (Castellaro *et al.*, 2005; Hinzen *et al.*, 2004; Ibs-von Seth y Wohlenberg, 1999). Se trata de un método que puede utilizarse en forma independiente o en conjunción con otros (Kumar *et al.*, 2018) y que presenta una gran área de aplicación en la geología de la ingeniería como herramienta de exploración subterránea (Barbero *et al.*, 2019).

El método H/V consiste en la determinación de los espectros de movimiento de las componentes horizontales y vertical de los registros de ruido sísmico ambiental. A partir de ellos se obtiene la razón H/V (cociente espectral), que es considerado por Nakamura (1989, 2000) como la función de transferencia aproximada de la capa sedimentaria superficial sobre el basamento rocoso subyacente.

El movimiento horizontal (Hf) y vertical (Vf) en la superficie se expresa como la suma del movimiento debido a las ondas de cuerpo que viajan desde el basamento más la contribución de las ondas superficiales (Nakamura, 2000) (Fig. 15).



Figura 15: Estructura geológica típica de una cuenca sedimentaria. Tomado de Nakamura, (2000), en Ritta et al., (2012).

Esta superposición se realiza en el dominio de frecuencias, por lo tanto, Hf ( $\omega$ ) y Vf ( $\omega$ ) son la transformada de Fourier del movimiento horizontal en la superficie y la transformada de Fourier del movimiento vertical en la superficie, respectivamente, considerando para ambos la contribución de los dos tipos de onda (de cuerpo y superficiales).

Los espectros Hf ( $\omega$ ) y Vf ( $\omega$ ) no son útiles para identificar las frecuencias naturales de la capa superficial porque también contienen las frecuencias de las fuentes que generaron las ondas (Ritta *et al.*, 2012). Si se dispusiera de los espectros en el basamento rocoso, es decir Hb ( $\omega$ ) y Vb ( $\omega$ ), podríamos realizar los cocientes,

$$T_h(\omega) = \frac{H_f(\omega)}{H_b(\omega)} \quad (1)$$

$$T_{\nu}(\omega) = \frac{V_f(\omega)}{V_b(\omega)} \quad (2)$$

obteniendo así las funciones de transferencia entre el movimiento en la superficie y el basamento rocoso, tanto para la componente horizontal Th ( $\omega$ ) como para la vertical Tv ( $\omega$ ), logrando de esta forma eliminar el llamado "efecto de la fuente" y obteniendo las frecuencias naturales de la capa sedimentaria superficial, pero el problema es que usualmente no se dispone de ellos.

Nakamura (2000) considera que Hb ( $\omega$ ) y Vb ( $\omega$ ) son iguales a los espectros en un afloramiento rocoso, a los que llama Hr ( $\omega$ ) y Vr ( $\omega$ ). Esto podría considerarse como una aproximación, pero rigurosamente no es cierto ya que los picos de los espectros sí coinciden, pero las magnitudes de Hr ( $\omega$ ) y Vr ( $\omega$ ) son menores que las de Hb ( $\omega$ ) y Vb ( $\omega$ ) (Ritta *et al.*, 2012).

Debido a la dificultad para obtener los espectros en el basamento rocoso, Nakamura propone entonces usar una función de la frecuencia T\*h que se define como el cociente entre las funciones de transferencia Th ( $\omega$ ) y Tv ( $\omega$ ):

$$T^*{}_h(\omega) = \frac{T_h(\omega)}{T_v(\omega)}$$
 (3)

Algunos autores (ej: Lermo y Chávez-García, 1993) mencionan que la función de transferencia Th ( $\omega$ ) se divide por Tv ( $\omega$ ) para "compensar el efecto de la fuente". Reemplazando Th ( $\omega$ ) y Tv ( $\omega$ ) de las ecuaciones (1 y 2) en la (3) se obtiene:

$$T_{h}^{*}(\omega) = \frac{T_{h}(\omega)}{T_{v}(\omega)} = \frac{H_{f}(\omega)/H_{b}(\omega)}{V_{f}(\omega)/V_{b}(\omega)} = \frac{H_{f}(\omega)}{V_{f}(\omega)} \frac{1}{H_{b}(\omega)/V_{b}(\omega)}$$
(4)

Usando resultados de sus propias mediciones experimentales, Nakamura determinó que el cociente entre Hb ( $\omega$ ) y Vb ( $\omega$ ) es aproximadamente igual a 1, al menos dentro del rango de frecuencias donde se encuentra la frecuencia de resonancia fundamental de la capa superficial  $\omega$ o. Este resultado ha sido posteriormente comprobado por otros investigadores (Lermo y Chávez-García, 1993). En ese caso, el cociente Th ( $\omega$ ) /Tv ( $\omega$ ) resulta:

$$T^*{}_h(\omega) = \frac{T_h(\omega)}{T_\nu(\omega)} = \frac{H_f(\omega)}{V_f(\omega)}$$
 (5)

Al cociente Hf ( $\omega$ ) / Vf ( $\omega$ ), Nakamura lo llama QTS por las siglas en inglés de *Quasi Transfer Spectrum* (cuasi-espectro de transferencia). No obstante, es más comúnmente llamado cociente H/V. Puede ser demostrado tanto teórica como empíricamente que, independientemente del tipo de ondas y de su importancia relativa en los registros de los movimientos superficiales Hf ( $\omega$ ) y Vf ( $\omega$ ), la relación entre estos (vale decir el cuasi-espectro de transferencia o cociente H/V) presenta un pico en concordancia con la frecuencia de resonancia fundamental de la capa superficial,  $\omega$ o (Ritta *et al.*, 2012).

En la figura 16, se muestra de forma simplificada, el procedimiento para la obtención de la relación espectral H/V.



Figura 16: Esquema simplificado de la obtención de la relación espectral H/V a partir de ruido sísmico ambiental.

El método de las relaciones H/V requiere la existencia de una capa superficial de material "blando" recubriendo a otro más "duro", para que haya un contraste de impedancia acústica significativo y, por lo tanto, resonancias claramente identificables. Por otro lado, cuando hay falta de contraste, no hay resonancia de la capa superficial y las relaciones espectrales resultantes son planas (Delgado *et al.*, 2000).

#### Medio 1D

Cuando la información geológica disponible permite suponer que el subsuelo está constituido por capas horizontales con una interfaz lisa y plana sobre una capa rocosa subyacente, al menos localmente, se puede considerar al medio como 1D (SESAME, 2004).

#### Relaciones típicas velocidad-frecuencia-espesor en sistemas 1D con 2 capas:

Dado que la geología más simple, representada por una capa 1D es de poco interés práctico, consideraremos el caso de una estructuración básica de 2 capas, una superficial "blanda" y un basamento rocoso "duro". Este último refiere a cualquier capa con una velocidad de onda S (Vs) notablemente mayor que la de la capa superior. En la curva H/V, esto se muestra como un pico claro. Las figuras 17 a 19 ilustran la relación entre la velocidad en la capa superficial (blanda), su espesor (es decir, la profundidad del basamento rocoso) y la frecuencia de resonancia del sistema (Micromed, 2009).

La velocidad de la onda S (Vs) en la capa blanda tiene los siguientes valores típicos: Vs = 100 - 200 m / s: típico de arcillas y limos arenosos; Vs = 300 m / s: típico de arena y grava; Vs = 400 m / s: típico de grava y rocas alteradas / blandas; Vs = 500 m / s: típico de rocas sedimentarias / en capas (Micromed, 2009).



Figura 17: Frecuencia típica - velocidad de la onda S - relación de la profundidad del basamento rocoso para un sistema básico 1D de 2 capas (detalle de alta frecuencia). Tomado de Micromed (2009).


Figura 18: Frecuencia típica - velocidad de la onda S - relación de la profundidad del basamento rocoso para un sistema básico 1D de 2 capas (detalle de frecuencia media). Tomado de Micromed (2009).



Figura 19: Frecuencia típica - velocidad de la onda S - relación de la profundidad del basamento rocoso para un sistema básico 1D de 2 capas (detalle de baja frecuencia). Tomado de Micromed (2009).

#### Estructuras 2D/3D

Aquí se consideran sitios bajo los cuales al menos una de las interfaces con contraste de impedancia significativo exhibe pendientes pronunciadas (ej. valles glaciares o fluviales). Tales sitios son, por lo tanto, zonas de 'transición' entre áreas con capas más o menos horizontales, o valles profundos y cuencas que tienen una gran relación de espesor a ancho (típicamente mayor que 0,2) (SESAME, 2004).

Cuando la geometría del basamento posee variaciones complejas en profundidad, la propagación de ondas sísmicas (de cuerpo y superficiales) implica difracción de ondas generadas a lo largo de superficies inclinadas y/o discontinuidades, generándose una contaminación del campo de ondas por ondas difractadas en los bordes, dificultando la determinación de la frecuencia de resonancia fundamental. En estos casos se recomienda tener un buen conocimiento de la historia geológica del área, e

información aportada por mapas geológicos y estudios geofísicos del subsuelo (SESAME, 2004).

## Relación entre frecuencia y espesor sedimentario

Debido a la facilidad de aplicación y bajo costo del método H/V, muchos autores han elegido usarlo como una herramienta de exploración geofísica para estimar espesores sedimentarios en una cuenca. Según Delgado *et al.,* (2000) mediante esta técnica es posible estimar el espesor sedimentario con un margen de error inferior al 15%.

Para los sitios que se pueden aproximar a un modelo de 2 capas, y bajo la hipótesis de propagación unidimensional de ondas, la relación entre la frecuencia de resonancia fundamental y el espesor sedimentario se obtiene mediante la siguiente expresión (Nakamura, 2000):

$$F_0 = \frac{v_s}{4h}$$
 (7)

Donde " $F_0$ " es la frecuencia de resonancia fundamental de la capa sedimentaria, en Hertz (Hz), " $v_s$ " es la velocidad promedio de las ondas S de la capa sedimentaria, en metros por segundo (m/s) y "h" es el espesor de la capa sedimentaria, en metros (m).

En el caso de curvas H/V que presentan varios picos de amplitud (Figs. 20 y 21), el pico que representa a la frecuencia de resonancia fundamental es el ubicado a menor frecuencia y correspondiente al contacto entre sedimentos y/o rocas sedimentarias con el basamento rocoso. Los demás picos de amplitud se ubican a frecuencias mayores y corresponden a distintas interfaces que limitan las diferentes unidades geológicas a nivel más superficial que también causan amplificación del movimiento sísmico.



Figura 20: Ejemplo de modo de frecuencia de resonancia fundamental (F<sub>0</sub>) y modos superiores (F<sub>1</sub> y F<sub>2</sub>), y su relación con las distintas interfaces que limitan las diferentes unidades geológicas que presentan marcado contraste de impedancia acústica. Tomado de Magnon (2016).

Trabajos como los de Paudyal *et al.*, (2012), Parolai *et al.*, (2002), Delgado *et al.*, (2000) y lbs-von Seht y Wohlenberg (1999) coindicen en que la frecuencia de resonancia fundamental decrece con el incremento de la profundidad de la interface de alto contraste de impedancia acústica (Fig. 21); sin embargo, la geometría de la cuenca puede alterar la confiabilidad de la frecuencia de resonancia fundamental estimada, particularmente en valles cerrados donde existan fuertes variaciones de pendientes subterráneas (Guillier *et al.*, 2006).



Figura 21: Se presentan 3 casos de diagramas H/V para 3 capas distintas (cobertura sedimentaria en línea roja, regolito en línea azul, y suelo en línea verde) con sus picos de frecuencia de resonancia fundamental correspondientes. Obsérvese que picos a frecuencias más bajas corresponden a capas más profundas, mientras que picos en frecuencias más altas corresponden a capas más superficiales. Tomado de Magnon, (2016).

En ausencia de suficiente contraste de impedancia acústica, y en áreas con velocidad invertida (una capa de alta velocidad por encima de una capa de velocidad baja), este método sería menos efectivo (Kumar *et al.*, 2018).

Es importante tener en cuenta que el método HVSR supone un fuerte contraste en la impedancia acústica ( $\geq 2$ , según Lane *et al.*, 2008; o  $\geq 3$  según Bonnefoy-Claudet *et al.*, 2004) entre las capas, como es el caso de una capa blanda de sedimentos y/o rocas sedimentarias y una capa dura correspondiente al basamento (ej: rocas ígneas). La impedancia acústica de una capa se define como el producto entre la densidad del material y la velocidad de las ondas sísmicas en dicho material (Fig. 22). El método es ineficaz en entornos geológicos donde esta suposición no se cumple, como en sitios donde hay cementación gradacional o meteorización profunda (Lane *et al.*, 2008).



Figura 22: Modelo conceptual de 2 capas para el Método HVSR. Para que exista un fuerte contraste de impedancia (>2) entre ambas capas, se tiene que cumplir que  $Vs_2\rho_2 \ge 2Vs_1\rho_1$ , donde  $Vs_1$  y  $Vs_2$  son las velocidades de onda S en las capas 1 y 2, respectivamente, y  $\rho_1$  y  $\rho_2$  son las densidades en las capas 1 y 2, respectivamente. Z es el espesor de la capa 1 (capa superficial). Tomado de Lane et al., (2008).

### Confiabilidad del método

La validez del método fue probada por Nakamura luego de realizar mediciones de ruido sísmico ambiental en superficie y profundidad en diversos sitios de Japón y comparar la función de transferencia real con la aproximada por el método, obteniendo buenas estimaciones de frecuencia de resonancia fundamental (Serafini, 2017).

Otros estudios, tanto numéricos (Field y Jacob, 1993; Lermo y Chávez-García, 1993; Lachet y Bard, 1994) como experimentales (Duval, 1994; Field *et al.*, 1995; Bard, 1998; Seo, 1997), demostraron que además de ser un método económicamente rentable, también es robusto (Bard, 1998).

En el proyecto SESAME (Site EffectS using AMbient Excitations), integrado por una comisión europea creada el año 2001, donde participaron más de 80 investigadores de 14 instituciones, con la finalidad de trabajar en el tema de mitigación de riesgo sísmico en áreas urbanas, en el año 2004, publicó una guía para la implementación del método de relación espectral H/V con ruido sísmico ambiental.

En dicha guía se incluyen procedimientos prácticos para la adquisición de datos en terreno, procesamiento e interpretación de resultados. Los criterios entregados por SESAME se enfocan en la confiabilidad de la curva y en el tipo de pico que ésta exhibe.

Una de las conclusiones más importantes de SESAME es que independientemente de las ondas contenidas en el ruido sísmico ambiental (cuerpo o superficiales) y la naturaleza de las fuentes que generan ruido sísmico ambiental (natural o artificial), el método H/V obtiene una aproximación robusta y confiable de la frecuencia fundamental de la capa superficial cuando se cumple la hipótesis de propagación unidimensional de ondas y el contraste impedancia entre la capa sedimentaria y el basamento rocoso es suficientemente grande.

Para zonas con comportamientos 2D y/o 3D debidos a la presencia de zonas con pendientes pronunciadas, el método sería menos efectivo (Guillier *et al.,* 2006; Bonnefoy-Claudet *et al.,* 2008).

No hay evidencia clara acerca de la confiabilidad en el factor de amplificación entregado por el método, dado por la amplitud del pico de la curva H/V, por lo que éste no debe ser considerado sin antes contrastarlo con estimaciones obtenidas mediante otras técnicas (Serafini, 2017).

En estudios de Ritta *et al.*, (2012) se ha observado que la frecuencia de resonancia fundamental del terreno obtenida es la misma, independientemente de la hora del día en la que se realizan las mediciones (Fig. 23). Esto demuestra la estabilidad del método y que la frecuencia de resonancia fundamental es una propiedad del terreno, que no depende del tipo de excitación al cual esté sometido. Puede observarse también que la amplitud del cociente espectral varía según la hora del día en que se tome la medición. Esto coincide con lo reportado por Kanai y Tanaka, (1961); Nakamura, (1989) y Alfaro, (2006). Las amplitudes más bajas ocurren durante la noche, momento en que la actividad humana e industrial se reduce, mientras que las amplitudes más altas ocurren durante el día, sin embargo, la frecuencia de resonancia fundamental es la misma.



Figura 23: Cociente espectral H/V para distintas horas del día para la estación sísmica Catedral de Mayagüez, Puerto Rico (Tomado de Ritta et al., (2012).

#### 2.2.3.2. METODOLOGÍA DE CAMPO

La adquisición de sondeos HVSR fue planificada con el objetivo de realizar el mayor número de mediciones posible en el tiempo disponible para esa tarea. Con ese propósito a la hora de definir la malla de adquisición se tuvo en consideración el análisis de la información recopilada en la base de datos, dónde se utilizó la carta geológica para identificar zonas dónde la cobertura sedimentaria se encontrara presente, además de la accesibilidad a la zona (caminería nacional o departamental disponible) y por último la proximidad a pozos o sondeos geofísicos de los cuales ya se tenga información de la estratigrafía para correlacionar luego los resultados obtenidos del método HVSR.

Cabe señalar que algunos sondeos HVSR se ubican muy próximos a sondeos MT ya que ambos formaban parte de un mismo proyecto de investigación y coincidieron las campañas de adquisición de datos en ciertos días.

La campaña de adquisición comprendió 7 días de trabajo de campo, entre el 15 y el 23 de agosto de 2019. Se registraron datos HVSR de las tres componentes (N-S, E-O y Vertical) para cada punto de medición, con una duración entre 24 y 40 min (Fig. 24; ver Anexo 1) de acuerdo a las recomendaciones de Micromed (2009), donde se establece un tiempo de registro de 5 minutos para unidades estratigráficas muy superficiales (5 m), de 10 minutos para unidades estratigráficas dentro de los primeros 30 m a 50 m, y mayores a 15 minutos para unidades estratigráficas más profundas. La única excepción la constituyen los sondeos FC\_37 (14 min), FC\_38 (14 min) y FC\_065 (7 min), debido a una interrupción en la medida por factores externos.



Figura 24: Equipo Tromino (en color rojo) para la adquisición de datos HVSR, nivelado en el terreno, durante la programación del sondeo.

A su vez se tomaron en cuenta las recomendaciones del proyecto europeo SESAME (2004) para realizar cada medición. El equipo se fijó y se niveló en terreno natural (Fig. 24) y en algunos casos se lo cubrió con un recipiente plástico para evitar interferencias en el registro de la señal, relacionados a vientos. Asimismo, se evitó realizar mediciones en días con vientos fuertes y de lluvia ya que los golpes de las gotas de agua podían generar interferencias en el registro.

### 2.2.3.3. PROCESAMIENTO DIGITAL DE LOS REGISTROS HVSR

Para esta estimación de la relación entre los espectros de amplitud de Fourier de las componentes horizontal (H) y vertical (V) del ruido sísmico ambiental, es necesario el uso del procesamiento digital de las señales, utilizando diferentes tipos de filtros y técnicas de estimación de espectros (Sandoval y Vera, 2013).

El método de Nakamura requiere como entrada el cálculo de espectros por componentes del registro de ruido sísmico ambiental. En general, los algoritmos de cálculo del cociente espectral poseen los siguientes pasos (Fig. 25) (Ritta *et al.*, 2012; Soto *et al.*, 2010; Bonnefoy-Claudet *et al.*, 2008): a) Filtrado pasa-banda de cada una de las componentes para atenuar ruidos de baja y alta frecuencia; b) Separación en intervalos de tiempo (ventanas) de cada una de las señales componentes (N-S, E-O, y V); c) Cálculo de la Transformada Rápida de Fourier (FFT, *"Fast Fourier Transformation"*) dentro de cada una de las ventanas; d) Suavizado de la FFT dentro de cada una de las ventanas; e) Cálculo del cociente H/V dentro de cada ventana y f) Promediado de todas las ventanas de los cocientes (H/V).



Figura 25: Esquema del procesamiento de datos HVSR. Tomado de Serafini (2017).

La combinación de las componentes horizontales y vertical se realiza de la siguiente manera:

$$\frac{H_0}{V} = \sqrt{\frac{H^2_{E-W} + H^2_{N-S}}{2V^2}}$$
 (6)

donde  $H_{E-O}$ ,  $H_{N-S}$  y V son, respectivamente, las amplitudes espectrales de Fourier en las direcciones horizontales E-O, N-S y vertical (Ritta *et al.*, 2012).

El procesamiento de los registros para la obtención del cociente H/V se puede realizar por medio de distintos *softwares* como Matlab, Geopsy o Grilla. En este trabajo, se utilizó el *software* Grilla.

Procesamiento digital de los registros HVSR en software Grilla

El *software* Grilla es utilizado para importar, procesar y modelar los datos H/V. La ventaja de este *software* es que mediante un reporte de resultados es posible verificar el cumplimiento de nueve criterios de aceptación SESAME (2004) para la obtención de curvas H/V confiables y picos H/V claros.

