



JURNAL GEOSAINS TERAPAN

VOLUME 6 NO. 2 | OKTOBER 2024 | DEPARTEMEN GEOSAINS FMIPA UI

T. H. W. KRISTYANTO, U. WUSQA, T. Y. R. DESTYANTO, M. M. LANNY W. PANDJAITAN, LUKAS
1—12 Studi Longsor Berbasis Kecerdasan Buatan: Sebuah Tinjauan

JESSICA STEPHANIE TULIS, ANNE MEYLANI MAGDALENA SIRAIT, SUPARTOYO
13—24 Analisis Bahaya Gempa Bumi Menggunakan Metode Probabilistic Seismic Hazard Analysis (PSHA) di Pulau Madura, Jawa Timur

M. N. AZIZAH, A. A. VALENCIA, A. KUSWANTO
25—38 Application of Electrical Resistivity Method with Peak and Flat Base Electrodes to Detect A Potential Water Leakage Underneath A Water Pool in Kiara Payung, Sumedang, West Java

AZELIA MAUDINE KHADIJAH FAHIRA, ISKANDARSYAH, AGUS KUSWANTO, JUNAEDI ABDULAH
39—57 Pemodelan Metode Resistivitas 4D untuk Identifikasi Penyebab Longsor di Wilayah Asrama Kampus Lapangan Geologi Karangsembung

REZA SYAHPUTRA
58—68 Anisotropy of magnetic susceptibility: Application to tectonics and basin evolution

Studi Longsor Berbasis Kecerdasan Buatan: Sebuah Tinjauan

T.H.W. Kristyanto^{1,2,3*}, U. Wusqa^{1,4}, T.Y.R. Destyanto⁵, M.M. Lanny W. Pandjaitan⁶, dan Lukas⁷

¹ Prodi Geologi, FMIPA, Universitas Indonesia, Kota Depok 16424, Indonesia

² Prodi Doktor Teknik Geologi, Universitas Padjadjaran, Jatinangor, 45363, Indonesia

³ Profesi Teknik, Universitas Katolik Indonesia Atma Jaya, Jakarta, 50196, Indonesia

⁴ Prodi Pengelolaan Sumberdaya Alam dan Lingkungan, Sekolah Pascasarjana, IPB University, Kota Bogor, 16129, Indonesia

⁵ Jurusan Teknik Industri, Universitas Atma Jaya Yogyakarta, Sleman, 12930, Indonesia

⁶ Program Magister Teknik Elektro, Universitas Katolik Indonesia Atma Jaya, Jakarta, 12930, Indonesia

⁷ Kelompok Keahlian Teknik Kognitif (CERG), Universitas Katolik Indonesia Atma Jaya, Jakarta, 12930, Indonesia

*Narahubung: twin.hosea@sci.ui.ac.id

Abstrak

Tanah longsor masih menjadi topik hangat dalam diskusi bencana geologi, termasuk Indonesia. Berbagai metode, termasuk Artificial Intelligence (AI), digunakan untuk melakukan pengembangan penelitian tentang topik tanah longsor. Oleh karena itu, makalah ini bertujuan untuk menyajikan tinjauan komprehensif studi longsor berbasis AI yang berfokus pada area aplikasi tertentu, metode rekayasa fitur (FEM), dan sumber Digital Elevation Model (DEM) yang digunakan dalam penelitian. Penelitian ini menggunakan metode kualitatif dengan pendekatan tinjauan sistematis terhadap studi longsor terkini (2012-2022) yang diteliti secara sistematis dalam suatu sintesis. Eksplorasi menghasilkan 26 makalah dari jurnal atau prosiding terindeks nasional dan internasional, yang disaring menjadi 12 artikel yang membahas atau menyebutkan area aplikasi tertentu, FEM, dan sumber DEM. Analisis menunjukkan bahwa aplikasi AI dalam studi longsor didominasi untuk pemetaan kerentanan longsor dan masih sedikit untuk aplikasi lain. Hal ini juga menunjukkan bahwa hampir semua studi longsor berbasis AI memilih SRTM sebagai sumber DEM. Mengenai FEM, hanya lima artikel yang membahas pemilihan faktor longsor yang penting. Ada empat FEM yang digunakan dalam studi tersebut, yaitu deduksi variabel, model faktor kepastian, algoritma C.45, dan peringkat kepentingan variabel. Dari analisis mendalam terhadap 13 artikel tersebut, dapat disimpulkan bahwa studi longsor berbasis AI di Indonesia masih perlu dikembangkan alih-alih berfokus pada pemetaan kerentanan longsor saja. Studi untuk menemukan faktor longsor yang efektif dan sumber daya DEM yang kompatibel menggunakan AI juga dapat menjadi peluang baru bagi para ahli longsor.

Kata kunci: Tanah Longsor, Studi Tanah Longsor Berbasis AI, Metode Rekayasa Fitur

1. Pendahuluan

Tanah longsor masih menjadi topik hangat dalam diskusi bencana geologi, termasuk Indonesia. Banyak peneliti melakukan berbagai pendekatan terkait tanah longsor di Indonesia. Studi tanah longsor tersebut membahas berbagai jenis masalah seperti penyelidikan lokasi (termasuk analisis stabilitas lereng), pemantauan tanah longsor, pemetaan tanah longsor, analisis tanah longsor untuk kasus-kasus tertentu, dan area diskusi lainnya. Penelitian semacam itu memang akan berkembang secara luas di masa depan (Chikalamo et al., 2020; Fathani et al., 2014; Naing et al., 2018; Oh et al., 2010).

Berbagai metode, termasuk beragam Artificial Intelligence (AI), digunakan untuk melakukan

pengembangan penelitian tentang topik tanah longsor. Banyak jenis metode AI dan bagaimana mereka digunakan dalam diskusi tanah longsor bervariasi. Beberapa dari studi ini mengklaim hasil yang membanggakan dalam kesimpulan mereka, yang memberi kesan bahwa semua metode dan aplikasi AI mempengaruhi penelitian tanah longsor. Diskusi tersebut menunjukkan bahwa studi longsor berbasis AI telah berkontribusi dalam mengembangkan penelitian longsor di Indonesia (Aditian et al., 2018; Dia et al., 2021; Ilmy et al., 2021a; Samodra & Nugroho, 2022; Umar et al., 2014; Xue et al., 2022).

Misalnya, berbagai metode AI telah menghasilkan model dan peta tanah longsor yang kuat. Peta longsor berkualitas tinggi, dengan

akurasi antara 85->95%, diproduksi menggunakan berbagai jenis pendekatan AI seperti Logistic Regression (LR), Support Vector Machine (SVM), Decision Tree (DT), dan Artificial Neural Network (ANN). Dalam banyak kasus, kinerja mereka juga diperangi dan dibandingkan dengan menemukan yang paling kuat. "Persaingan" ini juga secara tidak sadar membantu mengembangkan produksi model tanah longsor untuk masalah mitigasi (Adition et al., 2018; Darminto dkk., 2021; Xue et al., 2022).

Seperti area diskusi lainnya, penelitian tanah longsor juga melibatkan banyak fitur atau variabel. Penelitian tanah longsor, seperti pemetaan kerentanan, selalu menggunakan banyak parameter untuk membangun peta berkualitas tinggi. Pemetaan kerentanan longsor menggunakan pendekatan AI di Indonesia juga, dalam beberapa kasus, termasuk pemilihan fitur atau modifikasi dalam prosedur mereka. Memang bisa mengembangkan performa model atau peta (Bachri dkk., 2021; Darminto dkk., 2021; Xue et al., 2022).

Di sisi lain, peneliti sering membandingkan kinerja metode AI dalam menghasilkan studi longsor dengan berbagai jenis Digital Elevation Model (DEM). Pemilihan sumber DEM melibatkan beragam pertimbangan seperti ketersediaan, resolusi, kompatibilitas, dll. Diversifikasi ini menggunakan sumber DEM juga menghasilkan hasil pemodelan yang berbeda yang juga menarik untuk dibahas (Aldi dkk., 2021; Irawan dkk., 2021; Samodra & Nugroho, 2022a).

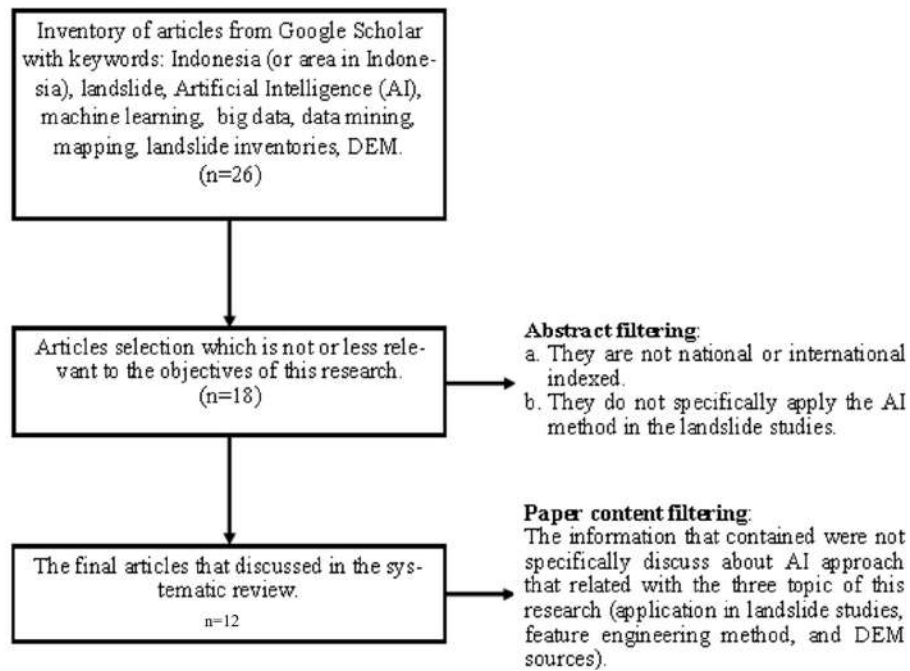
Contoh-contoh studi longsor berbasis AI di Indonesia menunjukkan bahwa studi-studi ini masih berkembang dan akan terus berlanjut di masa depan. Banyak peluang dalam aplikasi pendekatan AI ini di daerah longsor dapat digali

dan dikembangkan. Namun, sejauh yang penulis cari, belum ada tinjauan sistematis terhadap studi tanah longsor berbasis AI di Indonesia, terutama berfokus pada tiga topik tanah longsor ini. Oleh karena itu, makalah ini bertujuan untuk menyajikan tinjauan komprehensif studi tanah longsor berbasis AI yang berfokus pada area aplikasi tertentu, metode rekayasa fitur, dan sumber Metode Elevasi Digital (DEM) yang digunakan dalam penelitian.

2. Data dan Metode

Penelitian ini menggunakan metode kualitatif dengan pendekatan tinjauan sistematis terhadap kajian longsor terkini (2012-2022) yang dikatalogkan dan diinvestigasi secara sistematis secara sintesis. Metode ini dilakukan dengan melakukan survei ekstensif terhadap hasil penelitian terdahulu melalui pencarian berbagai artikel ilmiah terkait studi longsor berbasis AI di Indonesia yang telah dipublikasikan. Eksplorasi tersebut menghasilkan 26 makalah dari jurnal atau prosiding terindeks nasional dan internasional.

Proses tinjauan sistematis ditindaklanjuti dengan inventarisasi berbagai literatur yang membahas aplikasi spesifik metode AI dalam tanah longsor, metode rekayasa fitur dalam penelitian, dan sumber DEM yang digunakan dalam penelitian. Pencarian artikel terbatas pada periode publikasi dari 2012 hingga 2022. Sebanyak 26 artikel diinventarisasi dan diurutkan menurut topik yang paling relevan. Ini menghasilkan 12 buah yang membahas atau menyebutkan area aplikasi tertentu, metode rekayasa fitur, dan sumber DEM. Alur pemilihan artikel dalam penelitian ini dapat dilihat pada Gambar 1 di bawah ini (Antosik-Wójcińska et al., 2020; Tehrani et al., 2022; Wee et al., 2020).



Gambar 1. Alur proses inventarisasi artikel dalam tinjauan sistematis.

3. Hasil dan Pembahasan

Aplikasi Metode AI dalam Studi Tanah Longsor

AI itu sendiri dapat didefinisikan sebagai kecerdasan manusia yang dipamerkan oleh mesin. Yang lain mengatakan bahwa AI adalah studi tentang agen cerdas yang memahami lingkungan mereka dan mengambil tindakan untuk memaksimalkan peluang keberhasilan mereka di beberapa tujuan, termasuk dalam kerentanan prediksi tanah longsor. Agar AI yang kuat dapat mencapai tujuannya dengan keandalan tinggi, ia harus memenuhi beberapa persyaratan. Dalam konteks kerentanan longsor, di antaranya adalah akurasi, kinerja, kemampuan menjelaskan, transparansi, akuntabilitas, integritas, reproduktifitas, dan pengawasan oleh manusia (Bini, 2018, hlm. 2358; Helm et al., 2020, hlm. 69).

Model AI akurat dengan menghasilkan lebih sedikit positif dan negatif palsu. Ketika suatu model bekerja dalam kondisi yang tidak pasti, ia berfungsi secara akurat. Kemampuan menjelaskan mengacu pada kemampuan pengguna untuk memprediksi dengan benar hasil model AI untuk input yang

diberikan dan alasan di balik kegagalan model. Dengan memberikan gambaran model yang jelas kepada pengguna, model transparan, sehingga mereka dapat memahami apakah sudah diuji. Model yang akuntabel dapat membenarkan kepada penggunanya keputusan yang dibuatnya. Reprodutifitas model adalah kemampuan untuk mereproduksi semua keputusan yang dibuat oleh sistem jika dilengkapi dengan parameter dan kondisi input yang sama. Sedangkan pengawasan oleh manusia, sebagai persyaratan yang paling kritis, mengacu pada ketersediaan model AI untuk dikendalikan oleh manusia untuk mencegah bahaya (Kaur et al., 2021, hlm. 107–108).

Metode AI sudah digunakan untuk studi longsor di beberapa aplikasi Hampir semua studi longsor menggunakan pendekatan AI untuk mengembangkan peta kerentanan longsor dengan berbagai skala. Setidaknya lima makalah menggunakan Random Forest (RF) untuk membangun peta kerentanan longsor (LSM). Ilmy dkk. menggunakan RF untuk membuat LSM di Kabupaten Pacitan, menghasilkan peta yang kuat dengan akurasi 94%. Pada saat yang sama,

Samodra dan Nugroho menggunakan metode AI yang sama untuk menghasilkan LSM di area yang sama. Mereka membuat kontribusi baru dengan membandingkan data inventarisasi tanah longsor, menggunakan validasi silang spasial dan penyetulan hiperparameter spasial untuk meminimalkan overfitting. Mereka juga menghasilkan model prediksi kinerja yang relatif tinggi dan mengurangi munculnya artefak kerentanan di daerah longsor (Azam & Fardani, 2022, hlm. 1–2; Samodra & Nugroho, 2022b, hlm. 2).

Metode AI populer lainnya yang biasa digunakan untuk membangun LSM adalah Logistic Regression (LR). Setidaknya empat makalah menggunakan pendekatan statistik multivariat ini, di mana beberapa peneliti menggabungkan LR dengan metode AI lain, seperti ANN, DT, atau Frequency Ratio (FR), untuk menghasilkan LSM. LSM yang diproduksi LR memiliki rentang akurasi 68,7-85%. Metode AI lain yang kurang populer yang digunakan untuk menghasilkan LSM di Indonesia adalah ANN, FR, dan DT. Beberapa modifikasi ANN, seperti faktor tertentu ANN dan Deep Neural Network, dikembangkan untuk melakukan analisis yang sama (Aditian et al., 2018;

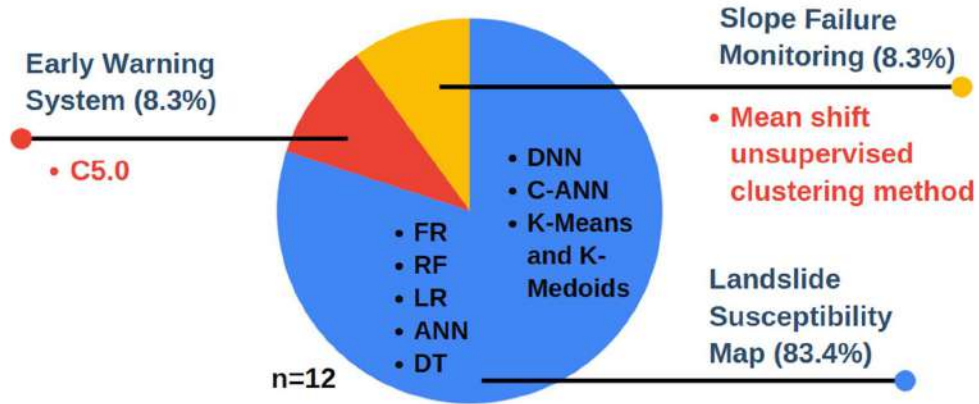
Darminto dkk., 2021; Irawan et al., 2021; Xue et al., 2022).

Selain diterapkan dalam pemetaan kerentanan longsor, metode AI juga digunakan untuk studi longsor lainnya. Drieka dkk. menggunakan metode mean Shift Unsupervised Clustering untuk memantau kegagalan lereng di lokasi tambang Batu Hijau, Provinsi Nusa Tenggara Barat. Penelitian ini berhasil mengelompokkan daerah rawan kegagalan lereng di lokasi penambangan untuk kebutuhan pemantauan. Drieka dkk., (2021) juga melakukan pengelompokan daerah rawan longsor menggunakan metode K-Means dan K-Medoids. Mereka melakukan clustering sebagai upaya mitigasi dalam keadaan darurat merespon potensi terjadinya longsor di Provinsi Jawa Barat (Herviany dkk., 2021). Aplikasi spesifik lainnya disampaikan oleh Susetyo, yang mengembangkan sistem peringatan dini tanah longsor menggunakan metode AI C5.0. Penelitian ini telah berkontribusi pada model deteksi longsor spasial di seluruh Pulau Jawa untuk daerah hotspot dan cold spot longsor. Ringkasan kajian dan penelitian tentang berbagai penerapan metode AI untuk studi longsor di Indonesia disajikan pada Tabel 1. Ilustrasi Tabel 1 disajikan pada Gambar 2 (Susetyo, 2018, hlm. 101).

Tabel 1. Daftar literatur tentang metode AI dalam studi tanah longsor di Indonesia dan kontribusinya

No.	Penulis	Tahun	Lokasi Penelitian	Metode AI	Aplikasi	Kontribusi	Tingkat Keberhasilan
1	Aditian dkk.	2018	Kota Ambon, Provinsi Maluku	FR, LR, ANN	Peta kerentanan tanah longsor	Metode ML yang paling optimal untuk menghasilkan peta kerentanan tanah longsor di area tersebut.	68,8% (RF), 68,7% (LR), 73,4% (ANN)
2	Susetyo dkk.	2018	Pulau Jawa	C5.0	Sistem peringatan dini	Model deteksi longsor spasial di seluruh Pulau Jawa untuk area hotspot dan coldspot longsor.	84.61%
3	Irawan dkk.	2020	Kecamatan Pacet, Kabupaten Mojokerto, Provinsi Jawa Timur	Frequency Ratio dan Logistic Regression	Peta kerentanan tanah longsor	Metode ML yang paling optimal untuk menghasilkan peta kerentanan tanah longsor di area tersebut.	91%

4	Drieka <i>dkk.</i>	2021	Batu Hijau, Provinsi Nusa Tenggara Barat	Metode pengelompokan shift tanpa pengawasan rata-rata	Pemantauan kegagalan lereng	Clustering slope area rawan kegagalan di lokasi penambangan untuk pemantauan.	Belum diuji
5	Aldi <i>dkk.</i>	2021	Distrik Muara Tami, Kota Jayapura, Provinsi Papua	Random Forest	Peta kerentanan tanah longsor	Peta kerentanan Landslide	90%
6	Bachri <i>dkk.</i>	2021	Daerah Aliran Sungai Bendo, Banyuwangi Regenci, Provinsi Jawa Timur	Faktor tertentu Artificial Neural Network (C-ANN)	Peta kerentanan tanah longsor	Optimalisasi model kerentanan longsor menggunakan pemilihan faktor.	91.60%
7	Darminto <i>dkk.</i>	2021	Kabupaten Pacitan, Provinsi Jawa Timur	Random Forest (RF), Decision Tree(DT), dan Logistic Regression (LR)	Peta kerentanan tanah longsor	Metode ML yang paling optimal untuk menghasilkan peta kerentanan tanah longsor di area tersebut.	96% (RF); 86% (DT), dan 85% (LR)
8	Ilmy <i>dkk.</i>	2021	Kabupaten Pacitan, Provinsi Jawa Timur	Random Forest	Peta kerentanan tanah longsor	Peta kerentanan tanah longsor.	94%
9	Herviany <i>dkk.</i>	2021	Provinsi Jawa Barat	K-Means dan K-Medoids	Pengelompokan area longsor	Pengelompokan area rawan longsor untuk tanggap darurat.	N/A
10	Azam dan Fardani	2022	Cililin, Kabupaten Bandung Barat, Provinsi Jawa Barat	Random Forest	Peta kerentanan tanah longsor	Memprediksi area rawan longsor.	73%
11	Xue <i>dkk.</i>	2022	Pulau Lombok, Provinsi Nusa Tenggara Barat	Logistic Regression (LR), Frequency Ratio (FR), Artificial Neural Network (NN), Deep Neural Network (DNN)	Peta kerentanan tanah longsor	Perbandingan peta kerentanan longsor akibat gempa bumi dengan faktor kepentingan yang dipilih dan inventarisasi longsor interval pendek.	-
12	Samodra dan Nugroho	2022	Kabupaten Pacitan, Provinsi Jawa Timur	Random Forest	Peta kerentanan tanah longsor	Benchmarking data inventaris tanah longsor untuk meminimalkan overfitting, menghasilkan model prediksi kinerja yang relatif tinggi, dan mengurangi munculnya kerentanan artefak di daerah longsor.	-



Gambar 2. Distribusi studi longsor berbasis AI Indonesia.

Fitur Metode Rekayasa (FEM)

Tanah longsor dapat dipengaruhi oleh banyak faktor, baik internal maupun eksternal. Banyak peneliti menggunakan berbagai parameter atau fitur untuk menghasilkan model tanah longsor, terutama peta kerentanan. Mereka memiliki pertimbangan dan analisis dalam melibatkan atau menghilangkan faktor-faktor spesifik dalam model mereka. Dalam beberapa kasus, fitur longsor dimodifikasi untuk meningkatkan kualitas model.

Melalui tinjauan sistematis ini, lima dari 13 makalah terpilih membahas metode rekayasa fitur dalam studi tanah longsor mereka menggunakan metode AI. Xue *dkk.* melakukan deduksi faktor iteratif sebagai metode rekayasa fitur. Mereka menggunakan beberapa seri pelatihan model dan pengujian untuk mengevaluasi pentingnya setiap faktor dalam model. Mereka kemudian menggunakan akurasi model sebelumnya untuk menghilangkan faktor yang berbeda berdasarkan akurasi referensi (Xue *dkk.*, 2022).

Bachri *dkk.* (2021) juga mencoba membangun model kerentanan longsor yang dapat diandalkan dengan memilih faktor pengendali longsor yang efektif. Mereka menggunakan metode Certainty Factors (CF) untuk melihat korelasi positif faktor pengendali longsor umum dengan potensi longsor spesifik di DAS Bendo, Kabupaten Banyuwangi,

Provinsi Jawa Timur. Mereka membandingkan akurasi model tanah longsor yang dihasilkan dengan metode ANN sebelum dan sesudah pengendali faktor eliminasi. Ini menunjukkan bahwa model faktor kontrol yang efektif berkinerja lebih baik (Bachri *dkk.*, 2021).

Widiastari *dkk.* (2021), pertimbangkan juga faktor longsor yang paling efektif dalam mitigasi tanah longsor. Model longsor harus mengutamakan faktor-faktor yang mempengaruhi longsor di lokasi tersebut. Oleh karena itu, mereka menggunakan metode klasifikasi C4.5 (pendekatan DT) untuk menentukan faktor mana yang paling berpengaruh terhadap kejadian tanah longsor. Parameter ini kemudian digunakan untuk membangun model tanah longsor yang lebih efektif (Widiastari *dkk.*, 2021).

Darminto *dkk.* (2021) juga menyadari pentingnya faktor pengendali, terutama faktor topografi. Mereka menganalisis kontribusi masing-masing faktor topografi terhadap model longsor di Kabupaten Pacitan, Provinsi Jawa Timur. Ini menunjukkan bahwa elevasi memberikan kontribusi tertinggi sedangkan kelengkungan profil berada di sisi kontras. Peringkat kontribusi faktor dilakukan berdasarkan penurunan rata-rata Gini dari masing-masing faktor dalam model RF yang mereka bangun. Mereka kemudian menjalankan

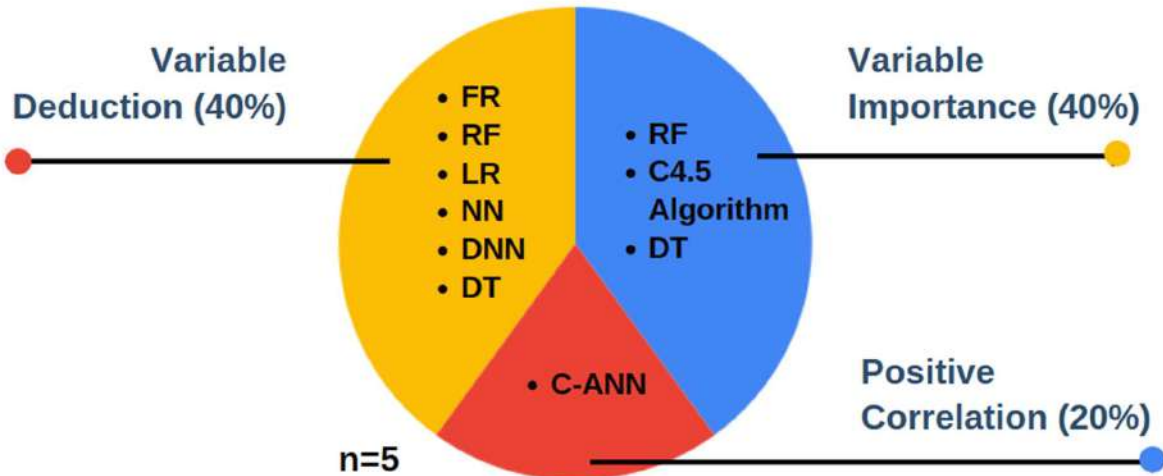
kembali model dengan menghilangkan beberapa faktor untuk membuktikan peringkat mereka (Darminto dkk., 2021).

Ilmy dkk. (2021) tampaknya setuju dengan studi yang disebutkan sebelumnya dengan juga menganalisis pentingnya setiap faktor berdasarkan kontribusi kepentingan relatif yang dihitung dalam model RF. Mereka membahas bahwa sangat penting untuk memilih faktor-faktor efektif dalam

menghasilkan model kerentanan tanah longsor. Kelima preseden tersebut menyiratkan bahwa pemilihan fitur adalah salah satu strategi untuk meningkatkan kualitas model longsor. Rangkuman pembahasan mengenai metode rekayasa fitur dalam studi longsor berbasis AI di Indonesia disajikan pada Tabel 2. Ilustrasi Tabel 2 disajikan pada Gambar 3 (Ilmy dkk., 2021a).

Tabel 2. Daftar literatur tentang metode rekayasa fitur dalam studi longsor berbasis AI di Indonesia

No.	Penulis	Tahun	Lokasi Penelitian	Metode AI	Metode Rekayasa Fitur
1	Bachri dkk.	2021	Daerah Aliran Sungai Bendo, Banyuwangi Regenci, Provinsi Jawa Timur	Faktor tertentu Artificial Neural Network (C-ANN)	Model Faktor Kepastian
2	Widiastri dkk.	2021	Sungai Bohorok, Provinsi Sumatera Utara	Decision Treedengan Algoritma C4.5	Algoritma C4.5
3	Darminto dkk.	2021	Kabupaten Pacitan, Provinsi Jawa Timur	Random Forest (RF), Decision Tree(DT), dan Logistic Regression (LR)	Pengurangan variabel
4	Ilmy dkk.	2021	Kabupaten Pacitan, Provinsi Jawa Timur	Random Forest	Kepentingan Variabel Random Forest
5	Xue dkk.	2022	Pulau Lombok, Provinsi Nusa Tenggara Barat	Logistic Regression (LR) Frequency Ratio (FR) Artificial Neural Network (NN) Deep Neural Network (DNN)	Pengurangan variabel berulang



Gambar 3. FEM dalam Studi Longsor Berbasis AI Indonesia.

Sumber DEM

Kemajuan dalam ketersediaan dan kualitas model elevasi digital (DEM) telah menyebabkan pengembangan penelitian lingkungan berbasis topografi. Data DEM banyak diterapkan untuk

mempelajari erosi, sedimentasi, dan evolusi lanskap. Selain itu, juga digunakan untuk menghitung parameter permukaan bumi, seperti lereng, bentuk lembah, dan pola drainase.

Mengenai DEM yang diturunkan dari satelit, NASA Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) telah mengumpulkan data topografi untuk sekitar 80% permukaan tanah bumi di daerah antara garis lintang 60 °. DEM SRTM yang dirilis untuk Amerika Serikat berada pada resolusi 30 meter dan untuk seluruh dunia pada 90 m. Data SRTM sering memiliki masalah dengan data yang hilang, dan kesalahan vertikal bisa mencapai 15 m di daerah pegunungan.

Banyak peta derivat dapat dihasilkan dari SRTM menggunakan operasi GIS yang relatif sederhana. Tren ini mungkin juga mengapa banyak studi bahaya tanah longsor memasukkan peta turunan. Turunan dari SRTM dapat digunakan dalam analisis heuristik pada skala kecil, dalam

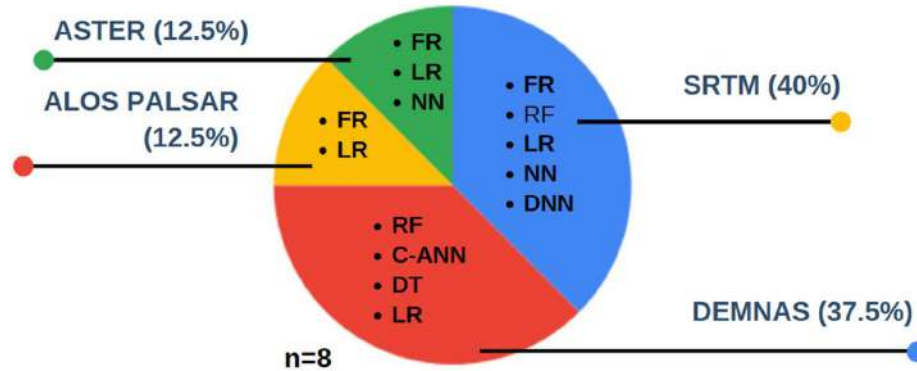
analisis statistik pada skala menengah, dan dalam pemodelan deterministik pada skala besar.

Seperti pada Aldi *et al.* (2021), yang menggunakan SRTM untuk melakukan analisis morfologi, data SRTM resolusi tinggi diproses untuk mengekstrak atribut elevasi dan kemiringan. Atribut ini disimpan dalam format grid, raster, atau indeks matriks. Ilmy *dkk.* (2021) memilih data SRTM untuk mendapatkan variabel elevasi, kemiringan, dan aspek dalam pemetaan kerentanan longsor menggunakan machine learning dengan Google Earth Engine . Rangkuman pembahasan mengenai sumber daya DEM yang digunakan dalam studi longsor berbasis AI di Indonesia disajikan pada Tabel 3. Ilustrasi Tabel 3 disajikan pada Gambar 4 (Ilmy *dkk.*, 2021b).

Tabel 3 Daftar literatur tentang sumber data DEM yang digunakan dalam studi longsor berbasis kecerdasan buatan di Indonesia

No.	Penulis	Tahun	Lokasi Penelitian	Metode AI	Aplikasi di Tanah Longsor	Sumber DEM	Tingkat Keberhasilan
1	Xue <i>dkk.</i>	2022	Lombok, Provinsi Nusa Tenggara Barat	Logistic Regression (LR) Frequency Ratio (FR) Artificial Neural Network (NN) Deep Neural Network (DNN)	Peta kerentanan tanah longsor	SRTM	-
2	Guruh dan Nugroho	2022	Kabupaten Pacitan, Provinsi Jawa Timur	Random Forest	Peta kerentanan tanah longsor	DEMNAS	-
3	Aldi <i>dkk.</i>	2021	Distrik Muara Tami, Kota Jayapura, Provinsi Papua	Random Forest	Peta kerentanan tanah longsor	SRTM	90%
4	Bachri <i>dkk.</i>	2021	Daerah Aliran Sungai Bendo, Banyuwangi Regenci, Provinsi Jawa Timur	Faktor tertentu Artificial Neural Network (C-ANN)	Peta kerentanan tanah longsor	DEMNAS (IFSAR, TERRASAR -X, dan ALOS-PALSAR)	91,60%
5	Darminto <i>dkk.</i>	2021	Kabupaten Pacitan, Provinsi Jawa Timur	Random Forest (RF), Decision Tree(DT), dan Logistic Regression (LR)	Peta kerentanan tanah longsor	Badan Informasi Geospasial Indonesia (Resolusi Tinggi)	96% (RF); 86% (DT), dan 85% (LR)
6	Ilmy <i>dkk.</i>	2021	Kabupaten Pacitan, Provinsi Jawa Timur	Random Forest	Peta kerentanan tanah longsor	SRTM	94%
7	Irawan <i>dkk.</i>	2020	Kecamatan Pacet, Kabupaten	Frequency Ratio dan Logistic Regression	Peta kerentanan tanah longsor	ALOS PALSAR	91%

			Mojokerto, Provinsi Jawa Timur				
8	Adition <i>dkk.</i>	2018	Kota Ambon, Provinsi Maluku	Frequency Ratio Logistic Regression Artificial Neural Network (ANN)	Peta kerentanan tanah longsor	ASTER	68,8% (RF), 68,7% (LR), 73,4% (ANN)



Gambar 4. Sumber data DEM digunakan dalam studi longsor berbasis kecerdasan buatan di Indonesia.

