IDENTIFIKASI STRUKTUR DANGKAL DAN POTENSI LONGSOR MENGGUNAKAN METODE SEISMIK REFRAKSI PADA KAWASAN DEPATI COFFEE KECAMATAN PESISIR BUKIT KOTA SUNGAI PENUH

SKRIPSI

MUHAMMAT SAFIQ

F1D317038

PROGRAM STUDI TEKNIK GEOFISIKA

JURUSAN TEKNIK KEBUMIAN

FAKULTAS SAINS DAN TEKNOLOGI

UNIVERSITAS JAMBI

2023

SURAT PERNYATAAN

Dengan ini saya menyatakan bahwa skripsi ini benar-benar karya sendiri. Sepanjang pengetahuan saya tidak terdapat karya atau pendapat yang ditulis atau diterbitkan orang lain kecuali sebagai acuan atau kutipan dengan mengikuti tata penulisan karya ilmiah yang telah lazim.

Tanda tangan yang tertera dalam pengesahan adalah asli. Jika tidak asli, saya siap menerima sanksi sesuai denga peraturan yang berlaku.

Jambi, Januari 2023

Yang menyatakan,

MUHAMMAT SAFIQ

F1D317038

IDENTIFIKASI STRUKTUR DANGKAL DAN POTENSI LONGSOR MENGGUNAKAN METODE SEISMIK REFRAKSI PADA KAWASAN DEPATI COFFEE KECAMATAN PESISIR BUKIT KOTA SUNGAI PENUH

SKRIPSI

Diajukan sebagai salah satu syarat dalam melakukan penelitian dalam rangka penulisan skripsi pada Program Studi Teknik Geofisika

MUHAMMAT SAFIQ

F1D317038

PROGRAM STUDI TEKNIK GEOFISIKA

JURUSAN TEKNIK KEBUMIAN

FAKULTAS SAINS DAN TEKNOLOGI

UNIVERSITAS JAMBI

2023

LEMBAR PENGESAHAN

Skripsi dengan judul **IDENTIFIKASI STRUKTUR DANGKAL DAN POTENSI LONGSOR MENGGUNAKAN METODE SEISMIK REFRAKSI PADA KAWASAN DEPATI COFFEE KECAMATAN PESISIR BUKIT KOTA SUNGAI PENUH** yang disusun oleh **MUHAMMAT SAFIQ, NIM: F1D317038** telah dipertahankan di depan Tim Penguji pada tanggal 04 Januari 2023 dan dinyatakan lulus.

Susunan tim penguji:

Ketua : Ira Kusuma Dewi, S.Si., M.T

Sekretaris : Juventa, S.T., M.T

Anggota : 1. Drs. H. Nasri MZ, M.S

2. D.M. Magdalena Ritonga, S.T., M.T

3. Drs. Faizar Farid, M. Si

Disetujui :

Pembimbing Utama,	Pembimbing Pendamping,
Ira Kusuma Dewi, S.Si., M.T.	Juventa, S.T., M.T.
NIP. 198701172019032015	NIP. 199003062019031012

Diketahui :

Dekan Fakultas sains dan teknologi,	Ketua Jurusan Teknik kebumian,
Drs. Jefri Marzal, M.Sc.,D.I.T.	Dr. Lenny Marlinda, S.T.,M.T.
NIP. 196806021993031004	NIP. 197907062008122002

RINGKASAN

Kawasan Objek Wisata Depati Coffee merupakan daerah yang berpotensi terhadap tanah longsor. Hal tersebut karena kawasan Depati Coffee memiliki kemiringan lereng yang curam dan berada pada Formasi Batuan Gunungapi Andesit Basalt (Qv) yang sudah mengalami pelapukan. Penelitian ini bertujuan untuk mengetahui struktur lapisan bawah permukaan dan mengidentifikasi potensi longsor pada daerah penelitian. Pengambilan data dilakukan pada tujuh lintasan menggunakan Seismograf MAE 6000 24 *Channel* dengan susunan konfigurasi peralatan *in line* dengan panjang lintasan 48 m, spasi antar *geophone* 2 m dan *shoot point* yang berada pada *phantom near shot, near shot, mid shot, far shot,* dan *phantom far shot*. Pengolahan data menggunakan *software SeisImager Pickwin with Plotrefa* untuk menentukan gelombang pertama yang datang dari setiap *receiver* dengan cara melakukan *first break picking*. Proses *first break peaking* menghasilkan kurva *travel time* yang menggambarkan nilai kecepatan gelombang sehingga dapat dibuat model penampang 2D kondisi bawah permukaan. Berdasarkan hasil penelitian, maka diperoleh cepat rambat gelombang pada pada lapisan pertama 180 m/s hingga 450 m/s dengan litologi berupa top soil dan soil pada kedalaman 0-20 m, pada lapisan kedua dengan kecepatan gelombang 450 m/s hingga 1350 m/s memiliki litologi berupa endapan tuff pasiran pada kedalaman 4-12 m dan pada lapisan ketiga dengan kecepatan gelombang 1350 m/s hingga 1720 m/s dengan litologi batuan tuff pada kedalaman 4-22 m. Selain itu, pada daerah penelitian terdapat juga bidang gelincir yang berada pada kedalaman 10-18 m.

SUMMARY

The Depati Coffee Tourism Object area is an area that has the potential for landslides. This is because the Depati Coffee area has steep slopes and is located in the Andesite Basalt (Qv) Volcano Rock Formation which has experienced weathering. This study aims to determine the structure of the subsurface layer and identify the potential for landslides in the study area. Data collection was carried out on seven tracks using the MAE 6000 24 Channel Seismograph with an in-line equipment configuration with a track length of 48 m, spacing between geophones of 2 m and shoot points located at the phantom near shot, near shot, mid shot, far shot, and phantom far shot. Data processing uses SeisImager Pickwin with Plotrefa software to determine the first wave coming from each receiver by doing first break picking. The first break peaking process produces a travel time curve that describes the value of wave velocity so that a 2D cross-sectional model can be made for subsurface conditions. Based on the research results, the wave velocity obtained in the first layer is 180 m/s to 450 m/s with lithology in the form of top soil and soil at a depth of 0-20 m, in the second layer with a wave velocity of 450 m/s to 1350 m/s has a lithology in the form of sandy tuff deposits at a depth of 4-12 m and in the third layer with a wave velocity of 1350 m/s to 1720 m/s with tuff rock lithology at a depth of 4-22 m. In addition, in the study area there is also a slip surface which is at a depth of 10-18 m.

RIWAYAT HIDUP

Muhammat Safiq lahir di Pendung Talang Genting, Kabupaten Kerinci, Provinsi Jambi pada tanggal 01 Februari 1999 yang merupakan anak dari pasangan Bapak Mukhtarudin dan Ibu Churaini. Menempuh pendidikan Sekolah Dasar pada tahun 2005 di SD Negeri 135/III Pendung Talang Genting selama 6 tahun dan lulus pada tahun 2011. Setelah itu melanjutkan pendidikan sekolah menengah pertama di SMPN 46 Kerinci selama 3 tahun dan selesai pada tahun 2014. Kemudian pendidikan sekolah menengah atas ditempuh di SMAN 06 Kerinci dan selesai pada tahun 2017. Penulis melanjutkan pendidikan perguruan tinggi pada tahun 2017 di Universitas Jambi, Fakultas Sains dan Teknologi. Selama perkuliahan, penulis pernah menjadi menjadi anggota devisi internal HMTGF Antareja Universitas Jambi pada tahun 2020-2021. Penulis juga pernah mengikuti kuliah lapangan yang dilaksanakan pada daerah Karangsambung, Jawa Tengah pada tahun 2020. Penulis telah melaksanakan kegiatan magang atau kerja praktek pada tahun 2021 di Dinas Pekerjaan Umum dan Penataan Ruang (PUPR) Provinsi Jambi dengan judul **"IDENTIFIKASI LAPISAN BAWAH PERMUKAAN MENGGUNAKAN METODE RESISTIVITAS KONFIGURASI *WENNER* UNTUK KAJIAN PERENCANAAN PEMBANGUNAN TURAP PADA TEBING SUNGAI BATANG HARI DESA RAMBUTAN MASAM"**. Kemudian penulis melakukan kegiatan penelitian tugas akhir secara mandiri dengan judul **"IDENTIFIKASI STRUKTUR DANGKAL DAN POTENSI LONGSOR MENGGUNAKAN METODE SEISMIK REFRAKSI PADA KAWASAN DEPATI COFFEE KECAMATAN PESISIR BUKIT KOTA SUNGAI PENUH".** Skripsi ini juga telah dipertahankan didepan Tim Penguji pada Rabu, 04 Januari 2023 dan telah dinyatakan lulus dan berhak menyandang gelar Sarjana Teknik.

PRAKATA

Puji syukur kehadirat Allah SWT atas berkat rahmat dan karunia-Nya, sehingga penulis dapat melaksanakan penelitian tugas akhir dan menyelesaikan skripsi yang berjudul "**Identifikasi Struktur Dangkal Dan Potensi Longsor Menggunakan Metode Seismik Refraksi Pada Kawasan Depati Coffee Kecamatan Pesisir Bukit Kota Sungai Penuh**" sesuai dengan waktu dan target yang diinginkan.

Pada kesempatan ini, penulis ingin menyampaikan ucapan terima kasih kepada semua pihak terkait yang telah membantu untuk menyelesaikan skripsi ini, diantaranya:

1. Kedua Orang Tua dan seluruh keluarga yang senantiasa memberikan dukungan, doa, dan motivasi kepada penulis sehingga penulis dapat menyelesaikan skripsi ini.
2. Ibu Ira Kusuma Dewi, S.Si., M.T. selaku ketua program studi Teknik Geofisika Universitas Jambi dan Dosen Pembimbing Utama Skripsi yang telah memberikan masukan, nasehat, dan arahan dalam menyelesaikan penulisan skripsi ini.
3. Bapak Juventa, S.T., M.T. selaku Dosen Pembimbing Pendamping Skripsi penulis yang telah memberikan masukan, nasehat, dan arahan dalam menyelesaikan penulisan skripsi ini.
4. Bapak Drs. H. Nasri MZ, M.S. selaku ketua penguji, Ibu D.M. Magdalena Ritonga S.T., M.T dan Bapak Drs. Faizar Farid, M.Si selaku anggota penguji yang telah memberikan saran dan masukan yang membangun dalam skripsi ini.
5. Bapak dan Ibu Dosen khususnya dosen di Lingkungan Jurusan Teknik Kebumian yang telah memberikan ilmu selama perkuliahan kepada penulis.
6. Ilham Syafutra, S.T., Reza Khomaini, Salmi Anisa, Priti Rahayu selaku Tim Lapangan yang telah membantu dalam melakukan pengambilan data.
7. Keluarga besar Teknik Geofisika 2017 (Antareja 04) yang selalu memberikan dukungan dalam proses penelitian sampai penyelesaian skripsi ini.
8. Teman-teman Teknik Geofisika Universitas Jambi (HMTGF ANTAREJA UNJA) yang selalu memberikan semangat, arahan dan kritik kepada penulis.

Penulis menyadari bahwa skripsi ini masih terdapat kekurangan, sehingga adanya kritik dan saran dari berbagai pihak yang membangun tentu akan diterima agar skripsi ini menjadi lebih baik lagi. Penulis berharap semoga skripsi ini dapat bermanfaat bagi para pembaca.

Jambi, Januari 2023

MUHAMMAT SAFIQ
F1D317038

DAFTAR ISI

SURAT PERNYATAAN ii
LEMBAR PENGESAHAN iv
RINGKASAN v
SUMMARY vi
RIWAYAT HIDUP vii
PRAKATA viii
DAFTAR ISI x
DAFTAR TABEL xi
DAFTAR GAMBAR xii
I. PENDAHULUAN 1
1.1 Latar Belakang 1
1.2 Identifikasi dan Perumusan Masalah 3
1.3 Tujuan 3
1.4 Manfaat 3
II. TINJAUAN PUSTAKA 4
2.1 Penelitian yang Relevan 4
2.2 Geologi Regional 7
2.3 Tanah Longsor 10
2.4 Gelombang Seismik 12
2.5 Metode Seismik Refraksi 15
2.6 Metode GRM 18
2.7 Filtering 20
III. METODOLOGI PENELITIAN 21
3.1 Tempat dan Waktu 21
3.2 Peralatan dan Data Penelitian 21
3.3 Software Penelitian 22
3.4 Metode Penelitian 22
IV. HASIL DAN PEMBAHASAN 27
V. KESIMPULAN DAN SARAN 37
5.1 Kesimpulan 37
5.2 Saran 37
DAFTAR PUSTAKA 38
LAMPIRAN 41

DAFTAR TABEL

Tabel **Halaman**

1. Klasifikasi Kemiringan Lereng 11
2. Tabel Curah Hujan dan Jumlah Hujan Menurut Bulan 12
3. Nlai Kecepatan Gelombang Seismik Pada Batuan 18
4. Rincian Kegiatan Penelitian 21
5. Rincian Peralatan Penelitian 21
6. Software Penelitian 22
7. Nilai Kecepatan Gelombang Seismik Refraksi, Ketebalan Lapisan, Kedalaman Bidang Gelincir dan Litologi Batuan Pada Setiap Lintasan 29
8. Klasifikasi Kemiringan Lereng Daerah Penelitian 35

DAFTAR GAMBAR

Gambar **Halaman**

1. Peta Geologi Regional Daerah Penelitian 7
2. Zona Fisiografi Pulau Sumatra 8
3. Peta Geologi Daerah Penelitian Berdasarkan Peta Geologi Lembar Sungai Penuh dan Ketaun..... 9
4. Stratigrafi Daerah Penelitian..... 10
5. Gelombang-*P*..... 13
6. Gelombang S..... 14
7. Gelombang *Reyleigh*..... 15
8. Gelombang Love 15
9. Prinsip Huygens 17
10. Hukum Snellius 18
11. Metode GRM..... 19
12. Desain Akuisisi Daerah Penelitian 23
13. Konfigurasi Akuisisi Data Seismik Refraksi 23
14. Diagram Alir Penelitian..... 26
15. Penampang Seismik Hasil Picking Waktu Tiba Gelombang Pertama Pada Line 2, (A) phantom near shot, (B) near shot, (C) mid shot, (D) far shot, (E) phantom far shot..... 27
16. Kurva t-x, (A) Line 1, (B) Line 2, (C)Line 3 28
17. Line 1, (A) Model penampang, (B) Model kecepatan gelombang 30
18. Line 2, (A) Model penampang, (B) Model kecepatan gelombang 31
19. Line 3, (A) Model penampang, (B) Model kecepatan gelombang 31
20. Line 4, (A) Model penampang, (B) Model kecepatan gelombang 32
21. Line 5, (A) Model penampang, (B) Model kecepatan gelombang 32
22. *Line* 6 (A) Model penampang, (B) Model kecepatan gelombang..... 33
23. Line 7, (A) Model penampang, (B) Model kecepatan gelombang 33

I. PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Tanah longsor merupakan salah satu bentuk dari gerak massa tanah dan batuan yan bergerak menuju lereng bawah yang dikendalikan oleh gaya gravitasi dan meluncur di atas suatu lapisan kedap air (Paimin dan Irfan, 2009). Potensi terjadinya gerakan tanah pada lereng tergantung pada kondisi tanah dan batuan penyusunnya, struktur geologi, curah hujan dan penggunaan lahan (Indrasmoro, 2013). Bencana tanah longsor di Indonesia umumnya terjadi pada musim hujan. Hujan memicu tanah longsor melalui penambahan beban lereng dan penurunan kuat geser tanah (Soenarmo *et al*, 2008). Tanah longsor menjadi masalah yang umum di daerah yang memiliki kemiringan curam.

Kota Sungai Penuh memiliki luas wilayah 39.150 ha, dimana 59,2 % atau 23.177,6 ha merupakan kawasan Taman Nasional Kerinci Seblat (TNKS), sedangkan sekitar 40,8% atau 15.972,4 ha merupakan daerah efektif perkotaan. Wilayah Kota Sungai Penuh memiliki topografi berbukit-bukit, berada pada kawasan Bukit Barisan dan hutan tropis dengan ketingian 100-2.250 mdpl, dengan luas kemiringan lahan antara 0-20 % sekitar 6.300 ha, luas daratan bergelombang dengan kemiringan antara 5-150 % sekitar 1.295 ha, luas daratan curam bergelombang dengan kemiringan antara 16-400 % sekitar 4.345 ha, dan luas daratan sangat curam yang bergelombang dengan kemiringan antara lebih 400 % sekitar 1.295 ha (Badan Pengembangan Infrastruktur Wilayah, 2017). Menurut BPBD Kota Sungai Penuh (2021), Kota Sungai merupakan kawasan rawan gerakan tanah, banjir, dan gempabumi. Wilayah Kota Sungai Penuh dibagi menjadi empat wilayah potensi gerakan tanah yaitu potensi gerakan tanah sangat rendah, potensi gerakan tanah rendah, potensi gerakan tanah menengah, dan potensi gerakan tanah tinggi. Berdasarkan rekapitulasi data bencana periode tahun 2014 hingga 2018 BPBD Kota Sungai Penuh, tercatat peristiwa tanah longsor sebanyak lebih dari lima puluh kali dengan dampak rusaknya infrastruktur hingga robohnya rumah warga.

Kawasan Depati Coffee merupakan salah satu tempat wisata berupa kedai kopi dengan pemandangan alam yang terletak di Kecamatan Pesisir Bukit, Kota Sungai Penuh. Kawasan Depati Coffee berada diatas bukit yakni di puncak Km 15 Kota Sungai Penuh dengan ketinggian 1453 mdpl. Kecamatan Pesisir Bukit dan sekitarnya merupakan daerah yang berpotensi mengalami gerakan tanah atau longsor berdasarkan peta prakiraan wilayah potensi terjadinya gerakan tanah pada bulan September 2021 dengan potensi pergerakan tanah menengah hingga tinggi (ESDM, 2021). Berdasarkan Lembar Geologi Sungai Penuh dan Ketaun, Kawasan Depati Coffee berada pada Formasi Batuan Gunungapi Andesit-

Basal (Qv) yang terdiri dari Breksi Vulkanik Kebongsong dengan material fragmen batuan beku Basal dan Andesit yang telah mengalami perlapukan, Tuf Kebongsong berupa batuan tuf hasil dari pelapukan (Kusnama *et al*, 1992).

Secara fisis faktor-fakor yang mempengaruhi peristiwa longsor yaitu adanya penambahan massa tanah/batuan, berkurangnya gaya ikat antara tanah dan batuan dan bertambahnya kemiringan (Hendra Lesmana, 2016). Menurut Priest (1993), bidang lemah atau bidang diskontinu merupakan bidang yang memisahkan massa batuan menjadi bagian yang terpisah. Suatu bidang diskontinu adalah setiap bidang lemah yang terjadi pada bagian bidang lemah dalam batuan. Struktur geologi dan diskontinuitas pada batuan merupakan bidang-bidang lemah dan jalur perembesan air tanah. Keberadaan struktur geologi dan diskontinuitas akan mengurangi tingkat kekuatan geser batuan dan dampak utamanya akan meningkatkan terjadinya longsor (Hencher, 1987). Dengan munculnya bidang lemah tersebut, maka batuan yang utuh akan berubah menjadi massa batuan dengan kekuatan yang lebih kecil dari sebelumya. Adapun struktur geologi dan diskontinuitas pada batuan yang berhubungan dengan kestabilan lereng ialah kekar, sesar, batas litologi dan bidang perlapisan, serpihan dan orientasi mineral pada batuan.

Menurut Darsono *et al* (2012), salah satu penyebab tanah longsor yang sangat berpengaruh adalah zona lemah bidang gelincir (*slip surface*) atau bidang geser (*shear surface*). Bidang gelincir berada diantara bidang yang stabil (*bedrock*) dan bidang yang bergerak (bidang gelincir) (Priyantari dan Suprianto, 2009). Bidang gelincir merupakan zona batas perbedaan tingkat pelapukan batuan, bidang diskontinuitas batuan, dan lapisan batuan seperti batu lempung, serpih dan tuf (Karnawati, 2005). Oleh karena itu, untuk mengetahui keadaan bawah permukaan yang diskontinu sebagai poisisi suatu bidang gelincir maka perlu dilakukan survey geofisika.

Salah satu metode geofisika yang dapat digunakan untuk mengidentifikasi bidang gelincir potensi tanah longsor adalah metode seismik refraksi. Metode seismik refraksi dilakukan dengan memancarkan gelombang ke bawah permukaan perlapisan batuan yang kemudian direkam oleh *geophone* yang terpasang diatas permukaan tanah (Adnyawati *et al*, 2012). Bidang gelincir memiliki sifat kedap air/*impermeable*, sehingga bidang gelincir menjadi media penggerak bagi material diatasnya (Paimin dan Irfan, 2009). Metode seismik refraksi dapat digunakan untuk mendapatkan lapisan relatif kedap air sebagai parameter kelongsoran suatu daerah (Priyantari dan Supriyanto, 2009). Gelombang seismik akan dibiaskan dengan waktu yang cepat ketika melewati lapisan yang padat dan akan dibiaskan secara lambat ketika melewati lapisan

yang tidak padat. Bidang gelincir memiliki sifat yang padat dan porositas yang kecil sehingga mudah diketahui dari hasil penampang cepat rambat gelombang (Telford, 1990). Kelebihan metode seismik refraksi dalam mendeteksi bidang gelincir yaitu mampu membedakan antar lapisan batuan yang menunjukkan terjadinya diskontinuitas lapisan yang merupakan posisi bidang gelincir (Desiasni, 2013).

