



JURNAL GEOSAINS TERAPAN

VOLUME 5 NO. 2 | DESEMBER 2022 | DEPARTEMEN GEOSAINS FMIPA UI

VINA MA'UNATUL MAULA, URWATUL WUSQA, DYAH NINDITA SAHDARANI

1 – 13 Pemetaan Zona Potensi Likuefaksi Berdasarkan Korelasi Spasial dari Pengukuran *Cone Penetration Test* di Kabupaten Lebak, Provinsi Banten

M. ARIO PRASTYAN, DYAH NINDITA SAHDARANI, REZKY ADITIYO

14 – 20 Studi Mikrofases Batugamping pada Kawasan Ligarmukti, Kecamatan Klapanunggal, Kabupaten Bogor, Provinsi Jawa Barat

DELLA BELLA ROCHITA, DYAH NINDITA SAHDARANI

21 – 27 Studi Hidrogeokimia dengan Panas Bumi Gedong Songo, Gunung Ungaran, Jawa Tengah

ANNE M. M. SIRAIT, IMAN FATCHUROCHMAN

28 – 34 Fluid-related Earthquake Swarms at East Java Forearc

ZULKIFLI M. TAHIR, FELIX MULIA HASUDUNGAN SIHOMBING, WANNI

35 – 39 Identifikasi Profil Nikel Laterit di Lapangan X Berdasarkan Data Bor dengan Metode Pembelajaran Mesin



JURNAL GEOSAINS TERAPAN

Volume 5, No. 2, Desember 2022

Jurnal Geosains Terapan (J. Geos T.) adalah jurnal nasional yang dipublikasikan dua kali setahun oleh Pusat Studi Geosains, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam (FMIPA), Universitas Indonesia.

Jurnal Geosains Terapan memberikan kesempatan bagi kontributor untuk menuliskan paparan ilmiah untuk mendukung atau berhubungan dengan ilmu kebumihan, meliputi: Geologi, Geofisika, Geokimia, Geodesi, Geomorfologi, Geografi Fisik, dan terapannya. Jurnal Geosains Terapan akan dipublikasikan dalam bentuk buku jurnal dan jurnal *on-line*.

DEWAN REDAKSI JURNAL GEOSAINS TERAPAN

Penasehat : Dekan FMIPA UI
Pengarah : Manajer Riset dan Pengabdian Masyarakat FMIPA UI

Penanggungjawab
Pimpinan Redaksi : Dr. Supriatna, MT
Wakil Pimpinan Redaksi : Eko Waludi, ST, M. Si.

Dewan Editor
Ketua : Sukiato Khurniawan, M.Sc., FMIPA UI
Anggota : Winda Novianti, M.Sc., FMIPA UI
Abd Hafidz, M.T., FMIPA UI
Prof. Dr. Jan Sopaheluwakan, LIPI
Dr. Idwan Suhardi, Kemenristek RI
Dr. Agus Guntoro, Universitas Trisakti
Dr. Ildrem Safri, Unpad
Dede Djuhana, M. Si., Ph. D., FMIPA UI
Dr. Supriyanto, FMIPA UI
Dr. Suryantini, ITB
Dr. *rer. nat.* Abdul Haris, FMIPA UI
Dr. Khasani, ST, M.Eng., UGM
Dr. Yuni Krisyuningsih Krisnandi, FMIPA UI

Redaktur Pelaksana : Elisha Christy Rotua BR Tobing, S.Si.
: Luthfi Yufajjiru Surya Dharma, S.Si

Keuangan
Staf Administrasi : Agus Riyanto, S.Si

JURNAL GEOSAINS TERAPAN

ISSN: 2502-468X (media cetak)

SK ISSN: 0005.2502468X/JL.3.1?SK.ISSN/2016.2 (15 Februari 2016)

Kantor: Pusat Studi Geosains Gedung A, Lantai Dasar, FMIPA UI

Kampus UI Depok 16424

<http://www.sci.ui.ac.id/jgt>; <http://journal.ui.ac.id/jgt>

Telp. (021) 7866732; e-mail: jgt@sci.ui.ac.id

DAFTAR ISI

| | |
|---|---------|
| Pemetaan Zona Potensi Likuefaksi Berdasarkan Korelasi Spasial dari Pengukuran Cone Penetration Test di Kabupaten Lebak, Provinsi Banten Vina Mau'natul Maula, Urwatul Wusqa, Dyah Nindita Sahdarani | 1 – 13 |
| Studi Mikrofasis Batugamping pada Kawasan Ligarmukti, Kecamatan Klapanunggal, Kabupaten Bogor, Provinsi Jawa Barat M. Ario Prastyan, Dyah Nindita Sahdarani, Rezky Aditiyo | 14 – 20 |
| Studi Hidrogeokimia dengan Panas Bumi Gedong Songo, Gunung Ungaran, Jawa Tengah Della Bella Rochita, Dyah Nindita Sahdarani | 21 – 27 |
| Fluid-related Earthquake Swarms at East Java Forearc Anne M. M. Sirait, Iman Fatchurochman | 28 – 34 |
| Identifikasi Profil Nikel Laterit di Lapangan X Berdasarkan Data Bor dengan Metode Pembelajaran Mesin Zulkifli M. Tahir, Felix Mulia Hasudungan Sihombing, Wannu | 35 – 39 |

Pemetaan Zona Potensi Likuefaksi Berdasarkan Korelasi Spasial dari Pengukuran *Cone Penetration Test* di Kabupaten Lebak, Provinsi Banten

Vina Ma'unatul Maula, Urwatul Wusqa, dan Dyah Nindita Sahdarani

Program Studi Geologi, Departemen Geosains, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Universitas Indonesia, Kampus UI Depok, 16424, Indonesia

*Narahubung: vinaaamm@gmail.com

Abstrak

Kabupaten Lebak merupakan kabupaten yang termasuk ke dalam wilayah administratif Provinsi Banten. Kabupaten ini berlokasi di bagian barat Pulau Jawa yang terletak pada wilayah rawan gempa bumi dengan dua sesar terdekat yang berpotensi menghasilkan gempa bumi, yaitu Sesar Cimandiri dan Sesar Ujung Kulon. Dalam penelitian ini, dilakukan pemetaan zona potensi likuefaksi berdasarkan pengukuran *Cone Penetration Test* (CPT) untuk menghitung *Liquefaction Potential Index* (LPI) daerah penelitian. Untuk menghasilkan peta zona potensi likuefaksi, dilakukan pemodelan dengan dasar Sistem Informasi Geografis (SIG) dan melakukan komparasi perbandingan pemodelan dengan metode *Inverse Distance Weighted* (IDW) dan metode *Ordinary Kriging* (OK). Komparasi dilakukan dengan membandingkan nilai parameter *error* dari *Mean Absolute Error* (MAE), *Root Mean Square Error* (RMSE), dan Koefisien Determinasi (R^2). Dari kedua metode tersebut, diketahui bahwa metode IDW menghasilkan pemodelan yang lebih akurat dibandingkan metode OK. Berdasarkan hasil pemodelan menggunakan metode IDW, zona potensi likuefaksi yang dihasilkan menunjukkan bahwa bagian utara dan selatan daerah penelitian memiliki potensi likuefaksi rendah. Sedangkan daerah yang memiliki potensi likuefaksi tinggi hingga sangat tinggi berada di pusat daerah penelitian yang terdapat dalam wilayah Desa Cibadak, Desa Cikulur, dan Desa Cimarga.

Kata kunci: Likuefaksi, CPT, *Inverse Distance Weighted*, *Ordinary Kriging*

1. Pendahuluan

Kabupaten Lebak Provinsi Banten terletak pada wilayah rawan gempa bumi. Terdapat dua sesar terdekat yang berpotensi menghasilkan gempa bumi yaitu Sesar Cimandiri dengan panjang mencapai 100 km yang diperkirakan dapat menghasilkan gempa maksimum dengan magnitudo sebesar 6,7 dan Sesar Ujung Kulon dengan panjang 80–150 km yang dapat menghasilkan gempa maksimum dengan magnitudo 7,3 (Pusgen, 2017).

Dalam menganalisis bencana likuefaksi, salah satu metode yang dapat dilakukan adalah dengan menguji kekuatan tanah menggunakan *Cone Penetration Test* (CPT) (Robertson, 1998). Informasi yang didapatkan dari uji kekuatan tanah adalah nilai hambatan konus (qc) dan hambatan selimut (fs) yang selanjutnya dianalisis untuk menghitung nilai dari *Cyclic Stress Ratio* (CSR) dan *Cyclic Resistance Ratio* (CRR) yang digunakan untuk menghitung nilai dari *Liquefaction Potential Index* (LPI).

Untuk memetakan zona potensi likuefaksi, digunakan pemodelan dengan dasar Sistem Informasi Geografis (SIG) menggunakan metode interpolasi *Inverse Distance Weighted* (IDW) dan *Ordinary Kriging* (OK) yang secara umum digunakan sebagai metode interpolasi. Nilai LPI yang dihasilkan dari pengukuran CPT dikorelasikan menggunakan kedua metode tersebut untuk menghasilkan peta zona potensi likuefaksi. Dalam penelitian ini dilakukan komparasi hasil pemodelan antara kedua metode berdasarkan nilai *Mean Absolute Error* (MAE), *Root Mean Square Error* (RMSE), dan Koefisien Determinasi (R^2) yang umumnya digunakan untuk menunjukkan tingkat keakuratan dari sebuah model interpolasi (Wu dkk., 2019). Hasil perbandingan tersebut digunakan untuk mengetahui metode interpolasi yang lebih akurat dalam menghasilkan

peta zona potensi likuefaksi. Melalui penelitian ini diharapkan hasil penelitian dapat memberikan informasi tentang potensi likuefaksi pada daerah penelitian dan dapat digunakan sebagai acuan mitigasi bencana serta pembangunan kota ke depannya.

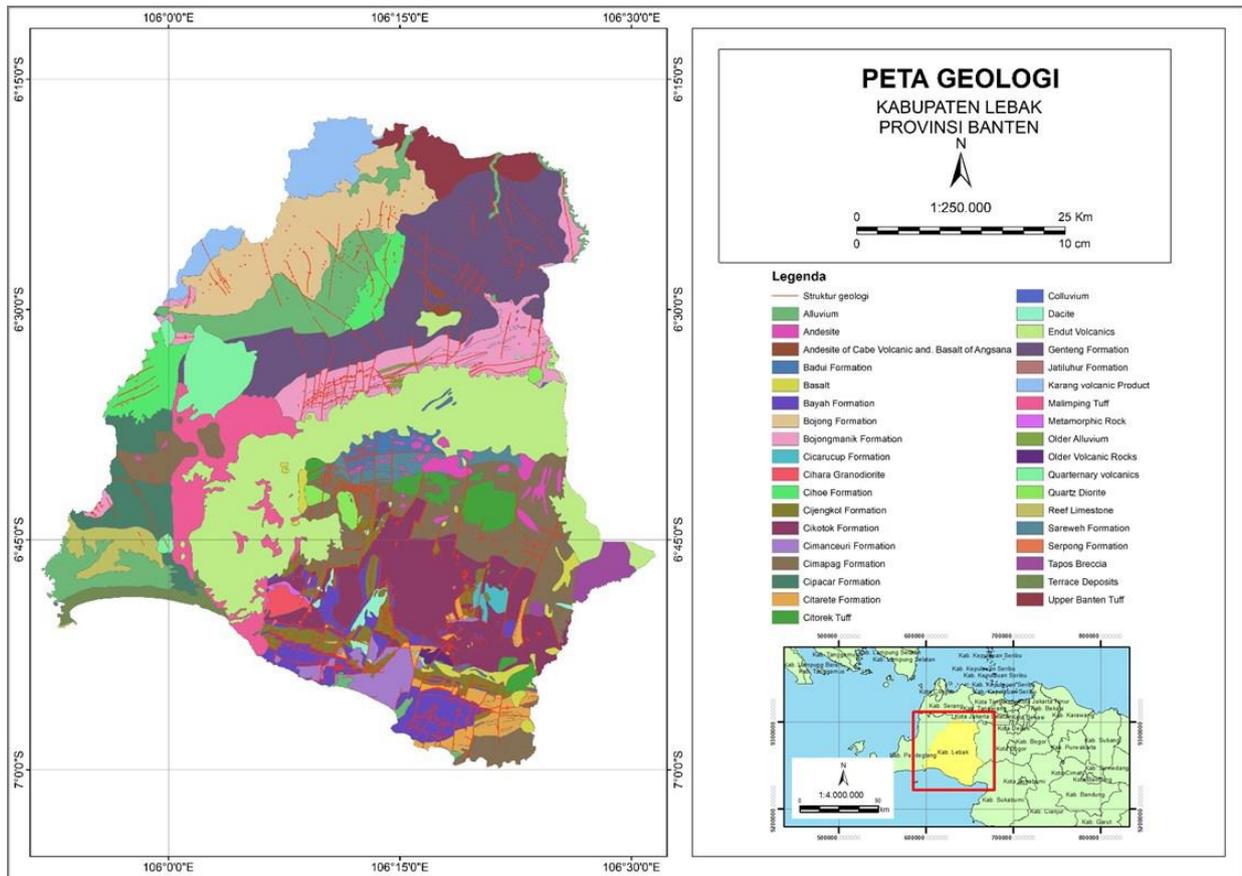
Geologi Regional

Berdasarkan Peta Geologi Lembar Leuwidamar dengan skala 1:100.000 yang disusun oleh Sujatmiko & Santosa (1992) dan Peta Geologi Lembar Serang dengan skala 1:100.000 yang disusun oleh Rusmana dkk. (1991), Kabupaten Lebak memiliki kondisi geologi yang cukup kompleks. Pada Kabupaten Lebak terdapat struktur-struktur geologi berupa sesar maupun lipatan yang tersebar dan mendominasi di bagian barat dan selatan Kabupaten Lebak. Berdasarkan faktor-faktor terbentuknya likuefaksi, daerah penelitian diperkecil dan difokuskan ke dalam wilayah Formasi Bojong yang ditunjukkan dengan warna cokelat muda (Gambar 1).

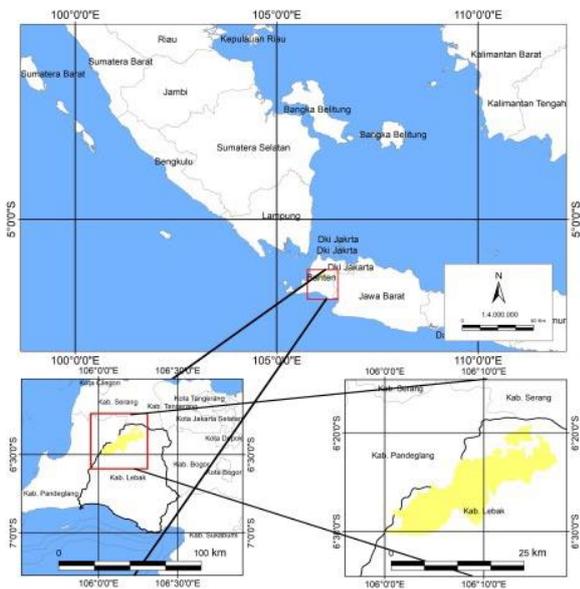
Formasi Bojong tersusun atas satuan batuan batupasir gampingan, batulempung pasiran, napal atau lensa batugamping, batupasir tufan, tuf, dan gambut (Sujatmiko & Santosa, 1992). Formasi ini terbentuk dalam lingkungan terestrial dan laut dangkal yang secara umum tersusun secara well-bedded memiliki ketebalan dari 100–300 m yang mengandung fosil moluska berumur Pliosen (Batu & Poedjoprajitno, 2012). Berdasarkan fosil foraminifera, dapat diketahui bahwa Formasi Bojong terbentuk pada Kala Pleistosen (Rusmana dkk., 1991).

Likuefaksi

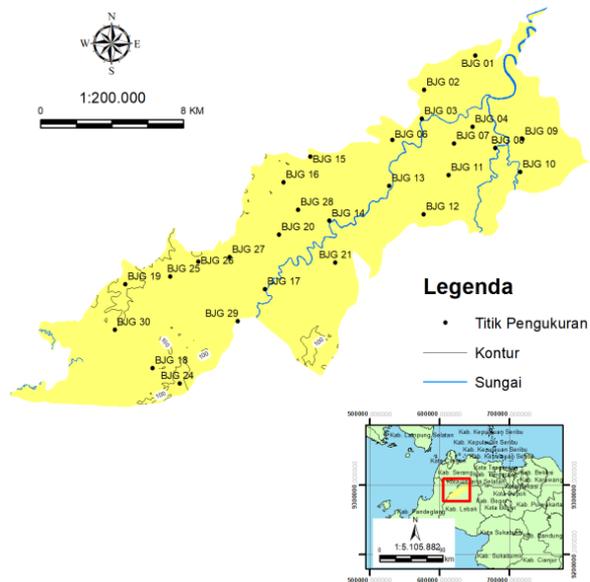
Peristiwa likuefaksi adalah peristiwa perubahan material granular dari padat menjadi cair akibat adanya peningkatan



Gambar 1. Peta geologi Kabupaten Lebak. Daerah penelitian difokuskan pada Formasi Bojong yang ditandai dengan warna coklat muda pada bagian barat laut peta.



Gambar 2. Peta geologi Kabupaten Lebak.



Gambar 3. Peta titik pengukuran CPT di daerah penelitian

tekanan air pori dan pengurangan tegangan efektif (Sen, 2009). Berdasarkan hasil uji laboratorium yang disertai dengan observasi lapangan, Day (2012) mengemukakan faktor-faktor penting yang dapat mempengaruhi likuefaksi di antaranya adalah sebagai berikut:

- Intensitas dan durasi gempa bumi
- Muka air tanah

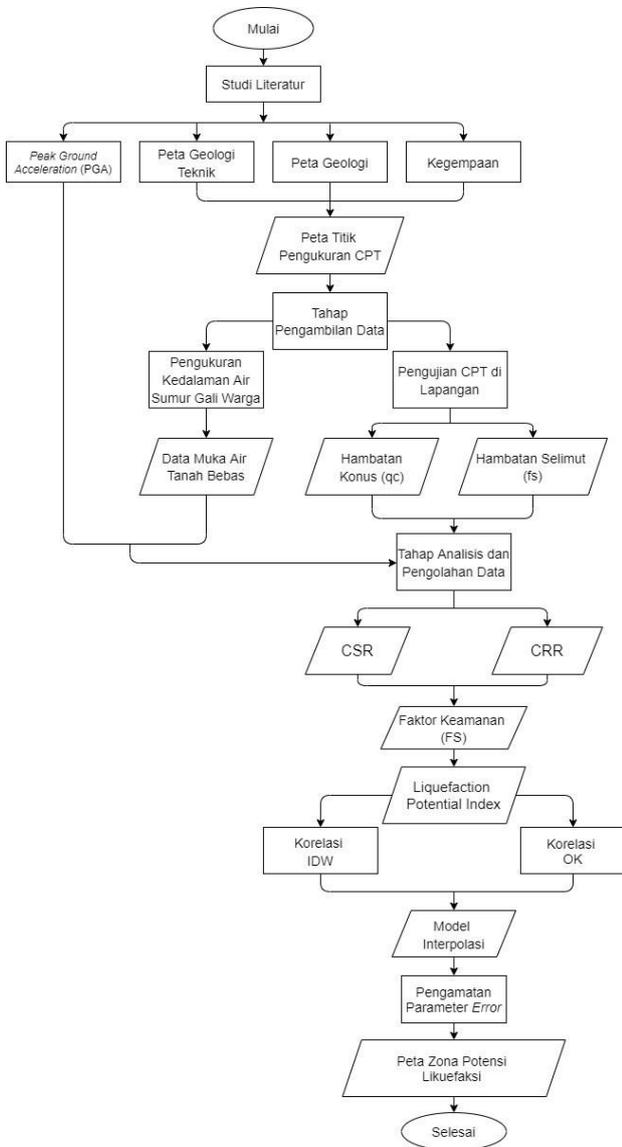
- Jenis tanah
- Kepadatan relatif tanah (D_r)
- Gradasi dan analisis butiran tanah
- Lingkungan pengendapan atau kondisi penempatan
- Kondisi drainase
- Tekanan Pembatas
- Bentuk butir tanah

- Umur dan sementasi
- Sejarah pengendapan
- Beban bangunan

2. Metode Penelitian

Daerah penelitian mencakup seluruh daerah Formasi Bojong berlokasi di bagian barat laut Kabupaten Lebak, Banten. Daerah penelitian secara geografis terletak pada koordinat 105°59'56,8"-106°17'34,6" BT dan 6°19'07,1"-6°30'25,4" LS (Gambar 2).

Penelitian ini dilakukan dengan tujuan menghasilkan peta zona potensi likuefaksi berdasarkan pengukuran CPT dengan mengkorelasikan LPI yang didapatkan dari 27 stasiun pengukuran (Gambar 3) dengan bantuan perangkat lunak ArcGIS 10.3. Metode penelitian digambarkan pada diagram alir yang terdapat pada Gambar 4.



Gambar 4. Diagram alir penelitian.

Liquefaction Potential Index (LPI)

Potensi likuefaksi yang terdapat pada suatu daerah dapat dianalisis dengan menghitung nilai dari faktor keamanan untuk mendapatkan *Liquefaction Potential Index* (LPI) yang dapat dihitung dari hasil perbandingan nilai *Cyclic Resistance Ratio* (CRR) yaitu nilai kekuatan tanah saat menahan beban siklis yang dirilis akibat gempa bumi dengan *Cyclic Stress Ratio* (CSR) yaitu nilai dari tegangan yang dipicu oleh gempa bumi dengan persamaan CSR (Seed & Idriss, 1971) yang diformulasikan sebagai berikut:

$$CSR = 0,65 (a_{maxg}) \cdot (\sigma_{vo} \cdot \sigma'_{vo}) \cdot r_d$$

dengan:

- a_{max} = percepatan tanah maksimum akibat gempa bumi,
- g = percepatan gravitasi,
- σ_{vo} = tegangan total vertikal *overburden*,
- σ'_{vo} = tegangan efektif vertikal *overburden*, dan
- r_d = koefisien tegangan reduksi.

Nilai r_d (Robertson & Fear, 1997) dihitung menggunakan persamaan berikut:

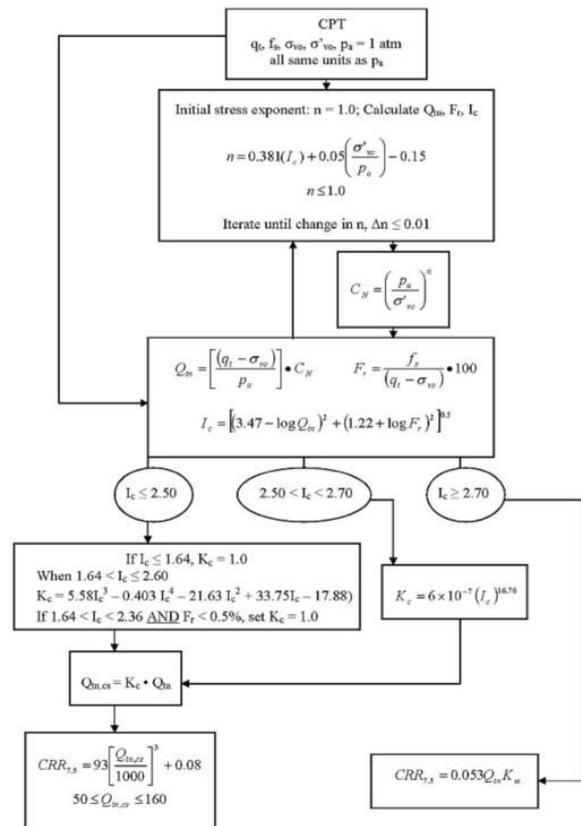
$$r_d = 1,0 - 0,00765z \quad z \leq 9,15 \text{ m}$$

$$r_d = 1,174 - 0,0267z \quad 9,15 < z \leq 23 \text{ m}$$

$$r_d = 0,744 - 0,008z \quad 23 < z \leq 30 \text{ m}$$

$$r_d = 0,50 \quad z > 30 \text{ m}$$

dengan z adalah kedalaman di bawah permukaan dalam meter.



Gambar 5. Diagram alir perhitungan nilai CSR (Robertson, 2009).

Untuk menghitung nilai dari CRR, digunakan persamaan yang diformulasikan oleh Robertson & Wride (2009) yang ditampilkan pada Gambar 5. Dengan qt = total hambatan konus, f_s = hambatan selimut, pa = tekanan, n = eksponen tegangan awal, q_{tn} = hambatan konus yang dinormalisasi, Fr = normalisasi rasio friksi, I_c = Indeks tipe karakteristik tanah, CN = faktor koreksi *overburden* CPT, $q_{tn,cs}$ = hambatan konus yang disesuaikan dan dinormalisasi, KC = faktor koreksi hambatan konus akibat butir lempung, dan $K\alpha$ = faktor koreksi efek statik awal rasio tegangan geser. Untuk mengetahui besarnya potensi likuefaksi dari suatu titik dapat diobservasi dan dievaluasi berdasarkan nilai dari *Liquefaction Potential Index* (LPI) yang dikemukakan oleh Iwasaki dkk. (1982). LPI dapat dihitung dengan mengukur nilai faktor keamanan (Youd dkk., 2001) yang persamaannya diuraikan sebagai berikut:

$$FS = \frac{CSR_{7.5}}{CSR} MSF$$

Fungsi dari *Magnitude Scaling Factor* (MSF) adalah mengkonversi nilai $CSR_{7.5}$ yang hanya bisa diaplikasikan ketika magnitudo dari gempa bumi sebesar 7,5 Mw. Dalam penelitian ini, digunakan magnitudo 6,7 dan magnitudo 7,3 sehingga digunakan formulasi MSF (Youd dkk., 2001) yang diformulasikan sebagai berikut:

$$MSF = \frac{174}{M^{2.56}}$$

dengan M yang menunjukkan besar magnitudo yang dihasilkan oleh gempa.