Los principales pasos del procesamiento realizado en Grilla son el análisis estadístico de la calidad de los datos, la eliminación de cualquier parte ruidosa o de baja señal de los registros (Ej. filtrado de la señal en el tiempo, la variación del tamaño de las ventanas y el ajuste del suavizado utilizando ventanas de tipo triangular), la conversión de las 3 componentes de vibración de dominio de tiempo a frecuencia usando la Transformada Rápida de Fourier (Fig. 26), el cálculo de la relación H/V entre la componente horizontal (H) promediada y la componente vertical (V), exponiendo las gráficas H/V con las respectivas desviaciones estándar asociadas (Fig. 27).



Figura 26: Ejemplo de cálculo de la Transformada Rápida de Fourier en el software Grilla. En la parte superior se muestran los registros de las 3 componentes del registro HVSR en dominio de tiempo, la componente Horizontal (N-S) de color verde, la componente Horizontal (E-W) de color azul, y la componente Vertical (Arriba-Abajo) de color fucsia. La amplitud está representada en mm/s. En la parte inferior de la figura se muestra la Transformada Rápida de Fourier aplicada, haciendo la conversión a frecuencia. Tomado de Magnon, (2016).



Figura 27: Ejemplo de Espectro H/V en el software Grilla. El ruido sísmico ambiental se registra en el sitio de manera amplia. Sin embargo, se ha demostrado que la división de las componentes horizontales (H) por la componente vertical (V) tiene un poder de normalización eficaz que elimina la fuente y aumenta la respuesta del subsuelo, por lo que H/V permanece esencialmente sin cambios con el tiempo. Tomado de Magnon, (2016).

El equipo realiza internamente la adquisición y procesamiento inicial de los datos de modo que las curvas H/V que se exportan se corresponden con el registro del ruido sísmico ambiental.

En este trabajo, para el procesamiento de los registros HVSR se utilizó un tamaño de ventana de 20 segundos, con un suavizado del tipo de ventana triangular al 10%. A su vez, se eliminaron los ruidos transitorios, en ventanas seleccionadas donde la varianza superaba 15% la media.

A continuación en la figura 28 se muestra un ejemplo de las 3 componentes de ruido sísmico ambiental y el espectro H/V obtenido para el sondeo FC\_56.



Figura 28: Sondeo FC\_56. A) Gráfico de las 3 componentes del ruido sísmico ambiental (Horizontal N-S, Horizontal E-W y Vertical, con la Transformada Rápida de Fourier aplicada y suavizado de la señal. B) Espectro H/V.

### 2.2.3.4. INTERPRETACIÓN DE LOS DATOS: TIPOLOGÍA DE LAS CURVAS DE H/V

Los criterios entregados por SESAME (2004) se enfocan en la confiabilidad de la curva y en el tipo de pico que la misma exhibe, estableciéndose 3 criterios para determinar que la curva sea confiable (Tabla 1) y 6 criterios para identificar la presencia de un pico claro (Tabla 2). Estos criterios se basan en condiciones matemáticas que utilizan parámetros como la desviación estándar, amplitud en intervalos próximos al pico, número, largo y solape de ventanas, entre otros para asegurar que la adquisición y procesamiento de datos se realizó correctamente y además asegurar que la geometría de la curva cumple con las condiciones para lograr una estimación confiable de la frecuencia de resonancia fundamental de la capa superficial.

El primer paso es verificar la confiabilidad de las curvas espectrales H/V y luego proceder a la identificación de picos claros. Los 3 criterios para curva confiable son criterios de cumplimiento obligatorio ya que determinan que la curva sea estable y representativa. En cambio, los 6 criterios para pico claro son criterios recomendados, pero no excluyentes, ya que el hecho de que no se cumplan algunos de estos criterios, no implica que la curva H/V sea defectuosa sino la ausencia de contraste de impedancia significativo entre capas.

Tabla 1: Criterios para una curva confiable. Tomado de SESAME (2004).

Criterios para Curva Confiable					
i.	$f_0 > \frac{10}{l_w}$				
ii.	$n_c = l_w \cdot n_w \cdot f_0 > 200$				
iii.	$\sigma_{A}(f) < 2$ ; para 0.5 $f_0 < f < 2f_0 \text{ si } f_0 > 0.5 \text{ [Hz]}$				
	$\sigma_{A}(f) < 3$ ; para 0.5 $f_{0} < f < 2f_{0}$ si $f_{0} < 0.5$ [Hz]				

Tabla 2: Criterios para un pico claro. Tomado de SESAME (2004).

Criterios para Peak Claro						
i.	$\exists f^- \in \left[\frac{f_0}{4}, f_0\right] \mid A_{\frac{H}{V}}(f^-) < \frac{A_0}{2}$					
ii.	$\exists f^+ \in [f_0, 4f_0] \mid A_{\frac{H}{V}}(f^+) < \frac{A_0}{2}$					
iii.	$A_0 > 2$					
iv.	$f_{peak}\left[A_{\frac{H}{V}}(f) \pm \sigma_{A}(f)\right] = f_{0} \pm 5\%$					
٧.	$\sigma_f < \varepsilon(f_0)$					
vi.	$\sigma_{\!A}(f_0) < \theta(f_0)$					

Dónde:

- $f_0$ : Frecuencia de resonancia fundamental de la curva H/V
- $l_w$ : Longitud de la ventana
- *n*<sub>c</sub>: Número de ciclos significativos
- $n_{
  m w}$ : Número de ventanas seleccionadas para el promedio de la curva H/V
- (f): Desviación estándar de la  $A_{H/V}(f)$
- f- : Frecuencia entre  $f_0/4$  y  $f_0$  para que  $A_{H/V}(f-) < A_0/2$
- $A_{H/V}(f)$ : Amplitud de la curva H/V a una frecuencia f
- $A_0$ : Amplitud de la curva H/V asociada a la frecuencia  $f_0$
- f+ : Frecuencia entre  $f_0$  y 4 $f_0$  para que  $A_{H/V}(f$ +) <  $A_0/2$
- : Desviación estándar de la frecuencia de la curva H/V
- $(f_0)$ : Valor umbral para la condición de estabilidad  $\sigma f < \varepsilon(f_0)$
- $(f_0)$ : Valor umbral para la condición de estabilidad  $\sigma A(f_0) < \theta(f_0)$

Hz: Hertz

#### Pico Claro

Si la curva cumple al menos 5 de los 6 criterios para pico claro (Tabla 2), el valor de la frecuencia asociado al pico es considerado como una estimación confiable de la frecuencia fundamental de la capa superficial. En la figura 29 se muestra una curva H/V con pico claro.



Figura 29: Curva H/V con pico claro, ubicado a frecuencias bajas, con valores de amplitud alta. Tomado de SESAME (2004).

#### Curva Plana o Pico con Baja Amplitud en Frecuencias Bajas

Las curvas planas o con picos de baja amplitud (Fig. 30) pueden deberse a un bajo contraste de impedancia en profundidad. En caso que se tenga certeza de la presencia de una capa superficial "blanda", el problema puede ser explicado por malas condiciones climáticas, viento fuerte en el proceso de medición o mal acople suelo-sensor. Cuando curvas planas y/o picos de baja amplitud (<2) son observados en sitios donde no hay roca visible, es una fuerte indicación de la presencia de sedimentos muy consolidados sobre el basamento rocoso y en estos casos se esperan amplificaciones bajas (Bonnefoy-Claudet *et al.*, 2008; Bard, 1998; Konno y Ohmachi, 1998; Lachet y Bard, 1994).

De acuerdo a las indicaciones de SESAME (2004), en caso de picos de baja amplitud, la actitud más segura es abstenerse de hacer interpretaciones cuantitativas de la curva H/V. Aunque SESAME recomienda un nivel límite de amplitud de 2, existen estudios que son menos exigentes.



Figura 30: Curvas H/V planas y con baja amplitud a frecuencias bajas. Tomado de SESAME (2004).

#### Picos Anchos o Múltiples Picos

Los picos anchos o múltiples picos (Fig. 31) están relacionados a complejos campos de ondas debido a importantes variaciones 2D y 3D de la estructura subyacente. La propagación de ondas sísmicas incluye ondas difractadas (de cuerpo y superficiales) generadas a lo largo de pendientes pronunciadas y de discontinuidades.

En esta situación, el origen de la relación H/V no puede ser explicado por la propagación unidimensional de ondas ya que esta hipótesis no es válida. Por lo tanto, seleccionar una frecuencia de resonancia pico puede, en muchos casos, llevar a conclusiones erróneas y/o no confiables de la frecuencia de resonancia fundamental (Bonnefoy-Claudet *et al.,* 2008). Resultados recientes de simulaciones numéricas muestran que la frecuencia de resonancia 1D es sobreestimada por los picos de las curvas H/V (sobre 80%) en sitios donde hay pendientes pronunciadas (Guillier *et al.,* 2006). Dado lo anterior, se sugiere no determinar valores de frecuencia de resonancia fundamental de curvas con picos poco claros sin tener información de registros de terremotos.



Figura 31: Curva H/V con múltiples picos. Tomado de SESAME (2004).

#### **Dos Picos**

En algunos casos la curva H/V puede exhibir dos picos que satisfacen los criterios de pico claro, aunque es más bien extraño (Fig. 32). Investigaciones teóricas y numéricas han mostrado que esta situación ocurre cuando existen dos grandes contrastes de impedancia acústica a dos diferentes escalas: uno para una estructura profunda y otro para una estructura superficial. Un contraste de impedancia acústica a baja profundidad se debe a un comportamiento diferencial entre las capas sedimentarias, caracterizado por una frecuencia de resonancia F<sub>1</sub>. En cambio, el contraste de impedancia acústica a mayor profundidad se debe al contacto entre las capas sedimentarias y las rocas del basamento, caracterizado por la frecuencia de resonancia fundamental Siempre es la menor frecuencia de resonancia y es la que representa el contraste de impedancia acústica a mayor profundidad, por lo que F<sub>0</sub> es menor a F<sub>1</sub>. En estos casos se sugiere revisar la geología del sector y analizar la existencia de estratos "blandos" de poco espesor, sedimentos "duros" de gran espesor y un basamento rocoso de mucha dureza.



Figura 32: Curva H/V con 2 picos. Tomado de SESAME (2004).

#### 2.2.3.5. OBTENCIÓN DE TRANSECTAS 2D EN FRECUENCIAS Y PROFUNDIDAD

Las curvas H/V adquiridas a lo largo de los perfiles 2D (o 3D) se pueden reproducir como gráficos de contorno, donde los mismos tonos de color indican valores de igual amplitud H/V (Fig. 33). Dado que los valores de amplitud alta del cociente H/V (los llamados picos) indican contrastes de alta impedancia acústica en el subsuelo (reflectores), una imagen de contorno puede ayudar a identificar la continuidad lateral de los reflectores sísmicos. En este tipo de gráficos, el eje horizontal generalmente indica la distancia entre los puntos de medición, mientras que el eje vertical indica frecuencia o profundidad.



Figura 33: Ejemplo de visualización de los valores de amplitud de las curvas H/V pertenecientes a una transecta. Los tonos de color son proporcionales a la amplitud del cociente H/V de acuerdo con la escala de color a la derecha. La banda roja marca el desplazamiento de frecuencia del pico H/V a lo largo de la transecta evidenciando una interfaz de alto contraste de impedancia acústica entre 2 capas. Tomado de Moho (2017).

#### Transectas en Frecuencia

Las transectas HVSR procesadas en frecuencia, se obtuvieron utilizando el *software* IGS-HVSR-SF, a partir de los datos de amplitud H/V y frecuencias adquiridos para cada sondeo HVSR.

### Transectas en Profundidad

Las transectas procesadas en profundidad, se obtuvieron utilizando los *softwares* Grilla y Matlab.

En primera instancia, a partir de las curvas H/V, se obtuvo un modelo de capas y espesores para cada sondeo HVSR mediante el *software* Grilla. Dicho procedimiento debe realizarse de manera individual para cada registro HVSR y el mismo es explicado a continuación.

En primer lugar, se selecciona el registro con el que se va a trabajar (Fig. 34 A), y el *software* nos mostrará la curva H/V obtenida para dicho registro (curva de color rojo, Fig. 34 B). A su vez se visualiza una curva de color azul la cual es producto del ajuste manual realizado por el usuario al ingresar los parámetros de "Vs" y "h" para cada capa (Fig. 34 C), por lo que dicha curva representa un determinado modelo de capas interpretado para ese registro a nivel del subsuelo (Fig. 34 D).

La obtención de espesores para cada capa tiene sus fundamentos en la ecuación explicada anteriormente:

$$F_0 = \frac{v_s}{4h}$$

Esta ecuación se aplica a cada capa de manera individual, partiendo desde la capa más superficial a la más profunda. En principio la ecuación posee 2 incógnitas que se desconocen ("Vs" y "h"), por lo que para resolver la indeterminación de la ecuación y restringir el modelo es necesario conocer una de las 2 variables y de esta forma despejar la variable faltante. En el caso de "Vs", la misma se suele obtener a partir de otros ensayos geofísicos realizados (por ej: Análisis Multicanal de Ondas Superficiales, "MASW") o también a partir de valores tabulados. Para el caso de "h", se suele obtener a través de datos de pozos.



Figura 34: A) Selección del registro HVSR. B) Gráfico de la curva H/V calculada por el software (curva roja) y ajustada por el usuario (curva azul). C) Parámetros de "Vs" y "h" ingresados por el usuario para cada capa. D) representación del modelo de capas del subsuelo para dicho sondeo HVSR.

Luego de obtenido el modelo de capas para cada sondeo HVSR en el *software* Grilla, se agrupan los sondeos HVSR formando transectas y se exportan los archivos "Height.dat" (correspondiente a los valores de profundidad en m), "x.dat" (correspondiente a los valores de distancia entre los sondeos en m) y "logHV.dat" (correspondiente a los valores de amplitud representada en log<sub>10</sub> de H/V).

Es preciso mencionar que los datos se pueden exportar como amplitud H/V o  $\log_{10}H/V$ , pero se recomienda esta última opción ya que la escala logarítmica tiende a suavizar las diferencias de amplitud, pero generalmente proporciona gráficos más fáciles de leer en términos de extensión lateral de los reflectores sísmicos.

Posteriormente utilizando el *software* Matlab, se cargan los archivos "Height.dat", "x.dat" y "logHV.dat" y se genera la representación en profundidad para cada transecta con los correspondientes valores de amplitud H/V o  $\log_{10}H/V$ .

### 2.2.4. MAPAS DE CONTORNO ESTRUCTURAL E ISÓPACAS

Para la obtención de mapas de contorno estructural e isópacas se utilizó el *software* Kingdom, el cual tiene, además de todas las ventajas que ofrece un SIG, la posibilidad de presentar y analizar datos en profundidad, tales como la estratigrafía de un pozo o cortes geológicos/geofísicos. Se partió de la información de los pozos (Medina y Pirelli 1995, PRENADER, pozos históricos) y sondeos geofísicos (HVSR, SEL, MT de Vivanco (2017) y MT de Plenc (2021)) de la CLM.

A los sondeos HVSR, se les asignó la información correspondiente a la base y tope de la cobertura sedimentaria, en el *software* Kingdom para luego obtener los mapas de contorno estructural (base y tope) e isópacas de la cobertura sedimentaria de la cuenca.

Para el tope de la cobertura sedimentaria se utilizó el valor de la cota (obtenido del MDT del vuelo de la IDE), correspondiente al lugar donde se realizó el pozo o sondeo geofísico.

Para la base de la cobertura sedimentaria, se utilizó el valor de la profundidad del contacto entre la cobertura sedimentaria y el basamento cristalino o litologías ígneas mesozoicas. Se descartaron los pozos donde a pesar de tener registro de cobertura sedimentaria, no se alcanzó el contacto con el basamento o las litologías ígneas mesozoicas, como fue el caso de algunos pozos de PRENADER (Ver Anexo 2).

Los mapas de la base y el tope de la cobertura sedimentaria se obtuvieron mediante la creación de 2 grillas utilizando los datos correspondientes a la base y tope de la cobertura sedimentaria, respectivamente. Los límites de las grillas (mapas) se acotaron a las zonas de mayor densidad de información ya sea de pozos y/o sondeos geofísicos, sin extender la interpolación a zonas periféricas carentes de datos. El algoritmo de interpolación utilizado para ambos mapas fue *"Flex Gridding"*.

El mapa de isópacas se obtuvo a partir de la resta entre ambas grillas (base y tope de la cobertura sedimentaria) mediante la herramienta "*Math on two maps*".

#### **3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

## 3.1. MAPAS DE RELIEVE Y PENDIENTES

En las figuras 35 y 36 se presentan los mapas de relieve y pendientes de la CLM, respectivamente.



Figura 35: Mapa de relieve para la CLM, elaborado a partir del MDT de la IDE (2017). Se indica además la ubicación de las cinco transectas HVSR con sus respectivos tramos y los pozos históricos de la CLM. Sistema de Coordenadas Geográficas, Datum WGS84.



Figura 36: Mapa de pendientes de la CLM, elaborado a partir del MDT de la IDE (2017). Se indica además la ubicación de las cinco transectas HVSR con sus respectivos tramos y los pozos históricos de la CLM. Sistema de Coordenadas Geográficas, Datum WGS84.

Al superponer estos mapas con la carta geológica de Preciozzi *et al.*, (1985) se observa que los sectores con intervalos de cotas entre 0 m y 20 m (Fig. 35), presentan pendientes predominantes entre 0° y 5° (Fig. 36) y se corresponden con áreas de cobertura sedimentaria de la CLM (formaciones Paso del Puerto, Chuy, Dolores, Villa Soriano y depósitos actuales). Estos sectores constituyen extensas áreas homogéneas. De acuerdo a Panario *et al.*, (2015) (Fig. 3), este sector se corresponde principalmente al Distrito "Plano".

En cambio, los sectores con valores de cotas mayores a 80 m (Fig. 35), presentan pendientes entre 5° y 15° predominantemente (alcanzando excepcionalmente valores de hasta 85°) (Fig. 36) y se corresponden con áreas de afloramientos de rocas ígneas (rocas volcánicas mesozoicas y basamento cristalino precámbrico). Estos sectores se presentan aislados, localizándose los afloramientos del basamento cristalino precámbrico hacia los bordes de la CLM y las rocas volcánicas mesozoicas con una distribución más amplia (ej: las sierras de Lascano, los Ajos, San Miguel y el Macizo Alcalino Valle Chico). De acuerdo a Panario *et al.*, (2015) (Fig. 3), este sector se corresponde principalmente a los Distritos "Ondulado Fuerte" y "Serrano".

Adicionalmente, los sectores con intervalos de cotas entre 20 m y 80 m (Fig. 35), presentan pendientes entre 5° y 15° predominantemente (Fig. 36) y se corresponden con áreas de cobertura sedimentaria (formaciones Paso del Puerto y Libertad) y afloramientos de rocas ígneas (Formación Puerto Gómez). Estos sectores se presentan hacia los bordes de la CLM, y de acuerdo a Panario *et al.*, (2015) (Fig. 3), se corresponden principalmente a los Distritos "Plano Suave" y "Plano Fuerte".

De un modo general, se observó una relación entre los mapas de relieve y pendientes obtenidos y las unidades aflorantes en la CLM según la carta geológica de Preciozzi *et al.*, (1985). Por lo tanto, es posible realizar, de manera preliminar, a partir de los mismos la distinción entre cobertura sedimentaria y rocas ígneas, a efectos de contrastarlos con las transectas HVSR. Esto es particularmente cierto en lo que respecta a los sectores comprendidos en el intervalo de cotas entre 0 m y 20 m y cotas mayores a 80 m, dificultándose la distinción entre cobertura sedimentaria y rocas sectores compas, para los sectores con intervalos de cotas entre 20 m y 80 m.

### 3.2. DESCRIPCIÓN DE POZOS

En este trabajo se realizó la revisión y descripción litológica de 4 de los pozos históricos presentes en la CLM, denominados Rincón de Gabito, La Catumbera, Chuy y 18 de Julio (Tabla 3, Fig. 37). Los pozos constituyen un registro de más de 500 m, con profundidades totales comprendidas entre 118 y 224 m. El quinto pozo histórico (Puerto Gómez), fue descrito en detalle por Vivanco (2017).