Berdasarkan pemaparan diatas, penulis tertarik melakukan penelitian dengan judul "**Identifikasi Struktur Dangkal dan Potensi Longsor Dengan Menggunakan Metode Seismik Refraksi Pada Kawasan Depati Coffee Kecamatan Pesisir Bukit Kota Sungai Penuh"** sebagai upaya mitigasi pra-bencana dalam menanggulangi kawasan objek wisata yang aman dari potensi bencana tanah longsor**.**

1.2 Identifikasi dan Perumusan Masalah

Adapun rumusan masalah dalam penelitian ini sebagai berikut.

1. Bagaimana model bawah permukaan berdasarkan kecepatan gelombang seismik pada kawasan Depati Coffee?
2. Bagaimana bidang gelincir yang berpotensi tanah longsor pada kawasan Depati Coffee?

1.3 Tujuan

Adapun tujuan penelitian ini adalah sebagai berikut.

1. Mengetahui model bawah permukaan berdasarkan kecepatan gelombang seismik pada kawasan Depati Coffee.
2. Mengetahui bidang gelincir yang berpotensi tanah longsor pada kawasan Depati Coffee.

1.4 Manfaat

Manfaat yang diharapkan dari penelitan ini adalah sebagai berikut.

1. Sebagai informasi dan bahan pertimbangan dalam meningkatkan pembangunan objek wisata yang aman dan memenuhi standar keselamatan yang baik bagi wisatawan.
2. Sebagai sumber referensi bagi peneliti, dosen, dan mahasiswa yang ingin melakukan dan mengembangkan penelitian ini lebih lanjut.
3. Sebagai informasi untuk mengetahui potensi longsor pada kawasan tersebut.

II. TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Penelitian yang Relevan

Sitompul *et al* (2020) melakukan penelitian *first break picking* seismik refraksi dalam upaya pengembangan objek wisata Taman Kolam Pertiwi Kabupaten Kerinci yang aman dari potensi tanah longsor. Penelitian tersebut bertujuan untuk mengetahui kedalaman bidang gelincir menggunakan multidisipliner yang terdiri dari geologi, geomorfologi, dan survei geofisika berupa invetigasi menggunakan survei seismik refraksi. Kawasan objek wisata Taman Kolam Pertiwi memiliki kemiringan lereng 16^0 hingga 35^0 dengan tingkat curah hujan yang cukup tinggi serta didominasi oleh lapisan batupasir dan lempung. Hasil penelitian menunjukkan bahwa daerah objek wisata Taman Kolam Pertiwi berpotensi mengalami longsor dengan kedalaman bidang gelincir berkisar antara 4 m hingga 10 m. Sehingga untuk pembangunan pada kawasan tersebut sebaiknya pada bentuk lahan yang cenderung datar atau landai.

Utami dan Supriyadi (2014) melakukan penelitian seismik refraksi di kawasan wisata Nglimut Desa Gonoharjo Limbangan Kendal yang bertujuan untuk mengetahui struktur lapisan bawah permukaan untuk mengidentifikasi longsor di wilayah tersebut. Penelitian tersebut dilakukan pengolahan data menggunakan *plus-minus* sehingga diperoleh penampang bawah permukaan kecepatan rambat gelombang. Adapun litologi bawah permukaan kawasan pemandian air panas Nglimut adalah berupa pasir dengan kecepatan rambat gelombang seismik pada lapisan pertama 254,7771 m/s–704,2254 m/s pada kedalaman 0,5 m–3,5 m dan berupa batu lempung dengan kecepatan rambat gelombang seismik 945,6265 m/s-1886,7920 m/s dengan kedalaman 3,5 m-5,5 m, dimana bidang gelincir memiliki sudut kemiringan $10,95^0$ di barat laut tenggara.

Larasati *et al* (2018) melakukan penelitian analisis potensi tanah longsor menggunakan metode seismik refraksi *critical distance method* dan *delay time plus minus* pada daerah Kebun Karet, Kecamatan Imogiri, Bantul, Yogyakarta. Tujuan dari penelitian tersebut untuk mengidentifikasi kondisi lapisan di permukaan dan dibawah permukaan bumi untuk mengetahui potensi longsor. Dari hasil penelitian tersebut diperoleh adanya dua lapisan dengan kemiringan mencapai $68,019^0$, pada lapisan pertama terdapat litologi batupasir dengan kecepatan rambat gelombang 1.121,795 m/s sedangkan pada lapisan kedua terdapat litologi batulempung dengan kecepatan rambat gelombang 1.248,647 m/s dan ditemukan bidang gelincir terdapat pada lapisan batulempung.

Wisnadi *et al* (2018) melakukan penelitian identifikasi bidang gelincir tanah longsor di Desa Guntur Macan Kecamatan Gunungsari dengan menggunakan

metode seismik refraksi. Penelitian tersebut bertujuan menentukan litologi dan posisi bidang gelincir serta ketebalan tanah yang berpotensi longsor. Pengolahan data seismik refraksi menggunakan *software* Winsism V.12.4 dengan metode interpretasi *intercept time*. Hasil interpretasi menunjukkan bahwa dilokasi penelitian terdeteksi litologi yaitu tanah, lempung pasiran, dan lempung. Potensi bidang gelincir diduga terdapat pada dua posisi yaitu bidang gelincir pertama berada pada batas antar lapisan tanah dengan lempung pasiran dengan kedalaman 1,67 m – 6,62 m, sedangkan bidang gelincir kedua berada pada batas antar lapisan lempung pasiran dengan lapisan lempung pada kedalaman 7,58 m – 13,85 m. Lapisan yang berpotensi longsor merupakan tanah lapuk dengan ketebalan mencapai 6,62 m dan lapisan tanah dengan lapisan lempung pasiran dengan ketebalan mencapai 13,85 m.

Muhardi *et al* (2020), melakukan penelitian identifikasi ketebalan lapisan lapuk pada area rawan longsor pada Desa Kalirejo Kabupaten Kulonprogo menggunakan metode seismik refraksi. Penelitian dilakukan pada dua lintasan menggunakan 24 *geophone* dengan spasi 2 meter. Hasil penelitian menunjukkan bahwa kecepatan perambatan gelombang seismik pada lapisan lapuk lintasan 1 yaitu 400 m/s dan pada bidang gelincir sebesar 2300 m/s. Ketebalan lapisan lapuk pada lintasan 1 yaitu 7,6-9,8 meter dan kemiringan lereng cukup terjal sehingga lokasi ini diprediksi berpotensi longsor. Sedangkan kecepatan perambatan gelombang seismk pada lapisan lapuk untuk lintasan 2 sebesar 300 m/s dan pada bidang gelincir sebesar 2200 m/s. Ketebalan lapisan lapuk pada lintasan 2 kurang dari 2 meter, sehingga lokasi ini diprediksi tidak berpotensi longsor.

Wibowo *et al* (2015), melakukan identifikasi lapisan rawan longsor menggunakan metode seismik refraksi pada kawasan kampus lapangan LIPI Karangsambung. Pada penelitian tersebut menggunakan 24 *receiver* dengan spasi 3 meter dengan panjang lintasan 72 meter. Pengolahan data menggunakan metode Hagiwara, diperoleh kecepatan gelombang P saat melewati lapisan pertama 388-899 m/s dengan ketebalan rata-rata lapisan 3,36 meter dan nilai densitas <1000 kg/m^3. Sedangkan kecepatan gelombang P pada saat melewati lapisan kedua yaitu 1663-2237 m/s dengan nilai densitas 1000-1500 kg/m^3. Material penyusun utama dari lapisan pertama adalah tanah, pasir, lempung yang merupakan material tidak terkonolidasi dan memiliki pori yang cukup banyak antar butirannya. Lapisan pertama diidentifikasi sebagai lapisan rawan longsor.

Fadhli *et al* (2022), melakukan penelitian identifikasi bidang gelincir menggunakan metode seismik refraksi pada jalan lintas Kabupaten Bener Meriah

dan Kabupaten Aceh Tengah. Penelitian ini bertujuan untuk mengetahui litologi bawah permukaan dan mengidentifikasi bidang gelincir dengan menggunakan alat *seismograph* PASI dan pengolahan data menggunakan *software* ZondST2D. Hasil penelitian menunjukkan bahwa pada lokasi satu (Jalan KKA Bener Meriah) terdapat adanya zona lemah pada lapisan pertama dan bidang gelincir pada kedalaman 3 meter dengan jenis batuan sedimen klastik (Vp 1300 m/s). Sedangkan pada lokasi dua (Jalan Takengon-Bintang) terdapat keberadaan bidang gelincir pada lapisan kedua dengan kedalaman 7 meter dengan jenis batuan gamping (Vp 1200 m/s).

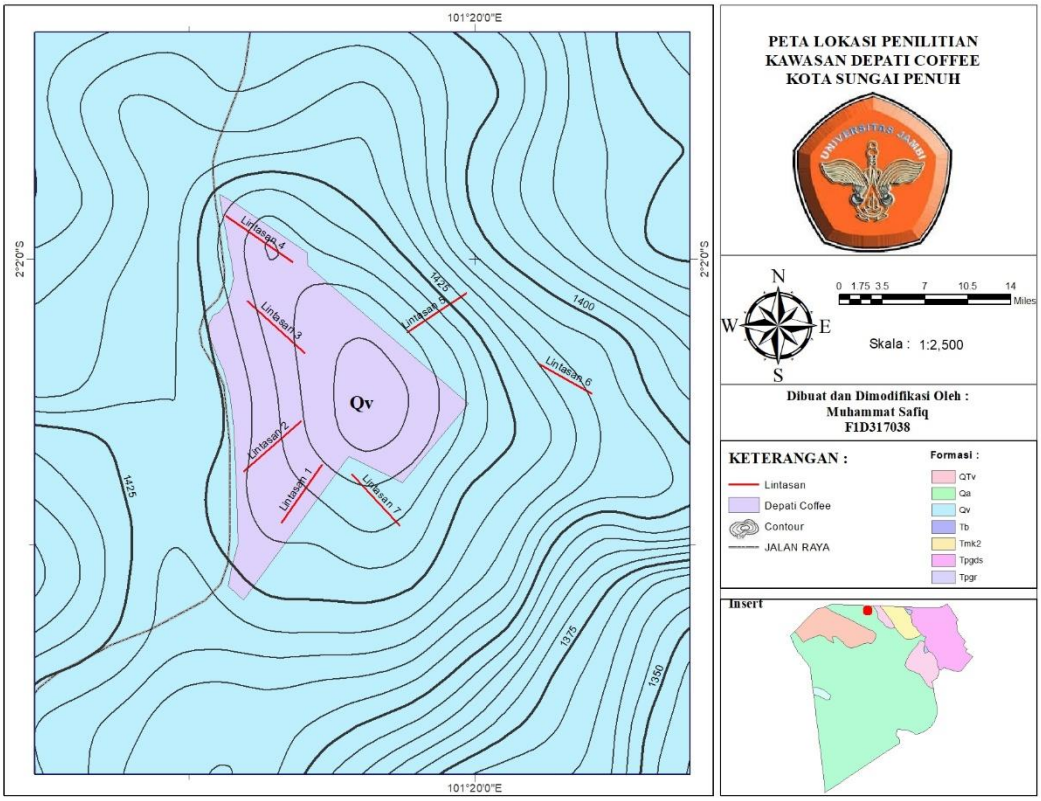
Azis *et al* (2021), melakukan penelitian mengenai integrasi metode resistivitas, seismik refraksi, geologi berbasis geospasial untuk identifikasi potensi longsor di Srimartani, Yogyakarta. Penelitian tersebut bertujuan untuk mendapatkan data dan informasi mengenai parameter metode geofisika daerah longsor dan mengetahui dugaan zona potensi longsor. Berdasarkan penampang bawah permukaan seismik refraksi metode hagiwara diperoleh bahwa lapisan lapuk pertama berupa *soil* kecepatan V_1 sekitar 313.8 m/s – 461.6 m/s dan lapisan lapuk kedua berupa pasir tuffan dengan kecepatan V_2 sekitar 459 m/s – 1567 m/s. Sedangkan penampang bawah permukaan metode resistivitas konfigurasi *dipole – dipole* diperoleh lapisan lapuk memiliki nilai resitivitas yang kecil yaitu 126 Ωm hingga lebih dari 301 Ω m dikarenakan lapisan tersebut bersifat lunak sehingga ada kemungkinan lapisan tersebut dalam kondisi basah. Daerah tersebut diperkirakan terdapat batuan breksi batuapung dari formasi semilir yang diduga sebagai bidang gelincir. Berdasarkan kondisi geologi, daerah penelitian sangat rentan terjadi tanah longsor dikarenakan kondisi lereng searah dengan kondisi struktur regional di daerah penelitian yaitu barat-timur, didukung oleh kondisi batuan yang ada berupa breksi batuapung dan tuff yang sangat rawan terjadi longsor.

Primilailia (2013), melakukan penelitian menggunakan metode seismik refraksi di Desa Deliksari Kecamatan Gunungpati Semarang yang bertujuan untuk mendeteksi potensi longsor. Pengolahan data penelitian menggunakan metode GRM dengan asumsi perubahan struktur kecepatan yang tidak kompleks dan kemiringan lapisan < 20°. Berdasarkan hasil interpretasi menunjukkan bahwa pada lapangan di sekitar tepi jalan diperoleh kecepatan rambat gelombang seismik pada lapisan pertama (1058,377-1165,829 m/s) dengan litologi berupa pasir (basah) pada kedalaman 3,712-4,607 m dan lapisan kedua (1527,778-1718,75 m/s) dengan litologi berupa tanah lempung pada kedalaman lebih dari 4,607 m. Sedangkan pada lapangan di sekitar perumahan warga diperoleh kecepatan rambat gelombang seismik pada lapisan pertama (478,944-564,992

m/s) dengan litologi berupa tanah urug dengan kondisi sesuai cuaca pada kedalaman 3,136-6,215 m dan lapisan kedua (900,901-1078,431 m/s) dengan litologi berupa pasir (basah) pada kedalaman > 6,215 m. Lokasi yang berpotensi longsor di Desa Deliksari Kecamatan Gunungpati Semarang adalah lokasi dekat perumahan warga dan permukaan tanah yang memungkinkan terjadi longsor dapat mencapai kedalaman 6,2 m atau lebih.

2.2 Geologi Regional

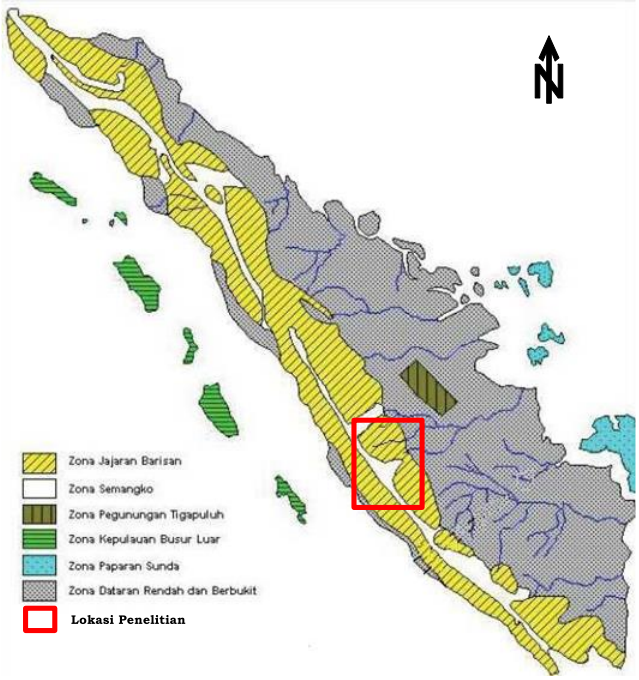
Lokasi penelitian berada di Kecamatan Pesisir Bukit Kota Sungai Penuh, secara geografis terletak pada $2^{0}2'2"$ Lintang Selatan dan $101^{0}19'58"$ Bujur Timur, KM 15 Kota Sungai Penuh. Berdasarkan peta geologi regional lembar Sungai Penuh dan Ketaun, daerah penelitian berada pada Formasi Batuan Gunungapi Andesit-Basal (Qv) (**Gambar 1**) yang terdiri dari lava bersusunan andesit-basal, tuf dan breksi lahar.



Gambar 1. Peta Geologi Regional Daerah Penelitian (modifikasi dari Kusnama *et al*, 1992)

Fisiografi

Pulau Sumatera merupakan pulau yang memiliki orientasi fisiografi berarah barat laut dan terletak di bagian barat Paparan Sunda dan di selatan Lempeng Eurasia. Pulau ini memiliki dimensi panjang sekitar 1.760 Km dan lebar 400 Km dan kisaran luas sekitar 435.000 Km^2. Geografi yang khas dari Pulau Sumatra yaitu adanya Pegunungan Bukit Barisan di sebelah barat pulau ini dan memanjang pada seluruh panjang pulau dalam bentuk sabuk yang sempit, paralel, dan umumnya berjarak hanya beberapa puluh kilometer dari pantai baratdaya. Van Bemmelen (1949) membagi Pulau Sumatra menjadi enam zona fisiografi yaitu: Zona Jajaran Barisan, Zona Smangko, Zona Pegunungan Tigapuluh, Zona Kepulauan Busur Luar, Zona Paparan Sunda dan Zona Dataran Rendah dan Berbukit.



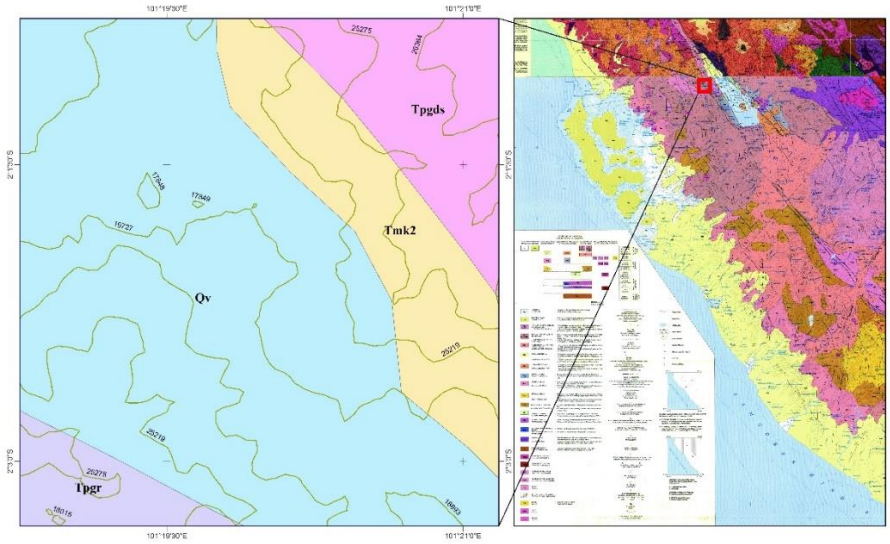
Gambar 2. Zona Fisiografi Pulau Sumatra (modifikasi dari Van Bemmelen, 1949)

Secara fisiografi, Kota Sungai Penuh berada di Zona Jajaran Barisan dan Zona Semangko (**Gambar 2**). Zona Jajaran Barisan merupakan jajaran pegunungan yang membentang dari ujung utara (Aceh) sampai ujung selatan (Lampung) pulau Sumatra. Zona ini dikenal sebagai rangkaian Pegunungan Bukit Barisan. Pegunungan ini memiliki panjang kurang lebih 1.650 Km dan lebar kurang lebih 100 Km. Rangkaian pegunungan ini mempunyai puncak tertinggi yaitu Gunung Kerinci yang berlokasi di Provinsi Jambi dan mempunyai ketinggian 3.805 mdpl. Pegunungan Bukit Barisan ini terletak di dekat pertemuan antara lempeng tektonik Eurasia dan Australia.

Zona Semangko atau Zona Patahan Semangko adalah zona sesar besar Sumatra (*Great Sumatran Fault*) dengan bentukan geologi yang membentang di Pulau Sumatra dari utara ke selatan, dimulai dari Aceh hingga Teluk Semangka di Lampung. Patahan inilah membentuk Pegunungan Barisan, suatu rangkaian dataran tinggi di sisi barat pulau ini. Patahan Semangko berusia relatif muda dan paling mudah terlihat di daerah Ngarai Sianok dan Lembah Anai di dekat Kota Bukittinggi (Bemmelen, 1949).