Potensi Pengembangan Penelitian dalam Studi Longsor Berbasis AI di Indonesia (Kontribusi)

Metode AI untuk studi tanah longsor di Indonesia telah sepenuhnya dikembangkan. Metode AI ini terutama digunakan untuk membangun model atau peta kerentanan tanah longsor. Ada beberapa aplikasi AI pada topik lain, setidaknya dalam artikel yang diterbitkan dalam jurnal terakreditasi nasional dan internasional. Distribusi artikel semacam ini mengajarkan kita bahwa banyak daerah yang dapat dijadikan topik diskusi dalam konteks tanah longsor. Metode AI untuk penyelidikan lokasi, seperti analisis stabilitas lereng atau skenario analisis balik peristiwa tanah longsor, dapat menjadi contoh untuk pengembangan studi. Area lain yang dapat disentuh dengan metode ini adalah sistem peringatan dini (EWS) kejadian longsor yang penerapannya minim di Indonesia. Melalui pemodelan EWS yang akurat, juga dapat mendukung upaya mitigasi longsor. Metode AI dapat berkontribusi pada topik ini dengan meningkatkan dan memberikan banyak opsi dalam

mengembangkan EWS tanah longsor menggunakan data terbatas.

Topik rekayasa faktor pengendali longsor juga menjadi peluang yang bisa diambil oleh peneliti longsor di Indonesia. Dengan mengembangkan metode pemilihan faktor efektif, juga dimungkinkan untuk mendapatkan model tanah longsor yang lebih berkualitas. Metode AI juga dapat membantu para ahli untuk meningkatkan faktor tanah longsor untuk meningkatkan tingkat keberhasilan. Misalnya, menggunakan metode AI untuk menentukan peringkat kontribusi setiap parameter terhadap kualitas atau tingkat keberhasilan model tanah longsor.

Topik penelitian yang juga dapat dipertimbangkan adalah analisis kesesuaian atau perilaku masing-masing metode AI dengan sumber DEM yang digunakan dalam membangun model kerentanan longsor. Setiap metode AI tentu memiliki karakteristik tersendiri, yaitu belum tentu kompatibel dengan jenis dan resolusi sebuah citra satelit. Ini adalah bahan utama untuk membangun berbagai data topografi dalam model kerentanan

tanah longsor. Menemukan skala atau resolusi DEM yang paling efektif, menggunakan Metode AI tertentu, untuk membangun model tanah longsor, juga bisa menjadi topik hangat di masa depan. Oleh karena itu, penelitian masa depan tentang topik ini juga akan menjadi kontribusi penting untuk studi tanah longsor di Indonesia.

4. Kesimpulan

Dari kajian dan analisis sistematis perkembangan studi longsor berbasis AI di Indonesia, dapat disimpulkan bahwa kajian longsor berbasis AI di Indonesia masih perlu dikembangkan ke topik yang lebih luas daripada hanya berfokus pada pemetaan kerentanan longsor. Studi menggunakan aplikasi AI untuk meningkatkan prediksi tanah longsor dengan menemukan faktor tanah longsor yang efektif juga dapat menjadi peluang baru bagi para ahli tanah longsor. Perbandingan berbagai sumber daya DEM dalam penerapan studi longsor berbasis AI juga dapat dilakukan untuk menemukan sumber yang paling optimal untuk membangun model longsor yang kuat.

Data dan Sumber Daya

Data diperoleh oleh literatur yang sudah disebutkan dalam daftar pustaka atau referensi.

Referensi

Aditian, A., Kubota, T., & Shinohara, Y. (2018). Comparison of GIS-Based Landslide Susceptibility Models Using Frequency Ratio, Logistic Regression, and Artificial neural Network in a Tertiary Region of Ambon, Indonesia. *Geomorphology*, 318, 101–111. <https://doi.org/10.1016/J.GEOMORPH.2018.06.006>

Aldi, M., Siregar, I. R., & Bilqis, A. (2021). Pemetaan Daerah Rawan Longsor Menggunakan Machine Learning di Kecamatan Muara Tami, Kota Jayapura, Papua. *Jurnal Geofisika*, 19(1), 24–30. <https://doi.org/10.36435/JGF.V19I1.504>

Antosik-Wójcińska, A. Z., Dominiak, M., Chojnacka, M., Kaczmarek-Majer, K., Opara, K. R., Radziszewska, W., Olwert, A., & Świącicki, Ł. (2020). Smartphone as a Monitoring Tool for Bipolar Disorder: a Systematic Review Including Data Analysis, Machine Learning Algorithms and Predictive Modelling. *International Journal of Medical Informatics*, 138, 104131. <https://doi.org/10.1016/J.IJMEDINF.2020.104131>

Azam, F., & Fardani, I. (2022). Prediksi Daerah Potensi Longsor Menggunakan Metode Machine Learning. *Bandung Conference Series: Urban & Regional Planning*, 2(1), 52–60. <https://doi.org/10.29313/BCSURP.V2I1.1694>

Bachri, S., Utomo, K. S. B., Sumarmi, S., Fathoni, M. N., & Aldianto, Y. E. (2021). Optimalisasi Model Artificial Neural Network Menggunakan Certainty Factor (C-ANN) Untuk Pemetaan Kerawanan Tanah Longsor Skala Semi-Detil di DAS Bendo, Kabupaten Banyuwangi. *Majalah Geografi Indonesia*, 35(1), 1–8. <https://doi.org/10.22146/MGI.57869>

Bini, S. A. (2018). Artificial Intelligence, Machine Learning, Deep Learning, and Cognitive Computing: What Do These Terms Mean and How Will They Impact Health Care? *The Journal of Arthroplasty*, 33(8), 2358–2361. <https://doi.org/10.1016/J.ARTH.2018.02.067>

Chikalamo, E. E., Mavrouli, O. C., Ettema, J., van Westen, C. J., Muntohar, A. S., & Mustofa, A. (2020). Satellite-derived Rainfall Thresholds for Landslide Early Warning in Bogowonto Catchment, Central Java, Indonesia. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 89, 102093. <https://doi.org/10.1016/J.JAG.2020.102093>

Darminto, M. R., Widodo, A., Alfatinah, A., & Chu, H. J. (2021). High-resolution Landslide Susceptibility Map Generation using Machine Learning (Case Study in Pacitan, Indonesia). *International Journal on Advanced Science, Engineering and Information Technology*, 11(1), 369–379.

Drieka, E., Kusnantaka, F. C., & Syarbini, K. (2021). The Implementation of Artificial Intelligence for Time Pit Monitoring at Batu Hijau Site, Indonesia. Dalam E. Drieka, F. C. Kusnantaka, & K. Syarbini (Ed.), *Prosiding Temu Profesi Tahunan XXX dan Kongress XI PERHAPI 2021* (Vol. 0, Nomor 0, hlm. 179–188). <https://doi.org/10.36986/PTPTP.V0I0.262>

Fathani, T. F., Karnawati, D., & Wilopo, W. (2014). An Adaptive and Sustained Landslide

- Monitoring and Early Warning System. *Landslide Science for a Safer Geoenvironment: Volume 2: Methods of Landslide Studies*, 563–567. https://doi.org/10.1007/978-3-319-05050-8_87/COVER
- He, Q., Jiang, Z., Wang, M., & Liu, K. (2021). Landslide and Wildfire Susceptibility Assessment in Southeast Asia Using Ensemble Machine Learning Methods. *Remote Sensing* 2021, Vol. 13, Page 1572, 13(8), 1572. <https://doi.org/10.3390/RS13081572>
- Helm, J. M., Swiergosz, A. M., Haeberle, H. S., Karnuta, J. M., Schaffer, J. L., Krebs, V. E., Spitzer, A. I., & Ramkumar, P. N. (2020). Machine Learning and Artificial Intelligence: Definitions, Applications, and Future Directions. *Current Reviews in Musculoskeletal Medicine*, 13(1), 69–76. <https://doi.org/10.1007/S12178-020-09600-8/FIGURES/1>
- Herviany, M., Delima, S. P., Nurhidayah, T., & Kasini, K. (2021). Perbandingan Algoritma K-Means dan K-Medoids untuk Pengelompokan Daerah Rawan Tanah Longsor Pada Provinsi Jawa Barat: Comparison of K-Means and K-Medoids Algorithms for Grouping Landslide Prone Areas in West Java Province. *MALCOM: Indonesian Journal of Machine Learning and Computer Science*, 1(1), 34–40.
- IImy, H. F., Darminto, M. R., & Widodo, A. (2021a). Application of Machine Learning on Google Earth Engine to Produce Landslide Susceptibility Mapping (Case Study: Pacitan). *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 731(1), 012028. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/731/1/012028>
- IImy, H. F., Darminto, M. R., & Widodo, A. (2021b). Application of Machine Learning on Google Earth Engine to Produce Landslide Susceptibility Mapping (Case Study: Pacitan). *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 731(1), 012028. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/731/1/012028>
- Irawan, L. Y., Sumarmi, Bachri, S., Panoto, D., Nabila, Pradana, I. H., Faizal, R., Devy, M. M. R., & Prasetyo, W. E. (2021). The Use of Machine Learning for Accessing Landslide Susceptibility Class: Study Case of Kecamatan Pacet, Kabupaten Mojokerto. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 884(1), 012006. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/884/1/012006>
- Kaur, D., Uslu, S., & Duresi, A. (2021). Requirements for Trustworthy Artificial Intelligence – A Review. *Advances in Intelligent Systems and Computing*, 1264 AISC, 105–115. https://doi.org/10.1007/978-3-030-57811-4_11/COVER
- Naing, M. T., Fathani, T. F., & Wilopo, W. (2018). Estimating the Velocity of Landslide Movement Using Visco-Plastic Model in Jeruk Sub-village, Kulon Progo District, Yogyakarta, Indonesia. *Journal of the Civil Engineering Forum*, 4(3).
- Oh, H. J., Lee, S., & Soedradjat, G. M. (2010). Quantitative landslide susceptibility mapping at Pemalang area, Indonesia. *Environmental Earth Sciences*, 60(6), 1317–1328. <https://doi.org/10.1007/S12665-009-0272-5/FIGURES/6>
- Samodra, G., & Nugroho, F. (2022a). Benchmarking landslide inventory data handling strategies for landslide susceptibility modeling based on different random forest machine learning workflows. *Research Square (Preprint)*. <https://doi.org/10.21203/RS.3.RS-1441095/V1>
- Samodra, G., & Nugroho, F. (2022b). Benchmarking landslide inventory data handling strategies for landslide susceptibility modeling based on different random forest machine learning workflows. *Research Square (Preprint)*. <https://doi.org/10.21203/RS.3.RS-1441095/V1>
- Susetyo, Y. A. (2018). Kombinasi Algoritma Spatial Autocorrelation G* dan Algoritma C5.0 untuk Deteksi Daerah Rawan Longsor di Pulau Jawa. *Jurnal Buana Informatika*, 9(2), 101–114. <https://doi.org/10.24002/JBI.V9I2.1706>
- Tehrani, F. S., Calvello, M., Liu, Z., Zhang, L., & Lacasse, S. (2022). Machine Learning and Landslide Studies: Recent Advances and Applications. *Natural Hazards* 2022, 1–49. <https://doi.org/10.1007/S11069-022-05423-7>
- Umar, Z., Pradhan, B., Ahmad, A., Jebur, M. N., & Tehrany, M. S. (2014). Earthquake Induced Landslide Susceptibility Mapping Using an Integrated Ensemble frequency ratio and logistic regression models in West Sumatera Province, Indonesia. *CATENA*, 118, 124–135. <https://doi.org/10.1016/J.CATENA.2014.02.005>
- Wee, I. J. Y., Kuo, L. J., & Ngu, J. C. Y. (2020). A systematic review of the true benefit of robotic surgery: Ergonomics. *The International Journal of Medical Robotics and Computer Assisted Surgery*, 16(4), e2113. <https://doi.org/10.1002/RCS.2113>
- Widiastari, A., Solikhun, S., & Irawan, I. (2021). Analisa Datamining dengan Metode Klasifikasi

C4.5 Sebagai Faktor Penyebab Tanah Longsor.
Journal of Computer System and Informatics (JoSYC), 2(3), 247–255.

Xue, C., Chen, K., Tang, H., Lin, C., & Cui, W. (2022). Using Short-Interval Landslide Inventories to Build Short-Term and Overall

Spatial Prediction Models for Earthquake-Triggered Landslides Based on Machine Learning for the 2018 Lombok Earthquake Sequence. *Natural Hazards*, 1–21.
<https://doi.org/10.1007/S11069-022-05532-3>

Analisis Bahaya Gempa Bumi Menggunakan Metode *Probabilistic Seismic Hazard Analysis* (PSHA) di Pulau Madura, Jawa Timur

Jessica Stephanie Tulis¹, Anne Meylani Magdalena Sirait^{1,*}, Supartoyo²

¹Geofisika, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Universitas Indonesia, Depok, 16424, Indonesia

²Pusat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Geologi, Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral, Bandung, 40122, Indonesia

*Corresponding author: jessica.stephanie81@ui.ac.id

Abstrak

Gempa bumi berkekuatan 4,8 SR yang terjadi pada 13 Juni 2018 pukul 20.06 WIB di Kabupaten Sumenep, Pulau Madura mengakibatkan 135 bangunan rusak. Usaha mitigasi bencana gempa bumi perlu dilakukan untuk meminimalisir dampak kerusakan dan kerugian jiwa hingga materiil. Salah satu caranya adalah dengan melakukan penelitian mengenai kemungkinan munculnya gempa bumi pada tingkat bahaya tertentu menggunakan metode PSHA (*Probabilistic Seismic Hazard Analysis*). Nilai PGA terendah pada peta periode ulang gempa 2.475 tahun (PoE 2%) hasil penelitian memiliki rentang nilai 0,25 – 0,27 g, sedangkan pada peta milik SNI 1726:2019 memiliki rentang nilai 0,15 – 0,20 g yang keduanya berada di wilayah Kabupaten Sumenep. Nilai PGA pada peta periode ulang gempa 2.475 tahun (PoE 2%) hasil penelitian di Pulau Madura masuk ke intensitas MMI VII (very strong) hingga VIII (severe). Menurut grafik respon SA dalam periode 4 detik di lokasi kejadian gempa 13 Juni 2018, diperlukan revisi kode bangunan nasional SNI 1726:2019 dari percepatan tanah spektral tertinggi 0,45 g menjadi 0,61 g.

Kata kunci: PSHA; bahaya; gempa bumi; Pulau Madura; percepatan tanah maksimum

1. Pendahuluan

Gempa berkekuatan 4,8 SR terjadi pada 13 Juni 2018 pukul 20.06 WIB di Kabupaten Sumenep, Pulau Madura. Dampak dari gempa ini adalah kerusakan ratusan rumah warga. Pemicu gempa bumi ini diduga berasal dari aktivitas Sesar Rembang-Madura-Kangean-Sakala (RMKS). Sesar RMKS memiliki arah barat-timur yang membentuk zona deformasi sepanjang 230 – 258 km (PuSGeN, 2017). Selain sesar RMKS, terdapat juga sesar - sesar lain dalam radius 500 km dari pantai terluar Pulau Madura. Lokasi Pulau Madura sendiri berada pada jarak ~370 km dari zona subduksi bagian selatan Pulau Jawa. Kehadiran sesar aktif dan zona subduksi ini membuat Pulau Madura rawan terhadap bencana gempa bumi, sehingga diperlukan usaha mitigasi bencana gempa bumi agar kerugian jiwa dan materiil dapat diminimalisir.

Salah satu upaya mitigasi bencana gempa bumi adalah melalui analisis bahaya gempa bumi

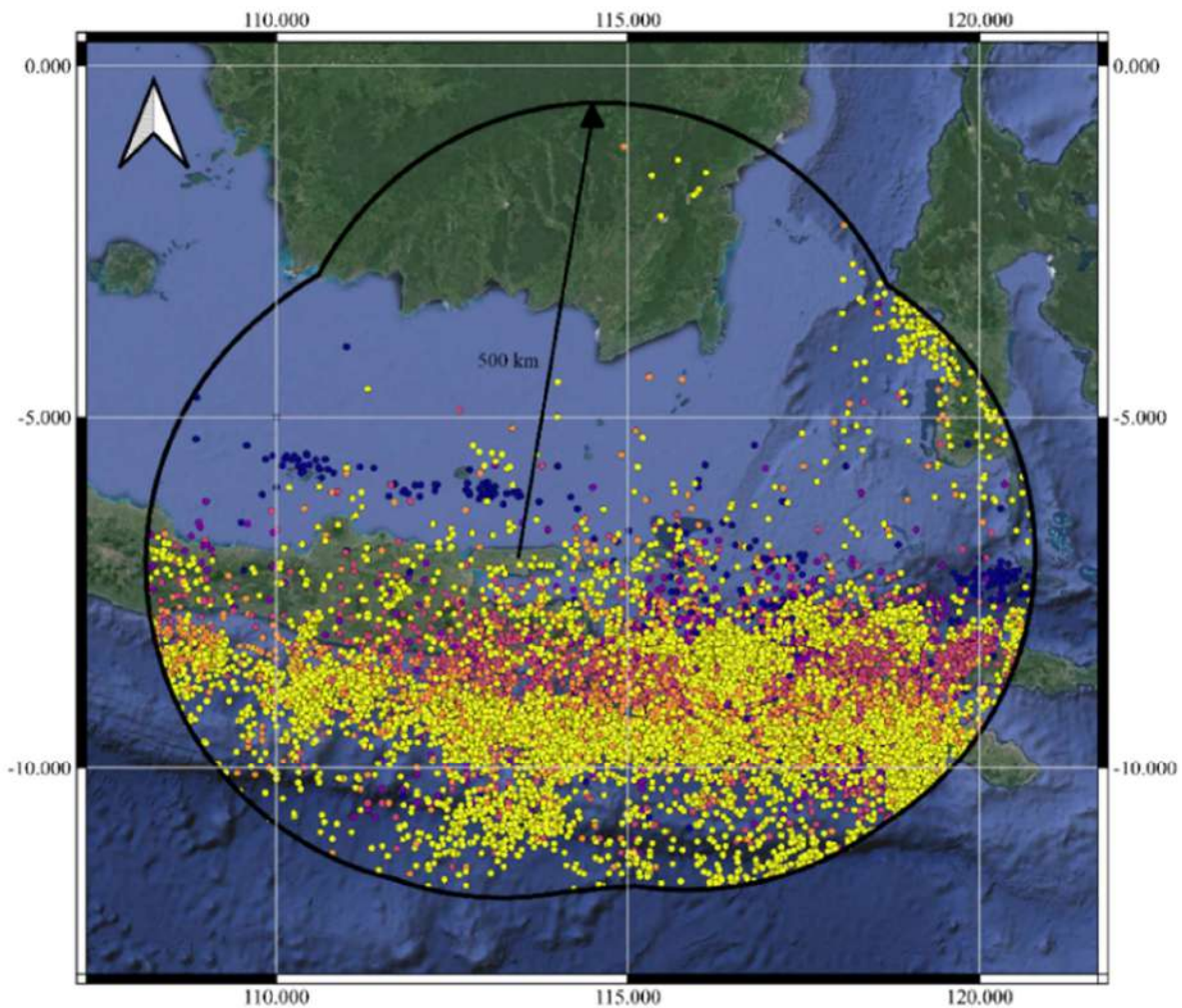
terutama di Pulau Madura. Analisis bahaya gempa ini akan menghasilkan informasi mengenai kemungkinan munculnya gempa bumi pada tingkat bahaya tertentu. Salah satu metode yang dapat membantu menganalisis bahaya kegempaan suatu wilayah adalah metode *Probabilistic Seismic Hazard Analysis* (PSHA). Metode ini mengkombinasikan karakteristik magnitudo, jarak, dan waktu dari riwayat gempa bumi di wilayah penelitian untuk memperkirakan probabilitas atau kemungkinan percepatan gerakan tanah maksimum atau *Peak Ground Acceleration* (PGA) yang mungkin terjadi dalam periode ulang tertentu. Metode PSHA memungkinkan penggunaannya untuk mengidentifikasi faktor ketidakpastian sehingga dapat diukur dan digabungkan dengan hubungan yang rasional untuk menghasilkan gambaran yang lebih detail mengenai perhitungan bahaya gempa bumi (Hutapea & Mangape, 2009).

Melihat kondisi seismotektonik dari Pulau Madura ini, maka penelitian ini bertujuan untuk menganalisis tingkat bahaya gempa bumi berdasarkan probabilitas percepatan tanah maksimum ketika bencana gempa bumi terjadi di Pulau Madura. Probabilitas percepatan tanah di sekitar Pulau Madura dihitung dengan menggunakan Metode *Probabilistic Seismic Hazard Analysis* (PSHA).

2. Data dan Metode

Penelitian akan berfokus pada Pulau Madura dan sekitarnya. Langkah pertama dalam penelitian

ini adalah pemilihan data gempa. Data gempa diambil dari katalog daring International Seismological Center (ISC) (isc.ac.uk terakhir akses di tahun 2021). Gempa bumi yang dipilih adalah yang memiliki informasi parameter gempa yang lengkap (koordinat, waktu kejadian, magnitudo, dan kedalaman) dipilih sebagai data gempa. Berdasarkan kriteria ini, terpilih 15483 kejadian gempa bumi dengan range waktu kejadian dari 5 Juli 1911 hingga 22 Oktober 2021. Range kedalaman gempa adalah 0 - 738 km dan range magnitudo gempa adalah M_w 4.106 – 6.9 (Gambar 1).



Gambar 1. Peta memperlihatkan sebaran 15483 gempa bumi dari 5 Juli 1911 – 22 Oktober 2021 dari katalog ISC (isc.ac.uk). Gempa diplot berdasarkan kedalaman: warna kuning (0 – 50 km), jingga (50 – 100 km), merah (100 – 200 km), ungu (200 – 300 km), dan biru (>300 km). Kurva warna hitam menandakan radius 500 km dari garis pantai teluar Pulau Madura.

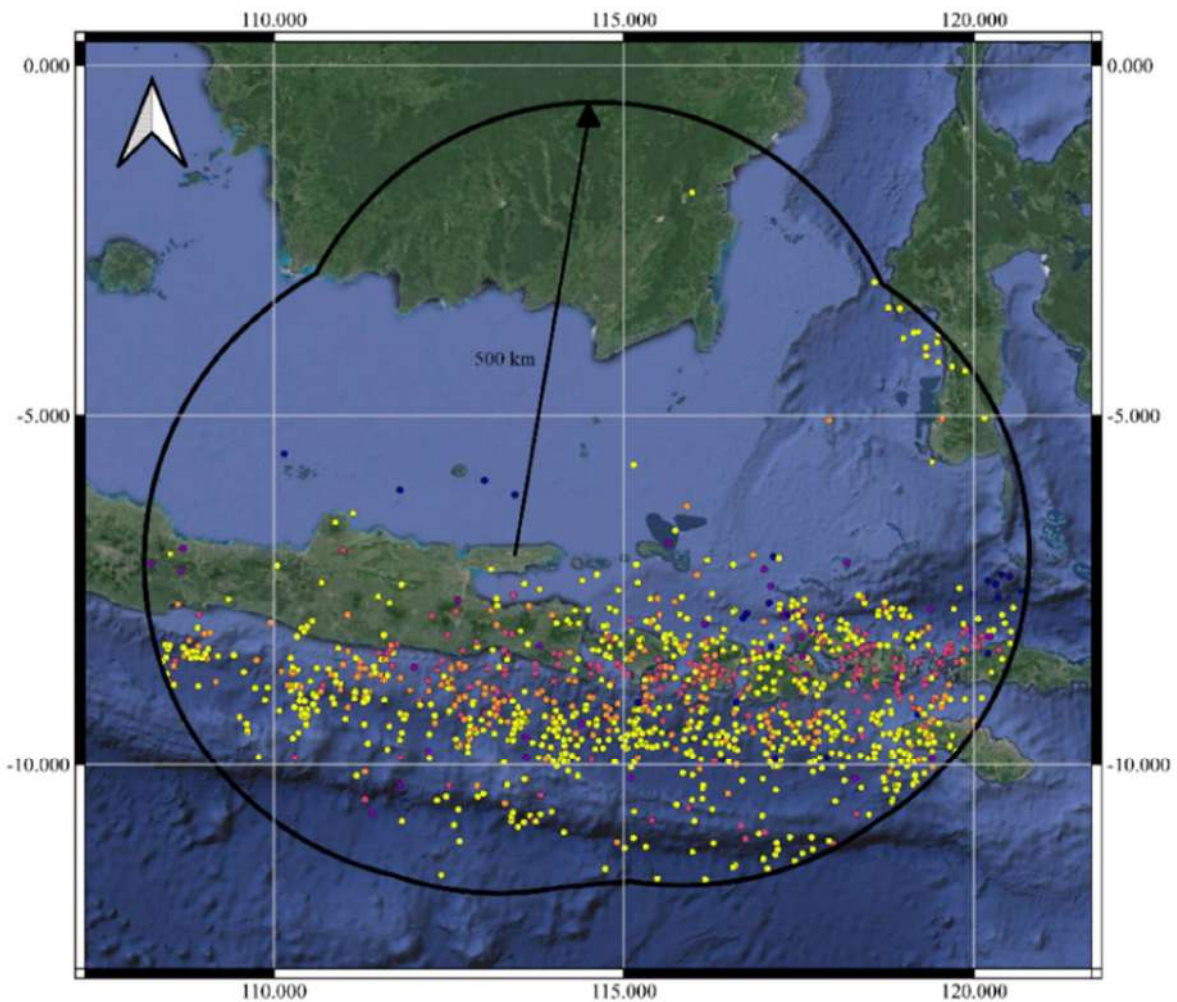
Langkah kedua dalam pengolahan data adalah konversi skala magnitudo gempa yang berbeda menjadi skala Mw (*moment magnitude*). Konversi skala magnitudo menggunakan rumus konversi Scordilis (2005) dan Irsyam et al. (2010a) yang disajikan pada Tabel 1.

Tabel 1. Korelasi konversi skala magnitudo (Scordilis (2005); Irsyam et al. (2010a))

Korelasi Konversi	Rentang Data
$M_w = 0,143(ms^2) - 1,051(ms) + 7,285$	$4,5 \leq ms \leq 8,6$
$M_w = 0,114(mb^2) - 0,556(mb) + 5,560$	$4,9 \leq mb \leq 8,2$
$M_w = 0,787(Me) + 1,537$	$5,2 \leq Me \leq 7,3$
$M_w = 0,58(M_{jma}) + 2,25$	$3,0 \leq M_{jma} \leq 5,5$
$m_b = 0,125(mL^2) - 0,389(mL) + 3,513$	$3,0 \leq mL \leq 6,2$
$mL = 0,717(mD) + 1,003$	$3,0 \leq mD \leq 5,8$

Langkah ketiga dalam pengolahan data adalah proses *declustering* yang berfungsi untuk

memisahkan antara gempa utama atau independen (*mainshock*) dengan gempa dependen (*foreshock* dan *aftershock*). Tujuan langkah ini adalah untuk menghindari peningkatan hasil pada nilai bahaya gempa bumi jika disertai gempa bumi dependen di dalam pemrosesannya (Pacheco dan Sykes, 1992). Pemrosesan *declustering* menggunakan metode Poisson oleh Gardner dan Knopoff (1974) yang terintegrasi di perangkat lunak ZMAP (Wyss dkk, 2001). Proses *declustering* memilih 1127 kejadian gempa bumi independen dalam radius 500 km dari pantai terluar Pulau Madura (Gambar 2).

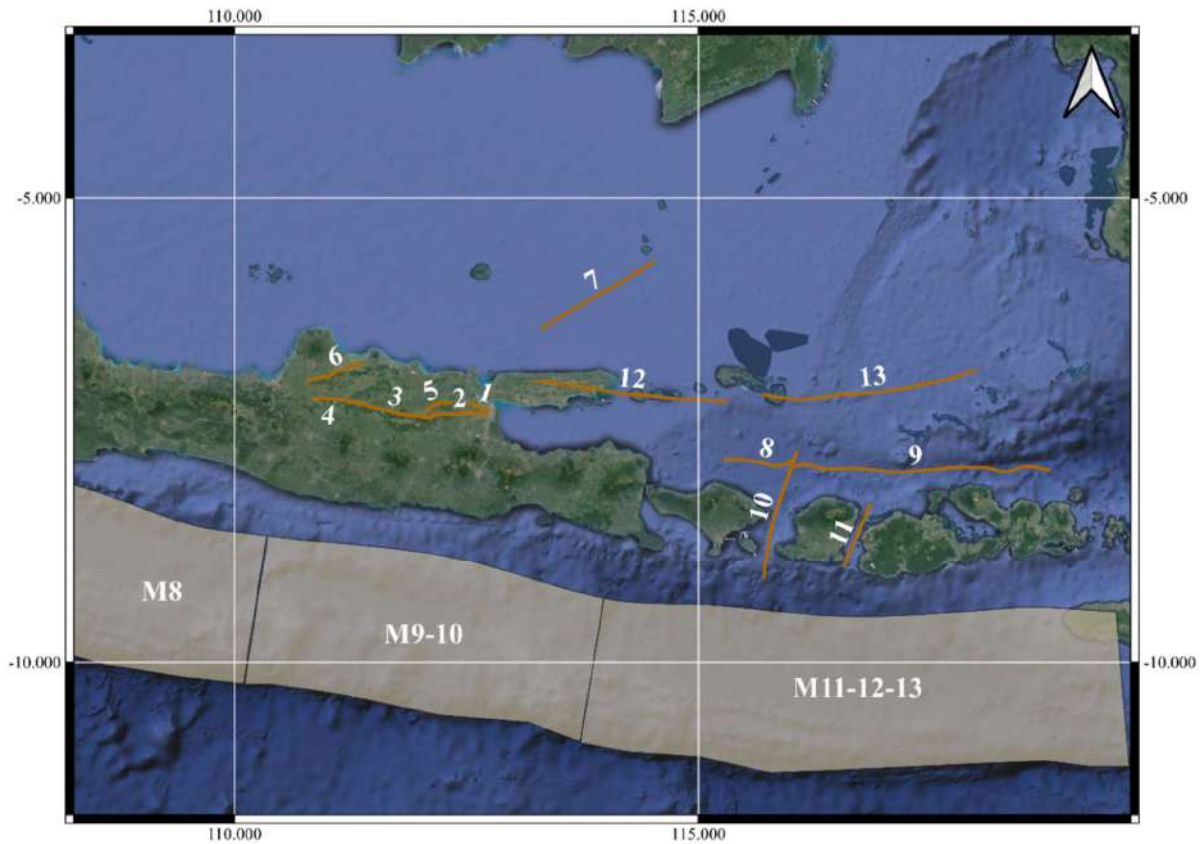


Gambar 2. Peta sebaran 1127 gempa bumi hasil *declustering* dalam radius 500 km dari garis pantai terluar Pulau Madura. Gempa diplot berdasarkan kedalaman: warna kuning (0 – 50 km), jingga (50 – 100 km), merah (100 – 200 km), ungu (200 – 300 km), dan biru (>300 km). Kurva warna hitam menandakan radius 500 km dari garis pantai terluar Pulau Madura.

Langkah keempat dalam pengolahan data adalah identifikasi dan pemodelan sumber gempa yang mempengaruhi Pulau Madura dan sekitarnya. Data diperoleh dari Irsyam, dkk (2010b) dan Muntafi, dkk (2015), dimana gempa bumi di pulau Madura dan sekitarnya dapat dibagi menjadi tiga jenis, yaitu gempa bumi *crustal fault*, gempa bumi subduksi, dan gempa bumi *background*. Gempa bumi *crustal fault* merupakan gempa bumi dangkal yang disebabkan oleh aktivitas patahan aktif (*shallow crustal fault*) dan memiliki efek hingga radius 200 km dari sumber. Gempa subduksi memiliki efek hingga radius 500 km dan kedalaman 300 km dalam radius tersebut (Hutapea dan Mangape, 2009; Purbandini, dkk 2017). Sumber gempa bumi *crustal fault* dimodelkan pada rentang kedalaman 0 – 20 km dan radius 50 km dari patahan. Sumber gempa bumi *subduction* merupakan sumber gempa bumi yang terjadi di bentangan batas pertemuan antar lempeng samudera yang menunjam ke bawah lempeng benua atau zona subduksi (*megathrust interface*). Sumber gempa bumi subduksi dimodelkan pada rentang 0 – 50 km dan berada di *megathrust interface zone*, sedangkan gempa bumi yang terjadi di bawah zona tersebut masuk ke kategori sumber gempa bumi *deep background* atau zona Benioff. Sumber gempa bumi *background* merupakan sumber gempa bumi yang belum diketahui secara jelas sumber terjadinya, namun pada lokasi tersebut didapati adanya kejadian gempa bumi. Selain berdasarkan sumber gempanya, gempa bumi dalam katalog juga dibagi berdasarkan kedalamannya, yaitu *shallow earthquake* dengan rentang kedalaman 0 – 50 km (yang diduga bukan berasal dari patahan maupun subduksi), *intermediate depth earthquake* dengan rentang kedalaman 50 – 100 km (*deep-1*) dan 100

– 150 km (*deep-2*), dan *deep earthquake* dengan rentang kedalaman 150 – 200 km (*deep-3*) dan 200 – 300 km (*deep-4*). Berdasarkan kriteria diatas, sumber – sumber gempa yang mempengaruhi Pulau Madura dan sekitarnya adalah patahan Baribis-Kendeng segmen Surabaya, patahan Baribis-Kendeng segmen Waru, patahan Baribis-Kendeng segmen Cepu, patahan Baribis-Kendeng segmen Purwodadi, patahan Baribis-Kendeng segmen Blumbang, patahan naik Pati, patahan Bawean, Flores *backarc thrust* segmen Bali, Flores *backarc thrust* segmen Lombok – Sumbawa, Lombok *strike slip fault* segmen utara, Sumbawa *strike slip fault* segmen utara, patahan RMKS bagian barat, patahan RMKS bagian timur, zona *megathrust* segmen Jawa bagian barat dan tengah, segmen timur Jawa, dan segmen Sumba (Gambar 3).

Langkah kelima dalam pengolahan data adalah karakterisasi sumber gempa bumi yang meliputi magnitudo maksimum yang dihasilkan, *dip* dan *rake* patahan, geometri patahan, dan *slip rate* patahan. Informasi karakteristik zona subduction didasarkan pada model *dip* Slab 2.0 (Hayes dkk, 2018), magnitudo maksimum, panjang dan lebar zona subduksi, nilai a- dan b. Kedua informasi diperoleh dari PuSGeN (2017). Untuk karakteristik zona *background* didasarkan pada model *dip* Slab 2.0 (Hayes dkk, 2018), nilai a- dan b berdasarkan hukum Gutenberg-Richter (1944) dengan menggunakan *software* ZMAP oleh Wiemer (2001). Hasil dari karakterisasi sumber gempa ini dapat dilihat pada tabel 2 dan 3.