Denominación del	Coordenadas geográficas		Año de	Profundidad
Pozo e ID	Latitud (S)	Longitud (O)	perforación	Total (m)
DINAMIGE				
Rincón de Gabito	33°12'46.23"	53°40'19.32"	1949	224
(DIN A 436/1)				
La Catumbera	32°39'35.76"	53°22'52.51"	1949	137
(477)				
Chuy (DIN A	33°42'3.53"	53°27'27.67"	1946	141
364/1)				
18 de Julio (DIN A	33°40'52.43"	53°33'33.90"	1978	118
1235/1)				

Tabla 3: Pozos históricos de la CLM.



Figura 37: Ubicación de los pozos históricos en la CLM. Sistema de Coordenadas Geográficas, Datum WGS84.

A continuación, se presenta el perfil estratigráfico y una descripción litológica general de cada uno de los pozos estudiados. La descripción litológica detallada se encuentra en el Anexo 3.

## 3.2.1. POZO RINCÓN DE GABITO

En la figura 38 se presenta el perfil litológico y litoestratigráfico del pozo, elaborado a partir de la información recabada en la Litoteca de DINAMIGE e información procedente de trabajos antecedentes regionales y locales (Bossi, 1966; Montaña y Bossi, 1995). Adicionalmente, se presenta una sección en detalle del intervalo ubicado en la base del pozo, correspondiente a rocas volcánicas mesozoicas.



Figura 38: Perfil litológico y litoestratigráfico del pozo Rincón de Gabito, exhibiendo un detalle del intervalo correspondiente a las rocas volcánicas mesozoicas (intervalo 182 m – 224 m).

El pozo Rincón de Gabito posee una profundidad de 224 m, registrando espesores de 182 m de cobertura sedimentaria y de 42 m de rocas volcánicas mesozoicas.

La cobertura sedimentaria está representada de base a tope por las formaciones Fray Bentos, Camacho/Raigón, faltando registro de los primeros 49,5 m los cuales han sido descritos como "conglomerados y areniscas terciarias" y "sedimentos cuaternarios" por Bossi, (1966) y Bossi y Navarro (1988), respectivamente.

La cobertura sedimentaria presenta una gran heterogeneidad litológica, estando integrada por las siguientes unidades:

La Formación Fray Bentos se presenta en discontinuidad hacia la base con las litologías ígneas de las formaciones Puerto Gómez y Arequita. Está integrada mayoritariamente por limolitas de coloración marrón claro a marrón oscuro y anaranjado. Se presentan masivas y bien seleccionadas. Suelen presentar carbonato de calcio en forma de venillas y/o cemento carbonático.

Las formaciones Camacho y Raigón, presenta contacto neto en la base con la Formación Fray Bentos, no siendo posible la distinción entre las mismas. Están compuestas predominantemente por arcillitas y lutitas en la base, y limolitas desde la parte media hacia el tope. Las lutitas son gris oscuras, laminadas y bien seleccionadas, mientras que las arcillitas son gris verdosas o gris amarronadas, masivas, bien seleccionadas y en ocasiones presentan fragmentos de conchillas. Las limolitas son gris verdosas o amarronadas, masivas, bien seleccionadas. A lo largo de todo el intervalo ocurren intercalaciones de niveles de arenas (excepcionalmente areniscas), hacia la base arenas muy gruesas a sabulíticas, hacia la parte media, arenas medias y hacia el tope se encuentran arenas medias a gruesas. Las arenas son gris blancas, gris amarronadas o amarillas fuertes, y en la composición de los clastos predomina el cuarzo sobre los feldespatos y los fragmentos líticos y/o minerales pesados.

#### 3.2.2. POZO LA CATUMBERA

En la figura 39 se presenta el perfil litológico y litoestratigráfico del pozo, elaborado a partir de la información recabada en la Litoteca de DINAMIGE e información procedente de trabajos antecedentes regionales y locales (Bossi, 1966, Bossi *et al.*, 1998). En este pozo se constató la mayor ausencia de registro, con varios intervalos sin muestras de roca.



Figura 39: Perfil litológico y litoestratigráfico del pozo La Catumbera.

El pozo La Catumbera posee una profundidad de 140 m, registrando espesores de 125 m de cobertura sedimentaria y de 15 m de rocas del basamento cristalino.

La cobertura sedimentaria está representada de base a tope por las formaciones Fray Bentos, Camacho/Raigón y Dolores.

La Formación Fray Bentos se presenta en discontinuidad hacia la base con las litologías ígneas del basamento cristalino precámbrico. Está integrada mayoritariamente por limolitas marrón claras, masivas y bien seleccionadas. Suelen presentar carbonato de calcio en forma de venillas y/o cemento carbonático.

Las formaciones Camacho y Raigón están compuestas por niveles de arenas (excepcionalmente areniscas) a lo largo de todo el intervalo, de granulometrías finas y muy gruesas hacia la base, y medias a gruesas desde la parte media hacia el tope. Las arenas son generalmente gris amarronadas, en casos puntuales amarillas anaranjadas y excepcionalmente verdes oscuras, y en la composición de los clastos predomina el cuarzo sobre los feldespatos y los fragmentos líticos y/o minerales pesados. Adicionalmente, se intercalan niveles de gravas finas desde la base hasta la parte media, y en la composición de los clastos predomina el cuarzo sobre los feldespatos y

los fragmentos líticos y/o minerales pesados, y en otros casos predominan los líticos y/o minerales pesados sobre el cuarzo y los feldespatos. En ocasiones dichos niveles de gravas finas pueden tener en menor proporción arenas finas a gruesas.

Por último, la Formación Dolores presenta contacto neto en la base con las unidades subyacentes. Está integrada por arcillas gris verdosas, masivas y bien seleccionadas, a veces algo arenosas. Hacia la parte media se intercala un nivel de arena media a gruesa. Las arenas son gris anaranjadas y en la composición de los clastos predomina cuarzo sobre feldespatos y fragmentos líticos y/o minerales pesados.

# 3.2.3. POZO CHUY

En la figura 40 se presenta el perfil litológico y litoestratigráfico del pozo, elaborado a partir de la información recabada en la Litoteca de DINAMIGE e información procedente de trabajos antecedentes regionales y locales (Bossi, 1966; Ecochart, 1970; Sprechman, 1978; Goso, 1985).



Figura 40: Perfil litológico y litoestratigráfico del pozo Chuy.

El pozo Chuy posee una profundidad de 138,9 m, registrando espesores de 137,9 m de cobertura sedimentaria y 2 m de una roca muy consolidada, de naturaleza ígnea o metamórfica, ubicada en el final del pozo, para la cual se dificultó su descripción debido a que las muestras consisten en fragmentos muy pequeños y presentan un mal estado de preservación (Ver Anexo 3).

De acuerdo a Bossi (1966), las litologías del final del pozo Chuy corresponden a anfibolitas del basamento cristalino precámbrico, y según Goso (1985), a basaltos mesozoicos de la Formación Puerto Gómez. Dichas interpretaciones no influyen en los resultados de datos HVSR, ya que ambas litologías (anfibolitas o basaltos) generan un contraste de impedancia acústica significativo en relación a la cobertura sedimentaria suprayacente.

Continuando con la descripción del pozo Chuy, la cobertura sedimentaria está representada de base a tope por las formaciones Camacho, Raigón, Chuy, Libertad y Dolores.

La Formación Camacho se presenta en discontinuidad respecto a las litologías ígneas del basamento cristalino precámbrico. Está integrada por gravas finas hacia la base (las cuales suelen presentar arenas muy gruesas), seguido hacia la parte media de arenas muy gruesas, y hacia el tope arcillitas. Las gravas finas son grises, mientras que las arenas muy gruesas gris a gris amarronadas, y en la composición de los clastos predomina cuarzo sobre feldespatos y fragmentos líticos y/o minerales pesados. Las arcillitas son gris amarronadas, masivas y bien seleccionadas. En ocasiones las arenas muy gruesas y arcillitas presentan fragmentos de conchillas.

La Formación Raigón presenta contacto neto en la base y está compuesta por intercalaciones de niveles de gravas finas y arenas con granulometrías muy variables (desde finas a muy gruesas, predominando gruesas y muy gruesas. En los niveles de gravas finas, la composición de los clastos es variada, de manera general suelen predominar los clastos de cuarzo sobre los fragmentos líticos y feldespatos. Las arenas son gris amarronadas y en la composición de los clastos predomina el cuarzo sobre los feldespatos y los fragmentos líticos y/o minerales pesados. Hacia la base se intercalan limolitas gris claras amarronadas y hacia la parte media arcillitas gris amarronadas, ambas litologías algo arenosas.

Las formaciones Chuy y Libertad se presentan intercaladas, distinguiéndose de base a tope los episodios Chuy I, Libertad I, Chuy II, Libertad II y Chuy III, siendo netas sus relaciones de contacto.

La Formación Chuy está integrada por arcillas y arenas. Las arcillas son gris oscuras, masivas y bien seleccionadas, y en ocasiones presentan fragmentos de conchillas. Las arenas son gris amarronadas claras o amarillas fuertes, con granulometrías finas y medias, y en la composición de los clastos predomina el cuarzo sobre los feldespatos y los fragmentos líticos y/o minerales pesados.

En cambio, la Formación Libertad está integrada por arcillas gris oscuras, masivas y bien seleccionadas.

Por último, la Formación Dolores presenta contacto neto en la base y está integrada por limos marrón claros, masivos y bien seleccionados.

### 3.2.4. POZO 18 DE JULIO

En la figura 41 se presenta el perfil litológico y litoestratigráfico del pozo, elaborado a partir de la información recabada en la Litoteca de DINAMIGE. A diferencia de los pozos anteriores, este pozo no cuenta con información procedente de trabajos antecedentes regionales y locales.



Figura 41: Perfil litológico y litoestratigráfico del pozo 18 de Julio.

El pozo 18 de Julio posee una profundidad de 118 m, registrando espesores de 18 m de cobertura sedimentaria y de 100 m de rocas volcánicas mesozoicas.

La cobertura sedimentaria está representada por la Formación Dolores y está integrada por arcillas marrones claras o grisáceas, masivas y bien seleccionadas. En ocasiones se presentan algo arenosas.

### 3.3. REGISTROS HVSR

### 3.3.1. CURVAS H/V

Todas las curvas H/V obtenidas cumplieron con los 3 criterios establecidos por la Guía SESAME 2004 para una "Curva Confiable".

En cuanto a los criterios establecidos para el denominado "Pico Claro" se cumplen la mayoría de ellos, aunque en algunos casos no todos, para todas las curvas. Cabe recordar que el cumplimiento de los criterios para un pico claro no es excluyente, ya que estos criterios se cumplen únicamente en los casos que exista un gran contraste de impedancia acústica entre capas.

Analizando visualmente las respuestas de las curvas H/V obtenidas para la totalidad de sondeos HVSR efectuados, se determinaron 5 tipos de curvas diferentes. A continuación, se muestra un ejemplo para cada tipo de curva.

El primer tipo de curva H/V se caracteriza por la presencia de valores de amplitud bajos (menores o iguales a 2), excepto en las frecuencias bajas (cercanas a 1 Hz) donde la amplitud es un poco mayor (cercana a 3). En todo el rango de frecuencias no se observan valores de amplitud que varíen significativamente entre sí, por lo que no se identifica ningún pico que cumpla con los criterios de pico claro, generándose una curva que tiende a ser plana, al no existir un fuerte contraste de impedancia entre las capas en el subsuelo. Un ejemplo de este tipo de curva se corresponde con el sondeo FC\_17 (Fig. 42).



Figura 42: Curva H/V obtenida para el sondeo FC\_17. Es un tipo de curva caracterizada por ser relativamente plana con presencia de picos anchos de baja amplitud.

El sondeo FC\_17 fue realizado en un área donde aflora la Formación Arequita (Fig. 43), lo cual explica la ausencia de un contraste de impedancia significativo y con ello la ausencia de un pico claro.



Figura 43: Ubicación de los sondeos HVSR FC\_17, FC\_18, FC\_19, FC\_42 y FC\_46, sobre la Carta Geológica escala 1:500.000 de Preciozzi et al., (1985). Sistema de Coordenadas UTM Zona 22 S, Datum WGS84.

El segundo tipo de curva H/V se caracteriza por la presencia de un único pico claro, ubicado a frecuencias cercanas a los 3 Hz, con valores de amplitud altos (cercanos a 8), correspondiente a la frecuencia de resonancia fundamental de la capa superficial. Dicho pico es fácilmente identificable ya que para las demás frecuencias los valores de

amplitud son bajos ( $\leq$  a 2). Un ejemplo de este tipo de curva se corresponde con el sondeo FC\_18 (Fig. 44).



Figura 44: Curva H/V obtenida para el sondeo FC\_18. Es un tipo de curva caracterizada por la presencia de un único pico claro, el cual presenta amplitud alta (cercana a 8).

El sondeo FC\_18 fue realizado sobre sedimentos actuales (Fig. 43) y la curva H/V resultante muestra el contraste de impedancia entre las capas sedimentarias superficiales y el basamento. Un aspecto a mencionar del sondeo FC\_18 es que a pesar de estar ubicado muy próximo al río Cebollatí, el cual se corresponde con la expresión superficial de la falla que constituye el límite norte de la CLM según Rossello *et al.*, (1999; 2000) y Veroslavsky *et al.*, (2004), no se observaron efectos 2D y 3D esperables para una zona de falla que dificultaran la identificación de un pico claro.

El tercer tipo de curva H/V es de similares características al mencionado anteriormente, caracterizándose también por la presencia de un único pico claro, ubicado a frecuencias cercanas a los 3 Hz, pero en este caso con un valor de amplitud intermedio (cercano a 5), el cual igualmente representa un contraste de impedancia acústica significativo entre las capas del subsuelo. Un ejemplo de este tipo de curva se corresponde con el sondeo FC\_19 (Fig. 45).



Figura 45: Curva H/V obtenida para el sondeo FC\_19. Es un tipo de curva caracterizada por la presencia de un único pico claro, el cual presenta amplitud intermedia (cercana a 5).

Las curvas H/V de los sondeos FC\_18 y FC\_19 evidencian que el contraste de impedancia es mayor en el primero, lo que muestra coherencia con la geología del lugar, ya que el sondeo FC\_19 se realizó sobre sedimentos de la Formación Dolores (Fig. 43), los que seguramente son menos "blandos" que los sedimentos actuales sobre los que se realizó el sondeo FC\_18.

El cuarto tipo de curva H/V es de similares características al primer tipo de curva H/V, caracterizándose también por la ausencia de picos claros, observándose una curva prácticamente plana, pero en este caso con valores de amplitud más bajos ( $\leq$  a 1), para todo el rango de frecuencias sin evidenciar un marcado contraste de impedancia acústica entre las capas en el subsuelo. Un ejemplo de este tipo de curva se corresponde con el sondeo FC\_42 (Fig. 46).



Figura 46: Curva H/V obtenida para el sondeo FC\_42. Es un tipo de curva caracterizada por ser prácticamente plana con valores de amplitud muy bajos (cercanos a 1).

El sondeo FC\_42 fue realizado sobre sedimentos de la Formación Paso del Puerto, aunque las litologías ígneas se presentan a escasa profundidad. La ausencia de contraste de impedancia quizás pueda deberse a que el espesor del material sedimentario es muy escaso. Esto último se evidencia en el pozo 2172 de PRENADER (ubicado a menos de 2km) (Fig. 43), el cual presenta sólo 4 m de cobertura sedimentaria sobre las rocas ígneas.

El quinto tipo de curva H/V se caracteriza por la presencia de 2 picos, un pico ancho ubicado a frecuencias cercanas a 0.1 Hz y un pico claro ubicado a frecuencias cercanas a los 3 Hz, ambos con valores de amplitud altos (cercanos a 8), fácilmente identificables ya que para las demás frecuencias los valores de amplitud son bajos ( $\leq$  a 2). Un ejemplo de este tipo de curva se corresponde con el sondeo FC\_46 (Fig. 47).



Figura 47: Curva H/V obtenida para el sondeo FC\_46. Es un tipo de curva caracterizada por presentar 2 picos, un pico ancho de alta amplitud (cercana a 8) ubicado a frecuencias bajas y un pico claro de amplitud alta (cercana a 8) ubicado a frecuencias más altas respecto al pico anterior.

La presencia de 2 picos puede deberse a la existencia de por lo menos 3 capas con distinto comportamiento mecánico, existiendo 2 contactos con alto contraste de impedancia acústica, donde el contacto más profundo corresponde a las frecuencias más bajas. El hecho de que el pico a frecuencias bajas sea ancho puede responder a comportamientos 2D o 3D del subsuelo. A 2 km del sondeo se realizó el Sondeo Eléctrico Vertical de Largo Alcance (SEL 10, Fig. 43), en el cual se evidencian varias capas con resistividades muy diferentes; esto podría explicar la existencia de más de un pico de amplitud en la curva H/V. El sondeo FC\_46 se realizó sobre la Formación Dolores (Fig. 43), lo cual es coherente con la presencia de al menos 1 pico entre sedimentos "blandos" – basamento rocoso.

#### 3.3.2. TRANSECTAS 2D EN FRECUENCIA Y PROFUNDIDAD

A partir de los 72 sondeos HVSR adquiridos, se realizaron 5 transectas 2D, denominadas A, B, C, D y E (Fig. 48), las que fueron procesadas en frecuencia y profundidad.



54°0'0"W

Figura 48: Ubicación de las Transectas HVSR (A hasta E) y los sondeos HVSR que componen a las mismas, superpuestos a la Carta Geológica de Preciozzi et al. (1985). LCM: Lineamiento Cebollatí-Merín; LAIC: Lineamiento Aiguá-India Muerta-Chuy. Sistema de Coordenadas Geográficas, Datum WGS84.

Las transectas en profundidad se presentan en 2 escalas verticales diferentes (160 m y 700 m), a efectos de mejorar la visualización.

A continuación, se presentan las 5 transectas HVSR obtenidas, tanto en frecuencias como en profundidad.

### Transecta HVSR A:

La transecta A posee una longitud de 53 km, con una orientación SO-NE y se ubica sobre afloramientos de unidades sedimentarias cenozoicas e ígneas mesozoicas (Fig. 49). Tomando el inicio de la transecta A al SO y su final hacia el NE, se identifican 3 tramos, los cuales se caracterizan a continuación (Fig. 49).



Figura 49: Transecta A representada por la línea azul. Las líneas gruesas de color negro representan las separaciones entre los tramos 1, 2 y 3. En trazo gris se muestra la ubicación de las transectas HVSR "B", "D" y "E". LCM: Lineamiento Cebollatí-Merín; LAIC: Lineamiento Aiguá-India Muerta-Chuy. Sistema de Coordenadas UTM Zona 22 S, Datum WGS84. El tramo 1 de la transecta A presenta una longitud de 10 km, y se localiza sobre cobertura sedimentaria correspondiente a las formaciones Libertad y Dolores (Fig. 49), entre las cotas de 20 m y 80 m (Fig. 35), presentado pendientes predominantemente entre 0° y 5° (Fig. 36).

En el análisis en frecuencias (Fig. 50 A), la interfaz de contacto entre el suelo y la cobertura sedimentaria se ubica a frecuencias cercanas a  $10^2$  Hz, representada por reflectores con valores de amplitud baja a intermedia (entre 2 y 4, color naranja claro), tanto para el tramo 1 como para los tramos 2 y 3. Este límite es fácilmente identificable respecto a la capa de suelo ubicada a frecuencias > a  $10^2$  Hz, caracterizada por su homogeneidad dada por valores de amplitud de 0 (color blanco). En el procesamiento en profundidad (Fig. 50 B y C) la interfaz suelo – cobertura sedimentaria no se visualiza debido a la escasa profundidad a la que se encuentra (profundidad de 1 m, según información de pozos históricos, pozos Medina y Pirelli (1995) y pozos PRENADER).

Continuando con el análisis en frecuencias para el tramo 1 (Fig. 50 A), sobre el inicio, se observa un reflector sub-horizontal con valores de amplitud intermedios (entre 3 y 5, color naranja a marrón claro), situado a frecuencias cercanas a  $10^1$  Hz, el cual continúa hacia el NE, ubicándose a frecuencias más altas, pero siempre en el entorno de  $10^1$  Hz. Dicho reflector se corresponde con un horizonte, con valores de log H/V intermedios (entre 0.4 y 0.6, color amarillo y naranja) (Fig. 50 B y C), el cual presenta una extensión horizontal de 8 km, situado a profundidades cercanas a los 25 m, marcando una interfaz con fuerte contraste de impedancia acústica, correspondiente al contacto entre la base de la cobertura sedimentaria y rocas ígneas.

La presencia de cobertura sedimentaria con espesores < a 25 m para el tramo 1 de la transecta A es coherente con el pozo PRN 756, en el cual se perforaron 21 m de sedimentos y el SEL 9, en el cual para los primeros 15 m de profundidad se identifica una capa de baja resistividad (8 ohm.m), interpretada como sedimentos.