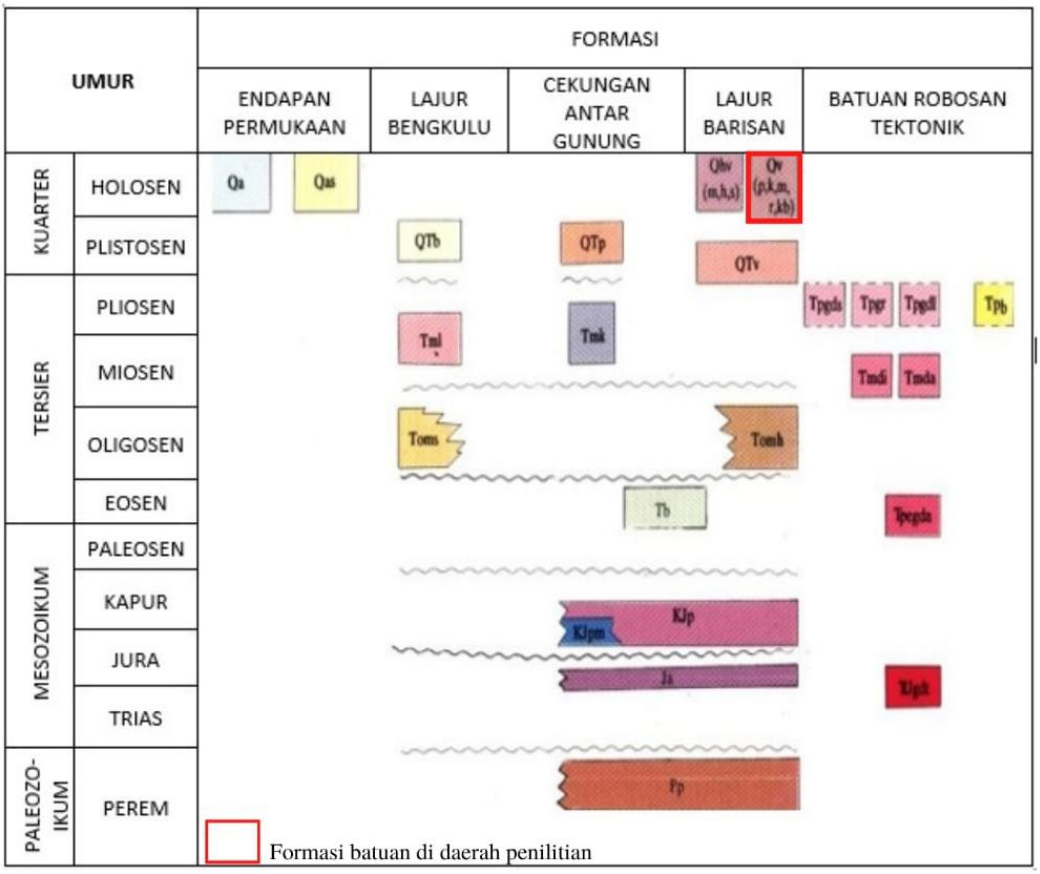
Stratigrafi

Stratigrafi Lembar Sungai Penuh dan Ketaun dapat dibagi menjadi tiga yaitu Pratersier, Tersier, dan Kuarter. Masing-masing satuan batuan telah dirinci secara litostratigrafi dan disesuaikan dengan sandi stratigrafi Indonesia (1975) dan panduan stratigrafi internasional (Hedberg, 1976). Lembar geologi Sungai Penuh dan Ketaun meliputi satuan batuan zona busur depan dan zona busur magmatik Sumatra yang mencerminkan sebagai cekungan Bengkulu dan Zona Barisan. Pengendapan masih terus berlangsung pada Lajur Bengkulu dan cekungan antar gunung (*Intramontane*) pada waktu yang hampir bersamaan, yaitu pengendapan Formasi Lemau dan Formasi Kumun pada Mio-Plio serta Formasi Bintunan dan Formasi Pengasih pada Plistosen. Aktivitas Batuan Terobosan Tektonik terjadi untuk ke empat kalinya yakni penerobosan Granit, Granodiorit Sungaipenuh, Granodiorit Langkup dan Basal pada akhir Pliosen. Sedangkan aktivitas vulkanik pada Zona Barisan masih terus berlangsung hingga Holosen, dimana diendapkan satuan batuan gunung api Rio-Andesit pada awal Plistosen diikuti oleh pengendapan Satuan Batuan Gunungapi Andesit-Basal dan Satuan Batuan Breksi Gunungapi-Tuff pada Holosen (Kusnama *et al*, 1992).



Gambar 3. Peta Geologi Daerah Penelitian Berdasarkan Peta Geologi Lembar Sungai Penuh dan Ketaun (Kusnama et al, 1992)

Batuan Gunungapi Andesit Basalt (Qv), lava andesit-basalt, tuf dan breksi gunungapi. Andesit, hitam sampai kelabu tua, afanitan sampai porfiritan dengan fenokris plagioklas dan augit. Basal, Kelabu tua, afanitan, struktur buruk. Tuf, jenis-jenis hablur dan sela, kelabu kecoklatan, pecahan kaca gunungapi, fragmen andesit-basal dan sedikit breksi, oksida besi umum terdapat.



Gambar 4. Stratigrafi Daerah Penelitian (modifikasi dari Kusnama *et al*, 1992)

2.3 Tanah Longsor

Tanah longsor hanya dapat terjadi pada suatu lereng baik pada perbukitan, pegunungan, bantaran sungai, dan struktur timbunan. Peristiwa tanah longsor dapat diketahui melalui identifikasi faktor-faktor penyebab (*causes*) dan pemicu (*trigger*) terjadinya tanah longsor (Muntohar, 2010). Gejala umum terjadinya tanah longsor ditandai dengan munculnya retakan-retakan dilereng yang sejajar dengan arah tebing, biasanya terjadi setelah hujan, munculnya mata air baru secara tiba-tiba dan tebing rapuh serta kerikil mulai berjatuhan.

Menurut Vernes (1978), tanah longsor merupakan gerakan material ke bawah dan ke luar dari sebuah lereng di bawah pengaruh gravitasi. Pergerakan material terjadi akibat adanya ketidakseimbangan pada lereng, sehingga untuk mencapai keseimbangan baru dibutuhkan suatu longsoran. Tanah longsor terjadi

apabila gaya pendorong pada lereng lebih besar dari pada gaya penahan. Gaya penahan pada umunya dipengaruhi oleh kekuatan batuan dan kepadatan tanah, sedangkan daya pendorong dipengaruhi oleh besarnya sudut lereng, beban serta berat jenis batuan. Adapun faktor- faktor alam penyebab terjadinya longsor di suatu daerah yaitu topografi, keadaan geologi, karakteristik tanah, dan curah hujan.

Topografi

Daerah dengan kelerengan lebih dari 20^0 memiliki potensi untuk bergerak atau longsor. Terdapat tiga tipologi lereng yang rentan terhadap longsor yaitu lereng yang tersusun oleh tumpukan tanah gembur yang di bawahnya terdapat lapisan batuan atau tanah yang lebih kompak, lereng yang tersusun oleh perlapisan batuan yang miring searah dengan kemiringan lereng, dan lereng yang tersusun oleh blok-blok batuan.

Tabel 1. Klasifikasi Kemiringan Lereng (Zuidam, 1985)

Kelas	Slope (°)	Klasifikasi
1	0-1.15	Datar (*flat to almost flat*)
2	1.15-4	Agak landai (*gentle slooping*)
3	4-8.5	Landai (*slooping*)
4	8.5-16.7	Agak curam (*moderately steep*)
5	16.7-35	Curam (*very steep*)
6	35-54.5	Sangat curam (*very steep*)
7	>54.5	Curam ekstrem (*extremely steep*)

Keadaan Geologi

Faktor geologi yang memengaruhi tejadinya gerakan tanah adalah struktur geologi, jenis batuan, umur geologi, dan gempa. Struktur geologi yang mempengaruhi terjadinya pergerakan tanah adalah adanya kontak batuan dengan pelapukan batuan, rekahan, perlapisan batuan, dan patahan. Zona patahan merupakan zona lemah yang mengakibatkan kekuatan batuan berkurang sehingga menimbulkan banyak retakan yang memudahkan air meresap saat musim hujan.

Karakteristik Tanah

Longsor yang terjadi pada suatu daerah sangat dipengaruhi oleh karakteristik batuan penyusunnya. Kepekaan tanah terhadap longsor menggambarkan mudah atau tidaknya tanah bergerak atau longsor, sehingga

kepekaan tanah terhadap longsor adalah fungsi dari berbagai interaksi sifat-sifat fisik atau kimia tanah.

Curah Hujan

Longsor yang terjadi pada setiap daerah pada saat musim hujan. Pada saat musim kemarau terjadi penguapan air di permukaan tanah dalam jumlah yang besar yang mengakibatkan munculnya pori atau rongga tanah hingga terjadi retakan-retakan di permukaan. Saat hujan, air akan masuk ke rekahan-rekahan sehingga air terakumulasi di bagian dasar lereng yang dapat menimbulkan gerakan lateral. Hujan dengan intensitas yang tinggi dan terjadi dalam waktu yang lama dapat menyebabkan peningkatan kadar air tanah yang dapat menurunkan ketahanan material tanah/batuan.

Tabel 2. Tabel Curah Hujan dan Jumlah Hujan Menurut Bulan, Badan Pusat Statistik Kota Sungai Penuh (2020)

Bulan	Pengamatan Unsur Iklim Menurut Bulan	
	Jumlah Hari Hujan (Hari) 2020	Jumlah Curah Hujan (mm^3) 2020
Januari	21	268
Februari	12	217.6
Maret	21	323.4
April	21	222.2
Mei	17	265.1
Juni	12	197.5
Juli	8	25.5
Agustus	11	90.8
September	17	136.7
Oktober	15	183.2
November	22	207.8
Desember	15	43.4
Rata-Rata	16	181.8

Zona tersaturasi air merupakan faktor penentu kestabilan lereng. Zona jenuh (s*aturated zona*) merupakan zona yang terletak diatas lapisan kedap air dan semua pori-pori tanahnya terisi oleh air. Air hujan yang sampai ke permukaan tanah yang tidak kedap air dapat bergerak ke dalam tanah akibat gaya gravitasi dan kapiler dalam suatu aliran yang disebut infiltrasi. Kelongsoran lereng pada musim hujan disebabkan oleh infiltrasi air hujan ke dalam tanah yang menyebabkan tanah menjadi jenuh disertai perubahan karakteristik tanah terutama kekuatan tanah. Aliran air tersebut dapat menurunkan kestabilan lereng sehingga memperbesar gerakan tanah dan menyebabkan kelongsoran (Brand, 1982).

2.4 Gelombang Seismik

Gelombang seismik berasal dari sumber yang dibangkitkan yang merambat kedalam bumi. Karena material bumi bersifat elastis maka gelombang seismik

yang terjadi akan merambat ke dalam bumi ke segala arah. Ketika gelombang seismik yang merambat menemui bidang batas antar lapisan, sebagian gelombang ini ada yang direfleksikan (dipantulkan) dan sebagian lain direfreksikan (dibiaskan) untuk diteruskan kepermukaan bumi kemudian gejala fisisya diamati ketika gelombang tersebut diterima oleh serangkaian detektor.

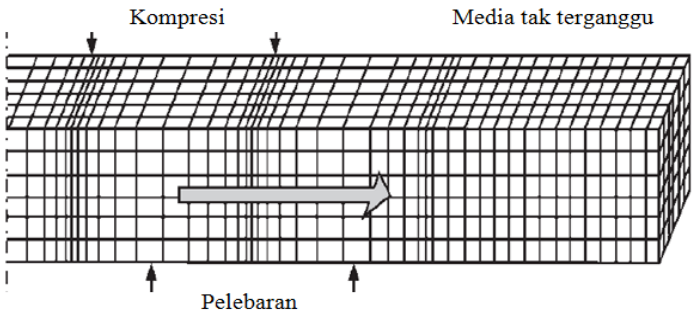
Gelombang seismik pada dasarnya merupakan jenis gelombang elastik yang merambat melalui medium bumi. Sifat perambatan gelombang seismik bergantung pada sifat elastik batuan yang dilewatinya. Gelombang seismik dapat merambat melalui lapisan bumi yang disebut sebagai gelombang badan (*Body Wave*), dan ada juga yang merambat melalui permukaan bumi yang disebut gelombang permukaan (*Surface Wave*). Berdasarkan arah getarannya gelombang badan terbagi menjadi dua yaitu gelombang primer (*longitudinal*) dan gelombang sekunder (*transversal*), sedangkan gelombang permukaan terdiri dari *Reyleigh Wave* (*Ground Roll*) dan *Love wave* (Telford, 1976).

Gelombang Badan (*Body Wave*), gelombang badan adalah gelombang yang merambat dalam medium bumi dan arah perambatannya menuju keseluruh bagian didalam bumi. Berdasarkan gerak partikel pada medium dan arah perambatannya gelombang dapat dibedakan menjadi gelombang primer dan gelombang sekunder.

1. Gelombang primer (*longitudinal*) disebut juga gelombang kompresi, gelombang ini merupakan gelombang yang arah getarnya searah dengan arah perambatan gelombang (**Gambar 5**). Gelombang ini memiliki kecepatan rambat gelombang paling besar dibandingkan dengan gelombang seismik yang lain dan dapat merambat melalui medium padat, cair, dan gas. Persamaan dari kecepatan gelombang *P* adalah sebagai berikut:

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda+2\mu}{\rho}} \qquad (1)$$

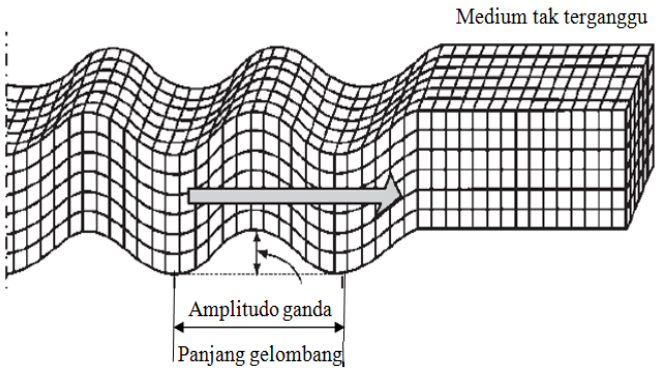
Keterangan : $\boldsymbol{\lambda}$ = konstanta lame, $\boldsymbol{\mu}$ = rigiditas, $\boldsymbol{\rho}$ = densitas



Gambar 5. Gelombang-*P* (Elnashai dan Sarno, 2008)

2. Gelombang sekunder (*transversal*) disebut juga gelombang *shear*, gelombang ini adalah gelombang yang arah getarannya tegak lurus terhadap arah rambatan gelombang (**Gambar 6**). Gelombang ini hanya dapat merambat pada medium padat saja dan mempunyai cepat rambat yang lebih kecil dibandingkan dengan gelombang primer. Persamaan dari kecepatan gelombang *S* adalah sebagai berikut:

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \qquad (2)$$

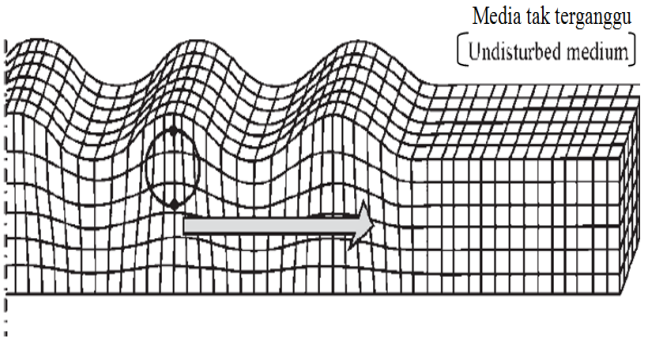


Gambar 6. Gelombang S (Elnashai dan Sarno, 2008)

Gelombang Permukaan (*Surface Wave*), gelombang permukaan adalah getaran yang merambat ke permukaan bumi, berdasarkan pada sifat gerakan partikel pada medium bumi gelombang permukaan merupakan gelombang yang kompleks dengan frekuensi yang rendah dan amplitudo yang besar dan menjalar akibat adanya efek *free surface* dimana terdapat perbedaan sifat elastik. Gelombang ini dapat menjelaskan struktur mantel atas dan permukaan kerak bumi (*crust*). Jenis dari gelombang permukaan ada dua yaitu gelombang *Reyleigh* dan gelombang *Love*.

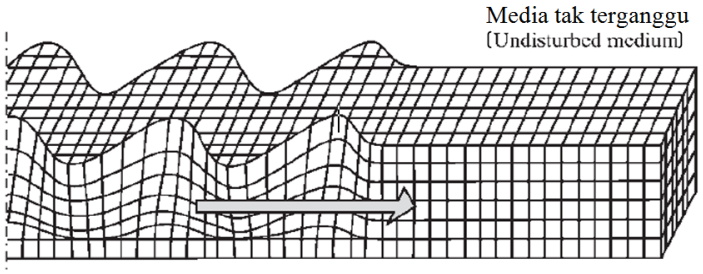
1. Gelombang *Reyleigh* adalah gelombang yang menjalar pada batas permukaan saja dan hanya dapat merambat pada medium padat serta arah getarannya berlawanan arah dengan arah rambatannya. Gelombang ini merupakan gelombang permukaan dari kombinasi gerakan partikel yang disebabkan oleh gelombang primer dan gelombang sekunder yang gerakan partikelnya berbentuk elips. Amplitudo gerakan partikelnya tegak lurus dengan permukaan dan arah penjalaranya (**Gambar 7**). Persamaan dari kecepatan gelombang *Reyleigh* adalah sebagai berikut:

$$V_s = 0{,}92\sqrt{V}s \qquad (3)$$



Gambar 7. Gelombang *Reyleigh* (Elnashai dan Sarno, 2008)

2. Gelombang *Love* merupakan gelombang geser (*S Wave*) yang merambat dalam bentuk gelombang trasversal, yakni merupakan gelombang sekunder horizontal yang terpolarisasi dan arah rambatnya paralel dengan permukaan (**Gambar 8**). Cepat rambat penjalaran gelombang *Love* bergantung pada panjang gelombangnya dan bervariasi sepanjang permukaan (Gadallah and Fisher, 2009).



Gambar 8. Gelombang Love (Elnashai dan Sarno, 2008)

2.5 Metode Seismik Refraksi

Menurut Nurdiyanto (2011), metode seismik refraksi menerapkan waktu tiba pertama gelombang dalam perhitungannya, dimana gelombang P memiliki kecepatan lebih besar dibandingkan dengan kecepatan gelombang S sehingga waktu tiba gelombang P yang digunakan dalam perhitungan. Gelombang seismik refraksi yang dapat terekam oleh *receiver* pada permukaan bumi hanya gelombang yang merambat pada batas antar lapisan batuan. Hal tersebut dapat terjadi apabila jika sudut datang merupakan sudut kritis atau ketika sudut bias tegak lurus dengan garis normal ($r = 90^0$ sehingga sin r = 1).

Metode seismik refraksi merupakan teknik umum yang digunakan dalam survei geofisika untuk menentukan kedalaman batuan dasar, litologi batuan dasar (*bed rock*), sesar, dan kekerasan batuan. Berdasarkan penelitian sebelumnya bahwa besarnya cepat rambat gelombang *P* (*longitudinal*) dalam lapisan batuan dipengaruhi oleh elastisitas dan densitas batuan, sehingga

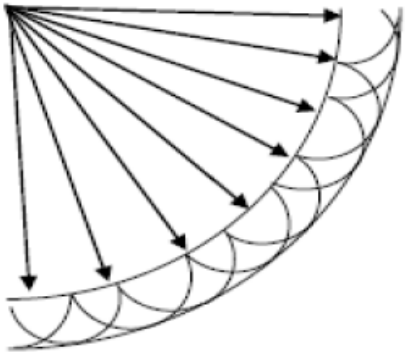
dengan mengetahui cepat rambat gelombang *P* pada lapisan batuan maka akan diketahui tingkat kekerasan lapisan atau densitas batuan tersebut. Metode seismik merupakan salah satu metode *non destructive* yang efektif dan efisien karena memerlukan tenaga yang sedikit, biaya yang lebih murah dan waktu yang relatif singkat.

Aplikasi gelombang seismik refraksi dalam penentuan struktur bawah permukaan dihitung berdasarkan waktu yang dibutuhkan oleh gelombang untuk menjalar pada batuan pada posisi sumber seismik ke penerima pada berbagai jarak tertentu. Gelombang yang terjadi setelah respon pertama (*first break*) saja yang dibutuhkan, karena gelombang seismik refraksi merambat paling cepat dibandingkan dengan gelombang lainnya, kecuali pada jarak (*offset*) yang relatif dekat sehingga yang dibutuhkan adalah waktu pertama kali gelombang diterima oleh setiap *geophone*.

Dalam metode seismik refraksi yang terpenting adalah *travel time* pertama kali gelombang sampai ke penerima. Gelombang P memiliki kecepatan lebih besar dibandingkan dengan kecepatan gelombang S sehingga waktu datang gelombang P yang digunakan dalam perhitungan. Gelombang seismik refraksi yang dapat terekam oleh *receiver* pada permukaan bumi hanyalah gelombang seismik refraksi yang merambat pada batas antar lapisan batuan. Gelombang yang dapat ditangkap oleh *receiver* dapat berupa gelombang langsung (*direct wave*), gelombang pantul (*reflection wave*) maupun gelombang bias (*refraction wave*).

Prinsip dasar metoda seismik refraksi mengikuti prinsip fisika tentang perambatan gelombang antara lain Prinsip Fermat, Prinsip Huygens dan Prinsip Snellius. Prinsip Fermat menyatakan penjalaran gelombang dari suatu titik ke titik lainnya akan melewati lintasan dengan waktu minimum. Dengan demikian jika gelombang melewati sebuah medium yang memiliki variasi kecepatan gelombang seismik, maka gelombang tersebut akan cenderung melalui zona-zona kecepatan tinggi dan menghindari zona-zona kecepatan rendah (Jamady, 2011).

Prinsip Huygens menyatakan bahwa setiap titik muka gelombang merupakan sumber bagi gelombang baru. Posisi dari muka gelombang dalam dapat seketika ditemukan dengan membentuk garis singgung permukaan untuk semua *wavelet* sekunder. Setiap titik yang dilalui muka gelombang akan menjadi sumber gelombang baru (**Gambar 9**). Prinsip Huygens mengungkapkan sebuah mekanisme dimana sebuah pulsa seismik akan kehilangan energi seiring dengan bertambahnya kedalaman (Telford, 1976).



Gambar 9. Prinsip Huygens (Asparini, 2011)

Prinsip Snellius menyatakaan bahwa ketika gelombang seismik melalui lapisan batuan dengan impedansi akustik yang berbeda dari lapisan batuan yang dilalui sebelumnya, maka gelombang akan terbagi. Gelombang tersebut sebagian terefleksikan kembali ke permukaan dan sebagian diteruskan merambat di bawah permukaan. Penjalaran gelombang seismik mengikuti Hukum Snellius yang dikembangkan dari prinsip Huygens, menyatakan bahwa sudut pantul dan sudut bias merupakan fungsi dari sudut datang dan kecepatan gelombang. Gelombang *P* yang datang akan mengenai permukaan bidang batas antar dua medium berbeda akan menimbulkan gelombang refraksi dan refleksi (Hutabarat, 2009).

