

# Metode *Multichannel Analysis of Surface Waves* (MASW): Teori dan Aplikasi pada Identifikasi Sesar Dangkal di Dekat Permukaan (*Near Subsurface*)

Handoyo

Teknik Geofisika Institut Teknologi Sumatera, Lampung Selatan, Indonesia

\*Email: handoyo.geoph@tg.its.ac.id

Submit: 22 Maret 2023 ; Revised: 27 Agustus 2023 ; Accepted: 29 November 2023

**Abstrak:** Karakterisasi fitur-fitur geologi di dekat permukaan seperti distribusi ketebalan lapisan sedimen dan struktur geologi di dekat permukaan merupakan sesuatu yang menarik dan terus dipelajari untuk memahami kondisi secara lengkap di bawah permukaan. Metode geofisika yang dapat digunakan karena keunggulannya untuk mengkarakterisasi target-target dangkal salah satunya adalah metode *Multichannel Analysis of Surface Waves* (MASW). Metode MASW adalah metode yang memanfaatkan sifat dispersif dari gelombang permukaan (*surface waves*) untuk memodelkan distribusi kecepatan gelombang geser pada setiap lapisan secara vertikal (*Vs depth model*). Metode MASW terdiri dari tiga tahap yaitu akuisisi, pengolahan data (processing), dan inversi. Pada paper ini, kami mendeskripsikan konsep/teori MASW secara umum dan aplikasinya untuk karakterisasi zona sesar dangkal pada target kedalaman sekitar 150 m. Penelitian ini didukung oleh data galian (*trenches study*) sebagai marker terhadap bidang sesar di daerah penelitian. Berdasarkan studi dan hasil yang diperoleh pada paper ini, diharapkan, aplikasi metode MASW di Indonesia akan semakin berkembang dan dapat digunakan dengan kepentingan yang semakin luas.

**Kata kunci:** gelombang permukaan, kurva dispersi, MASW,  $V_s$

*Abstract: The characterisation of near subsurface geological features such as sedimentary layer thickness distribution and near-surface geological structures is of interest and continues to be studied to understand the complete conditions in the subsurface. One geophysical method that can be used for characterising shallow targets is the Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW) method. The MASW method is a method that utilises the dispersive nature of surface waves to model the shear wave velocity distribution in each layer vertically (*Vs depth model*). The MASW method consists of three stages: acquisition, processing, and inversion. In this paper, we describe the general concept/theory of MASW and its application to characterise a shallow fault zone at a target depth of about 150 m. This study is supported by trenches data as a marker for the fault plane in the study area. Based on this study, it is expected that the application of MASW method in Indonesia will grow and can be used with wider interests.*

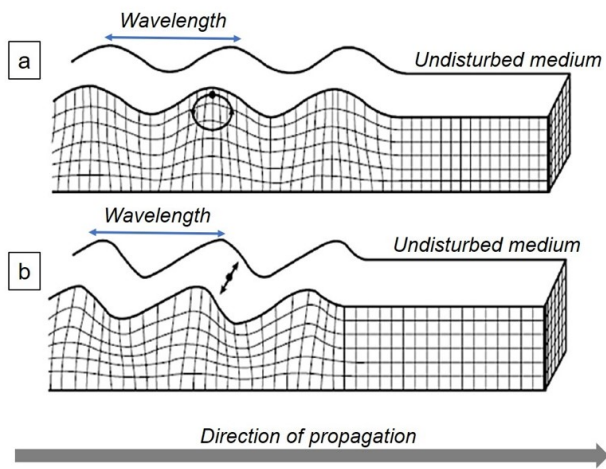
**Keywords:** surface waves, dispersion curve, MASW,  $V_s$

## 1 PENDAHULUAN

Zona sesar dapat diidentifikasi dari karakterisasi data seismik. Perubahan sifat seismik di sepanjang zona sesar dapat menunjukkan perubahan struktur geologi di bawah permukaan. Studi akuisisi dan analisis menggunakan refleksi, difraksi, dan sebaran untuk mengidentifikasi zona sesar telah didokumentasikan dengan baik (Romberg, 1952; Castagna, 1995; Demanet dkk., 2001). Dalam makalah ini, kami mempelajari karakterisasi Sesar aktif di Semenanjung Iberia, Spanyol yang menyebabkan terjadinya gempa bumi di sekitar Kota Murcia pada tahun 2011 dengan magnitudo 5.2 Mw. Penelitian lebih lanjut diperlukan untuk memahami karakteristik sesar secara menyeluruh (seperti orientasi, geometri, dan konfigurasi).

Metode MASW dewasa ini telah diterapkan untuk mendeteksi berbagai macam fitur bawah permukaan. Sebagai contoh, metode MASW mampu mencitrakan berbagai fitur di bawah permukaan termasuk lapisan batuan sedimen dan struktur zona sesar pada kedalaman bervariasi dari 20-100 m (Ivanov dkk., 2006; Duffy dkk., 2014; Catchings dkk., 2020). Metode akuisisi dan analisis seismik yang telah dikembangkan dan memungkinkan penggunaan gelombang permukaan untuk menyelidiki struktur bawah permukaan, terutama fitur geologi struktur yang ditandai dengan perubahan kecepatan seismik lateral. Gelombang permukaan memiliki rentang frekuensi (biasanya berkisar antara 5-90 Hz) dan telah terbukti sensitif terhadap fitur geologi pada kedalaman mulai dari 1 m hingga 100 m (Park dkk., 1999; Xia dkk., 1999). Lebih dari itu, pada penelitian sebelumnya, metode MASW dalam dan data downhole digunakan untuk menggambarkan rekaman pada Batugamping Winterset di TPA Johnson County, Kansas dengan kedalaman hingga 150 m (Miller dkk., 2000).

Pada paper ini, kami membahas ulang konsep dasar metode MASW dan aplikasinya pada satu bagian dari area Semenanjung Iberia, Spanyol untuk mendapatkan model kecepatan-kedalaman gelombang geser 1D dan 2D  $V_s$  dan untuk lebih jauh lagi untuk mengidentifikasi bidang sesar di daerah penelitian dengan target kedalaman hingga ~150 m. Melalui hasil dan diskusi di paper ini, diharapkan pengaplikasian metode MASW dapat berkontribusi untuk perkembangan IPTEK serta semakin luas digunakan di Indonesia.



**Gambar 1.** Ilustrasi pergerakan partikel oleh (a) Rayleigh waves dan (b) Love waves (dimodifikasi dari Bolt (1976)).

**2 TEORI DASAR**

**2.1 Gelombang Permukaan (Surface Waves)**

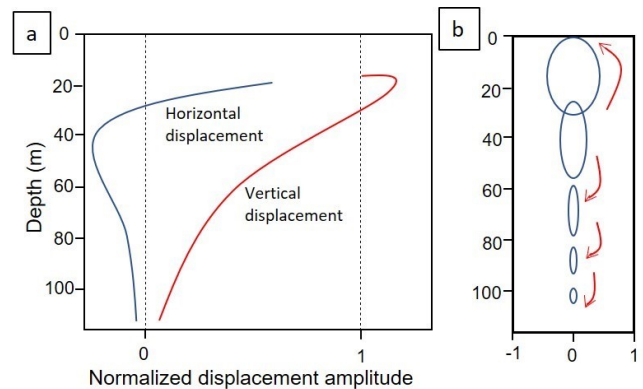
Gelombang permukaan adalah gelombang mekanik yang merambat di dekat permukaan bumi. Secara umum, gelombang permukaan terdiri dari gelombang Rayleigh atau Rayleigh Waves (Gambar 1a) dan gelombang Love atau Love waves (Gambar 1b) (Aki dan Richards, 2002; Everett, 2013).

**2.1.1 Gelombang Rayleigh (Rayleigh Waves)**

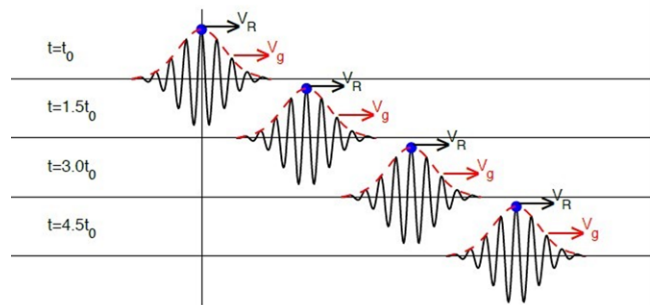
Gelombang Rayleigh adalah gelombang permukaan yang paling sering digunakan dalam eksplorasi geofisika dekat permukaan. Gelombang Rayleigh (juga dikenal sebagai ground roll dalam eksplorasi seismik darat aktif), memiliki amplitudo yang sangat tinggi, frekuensi rendah, kecepatan yang rendah, dan gelombang ini menjalar di sepanjang atau sangat dekat dengan permukaan bumi (Park dkk., 1999; Aki dan Richards, 2002; Everett, 2013).

