

BAB I PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Struktur internal Bumi terdiri dari lapisan utama yaitu kerak, mantel, dan inti. Mantel Bumi, yang menyumbang lebih dari dua pertiga volume planet ini, memainkan peran krusial dalam mengatur dinamika lempeng tektonik dan aktivitas vulkanik di permukaan. Zona transisi mantel (*Mantle Transition Zone*/MTZ), yang berada pada kedalaman sekitar 410 km hingga 660 km, merupakan wilayah penting yang menunjukkan perubahan mineralogi akibat fluktuasi tekanan dan suhu, seperti transformasi *olivine* menjadi *wadsleyite* pada kedalaman sekitar 410 km, serta konversi *ringwoodite* menjadi *perovskite* dan *ferropericlase* pada kedalaman sekitar 660 km. Ketebalan dan topografi batas diskontinuitas ini memberikan wawasan penting tentang kondisi termal, komposisi kimia, serta proses dinamis di dalam mantel Bumi (Zhou et al., 2022).

Diskontinuitas pada kedalaman 410 km dan 660 km mewakili batas utama yang mencerminkan transformasi fase mineral di bawah tekanan tinggi. Variasi kedalaman kedua diskontinuitas tersebut dapat dipengaruhi oleh perubahan suhu dan komposisi kimia di dalam mantel; misalnya, di daerah dengan suhu tinggi seperti di atas zona *upwelling* mantel atau *plume*, kedalaman diskontinuitas 410 km cenderung berkurang, sedangkan diskontinuitas 660 km menjadi lebih dalam. Sebaliknya, di wilayah subduksi dengan suhu rendah, kedua diskontinuitas tersebut cenderung lebih dangkal (Yu et al., 2023).

Wilayah Kepala Pulau Burung Papua merupakan salah satu kawasan tektonik paling kompleks di Indonesia, di mana terjadi interaksi konvergen dan translasi antara Lempeng Indo-Australia, Pasifik, dan Eurasia. Aktivitas ini menghasilkan struktur geologi yang rumit, termasuk zona sesar aktif, kompleksitas subduksi, serta deformasi kerak yang intensif. Subduksi Lempeng Indo-Australia di bawah bagian utara Papua kemungkinan membentuk struktur mantel yang berbeda dari wilayah Indonesia bagian barat seperti Jawa atau Sumatra. Kondisi ini menjadikan Papua sebagai lokasi ideal untuk mempelajari karakteristik diskontinuitas mantel dan proses dinamis di zona transisi, karena interaksi antar lempeng dapat memengaruhi morfologi serta kedalaman diskontinuitas 410 km dan 660 km di bawah wilayah tersebut (Zhao et al., 2023).

Berdasarkan hal tersebut, penelitian ini dilakukan untuk mengidentifikasi nilai diskontinuitas mantel menggunakan prekursor SS di wilayah Kepala Pulau Burung Papua. Analisis prekursor SS merupakan metode seismologi yang efektif untuk memetakan struktur internal mantel Bumi melalui gelombang pantul yang muncul sebelum fase utama SS. Dengan menganalisis waktu tiba, amplitudo, dan karakteristik gelombang prekursor SS dari berbagai peristiwa gempa bumi, penelitian ini diharapkan dapat memberikan gambaran tentang kedalaman rata-rata dan variasi topografi diskontinuitas mantel di sekitar Kepala Pulau Burung Papua. Hasil penelitian ini diharapkan dapat memperkaya data seismologi regional serta memberikan kontribusi ilmiah terhadap pemahaman struktur mantel dan dinamika tektonik di kawasan Indonesia timur.

1.2 Tujuan dan Manfaat

1.2.1 Tujuan

Penelitian ini bertujuan untuk:

1. Mengidentifikasi karakteristik diskontinuitas mantel menggunakan data gelombang prekursor SS di wilayah Kepala Pulau Burung Papua.
2. Menentukan kedalaman rata-rata diskontinuitas mantel di sekitar wilayah Kepala Pulau Burung Papua.

1.2.2 Manfaat

Hasil dari penelitian kemudian diharapkan dapat memberikan manfaat antara lain:

1. Memberikan kontribusi ilmiah dalam bidang seismologi dan geofisika, khususnya dalam penerapan metode analisis prekursor SS untuk pemetaan struktur mantel di wilayah Indonesia Timur.
2. Menjadi referensi bagi penelitian selanjutnya yang berfokus pada kajian geodinamika dan variasi struktur mantel pada kawasan dengan aktivitas tektonik kompleks, seperti Papua.
3. Menambah informasi dan basis data ilmiah mengenai ketebalan serta kedalaman zona transisi mantel di wilayah Indonesia, yang selama ini masih terbatas jumlah penelitiannya.

