

# Penilaian Potensi Risiko Likuefaksi Berdasarkan Metode *Decision Tree* dan *Random Forest* Berdasarkan Data Pengukuran dan Sejarah di Kota Palu

Irfan Muhammad Al-Farisy<sup>1\*</sup>, Rezky Adityo<sup>1</sup>, Muhammad Rizqy Septiandy<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Geology Study Program, Faculty of Mathematics and Natural Sciences, Universitas Indonesia, Depok, Indonesia

\*Corresponding author: [Irfan.muhammad@ui.ac.id](mailto:Irfan.muhammad@ui.ac.id)

## Abstrak

*Machine learning* atau pembelajaran mesin merupakan sebuah metode yang sudah tidak asing lagi didengar. Akhir-akhir ini pembelajaran mesin sering digunakan untuk menyelesaikan masalah kebencanaan, khususnya pada pembuatan peta likuefaksi. Pembelajaran mesin akan memprediksi daerah-daerah yang memiliki potensi likuefaksi dari rendah hingga ke tinggi. Pada penelitian ini, metode pembelajaran mesin yang akan digunakan adalah *Decision Tree* dan *Random Forest*, dan beberapa algoritma lain sebagai pembandingan dari 2 algoritma sebelumnya. Likuefaksi dipengaruhi oleh seismisitas atau magnitudo terjadinya gempa pada suatu wilayah. Pada penelitian ini digunakan 2 magnitudo sebagai pembandingan yaitu magnitudo 6 dan magnitudo 7.5. Selain itu di penelitian ini digunakan 4 peta prediktor sebagai fitur-fitur input yaitu PGA (*Peak Ground Acceleration*), MAT (muka air tanah), *Slope* (kemiringan lereng) dan Vs30 (kecepatan gelombang geser). Penelitian ini mengambil 33 titik pengambilan sampel untuk melatih model pembelajaran mesin ini. Untuk nilai akurasi dari masing-masing algoritma yaitu menggunakan *confusion matrix* untuk membandingkan performa dari model DT dan RF.

**Kata Kunci:** *Machine Learning*; Likuefaksi; *Decision Tree*; *Random Forest*; *Confusion Matrix*

## 1. Pendahuluan

Likuefaksi adalah peristiwa menghilangnya kekuatan tanah akibat tegangan pori air yang timbul dikarenakan adanya getaran atau beban siklis. Getaran tersebut merupakan getaran yang berasal dari gempa bumi ataupun semacamnya. Ketika getaran terjadi sifat lapisan tanah akan berubah menjadi cairan sehingga tidak mampu menahan beban benda di atasnya seperti bangunan, rumah, jalanan dan lain lainnya. Likuefaksi terjadi pada tanah yang jenuh terhadap air, di situasi dimana rongga-rongga tanah dipenuhi air. Ketika getaran terjadi, air memberikan tekanan terhadap partikel-partikel tanah sehingga kepadatan dari tanah tersebut berubah. Peristiwa ini (likuefaksi) biasa terjadi pada tanah jenuh atau *saturated*. Endapan atau deposit yang berpotensi mengalami peristiwa likuefaksi yaitu pasir halus (*sand*), pasir berlumpur (*silty sand*), dan pasir lepasan (*loose sand*). Likuefaksi hanya terjadi di tanah yang jenuh, maka dari itu peristiwa ini umumnya terjadi di kawasan sungai, teluk,

atau badan air lainnya [1]. Penelitian ini memfokuskan kepada kerentanan likuefaksi di Kota Palu menggunakan metode pembelajaran mesin. Fitur yang digunakan untuk mengolah potensi terjadinya likuefaksi yaitu muka air tanah, PGA, kemiringan lereng dan Vs30. Algoritma yang digunakan adalah *decision tree* (DT) dan *random forest* (RF), serta beberapa algoritma lainnya sebagai pembandingan. Kedua algoritma ini dipilih karena terkenal dan kerap digunakan diberbagai kegiatan kebencanaan [2][3].

## 2. Tinjauan Pustaka

### 2.1 Pembelajaran Mesin

Pembelajaran mesin adalah pendekatan dalam *artificial intelligence* yang sering digunakan untuk mewakilkan atau meniru perilaku manusia untuk memecahkan berbagai macam masalah. Pada penelitian ini *machine learning* digunakan untuk membangun model dengan cara mempelajari fitur-fitur yang telah diinput sebelumnya sehingga menghasilkan model yang sesungguhnya [4].

### 2.1.1 Decision Tree (DT)

*Decision Tree* atau sering disebut juga pohon keputusan, merupakan sebuah alur *flowchart* yang memiliki bentuk seperti fisik pohon. *Decision tree* memiliki beberapa struktur penyusunnya yang pertama adalah internal node, disetiap internal node terdapat pengujian terhadap atribut atribut pendukung *decision tree* tersebut, pada cabang dari atribut atribut tersebut merepresentasikan hasil tes atau *leaf node* yang merepresentasikan kelas atau distribusi suatu kelas. *Node* yang paling utama adalah *root node* atau akar. *Root node* memiliki beberapa *edge* keluar tetapi tidak memiliki *edge* masuk. *Decision node* memiliki 1 *edge* masuk dan ada mempunyai beberapa *edge* keluar, sedangkan *leaf node* hanya mempunyai 1 *edge* masuk tanpa memiliki *edge* keluar. *Decision tree* biasa digunakan untuk mengklasifikasikan data yang belum tahu kelasnya terhadap kelas kelas yang sudah ada. Alur jalannya pengujian dalam sebuah data merupakan langkah awal yang dilalui oleh *root node* dan diakhiri dengan *leaf node* yang akan menyimpulkan kelas yang telah disimpulkan [5].

### 2.1.2 Random Forest (RF)

*Random Forest* (RF) adalah salah satu metode algoritma data *training* yang diusulkan oleh Breiman. *Random Forest* awalnya dibuat untuk membangun *predictor ensemble* dengan beberapa pohon keputusan yang tumbuh di data yang terpilih secara random. Klasifikasi *random forest* dilakukan dari berbagai macam pohon dengan dilakukannya percobaan pada sampel yang sudah ada. Semakin banyak pohon akan mempengaruhi tingkatan akurasi yang akan didapat, alhasil data akan menjadi lebih baik dan optimal. Dalam menentukan klasifikasi dengan *random forest* data yang diambil berdasarkan hasil voting dari pohon-pohon yang ada dan telah

terbentuk sebelumnya [6].

## 2.2 Fitur-Fitur Yang Digunakan

Fitur yang digunakan adalah fitur yang berhubungan dengan likuefaksi, yaitu muka air tanah, kemiringan lereng, percepatan tanah maksimum (PGA) dan kecepatan gelombang geser ( $V_{s30}$ ).

### 2.2.1 Muka Air Tanah

Kondisi yang paling mudah untuk terkena likuefaksi ialah permukaan yang sangat dekat dengan muka air tanah. Dikarenakan tanah yang dekat dengan muka air tanah cenderung bersifat jenuh sehingga memudahkan tanah untuk mengalami pergerakan [7].

### 2.2.2 Kemiringan Lereng

Kemiringan lereng adalah sebuah penilaian kuantitatif dari suatu wilayah dan merupakan salah satu unsur geomorfologi pendukung yang sangat mempengaruhi terhadap morfografi dan morfogenetik. Kemiringan lereng berguna untuk menganalisis suatu lahan seperti tingkat erosi, menentukan nilai dari kemiringan lereng tersebut serta kestabilan lereng [8].

### 2.2.3 Percepatan Tanah Maksimum (PGA)

Suatu tanah akan mengalami peristiwa likuefaksi ketika tanah tersebut diberikan getaran. Pergerakan tanah disebabkan oleh adanya percepatan dan jangka waktu gempa yang terjadi pada saat terjadinya gempa. Gerakan tanah dapat menyebabkan geser nya ruang antar partikel tanah dan meningkatnya tekanan air pori sehingga terjadi likuefaksi. Gempa dengan bertenaga tinggi dapat menghasilkan percepatan tanah maksimum (PGA) pada tanah dasar. Sehingga tinggi besarnya PGA mempengaruhi terjadinya likuefaksi [9]. Percepatan Tanah Maksimum adalah parameter percepatan tanah disuatu wilayah akibat adanya peristiwa gempa bumi. Untuk mengetahui nilai PGA atau *Peak*

Ground Acceleration yaitu pengukuran menggunakan alat *accelerograph* dan pendekatan empiris [10].

### 2.2.4 Kecepatan Gelombang Geser (Vs30)

Vs30 adalah nilai dari kecepatan gelombang geser atau *shear wave* yang bisa mendeteksi hingga kedalaman 30 meter. Vs30 biasa digunakan untuk menguraikan atau mendeskripsikan litologi pada permukaan. Vs30 didapatkan dari penilaian *active seismic* contohnya MSAW (*Minimum Safe Altitude Warning*). Cara lain untuk mendapatkan data Vs30 yaitu dari model Vs30 USGS yang dihasilkan dari pemodelan topografi. Kecepatan gelombang geser (Vs) adalah salah satu parameter penting untuk menguji kedinamisan pada tanah. Cara yang dapat digunakan untuk menguji kedinamisan tanah adalah dengan merata-ratakan nilai Vs dari waktu perjalanan dari permukaan hingga kedalaman maksimum 30 m [11].

## 3. Metodologi Penelitian

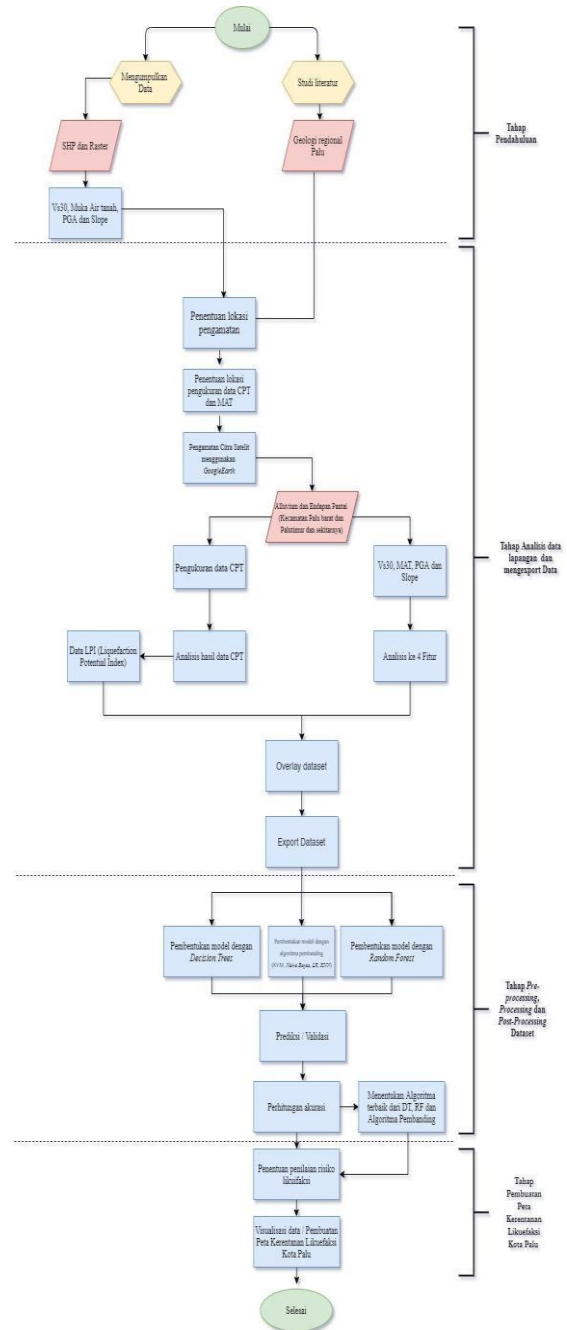
Metodologi penelitian terbagi menjadi beberapa bagian yang pertama ialah tahap studi literatur dan pengumpulan data dilanjutkan dengan tahap analisis data lapangan dan mengexport data. Selanjutnya tahap pra-pemrosesan, pemrosesan dan pasca-pemrosesan. Lalu diakhiri dengan tahap pembuatan peta kerentanan likuefaksi Kota Palu dan analisis. Berikut merupakan diagram alir penelitian pada gambar 1.

### 3.1 Tahap Pendahuluan

#### 3.1.1 Tahap Studi Literatur

Tahapan ini adalah tahapan pertama dari penelitian ini. Di tahapan ini dilakukannya pencarian data berupa data satelit seperti data PGA, data seismisitas dan lain lain, lalu pencarian data mengenai geologi regional dari kota Palu. Selain itu dilakukannya

pengumpulan data atau informasi mengenai studi literatur dari beberapa sumber atau referensi seperti *paper*, jurnal, atau publikasi yang valid serta memahami konsep dasar dan konsep fundamental dalam pengolahan *machine learning*.



Gambar 1. Diagram alir penelitian

#### 3.1.2 Tahap Mengumpulkan Data

Pada tahap ini dilakukan pengumpulan data yang akan digunakan pada proses selanjutnya. Data yang dikumpulkan adalah data raster *peak ground acceleratio* (PGA) yang

didapatkan dari situs PGA calculator Puslitbang sumber daya air Indonesia. Selanjutnya data raster kecepatan gelombang geser (Vs30) yang didapatkan dari situs USGS *Earthquake Hazards Program*. Selanjutnya data raster *slope* atau kemiringan lereng Kota Palu dan Kabupaten Sigi yang didapatkan dari situs DEMNAS. Selanjutnya raster Muka Air Tanah (MAT) yang dibuat manual menggunakan perangkat lunak ArcMap 10.4. Data MAT ini penulis membuatnya dengan cara memasukan beberapa data MAT di beberapa titik lalu menggunakan tool IDW atau interpolasi yang tersedia di ArcMap 10.4.

### 3.2 Tahap Analisis Pengukuran Data Lapangan dan Mengexport Data

#### 3.2.1 Tahap Pengukuran Data Lapangan

Tahapan ini adalah tahapan pengukuran data lapangan. Pengukuran data lapangan dilakukan di satuan aluvium dan endapan pantai yang berumur Kuartar. Satuan ini berada di Kecamatan Palu barat, Kecamatan Palu timur Kecamatan, Palu utara, Kecamatan Sigi biromaru dan sekitarnya. Pengambilan data ini dilakukan di 33 titik di sekitar Kota Palu dan Kabupaten Sigi. Pengambilan data di 33 titik lokasi pengukuran CPT ini ditentukan berdasarkan daerah daerah yang mudah dijangkau dan memiliki akses yang mudah untuk dilalui oleh pihak kontraktor (Pusat studi geoteknik Unpar, 2019). Selain itu penentuan titik lokasi ini dibuat berdasarkan daerah daerah yang terkena dampak dari likuefaksi pada tahun 2018. Data yang penulis dapatkan dari pihak kontraktor adalah data CPT (*Cone Penetration Test*). Data CPT ini dihasilkan dari pengukuran Uji Sondir yang dilakukan di beberapa titik di Kota Palu dan Kabupaten Sigi. Ada sekitar 33 titik yang diambil untuk penelitian ini. Data CPT ini menghasilkan beberapa jenis data seperti *Cone resistance*

(qc), *Sleeve resistance* (fs), *Pore pressure* (u2), *Friction ratio* (FR) dan *pore Pressure Ratio* (Bq).

#### 3.2.2 Tahap Mengekspor Data

Semua data yang telah didapatkan di sebelumnya seperti yang sudah dijelaskan di sub bab 3.1.2 akan dilakukan proses penimpaan atau overlay di perangkat lunak ArcMap 10.4. Data-data yang akan dioverlay diantaranya yaitu PGA, Slope, Vs30 dan MAT. Keempat data yang akan melatih model *machine learning* akan menjadi *variable independent*. Proses overlay data ini menggunakan tool yang ada pada ArcMap yaitu *extract multi values*. Terdapat 33 titik CPT dan 33 titik Muka air tanah yang tersebar di Kota palu dan Kabupaten Sigi. Dikarenakan jumlah data yang sedikit dan dataset memiliki masalah berupa *imbalanced dataset* atau ketidakseimbangan data pada kategori risiko likuefaksi. Sehingga penulis menambahkan data sebanyak 27 titik CPT yang diambil di wilayah Lebak, Banten untuk menyeimbangkan data agar data tidak mengalami masalah ketidakseimbangan data. Terdapat total 60 titik yang akan diolah lebih lanjut kedalam proses *supervised machine learning*. Pengukuran di Kota Palu dan Lebak dilakukan di 2 magnitudo yaitu magnitudo 6 dan 7.5 untuk Kota Palu mengacu kepada Sesar Palu Koro dan Kabupaten Lebak mengacu kepada Sesar Ujung Kulon. Berikut merupakan dataset Palu dan dataset Lebak (Tambahan data).

### 3.3 Tahap Pra-Pemrosesan, Pemrosesan dan Pasca Pemrosesan Dataset

#### 3.3.1 Pra-Pemrosesan Dataset

Pra-pemrosesan dataset adalah tahapan seleksi data dan jenis fitur-fitur yang akan digunakan didalam pengolahan data. Seleksi data dilakukan untuk mengeluarkan atau

mengeliminasi fitur-fitur yang tidak digunakan di pengolahan data.. Kegiatan ini berguna untuk mengurangi presentase hasil akhir yang kurang maksimal. Sehingga fitur-fitur yang digunakan adalah fitur yang sangat berkontribusi terhadap output yang akan dihasilkan dari penelitian ini yaitu peta kerentanan likuefaksi Kota Palu.

**3.3.2 Pemrosesan Dataset**

Pemrosesan data set adalah tahapan dilakukannya pembelajaran mesin dengan menggunakan metode *Decision tree* (DT), *Random forest* (RF), *Support vector machines* (SVM), *K-nearest neighbor* (KNN), *Naïve bayes* (NB), dan *Logistic regression* (LR). Pada tahapan ini dilakukan proses *fitting* atau mencari parameter-parameter terbaik dari masing masing metode.

**3.3.3 Pasca-Pemrosesan Dataset**

Pasca-Pemrosesan Dataset adalah tahapan prediksi dataset. Tahapan ini berguna untuk memvisualisasikan hasil prediksi dari tahapan pembelajaran mesin dan menghasilkan output berupa peta kerentanan likuefaksi Kota Palu.

**3.4 Tahap Pembuatan Peta Kerentanan Likuefaksi Kota Palu**

Peta kerentanan likuefaksi merupakan peta rawan likuefaksi yang berisikan bagian-bagian yang terdampak likuefaksi di kota Palu. Peta ini berisikan legenda berupa beberapa kategori yaitu “Sangat rendah”, “Rendah”, “Tinggi” dan “Sangat tinggi”.

Nilai <i>LPI</i>	Tingkat
$LPI = 0$	Sangat rendah
$0 < LPI \leq 5$	Rendah
$5 < LPI \leq 15$	Tinggi
$LPI > 15$	Sangat Tinggi

Pada tahap ini dilakukan pembuatan peta kerentanan likuefaksi dari Kota Palu. Setelah mengexport data – data CSV yang sudah di export dari tahap pasca-pemrosesan atau prediksi, selanjutnya adalah data CSV tersebut akan dimasukkan kedalam Perangkat lunak ArcMap 10.4.

**4. Pembahasan**

**4.1 Tahap Pemrosesan dan Pasca-Pemrosesan Dataset**

Pada tahap ini adalah pengolahan data yang dimulai dari pemrosesan dan dilanjutkan dengan pasca-pemrosesan. Berikut merupakan tahapan-tahapannya.

**4.1.1 Tahap Pemrosesan Dataset**

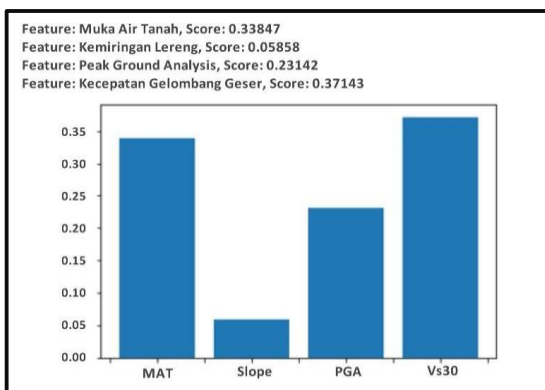
Tahapan pemrosesan ini adalah tahapan pembelajaran mesin yang dilakukan untuk memberikan label pada data yang akan dilakukan oleh *training* dan *validating* pada dataset magnitudo 6 dan magnitudo 7,5. Tahap pemrosesan ini terdiri dari DT, RF, SVM, KNN, LR dan NB.

**4.1.1.1 Feature Importance**

*Feature Importance* adalah fitur untuk mengetahui peringkat variabel independen yang digunakan pada tahapan pembelajaran mesin. Umumnya *feature importance* akan mengurutkan variabel independen yang digunakan dan semakin tinggi suatu variabel akan semakin berpengaruh terhadap model yang dihasilkan dan semakin rendah nilai suatu variabel maka semakin tidak berpengaruh terhadap model. Total nilai *feature importance* harus sama dengan 1. Variabel independen yang digunakan di penelitian ini adalah muka air tanah, kemiringan lereng, percepatan tanah

Tabel 1. Kategori Potensi Likuifaksi Berdasarkan LPI [12]

maksimum dan kecepatan gelombang geser. Pada gambar dibawah variabel tertinggi berada pada kecepatan gelombang geser dengan nilai 0.37143 dan dilanjutkan oleh muka air tanah dengan nilai 0.33847, dilanjutkan dengan percepatan gelombang maksimum dengan nilai 0.23142 dan terakhir yaitu kemiringan lereng dengan nilai 0.05868. Sehingga variabel yang paling berpengaruh terhadap pembuatan model ini adalah kecepatan gelombang geser.



Gambar 2 Feature Importance dataset

#### 4.1.2 Tahap Pasca-Pemrosesan Dataset

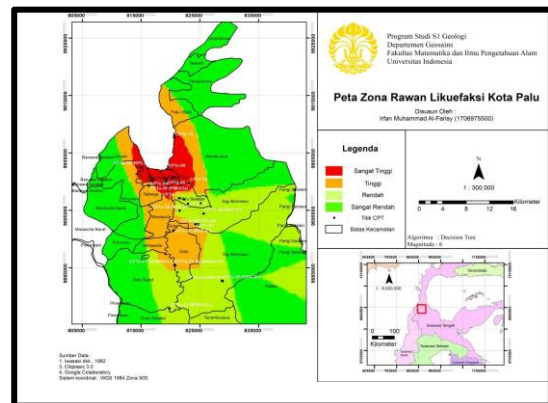
Tahapan pasca-pemrosesan data set atau membuat data prediksi. Tahap prediksi adalah tahap memvisualisasikan hasil prediksi dari tahapan pemrosesan data set atau pembelajaran mesin. Ketika sudah mendapatkan hasil akurasi yang baik tahap selanjutnya adalah membuat dataset baru yang berisikan fitur-fitur yang sama (PGA, Slope, MAT dan Vs30) seperti dataset sebelumnya pada tahapan pengolahan pembelajaran mesin yang membedakan di tahapan ini adalah, dataset ini dibuat dengan menggunakan fitur 'Fishnet' pada perangkat lunak ArcMap 10.4. Fishnet akan memvisualisasikan *grid* yang jarak antar *grid* ini dapat ditentukan sendiri. Disini penulis mengambil jarak antar titik di setiap 200 meter. Jumlah titik yang dihasilkan sebanyak 33.775

titik. Sama seperti pembuatan dataset sebelumnya, data PGA, Slope, MAT dan Vs30 akan dioverlay dan akan dimasukkan nilai-nya kedalam CSV menggunakan tool pada ArcMap yaitu 'Extract Multi Values'. Setelah itu data yang sudah dioverlay akan di *export* dalam format CSV. Dataset ini dapat digunakan untuk kedua magnitudo yaitu magnitudo 6 dan 7.5 dikarenakan tidak ada perbedaan nilai pada fitur-fiturnya.

## 4.2 Tahap Pembuatan Peta Kerentanan Likuefaksi Kota Palu

### 4.2.1 Peta Kerentanan Likuefaksi Kota Palu di Magnitudo 6

Selanjutnya adalah peta kerentanan likuefaksi Kota Palu. Algoritma DT (*Decision tree*) terpilih menjadi algoritma terbaik di magnitudo 6 dengan hasil akurasi validasi sebesar 83%. Hasil dari olahan *Decision Tree* menghasilkan 4 Kelas yaitu sangat tinggi, tinggi, rendah dan sangat rendah.



Gambar 3. Peta kerentanan likuefaksi Kota Palu magnitudo 6 (*Decision Tree*)

#### 4.2.1.1 Interpretasi Peta Kerentanan Likuefaksi di Magnitudo 6

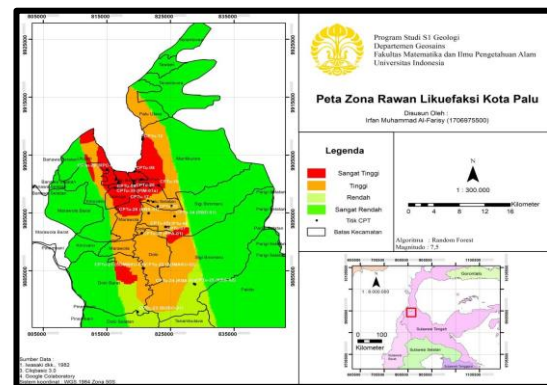
Berdasarkan peta kerentanan likuefaksi Kota Palu menggunakan metode *decision tree*. Terlihat zona merah atau kelas sangat tinggi, berada di sekeliling teluk palu dan memanjang hingga ke selatan. Hal ini disebabkan karena

kedalaman muka air tanah berada di 1 meter hingga 4 meter. Dangkal nya muka air tanah ini menyebabkan tanah menjadi jenuh dan menurunnya kekuatan tanah sehingga mudah terjadinya pergerakan pada tanah pada daerah tersebut. Jika dilihat dari peta PGA, zona merah atau kelas sangat tinggi, berada di wilayah 0,7 gal. Ketika gempa terjadi, gempa akan menghasilkan gelombang. Gelombang tersebut akan merambat melalui lapisan-lapisan sedimen dan akan timbul resonansi (ikut bergetarnya suatu benda akibat getaran yang dihasilkan). Alhasil bangunan-bangunan diatasnya akan menerima getaran-getaran tersebut. Resonansi ini dapat menghasilkan resonansi vertikal dan resonansi horizontal. Resonansi vertikal tidak membahayakan dikarenakan searah dengan gaya gravitasi. Resonansi horizontal dapat menyebabkan keadaan bangunan bergoyang atau berayun. Infrastruktur yang tinggi dapat berayun seperti bandul akibat getaran tersebut [13]. Bergeraknya suatu infrastruktur dapat menyebabkan konstruksi tanah bergerak atau rusak, sehingga memudahkan air untuk bercampur dengan tanah tersebut melalui pori-pori tanah. Lalu jika dilihat dari Peta Vs30 atau kecepatan gelombang geser, daerah sangat tinggi berada di wilayah rendah yaitu 176 m/s dengan jenis batuan *soft soil* atau tanah lunak. Tanah lunak merupakan tanah bersifat kohesif (melekat satu sama lain) dan terdiri dari ukuran butir yang sangat kecil seperti lanau dan lempung. Tanah lunak dicirikan oleh kemampatan yang tinggi, permeabilitas rendah serta gaya geser yang rendah pula [14]. Jika kita lihat dari kemiringan lereng, kelas sangat tinggi berada di kemiringan lereng yang rendah atau landai. Kemiringan lereng dapat menunjukkan ketebalan suatu lapisan sedimen. Pada kemiringan lereng yang landai suatu sedimen akan mudah untuk terendapkan

dikarenakan minim terjadinya erosi. Sedangkan di kemiringan lereng yang tinggi atau curam, sedimen akan sulit untuk terendapkan dikarenakan adanya faktor erosi yang mungkin terjadi pada kemiringan tersebut. (Athanasius, 2018). Semakin tebal suatu lapisan tanah yang jenuh tersebut dapat menyebabkan amblesan pada suatu infrastruktur lebih tinggi.

#### 4.2.2 Peta Kerentanan Likuefaksi Kota Palu di Magnitudo 7.5

Algoritma RF (*Random Forest*) terpilih menjadi algoritma terbaik di magnitudo 7.5 dengan hasil akurasi validasi sebesar 83%. Hasil dari olahan *Random forest* menghasilkan 4 kelas yaitu sangat tinggi, tinggi, rendah dan sangat rendah.