Gelombang Rayleigh dihasilkan oleh pergerakan partikel-partikel pada medium perantara yang bergerak pada bidang vertikal di sepanjang jalur elips searah dengan arah perpindahan. Di dekat permukaan, gerakan partikel berbentuk retrograde, yang bertransisi menjadi prograde seiring dengan bertambahnya kedalaman (Gambar 2b) (Aki dan Richards, 2002; Everett, 2013). Pada media yang homogen, amplitudo berkurang seiring dengan bertambahnya kedalaman (kurang dari 30% dari nilai amplitudo di permukaan), menjadi tidak berarti dalam jarak sekitar satu panjang gelombang ( $\lambda$ ) dari permukaan (Gambar 2a). Pada sumber titik, energi gelombang sebanding dengan  $1/r$  (dengan  $r$  adalah jarak ke sumber gelombang), oleh karena itu amplitudo pada gelombang bidang berkurang sebesar  $1/\sqrt{r}$  (Everett, 2013).

Ground roll adalah jenis gelombang permukaan yang paling banyak terekam dalam data seismik aktif (Park dkk., 1999; Xia dkk., 1999). Sumber seismik vertikal (misalnya palu godam, lempeng yang bergetar, dan penurunan berat yang dipercepat atau *accelerated weighdrop*) akan menghasilkan sekelompok gelombang -P, -S, dan Rayleigh, dengan



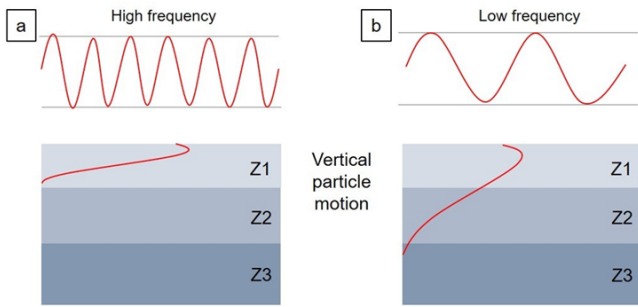
**Gambar 2.** (a) Ilustrasi pergeseran amplitudo gelombang Rayleigh dan (b) Pergeseran secara vertikal dari gelombang Rayleigh dalam profil kedalaman (dimodifikasi dari Gedge dan Hill (2012)).



**Gambar 3.** Ilustrasi perbedaan antara kecepatan fase gelombang Rayleigh ( $V_R$ ) dan kecepatan grup ( $V_g$ ) (diadaptasi dari Everett (2013)). Titik biru adalah perambatan partikel dengan kecepatan fase, sedangkan garis merah mewakili kecepatan paket gelombang.

sekitar 67% (dua per tiga) energi seismik ditransmisikan dalam bentuk gelombang Rayleigh (sebagian besar *ground roll*), sedangkan 23% ke gelombang -S dan 7% ke gelombang -P (Everett, 2013). Gelombang Love (sekitar 3% dari energi seismik yang ditransmisikan) jarang terdeteksi dalam survei yang menggunakan sumber vertikal dan penerima vertikal karena gerakan partikel horizontalnya (Park dkk., 1998).

Gelombang Rayleigh tidak terdispersi dalam media setengah ruang yang homogen (*homogeneous half-space media*) karena kecepatannya dalam setengah ruang yang homogen tidak bergantung pada frekuensi. Namun, gelombang Rayleigh tersebar dalam media berlapis, yang berarti bahwa gelombang dengan panjang gelombang ( $\lambda$ ) dan frekuensi ( $f$ ) yang berbeda merambat dengan kecepatan yang berbeda melalui batas-batas kedalaman. Kecepatan dimana frekuensi tunggal merambat disebut kecepatan fase ( $V_{ph}$ ), sedangkan kecepatan dimana kelompok gelombang merambat melalui medium adalah kecepatan grup ( $V_g$ ) (Park dkk., 1998; Everett, 2013). Pada Gambar 3, titik biru merambat di sepanjang jalur hitam sebagai kecepatan fase, sedangkan paket gelombang merah bergerak dari kiri ke kanan sebagai kecepatan grup. Dispersi gelombang Rayleigh dapat divisualisasikan dengan mengevaluasi sumber seismik yang ideal, yang bergetar pada frekuensi tunggal pada permukaan medium elastis berlapis-lapis.



**Gambar 4.** (a) Frekuensi rendah gelombang Rayleigh dan (b) Frekuensi lebih tinggi gelombang Rayleigh. Gelombang Rayleigh dengan frekuensi rendah (panjang gelombang yang panjang) dapat menjangkau lapisan lebih dalam dibandingkan dengan gelombang Rayleigh dengan frekuensi yang lebih tinggi (panjang gelombang yang lebih pendek) (diadaptasi dari Foti dkk. (2015)).

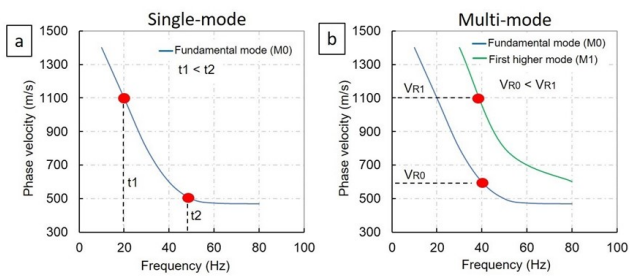
Gelombang Rayleigh memiliki panjang gelombang konstan yang dapat ditentukan dengan mengukur jarak antara dua puncak atau palung dari data yang diamati. Sumber frekuensi rendah menghasilkan gelombang Rayleigh dengan panjang gelombang yang panjang yang dapat menjangkau lapisan yang lebih dalam (banyak lapisan), sedangkan sumber seismik frekuensi tinggi menghasilkan panjang gelombang yang lebih pendek dan kedalaman penetrasi yang lebih dangkal (Gambar 4) (diadaptasi dari Foti dkk. (2015)).

Kecepatan fase setiap komponen gelombang bergantung pada modulus elastisitas lapisan yang dilalui oleh gelombang. Pada Gambar 4a, kecepatan fase gelombang Rayleigh ( $V_R$ ) hanya dipengaruhi oleh modulus elastisitas lapisan paling atas, sedangkan kecepatan fase gelombang pada Gambar 4b dipengaruhi oleh sifat elastisitas lapisan yang lebih dalam. Oleh karena itu, setiap mode gelombang permukaan tertentu akan menunjukkan kecepatan fase yang spesifik pada setiap frekuensi (Xia dkk., 2002).

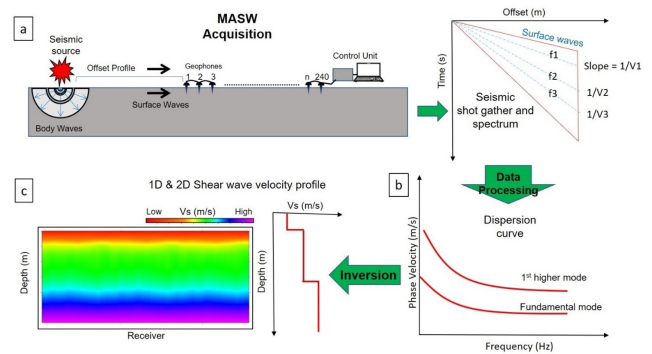
Ketika rekaman seismik ditampilkan sebagai plot kecepatan fase-frekuensi, gelombang Rayleigh muncul dalam bentuk kurva, yang dikenal sebagai kurva dispersi (DC: *Dispersion Curve*), yang ditentukan oleh karakteristik dispersi gelombang Rayleigh (Gambar 5). Beberapa kecepatan fase yang muncul dalam frekuensi tertentu menciptakan DC multi-modal. Mode dengan  $V_{ph}$  terendah pada setiap frekuensi disebut mode fundamental atau fundamental mode ( $M_0$ ) (Gambar 5a). Gambar 5b adalah ilustrasi mode yang lebih tinggi, yang disebut mode lebih tinggi pertama ( $M_1$ ), mode lebih tinggi kedua ( $M_2$ ) dan seterusnya (Everett, 2013; Foti dkk., 2018).

2.1.2 Gelombang Love (Love Waves)

Gelombang Love adalah gelombang permukaan yang memiliki gerakan horizontal yang tegak lurus terhadap arah perambatan gelombang (Gambar 1b). Karena partikel bergerak secara horizontal, gelombang Love jarang terdokumentasikan dalam survei yang hanya menggunakan sumber-penerima vertikal (Park dkk., 1998). Gelombang Love tidak terdapat pada material yang homogen, dan pada media yang heterogen, kecepatan gelombang Love hanya bergantung pada modulus geser dan variasi densitas terhadap kedalaman. Gelombang Love terbentuk dari interaksi gelombang-S dengan



**Gambar 5.** (a) Ilustrasi kurva dispersi mode fundamental dan (b) Kurva dispersi mode yang lebih tinggi pertama atau *first higher mode* (diadaptasi dari Foti dkk. (2018)).



