

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

The Multichannel Analysis of Surface Waves Method (MASW): Brief Theory and Application to Near Fault Zone Identification

Handoyo Handoyo

Teknik Geofisika Institut Teknologi Sumatera
Jalan Terusan Ryachudu, Jati Agung, Lampung Selatan 35145 Indonesia

e-mail: handoyo.geoph@tg.ita.ac.id

Naskah diterima 06 Juni 2023, selesai direvisi 02 Desember 2023, dan disetujui 30 Desember 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 secara komprehensif dengan tujuan untuk memahami kondisi secara lengkap di bawah permukaan. Salah satu metode geofisika yang dapat digunakan karena keunggulannya dalam mengkarakterisasi target-target dangkal 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 (*V_s-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 yang disertai aplikasi untuk mengkarakterisasi zona sesar dangkal pada target kedalaman sekitar 150 m di zona aktif sesar pada Semenanjung Iberia, Spanyol. 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 dapat memberikan gambaran teori singkat mengenai metode MASW untuk kepentingan pembelajaran dan kemajuan IPTEK di Indonesia. Lebih dari itu, diharapkan pula 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 are 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 (*V_s-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 in the active zone, Iberian Peninsula, Spain. This study is supported by trenches data as a marker for the fault plane in the study area. Based on the study and results obtained in this paper, it is hoped that it can provide a brief theory regarding the MASW method for the benefit of learning and advancing science and technology in Indonesia. Moreover, it is also hoped that the application of the MASW method in Indonesia will continue to develop and can be used with wider interests.*

Keywords: surface waves, dispersion curve, MASW, V_s

PENDAHULUAN

Bidang sesar atau zona sesar merupakan struktur geologi penting dan selalu menjadi objek

penelitian menarik pada bidang geosains. Zona sesar dapat diidentifikasi dari karakterisasi data seismik, dimana perubahan sifat parameter

seismik di sepanjang zona sesar dapat menunjukkan perubahan struktur geologi di bawah permukaan. Pada penelitian-penelitian sebelumnya, studi mengenai akuisisi dan analisis data seismik refleksi, difraksi gelombang, dan seismik refraksi untuk mengidentifikasi zona sesar telah didokumentasikan dengan baik dan terus mengalami perkembangan setiap waktunya baik dari aspek pemanfaatan instrumentasi yang lebih mutakhir, pengembangan metode ilmiah, hingga proses komputasi yang kompleks (Romberg, 1952; Castagna, 1995; Demanet drr., 2001; Park drr., 1999; 2010; Socco drr., 2010). Dalam makalah ini, kami mengaplikasikan salah satu metode geofisika yakni metode MASW atau *Multichannel Analysis of Surface Waves* untuk mempelajari karakteristik zona patahan aktif di Semenanjung Iberia, Spanyol yang telah menyebabkan terjadinya gempa bumi di sekitar Kota Murcia pada tahun 2011 dengan magnitudo 5.2 Mw.

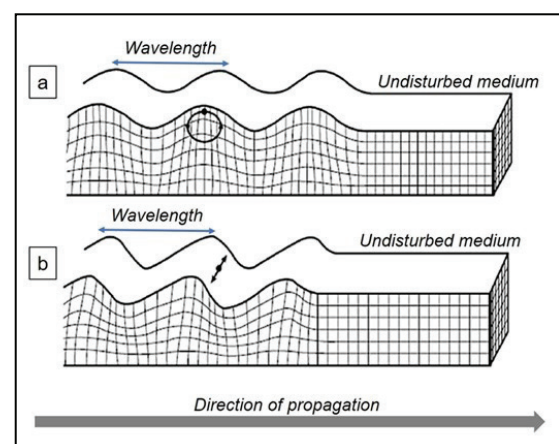
Metode MASW pertama kali diperkenalkan oleh Park dan rekan-rekannya pada kurun waktu akhir 1990-an (Park drr., 1999). Metode MASW dewasa ini telah diterapkan untuk mendeteksi berbagai macam fitur-fitur geologi bawah permukaan. Sebagai contoh, metode MASW mampu mencitrakan lapisan batuan sedimen, lapisan batuan dasar (*bedrock*), dan struktur zona sesar pada kedalaman bervariasi dari 20-100 m (Ivanov drr., 2006, Duffy drr., 2014, Catchings drr., 2020). Metode MASW telah dikembangkan dan telah diaplikasikan untuk pemanfaatan gelombang permukaan dengan tujuan untuk menyelidiki struktur bawah permukaan, terutama fitur geologi struktur yang ditandai dengan perubahan kecepatan gelombang seismik (V_p dan V_s). 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 drr., 1999, Xia drr., 1999; Dal Moro, 2023; Chen drr., 2023; Wang drr., 2023; Imam drr., 2023). Lebih dari itu, pada penelitian sebelumnya, metode MASW juga dapat diaplikasikan pada target lebih dalam

seperti pada kombinasi dengan data *downhole* yang telah diaplikasikan untuk menggambarkan rekahan pada lapisan Batugamping Winterset di Johnson County, Kansas dengan kedalaman hingga 150 m (Miller drr., 2000; Zhang drr., 2023; Roser drr., 2023).

Pada paper ini, kami membahas secara ringkas konsep dasar metode MASW dan aplikasinya pada salah satu wilayah dari area Semenanjung Iberia, Spanyol untuk mendapatkan model kecepatan-kedalaman (V_s -depth trend) gelombang geser 1D dan 2D yang digunakan untuk mengidentifikasi bidang sesar di daerah penelitian dengan target kedalaman hingga ~150 m. Melalui makalah ini, diharapkan dapat menambah literatur mengenai metode MASW dengan menggunakan Bahasa Indonesia. Lebih dari itu, diharapkan pengaplikasian metode MASW semakin meningkat baik secara kuantitatif maupun kualitatif dan dapat berkontribusi untuk perkembangan IPTEK di Indonesia.

Gelombang permukaan (*surface waves*) 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 & Richards, 2002; Evrett, 2013).

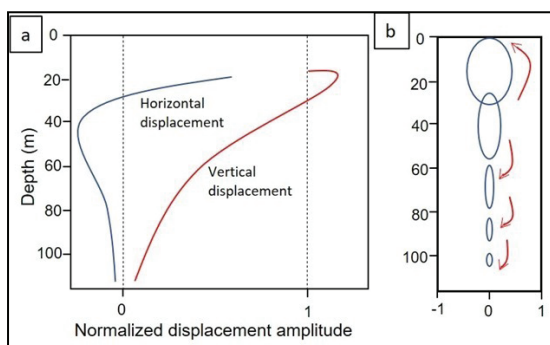
Gelombang *Rayleigh* adalah gelombang permukaan yang paling sering digunakan dalam



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

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 drr., 1999; Aki & Richards, 2002; Evrett, 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 & Richards, 2002; Evrett, 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 (λ) 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 $1/\sqrt{r}$ (Evrett, 2013).