Gelombang yang dibiaskan atau dipantulkan akan memenuhi persamaan sebagai berikut :

$$\frac{\sin i}{\sin r} = \frac{V_1}{V_2} \qquad (4)$$

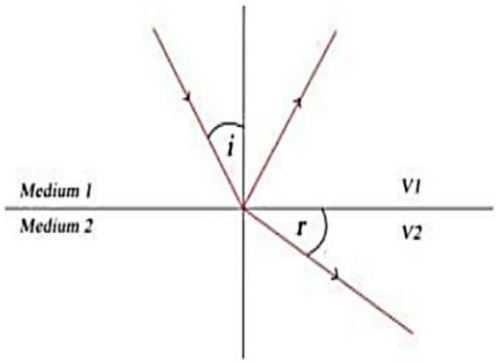
Dimana: $\sin i$ = sudut datang,

$\sin r$ = sudut bias,

V_1 dan V_2 = kecepatan gelombang permedium

Jika gelombang *P* merambat ke dalam bumi kemudian melalui batas perambatan lapisan batuan maka akan membentuk empat gelombang baru yaitu gelombnag *P* refleksi (P_1), gelombang *P* refraksi (P_2), gelombang *S* refleksi (S_1), dan gelombang *S* refraksi (S_2) (Susilawati, 2004). Sehingga menurut hukum Snellius:

$$\frac{V_p}{\sin i} = \frac{V_{p1}}{\sin \theta_p} = \frac{V_{p2}}{\sin r_p} = \frac{V_{s1}}{\sin \theta_s} = \frac{V_{s2}}{\sin r_s} \qquad (5)$$



Gambar 10. Hukum Snellius (Sismanto, 1999)

Kecepatan penjalaran gelombang seismik pada lapisan batuan bawah permukaan berbeda-beda, bergantung pada sifat fisis yang dimiliki oleh tiap lapisan batuan. Gelombang *P* memiliki kecepatan perambatan lebih besar dibandingkan dengan gelombang S, gelombang *Reyleigh*, maupun gelombang *Love*.

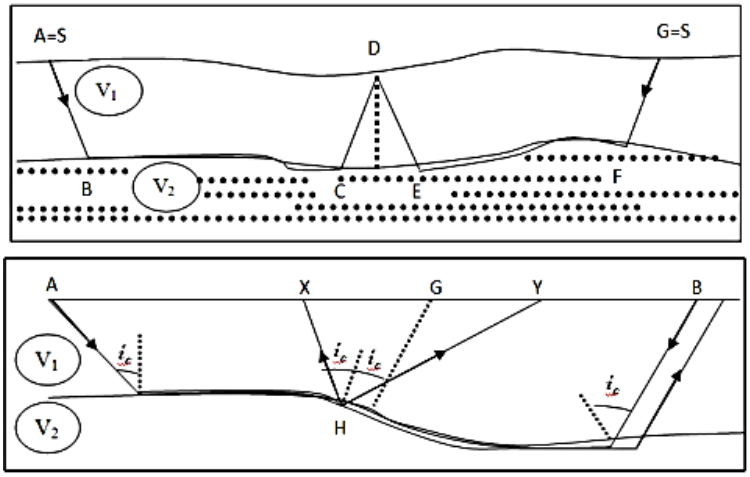
Tabel 3. Nlai Kecepatan Gelombang Seismik Pada Batuan (modifikasi dari Burger, (1992) dan Gardner (1987))

Material	Vp (m/s)
Lapuk Berlapis	300-900
Tanah	250-600
Alluvium	500-2000
Tanah liat	1000-2500
Pasir tak tersaturasi	200-1000
Pasir tersaturasi	800-2200
Pasir dan kerikil tak tersaturasi	400-500
Pasir dan kerikil tersaturasi	500-1500
Tuff	1300-1900
Silicic tuff	2000-4150
Granit	5000-6000
Andesit	5230-6400
Basal	5400-6400
Batuan metamorf	3500-7000
Batu pasir dan serpih	2000-4500
Batu kapur	2000-6000

2.6 Metode GRM

Generalized reciprocal methode atau yang sering disebut GRM adalah sebuah teknik untuk menggambarkan gelombang rekfraksi pada kedalaman manapun dari in-line data seismik refraksi yang terdiri dari forward travel times dan reverse travel times. Travel times pada dua geophone, dipisahkan oleh variasi jarak XY digunakan pada analisis kecepatan refraktor dan kalkulasi waktu kedalaman. Penggunaan dua geophone ini juga untuk merekam refraksi kedatangan dari titik yang sama denggan refraktor (Lomnitz,1976). Metode GRM

merupakan turunan terakhir dari metode delay time yang memetakan lapisan bawah permukaan dengan tingkat kekerasan dan undulasi refraktor yang tinggi.



Gambar 11. Metode GRM

Berdasarkan ilustrasi metode GRM tersebut, maka metode GRM dapat diasumsikan sebagai berikut :

1. Perubahan struktur kecepatan yang tidak kompleks.
2. Kemiringan lapisan < 20°.
3. Jarak optimum XY menjadi hal terpenting dan tersulit dalam metode GRM.
4. XY distance adalah jarak pisah di permukaan dimana gelombang seismik dari forward dan reverse diukur dari titik refraktor yang sama. Titik X dan Y sendiri adalah sebaran geophone.

Dalam pengolahan, metode GRM terdiri dari dua jenis fungsi yaitu fungsi analisis kecepatan (T_v) dan fungsi time-depth (Tg).

1. Fungsi Analisa Kecepatan (T_v)

Analisa T_v digunakan untuk menentukan kecepatan V' dengan persamaan:

$$Tv = ½ (TAY– TBY + TAB) \quad (6)$$

Waktu rambat dari A ke H:

– Optimum XY ialah ketika E dan F berada pada satu titik pada H.

– Optimum XY didapat dari kurva Tv yang paling halus (smoothest).

– Kecepatan refraktor V' ialah reciprocal dengan kurva Tv, artinya V' dapat dicari dengan kurva Tv.

2. Fungsi Time-Depth (T_g)

Analisa T_g digunakan untuk mencari kedalaman di bawah geophone (h) dengan persamaan :

$$T_g = ½ (T_{AY} + T_{BY} – (T_{AB} + \frac{XY}{V'})) \quad (7)$$

– Waktu rambatnya dari EY atau FX dikurangi waktu rambat proyeksi dari GX atau GY sepanjang refraktor (waktu rambat sepanjang GH).
– Optimum XY didapat dari kurva TG yang paling kasar (roughest). Metode GRM menggunakan nilai kecepatan rata-rata (V_{avg}) dengan persamaan :

$$V_{avg} = \sqrt{\frac{V'^2\ XY}{XY+2\ Tg\ V'}} \quad (8)$$

V_{avg} merambat dari refraktor ke geophone. Sehingga memenuhi hukum Snellius:

$$Ic = \sin^{-1}\frac{Vavg}{V'} \quad (9)$$

Dari persamaan (9), V_{avg} identik dengan V_1, sedangkan V' identik dengan V_2. Maka, kedalaman geophone (h) dapat dicari dengan :

$$h = \frac{Tg\ Vavg}{\cos ic} \text{ atau } h = \frac{Tg\ Vavg\ V'}{\sqrt{V'^2 - V''^2\ Avg}} \quad (10)$$

2.7 Filtering

Band Pass Filter atas sering disingkat dengan BPF adalah filter atau penyaring frekuensi yang melewatkan sinyal frekuensi dalam rentang frekuensi tertentu yaitu melewatkan sinyal yang berada diantara frekuensi batas bawah hingga frekuensi batas atasnya. Dengan kata lain, *Band Pass Filter* atau Tapis Lolos Atas ini akan menolak atau melemahkan sinyal frekuensi yang berada diluar rentang yang ditentukan tersebut.

Pada umumnya, *Band Width* didefinisikan sebagai rentang frekuensi yang berada diantara dua titik batas frekuensi yang ditentukan (fc), yaitu 3dB dibawah pusat maksimum atau puncak resonansi dan melemahkan frekuensi lain yang berada diluar dua titik batas ini. Frekuensi yang tersebar luas yang biasanya disebut dengan istilah *Band Width* atau BW ini pada dasarnya adalah perbedaan antara *Frekuensi Cut Off* yang lebih rendah (fc lower) dan *poin Frekuensi Cut Off* yang lebih tinggi (fc higher). Dengan kata lain, BW = fH – fL. Agar Penyaring atau *Filter Band Pass* ini dapat berfungsi dengan benar, *frekuensi cut off Low Pass Filter* harus lebih tinggi daripada *frekuensi cut off High Pass Filter.*

Band Pass Filter yang ideal juga dapat digunakan untuk mengisolasi atau menyaring (filter) frekuensi tertentu yang berada dalam pita frekuensi tertentu, misalnya untuk pembatalan derau (*noise cancellation*). Band Pass Filter umumnya juga dikenal dengan *SECOND-ORDER FILTER* atau dua kutub, ini dikarenakan *Band Pass Filter* memiliki dua komponen reaktif yaitu kapasitor dalam desain rangkaiannya. Satu Kapasitor di rangkaian *low pass* dan satunya lagi di rangkaian *high pass.*

III. METODOLOGI PENELITIAN

3.1 Tempat dan Waktu

Penelitian ini akan dilaksanakan di kawasan Depati Coffee yang terletak pada Kecamatan Pesisir Bukit Kota Sungai Penuh dalam kurun waktu dua minggu pada bulan Oktober 2022 dengan rincian kegiatan dan waktu pelaksanaan tertera pada **Tabel 4**.

Tabel 4. Rincian Kegiatan Penelitian

No.	Agenda Kegiatan	Jadwal Kegiatan													
		Sep				Okt				Nov				Des	
		1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2
1.	Studi Literatur														
2.	Akuisisi Data														
3.	Pengolahan Data														
4.	Interpretasi Data														
5.	Penyusunan Skripsi														

3.2 Peralatan dan Data Penelitian

Peralatan Penelitian

Pada penelitian ini dibutuhkan beberapa peralatan pada saat akuisisi data metode rafraksi. Adapun peralatan yang digunakan pada penelitian ini tertera pada **Tabel 5**.

Tabel 5. Rincian Peralatan Penelitian

Nama Alat	Fungsi/Kegunaan
Seismograf MAE 6000	Menampilkan gelombang seismik dari hasil data seismik refraksi
Geophone	Menerima/merekam gelombang seimik (*receiver*)
Trigger	Pemicu gelombang seismik yang dipasang pada lempeng besi
Kabel Penghubung	Menghubungkan antara seismograf dengan geophone dan *trigger*.
Battery 12 V	Sebagai sumber daya pada saat dilakukan akuisisi data
Palu Godam dan Lempengan Besi	Sebagai *source* atau sumber gelombang seismik
Meteran	Menentukan panjang lintasan, spasi antar *geophone*, dan jarak antar lintasan
GPS	Mengetahui titik koordinat dan posisi titik ukur

Data Penelitian

1. Data *Travel Time*

   Merupakan data waktu tiba pertama gelombang pada masing-masing *receiver*.

2. Data *First Break Picking*

   Merupakan data waktu tiba gelombang yang sudah dipilih untuk waktu tiba gelombang P.

3. Peta Geologi

   Digunakan sebagai informasi geologi daerah penelitian yang meliputi formasi, litologi, struktur geologi dan sebagainya.

4. Peta Administrasi

   Digunakan untuk memperkirakan kondisi lokasi penelitian dan menentukan titik pengambilan data.

3.3 Software Penelitian

Adapun *software* yang digunakan pada penelitian ini tertera pada **Tabel 6**.

Tabel 6. Software Penelitian

Software	Fungsi/Kegunaan
SeisImager Pickwin with Plotrefa	Menampilkan dan *picking* waktu tiba gelombang P
Excel	Menginput data elevasi daerah penelitian
ArcGIS	Membuat peta kawasan dan peta geologi regional daerah penelitian

3.4 Metode Penelitian

Persiapan

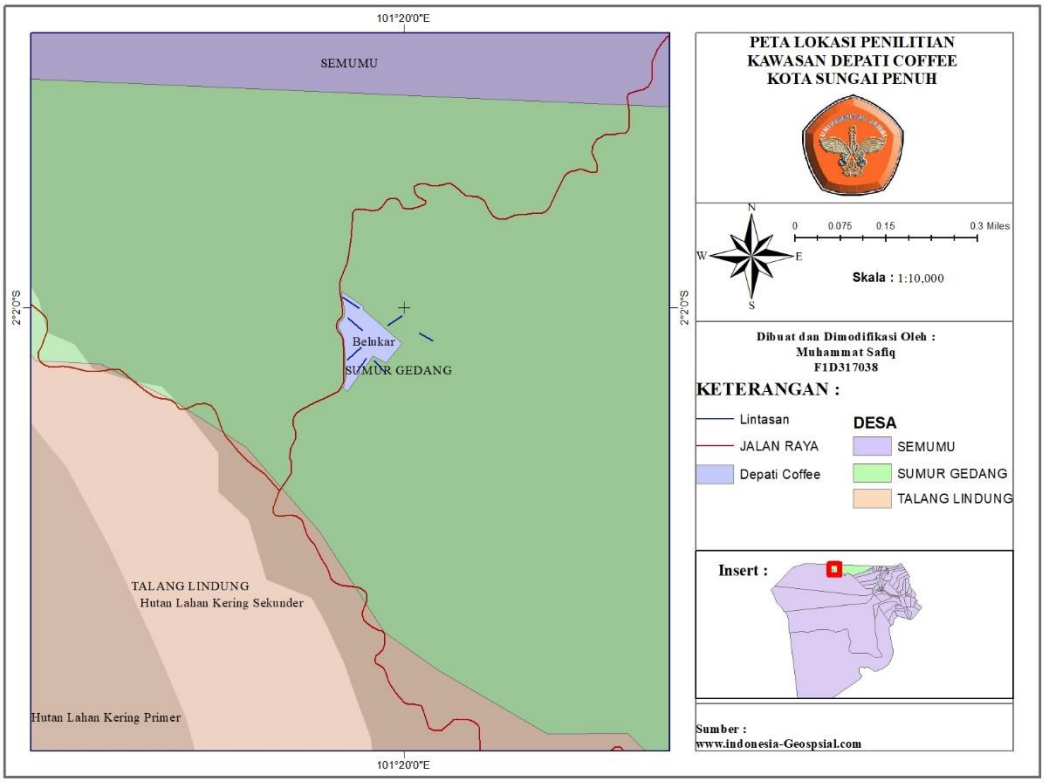
Persiapan yang dilakukan berupa studi literatur dengan tujuan untuk memperoleh dan mengumpulkan informasi umum mengenai daerah penelitian. Kegiatan pengumpulan data sebelum penelitian berupa luasan daerah penelitian dan peta geologi yang digunakan untuk menentukan lokasi yang sesuai untuk pengukuran, pembuatan lintasan, penentuan panjang lintasan dan spasi antar lintasan. Selain itu, pengecekan alat juga sangat penting dalam persiapan karena ketidaklayakan alat dapat berpengaruh terhadap data yang diperoleh dari lokasi penelitian.

Survey lapangan

Dilakukan survey awal dengan observasi lapangan secara langsung, bertujuan untuk menentukan lokasi titik penelitian dan lokasi penempatan alat

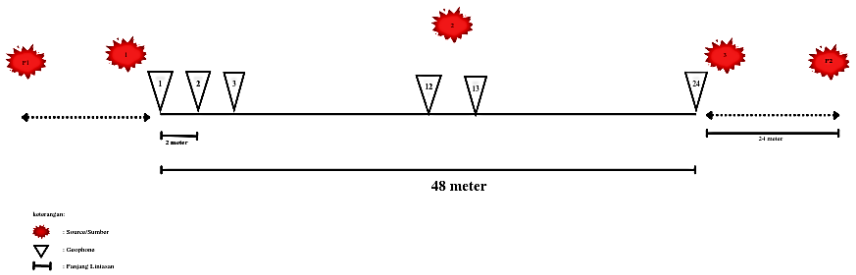
pengukuran yang sesuai. Dari kegiatan survey awal tersebut akan didapatkan gambaran desain sementara daerah penelitian.

Akuisisi Data



Gambar 12. Desain Akuisisi Daerah Penelitian

Kegiatan pengambilan data pada lokasi penelitian dilakukan dengan menggunakan alat Seismograf MAE 6000 24 *Channel* dengan susunan konfigurasi peralatan *geophone* dan sumber gelombang diletakkan pada satu garis lurus *(in line)* dengan panjang lintasan 48 m, spasi antar *geophone* 2 m dengan lima *shoot point* yang berada pada *phantom near shot, near shot, mid shot, far shot* dan *phantom far shot*.



Gambar 13. Konfigurasi Akuisisi Data Seismik Refraksi

Adapun tahapan yang dilakukan pada saat akuisisi data seismik refraksi yaitu :

1. Disiapkan semua alat yang dibutuhkan.
2. Diukur panjang lintasan, ditancapkan *geophone* sesuai dengan desain akuisisi.
3. Dihubungkan kabel dengan *geophone* dan *trigger* dan dihubungkan aki dengan seismograf.
4. Diletakkan lempeng baja sebagai *source* pada titik yang sudah ditentukan.
5. Dinyalakan alat Seismograf MAE 6000 dan diatur *gain* pada alat.
6. Diatur *tools* pada seismograf dalam *mode* perekaman gelombang.
7. Diberikan sumber gelombang secara bersamaan dengan menekan tombol *enter* atau ketika mulai merekam dari alat.
8. Dicatat tampilan gelombang yang terlihat pada monitor.
9. Disalin data perekaman gelombang dari alat ke *flashdisk*.
10. Diulangi langkah-langkah tersebut saat memindahkan *geophone* pada lintasan berikutnya.

Hasil dari akuisisi data seismik refraksi dilapangan berupa data rekaman penjalaran gelombang seismik pada setiap *geophone* yang tersimpan secara otomatis dalam bentuk file seismograph *SEG 2*. Tujuan dari akuisisi data seismik adalah untuk memperoleh grafik *travel time* dari sumber ke penerima (*geophone*).

Pengolahan Data

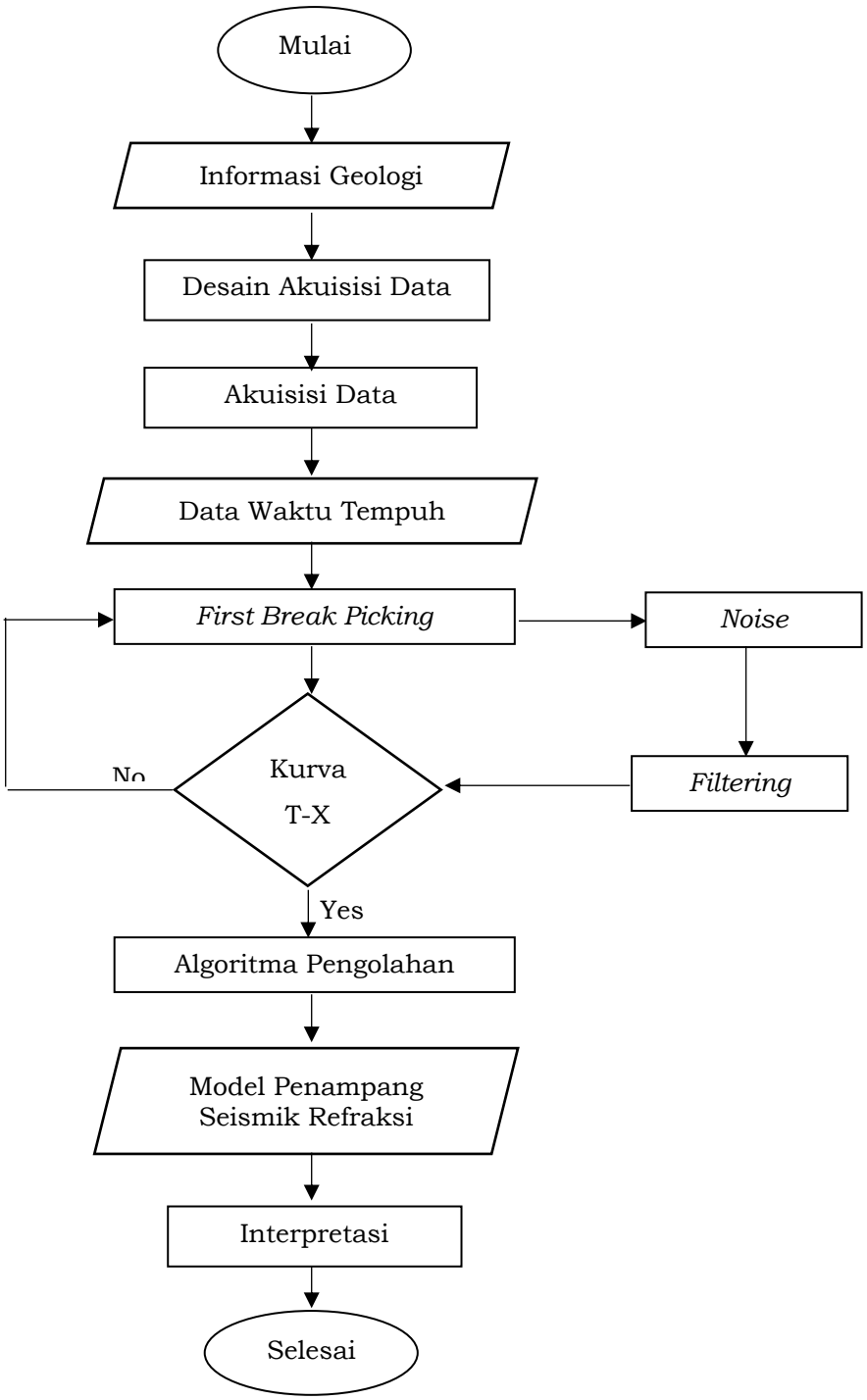
Data yang diperoleh dari pengukuran seismik refraksi kemudian dilakukan pengolahan data menggunakan *software* dengan beberapa tahapan. Pengolahan data seismik refraksi dilakukan dengan cara menentukan gelombang pertama yang datang dari setiap *receiver* atau *geophone*. Tahapan pertama yaitu mencari *first break* dari data yang ditampilkan. Sebelum melakukan proses *picking*, data di filter dengan *band pass filter* sehingga meningkatkan *signal to noise ratio*. Setelah proses *first break picking* dilakukan maka akan diperoleh kurva *travel time*. Dari kurva *travel time*, cepat rambat gelombang gelombang P dapat diketahui sehingga gambaran lapisan bawah permukaan dapat dimodelkan. Setelah dilakukan proses *picking*, selanjutnya dilakukan proses inversi. Proses inversi dilakukan dengan mempertimbangkan nilai error dan kesesuaian terhadap geologi daerah pengukuran. Tahapan terakhir yaitu menganalisis hasil interpretasi dari data penampang 2D kecepatan gelombang P untuk mengetahui bagaimana keadaan bawah tanah daerah yang mengalami pergerakan tanah.

