

# VELOCIDADES DE ONDAS SCHOLTE EN SEDIMENTOS MARINOS: SENSIBILIDAD A LAS PROPIEDADES GEOACÚSTICAS Y PETROFÍSICAS

Claudia L. Ravazzoli<sup>a,b</sup>, María Florencia Varela<sup>a</sup> y E. Diego Mercerat<sup>c</sup>

<sup>a</sup>Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, Universidad Nacional de La Plata y

<sup>b</sup> CONICET, ARGENTINA

<sup>c</sup> CEREMA Mediterranéé, FRANCIA

e-mail: [cravazzoli@gmail.com](mailto:cravazzoli@gmail.com)

## RESUMEN

*En este trabajo se propone la implementación de un flujo de trabajo basado en modelos de física de rocas para la estimación de las propiedades elásticas de las rocas sedimentarias poco consolidadas de la corteza oceánica, el ajuste de velocidades sínicas compresionales, la predicción de las velocidades de corte y el cálculo y análisis de las curvas de dispersión de velocidades de ondas Scholte  $V_{SH}$  asociadas (para el modo fundamental y el primer modo superior). Para ilustrar el procedimiento se utilizaron datos de dominio público correspondientes a dos pozos del programa IODP en el Golfo de Bengala (océano Índico). Para la calibración del modelo se utilizan las mediciones de velocidad sínica compresional, densidad, porosidad, fracciones mineralógicas y espesores de la secuencia sedimentaria, además de las propiedades físicas del basamento basáltico, del agua de mar y su profundidad. A partir del modelo calibrado realizamos diversos análisis de sensibilidad de las velocidades de ondas Scholte y sus curvas de dispersión, en un rango de frecuencias que abarca las ondas sismológicas, el ruido sísmico y la sísmica de exploración, variando las propiedades geoacústicas y petrofísicas de las diferentes capas. La sensibilidad de  $V_{SH}$  ante cambios en la velocidad de onda S, como se espera, es mucho más marcada en comparación a la de onda P, teniendo correlación directa con ambas para el rango de frecuencias analizado. Con respecto a la porosidad, observamos alta sensibilidad de  $V_{SH}$  para ambos modos, exhibiendo correlación inversa entre ambas magnitudes. Del presente análisis se establece la factibilidad de invertir a partir de velocidades de ondas Scholte no sólo velocidades de corte y espesores (aplicaciones ya conocidas), sino también información petrofísica de interés para la caracterización del fondo marino.*

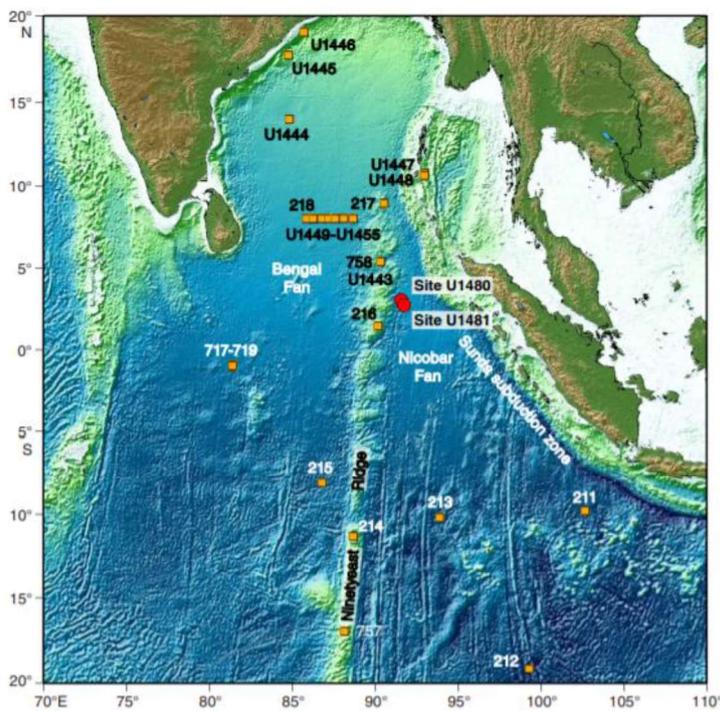
Palabras Clave: Sedimentos Marinos, Física de Rocas, Ondas Scholte, Velocidades Sínicas

## INTRODUCCIÓN

Estudios recientes han demostrado que el análisis y procesamiento de las señales correspondientes a ondas superficiales o de interfaz son herramientas eficaces para la inversión de parámetros geoacústicos del fondo oceánico. Los mismos se basan en el carácter dispersivo de las ondas de superficie de banda ancha, que se propagan a lo largo de la interfaz entre el agua de mar y el fondo marino (Dong et al. 2021, Wu et al. 2018). En tal sentido, es importante comprender cuales son los parámetros críticos en las propiedades elásticas y velocidades de propagación de ondas sísmicas y acústicas en sedimentos del fondo marino, lo que es de interés en diversas áreas. En particular, las ondas de corte y las ondas de interfase tales como las Rayleigh (que se propagan y producen deformaciones en la proximidad de una superficie libre) y las ondas Scholte (en interfases fluido-sólido, también llamadas ondas Rayleigh generalizadas), son de gran interés en estudios sismológicos, en ingeniería y en acústica oceánica (Ballard y Lee, 2017, Kugler et al. 2007). En ciertos casos, el interés se centra en las ondas de gran

amplitud y de baja frecuencia (menores a 10 Hz) generadas por terremotos y explosiones nucleares. En otros, las ondas de corte y de interfase de alta frecuencia (mayores a 10 Hz) se utilizan para sondeo del fondo marino y caracterización de sus sedimentos, lo que es de suma importancia para estudios geotécnicos relacionados con la estabilidad de depósitos de plataforma y prospección geofísica off-shore. El estudio de las propiedades de la capa de sedimentos del fondo marino también es necesario para el diseño y la ubicación de estructuras de ingeniería civil en el fondo marino (Hovem, 1991) y para evaluar la estabilidad y riesgo de deslizamiento de grandes masas de sedimentos submarinos (Madrussani et al. 2018).