**Gambar 6.** Ilustrasi prosedur MASW. Metode MASW melibatkan tiga tahap: a) akuisisi seismik, b) pengolahan data, dan c) inversi (diadaptasi dari Park dkk. (1999)).

permukaan bumi dan struktur dangkal yang bergantung pada periode gelombang. Umumnya, gempa bumi menghasilkan gelombang Love dalam periode interval ribuan hingga beberapa detik, dan setiap periode bergerak dengan kecepatan yang berbeda tetapi biasanya berkisar antara 2000-6000 m/s (Everett, 2013).

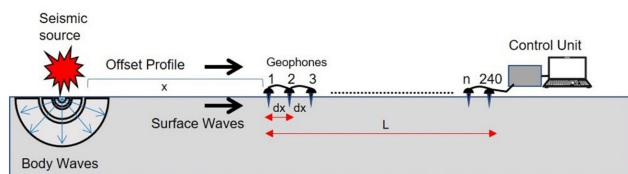
2.2 Metode Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW)

Metode *Multichannel Analysis of Surface Waves* (MASW) bertujuan untuk merekonstruksi profil kecepatan gelombang geser terhadap kedalaman ( $V_s$ -depth profile) dengan melakukan proses inversi kurva dispersi (DC) eksperimental. Metode MASW terdiri dari tiga prosedur yaitu (Gambar 6): (a) akuisisi data seismik (pengukuran lapangan); (b) pemrosesan data (pembentukan kurva dispersi); dan (c) inversi (optimasi parameter model) (Socco dkk., 2010; Foti dkk., 2018).

2.2.1 Akuisisi Data

Langkah pertama untuk menghasilkan  $V_s$ -depth profile menggunakan metode MASW adalah akuisisi data di area studi. Gelombang permukaan dapat dikumpulkan dari sumber aktif atau pasif. Pada survei aktif, gelombang permukaan dihasilkan oleh sumber seismik yang terkontrol seperti hantaman palu godam, truk vibrator, ledakan terkontrol,





**Gambar 7.** Ilustrasi akuisisi data seismik menggunakan sumber seismik yang dapat berupa palu godam atau *accelerated weight drop* dengan jarak sumber atau *source offset* ( $x$ ) dan spasi geofon atau *receiver* ( $dx$ ). Jumlah *receiver* yang digunakan dapat bervariasi dari 12, 24, 48 sampai 480 geofon.

atau *accelerated weight drop*. Sementara itu, survei pasif biasanya merekam gelombang permukaan dari sumber-sumber alami seperti kebisingan lalu lintas, kebisingan bioakustik hewan, dan kebisingan listrik dari peralatan seperti lemari es, unit pendingin ruangan, dan catu daya (Park dkk., 2007). Contoh akuisisi data seismik aktif seperti yang digunakan dalam eksplorasi MASW ditunjukkan oleh Gambar 7. Kedalaman penetrasi dipengaruhi oleh beberapa parameter seperti: i) frekuensi alami dari sinyal seismik yang diamati; ii) susunan array (geometri) yang digunakan untuk mengumpulkan data; iii) frekuensi-bandwidth instrumen; dan iv) kecepatan alami sedimen/batuan di lokasi (Park dan Carnevale, 2010; Foti dkk., 2018).

Panjang gelombang permukaan terpanjang ( $\lambda_{max}$ ) yang diperoleh selama akuisisi data menentukan kedalaman investigasi maksimum. Jarak receiver ( $dx$ ) terkait dengan panjang gelombang terpendek yang dapat dianalisis ( $\lambda_{min}$ ), dimana resolusi kedalaman investigasi terdangkal ( $Z_{min}$ ) dapat diprediksi dari interval nilai  $\lambda_{min}/3 < Z_{min} < \lambda_{min}/2$ , dimana nilai  $\lambda_{min} \sim 2dx$  ( $dx$  adalah jarak antar *receiver*). Sementara itu, panjang gelombang maksimum  $\lambda_{max}$  berhubungan dengan panjang array ( $L$ ), dengan  $\lambda_{max} \approx L$  (Park dan Carnevale, 2010). Park dan Carnevale (2010) menyarankan bahwa kedalaman penetrasi maksimum ( $Z_{max}$ ) adalah sekitar  $Z_{max} \approx 0.5L$ . Sementara itu, kedalaman maksimum yang sering dipakai adalah sekitar  $\lambda_{max}/3 < Z_{max} < \lambda_{max}/2$  (Foti dkk., 2018).

### 2.2.2 Pengolahan Data

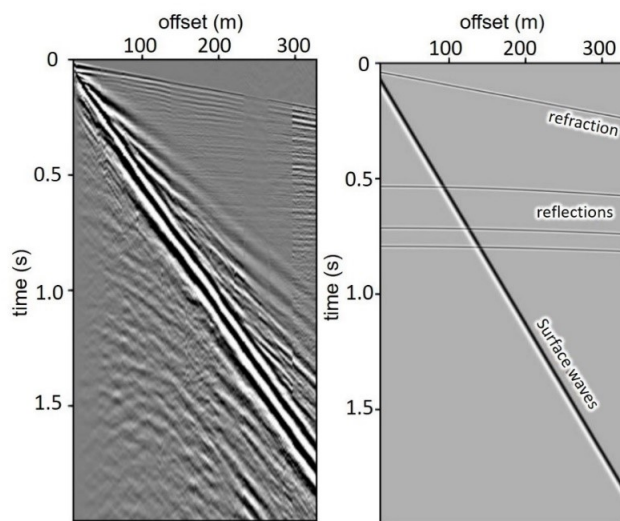
Langkah kedua dari prosedur MASW adalah pengolahan data. Pengolahan ini dapat dibagi menjadi tiga bagian: (a) pra-pengolahan atau pre-processing; (b) pengolahan data (pembuatan kurva dispersi DC); dan (c) ekstraksi kurva dispersi.

#### (a) Pre-processing

Langkah pra-pengolahan adalah langkah awal yang perlu diselesaikan untuk mencapai resolusi gelombang permukaan yang terbaik. Untuk meningkatkan *signal to noise ratio* (S/N), pemrosesan seismik standar (konvensional) dapat diterapkan pada awal alur pengolahan data seismik. Proses ini bertujuan untuk meningkatkan kemenerusan secara lateral dan fase yang berbeda serta meningkatkan energi dari kedatangan gelombang -S seperti ditunjukkan oleh Gambar 8.

#### (b) Pengolahan Data

Langkah kedua dari MASW adalah pengolahan data. Langkah ini bertujuan untuk membentuk kurva dispersi atau diagram dispersi. Analisis kurva dispersi adalah



**Gambar 8.** Ilustrasi even seismik gelombang refraksi, gelombang refleksi, dan gelombang permukaan pada data *seismic shots gather* (diadaptasi dari Socco dkk. (2010)).

bagian paling penting dari analisis MASW (Park dkk., 1999; Foti dkk., 2018). Diagram dispersi menunjukkan medan gelombang permukaan dalam bentuk frekuensi dan kecepatan fase ( $V_{ph} - f$ ) atau kecepatan fase dan bilangan gelombang ( $V_{ph} - k$ ) dari gelombang permukaan di area survei. Data seismik yang direkam dalam domain ruang waktu ( $t - x$ ) dikonversi ke dalam domain frekuensi dan fase kecepatan ( $f - V_{ph}$ ) atau domain frekuensi-wavenumber ( $f - k$ ) (McMechan dan Yedlin, 1981; Park dkk., 1998; Foti dkk., 2018). Dalam paper ini, kami menggunakan metode pergeseran fasa yang juga dikenal sebagai metode transformasi medan-gelombang (Park dkk., 1998).

Metode pergeseran fasa adalah teknik transformasi gelombang yang menggunakan multichannel impulsive shot gather untuk menghasilkan spektrum kecepatan fasa (Park dkk., 1998). Park dkk. (1998) telah melaporkan bahwa kualitas kurva dispersi yang dihasilkan oleh metode pergeseran fasa memiliki resolusi yang tinggi dan komputasi yang sederhana. Dalam metode ini, parameter dispersi gelombang yang terkandung dalam data yang dikumpulkan dideskripsikan dalam domain energi transformasi  $V_{ph} - f$  (penjumlahan amplitudo gelombang). Metode pergeseran fasa terdiri dari tiga langkah (Olafsdottir, 2014): i) Transformasi Fourier (FFT) dan normalisasi amplitudo; ii) Visualisasi kurva dispersi DC; dan iii) Ekstraksi kurva dispersi DC.