1.3 Landasan Teori

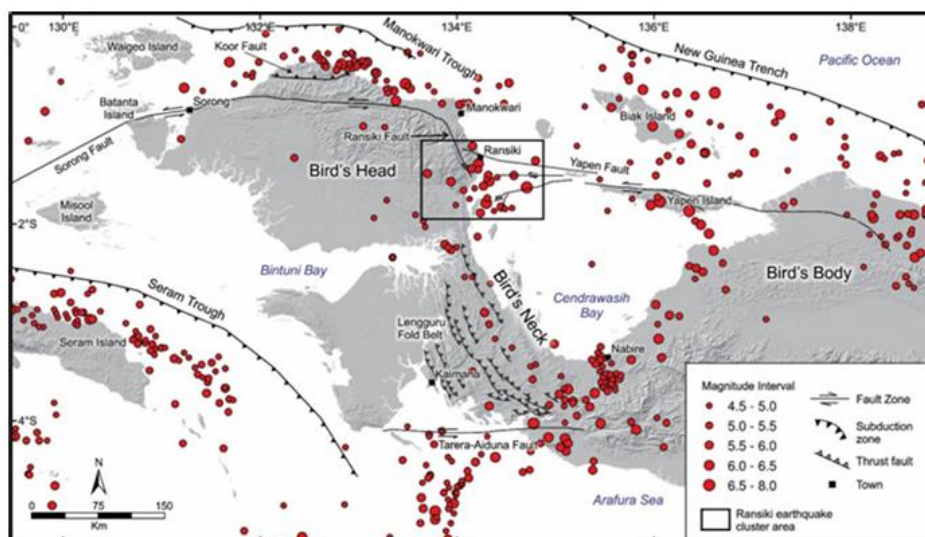
1.3.1 Geologi Regional Wilayah Kepala Pulau Burung Papua

Wilayah Papua bagian barat, termasuk Kepala Burung, berada pada kawasan tektonik yang tingkat kompleksitasnya cukup tinggi. Kawasan ini merupakan tempat bertemunya beberapa sistem deformasi besar yang berhubungan dengan pergerakan Lempeng Australia, Pasifik-Caroline, dan beberapa mikroblok di Papua. Interaksi ketiga sistem tersebut menyebabkan gaya kompresi dan geser bekerja secara bersamaan, sehingga menghasilkan pola struktur yang tidak seragam dari barat ke timur. Pada bagian Kepala Burung sendiri, deformasi kerak terutama tercermin melalui pola sesar dan lipatan yang menunjukkan arah umum timur laut–barat daya.

Berdasarkan analisis seismisitas dalam Saputra et al. (2023), yang menampilkan peta persebaran gempa dan struktur utama di Papua bagian barat. Pada gambar tersebut terlihat bahwa aktivitas gempa banyak terjadi di sepanjang jalur struktur yang memanjang dari Sorong hingga Manokwari. Persebaran tersebut memperlihatkan bahwa zona-zona itu merupakan bagian dari sistem sesar aktif yang memindahkan dan menyalurkan tegangan dari interaksi antar-lempeng. Sistem sesar utama di wilayah Kepala Burung didominasi oleh tiga elemen: Sesar Sorong, Sesar Ransiki, dan Sesar Yapen.

a). Sesar Sorong merupakan sesar mendatar besar yang berarah hampir barat sampai timur. Pada bagian sekitar wilayah Kepala Burung, sesar ini berkembang menjadi zona lembah linier dan punggungan sempit yang menunjukkan deformasi geser mendatar dominan.

- b). Sesar Ransiki berorientasi barat-laut–tenggara dan memanjang sekitar 60 km. Sesar ini memisahkan dua blok geologi berbeda yakni *Kemum High* di barat dan *Arfak Block* di timur.
- c). Sesar Yapen yang berada di sebelah timur juga berperan besar dalam memindahkan komponen geser dari pergerakan lempeng Pasifik-Caroline.



