



LAPORAN PENELITIAN

IDENTIFIKASI LOKASI PEMBUATAN SUMUR INJEKSI UNTUK MENANGGULANGI ROB DI SEMARANG UTARA

Dr. Andi Fadllan, S.Si., M.Sc. (NIP. 198009152005011006)

Muhammad Harun (NIM. 1808026019)

Dibiayai dengan Anggaran DIPA-BOPTN
Fakultas Sains dan Teknologi
UIN Walisongo Semarang
Tahun 2022

LAPORAN PENELITIAN

**IDENTIFIKASI LOKASI PEMBUATAN
SUMUR INJEKSI UNTUK MENANGGULANGI
ROB DI SEMARANG UTARA**



Oleh:

1. Ketua : Dr. Andi Fadllan, S.Si., M.Sc.
NIP : 198009152005011006
2. Anggota : Muhammad Harun
NIM : 1808026019

**DIBIYAI DENGAN ANGGARAN DIPA-BOPTN
FAKULTAS SAINS DAN TEKNOLOGI
UIN WALISONGO SEMARANG
TAHUN 2022**



KEMENTERIAN AGAMA REPUBLIK INDONESIA
UNIVERSITAS ISLAM NEGERI WALISONGO SEMARANG
LEMBAGA PENELITIAN DAN PENGABDIAN
KEPADA MASYARAKAT

Jalan Walisongo No. 3-5 Semarang 50185
Email: lp2m@walisongo.ac.id, Website: lppm.walisongo.ac.id

SURAT KETERANGAN

Nomor : 1881/Un.10.0/L.1/TA.00.08/12/2022

Ketua Lembaga Penelitian dan Pengabdian Kepada Masyarakat (LP2M) UIN Walisongo Semarang, dengan ini menerangkan bahwa Penelitian yang dibiayai oleh Anggaran DIPA-BOPTN FST tahun 2022 dengan judul:

Identifikasi Lokasi Pembuatan Sumur Injeksi untuk Menanggulangi Rob di Semarang Bagian Utara

adalah benar-benar merupakan hasil penelitian yang dilaksanakan oleh:

Nama Ketua : Andi Fadlan, M.Sc.
NIP/ID Peneliti : 19800915 2005011006
Jabatan Fungsional : Lektor
Fakultas : Sains dan Teknologi

Nama Anggota : Muhammad Harun
NIM : 1808026019
Jabatan : Anggota Peneliti
Fakultas : Sains dan Teknologi

Demikian surat keterangan ini kami buat untuk dipergunakan sebagaimana mestinya.



Semarang, 20 Desember 2022

Ketua

AKHMAD ARIF JUNAIDI

PERNYATAAN KEASLIAN

Yang bertanda tangan di bawah ini:

Nama : Dr. Andi Fadllan, S.Si., M.Sc.

NIP : 19800915 200501 1006

Fakultas : Sains dan Teknologi

Pangkat/Golongan : Penata Tk. I (III-d)

Jabatan : Lektor

menyatakan bahwa laporan penelitian ini secara keseluruhan adalah hasil penelitian/karya saya dan Muhammad Harun, kecuali bagian tertentu yang dirujuk sumbernya.

Semarang, 22 Desember 2022

Saya yang menyatakan,



Dr. Andi Fadllan, S.Si., M.Sc.

NIP. 19800915 200501 1006

ABSTRAK

Kondisi banjir rob di Semarang bagian utara sudah sangat meresahkan dan mengganggu aktivitas warga sehingga diperlukan upaya untuk mengatasi permasalahan ini. Salah satu yang dapat dilakukan adalah melalui pembuatan sumur injeksi di lokasi yang terdampak rob. Namun demikian, untuk membuat sumur injeksi diperlukan informasi kedalaman dan ketebalan akuifer tanah. Oleh karena itu, penelitian ini bertujuan untuk mengetahui kedalaman lapisan akuifer di daerah penelitian dan menemukan lokasi yang potensial untuk pembuatan sumur injeksi guna mengatasi banjir rob di kota Semarang utara. Lokasi penelitian berada di kelurahan Trimulyo dan Karangroto, Kecamatan Genuk, Kota Semarang. Data geolistrik resistivitas diambil di kelurahan Trimulyo sedangkan data mikroseismik diambil di kelurahan Trimulyo dan kelurahan Karangroto. Pengambilan data menggunakan metode geolistrik resistivitas konfigurasi Schlumberger dan metode seismik. Adapun variabel penelitian ini meliputi: (1) metode geolistrik resistivitas: resistivitas semu (ρ), ketebalan lapisan batuan (d), dan (2) metode mikroseismik: frekuensi resonansi (f_r), amplifikasi (A), kecepatan gelombang geser (V_0), dan ketebalan lapisan batuan (d). Data geolistrik resistivitas diolah dan dianalisis menggunakan *software* Progress v3.0 untuk memperoleh kurva resistivitas lapisan batuan terhadap kedalaman. Sedangkan data mikroseismik diolah menggunakan Geopsy version 4.8.7 untuk memperoleh kurva HVSr dan *software* Dinver (Surface Wave Inversion 1.4.1) dari Geopsy untuk memperoleh kurva model perlapisan batuan (*ground profile*) berdasarkan kecepatan primer (V_p), kecepatan sekunder (V_s), dan densitas batuan. Adapun untuk pembuatan peta persebaran lapisan batuan hasil pengolahan data menggunakan *software* Surfer. Berdasarkan analisis data dan pembahasan, dapat disimpulkan bahwa: (1) Lapisan akuifer di daerah penelitian berupa lapisan pasir dengan kedalaman berkisar 3-8

meter dengan ketebalan lapisan pasir mencapai 4-5 meter. Lapisan pasir semakin dalam ke arah timur laut; (2) Lokasi lapisan akuifer yang berpotensi sebagai infiltrasi air rob untuk pembuatan sumur injeksi sebanyak 10 titik di lokasi penelitian. Berdasarkan simpulan penelitian tersebut, perlu dilakukan pengeboran di 10 titik lokasi penelitian untuk mengetahui tingkat porositas batuan pada lapisan akuifer sehingga layak untuk dijadikan sumur injeksi. Selain itu, perlu perancangan model sumur injeksi yang sesuai dengan karakteristik daerah penelitian agar sumur injeksi dapat berfungsi secara optimal.

Kata kunci: sumur injeksi, banjir rob, geolistrik resistivitas, mikrosesimsik

PRAKATA

Assalaamu'alaikum wr. wb.,

Tim peneliti menyampaikan puji dan syukur ke hadirat Allah SWT atas rahmat dan bimbingan-Nya sehingga tim dapat menyelesaikan penelitian ini sesuai dengan target yang ditetapkan. Tim juga menyampaikan terima kasih kepada Dekan Fakultas Sains dan Teknologi UIN Walisongo Semarang dan seluruh pimpinan hingga Kaprodi Fisika yang memberikan kesempatan tim untuk menyelesaikan penelitian ini. Terima kasih terkhusus kepada mahasiswa fisika yang terlibat dalam proses pengambilan data di lapangan.

Penelitian ini pada mulanya didasari oleh keresahan peneliti terhadap kondisi wilayah Kota Semarang bagian Utara dan sekitarnya yang terkena banjir rob hampir. Kondisi ini menggugah kepedulian kita untuk sekecil mungkin dapat berkontribusi dalam upaya mengatasi masalah ini, salah satunya melalui studi awal pencarian lapisan akuifer di daerah penelitian untuk pembuatan sumur injeksi. Semakin banyak studi atau penelitian di daerah ini akan semakin baik karena semakin banyak komprehensif informasi yang diperoleh sehingga memudahkan dalam pengambilan kebijakan penanganan banjir rob.

Tim menyadari bahwa laporan penelitian ini belum sempurna disebabkan oleh keterbatasan dan kendala yang dihadapi di lapangan. Oleh karena itu, tim mengharapkan saran dan masukan para pembaca untuk melengkapi sisi-sisi yang kurang dari penelitian ini. Semoga Allah SWT memberikan tambahan pengetahuan dan kemanfaatan ilmu kepada kita.

Wassalaamu'alaikum wr. wb.

Semarang, 22 Desember 2022
Peneliti

DAFTAR ISI

| | |
|---|-----|
| HALAMAN JUDUL..... | i |
| SURAT KETERANGAN..... | ii |
| PERNYATAAN KEASLIAN..... | iii |
| ABSTRAK..... | iv |
| PRAKATA..... | vi |
| DAFTAR ISI..... | vii |
| DAFTAR GAMBAR..... | ix |
| DAFTAR TABEL..... | xii |
| BAB I PENDAHULUAN | 1 |
| A. Latar Belakang Masalah..... | 1 |
| B. Rumusan Masalah..... | 4 |
| C. Tujuan dan Manfaat..... | 4 |
| D. Signifikansi..... | 4 |
| BAB II KAJIAN PUSTAKA | 6 |
| A. Landasan Teori..... | 6 |
| 1. Air Tanah dan Akuifer..... | 6 |
| 2. Metode Geolistrik dan Sifat Kelistrikan Batuan..... | 11 |
| 3. Metode Resistivitas Konfigurasi Schlumberger..... | 16 |
| 4. Teknik HVSR dalam Metode Mikroseismik..... | 21 |
| 5. Sumur Injeksi..... | 29 |
| B. Kajian Penelitian Terdahulu..... | 33 |
| C. Kajian Geologi Daerah Penelitian..... | 37 |
| 1. Fisiografi..... | 37 |
| 2. Geomorfologi..... | 38 |
| 3. Stratigrafi..... | 38 |
| 4. Struktur Geologi..... | 41 |
| 5. Proses Sedimentasi Dataran Semarang..... | 43 |

| | |
|---|------------|
| 6. Stabilitas Dataran Semarang | 45 |
| 7. Sistem Akuifer | 45 |
| 8. Sistem Aliran Air Tanah Regional..... | 47 |
| 9. Geologi Dataran Aluvial | 49 |
| BAB III METODE PENELITIAN..... | 51 |
| A. Lokasi Penelitian..... | 51 |
| B. Alat..... | 52 |
| C. Variabel Penelitian..... | 53 |
| D. Analisis Data..... | 53 |
| E. Prosedur Penelitian..... | 54 |
| F. Pengolahan Metode Resistivitas | 55 |
| G. Pengolahan Data Mikroseismik | 62 |
| BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN | 73 |
| A. Pemodelan dan Analisis Data Geolistrik | |
| Resistivitas | 73 |
| 1. Pemodelan Data Resistivitas..... | 73 |
| 2. Analisis Kurva Resistivitas Semu..... | 78 |
| B. Analisis Data Mikroseismik..... | 85 |
| C. Pemodelan Lapisan Bawah Permukaan | |
| Berdasarkan Data Bor..... | 88 |
| D. Pemodelan Lapisan Akuifer..... | 96 |
| BAB V PENUTUP..... | 99 |
| A. Simpulan | 99 |
| B. Saran..... | 99 |
| DAFTAR PUSTAKA | 101 |

DAFTAR GAMBAR

| | |
|---|----|
| Gambar 1.1 Banjir Rob Semarang (Ariefana, 2022)..... | 2 |
| Gambar 2.1 Akuifer Bawah Tanah (Spellman, 2017)..... | 8 |
| Gambar 2.2 Aliran Air pada Pori-pori antarbutir Tanah (Spellman, 2017) | 8 |
| Gambar 2.3 Jenis-jenis Akuifer (Walton, 2012) | 9 |
| Gambar 2.4 Letak <i>Aquiclude</i> (Sindalovskiy, 2017)..... | 11 |
| Gambar 2.5 Prinsip Pengukuran Geolistrik..... | 12 |
| Gambar 2. 6 Konfigurasi Elektroda Geolistrik | 18 |
| Gambar 2.7 Kurva Resistivitas Semu (Telford, 1990). | 19 |
| Gambar 2.8 Konfigurasi Schlumberger | 20 |
| Gambar 2.9 Perbandingan Kurva HCSR | 23 |
| Gambar 2.10 Amplifikasi Gelombang Seismik | 25 |
| Gambar 2.11 Sistem Kerja Sumur Injeksi..... | 30 |
| Gambar 2.12 Fisiografi Jawa Tengah (Husein, 2013)..... | 38 |
| Gambar 2.13 Cekungan Jawa (Husein, 2013)..... | 41 |
| Gambar 2.14 Stratigrafi Semarang Utara..... | 41 |
| Gambar 2.15 Struktur Geologi Semarang | 43 |
| Gambar 2.16 Peta Fasies Pasir dan Kerikil pada Kedalaman 0-20 meter (Marsudi, 2008) | 44 |
| Gambar 2.17 Peta Fasies Pasir dan Kerikil pada Kedalaman 21-85 meter (Marsudi, 2008) | 44 |
| Gambar 2.18 Peta Aliran Air Tanah Semarang (Marsudi, 2008)..... | 49 |
| Gambar 3.1 Titik Pengukuran Geolistrik Resistivitas..... | 51 |
| Gambar 3.2 Titik Pengukuran Data Mikroseismik | 51 |
| Gambar 3.3 Resistivitymeter, (b) Seismograph | 53 |
| Gambar 3.4 <i>Flowchart</i> Prosedur Penelitian | 55 |
| Gambar 3.5 Tampilan awal <i>software</i> Progress..... | 56 |
| Gambar 3.6 Tampilan kerja <i>sotware</i> Progress | 56 |
| Gambar 3.7 Tampilan menu konfigurasi..... | 57 |
| Gambar 3.8 menu forward modelling | 58 |

| | |
|--|----|
| Gambar 3.9 Data sebaran resistivitas semu (sebelah kiri) dan tabel parameter model (sebelah kanan) | 59 |
| Gambar 3.10 Contoh Forward modelling | 60 |
| Gambar 3.11 Hasil Pemodelan Mundur | 61 |
| Gambar 3.12 Penampang Perlapisan Batuan Hasil Interpretasi Data | 61 |
| Gambar 3.13 Tampilan Awal Geopsy | 62 |
| Gambar 3.14 Tampilan saat Memuat Sinyal | 63 |
| Gambar 3.15 Contoh hasil Rekaman Sinyal dari Seismometer | 63 |
| Gambar 3.16 Tampilan Sinyal dalam Domain Frekuensi (A) sebelum Dilakukan Low Pass Filter | 64 |
| Gambar 3. 17 Tampilan Sinyal dalam Domain Frekuensi setelah Dilakukan Low Pass Filter | 65 |
| Gambar 3.18 Contoh Kurva HVSR yang Memenuhi Syarat Reliabel | 67 |
| Gambar 3.19 Hubungan Nilai Frekuensi Domain dan Koefisien Bandwidth | 68 |
| Gambar 3.20 Hubungan Antara Standar Deviasi | 68 |
| Gambar 3.21 Kurva Horizontal to Vertical Spectral Ratio (HVSR) Titik B095 | 69 |
| Gambar 3.22 Contoh Kurva HVSR yang Memenuhi Syarat Kurva yang Jelas (Clear Peak) | 71 |
| Gambar 3. 23 Diagram Alir Pengolahan Menggunakan Geopsy | 72 |
| Gambar 4.1 Pemodelan ke depan Dua Lapisan | 75 |
| Gambar 4.2 Pemodelan ke depan Tiga Lapisan | 75 |
| Gambar 4.3 Pemodelan ke depan Variasi Ketebalan | 76 |
| Gambar 4.4 Pemodelan ke depan Tiga Lapisan Varian | 77 |
| Gambar 4. 5 Pemodelan ke depan Tiga Lapisan Varian | 78 |
| Gambar 4.6 Kurva Resistivitas terhadap $\frac{1}{2}$ Bentangan Elektroda | 79 |
| Gambar 4.7 Kurva Resistivitas terhadap $\frac{1}{2}$ Bentangan | 80 |
| Gambar 4.8 Resistivitas Semu Variasi Jumlah Lapisan | 82 |
| Gambar 4.9 Pemodelan ke Depan Data Lapangan | 83 |

| | | |
|-------------|--|----|
| Gambar 4.10 | Pemodelan Inversi Data Lapangan..... | 83 |
| Gambar 4.11 | Kurva HVSR (a) Titik 1; (b) Titik 2; (c) Titik 3; dan (d) Titik 4 | 85 |
| Gambar 4.12 | Inversi Kurva HVSR dengan Metode <i>Ellipticity Curve</i> (a) Titik 1; (b) Titik 2; (c) Titik 3; dan (d) Titik 4..... | 86 |
| Gambar 4.13 | Model Lapisan di Titik <i>Sounding</i> 1 | 87 |
| Gambar 4.14 | Model Lapisan di Titik <i>Sounding</i> 2 | 87 |
| Gambar 4.15 | Model Lapisan di Titik <i>Sounding</i> 3 | 88 |
| Gambar 4.16 | Model Lapisan di Titik <i>Sounding</i> 4..... | 88 |
| Gambar 4.17 | Lokasi Titik Pengeboran | 89 |
| Gambar 4.18 | Penampang Stratigrafi Data Bor..... | 90 |
| Gambar 4.19 | Penampang stratigrafi data bor bentuk 3D | 91 |
| Gambar 4.20 | Pemodelan Resistivitas terhadap Kedalaman... | 92 |
| Gambar 4.21 | Lembar Peta Geologi Magelang-Semarang..... | 95 |
| Gambar 4.22 | Peta Model Persebaran Lapisan Pasir pada Kedalaman 3-8 meter..... | 97 |
| Gambar 4.23 | Titik Lokasi yang Berpotensi untuk | 98 |

DAFTAR TABEL

| | |
|--|----|
| Tabel 2.1 Nilai Resistivitas Batuan (Loke, 2021) | 16 |
| Tabel 2.2 Nilai Densitas Batuan..... | 29 |
| Tabel 3.1 Nilai ambang untuk σ_f dan $\sigma_A (f_0)$ | 71 |
| Tabel 4.1 Perlapisan Batuan di Titik D | 96 |

BAB I

PENDAHULUAN

A. Latar Belakang Masalah

Kota Semarang merupakan ibu kota Provinsi Jawa Tengah dan menjadi salah satu di antara banyak kota besar di Indonesia. Secara administratif, luas kota Semarang mencapai 373,4 km² dengan jumlah penduduk sebesar 1.481.460 jiwa, yang tersebar ke dalam 16 kecamatan dan 117 kelurahan dengan laju pertumbuhan 1,86% setiap tahunnya (BPS Kota Semarang Tahun 2008). Kota Semarang terdiri dari dua unit morfologi, yaitu di selatan (kota bagian atas) terdiri dari perbukitan, merupakan kaki Gunung Ungaran yang terbentang dari timur ke barat mulai dari Tembalang, Tanah Putih, hingga Gajah Mungkur, sedangkan dataran aluvial pantai terletak di utara (kota bagian bawah). Dari 16 Kecamatan di Kota Semarang, kecamatan Semarang Utara dan Semarang Tengah merupakan wilayah terpadat dengan kepadatan penduduk mencapai 11.556 jiwa dan 12.089 jiwa setiap km² (Profil Kependudukan Kota Semarang, Tahun 2008). Kota Semarang memiliki letak geografis yang strategis sebagai pusat pemerintahan dan pusat ekonomi sehingga aktivitas masyarakat berjalan sangat tinggi dengan berbagai permasalahannya, baik dalam aspek ekonomi, sosial, budaya, maupun aspek lingkungan. Salah satu permasalahan lingkungan yang telah lama dihadapi kota Semarang adalah banjir rob di wilayah Semarang Utara, Genuk, dan sekitarnya

Banjir rob merupakan salah satu fenomena alam yang banyak dialami oleh kota-kota Indonesia, dengan kondisi paling parah berada di sepanjang pesisir pantai utara Jawa. Beberapa kota yang mengalami banjir rob tersebut di antaranya adalah Jakarta, Brebes, Pekalongan, Pemalang, Demak, dan Semarang. Salah satu banjir rob terbesar terjadi pada tanggal 23 Mei 2022 yang menyebabkan daratan pesisir kota Semarang tergenang air laut hingga ketinggian 2 meter, khususnya di daerah pelabuhan Tanjung Mas (Prastiwi, 2022). Banjir ini menyebabkan kerugian yang tidak sedikit, terutama di sektor usaha. Banyak

kendaraan dan properti tergenang dan hanyut oleh air laut yang menginvasi daratan. Sebenarnya, banjir rob merupakan siklus rutin yang terjadi akibat naiknya muka air laut yang disebabkan oleh tarikan benda-benda angkasa. Namun, peristiwa rob pada tanggal 23 Mei 2022 tersebut diperparah dampaknya oleh jebolnya tanggul penahan gelombang air laut.



Gambar 1.1 Banjir Rob Semarang (Ariefana, 2022)

Sementara itu, menurut pakar geomorfologi pesisir dan laut, Bachtiar W. Mutaqin mengatakan sepanjang pantai utara Jawa, termasuk kota Semarang telah tercatat mengalami penurunan muka tanah (*land subsidence*) yang signifikan (Caesaria & Kasih, 2022). Menurut Kepala Lembaga Riset Kebencanaan IA-ITB Heri Andreas, laju penurunan muka tanah di kota Semarang setiap tahunnya adalah 10 sampai 20 cm (Prihantini & Dewi, 2022). Laju penurunan muka tanah tidak merata di seluruh kota Semarang tetapi berbeda di setiap tempat dengan secara garis besar laju penurunan semakin besar ke arah utara. Daerah sekitar pelabuhan Tanjung Mas tercatat mengalami penurunan hingga 9,8 cm pada tahun 2020 (Prihantini & Dewi, 2022). Hasil penelitian lain menyebutkan bahwa Semarang merupakan kota dengan laju penurunan tanah tertinggi kedua di dunia sebesar 3,96 cm per tahun, setelah kota Tianjin di Cina 5,22 cm per tahun. Adapun Jakarta menjadi kota ketiga dengan penurunan tanah sebesar 3,44 cm per tahun (Wu,

et al., 2022). Hal ini menjadi ancaman besar bagi kota Semarang. Jika laju penurunan tidak segera diatasi, maka tidak menutup kemungkinan kota Semarang akan tenggelam dalam hitungan tidak sampai satu abad. Oleh karena itu, kondisi ini harus menjadi prioritas utama untuk segera diatasi.

Tingginya penurunan muka tanah di kota Semarang juga diakibatkan oleh terjadinya penurunan muka air tanah dan beban dari bangunan di atasnya (Prihantini & Dewi, 2022). Hal ini diperkuat oleh hasil penelitian Soedarsono & Arief (2012) dan Fakhrudin *et al.* (2021) yang menyatakan bahwa Pengambilan air tanah yang jauh lebih besar dibandingkan dengan pengisian air kembali ke dalam tanah (infiltrasi) mengakibatkan daerah kekosongan air akan dimasuki oleh butiran-butiran tanah di atasnya sehingga terjadi penurunan muka tanah atau amblesan (Bisri, 2020). Berdasarkan uraian permasalahan tersebut, untuk mengatasi terjadinya amblesan, maka diperlukan usaha untuk menyeimbangkan antara pengambilan air tanah dengan pemasukan air kembali ke dalam tanah atau disebut dengan konservasi air. Teknologi konservasi air terdiri dari dua jenis, yaitu *natural recharge* (pengisian air secara alami) dan *artificial recharge* (pengisian air secara buatan) (Wulandari *et al.*, 2021). Pada kasus di kota Semarang, *natural recharge* tidak mungkin dilaksanakan sehingga teknologi yang bisa diterapkan untuk mengatasi amblesan adalah *artificial recharge* (Syafira *et al.*, 2021). Ada beberapa teknologi *artificial recharge*, salah satunya adalah sumur injeksi. Sumur injeksi merupakan teknologi resapan air yang dirancang untuk menginjeksikan air secara langsung ke dalam akuifer. Oleh karenanya, sumur injeksi dibuat dengan kedalaman mencapai akuifer (Bisri, 2020). Berdasarkan hal tersebut, maka pembuatan sumur injeksi memerlukan informasi kedalaman akuifer tanah yang akan dibuat sumur, sehingga identifikasi kedalaman akuifer menjadi hal yang perlu dilakukan.

B. Rumusan Masalah

Berdasarkan uraian latar belakang masalah tersebut, maka dapat rumusan penelitian ini adalah:

1. Berapa kedalaman lapisan akuifer di daerah penelitian?
2. Di mana lokasi yang potensial untuk pembuatan sumur injeksi guna mengatasi banjir rob di kota Semarang utara?

C. Tujuan dan Manfaat

1. Tujuan

Penelitian ini bertujuan untuk:

- a. mengetahui kedalaman lapisan akuifer di daerah penelitian.
- b. menemukan lokasi yang potensial untuk pembuatan sumur injeksi guna mengatasi banjir rob di kota Semarang utara.

2. Manfaat

Hasil penelitian ini diharapkan memberi manfaat sebagai berikut:

- a. sebagai bahan kajian dan pertimbangan Pemerintah Kota Semarang dan Pemerintah Daerah Jawa Tengah dalam upaya mengatasi banjir rob di kota Semarang.
- b. menumbuhkan kesadaran masyarakat terhadap pentingnya menjaga keseimbangan penggunaan air tanah dan penurunan muka tanah.

D. Signifikansi

Setiap penelitian yang dilakukan sudah semestinya memiliki signifikansi, tidak hanya terhadap masalah yang akan dipecahkan, tetapi juga terhadap pengembangan keilmuan terkait dan kebermanfaatannya bagi masyarakat. Signifikansi menjadi salah satu tolak ukur keberhasilan suatu penelitian. Tolak ukur hanya dapat diketahui dari seberapa besar dan luas dampak yang ditimbulkannya bagi masyarakat.

Signifikansi dilaksanakannya penelitian ini adalah sebagai berikut:

1. Banjir rob merupakan permasalahan mendesak kota Semarang dan sekitarnya yang perlu segera dipecahkan agar kota Semarang tidak tenggelam dalam waktu kurang dari 10 tahun ke depan
2. Berbagai upaya strategis dan teknis perlu dilakukan secara komprehensif untuk menyelesaikan permasalahan banjir rob agar tidak berdampak negatif lebih luas pada aspek lingkungan, sosial, ekonomi, dan budaya. Langkah teknis tersebut salah satunya melalui pembuatan sumur injeksi untuk menekan penurunan muka tanah.

BAB II

KAJIAN PUSTAKA

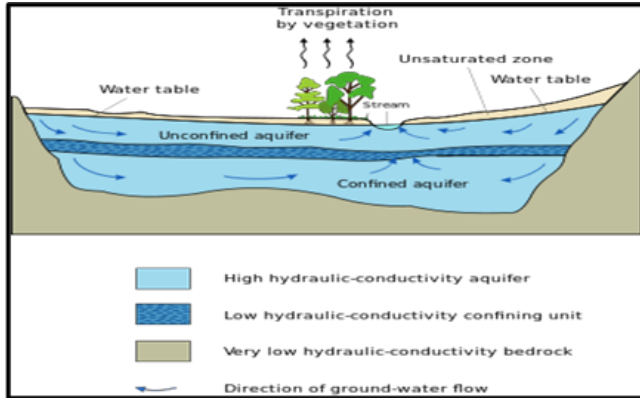
A. Landasan Teori

1. Air Tanah dan Akuifer

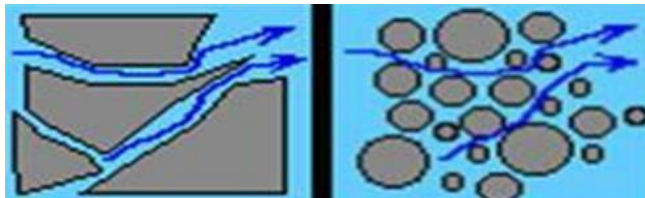
Air merupakan salah satu kebutuhan utama makhluk hidup, terutama manusia. Manusia dapat memanfaatkan air secara langsung dari permukaan atau dengan melakukan pengeboran terlebih dahulu untuk mengambil air di bawah permukaan. Air di bawah permukaan atau air tanah lebih banyak dimanfaatkan karena kondisinya yang lebih bersih. Air tanah terdapat di bawah permukaan tanah yang salah satu sumber utamanya adalah air hujan yang meresap ke dalam tanah lewat lubang pori di antara butiran tanah (Drever, 2005). Air yang berkumpul di bawah permukaan ini disebut akuifer.

Ada beberapa pengertian akuifer berdasarkan pendapat para ahli. Akuifer berasal dari bahasa latin yaitu *aqui* dari kata *aqua* yang berarti air dan kata *ferre* yang berarti membawa, sehingga akuifer diartikan sebagai lapisan pembawa air. Akuifer merupakan lapisan tanah yang mengandung air, di mana air ini bergerak di dalam tanah karena adanya ruang antar butir-butir tanah (Spellman, 2017). Dengan kata lain, akuifer adalah lapisan bawah tanah yang mengandung air dan mampu mengalirkan air. Hal ini disebabkan karena akuifer bersifat *permeable* yang mampu mengalirkan air baik karena adanya pori-pori pada lapisan tersebut ataupun memang sifat dari lapisan batuan tertentu. Contoh batuan pada lapisan akuifer di antaranya adalah batu pasir, batu kerikil, dan batu gamping rekahan. Bentuk penampang akuifer dan aliran air pada pori-pori batuan ditunjukkan oleh Gambar 2.1 dan Gambar 2.2.

