

**STRUKTUR KECEPATAN GELOMBANG S DI DAERAH DEPAN BIDANG SUBDUKSI
ALASKA DENGAN MENGANALISA SEISMOGRAM
GEMPA C022801L DI STASIUN WHY**

Bagus Jaya Santosa¹

ABSTRACT

In this research the measured seismogram of C022801L, Washington U.S.A. is compared to the synthetic seismogram, which is recorded at WHY observation station in three dimensions, where the wave path resides in front area of Alaska subduction zone. The synthetic seismogram is calculated with the GEMINI Program, whose input is in the form of an earth model, which is radial symmetry and transversal isotropic, and the CMT solution of the quake.

Simulation and seismogram comparison can only be conducted till a frequency to 15 mHz, because big discrepancies are found at surface wave and the depth wave phase ScS. The surface wave propagates along earth surface till a depth which is equivalent to depth of upper mantle; so that the fitting can be obtained by altering speed structure till base of upper mantle, where the corrections are conducted at β_h speed gradient. Correction at upper mantle structure does not bring repair at wave phase ScS. Corrective is further executed at speed structure of shear wave S till CMB, until the good fitting at ScS wave is obtained.

S velocity structure in front area of Alaska subduction zone has in reality a strong positive anomaly, and to get fitting at ScS wave, the positive anomaly continues at earth layers below upper mantle till CMB

Keywords : Seismogram, Front area of subducted zone and Waveform comparison

INTISARI

Dalam penelitian ini telah diperbandingkan antara seismogram terukur dengan seismogram sintetik dari sebuah gempa C022801L di Washington, USA, direkam oleh stasiun observasi WHY dalam komponen ruang 3 dimensi, dimana jalan gelombang berada di daerah depan bidang subduksi Alaska. Seismogram sintetik dihitung dengan Program GEMINI, yang mana inputnya berupa sebuah model bumi yang simetri radial dan isotrop transversal, dan solusi CMT.

Simulasi dan perbandingan seismogram hanya dapat dilakukan hingga frekuensi 15 mHz, karena sudah dijumpai diskrepansi yang signifikan pada gelombang permukaan dan gelombang ScS. Gelombang permukaan merambat hingga kedalaman yang setara dengan kedalaman mantel atas, sehingga pencocokan dapat diperoleh dengan mengubah struktur kecepatan hingga mantel atas, dimana perubahan dilakukan pada gradien kecepatan β_h . Perubahan pada struktur mantel atas tidak membawa perbaikan pada fase gelombang ScS. Koreksi lebih jauh dilaksanakan pada struktur kecepatan rambat gelombang shear hingga CMB, hingga diperoleh pencocokan yang baik pada gelombang ScS.

Struktur β bumi di depan daerah subduksi Alaska ternyata memiliki anomali positif kuat, dan untuk mendapatkan pencocokan pada gelombang ScS, ternyata anomali positif berlanjut pada lapisan-lapisan di bawah mantel atas hingga CMB.

Kata kunci : Seismogram, Depan zona subduksi dan Perbandingan waveform

PENDAHULUAN

Lempeng-lempeng benua dan lautan mengambang di atas mantel yang quasi plastis. Arus-arus konveksi dalam lapisan mantel atas merupakan gaya-gaya utama yang mengontrol terjadinya gerakan-gerakan lempeng-lempeng benua dan lautan. Tumbukan antara lempeng lautan dengan benua mengakibatkan

subduksi lempeng lautan ke bawah lempeng benua. Lautan Pasifik dikenal sebagai cekungan dengan bentuk tapal kuda. Karena di tengah lautan Pasifik terdapat pegunungan bawah laut, yaitu tempat dimana keluarnya magma-magma baru ke permukaan bumi, dan mendesak kulit Lautan ke arah lateral keluar sumbu garis pegunungan bawah laut. Oleh karena itu,

¹ Jurusan Teknik Geofisika ITS Surabaya

umur geologis batuan kulit bumi yang semakin jauh dari sumbu pegunungan bawah laut menjadi semakin tua. Dorongan lempeng-lempeng lautan berlanjut hingga lempeng lautan menumbuk lempeng benua dan tersubduksi ke bawahnya.