Gambar 1. Peta Seismisitas Wilayah Kepala Pulau Burung Papua (Saputra et. al. 2023)

1.3.2 Diskontinuitas Mantel

Diskontinuitas mantel mengacu pada lapisan batas di dalam mantel Bumi yang menunjukkan perubahan tajam pada sifat fisiknya, seperti kepadatan dan kecepatan gelombang seismik. Zona transisi mantel, yang terletak antara kedalaman sekitar 410 km dan 660 km, merupakan area kunci di mana transisi fase mineral terjadi akibat perubahan tekanan dan suhu. Diskontinuitas ini tidak selalu datar; variasi topografinya dapat mencapai puluhan kilometer, memengaruhi aliran panas dan dinamika mantel secara keseluruhan.

Di zona transisi mantel, terdapat dua diskontinuitas utama: yang pertama pada kedalaman sekitar 410 km, yang berkaitan dengan perubahan fase mineral dari *olivin* menjadi *wadsleyit*, dan yang kedua pada kedalaman sekitar 660 km, yang melibatkan transisi menjadi *perovskit*. Variasi topografi pada batas-batas ini seringkali berkorelasi dengan fitur geologis seperti zona subduksi dan titik panas. Misalnya, di bawah zona subduksi, diskontinuitas cenderung lebih dalam, sementara di bawah titik panas, topografinya lebih dangkal. Hal ini menunjukkan bahwa perubahan suhu lateral di mantel memainkan peran penting dalam membentuk variasi ini (Glišović et al., 2022).

1.3.3 Pemrosesan Sinyal Seismik

Proses penting yang digunakan dalam pengolahan data sinyal seismik adalah *filtering*. *Filtering* adalah salah satu proses dalam pengolahan sinyal digital yang bertujuan untuk memodifikasi informasi yang ada di dalamnya. Biasanya, filter digunakan untuk

mengurangi gangguan dan meningkatkan kualitas data (Haque et al., 2019). Pada umumnya terdapat 3 jenis filter yang digunakan:

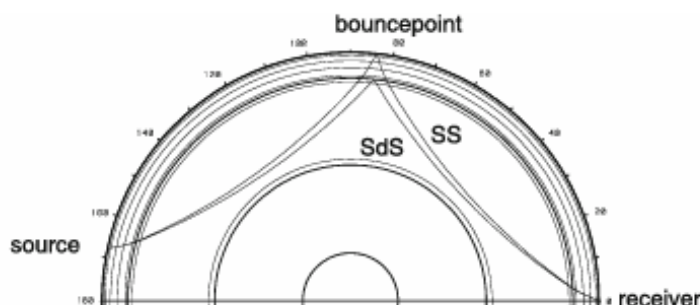
- a) *High Pass Filter* jenis filter yang melewatkan gelombang berfrekuensi tinggi dan menahan gelombang berfrekuensi rendah.
- b) *Low Pass Filter* jenis filter yang melewatkan gelombang berfrekuensi rendah dan menahan gelombang berfrekuensi tinggi.
- c) *Band Pass Filter* jenis filter yang melewatkan gelombang dengan rentang batas tertentu.

1.3.4 Fasa Gelombang Seismik

Fasa gelombang seismik, khususnya gelombang pantul SS dan prekursor-prekursornya (misalnya SdS), memiliki peran krusial dalam pemetaan struktur mantel karena sensitivitasnya terhadap perubahan impedansi pada diskontinuitas seperti kedalaman 410 km dan 660 km. Prekursor SS ini muncul sebagai sinyal sebelum SS utama akibat pantulan *underside* dari batas diskontinuitas, dan selisih waktu antara keduanya bisa digunakan untuk menaksir kedalaman serta kontras kecepatan dan densitas antarmuka tersebut. Dalam penelitian Dai et al. (2024) ditunjukkan bahwa prekursor SS dapat dipisahkan secara lebih jelas dari fase SS utama melalui proses dekonvolusi dan stacking beresolusi tinggi, sehingga karakter dan kedalaman diskontinuitas dapat teridentifikasi lebih akurat, bahkan pada wilayah dengan sebaran stasiun yang terbatas.

