

**PERBANDINGAN METODE RESISTIVITAS DENGAN
METODE MIKROSEISMIK UNTUK IDENTIFIKASI
STRUKTUR BAWAH PERMUKAAN TANAH DI UIN
WALISONGO SEMARANG**

SKRIPSI

Diajukan untuk Memenuhi Sebagian Syarat Guna
Memperoleh Gelar Sarjana Fisika dalam Ilmu Fisika



Diajukan oleh:

ADELIA QOIRINA RAHMAWATI

NIM:1908026023

**PROGRAM STUDI FISIKA
FAKULTAS SAINS DAN TEKNOLOGI
UNIVERSITAS ISLAM NEGERI WALISONGO
SEMARANG
2023**

PERNYATAAN KEASLIAN

Yang bertanda tangan dibawah ini:

Nama : Adelia Qoirina Rahmawati

NIM : 190802602123

Program Studi : Fisika

Menyatakan bahwa skripsi yang berjudul:

PERBANDINGAN METODE RESISTIVITAS DENGAN METODE MIKROSEISMIK UNTUK IDENTIFIKASI STRUKTUR BAWAH PERMUKAAN TANAH DI UIN WALISONGO SEMARANG

Secara keseluruhan adalah hasil penelitian/karya saya sendiri, kecuali bagian tertentu yang dirujuk dari sumbernya.

Semarang, 18 Juni 2023

Pembuat Pernyataan



Adelia Qoirina Rahmawati

NIM. 1908026023

PENGESAHAN

Naskah skripsi berikut ini:

Judul : **Perbandingan Metode Resistivitas Dengan Metode Mikroseismik Untuk Identifikasi Struktur Bawah Permukaan Tanah Di UIN Walisongo Semarang**

Nama : Adelia Qoirina Rahmawati

NIM : 1908026023

Jurusan : Fisika

Telah diujikan dalam sidang akhir oleh Dewan Penguji Fakultas Sains dan Teknologi UIN Walisongo dan dapat diterima sebagai salah satu syarat memperoleh gelar sarjana dalam Ilmu Fisika.

Semarang, 23 Juni 2023

DEWAN PENGUJI

Penguji I

Hartono, M.Sc.

NIP.1990092420190310006

Penguji III

Sheilla Rully Anggita, M.Si.

NIP.199005052019032017

Pembimbing I

Hartono, M.Sc.

NIP.1990092420190310006

Penguji II

M. Izzatul Faqih, M.Pd.

NIP.199205202016011901

Penguji IV

Heni Sumarti, M.Si.

NIP.198710112019032009

Pembimbing II

Agus Sudarmanto, M.Si.

NIP.197708232009121001



NOTA DINAS

Semarang, 11 Juni 2023

Yth. Ketua Program Studi Fisika
Fakultas Sains dan Teknologi
UIN Walisongo Semarang

Assalamu'alaikum wr.wb.

Dengan ini diberitahukan bahwa saya telah melakukan bimbingan, arahan, dan koreksi naskah skripsi dengan:

Judul : Perbandingan Metode Resistivitas Dengan Metode
Mikroseismik Untuk Identifikasi Struktur Bawah
Permukaan Tanah Di UIN Walisongo Semarang

Nama : Adelia Qoirina Rahmawati

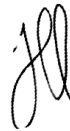
NIM : 1908026023

Jurusan : Fisika

Saya memandang bahwa naskah skripsi tersebut sudah dapat diajukan kepada Fakultas Sains dan Teknologi UIN Walisongo untuk diujikan dalam Sidang Munaqasyah.

Wassalamu'alaikum wr.wb.

Pembimbing I,



Hartono, M.Sc

NIP. 199009242019031006

NOTA DINAS

Semarang, 11 Juni 2023

Yth. Ketua Program Studi Fisika
Fakultas Sains dan Teknologi
UIN Walisongo Semarang

Assalamu'alaikum wr.wb.

Dengan ini diberitahukan bahwa saya telah melakukan bimbingan, arahan,
dan koreksi naskah skripsi dengan:

Judul : Perbandingan Metode Resistivitas Dengan Metode
Mikroseismik Untuk Identifikasi Struktur Bawah
Permukaan Tanah Di UIN Walisongo Semarang

Nama : Adelia Qoirina Rahmawati

NIM : 1908026023

Jurusan : Fisika

Saya memandang bahwa naskah skripsi tersebut sudah dapat diajukan
kepada Fakultas Sains dan Teknologi UIN Walisongo untuk diujikan dalam
Sidang Munaqasyah.

Wassalamu'alaikum wr.wb.

Pembimbing II,



Agus Sudarmanto, M.Si

NIP. 197708232009121001

ABSTRAK

Penelitian ini bertujuan untuk mengetahui struktur bawah tanah di UIN Walisongo Semarang, tepatnya di Kampus 3. Penelitian dilakukan menggunakan dua metode geofisika yang berbeda yakni metode resistivitas dan metode mikroseismik, dimana pengukuran dilakukan sebanyak 4 titik tiap metode. Pada metode resistivitas menggunakan konfigurasi schlumberger yang diolah dengan *software IPI2WIN* kemudian dimodelkan dengan *ms.excel* yang didapatkan hasil struktur tanah berupa lempung dengan nilai resistivitas 1,03 Ωm , batu pasir dengan nilai resistivitas antara 15,62 Ωm – 83,46 Ωm , dan breksi dengan nilai resistivitas antara 446,4 Ωm – 454,3 Ωm . Sedangkan pada metode mikroseismik yang diolah menggunakan *software geopsy* dan *dinver* yang kemudian dimodelkan grafik menggunakan *ms.excel* didapatkan hasil struktur tanah yang didapatkan rata-rata hasil frekuensi natural (f_0) sebesar 7,955 Hz dengan nilai amplifikasi sebesar 3,57 dimana berupa pasir berkerikil keras, pasir berlempung kasar, dan lempung.

Kata kunci : struktur bawah permukaan, resistivitas, mikroseismik

KATA PENGANTAR

Puji syukur kehadiran Allah SWT yang telah melimpahkan segala rahmat, hidayah serta inayahNya sehingga penulis dapat menyelesaikan skripsi yang berjudul “Perbandingan Metode Resistivitas Dengan Metode Mikroseismik Untuk Identifikasi Struktur Bawah Permukaan Tanah Di UIN Walisongo Semarang”. Sholawat serta salam senantiasa terlimpahkan kepada Nabi Muhammad SAW, beserta keluarga, sahabat dengan harapan semoga mendapatkan syafa’at di hari kiamat nanti.

Penyusunan skripsi ini dilakukan guna memenuhi tugas dan persyaratan memperoleh gelar sarjana Sains dalam Program Studi Fisika Fakultas Sains dan Teknologi Universitas Islam Walisongo.

Penulis menyadari bahwa dalam penyusunan skripsi ini tidak lepas dari banyak pihak yang telah membantu memberikan arahan, dukungan, dan do’a. Oleh karena itu, penulis ingin menyampaikan terimakasih kepada:

1. Prof. Dr. Imam Taufiq, M.Ag., Rektor Universitas UIN Walisongo Semarang.
2. Dr. H. Ismail, M.Ag., Dekan Fakultas Sains dan Teknologi UIN Walisongo Semarang.

3. Agus Sudarmanto, M.Si., Ketua Program Studi Fisika UIN Walisongo Semarang dan Dosen Pembimbing I yang senantiasa membantu membimbing dalam proses penyusunan skripsi.
4. M. Izzatul Faqih, M.Pd., Sekretaris Program Studi Fisika UIN Walisongo Semarang.
5. Hartono, M.Sc., Dosen Pembimbing II yang senantiasa membantu membimbing dengan sabar dalam proses penyusunan skripsi.
6. Istikomah, M.Sc., Dosen wali yang selalu memberikan motivasi dan arahan dari awal mulai perkuliahan hingga di titik menyelesaikan skripsi ini.
7. Segenap dosen dan staff Fakultas Sains dan Teknologi UIN Walisongo Semarang yang telah memberikan banyak ilmu kepada penulis.
8. Orangtua tercinta, Bapak Mastur dan Ibu Sri Suswanti serta segenap keluarga yang selalu memanjatkan do'a, memberikan dukungan dan bimbingan yang sangat berarti dan tidak ternilai bagi penulis.
9. Teman-teman terbaikku ciwi jerakah (Faifa, Rosita, Aulia, Laras), ciwi UKM Saintek Sport 19 yang telah memberikan semangat, bantuan, dan support selama perkuliahan serta menemani dalam suka duka.

10. Teman-teman program Studi Fisika 2019 dan keluarga besar Fisika yang telah memberikan dukungan dan do'a.
11. Semua pihak yang tidak bisa penulis sebutkan satu per satu, yang telah memberikan dukungan dalam pelaksanaan dan penyusunan skripsi.

Penulis menyadari bahwa tidak mampu menyelesaikan skripsi ini tanpa bantuan semua pihak. Semoga Allah SWT membalas semua amal kebaikan pihak dengan balasan lebih dari yang telah diberikan. Penulis juga menyadari banyak kekurangan dalam penyusunan ini baik dalam materi maupun teknik penyajian. Oleh karena itu, segala kritik dan saran sangat diharapkan demi kemajuan bersama.

Akhirnya hanya kepada Allah penulis berharap, semoga yang tertulis dalam skripsi ini dapat bermanfaat khususnya bagi penulis dan yang membacanya.

Semarang, 11 Juni 2023

Penulis

Adelia Qoirina Rahmawati

NIM. 1908026023

DAFTAR ISI

JUDUL.....	i
PERNYATAAN KEASLIAN.....	ii
PENGESAHAN.....	iii
NOTA DINAS PEMBIMBING I.....	iv
NOTA DINAS PEMBIMBING II.....	v
ABSTRAK.....	vi
KATA PENGANTAR.....	vii
DAFTAR GAMBAR.....	xii
DAFTAR TABEL.....	xiv
BAB I PENDAHULUAN.....	1
A. Latar Belakang Masalah.....	1
B. Rumusan Masalah.....	7
C. Tujuan Penelitian.....	8
D. Manfaat Penelitian.....	8
E. Batasan Masalah.....	9
BAB II TINJAUAN PUSTAKA.....	10
A. Landasan Teori.....	10
1. Tanah.....	10
2. Metode Geolistrik.....	16
3. Metode Resistivitas.....	22
4. Sifat kelistrikan Batuan.....	28
5. Metode Mikroseismik.....	30
6. Metode HVSR (<i>Horizontal to Vertical Spectral Ratio</i>).....	

.....	35
B. Kajian Pustaka.....	37
BAB III METODOLOGI PENELITIAN.....	42
A. Tempat dan Waktu Penelitian	42
1. Tempat Penelitian	42
2. Waktu Peneitian.....	44
B. Alat dan Bahan	44
C. Prosedur Penelitian.....	45
D. Teknik Analisis Data	48
BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN	49
A. Hasil Penelitian	49
BAB V KESIMPULAN DAN SARAN.....	82
A. Kesimpulan	82
B. Saran	83
DAFTAR PUSTAKA	84
LAMPIRAN.....	90
RIWAYAT HIDUP.....	97

DAFTAR GAMBAR

Gambar 2. 1 Struktur Lapisan Tanah.....	14
Gambar 2. 2 Konsep pemasangan elektroda pada metode geolistrik (Syukri, 2020)	19
Gambar 2. 3 Prinsip pengukuran arus dan potensial listrik dengan multimeter.....	19
Gambar 2. 4 Pola aliran arus listrik dan beda potensial yang dihasilkan untuk a) sumber arus tunggal, b) satu set elektroda	20
Gambar 2. 5 Konfigurasi Schlumberger	26
Gambar 3. 1 Lokasi Titik Penelitian	42
Gambar 3. 2 Peta Geologi Regional Kota Semarang.....	43
Gambar 3. 3 Resistivimeter	45
Gambar 3. 4 Seismik	45
Gambar 3. 5 Diagram alir prosedur penelitian.....	47
Gambar 4. 1 Kurva Matching Titik Sounding 1.....	51
Gambar 4. 2 Kurva Matching Titik Sounding 2.....	54
Gambar 4. 3 Kurva Matching Titik Sounding 3.....	56
Gambar 4. 4 Kurva Matching Titik Sounding 4.....	58
Gambar 4. 5 Tampilan Sinyal Hasil Pengukuran Mikrotremor	59
Gambar 4. 6 Proses Windowing.....	61
Gambar 4. 7 Grafik Frekuensi Natural (f_0) dan nilai Amplifikasi (A_0)	61
Gambar 4. 8 Tampilan Inversi Kurva HVSR <i>software Dinver</i>	63
Gambar 4. 9 Hasil akhir <i>ground profile</i>	64
Gambar 4. 10 Grafik HVSR Titik 1	66
Gambar 4. 11 Hasil akhir <i>ground profile</i> T1	66
Gambar 4. 12 Grafik HVSR Titik 2	67
Gambar 4. 13 Hasil akhir <i>ground profile</i> T2	67
Gambar 4. 14 Grafik HVSR Titik 3	68
Gambar 4. 15 Hasil akhir <i>ground profile</i> T3	68
Gambar 4. 16 Grafik HVSR Titik 4	69
Gambar 4. 17 Hasil akhir <i>ground profile</i> T4	69

Gambar 4. 18 Perbandingan Grafik kedalaman tanah titik 1 pada metode resistivitas dan metode miikroseismik.....	72
Gambar 4. 19 Perbandingan Grafik kedalaman tanah titik 2 pada metode resistivitas metode mikroseismik.....	74
Gambar 4. 20 Perbandingan Grafik kedalaman tanah titik 3 pada metode resistivitas metode mikroseismik.....	77
Gambar 4. 21 Perbandingan Grafik kedalaman tanah titik 4 pada metode resistivitas metode mikroseismik.....	79

DAFTAR TABEL

Tabel 2. 1 Nilai resistivitas tanah/batuan (Septyanto dkk, 2019)	24
Tabel 2. 2 Sumber mikrotremor berdasarkan frekuensi menurut Gutenberg dan Asten (SESAME, 2004)	33
Tabel 2. 3 Klasifikasi berdasarkan nilai ketebalan lapisan sedimen.....	35
Tabel 2. 4 Klasifikasi tanah berdasarkan nilai frekuensi dominan oleh Kanai (Arifin dkk, 2013).....	41
Tabel 4. 1 Hasil Pengolahan Titik Sounding 1.....	52
Tabel 4. 2 Hasil Pengolahan Titik Sounding 2.....	54
Tabel 4. 3 Hasil Pengolahan Titik Sounding 3.....	56
Tabel 4. 4 Hasil Pengolahan Titik Sounding 4.....	58
Tabel 4. 5 Nilai Ketebalan Lapisan Sedimen dan Jenis Tanah	70
Tabel 4. 6 Perbandingan Tabel lapisan titik 1 pada metode resistivitas dan metode mikroseismik.....	72
Tabel 4. 7 Perbandingan Tabel lapisan titik 2 pada metode resistivitas dan metode miikroseismik	75
Tabel 4. 8 Perbandingan Tabel lapisan titik 3 pada metode resistivitas dan metode mikroseismik.....	78
Tabel 4. 9 Perbandingan Tabel lapisan titik 4 pada metode resistivitas dan metode mikroseismik.....	79

BAB I

PENDAHULUAN

A. Latar Belakang Masalah

Kota Semarang sebagai ibukota Provinsi Jawa Tengah, secara geografis terletak antara 6 50' hingga 7 10'. Kota ini berbatasan dengan Laut Jawa di bagian utara, Kabupaten Demak di bagian timur, Kabupaten Kendal di bagian barat, dan Kabupaten Semarang di bagian selatan. Luas Kota Semarang mencapai 373,70 km atau setara dengan 37.366.836 hektar. Kota ini terdiri dari 16 kecamatan dan 117 kelurahan. Salah satu kecamatan yang terletak di Kota Semarang adalah Ngaliyan, yang secara geografis berada antara 110°16'49" hingga 110°23'15" Bujur Timur dan 6°58'6" hingga 7°1'25" Lintang Selatan. Secara umum, kondisi geologis Kecamatan Ngaliyan di Semarang terdiri dari daerah dataran tinggi.

Windaswara dan Widowati (2010) telah melakukan penelitian tentang kondisi geologi Kota Semarang, dimana hasil penelitian menunjukkan bahwa salah satu kecamatan yang terdapat di kota Semarang yaitu Kecamatan Ngaliyan merupakan daerah yang memiliki titik-titik rawan pergerakan

tanah dengan kondisi geologi berupa perbukitan dan daerah patahan, jika terjadi gempa di daerah perbukitan dapat menyebabkan terjadinya pergerakan tanah. Salah satu lokasi kecamatan Ngaliyan yang mempunyai morfologi perbukitan adalah Kampus UIN Walisongo Semarang.

Pada tanggal 6 April 1970, didirikan Universitas Islam Negeri Walisongo. Awalnya, universitas ini dikenal sebagai IAIN Walisongo, namun kemudian pada tanggal 19 Desember 2014 resmi berganti nama menjadi UIN Walisongo. UIN Walisongo terdiri dari tiga wilayah, dimana Kampus 1 berlokasi di Jalan Walisongo no.3-5, Semarang, dengan jarak sekitar 300 meter dari wilayah Kampus 1 terdapat Kampus 2 di Jalan Prof. Dr. Hamka, Ngaliyan, Semarang, Jawa Tengah. Selanjutnya, sekitar 500 meter dari Kampus 2, terdapat Kampus 3 di Jl. Prof. Dr. Hamka Km. 2, Ngaliyan, Semarang.