Gambar 3. Peta yang memperlihatkan sesar – sesar dan segmen zona subduksi penyebab gempa bumi yang mempengaruhi Pulau Madura. Patahan ditandai dengan garis merah dimana (1) Baribis-Kendeng segmen Surabaya, (2) Baribis-Kendeng segmen Waru, (3) Baribis-Kendeng segmen Cepu, (4) Baribis-Kendeng segmen Purwodadi, (5) Baribis-Kendeng segmen Blumbang, (6) patahan naik Pati, (7) patahan Bawean, (8) Flores *backarc thrust* segmen Bali, (9) Flores *backarc thrust* segmen Lombok – Sumbawa, (10) Lombok *strike slip fault* segmen utara, (11) Sumbawa *strike slip fault* segmen utara, (12) patahan RMKS bagian barat, (13) patahan RMKS bagian timur. Zona *megathrust* ditandai dengan warna abu – abu, dimana M8 segmen Jawa bagian barat dan tengah, M9 –10 segmen timur Jawa, dan M11-12-13 segmen Sumba.

Tabel 2. Karakteristik sumber gempa bumi patahan di Pulau Madura dan sekitarnya (PuSGen, 2017; Hayes dkk, 2018)

Jenis	Nama	Segmen	Tipe Patahan*	Dip (°)	Rake (°)	L (km)	W (km)	Seismo Depth (km)		Sliprate (mm/tahun)	Mmax
								Upper	Lower		
Fault (patahan)	Baribis-Kendeng Fold-Thrust Zone	Surabaya	R	45S	90	25	30	3	18	0,05	6,8
		Waru	R	45S	90	64	30			0,1	7,2
		Cepu	R	45S	90	100	30			0,1	7,5
		Purwodadi	R	45S	90	38	30			0,1	7
		Blumbang	R	45S	90	31	30			0,05	6,9
	Pati Thrust		SS	90	0	69	30			0,1	6,5
	Bawean Fault		SS	90	0	156	20			0,5	7,6
	Flores Backarc Thrust	Bali	R45N	45	90	84	20			7	7,4
		Lombok-Sumbawa	R45N	45	90	310	20			9,9	8
	Lombok Strait Strikeslip Fault	North	SS	90	0	156	20			0,5	7,6
	Sumbawa Strait Strikeslip Fault	North	SS	90	0	79	20			0,5	7,3
	RMKS Fault	West	SS	90	0	258	20			1,5	7,9
East		SS	90	0	230	20	1,5	7,8			

*Tipe Patahan: R (Reverse), SS (Strike Slip), R45N (Reverse 45° North)

Tabel 3. Karakteristik sumber gempa bumi subduksi (*megathrust interface*) di Pulau Madura dan sekitarnya (PuSGen, 2017)

Jenis	Nama	Dip (°)	Rake (°)	L (km)	W (km)	Seismo Depth (km)		Gutenberg & Richter value		Mmax
						Upper	Lower	a	b	
<i>Subduction (megathrust interface)</i>	M8 (West-Central Java)	20N	90	540	182,5	0	50	6,14	1,10	8,5
	M9-10 (East Java)			404	175,5			6,14	1,10	8,5
	M11-12-13 (Sumba)			653	180			6,81	1,20	7,8
<i>Background</i>	<i>Shallow</i>			-	-	0	50	9,569	1,43	6,12
	<i>deep-1</i>			-	-	50	100	8,457	1,23	5,95
	<i>deep-2</i>			-	-	100	150	8,911	1,28	5,95
	<i>deep-3</i>			-	-	150	200	10,82	1,76	5,75
	<i>deep-4</i>			-	-	200	300	11,07	1,87	5,95

Langkah keenam dalam pengolahan data adalah menentukan atenuasi dari masing – masing model sumber gempa di wilayah penelitian. Untuk *fault* digunakan fungsi atenuasi Boore-Atkinson NGA (Boore-Atkinson, 2014), Campbell-Bozorgnia NGA (Campbell-Bozorgnia, 2014), dan Chiou-Youngs NGA (Chiou-Youngs, 2014). Untuk sumber gempa subduksi digunakan fungsi atenuasi BCHYDRO (Abrahamson et al., 2015), dan untuk gempa *background* digunakan fungsi atenuasi Geomatrix *slab seismicity rock* (Youngs et al., 1997), data AB 2003 gempa *intraslab* data dengan kondisi *BC-rock* (Atkinson-Boore, Worldwide 2003), dan data Vs-30 dari Zhao et al (2006).

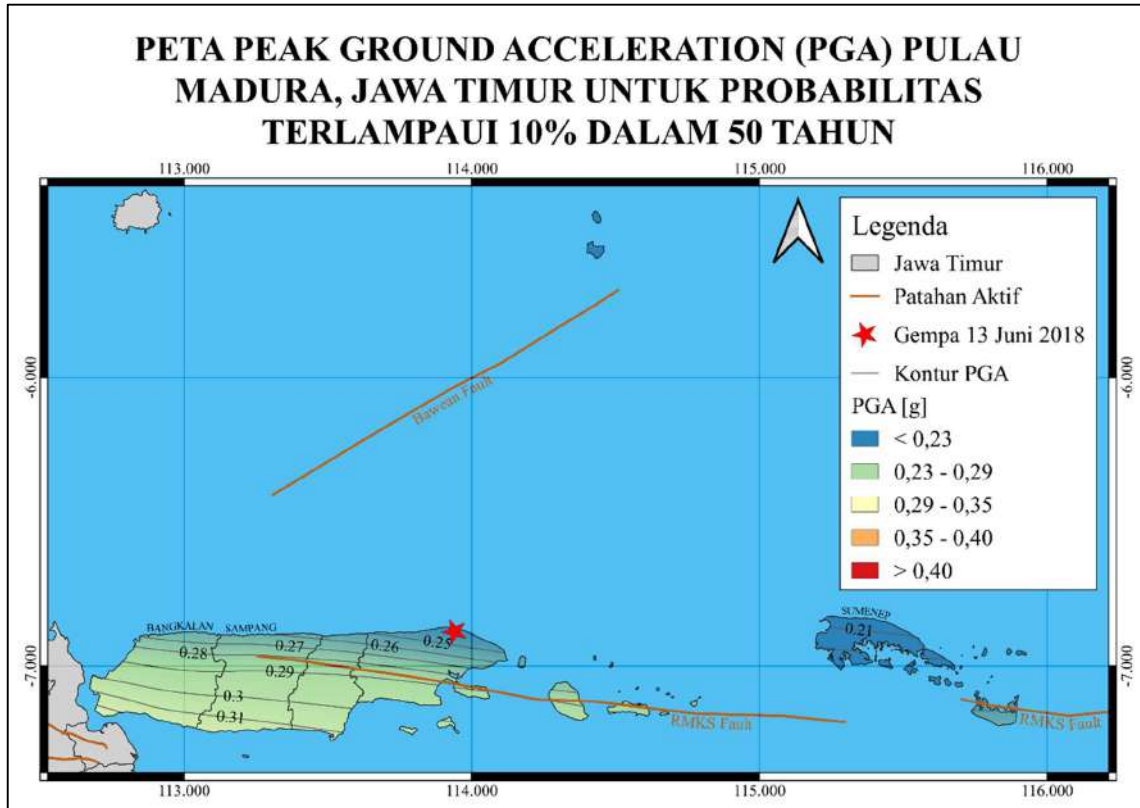
Langkah akhir dari proses ini adalah perhitungan bahaya kegempaan berdasarkan data dan diinformasi diatas dengan menggunakan metode Probabilistic Seismic Hazard Analysis (PSHA) mengikuti langkah – langkah oleh Pagani dkk (2017).

4. Hasil dan Pembahasan

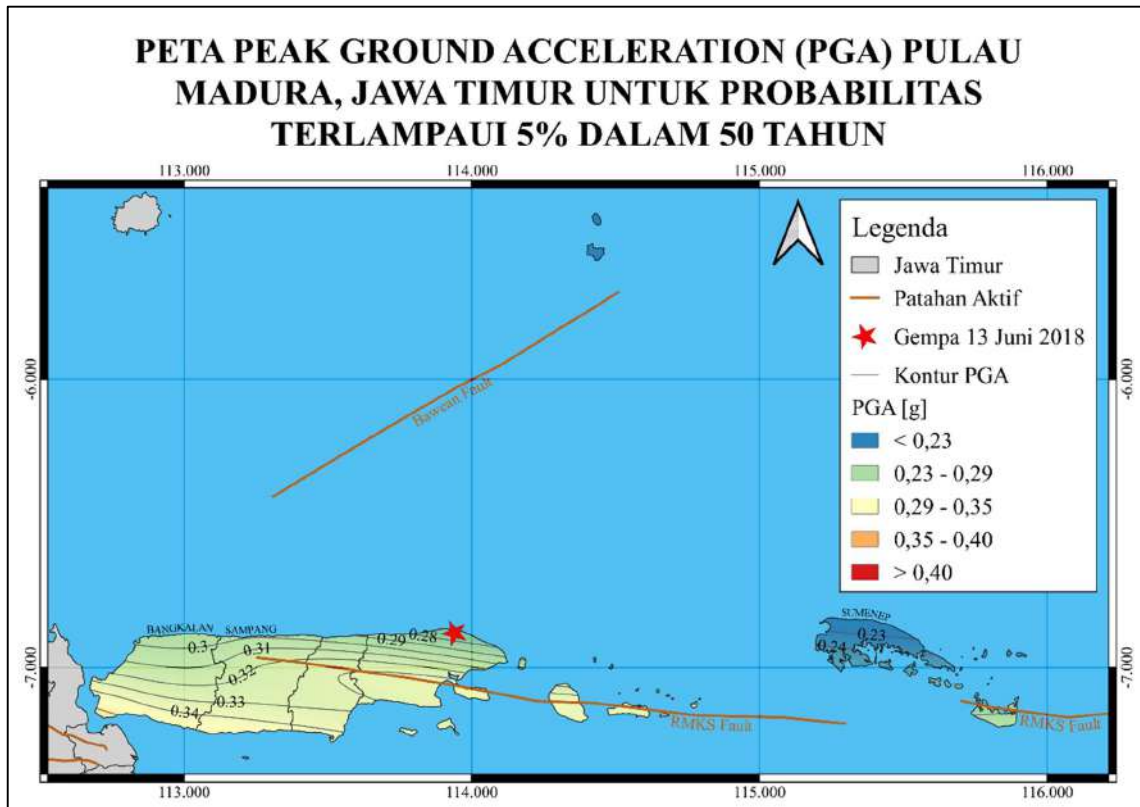
Hasil pengolahan data adalah berupa peta sebagai berikut peta *peak ground acceleration* (PGA) atau percepatan tanah maksimum pada batuan dasar dengan probability of exceedance (PoE) atau probabilitas terlampaui 10%, 5%, dan 2% (periode ulang gempa 475, 975, dan 2.475 tahun) dalam masa guna bangunan 50 tahun. Dari pengolahan data diperoleh nilai PGA berkisar antara 0.21 – 0.31 g untuk PoE 10%, 0.23 – 0.34 g

untuk PoE 5%, dan 0.25 – 0.40 g untuk PoE 2% (Gambar 4).

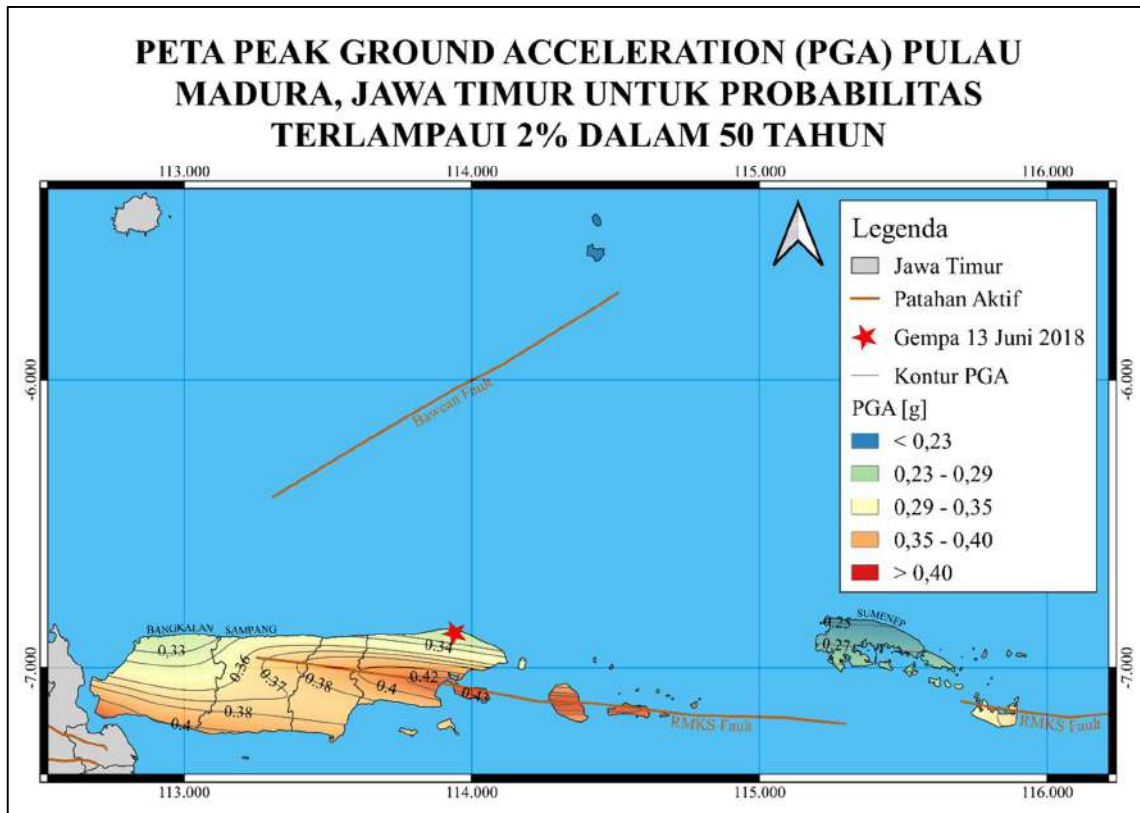
Seiring dengan penurunan persentase probabilitas terlampauinya (PoE), periode ulang gempa akan semakin bertambah panjang dan nilai PGA juga semakin meningkat seiring dengan hal tersebut. Hal ini dapat disebabkan oleh seiring dengan semakin bertambah panjang periode pengulangan gempanya, maka akan semakin banyak gempa bumi dengan magnitudo yang lebih besar muncul di wilayah penelitian (PuSGen, 2017). Secara umum, rentang nilai dan persebaran nilai PGA pada peta periode ulang gempa 2.475 tahun dengan probabilitas terlampaui (PoE) 2% di wilayah penelitian ini relatif sesuai dengan hasil Peta SNI 1726:2019 dengan PoE dan periode ulang yang sama (Gambar 5). Pada Peta SNI, daerah - daerah yang mengalami percepatan tanah yang lebih tinggi dengan 0.30 – 0.40 g adalah Pulau Madura bagian timur dan hasil ini sesuai dengan peta PGA di penelitian ini (Gambar 4c). Hasil PGA ini dapat diasosiasikan dengan patahan RMKS yang letaknya berada di bagian timur Pulau Madura. Namun, nilai PGA di kabupaten Sumenep pada penelitian ini (0.15 – 0.2 g) lebih tinggi dibandingkan dengan nilai PGA dari peta SNI (0.25 – 0.27 g) (Gambar 5). Perbedaan nilai ini dapat terjadi karena akurasi yang berbeda dari hasil perhitungan PGA yang disebabkan karena perbedaan luas wilayah dan jumlah data gempa yang dipakai dalam perhitungan.



(a)



(b)

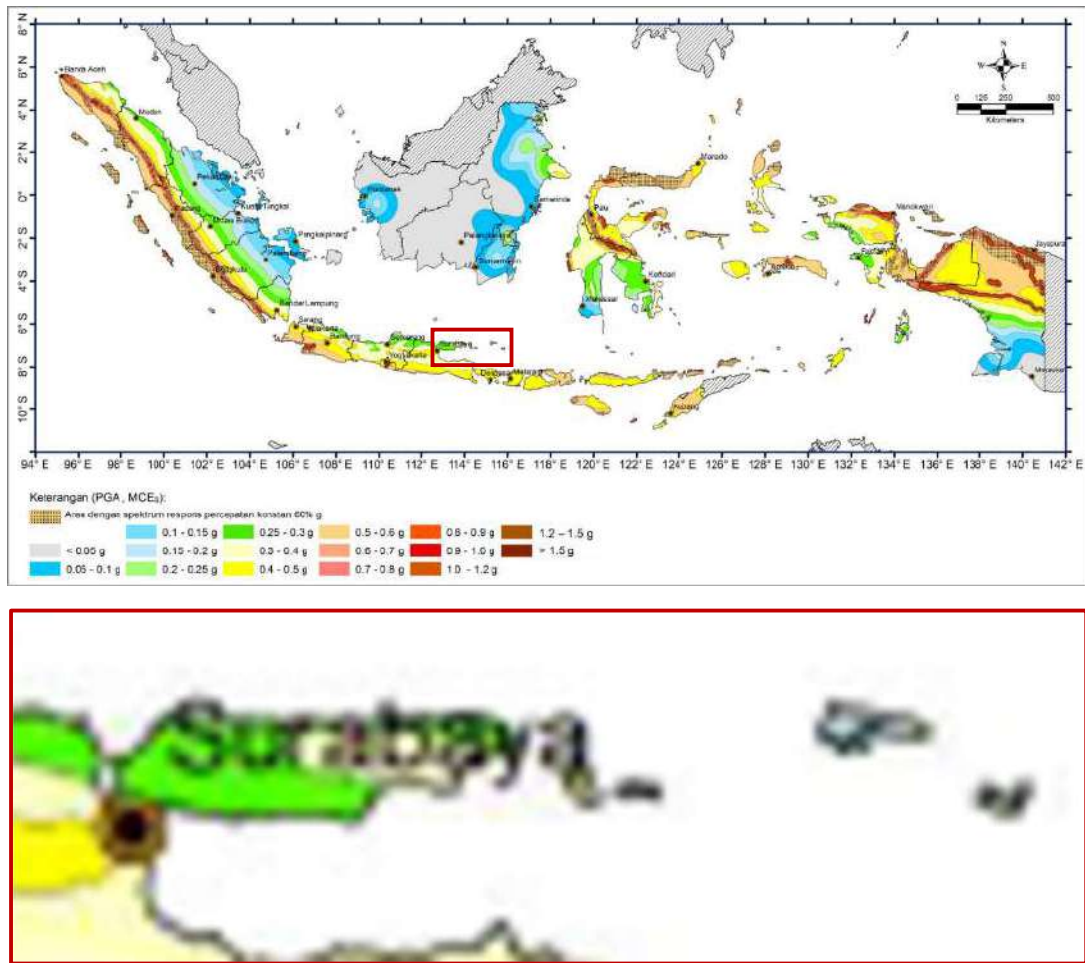


Gambar 4. Peta *peak ground acceleration* (PGA) atau percepatan tanah maksimum di batuan dasar untuk *probability of exceedance* (PoE) atau probabilitas terlampaui (a) 10%, (b) 5%, dan (c) 2% dalam masa guna bangunan 50 Tahun (periode ulang gempa) 475 (a), 975 (b), dan 2475 (c) tahun di Pulau Madura, Jawa Timur. Nilai PGA diplot berdasarkan rentang nilainya, Garis permukaan patahan aktif di sekitar Pulau Madura digambarkan dengan garis coklat.

Jika persebaran nilai PGA pada peta periode ulang gempa 2475 tahun dengan probabilitas terlampaui (PoE) 2% di wilayah penelitian ini yang berkisar antara 0.25 – 0.40 g atau sama dengan 25% – 40% g dikonversi dalam skala MMI (Tabel 4), maka akan termasuk ke intensitas VII (*very strong*) hingga VIII (*severe*).

Menurut penjelasan USGS (2019), skala VII – VIII berarti gempa bumi dapat menimbulkan kerusakan yang cukup besar pada bangunan dengan konstruksi buruk, kerusakan pada bangunan dengan konstruksi baik, sedikit kerusakan pada bangunan dengan konstruksi tahan gempa yang baik, dan beberapa furnitur berat dapat bergoyang. Menurut penjelasan BMKG (2016), skala VII – VIII berarti gempa bumi dapat menyebabkan setiap orang keluar rumah, dapat dirasakan oleh orang yang sedang berada di dalam kendaraan, dinding

dapat lepas dari rangka rumah, monumen dapat roboh, dan air menjadi keruh. Dengan informasi deskripsi efek gempa bumi berdasarkan skala MMI di atas, harapannya pemerintah selaku pembuat aturan dan pengambil keputusan dapat mempertimbangkan regulasi infrastruktur, konstruksi, hingga tata wilayah berdasarkan variasi intensitas gempa bumi di Pulau Madura. Area dengan nilai PGA yang besar akan menghasilkan skala MMI yang tinggi pula dan hal ini menandakan bahwa area tersebut memiliki kemungkinan kerusakan yang lebih berat dibandingkan area lain dengan nilai PGA dan skala MMI yang rendah, sehingga diperlukan perhatian dan perlakuan khusus terhadap pertimbangan tata ruang dan permukiman hingga perencanaan dan letak infrastruktur dan bangunan.



Gambar 5. Peta *peak ground acceleration* (PGA) atau percepatan tanah maksimum di batuan dasar untuk *probability of exceedance* (PoE) atau probabilitas terlampaui 2% dalam masa guna bangunan 50 tahun (periode ulang gempa 2475 tahun) di Indonesia, (PuSGeN, 2017; SNI 1726:2019). Kotak merah menandai daerah penelitian.

Tabel 4. Hubungan antara skala MMI (*Modified Mercalli Intensity*) dengan PGA (*Peak Ground Acceleration*) (USGS)

PERCEIVED SHAKING	Not felt	Weak	Light	Moderate	Strong	Very strong	Severe	Violent	Extreme
POTENTIAL DAMAGE	none	none	none	Very light	Light	Moderate	Moderate/Heavy	Heavy	Very Heavy
PEAK ACC.(%g)	< .17	.17-1.4	1.4-3.9	3.9-9.2	9.2-18	18-34	34-65	65-124	>124
PEAK VEL.(cm/s)	<0.1	0.1-1.1	1.1-3.4	3.4-8.1	8.1-16	16-31	31-60	60-116	>116
INSTRUMENTAL INTENSITY	I	II-III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X+

Selain tiga peta PGA, penelitian juga menghitung nilai *spectral acceleration* (SA) atau percepatan spektral. Nilai ini dipakai sebagai dasar untuk menguji ketahanan bangunan, Gambar 6 menampilkan grafik yang membandingkan nilai percepatan spektral (SA) dari penelitian ini dengan nilai dari kode bangunan SNI 1726:2019 (BSN,

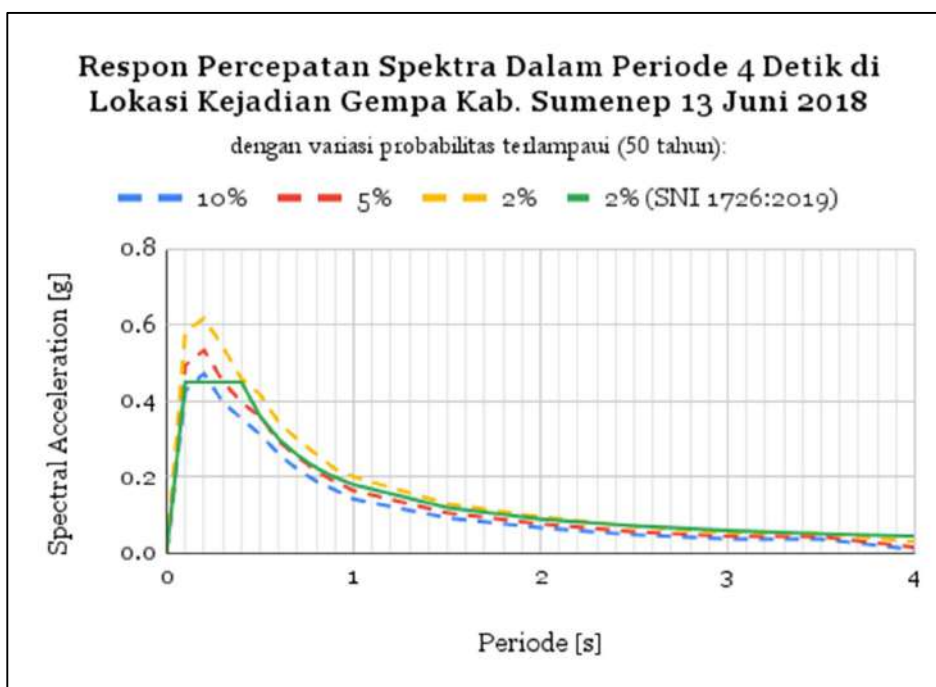
2019). Sampel perbandingan wilayah diambil dititik riwayat gempa bumi Sumenep 13 Juni 2018 pada koordinat 113°56'38,832" Bujur Timur dan 6°53'8,304" Lintang Selatan. Nilai SA pada gambar 6 menggambarkan percepatan tanah spektral yang mungkin terjadi di koordinat tersebut, bukan menggambarkan percepatan tanah spektral saat

gempa bumi 13 Juni 2018 yang terjadi di koordinat tersebut.

Dari gambar di atas, dapat kita lihat bahwa nilai percepatan spektra dengan probabilitas terlampaui 2% pada kode bangunan SNI 1726:2019 memiliki nilai puncak 0.45 g, lebih rendah dari nilai percepatan spektra dari penelitian ini (nilai puncak 0.61g). Perbedaan nilai ini dapat disebabkan karena perbedaan data yang dipakai dalam masing – masing perhitungan, percepatan spektra di penelitian ini dihitung dari peristiwa gempa 13 Juni 2018 di Kabupaten Sumenep (M4.8 SR),

sedangkan nilai percepatan tanah pada kode bangunan SNI 1726:2019 dihitung dari data penelitian PuSGeN tahun 2017, sehingga gempa bumi 13 Juni 2018 tidak masuk ke dalam perhitungan dalam SNI 1726:2019 ini. Dengan perbedaan hasil ini, maka diperlukan revisi desain spektra dalam kode bangunan Standarisasi Nasional

Indonesia, sehingga bangunan dan struktur di lokasi tersebut dapat dirancang mampu menahan percepatan tanah hingga 0,61 g.



Gambar 6. Grafik perbandingan respon percepatan spektra hasil penelitian (garis biru = 10%, merah = 5%, kuning = 2%) dengan kode bangunan SNI 1726:2019 (garis hijau) dalam periode 4 detik di lokasi kejadian gempa bumi Kab. Sumenep 13 Juni 2018.

4. Kesimpulan

Dari hasil penelitian penentuan nilai percepatan tanah maksimum (PGA) di Pulau Madura, Jawa Timur dapat disimpulkan beberapa hal, antara lain adalah:

1. Nilai percepatan tanah maksimum (PGA) di batuan dasar dengan sumber gempa bumi *crustal fault*, subduksi, dan gempa *background* untuk probabilitas terlampaui (PoE) 10% dalam masa guna bangunan 50 tahun (periode ulang

gempa 475 tahun) berada pada rentang nilai 0.21 – 0.31 g.

2. Nilai percepatan tanah maksimum (PGA) di batuan dasar dengan sumber gempa bumi *crustal fault*, subduksi, dan gempa *background* untuk probabilitas terlampaui (PoE) 5% dalam masa guna bangunan 50 tahun (periode ulang gempa 975 tahun) berada pada rentang nilai 0.23 – 0.34 g.

3. Nilai percepatan tanah maksimum (PGA) di batuan dasar dengan sumber gempa bumi *crustal fault*, subduksi, dan gempa *background* untuk probabilitas terlampaui (PoE) 2% dalam masa guna bangunan 50 tahun (periode ulang gempa 2475 tahun) berada pada rentang nilai 0,25 – 0,4 g. Jika diperhatikan,
4. Persentase probabilitas terlampaui (PoE) semakin menurun ketika periode ulang tahunnya semakin panjang,
5. Perbedaan jumlah data dan luas area yang dipakai dalam perhitungan nilai PGA akan mempengaruhi nilai akhir PGA yang dihasilkan.
6. Diperlukan revisi kode bangunan nasional SNI 1726:2019 dengan memasukkan data gempa terbaru untuk mendapatkan nilai percepatan tanah yang akurat.

Daftar Pustaka

- Abrahamson, N., Gregor, N., Addo, K. (2015). BC Hydro Ground Motion Prediction Equations For Subduction Earthquakes. *Earthquake Spectra* 32(1):150202104017001, doi:10.1193/051712EQS188MR
- Atkinson, G. M., Boore, D. M. (2023). Empirical Ground-Motion Relations for Subduction-Zone Earthquakes and Their Application to Cascadia and Other Regions, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 93, No. 4, pp. 1703–1729, <https://doi.org/10.1785/0120020156>
- Baker, Jack W. (2015). *Introduction to Probabilistic Seismic Hazard Analysis*. White Paper Version 2.1, 77 pp.
- Badan Meteorologi, Klimatologi, dan Geofisika (BMKG). (2016). Skala MMI (Modified Mercalli Intensity), <https://www.bmkg.go.id/gempabumi/skala-mmi.bmkg>
- Badan Meteorologi, Klimatologi, dan Geofisika (BMKG). (2018a). Gempa bumi M=4.8 mengguncang Sumenep, Jawa Timur, tidak berpotensi tsunami. <https://www.bmkg.go.id/berita/?p=gempabumi-m4-8-mengguncang-sumenep-jawa-timur-tidak-berpotensitsunami&tag=press-release&lang=ID>
- Badan Meteorologi, Klimatologi, dan Geofisika (BMKG). (2018b). Katalog gempa bumi signifikan dan merusak 1821–2018. Jakarta: Pusat Gempabumi dan Tsunami Kedepan Bidang Geofisika Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika
- Badan Standarisasi Nasional (BSN). (2019). SNI 1726:2019, Tata cara perencanaan ketahanan gempa untuk struktur bangunan gedung dan nongedung. Standar Nasional Indonesia. Jakarta: Badan Standardisasi Nasional
- Boore, D. M., Stewart, J. P., Seyhan, E., Atkinson, G. M. (2014) NGA-West2 equations for predicting PGA, PGV, and 5% damped PSA for shallow crustal earthquakes, *Earthquake Spectra* 30 (3), 1057 – 1085, DOI: 10.1193/070113EQS184M]
- Campbell, K. W., Bozorgnia, Y. (2014) NGA-West2 Ground Motion Model for the Average Horizontal Components of PGA, PGV, and 5% Damped Linear Acceleration Response Spectra, *Earthquake Spectra* Volume 30, No. 3, 1087–1115, DOI: 10.4231/D3MS3K235
- Chiou, B., Youngs, R. R. (2014) Update of the Chiou and Youngs NGA Model for the Average Horizontal Component of Peak Ground Motion and Response Spectra, *Earthquake Spectra* 30(3):1117-1153, DOI: 10.1193/072813EQS219M
- Cornell, C. (1968). Engineering seismic risk analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 58, 1583–1606
- Gardner, J., & Knopoff, L. (1974). Is the sequence of earthquakes in southern California, with aftershocks removed, Poissonian? *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 64, p. 1363–1367
- Gutenberg, B. & Richter, C. F. (1944). Frequency of earthquakes in California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 34(4), 185–188
- Hall, R. (2002). Cenozoic geological and plate tectonic evolution of SE-Asia and the SW Pacific: computer-based reconstructions, modeland animations. *Journal of Asian Earth Sciences* 20, 353–434
- Hayes, G. (2018). Slab2 - A comprehensive subduction zone geometry model: U.S. Geological Survey data release, <https://doi.org/10.5066/F7PV6JNV>
- Hutapea, B. M. & Mangape, I. (2009). Analisis hazard gempa dan usulan ground motion pada batuan dasar untuk Kota Jakarta. *Jurnal*

- Teoretis dan Terapan Bidang Rekayasa Sipil, 16(3), 121–131
- International Seismological Centre (ISC). (2021). On-line Bulletin, <https://doi.org/10.31905/D808B830>
- Irsyam, M., Asrurifak, M., Hendriyawan, B., Bambang, T., Wahyu, Firmanti, A. (2010a). Development of spectral hazard maps for a proposed revision of the Indonesian Seismic Building Code. *Geomechanics and Geoengineering*, 5: 1, 35–47
- Irsyam, M., Sengara, W., Aldiamar, F., Widiyantoro, S., Triyoso, W. (2010b). Ringkasan hasil sudi tim revisi peta gempa Indonesia 2010. Bandung: Tim Revisi Peta Gempa Indonesia
- Keller, E. A. & Pinter, N. (1996). *Active tectonics, earthquake, uplift, and landscape*. Prentice Hall, Upper Saddle River.
- Keller, E. A. & Pinter, N. (2002). *Active tectonics, earthquakes, uplift, and landscape*. 2nd Edition, Prentice Hall, Upper Saddle River, 362 p
- McGuire, R. (1976). FORTRAN computer program for seismic risk analysis. United States Geological Survey open-file report, 76–67
- Merz, H. & Cornell, C. (1973). Seismic risk analysis based on quadratic magnitude-frequency law. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 63:1999-2006
- Muntafi, Y., Widodo, & Makrup, L. (2015). Analisis hazard gempa DKI Jakarta metode probabilistik dengan pemodelan sumber gempa 3 dimensi. *Jurnal Teknisia*, XX (2), 85–95
- Pacheco, J., & Sykes, L. R. (1992). Seismic moment catalog of large shallow earthquakes, 1900 to 1989. *Bulletin of the Seismological Society of America* 82:1306–1349
- Pagani, M., Monelli, D., Weatherill, G., Danciu, L., Crowley, H., Silva, V., Henshaw, P., Butler, L., Nastasi, M., Panzeri, L., Simionato, M., Vigano, D. (2014). OpenQuake Engine: An open hazard (and risk) software for the global earthquake model. *Seismological Research Letters*, 85(3), 692–702. <https://doi.org/10.1785/0220130087>
- Purbandini, P., Santosa, B. J., & Sunardi, B. (2017). Analisis bahaya kegempaan di wilayah Malang menggunakan pendekatan probabilistik. *Jurnal Sains dan Seni ITS*, 6(2), B20–B24. <https://doi.org/10.12962/j23373520.v6i2.25221>
- Pusat Studi Gempa Nasional (PuSGeN). (2017). *Peta sumber dan bahaya gempa Indonesia tahun 2017*. ISBN 978-602-5489-01-3, Puslitbang Perumahan dan Permukiman, Balitbang Kementerian PUPR
- Pusat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Geologi (PVMBG). (2018). Gempa bumi merusak kabupaten sumenep pada h-2 Idul Fitri, PVMBG terjunkan tim tanggap darurat. <https://vsi.esdm.go.id/index.php/gempabumi-a-tsunami/kejadian-gempabumi-a-tsunami/2288-gempabumi-merusak-terjang-kabupaten-sumenep-pada-h-2-idul-fitri-pvmbg-terjunkan-tim-tanggap-darurat>
- Scordilis, E. M. (2005). Globally valid relations converting Ms, mb, and Mjma to Mw, Meeting one earthquake monitoring and seismic hazard mitigation in Balkan countries. *NATO ARW, Borovetz, Bulgaria*, 158–161
- United State Geological Survey (USGS). (2019). The Modified Mercalli Intensity Scale | U.S. Geological Survey. <https://www.usgs.gov/programs/earthquake-hazards/modified-mercalli-intensity-scale>
- Wyss, M., Wiemer, S., Zúñiga, F. (2001). ZMAP a tool for analysis of seismicity patterns, typical applications and uses: a cook-book. *ETH Zurich*.
- Youngs, R. R., Chiou, S. J., Silva, W. J., Humphrey, J. R. (1997) Strong ground motion attenuation relationships for subduction zone earthquakes, *Seismological Research Letters*, Vol. 68, No. 1, 58-73
- Zhao, X., Zhang, J., Asano, A., Ohno, Y., Oouchi, T., Takahashi, T., Ogawa, H., Irikura, K., Thio, H., Somerville, P., Fukushima, Y. (2006) Attenuation relations of strong ground motion in Japan using site classification based on predominant period.. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 96. 898-913.

