

PENERAPAN TOMOGRAPHY GELOMBANG RAYLEIGH UNTUK MENENTUKAN STRUKTUR SEISMIK LAPISAN MANTEL ATAS DI KEPULAUAN INDONESIA

Syafriani

Jurusan Fisika FMIPA Universitas Negeri Padang, e-mail: syafriani05@yahoo.com

ABSTRACT

The seismic structure of upper-mantle beneath Indonesia is investigated using seismograms recorded by National and Global seismographic stations around Indonesia. To determine the Rayleigh waves phase dispersion, the two-stage multimode surface wave tomography incorporating finite-frequency effects is employed to analyze vertical-component seismograms. Data were used 560 events with moment magnitude 6,0 and greater occurred between January 1995 and December 2008. The data were obtained from 23 national seismic networks operated by BMKG Indonesia and 53 global seismic networks operated by IRIS/FARM. In the first step of the study, the path-average dispersion curves along the great circle for each event are determined using automatic multi-mode phase speed measurements. In the second step, Rayleigh-wave phase speed maps of the entire region of Indonesia were obtained as a function of frequency multi-mode incorporating finite frequency effects. The phase speed models were constructed in a period, range from 30 to 160 sec. The phase speed maps of the fundamental mode displays remarkable consistency across the Indonesian region for all periods. The two most prominent features are high velocities (+2 to +6%) beneath the active Indo-Australian plate and slower velocities (-2 to -6%) beneath the Sunda shelf and Banda Sea.

Keywords: *Upper Mantle; Rayleigh Waves; Tomography; Waveform; Indonesia*

PENDAHULUAN

Salah satu metoda geofisika yang dapat digunakan untuk menyelidiki struktur kecepatan gelombang di dalam bumi adalah metoda seismik. Salah satu bagian yang termasuk kedalam metoda seismik ini adalah tomography seismik. Dalam tomography seismik, informasi struktur internal bumi yang berhubungan dengan kondisi saat ini yang berhubungan dengan dinamika mantel dan inti bumi dapat digambarkan dengan lebih detail. Perkembangan model/inversi tomography seismik dalam dua decade terakhir ini telah menggambarkan distribusi subduksi (penujaman) litosfer di dalam mantel bumi di beberapa daerah tertentu (Fukao et al, 2001; Widyantoro dan van der Hilst, 1996;

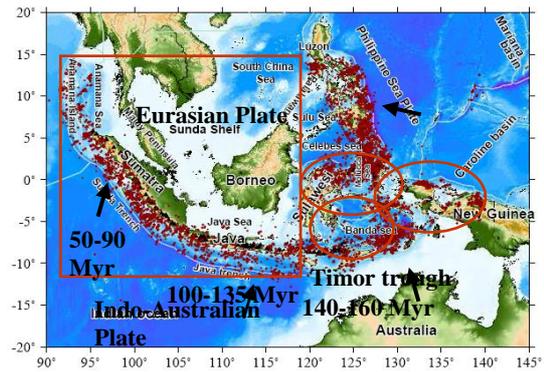
Pecisek et al, 2008, Yoshizawa et al, 2010, Fitchner et al, 2010).

Tomography seismik didasarkan pada inversi waktu penjalaran dan kecepatan fase/group gelombang seismik. Solusi tomography seismik, pada umumnya, non-unik tergantung pada jenis data (gelombang badan, gelombang permukaan, dan mode normal), asumsi-asumsi dasar dalam teori perambatan gelombang (*great-circle path propagation, ray tracing dan influence zone*), parameterisasi model (misalnya harmonik bola, dan grid geografis), teknik inversi (linear, non-linear atau berulang), dan asumsi model dasar. Faktor lainnya juga tergantung pada sampling dari jejak peruntukan sinar seismik (*seismic ray path*).

Ada dua jenis tomography seismik yaitu tomography gelombang badan dan tomography gelombang permukaan. Tomography gelombang badan memberikan resolusi horisontal yang lebih baik karena fitur panjang gelombang yang pendek dan dapat mengungkapkan secara lebih rinci keseluruhan mantel, tetapi tidak memiliki resolusi di bagian samudera bumi. Hal ini disebabkan tidak meratanya sebaran sumber dan stasiun gempa (Barmin et al, 2001). Tomography gelombang permukaan di sisi lain, dapat mencapai cakupan yang baik di daerah laut tapi mempunyai resolusi yang terbatas terhadap kedalaman mantel, walaupun kita sudah mengabungkan dengan mode yang lebih tinggi dari gelombang permukaan. Untuk mendapatkan gambaran yang lebih rinci dari mantel atas bumi baik untuk skala global maupun lokal ini digunakan tomography gelombang permukaan. Tomography gelombang permukaan ini terdiri dari tomography gelombang Rayleigh dan gelombang Love.