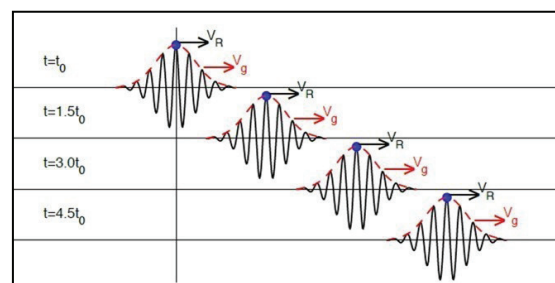


Gambar 2. (a) Ilustrasi pergeseran amplitudo gelombang *Rayleigh* dan (b) Pergeseran secara vertikal dari gelombang *Rayleigh* dalam profil kedalaman (dimodifikasi dari Gedge & Hill, 2012).

Ground roll adalah jenis gelombang permukaan yang paling banyak terekam dalam data seismik aktif (Park drr., 1999; Xia drr., 1999). Sumber seismik vertikal (misalnya palu godam, lempeng yang bergetar, dan penurunan berat yang diperce-

pat atau *accelerated weighdrop*) akan menghasilkan sekelompok gelombang -P, -S, dan *Rayleigh*, dengan 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 (Evrett, 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 drr., 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 (λ) dan frekuensi (f) yang berbeda merambat dengan kecepatan yang berbeda melalui batas-batas kedalaman. Kecepatan di mana frekuensi tunggal merambat disebut kecepatan fase (V_{ph}), sedangkan kecepatan di mana kelompok gelombang merambat melalui medium adalah kecepatan grup (V_g) (Park drr., 1998; Evrett, 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.

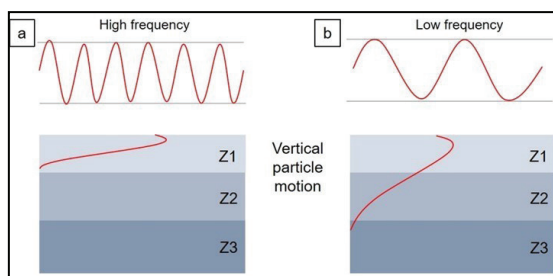


Gambar 3. Ilustrasi perbedaan antara kecepatan fase gelombang *Rayleigh* (V_R) dan kecepatan grup (V_g) (diadaptasi dari Evrett, 2013). Titik biru adalah perambatan partikel dengan kecepatan fase, sedangkan garis merah mewakili kecepatan paket gelombang.

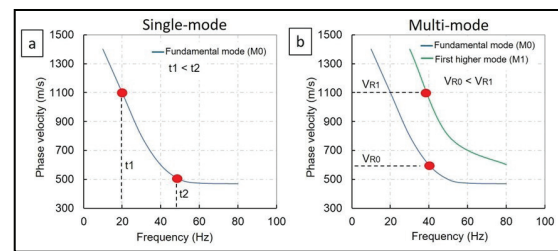
Gelombang *Rayleigh* memiliki panjang gelombang konstan yang dapat ditentukan dengan mengukur jarak antara dua puncak atau palung dari data yang diamati. Sumber frekuensi rendah menghasilkan gelombang *Rayleigh* dengan panjang gelombang yang panjang yang dapat menjangkau lapisan yang lebih dalam (banyak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



Gambar 4. Ilustrasi perbedaan antara kecepatan fase gelombang *Rayleigh* (V_R) dan kecepatan grup (V_g) (diadaptasi dari Evrett, 2013). Titik biru adalah perambatan partikel dengan kecepatan fase, sedangkan garis merah mewakili kecepatan paket gelombang.

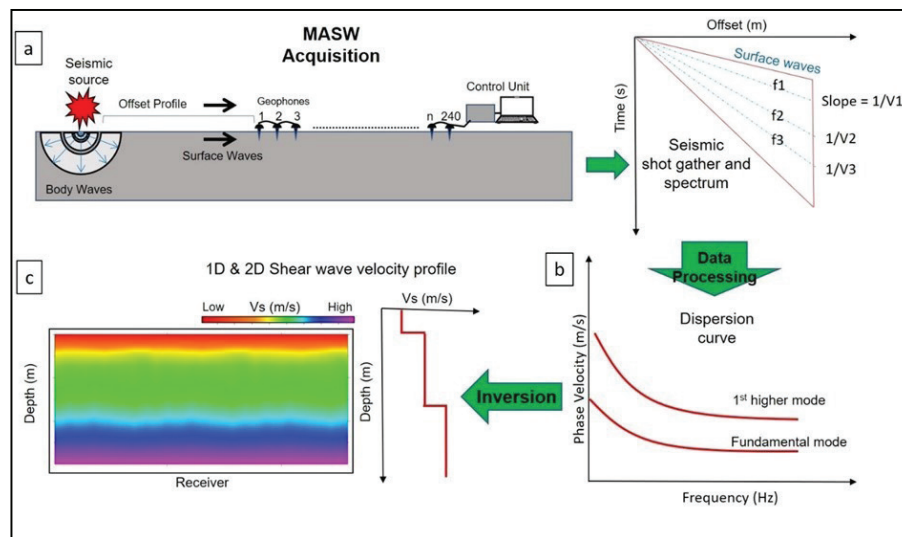


Gambar 5. (a) Ilustrasi kurva dispersi mode fundamental dan (b) Kurva dispersi mode yang lebih tinggi pertama atau *first higher mode* (diadaptasi dari Foti dr., 2018).

(M0) (Gambar 5a). Gambar 5b adalah ilustrasi mode yang lebih tinggi, yang disebut mode lebih tinggi pertama (M1), mode lebih tinggi kedua (M2) dan seterusnya (Evrett, 2013; Foti dr., 2018).

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 dr., 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 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 (Evrett, 2013).

Metode *Multichannel Analysis of Surface Waves* (MASW) bertujuan untuk merekonstruksi profil kecepatan gelombang geser terhadap kedalaman (*Vs-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 dr., 2010; Foti dr., 2018).