Adicionalmente, en el tramo 1 de la transecta A, se observa la presencia de una geometría sub-circular, situada a frecuencias < a  $10^{0}$  Hz y caracterizada por valores de amplitud altos (Fig. 50 A). Este tipo de geometrías está presente a lo largo de todas las transectas HVSR (A, B, C, D y E), en los intervalos interpretados como rocas ígneas, y de manera excepcional en el contacto entre cobertura sedimentaria – rocas ígneas, presentando valores altos tanto de amplitud (cercanos a 7), como de log H/V (> a 0.6).


Figura 50: Se observan los 3 tramos que componen a la transecta A. "HVSR": transecta HVSR en intersección con transecta HVSR A; "MT\_T": sondeo magnetotelúrico Plenc (2021); "MT\_V": sondeo magnetotelúrico Vivanco (2017); "SEL": Sondeo eléctrico vertical de largo alcance Medina y Pirelli (1995). "PRN": pozo PRENADER; "215.P": pozo Medina y Pirelli (1995). En línea punteada de color negro se indica la presencia de estructuras subcirculares. A) Transecta A procesada en frecuencia. B) Transecta A procesada en profundidad, hasta 160 m. C) Transecta A procesada en profundidad, hasta 700 m.



El tramo 2 de la transecta A presenta una longitud de 15 km, y se localiza predominantemente sobre afloramientos de rocas ígneas (formaciones Puerto Gómez y Arequita) (Fig. 49). Estas litologías se corresponden con las sierras de Lascano, en cotas que van entre los 80 m y 170 m (Fig. 35), presentado pendientes entre 5° y 15°, pudiendo alcanzar 30° y excepcionalmente, 50° (Fig. 36). Subordinadamente, se encuentran pequeños parches de cobertura sedimentaria correspondientes a las formaciones Paso del Puerto y Dolores (Fig. 49), a cotas entre los 20 m y 80 m (Fig. 35), presentado pendientes predominantemente entre 0° y 5° (Fig. 36).

En el análisis en frecuencias (Fig. 50 A), se observa un parche homogéneo con valores de amplitud bajos (< a 2, color blanco a naranja muy claro), situado a frecuencias entre  $10^1$  Hz y  $10^2$  Hz. El mismo es identificado, asimismo, en el análisis en profundidad (Fig. 50 B y C), con valores de log H/V bajos (entre - 0.2 y 0.2, color celeste y verde), en una extensión horizontal de 10 km, situado a profundidades entre 0 m y 25 m, sin evidenciar una interfaz con fuerte contraste de impedancia acústica, tratándose de una misma unidad litológica, en este caso las rocas ígneas aflorantes. Esta interpretación es coherente con el SEL 3 en el cual se identifican para los primeros 1082 m de profundidad capas de alta resistividad (120 y 300 ohm.m), interpretadas como rocas ígneas.

Asimismo, en el tramo 2 de la transecta A, en el análisis en frecuencias (Fig. 50 A) y profundidad (Fig. 50 B y C), a frecuencias < a  $10^1$  Hz y profundidades > a los 25 m, se observan 2 geometrías sub-circulares dentro del intervalo de rocas ígneas.

El tramo 3 de la transecta A presenta una longitud de 28 km, y se localiza sobre cobertura sedimentaria correspondiente a las formaciones Paso del Puerto, Dolores y Villa Soriano (Fig. 49), a cotas entre los 10 m y 20 m (Fig. 35), presentado pendientes entre los 0° y 5° (Fig. 36).

En el análisis de frecuencias (Fig. 50 A), sobre el inicio, se observa un reflector subhorizontal con valores de amplitud altos (> a 6, color naranja a marrón oscuro), situado a frecuencias cercanas a 10<sup>1</sup> Hz, el cual se continúa hacia el NE, ubicándose a frecuencias más bajas (entre 10<sup>1</sup> Hz y 10<sup>0</sup> Hz) hasta la ubicación del pozo 215.P6, y manteniéndose en el mismo rango de frecuencias hasta la ubicación del SEL 7. Continuando hacia el NE, se observa un quiebre abrupto de dicho reflector situándose a frecuencias más bajas (< a  $10^{\circ}$  Hz) y manteniéndose en ese rango de frecuencias hasta el final del tramo 3 de la transecta A. Este reflector sub-horizontal, también es identificado en el análisis en profundidad (Fig. 50 B y C), el cual posee valores de log H/V intermedios a altos (entre 0.6 y 0.8, color naranja y rojo) marcando una interfaz con fuerte contraste de impedancia acústica, correspondiente al contacto entre la cobertura sedimentaria y las rocas ígneas. Dicho reflector posee una extensión horizontal de 28 km, situándose a profundidades cercanas a los 5 m sobre el inicio del tramo 3 en la ubicación del pozo PRN 1967, continuándose hacia el NE a profundidades cercanas a los 25 m hasta la ubicación del SEL 7 y a partir de dicha ubicación, se lo observa a profundidades de 300 m disminuyendo gradualmente hasta los 200 m sobre el final del tramo 3.

La presencia de cobertura sedimentaria en el rango de espesores interpretados anteriormente, es coherente con la información de pozos y sondeos geofísicos, donde se perforaron o interpretaron los siguientes espesores de cobertura sedimentaria, el pozo PRN 1967 (5 m), el pozo 215.P6 (25 m), el SEL 7 (26 m), los sondeos MT T1\_5 y T1\_6 (250 m), el sondeo MT T2\_9 (250 m) y el sondeo MT\_V4 (250 m).

Adicionalmente, en el tramo 3 de la transecta A, en el análisis en frecuencias (Fig. 50 A) y profundidad (Fig. 50 B y C), a frecuencias < a  $10^{0}$  Hz y profundidades entre los 200 m y 400 m, se observan 3 geometrías sub-circulares, dos de ellas dentro del intervalo de rocas ígneas y la restante en el contacto entre cobertura sedimentaria – rocas ígneas.

# Transecta HVSR B:

La transecta B posee una longitud de 64 km, con una orientación NO-SE y se ubica sobre afloramientos de unidades sedimentarias cenozoicas e ígneas mesozoicas (Fig. 51). Tomando el inicio de la transecta B al NO y su final hacia el SE, se identifican 2 tramos, los cuales se caracterizan a continuación (Fig. 51).





El tramo 1 de la transecta B presenta una longitud de 40 km, y se localiza sobre cobertura sedimentaria correspondiente a las formaciones Paso del Puerto, Dolores, Villa Soriano y depósitos actuales (Fig. 51), entre las cotas de 10 m y 20 m (Fig. 35), presentado pendientes entre 0° y 5° (Fig. 36).

En el análisis en frecuencias (Fig. 52 A) y profundidad (Fig. 52 B y C) se interpreta el suelo con iguales características que en la transecta A, tanto para el tramo 1 como para el tramo 2 de la transecta B.

Continuando con el análisis en frecuencias para el tramo 1 (Fig. 52 A), sobre el inicio, se observa un reflector sub-horizontal con valores de amplitud intermedios a altos (entre 4 y 7, color naranja a marrón oscuro), situado a frecuencias cercanas a 10<sup>0</sup> Hz, el cual continúa hacia el SE, ubicándose a frecuencias más altas, pero siempre en el entorno de 10<sup>0</sup> Hz. Este reflector sub-horizontal, también es identificado en el análisis en profundidad (Fig. 52 B y C), el cual posee valores de log H/V intermedios a altos (entre 0.4 y 0.8, color naranja y rojo) marcando una interfaz con fuerte contraste de impedancia acústica, correspondiente al contacto entre la cobertura sedimentaria y las rocas ígneas. Dicho reflector posee una extensión horizontal de 40 km, situándose a profundidades cercanas a los 80 m sobre el inicio del tramo 1 hasta la ubicación del sondeo MT\_T1\_3, y a partir de dicha ubicación, hacia el SE, se lo observa a profundidades cercanas a los 40 m hasta el final del tramo.

La presencia de cobertura sedimentaria en el rango de espesores interpretados anteriormente, es coherente con la información de pozos y sondeos geofísicos, donde se interpretaron los siguientes espesores de cobertura sedimentaria, el sondeo MT T1\_2 (100 m), el sondeo MT T1\_3 (100 m), pozo PRN 1322 (37 m) y el pozo 215.P6 (25 m).

Adicionalmente, en el tramo 1 de la transecta B, en el análisis en frecuencias (Fig. 52 A) y profundidad (Fig. 52 B y C), a frecuencias < a  $10^{0}$  Hz y profundidades entre los 200 m y 400 m, se observan 2 geometrías sub-circulares dentro del intervalo de rocas ígneas.



Figura 52: Se observan los 2 tramos que componen a la transecta B. "HVSR": transecta HVSR en intersección con transecta HVSR B; "MT\_T": sondeo magnetotelúrico Plenc (2021); "SEL": Sondeo eléctrico vertical de largo alcance Medina y Pirelli (1995). "PRN": pozo PRENADER; "215.P": pozo Medina y Pirelli (1995). En línea punteada de color negro se indica la presencia de estructuras subcirculares. A) Transecta B procesada en frecuencia. B) Transecta B procesada en profundidad, hasta 160 m. C) Transecta B procesada en profundidad, hasta 700 m.



El tramo 2 de la transecta B presenta una longitud de 24 km, y se localiza sobre cobertura sedimentaria y afloramientos de rocas ígneas. La cobertura sedimentaria corresponde a las formaciones Paso del Puerto, Libertad y Dolores (Fig. 51), y se ubica entre las cotas de 10 m y 20 m, pudiendo llegar en casos puntuales a la cota de 40 m (Fig. 35), presentando pendientes entre 0° y 5°, y en casos excepcionales hasta 15° (Fig. 36). Las rocas ígneas corresponden a las formaciones Puerto Gómez y Arequita (Fig. 51) y están representadas por la sierra de los Ajos y otros afloramientos a SE, en cotas que van entre los 40 m y 90 m (Fig. 35), presentado pendientes entre 5° y 15°, y en casos excepcionales hasta 30° (Fig. 36).

En el análisis en frecuencias (Fig. 52 A), tanto para el inicio (hasta la intersección con la transecta HVSR C), como para el final (a partir de la ubicación del SEL 4), se observa un parche homogéneo con valores de amplitud bajos (< a 2, color blanco a naranja muy claro), situado a frecuencias entre  $10^{0}$  Hz y  $10^{2}$  Hz. El mismo es identificado, asimismo, en el análisis en profundidad (Fig. 52 B y C), con valores de log H/V bajos (entre - 0.2 y 0, color celeste y verde), en una extensión horizontal de 5 km sobre el inicio y final del tramo, situado a profundidades entre 0 m y 200 m, sin evidenciar una interfaz con fuerte contraste de impedancia acústica, tratándose de una misma unidad litológica, en este caso las rocas ígneas aflorantes.

Esta interpretación es coherente con los sondeos MT T1\_10 y T1\_11, donde se interpretan únicamente rocas ígneas. Asimismo, cabe señalar en las áreas de litologías ígneas aflorantes, la presencia de un pequeño sector de cobertura sedimentaria, de 1 km de extensión, no identificable con el método HVSR. Este sector corresponde a la Formación Dolores, sobre la ubicación del SEL 4 (Fig. 51), en el cual se identificó para los primeros 32 m de profundidad una capa de baja resistividad (21 ohm.m), atribuida a sedimentos.

Continuando con el análisis de frecuencias para el tramo 2 (Fig. 52 A), sobre la parte media, en la intersección con la transecta HVSR C, se observa un reflector subhorizontal con valores de amplitud intermedios (cercanos a 6, color naranja), situado a frecuencias cercanas a 10<sup>1</sup> Hz. Este reflector sub-horizontal, también es identificado en el análisis en profundidad (Fig. 52 B y C), el cual posee valores de log H/V intermedios a altos (entre 0.4 y 0.8, color naranja y rojo) marcando una interfaz con fuerte contraste de impedancia acústica, correspondiente al contacto entre la cobertura sedimentaria y las rocas ígneas. Dicho reflector posee una extensión horizontal de 10 km, situándose a profundidades cercanas a los 20 m. La presencia de cobertura sedimentaria es coherente con la información de la carta geológica (Fig. 51).

Adicionalmente, en el tramo 2 de la transecta B, en el análisis en frecuencias (Fig. 52 A) y profundidad (Fig. 52 B y C), a frecuencias < a  $10^{0}$  Hz y profundidades entre los 200 m y 400 m, se observan 2 geometrías sub-circulares dentro del intervalo de rocas ígneas.

### Transecta HVSR C:

La transecta C posee una longitud de 30 km, con una orientación SO-NE y se ubica sobre afloramientos de unidades sedimentarias cenozoicas e ígneas mesozoicas (Fig. 53). Tomando el inicio de la transecta C al SO y su final hacia el NE, se identifican 2 tramos, los cuales se caracterizan a continuación (Fig. 53).



Figura 53: Transecta C representada por la línea celeste. La línea gruesa de color negro representa la separación entre los tramos 1 y 2. En trazo gris se muestra la ubicación de las transectas HVSR "B", "D" y "E". En línea punteada de color negro se indica la presencia de estructuras subcirculares. LAIC: Lineamiento Aiguá-India Muerta-Chuy. Sistema de Coordenadas UTM Zona 22 S, Datum WGS84.

El tramo 1 de la transecta C presenta una longitud de 15 km, y se localiza sobre cobertura sedimentaria y afloramientos de rocas ígneas. La cobertura sedimentaria corresponde a las formaciones Paso del Puerto y Dolores (Fig. 53), y se ubica entre las cotas de 10 m y 20 m (Fig. 35), presentando pendientes entre 0° y 5° (Fig. 36). Las rocas ígneas corresponden a la Formación Puerto Gómez (Fig. 53) y están representadas por la sierra de los Ajos, en cotas que van entre los 40 m y 90 m (Fig. 35), presentado pendientes entre 5° y 15°, y en casos excepcionales hasta 30° (Fig. 36).

En el análisis en frecuencias (Fig. 54 A) y profundidad (Fig. 54 B y C) se interpreta el suelo con iguales características que en las transectas A y B, tanto para el tramo 1 como para el tramo 2 de la transecta C.

Continuando con el análisis de frecuencias para el tramo 1 (Fig. 54 A), sobre el inicio, se observa un reflector sub-horizontal con valores de amplitud intermedia a alta (entre 4 y 7, color naranja y marrón oscuro), el cual se encuentra segmentado, situándose hacia el NE, a frecuencias entre  $10^1$  y  $10^2$  Hz, hasta la ubicación del sondeo FC\_58

aproximadamente. Este reflector sub-horizontal, también es identificado en el análisis en profundidad (Fig. 54 B y C), el cual posee valores de log H/V intermedios a altos (entre 0.4 y 0.8, color naranja y rojo) marcando una interfaz con fuerte contraste de impedancia acústica, correspondiente al contacto entre la cobertura sedimentaria y las rocas ígneas. Dicho reflector posee una extensión horizontal de 12 km, situándose a profundidades entre los 10 m y 30 m.

La presencia de cobertura sedimentaria es coherente con la información de la carta geológica (Fig. 53). Cabe mencionar que a pesar de que en el SEL 11 no se interpreta la presencia de cobertura sedimentaria, igualmente, no se descarta la presencia de la misma ya que para los primeros 10 m de profundidad no se obtuvo información de resistividades.

Adicionalmente, en el análisis en frecuencias para el tramo 1 (Fig. 54 A), sobre el final, en la ubicación del sondeo FC\_58, se observa un parche homogéneo con valores de amplitud bajos (cercanos a 2, color blanco), situado a frecuencias entre  $10^{0}$  Hz y  $10^{2}$ Hz. El mismo es identificado, asimismo, en el análisis en profundidad (Fig. 54 B y C), con valores de log H/V bajos (entre - 0.2 y 0, color celeste y verde), en una extensión horizontal de 3 km, situado a profundidades entre 0 m y 200 m, sin evidenciar una interfaz con fuerte contraste de impedancia acústica, tratándose de una misma unidad litológica, en este caso las rocas ígneas aflorantes. Esta interpretación es coherente con la información de la carta geológica (Fig. 53).

Asimismo, en el tramo 1 de la transecta A, en el análisis en frecuencias (Fig. 54 A) y profundidad (Fig. 54 B y C), a frecuencias < a  $10^{0}$  Hz y profundidades entre los 200 m y 400 m, se observan 2 geometrías sub-circulares dentro del intervalo de rocas ígneas.



Figura 54: Se observan los 2 tramos que componen a la transecta C. "HVSR": transecta HVSR en intersección con transecta HVSR C; "MT\_T": sondeo magnetotelúrico Plenc (2021); "SEL": Sondeo eléctrico vertical de largo alcance Medina y Pirelli (1995). En línea punteada de color negro se indica la presencia de estructuras subcirculares. A) Transecta C procesada en frecuencia. B) Transecta C procesada en profundidad, hasta 160 m. C) Transecta C procesada en profundidad, hasta 700 m.



El tramo 2 de la transecta C presenta una longitud de 15 km, y se localiza sobre cobertura sedimentaria correspondiente a las formaciones Dolores y Villa Soriano (Fig. 53), a cotas entre los 0 m y 10 m (Fig. 35), presentado pendientes entre los 0° y 5° (Fig. 36).

En el análisis de frecuencias (Fig. 54 A), sobre el inicio, se observa un reflector subhorizontal con valores de amplitud altos (cercanos a 7, color marrón oscuro), situado a frecuencias cercanas a 10<sup>0</sup> Hz, el cual continúa hacia el NE, hasta la ubicación del SEL 12, localizándose a frecuencias más bajas, pero siempre en el entorno de 10<sup>0</sup> Hz. Continuando hacia el NE, dicho reflector se sitúa a frecuencias más bajas ( $\leq$  a 10<sup>0</sup> Hz) hasta la ubicación de los sondeos MT T2 12 y T2 13, y luego a frecuencias más altas (cercanas a 10<sup>0</sup> Hz) hasta el final del tramo. Este reflector sub-horizontal, también es identificado en el análisis en profundidad (Fig. 54 B y C), el cual posee valores de log H/V intermedios a altos (entre 0.6 y 0.8, color naranja y rojo) marcando una interfaz con fuerte contraste de impedancia acústica, correspondiente al contacto entre la cobertura sedimentaria y las rocas ígneas. Dicho reflector posee una extensión horizontal de 15 km, situándose a profundidades cercanas a los 60 m sobre el inicio del tramo 2, continuándose hacia el NE, hasta la ubicación del SEL 12, a profundidades cercanas a los 80 m, donde a partir de dicha ubicación, se lo observa a profundidades cercanas a los 100 m hasta la posición entre los sondeos MT T2 12 y T2 13, para finalmente disminuir su profundidad hasta los 80 m sobre el final del tramo 2.

La presencia de cobertura sedimentaria en el rango de espesores interpretados anteriormente, es coherente con la información de sondeos geofísicos, donde se interpretaron los siguientes espesores de cobertura sedimentaria, el SEL 12 (120 m), los sondeos MT T1\_7 y T1\_8 (100 m) y los sondeos MT T2\_12 y T2\_13 (100 m).

Adicionalmente, en el tramo 2 de la transecta C, en el análisis en frecuencias (Fig. 54 A) y profundidad (Fig. 54 B y C), a frecuencias < a  $10^{0}$  Hz y profundidades entre los 200 m y 400 m, se observa una geometría sub-circular dentro del intervalo de rocas ígneas.

### Transecta HVSR D:

La transecta D posee una longitud de 62 km, con una orientación NO-SE y se ubica sobre afloramientos de unidades sedimentarias cenozoicas e ígneas mesozoicas (Fig. 55). Tomando el inicio de la transecta D al NO y su final hacia el SE, se identifican 2 tramos, los cuales se caracterizan a continuación (Fig. 55).



Figura 55: Transecta D representada por la línea naranja. La línea gruesa de color negro representa la separación entre los tramos 1 y 2. En trazo gris se muestra la ubicación de las transectas HVSR "B", "A" y "C". LCM: Lineamiento Cebollatí-Merín; LAIC: Lineamiento Aiguá-India Muerta-Chuy. Sistema de Coordenadas UTM Zona 22 S, Datum WGS84.

El tramo 1 de la transecta D presenta una longitud de 45 km, y se localiza sobre cobertura sedimentaria correspondiente a las formaciones Paso del Puerto, Dolores, Villa Soriano y depósitos actuales (Fig. 55), entre las cotas de 10 m y 20 m (Fig. 35), presentado pendientes entre 0° y 5° (Fig. 36).

