

Vol. 5 No. 2
Oktober 2021

ISSN 2579-5821
e-ISSN 2579-5546

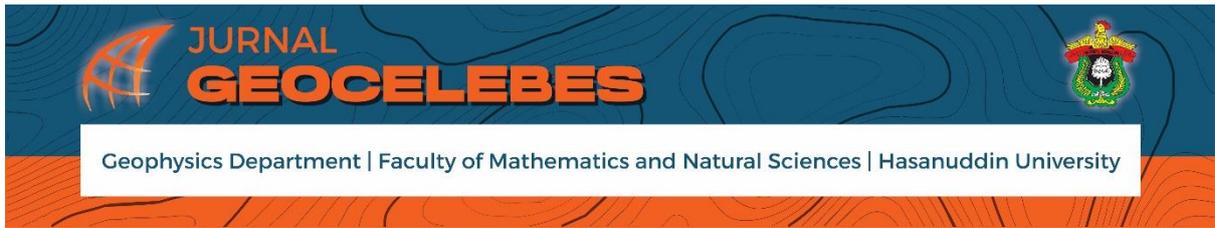


Jurnal

Geocelebes



Diterbitkan oleh:
Departemen Geofisika
Universitas Hasanuddin
Makassar



Volume 5 Nomor 2, Oktober 2021

P-ISSN: 2579-5821

E-ISSN: 2579-5546

**Diterbitkan oleh:
Departemen Geofisika, FMIPA
Universitas Hasanuddin**

JURNAL GEOCELEBES

Volume 5 Nomor 2, Oktober 2021

ISSN: 2579 – 5821 (Cetak)

ISSN: 2579 – 5546 (Online)

Alamat URL: <http://journal.unhas.ac.id/index.php/geocelebes>

Diterbitkan berkala dua kali setahun oleh/ **Published periodically two times annually by**
Dept. Geofisika Universitas Hasanuddin/ **Geophysics Dept., Hasanuddin University**

Dewan Redaksi/ Editor Board

Editor Kepala (Chief Editor) : Muh. Altin Massinai / Universitas Hasanuddin

Redaksi yang bertugas pada Volume 5

Dewan Editor / Editorial Board:

- Muh. Altin Massinai / Universitas Hasanuddin
- Saaduddin/ Universitas Hasanuddin – University of Leeds
- Ayusari Wahyuni / UIN Alauddin
- Cahli Suhendi / Institut Teknologi Sumatera - KAUST
- Jamaluddin/ Sekolah Tinggi Teknologi Migas Balikpapan – University of Vienna
- Sakka / Universitas Hasanuddin
- Muhammad Fawzy Ismullah M. / Universitas Hasanuddin

Mitra Bestari/ Reviewer

- Muh. Alimuddin Hamzah Assagaf / Universitas Hasanuddin
- Wasir Samad / Universitas Hasanuddin
- Aswar Syafnur / Universitas Hasanuddin
- Nanang Sugianto / Universitas Bengkulu
- Bimastyaji Surya Ramadan / Universitas Diponegoro
- Alfiyah Nur Fitriani / Institut Teknologi Bandung
- Rahmi Mulyasari / Universitas Jambi
- Erlangga Ibrahim Fattah / Institut Teknologi Sumatera
- Mohamad Ramdhan / BMKG
- Ajimas Pascaning Setiahadwibowo / UPN "Veteran" Yogyakarta
- Muhammad Amin Syam / Universitas Mulawarman
- Muhammad Ramli / Universitas Hasanuddin
- Muh Karnaen / BMKG
- Arif Wijaya / Universitas Muhammadiyah Mataram
- Emi Prasetyawati Umar / Universitas Muslim Indonesia
- Bambang Harimei / Universitas Hasanuddin
- Juventa / Universitas Jambi
- Ashari Wicaksono
- Hari Wiki Utama / Universitas Jambi
- Mochamad Wachyudi Memed / Badan Geologi
- Muhammad Farid Maricar / Universitas Hasanuddin
- Reyhan Azeriansyah / National Cheng Kung University
- Muhammad Taufiq Rafie / Universitas Hasanuddin
- Erfan Syamsuddin / Universitas Hasanuddin

Sekretariat/ Secretariat:

Departemen Geofisika, FMIPA Universitas Hasanuddin

Gedung MIPA, Kampus Unhas Tamalanrea - Jalan Perintis Kemerdekaan, Makassar, Sulawesi Selatan, 90245.

E-mail: geocelebes@sci.unhas.ac.id

Jurnal Gecelebes adalah jurnal ilmiah yang diterbitkan oleh Departemen Geofisika Universitas Hasanuddin. Jurnal ini diperuntukkan sebagai sarana publikasi ilmiah di bidang geofisika mulai topik teoritik hingga topik aplikasi geofisika di berbagai bidang. Artikel yang dimuat merupakan hasil penelitian yang orisinal, tinjauan (*review*) tentang kemajuan terkini dari suatu topik tertentu, studi kasus aplikasi geofisika ataupun resensi tentang perangkat lunak yang berkaitan dengan geofisika. Makalah dapat dikirimkan ke alamat email redaksi dalam bentuk *softcopy* dengan menggunakan template yang telah disediakan. Setiap makalah yang diterima akan ditinjau kelayakannya melalui proses *reviewing* yang ketat oleh Dewan Redaksi.

DAFTAR ISI

JURNAL GEOCELEBES

Volume 5, Nomor 2, Oktober 2021

ISSN: 2579 – 5821 (Cetak)

ISSN: 2579 – 5546 (Online)

Alamat URL: <http://journal.unhas.ac.id/index.php/geocelebes>

Halaman Judul	i
Dewan Redaksi	ii
Daftar Isi	iv
Kata Pengantar	vi
Penerapan Metode <i>Trend Surface Analysis</i> untuk Pemisahan Anomali Residual dan Regional pada Data Gayaberat	102
<i>Purwaditya Nugraha, Nono Agus Santoso</i>	
Faktor Osean – Atmosfer untuk Memprediksi Titik Panas (<i>Hotspot</i>) di Wilayah Asia Tenggara Bagian Selatan	116
<i>Santriwati, Halmar Halide, Hasanuddin</i>	
Geologi dan Kestabilan Lereng dalam Pemetaan Zonasi Longsor di Desa Seberang dan Sumur Gedang, Kecamatan Pesisir Bukit, Kota Sungai Penuh, Jambi	131
<i>Fandi Frananda, Itang Ahmad Mahbub, Anggi Deliana Siregar</i>	
Identifikasi Percepatan Tanah Maksimum dan Intensitas Gempa Bumi di Sumatra Barat Menggunakan Metode Gutenberg-Richter ---	144
<i>Erna Yustika Hutasoit, Ira Kusuma Dewi, Faizar Farid</i>	
Pemanfaatan Frekuensi Alamiah Tanah Menggunakan Pengukuran Mikrotremor Tiga Komponen dalam Mendeteksi Kedalaman Batuan Dasar	159
<i>Erfan Syamsuddin, Aulia Puji Astuti, Sofian, Dede Muhaimin Aziz, Muhammad Habibullah, Sindy Yustin Linggi</i>	
Estimasi Cadangan Terukur Endapan Nikel Laterit COG 1,5 Menggunakan Metode Daerah Pengaruh di Kab. Morowali.....	169
<i>La Ode Muh. Yazid Amsah, Andi Ilham Samanlangi, Moh Khaidir Noor</i>	
Penentuan Episentrum dan Hiposentrum Gempa Bumi	

Menggunakan Metode *Grid Search* di Antelope Valley, California ---- 173
Ambrosius Hernawan Wibisono, Restu Wildanu Ahadi, Sultan Al Ghifari,
Ilham Dani, dan Syamsurijal Rasimeng

Analisis Karakteristik Arus di Perairan Teluk Parepare, Sulawesi
Selatan----- 182
Sri Ningsih, Bergita Gela M. Saka

KATA PENGANTAR

Jurnal Geocelebes yang dikelola oleh Departemen Geofisika, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam Universitas Hasanuddin Makassar telah memasuki tahun ke-lima. Dewan Redaksi mengucapkan syukur kepada Tuhan Yang Maha Esa atas pencapaian ini serta ungkapan terima kasih atas komitmen Tim Pengelola, Tim Editor Isi dan Layout, dalam menjalankan amanah ini. Secara khusus Dewan Redaksi mengucapkan terima kasih dan penghargaan setinggi-tingginya kepada seluruh penulis yang telah memasukkan karya ilmiahnya dan kepada Tim Mitra Bestari yang telah bersedia meluangkan waktu untuk memberikan saran dan koreksi yang membangun pada setiap artikel di setiap terbitan Jurnal Geocelebes.

Pada edisi Volume 5 Nomor 2 Oktober 2021 terdapat delapan artikel dengan satu artikel diantaranya telah dipresentasikan pada Seminar Nasional Geofisika 2019 yang telah diselenggarakan oleh Departemen Geofisika FMIPA Universitas Hasanuddin pada tanggal 26 Oktober 2019. Artikel yang diterbitkan yang secara umum membahas implementasi peran geosains khususnya geofisika dalam eksplorasi sumber daya alam dan bidang lainnya yang sesuai dengan fokus dan cakupan bidang yang diterbitkan oleh Jurnal Geocelebes. Jurnal Geocelebes menerima partisipasi dari akademisi, peneliti, praktisi industri, mahasiswa dan lainnya di bidang geosains baik dalam perspektif teoretik maupun aplikasi, baik yang berkaitan tentang bawah permukaan (litosfer) maupun atas permukaan (atmosfer), yang tentunya akan melalui serangkaian proses yaitu *submitting*, *editing*, dan *reviewing*.

Dewan Redaksi Jurnal Geocelebes membuka diri atas saran dan kritikan yang membangun demi perbaikan ke depan. Segala saran dan kritikan dapat dikirimkan melalui email geocelebes@sci.unhas.ac.id

Makassar, Oktober 2021

Dewan Redaksi Jurnal Geocelebes

PENERAPAN METODE *TREND SURFACE ANALYSIS* UNTUK PEMISAHAN ANOMALI RESIDUAL DAN REGIONAL PADA DATA GAYABERAT

Purwaditya Nugraha*, Nono Agus Santoso

Program Studi Teknik Geofisika Institut Teknologi Sumatera Lampung Indonesia

*Corresponding author. Email: purwaditya.nugraha@tg.itera.ac.id

Manuscript received: 10 June 2021; Received in revised form: 30 July 2021; Accepted: 2 August 2021

Abstrak

Pemisahan anomali regional dan anomali residual pada data gayaberat merupakan bagian penting dalam melakukan interpretasi data gayaberat. Proses ini bertujuan untuk mendapatkan anomali gayaberat yang sudah berasosiasi dengan target eksplorasi. Metode *Trend Surface Analysis* merupakan teknik pendekatan matematika pada bidang kebumihian yang dapat digunakan untuk memisahkan peta kedalam komponen regional dan komponen lokal. Penerapan metode ini ke dalam data gayaberat dapat digunakan untuk memisahkan anomali regional dan anomali residual. Proses pengolahan metode *trend surface analysis* dapat dilakukan dengan menggunakan *microsoft excel*. Metode ini diuji terlebih dahulu pada data gayaberat sintetis, tujuan pengujian ini adalah untuk mengetahui performa metode *trend surface analysis* dalam melakukan pemisahan anomali. Berdasarkan hasil pengujian metode *trend surface analysis* pada data gayaberat sintetis didapatkan bahwa metode ini cukup baik dalam memisahkan anomali regional dan anomali residual. Hal ini dibuktikan pada pola anomali yang sudah sama antara anomali gayaberat regional hasil pemisahan anomali metode *trend surface analysis* dengan anomali regional hasil data sintetis. Pola anomali yang sama juga dapat dilihat pada anomali residual hasil pemisahan anomali metode *trend surface analysis* dengan anomali residual hasil data sintetis. Penerapan metode *trend surface analysis* pada data lapangan telah dilakukan dengan menghasilkan anomali regional dan anomali residual. Metode ini sangat baik dalam memisahkan anomali regional dan anomali residual terutama pada anomali regional yang berada pada kedalaman dalam.

Kata Kunci: Anomali Regional; Anomali Residual; Pemisahan anomali; *Trend Surface Analysis*.

Abstract

The separation of regional anomalies and residual anomalies in gravity data is an important part in interpreting gravity data. This process aims to obtain gravity anomalies that have been associated with exploration targets. The trend surface analysis method is a mathematical approach to the earth field that can be used to separate maps into regional components and local components. The application of this method into gravity data can be used to separate regional anomalies and residual anomalies. The process of processing the trend surface analysis method can be done using Microsoft Excel. This method is tested first on synthetic gravity data, the purpose of this test is to determine the performance of the trend surface analysis method in performing anomaly separation. Based on the test results of the trend surface analysis method on synthetic gravity data, it was found that this method was quite good at separating regional anomalies and residual anomalies. This is evidenced by the anomalous pattern that is already the same between the regional gravity anomaly resulting from the separation of the anomaly using the trend surface analysis method dan the regional anomaly resulting from synthetic data. The same anomaly pattern can also be seen in the residual anomaly resulting from the separation of the anomaly using the trend surface analysis method with the residual anomaly resulting from synthetic data. The application

of the trend surface analysis method to field data has been carried out by producing regional anomalies dan residual anomalies. This method is very good at separating regional anomalies dan residual anomalies, especially in regional anomalies located at deep depths.

Keywords: Anomaly Separation; Regional Anomaly; Residual Anomaly; Trend Surface Analysis.

Pendahuluan

Trend analysis adalah pekerjaan seorang geolog yang menggunakan pendekatan metode matematika dalam memisahkan sebuah peta menjadi dua komponen, yaitu komponen regional dan komponen lokal (Davis, 2002). Pengukuran metode gayaberat menghasilkan anomali *Bouguer* yang merupakan superposisi dari anomali regional dan anomali residual (Blakely, 1995; Xu et al., 2009). Anomali *Bouguer* merupakan sinyal geofisika yang kompleks dimana merefleksikan kombinasi efek gravitasi di bawah permukaan yang diakibatkan oleh sumber yang berbeda kedalaman dan berbeda ukuran. Anomali *Bouguer* tidak dapat langsung digunakan untuk menginterpretasikan sumber penyebab anomali tersebut, sehingga perlu dilakukan pemisahan anomali *Bouguer* menjadi anomali regional dan anomali residual gaya berat (Abokhodair, 2011). Anomali regional merupakan anomali gayaberat yang berasosiasi dan diakibatkan oleh sumber anomali pada kedalaman dalam dan memiliki ukuran yang besar (Nishijima and Naritomi, 2017), sedangkan anomali residual adalah sumber anomali yang berasosiasi dan diakibatkan oleh sumber anomali pada kedalaman dangkal yang biasanya memiliki ukuran yang kecil (Keating and Pinet, 2011). Pemisahan anomali regional dan anomali residual adalah bagian penting dalam proses interpretasi, oleh karena itu penggunaan istilah anomali regional dan anomali residual adalah untuk memperjelas perbedaan kedua anomali tersebut yang berkaitan dengan sumber anomali dalam dan sumber anomali dangkal. Terhadap beberapa kasus, pemilihan anomali regional dapat bergantung pada anomali residual sebab anomali ini merupakan

anomali yang menjadi target interpretasi (Beltrao, Silva and Costa, 1991). Pada praktiknya terdapat banyak metode untuk melakukan pemisahan anomali regional dan anomali residual, beberapa diantaranya *trend surface analysis* (Obasi, Onwuemesi and Romanus, 2016), *Polynomial fitting* (Beltrao, Silva and Costa, 1991), *Non Linier Fitting* (Keating and Pinet, 2011), dan *wiener filtering* (Pawlowski and Hansen, 2002). Secara umum metode pemisahan anomali regional dan anomali residual dapat dikelompokkan menjadi beberapa kelompok, diantaranya berdasarkan grafis, spektral dan polinomial (Nettleton, 2014).

Metode pemisahan anomali berdasarkan grafis merupakan metode yang lambat dan tidak dapat dilakukan dengan otomatis karena perlu memperhatikan peta kontur dengan seksama, selain itu proses ini hanya memberikan bobot pada hanya data anomali regional dan hanya bergantung pada intuisi dari *interpreter* sehingga bersifat subjektif (Skeels, 1967; Gupta and Ramani, 1980).

Metode spektral merupakan metoda analisis kuantitatif pada metode gayaberat dalam domain frekuensi yang mampu mengestimasi kedalaman sumber anomali berdasarkan amplitudo spektralnya (Spector and Grant, 1970; Blakely, 1995). Pada analisis data gayaberat, metode spektral telah banyak digunakan secara luas dan telah terbukti manfaatnya terutama untuk transformasi domain spasial menjadi domain frekuensi pada data gayaberat (Xu and Chen, 2018). Di sisi lain metode analisis spektral secara kuantitatif menghasilkan hasil yang lebih baik dalam menganalisis anomali regional dan anomali residual berdasarkan frekuensi yang

terkandung pada sinyal anomali gayaberat (Beltrao, Silva and Costa, 1991). Pada proses perhitungannya, analisis spektral menghitung total energi spektrum dari sinyal anomali gayaberat dalam domain frekuensi kemudian mengeliminasi setiap anomali yang menjadi target, pada anomali regional ataupun anomali residual (Martín et al., 2011). Selain dapat dimanfaatkan pada data metode gayaberat, analisis spektral juga dapat digunakan pada geomagnetik untuk memisahkan anomali regional dan residual berdasarkan kandungan frekuensinya (Shuey et al., 1977). Manfaat lain metode analisis spektral pada data geomagnetik adalah dapat digunakan untuk menentukan kedalaman curie berdasarkan data metode geomagnetik (Selim and Aboud, 2014).

Metode polinomial atau dikenal dengan *trend surface analysis* mengasumsikan bahwa persamaan polinomial dapat memodelkan bentuk bidang bumi yang kehalusannya dikontrol oleh orde polinomialnya (Simpson, 1954; Abdelrahman et al., 1985). Metode polinomial sejatinya adalah sebuah metode yang berupaya memodelkan sebuah model dengan pendekatan persamaan matematis yaitu persamaan polinomial. Semakin tinggi orde polinomial maka hasil perhitungan akan semakin mirip dengan model yang akan dimodelkan, hanya saja model *noise* juga ikut termodelkan dalam proses pemodelan. Oleh karena itu polinomial orde rendah mungkin tidak cukup untuk memodelkan model yang sangat halus dan kecil tetapi dampaknya *noise* yang ukurannya kecil dan halus ikut tidak dimunculkan (Abdelrahman et al., 1985). Proses perhitungan metode polinomial tergolong mudah karena dapat dilakukan tanpa harus menyusun kode pemrograman. Perhitungan cukup dilakukan dengan penyusunan matriks yang dapat dilakukan tanpa menggunakan perangkat komputer sekalipun (Obasi, Onwuemesi and Romanus, 2016).

Berdasarkan latar belakang yang telah menjelaskan berbagai jenis metode pemisahan anomali yang memiliki beberapa kelebihan dan kekurangan maka pada tulisan ini diusulkan penerapan metode *trend surface analysis* atau polinomial untuk memisahkan anomali regional dan anomali residual pada data anomali gayaberat atau anomali *Bouguer* dengan tujuan melakukan pemisahan anomali tersebut menggunakan perhitungan yang sederhana.

Tinjauan Pustaka dan Metode Kalkulasi

Anomali *Bouguer* adalah akumulasi dan kombinasi dari anomali regional dan anomali residual. Anomali regional merupakan anomali yang berasosiasi dengan sumber anomali yang dalam dan besar sedangkan anomali residual merupakan anomali yang berasosiasi dengan sumber anomali yang kecil dan dangkal (Unwin, 1978; Abdelrahman et al., 1985; Guo et al., 2013; Obasi, Onwuemesi and Romanus, 2016), maka dapat didekati anomali *Bouguer* dengan sebuah persamaan sebagai berikut:

$$g_B = g_R + g_r \quad (1)$$

dengan

g_B , g_R , dan g_r adalah anomali *Bouguer*, anomali regional, dan anomali residual berturut-turut. Asumsikan persamaan di atas dengan persamaan baru berupa

$$g_B = G_{ij} \quad (2)$$

$$g_R = ax_i + by_j + c \quad (3)$$

$$g_B = e_{ij} \quad (4)$$

maka persamaan (1) akan menjadi persamaan baru sebagai berikut:

$$G_{ij} = (ax_i + by_j + c) + e_{ij} \quad (5)$$

dengan

G_{ij} adalah anomali *Bouguer*, x_i adalah koordinat pengukuran pada arah-x, y_j adalah koordinat pengukuran pada arah-

y , e_{ij} adalah anomali residual, dan a, b, c adalah konstanta polinomial.

Tujuan perhitungan ini adalah untuk mendapatkan anomali residual e_{ij} , maka persamaan (5) dapat diubah menjadi persamaan berikut:

$$e_{ij} = G_{ij} - (ax_i + by_j + c) \quad (6)$$

Berdasarkan persamaan (6) perhitungan belum dapat dilakukan karena terdapat konstanta yang belum memiliki nilai, yaitu konstanta a , b , dan c . Mendapatkan konstanta tersebut dapat dilakukan dengan melakukan jumlah kuadrat (*sum of the square*) dari persamaan anomali residual. Perhitungan tersebut dapat dengan persamaan baru, misalkan S adalah jumlah kuadrat dari anomali residual, maka akan menghasilkan persamaan baru sebagai berikut:

$$S = \sum_{i,j=0}^N e_{ij}^2 \quad (7)$$

$$S = \sum_{i,j=0}^N [G_{ij} - (ax_i + by_j + c)]^2 \quad (8)$$

untuk mendapatkan konstanta a, b , dan c maka persamaan jumlah kuadrat dari anomali residual perlu dilakukan minimalisasi dengan cara menurunkan jumlah kuadrat anomali residual terhadap konstanta a , b , dan c yang hasilnya adalah sama dengan nol (0) (Unwin, 1978; Grandis and Dahrin, 2014). Minimalisasi jumlah kuadrat anomali residual dengan persamaan berikut:

$$\frac{\partial S}{\partial a} = \frac{\partial S}{\partial b} = \frac{\partial S}{\partial c} = 0 \quad (9)$$

Penurunan persamaan (8) terhadap a, b , dan c kemudian menyamakannya dengan 0 menghasilkan persamaan berikut:

$$\begin{cases} \frac{\partial S}{\partial a} = 2 \sum_{i,j=1}^N [G_{ij} - (ax_i + by_j + c)].(-x_i) = 0 \\ \frac{\partial S}{\partial b} = 2 \sum_{i,j=1}^N [G_{ij} - (ax_i + by_j + c)].(-y_j) = 0 \\ \frac{\partial S}{\partial c} = 2 \sum_{i,j=1}^N [G_{ij} - (ax_i + by_j + c)].(-1) = 0 \end{cases}$$

$$\begin{cases} 2 \sum_{i,j=1}^N [G_{ij} - (ax_i + by_j + c)].(-x_i) = 0 \\ 2 \sum_{i,j=1}^N [G_{ij} - (ax_i + by_j + c)].(-y_j) = 0 \\ 2 \sum_{i,j=1}^N [G_{ij} - (ax_i + by_j + c)].(-1) = 0 \end{cases}$$

$$\begin{cases} \sum_{i,j=1}^N [G_{ij} - (ax_i + by_j + c)].(-x_i) = 0 \\ \sum_{i,j=1}^N [G_{ij} - (ax_i + by_j + c)].(-y_j) = 0 \\ \sum_{i,j=1}^N [G_{ij} - (ax_i + by_j + c)].(-1) = 0 \end{cases}$$

$$\begin{cases} \sum_{i,j=1}^N [-G_{ij}x_i - (-ax_i^2 - bx_iy_j - cx_i)] = 0 \\ \sum_{i,j=1}^N [-G_{ij}y_j - (-ax_iy_j - by_j^2 - cy_j)] = 0 \\ \sum_{i,j=1}^N [-G_{ij} - (-ax_i - by_j - c)] = 0 \end{cases}$$

$$\begin{cases} \sum_{i,j=1}^N [-G_{ij}x_i + ax_i^2 + bx_iy_j + cx_i] = 0 \\ \sum_{i,j=1}^N [-G_{ij}y_j + ax_iy_j + by_j^2 + cy_j] = 0 \\ \sum_{i,j=1}^N [-G_{ij} + ax_i + by_j + c] = 0 \end{cases}$$

$$\begin{cases} -\sum_{i,j=1}^N G_{ij}x_i + \sum_{i=1}^N ax_i^2 + \sum_{i,j=1}^N bx_iy_j + \sum_{i=1}^N cx_i = 0 \\ -\sum_{i,j=1}^N G_{ij}y_j + \sum_{i,j=1}^N ax_iy_j + \sum_{j=1}^N by_j^2 + \sum_{j=0}^N cy_j = 0 \\ -\sum_{i,j=0}^N G_{ij} + \sum_{i=1}^N ax_i + \sum_{j=0}^N by_j + Nc = 0 \end{cases}$$

Dengan memindahkan komponen yang bernilai negatif ke ruas kanan akan menghasilkan persamaan berikut:

$$\begin{cases} \sum_{i=1}^N ax_i^2 + \sum_{i,j=1}^N bx_iy_j + \sum_{i=1}^N cx_i = \sum_{i,j=1}^N G_{ij}x_i \\ \sum_{i,j=1}^N ax_iy_j + \sum_{j=1}^N by_j^2 + \sum_{j=0}^N cy_j = \sum_{i,j=1}^N G_{ij}y_j \\ \sum_{i,j=0}^N ax_i + \sum_{j=0}^N by_j + Nc = \sum_{i,j=1}^N G_{ij} \end{cases}$$

Persamaan di atas dapat diubah dalam bentuk matriks sehingga persamaan barunya akan menghasilkan persamaan perkalian matrix sebagai berikut:

$$\begin{bmatrix} \sum_{i=1}^N x_i^2 & \sum_{i,j=1}^N x_iy_j & \sum_{i=1}^N x_i \\ \sum_{i,j=1}^N x_iy_j & \sum_{j=1}^N y_j^2 & \sum_{j=1}^N y_j \\ \sum_{i=1}^N x_i & \sum_{j=1}^N y_j & N \end{bmatrix} \begin{bmatrix} a \\ b \\ c \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sum_{i,j=1}^N G_{ij}x_i \\ \sum_{i,j=1}^N G_{ij}y_j \\ \sum_{i,j=1}^N G_{ij} \end{bmatrix}$$

Persamaan perkalian matriks di atas membuat perhitungan untuk mencari solusi dari konstanta a, b , dan c menjadi lebih mudah, dengan menggunakan pendekatan

linier (Menke, 2012) maka persamaan diatas dapat disederhanakan kembali menjadi bentuk sebagai berikut

$$d = Gm \tag{10}$$

dengan d adalah $\begin{bmatrix} \sum_{i,j=1}^N G_{ij}x_i \\ \sum_{i,j=1}^N G_{ij}y_j \\ \sum_{i,j=1}^N G_{ij} \end{bmatrix}$

G adalah $\begin{bmatrix} \sum_{i=1}^N x_i^2 & \sum_{i,j=1}^N x_iy_j & \sum_{i=1}^N x_i \\ \sum_{i,j=1}^N x_iy_j & \sum_{j=1}^N y_j^2 & \sum_{j=1}^N y_j \\ \sum_{i=1}^N x_i & \sum_{j=1}^N y_j & N \end{bmatrix}$

dan m adalah $\begin{bmatrix} a \\ b \\ c \end{bmatrix}$. Berdasarkan persamaan

(10) maka parameter yang dicari adalah paramater m , paramater tersebut berisi konstanta a, b , dan c , sehingga persamaan (10) dapat diubah menjadi bentuk berikut

$$m = G^{-1}d. \tag{11}$$

Tahap berikutnya adalah menentukan persamaan matriks invers dari G atau menentukan G^{-1} . Perhitungan G^{-1} dapat dilakukan dengan memanfaatkan proses perhitungan matriks 3×3 .

$$G^{-1} = \frac{1}{|G|} \cdot adj G$$

dengan $adj G$ dan $|G|$ adalah adjoin matriks G dan determinan dari matriks G .

Determinan dari matriks G dapat ditentukan dengan membentuk persamaan berikut

$$|G| = \sum_{i=1}^N x_i^2 \left(N \sum_{j=1}^N y_j^2 - \sum_{j=1}^N y_j \sum_{j=1}^N y_j \right) - \sum_{i,j=1}^N x_i y_i \left(N \sum_{i,j=0}^N x_i y_j - \sum_{i=1}^N x_i \sum_{j=1}^N y_j \right) + \sum_{i=1}^N x_i \left(\sum_{i,j=0}^N x_i y_j \sum_{j=1}^N y_j - \sum_{i=1}^N x_i \sum_{j=1}^N y_j^2 \right)$$

Tahap selanjutnya untuk menghitung G^{-1} adalah menentukan adjoin dari G , tahap tersebut dapat dilakukan dengan menghitung kofaktor dari matriks G terlebih dahulu. Kofaktor dari matriks G disusun dari persamaan berikut:

$$K_{11} = \left(N \sum_{j=1}^N y_j^2 - \sum_{j=1}^N y_j \sum_{j=1}^N y_j \right)$$

$$K_{12} = - \left(N \sum_{i,j=0}^N x_i y_j - \sum_{i=1}^N x_i \sum_{j=1}^N y_j \right)$$

$$K_{13} = \left(\sum_{i,j=0}^N x_i y_j \sum_{j=1}^N y_j - \sum_{i=1}^N x_i \sum_{j=1}^N y_j^2 \right)$$

$$K_{21} = - \left(N \sum_{i,j=0}^N x_i y_j - \sum_{i=1}^N x_i \sum_{j=1}^N y_j \right)$$

$$K_{22} = \left(N \sum_{i=1}^N x_i^2 - \sum_{i=1}^N x_i \sum_{i=1}^N x_j \right)$$

$$K_{23} = - \left(\sum_{i=1}^N x_i^2 \sum_{j=1}^N y_j - \sum_{i=1}^N x_i \sum_{i,j=1}^N x_j y_j \right)$$

$$K_{31} = \left(\sum_{i,j=1}^N x_j y_j \sum_{j=1}^N y_j - \sum_{j=1}^N y_j^2 \sum_{i=1}^N x_i \right)$$

$$K_{32} = - \left(\sum_{i=1}^N x_i^2 \sum_{j=1}^N y_j - \sum_{i,j=1}^N x_j y_j \sum_{i=1}^N x_i \right)$$

$$K_{33} = \left(\sum_{i=1}^N x_i^2 \sum_{j=1}^N y_j^2 - \sum_{i,j=1}^N x_j y_j \sum_{i,j=1}^N x_j y_j \right)$$

maka didapatkanlah kofaktor dari matriks G adalah sebagai berikut

$$K = \begin{bmatrix} K_{11} & K_{12} & K_{13} \\ K_{21} & K_{22} & K_{23} \\ K_{31} & K_{32} & K_{33} \end{bmatrix}$$

Adjoin dari matriks G adalah transpose dari matriks kofaktor G atau $adj G = K^T$, maka adjoin matriks G adalah persamaan berikut

$$Adj G = K^T = \begin{bmatrix} K_{11} & K_{21} & K_{31} \\ K_{12} & K_{22} & K_{32} \\ K_{13} & K_{23} & K_{33} \end{bmatrix}$$

Setelah didapatkan determinan dari matriks G dan adjoin matriks G , maka invers matriks G atau G^{-1} adalah

$$G^{-1} = \frac{1}{|G|} \begin{bmatrix} K_{11} & K_{21} & K_{31} \\ K_{12} & K_{22} & K_{32} \\ K_{13} & K_{23} & K_{33} \end{bmatrix}$$

$$G^{-1} = \begin{bmatrix} \frac{K_{11}}{|G|} & \frac{K_{21}}{|G|} & \frac{K_{31}}{|G|} \\ \frac{K_{12}}{|G|} & \frac{K_{22}}{|G|} & \frac{K_{32}}{|G|} \\ \frac{K_{13}}{|G|} & \frac{K_{23}}{|G|} & \frac{K_{33}}{|G|} \end{bmatrix} \quad (12)$$

Dengan mensubstitusikan persamaan (12) kedalam persamaan (11), maka dapat paramater a , b , dan c dapat diketahui.

$$\begin{bmatrix} a \\ b \\ c \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{K_{11}}{|G|} & \frac{K_{21}}{|G|} & \frac{K_{31}}{|G|} \\ \frac{K_{12}}{|G|} & \frac{K_{22}}{|G|} & \frac{K_{32}}{|G|} \\ \frac{K_{13}}{|G|} & \frac{K_{23}}{|G|} & \frac{K_{33}}{|G|} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \sum_{i,j=1}^N G_{ij}x_i \\ \sum_{i,j=1}^N G_{ij}y_j \\ \sum_{i,j=1}^N G_{ij} \end{bmatrix}$$

untuk memudahkan perhitungan maka disusun kembali persamaan diatas menjadi

$$\begin{bmatrix} a \\ b \\ c \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{K_{11}}{|G|} & \frac{K_{21}}{|G|} & \frac{K_{31}}{|G|} \\ \frac{K_{12}}{|G|} & \frac{K_{22}}{|G|} & \frac{K_{32}}{|G|} \\ \frac{K_{13}}{|G|} & \frac{K_{23}}{|G|} & \frac{K_{33}}{|G|} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} D_{11} \\ D_{21} \\ D_{31} \end{bmatrix}$$

dengan melakukan operasi matriks, maka didapatkan persamaan baru sebagai berikut

$$\begin{bmatrix} a \\ b \\ c \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{K_{11}D_{11} + K_{21}D_{21} + K_{31}D_{31}}{|G|} \\ \frac{K_{12}D_{11} + K_{22}D_{21} + K_{32}D_{31}}{|G|} \\ \frac{K_{13}D_{11} + K_{23}D_{21} + K_{33}D_{31}}{|G|} \end{bmatrix}$$

Berdasarkan persamaan matriks maka parameter a , b , dan c dapat ditentukan dengan persamaan berikut

$$a = \frac{K_{11}D_{11} + K_{21}D_{21} + K_{31}D_{31}}{|G|}$$

$$b = \frac{K_{12}D_{11} + K_{22}D_{21} + K_{32}D_{31}}{|G|}$$

$$c = \frac{K_{13}D_{11} + K_{23}D_{21} + K_{33}D_{31}}{|G|}$$

dengan mensubstitusikan persamaan K, D , dan $|G|$ maka parameter a , b , dan c dapat ditentukan dengan persamaan berikut:

$$a = \frac{\left(N \sum_{j=1}^N y_j^2 - \sum_{j=1}^N y_j \sum_{j=1}^N y_j \right) \sum_{i,j=1}^N G_{ij}x_i - \left(N \sum_{i,j=1}^N x_i y_j - \sum_{j=1}^N y_j \sum_{i=1}^N x_i \right) \sum_{i,j=1}^N G_{ij}y_j + \left(\sum_{i,j=1}^N x_i y_j \sum_{j=1}^N y_j - \sum_{j=1}^N y_j^2 \sum_{i=1}^N x_i \right) \sum_{i,j=1}^N G_{ij}}{\sum_{i=1}^N x_i^2 \left(N \sum_{j=1}^N y_j^2 - \sum_{j=1}^N y_j \sum_{j=1}^N y_j \right) - \sum_{i,j=1}^N x_i y_j \left(N \sum_{i,j=1}^N x_i y_j - \sum_{j=1}^N y_j \sum_{i=1}^N x_i \right) + \sum_{i=1}^N x_i \left(\sum_{i,j=1}^N x_i y_j \sum_{j=1}^N y_j - \sum_{i=1}^N x_i \sum_{j=1}^N y_j^2 \right)}$$

$$b = \frac{- \left(N \sum_{i,j=1}^N x_i y_j - \sum_{i=1}^N x_i \sum_{j=1}^N y_j \right) \sum_{i,j=1}^N G_{ij}x_i - \left(N \sum_{i=1}^N x_i^2 - \sum_{i=1}^N x_i \sum_{i=1}^N x_i \right) \sum_{i,j=1}^N G_{ij}y_j + \left(\sum_{i=1}^N x_i^2 \sum_{j=1}^N y_j - \sum_{i,j=1}^N x_i y_j \sum_{i=1}^N x_i \right) \sum_{i,j=1}^N G_{ij}}{\sum_{i=1}^N x_i^2 \left(N \sum_{j=1}^N y_j^2 - \sum_{j=1}^N y_j \sum_{j=1}^N y_j \right) - \sum_{i,j=1}^N x_i y_j \left(N \sum_{i,j=1}^N x_i y_j - \sum_{j=1}^N y_j \sum_{i=1}^N x_i \right) + \sum_{i=1}^N x_i \left(\sum_{i,j=1}^N x_i y_j \sum_{j=1}^N y_j - \sum_{i=1}^N x_i \sum_{j=1}^N y_j^2 \right)}$$

$$c = \frac{\left(\sum_{i,j=1}^N x_i y_j \sum_{j=1}^N y_j - \sum_{i=1}^N x_i \sum_{j=1}^N y_j^2 \right) \sum_{i,j=1}^N G_{ij}x_i - \left(\sum_{i=1}^N x_i^2 \sum_{j=1}^N y_j - \sum_{i=1}^N x_i \sum_{j=1}^N y_j \sum_{i=1}^N x_i \right) \sum_{i,j=1}^N G_{ij}y_j + \left(\sum_{i=1}^N x_i^2 \sum_{j=1}^N y_j^2 - \sum_{i,j=1}^N x_i y_j \sum_{i,j=1}^N x_i y_j \right) \sum_{i,j=1}^N G_{ij}}{\sum_{i=1}^N x_i^2 \left(N \sum_{j=1}^N y_j^2 - \sum_{j=1}^N y_j \sum_{j=1}^N y_j \right) - \sum_{i,j=1}^N x_i y_j \left(N \sum_{i,j=1}^N x_i y_j - \sum_{j=1}^N y_j \sum_{i=1}^N x_i \right) + \sum_{i=1}^N x_i \left(\sum_{i,j=1}^N x_i y_j \sum_{j=1}^N y_j - \sum_{i=1}^N x_i \sum_{j=1}^N y_j^2 \right)}$$

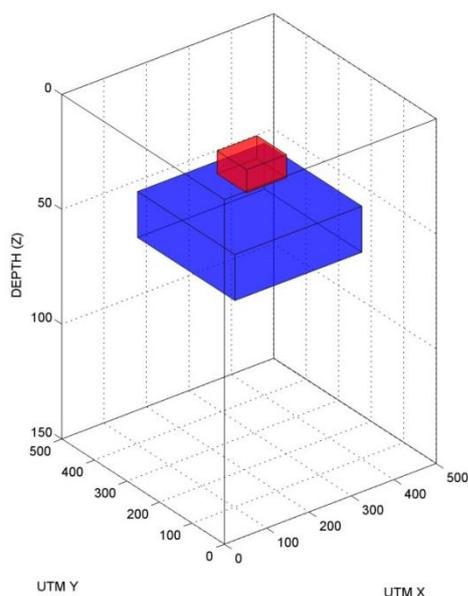
Paramater a , b , dan c yang telah didapatkan kemudian disubstitusikan kedalam persamaan (2) untuk mendapatkan nilai gaya berat regional dan menggunakan persamaan (1) untuk mendapatkan nilai gaya berat residual.

Metode Penelitian

Penelitian dilakukan dengan melakukan beberapa tahap percobaan. Tahap pertama adalah menguji metode *trend surface analysis* pada data sintetis dengan tujuan mengetahui performa dari metode ini sebelum kemudian diterapkan pada data lapangan. Setelah diuji pada data sintetis maka metode *trend surface analysis* diterapkan pada data lapangan. Data lapangan gayaberat yang digunakan adalah data gayaberat yang berlokasi di sekitar kampus ITERA.

Aplikasi pada Data Sintetis

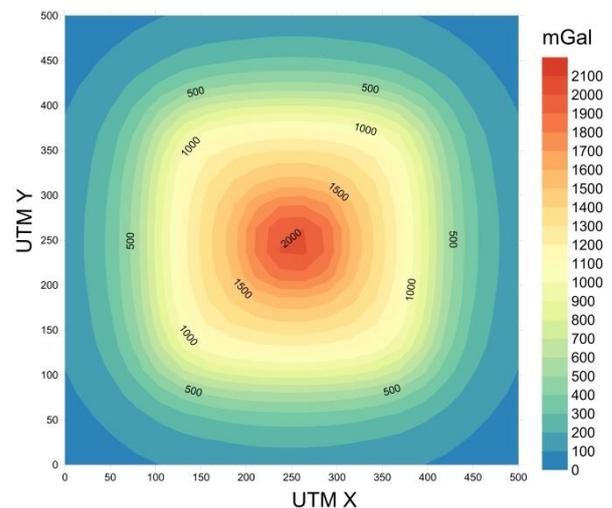
Data sintetis dibuat dengan beberapa jenis model. Model pertama (Gambar 1) dibuat dengan sederhana yang terdiri dari dua sumber anomali. Kemudian dengan menambahkan kompleksitas maka dibuat model kedua yang terdiri dari beberapa sumber anomali.



Gambar 1. Model Sintetik A

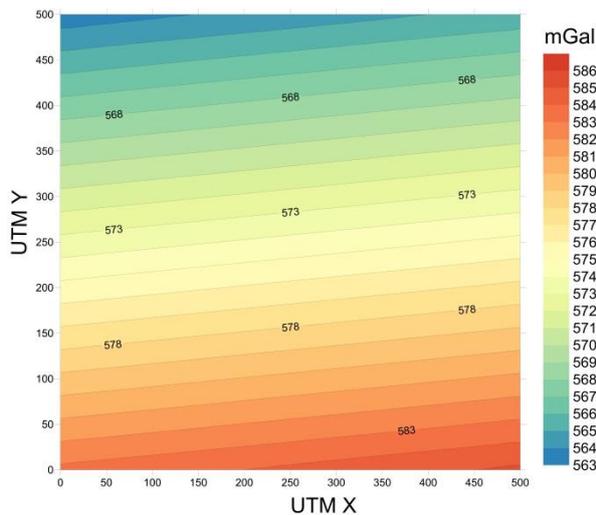
Anomali regional merupakan anomali yang merepresentasikan sumber anomali yang relatif dalam dan besar, pada model sintetis anomali regional ditunjukkan oleh sumber anomali yang berwarna biru pada Gambar 1. Sedangkan untuk anomali residual adalah sumber anomali yang relatif lebih dangkal dan memiliki ukuran yang kecil. Pada model sintetis di Gambar 1 anomali residual ditunjukkan oleh benda yang berwarna merah.

Berdasarkan model sintetis A kemudian dihitung respon modelnya (Gambar 2) dengan menggunakan persamaan pemodelan kedepan gayaberat sehingga didapatkan nilai anomali gayaberatnya.

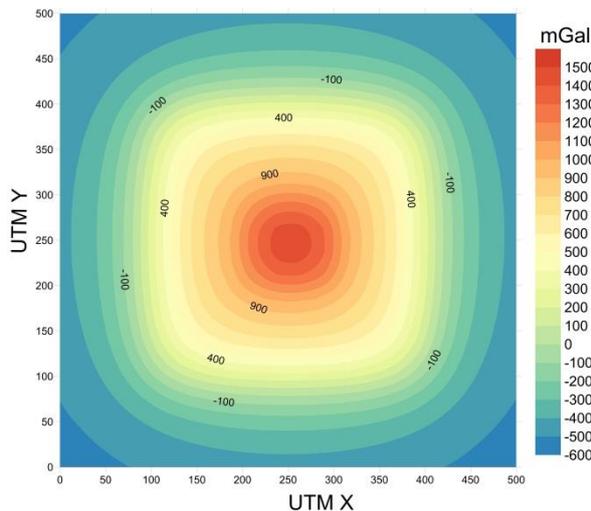


Gambar 2. Respon anomali gaya berat dari model sintetis A

Data sintetis yang telah dibuat kemudian diterapkan metode pemisahan anomali *trend surface analysis*. Perhitungan yang telah dilakukan didapatkan parameter a , b , dan c memiliki nilai 0,0039, -0,0396, dan 583,2292 berturut-turut. Nilai parameter a , b , dan c kemudian disubstitusikan kedalam persamaan (2) dan persamaan (1) untuk kemudian dilakukan pemisahan anomali regional dan residual. Hasilnya pada Gambar 3.



Gambar 3. Anomali regional gayaberat hasil dari pemisahan anomali dengan penerapan metode *trend surface analysis*. Didapatkan nilai anomali rendah di utara yang ditandai oleh warna biru dan anomali tinggi ditandai dengan warna merah.

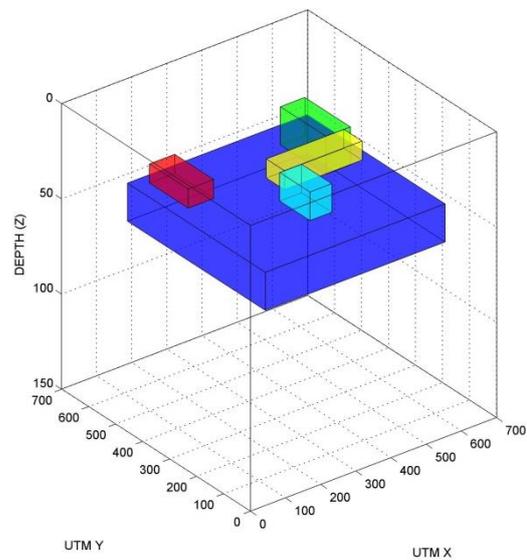


Gambar 4. Anomali residual hasil perhitungan dengan menggunakan metode *trend surface analysis*

Anomali yang muncul pada peta anomali residual pada Gambar 4 merupakan nilai anomali yang diakibatkan oleh sumber anomali yang dangkal dan kecil. Anomali residual dapat dibagi menjadi dua klasifikasi, antara lain nilai anomali bernilai positif dan nilai anomali bernilai negatif. Nilai anomali negatif merupakan nilai anomali yang tidak memiliki sumber anomali, dapat dilihat pada model sintetik pada Gambar 1, disekitar sumber anomali dangkal yang berwarna merah tidak terdapat sumber anomali lain atau sumber anomali yang memiliki densitas. Nilai

anomali positif adalah sumber anomali yang memiliki kontras, maka karena sumber anomali tersebut berada pada kedalaman yang dangkal, sumber anomali tersebut dapat terlihat pada peta anomali residual.