Selanjutnya, dalam menghitung nilai LPI dapat menggunakan formulasi Iwasaki (1982) dengan memasukkan nilai dari faktor keamanan yang telah dihitung sebelumnya sehingga nilai LPI dapat diketahui menggunakan persamaan yang diuraikan sebagai berikut:

$$\int_0^{20} (10 - 0.5z) \times f_L \times dz$$

dengan:

F.S = Faktor keamanan

FL = 1 - F.S ketika F.S kurang dari 1

FL = 0 ketika F.S lebih dari 1

d_z = Ketebalan lapisan tanah (m)

Setelah nilai LPI dihitung, dilakukan pengklasifikasian nilai LPI berdasarkan kategori Iwasaki (1982) yang membagi 4 kategori tingkat likuefaksi berdasarkan nilai numerik LPI yang diuraikan sebagai berikut:

| | |
|--------------|----------------------------------|
| LPI = 0 | Potensi likuefaksi sangat rendah |
| 0 < LPI ≤ 5 | Potensi likuefaksi rendah |
| 5 < LPI ≤ 15 | Potensi likuefaksi tinggi |
| LPI > 15 | Potensi likuefaksi sangat tinggi |

Model Korelasi

Korelasi spasial dilakukan untuk menghubungkan data spasial yang berupa titik-titik pengukuran berdasarkan nilai potensi likuefaksi yang dihasilkan pada masing-masing titik pengukuran. Terdapat beberapa metode yang umum digunakan dalam mengkorelasikan data spasial yaitu metode *Inverse Distance Weighted* (IDW) dan *Ordinary Kriging* (OK).

Metode IDW sendiri adalah metode deterministik sederhana dengan mempertimbangkan nilai titik di sekitarnya (Johnston dkk., 2001). Asumsi metode ini adalah nilai interpolasi akan lebih mirip pada data sampel yang lebih dekat daripada yang lebih jauh (Johnston dkk., 2001). Rumus dari interpolasi IDW diformulasikan sebagai berikut (Johnston dkk., 2001):

$$\hat{Z}(s_0) = \sum_{i=1}^N \lambda_i \hat{Z}(s_i)$$

dengan:

$\hat{Z}(s_0)$ adalah nilai yang diestimasi pada titik s_0 ,

N adalah jumlah titik terukur yang berada di sekitar titik prediksi,

λ_i adalah bobot yang diaplikasikan pada titik terukur, dan

$Z(s_i)$ adalah nilai yang diketahui pada titik s_i .

OK merupakan salah satu metode geostatistik yang melibatkan statistik sebagai dasar interpolasi antara titik-titik tersampel yang sudah dianalisis dan dapat menampilkan ukuran ketidakpastian prediksi atau *error* (Johnston dkk., 2001). OK menggunakan jarak antar titik yang terukur nilainya dan mempertimbangkan hubungan spasial antar nilai terukur menggunakan semivariogram yang formulasinya digambarkan sebagai berikut:

$$\hat{\gamma}(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} \{Z(x_i) - Z(x_i + h)\}^2$$

dengan:

$Z(x_i)$ adalah nilai pada lokasi x_i ,

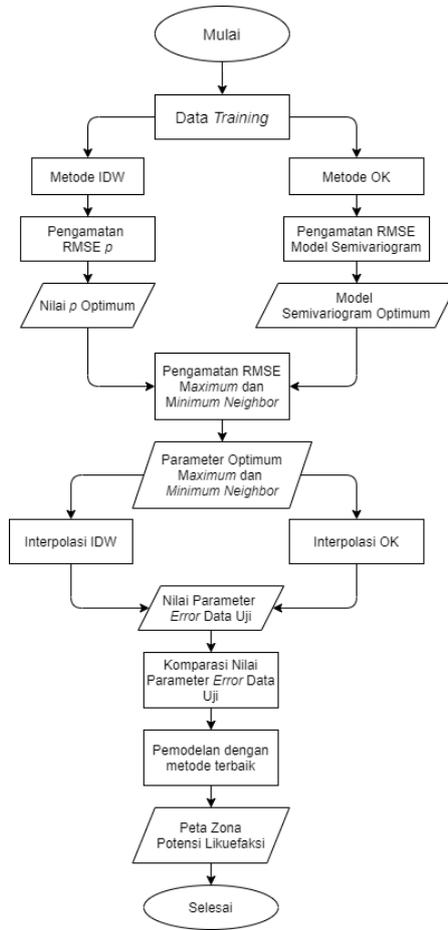
$Z(x_i+h)$ adalah nilai pada lokasi x_i+h , dan

$N(h)$ adalah jumlah pasang nilai yang diamati pada nilai atribut $Z(x_i)$, $Z(x_i+h)$ dipisahkan oleh jarak yang disebut h.

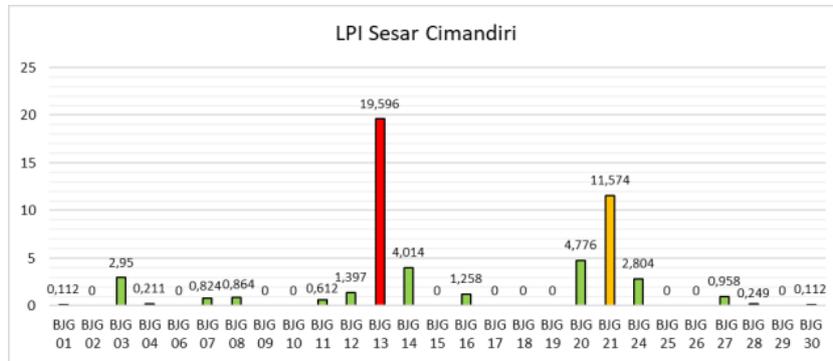
Korelasi spasial dilakukan berdasarkan nilai LPI yang telah dihitung pada titik-titik pengukuran CPT dan membagi data tersebut menjadi dua yaitu data *training* dan data uji dengan rasio 70:30. Tahap pelaksanaannya digambarkan pada diagram alir yang ditunjukkan pada Gambar 6.

3. Hasil dan Pembahasan

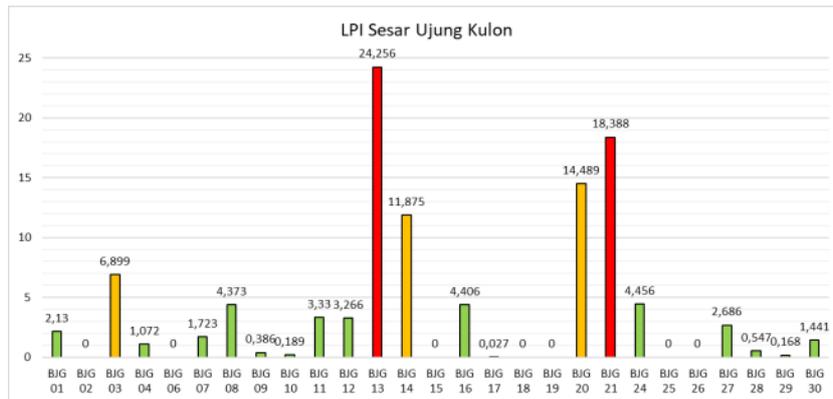
Hasil perhitungan LPI berdasarkan pengukuran CPT dari 27 stasiun pengukuran ditunjukkan pada Gambar 7 dan Gambar 8.



Gambar 6. Diagram alir metode korelasi spasial.



Gambar 7. LPI dengan magnitudo 6,7.



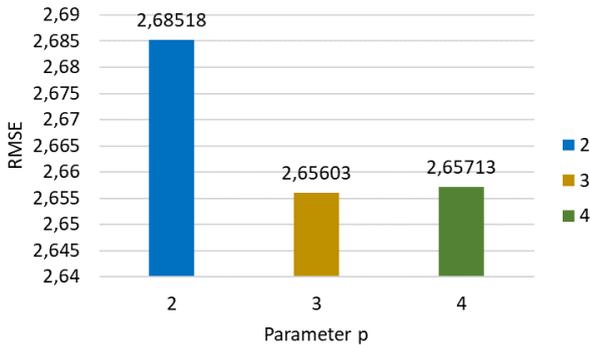
Gambar 8. LPI dengan magnitudo 7,3.

Potensi Likuefaksi

Menurut hasil perhitungan, sebagian besar nilai LPI memiliki potensi likuefaksi sangat rendah hingga rendah dengan rentang nilai LPI 0 hingga 5. Berdasarkan hasil perhitungan LPI dari 27 titik pengukuran, pengaruh perbedaan magnitudo gempa bumi yang diaplikasikan pada perhitungan LPI berdampak kepada semakin besarnya nilai LPI yang dihasilkan yang mengakibatkan perluasan daerah yang berpotensi untuk mengalami likuefaksi. Oleh karena itu, dapat disimpulkan bahwa semakin besar magnitudo gempa bumi yang dihasilkan maka semakin besar potensi likuefaksi yang dihasilkan.

Interpolasi Sesar Cimandiri

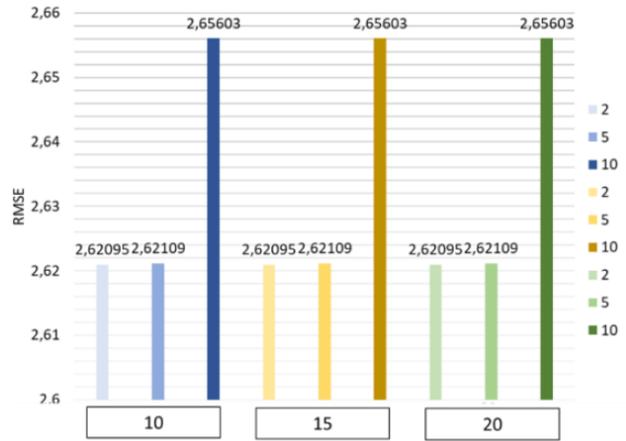
Hasil interpolasi IDW dipengaruhi oleh parameter estimasi pembobotan seperti nilai *power (p)*, *maximum neighbor* dan *minimum neighbor* karena metode interpolasi ini dipengaruhi oleh jarak antar sampel dalam pembobotannya. Untuk mengoptimalkan parameter yang akan digunakan dalam interpolasi, digunakan beberapa percobaan dengan mengaplikasikan nilai *p* yang terdiri dari nilai 2, 3, dan 4. Nilai *p* dengan RMSE terendah merupakan parameter yang akan digunakan dalam proses interpolasi. Hasil pemodelan menunjukkan bahwa nilai RMSE *p* terendah didapatkan dari nilai 3 (Gambar 9).



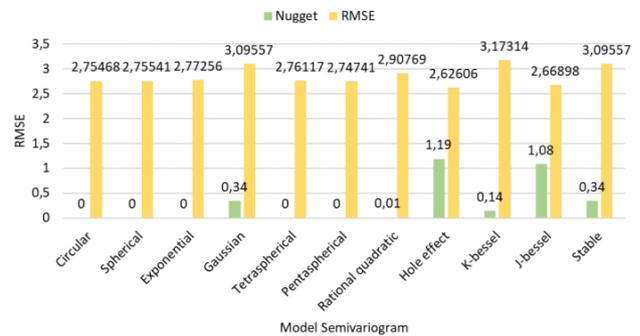
Gambar 9. RMSE IDW dengan perubahan nilai *p*.

Selanjutnya, dilakukan pengamatan RMSE maximum neighbor dengan nilai 10, 15, dan 20 (Gambar 10). Hasil RMSE menunjukkan hasil yang identik yaitu sekitar angka 2,6 sehingga *maximum neighbor* dengan nilai 10 dan *minimum neighbor* dengan nilai 2 dapat dipilih sebagai parameter optimum. Sebagai kesimpulan, dilakukan pemodelan menggunakan parameter *p* dengan nilai 3, *maximum neighbor* 10, dan *minimum neighbor* 2 yang ditetapkan sebagai parameter optimum.

Setelah itu, dilakukan pengamatan parameter optimum metode OK menggunakan model semivariogram sebagai parameter interpolasi dan dalam penelitian ini digunakan 11 model yang terdiri dari *circular*, *spherical*, *exponential*, *gaussian*, *tetraspherical*, *pentaspherical*, *rational quadratic*, *hole effect*, *k-bessel*, *j-bessel*, dan *stable*. RMSE terendah menunjukkan akurasi model yang baik dan tiga model semivariogram yang menunjukkan hasil RMSE terendah yaitu *hole effect*, *j-bessel*, dan *pentaspherical* (Gambar 11).



Gambar 10. RMSE IDW dengan perubahan *Maximum Neighbor* dan *Minimum Neighbor*.

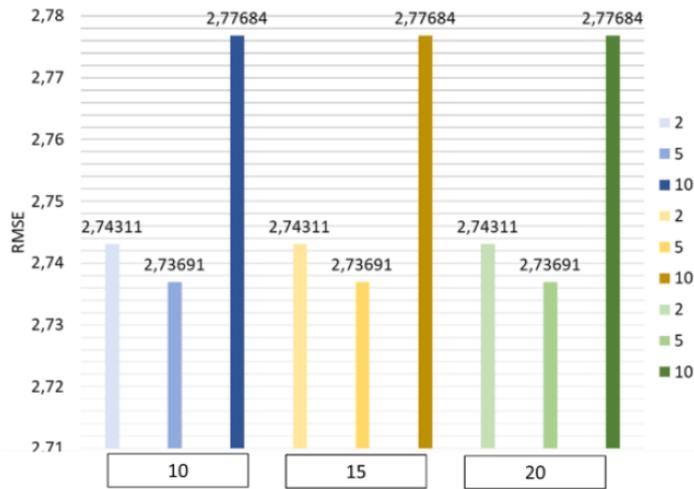


Gambar 11. RMSE IDW dengan perubahan nilai *p*.

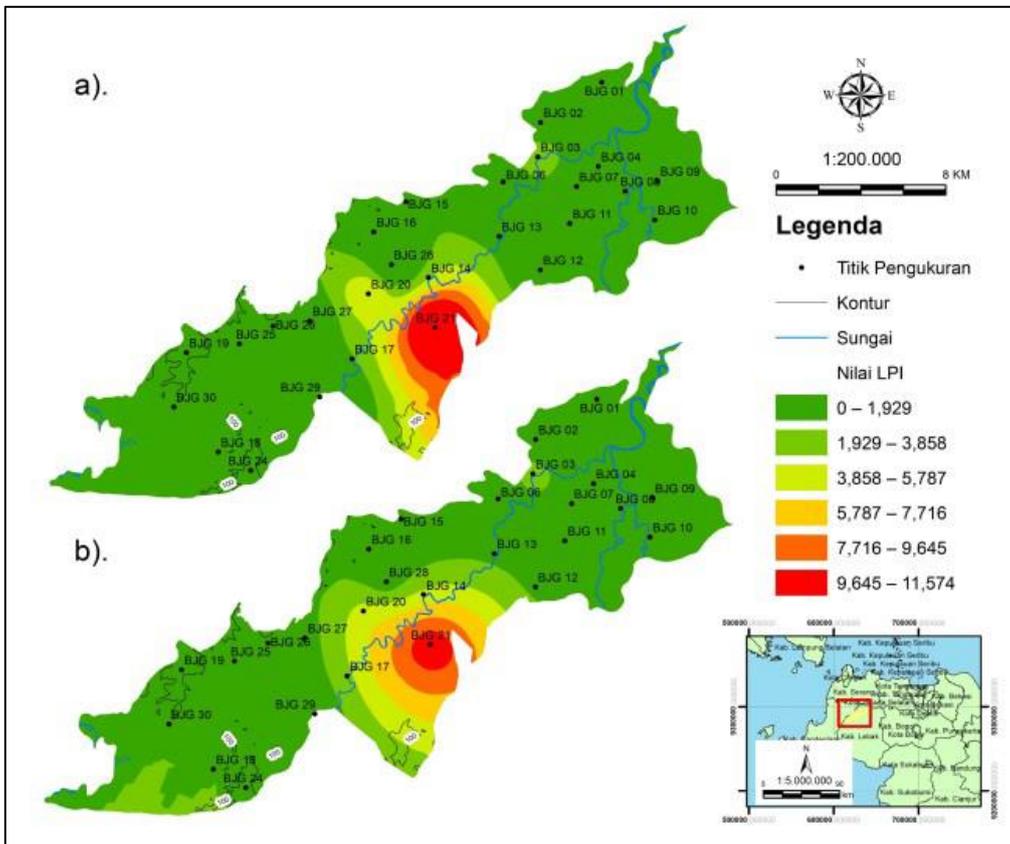
Hasil pemodelan OK menghasilkan nilai parameter *nugget* yang dapat dipertimbangkan sebagai penentu sekunder keakuratan model. Model *pentaspherical* menghasilkan nilai RMSE yang cukup rendah dan tidak memiliki *nugget effect* dengan nilai *nugget* 0, sedangkan hasil interpolasi model *hole effect* dan *j-bessel* menghasilkan *nugget effect* sebesar 1,19 dan 1,08. Pada hakikatnya, *nugget* seharusnya menghasilkan nilai 0 pada jarak 0 meter sehingga model semivariogram *pentaspherical* dianggap sebagai parameter optimum metode OK.

Selanjutnya, dilakukan proses pemodelan menggunakan semivariogram *pentaspherical* untuk menentukan parameter optimum *maximum neighbor* dan *minimum neighbor* dari metode OK. Hasilnya menunjukkan *maximum neighbor* 10 dan *minimum neighbor* 5 dapat digunakan sebagai parameter optimum karena menghasilkan nilai RMSE yang identik di sekitar angka 2,73–2,77 (Gambar 12).

Pemodelan IDW dan OK diinterpolasikan menggunakan parameter optimum dan diklasifikasikan menjadi 6 kelas menggunakan metode *equal interval* (Gambar 13). Berdasarkan hasil pemodelan, metode IDW menghasilkan interpolasi yang cukup halus dibandingkan OK. Perbedaan pemodelan ditunjukkan pada model OK yang menghasilkan rentang LPI 1,929–3,858 di daerah selatan daerah penelitian, sedangkan model IDW memperlihatkan



Gambar 12. RMSE OK dengan perubahan *Maximum Neighbor* dan *Minimum Neighbor*.



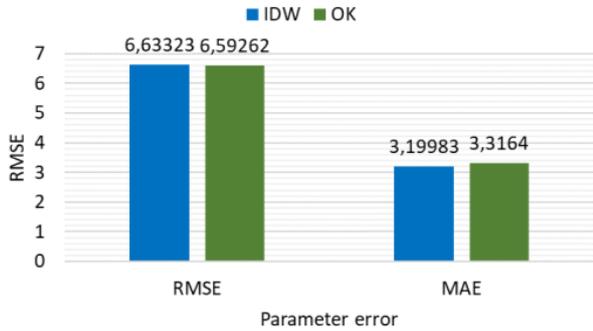
Gambar 13. a) Peta kontur hasil pemodelan IDW dan b) Peta kontur hasil pemodelan OK.

daerah selatan daerah penelitian memiliki rentang LPI 0–1,929 dan pada rentang LPI 9,645–11,574 model IDW menghasilkan zonasi yang lebih meluas dibandingkan model OK.

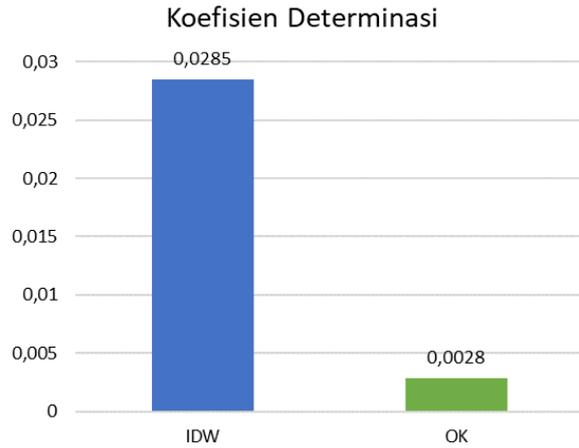
Hasil validasi data uji yang diekstrak dari hasil pemodelan menggunakan data training ditampilkan pada Gambar 14. Nilai RMSE dan MAE dikomparasikan untuk mengetahui keakuratan dari kedua metode. Semakin rendah nilai RMSE dan MAE menunjukkan semakin baik akurasi yang dihasilkan. Hasil komparasi parameter tersebut memperlihatkan bahwa metode IDW memiliki RMSE yang lebih tinggi dibandingkan metode OK, sedangkan MAE

metode IDW memiliki nilai yang lebih rendah dibandingkan metode OK.

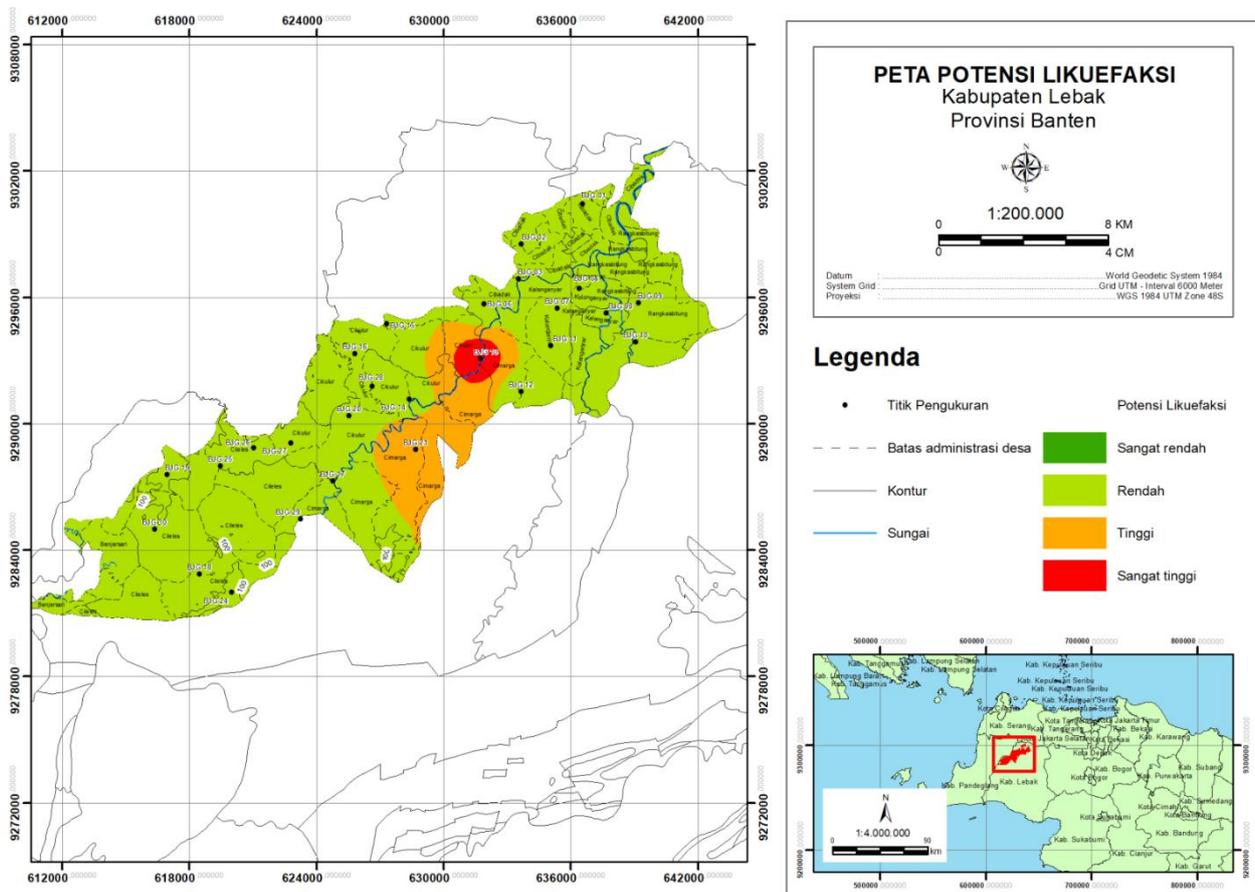
Selain RMSE dan MAE, dilakukan komparasi nilai parameter koefisien determinasi antara metode IDW dan metode OK (Gambar 15). Hasilnya menunjukkan bahwa metode IDW menghasilkan koefisien determinasi sebesar 0,0285, sedangkan metode OK menghasilkan koefisien determinasi 0,0028. Pada dasarnya, semakin mendekati angka 1 maka semakin akurat hasil pemodelan. Oleh karena itu, dapat disimpulkan bahwa metode IDW menghasilkan akurasi yang lebih baik dibandingkan metode OK.



Gambar 14. Perbandingan RMSE dan MAE IDW dan OK.



Gambar 15. Perbandingan koefisien determinasi IDW dan OK.

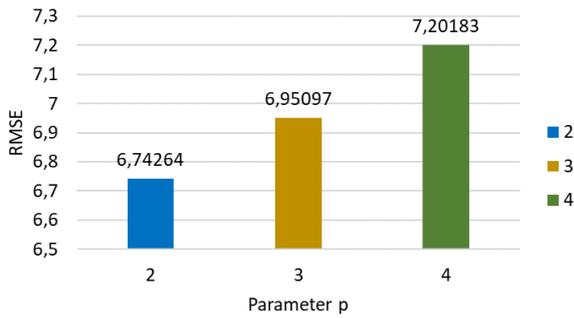


Gambar 16. Peta zona potensi likuefaksi Kabupaten Lebak dengan magnitudo 6,7.

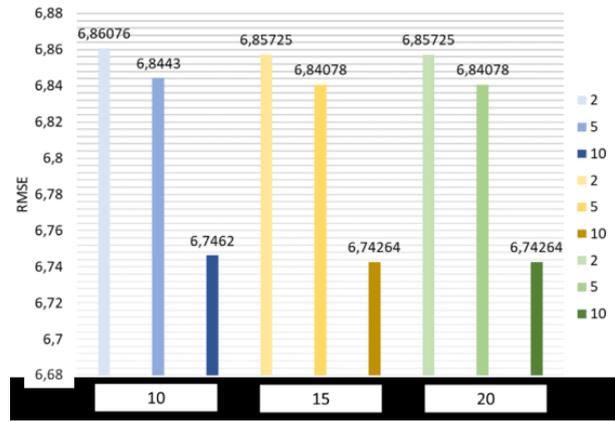
Selanjutnya, pemodelan zona potensi likuefaksi Sesar Cimandiri dilakukan menggunakan data LPI dari 27 titik pengukuran berdasarkan metode IDW dengan parameter optimum dan dikategorikan berdasarkan klasifikasi LPI Iwasaki (1982) (Gambar 16). Berdasarkan hasil pemodelan, daerah penelitian memiliki zona potensi likuefaksi rendah di bagian utara dan selatan daerah penelitian. Zona potensi likuefaksi tinggi hingga sangat tinggi terdapat pada bagian pusat daerah penelitian yang terdiri dari Desa Cikulur dan Desa Cimarga.