Las distintas ondas superficiales tienen varias características comunes y sus velocidades de fase están fuertemente relacionadas con la velocidad de la onda de corte. Son evanescentes, es decir, presentan un decaimiento exponencial con la distancia desde la interfaz donde se producen, y si el medio no es homogéneo y también son dispersivas. En particular, las ondas Scholte (Scholte, 1947), se propagan a lo largo de la interfaz entre fluidos y sólidos, por ejemplo, en el entorno del contacto entre agua y sedimentos. La mayor parte de su energía se propaga en una región poco profunda, aproximadamente igual a una longitud de onda. Por ende, su propagación estará fuertemente influenciada por las propiedades elásticas de dicha zona del subsuelo. Dichas ondas además presentan un modo fundamental y modos superiores, viajando estos últimos más rápido que el primero.



**Figura 1.** Ubicación de los pozos utilizados de la Expedición 362 en el Océano Índico.

y geoacústicas de los sedimentos y su estratificación, observándose que los trabajos existentes se han centrado principalmente en el modelado y predicción de las velocidades de las ondas corpóreas. Con estas motivaciones, en el presente trabajo se describe la implementación de un flujo de trabajo basado en modelos de física de rocas para el cálculo de las propiedades elásticas de las rocas sedimentarias poco consolidadas del fondo oceánico y la predicción y ajuste de las velocidades de propagación de ondas P y S en dichos ambientes. A partir del modelo calibrado analizamos la sensibilidad de las velocidades de ondas Scholte y sus curvas de dispersión, en un rango de frecuencias entre

La conocida y fuerte correlación existente entre la rigidez o módulo de corte de un medio elástico y las velocidades de las ondas de corte S, Scholte y Rayleigh hacen que las mismas sean de interés para la caracterización mecánica de los sedimentos puesto que, a diferencia de las ondas de compresión P, son mucho más sensibles a las variaciones litológicas que al contenido de fluido. Sin embargo, a nuestro entender, no se han hecho hasta el momento análisis paramétricos teniendo en cuenta la influencia de las propiedades petrofísicas

0 y 100 Hz, variando las propiedades geoacústicas de las diferentes capas que forman el espesor sedimentario. Como se espera, la sensibilidad de la velocidad de onda Scholte ante cambios en la velocidad de onda S, es mucho más pronunciada en comparación a la de onda P, mostrando correlación directa con ambas en todo el rango de frecuencias estudiado. Con respecto a la porosidad, observamos alta sensibilidad de la velocidad de onda Scholte para ambos modos, exhibiendo una marcada correlación inversa entre ambas magnitudes. Del presente análisis se concluye que las curvas de dispersión de onda Scholte para ciertas frecuencias permitirían invertir no sólo velocidades de corte y espesores, como es sabido, sino también información petrofísica relevante en escalas de observación adecuadas para la caracterización mecánica del fondo oceánico con fines aplicados. Cabe destacar que los resultados de este trabajo se basan en el trabajo de Varela (2021) y que un análisis preliminar fue presentado por Varela et al. (2021).

## **ZONA DE ESTUDIO Y DATOS UTILIZADOS**

La calibración de los modelos a analizar se realiza utilizando un conjunto de datos de dominio público, adquiridos durante octubre de 2016 en el marco de la campaña 362 realizada en el Océano Índico por el *International Ocean Drilling Program (IODP)*. En dicha campaña se perforaron dos pozos en los sitios denominados U1480 y U1481. El sitio U1480 está ubicado a 3°2.04'N, 91°36.35'E, la profundidad del agua en este punto es de 4148 m y se alcanzó una profundidad de perforación de 2510.2 mbsf (*meters below sea floor*). Las coordenadas del pozo U1481 son 2°45.26'N, 91°45.58'E, la columna de agua es de 4178 m y se perforó un espesor sedimentario total de aproximadamente 1500 mbsf. Para mayores detalles sobre estas campañas véase: <https://brg.ldeo.columbia.edu/logdb/> y <http://publications.iodp.org/proceedings/362/362title.html>. Se extrajeron coronas, se registraron perfiles sísmicos compresionales, de porosidad neutrónica y de densidad volumétrica. Además se realizaron estudios de difracción de RX en laboratorio sobre testigos corona para determinar el contenido mineralógico de los sedimentos. La sucesión sedimentaria oceánica en esta región, de 60–70 Ma, comprende una capa pelágica basal cubierta por sedimentos del abanico submarino de Nicobar. Durante la campaña de perforación se tomaron también muestras del basamento oceánico en el Sitio U1480 con sedimentos suprayacentes que confirman una edad del Cretácico Tardío. La velocidad de onda P promedio del basamento basáltico es de aproximadamente 5500 m/s y las mediciones de su densidad en muestras arrojan una densidad de 2.75 g/cm<sup>3</sup>. Dado que no se dispone de determinación de la velocidad de onda S en el basamento, recurrimos a una correlación empírica dada por Brocher (2005), obteniendo una velocidad de corte aproximada de 3301.5 m/s. Consideramos que dicha estimación es consistente con los valores medios del modelo CRUST 2 para corteza oceánica, por lo que será utilizada para los análisis siguientes. Dentro del espesor sedimentario las principales litologías encontradas en ambos sitios son lodo con nanofósiles, lodo siliciclástico y arena siliciclástica. Las litologías dominantes son arcillas, arcilla limosa y arena de grano fino bien clasificada, mientras que las menos abundantes son mezclas de arcilla, limo y arena, incluyendo minerales como cuarzo, plagioclasa y calcita. El espesor comprende 8 sub-unidades litológicas definidas por MacNeil y Dugan (2016).