1.3.5 Prekursor SS

Prekursor SS adalah gelombang geser telesismik yang berasal dari gempa bumi dengan jarak episentrum antara 100 dan 180 derajat. Gelombang-gelombang ini pertama-tama terpantul di permukaan Bumi pada titik di tengah-tengah antara sumber gempa dan stasiun penerima, kemudian melanjutkan perjalanannya ke stasiun penerima. Pada kedalaman tertentu di mantel, sebagian energi gelombang ini dapat mencerminkan kembali ke permukaan sebelum mencapai titik refleksi utama. Refleksi ini dikenal sebagai prekursor, yang tiba lebih awal dibandingkan gelombang SS utama. Dibandingkan dengan gelombang SS utama, prekursor memiliki jalur yang lebih pendek melalui mantel, sehingga sensitif terhadap perubahan struktur antara diskontinuitas dan permukaan (Deuss, A., 2009).



Gambar 2. Jalur Perambatan Gelombang SS dan Prekursor SS (Deuss, A., 2009)

1.3.6 Radon Transform

Radon transform adalah metode transformasi matematika yang pertama kali diusulkan oleh matematikawan Austria yang bernama Radon. Konsep dasarnya adalah

mengekstrak informasi spesifik dari suatu sinyal dengan melakukan operasi integral di sepanjang jalur tertentu. Menurut Wang. (2023) *radon transform* dapat dikategorikan ke dalam berbagai jenis berdasarkan perbedaan jalur integrasinya, seperti *linear radon transform*, *hyperbolic radon transform*, dan *parabolic radon transform*. Perbedaan jalur integrasi inilah yang membuat setiap jenis *radon transform* memiliki fungsi dan keunggulan masing-masing dalam memisahkan komponen gelombang pada data seismik. Untuk memahami bagaimana variasi lintasan tersebut memengaruhi hasil transformasi, ketiga bentuk utama *radon transform* dapat dijelaskan sebagai berikut.

a). *Linear radon transform* merupakan bentuk paling awal yang digunakan dalam aplikasi geofisika. Pendekatan ini efektif untuk mengurangi pengaruh *noise* yang memiliki pola perambatan linier, seperti gelombang permukaan, serta digunakan dalam proses interpolasi *trace* seismik untuk memperbaiki distribusi data yang tidak merata. Lintasan integralnya dinyatakan sebagai berikut:

$$t = \tau + px \quad (1.1)$$

dimana:

t = domain waktu

τ = *intercept time*

p = kemiringan (*slope*)

x = jarak antara *source* dan *receiver*

dan karena bentuk lintasannya bersifat linear, transformasi ini dikenal sebagai *linear radon transform*.

b). *Hyperbolic radon transform* mengikuti hubungan waktu dan *offset* yang tidak konstan terhadap waktu. Persamaannya sebagai berikut:

$$t = [\tau^2 + (x/v)^2]^{1/2} \quad (1.2)$$

Sifat ini menyebabkan transformasi hiperbolik tidak dapat dipindahkan secara langsung ke domain frekuensi untuk keperluan perhitungan maupun pemrosesan. Akibatnya, seluruh operasi harus dilakukan di domain waktu, yang membuat proses komputasinya menjadi lebih lambat dan kurang efisien, sehingga dapat menghambat tahap pengolahan data seismik secara keseluruhan.

c). *Parabolic radon transform* bersifat *time-invariant*, sehingga setelah data diubah ke domain frekuensi melalui *fourier transform*, operatornya dapat dipisahkan dengan mudah. Kondisi ini membuat proses perhitungannya jauh lebih efisien. Metode parabolik ini sering diterapkan untuk keperluan seperti penekanan *multiple*, rekonstruksi *trace* seismik, dan analisis kecepatan, karena keseimbangan antara kecepatan komputasi dan ketepatan pemisahan fasanya

1.3.7 Ray Parameter dan Ray Tracing

Ray parameter dan *ray tracing* merupakan dua konsep yang menjadi dasar dalam memahami bagaimana gelombang seismik merambat melalui medium bawah permukaan yang memiliki sifat elastik dan kecepatan yang berubah-ubah. *Ray parameter* sendiri menggambarkan hubungan antara sudut datang gelombang dengan kecepatan medium, sebagaimana dijelaskan oleh *Snell's Law*.

$$\frac{\sin \theta_1}{v_1} = \frac{\sin \theta_2}{v_2} \quad (1.3)$$

dimana:

$\sin \theta_1$ = sudut datang gelombang pada medium pertama

$\sin \theta_2$ = sudut bias pada medium kedua

v_1 = kecepatan gelombang pada medium pertama

v_2 = kecepatan gelombang pada medium kedua

Nilai *ray parameter* bersifat konstan sepanjang satu lintasan *ray*, meskipun sudut yang ditempuh gelombang akan berubah ketika melewati batas antarlapisan. Konsep ini penting karena gelombang seismik tidak bergerak dalam jalur lurus, tetapi membelok sesuai perubahan sifat fisis medium.