Interpolasi Sesar Ujung Kulon

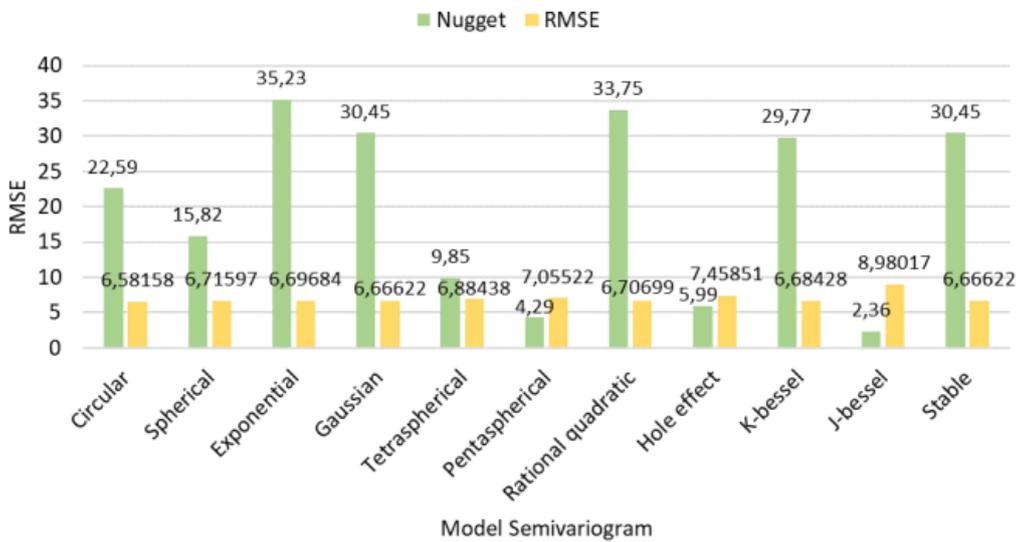
Hasil interpolasi IDW dipengaruhi oleh parameter estimasi pembobotan seperti nilai *power (p)*, *maximum neighbor*, dan *minimum neighbor* karena metode interpolasi ini didasarkan pada jarak antar sampel dalam pembobotannya. RMSE terendah menunjukkan akurasi model yang baik sehingga dapat disimpulkan bahwa parameter optimum dari metode IDW dapat dihasilkan menggunakan *p* dengan nilai 2 (Gambar 17).



Gambar 17. RMSE IDW dengan perubahan nilai p.



Gambar 18. RMSE IDW dengan perubahan *Maximum Neighbor* dan *Minimum Neighbor*.



Gambar 19. RMSE OK dengan perubahan model semivariogram.

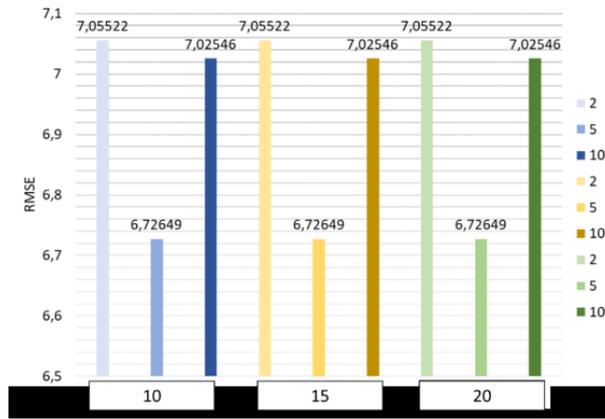
Selanjutnya, dilakukan pengamatan RMSE *maximum neighbor* dengan nilai 10, 15, dan 20. Hasilnya menunjukkan tidak adanya perbedaan RMSE yang besar dengan RMSE yang dihasilkan sebesar 6,74–6,84. *Maximum neighbor* 15 dan *minimum neighbor* 10 ditentukan sebagai parameter optimum karena menghasilkan RMSE yang rendah (Gambar 18).

Selain itu, dilakukan pengamatan parameter optimum metode OK berdasarkan model semivariogram. Hasilnya menunjukkan perbedaan RMSE yang tidak terlalu signifikan dan menghasilkan nilai *nugget* yang beragam (Gambar 19). Hasil pemodelan OK menghasilkan nilai parameter *nugget* yang dapat dipertimbangkan sebagai penentu sekunder keakuratan model. Model *circular* menghasilkan RMSE terendah dengan *nugget effect* sebesar 22,59. Akan tetapi, *nugget effect* yang dihasilkan dari model *circular* terlampaui besar. Pada dasarnya, *nugget* seharusnya menunjukkan nilai 0 pada jarak 0 meter. Oleh karena itu, semakin rendah nilai *nugget* maka semakin baik, sehingga model *pentaspherical* dipilih karena

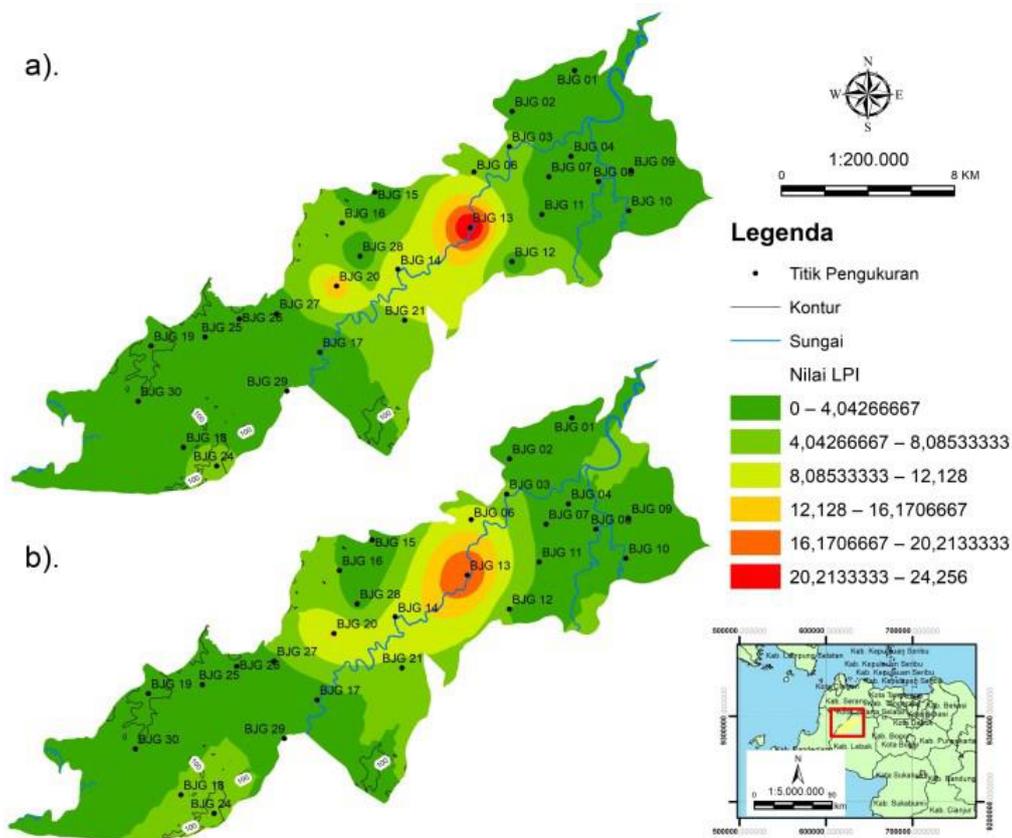
memiliki nilai RMSE dan nilai *nugget* yang rendah dengan RMSE sebesar 7,05522 dan *nugget* sebesar 4,29.

Model *pentaspherical* yang telah ditentukan sebagai parameter optimum digunakan untuk menentukan parameter optimum *maximum neighbor* dan *minimum neighbor* metode OK. Hasilnya menunjukkan bahwa *maximum neighbor* 10 dan *minimum neighbor* 5 dapat digunakan sebagai parameter optimum karena semua nilai 12 menghasilkan RMSE yang identik yaitu sekitar angka 6,72–7,05 (Gambar 20).

Pemodelan IDW dan OK diinterpolasikan menggunakan parameter optimum dan diklasifikasikan menjadi 6 kelas menggunakan metode *equal interval* (Gambar 21). Berdasarkan hasil pemodelan, metode IDW menghasilkan garis interpolasi yang lebih halus dan menampilkan hasil interpolasi lingkaran masing–masing kelas yang lebih meluas dibandingkan dengan model OK. Model OK menampilkan rentang LPI 4,042–8,085 pada daerah utara, sedangkan model IDW hanya menampilkan rentang LPI 0–



Gambar 20. RMSE OK dengan perubahan Maximum Neighbor dan Minimum Neighbor.



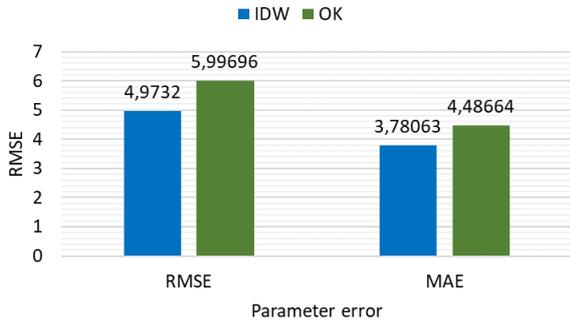
Gambar 21. a) Peta kontur hasil pemodelan IDW dan b) Peta kontur hasil pemodelan OK.

4,042 pada bagian utara daerah penelitian. Selain itu, model OK tidak menampilkan rentang LPI dengan nilai 20,213 – 24,256 berbeda dengan model IDW. Berdasarkan hal tersebut dapat disimpulkan bahwa metode IDW menghasilkan model yang lebih baik dibandingkan metode OK.

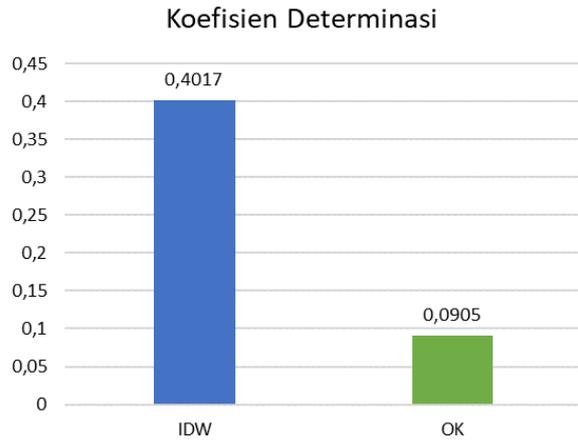
Hasil validasi data uji yang diekstrak dari hasil pemodelan menggunakan data *training* ditampilkan pada Gambar 22. Pada prinsipnya, semakin rendah RMSE dan MAE maka semakin baik hasil prediksi. Hasil dari validasi menyatakan nilai RMSE dan MAE yang dihasilkan metode IDW menunjukkan angka yang lebih rendah dibandingkan metode OK.

Selain RMSE dan MAE, dilakukan komparasi nilai koefisien determinasi antara kedua metode (Gambar 23). Hasilnya menunjukkan bahwa metode IDW menghasilkan koefisien determinasi sebesar 0,4017, sedangkan metode OK menghasilkan koefisien determinasi 0,0905. Pada dasarnya, jika nilai koefisien determinasi semakin mendekati angka 1 maka semakin baik hasil pemodelan. Oleh sebab itu, berdasarkan komparasi parameter *error* ditetapkan bahwa metode IDW menghasilkan akurasi yang lebih baik dibandingkan metode OK.

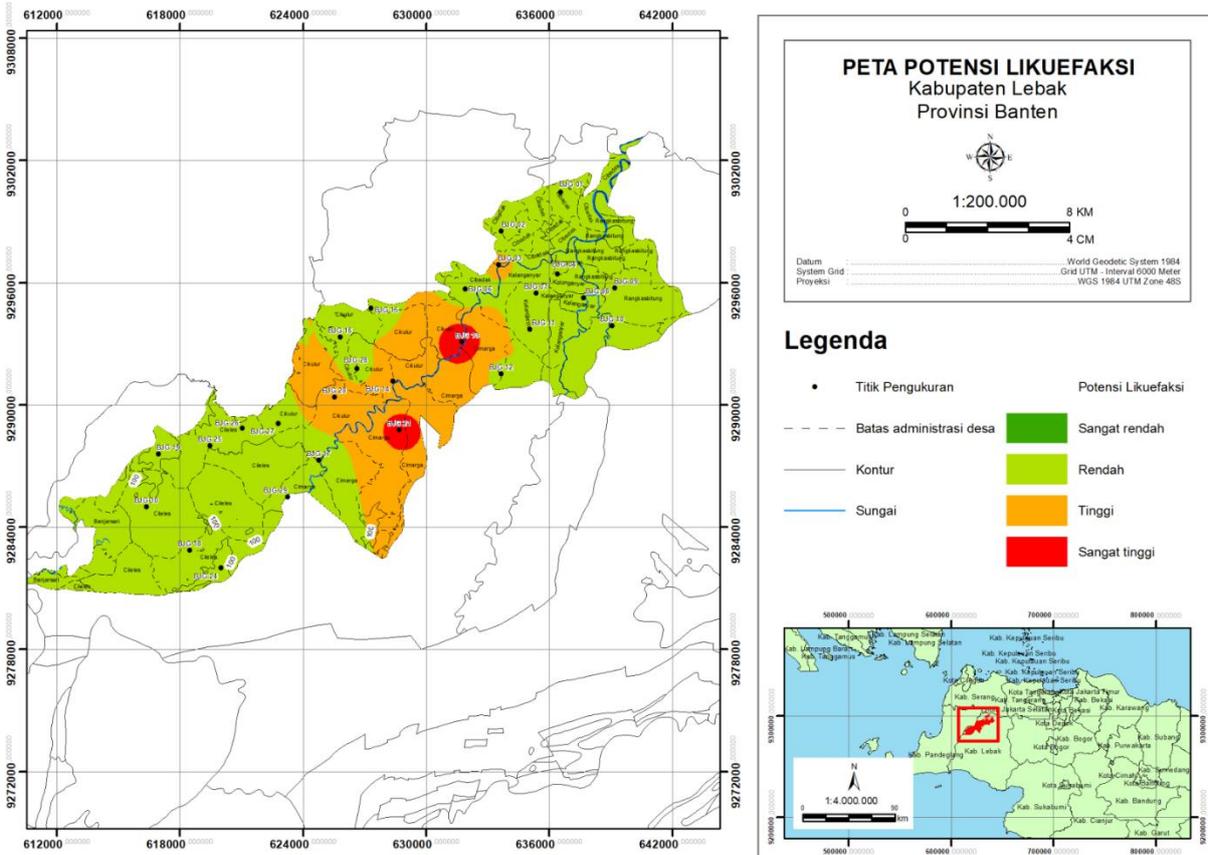
Pemodelan zona potensi likuefaksi Sesar Ujung Kulon dilakukan menggunakan data LPI dari 27 titik pengukuran berdasarkan parameter optimum dengan model IDW dan



Gambar 22. Perbandingan RMSE dan MAE IDW dan OK.



Gambar 23. Perbandingan koefisien determinasi IDW dan OK.



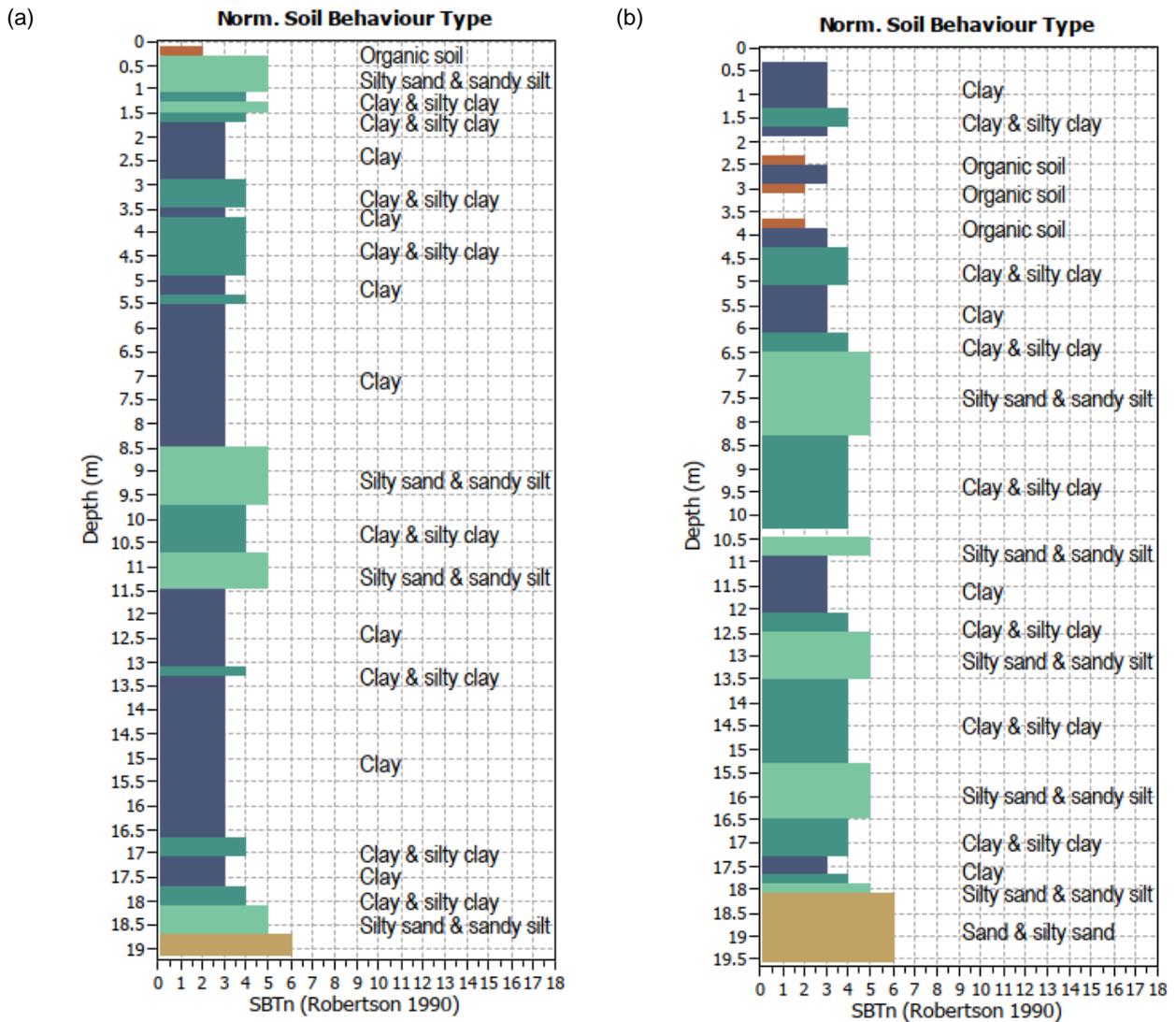
Gambar 24. Peta zona potensi likuefaksi Kabupaten Lebak dengan magnitudo 7,3.

dikategorikan berdasarkan klasifikasi LPI Iwasaki (1982) yang hasilnya ditunjukkan pada Gambar 24. Berdasarkan hasil pemodelan, daerah penelitian memiliki zona potensi likuefaksi rendah di bagian utara dan selatan daerah penelitian. Zona potensi likuefaksi tinggi hingga sangat tinggi terdapat pada bagian pusat daerah penelitian yang terdiri dari Desa Cibadak, Desa Cikulur dan Desa Cimarga.

Analisis Hasil Interpolasi

Dalam penelitian ini, hasil pemodelan dari data LPI Sesar Cimandiri dan Sesar Ujung Kulon menunjukkan bahwa metode IDW menghasilkan pemodelan zona likuefaksi

yang lebih baik dan lebih akurat berdasarkan perbandingan RMSE, MAE, dan Koefisien Determinasi. Berdasarkan model peta yang dihasilkan, terdapat kekurangan pada hasil pemodelan IDW karena tidak dapat menunjukkan LPI sangat rendah yang terdapat pada BJK 02, BJK 06, BJK 09, BJK 10, BJK 15, BJK 17, BJK 18, BJK 19, BJK 25, BJK 26, dan BJK 29 dengan magnitudo 6,7 dan BJK 02, BJK 06, BJK 15, BJK 18, BJK 19, BJK 25, dan BJK 26 dengan magnitudo 7,3 karena klasifikasi nilai LPI sangat rendah bukan berbentuk rentang nilai tetapi nilai absolut yang bernilai 0 (Iwasaki, 1982). Hal tersebut terjadi karena pemodelan IDW memberikan nilai di sekitar titik nilai 0



Gambar 25. Tipe karakteristik tanah a). BJJ 08 dan b). BJJ 13.

dengan nilai lebih dari 0 berdasarkan pembobotan nilai terukur di sekitarnya.

Selanjutnya, berdasarkan nilai LPI daerah di sekitar sungai umumnya memiliki kandungan tanah yang jenuh akan air sehingga menghasilkan nilai LPI yang tinggi seperti pada titik BJJ 13. Di samping itu, terdapat titik-titik pengukuran CPT yang terdapat di kawasan sekitar sungai akan tetapi memiliki potensi likuefaksi yang rendah seperti pada titik BJJ 08. Hal ini dapat terjadi akibat tingginya kandungan lempung atau tanah kohesif yang terkandung pada titik pengukuran BJJ 08 karena jenis tanah non-kohesif menyebabkan tingkat potensi likuefaksi yang lebih tinggi dibandingkan tanah kohesif berdasarkan karakteristik jenis tanahnya (Day, 2012) (Gambar 25).

Berdasarkan zona potensi likuefaksi, Desa Cibadak, Desa Cikulur, dan Desa Cimarga memiliki potensi likuefaksi tinggi hingga sangat tinggi sehingga diperlukan mitigasi bencana likuefaksi pada daerah tersebut. Mitigasi bencana dapat dilakukan dengan cara merelokasi pemukiman dengan potensi likuefaksi tinggi hingga sangat tinggi ke daerah

yang memiliki potensi likuefaksi rendah hingga sangat rendah maupun dengan cara membangun konstruksi bangunan yang tahan terhadap likuefaksi.

4. Kesimpulan

- 1) Berdasarkan perhitungan potensi likuefaksi dengan magnitudo 6,7, dari 27 titik pengukuran, sebagian besar daerah penelitian memiliki potensi sangat rendah dan rendah untuk terjadi likuefaksi dengan 11 titik berpotensi sangat rendah, 14 titik berpotensi rendah, 1 titik berpotensi tinggi, dan 1 titik berpotensi sangat tinggi.
- 2) Berdasarkan perhitungan potensi likuefaksi dengan magnitudo 7,3, dari 27 titik pengukuran, sebagian besar daerah penelitian memiliki potensi sangat rendah dan rendah untuk terjadi likuefaksi dengan 7 titik berpotensi sangat rendah, 15 titik berpotensi rendah, 3 titik berpotensi tinggi, dan 2 titik berpotensi sangat tinggi.

- 3) Berdasarkan komparasi hasil pemodelan menggunakan metode IDW dan OK dengan parameter error RMSE, MAE, dan Koefisien Determinasi dengan data LPI Sesar Cimandiri maupun Sesar Ujung Kulon menunjukkan bahwa metode IDW merupakan metode interpolasi dengan akurasi yang lebih baik dibandingkan metode OK.
- 4) Hasil pemetaan zona potensi likuefaksi pada daerah Kabupaten Lebak, Banten dengan magnitudo 6,7 menyatakan bahwa daerah utara dan selatan daerah penelitian memiliki potensi likuefaksi rendah, sedangkan potensi likuefaksi tinggi hingga sangat tinggi terdapat pada wilayah Desa Cikulur dan Desa Cimarga.
- 5) Hasil pemetaan zona potensi likuefaksi pada daerah Kabupaten Lebak, Banten dengan magnitudo 7,3 menyatakan bahwa daerah utara dan selatan daerah penelitian memiliki potensi likuefaksi rendah, sedangkan potensi likuefaksi tinggi hingga sangat tinggi terdapat pada wilayah Desa Cibadak, Desa Cikulur dan Desa Cimarga.

Ucapan Terima Kasih

Terima kasih kepada semua pihak yang terlibat dalam penelitian ini mulai dari dosen, orang tua, dan teman – teman yang telah membantu penulis menyelesaikan penelitian ini. Semoga hasil dari penelitian ini dapat memberikan informasi yang berguna bagi semua kalangan masyarakat.

Daftar Referensi

- Batu, U. L., & Poedjoprajitno, S. (2012). Quaternary Geological Phenomena in Labuhan Area, Pandeglang Regency, Banten Province. *Indonesian Journal on Geoscience* 7(4), 211-226.
- Day, R. W. (2012). *Geotechnical earthquake engineering handbook: with the 2012 International building code*. McGraw-Hill Education.

- Iwasaki, T., Tokida, K. I., Tatsuoka, F., Watanabe, S., Yasuda, S., & Sato, H. (1982). Microzonation for soil liquefaction potential using simplified methods. *Proceedings of the 3rd international conference on microzonation, Seattle* 3(2), 1310-1330.
- Johnston, K., Ver Hoef, J. M., Krivoruchko, K., & Lucas, N. (2001). *Using ArcGIS geostatistical analyst*. Redlands: ESRI.
- Pusgen, T. P. S. G. N. (2017). *Peta Sumber dan Bahaya Gempa Indonesia Tahun 2017*. Pusat Penelitian dan Pengembangan Perumahan dan Permukiman, Kementerian PUPR.
- Robertson, P. K. (2009). Performance based earthquake design using the CPT. *Proc. IS-Tokyo*, 3-20.
- Robertson, P. K., & Fear, C. E. (1997). Cyclic liquefaction and its evaluation based on the SPT and CPT. *Proceeding of the NCEER workshop on evaluation of liquefaction resistance of soils*, 41-87.
- Robertson, P. K., & Wride, C. E. (1998). Evaluating cyclic liquefaction potential using the cone penetration test. *Canadian Geotechnical Journal* 35(3), 442-459.
- Rusmana, E., Suwitodirdjo, dan K. Suharsono. (1991). *Peta Geologi Lembar Serang, Jawa skala 1:100.000*. Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi.
- Seed, H. B., & Idriss, I. M. (1971). Simplified procedure for evaluating soil liquefaction potential. *Journal of the Soil Mechanics and Foundations division* 97(9), 1249-1273.
- Sen, T. K. (2009). *Fundamentals of seismic loading on structures*. John Wiley & Sons.
- Sujatmiko & Santosa, S. (1992). *Peta Geologi Lembar Leuwidamar, Jawa skala 1: 100.000*. Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi.
- Wu, C. Y., Mossa, J., Mao, L., & Almulla, M. (2019). Comparison of different spatial interpolation methods for historical hydrographic data of the lowermost Mississippi River. *Annals of GIS* 25(2), 133-151.
- Youd, T. L., & Idriss, I. M. (2001). Liquefaction resistance of soils: summary report from the 1996 NCEER and 1998 NCEER/NSF workshops on evaluation of liquefaction resistance of soils. *Journal of geotechnical and geoenvironmental engineering* 127(4), 297-313.