Langkah pertama, *raw data* yang dikumpulkan dalam domain *offset-time* ditransformasikan ke dalam domain *offset-frequency* menggunakan *Fast Fourier Transform* (FFT) dan kemudian normalisasi amplitudo diimplementasikan ke setiap komponen. Asumsikan bahwa rekaman impulsif multichannel telah diperoleh dengan jumlah geofon yang digunakan untuk merekam adalah  $n$ . Medan gelombang yang direkam ( $u$ ) disimbolkan dengan fungsi  $u(x, t)$ , dimana  $x$  adalah jarak dari sumber ke penerima (*offset source-receiver*) dan  $t$  adalah waktu. Rekaman  $u(x, t)$  terdiri dari  $n$  jejak dan pada satu penerima yang disimbolkan dengan  $u_j(t)$ ,  $j = 1, 2, \dots, n$ . Kemudian, pembacaan dari setiap *receiver* dikumpulkan

menggunakan interval sampling yang sama  $dt$ . Parameter berikutnya, *offset* sumber disimbolkan dengan  $x_1$  dan jarak penerima adalah  $dx$ . Oleh karena itu, panjang penyebaran penerima ( $L$ ) adalah:

$$L = (n - 1)dx \quad (1)$$

dan jarak sumber seismik ke penerima ( $x_j$ ) adalah:

$$x(j) = x_1 + (j - 1)dx; j = 1, 2, 3, \dots \quad (2)$$

Jumlah sampel yang direkam per satuan waktu dinyatakan untuk menghitung frekuensi pengukuran dalam satuan Hertz ( $f_s$ ), dapat dinyatakan dalam frekuensi sudut ( $\omega_s$ ) as  $\omega_s = 2\pi f_s$ . Kemudian, FFT diterapkan pada sumbu waktu (*time*) untuk mengestimasi medan gelombang dalam domain frekuensi  $\tilde{u}(x, \omega)$  (Kreyszig dkk., 2011; Park dkk., 1998):

$$\tilde{u}(\omega_k) = \sum_{m=0}^{N-1} \tilde{u}_j(t_m) e^{-i\omega_k t_m} \quad (3)$$

dimana  $j = 1, 2, \dots, n$  adalah jumlah dari kelompok geofon (*receiver*) yang digunakan.  $N$  adalah jumlah dari setiap komponen data dalam satu sekuen yaitu jumlah dari sampling data. Total perekaman adalah  $T = Ndt$  dan sampling waktu adalah  $tm = mdt$ ,  $m = 0, 1, \dots, N-1$ . Frekuensi sampling data didefinisikan oleh  $\omega_k$  sebagai  $\omega_k = \frac{2\pi k}{T}$ , dimana nilai  $k = 0, 1, \dots, N-1$  (Schilling dan Harris, 2011). Selanjutnya, amplitudo setiap trace (dalam domain frekuensi) dapat dinormalisasi menurut Ryden dan Park (2006):

$$\tilde{u}_{j,norm}(\omega) = \frac{\tilde{u}_j(\omega)}{|\tilde{u}_j(\omega)|} \quad (4)$$

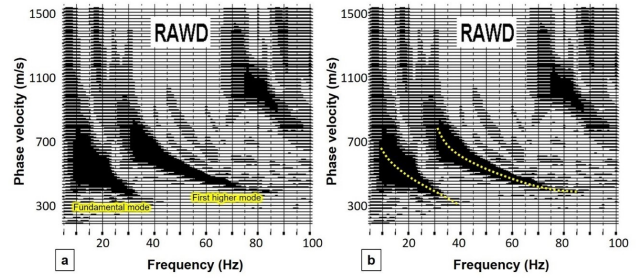
Pada langkah kedua pergeseran fase (*phase-shift*), untuk mendapatkan sifat dispersi gelombang permukaan, kami menggunakan parameter frequency-slowness ( $f - p$ ) yang berasal dari intersepsi parameter *time* dan *ray*  $r$  ( $\tau - p$  *slant-stacks* dalam domain frekuensi) pada *shot gathers* yang berbeda. Visualisasi DC dua dimensi biasanya diperoleh dengan memplot nilai dalam parameter ( $V_{ph} - f$ ) yang didapat dengan menormalisasi domain amplitudo yang dijumlahkan (*stacked*), misalnya sebagai plot kontur dengan amplitudo yang berbeda yang ditampilkan menggunakan skala warna.

Spektrum kecepatan fase dapat digunakan untuk mengekstrak satu atau lebih DC (multi-mode: mode fundamental dan mode yang lebih tinggi) yang dikontrol oleh kandungan energi dari medan gelombang permukaan yang terekam (Gambar 9) (Xia dkk., 2002).

Pembuatan citra DC dengan resolusi tinggi dapat diselesaikan dengan beberapa parameter, yang sebagian besar terkait dengan akuisisi data (jarak offset, jarak penerima, dan bobot sumber seismik) dan pra-pemrosesan data (frekuensi pengambilan sampel, filter, dan parameter peredaman). Lebih jauh lagi, proses stacking citra kurva dispersi (menggabungkan gambar dispersi yang diperoleh dari analisis uji berulang) dapat meningkatkan kandungan energi dari frekuensi yang berbeda, sehingga menghasilkan citra kurva DC yang tinggi.

#### (c) Ekstraksi kurva dispersi (DC)

Kurva dispersi kemudian didigitasi (ekstraksi kurva dispersi) untuk mendapatkan kecepatan fase dan frekuensi data



**Gambar 9.** a) Contoh DC dengan diagram mode fundamental dan mode pertama ; dan b) Contoh DC hasil ekstraksi. Garis titik-titik kuning adalah contoh kurva dispersi yang diekstraksi dari nilai terbaik dari amplitudo tertinggi (dimodifikasi dari Xia dkk. (2002)).

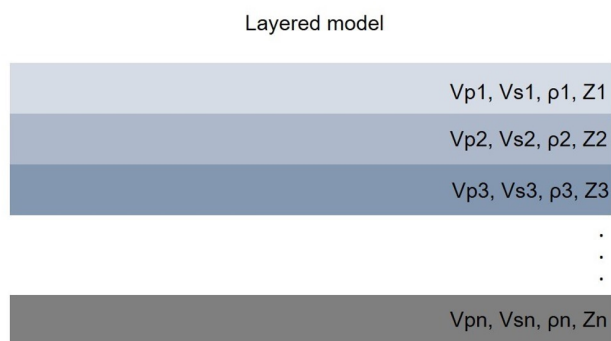
yang paling dominan. Dalam paper ini, dengan mengasumsikan bahwa mode fundamental adalah mode dominan dari medan gelombang yang diungkap, hanya mode  $M0$  yang dipertimbangkan untuk diekstraksi. Gambar 9 menunjukkan mode fundamental yang dipilih dari tren amplitudo maksimum yang ditunjukkan oleh garis titik kuning. Karakteristik kurva dispersi mode fundamental biasanya paling sering digunakan pada tahap inversi (Park dkk., 1999; Xia dkk., 2002).

#### (d) Kurva Dispersi Teoritis

Metode matriks yang didasarkan pada teori perambatan gelombang biasanya digunakan untuk menentukan kurva dispersi teoritis. Thomson (1950) mengembangkan dan mempresentasikan model kedepan (*forward modeling*) dan dispersi pada media berlapis. Formula Thompson-Haskell untuk menghitung kurva dispersi gelombang permukaan berasal dari penggunaan matriks transfer domain frekuensi dan panjang gelombang (Haskell, 1953) dan juga dikenal sebagai metode matriks transfer. Banyak metode yang telah digunakan untuk mengevaluasi perambatan gelombang permukaan di media berlapis, termasuk yang diusulkan oleh Schwab dan Knopoff (1970) dan Kausel dan Roësset (1981) yang telah dihitung berdasarkan metode Thomson-Haskell. Metode Schwab-Knopoff dapat digunakan untuk menghitung kurva dispersi gelombang Rayleigh untuk model bumi berlapis (Knopoff, 1972). Data dispersi gelombang Rayleigh merupakan ekspresi dari empat parameter:  $V_p$ ,  $V_s$ , *mass-density*, dan *layer thickness*. Kecepatan fase gelombang Rayleigh ( $V_{ph}$ ) diselesaikan dengan persamaan karakteristik nonlinier F:

$$F(f_j, V_{ph_j}, V_p, V_s, \rho, h) = 0; (j = 0, 1, 2, \dots, m) \quad (5)$$

dimana  $f_j$  adalah nilai frekuensi. Vektor kecepatan gelombang -S dinyatakan sebagai  $V_s = (V_{s1}, V_{s2}, V_{s3}, \dots, V_{sn})^T$ , dengan  $V_{si}$  adalah nilai  $V_s$  pada  $i$ -th. Vektor kecepatan gelombang -P adalah  $V_p = (V_{p1}, V_{p2}, V_{p3}, \dots, V_{pn})^T$ , dengan  $V_{pi}$  adalah nilai  $V_p$  pada  $i$ -th.. Kemudian, vector densitas dinyatakan oleh  $\rho = (\rho_1, \rho_2, \rho_3, \dots, \rho_n)^T$ , dimana  $\rho_i$  adalah nilai densitas pada  $i$ -th, dan  $h = (h_1, h_2, h_3, \dots, h_n)^T$  dimana  $h_i$  adalah ketebalan lapisan pada  $i$ -th dalam jumlah lapisan sebanyak  $n$ . Untuk kurva disperse DC sejumlah  $m$  data points, metode *bisection* dapat digunakan untuk menyelesaikan persamaan 5 untuk menghitung kecepatan fase ( $V_{ph}$ ) pada setiap frekuensi  $f_j (j = 1, 2, 3, \dots, m)$  (Press dkk., 1992; Xia dkk., 2002).