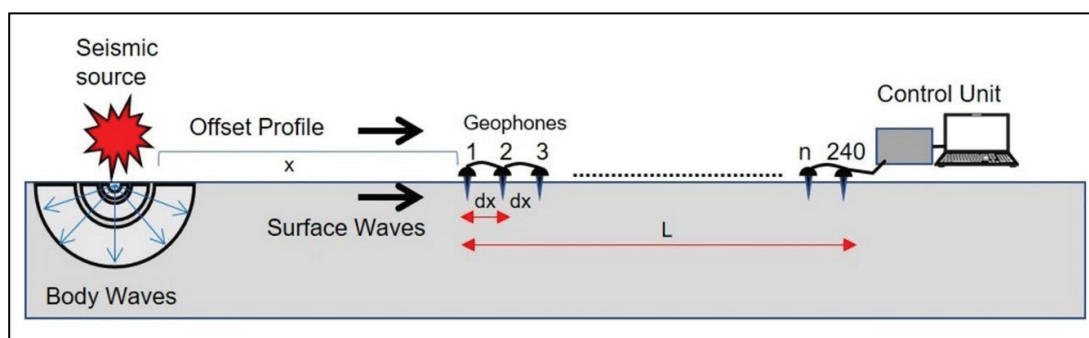


Gambar 6. Ilustrasi prosedur MASW. Metode MASW melibatkan tiga tahap: a) akuisisi seismik, b) pengolahan data, dan c) inversi (diadaptasi dari Park drr., 1999).

Langkah pertama untuk menghasilkan *Vs-depth profile* menggunakan metode MASW adalah akuisisi data di area studi. Gelombang permukaan dapat diperoleh dari sumber getaran aktif atau pasif. Pada survei aktif, gelombang permukaan dihasilkan oleh sumber seismik yang terkontrol seperti hantaman palu godam (*hammer*), truk vibrator, ledakan terkontrol, 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 drr., 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 & Carnevale, 2010; Foti drr., 2018).

Panjang gelombang permukaan terpanjang (λ_{max}) yang diperoleh selama akuisisi data menentukan kedalaman investigasi maksimum. Jarak *receiver* (dx) terkait dengan panjang gelombang terpendek yang dapat dianalisis (λ_{min}), dimana resolusi kedalaman investigasi terdangkal (Z_{min}) dapat diprediksi dari interval nilai $\frac{\lambda_{min}}{3} < Z_{min} < \frac{\lambda_{min}}{2}$, dimana nilai $\lambda_{min} \sim 2dx$ (dx adalah jarak antar



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.

receiver). Sementara itu, panjang gelombang maksimum λ_{max} berhubungan dengan panjang array (L), dengan $\lambda_{max} \approx L$ (Park & Carnevale, 2010). Park & 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 $\frac{\lambda_{min}}{3} < Z_{max} < \frac{\lambda_{min}}{2}$ (Foti dr., 2018).

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.

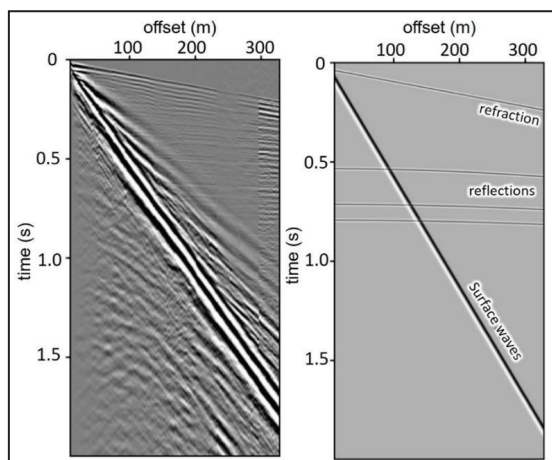
Langkah pra-pengolahan adalah langkah awal yang perlu diselesaikan untuk mencapai resolusi gelombang permukaan yang terbaik. Untuk meningkatkan *signal to noise ratio* (S/N), pemrosesan seismik standar (konvensional) dapat diterapkan pada awal alur pengolahan data seismik. Proses ini bertujuan untuk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

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

dari analisis MASW (Park dr., 1999; Foti dr., 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 dan waktu ($t-x$) dikonversi ke dalam domain frekuensi dan kecepatan fase ($f-V_{ph}$) atau domain frekuensi dan bilangan gelombang (*wavenumber*) ($f-k$) (McMechan & Yedlin, 1981; Park dr., 1998; Foti dr., 2018). Dalam paper ini, kami menggunakan metode pergeseran fasa yang juga dikenal sebagai metode transformasi medan-gelombang (Park dr., 1998).

Metode pergeseran fasa adalah teknik transformasi gelombang yang menggunakan *multichannel impulsive shot gather* untuk menghasilkan spektrum kecepatan fasa (Park dr., 1998). Park dr. (2018) 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 (Ólafsdóttir, 2014): i) Transformasi Fourier (FFT: *Fast Fourier Transform*) 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 multikanal telah diperoleh dengan jumlah geofon yang digunakan untuk merekam adalah n . Medan gelombang yang direkam (u) disimbolkan dengan fungsi $u(x, t)$, di mana 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 $u_j(t), j = 1, 2, \dots$



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

. n . Kemudian, pembacaan dari setiap *receiver* dikumpulkan menggunakan interval *sampling* yang sama dt . Parameter berikutnya, *offset* sumber disimbolkan dengan x_i dan jarak penerima adalah dx . Oleh karena itu, panjang penyebaran penerima (L) adalah:

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

dan jarak sumber seismik ke penerima (x_j) adalah:

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

Jumlah sampel yang direkam per satuan waktu dinyatakan untuk menghitung frekuensi pengukuran dalam satuan Hertz (f_s), dapat dinyatakan dalam frekuensi sudut (ω_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, 2011; Park dr., 1998):

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

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 $T = N dt$ dan *sampling* waktu adalah $t_m = m dt, m=0, 1, \dots, N-1$. Frekuensi *sampling* data didefinisikan oleh ω_k sebagai $\frac{\omega_k = 2\pi k}{T}$, dimana nilai $k=0, 1, \dots, N-1$ (Schilling & Harris, 2012). Selanjutnya, amplitudo setiap *trace* (dalam domain frekuensi) dapat dinormalisasi menurut (Ryden dr., 2004):

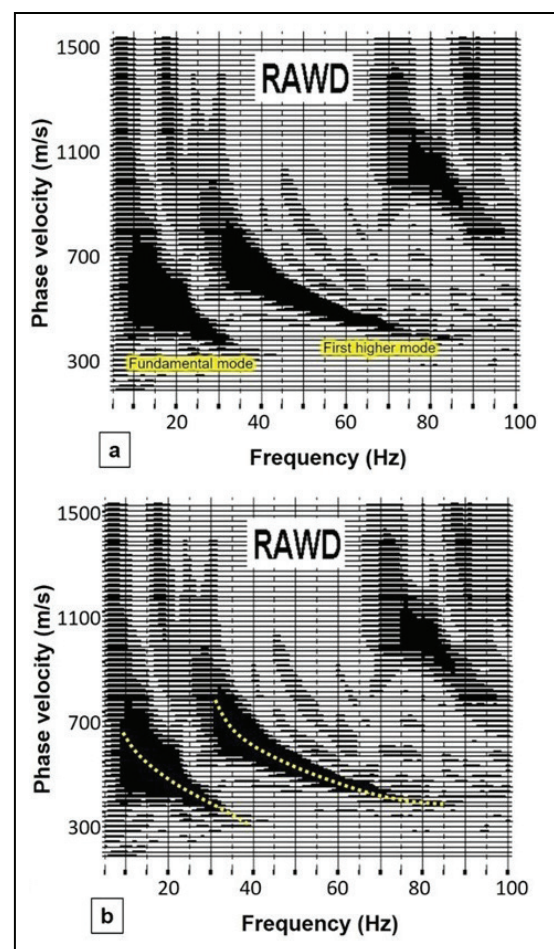
$$\tilde{u}_{j,norm}(\omega) = \frac{\tilde{u}_j(\omega)}{|\tilde{u}_j|(\omega)} \dots\dots\dots (4)$$

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 (τ - 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 dr., 2002).