Identifikasi struktur bawah permukaan di UIN Walisongo perlu dilakukan karena dapat membantu dalam memahami karakteristik tanah dan batuan di bawah permukaan, termasuk sumber daya alam dan potensi bahaya geologi yang mungkin ada di kampus

tersebut. Selain itu, identifikasi struktur bawah permukaan juga dapat membantu dalam perencanaan dan pengembangan infrastruktur. Dengan demikian, pemetaan struktur bawah permukaan kota Semarang sangat penting untuk memahami karakteristik geologi daerah ini, menemukan potensi sumber daya alam yang belum terungkap, dan mencegah terjadinya bencana alam seperti gempa bumi dan banjir.

Identifikasi struktur bawah permukaan tanah dapat dilakukan dengan menggunakan metode geofisika. Metode geofisika yang umum digunakan yaitu metode geolistrik resistivitas. Contohnya metode ini dapat digunakan dalam pencarian sumber mata air, identifikasi longsor, survey bawah permukaan dalam bidang hidrogeologi, mitigasi bencana, dan arkeologi (Susilo dkk, 2020).

Metode geolistrik resistivitas termasuk dalam kategori metode geofisika yang bersifat aktif karena mengkaji karakteristik aliran listrik di dalam bumi dengan mengalirkan arus listrik DC (Direct Current) dengan tegangan tinggi ke dalam tanah. Arus listrik ini disuntikkan melalui dua elektroda arus, yaitu elektroda A dan B, yang ditempatkan dalam tanah

dengan jarak tertentu. Semakin besar jarak AB, arus listrik dapat meresap lebih dalam ke dalam lapisan batuan. Sementara itu, dua elektroda potensial dalam konfigurasi digunakan untuk mengukur perbedaan potensialnya (Lutfi nur dkk., 2015). Metode geolistrik memiliki berbagai konfigurasi yang dapat digunakan untuk memperoleh informasi tentang struktur di bawah permukaan, seperti konfigurasi wenner, dipole-dipole, schlumberger, pole-pole, dan sebagainya. Dalam penelitian ini, digunakan konfigurasi *Schlumberger* untuk mengetahui struktur bawah permukaan secara vertikal, yang memiliki keunggulan dalam mendeteksi adanya ketidak-homogen lapisan batuan pada permukaan..

Penggunaan metode geolistrik memanfaatkan arus untuk mendapatkan data dengan cara menginjeksikan arus ke dalam bumi melalui elektroda yang ditancapkan ke dalam tanah. Disisi lain hal tersebut menyebabkan metode ini memiliki kekurangan yaitu keterbatasan tempat khusus seperti daerah perkotaan yang padat atau daerah dengan batuan keras yang sulit atau tidak memungkinkan untuk menancapkan elektroda ke dalam tanah. Oleh

karena itu, diperlukan adanya alternative metode geofisika lain. Salah satu metode geofisika lain yang tidak perlu adanya tempat khusus yaitu metode mikroseismik.

Mikroseismik merupakan getaran tanah yang terjadi akibat faktor alam maupun buatan seperti angin, ombak atau aktivitas kendaraan yang dapat mempengaruhi kondisi geologi pada permukaan (Koen Dian Pancawati, 2016). Mikroseismik termasuk dalam salah satu metode geofisika pasif. Metode mikroseismik pada dasarnya merekam getaran tanah alami yang merefleksikan kondisi geologi suatu daerah.

Metode mikroseismik memanfaatkan gelombang seismik yang bersumber dari alam seperti angin, gelombang laut, dan gempa bumi (Mirzaoglu & Dýkmen, 2003). Dalam metode mikroseismik, sensor yang sensitif terhadap getaran di bawah permukaan tanah ditempatkan di permukaan tanah untuk merekam gelombang seismik yang lewat. Setelah mendapatkan data tersebut, dilakukan analisis untuk mengidentifikasi kecepatan gelombang seismik dalam material di bawah permukaan. Teknik analisis yang

biasa digunakan untuk mengidentifikasi atau mengestimasi struktur bawah permukaan tanah yaitu HVSR (*Horizontal to Vertical Spectral Ratio*). Metode HVSR bergantung pada perbandingan amplitude spektral antara komponen horizontal dengan komponen vertikal (Koen Dian Pancawati, 2016). Hasil analisis HVSR menghasilkan spektrum frekuensi dominan (f_0) dan faktor amplifikasi (A) yang dapat menggambarkan karakteristik dinamis tanah (Nakamura, 2000). Nilai frekuensi dominan tanah diinversikan dalam bentuk periode dominan untuk penghitungan percepatan tanah maksimum berdasarkan persamaan empiris Kanai, sedangkan amplifikasi digunakan dalam penghitungan indeks kerentanan seismik (Sulthon, 2020).

Penggunaan metode mikroseismik dalam mengidentifikasi struktur bawah permukaan tanah telah dilakukan oleh beberapa peneliti yaitu Tri, dkk (2015), Supriyadi, dkk (2018), Vithya, dkk (2020). Dalam penelitian tersebut, identifikasi struktur bawah permukaan tanah didapatkan dengan cara mengetahui frekuensi natural yang didapatkan dari pengolahan data lapangan. Metode mikroseismik

yang telah dilakukan untuk struktur bawah permukaan hanya pada pemetaan frekuensi dominan, tetapi tidak sampai untuk identifikasi perlapisan batuan. Meskipun demikian, metode ini seharusnya mampu untuk mengidentifikasi perlapisan batuan yaitu dengan cara inverse ke kedalaman.

Berdasarkan hal tersebut, perlu dilakukannya penelitian untuk membandingkan hasil struktur bawah permukaan tanah antara metode resistivitas dengan metode mikroseismik.

B. Rumusan Masalah

Berdasarkan penjelasan latar belakang yang telah disampaikan, dapat dirumuskan beberapa pertanyaan sebagai berikut:

1. Bagaimana struktur bawah permukaan tanah menggunakan metode resistivitas?
2. Bagaimana struktur bawah permukaan tanah menggunakan metode mikroseismik?
3. Bagaimana perbandingan metode resistivitas dengan metode mikroseismik untuk mengidentifikasi struktur bawah permukaan tanah?

C. Tujuan Penelitian

Tujuan dari penelitian ini adalah:

1. Untuk mengetahui struktur bawah permukaan tanah menggunakan metode resistivitas.
2. Untuk mengetahui struktur bawah permukaan tanah menggunakan metode mikroseismik.
3. Untuk mengetahui perbedaan metode resistivitas dengan metode mikroseismik pada struktur bawah permukaan tanah.

D. Manfaat Penelitian

Hasil dari perbandingan metode resistivitas dengan metode mikroseismik untuk identifikasi struktur bawah permukaan tanah ini diharapkan menjadi gambaran mengenai metode mana yang lebih baik digunakan untuk mengidentifikasi struktur bawah permukaan. Selain itu, diharapkan pula untuk dijadikan data penunjang penelitian selanjutnya yang berkaitan tentang penelitian ini, baik di tempat yang sama maupun berbeda. Dengan adanya penelitian ini diharapkan diperoleh hasil yang baik dan bermanfaat bagi para pembaca.

E. Batasan Masalah

Berikut batasan-batasan masalah yang diterapkandalam penelitian:

1. Penelitian yang dilakukan adalah struktur bawah permukaan.
2. Penelitian dilakukan diarea Kampus 3 UIN Walisongo Semarang.
3. Metode yang digunakan adalah metode resistivitas dan metode mikroseismik.

BAB II

TINJAUAN PUSTAKA

A. Landasan Teori

1. Tanah

Tanah dapat didefinisikan sebagai lapisan material yang berada di atas batuan dasar (Rahmawati, 2009). Secara geografis, tanah merupakan lapisan tipis yang melapisi permukaan bumi. Tanah merupakan hasil akhir dari proses pelapukan. Secara fisik, tanah terdiri dari beragam partikel mineral dan organik dengan ukuran yang bervariasi. Di antara partikel-partikel tersebut, terdapat pori-pori yang mengandung air dan udara, serta memiliki sifat dan perilaku yang dinamis. Tanah memiliki peran yang sangat penting dalam kehidupan manusia dan makhluk hidup lainnya, karena tanah berfungsi sebagai tempat tumbuhnya tanaman, habitat bagi berbagai jenis makhluk hidup, dan sebagai penyimpan air dan nutrisi.

وَأَيُّهُ لَّهُمُ الْأَرْضُ الْمَيْتَةُ أَحْيَيْنَاهَا وَأَخْرَجْنَا مِنْهَا حَبًّا فَمِنْهُ
يَأْكُلُونَ

mereka adalah bumi yang mati (tandus). Kami

hidupkan bumiitu dan Kami keluarkan darinya biji-bijian, maka dari (biji-bijian) itu mereka makan."(QS. Ya-Sin 36: Ayat 33)

Menurut penafsiran dari Prof. Dr. H. Mahyuddin Barni, M.Ag, salah satu tanda kebesaran Allah SWT yang menonjol di antara banyak tanda lainnya adalah kemampuan-Nya untuk menghidupkan bumi yang mati. Bumi yang mati merujuk pada lahan yang kering dan tidak subur. Namun, dengan kekuasaan-Nya, bumi tersebut dihidupkan kembali untuk kepentingan makhluk-Nya. Ayat ini memberikan pengajaran tentang kekuasaan Allah SWT untuk menghidupkan yang mati dan sebaliknya, juga kuasa-Nya untuk mematikan yang hidup. Tanah yang tadinya mati atau tandus tanpa kehidupan, oleh Allah SWT dihidupkan kembali dari keadaan yang gersang dan mampu menumbuhkan berbagai jenis tanaman sehingga kehidupan dapat berlangsung di atasnya.

Dalam konteks geoteknik, tanah dapat didefinisikan sebagai suatu kumpulan padatan yang terjadi secara alami dan tidak terhubung satu sama lain. Tanah dapat dipecah menjadi partikel yang lebih kecil, dan di antara partikel-partikel tersebut terdapat banyak rongga.

Rongga ini dapat diisi dengan air atau udara.

Lapisan tanah biasanya terdiri dari beberapa lapisan yang berbeda, lapisan tersebut berasal dari sub-lapisan horison tergantung pada pelapukannya. Setiap lapisan memiliki sifat yang berbeda, baik secara fisik, kimia, dan biologi. Lapisan tanah berbeda dengan lapisan sedimen karena tidak jauh dari tempat tanah terbentuk saat sedimen dibawa dan diendapkan ulang oleh angin, air, atau glistier (Plummer, 1982).

a. Tekstur Tanah

Perbandingan relatif antara kelompok partikel tanah yang berbeda dalam suatu massa tanah, terutama proporsi dari fraksi liat, lempung, dan pasir, merupakan apa yang disebut sebagai tekstur tanah (Rahmawati, 2009). Ukuran partikel ini sangat penting untuk menentukan sifat-sifat fisik dan kimia tanah, seperti kapasitas air, permeabilitas, dan kesuburan. Penjelasan tentang masing-masing jenis tekstur tanah sebagai berikut:

1) Pasir

Partikel pasir memiliki ukuran antara 0,05 mm hingga 2 mm. Tanah yang terdiri dari pasir cenderung memiliki drainase yang cepat karena

pori-pori antara partikel pasir yang besar. Pasir juga kurang mampu menyimpan nutrisi dan air dibandingkan dengan lempung.

2) Lempung

Partikel lempung memiliki ukuran kurang dari 0,002 mm. Tanah yang terdiri dari lempung sangat baik dalam menyimpan air dan nutrisi, namun cenderung kurang porus. Tanah lempung juga dapat menjadi sangat lengket ketika basah dan keras ketika kering.

3) Tanah Liat

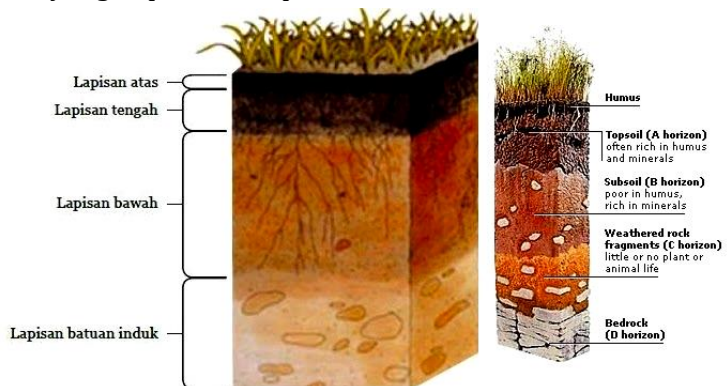
Partikel tanah liat memiliki ukuran kurang dari 0,002 mm yang dimana merupakan jenis tanah yang terdiri dari partikel-partikel halus. Tanah liat memiliki kemampuan penyimpanan air yang tinggi karena partikel-partikelnya yang sangat kecil dapat membentuk pori-pori kecil yang menampung air.

b. Struktur Tanah

Struktur tanah merujuk pada bagian kecil dari tanah yang terdiri dari partikel-partikel asli seperti lempung, liat, dan pasir, serta rongga-rongga atau pori-pori di antara partikel-partikel tersebut yang

terbentuk akibat adhesi antarpartikel tanah (Reynold, 1997). Pori-pori tanah dapat dibedakan menjadi dua jenis, yaitu pori-pori kasar yang berisi udara dan air gravitasi (yang mudah hilang karena gravitasi), serta pori-pori halus yang mengandung air kapiler atau udara. Struktur tanah ini memberikan informasi tentang kondisi hidrogeologi dan jenis tanah atau batuan berdasarkan nilai resistivitas yang terukur.

Struktur tanah terdiri dari beberapa lapisan susunan, termasuk lapisan atas, lapisan tengah, lapisan bawah, dan lapisan batuan induk, seperti yang dapat dilihat pada Gambar 2.1.



Gambar 2. 1 Struktur Lapisan Tanah

- 1) Lapisan atas, yang dikenal sebagai top soil terbentuk dari batuan yang telah mengalami

pelapukan dan sisa-sisa organism yang telah mati. Lapisan ini memiliki kemampuan penyerapan air yang baik.

- 2) Lapisan tengah, terdiri dari campuran batuan yang telah mengalami pelapukan dan air. Lapisan ini terbentuk ketika sebagian material dari lapisan atas terbawa oleh air dan mengendap, sehingga memiliki kepadatan yang lebih tinggi dan sering disebut sebagai tanah liat.
- 3) Lapisan bawah, mengandung banyak batuan yang mengalami proses pelapukan dan telah tercampur dengan endapan tanah di atasnya. Pada lapisan ini, terdapat batuan yang sudah mengalami pelapukan serta batuan yang belum mengalami pelapukan.
- 4) Lapisan batuan induk, merupakan lapisan terdalam yang terdiri dari batuan padat yang menjadi dasar tanah.

c. Jenis Tanah

Dalam lapisan tanah dapat terdiri dari beberapa jenis tanah yang berbeda, tergantung pada faktor-faktor seperti asal pembentukannya,

kandungan mineral, tekstur, dan sifat kimia. Berikut adalah beberapa jenis tanah:

- 1) Tanah Aluvial, tanah yang terbentuk dari lumpur dan pasir halus yang mengalami erosi tanah.
- 2) Tanah Andosol, jenis tanah berwarna hitam yang artinya sebuah tanah vulkanis berasal dari gunung berapi.
- 3) Tanah Entisol, tanah yang masih sangat muda dalam perkembangannya. Tanah ini terbentuk di daerah yang terdapat endapan bahan induk yang baru, seperti di daerah yang mengalami erosi atau pengendapan yang lebih cepat daripada perkembangan tanah.
- 4) Tanah Grumusol, tanah yang terbentuk dari batuan induk kapur dan tuffa vulkanik yang memiliki sifat basa. Tanah ini cenderung tidak memiliki aktivitas organik di dalamnya.

2. Metode Geolistrik

Metode Geolistrik adalah salah satu metode geofisika yang dapat digunakan untuk menyelidiki kondisi di bawah permukaan dengan memanfaatkan karakteristik listrik batuan, seperti resistivitas atau tahanan jenis, konduktivitas, dan sejenisnya. Metode geolistrik yang

terkenal termasuk potensi diri (SP), arus telurik, tellurium magnetik, elektromagnetisme, polarisasi terinduksi (IP), dan resistivitas (Reynolds, 1997). Dalam penelitian ini digunakan metode geolistrik resistivitas, dimana arus diinjeksikan ke dalam tanah melalui elektroda arus. Beda potensial yang terjadi diukur menggunakan elektroda potensial sesuai dengan konfigurasi tertentu. Dengan mengukur arus dan potensial pada setiap jarak tertentu, kita dapat menentukan variasi nilai resistivitas di bawah titik pengukuran (Rahmawati, 2009).

Dalam metode geolistrik, dapat diketahui perubahan nilai kelistrikan di bawah permukaan bumi dengan mengalirkan arus listrik DC (Direct Current) yang memiliki potensial tinggi. Konsep dasar pengukuran ini melibatkan perbedaan potensial dari berbagai jenis batuan di bawah permukaan, seperti yang ditunjukkan dalam Gambar 2.2 berdasarkan hasil arus yang diinjeksikan. Arus listrik ini diinjeksikan menggunakan dua elektroda arus, yaitu Elektroda A dan B, yang ditanamkan ke dalam tanah dengan jarak yang ditentukan. Semakin besar jarak antara elektroda AB, semakin dalam arus listrik dapat menembus lapisan

batuan (Rahmawati, 2009).

Akibat dari arus listrik yang diinjeksikan, akan terbentuk potensial listrik pada batuan di bawah permukaan. Perbedaan potensial listrik ini diukur di permukaan bumi menggunakan multimeter yang terhubung melalui dua elektroda potensial, yaitu Elektroda M dan N, yang memiliki jarak yang lebih pendek dibandingkan jarak elektroda AB. Prinsip pengukuran ini dapat dilihat dalam Gambar 2.3.

