



Universidad Nacional de La Plata
Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas

Tesis de Grado en Geofísica

ESTUDIO SISMOELÉCTRICO DE MEDIOS
POROELÁSTICOS ACOPLADOS CON
ACÚSTICOS O ELÁSTICOS

Federico Bucher

Director: Prof. Dr. Fabio I. Zyserman
Codirector: Geof. Gabriel A. Castromán

LA PLATA, ARGENTINA

A todas las personas comprometidas en formar una sociedad justa, soberana y con igualdad de oportunidades para cualquiera. A quienes tenemos el convencimiento de que la educación pública y la conciencia social son las principales herramientas para lograrlo.

Agradecimientos

A todas las personas que me ayudaron en cualquier aspecto de la vida, por su paciencia, dedicación y sobre todo por su cariño.

A mis directores, Fabio y Gabo, por siempre estar disponibles para cualquier pregunta o inquietud, por ayudarme tantas veces, y por hacerme sentir como un par desde el primer momento. Sin su ayuda hubiera sido todo muchísimo más difícil, y más en este último año tan particular.

A mi jurado, Patricia y Santiago, por sus valiosos aportes a este trabajo y su buena predisposición.

A mi mamá Laura y a mi papá Miguel, por brindarme todas las herramientas para que pueda desarrollar mis estudios y por aguantarme siempre.

A mi hermana, Ana y a mis hermanos, Marcos y Joaquín. Ser el hermano menor es una gran ventaja para todo, y más con hermanes como ustedes.

A mis abuelas, Cristina y Haydée, por estar siempre acompañando. A mis tías, tíos, primos y primas. A mi sobrino, Cami.

A Nachi, por escucharme y contenerme durante toda la carrera.

A mis amigxs que conocí en la facultad y que hicieron todo más ameno y divertido: Cami, Isi, Luqui, Pau, Artur, China, Angie, Luci, Juli, Cande, Eli, Nico Re, Agus, Lucio, Iña, Rama y Facu.

A mis compañerxs de militancia, que me dieron tantos debates necesarios: Bruno, Lu F., Tati, Fede S., Lu O., Mili V., Valen, Lu Giova, Lu Gómez, Abe, Sol, Rodri, Nico G., Pau L., Michi, Tofa, Vicky, Bri y Lau.

A mis músicos preferidos y grandes amigos: Nico Ra y Piter.

A mis amigxs de toda la vida que me acompañan desde que tengo memoria: Ini, Tebi, Juan, Licha, Valen, Cate, Flor, Juli, Lui, Pili y Guille.

A mis compañerxs de proyectos de extensión, por su compromiso.

A la educación pública y gratuita, a la cual tuve el honor de caer toda mi vida. A la Universidad Nacional de La Plata y en particular a la Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas. A sus docentes, nodocentes, graduadxs y estudiantes.

Índice general

Agradecimientos	1
Introducción	1
1. Marco teórico	4
1.1. Conversión sismoeléctrica y EDL	4
1.2. Formulación de Pride	6
1.3. Modos PSVTM y SHTE	10
2. Respuesta sísmica	13
2.1. Validación del caso acústico y elástico.	13
2.1.1. Caso acústico	13
2.1.2. Caso elástico	16
2.1.3. Caso poroelástico	16
2.2. Modelos analizados	17
2.3. Caso poroelástico - elástico	17
2.3.1. Pozo 1.	19
2.3.2. Pozo 2	21
2.4. Caso elástico - poroelástico	23
2.4.1. Pozo 1.	23
2.4.2. Pozo 2	26
3. Respuesta sismoeléctrica	29
3.1. Campo co-sísmico	29
3.2. Respuesta de interfase	37
4. Simulación de un caso de estudio	46

5. Conclusiones y trabajo a futuro

52

Bibliografía

54

Introducción

La conversión de energía mecánica en electromagnética en medios poroelásticos total o parcialmente saturados de un electrolito fluido, ha sido profundamente estudiada en las últimas décadas y gran cantidad de trabajos fueron publicados con el objetivo de avanzar en la comprensión del denominado *fenómeno sismoeléctrico* (Pride, 1994; Pride y Haartsen, 1996; Garambois et al., 2002). Estos estudios dieron lugar al desarrollo de una nueva técnica geofísica sensible frente a cambios en las propiedades eléctricas y/o mecánicas del subsuelo, cuya aplicación en el campo se encuentra en fase experimental y que ha sido empleada exitosamente como método prospectivo de acuíferos (Fourie, 2006) y reservorios de hidrocarburos (Thompson y Gist, 1993). Se utiliza también en el monitoreo de reservorios de CO₂ capturado (Zyserman et al., 2015), de contaminación del subsuelo y en el estudio de los campos electromagnéticos relacionados a la ocurrencia de un terremoto (Gao et al., 2013). Además, nuevas líneas de investigación referidas a esta disciplina y a su recíproca, la *Electrosísmica*, que estudia la conversión de energía electromagnética en mecánica, están actualmente en desarrollo, tales como el estudio de nuevos tipos de propagación como son las ondas evanescentes, que son originadas cuando se supera el ángulo crítico de incidencia en una discontinuidad (Wang et al., 2020).

En resumen, el fenómeno sismoeléctrico de interés en este trabajo se produce cuando, en un medio poroso que contiene un electrolito fluido, una perturbación mecánica provoca un movimiento relativo entre el fluido y la matriz rocosa. La existencia de la denominada *Doble Capa Eléctrica* adyacente a las paredes de los poros permite la generación de movimientos iónicos en el electrolito, es decir, corrientes eléctricas que son fuentes de campos electromagnéticos inducidos, produciéndose así la conversión de energía. Estas pueden darse por diversos mecanismos, dando lugar a distintas formas de propagación como lo son principalmente el *campo co-sísmico*, que está siempre presente, y la *respuesta de interfase*, que únicamente tiene lugar cuando existe un contraste en las propiedades mecánicas y/o eléctricas del subsuelo. Ambos campos difieren principalmente en su amplitud y en su velocidad de propagación, siendo la velocidad sísmica del medio la del primero y la electromagnética del medio la del segundo. Otra diferencia es en el soporte espacial, ya que el campo co-sísmico sólo está presente en el interior de la onda, mientras que la respuesta de

interfase, en principio, lo está en todo el espacio. Cuando las perturbaciones mecánicas son causadas intencionalmente con caídas de peso o explosivos, estos campos pueden ser registrados en pozos cercanos o en superficie, brindando una herramienta prospectiva no invasiva muy útil que cuenta con la resolución del método sísmico, en función del grado de compactación de la ondícula que se utilice como fuente, y la sensibilidad frente a propiedades eléctricas del método electromagnético.

Para describir estos fenómenos y también sus recíprocos correspondientes al acoplamiento electrosísmico, Pride (1994) desarrolló un conjunto de ecuaciones que resultan en las ecuaciones acopladas de poroelasticidad de Biot y las leyes de Maxwell. Para resolverlas numéricamente en dominios unidimensionales y bidimensionales, es necesario realizar una serie de suposiciones que permiten desacoplarlas y simplificarlas. Todas estas cuestiones son discutidas en detalle en el capítulo 1 de este trabajo.

Con el objetivo de representar, además de medios poroelásticos, medios acústicos y elásticos con la misma formulación teórica e implementación numérica, se propuso en este trabajo hacer variar la porosidad en las ecuaciones de Biot entre los dos extremos: $\phi \rightarrow 0$ para el caso elástico y $\phi \rightarrow 1$ para el acústico (implicando además este último despreciar el módulo de corte). Para validar estas hipótesis, se realizaron simulaciones numéricas con una versión de un código desarrollado previamente (Zyserman et al., 2010) que resuelve las ecuaciones 2D desacopladas de Pride con el método de elementos finitos, y se compararon con resultados obtenidos mediante códigos desarrollados por otros autores (Diaz y Ezziani, 2010). Esto se discute en el capítulo 2 junto con un análisis detallado de la respuesta sísmica de medios elásticos y poroelásticos acoplados. En el capítulo 3 se expone un estudio paramétrico de la respuesta sismoeléctrica de medios homogéneos para el estudio del campo co-sísmico y de medios acoplados para el de la respuesta de interfase. Esta última, con el objetivo de poder ser visualizada, debe ser procesada previamente al análisis dada su baja amplitud en relación al campo co-sísmico, lo cual se lleva a cabo en este trabajo mediante un filtro de pendientes en el dominio FK. Los resultados del procesamiento permitieron observar la respuesta de interfase con una nitidez no alcanzada hasta ahora en los trabajos previos de distintos autores, siendo éste un resultado novedoso y relevante del presente trabajo. Asimismo, en el capítulo 4 se propone simular la respuesta sismoeléctrica de un glaciar sobre un sustrato rocoso y en el capítulo 5 se exponen las conclusiones generales y el trabajo posible para continuar estos estudios.

Más allá de que los fenómenos sismoeléctricos que tienen lugar en el subsuelo estén actualmente estudiados en profundidad (Jouniaux y Zyserman, 2015; Revil et al., 2005; Grobbe, 2020), la motivación para llevar a cabo el presente análisis radica en que es necesario contar con modelos numéricos que simulen la respuesta sísmica y sismoeléctrica de sistemas multifásicos heterogéneos compuestos por medios acústicos, elásticos y poroelásticos acoplados, es decir, en contacto y sin movimientos

relativos entre ellos. Ejemplos reales que pueden representarse mediante dicho modelado son glaciares sobre un sustrato poroso (representable como un medio elástico sobre otro poroelástico (Monachesi et al., 2018)), o un fondo oceánico estratificado (representable como un medio acústico de agua sobre otros elásticos y/o poroelásticos (Wang et al., 2020)). También puede aplicarse al estudio de contaminación del nivel freático, considerando capas de distintas propiedades en función de las características del contaminante (LNAPL ¹, DNAPL ²) (Munch y Zyserman, 2016).

Este tipo de estudio es útil para cuantificar en forma aproximada dichas respuestas en base a las distintas propiedades físicas del subsuelo y resulta así en una herramienta fundamental para el diseño de geometrías en adquisiciones de datos reales. Siguiendo a Garambois et al. (2002), también puede ser utilizado para comparar datos sintéticos con datos reales y así refinar la teoría desarrollada por los distintos autores.

¹Light Non-Aqueous Phase Liquid

²Dense Non-Aqueous Phase Liquid

Capítulo 1

Marco teórico

1.1. Conversión sismoeléctrica y EDL

De acuerdo a Grobbe (2020), en un material poroso totalmente saturado de un electrolito fluido, es usual que la superficie de los granos de la matriz sólida tengan un exceso de carga debido a reacciones químicas entre la pared poral y el electrolito. Para aluminio-silicatos, por ejemplo, estas cargas se componen de iones móviles de H^+ y OH^- . Debido a este exceso de carga en los bordes de los granos, algunos iones del electrolito (de carga opuesta) son fuertemente atraídos hacia estos, formando la capa de Stern (Stern, 1924), que permanece estable y fija en el equilibrio y compensa parcialmente el exceso. Inmediatamente ligada a esta capa y hacia afuera de los granos se forma una capa difusa con iones positivos y negativos que terminan de compensar los excesos de carga en la pared poral y en la capa de Stern. Como resultado, el potencial eléctrico en la capa difusa decrece exponencialmente con la distancia a las paredes porales. Este es el escenario a escala microscópica en estado de equilibrio y las capas de Stern y difusa componen la denominada Doble Capa Eléctrica (DCE), representada en la figura 1.1.

Cuando existe un movimiento relativo entre los granos sólidos y el electrolito, es conveniente definir el *plano de corte* como el lugar donde la velocidad relativa entre estos es nula. Para simplificar, este plano se ubica en la separación de la capa de Stern y la capa difusa y al potencial eléctrico en dicho plano se lo denomina *potencial zeta* (ζ), parámetro muy útil para modelar estos fenómenos que se dan a escala microscópica pero que son apreciables a escala macroscópica. Otra cantidad que se define es la *longitud de Debye* (d^l), como la longitud característica correspondiente a la mitad del espesor de la capa difusa (que suele ser del orden de los 10 nm).

En ausencia de flujo del electrolito, la DCE es eléctricamente neutra. Cuando ésta se perturba por alguna razón, como por ejemplo, debido al paso de una onda compresional que comprime y dilata la roca, se produce un gradiente de presión en

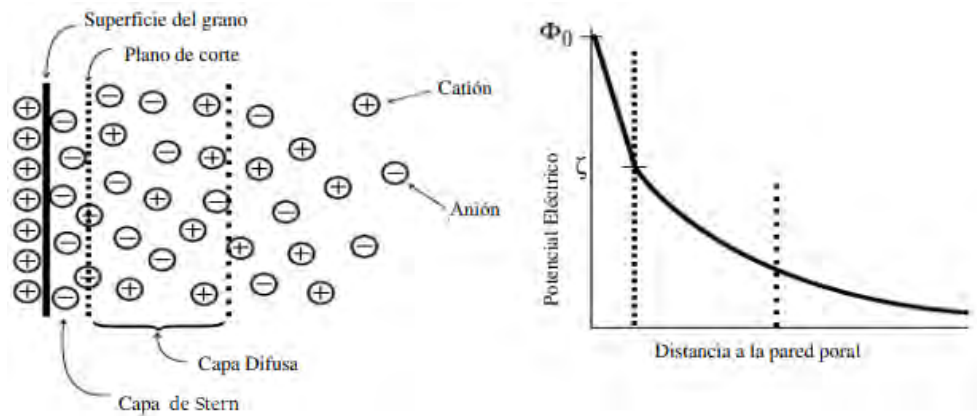


Figura 1.1: A la izquierda, esquema de la doble capa eléctrica. A la derecha, potencial ζ . Imagen modificada de Haines (2004).

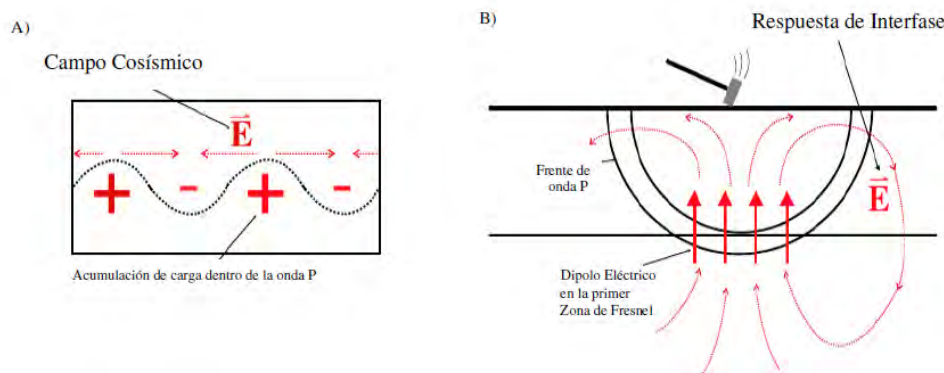


Figura 1.2: Mecanismo de generación de los campos, modificado de Haines (2004).

el fluido que sigue a la onda, el cual a su vez induce un flujo en el electrolito. Este flujo transporta los excesos de carga de la DCE del electrolito, creando un campo eléctrico que viaja con la onda sísmica denominado *co-sísmico* (Grobbe, 2020). Además, cuando la onda sísmica se encuentra con una interfase que separa dos tipos de rocas con distintas propiedades físicas, se produce una asimetría en la separación de cargas que generan un efecto de dipolo, generándose así un campo electromagnético independiente de la onda sísmica que viaja a la velocidad electromagnética en el medio, el cual se denomina *respuesta de interfase* (RI) (Grobbe, 2020). Existen además otros tipos de conversiones mecánico-eléctricas, como por ejemplo la que se produce en las cercanías de una fuente compresional cuando ésta genera aumentos de presión en las zonas cercanas y disminuciones en zonas un poco más alejadas, creando así un campo eléctrico denominado *directo* (Gao et al., 2013). Otro fenómeno investigado recientemente son las ondas *evanescentes* (Ren et al., 2015), que corresponden a campos eléctricos producidos cuando la onda mecánica supera el ángulo crítico de incidencia en alguna interfase.

En resumen, la existencia de la DCE, al ser perturbada por una fuente externa,

da lugar en principio a cuatro campos eléctricos distintos y observables a escala macroscópica. Estos son:

Campo co-sísmico: se produce cuando la DCE es perturbada por una onda sísmica y el campo eléctrico resultante se encuentra contenido en la onda sísmica, propagándose con ella y por ende con la misma velocidad de propagación.

Respuesta de interfase: se produce cuando la onda sísmica se encuentra con un contraste en las propiedades físicas de un material, dando lugar a un campo eléctrico que viaja a la velocidad electromagnética en el medio.

Campo directo: se produce en las cercanías de la fuente compresional y viaja a velocidad electromagnética en el medio.

Ondas evanescentes: se producen cuando la onda sísmica se refracta desde un medio de menor velocidad a otro de mayor, con un ángulo de incidencia tal que la onda refractada viaja paralelamente a la interfase que separa ambos medios.

De las definiciones anteriores se deriva que en un registro eléctrico 2D de tipo *Perfilaje Sismoeléctrico Vertical* (PSEV) (los cuales serán ampliamente abordados en este trabajo), el campo co-sísmico se verá de manera similar a los arribos de ondas sísmicas en un registro sísmico del mismo tipo, mientras que la RI tendrá prácticamente el mismo tiempo de arribo para todos los receptores. Este segundo tipo de conversión puede ser utilizado para detectar contrastes en las propiedades eléctricas de las capas del subsuelo y tiene la ventaja de tener sensibilidad a las mismas, como por ejemplo la conductividad del electrolito.

1.2. *Formulación de Pride*

Con el objetivo de describir los efectos del acoplamiento sismoeléctrico y electro-sísmico, Pride (1994) desarrolló un sistema de ecuaciones que acoplan las ecuaciones de poroelasticidad de Biot (Biot, 1956a) con las ecuaciones de Maxwell. Esta teoría es abordada a escala poral y explicada mediante efectos electrocinéticos que involucran a la DCE.

Considerando un medio poroso isótropo saturado de un fluido y asumiendo una dependencia temporal de la forma $e^{i\omega t}$, las ecuaciones poroviscoelásticas/electromagnéticas acopladas para los campos \mathbf{H} y \mathbf{E} y para los vectores desplazamiento \mathbf{u}^s y \mathbf{u}^f del sólido y el fluido respectivamente son (Pride, 1994):

$$(\sigma + i\epsilon\omega)\mathbf{E} - \nabla \times \mathbf{H} + L(\omega)\eta\kappa^{-1}[i\omega\mathbf{u}^f - L(\omega)\mathbf{E}] = \mathbf{J}_e^{ext}, \quad (1.1a)$$

$$\nabla \times \mathbf{E} + i\omega\mu\mathbf{H} = \mathbf{J}_m^{ext}, \quad (1.1b)$$

$$-\omega^2\rho_b\mathbf{u}^s - \omega^2\rho_f\mathbf{u}^f = \nabla \cdot \tau(u) + \mathbf{F}^s, \quad (1.1c)$$

$$-\omega^2\rho_f\mathbf{u}^s + \eta\kappa^{-1}[i\omega\mathbf{u}^f - L(\omega)\mathbf{E}]\nabla p_f = \mathbf{F}^f, \quad (1.1d)$$

$$\tau_{ij}(u) = 2G\epsilon_{ij}(\mathbf{u}^s) + \delta_{ij}(\lambda_c\nabla \cdot \mathbf{u}^s - D\xi), \quad (1.1e)$$

$$p_f(u) = -D\nabla \cdot \mathbf{u}^s + K_{av}\xi, \quad (1.1f)$$

donde

\mathbf{E} = intensidad de campo eléctrico en V/m,

\mathbf{H} = intensidad de campo magnético en A/m,

$\mathbf{J}_m^{ext}, \mathbf{J}_e^{ext}$ = fuentes electromagnéticas externas en A/m²,

\mathbf{u}^s = desplazamiento de la matriz en m,

\mathbf{u}^f = desplazamiento relativo del fluido en m,

\mathbf{F}^s = Fuente sísmica en la fase sólida en Pa,

\mathbf{F}^f = Fuente sísmica en la fase fluida en Pa,

μ = permeabilidad magnética del medio en T m/A,

ϵ = permitividad eléctrica del medio en C²/N m²,

L = coeficiente de acoplamiento electrocinético,

p_f = presión del fluido en Pa,

ρ_f = densidad del fluido en kg/m³,

τ = tensor de tensiones en N/m²,

κ = permeabilidad del medio en m²,

η = viscosidad dinámica del fluido en Pa s,

G = módulo de corte de la matriz en Pa,

ϵ_{ij} = tensor de deformaciones,

D = coeficiente de acoplamiento de Biot en Pa,

K_{av} = coeficiente de almacenamiento del fluido en Pa,

Además, la densidad de masa del medio poroelástico es:

$$\rho_b = \phi\rho_f + (1 - \phi)\rho_s,$$

donde ρ_s es la densidad de masa de los granos sólidos y $\xi = -\nabla \cdot \mathbf{u}^f$ representa el cambio en el contenido de fluido. Por otro lado, el desplazamiento relativo del fluido

está relacionado con la porosidad y los movimientos absolutos del sólido \mathbf{u}^s y del fluido $\hat{\mathbf{u}}^f$ mediante $\mathbf{u}^f = \phi(\hat{\mathbf{u}}^f - \mathbf{u}^s)$ y se tomó $u = (\mathbf{u}^s, \mathbf{u}^f)$.