**Gambar 10.** Ilustrasi inisial model untuk membentuk kurva dispersi teoritis yang digunakan untuk proses inversi.

### 2.2.3 Inversi

Tahap ketiga dari prosedur MASW adalah proses inversi. Secara umum, strategi inversi didasarkan pada upaya untuk meminimalkan ketidaksesuaian antara pengamatan di lapangan dan simulasi (calculated) (Tarantola dan Valette, 1982). Proses inversi biasanya diselesaikan dengan menggunakan pendekatan linier yang menggunakan skema pemodelan kedepan 1D untuk mendapatkan fungsi kedalaman VS untuk setiap diagram dispersi (yang diperoleh dari setiap rekaman kurva dispersi DC). Asumsi umum yang digunakan adalah bahwa kondisi dibawah permukaan terdiri dari lapisan-lapisan, masing-masing dengan sifat fisik yang spesifik.

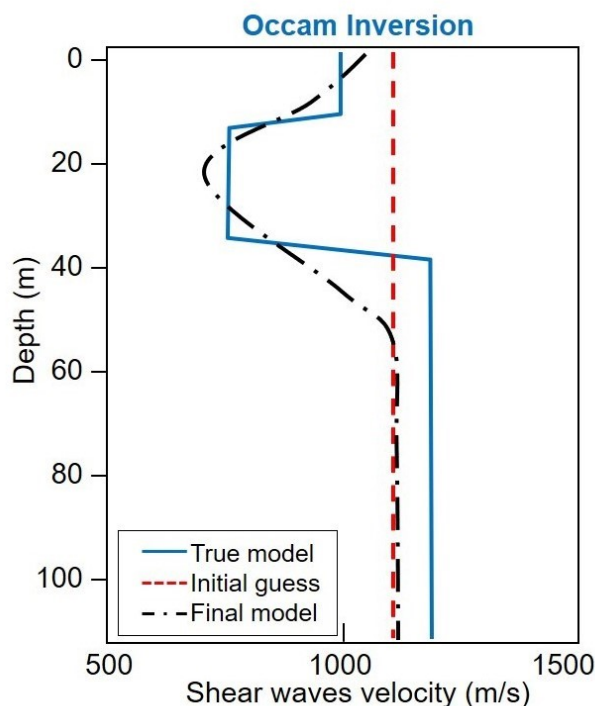
Pada Gambar 10, fungsi kecepatan dan densitas diwakili oleh sejumlah  $n$  lapisan dengan karakteristik kecepatan  $V_{s1}, V_{s2}, V_{s3}, \dots, V_{sn}$ , densitas ( $\rho_1, \rho_2, \rho_3, \dots, \rho_n$ ), dan ketebalan ( $Z_1, Z_2, \dots, Z_n$ ). Melalui teori inversi (Tarantola dan Valette, 1982; Constable dkk., 1987; Parker, 1994), skema ini bertujuan untuk membatasi model (yang tidak diketahui) yang dapat mereproduksi variabel-variabel yang dapat diamati semirip mungkin.

Karena proses inversi bersifat nonlinier, pendekatan berulang (iteratif) yang dipandu oleh algoritma optimasi yang telah didesain. Hal ini diperlukan untuk meminimalisir problem yang terjadi pada solusi pada proses inversi nonlinier (Constable dkk., 1987; Parker, 1994). Untuk menghindari masalah tersebut, kami mempertimbangkan sebuah strategi yang mendukung model yang paling sederhana (yaitu model yang paling halus atau *smooth*) yang dapat mereproduksi data yang diukur. Metode ini dikenal sebagai Inversi Occam. Haney dan Qu (2010) memberikan rincian matematis tentang perbedaan antara pendekatan-pendekatan tersebut. Komunitas peneliti pada bidang karakterisasi geofisika di bawah permukaan menggunakan metode elektromagnetik dan magnetotellurik pertama kali mendeskripsikan dan secara luas menggunakan algoritma ini (Constable dkk., 1987; Key, 2009).

Seperti pada Gerstoft dkk. (2006), kovarians data  $C_d$  dan kovarians model  $C'_m$  dipilih dan diasumsikan bahwa matriks kovarians data berbentuk diagonal:

$$C_m(i, j) = \sigma_m^2 \exp\left(-\frac{|z_i - z_j|}{l}\right) \quad (6)$$

dimana  $\sigma_m$  adalah standar deviasi dari model,  $z_i - z_j$  adalah perbedaan kedalaman lapisan ke- $i$  dan ke- $j$ , dan opera-



**Gambar 11.** Contoh hasil inversi dari skema Occam Inversion (dimodifikasi dari Haney dan Qu (2010)).

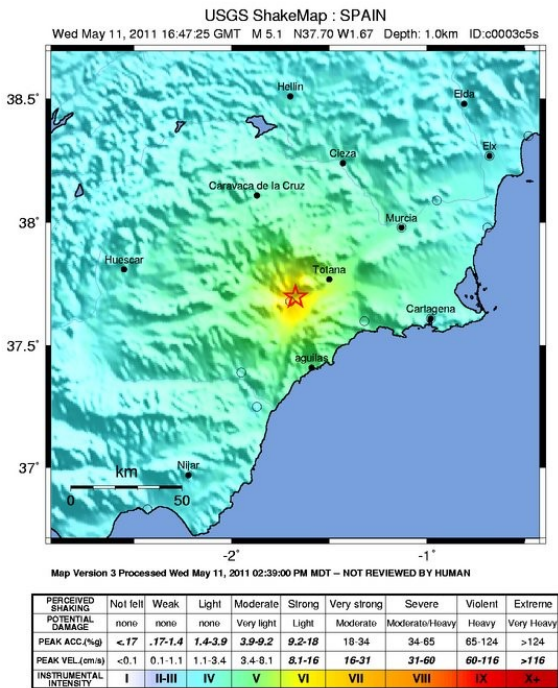
tor *smoothing-distance* disimbolkan sebagai  $l$ . Contoh inversi  $V_s$  terhadap fungsi kedalaman menggunakan inversi model Occam ditunjukkan pada Gambar 11 (Haney dan Qu, 2010). Pada pendekatan ini, kondisi di bawah permukaan diparameterisasikan dalam jumlah yang besar (*over-parametrized*) dengan menggunakan sejumlah besar lapisan yang relatif tipis (Constable dkk., 1987). Strategi algoritma ini bertujuan untuk menemukan profil model kecepatan-kedalaman yang paling halus dengan batasan ketidakpastian (*misfit*) yang dihitung dari perbedaan nilai antara data yang diukur dan data yang dihitung secara teoritis yang dikerjakan dengan proses berulang (*iterative*).

## 3 APLIKASI METODE MASW: IDENTIFIKASI ZONA SESAR DANGKAL DI SEMENANJUNG IBERIA, SPANYOL

### 3.1 Lokasi

Pada paper ini, aplikasi metode MASW dilakukan di sebuah kota di sekitar Murcia yang bernama Lorca. Pada lokasi ini, telah terjadi gempa bumi dengan magnitudo sekitar 5.2 Mw pada tahun 2011 (Gambar 12) ([https://en.wikipedia.org/wiki/2011\\_Lorca\\_earthquake](https://en.wikipedia.org/wiki/2011_Lorca_earthquake)). Atas dasar kepentingan dan kerahasiaan data, informasi detail mengenai lokasi ini tidak dituliskan dalam paper ini. Sesar aktif di daerah penelitian merupakan jenis sesar geser dengan orientasi cenderung berarah SW-NE.