En el análisis en frecuencias (Fig. 56 A) y profundidad (Fig. 56 B y C) se interpreta el suelo con iguales características que en las transectas A, B y C, tanto para el tramo 1 como para el tramo 2 de la transecta D.

Continuando con el análisis en frecuencias para el tramo 1 (Fig. 56 A), desde el inicio hasta la ubicación del sondeo T1\_4, se observa un reflector sub-horizontal con valores de amplitud altos (cercanos a 7, color marrón oscuro), situado a frecuencias cercanas a  $10^{0}$  Hz, el cual continúa hacia el SE, situándose a frecuencias más bajas (< a  $10^{0}$  Hz), hasta la ubicación del sondeo MT T1\_6, localizándose luego a frecuencias más altas (entre  $10^{0}$  Hz y  $10^{1}$  Hz) hasta el final del tramo. Este reflector sub-horizontal, también es identificado en el análisis en profundidad (Fig. 56 B y C), el cual posee valores de log H/V intermedios a altos (entre 0.6 y 1.4, color amarillo, naranja y rojo) marcando una interfaz con fuerte contraste de impedancia acústica, correspondiente al contacto

entre la cobertura sedimentaria y las rocas ígneas. Dicho reflector posee una extensión horizontal de 55 km, situándose a profundidades cercanas a los 80 m desde el inicio del tramo 1, hasta la ubicación del sondeo MT T1\_4, continuándose hacia el SE, a profundidades entre 180 – 250 m a los 80 m hasta la ubicación del sondeo MT T1\_6, situándose luego a profundidades de 50 – 60 m hasta el final del tramo.

La presencia de cobertura sedimentaria en el rango de espesores interpretados anteriormente, es coherente con la información de sondeos geofísicos, donde se interpretaron los siguientes espesores de cobertura sedimentaria, el sondeo MT T1\_2 (100 m), el sondeo MT T1\_3 (100 m), el sondeo MT T1\_4 (180 m), el sondeo MT T1\_5 (200 m), el sondeo MT T2\_6 (200 m), el sondeo MT T1\_7 (100 m), el SEL 12 (120 m) y el sondeo MT T1\_8 (50 m).

Adicionalmente, en el tramo 1 de la transecta D, en el análisis en frecuencias (Fig. 56 A) y profundidad (Fig. 56 B y C), a frecuencias < a  $10^{0}$  Hz y profundidades entre los 200 m y 400 m, se observa una geometría sub-circular el contacto entre cobertura sedimentaria – rocas ígneas.



Figura 56: Se observan los 2 tramos que componen a la transecta D. "HVSR": transecta HVSR en intersección con transecta HVSR D; "MT\_T": sondeo magnetotelúrico Plenc (2021); "SEL": Sondeo eléctrico vertical de largo alcance Medina y Pirelli (1995). En línea punteada de color negro se indica la presencia de estructuras subcirculares. A) Transecta D procesada en frecuencia. B) Transecta D procesada en profundidad, hasta 160 m. C) Transecta D procesada en profundidad, hasta 700 m.



El tramo 2 de la transecta D presenta una longitud de 17 km, y se localiza sobre afloramientos de rocas ígneas al SE de la sierra de los Ajos, correspondientes a la Formación Puerto Gómez (Fig. 55), en cotas que van entre los 40 m y 90 m (Fig. 35), presentado pendientes entre 5° y 15°, y en casos excepcionales hasta 30° (Fig. 36).

En el análisis en frecuencias (Fig. 56 A), se observa un parche homogéneo con valores de amplitud bajos (< a 2, color blanco a naranja muy claro), situado a frecuencias entre  $10^{0}$  Hz y  $10^{2}$  Hz. El mismo es identificado, asimismo, en el análisis en profundidad (Fig. 56 B y C), con valores de log H/V bajos (entre - 0.2 y 0.4, color azul, celeste y verde), en una extensión horizontal de 17 km, situado a profundidades entre 0 m y 200 m, sin evidenciar una interfaz con fuerte contraste de impedancia acústica, tratándose de una misma unidad litológica, en este caso las rocas ígneas aflorantes. Esta interpretación es coherente con los sondeos MT T1\_9, T1\_10 y T1\_11 donde se interpretan únicamente rocas ígneas.

Adicionalmente, en el tramo 2 de la transecta D, en el análisis en frecuencias (Fig. 56 A) y profundidad (Fig. 56 B y C), a frecuencias < a  $10^{0}$  Hz y profundidades entre los 200 m y 400 m, se observa una geometría sub-circular dentro del intervalo de rocas ígneas.

## Transecta HVSR E:

La transecta E posee una longitud de 30 km, está compuesta por un único tramo, con una orientación NO-SE y se ubica sobre afloramientos de unidades sedimentarias cenozoicas correspondientes a las formaciones Paso del Puerto, Dolores y Villa Soriano (Fig. 57), entre las cotas de 0 m y 10 m (Fig. 35), presentado pendientes entre 0° y 5° (Fig. 36).



Figura 57: Transecta E representada por la línea fucsia. En trazo gris se muestra la ubicación de las transectas HVSR "A" y "C". LAIC: Lineamiento Aiguá-India Muerta-Chuy. Sistema de Coordenadas UTM Zona 22 S, Datum WGS84.

En el análisis en frecuencias (Fig. 58 A) y profundidad (Fig. 58 B y C) se interpreta el suelo con iguales características que en las transectas A, B, C y D.

Continuando con el análisis en frecuencias (Fig. 58 A), sobre el inicio, se observa un reflector sub-horizontal con valores de amplitud intermedios (cercanos a 5, color naranja), situado a frecuencias < a  $10^{0}$  Hz, el cual se continúa hacia el SE, ubicándose a frecuencias más altas (entre  $10^{0}$  Hz y  $10^{1}$  Hz) hasta la ubicación del sondeo MT T1\_6, y a partir de dicha ubicación se mantiene en el mismo rango de frecuencias hasta la ubicación del sondeo MT T2\_13. Continuando hacia el SE, se observa un quiebre abrupto de dicho reflector situándose a frecuencias más bajas (< a  $10^{0}$  Hz) hasta la ubicación del sondeo MT T2\_14 dónde se vuelve a situar a frecuencias más altas (cercanas a  $10^{0}$  Hz) hasta el final de la transecta.

Este reflector sub-horizontal descrito para el análisis en frecuencias, también es identificado en el análisis en profundidad (Fig. 58 B y C), el cual posee valores de log H/V intermedios a altos (entre 0.6 y 0.8, color naranja y rojo) marcando una interfaz con fuerte contraste de impedancia acústica, correspondiente al contacto entre la cobertura sedimentaria y las rocas ígneas. Dicho reflector posee una extensión horizontal de 30 km, situándose a profundidades cercanas a los 200 m sobre el inicio de la transecta, en la ubicación de los sondeos MT T1\_5, MT\_V4, T2\_9 y T1\_6, continuándose hacia el NE a profundidades cercanas a los 60 - 80 m hasta la ubicación del sondeo MT T2\_13, aumentando a profundidades cercanas a los 200 m entre los sondeos MT T2\_13 y T2\_14 y a partir de dicha ubicación, se lo observa a profundidades de 80 m hasta el final de la transecta.

La presencia de cobertura sedimentaria en el rango de espesores interpretados anteriormente, es coherente con la información de sondeos geofísicos, donde se interpretaron los siguientes espesores de cobertura sedimentaria, el sondeo MT T1\_5 (200 m), el sondeo MT\_V4 (250 m), el sondeo MT T2\_9 (250 m), el sondeo MT T1\_6 (200 m), el sondeo MT\_V5 (100 m), el sondeo MT T2\_11 (100 m), el SEL 13 (100 m), el sondeo MT T2\_12 (100 m), el sondeo MT\_V6 (100 m), el sondeo MT T2\_13 (80 m), el sondeo MT T2\_14 (80 m) y el sondeo MT T2\_15 (50 m).

Adicionalmente, en la transecta E, en el análisis en frecuencias (Fig. 58 A) y profundidad (Fig. 58 B y C), a frecuencias < a  $10^{0}$  Hz y profundidades entre los 200 m y 400 m, se observan 3 geometrías sub-circulares, una en el contacto entre cobertura sedimentaria – rocas ígneas y dos dentro del intervalo de rocas ígneas.



Figura 58: A) Transecta E procesada en frecuencia. B) Transecta E procesada en profundidad, hasta 160 m. C) Transecta E procesada en profundidad, hasta 700 m. "HVSR": transecta HVSR en intersección con transecta HVSR E; "MT\_T": sondeo magnetotelúrico Plenc (2021); "MT\_V": sondeo magnetotelúrico Vivanco (2017); "SEL": Sondeo eléctrico vertical de largo alcance Medina y Pirelli (1995). En línea punteada de color negro se indica la presencia de estructuras subcirculares.



A continuación, se numeran y discuten algunas particularidades observadas en los análisis en frecuencias y profundidad, que se observan en todas las transectas HVSR (A, B, C, D y E).

- 1) La interfaz de contacto entre el suelo y la cobertura sedimentaria se ubica a frecuencias cercanas a  $10^2$  Hz, representado por reflectores con amplitudes bajas a intermedias (entre 2 y 4, color naranja claro). Este límite es fácilmente identificable respecto a la capa de suelo ubicada a frecuencias > a  $10^2$  Hz, caracterizada por su homogeneidad dada por valores de amplitud de 0 (color blanco).
- 2) Presencia de reflectores horizontales aislados dentro de la cobertura sedimentaria, con valores de amplitud y log H/V generalmente bajos a intermedios (valores de amplitud entre 2 y 4, color naranja claro a naranja; y valores de log H/V entre 0.2 y 0.4, color amarillo a naranja).

Dichos reflectores podrían representar las interfaces de contacto entre las distintas litologías que conforman la cobertura sedimentaria (como se ha observado en la descripción de los pozos históricos), dando como resultado contrastes de impedancia acústica.

- 3) Presencia de geometrías sub-circulares tanto en el análisis en frecuencias como en profundidad. En el análisis en frecuencias, se ubican a frecuencias < a 10<sup>0</sup> Hz, presentando valores de amplitud altos (cercanos a 7, color marrón oscuro) y en el análisis en profundidad, se ubican a profundidades entre los 200 m y 400 m, presentando valores altos de log H/V (entre 0.6 y 1, color naranja a rojo).
  - A) Geometrías sub-circulares dentro de los intervalos interpretados como rocas ígneas (caso más común), podrían estar relacionadas a:
    - Comportamientos 2D o 3D relacionados a zonas con pendientes pronunciadas al nivel del subsuelo, debido a la proximidad a estructuras que generen geometrías complejas a nivel del subsuelo, como las calderas volcánicas Lascano Oeste y Lascano Este y/o lineamientos estructurales (LCM, LAIC) (Fig. 59).
    - La gran heterogeneidad litológica presente en los intervalos de las rocas volcánicas mesozoicas en la CLM como se describe en el pozo Rincón de Gabito a profundidades > a 180 m dónde se describen basaltos, riolitas y rocas volcanoclásticas, sumado a la presencia de niveles con mayor o menor fracturamiento, pudiendo generar contrastes de impedancia acústica en esa profundidad.

- Intercalación de rocas sedimentarias e ígneas generando un alto contraste de impedancia acústica. El pozo LASDDH4 realizado por la empresa Orosur, ubicado próximo al borde de la caldera volcánica Lascano Este, registró rocas volcánicas mesozoicas y un nivel de conglomerados, entre los 200 m y 600 m aproximadamente.
- El contacto entre rocas volcánicas mesozoicas y el basamento cristalino precámbrico, lo que puede generar un alto contraste de impedancia acústica a esa profundidad.

Esta interpretación es más probable cercano a los bordes de la cuenca, donde el espesor de rocas volcánicas es menor y el basamento cristalino se ubica más cercano a la superficie.

- B) Geometrías sub-circulares en el contacto entre cobertura sedimentaria rocas ígneas (caso excepcional), podrían estar relacionadas a:
  - Comportamientos 2D o 3D relacionados a zonas con pendientes pronunciadas al nivel del subsuelo, debido a la proximidad a estructuras que generen geometrías complejas a nivel del subsuelo como lineamientos estructurales (LCM, LAIC).

Este caso se dio únicamente en el tramo 3 de la transecta A, en el tramo 1 de la transecta D y en el inicio de la transecta E. En todos los casos se observa un cambio de profundidad abrupto para la base de la cobertura sedimentaria, pasando de 25 m a 300 m de profundidad en el caso del tramo 3 de la transecta A, de 80 m a 180 m de profundidad en el caso del tramo 1 de la transecta D, y de 200 m a 80 m en la transecta E.

 En las áreas de litologías ígneas aflorantes no se descarta la presencia de sectores pequeños de cobertura sedimentaria, no identificables con el método HVSR.



Figura 59: Transectas HVSR (A hasta E) en color violeta, superpuestas a la carta del campo magnético reducido al polo (DINAMIGE, 2015) y los lineamientos estructurales de la CLM. Las estructuras circulares corresponden de O a E a las calderas volcánicas Lascano Oeste, Lascano Este y al complejo intrusivo San Luís. Sistema de Coordenadas UTM Zona 22 S, Datum WGS84

# 3.4. MAPAS DE CONTORNO ESTRUCTURAL E ISÓPACAS

En las figuras 60 y 61 se presentan los mapas de contorno estructural del tope y la base de la cobertura sedimentaria de la CLM, respectivamente. Mientras que en la figura 62 se presenta el mapa de y de isópacas. Todos fueron elaborados a partir de la base de datos adquirida (sondeos HVSR) y recopilada (pozos, SEL, sondeos MT). El análisis abarcó mayormente el sector central de la cuenca, donde se concentra la mayor cantidad de datos para este estudio.



Figura 60: Mapa de contorno estructural del Tope de la cobertura sedimentaria de la CLM (área situada dentro del límite fucsia). El área de color blanco no se tomó en cuenta debido a la falta de información de pozos y geofísica. Sistema de Coordenadas Geográficas, Datum WGS84.

El tope de la cobertura sedimentaria (Fig. 60), se ubica predominantemente en zonas de bajo relieve de planicies en cotas mayoritariamente entre 5 m y 10 m, pudiendo llegar, hacia los bordes de cuenca, hasta los 20 m aproximadamente. Esta zona está

representada por cobertura sedimentaria cenozoica correspondiente a las formaciones Paso del Puerto, Chuy, Libertad, Dolores, Villa Soriano y depósitos actuales.

Hacia el sector NO la cobertura sedimentaria alcanza cotas más elevadas, coincidente con la ondulación de la región (40 m y 80 m aproximadamente) y está representada por las formaciones Paso del Puerto y Libertad.

Excepcionalmente, y próximos a afloramientos de rocas volcánicas mesozoicas (sierras de Lascano al SO), la cobertura sedimentaria alcanza cotas de hasta 100 m.



Figura 61: Mapa de contorno estructural de la Base de la cobertura sedimentaria de la CLM (área situada dentro del límite fucsia). El área de color blanco no se tomó en cuenta debido a la falta de información de pozos y geofísica. Sistema de Coordenadas Geográficas, Datum WGS84.

La base de la cobertura sedimentaria (Fig. 61), alcanza la mayor profundidad en el sector central de la cuenca, entre el LCM y el LAIC, y al NE del LCM próximo a la laguna Merín. En esta zona la base de la cobertura sedimentaria se encuentra en cotas mayoritariamente entre - 190 m y - 290 m (coincidente con los pozos Rincón de Gabito y Puerto Gómez, SEL y sondeos MT y HVSR), alcanzando la profundidad máxima en el

depocentro de la cuenca entre el LCM y el LAIC (cotas de - 490 m), coincidente con sondeos MT.

Hacia la periferia del sector central de la CLM, se observa la base de la cobertura sedimentaria a profundidades un poco menores, (cotas entre - 60 m y - 190 m), coincidente con la información de los pozos La Catumbera, Chuy, SEL y sondeos MT y HVSR.

En el resto del área de la LCM, la base de la cobertura sedimentaria se encuentra a menores profundidades, (cotas entre - 60 m y 60 m, mayoritariamente cercanas a 30 m), coincidente con los pozos de PRENADER, SEL, sondeos MT y HVSR.

Excepcionalmente, la base de la cobertura sedimentaria, hacia el sector NO alcanza cotas más elevadas, coincidente con la ondulación de la región (cercanas a 80 m) y al SO próximo a afloramientos de rocas volcánicas mesozoicas (sierras de Lascano), cotas de hasta 100 m.



Figura 62: Mapa de Isópacas de la cobertura sedimentaria de la CLM (área situada dentro del límite fucsia). El área de color blanco no se tomó en cuenta debido a la falta de información de pozos y geofísica. Sistema de Coordenadas Geográficas, Datum WGS84.

El mayor espesor sedimentario se encuentra en el sector central de la cuenca (Fig. 62), entre el LCM y el LAIC, y al NE del LCM próximo a la laguna Merín. En esta zona la cobertura sedimentaria alcanza espesores entre los 150 m y 300 m (coincidente con la información de los pozos Rincón de Gabito y Puerto Gómez, SEL y sondeos MT y HVSR), pudiendo alcanzar hasta 500 m de espesor entre el LCM y el LAIC en el depocentro de la cuenca (coincidente con los datos magnetotelúricos). Hacia la periferia del sector central de la CLM, se observan espesores sedimentarios algo menores, (entre 50 m y 150 m), coincidente con la información de los pozos La Catumbera, Chuy, SEL y sondeos MT y HVSR.

Los menores espesores (entre 0 m y 50 m) se registran en el borde NO de la CLM próximo próximo a afloramientos del basamento cristalino y sobre los bordes de las sierras de Lascano, de los Ajos y San Miguel.

#### **4. CONCLUSIONES**

La CLM representa un área de relieve relativamente plano en el que la cobertura sedimentaria se ubica predominantemente en áreas con cotas menores a 80 m y pendientes menores 5°. En cambio, las rocas ígneas representan áreas de relieve más pronunciado con cotas mayores a 80 m y pendientes mayores a los 5° permitiendo distinguirlas respecto a la cobertura sedimentaria. Asimismo, existen excepciones donde las rocas ígneas afloran a cotas menores de 80 m (generalmente la Formación Puerto Gómez) y la cobertura sedimentaria alcanza valores de pendientes mayores a los 5° (generalmente las formaciones Paso del Puerto y Libertad), generándose zonas dónde la distinción entre cobertura sedimentaria y rocas ígneas no se puede realizar mediante los mapas de relieve y pendientes.

La cobertura sedimentaria de la CLM en los pozos históricos presenta espesores comprendidos entre 18 m y 182 m y está constituida por litologías correspondientes a las formaciones Fray Bentos, Camacho, Raigón, Chuy, Libertad y Dolores. Las descripciones de pozos históricos, representan un registro muy valioso de la geología de la CLM tanto en lo referido a la cobertura sedimentaria como a las rocas ígneas en un rango de profundidad cercano a los 180 m, mostrando una gran diversidad litológica, sirviendo de apoyo en la interpretación de las transectas HVSR.

En cuanto a las transectas HVSR, para la transecta A se interpretaron espesores de cobertura sedimentaria cercanos a los 25 m para los tramos 1 y 3, con un quiebre abrupto al NE sobre el final del tramo 3, donde se interpretaron espesores entre 200 m y 300 m. En la transecta B se interpretaron espesores de cobertura sedimentaria entre 40 m y 80 m (mayoritariamente 40 m) para el tramo 1, y espesores cercanos a 20 m para el tramo 2. En cuanto a la transecta C se interpretaron espesores de cobertura sedimentaria entre 10 m y 30 m para el tramo 1 y espesores de 60 m para el inicio del tramo 2, aumentando hacia el NE hasta 100 m en la parte media y disminuyendo a 80 m hasta el final del mismo. Para la transecta D se interpretaron espesores de cobertura sedimentaria cercanos a 80 m para el inicio del tramo 1, con un quiebre abrupto hacia el SE en la parte media, alcanzando espesores entre 180 m y 250 m y disminuyendo a 60 m hasta el final del mismo. En cuanto a la transecta E se interpretaron espesores de cobertura sedimentaria cercanos a 200 m en el inicio de la misma en el NO, disminuyendo hacia el SE hasta espesores entre 60 m y 80 m, posteriormente un quiebre abrupto alcanzando espesores cercanos a los 200 m, y finalmente espesores cercanos a 80 m en el final de la transecta hacia el SE.

Las menores cotas registradas para el tope de la cobertura sedimentaria, son cercanas a los 5 m, y corresponden al sector central de la CLM, mientras que las mayores cotas registradas para el tope son cercanas a los 80 m (excepcionalmente 105 m), próximo a afloramientos de rocas ígneas. Para la base de la cobertura sedimentaria, las menores cotas registradas son entre - 190 m y - 290 m, alcanzando una cota mínima de - 490 m entre el LCM y el LAIC coincidente con el depocentro de la cuenca. Las mayores cotas registradas, (cercanas a los 80 m y excepcionalmente 104 m), se registran próximo a afloramientos de rocas ígneas.