En las ecuaciones constitutivas (1.1e) y (1.1f), G se asume idéntico al de la matriz seca y $\lambda_c = K_c - \frac{2}{3}G$, siendo K_c el módulo de compresibilidad del material saturado. Las relaciones entre módulos y coeficientes son:

$$K_{av} = \left[\frac{\alpha - \phi}{K_s} + \frac{\phi}{K_f} \right]^{-1}, \quad \alpha = 1 - \frac{K_m}{K_s},$$

$$K_c = K_m + \alpha^2 K_{av}, \quad D = \alpha K_{av},$$

donde K_f , K_s y K_m son los módulos de compresibilidad del fluido, de los granos sólidos y de la matriz seca respectivamente. Las expresiones utilizadas para este último y para G son:

$$K_m = K_s \frac{1 - \phi}{1 + c_s \phi}, \quad G = G_s \frac{1 - \phi}{1 + 3c_s \phi / 2},$$

donde c_s es el parámetro de consolidación.

Por otro lado, se considera un comportamiento viscoelástico del subsuelo usando los módulos viscoelásticos relajados (Liu et al., 1976) en lugar de los elásticos relajados (Biot, 1956a):

$$\hat{G} = \frac{G}{R(\omega) - iT(\omega)}, \quad (1.2)$$

siendo las funciones T y R las que caracterizan el comportamiento viscoelástico:

$$R(\omega) = 1 - \frac{1}{\pi \bar{Q}} \ln \left(\frac{1 + \omega^2 T_1^2}{1 + \omega^2 T_2^2} \right) \quad \text{y} \quad T(\omega) = \frac{2}{\pi \bar{Q}} \tan^{-1} \left(\frac{\omega(T_1 - T_2)}{1 + \omega^2 T_1 T_2} \right). \quad (1.3)$$

Los parámetros del modelo \bar{Q} , T_1 y T_2 se toman tal que el factor de calidad

$$Q(\omega) = \frac{T(\omega)}{R(\omega)} \quad (1.4)$$

sea aproximadamente igual a la constante \bar{Q} en el rango de frecuencias involucradas en el problema tratado, por debajo de ω_c , que es del orden de 10^5 Hz.

El coeficiente de acoplamiento electrocinético (L) se considera como real para frecuencias menores a ω_c (Garambois y Dietrich, 2001), estando dado por:

$$L_0 = -\frac{\phi \epsilon_0 \kappa_f \zeta^p}{\alpha_\infty \eta} \left(1 - 2 \frac{d^l}{\Lambda} \right), \quad (1.5)$$

donde Λ es un factor geométrico que representa el volumen superficial poral y r es el radio de los poros. α_∞ es la tortuosidad, que puede ser calculada como $\alpha_\infty = \phi F$, siendo F el factor de formación (Archie, 1942); $\epsilon_0 \kappa_f = \epsilon_r^f$ es la permitividad eléctrica relativa del fluido y d^l es la longitud de Debye, que puede ser calculada como

$$d^l = \sum_{n=1}^M \sqrt{\frac{\epsilon_0 \epsilon_r^f k_B T}{e^2 z_n^2 N_n}}, \quad (1.6)$$

donde k_B es la constante de Boltzmann, T la temperatura en grados Kelvin, N_n la concentración iónica de cada una de las M especies con valencia z_n y e es la carga del electrón. Si se tiene en cuenta la dependencia con la frecuencia, tal como consideramos en el presente trabajo, $L(\omega)$ toma la expresión

$$L = L_0 \left[1 + \frac{i\omega m}{\omega_c} \frac{1}{4} \left(1 - 2 \frac{d^l}{\Lambda} \right)^2 \left(1 - d^l \sqrt{\frac{i\omega \rho^f}{\eta}} \right)^2 \right]^{-1/2}.$$

Diferentes expresiones del potencial ζ han sido postuladas, una de ellas es la de Pride y Morgan (1991) para granos de cuarzo, validada luego por Revil et al. (1999):

$$\zeta = 8 + 26 \log_{10}(C_0), \quad (1.7)$$

siendo C_0 la concentración de iones del electrolito en mol/litro, o bien la molaridad.

De manera similar a L se define la permeabilidad dinámica:

$$\hat{\kappa}(\omega) = \kappa_0 \left[\left(1 + \frac{i\omega}{\omega_c} \right)^{1/2} + i \frac{\omega}{\omega_c} \right]^{-1} \quad (1.8)$$

donde κ_0 es la permeabilidad en equilibrio, calculada en función del tamaño de los granos D_q como

$$\kappa_0 = B \frac{\phi^3}{(1 - \phi^2)} D_q^2, \quad (1.9)$$

donde $B = 0.003$ (Carcione et al., 2003). Además, el factor m toma la expresión

$$m = \frac{\phi \Lambda^2}{\alpha_\infty \kappa_0}. \quad (1.10)$$

Por otro lado, con el objetivo de caracterizar la conductividad eléctrica de la matriz sólida saturada con el fluido, se considera una expresión (Warden et al., 2013) obtenida extendiendo la fórmula original de Pride:

$$\sigma(\omega) = \frac{1}{F} \sigma_w + \frac{2}{F} \frac{C_{em} + C_{os}(\omega)}{\Lambda} \quad (1.11)$$

donde $F = \phi^{-\hat{m}}$, siendo \hat{m} el exponente de cementación de Archie (Archie, 1942), C_{em} el factor de exceso de conductancia asociado a la electromigración iónica de la doble capa, $C_{os}(\omega)$ el factor de conductancia por la transmisión eléctrica inducida del exceso iónico en la doble capa y

$$\sigma_w = \sum_{l=Na^+, Cl^-} (ez_l)^2 b_l N_l \quad (1.12)$$

es la conductividad del fluido, siendo b_l la movilidad de cada especie de ion. En esta expresión se ha considerado un único compuesto salino (NaCl).

Finalmente, la frecuencia crítica de Biot ω_c es la que separa el régimen de flujo viscoso y flujo inercial, definida como:

$$\omega_c = \frac{\phi\eta}{\alpha_\infty \kappa_0 \rho f}. \quad (1.13)$$

Para los medios involucrados en los modelos y las fuentes sísmicas consideradas en este trabajo, ω_c está muy por encima de la máxima frecuencia de interés ya que en todos los casos es del orden de 10^5 Hz o mayor. Esto permitirá aproximar al factor L con su correspondiente estático L_0 , y también κ por κ_0 . Por otra parte, si L es cero, las ecuaciones de Pride se desacoplan y se reducen a las de poroelasticidad de Biot por un lado y las de Maxwell por otro, siendo inexistente la conversión de energía sísmica a electromagnética, o viceversa. Las respuestas de diferentes medios de este caso particular se analizan en profundidad en los siguientes capítulos.

1.3. Modos *PSVTM* y *SHTE*

Cuando se considera un subsuelo compuesto por capas horizontalmente estratificadas e isótropas, es conveniente desacoplar las ecuaciones 3D de Pride en dos modos de propagación independientes bidimensionales: el SHTE, donde las ondas SH de corte horizontalmente polarizadas están acopladas al modo transverso eléctrico (cuando el vector de campo eléctrico es perpendicular al plano de incidencia), y el PSVTM, donde las ondas compresionales rápida y lenta de Biot están acopladas al modo transverso magnético (cuando el vector de campo eléctrico es paralelo al plano de incidencia) mediante ondas de corte verticalmente polarizadas. Este último será el estudiado con profundidad en los siguientes capítulos.

En el caso PSVTM, una onda que llega a una interfase genera cuatro tipos de onda reflejada y cuatro de onda transmitida (P_1, P_2, SV, TM). En la P_1 o P rápida, los cambios de presión en el fluido son generados por las compresiones de la matriz asociadas a ella, estando ambas compresiones en fase. En la P_2 o P lenta (Biot, 1956a,b), los cambios en la presión del fluido están desfasados con los respectivos de la matriz. Por todo esto, serán necesarias ocho condiciones de contorno para estudiar las conversiones de energía. En el caso SHTE, una onda que arriba a una interfase genera dos ondas reflejadas y dos ondas transmitidas, por lo cual se precisan cuatro condiciones de contorno. Éstas, más las ocho del caso PSVTM, fueron postuladas por Pride y Haartsen (1996) utilizando argumentos basados en las ecuaciones de Maxwell, en la conservación de la masa, del momento lineal y de la energía, además de otras consideraciones cinemáticas.

Para poder trabajar con las ecuaciones desacopladas de estos casos, es necesario realizar ciertas hipótesis respecto de los modelos considerados (Zyserman et al., 2010):

- a. El rango de frecuencias de interés están dentro del rango sísmico, lo cual per-

mite escribir $\Re(\eta/\kappa(\omega)) \rightarrow \eta/\kappa_0$ y $\Im(\eta/\kappa(\omega))/\omega \rightarrow g_0 = 1.5 \frac{\rho_f \alpha_\infty}{\phi}$.

- b. Como en el rango de frecuencias sísmicas las corrientes de desplazamiento son varios órdenes de magnitud menores que las de conducción para los materiales del subsuelo, se puede despreciar el término $i\epsilon\omega \mathbf{E}$ frente a $\sigma \mathbf{E}$ en 1.1.
- c. Las ondas sísmicas inducidas por campos electromagnéticos (efectos de retroalimentación) se desprecian. Esto, en conjunto con la condición anterior, permite hacer la aproximación:

$$\sigma(\omega) \mathbf{E} + i\epsilon\omega \mathbf{E} - \frac{L^2(\omega) \mathbf{E} \eta}{\kappa(\omega)} \sim \sigma(\omega) \mathbf{E}. \quad (1.14)$$

- d. El coeficiente de acoplamiento electrocinético se considera real y constante en el límite de bajas frecuencias, es decir que se aproxima a $L(\omega)$ con L_0 .
- e. Como solamente en este trabajo se estudia sismoeléctrica, $\mathbf{J}_m^{ext}, \mathbf{J}_e^{ext} = 0$.
- f. Se considera un subsuelo horizontalmente estratificado, compuesto de capas isótropas con eje z en dirección vertical y sentido hacia el interior de la Tierra. En el caso PSVTM, las componentes no nulas de los campos son E_x, E_z y H_y , mientras que las no nulas de los desplazamientos son u_x^s, u_z^s y u_x^f, u_z^f . Para el caso SHTE, las componentes no nulas de los campo son E_y, H_x y H_z mientras que las no nulas de los desplazamientos son u_y^s y u_y^f .

Bajo todas estas hipótesis, las ecuaciones desacopladas del caso PSVTM, que son las que utilizaremos en este trabajo, son (Zyserman et al., 2010):

$$\frac{\partial E_x}{\partial z} - \frac{\partial E_z}{\partial x} + i\omega\mu H_y = 0, \quad (1.15a)$$

$$\sigma(\omega)(E_x, E_y) - \left(-\frac{\partial H_y}{\partial z}, \frac{\partial H_y}{\partial x} \right) = \frac{\eta}{\kappa_0} L_0(u_x^f, u_z^f), \quad (1.15b)$$

$$-\omega^2 \rho_b \mathbf{u}^s - \omega^2 \rho_f \mathbf{u}^f = \nabla \cdot \boldsymbol{\tau} + \mathbf{F}^s, \quad (1.15c)$$

$$-\omega^2 \rho_f \mathbf{u}^s - \omega^2 g_0 \mathbf{u}^f + i\omega \frac{\eta}{\kappa_0} \mathbf{u}^f + \nabla p_f = \mathbf{F}^f, \quad (1.15d)$$

que son válidas en un dominio bidimensional Ω , en el cual se resuelven las ecuaciones con las siguientes condiciones de contorno absorbentes para los bordes representados por Γ :

$$\beta(1-i) \mathbf{E} \cdot \boldsymbol{\chi} + H_y = 0 \text{ en } \Gamma^M, \quad (1.16a)$$

$$\boldsymbol{\tau} \cdot \boldsymbol{\nu} = 0, p_f = 0 \text{ en } \Gamma^{t,B}, \quad (1.16b)$$

$$-\mathcal{G}(u) = i\omega \mathcal{D}\mathcal{S}(u) \text{ en } \Gamma^{l,r,t,b}, \quad (1.16c)$$

donde $\mathcal{G}(u) = (-\boldsymbol{\tau}(u) \boldsymbol{\nu} \boldsymbol{\nu}, \boldsymbol{\tau}(u) \boldsymbol{\nu} \boldsymbol{\chi}, p_f)^t$, $\mathcal{S}(u) = (\mathbf{u}^s \cdot \boldsymbol{\nu}, \mathbf{u}^s \cdot \boldsymbol{\chi}, \mathbf{u}^f \cdot \boldsymbol{\nu})$ y $\boldsymbol{\nu}$ es el vector normal al borde.

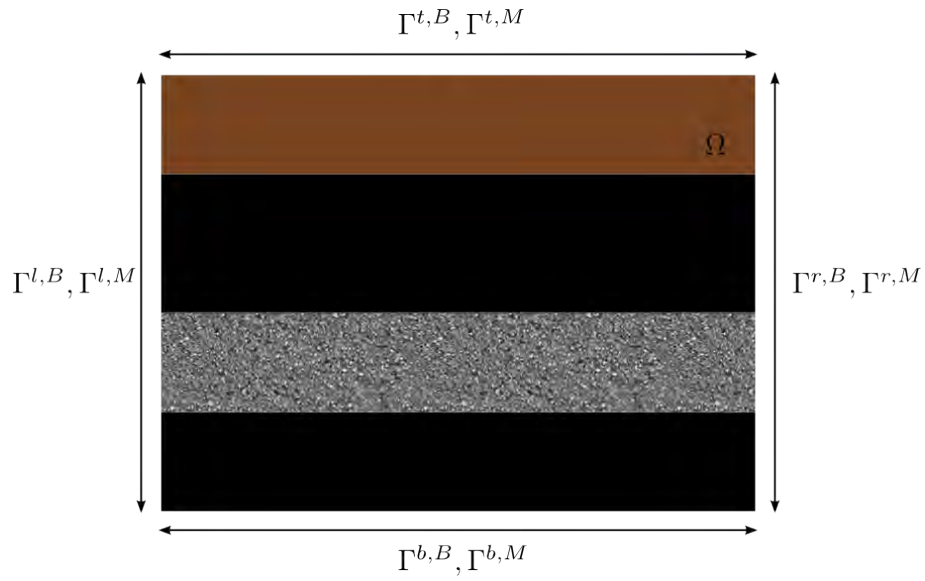


Figura 1.3: Esquema del modelo 2D para el caso PSVTM.

Por otro lado, D es una matriz definida positiva que depende de ρ_b , ρ_f , g_0 , λ_c , G , α y K_{av} . Finalmente, Γ^M es el borde computacional donde se resuelve la parte de Maxwell, Γ^B el respectivo de Biot y los supraíndices l, r, t y b hacen referencia a los bordes derecho, izquierdo, superior e inferior del dominio respectivamente. Además, $\beta = \left(\frac{\sigma}{2\mu\omega}\right)^{1/2}$ y χ es un vector tangente a los bordes orientado antihorariamente. La geometría del modelo en donde se resuelven las ecuaciones puede verse en la Figura 1.3.

Capítulo 2

Respuesta sísmica

En este capítulo se analizará la factibilidad de representar medios acústicos y elásticos en el marco de la formulación de la poroelasticidad de Biot. Para medios elásticos se utilizará $\phi \rightarrow 0$, mientras que para medios acústicos, $\phi \rightarrow 1$. Luego se analizará la respuesta sísmica de medios acoplados, verificando que los tiempos de arribo registrados en los receptores ubicados en pozos se correspondan con las velocidades calculadas con la teoría de Biot, cumpliendo con la Ley de Snell en interfases de capas planas.

Esto se llevará a cabo con simulaciones computacionales, empleando un código numérico para propagación de ondas en medios poroelásticos, que resuelve las ecuaciones del modo PSVTM sismoeléctrico mediante un algoritmo de elementos finitos, modificado de Zyserman et al. (2010). Las corridas se realizaron en una computadora del Departamento de Geofísica Aplicada de la FCAGLP utilizando 4 procesadores. La grilla en la cual se discretiza al dominio tiene una dimensión de 304×608 elementos que representan compartimientos de 1 m por 1 m. Los mismos parámetros se utilizarán para todas las simulaciones numéricas del Capítulo 3. Los parámetros físicos que fueron definidos en el capítulo anterior, toman los valores que se muestran en 2.1, tomados de Mavko et al. (2009).

2.1. Validación del caso acústico y elástico.

2.1.1. Caso acústico

El caso acústico fue considerado como un medio homogéneo de porosidad muy alta $\phi = 0.99$, ignorando que en general las rocas no superan porosidades de $\phi = 0.3$. Se consideraron las restantes propiedades físicas características del agua de mar como $\rho_f = 1020 \text{ kg/m}^3$, $\eta_f = 1 \times 10^{-3} \text{ Pa s}$ y $C_0 = 0.6 \text{ mol/ltr}$. Para este caso y para todos los analizados en este trabajo, la fuente compresional utilizada fue una ondícula Ricker de frecuencia central $f_0 = 120 \text{ Hz}$, localizada a una profundidad de 50 m respecto de la superficie. La fuente actúa tanto en la fase sólida como

Parámetros fijos			
ϵ_0 (C ² /Nm ²)	8.85×10^{-12}	ρ_q (kg/m ³)	2600
ϵ_w^r	80	K_{s_q} (GPa)	36
μ (H/m)	$4\pi \times 10^{-7}$	G_{s_q} (GPa)	45
z_{Na}, z_{Cl}	1	K_f (GPa)	2.25
b_{Na}, b_{Cl} (m/s)	3×10^{11}	\hat{m}	1.85
k_B (J/K)	1.3807×10^{23}	D_q (m)	8×10^{-5}
T (K)	298	c_s	15
e (C)	1.6×10^{-19}	Q	1000

Tabla 2.1: Valores de los parámetros utilizados en las simulaciones.

en la fluida, $\mathbf{F}^s = (1 - \phi)\mathbf{F}$ para la fase sólida y $\mathbf{F}^f = \phi\mathbf{F}$ para la fase fluida, donde $\mathbf{F} = \nabla\delta(\mathbf{x} - \mathbf{x}_s)R(t)$, siendo $R(t)$ la ondícula de Ricker mencionada. En 21 receptores ubicados en un pozo, separados entre sí por 5 m y a 25 m de distancia horizontal de la fuente (Figura 2.1) se registró la presión.

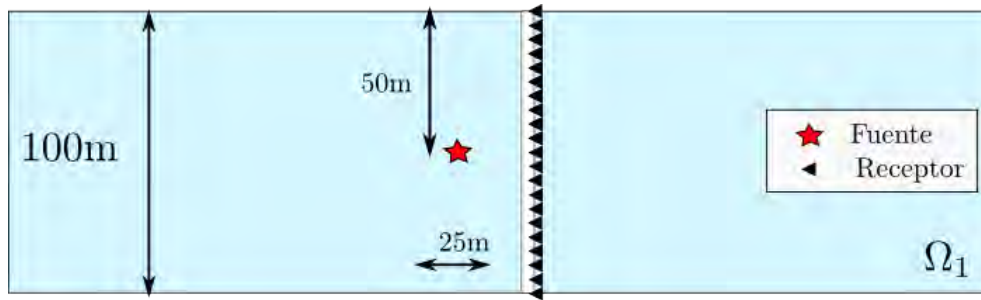


Figura 2.1: Modelo y geometría de la adquisición.

En el *gather* de los receptores de presión de la figura 2.2, puede verse cómo el código da soluciones que tienen muchas reverberaciones y a partir de las cuales no se puede extraer información útil. Se separó la traza del receptor #11 que es la más cercana a la fuente para observar una individual y en ella también se observan fuertes reverberaciones que tienen lugar por la incapacidad del código numérico de representar adecuadamente el modelo estudiado.

Estos inconvenientes también pueden observarse en la Figura 2.3, donde se compara la traza del receptor #11 mencionada anteriormente con la traza obtenida con uno de los códigos denominados *Garbmore* (Diaz y Ezziani, 2010) que resuelven la ecuación de onda 2D para distintos tipos de medios, basados en el método Cagniard-de Hoop. El utilizado en este caso es el que considera un medio acústico. La traza #11 corresponde a un receptor ubicado a 25 m de distancia horizontal de la fuente e ilustra lo que se debería obtener con el código poroelástico con $\phi \rightarrow 1$. Por lo mencionado anteriormente, el caso acústico fue dejado de lado en lo que resta del

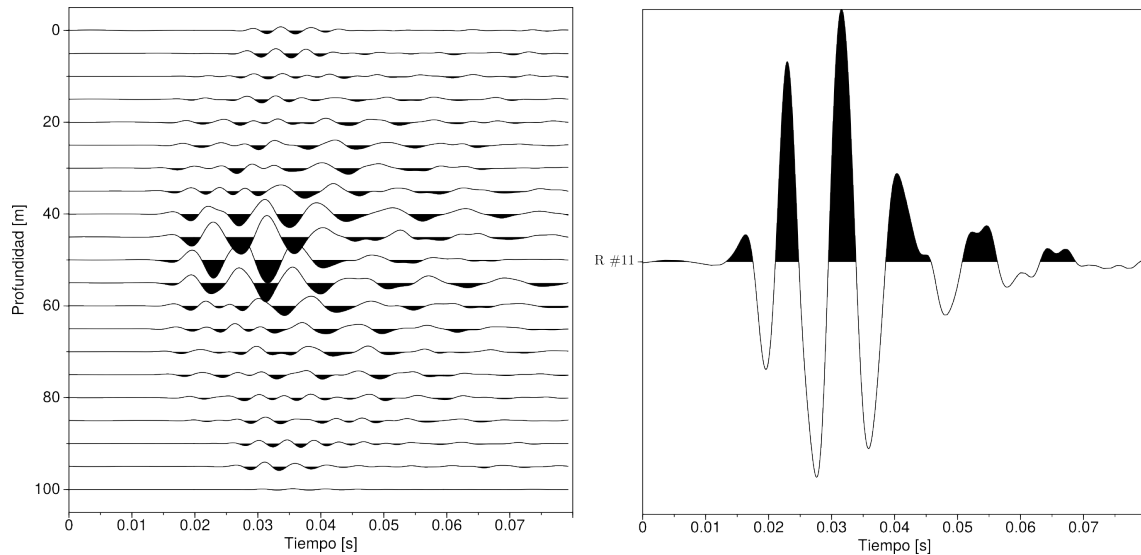


Figura 2.2: A izquierda, registros de presión del caso acústico. A derecha, traza individual, correspondiente al receptor #11, localizado a 50 m de profundidad.

trabajo. En las tareas a futuro se considerará entonces el desarrollo de un código acústico/poroelástico acoplado.