Gambar 4. Peta kerentanan likuefaksi Kota Palu magnitudo 7.5 (*Random Forest*)

##### 4.2.2.1 Interpretasi Peta Kerentanan Likuefaksi di Magnitudo 7.5

Berdasarkan peta kerentanan likuefaksi Kota Palu menggunakan metode *random forest*. Terlihat zona merah atau kelas sangat tinggi, berada di sekeliling teluk palu dan semakin memanjang hingga ke selatan. Hal ini disebabkan karena kekuatan gempa atau seismisitas dari gempa yang semakin tinggi yaitu 7.5 dan nilai PGA yang semakin tinggi juga yaitu berada di angka 1.1 g. Selain itu juga dikarenakan kedalaman muka air tanah



berada di 1 meter hingga 4 meter. Selanjutnya jika dilihat dari Peta Vs30 atau kecepatan gelombang geser, sama seperti peta dengan magnitudo 6, daerah sangat tinggi berada di wilayah rendah yaitu 176 m/s dengan jenis batuan *soft soil* atau tanah lunak. Selanjutnya jika kita lihat dari kemiringan lereng, sama seperti peta dengan magnitudo 6 kelas sangat tinggi berada di kemiringan lereng yang rendah atau landai. Peta kerentanan likuefaksi di magnitudo 6 dan 7.5 tidak memiliki perbedaan yang signifikan, hanya berbeda seismisitas atau kekuatan dari gempa dan PGA. Sehingga peta yang dihasilkan di magnitudo 7.5 kelas sangat tinggi lebih luas kearah selatan dibanding magnitudo 6. Hal ini disebabkan juga oleh formasi tempat terjadinya likuefaksi tersebut adalah aluvium.

## 5. Kesimpulan dan Saran

Berikut merupakan kesimpulan dari penelitian ini :

1. Peta kerentanan likuefaksi kota Palu dibuat berdasarkan data LPI dan magnitudo 6 yang dilakukan dengan metode *machine learning* menggunakan *Supervised machine learning* yaitu metode DT, RF, SVM, LR, KNN dan NB. Metode terbaik yang terpilih ialah metode *Decision Tree*. Metode ini terpilih menjadi yang terbaik dikarenakan mendapatkan nilai akurasi dari *training* dan *validating* sebesar 96% dan nilai akurasi prediksi sebesar 83%
2. Peta kerentanan likuefaksi kota Palu dibuat berdasarkan data LPI dan magnitudo 7.5 yang dilakukan dengan metode *machine learning* menggunakan *Supervised machine learning* yaitu metode DT, RF, SVM, LR, KNN dan NB. Metode terbaik yang terpilih ialah metode *Random Forest*. Metode ini terpilih menjadi yang terbaik dikarenakan mendapatkan nilai akurasi dari

*training* dan *validating* sebesar 85% dan nilai akurasi prediksi sebesar 83%.

3. Dari keempat fitur yang digunakan, Vs30 yang memiliki faktor penting dalam pembuatan model peta kerentanan likuefaksi Kota Palu hal ini disebabkan likuefaksi hanya terjadi pada tanah lunak atau *soft soil* dilanjutkan oleh muka air tanah, percepatan tanah maksimum dan kemiringan lereng.

Berikut merupakan saran untuk penelitian ini :

1. Sebaiknya proporsi dataset klasifikasi dari lpi memiliki jumlah data yang proporsional antar klasifikasinya, agar terhindar dari *imbalanced dataset*.
2. Sebaiknya saat pengerjaan *Supervised machine learning* yang terdiri dari DT, RF, SVM, LR, KNN dan NB, penulis mempelajari lebih lanjut mengenai parameter-parameter apa yang digunakan di masing-masing metode agar hasil akurasi dari metode-metode tersebut menjadi lebih baik dan akurat.

## Daftar Referensi

- [1] Kramer, S.L. (1996). Geotechnical Earthquake Engineeri. Prentice-Hall civil engineering and mechanics series, 653 pages.
- [2] Gandomi dkk., (2013). Decision Tree Approach for Soil Liquefaction Assessment, Hindawi Publishing Corporation, 8 pages.
- [3] Nejad dkk., (2018). Evaluation of Liquefaction Potential Using Random Forest Method and Shear Wave Velocity Results. International Conference on Applied Mathematics & Computational Science.
- [4] Ahmad, Abu. (2017). Mengenal Artificial Intelligence, Machine Learning, Neural Network, dan Deep Learning.
- [5] Kasih, Patmi. (2019). Pemodelan Data Mining Decision Tree Dengan Classification Error Untuk Seleksi Calon Anggota Tim Paduan Suara.



[6] Breiman, Leo., Friedman, Jerome H., Oshlen, Richard A., Stone, Charles J. 1996. Classification and Regression Tree. Statistics Departement, University of California.

[7] Kodoatie, Robert J dan Sarief Roestam., 2012. Pengelolaan Sumber Daya Air Terpadu. Yogyakarta: Penerbit Andi.

[8] Van Zuidam, R. A. 1985. Aerial Photo-Interpretation in Terrain Analysis and Geomorphological Mapping. Smith Publisher, The Hague.

[9] Kramer, S.L. (1996). Geotechnical Earthquake Engineeri. Prentice-Hall civil engineering and mechanics series, 653 pages.

[10] Linkimer. 2008. Relationship Between Peak Ground AccelerationAnd Modified Mercalli Intensity In Costa Rica. Revista Geológica de América Central, 38ISSN: 0256-7024. Hal : 81-94.

[11] Indra dkk., (2018). ESTIMASI KECEPATAN GELOMBANG GESER BAWAH PERMUKAAN PADA LAPISAN DANGKAL MENGGUNAKAN DATA MIKROTREMOR DI DAERAH MAMBORO. Vol. 17. ISSN : 1412-2375.

[12] Iwasaki, T., Tokida, K., & Tatsuoka, F. (1981). Soil Liquefaction Potential Evaluation with Use of the Simplified Procedure. Paper presented at the International Conferences on Recent Advances in Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics.

[13] Sukarasa, I Ketut. (2017). "ANALISA GEMPABUMI DENGAN MENGGUNAKAN DATA PERCEPATAN GETARAN TANAH". Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam. Universitas Udayana.

[14] Bowles, J. E. (1984). Sifat-Sifat Fisis dan Geoteknis Tanah. Jakarta: Penerbit Erlangga.

[15] Athanasius, Cipta dan Akhmad Solikhin. (2018). Pendugaan VS30 Berdasarkan Klasifikasi geomorfologi. [https://www.researchgate.net/publication/322971554\\_Pendugaan\\_VS30\\_berdasarkan\\_Klasifikasi\\_Geomorfologi](https://www.researchgate.net/publication/322971554_Pendugaan_VS30_berdasarkan_Klasifikasi_Geomorfologi). Diakses pada 4 Juli 2021.

# Subsurface Natural Fracture Modelling and Prediction on Igneous Rocks of “U” Geothermal Field, Utah

M. Farel Bagaskara<sup>1\*</sup>, Felix M. H. Sihombing<sup>1</sup> and Agus Riyanto<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Geology Study Program, Faculty of Mathematics and Natural Sciences, Universitas Indonesia, Depok, Indonesia

<sup>2</sup> Geophysics Study Program, Faculty of Mathematics and Natural Sciences, Universitas Indonesia, Depok, Indonesia

\*Corresponding author: farelb9@gmail.com

## Abstract

United States of America has a promising geothermal energy potential, especially in the “U” Geothermal Field, around Roosevelt Hot Springs, Utah with a reservoir temperature around 216°C to 286°C. Geothermal system needs fractures as a considerable aspect in geothermal system evaluation. Fracture formed by the geological condition in the area, so it can affect the characteristic of the fractures. This research aims to analyze the structural geology condition, fracture characteristic, fracture prediction accuracy, and the comparison of the fracture prediction result with the fracture model. To achieve it, there are some data processing steps, such as seismic data interpretation, building seismic attributes, building implicit fracture model, and predicting fracture occurrence using Support Vector Machine (SVM) method which is one of the machine learning methods. The research shows the structural geology condition in the study area consists of east – west trending normal faults and north – south trending reverse faults. The fracture in the study area has a dominant trend of north – south with the intensity ranging from 0 to 3. High fracture intensity zone can be found around faults and curvatures. The fracture prediction using SVM method produces an accuracy value of 73%. Overall, the fracture prediction result is good enough, although there are some zones which have a poor result when it compared to the implicit fracture model.

**Keywords:** *Fracture; Fracture Modelling; Geothermal; Machine Learning; Utah*

## 1. Introduction

Geothermal is a renewable energy that has been developed in many countries including the United States of America (USA) [1]. According to S&P Global Platts research, USA has 5,4 GW projected geothermal installed capacity in 2025, which marked that the country has a promising prospect on this kind of energy [2]. One of the regions that has a good potential is the Roosevelt Hot Springs geothermal field in Milford, Utah, USA, where its reservoir has a temperature around 216°C to 286°C [3]. This geothermal field is the object on this research.

Subsurface fracture existence becomes one of the aspects that need to be noticed in a geothermal system. Fracture can determine the geothermal fluid flow from the heat source into the reservoir. Therefore, the comprehension of fracture on geothermal system is crucial to be learned [4].

One of the ways to have an understanding about subsurface fracture on geothermal system is by making a fracture model that represent subsurface fracture. This model can provide some information, such as distribution, intensity, orientation, etc. On the modelling process, a fracture model can use machine learning method to predict the fracture existence on a location that has no fracture acquisition data. This kind of machine learning method is tested to be researched in this research.

This research aims to analyse the structural geology condition, fracture characteristic, and modelled the subsurface fracture of the research area. Furthermore, this research also uses machine learning to predict fracture existence in a well that has no fracture data. The result of the fracture prediction is compared to the fracture model to determine whether it has a good or a poor prediction result.

It is assumed that the fracture modelling method is a better method than the fracture prediction method by using machine learning.

## **2. Literature Review**

Literature review will discuss about geological condition of the research area, fault and fracture, well logs, seismic method, implicit fracture modelling, and machine learning.

### *2.1 Geological Condition of The Research Area*

The research area is located near Mineral Mountain, Utah. It is a part of the basin – range region of Utah and highly controlled by geological structures [5]. It composed of metamorphic, sedimentary, and intrusive igneous rocks. The metamorphic rocks deposited in the Precambrian and composed of gneiss, quartzite, and schist. The sedimentary rocks on this location deposited in Palaeozoic. Then, the intrusive igneous rocks are composed of granitoid in a shape of batholith, which deposited in Oligocene to Miocene [6]. The geological map and the geological cross section of the research area can be seen in Figure 1.

There is a geothermal system in the research area that proven by the existence of hot spring and other thermal manifestation. The geothermal system of the area is hot dry rock. The granitoid is the geothermal reservoir of the system. Based on geothermometer calculation, the reservoir temperature of the geothermal system is around 216°C to 286°C [3,7].

### *2.2 Fault and Fracture*

Fault and fracture are discontinuity made by deformation process that overcome rock mechanical resistant. This kind of deformation is classified as brittle deformation. It may formed in macroscopic and microscopic size [8]. The existence of fault and fracture may change

rock properties, such as electrical resistivity, permeability, and wave transmission velocity [9].

### *2.3 Well Logs*

Well logs is a subsurface acquisition process to acquire rock properties around the borehole [10]. There are many kinds of well logs. Few examples of it are gamma ray log, resistivity log, and borehole image log [11]. These logs may be used to identify fracture. Fracture can be identified in gamma ray and resistivity log by anomalous reading on the log [12]. Borehole image log may identify fracture directly through the borehole images [13].

### *2.4 Seismic Method*

Seismic method is a geophysical investigation method that used seismic waves to identify subsurface objects, such as rock formation and geological structure. In seismic data processing, it is often using seismic attributes to enhance several seismic characteristics. The utilization of seismic attributes can assist in subsurface interpretation, such as facies, reservoir characterization, prospect identification, etc. [14].

### *2.5 Implicit Fracture Modelling*

Fracture modelling is a fracture representation method based on specific characteristics [15]. Implicit fracture modelling is a fracture modelling process that assumed fracture as an object to represent certain parameter towards a volume mathematically [16]. Implicit fracture modelling needs an integration between fracture data and fracture driver data. Fracture data consists of fracture characteristics data, while fracture driver data consists of fracture formation control parameter. Fracture driver can be derived from geological, geophysical, and geomechanical data [17].

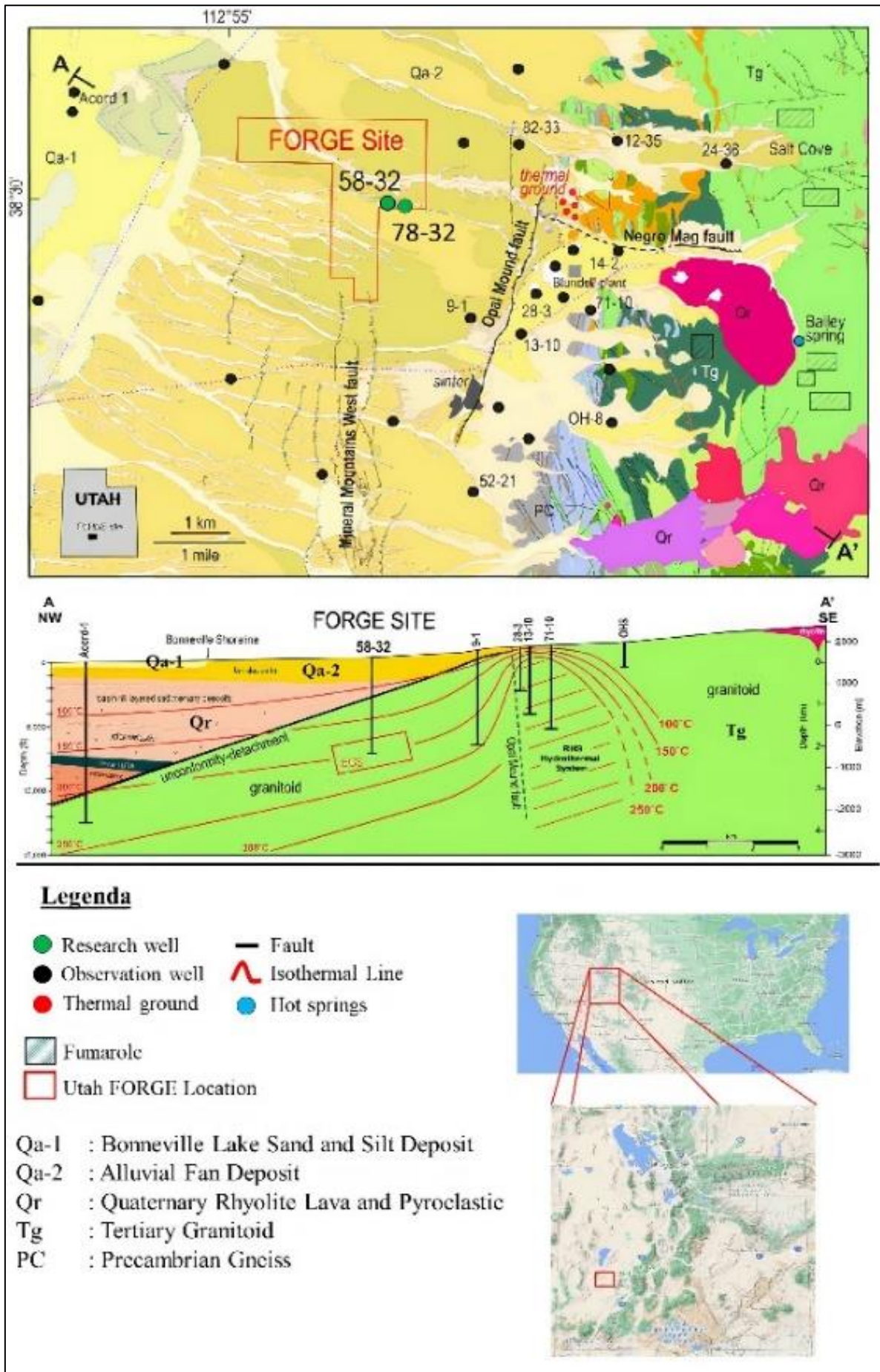


Figure 1. Geological map and cross section of research area (modified from University of Utah, 2019)

### 2.6 Machine Learning

Machine learning is a computational science that allow computer to learn data pattern for a specified purpose. The goal of machine learning is to implement what has been learned from the training dataset by the computer to a different dataset. One of the machine learning methods is the supervised learning method [18].

Supervised learning is a machine learning method that allow computer to learn data pattern from a labelled training dataset. The label is assumed as the answer to the dataset parameter. One of the algorithms usually used in this method is the Support Vector Machine (SVM). The algorithm may be used to classify data with significant difference [18].

### 3. Research Methods

There are 2 wells that is used in this research. The first well is well 58-32 and the second well is well 78-32. The availability of petrophysical well log data in both well can be seen in Table 1. Besides well log data, there is a 3D seismic data that also been used in this research. The target zone of this research is the granitoid rocks which acts as the reservoir for the geothermal system in the area [3].

**Table 1.** Well log availability.  
(v: available, x: not available)

Well	Well Log Types			
	Fracture	Gamma Ray		Conductivity
		γ-ray	High Resolution γ-ray	
58-32	v	v	v	v
78-32	x	v	v	v

In this research, fracture modelling and fracture prediction were carried out. The workflow diagram can be seen in Figure 2.

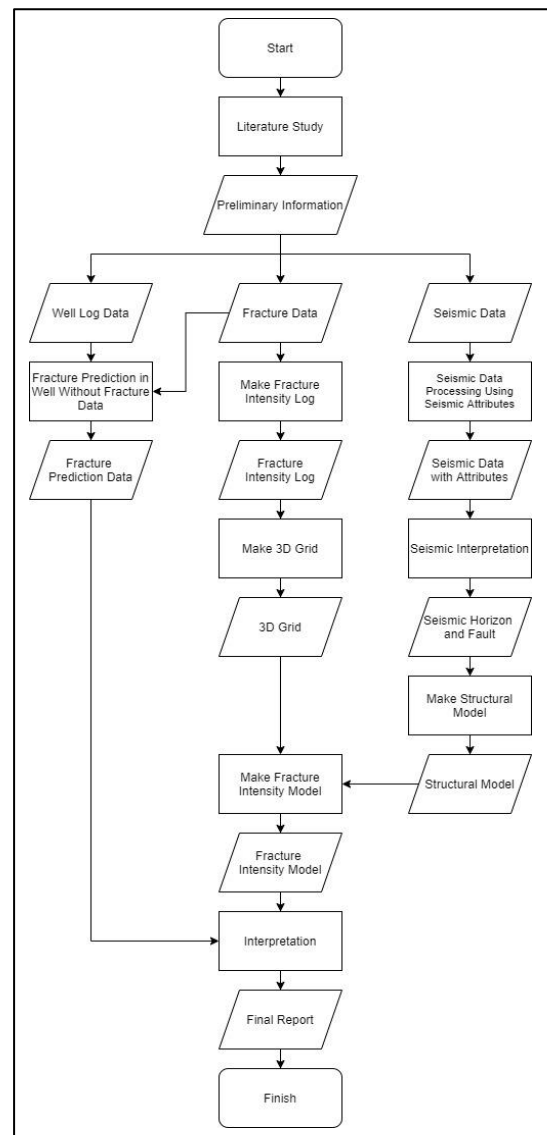


Figure 2. The research workflow diagram

The first step that need to be done is conducting literature study about the study area to gain some early insights about the area. Next, data collection phase is conducted from [gdr.openei.org](http://gdr.openei.org) website. After that, the data collected is analysed by using implicit fracture modelling to gain fracture intensity model and by using machine learning to gain fracture prediction on well. After analysing the data, the analysis result is interpreted and written in the final report.

Fracture modelling process was carried out using Petrel 2017. This process used implicit fracture modelling method to create fracture intensity model. The model can be made by



integrating seismic interpretation data in form of structural model, fracture intensity log from well 58-32, and fracture driver data that derived from seismic attributes. The seismic attributes used as the fracture driver are Variance, 3D Edge Detection, 3D Curvature, Ant Track, and Dip Illumination. The fracture driver was used to correlate the fracture intensity log to the whole research area.

Fracture modelling began with interpreting the seismic data to obtain fault and horizon interpretation. This interpretation was used to make the structural model of the area. Then, the fracture intensity log was produced from the fracture log. The fracture intensity log was processed further by conducting upscaling process, so it can be used in the model later as one of the modelling parameters. The other modelling parameter was the seismic attributes, and it was processed after the fracture intensity log upscaling process. Next, the implicit fracture modelling can be done by using petrophysical modelling menu.

Fracture prediction process was carried out using Google Colaboratory. This process used supervised learning method with Support Vector Machine (SVM) as its algorithm. The prediction can be done by training the computer to seek for fracture occurrence pattern by using petrophysical well log data of well 58-32 that has been labelled with the fracture data from well 58-32 in every depth in the log as the training datasets. After the computer has been trained, the computer would be able to predict fracture occurrence in well 78-32 by seeking the pattern in the petrophysical well log of well 78-32.

Fracture prediction process began with importing the machine learning code database, such as panda, numpy, sklearn, etc. Then, the fracture data and its parameter, which is the petrophysical well log data is imported to the

software. After that, the fracture data and its parameters were analysed to find out how well the correlation between them. Next, the data was split into 2 groups. The first group is training dataset with 80% portion of the whole data and the second one is the testing dataset with 20% portion of the whole data. After splitting the data, the computer was trained to make some classifications, whether there was a fracture or not in certain depth. The classification accuracy can be observed by making the confusion matrix. Finally, the process of predicting the presence of fractures can be carried out.

## 4. Results and Discussion

### 4.1 Fracture Data Interpretation

Based on the fracture data on well 58-32, there are three kinds of fractures, i.e., conductive, resistive, and induced fracture. The fracture types were already interpreted from the borehole image log. The borehole image log can be seen in Figure 3.

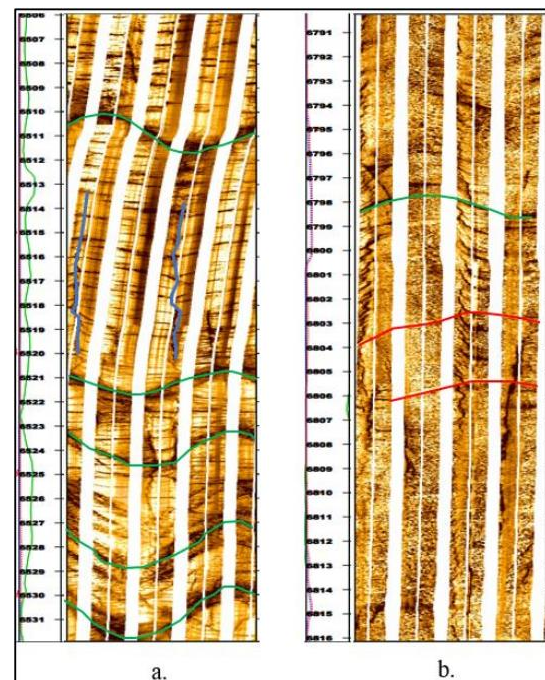


Figure 3. Borehole image log interpretation on 6505 – 6530 feet (a) and 6790 – 6816 feet (b) that shows conductive fracture (green line), resistive fracture (red line), and induced fracture (blue line).

Induced fracture is not used in this research because it is not formed naturally like conductive and resistive fracture. The conductive and resistive fracture shares the similar north – south fracture orientation (Figure 4). The intensity of the natural fracture is around 0 to 3 fractures per feet (Figure 5).

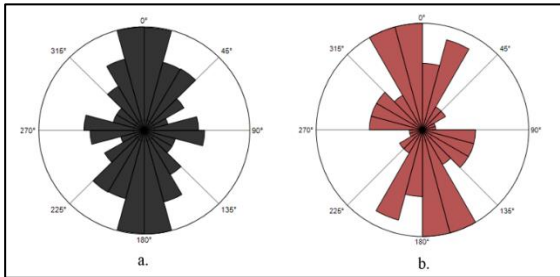


Figure 4. Stereographic projection of conductive (a) and resistive (b) fracture orientation in well 58-32

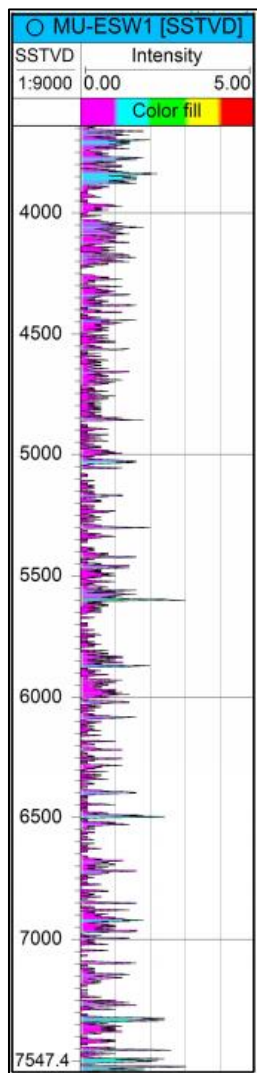


Figure 5. Natural fracture intensity log in well 58-32

#### 4.2 Seismic Data Interpretation

Seismic interpretation which done in the granitoid area can be seen in Figure 6. From the interpretation, the seismic horizon and fault interpretation was integrated to produce a depth structure map (Figure 7). Based on the map, there is a significant difference in terms of depth between the east and the west side of the area. The east side is shallower than the west side. The difference is thought to be caused by the intrusion of the igneous rock. There is also a curvature feature shaped like a dome in the northeast side of the area that suggests an intrusion morphology. It is also supported from the geological map and cross section data (Figure 1) that shown the occurrence of granitoid outcrop in the eastern side of the area. Furthermore, the existence of fault can also influence the depth difference.

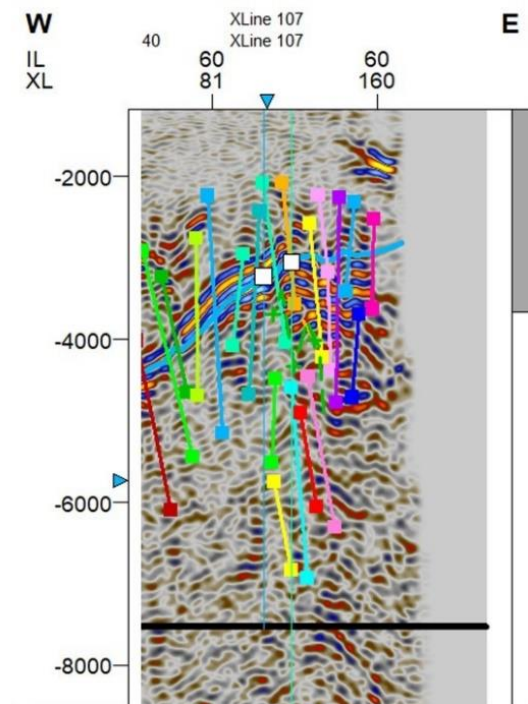


Figure 6. Seismic interpretation result.

The research area has two kinds of faults. The first one is the north – south trending reverse fault. The second one is the east – west trending normal fault. The reverse fault is



thought to be formed in the Jurassic – Oligocene period due to the orogeny and uplift process. After that, in the Miocene, the normal fault was made through an extensional tectonic regime [19].

Fracture driver processing using seismic attributes shows several high valued zone. The high value may indicates high discontinuity zone. The result of the seismic attributes processing can be seen in Figure 8.

#### *4.3 Fracture Intensity Model*

The integration of the seismic attributes which acts as fracture driver with fracture intensity log produced a fracture intensity model (Figure 9). The model shows that the intensity of fracture in the research area is around 0 to 3 fractures per feet. High intensity fracture zone can be found near faults and curvature. It indicates that the fracture formation is associated with the fault and intrusion. The high intensity zone which associated with fault can be seen as a good prospect in utilizing geothermal energy from hot dry rock system. It is because hot dry rock system needs fluid injection from the surface to extract the subsurface heat, so the existence of fault and fracture may help the fluid to flow as its become the fluid pathway.

#### *4.4 Fracture Prediction in Well 78-32*

To predict fracture existence in well 78-32 using machine learning, the correlation between the prediction parameter, which is the petrophysical well logs, and the fracture log is needed to be known. There are three kinds of petrophysical well logs that is used, i.e., gamma ray, high resolution gamma ray, and conductivity log. All logs show a negative correlation with the fracture log. It means that

the occurrence of a fracture is marked by the inverse reading result of the well log if it is compared to the usual reading of the formation. For example in the conductivity log. The conductivity of an igneous rock is relatively low [20]. However, in the fractured area of the granitoid, the conductivity value of the formation is higher than usual. It indicates that the fracture may change the formation characteristics [9].

Based on the machine learning result, SVM method has a prediction accuracy of 73% (Figure 8). It indicates a respectable prediction result. Figure 9 shows the comparison of fracture occurrence in well 78-32 that derived from fracture modelling (track 2) and fracture prediction using machine learning (track 3). Track 2 is a continuous log, so it is not only showing fracture occurrence but also the intensity. Track 3 is a discrete log, so it is only showing the fracture occurrence that marked by the blue colour.

Generally, the comparison shows that the machine learning method has good prediction result, indicated by the red box. However, there are some zones that has a poor prediction, indicated by the black box. It may be caused by the limitation of available well logs that can be used as the prediction parameter.

Fracture modelling is showing its superiority if it is compared to the machine learning method. Fracture modelling can provide detailed information about the fracture feature, such as orientation and intensity, to be used in interpretation, while machine learning method cannot. However, machine learning method is superior in terms of simplicity and quickness of the process, so it may be benefited in the preliminary study to gain the first picture of the subsurface condition.