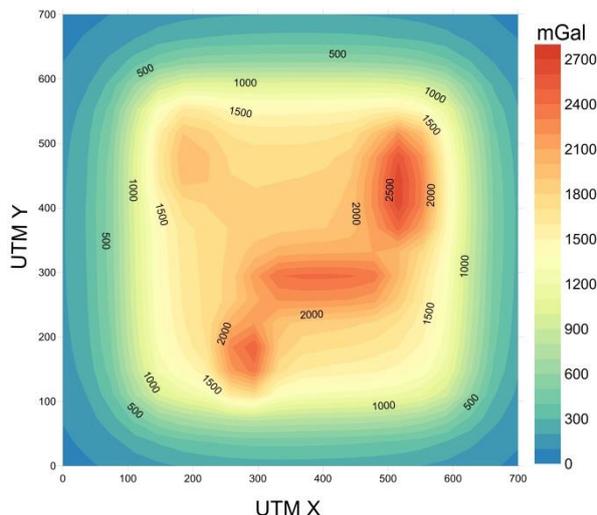
Guna menambahkan kompleksitas dan menguji kembali metode *trend surface analysis* pada area yang lebih kompleks maka dibuat kembali data sintesis dengan menambahkan kompleksitas pada modelnya.



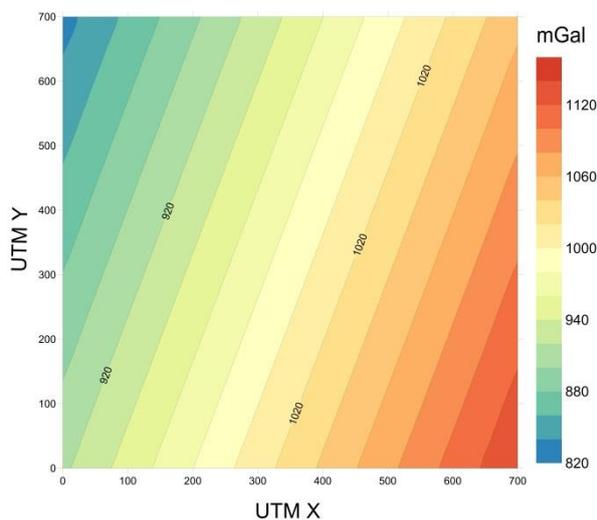
Gambar 5. Model Sintetik B

Pada model data sintesis ini dibuat dengan lima sumber anomali dengan empat sumber anomali berada pada kedalaman dangkal dan memiliki ukuran kecil yang dianggap sebagai sumber anomali residual dan satu sumber anomali yang dalam dan memiliki ukuran besar yang kemudian dianggap sebagai sumber anomali regional.

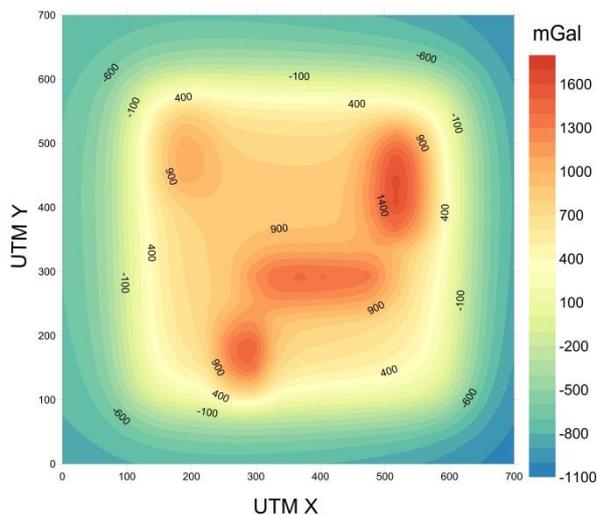
Model sintetik B (Gambar 5) kemudian dihitung respon modelnya sehingga didapatkan nilai anomali gayaberatnya. Respon anomali gayaberat yang didapatkan merupakan akumulasi dari semua sumber anomali yang dimiliki pada model sintetik B, sehingga sumber anomali yang dianggap sebagai sumber anomali regional dan sumber anomali residual muncul pada data anomali gayaberat.



Gambar 6. Respon anomali gayaberat dari model sintetik B.



Gambar 7. Anomali regional hasil penerapan metode *trend surface analysis*



Gambar 8. Anomali residual hasil penerapan metode *trend surface analysis*

Pengujian metode *trend surface analysis* diterapkan pada data anomali respon gayaberat hasil perhitungan model sintetik B (Gambar 6). Sama seperti pengujian pada model sintetik A, hasil dari metode *trend surface analysis* adalah dua jenis peta anomali gayaberat, yaitu anomali regional dan anomali residual.

Berdasarkan hasil pemisahan respon anomali gayaberat dengan menerapkan metode *trend surface analysis* didapatkan dua jenis anomali gayaberat, yaitu anomali regional gayaberat dan anomali residual gayaberat. Anomali regional gayaberat memperlihatkan *trend* anomali yang muncul, terlihat Gambar 7 *trend* anomali yang muncul berarah cenderung timur-laut barat-daya, hal ini juga tercermin pada model sintetik B pada Gambar 5 yang memperlihatkan kecenderungan keberadaan sumber anomali yang berarah timur-laut barat-daya. Anomali regional hasil perhitungan *trend surface analysis* masih relatif memiliki respon anomali residual sehingga belum menghilangkan secara total sumber anomali residualnya, sehingga *trend* anomali yang muncul masih memiliki efek dari sumber anomali yang dangkal atau anomali residual.

Anomali residual gayaberat pada Gambar 8 memperlihatkan anomali yang muncul akibat sumber anomali yang berada pada kedalaman dangkal seperti tercermin pada model sintesis gayaberat pada Gambar 5. Anomali residual ini dapat dibagi menjadi dua klasifikasi, yaitu anomali yang bernilai positif dan anomali yang bernilai negatif. Anomali negatif merupakan nilai anomali yang tidak terdapat sumber anomali, dibuktikan pada model sintetik B pada kedalaman relatif dangkal tidak terdapat sumber anomali. Anomali yang bernilai positif merupakan nilai anomali yang terdapat sumber anomali, hal ini terbukti pada model sintetik B, pada kedalaman yang relatif dangkal terdapat sumber anomali.

Posisi sumber anomali pada model sintetik B dapat dengan jelas terlihat pada peta anomali residual. Oleh karena itu metode ini dapat disimpulkan bahwa hasil anomali residualnya mampu untuk memunculkan posisi sumber anomali yang berada pada kedalaman dangkal dan meminimalkan sumber anomali yang berada pada kedalaman dalam. Hasil anomali residual ini berbanding terbalik dengan hasil anomali regional. Anomali regional dengan metode ini masih belum mampu menghitung sumber anomali yang berada pada kedalaman yang dalam, sehingga masih memiliki efek dari sumber anomali yang berada pada kedalaman dangkal. Hasil pengujian metode ini kemudian diterapkan pada data gayaberat hasil pengukuran di lapangan.

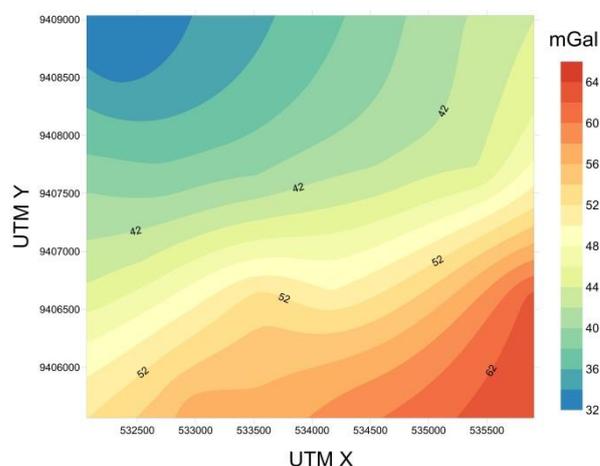
Aplikasi pada Data Lapangan

Berdasarkan pengujian metode pemisahan anomali *trend surface analysis* didapatkan kesimpulan bahwa metode ini cukup baik dalam memunculkan sumber anomali pada kedalaman dangkal atau anomali residual meskipun kurang baik dalam menghitung sumber anomali pada kedalaman dalam atau anomali regional.

Metode *trend surface analysis* kemudian diterapkan pada data lapangan. Data lapangan yang digunakan adalah data anomali gayaberat yang berlokasi disekitar kampus ITERA. Hasil dari pengukuran lapangan adalah data anomali gayaberat lengkap atau anomali *Bouguer*. Data anomali *Bouguer* yang didapatkan di lapangan merupakan data yang sudah dilakukan koreksi, sehingga anomali yang muncul merupakan nilai anomali yang disebabkan oleh sumber anomali yang berada di bawah permukaan.

Pada Gambar 9 dapat dilihat merupakan peta anomali *Bouguer* lengkap daerah pengukuran yang memiliki *trend* anomali berarah barat daya- timur laut. Arah *trend* tersebut memisahkan dua jenis kelompok

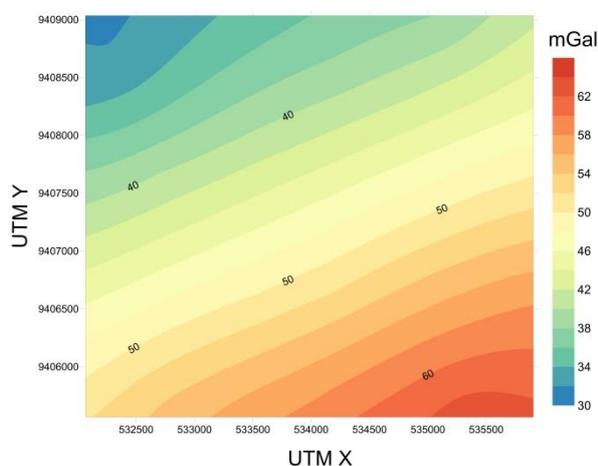
anomali, yaitu anomali tinggi pada arah tenggara dan anomali rendah pada arah barat laut. Anomali *Bouguer* lengkap kemudian dilakukan pemisahan anomali regional dan anomali residual dengan menggunakan *trend surface analysis*. Berdasarkan uji coba metode ini pada data sintesis menghasilkan kesimpulan bahwa anomali regional yang muncul masih memiliki efek dari anomali residual. Berdasarkan fakta tersebut dapat ditebak bahwa anomali regional yang muncul akan memiliki *trend* anomali regional yang tidak jauh berbeda dengan *trend* anomali *Bouguer* lengkap.



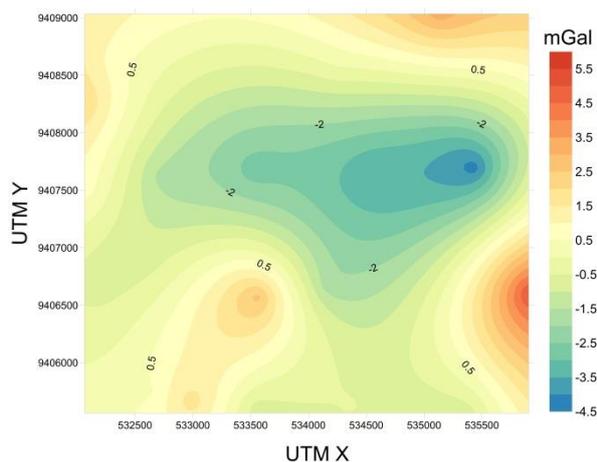
Gambar 9. Peta anomali *Bouguer* lengkap daerah pengukuran.

Setelah dilakukan pemisahan anomali dengan menerapkan metode *trend surface analysis* didapatkan dua jenis anomali, yaitu peta anomali regional pada Gambar 10 dan peta anomali residual pada gambar 11. Anomali regional pada Gambar 10 dapat dilihat memiliki *trend* arah anomali yang tidak jauh berbeda dengan anomali *Bouguer* lengkap pada Gambar 9 yaitu berarah barat daya – timur laut. Meski *trend* arah kedua anomali tersebut cenderung mirip, tetapi jika diamati lebih detail terdapat perbedaan frekuensi anomali, dimana frekuensi anomali regional lebih rendah dibandingkan dengan frekuensi anomali *Bouguer*. Frekuensi anomali yang rendah pada anomali regional dibuktikan dengan garis kontur anomali yang cenderung garis lurus. Hal ini menunjukkan

panjang gelombang yang besar pada peta anomali regional, konsekuensi dari panjang gelombang yang besar adalah frekuensi yang kecil. Garis yang cenderung lurus pada anomali regional tidak ditemukan pada anomali *Bouguer* lengkap, hal menunjukkan panjang gelombang pada anomali *Bouguer* lengkap lebih kecil dibanding anomali regional, konsekuensi dari panjang gelombang yang kecil adalah memiliki frekuensi yang tinggi, hal ini terjadi karena anomali *Bouguer* lengkap masih memiliki efek dari sumber anomali yang memiliki frekuensi rendah.



Gambar 10. Peta anomali regional hasil penerapan metode *trend surface analysis* pada data anomali *Bouguer* lengkap



Gambar 11. Peta anomali residual hasil penerapan metode *trend surface analysis* pada data anomali *Bouguer* lengkap

Pemisahan anomali *Bouguer* lengkap juga menghasilkan anomali residual. Peta anomali residual dapat dilihat pada gambar

11. Peta anomali residual sudah memiliki *trend* anomali yang sudah sangat berbeda dari anomali regional maupun anomali *Bouguer* lengkap, hal ini terjadi karena anomali residual hanya memunculkan efek dari sumber anomali yang berada pada kedalaman dangkal dan berukuran kecil. Jika diamati frekuensi anomalnya pun memiliki frekuensi yang sangat tinggi, dibuktikan dengan adanya klosur-klosur anomali yang bernilai positif dan negatif.

Diskusi

Metode *trend surface analysis* merupakan salah satu dari sekian banyak metode pemisahan anomali. Metode ini telah dilakukan pengujian pada data sintesis. Proses ini melibatkan perhitungan kedepan atau *forward modelling* untuk mendapatkan respon anomali gayaberat yang diinginkan. Pengujian dilakukan terhadap dua jenis model yang berbeda. Model pertama dilakukan dengan menggunakan model sederhana yang dihasilkan dari dua buah sumber anomali, yaitu anomali dalam dan anomali dangkal. Hasil dari pengujian pada anomali yang sederhana ini dapat dibuat kesimpulan sementara bahwa anomali residual yang muncul adalah anomali yang dihasilkan akibat model sumber anomali yang berada pada kedalaman dangkal, sedangkan anomali regional belum dapat dibuat kesimpulan.

Pengujian kedua dilakukan dengan menambahkan kompleksitas terhadap model sumber anomali. Model kedua ini dibuat dengan membuat lima sumber anomali, satu sumber anomali yang berada pada kedalaman dalam dan memiliki ukuran yang besar dan empat model sumber anomali lainnya dibuat pada kedalaman dangkal dan memiliki ukuran yang kecil. Posisi dari model sumber anomali dangkal dibuat memiliki arah yang cenderung memiliki *trend* barat daya – timur laut. Hasil penerapan metode *trend surface analysis* didapatkan anomali residual yang memunculkan sumber anomali akibat

model sumber anomali pada kedalaman dangkal, dimana terdapat empat sumber anomali dapat dilihat pada Gambar 8. Sedangkan anomali regional yang muncul memiliki *trend* anomali berarah barat daya – timur laut, sehingga anomali regional hasil *trend surface analysis* masih memiliki efek akibat sumber anomali yang berada pada kedalaman dangkal.

Setelah didapatkan kesimpulan maka metode *trend surface analysis* diterapkan pada data lapangan. Hasilnya menunjukkan hal yang sama dengan pengujian pada data sintetis. Anomali regional masih memiliki *trend* yang sama mirip dengan anomali *Bouguer* lengkap, anomali ini masih memiliki efek akibat sumber anomali pada kedalaman dangkal. Hasil yang berbeda pada anomali residual, anomali residual hasil pemisahan anomali dengan *trend surface analysis* sudah sangat memunculkan sumber anomali yang berada pada kedalaman dangkal.

Kesimpulan

Berdasarkan pengujian pada data sintetis dan data lapangan dapat diambil kesimpulan bahwa metode pemisahan *trend surface analysis* memiliki performa yang baik untuk memunculkan anomali akibat sumber anomali pada kedalaman dangkal atau untuk mendapatkan anomali residual. Hal ini dibuktikan dengan baik pada model sintetis maupun data lapangan bahwa anomali residual yang dihasilkan metode ini sudah mencerminkan dan merepresentasikan sumber anomali pada kedalaman dangkal.

Anomali regional yang dihasilkan dari metode ini memiliki hasil yang kurang begitu baik, dapat dilihat pada pengujian pada data sintetis maupun pada data lapangan. Hal ini terjadi karena anomali regional yang muncul dari metode ini masih memiliki efek dari sumber anomali pada kedalaman dangkal atau sumber anomali residual.

Ucapan Terimakasih

Terimakasih kepada mahasiswa Teknik Geofisika ITERA yang sudah melakukan pengukuran data lapangan.

Daftar Pustaka

- Abdelrahman, E.M., Riad, S., Refai, E. and Amin, Y. 1985. *On the least-squares residual anomaly determination*. *Geophysics*. 50(3), pp.473–480. doi: 10.1190/1.1441925.
- Abokhodair, A.A. 2011. *Constrained polynomial fitting for recovery of regional gravity*. *Geophysical Prospecting*. 59(4), pp.749–759. doi: 10.1111/j.1365-2478.2011.00945.x.
- Beltrao, J. F., Silva, J.B.C. and Costa, J.C. 1991. *Robust polynomial fitting method for regional gravity estimation*. *Geophysics*. 56(1), pp.80–89. doi: 10.1190/1.1442960.
- Blakely, R.J. 1995. *Potential Theory in Gravity and Magnetic*. doi: 10.1017/CBO9780511549816.
- Davis, J.C. 2002. *Statistics and Data Analysis in Geology* -Wiley (2002).pdf.
- Grandis, H. and Dahrin, D. 2014. *Constrained Two-Dimensional Inversion of Gravity Data*. *Journal of Mathematical and Fundamental Sciences*. 46(1), pp.1–13. doi: 10.5614/j.math.fund.sci.2014.46.1.1.
- Guo, L., Meng, X., Chen, Z., Li, S. and Zheng, Y. 2013. *Preferential filtering for gravity anomaly separation*. *Computers and Geosciences*. 51, pp.247–254. doi: 10.1016/j.cageo.2012.09.012.
- Gupta, V. K. and Ramani, N. 1980. *Some aspects of regional-residual separation of gravity anomalies in a Precambrian terrain*. *Geophysics*. 45(9), pp.1412–1426. doi: 10.1190/1.1441130.

- Keating, P. and Pinet, N. 2011. *Use of non-linear filtering for the regional-residual separation of potential field data*. Journal of Applied Geophysics. 73(4), pp.315–322. doi: 10.1016/j.jappgeo.2011.02.002.
- Martín, A., Núñez, M.A., Gili, J.A. and Anquela, A.B. 2011. *A comparison of robust polynomial fitting, global geopotential model danspectral analysis for regional-residual gravity field separation in the Doñana National Park (Spain)*. Journal of Applied Geophysics. 75(2), pp.327–337. doi: 10.1016/j.jappgeo.2011.06.037.
- Menke, W. 2012. *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*. New York: Academic Press. doi: 10.1016/b978-0-12-397160-9.00001-1.
- Nettleton, L.L. 2014. *Elementary Gravity and Magnetism for Geologists and Seismologists*. doi: 10.1190/1.9781560802433.
- Nishijima, J. and Naritomi, K. 2017. *Interpretation of gravity data to delineate underground structure in the Beppu geothermal field, central Kyushu, Japan*. Journal of Hydrology: Regional Studies. 11, pp.84–95. doi: 10.1016/j.ejrh.2015.11.022.
- Obasi, A.I., Onwuemesi, A.G. and Romanus, O.M. 2016. *An enhanced trend surface analysis equation for regional-residual separation of gravity data*. Journal of Applied Geophysics. 135, pp.90–99. doi: 10.1016/j.jappgeo.2016.09.023.
- Pawlowski, R.S. and Hansen, R.O. 2002. *Gravity anomaly separation by Wiener filtering*. Geophysics. 55(5), pp.539–548. doi: 10.1190/1.1442865.
- Selim, E.S.I. and Aboud, E. 2014. *Application of spectral analysis technique on ground magnetic data to calculate the Curie depth point of the eastern shore of the Gulf of Suez, Egypt*. Arabian Journal of Geosciences. 7(5), pp.1749–1762. doi: 10.1007/s12517-013-0868-7.
- Shuey, R.T., Schellinger, D.K., Tripp, A.C. and Ai, L.B. 1977. *Curie depth determination from aeromagnetic spectra*. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society. 50(1), pp.75–101. doi: 10.1111/j.1365-246X.1977.tb01325.x.
- Simpson, S.M. 1954. *Least Squares Polynomial Fitting to Gravitational Data and Density Plotting By Digital Computers*. Geophysics. pp.255–269. doi: 10.1190/1.1437990.
- Skeels, D.C. 1967. *What is residual gravity*. Geophysics. 32(5), pp.872–876. doi: 10.1190/1.11439896
- Spector, A. and Grant, F.S. 1970. *Statistical models for interpreting aeromagnetic data*. Geophysics. 35(2), pp.239–302. doi: 10.1190/1.1440092
- Unwin, D. 1978. *An introduction to trend surface analysis*. Concepts and techniques in modern geography, 5, pp.1–40.
- Xu, W. and Chen, S. 2018. *A case study of forward calculations of the gravity anomaly by spectral method for a three-dimensional parameterised fault model*. Computers and Geosciences. 111 (September 2017), pp.67–77. doi: 10.1016/j.cageo.2017.11.001.
- Xu, Y., Hao, T., Li, Z., Duan, Q. and Zhang, L. 2009. *Regional gravity anomaly separation using wavelet transform and spectrum analysis*. Journal of Geophysics and Engineering. 6(3), pp.279–287. doi: 10.1088/1742-2132/6/3/007.

FAKTOR OSEAN – ATMOSFER UNTUK MEMPREDIKSI TITIK PANAS (*HOTSPOT*) DI WILAYAH ASIA TENGGARA BAGIAN SELATAN

Santriwati*, Halmar Halide, Hasanuddin

Departmen Geofisika, FMIPA, Universitas Hasanuddin, Makassar, Indonesia

*Corresponding author. Email: santrisw@gmail.com

Manuscript received: 2 April 2021; Received in revised form: 29 July 2021; Accepted: 9 August 2021

Abstrak

Penelitian ini bertujuan untuk membuat pemodelan prediksi titik panas (*hotspot*) di wilayah Asia Tenggara bagian Selatan dengan sejumlah prediktor signifikan menggunakan *Model Multiple Regression* (MR) dan untuk melakukan verifikasi prediksi model tersebut. Data yang digunakan dalam penelitian ini yaitu data observasi titik panas (*hotspot*) di Wilayah Indonesia yakni di Pulau Kalimantan dan Sumatera dan di Wilayah Semenanjung Malaysia serta Sabah-Sarawak. Kemudian data *indeks El Nino Southern Oscillation* (ENSO), *Madden-Julian Oscillation* (MJO), *Indian Ocean Dipole* (IOD) dan Monsun selama 6 tahun mulai dari tahun 2013 hingga 2018 sebagai data prediktor. Metode yang digunakan yaitu *Model Multiple Regression* dengan Metode Regresi *Stepwise* dan verifikasi *skill* model prediksi yang digunakan yaitu Korelasi *Pearson* dan RMSE. Berdasarkan hasil pemodelan dan verifikasi prediksi terbaiknya, diperoleh nilai Korelasi *Pearson* sebesar 0,698 dan nilai RMSE-nya sebanyak 908 *hotspot*. Untuk model prediksi di wilayah Sumatera oleh 7 prediktor signifikan yang terkait dengan kejadian *hotspot* yaitu, IOD 0 (IOD pada bulan munculnya *hotspot*), MJO 0, MJO 9, MJO 10, Mons 1, MJO 8, dan MJO 5. Untuk wilayah Kalimantan nilai Korelasi *Pearson* sebesar 0,795 dan nilai RMSE-nya sebanyak 1150 *hotspot* oleh 4 prediktor signifikan, MJO 9 (MJO pada 9 bulan sebelum munculnya *hotspot*), Mons 1, Mons 0, dan ENSO 3. Untuk wilayah Semenanjung Malaysia diperoleh nilai Korelasi *Pearson* sebesar 0,145 dan nilai RMSE-nya sebanyak 135 *hotspot* oleh 2 prediktor signifikan, Mons 2 (Mons pada 2 bulan sebelum munculnya *hotspot*) dan MJO 0. Kemudian untuk wilayah Sabah dan Sarawak diperoleh nilai Korelasi *Pearson* sebesar 0,242 dan nilai RMSE-nya sebanyak 113 *hotspot* oleh 2 prediktor signifikan, IOD 2 (IOD pada 2 bulan sebelum munculnya *hotspot*) dan MJO 0. Untuk wilayah Sumatera prediktor yang paling berpengaruh yaitu IOD 0, yakni fenomena IOD khususnya fenomena IOD (+) penyebab terjadinya musim kering ini beberapa kali terjadi di wilayah Pulau Sumatera karena letaknya berdekatan langsung dengan Samudera Hindia sehingga iklimnya juga dipengaruhi oleh lautan di dekatnya. Untuk fenomena MJO dan Monsun yang paling berpengaruh di Wilayah Kalimantan (MJO 9), Semenanjung Malaysia (Mons 2) serta Sabah - Sarawak (MJO 0). Kedua fenomena tersebut secara periodik selalu melintas di ketiga wilayah tadi khususnya berkontribusi pada bulan-bulan terjadinya musim kering, sehingga diindikasikan dapat mempengaruhi munculnya *hotspot*.

Kata Kunci: Asia Tenggara bagian Selatan; osean-atmosfer; pemodelan prediksi; Titik Panas; verifikasi prediksi.

Abstract

The purpose of this research is to make prediction modeling on hotspots in Southeast Asia in the Southern Region with several significant predictors using the Multiple Regression (MR) Model and verify the model's predictions. The data used in this study is the observation data onto hotspots in the

Indonesian Territory, namely on the islands of Kalimantan and Sumatra and in the Peninsular Malaysia and Sabah-Sarawak Region. Then the El Niño Southern Oscillation (ENSO), Madden-Julian Oscillation (MJO), Indian Ocean Dipole (IOD), and Monsoon index data for 6 years from 2013 to 2018 as predictor data. The method used is the Multiple Regression Model with the Stepwise Regression Method and the verification of the prediction model skills used is the Pearson Correlation and RMSE. Based on modeling and verifying the best predictions, the Pearson Correlation value is 0.698 and the RMSE value is 908 hotspots. For the prediction model in the Sumatra region, by 7 significant predictors related to hotspot events, namely, IOD 0 (IOD in the month the hotspot appears), MJO 0, MJO 9, MJO 10, Mons 1, MJO 8, and MJO 5. Prediction model in Kalimantan region, pearson's correlation is 0.795 and its RMSE value is 1150 Hotspots by 4 significant predictors, MJO 9 (MJO at 9 months before the emergence of hotspots), Mons 1, Mons 0, and ENSO 3. For the Peninsular Malaysia region, the Pearson Correlation value is 0.145 and The RMSE value is 135 Hotspots by 2 significant predictors, Mons 2 (Mons at 2 months before hotspots emerge) and MJO 0. Then for the Sabah and Sarawak regions, the Pearson Correlation value is 0.242 and the RMSE value is 113 hotspots by 2 predictors. significantly, IOD 2 (IOD at 2 months before the hotspots emerge) and MJO 0. For the Sumatra region, the most influential predictor is IOD 0, where the IOD phenomenon, especially the IOD (+) the phenomenon causes the dry season. This has happened several times in the area of Sumatra Island because it is located directly next to the Indian Ocean, so that the climate is also influenced by the ocean near it. For the MJO and Monsoon phenomena which are the most influential in the Kalimantan Region (MJO 9), Malaysia Peninsula (Mons 2), and Sabah – Sarawak (MJO 0). These two phenomena periodically always cross these three areas, especially contributing to the dry season months, so that it can affect hotspots emerge.

Keywords: atmospheric oceanic; hotspot; predictive modeling; prediction verification; Southeast Asia.

Pendahuluan

Bencana kebakaran hutan dan lahan (Karhutla) di Indonesia merupakan salah satu permasalahan yang rutin dan terjadi setiap tahun khususnya pada musim kemarau. Karhutla di Indonesia dalam skala besar pernah terjadi tahun 1982-1983, 1991, 1994, 1997-1998, 2006. Pada tahun 2015, kebakaran hutan terjadi di wilayah Sumatera, Kalimantan, dan Papua yang telah menyebabkan 80% wilayah Sumatera dan Kalimantan tertutup asap pekat. Dampak kebakaran hutan paling terasa pengaruhnya di bidang ekonomi dan sosial masyarakat secara nasional dan juga mempengaruhi beberapa negara di kawasan Asia Tenggara khususnya negara tetangga yaitu Singapura dan Malaysia (Endrawati, 2016).

Karhutla menjadi bencana rutin di Indonesia yang terjadi hampir setiap tahunnya terkhusus di pulau Sumatera dan Kalimantan menjadi wilayah yang paling sering dilanda dan memiliki dampak yang sangat parah (Prayoga dkk., 2017). Di

dalam dokumen *Grand Design* Pencegahan Karhutla yang dikeluarkan oleh Bappenas, dijelaskan dalam periode 15 tahun terakhir, 2000-2015, puncak titik panas melebihi 15.000 terjadi pada tahun 2002, 2004, 2006, 2009, 2014 dan 2015 (Bappenas, 2016). Adapun indikator yang dapat digunakan sebagai deteksi awal bencana Karhutla adalah Titik Panas (*Hotspot*), namun suatu *hotspot* belum tentu memiliki titik api atau kebakaran hutan. *Hotspot* dapat mengindikasikan kemungkinan adanya kebakaran hutan apabila semakin banyak hotspot yang muncul dan berdekatan di suatu wilayah (BNPB, 2013).

Karhutla biasanya terjadi karena faktor manusia, yaitu kesengajaan membakar, membuka lahan baru, buruknya pengelolaan ekosistem rawa gambut, didukung musim kemarau panjang akibat *El Nino* serta lemahnya pengawasan (Erwinsyah, 2017). Kondisi iklim di Indonesia secara geografis dipengaruhi oleh fenomena interaksi laut dan atmosfer seperti *El Nino/ La Nina* yang bersumber dari wilayah timur Indonesia dan *Dipole*

Mode yang bersumber dari wilayah barat Indonesia. Ada juga fenomena regional yang mempengaruhi seperti sirkulasi monsun Asia-Australia serta kondisi topografi wilayah Indonesia yang cukup beragam (BNPB, 2013).

Sebagai *Early Warning System* untuk membantu mengantisipasi kerugian-kerugian yang timbul akibat bencana kebakaran hutan dan lahan, maka penelitian mengenai prediksi titik panas (*hotspot*) dapat dilakukan dengan pemodelan analisis statistik. Penelitian ini bertujuan untuk melakukan pemodelan prediksi titik panas (*hotspot*) di wilayah Asia Tenggara bagian Selatan dengan sejumlah prediktor signifikan seperti indeks MJO, ENSO, IOD, Monsun dengan analisis pemodelan *Multiple Regression* (MR) dengan Metode Regresi *Stepwise*. Kemudian melakukan verifikasi model prediksi tersebut.

Titik Panas (Hotspot)

Titik Panas (*Hotspot*) adalah indikator dari kebakaran hutan yang digunakan untuk mendeteksi suatu lokasi yang memiliki suhu relatif lebih tinggi dibandingkan dengan suhu disekitarnya (Permenhut No. P.12/Menhut-II/2009). Berdasarkan kesepakatan dari negara-negara anggota ASEAN bahwa penentuan ambang batas panas didefinisikan sebagai hotspot apabila mencapai 321°K (48°C) (BNPB, 2013).

Hotspot biasanya digunakan sebagai indikator awal untuk mendeteksi kemungkinan terjadinya kebakaran hutan di suatu wilayah, apabila semakin banyak jumlah titik panas yang muncul, maka semakin besar pula potensi kebakaran hutan dan lahan yang terjadi di suatu wilayah. Walaupun tidak selamanya semakin banyak *hotspot* pada suatu wilayah semakin banyak pula potensi kejadian kebakaran. Namun *hotspot* dapat digunakan sebagai acuan untuk melakukan identifikasi awal kejadian kebakaran hutan dan lahan (Endrawati, 2016).

El Niño Southern Oscillation (ENSO)

El Nino-Southern Oscillation (ENSO) atau yang biasa dikenal dengan *El Nino* merupakan fenomena yang ditimbulkan oleh interaksi laut atmosfer. *El Nino* adalah suatu gejala alam di Samudra Pasifik bagian tengah dan timur yaitu memanasnya suhu permukaan laut di wilayah tersebut. Pada saat yang bersamaan terjadi perubahan pola tekanan udara yang mempunyai dampak sangat luas dengan gejala yang berbeda-beda, baik bentuk dan intensitasnya (Mulyana, 2002). Komponen laut dari ENSO adalah fenomena *El Nino*, sedangkan komponen atmosfernya adalah *Southern Oscillation*. Pusat aktivitas ENSO berada di Samudra Pasifik yang berdekatan dengan garis ekuator (Hacker and Hastenrath, 1985).

Kejadian ENSO dapat menyebabkan perubahan iklim pada daerah Tropis Pasifik yang mempengaruhi sirkulasi atmosfer global (Trenberth, 1997). Salah satu dampak yang ditimbulkan oleh kejadian ENSO di musim kering sebagian besar dilanda oleh bencana kebakaran hebat seperti kebakaran yang terjadi pada bulan Agustus-Oktober 2002 dan pencemaran berat kabut asap di Kalimantan dikaitkan dengan kejadian ENSO berkekuatan sedang (Tacconi, 2003).

Madden-Julian Oscillation (MJO)

Madden-Julian Oscillation (MJO) pertama kali ditemukan oleh peneliti Ronald A. Madden dan Paul R. Julian pada tahun 1971, mereka menemukan semacam osilasi gelombang yang berperiode sekitar 41-53 hari pada saat menganalisis anomali angin zonal di wilayah Pasifik tropis dengan menggunakan data tekanan 10 tahun P. Canton (2°8" LS – 171°7" BB) dan data angin lapisan atas Singapura (Madden dan Julian, 1994).

MJO berpengaruh terhadap proses konveksi yang terjadi di wilayah yang dilaluinya. Pengaruh aktivitas MJO dapat

dideteksi dari besarnya nilai indeks dari anomali *Outgoing Longwave Radiation* (OLR) yang terjadi. Semakin negatif nilai OLR yang terbentuk di suatu wilayah mengindikasikan semakin banyaknya liputan awan yang menutupi wilayah tersebut. Sebaliknya, semakin besar nilai OLR positif yang terbentuk di suatu wilayah menunjukkan semakin sedikit liputan awan yang ada di wilayah tersebut (BMKG, 2017). Fenomena MJO sangat mempengaruhi cuaca dan iklim secara global (Maloney and Hartmann, 2000). MJO diketahui memodulasi aktivitas terbentuknya siklon tropis di Samudera Hindia, Samudera Pasifik, Teluk Meksiko, dan Samudra Atlantik. Karena aktivitas MJO berlangsung ke arah timur, maka wilayah aktivitas siklon tropis juga bergeser ke arah timur dari Samudera Hindia ke Samudera Pasifik dan akhirnya ke Samudera Atlantik (Madden and Julian, 1994).

Indian Ocean Dipole (IOD)

Fenomena *Indian Ocean Dipole* (IOD) merupakan fenomena yang terbentuk dari interaksi yang cukup kuat antara atmosfer dan lautan di wilayah Samudera Hindia, atau dapat juga didefinisikan sebagai gejala ataupun tanda-tanda menaikinya suhu permukaan laut yang tidak normal di Samudera Hindia sebelah selatan India yang diiringi dengan menurunnya suhu permukaan laut tidak normal di perairan Indonesia, tepatnya di sekitar wilayah Barat Sumatera (Saji and Yamagata, 2003). Indikator yang digunakan untuk mengetahui kejadian IOD adalah *Dipole Mode Index* (DMI), yaitu perbedaan anomali *Sea Surface Temperature* (SST) antara Bagian Barat ($10^{\circ}\text{LU}-10^{\circ}\text{LS}$; $60^{\circ}\text{BT}-80^{\circ}\text{BT}$) dan Timur ($0^{\circ}-10^{\circ}\text{LS}$; $90^{\circ}\text{BT}-110^{\circ}\text{BT}$) dari Samudera Hindia (Saji et al., 1999).

Proses IOD positif dimulai pada bulan Mei-Juni ditandai dengan munculnya anomali SPL negatif (SPL dingin) di sekitar Selat Lombok. Selanjutnya pada bulan Juli-

Agustus, anomali negatif SPL tersebut terus menguat dan berpindah tempat menuju equator sepanjang garis pantai Indonesia, sementara itu dibagian barat Samudera Hindia mulai muncul anomali SPL positif (SPL hangat). Anomali angin sepanjang katulistiwa ini meningkat bersamaan dengan pengkutuban SPL. Sehingga terjadi pempunan awan-awan konvektif berada di sekitar pantai timur Benua Afrika yang menyebabkan tingginya intensitas curah hujan di wilayah tersebut, sedangkan di wilayah Benua Maritim Indonesia bagian barat relatif rendah atau terjadi kekeringan. (Saji et al., 1999). Sebaliknya, Fase IOD negatif merupakan kebalikan dari IOD positif (Vinayachandran et al., 2002; Iizuka et al., 2000).

Monsun

Monsun adalah angin yang bertiup sepanjang tahun dan terbentuk dari hasil interaksi langsung antara udara dan lautan dan salah satu dari fenomena atmosfer yang beresilasi sekitar 6-12 bulan terutama terjadi di daerah sekitar ekuator (Krishnamurti and Bhalme, 1976). Dampak dari fenomena monsun sangat mempengaruhi pola musim hujan dan kemarau di Wilayah Indonesia. Monsun merujuk pada siklus tahunan yang membedakan secara tegas keadaan atmosfer selama fase kering dan fase basah. Siklus tahunan ini membagi fase kering dan fase basah menjadi dua periode. Fase kering dipengaruhi oleh musim dingin yang terjadi di berbagai benua dengan massa udara di atmosfer yang bersifat dingin dan kering (Webster et al., 1998). Sebaliknya, fase basah dipengaruhi oleh musim panas dengan udara yang bersifat lembab (Chang et al., 2005).

Metode Regresi Stepwise

Metode Regresi Stepwise bekerja dengan memulai pemilihan dengan model yang paling sederhana yaitu model dengan satu peubah. Langkah selanjutnya disusupkan peubah lain satu persatu sampai diperoleh

model yang memenuhi kriteria terbaik. Pendekatan analisis mengikuti tahapan dari regresi multivariat sebagai berikut (Fahrmeir et al., 2013):

$$Y = \beta_0 + \beta_1 X_1 + \beta_2 X_2 + \dots + \beta_k X_k + \varepsilon \quad (1)$$

dengan

- Y : Variabel terikat (*hotspot*)
- β_0 : Konstanta regresi
- $\beta_1, \beta_2, \dots, \beta_k$: Koefisien regresi
- X_1, X_2, \dots, X_k : Variabel bebas/ prediktor (ENSO, MJO, IOD, dan Monsun)
- ε : Galat taksiran (sisa residu)

Verifikasi Prediksi Model Statistik

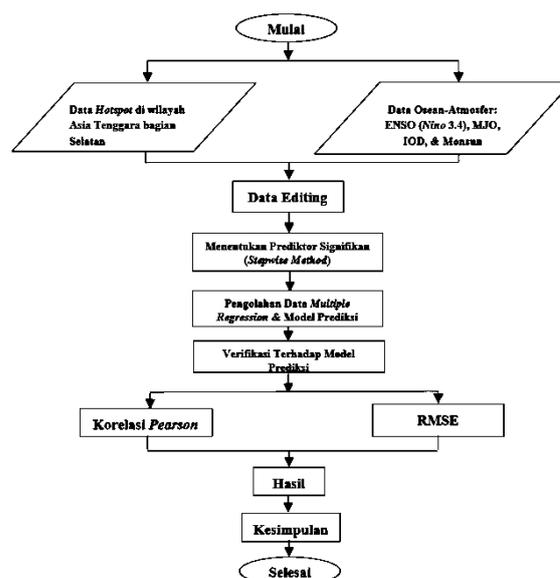
Akurasi prediksi dari sebuah model berbanding lurus dengan hasil Korelasi *Pearson*-nya. Semakin besar nilai korelasinya maka semakin bagus pula akurasi prediksi sebuah model. Sedangkan pada *root mean square error* (RMSE), berbanding terbalik dengan Korelasi *Pearson*. Jika semakin kecil nilai RMSE atau semakin rendah nilai galatnya maka semakin bagus pula akurasi prediksi sebuah model (Nur, 2017). Untuk nilai korelasi dibawah 0,5 akan dianggap bahwa kemampuan prediksi oleh suatu model tidak dapat dipakai (Nur, 2017).

Metode Penelitian

Data Penelitian

Data yang digunakan pada penelitian ini merupakan data sekunder yang terdiri dari data Titik Panas (*Hotspot*) yang diperoleh dari situs ASMC, ENSO (Nino 3.4), *Madden-Julian Oscillation* (MJO), *Indian Ocean Dipole* (IOD) dan data Monsun mulai dari tahun 2013 sampai dengan tahun 2018 yang diperoleh dari situs NOAA dan KNMI *Climate Explorer*. Alat yang digunakan untuk memodelkan data dalam penelitian ini adalah *software* pengolahan data.

Tahap Pengolahan Data



Gambar 1. Bagan Alir Penelitian

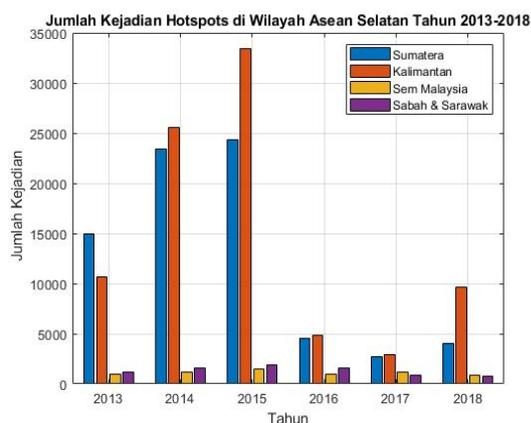
Berikut merupakan tahap pengolahan data (Gambar 1):

1. Mengumpulkan data penelitian yaitu data observasi *hotspot* di Wilayah Asia Tenggara bagian Selatan yang mencakup wilayah Pulau Kalimantan dan Sumatera di Indonesia, Wilayah Semenanjung dan Sabah-Sarawak di Malaysia sesuai yang tercantum dan tersedia di situs resmi ASMC, kemudian data indeks ENSO, MJO, IOD, dan Monsun sebagai data prediktor.
2. Melakukan pemeriksaan kembali (*editing*) data penelitian yang diperoleh dari hasil unduh secara manual untuk menghindari kesalahan pengetikan dalam mengolah sejumlah data yang cukup banyak. Mengolah data *hotspot* dan data prediktor, menggunakan analisis model *multiple regression* (MR) dengan metode regresi *stepwise* untuk mengetahui prediktor yang berpengaruh terhadap munculnya *hotspot*.
3. Mengidentifikasi dan menentukan sejumlah prediktor signifikan yang berpengaruh terhadap munculnya *hotspot* berdasarkan perolehan hasil metode regresi *stepwise*.
4. Memodelkan hasil prediksi *hotspot* yang telah diperoleh, dengan data observasi

hotspot dalam bentuk grafik dan diagram tebar.

- Melakukan verifikasi prediksi model, pada tahap *in data* prediksi *hotspot* diverifikasi dengan sejumlah prediktor signifikan menggunakan kemampuan deterministik yaitu dengan menghitung nilai Korelasi *Pearson* dan RMSE.
- Analisa hasil berdasarkan faktor interaksi osean-atmosfer pada lokasi penelitian.

Hasil dan Pembahasan



Gambar 2. Grafik jumlah kejadian munculnya *hotspot* selama 6 Tahun (2013-2018).

Gambar 2 merupakan gambar grafik yang memperlihatkan jumlah kejadian titik panas (*hotspot*) di Kawasan Asia Tenggara bagian Selatan dalam rentang waktu tahun 2013 sampai pada tahun 2018. Data diperoleh dari situs ASMC (*Asean Spealized Meteorological Center*) yang terdiri dari 2 negara yaitu Indonesia di wilayah Sumatera dan Kalimantan serta Malaysia di wilayah Semenanjung dan Sabah dan Sarawak. Berdasarkan grafik tersebut dapat dilihat bahwa kejadian *hotspot* terparah terjadi pada tahun 2015 dengan wilayah Kalimantan yang memiliki jumlah *hotspot* terbanyak yang mencapai 35.000 titik panas (*hotspot*).