Dalam makalah ini digunakan tomography gelombang Rayleigh, karena dalam asumsi dasarnya kita menganggap bumi ini adalah isotropic. Disamping itu, sesuai dengan tujuan kita adalah ingin mendapatkan struktur seismik lapisan mantel teratas di kepulauan Indonesia yang mencakup daratan dan lautannya.

Penerapan metode ini di kepulauan Indonesia juga didukung oleh perkembangan yang signifikan dari stasiun seismik baik skala global maupun regional, aktivitas kegempaan yang sangat tinggi serta tingkat dinamika kerak mantel yang sangat aktif seperti terlihat dalam gambar 1. Di sepanjang pantai barat Sumatera dan selatan Jawa terdapat penujaman lempeng Indo-Australia yang menyusup di bawah Dataran Sunda yang merupakan bagian dari lempeng Eurasia. Secara umum dapat disimpulkan bahwa di bagian barat sebagian besar adalah kerak benua, namun di bagian timur didominasi oleh kepulauan dan kerak ophiolitik serta beberapa oceanic basin yang masih muda (Katili, 1975).



Gambar 1. Peta topography Indonesia dan daerah sekitarnya dengan perkiraan batas lempeng, gunung api dan seismicity. Titik merah menyatakan episenter gempa dari tahun 2006 sampai 2009. Batasan lempeng diambil dari Bird (2003).

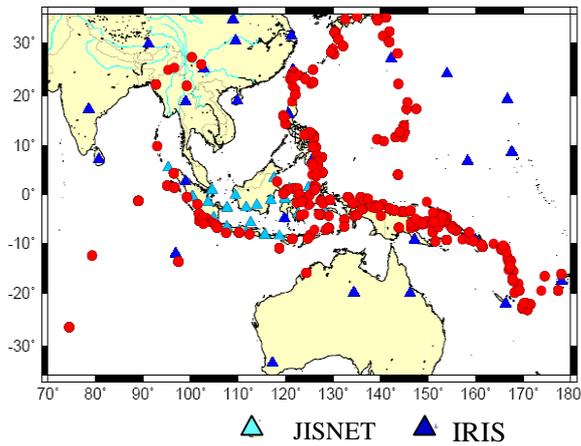
Dalam penelitian terdahulu, event dan stasiun seismik yang digunakan berada di lokasi kepulauan Indonesia (Okabe et al. 2004 dan Lebedev & Nolet 2003), sehingga belum menggambarkan dengan detil zona penujaman lempeng di bawah kepulauan Indonesia dan kaitannya dengan umur pembentukan batuan disepanjang kepulauan Indonesia (gambar 1).

DATA DAN METODE PENELITIAN

Data yang digunakan untuk memodelkan struktur seismik yang disajikan dalam makalah ini berasal dari 560 kejadian gempa bumi yang tercatat di 23 stasiun regional (kerjasama BMKG dengan Japan-Indonesia Seismik Network (JISNET) dan 53 stasiun global yang terdapat di dalam website IRIS/FARM dengan Magnitude besar dari 6,0 dan terjadi antara Januari 1995 dan Desember 2008. Lokasi dan waktu kejadian gempa di ambil dari IRIS katalog. Solusi Centroid Moment Tensornya dari CMT katalog. Semua data yang digunakan dilakukan koreksi terhadap respon instrumennya. Penambahan dengan data regional ini bertujuan untuk meningkatkan resolusi

horizontal serta untuk lebih mudah memahami proses dynamik yang terjadi di daerah ini.

Data yang digunakan dalam inversi ini adalah muka gelombang Rayleigh dari komponen vertikal seismogram. Distribusi dari stasiun dan event gempa yang digunakan terdapat dalam gambar 2.