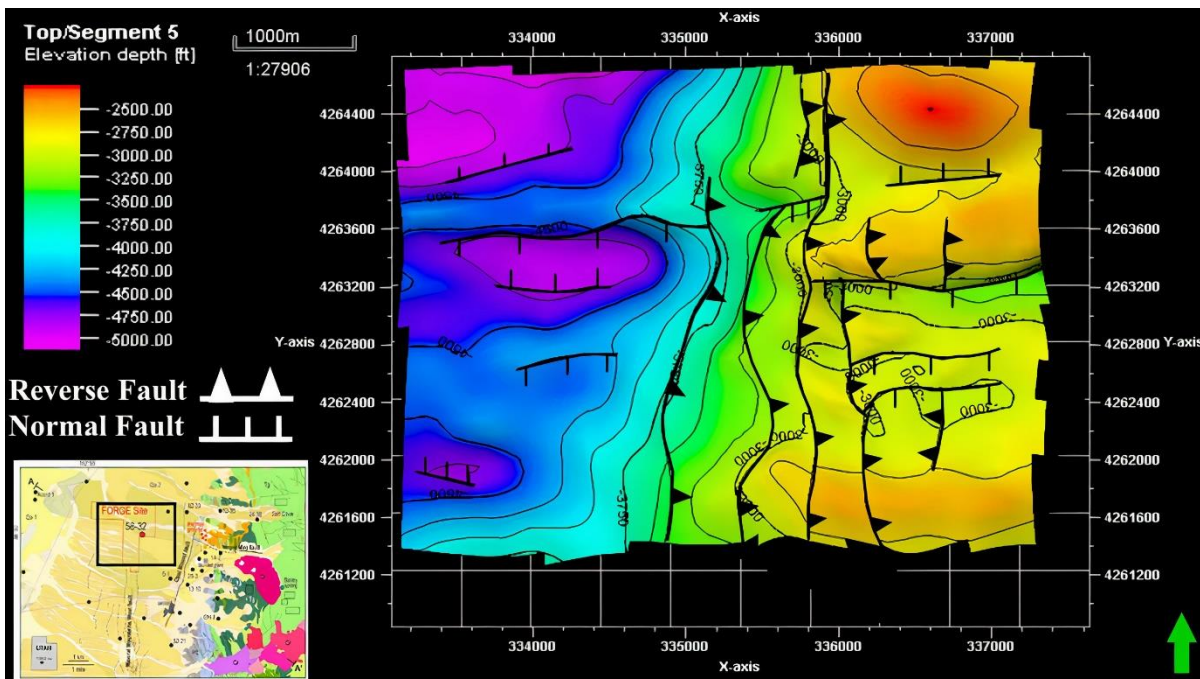


Figure 6. Depth structure map of the research area

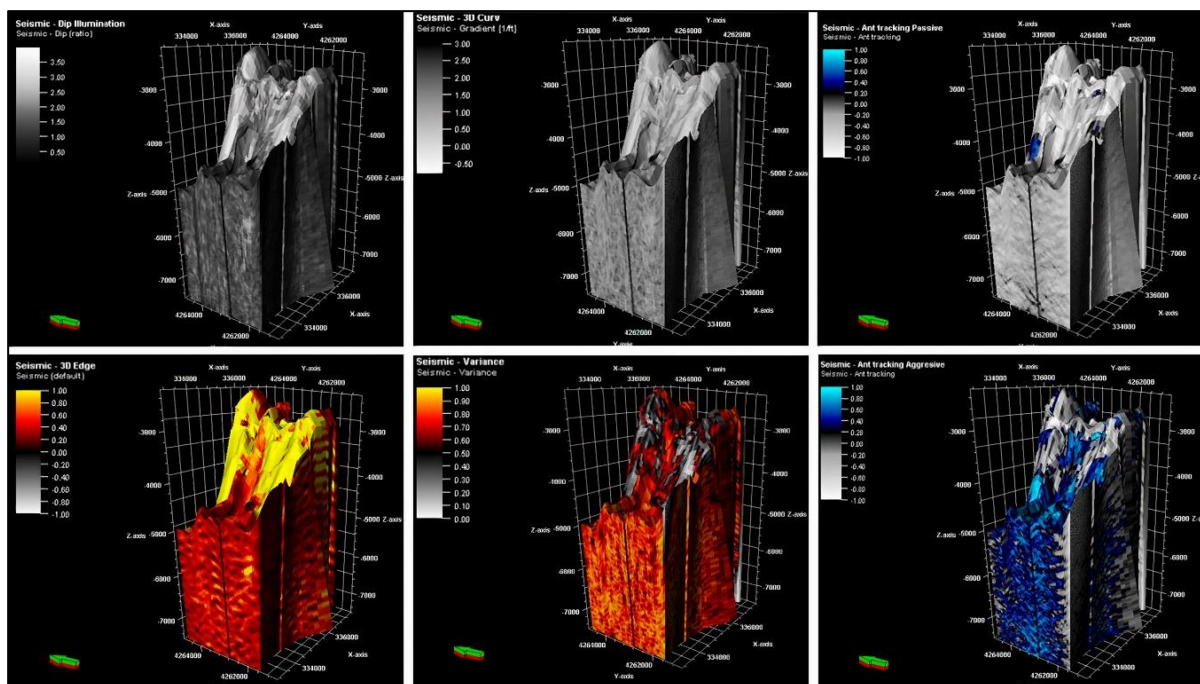


Figure 7. Seismic attributes processing result

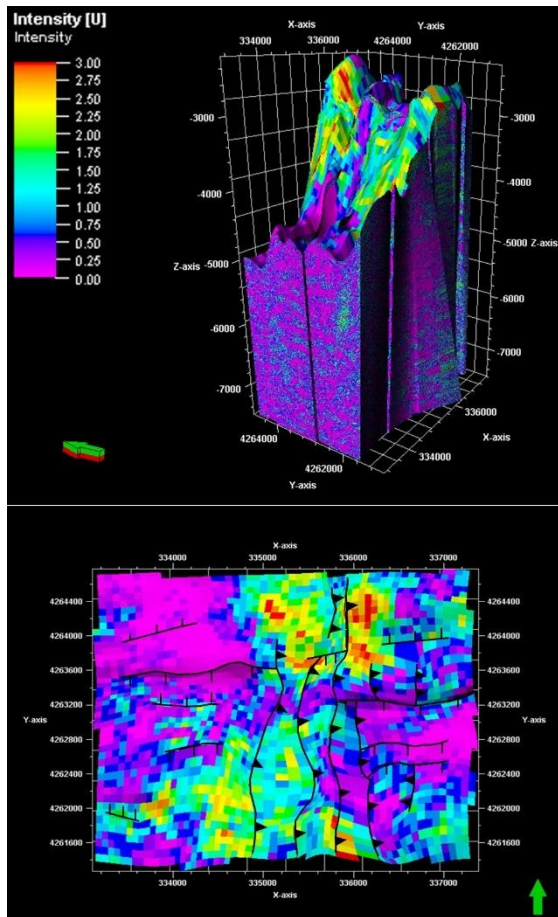


Figure 8. Fracture intensity model of the research area as it is seen from the southwest view (upper) and from the bird's view (lower).

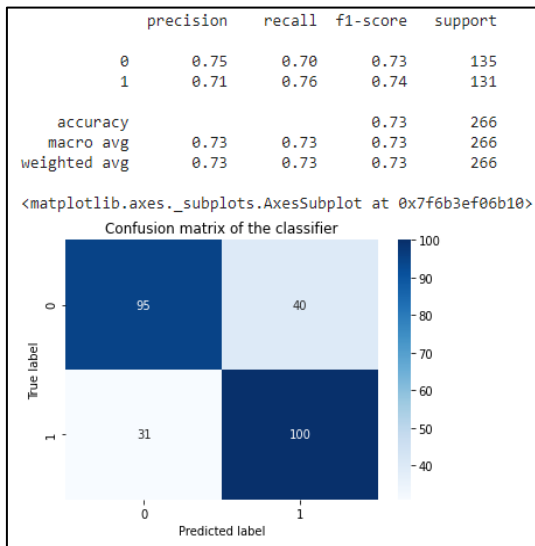


Figure 9. Confusion matrix of the SVM algorithm

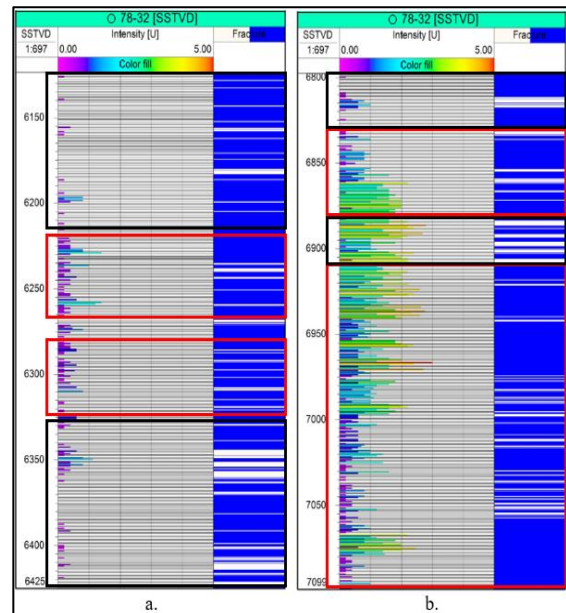


Figure 10. The fracture occurrence comparison between fracture modelling result (track 2) and machine learning result (track 3) of well 78-32 in interval 6087 - 6425 feet (a) and 6800 - 7099 feet (b)

## 5. Conclusion

Based on the research result, there are several conclusions, i.e.:

- The research area has north – south trending reverse fault and east – west trending normal fault. The reverse fault was made in the Jurassic – Oligocene period caused by orogeny and uplift event, while the normal fault was made in the Miocene period caused by extensional tectonic regime
- The research area has natural fracture with north – south trend as its dominant orientation. The intensity of the fracture ranged around 0 – 3 fractures per feet. The fracture is associated with the formation of fault and intrusion
- The accuracy of fracture prediction using SVM algorithm reached 73%
- Generally, the machine learning method has good prediction result, but there are some poor prediction in several zones

## **Acknowledgements**

This research could not be done without the data provided by the U.S. Department of Energy in their Geothermal Data Repository ([gdr.openei.org](http://gdr.openei.org)).

## **References**

- [1] Fridleifsson I. The role of geothermal energy in the world. *GHC Bull.* 1996;17.
- [2] IRENA. *Geothermal Power: Technology Brief.* Abu Dhabi; 2017.
- [3] Ward SH, Parry WT, Nash WP, Sill WR, Cook KL, Smith RB, et al. A summary of the geology, geochemistry, and geophysics of the Roosevelt Hot Springs thermal area, Utah. *GEOPHYSICS* [Internet]. 1978 Dec;43(7):1515–42. Available from: <https://library.seg.org/doi/10.1190/1.1440912>
- [4] Hanano M. Two different roles of fractures in geothermal development. In: *Proceedings World Geothermal Congress.* 2000.
- [5] Blackett R, Wakefield S. *Geothermal Resources of Utah: A Digital Atlas of Utah's Geothermal Resources.* Utah: Utah Geological Survey; 2002.
- [6] Kirby S, Knudsen TR, Kleber E, Hiscock A. *Geologic Map of The Utah FORGE Area.* Utah; 2018.
- [7] East J. Hot dry rock geothermal potential of Roosevelt Hot Springs area: review of data and recommendations. Los Alamos, NM: Los Alamos National Laboratory; 1981 May.
- [8] Fossen H. *Structural Geology.* New York: Cambridge University Press; 2010.
- [9] Schon J. *Handbook of Petroleum Exploration and Production Volume 8.* Elsevier; 2011.
- [10] Hubbard S, Linde N. Hydrogeophysics. In: *Treatise on Water Science.* Elsevier; 2011. p. 401–34.
- [11] Asquith G, Krygowski D. *Basic Well Log Analysis Second Edition.* Oklahoma: American Association of Petroleum Geologists; 2004.
- [12] Shalaby M, Islam M. Fracture detection using conventional well logging in carbonate Matulla Formation, Geisum oil field, southern Gulf of Suez, Egypt. *J Pet Explor Prod Technol.* 2017;977–89.
- [13] Neil H. Borehole Images. In: Asquith G, Krygowski D, editors. *Basic Well Log Analysis Second Edition.* Oklahoma: American Association of Petroleum Geologists; 2004. p. 151–63.
- [14] Alsadi HN, Baban EN, Aziz BK. *Introduction to The Seismic Exploration.* Kurdistan: University of Sulaimani Publications; 2020.
- [15] Lei Q, Latham JP, Tsang CF. The Use of Discrete Fracture Network for Modelling Coupled Geomechanical and Hydrological Behaviour of Fractured Rocks. *Comput Geotech.* 2017;151–76.
- [16] Lavenu A, Howell K, Kane P. Implicit Fracture Modelling for Permeability Enhancement in Carbonate Reservoirs: A Novel Approach to Bridge Data Gaps for Honoring Dynamic Observations. In: *SPE Reservoir Characterisation and Simulation Conference and Exhibition.* Abu Dhabi: Society of Petroleum Engineers; 2017.
- [17] Isniarny N, Haris A, Nurdin S. Fractured-Basement Reservoir Modeling Using Continuous Fracture Modeling (CFM) Method. In: *AIP Conference Proceedings.* AIP Publishing; 2015.
- [18] Shalev-shwartz S, Ben-david S. *Understanding Machine Learning: From Theory to Algorithms.* New York: Cambridge University Press; 2014.
- [19] Sibbett BS, Nielson D. *Geology of The Central Mineral Mountains Beaver County, Utah.* Salt Lake City: University of Utah; 1980.
- [20] Hardwick C, Hurlbut W, Gwynn M. Geophysical Surveys of The Milford, Utah, FORGE Site: Gravity and Tem. In: *Geothermal Characteristics of the Roosevelt Hot Springs System and Adjacent FORGE EGS Site, Milford, Utah.* California: Stanford University; 2016.

# Integrasi Metode Seismik Inversi dan Spektral Dekomposisi Untuk Memetakan Penyebaran Reservoir dan Kandungan Fluida

Herdiana Prasetyaningrum<sup>1\*</sup>, Abdul Haris<sup>1</sup>, Ricky Adi Wibowo<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Program Magister Geofisika Reservoir, Departemen Fisika, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Universitas Indonesia, Kampus UI Depok, 16424, Indonesia

\*Corresponding author: herdiana.prasetyaningrum@gmail.com

## Abstrak

Pengolahan data seismik dengan metode yang tepat sangat penting untuk memetakan sebaran reservoir dan memprediksi keberadaan hidrokarbon. Pada penelitian ini digunakan metode inversi seismik yang diintegrasikan dengan metode dekomposisi spektral. Tujuan penelitian adalah untuk mengetahui sejauh mana metode dekomposisi spektral dan inversi seismik yang digunakan dapat berfungsi untuk memetakan sebaran reservoir, sebaran hidrokarbon dan menentukan prospek hidrokarbon di daerah penelitian. Analisis seismik inversi dan crossplot log pada sumur menunjukkan peningkatan porositas dari utara ke selatan, dengan adanya perselingan tipis batulempung di antara batu pasir. Integrasi sebaran AI dan amplitudo pada Top A merekomendasikan empat zona dan Top B merekomendasikan tiga zona sebagai zona prospek. Penggunaan kedua metode ini saling menguatkan, memberikan gambaran komprehensif tentang sebaran reservoir dan kandungan fluida di daerah penelitian.

**Kata kunci:** *dekomposisi spektral, formasi Lower Sihapas, seismik inversi, transisi*

## 1. Pendahuluan

Dalam upaya pencarian hidrokarbon di bawah permukaan, diperlukan metode yang tepat untuk mendukung dan meningkatkan akurasi interpreter dalam proses penentuan zona prospek. Salah satu metode untuk memprediksi keberadaan hidrokarbon pada data seismik, antara lain metode inversi. Dengan metode ini, penampang seismik dikonversi ke dalam bentuk impedansi akustik (IA). Nilai impedansi akustik merepresentasikan sifat fisis batuan sehingga mempermudah kita untuk menganalisis litologi dan penyebarannya serta memudahkan kita untuk menentukan di mana zona reservoir/prospek dan non reservoir/tidak prospek (Februana, 2010).

Untuk memetakan penyebaran hidrokarbon, dapat juga dilakukan metode dekomposisi spektral. Metode ini akan menampilkan penampang seismik pada level frekuensi tertentu. Respon seismik terhadap perubahan frekuensi dapat mengindikasikan keberadaan hidrokarbon. Respon ini dapat

menambah kevalidan sebaran yang telah didapatkan melalui metode inversi seismik. Oleh karena itu, dengan penggunaan dua metode ini dapat memastikan di mana zona-zona yang prospek pada lapangan-lapangan eksplorasi. Penulis memilih integrasi dua metode, yaitu inversi seismik dan dekomposisi spektral karena a) keterbatasan data yang didapatkan; b) ingin mengetahui bahwa dua metode tersebut valid dapat digunakan untuk mendeteksi jenis hidrokarbon kemudian dibuktikan dengan data sumur yang sudah ada dan c) sumur yang ada di daerah telitian merupakan sumur yang sudah lama berproduksi sehingga membutuhkan pengembangan untuk melihat prospek baru di sekitar lapangan penelitian.

## 2. Geologi Regional

Lapangan D berada di Selat Malaka yang termasuk dalam cekungan Sumatra Tengah. Cekungan Sumatra Tengah merupakan cekungan busur belakang (*back arc basin*) yang

berkembang di sepanjang tepi Paparan Sunda. Cekungan ini terbentuk akibat penunjaman Lempeng Samudera Hindia yang bergerak relatif ke arah utara dan menyusup ke bawah Lempeng Benua Asia. Geometri cekungan ini berbentuk asimetris memanjang ke arah Baratlaut-Tenggara. Cekungan ini terbentuk pada awal Tersier (Eosen - Oligosen) dan merupakan seri struktur *half graben* terpisah oleh blok *horst*. Unit stratigrafi regional cekungan Sumatra Tengah terbentuk dari masa Paleogen sampai Pliosen dan Kuartar serta menjadi lima grup/formasi, yaitu Formasi Pematang, Kelompok Sihapas, Formasi Telisa, Formasi Petani, dan Formasi Minas (aluvial) ((Eubank dan Makki (1981) dan Heidrick dan Aulia (1993)).

Sedimen Tersier di Selat Malaka sangat dipengaruhi oleh fluktuasi muka laut dan dapat dibedakan menjadi delapan unit litostratigrafi, urutan dari yang paling tua ke paling muda, yaitu Formasi Pematang, Menggala, Transisi, Sihapas, Telisa, Petani dan Minas.

Tengah tersusun atas Formasi Pematang berlaku sebagai batuan induk, Formasi Sihapas sebagai reservoir, dan Telisa sebagai caprock. Formasi Pematang yang litologinya terdiri dari batu pasir halus sampai kasar, konglomerat, batu lanau, dan batu lempung aneka warna, serta batu pasir halus perselingan dengan serpih danau yang kaya material organik. Serpih bermaterial organik ini merupakan batuan induk/dasar bagi hidrokarbon di Cekungan Sumatra Tengah.

Sementara formasi Sihapas yang litologinya terdiri dari batu pasir, Batu lanau, batu lempung dan Formasi Menggala yang terdiri dari batu pasir konglomerat dianggap memiliki porositas dan permeabilitas yang baik sehingga layak menjadi reservoir. Formasi Telisa litologinya didominasi oleh batu lempung dengan porositas dan permeabilitas rendah

merupakan caprock/penutup karena hidrokarbon dianggap sulit untuk berpindah dalam formasi ini (LEMIGAS, 2000).

### 3. Teori Dasar

#### 3.1 Inversi Seismik

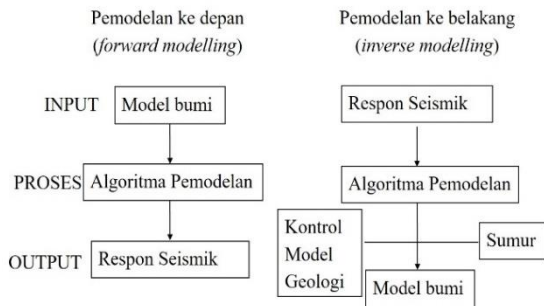
Seismik inversi didefinisikan sebagai teknik pemodelan geologi bawah permukaan menggunakan data seismik sebagai input dan data sumur sebagai kontrolnya (Sukmono, 1999). Pada metode inversi, penampang seismik dikonversi ke dalam bentuk impedansi akustik. Nilai impedansi akustik ini merepresentasikan sifat fisik batuan yang akan mempermudah interpretasi berupa parameter-parameter petrofisik. Impedansi akustik menggambarkan sifat fisik batuan karena nilai impedansi akustik gelombang dipengaruhi oleh besar pori-pori batuan, saturasi air ( $S_w$ ) dan kompresibilitas (Munadi, 2000). Semakin keras suatu batuan maka impedansi akustiknya semakin besar pula, Hal ini dikarenakan nilai AI sangat dipengaruhi oleh parameter kecepatan dibandingkan oleh parameter densitas nya (Halomoan, 2017).

Pada dasarnya perekaman data seismik merupakan pemodelan maju (*forward modelling*). Data seismik yang terekam merupakan hasil konvolusi antara deret koefisien refleksi bumi dengan wavelet sumber. Sedangkan inversi seismik dianggap sebagai kebalikan dari metode pemodelan maju di mana dihasilkan penampang seismik sintetik berdasarkan model bumi (Gambar 1).

Pada awalnya inversi seismik hanya dapat diterapkan pada data seismik post stack atau disebut inversi impedansi akustik (IA) atau Acoustic Impedance (AI). Dengan inversi ini diharapkan diperoleh AI semu sepanjang lintasan seismik (Lasono, 2011). Seismik inversi yang digunakan untuk menghasilkan AI diolah dari data stack zero-offset, yaitu data



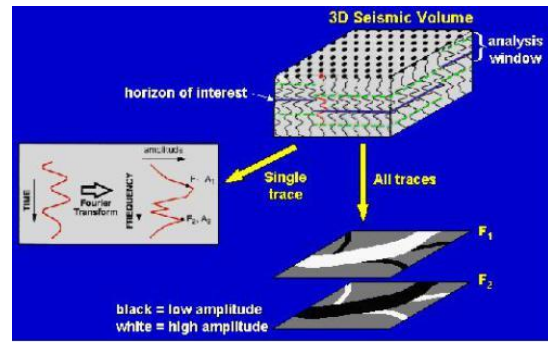
stack pada sudut datang gelombang 0o atau tegak lurus bidang pantul. Teknik inversi AI dinilai memiliki keterbatasan karena terkadang banyak dijumpai nilai AI untuk beberapa litologi memiliki nilai yang hampir sama (overlapping).



Gambar 1. Skema pemodelan ke depan dan ke belakang (Sukmono, 2000)

### 3.2 Dekomposisi Spektral

Selain teknik inversi, terdapat pengolahan data seismik tingkat lanjut yang lain, salah satunya adalah dekomposisi spektral. Dekomposisi spektral merupakan penguraian spektrum pada data seismik yang merupakan respon batuan bawah permukaan dan reservoir sehingga memudahkan proses interpretasi. Dekomposisi spektral biasanya dilakukan menggunakan transformasi Fourier untuk menghitung spektrum amplitudo masing-masing jejak dari jendela waktu yang pendek yang meliputi semua zona interest. Spektrum amplitudo tersebut dikontrol oleh satuan geologi, sehingga satuan-satuan dengan sifat dan/atau ketebalan batuan yang berbeda akan menunjukkan tanggap amplitudo yang berbeda. Jika dekomposisi sinyal dihitung untuk seluruh jejak pada volume seismik 3D dan direpresentasikan dalam bentuk peta (biasanya sebagai *slice* frekuensi), peta yang dihasilkan menunjukkan kemampuan bervariasi secara lateral (Pramono, 2010).



Gambar 2. Ilustrasi dekomposisi sinyal menggunakan tranformasi Fourier. (Nissen, S.E, 2002)

Metode dekomposisi spektral terus berkembang, salah satunya dalam bentuk transformasi wavelet. Transformasi wavelet merupakan metode transformasi untuk menganalisis frekuensi sinyal secara otomatis. Salah satu transformasi wavelet, yaitu Continuous Wavelet Transform (CWT) yang menghasilkan peta waktu-frekuensi yang baik (Gambar 2).

Pada metode CWT, wavelet digunakan sebagai fungsi window. Wavelet yang digunakan dapat berubah untuk setiap frekuensi yang berbeda. Oleh karena itu, posisi di bawah permukaan yang menghasilkan frekuensi dimaksud dapat dengan mudah diidentifikasi. Dengan respon frekuensi yang berbeda ini, maka resolusi menjadi baik (Adepoju, 2013). Jenis wavelet yang digunakan pada software menurut bentuk dan nilai frekuensi wavelet, yaitu wavelet Morlet, Mexican Hat dan Complex Gaussian. Pada penelitian ini digunakan wavelet Morlet. Wavelet Morlet merupakan wavelet yang memiliki fungsi window Gaussian kompleks sinusoidal pada domain waktu dan frekuensi (Pergina, 2011).

Dalam metode Continuous Wavelet Transform (CWT), skala merupakan sebuah nilai yang dapat menjembatani kita untuk mendapatkan informasi frekuensi tanpa kehilangan informasi waktu. Dekomposisi spektral dapat diaplikasikan untuk mengetahui

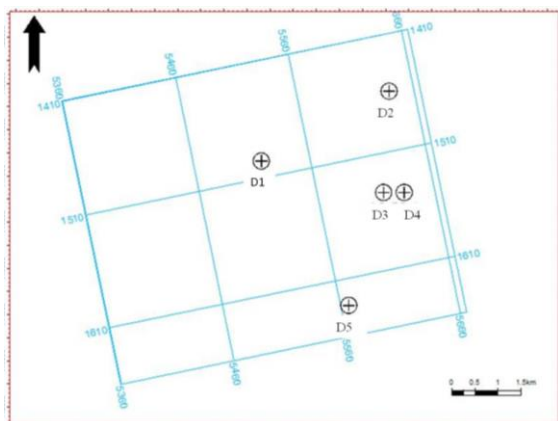


sebaran dan kandungan fluida dalam reservoir. Pada penelitian yang dilakukan oleh Burnett dan Castagna (2004), yaitu dengan melakukan modeling analisis dekomposisi spektral lanjutan pada Formasi Frio (Gulf Coas). Modeling ini dilakukan dengan cara substitusi fluida (gas) pada suatu reservoir kemudian dilihat respon pada domain frekuensi untuk reservoir yang sama namun dengan kandungan fluida yang berbeda (minyak dan air). Dalam penelitian tersebut diamati perubahan amplitudo ketika frekuensi 47 Hz dan 58 Hz. Bayangan amplitudo pada 47 Hz berhubungan dengan amplitudo yang terang pada 32 Hz dan disimpulkan menunjukkan adanya gas. Artinya, pada bagian tersebut adalah penanda untuk hidrokarbon. Sedangkan, bayangan amplitudo yang ditunjukkan pada 24 Hz menunjukkan ketiadaan hidrokarbon.

#### 4. Pengolahan Data

##### 4.1 Data

Pada penelitian ini digunakan data seismik Post Stack Time Migration 3D yang telah melalui proses penghilangan noise maupun NMO dengan dengan klasifikasi: *Inline* = 1410 – 1659, *Crossline* = 5360 – 5665 dan *sampling rate* = 2 milisekon.



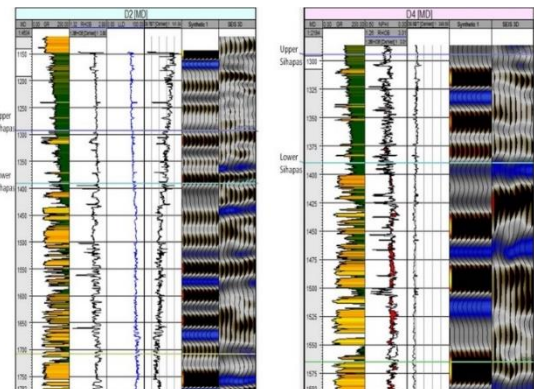
Gambar 3. Basemap Daerah Penelitian

Adapun data sumur yang digunakan sebagai kontrol dalam penelitian adalah sebanyak 5 buah, yaitu sumur D1, D2, D3, D4,

dan D5 (Gambar 3). Sumur yang dipilih memiliki kelengkapan data las, 3 data *check shot* yang terdapat di sumur D1, D2, dan D4, dan marker.

##### 4.2 Pengolahan Data

Pengolahan data dilakukan menggunakan *software* Petrel dan *OpendTect*. Adapun analisis geologi regional dan sistem petroleum dilakukan oleh Tim G & G. Langkah awal pengolahan data yang dilakukan adalah menentukan daerah target melalui data sumur. Daerah target ditentukan dengan melihat tampilan log dan informasi litologi. Setelah menentukan daerah target, dilakukan juga pengikatan data sumur (Gambar 4) dengan data seismik untuk menyamakan skala waktu pada data seismik horizon dengan data kedalaman dari sumur. Pengikatan data sumur dilakukan menggunakan sintetik Ricker pada frekuensi maksimum 25 Hz, fase nol, polaritas normal, sampling rate 2 ms dan panjang 100 ms. Dari hasil pengikatan sumur tersebut dijadikan marker pada data seismik.