Prediktor Signifikan terhadap Prediksi Titik Panas (Hotspot) di Wilayah Pulau Sumatera

Dengan menggunakan metode regresi *stepwise* memberikan hasil prediktor yang

signifikan yang paling berpengaruh terhadap prediksi *hotspot*. Prediktor yang digunakan sebanyak 49 yang terdiri dari 13 prediktor ENSO (Nino 3.4), 13 prediktor *Madden-Julian Oscillation* (MJO), 13 prediktor *Indian Oscillation Dipole* (IOD), dan 9 prediktor Monsun. Pada hasil ini ada beberapa istilah (singkatan) yang digunakan pada tiap prediktor untuk memudahkan dalam mengenalinya. Pada prediktor ENSO (Nino 3.4) diberi istilah ENSO, prediktor MJO dan IOD menggunakan singkatannya sendiri, serta prediktor Monsun diberi istilah Mons.

Tabel 1. Nilai koefisien dan signifikan beberapa prediktor osean-atmosfer di Pulau Sumatera.

No	Prediktor	Koefisien	Koefisien standar (Beta)	Signifikan
1	IOD 0	-1244,90	-2,02	0,001
2	MJO 9	1069,00	-0,99	0,000
3	MJO 0	-896,09	0,95	0,000
4	MJO 10	-804,48	-0,89	0,002
5	Mons 1	598,53	0,49	0,007
6	MJO 8	-510,38	-0,49	0,041
7	MJO 5	475,37	0,46	0,048
Konstanta		1037,6		0,000

$$Y = a + (-804,48 \times \text{MJO } 10) + (896,09 \times \text{MJO } 9) + (-510,38 \times \text{MJO } 8) + (475,37 \times \text{MJO } 5) + (1069,00 \times \text{MJO } 0) + (-1244,90 \times \text{IOD } 0) + (589,53 \times \text{Mons } 1) \quad (2)$$

dengan:

Y : Jumlah kemunculan *hotspot* tiap bulan

a : Konstanta

IOD 0 : IOD pada bulan munculnya *hotspot*

MJO 0 : MJO pada bulan munculnya *hotspot*

MJO 9 : MJO pada 9 bulan sebelum munculnya *hotspot*

MJO 10: MJO pada 10 bulan sebelum munculnya *hotspot*

Mons 1 : Mons pada 1 bulan sebelum munculnya *hotspot*

MJO 8 : MJO pada 8 bulan sebelum munculnya *hotspot*

MJO 5 : MJO pada 5 bulan sebelum munculnya *hotspot*

Berdasarkan prediktor yang digunakan menghasilkan tujuh prediktor signifikan yang memiliki nilai signifikansi kurang dari 0,05. Pada Tabel 1. dapat dilihat prediktor dengan nilai koefisien standar (beta) berturut-turut, yaitu IOD 0, MJO 0, MJO 9, MJO 10, MJO 8, Mons 1, dan MJO 5 dengan nilai Korelasi *Pearson* sebesar 0,698.

Berdasarkan perolehan 7 prediktor yang signifikan adalah diantaranya prediktor IOD 0 yang memiliki nilai koefisien standar (beta) paling besar yaitu -2,02 dalam hal ini berarti prediktor tersebut diindikasikan paling memengaruhi terkait kejadian munculnya *hotspot*.

Untuk prediktor MJO 0, MJO 9 dan MJO 8 memiliki nilai beta negatif yang menandakan hubungan antara ketiga prediktor tersebut dan hasil prediksi jumlah *hotspot* berbanding terbalik artinya semakin rendah nilai IOD 0 maka pengaruhnya untuk memprediksi *hotspot* akan semakin besar. Sedangkan tiga prediktor lainnya, yaitu MJO 5, MJO 0, dan Mons 1 memiliki nilai koefisien standar (beta) yang positif artinya semakin besar nilai ketiga prediktor tersebut maka pengaruhnya untuk memprediksi *hotspot* akan meningkat juga.

Prediktor Signifikan terhadap Prediksi Titik Panas (Hotspot) di Wilayah Pulau Kalimantan

Tabel 2. Nilai koefisien dan signifikan beberapa prediktor osean-atmosfer di Pulau Kalimantan.

No	Prediktor	Koefisien	standar (Beta)	Signifikan
1	MJO 9	-1200,10	-1,98	0,000
2	ENSO 3	-1145,70	1,29	0,000
3	Mons 1	-673,42	-0,78	0,005
4	Mons 0	778,61	-0,56	0,000
	Konstanta	160,11		0,500

$$Y = a + (778,61 \times \text{ENSO } 3) + (-1200,10 \times \text{MJO } 9) + (-1145,70 \times \text{Mons } 1) + (-673,42 \times \text{Mons } 0) \quad (3)$$

dengan:

Y : Jumlah kemunculan *hotspot* tiap

bulan

a : Konstanta

MJO 9 : MJO pada 9 bulan sebelum munculnya *hotspot*

Mons 1 : Mons pada 1 bulan sebelum munculnya *hotspot*

Mons 0 : Mons pada bulan munculnya *hotspot*

ENSO 3: ENSO pada 3 bulan sebelum munculnya *hotspot*

Pada Tabel 2, berdasarkan 4 prediktor yang signifikan adalah diantaranya prediktor MJO 9 yang memiliki nilai koefisien standar (beta) paling besar yaitu -1,98 dalam hal ini berarti prediktor tersebut merupakan prediktor yang paling memengaruhi terkait kejadian kemunculan *hotspot*, karena nilai beta negatif maka hubungan antara prediktor MJO 9 dan hasil prediksi jumlah *hotspot* berbanding terbalik yang artinya semakin rendah nilai MJO 9 maka pengaruhnya untuk memprediksi *hotspot* akan semakin meningkat. Hal ini sama dengan yang terjadi pada prediktor Mons 1 dan Mons 0, sedangkan sisanya yaitu ENSO 3 memiliki nilai koefisien standar (beta) yang positif artinya semakin besar nilai prediktor ENSO 3 maka pengaruhnya untuk memprediksi *hotspot* akan meningkat juga.

Prediktor Signifikan terhadap Prediksi Titik Panas (Hotspot) di Wilayah Pulau Kalimantan

Tabel 3 adalah hasil nilai koefisien dan signifikan dari beberapa prediktor yang berpengaruh dalam memprediksi *hotspot*.

Tabel 3. Nilai koefisien dan signifikan beberapa prediktor osean-atmosfer di Semenanjung Malaysia.

No	Prediktor	Koefisien	standar (Beta)	Signifikan
1	Mons 2	45,64	0,28	0,01
2	MJO 0	70,801	0,27	0,01
	Konstanta	82,082		0,000

$$Y = a + (70,801 \times \text{MJO } 0) + (45,64 \times \text{Mons } 2) \quad (4)$$

dengan:

Y : Jumlah kemunculan *hotspot* tiap bulan

a : Konstanta

MJO 0 : MJO pada bulan munculnya *hotspot*

Mons 2 : Mons pada 2 bulan sebelum munculnya *hotspot*

Berdasarkan 2 prediktor yang signifikan adalah prediktor Mons 2 yang memiliki nilai koefisien standar (beta) paling besar yaitu 0,28 dalam hal ini berarti prediktor tersebut merupakan prediktor yang paling memengaruhi terkait kejadian kemunculan *hotspot*, karena nilai koefisien standar (beta) positif maka hubungan antara prediktor Mons 2 dan hasil prediksi *Hotspot* akan semakin besar. Hal ini sama dengan yang terjadi pada prediktor MJO 0.

Prediktor Signifikan terhadap Prediksi Titik Panas (Hotspot) di Wilayah Pulau Kalimantan

Tabel 4. Nilai koefisien dan signifikan beberapa prediktor osean-atmosfer di Wilayah Sabah dan Sarawak.

No	Prediktor	Koefisien	Koefisien standar (Beta)	Signifikan
1	MJO 0	-117,45	0,43	0,01
2	IOD 2	99,616	-0,29	0,01
	Konstanta	115,85		0,000

$$Y = a + (99,616 \times \text{MJO } 0) + (-117,45 \times \text{IOD } 2) \quad (5)$$

dengan:

Y : Jumlah kemunculan *hotspot* tiap bulan

a : Konstanta

MJO 0 : MJO pada bulan munculnya *hotspot*

IOD 2 : IOD pada 2 bulan sebelum munculnya *hotspot*

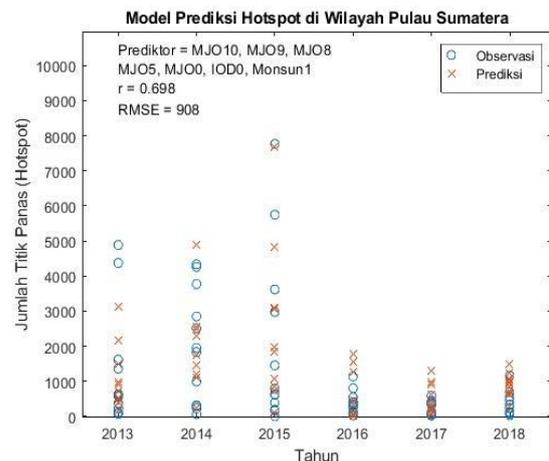
Tabel 4 adalah hasil nilai koefisien dan signifikan dari beberapa prediktor yang berpengaruh dalam memprediksi *hotspot*.

Berdasarkan 2 prediktor yang signifikan adalah prediktor MJO 0 yang memiliki nilai

koefisien standar (beta) paling besar yaitu - 0,43 dalam hal ini berarti prediktor tersebut merupakan prediktor yang paling memengaruhi terkait kejadian munculnya *hotspot*, karena nilai beta positif maka hubungan antara prediktor MJO 0 dan hasil prediksi jumlah *hotspot* berbanding lurus yang artinya semakin tinggi nilai MJO 0 maka pengaruhnya untuk memprediksi *hotspot* akan semakin besar. Kemudian, untuk prediktor IOD 2 yang memiliki nilai koefisien standar (beta) negatif yang artinya semakin rendah nilai prediktor IOD 2 maka pengaruhnya untuk memprediksi *hotspot* akan semakin besar.

Model Pengaruh Prediktor Osean-Atmosfer terhadap Hasil Prediksi Titik Panas (Hotspot) di Wilayah Asia Tenggara bagian Selatan

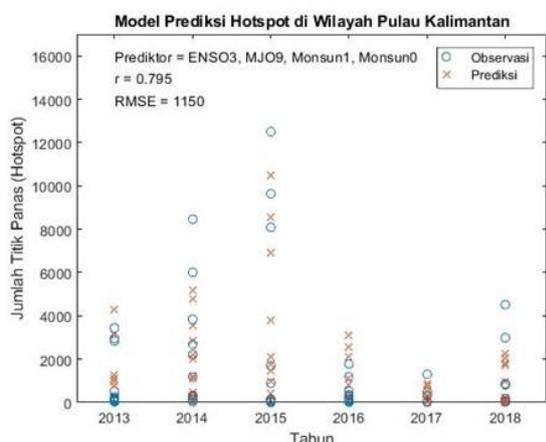
Model prediksi terbaik merupakan model yang mampu merepresentasikan besarnya presisi suatu prediksi apabila semakin banyak data prediksi yang berimpit dengan data observasi, namun sebaliknya jika semakin sedikit data prediksi yang berimpit dengan data observasi maka semakin kecil presisi suatu prediksi.



Gambar 3. Model prediksi titik panas (*hotspot*) di wilayah Pulau Sumatera.

Berdasarkan hasil pemodelan untuk wilayah Sumatera (Gambar 3), dari keempat jenis variabel bebas atau prediktor (Osean-atmosfer) yang digunakan dapat dilihat bahwa variabel MJO yang paling dominan berpengaruh terhadap munculnya

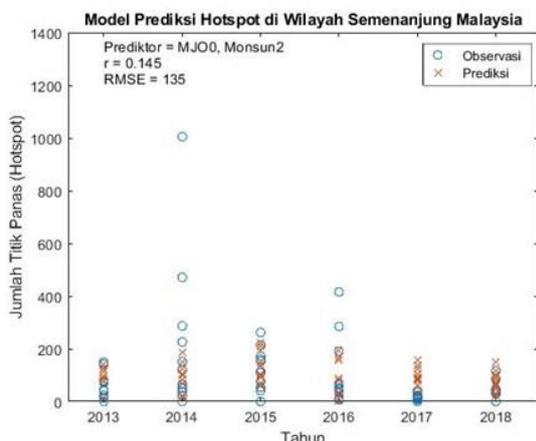
hotspot diantaranya yaitu MJO 10, MJO 9, MJO 8, MJO 5, dan MJO 0 kemudian diikuti oleh pengaruh prediktor IOD 0 dan Monsun 1.



Gambar 4. Model prediksi titik panas (*hotspot*) di wilayah Pulau Kalimantan.

Pada Gambar 4, dari keempat jenis variabel bebas atau prediktor (Osean-atmosfer) yang digunakan dapat dilihat bahwa variabel Monsun dominan berpengaruh terhadap munculnya *hotspot* diantaranya yaitu Mons 1 dan Mons 0 kemudian diikuti oleh pengaruh prediktor ENSO 3 dan MJO 9.

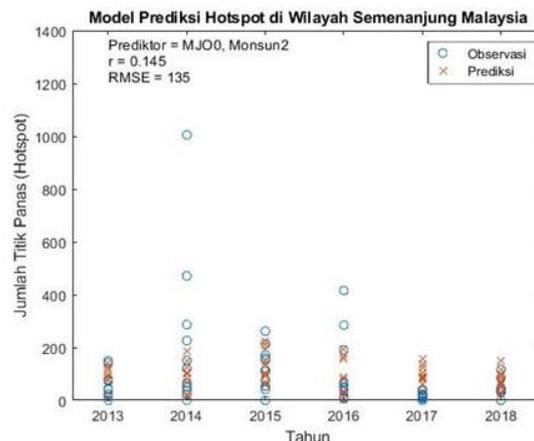
Selanjutnya, dari kedua model prediksi wilayah Sumatera dan Kalimantan hanya beberapa *range* data prediksi dan data observasi *hotspot* yang berimpit (memiliki kesesuaian) dan sebagian besar tidak berimpit atau hampir mendekati.



Gambar 5. Model prediksi titik panas (*hotspot*) di wilayah Semenanjung Malaysia.

Pada Gambar 5, dari keempat jenis variabel bebas atau prediktor (Osean-atmosfer) yang

digunakan terlihat hanya prediktor MJO 0 dan Mons 2 yang berpengaruh terhadap kejadian munculnya *hotspot*.



Gambar 6. Model prediksi titik panas (*hotspot*) di wilayah Sabah-Sarawak.

Pada Gambar 6, dari keempat jenis variabel bebas atau prediktor (fenomena atmosfer) yang digunakan terlihat hanya prediktor MJO 0 dan IOD 2 yang berpengaruh terhadap kejadian munculnya *hotspot*.

Berdasarkan dari kedua model prediksi Semenanjung Malaysia dan Wilayah Sabah dan Sarawak hanya beberapa *range* data prediksi dan data observasi *hotspot* yang berimpit (memiliki kesesuaian) dan sebagian besar tidak berimpit atau hampir mendekati.

Kemudian untuk mencermati kembali keakuratan prediksi, maka dapat dilakukan analisis diagram tebar, seperti pada Gambar 7. Model prediksi dari 4 wilayah di Kawasan Asia Tenggara bagian Selatan yang telah diperoleh dari hasil sebelumnya diuji kembali melalui tebaran data terhadap *Line of Best Fit* atau *Perfect Forecast Line* (garis prediksi terbaik) yang dimanifestasikan oleh garis lurus (garis diagonal) yang membentuk sudut 45° di dalam kotak diagram. Semakin banyak tebaran data yang mendekati atau pun berimpit dengan *perfect forecast line*, maka semakin tinggi kualitas dan besar akurasi prediksi. Demikian pula sebaliknya, semakin banyak tebaran data yang menjauhi *perfect forecast line*, maka

semakin rendah kualitas dan kecil akurasi prediksi.

Adapun 4 diagram tebar tersebut menunjukkan bahwa masing-masing wilayah memiliki tebaran titik data yang berbeda terhadap *perfect forecast line*.

Perbedaan tersebut mengindikasikan bahwa terdapat pula perbedaan nilai korelasi maupun jenis dan jumlah prediktornya. Oleh karena itu, uji diagram tebar ini terhadap 4 model prediksi sebelumnya menunjukkan adanya kesesuaian (hasil yang sama).

Diagram Tebar Data Observasi dan Data Prediksi Titik Panas (*Hotspot*) di Wilayah Pulau Sumatera Tahun 2013-2018

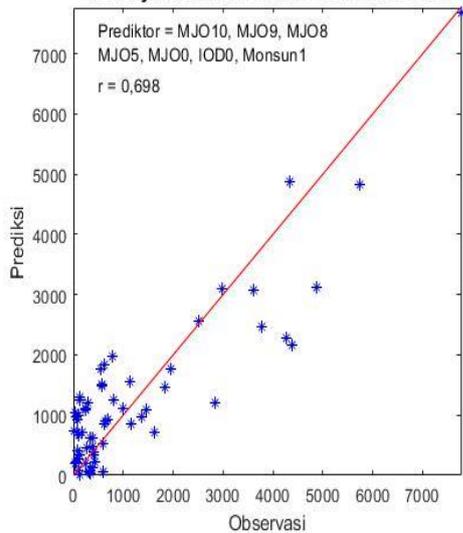


Diagram Tebar Data Observasi dan Data Prediksi Titik Panas (*Hotspot*) di Wilayah Pulau Kalimantan Tahun 2013-2018

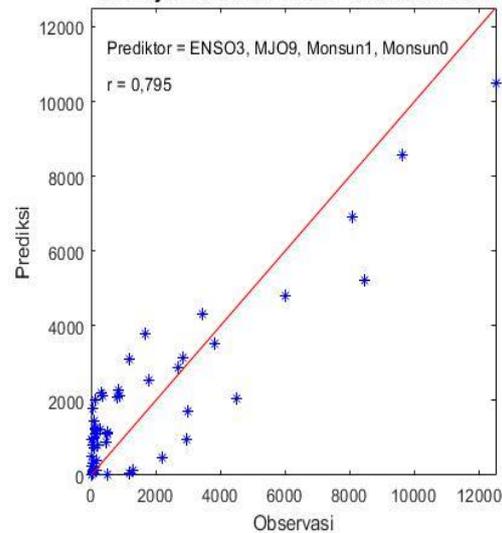


Diagram Tebar Data Observasi dan Data Prediksi Titik Panas (*Hotspot*) di Wilayah Semenanjung Malaysia Tahun 2013-2018

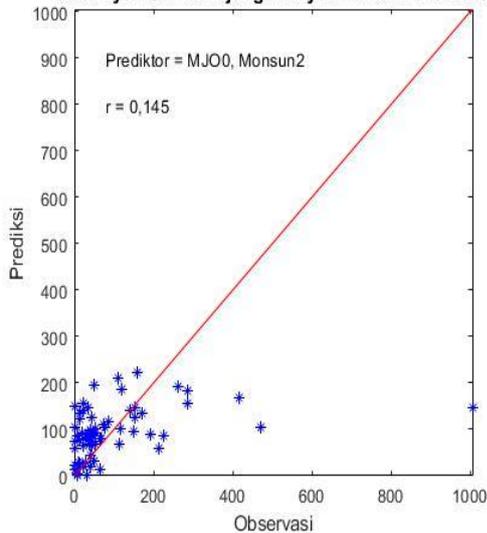
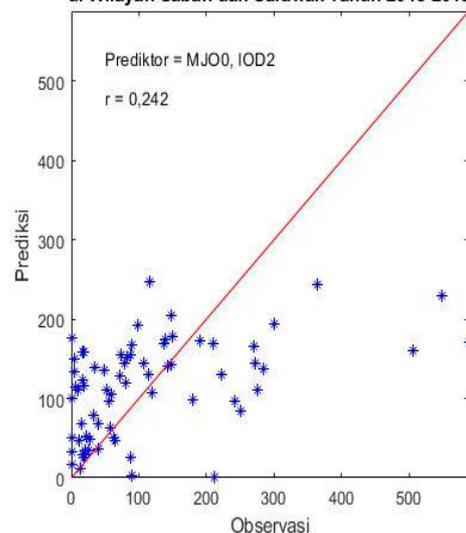


Diagram Tebar Data Observasi dan Data Prediksi Titik Panas (*Hotspot*) di Wilayah Sabah dan Sarawak Tahun 2013-2018



Gambar 7. Diagram tebar hasil prediksi terhadap observasi titik panas (*hotspot*) keempat wilayah di Kawasan Asia Tenggara bagian Selatan.

Hasil Verifikasi Prediksi Model Statistik

Hasil Korelasi *Pearson* dan RMSE dari akurasi prediksi *hotspot* diperlihatkan pada tabel berikut.

Tabel 5. Tabel metrik Korelasi *Pearson* dan RMSE prediksi titik panas (*hotspot*).

No	Wilayah	Prediktor	Korelasi <i>Pearson</i>	RMSE (<i>hotspot</i>)
1	Sumatera	MJO 10, MJO 9, MJO 8, MJO 5, MJO 0, IOD 0, Mons 1	0,698	908
2	Kalimantan	ENSO 3, MJO 9, Mons 1, Mons 0	0,795	1150
3	Semenanjung Malaysia	MJO 0, Mons 2	0,145	135
4	Sabah dan Sarawak	IOD 2, MJO 0	0.242	113

Analisa Hasil Berdasarkan Faktor Interaksi Osean-Atmosfer

Pengaruh Prediktor ENSO terhadap Munculnya Titik Panas di Sumatera, Kalimantan, Semenanjung Malaysia dan Sabah-Sarawak

Berdasarkan hasil analisis model *Multiple Regression* (MR) menggunakan metode regresi *stepwise* diperoleh model prediksi dengan sejumlah prediktor signifikan yang berpengaruh terhadap kejadian *hotspot*, salah satunya yaitu prediktor ENSO 3. Dalam pembahasan ini akan dibahas kejadian ENSO 3 bulan sebelum kejadian munculnya *hotspot* di wilayah Kalimantan. Pada saat terjadi ENSO, evolusi regional iklim yang disebabkan anomali *El Nino* terkait dengan penguatan interaksi atmosfer laut, dimodulasi oleh latar perubahan musim di wilayah Samudra Hindia Tenggara (SIO) selama September-Oktober-November (SON) periode tahun *El Nino* dan di wilayah Pasifik utara barat (WNP) selama periode Desember-Januari-Februari (DJF) (Tangang and Juneng, 2004).

Karena evolusi ini, kondisi yang lebih kering dari biasanya tetap ada jadi kondisi inilah yang memicu terbentuknya *hotspot* di wilayah Pulau Kalimantan dan sering

timbul dengan skala besar sehingga terjadi kebakaran hutan yang tidak terkendali. Dengan angin bertiup kencang ke arah barat laut selama periode ini, hampir terjadi kebakaran hutan yang berkepanjangan dan berskala besar di wilayah Kalimantan (Tangang et al., 2011).

Adapun kejadian ENSO kuat berdasarkan data observasi pada Gambar 1 dimana wilayah Kalimantan yang memiliki jumlah *hotspot* terbanyak yang mencapai 35.000 titik disebabkan oleh kejadian ENSO kuat pada tahun 2015, fenomena tersebut mempengaruhi variabilitas curah hujan dengan intensitas yang cukup kuat, dimana sepanjang bulan pada tahun 2015 terjadi periode defisit yang mengakibatkan terlambatnya musim hujan dan musim kemarau yang berkepanjangan dengan intensitas kekeringan dari normal sampai kering (Narulita dkk., 2019). Hal ini menunjukkan bahwa fenomena iklim global ENSO pada tahun tersebut, sangat mempengaruhi kejadian meningkatnya jumlah titik panas (*hotspot*) penyebab terjadinya kebakaran hutan yang tidak terkendali.

Pengaruh Prediktor MJO terhadap Munculnya Titik Panas di Sumatera, Kalimantan, Semenanjung Malaysia dan Sabah-Sarawak

Untuk prediktor MJO yang berpengaruh terhadap kejadian *hotspot* berdasarkan hasil dari metode regresi *stepwise* di wilayah Sumatera yaitu MJO 10, MJO 9, MJO 8, MJO 5, dan MJO 0, wilayah Kalimantan hanya MJO 9, kemudian wilayah Semenanjung Malaysia serta Sabah dan Sarawak memiliki prediktor yang sama yaitu MJO 0. Adapun pengaruh aktivitas MJO aktif dapat ditinjau dari besarnya anomali OLR (*Outgoing Longwave Radiation*) yakni jika semakin negatif nilai OLR di suatu wilayah mengindikasikan semakin banyaknya liputan awan di wilayah tersebut (MJO aktif). Sebaliknya, semakin positif nilai OLR menunjukkan semakin sedikit liputan awan di suatu

wilayah (MJO tidak aktif) (Blegur dkk., 2019).

Oleh karena itu, ketika terjadi MJO tidak aktif (nilai indeks OLR positif) di wilayah yang dipengaruhi oleh Indeks MJO tadi yaitu Sumatera, Kalimantan, Semenanjung Malaysia, Sabah dan Sarawak maka kondisi cuaca menjadi cerah karena sedikitnya liputan awan atau pembentukan awan yang kurang signifikan. Sehingga terindikasi berpengaruh terhadap pembentukan hotspot jika terjadi di musim kemarau. Kemudian, apabila terjadi MJO aktif (indeks OLR negatif) di suatu wilayah yaitu ditandai dengan banyaknya liputan awan maka dapat memicu terbentuknya siklon tropis yang cenderung berkembang ketika MJO meningkatkan curah hujan. Karena penjarangan MJO berlangsung ke arah timur, maka wilayah aktivitas siklon tropis juga bergeser ke arah timur dari Samudera Hindia ke Samudera Pasifik (Madden and Julian, 1994). Sehingga, secara tidak langsung sebagian wilayah Indonesia dan Malaysia yang secara geografis letaknya berdekatan mendapatkan pengaruh dari keberadaan siklon tropis, salah satunya adalah bencana kekeringan. Hal ini terjadi karena keberadaan siklon tropis yang dekat dengan perairan wilayah Indonesia akan membuat massa uap air tertarik dari perairan wilayah Indonesia menuju ke titik pusat tekanan rendah dari sistem siklon tropis tersebut sehingga udara di wilayah tersebut menjadi cukup kering dan sulit terbentuknya awan. Akibat dari intensitas kekeringan yang cukup tinggi ditambah perilaku masyarakat yang kurang bertanggung jawab dalam melakukan aktivitas pembukaan lahan (*land clearing*), maka tingkat kekeringan menjadi semakin parah sehingga terjadi peningkatan jumlah *hotspot*. (Syarifullah, 2015). Berdasarkan pernyataan sebelumnya, fenomena MJO negatif juga dapat diindikasikan berpengaruh terhadap pembentukan *hotspot*.

Pengaruh Prediktor IOD terhadap Munculnya Hotspot di Sumatera, Kalimantan, Semenanjung Malaysia dan Sabah-Sarawak

Untuk prediktor IOD yang berpengaruh terhadap kejadian *hotspot* berdasarkan hasil dari metode regresi *stepwise* di wilayah Sumatera yaitu IOD 0 (pengaruh fenomena IOD pada bulan terjadinya *hotspot*) dan prediktor IOD 2 (pengaruh fenomena IOD 2 bulan sebelum kejadian *hotspot*) di wilayah Sabah dan Sarawak. Ketika terjadi IOD positif fenomena yang teramati adalah musim kemarau panjang yang terjadi di wilayah Indonesia khususnya di wilayah Sumatera yang berdekatan dengan Samudera Hindia. Salah satu contohnya yaitu pada penelitian yang dilakukan oleh Tjasyono dkk. (2008) yang menyatakan bahwa kejadian IOD sangat berdampak terhadap curah hujan di wilayah Sumatera Barat. Ketika terjadi IOD (+), wilayah Sumatera Barat pada umumnya memiliki curah hujan di bawah normal yaitu kurang dari 85% dari rata-rata curah hujan pada periode normalnya (rata-rata selama 30 tahun) dengan kata lain fenomena IOD (+) menyebabkan terjadinya kekeringan sehingga memicu terbentuknya *hotspot*. untuk wilayah Sabah dan Sarawak yang terletak di sebelah utara Pulau Kalimantan juga kerap mengalami dampak dari IOD ini. Oleh karena itu, fenomena IOD positif dapat diindikasikan berpengaruh terhadap kejadian *hotspot*.

Pengaruh Prediktor Monsun terhadap Munculnya Hotspot di Sumatera, Kalimantan, Semenanjung Malaysia dan Sabah-Sarawak

Untuk prediktor Monsun yang berpengaruh terhadap kejadian *hotspot* di wilayah Sumatera yaitu Monsun 1 (1 bulan sebelum kejadian *hotspot*), wilayah Kalimantan adalah Monsun 1 dan Monsun 0 (Pada bulan terjadinya *hotspot*), kemudian untuk wilayah Semenanjung Malaysia yaitu Monsun 2 (2 bulan sebelum kejadian *hotspot*). Fenomena Monsun yang terjadi di

Indonesia terutama di musim kemarau praktis bersamaan dengan musim Monsun Timur atau Monsun Australia (Hermawan dan Witono, 2012). Kebakaran lahan dan hutan biasanya terjadi pada bulan-bulan kering terutama yang paling parah di Kalimantan dan Sumatera, yaitu pada bulan Mei hingga Oktober, pada bulan tersebut merupakan periode curah hujan dengan intensitas terendah, karena pada periode ini, pergerakan angin Monsun Timur melewati wilayah yang sebagian besar adalah gurun di Australia (Arini, 2014). Oleh karena itu, prediktor Monsun diindikasikan cukup berpengaruh terhadap kejadian munculnya hotspot di Sumatera dan Kalimantan serta di wilayah Semenanjung Malaysia karena secara Geografis letaknya berada di satu kawasan antara Pulau Sumatera dan Kalimantan sehingga memiliki iklim yang sama.

Kesimpulan

Secara keseluruhan dari hasil analisis model prediksi *hotspot* di kawasan Asia Tenggara Bagian Selatan, untuk wilayah Sumatera menghasilkan tujuh prediktor signifikan yang terkait dengan munculnya hotspot, yaitu IOD 0, MJO 0, MJO 9, MJO 10, Mons 1, MJO 8, dan MJO 5. Dengan prediktor yang paling berpengaruh dari ketujuh prediktor tersebut, yaitu IOD 0 dengan koefisien standar (beta) sebesar -2,02, yakni fenomena IOD khususnya fenomena IOD (+) penyebab terjadinya musim kering ini beberapa kali terjadi di wilayah Pulau Sumatera karena letaknya berdekatan langsung dengan samudera hindia sehingga iklimnya juga dipengaruhi oleh lautan di dekatnya. Untuk wilayah Kalimantan menghasilkan empat prediktor signifikan yang terkait dengan munculnya hotspot, yaitu MJO 9, Mons 1, Mons 0, dan ENSO 3. Dengan prediktor yang paling berpengaruh dari keempat prediktor tersebut, yaitu MJO 9 dengan koefisien standar (beta) sebesar -1,98. Untuk wilayah Semenanjung Malaysia hanya menghasilkan dua prediktor signifikan

yang terkait dengan munculnya *hotspot*, yaitu Mons 2 dan MJO 0. Mons 2 merupakan prediktor yang paling berpengaruh dengan koefisien standar (beta) sebesar 0,28. Dan yang terakhir untuk wilayah Sabah dan Sarawak juga hanya menghasilkan dua prediktor signifikan yang terkait dengan munculnya *hotspot*, yaitu IOD 2 dan MJO 0. MJO 0 merupakan prediktor yang paling berpengaruh dengan nilai koefisien standar (beta) sebesar 0,43. Untuk indeks MJO dan Monsun yang paling berpengaruh di Wilayah Kalimantan, Semenanjung Malaysia serta Sabah dan Sarawak. Kedua fenomena tersebut seringkali melintas di ketiga wilayah tersebut pada bulan-bulan terjadinya musim kering, sehingga diindikasikan dapat mempengaruhi munculnya *hotspot*.

Berdasarkan hasil uji verifikasi yang dilakukan terhadap model prediksi *hotspot*, nilai Korelasi *Pearson* tertinggi berada di wilayah Kalimantan yaitu sebesar 0,795. Kemudian wilayah Sumatera dengan nilai korelasi sebesar 0,698. Selanjutnya untuk wilayah Semenanjung Malaysia serta Sabah dan Sarawak hanya menghasilkan nilai korelasi sebesar 0,145 dan 0,242, yakni nilai tersebut menunjukkan korelasi yang lemah antara prediktor dengan *hotspot*. Selanjutnya nilai kesalahan RMSE untuk masing-masing wilayah diperoleh sebesar 908 *hotspot* di wilayah Sumatera, 1150 *hotspot* di wilayah Kalimantan, 135 *hotspot* di wilayah Semenanjung Malaysia, dan nilai RMSE sebesar 113 *hotspot* di wilayah Sabah dan Sarawak.

Untuk mendapatkan hasil analisis yang lebih akurat maka penelitian selanjutnya dapat menggunakan metode pengamatan *hotspot* yang dapat membuat klasifikasi *hotspot* berdasarkan temperaturnya, sehingga dapat dibedakan *hotspot*, lahan yang sudah terbakar, yang akan terbakar, yang sedang terbakar dan dipadamkan.

Ucapan Terimakasih

Terima kasih saya ucapkan kepada penyedia situs ASMC <http://asmc.asean.org/asmc-haze-hotspot-monthly/>, situs NOAA <https://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indexes>, situs Jianping Li's Homepage Monsoon (AUSMI and SASMI) GCESS dan situs KNMI Climate Explorer indices <https://climexp.knmi.nl/getindices> yang telah menyediakan data yang dengan mudah dapat diakses secara gratis.

Daftar Pustaka

- Arini, E.Y. 2014. *Simulasi Curah Hujan Kalimantan Menggunakan Regional Climate Model 4 (REGCM4) Saat El Nino Southern Oscillation (ENSO)*. Skripsi, Bogor: Institut Pertanian Bogor.
- ASMC, 2020. <http://asmc.asean.org/asmc-haze-hotspot-monthly/>. Diakses pada 9 Maret 2020.
- Bappenas. 2016. *Grand Design Pencegahan Kebakaran Hutan Kebun dan Lahan*. Jakarta: Bappenas.
- Blegur, T.Y., Daka, S., Fuadz, M., Liliana, R.R. dan Wicaksono, M.C.W. 2019. *Buletin Informasi Meteorologi Edisi V Bulan Mei 2019*. Alor: Stamet Mali.
- BMKG. 2017. *BULETIN Cuaca dan Iklim Maritim*. Jakarta: BMKG Maritim.
- BNPB. 2013. *Rencana Kontinjensi Nasional Menghadapi Ancaman Benana Asap Akibat Kebakaran Hutan dan Lahan*. Jakarta: BNPB.
- Chang, C-P., Wang, Z., McBride, J. and Liu, C. 2005. *Annual cycle of Southeast Asia–Maritime Continent Rainfall and Asymmetric Monsoon Transition*. Journal of Climate. 18: 287–301.
- Endrawati. 2016. *Analisis Data Titik Panas (Hotspot) dan Areal Kebakaran Hutan dan Lahan Tahun 2016*. Jakarta: KLHK.
- Erwinsyah. 2017. *Pengaruh Jumlah Penduduk, Produk Domestik Bruto Dan Tenaga Kerja Kehutanan Terhadap Luas Kebakaran Hutan Dan Lahan di Indonesia*. Jurnal Populis. Vol. 2 (3) :321-328.
- Fahrmeir, L., Kneib, T., Lang, S. and Marx, B. 2013. *Regression: Models, Methods and Applications*. Switzerland: Springer Publication 2013.
- Hacker, E. C., and Hastenrath, S. 1985. *Mechanisms of Java Rainfall Anomalies*. Monthly weather review. 114: 745-757.
- Hermawan, E. dan Witono, A. 2012. *Penerapan Metode Analisis Komposit Dalam Menentukan Terjadinya Perbedaan Musim Kemarau/ Penghujan Di Kab. Kukar, Bulungan Dan Berau Provinsi Kalimantan Timur Secara Serempak (Simultan)*. pp. 84-91. ISBN 978-979-1458-64-1.
- Iizuka, S., Matsuura, T., & Yamagata, T. 2000. *The Indian Ocean SST dipole simulated in a coupled general circulation model*. Geophysical Research Lett. 27: 3369- 3372.
- Jianping Li's Homepage, 2020 <http://ijp.gcess.cn/dct/page/1>. Diakses pada 9 Maret 2020.
- KNMI Climate Explorer, 2020. <https://climexp.knmi.nl/getindices>. Diakses pada 9 Maret 2020.
- Krishnamurti, T.N. and Bhalme, H.N. 1976. *Oscillations of a Monsoon System. Part I. Observational Aspects*. J. Atmos. Sci. 33: 1937–1954.
- Madden, R.A. and Julian, P.R. 1994. *Observations of the 40– 50-day Tropical Oscillation A review*, Mon. Weather Rev. 122: 814– 837.
- Maloney, E. and Hartmann, D. 2000. *Modulation of Eastern North Pacific hurricanes by the Madden-Julian Oscillation*. J. Climate. 13: 1451-1460.

- Mulyana, E. 2002. *Analisis Angin Zonal di Indonesia Selama Periode ENSO*. Jurnal Sains & Teknologi Modifikasi Cuaca. Vol. 3(2): 115 - 120.
- Narulita, Ida., Rahayu, R., Kusratmoko, E., Supriatna. dan Djuwansah, M.R. 2019. *Ancaman Kekeringan Meteorologis di Pulau Kecil Tropis akibat Pengaruh El-Nino dan Indian Ocean Dipole (IOD) Effects, case study: Bintan Island*. Jurnal lingkungan dan bencana geologi. 10(3): 127 - 138. <http://doi.org/10.34126/jlbg.v10i3.252>.
- NOAA. 2019. <https://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/>. Diakses pada 9 Agustus 2019.
- Nur, Rusnianti. 2017. *Verifikasi Model Prediksi Nilai Titik Panas (Hotspot) di Kalimantan*. Skripsi, Makassar: Universitas Hasanuddin.
- Peraturan Menteri Kehutanan Nomor: P. 12/Menhut-li/2009 tentang Pengendalian Kebakaran Hutan. Jakarta.
- Prayoga, M. B. R., Ardila, Y., dan Della A. K. 2017. *Analisis Korelasi Kerapatan Titik Api Dengan Curah Hujan Di Pulau Sumatera Dan Kalimantan*. Jurnal Sains & Teknologi Modifikasi Cuaca, Vol. 18(1): 17 - 24.5. <https://doi.org/10.29122/jstmc.v18i1.2037>
- Saji, N.H., and Yamagata, T. 2003. *Possible impacts of Indian Ocean Dipole mode events on global climate*. Climate Research. 25:151-159.
- Saji N.H., Goswami, B.N., Vinayachandran, P.N. and Yamagata, T. 1999. *A Dipole Mode in The Tropical Indian Ocean*. in Macmillan Magazines Ltd, Nature, Vol.401. <http://doi.org/10.1038/43854>
- Syaifulloh, M.D. 2015. *Siklon Tropis, Karakteristik Dan Pengaruhnya Di Wilayah Indonesia Pada Tahun 2012*. Jurnal Sains dan Teknologi Modifikasi Cuaca. 16(2): 61 - 71. <http://doi.org/10.29122/jstmc.v16i2.1048>.
- Tacconi, L. 2003. *Kebakaran Hutan di Indonesia: Penyebab, Biaya dan Implikasi Kebijakan*. Bogor: Cente for International Forestry Research (CIFOR).
- Tangang, F.T., Xia, C., Qiao, F., Juneng, L. and Shan, F. 2011. *Seasonal circulations in the Malay Peninsula Eastern continental shelf from a wave-tide-circulation coupled model*. Ocean Dynamics. <http://doi.org/10.1007/s10236-011-0432-5>.
- Tangang, F.T. and Juneng, L. 2004. *Mechanisms of Malaysia rainfall anomalies*. Journal of Climate. 17(18): 3615-3621. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017).
- Tjasyono, B.H.K., Lubis, A., Juaeni, I., Ruminta, Harijono S.W.B. 2008. *Dampak Variasi Temperatur Samudera Pasifik dan Hindia Ekuatorial terhadap Curah Hujan di Indonesia*. Jurnal Sains Dirgantara, Vol. 5(2): 83-95.
- Trenberth, K.E. 1997. *The Definition El Nino*. Bulletin of the American Meteorological Society. 78(12): 2771-2777.
- Vinayachandran, P.N., Iizuka, S. and Yamagata, T. 2002. *Indian Ocean dipole mode events in an ocean general circulation model*. Deep-Sea Res. P.I.D. 49: 1573-1596.
- Webster P. J., Magaña, V. O., Palmer, T. N., Shukla, J., Tomas, R. A., Yanai, M. and Yasunari, T. 1998: *Monsoons: processes, predictability, and the prospects for prediction*. Journal of Geophysical Research. 103(C7): 14451-14510

GEOLOGI DAN KESTABILAN LERENG DALAM PEMETAAN ZONASI LONGSOR DI DESA SEBERANG DAN SUMUR GEDANG, KECAMATAN PESISIR BUKIT, KOTA SUNGAI PENUH, JAMBI

Fandi Frananda*, Itang Ahmad Mahbub, Anggi Deliana Siregar

Teknik Geologi, Universitas Jambi, Jl. Jambi-Muara Bulian No.KM. 15, Jambi, Indonesia.

*Corresponding author. Email: fandifrananda08@gmail.com

Manuscript received: 6 July 2021; Received in revised form: 1 September 2021; Accepted: 18 September 2021

Abstrak

Longsor terjadi diakibatkan kestabilan lereng yang terganggu maka gerakan tanah (longsoran) akan terjadi dan dapat menimbulkan kerugian besar bagi masyarakat di sekitarnya. Kota Sungai Penuh secara fisiografis berada di tepi bagian muka Lempeng Benua Asia yang berbenturan dengan Lempeng Samudera Hindia mengakibatkan sering dilanda bencana geologi. Kecamatan Pesisir Bukit merupakan daerah rawan akan potensi gerakan tanah longsor berdasarkan peta perkiraan gerakan tanah longsor untuk periode bulan Januari hingga Februari 2018. Penelitian ini bertujuan untuk memetakan zonasi longsor daerah penelitian berdasarkan kestabilan lereng dari data lapangan dan laboratorium. Metode penelitian menggunakan metode survei dan observasi lapangan. Hasil penelitian ini menunjukkan daerah penelitian dibagi menjadi zona rendah (stabil), menengah dan tinggi (labil) berdasarkan ketentuan PVMBG. Zona berpotensi rendah dapat ditemukan adanya tanah longsor, namun ditemukannya tanah longsor ini jarang, namun dapat terjadi jika adanya faktor yang memicu longsor. Zona berpotensi menengah menandakan bahwa pada daerah tersebut ditemukannya kejadian longsor cukup banyak, merupakan daerah berbukit, tutupan lahan dengan curah hujan cukup tinggi. Sedangkan zona berpotensi tinggi menandakan daerah sangat berpotensi longsor, umumnya ditemukan pada daerah lereng terjal dengan intensitas curah hujan tinggi dan bencana tanah longsor pada daerah ini akan sering terjadi.

Kata Kunci: Kestabilan Lereng; Longsor; Zonasi Longsor.

Abstract

Landslides occur due to the stability of disturbed slopes, then the movement of landslides (avalanches) will occur and can cause great losses for the surrounding communities. Sungai Penuh city Physiographically located on the edge of the face of the Asian Continental Plate that collides with the Indian Ocean Plate resulting in areas often hit by geological disasters. Bukit Pesisir District is an area prone to the potential for landslide movement based on the landslide movement forecast map for the period January to February 2018. This research aims to find out the mapping of landslide zoning in Sebrang Area and Sumur Gedang based on data in the field and in the laboratory. The results of this study showed that the research area was divided into low (stable), medium and high (labile) zones based on PVMBG provisions. In low potential zones have the possibility of landslides, but rare and can occur if there are factors that trigger landslides. The medium potential zone indicates that in the area there are quite a lot of landslide events, and the area is a hilly area and land cover with high rainfall. While the high-potential zone indicates that the area is very potential for landslides, it is generally found on steep slope areas with high rainfall intensity and landslide disasters in this area will often occur.

Keywords: Landslide; Landslide Zoning; Slope Stability.

Pendahuluan

Latar Belakang

Longsor merupakan suatu bentuk erosi dengan proses pengangkutan atau pemindahan tanah terjadi pada suatu saat dalam volume yang besar (Natawidjaja, 2018). Longsor dapat terjadi karena ketidakstabilan lereng, lereng adalah suatu permukaan tanah yang miring dan membentuk sudut tertentu terhadap suatu bidang horizontal dan tidak terlindungi (Das et al., 1995). Ketika stabilitas lereng terganggu maka gerakan tanah (longsoran) akan terjadi dan dapat menimbulkan kerugian yang cukup besar bagi masyarakat di sekitarnya. Masalah stabilitas lereng terjadi pada permukaan tanah akibat aktivitas manusia maupun faktor alam seperti curah hujan, jenis tanah.