Metode geolistrik didasarkan pada hukum Ohm yang ditemukan oleh ilmuwan *Georg Simon Ohm* pada tahun 1825, yang dirumuskan dalam persamaan 2.1 seperti berikut:

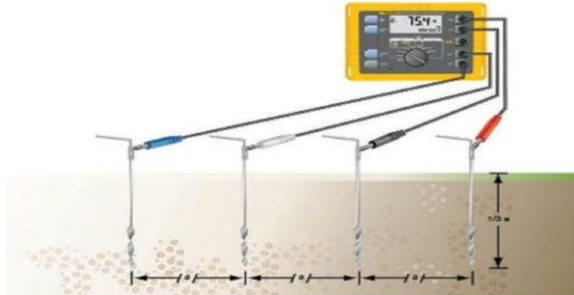
$$I = \frac{V}{R} \quad (2.1)$$

Dimana:

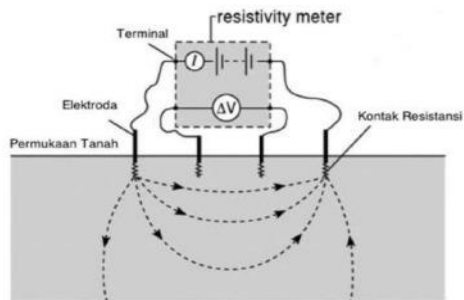
V : besar tegangan (V)

I : besar arus listrik (A)

R : Resistansi (ohm)



Gambar 2. 2 Konsep pemasangan elektroda pada metode geolistrik (Syukri, 2020)

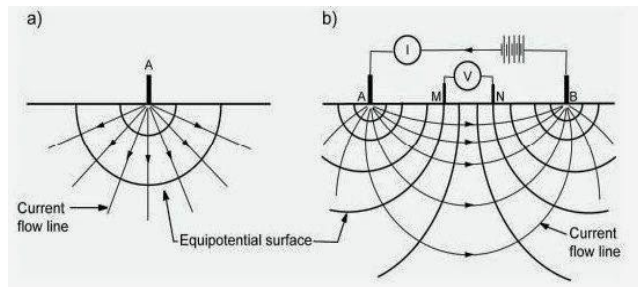


Gambar 2. 3 Prinsip pengukuran arus dan potensial listrik dengan multimeter

Apabila jarak antara elektroda AB diperbesar, maka tegangan listrik yang terjadi pada elektroda MN akan mengalami perubahan sesuai dengan informasi tentang jenis batuan yang terkena arus listrik pada kedalaman yang lebih dalam. Dalam asumsi bahwa kedalaman lapisan batuan yang dapat ditembus oleh arus listrik adalah setengah dari jarak elektroda AB, yang sering disebut sebagai $AB/2$

(dalam penggunaan arus listrik DC murni), dapat diperkirakan bahwa pengaruh dari aliran arus listrik ini membentuk setengah bola dengan jari-jari $AB/2$, seperti yang ditunjukkan pada Gambar 2.4.

Metode geolistrik terdiri dari berbagai konfigurasi, salah satunya adalah konfigurasi dengan empat elektroda yang terletak dalam satu garis lurus, dengan elektroda AB dan MN yang berposisi simetris terhadap titik pusat di antara keduanya. Umumnya, metode geolistrik menggunakan empat elektroda yang terletak dalam lintasan atau garis lurus, dengan kedua pasang elektroda arus dan potensial yang simetris terhadap titik tengah.



Gambar 2. 4 Pola aliran arus listrik dan beda potensial yang dihasilkan untuk a) sumber arus tunggal, b) satu set elektroda

Setiap konfigurasi atau susunan elektroda memiliki metode perhitungan yang khusus untuk

menentukan nilai ketebalan dan tahanan jenis batuan di bawah permukaan. Dengan menggunakan kombinasi jarak $AB/2$, jarak $MN/2$, arus listrik yang mengalir, dan potensial listrik yang terjadi, dapat diperoleh nilai resistivitas semu (Apparent Resistivity). Istilah resistivitas semu digunakan karena nilai resistivitas yang dihitung merupakan hasil dari kombinasi berbagai lapisan batuan di bawah permukaan yang dilalui oleh arus listrik, dengan asumsi bahwa lapisan tersebut homogen atau seragam.

Pada kenyataannya lapisan batuan tidak memiliki sifat homogen yang sempurna seperti yang diasumsikan dalam metode pengukuran geolistrik. Keberadaan lapisan batuan yang berdekatan dengan permukaan tanah akan memiliki pengaruh yang signifikan terhadap nilai potensial yang diukur, sehingga data geolistrik dapat menyimpang dari nilai yang sebenarnya. Ketika hasil pengukuran resistivitas semu dari berbagai jarak AB direpresentasikan dalam grafik dengan skala logaritma ganda, dengan jarak $AB/2$ sebagai sumbu-X dan resistivitas semu sebagai sumbu-Y, akan

terbentuk suatu kurva data geolistrik. Dari kurva tersebut, dapat dilakukan perhitungan dan estimasi terhadap sifat lapisan batuan di bawah permukaan.

3. Metode Resistivitas

Metode resistivitas merupakan salah satu metode geofisika yang digunakan untuk mengukur resistivitas jenis batuan di bawah permukaan bumi. Prinsip dasar metode geolistrik ini adalah dengan mengukur tahanan jenis (resistivity) dengan mengalirkan arus listrik melalui elektroda arus ke dalam batuan atau tanah, dan kemudian mengukur beda potensial yang diterima oleh elektroda potensial (Tama & Supriyadi, 2015).

Pendugaan nilai resistivitas batuan bergantung pada perbedaan karakteristik material yang menyebabkan perbedaan tahanan jenis (resistivitas) ketika dialiri arus listrik (Susilo dkk, 2018). Metode resistivitas ini sering digunakan dalam bidang teknik geologi, seperti untuk menentukan batuan dasar, memperkirakan keberadaan air tanah, dan juga sebagai pendukung metode lainnya (Rahmawati, 2009).

Metode resistivitas memiliki berbagai konfigurasi, seperti konfigurasi Schlumberger, konfigurasi Wenner, konfigurasi Dipole-dipole, konfigurasi Pole-Dipole, dan

sebagainya. Metode resistivitas terbagi menjadi dua jenis pengukuran, yaitu sounding dan mapping. Sounding adalah metode geolistrik yang mempelajari resistivitas secara vertikal di bawah permukaan bumi, sedangkan mapping adalah metode geolistrik yang mempelajari resistivitas secara lateral atau horizontal di bawah permukaan bumi.

Resistivitas merupakan kemampuan suatu material untuk menghalangi aliran listrik. Resistivitas lapisan batuan atau material bervariasi. Perbedaan nilai resistivitas batuan dipengaruhi oleh beberapa faktor seperti kandungan air, porositas, densitas dan permeabilitas batu itu sendiri.

Menurut Telford (1990), secara umum batuan dan mineral dapat dibagi menjadi tiga kelompok berdasarkan nilai resistivitasnya, yaitu:

1. Konduktor baik : $10^{-8} < \rho < 1 \Omega\text{m}$
2. Konduktor sedang : $1 < \rho < 10^7 \Omega\text{m}$
3. Isolator : $\rho > 10^7 \Omega\text{m}$

Variasi nilai resistivitas batuan ditunjukkan pada Tabel 2.1

Tabel 2. 1 Nilai resistivitas tanah/batuan (Septyanto dkk, 2019)

NO	Jenis Tanah/Batuan	Nilai Tahanan Jenis (Ωm)
1	Tanah lempung, basah lembek	1,5 - 3,0
2	Tanah lanau dan tanah basah lembek	3 - 15
3	Tanah lanau, pasiran	15 - 150
4	Batuan dasar berkekar terisi tanah lembab	150 - 300
5	Pasir kerikil terdapat lapisan lanau	± 300
6	Batuan dasar terisi tanah kering	300 - 2400
7	Batuan dasar tak lapuk	>2400
8	Air tawar	20 - 60
9	Air laut	0,80 - 0,24

a. Konsep Resistivitas Semu

Struktur di bawah permukaan bumi terdiri dari lapisan-lapisan yang memiliki nilai resistivitas yang berbeda-beda (Telford et al., 1990). Beberapa faktor yang mempengaruhi nilai resistivitas antara lain homogenitas batuan, kandungan mineral logam, kandungan air, porositas, permeabilitas, suhu, dan umur geologi batuan. Karena adanya variasi ini, saat melakukan pengukuran resistivitas, nilai yang terukur bukanlah resistivitas sebenarnya, melainkan kombinasi nilai resistivitas dari berbagai jenis batuan. Nilai resistivitas di setiap titik akan

berbeda, sehingga menghasilkan pola bidang equipotensial yang tidak teratur.

Hasil pengukuran lapangan ini disebut tahanan jenis semu atau resistivitas semu, yang dapat dihitung menggunakan Persamaan 2.2 dan Persamaan 2.3 sebagaimana terlihat pada Gambar 2.4 b (Heradian & Arman, 2015).

$$\rho_a = \frac{2\pi\Delta v}{I} \frac{1}{\left[\frac{1}{AM} \frac{1}{BM} \frac{1}{AN} \frac{1}{BN}\right]} \quad (2.2)$$

$$\rho_a = K \frac{\Delta v}{I} \quad (2.3)$$

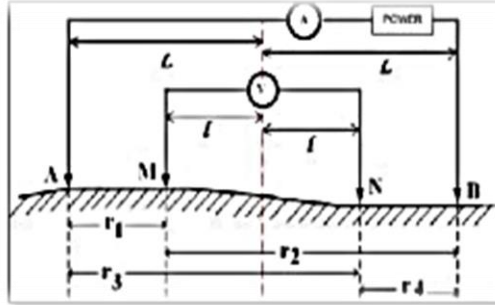
dengan

ρ_a : *apparent resistivity* atau resistivitas semu yang bergantung pada spasioelektroda.

b. Konfigurasi Schlumberger

Salah satu konfigurasi elektroda yang sering digunakan dalam penelitian metode resistivitas adalah konfigurasi Schlumberger. Konfigurasi ini memiliki keunggulan dalam mendeteksi non-homogenitas lapisan batuan di permukaan dengan memperbandingkan nilai resistivitas semu saat jarak antara elektroda berubah. Konfigurasi Schlumberger menggunakan sumbu vertikal dari titik pengukuran sebagai pengaturan jarak antara

elektroda, seperti yang ditunjukkan pada Gambar 2.5. Namun, konfigurasi ini melibatkan empat elektroda, yaitu dua elektroda untuk arus dan dua elektroda untuk mengukur beda potensial.



Gambar 2. 5 Konfigurasi Schlumberger

Berdasarkan gambar diatas, dapat diberikan informasi untuk nilai r , yaitu:

$$\begin{aligned}
 r_1 &= M - A & r_2 &= M - B \\
 r_1 &= (L - x) - l & r_2 &= (L + x) + l \\
 r_3 &= N - A & r_4 &= N - B \\
 r_3 &= (L - x) + l & r_4 &= (L + x) - l
 \end{aligned}$$

dengan faktor koreksi geometri yang dituliskan pada persamaan 2.4

$$\begin{aligned}
 K &= 2\pi \left[\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right]^{-1} & (2.4) \\
 K &= 2\pi \left[\left(\frac{1}{(L-x)-l} - \frac{1}{(L+x)+l} \right) - \left(\frac{1}{(L-x)+l} - \frac{1}{(L+x)-l} \right) \right]^{-1} \\
 K &= 2\pi \left[\left(\frac{(L+x)+l - (L-x-l)}{(L-x-l)(L+x+l)} \right) - \left(\frac{(L+x)-l - (L-x-l)}{(L-x+l)(L+x-l)} \right) \right]^{-1}
 \end{aligned}$$

$$K = 2\pi \left[\left(\frac{2x + 2l}{(L - x - l)(L - x - l)} \right) - \left(\frac{2x - 2l}{(L - x + l)(L + x - l)} \right) \right]^{-1}$$

$$K = 2\pi \left[\left(\frac{2x2l}{L^2 - x^2 - l^2 - 2xl} \right) - \left(\frac{-2x}{L^2 - x^2 - l^2 + 2xl} \right) \right]^{-1}$$

Sehingga

$$K = 2\pi \left[\left(\frac{4l(L^2 + x^2)}{(L^2 - x^2)^2} \right) \right]^{-1}$$

$$K = 2\pi \left[\left(\frac{(L^2 - x^2)^2}{(4l(L^2 + x^2))} \right) \right]$$

jadi persamaan geometri untuk konfigurasi schlumberger dapat dituliskan pada persamaan 2.5

$$K = \frac{\pi (L^2 - x^2)^2}{2l (L^2 + x^2)} \quad (2.5)$$

Jika pergeseran x berada tepat di titik ukur $x = 0$, maka dihasilakn persamaan 2.6

$$K = \frac{\pi}{2l} L^2 \quad (2.6)$$

dengan

L :jarak antara elektroda arus dan sumbu vertikal titik ukur x

X: jarak antara elektroda potensial dan sumbu vertikal titik ukur

l :jarak antara elektroda potensial dan titik tengah antara kedua elektroda potensial.

Konfigurasi Schlumberger memiliki kelebihan dalam mengidentifikasi lapisan batuan yang tidak homogen di permukaan dengan membandingkan nilai resistivitas semu saat jarak antara elektroda

potensial diubah. Namun, konfigurasi ini memiliki batasan di mana nilai beda potensial yang terukur untuk jarak elektroda arus yang relatif jauh dapat terbaca lebih kecil. Dalam pembacaan nilai beda potensial yang terukur diperlukan peralatan yang mempunyai akurasi tinggi, yaitu dapat membaca nilai beda potensial yang relatif kecil seperti multimeter yang dapat memunculkan batasan angka minimal empat angka dibelakang koma. Namun batasan tersebut dapat diatasi dengan menginjeksikan arus listrik DC yang tinggi ke bumi.

4. Sifat kelistrikan Batuan

Batuan terdiri dari beragam mineral dan memiliki sifat kelistrikan yang berbeda-beda. Sifat kelistrikan batuan mencerminkan kemampuan batuan dalam menghantarkan arus listrik. Batuan dapat dianggap sebagai medium konduktif seperti kawat penghantar listrik, sehingga memiliki resistivitas sebagai ukuran tahanan jenisnya. Resistivitas batuan menggambarkan seberapa besar hambatan yang dimiliki oleh batuan terhadap aliran listrik. Faktor-faktor seperti porositas, kadar air, dan jenis mineral yang terdapat dalam batuan berpengaruh pada resistivitasnya. Sifat

kelistrikan batuan dapat beragam tergantung pada jenis batuan, komposisi mineral, dan struktur internalnya. Menurut Telford et al. (1982), terdapat tiga jenis konduktivitas listrik dalam batuan dan mineral, yaitu konduksielektronik, konduksi elektrolitik, dan konduksi dielektrik.

a. Konduksi Secara Elektronik

Konduksi secara elektronik terjadi ketika dalam batuan atau mineral terdapat konsentrasi tinggielektron bebas yang memungkinkan arus listrik mengalir melalui batuan atau mineral tersebut melalui pergerakan elektron-elektron bebas tersebut. Mineral yang dapat mengalami konduksi secara elektronik antara lain adalah emas, perak, tembaga, dan bijih besi.

b. Konduksi Secara Elektrolit

Konduksi secara elektrolit terjadi saat batuan memilikikemampuan untuk menahan dan mengalirkan cairan, terutama air, yang memungkinkan arus listrik mengalir melalui batuan. Sebagian besar batuan memiliki konduktivitas yang rendah dengan nilai resistivitas yang tinggi. Namun, jika batuan tersebut mengandung air yang terurai

menjadi ion dan dapat menghantarkan arus listrik, maka batuan tersebut dapat berperan sebagai konduktor yang baik. Konduktivitas dan resistivitas batuan dipengaruhi oleh volume dan susunan pori-porinya. Penambahan kandungan air dalam batuan akan meningkatkan konduktivitas, sementara penurunan kandungan air dalam batuan akan meningkatkan resistivitas.

c. Konduksi Secara Dielektrik

Konduksi dielektrik, batuan atau mineral memiliki sedikit atau bahkan tidak ada elektron bebas yang dapat mengalirkan arus listrik. Namun, ketika batuan atau mineral tersebut terpapar oleh medan listrik eksternal, elektron di dalamnya dapat berpindah dan terkumpul terpisah dari inti atom, menyebabkan terjadinya polarisasi.

5. Metode Mikroseismik

Mikroseismik yang juga dikenal sebagai mikrotremor, adalah istilah yang digunakan untuk menggambarkan aktivitas gelombang seismik dengan amplitudo kecil yang terjadi secara terus menerus. Aktivitas ini disebabkan oleh gerakan bawah permukaan tanah dan biasanya tidak dapat dirasakan oleh manusia

(Haerudin et al., 2019). Pada umumnya pengukuran mikrotremor dilakukan dengan sensor seismometer yang menghasilkan 3 komponen gelombang yaitu komponen EW (East-West), komponen NS (North-South), dan komponen vertikal (Up-Down) (Eno Wijayanti, 2022).

Pengukuran mikrotremor dilakukan secara langsung sebab gelombang yang diukur bersumber dari alam, sehingga tidak memerlukan sumber buatan (Mirzaoglu & Dýkmen, 2003). Gutenberg dan Asten mengklasifikasikan tingkatan frekuensi mikrotremor berdasarkan sumbernya seperti pada Tabel 2.2

Amplitudo mikro yang terjadi dapat disebabkan oleh berbagai peristiwa alam atau aktivitas buatan, seperti gelombang laut, angin, atau getaran kendaraan. Amplitudo tersebut memberikan gambaran tentang kondisi geologi di suatu wilayah yang dekat dengan permukaan (Araidan Tokimatsu, 2005).