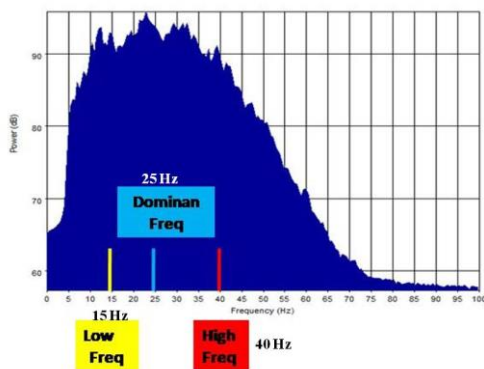
Gambar 4. Contoh pengikatan data sumur D2 dan D4.

Setelah pengikatan sumur, kemudian dilakukan penarikan horizon terhadap zona target. Setelah didapatkan horizon pada zona target, dibuat *surface* yang akan dianalisis penyebaran reservoirnya menggunakan inversi AI dan dekomposisi spektral. Inversi AI dilakukan menggunakan *model base* pada *software* Petrel, sedangkan untuk atribut

dekomposisi spektral dilakukan menggunakan *software OpendTect* dengan spektrum dominan pada frekuensi 15, 25, dan 40 Hz (Gambar 5).

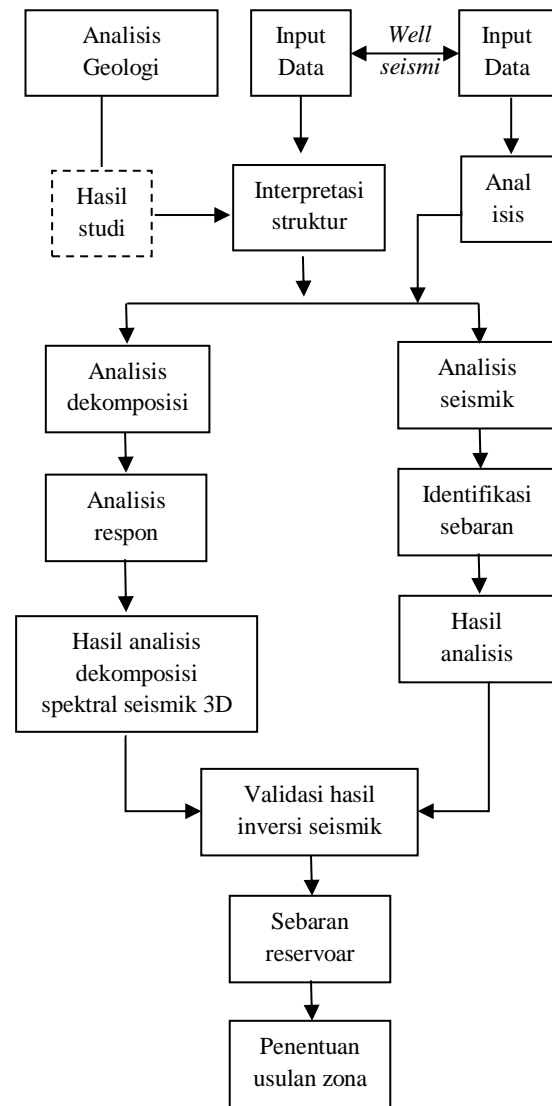
Hubungan antara nilai Impedansi Akustik (IA) dengan sifat-sifat fisik batuan yang diperoleh dari data log dapat dipakai sebagai kontrol dari model geologi untuk membuat model bumi (Purwanti, 2009). Oleh karena itu, penulis juga melakukan crossplot antara log NPFI, RHOB1 dan Gamma Ray untuk memperkirakan nilai sebaran AI nya pada reservoir. Nilai AI rendah akibat kehadiran fluida hidrokarbon terkadang dianggap sebagai AI rendah akibat efek litologi.

Sebelum melakukan dekomposisi spektral, terlebih dahulu ditentukan frekuensi dominan pada data seismik. Frekuensi dominan daerah penelitian tampak pada Gambar 5, yaitu pada frekuensi 25 Hz.



Gambar 5. Frekuensi dominan daerah penelitian.

Setelah ditentukan frekuensi dominannya, maka dilakukan proses dekomposisi spektral pada frekuensi tersebut untuk melihat anomali nilai amplitudo pada *surface*. Setelah melakukan langkah-langkah tersebut di atas, maka dapat dianalisis penyebaran reservoir dan kandungan fluida pada daerah target. Pengolahan data yang dilakukan menggunakan alur seperti pada Gambar 6.



Gambar 6. Alur pengolahan data penelitian.

## 5. Hasil dan Pembahasan

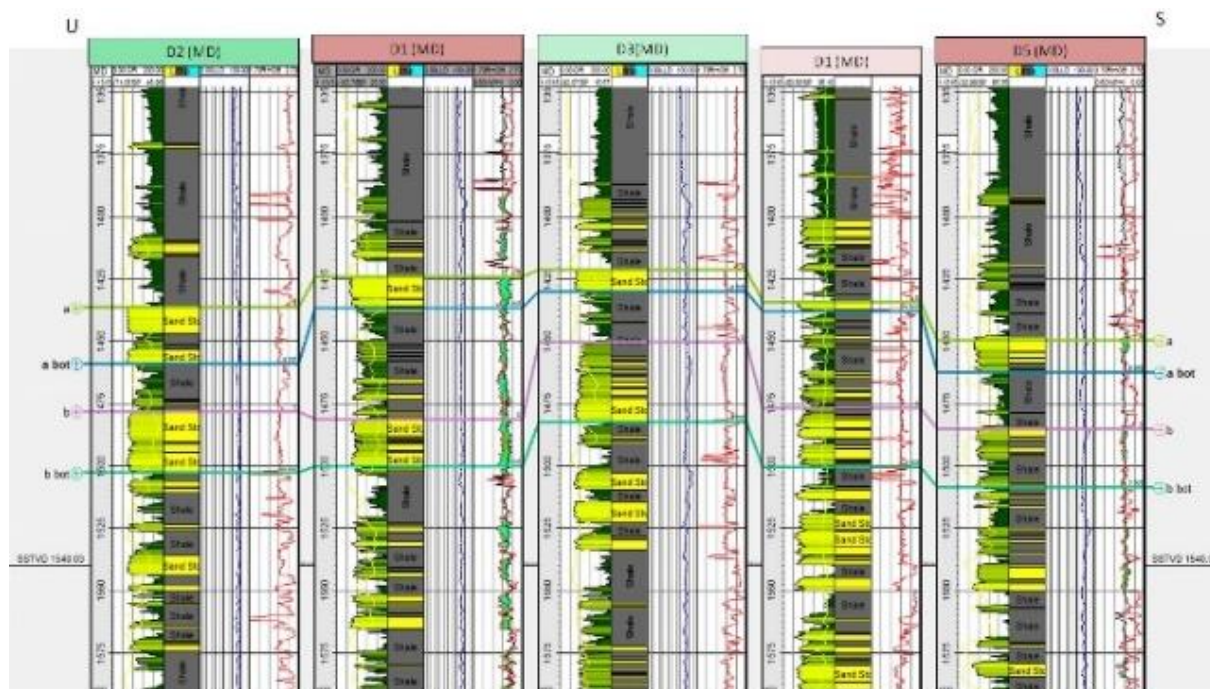
### 5.1 Korelasi Sumur

Korelasi sumur dilakukan berdasarkan struktur daerah penelitian yang berarah utara – selatan. Penentuan daerah target dilihat berdasarkan data log yang memberikan informasi litologi dan perkiraan kandungan hidrokarbon. Pada data sumur penelitian, tampak distribusi butiran batuan mengasar ke atas (*coarsening upward*), menghalus ke atas (*fining upward*), dan didominasi oleh lapisan batuan yang nampak cukup tebal berbentuk *blocky*. Bentuk *blocky* didominasi oleh butiran batu pasir (*clean sand*) yang diperkirakan

sebagai reservoir. Batu pasir inilah yang menjadi zona target pada penelitian.

Pada gambar 7 ditunjukkan adanya *crossover* antara log RHOB dan NPHI pada sumur D1 dan D5. Pada zona A sumur D1 dengan perkiraan di kedalaman 1424 - 1437 m terdapat *crossover* yang mungkin mengindikasikan adanya fluida jenis

hidrokarbon. Begitu pula di sumur D5 pada perkiraan kedalaman 1450 - 1462,5 m juga didapati *crossover* yang mungkin mengindikasikan hidrokarbon. Sementara pada zona B di sumur D1, indikasi hidrokarbon berada pada perkiraan kedalaman 1481 - 1500 m, dan di sumur D5 pada perkiraan kedalaman 1480 - 1507,5 meter.



Gambar 7. Korelasi sumur daerah penelitian.

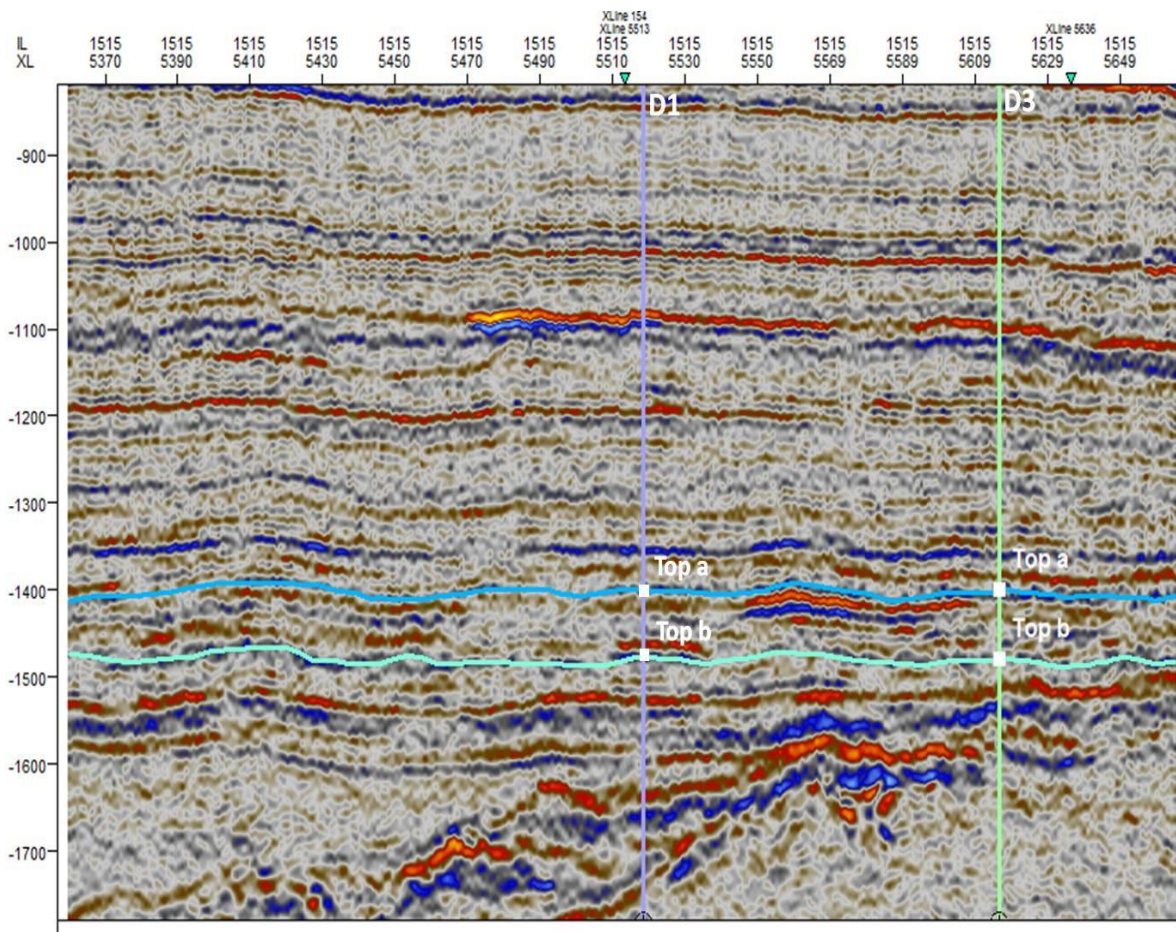
## 5.2 Interpretasi Seismik

Pada zona target dilakukan penarikan horizon yang dilakukan pada Top A dan B, serta Bottom A dan B seperti pada Gambar 8. Dari penarikan horizon tersebut didapatkan peta *time structure* dan *depth structure*. Konversi *time* ke *depth* dilakukan agar nantinya dapat menentukan target lebih akurat. Konversi yang dilakukan tidak melihat *trend velocity* mengingat tidak ada data *stacking velocity*, sehingga konversi dilakukan secara langsung dengan data *checkshot* yang ada untuk meminimalkan nilai kesalahan pada kedalaman sumurnya. Secara keseluruhan baik dari Top A sampai Bottom B, merupakan struktur yang berkembang secara mendatar yang ditunjukkan dengan adanya tinggian dan rendahan yang

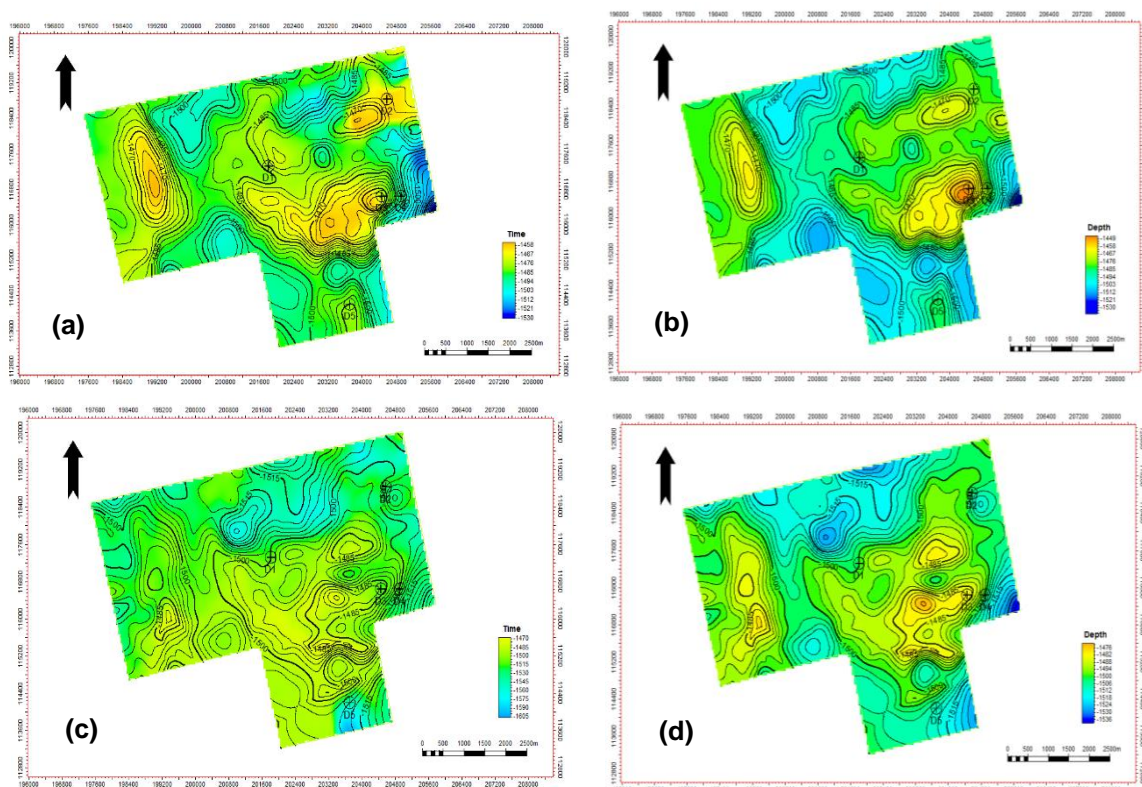
bedanya relatif kecil. Pada Top A, baik peta *time structure* maupun *depth structure* rata-rata beda rendahan dan tinggian dari utara ke selatan maupun dari barat ke timur sekitar 12,5 – 15 ms dan 12,5 – 15 m.

Pada Bottom A, baik peta *time structure* maupun *depth structure* rata-rata beda rendahan dan tinggian dari utara ke selatan maupun dari barat ke timur sekitar 15 – 30 ms dan 15 – 30 m. (Gambar 9a – 9d). Sedangkan pada Top B dan Bottom B, baik peta *time structure* maupun *depth structure* dari utara ke selatan sama-sama merupakan rendahan dengan beda 0 ms. Dari barat ke timur merupakan tinggian dengan beda sekitar 30 ms dan 30 m (Gambar 10a – 10d).



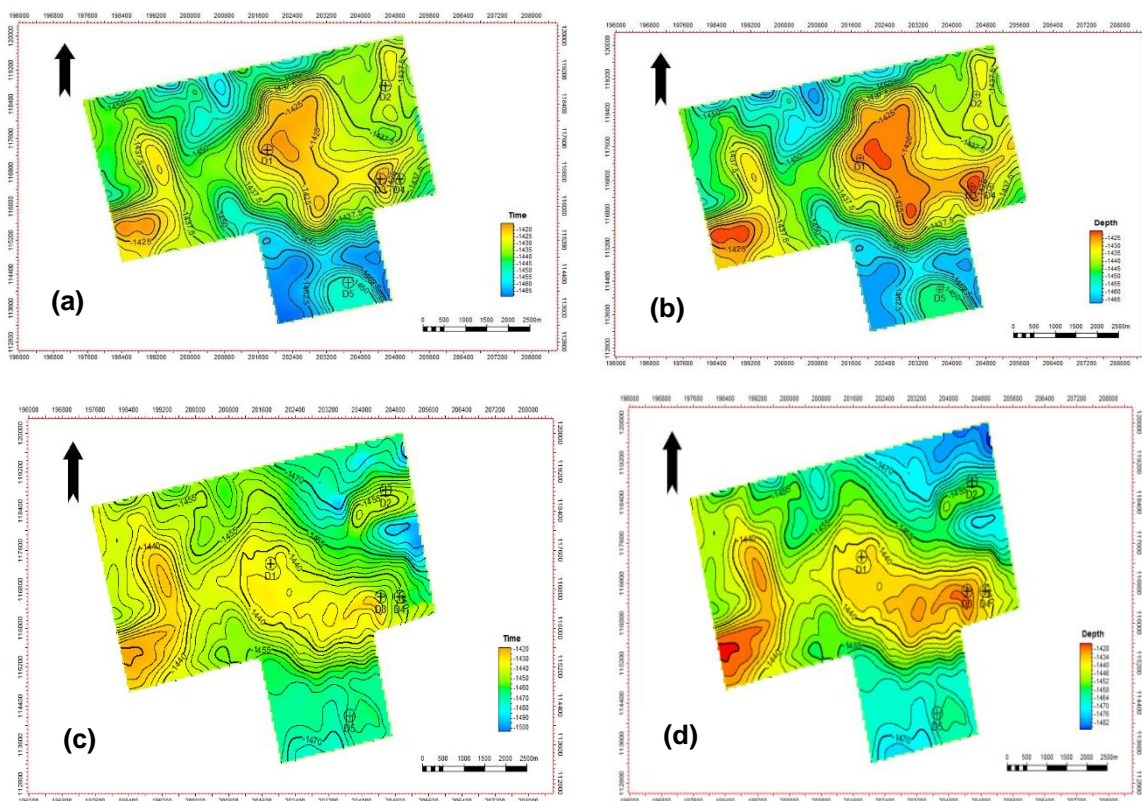


Gambar 8. Penarikan horizon data seismik pada inline 1515 sebagai zona target.



Gambar 9. Peta a) *Time Structure* pada Top A, b) *Depth Structure* Top A, c) *Time Structure* Bottom A dan d) *Depth Structure* Bottom A.





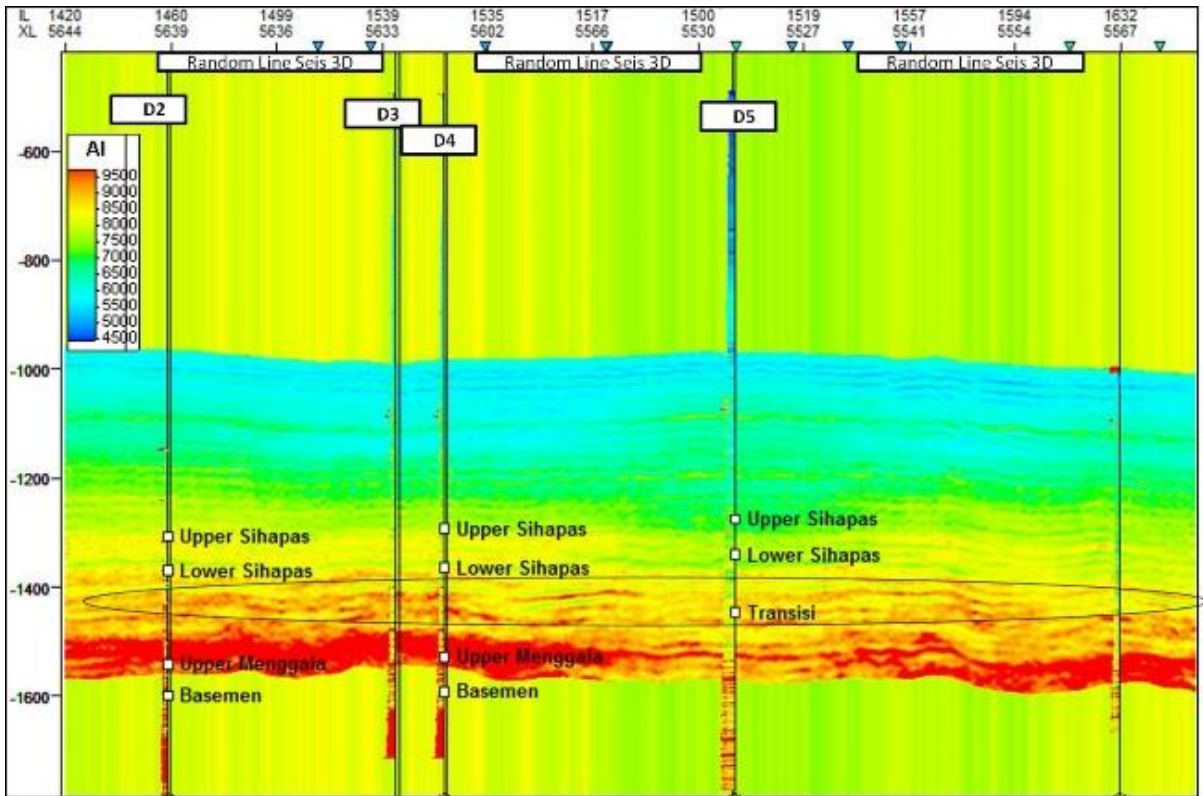
Gambar 10. Peta a) *Time Structure* pada Top B, b) *Depth Structure* Top B, c) *Time Structure* Bottom B dan d) *Depth Structure* Bottom B.

Pada peta tersebut juga tampak bahwa semakin ke selatan strukturnya merupakan rendahan. Jika kembali dilihat pada data sumur, litologinya semakin ke selatan semakin menipis dan *shally*. Proses pengendapan menghalus ke atas (*fining upward*) dan didominasi *blocky* biasanya terjadi pada energi rendah dan cenderung stabil. Jika dilihat lagi pada kolom stratigrafi, tepatnya pada formasi Transisi hingga Sihapas yang berlitologi batupasir perselingan batu lempung, maka daerah penelitian kemungkinan merupakan rangkaian endapan fluvial yang diperkirakan diendapkan di sepanjang *channel* hingga *point bar*.

### 5.3 Analisis Inversi Seismik

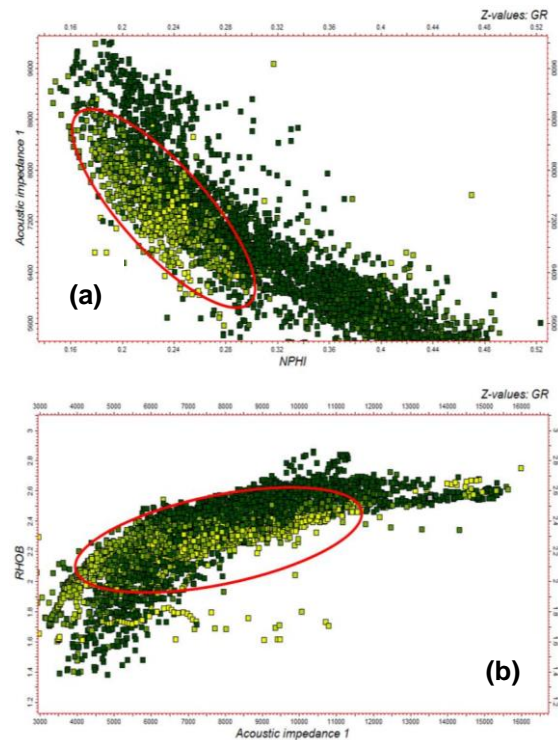
Proses inversi impedansi akustik menggunakan *based methode*, yaitu dengan

membuat model geologi dan membandingkannya dengan data riil seismik. Pada Gambar 10 terdapat lingkaran bergaris hitam yang menunjukkan lapisan target, ditunjukkan dengan nilai AI warna hijau hingga merah (7000 – 9500 kg/m<sup>2</sup>s). Perbedaan nilai AI tersebut terjadi karena pada zona target terdapat perselingan antara batupasir dengan batulempung. Pada penampang seismik hasil inversi tersebut juga nampak log densitas yang hampir cocok. Untuk memastikan penyebaran nilai AI tepat pada reservoir tersebut, dilakukan *crossplot* antara nilai AI hasil inversi dengan log densitas, gamma ray, dan neutron porosity.



Gambar 11. Penampang seismik hasil inversi yang dilalui oleh 5 sumur menunjukkan lapisan target dengan nilai impedansi rendah ke tinggi dari arah utara ke selatan.

Pada Gambar 12a, sebaran AI rendah kemungkinan merepresentasikan lapisan dengan porositas tinggi. Terlihat dari *crossplot* AI dengan log neutron porosity dan gamma ray, ketika nilai AI rendah (6000 – 7.200 g/cc \*m/s), sebaran porositas batupasir (kotak warna kuning) di sekitar 0,16 s.d 0,28 v/v. Jika diperhatikan nilai AI antara batupasir dan batulempung, dapat terlihat bahwa nilai AI batupasir lebih tinggi dibanding batulempung. Kenampakan AI rendah batulempung pada penampang adalah kotak warna hijau, sedangkan batupasir kotak warna kuning yang diberi lingkaran. Dari tren grafik tersebut tampak bahwa harga impedansi akustik dan porositas berbanding terbalik. Jika impedansi akustik tinggi, maka porositas rendah dan sebaliknya jika impedansi akustik rendah, maka porositas tinggi.



Gambar 12. (a) Grafik *crossplot* antara AI dengan log porositas dan b) grafik *crossplot* antara AI dengan log densitas.

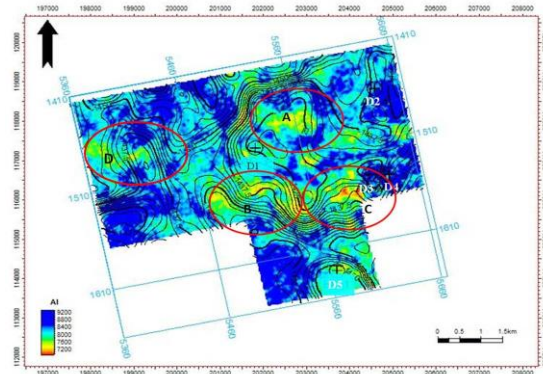
Sementara pada Gambar 12b dapat dilihat bahwa dari *crossplot* antara AI dengan log densitas dan gamma ray nampak bahwa ketika nilai AI rendah (4000 – 6000 g/cc\*m/s), maka densitas juga rendah (2 – 2,4 g/cc<sup>3</sup>). Begitu pula sebaliknya, ketika nilai AI tinggi, densitas juga tinggi. Dengan nilai densitas tersebut kemungkinan zona yang diteliti merupakan zona potensial berupa sebaran yang didominasi batupasir yang mengandung hidrokarbon.

Setelah mendapatkan perkiraan nilai AI, maka dilakukan pemetaan hasil inversi untuk mengetahui distribusi dari reservoir secara lateral dalam bentuk *horizon slice*. *Horizon slice* dipilih pada Top A dan Top B. Tampilan impedansi akustik *overlay* (ditumpang-tindihkan/dilapiskan di atasnya) dengan peta *depth structure* agar dapat ditunjukkan pada kedalaman berapa terdapat reservoir yang memiliki nilai impedansi tinggi.

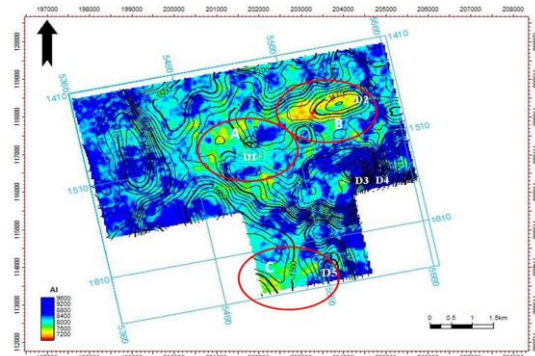
Gambar 13 memperlihatkan sebaran AI pada horizon top A. Pada lapisan tersebut tampak nilai sebaran AI mulai dari 7.200 sampai dengan 9.200 (g/cc\*m/s). Pada peta sebaran AI tersebut diperkirakan ada empat zona prospek, yaitu A pada kedalaman sekitar 1425 m, zona B pada kedalaman 1437,5 m, C pada kedalaman 1437,5 m dan D pada kedalaman 1437,5 m. Zona prospek tersebut dipilih karena menunjukkan nilai AI yang rendah dengan warna hijau sampai merah, yaitu sekitar 7200 – 7500 g/cc\*m/s yang diperkirakan merupakan zona reservoir.