Studi Mikrofases Batugamping pada Kawasan Ligarmukti, Kecamatan Klapanunggal, Kabupaten Bogor, Provinsi Jawa Barat

M. Ario Prastyen, Dyah Nindita Sahdarani, dan Rezky Aditiyo

Program Studi Geologi, Departemen Geosains, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Universitas Indonesia, Kampus UI Depok, 16424, Indonesia

*Narahubung: m.ario@ui.ac.id

Abstrak

Kecamatan Klapanunggal berlokasi di Provinsi Jawa Barat yang memiliki sebaran batugamping. Berdasarkan Peta Geologi Lembar Bogor, fasies batugamping yang ada pada daerah penelitian termasuk ke dalam Formasi Klapanunggal. dan diperkirakan berumur Miosen Awal. Penelitian ini berfokus pada analisis mikrofases batugamping untuk menentukan distribusi fasies dan sejarah geologi kawasan Klapanunggal. Fitur makroskopis dari tiap sampel batugamping diklasifikasikan berdasarkan Klasifikasi Dunham (1962) yang dimodifikasi oleh Embry & Klovan (1971), sedangkan fitur mikroskopis dari tiap sampel batugamping diklasifikasikan berdasarkan Model Mikrofases Standar dan Model Sabuk Fasies oleh Wilson (1975) yang telah dimodifikasi oleh Flugel (2010). Setelah itu dilakukan rekonstruksi zona fasies untuk memudahkan dalam interpretasi zona fasies. Hasil akhir dari analisis dapat menambah informasi terkait distribusi fasies dan sejarah geologi dari batugamping di kawasan penelitian.

Kata kunci: Fasies, mikrofases, batugamping, fosil, mikroskopis

Abstract

Klapanunggal District is one of the sub-districts located in West Java Province which has a distribution of limestone. Based on the Geological Map of the Bogor Sheet, the limestone facies in the study area are included in the Klapanunggal Formation. According to the Geological Map of Sheet Bogor, limestone located in the Klapanunggal area is estimated to be of Early Miocene age. This study focuses on the analysis of limestone microfacies to determine the facies distribution and geological history of the Klapanunggal area. The macroscopic features of each limestone sample were classified according to the Dunham Classification (1962) modified by Embry & Klovan (1971), while the microscopic features of each limestone sample were classified according to the Standard Microfacies Model and the Facies Belt Model by Wilson (1975) which was modified by Flugel (2010). After that, the facies zone reconstruction was carried out to facilitate the interpretation of the facies zone. The final result of the analysis can add information related to the facies distribution and geological history of limestones in the study area.

Keywords: *Facies, microfacies, limestone, fossil, microscopic*

1. Pendahuluan

Klapanunggal merupakan salah satu kecamatan yang ada di Kabupaten Bogor. Daerah ini tercakup sebagai bagian dari zona fisiografi Bogor. Zona Bogor didominasi oleh morfologi perbukitan sebagai akibat dari perlipatan kuat yang berumur Neogen yang disebut sebagai Antiklinorium Bogor. Perbukitan ini memanjang dari arah barat ke timur kota Bogor hingga sebelah timur Purwakarta, lalu membelok ke selatan (van Bemmelen, 1949). Berdasarkan peta geologi regional lembar Bogor berskala 1:100.000, fasies batugamping tersebut masuk ke dalam Formasi Klapanunggal dengan kode Tmk (Effendi dkk., 1998).

Berdasarkan sifat batugamping yang sensitif terhadap perubahan keadaan geologi, maka fenomena batugamping yang berada di daerah Klapanunggal sangat menarik untuk dapat dijadikan bahan penelitian. Selain itu dari aspek ekonomi, batugamping juga mempunyai nilai lebih karena olahan batugamping dapat digunakan sebagai bahan dasar pada bangunan.

Diharapkan dengan diadakannya penelitian geologi mengenai batugamping pada kawasan Klapanunggal maka dapat dilakukan pula sebuah rekonstruksi fasies serta

sejarah geologi dari batugamping yang ada, sehingga segala studi terkait dapat lebih mudah dilakukan, dan kemudian dapat dikembangkan lebih maksimal keberadaannya guna memberikan manfaat ke depannya.

Tujuan dari penelitian ini antara lain:

1. Melakukan karakterisasi secara makroskopis dan mikroskopis batugamping di daerah penelitian.
2. Menentukan persebaran fasies batugamping di daerah penelitian berdasarkan seluruh data yang diperoleh.
3. Menginterpretasi proses diagenesis batugamping di daerah penelitian berdasarkan seluruh data yang diperoleh.

Batasan masalah dalam penelitian ini membahas tentang identifikasi zona fasies batugamping berdasarkan mikrofases standar yang diidentifikasi dari sampel batugamping pada kawasan Klapanunggal, Kabupaten Bogor, Provinsi Jawa Barat. Identifikasi sampel batugamping dilakukan secara makroskopis dan mikroskopis. Identifikasi keberadaan diagenesis dilakukan hanya sebagai tambahan atau data penyerta dari penelitian.

2. Tinjauan Teoretis

Batugamping memiliki beberapa komponen, dan menurut Nichols (2009), terdapat beberapa komponen penyusun batugamping yang biasanya dapat diamati pada saat dilakukan pengamatan petrografi batugamping di bawah mikroskop, antara lain (Gambar 1):

a) Biogenik

Biomineral merupakan komponen organik yang berasal dari organisme tertentu yang dapat menyusun batugamping. Organisme tersebut dapat menghasilkan bagian keras yang mengandung kalsit atau aragonit, atau kombinasi dari kedua mineral tersebut.

b) Non-biogenik

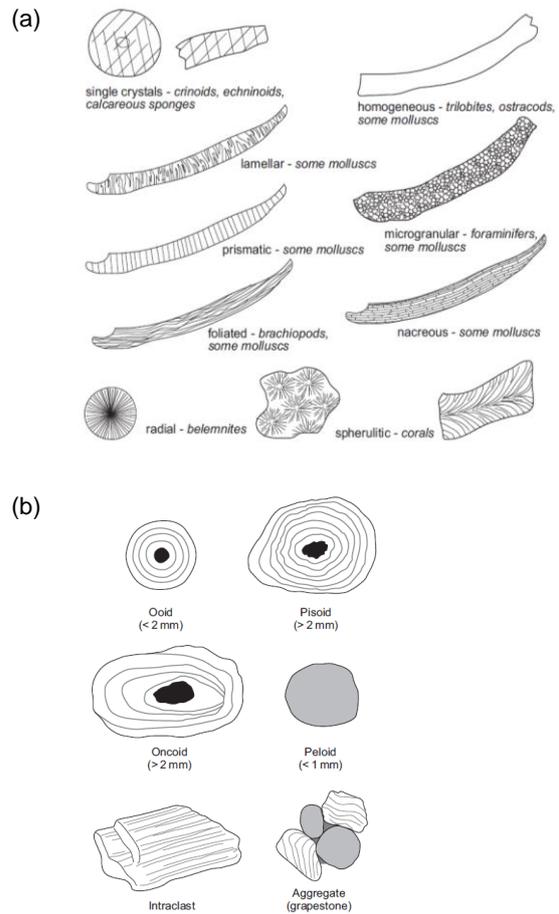
Beberapa macam butiran lain juga dapat muncul pada sedimen karbonat dan batuan sedimen. Ooid merupakan butiran kalsium karbonat berbentuk bundar yang berdiameter kurang dari 2 mm. Butiran kalsium karbonat yang memiliki ukuran lebih dari 2 mm disebut pisoid. Peloid merupakan hasil pembuangan atau feses dari organisme yang hidup di laut seperti organisme dari kelas gastropoda, biasanya berukuran kurang dari 1 mm. Pada sayatan tipis peloid terlihat homogen, dan jika batuan telah terkompaksi, peloid akan terdeformasi sehingga akan sulit dibedakan dengan matriks yang ada. Intraclast merupakan fragmen dari material kalsium karbonat yang telah terlitifikasi sebagian dan kemudian rusak atau *re-work* dan bercampur ke dalam sedimen. Butiran karbonat yang terdiri dari berbagai fragmen yang tersesmenkan bersamaan disebut *aggregate grain*, yang mana jika bentuk butiran relatif seragam membundar maka dinamakan *grapestone*.

c) Lumpur karbonat

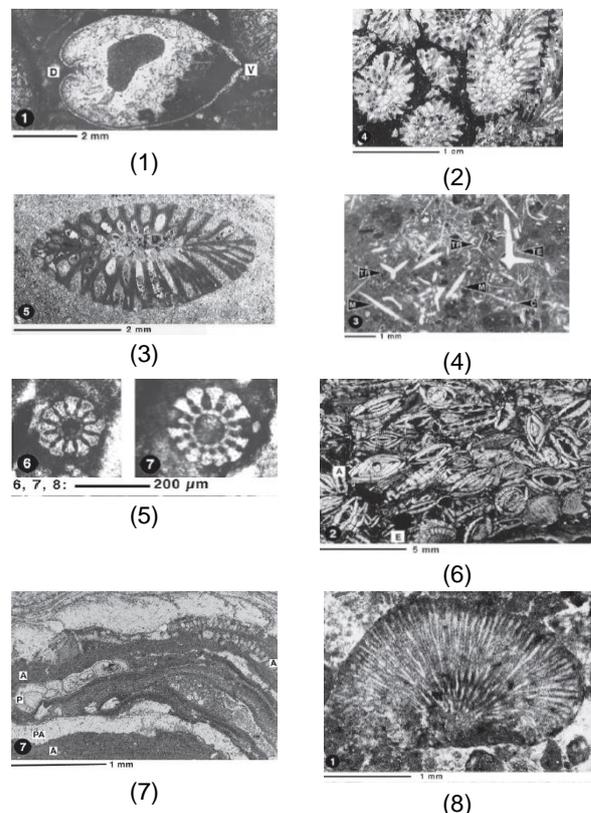
Partikel kalsium karbonat halus yang berukuran kurang dari 4 mikron disebut sebagai lumpur karbonat, atau mikrit. Lumpur karbonat berasal dari presipitasi kimia murni dari air yang jenuh akan kalsium karbonat, dari pemecahan fragmen rangka, atau berasal dari pembentukan oleh alga atau bakteri.

Menurut Nichols (2009) dan Flugel (2010), ada beberapa jenis organisme yang hadir sebagai fosil yang umum dijumpai pada batugamping, antara lain (Gambar 2):

- Moluska, terdiri dari organisme kelas bivalvia, gastropoda, dan cephalopoda.
- Koral, yang terdiri dari organisme kelas anthozoa.
- Bryozoa.
- Porifera.
- Echinodermata, yang terdiri dari kelas echinoid dan crinoid.
- Foraminifera, yang terdiri dari kelompok planktonik dan bentonik.
- Alga, yang terdiri dari alga merah, alga hijau, dan nanoplankton.
- Alga biru-hijau, yang terdiri dari stromatolit dan trombolit



Gambar 1. (a) Komponen biogenik dan (b) Komponen non biogenik (Nichols, 2009)



Gambar 2. Contoh fosil di bawah mikroskop polarisator (Flugel, 2010).

Embry & Klovan (1971) telah memodifikasi Klasifikasi Dunham (1962) dan menggabungkannya ke dalam satu skema klasifikasi yang baru (Gambar 3) (dimuat dalam Nichols, 2009). Skema ini merupakan tabel klasifikasi yang paling sering digunakan untuk mendeskripsikan suatu sampel batugamping. Klasifikasi ini pula yang akan digunakan pada penelitian ini.

Menurut Wilson (1975 dalam Flugel, 2010), proses dasar sedimentasi karbonat dan pertumbuhan fasies secara lateral disebut sebagai model standard sabuk fasies (*facies belt*). Konsep sabuk fasies memungkinkan untuk memberi pemahaman tentang pola-pola fasies di karbonat. Hubungan sabuk fasies secara lateral dibagi ke dalam beberapa pola berdasarkan karakteristik model sabuk fasies standar dari Wilson yang dimodifikasi Flugel (2010).

Menurut Flugel (2010), tipe mikrofases standar (SMF) adalah kategori yang meringkas mikrofases dengan kriteria identik. Kriteria berupa non-kuantitatif atau semi-kuantitatif. Tipe SMF (Gambar 4 dan 5) didasarkan pada karakteristik yang terdiri dari jenis butiran, organisme yang terkandung, atau tekstur pengendapan. Wilson membagi tipe mikrofases ke dalam 24 tipe SMF, yang kemudian dimodifikasi dalam Flugel (2010) menjadi 26 tipe SMF. SMF inilah yang digunakan sebagai kriteria tambahan dalam menentukan zona fasies (FZ) utama dari suatu paparan karbonat yang ideal.

Setelah dilakukan penentuan mikrofases terhadap suatu sampel berdasarkan kriteria dalam mikrofases standar, maka dapat dilakukan penentuan zona fasies dari

sampel yang bersangkutan. Hanya beberapa SMF yang memiliki satu zona spesifik, dan hampir semua zona fasies dapat disusun oleh beberapa tipe mikrofases. Hal ini membuat perlu adanya korelasi antara satu data dengan data yang lainnya untuk menginterpretasi zona fasies yang sesuai.

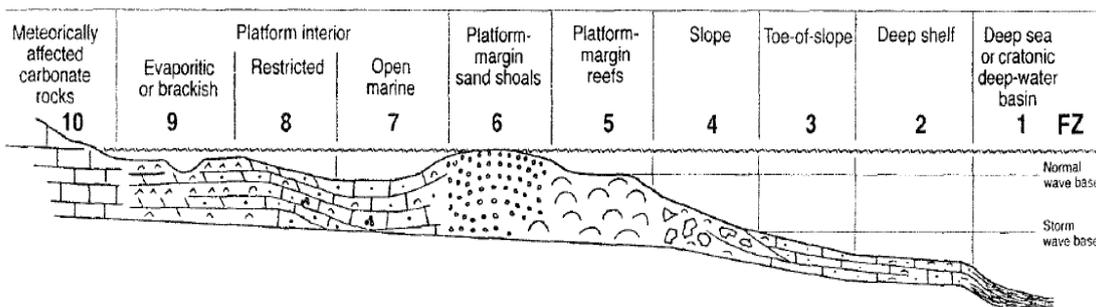
3. Metode Penelitian

Secara umum, alur metodologi penelitian dapat dilihat pada diagram alir yang tersedia (Gambar 6). Tahapan dari pengerjaan antara lain:

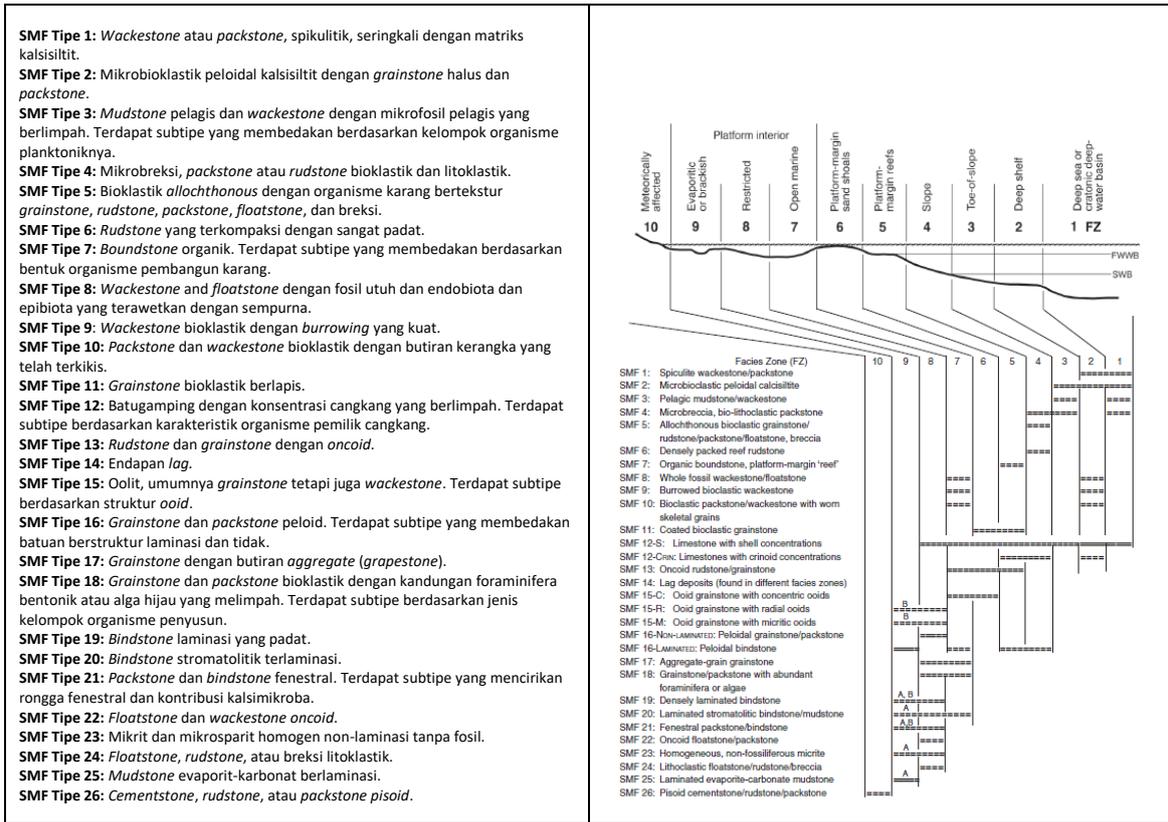
1. Tahap Persiapan, yaitu pengumpulan literatur berupa buku dan jurnal sebagai acuan dalam melakukan penelitian.
2. Tahap Pekerjaan Lapangan, yaitu pengambilan data berupa sampel genggam batugamping di daerah penelitian.
3. Tahap Pekerjaan Laboratorium, yaitu melakukan analisis dari sampel yang telah diambil dari lapangan dalam bentuk sayatan tipis dengan bantuan mikroskop polarisator dan klasifikasi yang telah dituang dalam tinjauan pustaka.
4. Tahap Pekerjaan Studio, yaitu melakukan rekonstruksi dari zona fasies yang didapat dari pekerjaan laboratorium
5. Tahap Pekerjaan Laporan, yaitu penyusunan laporan akhir .

| Original components not bound together during deposition | | | | | | Original components organically bound during deposition | | | Depositional texture not recognisable |
|--|---|----------------------------------|-------------------|------------------------------|---|---|-------------------------------------|--|---------------------------------------|
| Contains mud (clay and fine silt-size carbonate) | | Lacks mud and is grain-supported | >10% grains >2mm | | Boundstone (may be divided into three types below) | | | | |
| Mud-supported | Grain-supported | | Matrix-supported | Supported by > 2mm component | | By organisms which act as baffles | By organisms which encrust and bind | By organisms which build a rigid framework | Crystalline |
| Less than 10% grains Mudstone | More than 10% grains Wackestone | Packstone | Grainstone | Floatstone | Rudstone | Bafflestone | Bindstone | Framestone | |
| | | | | | | | | | |

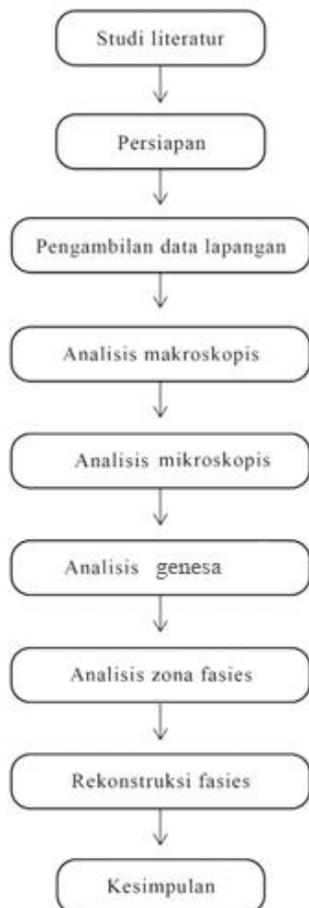
Gambar 3. Klasifikasi Dunham (1962) yang telah dimodifikasi oleh Embry & Klovan (1971).



Gambar 4. Model Sabuk Fasies Standar (Flugel, 2010).



Gambar 5. (Kiri) Tipe-tipe mikrofases standar dan (kanan) hubungan antara SMF dengan FZ.



Gambar 6. Diagram alir penelitian.

4. Hasil

Hasil Penentuan Tipe Satuan Mikrofases (SMF)

Satuan mikrofases yang ditemukan di lokasi penelitian dapat dilihat pada Tabel 1.

Hasil Penentuan Zona Fases

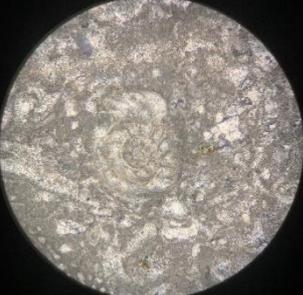
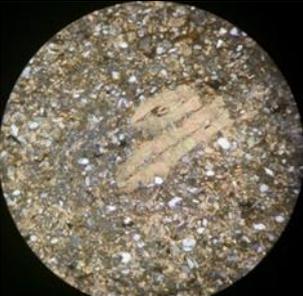
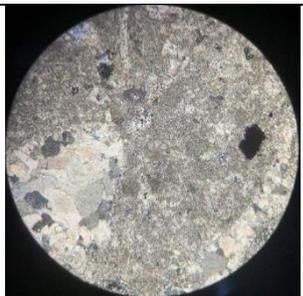
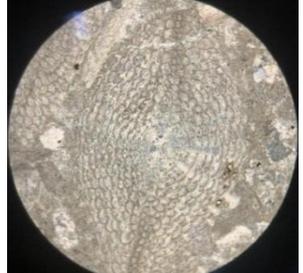
Berdasarkan hasil analisis yang telah dilakukan, maka dapat ditentukan zona fasis yang diinterpretasi berdasarkan tipe SMF. Selanjutnya dilakukan interpretasi dan olahan studio berupa peta zonasi fasis. Berikut adalah zona fasis yang terdapat pada daerah penelitian:

- **Zona Fases Tipe 5**
Zona fasis 5 (FZ 5) menggambarkan lingkungan terumbu karang yang resisten terhadap ombak, dengan kedalaman yang cukup dangkal sehingga mudah untuk ditembus oleh sinar matahari.
- **Zona Fases Tipe 7**
Pada zona fasis 7 lingkungan berada pada laguna jika dibatasi oleh beting pasir, pulau atau terumbu dari platform margin. Zona ini cukup terhubung dengan laut terbuka dan berada pada zona fair-weather wave base sehingga sirkulasinya cukup baik.

Rekonstruksi Fases Barugamping

Model pengendapan yang digunakan dalam penentuan fasis pengendapan adalah model fasis paparan karbonat oleh Wilson (1975) yang telah dimodifikasi di Flugel (2010).

Tabel 1. Sampel batugamping perwakilan setiap SMF..

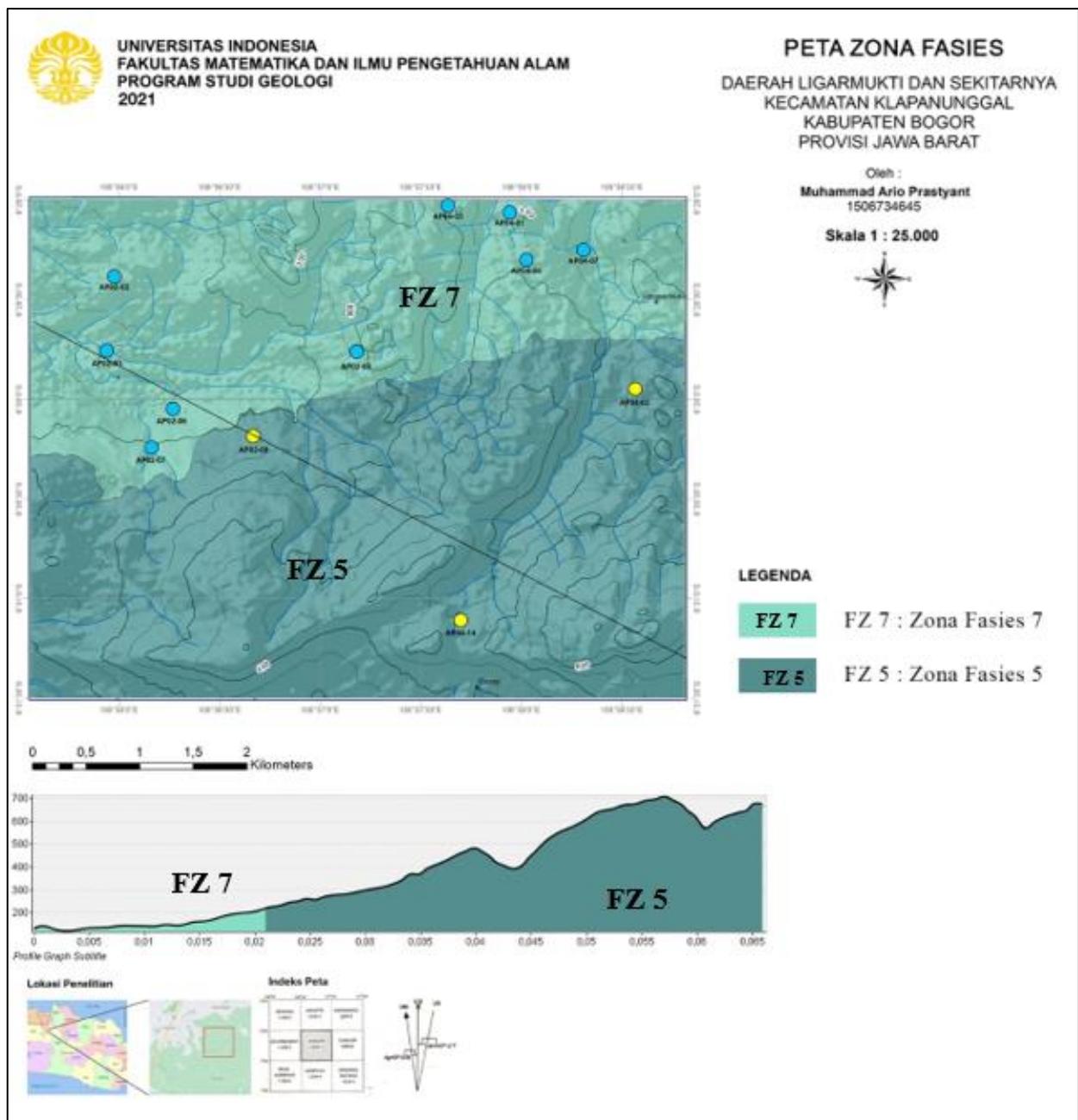
| Perwakilan Kenampakan | Mikrofasies (modifikasi Wilson, 1975) dan tekstur (modifikasi Dunham, 1962) | No. sampel |
|---|---|--|
|  | <p>SMF 7 <i>Coral and poriferous Boundstone.</i></p> <p>Karakteristik mikroskopis dari sampel batuan golongan SMF 7 memiliki fosil Coral yang mengandung spartit</p> | <p>AP02-09 AP04-02 AP04-14</p> |
|  | <p>SMF 8 <i>Wackestone dan floatstone with whole well preserved fossils.</i></p> <p>Karakteristik mikroskopis dari sampel batuan golongan SMF 8 mayoritas tersusun oleh mikrit dengan beberapa fosil utuh</p> | <p>AP04-05 AP 04-01 AP04-06</p> |
|  | <p>SMF 10 <i>Bivalvial Floatstone.</i></p> <p>Karakteristik mikroskopis dari sampel batuan golongan SMF 10 masa dasarnya mengandung mineral kuarsa</p> | <p>AP02-08</p> |
|  | <p>SMF 12 <i>Bioclastic rudstones or floatstones.</i></p> <p>Karakteristik mikroskopis dari sampel batuan golongan SMF 12 memiliki fosil cangkang dari bivalvia</p> | <p>AP04-07</p> |
|  | <p>SMF 18 <i>Foraminiferal Packstone.</i></p> <p>Karakteristik mikroskopis dari sampel batuan golongan SMF 18 mayoritas dipenuhi oleh fosil</p> | <p>AP02-02 AP02-03 AP02-06 AP02-07</p> |

Penentuan zona fasies didasari oleh penentuan fasies mikro yang terlebih dahulu dilakukan melalui kenampakan makroskopis dan kenampakan mikroskopis dari sampel sampel yang didapat di daerah penelitian. Dari model pengendapan yang disebutkan di atas, ditemui adanya batas pada setiap perubahan zona fasies pengendapan.