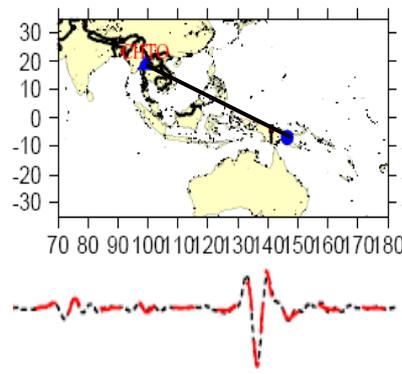


Gambar 2. Lokasi data gempa bumi dan stasiun yang digunakan dalam makalah ini. Lingkaran merah menunjukkan lokasi gempa. Segitiga menunjukkan stasiun.

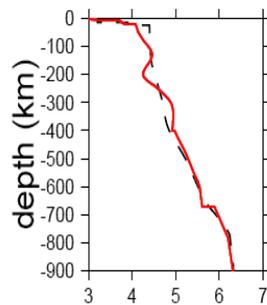
Metoda yang digunakan untuk menentukan struktur seismik lapisan mantel ini adalah dengan pendekatan tomography gelombang permukaan yang dikembangkan oleh Yoshizawa dan Kennet (2002a dan 2004). Tahapannya meliputi: 1). Menghitung kecepatan gelombang satu dimensi melalui non-linier waveform fitting. Dalam tahap ini, semua informasi yang dibawa oleh suatu seismogram di ekstrak sehingga didapatkan informasi untuk setiap penyebaran (dispersi) sumber dan receiver (stasiun). Kurva dispersi kecepatan phase dihitung untuk mode dasar dan beberapa mode tinggi melalui waveform fitting. 2). Membuat model kecepatan phase sebagai fungsi frekuensi dengan mengabungkan semua jejak lintasan (path). Inversi linier diterapkan dengan asumsi bahwa lintasan gelombang permukaan mengikuti great circle-nya. Ditahap akhir map/model kecepatan phase

tersebut diupdate dengan mempertimbangkan efek frekuensi berhingganya (*finite frequency effect*).

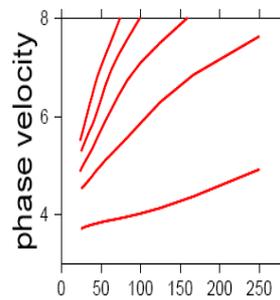
Tahapan penting dalam tahap pertama ini adalah: 1). Seleksi data dan pre-processing, 2). Inversi muka gelombang (wavefront), 3). Estimasi kurva dispersi untuk multi-mode, dan 4). Kualitas kontrol data termasuk didalamnya pemilihan data yang bisa diterima untuk digunakan dalam pengolahan model kecepatan phase gelombang Rayleigh (gambar 3).



a. Waveform fitting



b. Path averaged S-velocity model



c. Multimode dispersion curves

Gambar 3. Contoh hasil inversi waveform menggunakan NA inversi untuk gelombang Rayleigh pada stasiun CHTO (a). pencocokan kurva (waveform fit) antara data observasi dan sintesis, (b). Model

kecepatan rata-rata 1D untuk satu jejak lintasan, dan (3). Kurva dispersi gelombang untuk mode dasar dan beberapa mode tingginya. Model referensi yang digunakan adalah PREM (Dziewonski & Anderson, 1981)

Inversi muka gelombang (waveform) yang dilakukan dalam tahap satu ini didasarkan pada metoda inversi muka gelombang non-linier yang dikembangkan oleh Yoshizawa dan Kennet (2002a) yang didasarkan kepada Neighbourhood Algorithm (NA) dari Sambridge (1999). NA ini digunakan sebagai global optimizer untuk menemukan model dengan ketidakcocokan yang terkecil dalam ruang model parameter.

Penyeleksian setiap data set yang akan digunakan dalam tahap selanjutnya harus memenuhi beberapa kriteria diantaranya kecocokan muka gelombang (waveform fit) antara data sintetis dan observasi, pola radiasi energi maksimum, nilai reliabilitasnya tidak boleh sama dengan nol dan amplitudo radiasi rata-rata untuk masing-masing mode adalah 0,5. Perhitungan kurva dispersi kecepatan gelombang phase ini dilakukan dalam range perioda 30 sampai 160 s dengan total raypath yang digunakan dalam tahapan selanjutnya adalah: 5159 lintasan (paths).