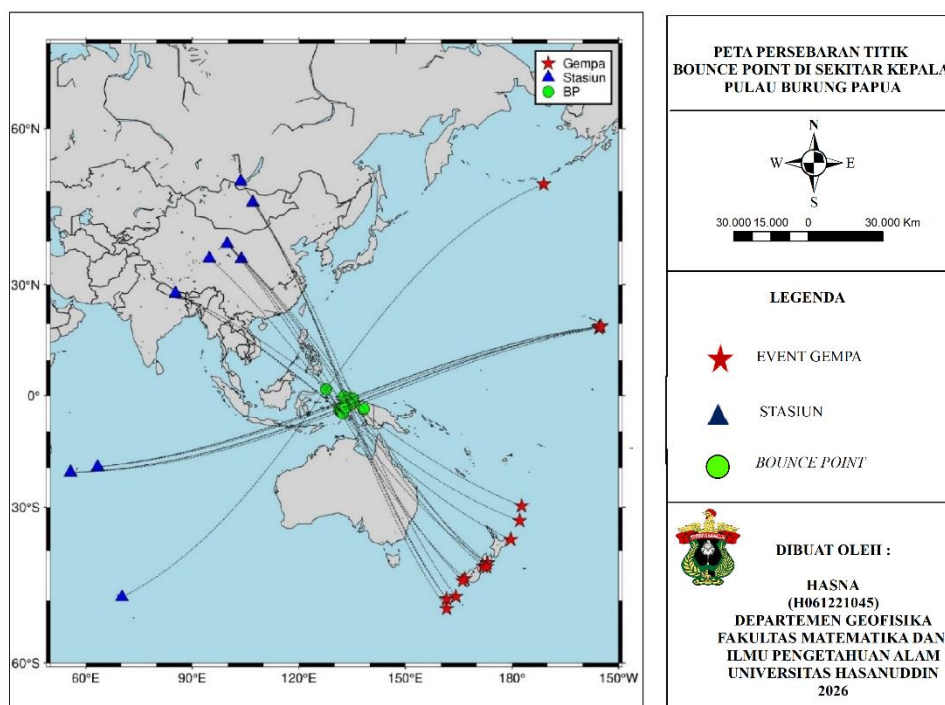
Ray tracing merupakan metode untuk menghitung jalur perjalanan gelombang seismik berdasarkan prinsip bahwa gelombang memilih lintasan dengan waktu tempuh minimum. *Ray tracing* dimanfaatkan untuk menghitung bagaimana sudut dan kecepatan gelombang berubah sepanjang jalurnya, sehingga *ray parameter* yang dihasilkan lebih akurat ketika digunakan untuk transformasi ke domain $\tau - p$ (Triyoso et.al. 2024).

BAB II

METODOLOGI PENELITIAN

2.1 Lokasi dan Waktu Penelitian

Penelitian ini dilaksanakan pada bulan Oktober 2025 hingga bulan Januari 2026 dengan menggunakan website IRIS di sekitar wilayah Pulau Burung Papua yang berada pada 126° hingga 138°E dan -5.5°S hingga 2.0°N . Secara tektonik wilayah Pulau Burung Papua merupakan zona interaksi kompleks antara Lempeng Indo-Australia, Pasifik, dan Eurasia. Wilayah ini dipilih karena berada pada jalur subduksi aktif yang berpotensi menghasilkan variasi topografi diskontinuitas mantel (410 km dan 660 km).



Gambar 3. Peta Lokasi

2.2 Alat dan Bahan

2.2.1 Alat

Alat yang digunakan dalam penelitian ini:

1. Perangkat Keras (*Hardware*)
 - a) Laptop
2. Perangkat Lunak (*Software*)
 - a) Visual Studio Code
 - b) *TauP*
 - c) *Microsoft Excel*

2.2.2 Bahan

Data yang digunakan dalam penelitian ini merupakan data sekunder berupa waveform gempa teleseismik yang diperoleh dari situs global IRIS Wilber 3 (https://ds.iris.edu/wilber3/find_event) .