Akhir-akhir ini, tomografi gelombang seismik, secara global dengan rutin memproses data-data *travel-time*, sebagai contoh *Internasional Seismological Center* (ISC). Kegiatan ini khususnya telah sukses pada pemetaan atas terbenamnya material lithospherik dingin ke dalam mantel, sepanjang dan di bawah palung laut aktif dari tepian lempeng-lempeng besar, dalam tiga dimensi. Berlanjutnya pembentukan kulit bumi baru dan bertumbukan dengan kulit benua menghasilkan gempa-gempa bumi. Gempa bumi menghasilkan pergerakan tanah yang dapat direkam oleh stasiun observasi seismologi, yang letaknya jauh dari hiposenter gempa, dan disajikan kembali sebagai seismogram. Riset ini hendak meneliti ulang daerah yang berada di depan bidang subduksi antara lautan Pasifik dengan daratan Amerika Utara, melalui analisa seismogram gempa C022801L, Washington yang direkam di stasiun WHY, Kanada.

Analisa kuantitatif pada deret waktu seismogram yang paling mudah dilakukan adalah pengamatan atas waktu tiba gelombang P, karena bersifat sebagai *first-break*. Waktu tiba gelombang S lebih sulit dikenali, karena mempunyai perioda yang lebih panjang dan bukan *first-breaks*. Data yang dapat dicatat lainnya adalah polaritas dari gelombang P dan kurva dispersi dari gelombang permukaan.

Dari himpunan data waktu tempuh yang tersusun atas jutaan data waktu tiba gelombang P, dan sedikit data waktu tiba gelombang S dapat diinterpretasikan model bumi global. Data waktu tempuh hanya dapat menghasilkan parameter elastik berupa kecepatan penjalaran gelombang kompresi dan gelombang shear. Parameter elastik yang lain diperoleh melalui ana-lisa dispersi pada gelombang permukaan.

Ada dua model bumi standar IAS-PEI91 (Kennett, 1991) dan PREM (Dziewonski & Anderson, 1981) yang umumnya digunakan sebagai acuan bagi ahli-ahli seismologi lain untuk mengem-

bangkan teori inversi model 2 – 3 dimensi terhadap data waktu tempuh guna mendapatkan struktur bumi yang lebih rinci.

Menurut Replumaz et al. (2004), pada bagian depan dari daerah subduksi di Asia Tenggara, karena tepian benua mengalami pemampatan, maka struktur kecepatan di lapisan mantel atas memiliki anomali kecepatan positif. Struktur kecepatan seperti ini didapatkan dengan menginversikan data waktu tempuh gelombang P langsung sejumlah $\approx 8 \times 10^6$, fase gelombang pantul pP sejumlah $\approx 0,6 \times 10^6$, dan terbias dalam inti bumi PKP hampir $\approx 1 \times 10^6$, juga sejumlah besar kurva-kurva analisa dispersi. Data sejumlah ini dikumpulkan dari 300.000 gempa-gempa bumi dari rentang waktu 1 Januari 1964 hingga 31 Desember 2000 (Engdahl, 1998). Begitu pula sejumlah kecil data selisih absolut dari waktu-waktu tempuh PP-P, PKP-P_{diff}, yang diukur secara akurat melalui korelasi silang bentuk gelombang dari data digi-tal pita lebar (Grand et al., 1997). Karena struktur subduksi di Sumatra-Jawa serupa dengan struktur subduksi di daerah Alaska, antara lempeng lautan Pasifik dengan lempeng benua Amerika, maka anomali kecepatan di daerah subduksi diandaikan dapat diterapkan pada zona ini pula.

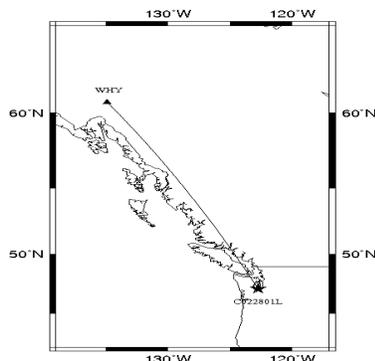
Dalam penelitian ini model bumi di bagian depan dari daerah subduksi Alaska akan diteliti melalui perbandingan seismogram dalam domain waktu. Penentuan struktur bumi dengan menggunakan analisa seismogram dalam domain waktu merupakan metoda terkini, karena keseluruhan informasi dalam seismogram akan dimanfaatkan.

Gempa bumi yang dianalisa dalam penelitian ini adalah gempa bumi yang terjadi di Washington, USA, dengan kode C022801L. Data seismogram diperoleh dari Databank Center (lihat <http://dmc.iris.washington.edu>), sedang data diakses melalui halaman situs web. Proyeksi horisontal sinar gelombang dari hiposenter ke stasiun observasi WHY, yang seismogramnya dianalisa dalam riset ini, dapat dilihat pada Gambar 1.