## **MODELADO DE PROPIEDADES ELÁSTICAS Y VELOCIDADES P Y S DE LOS SEDIMENTOS**

El flujo de trabajo a presentar se basa en la aplicación del modelo de Dvorkin et al. (1999), ampliamente aceptado en estudios geofísicos. Este modelo se basa en una modificación de las cotas clásicas de Hashin-Shtrikman (1963) para los módulos de la matriz seca en

sedimentos marinos poco consolidados, el que posteriormente es combinado con el módulo de Gassmann (1951).

En primer lugar, utilizando las fracciones mineralógicas medidas en laboratorio, se calculan las propiedades elásticas efectivas de los granos multiminerálicos: incompresibilidad, rigidez y coeficiente de Poisson, que denotaremos  $K, G, \nu$  mediante el promedio de Hill, partiendo de los valores de la Tabla I.

Tabla I. Modulos elásticos y densidad de los minerales principales.

	Arcilla	Cuarzo	Plagioclasa	Calcita
Módulo de volumen (GPa)	21	36.6	76	62
Módulo de corte (GPa)	7	45	26	32
Densidad (g/cm <sup>3</sup> )	2.77	2.65	2.5	2.71

El paso siguiente consiste en estimar las propiedades elásticas de la matriz de roca sedimentaria  $K_{dry}, G_{dry}$ . Como es sabido la porosidad es uno de los parámetros petrofísicos que rigen el comportamiento mecánico de las rocas. A medida que ésta aumenta, los granos van perdiendo contacto entre ellos y la roca disminuye su rigidez, generando una disminución en los módulos elásticos y en las velocidades. Para estudiar este efecto Nur et al. (1998) introducen el concepto de *porosidad crítica*  $\phi_c$ , definiéndola como la máxima porosidad que puede tener una roca consolidada. Una vez superado dicho umbral la roca pasa a ser una mezcla de granos en suspensión en un fluido, por lo tanto, la porosidad crítica define un límite entre el dominio consolidado y el no consolidado. Para tener en cuenta el estado de consolidación variable de la secuencia sedimentaria Dvorkin et al. (1999) modelan los parámetros de la matriz mezclando los de un medio granular calculados mediante la teoría de Hertz y Mindlin (Dvorkin et al. 1999), con porosidad fija e igual a la crítica, con los de un sólido puro en un extremo y con vacío en el otro extremo, definiendo dos rangos de porosidad.

Las ecuaciones de Hertz-Mindlin para el módulo de volumen y de corte del medio granular (pack de esferas) para porosidad igual a la crítica  $\phi = \phi_c$  (es decir, cuando los sedimentos entran en contacto mecánico) y para una presión efectiva  $P_e$ , son:

$$K_{HM} = \left[ \frac{n^2(1-\phi_c)^2 G^2}{18\pi^2(1-\nu)^2} P_e \right]^{1/3} \quad G_{HM} = \frac{5-4\nu}{5(2-\nu)} \left[ \frac{3n^2(1-\phi_c)^2 G^2}{2\pi^2(1-\nu)^2} P_e \right]^{1/3} \quad (1)$$

Luego para  $\phi_c \leq \phi \leq 1$ , (estado no consolidado) los módulos de la matriz se calculan mediante la cota superior de Hashin y Shtrikman (1963), tomando como extremos los módulos del medio granular y el agua, en la forma:

$$K_{dry} = \left[ \frac{\frac{1-\phi}{1-\phi_c}}{K_{HM} + \frac{4}{3}G_{HM}} + \frac{\frac{\phi-\phi_c}{1-\phi_c}}{\frac{4}{3}G_{HM}} \right]^{-1} - \frac{4}{3}G_{HM} \quad (2)$$

$$G_{dry} = \left[ \frac{\frac{1-\phi}{1-\phi_c}}{G_{HM} + Z} + \frac{\frac{\phi-\phi_c}{1-\phi_c}}{Z} \right]^{-1} - Z, \text{ donde } Z = \frac{G_{HM}}{6} \left( \frac{9K_{HM} + 8G_{HM}}{K_{HM} + 2G_{HM}} \right) \quad (3)$$

Para porosidad menor a la crítica  $0 \leq \phi < \phi_c$  (estado consolidado) se combinan los módulos del medio granular y del sólido puro, tomando la cota inferior, resultando:

$$K_{dry} = \left[ \frac{\frac{\phi}{\phi_c}}{K_{HM} + \frac{4}{3}G_{HM}} + \frac{1 - \frac{\phi}{\phi_c}}{K + \frac{4}{3}G_{HM}} \right]^{-1} - \frac{4}{3}G_{HM,y} G_{dry}$$

$$= \left[ \frac{\frac{\phi}{\phi_c}}{G_{HM} + Z} + \frac{1 - \frac{\phi}{\phi_c}}{G + Z} \right]^{-1} - Z \quad (4)$$

A continuación, los módulos elásticos de la roca saturada con agua  $K_{sat}, G_{sat}$  se calculan mediante las ecuaciones de Gassmann (1951):

$$K_{sat} = K_{dry} + \frac{(1 - K_{dry}/K)^2}{\frac{\phi}{K_f} + \frac{(1 - \phi)}{K} - \frac{K_{dry}}{K^2}}, \quad G_{sat} = G_{dry} \quad (5)$$

donde  $K_f$  es el módulo de volumen del fluido (agua de mar en este caso). La densidad de los sedimentos saturados se calcula a partir de la de los sedimentos  $\rho_{sed}$  (calculada con la densidad de los distintos minerales y sus fracciones volumétricas) y la del agua salada  $\rho_f$  en la forma

$$\rho = \phi \rho_f + (1 - \phi) \rho_{sed} \quad (6)$$

Utilizando las ecuaciones (5) y (6) se calcula la velocidad compresional  $V_p$  y se la compara con la medida y se estima la de corte  $V_s$ , ya que es un dato faltante.