Interpretasi Data

Interpretasi dilakukan pada penampang 2D yang dikorelasikan dengan data geologi daerah penelitian sehingga diperoleh hasil analisa litologi bawah permukaan dan struktur bawah permukaan berdasarkan model kecepatan gelombang seismik. Penampang 2D struktur bawah permukaan menggambarkan ketebalan lapisan dan litologi batuan yang terdapat pada daerah penelitian. Berdasarkan hasil interpretasi data seismik refraksi maka dapat menganalisa dan mengidentifikasi potensi tanah longsor pada daerah penelitian dengan melihat struktur batuan dan kandungan lapisan batuan bawah permukaan.

Diagram Alir

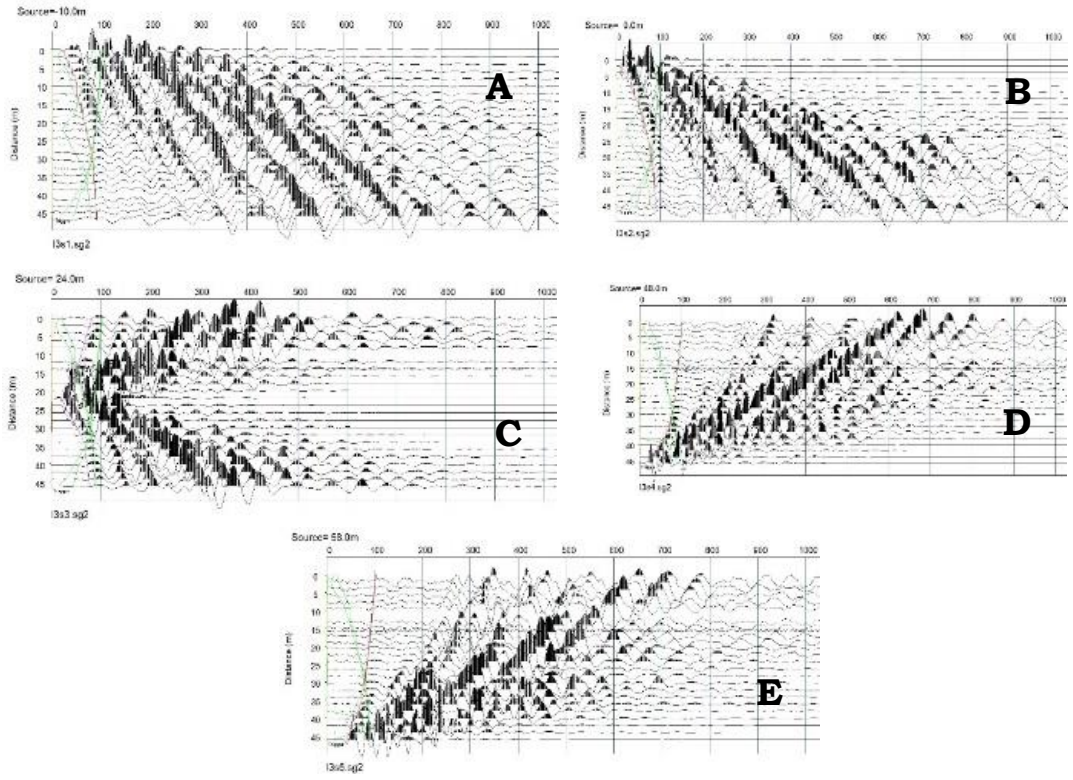
Berdasarkan penjelasan penelitian diatas, maka langkah-langkah penelitian secara umum mengikuti diagram alir yang tertera pada **Gambar 14**.



Gambar 14. Diagram Alir Penelitian

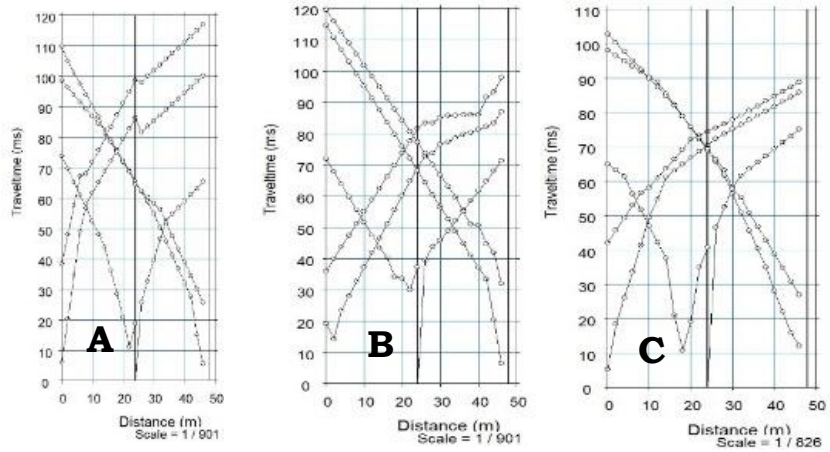
IV. HASIL DAN PEMBAHASAN

Akuisisi data dilakukan pada tujuh lintasan dengan susunan konfigurasi peralatan *geophone* dan *source* diletakkan pada satu garis lurus *(in line)* dengan panjang lintasan 48 m, spasi antar *geophone* 2 m dengan lima *shoot point* yang berada pada *phantom near shot*, *near shot, mid shot, far shot*, dan *phantom far shot*. Posisi *phantom near shot* berada pada -10 m dari *geophone* pertama, posisi *near shot* dekat dengan *geophone* pertama, posisi *mid shot* berada diantara *geophone* 12 dan 13, posisi *far shot* dekat dengan *geophone* 24, dan posisi *phantom far shot* berada pada +10 m dari *geophone* 24. Bentuk gelombang pada *phantom near shot* dan *near shot* berupa data penembakan kedepan sehingga *geophone* 1 akan lebih cepat menerima gelombang dan perlahan melambat hingga *geophone* 24. Pada *mid shot* berupa data penembakan ditengah sehingga gelombang akan diterima terlebih dahulu oleh *geophone* 12 dan 13, perlahan melambat sampai ke *geophone* lain nya. Pada *far shot* dan *phantom far shot* merupakan data penembakan kebelakang sehingga *geophone* yang menerima gelombang terlebih dahulu adalah *geophone* 24 dan melambat sampai dengan *geophone* 1.



Gambar 15. Penampang Seismik Hasil *Picking* Waktu Tiba Gelombang Pertama Pada *Line* 2, (A) *phantom* near *shot*, (B) *near shot*, (C) *mid shot*, (D) *far shot*, (E) *phantom far shot*

Data hasil perekaman gelombang seismik ditampilkan dalam bentuk *record* seismik. Berdasarkan *record* seismik dapat diketahui waktu tiba gelombang seismik pada masing-masing *geophone*. Waktu tiba gelombang seismik akan digunakan untuk mengetahui kecepatan gelombang seismik dan kedalaman masing-masing lapisan. Gelombang seismik yang digunakan untuk analisa yaitu gelombang P. Kemudian dilakukan *picking* pada *record* seismik untuk memperoleh penampang seismik dengan nilai waktu tiba gelombang pertama (**Gambar 15**). Setelah dilakukan *picking* maka dapat dibuat kurva t-x untuk menunjukkan hubungan jarak dan waktu tiba gelombang (**Gambar 16**). Pada kurva t-x tersebut terdapat tiga lapisan dengan perubahan gradient yang menggambarkan adanya perbedaan lapisan pada saat penjalaran gelombang.



Gambar 16. Kurva t-x, (A) *Line* 1, (B) *Line* 2, (C)*Line* 3

Kecepatan Rambat Gelombang Seismik Refraksi

Berdasarkan pengukuran lapangan data seismik refraksi maka diperoleh data penjalaran waktu gelombang (*travel time*) yang menggambarkan kecepatan gelombang seismik pada setiap lapisan sehingga diperoleh penampang bawah permukaan untuk setiap lintasan. Berdasarkan hasil perhitungan dengan metode GRM maka diperoleh nilai kecepatan rambat gelombang seismik di bawah permukaan Objek Wisata Depati Coffee Kecamatan Pesisir Bukit (**Tabel 7**).

Berdasarkan nilai kecepatan rambat gelombang seismik maka dapat diperoleh kedalaman masing-masing setiap lapisan dan juga kedalaman bidang gelincir yang membatasi setiap lapisan yang berpotensi longsor. Kedalaman masing-masing bidang batas bervariasi, hal tersebut disebabkan bentuk relief bawah permukaan yang tidak sama dan bergelombang. Selain itu, sumber gelombang juga berpengaruh terhadap

kedalaman yang dihasilkan. Semakin besar sumber maka kedalaman yang diperoleh semakin dalam.

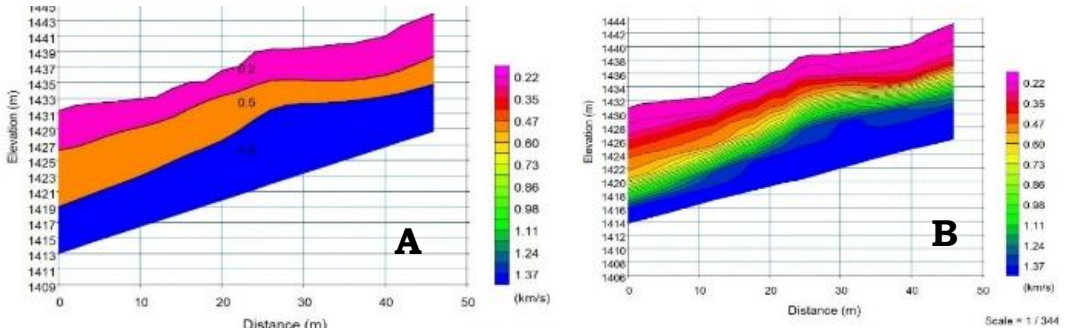
Tabel 7. Nilai Kecepatan Gelombang Seismik Refraksi, Ketebalan Lapisan, Kedalaman Bidang Gelincir dan Litologi Batuan Pada Setiap Lintasan

Line	Kedalaman Bidang Gelincir (m)	Lapisan	Ketebalan Lapisan (m)	Cepat Rambat Gelombang (m/s)	Litologi Batuan
1	11	1	0-4	220	top soil
		2	4-11	470	tuff pasiran
		3	>11	1370	tuff
2	12	1	0-2	180	top soil
		2	2-12	570	tuff pasiran
		3	>12	1350	tuff
3	12	1	0-6	210	top soil
		2	6-12	960	tuff pasiran
		3	>12	1560	tuff
4	15	1	0-5	180	top soil
		2	5-15	520	tuff pasiran
		3	>15	1410	tuff
5	10	1	0-6	180	top soil
		2	6-10	600	tuff pasiran
		3	>10	1430	tuff
6	12	1	0-4	200	top soil
		2	4-12	450	soil
		3	>12	680	tuff pasiran
7	18	1	0-4	190	top soil
		2	4-18	360	soil
		3	>18	1720	tuff

Besarnya nilai kecepatan rambat gelombang yang mengalami perubahan menunjukkan adanya perbedaan litologi bawah permukaan pada setiap lapisan sehingga terdapat bidang batas antara dua lapisan yang disebut bidang gelincir. Faktor-faktor yang mempengaruhi cepat rambat gelombang seismik dalam batuan antara lain densitas, porositas, kedalaman, tekanan, umur batuan dan temperatur. Berdasarkan hasil analisis kecepatan rambat gelombang seismik (**Tabel 7**) menunjukkan bahwa semakin meningkatnya kedalaman suatu lapisan maka nilai

kecepatan rambat gelombang P semakin lebih tinggi (Yamakawa *et al*, 2012). Semakin dalam suatu lapisan maka tingkat pelapukan suatu material akan menurun, karena batuan tersebut sudah terkompaksi akibat adanya beban tekanan dari atas lapisan tersebut sehingga menyebabkan lapisan paling bawah memiliki tingkat kekerasan batuan yang lebih tinggi. Kekerasan batuan mempengaruhi tingkat porositas dan permeabilitas suatu batuan. Batuan yang keras memiliki porositas rendah, densitas tinggi dan bersifat impermeabel. Kecepatan rambat gelombang seismik akan semakin bertambah jika suatu batuan memiliki porositas rendah.

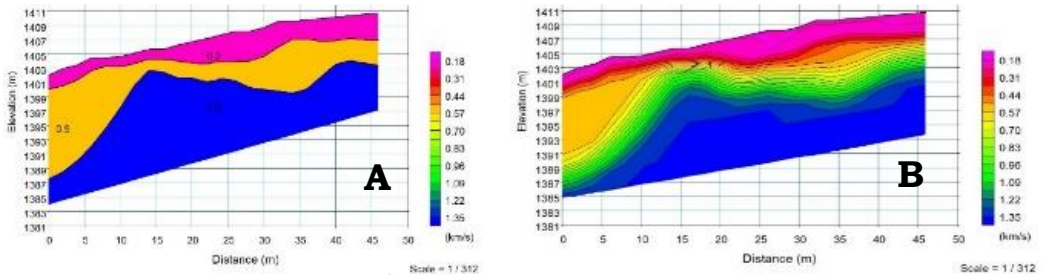
Line 1 dengan titik 0 m berada pada koordinat -2.034872 LS dan 101.332208 BT sedangkan titik 48 m berada pada koordinat -2.034530 LS dan 101.332446 BT dengan keadaan sekitar berupa jalan tanah 1,5-2 m dan dikelilingi rumput liar. Berdasarkan model kecepatan rambat gelombang seismik pada *line* 1 (**Gambar 17**) dapat diketahui nilai cepat rambat gelombang P pada penampang vertikal bervariasi dengan rentang nilai 220 m/s hingga 1370 m/s. Lapisan pertama dengan kecepatan rambat gelombang dengan nilai 220 m/s hingga 470 m/s dengan ketebalan lapisan 0-4 m diidentifikasi sebagai lapisan top soil. Lapisan kedua dengan kecepatan rambat gelombang 470 m/s hingga 1370 m/s dengan ketebalan lapisan 4-11 m merupakan endapan tuff pasiran. Lapisan ketiga dengan kecepatan rambat gelombang >1370 m/s dengan ketebalan lapisan >11 m yaitu lapisan tuff.



Gambar 17. *Line* 1, (A) Model penampang, (B) Model kecepatan gelombang

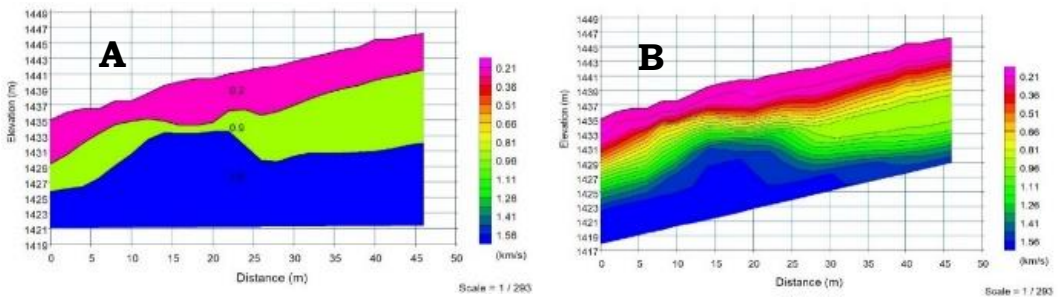
Line 2 dengan titik 0 m berada pada koordinat -2.034572 LS dan 101.331987 BT sedangkan titik 48 m berada pada koordinat -2.034275 LS dan 101.3322326 BT dengan keadaan sekitar berupa bangunan dan kebun kopi. Pada *line* 2 kecepatan rambat gelombang P berada pada rentang nilai 180 m/s hingga 1400 m/s (**Gambar 18**). Pada lapisan pertama dengan kecepatan rambat gelombang 180 m/s hingga 570 m/s dengan ketebalan

lapisan 0-2 merupakan lapisan top soil. Pada lapisan kedua dengan kecepatan rambat gelombang 570 m/s hingga 1350 m/s dan ketebalan lapisan 2-12 m berupa endapan tuff pasiran. Pada lapisan ketiga dengan kecepatan rambat gelombang >1350 m/s dan ketebalan lapisan >12 m diidentifikasi sebagai batuan tuff. Berdasarkan model, dapat dilihat lapisan yang menjadi bidang batas berbentuk seperti bukit dan lembah. Hal tersebut dapat mengakibatkan lapisan di atasnya terdorong akibat pengaruh hujan, penggunaan lahan dan lain-lain sehingga berpotensi terjadinya longsoran.



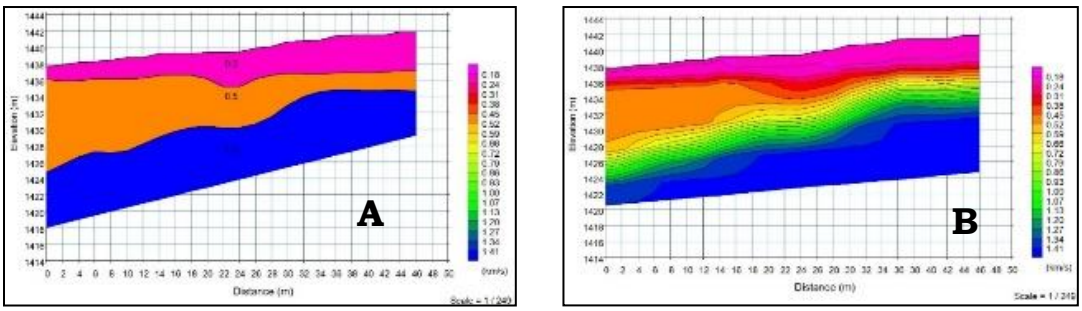
Gambar 18. *Line* 2, (A) Model penampang, (B) Model kecepatan gelombang

Line 3 dengan titik 0 m berada pada koordinat -2.033575 LS dan 101.332006 BT sedangkan titik 48 m berada pada koordinat -2.033884 LS dan 101.332345 BT dengan keadaan sekitar berupa bangunan dan kebun kopi. Kecepatan rambat gelombang P pada *line* 3 berada pada rentang nilai 210 m/s hingga 1560 m/s (**Gambar 19**). Pada lapisan pertama dengan kecepatan rambat gelombang 210 m/s hingga 510 m/s dengan ketebalan lapisan 0-6 m diidentifikasi sebagai lapisan top soil. Pada lapisan kedua dengan kecepatan rambat gelombang 510 m/s hingga 1410 m/s dan ketebalan lapisan 6-12 m merupakan endapan tuff pasiran. Pada lapisan ketiga dengan kecepatan rambat gelombang >1410 m/s dan ketebalan lapisan >12 m berupa batuan tuff. Dengan terjadinya peningkatan kecepatan gelombang antar setiap lapisan, menunjukkan bahwa semakin dalam lapisan maka semakin komplek dan kompak suatu batuan.



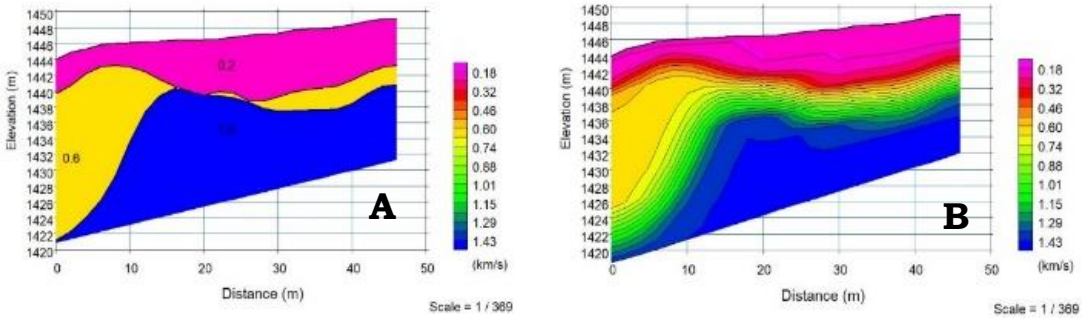
Gambar 19. *Line* 3, (A) Model penampang, (B) Model kecepatan gelombang

Line 4 dengan titik 0 m berada pada koordinat -2.033082 LS dan 101.331881 BT sedangkan titik 48 m berada pada koordinat -2.033351 LS dan 101.332274 BT dengan keadaan sekitar berupa lahan yang ditumbuhi rumput. Pada *line* 4 diperoleh kecepatan rambat gelombang P berada pada rentang nilai 180 m/s hingga 1400 m/s (**Gambar 20**). Pada lapisan pertama dengan kecepatan rambat gelombang 180 m/s hingga 520 m/s dan ketebalan lapisan 0-5 m merupakan lapisan top soil. Pada lapisan kedua dengan kecepatan rambat gelombang 520m/s hingga 1340 m/s dan ketebalan lapisan 5-15 m merupakan endapan tuff pasiran. Pada lapisan ketiga dengan kecepatan rambat gelombang > 1340 m/s dan ketebalan lapisan >15 m merupakan batuan tuff.