Dengan demikian, kedudukan batas zona fasies pengendapan dapat diinterpretasi. Zona fasies pengendapan yang berkembang pada daerah penelitian dapat dibagi menjadi dua fasies pengendapan (Tabel 2 dan Gambar 7) berdasarkan model paparan Wilson (1975) yang telah diperbarui dalam Flugel (2010).

Tabel 2. Zona fasies, kode sampel, dan kode SMF

| Zona Fasies | Kode sampel | Kode SMF |
|---------------|-------------|----------|
| Zona Fasies 5 | AP02-09 | SMF 7 |
| | AP04-02 | |
| | AP04-14 | |
| Zona Fasies 7 | AP04-05 | SMF 8 |
| | AP04-01 | |
| | AP04-06 | |
| | AP02-08 | SMF 10 |
| | AP04-07 | SMF 12 |
| | AP02-02 | SMF 18 |
| | AP02-03 | |
| AP02-06 | | |
| AP02-07 | | |



Gambar 7. Peta dan penampang zona fasies di daerah penelitian.

Sejarah Pembentukan Fasies Batugamping

Batugamping yang terjadi pada Formasi Klapanunggal terjadi pada kala Miosen Awal. Satuan ini terendapkan dengan orientasi utara-selatan dengan zona fasies batugamping secara berurutan yaitu *platform interior restricted*, *platform margin reef*, dan *slope*.

Pengamatan diagenesis batugamping pada Formasi Klapanunggal cukup sulit untuk dilakukan karena sampel sayatan tidak diberi cairan *red alizarin* maupun *blue dye* untuk mengetahui kandungan dolomit dan juga mengetahui porositas yang menjadi acuan dalam penentuan diagenesa seperti proses neomorfisme, dolomitasi, ataupun kompaksi.

Namun dari data yang ada dapat diketahui bahwa pada Formasi Klapanunggal, batugamping mengalami proses neomorfisme yang menyebabkan mineral aragonit tergantikan oleh mineral kalsit yang lebih stabil, hal ini dipengaruhi juga oleh proses penguburan yang terjadi. Proses pengangkatan berlangsung hingga Resen, sehingga formasi batugamping terangkat ke permukaan, dan singkapan dari formasi batugamping dapat ditemui di area sekitar Desa Ligarmukti, Kecamatan Klapanunggal, Kabupaten Bogor, Provinsi Jawa Barat.

Dari zona fasies formasi Klapanunggal terdapat zona fasies yang tidak berurutan. Hal ini dapat dilihat dari ketiadaan zona fasies 6 di antara zona fasies 5 dan zona fasies 7. Ketiadaan suatu zona fasies dapat terjadi karena dua kemungkinan. Dugaan pertama, lingkungan pada masa lampau tidak mendukung terbentuknya zona fasies yang sempurna sebagaimana yang dimodelkan oleh Wilson (1975) yang dimodifikasi dalam Flugel (2010). Dugaan kedua, seluruh zona fasies terbentuk sesuai urutan, namun karena litologi dari zona fasies 6 yang mengandung pasir sehingga diduga lebih mudah terpengaruh oleh proses eksogen seperti erosi dan pelapukan.

5. Kesimpulan

Berdasarkan analisis dari penelitian yang telah dilakukan, maka didapatkan beberapa kesimpulan sebagai berikut:

- 1) Secara makroskopis, terdapat empat litofasies batugamping pada daerah penelitian yaitu *floatstone*, *grainstone*, *wackestone*, dan *boundstone*. Sedangkan secara mikroskopis, terdapat lima karakteristik mikrofasis batugamping pada daerah penelitian yaitu SMF 7, SMF 8, SMF 10, SMF 12, dan SMF 18.
- 2) Zona fasies batugamping dibagi menjadi dua yaitu:
 - a. FZ7: *Platform interior open marine*.
 - b. FZ5: *Platform margin reef*.
- 3) Hasil dari analisis, rekonstruksi fasies dan interpretasi sejarah geologi pada batugamping pada Formasi Klapanunggal menunjukkan bahwa semakin ke arah selatan maka fasies batugamping semakin menjauhi pantai

Daftar Referensi

- Dunham, R.J. (1962). Classification of Carbonate Rocks according to Depositional Texture. *American Association of Petroleum Geologists* 1, 108-121.
- Effendi, A.C. Kusmana dan B.Hermanto (1998). Geologi Lembar Bogor, Jawa Barat skala 1:100.000. Direktorat Geologi
- Embry, A. F., & Klovan, J. E. (1971). A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 19(4), 730-781.
- Flugel, E. (2010). *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, interpretation and application*. Berlin: Springer-Verlag.
- Nichols, G. (2009). *Sedimentology and stratigraphy* (2nd ed.). Oxford: Blackwell Science.
- van Bemmelen, R.W. (1949). *The Geology of Indonesia*, Vol. 1 A, Government Printing Office.
- Wilson, J.L. (1975). *Carbonate Facies in Geologic History*. Berlin: Springer-Verlag, Berlin.

Studi Hidrogeokimia dengan Panas Bumi Gedong Songo, Gunung Ungaran, Jawa Tengah

Della Bella Rochita dan Dyah Nindita Sahdarani

Program Studi Geologi, Departemen Geosains, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Universitas Indonesia, Kampus UI Depok, 16424, Indonesia

*Narahubung: della.bella@ui.ac.id

Abstrak

Studi hidrogeokimia merupakan salah satu metode pendekatan dalam melakukan eksplorasi dan pengembangan panas bumi. Gedong Songo merupakan daerah yang memiliki potensi panas bumi yang terletak di lereng selatan Gunung Ungaran, Kabupaten Semarang, Jawa Tengah. Studi hidrogeokimia di Gedong Songo masih jarang dilakukan dan pemodelan hidrogeokimia pada sistem panas bumi Gedong Songo belum diperbarui. Oleh karena itu, penelitian ini dilakukan untuk membarui model konseptual hidrogeokimia daerah panas bumi Gedong Songo. Studi hidrogeokimia pada daerah penelitian dapat ditentukan berdasarkan integrasi data geologi, geokimia, dan geofisika. Manifestasi yang terdapat pada daerah panas bumi Gedong Songo meliputi mata air panas/hangat, kolam air panas/hangat, batuan alterasi, dan fumarol. Manifestasi fluida pada daerah Gedong Songo memiliki tipe air sulfat dan tipe bikarbonat. Berdasarkan data geokimia air, sistem panas bumi Gedong Songo terletak pada zona *upflow*. Sistem panas bumi ini tergolong sistem entalpi tinggi dengan estimasi temperatur reservoir sekitar 230-280 °C.

Kata kunci: Gedong Songo, hidrogeokimia, panas bumi, model konseptual

1. Pendahuluan

Studi hidrogeokimia merupakan salah satu metode pendekatan dalam melakukan eksplorasi dan pengembangan panas bumi. Pemahaman karakteristik hidrogeokimia digunakan untuk memprediksi temperatur reservoir, menentukan karakteristik fluida panas bumi, dan menentukan arah aliran pada sistem panas bumi (Martínez dkk, 2020). Oleh karena itu, pemodelan hidrogeokimia berguna untuk mengilustrasikan kondisi geologi dan proses-proses yang terjadi dalam sistem panas bumi daerah penelitian (Mortensen & Axelsson, 2013).

Salah satu daerah yang memiliki potensi panas bumi yang mungkin untuk dikembangkan lebih lanjut ialah Gunung Ungaran. Menurut Budiardjo dkk. (1997), terdapat beberapa daerah manifestasi panas bumi di Gunung Ungaran yang tersebar di daerah Gedong Songo, Kendalisodo, Banaran, Diwak, dan Nglimut. Dalam penelitian ini, penulis akan mengidentifikasi salah satu sistem panas bumi Gunung Ungaran yang terletak di Lapangan Panas Bumi Gedong Songo.

Penelitian ini dilakukan untuk memperbarui model konseptual hidrogeokimia daerah panas bumi Gedong Songo. Studi hidrogeokimia pada daerah penelitian dapat ditentukan berdasarkan integrasi data geologi, geokimia, dan geofisika. Hasil pada penelitian ini diharapkan dapat memberikan kontribusi bagi eksplorasi dan pengembangan potensi panas bumi di kawasan Gedong Songo.

2. Metode

Data yang digunakan dalam penelitian ini adalah data primer dan data sekunder. Data primer yang digunakan dalam penelitian ini berupa data geologi lapangan dan data geokimia. Data geologi lapangan mencakup analisis data geomorfologi, litologi, dan struktur geologi. Data

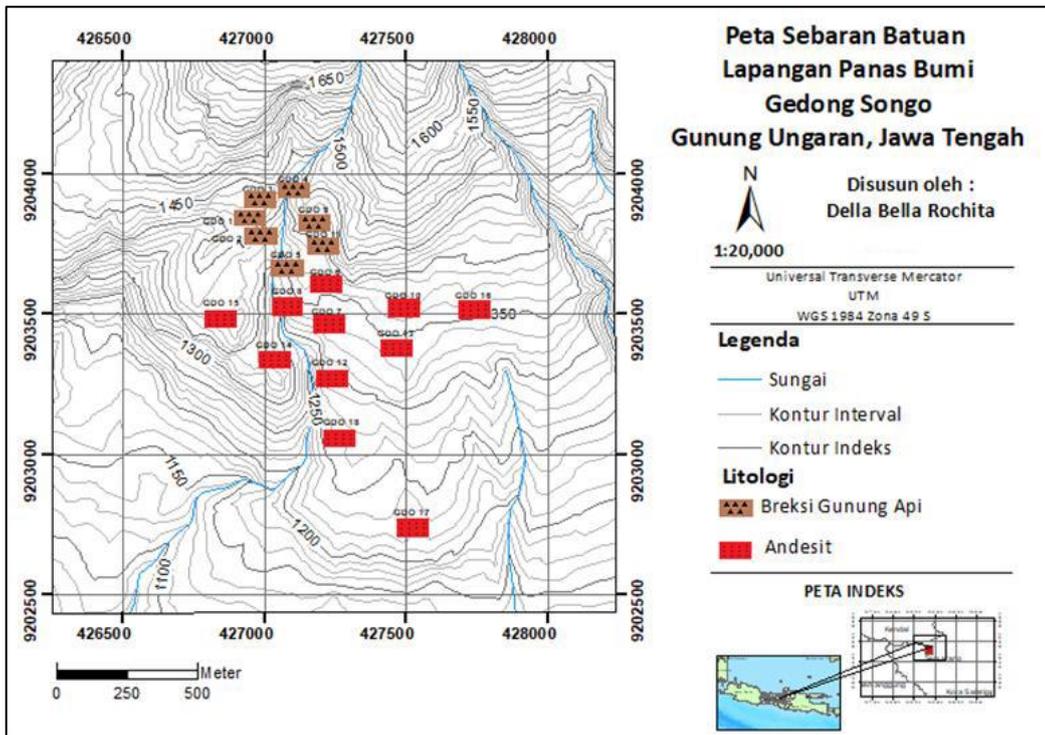
geomorfologi digunakan untuk mengetahui relief sistem panas bumi dan pendukung data sistem informasi geografis (SIG). Data litologi digunakan untuk menentukan karakteristik alterasi pada daerah penelitian panas bumi dan pendukung model konseptual sistem panas bumi. Data struktur geologi ditentukan dengan menggunakan data kelurusan dan metode *Fault Fracture Density*. Analisis kelurusan ini menggunakan data DEM *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) yang disediakan oleh Badan Informasi Geospasial (BIG).

Data geokimia yang digunakan dalam penelitian mencakup analisis geokimia air dan isotop berdasarkan parameter air panas dan air dingin daerah penelitian. Hasil analisis kation, anion, dan isotop dari laboratorium diplot pada diagram terner Cl-SO₄-HCO₃, diagram Na-K-Mg, dan diagram stiff untuk menentukan tipe fluida panas bumi. Selain itu, hasil analisis isotop digunakan untuk mengetahui genesa air. Analisis geokimia air juga dapat digunakan untuk menentukan temperatur reservoir berdasarkan perhitungan geotermometer.

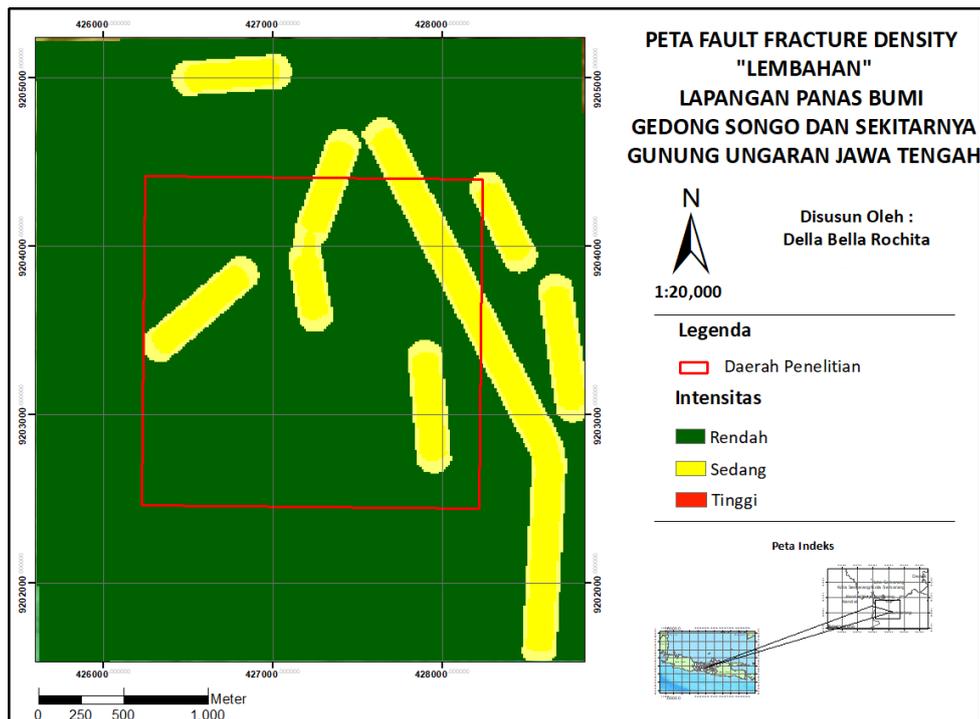
Pada tahap pembuatan model konseptual panas bumi yaitu dengan menggambarkan komponen dari sistem panas bumi seperti sumber panas, reservoir, *caprock*, dan arah aliran fluida yang sesuai dengan area penelitian berdasarkan integrasi data geologi, geokimia, dan geofisika yang telah didapatkan yaitu data litologi, struktur geologi, geomorfologi, persebaran manifestasi, tipe fluida, suhu reservoir, serta data sekunder berupa data kelurusan serta data geofisika seperti data magnetik, data Audio Magnetotellurik, dan data pemboran sumur yang diperoleh dari literatur.

3. Hasil dan Pembahasan

Analisis Geologi Daerah Penelitian



Gambar 1. Peta sebaran batuan daerah penelitian.



Gambar 2. Peta Fault Fracture Density daerah penelitian.

Gunung Ungaran memiliki puncak dengan morfologi kerucut, dengan ketinggian ± 2050 meter. Lapangan panas bumi Gedong Songo terdapat di lereng selatan Gunung Ungaran dengan elevasi sekitar ± 1400 mdpl sehingga tergolong ke dalam sistem panas bumi relief tinggi. Temuan fumarol pada daerah Gedong Songo merupakan karakteristik pada daerah sistem panas bumi relief tinggi.

Kemiringan lereng pada daerah penelitian termasuk ke dalam kemiringan lereng agak curam hingga sangat curam. Kemiringan lereng agak curam mendominasi daerah selatan penelitian. Kemiringan lereng curam mendominasi daerah bagian utara daerah penelitian. Kemiringan lereng sangat curam menempati bagian utara dan barat daerah penelitian.

Tabel 1. Rasio Na/K dan Na/Ca tiap manifestasi permukaan panas bumi daerah penelitian.

| Kode Sampel | Rasio Na/K (mg/L) | Rasio Na/Ca (mg/L) | Rasio Cl/SO ₄ (mg/L) | Zona |
|-------------|-------------------|--------------------|---------------------------------|--------|
| GDS-1 | 2.4 | 0.43 | 1 | Upflow |
| GDS-2 | 1.65 | 0.81 | 0.0058 | Upflow |
| GDS-3 | 1.7 | 0.34 | 0.02 | Upflow |
| GDS-4 | 2.34 | 0.77 | 0.07 | Upflow |
| GDS-6 | 9.9 | 1.5 | 0.008 | Upflow |
| GDS-7 | 8.3 | 2.65 | 0.01 | Upflow |

Litologi yang berada di daerah Kawah Item Gedong Songo didominasi oleh breksi gunungapi, sedangkan daerah di sekitarnya memiliki litologi andesit (Gambar 1). Singkapan pada batuan yang ditemukan di Kawah Item Gedong Songo telah teralterasi hidrotermal sehingga membentuk mineral lempung dengan permeabilitas rendah. Singkapan batuan dengan permeabilitas rendah di Kawah Item diduga merupakan *caprock* yang dapat menahan keluarnya fluida panas bumi.

Analisis struktur geologi daerah penelitian juga memanfaatkan metode *Fault Fracture Density* (Gambar 2). Metode ini digunakan untuk menentukan anomali densitas struktur daerah penelitian. Anomali tersebut dapat memprediksi densitas sesar, zona *recharge*, dan zona *discharge* daerah penelitian (Yanis dkk, 2009). Berdasarkan peta *Fault Fracture Density*, dapat diketahui zona struktur pengontrol manifestasi panas bumi yang ditunjukkan oleh intensitas berwarna kuning. Selain itu, daerah dengan intensitas sedang ini diperkirakan dapat menjadi zona *recharge*, zona *discharge* atau saluran hidrologis untuk air tanah.

Analisis Geokimia Air Tanah

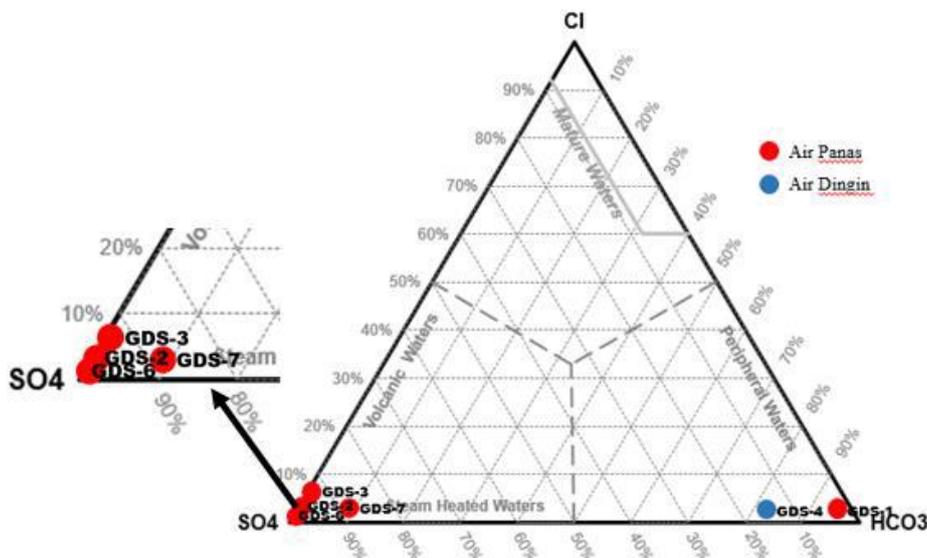
Hasil sampel menunjukkan bahwa manifestasi panas bumi di Gedong Songo termasuk dalam golongan sulfat dan bikarbonat. Sampel GDS-2, GDS-3, GDS-6 dan GDS-7 memiliki tipe air sulfat karena konsentrasi SO₄ yang cukup tinggi (Gambar 3). Sampel GDS-2, GDS-3, GDS-6

dan GDS-7 memiliki kandungan sulfat yang dominan sehingga dapat menjelaskan karakteristik daerah panas bumi ini sebagai *steam heated water*. Tipe air bikarbonat dimiliki oleh titik pengambilan sampel GDS-1 (contoh mata air panas) dan GDS-4 (contoh air dingin).

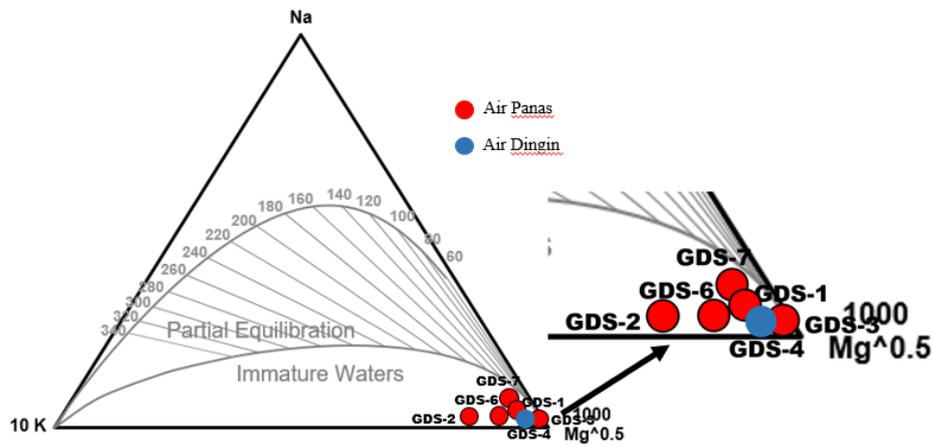
Kondisi manifestasi panas bumi dapat dianalisis menggunakan diagram terner Na-K-Mg (Gambar 4). Diagram ini menunjukkan bahwa mata air panas dan air dingin pada daerah penelitian memiliki kandungan Mg yang sangat tinggi. Fase air ini menunjukkan bahwa fluida mengalami pencampuran dengan air meteorik yang lebih dangkal dan batuan sekitarnya dengan cukup cepat sehingga fase air ini dikategorikan sebagai fase air belum matang (*immature waters*).

Tabel 1 menunjukkan rasio Na/K yang relatif rendah (<15) pada air di daerah Gedong Songo. Nilai rasio ini relatif rendah karena fluida cepat mencapai permukaan dan berinteraksi dengan zona permeabel. Rasio Na/Ca dan rasio Cl/SO₄ juga dapat digunakan untuk mengindikasikan zonasi *upflow*.

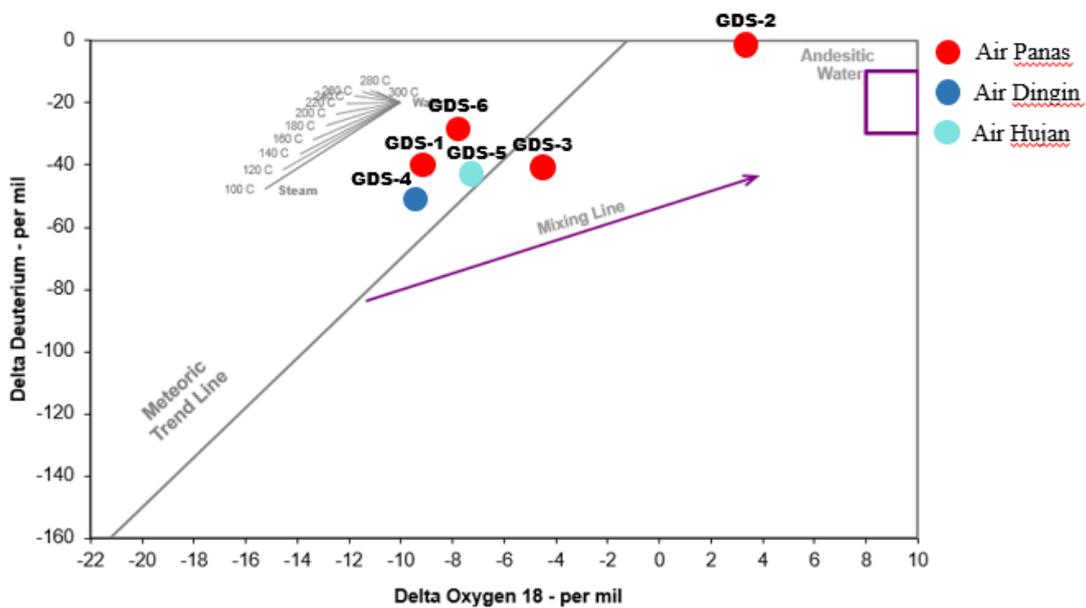
Gambar 5 merupakan hasil analisis isotop stabil kandungan δ¹⁸O dan δ²D pada manifestasi air panas, air dingin, dan air hujan pada daerah penelitian. Grafik hubungan antara δ¹⁸O dan δ²D menunjukkan bahwa sampel air panas (GDS-1, GDS-6) memiliki komposisi serupa dengan isotop air dingin (GDS-4) dan air hujan (GDS-5).



Gambar 3. Diagram Terner Cl – SO₄ – HCO₃.



Gambar 4. Diagram Terner K-Na-Mg.



Gambar 5. Grafik hubungan antara isotop $\delta^{18}O$ dengan δ^2D .

Hal ini menandakan sebagian besar fluida lapangan panas bumi Gedong Songo berasal dari air meteorik. Namun, sampel GDS-2 dan GDS-3 mengalami pencampuran dengan air magmatik atau terjadi proses evaporasi sebagai akibat proses pemanasan uap.