Application of Electrical Resistivity Method with Peak and Flat Base Electrodes to Detect a Potential Water Leakage Underneath a Water Pool in Kiara Payung, Sumedang, West Java

M.N. Azizah¹, A.A. Valencia^{1*}, A. Kuswanto²

¹ Program Studi Geofisika, FMIPA, Universitas Indonesia, Kampus UI Depok, 16424, Indonesia

² PT Geoscan Eksplorasi, Kota Bandung, Jawa Barat, 40611, Indonesia

*Corresponding author: ayunda.aulia@ui.ac.id

Abstract

The water pool at Kiara Payung Campsite, one of the largest campsites in West Java, Indonesia, is an important water storage facility that provides clean water for campers. However, this cuboid-shaped concrete structure is susceptible to leaks due to ground motion caused by earthquakes. Therefore, this study aims to detect potential leakage underneath the water pool using the electrical resistivity method with peak and flat base electrodes. Peak electrodes are unsuitable for hard materials like concrete as they can cause structural damage, while flat base electrodes can be used without compromising the integrity of the concrete. The study was performed using a single profile, employing various electrode combinations: all peak electrodes, a combination of peak and flat base electrodes, and all flat base electrodes. The profile length was 117.5 meters with 2.5 meters spacing between electrodes, utilizing a total of 48 electrodes. The measured apparent resistivity was inverted using the least-square and robust constraint inversion methods to obtain 2D true resistivity sections. An analysis of these 2D sections, model errors, and ability to delineate the water pool geometry, reveals that the robust constraint method with flat base electrodes provides the best result. This approach distinguishes the boundary between the water pool and surrounding soil, exhibits a smaller error, and accurately resolves the water pool geometry. These results indicate that no leakage is present beneath the water pool. Therefore, the electrical resistivity method using flat base electrodes is recommended for the maintenance of the water pool and other geoelectric studies on hard surfaces.

Keywords: electrical resistivity, peak electrode, flat base electrode, least-square, robust constraint inversion

1. Introduction

Kiara Payung is a camping ground located in Jatinangor, Sumedang, West Java, Indonesia, equipped with a concrete cuboid-shaped water pool for storing rainwater, which serves as the site's primary source of clean water. Given West Java's frequent tectonic activities (Supendi et al., 2018), regular pool maintenance is essential to assess potential leakage due to cracks in its concrete structure caused by ground motion from earthquakes. Since subsurface leakage is not visually detectable, geophysical methods, such as electrical resistivity, are recommended for maintenance. The electrical resistivity method, based on Ohm's Law, involves injecting electrical current into the earth using current

electrodes and measuring the potential difference with potential electrodes to estimate subsurface resistivity (Loke, 1999). The distribution of resistivity in the subsurface can provide helpful information on soil saturation, indicating a potential leakage associated with the crack on the pool surface.

The electrical resistivity method has been widely used for geophysical investigations, such as groundwater search, archaeological study, and geothermal exploration (Chabaane et al., 2017; Karavul et al., 2016; Mohamaden et al., 2016; Riwayat et al., 2018). While this method has been used to detect leaks in buried water storage (Ramirez et al., 1996), it has not yet been applied to the study area. Conducting

a resistivity survey on the water pool's concrete surface poses challenges, mainly when using peak electrodes. Previous studies have extensively tested the applicability of the flat base electrodes in various cases, such as the identification of chalky groundwater, void detection in the subsurface, detection of water supply tunnels, bedrock mapping, detection of abandoned shafts, investigation of road damage causes (Athanasidou et al., 2007; Zouhri & Lutz, 2010; Putra et al., 2020). In addition, flat base electrodes have also been used to identify subsurface anomaly models (Kuraniawan et al., 2017) and on Roman mosaic floors (Carrara et al., 2001). These studies demonstrate that flat base electrodes can successfully provide resistivity profiles consistent with the field geometry. However, the applicability of the peak and flat base electrodes in detecting potential water leakage underneath a water pool requires further investigation.

Therefore, this study aims to investigate a potential water leakage underneath a water pool using peak and flat base electrodes. This study is performed in several steps. First, the electrical resistivity survey was conducted using a Wenner-Alpha configuration with three different electrode combinations (all peak electrodes, a combination of the peak and flat base electrodes, and all flat base electrodes). The Wenner-Alpha is suitable for shallow targets and sensitive to lateral changes (Reynolds, 1997; Adhe et al., 2022). Second, the measured apparent resistivity is inverted using least-square and robust constraint

inversion methods. Last, a comparative analysis is performed between results obtained with different electrode combinations and inversion methods. This study can be used to show further the applicability of flat base electrodes in geophysical investigations.

2. Data and Method

2.1. Data

The data was obtained from Kiara Payung Campground, Sumedang, West Java. Data acquisition was conducted on 20 February 2023, with one profile traversing the water pool (Figure 1) using Ares 5A equipment and a 12V electronic power supply. The electrode spacing (a in equation 4) is 2.5 m, and the maximum n-separation between the electrodes (n_{max} in Figure 2) is 6. The profile length is 117.5 m. The main object of this study is the water pool made of concrete situated between profile lengths 62.5 m and 72.5 m. The current electrodes inject DC current 5A into the subsurface (I in equation 8), while the potential electrodes measure the potential difference (ΔV in equation 8) between these electrodes. The potential difference will be used to calculate the apparent resistivity of the subsurface (ρ_a in equation 8).

The topography profile in the study area shows a downward slope from Northwest to Southeast, with an elevation ranging from 952.5 to 960 meters above sea level (masl) (Figure 1). The water pool has an elevation of 957 masl, which has a rectangular shape with a width and length of 10.8 x 17.7 m² and a thickness of 2.15 m.

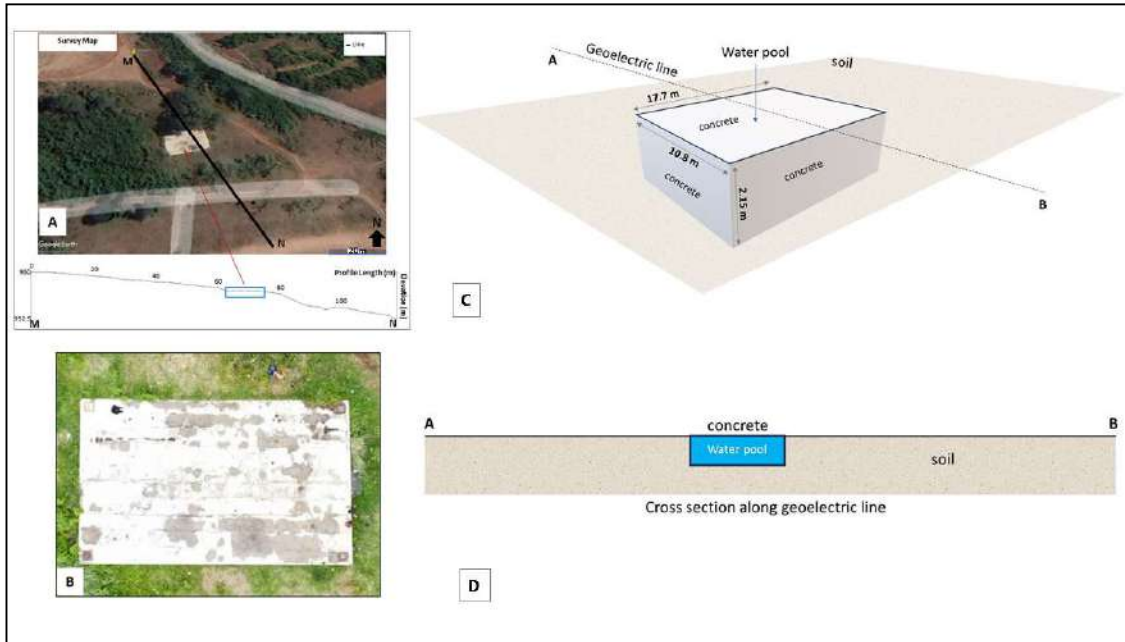


Figure 1. The survey area is at Kiara Payung, Sumedang, West Java (A). The electrical resistivity measurements were conducted using peak and/or flat base electrodes along the same profile depicted by the black line (see also Figure 4). The topography for this line is also shown. The location of the water pool is marked by a blue rectangular between profile lengths 62.5 m and 72.5 m. A close look at the water pool is also shown (B), which was taken from a drone. The well has a dimension of 17.7 m in length, 10.8 m in width, and 2.15 m in thickness. Sketch of water pool (C) and cross-section along survey line (D) shows the geometry of the water pool.

Three combinations of peak and flat base electrodes are used in this study (Figure 2). First, only peak electrodes are used, covering only the soil area, while no electrodes are positioned on the concrete surface of the well

(Figure 2A). Second, peak electrodes are applied to the soil, whereas the flat base electrodes are on the concrete surface (Figure 2B). Third, only flat base electrodes cover the soil and the concrete surface (Figure 2C).

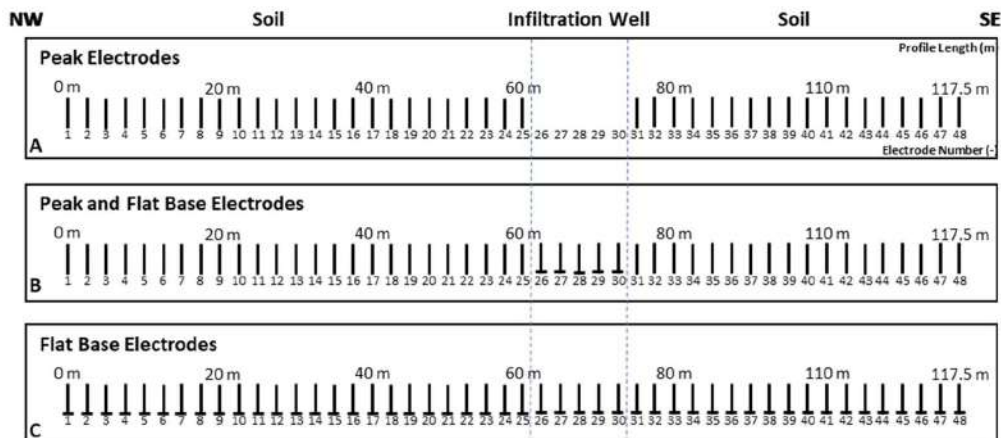


Figure 2. Peak and flat base electrodes are used in the electrical resistivity survey with three combinations: (A) all peak electrodes, (B) a combination of peak and flat base electrodes, and (C) all flat base electrodes. Vertical dotted blue lines mark the areal extent of the infiltration well (water pool).

2.2. Method

2.2.1. Electrodes

We use two types of electrodes in this survey: peak and flat base electrodes (Figure 3). Both electrode types have been used in previous studies (Athanasίου et al., 2007; Zouhri & Lutz, 2010; Putra et al., 2020). A peak electrode is a conventional electrode shaped like a long pipe with a pointed bottom end, measuring 0.4 m in length and 0.01 m in diameter (Figure 3A, C). The application of this electrode requires insertion into the soil, which leads to small contact resistance between the peak electrode and the soil due to soil moisture. In contrast, a flat base electrode is a new type of electrode with the shape of a square with a dimension of 0.1 m x 0.1 m and a thickness of 2 mm (Figure 3B, D). This electrode does not require insertion into the soil, allowing it to be used on a concrete surface. Both electrode types are made of iron.

Resistivity measurement using flat base electrodes on a concrete surface raises two

issues. First, the coupling between the flat base electrodes and the concrete surface is low if the surface is not smooth. Second, the contact resistance is large because the surface is very dry (Athanasίου et al., 2007), so it is more difficult for current to flow into the subsurface. This condition will lead to higher model errors produced from the inversion of electrical resistivity data obtained using flat base electrodes than peak electrodes. This effect can be minimized by applying conductive gel between the flat base electrodes and the concrete surface (Zouhri & Lutz, 2010; Putra et al., 2020). The gel is made of an electrolyte solution, which serves as an intermediary medium that improves the coupling and lowers the contact resistance. In addition, spraying saltwater on the concrete surface before applying the gel further decreases the contact resistance (Athanasίου et al., 2007). As a result, the current can flow more easily into the subsurface and minimize errors associated with data acquisition.

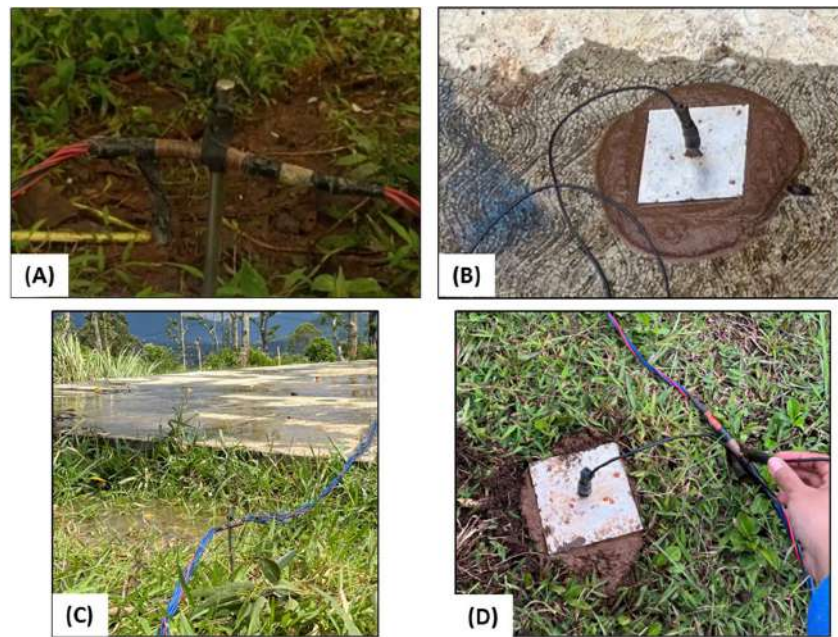


Figure 3. A peak electrode (A and C) and a flat base electrode (B and D). A peak electrode requires insertion into the soil, whereas a flat base electrode can be placed on top of the soil and the concrete surface.

2.2.2. Electrical Resistivity Method

The electrical resistivity method is an active and non-destructive geophysical method used for shallow exploration and determining subsurface layers up to depths of 300-500 m. This method can determine changes in resistivity values of rock layers beneath the surface by injecting DC current using electrodes. Ohm's law is the basis of the resistivity method (Loke, 1999), expressed by Equation 1 below.

$$R = \rho \frac{L}{A} \quad (1)$$

where R is electrode resistance to subsurface materials (Ω), ρ indicates subsurface resistivity (Ωm). The magnitude of R is also directly proportional to the length L (m) and inversely proportional to the electrode's cross-sectional area A (m^2). The resistivity is calculated by rearranging Equation 1 into Equation 2, which represents the apparent resistivity by assuming that the subsurface medium is homogeneous isotropic.

$$\rho_a = kR \quad (2)$$

where ρ_a subsurface apparent resistivity and k represents the geometric factor of the electrode configuration. The apparent resistivity can be converted to the true resistivity of the subsurface using the inversion method. The resistance of peak and flat-base electrodes is influenced by their geometry (Dwight, 1936; Yuliadi et al., 2021). Therefore, Equation 2 can be modified to Equations 3 and 4 for peak and flat base electrodes.

$$\rho_a = kR \frac{2\pi l}{\ln\left(\frac{4l}{d}\right)-1} \quad (3)$$

$$\rho_a = kR \frac{2\pi l}{\ln\left(\frac{8w}{0.5w+t}\right)-1} \quad (4)$$

Where l indicates the length of peak and flat base electrodes (m), d is the diameter of peak electrodes (m), w represents the width of flat base electrodes (m), and t is the thickness of flat base electrodes (m).

2.2.3. Wenner-Alpha Configuration

The electrode configuration during the survey follows the Wenner-Alpha configuration, with the electrode spacing arranged in a specific pattern. The potential electrodes are situated between the current electrodes, where the distance between them is constant ($P1C1 = P2C2 = a$ and $P1C2 = P2C1 = 2a$) (Telford et al., 1990), as shown in Figure 2. Wenner-Alpha configuration is sensitive to lateral changes and has reasonable vertical resolution (Reynolds, 1997). However, the penetration depth of the Wenner configuration is limited, making it suitable for shallow targets, such as identifying potential water leakage from a shallow water pool. In addition, this configuration has been shown to perform better against noisy data than the Wenner-Beta and Wenner-Gamma configurations (Oyeyemi et al., 2022).

The geometric factor for the Wenner-alpha configuration is $k = 2\pi a$, where a is the inter-electrode spacing (Figure 4). The geometric factor k is inserted into equations 3 and 4. Therefore, the equation for the apparent resistivity can be expressed by Equations 5 and 6 below for peak and flat-base electrodes, respectively.

$$\rho_a = 2\pi aR \frac{2\pi l}{\ln\left(\frac{4l}{d}\right)-1} \quad (5)$$

$$\rho_a = 2\pi aR \frac{2\pi l}{\ln\left(\frac{8w}{0.5w+t}\right)-1} \quad (6)$$

We assume that the electrical current emitted by a peak and flat base electrode can travel far in the subsurface before reaching other electrodes. Therefore, the geometry factor in Equations 5 and 6 has a minimum contribution to the measured apparent resistivity (ρ_a), which can be neglected (Mukmin et al., 2014). Athanasiou et al. (2007) shows that the model error from using peak or flat base electrodes with the same electrode configuration is comparable (the difference is

2.3% and no systematic bias). As a result, Equations 5 and 6 can be simplified into Equations 7 and 8.

$$\rho_a = 2\pi aR \quad (7)$$

$$\rho_a = 2\pi a \frac{\Delta V}{I} \quad (8)$$

where ΔV is the potential difference between the potential electrodes (V) and I represent the current injected by the current electrodes (A).

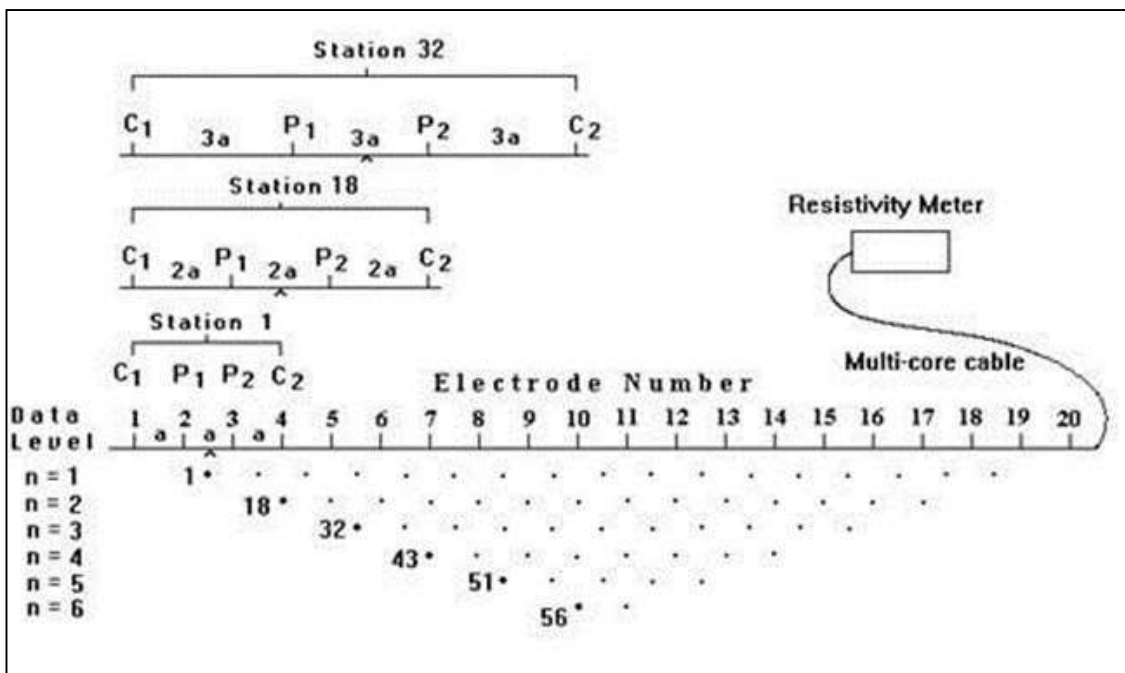


Figure 4. Wenner-Alpha configuration with a constant inter-electrode spacing (a) (Loke & Lane, 2004). The spacing increases for the following sequence of measurements by multiplying a with constant n to acquire the resistivity from a deeper subsurface to build a pseudosection. The maximum n -separation between electrodes is n_{max} .

2.2.4. Inversion Method

Inversion is a mathematical and statistical technique used to obtain information about a phenomenon based on observations of the system. The inversion is conducted to obtain a model perturbed for several iterations to get a close match between the model and field measurement data (Loke, 2022). In this study, the inversion method is performed to obtain the

true resistivity of the subsurface from apparent resistivity using the least-square and robust constraint.

The least-square method is based on the smoothness-constrained least-square method embedded in Res2dinv software version 4.8.10 (deGroot-Hedlin & Constable, 1990; Loke et al., 2003; Sasaki, 1992), as shown by equation 9

and 10. This method adjusts the model by reducing the square difference between calculated and measured apparent resistivity values while also applying smoothness. A measure of the difference between data and the model (model error) is represented by the RMS error, updated over iterations until the RMS error does not change significantly as the iteration increases (equation 11). This method is preferentially used to invert the subsurface with gradual material boundaries or without sharp contacts (Grandis, 2009).

$$(J^T W_d^T W_d J + \lambda F) \Delta q_k = J^T W_d^T W_d g \quad (9)$$

$$F = \alpha_x C_x^T C_x + \alpha_z C_z^T C_z \quad (10)$$

$$q_{k+1} = q_k + \Delta q_k \quad (11)$$

where J is a Jacobian matrix of partial derivatives, λ represents a damping factor, Δq_k indicates model resistivity change at k^{th} iteration, q_k is a model resistivity vector at k^{th} iteration, g is data misfit vector, W_d is a diagonal weighting metric that incorporates the effect of the data errors where data points with a smaller error are given larger weight in the inversion process, α represents a weight factor, C_x indicates horizontal roughness filters, and C_z is a vertical roughness vector.

The model obtained from the least-square method tends to have a smooth transition between resistivity values (Loke et al., 2003). The sharp boundary between the water pool and the soil will result in a transition in resistivity values from the well to the soil. Therefore, the robust constraint inversion method is also used. This method reduces the model error by decreasing the absolute difference between the measured and calculated apparent resistivity values (Abs. error), which works reasonably well for the data with outliers from non-random

sources, such as operator mistakes or equipment problems. In this method, there is a cut-off factor that limits or controls the difference between the measurement data and the calculated data, leading to a sharper interface between different resistivity values. A detailed explanation of the inversion methods can be seen in the Res2Dinv manual, which is available for free.

3. Result and Discussion

3.1. Result

3.1.1. Inversion Result using Peak Electrodes

The inverted resistivity model from the Wenner-Alpha array with all peak electrodes is shown in Figure 5. The result shows a layered resistivity trend along the soil area for least-square and robust constraint models (Figure 5A, B). However, the model produced by the robust constraint method has a sharper transition of resistivity values than the least-square method.

It can also be seen that the models are quite different around the water pool, indicated by low resistivity values (Figures 5A, B). The robust constraint method results in a sharper transition from the water pool to the surrounding soil with a lower model error than the least-square method (7.3% vs 12.5%) (Figures 5A, B). A similar trend of model error is also shown by the L1 norm data misfit between measured and inverted apparent resistivity (Figures 5C, D). In addition, neither inversion method can resolve the water pool geometry, as shown by the vertical extent of the low resistivity values, which is larger than the pool thickness (2.15 m). This can be misinterpreted as leakage associated with cracks on the water pool surface.

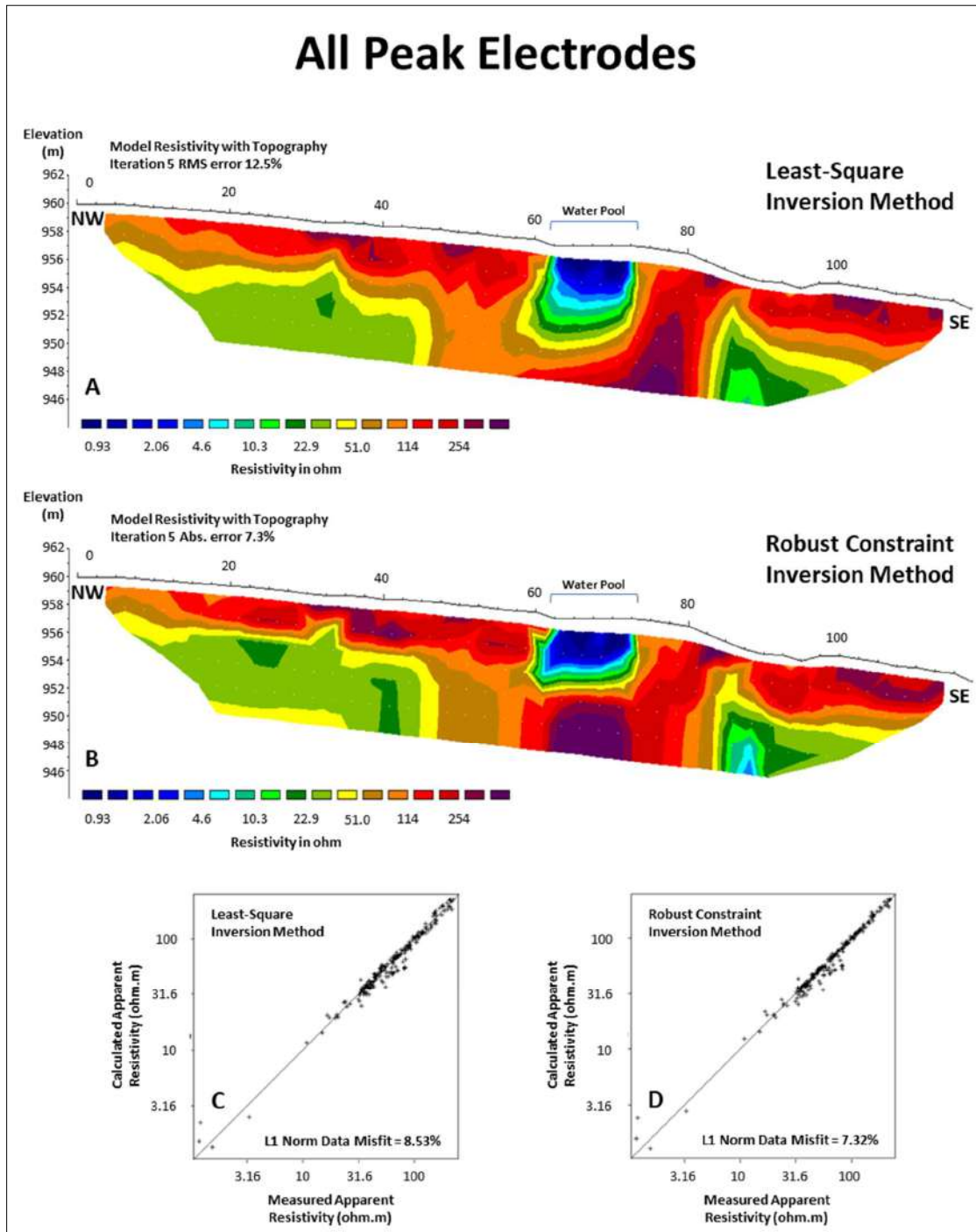


Figure 5. Inverted true resistivity models using least-square and robust constraint methods (A and B). These models were obtained from the Wenner-Alpha array using only peak electrodes applied to the soil. Cross plots of measured and calculated apparent resistivity from both inversion methods for all data points are also depicted that show a positive correlation, and the L1 norm data misfit for these plots is also shown (C and D)

3.1.2. Inversion Result using A Combination of Peak and Flat Base Electrodes

The inverted resistivity model from the Wenner-Alpha array with a combination of peak and flat base electrodes is shown in Figure 6. The results show a layered resistivity trend along the soil area for both models produced by the least-square and robust constraint methods (Figure 6A, B). However, the latter creates a sharper interface between the resistivity values with a smaller model error than the former (5.6% vs 14.4%). A similar trend of model error is also shown by the L1 norm data misfit (Figures 6C, D)

The location of the water pool can be observed in both models, identified by low resistivity values (Figure 6A, B). However, the vertical extent of the well inferred from the resistivity values is larger than the water pool thickness, which can be misinterpreted as leakage underneath the water pool. A smearing effect is also observed, shown by the extension of the low resistivity trend towards the peak electrodes in the Northwest from both inverted models (Figure 6).

3.1.3. Inversion Result using Flat Base Electrodes

The inverted resistivity model from the Wenner-Alpha array with all flat base electrodes is shown in Figure 7. The results indicate that both inversion methods produce a comparable layered resistivity trend along the soil area. However, the robust constraint produces a sharper transition between resistivity values compared to the least-square method (Figure 7A, B). The robust constraint method can also resolve the pool geometry (width = 10 m and thickness = 2 m), depicted by low resistivity surrounded by higher resistivity value

associated with the soil (Figure 7B). In addition, the model error generated using the robust constraint method is lower than the least square method (3.4% vs 10.6%). A similar trend of model error is also shown by the L1 norm data misfit (Figures 5C, D).

3.2. Discussion

In 2D cross-sections inverted using the robust constraint method, the shape of the water pool is more apparent. This is because the robust constraint method is more sensitive to sharp contacts between interfaces of subsurface materials than the least-square method. Further analysis is conducted to compare the use of different combinations of electrode types inverted using the robust constraint method to determine if the geometry of the water pool is accurately resolved. The pool's geometry appears consistent with the field conditions in the cross-section using all flat base electrodes (Figure 6B). It is observed that the width and thickness of the water pool are 10 m and 2 m, respectively. These values are comparable with the actual width and thickness of the pool (10.8 m and 2.15 m) (Section 3). Furthermore, the extent of low resistivity values in the model is content within the pool. This indicates that no leakage occurs underneath the pool. This inversion result is robust because the flat base electrodes can transmit and receive electrical currents on the concrete surface, which cannot be achieved with peak electrodes. In the case of the concrete surface where peak electrodes are not inserted, some data points will be missing and filled with dummy values during data processing. The dummy data points are extrapolated to the right and left sides of the water pool where data points are present, resulting in mismatched data points with the

actual field geometry. In addition, the robust constraint method applied to flat base

electrodes yields the smallest L1 norm data misfit (Table 1).

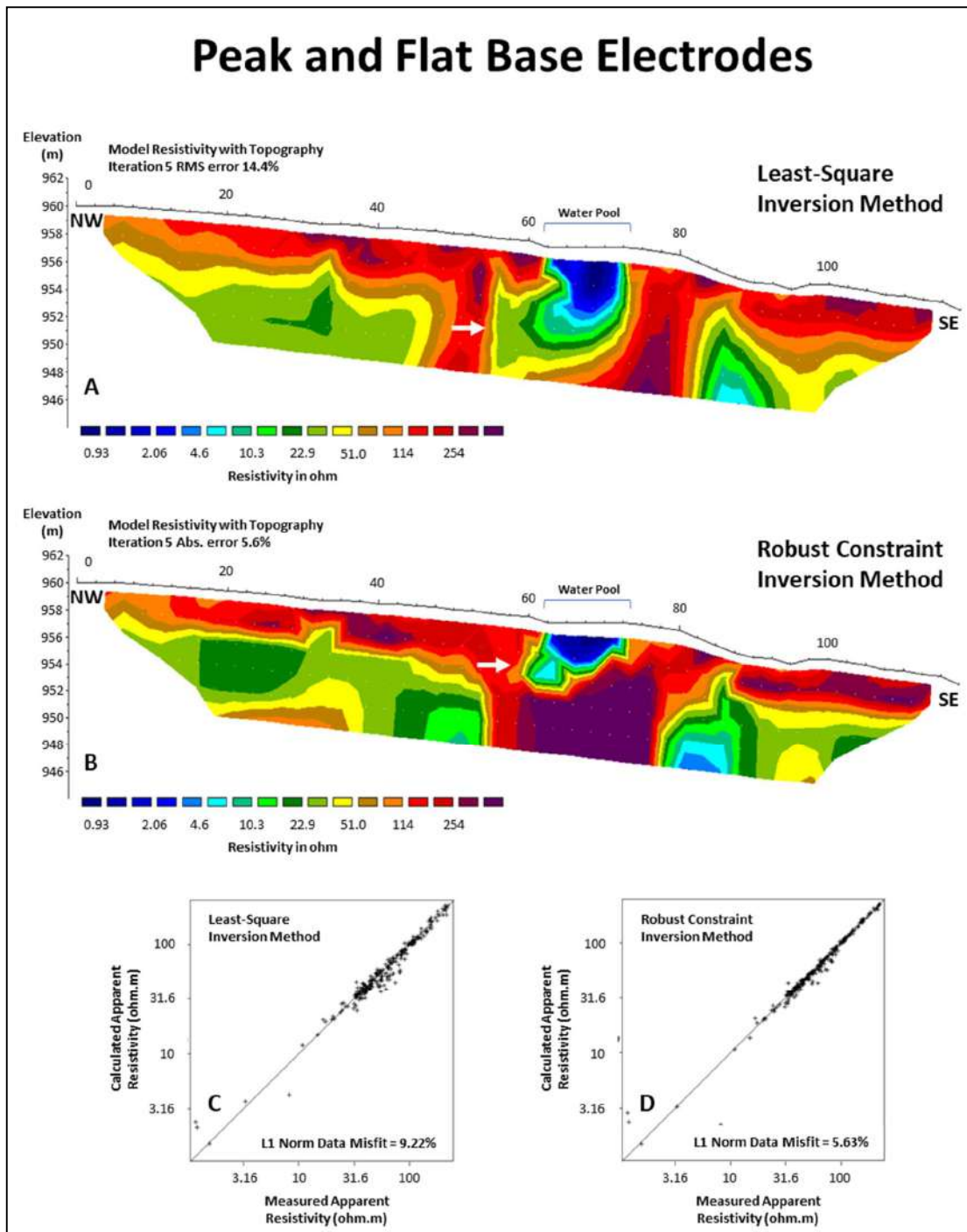


Figure 6. Inverted true resistivity model using least-square and robust constraint methods (A and B). These models were obtained from the Wenner-Alpha array using peak and flat-base electrodes. Smearing effects are shown by white arrows. Cross plots of measured and calculated apparent resistivity from both inversion methods are also depicted, which shows a positive correlation (C and D). The L1 norm data misfit for these plots is also shown (C and D).