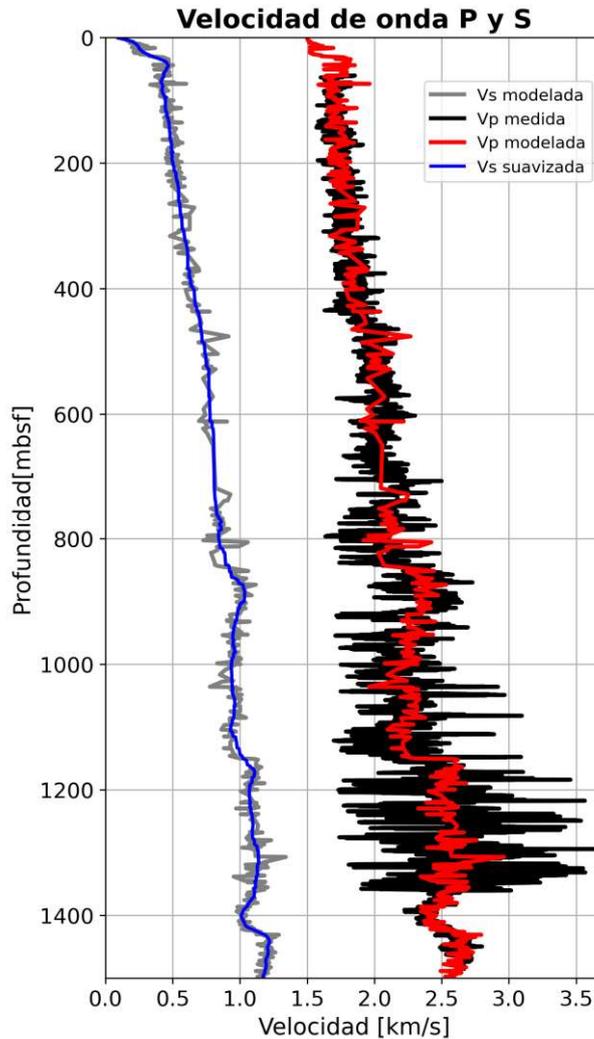
Finalmente para el cálculo de las curvas de dispersión de velocidad de las ondas Scholte, se utiliza una adaptación de la rutina desarrollada por Herrmann (2013), la que admite un número de capas arbitrario, <http://www.eas.slu.edu/People/RBHerrmann/ComputerPrograms>. Además, es adecuada para el caso en estudio ya que permite realizar el cálculo teniendo en cuenta una capa de agua (lo que implica velocidad de corte nula), lo cual es imprescindible para este problema. Como parámetros de entrada, se requiere para cada capa especificar su espesor, las velocidades compresional y de corte y su densidad promedio. Para este análisis asumimos que no hay efectos de atenuación, aunque podrían introducirse especificando un factor de calidad para cada capa.

## CALIBRACIÓN DEL MODELO Y ANÁLISIS PARAMÉTRICO DE LAS CURVAS DE DISPERSIÓN

Utilizando el modelo de física de rocas descrito en la sección anterior, la información de composición mineralógica y la densidad medida, aproximamos para cada profundidad el perfil sónico de velocidad de onda P, previamente suavizado mediante un filtro Savitzky-Golay, logrando así calibrar el modelo. En principio hicimos un ajuste teniendo únicamente en cuenta la diferenciación por unidades litológicas y luego, para alcanzar una mejor aproximación, agregamos una mayor cantidad de capas. Esto nos condujo a adoptar un esquema de 17 capas, el que se obtuvo variando la proporción de los minerales constitutivos dentro de valores razonables, de acuerdo con Mac Neil y Dugan (2016). De esta manera resultó un ajuste de las velocidades compresionales con un error medio cuadrático RMS de 6.71%, lo que se muestra en la Figura 2. También se obtuvo el perfil de velocidad de corte, observándose que las mismas son inferiores a la velocidad en el agua (caso *soft-bottom*). Estos perfiles de velocidad suavizados se tomarán como referencia para el análisis de sensibilidad posterior. Como paso siguiente, dado que el cálculo de las curvas de dispersión se basa en un modelo de subsuelo estratificado y lateralmente homogéneo, se procedió a segmentar dichos perfiles calculando promedios en cada capa, lo que se muestra en la Figura 3, donde además se incluyen los parámetros

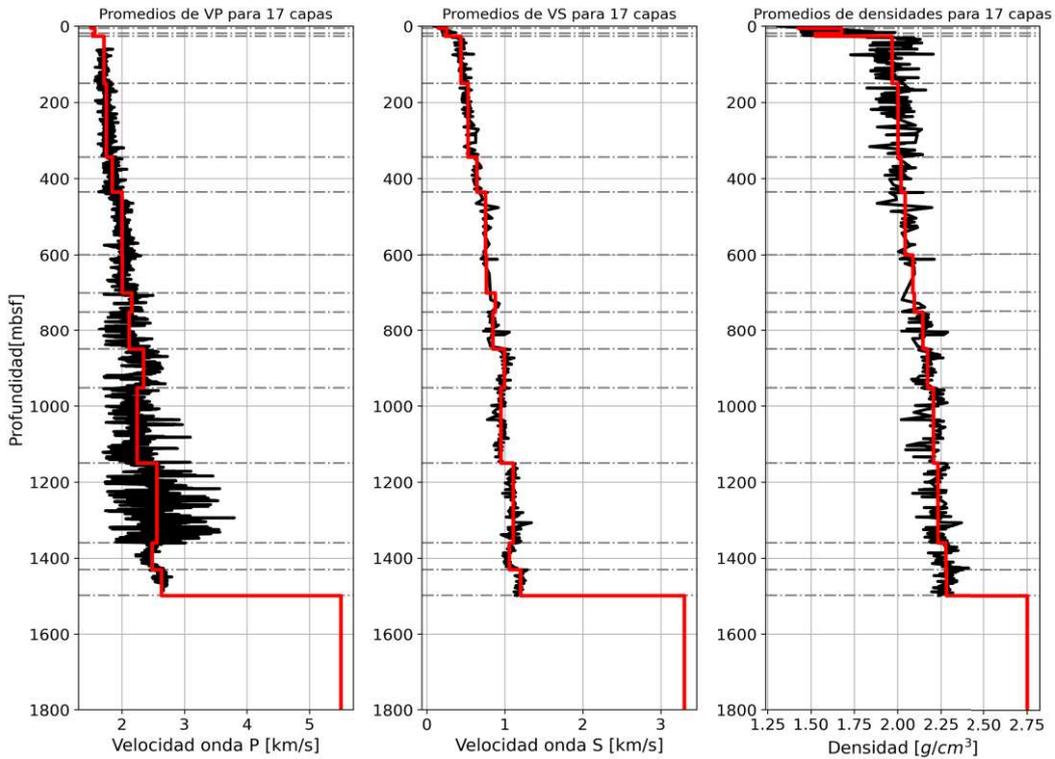
del basamento. El objetivo de esta sección consiste en analizar paramétricamente el efecto de las variaciones en la densidad, variaciones de velocidades P y S y en la porosidad en el pozo estudiado, perturbando los valores de referencia. En todos los casos se mantienen fijos los parámetros del basamento y de la capa de agua de mar. Para cuantificar la sensibilidad de las velocidades de Scholte para cada frecuencia  $f$ , comparamos el valor resultante del modelo perturbado  $V_{SH}^P$  respecto del modelo original  $V_{SH}$  en la forma:

$$.S(f) = \left[ \frac{V_{SH}^P - V_{SH}}{V_{SH}} \right] * 100\%$$



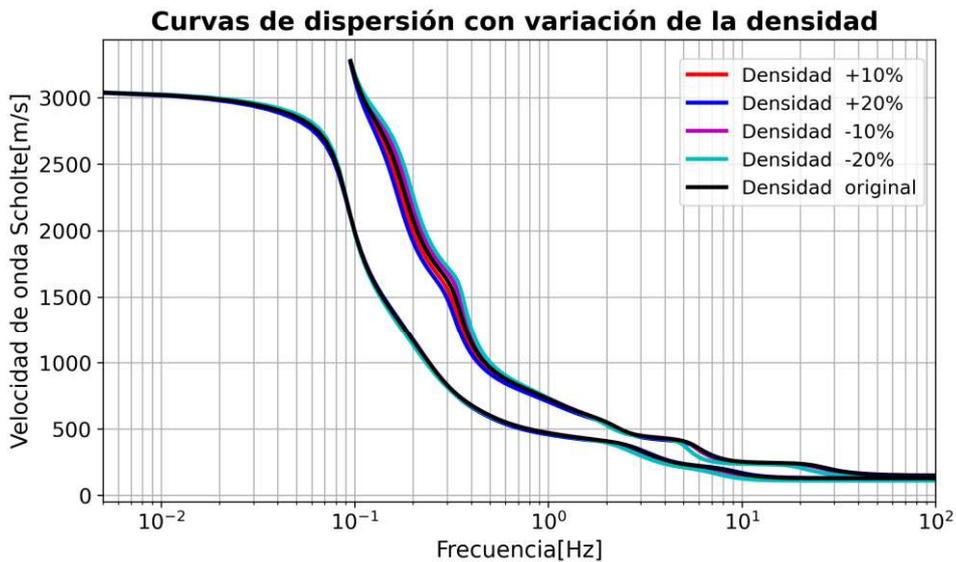
**Figura 2.** Velocidad compresional ajustada y velocidad de corte estimada.

Con respecto al rango de frecuencias adoptado para el análisis, el mismo se restringió al intervalo donde se observa variabilidad en las velocidades de Scholte, y abarca desde frecuencias sísmológicas, ruido sísmico y hasta sísmica de exploración (0-100 Hz). Para frecuencias mayores la velocidad se estabiliza en un valor no dispersivo. Las longitudes de onda Scholte en el rango de frecuencias estudiado varían desde cientos de kilómetros hasta algunos metros, lo que nos da una idea de las profundidades y espesores de influencia (Frivik, 1998).



**Figura 3.** Perfiles de velocidad sónica de onda P (medido), de onda S (estimado) y de densidad. Con líneas rojas se ilustran los promedios para una segmentación en 17 capas y el basamento.

### Sensibilidad a las variaciones de densidad



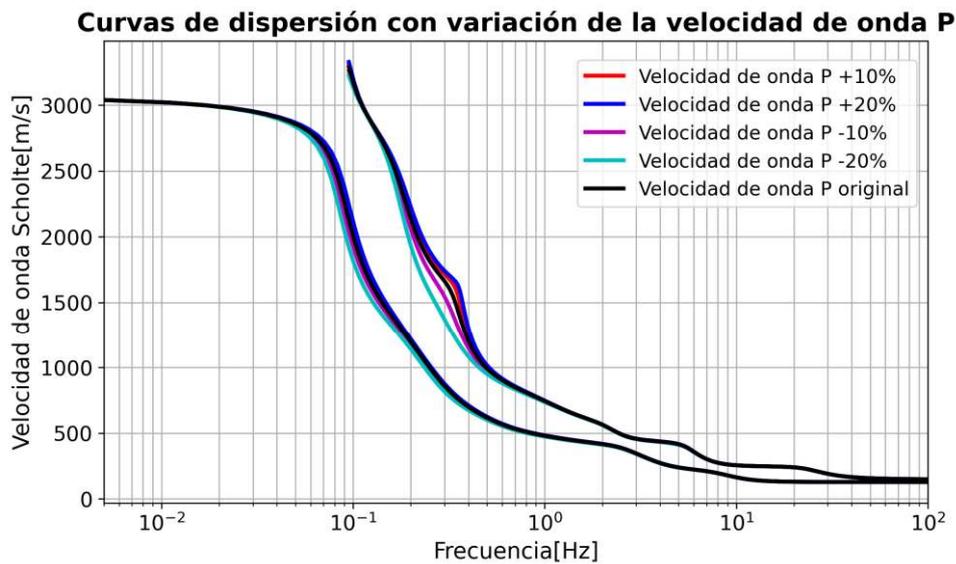
**Figura 4.** Curvas de dispersión de ondas Scholte para el modo fundamental y el superior variando las densidades de los sedimentos.