Kota Sungai Penuh secara topografis terletak di tengah Taman Nasional Kerinci Seblat (TNKS), wilayah ini dikelilingi oleh bukit barisan dan pegunungan. Salah satu penyebab rawan longsor pada daerah penelitian yaitu permasalahan lingkungan dan sosial yang menonjol seperti pertanian intensif, kerusakan hutan atau luasnya lahan kritis di Kota Sungai Penuh yang mencapai 180.305 ha dengan tingkat curah hujan tahunan berkisar 49,4 – 169,9 mm pertahun (Dinas Pekerjaan Umum, 2015). Berdasarkan struktur geologi daerah penelitian berupa lipatan, patahan, dan kelurusan banyak dijumpai, yang umumnya berarah Tenggara-Baratlaut. Struktur patahan memengaruhi seluruh batuan penyusun yang terbentuk di PraHolosen bahkan hingga Resen. Patahan ini memengaruhi pula terhadap endapan aluvium di bagian dataran, yang tercerminkan oleh adanya retakan/ lipatan dan kelurusan.

Penelitian ini dimaksudkan untuk mengetahui kondisi geologi daerah penelitian, tingkat kerentanan stabilitas lereng daerah penelitian berdasarkan analisis fisik tanah, penetapan zona

kerentanan longsor yang dimuat dalam peta kerentanan longsor dan memberikan solusi dalam perencanaan wilayah pada daerah yang rentan terhadap longsor.

Adapun tujuan dari penelitian ini yaitu sebagai berikut:

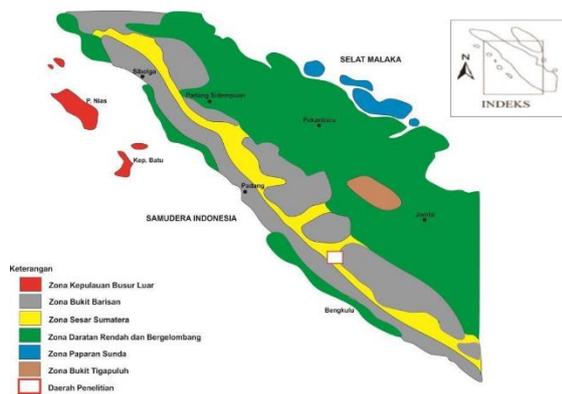
1. Mengetahui geologi daerah penelitian dengan melihat perbedaan litologi, bentukan asal dan lahan, serta struktur yang berkembang di daerah penelitian.
2. Mengetahui pengaruh dari data jenis batuan, sifat fisik dan mekanik tanah serta data yang diperlukan lainnya seperti penggunaan lahan dan kemiringan lereng dalam terhadap bencana longsor.
3. Mengetahui nilai faktor keamanan lereng dan rekomendasi tepat sebagai dasar dalam suatu pembangunan di daerah penelitian yang rentan terhadap gerakan tanah/ longsor.

Kajian Pustaka

1. Fisiografi Daerah Penelitian

Daerah penelitian terletak di sebagian rangkaian Pegunungan Barisan dan Zona Sesar Semangko dalam hal ini Segmen Sesar Siulak (Gambar 1). Rangkaian Pegunungan Barisan tersebut dikenal sebagai Lajur Zona Magmatic Busur Barisan yang di dalamnya terdapat Zona Sesar Besar Sumatera. Zona Jajaran Barisan merupakan suatu zona perbukitan memanjang dengan arah orientasi Tenggara-Baratlaut dengan panjang ± 1650 km dengan lebar 100 km (Bemmelen, 1949).

Zona Sesar Sumatera atau Zona Sesar Semangko adalah zona yang memiliki pola memanjang yakni pola zona ini mengikuti fisiografi dari Bukit Barisan. Zona ini merupakan *geoantiklin* yang memanjang dengan bentuk depresi, zona ini memanjang dimulai dari Teluk Semangko (Sumatera Selatan Lampung) hingga ke bagian Baratlaut di Kotaradja Aceh yang merupakan suatu lembah dan batas akhir dari zona ini (Bemmelen, 1949).



Gambar 1. Fisiografi Regional (Bemmelen, 1949).

2. Tektonik dan Struktur Geologi

Daerah penelitian termasuk kedalam sistem tektonik Zona Sesar Sumatera. Sesar Semangko merupakan bagian selatan dari Sistem Sesar Besar Sumatera yang merupakan akibat subduksi atau konvergensi menyerong antara Lempeng Indo-Australia dengan Lempeng Eurasia. Segmen Sesar Semangko membentang sepanjang lebih dari 80 km dari Selat Sunda sampai dengan daerah Danau Ranau di utara. Sesar Sumatera merupakan sesar *strike slip* berarah dekstral yang terdiri dari 19 segmen utama sepanjang tulang punggung Sumatera (Sieh and Natawidjaja, 2000). Sesar Siulak merupakan sesar yang berada pada jalur vulkanisme kuartar yang masih aktif. Segmen Sesar Siulak merupakan bagian dari sesar Sumatera, segmen ini berarah Baratlaut-Tenggara pergerakan dengan arah gaya kompresi Timurlaut-Baratdaya dan gaya ekstensional Baratlaut-Tenggara. Menurut Bellier and Sébrier (1994) Segmen Sesar Siulak merupakan bagian dari pergerakan Sesar Semangko yang bergerak manganan (*dextral*). Sedangkan menurut Sieh and Natawidjaja (2000), Sesar Siulak merupakan *dilational step overs* dan memanjang sekitar ± 70 km, sesar inilah yang melintasi daerah penelitian. Pada Cekungan Sungai Penuh juga terdapat dua sistem sesar mayor yaitu Sesar Siulak Barat dan Sesar Siulak Timur dengan arah pergerakannya *Dextral Fault*.

3. Stratigrafi Daerah Penelitian

Berdasarkan korelasi satuan batuan pada daerah penelitian maka dapat diketahui jenis litologi batuan yang ada serta penyebaran batuan tersebut di daerah penelitian dalam bentuk formasi yang ada serta kedudukan batuan tersebut dimulai dari yang tertua sampai endapan batuan yang paling muda dimana proses-proses geologi berperan penting ini terlihat dari adanya batuan terobosan yang menerobos Formasi Hulusimpang yang dikatakan bahwa daerah penelitian termasuk kedalam daerah vulkanik aktif.

Dasar Teori

Lereng adalah permukaan bumi yang membentuk sudut kemiringan tertentu dengan bidang horizontal. Lereng dapat terbentuk secara alamiah karena proses geologi atau karena dibuat oleh manusia. Menurut proses terbentuknya lereng terbagi menjadi 2 yaitu lereng alami dan lereng buatan.

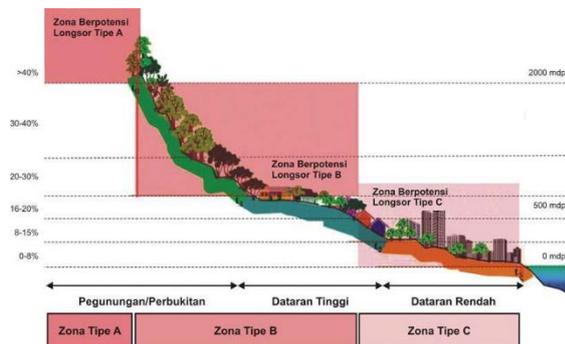
Gerakan tanah adalah perpindahan massa tanah atau batu pada arah tegak, mendatar atau miring dari kedudukan semula, gerakan tanah mencakup gerak rayapan dan aliran maupun longsor. Dari definisi gerakan tanah dapat disimpulkan bahwa longsor adalah bagian dari gerakan tanah. Bergeraknya material tanah/ batuan dalam bentuk padat atau semi-*viscous* disebut sebagai pergerakan massa. Pergerakan massa ini dianalogikan dengan Bergeraknya suatu blok pada bidang miring. Apabila gaya akibat gravitasi (beban bergerak) melebihi kuat geser penahan lereng, maka material akan bergerak (Basofi et al., 2016).

Kejadian bahaya longsor (gerakan massa tanah) sering terjadi di daerah lereng curam/ terjal. Terbentuknya longsor adalah akibat perpindahan material pembentuk lereng seperti batuan, bahan rombakan, tanah yang bergerak dari lereng bagian atas meluncur ke bawah. Secara prinsip longsor terjadi jika gaya pendorong pada lereng bagian atas lebih besar dari pada gaya penahan. Gaya pendorong dipengaruhi oleh

intensitas hujan yang tinggi, keterjalan lereng, beban, ketebalan solum tanah, dan berat jenis tanah (Titisari et al., 2019).

Analisa kestabilan lereng bertujuan untuk menentukan faktor keamanan dari bidang longsor yang berpotensi. Analisis kestabilan lereng sering dijumpai pada perancangan bangunan seperti jalan raya, rel kereta api, tempat pemukiman penduduk, saluran air dan bendungan. Analisis kestabilan lereng ini dilakukan untuk mengecek keamanan dari lereng alam, lereng galian (Hardiyatmo, 1994).

Zona berpotensi longsor adalah daerah/kawasan yang rawan terhadap bencana longsor dengan kondisi *terrain* dan kondisi geologi yang sangat peka terhadap bencana longsor luar, baik yang bersifat alami maupun aktifitas manusia sebagai faktor pemicu gerakan tanah, sehingga berpotensi terjadinya longsor.



Gambar 2. Tipologi Zona Berpotensi Longsor (Departemen Pekerjaan Umum, 2005).

Sedangkan untuk menetapkan tingkat kerawanan zona tersebut dalam aspek fisik alami, digunakan kriteria sebagai berikut (Gambar 2):

1. Tingkat kerawanan Zona Berpotensi longsor tinggi apabila total nilai bobot tertimbang berada pada kisaran 2,40-3,00.
2. Tingkat kerawanan Zona Berpotensi longsor sedang bila total nilai bobot tertimbang berada pada kisaran 1,70-2,39.
3. Tingkat kerawanan Zona Berpotensi Longsor rendah apabila total nilai

bobot tertimbang berada pada kisaran 1,00-1,69.

Metode Penelitian

Penelitian ini berlokasi secara administratif berada di Desa Seberang, Kecamatan Pesisir Bukit, Kota Sungai Penuh, Provinsi Jambi. Metode penelitian yang digunakan berdasarkan pada parameter fisik, mekanik dan informasi yang berhubungan dengan penelitian dilakukan dengan cara metode pengamatan/ pemetaan lapangan, analisis laboratorium dan analisis studio. Metode survei yang dilakukan berupa survei pemetaan geologi permukaan yang dilakukan melalui observasi lapangan. Observasi di lapangan yang dilakukan meliputi orientasi medan, pengamatan morfologi, pengamatan singkapan dan batuan, pengukuran struktur geologi dan geometri lereng, pengambilan sampel batuan dan pengambilan sampel tanah. Pemetaan geologi dilakukan dengan melewati jalan, sungai dan tebing atau lereng perbukitan, bekas paritan dan titik ketinggian untuk mengamati bentuk bentangalam, struktur dan batuan yang ada di lapangan. Tahap penelitian dibagi menjadi tiga (3) sub tahapan yaitu:

1. Pengamatan geomorfologi, tahap ini dilakukan dengan mengamati daerah penelitian dan juga dilakukan penggambaran sketsa lapangan serta dokumentasi dengan menggunakan kamera agar mempermudah dalam penentuan bentukan lahan daerah penelitian lebih lanjut.
2. Pengamatan geologi meliputi deskripsi litologi, yaitu pengamatan terhadap sifat fisik batuan secara megaskopis dan pengambilan sampel batuan. Pengamatan sampel batuan secara megaskopis dilakukan dengan bantuan lup guna melihat kandungan mineral penyusun batuan dan komperator (beku dan sedimen) guna mengetahui jenis mineral penyusun batuan beku ataupun ukuran besar butir pada batuan sedimen, sehingga mempermudah dalam

- penentuan nama batuan saat di lapangan.
3. Pengukuran struktur geologi meliputi pengukuran unsur struktur dan kemiringan, struktur bidang serta arah dan penunjaman unsur struktur garis yang dimungkinkan sebagai pengontrol distribusi penyebaran batuan yang ada. Pengukuran struktur geologi dilakukan dengan bantuan kompas untuk mengukur parameter pada struktur geologi yang ditemukan, dan *clipboard* sebagai alat bantu saat mengukur.

Sebelumnya perlu dilakukan analisis data sekunder yang didapatkan dari pustaka dan sumber yang lain yang dapat digunakan sebagai bahan pertimbangan sebelum melakukan observasi lapangan detail, selanjutnya akan dibantu dengan pekerjaan laboratorium dan studio. Metode penelitian memuat lokasi penelitian, alat dan bahan yang digunakan, sumber data penelitian, teknik pengumpulan data, teknik pengolahan data, dan teknik analisis data.

Alat dan bahan

1. Kompas geologi, digunakan untuk mengetahui arah mata angin, mengukur *slope*, mengukur struktur geologi dan juga dapat dijadikan sebagai skala pembanding.
2. Kamera, digunakan untuk mengumpulkan foto sebagai data pendukung di lapangan.
3. Palu geologi, digunakan untuk pengambilan sampel dan juga dapat digunakan sebagai skala pembanding.
4. Komperator (beku dan sedimen), digunakan untuk mengetahui besar butir sampel yang didapat di lapangan dan penentuan nama batuan dilapangan.
5. Lup, digunakan untuk mengetahui komposisi batuan secara megaskopis.
6. GPS, digunakan untuk mengetahui koordinat dari setiap singkapan yang ditemui di lapangan lokasi pengambilan sampel untuk analisis stabilitas lereng.
7. Meteran, digunakan sebagai alat bantu ukur dalam pengukuran profil, MS ataupun pengukuran geometri lereng.

8. *Borehand*, digunakan untuk pengambilan sampel tanah jika dengan menggunakan pipa PVC sampel tidak dapat diambil.

Hasil dan Pembahasan

Geologi Daerah Seberang dan Sumur Gedang

Kondisi geomorfologi daerah penelitian tidak terlepas dari kondisi bentuk lahan, genesa dan juga proses geomorfologi yang terjadi. Penentuan geomorfologi dilakukan melalui pendekatan mengenai aspek geomorfologi. Berdasarkan analisis geomorfologi pada lokasi penelitian secara detail ditentukan berdasarkan interpretasi terhadap peta topografi, peta lintasan dan data citra satelit berupa data DEM, maka dasar pemisah dan penamaan satuan geomorfologi daerah penelitian mengacu pada Klasifikasi Verstappen (1985) dengan modifikasi (Tabel 1).

Pada daerah penelitian yang mengacu kepada klasifikasi bentuk lahan menurut Verstappen (1985) yaitu bentuk lahan perbukitan struktural (S1) dan bentuk lahan fluvial yang terdiri dari dataran fluvial (F1) dan tubuh sungai (F2) (Gambar 3). Satuan bentuk lahan ini kemudian disajikan kedalam peta geomorfologi daerah penelitian.

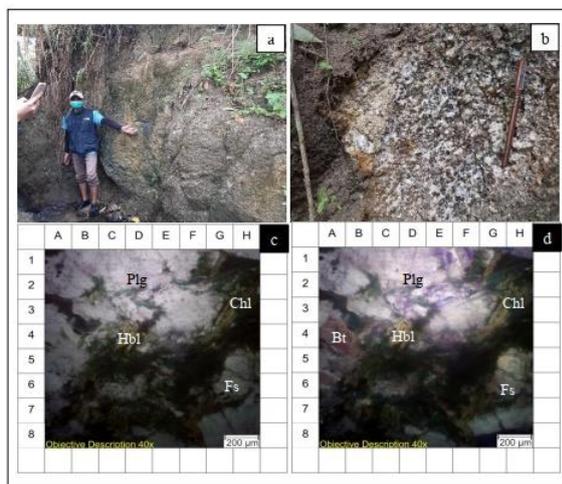


Gambar 3. Geomorfologi Daerah Penelitian.

Berdasarkan ciri litologi hasil observasi lapangan dan hasil analisis laboratorium, stratigrafi daerah penelitian 4 (empat) satuan batuan. Urutan satuannya dari tua ke muda adalah Intrusi Granit Sungai Penuh, Lava Basal Kebongsong, Breksi Vulkanik Kebongsong dan Endapan Aluvial.

Tabel 1. Klasifikasi Geomorfologi Daerah Seberang dan Sumur Gedang (Berdasarkan Modifikasi Verstappen, 1985)

Satuan Geomorfik		Struktural (S)		Fluvial (F)			
		Perbukitan Struktural (S1)		Dataran Fluvial (F1)	Tubuh Sungai (F2)		
Morfogenesis	Morfografi	Perbukitan bergelombang dengan lereng curam		Dataran rendah dan material lepas	Dataran rendah sampai cekung dan material lepas		
	Morfometri	Kelerengan	7% - 30% 4° - 6°		0% - 2% 0° - 2°	0% - 2% 0° - 2°	
		Elevasi	1412 - 787 m		25 - 10 m	25 - 10 m	
		Bentuk Lembah	V		V - U	V - U	
		Pola Pengaliran	Subdendritik		Subdendritik	-	
	Morfostruktur Aktif	Pengangkatan dan pensesaran		Lapisan horizontal	-		
Morfogenesis	Morfostruktur Pasif	Breksi vulkanik, basal dan granit. Batuan dengan resistensi sedang - kuat		Aluvial (bongkah, pasiran dan lumpur) resistensi batuan lemah	Aluvial (bongkah, pasiran dan lumpur) resistensi batuan lemah		
	Morfodinamis	Tingkat pelapukan sedang (erosi)		Proses fluvial	transportasi erosi sedimentasi		

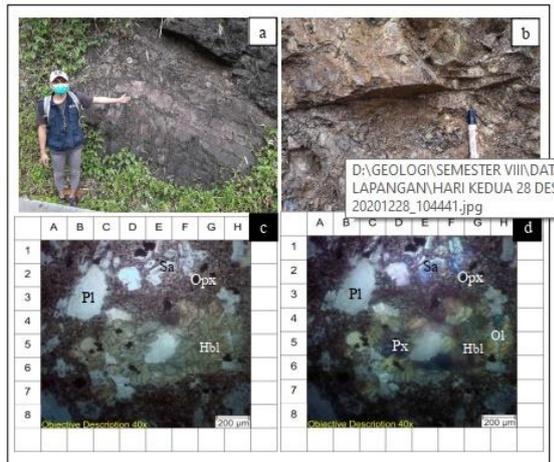


Gambar 4. a). Singkapan Granit, b). Sampel Granit, c). Sayatan Petrografi Granit PPL, d). Sayatan Petrografi Granit XPL

Intrusi Granit Sungai Penuh ini dicirikan dengan litologi batuan granit yang telah mengalami proses mineralisasi dan hampir keseluruhan singkapan telah mengalami pelapukan dan erosi terutama di daerah sungai bagian tebing di daerah penelitian. Intrusi Granit Sungai Penuh ini berumur Tersier-Pliosen. Batuan granit (Gambar 4)

ini mencakup 60% dari area penelitian. Batuan granit secara ciri-ciri megaskopis penyusun batuan berwarna putih dengan titik-titik hitam, struktur masif, derajat kristalisasi holokristalin dan granularitas fanerik, susunan butiran ekwigranular (hampir seragam).

Satuan batuan ini berada pada bentang alam vulkanik dengan bentuk lahan berupa lereng atas vulkanik, karena material batuan yang ditemukan berupa material gunungapi yaitu lava. Batuan ini biasanya ditemukan pada fasies *proximal* (lereng atas vulkanik). Satuan Lava Basal Kebongsong ini terendapkan pada umur tersier awal. Satuan ini menepati 10% dari daerah penelitian. Batuan basal (Gambar 5) penyusun satuan ini memiliki ciri megaskopis memiliki warna segar hitam dan warna lapuk kelabu, struktur masif, tekstur porfiritik, derajat kristalisasi hipokristalin dan granularitas afanitik.



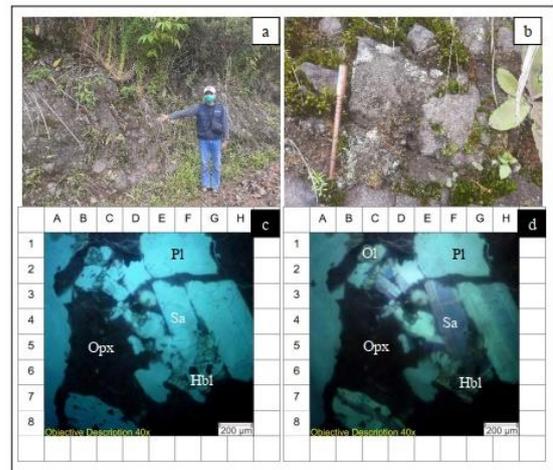
Gambar 5. a). Singkapan Basal, b). Sampel Basal, c). Sayatan Petrografi Basal PPL, d). Sayatan Petrografi Basal XPL

Breksi yang ditemukan memiliki ciri-ciri megaskopis dengan warna segar abu-abu hingga abu-abu kehitaman warna lapuk cokelat, struktur masif dan matriks berupa tuff. Berdasarkan material batuan gunungapi yang dihasilkan yaitu breksi vulkanik, maka satuan ini berada pada bentang alam vulkanik dengan bentuk lahan berupa lereng vulkanik atas. Satuan ini tersingkap di dinding tebing sepanjang jalan Kerinci-Ketapan. Satuan Breksi Vulkanik ini merupakan satuan batuan yang termasuk kedalam Formasi Qvkb (Batuan Gunungapi Andesit-Basaltan Kebongsong) berdasarkan peta geologi regional, sehingga satuan ini berumur kuartar.

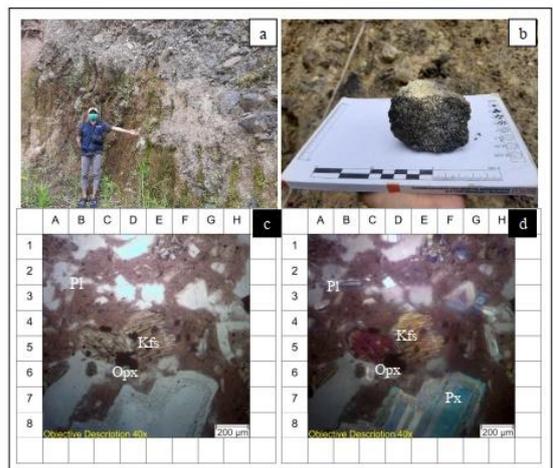
Fragmen breksi pada Gambar 6 secara megaskopis memiliki warna segar hitam dan warna lapuk kelabu, struktur masif, tekstur porfiritik, derajat kristalisasi hipokristalin dan granularitas afanitik.

Fragmen breksi pada Gambar 7 secara megaskopis memiliki warna segar abu-abu terang dan warna lapuk abu-abu muda, struktur masif, tekstur porfiritik, derajat kristalisasi hipokristalin dan granularitas afanitik, sedangkan pada nikel silang berwarna biru-oranye, struktur masif, derajat kristalisasi hipokristalin, granularitas afanitik, bentuk mineral

subhedraleuhedral, relasi inequigranular porfiritik.



Gambar 6. a). Singkapan Breksi, b). Sampel Basal, c). Sayatan Petrografi Basal PPL, d). Sayatan Petrografi Basalt XPL



Gambar 7. a). Singkapan Breksi, b). Sampel Andesit, c). Sayatan Petrografi Andesit PPL, d). Sayatan Petrografi Andesit XPL

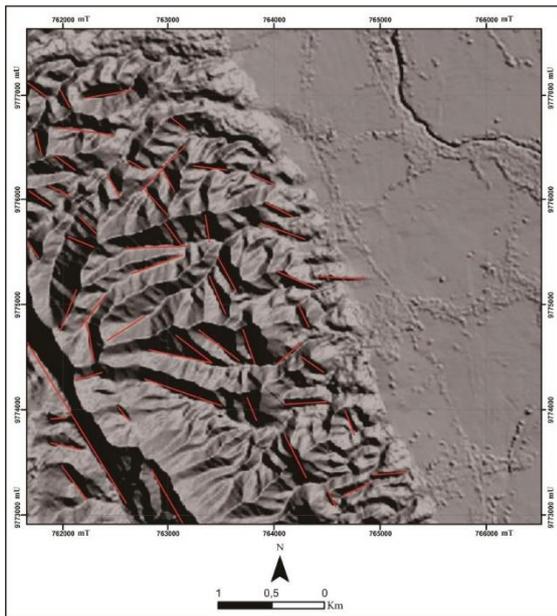
Endapan Aluvial (Gambar 8) termasuk kedalam satuan batuan kuartar aluvium. Endapan ini terdiri dari material lepas bongkah, kerikil, pasir, lanau dan lempung. Struktur batu berupa struktur batuan *uncosolidated rock*. Endapan aluvial ini banyak dimanfaatkan untuk tempat persawahan bagi masyarakat setempat. Endapan aluvial ini menutupi sekitar 35% daerah penelitian.



Gambar 8. a). Singkapan aluvial yang ada di dinding sungai b). Endapan Aluvial (Dokumentasi Fandi Frananda dengan Azimuth N 185°E)

Tabel 2. Data Tabulasi Diagram Roset.

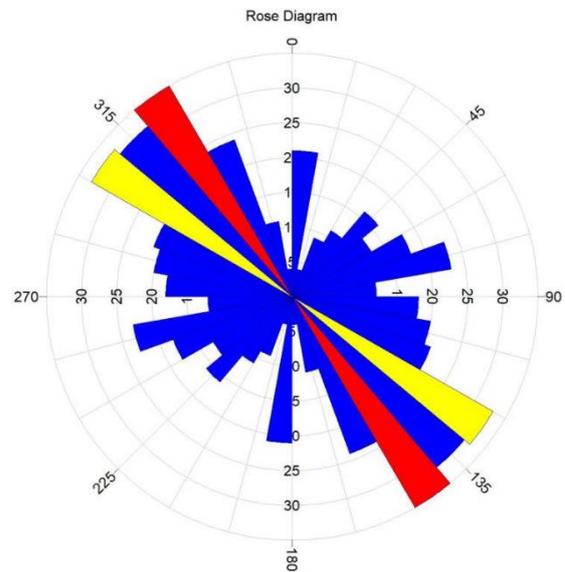
No	1.	2.	3.	4.	5.
	315/31	43/12	270/5	145/35	6/21
	225/16	260/23	35/8	142/35	355/10
	78/23	98/17	277/18	323/40	60/15
Data	185/20	115/21	132/32	110/21	327/24
	80/23	320/97	45/12	322/35	300/31
	145/24	92/17	133/31	15/20	150/10
	20/4	329/24	30-Oct	147/35	140/35
	12/4	355/11	280/22	309/33	160/24



Gambar 9. Peta Kelurusan DEM Daerah Penelitian.

Pada daerah penelitian, data struktur geologi tidak ditemukan dikarenakan faktor singkapan yang ada di lapangan telah mengalami erosi serta pelapukan yang cukup berpengaruh terhadap struktur yang ada, dengan tidak adanya data primer struktur geologi yang ada di lapangan maka digunakan data sekunder (Tabel 2) yang

didapatkan data Model Elevasi Digital (DEM) yaitu penarikan data kelurusan dengan menarik garis pada daerah-daerah lembah dari punggung perbukitan untuk mengetahui arah dominan suatu kelurusan (Gambar 9 dan 10).



Gambar 10. Diagram Roset.

Analisa Stabilitas Lereng

1. Sifat Fisik Tanah

a. Kadar air

Tingginya nilai kadar air dapat mengindikasikan rongga butir atau porositas batuan atau tanah banyak terisi air sehingga mengurangi daya dukung tanah pada lokasi tersebut. Tabel 3 merupakan hasil uji kadar air sampel tanah.

Tabel 3. Hasil Uji Kadar Air.

Jenis Sampel	Kode Sampel	Kadar Air
Tanah	Titik 1	39,247 %
	Titik 2	36,387 %
	Titik 3	45,121 %
	Titik 4	52,803 %

b. Berat Jenis Tanah

Penentuan faktor keamanan lereng menggunakan berat jenis. Semakin besar berat jenis suatu sampel tanah, maka akan semakin besar juga nilai faktor keamanannya. Tabel 4 adalah hasil uji berat jenis tanah.

Tabel 4. Hasil Uji Berat Jenis Tanah

Jenis Sampel	Kode Sampel	Berat Jenis Tanah
Tanah	Titik 1	2,585
	Titik 2	3,180
	Titik 3	2,294
	Titik 4	2,374

c. Uji Saringan Tanah

Uji saringan merupakan uji yang dilakukan untuk menentukan pembagian butir tanah atau untuk menentukan persentase berat butiran tanah yang lolos dari satu set saringan. Tabel 5 menampilkan hasil uji saringan.

Tabel 5. Hasil Uji Saringan.

Jenis Sampel	Kode Sampel	Persentase Tertahan	Persentase Lolos
Tanah	Titik 1	21,6	78,4
	Titik 2	12,87	87,12
	Titik 3	71,34	28,66
	Titik 4	69,26	30,73

d. Atterberg Limit

Hasil uji saringan dan *atterberg limit* dapat digunakan untuk menentukan nama dari masing-masing sampel tanah yang didapat. Penamaan ini dapat dilakukan dengan menggunakan nilai-nilai yang didapat dari besarnya persentase lolosnya butiran tanah pada saat uji saringan, nilai batas cair, batas plastis dan indeks plastisitas tanah yang didapat, semua nilai tersebut dimasukan kedalam grafik pengklasifikasian tanah kemudian disamakan dengan tabel klasifikasi tanah dari USDA dengan hasil pada Tabel 6.

Tabel 6. Hasil Uji *Atterberg Limit*.

Jenis Sampel	Tanah			
	Titik 1	Titik 2	Titik 3	Titik 4
Batas Cair	48,452	54,1985	31,9025	46,2115
Batas Plastis	32,595	29,504	10,335	30,84
Indeks Plastis	15,857	24,695	21,568	15,372
Jenis tanah	Lempung Berlanau	Lempung	Lempung	Lempung Berlanau

2. Sifat Mekanik Tanah

Uji sifat mekanik yang dilakukan terhadap sampel tanah adalah uji kuat geser langsung. Uji kuat geser langsung ini dilakukan sebanyak 3 kali pada sampel tanah yang sama namun dengan pemberian beban yang berbeda yaitu beban 5 kg, 10 kg dan 20 kg untuk melihat seberapa besar dan cepat keruntuhan yang terjadi pada beban yang berbeda yang hasilnya dapat dilihat pada Tabel 7.

Tabel 7. hasil Uji Kuat Geser Langsung.

Jenis Sampel	Kode Sampel	Sudut Geser Dalam (°)	Kohesi (Kg/cm ²)
Tanah	Titik 1	44,953	0,0794
	Titik 2	36,289	0,0669
	Titik 3	22,898	0,1523
	Titik 4	17,128	0,0822

Analisa Stabilitas Lereng

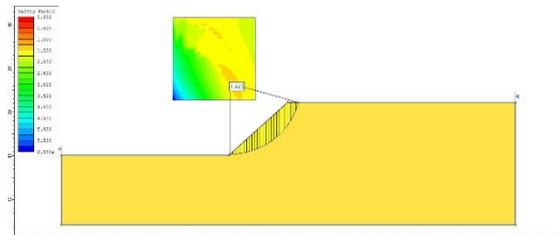
Analisa stabilitas lereng dilakukan dengan menggunakan bantuan aplikasi *slide 6.0*, analisa lereng yang dilakukan pada daerah penelitian terdiri dari 4 lereng dengan material penyusun berupa tanah.



Gambar 11. Kenampakan Lereng Titik 1 di Lapangan.

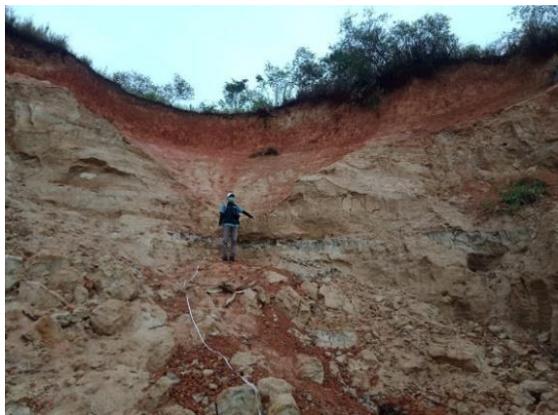
Pada titik lokasi yang pertama yaitu Titik 1 (Gambar 11), memiliki dimensi lereng berupa kemiringan lereng dengan nilai 42°, tinggi lereng 10,6 m, panjang lereng 8,4 m, dan lebar lereng 6,35 m.

Berdasarkan data hasil analisis *slide*, faktor keamanan untuk titik 1 yang didapatkan adalah 1,443. Hasil analisis yang didapatkan $> 1,25$ (Gambar 12), sehingga lereng pada lokasi pengamatan ini termasuk lereng yang stabil-labil yang artinya sering terjadi gerakan tanah.



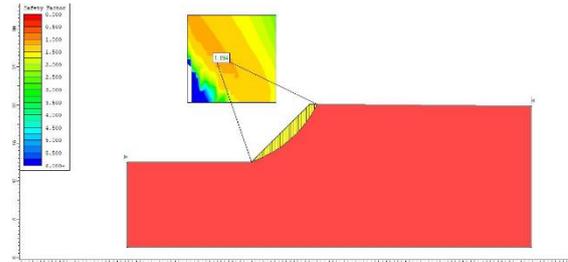
Gambar 12. Nilai FK Metode Bishop Lereng Titik 1.

Pada titik lokasi yang kedua yaitu titik 2 (Gambar 13), memiliki dimensi lereng berupa kemiringan lereng dengan nilai 45° , tinggi lereng 15 m, panjang lereng 19,5 m, dan lebar lereng 15,6 m.



Gambar 13. Kenampakan Lereng Titik 2 di Lapangan.

Berdasarkan data hasil analisis *slide*, faktor keamanan untuk titik 2 yang didapatkan adalah 1,194 (Gambar 14). Hasil analisis yang didapatkan 80 memiliki nilai yang berada pada rentang 1,07 – 1,25, sehingga lereng pada lokasi pengamatan ini termasuk lereng yang kritis, artinya pada lereng ini pernah terjadinya longsor, namun tidak terlalu sering jika dibandingkan pada lereng yang labil.



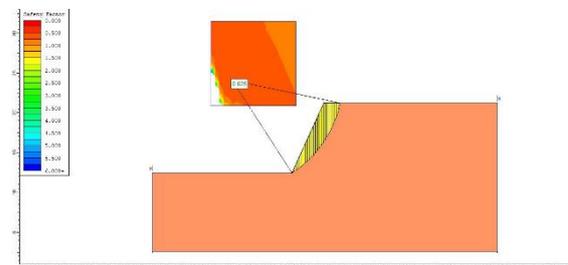
Gambar 14. Nilai FK Metode Bishop Lereng Titik 2.

Pada titik lokasi yang ketiga yaitu Titik 3 (Gambar 15), memiliki dimensi lereng berupa kemiringan lereng dengan nilai 66° , tinggi lereng 18 m, panjang lereng 20,75 m, dan lebar lereng 26,30 m.



Gambar 15. Kenampakan Lereng Titik 3 di Lapangan.

Berdasarkan data hasil analisis *slide*, faktor keamanan untuk Titik 3 yang didapatkan adalah 0,525. Hasil analisis yang didapatkan memiliki nilai $< 1,07$ (Gambar 16), sehingga lereng pada lokasi pengamatan ini termasuk lereng yang labil.



Gambar 16. Nilai FK Metode Bishop Lereng Titik 3

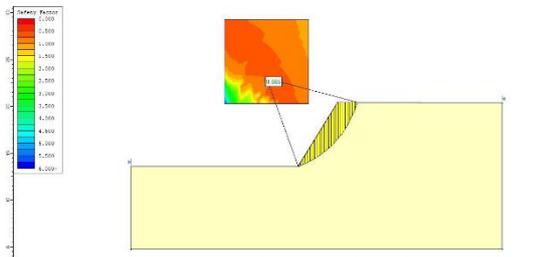
Pada titik lokasi yang keempat yaitu Titik 4 (Gambar 17), memiliki dimensi lereng berupa kemiringan lereng dengan nilai 58° ,

tinggi lereng 8 m, panjang lereng 9,3 m, dan lebar lereng 9,57 m.



Gambar 17. Kenampakan Lereng Titik 4 di Lapangan

Berdasarkan data hasil analisis *slide*, faktor keamanan untuk titik 4 yang didapatkan adalah 0,65 (Gambar 18). Hasil analisis yang didapatkan memiliki nilai $< 1,07$, sehingga lereng pada lokasi pengamatan ini termasuk lereng yang labil.



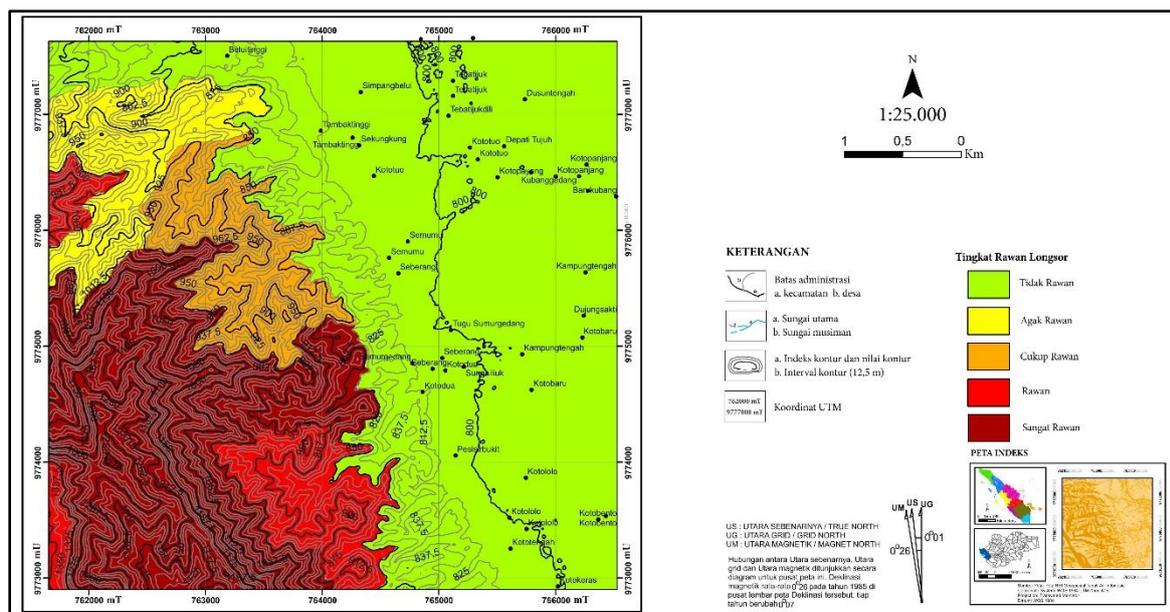
Gambar 18. Nilai FK Metode Bishop Lereng Titik 4

Zonasi Kerentanan Longsor

Penentuan zona kerentanan longsor berdasarkan parameter besarnya kemiringan lereng, curah hujan dan tata guna lahan serta sebaran batuan pada daerah penelitian. Peta yang telah dibuat seperti peta kemiringan lereng, peta

penggunaan lahan, peta geologi, peta geomorfologi di-*overlay* sehingga akan didapatkan peta zonasi longsor dengan kategorinya masing-masing. Klasifikasi zona kerentanan longsor terbagi menjadi tiga, yaitu zona kerentanan longsor rawan, cukup rawan dan tidak rawan. Berdasarkan hasil analisis data yang didapatkan, zonasi rawan bencana longsor pada daerah penelitian terbagi menjadi 5 yaitu tidak rawan, agak rawan, cukup rawan, agak rawan dan tidak rawan.

Berdasarkan zonasi longsor pada daerah penelitian di atas dapat dilihat pada peta zonasi longsor (Gambar 19), daerah penelitian terbagi dalam 2 zona yaitu zona potensi longsor rendah (stabil) hingga zona potensi longsor tinggi (labil). Zona berpotensi tanah longsor rendah menandakan bahwa pada daerah tersebut dapat ditemukan adanya tanah longsor, namun ditemukannya tanah longsor ini jarang, tanah longsor dapat terjadi pada daerah ini jika adanya faktor yang memicu longsor. Zona berpotensi tanah longsor menengah menandakan bahwa pada daerah tersebut ditemukannya kejadian longsor cukup banyak, umumnya ditemukan pada daerah yang berbukit dengan curah hujan yang cukup tinggi serta tutupan lahan yang memicu terjadinya longsor. Sedangkan zona berpotensi longsor tinggi menandakan bahwa pada daerah tersebut sangat berpotensi menimbulkan bencana longsor, umumnya ditemukan pada daerah dengan lereng yang agak terjal hingga terjal dengan intensitas curah hujan yang tinggi dan bencana tanah longsor pada daerah ini akan sering terjadi.



Gambar 19. Peta Zonasi Longsor Desa Seberang dan Sumur Gedang.

Kesimpulan

Berdasarkan tujuan penelitian ini, maka dapat disimpulkan bahwa Pertama, batuan breksi dengan sifat kompaksi antar fragmennya yang kecil dapat menyebabkan tingkat kerentanan longsohnya sangat tinggi dengan kemiringan lereng curam. Batuan granit yang ditemukan kebanyakan telah megalami proses erosi cukup tinggi juga sangat berpengaruh terhadap kestabilan lereng.

Kedua, penentuan zonasi longsor didapatkan dari *overlay* peta geologi, geomorfologi, penggunaan lahan, kelerengan dan data curah hujan dan beberapa analisis yang dilakukan terhadap sampel tanah baik secara fisik maupun mekanika. Terdapat 5 tingkatan kerawanan longsor yaitu sangat rawan, rawan, cukup rawan, agak rawan dan tidak rawan. Ketiga, upaya penanggulangan dan pengendalian di daerah penelitian, antara lain melalui rekayasa keteknikan, mengubah geometri lereng yaitu dengan melandaikan lereng yang curam, membuat parit permukaan yaitu diletakkan di bagian atas lereng pada bagian tanah lereng yang stabil, membuat dinding penahan dari batuan yaitu sebagai peyangga di bawah kaki lereng, pengendalian Pemanfaatan Ruang

Kawasan Rawan Bencana Gerakan Tanah/ Longsor, dan melakukan perlindungan sistem hidrologi kawasan.

Daftar Pustaka

- Basofi, A., Fariza, A., and Dzulkarnain, M. 2016. *Landslides susceptibility mapping using fuzzy logic: A case study in Ponorogo, East Java, Indonesia*. 2016 International Conference on Data and Software Engineering (ICoDSE), 1–7. <https://doi.org/10.1109/ICODSE.2016.7936156>
- Bellier, O., and Sébrier, M. 1994. *Relationship between tectonism and volcanism along the Great Sumatran Fault Zone deduced by spot image analyses*. *Tectonophysics*, 233(3), 215–231. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90242-9](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90242-9)
- Bemmelen, R.V. 1949. *The Geology of Indonesia Vol 1A: General Geology of Indonesia and Adjacent Archipelagoes*. Government Printing, The Hague.
- Das, B.M., Endah, N., and Mochtar, I.B. 1995. *Mekanika Tanah (Prinsip Prinsip Rekayasa Geoteknis)* (1st ed.). Erlangga.

- Departemen Pekerjaan Umum. (2005). *Pedoman Teknis Departemen Pekerjaan Umum Pd T-09-2005-B tentang Rekayasa Penanganan Keruntuhan Lereng Pada Tanah Residual dan Batuan*.
- Dinas Pekerjaan Umum. (2015). *Data Pembangunan Sistem Penyedia Prasarana Air Minum 2005-2007. Kabupaten Belitung Timur*.
- Hardiyatmo, H.C. 1994. *Mekanika Tanah 2* (1st ed.). Gramedia Pustaka Utama.
- Natawidjaja, D.H. 2018. *Updating active fault maps and sliprates along the Sumatran Fault Zone, Indonesia*. IOP Conference Series: Earth and Environmental Science, 118(1), 1–11. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/118/1/012001>
- Sieh, K., and Natawidjaja, D.H. 2000. *Neotectonics of the Sumatran fault, Indonesia*. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 105(B12), 28295–28326. <https://doi.org/10.1029/2000JB900120>
- Titisari, A.D., Husna, H.Z.K., Putra, I.D., and Indrawan, I.G.B. 2019. *Penentuan Zona Kerentanan Longsor Berdasarkan Karakteristik Geologi dan Alterasi Batuan*. Jurnal Pengabdian Kepada Masyarakat (Indonesian Journal of Community Engagement), 4(2), 141–158. <https://doi.org/10.22146/jpkm.35935>
- Verstappen, H.T. (1985). *Applied Geomorphological Survey and Natural Hazard Zoning*. ITC syllabus. The Netherlands.

IDENTIFIKASI PERCEPATAN TANAH MAKSIMUM DAN INTENSITAS GEMPA BUMI DI SUMATRA BARAT MENGGUNAKAN METODE GUTENBERG-RICHTER

Erna Yustika Hutasoit¹, Ira Kusuma Dewi^{1*}, Faizar Farid²

¹Program Studi Teknik Geofisika, Fakultas Sains dan Teknologi, Universitas Jambi, Jl. Jambi – Muara Bulian Km. 15, Jambi, 36361, Indonesia.

²Program Studi Kimia, Fakultas Sains dan Teknologi, Universitas Jambi, Jl. Jambi – Muara Bulian Km. 15, Jambi, 36361, Indonesia.