3.5.11 Amplifikasi

Amplifikasi adalah fenomena di mana gelombang seismik mengalami peningkatan amplitudo ketika merambat melalui lapisan dengan karakteristik yang berbeda secara

signifikan. Dengan kata lain, gelombang seismik akan mengalami peningkatan amplitudo saat berpindah dari medium yang lebih keras ke medium yang lebih lunak. Besarnya peningkatan amplitudo tersebut bergantung pada perbedaan yang ada antara kedua medium tersebut, di mana semakin besar perbedaannya, semakin besar pula peningkatan amplitudo yang terjadi pada gelombang seismik tersebut (Satria dkk., 2020). Amplifikasi dapat dihitung menggunakan persamaan 2.7.

$$A_0 = \frac{\rho_b V_b}{\rho_s V_s} \quad (2.7)$$

dimana

A_0 :faktor amplifikasi yang dihasilkan

ρ_b : densitas batuan dasar (m/s)

ρ_s : densitas batuan lunak (m/s)

V_b :kecepatan rambat gelombang batuan dasar
(m/s)

V_s :kecepatan rambat gelombang batuan lunak
(m/s)

Tabel 2. 2 Sumber mikrotremor berdasarkan frekuensi menurut Gutenberg dan Asten (SESAME, 2004)

NO	Sumber Mikrotremor	Gutenberg (Hz)	Asten (hz)
1	Gelombang laut sepanjang bibir pantai	0,05 - 0,1	0,5 - 1,2
2	Gangguan cuaca skala besar (Monsom)	0,1 - 0,25	0,16 - 0,5
3	Siklon laut	0,3 - 1	0,5 - 3
4	Kondisi cuaca local	1,4 - 5	
5	Getaran vulkanik	2 - 10	
6	Kepadatan penduduk	1 - 1000	1,4 - 30

3.5.12 Frekuensi Dominan

Frekuensi dominan, yang juga dikenal sebagai frekuensi natural, adalah frekuensi yang paling sering muncul dalam suatu sistem. Frekuensi ini dapat digunakan untuk mengidentifikasi dan mengklasifikasikan jenis tanah yang ada.

Frekuensi dominan berhubungan dengan periode dominan, yang merupakan waktu yang diperlukan untuk satu siklus penuh gelombang seismik terjadi sebelum memantul kembali ke permukaan tanah (Arifin dkk., 2014). Periode dominan dapat dihitung menggunakan persamaan 2.8 untuk

menentukan nilai periode dominan yang berkaitan dengan frekuensi dominan.

$$T_0 = \frac{1}{f_0} \quad (2.8)$$

Dengan T_0 : periode dominan

f_0 : frekuensi dominan

3.5.13 Ketebalan Lapisan Sedimen (h)

Ketebalan lapisan sedimen dapat dianalogikan sebagai pipa organa terbuka yang apabila terjadi resonansi maka amplitudo gelombang akan bertambah besar dari pada amplitudo semula. Pada saat amplitudo gelombang tersebut maksimum, maka akan terjadi fenomena *tuning thickness* merupakan apabila suatu gelombang pada ketebalan tersebut mempunyai nilai amplitudo paling besar yang diakibatkan oleh peristiwa resonansi. Hubungan antara ketebalan lapisan sedimen dan frekuensi dominan dapat dinyatakan dengan persamaan 2.9

$$h = \frac{V_s}{4f_0} \quad (2.9)$$

dimana f_0 merupakan frekuensi dominan tanah dinyatakan dalam Hz, v_s merupakan

kecepatan gelombang sekunder dalam m/s dan h merupakan ketebalan lapisan sedimen dalam meter. Ratdomopurbo dan Suharna (2008) mengklasifikasikan ketebalan lapisan sedimen menjadi empat kelas yang dikategorikan dari lapisan tipis sampai sangat tebal seperti pada Tabel 2.3.

Tabel 2. 3 Klasifikasi berdasarkan nilai ketebalan lapisan sedimen

NO	Ketebalan Sedimen (m)	Kategori
1	< 30	Tipis
2	30 – 60	Sedang
3	60 – 120	Tebal
4	>120	Sangat Tebal

6. Metode HVSR (*Horizontal to Vertical Spectral Ratio*)

Metode HVSR (*Horizontal to Vertical Spectral Ratio*) adalah sebuah metode yang mengasumsikan bahwa perbandingan antara komponen horisontal dan vertikal getaran permukaan berkaitan dengan perpindahan. Metode HVSR digunakan untuk mengestimasi frekuensi alami dan amplifikasi geologi setempat dari data mikrotremor (Nakamura, 2000). Banyak penelitian sebelumnya, seperti yang dilakukan oleh Kassaras et al. (2008), Pando et al. (2008), dan Rodrigues et al. (2000), telah menggunakan metode HVSR dalam

penelitian mengenai getaran ambient. Penelitian Agustina (2019) juga mengadopsi metode HVSR dalam penelitiannya.

HVSR merupakan metode pengolahan data mikrotremor dengan membandingkan gelombang horizontal dan gelombang vertikal terhadap getaran tanah, merupakan ilustrasi dari metode HVSR. Hasil dari HVSR berupa frekuensi natural (f_0) dan amplifikasi (A) yang menjadi parameter dalam menggambarkan kondisi bawah permukaan tanah (Sulistiawan, 2016). Nilai frekuensi dominan (f_0) dari analisis HVSR yang diperoleh dapat mengklasifikasikan tanah sesuai pada Tabel 2.4.

Mikrotremor adalah hasil gabungan antara gelombang Rayleigh dan gelombang badan. Gelombang Rayleigh merambat di sepanjang permukaan tanah, sementara gelombang badan merambat melalui batuan dasar (Agustina, 2019).

Gelombang Rayleigh merupakan penyusun utama data mikrotremor (Nakamura, 2000). Dalam penelitian Rizki (2019) mengutip pendapat Daryono & Prayitno (2009) mengatakan bahwa efek gelombang Rayleigh yang terekam memiliki rentang frekuensi (0,2 – 20 Hz)

diantara komponen horizontal dan vertikal batuan dasar yang nilainya mendekati satu ($\frac{S_{VB}}{S_{HB}} = 1$). *Site effect* (T_{site}) diperoleh dengan membandingkan faktor amplifikasi gerakan horizontal (T_H) pada persamaan 2.10 dengan faktor gerakan vertikal (T_V) pada persamaan 2.11

$$T_H = \frac{H_f}{S_{HB}} \quad (2.10)$$

$$T_V = \frac{V_f}{S_{VB}} \quad (2.11)$$

Sehingga *site effect* diperoleh pada persamaan 2.12. Berdasarkan Persamaan 2.12 dasar perhitungan perbandingan rasio spektrum mikrotremor secara matematis dapat ditulis seperti persamaan 2.13

$$T_{site} = \frac{T_h}{T_v} = \frac{H_f \times S_{VB}}{S_{HB} \times V_f} \quad (2.12)$$

$$\frac{H_f}{V_f} = \frac{\sqrt{(S_{utara-selatan})^2 + (S_{barat-timur})^2}}{\text{komponen vertikal}} \quad (2.13)$$

B. Kajian Pustaka

Kajian pustaka mempunyai peran penting dalam mendapatkan informasi yang sudah ada pada penelitian sebelumnya. Beberapa kajian pustaka yang digunakan sebagai referensi sebagai berikut:

1. Penelitian yang dilakukan oleh Zakiyati (2020), seorang mahasiswa di UIN Walisongo Semarang,

berjudul "Analisis Kecepatan Gelombang Geser (V_s30) berdasarkan Metode Ellipticity Curve di Kecamatan Piyungan Kabupaten Bantul". Hasil penelitian ini mengungkapkan bahwa nilai kecepatan gelombang geser (V_s30) dalam rentang 276,15 m/s hingga 866,26 m/s. Berdasarkan standar SNI 1726:2012, nilai tersebut diklasifikasikan menjadi tiga zona. Kecamatan Piyungan menunjukkan tingkat kerawanan seismik yang relatif rendah karena didominasi oleh jenis tanah sedang, tanah keras, sangat padat, batuan lunak, dan batuan.

2. Penelitian Rahmawati (2009) mengenai identifikasi perbedaan resistivitas antara batuan di bawah permukaan tanah dan batuan yang mengalami longsor. Dalam penelitian tersebut, resistivitas pada Penampang Karangsambung 1 berkisar antara 0,554 hingga 5,43 Ωm dengan kedalaman 0 hingga lebih dari 66,64 meter. Lapisan ini diduga terdiri dari lempung dan termasuk dalam zona kerentanan gerakan tanah rendah. Pada Penampang Karangsambung 2, resistivitas berkisar antara 1,19 hingga 4,83 Ωm dengan kedalaman lebih dari 16,86 meter. Lapisan ini juga diduga terdiri dari lempung dan termasuk dalam

zona kerentanan gerakan tanah rendah. Resistivitas pada Penampang 3 berkisar antara 1,19 hingga 8,25 Ωm dengan kedalaman 15,43 hingga 87,52 meter. Lapisan ini diduga terdiri dari lempung dan termasuk dalam zona kerentanan gerakan tanah tinggi.

3. Penelitian oleh Wijayanti (2022) mengenai pengaruh frekuensi natural terhadap kerentanan gedung rektorat kampus 3 uin walisongo semarang. Hasil penelitian yang diperoleh rata-rata nilai indeks resonansi bangunan gedung Rektorat Kampus 3 UIN Walisongo Semarang pada arah komponen EW berkisar 20%, sedangkan pada arah komponen NS berkisar 21,1%, termasuk dalam klasifikasi sedang. Rata-rata nilai indeks kerentanan bangunan gedung Rektorat Kampus 3 UIN Walisongo Semarang pada arah komponen EW berkisar $40,9 \text{ m/s}^2$, sedangkan pada arah komponen NS berkisar $57,37 \text{ m/s}^2$. termasuk dalam kategori aman. Yang membedakan peneliti dengan penelitian ini yaitu dilakukannya analisa terhadap struktur bawah permukaan tanah.
4. Penelitian oleh Rahmad dkk (2018) mengenai percepatan tanah berdasarkan data mikroseismik wisata bantir sumowono semarang. Hasil

penelitian diperoleh nilai kerentanan gempa rata-rata daerah Bantir berkisar antara 0-120 yang menunjukkan tingkat kerentanan yang rendah, nilai percepatan tanah maksimum (PGA) berkisar 0,2 Gal yang menunjukkan percepatanyang kecil, tingkat kerentanan bencana daerah Bantir akibat gempa bumi adalah kecil. Perbedaan dengan peneliti adalah identifikasi terhadap tanah dengan metode mikroseismik.

5. Penelitian Sulthon (2020) menunjukan nilai GSS di area kampus UIN Walisongo Semarang memiliki potensi terjadinya likuifaksi relatif rendah dan hanya terjadi di beberapa titik yaitu, Kampus I di titik 12 (area wisma Walisongo) dengan nilai GSS $2,52 \times 10^{-4}$, Kampus II di titik 1 (depan Gedung K) dengan nilai GSS $4,73 \times 10^{-4}$, Kampus III di titik 23 (area depan Gedung Rektorat) dan titik 26 (Gedung Sosial 85 Humaniora) dengan masing-masing nilai GGS sebesar $8,81 \times 10^{-4}$ dan $9,86 \times 10^{-4}$. Pembeda penelitian Sulthon (2020) dengan penelitian yang akan dilakukan yaitu akan dilakukan pengukuran tidak hanya di tanah melainkan di bangunan untuk 31 mengetahui indeks kerentanan bangunan pada gedung Rektorat Kampus 3 UIN

Walisongo.

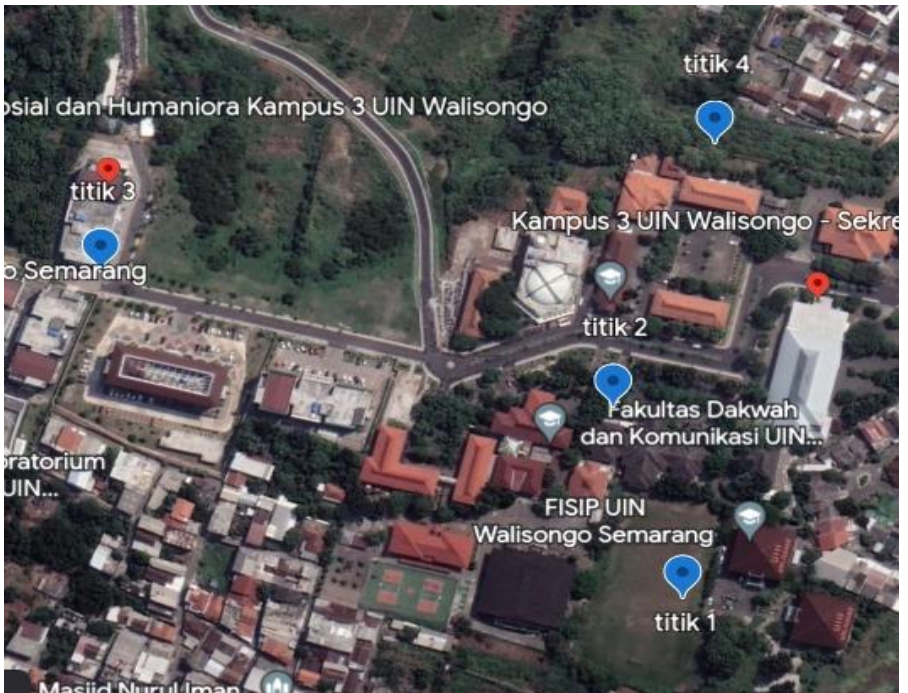
Tabel 2. 4 Klasifikasi tanah berdasarkan nilai frekuensi dominan oleh Kanai (Arifin dkk, 2013)

Jenis Tanah	Frekuensi Dominan (Hz)	Klasifikasi Kanai	Deskripsi
Jenis IV	6,667 – 20	Batuan tersier atau lebih tua. Terdiri dari batuan <i>hard sandy gravel</i> (batuan pasir berkerikil keras).	Ketebalan lapisan sedimen sangat tipis, dominasi oleh batuan keras.
Jenis III	10 – 4	Batuan alluvial, dengan ketebalan 5 m. Terdiri dari <i>hard sandy gravel</i> (pasir berkerikil keras), <i>sandy hard clay</i> (pasir berlempung keras), <i>loam</i> (lempung).	Ketebalan sedimen termasuk dalam kategori menengah 5-10 m.
Jenis II	2,5 – 4	Batuan alluvial, dengan ketebalan >5 m. Terdiri dari <i>hard sandy gravel</i> (pasir berkerikil keras), <i>sandy hard clay</i> (pasir berlempung keras), <i>loam</i> (lempung).	Ketebalan sedimen termasuk dalam kategori tebal 10-20 m.
Jenis I	< 2,5	Batuan alluvial, terbentuk sedimentasi delta, <i>topsoil</i> , lumpur, dengan kedalaman 30 m atau lebih.	Ketebalan sedimen permukaan sangat tebal

BAB III METODOLOGI PENELITIAN

A. Tempat dan Waktu Penelitian

1. Tempat Penelitian

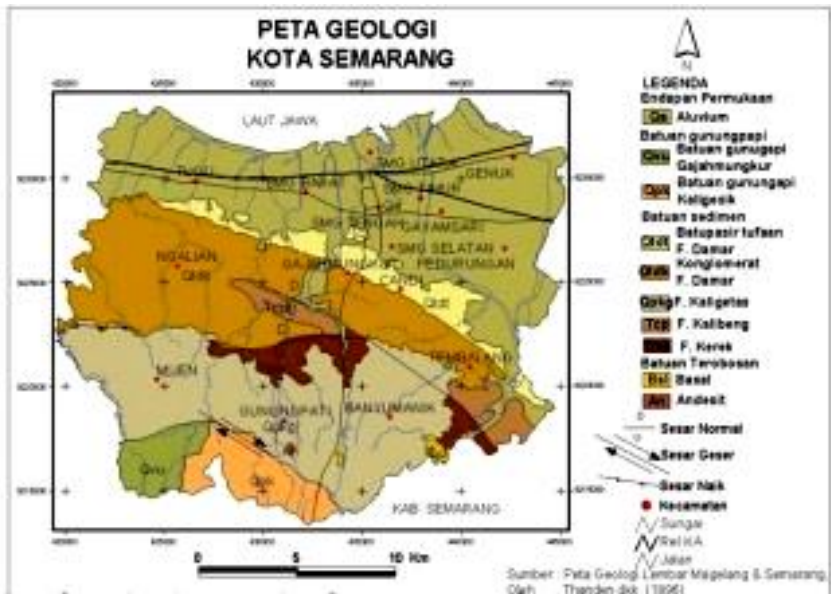


Gambar 3. 1 Lokasi Titik Penelitian

Penelitian ini bertempat di Kampus 3 UIN Walisongo Semarang, lokasi penelitian dapat dilihat pada Gambar 3.1. Kampus 3 UIN Walisongo terletak di kecamatan Ngaliyan, Semarang dimana peta geologi daerah ditunjukkan pada Gambar 3.2. Titik

pengukuran dilakukan sebanyak 2 kali dengan metode yang berbeda pada titik yang sama. Hal ini dilakukan untuk membandingkan kedua metode tersebut.

Pengukuran pada metode geolistrik di titik lapangan sepak bola sebesar 70 m, fakultas dakwah sebesar 70 m, gedung soshum sebesar 70 m, dan fakultas ekonomi sebesar 40 m.