Karakteristik akuifer ditentukan oleh tiga parameter utama, yaitu ketebalan akuifer, permeabilitas atau koefisien lolos, dan jenis batuan. Ketebalan akuifer diukur mulai dari permukaan air tanah (*water table*) sampai pada suatu lapisan yang bersifat semi kedap air (*impermeable*), termasuk *aquiclude* dan *aquifuge*. *Aquiclude* adalah lapisan yang dapat menyimpan air tetapi tidak dapat mengalirkan air dalam jumlah besar, seperti lempung, tuff halus, dan silt. Sedangkan *aquifuge* adalah lapisan yang tidak dapat menyimpan dan mengalirkan air, contohnya batuan granit dan batuan yang kompak. Permeabilitas merupakan kemampuan suatu akuifer untuk meloloskan sejumlah air tanah. Nilai permeabilitas akuifer sangat ditentukan oleh tekstur dan struktur mineral atau partikel-partikel atau butir-butir penyusun batuan. Semakin kasar tekstur dengan struktur lepas, maka semakin tinggi batuan meloloskan sejumlah air tanah. Sebaliknya, semakin halus tekstur dengan struktur semakin tidak teratur atau semakin mampat, maka semakin rendah kemampuan batuan untuk meloloskan sejumlah air tanah. Setiap jenis batuan mempunyai nilai permeabilitas berbeda-beda dengan jenis batuan yang lainnya. Besarnya cadangan air tanah yang dapat tersimpan dalam akuifer sangat ditentukan oleh sifat fisik batuan penyusun akuifer (tekstur dan struktur butir-butir penyusunnya) (Spellman, 2017).



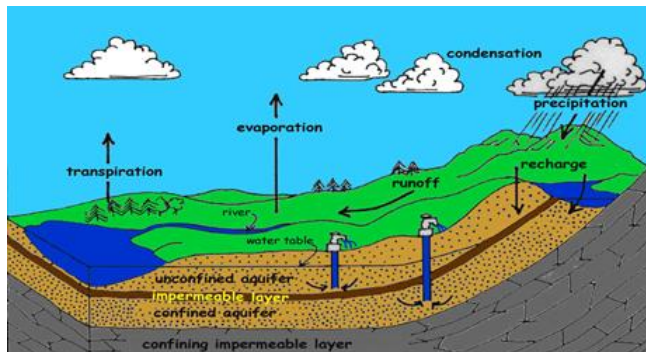
Gambar 2.1 Akuifer Bawah Tanah (Spellman, 2017)



Gambar 2.2 Aliran Air pada Pori-pori antarbutir Tanah (Spellman, 2017)

Menurut Walton (2012), berdasarkan kadar kedap air dari batuan yang melingkupinya, akuifer dapat dibedakan menjadi beberapa jenis, yaitu akuifer tertekan (*confined aquifer*), akuifer setengah tertekan (*semi confined aquifer*), akuifer setengah bebas (*semi unconfined aquifer*), dan akuifer tak tertekan (*unconfined aquifer*). Akuifer tertekan adalah akuifer yang lapisan atas dan bawahnya dibatasi oleh lapisan kedap air. Akuifer setengah tertekan adalah akuifer yang lapisan di atas atau di bawahnya masih mampu meloloskan atau dilewati air meskipun sangat kecil (lambat). Akuifer setengah bebas merupakan peralihan antara akuifer setengah tertekan dengan akuifer bebas. Akuifer tak tertekan merupakan akuifer yang lapisan bawahnya merupakan lapisan kedap air, sedangkan

lapisan atasnya merupakan material berbutir halus, sehingga pada lapisan penutupnya masih dimungkinkan adanya gerakan air. Akuifer tak tertekan mempunyai lapisan atas yang permeabilitasnya tinggi, sehingga tekanan udara di permukaan air sama dengan atmosfer. Air tanah dari akuifer ini disebut juga air tanah bebas dan akuifernya sendiri sering disebut *water-table aquifer*. Jenis-jenis akuifer tersebut dapat ditunjukkan pada Gambar 2.3.



Gambar 2.3 Jenis-jenis Akuifer (Walton, 2012)

Sementara itu, dengan uraian yang hampir sama, Kodoatie dan Sarief (2012) membagi akuifer menjadi tiga jenis berdasarkan tipenya, yaitu akuifer tertekan (*confined aquifer*), akuifer bebas (*unconfined aquifer*), dan akuifer bocor (*leakage aquifer*).

- a. Akuifer tertekan (*confined aquifer*) adalah akuifer yang dibatasi oleh lapisan akiklud di bagian atas dan bagian bawahnya. Lapisan akiklud mampu menyimpan air tanah tetapi tidak dapat mengalirkan air atau hanya menampung air. Akuifer ini terletak di bawah lapisan kedap air (*impermeable*) dan mempunyai tekanan lebih besar daripada tekanan atmosfer
- b. Akuifer bebas (*unconfined aquifer*) adalah akuifer yang di bagian bawahnya dibatasi oleh lapisan

yang tidak dapat mengalirkan air tetapi di bagian atasnya tidak ada lapisan yang menutupi atau membatasi.

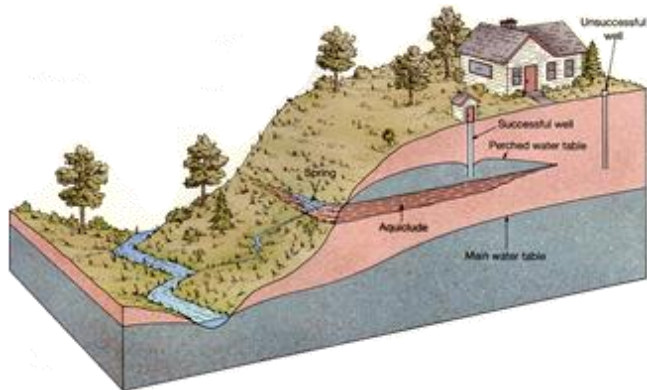
- c. Akuifer bocor (*leakage aquifer*) adalah lapisan yang dibatasi oleh lapisan *semi permeable* di bagian atas dan bagian bawahnya. Akuifer ini terletak antara akuifer bebas dan akuifer tertekan.

Sementara itu, Suharyadi (1984) menyatakan jenis akuifer menggantung (*perched aquifer*) yaitu akuifer yang mempunyai massa air tanahnya terpisah dari massa air tanah induk oleh suatu lapisan yang relatif kedap air yang tidak terlalu luas dan terletak di zona jenuh air.

Sindalovskiy (2017) menyatakan bahwa akuifer dapat dijumpai pada bentuk lahan sebagai berikut:

- a. Lintasan air (*water course*)
Bentuk lahan di mana materialnya terdiri dari aluvium yang mengendap di sepanjang alur sungai sebagai bentuk lahan dataran banjir serta tanggul alam. Bahan aluvium itu biasanya berupa pasir dan kerikil.
- b. Dataran (*plain*)
Bentuk lahan berstruktur datar dan tersusun atas bahan aluvium yang berasal dari berbagai bahan induk sehingga merupakan akuifer yang baik.
- c. Lembah antarpegunungan (*intermontane valley*)
Merupakan lembah yang berada di antara dua pegunungan dan materialnya berasal dari hasil erosi dan gerak massa batuan dari pegunungan di sekitarnya.
- d. Lembah terkubur (*buried valley*)
Lembah yang tersusun oleh material lepas berupa pasir halus sampai kasar. Berdasarkan perlakuannya terhadap air tanah, terdapat lapisan-lapisan batuan selain akuifer yang berada di bawah

permukaan tanah. Lapisan-lapisan batuan tersebut dapat dibedakan menjadi: *aquiclude*, *aquitard*, dan *aquifuge*. *Aquiclude* adalah formasi geologi yang mungkin mengandung air, tetapi dalam kondisi alami tidak mampu mengalirkannya, misalnya lapisan lempung, serpih, tuf halus, dan lanau. Untuk keperluan praktis, *aquiclude* dipandang sebagai lapisan kedap air. Adapun letak *aquiclude* ditunjukkan pada Gambar 2.4.



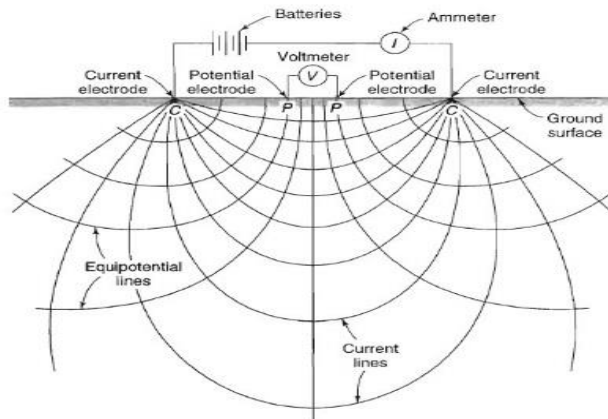
Gambar 2.4 Letak *Aquiclude* (Sindalovskiy, 2017)

2. Metode Geolistrik dan Sifat Kelistrikan Batuan

Metode geolistrik pertama kali diperkenalkan oleh Conrad Schlumberger pada tahun 1912. Salah satu metode geolistrik adalah metode resistivitas atau tahanan jenis. Metode ini mempelajari struktur bawah permukaan berdasarkan beda nilai resistivitas pada batuan terhadap kedalaman. Survei resistivitas listrik telah digunakan selama beberapa dekade di hidrogeologis, pertambangan, dan investigasi geoteknis. Metode geolistrik adalah salah satu metode dalam geofisika yang digunakan untuk menyelidiki kondisi bawah permukaan dengan memanfaatkan sifat-sifat aliran listrik dengan cara mengalirkan arus listrik DC (*Direct Current*) yang mempunyai tegangan tinggi ke dalam tanah. Injeksi arus listrik ini menggunakan

dua buah elektroda arus A dan B yang ditancapkan ke dalam tanah dengan jarak tertentu. Semakin panjang AB maka aliran arus listrik dapat menembus lapisan batuan lebih dalam. Sedangkan dua buah elektroda potensial yang berada di dalam konfigurasi digunakan untuk mengukur beda potensialnya.

Survei geolistrik di lapangan dilakukan dengan cara mengalirkan arus ke dalam tanah melalui dua elektroda arus (C1 dan C2) dan responsnya (beda potensial) diukur melalui dua elektroda potensial (P1 dan P2). Berdasarkan konfigurasi elektroda dan respon yang terukur, maka sifat kelistrikan batuan yang berada di bawah permukaan dapat diperkirakan (Telford, 1990). Prinsip pengukuran geolistrik dapat dilihat pada Gambar 2.5.



Gambar 2.5 Prinsip Pengukuran Geolistrik (Telford, 1990).

Menurut Telford (1990), berdasarkan sumber arus listriknya, metode geolistrik dapat dibedakan menjadi dua jenis, yaitu:

- a. Metode aktif, yaitu metode geolistrik dengan sumber arus listrik yang digunakan dialirkan ke dalam tanah atau batuan di bawah permukaan

tanah, kemudian efek potensialnya diukur di dua titik permukaan tanah dengan menggunakan aktivitas elektrokimia alami. Metode ini lebih mudah dikontrol karena variabel dapat divariasikan untuk memperoleh data pembanding yang lebih akurat dan komprehensif. Beberapa metode ini di antaranya adalah metode geolistrik resistivitas *mapping* dan *sounding*, metode Induced Polarization (IP), dan metode *geoelectrical borehole tomography*..

- b. Metode pasif, yaitu metode geolistrik dengan sumber arus listrik yang terjadi akibat aktivitas elektrokimia dan elektromekanik dalam material-material penyusun batuan. Beberapa metode geolistrik yang memanfaatkan adanya sumber arus listrik alami yaitu Self Potential (SP) dan Magnetotelluric.

Menurut Telford (1990) berdasarkan tujuannya, cara pengukuran resistivitas terdiri dari dua jenis yaitu:

- a. Metode Resistivitas *Sounding*
Metode ini untuk mempelajari variasi resistivitas batuan di bawah permukaan tanah secara vertikal. Pada saat pengukuran, spasi elektroda (arus dan potensial) diperbesar secara bertahap sesuai konfigurasinya. Semakin panjang jarak antarelektroda, maka semakin dalam pula lapisan batuan yang dapat dijangkau dengan batas-batas tertentu.
- b. Metode Resistivitas *Mapping*
Metode ini untuk mempelajari variasi resistivitas batuan di bawah permukaan tanah secara lateral atau horisontal. Pada saat pengukuran di lapangan, spasi elektroda (arus dan potensial) dibuat sama untuk semua titik di permukaan tanah. Hasil pengukuran ini dapat dijadikan sebagai peta kontur berupa sebaran nilai resistivitasnya.

Batuan tersusun dari berbagai mineral dan karenanya batuan memiliki sifat kelistrikan selain sifat kemagnetan dan sifat fisika lainnya. Sifat kelistrikan pada suatu batuan artinya batuan memiliki sifat atau karakteristik dapat menghantarkan atau menghambat arus listrik yang sering disebut dengan sifat konduktivitas dan resistivitas. Sifat resistivitas atau hambatan jenis yang dimiliki batuan dipengaruhi oleh porositas, kadar air, dan mineral yang terkandung di dalamnya. Loke (2021) menjelaskan bahwa aliran arus listrik pada batuan dan mineral dapat dibagi menjadi tiga macam, yaitu:

a. Konduksi Secara Elektronik (Ohmik)

Konduksi secara elektronik terjadi jika batuan atau mineral memiliki elektron bebas dalam jumlah yang besar sehingga elektron bebas pada batuan atau mineral tersebut dapat mengalirkan listrik. Aliran listrik ini berperilaku berbeda karena dipengaruhi oleh sifat atau karakteristik setiap batuan yang dilewatinya. Salah satu sifat atau karakteristik batuan tersebut adalah resistivitas (tahanan jenis) yang menunjukkan kemampuan bahan tersebut untuk menghambat arus listrik.

b. Konduksi Secara Elektrolitik

Batuan secara umum memiliki resistivitas tinggi dan merupakan penghantar listrik yang buruk. Ini berarti batuan bisa menghantarkan listrik. Hal ini disebabkan karena batuan memiliki pori-pori yang terisi oleh fluida, terutama oleh air. Konduksi arus listrik yang ada pada batuan dibawa oleh ion-ion elektrolitik dalam air sehingga batuan tersebut menjadi penghantar elektrolitik. Volume dan susunan pori-pori batuan porous mempengaruhi besar nilai konduktivitas dan resistivitas batuan. Nilai konduktivitas batuan akan semakin besar jika kandungan air pada batuan berjumlah besar, dan

sebaliknya nilai resistivitas batuan akan semakin besar jika kandungan air pada batuan berjumlah sedikit.

c. Konduksi Secara Dielektrik

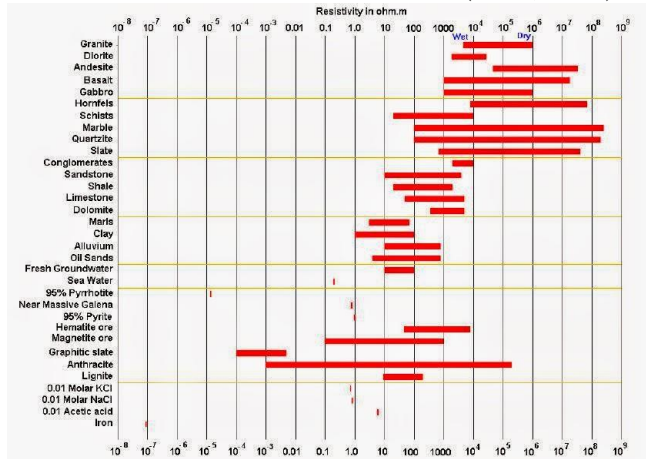
Konduksi pada batuan mineral bersifat dielektrik terhadap aliran listrik. Hal ini menunjukkan bahwa batuan atau mineral memiliki elektron bebas dalam jumlah sedikit, atau bahkan tidak ada sama sekali. Adanya pengaruh medan listrik dari luar menyebabkan elektron dalam bahan berpindah dan berkumpul terpisah dari inti sehingga terjadi polarisasi. Kondisi ini bergantung pada konduksi dielektrik batuan yang bersangkutan

Berdasarkan nilai resistivitas atau tahanan jenis listriknya, batuan dan mineral dapat digolongkan menjadi tiga macam, yaitu:

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

Nilai resistivitas beberapa batuan dan material disajikan secara rinci pada Tabel 2.1.

Tabel 2.1 Nilai Resistivitas Batuan (Loke, 2021)



3. Metode Resistivitas Konfigurasi Schlumberger

Metode resistivitas merupakan salah satu metode geolistrik yang digunakan untuk menyelidiki struktur bawah permukaan tanah berdasarkan perbedaan nilai resistivitas batuan. Metode ini banyak digunakan untuk mengidentifikasi bahan galian, endapan mineral, panas bumi (*geothermal*), batubara, dan pencarian akuifer air tanah. Prinsip dasar metode resistivitas adalah mengalirkan arus searah pada permukaan tanah sehingga beda potensial pada dua titik dapat diukur. Teori dasar dari metode resistivitas adalah Hukum Ohm, yaitu hubungan antara arus listrik yang dialirkan dan beda potensial yang terukur. Prinsip dasar metode resistivitas adalah hambatan listrik R diperoleh dengan mengukur beda potensial V dan arus listrik I dalam suatu penghantar (Telford, 1990).

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

Keterangan:

R = hambatan listrik (ohm)

V = potensial listrik (volt)

I = arus listrik (ampere)

Sehubungan kondisi medium bawah permukaan bumi bersifat tidak homogen, maka nilai resistivitas atau hambatan jenis ρ dipengaruhi oleh konfigurasi elektroda arus dan potensial yang kemudian dinyatakan sebagai faktor geometri (K), selain tegangan dan arus listrik yang terbaca di alat ukur. Persamaan 2.1 selanjutnya dapat dinyatakan ke dalam persamaan (2.2) sebagai persamaan umum resistivitas semu.

$$\rho = K \frac{\Delta V}{I} \dots\dots\dots(2.2)$$

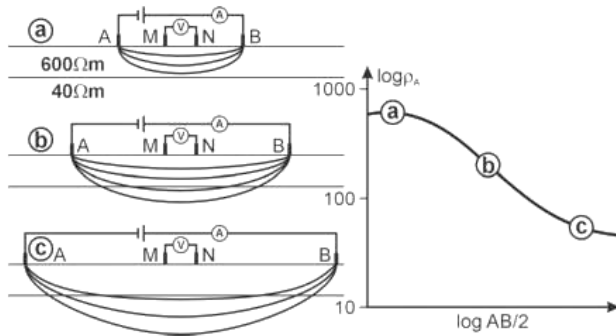
Keterangan:

ρ = resistivitas (Ω)

K = faktor geometri (m)

Metode geolistrik resistivitas memiliki beberapa teknik pengukuran, yaitu teknik mapping dan teknik Vertical Electrical Sounding (VES). Teknik VES merupakan teknik yang digunakan untuk mempelajari persebaran nilai resistivitas di bawah permukaan yang sensitif terhadap variasi distribusi resistivitas secara vertikal. Teknik ini sangat cocok untuk mengetahui kedalaman dan nilai resistivitas struktur batuan berlapis rata, seperti lapisan sedimen. Konfigurasi elektroda yang sering digunakan dalam investigasi VES adalah konfigurasi Schlumberger. Konfigurasi ini berprinsip agar garis-garis arus listrik menembus lapisan batuan bawah permukaan secara vertikal, maka pada saat pengukuran titik tengah harus dijaga tetap pada koordinat tersebut sementara jarak bentangan elektroda semakin meningkat. Jarak bentangan elektroda akan sebanding dengan kedalaman lapisan batu yang terdeteksi. Semakin besar jarak bentangan elektroda, maka semakin dalam

lapisan batuan yang dapat dijangkau (Telford, 1990). Konfigurasi elektroda untuk investigasi VES dapat dilihat pada Gambar 2.6.

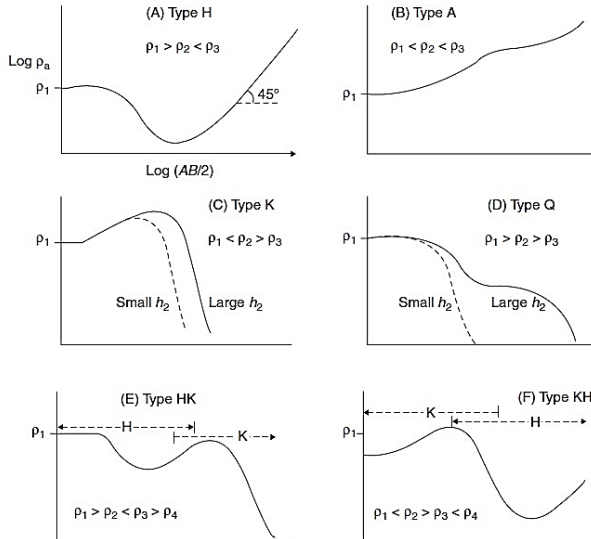


Gambar 2. 6 Konfigurasi Elektroda Geolistrik

Grafik pada Gambar 2.6 menunjukkan jenis kurva resistivitas dari hasil pengukuran VES (Telford, 1990). Terdapat enam jenis kurva yaitu kurva H, A, K, Q, HK, dan kurva KH. Kurva H, A, K, dan Q merupakan kurva dengan tiga lapisan batuan sedangkan kurva HK dan KH merupakan kurva dengan empat lapisan batuan. Dengan memperhatikan karakteristik dari semua kurva tersebut, dapat diketahui bahwa setiap perubahan lapisan batuan akan ditandai dengan perubahan bentuk kurva, apakah kenaikan atau penurunan kurva.

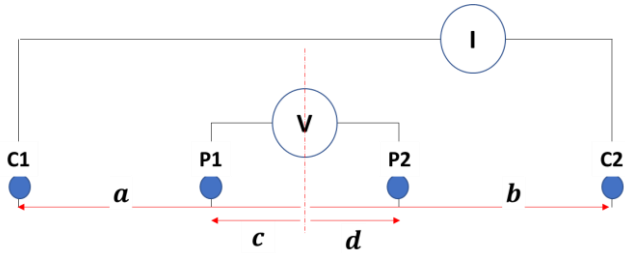
Konfigurasi Schlumberger merupakan konfigurasi yang tersusun atas dua buah elektroda arus dan dua buah elektroda potensial. Elektroda arus terdiri dari elektroda C1 dan C2, sedangkan elektroda potensial terdiri dari elektroda P1 dan P2. Pada konfigurasi Schlumberger, nilai P1-P2 harus lebih kecil dari nilai C1-C2, sehingga jarak P1-P2 secara teoritis tidak mengalami perubahan, tetapi karena adanya keterbatasan kepekaan alat ukur *resistivitymeter*, maka jarak P1-P2 harus diubah ketika jarak C1-C2 sudah relatif besar. Jarak P1-P2 idealnya

dibuat sekecil-kecilnya, tetapi hendaknya tidak lebih besar dari 1/5 jarak C1-C2.



Gambar 2.7 Kurva Resistivitas Semu (Telford, 1990).

Sebagaimana konfigurasi lainnya, konfigurasi Schlumberger memiliki keunggulan dan kekurangan. Keunggulan konfigurasi ini adalah kemampuan untuk mendeteksi adanya non-homogenitas lapisan batuan pada permukaan, yaitu dengan membandingkan nilai resistivitas semu ketika terjadi perubahan jarak elektroda $(P1-P2)/2$ (Loke, 2021). Adapun kekurangannya adalah pembacaan tegangan pada elektroda MN lebih kecil terutama untuk jarak AB yang relatif jauh, sehingga untuk memperoleh tingkat akurasi data yang lebih detail dibutuhkan alat ukur dengan tingkat akurasi tinggi yang dapat menampilkan nilai hingga skala millivolt. Susunan elektroda pada konfigurasi Schlumberger dan perhitungan nilai faktor geometri (K) dapat dilihat pada Gambar 2.8. (Loke, 2021).



Gambar 2.8 Konfigurasi Schlumberger

Berdasarkan Gambar 2.8, diperoleh persamaan (2.3).

$$K = \frac{2\pi}{\frac{1}{a-b} + \frac{1}{b+a} + \frac{1}{b+a} + \frac{1}{a-b}} \dots\dots\dots (2.3)$$

$$K = \frac{2\pi(a^2-b^2)}{4b} \dots\dots\dots (2.3a)$$

Maka persamaan faktor geometri untuk konfigurasi Schlumberger dinyatakan

$$K = \frac{\pi(a^2-b^2)}{2b} \dots\dots\dots (2.3b)$$

Persamaan resistivitas semu merujuk pada persamaan (2.2), dituliskan kembali menjadi

$$\rho_a = K \left(\frac{\Delta V}{I} \right) \dots\dots\dots (2.4)$$

Dengan substitusi nilai K ke dalam persamaan (2.2), didapatkan

$$\rho_a = \left(\frac{\pi(a^2-b^2)}{2b} \right) \left(\frac{\Delta V}{I} \right) \dots\dots\dots (2.5)$$

Keterangan:

ρ_a = resistivitas semu (Ωm)
 r_1 = jarak C1 ke P1 (m)
 r_2 = jarak C2 ke P1 (m)
 r_3 = jarak C1 ke P2 (m)
 r_4 = jarak C2 ke P2 (m)
 a = jarak antara titik tengah C1 atau C2 (m)
 b = jarak antara titik tengah P1 atau P2 (m)

4. Teknik HVSR dalam Metode Mikroseismik

Mikroseismik atau mikrotremor merupakan salah satu metode seismik pasif yang merekam gelombang seismik dari alam, seperti aktivitas gunung api, ombak, aktivitas manusia, dan pergerakan fluida. Metode mikroseismik banyak digunakan pada kegiatan eksplorasi atau pengembangan wilayah, di antaranya dalam eksploitasi hidrokarbon, pertambangan, geotermal, dan geoteknik. Salah satu teknik yang dikenal dalam mikroseismik adalah teknik HVSR (*Horizontal to Vertical Spectral Ratio*), yaitu suatu teknik untuk menghitung rasio spektrum komponen horisontal (H) terhadap komponen vertikal (V) dari gelombang mikroseismik. Teknik ini merupakan teknik yang dipandang efektif, murah, dan ramah lingkungan serta aman digunakan pada wilayah permukaan. Teknik HVSR dalam analisis mikroseismik dapat digunakan untuk memeproleh frekuensi natural dan ketebalan sedimen (Nakamura, 2008).

a. Frekuensi Natural

Teknik HVSR telah digunakan secara luas dalam mikrozonasi maupun studi efek lokal. Teknik ini dapat memberikan informasi mengenai nilai frekuensi dominan dan nilai penguatan gelombang seismik. Teknik ini pada awalnya diusulkan oleh Nogoshi dan Iragarashi dan kemudian dikembangkan oleh Nakamura (2008). Teknik HVSR dilakukan dengan cara

mengestimasi rasio spektrum Fourier komponen vertikal terhadap komponen horisontal. HVSR yang terekam digunakan untuk karakterisasi geologi daerah setempat, frekuensi natural, dan amplifikasi yang berhubungan dengan parameter fisik medium bawah permukaan (Nakamura, 2008). Dalam penerapannya, teknik HVSR digunakan dengan beberapa asumsi, yaitu:

1. Mikroseismik sebagian besar terdiri dari gelombang geser.
2. Amplifikasi hanya terjadi pada komponen horisontal gelombang pada lapisan tanah lunak sedangkan komponen vertikal gelombang tidak.
3. Gelombang tersebar ke segala arah pada batuan dasar (*basement*).
4. Gelombang Rayleigh diasumsikan sebagai *noise* mikroseismik sehingga perlu dieliminasi efeknya.