Pembuatan citra DC dengan resolusi tinggi dapat diselesaikan dengan beberapa parameter, yang sebagian besar terkait dengan akuisisi data



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

(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.

Kurva dispersi kemudian didigitasi (ekstraksi kurva dispersi) untuk mendapatkan kecepatan fase dan frekuensi data 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 drr., 1999; Xia drr., 2002).

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 Thompson-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 :

$$F(f_j, V_{phj}, V_p, V_s, \rho, h) = 0$$

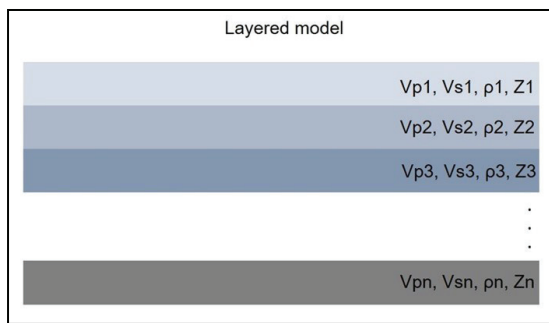
$$(j = 0, 1, 2, \dots, m) \dots\dots\dots 5$$

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 $(V_{p1}, V_{p2}, V_{p3}, \dots, V_{pn})^T$, dengan V_{pi} adalah nilai V_p pada i^{th} . Kemudian, vektor densitas dinyatakan oleh $\rho = (\rho_1, \rho_2, \rho_3, \dots, \rho_n)^T$, dimana ρ_i adalah nilai densitas pada i^{th} , dan $h = (h_1, h_2, h_3, \dots, h_{n-1})^T$, dimana h_i adalah ketebalan lapisan pada i^{th} dalam jumlah lapisan sebanyak n . Untuk kurva dispersi 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 drr., 1992; Xia drr., 1999).

Tahap ketiga dari prosedur MASW adalah proses inversi. Secara umum, strategi inversi didasarkan pada upaya untuk meminimalkan ketidaksesuaian antara data pengamatan di lapangan dan simulasi (*calculated*) (Tarantola dan Vallette, 1982). Proses inversi biasanya diselesaikan dengan menggunakan pendekatan linier yang menggunakan skema pemodelan kedepan (*forward modeling*) 1D untuk mendapatkan fungsi kedalaman V_s 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 ($V_{s1}, V_{s2}, \dots, V_{sn}$), densitas ($\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_n$), dan ketebalan ($Z_1, Z_2, \dots, Z_n$). Melalui teori inversi (Tarantola dan Valette, 1982; Constable, 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



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

algoritma optimasi yang telah didesain. Hal ini diperlukan untuk meminimalisir problem yang terjadi pada solusi pada proses inversi *nonlinier* (Constable, 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, 1987; Key 2009).

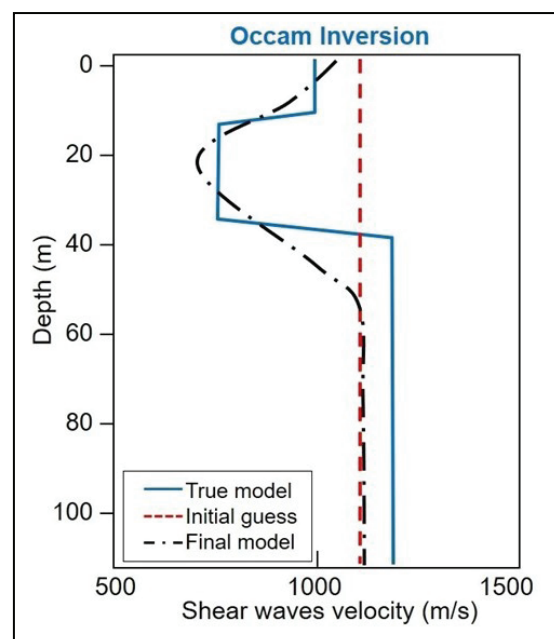
Seperti pada Gerstoft drr. (2006), kovarians data C_d dan kovarians model C_m dipilih dan diasumsikan bahwa matriks kovarians data berbentuk diagonal:

$$C_d = \sigma_d^2 I \dots\dots\dots (6)$$

dimana I adalah matriks identitas dan σ_d adalah standar deviasi. Untuk simplikasi, σ_d diasumsikan bernilai konstan untuk seluruh data. Sementara itu, matriks untuk model kovarians mengikuti bentuk:

$$C_m(i,j) = \sigma_m^2 \exp\left(-\frac{|Z_i - Z_j|}{l}\right) \dots\dots\dots (7)$$