Gambar 3. 2 Peta Geologi Regional Kota Semarang

2. Waktu Penelitian

Waktu penelitian dilakukan pada tahapan sebagai berikut:

Kegiatan	Waktu Pelaksanaan
Survei Lapangan	27 Februari – 3 Maret 2023
Penentuan Titik Penelitian	6 Maret – 10 Maret 2023
Pengambilan Data	Mei 2023

B. Alat dan Bahan

Alat dan bahan yang digunakan di penelitian ini meliputi:

1. Resistivitymeter, alat yang sering digunakan dalam penelitian geofisika dimana memiliki fungsi untuk mengetahui perubahan tahanan jenis lapisan batuan di bawah permukaan dengan cara mengalirkan arus listrik DC yang mempunyai tegangan tinggi kedalaman tanah. Seperti yang ditunjukkan oleh Gambar 3.3
2. Seismik, alat yang digunakan untuk menangkap getaran atau gelombang yang terdeteksi di lapisan bawah permukaan. Seperti yang ditunjukkan oleh Gambar 3.4
3. Kabel power, untuk menghubungkan

- resistivitymeter dengan elektroda.
4. Aki, sumber daya resistivitymeter dan seismik.
 5. Elektroda, alat untuk menyalurkan arus listrik dalam tanah.
 6. Palu, untuk menancapkan elektroda.
 7. Meteran, untuk memudahkan mengukur jarak antar elektroda dan panjang lintasan penelitian.
 8. GPS, menentukan koordinat penelitian.



Gambar 3. 3 Resistivitymeter



Gamba 3. 4 Seismik

C. Prosedur Penelitian

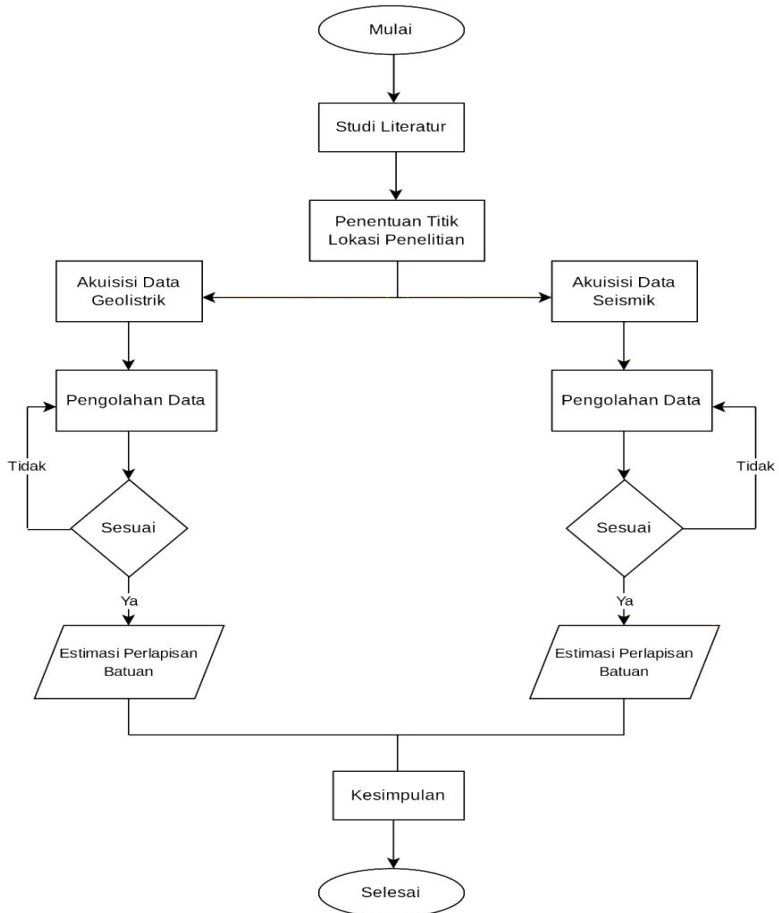
Prosedur penelitian ditunjukkan pada diagram alir ditunjukkan oleh Gambar 3.5. Prosedur penelitian secara lebih rinci sebagai berikut:

1. Tahap pertama yaitu dipastikan memulai penelitian dengan cara mengetahui masalah yang terjadi untuk penelitian dengan menuliskannya.

2. Tahap kedua adalah studi literatur, dimana akan menganalisa kesimpulan sementara dari penelitian ini berupa hipotesis sebagai acuan penelitian.
3. Tahap ketiga yaitu penentuan titik lokasi penelitian, lokasi penelitian dilakukan di Kampus 3 UINWalisongo Semarang dengan 4 (empat) titik diantaranya di lapangan sepak bola, depan gedung soshum, kantin dan belakang fakultas ekonomi dan bisnis. Penentuan titik lokasi ini dengan melihat informasi geologi daerah yang akan diteliti.
4. Tahap keempat akuisisi data, pada akuisisi data dibagi menjadi dua yaitu akuisisi data geolistrik dan akuisisi data seismik. Peralatan yang digunakan pada pengambilan data geolistrik adalah resistivitymeter, palu, GPS, elektroda, kabel power, aki, meteran, dan laptop. Sedangkan alat yang digunakan untuk pengambilan data seismik yaitu seismik, aki, dan laptop.
5. Tahap kelima pengolahan data, pengolahan data pada geolistrik menggunakan software *IPI2Win*. Sedangkan pada pengolahan data seismik dengan menggunakan software *Geopsy*.
6. Tahap keenam yaitu estimasi perlapisan batuan, jika

hasil dari pengolahan data sesuai.

7. Tahap ketujuh yaitu kesimpulan. Pada tahap ini peneliti menyimpulkan hasil dari dua metode yang telah diinterpretasikan.



Gambar 3. 5 Diagram alir prosedur penelitian

D. Teknik Analisis Data

Data yang diperoleh dari hasil pengukuran di lapangan saat melakukan metode geolistrik resistivitas berupa beda potensial (V), kuat arus (I), panjang lintasan. Tahapan selanjutnya yaitu pengolahan data menggunakan *Software Excel* untuk mendapatkan nilai resistivitas semu, kemudian diolah dengan *Software IPI2WIN* yang berfungsi untuk mengetahui kedalaman dan ketebalan tiap lapisan batuan. Sedangkan data yang diperoleh dari hasil pengukuran metode mikroseismik berupa *seismogram* tiga stasiun (atas-bawah, utara-selatan, barat-timur). Tahapan selanjutnya, ketiga stasiun di analisis menggunakan metode HVSR sehingga didapatkan nilai frekuensi dominan. Dari nilai frekuensi dominan kemudian diolah sehingga didapatkan struktur bawah permukaan tanah. Kedua hasil pendugaan pada metode seismik dan resistivitas dibandingkan.

BAB IV

HASIL DAN PEMBAHASAN

A. Hasil Penelitian

Pengambilan data dilakukan di area Kampus 3 UIN Walisongo. Penelitian ini bertujuan untuk mengetahui struktur bawah permukaan tanah dengan menggunakan metode geofisika yang berbeda, yaitu metode resistivitas dan metode mikroseismik. Penelitian dilakukan sebanyak 4 (empat) titik yang ditunjukkan pada Gambar 3.1 menggunakan metode resistivitas dan metode mikroseismik.

1. Pengukuran geolistrik

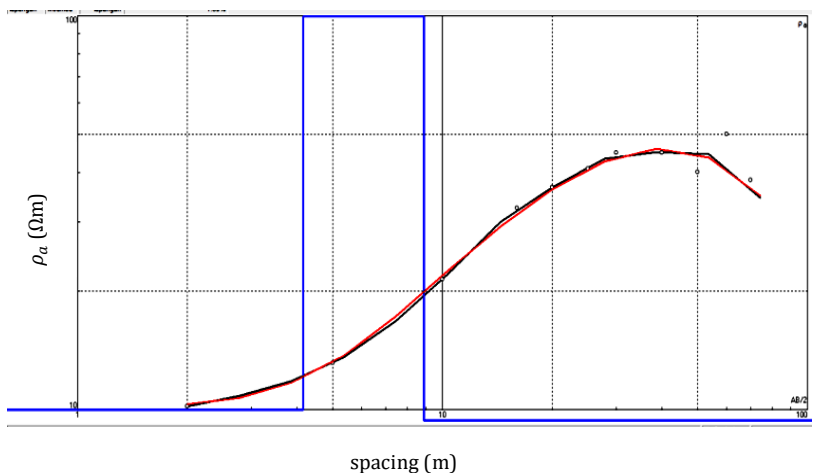
Pengukuran dilakukan dengan geolistrik tahanan jenis konfigurasi Schlumberger yang dapat mendeteksi perubahan resistivitas secara vertikal dalam lapisan tanah. Metode geolistrik dilakukan dengan menginjeksikan arus ke dalam tanah dengan bantuanelektroda. Pada masing-masing titik sounding dilakukan pengukuran dengan variasi jarak arus dan potensial. Berdasarkan nilai arus listrik, beda potensial dan nilai faktor geometri yang terukur, dapat dilakukan perhitungan untuk menentukan nilai resistivitas semu, hasil pengolahan pada *Microsoft Excel* dapat dilihat pada Lampiran 1. Data resistivitas semu yang

dihasilkan oleh pengolahan *Microsoft Excel* kemudian dilakukan dengan teknik invers menggunakan *software IP2WIN*.

Berdasarkan peta geologi regional Kota Semarang, Kecamatan Ngaliyan memiliki batuan formasi dammar (Qtd) yang memiliki jenis batuan seperti batu pasir tufaan, breksi vulkanik, dan konglomerat. Kemudian setelah mengamati hasil nilai resistivitas semu dengan menyesuaikan peta geologi regional daerah penelitian dapat diidentifikasi jenis resistivitas batuan:

- a. Titik sounding 1 berada pada koordinat 6.999321 S° dan 110.34879 E° dengan ketinggian 79 m. Hasil perhitungan menggunakan *Microsoft Excel* menghasilkan nilai R dimana dirumuskan dengan persamaan 2.1 dan untuk mencari nilai resistivitas semu (ρ_a) ditunjukkan pada persamaan 2.2. Kemudian dilakukan pengolahan dengan *software IPI2WIN* menghasilkan grafik ρ_a (Ωm) versus AB/2 (m) yang dimana saat terjadi perbedaan nilai resistivitas yang kontras maka terjadi perbedaan lapisan batuan yang dapat menghasilkan nilai error. Nilai error yang dihasilkan pada titik ini sebesar 1,69% yang menunjukkan data tersebut akurat

dikarenakan error yang dihasilkan baik. Nilai error menunjukkan ketidakcocokan antara kurva merah (hasil kalkulasi) dengan kurva hitam (hasil pengukuran). Pengolahan data yang baik disarankan supaya nilai error $\leq 15\%$ yang dimana jika melebihi batas maka diperlukan dilakukannya editing data (Asmanto, 2012). Nilai error menjadi salah satu indikator apakah hasil inversi mempresentasikan keadaan bumi sesungguhnya atau tidak. Semakin besar nilai error maka semakin jauh hasil pengukuran geofisika dengan keadaan sebenarnya lapisan bumi.



Gambar 4. 1 Kurva Matching Titik Sounding 1

Tabel 4. 1 Hasil Pengolahan Titik Sounding 1

Nilai Resistivitas (ρ)	Ketebalan (h)	Kedalaman (d)	Jenis Batuan
10,01	4,14	4,14	Batu lempung pasiran
454,3	4,74	8,89	Breksi
1,21	33,21	42,1	Batu lempung

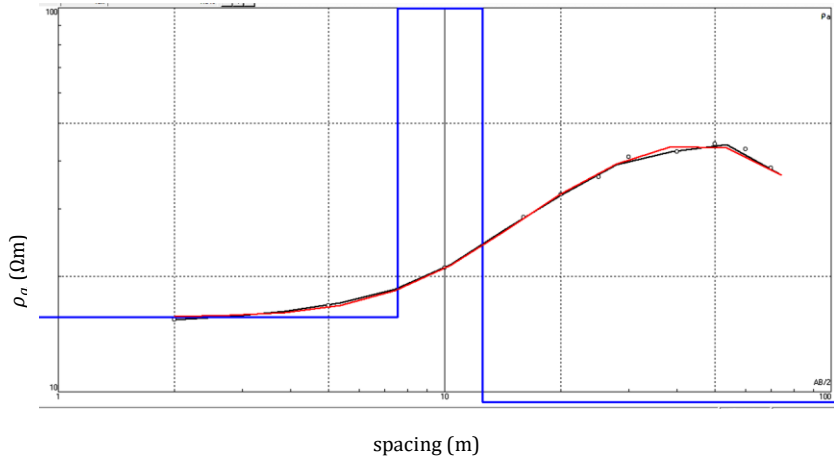
Berdasarkan kurva *matching* pada Gambar 4.1 terdapat 3 lapisan yang terdeteksi pada titik sounding 1 dimana jumlah lapisan yang ada berupa batu lempung pasiran pada lapisan pertama, breksi pada lapisan kedua, dan batu lempung pada lapisan ketiga yang didapatkan nilai resistivitas berada pada kisaran 1,21 - 454,3 Ω m dan kedalaman pada kisaran 4,14 - 42,1 m.

- b. Titik sounding 2 berada pada koordinat 6.99239 S° dan 110.34831 E° dengan ketinggian 98 m. Hasil perhitungan menggunakan *Microsoft Excel* menghasilkan nilai R dimana dirumuskan dengan persamaan 2.1 dan untuk mencari nilai resistivitas semu (ρ_a) ditunjukkan pada persamaan 2.2. Kemudian dilakukan pengolahan dengan *software IPI2WIN* menghasilkan menghasilkan grafik ρ_a (Ω m) versus AB/2 (m) yang dimana saat terjadi

perbedaan nilai resistivitas yang kontras maka terjadi perbedaan lapisan batuan yang dapat menghasilkan nilai error. Nilai error yang dihasilkan pada titik ini sebesar 1,3% yang menunjukkan data tersebut akurat dikarenakan error yang dihasilkan baik. Nilai error menunjukkan ketodakcocokan antara kurva merah (hasil kalkulasi) dengan kurva hitam (hasil pengukuran). Pengolahan data yang baik disarankan supaya nilai error $\leq 15\%$ yang dimana jika melebihi batas maka diperlukan dilakukannya editing data (Asmanto, 2012). Nilai error menjadi salah satu indikator apakah hasil inversi mempresentasikan keadaan bumi sesungguhnya atau tidak. Semakin besar nilai error maka semakin jauh hasil pengukuran geofisika dengan keadaan sebenarnya lapisan bumi.

Berdasarkan kurva *matching* pada Gambar 4.2 terdapat 3 lapisan yang terdeteksi pada titik sounding 2 dimana jumlah lapisan yang ada berupa batu pasir pada lapisan pertama, breksi pada lapisan kedua, dan lempung pada lapisan ketiga yang didapatkan nilai resistivitas berada pada kisaran

1,03 – 446,4 Ωm dan kedalaman pada kisaran 7,556 – 49,83 m.



Gambar 4. 2 Kurva Matching Titik Sounding 2

Tabel 4. 2 Hasil Pengolahan Titik Sounding 2

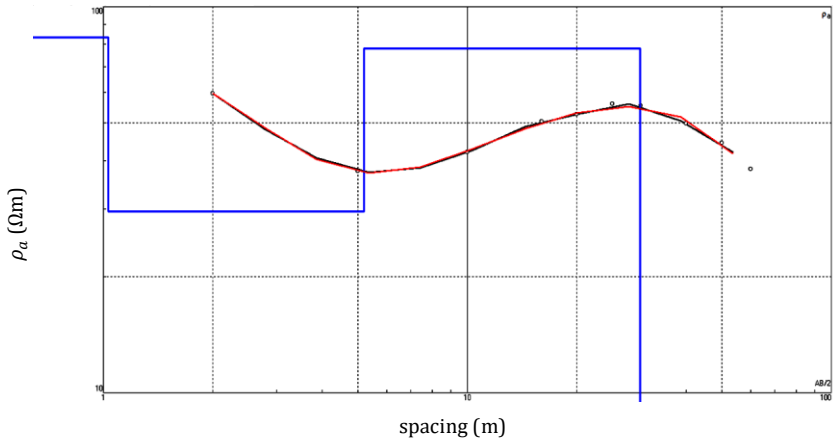
Nilai Resistivitas (ρ)	Ketebalan (h)	Kedalaman (d)	Jenis Batuan
15,62	7,556	7.556	Batu pasir
446,4	4,971	13	Breksi
1,03	37,3	49.83	Lempung

- c. Titik sounding 3 berada pada koordinat 6.99168 S° dan 110.34673 E° dengan ketinggian 105 m. Hasil perhitungan menggunakan *Microsoft Excel* menghasilkan nilai R dimana dirumuskan dengan persamaan 2.1 dan untuk mencari nilai resistivitas semu (ρ_a) ditunjukkan pada persamaan 2.2.

Kemudian dilakukan pengolahan dengan *software IPI2WIN* menghasilkan grafik ρ_a (Ωm) versus $AB/2$ (m) yang dimana saat terjadi perbedaan nilai resistivitas yang kontras maka terjadi perbedaan lapisan batuan yang dapat menghasilkan nilai error. Nilai error yang dihasilkan pada titik ini sebesar 1,03% yang menunjukkan data tersebut akurat dikarenakan error yang dihasilkan baik. Nilai error menunjukkan ketidakcocokan antara kurva merah (hasil kalkulasi) dengan kurva hitam (hasil pengukuran). Pengolahan data yang baik disarankan supaya nilai error $\leq 15\%$ yang dimana jika melebihi batas maka diperlukan dilakukannya editing data (Asmanto, 2012). Nilai error menjadi salah satu indikator apakah hasil inversi mempresentasikan keadaan bumi sesungguhnya atau tidak. Semakin besar nilai error maka semakin jauh hasil pengukuran geofisika dengan keadaan sebenarnya lapisan bumi.

Berdasarkan kurva *matching* pada Gambar 4.3 terdapat 3 lapisan yang terdeteksi pada titik sounding 3 dimana jumlah lapisan yang ada terdiri dari 1 lapisan yang sama yaitu batu pasir pada

lapisan pertama, lapisan kedua, dan lapisan ketiga yang didapatkan nilai resistivitas berada pada kisaran 29,53 – 83,46 Ωm dan kedalaman pada kisaran 1,03 – 29,87 m.