*Corresponding author. Email: ierha.kd@gmail.com

Manuscript received: 9 June 2021; Received in revised form: 27 September 2021; Accepted: 13 October 2021

Abstrak

Sumatra Barat memiliki tingkat kegempaan cukup tinggi karena berada pada zona *Megathrust*, Sesar Mentawai, dan Sesar Sumatra. Tingginya tingkat kegempaan ini mempengaruhi nilai percepatan tanah di Sumatra Barat yang merupakan parameter penting dalam perencanaan bangunan tahan gempa. Metode Gutenberg-Richter merupakan salah satu metode empiris untuk menghitung nilai percepatan tanah maksimum (PGA) dan intensitas gempa bumi berdasarkan magnitudo gempa. Data penelitian ialah data katalog gempa bumi dari BMKG dan USGS dengan periode 01 Januari 2005 hingga 15 September 2020 dengan magnitudo gempa $M_b \geq 3$ dan kedalaman ≤ 70 km. Berdasarkan data BMKG diperoleh gempa bumi sebanyak 1136 kejadian dan menunjukkan nilai PGA di Sumatra Barat sekitar $0,16 - 1,44 \text{ m/s}^2$ dengan intensitas V–VIII MMI serta episenter menyebar di zona akresi, zona Sesar Sumatra dan zona Sesar Mentawai. Sedangkan dari USGS diperoleh gempa bumi sebanyak 1140 kejadian dan menunjukkan nilai $0,28 - 1,35 \text{ m/s}^2$ dengan intensitas VI–VIII MMI serta episenter yang menyebar di zona Sesar Mentawai. Berdasarkan analisis data baik dari BMKG maupun USGS diperoleh bahwa Kabupaten Kepulauan Mentawai adalah wilayah yang memiliki tingkat risiko gempa bumi paling tinggi dan berpotensi tsunami dengan nilai percepatan tanah maksimum sekitar $1,29 - 1,44 \text{ m/s}^2$ dengan intensitas VIII MMI.

Kata Kunci: Gutenberg-Richter; intensitas gempa; percepatan tanah maksimum; Sumatra Barat.

Abstract

West Sumatra has a fairly high level of seismicity because it is located in the Megathrust, Mentawai Fault, and Sumatra Fault zones. This high level of seismicity affects the value of ground acceleration in West Sumatra which is an important parameter in the design of earthquake-resistant buildings. The Gutenberg-Richter method is an empirical method to calculate the maximum ground acceleration (PGA) and earthquake intensity based on the earthquake magnitude. The research data is earthquake catalog data from BMKG and USGS for the period January 1, 2005 to September 15, 2020 with an earthquake magnitude of $M_b \geq 3$ and a depth of 70 km. Based on BMKG data, 1136 earthquakes were obtained and showed PGA values in West Sumatra were around $0.16 - 1.44 \text{ m/s}^2$ with an intensity of V–VIII MMI and the epicenters spread in the accretion zone, Sumatra Fault zone and Mentawai Fault zone. Meanwhile, from USGS, 1140 earthquakes were obtained and showed a value of $0.28 - 1.35 \text{ m/s}^2$ with an intensity of VI–VIII MMI and an epicenter that spreads in the Mentawai Fault zone. Based on data analysis from both BMKG and USGS, it was found that the Mentawai Islands Regency is an area

that has the highest level of earthquake risk and has the potential for a tsunami with a maximum ground acceleration value of around $1.29 - 1.44 \text{ m/s}^2$ with an intensity of VIII MMI.

Keywords: Gutenberg-Richter; earthquake intensity; peak ground acceleration; West Sumatra

Pendahuluan

Sumatra Barat merupakan salah satu wilayah di Indonesia yang memiliki tingkat kegempaan cukup tinggi karena Sumatra Barat berada di pertemuan Lempeng Indo-Australia yang menunjam ke bawah Lempeng Eurasia yang membentuk jalur gempa bumi. Sumatra barat berada pada zona *Megathrust*, Sesar Mentawai, dan Sesar Sumatra (Douglas, 2001). Dalam catatan sejarah gempa bumi dahsyat yang pernah terjadi di Sumatra Barat yaitu pada 30 September 2009 dengan kekuatan Mw 7,5 dan intensitas VII MMI. Gempa ini menyebabkan kerusakan parah di beberapa wilayah Sumatra Barat dan menewaskan banyak orang (BMKG, 2021).

Tingginya aktivitas kegempaan mempengaruhi nilai percepatan tanah di wilayah Sumatra Barat. Percepatan tanah maksimum (PGA) adalah nilai percepatan tanah terbesar pada permukaan tanah yang pernah terjadi di suatu wilayah akibat gempa bumi. Oleh sebab itu, sangat dibutuhkan perhitungan PGA yang diakibatkan oleh gempa bumi untuk perencanaan bangunan tahan gempa karena menggambarkan kekuatan gempa bumi yang pernah terjadi, salah satunya dengan menggunakan metode Gutenberg-Richter (Syahputra, 2007).

Penelitian ini bertujuan untuk mengetahui nilai PGA dan intensitas gempa di Sumatra Barat menggunakan metode Gutenberg-Richter, mengetahui hubungan PGA dengan intensitas, mengetahui perbedaan data BMKG dengan USGS dan mengidentifikasi tingkat risiko gempa bumi di wilayah Sumatra Barat. Berdasarkan lokasi yang rawan dengan gempa bumi, Sumatra Barat berpotensi dapat mengalami gempa bumi dengan magnitudo yang tinggi dan intensitas sekitar

VI-VIII MMI atau setara dengan $0,50 - 0,75 \text{ m/s}^2$ dalam tabel hubungan nilai percepatan tanah dan intensitas menurut Calvi dkk. (2006) pada Tabel (1) di bawah.

Tabel 1. Tingkat risiko gempa berdasarkan nilai percepatan tanah dan intensitas (Calvi dkk., 2006)

No	Tingkat Risiko	Percepatan (m/s^2)	Intensitas (MMI)
1	Risiko sangat kecil	<0,25	<VI
2	Risiko kecil	0,25-0,50	VI-VII
3	Risiko sedang satu	0,50-0,75	VII-VIII
4	Risiko sedang dua	0,75-1,00	VII-VIII
5	Risiko sedang tiga	1,00-1,25	VII-VIII
6	Risiko besar satu	1,25-1,50	VIII-IX
7	Risiko besar dua	1,50-2,00	VIII-IX
8	Risiko besar tiga	2,00-3,00	VIII-IX
9	Risiko sangat besar satu	3,00-6,00	IX-X
10	Risiko sangat besar dua	>6,00	>X

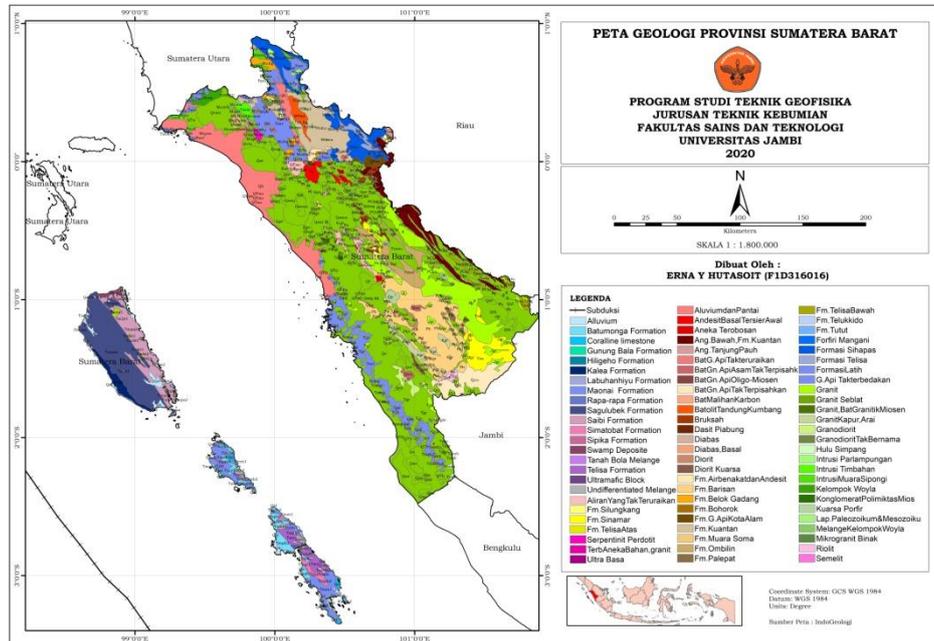
Geologi Regional Sumatra Barat

Menurut Koesoemadinata dan Matasak (1981), secara regional Sumatra Barat merupakan bagian dari empat lembar geologi yaitu Lembar Painan, Lembar Lubuksikaping, Lembar Solok, dan Lembar Padang. Geologi regional Sumatra Barat ditunjukkan pada Gambar 1.

Sumatra Barat terbagi dalam empat segmen sesar aktif. Segmen Sumpur terletak di Daerah Rao, Lubuk Sikaping Kabupaten Pasaman yang memiliki panjang patahan $\pm 35 \text{ km}$ dengan kecepatan pergerakan 14 mm/tahun . Segmen Sianok terletak memanjang dari sisi Timur Danau Singkarak dengan kecepatan pergeseran 14

m/tahun. Segmen Sumani memiliki panjang ± 90 km dengan kecepatan pergeseran 14 mm/tahun. Segmen Suliti berada di Danau

Diatas dan Danau Dibawah dengan panjang segmen ± 90 km dan kecepatan pergerakan 6,5 mm/tahun (Sih dan Natawidjaja, 2000).



Gambar 1. Peta Geologi Sumatra Barat (Dimodifikasi dari Badan Informasi Geospasial, 2017).

Gempa Bumi

Gempa bumi adalah rangkaian gelombang getaran yang disebabkan adanya pelepasan energi regangan elastis batuan. Menurut Teori *Elastic Rebound* yang dinyatakan oleh Seismolog Amerika, Reid, (Bullen, 1965; Kawashumi, 1951) menyatakan bahwa gempa bumi merupakan gejala alam yang disebabkan oleh pelepasan energi regangan elastis batuan yang disebabkan adanya deformasi batuan yang terjadi pada lapisan litosfer.

Metode Penelitian

Pada penelitian ini dilakukan perhitungan percepatan tanah maksimum dan intensitas gempa bumi dengan metode Gutenberg-Richter di wilayah Sumatra Barat dengan periode gempa bumi yang terjadi dari 01 Januari 2005 hingga 15 September 2020 dengan magnitudo $M_b \geq 3$ dan kedalaman ≤ 70 km. Data katalog gempa bumi yang digunakan dalam pengolahan yaitu waktu terjadinya gempa, *latitude*, *longitude*,

magnitudo, dan kedalaman yang diunduh dari situs resmi BMKG (www.bmkg.go.id) dan USGS (www.earthquake.usgs.gov).

Metode Gutenberg-Richter merupakan metode yang bersifat universal (menyeluruh) dan dapat digunakan untuk seluruh wilayah. Selain itu, metode Gutenberg-Richter paling tepat untuk menghitung nilai PGA dan intensitas gempa bumi berdasarkan nilai magnitudo (Scordilis, 2006).

Penelitian dimulai dengan perhitungan episenter pada Pers. (1) dan hiposenter pada Pers. (2).

$$\cos \Delta = \sin \varphi_1 \sin \varphi_2 + \cos \varphi_1 \cos \varphi_2 \cos (\lambda_1 - \lambda_2) \quad (1)$$

dengan: Δ : jarak episenter

φ_1 : lintang posisi episenter

φ_2 : lintang stasiun pengamat

λ_1 : bujur episenter

λ_2 : bujur stasiun pengamatan

$$R = \sqrt{\Delta^2 + h^2} \quad (2)$$

dengan: Δ : jarak episenter (km)
 h : kedalaman (km)

Nilai hiposenter digunakan untuk menghitung nilai percepatan tanah maksimum atau *Peak Ground Acceleration* (PGA) yang merupakan nilai terbesar percepatan tanah pada suatu tempat akibat getaran gempa bumi dalam periode waktu tertentu yang dipengaruhi oleh magnitudo, kedalaman, jarak episenter, dan kondisi tanah (Lubis dkk., 2007). Perhitungan nilai PGA menggunakan Persamaan Gutenberg-Richter pada Pers. (3) berikut.

$$\text{Log } \alpha = \frac{I}{3} - 0,5 \quad (3)$$

dengan: I : intensitas (MMI)
 α : percepatan tanah (gal)

Selain itu, dilakukan perhitungan nilai intensitas yang merupakan skala kekuatan gempa bumi berdasarkan hasil pengamatan efek gempa bumi terhadap manusia, struktur bangunan, dan lingkungan pada tempat tertentu yang dinyatakan dengan skala MMI (*Modified Mercalli Intensity*). Besarnya intensitas bergantung pada magnitudo, jarak dari sumber gempa (episenter), kondisi geologi, dan struktur bangunannya. Intensitas terkuat terjadi di wilayah episenter (Kawashumi, 1951).

Perhitungan nilai episenter menggunakan Persamaan Gutenberg-Richter pada Pers. (4) berikut.

$$I = 1,5 (M-0,5) \quad (4)$$

Dengan: I : intensitas (MMI)
 M : magnitudo gempa bumi

Hubungan PGA dan intensitas gempa dinyatakan dengan Pers. (5) oleh Gutenberg-Richter berikut.

$$\text{log } \alpha = 0,333 \text{ IMM} - 0,5 \quad (5)$$

dengan: α : percepatan maksimum (gal)
 I : intensitas (MMI)

Hubungan intensitas pada suatu wilayah terhadap jarak dinyatakan pada Pers. (6)

oleh Subardjo dan Harjadi (1993) yang ditentukan berdasarkan gempa Flores 12 Desember 1992.

$$I_0 = I \exp^{-0,0021R} \quad (6)$$

dengan: I : Intensitas (MMI)
 I_0 : Intensitas pada jarak episenter
 R : Jarak episenter (km)
 \exp : Bilangan logaritma = 2,71828

Hubungan intensitas dan PGA dinyatakan dalam grafik dengan pendekatan empiris menggunakan metode Gutenberg-Richter pada Pers. (5). Interpretasi hasil terhadap tingkat risiko gempa bumi di Sumatra Barat berdasarkan Tabel 1.

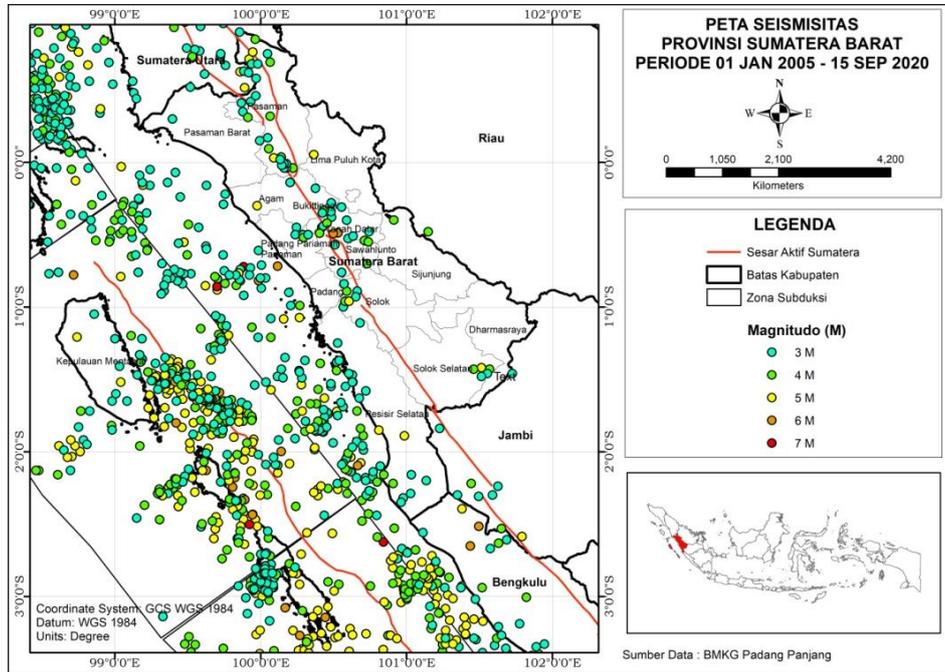
Hasil dan Pembahasan

Data gempa bumi yang diunduh dari BMKG maupun USGS memiliki format yang berbeda. BMKG hanya menampilkan *longitude*, *latitude*, waktu, kedalaman dan magnitudo (BMKG, 2021). Sedangkan USGS menampilkan waktu, *longitude*, *latitude*, kedalaman, magnitudo, *nst* (jumlah stasiun seismik yang digunakan untuk menentukan lokasi gempa), *rms* (kesesuaian waktu datang), *place* (wilayah terdekat dengan gempa), *type* (jenis peristiwa seismik), *depthError* (ketidakpastian kedalaman), *magNst* (jumlah stasiun untuk menghitung magnitudo), dan *location source* (sumber jaringan awal yang menentukan lokasi gempa) (USGS, 2021).

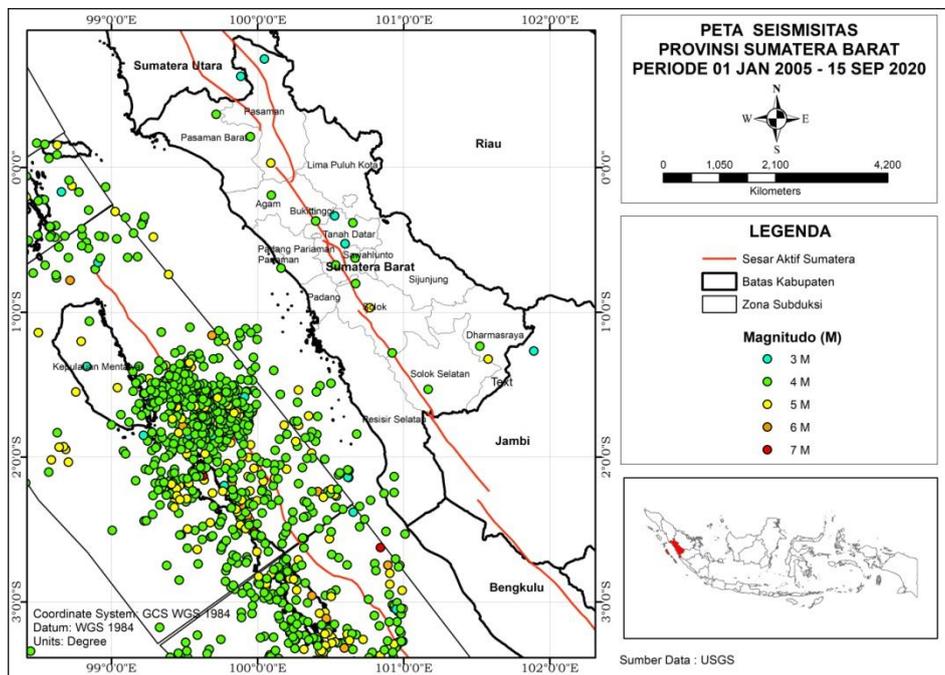
Data gempa bumi dari BMKG mencatat 1136 kejadian sedangkan USGS sebanyak 1140 kejadian. Seismisitas memuat persebaran gempa bumi berupa titik-titik gempa di suatu wilayah yang menunjukkan tingkat kerentanan terhadap gempa bumi. Peta seismisitas dari data BMKG ditampilkan pada Gambar 2 yang menunjukkan bahwa persebaran episenter terjadi hampir di setiap wilayah Sumatra Barat. Magnitudo gempa mulai dari M3 hingga M7 yang ditunjukkan oleh titik-titik gempa dengan warna yang berbeda agar lebih mudah mengetahui klasifikasi gempa

bumi berdasarkan magnitudo. Gempa bumi dengan magnitudo M 3,0 – 3,9 (warna hijau toska) sebanyak 518 gempa, M 4,0 – 4,9 (warna hijau) 209 gempa, M 5,0 – 5,9

(warna kuning) 367 gempa, M 6,0 – 6,9 (warna jingga) 37 gempa, dan M 7,0 – 7,9 (warna merah) 5 gempa.



Gambar 2. Peta Seismisitas dari data BMKG.



Gambar 3. Peta Seismisitas dari data USGS.

Peta seismisitas dari USGS ditampilkan pada Gambar 3 yang menunjukkan persebaran gempa bumi terjadi lebih banyak di perairan barat terutama di sekitar zona Sesar Mentawai. Gempa bumi dengan

magnitudo M 3,0 – 3,9 (warna toska) sebanyak 28 kejadian, M 4,0 – 4,9 (warna hijau) 918 kejadian, M 5,0 – 5,9 (warna kuning) 171 kejadian, M 6,0 – 6,9 (warna

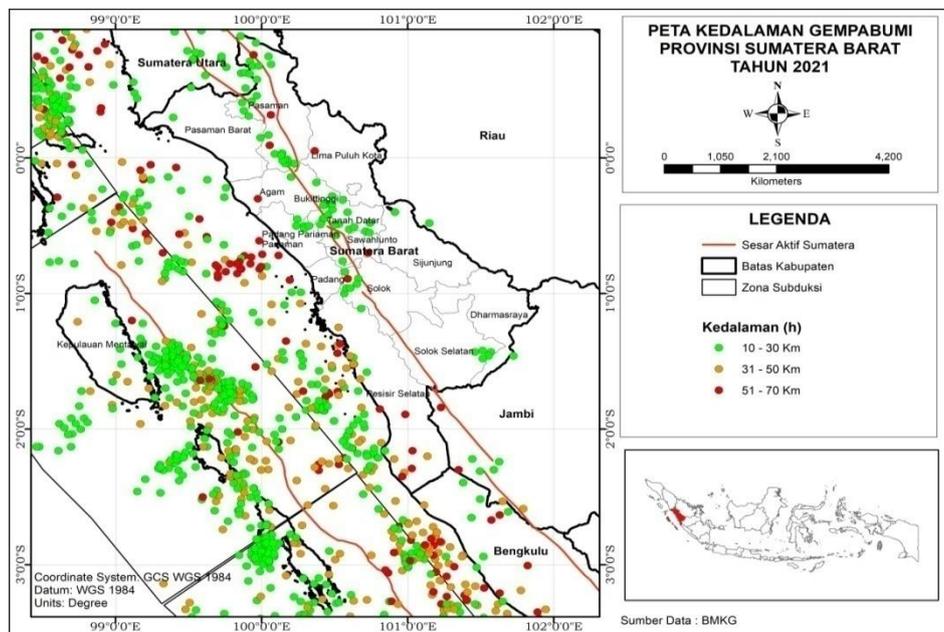
jingga) 19 kejadian, dan M 7,0 – 7,9 (warna merah) 4 kejadian.

Berdasarkan peta seismisitas baik dari BMKG maupun USGS dinyatakan bahwa di wilayah Sumatera Barat gempa bumi tersebar dan bersumber dari zona akresi (tinggian depan busur), zona Sesar Mentawai, dan zona Sesar Sumatra. Gempa bumi di zona akresi dikontrol oleh aktivitas sesar naik (*thrusting*) yang mengakibatkan pengangkatan (*uplifting*). Zona akresi paling rawan terhadap kegempaan karena pusat gempa berada di bawahnya dan menyebabkan gempa dangkal dengan kedalaman hingga 70 km. Gempa bumi di zona Sesar Mentawai menyebabkan gempa bumi dengan kedalaman dangkal yang berada di cekungan depan busur. Sedangkan gempa bumi di zona Sesar Sumatra menyebabkan gempa bumi dangkal dan merusak. Walaupun sedikit, gempa bumi dengan magnitudo besar ($M > 6$) dapat terjadi di sepanjang jalur Sesar Sumatra (Lubis dkk., 2007; Neumann, 1954).

Gempa bumi dengan kedalaman dangkal dan terdapat di darat biasanya disebabkan

oleh aktivitas sesar Sumatra yaitu yang termasuk dalam jenis gempa *interplate*. Gempa bumi dengan kedalaman dangkal dan berada di perairan biasanya disebabkan oleh aktivitas Sesar Mentawai yang terjadi karena *stress* (tekanan) pada lempeng tersubduksi dan bersifat pergerakan naik (*thrust*). Sedangkan gempa bumi dangkal hingga dalam biasanya terjadi di zona akresi (tinggian depan busur) yaitu gempa bumi dengan pergerakan naik akibat adanya *strain* (regangan) di dalam lempeng (Sih dan Natawidjaja, 2000).

Berdasarkan data BMKG (Gambar 4), kedalaman gempa bumi di Sumatera Barat mulai dari 10 km hingga 69,70 km. Peta persebaran kedalaman gempa dibuat dengan warna yang berbeda untuk memudahkan dalam mengklasifikasikan gempa bumi yang terjadi. Gempa dengan kedalaman yang berbeda tersebar di wilayah Sumatera Barat, baik di zona sesar maupun zona dekat subduksi. Gempa dengan kedalaman 10 km hingga 30 km lebih banyak di zona Sesar Mentawai dan Sesar Sumatra. Sedangkan gempa dengan kedalaman 31 km hingga 70 km lebih banyak berada di wilayah perairan.



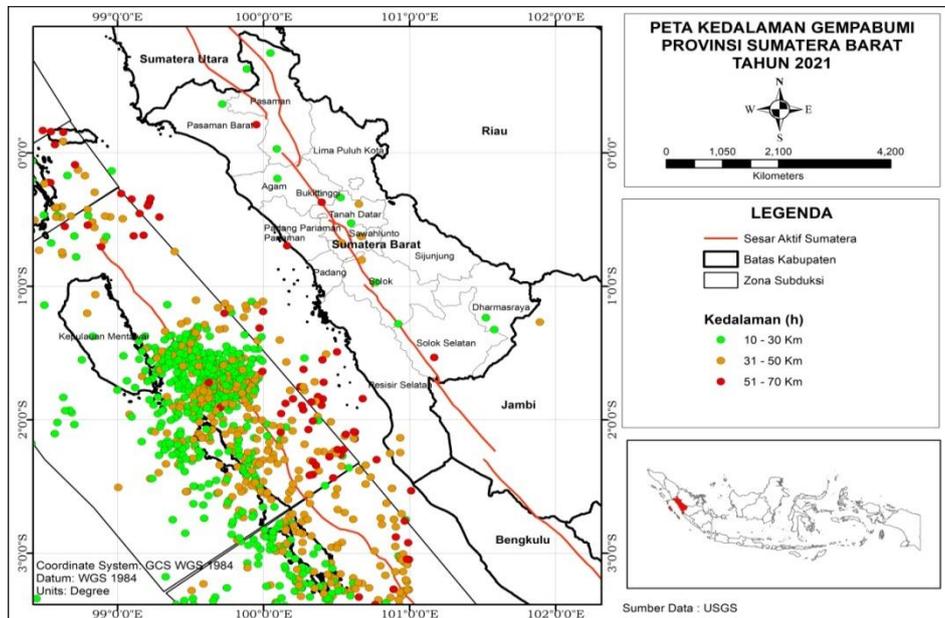
Gambar 4. Peta kedalaman dari data BMKG.

Berdasarkan data dari USGS (Gambar 5), gempa bumi yang terjadi memiliki

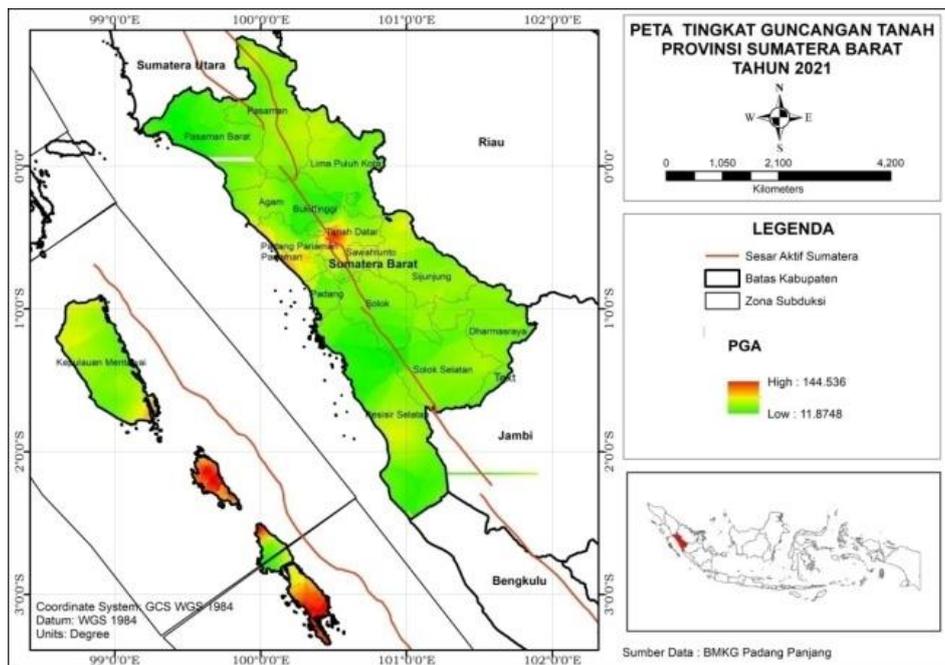
kedalaman paling dangkal 12,86 km dan paling dalam 68,15 km. Wilayah yang

memiliki kedalaman 10 – 30 km berada di perairan barat dekat Mentawai dan ada juga di sekitar segmen Sumatra Barat. Wilayah dengan kedalaman 30 – 50 km dan 50 – 70

km juga berada di perairan barat walaupun ada yang berada di wilayah daratan Sumatra Barat.



Gambar 5. Peta kedalaman dari data USGS.



Gambar 6. Peta PGA dari data BMKG

Berdasarkan data dari BMKG dan USGS, gempa memiliki kedalaman yang dangkal yaitu <70 km. Menurut Sieh dan Natawidjaja (2000) ketebalan kerak di Pulau Sumatra 15 – 70 km. Jadi gempa bumi di Sumatra Barat terjadi di kerak bumi karena memiliki kedalaman <70 km. Pada dasarnya

gempa sering terjadi di kerak, hanya saja di lokasi (sumber) yang berbeda.

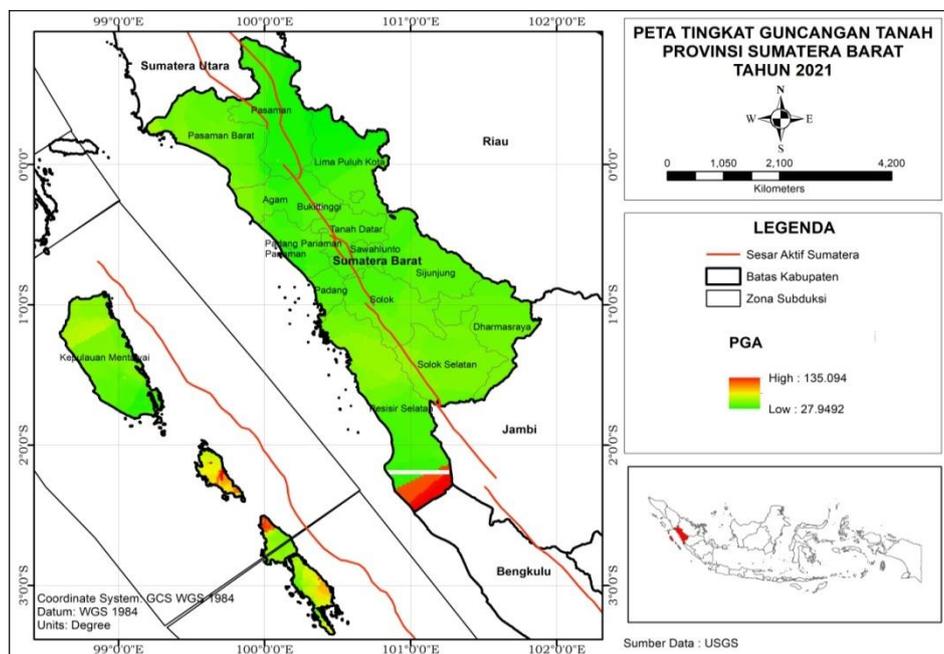
Gempa bumi akan mempengaruhi PGA di wilayah sekitar episenter. Berdasarkan data BMKG, nilai PGA di wilayah Sumatra Barat berkisar antara 0,12 – 0,144 m/s² yang

ditunjukkan pada Gambar 6. Nilai PGA ditandai dengan interpolasi warna hijau hingga ke merah. Semakin merah wilayah yang ditunjukkan pada peta berarti semakin tinggi nilai PGA di wilayah tersebut. Gambar 6 menunjukkan bahwa PGA terbesar berada di wilayah Kepulauan Mentawai bagian tenggara dan Tanah Datar. Sedangkan di wilayah kabupaten lainnya memiliki nilai PGA yang kecil.

Tingginya nilai PGA di sekitar Kabupaten Tanah Datar ini disebabkan oleh gempa bumi yang terjadi di 14 km barat daya Tanah Datar pada Kamis, 11 September 2014 dengan magnitudo M 5,0 dan kedalaman 10 km. Hal ini dikarenakan posisi sumber gempa yang dekat dengan wilayah tersebut dan terletak pada kedalaman yang dangkal. Wilayah Tanah Datar, Batu Sangkar dan Padang Panjang sebagian besar tersusun oleh endapan aluvium (lanau, pasir, dan kerikil) yang berumur Kuarter termasuk endapan rawa yang bersifat urai, lepas dan

belum kompak sehingga rawan terhadap terjadinya gempa bumi. Berdasarkan posisi hiposenter dapat diperkirakan bahwa gempa bumi yang terjadi di Tanah Datar disebabkan oleh aktivitas Segmen Sianok (BMKG, 2021).

Hal ini sesuai dengan penelitian yang dilakukan oleh Marlisa, Pujiastuti, dan Billyanto (2016) yang menganalisis PGA di Sumatera Barat dengan metode Mc. Guire. Data penelitian yaitu kejadian gempa bumi 11 September 2014 yang berlokasi di $0,57^{\circ}$ LU dan $100,53^{\circ}$ BT tepatnya berada di Segmen Sianok dengan kedalaman gempa 10 km dan magnitudo M 5,0. Hasil penelitian tersebut bahwa PGA tertinggi berada di sekitar wilayah Tanah Datar yaitu sekitar $0,28 \text{ m/s}^2$. Dampak gempa dirasakan sangat kuat atau intensitas VII – VIII MMI dengan kemampuan merusak kategori sedang. Nilai PGA terkecil berada di wilayah Pasaman, Pesisir Selatan, Solok Selatan, dan Dharmasraya.



Gambar 7. Peta PGA dari data USGS.

Data dari USGS menunjukkan bahwa wilayah Sumatera Barat memiliki nilai PGA sekitar $0,28 - 1,35 \text{ m/s}^2$ yang ditunjukkan pada Gambar 7. Wilayah di Sumatera Barat dengan percepatan tanah yang besar berada di Kabupaten Pesisir Selatan bagian selatan

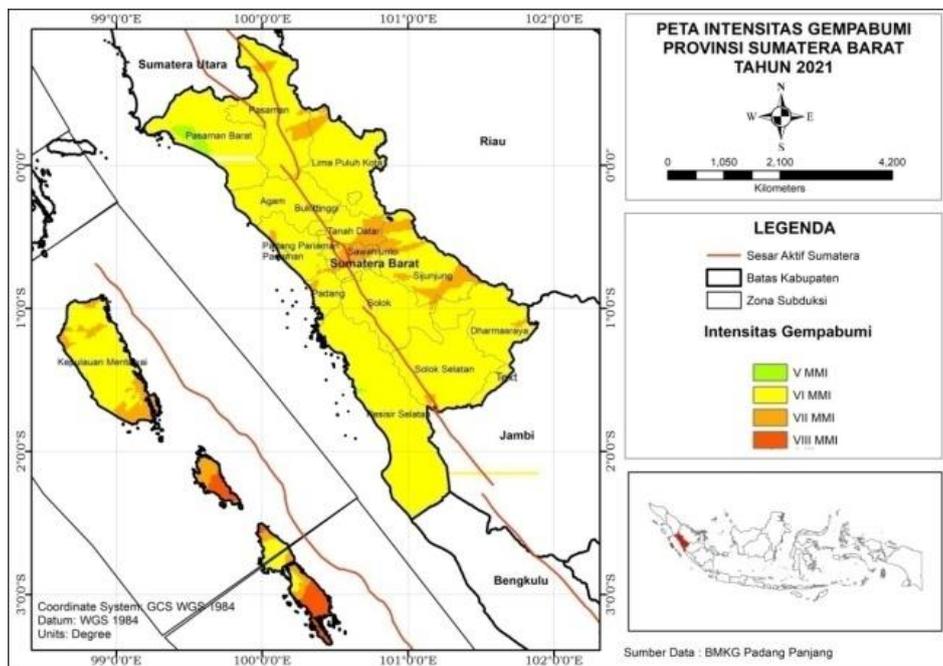
dan Kabupaten Mentawai bagian tenggara. Sementara wilayah lainnya memiliki nilai PGA yang nilai kecil baik di sekitar sesar maupun di sepanjang pantai Sumatera Barat. Tingginya nilai PGA di wilayah Pesisir Selatan disebabkan oleh besarnya pengaruh

gempa yang terjadi di 2,62° LS dan 100,84° BT, pada 12 September 2007 dengan magnitudo M 7,9 dan kedalaman 35 km. Wilayah ini berada dekat dengan Pantai Barat Sumatra yang sebagian besar tersusun dari endapan danau, dan aluvium berupa pasir, lanau, lempung, lumpur dan tuf yang berumur Kuartar. Guncangan gempa bumi akan terasa lebih kuat di wilayah yang disusun oleh endapan aluvium karena sifat batuan tersebut akan memperkuat efek guncangan gempa bumi (BMKG, 2021).

Berdasarkan peta PGA dari data BMKG dan USGS menunjukkan hasil yang berbeda. Pada peta seismisitas data BMKG ditunjukkan persebaran episenter yang merata hampir di setiap wilayah sedangkan

USGS menunjukkan persebaran episenter yang hampir seluruh kejadian berada di perairan Pantai Barat Sumatra Barat yaitu di sekitar Zona Sesar Mentawai

Intensitas gempa tertinggi berada pada wilayah yang dekat dengan episenter berdasarkan hasil pengamatan terhadap manusia, dan lingkungan pada suatu tempat (Bullen, 1965). Berdasarkan data BMKG, ditunjukkan bahwa wilayah Sumatra Barat memiliki intensitas mulai dari V hingga VIII MMI (Gambar 8). Wilayah yang memiliki intensitas paling tinggi yaitu di sekitar bagian tenggara Kepulauan Mentawai yaitu VIII MMI dan disusul dengan VII MMI di wilayah sekitar Kabupaten Sawahlunto dan Tanah Datar.



Gambar 8. Peta intensitas dari data BMKG.

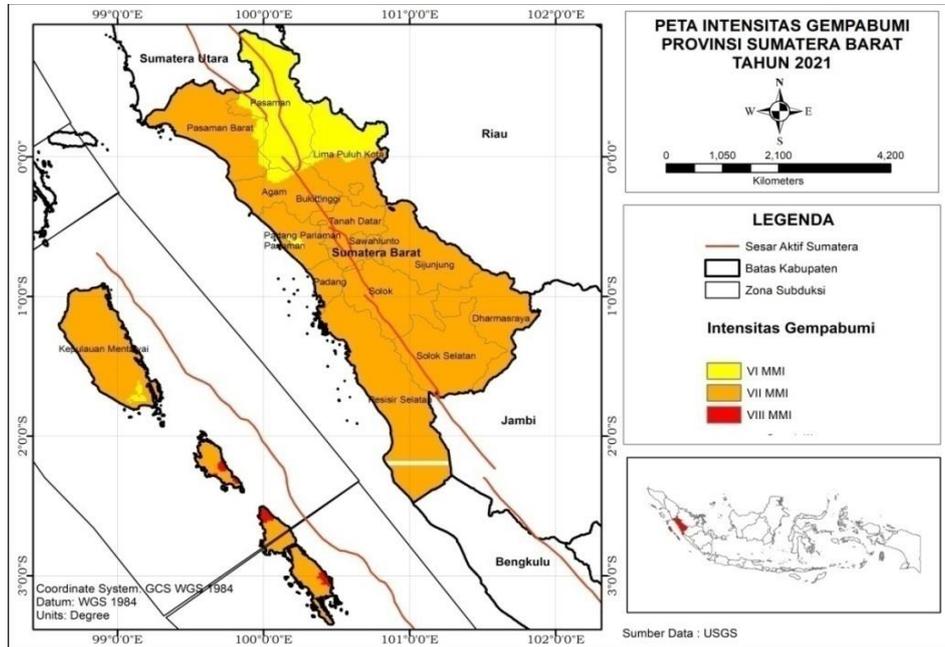
Tingginya nilai intensitas di Kepulauan Mentawai dipengaruhi oleh gempa bumi pada 25 Februari 2008 dengan magnitudo M 7,2 dan kedalaman 33 km. Intensitas gempa ini sekitar VII MMI dan mengakibatkan beberapa rumah mengalami kerusakan. Intensitas paling rendah berada di wilayah Kabupaten Pasaman Barat bagian barat dengan intensitas V MMI. Sementara wilayah kabupaten lainnya memiliki intensitas sekitar VI MMI. Interpolasi pada

peta PGA dengan peta intensitas memiliki pola yang hampir sama yaitu nilai tertingginya berada di wilayah Kepulauan Mentawai dan Sawahlunto serta Tanah Datar. Wilayah dengan nilai PGA tinggi akan menunjukkan intensitas yang tinggi.

Data dari USGS menunjukkan bahwa Sumatra Barat memiliki intensitas mulai dari VI-VIII MMI. Pada Gambar 9, wilayah dengan intensitas tertinggi berada di bagian

Tenggara Kepulauan Mentawai dengan intensitas VIII MMI. Wilayah dengan intensitas rendah berada di Kabupaten Pasaman, Lima Puluh Kota bagian Utara,

dan Kota Pariaman yaitu VI MMI. Sedangkan wilayah kabupaten lainnya memiliki intensitas VII MMI.



Gambar 9. Peta intensitas dari data USGS.

Tingginya nilai intensitas di wilayah Kabupaten Mentawai disebabkan pengaruh dari gempa bumi yang terjadi di lepas pantai Sumatra dekat dengan Kepulauan Mentawai sekitar 240 km sebelah barat Bengkulu pada 25 Oktober 2010 dengan magnitudo M 7,7 dan kedalaman 20,6 km. Gempa mengakibatkan kerusakan bangunan serta fasilitas pemerintahan dan banyak menelan korban jiwa yang juga menyebabkan

tsunami. Gempa bumi ini terjadi di sedimen lunak (endapan dasar laut) yang tebal dan dekat dengan dasar laut di zona subduksi, sehingga energi gempa menggerakkan massa batuan yang lebih besar pada sedimen bawah air tersebut (USGS, 2021).

Berdasarkan perhitungan dan analisis data dari BMKG dan USGS diperoleh hasil yang berbeda yang dapat dilihat pada Tabel 2.

Tabel 2. Perbedaan BMKG dan USGS.

Faktor Pembeda	BMKG	USGS
Format data	Sederhana	Kompleks
Persebaran episenter	Menyebar di seluruh wilayah	Zona Sesar Mentawai
Kedalaman hiposenter	10-61,71 km	12,86-57,98 km
PGA	0,16-1,44 m/s ²	0,28-1,35 m/s ²
Intensitas	V-VIII MMI	VI-VIII MMI
Wilayah PGA tinggi	Mentawai, Tanah Datar	Pesisir Selatan
Wilayah intensitas tinggi	Mentawai, Sawahlunto	Mentawai

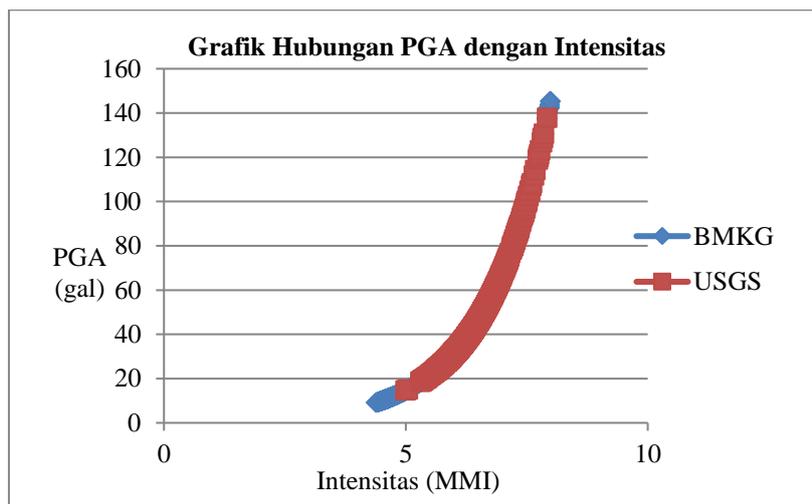
Hal mendasar yang membedakan pada kedua sumber data tersebut adalah penentuan waktu tiba gelombang, distribusi stasiun dan jumlahnya, serta penggunaan model kecepatan yang digunakan. BMKG merekam data gempa bumi dari stasiun

seismik yang lebih dekat dengan episenter dan kemudian diteruskan ke BMKG Pusat di Jakarta. Sedangkan USGS memperoleh data gempa bumi dari NEIC (*National Earthquake Information Center*) yang bertindak sebagai ANSS (*National*

Operations Center of the Advanced National Seismic System) yaitu kerja sama antara NEIC dengan operator jaringan seismik di seluruh dunia yang melaporkan setiap kejadian kepada NEIC.