Hasil kesetimbangan ion menunjukkan bahwa hanya fluida dengan kode sampel GDS 1, GDS-6, dan GDS 7, yang memenuhi syarat untuk penghitungan geotermometer. Hasil perhitungan geotermometer pada kode sampel GDS-1, menunjukkan hasil temperatur yang terlalu tinggi sehingga tidak digunakan. Maka geotermometer yang dapat digunakan untuk estimasi temperatur reservoir ialah geotermometer Na/K dengan menggunakan kode sampel GDS-6 dan GDS-7. Maka dapat disimpulkan, hasil estimasi temperatur reservoir daerah penelitian berdasarkan geotermometer kimia air panas berkisar $\pm 189\text{--}248^\circ\text{C}$ (Tabel 2).

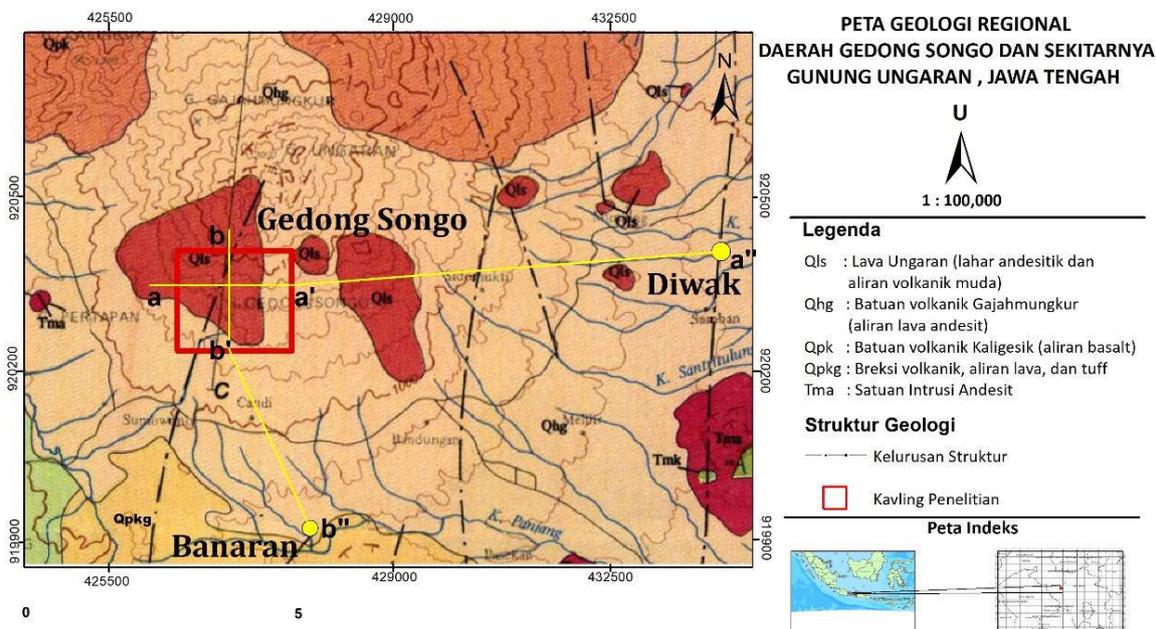
Model Konseptual Hidrogeokimia

Pembuatan model konseptual diawali dengan pembuatan garis penampang (Gambar 6). Garis penampang ditarik dari arah barat area kavling penelitian Gedong Songo menuju arah timur laut yaitu keluaran manifestasi air panas Diwak. Penarikan garis penampang juga dilakukan dari arah utara area kavling penelitian Gedong Songo menuju tenggara yaitu keluaran manifestasi air panas Banaran. Penarikan garis ini didasari agar mengetahui batasan zonasi *upflow* dan *outflow* dari daerah di sekitar area penelitian.

Sistem panas bumi daerah Gedong Songo diilustrasikan dalam model konseptual hidrogeokimia (Gambar 7 dan Gambar 8). Satuan litologi penyusun daerah Gedong Songo dan sekitarnya adalah QIs dan Qhg yang terdiri dari lava andesit dan breksi laharik. Zona rekahan yang terdapat di sepanjang Sungai Item diduga

Tabel 2. Hasil estimasi temperatur reservoir berdasarkan geotermometer Na/K (kotak merah = suhu reservoir terpilih).

| Titik sampel | Na/K (Fournier, 1979) | Na/K (Truesdell, 1976) | Na/K (Giggenbach, 1988) | Na/K (Tonani, 1980) | Na/K (Nieva & Nieva, 1987) |
|--------------|--------------------------|---------------------------|----------------------------|------------------------|-------------------------------|
| GDS-1 | 380 | 418 | 379 | 488 | 364 |
| GDS-6 | 218 | 189 | 233 | 224 | 205 |
| GDS-7 | 233 | 209 | 248 | 247 | 220 |



Gambar 6. Penarikan garis penampang konseptual model.

merupakan sesar yang mengontrol terbentuknya manifestasi fumarol dan mata air panas pada daerah penelitian.

Zona *recharge* pada daerah penelitian terletak pada daerah dengan elevasi tinggi, dicirikan dengan daerah lereng pegunungan dengan tingkat vegetasi yang tinggi. Selain itu, zona *recharge* juga bisa berasal dari dataran yang lebih rendah dan meresap ke reservoir. Zona *discharge* dengan intensitas tinggi terletak pada daerah Kawah Item, Gedong Songo. Zona *discharge* ini ditandai dengan adanya keluaran manifestasi panas bumi Gedong Songo, sungai, dan sumur galian.

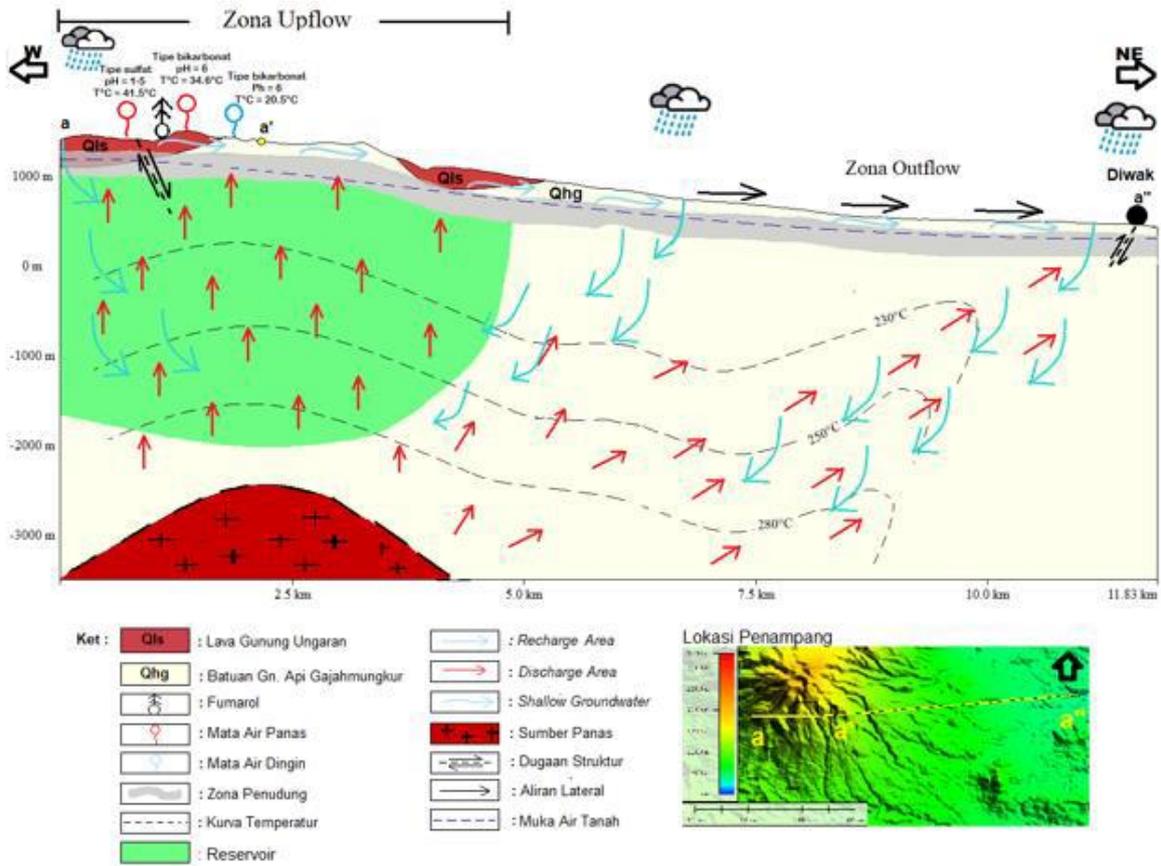
Letak komponen sistem panas bumi pada daerah Gedong Songo disadur dari penelitian sebelumnya pada Nahar dkk. (2021). Berdasarkan data magnetik tersebut, zona penudung pada daerah penelitian diduga terdapat pada kedalaman 50-250 meter dari permukaan dengan ketebalan 200 meter. Reservoir diperkirakan memiliki estimasi ketebalan berkisar 2700 meter dengan kedalaman 300-3000 meter dari permukaan. Lalu andesit hasil ubahan yang diduga sebagai sumber panas terletak pada kedalaman >3000 meter. Penelitian yang dilakukan oleh Nahar juga menunjukkan zona *outflow* pada Gunung Ungaran untuk mendukung pembuatan model konseptual. Zona *outflow* ini terletak pada daerah Banaran dan Diwak. Dugaan struktur pada daerah penelitian juga disadur dari penelitian sebelumnya yaitu penelitian yang dilakukan oleh Alviandari dkk. (2018). Berdasarkan hasil data resistivitas,

struktur sesar yang berada di Gedong Songo terletak dekat fumarol dengan kedudukan jurus/kemiringan N 350°E/60°.

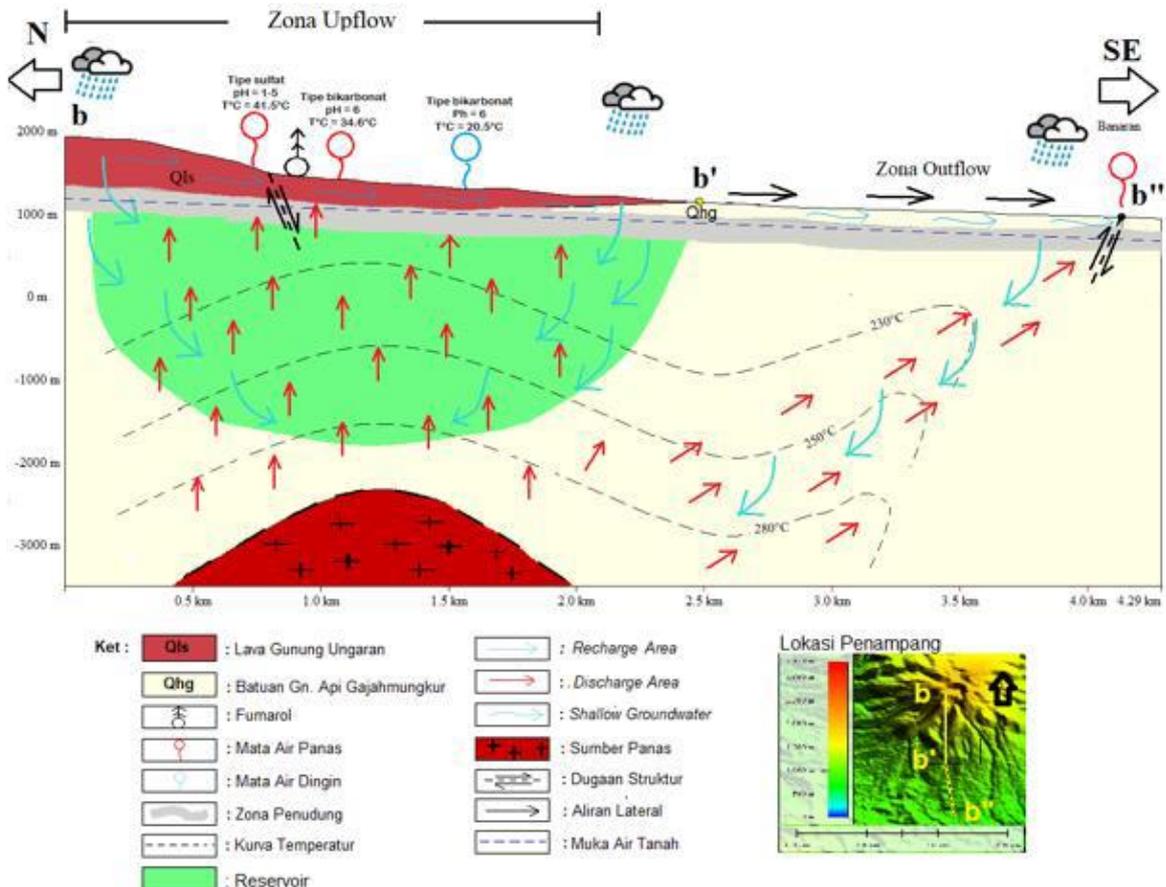
Temperatur reservoir pada daerah penelitian ditentukan dengan integrasi data geokimia air panas menggunakan geotermometer, data pengeboran sumur dan data penelitian terdahulu untuk mendapatkan hasil yang lebih akurat. Hasil data *logging* pengeboran landaian sumur yang dilakukan oleh PLN (2017), menghasilkan estimasi temperatur reservoir pada kedalaman 2000 m berkisar ±250°C. Hal ini juga didukung oleh kajian penelitian sebelumnya oleh Zarkasyi dkk. (2011), Wahyudi (2006) dan Assiddiqy dkk. (2021). Maka hasil estimasi temperatur pada lapangan panas bumi Gedong Songo sekitar 230 - 280°C.

4. Kesimpulan

Berdasarkan hasil penelitian yang telah dilakukan, manifestasi yang terdapat pada daerah panas bumi Gedong Songo meliputi mata air panas/hangat, kolam air panas/hangat, batuan alterasi dan fumarol. Manifestasi panas bumi mata air panas pada daerah Gedong Songo adalah tipe sulfat dan tipe bikarbonat. Air dingin pada daerah penelitian memiliki tipe air bikarbonat. Sistem panas bumi Gedong Songo memiliki sumber fluida yang didominasi oleh air meteorik dan sebagian fluida yang berasal dari magmatik. Sistem panas bumi Gedong Songo terletak pada zona *upflow* dengan sistem entalpi tinggi.



Gambar 7. Model konseptual hidrogeokimia arah barat-timur laut.



Gambar 8. Model konseptual hidrogeokimia arah utara-tenggara.

Daftar Referensi

- Alviandari, N., Yatini, Sulisty, F., Suprobo, A., Rizki, M., Baihaqi, B. T., & Yudhanto, T. Y. (2018). Prediction of Caprock and Structure of Candi Gedongsongo Geothermal System from AMT Data. *EAGE-HAGI 1st Asia Pacific*. Yogyakarta: EAGE.
- Assiddiqy, M. H., Jatmiko, B. W., Ediatmaja, P., & Prabowo, R. (2021). Numerical Simulation of a Vapor Core Geothermal System, Ungaran Geothermal Field, Indonesia. *Proceedings World Geothermal Congress 2020+1*.
- Budiardjo, B., Nugroho, D., & Budihardi, M. (1997). Resources characteristic of the Ungara field, Central Java, Indonesia. *Proceedings of the National Seminar of Human Resources Indonesian Geologist*. Geological Engineering Mineral Technology Faculty, UPN "Veteran", Yogyakarta.
- Fournier, R. O. (1979). A revised equation for the Na-K geothermometer. *Geoth. Res. Council Transactions* 3, 221-224.
- Giggenbach, W. (1988). *Chemical Techniques in Geothermal Exploration*. New Zealand: Chemistry Division, DSIR, Private Bag.
- Indarto, S., Permana, H., Gaffar, E. Z., Sudarsono, Sudrajat, Y., Bakti, H., & Setiawan, I. (2013). Sistem Panasbumi Dieng Jawa Tengah Berdasarkan Data Manifestasi Permukaan Dan Bawah Permukaan. *Prosiding Pemaparan Hasil Penelitian Puslit Geoteknologi – LIPI*.
- Mortensen, A. K., & Axelsson, G. (2013). Developing A Conceptual Model of A Geothermal System. *ISOR*.
- Nahar, M. W., Rasimeng, I. S., & Santoso, D. N. (2021). *Pemodelan 3D Bawah Permukaan Daerah Panas Bumi Gunung Ungaran Jawa Tengah*. <http://repo.itera.ac.id/depan/submission/SB2108220012>.
- Nieva, D. & Nieva, R (1987). Developments in geothermal energy in Mexico-Part Twelve. A cationic geothermometer for prospecting of geothermal resources. *Heat Recovery Systems and CHP* 7(3), 243-258. doi:10.1016/0890-4332(87)90138-4
- PLN. (2017). Proposal Progra Kerja dan Rencana Pengembangan Wilayah Kerja Panas Bumi (WKP) Ungaran, Kabupaten Semarang dan.
- Truesdell, A. H. (1976). Summary of section III - geochemical techniques in exploration. *Proceedings of the 2nd U.N. Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, San Francisco*.
- Wahyudi. (2006). Kajian Potensi Panas Bumi dan Rekomendasi Pemanfaatannya Pada Daerah Prospek Gunungapi Ungaran Jawa Tengah. *Berkala Ilmiah MIPA* 16(1), 41-48.
- Yanis, M., Ismail, N., Hermansyah, L. V., Nanda, M., & Abdullah, F. (2009). Delineasi sebaran Sesar di Pulau Weh Berdasarkan Metode *Fault Fracture Density* (FFD). *Journal of Aceh Physics Society* 8, 6-10.
- Zarkasyi, A. Y. R. (2011). Keprospekan Panas Bumi Gunung Ungaran Berdasarkan Analisis Geosains Terpadu. *Pusat Sumber Daya Geologi* 6.

Fluid-related Earthquake Swarms at East Java Forearc

Anne M. M. Sirait^{1,2} and Iman Fatchurochman³

¹ Geophysics Study Program, Department of Geosciences, Faculty of Mathematics and Natural Sciences (FMIPA), Universitas Indonesia, Kampus UI Depok, 16424, Indonesia

² Department of Earth and Environmental Sciences, College Art and Sciences, Lehigh University, Bethlehem, Pennsylvania, USA

³ Badan Meteorologi, Klimatologi, dan Geofisika (BMKG), Jakarta, Indonesia

*Corresponding author: anne.meylani@ui.ac.id

Abstract

In this study, seismicity along the Java margin was analyzed to identify earthquake swarms. An earthquake swarm was identified in the year 2018. The 2018 earthquake swarm off eastern Java was in the subducting plate rather than on the subducting plate. We manually picked the P-phase arrival times and waveforms were cross-correlated to identify families of events in a swarm. Analysis of the spatio-temporal distribution of families of events in swarms indicated they were fluid-related. The earthquake swarm off eastern Java appears to be associated with over-pressured fluid trapped by impermeable rocks. The existence of this swarm is indicative of the origin of the swarm other than slow-slip events on the plate interface. The identification of earthquake swarms in this study reveals an origin of swarms other than the plate interface.

Keywords: Java, cross-correlated, swarms, fluid-related

1. Introduction

Earthquake swarms are characterized by a sequence of events tightly clustered in space and in a short time without an identifiable mainshock and with the highest magnitude events occurring within the period of the swarm (Vidale & Shearer, 2006; Holtkamp & Brudzinski, 2011). Earthquake swarms are generated from fluid from the magma source or hydrothermal source, or subducted tectonic plates (Hainzl, 2004; Vidale & Shearer, 2006, Shelly and Hill 2011, Shelly et al. 2013, Hovotec-Ellis et al. 2018, White et al. 2019). Fluid migrating outward generates earthquake swarms along its path (Hainzl 2004, Vidale & Shearer, 2006, Shelly & Hill, 2011; Shelly et al., 2013; Hovotec-Ellis et al., 2018; White et al., 2019) or increasing fluid pressure on rocks, which leads to fracture and generates earthquake swarms (Vavryčuk et al., 2017).

The Java margin is part of the Sunda Arc subduction zone. It is characterized by rough subducting plates associated with seamounts and the Roo-Rise south of the trench. The island arc of the Java margin is characterized by active crustal faults and a volcanic arc (Smyth et al., 2005; Nguyen et al., 2015; Irsyam et al., 2017). The major thrust and fold structures crossing Java Island are the Baribis fault (#1 in Figure 1) and the Kendeng fault (#3 in Figure 1) (Nguyen et al., 2015; Irsyam et al., 2017). The Baribis fault has an estimated slip rate of $\sim 5 \pm 0.2$ mm/yr and the Kendeng thrust fault has an estimated slip rate of $\sim 2.3 \pm 0.7$ mm/yr (Koulali et al., 2016). The volcanic arc in Java consists of a modern volcanic arc in the northern part and an older volcanic arc in the south. The modern volcanic arc is trending east-west and forms the central part of Java Island, including Mt. Pandan and Mt. Wilis. The older, Eocene to Miocene volcanoes, parallel the modern volcanic arc in the north forming the Southern Mountains Arc,

including Mt. Halimun-Salak and Mt. Gede (Smyth et al., 2005; Smyth et al., 2009).

This study identified and analyzed potential earthquake swarms in the Java margin as recorded by the Badan Meteorologi, Klimatologi, dan Geofisika (BMKG) network for the period of 15 April 2009 to 19 September 2018 to understand the tectonic process responsible for the earthquake swarms.

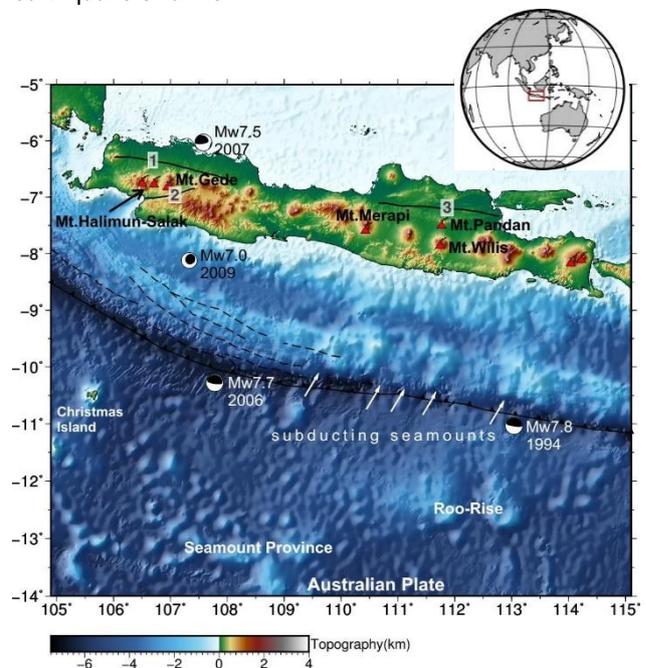


Figure 1. The regional tectonic setting of the study area. Subducting seamounts are denoted by white oblique triangles. Seamounts and Roo-Rise locations are from Masson et al. (1990) and Kopp et al. (2006). Focal mechanisms of Mw \geq 7 earthquakes are from the Global CMT catalog.

Faults in the map: (1) Baribis fault, (2) Cimandiri fault, and (3) Kendeng fault.

Table 1. Station and parameter for waveform cross-correlation using GISMO.

| Swarm | Station | Time window 1 | Bandpass frequency | Time window 2 |
|-------|---------|---------------|--------------------|---------------|
| | | (from P-pick) | | (from P-pick) |
| 1 | SWJI | -5 to 15 s | 0.8–3 Hz | -1 to 3 s |
| 2 | PWJI | -5 to 25 s | | |

2. Data and Method

The data used in this study is from the Badan Meteorologi, Klimatologi, dan Geofisika (BMKG) catalog from 15 April 2009 (JD 2009105) to 19 September 2018 (JD 2018262). There was a total of 7218 events with a magnitude range of 1.9–7.5. First, we identified the potential earthquake swarms through visual classification following the method by Holtkamp et al. (2011). All earthquakes are extracted from the BMKG catalog, and then plotted event magnitude per day and number of events per day from the years 2009 to 2018 timescale to identify an increase in the rate of seismicity. The uptick in the number of events without any identifiable mainshock is identified as earthquake swarm activity.

Next, the examination of the 3D distribution of the potential earthquake swarms is based on their locations from a joint tomographic inversion for earthquake location in a 3D velocity model (Sirait et al., 2020). The events were plotted in map view and cross-section view to observe their spatial distribution. Final selection criteria to confirm potential swarms were done if the events were related by proximity and time to each other. If the group of events was consistent with these criteria, then we identified the swarms.

Earthquakes that come from the same mechanism, from which the seismic wave travels along an identical path to the receiver, will exhibit waveform similarity (Green & Neuberg, 2006; Buurman & West, 2010). A waveform cross-correlation toolbox for MATLAB (Thompson & Reyes, 2018, available at <https://geoscience-community-codes.github.io/GISMO/>, last accessed February 2020) was used to classify events into families with the same mechanism. For this purpose, the cross-correlation method only focused on seismic waveforms recorded by one station close to the earthquake swarms. First, seismic waveforms were manually reviewed and re-picked the arrival time of the P-phase if necessary. The vertical component of the waveform of each event at one station was chosen for this purpose. A set of different time windows was chosen for each group to accommodate the P- and S waves from each event and try to minimize the background noise (Buurman & West, 2010). A taper and bandpass filter with a frequency between 0.8 – 3 Hz (Table 1) was applied. The tapered and filtered waveforms were then cross-correlated within a smaller time window (time window 2 in Table 1). The smaller time window for each swarm was different to capture the largest amplitude section of most waveforms while minimizing the background noise (Buurman & West, 2010). The classification process to separate events based on their families required a threshold correlation coefficient. There was a trade-off between classification accuracy and event detection (Green & Neuberg, 2006). A cross-correlation threshold of 0.9 provided an optimum well-

correlated event in families of events. The detailed parameter set for each earthquake swarm is shown in Table 1.

3. Results and Discussion

Based on the criteria, we identified an increase in seismicity without any identifiable mainshock as earthquake swarm. We identified it in the years 2016 and 2018 and located offshore of eastern Java as shown in Figure 2. We named the earthquake swarm in 2016 swarm 1 and the earthquake swarm located offshore of eastern Java swarm 2 (Figure 2), which is the focus of this report. The detail of associated increase in seismicity was shown in graph in Figure 3, it was observed in February 2016 (JD2016045), and on July 19, 2018 (JD2018200) (red boxes in Figure 3).