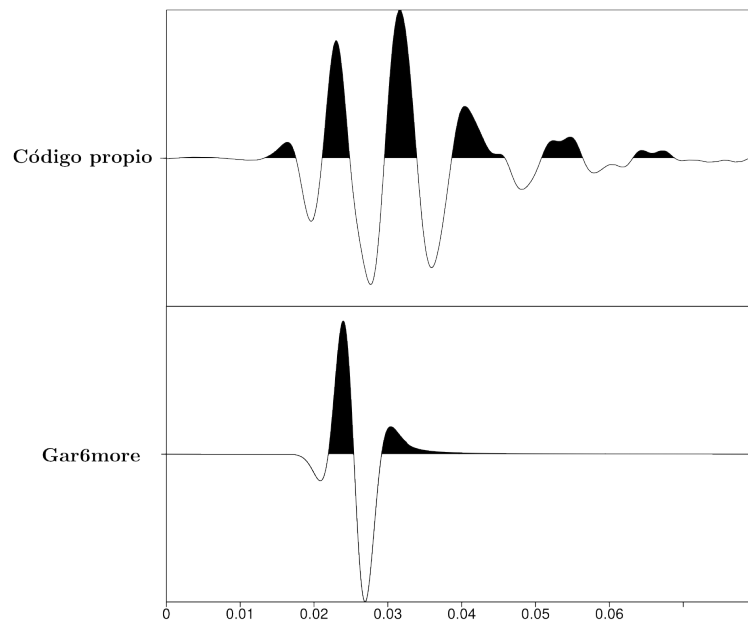


Figura 2.3: Comparación del caso acústico. Arriba, traza individual del código propio. Abajo, traza computada con el código Gar6more.

2.1.2. Caso elástico

Siguiendo el razonamiento del caso acústico, se consideró un medio con porosidad muy baja para representar un medio elástico bajo la formulación de Biot. Esto se hizo mediante la elección de una porosidad de $\phi = 0.01$. Separando una traza individual del gather con la misma geometría que la del caso anterior, se observó el tiempo de arribo del pico de la Ricker y se lo comparó con el correspondiente al registro obtenido con uno de los códigos del *Gar6more2D*. El código específico utilizado para esta simulación numérica fue el que resuelve la ecuación de onda elástica. La comparación puede verse en la figura 2.4, en la que se tomó el receptor del pozo a 25 m de distancia horizontal de la fuente y a la misma profundidad de la superficie que la misma, es decir, a 50 m.

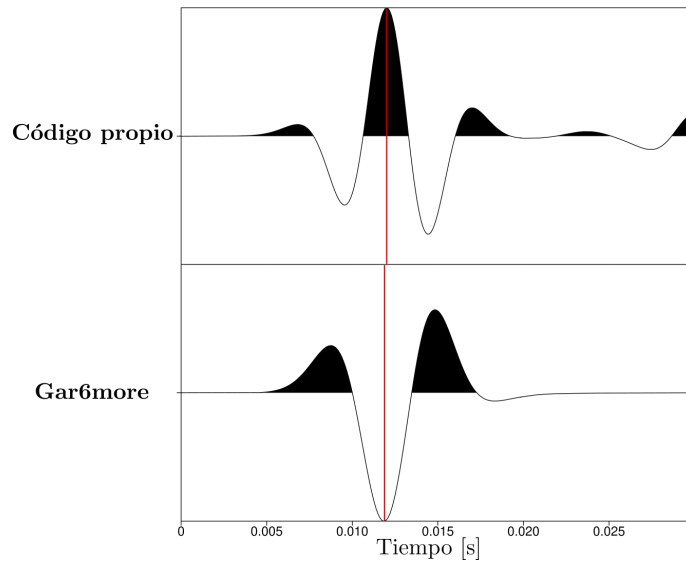


Figura 2.4: Comparación del caso elástico. Arriba, traza individual del código propio. Abajo, traza computada con el código *Gar6more*.

El tiempo al cual se registra el pico de fuente en la traza obtenida con el código utilizado en este trabajo es de 1.16×10^{-2} s, mientras que el tiempo del pico correspondiente a la traza obtenida con el *Gar6more2D* es de 1.18×10^{-2} s, lo que da un error absoluto de 0.2 ms y un error relativo del 1.7 %.

2.1.3. Caso poroelástico

Finalmente, se realizó una comparación entre los tiempos de arribo para un medio poroelástico puro de porosidad $\phi = 0.25$, aunque el código ya fue validado para este tipo de medios (Zyserman et al., 2010). Se utilizó un código poroelástico del *Gar6more2D* para realizar la comparación entre tiempos de arribo de los máximos de la fuente. Además, se usó $\eta_f = 10^{-3}$ Pa s, $C_0 = 2 \times 10^{-3}$ mol/ltr y $\rho_f = 1000$ kg/m³.

Esto se observa en la figura 2.5, donde se ve que los tiempos de arribo prácticamente coinciden.

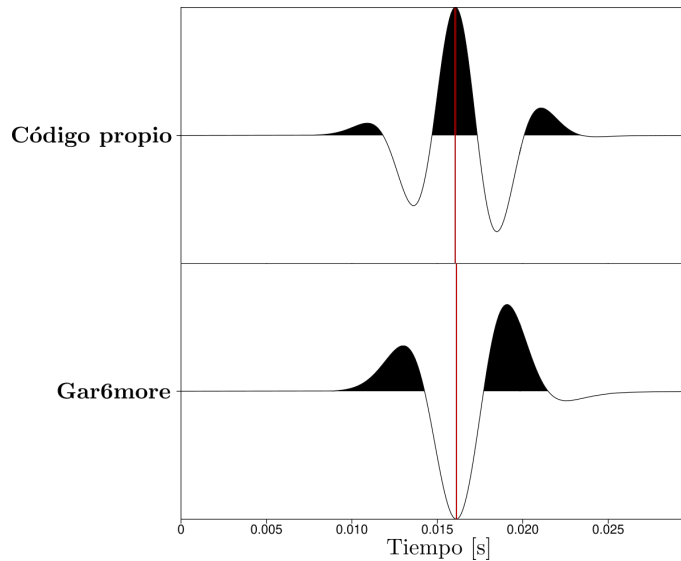


Figura 2.5: Comparación del caso poroelástico. Arriba, traza individual del código propio. Abajo, traza computada con el código Gar6more.

2.2. Modelos analizados

Por otro lado, se realizó una validación de la respuesta sísmica de distintos medios acoplados, con el objetivo de verificar que los tiempos de arribo de distintas ondas se correspondan con las velocidades dadas por Biot para medios poroelásticos. Los modelos propuestos son dos: medio poroelástico de porosidad $\phi = 0.25$ (representado por Ω_1) sobre otro poroelástico idéntico excepto por su porosidad de $\phi = 0.01$ (representado por Ω_2), y otro igual que el primero pero invirtiendo el orden de los medios en la vertical. La elección de una porosidad tan baja se debe a la representación de un medio elástico homogéneo, método que puede utilizarse luego de su validación en la sección anterior.

2.3. Caso poroelástico - elástico

El primer modelo está constituido por un medio superior poroelástico Ω_1 con porosidad $\phi = 0.25$ y espesor 100 m, y por un medio inferior poroelástico de porosidad $\phi = 0.01$ de espesor 200 m. La fuente sísmica compresional pura fue ubicada a una profundidad de 50 m y se ubicaron dos pozos a una distancia horizontal de la fuente de 25 m y 50 m respectivamente. Cada pozo contiene 60 acelerómetros equiespaciados 5 m en la vertical, lo que implica que los pozos atraviesan la interfase y llegan a una profundidad de 250 m.

Toda la geometría descrita en el párrafo anterior se ve representada en la siguiente Figura 2.6, para facilitar la visualización del escenario planteado. Además,

se muestran las velocidades sísmicas calculadas con las relaciones de dispersión de Biot, a la frecuencia central de la fuente.

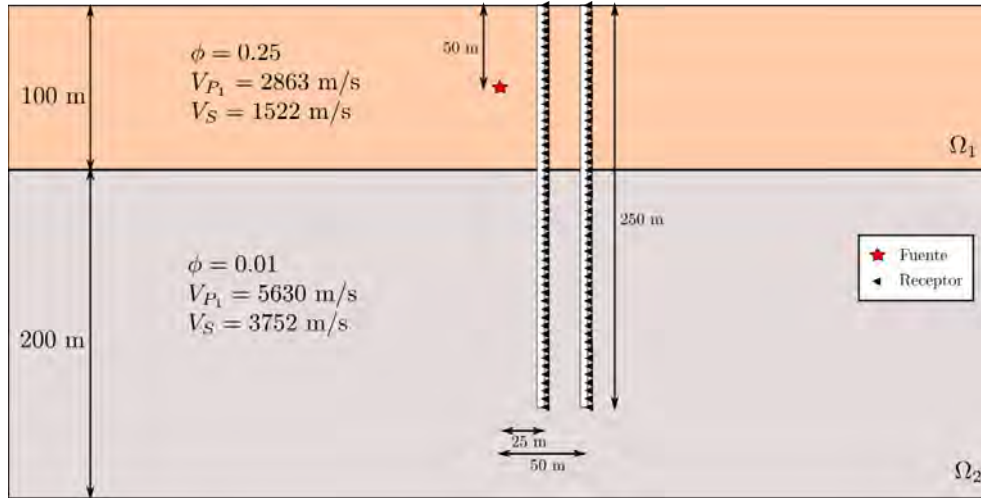


Figura 2.6: Geometría del caso Poroelástico/Elástico.

La respuesta sísmica del medio se puede ver en las Figuras 2.7 y 2.10. En ellas se muestran las componentes x y z de la aceleración registrada por los acelerómetros para ambos pozos. Se puede apreciar lo siguiente:

Onda P_1 directa: se observa como el primer arribo para los receptores que se encuentran en Ω_1 en ambas componentes. Como es de esperarse por la naturaleza compresional de la fuente, para el receptor ubicado a la misma profundidad que ésta, sólo puede verse en la componente x , ya que esta coincide con la dirección de propagación. También puede apreciarse su geometría hiperbólica, dada su naturaleza puntual en el espacio.

Onda P_1 transmitida: se observa como el primer arribo para los receptores que se encuentran en Ω_2 en ambas componentes y puede verse que tiene una pendiente mayor que la P_1 directa, lo que es de esperar dada la mayor velocidad de Ω_2 . En la componente z se ve con amplitudes del orden de las demás ondas, mientras que en x tiene una amplitud mucho menor que la P_1 directa.

Onda P_1 reflejada: se observa con mayor claridad en la componente z para los receptores ubicados dentro de Ω_1 y con la misma pendiente que la P_1 directa, dado que viajan a la misma velocidad.

Onda S_1 reflejada: se observa con mayor claridad en la componente x para los receptores ubicados dentro de Ω_1 y con una pendiente considerablemente menor que la P_1 directa dada su menor velocidad en Ω_1 .

Onda S_1 transmitida: se observa débilmente en la componente x para los receptores ubicados en Ω_2 y con una pendiente menor a la P_1 transmitida dada su menor velocidad en Ω_2 .

2.3.1. Pozo 1.

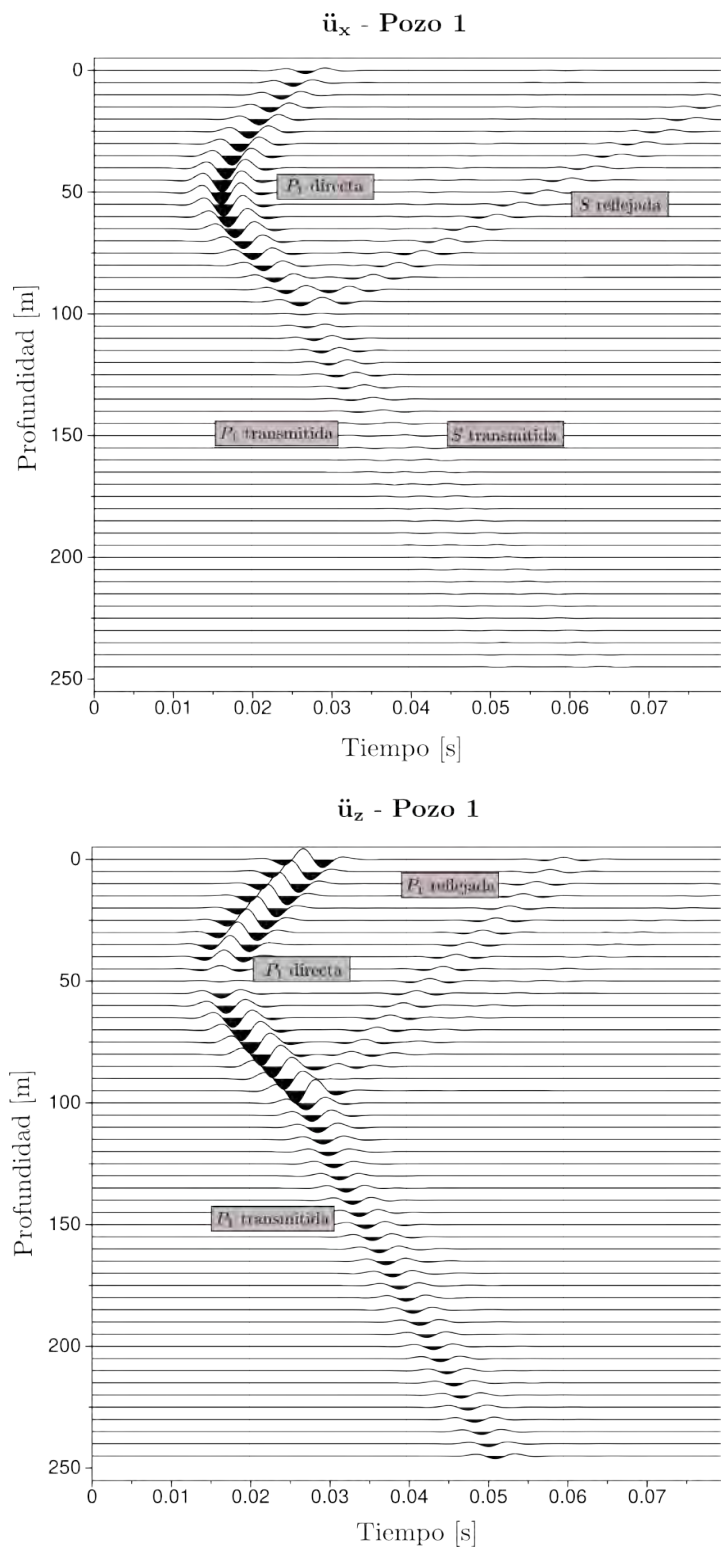


Figura 2.7: Gather de las componentes de la aceleración del pozo 1.

Para validar los tiempos de arribo observados en los registros con las velocidades sísmicas de ambos medios y las distancias de éstos a la fuente, se separaron distintas trazas individuales y se compararon los tiempos de arribo teóricos considerando la Ley de Snell para trayectorias rectas, con los tiempos de arribo observados.

Separando la traza de la componente x del receptor #11, se picó el tiempo de arribo de P_1 :

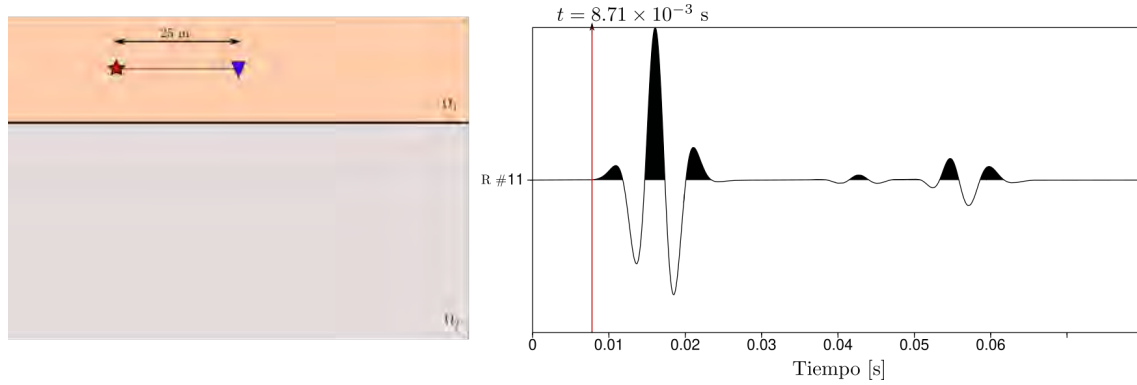


Figura 2.8: Izquierda: trayectoria de la onda P_1 directa. Derecha: registro del receptor #11.

Esta traza corresponde al receptor más cercano a la fuente, cuya distancia a la misma es $d = 25$ m y todo el recorrido de la onda directa se realiza en el medio Ω_1 . Luego, el tiempo observado es 8.71×10^{-3} s. Por otro lado, el tiempo calculado con la velocidad V_{P_1} es:

$$t_c = \frac{d}{V_{P_1}} = 8.73 \times 10^{-3} \text{ s} \quad (2.1)$$

Es decir que el error absoluto es de 0.02 ms y el relativo de 0.2 %.

Separando ahora la traza de la componente x del receptor #41, se realizó el mismo análisis, pero en esta situación por ubicarse el receptor en Ω_2 , se debe considerar que la onda directa sufre una refracción que debe ser considerada para obtener el tiempo de arribo teórico.

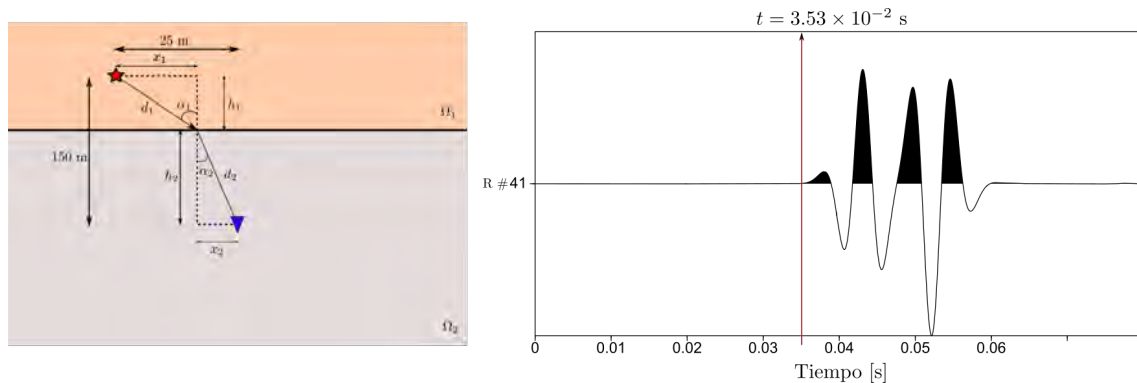


Figura 2.9: Esquema de ubicación y registro del receptor #41.

Este receptor registra el arribo de la onda P_1 transmitida y recorre un tramo d_1 en el medio Ω_1 con velocidad V_1 y otro d_2 en el medio Ω_2 con V_2 . El tiempo observado es de 3.53×10^{-2} s. Por otro lado, para el tiempo calculado se tiene que el lado x_1 , que representa la componente horizontal de d_1 , es tal que:

$$\begin{aligned}\tan(\alpha_1) &= \frac{x_1}{h_1} \\ \tan(\alpha_2) &= \frac{25 \text{ m} - x_1}{h_2}\end{aligned}\quad (2.2)$$

Y por Ley de Snell, x_1 debe cumplir:

$$\frac{\sin(\alpha_1)}{V_1} = \frac{\sin(\alpha_2)}{V_2} \rightarrow \frac{\sin \left[\arctan \left(\frac{x_1}{h_1} \right) \right]}{V_1} = \frac{\sin \left[\arctan \left(\frac{25 \text{ m} - x_1}{h_2} \right) \right]}{V_2}\quad (2.3)$$

Finalmente, para $x = 25$ m, $V_1 = 2863$ m/s, $V_2 = 5638$ m/s, $h_1 = 50$ m y $h_2 = 100$ m, se obtiene $x_1 = 5.01$ m. Luego, el tiempo teórico de viaje será:

$$\begin{aligned}t_c &= \frac{d_1}{V_1} + \frac{d_2}{V_2} = \frac{\sqrt{x_1^2 + h_1^2}}{V_1} + \frac{\sqrt{(25 \text{ m} - x_1)^2 + h_2^2}}{V_2} \\ &= 3.56 \times 10^{-2} \text{ s}\end{aligned}\quad (2.4)$$

Es decir que también se obtiene un resultado similar al observado, con un error absoluto del 0.3 ms y uno relativo de 0.84 %.

2.3.2. Pozo 2

En este pozo podemos observar algunas diferencias respecto del anterior, como se observa en la Figura 2.10. Por ejemplo, en comparación con el Pozo 1, en la componente z se pueden observar con mayor claridad las ondas reflejadas y transmitidas. Otra prueba que se puede realizar es, a partir de observar la diferencia entre tiempos de arribo de dos receptores ubicados a la misma profundidad pero en distintos pozos y sabiendo la distancia entre estos, comparar la velocidad observada con la velocidad dada por las relaciones de dispersión de Biot a la frecuencia central de la fuente.