Gempa darat, dangkal, atau dekat dengan stasiun penentuan waktu tiba gelombang lebih rumit dibandingkan gempa jauh karena menunjukkan banyak jenis gelombang lain (selain gelombang P) yang bisa direkam jelas oleh stasiun lokal. Oleh karena itu, USGS lebih berfokus pada penentuan waktu tiba gelombang P karena jarak yang cukup jauh dari sumber gempa. Pada dasarnya, semakin banyak stasiun yang merekam gelombang gempa bumi maka semakin akurat datanya.

Selain itu, model kecepatan yang digunakan juga dapat berpengaruh pada data yang dihasilkan. BMKG menggunakan model kecepatan IASP91 yaitu model kecepatan satu dimensi yang dihasilkan *International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior* (IASPEI). Nilai kecepatan diperoleh berdasarkan ribuan data gelombang P dan S yang terekam oleh sensor. Asumsi medium pada model IASP91 adalah homogenitas medium yakni medium dianggap sama (Marlisa, Pujiastuti, dan Billyanto, 2016). Sedangkan USGS menggunakan model kecepatan AK135 merupakan model kecepatan yang dirancang untuk memberikan kesesuaian yang baik untuk berbagai fase seismik dan biasanya nilai kecepataannya didasarkan pada gelombang P (USGS, 2021).



Gambar 10. Komparasi hubungan PGA dengan intensitas dari data BMKG dan USGS.

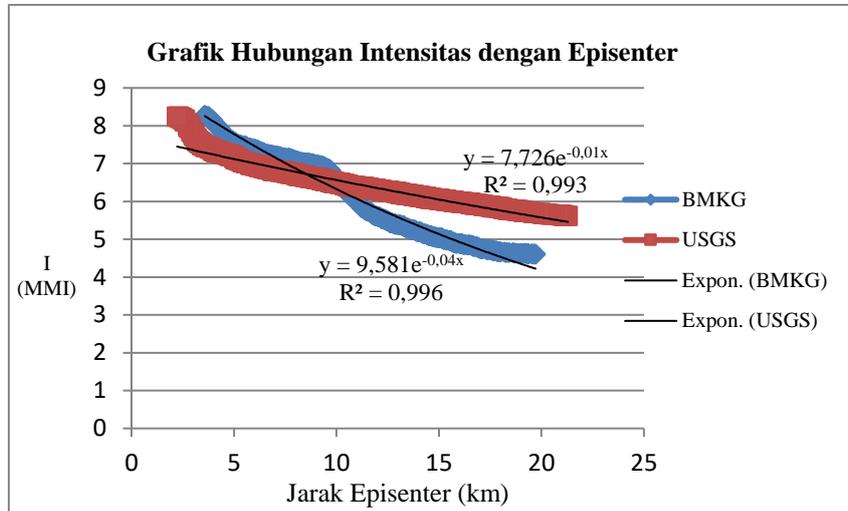
Nilai PGA pada suatu wilayah dipengaruhi oleh nilai intensitas gempa bumi. Semakin besar intensitasnya maka semakin besar juga nilai PGA sehingga terdapat suatu hubungan yang berbanding lurus antara nilai intensitas dengan nilai PGA. Hubungan PGA dengan intensitas pada Pers. (5) dari data BMKG dan USGS dapat dilihat pada Gambar 10. Grafik pada Gambar 10 menjadi bukti bahwa PGA dan intensitas memiliki hubungan berbanding lurus.

Nilai intensitas yang diakibatkan oleh gempa bumi akan semakin kecil seiring dengan bertambahnya jarak episenter gempa

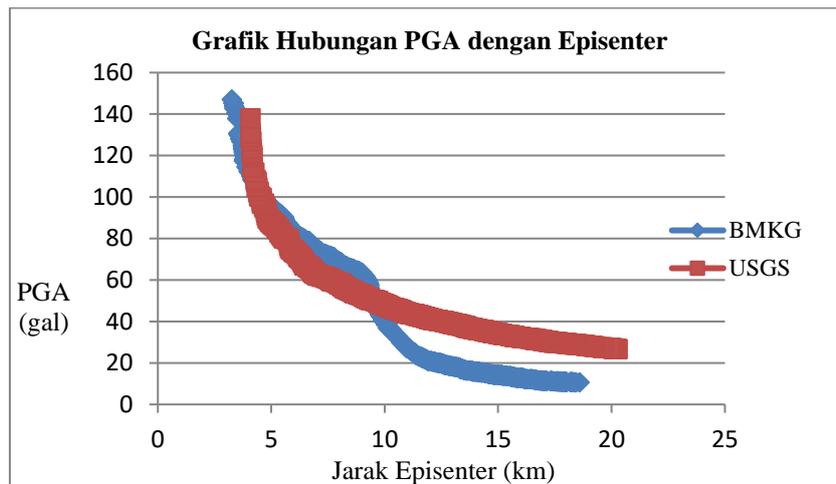
bumi. Sehingga menghasilkan hubungan yang berbanding terbalik antara nilai intensitas dengan jarak episenter. Hubungan intensitas maksimum dengan jarak episenter pada Pers. (6) menghasilkan grafik pada Gambar 11 dan menghasilkan persamaan eksponensial $R^2 = 0,996 \approx 1$ pada data BMKG dan $R^2 = 0,993 \approx 1$ pada data USGS. Pada metode Gutenberg-Richter hubungan intensitas maksimum terhadap jarak episenter didapatkan dari fungsi atenuasi hubungan intensitas terhadap jarak menurut Subardjo dan Haryadi (1993) pada Pers. (6) akan menghasilkan garis kurva linier dengan $R^2 = 0,997 \approx 1$, artinya metode Gutenberg-

Richter memiliki ketepatan nilai dengan data sebenarnya. Namun jika dilihat dari hasil yang diperoleh terdapat sedikit perbedaan antara nilai dari BMKG dan USGS, ditunjukkan bahwa nilai fungsi

atenuasi dari BMKG lebih mendekati 1 dibandingkan USGS. Hal ini disebabkan kemungkinan kesalahan pada pembulatan saat perhitungan.



Gambar 11. Komparasi hubungan intensitas dengan jarak episenter.



Gambar 12. Komparasi hubungan PGA dengan jarak episenter.

Nilai standar deviasi yang diperoleh menyatakan bahwa data dari BMKG lebih akurat dibandingkan dengan USGS. Karena pada metode Gutenberg-Richter $R^2=1$ artinya hubungan jarak dengan intensitas untuk setiap jarak tertentu dapat dipastikan nilai intensitasnya. Selain itu, pada perhitungan nilai intensitas maksimum dengan metode Gutenberg-Richter, yaitu pada saat jarak tertentu dan bahkan hampir sangat berdekatan dengan episenter, nilai intensitas maksimumnya selalu di bawah nilai intensitas yang ada di episenter.

Pada grafik hubungan antara PGA dengan jarak episenter (Gambar 12) menggunakan Pers. (1) ditunjukkan bahwa data BMKG memiliki nilai percepatan lebih tinggi dibandingkan data USGS. Pada Gambar 11 ditunjukkan bahwa hubungan antara nilai PGA dengan jarak episenter adalah hubungan terbalik. Berdasarkan Gambar 11, nilai PGA dari USGS lebih stabil dibandingkan dengan nilai dari BMKG. Karena grafik menunjukkan bahwa penurunan nilai PGA dari USGS seiring dengan bertambahnya jarak episenter stabil. Sedangkan penurunan nilai PGA dari

BMKG seiring dengan bertambahnya jarak episenter gempa bumi kurang stabil karena adanya penurunan yang signifikan pada jarak 9-10 km. Jadi, efek risiko yang diakibatkan oleh gempa bumi dari USGS lebih luas dibandingkan efek dari BMKG karena jarak episenter akan mempengaruhi risiko gempa yang ditimbulkan.

Interpretasi dilakukan setelah mendapatkan nilai percepatan tanah maksimum dan

intensitas melalui perhitungan dan pemetaan. Berdasarkan Tabel 3, wilayah dengan tingkat risiko besar adalah Kabupaten Tanah Datar dan Kepulauan Mentawai. Wilayah Kabupaten Padang Pariaman dan Kota Pariaman memiliki tingkat risiko sedang dua. Tingkat risiko sedang satu dimiliki oleh Kota Padang Panjang, Kota Sawahlunto, Kota Padang, dan Kabupaten Pesisir Selatan, sedangkan wilayah lain memiliki tingkat risiko kecil.

Tabel 3. Tingkat risiko gempa dari data BMKG.

No	Kota/Kabupaten	MMI	PGA (m/s ²)	Zona Bahaya
1	Kab. Pasaman Barat	VI	0,31	Risiko kecil
2	Kab. Pasaman	VI	0,28	Risiko kecil
3	Kab. Lima Puluh Kota	VI	0,45	Risiko kecil
4	Kota Payakumbuh	V	0,16	Risiko sangat kecil
5	Kab. Agam	VI	0,45	Risiko kecil
6	Kota Bukittinggi	VI	0,38	Risiko kecil
7	Kota Padang Panjang	VII	0,72	Risiko sedang satu
8	Kab. Tanah Datar	VIII	1,44	Risiko besar satu
9	Kota Sawahlunto	VII	0,69	Risiko sedang satu
10	Kab. Sijunjung	VI	0,28	Risiko kecil
11	Kota Solok	VI	0,31	Risiko kecil
12	Kab. Solok	VI	0,46	Risiko kecil
13	Kab. Dharmasraya	VI	0,32	Risiko kecil
14	Kab. Solok Selatan	VI	0,33	Risiko kecil
15	Kab. Pesisir Selatan	VII	0,68	Risiko sedang satu
16	Kota Padang	VII	0,55	Risiko sedang satu
17	Kota Pariaman	VII	0,89	Risiko sedang dua
18	Kab. Padang Pariaman	VII	0,87	Risiko sedang dua
19	Kab. Kepulauan Mentawai	VIII	1,43	Risiko besar satu

Tabel 4. Tingkat risiko gempa dari data USGS.

No	Kota/Kabupaten	MMI	PGA (m/s ²)	Zona Bahaya
1	Kab. Pasaman Barat	VI	0,32	Risiko kecil
2	Kab. Pasaman	VI	0,28	Risiko kecil
3	Kab. Lima Puluh Kota	VI	0,28	Risiko kecil
4	Kota Payakumbuh	VI	0,28	Risiko kecil
5	Kab. Agam	VI	0,28	Risiko kecil
6	Kota Bukittinggi	VI	0,32	Risiko kecil
7	Kota Padang Panjang	VI	0,39	Risiko kecil
8	Kab. Tanah Datar	VII	0,51	Risiko sedang satu
9	Kota Sawahlunto	VI	0,45	Risiko kecil
10	Kab. Sijunjung	VI	0,29	Risiko kecil
11	Kab. Solok	VII	0,87	Risiko sedang satu
12	Kota Solok	VI	0,49	Risiko kecil
13	Kab. Dharmasraya	VI	0,44	Risiko kecil
14	Kab. Solok Selatan	VII	0,50	Risiko sedang satu
15	Kab. Pesisir Selatan	VIII	1,35	Risiko besar
16	Kota Padang	VI	0,49	Risiko kecil
17	Kota Pariaman	VI	0,49	Risiko kecil
18	Kab. Padang Pariaman	VI	0,37	Risiko kecil
19	Kab. Kepulauan Mentawai	VIII	1,29	Risiko besar satu

Berdasarkan Tabel 4, Kabupaten Pesisir Selatan dan Kepulauan Mentawai memiliki tingkat risiko besar satu dan paling tinggi di wilayah Sumatra Barat. Kabupaten Tanah Datar, Solok, dan Solok Selatan memiliki tingkat risiko sedang satu. Sedangkan wilayah lain memiliki tingkat risiko kecil.

Baik menurut data BMKG maupun USGS, wilayah di Sumatra Barat yang memiliki tingkat risiko tinggi adalah Kepulauan Mentawai. Hal ini dikarenakan Kepulauan Mentawai merupakan cekungan depan busur di antara zona akresi (tinggian depan busur) dan busur magmatik. Bahkan Kepulauan Mentawai adalah wilayah yang berpotensi tinggi mengalami tsunami. Tsunami bisa terjadi karena gempa tektonik, letusan gunung api, atau longsor terjadi di dasar laut. Gempa yang menyebabkan tsunami memiliki ciri-ciri, yaitu lokasi episenter terletak di laut, kedalaman dangkal (<70 km), magnitudo $M >7$, mekanisme pensesarannya adalah sesar naik dan sesar turun (Lubis dkk., 2007).

Kesimpulan

Berdasarkan hasil dan analisis, nilai PGA menggunakan metode Gutenberg-Richter di wilayah Sumatra Barat dari BMKG yaitu $0,16 - 1,44$ m/s² sedangkan dari USGS $0,28 - 1,35$ m/s². Nilai intensitas dari BMKG sekitar V – VIII MMI sedangkan dari USGS sekitar VI – VIII MMI. Nilai PGA memiliki hubungan yang berbanding lurus dengan nilai intensitas gempa bumi. BMKG dan USGS memiliki perbedaan data dan hasil yang disebabkan faktor penentuan waktu tiba gelombang, distribusi stasiun, dan penggunaan model kecepatan.

Berdasarkan hubungan intensitas dan episenter dihasilkan nilai standar deviasi $R^2 = 0,996 \approx 1$ pada data BMKG dan $R^2 = 0,993 \approx 1$ pada data USGS. Pada metode Gutenberg-Richter hubungan intensitas maksimum terhadap jarak episenter menghasilkan garis kurva linier dengan R^2

$= 0,997 \approx 1$, artinya metode Gutenberg-Richter memiliki ketepatan nilai dengan data sebenarnya. Namun, dari pengolahan diperoleh nilai fungsi atenuasi dari BMKG lebih mendekati 1 dibandingkan USGS. Oleh karena itu, data dari BMKG lebih akurat dibandingkan dari USGS.

Wilayah Sumatra Barat dengan tingkat risiko besar satu berada di wilayah Kepulauan Mentawai dengan nilai PGA sekitar $1,29 - 1,44$ m/s² dan intensitas sekitar VII – VIII MMI. Wilayah dengan tingkat risiko kecil berada di bagian Timur Sumatra Barat.

Ucapan Terima Kasih

Penulis mengucapkan terima kasih kepada BMKG dan USGS (AS) yang telah memberikan akses publik dalam penggunaan data katalog gempa bumi sebagai bahan penelitian. Terima kasih juga kepada Program Studi Teknik Geofisika Universitas Jambi karena telah menyediakan perangkat lunak untuk mengerjakan pengolahan dan analisis data.

Daftar Pustaka

- Badan Informasi Geospasial (BIG). 2017. *InaCORS BIG: Satu Referensi Pemetaan Indonesia*. Pusat Jaring Kontrol Geodesi dan Geodinamika Badan Informasi Geospasial. https://srgi.big.go.id/download/info_produk/INFO%20CORS.pdf
- Bullen, K.E. 1965. *Allowance for Seismic Velocity Gradient in a Horizontally Layered Flat Earth*. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*. 10(1), pp.45–49. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1965.tb03049.x>
- BMKG. 2021. *Monitoring Data Gempa Bumi Januari 2005 – September 2020*. [Online]. [Accessed 21 January 2021]. Available from: <http://www.dataonline.bmkg.go.id/Dat a Kejadian Gempa Bumi>

- Calvi, G.M., Pinho, R., Magenes, G., Bommer, J.J., Restrepo-Vélez, L.F., dan Crowley, H. 2006. *Development of Seismic Vulnerability Assessment Methodologies Over the Past 30 Years*. ISET Journal of Earthquake Technology, Paper No. 472. 3, pp.75-104.
https://www.researchgate.net/publication/241826044_Development_of_seismic_vulnerability_assessment_methodologies_over_the_past_30_years
- Douglas, J. 2001. *Engineering Seismology and Earthquake Engineering*. London: Imperial College of Science, Technology and Medicine, Civil Engineering Department.
- Kawashumi, H. 1951. *Measure of Earthquake Danger and Expectancy of Maximum Intensity Throughout Japan as Inferred from The Seismic Activity in Historical Times*. Earthquake Res. Inst. Tokyo University.
- Koesoemadinata, R.P. dan Matasak, Th. 1981. *Stratigraphy and Sedimentation Ombilin Basin Central Sumatra (West Sumatera Province)*. Tenth Annual Convention IPA.
https://www.researchgate.net/publication/292282982_Stratigraphy_and_sedimentation_Ombilin_Basin_Central_Sumatra
- Lubis, S., Hutagaol P.J., and Salahuddin M. 2007. *Tectonic Setting in the Vicinity of Subduction Zone off West Sumatra and South Java*. Proceeding APRU/AEARU Research Symposium 2007, Jakarta.
- Marlisa., Pujiastuti, D. dan Billyanto, R. 2016. *Analisis Percepatan Tanah Maksimum Wilayah Sumatera Barat (Studi Kasus Gempa Bumi 8 Maret 1977 dan 11 September 2014)*. Jurnal Fisika Unand. 5(1).
<https://doi.org/10.25077/jfu.5.1.53-58.2016>
- Neumann, F. 1954. *Earthquake Intensity and Related Ground Motion*. Seattle: University of Washington Press.
- Scordilis, E. 2006. *Empirical Global Relations Converting Ms and Mb to Moment Magnitude*. Journal of Seismology 10: pp. 225-236. DOI: <https://doi.org/10.1007/s10950-006-9012-4>
- Sieh, K. and Natawidjaja, D.H. 2000. *Neotectonics of Sumatran Fault, Indonesia*. Journal of Geophysical Research. 105(B12), pp.28.295-28.326.
<https://doi.org/10.1029/2000JB900120>
- Subardjo., dan Haryadi, P.J. 1993. *Fungsi Atenuasi Intensitas Gempa Flores 12 Desember 1992*. Proceeding PIT-HAGI.
- Syahputra, H. 2007. *Perhitungan Percepatan Getaran Tanah Maksimum di Wilayah Aceh dan Kepulauan Andaman Nicobar (India) Menggunakan Metode McGuirre*. Skripsi. Program Studi Geofisika UGM, Yogyakarta.
- USGS. 2021. *Search Earthquake Catalog*. [Online]. [Accessed 25 January 2021]. Available from: <http://www.earthquake.usgs.gov/earthquakes/search>

PEMANFAATAN FREKUENSI ALAMIAH TANAH MENGUNAKAN PENGUKURAN MIKROTREMOR TIGA KOMPONEN DALAM MENDETEKSI KEDALAMAN BATUAN DASAR

Erfan Syamsuddin^{1*}, Aulia Puji Astuti¹, Sofian², Dede Muhaimin Aziz¹, Muhammad Habibullah¹, Sindy Yustin Linggi¹

¹Departemen Geofisika, Fakultas MIPA, Universitas Hasanuddin, Makassar, Indonesia

²Stasiun Geofisika Kelas I Palu, Indonesia

*Corresponding author. Email: erfan.syamsuddin@unhas.ac.id

Manuscript received: 11 August 2021; Received in revised form: 24 September 2021; Accepted: 15 October 2021

Abstrak

Suatu wilayah yang memiliki kondisi geologi yang sama dapat memberikan respon yang berbeda terhadap efek getaran tanah, bergantung pada karakteristik batuan penyusun formasi di wilayah itu. Fenomena ini disebut *site effect*. Spektra *ambient noise* yang diperoleh dari pengukuran mikrotremor dapat digunakan untuk menentukan respon suatu *site* khususnya frekuensi dominan lapisan sedimen. Respon frekuensi ini berhubungan dengan ketebalan lapisan sedimen. Berdasarkan formasi geologinya, Kota Palu tersusun atas endapan aluvium berumur holosen yang menjadi sedimen penyusun paling muda di wilayah tersebut. Penelitian ini bertujuan untuk memperoleh estimasi ketebalan lapisan sedimen di tiga titik pengukuran mikrotremor dari nilai spektrum *horizontal to vertical (H/V)* yang merrepresentasi frekuensi dominan (f_0) serta kecepatan gelombang geser (V_s) lapisan sedimen. Hasil yang diperoleh memperlihatkan nilai frekuensi dominan tanah $f_0 < 2.5$ Hz, hasil inversi kurva HVSr memperlihatkan variasi ketebalan sedimen ($V_s < 750$ m/s) antara 152 – 186 m yang mengindikasikan lapisan sedimen penyusunnya masuk dalam kategori tebal, sedangkan variasi nilai V_{s30} berada antara rentang 291 – 381 m/s. Hasil penelitian ini dapat digunakan sebagai dasar acuan untuk tujuan geoteknik, seperti desain bangunan tahan gempa bumi berdasarkan respon frekuensi dominan tanah serta kecepatan gelombang gesernya.

Kata Kunci: HVSr; mikrotremor; *site effect*.

Abstract

An area that has the same geological conditions can respond differently to the effects of ground vibrations, depending on the characteristics of the rock formations in that region. This phenomenon is called the *site effect*. Ambient noise spectra obtained from microtremor measurements can be used to determine the response of a site, especially the dominant frequency of the sediment layer. This frequency response is related to the thickness of the sediment layer. Based on its geological formation, Palu City is composed of alluvium deposits of Holocene age which are the youngest sedimentary constituents in the region. This study aims to obtain an estimate of the thickness of the sediment layer at three microtremor measurement locations from the horizontal to vertical (*H/V*) spectrum that represents the dominant frequency (f_0) and the shear wave velocity (V_s) of the sediment layer. The results obtained show the dominant frequency of sediment $f_0 < 2.5$ Hz, the results of the inversion of the HVSr curve show variations in sediment thickness ($V_s < 750$ m/s) between 152 – 186 m which

indicates that the sedimentary layers that make up the composition are in the thick category, while the variation in the value of V_{s30} is between range 291 – 381 m/s. The results of this study can be used as a reference basis for geotechnical purposes, such as the design of earthquake-resistant buildings based on the dominant frequency response of the sediment and the shear wave velocity.

Keywords: HVSR; microtremor; site effect.

Pendahuluan

Survei mikrotremor, banyak memberikan sumbangsih untuk tujuan mitigasi bencana, keperluan geoteknik, dan perencanaan tata kota (Syahrudin et al., 2014). Menurut Wibowo et al. (2018), suatu wilayah dengan kondisi geologi yang sama dapat memiliki respon yang berbeda terhadap efek getaran tanah. Hal ini bergantung pada sifat serta karakteristik batuan penyusun formasi di wilayah itu. Fenomena ini disebut *site effect*. Salah satu faktor yang menyebabkan terjadinya *local site effect* ketika suatu wilayah mengalami guncangan gempabumi adalah ketebalan lapisan sedimen pada daerah tersebut.

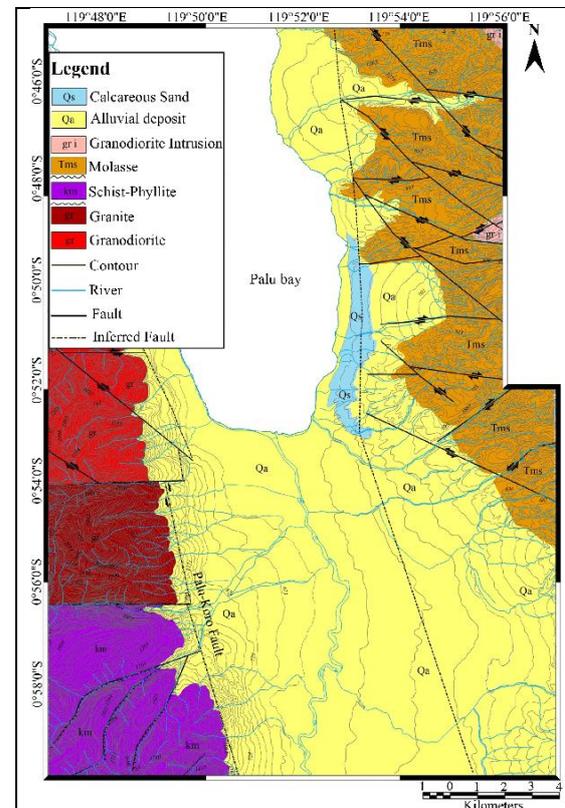
Spektra *ambient noise* yang diperoleh dari pengukuran mikrotremor dapat digunakan untuk menentukan respon suatu *site* khususnya frekuensi resonansi lapisan sedimen. Respon frekuensi ini berhubungan dengan ketebalan lapisan sedimen dan kecepatan gelombang geser (V_s) (Syahrudin et al., 2014). Hubungan tersebut dituangkan dalam formulasi yang dikembangkan oleh (Nakamura, 2000), yaitu:

$$f_0 = \frac{V_s}{4h} \quad (1)$$

dengan f_0 adalah frekuensi dominan yang diperoleh dari puncak spektrum H/V , V_s adalah kecepatan gelombang geser pada lapisan sedimen dan H adalah ketebalan dari lapisan sediemen. Oleh karena itu, respon frekuensi dominan yang diperoleh dapat digunakan untuk tujuan geoteknik, dalam hal ini estimasi ketebalan sedimen suatu wilayah.

Gempabumi M 7.4 yang diakibatkan oleh Sesar Palu-Koro (BMKG, 2018) pada

September 2018 di Kota Palu banyak membawa pengaruh signifikan terhadap kerusakan infrastruktur di wilayah ini. Hal tersebut tidak lepas dari kondisi geologi lokal Kota Palu, yakni batuan penyusun yang mendominasi wilayah tersebut. Dikutip dari (Badan Geologi, 2018) material penyusun utama wilayah Kota Palu terdiri atas aluvial dan endapan pantai berumur holosen yang terdiri atas pasir, lanau, kerikil dan kerakal yang memiliki ukuran material yang tidak seragam, dengan lingkungan pengendapan delta, sungai dan laut dangkal, dan dianggap sebagai sedimen termuda pada wilayah ini. Sebaran endapan aluvial ini dapat dilihat pada peta geologi berikut (Gambar 1).



Gambar 1 Peta geologi yang memperlihatkan sebaran batuan penyusun wilayah Lembah Palu (Thein et al., 2014).

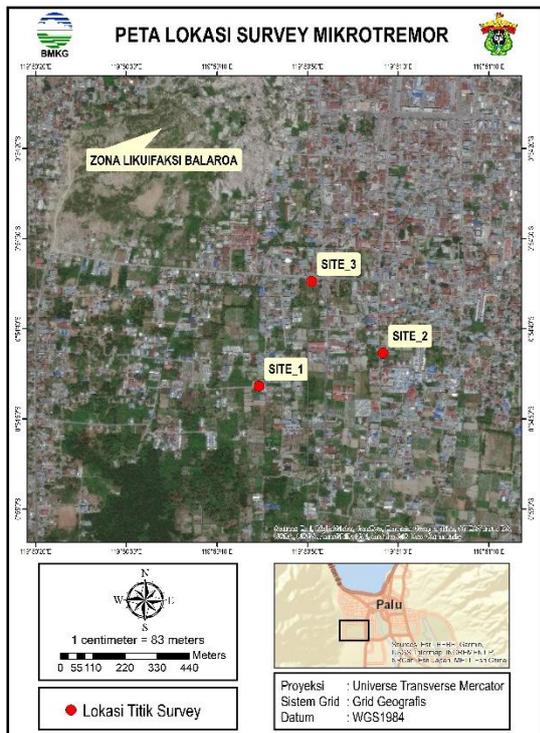
Gelombang geser (V_s) terkait erat dengan modulus geser dan densitas batuan, sebagaimana direpresentasikan oleh persamaan berikut:

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2)$$

dengan μ adalah modulus geser medium dan ρ adalah densitas batuan. Persamaan tersebut mengindikasikan bahwa semakin besar nilai kecepatan gelombang geser, maka semakin besar pula nilai kekakuan tanahnya, yang mengidentifikasi semakin keras dan padat lapisannya (Valeria et al., 2019).

Penelitian ini bertujuan untuk memperoleh estimasi ketebalan lapisan sedimen di tiga titik pengukuran mikrotremor dari nilai spektrum *horizontal to vertical* (H/V) yang merepresentasikan frekuensi dominan lapisan sedimen serta kecepatan gelombang geser (V_s) dari hasil inversi kurva HVSR yang dapat digunakan untuk tujuan geoteknik kedepannya.

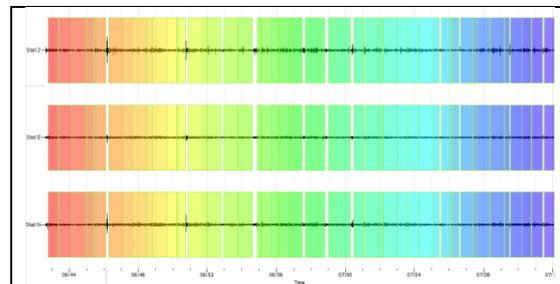
Metode Penelitian



Gambar 2 Peta lokasi survey mikrotremor wilayah penelitian.

Penelitian ini menggunakan data mikrotremor pada tiga titik pengukuran di wilayah Palu Barat (Gambar 2). Akuisisi mikrotremor dilakukan menggunakan perangkat *Portable Digital Seismograph* TDS-303 dengan tipe sensor *short-period* DS-4A. Pengukuran mikrotremor dilakukan dengan durasi 45-60 menit sesuai standar operasional pengukuran oleh *SESAME European Research Project* (2004) dengan frekuensi sampling 100 Hz.

Data mikrotremor yang diperoleh dalam domain *time* terdiri atas 3 komponen yakni vertikal (*Up-Down*) dan horizontal (*East-West* dan *North-South*). Data rekaman dalam domain *time* tersebut diolah pada *software Geopsy* dengan menggunakan metode HVSR (*Horizontal to Vertical Spectral Ratio*) dengan terlebih dahulu dilakukan *windowing* dengan *window length* 10-50 s untuk menghilangkan sinyal yang bersumber dari efek *transient* selama pengukuran, yang dapat dilihat pada Gambar 3 berikut.



Gambar 3 Proses *windowing* sinyal untuk menghilangkan efek *transient* selama pengukuran. Setiap warna dalam *window* tersebut memiliki rentang antara 10-50 s dan mewakili 1 frekuensi sinyal saat dilakukan FFT nantinya.

Selanjutnya dilakukan *Fast Fourier Transform* (FFT) pada setiap komponen untuk memperoleh spektrum sinyal dalam domain frekuensi. Proses transformasi ini dirumuskan sebagai berikut:

$$X(f) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t)e^{-j2\pi ft} dt \quad (3)$$

$$X(f) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t) \cos(2\pi ft) dt - j \int_{-\infty}^{\infty} x(t) \sin(2\pi ft) dt \quad (4)$$

$X(f)$ adalah fungsi sinyal dalam domain frekuensi, $x(t)$ adalah fungsi sinyal dalam

domain waktu $-j2\pi ft$ adalah fungsi kernel, dan f adalah frekuensi (Riantana et al., 2019).

Dua sinyal komponen horizontal (*North-South* dan *East-West*) dalam domain frekuensi digabungkan dengan kuadrat metode *mean*, seperti yang ditunjukkan pada persamaan berikut (Harsuko et al., 2020):

$$A_H(f) = \sqrt{\frac{A_{NS}^2(f) + A_{EW}^2(f)}{2}} \quad (5)$$

dengan $A_{NS}(f)$ dan $A_{EW}(f)$ adalah spektrum amplitudo komponen horizontal *North-South* dan *East-West*, masing – masing. Setelah dua komponen horizontal digabungkan, perhitungan rasio komponen horizontal dan komponen vertikal (H/V) dapat dihitung menggunakan persamaan (Harsuko et al., 2020):

$$HVSr(f) = \frac{A_H(f)}{A_V(f)} \quad (6)$$

Selanjutnya dilakukan *smoothing* data menggunakan fungsi Konno & Ohmachi dengan besar koefisien *bandwidth* 40 dan lebar 5%, yang ditentukan oleh fungsi berikut:

$$Wb(f, f_c) = \left(\frac{\sin(b \log_{10}(\frac{f}{f_c}))}{b \log_{10}(\frac{f}{f_c})} \right)^4 \quad (7)$$

dengan f adalah frekuensi, f_c adalah frekuensi sentral tempat *smoothing* dilakukan, b adalah koefisien *bandwidth* (Konno & Ohmachi, 1998).

Setelah diperoleh kurva HVSr, selanjutnya dilakukan inversi untuk memperoleh profil kecepatan gelombang geser (V_s) pada setiap titik pengukuran. Proses inversi ini menggunakan *software max2curve* dan *dinver*. Digunakan teknik HVTFA (*Horizontal to Vertical Time-Frequency Analysis*) yang menggunakan *Continuous Wavelet Transform* untuk mengidentifikasi gelombang P-SV dan meminimalkan efek dari gelombang *love* dan gelombang *body* yang dinyatakan dalam persamaan berikut (Atashband & Esfanizadeh, 2012):

$$CWT_{\{x\}(a,b)} = \frac{1}{\sqrt{|a|}} \int_{-\infty}^{\infty} x(t) \Psi * \left(\frac{t-b}{a} \right) \cdot dt \quad (8)$$

dengan parameter a adalah parameter dilatasi dan b adalah parameter translasi.

Selain dibutuhkan nilai dari spektrum H/V dalam inversi kurva HVSr, juga dibutuhkan beberapa parameter fisis lain seperti V_p , V_s , *poisson's ratio*, dan *rock density* (Sunardi et al., 2018). Menurut Hakim et al. (2019), parameter *input* (V_p , V_s , *poisson's ratio*, dan *rock density*) tersebut berpengaruh dalam proses iterasi pencocokan kurva atau pendekatan model dengan kondisi aktual.

Inversi didasarkan pada algoritma *Neighborhood* (Sambridge, 1999) untuk mencari *misfit* minimum. Dari model awal ini, perhitungan *misfit* yang bersesuaian dilakukan menggunakan persamaan (Sunardi et al., 2018):

$$misfit = \sqrt{\frac{1}{N} \cdot \sum_{i=1}^N \left(\frac{D_i - M_i}{\sigma_i} \right)^2} \quad (9)$$

dengan N adalah jumlah titik data, D_i adalah data hasil inversi, M_i adalah model struktur tanah, dan σ_i merupakan standar deviasi dari data hasil inversi dengan $1 \leq i \leq N$. Jika nilai *misfit* yang dihasilkan masih tinggi (>1) maka perlu dilakukan perubahan pada parameter model awal. Pada akhirnya, *misfit* dengan nilai terendah ($0 \leq misfit < 1$) akan digunakan sebagai model terbaik (Sunardi et al., 2018).

Nilai dari kecepatan gelombang geser (V_s) hasil inversi di atas, dapat digunakan untuk perhitungan nilai V_{s30} pada masing - masing titik pengukuran, dengan menggunakan persamaan (Rusydi et al., 2018):

$$V_{S30} = \frac{30}{\sum_{i=1}^N \left(\frac{h_i}{v_i} \right)} \quad (10)$$

dengan, h_i adalah ketebalan lapisan sedimen (m), v_i adalah kecepatan gelombang geser (m/s) dan N adalah jumlah lapisan di atas kedalaman 30 m. Nilai V_{s30} dari pengukuran mikrotremor

tersebut digunakan untuk menentukan karakteristik jenis tanah di masing – masing titik pengukuran hingga kedalaman 30 meter.

Setelah diperoleh nilai V_s dan f_0 , maka estimasi ketebalan sedimen dapat dihitung berdasarkan rumusan yang dikemukakan oleh (Nakamura, 2000), yakni:

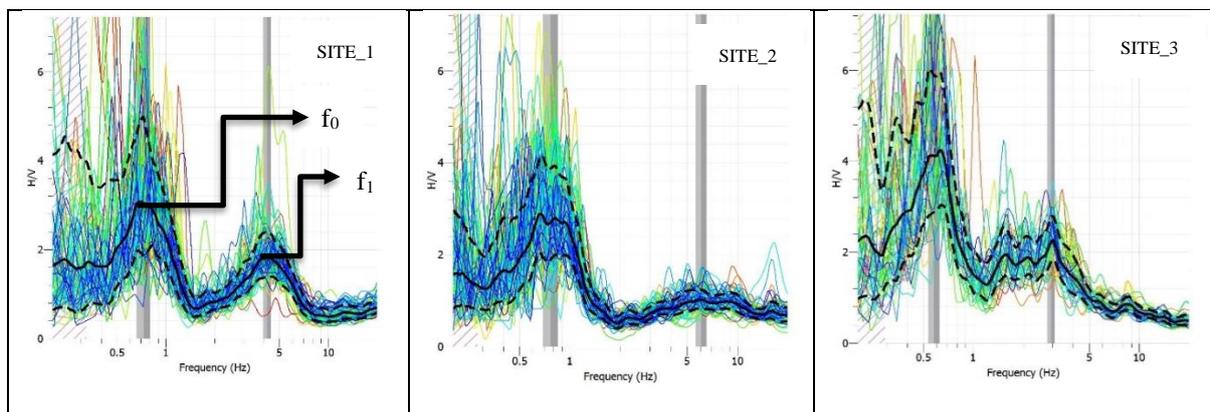
$$h = \frac{V_s}{4f_0} \quad (11)$$

dengan h adalah kedalaman lapisan sedimen, V_s adalah kecepatan gelombang

geser dalam m/s dan f_0 adalah frekuensi dominan dari lapisan sedimen.

Hasil dan Pembahasan

Pengolahan data mikrotremor menggunakan metode HVSR menghasilkan parameter frekuensi dominan tanah (f_0) pada komponen horizontal kurva dan faktor amplifikasi tanah (A) pada komponen vertikal di masing-masing *site* pengukuran.



Gambar 4 Kurva HVSR pada ketiga *site* pengukuran, komponen horisontal merepresentasikan nilai frekuensi dominan (f_0) dan komponen vertikal merepresentasikan faktor amplifikasi tanah (A).

Hasil pengolahan data mikrotremor dalam penelitian ini menghasilkan kurva HVSR (Gambar 4) yang memperlihatkan adanya dua puncak frekuensi. Puncak pertama merepresentasikan frekuensi dominan (f_0) dari lapisan sedimen bawah permukaan (*soil fundamental frequency*), frekuensi dominan (f_0) yang lebih rendah ini mengindikasikan adanya kontras impedansi antar lapisan sedimen dengan lapisan batuan di bawahnya pada kedalaman yang besar. Sedangkan puncak kedua (f_1) (*second peak*) merepresentasikan adanya kontras impedansi antar lapisan sedimen pada kedalaman yang lebih dangkal. Nilai frekuensi dominan pada masing-masing *site* pengukuran dapat dilihat pada Tabel 1.

Berdasarkan tabel tersebut, nilai frekuensi dominan (f_0) lapisan sedimen pada semua titik pengukuran menunjukkan nilai yang rendah yaitu $< 2,5$ Hz. Berdasarkan

klasifikasi oleh Kanai (1983), nilai frekuensi dominan tersebut merepresentasikan lapisan sedimen yang tersusun atas batuan aluvial, yang terbentuk dari proses sedimentasi delta dan top soil, dengan kedalaman 30 m atau lebih.

Tabel 1 nilai frekuensi dominan pada masing-masing *site* dari hasil analisa kurva HVSR.

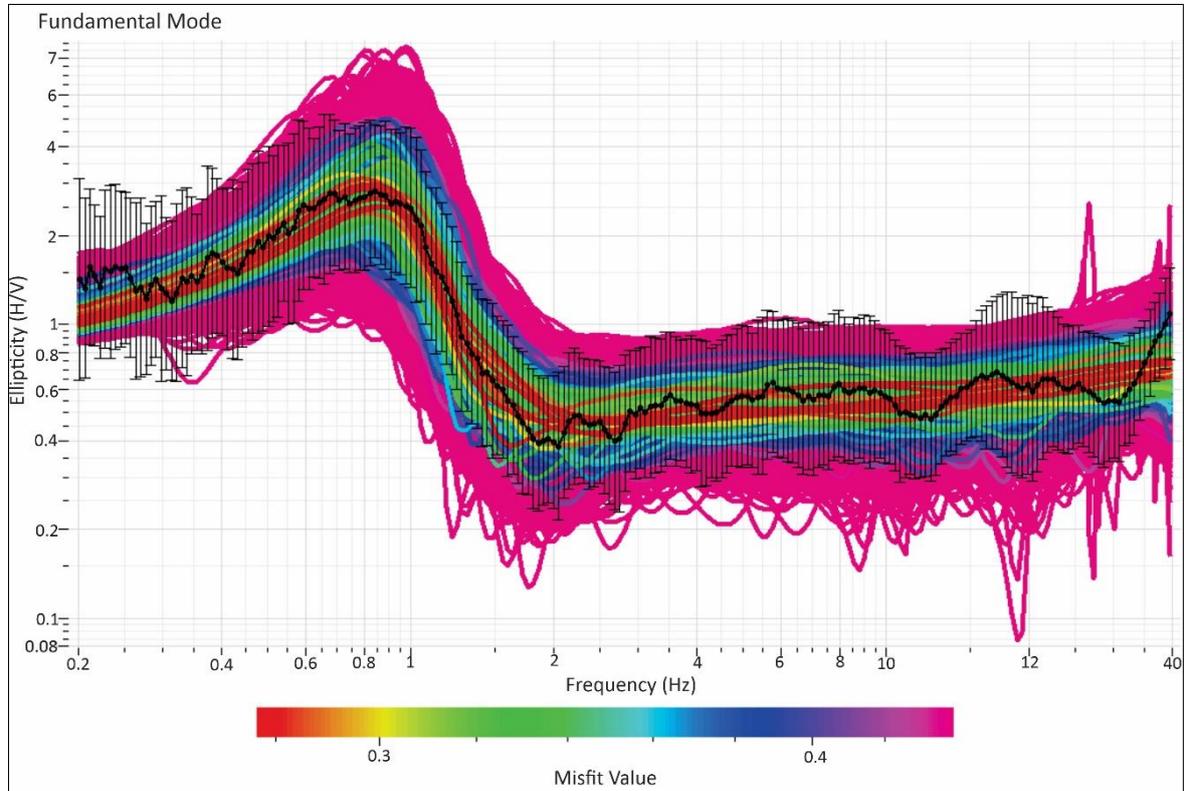
Kode Site	f_0 (Hz)	f_1 (Hz)
SITE_1	0,745826	4,19563
SITE_2	0,778735	6,08027
SITE_3	0,580065	2,94072

Sedangkan pada puncak kedua (f_1) yang merepresentasikan kontras impedansi pada lapisan sedimen yang lebih dangkal, memiliki rentang nilai 2,94 – 4,19 Hz yang mengindikasikan ketebalan sedimen permukannya masuk dalam kategori tebal, sekitar 10 – 30 meter, dan 6,08 Hz yang merepresentasikan ketebalan sedimennya

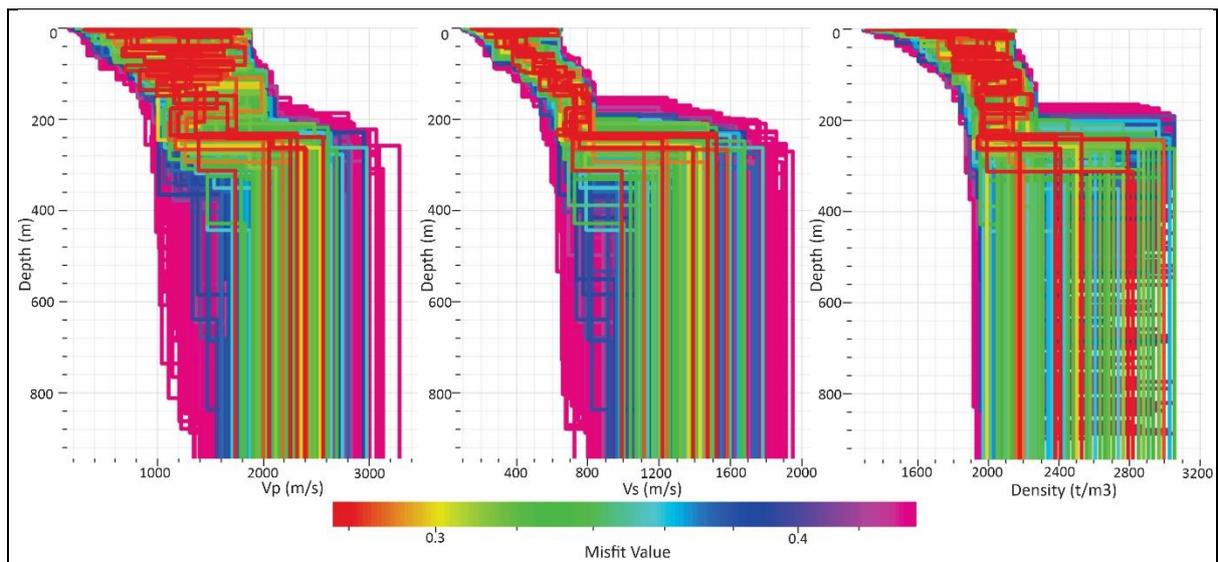
masuk kedalam kategori menengah antara 5 – 10 m.

Berdasarkan klasifikasi oleh Kanai (1983), karakteristik batuan pada rentang frekuensi

tersebut berupa endapan alluvial. Hal ini sesuai dengan kondisi geologi wilayah Kota Palu (Gambar 1) yang didominasi oleh endapan aluvial.



Gambar 5 Kurva eliptisitas hasil inversi menggunakan *software dinver*. Garis berwarna hitam merupakan kurva dari data observasi sedangkan garis berwarna lainnya merupakan model kalkulasi. Garis berwarna merah menunjukkan nilai misfit terkecil dan paling mendekati data observasi.



Gambar 6 Profil kecepatan gelombang primer (V_p), gelombang geser (V_s) dan densitas batuan hasil inversi menggunakan *software dinver*.