2.3 Pengumpulan Data

Pengumpulan data dilakukan dengan mengunduh waveform gempa teleseismik yang telah dipilih dari situs IRIS Wilber 3. Data tersebut diunduh dalam format MSEED. Pemilihan data dilakukan dengan mengatur parameter lokasi, rentang tanggal, kedalaman < 75 km, dan magnitudo > 5.8 pada event gempa yang akan dianalisis. Selanjutnya, pengaturan *networks*, *channel*, dan jarak dilakukan untuk memilih lokasi stasiun dengan rentang jarak (*distance range*) antara 100° hingga 160°, yang sesuai untuk analisis fase SS.

2.4 Pengolahan Data

Adapun tahap pengolahan data dalam penelitian ini dilakukan menggunakan perangkat lunak *visual studio code*, yang meliputi beberapa langkah sebagai berikut:

1. Pengumpulan data

Pengunduhan data waveform gempa teleseismik yang dilakukan melalui portal IRIS Wilber 3 dalam format MSEED. Proses seleksi data dilakukan dengan menetapkan kriteria parameter meliputi lokasi episenter, rentang waktu kejadian, kedalaman < 75 km, serta magnitudo gempa > 5.8. Selanjutnya, dilakukan konfigurasi terhadap jaringan stasiun seismik (*networks*), kanal rekaman (*channels*), dan jarak episentral pada rentang 100° hingga 160° untuk menentukan stasiun yang sesuai dalam analisis fase SS secara spesifik dan akurat.

2. Rotasi data

Sinyal seismik yang direkam dalam komponen N–E diubah menjadi komponen R–T untuk memisahkan energi gelombang berdasarkan arah rambatnya. Rotasi ini diperlukan agar komponen radial dapat memaksimalkan penangkapan energi fase S dan SS, sehingga proses identifikasi menjadi lebih jelas.

3. Filtering data

Data selanjutnya diolah dengan penerapan filter *lowpass* pada frekuensi 0,02 Hz untuk mengeliminasi komponen frekuensi tinggi yang berpotensi mengganggu proses identifikasi fase SS dan prekursor yang terkait. Pemilihan filter tersebut didasarkan pada karakteristik sinyal teleseismik jarak jauh yang didominasi oleh komponen frekuensi rendah, sehingga struktur gelombang utama tetap terpelihara, sehingga meningkatkan akurasi dan kualitas analisis.

4. Fase SS

Setelah data tersaring, fase SS dihitung menggunakan model kecepatan bumi 1D ak135 untuk memperoleh waktu tiba teoretis yang akurat. Prediksi ini kemudian dijadikan acuan untuk menandai fase SS pada waveform, sehingga proses penyelarasan dan pemisahan sinyal pada tahap selanjutnya dapat dilakukan dengan lebih tepat.

5. Prekursor SS

Analisis difokuskan pada segmen sinyal sebelum kedatangan fase SS utama untuk mendeteksi adanya prekursor seperti S410S dan S660S yang menandakan refleksi dari batas mantel 410 km dan 660 km. Identifikasi prekursor tersebut dilakukan melalui pengamatan anomali amplitudo serta pergeseran waktu relatif terhadap fase SS, yang diperkuat dengan teknik stacking untuk meningkatkan *signal to noise ratio* pada sinyal lemah.

6. Radon Transform

Radon transform diterapkan untuk memisahkan sinyal berdasarkan karakteristik kurva dispersi dan kecepatan tampak (*apparent velocity*). Metode ini memproyeksikan data dari domain waktu ke domain parameter ray domain $\tau - p$, sehingga meminimalkan interferensi antarfase dan memfasilitasi pembedaan yang jelas antara fase SS dengan prekursornya.

7. *Ray Parameter*

Perhitungan *ray parameter* dilakukan untuk setiap event seismik guna mengkarakterisasi relasi antara sudut insidensi gelombang dan kecepatan model media. Nilai parameter ray tersebut berfungsi sebagai fondasi utama dalam rekonstruksi jalur propagasi gelombang serta penentuan titik penetrasi (*piercing point*) prekursor pada kedalaman zona transisi mantel