Pada tahapan selanjutnya, semua lintasan/paths hasil seleksi ini digabungkan untuk membentuk peta/model kecepatan phase gelombang Rayleigh untuk setiap perioda mulai dari 30 s sampai 160 s untuk mode dasar. Persamaan yang digunakan untuk menghitung model kecepatan phase dari hubungan linier antara perturbasi dari phase, $\delta\psi$ dan kecepatan phase \bar{c} sebagai berikut: (Woodhouse & Wong, 1986; Tarantola & Valetta, 1982):

$$\delta\psi(\omega) = -k(\omega) \int_{ray} ds \frac{\delta c(s, \omega)}{c_0(\omega)},$$

dimana k adalah bilangan gelombang ($=(\omega)/c_0$) untuk model referensinya.

Ada dua tipe model kecepatan phase yang digunakan yaitu yang pertama GC (great-circle) approximation dan kemudian model ini diupdate dengan mempertimbangkan influence zone disepanjang great-circle-nya yang disebut dengan Riz (*ray tracing and influence zone*) model.

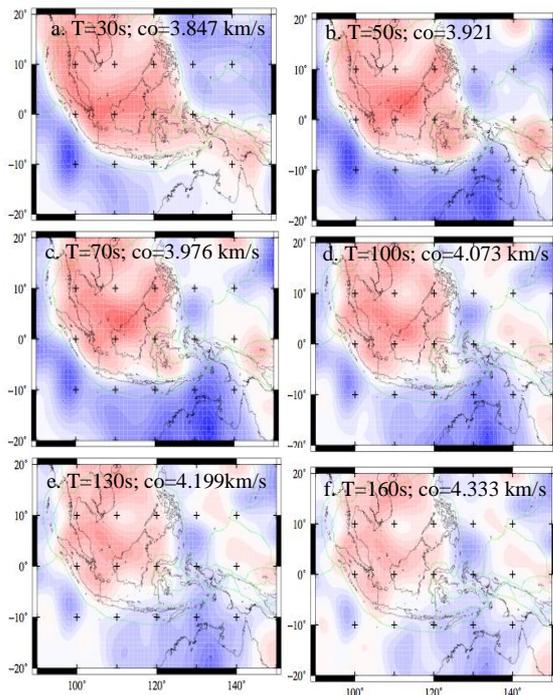
HASIL DAN PEMBAHASAN

Hasil inversi data tomography gelombang Rayleigh untuk beberapa kecepatan phase sebagai fungsi periodenya untuk mode dasar gelombang Rayleigh dapat dilihat pada gambar 4. Pemilihan ini didasarkan pada perubahan struktur seismik yang terjadi di lapisan mantel atas Indonesia.

Model kecepatan phase gelombang Rayleigh ini, menunjukkan resolusi horizontal yang lebih baik dari penelitian sebelumnya yang hanya menggunakan mode dasar tomography gelombang permukaan seperti yang dilakukan oleh Lebedev dan Nolet (2003) dan Okabe et. al (2004). Peningkatan hasil yang signifikan dapat dilihat dalam penunjukkan batas-batas zona penujaman lempeng di sepanjang kepulauan Indonesia dan dataran benua (lempeng Eurasia). Peningkatan resolusi ini disebabkan karena melibatkan mode tinggi dari gelombang Rayleigh, sehingga variasi kedalaman struktur seismik lebih teridentifikasi.

Pada periode sampai 100 s (gambar 4) struktur seismik untuk batasan lempeng oceanic dan continental terlihat jelas di kepulauan Indonesia dan daerah sekelilingnya. Dengan meningkatnya perioda gelombang, terlihat jelas perubahan anomaly kecepatan di bagian Timur Indonesia dan batasan dataran Sunda sebagai bagian dari lempeng Eurasia. Struktur seismik di kepulauan Indonesia ini terlihat lebih detail dari penelitian terdahulu yang telah dilakukan oleh Okabe dan lainnya, terutama batas lempeng oceanic dan continental dan mikro seismik di kepulauan Indonesia. Kecepatan phase untuk setiap periodenya juga makin

meningkat seiring dengan bertambahnya perioda gelombang Rayleigh.