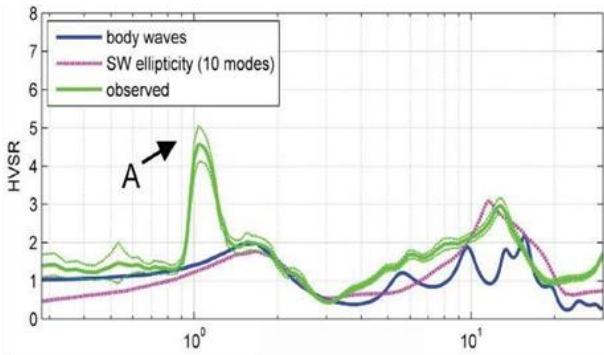
Teknik HVSR memiliki dua data komponen horisontal NS dan EW dan satu data komponen vertikal. Penggabungan kedua data horisontal dilakukan menggunakan aturan Pythagoras dalam fungsi frekuensi dengan persamaan (2.6)

$$R(f) = \frac{\sqrt{H_{EW}^2(f) + H_{NS}^2(f)}}{V_{UD}(f)} \dots\dots\dots(2.6)$$

dengan $R(f)$ adalah spektrum rasio HVSR, $H_{EW}(f)$ adalah spektrum komponen horisontal barat-timur, $H_{NS}(f)$ adalah spektrum komponen horisontal utara-selatan, dan $V_{UD}(f)$ adalah spektrum komponen vertikal.

Teknik HVSR dilakukan dengan memperkirakan rasio spektrum Fourier komponen vertikal terhadap komponen horisontalnya. Frekuensi natural setempat merupakan frekuensi

pada rasio HVSR puncak pertama, sedangkan rasio HVSR pada frekuensi natural merupakan nilai amplifikasi geologi setempat (European Commission, 2004). Teknik HVSR dapat memberikan informasi yang dapat digunakan dan diasosiasikan dengan efek lokal secara cepat dan dapat dikorelasikan dengan parameter HVSR yang memiliki amplifikasi tinggi dan nilai frekuensi dominan rendah. Sehingga dinilai akurat dan stabil untuk perkiraan frekuensi, redaman dan indeks kerentanan pada getaran bangunan dari eksitasi amplitudo kecil. Teknik ini dapat dilakukan kapanpun dan di manapun karena mampu memperkirakan frekuensi resonansi secara langsung tanpa perlu mengetahui kondisi geologi di bawah permukaan dan struktur kecepatan gelombang sesar.



Gambar 2.9 Perbandingan Kurva HVSR (Haerudin, Alami, & Rustadi, 2019)

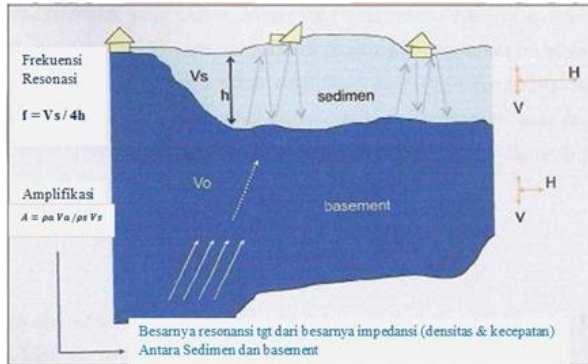
Mikroseismik telah banyak digunakan untuk mengidentifikasi resonansi frekuensi dasar suatu bangunan dan struktur tanah di bawahnya. Frekuensi natural dan amplifikasi merupakan parameter penting yang dihasilkan dari teknik HVSR. Pada analisis HVSR sedimen mungkin terkontaminasi respon dari bangunan, sehingga

ada kemungkinan kesalahan pada identifikasi resonansi.

b. Amplifikasi

Amplifikasi seismik adalah kontras parameter perambatan gelombang seismik (kecepatan dan densitas) antarlapisan batuan. Dengan kata lain, nilai amplifikasi seismik akan mengalami perbesaran apabila perbedaan antarparameter tersebut semakin besar. Misalnya, gelombang seismik yang merambat dari suatu medium ke medium lain yang lebih lunak akan mengalami amplifikasi lebih besar dibandingkan dengan medium yang telah dilalui sebelumnya (Haerudin, Alami, & Rustadi, 2019). Sementara itu, frekuensi natural sangat berhubungan erat dengan ketebalan lapisan sedimennya. Karena amplifikasi dan frekuensi natural merupakan dua parameter penting dari kurva HVSR, maka perlu dicari hubungan keduanya, apakah pada daerah dengan nilai frekuensi natural yang rendah, otomatis nilai amplifikasinya rendah juga atau sebaliknya.

Konsep dasar amplifikasi gelombang seismik disajikan pada Gambar 2.10, di mana terdapat batuan sedimen yang berada di atas *basement* dengan perbedaan kecepatan dan densitas pada lapisan sedimen (V_s), maka kecepatan pada lapisan *basement* (V_0) yang lebih dominan. Sementara itu, frekuensi resonansi banyak ditentukan oleh lapisan sedimen dengan kecepatan gelombang S (V_s) dan ketebalan (h) (Cipta & Athanasius, 2019).



Gambar 2.10 Amplifikasi Gelombang Seismik (Cipta & Athanasius, 2009)

Teknik HVSR didasarkan pada pengolahan rekaman mikroseismik, di mana hasil intepretasi kurva HVSR tersebut dapat memberikan perkiraan distribusi energi pada rentang frekuensi tertentu dengan energi dominan merefleksi frekuensi resonansi struktur batuan. Penggunaan Teknik HVSR untuk melihat perubahan sebelum terjadinya gempabumi berkaitan dengan rumus frekuensi resonansi (f_n):

$$f_n = \frac{V_s}{4H} \dots\dots\dots (2.7)$$

Keterangan:

V_s = kecepatan gelombang geser

H = ketebalan lapisan atas

c. Site Effect

Karakterisasi kurva HVSR perlu dilakukan melalui pemodelan untuk mengetahui parameter yang berpengaruh pada frekuensi predomnan dan amplifikasi. Dalam karakterisasi HVSR, terlebih dulu perlu diketahui model gelombang dalam HVSR. Nakamura (2008) mengembangkan

konsep HVSR dengan asumsi mengabaikan gelombang permukaan (gelombang Rayleigh dan Love) dan mikroseismik didominasi oleh gelombang geser. HVSR ini diasumsikan sama dengan fungsi transfer antara *bedrock* dan getaran gelombang pada sedimen. Artinya, frekuensi dan amplitudo HVSR menunjukkan frekuensi dan amplifikasi setempat. Diasumsikan bahwa hanya komponen horisontal yang dipengaruhi oleh tanah dan karakteristik sumber spektrumnya mempertahankan komponen horisontal maupun komponen vertikal.

Site Effect didefinisikan sebagai modifikasi dari karakteristik gelombang yaitu amplitudo, kandungan frekuensi, dan durasi terhadap kondisi lapisan batuan dan topografi permukaan. Modifikasi ini termanifestasi sebagai amplifikasi ataupun deamplifikasi amplitudo gelombang dalam semua frekuensi, yang tergantung pada banyak parameter, di antaranya V_s , V_p , dan modulus geser. *Site Effect* memiliki peran penting dalam desain bangunan tahan gempa dan karenanya harus dihitung berbasis kasus ke kasus. Hal ini biasanya diselesaikan dengan pengembangan satu atau lebih desain *ground motion*. Permukaan geologi yang biasanya dinyatakan sebagai rasio spektra (SR) dipengaruhi oleh *Site Effect* (SE) dengan cara membandingkan antara spektrum komponen horisontal dari spektrum komponen horisontal *bedrock* (H_b) dan permukaan lunak (H_s).

$$SR = \frac{H_s}{H_b} \dots\dots\dots (2.8)$$

Persamaan 2.8 digunakan dengan asumsi:

1. Data mikroseismik terdiri dari beberapa jenis gelombang, khususnya gelombang Rayleigh

yang merambat pada lapisan sedimen di atas batuan dasar (*basement*).

2. Efek gelombang Rayleigh (*Erw*) pada noise terdapat pada spektrum komponen vertikal di dataran aluvial (*Sp*), tetapi tidak terdapat pada spektrum komponen vertikal di batuan dasar atau *basement* (*Sb*).

$$Erw = \frac{Sp}{Sb} \dots\dots\dots (2.9)$$

3. Komponen vertikal data mikroseismik tersebut tidak diperbesar oleh lapisan sedimen di dataran aluvial atau permukaan tanah yang lunak.
4. Pengaruh gelombang Rayleigh besarnya ekuivalen untuk komponen horisontal dan vertikal pada rentang frekuensi lebar 0,2-20 Hz, sehingga rasio spektrum dari komponen horisontal dan vertikal yang bergerak di bawah permukaan besarnya mendekati nilai 1 dengan persamaan,

$$\frac{Hb}{Sb} = 1 \dots\dots\dots (2.10)$$

5. Karena rasio spektrum antara komponen horisontal dan komponen vertikal mendekati nilai satu, maka *noise* yang terekam pada permukaan lunak memungkinkan dapat dihilangkannya pengaruh gelombang Rayleigh (*Erw*), sehingga hanya ada pengaruh yang disebabkan oleh *site effect*.

$$SE = \frac{SR}{Erw} = \frac{Hs}{Sp} \dots\dots\dots (2.11)$$

sehingga dapat dirumuskan,

$$HVSR = SE = \frac{H_s}{S_p} \dots \dots \dots (2.12)$$

$$HVSR = SE = \frac{\sqrt{[(S_{utara-selatan})^2 + (S_{barat-timur})^2]}}{S_{vertikal}} \dots \dots \dots (2.13)$$

d. Densitas

Densitas adalah sifat fisis batuan yang menggambarkan kerapatan ikatan material material penyusunnya. Densitas merupakan salah satu sifat fisik batuan yang mudah diidentifikasi. Tingkat densitas batuan dipengaruhi oleh jenis dan jumlah mineral serta persentasenya, porositas batuan, dan fluida pengisi rongga. Porositas adalah perbandingan antara ruang kosong dan jumlah seluruh volume batuan yang dinyatakan dalam satuan persen. Semakin besar nilai porositas batuan, maka nilai densitasnya akan semakin kecil karena rongga-rongga batuan semakin besar sehingga kerapatan batuan semakin kecil. Selain itu, densitas batuan juga dipengaruhi oleh kedalaman batuan, di mana semakin dalam letak batuan dari permukaan tanah, maka batuan tersebut akan semakin kompak atau padat. Kondisi ini disebabkan oleh besarnya tekanan dan temperatur dari dalam bumi. Oleh karena itu, beberapa batuan memiliki nilai densitas yang berbeda-beda sebagaimana ditunjukkan pada Tabel 2.2.

Densitas batuan terbagi menjadi tiga jenis, yaitu densitas asli (*natural density*), densitas kering (*dry density*), dan densitas jenuh (*saturated density*). Densitas asli adalah densitas batuan dalam keadaan aslinya tanpa ada intervensi atau faktor eksternal yang berpengaruh, densitas kering adalah densitas batuan dalam keadaan susut setelah dipanaskan, sedangkan densitas jenuh adalah densitas batuan setelah dijenuhkan dalam suatu fluida.

Tabel 2.2 Nilai Densitas Batuan

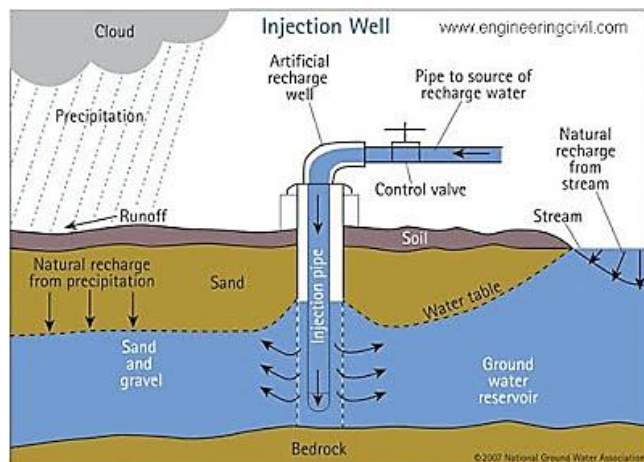
| Rock Type | | Density Range (g/cm ³) |
|----------------------|-----------------------|---------------------------------------|
| Ore-Bearing Rocks | Bauxite | 2.30 - 2.55 |
| | Pyrite and Pyrrhotite | 4.50 - 5.20 |
| | Magnetite | 4.90 - 5.20 |
| | Hematite | 4.90 - 5.30 |
| | Cobaltite | 5.80 - 6.30 |
| | Galena | 7.40 - 7.60 |
| Metamorphic Rocks | Slate | 2.70 - 2.90 |
| | Phyllite | 2.68 - 2.80 |
| | Schist | 2.39 - 2.80 |
| | Gneiss | 2.59 - 3.00 |
| | Granulite | 2.52 - 2.73 |
| | Amphibolite | 2.90 - 3.04 |
| Igneous Rocks | Rhyolite | 2.35 - 2.70 |
| | Granite | 2.50 - 2.81 |
| | Andesite | 2.40 - 2.80 |
| | Basalt | 2.70 - 3.30 |
| | Gabbro | 2.70 - 3.50 |
| Sedimentary Rocks | Clay | 1.63 - 2.60 |
| | Soil | 1.20 - 2.40 |
| | Sand | 1.70 - 2.30 |
| | Sandstone | 1.61 - 2.76 |
| | Limestone | 1.93 - 2.90 |
| | Dolomite | 2.28 - 2.90 |

5. Sumur Injeksi

Penggunaan air tanah yang berlebihan dan tidak terkendali telah mengakibatkan menipisnya air tanah di perkotaan. Kondisi ini semakin diperparah oleh banyaknya bangunan bertingkat baik hotel, mal, perkantoran, maupun permukiman yang menyebabkan penurunan tanah akibat menipisnya akuifer air tanah. Beberapa kota di dunia mengalami masalah ini dan dampak lain yang muncul, yaitu banjir rob yang menggenangi pemukiman karena ketidakmampuan akuifer untuk menyerap air dengan optimal. Masalah ini perlu diatasi melalui beberapa program yang komprehensif melalui rekayasa manajemen sistem air tanah. Terdapat banyak metode dalam merekayasa air

tanah ini, tetapi dari metode tersebut metode sumur injeksi. Metode ini merupakan salah satu *artificial recharge* yang dinilai cocok untuk diimplementasikan guna menanggulangi atau mengurangi dampak banjir rob.

Konsep dasar sumur injeksi adalah menginjeksikan atau menyuntikkan air ke dalam akuifer tanah yang umumnya berupa lapisan batu pasir. Injeksi air ini dimaksudkan agar air dapat segera masuk tanpa melalui resapan atau tidak menunggu air masuk ke dalam tanah secara alamiah. Pengisian air melalui sumur injeksi dapat diterapkan kapanpun ketika akuifer mulai kehilangan air sehingga dapat mencegah penurunan muka air tanah. Air yang diinjeksikan dapat berupa air apapun termasuk air rob atau air buangan karena setelah masuk ke dalam akuifer, air tersebut akan mengalami proses pemurnian secara alamiah menjadi air bersih. Adapun proses penginjeksian air dengan sumur injeksi dapat dilihat pada Gambar 2.11.



Gambar 2.11 Sistem Kerja Sumur Injeksi

Metode sumur injeksi ini diterapkan dengan beberapa tujuan, di antaranya untuk:

1. melestarikan sumber daya air tanah, memperbaiki kualitas lingkungan, dan membudayakan kesadaran lingkungan;
2. membantu menanggulangi kekurangan air bersih;
3. menjaga kesetimbangan air di dalam tanah dalam sistem akuifer; dan
4. mengurangi limpasan permukaan (*run off*), erosi tanah, dan air rob.

Sehingga sumur injeksi diharapkan dapat memberi manfaat sebagai berikut:

1. mengurangi aliran permukaan sehingga dapat mencegah atau mengurangi terjadinya banjir dan genangan air;
2. mempertahankan dan meningkatkan tinggi permukaan air tanah;
3. mengurangi erosi dan sedimentasi;
4. mengurangi atau menahan intrusi air laut bagi daerah yang berdekatan dengan kawasan pantai;
5. mencegah penurunan muka tanah (*land subsidence*); dan
6. mengurangi konsentrasi pencemaran air tanah.

Penentuan lokasi pembuatan sumur injeksi memerlukan beberapa persyaratan karena dapat mengakibatkan tidak berfungsinya sumur jika dibuat tanpa mempertimbangkan aspek-aspek terkait. Penerapan metode injeksi dengan memompa air melalui sumur bor memiliki keuntungan yaitu kemudahan dalam penempatan sumur di lapangan, yang bersifat sangat fleksibel dengan catatan kondisi bawah permukaan belum diketahui. Namun, untuk penempatan lokasi sumur injeksi yang besar memerlukan tempat yang tepat dan strategis, karena diperlukan sistem perpipaan dari lokasi pengambilan air (misal: banjir rob) ke lokasi sumur injeksi. Selain

itu, penempatan gudang bahan bakar dan mesin-mesin pemompaan juga penting untuk diperhatikan.

Kualitas air yang diinjeksikan (air imbuhan) ke dalam akuifer tanah harus sama atau lebih baik dari kualitas air di dalam akuifer itu sendiri. Persyaratan ini harus dipatuhi dan mampu dikendalikan dengan baik. Jika kualitas air imbuhan tidak memenuhi syarat tersebut, maka harus dilakukan tindakan perbaikan kualitas air sampai pada tingkat yang bisa diterima. Hal ini karena air imbuhan dimungkinkan mengandung bakteri yang dapat menyumbat pipa penyaring (*screen*) dan material akuifer di sekeliling sumur injeksi. Selain itu, kualitas air yang berbeda antara air imbuhan dan air asli dalam akuifer kemungkinan dapat menimbulkan reaksi kimia yang tidak dikehendaki atau mengandung sedimen yang dapat mengganggu proses penginjeksian, misalnya lanau, yaitu tanah atau butiran penyusun tanah/batuan yang berukuran di antara pasir dan lempung.

Ketiga jenis akuifer tanah sangat menentukan tingkat kemudahan proses penginjeksian air imbuhan. Berdasarkan jenis materialnya, terdapat tiga jenis material media akuifer, yaitu akuifer batuan butiran (*granular deposit aquifer*), akuifer batuan berongga berupa retakan (*fractures*), rekahan (*fissures*) dan alur larut (*solution channels*), dan akuifer batuan rekahan (*fractures*) dan kekar (*joints*).

Metode sumur injeksi telah terbukti cocok untuk menanggulangi banjir dan problem air bersih di perkotaan. Namun demikian, metode ini juga dimodifikasi dan dikombinasikan dengan metode lain dengan tujuan yang beragam sehingga menghasilkan beberapa teknologi lainnya, di antaranya teknologi SUMINTAN (Sumur-Sumur Injeksi dan Pemanfaatan), teknologi ABSAH (Akuifer Buatan dan Simpanan Air Hujan), dan teknologi Kelder.

B. Kajian Penelitian Terdahulu

Peningkatan kebutuhan air bersih telah memicu pengambilan air tanah secara besar-besaran. Di sisi, pertumbuhan pembangunan yang sangat cepat telah mengubah permukaan lahan menjadi tidak dapat menyerap air. Hal ini mengakibatkan defisit air tanah dan tekanan *piezometric* air tanah turun sehingga mengakibatkan amblesan muka tanah. Oleh karena itu pengisian air tanah perlu diterapkan untuk mengatasi hal tersebut. Sumur resapan merupakan salah satu teknologi yang dapat digunakan untuk pengisian air tanah. Teknologi ini tergolong teknologi yang murah. Hasil penerapan teknologi ini menunjukkan bahwa lengkung depresi muka air tanah atau tekanan *piezometric* merupakan fungsi logaritmik baik untuk air tanah dalam maupun dangkal. Kapasitas sumur bergantung pada tinggi tekan, permeabilitas tanah, ketebalan akuifer, dan jenis sumur. Berikut ini disajikan beberapa hasil penelitian sebelumnya yang menunjang penelitian ini.

Pertama, pencarian lapisan akuifer di Daerah Nonong Kabupaten Banggai, Provinsi Sulawesi Tengah menggunakan metode geolistrik resistivitas atau tahanan jenis (Firdaus, Bakri, H. & Rauf, J., 2018). Pengukuran tahanan jenis, analisis dan interpretasi data pada penelitian ini bertujuan untuk mengetahui nilai resistivitas sebagai parameter untuk mengetahui kedalaman dan ketebalan lapisan akuifer serta menentukan lokasi pemboran air tanah yang tepat. Metode geolistrik merupakan salah satu cara yang cocok dan sering digunakan untuk mengetahui keberadaan akuifer dengan menggabungkan data resistivitas yang diperoleh dan data geologi daerah penelitian. Data hasil nilai tahanan jenis semu (*apparent resistivity*) selanjutnya diolah dengan menggunakan *software* Res2dinv version 3.53 untuk mengetahui nilai tahanan jenis yang sebenarnya. Nilai resistivitas sebenarnya hasil inversi tersebut kemudian diinterpretasikan sebagai struktur bawah permukaan yang diperkirakan sebagai daerah prospektif yang memiliki lapisan akuifer. Secara umum, sembilan lintasan yang disurvei pada daerah penelitian berpotensi memiliki akuifer dan mengandung air tanah dengan resistivitas batuan bervariasi 9-

200 Ωm . Hal ini dapat dilihat dari nilai tahanan jenis akuifer berkisar 20-200 Ωm dengan kedalaman antara 20-210 meter di bawah permukaan tanah dengan ketebalan rata-rata ± 190 meter. Adapun jenis akuifer tersebut adalah batupasir dan konglomerat yang merupakan akuifer bebas (tak tertekan) Oleh karena itu, hasil penelitian ini merekomendasikan agar dilakukan pengeboran pada beberapa lokasi yang berpotensi mengandung air tanah tersebut, yaitu GL_1, GL_2, dan GL_9.

Kedua, penelitian untuk mengidentifikasi ketebalan dan kedalaman lapisan akuifer tertekan di Desa Lok Rawa Kecamatan Mandastana Kabupaten Barito Kuala dengan metode geolistrik konfigurasi Schlumberger (Anwar, S., Wahyono, S.C., & Fahrudin, 2020). Data lapangan berupa bentangan elektroda, kuat arus listrik, dan beda potensial dianalisis menggunakan *software* IP2Win dan Progress. Hasil analisis data menunjukkan bahwa lapisan batuan di Desa Lok Rawa pada titik pengukuran GL1, GL2, dan GL3 secara umum sama, yaitu terdiri dari lapisan lapuk, pasir, dan lempung halus (*silt*). Lapisan akuifer pada titik pengukuran GL1, GL2, dan GL3 terdiri dari lapisan akuifer bebas (*unconfined aquifer*) dan diperkirakan berada pada kedalaman 3-5 m dengan nilai resistivitas 7-15 Ωm dan ketebalan mencapai 2 m. Sementara itu, lapisan akuifer tertekan (*confined aquifer*) diperkirakan berada pada kedalaman 25-75 m dengan ketebalan 50 m dan pada kedalaman ≥ 110 m dengan nilai resistivitas berkisar 7-15 Ωm . Berdasarkan dua jenis lapisan akuifer tersebut, lapisan akuifer tertekan paling banyak berpotensi mengandung air tanah dengan volume yang lebih besar.

Ketiga, penelitian analisis ketebalan akuifer berdasarkan frekuensi dominan dengan pengambilan data menggunakan seismometer tiga komponen pada 25 titik dengan jarak antartitik 200 m oleh Hidayatullah (2018). Pemrosesan data dilakukan dengan teknik HVSr sehingga diperoleh nilai perbandingan spektral horisontal terhadap vertikal (H/V), frekuensi dominan, dan amplifikasi. Nilai frekuensi natural dan amplifikasi dapat digunakan untuk menentukan nilai ketebalan lapisan sedimen dan akuifer. Hasil penelitian menunjukkan bahwa berdasarkan frekuensi natural, ketebalan lapisan

sedimen di daerah Simpang Lima Kota Semarang berkisar antara 30-80 m yang umumnya terdiri atas lapisan alluvial berupa batupasir dan batulempung. Ketebalan akuifer dangkal sangat beragam di setiap titik penelitian dengan kedalaman bervariasi 35-80 m. Nilai ketebalan akuifer di kawasan Simpang Lima Kota Semarang rata-rata cukup dalam karena dipengaruhi oleh kondisi geologi Kota Semarang yang mempunyai nilai ketebalan lapisan sedimen yang tinggi.

Keempat, penelitian untuk mengetahui geologi bawah permukaan berdasarkan variasi resistivitas jenis batuan menggunakan metode geolistrik konfigurasi Schlumberger (Nasution, 2013). Lokasi penelitian berada di Kaliwungu, Kabupaten Kendal, Jawa Tengah. Daerah penelitian ini terdiri dari Formasi Damar (QTd) dan Endapan Aluvium (Qal). Formasi Damar terdiri dari 3 satuan litologi, yaitu: breksi vulkanik, batupasir tufaan, dan konglomerat, sedangkan endapan Aluvium terdiri dari pasir, lempung, dan lempung pasiran. Tujuan dari penelitian ini adalah untuk menentukan zona dan jenis akuifer serta arah aliran air tanah berdasarkan metode geolistrik dan pengukuran muka air tanah pada beberapa sumur dangkal. Titik pengukuran geolistrik berjumlah 15 titik dan data pengukuran muka air tanah sebanyak 16 titik yang tersebar di daerah penelitian. Pengolahan data dilakukan dengan menggunakan *software* IP2win dan Surfer 9. *Software* IP2Win digunakan untuk menentukan nilai resistivitas yang sebenarnya dan ketebalan setiap lapisan sedangkan Surfer 9 untuk menentukan arah aliran air tanah. Berdasarkan hasil pengolahan data geolistrik resistivitas dan analisis geologi daerah, dapat disimpulkan sebagai berikut. Pertama, daerah penelitian ini terbentuk oleh lempung dengan nilai resistivitas (ρ) $\leq 10 \Omega\text{m}$, lempung pasiran dengan nilai resistivitas 10-20 Ωm , batupasir dengan nilai resistivitas 20-30 Ωm pada Endapan Aluvium (Qal). Sedangkan Formasi Dasar terbentuk oleh lempung dengan nilai resistivitas (ρ) $\leq 10 \Omega\text{m}$, lempung pasiran dengan nilai resistivitas 10-20 Ωm , batupasir dengan nilai resistivitas 20-100 Ωm , dan breksi vulkanik dengan kedalaman > 100 m. Kedua, morfologi daerah penelitian berdasarkan nilai

morfometrinya terbagi atas satuan bentuk lahan berbukit bergelombang denudasional dan satuan bentuk lahan dataran denudasional. Ketiga, arah aliran air tanah mengarah ke utara (daerah dataran). Keempat, jenis akuifer di daerah penelitian berupa akuifer bebas dan akuifer tertekan pada daerah Endapan Aluvium (Qal) dan berupa akuifer tertekan dan akuifer menggantung pada Formasi Damar (Qtd). Kelima, akuifer ditemukan tidak hanya pada daerah yang dangkal tetapi juga pada daerah yang dalam.

Kelima, studi tentang pembuatan sumur injeksi melalui tahapan penentuan lokasi, penentuan dimensi sumur, penentuan diameter pipa injeksi, dan penentuan sistem filtrasi (Wulandari, L.K. *et al.*, 2021). Penentuan lokasi sumur injeksi yang tepat akan menjamin terkumpulnya air hujan yang cukup dan proses injeksi yang tepat sasaran. Dimensi sumur dan diameter pipa injeksi yang tepat juga akan menghasilkan volume tampungan yang efektif, karena terjadi keseimbangan antara debit air hujan yang masuk ke dalam sumur dan debit air yang diinjeksikan ke lapisan akuifer. Sementara itu, sistem filtrasi yang tepat akan menjamin kualitas air dan laju aliran yang sesuai sehingga dapat dimanfaatkan dengan baik dan tidak menimbulkan dampak negatif. Desa Petung sewu, Kecamatan Wagir, Kabupaten Malang, terletak di sisi timur lereng Gunung Kawi, dengan topografi yang berbukit-bukit dengan wilayah administrasi meliputi Dusun: Sengonrejo, Codo, Petungsewu, Codo Ledok, dan Durenan. Jumlah penduduk Desa Petungsewu tahun 2018 adalah 4491 Jiwa dengan jumlah Kepala Keluarga mencapai 1315, dan mayoritas berprofesi sebagai petani. Selama ini, kebutuhan air bersih masyarakat dilayani dengan memanfaatkan sumber-sumber air di beberapa anak sungai, yang dialirkan terpisah ke masing-masing dusun, sesuai dengan kondisi topografinya. Sedangkan kebutuhan air bersih masyarakat Dusun Durenan dilayani dengan perpipaan dari sumber air di alur sungai Kali Mati, yang berada dalam lahan yang dikelola Perhutani Kabupaten Malang. Dengan adanya pembuatan sumur injeksi yang dilakukan oleh tim pengabdian masyarakat Politeknik Negeri Ujung Pandang ini diharapkan masyarakat Desa Petungsewu menyadari perlunya

memanfaatkan sumur injeksi sebagai mata air di desa Petungsewu.