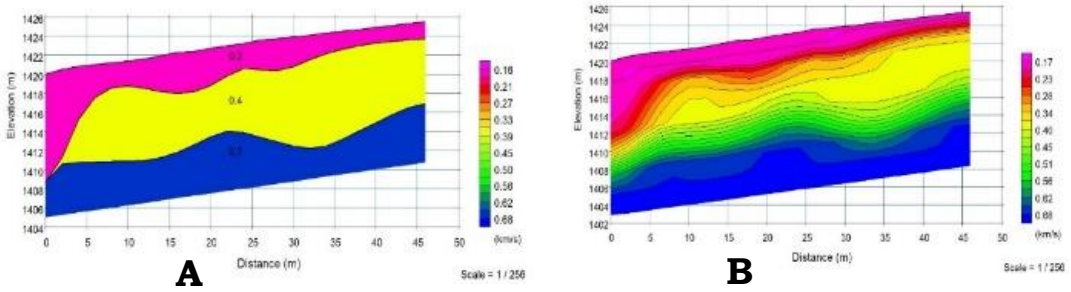
Gambar 20. *Line* 4, (A) Model penampang, (B) Model kecepatan gelombang

Line 5 dengan titik 0 m berada pada koordinat -2.033530 LS dan 101.333288 BT sedangkan titik 48 m berada pada koordinat -2.033761 LS dan 101.332937 BT dengan vegetasi berupa tanaman kopi dan kayu manis serta rerumputan. Pada *line* 5 memiliki kecepatan rambat gelombang P berada pada rentang nilai 180 m/s hingga 1400 m/s (**Gambar 21**). Pada lapisan pertama dengan kecepatan rambat gelombang 180 m/s hingga 600 m/s dan ketebalan lapisan 0-6 m diidentifikasi sebagai lapisan top soil. Pada lapisan kedua dengan kecepatan rambat gelombang 600 m/s hingga1430 m/s dan ketebalan lapisan 6-10 m merupakan endapan tuff pasiran. Pada lapisan ketiga dengan kecepatan rambat gelombang >1430 m/s dan ketebalan lapisan >10 m merupakan batuan tuff.



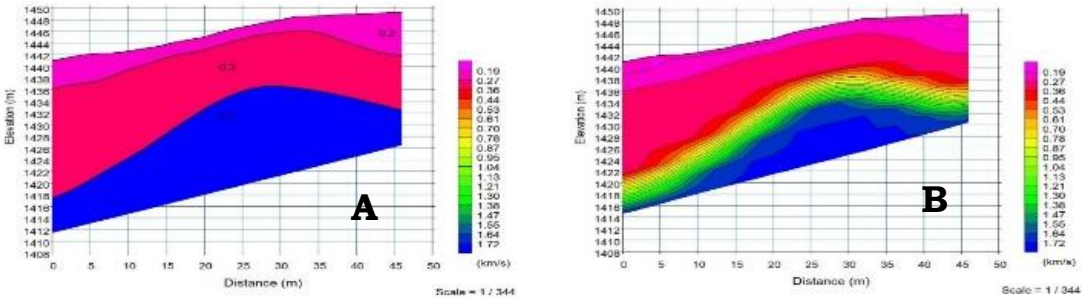
Gambar 21. *Line* 5, (A) Model penampang, (B) Model kecepatan gelombang

Line 6 dengan titik 0 m berada pada koordinat -2.034118 LS dan 101.334020 BT sedangkan titik 48 m berada pada koordinat -2.033940 LS dan 101.333702 BT dengan keadaan sekitar berupa jalan tanah 4-5 m dan dikelilingi rumput liar. Pada *line* 6, kecepatan rambat gelombang P berada pada rentang nilai 170m/s hingga 680 m/s (**Gambar 22**). Pada lapisan pertama dengan kecepatan rambat gelombang 170m/s hingga 450 m/s dengan ketebalan lapisan 0-4 m merupakan lapisan top soil. Pada lapisan kedua dengan kecepatan rambat gelombang 450 m/s hingga 680 m/s dan ketebalan 4-12 m merupakan lapisan soil. Pada lapisan ketiga dengan kecepatan rambat gelombang >680 m/s dan ketebalan lapisan >12 m merupakan endapan tuff pasiran



Gambar 22. *Line* 6 (A) Model penampang, (B) Model kecepatan gelombang

Line 7 dengan titik 0 m berada pada koordinat -2.034891 LS dan 101.332900 BT sedangkan titik 48 m berada pada koordinat -2.034588 LS dan 101.332617 BT dengan vegetasi berupa tanaman kopi serta rerumputan liar. Pada *line* 7, kecepatan rambat gelombang P berada pada rentang nilai 190 m/s hingga 1700 m/s (**Gambar 23**). Pada lapisan pertama dengan kecepatan rambat gelombang 190 m/s hingga 360 m/s dengan ketebalan lapisan 0-4 m diidentifikasi sebagai lapisan top soil. Pada lapisan kedua dengan kecepatan rambat gelombang 360 m/s hingga1300 m/s dan ketebalan 4-18 m merupakan lapisan soil. Pada lapisan ketiga dengan kecepatan rambat gelombang >1300 m/s dan ketebalan lapisan >18 m merupakan lapisan tuff.



Gambar 23. *Line* 7, (A) Model penampang, (B) Model kecepatan gelombang

Faktor utama penyebab terjadinya pergerakan tanah atau tanah longsor pada lokasi penelitian yaitu dipengaruhi kondisi topografi dan struktur geologi. Daerah penelitian berada pada topografi perbukitan, dimana material penyusunnya memiliki porositas yang lebih rendah sehingga menyebabkan gelombang seismik merambat dengan kecepatan yang lebih cepat. Top soil memiliki porositas yang lebih tinggi dan densitas yang rendah sehingga nilai kecepatan rambat gelombang soil lebih rendah dibandingkan endapan tuff pasiran. Tuff pasiran memiliki porositas yang lebih tinggi dan densitas yang rendah sehingga nilai kecepatan rambat gelombang soil lebih rendah dibandingkan batuan tuff.

Kondisi geologi daerah penelitian berada pada Formasi Qv yang tersusun atas endapan tuff pasiran, tuff, soil dan top soil. Top soil dan soil terbentuk dari lapukan material dibawahnya. Tuff pasiran merupakan material lepas dari letusan gunung api yang masih berupa endapan dengan ukuran butir eperi sedimen. Batuan tuff merupakan material letusan gunung api yang terbentuk terlebih dahulu dibandingkan tuff pasiran, sehingga batuan tuff memiliki densitas yang lebih tinggi karena sudah terkompaksi dan porositas yang lebih kecil menyebabkan batuan tuff merupakan lapisan kedap air. Batuan endapan gunung api dan batuan sedimen berukuran pasir umumnya kurang kuat, sehingga batuan tersebut akan mudah mengalami pelapukan menjadi tanah atau lempung pasiran yang bersifat gembur dan mudah menyerap air, serta rentan terhadap tanah longsor apabila terdapat pada lereng yang terjal (Darsoatmodjo dan Soedrajat, 2002).

Material soil dan tuff pasiran (lapisan *permeable*) merupakan material yang dapat menyimpan air dan meloloskan air sehingga air akan terakumulasi pada lapisan tersebut, mengakibatkan akan menambah beban pada gaya penahan dan memicu terjadinya tanah longsor. Material tuff (*impermeable*) ketika musim kemarau akan kering dan mengeras sehingga menimbulkan retakan-retakan. Hal tersebut akan menyebabkan air permukaan meresap ke dalam lapisan tanah atau batuan melalui pori-pori antar butir tanah kemudian tertahan dan terakumulasi pada lapisan tuff (*impermeable*) di bawahnya, sehingga permukaan batuan tuff akan menjadi lunak dan licin dan menjadikannya sebagai bidang gelincir. Pada saat hujan, air hujan akan meresap dan menembus tanah hingga ke lapisan kedap air. Lapisan tersebut yang akan berperan sebagai bidang gelincir dan menyebabkan gerakan tanah atau longsor. Perbedaan jenis material pada daerah penelitian mengindikasikan adanya bidang gelincir (*slip surface*) yang menyebabkan terjadinya tanah longsor. Pada umumnya

tanah atau bidang yang mengalami longsoran akan bergerak di atas bidang gelincir tersebut. Bidang gelincir berada diantara bidang yang stabil dan bidang yang bergerak (bidang yang tergelincir).

Selain mengetahui litologi batuan bawah permukaan berdasarkan kecepatan rambat gelombang seismik refraksi, maka diperlukan pengukuran *slope* untuk mengetahui kemiringan lereng pada daerah penelitian. Kondisi lereng yang terjal atau curam menjadi salah satu faktor potensi tanah longsor.

Tabel 8. Klasifikasi Kemiringan Lereng Daerah Penelitian (modifikasi Van Zuidam, 1985)

Line	Slope (°)	Klasifikasi
1	26	Curam (*steep*)
2	27	Curam (*steep*)
3	32	Curam (*steep*)
4	23	Curam (*steep*)
5	37	Sangat curam (*very steep*)
6	34	Curam (*steep*)
7	26	Curam (*steep*)

Kemiringan lereng menjadi salah satu faktor penyebab terjadinya tanah longsor, dimana kemiringan lereng $>15^0$ berpotensi mengalami bencana tanah longsor (Karnawati, 2001). Pada daerah penelitian dengan topografi perbukitan memiliki kondisi lereng dengan nilai *slope* 23°-37° (**Tabel 8**) yang termasuk klasifikasi curam (*steep*) dan sangat curam (*very steep*). Semakin curam suatu lereng maka medan luncurnya akan semakin besar karena didorong oleh gaya gravitasi bumi. Kondisi lereng yang curam atau terjal akan memperbesar gaya pendorong material penyusun lereng. Semakin besar sudut kemiringan lereng maka semakin besar gaya dorong terhadap material penyusun lereng sehingga potensi terjadinya tanah longsor semakin besar.

Curah hujan merupakan salah satu faktor penting penyebab terjadinya tanah longsor, dimana ketika intensitas curah hujan tinggi dalam waktu yang lama dapat menyebabkan air hujan yang turun meresap ke dalam tanah sehingga akan merusak struktur batuan yang kompak dan kedap air (Karnawati, 2004). Semakin lama batuan tersebut akan pecah dan materi pecahan batuan akan terbawa oleh air sehingga longsor terjadi. Curah hujan pada wilayah Kabupaten Kerinci dan Kota

Sungai Penuh yaitu 25 mm^3/bulan hingga 323 mm^3/bulan pada periode 2020 (BPS Kota Sungai Penuh, 2020). Semakin tinggi curah hujan maka volume air di dalam tanah akan meningkat sehingga akan membebani lapisan tuff yang kedap air dan mengakibatkan lapisan yang menyerap air lebih banyak dan berat sehingga akan terdorong ke bawah dengan landasan berupa lapisan tuff yang semakin licin. Tuff pasiran memiliki permeabilitas lebih tinggi dibandingkan dengan batuan jenis tuff. Tuff memiliki ukuran butir sedang yaitu <2 mm sedangkan tuff pasiran memiliki ukuran butir 2/64 mm, hal ini mengindikasikan bahwa tuff pasiran lebih berpotensi untuk membawa material jika sudah dipenuhi oleh air.

Lokasi disekitar Depati Coffee menjadi kawasan yang berpotensi tanah longsor pada kedalaman 10-18 m, karena penggunaan lahan yang terus di gerus untuk pengembangan objek wisata pada kawasan tersebut. Selain itu, pembangunan di kawasan objek wisata dan aktivitas wisatawan yang cukup padat mempengaruhi pergerakan tanah pada daerah tersebut. Bidang gelincir yang paling berpotensi mengalami tanah longsor pada daerah penelitian yaitu berada pada *line* 5 dengan kedalaman 10 m. Hal tersebut karena *line* 5 memiliki kemiringan lereng dengan *slope* 37˚ (sangat curam) dan tersusun lapisan *permeable* soil dan tuff pasiran dengan ketebalan 0-16 m sebagai material tergelincir. Oleh sebab itu, tidak direkomendasikan untuk mendirikan bangunan sekitar lintasan 5.

V. KESIMPULAN DAN SARAN

5.1 Kesimpulan

Adapun kesimpulan yang diperoleh berdasarkan hasil penelitian yaitu:

1. Kecepatan rambat gelombang seismik di kawasan Objek Wisata Depati Coffee diperoleh cepat rambat gelombang pada lapisan pertama 180 m/s hingga 450 m/s dengan litologi berupa top soil dan soil pada kedalaman 0-20 m. Pada lapisan kedua dengan kecepatan 450 m/s hingga 1350 m/s memiliki litologi berupa endapan tuff pasiran pada kedalaman 4-12 m dan pada lapisan ketiga dengan kecapatan 1350 m/s hingga 1720 m/s dengan litologi batuan tuff pada kedalaman 4-22 m.
2. Bidang gelincir yang paling berpotensi terjadinya tanah longsor yaitu berada pada *line 5* dengan kedalaman 10 m dan memiliki kemiringan lereng dengan *slope* 37˚ (sangat curam) serta tersusun atas lapisan *permeable* soil dan tuff pasiran dengan ketebalan 0-16 m.

5.2 Saran

Berdasarkan hasil penelitian dan pengolahan data seismik refraksi, maka untuk penelitian selanjutnya untuk menambah panjang lintasan agar memperoleh kedalaman yang lebih dalam. Untuk memperoleh hasil penelitian yang maksimal, sebaiknya didukung dengan melakukan penelitian metode lain sehingga dapat dijadikan bahan evaluasi untuk memperoleh kawasan objek wisata yang aman bagi wisatawan.

DAFTAR PUSTAKA

Adnyawati, N. K., Rustan, E., dan Sabhan. 2012. Analisis Struktur Bawah Permukaan Dengan Menggunakan Metode Seismik Refraksi di Universita Tadaluko. *Jurnal Natural Science*. Vol. 11 (1), hal: 17-26.

Asparini, D. 2011. *Penerapan Metode Stacking dalam Pemrosesan Sinyal Seismik Laut di Perairan Barat Aceh*. Bogor: Institut Pertanian Bogor.

Azis, B. N. L., Ketut, A.W., Nur. S. A., Wihdah. S., dan Dirga, W. 2021. Integrasi Metode Resistivitas, Seismik Refraksi, Geologi Berbasis Geospasial Untuk Identifikasi Potensi Longsor Di Srimartani, Yogyakarta. *Indonesian Journal of Earth Sciences*. Vol. 1, No. 2.

Badan Penanggulangan Bencana Daerah Kota Sungai Penuh. 2021. Rencana Strategis (Renstra) Tahun 2016-2021. http://bpbd.sungaipenuhkota.go.id, diakses pada tanggal 03 September 2022 pukul 19.50.

Badan Pengembangan Infrastruktur Wilayah. 2017. Basis Data Pusat Pengembangan Kawasan Perkotaan. http://perkotaan.bpiw.pu.go.id, diakses pada tanggal 03 September 2022 pukul 20.35.

Badan Pusat Statistik Kota Sungai Penuh. 2020. https://sungaipenuhkota.bps.go.id/indicator/151/77/1/pengamatan-unsur-iklim-menurut bulan.html, diakses pada 05 September pukul 14.35.

Burger, H. R. 1992. Exploration Geophysics of the Shallow Subsurface. http://www.mines.edu/fs.home.tboydGP311/introgp.shtml.

Darsono., Bambang, N., dan Budi, L. 2012. Identifikasi Bidang Gelincir Pemicu Bencana Tanah Longsor Dengan Metode Resistivitas Dua Dimensi di Desa Pablengan Kecamatan Matesih Kabupaten Karanganyar. *Indonesian Journal of Applied Physics*. Vol. 2, No. 1: 51.

Darsoatmodjo, A dan Soedrajat, G. 2002. *Bencana Tanah Longsor Tahun 2001*. Year Book Mitigasi Bencana Tahun 2002.

Desiasni, R. 2013. *Identifikasi Bidang Gelincir Pada Daerah Rawan Longsor Menggunakan Metode Seismik Refraksi.* Mataram.

Elnashai, S. A. dan Sarno, D. L. 2008. *Fundamental of Earthquake Engineering*. Hongkong: Wiley.

ESDM. 2021. Peta Prakiraan Wilayah Potensi Terjadi Gerakan Tanah. https://vsi.esdm.go.id, diakses pada tanggal 04 September 2022 pukul 14.40.

Fadhli, Z., Muhammad, S., dan Sabrian, T. A. 2022. Identifikasi Bidang Gelincir Menggunakan Metode Seismik Refraksi (Studi Kasus: Jalan Lintas Kabupaten Bener Meriah Dan Kabupaten Aceh Tengah). *Hadron Jurnal Fisika dan Terapan*. Vol. 4, No. 1.

Gadallah, R.M dan Fisher, R. 2009. *Exploration Geophysics*. Springer, Berlin.

Hedberg, H. D. 1976. *International Stratigraphic Guide*. New York: Wiley.

Hutabarat, R.G. 2009. *Intregasi Inversi Seismik dengan Atribut Amplitudo Seismik untuk Memetakan Distrubusi Reservoar pada Lapangan Blackfoot.* Jakarta: Universitas Indonesia.

Indrasmoro, G. P. 2013. Geographic Information System (GIS) Untuk Deteksi Daerah Rawan Longsor Studi Kasus di Kelurahan Karang Anyar Gunung Semarang. *Jurnal GIS Deteksi Rawan Longsor*, 1-11.

Karnawati, D. 2001. Bencana Alam Gerakan Tanah Indonesia Tahun 2000 (Evaluasi dan Rekomendasi). Yogyakarta: Unuversitas Gadjah Mada.

Karnawati, D. 2004. *Bencana Gerakan Massa Tanah dan Batuan di Indonesia, Evaluasi dan Rekomendasi dalam Permasalahan, Kebijakan dan Penanggulangan Bencana Tanah Longsor di Indonesia.* Jakarta: P3-TPSLK BPPT dan HSF.

Karnawati, D. 2005. *Bencana Alam Gerakan Massa Tanah di Indonesia dan Upaya Penanggulangannya*. Yogyakarta: Universitas Gadjah Mada.

Kusnama., Pardede, S., Mangga, S.A., dan Sidarto. 1992. *Peta Geologi Lembar Sungaipenuh dan Ketaun, Sumatra Skala 1:250,000*, Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi, Bandung.

Larasati, S., Rani, K., Ajimas, P., Efraim, M., Cici, A., Purwanta., Okta, D., dan Faiz, A. 2018. Analisis Potensi Tanah Longsor Menggunakan Metode Seismik Refraksi *Critical Distance Method* dan *Delay Time Plus Minus* pada Daerah Kebun Karet, Kecamatan Imogiri, Bantul, D.I. Yogyakarta. *Proceeding Seminar Nasional Kebumian Ke-11*.

Lomnitz, C., and Rosenblueth, E. 1976. *Seismic Risk and Engineering Decisions*. New York: Elsevier Scientific Publishing Company.

Muhardi., Radhitya, P., Muhammad, R. J. U., Mitranikasih, L., Tisar, D.P., dan Randha, A. N. 2020. Identifikasi Ketebalan Lapisan Lapuk Pada Area Rawan Longsor Menggunakan Metode Seismik Refraksi (Studi Kasus: Desa Kalirejo Kabupaten Kulonprogo). *Jurnal Teori dan Aplikasi Fisika*. Vol. 08, No. 02.

Muntohar, A. 2010. *Tanah Longsor : Analisis, Prediksi, Mitigasi.* Yogyakarta: Omah Buku.

Nurdiyanto, B. 2011. Penentuan Tingkat Kekerasan Batuan Menggunakan Metode Seismik Refraksi. *Jurnal Meteorologi dan Geofisika*, Vol. 12 No. 3, pp. 211–220.

Paimin, S., dan Irfan, B. P. 2009. *Teknik Mitigasi Banjir dan Tanah Longsor*. Balikpapan: Tropenbos Internasional Indonesia Programe.

Primalailia. 2013. *Aplikasi Metode Seismik Refraksi Untuk Mendeteksi Potensi Longsor Di Desa Deliksari Kecamatan Gunungpati Semarang*. Universitas Negeri Semarang.

Priyantari, N. dan Suprianto, A. 2009. Penentuan Kedalaman *Bedrock* Menggunakan Metode Seismik Refraksi di Desa Kemuning Lor Kecamatan Arjasa Kabupaten Jember. *Jurnal Ilmu Dasar*. Vol. 10, No. 1: 6-12.

Refrizon. 2009. Visualisasi Struktur Bawah Permukaan dengan Menggunakan Metode Hagiwara. *Jurnal Gradien*, pp. 30-33.

Sismanto. 1999. *Eksplorasi dengan Menggunakan Seismik Refraksi*. Yogyakarta: Gadjah Mada University Press.

Sitompul, E., Muhammad, A. F. G., Leni, N. M., Ira, K. D. 2020. First Break Picking Seismik Refraksi Dalam Upaya Pembangunan Objek Wiata Kolam Pertiwi Kabupaten Kerinci yang Aman dari Potensi Tanah Longsor. *Jurnal Teknik Kebumian*. Vol. 6, No. 1.

Soenarmo, S. H., Sadisun, I. A., dan Saptohartono, E. 2008. Kajian Awal Pengaruh Intensitas Curah Hujan Terhadap Pendugaan Potensi Tanah Longsor Berbasis Spasial di Kabupaten Bandung, Jawa Barat. *Jurnal Geoaplika*, Vol. 3: 133-142.

Susilawati. 2004. *Seismik Refraksi (Dasar Teori dan Akuisisi Data)*. Sumatera Utara: Universitas Sumatera Utara.

Telford, M.W. 1976. *Applied Geophysics*, Cambrige University Press. USA.

Utami, S., dan Supriyadi. 2014. Identifikasi Potensi Longsor Menggunakan Metode Seismik Refraksi di Kawasan Wisata Nglimut Desa Gonoharjo Limbangan Kendal. *Unnes Physics Journal*. Vol. 4, No. 2.

Van Bemmelen, R.W., 1949. *The Geology of Indonesia*. Government Printing Office, Nijhoff, The Hague. Vol. 1 A Page 28-29.