Gelombang permukaan mendominasi data mikrotremor dan bentuk kurva H/V

sebagian besar didominasi oleh eliptisitas gelombang *Rayleigh* (P-SV) (Sunardi et al.,

2018). Gelombang permukaan banyak dimanfaatkan untuk karakterisasi *site* dalam geoteknik karena dapat mencitrakan struktur bawah permukaan dengan memanfaatkan sifat dispersi gelombang Rayleigh setiap kali merambat melewati batas lapisan bawah permukaan (Valeria et al., 2019). Oleh karena itu, dilakukan inversi kurva HVSr untuk mengidentifikasi gelombang Rayleigh (P-SV). Hasil yang diperoleh dari inversi kurva HVSr ini adalah profil kecepatan gelombang geser (V_s) terhadap kedalaman yang dapat dilihat pada Gambar 5 dan 6.

Hasil inversi kurva eliptisitas menghasilkan parameter *ground profile* berupa V_p (m/s), V_s (m/s), dan *rock density* terhadap kedalaman. Pada penelitian ini, hanya digunakan kecepatan gelombang geser (V_s) untuk karakterisasi *site* dengan mengekstraksi 10 nilai profil kedalaman dengan *misfit* terkecil, kemudian dimodelkan menggunakan *ms.excel*.

Garis berwarna coklat dari grafik dibawah menunjukkan 10 profil V_s dengan *misfit* terkecil, sedangkan garis berwarna hitam merupakan V_s rata-ratanya. Perhitungan nilai V_{s30} pada Gambar 7 yang didasari pada Persamaan 10.

Berdasarkan profil kecepatan gelombang geser (V_s) terhadap kedalaman pada Gambar 7, diperoleh ketebalan lapisan sedimen dengan $V_s < 750$ m/s yang disajikan pada Tabel 2, hal ini didasarkan pada aturan SNI 1726:2012 yang mengasumsikan batuan dasar memiliki $V_s \geq 750$ m/s.

Rentang nilai V_{s30} yang diperoleh pada setiap *site* dalam penelitian ini berkisar antara 381 – 389 m/s, berdasarkan SNI (1726:2012), rentang nilai tersebut masuk kedalam kelas situs C yaitu *hard soil*, sedangkan V_{s30} dengan nilai 291 m/s termasuk dalam kelas situs D yakni *medium soil*. Nilai tersebut dipengaruhi oleh kondisi lapisan sedimen di wilayah penelitian yang

sebagian besar tersusun atas endapan aluvium.

Tabel 2 Ketebalan lapisan sedimen berdasarkan nilai kecepatan gelombang geser ($V_s < 750$ m/s) hasil inversi di masing-masing *site* pengukuran.

Kode Site	Ketebalan Sedimen (m)
SITE_1	186
SITE_2	153
SITE_3	152

Sedangkan nilai V_{s30} dari hasil inversi adalah sebagai berikut:

Tabel 3 Nilai V_{s30} hasil inversi kurva HVSr

Kode Site	V_{s30} (m/s)
SITE_1	381
SITE_2	389
SITE_3	291

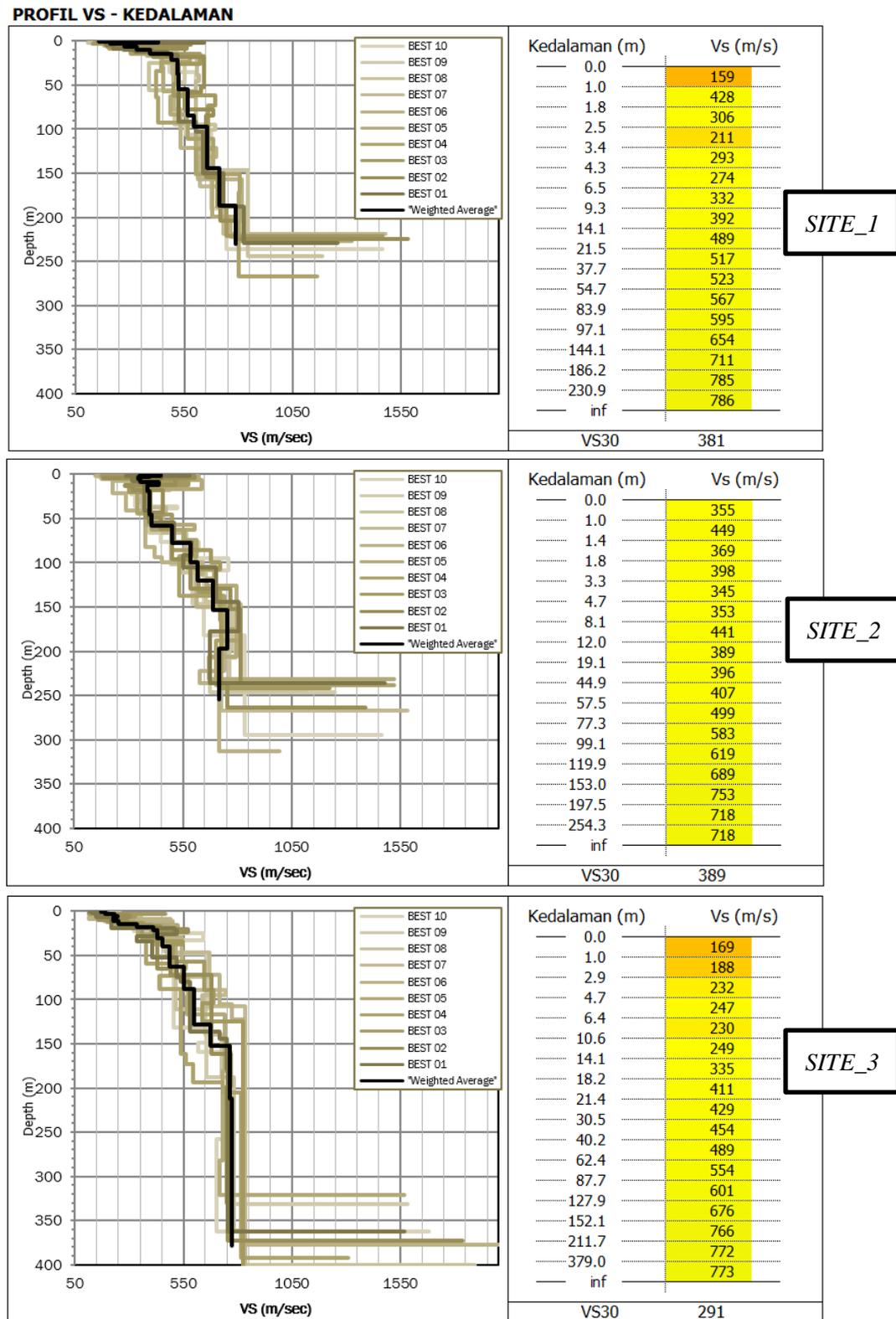
Pramono et al (2017) menyebutkan bahwa wilayah Palu memiliki sebaran V_{s30} yang relatif lebih rendah dibandingkan wilayah lainnya dengan rata-rata V_{s30} lebih dari 200 m/s. Sedangkan Rusydi et al (2018) menyebutkan wilayah Palu khususnya di bagian barat yang mencakup wilayah penelitian ini, memiliki nilai V_{s30} berdasarkan pengukuran mikrotremor berkisar 200 – 600 m/s.

Berdasarkan nilai V_{s30} tersebut, dapat dihitung kedalaman lapisan sedimen yang memiliki kontras impedansi yang besar terhadap lapisan sedimen di bawahnya pada kedalaman yang lebih dangkal yaitu di atas 30 m. Dalam hal ini tanah keras, untuk tujuan geoteknik seperti desain standar bangunan tahan gempa bumi, hal ini ditandai dengan *second peak* pada Gambar 3. Kedalaman tanah keras tersebut diperoleh berdasarkan Persamaan 1, yaitu:

$$h_{SITE_1} = \frac{V_{s30}}{4f_1} = \frac{381}{4 \times 4,19563} = 22,72 \text{ m}$$

Tabel 4 Estimasi kedalaman tanah keras pada kontras impedansi di frekuensi tinggi (f_1).

Kode Site	Kedalaman Tanah Keras (m)
SITE_1	22,72
SITE_2	15,98
SITE_3	24,72



Gambar 7 Profil kecepatan gelombang geser (Vs) terhadap kedalaman dari hasil inversi kurva HVSR di masing-masing *site* pengukuran.

Kesimpulan

Berdasarkan penelitian yang telah dilakukan, dapat disimpulkan bahwa nilai

frekuensi dominan tanah (f_0) di wilayah penelitian memiliki nilai yang rendah. Hal tersebut mengindikasikan bahwa ketebalan lapisan sedimen bawah permukaan di

wilayah ini memiliki ketebalan yang besar. Dibuktikan dari hasil inversi kurva HVSR pada ketiga *site* pengukuran, diperoleh ketebalan lapisan sedimen masing-masing 186 m, 153 m, dan 152 m. Nilai frekuensi dominan (f_0) yang rendah mengindikasikan bahwa wilayah penelitian merupakan wilayah yang rentan terhadap gempabumi, karena f_0 yang rendah ini merepresentasikan lapisan batuan yang lunak. Tanah atau batuan yang lunak akan memiliki periode dominan getaran yang panjang dengan frekuensi rendah, begitupula sebaliknya. Hal ini akan mempengaruhi nilai amplifikasi tanah menjadi besar sehingga akan memiliki potensi kerusakan bangunan yang lebih tinggi di daerah tersebut ketika terjadi gempabumi.

Selain itu, nilai Vs30 yang diperoleh dari hasil inversi kurva HVSR menunjukkan klasifikasi tanah yang termasuk kedalam kategori tipe C (*hard soil*) dan D (*medium soil*) dengan estimasi kedalaman tanah keras di atas 30 m untuk keperluan geoteknik pada masing-masing *site* berkisar antara 22.72 m, 15.98 m, dan 24.72 m. Estimasi ketebalan sedimen untuk tujuan geoteknik di wilayah Kota Palu menjadi hal yang penting dikarenakan wilayah ini dilalui oleh Sesar Palu-Koro sehingga rancangan bangunan harus memperhatikan kondisi geologi bawah permukaan. Investigasi geoteknik melalui analisa mikrotremor dapat menjadi survei awal dalam menentukan zona yang rawan terhadap gempabumi berdasarkan respon frekuensi dominan tanah.

Ucapan Terima Kasih

Penulis mengucapkan terimakasih kepada LP2M Universitas Hasanuddin yang telah membantu penyelenggaraan penelitian ini. Juga kepada segenap pihak dari Stasiun Geofisika Kelas I Palu yang berperan banyak dalam proses akuisisi serta pengolahan data, kepada Departemen Geofisika Unhas, serta seluruh pihak yang

telah memberikan saran yang membangun dalam penelitian ini.

Daftar Pustaka

- Atashband, S., and Esfanizadeh, M. 2012. *Effects Evaluation of Ambient Vibration Recording Conditions on HVTFA Results*. In Proceedings of the 15th World Conference on Earthquake Engineering.
- Badan Geologi. 2018. *Di Balik Pesona Palu*. Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral.
- BMKG. 2018. *Ulasan Guncangan Tanah Akibat Gempabumi Donggala 28 September 2018*.
- Hakim, A.C., Pramono, S., Warnana, D.D., Rochman, J.P.G.N., and Rahmatullah, F.S. 2019. *Determination of Ground Profile and Peak Surface Acceleration (PSA) using single station microtremor Inversion method for earthquake hazard zonation of Lombok Island*. IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science. 389. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/389/1/012045>
- Harsuko, M.R.C., Zulfakriza, Nugraha, A.D., Sarjan, A.F.N., Widiyantoro, S., Rosalia, S., Puspito, N.T., and Sahara, D.P. 2020. *Investigation of Hilbert – Huang Transform and Fourier Transform for Investigation of Hilbert – Huang Transform and Fourier Transform for Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio Analysis: Understanding the Shallow Structure in Mataram City, Lombok, Indon*. Frontiers in Earth Science. 8(334). <https://doi.org/10.3389/feart.2020.00334>.
- Kanai, K. 1983. *Engineering Seismology*. Tokyo: University of Tokyo Press.
- Konno, K., and Ohmachi, T. 1998. *Ground-Motion Characteristics Estimated from Spectral Ratio between Horizontal and Vertical Components of Microtremor*. Bulletin of the Seismological Society of America.

- 88(1), pp.228 – 241.
<https://doi.org/10.1785/BSSA0880010228>
- Nakamura, Y. 2000. *Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications*. In: Proceedings of the 12th World Conference on Earthquake Engineering, 2656.
http://www.sdr.co.jp/papers/n_tech_and_application.pdf
- Pramono, S., Prakoso, W.A., Cummins, P., Rahayu, A., Rudyanto, A., Syukur, F., and Sofian. 2017. *Investigation of subsurface characteristics by using a Vs30 parameter and a combination of the HVSR and SPAC methods for microtremor arrays*. International Journal of Technology. 8(6), 983–992.
<https://doi.org/10.14716/ijtech.v8i6.682>
- Riantana, R., Darsono., and Triyono, A. 2019. *Design of Microtremor Monitoring Tools Using Accelerometer Sensor on Android Mobile to Determine the Natural Building Frequency in UNS Library*. Journal of Physics: Conf. Series. 1204.
<https://doi.org/10.1088/1742-6596/1204/1/012103>
- Rusydi, M., Efendi, R., Sandra., and Rahmawati. 2018. *Earthquake Hazard Analysis Use Vs30 Data in Palu*. Journal of Physics: Conference Series. 979. <https://doi.org/10.1088/1742-6596/979/1/012054>
- Sambridge, M. 1999. *Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm—I. Searching a parameter space*. Geophys. J. Int. 138, pp. 479 – 494. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1999.00876.x>
- SESAME. 2004. *Guidelines For the Implementation of the H/V Spectral Ratio Technique on Ambient Vibrations Measurements, Processing and Interpretation*. SESAME European research project.
- Sunardi, B., Naimah, S., Haryoko, U., Rohadi, S., Sulastri., and Rasmid. 2018. *Vs30 Mapping and Soil Classification in the Southern Part of Kulon Progo Using Rayleigh Wave Ellipticity Inversion*. Journal of Geospatial Information Science and Engineering. 1(2), 58–64.
<https://doi.org/10.22146/jgise.39780>
- Syahrudin, M. H., Aswad, S., Palullungan, E.F., Maria, & Syamsuddin. 2014. *Penentuan Profil Ketebalan Sedimen Lintas Kota Makassar Dengan Mikrotremor*. Jurnal Fisika. 4(1), pp.17–25.
<https://journal.unnes.ac.id/nju/index.php/jf/article/view/3861>
- Thein, P.S., Pramumijoyo, S., Brotopuspito, K.S., Kiyono, J., Wilopo, W., Furukawa, A., and Setianto, A. 2014. *Estimation of seismic ground motion and shaking parameters based on microtremor measurements at Palu city, Central Sulawesi province, Indonesia*. International Journal of Geological and Environmental Engineering. 8(5), pp.308–319.
<https://doi.org/10.5281/zenodo.1092938>
- Valeria, R., Rustadi, Zaenudin, A., and Sulaeman, C. 2019. *Karakteristik Tanah di Daerah Cekungan Bandung Berdasarkan Kecepatan Gelombang Geser (Vs30) dengan Metode MASW (Multichannel Analysis of Surface Wave)*. Jurnal Geofisika Eksplorasi. 3(1), pp.57-70.
<http://journal.eng.unila.ac.id/index.php/geo/article/view/1031>
- Wibowo, N.B., Sembri, J.N., Darmawan, D., Sumardi, Y., Afriliani, F., and Mahmudah, S. 2018. *Intepretasi Lapisan Sedimen berdasarkan Ground Profile Vs dengan Pengukuran Mikrotremor di Kecamatan Pacitan*. Indonesian Journal of Applied Physics. 8(1), pp.32-42.
<https://doi.org/10.13057/ijap.v8i1.14986>

ESTIMASI CADANGAN TERUKUR ENDAPAN NIKEL LATERIT *COG* 1,5 MENGGUNAKAN METODE DAERAH PENGARUH DI KAB. MOROWALI

La Ode Muh. Yazid Amsah^{1*}, Andi Ilham Samanlangi², Moh Khaidir Noor²

¹Program Studi Teknik Pertambangan Fakultas Teknik Universitas Dayanu Ikhsanuddin, Baubau, Sulawesi, Indonesia.

²Program Studi Teknik Pertambangan Fakultas Teknik Universitas Bosowa, Makassar, Sulawesi, Indonesia.

*Corresponding author. Email: laodemuhyazidamsah@unidayan.ac.id

Manuscript received: 26 May 2021; Received in revised form: 5 September 2021; Accepted: 17 October 2021.

Abstrak

Perhitungan cadangan merupakan suatu hal yang sangat penting dalam tahap evaluasi penambangan, karena keputusan teknis yang berhubungan dengan kegiatan penambangan sangat tergantung pada jumlah cadangan dan sebaran bijih. Tujuannya untuk mengetahui jumlah cadangan terukur nikel laterit menggunakan metode daerah pengaruh dengan *cut-off grade (COG)* 1,5%. Jumlah cadangan terukur nikel laterit dengan metode daerah pengaruh sebesar 9.996,875 ton.

Kata Kunci: cadangan; metode daerah pengaruh; nikel laterit.

Abstract

Calculation of reserves is very important in the evaluation stage of mining, because technical decisions related to mining activities are highly dependent on the quantity of reserves and distribution of ore. The aim is to determine the amount of laterite nickel measured reserves using the area of influence method with *cut-off grade (COG)* 1.5%. The amount of laterite nickel measured reserves using the area of influence method is 9,996,75 tons.

Keywords: area of influence method; nickel laterite; reserve.

Pendahuluan

Indonesia merupakan negara penghasil nikel terbesar kedua di dunia. Indonesia menyumbang 15% produksi nikel dunia pada tahun 2010 (Fitrian, Massinai, dan Maria., 2011). Nikel di daerah Morowali mengandung 2,0% Ni. (Andika, 2014).

Pada prinsipnya perhitungan cadangan endapan adalah penentu dimensi endapan tersebut. Perhitungan cadangan membutuhkan parameter seperti luas, kadar, ketebalan, dan lain lain (Masuara, 2008).

Morfologi yang relatif datar pada daerah penelitian sehingga penelitian ini menggunakan metode daerah pengaruh. Tujuan dari penelitian ini yaitu mengetahui jumlah cadangan terukur endapan nikel laterit *COG* 1,5.

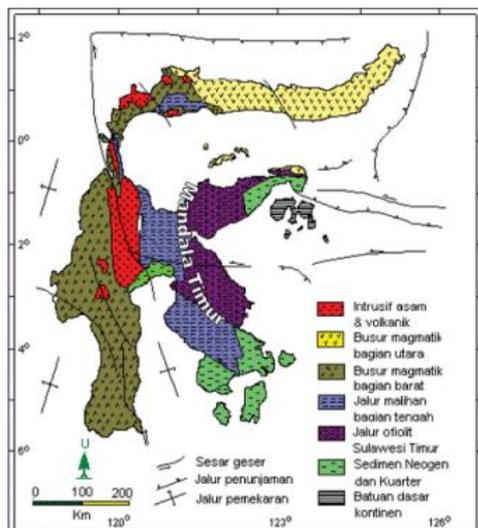
Nikel Laterit

Pembentukan nikel laterit diawali dari proses oksidasi, pelapukan dengan batuan induk yaitu batuan ultrabasa (Ningsih, 2012; Sundari, 2012). Nikel laterit merupakan sisa pelapukan kimiawi batuan ultramafik yang

berlangsung selama jutaan tahun (Syafrizal, Anggana, dan Guntoro., 2011).

Geologi Regional

Pulau Sulawesi dan sekitarnya terdiri dari mandala geologi Sulawesi Barat, Sulawesi Timur dan Banggai Sula (Gambar 1).



Gambar 1. Peta Satuan Litotektonik Sulawesi (Somptan, 2012).

Metode Luas Daerah Pengaruh

Prinsip luas daerah pengaruh terdiri dari *extended area* dan *included area* (Edwin, 2010). Sumber daya bisa diketahui volumenya dengan cara mengalikan luasan daerah pengaruh kali ketebalan endapan (Sulistiyana, 2015).

Metode Penelitian



Gambar 2. Lokasi penelitian.

Lokasi penelitian terletak di Desa Fatufia, Kecamatan Bahodopi, Kabupaten Morowali, Sulawesi Tengah. Lokasi penelitian disajikan pada Gambar 2.

Metode yang digunakan dalam penelitian ini adalah metode daerah pengaruh untuk menghitung cadangan berdasarkan pembagian *cut-off grade (COG)*.

Perhitungan Cadangan dengan Metode Daerah Pengaruh

Teknik dan metode perhitungan cadangan dipengaruhi oleh kondisi geologi lokal di daerah penelitian (Thamsi. 2016). Metode daerah pengaruh didasarkan pada penentuan batas daerah pengaruh di sekitar lubang bor (Widodo, Anshariah, dan Masulili., 2015).

Perhitungan cadangan dengan metode daerah pengaruh dapat dihitung dengan (Widodo, Anshariah, dan Masulili., 2015):

1. Menentukan batas daerah pengaruh dari tiap lubang bor.
2. Menghitung luas daerah pengaruh tiap lubang bor, berdasarkan batas pembagian *COG*.
3. Ketebalan dapat dilihat pada data setiap titik bor.
4. Mendapatkan jumlah cadangan, dengan rumus:

$$T = A \times t \times d \quad (1)$$

Keterangan: T : Tonnase (ton)
 A : Luas Area (m²)
 t : Ketebalan (m)
 d : Densitas (ton/m³)

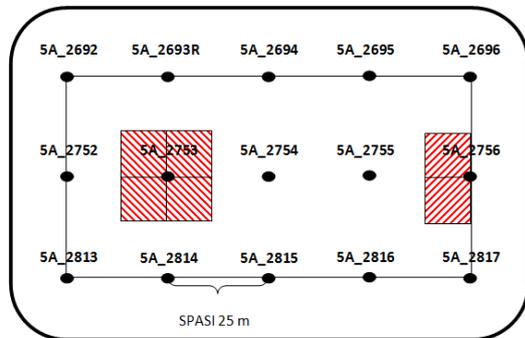
HASIL DAN PEMBAHASAN

Volume nikel laterit dihitung berdasarkan hasil pemboran, dari data pemboran diperoleh ketebalan bijih (*ore*) setiap lubang bor. Tiap titik bor diekstensikan setengah jarak dari titik di sekitarnya.

Rumus luas yang dipakai (Gambar 3):

- Rumus luas pada titik bor yang ada pada setiap sudut batas penelitian adalah 12,5 m x 12,5 m.

- Rumus luas pada titik bor yang ada pada batas penelitian bagian tengah adalah 25 m x 12,5 m.
- Rumus luas pada titik bor yang ada pada tengah daerah penelitian adalah 25 m x 25 m.



Gambar 3. Penyebaran kadar Ni dengan COG 1.5.

Pada perhitungan cadangan menggunakan metode daerah pengaruh, titik bor yang akan dihitung ditinjau dari:

- Perbandingan ketebalan bijih (*ore*) dengan *over burden*.
- Kadar rata rata Ni/lubang bor sesuai COG.
- Komposit tidak lebih tebal dari *ore* yang berada di bawah.

Perhitungan cadangan sesuai ketebalan bor setelah disortir sesuai COG pada titik yang berada di tengah daerah penelitian dapat dilihat pada Tabel 1. Cadangan terukur dengan COG 1,5 yaitu 9.996,875 ton

Tabel 1. Hasil Perhitungan Blok X, Y dan Z

Ket:	Luas Daerah Pengaruh	Ketebalan	Density	Volume (Luas Alas x Tebal)	Tonase (Volume x Density insitu)
Blok X	625 m ²	6,5 m	1,4 ton/m ³	625 m ² x 6,5 m = 4062 m ³	4062 m ³ x 1,4 ton/m ³ = 5687,5 ton
Blok Y	312,5 m ²	6,5 m	1,4 ton/m ³	312,5 m ² x 6,6 m = 2062,5 m ³	2062,5 m ³ x 1,4 ton/m ³ = 2887,5 ton
Blok Z	156,25 m ²	6,5 m	1,4 ton/m ³	156,25 m ² x 6,5 m = 1015,625 m ³	1015,625 m ³ x 1,4 ton/m ³ = 1421,875 ton
				Total cadangan terukur	9.996,875 ton

Kesimpulan

Jumlah cadangan terukur endapan nikel laterit berdasarkan perhitungan dengan metode daerah pengaruh dengan COG 1,5% sebesar 9.996,875 ton.

Daftar Pustaka

Andika, A. 2014. *Karakteristik Mineralogi Endapan Nikel Laterit*. PT. Cipta Mandiri Putra Perkasa.

Edwin, R. 2010. *Perhitungan Cadangan Nikel Menggunakan Metode Penampang dan Metode Daerah Pengaruh*. Bandung: PT. Antam Tbk.

Fitrian E.B., Massinai M.A., Maria. 2011. *Identifikasi Sebaran Nikel Laterit dan Volume Bijih Nikel Daerah Anoa Menggunakan Korelasi Data Bor*. Universitas Hasanuddin.

https://www.academia.edu/32788817/IDENTIFIKASI_SEBARAN_NIKEL_LATERIT_DAN_VOLUME_BIJIH_NIKEL_DAERAH_ANOA_MENGGUNAKAN_KORELASI_DATA_BOR

Masuara, A. 2018. *Evaluasi Kadar Produksi Nikel Laterit di PT. Antam Tbk*. Jurnal Dintek. 11(2), pp. 33 – 45. <http://jurnal.umm.ac.id/index.php/dintek/article/view/137>

Ningsih S.A. 2012. *Eksplorasi Awal Nikel Laterit di Desa Lamontoli dan Lalemo, Kecamatan Bungku Selatan, Kabupaten Morowali, Provinsi Sulawesi Tenggara*. Jurnal Ilmiah MTG. 5(2). <http://jurnal.upnyk.ac.id/index.php/mtg/article/view/240>

Syafrizal., Anggana, K., dan Guntoro, D. 2011. *Karakterisasi Mineralogi Endapan Nikel Laterit di Daerah Tinanggea Kabupaten Konawe Selatan*,

- Sulawesi Tenggara. Jurnal Teknologi Mineral (JTM)*. XVIII(4), pp 211-220.
- Sulistiyana, W. 2015. *Perencanaan Tambang*. Yogyakarta: Infonet Media
- Sundari, W. 2012. *Analisis Pada Eksplorasi Bijih Nikel Laterit Untuk Estimasi Cadangan dan Perancangan PIT Pada PT. Timah Eksplomin di Desa Baliara Kecamatan Kabaena Barat Kabupaten Bombana Provinsi Sulawesi Tenggara*. In: Prosiding Seminar Nasional Aplikasi Sains & Teknologi (SNAST) Periode III, Yogyakarta.
- Thamsi A.B. 2016. *Estimasi Cadangan Terukur Endapan Nikel Laterit COG 2,0% Menggunakan Metode Inverse Distance pada PT. Teknik Alum Service, Blok X*. *Jurnal Geomine*. 4(3), pp.128-130.
<https://doi.org/10.33536/jg.v4i3.77>
- Widodo, S., Anshariah., Masulili, F.A. 2015. *Studi Perbandingan antara Metode Poligon dan Inverse Distance pada Perhitungan Cadangan Ni PT. Cipta Mandiri Putra Perkasa Kabupaten Morowali*. *Jurnal Geomine*. 3(1), pp. 148-153.
<https://doi.org/10.33536/jg.v3i1.16>

PENENTUAN EPISENTRUM DAN HIPOSENTRUM GEMPA BUMI MENGGUNAKAN METODE *GRID SEARCH* DI ANTELOPE VALLEY, CALIFORNIA

Ambrosius Hernawan Wibisono*, Restu Wildanu Ahadi, Sultan Al Ghifari, Ilham Dani, dan Syamsurijal Rasimeng

Teknik Geofisika, Universitas Lampung, Jl. Prof. Sumatri Brojonegoro No. 1, Lampung 35145, Indonesia.

*Corresponding author. Email: ambroambro712@gmail.com

Manuscript received: 20 July 2021; Received in revised form: 11 October 2021; Accepted: 22 October 2021

Abstrak

Penentuan titik episenter (titik gempa terekam di permukaan bumi) dan hiposenter (titik gempa terekam di bawah permukaan bumi) dapat dilakukan dengan perhitungan numerik. Penelitian ini menentukan titik episenter dan titik hiposenter gempa yang terjadi di Antelope Valley, California, Amerika Serikat tahun 2021 dengan kekuatan sebesar magnitudo 6.0 pada geografis lintang 38.507° LU dan bujur 119.499° BB. Gempa terekam di tiga stasiun terdekat, yaitu stasiun NV31, PASC, dan CMB. Perkiraan titik gempa berada di tengah-tengah ketiga stasiun tersebut, sehingga data perekaman gempa pada ketiga stasiun tersebut sangat penting karena dianggap paling akurat. Penelitian ini menggunakan metode *Grid Search* dengan *plotting* 2D dan 3D. Pengolahan data menggunakan Google Colaboratory, dan SeisGram2K v7. Data perhitungan merujuk informasi resmi dari situs USGS (*United States Geological Survey*). Berdasarkan perhitungan, diperoleh hasil *plotting* 2D bahwa titik episenter pada lintang 39.255° LU dan bujur 119.833° BB. Hasil *plotting* 3D menunjukkan titik hiposenter pada lintang 38.627° LU, bujur 119.788° BB, dengan kedalaman 18 Km.

Kata Kunci: episenter; gempa bumi; *grid search*; hiposenter; SeisGram2K v7.

Abstract

Determination of the epicenter point (the epicenter point recorded on the earth's surface) and the hypocenter (the epicenter point recorded below the earth's surface) earthquakes can be done with numerical calculations. This study determined the epicenter and hypocenter point of the earthquake that occurred in Antelope Valley, California, United States in 2021 with a magnitude 6.0 at geographic latitude 38.507° NL and longitude 119.499° WL. The quake was recorded at three nearby stations, NV31, PASC, and CMB. The estimated point of the earthquake is in the middle of the three stations, so earthquake recording data at all three stations is very important because it is considered the most accurate. The study used Grid Search by plotting 2D and 3D method. Data processing using Google Collaboratory, and SeisGram2K v7. The calculation data refers to official information from the USGS (United States Geological Survey) website. Based on calculation, obtained the result of plotting 2D that the epicenter points at latitude $39,255^{\circ}$ NL and longitude 119.833° WL. The results of 3D plotting show the hypocenter point at latitude $38,627^{\circ}$ NL, longitude $119,788^{\circ}$ WL, with a depth of 18 Km.

Keywords: earthquake; epicenter; grid search; hypocenter; SeisGram2K v7.

Pendahuluan

Fisiografis daratan Amerika bagian utara terbagi atas dasar kesamaan karakteristik wilayahnya. Bentuk pengklasifikasian didasarkan pada karakteristik batuan, bentuk lahan, iklim, tanah, vegetasi, drainase, maupun sejarah geologi, dan geomorfologinya. Pengaruh asal fisiografis tersebut oleh karena adanya aktivitas tektonik, seperti penunjaman Lempeng Farallon terhadap Lempeng Amerika Utara, dan pergerakan *transform* antara Lempeng Pasifik dengan Lempeng Amerika Utara (DeCourten, 2008). Aktivitas tektonik tersebut merupakan pengaruh seismik dari dalam bumi yang mendasari dipilihnya daerah tersebut sebagai tempat penelitian. Maka dari itu, diperlukan sebuah metode untuk mendeteksi gelombang seismik tersebut yang dikenal oleh masyarakat umum sebagai gempa bumi. Berdasarkan letak geografis Pegunungan Sierra Nevada berada di California dengan mengarah barat laut dan membentang sejauh lebih dari 700 km. Gunung Whitney sebagai puncak tertinggi daratan Amerika Serikat dengan ketinggian 4418 mdpl terletak di kawasan Pegunungan Sierra Nevada. Batholit merupakan batuan dasar yang mendominasi Pegunungan Sierra Nevada pada era Mesozoik yang terletak di batas Amerika Utara bagian barat karena hasil dari subduksi Lempeng Farallon (Tanjung, 2018). *Strike-slip* aktif dan sesar normal di sepanjang batas timur Sierra Nevada terutama mengakomodasi translasi ke arah barat laut dari Lempeng Mikro Sierra Nevada–Central Valley. Sesar *strike-slip* yang berbatasan dengan Lempeng Mikro Sierra bagian timur adalah sub-paralel dengan lingkaran kecil di sekitar kutub Euler Sierra Nevada–Amerika Utara. Sesar normal dari sistem sesar *frontal* Sierra Nevada memiliki *strike* 45° searah jarum jam dari lintasan lingkaran kecil dan menunjukkan pola *en echelon*, konsisten dengan formasi dalam rezim *transcurrent* dekstral. Kinematik *inversion* pada *focal mechanisms* gempa dari Sabuk Walker

Lane yang berbatasan dengan Sierra Nevada timur menunjukkan bahwa deformasi seismogenik terutama dicirikan oleh geser horizontal dan penipisan kerak miring. Sesar normal di sepanjang sebagian besar *front* jangkauan Sierran timur dengan demikian tampaknya terutama mengakomodasi translasi lempeng mikro daripada pengangkatan Sierran atau perluasan *basin* dan rentang regional (Unruh dkk., 2003)

Gempa bumi adalah fenomena yang menimbulkan getaran di bumi karena adanya pergerakan lempeng, aktivitas vulkanik, dan runtuh batuan (Rysnawati dkk., 2017). Terjadinya gempa bumi tektonik diakibatkan pergerakan lempeng yang terakumulasi. Gelombang seismik bergerak sebagai efek energi yang menghantarkan getaran atau guncangan tanah sehingga dirasakan di permukaan bumi (Sunarjo dkk., 2012). Ketika gempa merambat pada batuan maka terjadi elastisitas. Padatan elastis dapat menyebabkan pergerakan permukaan setelah gempa karena merambatkan berbagai fase gelombang. Gelombang yang merambat, berupa gelombang P dan gelombang S. Selain itu terdapat gelombang *Rayleigh* dan gelombang *Love* sebagai gelombang kombinasi (Palupi dan Raharjo, 2020). Penelitian akan fenomena gempa bumi memunculkan pengetahuan akan dampak akibat gempa bumi, pemodelan gempa bumi, dan diketahuinya informasi untuk mempelajari parameter-parameter kegempaan (Arimuko dkk., 2019). Parameter kegempaan berupa waktu tiba gelombang gempa (*origin time*), sumber asal (hiposenter) dan magnitudo (Rahman dan Santosa, 2013).

Hiposenter merupakan titik pusat terjadinya gempa bumi pada kedalaman tertentu. Menurut Kusuma (2018) ada beberapa jenis gempa bumi berdasarkan kedalaman hiposenternya, yang pertama gempa bumi dangkal dengan kedalaman pusat kurang dari 70 Kilometer, gempa bumi sedang

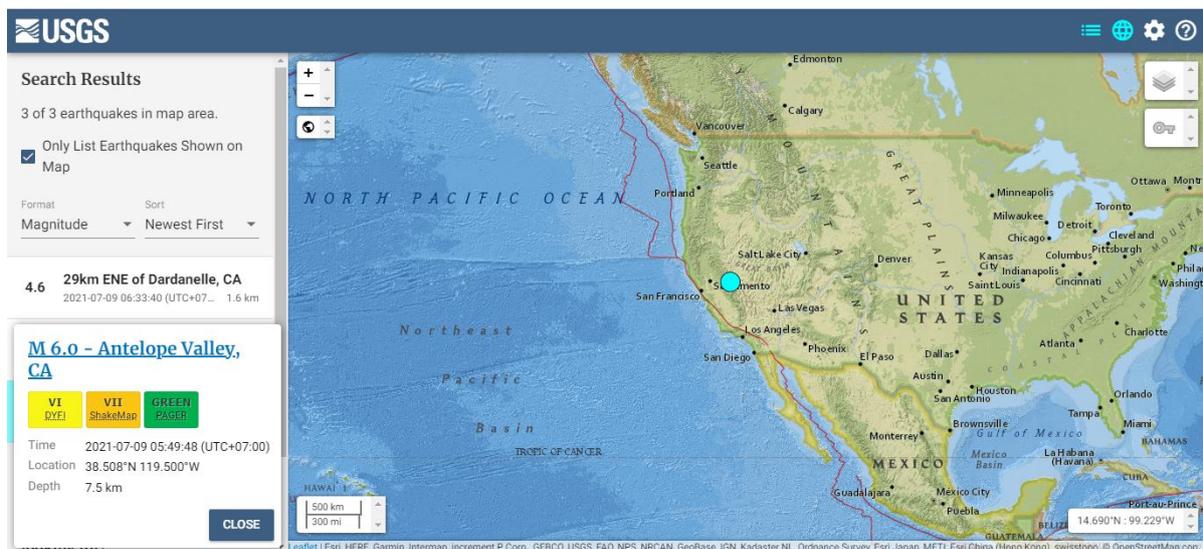
dengan kedalaman pusat 70 – 300 Kilometer. Gempa bumi dalam dengan kedalaman pusat 300 – 700 Kilometer. Dalam seismologi, penentuan lokasi hiposenter dapat diketahui menggunakan perhitungan numerik berbasis komputer. Keunggulan dari penggunaan perhitungan numerik yaitu untuk mendapatkan hasil dengan cepat (Arimuko dkk., 2019).

Penelitian ini menggunakan perhitungan numerik untuk menentukan titik episenter dan titik hiposenter gempa yang terjadi di Valley, California, Amerika Serikat tahun 2021 melalui data yang terekam oleh stasiun gempa. Pemilihan stasiun gempa pada daerah penelitian didasarkan adanya rentang letak antar stasiun yang relatif dekat, sehingga menambah tingkat keakuratan penelitian ini. Pemilihan daerah penelitian didasarkan keterbaruan informasi data gempa yang terekam oleh stasiun gempa dalam kurun waktu terkini.

Sehingga belum adanya pengolahan akan data gempa tersebut. Maka perlu ditelaah letak hiposenter dan episenter gelombang gempa tersebut sebagai sebuah informasi fenomena yang terjadi dalam kurun waktu saat ini di daerah penelitian. Metode perhitungan menggunakan metode *Grid Search* dengan *plotting* 2D dan 3D, sedangkan pengolahan data menggunakan Google Colaboratory berbasis Phyton 3, dan SeisGram2K v7. Data perhitungan merujuk informasi resmi dari situs USGS.

Metode Penelitian

Perangkat utama/ peralatan penunjang penelitian ini berupa perangkat keras (*hardware*), yaitu laptop dengan spesifikasi core i7 dan RAM 8 GB. Perangkat lunak (*software*) untuk mengolah data, yaitu program Google Colaboratory, dan SeisGram2K v7.0.OX10.



Gambar 1. Lokasi episenter gempa (lingkaran warna biru muda) di Antelope Valley, California, berdasarkan USGS.

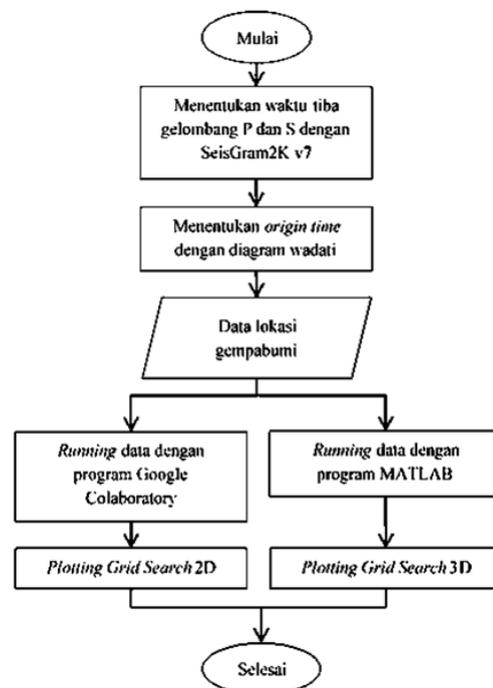
Gambar 1 menunjukkan data lokasi episenter penelitian sebagai data validasi/ rujukan yang dirilis oleh USGS (*United States Geological Survey*), sedangkan data perhitungan yang dipergunakan dalam penelitian ini menggunakan katalog data yang dirilis situs IRIS (*Incorporated Research Institutions for Seismology*). Data penelitian diunduh pada katalog IRIS tanggal 8 Juli 2021, pukul 22:49:48 UTC

merupakan data gempa dengan kekuatan magnitudo 6.0 dengan kedalaman 7,45 km berada di Antelope Valley, di negara bagian California, Amerika Serikat. Dengan lokasi titik gempa terukur lintang 38.5075° LU, bujur 119.499833° BB. Penelitian akan titik gempa ini terekam oleh sebanyak 3 stasiun pengamatan gempa terdekat, yaitu CMB (Columbia College) di Columbia, California, Amerika Serikat dengan

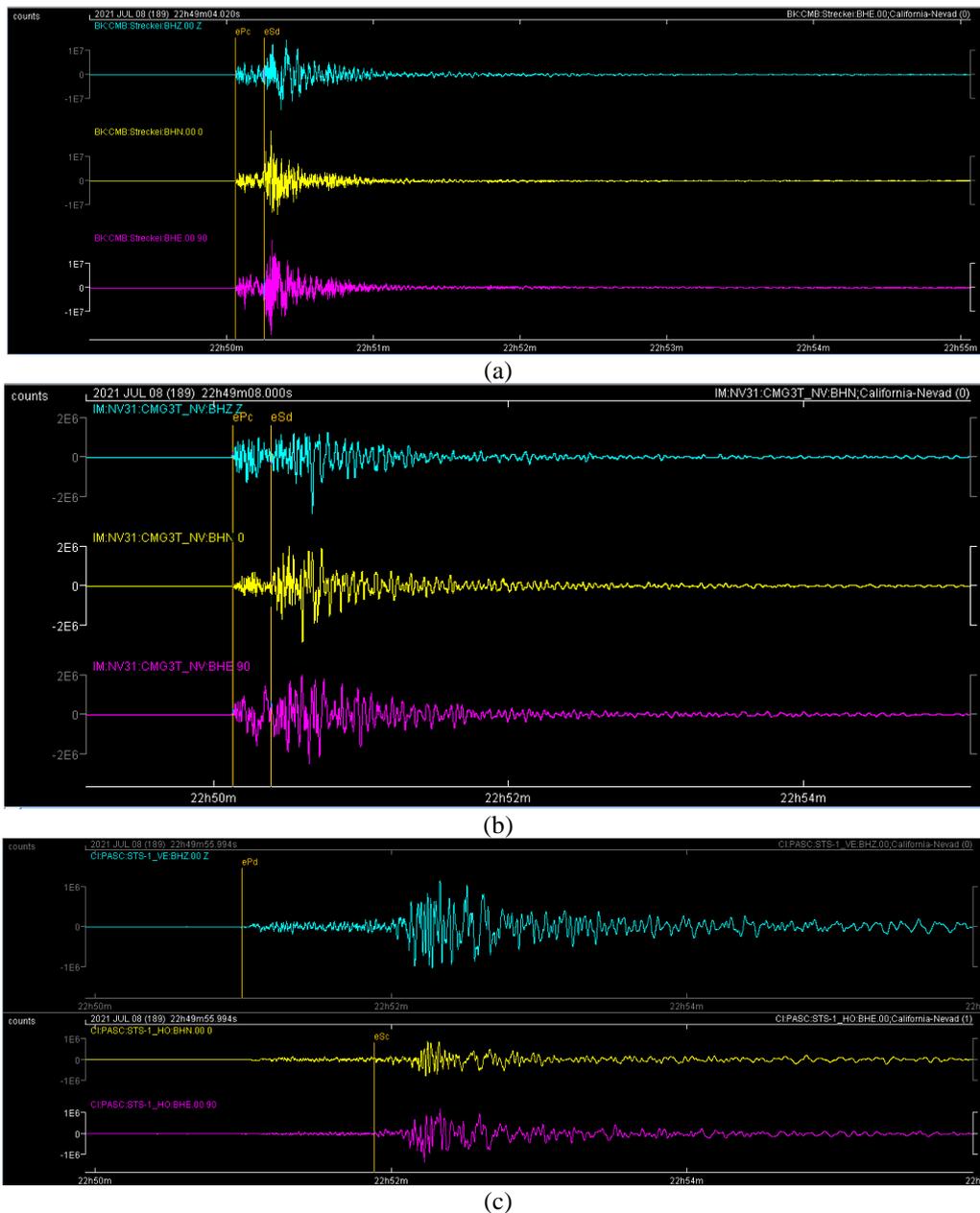
koordinat lintang $38,03^{\circ}$ LU, bujur $120,39^{\circ}$ BB, stasiun NV31 (NVAR Array Site 31) di Mina, Nevada, Amerika Serikat dengan koordinat lintang $38,43^{\circ}$ LU, bujur $118,16^{\circ}$ BB, dan stasiun PASC (Art Center College of Design (GSN-affiliate)) di Los Angeles, Amerika Serikat dengan koordinat lintang $34,17^{\circ}$ LU, bujur $118,19^{\circ}$ BB.