Luego, para el receptor #11, podemos obtener la diferencia de tiempo del arribo de P_1 en ambos pozos que resulta de $\Delta t = 8.79 \times 10^{-3}$ s, y compararla con la obtenida utilizando la velocidad teórica del modelo.

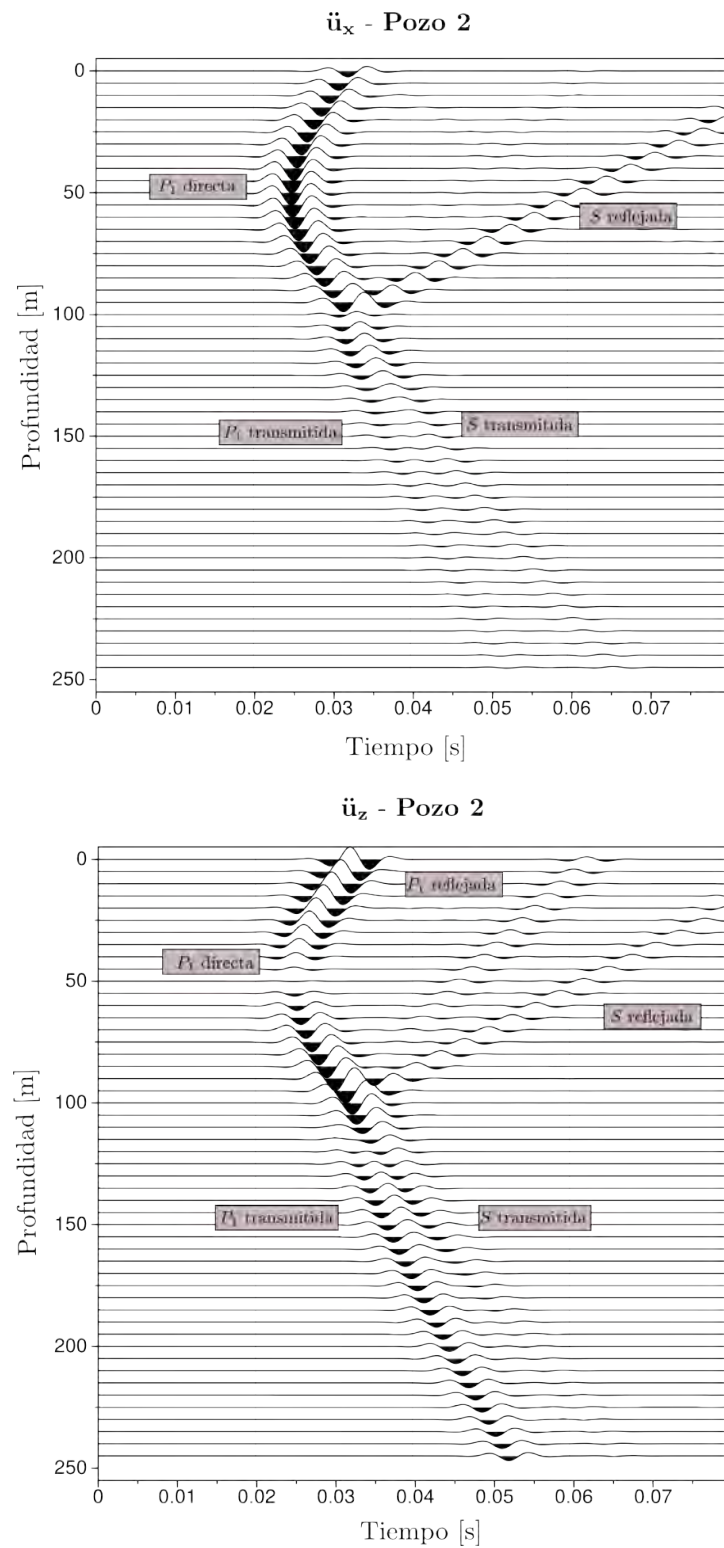


Figura 2.10: Gather de las componentes de la aceleración del pozo 2.

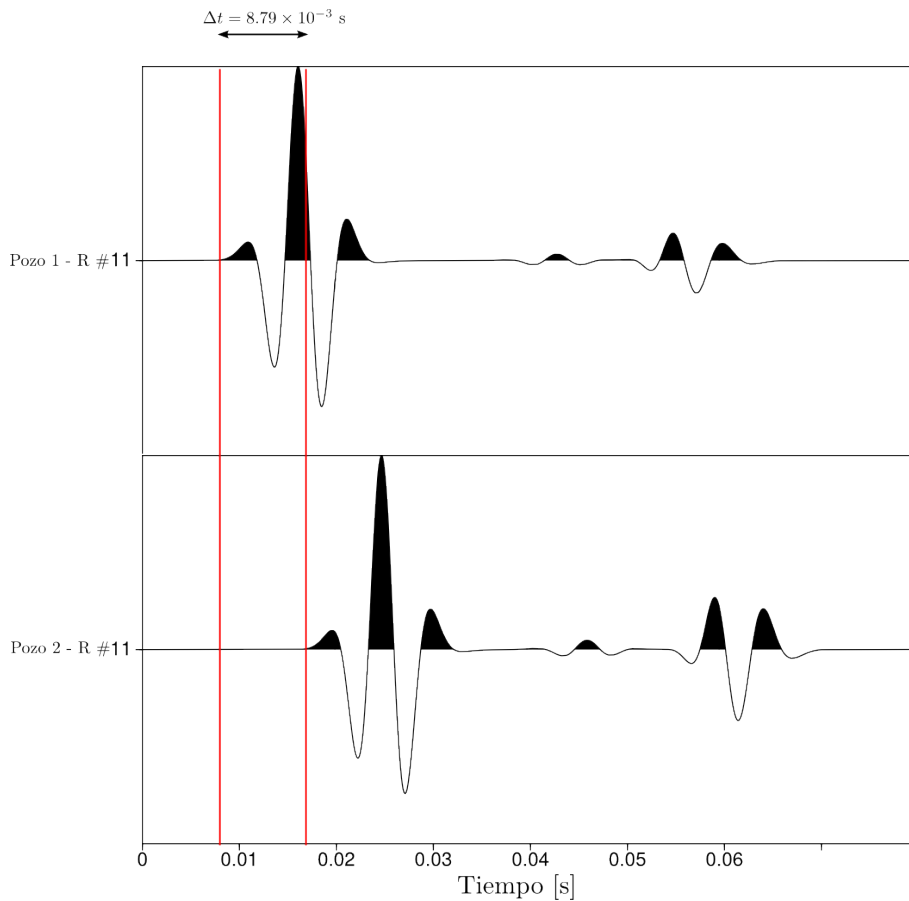


Figura 2.11: Trazas del receptor #3 del pozo 1 (arriba) y del pozo 2 (abajo) con la diferencia de tiempos observada.

La diferencia de tiempo teórica es:

$$\Delta t = t_2 - t_1 = \frac{1}{V_p}(d_2 - d_1) = 8.73 \times 10^{-3} \text{ s} \quad (2.5)$$

Por lo tanto, el error absoluto es de 0.06 ms, mientras que el relativo es de 0.7%.

Cabe mencionar que el picado de todos los arribos, tanto para este caso como para el siguiente, fue manual. Esto implica tener en cuenta los errores de observación en los errores totales.

2.4. Caso elástico - poroelástico

Para pasar al siguiente modelo, invertimos el orden de las capas, conservando la geometría, propiedades, posiciones de fuente y posiciones de receptores, como se ve en la Figura 2.12. A este caso lo denominamos *Elástico - Poroelástico*.

2.4.1. Pozo 1.

La respuesta sísmica del medio en el pozo 1 se puede ver en la Figura 2.13. En ella se muestran las componentes x y z de la aceleración registrada por los acelerómetros.

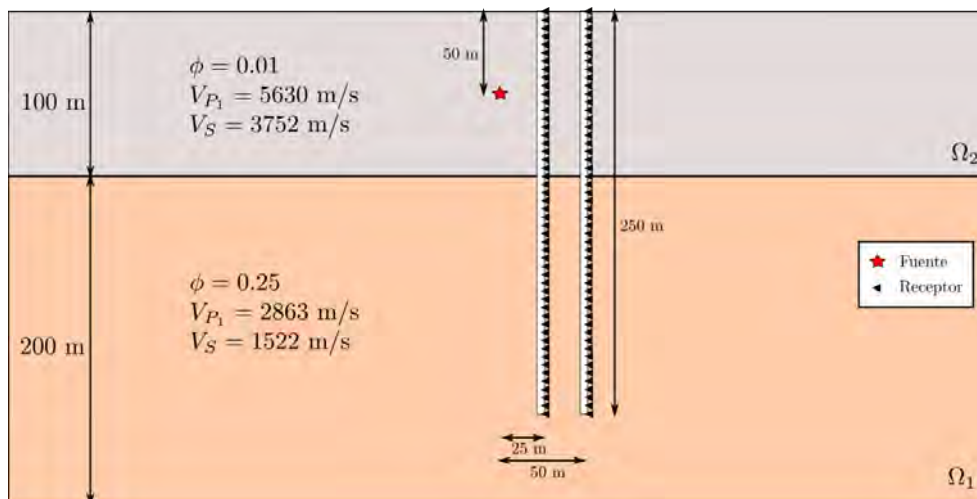


Figura 2.12: Geometría del caso Elástico/Poroelástico.

Se pueden apreciar características similares para este caso:

Onda P_1 directa: se observa como el primer arribo para los receptores que se encuentran en Ω_2 en ambas componentes. Al igual que en el Pozo 1, para el receptor ubicado a la misma profundidad que la fuente, sólo puede verse en la componente x .

Onda P_1 transmitida: se observa como el primer arribo para los receptores que se encuentran en Ω_1 en ambas componentes y puede verse que tiene una pendiente menor que la P_1 directa, lo que es de esperar dada la menor velocidad de Ω_1 . En la componente z se ve con amplitudes del orden de las demás ondas, mientras que en la x tiene una amplitud mucho menor que la directa.

Onda P_1 reflejada: se observa con mayor claridad en la componente z para los receptores ubicados dentro de Ω_2 y con la misma pendiente que la P_1 directa, dado que viajan a la misma velocidad.

Onda S_1 reflejada: se observa con mayor claridad en la componente x para los receptores ubicados dentro de Ω_2 y con una pendiente considerablemente mayor que la P_1 directa dada su mayor velocidad en dicho medio.

Onda S_1 transmitida: se observa débilmente en la componente x para los receptores ubicados en Ω_1 y con una pendiente menor a la P_1 transmitida dada su menor velocidad en dicho medio.

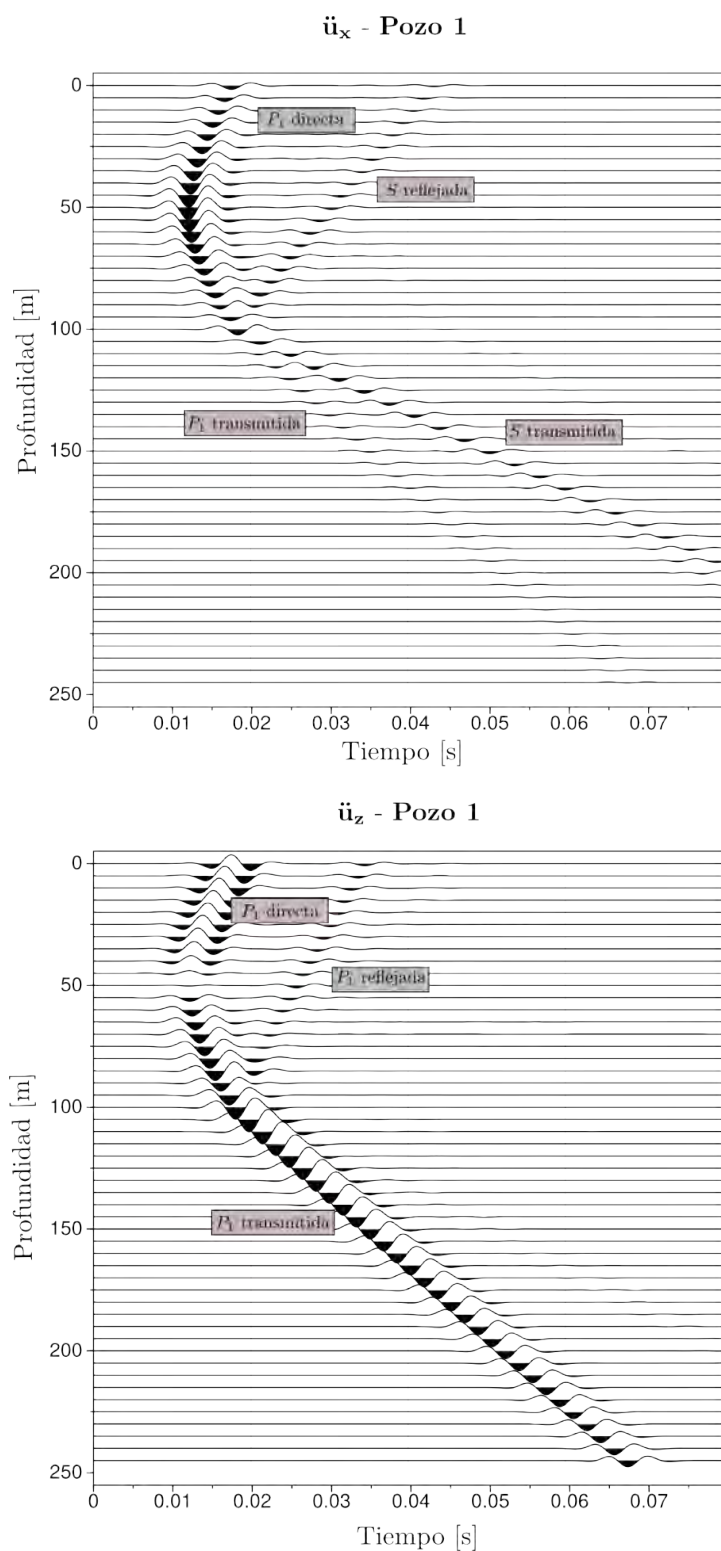


Figura 2.13: Gather de las componentes de la aceleración del pozo 1.

Realizamos con este modelo las mismas validaciones de tiempos de arribo observados y calculados. Observando el tiempo de arribo de P_1 para la traza del receptor #6 de la componente x del pozo 1:

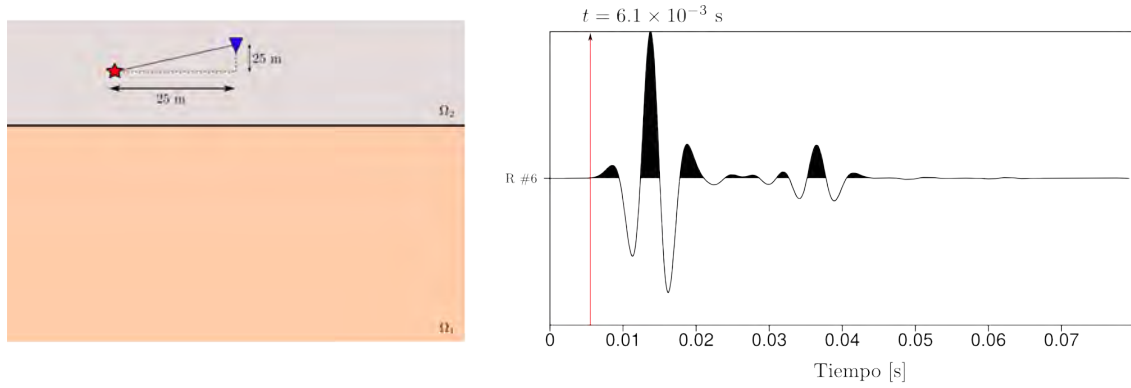


Figura 2.14: Esquema y registro del receptor #6.

resulta de 6.1×10^{-3} s, mientras que el tiempo calculado es:

$$t_c = 6.3 \times 10^{-3} \text{ s} \quad (2.6)$$

Luego, el error absoluto es de 0.2 ms y el relativo de 3.2%.

Ahora hacemos lo propio para la traza de la componente x del receptor #41.

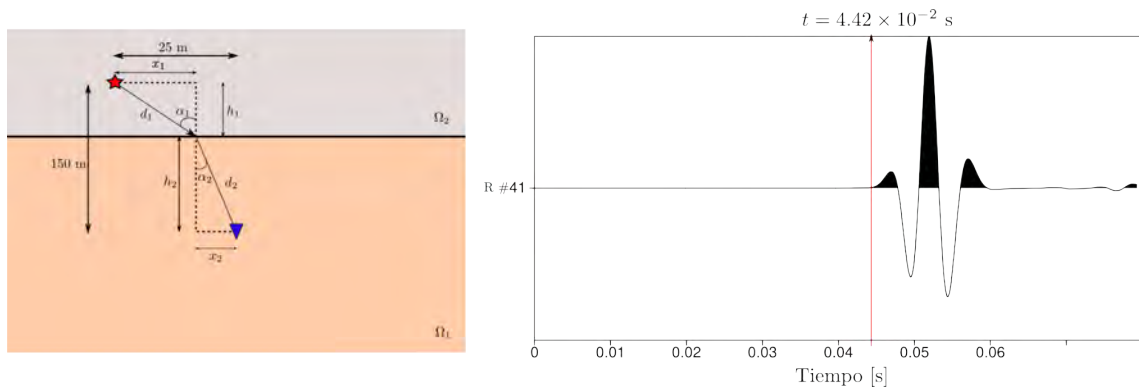


Figura 2.15: Esquema y registro del receptor #41.

El tiempo observado es de 4.42×10^{-2} s, mientras que el tiempo calculado es (con $x_1 = 12.54$):

$$t_c = 4.43 \times 10^{-2} \text{ s} \quad (2.7)$$

Luego, el error absoluto es de 0.1 ms y el relativo de 0.2%.

2.4.2. Pozo 2

Finalmente, considerando los registros del Pozo 2 para el receptor #11, podemos obtener la diferencia de tiempo del arribo de P_1 en ambos pozos, y compararla con la obtenida a partir de las velocidades del modelo.

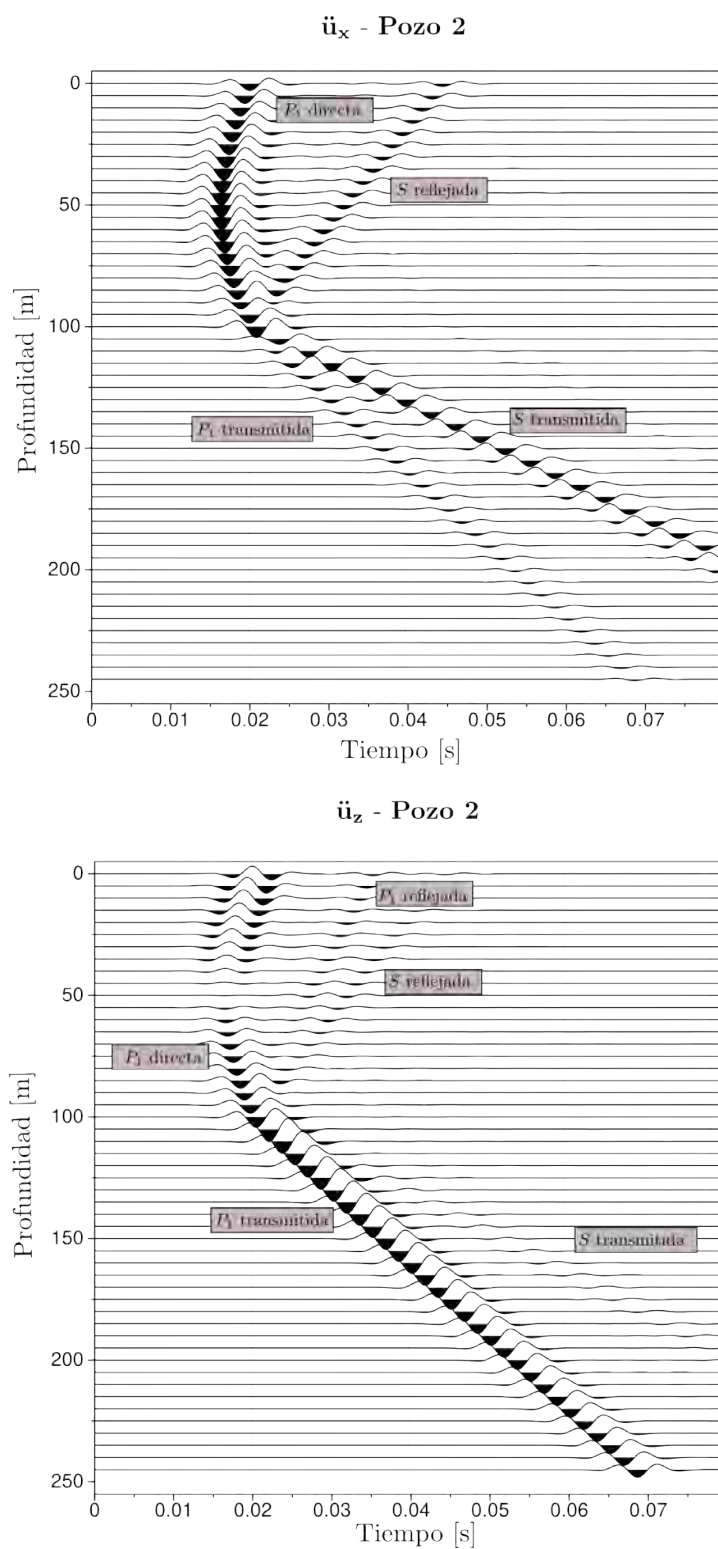


Figura 2.16: Gather de las componentes de la aceleración del pozo 2.