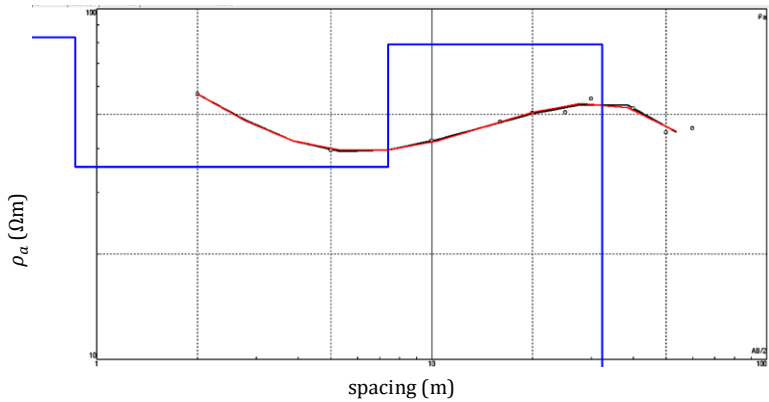
Gambar 4. 3 Kurva Matching Titik Sounding 3

Tabel 4. 3 Hasil Pengolahan Titik Sounding 3

Nilai Resistivitas (ρ)	Ketebalan (h)	Kedalaman (d)	Jenis Batuan
83,46	1,03	1,03	Batu pasir
29,53	4,171	5,201	Batu pasir
77,87	24,68	29,87	Batu pasir

- d. Titik sounding 4 berada pada koordinat 6.59288 S° dan 110.20554 E° dengan ketinggian 75 m. Hasil perhitungan menggunakan *Microsoft Excel*

menghasilkan nilai R dimana dirumuskan dengan persamaan 2.1 dan untuk mencari nilai resistivitas semu (ρ_a) ditunjukkan pada persamaan 2.2. Kemudian dilakukan pengolahan dengan *software IPI2WIN* menghasilkan grafik ρ_a (Ωm) versus $AB/2$ (m) yang dimana saat terjadi perbedaan nilai resistivitas yang kontras maka terjadi perbedaan lapisan batuan yang dapat menghasilkan nilai error. Nilai error yang dihasilkan pada titik ini sebesar 0,58% yang menunjukkan data tersebut akurat dikarenakan error yang dihasilkan baik. Nilai error menunjukkan ketidakcocokan antara kurva merah (hasil kalkulasi) dengan kurva hitam (hasil pengukuran). Pengolahan data yang baik disarankan supaya nilai error $\leq 15\%$ yang dimana jika melebihi batas maka diperlukan dilakukannya editing data (Asmanto, 2012). Nilai error menjadi salah satu indikator apakah hasil inversi mempresentasikan keadaan bumi sesungguhnya atau tidak. Semakin besar nilai error maka semakin jauh hasil pengukuran geofisika dengan keadaan sebenarnya lapisan bumi.



Gambar 4. 4 Kurva Matching Titik Sounding 4

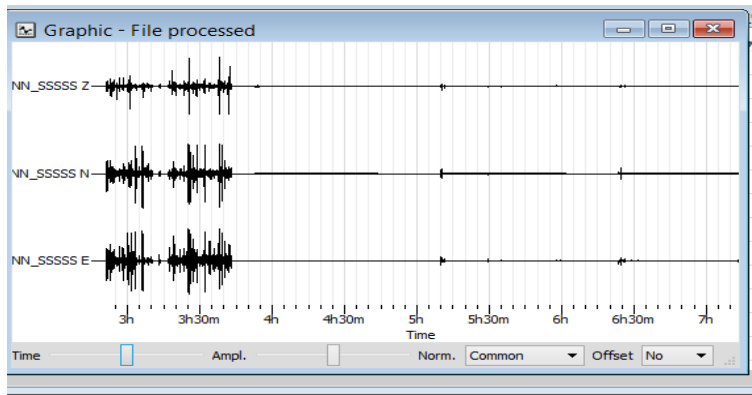
Tabel 4. 4 Hasil Pengolahan Titik Sounding 4

Nilai Resistivitas (ρ)	Ketebalan (h)	Kedalaman (d)	Jenis Batuan
83,07	0,8621	0,8621	Batu pasir
35,41	6,537	7,399	Batu pasir
79,06	24,89	32,29	Batu pasir

Berdasarkan kurva *matching* pada Gambar 4.3 terdapat 3 lapisan yang terdeteksi pada titik sounding 3 dimana jumlah lapisan yang ada terdiri dari 1 lapisan yang sama yaitu batu pasir pada lapisan pertama, lapisan kedua, dan lapisan ketiga yang didapatkan nilai resistivitas berada pada kisaran 35,41 – 83,07 Ω m dan kedalaman pada kisaran 0,8621 – 32,29 m.

2. Pengukuran seismik

Data hasil penelitian diolah menggunakan metode HVSR. Hasil yang didapatkan merupakan data primer berupa sinyal (gelombang) dalam domain waktu. Sinyal tersebut terdiri dari tiga komponen data yaitu komponen NS (North-South), komponen EW (East-West), dan komponen UD (Up-Down), seperti yang ditunjukkan pada Gambar 4.5.



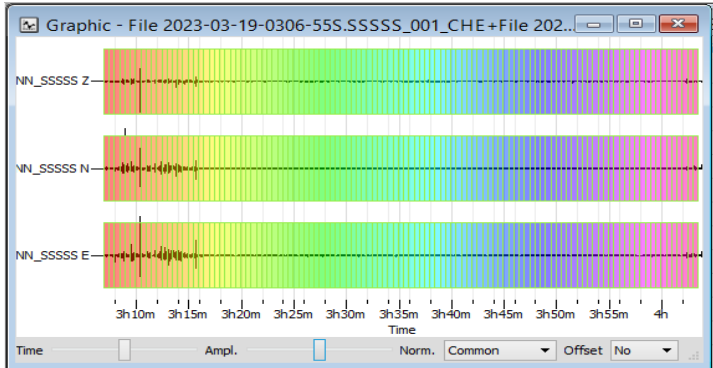
Gambar 4. 5 Tampilan Sinyal Hasil Pengukuran Mikrotremor

Hasil pengolahan berupa spektrum yang kemudian dilakukan windowing dimana menunjukkan variasi warna. Windowing merupakan proses pemilihan data stasioner dengan memfilter data rekaman agar terpisah dari noise. Variasi warna pada pengolahan ini berupa warna merah, kuning, hijau, biru, dan ungu.

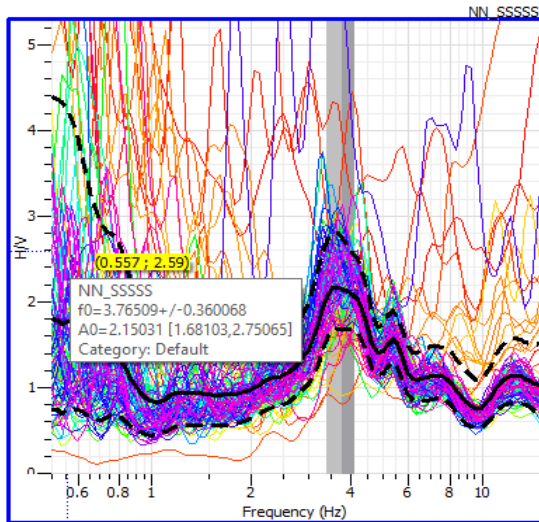
Pada warna-warna tersebut menunjukkan masing-masing sinyal dalam domain waktu saat proses windowing yang diubah menjadi domain frekuensi, dapat dilihat pada Gambar 4.6.

Pada gambar 4.6 terdapat tiga komponen sinyal rekaman yang terdiri dari tiga komponen sinyal rekam yaitu dari Start-E komponen Barat-Timur, Start-N komponen horizontal Utara-Selatan, dan Start-Z komponen vertikal. Sumbu vertikal menunjukkan besaran amplifikasi, sedangkan sumbu horizontal menunjukkan besaran waktu. Kemudian setelah proses windowing akan muncul kurva spektrum, dimana tampilannya terdapat garis hitam yang menunjukkan rata-rata nilai, sedangkan garis hitam putus-putus menunjukkan deviasi atas dan bawah.

Hasil pengukuran mikrotremor diolah dengan metode HVSR yang menghasilkan kurva H/V seperti pada Gambar 4.7. hasil kurva tersebut terdiri dari dua parameter yaitu nilai frekuensi natural (f_0) dan nilai amplifikasi (A_0). Hasil yang baik memiliki nilai error mendekati 0, karena semakin rendah nilai error maka semakin rendah juga noise.



Gambar 4. 6 Proses Windowing



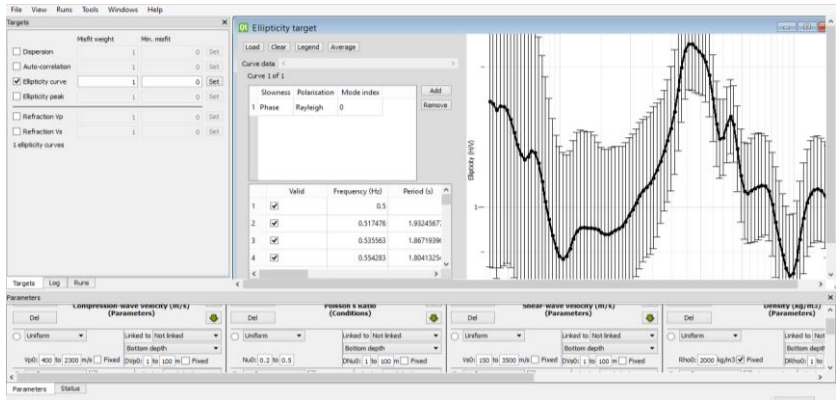
Gambar 4. 7 Grafik Frekuensi Natural (f_0) dan nilai Amplifikasi (A_0)

Kurva HVSR pada Gambar 4.7 memiliki nilai frekuensi dominan (f_0) 3,76 Hz dan amplifikasi (A_0) 2,15. Dalam analisis lebih lanjut, dapat dihitung nilai

ketebalan lapisan sedimen (h) menggunakan persamaan (2.9). Nilai ketebalan lapisan sedimen (h) dipengaruhi oleh kecepatan gelombang S pada permukaan (v_s) dan frekuensi dominan (f_0). Berdasarkan United States Geological Survey (USGS), kecepatan gelombang S pada permukaan di area Kampus adalah 463,01 m/s. Dengan menggunakan persamaan (2.9), nilai ketebalan lapisan sedimen dapat diestimasi sebesar 30,785 m.

Penentuan struktur bawah permukaan (*ground profiles*) berdasarkan kurva H/V hasil pengukuran mikrotremor sebagai input model awal dapat digunakan dengan salah satu metode yaitu metode *ellipticity curve* dengan *software Dinver*. Metode ini ditentukan oleh beberapa parameter sebagai inisialisasi model awal yaitu kecepatan gelombang P (v_p), kecepatan gelombang S (v_s), *poisson ratio*, dan *density* yang dapat dilihat pada Gambar 4.8. Nilai parameter tersebut disesuaikan dengan kondisi geologi daerah penelitian, dimana pada nilai *poisson ratio* berkisar antara 0,2 – 0,5 (Patimah dkk, 2018), nilai kecepatan gelombang S (v_s) bernilai antara 150 – 500 m/s, nilai kecepatan gelombang P (v_p) berkisar antara

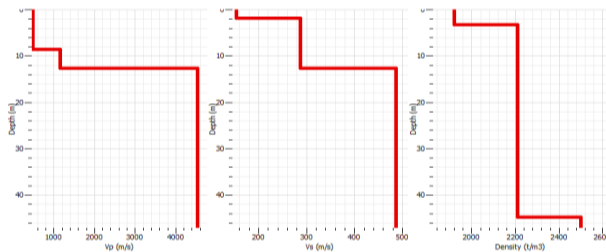
100 – 7000 m/s, dan nilai densitas berkisar 1920 – 2500 kg/m³.



Gambar 4. 8 Tampilan Inversi Kurva HVSR *software Dinver*

Data mikrotremor didominasi oleh gelombang permukaan, dan kurva H/V (Horizontal to Vertical) sebagian besar dipengaruhi oleh eliptisitas gelombang Rayleigh (P-SV) (Sunardi et al., 2018). Gelombang permukaan sering digunakan dalam karakterisasi situs karena dapat memberikan informasi tentang struktur di bawah permukaan dengan memanfaatkan sifat dispersi gelombang Rayleigh saat melewati batas lapisan di bawah permukaan (Valeria et al., 2019). Oleh karena itu, dilakukan inversi kurva HVSR untuk mengidentifikasi gelombang Rayleigh (P-SV). Hasil dari inversi HVSR ini dapat dilihat dalam Gambar 4.10.

Pada Gambar 4.9 terdapat tiga grafik yang berbeda dari parameter v_p , v_s , dan densitas. Dari tiap parameter tersebut memiliki informasi yang berbeda mengenai struktur bawah permukaan seperti pada parameter v_p yang digunakan secara luas dalam pemodelan struktur bawah permukaan, kecepatan gelombang P dapat memberikan informasi mengenai kepadatan, kekerasan, dan sifat elastis batuan.



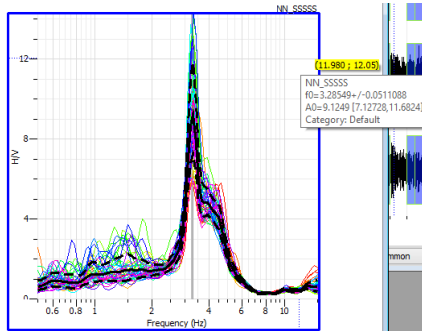
Gambar 4. 9 Hasil akhir *ground profile*

Dalam beberapa kasus, v_p dapat memberikan gambaran umum tentang lapisan atau batuan yang berbeda. Kemudian pada parameter v_s yang berguna untuk memahami sifat deformasi geser, kecepatan gelombang S memberikan informasi tentang kepadatan, kekerasan, dan kemampuan untuk mengalami deformasi geser. Penggunaan parameter v_s dapat membantu dalam mengidentifikasi batas antara lapisan atau struktur yang memiliki perbedaan

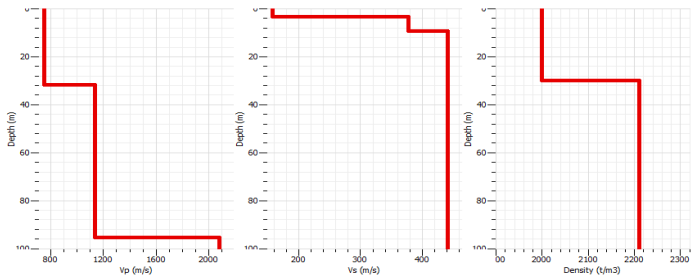
karakteristik. Selanjutnya pada parameter densitas yaitu parameter ini dapat memberikan informasi tentang tingkat kepadatan batuan, hal ini dapat membantu dalam mengidentifikasi perubahan densitas batuan yang dapat mengindikasikan adanya lapisan atau struktur yang berbeda.

Pada penelitian ini, hanya digunakan kecepatan gelombang P (v_p) untuk mengidentifikasi struktur bawah permukaan, kemudian dimodelkan menggunakan *ms.excel* yang dimana akan dibandingkan dengan grafik metode resistivitas.

a. Pada T1 atau titik 1 hasil perhitungan menggunakan *software geopsy* yang dimana akan menghasilkan grafik dengan nilai frekuensi dominan (f_0) sebesar 3,28 Hz dan nilai amplifikasi sebesar 9,12. Setelah diketahui grafik HVSR maka dapat diolah kembali dengan menggunakan *software dinver* untuk mencari parameter V_p yang akan digunakan untuk membandingkan grafik kedalamannya dengan metode resistivitas.



Gambar 4.10 Grafik HVSr Titik 1

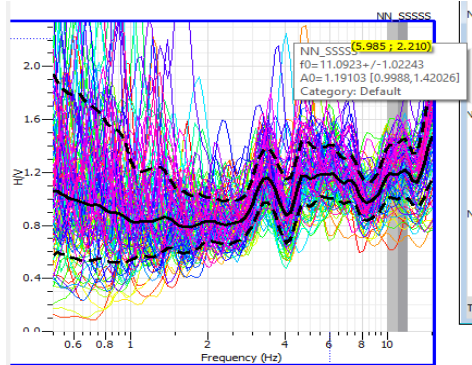


Gambar 4.11 Hasil akhir *ground profile* T1

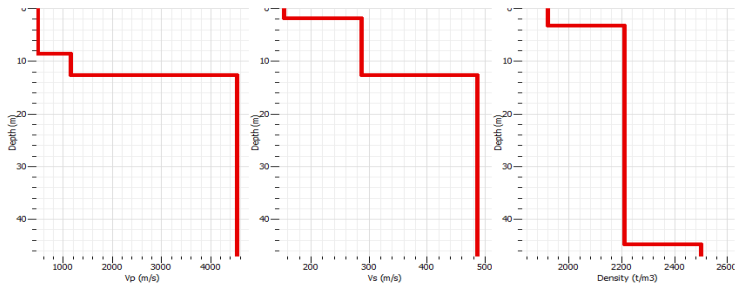
Pada Gambar 4.11 menunjukkan grafik dengan diketahui nilai kedalaman dan nilai jenis material yang dihasilkan. Kedalaman yang dihasilkan pada parameter V_p ialah 3 m, 32 m dan 96 m.

b. Pada T2 hasil perhitungan menggunakan *software geopsy* yang dimana akan menghasilkan grafik dengan nilai frekuensi dominan (f_0) sebesar 11,09 Hz dan nilai amplifikasi sebesar 1,19. Setelah diketahui grafik HVSr maka dapat diolah kembali dengan menggunakan *software dinver* untuk

mencari parameter V_p yang akan digunakan untuk membandingkan grafik kedalamannya dengan metode resistivitas.