A continuación, tomando como referencia los valores del perfil de densidad medido en el espesor sedimentario, aplicamos variaciones de  $\pm 10\%$ ,  $\pm 20\%$  y  $\pm 30\%$  punto a punto del mismo y se observa el efecto en las curvas de dispersión, tanto en el modo fundamental como en el primer modo superior (dejando el resto de los parámetros invariantes), como se muestra en la Figura 3. Los apartamientos resultantes entre las curvas de dispersión

son muy pequeños en el rango de frecuencias analizado, siendo más notable para las variaciones de densidad del 20%, tanto positivas como negativas.

### Sensibilidad a las variaciones de la velocidad compresional

Seguidamente, variamos el perfil de velocidad de onda P de la capa sedimentaria, en los mismos porcentajes mencionados anteriormente, manteniendo el resto de los parámetros fijos. Las curvas de dispersión resultantes se muestran en la Figura 4. En este caso los resultados muestran una sensibilidad relativa menor al 10% para la fundamental y menor a 20% para el modo superior, en frecuencias alrededor de 0.5 Hz. Se observa además que a medida que la velocidad de onda P aumenta, la velocidad de la onda Scholte también lo hace, mostrando una correlación débil pero directa.



**Figura 5:** Curvas de dispersión de ondas Scholte para el modo fundamental y primer modo superior variando las velocidades compresionales.

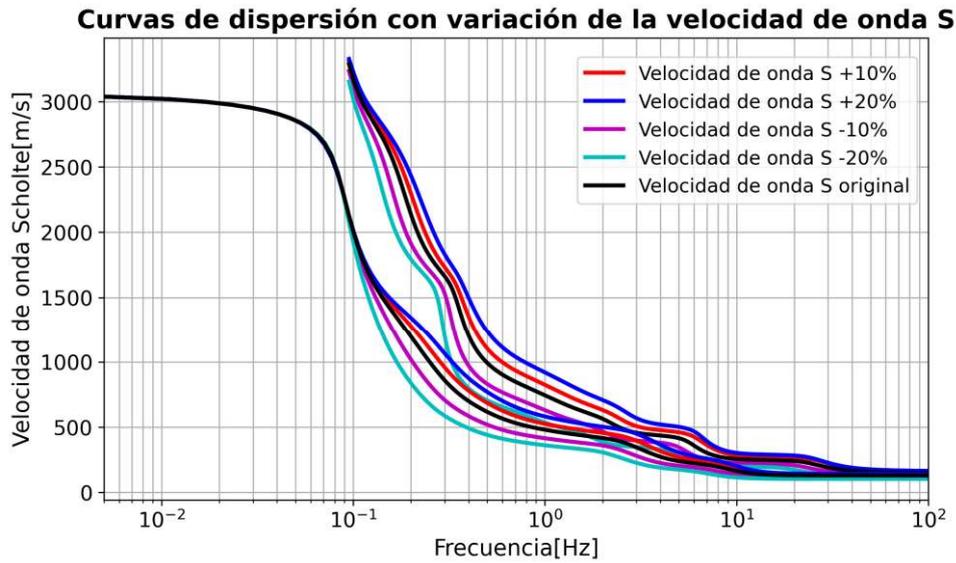
### Sensibilidad a las variaciones de la velocidad de corte

Uno de los temas de mayor interés práctico consiste en observar las correlaciones entre las velocidades de Scholte y las de ondas de corte. Con esta motivación, aplicamos las mismas variaciones, esta vez para las velocidades de onda S en los sedimentos. Las curvas de dispersión del modo fundamental y el superior se muestran en la Figura 6. Como se observa a simple vista, la velocidad de la onda Scholte es más sensible a variaciones de  $V_s$  que a variaciones de  $V_p$  de densidad, alcanzando variaciones relativas del orden de  $\pm 30\%$  en una banda ancha de frecuencias. Como en las figuras previas vemos que, al no variar las propiedades del basamento, las frecuencias bajas no se ven perturbadas. Por otra parte, a medida que aumenta la velocidad de onda S, aumenta la velocidad de onda Scholte y viceversa. Esto confirma la conocida correlación fuerte y directa entre velocidades de Scholte y velocidades de corte.

### Sensibilidad a las variaciones de porosidad y ley de compactación

En este punto nos proponemos perturbar el perfil de porosidad medido en el espesor sedimentario para cada profundidad, lo que implica variar simultáneamente los parámetros elásticos, la densidad y por ende,  $V_p$ ,  $V_s$ . Nuevamente, aplicamos variaciones tanto negativas como positivas a las porosidades y los resultados se muestran en la Figura

7. Las mayores variaciones se dan para frecuencias mayores a 0.1 Hz, siendo en este caso muy notorias, alcanzando valores mayores a  $\pm 50\%$ .