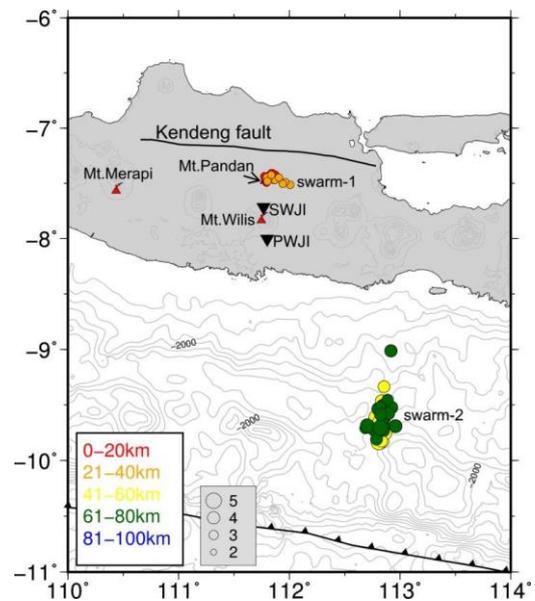


Figure 2. Map of identified earthquake swarms. Events are sized by their magnitude and color-coded by their depth.

Swarm 2 was located offshore of East Java, in a tight cluster (Figure 4a). The swarm lasted for five days (JD 2018200–2018204), with a total of 37 events. The magnitude of events ranges from ML 3.43 to 5.28. The event with the highest magnitude (ML 5.28) occurred within the period of swarm activity, ~ 20 minutes after the first event (Figure 4c). In cross-section (Figure 4b), relative to the slab models, events in swarm 2 were located within the subducting slab, between 35–80 km depth. Events in this swarm appeared to trend parallel to the geometry of slab models. From their hypocentral distribution in time (Figure 4d), events in swarm 2 were concentrated in the first two days (JD 2018200–2018201).

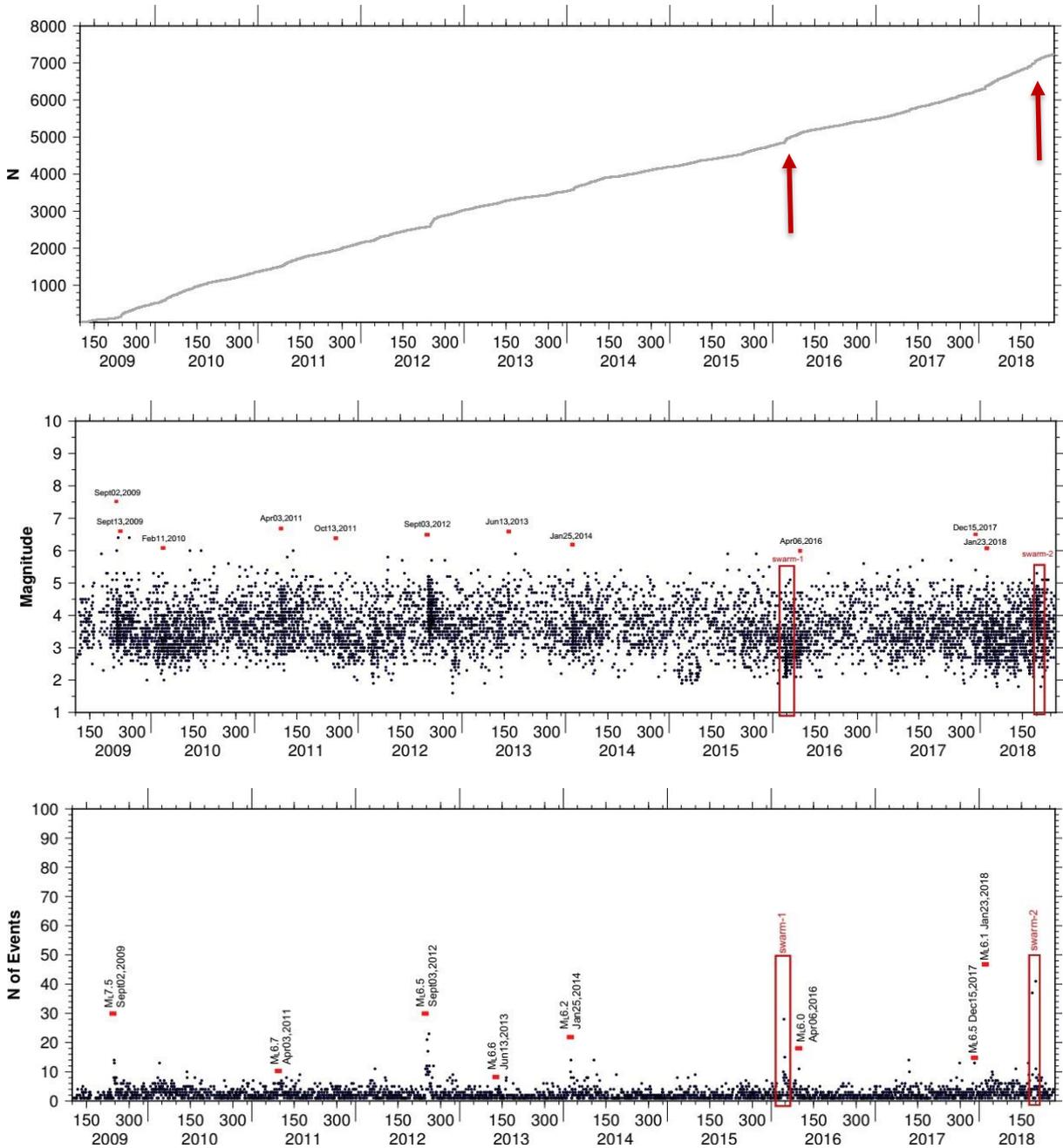


Figure 3. (Top) The cumulative number of events, (middle) Plot of events magnitude per day, and (bottom) number of events per day from the BMKG catalog from 15 April 2009 (Julian day [JD] 2009:105) to 19 September 2018 (JD 2018:262). The horizontal axis is JD. The dates with red squares mark an increase in seismicity associated with the mainshock-aftershocks sequence. The red arrows and red boxes mark the increases in seismicity associated with swarm activity.

A total of 12 events, about ~32% of the events in the swarm were classified into five families using a cross-correlation coefficient of 0.9 (Figure 5a). There were four events in Family 1, and two events each in Family 2, 3, 4, and 5. All families of events occurred within four days (JD 2018200–2018203) and concentrated within a depth of 50–80 km with no significant trend (Figure 5b). We observed downward trends of events from all families (black, brown, and purple arrows in Figure 5b) on the first day of swarm activity (JD 2018200). Events in the first trend propagate from ~55 km to 80 km depth for 2.5 hours (black arrow in Figure 5b), equal to ~10 km/hr (~2.78 m/s). Events in the second trend propagate from ~60 km to ~73 km depth for

~6 hours (JD 2018200-19:41 to 2018201-01:43) (brown arrow in Figure 5b), equal to ~2.17 km/hr (~0.6 m/s). Events in the third trend propagate from 50 km to 80 km depth for ~58 hours, equal to 0.52 km/hr (~0.14 m/s). Events in each trend were from different families, suggesting that several sub- sources were simultaneously active within the period of each trend.

Swarm- 2 (was located offshore from the eastern part of Java, concentrated in the subducting slab, between 50 to 80 km depth. Despite the small number of identified swarms in the area of study, we were still able to identify the geologic process associated with the generation of these earthquake swarms.

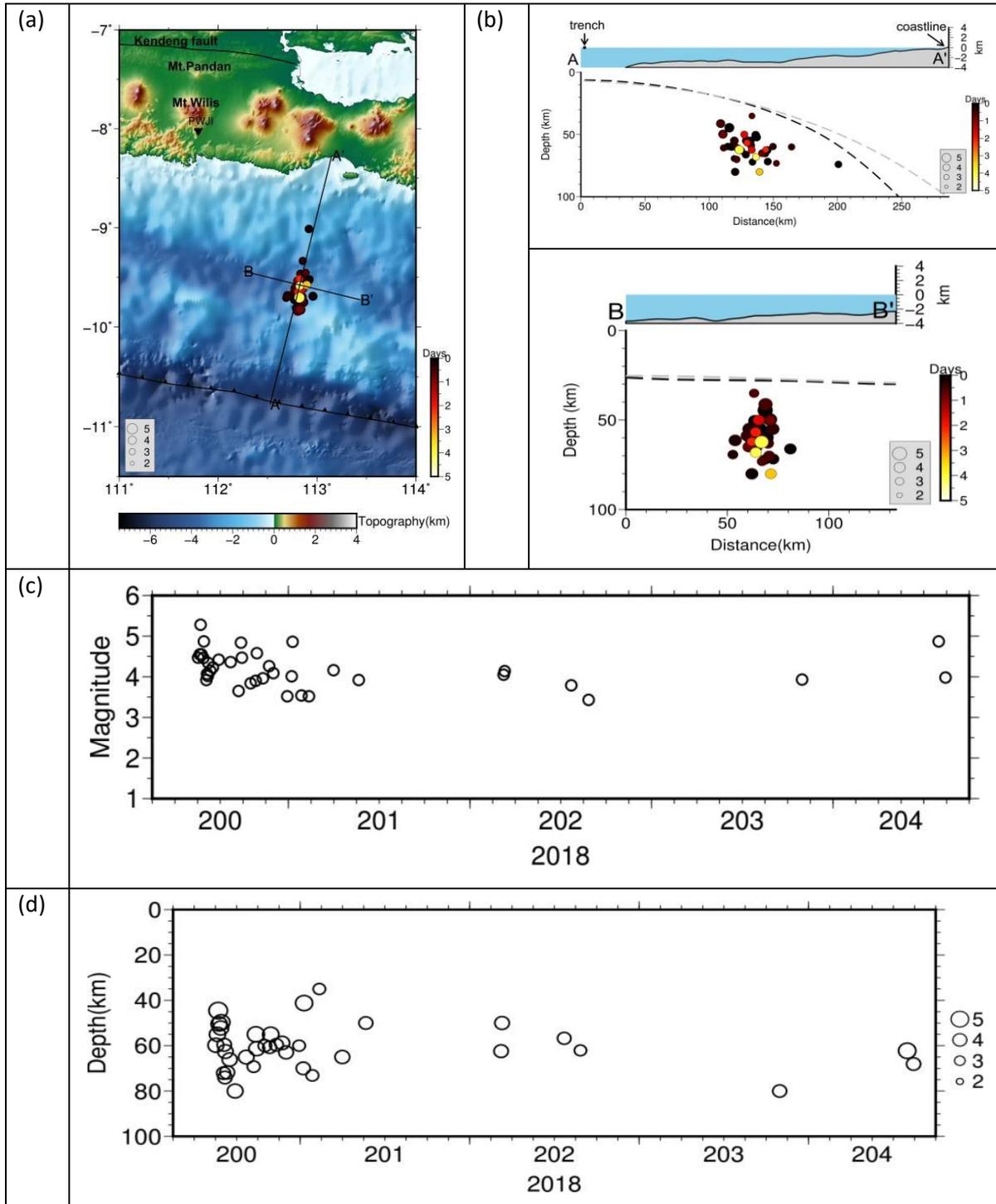


Figure 4. Distribution of events in swarm 3 in map view (a) and cross-section view (b). Magnitude (c) and depth (d) distribution over time of events in swarm 2. Events are sized by their magnitude (a, b, d). The color bar marks the occurrence of events since the first event in each swarm. The red triangles are mountains within 50 km from the cross-section line. The black inverted triangle is the nearest seismic station from the earthquake swarms.

Relative to the slab models, Slab 1.0 (Hayes et al. 2012) and Slab 2.0 (Hayes 2018), events in swarm-2 located beneath the plate interface at a depth range of 50–80 km and do not follow the dip of the plate interface. Earthquakes at this depth range could be considered intermediate-depth intraslab earthquakes. A possible mechanism for the generation of the intermediate-depth intraslab earthquakes is dehydration embrittlement (Kirby, 1995; Hacker et al., 2003a; Hacker et al., 2003b; van Keken et al., 2011). In this

mechanism, fluids released from hydrous mineral leads to fracturing, elevated fluid pressures, and stress heterogeneities that lead to earthquakes (Kirby, 1995; Hacker et al., 2003a; Hacker et al., 2003b; van Keken et al., 2011). Fluids from depth could also be trapped by impermeable rocks, leading to high fluid pressure. When fluid pressure reaches its critical value, it will trigger seismic activity, including earthquake swarms (Hainzl et al., 2012; Vavryčuk et al., 2017).

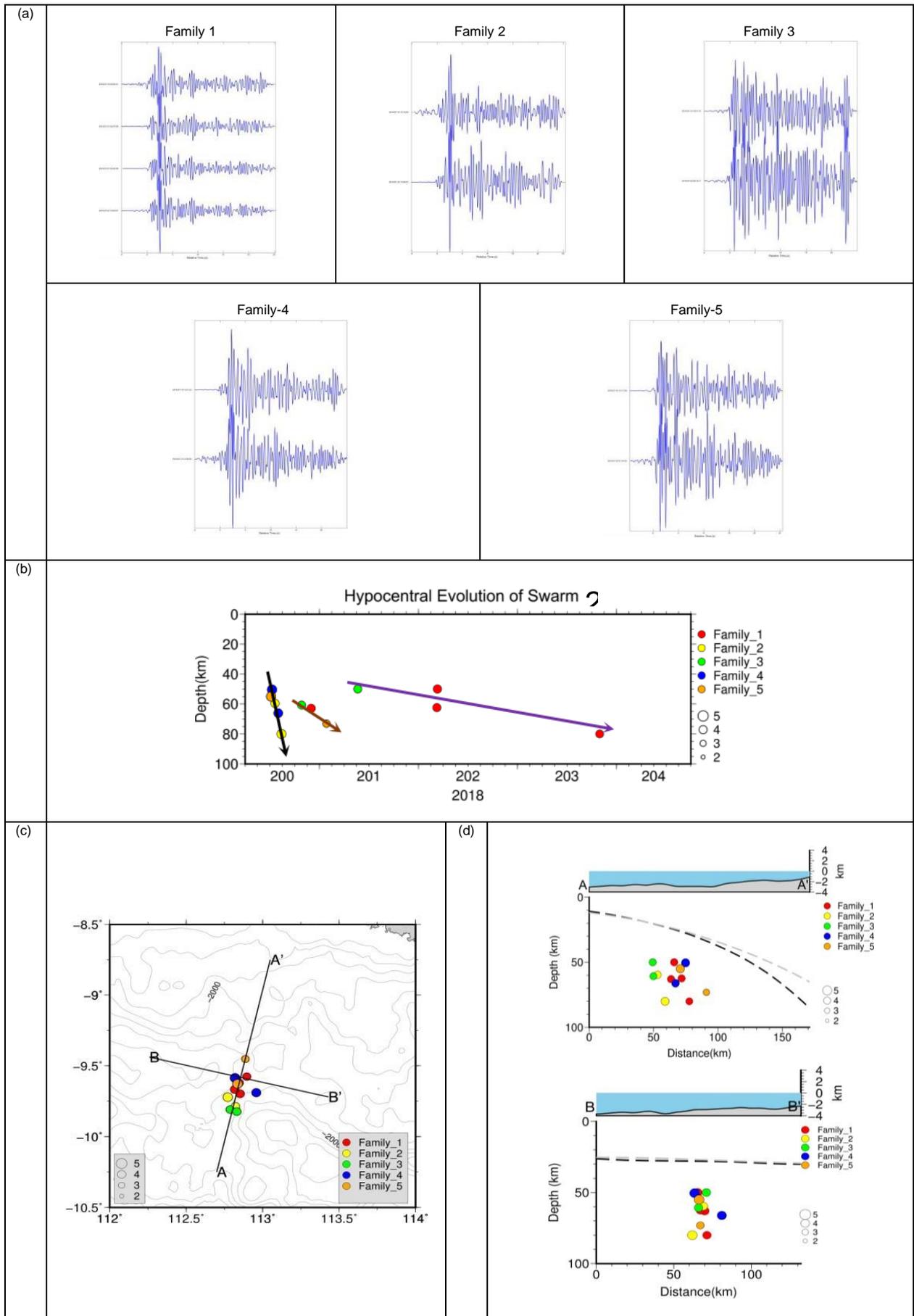


Figure 5. (a) Similar waveforms of events in each family. (b) Hypocenter distribution through time. Colored arrows denote the trend of seismicity. (c) Distribution of events in map view and (d) cross-section view. Events are plotted based on their family and sized based on their magnitude.

Spatio-temporal distribution of events in families showed that most of the events occurred on the first day of the swarm (JD 2018200 in Figure 5b). Events on the first day appeared to propagate downward rather than propagate upward (black and purple arrow in Figure 5b). The downward migration trend was also observed for the last two days (purple arrow in Figure 4.7b). The downward migration of earthquake swarms was observed in the 2010 earthquake swarm sequence in the Yellowstone caldera (Shelly et al., 2013) and beneath Mammoth Mountain (Hovotec-Ellis et al., 2018). The downward- migration of earthquake swarms at both locations was due to a greater lithostatic and hydrostatic pressure due to fluid pressure at shallow depths compared to that at deeper depths. The pressure gradient is allowing earthquake swarms to migrate downward (Shelly et al., 2013) and the impermeable rocks halted the upward migration of fluid (Hovotec-Ellis et al., 2018). In the case of events in swarm 2, it is possible that the trapped fluid due to impermeable rocks locally increased the pressure at a shallower depth, creating a pressure gradient between top and bottom and allowing the earthquake swarm to migrate downward.

4. Conclusion

Based on the analysis of the spatio-temporal distribution of families of events in swarm-2, the events in this swarms were fluid-related. Events in swarm 2 were associated with over-pressured fluids trapped by impermeable rocks. The local increase of pressure created a pressure gradient and allowed the downward migration of a pressure wave, and initiated earthquake swarms in a downward direction.

The earthquake swarm in this study provides additional insight into the interaction between fluid and earthquake swarms beneath the subducting slabs. The identification of earthquake swarms in this study reveals an origin of swarms other than the plate interface.

Data and Resources

The seismic waveform was obtained from the BMKG waveform catalog <https://geof.bmkg.go.id/webdc3/> (last accessed in January 2020). Waveform cross-correlation was done using the waveform cross-correlation toolbox for MATLAB (<https://geoscience-community-codes.github.io/GISMO/>, last accessed February 2020, Thompson & Reyes, 2018). Figures and plots were made using the Generic Mapping Tools (www.soest.hawaii.edu/gmt/; Wessel & Smith, 2013).

References

Buurman, H. & M. E. West. (2010). Seismic Precursors to Volcanic Explosions During the 2006 Eruption of Augustine Volcano. In: Power, J.A., Coombs, M.L., and Freymueller, J.T., (eds.) U.S. *Geological Survey Professional Paper 1769*, 41 – 57.

Green, D. N. & J. Neuberg. (2006). Waveform classification of volcanic low-frequency earthquake swarms and its implication at Soufrie`re Hills Volcano, Montserrat. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 153, 51 – 63, doi:10.1016/j.jvolgeores.2005.08.003

Hacker, B. R., G. A. Abers, & S. M. Peacock. (2003). Subduction factory 1. Theoretical mineralogy, densities, seismic wave speeds, and H₂O contents. *J. Geophys. Res.* 108, No. B1, 2029, doi:10.1029/2001JB001127

Hacker, B. R., S. M. Peacock, G. A. Abers, & S. D. Holloway. (2003). Subduction factory 2. Are intermediate-depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration reactions?. *J. Geophys. Res.* 108, No. B1, 2030, doi:10.1029/2001JB001129

Hainzl, S. (2004). Seismicity patterns of earthquake swarms due to fluid intrusion and stress triggering. *Geophys. J. Int.* 159, 1090–1096 doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02463.x

Hainzl, S., T. Fischer, & T. Dahm. (2012). Seismicity-based estimation of the driving fluid pressure in the case of swarm activity in Western Bohemia. *Geophys. J. Int.* 191, 271–281, doi: 10.1111/j.1365-246X.2012.05610.x

Hayes, G. P., D. J. Wald, & R. L. Johnson. (2012). Slab1.0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries. *J. Geophys. Res.* 117, B01302, doi:10.1029/2011JB008524.

Hayes, G. (2018). Slab2 - A Comprehensive Subduction Zone Geometry Model: U.S. Geological Survey data release, <https://doi.org/10.5066/F7PV6JNV>

Holtkamp, S. G. & M. R. Brudzinski. (2011). Earthquake swarms in circum-Pacific subduction zones. *Earth Planet. Sci. Lett.* 305, 215–225, doi:10.1016/j.epsl.2011.03.004

Holtkamp, S. G., M. E. Pritchard & R. B. Lohman. (2011). Earthquake swarms in South America. *Geophys. J. Int.* 187, 128–146 doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05137.x

Hovotec-Ellis, A. J., D. R. Shelly, D. P. Hill, A. M. Pitt, P. B. Dawson, & B. A. Chouet. (2018). Deep fluid pathways beneath Mammoth Mountain, California, illuminated by migrating earthquake swarms. *Sci. Adv.* 4, eaat5258

Irsyam, M., S. Widiyantoro, D. Natawidjaja, I. Meilano, A. Rudyanto, S. Hidayati, W. Triyoso, N. Hanifa, D. Djarwadi, L. Faizal, et al. (2017). *Peta Sumber and Bahaya Gempa Indonesia tahun 2017*. Ministry of Public Works and Housing, Bandung, Indonesia (in Bahasa Indonesia).

Kirby, S. H. (1995). Intraslab earthquakes and phase changes in subducting lithosphere, *Rev. Geophys.* 33, 287-297

Kopp, H., E.R. Flueh, C.J. Petersen, W. Weinrebe, A. Wittwer, & Meramex Scientists. (2006). The Java margin revisited: Evidence for subduction erosion off Java, *Earth Planet. Sci. Lett.* 242, 130–142

Koulali, A., S. McClusky, S. Susilo, Y. Leonard, P. Cummins, P. Tregoning, I. Meilano, J. Efendi, & A. B. Wijanarto. (2016). The kinematics of crustal deformation in Java from GPS observations: Implications for fault slip partitioning. *Earth Planet. Sci. Lett.* 458, 69–79 <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2016.10.039>

Masson, D., L. M. Parson, J. Milsom, G. Nichols, N. Sikumbang, B. Dwiyanto, & H. Kallagher. (1990). Subduction of seamounts at the Java Trench: a view with long-range side-scan sonar. *Tectonophysics* 185, 51 – 65

Nguyen, N., J. Griffin, A. Cipta, & P. R. Cummins. (2015). Indonesia's historical earthquakes: Modelled examples for improving the national hazard map. *Geoscience Australia Record* 23, <http://dx.doi.org/10.11636/Record.2015.023>

Shelly, D. R. & D. P. Hill. (2011) Migrating swarms of brittle-failure earthquakes in the lower crust beneath Mammoth Mountain, California. *Geophys. Res. Lett.* 38, L20307, doi:10.1029/2011GL049336

Shelly, D. R., D. P. Hill, F. Massin, J. Farrell, R. B. Smith, & T. Taira. (2013). A fluid-driven earthquake swarm on the margin of the Yellowstone caldera. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 118, 4872–4886, doi:10.1002/jgrb.50362.

Sirait, A. M. M., A. Meltzer, J. Stachnik, M. Ramdhan, and N. Heryandoko. (2019). Evidence of subduction zone

- segmentation: Finite-difference tomography and earthquake relocation along the Java margin. *AGU Fall Meeting, San Francisco, USA, 9–13 December 2019*.
- Smyth H., R. Hall, J. Hamilton, & P. Kinny. (2005). East Java: Cenozoic basin, volcanoes, and ancient basement. *Proceeding, Indonesian Petroleum Association, Thirtieth Annual Convention and Exhibition, IPA05-G-045*
- Smyth, H., R. Hall, G., & J. Nichols. (2009). Cenozoic volcanic arc history of East Java, Indonesia: The stratigraphic record of eruptions on an active continental margin. In: Draut, A.E., Clift, P.D., and Scholl, D.W. (eds.), *Formation and Applications of the Sedimentary Record in Arc Collision Zones: Geological Society of America Special Paper 436*, p. 199–222, doi: 10.1130/2008.2436(10)
- Thompson G. & Reyes, C. (2018). *GISMO - a seismic data analysis toolbox for MATLAB (Version 1.20b)*, <http://geoscience-community-codes.github.io/GISMO/>, <http://doi.org/10.5281/zenodo.1404723>
- van Keken, P. E., B. R. Hacker, E. M. Syracuse, & G. A. Abers. (2011). Subduction factory: 4. Depth-dependent flux of H₂O from subducting slabs worldwide, *J. Geophys. Res.*, 116, B01401, doi:10.1029/2010JB007922
- Vavryčuk V. & P. Hrubcová. (2017). Seismological evidence of fault weakening due to erosion by fluids from observations of intraplate earthquake swarms. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 122, 3701–3718, doi:10.1002/2017JB013958
- Vidale, J. E. & P. M. Shearer. (2006). A survey of 71 earthquake bursts across southern California: Exploring the role of pore fluid pressure fluctuations and aseismic slip as drivers. *J. Geophys. Res.*, 111, B05312, doi:10.1029/2005JB004034
- Wessel, P., W. H. F. Smith, R. Scharroo, J. Luis, & F. Wobbe (2013). Generic Mapping Tools: Improved Version Released, *EOS Trans. AGU* 94, 409–410, doi:10.1002/2013EO450001.
- White, L. T., N. Rawlinson, G. S. Lister, F. Waldhauser, B. Hejrani, D. A. Thompson, D. Tanner, C. G. Macpherson, H. Tkalčić, & J. P. Morgan. (2019). Earth's deepest earthquake swarms track fluid ascent beneath nascent arc volcanoes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 521, 25–36, <http://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.05.048>

Identifikasi Profil Nikel Laterit di Lapangan X Berdasarkan Data Bor dengan Metode Pembelajaran Mesin

Zulkifli M. Tahir, Felix Mulia Hasudungan Sihombing, dan Wannu

¹ Program Studi Geologi, Departemen Geosains, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Universitas Indonesia, Kampus UI Depok, 16424, Indonesia

² PT Vale Indonesia Tbk., Jl. Ternate 44 Sorowako, Nuha - Luwu Timur, Sulawesi Selatan, 92984, Indonesia

*Narahubung: kifyltahir737@gmail.com

Abstrak

Sebagian besar cadangan nikel di dunia ditemukan dalam bentuk nikel besi-oksida yang disebut laterit. Endapan nikel laterit terbentuk dari proses pelapukan yang panjang dan meliputi pengayaan supergen dan pelapukan kimiawi. Endapan ini tersusun dari tiga lapisan yaitu limonit, saprolit dan batuan dasar yang secara keseluruhan disebut profil nikel laterit. Penelitian ini menggunakan data foto inti batuan dari salah satu lapangan milik P.T. Vale Indonesia Tbk. Metode yang digunakan adalah metode pembelajaran mesin tersupervisi yaitu *convolutional neural network* dengan tujuan untuk mengetahui kemampuan pembelajaran mesin dalam melakukan prediksi profil nikel laterit berdasarkan data foto. Model yang dibuat berdasarkan metode *convolutional neural network* memiliki akurasi 87% dan memiliki tren akurasi yang cenderung meningkat seiring dengan bertambahnya proses pembelajaran (*epoch*). Perbandingan antara litologi hasil prediksi dan litologi sebenarnya yang dilihat berdasarkan ilustrasi *drillhole* dan model geologi menunjukkan bahwa model yang dibuat sudah cukup baik dalam melakukan prediksi profil nikel laterit secara keseluruhan. Kelebihan penggunaan metode pembelajaran mesin dalam prediksi profil nikel laterit di antaranya adalah mengoptimalkan waktu dan meningkatkan konsistensi dalam penentuan lapisan laterit berdasarkan karakteristik visual. Di sisi lain, kekurangan pada metode ini yaitu masih cukup banyak kesalahan prediksi pada penentuan saprolit dan batuan dasar.