Gambar 12. Peta daerah penelitian disertai dengan informasi mengenai atribut-atribut gempa bumi yang terjadi pada tahun 2011 ([https://en.wikipedia.org/wiki/2011\\_Lorca\\_earthquake](https://en.wikipedia.org/wiki/2011_Lorca_earthquake)).

Tabel 1. Deskripsi data seismik yang digunakan pada metode MASW

Seismic survey parameter	Description
Seismic source	Accelerated weight-drop (200 kg)
Source interval	6 m
Transect Lengths	2400 m
Receiver interval	2 m
Geophone Natural Frequency	10 Hz
Recording Time	4 s
Sample rate	1 ms

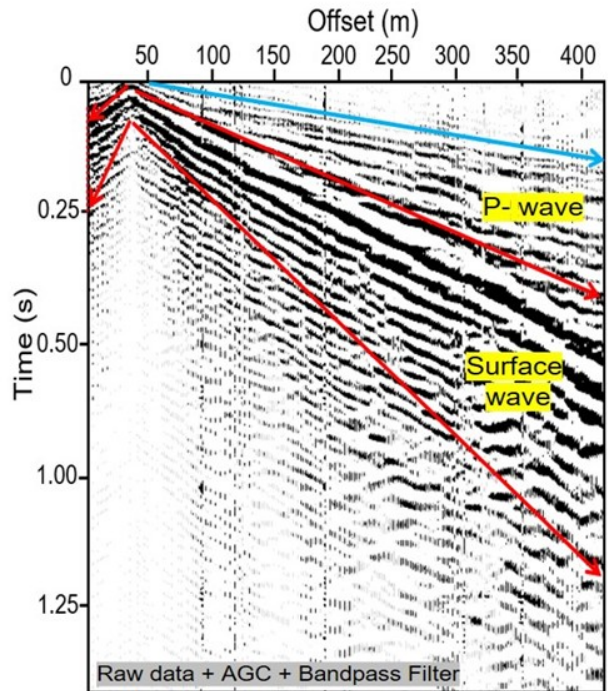
### 3.2 Data

Deskripsi data penelitian yang digunakan pada paper ini ditunjukkan oleh Tabel 1. Data penelitian yang digunakan diperoleh atas izin dari lembaga riset Geosciences Barcelona, Spanyol. Data seismik yang digunakan merupakan data seismik refleksi konvensional bertujuan untuk investigasi zona sesar di daerah penelitian.

## 4 HASIL DAN PEMBAHASAN

### 4.1 Pengolahan data seismik

Pada paper ini, standar seismik konvensional seperti automatic gain control (AGC) dan bandpass filter 10-60 Hz di-



Gambar 13. Hasil pengolahan data seismik pada raw data setelah dilakukan proses AGC dan bandpass filter.

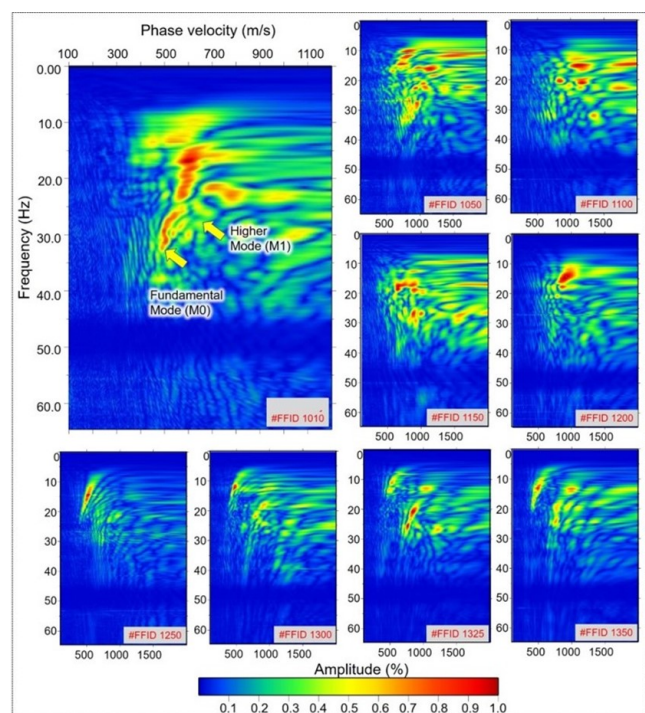
terapkan pada data seismik untuk meningkatkan S/N ratio. Pengolahan data seismik semata-mata dilakukan untuk memperjelas amplitudo gelombang permukaan. Pengolahan data ini bertujuan meningkatkan kontinuitas lateral dan cakupan fase yang luas serta meningkatkan energi kedatangan gelombang -S. Pada Gambar 13, amplitudo gelombang permukaan ditunjukkan pada daerah diantara dua garis berwarna merah.

### 4.2 Kurva dispersi DC dan Ekstraksi

Setelah tahapan pengolahan data dilakukan, langkah selanjutnya adalah membentuk kurva dispersi DC dengan melakukan proses transformasi tau-pi pada data seismik dilanjutkan proses FFT sehingga dihasilkan diagram kecepatan fase dan frekuensi (Gambar 14). Pada Gambar 14, ditampilkan kurva dispersi dari beberapa titik penembakan yang diwakili oleh nomer receiver FFID (*Field File Identification Number*).

Amplitudo tinggi muncul di dalam rentang frekuensi 5-60 Hz dan kecepatan fase mulai dari 300-1500 m/s. Pada FFID 1010, kurva dispersi dengan mode fundamental dari gelombang permukaan teridentifikasi dengan jelas pada frekuensi 10-35 Hz. Mode yang lebih tinggi (*first higher mode*) juga terlihat pada interval frekuensi 20-30 Hz. Mode fundamental dan *first higher mode* juga teridentifikasi dengan jelas pada FFID 1250-11350 dengan tren mode dasar mengikuti frekuensi interval 5-20 Hz dan tren mode pertama yang lebih tinggi berada pada frekuensi 10-35 Hz. Di sisi lain, karakteristik *first higher mode* gelombang permukaan tidak terlihat jelas pada FFID 1010-1200.

Tahapan selanjutnya adalah ekstraksi kurva dispersi.



**Gambar 14.** Kurva dispersi gelombang permukaan dari beberapa data penembakan. Skala warna menunjukkan energi gelombang -S.

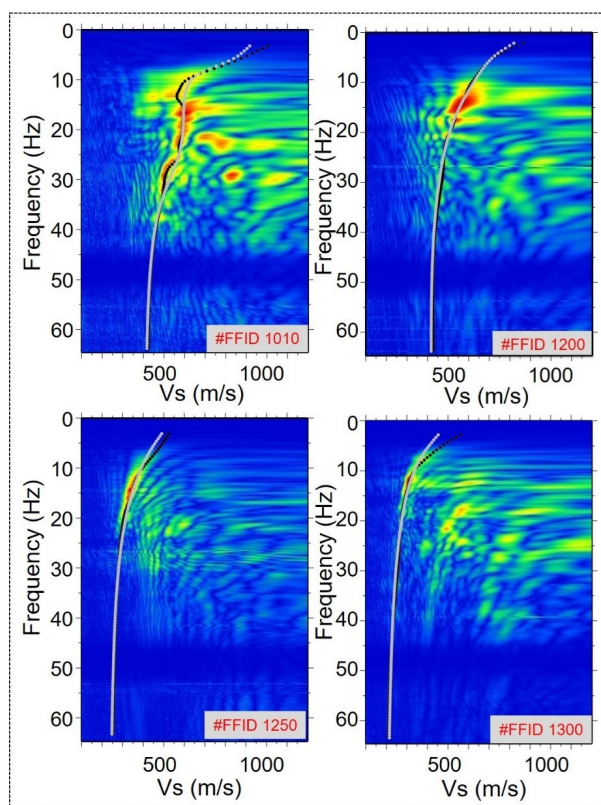
Proses ini dilakukan untuk mendapatkan nilai optimum dari kecepatan fase dan frekuensi gelombang permukaan. Pada paper ini, proses picking dilakukan mengikuti tren amplitudo tinggi dari mode fundamental (Gambar 15). Pada Gambar 15, ditunjukkan contoh hasil ekstraksi kurva dispersi dari beberapa data *shot gather*. Garis berwarna hitam adalah kurva dispersi dari pengukuran di lapangan, sedangkan garis berwarna abu-abu adalah kurva dispersi calculated dari model yang telah dibangun.

Pada tahapan ini, kami melakukan proses *picking* secara manual dan dilakukan berkali-kali pada setiap *shot* dari data seismik yang dimiliki sampai mendapatkan minimum *error* kurang dari 10%. Proses *picking* pada mode fundamental selalu dilakukan karena tidak selalu mode *first higher* dapat muncul pada data bergantung pada resolusi gelombang permukaan (Xia dkk., 1999). Pada paper ini, kami melakukan proses *picking* pada kurva dispersi sebanyak sekitar 416 kurva.