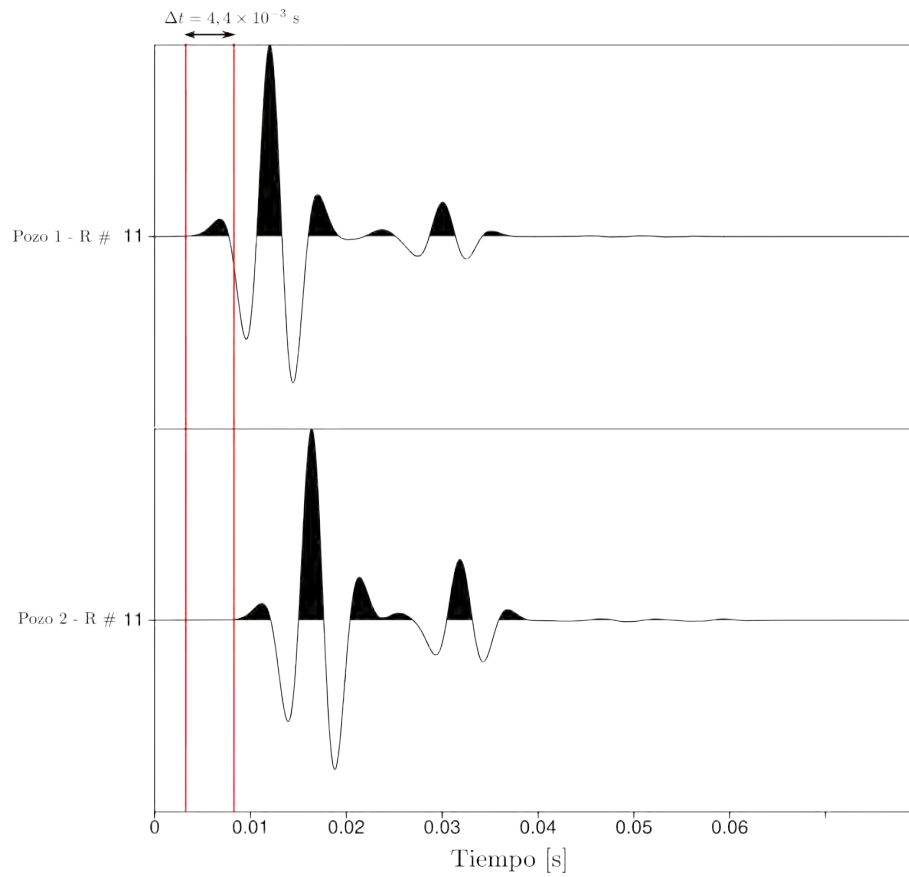


Figura 2.17: Trazas del receptor #3 del pozo 1 (arriba) y del pozo 2 (abajo) con la diferencia de tiempos observada.

Que resulta de 4.4×10^{-3} s. La diferencia de tiempo teórica es:

$$\Delta t = t_2 - t_1 = \frac{1}{V_p}(d_2 - d_1) = 4.4 \times 10^{-3} \text{ s} \quad (2.8)$$

Lo que da un error absoluto menor al milisegundo y un relativo muy pequeño.

Con esto, finalizamos el análisis de la respuesta sísmica de los diferentes medios acoplados y pasamos a analizar la respuesta sismoeléctrica de los mismos.

Capítulo 3

Respuesta sismoeléctrica

En este capítulo se analiza la respuesta sismoeléctrica de medios elásticos y poroelásticos. Para estudiar el campo co-sísmico y la influencia que tienen en él las distintas propiedades físicas del subsuelo, se consideraron en primer término medios homogéneos para evitar interfases que den lugar a respuestas de interfase. Luego se consideraron medios elásticos y poroelásticos acoplados para estudiar la respuesta de interfase. Como en el caso PSVTM las amplitudes de estos campos son varios órdenes de magnitud menores que las de los co-sísmicos, es necesario realizar un procesamiento que filtre a los segundos para privilegiar y así poder analizar los primeros.

El análisis paramétrico se hizo sobre la porosidad ϕ , la salinidad C_0 , la densidad del fluido ρ_f y la viscosidad dinámica del fluido η_f . Tanto para el estudio del campo co-sísmico como para el de la respuesta de interfase, se variaron dichos parámetros como indica la tabla 3.1. Los restantes parámetros físicos que no se especifican en ella son los mismos utilizados el capítulo anterior.

Valor variable		
ϕ	0.01 - 0.25	
C_0	2×10^{-3} - 2	mol/litro
ρ_f	850 - 1100	kg/m ³
η_f	1×10^{-3} - 100	Pa s

Tabla 3.1: Variación de las propiedades para el análisis paramétrico.

3.1. Campo co-sísmico

Para el estudio del campo co-sísmico y de la influencia de los distintos parámetros físicos que caracterizan el medio, se consideró un medio homogéneo de 300 m de espesor y una fuente compresional a 200 m de profundidad. Se colocaron 60

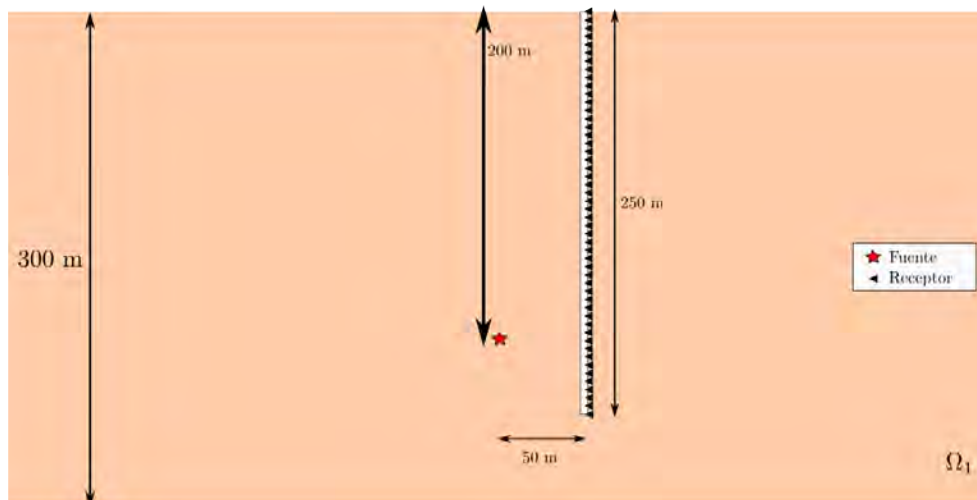


Figura 3.1: Modelo propuesto y geometría de la adquisición.

receptores de campo eléctrico ubicados en un pozo a 50 m de distancia horizontal de la fuente (figura 3.1), equiespaciados verticalmente en 5 m.

Los resultados del análisis de la porosidad se pueden observar en la figura 3.2, los de la salinidad en la figura 3.4, los de la densidad del fluido en la figura 3.6 y los de la viscosidad del fluido en la figura 3.8. Además, a continuación de cada figura pueden verse las trazas individuales del receptor #11, ubicado a una profundidad de 50 m, en las que se pueden apreciar los cambios en las amplitudes de los campos eléctricos medidos, y gráficos de los máximos de los campos en función del parámetro variable. En ocasiones, dada la variación de la amplitud del campo y/o del parámetro, se eligieron escalas logarítmicas para facilitar la visualización y el análisis. En todos los gráficos se muestra sólo el campo E_x , ya que E_z sigue el mismo comportamiento.

De todas estas figuras puede concluirse lo siguiente respecto de la influencia de cada parámetro sobre los campos observados:

1. La porosidad tiene una gran incidencia en el valor del campo co-sísmico observado, ya que con pequeños cambios de la misma las amplitudes varían en órdenes de magnitud. Para $\phi = 0.25$, la respuesta es del orden de 10^{-7} V/m y con la disminución progresiva de ésta, llega al orden de 10^{-11} V/m que corresponden a $\phi = 0.01$. Aún a esta baja porosidad se asume la validez de la condición de "capa delgada" presente en la teoría de Pride, la cual es necesaria para dar su forma al coeficiente de acoplamiento electrocinético L_0 .
2. La salinidad también tiene una incidencia considerable en el valor del campo co-sísmico, aunque menor que la porosidad dado que la variación elegida para la misma es logarítmica debido a la amplia variación de esta cantidad en las rocas presentes en el subsuelo. Para $C_0 = 0.002$ mol/ltr, la respuesta es del

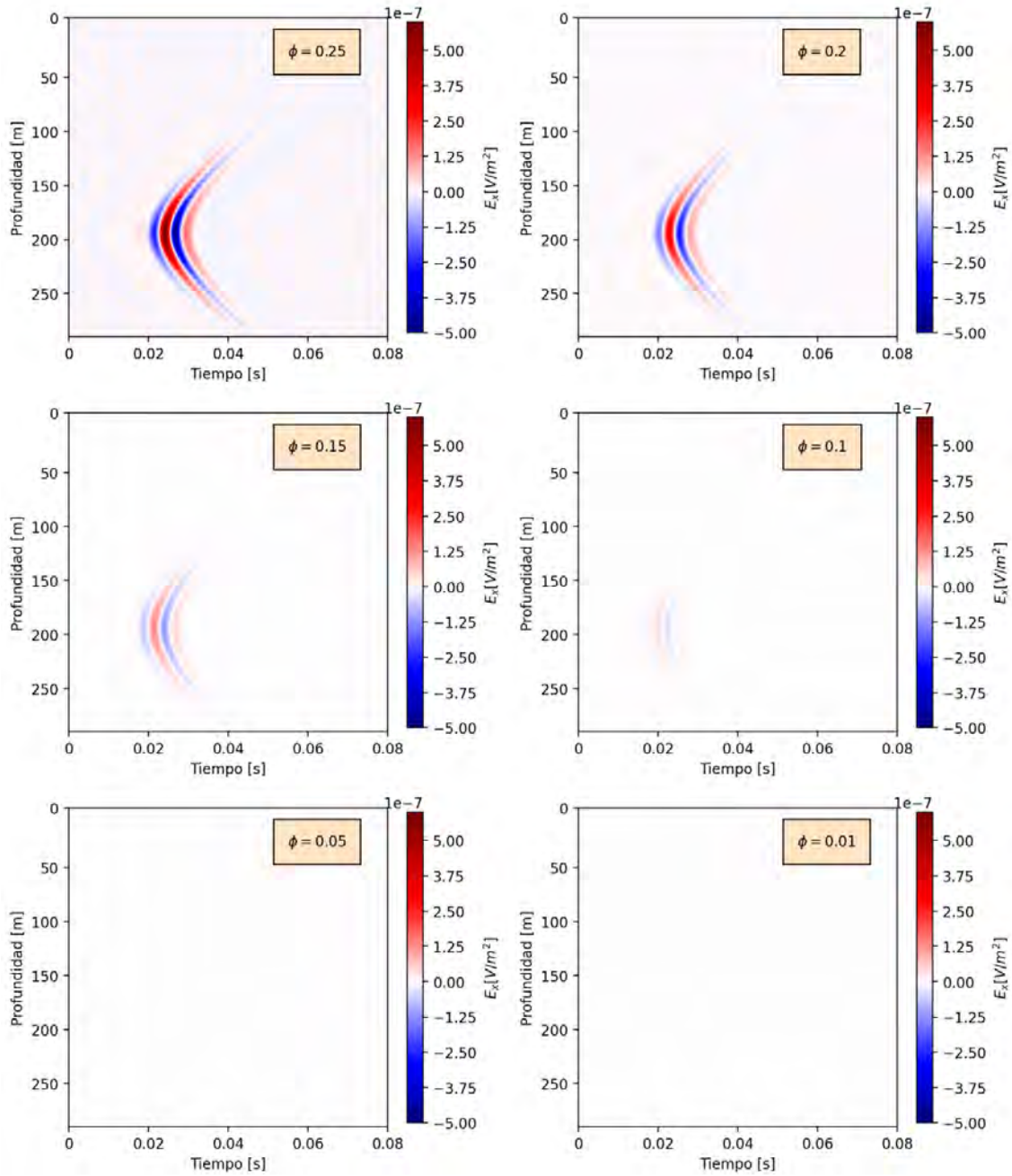


Figura 3.2: Variación del campo co-sísmico con ϕ con la misma escala de amplitudes.

orden de 10^{-7} V/m y con la disminución progresiva de esta llega al orden de 10^{-10} V/m que corresponden a $C_0 = 2$ mol/ltr.

- Las variaciones en la densidad del fluido no afectan significativamente al campo co-sísmico observado. Las amplitudes son siempre del orden de 10^{-7} V/m y sólo en el gráfico de las amplitudes de los máximos (a la derecha, en la figura 3.7) puede apreciarse una variación lineal muy suave.

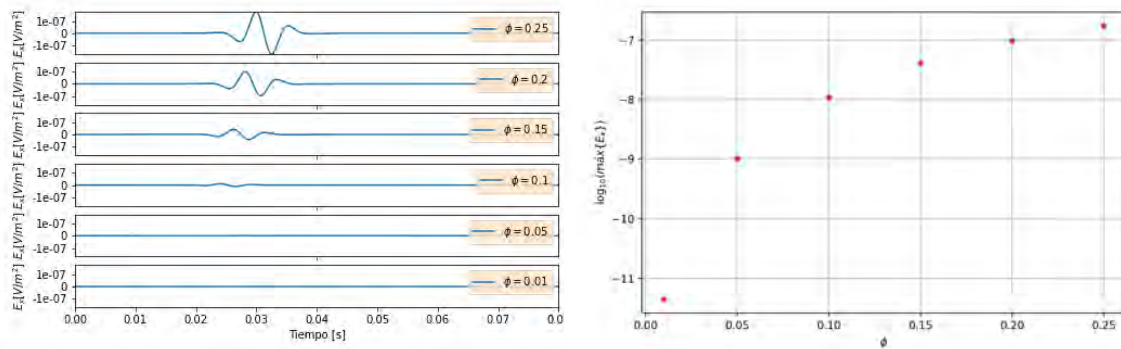


Figura 3.3: A la izquierda, trazas individuales del receptor #11 para distintas porosidades con la misma escala de amplitudes. A la derecha, máximos del campo de las trazas del mismo receptor para distintas porosidades.

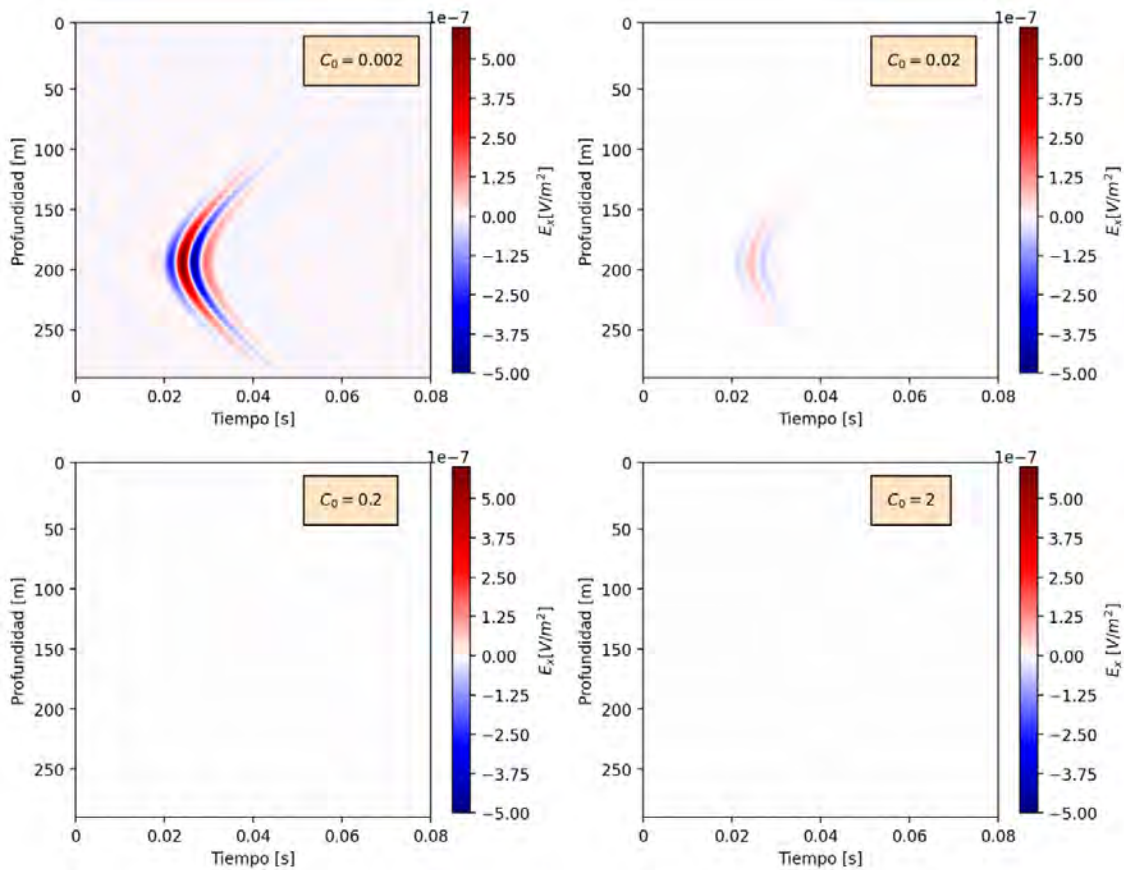


Figura 3.4: Variación del campo co-sísmico con C_0 con la misma escala de amplitudes.

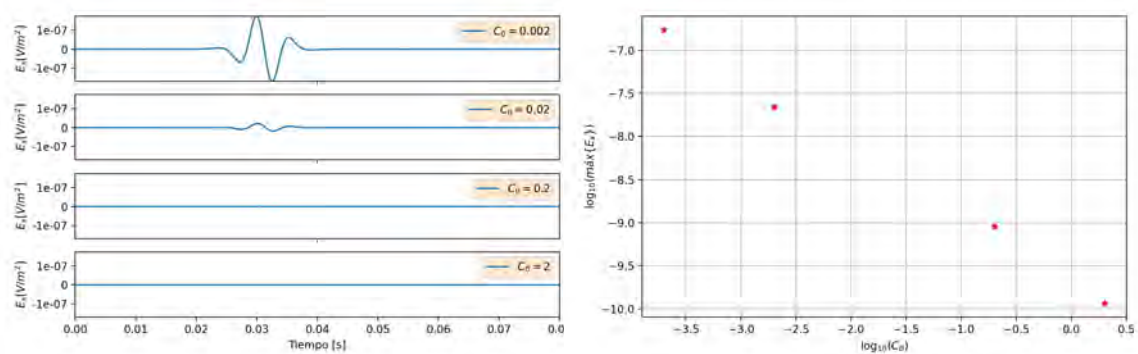


Figura 3.5: A la izquierda, trazas individuales del receptor #11 para distintas salinidades con la misma escala de amplitudes. A la derecha, máximos del campo de las trazas del mismo receptor para distintas salinidades.

4. Las variaciones en la viscosidad dinámica afectan significativamente al campo co-sísmico observado. Las amplitudes van desde un orden de magnitud de 10^{-7} V/m para $\eta_f = 0.001$ Pa s hasta 10^{-11} V/m para $\eta_f = 100$ Pa s.

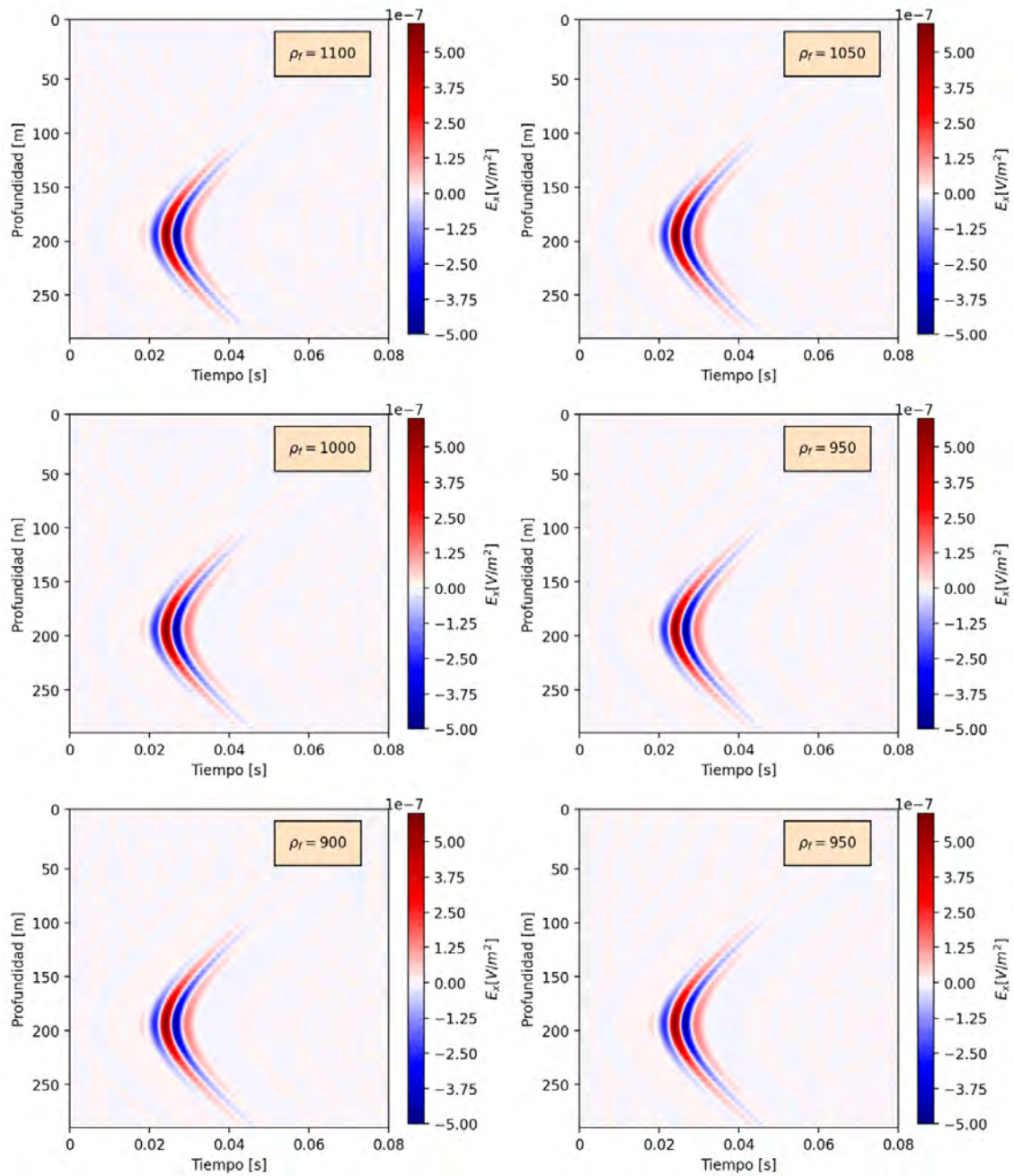


Figura 3.6: Variación del campo co-sísmico con ρ_f con la misma escala de amplitudes.