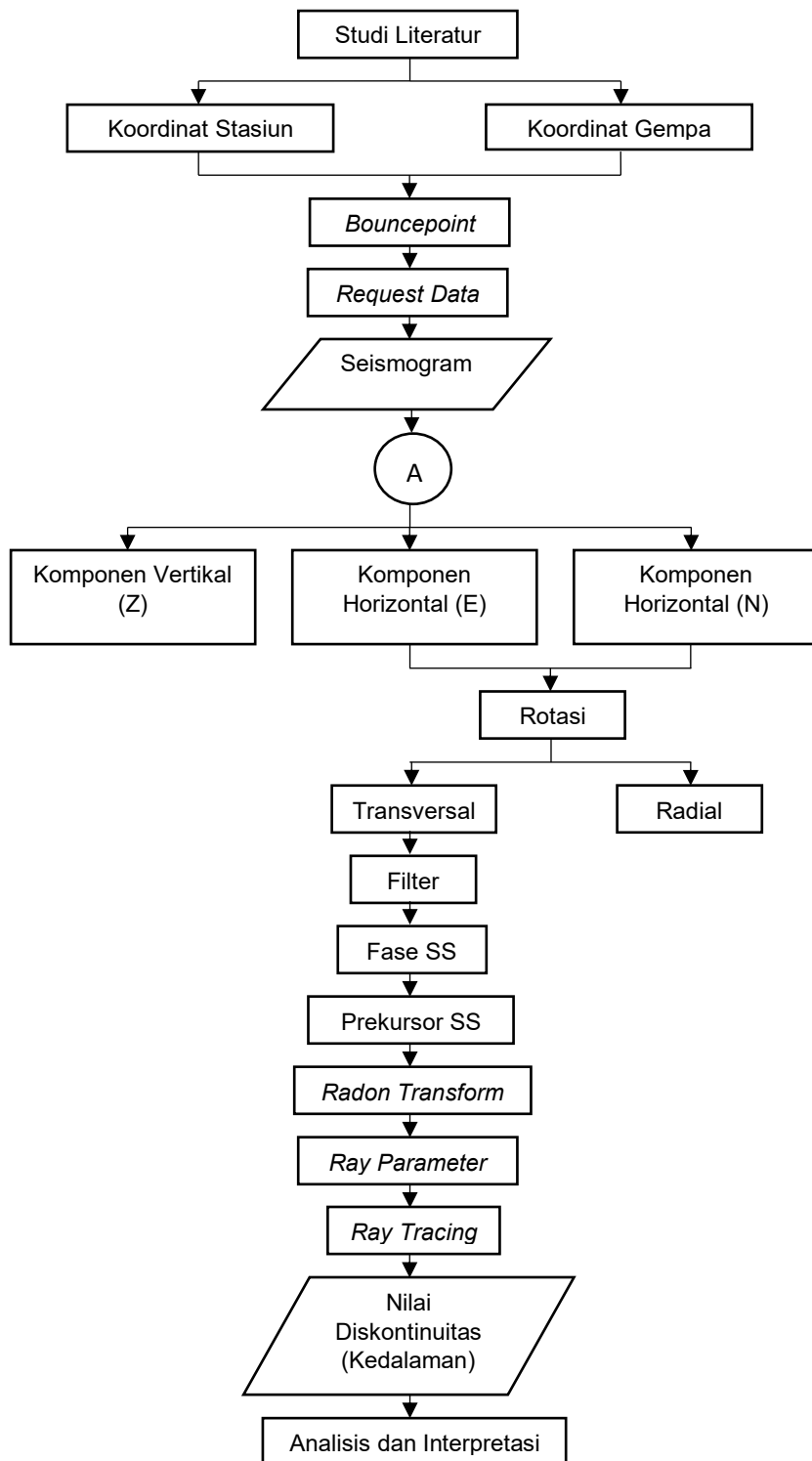
8. *Ray Tracing*

Proses *ray tracing* dilakukan menggunakan perangkat berbasis *TauP* untuk menentukan jalur propagasi gelombang serta lokasi interaksi gelombang dengan lapisan diskontinuitas. Hasil ray tracing menghasilkan titik potong gelombang pada kedalaman 410 km dan 660 km untuk setiap stasiun yang digunakan.

9. Nilai Kedalaman

Nilai kedalaman diskontinuitas dihitung berdasarkan selisih waktu tiba antara SS dan prekursornya. Perhitungan dilakukan dengan mengacu pada model kecepatan bumi sehingga diperoleh estimasi kedalaman sebenarnya dari diskontinuitas 410 km dan 660 km di wilayah Kepala Burung Papua.

2.5 Bagan Alir Penelitian



Gambar 4. Bagan Alir Penelitian