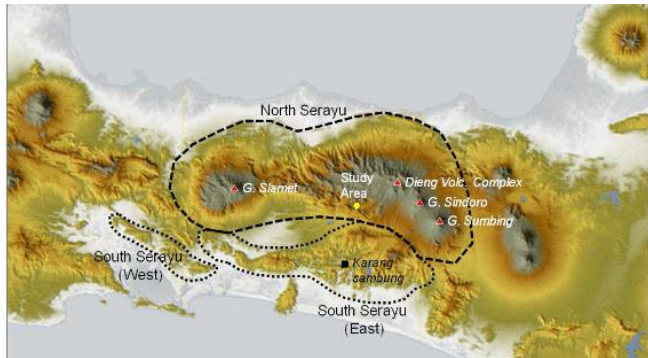
Keenam, pembuatan sumur injeksi untuk mengetahui genangan, perencanaan dan efektivitas sumur injeksi di kelurahan Blimbing, kecamatan Blimbing, Kota Malang akibat perubahan penutup lahan dan penyempitan saluran drainase (Syafira *et. al.*, 2021). Analisis dilakukan dengan pemodelan genangan hujan kala ulang 2 tahun dan 5 tahun menggunakan aplikasi Storm Water Management Model (SWMM) 5.1. Hasil kalibrasi menunjukkan nilai *Root Mean Square Error* (RMSE) debit pemodelan dengan debit terukur untuk kala ulang 2 tahun sebesar 17,3% dan kala ulang 5 tahun sebesar 20,9%. Hasil simulasi menunjukkan kapasitas saluran drainase eksisting kala ulang 2 tahun dan 5 tahun mengakibatkan terdapat 8 saluran yang meluap dari 42 saluran yang ada dengan jumlah sumur injeksi yang dibutuhkan sebanyak 45 sumur injeksi untuk 8 daerah tangkapan air. Nilai efektivitas penerapan sumur injeksi dengan menggunakan *rain barrel* didapatkan hasil untuk kala ulang 2 tahun sebesar 66,67-93,33% dengan rata-rata efektivitas sumur injeksi sebesar 84,66% dan kala ulang 5 tahun sebesar 66-95% dengan rata-rata efektivitas sumur injeksi sebesar 84,78%.

C. Kajian Geologi Daerah Penelitian

1. Fisiografi

Fisiografi regional daerah penelitian berupa dataran aluvial, gunung api kuarter dan rangkaian pegunungan serayu utara (Bemmelen, 1949). Cekungan Serayu Utara merupakan salah satu struktur pembentuk Jawa Tengah. Zona Serayu Utara berkembang lebih sederhana jika dibandingkan dengan Zona Serayu Selatan. Zona Serayu Utara terdiri dari satu jalur pegunungan berarah timur-barat yang memiliki geometri melengkung membuka ke arah selatan. Kedua ujungnya ditempati oleh gunungapi berumur kuarter. Ujung bagian timur berupa deretan gunung yaitu

gunung Sumbing, gunung Sindoro, dan kompleks vulkanik Dieng yang berarah barat-barat laut. Sementara ujung bagian barat berupa gunung Slamet (Gambar 2.12). Semarang berada di jalur dataran aluvial Jawa Utara, Gunungapi Kuarter, dan Rangkaian Pegunungan Serayu Utara.



Gambar 2.12 Fisiografi Jawa Tengah (Husein, 2013)

2. Geomorfologi

Menurut (Bemmelen, 1949) morfologi Semarang di bagian utara merupakan dataran aluvial dengan penyebarannya ke arah barat – timur dengan ketinggian 1-5 meter di atas permukaan laut (dpl). Dataran aluvial dibentuk oleh endapan delta, pasang-surut dan sungai (sungai Garang) yang sampai sekarang masih berjalan. Sementara itu, morfologi Semarang ke arah selatan berubah menjadi perbukitan dengan puncaknya adalah gunung Ungaran.

3. Stratigrafi

Regional Semarang berada di batas Sub cekungan Jawa Barat laut bagian Timur dengan Cekungan Jawa Timur Laut Bagian Barat (Gambar 2.13). Batuan sedimen fasies laut berumur Tersier tersingkap di Tinjomoyo dan Kalialang. Singkapan batuan tersebut dapat diamati di sepanjang sungai

Garang dan sungai Kripik. Selain batuan sedimen fasies laut, di kali tersebut juga dapat diamati batuan sedimen fasies darat yang terdiri dari batupasir vulkanik, konglomerat, dan breksi vulkanik Endapan aluvial yang terdiri dari kerikil, pasir, pasir lanauan, lanau, dan lempung berada di bagian utara Semarang. Stratigrafi daerah penelitian Semarang bagian utara adalah sebagai berikut (Marsudi, 2008):

a. Satuan Napal-Batupasir Gampingan

Satuan Napal-Batupasir Gampingan merupakan batuan tertua (Tersier) yang tersingkap di Semarang dan tersebar di daerah Tinjomoyo dan Kalialang. Batuan mengalami pelapukan menjadi tanah berwarna abu-abu kecoklatan. Satuan batuan ini terdiri dari perselang-selingan antara napal, batupasir tufaan, dan batupasir gampingan, tetapi secara keseluruhan didominasi oleh lapisan napal. Pada satuan ini, semakin ke atas batumannya berbutir kasar berupa batupasir kerikilan dan konglomerat yang bersifat gampingan. Berdasarkan sifat batumannya, pengendapan sedimen tersebut terjadi di lingkungan laut.

b. Satuan Batupasir-Breksi Vulkanik

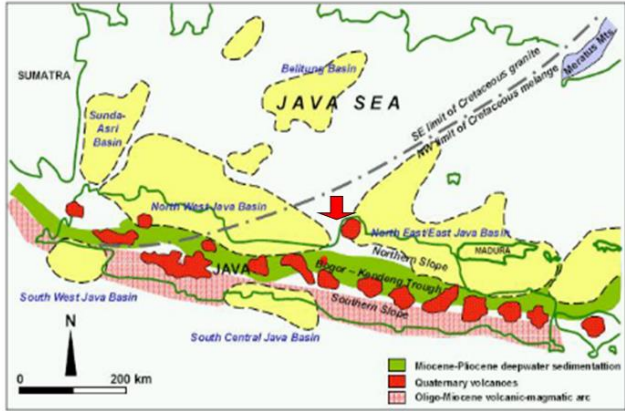
Satuan Batupasir-Breksi Vulkanik terletak tidak selaras di atas satuan Napal-Batupasir Gampingan. Satuan batuan tersebut terdiri dari batupasir vulkanik berselang-seling dengan breksi vulkanik, konglomerat, dan tufa. Singkapannya dapat diamati di daerah Dungadem dan di tebing sungai Garang di desa Tinjomoyo. Berdasarkan ciri-cirinya, satuan batuan ini termasuk endapan fasies darat.

c. Satuan Breksi Vulkanik

Satuan Breksi Vulkanik terletak tak selaras di atas Formasi Damar yang menempati daerah bagian tengah-selatan. Persebaran satuan batuan ini dapat diamati di daerah Gombel, Jatingaleh, Candi Baru, dan Tegalsari. Satuan batuan ini didominasi oleh

batuan breksi vulkanik. Singkapan batuan berwarna abu-abu kecoklatan, keras dan kompak, fragmen batuan beku andesitic, rapat, matrik pasir tufaan dengan semen silika, fragmen berukuran kerikil hingga bongkahan di beberapa tempat, terpilah buruk, bentuk runcing, dan tidak berlapis dengan penyebaran relatif horisontal. Berdasarkan jenis batuan dan ciri-cirinya, satuan batuan tersebut adalah endapan lahar darat dan beberapa tempat berupa fasies fluviatile. Satuan batuan ini relatif horisontal, sedangkan kemiringan lapisan batuan Formasi Damar antara 120 dan 380.

- d. Satuan Endapan Dataran Delta
Satuan endapan Dataran Delta terletak tidak selaras di atas Formasi Notopuro. Di bagian atas menjari dengan endapan pasang-surut dan endapan Dataran Delta. Endapan Dataran Delta terdiri dari lensa kerikil, lensa pasir, lanau dan lempung. Sebarannya yaitu dari bagian tengah sampai ke utara. Endapan Dataran Delta semakin tebal ke arah utara yaitu 0 m di bagian selatan hingga 65 m di utara.
- e. Endapan Pasang-Surut
Endapan Pasang-Surut menjari dengan endapan dataran Delta pada bagian atas dan endapan aluvial sungai. Ketebalannya meningkat ke arah utara dengan ketebalan antara 0-20 m. Susunan lapisan batuan dari bawah ke atas berturut-turut adalah lapisan lempung lunak, lapisan pasir berupa lensa-lensa yang hampir merata di seluruh Semarang, lempung sangat lunak.
- f. Endapan Aluvial Sungai
Batuan termuda di Semarang berupa endapan aluvial sungai yang sebagian menyatu dengan endapan Delta dan Pasang-Surut. Endapan tersebut terdiri dari kerikil, pasir, lanau, dan lempung.



Gambar 2.13 Cekungan Jawa (Husein, 2013)

| PENELITI | 1968 | | PENULIS, 2000 | STRATIGRAFI SEMARANG | PEMERIAN | |
|----------|--------------------------|------------|---|---|--|--|
| | SATUAN KRONO STRATIGRAFI | BELOW 1969 | | | | KOLOM BATUAN |
| HOLOSEN | Abhir | PLISTOSEN | <ul style="list-style-type: none"> ENDP. ALUVIAL SUNGAI ENDP. PASANG SURUT ENDP. DATARAN DELTA | <ul style="list-style-type: none"> Qm Qp Qd | <ul style="list-style-type: none"> Endapan Aluvial Sungai : lumpur, lempung, pasir dan kerikil - bongkah Endapan Pasang Surut : Lempung Lunak, lempung, pasir halus-sedang Endapan Dataran Delta : Lempung, Lempung, pasir dan kerikil. | |
| | | | | | | <ul style="list-style-type: none"> N23 |
| 2.1 | Abhir | PLISTOSEN | <ul style="list-style-type: none"> N22 | <ul style="list-style-type: none"> SATUAN BATUAN BATUPASIR - BREKSI VULKANIK | <ul style="list-style-type: none"> Qb QTd | <ul style="list-style-type: none"> Terdiri dari breksi vulkanik, batupasir tufan dan konglomerat. FORMASI DAMAR Terdiri dari batupasir tufan, tufa, konglomerat, breksi vulkanik dan lempung hitam. |
| | | | | | | |
| 6 | Abhir | MIOSEN | <ul style="list-style-type: none"> N20 N19 N18 | <ul style="list-style-type: none"> ? | <ul style="list-style-type: none"> ? | <ul style="list-style-type: none"> ? |
| | | | | | | |

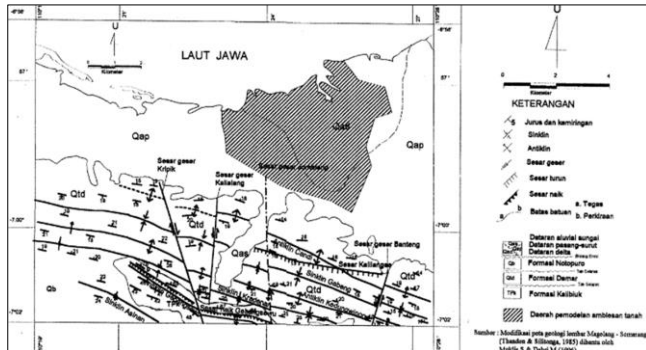
Gambar 2.14 Stratigrafi Semarang Utara (Marsudi, 2008)

4. Struktur Geologi

Menurut rekonstruksi Oppenheimer, kepulauan Indonesia bagian barat masih bergabung dengan benua Asia menjadi dataran luas yang dikenal sebagai Sunda Land. Namun, ketika bumi memanas, timbunan es yang ada di kutub meleleh dan mengakibatkan banjir besar yang melanda dataran rendah di berbagai penjuru

dunia. Selain itu, pulau Jawa mengalami perputaran atau berotasi sekitar 30° terhadap pulau Sumatra pada masa 20-10 juta tahun lalu (Marsudi, 2008). Kemudian terjadi proses tektonik kembali yang ditandai dengan munculnya sesar-sesar dan aktivitas vulkanisme (*quarternary volcanism*).

Struktur geologi daerah Semarang dan sekitarnya berdasarkan penafsiran peta seismisitas mikro Jawa Tengah memperlihatkan beberapa sesar, di antaranya yaitu sesar Rawapening (barat laut-tenggara), sesar Semarang (utara-selatan), sesar Lasem dan sesar lepas pantai G. Muria (Barat daya-timur laut). Struktur geologi Semarang berupa lipatan yang membentuk sinklin dan antiklin dan sesar berupa sesar naik, sesar geser, dan sesar turun. Struktur ini terjadi pada batuan berumur Pliosen Awal (Formasi Kalibiuk) sampai batuan berumur Plistosen Awal (Formasi Damar). Satuan yang lebih muda tidak mengalami perlipatan dan pensesaran. Struktur lipatan yang terbentuk di daerah Semarang yaitu antiklin Candi, antiklin Kedungwinong, sinklin Kradenan, sinklin Gebeng, antiklin Gebangsewu, dan sinklin Asinan. Sedangkan struktur sesar yang terbentuk berupa sesar naik Gebangsewu, sesar geser Kripik, sesar geser Kalialang, sesar geser Banteng dan sesar turun Kalilangse. Sumbu lipatan mempunyai arah timur-barat, sedangkan sesar berarah utara-selatan, barat daya-tenggara dan timur-barat. Gambaran lebih lengkap mengenai struktur geologi Semarang dapat dilihat pada Gambar 2.15.



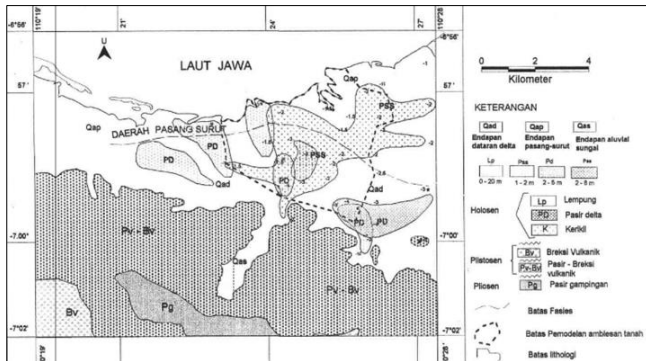
Gambar 2.15 Struktur Geologi Semarang (Marsudi, 2008)

5. Proses Sedimentasi Dataran Semarang

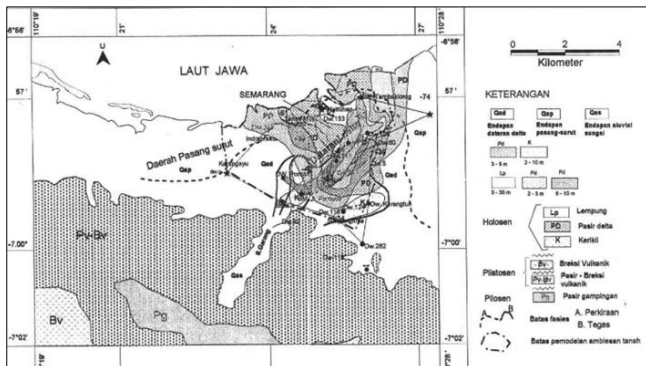
Proses sedimentasi dataran Semarang dimulai pada masa Plistosen Akhir. Sedimentasi ini terjadi karena adanya fluktuasi muka air laut. Penurunan muka air laut pada zaman es telah menyebabkan sebagian laut Jawa kering sehingga terendapkan sedimen berbutir kasar (kerikil). Sedimen ini terletak di bagian dasar aluvial yang membentuk lensa. Pada sisi luar paparan pantai terendapkan punggungan pasir dengan ukuran sedang-halus yang membentuk lensa. Fluktuasi muka air laut menyebabkan proses transgresi dan regresi. Transgresi adalah bertambahnya luas permukaan laut akibat naiknya permukaan air laut, sedangkan regresi adalah berkurangnya luas permukaan laut akibat turunnya permukaan laut. Proses transgresi menghasilkan endapan material berupa lempung dan lanau, sedangkan proses regresi menghasilkan endapan material pasir dan material kerikilan.

Kenaikan muka air laut mencapai 5 m di atas permukaan air laut yang terjadi sekitar 4500 tahun yang lalu yang menghasilkan endapan lempung lunak tebal. Kemudian pada sekitar 1500-750 tahun yang lalu terjadi penurunan muka air laut sampai 0 m dpl yang menghasilkan endapan pasir sedang-halus yang terletak

di atas lapisan lempung lunak. Sementara itu, pada sekitar 500 tahun yang lalu terjadi penurunan muka air laut lagi sebesar 0,5 m dpl yang menghasilkan endapan gumuk pasir. Endapan tersebut tersebar di dataran Semarang hingga mencapai 50% luas dataran Semarang. Dari tahun 500 sampai sekarang muka air laut kembali naik sampai seperti sekarang (nol laut). Gambar 2.16 dan 2.17 merupakan persebaran pasir dari kedalaman 0-20 m dan 21-85 m.



Gambar 2.16 Peta Fasies Pasir dan kKerikil pada Kedalaman 0-20 meter (Marsudi, 2008)



Gambar 2.17 Peta Fasies Pasir dan Kerikil pada Kedalaman 21-85 meter (Marsudi, 2008)

6. Stabilitas Dataran Semarang

Proses tektonik dataran Semarang berakhir pada era Plistosen Akhir yang ditandai dengan berhentinya aktivitas vulkanik dengan terbentuknya kubah lava dan gunung Ungaran. Endapan dataran Delta, endapan pasang-surut, dan endapan aluvial belum terlihat terkena struktur sesar dan perlipatan. Lapisan batuan dasar dataran Semarang (Formasi Damar) miring ke arah utara dengan kontak berupa bidang erosi dan lapisan keras berupa lensa-lensa pasir serta kerikil. Sedikitnya data pada perkembangan kuartar yang menyebabkan hal tersebut. Lapisan kerikil dan lapisan pasir berupa lensa-lensa terbentuk pada isian alur sungai sebagai hasil dari transgresi dan regresi. Kemiringan lensa-lensa tersebut dikontrol oleh paleo topografi paparan pantai Semarang pada Holosen Awal yaitu ke arah utara sesuai dengan kemiringan Formasi Damar sebagai batuan dasar.

Pengaruh gempa pada endapan dataran Semarang relatif kecil. Gempa yang tercatat pernah terjadi di Semarang antara tahun 1900 sampai 1992 hanya satu kali di daratan dan dua kali di lepas pantai dengan magnitudo yang relatif kecil. Berdasarkan data ini, maka dataran Semarang termasuk dalam kategori dataran dengan stabilitas yang tinggi.

7. Sistem Akuifer

Sistem akuifer berdasarkan kondisi geologi dan pembentukannya di daerah penelitian dibedakan menjadi dua, yaitu sistem akuifer di daerah daratan dan dataran dan sistem akuifer di daerah perbukitan (Marsudi, 2008).

a. Sistem akuifer di daerah dataran

Sistem akuifer secara umum terdiri dari akuifer tidak tertekan dan akuifer tertekan. Akuifer tidak tertekan berada pada kedalaman sekitar 5-30 m, sedangkan akuifer tertekan berada pada kedalaman sekitar 30-130 m. Akuifer tertekan di

daerah Semarang meliputi akuifer delta Garang dan akuifer Formasi Damar. Akuifer tertekan di atasnya ditutupi oleh lapisan kedap air yang berada pada kedalaman tinggi. Akuifer di daratan Semarang berada pada kedalaman antara 30-70 m dbpts. Batuan pembentuk akuifer adalah lensa-lensa pasir dan kerikil yang ditutupi oleh lapisan lempung atau lempung pasiran. Sementara batuan akuifer Formasi Damar terdiri dari batupasir vulkanik, konglomerat dan breksi vulkanik yang berada pada kedalaman antara 30-120 m dppts. Kedalaman akuifer semakin ke arah utara semakin dalam. Formasi Damar sebagai lapisan dasar dari endapan aluvial dan miring ke arah utara.

Berdasarkan jenis batuan dan proses pengendapannya, akuifer tertekan di daratan Semarang dapat dibedakan menjadi dua, yaitu (1) kelompok akuifer dataran delta Garang dan (2) kelompok akuifer Formasi Damar.

1) Kelompok akuifer dataran Delta Garang

Akuifer ini terdiri dari lapisan pasir yang tipis, lapisan kerikil dan pasir lempungan, pasir berbutir halus sampai kasar. Lapisan memiliki porositas sedang dan terpilah jelek. Lapisan terdiri dari pasir kwarsa, pasir batuan beku dan tufa pasiran. Kedalaman lapisan di Semarang bagian barat berkisar antara 20-40 m dbpts, sementara di Semarang bagian tengah sampai ke utara kedalaman lapisan akuifer semakin bertambah dalam sampai 70 m dbpts dengan ketebalan antara 4-10 m.

2) Kelompok akuifer Formasi Damar

Akuifer Formasi Damar terdiri dari batupasir vulkanik, breksi vulkanik, dan konglomerat. Kandungan air tanah pada lapisan ini termasuk cukup besar sebagai hasil penampungan yang

berasal dari daerah perbukitan di kaki gunung Ungaran.

b. Sistem akuifer di daerah perbukitan

Sistem akuifer di daerah perbukitan dibedakan menjadi dua yaitu lapisan akuifer tak tertekan dan lapisan akuifer tertekan sampai semi tertekan. Kedalaman akuifer tak tertekan berkisar antara 10-30 m dbpts, sedangkan kedalaman lapisan akuifer tertekan berkisar antara 30-150 m dbpts.

1) Akuifer tak tertekan

Akuifer tak tertekan di daerah perbukitan merupakan akuifer Formasi Notopuro dan akuifer Formasi Ungaran Tua. Muka air tanahnya berkisar antara 8-15 m dbpts yang berada pada kedalaman 10-30 m dbpts. Namun, di beberapa tempat muka air tanahnya lebih dari 20 m dbpts.

2) Akuifer tertekan-semi tertekan

Akuifer tertekan-semi tertekan berupa pasir vulkanik, breksi vulkanik dan konglomerat dari akuifer Formasi Damar. Lapisan ini berada pada kedalaman antara 30-150 m dbpts.

8. Sistem Aliran Air Tanah Regional

Air tanah mengalir dari daerah perbukitan menuju daerah dataran yaitu dari arah selatan menuju ke utara (Marsudi, 2008). Aliran air tanah di daerah Semarang dibedakan menjadi dua jenis, yaitu aliran air tanah di dataran aluvial dan aliran air tanah di daerah perbukitan

a. Aliran air tanah di dataran aluvial

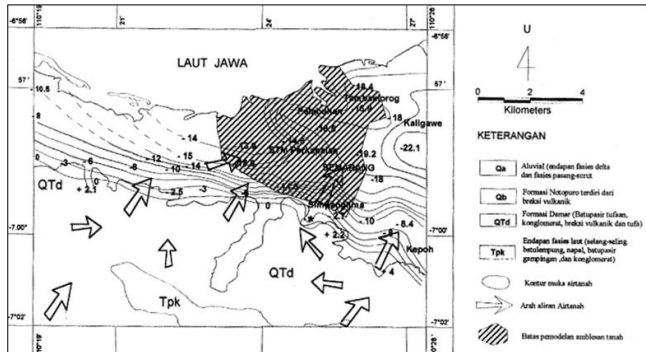
Air tanah mengalir melalui pori pada batuan dari daerah bertekanan tinggi ke daerah bertekanan rendah. Dataran aluvial Semarang mempunyai ketinggian elevasi sekitar 0-5 m yang miring ke arah utara. Secara regional, air tanah di daerah aluvial mengalir dari arah selatan sampai barat daya ke arah

utara-timur laut. Air tanah mengalir melalui endapan lensa kerikil dan lensa pasir dengan arah utara sampai timur laut. Penyebaran atau kemiringan lapisan kerikil dan pasir yaitu antara 1° hingga $1,5^{\circ}$ ke arah utara-timur laut. Ketinggian muka air tanah menurun ke arah utara-timur laut dengan pusat kerucut penurunan mulai dari Pelabuhan Tanjung Mas ke daerah LIK Kaligawe.

b. Aliran air tanah di daerah perbukitan

Aliran air tanah di daerah perbukitan terbagi menjadi dua, yaitu mengalir dari arah selatan menuju ke arah barat-tengah dan ke arah timur laut. Aliran air tanah dalam batupasir vulkanik, batupasir konglomerat, dan breksi vulkanik tidak berlanjut ke arah utara. Aliran air tanah tertahan dan dibelokkan alirannya karena lapisan batuan terlipat dan tersesarkan.

Perlipatan dan pensesaran berawal dari sesar Gunungpati sampai Mijen yang terletak di kaki gunung Ungaran sisi utara. Bidang sesar tersebut yaitu sesar naik Gebangsewu dan sesar turun Kalilangse yang berarah barat-timur. Sesar-sesar tersebut menjadi sekat atau tanggul alami dari air tanah. Selain itu, sayap dari hasil lipatan (sinklin) juga menahan sebagian air tanah sehingga tidak dapat mengalir ke arah utara. Lipatan tersebut terpotong oleh bidang sesar. Pensesaran perlipatan memunculkan beberapa sumber mata air. Sayap sinklin asimetri curam di bagian selatan yang terpotong oleh sesar turun Kalilangse menghasilkan sumber mata air. Mata air yang terbentuk dinamakan mata air candi dan mata air Kalialang yang dipakai sebagai pasokan air bersih masyarakat kota Semarang. Secara regional, aliran air tanah kota Semarang dapat dilihat pada Gambar 2.18.



Gambar 2.18 Peta Aliran Air Tanah Semarang (Marsudi, 2008)

9. Geologi Dataran Aluvial

Sedimen di dataran aluvial berumur Halosen yang diendapkan pada lingkungan yang tenang yaitu pada kondisi daerah teluk. Endapan tersebut berupa lempung, lempung lanauan, pasir yang berbutir sedang-halus dan kerikil. Endapan aluvial terletak di atas formasi Damar yang memiliki kemiringan 0,5-0,65% sehingga endapan di atas mengikuti kemiringan tersebut.

Penyebaran endapan pasir dan kerikil diperkirakan mengikuti dasar cekungan endapan aluvial. Tebal lapisan kerikil antara 1,5-3 m. Di daerah Karangturi kedalaman lapisan kerikil antara 20-38 m dbpts, di daerah Tawang-Tanjung Mas sekitar 62-78 m dbpts, dan di daerah Indrapasta sekitar 32-42 m dbpts. Secara garis besar, lapisan pasir paling bawah terletak pada kedalaman 30-70 m dbpts, sementara ketebalannya antara 2-6 m yang berbentuk lensa-lensa. Pada beberapa tempat dijumpai kerikil dengan kedalaman antara 40-78 m dbpts dengan ketebalan antara 2-8 m. Semakin ke arah utara letak lapisan semakin dalam. Endapan lapisan pasir terletak di bagian tengah dengan ketebalan 1-3 m berada pada kedalaman 6-30 m dbpts. Endapan lapisan pasir paling

atas terletak pada kedalaman 2-6 m dbpts. Secara keseluruhan ketebalan dataran aluvial di daerah Semarang adalah 0-100 m. Ketebalan meningkat ke arah utara dan timur laut.

Berdasarkan fasiesnya, dataran aluvial Semarang terdiri dari fasies delta, pasang surut dan aluvial sungai. Penampang melintang batuan sedimen dataran aluvial Semarang meliputi daerah Karangtayu-Tugu-Simpang Lima-Karangturi-Mlatiharjo-Genuksari-Tambaklorog-Pelabuhan-Tanah Mas-Komplek Indraprasta-Karangayu. Dataran aluvial bagian tengah dan utara (Bugangan-Tanah Mas Pelabuhan-Tambaklorog-Pengapon-Tawang-Kampung Peres-Karangwidoro) terdiri dari selang-seling antara lempung lunak, lempung lanauan, pasir lanauan, dan kerikil yang mempunyai ketebalan sekitar 60-80 m. Dataran aluvial bagian selatan (Bulu-Jl. Pemuda-Simpang Lima-Singosari) terdiri dari selang-seling antara lempung lanauan, pasir dan kerikil yang mempunyai ketebalan antara 20-40 m. Dataran aluvial di bagian timur (Bangetayu-LIK Kaligawe-Terboyo) terdiri dari selang-seling lempung dan lanau dengan lensa-lensa pasir yang mempunyai ketebalan antara 1-3 m. Lapisan ini didapatkan pada kedalaman > 60 m dbpts yang diperkirakan terpisah dengan sistem pengendapan delta Garang.