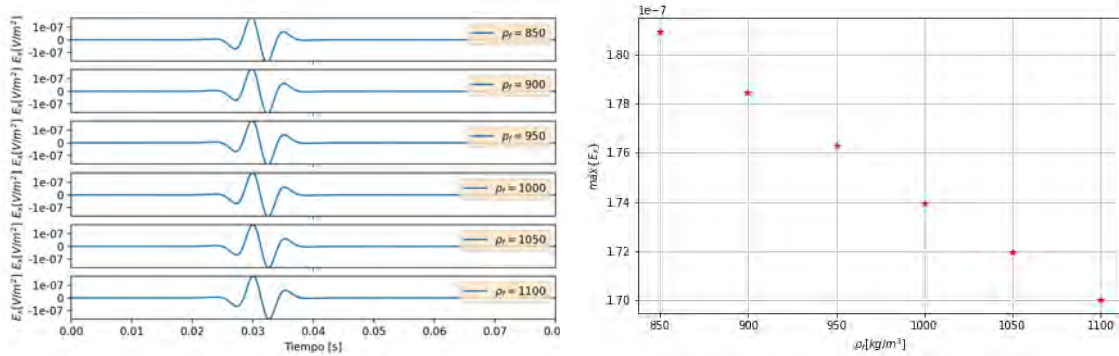


Figura 3.7: A la izquierda, trazas individuales del receptor #11 para distintas densidades del fluido con la misma escala de amplitudes. A la derecha, máximos del campo de las trazas del mismo receptor para distintas densidades del fluido.

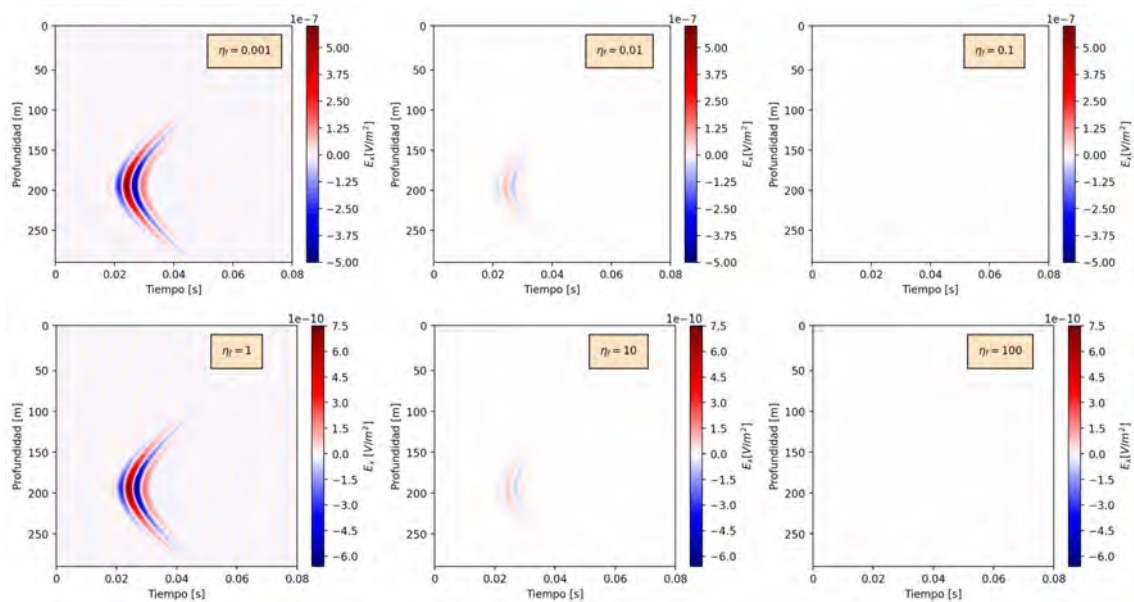


Figura 3.8: Variación del campo co-sísmico con η_f . Observar que la escala de amplitudes cambia a partir de $\eta_f = 100$ Pa s.

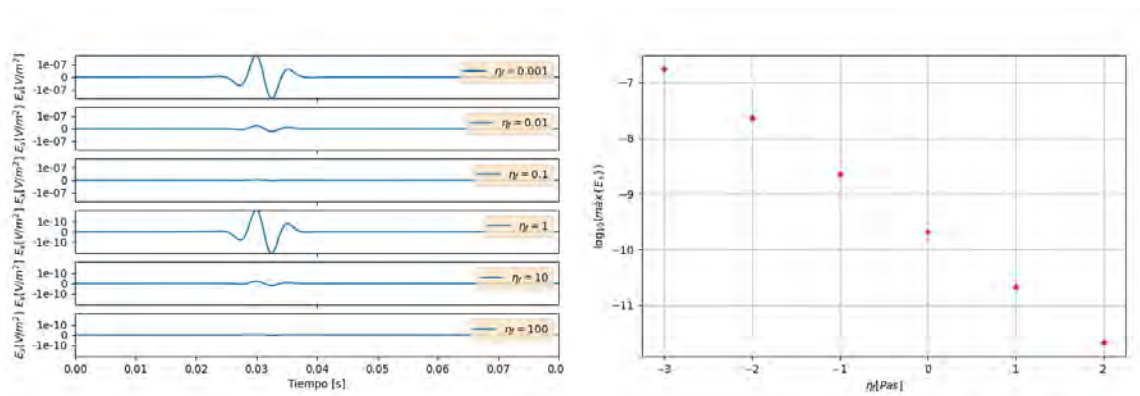


Figura 3.9: A la izquierda, trazas individuales del receptor #11 para distintas viscosidades del fluido. Observar que en este caso la escala de amplitudes cambia a partir de $\eta_f = 1$ Pa s. A la derecha, máximos del campo de las trazas del mismo receptor para distintas viscosidades del fluido.

3.2. *Respuesta de interfase*

Para poder realizar un análisis paramétrico de este campo, es necesario considerar un modelo de subsuelo compuesto por al menos una interfase, de modo que el efecto descrito en el Capítulo 1 tenga lugar. En ese sentido, se eligió un medio poroelástico superior de 150 m de espesor donde las propiedades físicas varían de la misma forma que en el análisis del campo co-sísmico (tabla 3.1), y por debajo un medio elástico de 150 m de espesor con propiedades físicas constantes. Por otro lado, la fuente se ubicó a 175 m de profundidad y el pozo con 60 receptores a una distancia horizontal de 100 m respecto de ésta (excepto en el análisis de porosidad, que es de 50 m), equiespaciados 5 m en la vertical. Toda la geometría descrita puede verse en la figura 3.10.

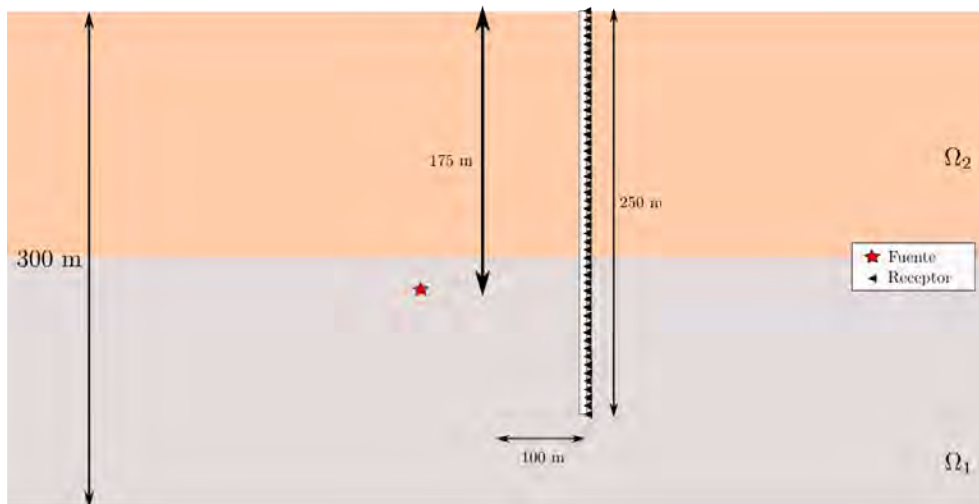


Figura 3.10: Modelo de subsuelo y geometría de adquisición.

Además, se debió realizar un procesamiento del dato de salida del código, ya que a simple vista no es posible visualizar la respuesta de interfase porque es en amplitud algunos órdenes de magnitud menor que el campo co-sísmico, el cual siempre estará presente, haya o no una interfase. Dado que la RI viaja a velocidad electromagnética en el medio, es la primer señal recibida por los receptores eléctricos. Por lo tanto, una opción pudo ser la de recortar en tiempo las trazas y aplicarles una cierta ganancia.

Otras opciones que se consideraron para realizar esta separación son los filtros digitales. En principio, un filtro de frecuencias no sería adecuado ya que el contenido de frecuencias de ambos campos son similares. En cambio, un filtro de velocidades o de pendientes (*dip filtering*) sería una opción teóricamente más efectiva ya que es la velocidad de propagación la característica considerablemente distinta que tienen ambos campos, siendo la de la luz en el medio la de la respuesta de interfase y la sísmica del medio la del cosísmico. En el dominio de la transformada FK, como el evento de la IR se registra prácticamente al mismo tiempo en todos los receptores por su elevada velocidad, será visto como un evento de velocidad aparente muy grande

(es decir, mucho mayor que la del evento del campo co-sísmico), lo que implica un número de onda aparente muy bajo. Por lo tanto, aplicando un filtro de velocidades que privilegie los números de onda bajos, sería posible separar los campos.

Efectivamente, el *dip filtering* es la herramienta de procesamiento más efectiva que se encontró para separar la RI de los datos. Dado que se realizaron varias corridas del código y el filtrado se aplicó para cada una de ellas, se muestra a modo de visualización uno de estos procesamientos, en donde se ven los datos de salida originales y los datos filtrados. Se puede observar con gran claridad el evento de la RI (figura 3.11). La componente E_z sigue un comportamiento muy similar a la E_x , por lo que en adelante se mostrarán únicamente estas últimas.

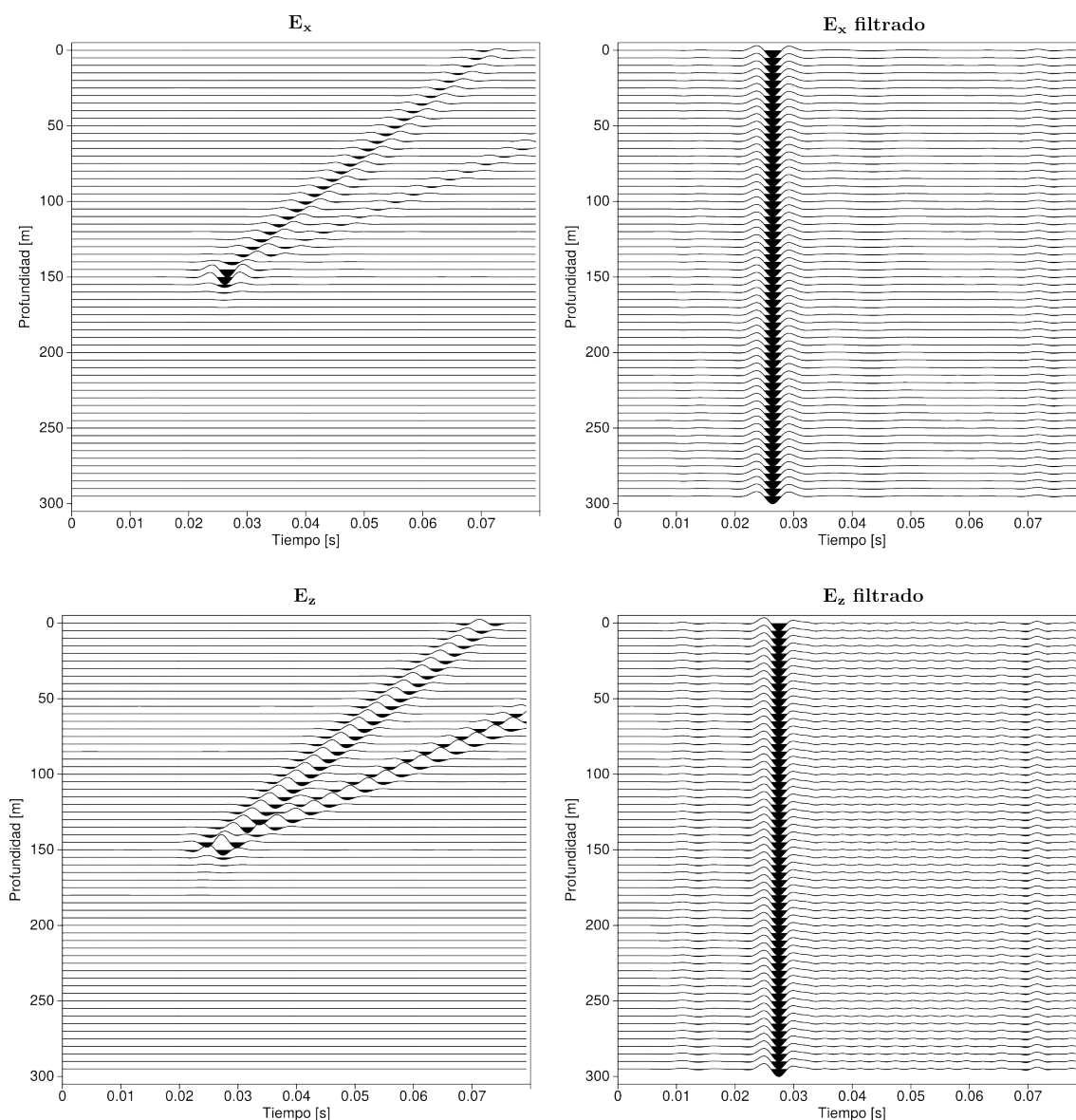


Figura 3.11: Ejemplo de la separación de la IR mediante un filtro de velocidades. Izquierda: datos originales. Derecha: datos filtrados.

Al igual que en el análisis del campo co-sísmico, los resultados del análisis de la

porosidad se pueden observar en la figura 3.12, los de la salinidad en la figura 3.14, los de la densidad del fluido en la figura 3.18 y los de la viscosidad del fluido en la figura 3.16. También a continuación de cada figura pueden verse las trazas individuales del receptor #11, en las que se pueden apreciar los cambios en las amplitudes de los campos eléctricos medidos y gráficos de los máximos de los campos en función del parámetro variable.

De todas estas figuras puede concluirse lo siguiente respecto de la influencia de cada parámetro sobre los campos observados:

1. La porosidad tiene una gran incidencia en el valor de la respuesta de interfase observada, ya que con pequeños cambios de la misma, las amplitudes varían en órdenes de magnitud. Para $\phi = 0.25$, la respuesta es del orden de 10^{-9} V/m y con la disminución progresiva de ésta, llega al orden de 10^{-11} V/m que corresponden a $\phi = 0.01$.
2. La salinidad también tiene una incidencia considerable en el valor de la respuesta de interfase, aunque menor que la porosidad dado que la variación elegida para la misma es logarítmica debido a la amplia variación de esta cantidad en las rocas presentes en el subsuelo. Para $C_0 = 0.002$ mol/ltr, la respuesta es del orden de 10^{-9} V/m y con la disminución progresiva de esta llega al orden de 10^{-12} V/m que corresponden a $C_0 = 2$ mol/ltr.
3. Las variaciones en la densidad del fluido no afectan significativamente a la respuesta de interfase observada. Las amplitudes son siempre del orden de 10^{-10} V/m y solamente en el gráfico de la derecha de la figura 3.7 puede apreciarse una variación lineal muy suave.
4. Las variaciones en la viscosidad dinámica afectan significativamente a la respuesta de interfase observada. Las amplitudes van desde un orden de magnitud de 10^{-9} V/m para $\eta_f = 0.001$ Pa s hasta 10^{-14} V/m para $\eta_f = 100$ Pa s.

Esto concluye el análisis paramétrico de las respuestas sismoeléctricas de medios elásticos y poroelásticos acoplados.

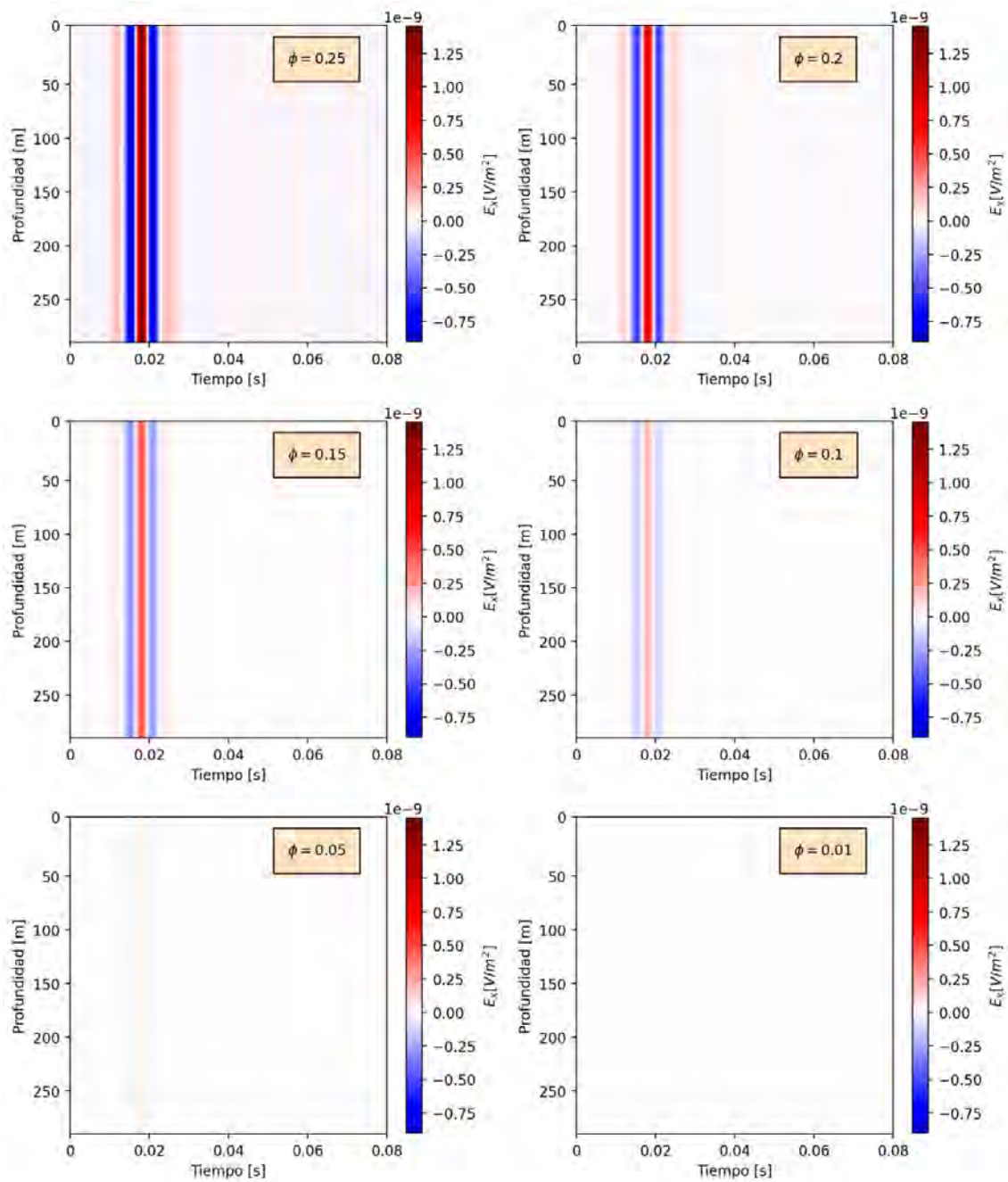


Figura 3.12: Variación de la RI con ϕ con la misma escala de amplitudes.

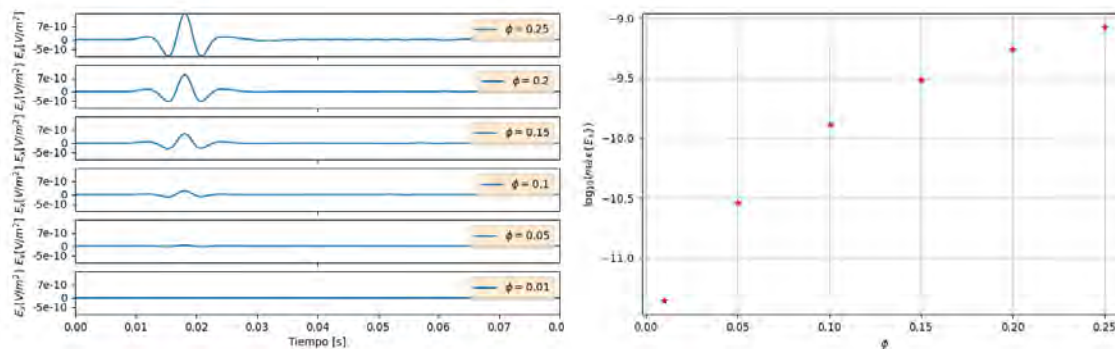


Figura 3.13: A la izquierda, trazas individuales del receptor #11 para distintas porosidades con la misma escala de amplitudes. A la derecha, máximos del campo de las trazas del mismo receptor para distintas viscosidades del fluido.