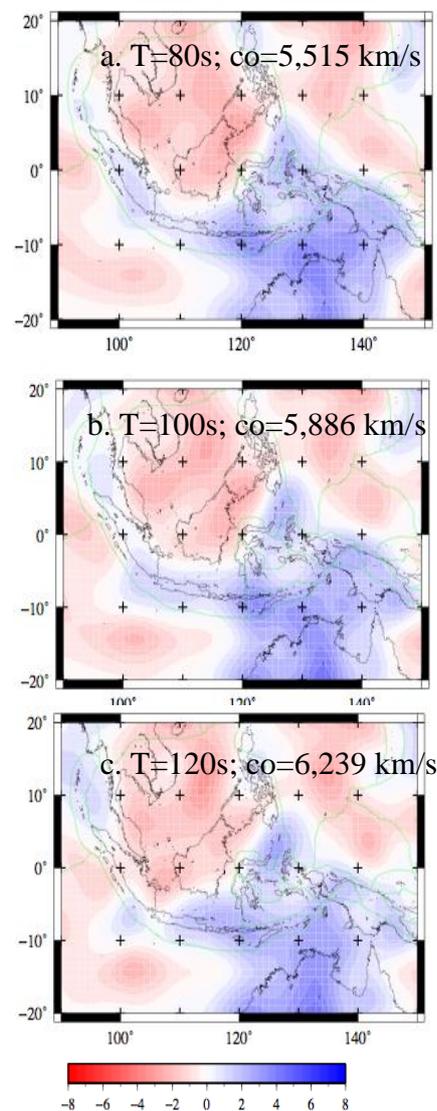


Gambar 4. Model kecepatan phase untuk mode dasar gelombang Rayleigh pada beberapa perioda dan kecepatan referensinya

Untuk mode dasar ini (gambar 4), anomaly kecepatan phase yang rendah sampai 6% di Pulau Sumatera, menunjukkan kedinamikan mantle yang berbeda di sepanjang pulau ini. Hal ini ditunjang oleh data pergerakan tektonik lempeng yang tidak sama disepanjang pulau Sumatera. Perubahan signifikan di Indonesia bagian timur berkaitan dengan tektonik daerah tersebut sebagai bagian dari oceanic basin yang masih muda.

Penggunaan mode tinggi dari gelombang Rayleigh, dapat meningkatkan resolusi terhadap kedalaman. Hal ini terlihat dari gambar 5, untuk perioda tinggi dengan kecepatan yang semakin meningkat terlihat di bawah kepulauan Sumatera. Anomaly kecepatan phase yang positif menunjukkan kedalaman penujaman lempeng Indo-Australia di bawah Pulau Sumatera dan Jawa dan bagian Timur Indonesia yang merupakan bagian dari lempeng oceanic.

Pola anomaly kecepatan phase yang positif (besar) di Kepulauan Indonesia ini juga menunjukkan ketidaksamaan umur dari pembentukan batuan penyusun mantel atas seperti terlihat dalam gambar 1. Batuan yang lebih tua di bagian Indonesia Timur (Katili, 1975) terlihat mempunyai anomaly yang lebih besar (positif) dari bagian barat Indonesia (yaitu Pulau Sumatera dan Jawa). Anomali negatif di Pulau Kalimantan dan Laut china Selatan yang merupakan bagian dari pembentukan awal Eurasia, terlihat lebih jelas sampai perioda 120 s untuk mode tinggi ini.



Gambar 5. Model kecepatan phase untuk mode tingkat 2 gelombang Rayleigh untuk beberapa perioda dan kecepatan referensinya

KESIMPULAN

Dari hasil penelitian ini dapat disimpulkan bahwa model/map kecepatan phase gelombang rayleigh menunjukkan peningkatan yang signifikan dari penelitian sebelumnya yang menggunakan mode dasar tomography gelombang permukaan dari Lebedev dan Nolet (2003) dan Okabe et.al (2004). Struktur seismik mantel teratas bumi tersebut sangat sesuai dengan tektonik di permukaan. Anomali kecepatan tinggi (+2 sampai +6 %) menandakan lempeng Indo-Australia yang sangat aktif dan anomaly kecepatan rendah (-2 sampai -6 %) menunjukkan dataran benua (Sunda shelf) dan laut Banda. Di sekitaran Laut Banda resolusi meningkat pada periode lebih dari 100s. Begitu juga dengan hasil inversi mode tinggi gelombang Rayleigh memperlihatkan sejauh mana zona penujaman lempeng oceanic dari lempeng Indo-Australia dan lempeng Philliphine dibawah kepulauan Indonesia, serta struktur seismik di laut Banda dan Moluska.