Gambar 14 memperlihatkan sebaran AI pada horizon top B. Pada lapisan tersebut nampak nilai sebaran AI mulai dari 7.200 sampai dengan 9.600 (g/cc \*m/s). Pada peta sebaran AI tersebut diperkirakan ada tiga zona prospek, yaitu A pada kedalaman sekitar 1485

m, zona B pada kedalaman 1470 m, dan C pada kedalaman 1500 m. Zona prospek tersebut dipilih karena nilai AI menunjukkan warna hijau sampai merah, yaitu sekitar 7200 – 8000 g/cc \*m/s.



Gambar 13. Peta sebaran nilai AI dalam struktur kedalaman pada Top A.

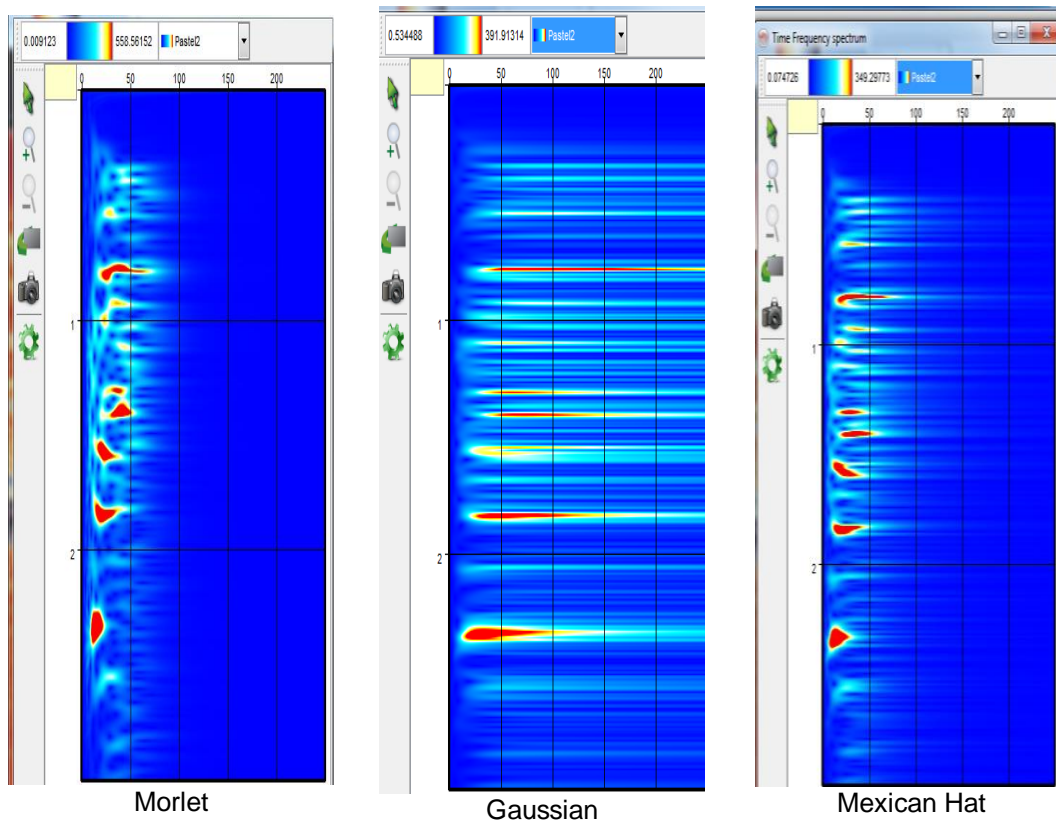


Gambar 14. Peta sebaran nilai AI dalam struktur kedalaman pada Top B.

#### 5.4 Analisis Dekomposisi Spektral

Pada data seismik yang ada, untuk menganalisis dekomposisi spektral digunakan wavelet Morlet karena memiliki spektrum yang lebih fokus dan lebih teratur pada window frekuensi yang tidak lebar dibanding wavelet Gaussian dan Mexican Hat. Pada Gambar 15 terlihat bahwa spektrum pada wavelet Morlet lebih fokus dan lebih teratur pada window frekuensi yang tidak lebar dibanding wavelet Gaussian dan Mexican Hat, sehingga untuk proses analisis selanjutnya digunakan *wavelet* Morlet.

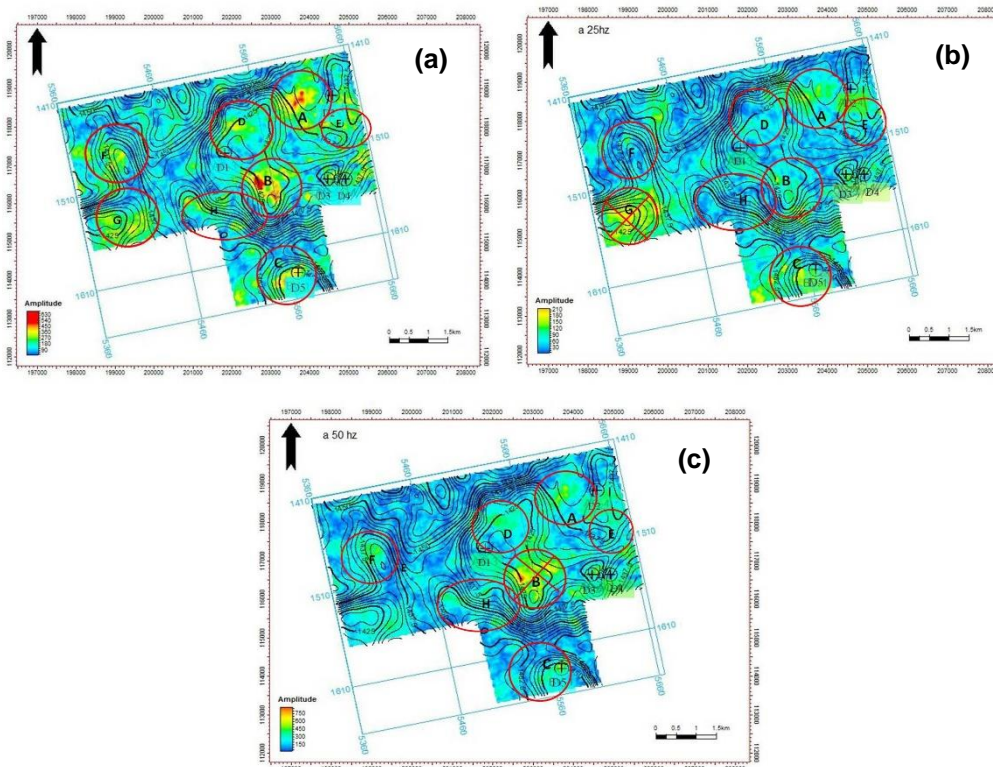




Gambar 15. Hasil Analisis Model Wavelet Dekomposisi Spektral pada data seismik daerah penelitian

Pada data penelitian, dekomposisi spektral kemudian diklasifikasikan pada 3 rentang frekuensi, yaitu 15, 25, dan 40 Hz. Dari hasil

dekomposisi spektral tersebut kemudian dilakukan pemetaan untuk mengetahui distribusi pada reservoir.



Gambar 16. Peta sebaran amplitudo hasil dekomposisi spektral di Top A pada: (a) frekuensi rendah (15 Hz), (b) frekuensi menengah (25 Hz) dan (c) frekuensi tinggi 50 Hz.

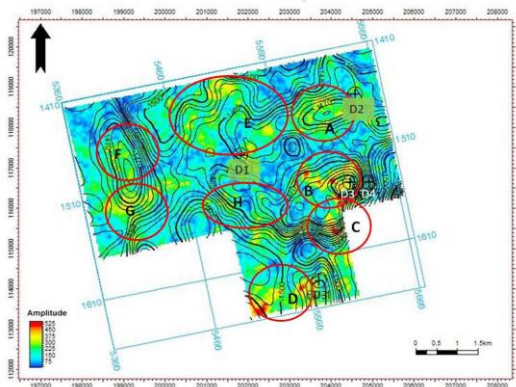
Pada Gambar 16a, diperlihatkan peta sebaran amplitudo hasil dekomposisi spektral di Top A pada frekuensi rendah (15 Hz). Pada top A tampak nilai sebaran amplitudo mulai dari 90 sampai dengan 630. Pada sebaran tersebut dapat dilihat nilai amplitudo yang tiba-tiba mengalami anomali sangat tinggi, yaitu zona A, B, C, D, E, F, G dan H. Ketika di sekitarnya nilai amplitudonya relatif rendah yang diindikasikan dengan warna biru muda hingga biru tua, terdapat amplitudo yang tinggi berwarna merah pada kedalaman 1437,5 meter (A), 1425 m (B), 1450 m (C), 1425 m (D), 1437,5 m (E), 1437,5 m (F), 1425 m (G) dan 1437,5 – 1450 m (H). Anomali tersebut diperkirakan mengindikasikan adanya fluida/hidrokarbon.

Gambar 16b menunjukkan peta sebaran amplitudo hasil dekomposisi spektral di Top A pada frekuensi tengah (25 Hz). Pada top A tampak nilai sebaran amplitudo mulai dari 30 sampai dengan 210. Pada sebaran tersebut baik zona A, B, C, D, E, F dan H tidak lagi terdapat anomali nilai amplitudo yang terlalu menonjol, namun terdapat anomali amplitudo yang tinggi di zona G. Indikasi adanya hidrokarbon seharusnya ditunjukkan dengan respons seismik berupa anomali amplitudo tinggi pada frekuensi rendah dan tidak akan muncul lagi respons tersebut pada frekuensi tinggi. Oleh sebab itu pada zona G, tidak lagi menjadi zona prospek.

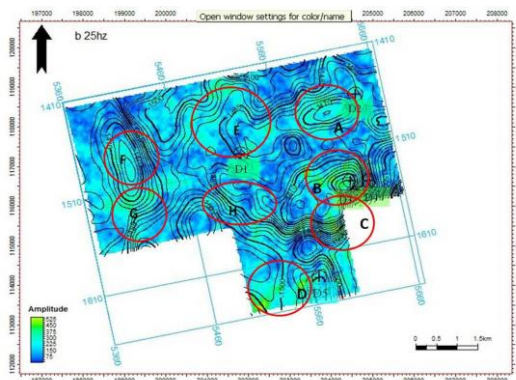
Pada Gambar 16c ditunjukkan peta sebaran amplitudo hasil dekomposisi spektral pada frekuensi tinggi (50 Hz). Pada top A tampak nilai sebaran amplitudo mulai dari 150 sampai dengan 750. Pada peta tersebut, terdapat anomali amplitudo yang tinggi di zona B sehingga zona B tidak lagi menjadi zona prospek, melainkan hanya zona A, C, D, E, F dan H masing-masing pada kedalaman 1437,5 meter (A), 1450 m (C), 1425 m (D), 1437,5 m (E), 1437,5 m (F) dan 1437,5 – 1450 m (H).

Selain pada Top A, pemetaan juga dilakukan pada Top B. Pada Gambar 17a ditunjukkan peta sebaran amplitudo hasil dekomposisi spektral pada frekuensi 15 Hz di Top B. Dapat dilihat bahwa sebaran nilai amplitudo berkisar dari 75 sampai dengan 525. Pada sebaran tersebut dapat dilihat nilai amplitudo yang tiba-tiba mengalami anomali sangat tinggi yang dijadikan zona prospek, yaitu zona A, B, C, D, E, F, G dan H. Zona prospek tersebut berada pada kedalaman 1470 meter (A), 1470 m (B), 1500 m (C), 1500 m (D), 1485 m (E), 1470 m (F), 1480 m (G) dan 1500 m (H). Anomali tersebut diperkirakan mengindikasikan adanya fluida/hidrokarbon.

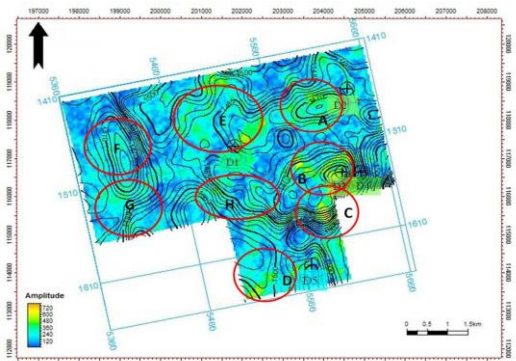
Pada Gambar 17b ditunjukkan peta sebaran amplitudo hasil dekomposisi spektral di Top B pada frekuensi tengah (25 Hz). Pada top B tampak nilai sebaran amplitudo mulai dari 75 sampai dengan 525. Pada sebaran tersebut baik zona A, B, C, D, E, F, G dan H tidak lagi terdapat anomali nilai amplitudo yang terlalu menonjol. Pada Gambar 17c ditunjukkan peta sebaran amplitudo hasil dekomposisi spektral pada frekuensi tinggi (50 Hz). Pada top B tampak nilai sebaran amplitudo mulai dari 120 sampai dengan 720. Pada peta tersebut, baik zona A, B, C, D, E, F, G dan H tidak menunjukkan anomali amplitudo yang tinggi sehingga kedelapan zona tersebut merupakan zona prospek karena menunjukkan respons anomali amplitudo tinggi pada frekuensi rendah dan tidak muncul lagi respons anomali amplitudo tinggi pada frekuensi tinggi.



(a)



(b)



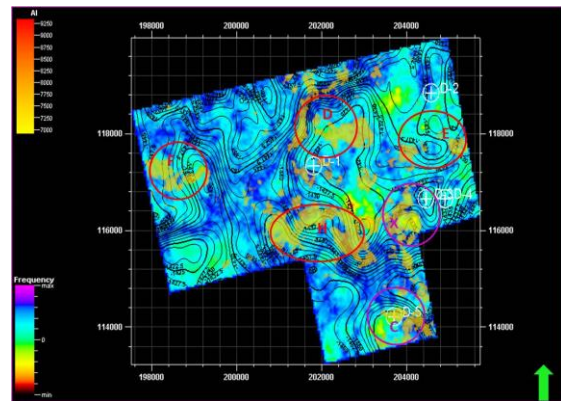
(c)

Gambar 17. Peta sebaran amplitudo hasil dekomposisi spektral di Top B pada: (a) frekuensi rendah (15 Hz), (b) frekuensi menengah (25 Hz) dan (c) frekuensi tinggi 50 Hz.

### 5.5 Integrasi Hasil Inversi Seismik dengan Dekomposisi Spektral

Untuk melakukan validasi dengan mengintegrasikan hasil inversi seismik dan dekomposisi spektral yang telah didapatkan, maka hasil tersebut ditumpang-tindihkan untuk memastikan sebaran hidrokarbon pada masing-masing Top A dan Top B. Berdasarkan

analisis inversi seismik dan dekomposisi spektral, diperkirakan sebaran hidrokarbon berada di zona yang sama, yaitu yang memiliki nilai AI rendah, namun pada daerah tersebut juga memiliki anomali amplitudo yang nilainya tinggi dalam hal ini pada frekuensi rendah (15Hz).



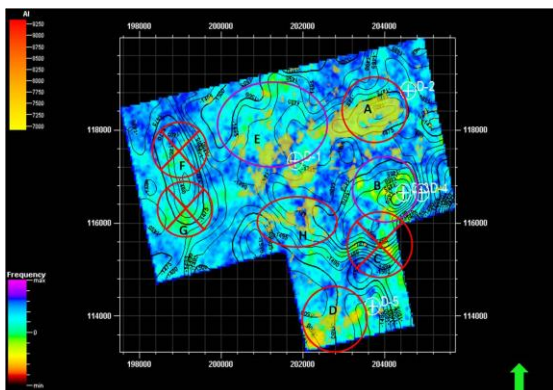
Gambar 18. Peta integrasi sebaran AI dan amplitudo untuk memprediksi keberadaan hidrokarbon pada Top A.

Pada Gambar 18 ditunjukkan peta integrasi sebaran AI (ditandai warna kuning – merah transparan) dan amplitudo untuk memprediksi keberadaan hidrokarbon pada top A (ditandai warna merah – ungu). Pada peta tersebut, nilai AI ditunjukkan dengan warna kuning sampai merah transparan. Namun dalam hal ini karena peta tersebut merupakan hasil integrasi antara peta sebaran AI dengan amplitudo, maka nilai AI yang ditampilkan hanya yang berwarna kuning – oranye transparan dengan nilai AI rendah (7000 – 8000 g/cc\*m/s). Sementara nilai amplitudo ditunjukkan dengan warna dari merah hingga ungu untuk frekuensi rendah ke tinggi. Dari hasil report tim LEMIGAS, zona C dan X terdapat sumur D3 dan D5 yang merupakan *oil well*. Hal tersebut sesuai dengan hasil integrasi yang menunjukkan bahwa pada zona C dan X memiliki nilai AI rendah dan amplitudo tinggi yang diperkirakan merupakan zona reservoir dan mengandung hidrokarbon.

Pada zona D, E, F dan H direkomendasikan sebagai zona prospek karena nilai AI rendah dan amplitudo tinggi. Kemungkinan terperangkapnya hidrokarbon pada zona D cukup besar karena adanya perangkap stratigrafi. Perangkap stratigrafi ditunjukkan dengan bentuk kontur berupa lapisan-lapisan yang rapat dan membaji. Kemungkinan terperangkapnya hidrokarbon pada Zona E, F dan H karena adanya perangkap stratigrafi dan sebagian kecil terperangkap pada tinggian dan *closure*. Zona tersebut masing-masing pada kedalaman 1425 – 1450 m (D), 1430 – 1437,5 m (E), 1430 – 1447,5 m (F) dan 1422,5 – 1450 m (H) dan masing-masing pada perkiraan koordinat seperti pada Tabel 1.

Tabel 1. Zona Prospek Top A

No.	Zona	Kedalaman, Z (meter)	Koordinat (X, Y)
1.	D	1425 – 1450	X (200900 – 202800), Y (117500 – 118500)
2.	E	1430 – 1437,5	X (203600 – 205200), Y (117300 – 118000)
3.	F	1430 – 1447,5	X (197600 – 198800), Y (116800 – 117500)
4.	H	1422,5 – 1450	X (200900 – 203300), Y (115500 – 116800)



Gambar 19. Validasi sebaran AI dan amplitudo untuk memprediksi keberadaan hidrokarbon pada Top B.

Pada Gambar 19 ditunjukkan peta integrasi sebaran AI dan amplitudo untuk memprediksi keberadaan hidrokarbon pada top B. Pada peta tersebut, nilai AI ditunjukkan dengan warna kuning sampai merah transparan. Namun dalam hal ini karena peta tersebut merupakan hasil integrasi sebaran AI dengan sebaran amplitudo, maka nilai AI yang ditampilkan hanya yang berwarna kuning – oranye transparan pada nilai AI rendah (7000 – 8000 g/cc\*m/s). Sementara nilai amplitudo ditunjukkan dengan warna dari merah hingga ungu untuk frekuensi rendah ke tinggi.

Dari hasil report tim LEMIGAS, zona E terdapat sumur D1 merupakan *oil well*. Hal tersebut sesuai dengan hasil integrasi yang menunjukkan bahwa pada zona E memiliki nilai AI rendah dan amplitudo tinggi yang diperkirakan merupakan zona reservoir dan mengandung hidrokarbon. Demikian juga pada Zona B yang terdapat sumur D3 yang berdekatan dengan sumur D4 yang keduanya merupakan *oil well*. Pada zona B memiliki nilai amplitudo tinggi yang diperkirakan merupakan zona reservoir dan mengandung hidrokarbon namun nilai AI tinggi sehingga kemungkinan pada top B ini hidrokarbon tidak melimpah jumlahnya dibanding Top A.

Pada zona C, F dan G tidak direkomendasikan sebagai zona prospek karena meskipun memiliki nilai amplitudo tinggi, namun nilai AI juga tinggi. Pada Zona A pada di kedalaman 1465 – 1480 m direkomendasikan sebagai zona prospek karena memiliki nilai AI rendah dan nilai amplitudo tinggi yang mengindikasikan zona reservoir dan mengandung hidrokarbon. Zona tersebut merupakan daerah tinggian dan *closure* sehingga kemungkinan terperangkapnya hidrokarbon cukup besar. Pada Zona D dan H memiliki nilai AI rendah dan amplitudo tinggi yang mengindikasikan sebagai zona reservoir



dan mengandung hidrokarbon. Zona D dan H direkomendasikan karena meski bukan terdapat pada tinggian maupun *closure*, kemungkinan besar hidrokarbon terdapat pada perangkat stratigrafi. Kedalaman Zona D berkisar antara 1495 – 1505 m dan untuk Zona H pada kedalaman 1480 – 1500 m dan perkiraan koordinat seperti pada Tabel 2.

**Tabel 2.** Zona Prospek Top B

No.	Zona	Kedalaman (m)	Koordinat
1.	A	1465 – 1480	X (202400 – 204300), Y (117600 – 118800)
2.	D	1495 – 1505	X (202000 – 203100), Y (113200 – 114300)
3.	H	1480 – 1500	X (201000 – 202400), Y (115600 – 116400)

## 6. Kesimpulan

Berdasarkan analisis pembahasan di atas, dapat disimpulkan hal-hal berikut:

1. Pada zona target, dilihat secara litologinya merupakan zona batupasir dan ada sedikit perselingan batulempung. Pada zona tersebut semakin ke selatan pengendapannya semakin menipis (*shally*) menandai proses pengendapan terjadi pada energi rendah dan cenderung stabil. Dapat diperkirakan daerah penelitian kemungkinan merupakan lingkungan pengendapan *channel* hingga *point bar*.
2. Hasil analisis *crossplot* AI dengan log neutron porosity dan gamma ray, menunjukkan harga impedansi akustik dan porositas berbanding terbalik, jika impedansi akustik tinggi, maka porositasnya rendah. Sebaliknya, jika impedansi akustik rendah, maka porositas yang tinggi. Daerah penelitian menunjukkan sebaran porositas batu pasir tinggi, dan lebih tinggi dari batu serpih.
3. Hasil *crossplot* antara AI dengan log densitas dan gamma ray menunjukkan kesebandingan antara impedansi akustik dan densitas. Ketika impedansi akustiknya, semakin tinggi maka semakin tinggi pula nilai densitasnya, dan sebaliknya semakin rendah impedansi akustik batuan maka semakin rendah pula nilai densitasnya. Daerah penelitian menunjukkan densitas pada kisaran 2 - 2,4 g/cc<sup>3</sup> merupakan sebaran yang didominasi batu pasir.
4. Dari integrasi sebaran AI dan amplitudo pada Top A, zona C dan X yang memiliki nilai AI rendah dan terdapat pada sumur D3 dan D5 yang merupakan *oil well*. Pada Top B, zona E terdapat sumur D1 yang merupakan *oil well* dan Zona B yang terdapat sumur D3 yang berdekatan dengan sumur D4 yang keduanya merupakan *oil well*. Ini membuktikan bahwa metode integrasi inversi dan dekomposisi spektral berhasil untuk mengindikasikan zona reservoir dan keberadaan hidrokarbon.
5. Pada Top A direkomendasikan zona D, E, F dan H direkomendasikan sebagai zona prospek karena nilai AI rendah dan amplitudo tinggi. Kemungkinan terperangkapnya hidrokarbon pada zona D cukup besar karena adanya perangkat stratigrafi. Kemungkinan terperangkapnya hidrokarbon pada Zona E, F dan H karena adanya perangkat stratigrafi dan sebagian kecil terperangkap pada tinggian dan *closure*.
6. Pada Top B direkomendasikan Zona A, D dan H sebagai zona prospek karena ketiganya memiliki nilai AI rendah dan amplitudo tinggi. Zona A merupakan daerah tinggian dan *closure* sehingga kemungkinan terperangkapnya hidrokarbon cukup besar. Zona D dan H direkomendasikan karena meski bukan terdapat pada tinggian maupun

closure, kemungkinan besar hidrokarbon terdapat pada perangkap stratigrafi.

### Ucapan Terimakasih

Terima kasih kepada seluruh pihak yang telah membantu terselesaikannya tulisan ini.

### DAFTAR REFERENSI

- Adepoju, Yaqub O., Joseph O. Ebeniro, Chukwuemeka N. Ehirim. 2013. DHI Analysis Using Seismic Frequency Attribute On Field-AN Niger Delta, Nigeria. IOSR Journal of Applied Geology and Geophysics (IOSR-JAGG) e-ISSN: 2321-0990, p-ISSN: 2321-0982. Volume 1, Issue 1 (May. -Jun. 2013), PP 05-10.
- Burnett, M.D., dan John P. Castagna. 2004. Advances in Spectral Decomposition and Reflectivity Modeling in the Frio Formation of the Gulf Coast. Search and Discovery Article 40113.
- Eubank, R. T., & Makki, A. C. (1981). Structural Geology of the Central Sumatra Back-Arc Basin. Proceedings of the 10th Annual Convention-Indonesian Petroleum Association, May 1981 (pp. 153-196). Jakarta: IPA.
- Ekowati, P.D, Sigit S. 2009. *Aplikasi Analisa Seismik Multiatribut untuk Prediksi Penyebaran Reservoir Batupasir "E" dan Porositasnya Pada Lapangan "PDE" Cekungan Sumatera Tengah*. JTM Volume XVI Nomor 3. Teknik Geofisika - ITB. Bandung.
- Februana, A. 2010. *Kombinasi Penerapan Metode Inversi Seismik dan Dekomposisi Spektral dalam Penentuan Sebaran Reservoir Minyak pada Lapangan Minyak Fatih, Cekungan Tarakan, Kalimantan Timur*. FMIPA. UI. Depok.
- Halomoan, H.L, Bagus Sapto M, Ordas Dewanto, Riky Hendrawan. 2017. Karakterisasi Reservoir dan Identifikasi Sebaran batuan Karbonat Menggunakan Analisis Seismik inversi dan Attribute Lapangan "Hatoru" Cekungan Jawa Timur Utara. Jurnal Geofisika Eksplorasi Vol 3 / No. 3.
- Haryono. 2012. Evaluasi Prospek Lapangan XYZ Berdasarkan Atribut Inversi Seismik dan Analisis Kuantitatif Dekomposisi Spektral. Tesis FMIPA-Universitas Indonesia.
- Haris, A. 2013. *Geofisika Reservoir: Aplikasi Geofisika untuk Karakterisasi Reservoir*. FMIPA - UI. Depok.
- Heidrick, T.L. dan Aulia, K., 1993, A Structural and Tectonic Model of the Coastal Plains Block, Central Sumatera Basin, Indonesia, *Indonesian Pet. Assoc., 22<sup>nd</sup> Annual Convention Proceeding*.
- Lasono, L. 2011. *Kombinasi Spektral Dekomposisi Berbasis Transformasi Wavelet Kontinyu (CWT) dan Seismik Inversi untuk Karakterisasi Reservoir Prospekt "L", Studi Kasus Cekungan Sumatera Selatan*. FMIPA - UI. Depok.
- Munadi, S. 2000. *Aspek Fisis Seismologi Eksplorasi*. FMIPA - UI. Depok.
- Pergina, Kemala. 2011. Analisis Dekomposisi Spektral Untuk Identifikasi Penyebaran Lateral Lapisan Tipis Batubara Menggunakan Metode Continuous Wavelet Transform (CWT). Tesis FMIPA-Universitas Indonesia. Depok.
- Pramono, S. 2010. *Aplikasi Interaktif Analisis Dekomposisi Spektral Berbasis Continuous Wavelet Transform (CWT)*. Tesis FMIPA - UI. Depok.
- Purwanti, Yulie. 2009. *Aplikasi Atribut dan Inversi Seismik Untuk Memetakan Distribusi Reservoir Studi Kasus Lapangan "M", Cekungan Tarakan*. Tesis FMIPA-Universitas Indonesia.
- Nissen, SE. 2002. *Seismic Attributes for the Explorasionist*. Kansas Geological Survey. Presented at the North Midcontinent PTTC Petroleum Technology Fair.
- Pramono, S. 2010. *Aplikasi Interaktif Analisa Dekomposisi Spektral Berbasis Continuous Wavelet Transform (CWT)*. FMIPA - UI. Depok.
- Sukmono, S., 1999. *Interpretasi Seismik Refleksi*. Departemen Teknik Geofisika ITB, Bandung.
- Tim LEMIGAS, 2000. *Report G & G Bengkalis Through*. Puslitbangtek Minyak dan Gas Bumi "LEMIGAS", Jakarta.