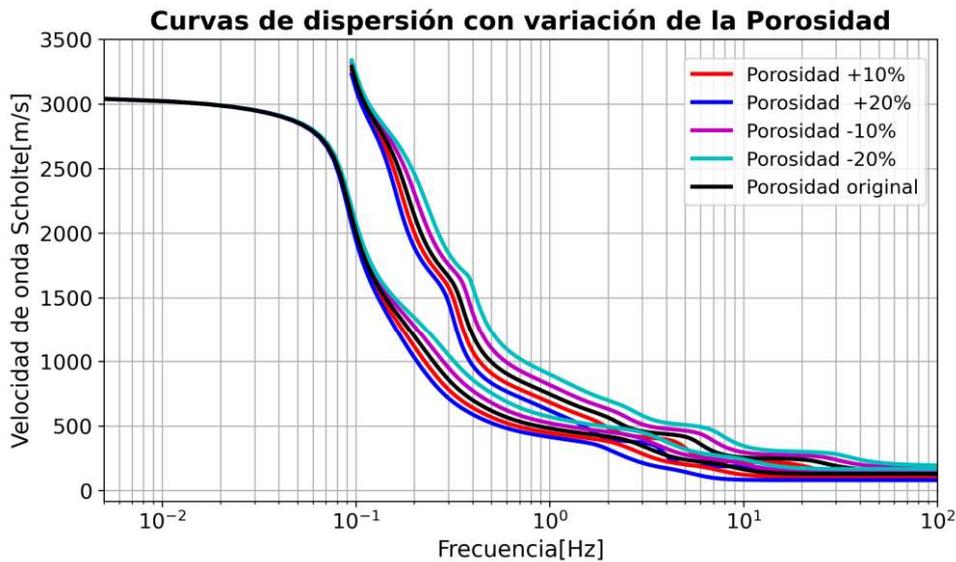
**Figura 6.** Curvas de dispersión de ondas Scholte para el modo fundamental y primer modo superior variando las velocidades de corte.

En las curvas se aprecia que a mayores porosidades la velocidad de onda Scholte es menor, para todas las frecuencias. En base a los análisis precedentes llegamos a la conclusión de que esto se debe a la fuerte sensibilidad de la velocidad de Scholte a la velocidad de corte. A mayor porosidad de los sedimentos ambas velocidades decrecen, pero la de mayor influencia es la velocidad de onda S.

En relación a la porosidad y sus variaciones verticales, distintos autores han observado que en ambientes sedimentarios la relación entre porosidad y profundidad  $z$  (por debajo del fondo), exhibe un decaimiento exponencial y dependiente de la litología, siendo el trabajo de Athy (1930) el pionero en este campo. Dicho decaimiento es la principal manifestación de los efectos de compactación sufridos por los sedimentos durante su diagénesis. Siguiendo a Kominz et al. (2011), en lugar de utilizar los valores de porosidad medidos en el pozo, vamos a realizar un ajuste exponencial de la forma

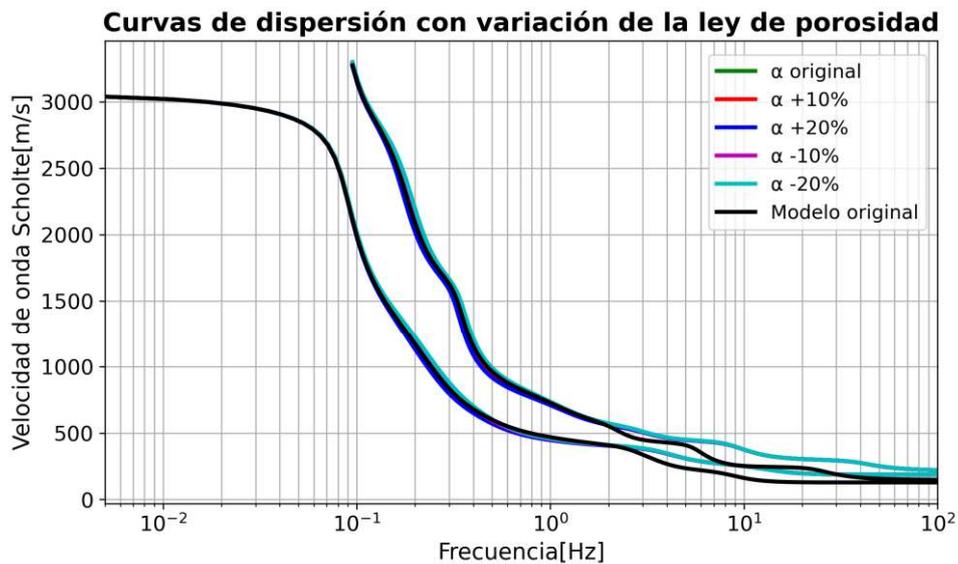
$$\phi = \phi_0 e^{-(z/\alpha)} \tag{7}$$

De este modo analizaremos si las velocidades de Scholte son sensibles a las variaciones en la constante  $\alpha$ . En el ajuste realizado utilizando los datos se obtuvo:  $\phi_0 = 51.79\%$  y  $\alpha = 2153m$ , con un coeficiente de correlación entre los valores medidos y ajustados de 0.77.



**Figura 7.** Curvas de dispersión para porosidades variables.

Una vez obtenido el ajuste exponencial, calculamos las velocidades de onda P y onda S mediante el modelo de física de rocas y calculamos los promedios para los 17 intervalos de profundidad utilizados. Aplicamos variaciones a la constante  $\alpha$  tanto negativas como positivas y repetimos el procedimiento anterior, para así obtener las curvas de dispersión y compararlas con la original. Esto se muestra en la Figura 8.



**Figura 8.** Curvas de dispersión de ondas Scholte considerando un ajuste exponencial de la porosidad y variaciones en la constante de decaimiento con la profundidad.

Como podemos ver, no se aprecian diferencias significativas variando la constante de decaimiento del perfil de porosidad, efecto que no había sido estudiado hasta el momento y que indicaría la dificultad de su estimación mediante el análisis de curvas de dispersión de ondas Scholte.

## CONCLUSIONES

En este trabajo hemos abordado la implementación de un modelo de física de rocas para el cálculo de las propiedades elásticas de las rocas sedimentarias poco consolidadas de la

corteza oceánica, el ajuste de las velocidades de propagación de ondas P, la predicción de las velocidades de onda S y el cálculo y análisis de las curvas de dispersión de ondas Scholte en un pozo de estudio. El trabajo implicó una tarea de búsqueda y recopilación de datos de dominio público, habiéndose adoptado los adquiridos en los pozos U1480–U1481 durante la campaña 362 del programa IODP en la zona del Golfo de Bengala (Océano Índico). Como datos de entrada se utilizaron las mediciones de densidad, porosidad, fracciones mineralógicas y espesores de la secuencia sedimentaria. Además, las propiedades físicas del basamento basáltico, del agua de mar y su profundidad.