### 4.3 Inversi

Hasil interpretasi zona sesar pada daerah penelitian. Zona sesar ditandai oleh perubahan atau kontras kecepatan tinggi ke rendah pada FFID 1180 dan 1250. Tanda panah merah F1 dan F2 adalah data marker zona sesar hasil dari studi permukaan berupa galian (*trenches study*).

Pada Gambar 16a dan 16c, ditunjukkan contoh hasil ekstraksi kurva dispersi pada dua data *shots* yang berbeda. Gambar 16b adalah hasil inversi 1D dari kurva dispersi Gambar 16a dan Gambar 16d adalah hasil inversi 1D dari kurva dispersi Gambar 16c. Pada paper ini, proses iterasi *fitting* antara model dan data lapangan dilakukan sebanyak

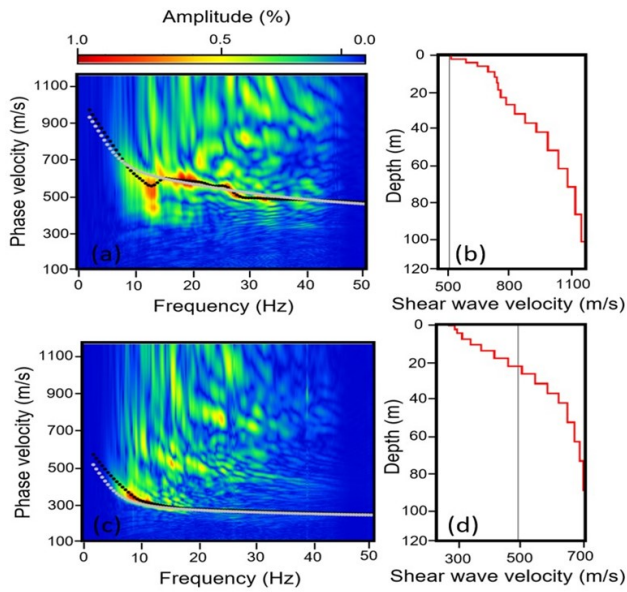


**Gambar 15.** Contoh hasil ekstraksi kurva dispersi DC. Garis berwarna hitam adalah hasil dari picking mengikuti trend amplitudo tinggi dari gelombang permukaan yang terukur di lapangan, sedangkan garis abu-abu adalah kurva dispersi model.

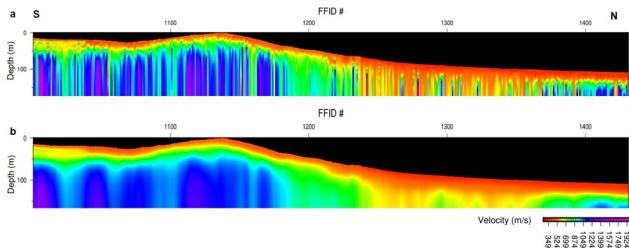
minimal 5 kali dengan *misfit error* berkisar 8-10% untuk mendapatkan hasil yang optimum dari profil kecepatan gelombang -S secara vertikal (1D  $V_s$  depth model). Terlihat bahwa kecepatan  $V_s$  semakin bertambah besar mengikuti bertambahnya kedalaman yaitu sekitar 400-1100 m/s pada Gambar 16b dan bervariasi 180-750 m/s pada Gambar 16d. Kemudian, untuk mendapatkan model 2D kecepatan gelombang -S (2D  $V_s$  depth model), dilakukan interpolasi dari seluruh 1D  $V_s$  depth model sepanjang lintasan seismik (Gambar 17a). Pada proses ini, dilakukan koreksi elevasi mengikuti topografi sepanjang lintasan pengukuran. Pada tahap ini juga dilakukan proses *smoothing* untuk menormalisasi anomali tajam secara spasial (Gambar 17b) (Haney dan Qu, 2010; Key, 2009). Proses *smoothing* dilakukan dengan pertimbangan tidak mengubah hasil natural dari 2D  $V_s$  depth model sebelum diperhalus.

Pada Gambar 17b, distribusi kecepatan bervariasi dari kecepatan sekitar 200 m/s di dekat permukaan sampai sekitar 1900 m/s pada kedalaman 150 m. Terdapat kontras kecepatan secara lateral 1000-1500 m/s pada FFID sekitar 1180 dan 600-1000 m/s pada FFID 1250. Kecepatan gelombang -S rendah berkisar 180-700 m/s berasosiasi dengan lapisan sedimen *soil* sampai *solid soil*. Sedangkan kecepatan diatas 760 m/s berasosiasi dengan lapisan *bedrock* sampai ke *unfractured bedrock* (Odum dkk., 2007).





**Gambar 16.** Contoh hasil inversi kurva dispersi DC untuk mendapatkan profil kecepatan sebagai fungsi kedalaman (1D  $V_s$  depth model).

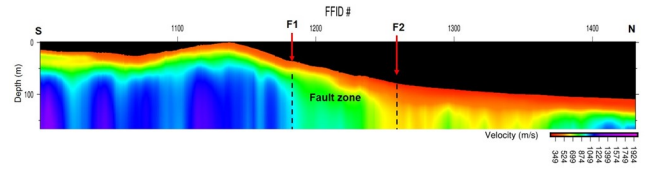


**Gambar 17.** a. Hasil model 2D kecepatan gelombang -S dari interpolasi seluruh 1D  $V_s$  depth model sepanjang lintasan seismik. b Model 2D 2D kecepatan gelombang -S setelah dilakukan proses smoothing.

**4.4 Interpretasi dan Diskusi**

Pada bagian ini, kami melakukan interpretasi zona sesar pada daerah penelitian berdasarkan hasil visualisasi 2D 1D  $V_s$  depth model yang diperoleh dari hasil inversi kurva dispersi menggunakan metode MASW. Sebagai kontrol, kami juga memiliki data di permukaan sebagai *marker* yang berada pada FFID 1180 sebagai zona sesar pertama F1 dan FFID 1250 adalah zona sesar kedua F2 (Gambar 18). Survey di permukaan adalah interpretasi bidang sesar dari *outcrop* blok batuan yang tersingkap sehingga dapat diidentifikasi tanda-tanda keberadaan bidang sesar dan zona retakan (*fractured zone*) diantara F1 dan F2.

Pada Gambar 18, terlihat bahwa pada marker F1, kecepatan gelombang -S menurun dengan kontras kecepatan dari sekitar 1300 m/s ke 1000 m/s pada lapisan batuan keras (*bedrock*) di kedalaman sekitar 100 m. Kemudian, pada lokasi marker F2, kecepatan gelombang -S juga menurun dari sekitar 1000 m/s ke 700 m/s. Dengan demikian, antara hasil inversi gelombang permukaan dengan data marker geologi menunjukkan hasil yang berkorelasi/bersesuaian. Secara fisis, kecepatan gelombang di bidang sesar akan cenderung



**Gambar 18.** Hasil interpretasi zona sesar pada daerah penelitian. Zona sesar ditandai oleh perubahan atau kontras kecepatan tinggi ke rendah pada FFID 1180 dan 1250. Tanda panah merah F1 dan F2 adalah data marker zona sesar hasil dari studi permukaan berupa galian (*trenches study*).

menurun dikarenakan penurunan modulus bulk dan modulus shear. Penurunan modulus tersebut akan menurunkan nilai kecepatan gelombang (Ivanov dkk., 2006; Duffy dkk., 2014; Catchings dkk., 2020).

**5 KESIMPULAN**

Berdasarkan hasil yang diperoleh pada penelitian ini, kami meringkas beberapa hal berkaitan dengan pemanfaatan metode MASW diantaranya:

- (i) Aplikasi metode MASW dapat digunakan untuk karakterisasi fitur-fitur geologi di dekat permukaan sekitar ~100 m bergantung dari panjang lintasan seismik yang digunakan.
- (ii) Metode MASW memanfaatkan sifat dispersif dari gelombang permukaan untuk memodelkan distribusi kecepatan gelombang -S yang berubah seiring dengan perubahan kedalaman dari inversi kecepatan fasa dan frekuensi pada kurva dispersi.
- (iii) Resolusi kurva dispersi bergantung pada resolusi seismik yang diperoleh dari pengukuran di lapangan dimana roses pengolahan data seismik secara konvensional dapat digunakan sesuai dengan kondisi data. Pengolahan data seismik dilakukan dengan tujuan untuk memperkuat amplitudo gelombang permukaan (*grond-roll*) pada rekaman data seismik.
- (iv) Pada paper ini, kami telah mengaplikasikan metode MASW untuk identifikasi zona sesar di dekat permukaan dimana zona sesar diidentifikasi oleh kecepatan rendah (*low velocity zone*) yang bersesuaian dengan marker geologi yang telah ada sebelumnya. Penurunan kecepatan gelombang -S di bidang sesar dipengaruhi oleh penurunan modulus elastisitas di sekitar bidang sesar.