# Identification of Shallow Aquifer Zone Using Vertical Electrical Sounding (VES) Method with Schlumberger Array. Case Study: Universitas Indonesia

Y. Rustriandayani<sup>1</sup>, AA. Valencia<sup>1\*</sup>, T. R. Fadia<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Geophysics Study Program, Faculty of Mathematics and Natural Sciences, Universitas Indonesia, Depok, Indonesia

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

## Abstract

This study aims to identify shallow aquifers in Universitas Indonesia (UI). Fifteen Vertical Electrical Sounding (VES) surveys were conducted using the Schlumberger array. The VES method is used because it can penetrate a considerable depth where shallow aquifers may exist. In addition, this method can cover a significant area relatively quickly and minimise the effect of shallow lateral resistivity variation. The apparent resistivity from VES measurements was used in the curve-matching inversion to obtain the depth, thickness, and true resistivity of subsurface layers. The error from the inversion is kept below 5%. The result is then interpreted to determine lithology types, guided by the lithology log from boreholes and rock resistivity values from the literature. The lithology type in the study area consists of sand, silt and clay. Sand exhibits a resistivity range of less than 300  $\Omega$ m, interpreted as aquifers because they have higher porosity and permeability than silt and clay. Aquifers can be found at shallow depths (min 0.5 m) in almost all VES Lines, which are thicker towards the western part of the study area (up to 29.3 m). The information about the distribution of shallow aquifers is essential for decision-making regarding groundwater search and utilisation in the UI.

**Keywords:** *Vertical Electrical Sounding, VES, Aquifer, Schlumberger array, groundwater, Universitas Indonesia, UI*

## 1. Introduction

Universitas Indonesia (UI) is located in Depok, part of the Jakarta Metropolitan area. UI hosts thousands of students who need clean water to support their daily activities, mainly from the shallow groundwater (< 50 m). Therefore, it is essential to comprehend the aquifer potential (thickness and distribution) as a reference for decision-making of groundwater search and utilisation in UI. Geophysical techniques (i.e., Vertical Electrical Sounding) enable groundwater detection.

Vertical Electrical Sounding (VES) has been widely used for aquifer investigation in Indonesia and abroad (i.e., Hamzah et al., 2007; Coker, 2012; Aizebeokhai & Oyebanjo, 2013; Sholichin & Prayogo, 2019; Dzakiya et al., 2021; Muzakki et al., 2021; Wahab et al., 2021; Koesuma & Aldi, 2022; Maulana, 2022). For the UI area, the aquifer investigation was conducted by Ishaq (2008), which focused on

deep aquifers (> 50 m). VES is a 1-D geoelectric method that determines subsurface layers' resistivity values and depths (Telford et al., 1990; Wahab et al., 2021). In addition, this method has a relatively considerable depth penetration and is cheap, making it suitable for groundwater exploration (Hadian et al., 2006; Syifaurohman et al., 2018; Nuraini et al., 2022).

Therefore, this study aims to analyse the resistivity values of subsurface layers obtained by VES method to identify the thickness and distribution of shallow aquifers (<50 m) in the UI, conducted in several steps: (1) Fifteen VES measurements were run around UI. (2) VES data processing using IPI2Win software. (3) Interpretation of lithology types guided by the lithology log from boreholes and the literature. (4) Analyze the thickness and depth of aquifers in the study area.



## 2. Study Area

VES surveys were carried out around the UI (Figure 1). The distance between VES surveys from the closest to the furthest is 190 m (VES Lines 5 and 13) to 3750 m (VES Lines 2 and 13), respectively (Figure 1). The UI has a flat topography divided into the Northern Forest and Southern Campus areas. Two boreholes are available in the Campus area: (1) FE

borehole is situated in the Faculty of Engineering (Lab Mekanika Tanah, 2008), whereas FN borehole is located in the Faculty of Nursing (Rizqulloh & Riyanto, 2020) (Figure 1). The boreholes provide the lithology log (depth vs lithology types) (Figure 2). The VES method and survey plan are explained in the following sections.

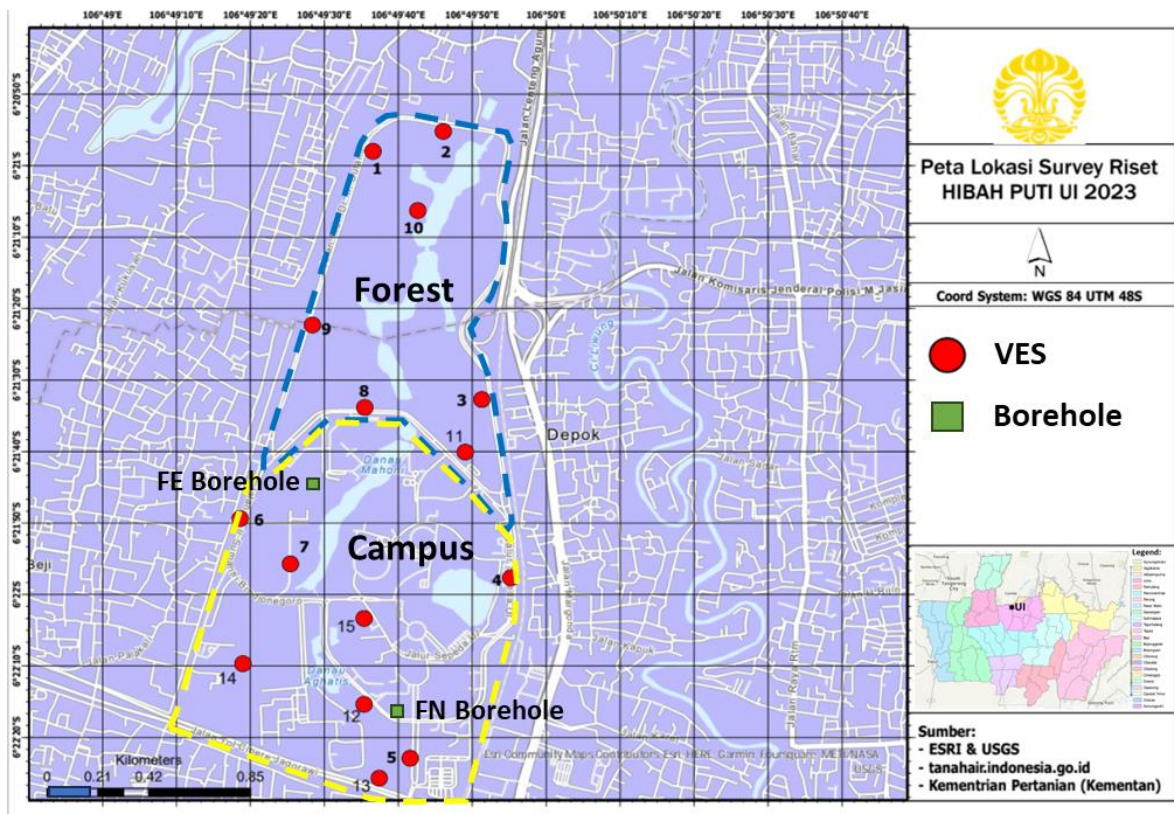
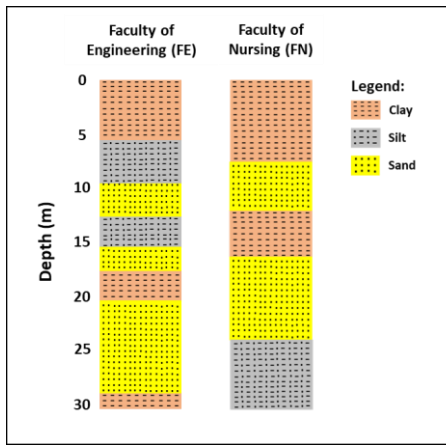


Figure 1. The study area is located in Universitas Indonesia (UI). Fifteen VES measurements (red dots) were performed to cover the forest area in the North and the Campus area in the South, shown by blue and yellow dotted lines. Two boreholes are available in the study area, located in the Faculty of Engineering (FE borehole) and the Faculty of Nursing (FN borehole). Green rectangulars depict the location of boreholes on the map.

FE and FN boreholes have a maximum depth of 30 m, respectively (Figure 2). They contain a similar lithology: sand, silt, and clay distributed at different depths. For the FE borehole, sand layers are at 9.5 m – 13 m, 16 m – 18 m, and 20 m – 29 m, silt layers are at 5.5 m – 9.5 m and 13 m – 16 m, and clay layers are at 0 m – 5.5 m, 18 m – 20 m, and 29 m – 30 m. For the FN borehole, sand layers are at 8 m –

12 m and 16 m – 24 m, silt layer is at 24 m – 30 m, and clay layer is at 0 m – 8 m and 12 m – 16 m.



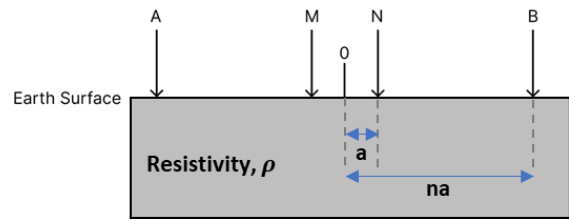
**Figure 2.** The lithology logs from FE and FN boreholes. The lithology type consists of sand, silt and clay. The location of boreholes in the study area can be seen in Figure 1. The correlation between boreholes is not conducted because the sediment age is unknown.

Sand layers are potential groundwater aquifers due to their higher interparticle porosity and permeability than silt and clay layers. Comparing sand layers in two boreholes indicates that the aquifers vary in thickness in the study area. FE borehole has thicker sand layers than in FN borehole. The lithology log will be used as guidance to interpret the lithology types from resistivity values obtained from VES measurements.

### 3. Methodology

#### 3.1 Resistivity Method

The resistivity method is based on Ohm's law, which is performed by injecting electric current into the subsurface through current electrodes, whereas potential electrodes measure the potential difference generated between the current electrodes (Figure 3). Because current intensity is also recorded, it is possible to determine the apparent resistivity of the subsurface at the middle of potential electrodes (Telford et al., 1990), as shown by Equation 1.



**Figure 3.** Schematic resistivity measurement in the field. Electrical current is injected through current electrodes (A and B), while the potential difference between current electrodes is measured by potential electrodes (M and N). *a* is half spacing between potential electrodes measured from midpoint (*o*), whereas *n* represents the number of half spacing increments between current electrodes. In VES measurement, *n* will be increased several times to resolve deeper subsurface layers.

$$\rho = k \frac{\Delta V}{I} \quad (1)$$

where  $\rho$  is apparent resistivity of subsurface layers ( $\Omega m$ ),  $k$  is geometric factor of electrode configuration ( $m$ ),  $\Delta V$  represents potential difference between potential electrodes M and N (V) (Figure 3), and  $I$  is the current intensity injected into the subsurface by current electrodes A and B (A) (Figure 3). The geometric factor used in VES measurements is explained in the following sub-section.

#### 3.2 VES Method

The VES method uses a Schlumberger array, where four electrodes (current and potential) are arranged between a fixed midpoint (Figure 3). The current electrodes (AB) are then moved outward to a new half spacing by a factor of  $n$ , while the potential electrodes (MN) remain with the same half spacing (Figure 3). The disadvantage of small MN spacing is that the signal can be relatively weak as AB spacing increases. Therefore, the MN spacing in the field also increases proportionately to the increasing MN spacing to better record the potential difference ( $\Delta V$  in Equation 1) (Telford et al., 1990). It is important to note that the AB spacing is always larger than the MN spacing.

The outward movement of current electrodes provides better depth penetration than other array types, such as Wenner, where both current and potential electrodes are moved while maintaining the same spacing between them. The maximum distance between current electrodes in the Schlumberger array is obtained when (1) The measured potential difference becomes too small and/or (2) the space in which VES measurement is conducted does not allow for further outward movement of the current electrodes. The geometric factor of the Schlumberger array is shown below (Everett 2013).

$$k = (n - 1)(n + 1) \frac{\pi a}{2} \quad (2)$$

where  $k$  is geometric factor (m),  $a$  represents half spacing between potential electrodes (m), and  $n$  represents the number of half spacing increments between current electrodes (-). Hence, by substituting Equation 2 to 1, the apparent resistivity from VES method can be calculated using Equation 3 below.

$$\rho_a = (n - 1)(n + 1) \frac{\pi a \Delta V}{2 I} \quad (3)$$

### 3.3 Kriging Method

Kriging is a spatial interpolation technique using variogram analysis. It is based on the spatial autocorrelation of data points to estimate values at unmeasured locations by accounting for their spatial dependence and variability. Arslan (2012) used the Kriging method to generate predictive maps that interpolate groundwater salinity values at unsampled locations. Kriging is performed by calculating the experimental semivariogram, which indicates the correlation between data points shown as semivariance and distance vector, as shown by Equation 4.

$$\hat{\gamma}(h) = \frac{1}{2N} \sum_{i=1}^{N(h)} [z(x_i + h) - z(x_i)]^2 \quad (4)$$

where  $\hat{\gamma}(h)$  is the estimated value of the semivariance for distance vector  $h$ ,  $N$  is the number of pairs found at distance vector  $h$ ,  $z(x_i)$  is data point at location  $x_i$ , and  $z(x_i + h)$  is other data points separated from  $z(x_i)$  by distance vector  $h$ ,  $x_i$  and  $x_i + h$  is the position of data points in two dimensions (Vijayakumar & Remadevi, 2006)

The performance of kriging prediction at unmeasured locations can be analysed using Mean Error (ME) and Root Mean Square Error (RMSE), as shown by Equations 5 and 6. Smaller ME and RSME mean more accurate predictions.

$$ME = \sum (Z_{i*} - Z_i) \quad (5)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum (Z_{i*} - Z_i)^2}{n}} \quad (6)$$

Here,  $Z_i$  is the predicted value,  $Z_{i*}$  is the observed value, and  $n$  is the number of observations. This study uses the Kriging method to interpolate aquifer thickness and depth of top aquifer distribution in the study area. This helps in the identification of potential aquifer zones and provides valuable insights into the heterogeneity of subsurface materials.

### 3.4 Survey Plan

VES survey is conducted in several steps. The first step involves creating a map of VES Lines and array directions by considering field conditions (i.e., roads, buildings, etc). The second step is preparing measurement tools, which include electrodes (current and potential), cables, batteries for power sources, GNSS for geospatial measurement, a laptop, and a main unit (Naniura hardware) for recording potential differences and current intensity. The last step is data collection in the

field by injecting electrical current into the subsurface using current electrodes and measuring potential differences using potential electrodes.

In this study, VES measurements have different half spacings of current and potential electrodes ( $a$  and  $na$  in Equations 2 and 3) (see also Figure 3).  $a$  values are varied from 0.25 m to 20 m, while the  $na$  values are between 0.5 m to 90 m depending on the space available at the measurement sites, as shown in Table 1. This leads to a variation of the maximum depth that can be resolved between measurement sites, which varies from 11.39 m to 61.89 m (Appendix 1). The measured VES data (current intensity and potential difference) is used to calculate apparent resistivity values using Equation 3, which are further interpreted using curve matching inversion technique to obtain thickness, depth, and true resistivity of subsurface layers using the IPI2WIN Software Package (Appendix 1). The RMS error during the interpretation is kept below 5 %.

**Table 1.**  $a$  and  $na$  values from all VES lines

Line	Range $a$	Range $na$
1	0.25-20 meter	0.50-90 meter
2	0.25-20 meter	0.50-90 meter
3	0.25-20 meter	0.50-90 meter
4	0.25-20 meter	0.50-90 meter
5	0.25-20 meter	0.50-90 meter
6	0.25-20 meter	0.50-90 meter
7	0.25-20 meter	0.50-90 meter
8	0.25-20 meter	0.50-90 meter
9	0.25-20 meter	0.50-90 meter
10	0.25-20 meter	0.50-90 meter
11	0.25-20 meter	0.50-75 meter
12	0.25-20 meter	0.50-90 meter
13	0.25-20 meter	0.50-90 meter
14	0.25-10 meter	0.50-50 meter
15	0.25-10 meter	0.50-50 meter

#### 4. Rock Resistivity

The resistivity of shallow subsurface layers is mainly influenced by water content (Telford et al., 1990). Water is a conductive fluid. Therefore, the higher water content in the layers

lowers their resistivity values. In addition, clay also attracts water in its matrix due to ion exchange. Each lithology has different water content and mineralogy, leading to a range of resistivity values that can overlap with other lithology types. This makes it challenging to distinguish lithology types based on their resistivity values alone. The resistivity values of various rocks and sediment are shown in Table 2.

**Table 2.** Rock and Fluid Resistivity Values (Telford et al., 1990)

Material	Resistivity
Air	0
Pyrite	0,01 - 100
Quartz	500 - 800.000
Calcite	$1 \times 10^{12} - 1 \times 10^{13}$
Rock Salt	$30 - 1 \times 10^{13}$
Granite	200 – 100.000
Andesite)	$1,7 \times 10^2 - 45 \times 10^4$
Basalt	200 – 100.000
Limestones	500 – 10.000
Sandstones	200 – 8.000
Shales	20 – 2.000
Sand	1 – 1.0000
Clay	1 – 100
Ground Water	0.5 – 300
Sea Water	0.2
Magnetite (Magnetit)	0,01 – 1.000
Dry Gravel	600 – 10.000
Alluvium	10 – 800
Gravel	100 - 600

In this study, the target aquifer is sand layers, which have higher porosity and permeability than other lithology types in the study area, such as silt and clay. Understanding the thickness and distribution of aquifers is important in delineating potential aquifers in the study area. It is important to note that the resistivity values of aquifers can be different from Table 2 due to different water content and mineralogy (i.e., clay content). In addition, we



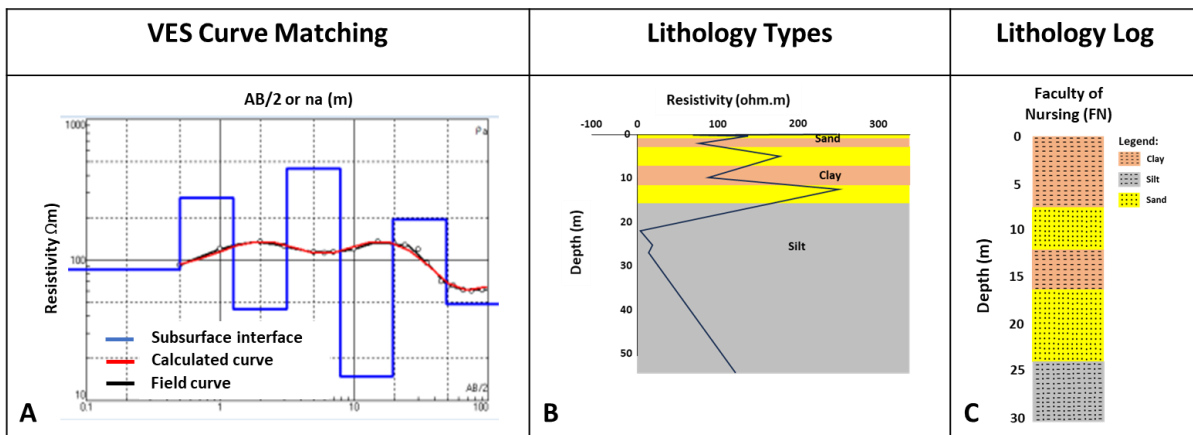
assume that temperature has a limited effect on the resistivity of shallow aquifers (< 90 m).

## 5. Result

### 5.1 Resistivity of Aquifers

We define a base case scenario by interpreting lithology types using true resistivity values obtained from curve-matching inversion for VES Line 5 (Figures 4A, B). The interpretation is guided by the information on

lithology types from the FN borehole located a few metres from VES Line 5 (Figures 1, 2, and 4C). In addition, we also use rock resistivity values from the literature to help in the interpretation (Table 2). Note that the interpretation result cannot be validated because no borehole data (lithology types and resistivity log) is available at the site of VES Line 5.



**Figure 4.** Analysis of measured VES data using curve matching inversion techniques (A). Resistivity values from VES Line 5 obtained from the inversion step represent the true resistivity of subsurface layers, interpreted to determine their respective lithology types (B). The lithology interpretation is guided by lithology log from FN borehole (C) and rock resistivity values from the literature (see also Table 2).

The result shows that the base case scenario has lithology types similar to those of the lithology log (Figures 4B, C). The true resistivity values and their representative lithology types from the base case scenario are then used as a basis for the identification of lithology types in other VES Lines (Appendix 1). A summary of resistivity values and their representative lithology types for all VES Lines are shown in Table 3.

Table 3. Interpreted lithology types and their resistivity ranges from the literature and VES.

Lithology Type	Literature (Telford, 1990)	VES
Clay	10-100 ( $\Omega m$ )	3.68-110 ( $\Omega m$ )
Sand	58.2-1048 ( $\Omega m$ )	14.54-868 ( $\Omega m$ )
Silt	20-97 ( $\Omega m$ )	2.113-122.9 ( $\Omega m$ )

The interpretation of lithology types indicates that the subsurface layers in the study area mainly contain three layers: sand, silt, and silt. Sand layers have resistivity values ranging from 14.54-868  $\Omega m$ , interpreted as aquifers. Silt layers have resistivity values from 2.113-122.9  $\Omega m$ , whereas clay layers have resistivity values ranging from 3.68-110  $\Omega m$ .

The aquifers are found in almost VES Lines, which mainly have resistivity values of less than 300  $\Omega m$ . A similar range of values is also shown in other studies (Damayanti, 2023; Ishaq, 2008). However, for several lines (L1, L7, L10, L12, L13, and L15), the aquifers have relatively high resistivity values (> 300  $\Omega m$ ) (Table 4). No aquifers are found in L14 (Table 4).

**Table 4.** The resistivity, depth, and thickness of sand layers from all VES lines. The sand layers are interpreted as aquifers to host groundwater.

Line	Resistivity (Ohm.m)	Depth (m)	Thickness (m)	Lithology
L1	106-480	3.13–7.82	4.69	Sand
	288	19.4–48.5	29.1	Sand
L2	141.7	0.292–0.478	0.186	Sand
	114.1	1.114–1.931	0.817	Sand
	65.74-102	4.341–11.38	7.039	Sand
L3	75.92-110.4	0.5–3.125	2.625	Sand
	14.54-93.18	7.813–16.05	8.237	Sand
L4	80.91	7.813–19.53	11.717	Sand
L5	250.2	0-0.225	0.225	Sand
	139.4	0.341-0.373	0.032	Sand
	178.1	2.332-5.148	2.826	Sand
	133.5–251.9	10.16–15.54	5.38	Sand
L6	85.2-277	0.2–1.25	1.05	Sand
	194	19.5-48.8	29.3	Sand
L7	232.8-828.3	0-0.568	0.568	Sand
	540.3	0.967-2.116	1.149	Sand
	252.7	4.682-11.59	6.908	Sand
	970.4	15.86-17.1	1.24	Sand
L8	117-120	1.25-7.81	6.6	Sand
L9	149	0-0.648	0.648	Sand
	126.2	4.008-5.979	1.971	Sand
L10	442.9	1.521-3.022	1.501	Sand
L11	114.9	0-0.5	0.5	Sand
L12	337-868	1.09-4.85	3.76	Sand
L13	178.5-601.4	1.25-7.813	6.563	Sand
	230.1	19.53-48.83	29.3	Sand
L14	-	-	-	-
L15	151	0.5-1.25	0.75	Sand
	399	3.13-5.38	2.25	Sand
	342	12.5-19.5	7	Sand

### 5.2 Aquifers Distribution

The maps of isopach and depth of top aquifers are shown in Figures 5 and 6. These maps are generated using the Kriging method (Section III-3). The isopach map shows that aquifers thin towards the eastern part of the study area (up to 0.186 m) (Figure 5), whereas thicker aquifers are found towards the western part of the study area (up to 29.3 m) (Figure 5).

The map of top aquifers shows that aquifers can be found at shallow depths (min 0.5 m) almost in the entire study area (except for L14) (Table 4) (Figure 6). However, deeper top aquifer trend can also be observed towards the Northeast of the study area (up to 9.5 m) (Figure 6).



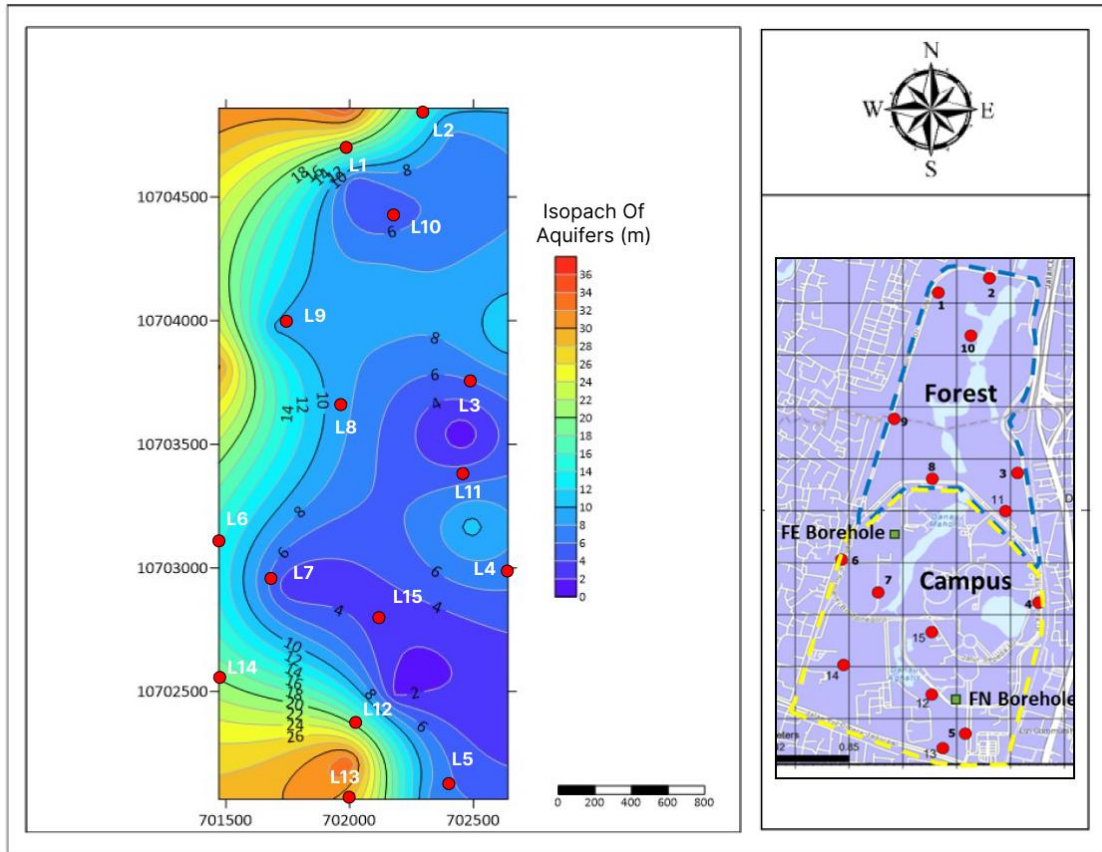


Figure 5. Isopach map of aquifers within the study area

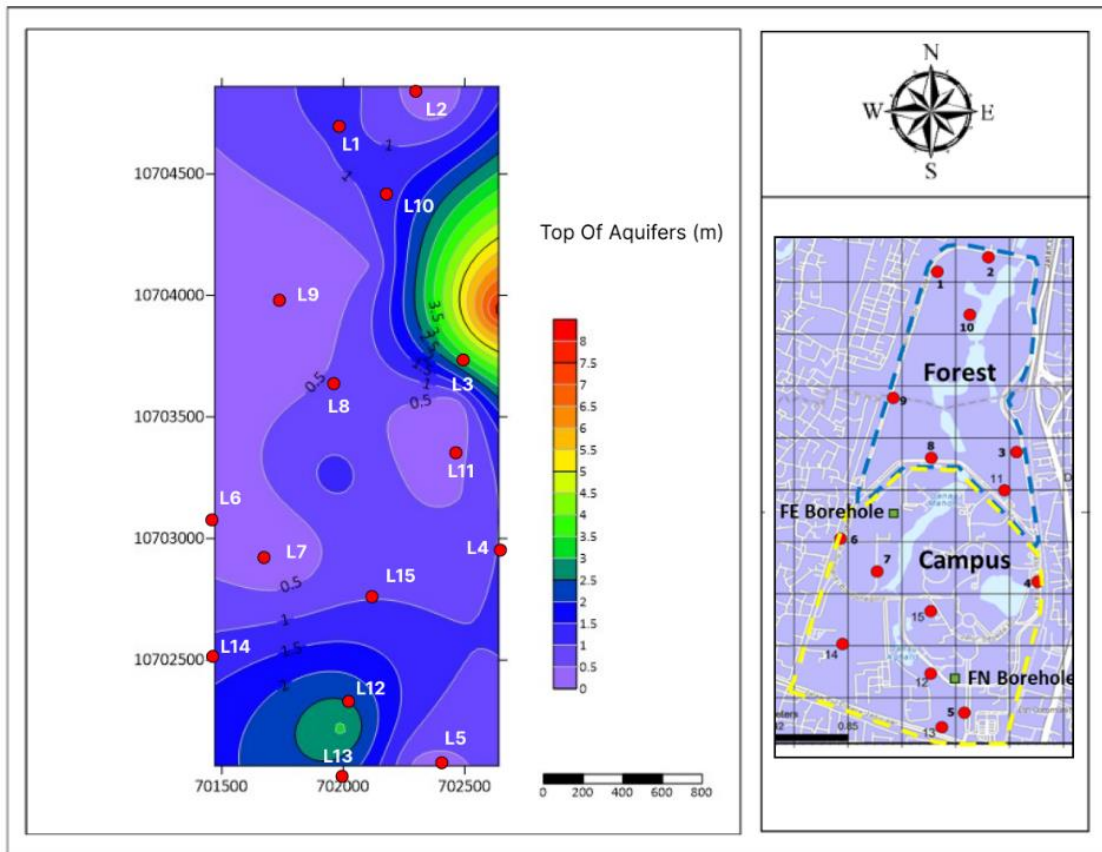


Figure 6. Top of aquifers within the study area

## 6. Discussion

This study uses Vertical Electrical Sounding (VES) with Schlumberger array to delineate the groundwater aquifers at UI area. The Schlumberger array is chosen to minimise noise generated from electrode movements and optimise the measurement time efficiency. In addition, the effect of shallow lateral variations in resistivity can be minimised as the position of potential electrodes is relatively fixed (Telford et al., 1990). The interpreted lithology from all VES Lines has layered stratigraphy, confirmed by the lithology log from boreholes. The result shows three distinct subsurface layers: sand, silt, and clay. The aquifer target is sand layers because they have relatively higher porosity and permeability than silt and clay. However, more studies need to be conducted to assess whether aquifers in different VES Lines are connected or part of a different system.