En cuanto al espesor sedimentario de la cuenca, se concluye que el mayor espesor se encuentra en el sector central, entre el LCM y el LAIC, y al NE del LCM próximo a la laguna Merín (entre 150 m y 300 m). El máximo espesor registrado (500 m) se ubica entre el LCM y el LAIC en el depocentro de la cuenca. El menor espesor (entre 0 m y 50 m) se ubica próximo a los afloramientos de rocas ígneas.

Finalmente, el método HVSR resultó adecuado para cumplir los objetivos de este trabajo final de licenciatura, dadas las propias características de la CLM, donde una espesa cobertura sedimentaria suprayace a rocas ígneas, determinando un fuerte contraste de impedancia acústica, haciendo que el método sea efectivo.

#### **5. BIBLIOGRAFÍA**

Agostini, L., Boaga, J., Galgaro, A., & Ninfo, A. (2015). HVSR technique in near-surface thermal- basin characterization: the example of the Caldiero district (North-East Italy). Environmental Earth Sciences, 74(2), pp.1199–1210.

Alfaro, A. (2006). Caracterización dinámica de suelos mediante microtemblores HVSR y arreglos, Universidad de La Salle, ISBN: 978-958-9290-73-6.

Asten, M.W. (1978). Geological Control of the Three-Component Spectra of Rayleigh-Wave Microseisms. Bulletin of the Seismological Society of America, 68, 1623-1636.

Barbero D, Maroni A, & Peyrot S (2019). Passive Seismic Surveys in Support of Stratigraphic Characterization of a Landslide Body. In: Atti e contributi del 38th Convegno Nazionale di Geofisica della Terra Solida, Roma. In Press. 12-14 Nov 2019.

Bard P.-Y. (1998). Microtremor measurements: A tool for site effect estimation ? Proceeding of the Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion. Yokohama, Japan, 3. pp. 1251-1279.

Bonnefoy-Claudet, S., Baize, S., Bonilla, L. F., Berge-Thierry, C., Pasten, C., Campos, J., & Verdugo, R. (2008). Site effect evaluation in the basin of Santiago de Chile using ambient noise measurements. Geophysical Journal International, 176(3), pp. 925-937.

Bonnefoy-Claudet, S., Cornou, C., Kristek, J., Ohrnberger, M., Wathelet, M., Bard, P. Y., & Cotton, F. (2004). Simulation of seismic ambient noise: I. Results of H/V and array techniques on canonical models. In Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering, Vancouver, Canada, 1–6 August.

Bossi, J. (1966). Geología del Uruguay. Departamento de Publicaciones, Universidad de la República, Montevideo, 469pp.

Bossi J, & Campal, N. (1992). Magmatismo y tectónica transcurrente durante el Paleozoico inferior del Uruguay. In: Gutiérrez J, Saavedra J, Rábano I (eds) Paleozoico Inferior de Ibero-América. Universidad de Extremadura, Alicante, pp 343–356

Bossi, J. & Ferrando, L. (2001). Carta geológica del Uruguay a escala 1/500.000. Versión CD-ROM, Geo-Editores SRL, Montevideo.

Bossi, J. & Navarro, R. (1988). Geología del Uruguay. Departamento de Publicaciones, Universidad de la República, Montevideo, 2: 463-966.

Bossi, J., Ferrando, L., Montaña, J., Campal, N., Morales, H., Gancio, F., Schipilov, A., Piñeyro, D. & Sprechman, P. (1998). Carta Geológica del Uruguay. Cátedra de Geología y Facultad de Agronomía. Escala 1:500.000. 1 CD-ROM.

Bossi, J., Preciozzi, F. & Campal, N. (1993). Predevoniano en el Uruguay I: Terreno Piedra Alta: Montevideo, Dirección Nacional de Minería y Geología, v.1, pp. 1-50.

Campos, C., García, J., Dino, R. & Veroslavsky, G. (1997). Registro de palinomorfos na Formação Migues (Poço SL11-SP1). Bacía de Santa Lucía-Uruguaí. Revista UNG, serie Geociências II (1): 85-97.

Castellaro, S., Mulargia, F. & Bianconi, L. (2005). Passive seismic stratigraphy: a new efficient, fast and economic technique, J. Geotech. Environ. Geol. 3, 51–77.

Cernuschi, F. (2011). Geology of the Cretaceous Lascano East Intrusive Complex: Magmatic Evolution and Mineralization Potential of the Merín Basin, Uruguay. Master of Science Thesis, Oregon State University, 340pp.

Cernuschi, F., Dilles J.H., Kent A.J.R., Schroer G., Raab, A.K., Conti, B., Muzio, R. (2015). Geology, geochemistry and geochronology of the Cretaceous Lascano East intrusive complex and magmatic evolution of the Laguna Merín basin, Uruguay. Gondwana Research 28: 837–857.

Compton, R.R. (1962). Manual of Field Geology. John Wiley & Sons, New York, 378 pp.

de Santa Ana H. (1989). Consideraciones tectónicas y deposicionales de la Cuenca Norte uruguaya. Boletin Técnico de ARPEL, 18(4): 319-339.

Delaney, PJC. (1963). Fisiografía e Geología de superficie da Planicie Costeira do Río Grande do Sul. Tese, Facultad de Filosofía, Ciencias, Letras. Universidade de São Paulo, SP, Brasil.

Delgado, J., López Casado, C., Giner, J., Estévez, A., Cuenca, A., & Molina, S., (2000). Microtremors as a geophysical exploration tool: Applications and limitations, Pure and Applied Geophysics, v. 157, pp. 1445-1462.

Duval A.-M., (1994). Détermination de la réponse d'un site aux séismes à l'aide du bruit de fond: évaluation expérimentale. Université Pierre-et-Marie Curie, thèse de doctorat (In french), 264pp.

Ecochart, H. (1970). Informe geomorfológico del relevamiento detallado de las hojas Santa Teresa y Los Indios; Dir., Suelos Fert., M.A.R. Montevideo, Uruguay.

Exploration Instruments LLC (2021). News & Articles: Tromino ENGY Seismograph makes Dynamic Characterization of Subsoils a Snap. <u>http://www.exiusa.com/blog/tromino-engy-seismograph-makes-measuring</u>

Ferrando, L. & Fernández, A. (1971). Esquema tectono-estratigráfico del Predevoniano en el Uruguay. In: S.B.G., Congreso Brasileiro de Geologia, 25, São Paulo, 1971. Anais, pp.198-210.

Field E., Clement, A., Jacob, K., Aharonian, V., Hough, S., Friberg, P., Babaian, T., Karapetian, S., Hovanessian, S. & Abramian, H. (1995). Earthquake siteresponse study in Giumri (formely Leninakan), Armenia, using ambient noise observations. Bulletin of the Seismological Society of America, 85-1, 349-353.

Field E. & Jacob, K. (1993). The theoretical response of sedimentary layers to ambient seismic noise. Geophysical Research Letters, 20-24, 2925-2928.

Fragoso Cesar, A.R.S. (1980). O Cratón do rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul\_Riograndense: XXXI Congreso Brasileiro de Geologia: Camboriú, v.5, pp. 2879-2892.

Goñi, JC. & Hoffstetter, R. (1964). Uruguay. Lexique stratigraphire international, 5 Amérique Latine. 9a. CNRS, Paris.

Goso, H. (1965). El Cenozoico en el Uruguay. Instituto Geológico del Uruguay. Informe interno. 36 pp.

Goso, H. & Bossi, J. (1966). Cenozoico, pp. 259-305. En Bossi J (1966). Geología del Uruguay. Departamento de Publicaciones, Universidad de la República, Montevideo, 469pp

Goso, H. (1972). El Cuaternario Uruguayo. Programa de Estudio y Levantamiento de Suelos. Min. Agricultura y Pesca. Ed. Mimeogr. Montevideo. 12 pp.

Goso, H. (1985). Jornada de Geología y Estratigrafía del Cuaternario. Revista № 02 (1985). Sociedad Uruguaya de Geología (SUG).

Guillier, B., Cornou, C., Kristek, J., Moczo, P., Bonnefoy-Claudet, S., Bard, P. Y., & Fäh, D. (2006). Simulation of seismic ambient vibrations: does the H/V provide quantitative information in 2D-3D structures. In Third international symposium on the effects of surface geology on seismic motion Grenoble, France (Vol. 30).

Gutenberg, B. (1958). Microseisms. Advan. Geophys., 5, 53-92.

Hinzen, K. G., Weber, B. & Scherbaum, F. (2004). On the resolution of H/V measurements to determine sediment thickness, a case study across a normal fault in the Lower Rhine Embayment, Germany. J. Earthq. Eng., 2004, 8, 909–926.

Ibs-Von Seht M. & J. Wohlenberg, (1999). Microtremor measurements used to map thickness of soft sediments. Bulletin of the Seismological Society of America, 89-1, pp. 250-259.

Jones, G, (1956). Memoria explicativa de y mapa geológico de la región de Oriental del Dpt. de Canelones. Boletín 34.1:193. IGU, Montevideo, Uruguay.

Kanai, K. & Tanaka, T., (1961). On microtremors. VIII, Bulletin of the Earthquake Research Institute, 39:97-114.

Konno, K., & Ohmachi, T. (1998). Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. Bulletin of the Seismological Society of America, 88(1), 228-241.

Kumar, M., Hart, J., Prakash, N., (2018), Application of passive seismic in determining overburden thickness: North West Zambia: AEGC, Sydney, Extended Abstract, 8pp.

Lachet, C., & Bard, P. Y. (1994). Numerical and Theoretical Investigations on the Possibilities and Limitations of Nakamura's Technique. Journal of Physics of the Earth, 42(5), 377-397.

Lane, J., White, E., Steele, G. & Cannia, J. (2008). Estimation of bedrock depth using the horizontal-tovertical (H/V) ambient-noise seismic method, in Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems, April 6-10, 2008, Philadelphia, Pennsylvania, Proceedings: Denver, Colorado, Environmental and Engineering Geophysical Society, 13 pp.

Lermo J. & Chavez-Garcia, F. (1993). Site effects evaluation using spectral ratios with only one station. Bulletin of the Seismological Society of America, 83-5, 1574-1594.

Lossada, A.C., Rapalini, A.E. & Sánchez Bettucci, L. (2014). Enjambre de diques básicos de Nico Pérez-Zapicán, Uruguay: evidencias radiométricas y paleomagnéticas sobre su edad. Rev. Asoc. Geol. Argent. 71 (3), 345–355.

Magnon, J. (2016). Applications of TROMINO: HVSR and more. ASEG (Australian Society of Exploration Geophysicists), Adelaide, Australia, 2016

Martínez, S., Ubilla, M., Verde, M., Perea, D., Rojas, A., Guérèquiz, R. & Piñeiro, G. (2001) Paleoecology and geochronology of Uruguayan coastal marine Pleistocene deposits. Quat Res 55:246–254.

Martínez, S. & Ubilla, M. (2004). El Cuaternario en Uruguay. En Veroslavsky, G., Ubilla, M. & Martinez, S. (Eds), Cuencas Sedimentarias del Uruguay. Geología, paleontología y recursos minerals. Cenozoico. DIRAC-FCIEN. Montevideo. Pp.195-228.

Medina, E & Pirelli, H. (1995). Anomalía gravimétrica de la Cuenca Laguna Merín. Misión geofísica alemana, División geofísica, Dirección Nacional de Minería y Geología, 89pp.

Micromed (2009). THE SHORT TROMINO® HOW TO. Ver 1.1, September, 2009

MoHo (2017). 2D-3D visualization of H/V curves acquired with Tromino®

Montaña, J. & Bossi, J. (1995). Geomorfología de los humedales de la cuenca de la Laguna Merín en el departamento de Rocha. Facultad de Agronomía/ Convenio PROBIDES, 64pp.

Morales, E., Muzio, R., Veroslavsky, G. & Conti, B. (2006). Geología de la Sierra de los Ajos (Cuenca Laguna Merín, Rocha, Uruguay). Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología, 13, pp. 2-8.

Muzio, R. (2000). Evolução petrológica e geocronológica do Maciço Alcalino Valle Chico, Uruguai. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, São Paulo, Tese de Doutorado, 171pp.

Muzio, R. (2004). El magmatismo mesozoico en Uruguay y sus recursos minerales. En Veroslavsky, G., Ubilla, M., Martínez, S. (eds.) Cuencas sedimentarias del Uruguay, Mesozoico. 2 Ed. Montevideo, DIRAC, Facultad de Ciencias, pp.77-102.

Muzio, R. & Arthur, AC. (1998). Petrografía y geoquímica del Macizo Alcalino Valle Chico (Depto. De Lavalleja, Uruguay), resultados preliminares. En S.U.G., CONGRESO URUGUAYO DE GEOLOGÍA, 2, Punta del Este. 1998. Actas, pp.145-150

Muzio, R., Peel, E. & Morales, E., (2009). Mesozoic magmatism in East Uruguay: petrological constraints related to the Sierra de San Miguel region. Earth Sciences Reseach Journal, 13, 1, pp.16-29.

Nakamura, Y., (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremors on the ground surface, Quaterly Report of Railway Technical Research Institute, 30(1):25-33

Nakamura Y., (2000). Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications. Proceedings of the 12th World Conference on Earthquake Engineering. Auckland, New Zealand.

Nogoshi, M. & Igarashi, T. (1971). On the amplitude characteristics of microtremor (part 2). Journal of the Seismological Society of Japan 24(1), 26-40

Nuñez Demarco, P., Masquelin, H., Prezzi, C., Aïfa, T., Muzio, R., Loureiro, J., Peel, E., Campal, N. & Sánchez Bettucci, L. (2020). Aeromagnetic patterns in Southern Uruguay: Precambrian-Mesozoic dyke swarms and Mesozoic rifting structural and tectonic evolution, Tectonophysics, Volume 789, 2020, 228373, ISSN 0040-1951, https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228373.

Owers, M.C, Meyers, J.B., Siggs, B. & Shackleton, M. (2016). Passive seismic survey for depth to base of paleochannel mapping at Lake Wells, Western Australia: 25th Geophysical Meeting, ASEG-PESA-AIG, Adelaide, 9p.

Panario, D. (1988). Geomorfología del Uruguay. Facultad de Humanidades y Ciencias, Universidad de la República, Montevideo, 1 – 31 pp.

Panario, D., Gutiérrez, O., Achkar, M., Bartesagui, L. & Ceroni, M. (2015). Clasificación y mapeo de ambientes de Uruguay. En Brazeiro, A., (2015), Eco-Regiones de Uruguay: Biodiversidad, Presiones y Conservación. Aportes a la Estrategia Nacional de Biodiversidad. Facultad de Ciencias, CIEDUR, VS-Uruguay, SZU. Montevideo. 122pp

Parolai, S., Bormann, P., & Milkereit, C. (2002). New relationships between Vs, thickness of sediments, and resonance frequency calculated by the H/V ratio of seismic noise for the Cologne area (Germany). Bulletin of the seismological society of America, 92(6), 2521-2527.

Paudyal, Y. R., Yatabe, R., Bhandary, N. P., & Dahal, R. K. (2012). A study of local amplification effect of soil layers on ground motion in the Kathmandu Valley using microtremor analysis. Earthquake Engineering and Engineering Vibration, 11(2), pp. 257-268.

Perea, D. & Martínez, S. (2004). Estratigrafía del Mioceno–Pleistoceno en el litoral sur-oeste de Uruguay. En Veroslavsky, G., Ubilla, M. & Martinez, S. (Eds), Cuencas Sedimentarias del Uruguay. Geología, paleontología y recursos minerals. Cenozoico. DIRAC-FCIEN. Montevideo. Pp.105-124.

Plenc, F. (2021). Análisis Magnetotelúrico de la Cuenca Laguna Merín (SE, Uruguay). Trabajo final de la Licenciatura en Geología. Facultad de Ciencias, Montevideo, Uruguay.

Powers, M. C., (1982). Comparison charts for estimating roundness and sphericity. AGI Data Sheets, American Geological Institute, Alexandria, Va.

Preciozzi, F., Spoturno, J. & Heinzen, W. (1979). Carta geo-estructural del Uruguay, escala 1:2.000.000: Instituto Geológico Ing. Terra Arocena, pp.1-62.

Preciozzi, F., Spoturno, J., Heinzen, W. & Rossi, P. (1985). Carta geológica del Uruguay a escala 1:500.000. Dirección Nacional de Minería y Geología, Montevideo, 92 pp.

Reitmayr, G., (2001). Una espectacular peculiaridad uruguaya: la anomalía gravimétrica de la Laguna Merín. 15° Congreso Latinoamericano de Geología, 3° Congreso Uruguayo de Geología, Actas Digitales, Montevideo, 3pp.

Ritta, R., Suárez, L., & Pando, M. (2012). DETERMINACIÓN DEL PERÍODO FUNDAMENTAL DEL SUELO USANDO VIBRACIÓN AMBIENTAL Y EL COCIENTE ESPECTRAL HORIZONTAL/VERTICAL. Mecánica Computacional Vol XXXI, pp. 1399-1419

Rojas, A. (2007) Moluscos de aguas cálidas del Cuaternario Marino del Uruguay. M.Sc. Dissertation, PEDECIBA, Universidad de la República.

Rossello, E., de Santa Ana, H. & Veroslavsky, G. (1999). El lineamiento Santa Lucía Aiguá Merín (Uruguay): Un rifting transtensivo Mesozoico abortado durante la apertura atlántica?, V Simposio sobre o Cretáceo do Brasil - I Simposio sobre el Cretácico de América del Sur, Serra Negra, Brasil, pp. 443-448.

Rossello, E., de Santa Ana, H. & Veroslavsky, G. (2000). El Lineamiento Santa Lucía-Aiguá - Merín (Uruguay): Un corredor tectónico extensivo y transcurrente dextral precursor de la apertura Atlántica. Revista Brasileira de Geociências 30(4): pp.749-756.

Rossello, E., Veroslavsky, G., Masquelin, H. & de Santa Ana, H. (2007). El corredor tectónico jurocretácico Santa Lucía Aiguá Merín (Uruguay): evidencias cinemáticas transcurrentes dextrales y controles estructurales preexistentes. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 62 (1): 92104.

Sánchez Bettucci, L., Peel, E. & Masquelin, H (2010). Neoproterozoic tectonic synthesis of Uruguay. International Geology Review, v. 52, nº1, pp. 51-78

Sanchez Bettucci, L, & Oyhantcabal, P. (2008) Tectonic map of Uruguay. American Geophysical Union, Spring Meeting 2008, abstract #S41B-05

Sandoval, V. & Vera, M. (2013). Estudio de la robustez de la estimación espectral de la técnica H/V de Nakamura para estudios de caracterización dinámica de suelos. Tesis para optar al Título de: Ingeniero Civil Electrónico. Universidad Austral de Chile, Facultad de Ciencias de la Ingeniería, Escuela de Ingeniería Civil Electrónica, 112pp.

Seo K., (1997). Comparison of measured microtremors with damage distribution. In JICA, Research and Development Project on Earthquake Disaster Prevention.

Serafini, F. (2017). Aportes para una nueva zonificación geotécnica de Viña del mar: Estimación de la profundidad del basamento rocoso en la cuenca del marga marga a partir de mediciones espectrales H/V. Memoria para optar al título de: Ingeniero Civil, Universidad Tecnica Federico Santa Maria, Departamento de Obras Civiles Valparaiso – Chile.

Servicio Geográfico Militar (1973). Carta Gravimétrica Provisoria, Escala 1:100 000, Montevideo.

SESAME European Research Project (2004). Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations - measurements, processing and interpretations, deliverable D23.12, 2004

Soto, V, Leyton, F & Maripangui, J. (2010). Consideraciones sobre la técnica de H/V en microvibraciones y resultados preliminares de mediciones en Curicó y Talca, Región del Maule. Congreso Chileno de sismología e ingeniería antisísmica. Valdivia-Santiago, Chile, 2010.

Stannard, D., Meyers, J. & Dronfield, T. (2019). Passive seismic horizontal to vertical spectral ratio (HVSR) surveying to help define bedrock depth, structure and layering in shallow coal basins, ASEG Extended Abstracts, 2019:1, pp.1-5, DOI: 10.1080/22020586.2019.12073175.

Sprechman, P. (1978). The paleoecology and palogeography of the Uruguayan coastal area during the Neogene and Quaternary. Zitteliana 4, pp:3-72.