BAB III METODE PENELITIAN

A. Lokasi Penelitian

Lokasi penelitian berada di dua kelurahan, yaitu kelurahan Trimulyo dan Karangroto, Kecamatan Genuk, Kota Semarang. Data geolistrik resistivitas diambil di kelurahan Trimulyo sedangkan data mikroseismik diambil di kelurahan Trimulyo dan kelurahan Karangroto.

Titik pengukuran data geolistrik resistivitas ditunjukkan pada Gambar 3.1 sedangkan titik pengukuran data mikroseismik pada Gambar 3.2. Adapun pengolahan dan analisis data dilakukan di Laboratorium Geofisika, Fakultas Sains dan Teknologi, UIN Walisongo Semarang.



Gambar 3.1 Titik Pengukuran Geolistrik Resistivitas



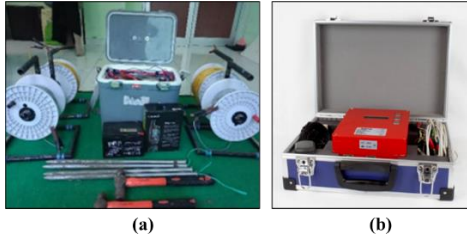
Gambar 3.2 Titik Pengukuran Data Mikroseismik

B. Alat

Data penelitian diambil menggunakan perangkat keras (*hardware*) dan perangkat lunak (*software*) sebagai berikut:

1. Metode Geolistrik Resistivitas
 - a. Bawono-Resistivitymeter-12Geoinv2-N;
 - b. Dua buah elektroda arus dan dua buah elektroda potensial;
 - c. Kabel penghubung;
 - d. *Power supply* berupa accu 12 Volt sebagai sumber energi;
 - e. Laptop digunakan untuk akuisisi dan pengolahan data;
 - f. GPS Map 64s untuk menentukan titik koordinat lokasi penelitian;
 - g. Google Earth untuk pembuatan desain survei lapangan;
 - h. Microsoft Excel untuk inputing data pengukuran.

2. Metode Seismik
 - a. Seismograph Sara-Velbox-24 Bit Triaxial-Seismograph-SL06 untuk instrumen perekaman data;
 - b. *Power supply* berupa accu 12 Volt sebagai sumber energi;
 - c. Kabel USB untuk menghubungkan antarinstrumen;
 - d. Laptop digunakan untuk akuisisi dan pengolahan data mikroseismik;
 - e. GPS Map 64s untuk menentukan titik koordinat lokasi penelitian;
 - f. Google Earth untuk pembuatan desain survei lapangan;
 - g. Microsoft Excel untuk inputing data pengukuran.



Gambar 3.3 Resistivitymeter, (b) Seismograph

C. Variabel Penelitian

Pengambilan data dalam penelitian ini menggunakan dua metode, yaitu metode geolistrik resistivitas dengan konfigurasi Schlumberger dan metode seismik. Adapun variabel penelitian ini terdiri atas:

1. Metode Geolistrik Resistivitas
 - Resistivitas semu (*apparent resistivity*) (ρ)
 - Ketebalan lapisan batuan (d)
2. Metode Seismik
 - Frekuensi resonansi (f_r) dan amplifikasi (A)
 - Kecepatan gelombang geser (V_0)
 - Ketebalan lapisan batuan (d)

D. Analisis Data

Analisis data penelitian dilaksanakan dengan cara sebagai berikut

1. Data metode geolistrik resistivitas diolah menggunakan *software* Progress v3.0 untuk memperoleh kurva resistivitas lapisan batuan terhadap kedalaman. Hasil tersebut kemudian dianalisis dengan bantuan peta geologi daerah Semarang untuk memperoleh gambaran jenis batuan pada tiap lapisannya.
2. Data mikroseismik diolah menggunakan Geopsy version 4.8.7 untuk memperoleh kurva HVSR. Selanjutnya kurva HVSR dianalisis menggunakan metode *ellipticity curve*

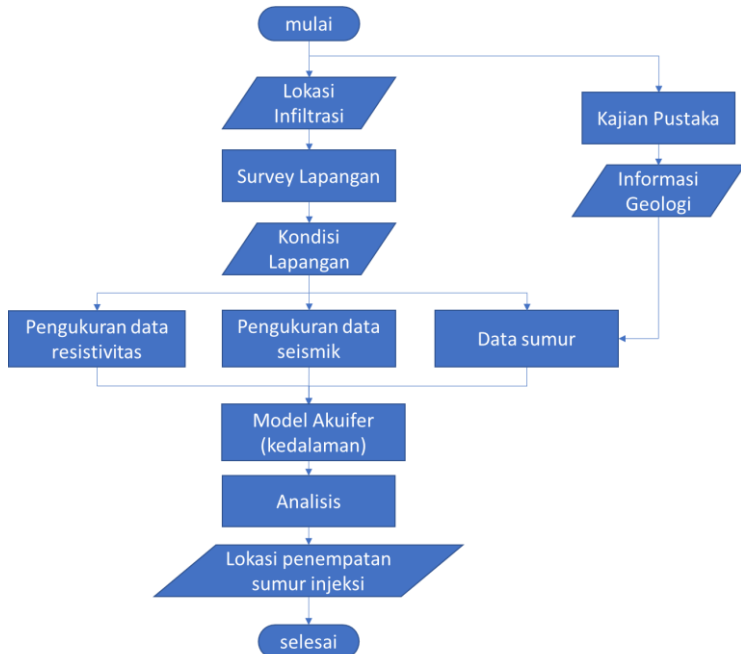
dengan *software* Dinver (Surface Wave Inversion 1.4.1) dari Geopsy sehingga diperoleh tiga kurva model perlapisan batuan (*ground profile*) berdasarkan kecepatan primer (V_p), kecepatan sekunder (V_s), dan densitas batuan. Adapun untuk pembuatan peta persebaran lapisan batuan hasil pengolahan data menggunakan *software* Surfer.

E. Prosedur Penelitian

Penelitian ini dilaksanakan dengan tahapan atau prosedur sebagai berikut:

1. Melakukan kajian pustaka, menganalisis informasi geologi daerah penelitian, dan menyusun desain penelitian, dan melakukan survei lapangan untuk menentukan titik-titik pengukuran dan mengetahui kondisi riil daerah penelitian. Hal ini dilakukan agar semua tahapan penelitian dapat terlaksanan dengan baik;
2. Melakukan pengambilan data geolistrik resistivitas dan data mikroseismik pada titik-titik pengukuran yang telah ditetapkan. Selain itu, melakukan kompilasi data pengeboran (*borehole*) lokasi penelitian dari hasil penelitian sebelumnya;
3. Melakukan analisis data geolistrik resistivitas dan data mikroseismik untuk mendapatkan model perlapisan batuan di titik-titik penelitian;
4. Melakukan analisis data pengeboran (*borehole*) untuk mendapatkan parameter pemodelan;
5. Melakukan analisis parameter-parameter model akuifer berdasarkan hasil analisis data sebelumnya untuk dijadikan rekomendasi penentuan titik sumur injeksi.

Prosedur penelitian tersebut secara ringkas disajikan pada Gambar 3.4.



Gambar 3.4 *Flowchart* Prosedur Penelitian

F. Pengolahan Metode Resistivitas

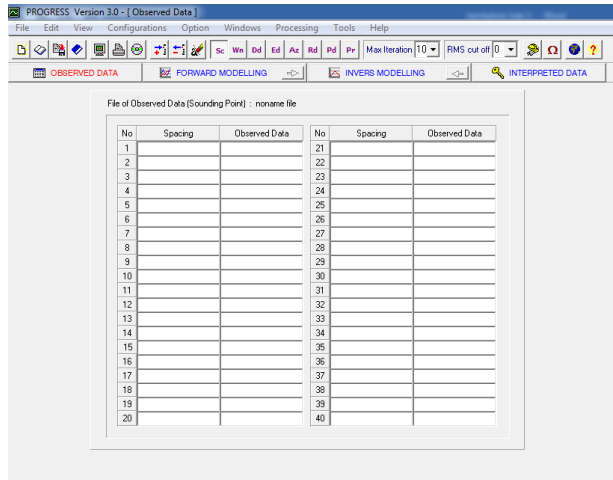
Data yang dihasilkan dari lapangan berupa nilai tegangan dan arus. Data tersebut kemudian diolah menjadi nilai resistivitas semu dengan cara mengalikannya dengan konstanta geometri sesuai konfigurasi. Konfigurasi yang digunakan dalam penelitian ini yaitu konfigurasi Schlumberger. Nilai resistivitas semu yang dihasilkan kemudian diplot terhadap bentangan $\frac{1}{2}$ elektroda arusnya ($AB/2$). Kurva yang dihasilkan dari plot tersebut dapat digunakan untuk menduga atau memodelkan perlapisan batuan bawah permukaan. *Software* Progress dapat digunakan untuk memodelkan kurva resistivity menjadi model perlapisan batuan bawah permukaan. Tahapan pemodelan di Progress meliputi pemodelan kedepan (*Forward modele*) dan pemodelan mundur (*Inverse modele*).

Tampilan awal saat menjalankan software Progress ditunjukkan gambar 3.5 sementara tampilan kerja ditunjukkan

Gambar 3.6. Progress memiliki banyak menu yang utama yaitu konfigurasi, observed data, forward modelling, inverse modelling, dan interpreted data.



Gambar 3.5 Tampilan Awal *Software* Progress

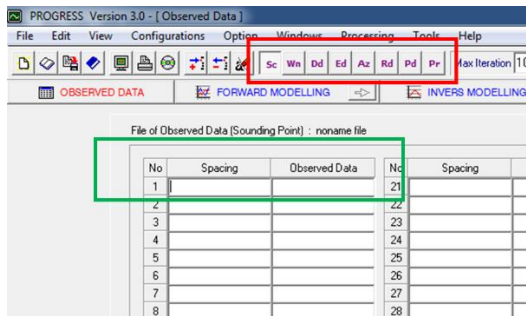


Gambar 3.6 Tampilan Kerja *Sotware* Progress

Tahapan-tahapan pemodelan dalam progress adalah sebagai berikut:

1. Menentukan konfigurasi yang digunakan.

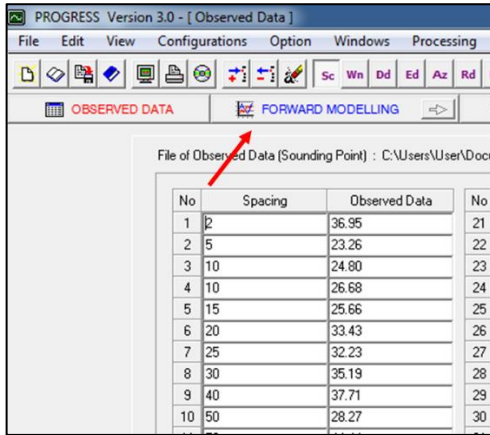
Konfigurasi dalam software ini adalah Schlumberger, Wenner, dipole-dipole, equatorial-dipole, azimuthal-dipole, radial-dipole, perpendicular-dipole, dan parallel dipole (ditunjukkan oleh kotak merah pada gambar 3.7). Pemilihan konfigurasi disesuaikan dengan konfigurasi yang digunakan saat pengambilan data. Penelitian ini menggunakan konfigurasi Schlumberger.



Gambar 3.7 Tampilan Menu Konfigurasi

2. Mengisi table “observed data”.

Tabel observed data (kotak hijau gambar 3.7) diisi dengan menggunakan nilai resistivitas semu dan bentangannya. Kolom spacing diisi dengan $\frac{1}{2}$ bentangan spasi electrode arus ($AB/2$), sedangkan kolom observed data diisi dengan nilai resistivitas semu. Setelah tabel terisi klik “Forward modelling” (ditunjukkan tanda panah merah pada gambar 3.8).



Gambar 3.8 Menu Forward Modelling

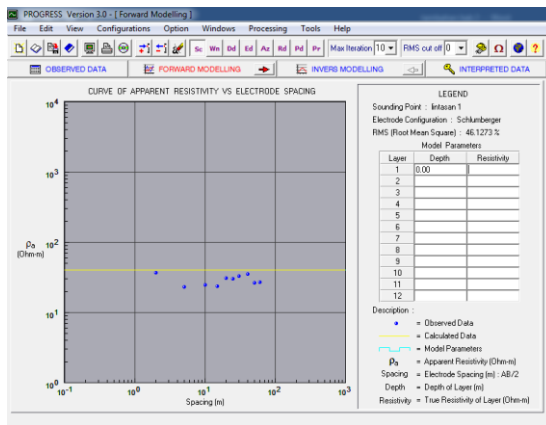
3. Membuat model kedepan (*forward modeling*).

Setelah dilakukan klik pada “*forward modelling*”, maka akan muncul tampilan seperti pada gambar 3.9. Sisi sebelah kiri merupakan persebaran data resistivitas semu (titik-titik biru tua) sedangkan sisi sebelah kanan merupakan kolom parameter model. Parameter model tersebut yaitu resistivitas dari tiap lapisan batuan dan kedalamannya.

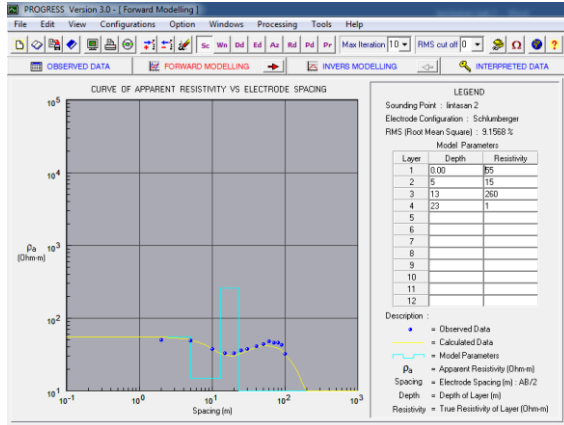
Tahapan yang dilakukan di *forward modelling* adalah dengan memasukkan nilai parameter model yang kemudian “klik” tanda panah merah pada *forward modelling* untuk menjalankan atau melihat hasil pemodelannya. Nilai-nilai parameter tersebut diisi dengan cara coba-coba sampai didapatkan suatu model kurva yang mendekati kurva dari sebaran data resistivitas semu. Untuk mendapatkan parameter model yang baik yaitu diisi berdasarkan informasi geologi dari lokasi tersebut atau informasi singkapan disekitar lokasi (kedalaman dan atau jenis batuan).

Gambar 3.10 adalah contoh isian parameter model. Kurva berwarna kuning merupakan kurva model resistivitas semu dari model/estimasi perlapisan bawah

permukaan dengan parameter model yang telah dibuat. Nilai parameter model diubah-ubah sampai mendapatkan kurva model yang fit dengan data, tetapi sebelumnya parameter model yang dimasukkan telah didasarkan atas informasi geologi daerah tersebut. Untuk melihat kesesuaian model dengan data yaitu dengan melihat nilai RMS (Root Mean Square). Semakin kecil nilai RMS menunjukkan bahwa model yang dibuat mendekati keadaan yang sebenarnya, tetapi dengan catatan telah diperkuat dengan data geologi.



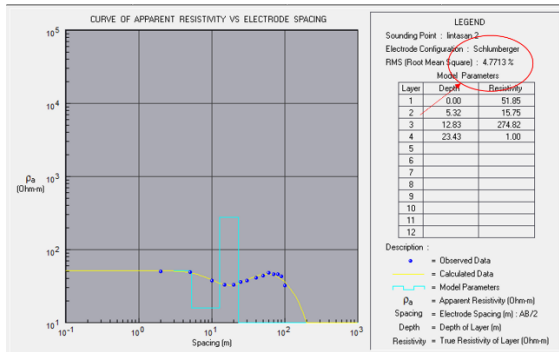
Gambar 3.9 Data Sebaran Resistivitas Semu (Sebelah Kiri) dan Tabel Parameter Model (Sebelah Kanan)



Gambar 3.10 Contoh Forward Modelling

4. Membuat model mundur (*inverse modelling*)

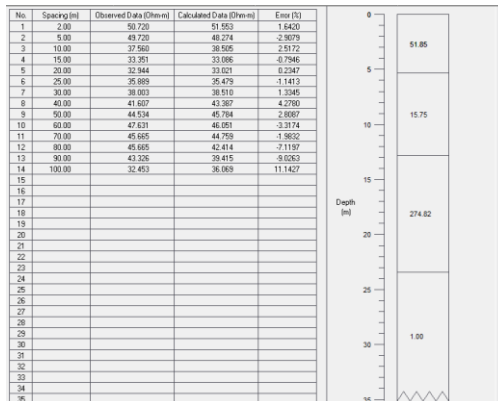
Setelah didapatkan model perlapisan batuan (*forward modelling*) yang dilakukan selanjutnya yaitu membuat model mundur (*inverse modelling*). Model ini membuat model (*forward modelling*) yang telah dibuat sebelumnya menjadi *fit* dengan kurva dari data secara otomatis (tidak dengan cara coba-coba). Ada beberapa metode yang digunakan salah satunya yaitu *least square method*. Model mundur membuat nilai RMS menjadi semakin kecil yang artinya bahwa model yang dibuat menjadi lebih fit dengan data dan dapat dipercaya interpretasinya. Gambar 3.11 adalah tampilan setelah dilakukan pemodelan mundur yang menghasilkan nilai RMS yang menjadi lebih kecil (ditunjukkan tanda panah merah)



Gambar 3.11 Hasil Pemodelan Mundur

5. Interpretasi data

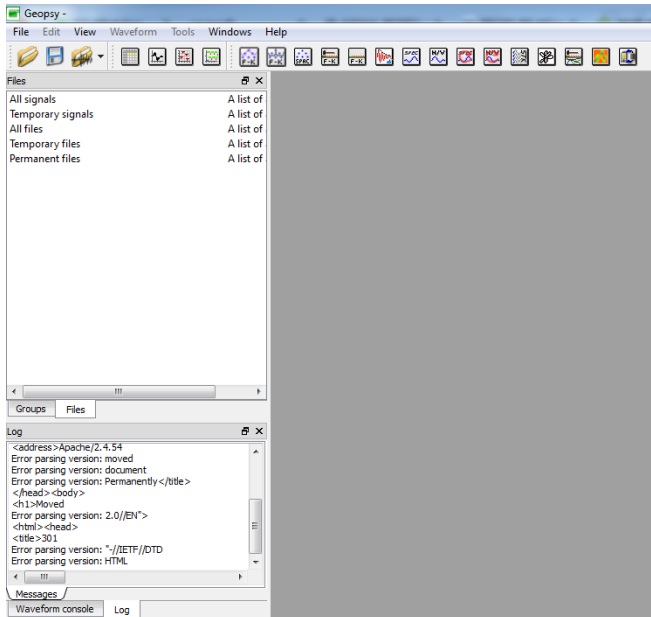
Tahap terakhir yaitu interpretasi data yang hasilnya berupa penampang lapisan batuan yang dilengkapi dengan nilai resistivitas tiap lapisannya dan kedalamannya (gambar 3.12). Nilai resistivitas dari tiap lapisan kemudian diperkirakan untuk menebak jenis batuanya. Tiap batuan memiliki nilai resistivitas yang berbeda-beda.



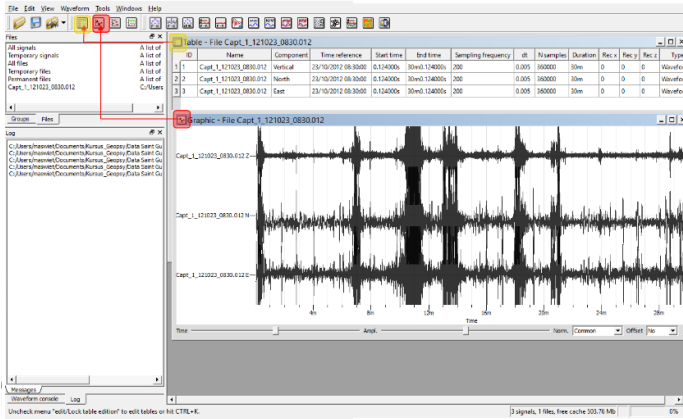
Gambar 3.12 Penampang Perlapisan Batuan Hasil Interpretasi Data

G. Pengolahan Data Mikroseismik

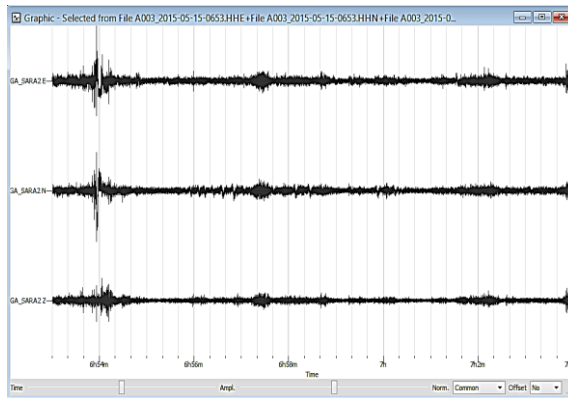
Salah satu software yang digunakan untuk mengolah data mikroseismik adalah Geopsy. *Software* ini merupakan salah satu produk dari SESAME yang memiliki kemampuan untuk mengolah data *ambient noise*. Gambar 3.13 adalah tampilan awal dari *software* Geopsy dan gambar 3.14 adalah tampilan saat memuat data. Data mikrotremor yang terdiri dari komponen vertikal (Z), horizontal utara-selatan (N-S) dan barat-timur (W-E) (Gambar 3.15) diolah dengan *software* geopsy. Data yang diperoleh dari pengukuran berupa data *time series*, artinya data pengukuran masih dalam domain waktu. Sinyal yang diperoleh dari pengukuran terdiri dari sinyal transien dan sinyal stasioner. Dalam proses pengolahan dengan menggunakan geopsy dipilih sinyal-sinyal yang stasioner (sinyal yang mempunyai amplitudo tetap atau konstan terhadap waktu).



Gambar 3. 13 Tampilan Awal Geopsy



Gambar 3. 14 Tampilan saat Memuat Sinyal



Gambar 3.15 Contoh Hasil Rekaman Sinyal dari Seismometer

Langkah-langkah pengolahan sinyal mikrotremor menggunakan geopsy adalah sebagai berikut:

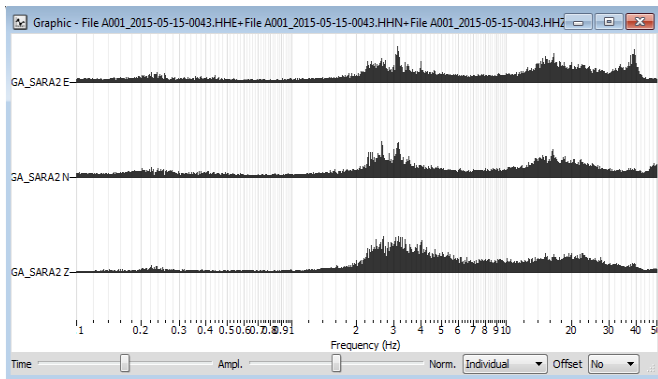
a. Koreksi Garis Dasar (*Baseline Corection*)

Sinyal yang diperoleh dari hasil pengukuran biasanya tidak beresilasi seimbang disekitar sumbu seimbang. Langkah pertama yang dilakukan adalah koreksi garis dasar (*baseline correction*) merupakan proses yang

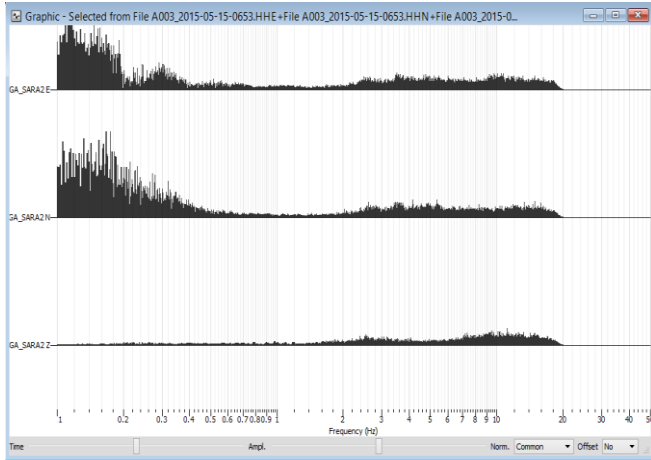
dilakukan untuk menghilangkan *trendline* dari data yang disebabkan oleh *noise* dengan frekuensi sangat rendah. Koreksi baseline bertujuan untuk membawa sinyal agar beresilasi pada sumbu seimbang yaitu pada sumbu $y=0$, sehingga hasil dari puncak FFT tidak didominasi oleh frekuensi nol hertz dan membuat agar data yang diolah simetri antara amplitudo maksimum dan minimum.

b. Filtering

Pada tahap *filtering* bertujuan untuk meloloskan suatu range frekuensi tertentu yang diharapkan akan menghilangkan atau memperkecil *noise* atau gangguan yang terdapat pada sinyal. Pada penelitian ini digunakan filter tipe *Low Pass*. Filter *Low Pass* merupakan salah satu jenis filter dengan meloloskan range filter tertentu. Frekuensi cut-off dipilih 20 Hz karena frekuensi lebih dari 20 Hz tidak digunakan untuk analisis resiko gempabumi (Chataline,dkk., 2007). Berdasarkan Gambar 3.16 dapat diketahui sinyal sebelum dilakukan Low Pass filter mengandung frekuensi dari 0,1-50 Hz. Berdasarkan Gambar 3.17 setelah dilakukan Low Pass filter sinyal hanya mengandung frekuensi kurang dari 20 Hz sesuai dengan batas cut-off yang telah ditentukan.



Gambar 3.16 Tampilan Sinyal dalam Domain Frekuensi
(A) Sebelum Dilakukan Low Pass Filter



Gambar 3. 17 Tampilan Sinyal dalam Domain Frekuensi Setelah Dilakukan Low Pass filter

c. Windowing

Pada tahap windowing (domain waktu) dilakukan memilih sinyal yang bersifat stasioner dengan menghilangkan sinyal transien. Pada penelitian ini dilakukan beberapa proses windowing dengan lebar window yang berbeda-beda, yaitu 10 sekon, 15 sekon dan 20 sekon. Perbandingan hasil windowing dengan lebar window 10 sekon, 15 sekon dan 20 sekon

Proses melakukan proses windowing dengan tiga lebar windows yang berbeda mempunyai tujuan agar diperoleh kurva HVSR yang maksimal. Pemilihan 6 titik pengukuran mempunyai alasan karena 6 titik pengukuran tersebut mewakili daerah penelitian sebelah kanan, tengah dan kiri. Penggunaan lebar window 20 sekon diperoleh hasil yang maksimal dengan standar deviasi frekuensi (σ_f) terkecil. Tetapi dengan menggunakan lebar window 20 sekon didapatkan jumlah window (n_w) paling sedikit, walaupun didapatkan jumlah window (n_w) paling sedikit masih sesuai dengan syarat reliabel yang dikemukakan oleh SESAME (2004) yaitu jumlah perkalian dari lebar window, jumlah window dan frekuensi puncak yang

dihasilkan harus lebih dari 200. Jadi berdasarkan alasan yang telah dijelaskan sebelumnya pada penelitian ini digunakan lebar window 20 sekon untuk semua titik pengukuran.