The aquifers are identified at shallow depths (< 50 m) and predominantly have resistivity values of less than 300  $\Omega$ m. However, in several lines (L1, L7, L10, L12, L13, and L15), the resistivity values reach up to 868  $\Omega$ m, which can occur due to several reasons: (1) Partial compaction occurs in the study area, leading to different pore fluid expulsion rates, eventually reaching the upper, less compacted aquifers. Consequently, some aquifers become less saturated, leading to higher resistivity values. (2) Sand aquifer in these VES Lines can be associated with local overbank deposits isolated by clay layers with lower porosity and permeability, hindering groundwater flow towards the deposits. As a result, they are mainly less saturated, leading to higher resistivity values. (3) The study area can also contain landfill sediments, which generally exhibit high resistivity anomalies (Ishaq, 2008)

## 7. Conclusion

This study has several conclusions: (1) The aquifers are found at shallow depths, which consist of sand intercalated with silt and clay. (2) The thicker aquifers are mainly distributed towards the western part of the study area (up to 29.3 m) and can be found at shallow depths (min 0.5 m)

### Acknowledgement

We acknowledge the Hibah Publikasi Terindeks Internasional (PUTI) Q2 NOMOR: NKB-734/UN2.RST/HKP.05.00/2023 from Universitas Indonesia, which the first author receives. The author would also like to thank the Department of Geoscience, which provides the resistivity measurement tools. In addition, we also appreciate Khoiru, Nanda, and the resistivity team that assisted in data acquisition.

### References

- Aizebeokhai, A. P., and O. A. Oyebanjo. 2013. "Application of Vertical Electrical Soundings to Characterize Aquifer Potential in Ota, Southwestern Nigeria." Vol. 8(46):2077–85. doi: DOI: 10.5897/IJPS2013.4017.
- Arslan, Hakan. 2012. "Spatial and Temporal Mapping of Groundwater Salinity Using Ordinary Kriging and Indicator Kriging: The Case of Bafra Plain, Turkey." *Agricultural Water Management* 113:57–63. doi: <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2012.06.015>.
- Coker, J. O. 2012. "Vertical Electrical Sounding (VES) Methods to Delineate Potential Groundwater Aquifers in Akobo Area, Ibadan, South-Western, Nigeria." (Vol.4(2)):35–42. doi: <https://doi.org/10.5897/JGMR11.014>.
- Damayanti, N. T. 2023. "Identifikasi Zona Jenuh Air Dengan Metode Resistivity Vertical Electrical Sounding (VES) Di Lokasi Pembukaan Tambang PT. Mandiri IntiPerkasa, Kalimantan Utara." Master Thesis, Universitas Indonesia, Depok.
- Dzakiya, N., M. F. Zakaria, D. E. Setiawan, and R. B. Laksana. 2021. "Study of Groundwater Types Using the Vertical Electrical Sounding (VES) Method in the 'Martani Field' Ngemplak District of Yogyakarta." 5(1).

- Everett, Mark E. 2013. *Near-Surface Applied Geophysics*. Cambridge University Press.
- Hadian, M. S. D., U. Mardiana, O. Abdurahman, and M. I. Iman. 2006. "Sebaran Akuifer Dan Pola Aliran Air Tanah Di Kecamatan Batuceper Dan Kecamatan Benda Kota Tangerang, Provinsi Banten." *Jurnal Geologi Indonesia* 1(3).
- Hamzah, Umar, Abdul Rahim Samsudin, and Edna Pilis Malim. 2007. "Groundwater Investigation in Kuala Selangor Using Vertical Electrical Sounding (VES) Surveys." *Environmental Geology* 51(8):1349–59. doi: 10.1007/s00254-006-0433-8.
- Ishaq, Z. M. 2008. "Studi resistivitas dan gravitasi untuk investigasi akuifer air bawah-tanah di kampus UI Depok." Master Thesis, Universitas Indonesia, Depok.
- Koesuma, A., and A. Aldi. 2022. "Identification of Groundwater Depth in the Northern Sukoharjo Regency Using Vertical Electrical Sounding (VES) Method to Overcome Agricultural Irrigation Drought." (986 012079). doi: doi:10.1088/1755-1315/986/1/012079.
- Lab Mekanika Tanah. 2008. *Borehole Logs*. Kampus UI: Universitas Indonesia.
- Maulana, R. 2022. "Sukoharjo Regency Using VES Method as a Means of Irrigation of Agricultural Land." (989 012003). doi: doi:10.1088/1755-1315/989/1/012003.
- Muzakki, Y., W. Lestari, and M. Fajar. 2021. "Pemodelan akuifer air tanah menggunakan geolistrik resistivitas VES di kabupaten sorong, provinsi papua barat." *Jurnal Geosaintek* 7(3). doi: <http://dx.doi.org/10.12962/j25023659.v7i3.8789>.
- Nuraini, Fera, ade suryani siregar, Dzirana Sekar Arum, and Suhendra. 2022. "Pendugaan Air Tanah Menggunakan Metode Tahanan Jenis Di Kelurahan Kandang Limun, Kota Bengkulu." *Newton-Maxwell Journal of Physics* 3(2):65–70. doi: 10.33369/nmj.v3i2.24078.
- Rizqulloh, M. R., and A. Riyanto. 2020. "Analysis distribution of brittleness index, modulus young, modulus bulk, and poisson's ratio using the integration of refraction seismic method and MASW case study of Fasilkom UI's new building." *Tugas Akhir, Universitas Indonesia, Depok*.
- Sholichin, M., and T. B. Prayogo. 2019. "Field Identification of Groundwater Potential Zone by VES Method in South Malang, Indonesia." 10(02):999–1009.
- Syifaurohman, Y., W. Utama, W. Lestari, and T. M. A. Surya. 2018. "Distribusi Sebaran Akuifer Air Tanah Menggunakan Data Resistivitas Metode Vertical Electrical Sounding (VES) Konfigurasi Schlumberger (Studi Kasus Kabupaten Palu, Provinsi Sulawesi Tengah)." 4(2).
- Telford, W., L. Geldart, and R. Sheriff. 1990. *Applied Geophysics (2nd Ed.)*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Wahab, Shafiqullah, Hakim Saibi, and Hideki Mizunaga. 2021. "Groundwater Aquifer Detection Using the Electrical Resistivity Method at Ito Campus, Kyushu University (Fukuoka, Japan)." *Geoscience Letters* 8(1):15. doi: 10.1186/s40562-021-00188-6.

**APPENDIX 1**

**True Resistivity Values of Subsurface Layers and Their Interpreted Lithology Types for All VES Lines**

Line	Layer	Depth (m)	Lithology	Resistivity ( $\Omega$ m)
1	1	0 – 0.2	Clay	61.4
	2	0.2 – 0.5	Clay	61.4
	3	0.5 – 1.25	Clay	78.2
	4	1.25 – 3.13	Clay	78.2
	5	3.13 – 3.88	Sand	480
	6	3.88 – 5.01	Sand	480
	7	5.01 – 7.82	Sand	106
	8	7.82 – 12.5	Silt	6.01
	9	12.5 – 15.3	Silt	6.01
	10	15.3 – 19.4	Silt	6.01
	11	19.4 – 48.5	Sand	288

Line	Layer	Depth (m)	Lithology	Resistivity ( $\Omega$ m)
2	1	0 – 0.2921	Clay	50.06
	2	0.2921 – 0.4776	Sand	141.7
	3	0.4776 – 0.7706	Clay	12.9
	4	0.7706 – 1.114	Clay	23.44
	5	1.114 – 1.931	Sand	114.1
	6	1.931 – 2.641	Clay	30.38
	7	2.641 – 4.341	Clay	15.97
	8	4.341 – 9.501	Sand	102
	9	9.501 – 11.38	Sand	65.74
	10	11.38 – 18.12	Silt	9.538
	11	18.12 – 22.07	Silt	22.89
	12	22.07 – 55.4	Silt	36.78

Line	Layer	Depth (m)	Lithology	Resistivity ( $\Omega$ m)
3	1	0 – 0.5	Clay	44.32
	2	0.5 – 1.25	Sand	75.92
	3	1.25 – 3.125	Sand	110.4
	4	3.125 – 7.813	Clay	34.42
	5	7.813 – 12.5	Sand	93.18
	6	12.5 – 16.05	Sand	14.54
	7	16.05 – 19.53	Silt	14.54
	8	19.53 – 31.25	Silt	29.47
	9	31.25 – 48.83	Silt	29.47

Line	Layer	Depth (m)	Lithology	Resistivity ( $\Omega$ m)
4	1	0 – 0.2	Clay	68.22
	2	0.2 – 0.5	Clay	68.22
	3	0.5 – 1.25	Clay	56.83
	4	1.25 – 3.125	Clay	58.46
	5	3.125 – 7.813	Clay	30.96
	6	7.813 – 19.53	Sand	80.91
	7	19.53 – 31.25	Silt	10.14
	8	31.25 – 48.83	Silt	10.14

Line	Layer	Depth (m)	Lithology	Resistivity ( $\Omega$ m)
5	1	0 – 0.225	Sand	250.2
	2	0.225 – 0.3406	Clay	72.62
	3	0.3406 – 0.3726	Sand	139.4
	4	0.3726 – 2.332	Clay	76.84
	5	2.332 – 5.148	Sand	178.1
	6	5.148 – 10.16	Clay	89.23
	7	10.16 – 12.62	Sand	251.9
	8	12.62 – 15.54	Sand	133.5
	9	15.54 – 21.85	Silt	7.445
	10	21.85 – 25.31	Silt	18.85
	11	25.31 – 27.79	Silt	15.52
	12	27.79 – 54.59	Silt	122.9

Line	Layer	Depth (m)	Lithology	Resistivity ( $\Omega$ m)
6	1	0 – 0.2	Clay	85.2 (Overlapping)
	2	0.2 – 0.5	Sand	85.2
	3	0.5 – 1.25	Sand	277
	4	1.25 – 3.13	Clay	44.7
	5	3.13 – 7.82	Clay	44.7
	6	7.82 – 12.5	Silt	14.9
	7	12.5 – 19.5	Silt	14.9
	8	19.5 – 31.2	Sand	194
	9	31.2 – 48.8	Sand	194

Line	Layer	Depth (m)	Lithology	Resistivity ( $\Omega$ m)
7	1	0 – 0.0858	Sand	828.3
	2	0.0858 – 0.5675	Sand	232.8
	3	0.5675 – 0.9668	Clay	32.25
	4	0.9668 – 2.116	Sand	540.3
	5	2.116 – 2.477	Clay	26.09
	6	2.477 – 4.682	Clay	44.43
	7	4.682 – 11.59	Sand	252.7
	8	11.59 – 15.86	Silt	13.79
	9	15.86 – 17.1	Sand	970.4
	10	17.1 – 25.78	Silt	7.568
	11	25.78 – 26.59	Silt	38.21
	12	26.59 – 59	Silt	2.585

Line	Layer	Depth (m)	Lithology	Resistivity ( $\Omega$ m)
8	1	0 – 0.5	Clay	70.4
	2	0.5 – 1.25	Clay	85.6
	3	1.25 – 2	Sand	117
	4	2 – 3.13	Sand	117
	5	3.13 – 7.81	Sand	120
	6	7.81 – 12.5	Clay	86.8
	7	12.5 – 19.5	Clay	86.8
	8	19.5 – 30.1	Silt	36.7
	9	30.1 – 48.8	Silt	34.2

Line	Layer	Depth (m)	Lithology	Resistivity ( $\Omega$ m)
9	1	0 – 0.648	Sand	149
	2	0.648 – 0.2223	Clay	81.92
	3	0.2223 – 0.591	Clay	46.4
	4	0.591 – 0.6272	Clay	4.939
	5	0.6272 – 1.127	Clay	65.33
	6	1.127 – 4.008	Clay	38.77
	7	4.008 – 5.979	Sand	126.2
	8	5.979 – 7.728	Silt	12.86
	9	7.728 – 18.9	Silt	54.02
	10	18.9 – 20.43	Silt	2.113
	11	20.43 – 30.97	Silt	23.44
	12	30.97 – 55.42	Silt	51.11

Line	Layer	Depth (m)	Lithology	Resistivity ( $\Omega$ m)
10	1	0 – 0.4485	Clay	36.92
	2	0.4485 – 1.521	Clay	71.92
	3	1.521 – 3.022	Sand	442.9
	4	3.022 – 9.639	Clay	30.72
	5	9.639 – 26.63	Clay	53.45
	6	26.63 – 40.63	Silt	4.97
	7	40.63 – 61.89	Silt	12.52

Line	Layer	Depth (m)	Lithology	Resistivity ( $\Omega$ m)
11	1	0 – 0.2	Sand	114.9
	2	0.2 – 0.5	Sand	114.9
	3	0.5 – 0.8	Clay	78.65
	4	0.8 – 0.98	Clay	12.9
	5	0.98 – 1.25	Clay	12.9

	6	1.25 – 3.125	Clay	27.65
	7	3.125 – 7.813	Clay	30.53
	8	7.813 – 19.53	Silt	26.5
	9	19.53 – 31.25	Silt	27.65
	10	31.25 – 48.83	Silt	27.65

Line	Layer	Depth (m)	Lithology	Resistivity ( $\Omega$ m)
12	1	0 – 0.189	Clay	3.68
	2	0.189 – 0.246	Clay	21.6
	3	0.246 – 0.475	Clay	14.1
	4	0.475 – 1.09	Clay	3.99
	5	1.09 – 1.42	Sand	337
	6	1.42 – 1.97	Sand	868
	7	1.97 – 2.79	Sand	868
	8	2.79 – 4.85	Sand	801
	9	4.85 – 7.76	Silt	48.7
	10	7.76 – 12.1	Silt	48.7
	11	12.1 – 30.3	Silt	17.8

Line	Layer	Depth (m)	Lithology	Resistivity ( $\Omega$ m)
13	1	0 – 0.2	Clay	26.94
	2	0.2 – 0.5	Clay	26.94
	3	0.5 – 0.8	Clay	48.65
	4	0.8 – 1.25	Clay	48.65
	5	1.25 – 3.125	Sand	601.4
	6	3.125 – 7.813	Sand	178.5
	7	7.813 – 19.53	Silt	67.33
	8	19.53 – 48.83	Sand	230.1

Line	Layer	Depth (m)	Lithology	Resistivity ( $\Omega$ m)
14	1	0 – 0.2	Clay	66.93
	2	0.2 – 0.5	Clay	66.93
	3	0.5 – 1.25	Clay	86.87
	4	1.25 – 3.125	Clay	32.15
	5	3.125 – 7.813	Clay	34.07
	6	7.813 – 12.5	Clay	25.71
	7	12.5 – 19.53	Clay	29.35
	8	19.53 – 31.25	Clay	72.4
	9	31.25 – 48.83	Silt	11.52

Line	Layer	Depth (m)	Lithology	Resistivity ( $\Omega$ m)
15	1	0 – 0.2	Clay	94
	2	0.2 – 0.5	Clay	94
	3	0.5 – 1.25	Sand	151
	4	1.25 – 2	Clay	110
	5	2 – 3.13	Clay	110
	6	3.13 – 5.38	Sand	399
	7	5.38 – 6.36	Silt	46.6
	8	6.36 – 7.82	Silt	46.6
	9	7.82 – 12.5	Silt	33.7
	10	12.5 – 19.5	Sand	342



# **Limestone Diagenesis in the Bojongmanik Formation Based on Petrographic Analysis**

Y Sani<sup>1\*</sup>, T P Astuti<sup>1</sup>, T L Indra<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Geology Study Program, Faculty of Mathematics and Natural Sciences, Universitas Indonesia, Depok, Indonesia

\*Corresponding author: yogie.sani@ui.ac.id

## **Abstract**

The Bojongmanik Formation is part of Banten Block with age range from Middle Miocene to early Pliocene, and is interspersed with sandstone, marl, claystone, and limestone. The limestone in the Bojongmanik Formation contains mollusks with age equivalent to the Middle Miocene. This research aims to understand the diagenesis process that works on limestone in the Bojongmanik Formation, as well as to understand the stages of diagenesis and the relationship between the diagenesis process and limestone porosity. Based on the petrographic analysis from 15 samples of the Bojongmanik Formation, there are three types of limestones: packstone, floatstone, and wackestone, which undergo a process of diagenetic cementation, dissolution, neomorphism, microbial micritization, and compaction. The depositional environment of the limestone diagenesis of the Bojongmanik Formation is in the marine phreatic, burial, meteoric phreatic, and meteoric vadose environments. The dominant porosity was found to be vuggy and intraparticle types. The lower porosity value indicates that there is a little dissolving effect. The higher porosity value indicates much dissolving in the phreatic zone. Therefore, the factor that influences the process of diagenesis is the formation of secondary porosity in limestone.

**Keywords:** The Bojongmanik Formation, Petrography Analysis, Porosity, Limestone Diagenesis

## **1. Introduction**

The Bojongmanik Formation belongs to the Banten Block range from Middle Miocene to early Pliocene, is composed of sandstone, marl, and claystone, and limestone (Sudana and Santosa, 1992). Limestone is a rock with a calcium carbonate content of up to 95%. Limestone refers to a type of sediment produced by calcium carbonate (CaCO<sub>3</sub>) as mineral calcite. It originates from various organisms, such as dead coral, snails, and clams (Reijers and Hsu, 1986). The limestone members of the Bojongmanik Formation are limestones containing mollusks with age equivalent to the Middle Miocene (Efendi, 1998).

This research was carried out using the petrographic analysis method to determine the composition of the minerals contained in limestone. It was conducted by observing thin sections of the sample using a microscope to find microscopic nomenclature, diagenetic

process, and diagenetic environment of thin section of limestone Bojongmanik Formation in Pandeglang Regency, Banten. Microscopic nomenclature is done by observing information related to mineral content, textural characteristics, rock composition, and naming based on Dunham and Embry Klovan's classification (1971). Most diagenetic processes consist of six types: cementation, microbial micritization, neomorphism (recrystallization and replacement), dissolution, compaction, and dolomitization (Tucker and Wright, 1990). The final steps are to interpret the depositional environment from diagenetic process.

## **2. Literature Review**

Based on the physiography of West Java, the study area is located on the domes and ridges of the West Java Central Depression Zone/Bayah Mountains Zone (van Bemmelen, 1949). The Bayah Mountains Zone extends

from Ujung Kulon in the west to Pelabuhan Ratu in the east. This zone is in the south of Banten. This mountain range consists of three parts, namely the southern part (strongly folded), the middle part (old andesite), and the northern part (the transition of the Bogor Zone) (Darwanto, 2016). The Bayah area is part of an Oligocene magmatic arc (Sujanto and Sumantri, 1977). In addition, part of the Sundaland margin is West Java (Clements & Hall, 2007). The research zone is in the Banten Block, consisting of Neogene deposits along with volcanic and igneous rocks. The morphology of this zone is a dome-shaped mountainous area relative to the Tertiary age, which is controlled by the Banten Block structure with a dominant north-south direction.

## **2.1 Limestone Diagenesis**

Diagenesis is a change that includes chemical and physical processes that are formed after cementation. These changes are not caused by pressure (metamorphism) or temperature changes (Scholle & Ulmer Scholle, 2003). Tucker and Wright (1990) divided the process of diagenesis into six types: cementation, micritization, microbial, neomorphism (recrystallization and replacement), dissolution, compaction, and dolomitization.

### **a. Cementation**

Cementation of limestone requires a large enough  $\text{CaCO}_3$  and an efficient fluid flow mechanism. The cementation process occurs when the cavity is supersaturated with cement constituents, and there is a lack of mechanical factors that inhibit cement precipitation. Aragonite, calcite with high or low Mg content, and dolomite are several types of cement formed in limestone (Tucker and Wright, 1990).

### **b. Microbial Micritization**

Microbial micritization is a process that occurs in the marine environment, where bioclast

components undergo alteration on the seabed by algae, fungi, and bacteria. In a stagnant environment, the marine and phreatic zones are important processes (Longman, 1980).

### **c. Neomorphism**

It is divided into two main processes: replacement and recrystallization (Folk, 1965 in Tucker and Wright, 1990). Recrystallization is the process of changing the size of the mineral but does not change the mineralogy. For example, coarsening of the size of the crystals in carbonate mud, as well as micrite and calcite cement, was found as a substitute for shells (Tucker, 1991).

### **d. Dissolving**

Dissolving usually occurs when the pores of the carbonate rock are in an unsaturated state of carbonate minerals (Tucker and Wright, 1990). Dissolution can also occur if the mineral is in an unstable state or there is a displacement of the diagenesis area. In general, a dissolution process occurs in freshwater vadose and freshwater phreatic environments (Longman, 1980).

### **e. Compaction**

Compaction consists of two types, namely mechanical compaction, and chemical compaction (Tucker and Wright, 1990). The existence of grains that touch, crack in the grains, or loading is called mechanical compaction. Meanwhile, grains touch each other, and form contact sutures or concavo-convex due to dissolution called chemical compaction. In addition, if the compaction process continues to produce a stylolite.

### **f. Dolomitization**

According to Murrow (1982), diagenetic dolomitization is a replacement process through precipitation or cementation in deep burial and mixing zones. There is an increase in Mg content in carbonate rocks which causes dolomitization. In addition, there is the term

dedolomitization, which replaces the mineral dolomite with calcite.

## 2.2 Stages of Diagenesis

Eogenesis stage (Shallow burial) is a condition when mineral changes occurred, rock fragments rearranged, and bioturbation proceeds. The initial process of deposition is dominated by the influence of pores in the rock. This stage also shows a weathering process with a relative depth of 1-10 meters.

The mesogenesis stage is a diagenetic process that occurs after deposition. The formation of cementation, dissolution, compaction, neomorphism, due to changes in temperature and pressure and reduced the pore space.

At the telogenesis stage, rocks are exposed to the surface, and meteoric water reacts. There is a dissolution process that causes secondary porosity in the rock. The meteoric phreatic and meteoric vadose stages occur in this stage.

diagenesis. According to Tucker and Wright (1990), dividing the diagenetic environment into several zones, including:

a. The Marine Phreatic Zone is an environment where seawater fills all cavities with sediment. This environment is divided into two: the environment is associated with little water circulation, characterized by micritization and local cementation. This environment is associated with good water circulation, where intergranular cementation and cavity filling are more intensive. Other features of this environment are fibrous aragonite cement and Mg Calcite.

b. The mix zone is a zone of mixing vadose freshwater zone with the phreatic freshwater zone with the characteristics of still brackish water. The entire cavity is filled with seawater and replaced with fresh water. One characteristic of this environment is the existence of dolomitization when the surrounding water is low and the formation of Mg Calcite needles if the salinity is high.

c. The Vadose Meteoric Zone is an environment above the water and below the surface. The primary process in this environment is marked by the presence of secondary porosity and cement pendant by saturation formed due to the dissolution process. This makes meteoric water fill the cavity that is formed.

d. The Meteoric Phreatic Zone is a zone that is between the vadose meteoric zone and the mixing zone. Neomorphic processes with or without intensive calcite cementation are characteristic of this environment.

e. Burial is a zone characterized by chemical compaction or mechanical compaction. The presence of grain failure, stylolite, and dissolution seam from calcite cement or coarse dolomite are characteristic of this environment.

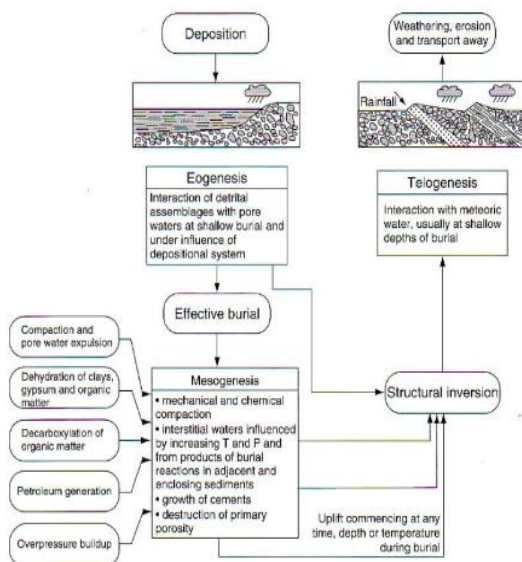


Figure 1. Diagenesis Regime Flowchart  
(Source: Burley, 2003)

## The Diagenetic Environment

The diagenetic environment is a factor that influences the outcome of limestone

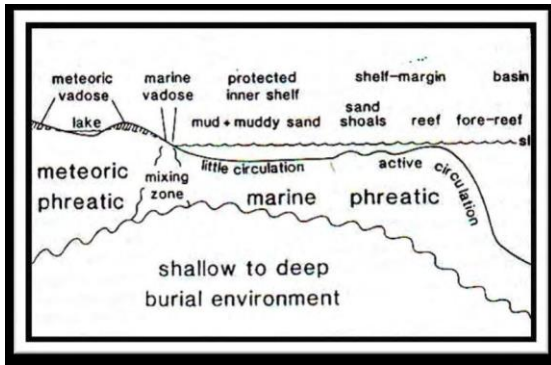


Figure 2. Diagenesis Environment (Tucker and Wright, 1990)

### 3. Research Method

This research is focused on petrography description and analysis. The primary data used is thin section data for geological field mapping of the 2017 batch of limestone in the Bojongmanik Formation. The distribution of limestone of Bojongmanik Formation is derived from geological map of the Cikarang sheet by Sudana & Santosa (1992).

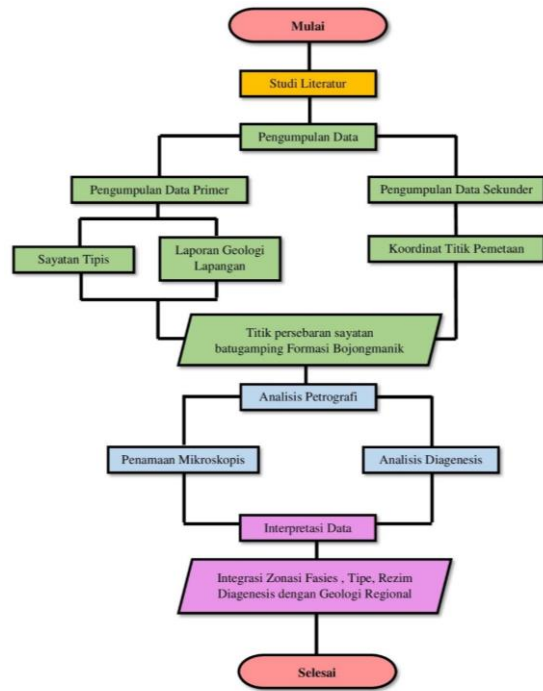
In the pre-processing stage, before carrying out laboratory analysis, data was recollected on the thin incisions used for research and collecting information related to these incisions, including coordinates and formations found in rocks.

The method used in this study should be analysis of microstructural and microtextural of the limestone based on its physical properties, such as porosities and permeabilities and diagenetic processes.

In this research, microscopic nomenclature was known by using a microscope through observations from several viewpoints from Plane Polarized Light (PPL), Cross Polarized Light (XPL) and Gibbs.

Determination of the diagenesis process is carried out by observing thin sections of limestone, which, according to Tucker and Wright (1990), consist of the level of cementation, compaction, dissolution, neomorphism (recrystallization and

replacement), microbial micritization, dolomitization and the type of porosity present in the rock.



- Keterangan**
- Tahap Persiapan
  - Tahap Pengumpulan Data
  - Tahap Pengolahan dan Analisis Data
  - Tahap Interpretasi Data

Figure 3. Research Flow Chart

### 4. Result and Discussion

Figure 4 depicts the distribution of Bojongmanik limestone which scattered at several points. Three limestone facies were found as packstone, floatstone, and wackestone. There are five processes of diagenesis: cementation, dissolution, microbial micritization, neomorphism, and compaction. Samples and diagenesis processes are presented in the Table "Porosity of Each Sample" (Table 1). Diagenesis analysis is used to determine the environment.

#### a. Cementation

The types of cementations in the Bojongmanik Formation are equant, fibrous, and bladed. Bladed, fibrous cement types were only found in some incision samples (Figure 5).

The marine phreatic environment is characterized by bladed and fibrous cementation (Scholle and Ulmer-Scholle, 2003). Equant or blocky cementation with calcite composition was also found in the Limestone samples of the Bojongmanik.