UCAPAN TERIMAKASIH

Ucapan terimakasih disampaikan kepada BMKG (Badan Meteorologi, Klimatologi dan Geofisika, Indonesia), JISNET (Japan-Indonesia Seismic Network) dan IRIS (Incorporated research Institutions for Seismology) data management center yang telah menyediakan data seismik di Negara Indonesia dan beberapa Negara di sekitarnya, Prof. Kiyoshi Yomogida dan Kazunori Yoshizawa Ph.D yang telah menjadi pembimbing penulis melakukan penelitian ini juga kepada GMT software dalam hal pembuatan grafik untuk makalah ini.

DAFTAR PUSTAKA

- Barmin, M.P., Ritzwoller, M.H., Levshin, A.L. (2001). **A fast and Reliable method for Surface Wave Tomography**, *Pure appl. Geophys.* 158, 1351-1375.
- Bird, P., (2003). **An Updated Digital Model of Iplate Boundaries**. *Geochem. Geophys.*4(3), 1027, doi:1029/2001 GC000252
- Dziewonski, A. M., Anderson, D.L., (1981). **Preliminary Reference Earth Model**. *Phys. Earth Planet. Inter.* 25, 297-356.
- Fichtner, A., Maarten De Wit, Manfred van Bergen, 2010. Subduction of continental litho sphere in the BandaSea region: Combining evidence from full waveform tomography and isotope ratios. *Earth Plane. Sci. Lett.*, 297, 405-412.
- Fukao, Y., Widiyantoro, R.D., Ohbayashi, M., (2001). **Stagnant Slab in the Upper and Lower Mantle Transition Zone**. *Rev. Geophys.* 39, 291-323.
- Katili, J.,A., (1975). **Volcanism and Plate Tectonics in the Indonesian Island arcs**. *Tectonophysics*, 26, 1965-188.
- Lebedev, S., Nolet, G., (2003). **Upper Mantle beneath Southeast Asia From S Velocity Tomography**. *J. Geophys. Res.* 08 (B1), 2048, doi:10.1029/2000JB000073
- Okabe, A., Kaneshima, S., Kanjo, K., Ohtaki, T., Purwana, I., (2004). **Surface Wave Tomography for Southeastern Asia using IRIS-FARM and JISNET data**. *Phys. Of the Earth and Planetary Int.* 146, 101-112.
- Pesicek, D.,J., Thurber, C., H., Widiyantoro, S., Engdahl, E.,R., DeShon H., R (2008). **Complex Slab Subduction Beneath Northern Sumatra**. *Geophys.Res. Let.* 35 (L20303), doi: 10.1029/2008GL035262.
- Sambridge, M., (1999). **Geophysical Inversion with a Neighbourhood Algorithm. I. Searching a parameter space**. *Geophys. J. Int.* 138, 479- 494

- Tarantola, A., and Valetta, B., (1982). **Generalized Nonlinear Inverse Problems Solved Using the Least-Squares Criterion**. *Re. Geophys.* 20, 219-232.
- Yoshizawa, K., Kennett, B.L.N., (2002). **Non-linear waveform inversion for surface waves with a neighbourhood algorithm-application to multimode dispersion measurement**. *Geophys. J.Int.* 149 (1), 118-133.
- Yoshizawa, K., Kennett, B.L.N., (2004). **Multimode Surface Wave Tomography For The Australian Region Using A Three-Stage Approach Incorporating Finite Frequency Effects**. *J. Geophys. Res.* 109 (B02310), doi:10.1029/2002JB002254.
- Yoshizawa, K., Ekstroom, G., (2010). **Automatic Multi-Mode Phase Speed Measurements For High Resolution Regional-Scale Tomography: Application To North America**. *Geophys. J.Int.* 183,1538-1558.
- Widiyantoro, S., Van der Hilst, R.V., (1996). **Structure And Evolution Of Litho- Spheric Slab Beneath The Sunda Arc, Indonesia**. *Science* 271, 1566-1570
- Woodhouse, J.H. & Wong, Y.K., (1986). **Amplitudo Phase and Path Anomalies Of Mantle Wave**