Pemilihan hasil kurva HVSR harus mengikuti kriteria yang diberikan oleh tim SESAME (2004) agar dapat dikatakan sebagai kurva HVSR yang reliabel. Adapun tiga syarat yang diberikan oleh SESAME (2004) untuk pemilihan lebar window dan jumlah window ditunjukkan oleh Persamaan di bawah. Jika ketiga syarat yang diusulkan oleh SESAME (2004) dipenuhi oleh kurva HVSR, dapat dikatakan kurva HVSR termasuk kategori kurva yang reliabel. Contoh kurva HVSR yang memenuhi kriteria reliabel dapat dilihat pada Gambar 4.18.

$$f_0 > \frac{10}{l_w}$$

$$n_c(f_0) > 200 ; n_c = l_w \times n_w \times f_0$$

Jika $f_0 > 0,5 \text{ Hz} ; \sigma_A(f) < 2$ untuk $0,5f_0 < f < 2f_0$ atau

Jika $f_0 < 0,5 \text{ Hz} ; \sigma_A(f) < 3$ untuk $0,5f_0 < f < 2f_0$

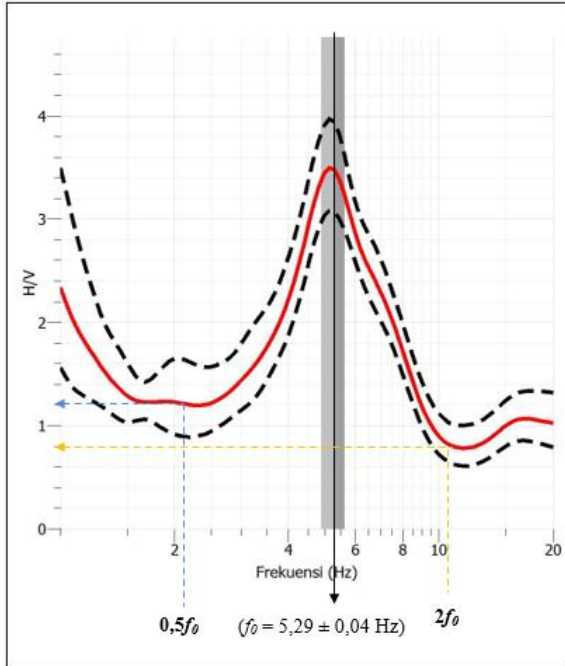
Keterangan:

f_0 = Frekuensi puncak H/V (Hz)

f = Frekuensi data (Hz)

l_w = Lebar *window* (sekon)

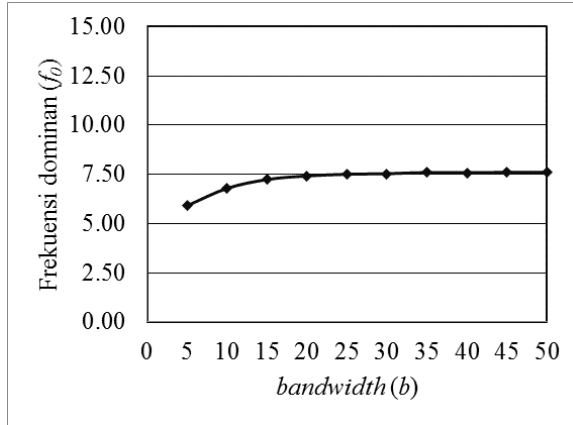
n_c = Jumlah siklus signifikan



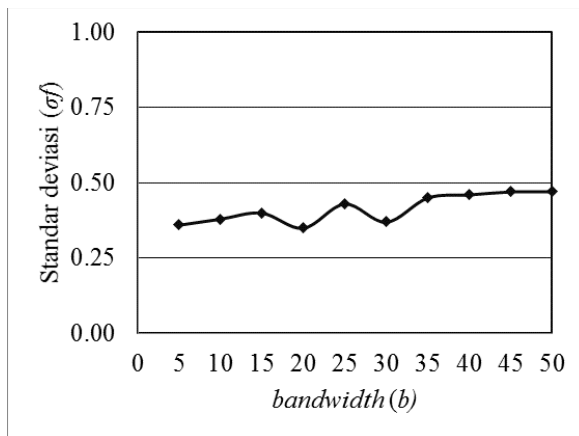
Gambar 3.18 Contoh Kurva HVSR yang Memenuhi Syarat Reliabel

d. Smoothing (penghalusan Data)

Metode yang digunakan untuk *smoothing* yaitu metode Konno-Ohmachi. Proses ini dilakukan dengan menerapkan beberapa koefisien *bandwidth* dari 5-50 dengan interval 5. Hal ini bertujuan untuk mendapatkan frekuensi yang maksimum (konstan) dan menemukan spektrum HVSR yang paling halus. Gambar 3.19 dan 3.20 di bawah ini menggambarkan perbedaan hasil *smoothing* dengan koefisien *bandwidth* 5, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 45, dan 50. Setelah dilakukan proses *smoothing* dengan koefisien *bandwidth* yang berbeda-beda selanjutnya dilakukan analisis hasil *smoothing* yang menghasilkan frekuensi maksimum dan standar deviasi pada frekuensi dominan paling kecil.



Gambar 3.19 Hubungan Nilai Frekuensi Domain dan Koefisien *Bandwidth*



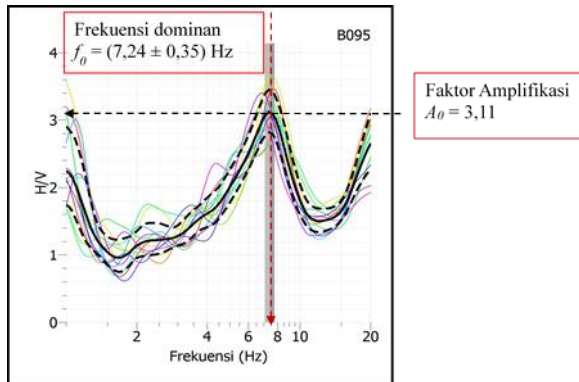
Gambar 3.20 Hubungan antara Standar Deviasi dan Bandwith

frekuensi dominan dan koefisien bandwidth
 Pada Gambar 4.7 nilai σ_f terkecil terdapat pada koefisien *bandwidth* 20 yaitu 0,35. Berdasarkan Gambar 4.6 dan 4.7 nilai *b* yang memberikan standar deviasi frekuensi dominan terkecil dan masuk dalam nilai frekuensi

dominan, yaitu $b = 20$ dengan nilai frekuensi dominan 7,42 Hz dan $\sigma_f = 0,35$. Jadi, dapat disimpulkan berdasarkan alasan-alasan tersebut nilai koefisien *bandwidth* yang digunakan pada penelitian ini adalah $b = 20$ untuk semua titik pengukuran.

e. HVSR (*Horizontal to Vertical Spectral Ratio*)

Pengolahan data mikrotremor dengan menggunakan *geopsy* menghasilkan kurva spektrum HVSR yang akan menghasilkan frekuensi dominan (f_0) dan Faktor Amplifikasi (A). Gambar 3.21 di bawah ini menggambarkan hasil akhir dari pengolahan *geopsy* yaitu kurva HVSR. Garis warna-warni yang ada pada Gambar 3.21 menunjukkan nilai spektrum frekuensi yang telah dipilih pada proses *windowing*, sedangkan garis tebal yang ada di kurva HVSR menunjukkan hasil rata-rata dari spektrum frekuensi yang telah dipilih pada proses *windowing* dan menghasilkan frekuensi dominan (f_0). Garis putus-putus pada kurva HVSR menunjukkan standar deviasi frekuensi dominan (σ_f).



Gambar 3.21 Kurva Horizontal to Vertical Spectral Ratio (HVSR) Titik B095

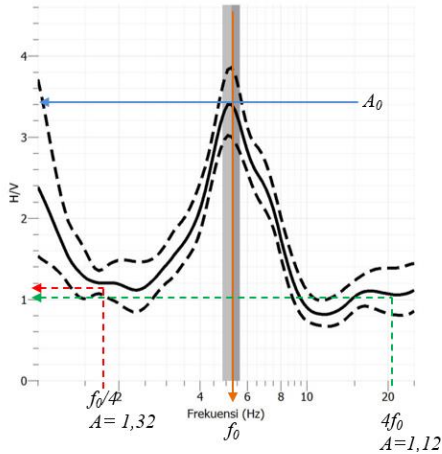
SESAME (2004) menjelaskan terdapat enam kriteria yang harus dipenuhi oleh kurva HVSR agar memperoleh kurva HVSR yang jelas (*clear peak*). Kriteria yang harus dipenuhi terbagi dari segi nilai amplitudo kurva HVSR dan kestabilan dari puncak kurva HVSR. Kriteria yang dituliskan oleh SESAME (2004) antara lain:

1. $\exists f^- \in [f_0/4, f_0] A_{H/V}(f^-) < A_0/2$, ada anggota f^- sebagai anggota dari f antara $f_0/4$ dan f_0 memiliki nilai $A_{H/V}(f^-)$ yang nilainya lebih kecil dari $A_0/2$.
2. $\exists f^+ \in [f_0, 4f_0] A_{H/V}(f^+) < A_0/2$, ada anggota f^+ sebagai anggota dari f antara f_0 dan $4f_0$ memiliki nilai $A_{H/V}(f^+)$ yang nilainya lebih kecil dari $A_0/2$.
3. $A_0 > 2$, nilai faktor amplifikasi yang diperoleh dari hasil pengolahan kurva HVSR memiliki nilai lebih dari 2.
4. $f_{puncak} [A_{H/V}(f) \pm \sigma_A(f)] = f_0 \pm 5\%$, frekuensi dominan hasil pengolahan kurva HVSR harus memiliki nilai standar deviasi kurang dari sama dengan 0,05.
5. $\sigma_f < \varepsilon(f_0)$, nilai standar deviasi dari frekuensi dominan harus lebih kecil dari nilai ambang untuk kondisi stabil dari frekuensi dominan (Tabel 4.2).
6. $\sigma_{A(f_0)} < \theta(f_0)$, nilai standar deviasi dari $A_{H/V}(f)$ harus lebih kecil dari nilai ambang untuk kondisi stabil (Tabel 3.1).

Tabel 3.1 Nilai ambang untuk σ_f dan $\sigma_A(f_0)$

| Nilai frekuensi (Hz) | < 0,2 | 0,2 – 0,5 | 0,5 – 1,0 | 1,0 – 2,0 | >2,0 |
|-------------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| $\varepsilon(f_0)$ (Hz) | $0,25f_0$ | $0,20f_0$ | $0,15f_0$ | $0,10f_0$ | $0,05f_0$ |
| $\theta(f_0)$ untuk $\sigma_A(f_0)$ | 3,0 | 2,5 | 2,0 | 1,78 | 1,58 |

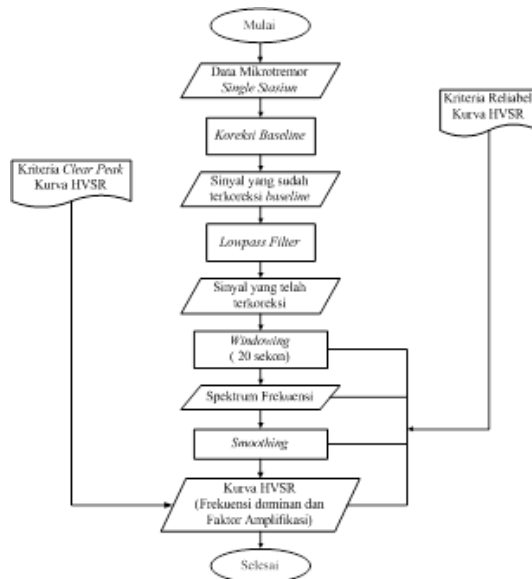
Kurva HVSR dapat dikategorikan sebagai kurva yang jelas (*clear peak*), apabila memenuhi syarat minimal 5 dari 6 syarat yang dikemukakan oleh SESAME (2004). Contoh kurva HVSR yang masuk dalam kategori *clear peak* dapat dilihat pada gambar 3.22.



Gambar 3.22 Contoh Kurva HVSR yang Memenuhi Syarat Kurva yang Jelas (Clear Peak)

Berdasarkan Gambar 3.22 diperoleh nilai frekuensi dominan ($f_0 = 5,29 \pm 0,04$ Hz), nilai faktor amplifikasi 3,48 memenuhi syarat keempat. Nilai amplitudo rentang sampai adalah 1,32, sehingga memenuhi syarat pertama. Nilai amplitudo rentang f_0 sampai 4 adalah 1,12, sehingga memenuhi syarat kedua. Syarat keempat dari kriteria kurva yang jelas terpenuhi yaitu standar deviasi dari frekuensi dominan kurang dari sama dengan 0,05. Berdasarkan Tabel 4.2 diperoleh nilai ambang $\epsilon(f_0) = 0,26$, sehingga memenuhi syarat kelima. Syarat keenam diperoleh nilai ambang $\theta(f_0)$ untuk $\sigma_A(f_0) = 1,58$ dan nilai $\sigma_A(f_0) = 0,88$ sehingga syarat keenam dapat dipenuhi.

Langkah-langkah pengolahan sinyal mikrotremor menggunakan geopsy, dapat dilihat pada Gambar 3.23 di bawah ini.



Gambar 3. 23 Diagram Alir Pengolahan Menggunakan Geopsy

BAB IV

HASIL DAN PEMBAHASAN

A. Pemodelan dan Analisis Data Geolistrik Resistivitas

Metode geolistrik resistivitas atau tahanan jenis merupakan salah satu metode geolistrik yang sudah teruji dan masih relevan untuk digunakan dalam upaya pencarian akuifer, termasuk dalam penentuan letak sumur injeksi. Kelebihan dari metode ini adalah fleksibel dan mudah digunakan, biaya relatif murah, dan variabel dapat dikontrol utamanya variabel bentangan elektroda arus dan potensialnya. Untuk dapat menentukan letak sumur injeksi yang akan dibuat, maka diperlukan informasi mengenai kedalaman dan ketebalan akuifer di daerah penelitian. Oleh karena itu, pengukuran lapangan diarahkan pada pencairan resistivitas tiap lapisan batuan bawah permukaan.

Data geolistrik resistivitas yang diperoleh dari hasil pengukuran lapangan berupa kuat arus listrik (I) yang diinjeksikan ke dalam tanah dan beda potensial (V) yang terukur di antara dua elektroda potensial. Selain itu, dengan melakukan variasi panjang bentangan elektroda arus dan elektroda potensial, maka diperoleh nilai konstanta konfigurasi Schlumberger (K) sehingga dapat dihitung nilai resistivitas semu (ρ_{semu}) di bawah titik pengukuran atau titik *sounding*. Pengambilan data lapangan pada penelitian ini dilaksanakan pada tanggal 21 dan 22 September 2022. Adapaun tahapan analisis data resistivitas beserta hasilnya dapat dideskripsikan secara rinci sebagai berikut.

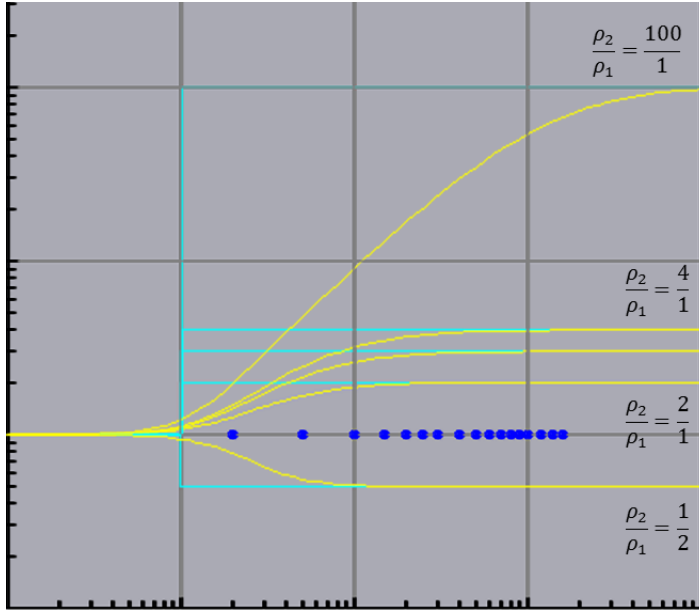
1. Pemodelan Data Resistivitas

Pemodelan ke depan (*forward modelling*) merupakan salah satu pemodelan pada Progress v3.0. Pemodelan ke depan dilakukan dengan memperkirakan nilai resistivitas batuan dan kedalaman lapisannya, sehingga didapatkan hasil pemodelan yang sesuai dengan respon resistivitas semu dari data lapangan. Hasil pemodelan yang diperoleh akan bersifat

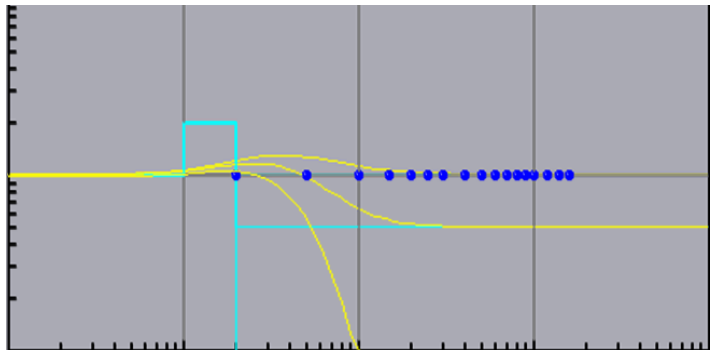
ambigu jika tidak didukung informasi tambahan berupa informasi geologi daerah penelitian. Informasi tambahan tersebut adalah hasil analisis geologi di titik pengukuran yang telah dibahas pada bab II.

Berdasarkan kemungkinan model perlapisan di daerah penelitian, terdapat beberapa lapisan tipis yang berselang-seling. Namun, hasil pemodelan perlapisan tipis dalam Progress v3.0 dapat memberikan respon yang ambigu. Oleh karena itu diperlukan suatu analisis terhadap pemodelan maju pada Progress v3.0 untuk melihat respon jika terdapat lapisan tipis. Namun sebelum itu, perlu dilakukan analisis terhadap respon dari lapisannya. Gambar 4.1 merupakan pemodelan ke depan pada Progress v3.0 yang menggunakan dua perlapisan untuk mengetahui respon pemodelan. Jika kurva mengalami kenaikan, maka dapat diketahui bahwa $\rho_2 > \rho_1$ atau lapisan batuan 2 memiliki resistivitas lebih besar daripada lapisan batuan 1, sehingga ketika arus listrik mengalir dari lapisan 1 ke lapisan 2 akan lebih sulit untuk dialirkan. Sebaliknya jika kurva mengalami penurunan, maka dapat diartikan bahwa $\rho_2 < \rho_1$ atau resistivitas lapisan batuan 2 lebih kecil daripada resistivitas lapisan batuan 1, sehingga ketika arus listrik mengalir dari lapisan batuan 1 ke lapisan batuan 2 akan lebih mudah untuk dialirkan. Semakin bertambah rasio antara ρ_1 dan ρ_2 , maka derajat kemiringan kurva akan semakin besar. Gambar 4.1 juga menyajikan secara jelas perbedaan kecuraman atau kelandaian suatu kurva bergantung pada besar-kecilnya rasio antara resistivitas suatu lapisan batuan dan resistivitas lapisan batuan di bawahnya.

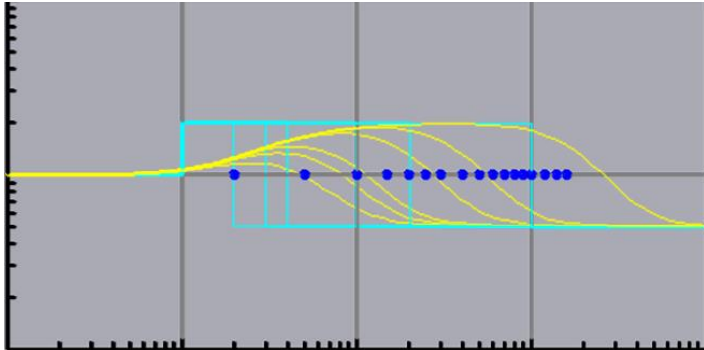
Gambar 4.2 merupakan gambar tiga perlapisan menggunakan Progress v3.0. Ketika lapisan bertambah menjadi tiga lapisan dengan $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$, maka kurva akan naik terlebih dahulu kemudian turun. Semakin besar perbedaan atau rasio antara ρ_2 dan ρ_3 , maka kurva akan turun semakin tajam. Selain itu, kurva yang naik sebelumnya juga akan ikut tertarik sehingga kurva akan semakin melandai.



Gambar 4.1 Pemodelan ke depan Dua Lapisan



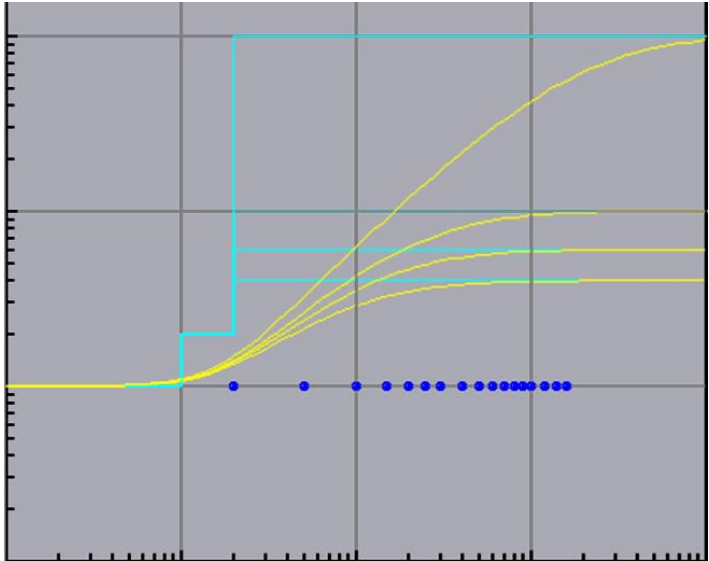
Gambar 4.2 Pemodelan ke depan Tiga Lapisan



Gambar 4.3 Pemodelan ke depan Variasi Ketebalan

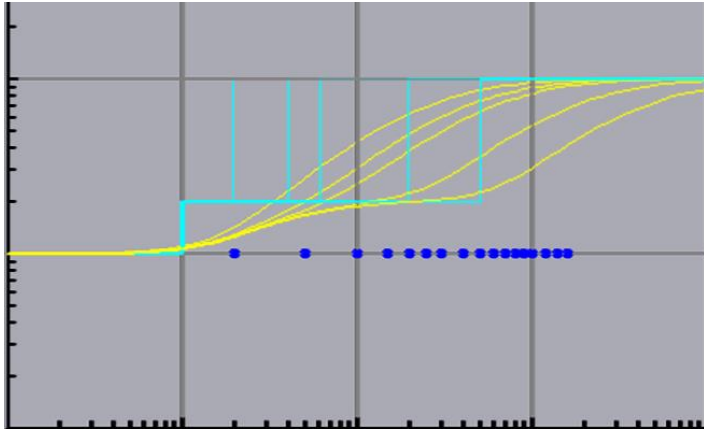
Gambar 4.3 merupakan tiga lapisan yang divariasikan model ketebalan lapisannya. Semakin diperlebar jarak antarlapisan, kemiringan kurva akan meningkat dan lebar dari kurva juga akan meningkat seperti ditunjukkan pada gambar. Jika dilihat pada gambar model tersebut, terlihat bahwa puncak kurva akan maksimum ketika mencapai nilai resistivitas tertinggi. Setelah mencapai nilai maksimum, nilainya akan konstan di nilai maksimum tersebut atau mengalami titik jenuh. Kondisi ini akan berlangsung terus hingga ada penurunan resistivitas lapisan batuan. Begitupula jika resistivitas mencapai nilai terendah, maka puncak kurva akan berada pada posisi minimum dan akan konstan di nilai minimum tersebut sampai ada peningkatan nilai resistivitas lapisan batuan.

Gambar 4.4 merupakan pemodelan tiga lapisan tetapi semakin ke dalam nilai resistivitasnya semakin besar. Ketika lapisan ke-3 ditambah nilai ρ -nya sehingga menjadi lebih besar dibandingkan dengan sebelumnya ($\rho_3 > \rho_2$), kurva hanya menjadi lebih meningkat kemiringannya tetapi tidak muncul bentukan kurva baru, sehingga tidak terlihat perbedaan antara dua lapisan dan tiga lapisan.



Gambar 4.4 Pemodelan ke depan Tiga Lapisan Varian Nilai Resistivitas

Sementara itu, gambar 4.5 merupakan respon kurva ketika jarak antarlapisan diperlebar, kurva akan semakin memperlihatkan bentukan kurva baru yang dapat menjadi tanda adanya perlapisan. Berdasarkan analisis tersebut, Progress v3.0 tidak dapat memberikan lapisan yang tipis ketika jarak antarlapisan kurang dari 10 m dengan rasio ρ sebelum dan sesudah adalah 5. Oleh karena itu, jika jarak antarlapisan terlalu kecil, maka dapat diasumsikan bahwa lapisan tersebut merupakan satu kesatuan atau menjadi satu lapisan batuan. Dalam kondisi seperti ini, diperlukan kehati-hatian dan kepekaan dalam melakukan analisis data lanjutan.



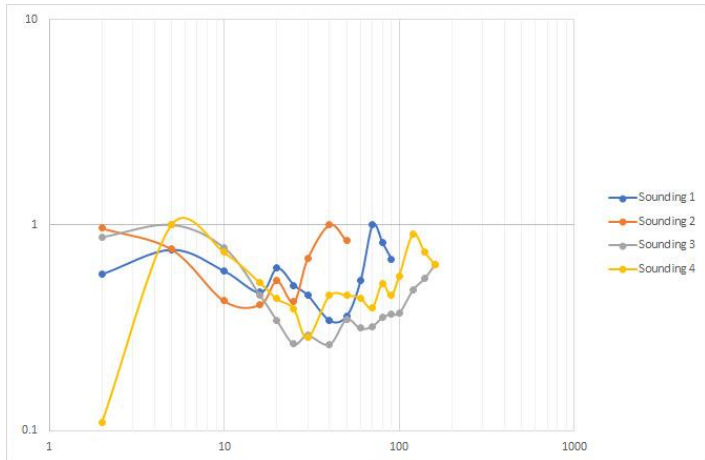
Gambar 4. 5 Pemodelan ke depan Tiga Lapisan Varian Ketebalan Lapisan

2. Analisis Kurva Resistivitas Semu

Resistivitas semu (*apparent resistivity*) adalah tahanan jenis terukur suatu medium berlapis yang memiliki perbedaan resistivitas dan ketebalan lapisan tetapi dianggap homogen isotropis. Dengan kata lain, resistivitas semu tidak menunjukkan secara tepat nilai resistivitas lapisan sebenarnya. Oleh karena itu, untuk mendapatkan resistivitas sebenarnya (*true resistivity*), maka perlu dibuat model penurunan hubungan antara resistivitas semu dan resistivitas sebenarnya menggunakan metode inversi (Loke, 2001).

Gambar 4.6 memperlihatkan empat buah kurva resistivitas terhadap $\frac{1}{2}$ bentangan elektroda arus yang telah dinormalisasi dan diplot dalam skala logaritma 10. Secara umum terlihat kurva titik *sounding* 1 dan titik *sounding* 2 memiliki pola yang hampir sama, begitu pula kurva titik *sounding* 3 memiliki pola yang sama dengan kurva titik *sounding* 4. Kesamaan pola ini dipengaruhi oleh faktor kedekatan lokasi titik pengambilan data. Meskipun lokasi keempat *sounding* berada di kelurahan Trimulyo, tetapi titik *sounding* 3 dan 4 berada lebih dekat dengan garis pantai utara. Berdasarkan kurva tersebut terlihat bahwa pola kurva

titik *sounding* 3 dan 4 bersifat lebih tidak teratur jika dibandingkan dengan titik *sounding* 1 dan 2. Hal ini dimungkinkan oleh pengaruh intrusi air laut di lapisan batuan yang dekat dengan pantai.

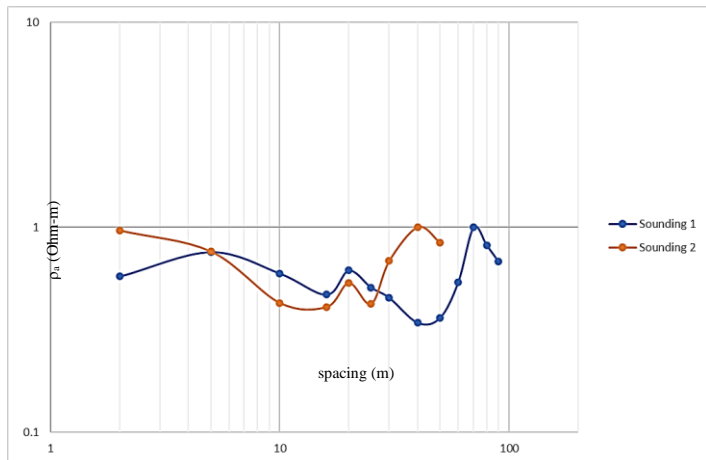


Gambar 4.6 Kurva Resistivitas terhadap $\frac{1}{2}$ Bentangan Elektroda

Sementara itu, pada Gambar 4.7 merupakan hasil pengukuran berupa kurva resistivitas semu di dua titik *sounding*. Kedua titik *sounding* berada di lokasi yang berdekatan dengan jarak antartitik sekitar 5 meter. Jarak tersebut dalam kajian geologi akan menghasilkan kondisi bawah permukaan yang relatif sama, kecuali jika tepat berada pada batas kontras struktur geologi, misalnya tepat di batas patahan. Panjang bentangan elektroda kedua titik *sounding* dan arah bentangannya berbeda. Panjang bentangan titik *sounding* 1 adalah 180 m sedangkan panjang bentangan titik *sounding* 2 adalah 100 m. Bentangan titik *sounding* 1 berarah utara-selatan sedangkan bentangan titik *sounding* 2 berarah timur-barat. Perbedaan panjang dan arah bentangan tersebut disebabkan oleh kondisi lapangan yang tidak memungkinkan dilakukannya pengukuran mengingat daerah penelitian yang padat

bangunan. Jika diasumsikan bahwa di daerah tersebut tidak terdapat anomali yang dapat mempengaruhi nilai pengukuran, maka hasil pengukurannya adalah sama.