Kata kunci: Nikel laterit, limonit, saprolit, batuan dasar, pembelajaran mesin

1. Pendahuluan

Produksi nikel Indonesia mencapai angka 190 ribu ton per tahun dan mencakup 8% dari total cadangan nikel di seluruh dunia. Pulau Sulawesi merupakan salah satu daerah dengan tingkat produksi nikel paling maju di Indonesia (Solihin, 2012). Keterdapatan deposit ini berkaitan dengan distribusi ofiolit berumur Kapur Awal hingga Miosen, yang terbentang di Indonesia bagian timur (mencakup Sulawesi, Halmahera, dan Papua) (Kadarusman, 2009). Ofiolit yang berada di Sulawesi terdistribusi secara luas di Sulawesi Tengah dan Timur dan dikenal sebagai *East Sulawesi Ophiolite* (ESO) yang merupakan salah satu ofiolit terbesar di dunia. Hal ini didukung oleh kondisi iklim, topografi, vegetasi dan kontrol struktur geologi yang memicu pembentukan deposit dalam jumlah yang besar dengan ukuran yang bervariasi. Deposit terbesar ditemukan di daerah Sorowako, Pomalaa, Bahodopi dan LaSampala (van Leeuwen & Pieters, 2011). Penelitian ini dilakukan pada salah satu lapangan wilayah kerja P.T. Vale Indonesia Tbk. yang secara administratif terletak di Sorowako, Sulawesi Selatan.

Studi mengenai karakteristik nikel laterit umumnya menggunakan analisis geokimia dan interpretasi profil laterit oleh ahli geologi, namun seringkali perbedaan perspektif menimbulkan interpretasi yang berbeda dalam penentuan profil laterit. Oleh karena itu, penulis mengharapkan penggunaan pembelajaran mesin (*machine learning*) dalam penentuan profil laterit berdasarkan data foto dapat membantu mengoptimalkan waktu, meningkatkan konsistensi penentuan secara visual, dan memberikan interpretasi yang lebih objektif.

2. Tinjauan Teoretis

Pulau Sulawesi terbagi ke dalam empat wilayah litotektonik yang dibatasi oleh dislokasi tektonik berskala besar dan sesar naik (Katili, 1978; Parkinson, 1996; Hall & Wilson, 2000 dalam Kadarusman dkk., 2004). Daerah penelitian termasuk ke dalam Mandala Timur yang juga dikenal sebagai Sabuk Ofiolit Sulawesi Timur (*East Ophiolite Belt*). Mandala ini terdiri dari kompleks ofiolit berumur Miosen dan sedimen *pelagic* hasil rombakan batuan ultrabasa pada Lengan Timur dan Tenggara Sulawesi (Hamilton, 1979). Berdasarkan Peta Geologi Lembar Malili yang dibuat oleh Simandjuntak dkk. (1991), daerah penelitian merupakan bagian dari Kompleks Ultrabasa yang tersusun dari batuan ultrabasa berumur Tersier.

Nikel laterit merupakan produk laterisasi pada batuan kaya magnesium (Mg) atau batuan ultrabasa yang memiliki kandungan nikel primer sebesar 0.2–0.4% (Golightly, 2010). Proses laterisasi meliputi pemecahan mineral primer dan pelepasan beberapa komponen kimia dari mineral tersebut ke dalam air tanah, *leaching* dari komponen yang bersifat mudah terlarut (*mobile*), konsentrasi residu dari komponen yang bersifat tidak mudah terlarut (*immobile*) atau komponen yang tidak larut, dan formasi dari mineral baru yang lebih stabil pada lingkungan pelapukan. Efek dari transformasi mineral dan perbedaan sifat *mobile* dari elemen menghasilkan strata atau perlapisan di atas batuan dasar yang dikenal sebagai profil laterit (Elias, 2002).

Pembelajaran mesin merupakan bagian dari ilmu komputer yang memberikan kemampuan pada komputer untuk melakukan pembelajaran tanpa pemrograman yang

jasas (eksplisit) (Samuel, 1959). Pembelajaran mesin terbagi menjadi pembelajaran tersupervisi (*supervised learning*) dan pembelajaran tidak tersupervisi (*unsupervised learning*). Pembelajaran tersupervisi merupakan algoritma pembelajaran mesin yang melakukan pengambilan keputusan secara otomatis dengan menggeneralisasi contoh yang telah diketahui.

Convolutional neural network (CNN) merupakan salah satu metode *deep learning* yang dapat digunakan untuk memproses dataset citra berukuran besar. Seiring bertambahnya waktu peningkatan daya komputasi dan jumlah data pelatihan yang tersedia, CNN tidak lagi terbatas pada persepsi visual namun telah berhasil dalam tugas yang lain, seperti pengenalan suara dan pemrosesan bahasa alami (*natural language processing*). Terdapat dua arsitektur dari CNN, yaitu *convolutional layers* dan *pooling layers* (Géron, 2017).

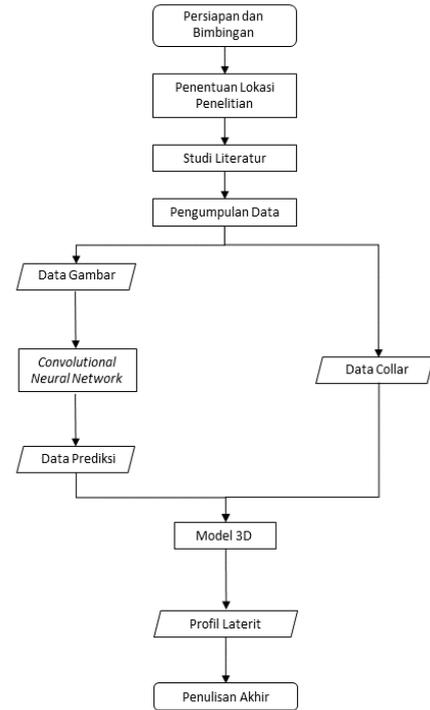
Penggunaan metode CNN dalam bidang geologi telah dilakukan sebelumnya oleh De Lima dkk. (2019) pada penelitian yang berjudul “*Deep Convolutional Neural Networks as a Geological Image Classification Tool*”. De Lima dkk. (2019) melakukan klasifikasi pada beberapa jenis data seperti gambar mikrofossil, inti batuan, sayatan tipis, dan sampel makro. Akurasi yang dihasilkan pada penelitian tersebut tergolong tinggi yaitu lebih dari 0.81.

Penentuan profil nikel laterit pada daerah penelitian akan dilakukan dengan analisis data foto. Penentuan zona profil laterit dilakukan berdasarkan perbedaan fitur pada gambar yaitu warna dan tekstur yang kemudian akan diolah secara otomatis dengan metode *convolutional neural network*. Pada penelitian ini dilakukan pelatihan dan pengujian data untuk pembelajaran mesin sehingga mampu melakukan prediksi setiap lapisan laterit yaitu limonit, saprolit dan batuan dasar berdasarkan deteksi fitur pada data foto. Hal ini bertujuan untuk menghasilkan model yang tepat dalam penentuan profil laterit di lokasi yang berbeda. Penentuan parameter algoritma juga dilakukan untuk mengoptimalkan akurasi yang didapatkan.

3. Metode Penelitian

Metode penelitian terdiri dari tahap pendahuluan, tahap pengumpulan data, tahap pengolahan data, tahap pembuatan model CNN, tahap pelatihan dan pengujian, proses prediksi, tahap evaluasi, tahap pembuatan model geologi dan tahap penyusunan laporan. Gambar 1 mengilustrasikan diagram alir pada penelitian ini. Data yang digunakan merupakan data gambar yaitu foto inti batuan yang telah diberikan label “LIM” untuk limonit, “SAP” untuk saprolit, dan “BRK” untuk batuan dasar. Data tersebut digunakan dalam proses pelatihan dan pengujian model CNN yang telah dibuat. Setelah mendapatkan model dengan kinerja yang sesuai, proses selanjutnya adalah melakukan prediksi. Prediksi dilakukan pada data yang memiliki label dan tidak memiliki label namun telah diberi kode pada penamaan setiap data. Jumlah data yang digunakan adalah 6300 data untuk proses pelatihan dan pengujian, sedangkan untuk prediksi digunakan 300 data yang memiliki label dan 5820 data yang tidak memiliki label. Selanjutnya dilakukan pemodelan geologi 3D untuk

mengetahui persebaran dari limonit, saprolit dan batuan dasar pada daerah penelitian. Model geologi dibuat berdasarkan hasil prediksi dan nilai sebenarnya dan dilakukan perbandingan pada kedua model.



Gambar 1. Diagram alir penelitian.

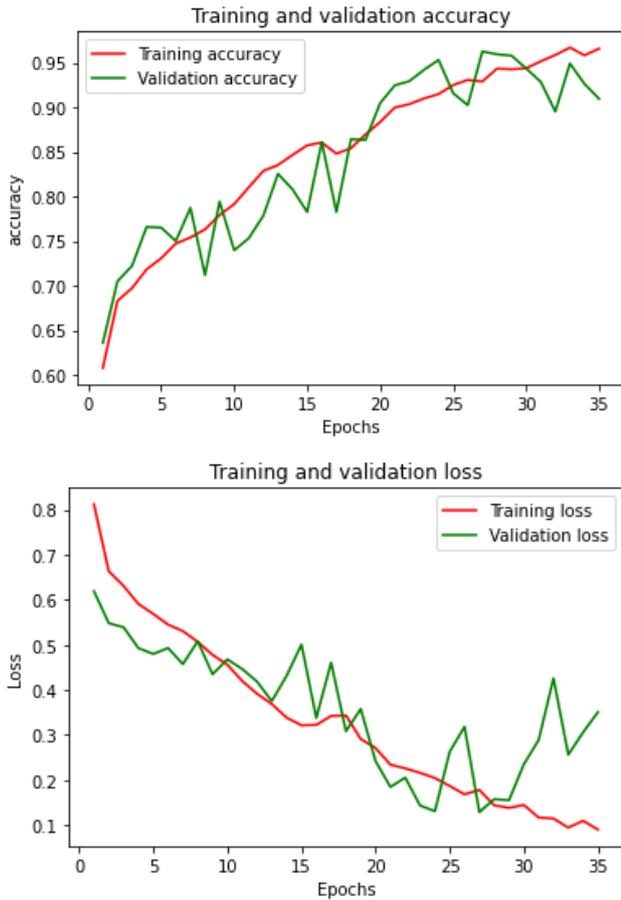
4. Hasil dan Pembahasan

Berdasarkan data yang digunakan dalam penelitian ini, limonit memiliki beberapa variasi warna di antaranya berwarna coklat kemerahan dan coklat kekuningan yang diketahui memiliki komposisi mineral dominan yang berbeda namun dengan komposisi kimia yang relatif sama. Selain limonit, saprolit juga memiliki beberapa variasi yang dapat ditemukan seperti variasi warna, keterdapatannya boulder, dan hard saprolite atau rocky saprolite. Saprolit dengan variasi warna diketahui memiliki komposisi mineral dominan kedua yang berbeda namun dengan komposisi kimia yang relatif sama. Boulder memiliki karakteristik visual dan komposisi kimia yang sama dengan batuan dasar. *Hard saprolite* juga memiliki karakteristik yang sama dengan batuan dasar namun berbeda pada komposisi kimia. Batuan dasar memiliki karakteristik berwarna abu-abu dengan komposisi mineral dominan adalah olivin, piroksen, dan serpentin.

Model Convolutional Neural Network

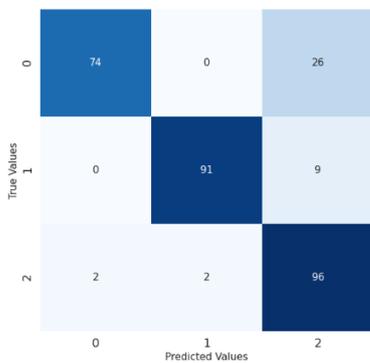
Performa dari suatu model pembelajaran mesin dapat dilihat berdasarkan nilai akurasi dan nilai *loss* atau kerugian pada setiap *epoch* atau pembelajaran. Pada penelitian ini *batch size* yang digunakan berjumlah 60 dengan *epoch* 35. Performa model didapatkan setelah dilakukan proses pelatihan dan pengujian yang kemudian ditampilkan dalam bentuk grafik pembelajaran yang terlihat pada Gambar 2. Berdasarkan grafik tersebut diketahui bahwa model yang dibuat memiliki peningkatan dalam melakukan prediksi

karena semakin meningkat nilai akurasi dan semakin kecil nilai *loss*, berarti semakin baik model dalam melakukan klasifikasi.



Gambar 2. Grafik performa model CNN yaitu nilai akurasi (atas) dan nilai *loss* (bawah).

Nilai akurasi menunjukkan persentase data yang benar diklasifikasikan sesuai nilai kelas atau labelnya. Nilai akurasi dapat diketahui berdasarkan perhitungan pada *confusion matrix*. Pada *confusion matrix*, informasi yang didapatkan adalah persentase dari hasil prediksi yang sesuai dan tidak sesuai dengan nilai sebenarnya seperti yang terlihat pada Gambar 3.



Gambar 3. *Confusion matrix* untuk hasil prediksi data yang menggunakan label dengan keterangan 0 untuk batuan dasar, 1 untuk limonit, dan 2 untuk saprolit.

Label 0 menunjukkan kelas batuan dasar, label 1 menunjukkan kelas limonit, dan label 2 menunjukkan kelas saprolit. Berdasarkan data tersebut dapat disimpulkan bahwa model yang dibuat sudah cukup mampu membedakan limonit dan saprolit namun belum cukup baik membedakan batuan dasar dan saprolit. Berdasarkan perhitungan *confusion matrix* didapatkan hasil akurasi dari model yang dibuat adalah $((74 + 91 + 96) / (74 + 0 + 26 + 0 + 91 + 9 + 2 + 2 + 96)) \times 100\% = 87\%$.

Prediksi dilakukan menggunakan dua jenis data yaitu data yang telah diberi label dan data yang tidak memiliki label. Label yang dimaksud merupakan kode folder, di mana setiap data yang memiliki jenis kelas yang sama telah digabungkan ke dalam satu folder. Untuk data yang tidak memiliki label, digunakan kode dalam penamaan untuk mengetahui nilai kelas sebenarnya, nama *well*, *tray* dan *section*. Kedua jenis data ini merupakan data yang belum pernah dimasukkan ke dalam model.

Pada prediksi data yang memiliki label terdapat beberapa kesalahan yaitu pada batuan dasar terdapat 26 galat yaitu beberapa hasil prediksi model mengidentifikasi data batuan dasar sebagai saprolit. Pada prediksi limonit terdapat sembilan kesalahan di mana hasil prediksi model mengidentifikasi data limonit sebagai saprolit. Pada prediksi saprolit terdapat empat kesalahan di mana hasil prediksi model mengidentifikasi dua data sebagai limonit dan dua data sebagai batuan dasar.

Pada prediksi data tanpa label hasil yang didapatkan berupa tabel dengan informasi nama data dan nilai litologi hasil prediksi. Setelah itu dilakukan pengolahan kembali pada masing-masing nama data untuk mendapatkan nilai sebenarnya dan kedalaman seperti pada Tabel 1.

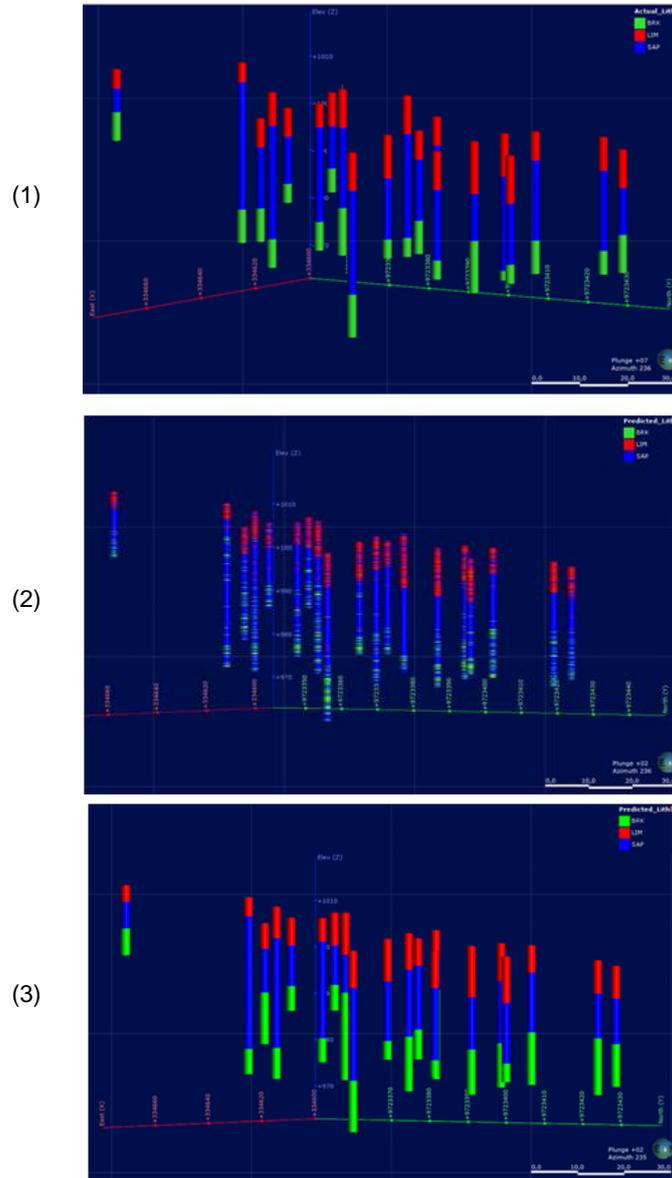
Tabel 1. Contoh hasil akhir prediksi data tanpa label.

| No | Hole_Id | From | To | Predicted Lithology | Actual Lithology |
|----|---------|------|-----|---------------------|------------------|
| 1 | C98051 | 0,1 | 0,2 | LIM | LIM |
| 2 | C98051 | 0,2 | 0,3 | SAP | LIM |
| 3 | C98051 | 0,3 | 0,4 | LIM | LIM |

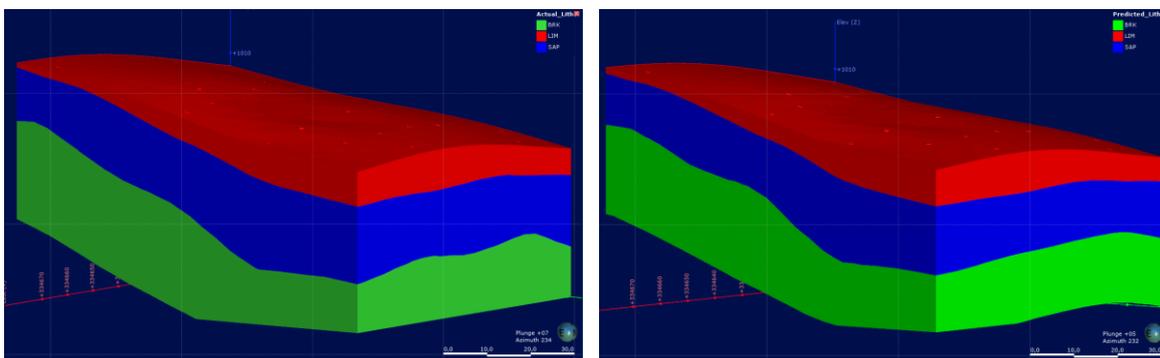
Pemodelan Geologi

Pemodelan geologi dilakukan berdasarkan nilai sebenarnya dan hasil prediksi. Berdasarkan perbandingan pada *drillhole* dengan nilai sebenarnya dan hasil prediksi yang diilustrasikan pada Gambar 4, dapat dilihat bahwa pada *drillhole* dengan nilai litologi sebenarnya memiliki batas antara *layer* yang terlihat dengan jelas. Berbeda dengan *drillhole* hasil prediksi, masih terdapat beberapa kesalahan prediksi sehingga membuat batas *layer* terlihat samar. Oleh karena itu, perlu dilakukan generalisasi agar batas antara ketiga *layer* dapat terlihat jelas dan menghasilkan model geologi yang lebih baik. Proses generalisasi dilakukan dengan menyeragamkan litologi berdasarkan litologi dominan dan melihat posisinya terhadap kedalaman.

Perbandingan selanjutnya dilakukan pada model geologi berdasarkan litologi sebenarnya dan litologi hasil generalisasi yang dapat dilihat pada Gambar 5. Berdasarkan gambar tersebut dapat dilihat bahwa model



Gambar 4. Perbandingan *drillhole* berdasarkan (1) nilai sebenarnya, (2) hasil prediksi, dan (3) hasil generalisasi.



Gambar 5. Perbandingan model 3D berdasarkan (kiri) nilai sebenarnya dan (kanan) berdasarkan hasil prediksi yang telah digeneralisasi.

yang dibuat berdasarkan nilai sebenarnya dan hasil generalisasi tidak memiliki perbedaan yang signifikan. Oleh karena itu, dapat disimpulkan bahwa identifikasi profil nikel laterit berdasarkan data gambar dengan metode *convolutional neural network* memiliki hasil yang cukup

baik. Penggunaan metode ini dapat mempersingkat waktu penentuan identifikasi profil laterit untuk studi pendahuluan. Penggunaan metode ini juga mampu meningkatkan konsistensi dalam penentuan profil laterit berdasarkan karakteristik visual. Akan tetapi, metode ini juga memiliki

kekurangan, di antaranya masih banyak kesalahan prediksi yang terjadi pada penentuan saprolit dan batuan dasar. Hal ini dikarenakan adanya *boulder* dan *hard saprolite* yang memiliki karakteristik hampir sama dengan batuan dasar namun masih dimasukkan ke dalam saprolit. Oleh karena itu, perlu dilakukan korelasi model geologi yang dibuat berdasarkan data gambar dan model geologi yang dibuat berdasarkan komposisi kimia.

5. Kesimpulan

Profil nikel laterit pada penelitian terdiri dari limonit, saprolit dan batuan dasar. Pada limonit terdapat variasi warna yaitu coklat kemerahan dan coklat kekuningan yang diketahui disebabkan oleh adanya perbedaan kandungan mineral yang mendominasi. Pada saprolit terdapat variasi warna yaitu coklat kemerahan dan coklat kekuningan di mana keduanya dibedakan berdasarkan mineral dominan kedua. Terdapat variasi lain pada saprolit seperti adanya *boulder* dan *hard saprolite* yang memiliki ciri visual yang hampir sama dengan batuan dasar. Batuan dasar memiliki karakteristik berwarna abu-abu dengan komposisi mineral paling dominan olivin, piroksen, dan serpentin.

Berdasarkan perhitungan pada *confusion matrix* model yang dibuat menggunakan metode *convolutional neural network* memiliki akurasi yang baik yaitu 87%. Nilai akurasi yang cenderung tinggi ini sebanding dengan performa model yang dilihat berdasarkan nilai akurasi dan *loss* pada hasil pelatihan dan pengujian.

Penggunaan pembelajaran mesin yaitu *convolutional neural network* dalam penentuan profil nikel laterit memiliki beberapa kelebihan dan kekurangan. Kelebihan yang dimiliki yaitu dapat melakukan penentuan profil nikel laterit berdasarkan data gambar yaitu foto inti batuan untuk studi pendahuluan dengan lebih cepat dan meningkatkan konsistensi penentuan kelas atau litologi berdasarkan karakteristik visual. Kekurangan yang dimiliki diantaranya

model masih belum cukup baik dalam membedakan saprolit dan batuan dasar yang disebabkan karena adanya variasi seperti *boulder* dan *hard saprolite*.

References

- De Lima, R. P., Bonar, A., Coronado, D. D., Marfurt, K., & Nicholson, C. (2019). Deep convolutional neural networks as a geological image classification tool. *Sediment. Rec.*, 17, 4-9.
- Elias, M. (2002). Nickel Laterite Deposit-geological overview, resources and exploitation. Giant ore deposits: Characteristic, genesis and exploration. *CODES Special Publication 4*: 205-220
- Géron, A. (2017). *Hands-on Machine Learning with Scikit-Learn and Tensorflow*. USA: O'Reilly Media, Inc.
- Golightly, J. P. (2010). Progress in understanding the evolution of nickel laterites. In: Goldfarb R.J, Marsh EE, Monecke T (eds) *The Challenge of Finding New Mineral Resources: Global Metallogeny, Innovative Exploration, and New Discoveries Volume II*. Society of Economic Geologists Special Publication 15, pp 451-475
- Hamilton, W. (1979). *Tectonics of the Inonesian Region*. Washington: United States Government Printing Office.
- Kadariusman, A., Miyashita, S., Maruyama, S., Parkinson, C. D., & Ishikawa, A. (2004). Petrology, Geochemistry, and Paleogeographic Reconstruction of the East Sulawesi Ophiolite, Indonesia. *Tectonophysics* 392, 55-83
- Kadariusman, A. (2009). Ultramafic Rocks Occurences In Eastern Indonesia and Their Geological Setting. *Proceedings PIT IAGI SEMARANG 2009 The 38th IAGI Annual Convention and Exhibition, Semarang*.
- Samuel, A. L. (1959). Some studies in machine learning using the game of checkers. *IBM. J. Res. Develop.* 3(3), 210-229.
- Simandjuntak, T.O., Rusmana E., Surono & Supandjono J. B. (1991). *Peta Geologi Lembar Malili, Sulawesi*. Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi.
- Solihin. (2012). *Pengolahan bijih nikel kadar rendah untuk mendukung industri baja tahan karat*. Jakarta: LIPI.
- Van Leeuwen, T. M., & Pieters, P. E. (2011). Mineral Deposits of Sulawesi. *Proceeding of The Sulawesi Mineral Resources 2011 Seminar MGEI-IAGI*, 1-131.