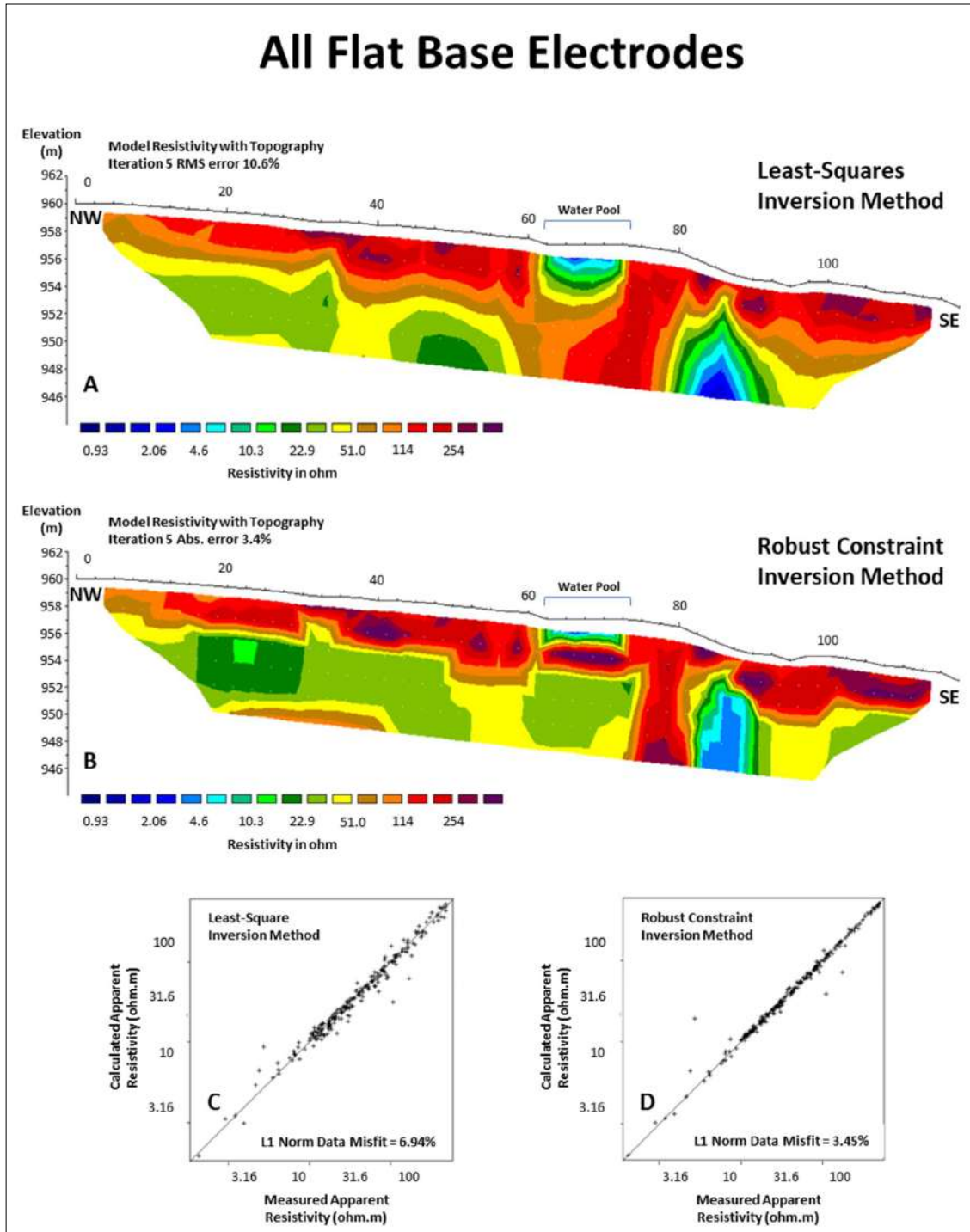


Figure 7. Inverted true resistivity model using least-square and robust constraint methods (A and B). These models were obtained from the Wenner-Alpha array using only flat base electrodes. Cross plots of measured and calculated apparent resistivity from both inversion methods for all data points are also depicted, which show a positive correlation (C and D). The L1 norm data misfit for these plots is also shown (C and D).

Table 1. A summary of L1 norm data misfit between the measured and calculated resistivity values for three combinations of peak and flat base electrodes, inverted using the robust and least-square methods.

Method	Error (%)	
	Robust	Least-Square
Peak	7.32	8.53
Peak and Flat	5.63	9.22
Flat	3.45	6.94

The L1 norm data misfit obtained from the robust constraint method using all flat base electrodes is 3.45%, whilst using all peak electrodes yields 6.94 %. This contrasts a previous study (Athanasidou et al., 2007), which shows that all flat base electrodes give a higher misfit than all peak electrodes. We argue that the misfit from using all flat base electrodes is smaller due to several reasons. (1) The environments in this study are less complex, which is layered soil. (2) The contact resistance between flat base electrodes and the concrete surface that covers the well is reduced by applying electrolyte gel. (3) Flat base electrodes can cover both soil and concrete surface, leading to full coverage in the survey line, preventing missing data points.

In this study, we neglect the influence of electrode shape (peak and flat) on the inversion results. However, the results from a combination of peak and flat base electrodes are very different from all flat base electrodes. This occurs because the inversion methods (least-square and robust constraint) use weighting based on the error value, where a higher weight factor is assigned to the resistivity data that provides a lower error. In this case, the lower error comes from flat base electrodes than peak electrodes due to smaller contact resistance because of the added electrolyte gel. This also leads to a smearing effect in the inversion result (Figure 6).

The water pool is buried to a depth of 2.15 meters, with its top visible at the surface. This shallow burial depth exposes the water pool structure to limited pressure from the surrounding soil and negligible temperature gradients, making leakage from these factors unlikely. However,

Kiara Payung is situated in West Java, a seismically active region experiencing both shallow and deep earthquakes (Supendi et al., 2018; Ashadi & Kaka, 2019). Seismic waves from these earthquakes can travel through the weathered soil surrounding the pool, generating significant ground motion that can affect the pool's structure and potentially cause leakage. Therefore, we recommend conducting additional electrical resistivity surveys using flat base electrodes to monitor for potential leakage effectively.

4. Conclusion

This study is conducted to detect a potential leakage underneath a water pool located at Kiara Payung, Sumedang, West Java, using the electrical resistivity method with peak and/or flat base electrodes. There are several conclusions from this study.

- a). Flat base electrodes are suitable for use on a hard surface, such as a concrete surface that covers the well without causing damage to its structure.
- b). Modelling results indicate that the robust constraint method produces a sharp contact between resistivity values. This leads to a more robust model water pool geometry than the least-square inversion method.
- c). The model obtained from the robust constraint method using all flat base electrodes yields the best result in resolving the well geometry. It also produces the smallest model error and L1 norm misfit. The best modelling result using the robust constraint method with all flat base electrodes indicates that no leakage occurs

underneath the water pool, as shown by the low resistivity values inside the pool.

Acknowledgement

We acknowledge the Hibah Publikasi Terindeks Internasional (PUTI) Q2 NOMOR: NKB-733/UN2.RST/HKP.05.00/2023 from Universitas Indonesia, which the corresponding author receives. The author would also like to thank PT. Geoscan Eksplorasi, which provides the electrical resistivity measurement tool. We appreciate Aep Saepudin, Asep, Rifdan Hilmi, and Victo, who assist in data acquisition. In addition, we thank Dr. Eng. Supriyanto, M.Sc, Dr. Muhammad Bisri Mustofa, M.Si, and Iskadarsyah, M.Si for their suggestions on the final version of this manuscript.

References

- Adhe, A., Waterman, & Nurkhamin. (2022). Perbandingan Hasil Deteksi Air Tanah Dengan Metode Geolistrik Konfigurasi Schlumberger, Wenner, Wenner-Schlumberger, Dipole- Dipole Dan Pole-Pole. *Prosiding Nasional Rekayasa Teknologi Industri Dan Informasi XVII Tahun 2022 (ReTII)*, 132-139.
- Ashadi, A. L., & Kaka, S. I. (2019). Ground-Motion Relations for Subduction-Zone Earthquakes in Java Island, Indonesia. *Arabian Journal for Science and Engineering*, 44(1), 449–465. <https://doi.org/10.1007/s13369-018-3563-x>
- Athanasίου, E. N., Tsourlos, P. I., Vargemézis, G. N., Papazachos, C. B., & Tsokas, G. N. (2007). Non-destructive DC resistivity surveying using flat-base electrodes. In *Near Surface Geophysics* (Vol. 5, Issue 4, pp. 263–272). European Association of Geoscientists & Engineers. <https://doi.org/10.3997/1873-0604.2007008>
- Carrara, E., Carrozzo, M. T., Fedi, M., Florio, G., Negri, S., Paoletti, V., Paolillo, G., Quarta, T., Rapolla, A., & Roberti, N. (2001). Resistivity and Radar surveys at the Archaeological site of Ercolano. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 6(3), 123–132. <https://doi.org/10.4133/JEEG6.3.123>
- Chabaane, A., Redhaounia, B., & Gabtni, H. (2017). Combined application of vertical electrical sounding and 2D electrical resistivity imaging for geothermal groundwater characterization: Hammam Sayala hot spring case study (NW Tunisia). *Journal of African Earth Sciences*, 134, 292–298. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2017.07.003>
- deGroot-Hedlin, C., & Constable, S. (1990). Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data. *GEOPHYSICS*, 55(12), 1613–1624. <https://doi.org/10.1190/1.1442813>
- Dwight, H. B. (1936). Calculation of Resistances to Ground. *Transactions of the American Institute of Electrical Engineers*, 55(12), 1319–1328. <https://doi.org/10.1109/T-AIEE.1936.5057209>
- Grandis, H. (2009). *Pengantar Pemodelan Inversi Geofisika*. Himpunan Ahli Geofisika Indonesia (HAGI).
- Karavul, C., Karaaslan, H., & Demirkol, A. (2016). Investigation of structures in the Alabanda Bouleuterion by electrical resistivity method. *Arabian Journal of Geosciences*, 9(7), 511. <https://doi.org/10.1007/s12517-016-2535-2>
- Kurniawan, M. F., Koesuma, S., & Darsono. (2017). Perbandingan Elektroda Konvensional dan Elektroda Tempel pada Metode Resistivitas untuk Identifikasi Model Anomali Bawah Permukaan. *Prosiding Pertemuan Ilmiah XXXI HFI Jateng & DIY*, 33-37.
- Loke, M. H. (1999). *Electrical Imaging Surveys for Environmental and Engineering Studies: A Practical Guide to 2D and 3D Surveys*. 2, 70.
- Loke, M. H. (2022). Tutorial: 2D and 3D Electrical Imaging Surveys. www.geotomofost.com.
- Loke, M. H., Acworth, I., & Dahlin, T. (2003). A comparison of smooth and blocky inversion methods in 2D electrical imaging surveys. *Exploration Geophysics*, 34(3), 182–187. <https://doi.org/10.1071/EG03182>
- Loke, M. H., & Lane, J., John W. (2004). Inversion of Data from Electrical Resistivity Imaging Surveys in Water-Covered Areas. *Exploration Geophysics*, 35(4), 266–271. <https://doi.org/10.1071/EG04266>
- Mohamaden, M. I. I., Hamouda, A. Z., & Mansour, S. (2016). Application of electrical resistivity method for groundwater exploration at the Moghra area, Western Desert, Egypt. *The Egyptian Journal of Aquatic Research*, 42(3), 261–268. <https://doi.org/10.1016/j.ejar.2016.06.002>
- Mukmin, M., Kali, A., & Mukhlis, B. (2014). Perbandingan Nilai Tahanan Pertanahan Pada Area Reklamasi Pantai (Citriland). *Jurnal Metrik*, 1(1).
- Oyeyemi, K. D., Aizebeokhai, A. P., Metwaly, M., Omobulejo, O., Sanuade, O. A., & Okon, E. E. (2022). Assessing the suitable electrical resistivity arrays for characterization of

- basement aquifers using numerical modeling. *Heliyon*, 8(5), e09427. <https://doi.org/10.1016/j.heliyon.2022.e09427>
- Putra, F. D., Paembonan, Y., & Rizki, R. (2020). Aplikasi Metode Flat Base Electrical Resistivity Survey Untuk Mengetahui Kerusakan di Jalan Terusan Ryacudu Lampung Selatan. *Jurnal Geosaintek*, 6(3). <http://dx.doi.org/10.12962/j25023659.v6i3.7890>
- Ramirez, A., Daily, W., Binley, A., LaBrecque, D., & Roelant, D. (1996). Detection of Leaks in Underground Storage Tanks Using Electrical Resistance Methods. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 1(3), 189–203. <https://doi.org/10.4133/JEEG1.3.189>
- Reynolds, J. M. (1997). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. Chichester: John Wiley and Sons Ltd.
- Riwayat, A. I., Ahmad Nazri, M. A., & Zainal Abidin, M. H. (2018). Application of Electrical Resistivity Method (ERM) in Groundwater Exploration. *Journal of Physics: Conference Series*, 995(1), 012094. <https://doi.org/10.1088/1742-6596/995/1/012094>
- Sasaki, Y. (1992). Resolution of Resistivity Tomography Inferred from Numerical Simulation. In *Geophysical Prospecting* (Vol. 40, Issue 4, pp. 453–463). European Association of Geoscientists & Engineers. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1992.tb00536.x>
- Supendi, P., Nugraha, A. D., Puspito, N. T., Widiyantoro, S., & Daryono, D. (2018). Identification of active faults in West Java, Indonesia, based on earthquake hypocenter determination, relocation, and focal mechanism analysis. *Geoscience Letters*, 5(1), 31. <https://doi.org/10.1186/s40562-018-0130-y>
- Telford, W. M., Geldart, L. P., & Sheriff, R. E. (1990). *Applied Geophysics Second Edition*. Melbourne: Cambridge University.
- Yuliadi, H., Hardi, S., & Rohana, R. (2021). Analisis Perbandingan Tahanan Pentanahan Pada Elektroda Batang Dan Plat Untuk Perbaikan Nilai Resistansi Pembumian. *Jurnal Teknik Elektro*, 4(1). <https://doi.org/DOI:https://doi.org/10.30596/rele.v4i1.7828>
- Zouhri, L., & Lutz, P. (2010). A comparison of peak and plate electrodes in electrical resistivity tomography: Application to the chalky groundwater of the Beauvais aquifer (northern part of the Paris basin, France). *Hydrological Processes*, 24(21), 3040–3052. <https://doi.org/10.1002/hyp.7719s>

Pemodelan Metode Resistivitas 4D untuk Identifikasi Penyebab Longsor di Wilayah Asrama Kampus Lapangan Geologi Karangsambung

Azelia Maudine Khadijah Fahira^{1*}, Iskandarsyah¹, Agus Kuswanto², Junaedi Abdulah²

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

² PT Geoscan Eksplorasi, Pusat Niaga Ubertos Kav. B21, Kota Bandung, Jawa Barat, 40611, Indonesia

*Corresponding author: azeliamaudine99@gmail.com

Abstrak

Tanah longsor di Asrama Kampus Lapangan Geologi Karangsambung yang terjadi di bulan Agustus - November 2022 menyebabkan tembok turap bergeser hingga membelok. Pada Agustus 2023, pergeseran tembok turap sekitar 1,5 meter kembali terjadi pada zona yang mengalami longsor sebelumnya. Litologi di bawah permukaan didominasi batulempung yang sulit mengalirkan air tanah. Pengamatan sumur pompa menunjukkan naiknya muka air tanah setelah penyedotan, menandakan kandungan air tinggi di bawah permukaan, yang dapat disebabkan oleh curah hujan ringan yang berkepanjangan. Pergerakan air tanah perlu dimodelkan untuk mengidentifikasi arah aliran air dari resapan hujan ke bawah permukaan. Pemodelan metode resistivitas 4D yang dilakukan sebanyak 4 kali dan jarak waktu 3 jam menunjukkan bahwa air hujan meresap pada lapisan tanah timbunan, menyebar ke arah timur, selatan, dan barat laut. Air dari selatan dan timur mengalir ke tenggara kedalaman 4 – 20 meter, sementara dari barat laut menuju kedalaman 8 – 23 meter. Air terperangkap di atas bidang gelincir lempung lanauan, terutama di tenggara yang mendekati zona longsor. Curah hujan ringan berkepanjangan terjadi 14 kali dari Januari - November 2022, dengan puncaknya pada 13 - 17 Juli 2022 dengan curah hujan sebesar 22,65 mm/hari. Dengan demikian, penyebab tanah longsor di daerah penelitian adalah air resapan hujan ringan berkepanjangan yang mengalir ke bawah zona longsor dan terperangkap pada bidang gelincir lempung lanauan.

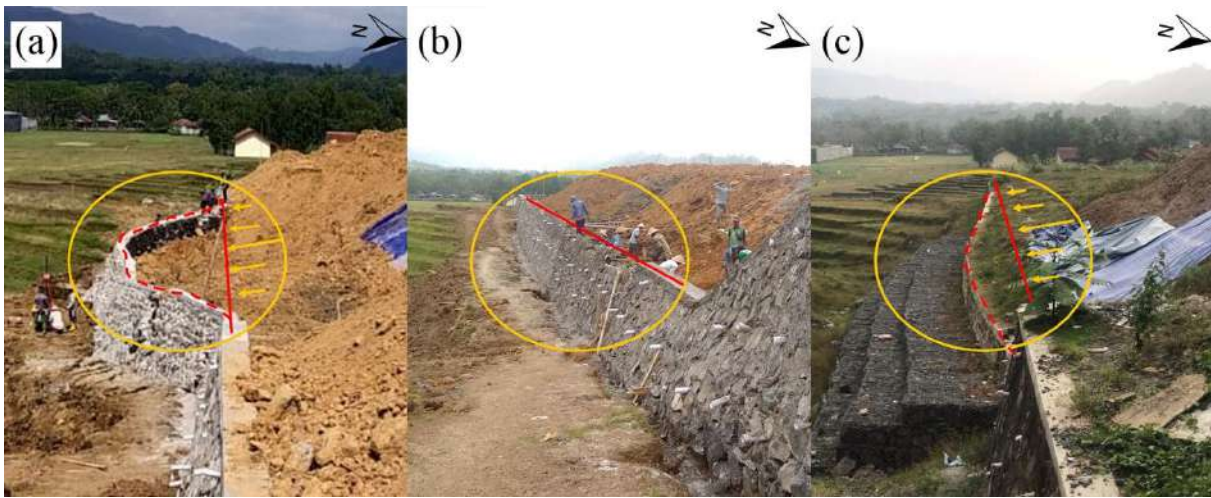
Kata kunci: tanah longsor, resistivitas, air tanah, curah hujan

1. Pendahuluan

Terjadinya tanah longsor dengan jenis luncuran rotasi terjadi di wilayah Asrama Kampus Lapangan Geologi Karangsambung mulai Agustus 2022 menyebabkan pergeseran tembok turap hingga membelok ditunjukkan Gambar 1.a. Tembok turap kemudian direnovasi agar kembali ke posisi ideal pada November 2022 seperti Gambar 1.b. Pergeseran tembok turap sekitar 1,5 meter kembali terjadi pada Agustus 2023 seperti Gambar 1.c.

Data bor menunjukkan litologi di bawah permukaan daerah penelitian didominasi oleh batulempung yang sulit mengalirkan air tanah. Adapun hasil pengamatan sumur pompa air yang terletak di zona longsor menunjukkan muka air tanah kembali naik beberapa hari setelah

dilakukan penyedotan yang mengindikasikan kandungan air yang tinggi di bawah permukaan. Kandungan air yang tinggi pada lereng yang kedap air seperti lempung dapat disebabkan oleh curah hujan yang ringan tapi berlangsung lama (Karnawati, 2000). Apabila air resapan hujan ringan yang berkepanjangan mengalir ke bawah permukaan zona longsor, maka muka air tanahnya meningkat, yang lama kelamaan menjenuhkan tanah, dan kekuatan gesernya akan hilang, maka longsor dapat terjadi (Subiyanti, et al., 2011). Oleh karena itu, air resapan hujan perlu diidentifikasi arah alirannya ke bawah permukaan dengan cara memodelkan pergerakan air tanah.



Gambar 1. Dokumentasi kejadian longsor di daerah penelitian oleh Tim PT Geoscan Eksplorasi: (a) Setelah terjadinya longsor dari bulan Agustus – November 2022; (b) Setelah renovasi tembok turap pada November 2022; (c) Setelah perpindahan massa 1,5 meter pada Agustus 2023. Lingkaran kuning menunjukkan zona longsor, garis merah menunjukkan posisi semula, garis merah putus-putus menunjukkan massa yang mengalami perpindahan, dan garis panah kuning menunjukkan arah pergerakan longsor.

Pemodelan pergerakan air tanah di bawah permukaan zona longsor akibat hujan dapat dilakukan menggunakan metode resistivitas 4D. Metode resistivitas 4D adalah metode dengan pengukuran data resistivitas 3D yang dilakukan berkali-kali dengan jarak waktu tertentu antara pengukuran (Kuswanto, 2015). Feng, et al. (2015) membuktikan metode resistivitas 4D dapat menunjukkan air tanah mengalir keluar area rawan longsor hanya beberapa hari setelah topan dan hujan karena zona longsor memiliki retakan dan permeabilitas yang tinggi. Adapun konfigurasi elektroda menggunakan konfigurasi pole-pole dengan resolusi yang buruk, tetapi cakupan data horizontalnya paling luas dan jangkauan investigasi terdalam dibandingkan konfigurasi lainnya sehingga cocok untuk investigasi air tanah berdasarkan plot kontur sensitivitasnya (Loke, 2004). Hasil pemodelan resistivitas 4D dengan pengukuran sebanyak 4 kali dan jarak waktu antara pengukuran sekitar 3 jam diinterpretasikan

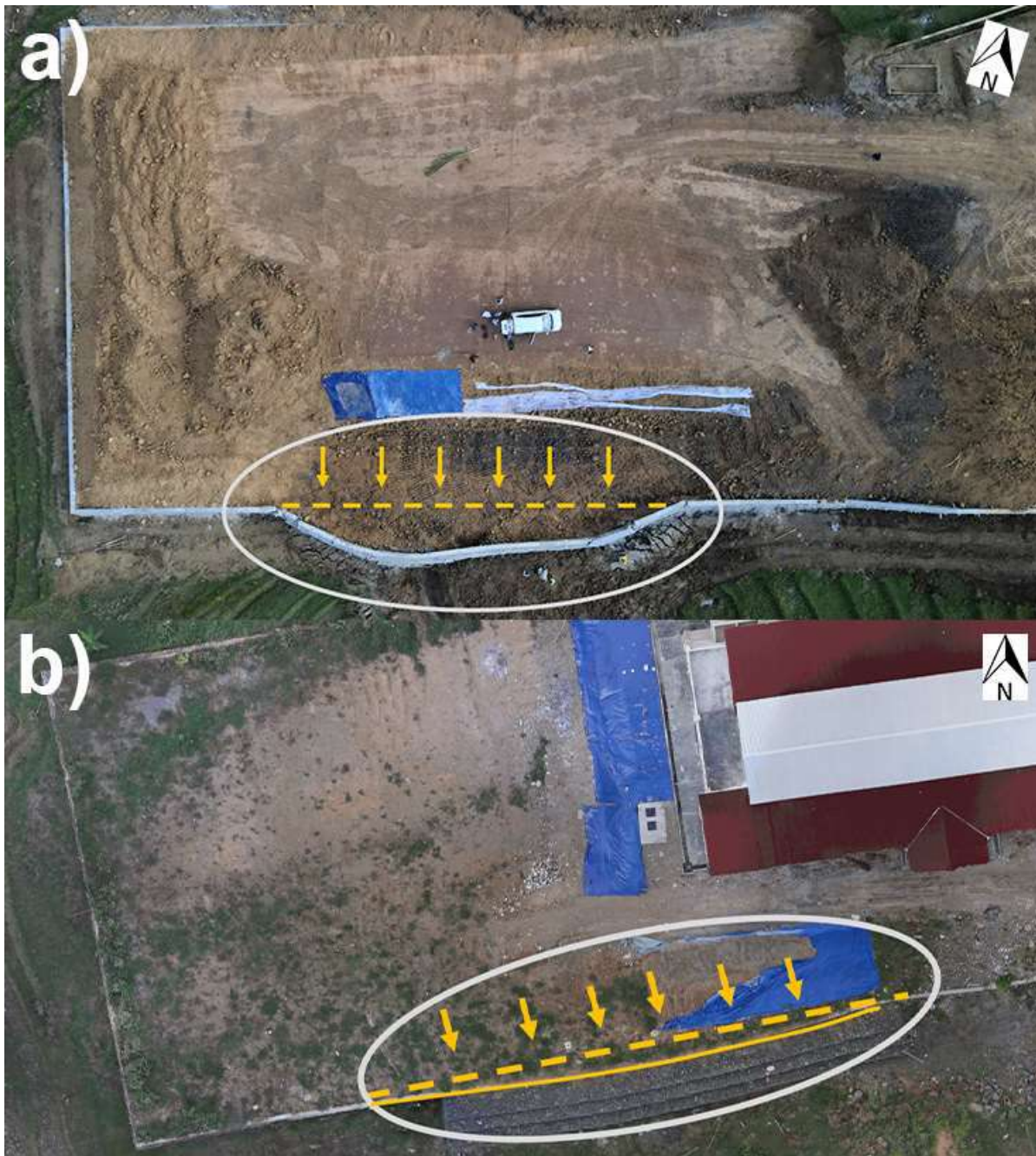
dengan korelasi litologi dengan data bor dan data curah hujan untuk membuktikan penyebab tanah longsor di daerah penelitian berasal dari hujan ringan yang berlangsung lama.

2. Data dan Metode

Waktu dan Tempat Penelitian

Daerah penelitian terletak di wilayah Asrama Kampus Lapangan Geologi Karangsembung, Kab. Kebumen, Jawa Tengah. Waktu dalam penelitian adalah sebagai berikut:

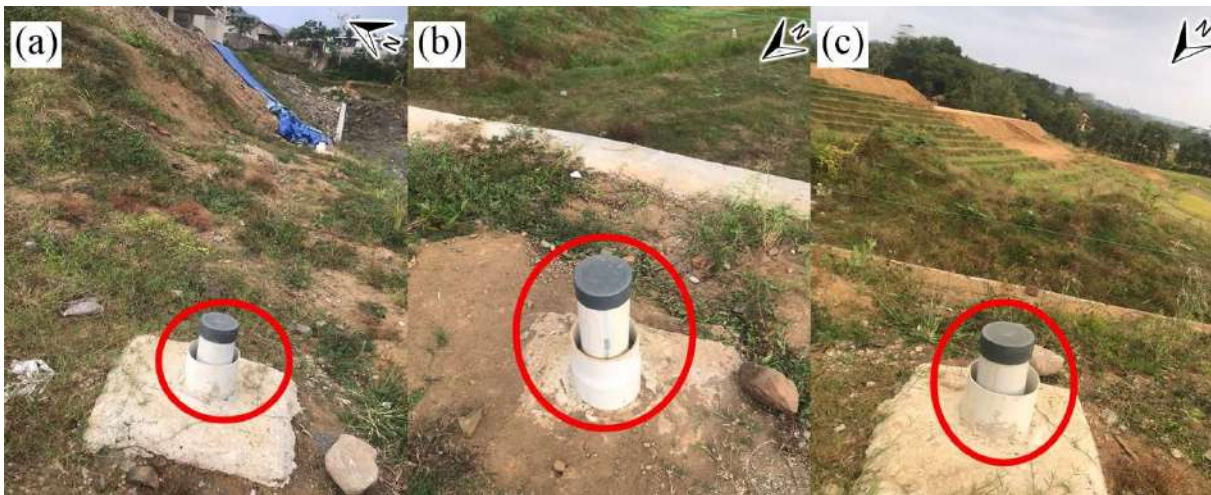
1. Mulai Agustus 2022, tanah longsor terjadi ditunjukkan oleh Gambar 2.a;
2. Pada 4 November 2022, tembok turap direnovasi agar kembali ke posisi ideal;
3. Di 1 Juli 2023, pengukuran data di lapangan menggunakan metode resistivitas 4D;
4. Pada 4 Agustus 2023, survei lapangan kembali saat perpindahan massa kembali terjadi di zona longsor 1,5 meter dari posisi semula seperti Gambar 2.b.



Gambar 2. Foto udara zona longsor di daerah penelitian oleh Tim PT Geoscan Eksplorasiindo: (a) Setelah terjadinya longsor pada Agustus 2022; (b) Perpindahan massa sekitar 1,5 meter pada Agustus 2023. Garis kuning putus-putus menandakan posisi tembok turap yang seharusnya, garis panah kuning menandakan arah pergerakan tanah longsor, dan lingkaran abu-abu menandakan zona longsor.

Di daerah penelitian terdapat tiga sumur pompa air di area selatan grid, seperti pada Gambar 3. Pengukuran data memberikan informasi ketinggian muka air tanah pada saat penyedotan air bawah permukaan sejak bulan April – September 2023.

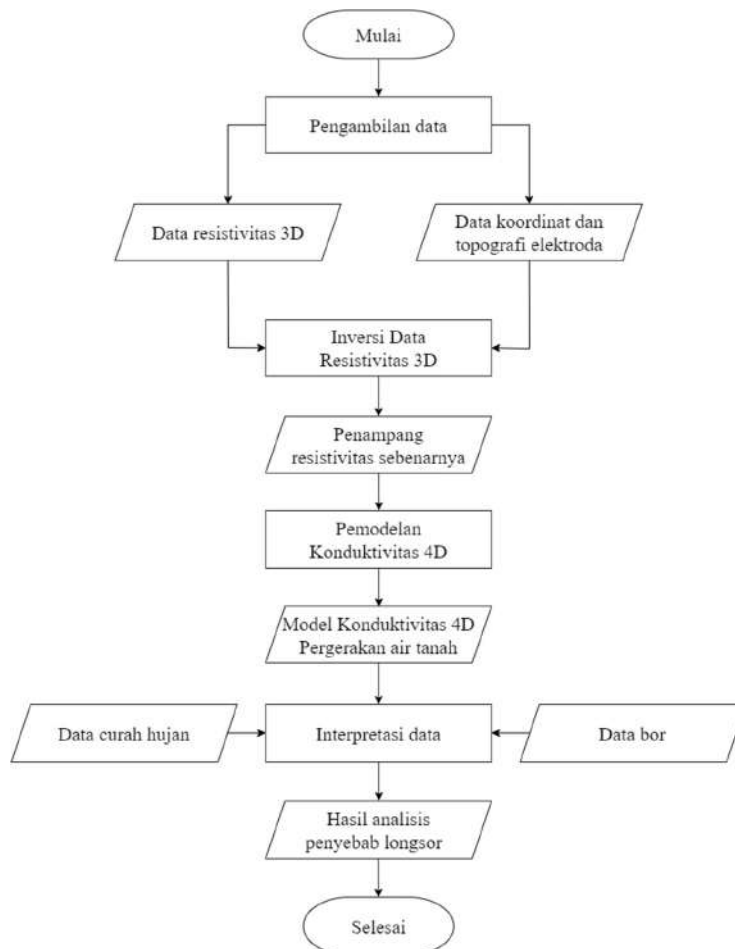
Hasil pengamatan sumur pompa membuktikan bahwa muka air tanah selalu kembali naik beberapa hari setelah dilakukan penyedotan karena resapan air hujan.



Gambar 3. Foto tiga sumur pompa air yang berada pada zona longsor di daerah penelitian: (a) Sumur paling barat; (b) Sumur tengah; (c) Sumur paling timur. Lingkaran merah menunjukkan sumur.

Metode Penelitian

Gambar 4 menunjukkan alur yang digunakan pada penelitian.



Gambar 4. Diagram alir penelitian

1. Pengambilan data

Pengambilan data resistivitas 3D menggunakan resistivitymeter ARES 5A seperti Gambar 5.a. Dengan konfigurasi pole-pole, pengukuran dilakukan sebanyak 4 kali dengan jarak waktu antara pengukuran pertama dan kedua dan seterusnya yaitu 3 jam. Grid pengukuran berbentuk persegi panjang 8 x 6 dengan

spasi elektroda 5 meter. Adapun *marking* elektroda menggunakan GPS Geodetik mobile pada Gambar 5.b. Berikut kondisi lapangan pada saat pengambilan data:

- a. KS04 jam 9.00 - 12.00, setelah hujan;
- b. KS03 jam 12.00 - 15.00, cuaca cerah;
- c. KS02 jam 15.00 - 18.00, cuaca cerah;
- d. KS01 jam 18.00 - 21.00, penyedotan air.



Gambar 5. Dokumentasi pengambilan data di lapangan: (a) Pengambilan data resistivitas dengan resistivitymeter ARES 5A; (b) Marking elektroda dengan GPS geodetik mobile.

2. Inversi 3D

Proses inversi dilakukan untuk memperoleh nilai true resistivity. Data yang dibutuhkan adalah lokasi elektroda, resistivitas semu, dan topografi GPS. Proses ini memodelkan resistivitas secara lokal yang menghasilkan penampang XZ, penampang YZ, dan peta XY.

3. Pemodelan 4D

Proses pemodelan 4D dibagi menjadi dua langkah, yaitu *solid modelling* dan *morphing*. *Solid modelling* dilakukan untuk visualisasi 3D nilai konduktivitas hasil inversi dengan sistem koordinat UTM pada zona 49S. Data yang dibutuhkan adalah easting, northing, elevasi datum, dan konduktivitas. *Morphing* dilakukan untuk membuat model tambahan antara jarak waktu pengukuran untuk memperoleh pergerakan yang halus.