Pengolahan data dilakukan dengan metode *Grid Search* untuk menemukan hasil titik episenter dan titik hiposenter gempa. Metode ini dapat menghasilkan *plotting* berbentuk 2D untuk mengetahui titik episenter dan 3D untuk mengetahui titik hiposenter. Metode *Grid Search* diketahui sebagai solusi atas inversi non-linier yang menyertakan pendekatan global (Nugroho dkk., 2007). Metode *Grid Search* juga mengevaluasi rentang pencarian dari sumber gempa bumi. Definisi dari mengevaluasi setiap titik adalah menghitung nilai t_i^{cal} (waktu tiba gelombang pada stasiun ke-I hasil perhitungan) di titik tersebut. Nilai t_i^{cal} setiap stasiun akan dibandingkan dengan t_i^{obs} (waktu tiba gelombang pada stasiun ke-i) setiap stasiun. Jika dievaluasi setiap titik, maka akan ada sebuah titik yang memiliki nilai t_i^{cal} mirip dengan t_i^{obs} . Titik ini lah yang berpotensi menjadi titik sumber gempa. Pengukuran kemiripan nilai t_i^{cal} dan t_i^{obs} adalah dengan menghitung nilai *error root mean square* (RMS). Metode inversi digunakan untuk memperoleh informasi akan suatu sistem fisika berdasarkan observasi terhadap sistem tersebut dimana dalam bentuk metode matematika dan statistika (Grandis, 2009). Metode ini adalah kebalikan dari *forward modelling*. Metode inversi terbagi atas inversi linier dan non-linier. Inversi diterapkan sebagai cara mencari minimum suatu fungsi obyektif yang menyatakan selisih antara data pengamatan dan data teoritis untuk suatu model tertentu. Secara general, data geofisika bersifat non-linier,

dikarenakan berupa data yang acak atau *random*, yang dapat dijumpai pada data gempa bumi dari beberapa stasiun yang tentu saja berbeda koordinat pada setiap stasiun. Pengolahan data dapat dilakukan dengan *picking* data terlebih dahulu oleh program SeisGram2K untuk menentukan waktu tiba gelombang primer (P) dan sekunder (S) serta interval keduanya dari setiap stasiun gempa. Informasi data tersebut kemudian dapat diolah untuk mendapatkan t_o atau *origin time* gempa menggunakan Diagram Wadati. Kemudian dilanjutkan untuk mengolah data dengan Google Colaboratory untuk menentukan titik episenter yang berbentuk *plotting* 2D. Di samping itu, dihasilkan juga *plotting* 3D untuk mendapatkan titik hiposenter. Proses dalam mengolah data gempa bumi memerlukan adanya t_i^{obs} pada setiap stasiun pengamat gempa bumi. t_i^{obs} ini diperlukan untuk mengetahui waktu tempuh gelombang P yang tercatat pertama kali pada stasiun pencatat. Adapun tahapan penelitian digambarkan pada diagram alir yang dapat dilihat pada Gambar 2.



Gambar 2. Tahapan Penelitian.



Gambar 3. Hasil picking gelombang P dan S pada stasiun (a) CMB, (b) NV31, (c) PASC.

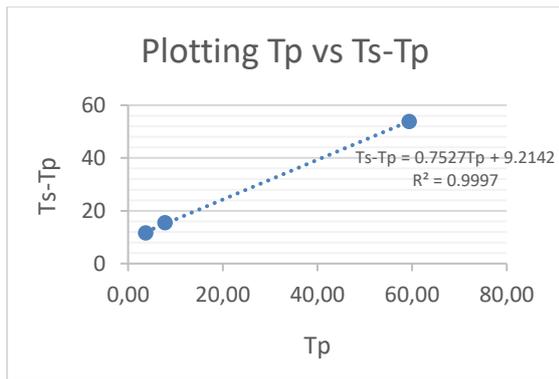
Sebelum melakukan pengolahan data menggunakan *Grid Search*, maka harus ditentukan terlebih dahulu interval waktu tiba gelombang P dan gelombang S. Proses penentuan tersebut menggunakan *SeisGram2K v7* dengan cara *picking* fasa gelombang P dan S. Adapun hasil picking gelombang P dan S dari ketiga stasiun ditunjukkan pada Gambar 3.

Berdasarkan hasil *picking* fasa gelombang P dan S dari ketiga stasiun pada Gambar 3 dapat diperoleh tabel hasil perhitungan sebagai berikut (Tabel 1),

Tabel 1. Interval waktu tiba gelombang P dan S.

Stasiun	T_p	T_s	$T_s - T_p$
CMB	22:50:03,654	22:50:15,280	11.626
PASC	22:50:59,430	22:51:53,324	53.894
NV31	22:50:07,776	22:50:23,264	15.488

Tahap selanjutnya adalah menentukan nilai *origin time* dari gempa menggunakan Diagram Wadati, sehingga diperoleh grafik sebagai berikut (Gambar 4):



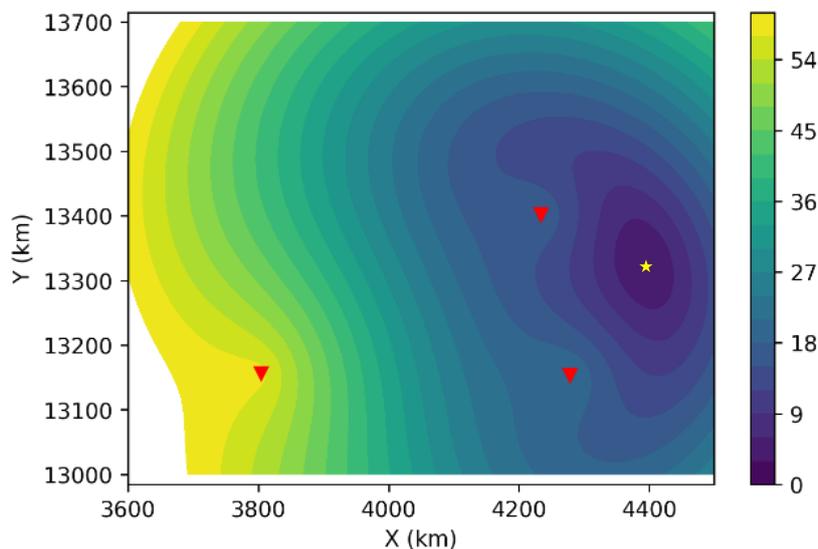
Gambar 4. Grafik hubungan T_p vs T_s-T_p .

Berdasarkan Gambar 4. diperoleh bahwa formula $T_s-T_p = 0,7527T_p + 9,2142$ menunjukkan nilai koefisien determinasi sebesar 0,9997, mengikuti keterangan pada

sumbu X adalah T_p atau t_i^{obs} dan sumbu Y adalah T_s-T_p (interval waktu tiba gelombang S dan P) diperoleh parameter *origin time*, yaitu 10:49:48 PM.

Hasil dan Pembahasan

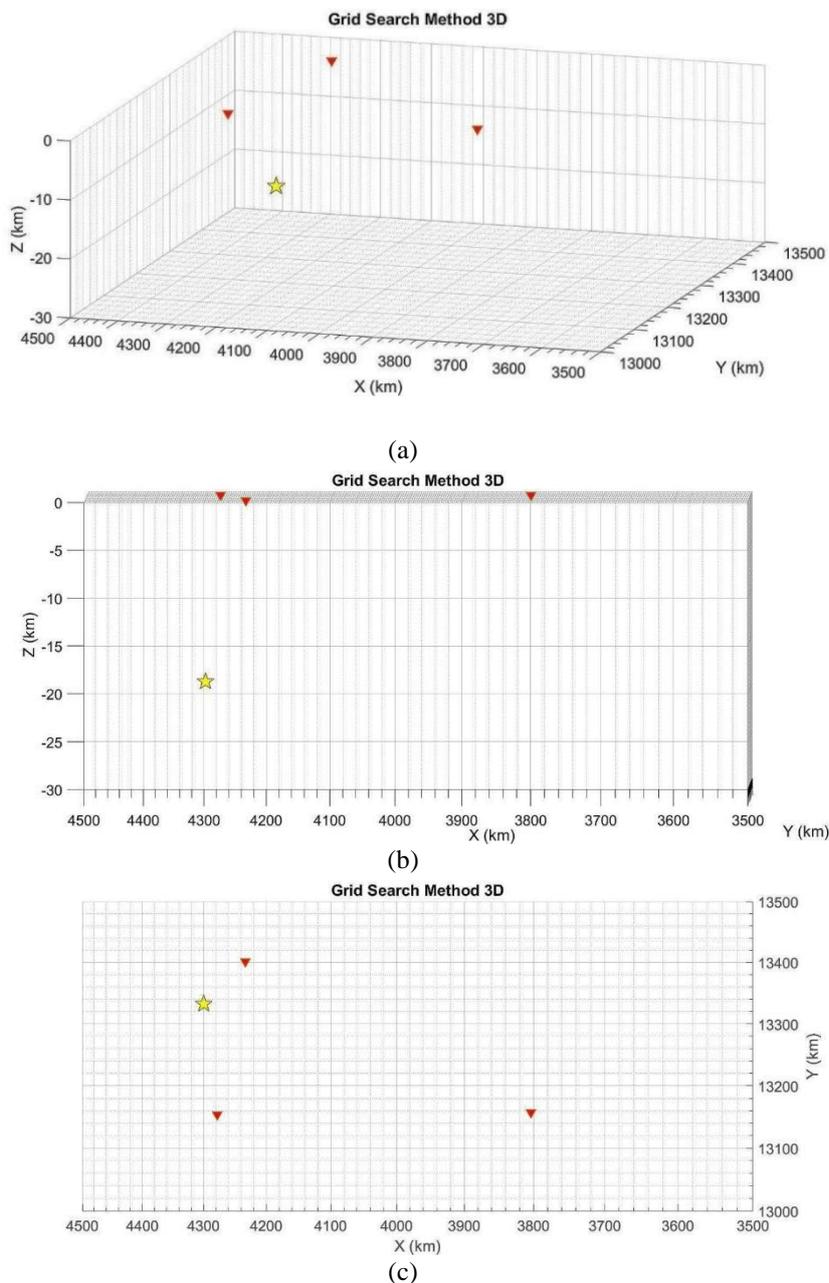
Pemakaian metode *Grid Search* dapat dilakukan proses penentuan episenter dengan tampilan 2D dan hiposenter dengan tampilan 3D untuk menentukan lokasi gempa, dengan adanya *origin time* sebagai parameter pedeteksi titik gempa. Berikut adalah hasil perhitungan episenter menggunakan metode *Grid Search 2D*:



Gambar 5. Hasil relokasi episenter gempa (bintang kuning) beserta letak stasiun gempa (segitiga merah) dengan metode *Grid Search 2D*.

Berdasarkan Gambar 5 diperoleh perkiraan posisi episenter berada di sumbu X (garis lintang) 4370 km dan sumbu Y (garis bujur) pada 13340 km. Perkiraan posisi episenter tersebut diperoleh karena memiliki nilai *error RMS* yang paling kecil, yakni sebesar 0-1 detik (warna ungu tua). Hasil posisi episenter tersebut masih dalam bentuk kilometer, sehingga untuk mendapatkan dalam bentuk derajat perlu dilakukan konversi sehingga diperoleh nilai lintang $39,255^\circ$ LU dan bujur $119,833^\circ$ BB. Hasil perkiraan tersebut masih belum cukup dijadikan parameter dalam penentuan

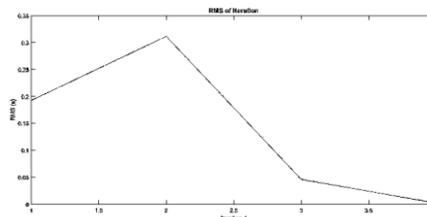
posisi hiposenter gempa yang akurat karena belum memiliki komponen kedalaman. Akan tetapi dengan nilai *error RMS* yang kecil maka dapat digunakan sebagai penentuan awal lokasi episenter gempa yang kemudian akan dikombinasikan dengan metode *Grid Search 3D* untuk menentukan hiposenter gempa. Penentuan hiposenter gempa menggunakan *Grid Search 3D* dengan menerapkan pendekatan inversi non-linear diperoleh hasil sebagai berikut:



Gambar 6. Hasil relokasi hiposenter gempa (bintang kuning) beserta stasiun gempa (segitiga merah) dengan metode *Grid Search* 3D tampak (a) seluruh, (b) samping, (c) atas.

Hasil penentuan hiposenter gempa menggunakan *Grid Search* 3D pada Gambar 6 dapat diketahui bahwa sumbu X (*West-East*) adalah garis lintang dalam km, sumbu Y (*North-South*) adalah garis bujur dalam km, dan sumbu Z (*Depth*) adalah zona kedalaman yang membentuk ruang relokasi titik hiposenter. Simbolisasi bintang berwarna kuning menandakan titik hiposenter dan segitiga berwarna merah menandakan posisi stasiun gempa bumi. Titik hiposenter berada pada garis lintang

4300 km, garis bujur 13335 km dan pada kedalaman 18 km. Apabila dikonversi dalam derajat maka diperoleh nilai lintang $38,627^\circ$ LU, bujur $119,788^\circ$ BB. Nilai *error* RMS seperti pada Gambar 7.



Gambar 7. Grafik *Error* RMS Metode *Grid Search* 3D.

Berdasarkan hasil perhitungan relokasi diperoleh titik hiposenter gempa pada lintang $38,627^{\circ}$ LU, bujur $119,788^{\circ}$ BB dengan kedalaman 18 km serta titik episenter gempa pada lintang $39,255^{\circ}$ LU dan bujur $119,833^{\circ}$ BB. Hasil perhitungan dapat dirujuk kepada data USGS sebagai validasi. Data USGS menyatakan bahwa lokasi hiposenter gempa pada lintang $38,508^{\circ}$ LU, bujur $119,500^{\circ}$ BB, dan di kedalaman 7,5 km. Terdapat selisih episenter $0,747^{\circ}$ LU dan $0,333^{\circ}$ BB dari data hasil.

Kesimpulan

1. Berdasarkan pengolahan dengan Metode *Grid Search* secara 2D dan 3D maka didapatkan posisi hiposenter relokasi berada pada lintang $38,627^{\circ}$ LU, bujur $119,788^{\circ}$ BB dan kedalaman 18 Km. Sedangkan berdasarkan data USGS, hiposenter gempa berada pada lintang $38,508^{\circ}$ LU, bujur $119,500^{\circ}$ BB dan kedalaman 7,5 km.
2. Pada penentuan posisi episenter gempa bumi menggunakan Metode *Grid Search* 2D didapatkan selisih episenter $0,747^{\circ}$ LU dan $0,333^{\circ}$ BB dari data acuan (USGS), artinya penggunaan Metode *Grid Search* 2D dapat digunakan sebagai penentuan posisi episenter yang sesungguhnya.
3. Penentuan posisi episenter dan hiposenter tidak dapat dilakukan menggunakan Metode *Grid Search* saja, akan tetapi harus dilengkapi pendekatan inversi secara non-linear terutama pada Metode *Grid Search* 3D. Hal ini dilakukan untuk mendapatkan nilai kedalaman gempa yang memiliki *error* tidak terlalu jauh dengan yang sesungguhnya.

Ucapan Terima Kasih

Terima kasih kami ucapkan kepada IRIS (*Incorporated Research Institutions for Seismology*) sebagai penyedia sumber data. Kemudian, kepada USGS (*United States*

Geological Survey) atas pengaksesan data gempa. Juga kepada rekan – rekan satu penelitian yang sudah saling membantu menyelesaikan dan menyusun penelitian ini hingga selesai.

Daftar Pustaka

- Arimuko, A., Yoga, D.P., dan Hendri, S. 2019. *Model Kecepatan 1-D Gelombang P dan Gelombang S dari Data Hasil Relokasi Hiposenter di Wilayah Gunung Sinabung*. Jurnal Meteorologi Klimatologi dan Geofisika 5(3), pp.1-10. doi: <https://doi.org/10.36754/jmkg.v5i3.77>
- Decourten, F. 2008. *Geology of Northern California*. Department of Earth Science Sierra College. USGS.
- Grandis, H. 2009. *Pengantar Pemodelan Inversi Geofisika. Edisi ke-1*. Bandung: Himpunan Ahli Geofisika Indonesia.
- Kusuma, A.T. 2018. *Penentuan Zona Reservoir Menggunakan Data Magnetotelluric (MT), Microearthquake (MEQ) dan Metode Fault and Fracture Density (FFD) Pada Lapangan Panasbumi "ITE" Provinsi Nusa Tenggara Timur*. Skripsi. Fakultas Teknologi Kebumihan dan Energi Universitas Trisakti, Jakarta.
- Nugroho, H., Widiyantoro, S., dan Ibrahim, G. 2007. *Penentuan Posisi Hiposenter Gempa bumi Dengan Menggunakan Metoda Guided Grid Search Dan Model Struktur Kecepatan Tiga Dimensi*. Jurnal Meteorologi Dan Geofisika, 8(1), pp.48-60. <https://doi.org/10.31172/jmg.v8i1>
- Palupi, I.R., dan Raharjo, W. 2020. *Studi Automatic Picking Waktu Tiba Gelombang P dan S dengan menggunakan Spektogram pada Obspy Python*. Jurnal Teori dan Aplikasi Fisika. 8(1), pp.77-83.

<https://doi.org/10.23960/JTAF.V8I1.2433>

- Rysnawati, N.M., Sukarasa, I.M., dan Paramarta, I.D.A. 2017. *Analisa Tingkat Bahaya dan Kerentanan Bencana Gempa Bumi di Wilayah Nusa Tenggara Timur (NTT)*. Buletin Fisika. 6(1), pp.32-37. <https://doi.org/10.24843/BF.2017.v18.i01.p06>
- Rahman, Y.Y. dan Santosa, B.J. 2013. *Relokasi Hiposenter Gempa Bumi di Sumatera Selatan dengan Menggunakan Hypo71*. Jurnal Sains dan Seni Pomits. 2(2), pp.82-86. <https://doi.org/10.12962/j23373520.v2i2.4278>
- Sunarjo., Gunawan, M.T., dan Pribadi, S. 2012. *Gempa Bumi Edisi Populer. Edisi ke-1*. Jakarta: Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika.
- Tanjung, N.A.F. 2018. *Pemodelan Zona Subduksi Lempeng Gorda Dan Area Great Basin di California, Nevada, dan Utah Berdasarkan Data Anomali Gravitasi Satelit*. Disertasi. Universitas Gadjah Mada.
- Unruh, J., Humphrey, J., and Barron, A. 2003. *Transtensional model for the Sierra Nevada frontal fault system, eastern California*. *Geology*. 31(4), pp.327-330. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2003\)031%3C0327:TMFTS N%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031%3C0327:TMFTS N%3E2.0.CO;2)

ANALISIS KARAKTERISTIK ARUS DI PERAIRAN TELUK PAREPARE, SULAWESI SELATAN

Sri Ningsih^{1*}, Bergita Gela M. Saka²

¹Jurusan Teknik Sipil, Universitas Muhammadiyah Luwuk Banggai, Indonesia.

²Jurusan Pendidikan Fisika, Universitas Kristen Indonesia Toraja, Indonesia.

*Corresponding author. Email: sriningsih.jmfaperta03@gmail.com

Manuscript received: 1 January 2020^{*}; Received in revised form: 22 September 2021; Accepted: 27 October 2021

Abstrak

Perairan Teluk Parepare merupakan teluk semi-tertutup, beberapa titik tertentu terdapat *submarine canyon* (kontur yang menjorok ke dalam) yang secara viskositas dinilai dapat mempengaruhi pola sirkulasi arus laut yakni vektor dan magnitude-nya. Penelitian ini bertujuan untuk mengetahui pola arus dan kecepatan arus pasang surut yang disebabkan oleh karakteristik kedalaman di perairan Parepare. Metode penelitian menggunakan analisis deskriptif kualitatif. Sementara analisis hidrodinamika menggunakan *software SMS (Surface Water Modelling System)* dengan sub-program RMA-2 yang diturunkan dari persamaan beda hingga 2D. Hasil penelitian menunjukkan bahwa kondisi perairan di Teluk Parepare pada waktu-waktu tertentu terjadi rotasi arus dan pertemuan arus yang disebabkan oleh variasi kedalaman dan adanya perubahan kecepatan. Perubahan dari kecepatan yang tinggi 0,068 – 0,21 m/s ke kecepatan yang cukup rendah 0,0029 – 0,0051 m/s. Pada daerah *submarine canyon* (kontur yang menjorok ke dalam), pola arus membentuk pusaran (turbulensi) dengan kecepatan rata-rata berkisar 0,031 m/s. Sehingga dapat dikatakan bahwa tipe kontur kedalaman dapat mempengaruhi pola arus di perairan Teluk Parepare. Karakteristik kondisi arus pada saat musim barat (hujan) kecepatan arus lebih besar dan lebih fluktuatif (tidak stabil) dibandingkan dengan kecepatan arus rata-rata pada musim timur (kemarau).

Kata Kunci: kontur kedalaman; SMS; Teluk Parepare.

Abstract

The waters of the Parepare Bay are semi-closed bays that at certain points have submarine canyons (contours that protrude into the inside) viscosity which are considered to be able to affect the circulation pattern of ocean currents namely the vector and its magnitude. This study aims to determine the pattern of currents and tidal currents caused by depth characteristics in Parepare waters. The research method uses descriptive qualitative analysis. While hydrodynamic analysis uses SMS (Surface Water Modeling System) software with RMA-2 sub program derived from difference equation to 2D. The results showed that the condition of the water in Parepare Bay at certain times there was a current rotation and flow of currents caused by variations in-depth and speed changes. The change from a high speed of 0.068 – 0.21 m/s to a fairly low speed of 0.0029 – 0.0051 m/s. In the submarine canyon area (contour that protrudes inward), the current pattern forms a vortex (turbulence) with an average speed of around 0.031 m/s. So it can be said that the type of depth contour can affect the current pattern in Parepare Bay waters. Characteristics of current conditions during the west season (rainy), the current velocity is greater and more volatile (unstable) compared to the average current velocity in the east season (dry).

Keywords: depth contour; Parepare Bay; SMS.

Pendahuluan

Teluk Parepare merupakan salah satu teluk yang berbatasan secara langsung dengan Selat Makasar, sehingga kondisi perairan di Teluk Parepare sangat berkaitan dengan mekanisme sirkulasi di Selat Makasar. Selat Makassar merupakan salah satu wilayah perairan yang sensitif terhadap perubahan iklim dan proses dinamika laut. Perairan Selat Makasar sering terjadi proses *mixing* atau turbulensi yang digenerasi oleh gaya pasang surut dan pengaruh ENSO (*El Nino-Southern Oscillation*) (Wisha dan Heriati, 2016).

Teluk Parepare memiliki karakteristik perairan semi-tertutup dan terlindung dari pengaruh angin dan gelombang. Sehingga lingkungan perairan memiliki energi kecil. Selanjutnya Teluk Parepare di bagian timur laut mendapat suplay sedimen dari Sungai Karaja'e. Sehingga dinilai transport sedimen sungai dapat mempengaruhi karakteristik kontur kedalaman teluk. Ditambah lagi relatif tingginya pembangunan di sekitar pesisir yang memicu endapan total sedimen tersuspensi (TSS) di spot area area tertentu. Hal ini sesuai dengan *Resources Management Associates-2* (RMA) yang mampu menghitung perubahan elevasi permukaan perairan dan komponen kecepatan arus horizontal untuk aliran permukaan bebas sub-kritis dalam medan aliran dua dimensi.

Pada dasarnya modul ini menyelesaikan masalah aliran turbulen Persamaan Reynolds yang diturunkan dari Persamaan Navier-Stokes. Pengaruh kekasaran diperhitungkan dengan Koefisien Manning atau Chezy, sementara karakteristik turbulensi diperhitungkan dengan memasukkan koefisien kekentalan turbulen (*eddy viscosity*). Baik masalah *steady flow* maupun *unsteady flow* dapat diselesaikan dengan baik.

Karakteristik kontur kedalaman Teluk Parepare yang demikian sehingga

penelitian ini dilakukan, yakni menganalisis karakteristik arus perairan Teluk Parepare berdasarkan kedalaman. Arus yang disebabkan oleh pasang surut.

Metode Penelitian

Penelitian dilakukan pada Mei 2019 dengan lokasi berada di Teluk Parepare. Data yang digunakan adalah data sekunder, yaitu data pasang surut, data kedalaman (bathimetri), dan data kecepatan arus hasil pengukuran.

Metode penelitian yang digunakan adalah metode deskriptif kualitatif dan kuantitatif. Analisis data menggunakan *software* SMS (*Surface Water Modelling System*) dengan sub-modul RMA-2 dan GFGEN. Perangkat ini diturunkan dari persamaan konservasi massa dan momentum yang diintegrasikan terhadap kedalaman (Wurjanto dan Ajiwibowo, 2020).

Persamaan konservasi massa:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + h \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) + u \frac{\partial h}{\partial x} + v \frac{\partial h}{\partial y} = 0 \quad (1)$$

Persamaan konservasi momentum:
arah x

$$h \frac{\partial u}{\partial t} + hu \frac{\partial u}{\partial x} + hv \frac{\partial u}{\partial y} - \frac{h}{\rho} \left(E_{xx} \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + E_{xy} \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + gh \left(\frac{\partial a}{\partial y} + \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{gun^2}{(1,486h^{1/6})^2} + (u^2 + v^2)^{1/2} - \zeta V_a^2 \sin \psi + 2h\omega v \sin \phi = 0 \quad (2)$$

arah y

$$h \frac{\partial v}{\partial t} + hu \frac{\partial v}{\partial x} + hv \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{h}{\rho} \left(E_{xx} \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + E_{xy} \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) + gh \left(\frac{\partial a}{\partial y} + \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{gvn^2}{(1,486h^{1/6})^2} + (u^2 + v^2)^{1/2} - \zeta V_a^2 \sin \psi + 2h\omega v \sin \phi = 0 \quad (3)$$

dengan:

h : kedalaman perairan

t : waktu

u, v : komponen kecepatan arah x dan y

ρ : kerapatan fluida

- g : percepatan gravitasi
- E : koefisien kekentalan turbulen,
xx dalam arah normal terhadap bidang x, yy dalam arah normal terhadap bidang y, xy dan yx masing-masing berimpit dengan bidang x dan y
- a : elevasi dasar perairan
- n : koefisien kekasaran Manning
- ζ : koefisien tegangan geser angin empiris
- Va : kecepatan angin
- ψ : arah angin
- ω : kecepatan rotasi bumi
- ϕ : posisi lintang geografis

Verifikasi Model

Verifikasi dilakukan dengan membandingkan hasil model dengan hasil pengukuran lapangan dengan uji statistik maupun perhitungan. Besar kesalahan yang terjadi dihitung dengan mencari nilai MRE (*Mean Relatif Error*). Perhitungan untuk mencari nilai tersebut adalah (Hatta, Thaha, dan Dharmawan, 2018):

$$MRE = \left| \frac{hc - ho}{ho} \right| \times 100\% \quad (4)$$

dengan

hc : besar nilai hasil model

ho : besar nilai hasil pengukuran lapangan

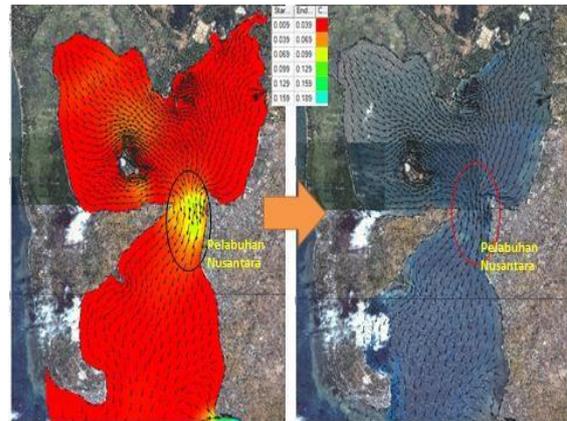
Hasil dan Pembahasan

Model Sirkulasi Arus saat Muson Timur

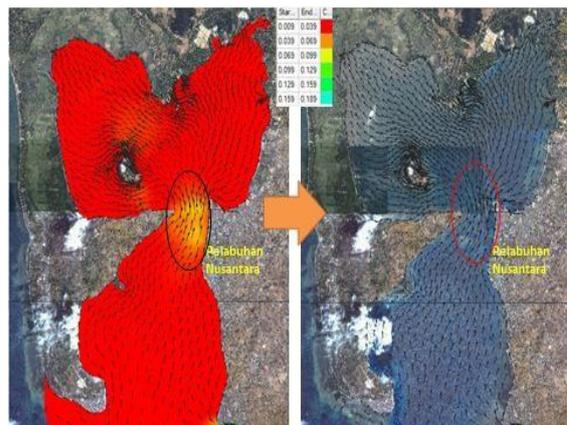
Model sirkulasi arus pada saat muson timur merupakan model sirkulasi arus pada kondisi musim kemarau. Pada wilayah kajian kondisi kemarau dengan jumlah curah hujan paling sedikit terjadi pada bulan juli. Pada kondisi ini dinilai pengaruh debit aliran sungai kurang mempengaruhi dibanding dengan musim hujan. Untuk mengetahui kondisi tersebut dapat dilihat pada Gambar 1 sampai 3.

Gambar 1 menunjukkan kondisi perairan Teluk Parepare pada saat menuju surut terendah dengan kecepatan arus rata-rata sebesar 0,015 m/s dan elevasi muka air laut

sebesar 1.046 m. Kondisi ini terjadi pada *time step* 73 jam. Sementara terlihat jelas pada model kondisi perairan bagian utara Pelabuhan Nusantara kecepatan arus menunjukkan adanya kecepatan arus yang relative lebih besar dibanding dengan lokasi bagian lainnya, yakni berkisar 0,069 – 0,129 m/s. Pergerakan arus serempak bergerak menuju laut dalam.



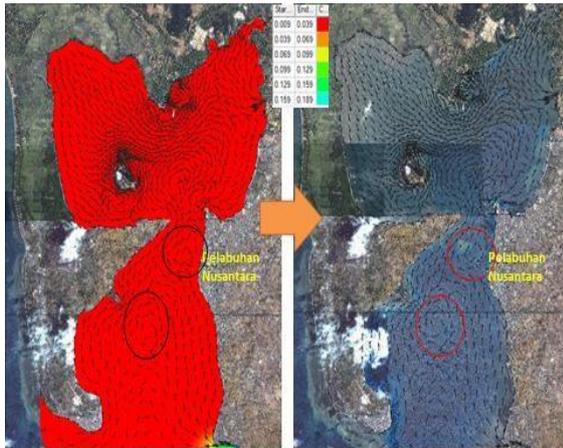
Gambar 1. Pola arus pada saat menuju surut terendah.



Gambar 2. Pola arus pada saat menuju pasang maksimum.

Gambar 2 menunjukkan pola arus menuju pasang tertinggi terjadi pada *time step* 233 jam dengan kecepatan arus rata-rata 0,010 m/s. Kondisi ini terjadi dengan elevasi muka air laut sebesar 2.098 m. Pada kondisi arus menuju pasang, kondisi perairan sekitar Pelabuhan Nusantara, vektor arus serentak bergerak menuju pantai. Pada kolam perairan Pelabuhan Nusantara, vektor arus dari laut dalam melewati mulut teluk dan terus bergerak serempak melewati kolam pelabuhan. Sementara pada bagian Utara Pelabuhan Nusantara

terjadi percepatan arus dengan kecepatan rata-rata berkisar antara 0,039 – 0,099 m.



Gambar 3. Kondisi arus Pelabuhan ketika terjadi arus turbulensi pada musim timur.

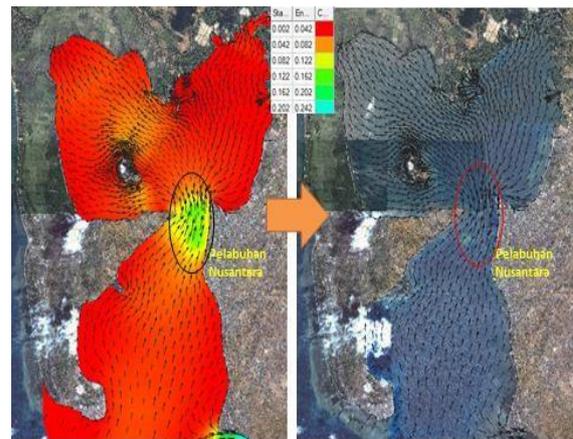
Gambar 3 menunjukkan pada *time step* 123 jam dengan kecepatan arus rata-rata 0,030 m/s. Pada kondisi ini terjadi penurunan kecepatan sehingga menyebabkan gerakan arus turbulensi. Kondisi ini terjadi salah satunya dipengaruhi oleh perubahan topografi kedalaman laut. Sekitar 200 m ke arah barat dari Pelabuhan Nusantara terdapat cekungan kedalaman yang menyebabkan kondisi tertentu dapat menyebabkan adanya gerakan turbulensi/rotasi air laut. Terutama terjadi pada kondisi surut, sifat dari fluida massa air akan mencari posisi yang lebih rendah dalam artian massa air akan bergerak menuju pada tingkat topografi kedalaman yang lebih tinggi. Pada kondisi terjadi ketika arus menuju surut dengan kecepatan yang relatif rendah berkisar 0,002 – 0,004 m/s, selain itu pada saat ini terjadi pelepasan energi.

Model Arus pada saat Muson Barat

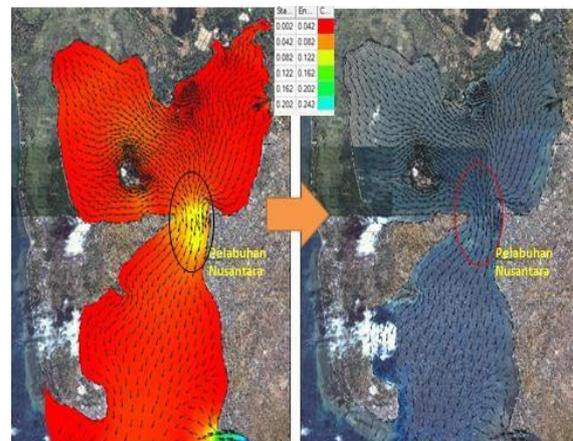
Pada kondisi muson barat atau musim hujan perairan Teluk Parepare sangat dipengaruhi oleh aliran debit sungai, khususnya Sungai Karaja'e. Berdasarkan data Pemerintah Kota Parepare (2014) besarnya debit rata-rata harian aliran maksimal mencapai 1084,25 m³/s. Selanjutnya aliran tersebut dengan segalanya kondisinya dapat mempengaruhi kondisi hidrodinamika

perairan Teluk Parepare khususnya kondisi pasang surut.

Gambar 4 menunjukkan kondisi perairan di sekitar Pelabuhan Nusantara dengan kecepatan rata-rata tertinggi sebesar 0,024 m/s. Kondisi ini terjadi pada *time step* 27 jam (hari ke-2) dengan elevasi muka air sebesar 1.696 m. Setelah dua jam berikutnya elevasi muka air pasang mencapai puncak maksimum sebesar 2.257 m dengan kecepatan arus rata-rata menurun sebesar 0,017 m. kondisi pada saat ini arus bergerak dari laut dalam menuju teluk dan pelabuhan. Di sebelah utara Pelabuhan Nusantara terdapat pergerakan arus dengan kecepatan yang relatif besar dibanding dengan kondisi lokasi lainnya, yakni pada daerah penyempitan Teluk Parepare. Kondisi ini di kedalaman 1 – 15 m.

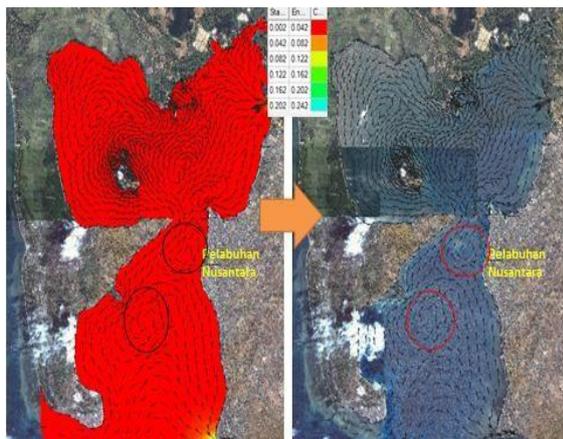


Gambar 4. Kondisi perairan pada saat arus menuju pasang dengan kecepatan arus rata-rata tertinggi.



Gambar 5. Kondisi perairan pada saat menuju surut terendah dengan kecepatan arus rata-rata tertinggi.

Gambar 5 menunjukkan kondisi perairan di sekitar Pelabuhan Nusantara pada saat air menuju surut terendah kecepatan rata-rata 0,016 m/s dengan elevasi muka air laut 1.281 m. Kondisi ini terjadi pada *time step* 45 jam (hari ke-2), yakni pada waktu surut kedua. Massa air laut bergerak terus menuju laut dalam dengan perlambatan kecepatan hingga 0,010 m/s dengan durasi waktu selama 2 jam sehingga mencapai puncak surut paling rendah dengan elevasi sebesar 1.127 m.



Gambar 6. Kondisi perairan pada saat terjadi arus turbulensi pada musim barat.

Pada Gambar 6 nampak bahwa terjadi arus turbulensi (pusaran arus) di bagian barat laut Pelabuhan Nusantara. Pusaran arus terjadi pada saat menuju surut setelah pasang dengan kecepatan yang relatif tinggi. Pada kondisi ini setelah kecepatan pasang sebesar 0,020 m/s, kemudian surut dengan kecepatan arus rata-rata sebesar 0,016 m/s dengan elevasi muka air sebesar 1.280 m.

Tabel 1 menunjukkan bahwa 1 kali siklus pasang surut selama 15 hari terjadi 9 kali terjadi arus berotasi. Kondisi terjadi ketika terjadi perubahan kecepatan arus rata-rata yang relatif signifikan, seperti pada kala ulang 254 jam. Pada kondisi ini terjadi arus surut dengan kecepatan sebesar 0,007 m/s. Selanjutnya pada kala ulang berikutnya pada saat arus menuju pasang terjadi penurunan kecepatan arus rata-rata sebesar 0,003 m/s. Kondisi ini juga terjadi kala ulang lainnya seperti yang nampak pada

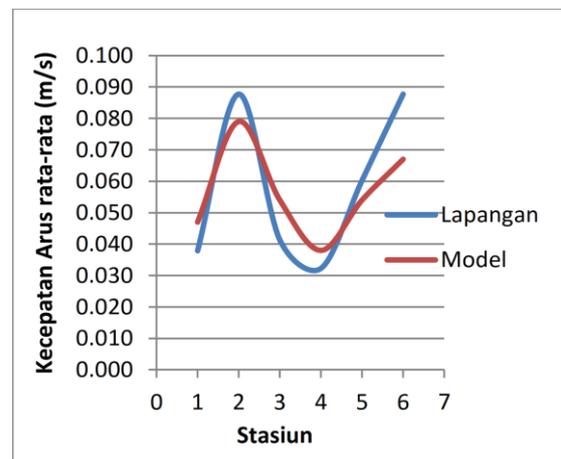
Tabel 1. Arah sirkulasi arus yang acak dan berotasi kerap terjadi di area-area tertentu seperti area pendangkalan, jurang laut ataupun daerah diantara keduanya.

Tabel 1. Kondisi arus saat terjadi gerakan arus acak, pusaran, tubulen.

Time Step (jam)	Vrata-rata (m/s)	Elevasi (m)	Kondisi Pasang Surut Air Laut
23	0,004	1.188	Menuju pasang
30	0,004	2.245	Menuju surut
37	0,005	2.262	Menuju surut
103	0,004	2.131	Menuju surut
164	0,004	1.924	Menuju pasang
194	0,003	1.563	Menuju pasang
213	0,003	1.835	Menuju pasang
245	0,003	1.872	Menuju pasang
254	0,003	1.197	Menuju pasang

Pada kondisi daerah pendangkalan terjadi rotasi arus. Hal ini sesuai dengan Wisna, Husrin, dan Prihantono (2015) bahwa semakin ke atas gerakan arus mulai di pengaruhi oleh faktor lain, yaitu angin dan pasang surut. Gerakan arus menjadi semakin cepat di permukaan dan sudah tidak ada lagi hambatan seperti gesekan dasar dan densitas air laut.

Verifikasi Hasil Model



Gambar 7. Kalibrasi data lapangan dan hasil model.

Hasil pengukuran kecepatan arus rata-rata secara langsung untuk verifikasi model diambil pada lokasi pengamatan. Kecepatan arus rata-rata yang tidak digunakan sebagai kondisi batas pemodelan, yaitu lokasi pengukuran di

sekitar Pelabuhan Nusantara dengan kedalaman 2 – 10 m. Hasil perbandingan antara pengukuran kecepatan arus rata-rata secara langsung di perairan Pelabuhan Nusantara dengan hasil simulasi disajikan pada Gambar 7.

Gambar 7 menunjukkan kecepatan arus rata-rata hasil simulasi memberikan hasil yang tidak berbeda secara signifikan. Sehingga diasumsikan validitas parameter-parameter model kontrol serta referensi kondisi batas kecepatan arus rata-rata yang diaplikasikan pada pemodelan telah mendekati kebenaran sesuai kondisi pengukuran lapangan.

Verifikasi kecepatan arus dilakukan dengan mengambil 6 stasiun daerah cuplik. Setiap stasiun diambil pada posisi dan kedalaman yang relatif sama. Perhitungan nilai *error* disajikan pada Tabel 2.

Tabel 2. Verifikasi model untuk kategori kecepatan arus.

St	Lapangan (m/s)	Model (m/s)	Presentase (%)
1	0,036	0,043	0,2408
2	0,078	0,077	-0,0994
3	0,042	0,051	0,3068
4	0,031	0,032	0,178
5	0,062	0,053	-0,1036
6	0,087	0,062	-0,2362
	MRE	0,04773	4,7733

Kesimpulan

Karakteristik kondisi arus pada saat musim barat (hujan) kecepatan arus lebih besar dan lebih fluktuatif (tidak stabil) dibandingkan dengan kecepatan arus rata-rata pada musim timur (kemarau). Sementara untuk kondisi gelombang, Pelabuhan Nusantara di Teluk Parepare dominan dipengaruhi oleh angin dari arah barat. Arah gelombang dominan bergerak ke arah timur laut dengan tinggi gelombang rata-rata 0,20 m sampai 0,40 m.

Ucapan Terima Kasih

Ucapan terima kasih kepada pihak konsultan yang telah memberikan data hasil survey lapangan berupa data bathimetri (kedalaman) dan data pasang surut. Sehingga penelitian ini bisa terselesaikan dengan baik.

Daftar Pustaka

- Hatta, M.P., Thaha, A., dan Dharmawan, A. 2018. *Pengaruh Kondisi Hidrodinamika Pantai Tarawang Terhadap Penentu Tipe Pengaman Pantai*. Jurnal Keteknikan dan Sains. 1(2), pp.69–73. <https://journal.unhas.ac.id/index.php/juteks/article/view/5345>
- Pemerintah Kota Parepare. 2014. *PENYUSUNAN RPI2-JM TAHUN 2015 – 2019*. <https://sippa.ciptakarya.pu.go.id/>
- Wisha, U.J., Husrin, S., dan Prihantono, J. 2015. *Hydrodynamics Banten Bay During Transitional Seasons (August-September)*. Indonesian Journal of Marine Sciences. 20(2), pp.101–112. <https://10.14710/ik.ijms.20.2.101-112>
- Wisha, U.J., dan Heriati. A. 2016. *Analisis Julat Pasang Surut (Tidal Range) dan Pengaruhnya Terhadap Sebaran Total Sedimen Tersuspensi (TSS) di Perairan Teluk Pare*. Jurnal Kelautan. 9(1), pp.23–31. <https://doi.org/10.21107/jk.v9i1.1066>
- Wurjanto, A., dan Ajiwibowo, H. 2020. *Analisis Hidrodinamika di Perairan Lemong, Kabupaten Barat, Provinsi Lampung Menggunakan Piranti Surface-Water Modeling System*. Rekayasa. 13(2), pp.154–163. <https://doi.org/10.21107/rekayasa.v13i2.6480>

*) Artikel ini telah dipresentasikan di Seminar Nasional Geofisika 2019 yang

dilaksanakan oleh Dept. Geofisika FMIPA
Universitas Hasanuddin di Science
Building FMIPA Universitas Hasanuddin
pada tanggal 26 Oktober 2019.

SERTIFIKAT

Direktorat Jenderal Penguatan Riset dan Pengembangan,
Kementerian Riset, Teknologi, dan Pendidikan Tinggi



Kutipan dari Keputusan Direktur Jenderal Penguatan Riset dan Pengembangan,
Kementerian Riset, Teknologi, dan Pendidikan Tinggi Republik Indonesia
Nomor: 10/E/KPT/2019
Tentang Hasil Akreditasi Jurnal Ilmiah Periode 2 Tahun 2019

Jurnal Geocelebes

E-ISSN: 25795546

Penerbit: Program Studi Geofisika FMIPA Universitas Hasanuddin

Ditetapkan sebagai Jurnal Ilmiah

TERAKREDITASI PERINGKAT 4

Akreditasi berlaku selama 5 (lima) tahun, yaitu
Volume 1 Nomor 1 Tahun 2017 sampai Volume 5 Nomor 2 Tahun 2021

Jakarta, 4 April 2019

Direktur Jenderal Penguatan Riset dan Pengembangan



Dr. Muhammad Dimiyati
NIP. 195912171984021001



Indexing and Abstracting



This work is licensed under a [Creative Commons Attribution 4.0 International License](https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/).



GEOFISIKA

UNIVERSITAS HASANUDDIN

ISSN 2579-5546



9 772579 554000

97700