Ubilla, M. (2004). La Formación Fray Bentos (Oligoceno tardío) y los mamíferos más antiguos del Uruguay. En Veroslavsky, G., Ubilla, M. & Martinez, S. (Eds), Cuencas Sedimentarias del Uruguay. Geología, paleontología y recursos minerals. Cenozoico. DIRAC-FCIEN. Montevideo. 83-104pp.

Ubilla, M., & Martínez, S. (2016). Geology and Paleontology of the Quaternary of Uruguay. Springer Briefs in Earth System Sciences ISBN 978-3-319-29301-1 ISBN 978-3-319-29303-5 (eBook) DOI 10, 1007/978-3-319-29303-5.

Ulloa, R. (2018). Aplicación del método de Nakamura H/V, para estudiar el riesgo sísmico en la zona comprendida por el despliegue de estaciones IMAD. Departamento de Geofísica, Facultad de Cs. Físicas y Matemáticas, Universidad de Concepción

Umpiérrez, R., Plenc, F., Marmisolle, J. & Morales, E. (2019). Geología de la Cuenca Laguna Merín (Sureste de Uruguay). IX Congreso Uruguayo de Geología. Trinidad, Flores, Uruguay.

Veroslavsky, G., Rossello, E & de Santa Ana, H. (2002). Evolución jurocretácica del Lineamiento Santa Lucía–Aigúa–Merín (Uruguay): origen del exceso de gravedad de la región de Laguna Merín, 6º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil e 2º Simposio sobre el Cretácico de América del Sur, São Pedro, Brasil, pp. 181-186.

Veroslavsky, G., de Santa Ana, H. & Rossello, E. (2004). Depósitos del Jurásico y Cretácico Temprano de la región meridional de Uruguay. El lineamiento Santa Lucía–Aiguá–Merín. En Veroslavsky, G., Ubilla, M., Martínez, S. (eds.) Cuencas sedimentarias del Uruguay, Mesozoico. 2 Ed. Montevideo, DIRAC, Facultad de Ciencias, pp.117-134.

Vivanco, L. (2017). Análisis magnetotelúrico a lo largo de una transecta de orientación NW-SE del sector central de la Cuenca Laguna Merín, Uruguay. Trabajo final de la Licenciatura en Geología. Facultad de Ciencias, Montevideo, Uruguay, 98pp.

Wentworth, C.K., (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments: Journal of Geology, v. 30, p. 377–392.

# 6. ANEXOS

Nombre	LATITUD	LONGITUD	FECHA	HORA	DURACIÓN	
FC_01	33°46'98.18"S	54°06'34.22"O	15/08/2019	09:20	40	
FC_02	33°59'22.43"S	53°92'90.03"O	15/08/2019	12:15	40	
FC_03	33°55'88.54"S	53°95'02.41"O	15/08/2019	14:00	40	
FC_04	33°74'28.48"S	53°79'27.86"O	15/08/2019	16:20	40	
FC_05	33°66'35.44"S	53°79'25.12"O	16/08/2019	13:25	40	
FC_06	33°41'22.08"S	54°14'89.78"O	19/08/2019	11:20	30	
FC_07	33°40'89.16"S	54°15'22.01"O	19/08/2019	12:00	30	
FC_08	33°43'33.87"S	54°10'13.03"O	19/08/2019	13:40	30	
FC_09	33°43'26.45"S	54°10'92.26"O	19/08/2019	14:20	4:20 30	
FC_10	33°53'26.41"S	54°37'66.64"O	19/08/2019	16:10	:10 30	
FC_11	33°51'41.05"S	54°39'92.88"O	19/08/2019	16:50	14	
FC_12	33°49'72.74"S	54°42'48.59"O	19/08/2019	17:15	12	
FC_13	33°48'01.57"S	54°44'94.95"O	19/08/2019	17:35	12	
FC_14	33°46'67.38"S	54°47'33.24"O	19/08/2019	18:03	40	
FC_15	33°55'07.62"S	54°36'10.69"O	20/08/2019	08:33	16	
FC_16	33°57'23.30"S	54°35'05.13"O	20/08/2019	08:59	16	
FC_17	33°59'79.17"S	54°34'28.05"O	20/08/2019	09:25	16	
FC_18	33°61'44.11"S	54°32'57.19"O	20/08/2019	10:00	40	
FC_19	33°62'61.87"S	54°29'30.80"O	20/08/2019	10:58	40	
FC_20	33°64'36.70"S	54°26'65.41"O	20/08/2019	11:50	40	
FC_21	33°65'99.58"S	54°24'35.73"O	20/08/2019	12:40	40	
FC_22	33°67'70.72"S	54°21'27.72"O	20/08/2019	13:35	40	
FC_23	33°70'25.23"S	54°22'20.34"O	20/08/2019	14:30	40	
FC_24	33°71'79.95"S	54°25'53.22"O	20/08/2019	15:27	40	
FC_25	33°73'88.39"S	54°27'73.22"O	20/08/2019	16:21	40	
FC_26	33°77'36.58"S	54°28'52.00"O	20/08/2019	17:11	30	
FC_27	33°80'06.50"S	54°28'70.98"O	20/08/2019	17:50	30	
FC_28	33°82'72.33"S	54°29'40.01"O	20/08/2019	18:30	30	
FC_29	33°65'48.39"S	54°19'66.36"O	21/08/2019	08:20	40	
FC_30	33°63'60.39"S	54°17'16.46"O	21/08/2019	09:15	40	
FC_31	33°61'98.12"S	54°14'48.06"O	21/08/2019	10:10	40	
FC_32	33°60'53.70"S	54°11'82.62"O	21/08/2019	11:10	40	
FC_33	33°59'40.76"S	54°09'12.93"O	21/08/2019	12:00	40	
FC_34	33°58'03.58"S	54°11'59.57"O	21/08/2019	12:54	24	
FC_35	33°56'36.43"S	54°13'41.78"O	21/08/2019	13:34	24	
FC_36	33°54'52.14"S	54°13'92.01"O	21/08/2019	14:10	24	
FC_37	33°53'09.94"S	54°15'27.80"O	21/08/2019	14:47	14	
FC_38	33°51'52.91"S	54°15'14.12"O	21/08/2019	15:13	14	
FC_39	33°62'46.23"S	54°10'62.81"	21/08/2019	15:56	24	
FC_40	33°63'73.77"S	54°08'66.54"O	21/08/2019	16:37	24	
FC_41	33°58'19.03"S	54°06'51.02"O	21/08/2019	17:45	40	

Anexo 1: Tabla de Sondeos HVSR adquiridos en el área de estudio

FC_42	33°72'06.91"S	54°20'34.34"O	22/08/2019	08:30	40
FC_43	33°72'71.40"S	54°17'63.27"O	22/08/2019	09:25	40
FC_44	33°73'58.90"S	54°14'66.95"O	22/08/2019	10:15	40
FC_45	33°75'46.64"S	54°12'45.13"O	22/08/2019	11:15	24
FC_46	33°75'91.30"S	54°09'34.96"O	22/08/2019	11:50	24
FC_47	33°77'90.16"S	54°07'56.95"O	22/08/2019	12:30	24
FC_48	33°78'64.25"S	54°04'47.26"O	22/08/2019	13:07	24
FC_49	33°79'58.56"S	54°01'38.23"O	22/08/2019	13:43	24
FC_50	33°80'43.62"S	53°98'38.05"O	22/08/2019	14:18	24
FC_51	33°81'93.53"S	53°95'71.64"O	22/08/2019	14:43	24
FC_52	33°84'12.20"S	53°93'75.92"O	22/08/2019	15:27	24
FC_53	33°85'91.79"S	53°91'64.98"O	22/08/2019	16:00	24
FC_54	33°87'26.87"S	53°87'25.03"O	22/08/2019	16:40	24
FC_55	33°78'34.41"S	53°98'29.03"O	22/08/2019	17:31	24
FC_56	33°76'57.81"S	53°95'91.40"O	22/08/2019	18:05	24
FC_57	33°74'50.08"S	53°94'32.85"O	23/08/2019	08:24	30
FC_58	33°72'21.03"S	53°93'00.24"O	23/08/2019	09:07	30
FC_59	33°69'77.70"S	53°91'59.40"O	23/08/2019	09:49	30
FC_60	33°67'81.77"S	53°89'38.82"O	23/08/2019	10:33	30
FC_61	33°66'04.51"S	53°86'94.41"O	23/08/2019	11:15	30
FC_62	33°64'55.08"S	53°84'34.77"O	23/08/2019	11:56	30
FC_63	33°63'60.21"S	53°,81'46.69"O	23/08/2019	12:36	30
FC_64	33°63'17.48"S	53°78'66.10"O	23/08/2019	13:17	30
FC_65	33°57'13.46"S	53°81'70.82"O	23/08/2019	14:10	7
FC_66	33°56'78.02"S	53°82'19.04"O	23/08/2019	14:26	30
FC_67	33°56'31.34"S	53°85'42.97"O	23/08/2019	15:09	30
FC_68	33°55'09.42"S	53°88'00.51"O	23/08/2019	15:48	30
FC_69	33°52'46.76"S	53°90'97.94"O	23/08/2019	16:28	30
FC_70	33°53'24.82"S	53°94'11.35"O	23/08/2019	17:09	30
FC_71	33°55'34.40"S	53°99'97.69"O	23/08/2019	17:49	30
FC_72	33°56'62.75"S	54°02'80.41"O	23/08/2019	18:27	30

Identificador Pozo	Fuente	Latitud	Longitud	Espesor	Espesor	Espesor	Profundidad
				Sedimentario	Ígneas	Basamento	Total (m)
				(m)	Mesozoicas	(m)	
DDN1020			F4 10411FF	27	(m)	0	27
PRN1039	PRENADER	-33,5500988	-54,1941155	37	0	0	37
PRN1125	PRENADER	-33,8833792	-54,306251	4	33	0	37
PRN1127	PRENADER	-33,789753	-54,2792702	0	52	0	52
PRN1128	PRENADER	-33,7902302	-54,2814209	0	52	0	52
PRN1129	PRENADER	-33,754844	-54,2270091	2	47	0	49
PRN1130	PRENADER	-33,7799208	-54,249759	1	46	0	47
PRN122	PRENADER	-32,9667533	-53,918/01	14	0	27	41
PRN1233	PRENADER	-33,1607206	-54,4520666	28	22	6	56
PRN1272	PRENADER	-33,2625654	-54,4086543	12	0	31	43
PRN1322	PRENADER	-33,5621609	-54,1072279	37	0	0	37
PRN1394	PRENADER	-33,1825611	-54,3498835	0	5	47	52
PRN1406	PRENADER	-33,0366412	-54,1093242	1	0	71	72
PRN1407	PRENADER	-33,0366122	-54,1071842	1	0	37	38
PRN1408	PRENADER	-33,0370774	-54,1082456	1	0	41	42
PRN1473	PRENADER	-33,0101913	-54,1199936	1	0	41	42
PRN1489	PRENADER	-33,205281	-54,3655944	3	27	32	62
PRN1490	PRENADER	-33,2053057	-54,3677387	3	27	20	50
PRN1491	PRENADER	-33,336066	-54,4520567	7	5	39	51
PRN1595	PRENADER	-33,0254125	-54,145923	1	0	31	32
PRN1643	PRENADER	-33,560092	-54,0878881	36	0	0	36
PRN1646	PRENADER	-33,6589912	-54,1689308	41	1	0	42
PRN1796	PRENADER	-33,2074103	-54,3548358	0	34	19	53
PRN1801	PRENADER	-33,2443991	-54,3188237	12	20	0	32
PRN1927	PRENADER	-33,2593324	-54,4017309	15	25	10	50
PRN1967	PRENADER	-33,6405309	-54,1703567	5	57	0	62
PRN1987	PRENADER	-33,9138075	-54,3635621	5	52	0	57
PRN1995	PRENADER	-32,8315732	-53,9824195	5	0	27	32
PRN200	PRENADER	-33,3027564	-54,4563269	0	0	40	40
PRN211	PRENADER	-32,9837495	-54,1654191	1	0	56	57
PRN2112	PRENADER	-33,7283406	-54,2339657	1	36	0	37
PRN2113	PRENADER	-33,7278626	-54,2318168	1	29	0	30
PRN2172	PRENADER	-33,7298398	-54,2102045	4	56	0	60
PRN2191	PRENADER	-33,2916648	-54,4312713	40	20	0	60
PRN2214	PRENADER	-33,3018086	-54,4520472	0	0	45	45
PRN224	PRENADER	-33,0678829	-53,8132405	36	0	0	36
PRN2403	PRENADER	-32,9277846	-54,0926917	1	0	44	45
PRN2404	PRENADER	-32,9341591	-54,0973798	1	0	35	36
PRN421	PRENADER	-33,3176347	-54,4566355	29	9	4	42
PRN479	PRENADER	-33,2780556	-54,464755	30	0	37	67

# <u>Anexo 2</u>: Tabla de Pozos someros de PRENADER y DINAMIGE (Medina y Pirelli, 1995) en el área de estudio
PRN541	PRENADER	-33,6707623	-53,9487871	5	58	0	63
PRN609	PRENADER	-33,3675371	-54,4864885	48	0	22	70
PRN610	PRENADER	-33,3695617	-54,4848299	32	0	20	52
PRN657	PRENADER	-33,2070403	-54,3618123	0	20	31	51
PRN675	PRENADER	-32,9586912	-53,9830287	1	0	22	23
PRN676	PRENADER	-32,9595769	-53,9819413	1	0	44	45
PRN756	PRENADER	-33,8290225	-54,2839755	21	7	0	28
PRN759	PRENADER	-33,8282338	-54,29317	17	24	0	41
PRN805	PRENADER	-33,8822804	-54,2900589	10	35	0	45
PRN806	PRENADER	-33,8791063	-54,2884938	24	26	0	50
PRN97	PRENADER	-33,7065674	-54,2230365	0	56	0	56
PRN98	PRENADER	-33,710186	-54,2240489	0	60	0	60
PRN991	PRENADER	-33,8619063	-54,3195911	24	21	0	45
215.P-1	DINAMIGE (Medina y	-33,599375	-54,1520189	15	5	0	20
	Pirelli, 1995)						
215.P-2	DINAMIGE	-33,5975726	-54,1520532	14	3	0	17
	(Medina y						
	Pirelli,						
215.P-3	DINAMIGE	-33,5967	-54,1542242	30	1	0	31
21011 0	(Medina y	00,0007	3 1)23 122 12		_	Ū	01
	Pirelli,						
	1995)						
215.P-4	DINAMIGE	-33,602093	-54,1530445	10	2	0	12
	(Medina y						
	Pirelli,						
215.P-5	DINAMIGE	-33.6011774	-54.1519847	12	1	0	13
21011 0	(Medina y	00,0012771	3 1,13 13 0 17		_	Ū	10
	Pirelli,						
	1995)						
215.P-6	DINAMIGE	-33,6109468	-54,1410251	25	1	0	26
	(Medina y						
	Pirelli,						
215 P-7		-33 6046672	-54 1432000	20	0	0	20
213.5-7	(Medina v	33,0040072	34,1432333	23	0	0	23
	Pirelli,						
	1995)						

#### Anexo 3: Descripciones de pozos históricos de la CLM

#### POZO RINCÓN DE GABITO

A continuación, se realiza la descripción de las unidades estratigráficas que componen el perfil del pozo Rincón de Gabito.

0m – 49,5 m: No hay registro

## Formaciones Camacho/Raigón: 49,5 m - 92,5 m

Se observa una predominancia de arcillitas y lutitas desde la base hasta la parte media, y desde la parte media hasta el tope limolitas. A lo largo de todo el intervalo ocurren intercalaciones de niveles de arenas (excepcionalmente areniscas), con espesores de aproximadamente 2 m. Hacia el tope se encuentran arenas medias a gruesas, hacia la parte media, arenas medias (excepcionalmente finas) y hacia la base arenas muy gruesas a sabulíticas.

Las limolitas son gris verdosas, amarronadas o grisáceas (Fig. 1), bien seleccionadas, generalmente masivas. Las limolitas grisáceas son minoritarias, suelen estar más litificadas que las demás y en ocasiones presentan una fina laminación horizontal levemente marcada. En casos muy puntuales se presentan algo arenosas (menos del 1% del volumen total de la muestra). La fracción arenosa está compuesta por clastos de tamaño arena muy fina a media, de composición cuarzosa y morfometría esférica y subangulosa.



Fig. 1: A) Limolita de coloración gris-verdosa amarronada, correspondiente al intervalo 60,0 m
- 60,5 m. B) Limolita de coloración gris-verdosa amarronada, algo arenosa, correspondiente al intervalo 50,0 m – 50,5 m. C) Limolita de coloración grisácea con laminación fina horizontal, intervalo 58,0 m – 58,5 m.

Las arcillitas son gris verdosas o gris amarronadas (Fig. 2 A), presentan estructura masiva y buena selección. En ocasiones presentan fragmentos de conchillas blancas de entre 2 y 5 mm.

Las lutitas son gris oscuras (Fig. 2 B), presentan estructura laminada y se encuentran bien seleccionadas.



Figura 2: A) Arcillita de coloración gris amarronada correspondiente al intervalo de 75,5 m – 76,0 m. B) Lutita de coloración gris oscura con fina laminación horizontal correspondiente al intervalo de 77,0 m – 77,5 m.

Las arenas son gris blancas, gris amarronadas o amarillas fuertes (Fig. 3), con las siguientes composiciones y morfometrías de los clastos:

En las arenas finas la composición y morfometría de los clastos es de 95-97% cuarzos esféricos, subredondeados a bien redondeados y subprismáticos, subredondeados, 2-3% feldespatos esféricos y subprismáticos, subangulosos y 1% líticos y/o minerales pesados esféricos, subangulosos.

En las arenas medias la composición y morfometría de los clastos es de 93-98% cuarzos esféricos, angulosos a muy bien redondeados y subprismáticos, subangulosos a bien redondeados, 1-5% feldespatos subprismáticos, subangulosos y esféricos, subangulosos y 1-3% fragmentos líticos y/o minerales pesados esféricos, angulosos a subredondeados y subdiscoidales, angulosos.

En las arenas muy gruesas la composición y morfometría de los clastos es de 90% cuarzos esféricos, subangulosos a subredondeados, y subprismáticos, subangulosos a subredondeados, 7% feldespatos esféricos y subprismáticos, subangulosos y 3% líticos y/o minerales pesados esféricos, muy angulosos a angulosos.

En las arenas sabulíticas la composición y morfometría de los clastos es de 68% feldespatos esféricos y subprismáticos subangulosos, 30% cuarzos esféricos y subprismáticos, subredondeados y 2% líticos/minerales pesados esféricos, angulosos.



Figura 3: A) Arena fina de coloración amarilla fuerte, correspondiente al intervalo de 56,0 m – 56,5 m. B) Arena media de coloración gris-blanca, correspondiente al intervalo de 53,5 m – 54,0 m. C) Arena muy gruesa de coloración gris amarronada, correspondiente al intervalo de 83,0 m – 83,5 m.

# Formación Fray Bentos: 92,5 m – 182 m

Se observa la presencia de limolitas a lo largo de todo el intervalo, a excepción de un nivel conglomerádico de 1 m de espesor ubicado hacia la base.

Las limolitas son marrón claras a marrón oscuras anaranjadas (Fig. 4 A y B), masivas, bien seleccionadas. A veces se presentan algo arenosas (casos muy puntuales, y cuando lo es, es menos del 1% del volumen total). La fracción arenosa está compuesta por clastos de arena muy fina.

Suelen presentar carbonato de calcio en forma de venillas y/o cemento carbonático. Localmente, algunos intervalos presentan clastos de sábulo, dispersos (3%), de composición feldespática (80%) y morfometría subprismática, subangulosa, e intraclastos (20%).

El nivel conglomerádico corresponde a un paraconglomerado marrón oscuro anaranjado, matriz-soportado (Fig. 4 C). El esqueleto representa un 35% del volumen total de la roca, con clastos de 1 a 1,5cm, compuestos por 50% cuarzos, de esfericidad variable, pero tendiendo a esféricos subredondeados, y 50% minerales máficos subredondeados a subangulosos, de esfericidad variable. La matriz representa un 65% del volumen total de la roca, y está compuesto por clastos fracción limo, con cemento de CaCO3.



Figura 4: A) Limolita de coloración marrón clara con cemento de CaCO<sub>3</sub> correspondiente al intervalo de 121,0 m – 122,0 m. B) Limolita de coloración marrón oscura anaranjada con venillas de CaCO<sub>3</sub> correspondiente al intervalo de 113,0 m – 114,0 m. C) Paraconglomerado matriz-soportado de coloración marrón oscura-anaranjada, correspondiente al intervalo de 169,0 m – 170,0 m.