A partir del modelo calibrado mediante ajuste de las velocidades de ondas P, se realizaron diversos análisis de sensibilidad de las velocidades de ondas Scholte y sus curvas de dispersión, en un rango de frecuencias que abarca ondas sísmológicas, ruido sísmico y fuentes sísmicas de exploración. Las principales conclusiones de este estudio se sintetizan a continuación:

- La velocidad de la onda Scholte en el límite de bajas frecuencias (como las generadas por fuentes naturales), es controlada por las propiedades del basamento, tanto para el modo fundamental como para el primer modo superior.
- Las variaciones en la densidad de los estratos sedimentarios producen cambios leves pero detectables siendo el modo superior más sensible a este parámetro.
- La sensibilidad de la velocidad de Scholte ante cambios de velocidad de onda S (como se espera) es mucho más marcada en comparación a la de la onda P, teniendo correlación directa con ambas para todo el rango de frecuencias.
- Con respecto a la porosidad, observamos una alta sensibilidad de la velocidad de onda Scholte a la misma para ambos modos, observándose una correlación inversa entre ambas magnitudes. Esto se interpreta principalmente debido al decaimiento de la rigidez del medio con el aumento de porosidad.
- Sin embargo, no se observa sensibilidad apreciable respecto de la constante de decaimiento del perfil de porosidad dentro del rango estudiado, lo que haría difícil inferir la ley de compactación mediante análisis de ondas Scholte.

A partir de este análisis concluimos que los parámetros críticos en este problema son: las velocidades de corte, la porosidad de los sedimentos y las propiedades del basamento (para muy bajas frecuencias). Por otro lado, cabe mencionar que las características de la estratificación (número de capas y espesores) también son de gran influencia, lo que fué estudiado en detalle por Varela (2021) pero no se incluyó en este trabajo por brevedad. Los análisis realizados para la parametrización descripta permiten pensar en la factibilidad de formular problemas inversos. En efecto, teniendo en cuenta las longitudes de onda involucradas en el rango de frecuencias estudiado se infiere que además de velocidades de corte y espesores, también podrían estimarse perfiles de porosidad a escalas de observación adecuadas para la caracterización mecánica del fondo oceánico.

Cabe remarcar que, si bien los modelos analizados son muy simples, dan información cuantitativa del comportamiento esperable de las velocidades estudiadas ante los diferentes parámetros estudiados. Se espera a futuro ampliar la validez de estas conclusiones utilizando datos de otros pozos y en lo posible, analizando curvas de dispersión de ondas Scholte obtenidas a partir de datos reales.

## REFERENCIAS

- Athy, L. Density, porosity, and compaction of sedimentary rocks. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 14, 1–24, (1930).
- Ballard, M., and Lee, K. The acoustics of marine sediments. *Acoustics Today* 13, 3, 2081–2092 (2003).
- Brocher, T. M. Empirical relations between elastic wavespeeds and density in the Earth's Crust. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 95, No. 6, pp. 2081–2092,
- Dong, Y., Piao, S., Gong, L., Zheng, G., Iqbal, K., Zhang, S., Wang, X. Scholte Wave Dispersion Modeling and Subsequent Application in Seabed Shear-Wave Velocity Profile Inversion. *J. Mar. Sci. Eng.* 9, 840, (2021).
- Dvorkin, J., and Prasad, M. Elasticity of marine sediments: Rock physics modeling. *Geophysical Research Letters* 26, 1781–1784 (1999).
- Frivik, S. A. Determination of Shear Properties in the Upper Seafloor Using Seismo-acoustic Interface Waves. *IEEE Oceanic Engineering Society*, 1998.
- Gassmann, F. Über die elastizität poroser medien. *Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zurich* 96, 1–23, (1951).
- Hashin, Z., and Shtrikman, S. A variational approach to the elastic behavior of multiphase materials. *Journal of the Mechanics and Physics of Solids* 11, 2, 127–140, (1963).
- Herrmann, R. B. Computer programs in seismology: An evolving tool for instruction and research. *Seismological Research Letters* 84, 1081–1088, (2013).
- Hovem, J. *Shear waves in marine sediments*. Springer Science Media, 1991.
- Kominz, M. and Odette, D. Lithology dependence of porosity in slope and deep marine sediments. *Journal of Sedimentary Research* 81 (2011), 730–742, (2011).
- Kugler, S., Bohlen, T., Forbriger, T., Bussat, S., and Klein, G. Scholte-wave tomography for shallow-water marine sediments. *Geophysical Journal* 168, 2, 551–570 (2007).
- McNeill, L. C., and Dugan, B. Expedition 362 scientific prospectus: the Sumatra Subduction Zone. *International Ocean Discovery Program*, 2016.
- Madrussani, G., Rossi, G., Rebesco, M., and Picotti, S. Sediment properties in submarine mass-transport deposits using seismic and rock-physics off NW Barents Sea. *Marine Geology* 402, 264–278, (2018).
- Scholte, J. G. The range of existence of Rayleigh and Stoneley waves. *Geophysical Journal International* 5, 120–126 (1947).
- Varela María Florencia, Ravazzoli, Claudia L., Mercerat, Diego, Análisis de velocidades de ondas P, S y de interfase en sedimentos marinos mediante modelos de física de rocas. 29º Reunión Científica de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas, Libro de Resúmenes 217 – 218, (2021).
- Varela, M. F., Modelado elástico y análisis paramétrico de velocidades de ondas de interfase en sedimentos marinos. Tesis de Grado en Geofísica, Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, UNLP, (2021). <http://sedici.unlp.edu.ar/handle/10915/132669>
- Wu, Hua, Guang-Zhou Shao and Qing-Chun Li, Study of Scholte wave dispersion curves and modal energy distribution using a wavefield numerical simulation method. *Exploration Geophysics*, 49, 372–385, (2018).