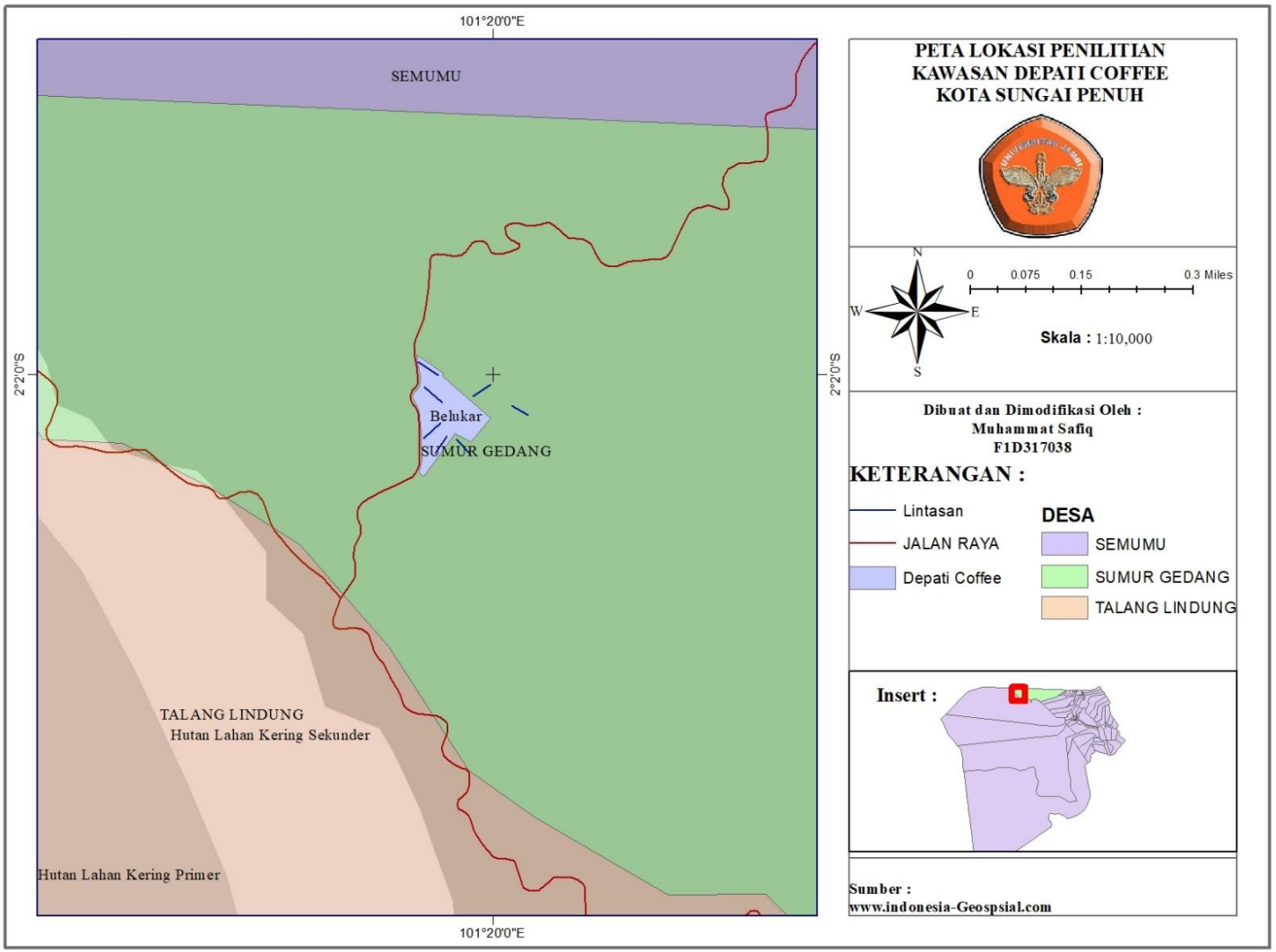
Vernes, D. J. 1978. *Slope Movement Types and Processes, Landslides Analisis and Control.* Washington D. C: National Research Council.

Wibowo, B. A., Drajat, N., Zulfiana, L., dan Yogha, M. K. P., 2015. Identifikasi Lapisan Rawan Longsor Menggunakan Metode Seismik Refraksi, Studi Kasus Kampus Lapangan LIPI Karangsambung. *Prosiding Seminar Nasional Fisika, Vol IV*. Universitas Negeri Jakarta.

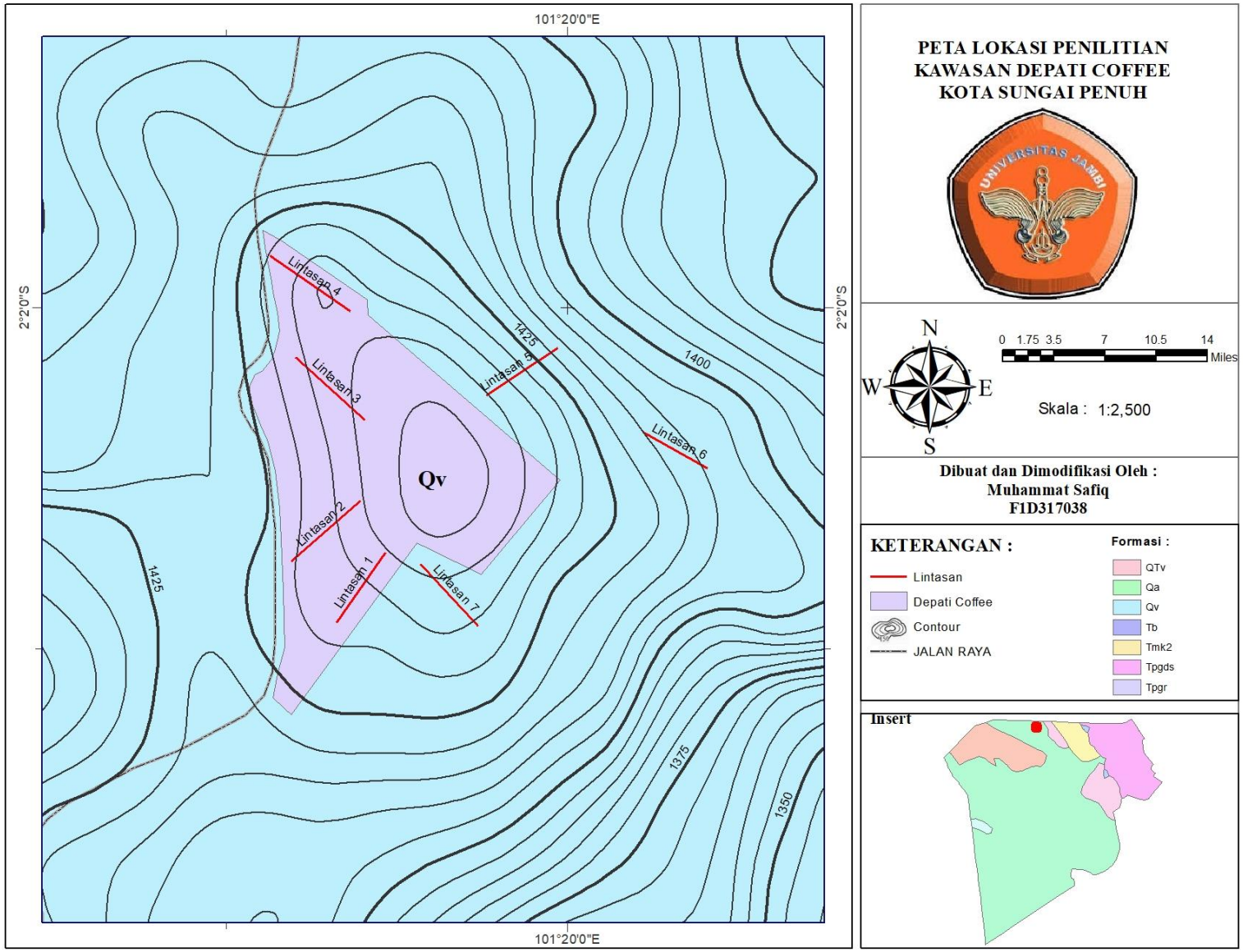
Wisnadi., Suhayat, M., dan Kasnawi, A.H. 2018. *Identifikasi Bidang Gelincir Tanah Longsor di Desa Guntur Macan Kecamatan Gunungsari Dengan Menggunakan Metode Seismik Refraksi.* Program Studi Fisika, FMIPA, Universitas Mataram.

Zuidam, R. A. V. 1985. *Aerial Photo-Interpretation in Terrain Analysis and Geomorphologic Mapping.* ITC, Smits Publ., Enschede, The Hague.

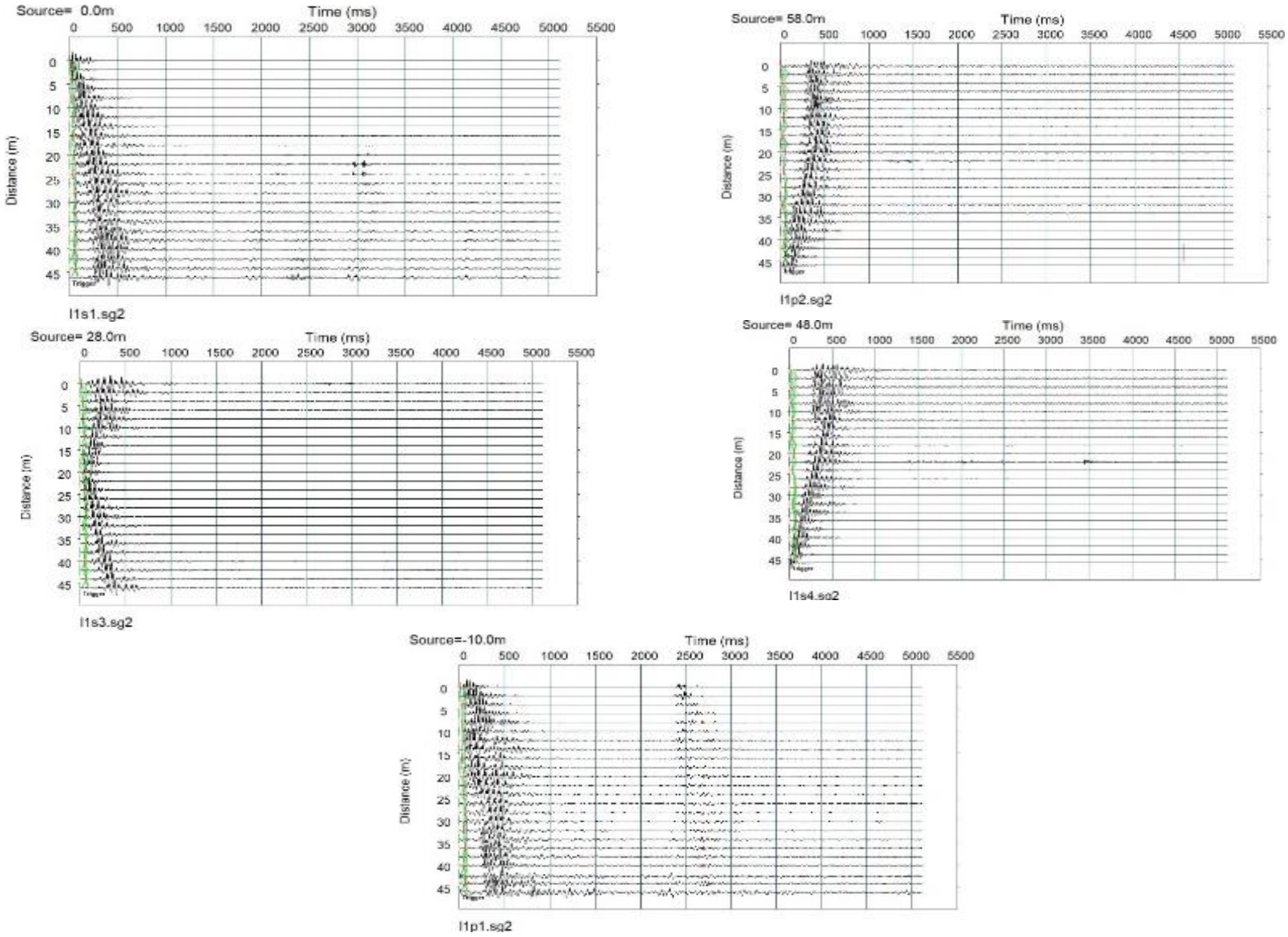
LAMPIRAN



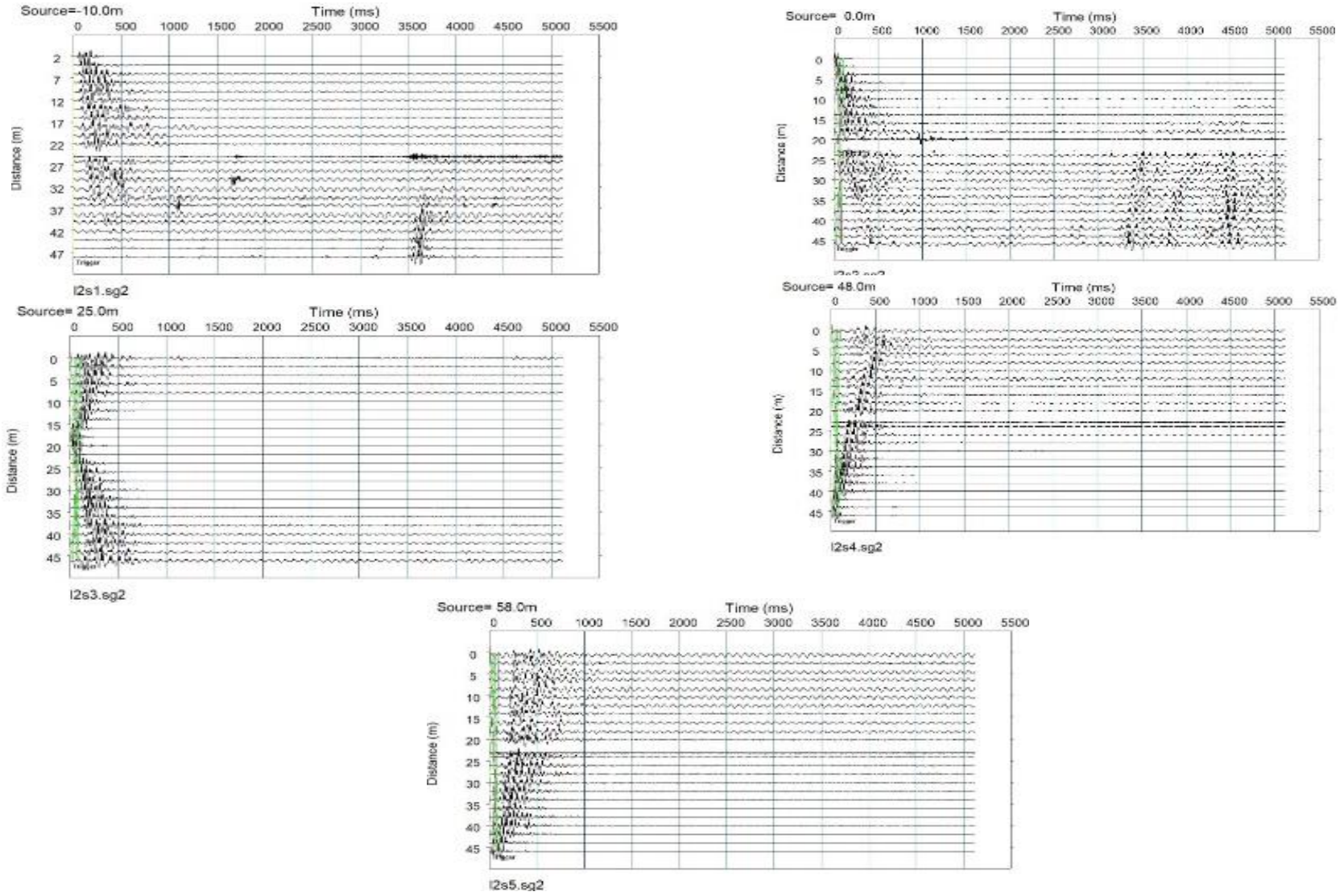
Lampiran 1. Desain Akuisisi Data Seismik Refraksi Daerah Penelitian



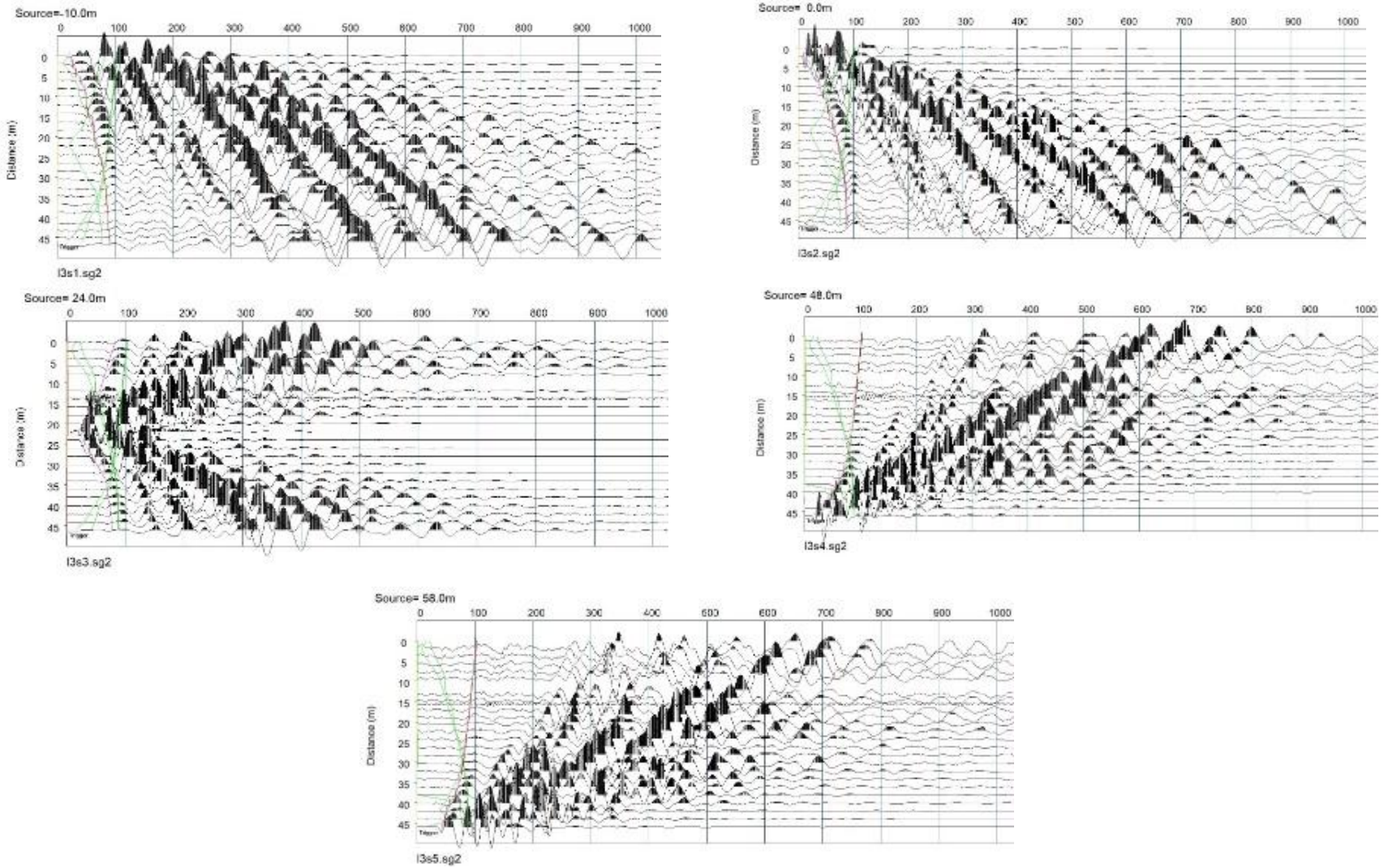
Lampiran 2. Peta Geologi Regional Daerah Penelitian