4. Interpretasi data

Model resistivitas 4D diinterpretasikan dengan cara mengkorelasikan litologi dan kedalamannya dengan data bor. Adapun data curah hujan BMKG di Stasiun Klimatologi Jawa Tengah pada periode Januari 2022 - 4 Agustus 2023 digunakan untuk membuktikan penyebab tanah longsor di daerah penelitian berasal dari hujan ringan yang berlangsung lama.

Proses *editing* hanya dilakukan pada data KS04 dengan nilai *absolute error* awal 20,1% dengan cara menghapus sebuah titik datum dengan error tertinggi sekitar 3,2437%. Adapun *contour value* menggunakan nilai resistivitas KS03 karena berada di tengah-tengah nilai resistivitas keempat data, yaitu 0,745 – 109,97 Ω m sehingga dianggap dapat mewakili *contour value* keempat data.

4. Hasil dan Pembahasan

Penampang Resistivitas Sebenarnya

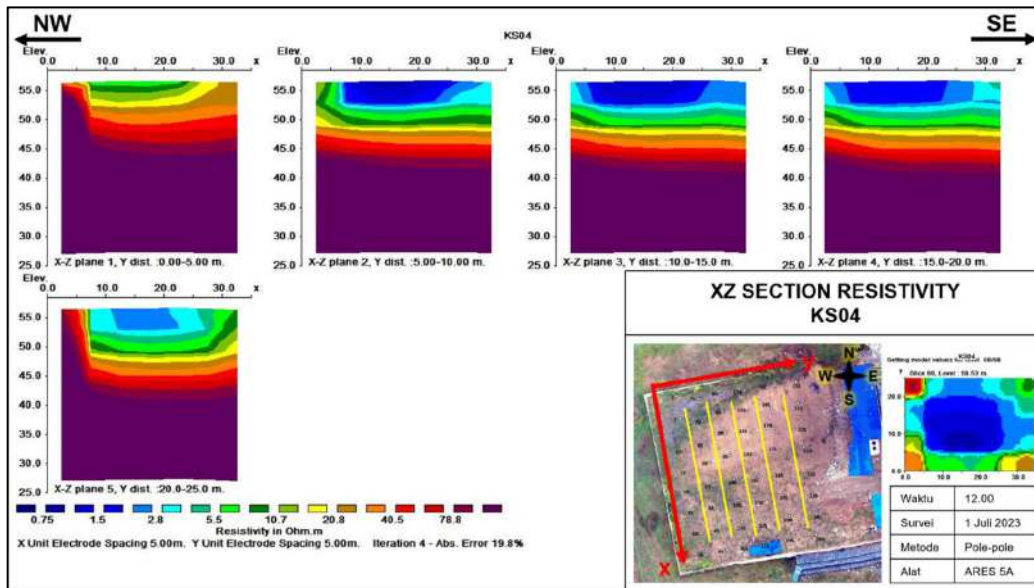
Penampang resistivitas sebenarnya diperoleh dari inversi dengan metode *smoothness-constrained least-square* dan jumlah iterasi sebanyak 4 kali. Dimensi data resistivitas yang diperoleh memiliki panjang 20 meter, lebar 30 meter, dan kedalaman 30 meter.

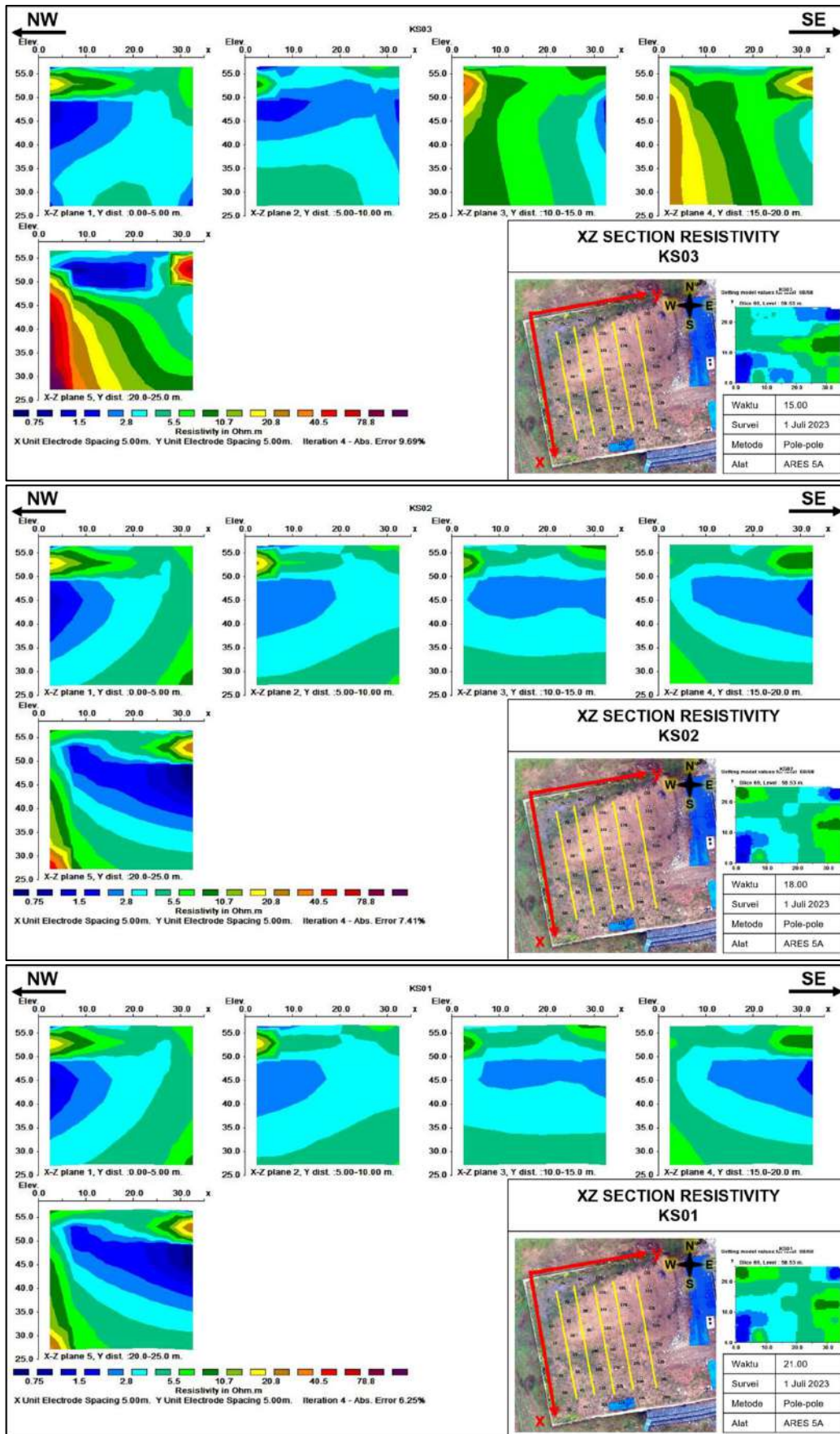
Tabel 1 menunjukkan sebaran nilai resistivitas dan absolute error dari keempat data. Dapat dilihat, *absolute error* keempat data sudah dipastikan di bawah 20% karena telah dilakukan proses *editing*.

Tabel 1. Nilai resistivitas dan *absolute error* dari keempat data berdasarkan hasil inversi

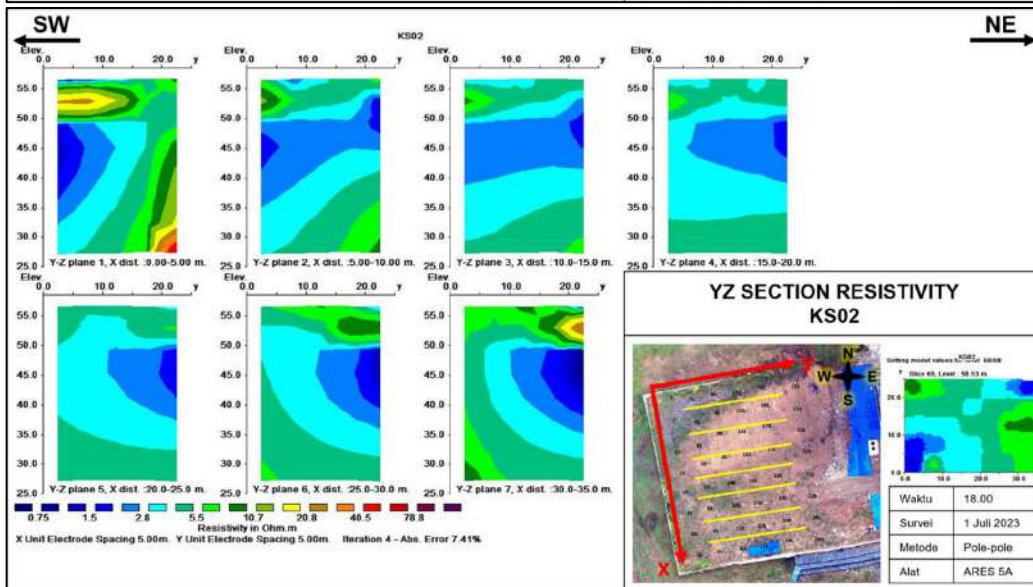
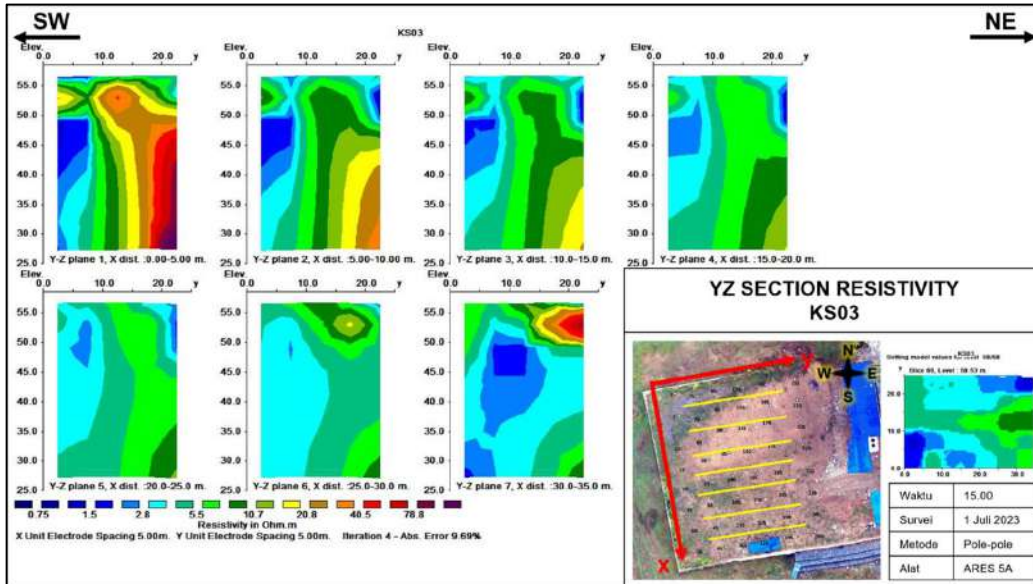
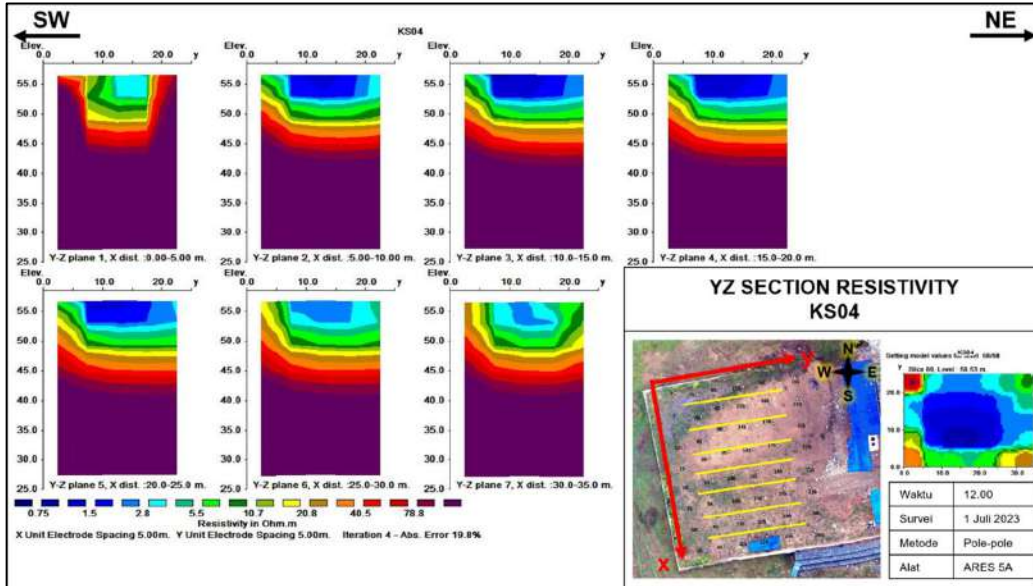
Data	Resistivitas (Ω m)	Absolute Error
KS04	1,15 – 1640,13	19,8%
KS03	0,745 – 109,97	9,69%
KS02	0,608 – 36,19	7,41%
KS01	0,635 – 22,51	6,25%

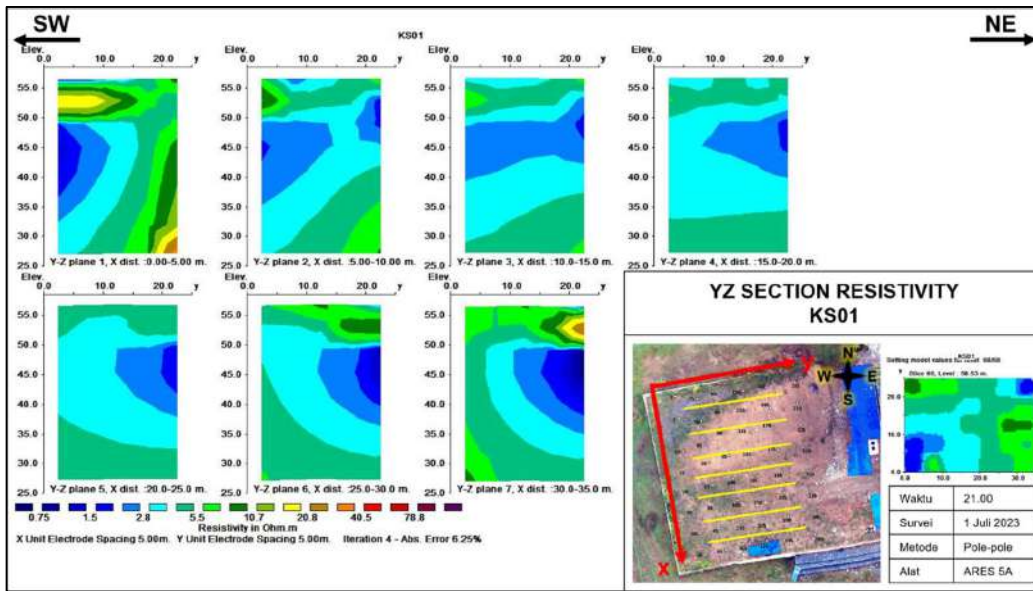
Berdasarkan penampang resistivitas sebenarnya keempat data pada Gambar 6 dan Gambar 7, nilai resistivitas awal di bawah permukaan bernilai sangat tinggi. Perlahan-lahan nilai resistivitasnya berkurang hingga pengukuran keempat hampir di semua bagian menunjukkan kondisi bawah permukaan semakin konduktif karena air resapan hujan telah mengalir masuk.





Gambar 6. Penampang XZ resistivitas sebenarnya dari pengukuran pertama hingga keempat





Gambar 7. Penampang YZ resistivitas sebenarnya dari pengukuran pertama hingga keempat

Model Konduktivitas 4D

Model konduktivitas 4D menggunakan batas daerah agar data resistivitas berdasarkan pengukuran di lapangan, bukan hasil interpolasi. Kontur topografi telah dimodelkan sebelumnya agar elevasi pada model menyesuaikan data koordinat dan topografi elektroda dari GPS. Model menggunakan nilai konduktivitas karena air bersifat menghantarkan arus listrik sehingga untuk mencari air lebih tepat menggunakan kemampuan menghantarkan arus listrik (konduktivitas). Adapun parameter jumlah model tambahan antara waktu pengukuran (*increment*) menggunakan sebanyak 5 model untuk menghasilkan model pergerakan air tanah yang halus, sehingga total terdapat 18 model.

Air tanah pada model memiliki nilai konduktivitas 0,40948 – 1,86436 S/m (0,5364 – 2,4421 Ω m). Nilai konduktivitas ini ditentukan berdasarkan nilai resistivitas air tanah yang berkisar dari 0,5 – 150 Ω m (Telford, et al., 1990). Adapun proses interpretasi lapisan di bawah permukaan menggunakan korelasi litologi dan

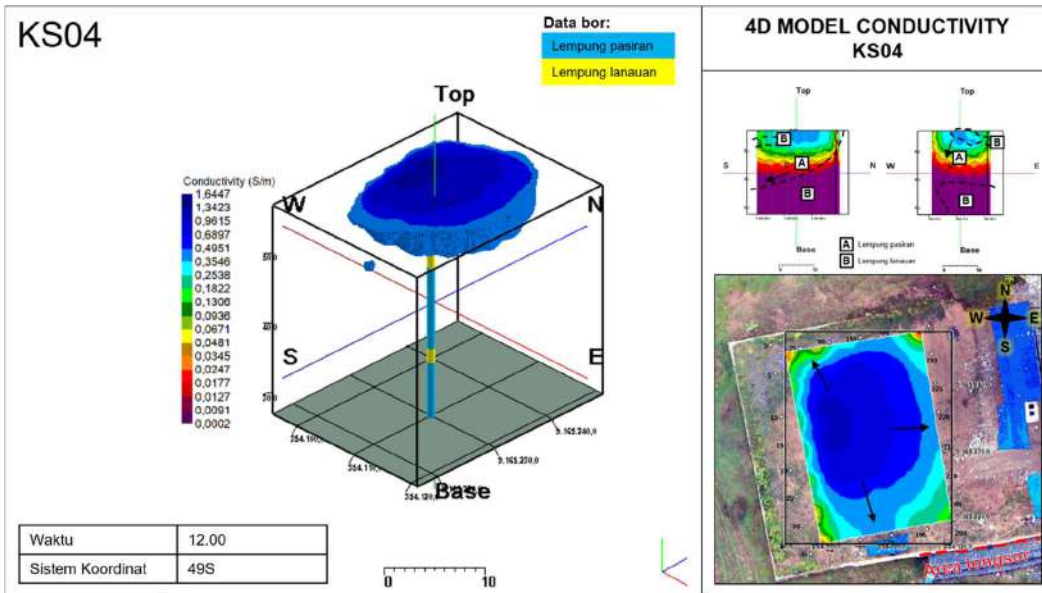
kedalaman dengan data bor yang terdapat pada Tabel 2.

Tabel 2. Litologi bawah permukaan berdasarkan data bor dengan kedalaman total 30 meter.

Kedalaman (m)	Litologi
0 - 4	Tanah timbunan, lempung pasir, kaku - sangat kaku, plastis
4 - 8,5	Batulempung, lempung lanauan, lapuk sedang
8,5 - 20	Batulempung, lempung pasir
20 - 22	Batulempung, lempung lanauan
22 - 30	Batulempung, lempung pasir, fragmen andesit dan lempung

Berdasarkan hasil model konduktivitas 4D, arah pergerakan air tanah di bawah permukaan adalah sebagai berikut:

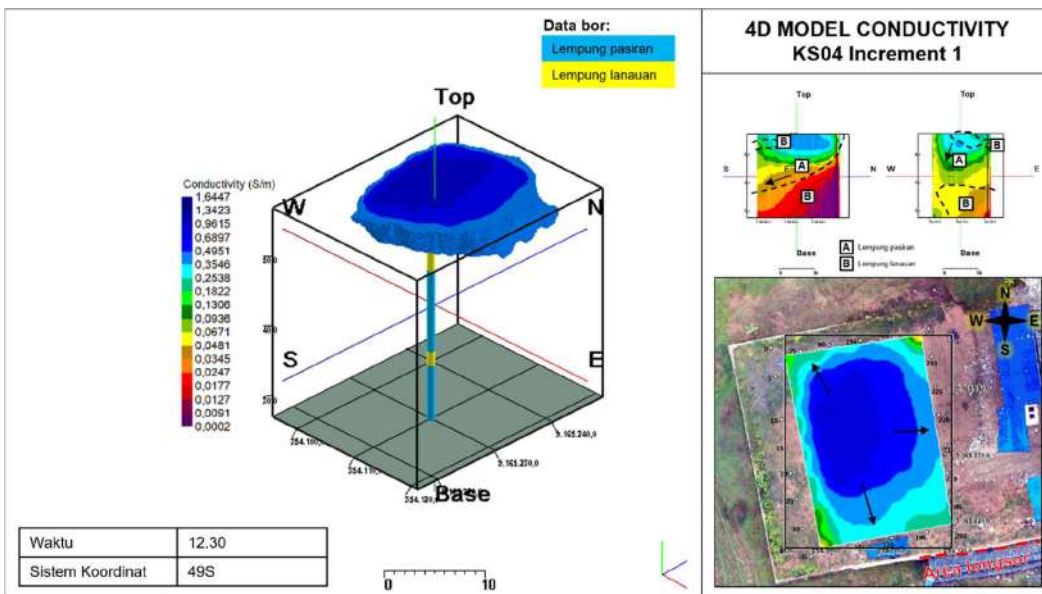
- Gambar 8 menunjukkan bahwa setelah hujan, resapan air berada di kedalaman 1,2 - 5 meter pada lapisan tanah timbunan lempung pasir yang dapat menyimpan dan mengalirkan air. Lapisan di bawah tanah timbunan merupakan batulempung yang masih dalam keadaan kering sehingga masih sangat resistif.

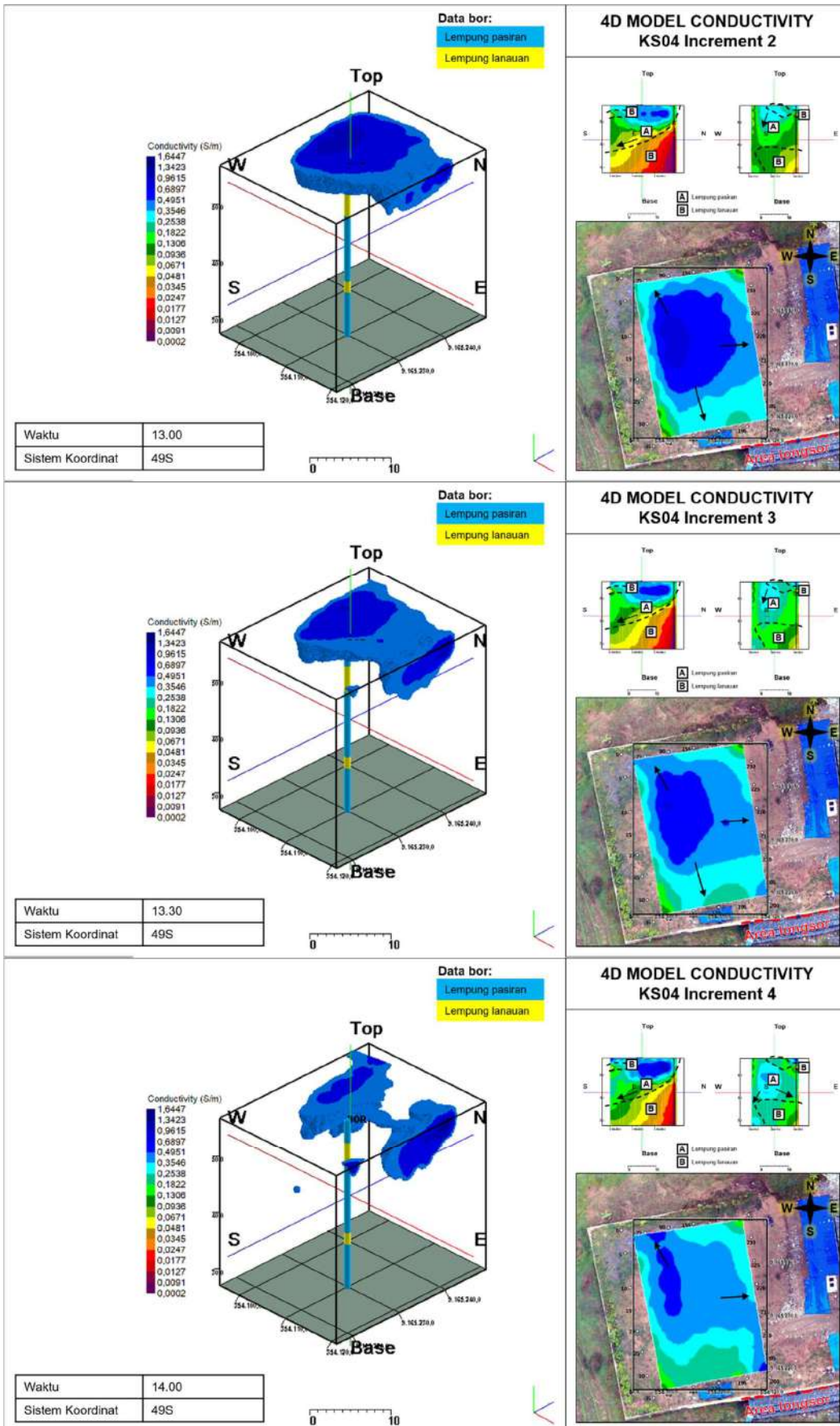


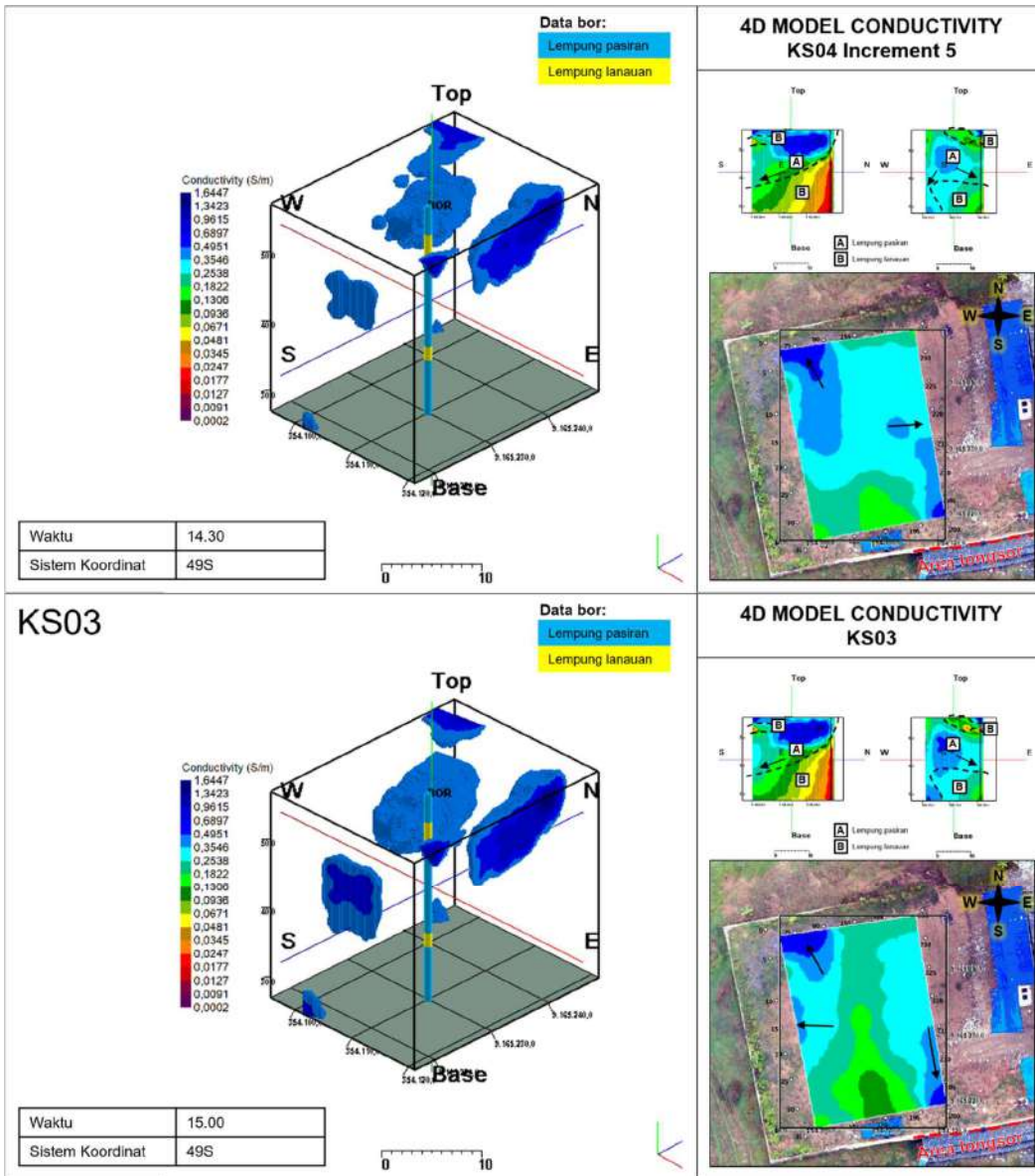
Gambar 8. Model konduktivitas 4D pada pengukuran pertama dalam kondisi awal

2. Gambar 9 menunjukkan bahwa hingga pengukuran kedua, air mengalir ke arah barat laut, selatan, dan timur. Pergerakan ini menunjukkan persebaran lapisan lempung lanauan di kedalaman 4 - 8,5 meter menyebabkan air tidak dapat mengalir turun

ke tengah melainkan ke tiga arah tersebut. Per lapisan bawah permukaan mulai terlihat semakin konduktif, tetapi masih resistif di bagian timur laut pada kedalaman 16 - 30 meter mengindikasikan keberadaan bidang gelincir yang tidak dapat mengalirkan air.