Gambar kedua kurva ini dibuat menggunakan Microsoft Excel untuk melihat perbedaan dan persamaan nilai resistivitas batuan di kedua titik *sounding*. Berdasarkan penjelasan di sub-bab sebelumnya, kedua grafik (titik *sounding* 1 dan titik *sounding* 2) seharusnya menghasilkan kurva yang hampir sama, tetapi grafik pada Gambar 4.7 justru menunjukkan bentuk kurva yang berbeda. Hal ini terjadi kemungkinan disebabkan oleh dua hal, kesalahan dalam pengambilan data atau kondisi bawah permukaan yang memang berbeda.



Gambar 4.7 Kurva Resistivitas terhadap $\frac{1}{2}$ Bentangan

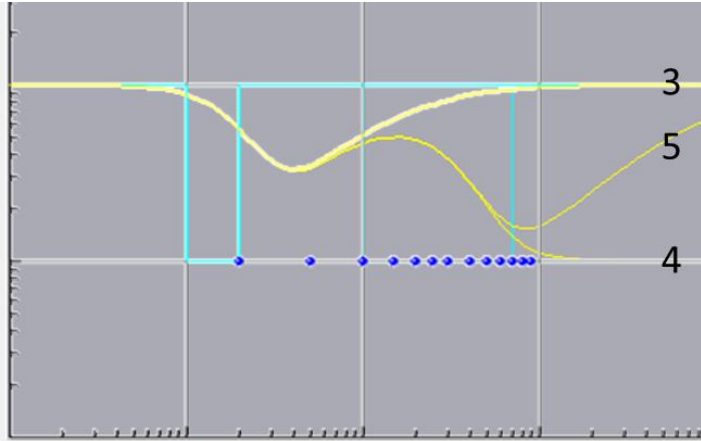
Pengambilan data dalam penelitian diasumsikan sudah tepat karena pengambilan data pada titik *sounding* dan bentangan elektroda yang sama dilakukan hingga tiga kali dan ketiganya menghasilkan kurva yang hampir sama. Dengan asumsi ini, maka perbedaan kedua kurva tersebut diduga disebabkan oleh kondisi bawah permukaan yang tidak sama. Istilah “tidak sama” dalam konteks pembahasan ini dimaksudkan adanya beberapa hal yang mempengaruhi secara lokal, bukan karena lapisan batuan yang berbeda.

Hal itu karena jarak atau spasi kedua titik *sounding* yang berdekatan dan lokasi tersebut tidak berada di batas struktur geologi (menurut kajian geologi). Berdasarkan pengamatan di sekitar daerah pengukuran, terdapat beberapa lubang yang tergenang air cukup banyak yang sangat berpotensi menghasilkan kurva resistivitas yang berbeda.

Nilai resistivas pada batuan sangat dipengaruhi oleh porositas dan isian fluida pada porositas tersebut. Pada bentangan 2 meter, nilai resistivitas batuan di titik *sounding* 1 lebih rendah dibandingkan nilai resistivitas batuan di titik *sounding* 2. Menurut Tabel 2.1, nilai resistivitas batuan bernilai rendah pada batuan yang basah (terdapat fluida pada porositas yang lebih banyak). Hal ini sesuai dengan kondisi di sekitar titik *sounding* 1 yang banyak terdapat genangan air pada permukaan. Namun demikian, seharusnya nilai resistivitas keduanya relatif sama.

Pada bentangan 5 m, resistivitas batuan di titik *sounding* 1 dan 2 bernilai sama. Pada bentangan 10 m, kedua kurva mengalami penurunan, tetapi nilai resistivitas di titik *sounding* 2 lebih rendah dibandingkan nilai resistivitas di titik *sounding* 1. Dengan menggunakan alasan yang sama, maka nilai resistivitas tersebut seharusnya lebih tinggi atau minimal sama dengan resistivitas pada kurva *sounding* 1.

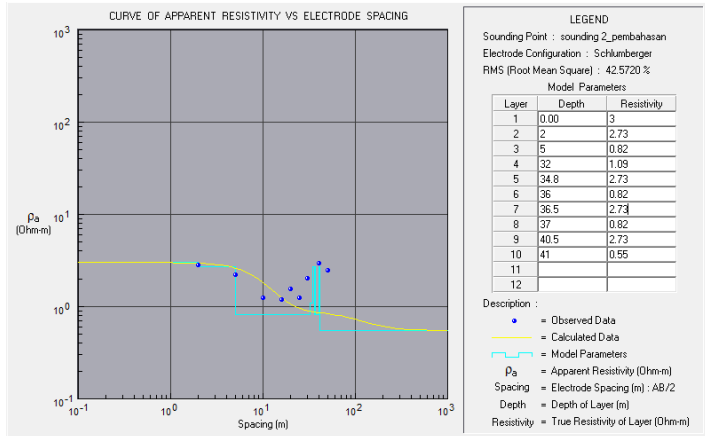
Bentangan 20 m, 30 m, dan 40 m pada kedua kurva memiliki bentuk yang sama dan perbedaan nilai resistivitasnya tidak terlalu besar. Mulai bentangan 40 m hingga 100 m, bentuk kurva sudah sangat berbeda. Kurva titik *sounding* 1 menunjukkan penurunan yang artinya resistivitas batuan sesudahnya adalah lebih kecil, sebaliknya kurva titik *sounding* 2 menunjukkan kenaikan yang artinya resistivitas batuan sesudahnya lebih besar. Berdasarkan hal tersebut, maka data resistivitas dari bentangan 40 m perlu dilakukan analisis lebih lanjut.



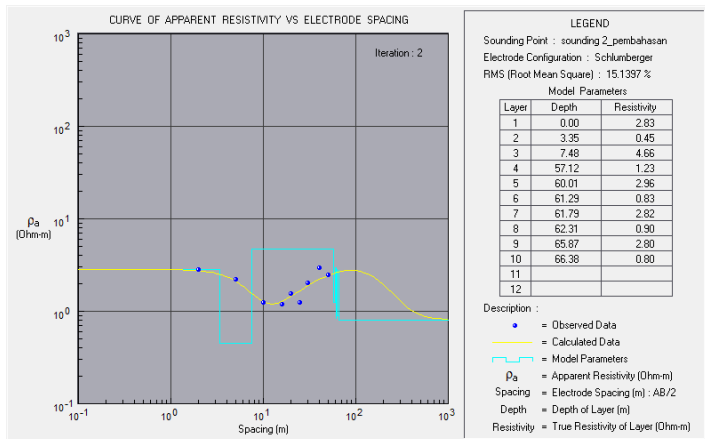
Gambar 4.8 Resistivitas Semu Variasi Jumlah Lapisan

Gambar 4.8 merupakan kurva resistivitas semu terhadap $\frac{1}{2}$ bentangan elektroda arus dengan variasi lapisan yaitu kurva a adalah tiga lapisan, b adalah empat lapisan, dan c adalah lima lapisan. Parameter model yaitu nilai resistivitas sesungguhnya dan kedalaman lapisan memiliki nilai yang sama. Berdasarkan gambar tersebut dapat diamati bahwa muncul simpangan pada kurva pada batas lapisan akhir. Jika nilai resistivitas menjadi lebih besar dibandingkan dengan nilai resistivitas lapisan sebelumnya, maka kurva akan mengalami kenaikan. Sebaliknya jika nilai resistivitas menjadi lebih kecil dibandingkan dengan sebelumnya, maka kurva akan mengalami penurunan.

Gambar 4.9 merupakan pemodelan ke depan yang telah diperoleh di sub bab sebelumnya (4.1) yang kemudian diterapkan pada data resistivitas lapangan di daerah penelitian. Hasil yang didapatkan memiliki nilai *error* yang cukup besar. *Error* tersebut berdasarkan kecocokan antara pemodelan maju yang dibuat dengan data resistivitas semu lapangan. Jika model tersebut diinversikan untuk mendapatkan model yang sesuai dengan data, maka hasilnya ditunjukkan oleh Gambar 4.10.



Gambar 4. 9 Pemodelan ke Depan Data Lapangan



Gambar 4. 10 Pemodelan Inversi Data Lapangan

Sesuai dengan analisis kurva bahwa setiap kenaikan atau penurunan kurva menunjukkan adanya batas perlapisan batuan yang ditandai dengan perbedaan nilai ρ . Salah satu kelemahan yang ditemukan pada analisis kurva menggunakan Progress v3.0 adalah bahwa lapisan batuan tipis tidak dapat dimodelkan pada Progress v3.0. Sementara

itu, analisis data resistivitas di lapangan menunjukkan adanya kemungkinan lapisan tipis. Anomali tersebut muncul di data yang berbeda, sehingga lapisan tipis benar adanya. Gambar 4.10 merupakan hasil inversi dari Progress v3.0 yang memang benar adanya bahwa pada hasil pemodelan tersebut lapisan tipis tersebut tidak dapat dimodelkan. Sesuai dengan tujuan dari penelitian ini yaitu mengidentifikasi lapisan akuifer untuk penentuan kedalaman sumur bor, sehingga yang fokus pencarian adalah akuifer tak tertekan karena digunakan untuk resapan air yang dapat mengisi langsung akuifer. Sementara itu, lapisan akuifer tertekan tidak dapat digunakan untuk resapan air karena pada lapisan ini memiliki tekanan yang besar sehingga air tidak dapat diinjeksikan ke dalamnya.

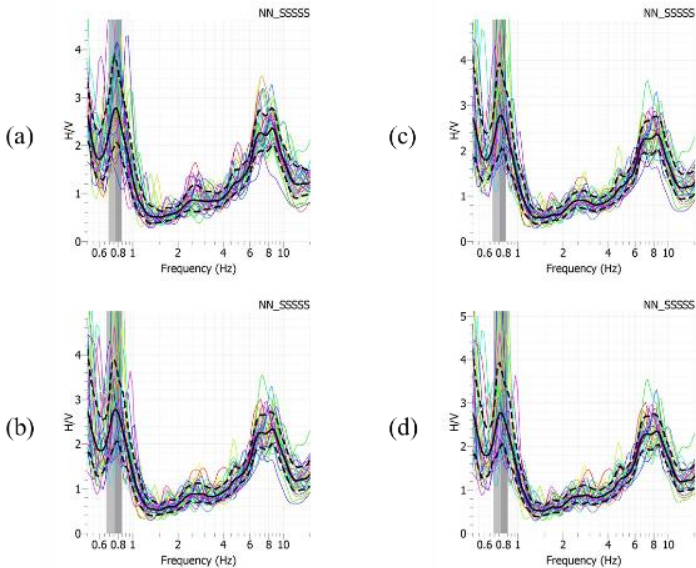
Lapisan akuifer adalah lapisan batuan yang memiliki pori dan dapat meloloskan air. Lapisan tersebut pada umumnya berupa lapisan pasir yang memiliki pori-pori lebih besar. Berdasarkan hasil pemodelan, lapisan pasir berada pada kedalaman 3,35-7,48 meter dengan ketebalan lapisan sekitar 4,13 meter. Dugaan adanya lapisan pasir dalam pemodelan ini tidak didasarkan pada tabel nilai resistivitas batuan, tetapi berdasarkan kesesuaian dengan lapisan batuan di sekitarnya (data bor) dan dengan asumsi nilai resistivitas dari pasir memiliki nilai yang paling besar dibandingkan dengan lanau dan lempung berdasarkan informasi geologi. Dalam pemodelan tersebut, terdapat nilai yang besar yaitu $4,66 \Omega\text{m}$ pada kedalaman 3,35 meter, sehingga nilai tersebut diinterpretasikan sebagai lapisan pasir. Lapisan di atas pasir kemungkinan adalah lapisan lempung, sementara di bawah lapisan pasir kemungkinan adalah lapisan lanau kelempungan.

Ketebalan lapisan pasir di daerah penelitian lebih besar dibandingkan dengan di lokasi D dan F. Hal ini dimungkinkan karena berdasarkan kajian geologi daerah penelitian, batuan dasar (formasi Damar) miring ke arah timur laut sehingga ketebalan endapannya akan semakin besar ke arah timur laut.

B. Analisis Data Mikroseismik

Data mikroseismik diambil menggunakan seismograph Sara-Velbox-24 Bit Triaxial-Seismograph-SI06. Data terdiri dari 3 chanel yaitu komponen *Vertical*, *East*, dan *North*. Selain itu, dalam survei mikroseismik juga menggunakan peralatan tambahan berupa *GPS tracking* untuk pencarian titik pengukuran, *accu* 12 Volt untuk *power supply* dan landasan besi untuk memudahkan leveling alat.

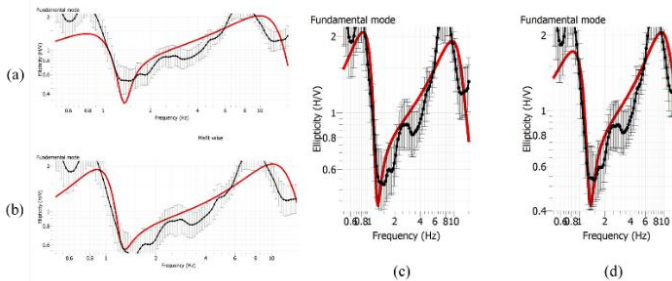
Data penelitian ini berupa frekuensi resonansi (f_r), amplifikasi (A) dan kecepatan gelombang geser (V_0) yang diperoleh dari empat titik dengan dengan satu titik sama dengan titik pengukuran geolistrik resistivitas. Hal ini dimaksudkan untuk memvalidasi kesesuaian data mikroseismik dengan data geolistrik, sedangkan tiga titik lainnya diambil di kelurahan Karangroto.



Gambar 4. 11 Kurva HVSR (a) Titik 1; (b) Titik 2; (c) Titik 3; dan (d) Titik 4

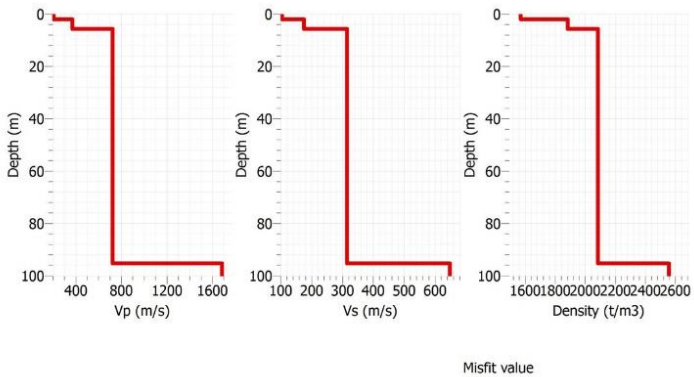
Gambar 4.11 merupakan kurva spektrum hasil pengolahan data mikroseismik dengan teknik HVSr. Keempat kurva tersebut memperlihatkan bentuk atau pola yang sama dengan frekuensi dominan di antara 0,6-0,8 Hz dengan rasio antara 2-4 kali. Kurva HVSr yang diperoleh tersebut kemudian diolah menggunakan metode *Ellipticity Curve* sehingga menghasilkan model perlapisan batuan yang relatif sama antara model dan data HVSr (Gambar 4.15).

Gambar 4.12 merupakan hasil inversi kurva HVSr menggunakan *software* Dinver dengan metode *Ellipticity Curve*. Sementara itu, gambar 4.13 sampai Gambar 4.16 merupakan model perlapisan batuan (*ground profile*) berdasarkan kecepatan primer (V_p), kecepatan sekunder (V_s), dan densitas batuan. Gambar 4.13 merupakan data mikroseismik yang berada di titik yang sama dengan titik *sounding* 1, di mana terdapat kontras nilai V_p , V_s , dan densitas pada kedalaman sekitar 3 meter. Kedalaman tersebut hampir sama jika dikaitkan dengan kedalaman dari model resistivitas di titik *sounding* 1. Dengan demikian dapat disimpulkan terdapat kesesuaian antara model seismik dan model resistivitas khususnya pada titik *sounding* 1. Dengan menggunakan hasil ini, data mikroseismik dapat digunakan untuk pemodelan akuifer tak tertekan di kelurahan Karangroto.

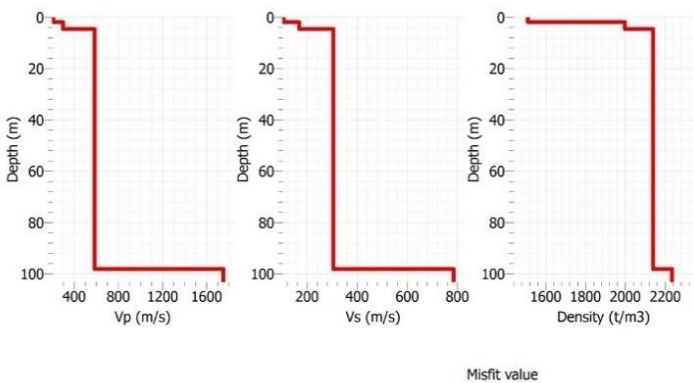


Gambar 4. 12 Inversi Kurva HVSr dengan Metode *Ellipticity Curve* (a) Titik 1; (b) Titik 2; (c) Titik 3; dan (d) Titik 4

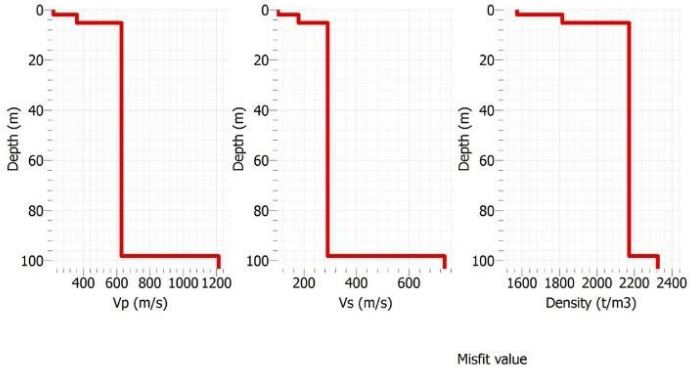
Hasil pemodelan seismik menunjukkan kontras nilai ketebalan pada kedalaman yang hampir sama sebagaimana dapat dilihat pada *ground profile* di semua titik. Berdasarkan Gambar 4.13 dapat diketahui bahwa ketebalan lapisan batuan pasir di titik 1 pada kedalaman sekitar 3,2 meter adalah 3,1 meter. Sedangkan ketebalan lapisan pada kedalaman yang sama di titik 2, titik 3, dan titik 4 berdasarkan Gambar 4.17, 4.18., dan 4.19 berturut-turut adalah sekitar 3,2 meter, 3,8 meter, dan 4 meter.



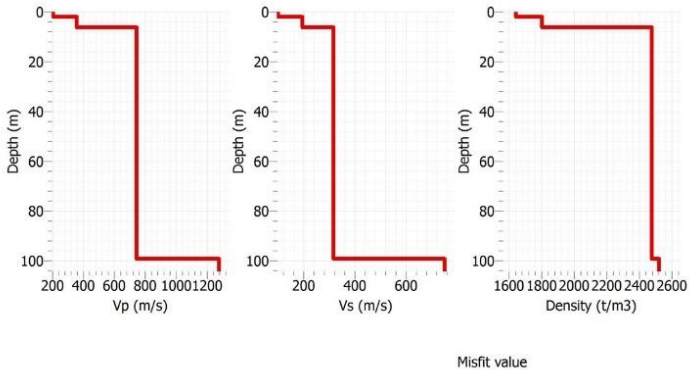
Gambar 4. 13 Model Lapisan di Titik *Sounding 1*



Gambar 4. 14 Model Lapisan di Titik *Sounding 2*



Gambar 4. 15 Model Lapisan di Titik *Sounding* 3



Gambar 4. 16 Model Lapisan di Titik *Sounding* 4

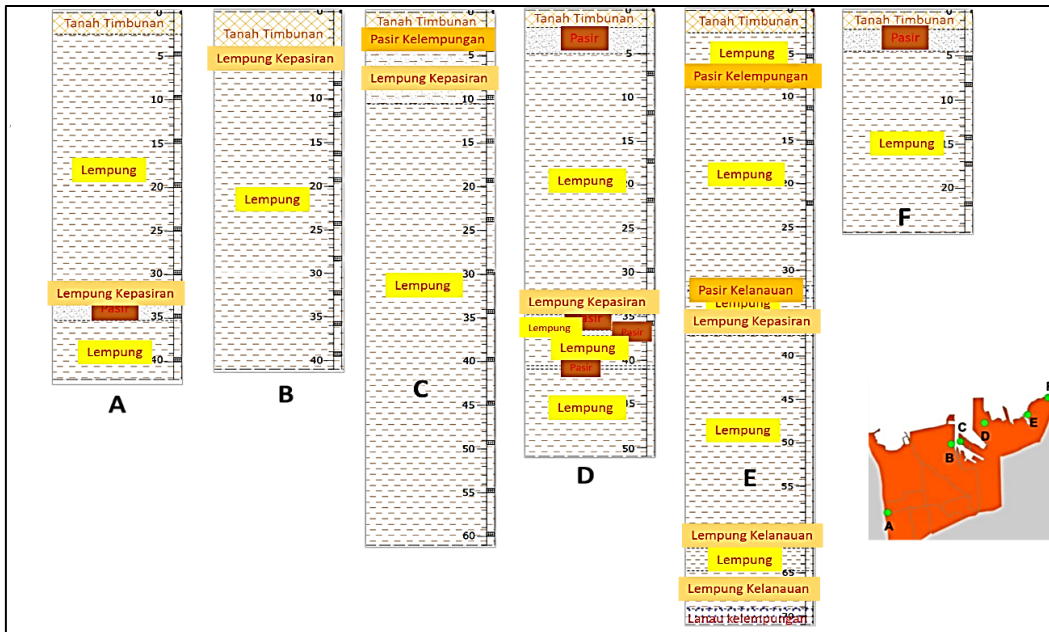
C. Pemodelan Lapisan Bawah Permukaan Berdasarkan Data Bor

Data pengeboran (*borehole*) di daerah penelitian berisi informasi lapisan batuan sampai ke kedalaman tertentu diperoleh dari hasil penelitian Masvika, Adi, & Faris (2018). Data bor berasal dari 6 titik lokasi pengeboran yang tersebar di sepanjang tepi pantai Semarang Utara. Adapun lokasi titik pengeboran tersebut ditunjukkan oleh Gambar 4.17 berupa titik A, B, C, D, E, dan titik F.

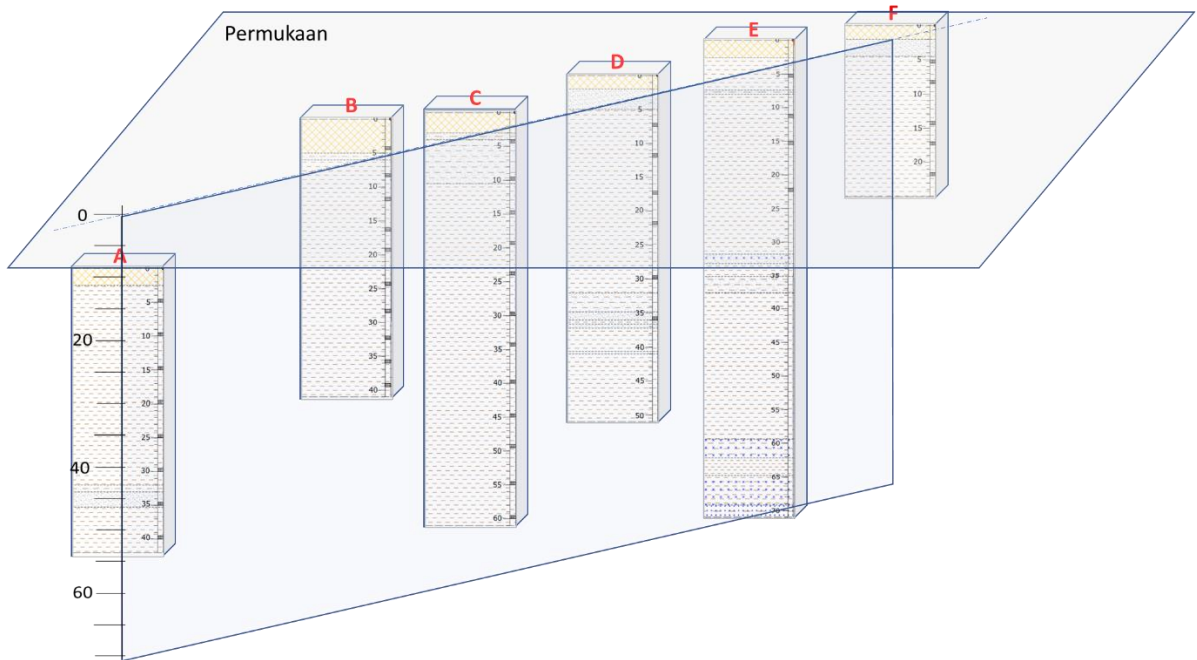


Gambar 4. 17 Lokasi Titik Pengeboran
(Masvika, Adi, & Faris, 2018)

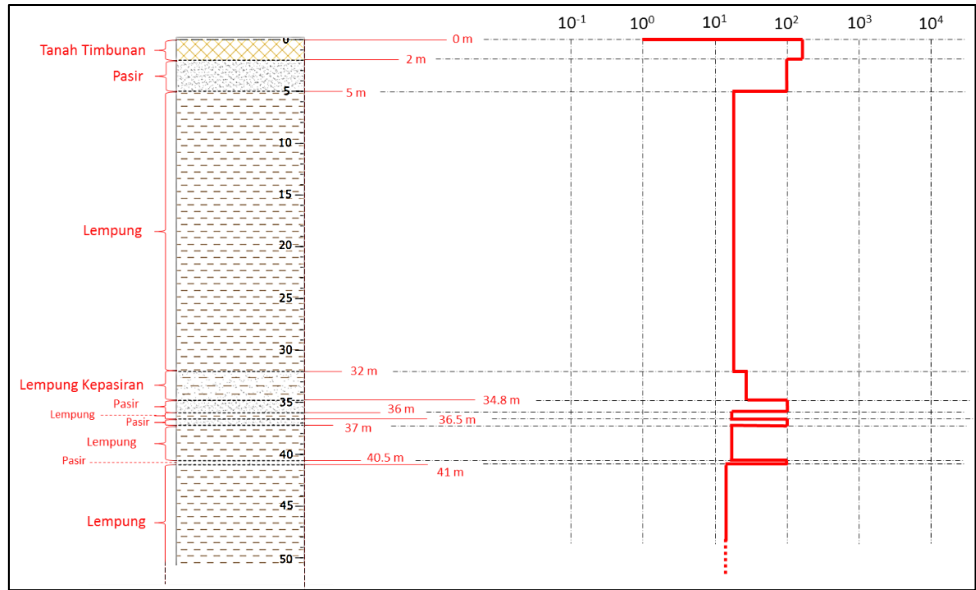
Data bor kemudian disajikan dalam bentuk penampang stratigrafi yang menunjukkan pemodelan perlapisan batuan dengan kedalaman yang berbeda-beda sesuai dengan kedalaman bornya (Gambar 4.18). Proses ini menggunakan *software* SIGMA/W. Penampang disajikan sejajar dengan permukaan tanah sebagai titik nolnya. Berdasarkan gambar tersebut, dapat diketahui bahwa perlapisan batuan di keenam titik lokasi pengeboran sangat bervariasi, baik jenis lapisan batuan, ketebalan lapisan, dan kedalamannya.



Gambar 4. 18 Penampang Stratigrafi Data Bor



Gambar 4. 19 Penampang stratigrafi data bor bentuk 3D



Gambar 4. 20 Pemodelan Resistivitas terhadap Kedalaman (titik D)

Keenam titik pengeboran (Gambar 4.17) berada di daerah Kecamatan Semarang Utara, yang meliputi: (1) titik A di jembatan Gondomono (perbatasan Kelurahan Panggung Kidul dan Kelurahan Bulu Lor); (2) titik B di Gedung BMKG dan Kemanan Laut (Pelabuhan Tanjung Mas); (3) titik C di Terminal Tangki PT. AKR Corporindo Tbk (Pelabuhan Tanjung Mas); (4) titik D di Instalasi E-RTG Terminal Peti Kemas (Pelabuhan Tanjung Mas); titik E di titik Jetty kapal nelayan (Tambak Lorok); dan (5) titik F di Gedung TPI baru (Tambak Lorok).