Gambar 4. 12 Grafik HVSr Titik 2

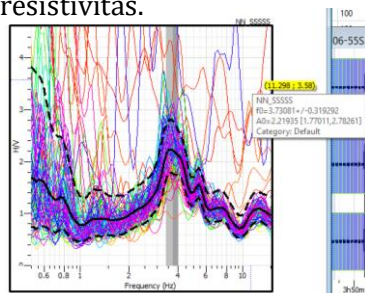


Gambar 4. 13 Hasil akhir *ground profile* T2

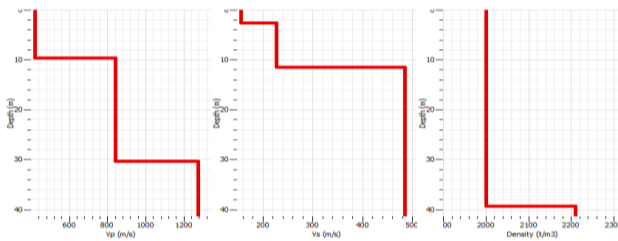
Pada Gambar 4.13 menunjukkan grafik dengan diketahui nilai kedalaman dan nilai jenis material yang dihasilkan. Kedalaman yang dihasilkan pada parameter V_p ialah 8 m, 12 m, 66 m.

c. Pada T3 hasil perhitungan menggunakan *software*

geopsy yang dimana akan menghasilkan grafik dengan nilai frekuensi dominan (f_0) sebesar 3,73 Hz dan nilai amplifikasi sebesar 2,21. Setelah diketahui grafik HVSR maka dapat diolah kembali dengan menggunakan *software dinver* untuk mencari parameter V_p yang akan digunakan untuk membandingkan grafik kedalamannya dengan metode resistivitas.



Gambar 4. 14 Grafik HVSR Titik 3

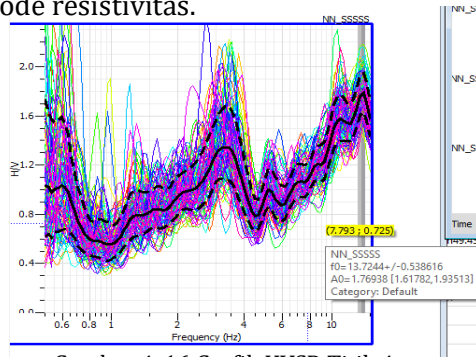


Gambar 4. 15 Hasil akhir *ground profile* T3

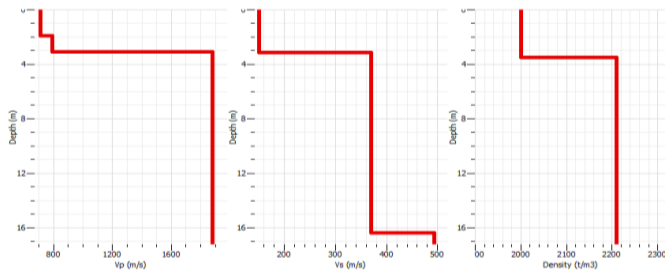
Pada Gambar 4.15 menunjukkan grafik dengan diketahui nilai kedalaman dan nilai jenis material yang dihasilkan. Kedalaman yang dihasilkan pada

parameter V_p ialah 8 m, 10 m dan 30 m.

- d. Pada T4 hasil perhitungan menggunakan *software geopsy* yang dimana akan menghasilkan grafik dengan nilai frekuensi dominan (f_0) sebesar 13,72 Hz dan nilai amplifikasi sebesar 1,76. Setelah diketahui grafik HVSR maka dapat diolah kembali dengan menggunakan *software dinver* untuk mencari parameter V_p yang akan digunakan untuk membandingkan grafik kedalamannya dengan metode resistivitas.



Gambar 4. 16 Grafik HVSR Titik 4



Gambar 4. 17 Hasil akhir *ground profile* T4

Pada Gambar 4.17 menunjukkan grafik dengan diketahui nilai kedalaman dan nilai jenis material yang dihasilkan. Kedalaman yang dihasilkan pada parameter V_p ialah 2 m, 3 m dan 20 m.

Tabel 4. 5 Nilai Ketebalan Lapisan Sedimen dan Jenis Tanah

Titik	f_0 (Hz)	A_0	Jenis Tanah	h (m)	Kategori Ketebalan
T1	3,28	9,12	II	35,29	Sedang
T2	11,09	1,19	III	10,43	Tipis
T3	3,73	2,21	II	31,03	Sedang
T4	13,72	1,76	III	8,43	Tipis
Rata-rata	7,955	3,57			

Pada Tabel 4.5 dapat diketahui bahwa jenis tanah yang ada di lokasi penelitian yaitu di Kampus 3 UIN Walisongo Semarang terdiri dari dua jenis tanah, yaitu jenis tanah II dan jenis tanah III. Jenis tanah II memiliki nilai frekuensi dominan sebesar 2,5 Hz - 4 Hz yang dimana merupakan klasifikasi dari batuan alluvial dengan ketebalan > 5 m yang terdiri dari pasir berkerikil, pasir lempung keras, dsan lempung. Sedangkan jenis tanah III memiliki nilai frekuensi sebesar 4 Hz - 10 Hz yang dimana merupakan klasifikasi dari batuan alluvial, dengan ketebalan 5 m yang terdiri dari pasir berkerikil keras, pasir

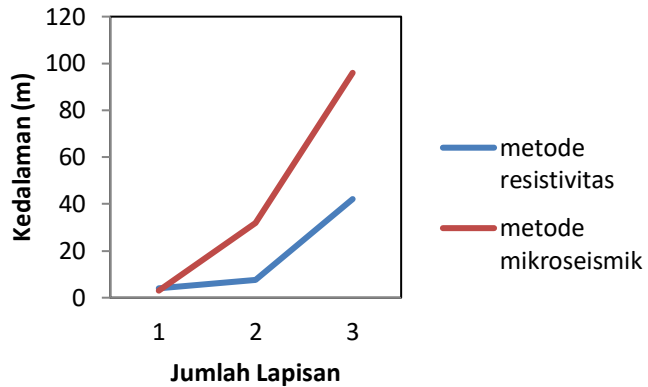
berlempung keras, dan lempung.

Pada Tabel 4.5 juga didapatkan nilai ketebalan sedimen dengan menghasilkan dua kategori, yaitu sedang dan tipis. Tanah dapat dikategorikan sedang yaitu tanah yang memiliki nilai ketebalan sebesar 30 – 60 m, sedangkan tanah yang tipis memiliki nilai ketebalan sebesar < 30 m.

B. Pembahasan

Pada penelitian ini menggunakan dua metode geofisika yang berbeda yaitu metode resistivitas dan metode mikroseismik. Dimana pada pengolahan dua metode ini didapatkan grafik yang menunjukkan kedalaman pada tiap titik pengukuran dan tabel yang menunjukkan nilai tiap dua metode, seperti pada metode resistivity didapatkan nilai resistivitas dan nilai kedalaman, sedangkan pada metode mikroseismik didapatkan nilai frekuensi dominan dan nilai kedalaman. Pada kedua metode ini yang akan dibandingkan dengan grafik yaitu pada nilai kedalaman dengan menggunakan *software Excel*.

1. Titik 1



Gambar 4. 18 Perbandingan Grafik kedalaman tanah titik 1 pada metode resistivitas dan metode mikroseismik

Tabel 4. 6 Perbandingan Tabel lapisan titik 1 pada metode resistivitas dan metode mikroseismik

Jumlah Lapisan	Kedalaman Resistivity	Kedalaman Mikroseismik	Selisih	Persentase
1	4,14	3	1,14	15,9%
2	8,89	32	23,11	56,5%
3	42,1	96	53,9	39,02%
		\bar{x}		37,14%

Pada Gambar 4.18 menunjukkan perbandingan grafik antara metode resistivitas dengan metode mikroseismik yang berada di titik 1, yang dimana nilai kedalaman mikroseismik lebih

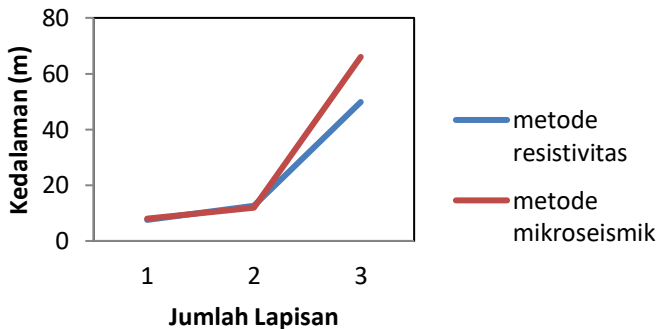
tinggi daripada kedalaman resistivitas dengan selisih persentase sebesar 37,14% karena perbedaan dalam cara pengukuran dan sifat-sifat yang diamati oleh masing-masing metode. Sifat yang diamati oleh metode resistivitas berfokus pada konduktivitas listrik dan karakteristik hidrogeologi, sementara metode mikroseismik berfokus pada elastisitas batuan dan struktur geologi (Syamsuddin., dkk, 2021). Perbedaan ini mengarah pada perbedaan dalam interpretasi data dan informasi yang diberikan oleh masing-masing metode.

Meskipun memiliki selisih persentase sebesar 15,9%, dapat dibuktikan bahwasannya meskipun metode mikroseismik tergolong baru, tetapi dapat digunakan untuk penelitian untuk struktur bawah permukaan. Namun meskipun dapat digunakan, pada titik lokasi ini hanya dapat digunakan pada lapisan pertama saja dengan nilai selisih persentase sebesar 14,4% yang memungkinkannya data pada lapisan tersebut baik. Karena pada metode mikroseismik tidak ada nilai maksimum yang tetap, yang dimana nilai yang dihasilkan oleh metode miikroseismik tergantung pada berbagai faktor, termasuk dari

sumber gelombang seismik yang digunakan dan kondisi geologi di permukaan.

Pada Tabel 4.6 dapat dianalisis mengenai selisih kedalaman tiap lapisan, dengan lapisan pertama memiliki selisih kedalaman sebesar 1,14, lapisan kedua dengan selisih 23,11, dan lapisan ketiga dengan selisih sebesar 53,9. Pada selisih tiap lapisan ini dijelaskan semakin dalam lapisan maka selisihnya semakin besar. Pada selisih lapisan kedua dan ketiga memiliki persentase yang tidak signifikan, maka dapat dikatakan bahwa pada salah satu lapisan ini ada yang terdapat anomali.

2. Titik 2



Gambar 4. 19 Perbandingan Grafik kedalaman tanah titik 2 pada metode resistivitas dan metode mikroseismik

Tabel 4. 7 Perbandingan Tabel lapisan titik 2 pada metode resistivitas dan metode miikroseismik

Jumlah Lapisan	Kedalaman Resistivity	Kedalaman Mikroseismik	Selisih	Persentase
1	7,556	8	0,444	2,8%
2	13	12	1	4%
3	49,83	66	16,17	13,9%
		\bar{x}		6,9%

Pada Gambar 4.19 menunjukkan perbandingan grafik antara metode resistivitas dengan metode mikroseismik yang berada di titik 2. Dimana nilai kedalaman mikroseismik lebih tinggi daripada kedalaman resistivitas dengan selisih persentase sebesar 6,9% karena perbedaan dalam cara pengukuran dan sifat-sifat yang diamati oleh masing-masing metode. Sifat yang diamati oleh metode resistivitas berfokus pada konduktivitas listrik dan karakteristik hidrogeologi, sementara metode mikroseismik berfokus pada elastisitas batuan dan struktur geologi (Syamsuddin., dkk, 2021). Perbedaan ini mengarah pada perbedaan dalam interpretasi data dan informasi yang diberikan oleh masing-masing metode.

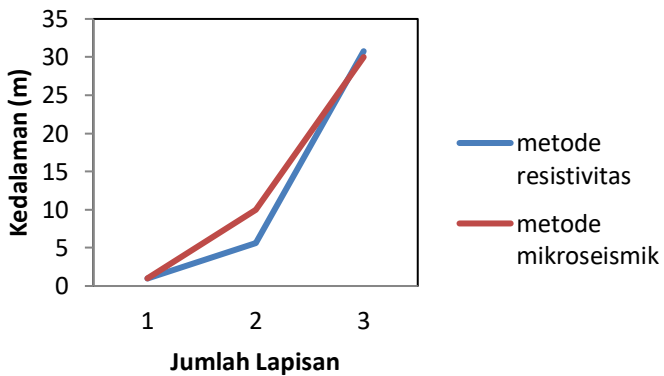
Didapatkannya selisih persentase sebesar 6,9% yang dimana dapat digunakannya metode mikroseismik untuk penelitian mengenai identifikasi struktur bawah permukaan tanah. Karena pada metode mikroseismik tidak ada nilai maksimum yang tetap, yang dimana nilai yang dihasilkan oleh metode mikroseismik tergantung pada berbagai faktor, termasuk dari sumber gelombang seismik yang digunakan dan kondisi geologi di permukaan.

Pada Tabel 4.7 dapat dianalisis mengenai selisih kedalaman tiap lapisan, dengan lapisan pertama memiliki selisih kedalaman sebesar 0,444, lapisan kedua dengan selisih 1, dan lapisan ketiga dengan selisih sebesar 16,17 Pada selisih tiap lapisan ini dijelaskan semakin dalam lapisan maka selisihnya semakin besar.

3. Titik 3

Pada Gambar 4.20 menunjukkan perbandingan grafik antara metode resistivitas dengan metode mikroseismik yang berada di titik 3. Dimana nilai kedalaman mikroseismik lebih tinggi daripada kedalaman resistivitas dengan selisih persentase sebesar 11,03% karena perbedaan dalam

cara pengukuran dan sifat-sifat yang diamati oleh masing-masing metode. Sifat yang diamati oleh metode resistivitas berfokus pada konduktivitas listrik dan karakteristik hidrogeologi, sementara metode mikroseismik berfokus pada elastisitas batuan dan struktur geologi (Syamsuddin., dkk, 2021). Perbedaan ini mengarah pada perbedaan dalam interpretasi data dan informasi yang diberikan oleh masing-masing metode.



Gambar 4. 20 Perbandingan Grafik kedalaman tanah titik 3 pada metode resistivitas dan metode mikroseismik

Tabel 4. 8 Perbandingan Tabel lapisan titik 3 pada metode resistivitas dan metode mikroseismik

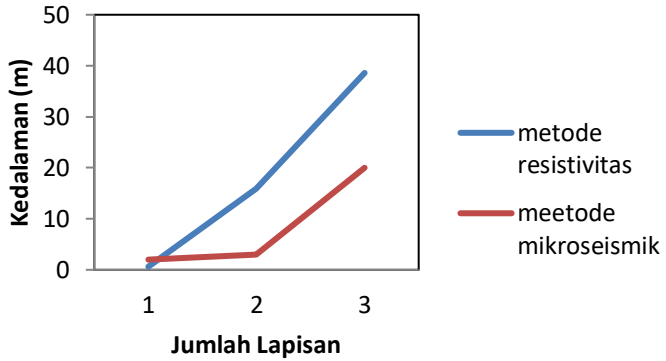
Jumlah Lapisan	Kedalaman Resistivity	Kedalaman Mikroseismik	Selisih	Persentase
1	1,03	1	0,03	1,4%
2	5,201	10	4,79	31,5%
3	29,87	30	0,2	0,21%
		\bar{x}		11,03%

Meskipun memiliki selisih persentase sebesar 11,03%, namun dibuktikan bahwasannya meskipun metode mikroseismik tergolong baru, tetapi dapat digunakan untuk penelitian untuk struktur bawah permukaan. Karena pada metode mikroseismik tidak ada nilai maksimum yang tetap, yang dimana nilai yang dihasilkan oleh metode mikroseismik tergantung pada berbagai faktor, termasuk dari sumber gelombang seismik yang digunakan dan kondisi geologi di permukaan.

Pada Tabel 4.8 dapat dianalisis mengenai selisih kedalaman tiap lapisan, dengan lapisan pertama memiliki selisih kedalaman sebesar 0,03, lapisan kedua dengan selisih 4,79, dan lapisan ketiga dengan selisih sebesar 0,2. Pada selisih tiap lapisan ini

dijelaskan semakin dalam lapisan maka selisihnya semakin besar.

4. Titik 4



Gambar 4. 21 Perbandingan Grafik kedalaman tanah titik 4 pada metode resistivitas dan metode mikroseismik

Tabel 4. 9 Perbandingan Tabel lapisan titik 4 pada metode resistivitas dan metode mikroseismik

Jumlah Lapisan	Kedalaman Resistivity	Kedalaman Mikroseismik	Selisih	Persentase
1	0,8612	2	1,14	39,8%
2	7,399	3	4,39	42,25%
3	32,29	20	12,29	35,84%
		\bar{x}		39,29%

Pada Gambar 4.21 menunjukkan perbandingan grafik antara metode resistivitas dengan metode mikroseismik yang berada di titik 4.

Dimana nilai kedalaman mikroseismik lebih tinggi daripada kedalaman resistivitas dengan selisih persentase sebesar 39,29% karena perbedaan dalam cara pengukuran dan sifat-sifat yang diamati oleh masing-masing metode. Sifat yang diamati oleh metode resistivitas berfokus pada konduktivitas listrik dan karakteristik hidrogeologi, sementara metode mikroseismik berfokus pada elastisitas batuan dan struktur geologi (Syamsuddin., dkk, 2021). Perbedaan ini mengarah pada perbedaan dalam interpretasi data dan informasi yang diberikan oleh masing-masing metode. Dapat dijelaskan mengapa pada titik lokasi penelitian ini mengalami selisih persentase yang lebih tinggi dibanding dengan titik lokasi yang lain, dikarenakan kemungkinannya terdapat anomali lain pada lokasi ini. Pada metode mikroseismik juga tidak ada nilai maksimum yang tetap, yang dimana nilai yang dihasilkan oleh metode miikroseismik tergantung pada berbagai faktor, termasuk dari sumber gelombang seismik yang digunakan dan kondisi geologi di permukaan.