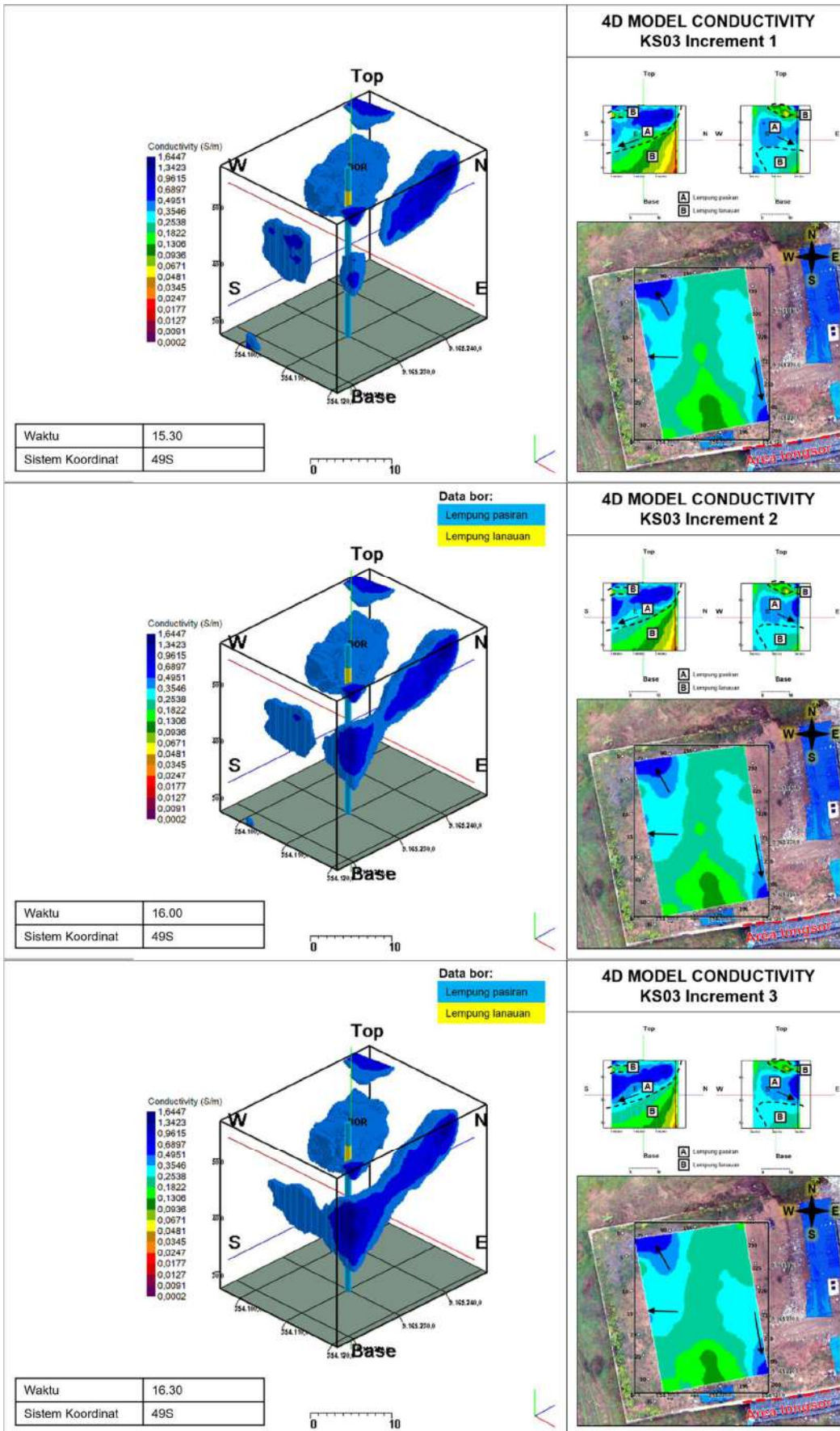


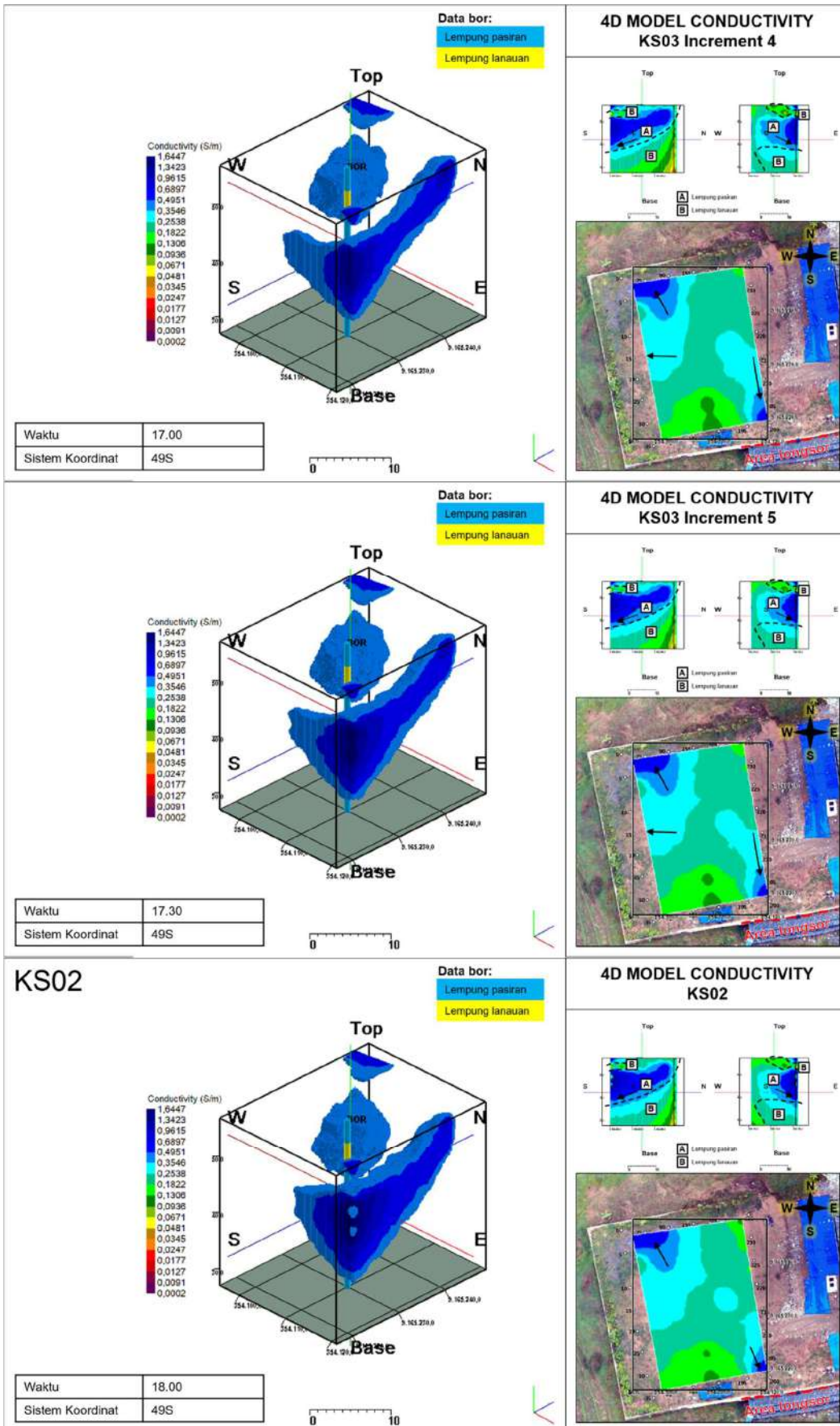


Gambar 9. Model konduktivitas 4D pada jarak waktu antara pengukuran pertama hingga pengukuran kedua

3. Pada model pada jarak antara waktu pengukuran kedua dan ketiga yang ditunjukkan oleh Gambar 10, air dari arah selatan mengalir bersama air dari timur menuruni bidang gelincir lempung lanauan berbentuk cekung, berkumpul di tenggara

pada kedalaman 4 - 20 meter yang merupakan zona yang sebelumnya mengalami longsor, sedangkan air di arah barat laut mengalir turun hingga kedalaman 8 - 23 meter;

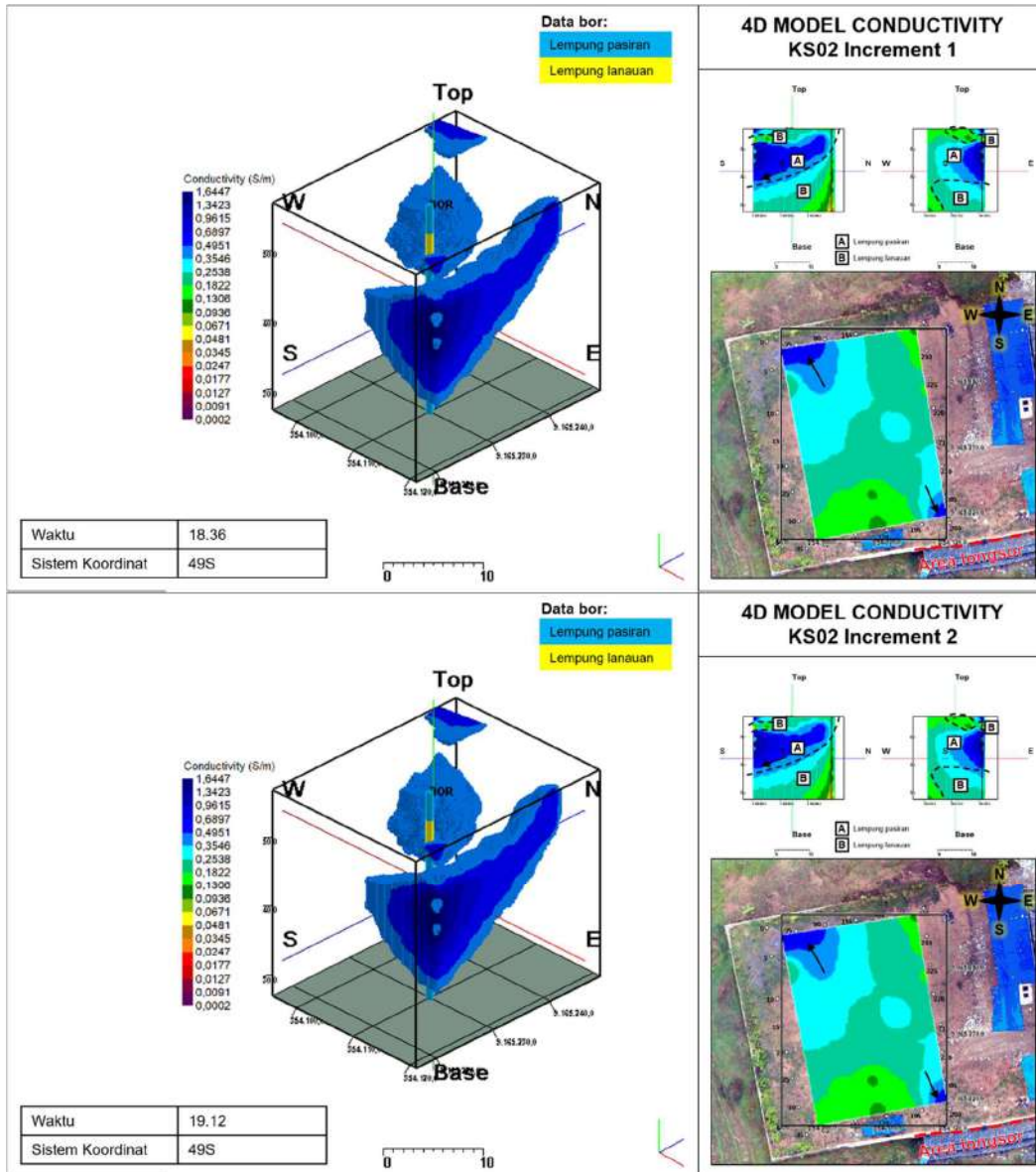


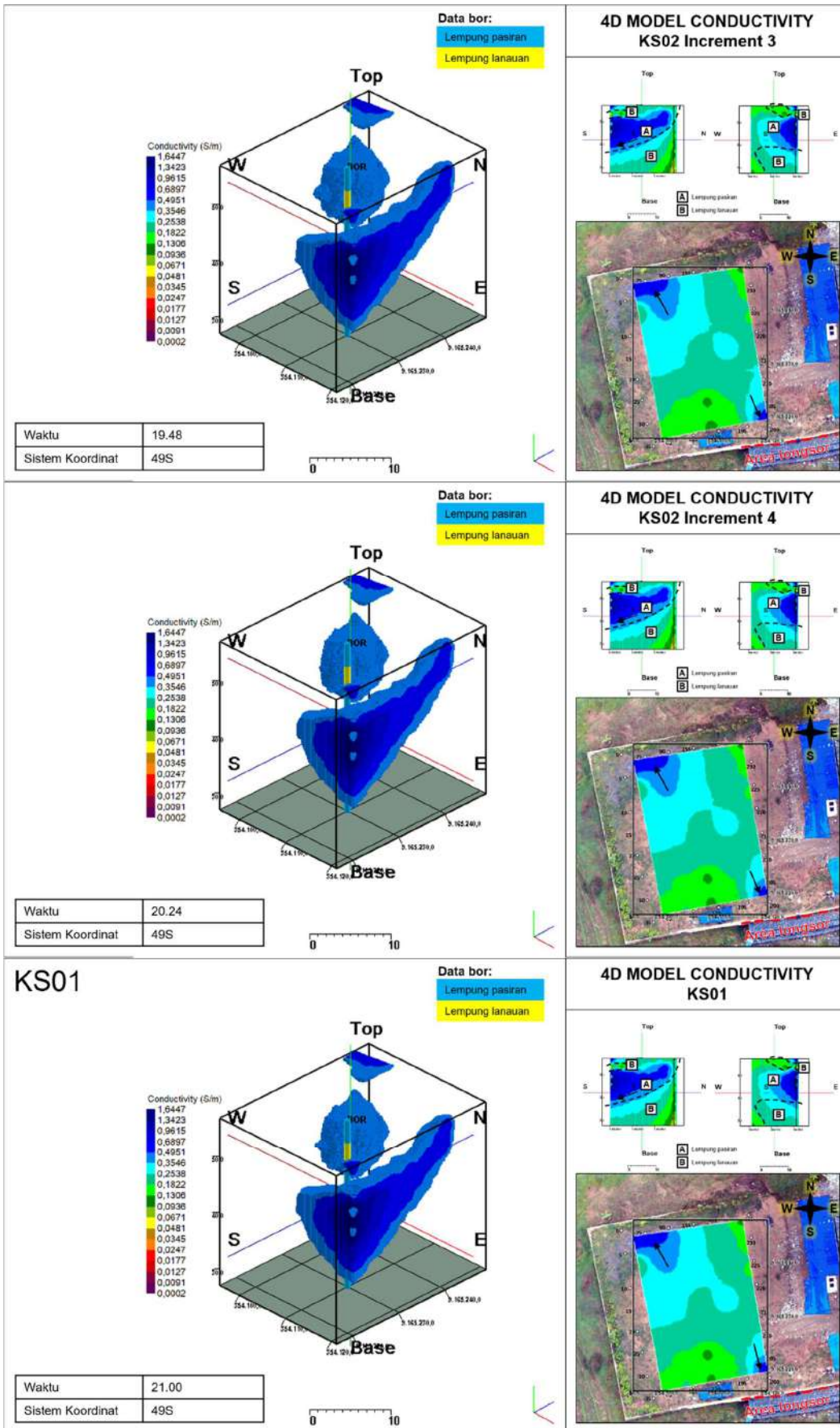


Gambar 10. Model konduktivitas 4D pada jarak waktu antara pengukuran kedua hingga pengukuran ketiga

4. Berdasarkan Gambar 11, air di tenggara dan barat laut masih berada pada posisi yang sama karena terperangkap di atas persebaran lapisan lempung lanauan.

Adanya penyedotan air di arah selatan pada saat pengukuran menyebabkan muka air tanah turun sehingga volume air di arah tenggara berkurang perlahan.





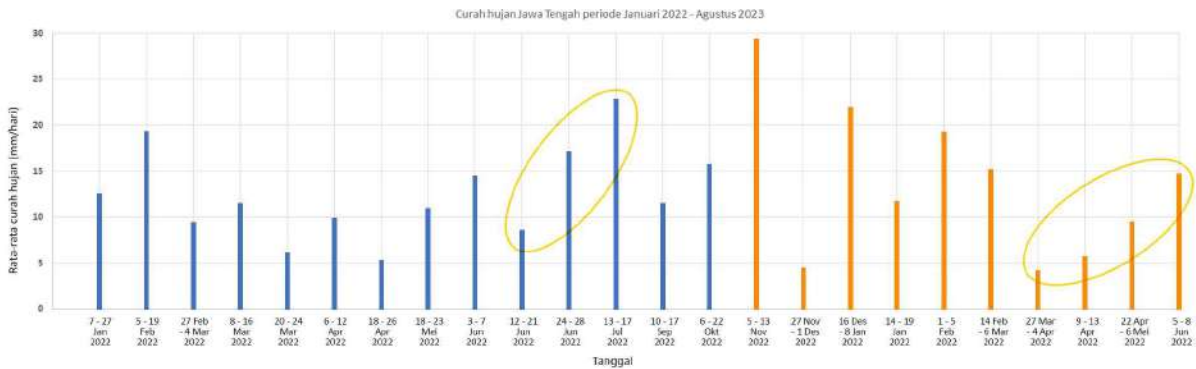
Gambar 11. Model konduktivitas 4D pada jarak waktu antara pengukuran ketiga hingga pengukuran keempat

Interpretasi Data

Air resapan hujan lama kelamaan akan mengalir paling banyak ke arah tenggara yang mendekati zona longsor yang kemudian terperangkap di atas bidang gelincir lempung lanauan dari timur ke selatan di kedalaman 16 - 30 meter karena kedap air. Menurut Karnawati (2000), jenis hujan yang dapat menyebabkan longsor pada lereng yang kedap air seperti lempung adalah hujan ringan yang berlangsung lama. Hujan ringan yang berlangsung lama dapat menjenuhkan tanah hingga kekuatan geser tanah hilang, dan menyebabkan terjadinya longsor (Subiyanti, et al., 2011). Ketika kekuatan geser tanah hilang, maka struktur tanahnya akan melemah dan mudah bergeser, sehingga longsor dapat terjadi (Das & Sobhan, 2018). Oleh karena itu, data curah hujan diperlukan untuk membuktikan longsor di bulan

Agustus 2022 dapat terjadi karena sumber kandungan air yang tinggi di atas lapisan lempung lanauan berasal dari hujan ringan yang berlangsung lama dengan curah hujan kurang dari 20 mm.

Berdasarkan grafik curah hujan pada Gambar 12, hujan ringan berlangsung lama pada periode Januari - November 2022 terjadi sebanyak 14 kali dengan curah hujan yang meningkat dari bulan Juni hingga puncaknya pada tanggal 13 – 17 Juli 2022 sebesar 22,65 mm/hari. Adapun pada periode November 2022 - Agustus 2023, hujan ringan berlangsung lama terjadi 10 kali yang curah hujannya meningkat mulai dari April 2023 hingga puncaknya pada tanggal 5 – 8 Juni 2023 sebesar 14,48 mm/hari. Oleh karena itu, terbukti penyebab tanah longsor di daerah penelitian adalah hujan normal yang berlangsung lama.



Gambar 12. Grafik curah hujan ringan yang berlangsung lama periode Januari 2022 – Agustus 2023 berdasarkan data curah hujan Stasiun Klimatologi Jawa Tengah dimodifikasi dari (BMKG, 2023). Lingkaran kuning menunjukkan peningkatan curah hujan hingga mencapai puncaknya.

4. Kesimpulan

Berdasarkan hasil penelitian, maka berikut beberapa kesimpulan yang dapat ditarik:

- a. Proses pergerakan aliran air tanah dengan nilai resistivitas 0,5364 – 2,4421 Ωm diawali dengan air dari curah hujan yang meresap di lapisan tanah timbunan pada kedalaman 1,2 – 5 meter yang kemudian mengalir ke arah barat laut, timur, dan selatan karena adanya lapisan

lempung lanauan di kedalaman 4 – 8,5 meter. Selanjutnya, air dari arah barat laut mengalir turun hingga kedalaman 8 – 23 meter, sedangkan air dari arah timur mengalir menuruni bidang gelincir bersamaan dengan air dari arah selatan menuju arah tenggara pada kedalaman 4 – 20 meter. Kemudian air di arah tenggara dan barat laut berada di posisi yang

sama karena terperangkap di atas lapisan lempung lanauan bersifat kedap air.

- b. Tanah longsor di daerah penelitian pada Agustus 2022 dan Agustus 2023 dapat terjadi karena curah hujan ringan yang berlangsung lama yang mengalami peningkatan curah hujan dari bulan Juni hingga puncaknya di bulan Juli 2022 dan periode kedua dari April hingga puncaknya di bulan Juni 2023. Air resapan hujan akan paling banyak mengalir ke bawah permukaan zona rawan longsor. Keberadaan bidang gelincir lempung lanauan dari arah timur ke selatan di kedalaman 16 – 30 meter menyebabkan air tanah di bawah permukaan zona rawan longsor terperangkap dan tidak dapat dialirkan. Oleh karena itu, muka air tanah akan meningkat, yang kemudian menyebabkan tanah jenuh, hingga kehilangan kekuatan gesernya.

Sumber Data

BMKG. (2023). Data Curah Hujan Provinsi Jawa Tengah. Jakarta: Data Online - Pusat Database. Diambil kembali dari <https://dataonline.bmkg.go.id/data iklim>

Ucapan Terima Kasih

Penulis mengucapkan terima kasih kepada Yayasan Geologi ITB Karangsembung yang telah memberikan fasilitas tempat untuk penelitian, khususnya Pak Istanto dan Refaldo, geologist di Yayasan tersebut yg telah membantu selama penelitian di lapangan serta terima kasih kepada PT Geoscan Eksplorasi Utama (GEU) yang telah memfasilitasi penelitian penulis dan terima kasih kepada personil PT GEU yg telah membantu selama di lapangan.

Referensi

- Asikin, S. (1974). Evolusi geologi Jawa Tengah dan sekitarnya Ditinjau dari Segi Teori Tektonik Dunia yang Baru. Bandung: Disertasi Doktor, Institut Teknologi Bandung.
- Asikin, S., Handoyo, A., Busono, H., & Gafoer, S. (1992). Peta Geologi Lembar Kebumen, Jawa Skala 1:100.000. Geomap ESDM. Diambil

kembali dari <https://geologi.esdm.go.id/geomap/pages/previ ew/peta-geologi-lembar-banyumas-jawa>

- Das, B. M., & Sobhan, K. (2018). Principles of Geotechnical Engineering (9th ed.). Cengage Learning.
- Departemen Pekerjaan Umum. (2007). Pedoman Penataan Ruang: Kawasan Rawan Bencana Longsor. Departemen Pekerjaan Umum. Jakarta: Direktorat Jenderal Penataan Ruang.
- Feng, Z.-y., Lin, B.-S., Liu, H.-C., & Sun, C.-T. (2015). Four-dimensional electrical resistivity tomography of the groundwater in a landslide. 10th Asian Regional Conference of IAEG, (hal. 1-4).
- Geotomo Software. (2010). RES2DINV ver. 3.59. Penang: Author.
- Highland, L. M., & Bobrowsky, P. (2008). The Landslide Handbook-A Guide to Understanding Landslides. Reston: U.S. Geological Survey Circular.
- Holmes, J., Chambers, J., Wilkinson, P., Dashwood, B., Gunn, D., Cimpoias, M., . . . Donohue, S. (2022). 4D Electrical Resistivity Tomography for Assessing The Influence of Vegetation and Subsurface Moisture on Railway Cutting Condition. Engineering Geology.
- Hungr, O., Leroueil, S., & Picarelli, L. (2014). The Varnes classification of landslide types, an update. Landslides, 11(2), 167-194.
- Karnawati, D. (1996). Rain-Induced Landslides Problems in West Java. Jurnal Media Teknik, XVIII(3).
- Karnawati, D. (2000). The Importance Of Low Intensity Rainfall On Landslide Occurrence. Forum Teknik, 24(1).
- Kuswanto, A. (2015). Pengembangan Metode Geolistrik 4D untuk Perembesan Bawah Tanah. Prosiding Pertemuan Ilmiah Nas BPPT.
- Loke, M. H. (1999). Electrical imaging surveys for Environmental and Engineering Studies - A practical guide to 2-D and 3-D surveys.
- Loke, M. H. (2004). Tutorial : 2-D and 3-D electrical imaging surveys.
- Loke, M. H., & Barker, R. D. (1996). Practical Technique for 3D Resistivity Surveys and Data Inversion. Geophysical Prospecting, 499-523.

- Naryanto, H. S., & Zahro, Q. (2020). Penilaian Risiko Bencana Longsor di Wilayah Kabupaten Serang. *Majalah Geografi Indonesia*, 34(1), 1-10.
- Presiden Republik Indonesia. (2004). UU No. 7 Tahun 2004 tentang Sumber Daya Air. Jakarta: Sekretariat Negara.
- Reynolds, J. M. (2011). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics - 2nd edition*. New Delhi: Wiley-Blackwell.
- Robain, H., Albouy, Y., Dabas, M., Descloitres, M., Camerlynck, C., Mechler, P., & Tabbagh, A. (1999). The Location of Infinite Electrodes in Pole-Pole Electrical Surveys: Consequences for 2D imaging. *Journal of Applied Geophysics*, 313-333.
- Subiyanti, H., Rifa'i, A., & Jayadi, R. (2011). Analisis Kelongsoran Lereng Akibat Pengaruh Tekanan Air Pori di Saluran Induk Kalibawang Kulonprogo. *Jurnal Ilmiah Semesta Teknik*, 14, 15-25.
- Tarback, E. J., & Lutgens, F. K. (2015). *Earth Science (14th ed.)*. New Jersey: Pearson Education.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., & Sheriff, R. E. (1990). *Applied Geophysics*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Todd, D. K., & Mays, L. W. (2005). *Groundwater Hydrology (3rd ed.)*. Hoboken: John Wiley & Sons, Inc.
- Wattlet, A., Thirugnanam, H., Singh, B., Kumar M., N., Brahmanandan, D., Inauen, C., . . . Ramesh, M. V. (2023). 4D Electrical Resistivity to Monitor Unstable Slopes in Mountainous Tropical Regions: An Example from Munnar, India. *Landslides*, 20, 1031-1044

Anisotropy of Magnetic Susceptibility: Application to Tectonics and Basin Evolution

Reza Syahputra^{1*}

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

*Corresponding author: syahputra.reza@sci.ui.ac.id

Abstract

The anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) was proposed over half a century ago and has earned tremendous popularity. The AMS method is a powerful quantitative tool for fabric analysis, especially in fine-grained sedimentary rocks that lack macroscopically observable paleocurrent indicators. In addition, the AMS has proven as an extremely sensitive indicator to record 'invisible' deformational fabrics. Thus, the AMS is increasingly used to characterize the preferred orientation of magnetic minerals from depositional to tectonic setting within a given basin, with the benefit of potentially recording weak upper-crustal strains. The AMS was tested in a sequential geological setting along the northern edge of Gondwana during the Neoproterozoic–Cambrian. The objective of this research is to find the timing and mechanism operated on the northern margin of Gondwana during active–passive margin transition. In the Cadomian terranes, after the active Cadomian orogeny ceased, several diverse compositional plutons intruded the Teplá–Barrandian unit of the Bohemian Massif. The AMS data are able to differentiate the pre-, syn-, and post-plutonism structures (The Kdyně pluton, the Czech Republic). The possible geodynamic causes of this event were interpreted as a result of a slab break-off. Following this plutonism, the crust at the surface evolved as a graben-type structure of the Příbram–Jince basin (the Czech Republic). The AMS has successfully revealed the paleocurrent direction changes in this sedimentary basin, which was related to the change of tectonic regime.

Keywords: Anisotropy of Magnetic Susceptibility, Gondwana, Cadomian, Teplá–Barrandian unit, tectonics.

1. Introduction

Rock texture can be used to infer deformational history and geological setting, and records the mechanisms of deformation, orientation and magnitude of principal stresses. The complexities of internal structure of rocks are indiscernible. The anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) is a technique in defining the physical properties of a rock which is useful for petrofabric and structural studies (e.g., Borradaile, 1997; Hrouda, 1982). The AMS method is used to define the preferred orientation of magnetic minerals by measuring the crystallographic axes. The AMS technique is applicable to any rock and soft sediment type and able to determine invisible fabrics in rocks such as paleocurrent, flow of a magma, and weak deformation. Moreover, the AMS measurement in laboratory is quick (about 2

minutes per specimen) and easy to operate, allowing statistical and structural arrangement in fabric investigation, especially useful to map the complex structures related to depositional and tectonic.

This study is designed to unravel the timing and mechanism between active to passive margin transformation. The AMS method were tested in a transitional zone during the late Ediacaran to early Cambrian within the Cadomian orogenic belt, the Bohemian Massif, the Czech Republic (Fig. 1). These locations represent key information about crucial structural styles transformation, from compressional to extensional regimes, involving a shallow plutonic bodies (Kdyně plutons) and sedimentary basin (The Příbram–Jince basin). The Cadomian subduction terminated ca. 540 Ma in the Armorican massif and Saxothuringia but keep

subducting in the Iberian and Bohemian Massifs at least until the early-middle Cambrian (Hajná et al., 2018). As a result, some of plutonic events still arose in the Bohemian Massif ca. 524–522 Ma, represented by the Kdyně plutons. On the surface,

the Příbram–Jince sedimentary basin was deposited ca. 515–499 Ma with a domination of fluvial deposits that interrupted by a brief marine transgression and accompanied by periodic volcanic activity.

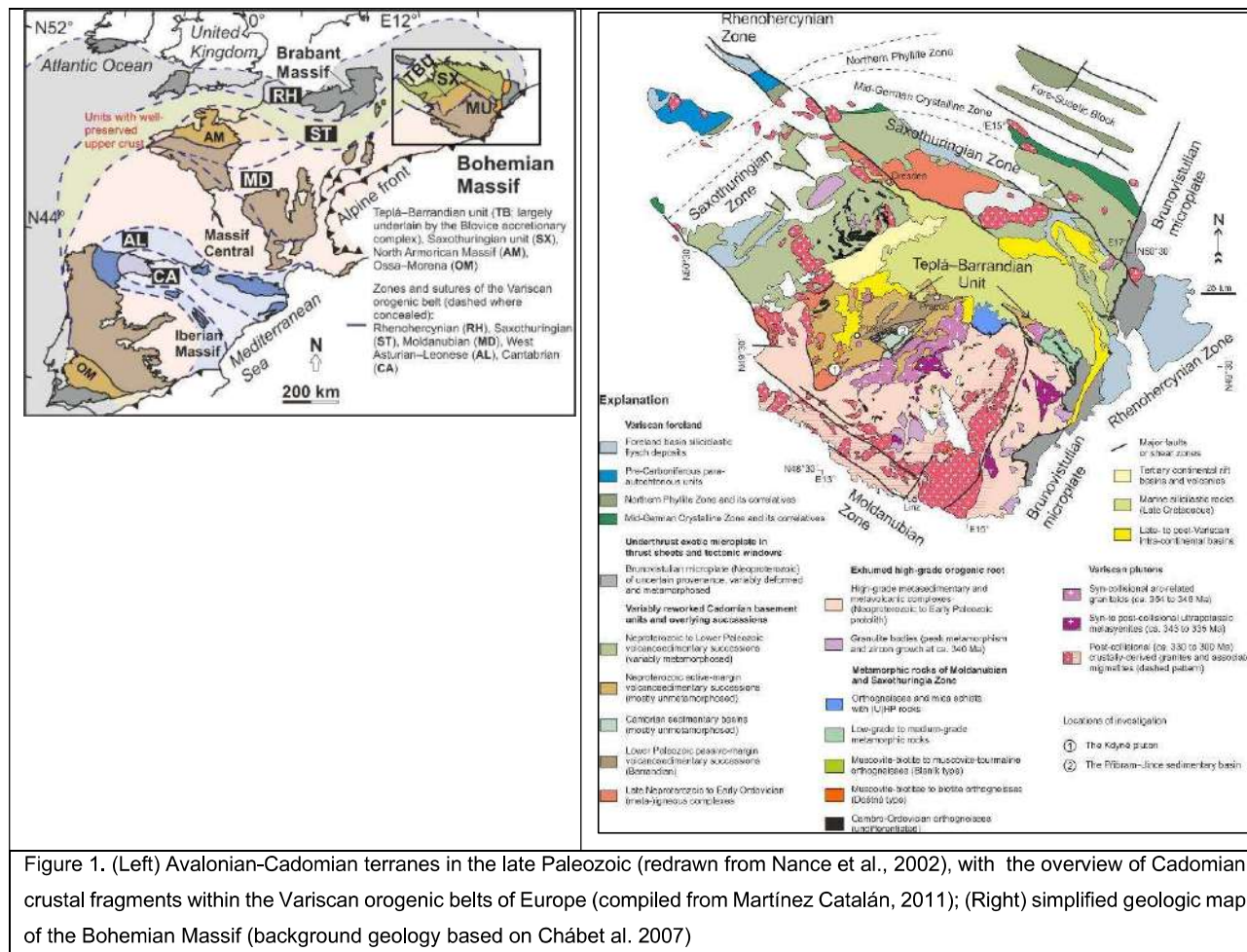


Figure 1. (Left) Avalonian-Cadomian terranes in the late Paleozoic (redrawn from Nance et al., 2002), with the overview of Cadomian crustal fragments within the Variscan orogenic belts of Europe (compiled from Martínez Catalán, 2011); (Right) simplified geologic map of the Bohemian Massif (background geology based on Chábet et al. 2007)

The kinematic analysis was supported by a detail field structural record both in Kdyně pluton and the Příbram–Jince basin. An oriented thin section was provided to support this analysis. Combination of field observation and rock magnetic (AMS) analyses are designed to examine the depositional processes through internal characteristic of rocks, to evaluate the tectonic controls on fluvial deposit and magmatic flow systems in plutonic setting, and to establish general conceptual model during Gondwana’s active to passive margin transition.

2. Data and Methods

The methods used in this research are

integrated between macro and micro structural analysis. Field mapping was performed to record macro-structures such as structural, stratigraphic and sedimentology features. To assist some field interpretation, micro structural analysis through anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) was conducted in the laboratory of Rock Magnetism at the Institute of Geology and Paleontology, Charles University, Prague. The AMS samples were drilled from 6 plutonic, 14 meta-graywacke, and 18 sedimentary rocks using hand-held drill. The core samples are cut into more than 500 standard cylindrical specimens (2.1 cm high and 2.5 cm in diameter).

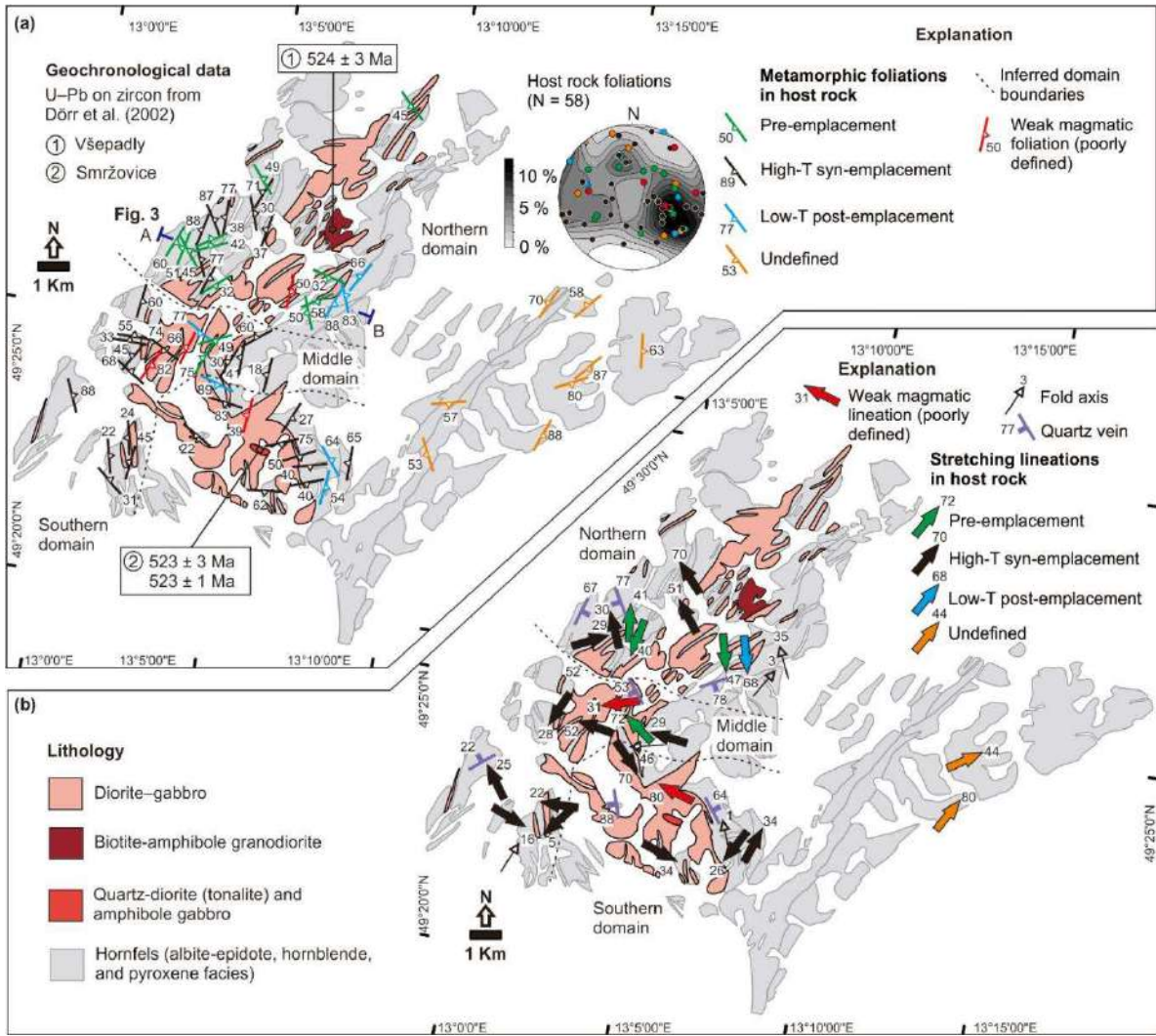


Figure 2. Field data observation from Kdyně pluton. (a) distribution of metamorphic foliations, color coded based on the orientation between its foliation to the pluton contacts with the host rock (b) various stretching lineations direction in pluton bodies and its host rock.