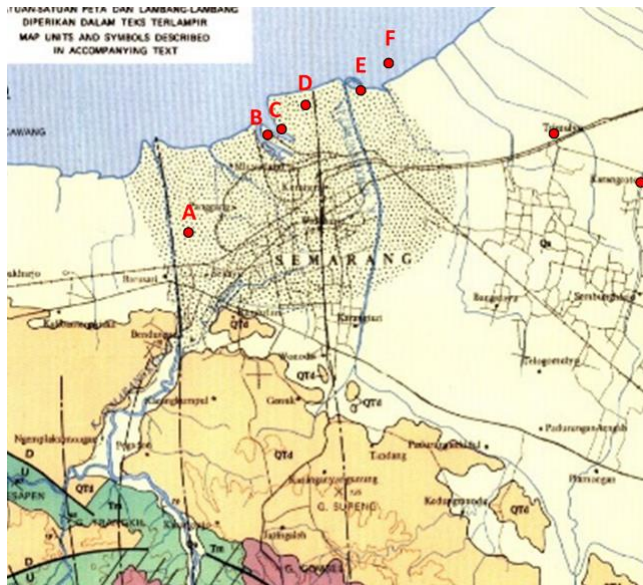
Stratigrafi di titik A sampai kedalaman sekitar 40 m menunjukkan adanya perlapisan batuan dari atas ke bawah meliputi tanah timbunan (ketebalan $d = 2$ m), lempung ($d = 29,5$ m), lempung kepasiran ($d = 3$ m), dan lempung ($d = 5$ m). Stratigrafi di titik B sampai kedalaman sekitar 40 m menunjukkan adanya perlapisan batuan yang meliputi tanah timbunan ($d = 5$ m), lempung kepasiran ($d = 2$ m), dan lempung ($d > 30$ m). Stratigrafi di titik C sampai kedalaman sekitar 60 m terdiri atas tanah timbunan ($d = 3$ m), pasir kelempungan ($d = 2$ m), lempung kepasiran ($d = 3$ m), dan lempung ($d > 50$ m). Stratigrafi di titik D sampai kedalaman 50 m menunjukkan adanya perlapisan batuan berupa tanah timbunan ($d = 2$ m), lempung ($d = 30$ m), pasir ($d = 3$ m), lempung kepasiran ($d = 3$ m), dan lempung ($d = 15$ m). Selain itu, pada kedalaman 34 m terdapat lensa pasir. Tanah permukaan di lokasi titik B, C, dan titik D sebagian besar berupa tanah timbunan dengan ketebalan 2-5 m. Hal ini disebabkan oleh reklamasi lahan di daerah Pelabuhan Tanjung Mas untuk mengimbangi kenaikan muka air laut yang hampir sama dengan ketinggian jalan. Stratigrafi di titik E sampai kedalaman sekitar 70 m yaitu tanah timbunan ($d = 2,6$ m), dan selang-seling antara lempung, pasir kelempungan, dan lempung kepasiran, > 60 m. Selain itu, ditemukan beberapa lensa pasir tipis dan tanah lanau kelempungan dengan konsistensi keras di kedalaman 69 m. Stratigrafi di titik F sampai kedalaman sekitar 25 m yaitu tanah timbunan ($d = 2$ m), pasir ($d = 2,5$ m), dan lempung > 15 m. Daerah di sekitar titik F tidak dapat diakses karena sudah tenggelam akibat abrasi dan penurunan muka tanah.

Sekitar kedalaman 30-45 m di titik A, D, dan E terdapat lapisan lempung kepasiran yang berarah ke timur laut, tetapi di titik B, C, dan F tidak terlihat adanya lapisan tersebut. Berdasarkan peta geologi (Gambar 4.21), titik-titik pengeboran berada di antara dua aliran air yaitu aliran sungai dari arah selatan dan aliran laut dari arah utara. Lingkungan tersebut adalah lingkungan terbentuknya endapan delta. Berdasarkan morfologi endapan delta, ada jenis endapan delta yang tidak seluruhnya berada dalam kawasan lingkungan delta dialiri endapan. Daerah di titik B dan C dimungkinkan adalah titik dimana tidak dialiri endapan tersebut atau dialiri tapi dalam jumlah lebih sedikit.

Hal menarik di titik A dan D adalah adanya lapisan pasir di bawah lapisan lempung kepasiran, tetapi di titik D terlihat perlapisan pasir dan lempung secara berurutan saling berselang-seling, tetapi tidak di titik A. Jika melihat posisi titik A yang lebih jauh dari muka tepi laut, lapisan yang saling berselang-seling di titik D dapat terjadi oleh peristiwa transgresi dan regresi pasang surut muka air laut, sementara di titik A tidak dalam kawasan tergenang laut. Artinya, saat itu posisi muka tepi laut sudah surut melewati titik A, tetapi masih menggenang di titik D. Hal ini sesuai jika dikorelasikan dengan struktur geologi daerah tersebut.

Berdasarkan peta geologi Semarang (Gambar 2.15) dan peta aliran air tanah (Gambar 2.18), batuan dasar (formasi Damar) miring semakin dalam ke arah timur-timur laut, kemiringannya yaitu sekitar $1-1,5^{\circ}$. Kemiringan tersebut dapat dikaitkan dengan posisi di titik A yang sudah tidak tergenang oleh air laut karena topografinya yang lebih tinggi dari titik D. Berdasarkan hal itu, maka dapat disimpulkan bahwa endapan akan melebar ke arah timur laut, sehingga di titik E dan F seharusnya memiliki perlapisan yang hampir sama dengan titik D, tetapi stratigrafi di titik E ternyata tidak sama dengan titik D maupun titik F. Titik E berada di jalur aliran sungai yang dapat dilihat pada Gambar 4.21. Berdasarkan hal tersebut, stratigrafi titik E akan berbeda jika endapannya tidak sama yaitu di titik E merupakan hasil endapan sungai.

Lapisan lempung ditemukan di semua titik pengukuran pada kedalaman 10-30 m dengan ketebalan sekitar 20-25 meter. Lapisan lempung yang tebal ini dapat terbentuk dari endapan yang dibawa oleh laut yang menunjukkan muka air laut mulai naik kembali. Keseragaman lapisan di semua titik menunjukkan bahwa proses endapan delta di kedalaman ini telah berhenti atau endapannya tidak sampai ke titik-titik tersebut. Sementara itu, lapisan pasir, pasir kelempungan, atau lempung kepasiran ditemukan di semua titik pengukuran, kecuali di titik A, D, dan F pada kedalaman hingga 10 m. Lapisan pasir tersebut kemungkinan berasal dari endapan delta yang kembali karena muka air laut mulai surut. Tidak adanya lapisan pasir di titik A menunjukkan bahwa aliran endapan mengarah ke timur laut. Hal ini diperkuat dengan kondisi batuan dasar yang semakin miring ke arah timur laut. Selain itu, semakin ke arah timur laut ukuran sedimen endapan semakin kasar yaitu pasir di titik D dan F.



Gambar 4.21 Lembar Peta Geologi Magelang-Semarang

Lokasi penelitian berada di sebelah timur lokasi bor yaitu di kelurahan Trimulyo dan Karangroto (ditunjukkan pada Gambar 4.21). Berdasarkan penjelasan sebelumnya, daerah penelitian akan memiliki perlapisan yang hampir sama dengan titik D. Nilai resistivitas tiap lapisan di titik D berdasarkan tabel resistivitas batuan ditunjukkan Tabel 4.1.

Gambar 4.20 merupakan model penampang resistivitas terhadap kedalaman berdasarkan data di titik D. Model ini kemudian dijadikan acuan untuk parameter pada pemodelan maju (*forward modelling*) menggunakan *software* Progress v3.0.

Tabel 4.1 Perlapisan Batuan di Titik D

| Jenis Lapisan | Resistivitas (Ωm) |
|-------------------|-----------------------------------|
| Tanah timbunan | 100-500 |
| Pasir | 80-300 |
| Lempung | 1-100 |
| Lempung kepasiran | 10-200 |

D. Pemodelan Lapisan Akuifer

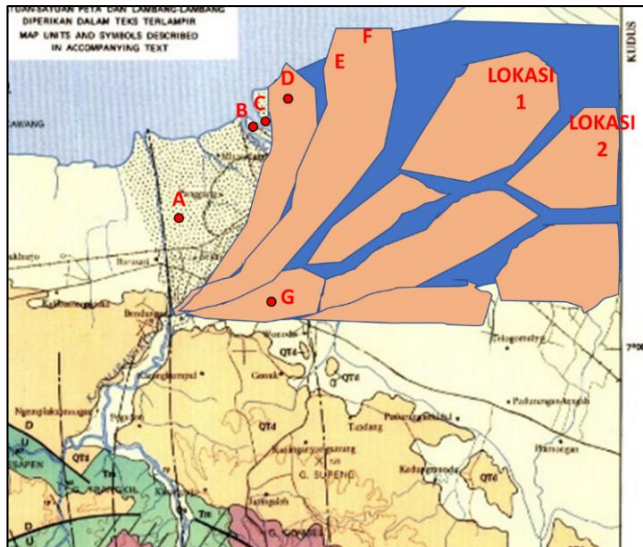
Berdasarkan hasil analisis penampang lapisan batuan pada data bor di berbagai lokasi penelitian oleh Masvika, Adi, & Faris (2018), hasil analisis data geolistrik resistivitas, dan analisis data mikroseismik, model lapisan akuifer berhasil ditemukan. Lapisan akuifer daerah penelitian berupa lapisan pasir dan berada pada kedalaman sekitar 3-8 meter dengan kedalaman lapisan pasir semakin dalam ke arah timur laut. Hal ini berarti lapisan pasir di arah timur laut relatif lebih tebal daripada lapisan pasir di bagian lainnya akibat terjadinya sedimentasi di dekat pantai utara Semarang.

Model persebaran lapisan pasir pada kedalaman sekitar 3 meter dengan ketebalan sekitar 4-5 meter ditunjukkan oleh Gambar 4.22. Model persebaran lapisan pasir tersebut dibuat dengan asumsi lapisan hasil endapan delta tersebar ke arah timur laut. Selain itu, terdapat lapisan pasir pada kedalaman 38 meter dalam penampang stratigrafi data bor yang sesuai dengan

data resistivitas dan data mikroseismik. Berdasarkan model persebaran lapisan pasir, maka dapat diperkirakan terdapat 10 titik lokasi yang potensial untuk dijadikan sebagai lokasi sumur injeksi. Adapun titik-titik lokasi tersebut adalah sebagai berikut:

1. Titik 1 berada di $6^{\circ}56'47,38''S$; $110^{\circ}25'27,74''E$;
2. Titik 2 berada di $6^{\circ}57'59,47''S$; $110^{\circ}25'17,74''E$;
3. Titik 3 berada di $6^{\circ}58'57,00''S$; $110^{\circ}24'55,09''E$;
4. Titik 4 berada di $6^{\circ}58'29,89''S$; $110^{\circ}25'31,73''E$;
5. Titik 5 berada di $6^{\circ}57'21,77''S$; $110^{\circ}25'51,05''E$;
6. Titik 6 berada di $6^{\circ}57'06,07''S$; $110^{\circ}28'41,76''E$;
7. Titik 7 berada di $6^{\circ}57'31,68''S$; $110^{\circ}28'03,25''E$;
8. Titik 8 berada di $6^{\circ}58'05,56''S$; $110^{\circ}26'50,71''E$;
9. Titik 9 berada di $6^{\circ}57'52,86''S$; $110^{\circ}29'20,04''E$; dan
10. Titik 10 berada di $6^{\circ}58'42,26''S$; $110^{\circ}26'12,88''E$.

Titik-titik lokasi tersebut kemudian disajikan dalam peta pada Gambar 4.23.



Gambar 4.22 Peta Model Persebaran Lapisan Pasir pada Kedalaman 3-8 meter



Gambar 4.23 Titik Lokasi yang Berpotensi untuk Pembuatan Sumur Injeksi

Berdasarkan Gambar 4.23, dapat diketahui bahwa titik-titik lokasi tersebut tersebar merata di daerah penelitian dan sebagian di antaranya berada di lingkungan permukiman yang padat. Oleh karena itu, pembuatan sumur injeksi di titik-titik lokasi perlu memperhatikan aspek teknis, dampak lingkungan dan sosial, serta aspek-aspek lain yang terkait. Adapun besarnya kemampuan lapisan akuifer untuk menerima injeksi air rob perlu diteliti lebih lanjut termasuk kemungkinan masalah yang dihadapi jika yang diinjeksikan adalah air laut dengan kadar garam yang tinggi.

BAB V

PENUTUP

A. Simpulan

Berdasarkan analisis data dan pembahasan, dapat disimpulkan sebagai berikut.

1. Lapisan akuifer di daerah penelitian berupa lapisan pasir dengan kedalaman berkisar 3-8 meter dengan ketebalan lapisan pasir mencapai 4-5 meter. Lapisan pasir semakin dalam ke arah timur laut.
2. Lokasi lapisan akuifer yang berpotensi sebagai infiltrasi air rob untuk pembuatan sumur injeksi berada pada koordinat lintang dan bujur sebagai berikut:

| No | Nama Titik | Lintang | Bujur |
|----|------------|--------------|----------------|
| 1 | Titik 1 | 6°56'47,38"S | 110°25'27,74"E |
| 2 | Titik 2 | 6°57'59,47"S | 110°25'17,74"E |
| 3 | Titik 3 | 6°58'57,00"S | 110°24'55,09"E |
| 4 | Titik 4 | 6°58'29,89"S | 110°25'31,73"E |
| 5 | Titik 5 | 6°57'21,77"S | 110°25'51,05"E |
| 6 | Titik 6 | 6°57'06,07"S | 110°28'41,76"E |
| 7 | Titik 7 | 6°57'31,68"S | 110°28'03,25"E |
| 8 | Titik 8 | 6°58'05,56"S | 110°26'50,71"E |
| 9 | Titik 9 | 6°57'52,86"S | 110°29'20,04"E |
| 10 | Titik 10 | 6°58'42,26"S | 110°26'12,88"E |

B. Saran

Berdasarkan simpulan penelitian tersebut, maka peneliti menyampaikan saran atau rekomendasi sebagai berikut:

1. Perlu dilakukan pengeboran untuk memperoleh data bor di titik lokasi pengukuran data geolistrik resistivitas dan mikroseismik guna memastikan kondisi yang sebenarnya. Hal ini diperlukan untuk mengetahui tingkat porositas batuan pada lapisan akuifer sehingga layak untuk diinjeksikan air rob ke dalamnya.

2. Perlu perancangan model sumur injeksi yang sesuai dengan karakteristik daerah penelitian agar sumur injeksi dapat berfungsi secara optimal, termasuk jenis bahan yang digunakan mengingat air yang diinjeksikan adalah air laut dengan kadar garam yang tinggi. Hal ini berbeda jika dibandingkan air yang diinjeksikan dalam lapisan akuifer berupa air tawar.

DAFTAR PUSTAKA

- Anwar, S., Wahyono, S.C., & Fahrudin. (2020). Identifikasi Lapisan Akuifer Tertekan dengan Metode Geolistrik di Desa Lok Rawa Kecamatan Mandastana Kabupaten Barito Kuala Kalimantan Selatan. *Jurnal Teori dan Aplikasi Fisika*, 8(2): 151-157.
- Ariefana, P. (2022). *Prediksi BMKG, Banjir Rob Pesisir Utara Jawa Berlangsung Hingga 25 Mei 2022*. www.suara.com, 24 Mei 2022.
- Bemmelen, R.W.V. (1949). *The Geology of Indonesia*. Government Printing Office.
- Bisri, M. (2020). Konservasi Air Tanah Berwawasan Lingkungan. In *Universitas Brawijaya*.
- Caesaria, S. D., & Kasih, A. P. (2022). *Pakar UGM Sebut Banjir Rob Semarang Bisa Sebabkan Penurunan Tanah*. www.kompas.com, 25 Mei 2022.
- Cipta, A. (2009). *Penyelidikan Amplifikasi Wilayah Seririt Propinsi Bali*. Bandung: Pusat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Geologi.
- Drever, J. I. (2005). *Surface and Ground Water, Weathering, and Soils* (H. D. Holland, Ed.; Vol. 5). Elsevier.
- European Commission. (2004). *Guidelines For The Implementation Of The H/V Spectral Ratio Technique on Ambient Vibrations*. European Commission – Research General Directorate.
- Fakhrudin, M. N. W., Muslim, D., Zakaria, Z., & Pramudyo, T. (2021). Fenomena Amblesan Lahan Akibat Beban Infrastruktur (Studi Kasus Desa Kaligawe dan Sekitarnya, Kecamatan Gayamsari, Kota Semarang, Provinsi Jawa Tengah). *Padjadjaran Geoscience Journal*, 5(3).
- Firdaus, Bakri, H., & Rauf, J. (2018). Penentuan Lapisan Akuifer Berdasarkan Hasil Interpretasi Geolistrik (Tahanan Jenis) di Desa Nonong Provinsi Sulawesi Tengah. *Jurnal Geomine*, 6(2): 71-79.
- Herak, M. (2008). Model HVSR: a Matlab tool to model horizontal-to-vertical spectral ratio of ambient noise. *Computers and Geosciences*.

- Hidayatullah, R.H. (2018). Analisis Ketebalan Akuifer Berdasarkan Frekuensi Predominan di Kota Semarang. Skripsi: Program Studi Fisika, Universitas Negeri Semarang.
- Husein, S. (2013). Kendali Stratigrafi dan Struktur Gravitasi pada Rembesan Hidrokarbon Sijeggung, Cekungan Serayu Utara. *Prosiding Seminar Nasional Kebumihan Ke-6 Teknik Geologi Universitas Gadjah Mada*.
- Kodoatie, R. J., dan Sarief, R. (2012). *Pengelolaan Sumber Daya Air Terpadu*. Yogyakarta: Andi.
- Loke, M.H. (2021, August 27). *Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys*. www.Geotomosoft.Com.
- Marsudi. (2008). *Prediksi Laju Amblesan Tanah Di Dataran Aluvial Semarang Propinsi Jawa Tengah*. ITB.
- Masvika, H., Adi, A.D., & Faris, F. (2018). Evaluasi Penurunan Konsolidasi Tanah di Semarang Utara Berdasarkan Korelasi N-SPT dengan M_v . *Rekayasa Sipil*, 7, 1-12.
- Nakamura, Y. (2008). On The H/V Spectrum. *The 14 Th World Conference on Earthquake Engineering*.
- Nasution, E.M. (2013). Pendugaan Geolistrik Metode Schlumberger Studi Kasus Daerah Kecamatan Kaliwungu dan Sekitarnya, Kabupaten Kendal, Jawa Tengah. Naskah Publikasi Tugas Akhir. <https://media.neliti.com/media/publications/183681-ID-penyelidikan-zona-akuifer-dengan-survei.pdf>
- Prastiwi, D. (2022, May 25). *Penjelasan Berbagai Pihak Terkait Banjir Rob yang Terjadi di Semarang*. www.liputan6.com.
- Prihantini, Z., & Dewi, B. K. (2022, June 2). *Muka Tanah di Pesisir Kota Semarang Menurun, Apa Penyebabnya? Ini Kata Pakar*. Kompas.Com.
- Saad, R. (2012). Groundwater Detection in Alluvium Using 2-D Electrical Resistivity Tomography (ERT). *Electronic Journal of Geotechnical Engineering*.
- Sindalovskiy, L. N. (2017). *Aquifer Test Solutions: A Practitioner's Guide with Algorithms Using ANSDIMAT*. Springer International Publishing.

- Soedarsono, S., & Arief, R. B. (2012, July 10). Prediksi Amblesan Tanah (Land Subsidence) pada Dataran Aluvial di Semarang Bagian Bawah. *Seminar Nasional: Kebijakan Dan Strategi Dalam Pembangunan Infrastruktur Dan Pengembangan Wilayah Berbasis Green Technology*.
- Spellman, F. R. (2017). *Land Subsidence Mitigation: Aquifer Recharge Using Treated Wastewater Injection*. CRC Press Taylor & Francis Group.
- Sudaryanto. (2013). Sejarah Perkembangan Kota Semarang (Jawa Tengah) di Masa Lalu dan Dampak Kehadiran Polutan Nitrat Pada Air tanah di Masa Kini. *RISSET Geologi Dan Pertambangan*.
- Syafira, A. Z., Bisri, M., & Runi, R. (2021). Studi Perencanaan Sumur Injeksi Dalam Upaya Penanggulangan Genangan di Kawasan Perkotaan (Studi Kasus Di RW. 8 Dan 9 – Kelurahan Blimbing, Kota Malang). *Jurnal Teknologi dan Rekayasa Sumber Daya Air*, 1(2).
- Telford, W. M. (1990). *Applied Geophysic (Second Edition)*. Cambridge: University Press.
- Walton, W. C. (2012). *Aquifer Test Modeling*. CRC Press.
- Wulandari, L.K., Kustamar, K., & Setyobudiarso. (2021). Bantuan Teknis Pembuatan Sumur Injeksi untuk Konservasi Mata Air di Desa Petungsewu. *Jurnal Infomanpro*, 10(1): 11-15.

Lampiran 1

DATA LAPANGAN METODE GEOLSITRIK RESISTIVITAS

Lokasi : Titik 1 (Kelurahan Trimulyo)

Tanggal : 21 September 2022

Operator : M. Harun

| MN/2 | AB/2 | Data 1 | | Data 2 | | Data 3 | | K | Nilai Resistivitas ρ (Ω m) | | | ρ rata-rata |
|------|------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|----------|---|----------|----------|------------------|
| | | I_1 | V_1 | I_2 | V_2 | I_3 | V_3 | | ρ_1 | ρ_2 | ρ_3 | |
| 0.5 | 2 | 989 | 119.6 | 972 | 117.5 | 964 | 116.8 | 11.78097 | 1.424676 | 1.424140 | 1.427404 | 1.425407 |
| 0.5 | 5 | 652 | 15.8 | 654 | 15.6 | 656 | 16 | 77.75442 | 1.884233 | 1.854693 | 1.896449 | 1.878458 |
| 2 | 10 | 566 | 10.8 | 566 | 11.2 | 577 | 11.5 | 75.39822 | 1.438694 | 1.491979 | 1.502738 | 1.477804 |
| 2 | 16 | 771 | 4.4 | 771 | 4.6 | 771 | 4.6 | 197.9203 | 1.129506 | 1.180848 | 1.180848 | 1.163734 |
| 2 | 20 | 165 | 0.7 | 448 | 2.4 | 448 | 2.3 | 311.0177 | 1.319469 | 1.666166 | 1.596743 | 1.527459 |
| 2 | 25 | 682 | 1.8 | 682 | 1.7 | 684 | 1.8 | 487.7323 | 1.287270 | 1.215755 | 1.283506 | 1.262177 |
| 2 | 30 | 598 | 0.9 | 1368 | 2.2 | 1368 | 2.3 | 703.7168 | 1.059105 | 1.131708 | 1.183150 | 1.124654 |
| 2 | 40 | 1294 | 0.8 | 1281 | 0.9 | 1272 | 0.9 | 1253.495 | 0.774959 | 0.880676 | 0.886907 | 0.847514 |
| 10 | 50 | 1706 | 6.9 | 1739 | 4.2 | 1615 | 1.1 | 376.9911 | 1.524759 | 0.910502 | 0.256774 | 0.897345 |
| 10 | 60 | 861 | 1.5 | 864 | 2.8 | 861 | 2 | 549.7787 | 0.957803 | 1.781690 | 1.277070 | 1.338854 |

| MN/2 | AB/2 | Data 1 | | Data 2 | | Data 3 | | K | Nilai Resistivitas ρ (Ωm) | | | $\rho_{\text{rata-rata}}$ |
|------|------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|----------|--|----------|----------|---------------------------|
| | | I_1 | V_1 | I_2 | V_2 | I_3 | V_3 | | ρ_1 | ρ_2 | ρ_3 | |
| 10 | 70 | 254 | 1.8 | 252 | 0.3 | 252 | 0.4 | 753.9822 | 5.343181 | 0.897598 | 1.196797 | 2.479192 |
| 10 | 80 | 382 | 1.1 | 371 | 0.6 | 365 | 0.6 | 989.6017 | 2.849638 | 1.600434 | 1.626742 | 2.025605 |
| 10 | 90 | 500 | 0.7 | 495 | 0.6 | 493 | 0.7 | 1256.637 | 1.759292 | 1.523196 | 1.784272 | 1.688920 |

DATA LAPANGAN METODE GEOLITRIK RESISTIVITAS

Lokasi : Titik 2 (Kelurahan Trimulyo)

Tanggal : 22 September 2022

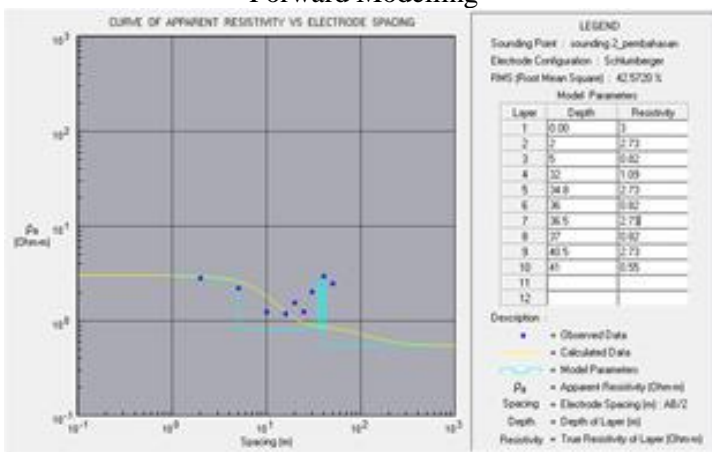
Operator : Adhi Prabowo

| MN/2 | AB/2 | Data 1 | | Data 2 | | Data 3 | | K | Nilai Resistivitas ρ (Ωm) | | | $\rho_{\text{rata-rata}}$ |
|------|------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|----------|--|----------|----------|---------------------------|
| | | I_1 | V_1 | I_2 | V_2 | I_3 | V_3 | | ρ_1 | ρ_2 | ρ_3 | |
| 0.5 | 2 | 553 | 131.8 | 538 | 131 | 554 | 133.4 | 11.78097 | 2.807834 | 2.868601 | 2.83679 | 2.837742 |
| 0.5 | 5 | 623 | 17.7 | 576 | 16.3 | 560 | 16.7 | 77.75442 | 2.209074 | 2.200342 | 2.318748 | 2.242721 |
| 2 | 10 | 552 | 5.1 | 546 | 10.6 | 542 | 11.6 | 75.39822 | 0.696614 | 1.463775 | 1.613689 | 1.258026 |
| 2 | 16 | 311 | 1.2 | 308 | 2.2 | 304 | 2.2 | 197.9203 | 0.763680 | 1.413717 | 1.432318 | 1.203238 |
| 2 | 20 | 301 | 1.2 | 297 | 1.6 | 293 | 1.7 | 311.0177 | 1.239938 | 1.675516 | 1.804539 | 1.573331 |
| 2 | 25 | 567 | 1.5 | 560 | 1.6 | 559 | 1.2 | 487.7323 | 1.290297 | 1.393521 | 1.047010 | 1.243609 |
| 2 | 30 | 400 | 0.8 | 398 | 1.2 | 363 | 1.3 | 703.7168 | 1.407434 | 2.121759 | 2.520198 | 2.016463 |
| 2 | 40 | 480 | 1.3 | 600 | 1.3 | 600 | 1.3 | 1253.495 | 3.394884 | 2.715907 | 2.715907 | 2.942232 |
| 2 | 50 | 616 | 1 | 599 | 0.8 | 605 | 0.5 | 1960.354 | 3.182393 | 2.618169 | 1.620127 | 2.473563 |

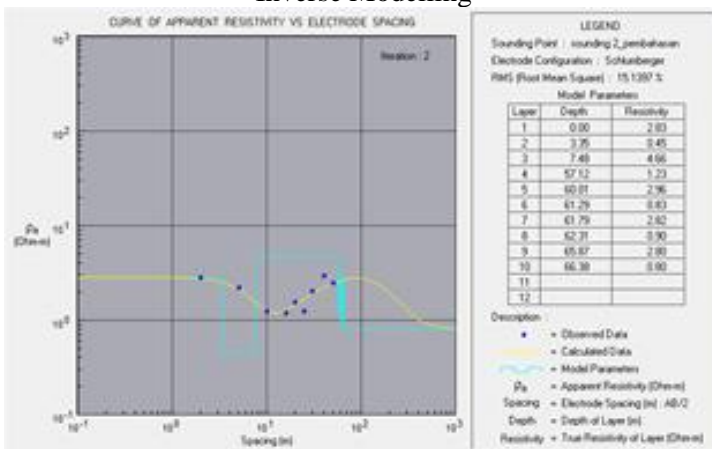
Lampiran 2

ANALISIS DATA GEOLISTRIK RESISTIVITAS DENGAN PROGRESS v.30

Forward Modelling



Inverse Modelling



Lampiran 3

FOTO DOKUMENTASI PENELITIAN



Pengukuran geolistrik resistivitas di Titik Sounding 1



Pengukuran geolistrik resistivitas di Titik Sounding 2



Pengukuran Mikroseismik