Pada Tabel 4.9 dapat dianalisis mengenai selisih kedalaman tiap lapisan, dengan lapisan

pertama memiliki selisih kedalaman sebesar 1,14, lapisan kedua dengan selisih 4,39, dan lapisan ketiga dengan selisih sebesar 12,29. Pada selisih tiap lapisan ini dijelaskan semakin dalam lapisan maka selisihnya semakin besar. Pada selisih lapisan kedua dan ketiga memiliki persentase yang tidak signifikan, maka dapat dikatakan bahwa pada salah satu lapisan ini ada yang terdapat anomali.

BAB V

KESIMPULAN DAN SARAN

A. Kesimpulan

Berdasarkan hasil analisis dan pembahasan data penelitian dapat disimpulkan sebagai berikut:

1. Pengukuran resistivitas menghasilkan hasil informasi struktur bawah permukaan tanah di Kampus 3 UIN Walisongo berupa lempung dengan nilai resistivitas $1,03 \Omega\text{m}$, batu pasir dengan nilai resistivitas antara $15,62 \Omega\text{m} - 83,46 \Omega\text{m}$, dan breksi dengan nilai resistivitas antara $446,4 \Omega\text{m} - 454,3 \Omega\text{m}$.
2. Pengukuran mikroseismik menghasilkan hasil informasi struktur bawah permukaan tanah di Kampus 3 UIN Walisongo yang didapatkan rata-rata hasil frekuensi natural (f_0) sebesar $7,955 \text{ Hz}$ dengan nilai amplifikasi sebesar $3,57$ dimana berupa pasir berkerikil keras, pasir berlempung keras, dan lempung.
3. Hasil informasi struktur bawah permukaan menggunakan metode resistivitas dan metode mikroseismik memiliki hasil selisih persentase yang tidak konsisten, dimana hal ini dapat

disebabkan oleh adanya anomali lain di salah satu lokasi penelitian.

B. Saran

Berdasarkan hasil penelitian dapat dikembangkan untuk mendapatkan hasil yang lebih maksimal maka disampaikan beberapa hasil saran, yaitu:

1. Perlu dilakukan penelitian lebih lanjut dengan menambahkan titik pengambilan data agar penggambaran struktur bawah permukaan pada Kampus 3 lebih akurat.
2. Pengukuran mikroseismik dilakukan di area yang jauh dari aktivitas manusia agar terhindar dari tingginya *noise* yang terekam dan perlu ditindak lanjuti dengan penelitian lebih lanjut.

DAFTAR PUSTAKA

- Afriani, L. (2020). Kerawanan Longsor pada Lereng Tanah Lunak dan Penanganannya. *Penerbit Lakeisha*.
- Arai, H. and Tokimatsu, K. (2005). S -Wave Velocity Profiling by Joint Inversion of Microtremor Dispersion Curve and Horizontal-to-Vertical (H / V) Spectrum. 95(5), pp. 1766–1778. doi: 10.1785/0120040243.
- Arifin, S. S., Mulyatno, B. S., Mariyono & Setianegara, R. (2013). Penentuan Zona Rawan Guncangan Bencana Gempa Bumi Berdasarkan Analisis Nilai Amplifikasi HVSR Mikrotremor Dan Analisis Periode Dominan Daerah Liwa Dan Sekitarnya. *Geofisika Eksplorasi Vol 2/ No 1, 30*.
- Ariyanto, P., Husni, M., Meteorologi, S. T., & Tanjungpandan, S. G. (2014). *Di Observatorium Geofisika Pelabuhan Ratu Dengan Metode Geolistrik Konfigurasi Wenner-Schlumberger*.
- Asmanto, R. 2012. Identifikasi Air Tanah Menggunakan Metode Resistivity. Malang (ID) : Universitas Brawijaya.
- Haerudin, N., Alami, F., & Rustadi.(2019). *Mikroseismik, Mikrotremor dan Microearthquake dalam Ilmu Kebumihan*.
- Heradian, E. A., & Arman, Y. (2015). Pendugaan Bidang

- Gelincir di Desa Aruk Kecamatan Sajingan Besar Kabupaten Sambas dengan Menggunakan Metode Tahanan Jenis.*Prisma Fisika, III(2)*, 56–61.
- Koen Dian Pancawati, 4211412053. (2016). Identifikasi Kerentanan Dinding Bendungan Dengan Menggunakan Metode Mikroseismik (Studi Kasus Bendungan Jatibarang, Semarang).*Unnes Physics Journal, 5(2)*, 21–26.
- Lutfinur, I., Susanto, H., & Mei, D. (2015). Identifikasi Sesar Bawah Permukaan menggunakan Metode Geolistrik Konfigurasi Schlumberger (studi kasus sungai opak Yogyakarta).*Upj, 4(1)*, 50229.
<http://journal.unnes.ac.id/sju/index.php/upj>
- Mirzaoglu, M., & Dýkmen, Ü. (2003). Application of microtremors to seismic microzoning procedure. *Journal of the Balkan Geophysical Society, 6(3)*, 143–156.
- Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Railway Technical Research Institute, Quarterly Reports, 30(1)*: 25-33.
- Nakamura, Y. (2000). Clear Identification of Fundamental Idea of Nakamura's Technique and it's Applications.

- Prosiding 12th World Conference on Earthquake Engineering. New Zealand: Auckland.
- Patimah, S., Wibowo, B N., Darmawan, D. (2018). Analisis Litologi Bawah Permukaan Berdasarkan *Ground Profiles* Kecepatan Gelombang Geser Dengan Metode *Ellipticity Curve* Di Kecamatan Prambanan Dan Kecamatan Gantiwarno Kabupaten Klaten. (Vol 7, No 1).
- Plummer, C. C. (1982). *Physical Geology*. USA: McGraw-Hill.
- Ratdomopurbo, A., dan Suharna., (2008), *Pedoman Pemetaan Mikrozonasi, Badan Geologi*, Departemen Energi dan Sumberdaya Mineral, Bandung.
- Rahmawati, Arifah. (2009). *Pendugaan Bidang Gelincir Tanah Longsor Berdasarkan Sifat Kelistrikan Bumi dengan Aplikasi Geolistrik Metode Tahanan Jenis Konfigurasi Schlumberger (Studi Kasus di Daerah Karangsambung dan Sekitarnya, Kabupaten Kebumen)*. Skripsi. Semarang : Unnes
- Reynold, J. M. (1997). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. New York: John Wiley & Sons Ltd.
- Satria, A., Resta, I. L., & MZ, N. (2020). Analisis Ketebalan Lapisan Sedimen Dan Indeks Kerentanan Seismik Kota Jambi Bagian Timur. *JGE (Jurnal Geofisika Eksplorasi)*,

- 6(1), 18–30. <https://doi.org/10.23960/jge.v6i1.58>
- SESAME. (2004). Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations measurements, processing and interpretation. Sesame project-Deliverable D23.12-WP12-.December.
- Septyanto, B., Nafian, M., & Dwiningsih, N. I. (2019). Identifikasi Lapisan Batuan Di Daerah Bojongsari, Depok Menggunakan Metode Geolistrik Resistivitas. *Al-Fiziya: Journal of Materials Science, Geophysics, Instrumentation and Theoretical Physics*, 1(2), 7–14. <https://doi.org/10.15408/fiziya.v1i2.9503>
- Sulistiawan, H. (2016). Analisis Seismic Hazard Berdasarkan Data Peak Ground Acceleration (PGA) dan Kerentanan Gempa Menggunakan Metode Mikroseismik di Daerah Kampus UNNES Sekaran, Gunungpati, Kota Semarang. Skripsi. Universitas Negeri Semarang.
- Sulton, A. A. (2020). Potensi Likuifaksi Area Kampus UIN Walisongo Berdasarkan Nilai Ground Shear Strain (GGS) Menggunakan Mikroseismik metode HVSR [UIN Walisongo Semarang]. In *Kaos GL Dergisi* (Vol. 8, Issue 75).
- Sunardi, B., Naimah, S., Haryoko, U., Rohadi, S., Sulastri., and Rasmid. (2018). *Vs30 Mapping and Soil Classification in*

the Southern Part of Kulon Progo Using Rayleigh Wave Ellipticity Inversion. Journal of Geospatial Information Science and Engineering. 1(2), 58-64.

- Supriyadi, Khumaedi, Sugiyanto, R. H. Hidayatullah. (2018). Identifikasi Ketebalan Lapisan Sedimen dan Struktur Bawah Permukaan di Zona Amblesan Kota Lama Semarang Berdasarkan Data Mikroseismik. *Jurusan Fisika Universitas Negeri Semarang, Universitas Negeri Semarang, Sekaran, Gunungpati Semarang.*
- Susilo, A., Sunaryo., Juwono, A M., Puspita, M B., Hasan, MFR., Hisyam, F., & Suryo, E. O. (2022). Teori dan Aplikasi Metode Geolistrik Resistivitas. *Universitas Brawijaya.*
- Syahril, Suratman, I., Subagio, B. S., & Siegfried.(2011). Pengaruh Stabilisasi Aspal Emulsi terhadap Karakteristik Lapisan Tanah Dasar yang Berasal dari Tanah Lunak. *Program Studi Teknik Sipil Fakultas Teknik Sipil Dan Lingkungan Institut Teknologi Bandung, 11(1), 11-18.*
- Syamsuddin, E., Hamzah., M. A. (2021). Dasar-dasar Akuisisi Data MASW dan Mikrotremor. Unhas Press.
- Syifauzzahroh, M. . (2018). *Mineral Zeolit Menggunakan Metode Geolistrik Konfigurasi Wenner (Studi Kasus Desa Sumberagung , Kecamatan Sumbermanjing Wetan ,*

*Kabupaten Malang) SKRIPSI Oleh: MUHIMMATUL
AZIZAH SYIFAUZZAHROH.*

- Syukri, M. (2020). *Dasar-Dasar Metode Geolistrik. Syiah Kuala University Press.*
- Tama, S. K., & Supriyadi. (2015). Struktur Bawah Permukaan Tanah Di Kota Lama Semarang Menggunakan Metode Geolistrik Resistivity Konfigurasi Schlumberger. *Unnes Physics Journal*, 4(1), 26–33.
- Telford, M. W., L. P. Geldard, R. E. Sheriff, dan A. Keys. (1982). *Applied Geophysic.* London : Cambridge University Press.
- Valeria, R., Rustadi, Zaenudin, A., and Sulaeman, C. (2019). *Karakteristik Tanah di Daerah Cekungan Bandung Berdasarkan Kecepatan Gelombang Geser (Vs30) dengan Metode MASW (Multichannel Analysis of Surface Wave).* *Jurnal Geofisika Eksplorasi*. 3(1), pp.57-70.
- Windaswara, R. & E. Widowati. (2010). Penerapan CBPD (Community Based Disaster Prepradness) dalam Mengantisipasi Bencana Tanah Longsor di Kecamatan Gunungpati Kota Semarang. *Rekayasa*. 8 (2): 1-6.

LAMPIRAN

Lampiran 1. Data lapangan Geolistrik

Titik sounding 1

Lokasi	lapangan kampus 3	Operator		Adelia	
		Koordinat Longitude / Latitude	X	110,34879°	
No. Titik	1		Y	6,99321°	
Tanggal	1 Mei 2023		Z	79 m	

MN/2	AB/2	K	I (mA)	+DC(mV)	App. Rho (ohmM)
R-Pot :					
0.5	2	11.78	146	0.495	0.04
0.5	5	77.75	141	85.5	47.15
0.5	10	313.37	60	10	52.23
2	10	75.40	59	30.1	38.47
2	16	197.92	95	19.8	41.25
2	20	311.02	111	15.1	42.31
2	25	487.73	113	11.0	47.48
2	30	703.72	78	6	54.13
2	40	1253.50	28	1.3	58.20
2	50	1960.35	48	1.4	57.18
10	50	376.99	48	4.7	36.91
10	60	549.78	36	2.9	44.29
10	70	753.98	92	5.1	41.80

Titik sounding 2

Lokasi	Fakultas dakwah dan komunikasi	Operator	Adelia	
			X	110,34831°
No. Titik	2	Koordinat Longitude / Latitude	Y	06,99234°
Tanggal	1 Mei 2023		Z	98 m

MN/2	AB/2	K	I (mA)	+DC(mV)	App. Rho (ohmM)
R-Pot :					
0.5	2	11.78	42	134	37.59
0.5	5	77.75	26	15.5	46.35
0.5	10	313.37	27	6.8	78.92
2	10	75.40	27	14.1	39.37
2	16	197.92	29	8	54.60
2	20	311.02	21	5.6	82.94
2	25	487.73	48	7.6	77.22
2	30	703.72	21	3.3	110.58
2	40	1253.50	9	2.5	348.19
2	50	1960.35	46	2.3	98.02
10	50	376.99	46	4.9	40.16
10	60	549.78	34	3.1	50.13
10	70	753.98	67	3.4	38.26

Titik sounding 3

Lokasi	SOSHUM	Operator	Adelia	
		Koordinat Longitude / Latitude	X	110,34673°
No. Titik	3		Y	06,99168°
Tanggal	1 Mei 2023		Z	105 m

MN/2	AB/2	K	I (mA)	+DC(mV)	App. Rho (ohmM)
R-Pot :					
0.5	2	<i>11.78</i>	100	172.2	20.29
0.5	5	<i>77.75</i>	84	35.6	32.95
0.5	10	<i>313.37</i>	44	2.8	19.94
2	10	<i>75.40</i>	43	5.4	9.47
2	16	<i>197.92</i>	62	2.8	8.94
2	20	<i>311.02</i>	102	2.5	7.62
2	25	<i>487.73</i>	40	1.3	15.85
2	30	<i>703.72</i>	28	1	25.13
2	40	<i>1253.50</i>	53	1.4	33.11
2	50	<i>1960.35</i>	56	0.9	31.51
10	50	<i>376.99</i>	56	1.2	8.08
10	60	<i>549.78</i>	52	1.9	20.09
10	70	<i>753.98</i>	80	0.6	5.65

Titik sounding 4

Lokasi	FEBI	Operator	Adelia	
		Koordinat Longitude / Latitude	X	110,20554°
No. Titik	4		Y	06,59288°
Tanggal	1 Mei 2023		Z	75 m

MN/2	AB/2	K	I (mA)	+DC(mV)	App. Rho (ohmM)
R-Pot :					
0.5	2	11.78	241	53.7	2.63
0.5	5	77.75	215	79.6	28.79
0.5	10	313.37	215	22.5	32.79
2	10	75.40	226	104.3	34.80
2	16	197.92	201	44.3	43.62
2	20	311.02	230	31.7	42.87
2	25	487.73	165	13.2	39.02
2	30	703.72	203	12.5	43.33
2	40	1253.50	189	7	46.43

Lampiran 3.

a. Pengolahan data h

$$h = \frac{V_s}{4f_0}$$

1. Titik 1

$$h = \frac{463,01}{4(3,28)} = 35,29$$

2. Titik 2

$$h = \frac{463,01}{4(11,09)} = 10,43$$

3. Titik 3

$$h = \frac{463,01}{4(3,73)} = 31,03$$

4. Titik 4

$$h = \frac{463,01}{4(13,72)} = 8,43$$

b. Pengolahan data (mencari selisih persentase)

$$\text{persentase} = \frac{|\text{standar} - \text{baru}|}{\text{jumlah}} \times 100\%$$

$$\bar{x} = \frac{\sum \text{persentase}}{n}$$

1. Data 1

Resistivity	Mikroseismik	Selisih	Persentase
4,14	3	1,14	14,4%
8,89	32	24,46	56,6%
42,1	96	53,9	39,02%
	\bar{x}		37,14%

2. Data 2

Resistivity	Mikroseismik	Selisih	Persentase
7,556	8	0,444	2,8%
13	12	1	4%
49,83	66	16,17	13,9%
	\bar{x}		6,9%

laporan_proposal_adelia.pdf

ORIGINALITY REPORT

10 %	9 %	1 %	5 %
SIMILARITY INDEX	INTERNET SOURCES	PUBLICATIONS	STUDENT PAPERS

PRIMARY SOURCES

1	eprints.walisongo.ac.id Internet Source	4 %
2	Submitted to UIN Walisongo Student Paper	1 %
3	Submitted to Syiah Kuala University Student Paper	<1 %
4	eprints.uns.ac.id Internet Source	<1 %
5	repository.unipasby.ac.id Internet Source	<1 %
6	digilib.uin-suka.ac.id Internet Source	<1 %
7	Submitted to Universitas Muria Kudus Student Paper	<1 %
8	eprints.mercubuana-yogya.ac.id Internet Source	<1 %
9	journal.uinjkt.ac.id Internet Source	<1 %
10	vdocuments.site Internet Source	<1 %

RIWAYAT HIDUP

A. Identitas Diri

1. Nama lengkap : Adelia Qoirina Rahmawati
2. Tempat & Tgl. Lahir: Semarang, 7 Juli 2001
3. Alamat Rumah : Jl. Stasiun Jerakah RT 04 RW
03, Kel. Jerakah, Kec. Tugu
4. No. HP : 085602118117
5. Email : adeliaqoirina@gmail.com

B. Riwayat Pendidikan

1. RA Walisongo : 2006 - 2007
2. SDN Perumnas Krapyak : 2007 - 2013
3. SMP Negeri 31 Semarang : 2013 - 2016
4. SMA Negeri 8 Semarang : 2016 - 2019
5. UIN Walisongo Semarang : 2019 - sekarang