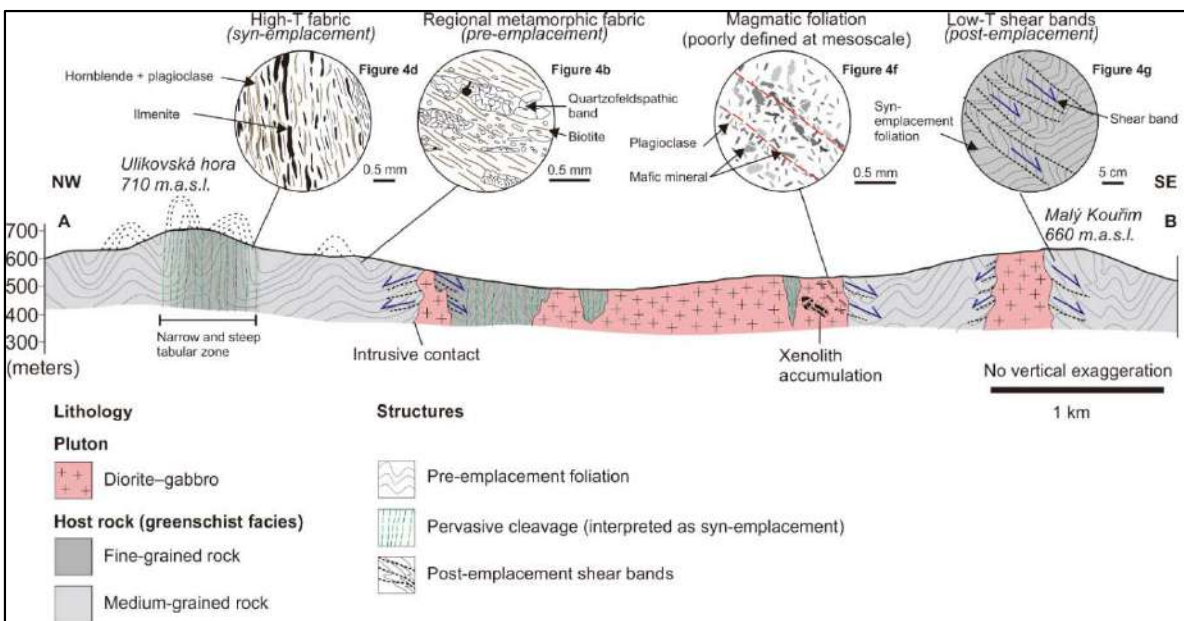


Figure 3. Cross section of Kdyně pluton that shows various emplacement fabrics of host rock intruded by diorite to gabbro plutons.

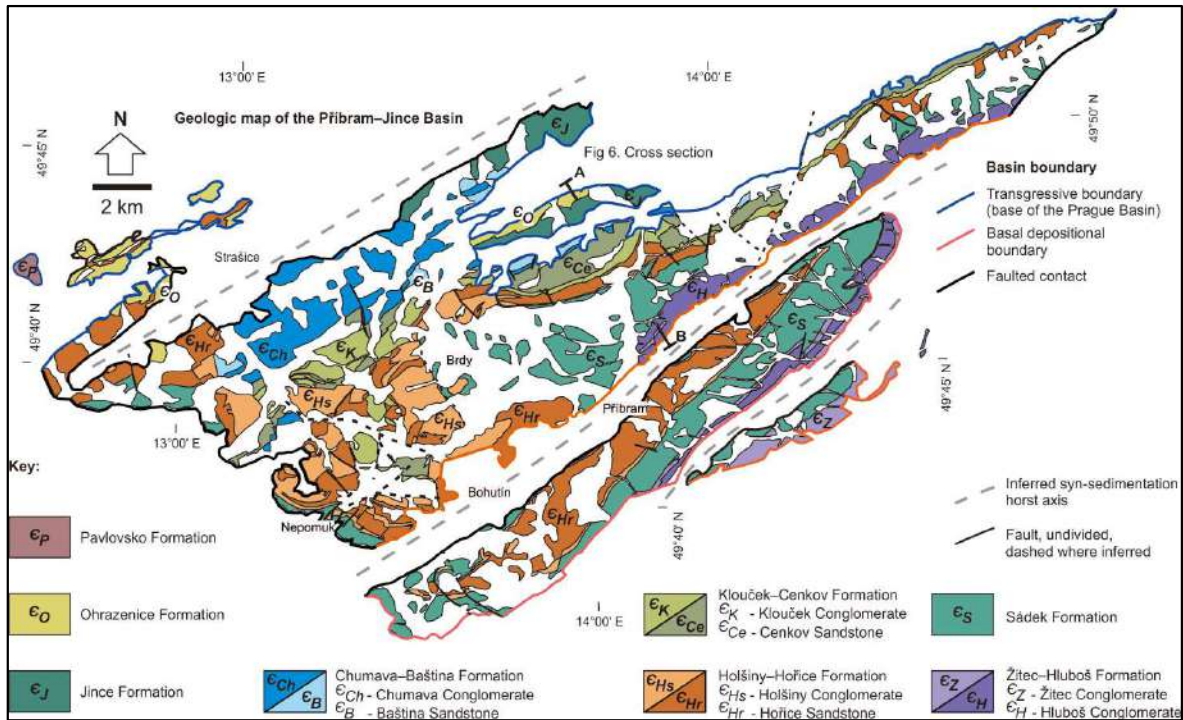


Figure 4. Simplified geologic map of the Přebram–Jince basin.

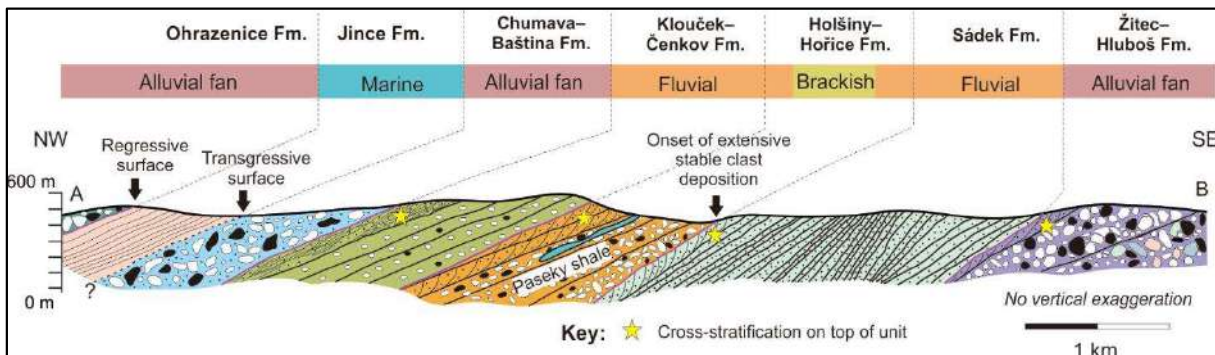


Figure 5. Cross section of the Přebram–Jince basin, fluvial-dominated with short-lived marine transgression.

Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS)

Magnetic susceptibility is the ability of a substance to be magnetized by an applied magnetic field (k). The magnetic susceptibility involved the ratio between magnetization (M) within the material and the applied magnetic field strength (H), or expressed as (SI unit are used here):

$$k = \frac{M}{H} \quad 1)$$

Low field anisotropy of magnetic susceptibility (AMS, e.g., Borradaile and Jackson, 2004, 2010; Tarling and Hrouda, 1993) was chosen to quantify

the symmetry, intensity, and orientation of magnetic fabric from selected samples. Each of minerals inside a rock has a distinguish magnetic property. Therefore, the magnetic property in a rock is anisotropy and divided into three groups.

The magnetic minerals which have higher susceptibility value (from 1×10^{-3} to 1×10^{-2}) are called ferromagnetic (i.e., magnetite, maghemite, and other iron oxides), while smaller magnetic susceptibility (from 1×10^{-5} to 1×10^{-4}) are termed paramagnetic mineral (i.e., olivine, amphibole, biotite, muscovite). On the contrary of above types, the magnetic minerals which have different

orientation than the applied magnetic field, hence, have a negative magnetic susceptibility (-1×10^{-5}), are called diamagnetic (e.g., quartz, calcite).

The mineral contribution to the bulk susceptibility of rock may vary significantly, depending on their intrinsic susceptibility as well as on their concentration; for instance, if a rock contains paramagnetic minerals as the mineral constituents (ca. 10%) with mean susceptibility range from 1×10^{-4} to 1×10^{-3} , its susceptibility and anisotropy are affected by the paramagnetic and ferromagnetic fractions.

AMS is easier to be visualized by its ellipsoid with three orthogonal principal axes, which are the longest, intermediate, and shortest axis corresponding to maximum (k_1), intermediate (k_2), and minimum (k_3) principal susceptibilities, respectively (e.g., Hrouda, 1982; Tarling and Hrouda, 1993). In petrofabric analysis, k_1 represents magnetic lineation, and k_3 is the normal (pole) to the magnetic foliation.

There are three parameters used to characterize the magnetic fabrics (e.g., Hrouda, 1982):

(1) the bulk susceptibility represents the proportion and composition of diamagnetic, paramagnetic, and ferromagnetic minerals in a measured specimen,

$$k_m = \frac{k_1 + k_2 + k_3}{3} \quad 2)$$

(Nagata, 1961; Janák, 1965)

(2) the degree of anisotropy reflects the eccentricity of the AMS ellipsoid and thus may indicate the intensity of the preferred orientation of the magnetic minerals,

$$P = \frac{k_1}{k_3} \quad 3)$$

(Nagata, 1961)

(3) and the shape parameter indicates the shape of the AMS ellipsoid. For $-1 \leq T < 0$, the ellipsoid is

prolate; for $T = 0$ it is triaxial or transitional between linear and planar magnetic fabric; for $1 \geq T > 0$ it is oblate.

$$T = \frac{2 \ln\left(\frac{k_2}{k_3}\right)}{\ln\left(\frac{k_1}{k_3}\right)} - 1 \quad 4)$$

(Jelínek, 1981)

3. Results and Discussion

A. Field Observation

The northern domain of Kdyně pluton shows an alternating and irregular sheet-like pluton bodies with host rock, while the southern domain is more homogenous (Fig. 2). Most of the outcrops is isotropic and the foliation and lineation are macroscopically rare to be discovered, except few of plagioclase and mafic minerals (amphibole and/or pyroxene) that show shape-preferred orientation. Magmatic foliation is oriented NNE–SSW to NE–SW with various dip, and the plunges of magmatic lineation are oriented to the WSW (azimuth 31°) or the NW (azimuth 80°). Kdyně pluton intruded the Neoproterozoic host rock, hence, resulting the pre-, syn-, and post-emplacment fabrics (Fig. 3). The pre-emplacment fabrics show an alternating mica-rich and quartzofeldspathic bands, and a metagraywackes and phyllitic shales foliation, mostly present in the northern and middle structural domains (Fig. 2 and 3). The foliation dips moderately to steeply and its strike is sub-parallel to almost perpendicular to the NE–SW pluton axis. The syn-emplacment fabrics are related to high-temperature and low-pressure metamorphic event and sub-parallel to intrusive contact and pluton axis. This syn-emplacment fabrics is widely distributed around the pluton as well as in the host rock interior. The post-emplacment fabrics are characterized by shear bands and space cleavage parallel to fold axial planes, resemble a cascading fold associated with normal kinematics in a metamorphic core complex.

On contrary, the Příbram–Jince basin (Fig. 4)

is composed of eight fluvial and marine rock formations, which are the Žitce–Hluboš, the Sádek, the Holšiny–Hořice, the Klouček–Čenkov, the Chumava–Baština, the Jince, Ohrazenice and Pavlovsko formations (Havlíček, 1971; Kukul, 1971). This basin is dominated by monomictic quartz and polymictic conglomerates and few fine-grained sedimentary rocks. A significant grain changing from boulders to fine-grained sediment occurred at the lower part of the basin between the polymictic conglomerate of the Žitce–Hluboš formation ca. 515 Ma (various clast of quartz, granite, plagiogranite, chert, rhyolite), the Sádek ca. 512 ± 5 Ma (sandstone and siltstone), and the monomictic conglomerate of the Holšiny–Hořice formations ca. 511 ± 3 Ma (quartz sandstone conglomerate). Paleocurrent analysis shows that the Žitce–Hluboš and the Sádek formations flow toward the NW and NE or oblique, while the Holšiny–Hořice formation toward the ENE or parallel to the basin.

B. Microstructure analyses

The samples from Kdyně pluton are divided into host rock and pluton. 18 oriented and 4 non oriented samples were collected and sliced into thin section.

In the host rock, the pre-emplacement samples are dominated by metagraywacke consist of quartzofeldspathic bands, alternating with mica bands (composed of biotite and fine-grained chlorite–muscovite matrix). The quartz-plagioclase bands are fine-grained (0.1–0.5 mm) and could be folded into asymmetric folds (Fig. 6b). The syn-emplacement microstructure has a steep foliation. The fine-grained hornblende–plagioclase bands are alternating with coarse-grained plagioclase and pyroxene-rich aggregates (Fig. 6d). The post-emplacement is characterized by metabasic lithologies (Fig. 6g). The shear planes cut obliquely and locally the pre-existing syn-emplacement foliation defined by bands and lenses of

recrystallized plagioclase.

The pluton is dominated by diorite to gabbro with 0.1 to more than 1 mm crystal size. Biotite–clinopyroxene–hornblende diorite composed of plagioclase (andesine), tschermakite (tschermakitic hornblende to actinolitic hornblende), clinopyroxene (augite), orthopyroxene (hypersthene), biotite, opaque minerals (ilmenite, apatite, pyrrhotite), and some quartz.

The samples from the Příbram–Jince basin were derived from 18 fluvial and marine sedimentary rocks. Most samples show a dynamic recrystallization with frequent volcanic fragments occurrence. In the basal part (the Žitce–Hluboš Formation), the quartz grains are generally uniform in size (ca. 0.5–0.7 mm) and has an undulose extinction, while the volcanic fragments (lava, tuff, and volcanic glass) are highly variable in size, ranging from 0.1 to 1 mm (Fig. 7b).

The Sádek Formation is represented by 100–250 μm angular to sub-angular quartz grains and mostly lack undulose extinction. The quartz grains are embedded in a clay-rich matrix, containing abundant clastic grains of chlorite.

Other quartz-pebble conglomerate samples are composed fine to medium-grained, sub-angular to sub-rounded quartz clasts with size ranging from 0.5 to 2 mm (Fig. 7d). Most of the quartz grains within the clasts exhibit undulose extinction and show low- to high-temperature dynamic recrystallization. The only different with the basal part is that these conglomerates are monomictic (polycrystalline quartz aggregates) and show small amount of volcanic fragments.

C. Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) Analysis

Rock magnetic response in pluton and sedimentary basin are different. The mean magnetic susceptibility of Kdyně pluton ranges between -10^{-6} and 10^{-3} , however, it is dominated

by 10^{-4} and 10^{-3} , representing the combination of paramagnetic and ferromagnetic minerals. Meanwhile, the sedimentary rocks in the Přebřam–Jince basin ranges from -10^{-3} and 10^{-

2 , with the most frequent values between -10^{-5} and 10^{-4} , corresponding to paramagnetic minerals.

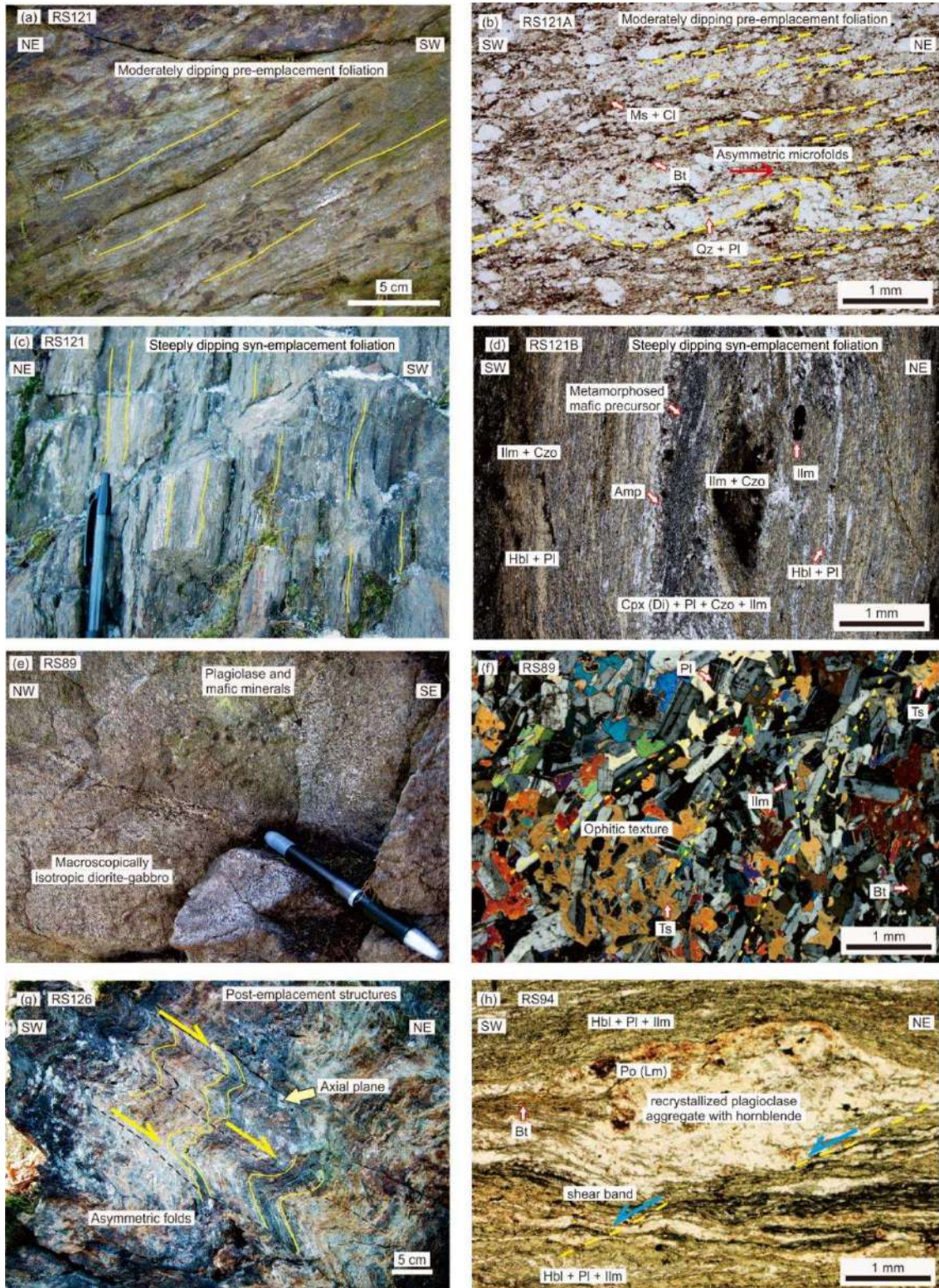


Figure 6. Outcrops of Kdyne host rock and pluton (left panel) and its microstructure. Most of thin section are oriented parallel to stretching lineation, except for the granite. Mineral abbreviations: Amp = amphibole, Bt = biotite, Cl = chlorite, Cpx = clinopyroxene, Czo = clinozoisite, Di = diopside, Hbl = hornblende, Ilm = ilmenite, Lm = limonite, Ms = muscovite, Pl = plagioclase, Po = pyrrhotite, Px = pyroxene, Qz = quartz, Ts = tschermakite.

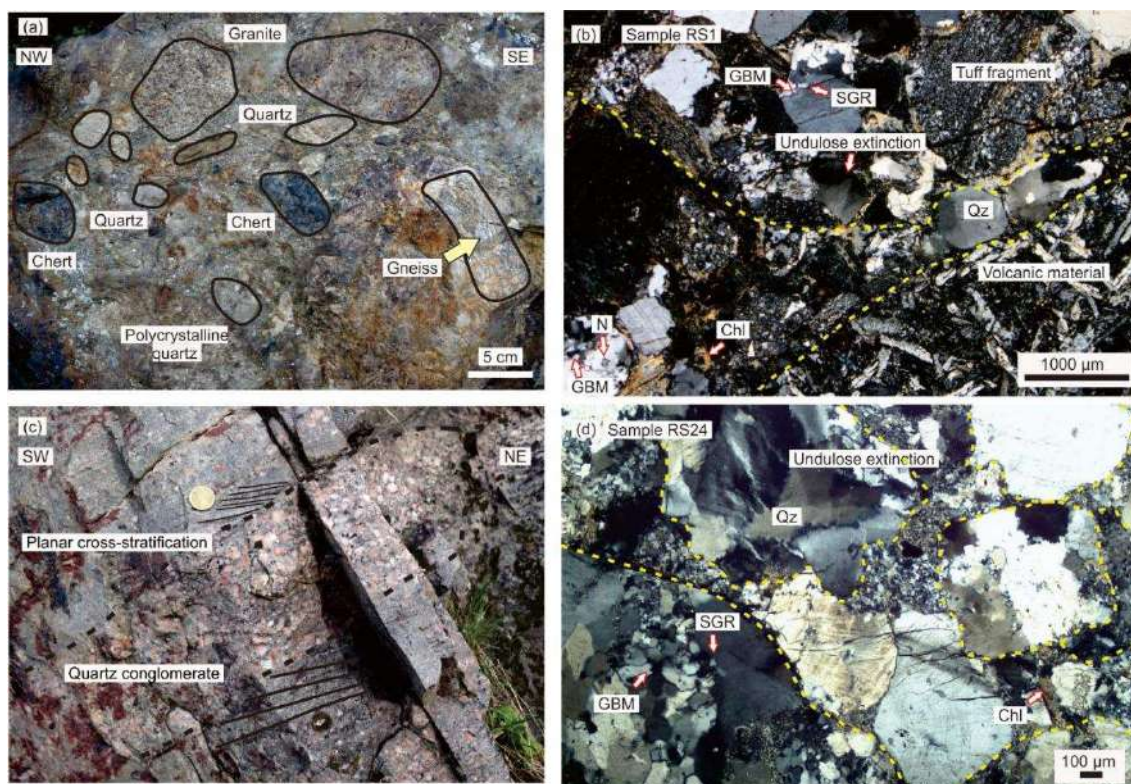


Figure 7. Representative outcrops of the Příbram–Jince basin with its microstructures. a and b: The basal part of this basin (Žitce–Hluboš Formation) consists of volcanic and metamorphic grains. c: Cross-stratification structure in a conglomeratic sandstone. d: Most quartz has been subjected to dynamic recrystallization. Abbreviation: New grain (N) emerged as the result of progressive subgrain rotation (SGR). Grain boundary migration (GBM). Chl = chlorite, Ms = muscovite, Pl = plagioclase, Qz = quartz.

The characterization of AMS fabrics in Kdyně pluton is grouped based on measured orientation distribution and its relation to angular relationships between the principal susceptibilities of magnetic minerals and the mesoscopic fabric measured on the outcrop (Fig. 8). AMS fabric in Kdyně pluton and its host rock is divided into three types: (1) Type 1 is characterized by invisible mesoscale foliation, (2) Type 2 is marked by a small angle (15° to 25°) between magnetic to the measured mesoscopic foliations, and (3) Type 3 is comprised by high angular relationship ($>30^\circ$) between the mesoscale and magnetic foliations.

Magnetic fabrics of the Příbram–Jince basin is classified according to their angular relationship between bedding and/or cross-stratification to principal susceptibilities of magnetic minerals (Fig. 9). The classification is managed to differentiate four end-member types. Type I is characterized by

highly clustered principal susceptibilities and its maximum principal susceptibilities (k_1) is parallel to sub-parallel to bedding or cross-stratification planes, suggesting a depositional fabric. Type II fabric is marked by sub-parallel magnetic foliation to bedding or cross-stratification, while magnetic lineations are disperse broadly within or close to the bedding or cross-stratification plane. AMS ellipsoids in Type II are oblate ($0.06 < T < 0.9$) and low – moderate degrees of anisotropy ($1.0 < P < 1.7$) and are associated with compactional fabric during burial. The Type III fabric is marked by steep striking magnetic foliations, creating a high angle to the bedding with subhorizontal magnetic lineations close to the bedding plane. The shape parameter and degree of anisotropy show no specific characteristic, suggesting that Type III is a tectonic fabric. Type IV shows a high angle of magnetic foliations and lineation to the bedding, high degree of anisotropy, and oblate to prolate

shape parameters. This Type IV represents an inverse magnetic fabric. Therefore, only Type I, which shows a depositional record used for further analysis.

D. Tectonic implication

The structures in the Kdyně pluton show an orthogonal features between foliation and lineation (metamorphic and magmatic). These features occurred due to shallow intrusion that pushed a more brittle host rock upward (Fig.

10b). The post emplacement is then affected by shear structures, indicating that the Kdyně pluton was located between a major strike-slip zone, and thus influenced the sickle-shaped pluton bodies.

On another hand, the Přebram–Jince basin is highly probable experienced tectonic transformations. This can be inferred from a changing of tectonic quiescence during 512 Ma to a sediment resupply from different direction with a dextral transtension influence (Fig. 8a).

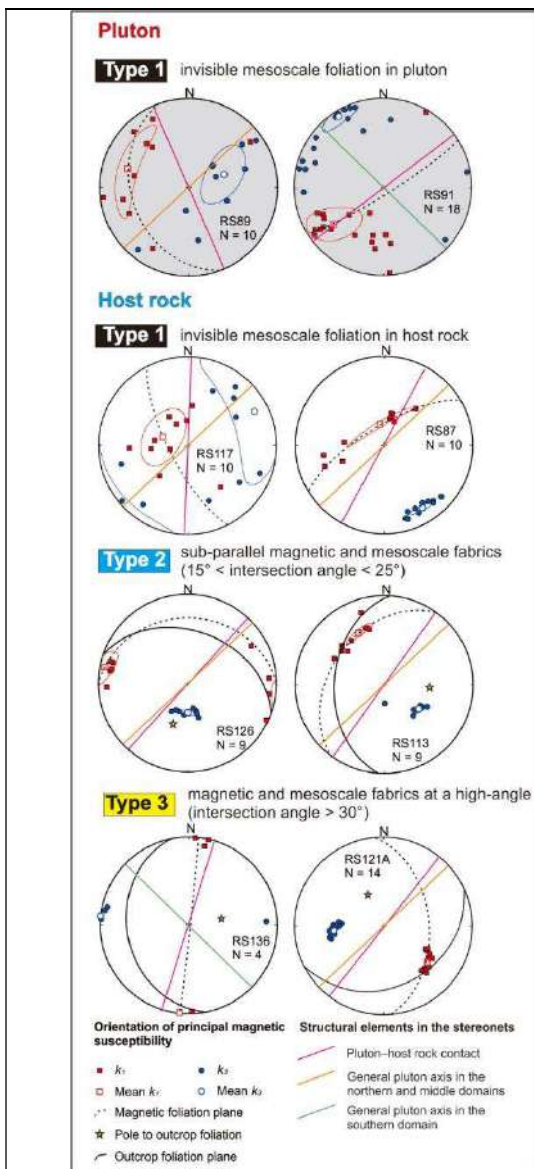


Figure 8. Representative AMS fabric in the Kdyně pluton and host rock. The AMS fabric is classified based on the orientation of pluton-host rock contact, pluton axis, and magnetic foliation and lineation.

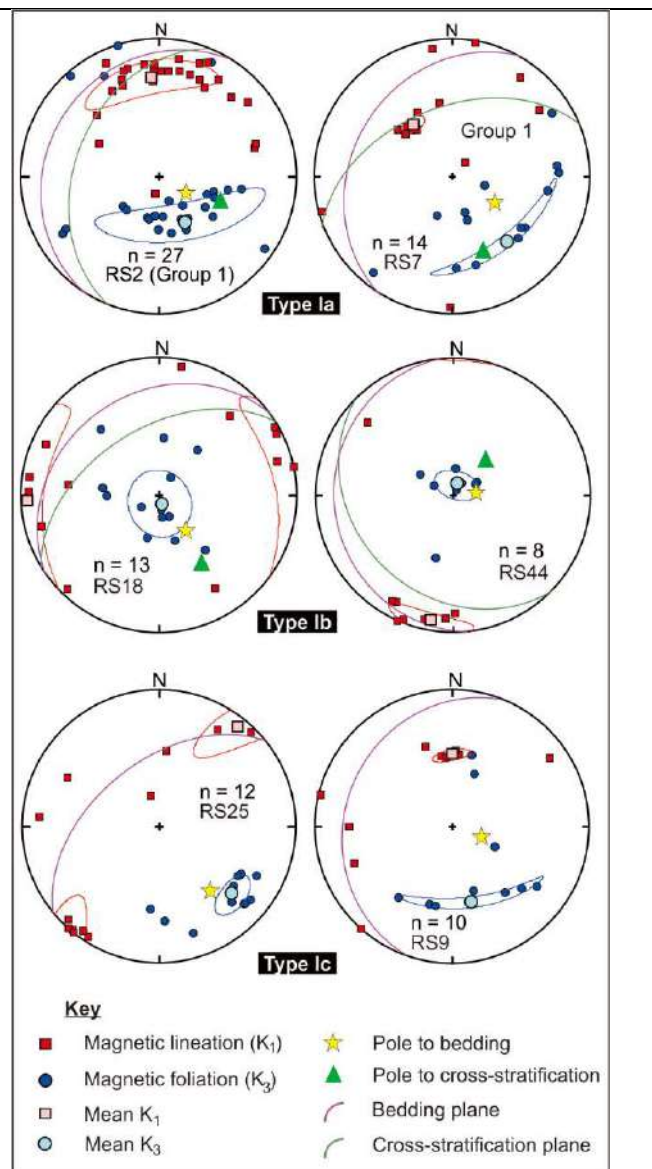


Figure 9. Type I of AMS fabric in the Přebram–Jince basin shows sub-parallel plane between bedding, sedimentary structure, and magnetic lineation and foliation, suggesting a depositional record during active sedimentation.

D. Conclusion

Magnetic fabrics in a rock record important features related to dynamic processes. Magmatic activity in Kdyně pluton is a key feature that act as a driving force and promote an active rifting mode after the Cadomian subduction (524–522 Ma). This

active rifting may possibly be substituted by a passive rifting mode in the Příbram–Jince basin due to another paleo-ocean subduction (Iapetus Ocean) and caused slab-pull force operated on Gondwana margin from ca. 510 Ma onwards.

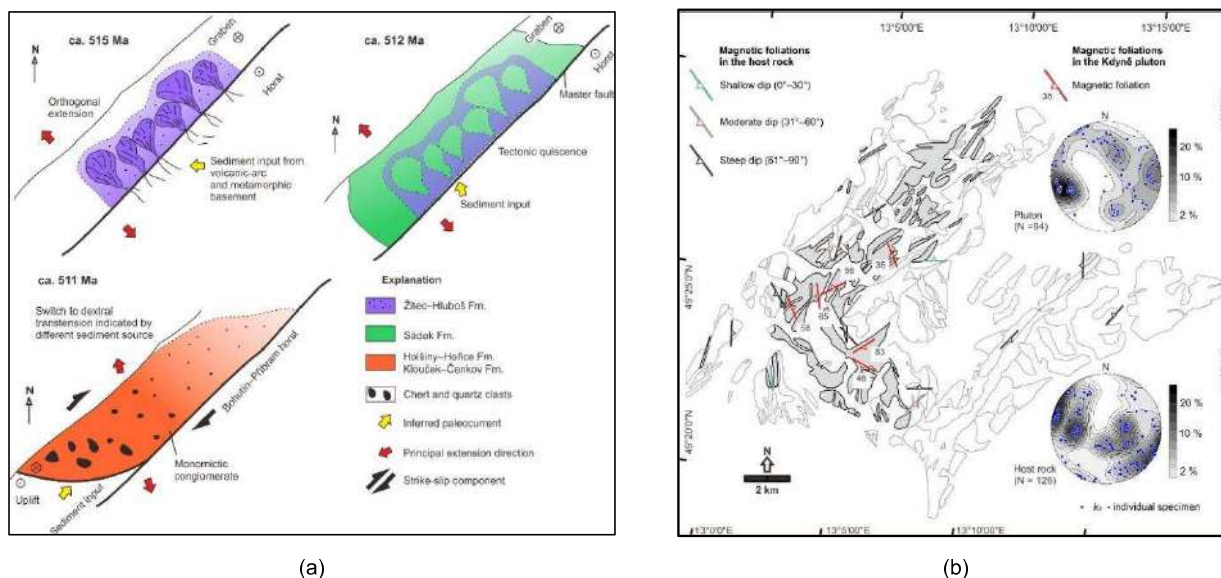


Figure 10. (a) evolution of lower Příbram–Jince basin demonstrates the change in sedimentary provenance from oblique to parallel basin axis, indicating a tectonic switching. (b) Distribution of magnetic foliations in the host rock shows that the mineral grains tend to follow Kdyně pluton-host rock contact, suggesting a similar condition in a magma flow and emplacement.

Acknowledgement

This writing is part of my successfully defended doctoral thesis and funded by Grant Agency of the Charles University (GAUK) through grant No. 952220.

References

Borradaile, G., Henry, B., 1997. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth Sci. Rev.* 42, 49–93.

Borradaile, G.J., Jackson, M., 2004. Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS): magnetic petrofabrics of deformed rocks. *Geol. Soc. London, Special Publications* 238, 299–360.

Borradaile, G.J., Jackson, M., 2010. Structural geology, petrofabrics and magnetic fabrics (AMS, AARM, AIRM). *J. Struct. Geol.* 32, 1519–1551.

Cháb, J., Stráník, Z., and Eliáš, M., 2007. Geological map of the Czech Republic 1:500,000: Czech Geological Survey.

Hajná, J., Žák, J., Dörr, W., Kachlík, V., Sláma, J., 2018. New constraints from detrital zircon ages on prolonged, multiphase transition from the

Cadomian accretionary orogen to a passive margin of Gondwana. *Precamb. Res.* 317, 159–178.

Havlíček, V., 1971. Stratigraphy of the Cambrian of Central Bohemia. *J. Geol. Sci. Geol.* 20, 7–52.

Hrouda, F., 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophys. Surveys* 5, 37–82.

Janák, F., 1965. Determination of anisotropy of magnetic susceptibility of rocks. *Stud. Geophys. Geod.* 9, 290–301.

Jelinek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics* 79, 63–7.

Kukal, Z., 1971. Sedimentology of Cambrian deposits of the Barrandian area (Central Bohemia). *J. Geol. Sci., Geol.* 20, 53–100.

Nagata, T., 1961. *Rock Magnetism*. Maruzen, Tokyo, 350.

Nance, R.D., Gutiérrez-Alonso, G., Keppie, J.D., Linnemann, U., Murphy, J.B., Quesada, C., Strachan, R.A., Woodcock, N.H., 2010.

Evolution of the Rheic Ocean. *Gondwana Research* 17, 194–222.

Nance, R.D., Murphy, J.B., Keppie, J.D., 2002. A Cordilleran model for the evolution of Avalonia. *Tectonophysics* 352, 11–31.

Tarling, D. and Hrouda, F., 1993. *Magnetic anisotropy of rocks*. Chapman & Hall, London. Boggs, S. (2014).