## Formaciones Puerto Gómez y Arequita: 182 m - 224 m

Las litologías asignadas a este intervalo se corresponden con rocas volcánicas mesozoicas, representadas por las formaciones Puerto Gómez y Arequita, las cuales se presentan intercaladas.

La Formación Puerto Gómez está representada por basaltos grises oscuros (Fig. 5) con textura afanítica o porfirítica con matriz afanítica, siendo los fenocristales de plagioclasa (tamaño entre 1 mm y 5 mm). Puede presentar vacuolas o amígdalas rellenas de zeolitas, con diámetros de 2 mm a 5 mm. En ocasiones, se lo encuentra fracturado y con presencia de venillas de CaCO<sub>3</sub>. Cuando se presenta alterado adquiere una coloración gris amarillenta y se torna más desagregable.



Figura 5: A y B) Basalto de coloración gris oscura, porfirítico con fenocristales de plagioclasa correspondiente al intervalo de 220 m a 221 m.

La Formación Arequita está representada por riolitas y brechas volcánicas. Las riolitas son bordó (Fig. 6), con textura afanítica o porfirítica con matriz afanítica, siendo los fenocristales de cuarzo y feldespato de hasta 2mm. Pueden presentar amígdalas de

tamaños entre 3 y 12 mm, rellenas de zeolitas y cuarzo. Pueden presentar venillas de CaCO<sub>3</sub>, y minerales metálicos (menos del 1%) con aureola de oxidación de tamaño promedio de 2 mm.



Figura 6: A y B) Riolita de coloración bordó amarronada, amigdaloide correspondiente al intervalo de 214 m a 215 m.

Las brechas volcánicas son bordó amarronadas (Fig. 7), constituidas por fragmentos líticos, de los cuales el 80-90% de los clastos son de riolita, subangulosos de hasta 0,2 cm, y el 10-20% restante son clastos de origen sedimentario, subangulosos a subredondeados de 0,2 cm hasta 2,0 cm y excepcionalmente 4 cm.



Figura 7: Brecha volcánica de coloración bordó amarronada, correspondiente al intervalo 193,0 m – 194,0 m.

# POZO LA CATUMBERA

A continuación, se realiza la descripción litológica de las unidades estratigráficas que componen el perfil del pozo La Catumbera.

Formación Dolores: 0 m – 22 m

Se observa una predominancia de arcillas, a las que hacia la parte media se intercala un nivel de arena media a gruesa de espesor de 3 m.

Las arcillas son gris verdosas (Fig. 8), algo arenosas (menos del 10% del volumen total de la muestra), presentan estructura masiva y buena selección. Los clastos de arena fina y media están constituidos por cuarzos (97%) esféricos y subprismáticos, subangulosos a subredondeados y feldespatos (3%) esféricos, subangulosos a subredondeados y subprismáticos. Los clastos de arena gruesa están compuestos por cuarzos (60-70%) esféricos, angulosos a subangulosos, y feldespatos (30-40%) esféricos, angulosos a subangulosos y subprismáticos.



Figura 8: Arcilla algo arenosa correspondiente al intervalo de 7 m – 8,50 m.

En las arenas medias a gruesas (Fig. 9), la composición y morfometría de los clastos es de 88% cuarzos esféricos, subangulosos a subredondeados y subprismáticos, subangulosos a subredondeados, 5% feldespatos esféricos, subangulosos a subredondeados y 7% liticos y/o minerales pesados esféricos, subangulosos y subprismáticos, subangulosos.



Figura 9: Arena media a gruesa de coloración gris anaranjada, con algunos clastos tamaño sábulo, correspondiente al intervalo de 11 m – 14 m.

#### Formaciones Camacho/Raigón: 22 m – 91 m

Se observan niveles de arenas (excepcionalmente areniscas) (Fig. 10), de granulometrías medias a gruesas desde la parte media hacia el tope, y granulometrías finas y muy gruesas hacia la base. Desde la base hasta la parte media, se intercalan niveles de gravas finas (Fig. 11), con espesores de 4 m. En ocasiones dichos niveles de gravas finas pueden tener en menor proporción arenas finas a gruesas.

Las arenas son generalmente grises amarronadas, en casos puntuales amarillas anaranjadas y excepcionalmente verdes oscuras (Fig. 10), con las siguientes composiciones y morfometrías de los clastos:

En las arenas finas la composición y morfometría de los clastos es de 97% cuarzos esféricos, subredondeados y subprismáticos, suredondeados, y 3% feldespatos subprismáticos, subangulosos a subredondeados.

En las arenas medias a gruesas la composición y morfometría de los clastos es de 90-95% cuarzos esféricos, subangulosos a bien redondeados y subprismáticos, subredondeados, 5-10% feldespatos esféricos, subredondeados y subprismáticos, angulosos a subredondeados, y 0-5% líticos y/o minerales pesados esféricos, angulosos a subangulosos.

En las arenas muy gruesas gris amarronadas, la composición y morfometría de los clastos es 88% cuarzos subangulosos esféricos, 7% feldespatos subangulosos subprismáticos y subangulosos esféricos y 5% líticos angulosos de esfericidad variable,

En las arenas muy gruesas verdes oscuras la composición y morfometría de los clastos es únicamente de cuarzos, esféricos, subangulosos y subredondeados y subprismáticos, subangulosos y subredondeados.



Figura 10: A) Arenisca de coloración amarilla anaranjada correspondiente al intervalo 69 m – 70 m. B) Arena media a gruesa de coloración gris amarronada, con algunos clastos tamaño arena gruesa, conteniendo arcilla oscura aglomerada, correspondiente al intervalo de 31 m – 32 m. C) Arena muy gruesa, algo arcillosa, de coloración verde oscura correspondiente al intervalo de 72 m – 74 m.

En las gravas finas, la composición y morfometría de los clastos, puede ser de 2 tipos:

• Fracción grava con clastos de 90-95% de cuarzos esféricos, subangulosos a bien redondeados, 3-5% de líticos y/o minerales pesados esféricos, subangulosos y subprismáticos, subangulosos a subredondeados, y 2-5 % de feldespatos esféricos, subredondeados y subprismáticos, subangulosos a subredondeados.

• Fracción grava con clastos de líticos y/o minerales pesados entre 35 y 50%, esféricos, subangulosos a subredondeados y subprismáticos, muy angulosos a subredondeados, cuarzos (30-50%) esféricos, subangulosos a subredondeados y subprismáticos, subangulosos y feldespatos (10-25%) esféricos, angulosos y subprismáticos, subangulosos a subredondeados.



Figura 11: A) Gravas finas de coloración gris amarronada, con arenas finas a gruesas correspondiente al intervalo de 64 m – 65 m. B) Gravas finas de coloración gris amarronada, correspondiente al intervalo de 77 m – 78 m.

Respecto a las arenas finas a gruesas que en ocasiones aparecen junto a las gravas finas, en las mismas predominan clastos de cuarzo, seguido de feldespatos y por último líticos y/o minerales pesados, con morfometrías variables.

## Formación Fray Bentos: 91 m – 125 m

Se observan limolitas marrón claras (Fig. 12), con estructura masiva, ocasionalmente algo arenosas (1-2%). La fracción arena pueden presentar clastos de arena media a muy gruesa (en la mayoría de los casos arena gruesa) compuestos por clastos de cuarzos esféricos, subangulosos; excepcionalmente compuestos por clastos de cuarzos (10%) esféricos, subangulosos y de feldespatos (90%) subprismáticos, subangulosos. Suele presentar CaCO<sub>3</sub> en forma de cemento (distribuido homogéneamente), venillas o capas sub-horizontales.



Figura 12: Limolita de coloración marrón clara, algo arenosa correspondiente al intervalo de 95 m – 96 m.

#### Basamento cristalino Pre-Cámbrico: 125 m – 140 m

La litología asignada al basamento se corresponde con un granito de grano medio y coloración marrón-rosada a amarillenta (Fig. 13). Presenta textura porfirítica, compuesta por fenocristales de feldespato de 15 mm, inmersos en una matriz de feldespato, cuarzo y biotita de tamaño de grano medio.



Figura 13: Granito de coloración marrón-rosada a amarillenta, porfirítico con fenocristales de feldespato correspondiente intervalo de 128 m — 131 m.

## POZO CHUY

A continuación, se realiza la descripción de las unidades estratigráficas que componen el perfil del pozo Chuy.

# Formación Dolores: 0 m – 7 m

Se observa la presencia de limos de coloración marrón clara (Fig. 14), los cuales presentan estructura masiva y buena selección.



Figura 14: Limo de coloración marrón clara, correspondiente al intervalo de 1,90 m – 2,50 m.

# Formación Libertad: 27 m – 35 m y 45 m – 54 m

Se observa la presencia de arcillas, correspondientes a los episodios Libertad I y Libertad II. Las arcillas son gris oscuras (Fig. 15), presentan estructura masiva y buena selección.



Figura 15: Arcilla de coloración gris correspondiente al intervalo de 27,40 m - 30,0 m. (Libertad II).

# Formación Chuy: 7 m – 27 m, 35 m – 45 m y 54 m – 66 m

Se observa la presencia de arcillas, correspondientes a los episodios Chuy I y Chuy II, y arenas finas o medias (excepcionalmente areniscas), correspondientes al episodio Chuy III.

Las arcillas son gris oscuras (Fig. 16), presentan estructura masiva y buena selección. En ocasiones se observa la presencia de fragmentos de conchillas blancas con tamaños de hasta 1 cm que reaccionan al HCI.



Figura 16: Arcilla de coloración gris con fragmentos de conchillas correspondiente al intervalo de 57,60 m - 60,0 m. (Chuy I).

Las arenas son gris amarronadas claras o amarillas fuertes (Fig. 17), con las siguientes composiciones y morfometrías de los clastos:

En las arenas finas, la composición y morfometría de los clastos es de 96-97% cuarzos bien redondeados, esféricos y subprismáticos, 2-3% feldespatos subangulosos,

esféricos y subangulosos y 1% fragmentos líticos y/o minerales pesados esféricos, subangulosos y subprismáticos, angulosos a subangulosos.

En las arenas medias, la composición y morfometría de los clastos es de 97% cuarzos esféricos, subangulosos a subredondeados, 2% fragmentos líticos y/o minerales pesados esféricos, subangulosos y 1% feldespatos esféricos, subangulosos.



Figura 17: A) Arena fina de coloración gris-amarronada clara, correspondiente al intervalo de 7,10 m – 16,20 m. B) Arenisca fina de coloración gris-amarronada, correspondiente al intervalo de 0,30 m – 1,90 m. C) Arena media de coloración amarilla anaranjada, correspondiente al intervalo de 16,20 m – 27,40 m. (Chuy III)

# Formación Raigón: 66 m – 113 m

Se observan mayoritariamente intercalaciones de niveles de gravas finas (Fig. 18), de hasta 7 m de espesor, seguido de niveles de arenas con granulometrías muy variables (desde finas a muy gruesas, predominando gruesas y muy gruesas) (Fig. 19), de hasta 3 m de espesor, y por último niveles de arcillitas (Fig. 20) y limolitas (Fig. 21) de hasta 3 m de espesor ubicadas generalmente hacia la base.

En los niveles de gravas finas, la composición y morfometría de los clastos es variada, en algunas ocasiones predominan los clastos de cuarzo ampliamente sobre fragmentos líticos y feldespatos; y en otras ocasiones predominan los clastos de fragmentos líticos sobre los de cuarzo y feldespato. Igualmente, de manera general suelen predominar los clastos de cuarzo sobre los fragmentos líticos y feldespatos. Las composiciones y morfometrías de los diferentes niveles son:

• 96% de clastos de cuarzo esféricos, subanguloso y subprismáticos, subangulosos, 2% de fragmentos líticos esféricos, subangulosos y 2% de feldespatos subprismáticos, angulosos a subangulosos.

• 80% de fragmentos líticos esféricos, subangulosos y subprismáticos, subangulosos y 20% de clastos de cuarzo esféricos, subredondeado.

• 80% de clastos de cuarzo esféricos, subredondeados y subprismáticos, subredondeados y 20% de fragmentos líticos esféricos, subredondeados y subdiscoidales, angulosos.

• 60-65% de clastos de cuarzo esféricos, subanguloso a subredondeado y subprismáticos, subangulosos, 30% de fragmentos líticos esféricos, subangulosos a subredondeados y subprismáticos, angulosos y 5-10% de clastos de feldespatos esféricos, subangulosos y subprismáticos, subangulosos.

En ocasiones dichos niveles de gravas finas pueden presentar arenas gruesas a muy gruesas (Fig. 18), con las siguientes composiciones y morfometrías de los clastos:

En las arenas gruesas la composición y morfometría de los clastos es de 93% cuarzos esféricos subredondeados, 5% feldespatos esféricos, subredondeados y 2% fragmentos líticos y/o minerales pesados esféricos, subangulosos.

En las arenas muy gruesas la composición y morfometría de los clastos es de 90-95% cuarzos esféricos, subangulosos a subredondeados y subprismáticos, subangulosos a subredondeados, 3-7% feldespatos esféricos, angulosos y subangulosos y subprismáticos angulosos y subangulosos y 3% fragmentos líticos y/o minerales pesados esféricos, angulosos a subangulosos, subprismáticos, subangulosos a angulosos y subdiscoidales, subangulosos.



Figura 18: A) Gravas finas con arena gruesa, correspondiente al intervalo de 80,0 m - 82,0 m. B) Gravas finas con arena muy gruesa, correspondiente al intervalo de 90,0 m - 93,0 m.

En cuanto a los niveles de arenas sin presencia de gravas (Fig. 19), las arenas son gris amarronadas, con granulometrías que van desde arenas finas a muy gruesas, con las siguientes composiciones y morfometrías de los clastos:

En las arenas finas la composición y morfometría de los clastos es de 91% cuarzos esféricos, subangulosos a subredondeados y subprismáticos, subangulosos, 7% feldespatos subprismáticos, angulosos y 2% líticos y/o minerales pesados subprismáticos, angulosos.

En las arenas medias la composición y morfometría de los clastos es de 95% cuarzos esféricos, subangulosos, 2% líticos y/o minerales pesados subangulosos, esféricos a subprismáticos y 3% feldespatos subprismáticos, subangulosos a angulosos.

En las arenas gruesas y muy gruesas la composición y morfometría de los clastos es la misma que la descrita anteriormente para las arenas gruesas y muy gruesas presentes en los niveles de gravas finas.



Figura 19: A) Arena fina de coloración gris-amarronada con algo de arena muy gruesa, correspondiente al intervalo 85,8 m – 88,9 m. B) Arena gruesa a muy gruesa, de coloración gris-amarronada, correspondiente al intervalo de 93,0 m - 95,3 m.

Las arcillitas son de coloración gris amarronada (Fig. 20), algo arenosas (menos del 6% del volumen total de la muestra), presentan estructura masiva y buena selección. La fracción arenosa está constituida por clastos de tamaño de grano arena fina o media, de composición cuarzosa. La fracción arenosa puede estar constituida por clastos de tamaño de grano arena fina o media, en algunas ocasiones arena muy gruesa-sábulo. Las arenas medias presentan la siguiente composición y morfometría de clastos, 80% de cuarzo esférico, subanguloso y 20% de feldespato subprismático, subanguloso. En la fracción arena fina, la composición y morfometría de los clastos es de 70% feldespato esférico a subprismático, subanguloso, 20% de cuarzo esférico, subredondeado y raramente 10% minerales micáceos. En la fracción arena muy gruesa, la composición y morfometría de los clastos es 80% de cuarzo esférico, subanguloso y 20% de feldespato esférico, subanguloso y 20% de feldespato esférico, subanguloso y 20% de cuarzo esférico, subredondeado y raramente 10% minerales micáceos. En la fracción arena muy gruesa, la composición y morfometría de los clastos es 80% de cuarzo esférico, subanguloso y 20% de feldespato esférico, subanguloso. En la fracción sábulo, la composición y morfometría de los clastos es 60% de cuarzo esférico, subanguloso y 20% de feldespato esférico, subanguloso. En la fracción sábulo, la composición y morfometría de los clastos es cuarzo esférico a subprismático, subanguloso.



Figura 20: Arcillita de coloración gris amarronada algo arenosa, correspondiente al intervalo de 88,9m - 90,0m.

Las limolitas son de coloración gris clara amorranada (Fig. 21), algo arenosas (menos del 5% del volumen total de la muestra), presentan estructura masiva y buena selección. La fracción arenosa puede estar constituida por clastos de tamaño de grano arena muy fina, de composición cuarzosa. La fracción arenosa puede estar constituida por clastos de tamaño de grano arena muy fina o gruesa. Cuando es arena muy fina presenta composición de entre 95-100% de cuarzo, esférico y subredondeado y entre 0-5% de feldespato subprismático, subredondeado. Cuando la fracción es arena gruesa, la composición es de 90% de cuarzo, esférico, subanguloso, 9% de feldespato subprismático, subanguloso y 1% de minerales micáceos.



Figura 21: Limolita de coloración gris clara amorranada algo arenosa, correspondiente al intervalo de 102,0 m - 104,15 m.

Formación Camacho: 113 m – 137,9 m

Se observa hacia la base, una predominancia de gravas finas (las cuales suelen presentar arenas muy gruesas), seguido hacia la parte media, de arenas muy gruesas, y hacia el tope, arcillitas.

Los niveles de gravas finas ubicados hacia la base, son de coloración grisácea (Fig. 22), y suelen presentar intercalaciones de arenas muy gruesas de coloración gris a grisamarronada, encontrándose muy pobremente seleccionados. La composición y morfometría de los clastos para las gravas finas y arenas muy gruesas es de 95-97% cuarzos de esfericidad variable, subangulosos a subredondeados, 2-3% feldespatos subangulosos, esféricos a subprimáticos y 1-2% líticos esféricos angulosos a subangulosos, subprismáticos, angulosos a subangulosos y discoidales, subangulosos.

En ocasiones la fracción arena muy gruesa puede presentar fragmentos de conchillas blancas y gris oscuro con tamaños de hasta 8 mm, que reaccionan positivamente al HCl.



Figura 22: Gravas finas con arena muy gruesa, correspondiente al intervalo de 136,0 m - 137,9 m.

Las arcillitas son gris amarronadas (Fig. 23), presentan estructura masiva y buena selección. En ocasiones presentan fragmentos de conchillas blancas y/o gris oscuro con tamaños variables desde 2 mm hasta 1,5 cm, que reaccionan positivamente al HCl. Excepcionalmente se observa la presencia de clastos de cuarzo, tamaño sábulo, dispersos, en proporciones menores al 2%.



Figura 23: A) Arcillita y clastos de tamaño sábulo, correspondiente al intervalo de 113,0 m -115,0 m. B) Arcillita con fragmentos de conchillas, correspondiente al intervalo 115,0 m - 117,0 m.

## Basamento cristalino Pre-Cámbrico o Formación Puerto Gómez: 137,9 m –139,9 m

Se observa una roca gris oscura amarronada (Fig. 24), muy consolidada, con una posible foliación muy incipiente (Fig. 24 B). En primera instancia no se observan cristales de plagioclasa, aunque no se descarta dicha posibilidad. Las muestras consisten en fragmentos muy pequeños, los cuales presentan un mal estado de preservación, dificultando la descripción litológica.



Figura 24: A) y B) Muestra correspondiente al intervalo de 137,90 m - 138,90 m. C) Muestra correspondiente al intervalo de 138,9 m - 139,9 m.

# POZO 18 DE JULIO

A continuación, se realiza la descripción litológica de las unidades estratigráficas que componen el perfil del pozo 18 de Julio

#### Formación Dolores: 0 m –18 m

Se observan arcillas de coloración marrón clara o grisácea (Fig. 25), presentan estructura masiva y buena selección. En ocasiones se presentan algo arenosas (contenido de arena menor a 2-3% del volumen total). La fracción arena, cuando está presente, se compone por clastos de cuarzo de morfometría esférica, subredondeada.



Figura 25: A) Arcilla de coloración marrón clara, algo arenosa, correspondiente al intervalo de 2 m – 6 m. B) Arcilla de coloración grisácea correspondiente al intervalo de 11 m – 13 m.

#### Formación Puerto Gómez: 18 m – 118 m

La Formación Puerto Gómez está representada por basaltos de coloración bordó (Fig. 26). Todas las muestras consisten en fragmentos de 1 a 2 mm de diámetro dispuestas en frascos.



*Figura 26: Basalto de coloración bordó, correspondiente al intervalo de 110 m – 118 m.*