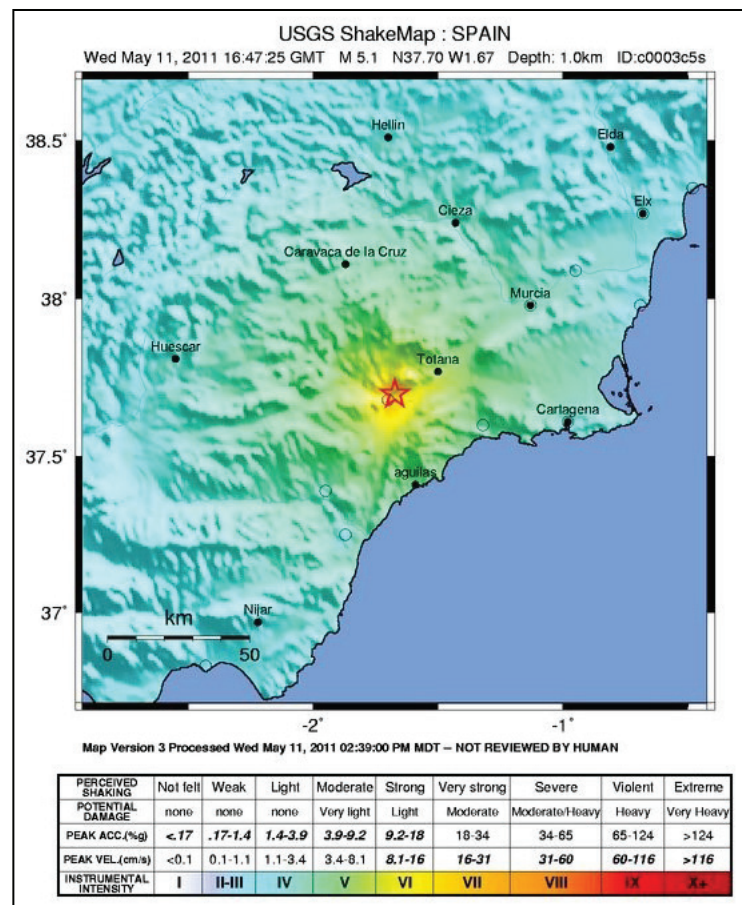
di mana σ_m adalah standar deviasi dari model, $Z_i - Z_j$ adalah perbedaan kedalaman lapisan ke- i dan ke- j , dan operator *smoothing-distance* disimbolkan sebagai l . Contoh inversi V_s terhadap fungsi kedalaman menggunakan inversi model Occam ditunjukkan pada Gambar 11 (Haney dan Qu, 2010). Pada pendekatan ini, kondisi di bawah permukaan diparameterisasikan dalam jumlah yang besar (*over-parametrized*) dengan menggunakan sejumlah besar lapisan yang relatif tipis (Constable drr. 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*).



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

METODE PENELITIAN

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). Atas dasar kepentingan dan kerahasiaan data, informasi



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).

detail mengenai lokasi ini tidak dituliskan dalam paper ini. Sesar aktif di daerah penelitian merupakan jenis sesar geser dengan orientasi cenderung berarah SW-NE.

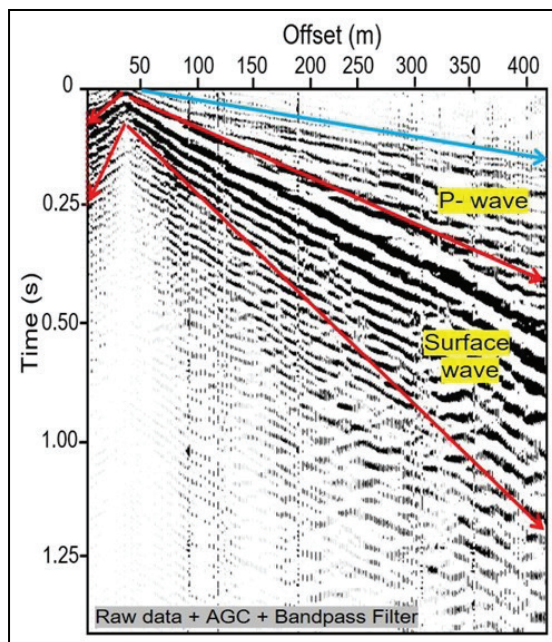
Deskripsi data penelitan yang digunakan pada paper ini ditunjukkan oleh Tabel 1. Data penelitian yang digunakan diperoleh atas izin dari lembaga riset Geosciences Barcelona, Spanyol. Data seismik yang digunakan merupakan data seismik refleksi bertujuan untuk investigasi zona sesar di daerah penelitian.

HASIL DAN PEMBAHASAN

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

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



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

permukaan ditunjukkan pada daerah diantara dua garis berwarna merah.

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 nomor *receiver FFID* (*Field File Identification Number*).

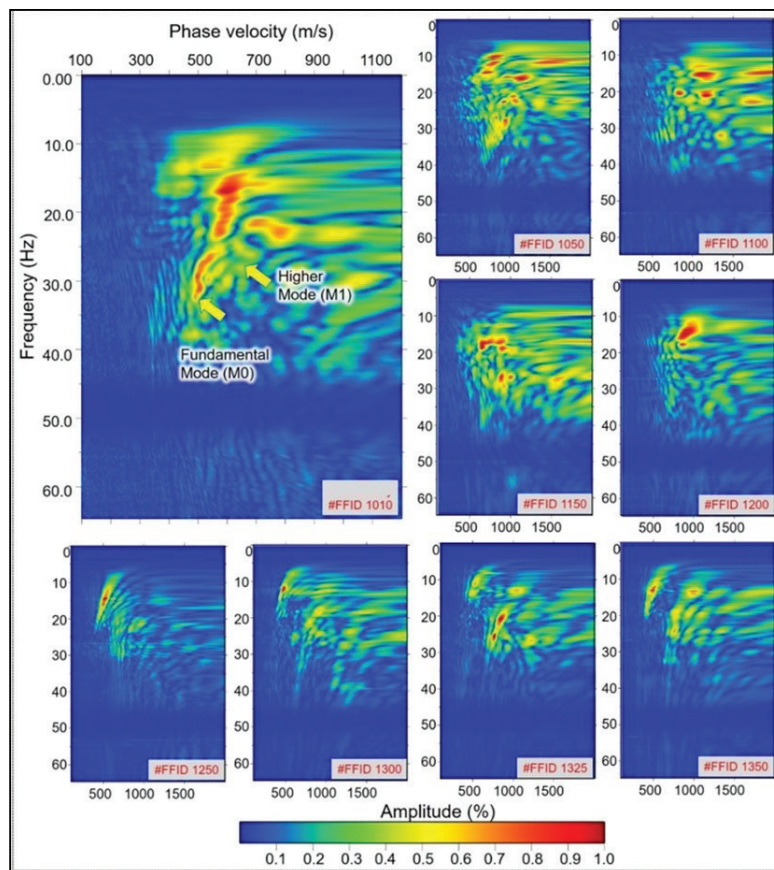
Amplitudo tinggi muncul di dalam rentang frekuensi 5-60 Hz dan kecepatan fase mulai dari 300-1500 m/s. Pada FFID 1010, kurva dispersi dengan mode fundamental dari gelombang permukaan teridentifikasi dengan jelas pada frekuensi 10-35 Hz. Mode yang lebih tinggi (*first higher mode*) juga terlihat pada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

Tahapan selanjutnya adalah ekstraksi kurva dispersi. 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 dr., 1999). Pada paper ini, kami melakukan proses *picking* pada kurva dispersi pada *fundamental mode* sebanyak sekitar 416 kurva.

Setelah proses *picking* dilakukan pada seluruh kurva dispersi, selanjutnya dilakukan proses inversi. Pada tahapan ini, kami membangun model sintesis dengan nilai parameter konstan yaitu densitas 2.0 gr/cc dan V_s konstan 500 m/s pada setiap lapisan (Gambar 16). Jumlah lapisan yang digunakan adalah sebanyak 300 lapisan dengan ketebalan 0.5 m sehingga diperoleh model dengan kedalaman sekitar 150 m.