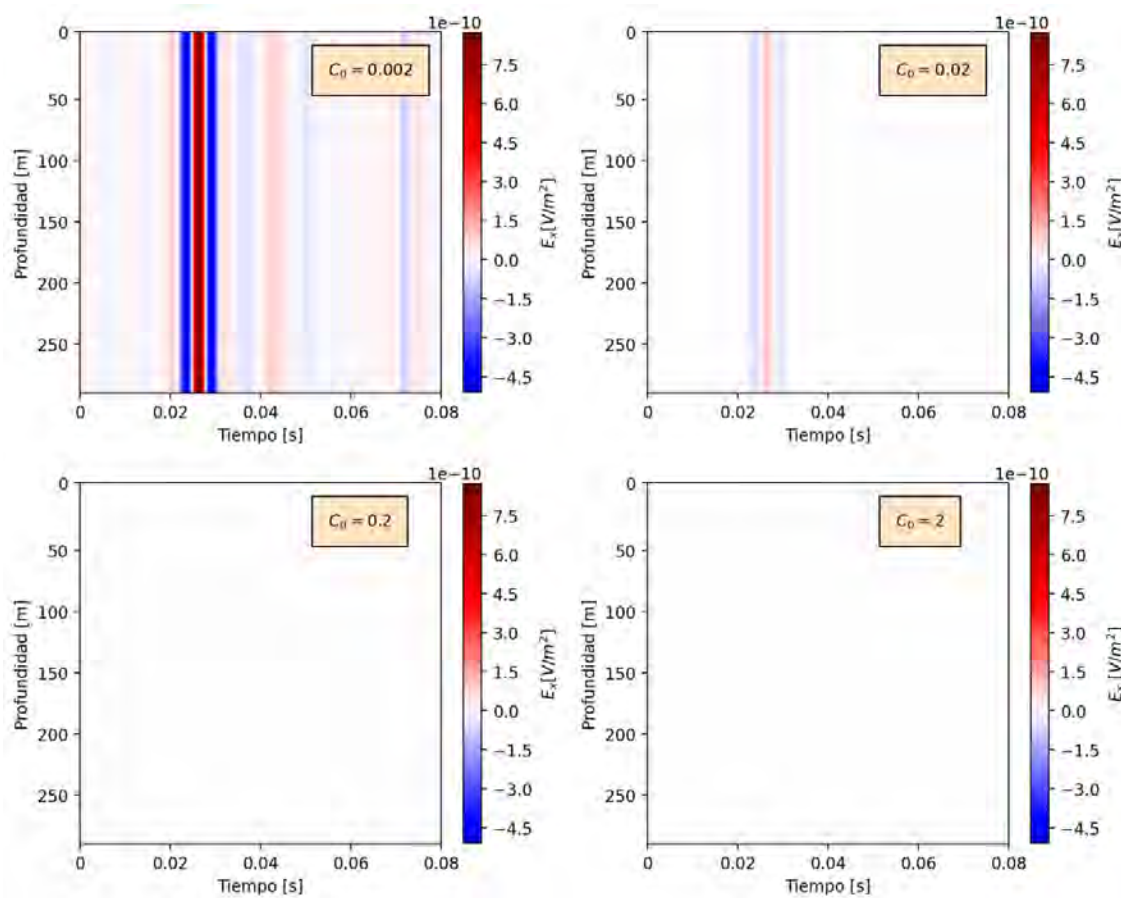


Figura 3.14: Variación de la RI con C_0 con la misma escala de amplitudes.

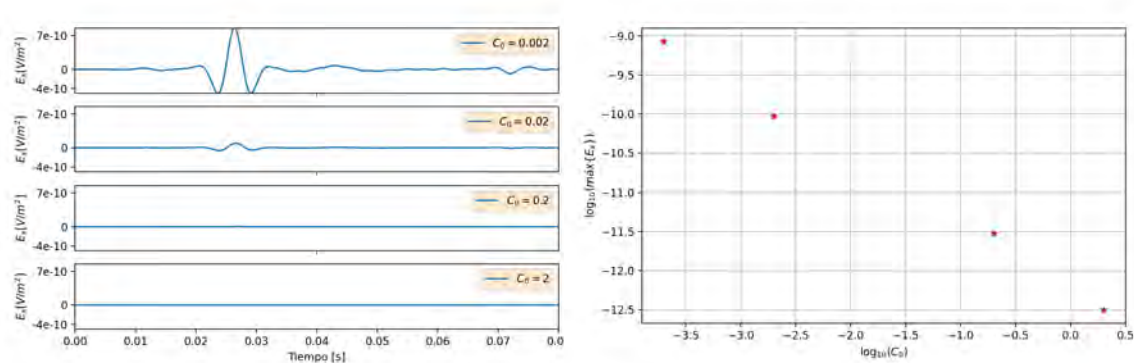


Figura 3.15: A la izquierda, trazas individuales del receptor #11 para distintas salinidades. A la derecha, máximos del campo de las trazas del mismo receptor para distintas salinidades.

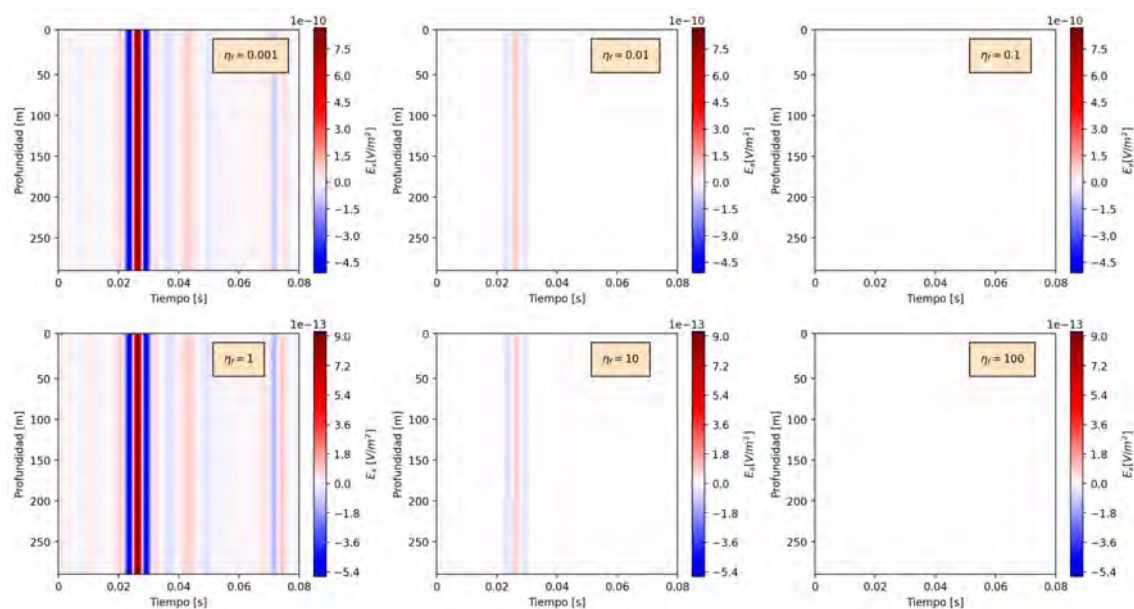


Figura 3.16: Variación de la RI con η_f con la misma escala de amplitudes.

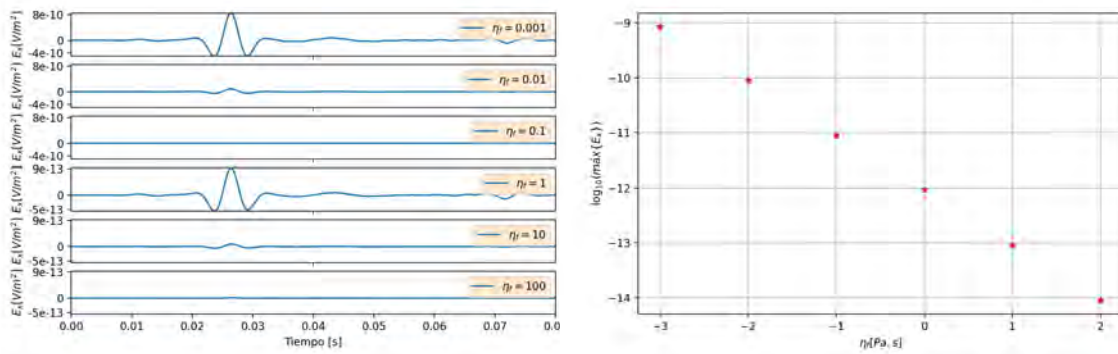


Figura 3.17: A la izquierda, trazas individuales del receptor #11 para distintas viscosidades del fluido. A la derecha, máximos del campo de las trazas del mismo receptor para distintas viscosidades del fluido.

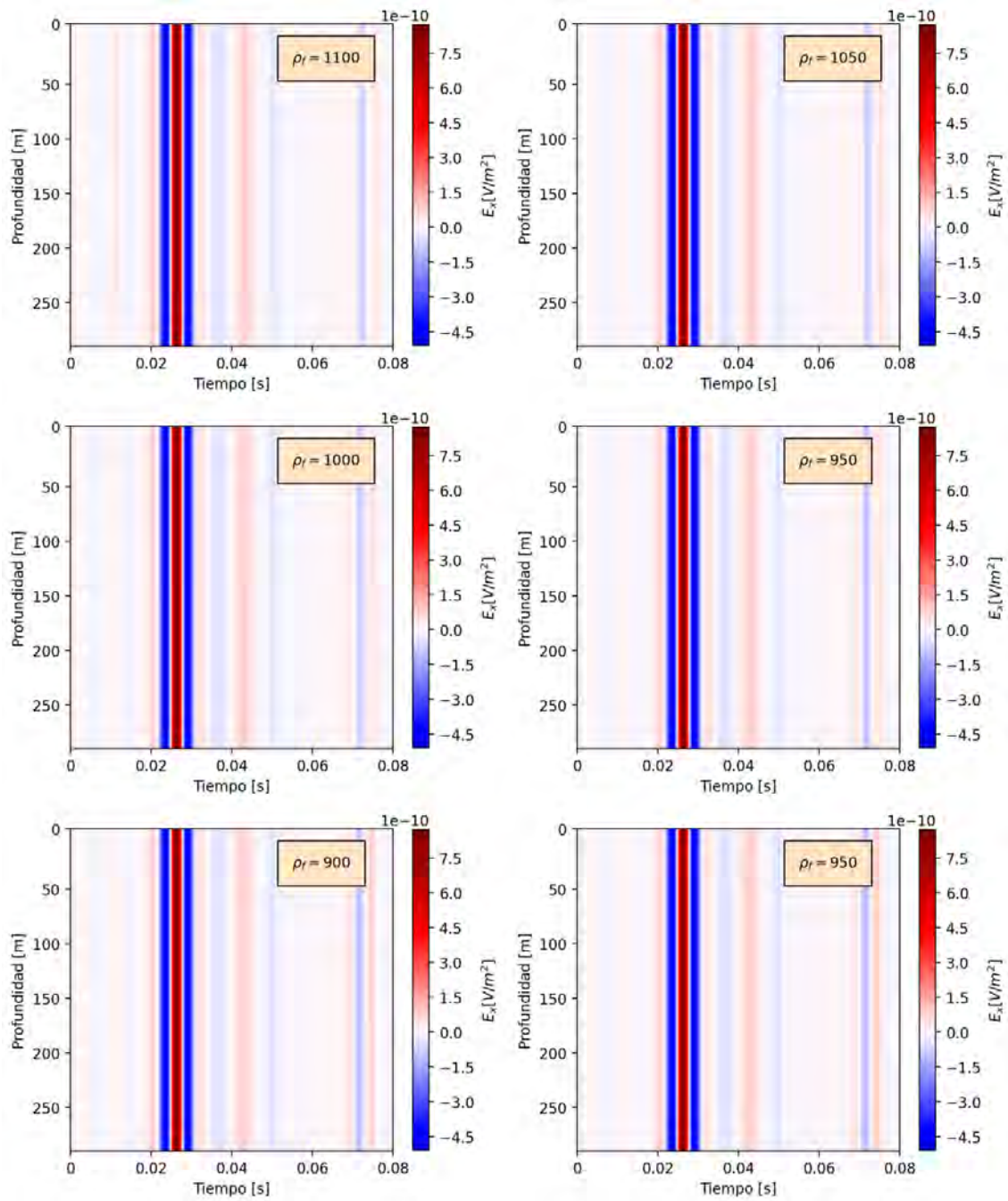


Figura 3.18: Variación de la RI con ρ_f con la misma escala de amplitudes.

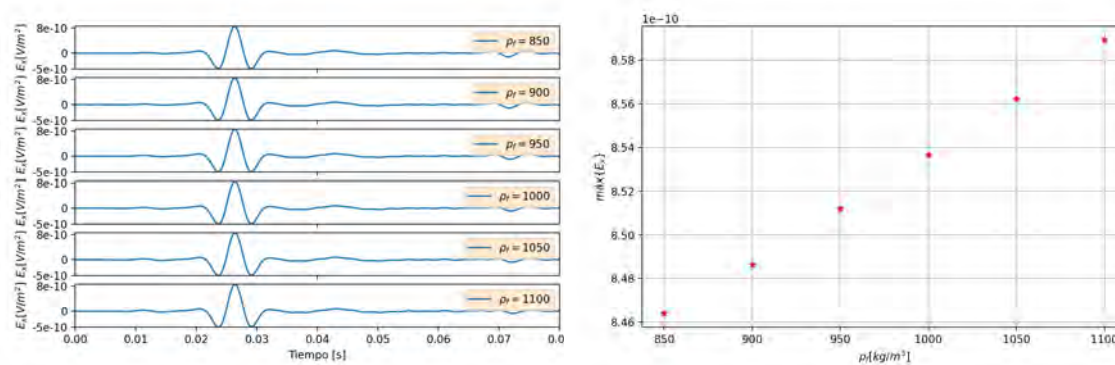


Figura 3.19: A la izquierda, trazas individuales del receptor #11 para distintas densidades del fluido. A la derecha, máximos del campo de las trazas del mismo receptor para distintas densidades del fluido.

Capítulo 4

Simulación de un caso de estudio

En este capítulo se analizará la respuesta sismoeléctrica 2D de un glaciar sobre un sustrato poroso totalmente saturado de agua dulce.

Con el objetivo de determinar el espesor vertical de hielo en un glaciar o equivalentemente la profundidad de la roca subyacente y de caracterizar el fluido que se encuentra dentro de esta, autores como Kulesa et al. (2006) y Monachesi et al. (2018) han utilizado el método sismoeléctrico para llevar a cabo dicha simulación. Un glaciar puede ser modelado como un medio elástico, hipótesis que es utilizada en diferentes trabajos (Presnov et al., 2014a,b; Collis et al., 2016). Otra suposición que haremos es que el glaciar y la roca se mueven de manera conjunta cuando la onda correspondiente a la fuente llega a la interfase que separa los medios, situación que es propia de los glaciares que en su base tienen una presión lo suficientemente grande para que no exista agua líquida cerca de la interfase.

El modelo elegido para representar este escenario físico está compuesto por dos medios horizontalmente estratificados bajo la superficie del glaciar. El primero es un medio elástico de 100 m de espesor, representado en el código como un medio poroelástico de porosidad muy baja y compuesto completamente por hielo. El segundo medio es poroelástico de porosidad considerable y totalmente saturado por agua dulce en estado líquido. Todos los parámetros de ambos modelos pueden verse en la tabla 4.1 y fueron extraídos o derivados de otros parámetros dados por Collis et al. (2016); Petrenko y Whitworth (1999).

Parámetros			
Glaciar		Sustrato	
ϕ	0.01	ϕ	0.3
ρ (kg/m ³)	900	ρ (kg/m ³)	2600
K_s (GPa)	8.097	K_s (GPa)	36
G (GPa)	2.916	G (GPa)	45
		ρ_f (kg/m ³)	1000
		η_f (Pa s)	1.7×10^{-3}
		C_0 (mol/l)	2×10^{-3}

Tabla 4.1: Valores utilizados para el caso de estudio.

La fuente compresional utilizada fue una ondícula de Ricker de frecuencia central 120 Hz, ubicada en a 10 m de profundidad. Se ubicó un pozo a 25 m de distancia horizontal con 25 receptores espaciados en 5 m. Toda la geometría puede verse en la figura 4.1.

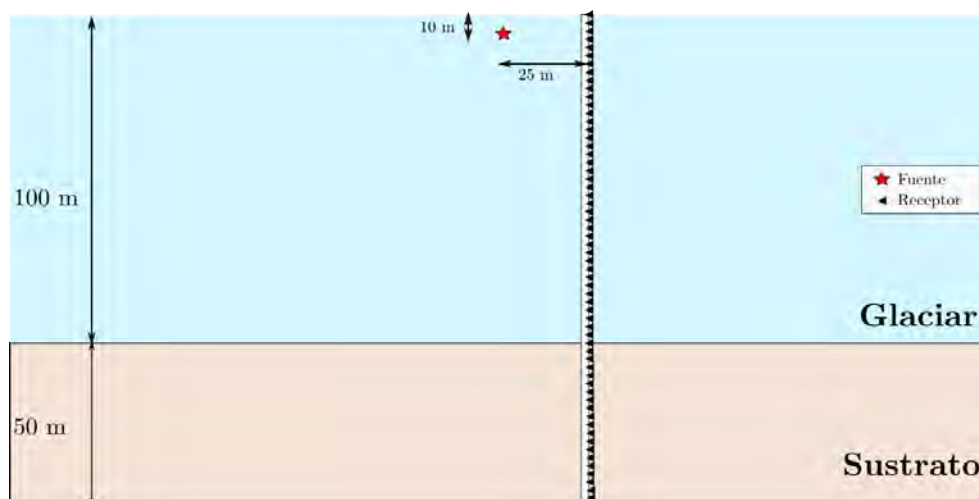


Figura 4.1: Modelo y geometría de la adquisición.

Luego de introducir todos estos parámetros mecánicos, eléctricos y geométricos, se realizó la simulación con el código y se obtuvieron los resultados con los que se construyeron los gathers de aceleración del suelo (figura 4.2) y de campo eléctrico (figura 4.3).

La respuesta sísmica del modelo muestra cómo la onda compresional de la fuente llega a los receptores más superficiales primero, ya que es una fuente somera a una profundidad de 10 m. Cuando esta onda P arriba al receptor ubicado en superficie, aproximadamente a los 0.01 s, genera una reflexión que puede observarse en ambas componentes, la cual llega a la interfase que separa el glaciar del sustrato aproximadamente a los 0.065 s. En el mismo sentido, la onda P directa que arriba al receptor

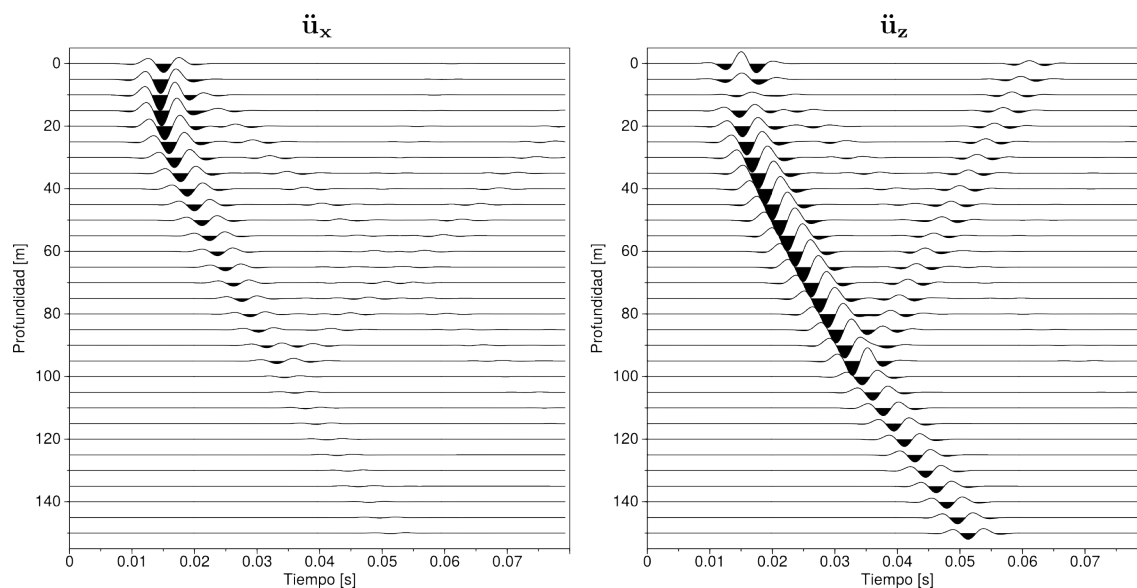


Figura 4.2: Gathers de aceleración.

ubicado en la interfase entre los dos medios (a 100 m de profundidad), genera una reflexión y una refracción que son más claras en la componente z de los gathers a un tiempo aproximado de 0.03 s. Todas estas particiones de energía mecánica que se producen cuando la onda compresional se encuentra una interfase (aire/glaciar ó glaciar/sustrato) habrá que tenerlas en cuenta en el análisis de la Respuesta de Interfase.