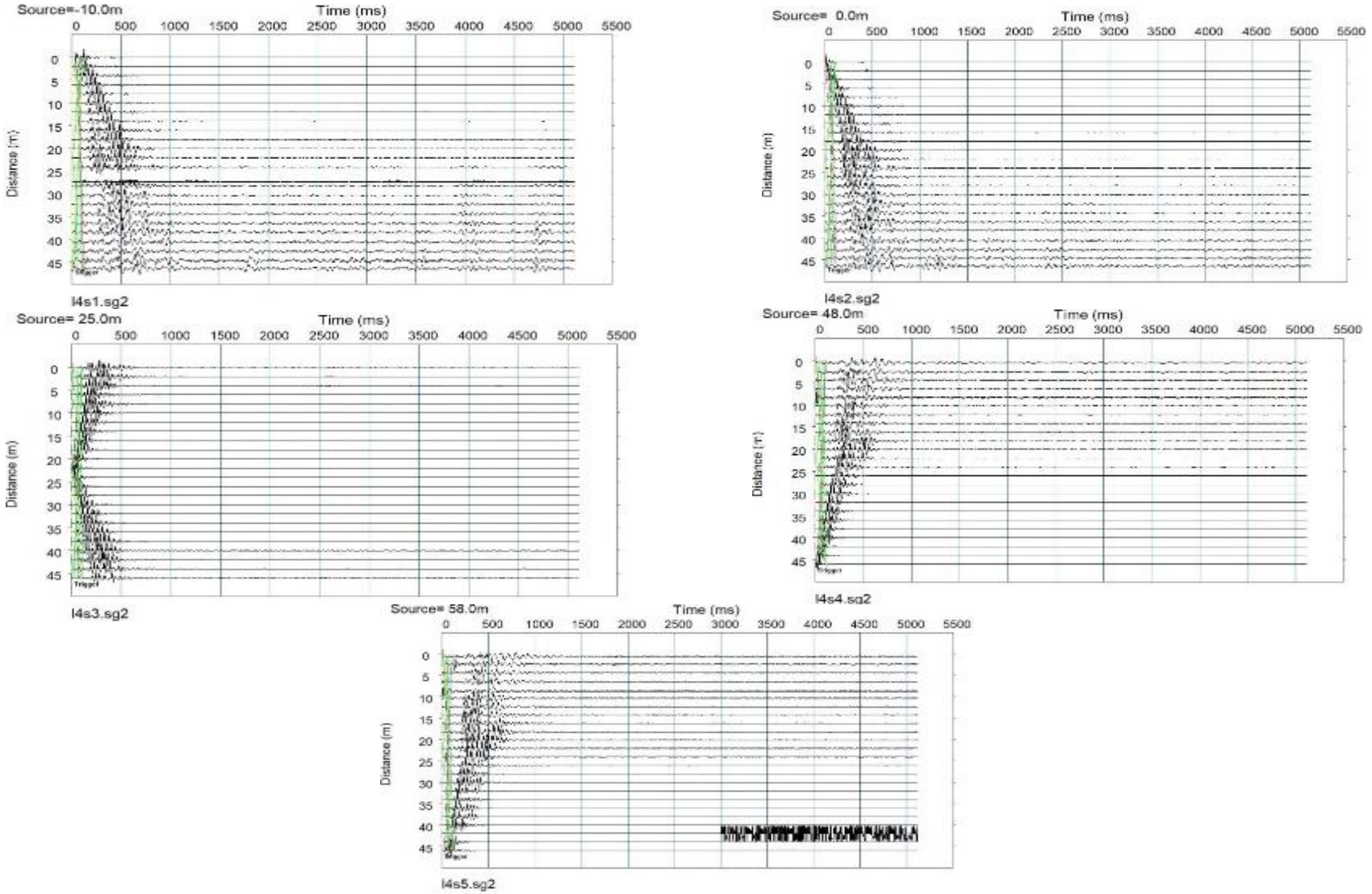
Lampiran 3. *Picking* Waktu Tiba Gelombang Penampang Seismik *Line* 1



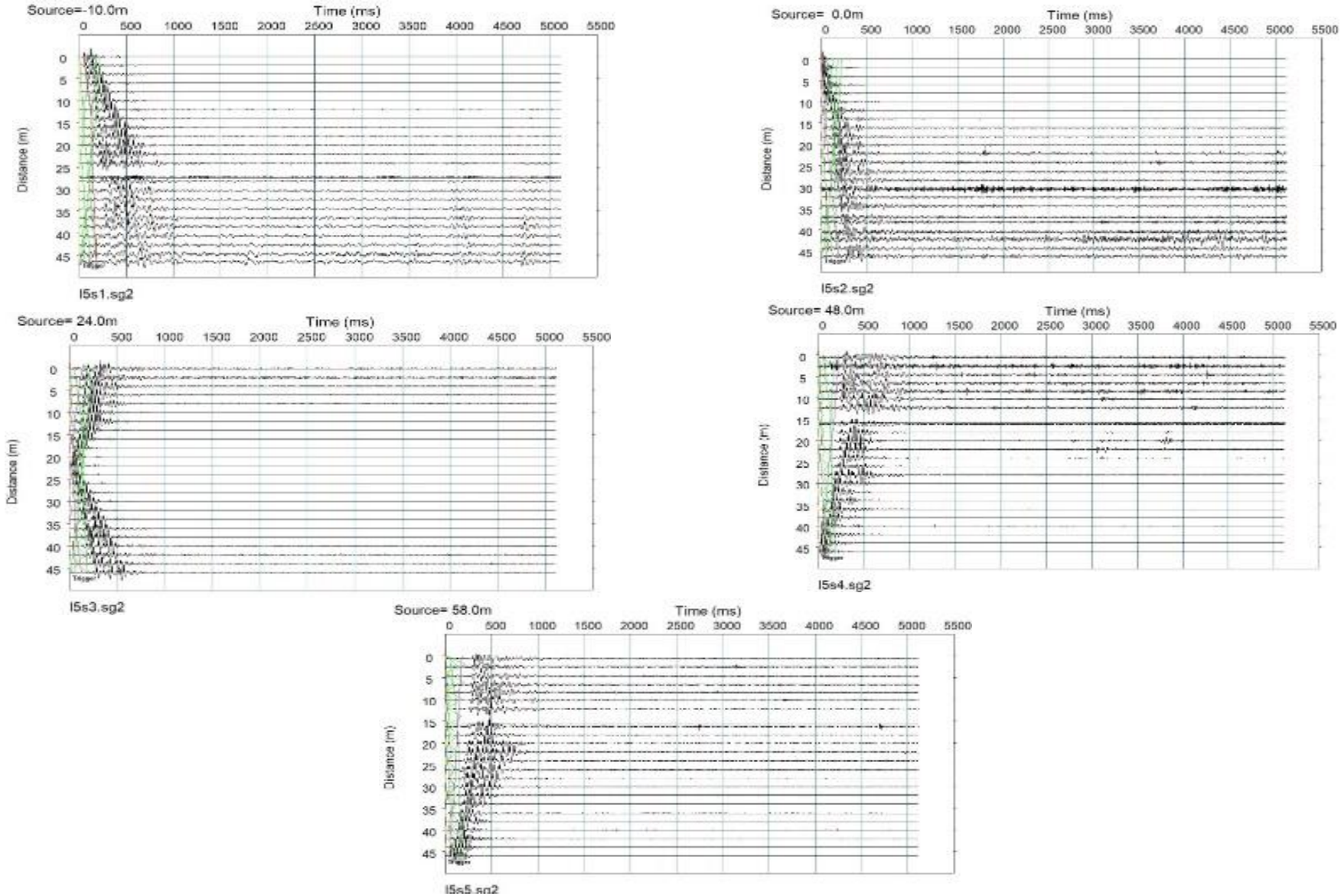
Lampiran 4. *Picking* Waktu Tiba Gelombang Penampang Seismik *Line* 2



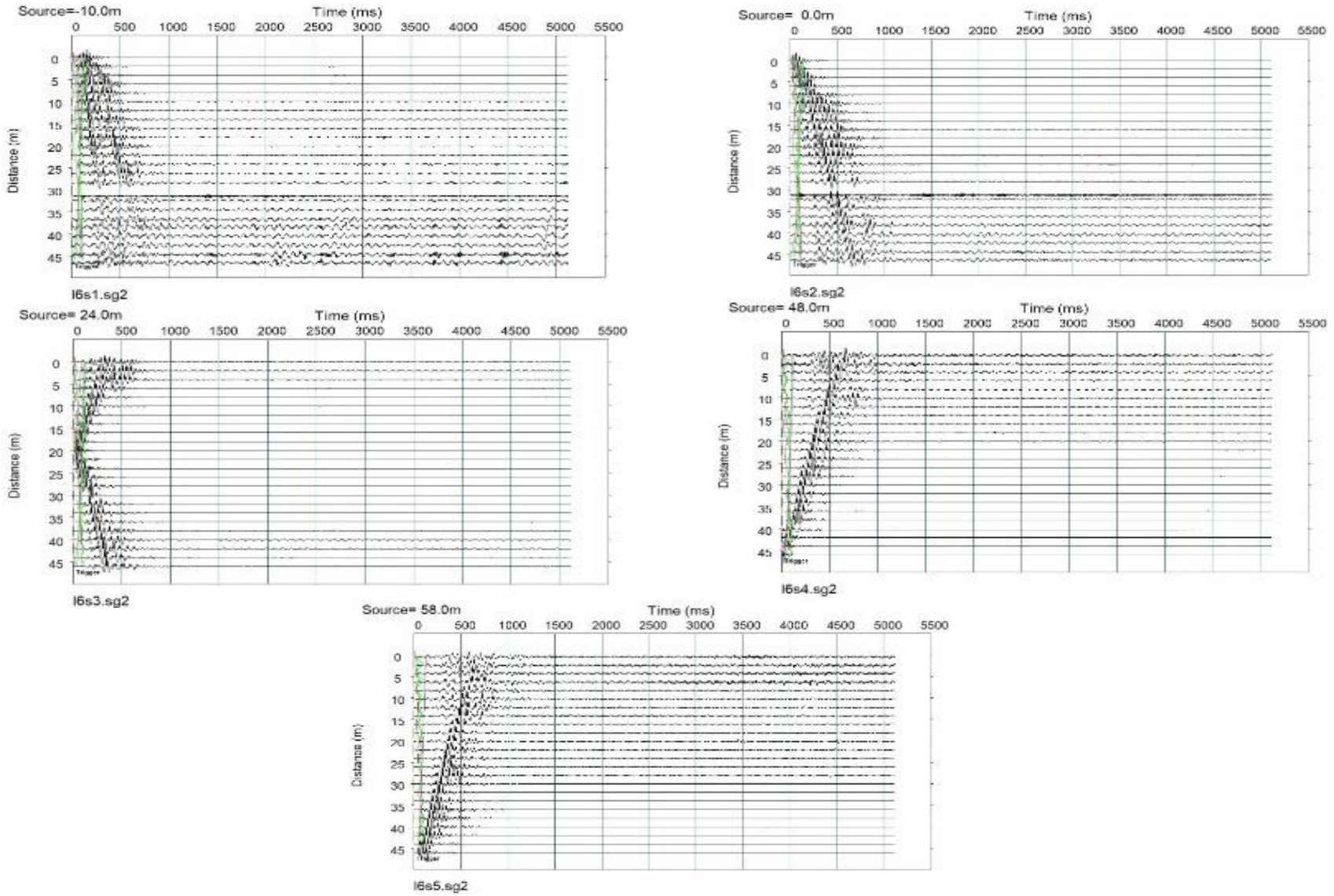
Lampiran 5. *Picking* Waktu Tiba Gelombang Penampang Seismik *Line* 3



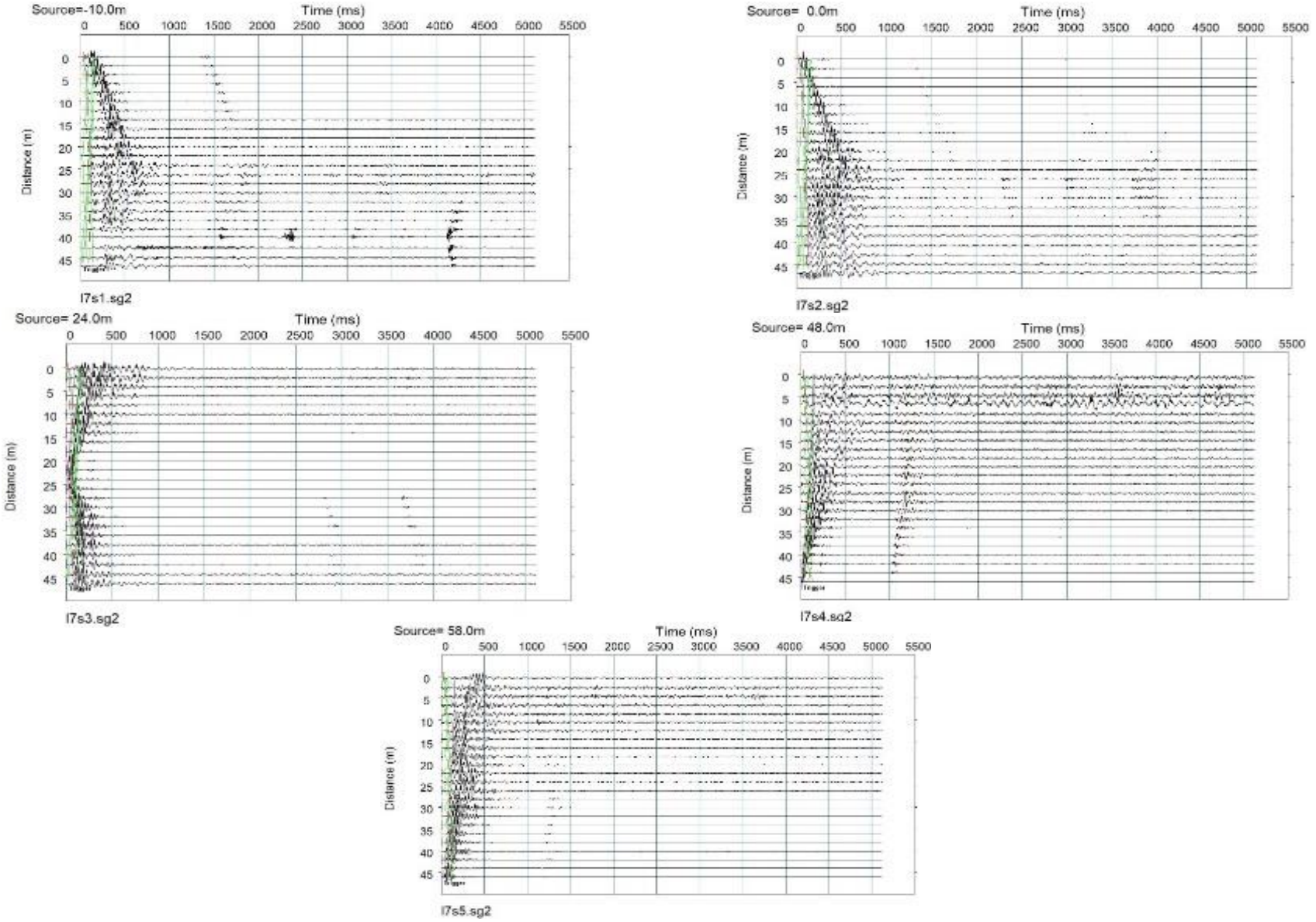
Lampiran 6. *Picking* Waktu Tiba Gelombang Penampang Seismik *Line* 4



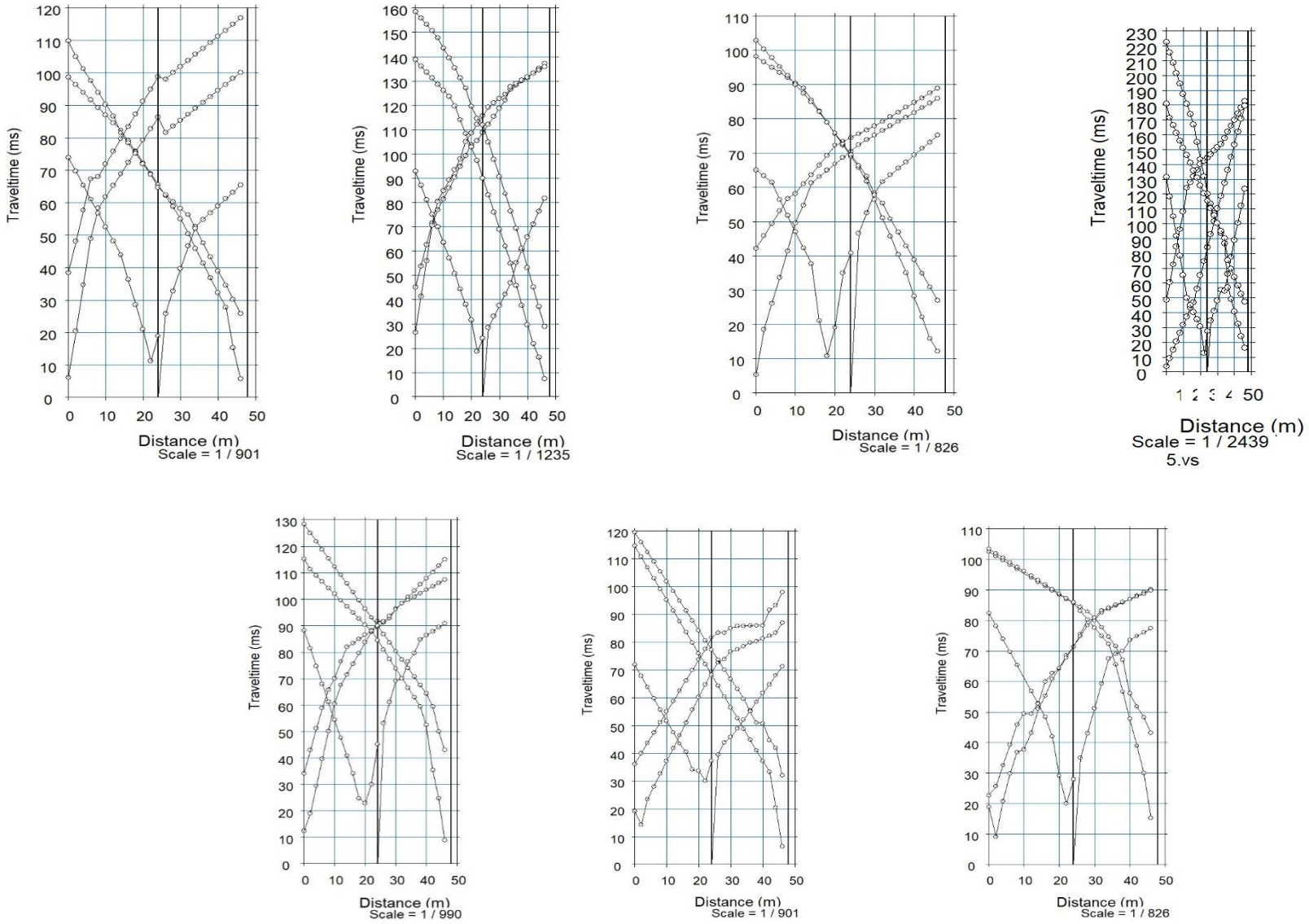
Lampiran 7. *Picking* Waktu Tiba Gelombang Penampang Seismik *Line* 5



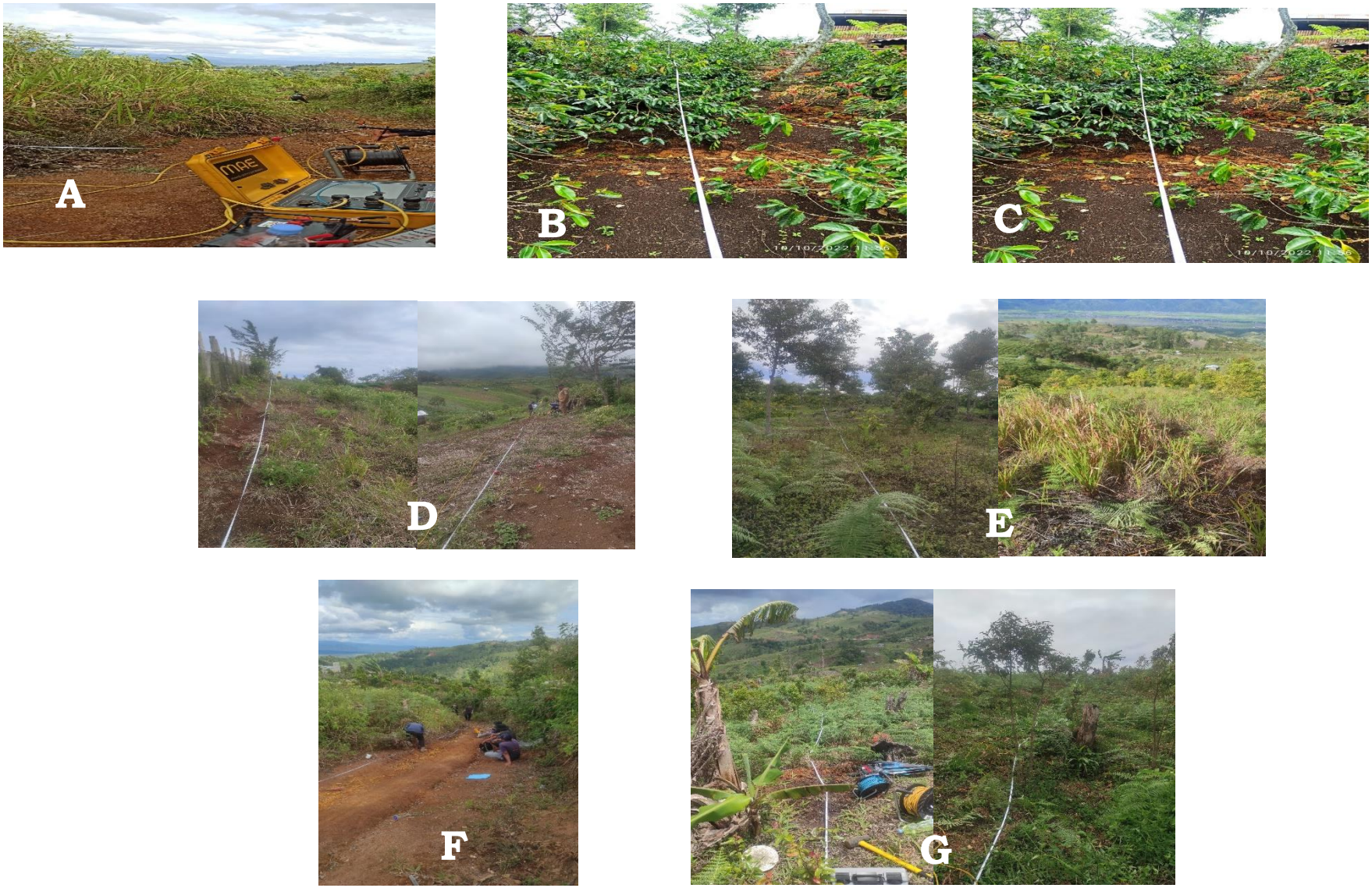
Lampiran 8. *Picking* Waktu Tiba Gelombang Penampang Seismik *Line* 6



Lampiran 9. *Picking* Waktu Tiba Gelombang Penampang Seismik *Line* 7



Lampiran 10. Kurva t-x Setiap Lintasan



Lampiran 11. Kondisi Lapangan, (A) *Line* 1, (B) *Line* 2, (C) *Line* 3, (D) *Line* 4, (E) *Line* 5, (F) *Line* 6, (G) *Line* 7

Lampiran 12. Pengukuran Data Seismik Refraksi Daerah Penelitian