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 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



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

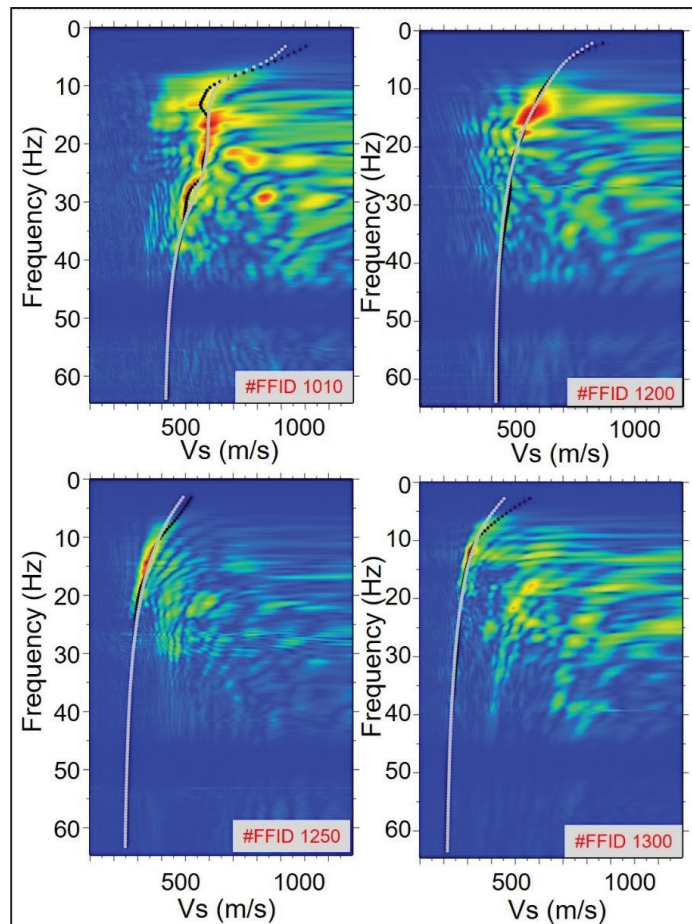
sekitar 400-1100 m/s pada Gambar 16b dan bervariasi 180-750 m/s pada Gambar 16d.

Kemudian, untuk mendapatkan model 2D kecepatan gelombang -S ($2D V_s \text{ depth model}$), dilakukan interpolasi dari seluruh $1D V_s \text{ depth model}$ 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 $2D V_s \text{ depth model}$ sebelum diperhalus.

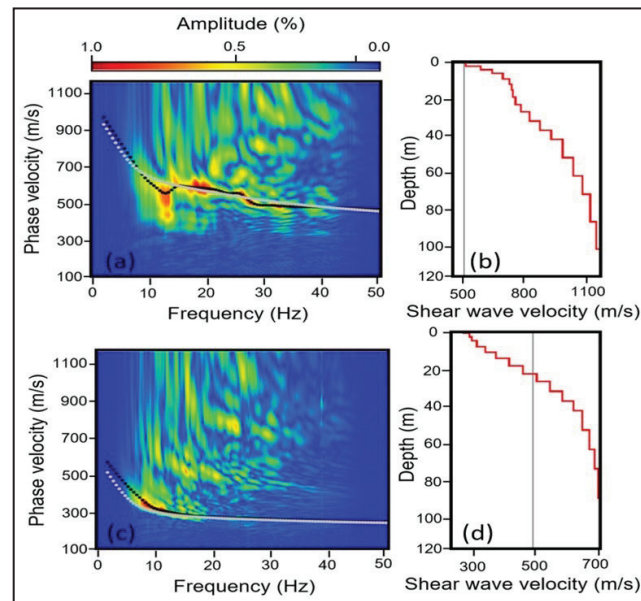
Pada Gambar 17b, distribusi kecepatan bervariasi dari kecepatan sekitar 200 m/s di dekat permukaan sampai sekitar 1900 m/s pada kedalaman 150 m. Terdapat kontras kecepatan secara lateral 1000-1500 m/s pada FFID sekitar 1180

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 dr., 2007).

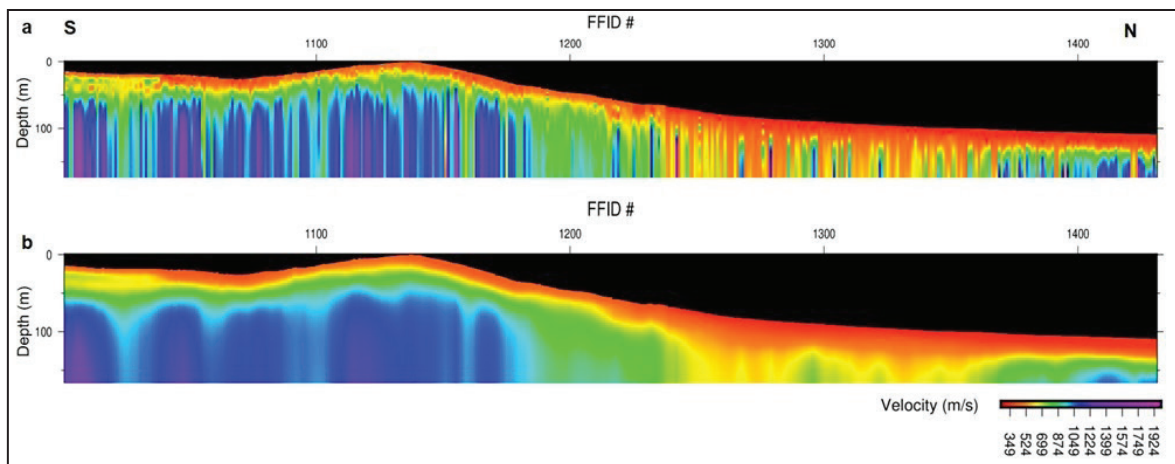
Pada bagian ini, kami melakukan interpretasi zona sesar pada daerah penelitian berdasarkan hasil visualisasi $2D 1D V_s \text{ depth model}$ yang diperoleh dari hasil inversi kurva dispersi menggunakan metode MASW. Sebagai kontrol, kami juga memiliki data di permukaan sebagai *marker* yang berada pada 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.



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.