En los gathers de campo eléctrico, puede observarse el campo co-sísmico en ambas componentes, que se atenúa rápidamente. En la componente z del campo eléctrico se observa mejor el efecto de la reflexión de la onda compresional que induce este campo. Para poder analizar la respuesta de interfase, se aplicó un filtro de pendientes, privilegiando las velocidades aparentes más altas. Los resultados de este proceso se muestran en la figura 4.4.

Como es de esperarse, sobre todo en la componente z que se aprecia mejor, se ven tres respuestas de interfase que se condicen con los tiempos en los que la onda compresional mecánica se encuentra con la interfase aire/glaciar y glaciar/sustrato, y cuando la reflexión de la misma se encuentra con la interfase glaciar/sustrato. La segunda de éstas es la que interesa a la hora de determinar el espesor de hielo z_g ya que es la que provee dicha información. En principio, como la respuesta de interfase se registra cuando la onda compresional arriba al contacto entre los medios luego de recorrer una distancia d_1 , y la velocidad de ésta (V_{RI}) es la velocidad electromagnética en el medio medio, resulta que es mucho mayor que la velocidad de la onda compresional (V_P). Esto implica que el tiempo de arribo para todos los receptores es prácticamente idéntico:

$$t = \frac{d_1}{V_P} + \frac{d_2}{V_{RI}} \simeq \frac{d_1}{V_P} = cte, \quad (4.1)$$

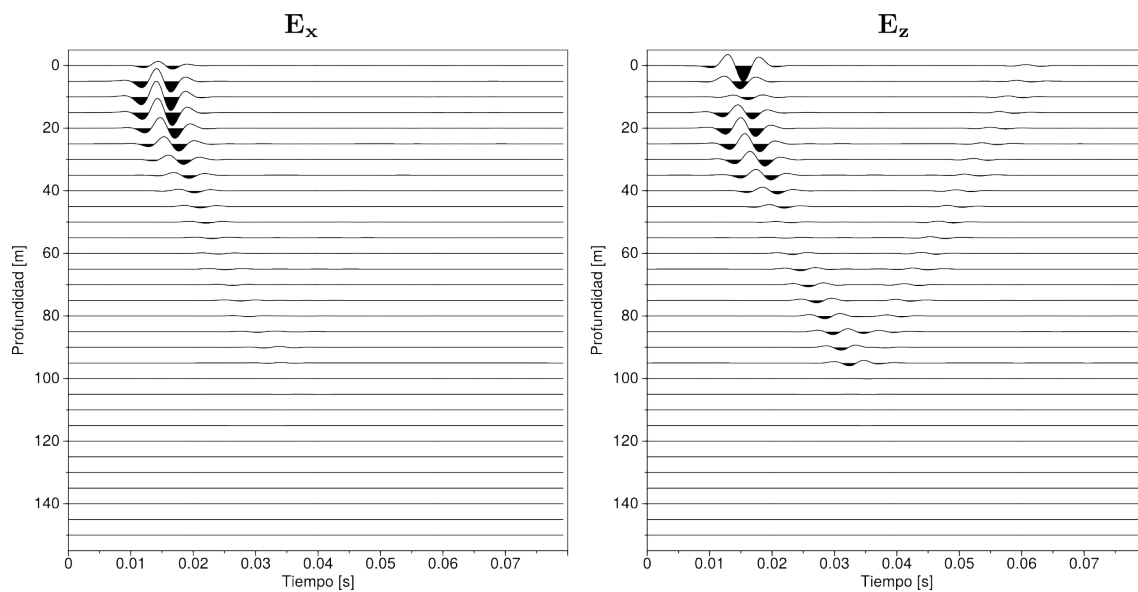


Figura 4.3: Gathers de campo eléctrico.

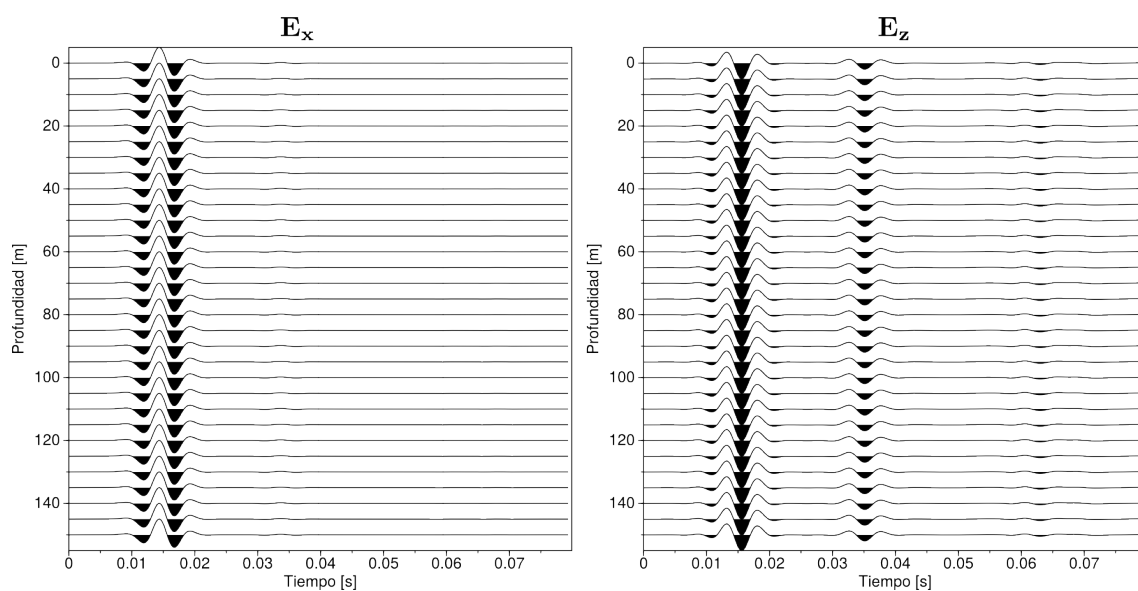


Figura 4.4: Gathers de campo eléctrico filtrados.

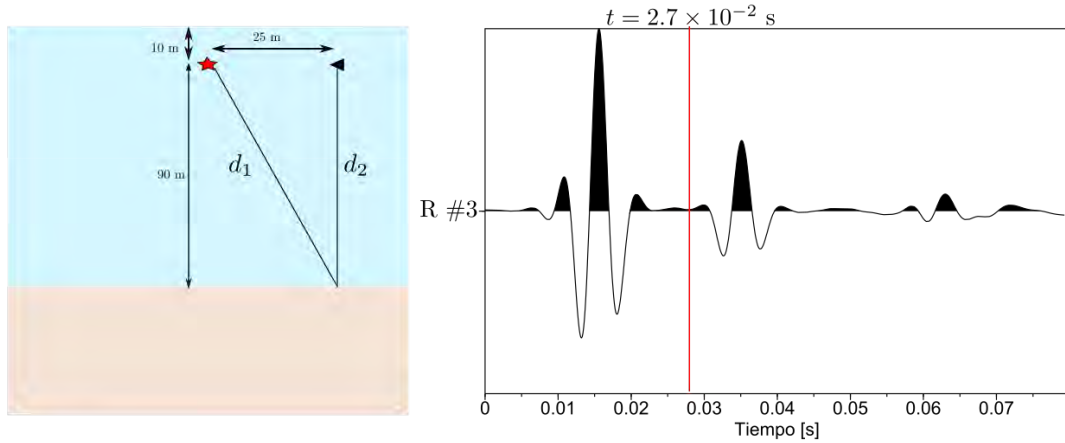


Figura 4.5: Esquema del recorrido de la onda compresional que se convierte en RI.

donde d_2 es la distancia en línea recta vertical entre la interfase y cada receptor. Si x es la distancia horizontal al receptor, z_r es la profundidad del receptor y z_f la profundidad de la fuente

$$t = \frac{\sqrt{x^2 + (z_g - z_f)^2}}{V_P} \quad (4.2)$$

Es decir, es prácticamente el mismo tiempo para todos los receptores. La figura 4.5 ilustra la geometría del modelo con el recorrido de la onda compresional que luego sufre la conversión de energía para dar lugar a la respuesta de interfase y la traza de un receptor ubicado a la misma profundidad que la fuente (receptor #3). En circunstancias de una adquisición, esta geometría fuente - receptor no sería demasiado costosa y podría llevarse a cabo sin grandes complicaciones. El tiempo de arribo en la componente \mathbf{E}_z para la RI observado es de 2.7×10^{-2} s como se ve en la figura 4.5.

Luego, despejando de la ecuación anterior,

$$z_g = \sqrt{(tV_p)^2 - x^2} + z_f, \quad (4.3)$$

con $t = 0.027$ s de los registros, $x = 25$ m y $V_P = 3500$ m/s, esta última calculada con las variables de la tabla 4.1, se obtiene una profundidad de 101.13 m, lo que representa un cálculo con un error relativo del 1.12 %.

Si bien la determinación del espesor del glaciar podría llevarse a cabo con el método sísmico y obtener un buen resultado, el método sismoeléctrico es capaz de detectar variaciones en las propiedades eléctricas del fluido poral del sustrato rocoso. A modo de ejemplo, consideramos el mismo modelo previo, pero en este caso con una salinidad de dicho fluido mayor de $C_0 = 0.2$ mol/ltr, que modifica la conductividad. En la figura 4.6 puede observarse la variación de amplitudes en las respuestas de interfase, donde se muestran las trazas del receptor #3 para ambos casos.

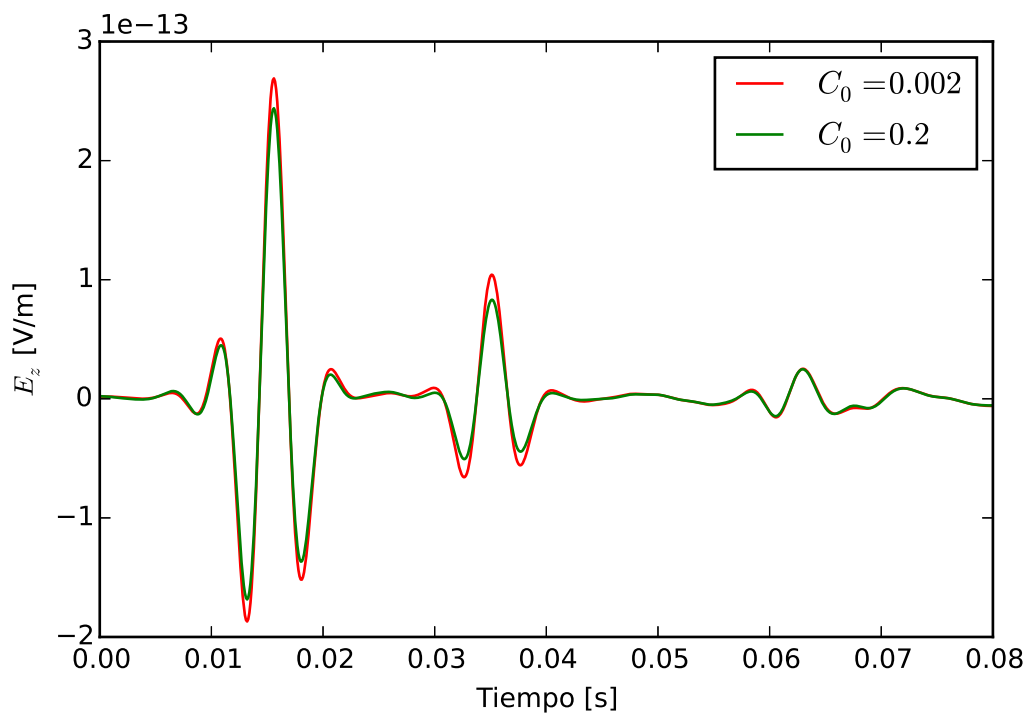


Figura 4.6: Trazas del receptor #3 para distintas salinidades.

Con esto se concluye que el método sismoeléctrico es efectivo y muy preciso para llevar a cabo la determinación del espesor de hielo en un glaciar sobre un sustrato rocoso, siendo sensible además a variaciones en los parámetros eléctricos del fluido poral del sustrato, característica que no posee el método sísmico.

Capítulo 5

Conclusiones y trabajo a futuro

Los objetivos planteados por este trabajo fueron por un lado, analizar la factibilidad de modelar numéricamente la propagación de ondas sísmicas en medios acústicos y elásticos considerando los correspondientes límites para la porosidad en un algoritmo computacional desarrollado para la propagación de ondas en medios poroelásticos. Por otro lado, estudiar los campos generados por la conversión de energía mecánica en electromagnética en medios acústicos o elásticos acoplados con medios poroelásticos.

Se comprobó que la aproximación para el caso acústico predice resultados incorrectos, ya que los gathers de presión muestran reverberaciones que afectan la interpretación de los campos observados. La aproximación para el caso elástico es muy buena en lo que refiere a la respuesta sísmica con errores relativos no mayores al 4% respecto de otros códigos ya validados. Haciendo una extensión inmediata, también se verificó que la respuesta sismoeléctrica es coherente con el análisis teórico, ya que lo esperable de medios elásticos es observar que la amplitud de los campos eléctricos inducidos por ondas mecánicas se vuelva despreciable en este límite de porosidades bajas.

La respuesta sismoeléctrica del modo PSVTM fue analizada en lo que refiere al campo co-sísmico y a la respuesta de interfase. Para el primero, se concluyó que los parámetros que afectan significativamente a su amplitud son la porosidad, la concentración salina y la viscosidad del fluido, mientras que la densidad del fluido no genera variaciones significativas. La Respuesta de Interfase mostró el mismo comportamiento, sin embargo, para poder detectarla, fue necesario procesarla mediante un filtro de pendientes. Esto se debe a que su amplitud es en todos los casos estudiados, algunos órdenes de magnitud menor que la del campo co-sísmico. Este resultado es de gran importancia porque brinda una herramienta muy efectiva a la hora de privilegiar un tipo de propagación eléctrica frente a otra (proceso que filtros de frecuencias no pueden reproducir) y al día de la fecha no se han desarrollado trabajos que logren esta separación con tal efectividad.

Finalmente, se simuló y estudió la respuesta de un glaciar sobre un sustrato rocoso, en el que se observó que el método sismoeléctrico es efectivo para determinar la profundidad de dicho sustrato, lo cual tiene una aplicación directa en la determinación del volumen de un glaciar. Además se comprobó que el método es sensible frente a variaciones en la salinidad del fluido poral del sustrato rocoso, característica que no posee el método sísmico. Esto a su vez podría ser útil para determinar, junto con estudios climáticos, el aumento en el nivel del mar debido al derretimiento de los glaciares.

Como trabajo a futuro se propone profundizar el estudio de sistemas multifásicos heterogéneos, compuestos por uno o más fluidos inmiscibles en contacto con medios elásticos y poroelásticos total o parcialmente saturados por uno o más fluidos; ejemplos de tales sistemas son reservorios de hidrocarburos situados debajo del lecho marino, acuíferos no confinados sin contaminar o contaminados por LNAPL y/o DNAPL, medios fracturados con presencia de macrofracturas, sistemas glaciares, entre otros. Esta tarea se realizará a través del modelado computacional de las respuestas sismoeléctricas y electrosísmicas de los sistemas mencionados. En ese sentido, se desarrollarán nuevos métodos de elementos finitos y se modificarán los ya obtenidos en proyectos de investigación previos del grupo de trabajo. Los algoritmos en cuestión serán utilizados para estudiar distintos problemas de interés académico, ambiental y económico.

Bibliografía

- Archie, G. E., 1942, The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics: *Trans. Am. Inst. Min. Metall. Pet. Eng.*, **1**, no. 146, 54–62.
- Biot, M. A., March 1956, Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid: I. low frequency range: *J. Acoust. Soc. Am.*, **28**, no. 2, 168–178.
- March 1956, Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid: II. high frequency range: *J. Acoust. Soc. Am.*, **28**, no. 2, 178–191.
- Carcione, J., Seriani, G., y Gei, D., 2003, Acoustic and electromagnetic properties of soil saturated with salt water and NAPL: *J. Appl. Geophys.*, **52**, 177–191.
- Collis, J., Frank, S., y Metzler, A., 2016, Elastic parabolic equation and normal mode solutions for seismo-acoustic propagation in underwater environments with ice covers: *J. Acoust. Soc. Am.*, **139**, 2672.
- Diaz, J., y Ezziani, A., 2010, Analytical solution for waves propagation in heterogeneous acoustic/porous media. part i: The 2d case: *Community Computes Physics*, **7**.
- Fourie, F., 2006, Aspects of the lateral and vertical resolution of surface electroseismic data with implications for groundwater exploration in fractured karoo rocks: *South African J. Geology*, **109**, 571–584.
- Gao, Y., Chen, X., Hu, H., y Zhang, J., March 2013, Early electromagnetic waves from earthquake rupturing:ii validation and numerical experiments: *Geophys. J. Int.*, **192**, no. 3, 1308–1323.
- Garambois, S., Senechal, P., y Perroud, H., 2002, On the use of combined geophysical methods to access water content and water conductivity of near surface formations: *J. Hydrol.*, **259**, 32–48.
- Garambois, S., y Dietrich, M., 2001, Seismoelectric wave conversions in porous media: Field measurements and transfer function analysis: *Geophysics*, **66**, 1417–1430.

- Grobbe A. Revil, Z. Z. E. S., 2020, *Seismoelectric exploration: Theory, experiments and applications*: John Wiley Sons.
- Haines, S., 2004, *Seismoelectric imaging of shallow targets*: Ph.D. thesis, Stanford University.
- Jouniaux, L., y Zyserman, F., 2015, *Interactive comment on A review on electrokinetically induced seismo-electrics, electro-seismics, and seismo-magnetics for Earth sciences, Author reply to comment of A. Revil.*: *Solid Earth*, **7**, C1274–C1274, <http://www.solid-earth-discuss.net/7/C1274/2015/sed-7-C1274-2015.pdf>.
- Kulesa, B., Hubbard, B., y Brown, G., 2006, Time-lapse imaging of subglacial drainage conditions using 3-D inversion of subglacial electrical resistivity: *J. Glaciol.*, **42**, no. 176, 49–57.
- Liu, H.-P., Don, L., y Kanamori, H., 1976, Velocity dispersion due to anelasticity; implications for seismology and mantle composition: *J. Geophys. Res.*, , no. 147, 41–58.
- Mavko, G., Mukerji, T., y Dvorkin, J., 2009, *The rock physics handbook: Tools for seismic analysis of porous media*: Cambridge University Press, The Pitt Building, Trumpington Street, Cambridge CB2 IRP, United Kingdom.
- Monachesi, L., Zyserman, F., y Jouniaux, L., 2018, SH Seismoelectric Response of a Glacier: An Analytic Study: *J. Geophys. Res.: Earth Surface*, **123**, no. 9, 2135–2156.
- Munch, F., y Zyserman, F., 2016, Detection of Non-Aqueous Phase Liquids Contamination by SH-TE Seismoelectrics: a Computational Feasibility Study: *Journal of Applied Geophysics*.
- Petrenko, V., y Whitworth, R., 1999, *Physics of ice*: Clarendon Press.
- Presnov, D., Zhostkow, R., Gusev, V., Shurup, A., y Sobisevich, A., 2014a, Elastic waves in ice-covered ocean: Elastic waves in ice-covered ocean:, *EGU General Assembly Conference Abstracts*, 7184.
- 2014b, Dispersion dependences of elastic waves in an ice-covered shallow sea: *Acoustical Physics*, **60**, 455–465.
- Pride, S., y Haartsen, M. W., 1996, Electro seismic wave properties: *J. Acoust. Soc. Am.*, **100**, 1301–1315.
- Pride, S., y Morgan, F. D., 1991, Electrokinetic dissipation induced by seismic waves: *Geophysics*, **56**, no. 7, 914–925.

- Pride, S., 1994, Governing equations for the coupled electromagnetics and acoustics of porous media: *Phys. Rev. B*, **50**, 15678–15695.
- Ren, H., Wen, J., Huang, Q., y Chen, X., 2015, Electrokinetic effect combined with surface-charge assumption: a possible generation mechanism of coseismic EM signals: *Geophys. J. Int.*, **200**, 837–850.
- Revil, A., Pezard, P. A., y Glover, P. W. J., September 1999, Streaming potential in porous media: 1. theory of the zeta potential: *J. Geophys. Res.*, **104**, no. B9, 20.021–20.031.
- Revil, A., Leroy, P., y Titov, K., 2005, Characterization of transport properties of argillaceous sediments: Application to the callovo-oxfordian argillite: *J. Geophys. Res.*, **105**, B06202.
- Stern, O., 1924, Zur Theorie der electrolytischen Doppelschicht: *Z. Electrochem.*, **30**, no. 21-22, 508–516.
- Thompson, A. H., y Gist, G. A., 1993, Geophysical applications of electrokinetic conversion: *The Leading Edge*, **12**, 1169–1173.
- Wang, J., Zhu, Z., Gao, Y., Morgan, F. D., y Hu, H., 05 2020, Measurements of the seismoelectric responses in a synthetic porous rock: *Geophysical Journal International*, **222**, no. 1, 436–448.
- Warden, S., Garambois, S., Jouniaux, L., Brito, D., Sailhac, P., y Bordes, C., 2013, Seismoelectric wave propagation numerical modeling in partially saturated materials: *Geophys. J. Int.*, **194**, 1498–1513.
- Zyserman, F., Gauzellino, P., y Santos, J., 2010, Finite element modeling of SHTE and PSVTM electroseismics: *J. Applied Geophysics*, **72**, 79–91.
- Zyserman, F., Jouniaux, L., Warden, S., y Garambois, S., 2015, Borehole seismoelectric logging using a shear-wave source: Possible application to CO₂ disposal?: *International Journal of Greenhouse Gas Control*, **33**, 82–102.