**UCAPAN TERIMA KASIH**

Terima kasih kami ucapkan kepada Geosciences Barcelona atas izin penggunaan data. Terima kasih juga diberikan kepada ITERA dan kepada CWP Colorado School of Mines atas *open source* software seismic unix yang digunakan pada penelitian ini.

**Pustaka**

Aki, K. Richards, P.G. (2002): Quantitative Seismology. University Science Books, 2nd edn., ISBN 0935702962.

- Bolt, B. (1976): Nuclear Explosions and Earthquakes: The Parted Veil. Series of books in geology, W. H. Freeman, ISBN 9780716702764.
- Castagna, J.P. (1995): Intersecting faults, sealing faults, and other exploration issues. *The Leading Edge*, **14**(12), 1187–1190, doi:10.1190/1.1437094.
- Catchings, R.D. dkk. (2020): 2018 u.s. geological survey–california geological survey fault-imaging surveys across the hollywood and santa monica faults, los angeles county, california. doi:https://doi.org/10.3133/ofr20201049.
- Constable, S.C., Parker, R.L. Constable, C.G. (1987): Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *GEOPHYSICS*, **52**(3), 289–300, doi:10.1190/1.1442303.
- Demagnet, D., Renardy, F., Vanneste, K., Jongmans, D., Camelbeeck, T. Meghraoui, M. (2001): The use of geophysical prospecting for imaging active faults in the roer graben, belgium. *Geophysics*, **66**(1), 78–89, doi:10.1190/1.1444925.
- Duffy, B., Campbell, J., Finnemore, M. Gomez, C. (2014): Defining fault avoidance zones and associated geotechnical properties using masw: a case study on the springfield fault, new zealand. *Engineering Geology*, **183**, 216–229, ISSN 0013-7952, doi:https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2014.10.017.
- Everett, M.E. (2013): Near-Surface Applied Geophysics. Cambridge University Press.
- Foti, S., Lai, C., Rix, G.J. Strobbia, C. (2015): Surface Wave Methods for Near-Surface Site Characterization. CRC Press, 1st edn.
- Foti, S. dkk. (2018): Guidelines for the good practice of surface wave analysis: a product of the inter-pacific project. *Bulletin of Earthquake Engineering*, **16**(6), 2367–2420, ISSN 1570-761X, doi:10.1007/s10518-017-0206-7.
- Gedge, M. Hill, M. (2012): Acoustofluidics 17: Theory and applications of surface acoustic wave devices for particle manipulation. *Lab Chip*, **12**, 2998–3007, doi:10.1039/C2LC40565B.
- Gerstoft, P., Sabra, K.G., Roux, P., Kuperman, W.A. Fehler, M.C. (2006): Green's functions extraction and surface-wave tomography from microseisms in southern California. *Geophysics*, **71**(4), SI23–SI31, ISSN 0016-8033, doi:10.1190/1.2210607.
- Haney, M.M. Qu, L. (2010): Rayleigh Wave Dispersion Curve Inversion: Occam Versus the L1-norm. vol. All Days of *SEG International Exposition and Annual Meeting*, SEG–2010–1871, doi:10.1190/1.3513206.
- Haskell, N.A. (1953): The dispersion of surface waves on multilayered media\*. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **43**(1), 17–34, ISSN 0037-1106, doi:10.1785/BSSA0430010017.
- Ivanov, J., Miller, R.D., Lacombe, P., Johnson, C.D. Lane, John W., J. (2006): Delineating a shallow fault zone and dipping bedrock strata using multichannel analysis of surface waves with a land streamer. *Geophysics*, **71**(5), A39–A42, ISSN 0016-8033, doi:10.1190/1.2227521.
- Kausel, E. Roësset, J.M. (1981): Stiffness matrices for layered soils. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **71**(6), 1743–1761, ISSN 0037-1106, doi:10.1785/BSSA0710061743.
- Key, K. (2009): 1d inversion of multicomponent, multi-frequency marine csem data: Methodology and synthetic studies for resolving thin resistive layers. *GEOPHYSICS*, **74**(2), F9–F20, doi:10.1190/1.3058434.
- Knopoff, L. (1972): Observation and inversion of surface-wave dispersion. *Tectonophysics*, **13**(1), 497–519, ISSN 0040-1951, doi:https://doi.org/10.1016/0040-1951(72)90035-2, the Upper Mantle.
- Kreyszig, E., Kreyszig, H. Norminton, E.J. (2011): Advanced Engineering Mathematics. Wiley, Hoboken, NJ, tenth edn., ISBN 0470458364.
- McMechan, G.A. Yedlin, M.J. (1981): Analysis of dispersive waves by wave field transformation. *GEOPHYSICS*, **46**(6), 869–874, doi:10.1190/1.1441225.
- Miller, R.D., Park, C.B., Xia, J., Ivanov, J. Lafren, D. (2000): Potential of masw to delineate fractures in the winterset limestone at the johnson county landfill, kansas. *Kansas Geological Survey Open-file Report no. 2000-50*.
- Odum, J.K. dkk. (2007): Near-surface shear wave velocity versus depth profiles, vs30, and nehrp classifications for 27 sites in puerto rico. *U.S. Geological Survey Open-File Report 2007-1174*, doi:https://doi.org/10.3133/ofr20071174.
- Olafsdottir, E.A. (2014): Multichannel Analysis of Surface Waves: Methods for dispersion analysis of surface wave data. Master's thesis, University of Iceland.
- Park, C.B. Carnevale, M. (2010): Optimum MASW Survey—Revisit after a Decade of Use.
- Park, C.B., Miller, R.D. Xia, J. (1999): Multichannel analysis of surface waves. *GEOPHYSICS*, **64**(3), 800–808, doi:10.1190/1.1444590.
- Park, C.B., Miller, R.D., Xia, J. Ivanov, J. (2007): Multichannel analysis of surface waves (masw)—active and passive methods. *The Leading Edge*, **26**(1), 60–64, doi:10.1190/1.2431832.
- Park, C.B., Miller, R.D. Xia, J. (1998): Imaging dispersion curves of surface waves on multi-channel record. 1377–1380, doi:10.1190/1.1820161.
- Parker, R. (1994): Geophysical Inverse Theory. Princeton Series in Geophysics, Princeton University Press, ISBN 9780691036342.
- Press, W.H., Teukolsky, S.A., Vetterling, W.T. Flannery, B.P. (1992): Numerical Recipes in C. Cambridge University Press, Cambridge, USA, 2nd edn.
- Romberg, F. (1952): Limitations of the seismic method of mapping faults. *Geophysics*, **17**(4), 827–842, doi:10.1190/1.1437813.
- Ryden, N. Park, C.B. (2006): Fast simulated annealing inversion of surface waves on pavement using phase-velocity spectra. *GEOPHYSICS*, **71**(4), R49–R58, doi:10.1190/1.2204964.
- Schilling, R. Harris, S. (2011): Introduction to Digital Signal Processing Using MATLAB. Cengage Learning, ISBN 9781111426026.
- Schwab, F. Knopoff, L. (1970): Surface-wave dispersion computations. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **60**(2), 321–344, ISSN 0037-1106, doi:10.1785/BSSA0600020321.
- Socco, L.V., Foti, S. Boiero, D. (2010): Surface-wave analysis for building near-surface velocity models — established approaches and new perspectives. *GEOPHYSICS*, **75**(5), 75A83–75A102, doi:10.1190/1.3479491.
- Tarantola, A. Valette, B. (1982): Generalized nonlinear inverse problems solved using the least squares

res criterion. *Reviews of Geophysics*, **20**(2), 219–232, doi:<https://doi.org/10.1029/RG020i002p00219>.

Thomson, W.T. (1950): Transmission of Elastic Waves through a Stratified Solid Medium. *Journal of Applied Physics*, **21**(2), 89–93, ISSN 0021-8979, doi:[10.1063/1.1699629](https://doi.org/10.1063/1.1699629).

Xia, J., Miller, R.D., Park, C.B. (1999): Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh waves. *Geophysics*, **64**(3), 691–700, ISSN 0016-8033, doi:[10.1190/1.1444578](https://doi.org/10.1190/1.1444578).

Xia, J., Miller, R.D., Park, C.B., Hunter, J.A., Harris, J.B. Ivanov, J. (2002): Comparing shear-wave velocity profiles inverted from multichannel surface wave with borehole measurements. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, **22**(3), 181–190, ISSN 0267-7261, doi:[https://doi.org/10.1016/S0267-7261\(02\)00008-8](https://doi.org/10.1016/S0267-7261(02)00008-8).