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

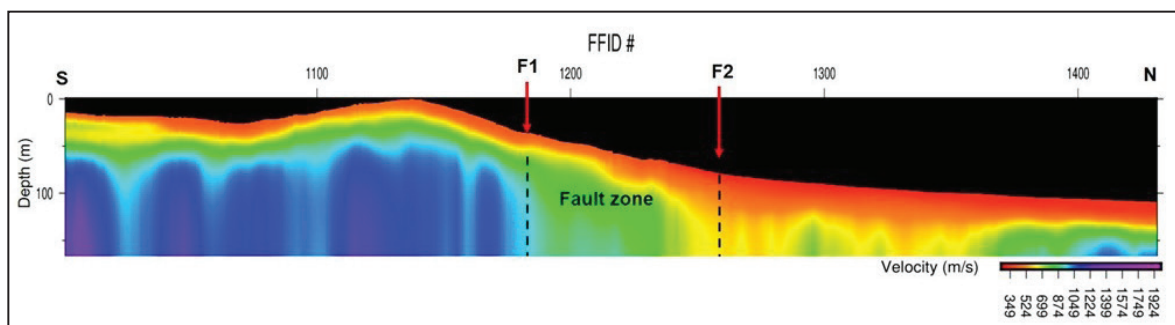


Gambar 17. a. Hasil model 2D kecepatan gelombang -S dari interpolasi seluruh 1D V_s depth model sepanjang lintasan seismik. b Model 2D kecepatan gelombang -S setelah dilakukan proses *smoothing*.

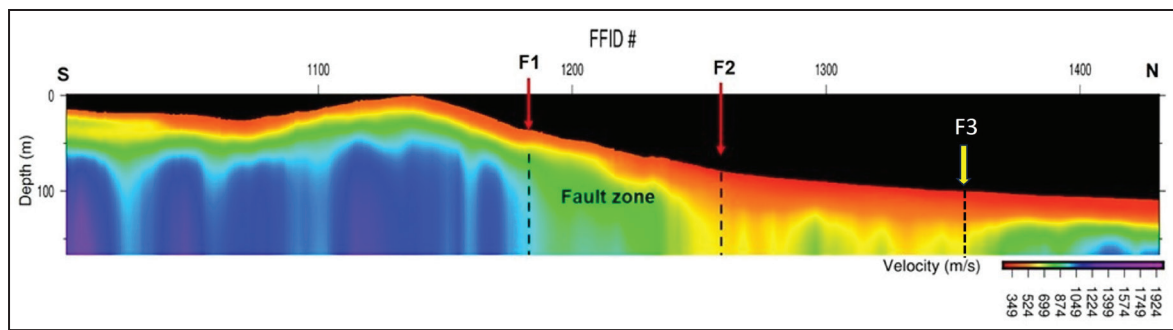
Pada Gambar 18, terlihat bahwa pada *marker* F1, kecepatan gelombang -S menurun dengan kontras kecepatan dari sekitar 1300 m/s ke 1000 m/s pada lapisan batuan keras (*bedrock*) di kedalaman sekitar 100 m. Kemudian, pada lokasi *marker* F2, kecepatan gelombang -S juga menurun dari sekitar 1000 m/s ke 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 menurun dikarenakan penurunan modulus *bulk* dan modulus *shear*. Penurunan modulus tersebut akan menurunkan nilai kecepatan gelombang (Ivanov drr., 2006, Duffy drr., 2014, Catchings drr., 2020).

Salah satu keunggulan metode MASW adalah dapat memetakan dengan baik fitur-fitur geologi

di dekat permukaan seperti stratigrafi lapisan sedimen dan struktur geologi dalam hal ini adalah patahan (Ivanov drr., 2006; Handoyo drr., 2022). Pada penelitian ini, hasil pemodelan kecepatan gelombang -S pada Gambar 18 dapat memberikan informasi tambahan mengenai kehadiran bidang patahan lain di sepanjang lintasan seismik. Berdasarkan kontras anomali pada FFID sekitar 1360m, terdapat dugaan bidang sesar lain F3 (*blind fault*) seperti ditunjukkan pada Gambar 19. Lokasi bidang sesar di posisi ini didasarkan pada kontras kecepatan yang berubah signifikan pada nilai 700-1000 m/s. Selain itu, bentuk geometri yang ditunjukkan oleh perubahan warna merah ke hijau secara khas menunjukkan perubahan nilai kecepatan yang boleh jadi akibat dari keberadaan bidang sesar F3.



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*).



Gambar 19. Hasil interpretasi zona sesar (*blind fault*) F3 dari penampang kecepatan gelombang -S.

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. Ucapan terima kasih diberikan kepada Prof. Ramon

Carbonell dan Dr. Juan Alcalde sebagai supervisor penulis saat menempuh pendidikan Doktorat di *University of Barcelona*. Terima kasih juga diberikan kepada ITERA dan kepada CWP *Colorado School of Mines* atas *open source software seismic unix* yang digunakan pada penelitian ini.

DAFTAR PUSTAKA

- Aki, K. & Richards, P. G., 2002. *Quantitative Seismology*. (Second edition). Sausalito, CA: University Science Books.
- Bolt, B. B., 1976. *Nuclear Explosions and Earthquakes: The Parted Veil*. San Francisco, CA: W.H. Freeman and Company.
- Castagna, J. P., 1995. Intersecting faults, sealing faults, and other exploration issues: *The Leading Edge*, 14, 1187–1188. <https://doi.org/10.1190/1.1437094>.
- Catchings, R.D., Hernandez, J., Goldman, M.R., Chan, J.H., Sickler, R.R., Olson, B., and Criley, C.J., 2020. 2018 U.S. Geological Survey–California Geological Survey fault-imaging surveys across the Hollywood and Santa Monica Faults, Los Angeles County, California: U.S. Geological Survey Open-File Report 2020–1049, 42 p., <https://doi.org/10.3133/ofr20201049>.
- Chen, H., Gan, S., Li, Y., & Nie, X., 2023. Dispersion characteristics of surface wave in SCCS: theoretical analysis, numerical simulation and MASW-based NDT. *Smart Materials and Structures*, 32(5), 054002. DOI 10.1088/1361-665X/acc43a.