Figure 5. Equant cement (Eq), Bladed cement (Bl) in sample C2 (A) Fibrous cement (Fs) in sample B1 (B)

b. Microbial Micritization

The microbial micritization process was found in sample B1 (Figure 6). The activity of microorganisms produces a micrite envelope, namely a layer of micrite surrounding the fossil shell. The products of microbial micritization diagenesis occur in the initial phase of syngenetic marine diagenesis (Scholle and Scholle, 2003).

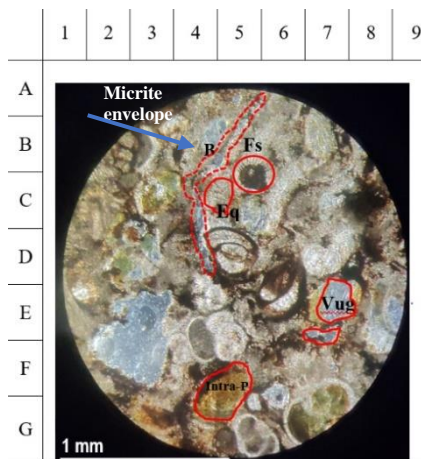


Figure 6. Microbial micritization process on sample B1

c. Neomorphism

The process of neomorphism that occurs in limestone incisions of the Bojongmanik Formation generally takes the form of small

micrite recrystallization into poloids. Eleven samples found such recrystallization. The meteoric phreatic environment and burial environment are commonly found in recrystallization processes (Tucker & Wright, 1980). In addition to recrystallization, peloid mineral replacement was also found to become a calcite mineral (Figure 7).

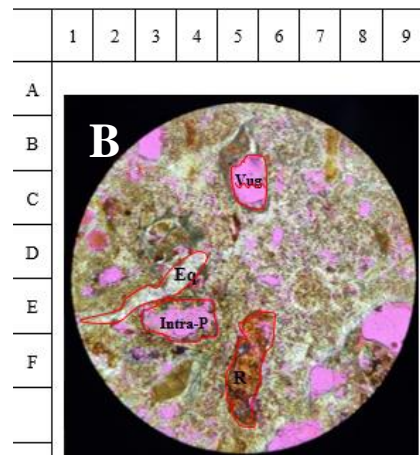
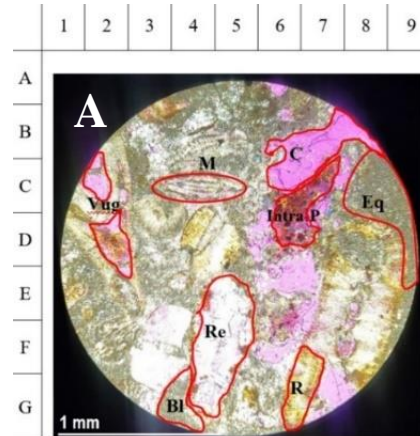


Figure 7. Neomorphism process of micrite crystallization to become peloid (R) and replacement of Peloid to become calcite (Re) in sample C1 (A), sample A6 (B).



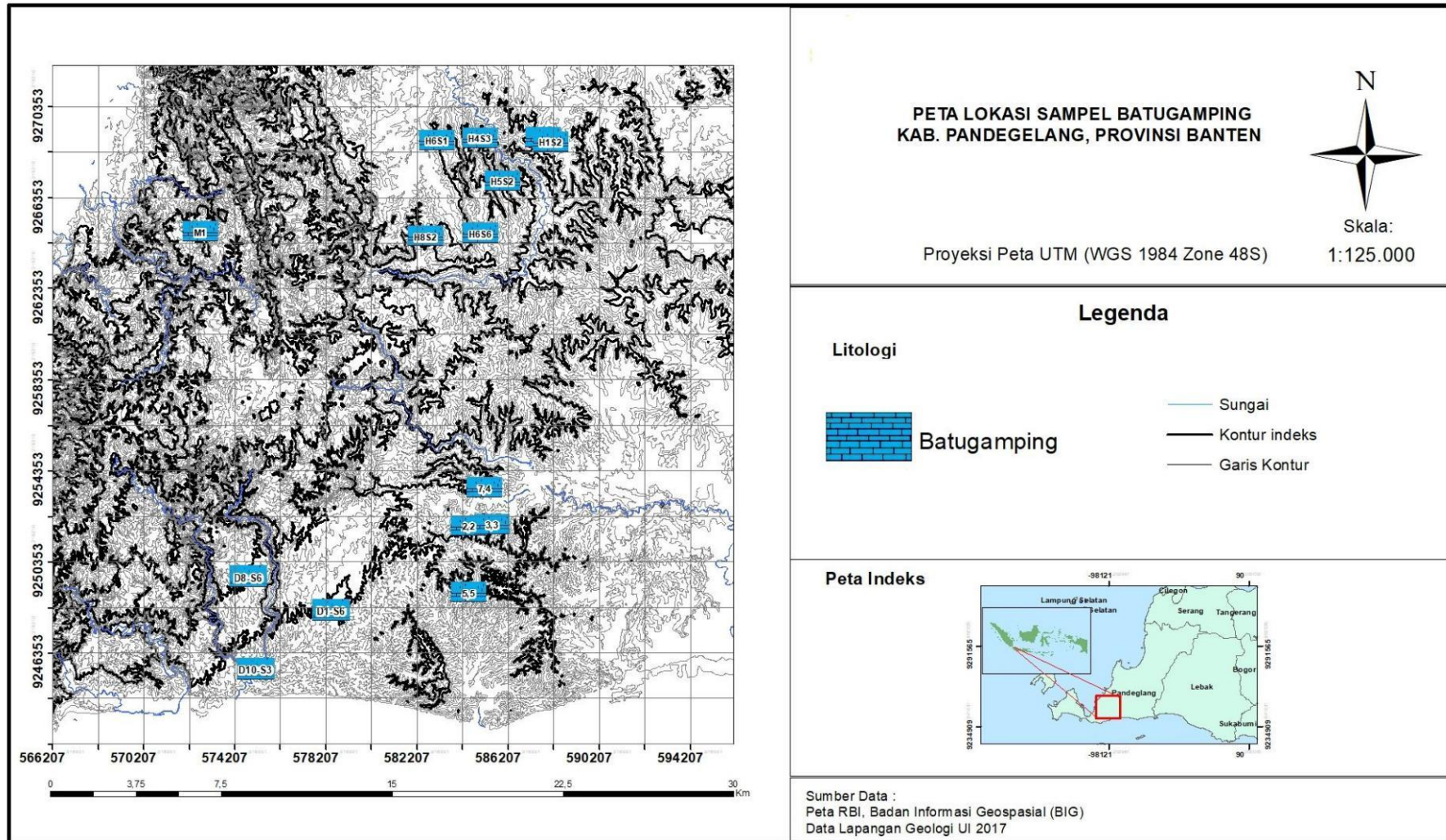


Figure 4. Limestone Distribution Map



d. Dissolving

The dissolving process is the most significant contributor to the rock samples of the Bojongmanik Formation. The pink color in the image indicates an area of dissolution processes in the rock. Meteoric vadose environments are typical in dissolution processes. Moldic, vug, and intraparticle porosity types were the dominant porosities (Figure 8).

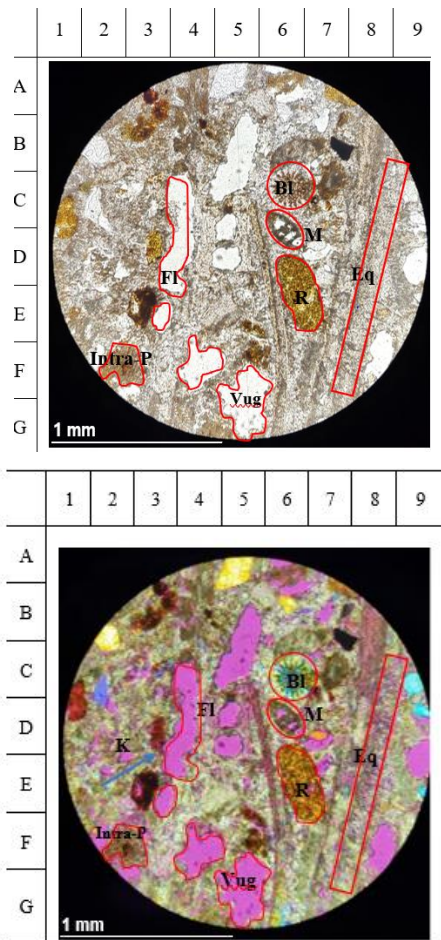


Figure 8. Dissolution with Moldic (M) porosity type, vuggy (vug) porosity type in sample A4.

e. Compaction

The compaction process of the Bojongmanik Formation sample shows the contact between grain points and longs. Contact with algae grains is caused by physical compaction due to

loading (Fig. 9). The compaction process occurs in the diagenesis burial environment.

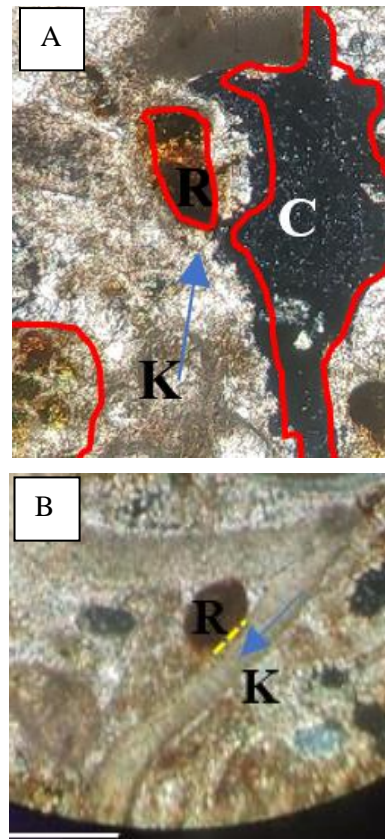
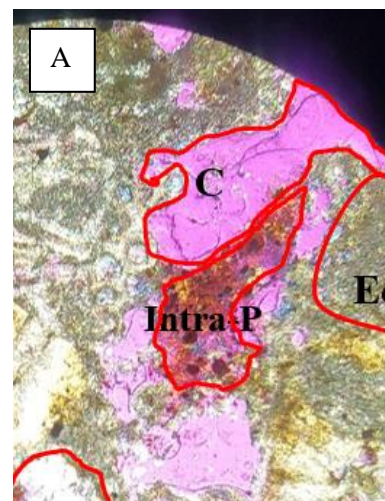
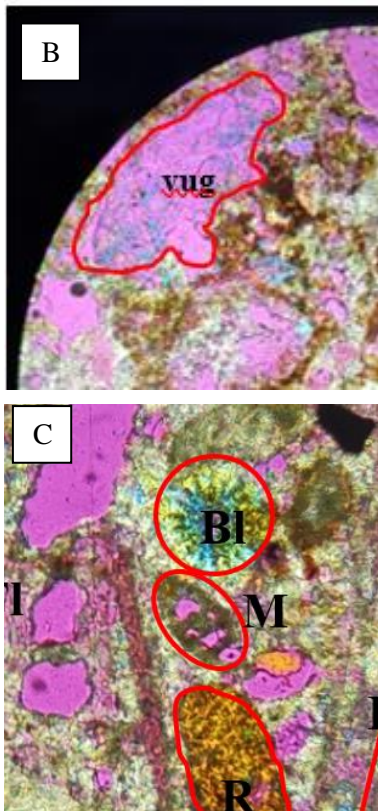


Figure 9. Compaction process between point contact grains in sample C3 (top) and long contact in sample C4 (bottom).

Porosity

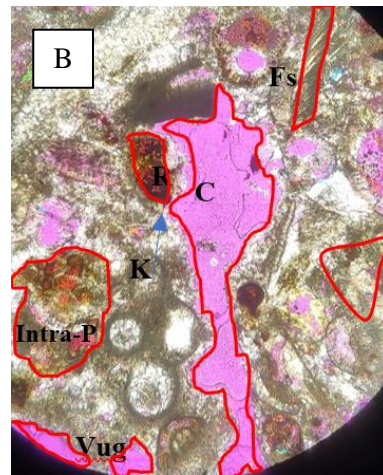
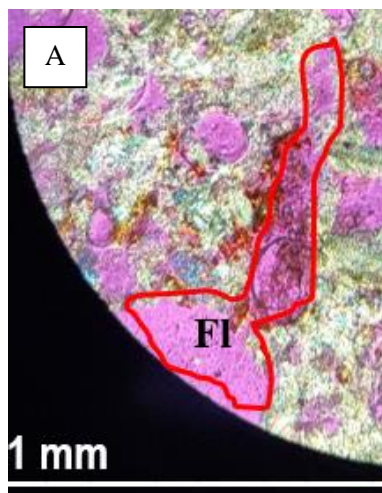
According to Choquette & Pray (1970), the dominant type of porosity is found in the Bojongmanik Formation with intraparticle and vuggy porosity (Figure 10).





**Figure 10.** Intraparticle porosity in sample C1 (A) and vug porosity in sample A3 (B), and moldic porosity (M) in sample A4 (C).

In addition, moldic, Cavern, and Fenestral porosity types were also found (Figure 11).



**Figure 11.** Type Fenestral porosity in sample A5 (A) and channel porosity in sample B3 (B).

### Stages of Diagenesis in the Research Area

The Eogenesis stage occurs when mineral changes occur, rearrangement of rock fragments, and bioturbation processes. The initial process of the dominant deposition of the influence of pores on the rock, this stage also shows the weathering process. Aquifers, aquitards form this stage, and synsedimentary faults, aquifer permeability affects depth. Therefore, porosity can change significantly because of deposition or dissolution.

The formation of cementation, dissolution, compaction, neomorphism, due to changes in temperature and pressure and reduced pore water. At the stage of Mesogenesis, the process of diagenesis occurs after deposition. Primary mineralogy, lost material, presence of oil fluids, and geochemistry of pore waters are contributing factors in this stage. Between eodiagenesis and mesodiagenesis, the boundaries may change depending on temperature and humidity. The stages of mesogenesis are characterized by the dissolving of cement, matrix, and granules (Ramadhani, H. 2017).

In the Telegenesis stage, the rock is exposed to the surface, and meteoric water reacts. There is a dissolution process that causes secondary porosity in the rock. In the



environment of meteoric phreatic and meteoric vadose, these stages occur.

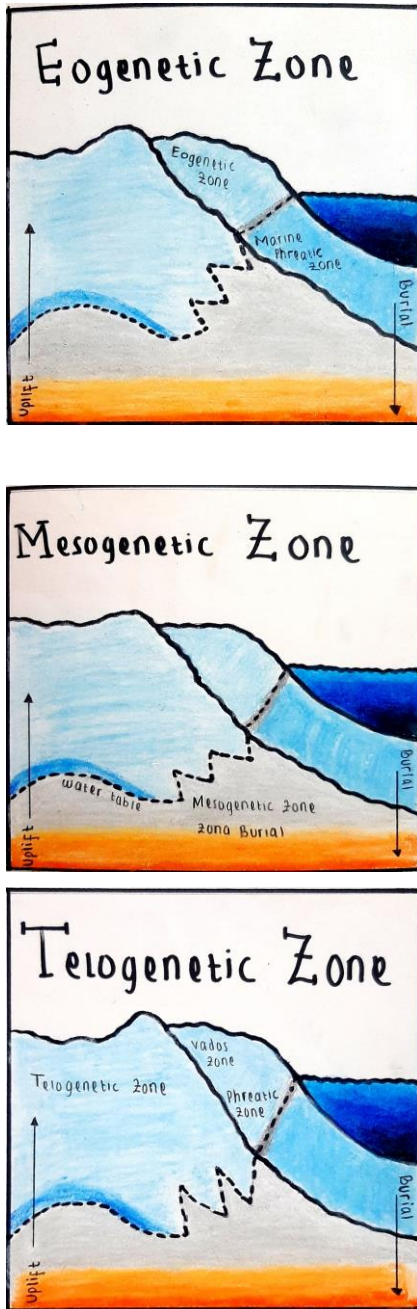


Figure 12. Stages of Diagenesis in the Research Area

### Diagenesis Environment

The petrographic analysis of the diagenetic environment found that they included marine phreatic, meteoric phreatic, burial, and meteoric vadose. Microbial micritization resulting in a micrite envelope is characteristic of a marine phreatic environment. The burial environment is characterized by contact between grain points and long compaction. The formation of equant

or blocky cement and the occurrence of neomorphism characterizes the meteoric phreatic environment. According to Longman (1980), the discovery of moldic dissolution from coral shells, foraminifera, mollusks, algae, and large vuggy is a feature of the meteoric vadose environment.

### Limestone Diagenetic Process Relationship with Porosity Analysis

The process of diagenesis is common in carbonated rocks. One factor that influences the process of diagenesis is the formation of secondary porosity in carbonated rocks. The lower porosity value in the sample shows that this limestone is not dissolved by water because it is in the position of the vadose zone, which is only slightly affected by the effects of dissolution. Meanwhile, porosity with a high value is interpreted to be in the phreatic zone, which is located below the vadose zone. It has a large moldic/vuggy type of porosity.

Tabel 1. Porosity of Each Sample

Sample Name	Stone Name	Porosity (%)	Diagenesis Process	Environment	Diagenesis Stages
A1	Packstone	Vuggy (11,3%), Intraparticle (5,3%)	Cementation, dissolution, and neomorphism	Meteoric phreatic	Telogenesis
A2	Floatstone	Vuggy (11,3%), Intraparticle (5,3%), moldic (3,67%)	Cementation, dissolution, and neomorphism	Meteoric vadose	Telogenesis
A3	Floatstone	Vuggy (23%), Intraparticle (6,3%)	Cementation, dissolution, and neomorphism	Meteoric phreatic	Telogenesis
A4	Wackestone	Vuggy (8,33%), Intraparticle (8,33%), moldic (1,3%), Fenestral (6,67%)	Cementation, dissolution, neomorphism, and compaction.	Burial	Mesogenesis
A5	Wackestone	Vuggy (15,34%), Intraparticle (4,67%), Fenestral (7,67%)	Cementation, dissolution, and neomorphism	Meteoric vadose	Telogenesis
A6	Wackestone	Vuggy (11,34%), Intraparticle (9%)	Cementation, dissolution, and neomorphism	Meteoric phreatic	Telogenesis
A7	Packstone	Vuggy (9,34%), Intraparticle (6,34%)	Cementation, dissolution, and neomorphism	Meteoric phreatic	Telogenesis
B1	Packstone	Vuggy (16%), Intraparticle (5,3%)	Cementation, dissolution, microbial micritization and neomorphism	Marine phreatic	Eogenesis
B2	Wackestone	Vuggy (7,67%), Intraparticle (2,67%)	Cementation, dissolution, and neomorphism	Meteoric phreatic	Telogenesis
B3	Floatstone	Vuggy (6,67%), Intraparticle (5%), Channel (10,3%)	Cementation, dissolution, neomorphism, and compaction.	Burial	Mesogenesis
B4	Wackestone	Vuggy (9,34%), Intraparticle (6,67%)	Cementation, dissolution, and neomorphism	Meteoric phreatic	Telogenesis
C1	Wackestone	Vuggy (3,34%), Intraparticle (6%), Channel (12,67%)	Cementation, dissolution, and neomorphism	Meteoric phreatic	Telogenesis
C2	Packstone	Vuggy (3%), Intraparticle (4,67%)	Cementation, dissolution, and neomorphism	Meteoric phreatic	Telogenesis
C3	Wackestone	Vuggy (8,67%), Intraparticle (7,67%)	Cementation, dissolution, and neomorphism	Meteoric phreatic	Telogenesis
D1	Packstone	Vuggy (16,67%), Intraparticle (11,34%)	Cementation, dissolution, and neomorphism	Meteoric phreatic	Telogenesis

## 5. Conclusion

Based on the results of the analysis conducted in the research area in the Banten Block, to be precise in the Bojongmanik Formation, it can be concluded that:

- 1) There were 15 samples analyzed petrographically based on Dunham's (1962) classification consisting of 3 types: packstone limestone, floatstone limestone, and wackestone limestone.
- 2) Based on observations of the diagenetic process in the limestone in the study area, there are five processes: cementation, dissolution, microbial micritization, neomorphism, and compaction. In addition, the stages of diagenesis in the research area consist of 3 stages: Eogenesis and Mesogenesis. and Telegenesis stages.
- 3) From the observations on petrographic incisions, it can be interpreted that the research area consists of marine phreatic, burial, and freshwater phreatic. The relationship between the diagenetic process and porosity shows that the low porosity value is due to being in the vadose zone, which is only slightly affected by the dissolving effect. Meanwhile, the high porosity is caused by being in the phreatic zone, which is located just below the vadose zone and has a large vuggy/moldic porosity.

## References

- Apriyana, R. & Dyah Hastuti, E. W. (2018). Diagenesis Batugamping Daerah Datar Dan Sekitarnya, Kabupaten Oku Selatan Provinsi Sumatera Selatan Berdasarkan Analisis Petrografi. Seminar Nasional Inovasi, Teknologi, dan Aplikasi. Palembang: Universitas Sriwijaya.
- Ascara, A. 2017. Carbonate Sedimentology and Diagenesis: Their Impact on Reservoir Quality and Distribution. IAGI. Diakses pada 02 Maret 2022.

<https://www.iagi.or.id/kursus/mengenal-reservoir-karbonat/>

- Boggs, Jr., 1987, *Principles of Sedimentary and Stratigraphy*, Merril Publishing Company, USA
- Burley, S.D. and R.H. Worden, 2003, *Sandstone Diagenesis: Recent and Ancient*, Blackwell, Malden
- Darwanto, H. (2016). Kondisi Fisiografi dan Geologi Regional Jawa Barat Terhadap Data Dukung Geopark Banten. <https://desdm.bantenprov.go.id/read/berita/222/KONDISI-FISIOGRAFI-DAN-GEOLOGI-REGIONAL-JAWA-BARAT-TERHADAP-DATA-DUKUNG-GEOPARK-BANTEN-BAGIAN-II.html>
- Dunham, R. J., (1962). *Classification of Carbonate Rock According to Depositional Textures*. AAPG Memoir.
- Efendi, A.C., Kusnana dan Hermanto, B. 1998. Peta Geologi Lembar Bogor. Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi (P3G), Direktorat Jenderal Geologi dan Sumberdaya Mineral: Bandung
- Koesoemadinata, R.P., 1987, Reef Carbonate Exploration, Program IWPL – Migas, Institut Teknologi Bandung
- Kunanda, D. 2019. Analisis Diagenesis Batugamping Berdasarkan Data Geologi Permukaan dengan Metode Petrografi pada Formasi Kuantan di Nigari Air Hangat, Sumatera Barat. Skripsi. Pekanbaru: Universitas Islam Riau
- Landia, K.P., dan Aini, S.N. (2021). Analisa Petrografi dan Petrologi Kontak Batuan Sedimen dan Metamorf di Desa Tanjung Kurung, OKU, Sumatera Selatan <https://www.researchgate.net/publication/356788905>
- Larikiansyah. 2015. Analisis diagenesis batuan Karbonat dengan Metode Petrografi Studi Kasus Batugamping Wonosari di Desa Monggol, Kecamatan Saptosari Kabupaten Gunungkidul, DIY. Skripsi. Yogyakarta: Institut Sains & Teknologi Akprind.
- Longman, M.W., 1980. Carbonate diagenetic textures from near surface diagenetic carbonates: Am. Assoc. Petroleum Geologist Bull., v.64, p.461-487
- Maluka N. P. (2018). Geologi Dan Analisis Diagenesis Batugamping Dengan Metode Petrografi Desa Lubuk Dalam, Kecamatan



- Lengkiti dan Sekitarnya. Skripsi. Palembang: Universitas Sriwijaya.
- Maulana, A. Y., Syafri, I., Mohammad, R., Gani, G., Firmansyah, Y., & Risyad, R. B. 2021. Analisis Diagenesis Porositas Sekunder Pada Formasi Rancak, Cekungan Jawa Timur Utara. Bandung: Universitas Padjajaran
- Okto, A., Masri., Zam Mili, M., & Hasria. (2021). Karakteristik Batugamping Formasi Wapulaka dan Pemanfaatannya sebagai Bahan Galian Industri di Desa Wuna, Kabupaten Muna, Sulawesi Tenggara. JMEL. Vol.5. 11-7  
<http://jurnal.upnyk.ac.id/index.php/JMEL>
- Prapstisih dan Kamtono. 2015. Penelitian Pendahuluan Batuan Karbonat di daerah Bogor. LIPI. Diakses pada 18 Februari 2022  
[Penelitian pendahuluan batuan karbonat di daerah Bogor | Lembaga Ilmu Pengetahuan Indonesia \(lipi.go.id\)](http://www.lipi.go.id)
- Permana A.P. (2019) Tipe. Lingkungan dan Sejarah Diagenesis Batugamping Buliide Gorontalo Berdasarkan Analisis Petrografi. Sulawesi Selatan: Jurnal Geomine. Vol.7 (79-86).
- Pulunggono, A. & S. Martodjojo, (1994). Perubahan tektonik Paleogen dan Neogen merupakan peristiwa tektonik terpenting di Jawa, Proceeding geologi dan geoteknik Pulau Jawa sejak Akhir Mesozoik hingga Kuartar.
- Putri Maluka, N., Faris Hafiddin, M. & Harnani (2017). Analisis Diagenesis Batuan Karbonat Dengan Metode Petrografi Studi Kasus Batugamping Formasi Baturaja Desa Lubuk Dalam Kec. Lengkiti, Kab. Ogan Komering Ulu, Sumatera Selatan. Palembang: Graha Sabha Pramana.
- Rantika Limbong, N., & Fitri Yanti, R. (2020). Karakteristik Petrologi dan Petrografi Batuan di Desa Tanjung Kurung Kabupaten Ogan Komering Ulu, Sumatera Selatan. Palembang: Universitas Sriwijaya.
- Ramadhani, H., 2017. Analisis Tahapan Diagenesis Interval Batupasir pada Sumur Dar-24 Formasi Gabus Lapangan Anoa Cekungan Natuna Barat. D.I.Yogyakarta: Sekolah Tinggi Nasional Yogyakarta 2(2), 67–76.
- Reijers, T., & Hsu, K., 1986, *Manual of Carbonate Sedimentology: A Lexicographical Approach*, London: Academic Press.
- Rizqi Mahardika, R., & Muhammad Mahbub, R. (2020). Kualitas Batugamping Terumbu Sebagai Bahan Baku Semen Portland Daerah Ngluyu Dan Sekitarnya, Kecamatan Rejoso, Kabupaten Nganjuk, Provinsi Jawa Timur. *Geoda*, 01(02), 123–128.
- Reza Lashkaripour, G., Ghafoori, M., Razmara, M., Safari Farrokhad, S. (2016). *Modal analysis of rock using point counting method on the scanned images of thin sections*.  
<https://www.researchgate.net/publication/322404385>
- Syaeful, H., Gunawan, A. (2017) Interpretasi Lingkungan Pengendapan Formasi Batuan Menggunakan Analisis Elektrofases di Lokasi Tapak Puspipetek Serpong. Jakarta: Pusat Teknologi Bahan Galian Nuklir-BATAN. vol 38 no.1
- Scholle, P.A., dan Ulmer-Scholle, D.S., 2003. A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grain, textures, porosity, diagenesis. AAPG Memoir, USA:77.
- Sudana, D., & Santosa, S. (1992). Peta Geologi Lembar Cikarang, Jawa, Skala 1:100.000, Pusat Penelitian dan Pengembang Geologi.
- Sugiharto, R. P., & Jusfarida, Pemetaan Geologi Dan Analisis Petrografi Untuk Menentukan Diagenesa Batugamping Pada Formasi Pasean Daerah Guluk-Guluk Dan Sekitarnya Kabupaten Sumenep Provinsi Jawa Timur. Surabaya: Institut Teknologi Adhi Tama Surabaya.
- Sujanto, F.X. & Sumantri, Y.R. (1977). Preliminary Study on The Tertiary Depositional Pattern of Java, Proceedings Indonesian Petroleum Association, 6<sup>th</sup> Annual Convention.
- Sujatmiko & Santosa, S. (1992). Peta Geologi Lembar Leuwidamar, Jawa, Skala 1:100.000, Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi.
- Sukojo, B. M., & Ramdhani, R. (2019). Mapping the Potential and Quality of Limestone Rocks Using Remote Sensing Method (Study Case: Semanding, Sub District Tuban). In *IPTEK Journal of Proceedings Series* (Issue 2).
- Tucker, M.E. & Wright, V.P (1990). *Carbonate Sedimentology*. Blackwell, oxford, 482 p.  
<http://dx.doi.org/10.1002/9781444314175>

Van Bemmelen, R. V. (1949). *The Geology of Indonesia Vol 1A*. The Hague: Government Printing Office.

Winonazada, R., Nugraha, L., & Koesnaryo, S. (2020). *Klasifikasi Kekerasan Batugamping Berdasarkan Nilai Kuat Tekan di Kecamatan*

Ponjong, Kecamatan Semanu, dan Kecamatan Tanjungsari, Kabupaten Gunung Kidul, Yogyakarta. ReTII. Yogyakarta: Universitas Pembangunan Nasional.