- Constable, S.C., Parker, R.L., and Constable, G.G., 1987. "Occam's Inversion: A Practical Algorithm for Generating Smooth Models from Electromagnetic Sounding Data." *Geophysics*, 52, 289-300.
- Dal Moro, G., 2023. MASW? A critical perspective on problems and opportunities in surface-wave analysis from active and passive data (with few legal considerations). *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 130, 103369. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2023.103369>
- Demant, D., F. Renardy, K. Vanneste, D. Jongmans, T. Camelbeeck, and M. Meghraoui., 2001. The use of geophysical prospecting for imaging active faults in the Roer Graben, Belgium: *Geophysics*, 66, 78–89. <https://doi.org/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. *Eng. Geol.*, 183, 216–229. <https://doi.org/10.1016/j.eng-geo.2014.10.017>.
- Evrett, M. E., 2013. *Near-Surface Applied Geophysics*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Foti, S., C. G. Lay, G. J. Rix and C. Strobbia., 2015. *Surface Wave Methods for Near-Surface Site Characterization*, CRC Press, Taylor & Francis Group.
- Foti, S., Hollender, F., Garofalo, F. drr., 2018. Guidelines for the good practice of surface wave analysis: a product of the InterPACIFIC project. *Bull Earthquake Eng* 16, 2367–2420. <https://doi.org/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 (17), 2998-3007. <https://doi.org/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. <https://doi.org/10.1190/1.2210607>.
- Haney, M.M., Qu, L., 2010. *Rayleigh wave dispersion curve inversion: Occam versus L1 Norm*. Society of Exploration Geophysicists, Denver SEG Annual Meeting, Expanded Abstracts, 1871-1876. 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, 17–34.
- Imam, A., Sharma, K. K., & Kumar, V., 2023. Seismic site characterization using multichannel analysis of surface waves in the Singhbhum region of Jharkhand, India: a case study. *Acta Geodaetica et Geophysica*, 1-23. DOI: <https://doi.org/10.1007/s40328-023-00408-9>.
- Ivanov, J., Miller, R. D., Lacombe, P., Johnson, C. D., Lane, J. W. Jr., 2006. Delineating a shallow fault zone and dipping bedrock strata using multichannel analysis of surface waves with a land streamer. *Geophysics*. Vol. 71, No. 5 p. 39-42. <https://doi.org/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. <https://doi.org/10.1785/BSSA0710061743>.
- Key, K., 2009. 1D inversion of multicomponent, multifrequency marine CSEM data: Methodology and synthetic studies for resolving thin resistive layers. *Geophysics*, 74(2), F9–F20. DOI: <http://dx.doi.org/10.1190/1.3058434>.
- Knopoff, L., 1972. Observation and Inversion of Surface wave dispersion, *Tectonophysics*, 13,497-519. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(72\)90035-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(72)90035-2).
- McMechan, G. & Yedlin, M. J., 1981. Analysis of dispersive waves by wave field transformation. *Geophysics*, 46 (6), 869-874. <https://doi.org/10.1190/1.1441225>.
- Miller, R. D.; Park, C. B.; Xia, J.; Ivanov, J. M. y Laflen, D. R., 2000. Potential of MASW to delineate fractures in the Winterset Lime-

- stone at the Johnson County Landfill, Kansas. Kansas Geological Survey. 27 p.
- Odum, J.K., Williams, R.A., Stephenson, W.J., Worley, D.M., von Hillebrandt-Andrade, C., Asencio, E., Cameron, A., 2007. Near-surface shear wave velocity versus depth profiles, Vs 30, and NEHRP classifications for 27 sites in Puerto Rico. U.S. Geological Survey, iv, 43pp. <https://doi.org/10.3133/ofr20071174>.
- Ólafsdóttir, Á. E., 2014. Multichannel Analysis of Surface Waves: Methods for dispersion analysis of surface wave data. University of Iceland: School of Engineering and Natural Sciences, 76 pp.
- Park, C. B., Miller, R. D. & Xia, J., 1998. Imaging dispersion curves of surface waves on multichannel record. 68th Annual International Meeting Society of Exploration Geophysicists, Expanded Abstracts, 1377-1380. <https://doi.org/10.1190/1.1820161>.
- Park C.B., Miller R.D. and Xia J., 1999. Multichannel analysis of surface waves. *Geophysics* 64, 800–808. <https://doi.org/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: <https://doi.org/10.1190/1.2431832>.
- Park, C. B. and Carnevale, M., 2010. Optimum MASW Survey - Revisit after a Decade of Use. In Fratta, D. O., Puppala, A. J. & Muhunthan, B (editors), *GeoFlorida 2010: Advances in Analysis, Modeling and Design* (pp. 1303-1312). doi: 10.1061/41095(365)130.
- Parker, R.L., 1994. *Geophysical Inverse Theory*. Princeton University Press, Princeton, NJ.
- Press, W. H., Teukosky, S. A., Vetterling, W. T., and Flannery, B. P., 1992. *Numerical recipes in C*: Cambridge Univ. Press.
- Romberg, F., 1952. Limitations of the seismic method of mapping faults: *Geophysics*, 17, 827–842.
- Roser, N., Hettegger, A., Müller, T., Steiner, M., Aigner, L., Cimadam, A., & Orozco, A. F., 2023. Geophysical quantification of porosity in the soda lakes of the Lake Neusiedl-Seewinkel Basin (No. EGU23-12063). *Copernicus Meetings*. doi:10.5194/egusphere-egu23-12063.
- Ryden, N. & Park, C. B., 2006. Fast Simulated Annealing Inversion of Surface Waves on Pavements using Phase Velocity Spectra. *Geophysics*, 71 (4), R49-R58. <https://doi.org/10.1190/1.2204964>.
- Schwab, F. A. & Knopoff, L., 1970. Surface-wave dispersion computations. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 60, 321-344. doi: <https://doi.org/10.1785/BSSA0600020321>
- Schilling, R. J. & Harris, S. L., 2012. *Introduction to Digital Signal Processing using MATLAB*. (International Edition. 2nd edition). Cengage Learning.
- Socco, L.V., Foti, S., and Boiero, D., 2010. “Surface-wave analysis for building near-surface velocity models – Established approaches and new perspectives.” *Geophysics*, 75(5), 75A83-75A102. <https://doi.org/10.1190/1.3479491>.
- Tarantola, A., and B. Valette., 1982. Generalized Nonlinear inverse problems solved using the Least Squares Criterion: *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 20, no. 2, 219–232, doi:10.1029/RG020i002p00219.
- Wang, L., Chen, C., Liu, J., Hu, D., Wang, L., Hu, Z., & Jia, L., 2023. On comprehensive application of seismic reflection and MASW method for investigation of urban subsurface active faults and underneath structures: A case study in Haikou city of Hainan province, China. *Journal of Applied Geophysics*, 212, 104982. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2023.104982>.
- Xia, J., R. D. Miller, and C. B. Park., 1999. Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of *Rayleigh* waves. *Geophysics*, 64, 691–700. DOI: <http://dx.doi.org/10.1190/1.1444578>.
- Xia, J., Miller, R. D., Park, C. B., Hunter, J. A., Harris, J. B. & Ivanov, J., 2002. Com-

- paring shear-wave velocity profiles from multichannel analysis of surface wave with borehole measurements. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 22 (3), 181-190. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0267-7261\(02\)00008-8](https://doi.org/10.1016/S0267-7261(02)00008-8).
- Zhang, G., Tu, F., Tang, Y., Chen, X., Xie, K., & Dai, S., 2023. Application of geophysical prospecting methods ERT and MASW in the landslide of Daofu County, China. *Frontiers in Earth Science*, 10, 1054394. <https://doi.org/10.3389/feart.2022.1054394>.
- 2011 Lorca earthquake, diakses pada 2 Februari 2023 dari wikipedia.org/wiki/2011_Lorca_earthquake