Pertama, dalam penelitian ini harus dijalankan program komputer untuk perhitungan waktu tempuh fase-fase gelombang ruang utama, yaitu program **ttimes** yang dibuat berdasarkan makalah

dari Bulland & Chapman (1983), diperoleh dari <http://orfeus.knmi.nl>. Sedangkan untuk memproduksi seismogram sintetik yang lengkap dari gempa tersebut di stasiun observasi digunakan program yang berbasis metoda GEMINI (Dalkolmo, 1993; Frie-derich & Dalkolmo, 1995). Ketika program ini dijalankan, diperlukan sebuah model bumi sebagai input, yaitu model bumi IASPEI91 dan PREMAN, solusi CMT (Central Moment Tensor) dari gempa bumi C02-2801L, dan kedudukan stasiun observasi WHY.

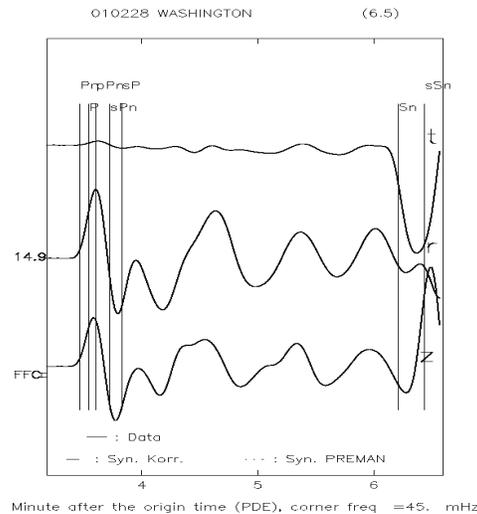
Sebagai model bumi masukan, data harus mengandung parameter elastik secara lengkap, yaitu meliputi kecepatan penalaran gelombang P dan S dari batuan penyusun struktur bumi, rapat massa, faktor kualitas dan anisotropi vertikal (Takeuchi & Saito, 1972). Disamping data model bumi, diperlukan juga keterangan mengenai kedudukan hiposenter, arah moment tensor dan besar energi yang dilepaskan gempa, dimana semua keterangan tersebut dapat dilihat dalam katalog solusi CMT.



Gambar 1. Proyeksi horisontal sinar gelombang dari Hiposenter di Washington hingga stasiun Observasi WHY.

Dari model bumi masukan, solusi CMT, kedudukan sumber gempa dan kedudukan stasiun observasi program GEMINI dieksekusi untuk menghasilkan seismogram sintetik lengkap, meliputi semua fase gelombang ruang dan kedua ragam gelombang permukaan Love dan Rayleigh. Sebelum seismogram diperbandingkan, satuan kedua seismogram harus disamakan, yaitu dalam mV (satuan tegangan listrik, sebagai output

dari sistim peralatan rekam), dengan menerapkan konvolusi filter tanggap-response terhadap seismogram sintetik.



Gambar 2. Perbandingan seismogram riil dan waktu tempuh di stasiun FFC pada frekuensi sudut 45 mHz

PEMBAHASAN

Pertama dibandingkan seismogram terukur dengan data waktu tempuh dari fase-fase gelombang utama, guna menguji ketepatan dari keterangan tentang waktu *origin* dari gempa C022-801L (Dziewonski et al., 1981) (in charge Prof. Ekström). Untuk itu digunakan stasiun observasi FFC (Flin Flon) di Manitoba, Canada.

Kedua akan disajikan perbandingan seismogram riil dengan sintetiknya, dimana seismogram sintetik dihitung dari model bumi IASPEI91 dan PREMAN, dengan stasiun observasi WHY. Frekuensi sudut pada perbandingan seismogram pertama dipasang pada 45 mHz.

Gambar 2 menunjukkan waktu tiba gelombang P sesuai dengan awal simpangan dari gelombang P tersebut. Jarak episentrum stasiun FFC adalah $14,9^{\circ}$, sehingga rentang waktu dari kedatangan kereta gelombang primer dan perulangannya cukup pendek, kurang dari 30 detik. Tetapi kita dapat melihat, ada simpangan yang besar pada seismogram terukur di belakang menit 4', dimana fase-fase gelombang ini tidak ditera oleh himpunan waktu tempuh ge-

lombang, yang dihitung dengan menggunakan program **ttimes**.

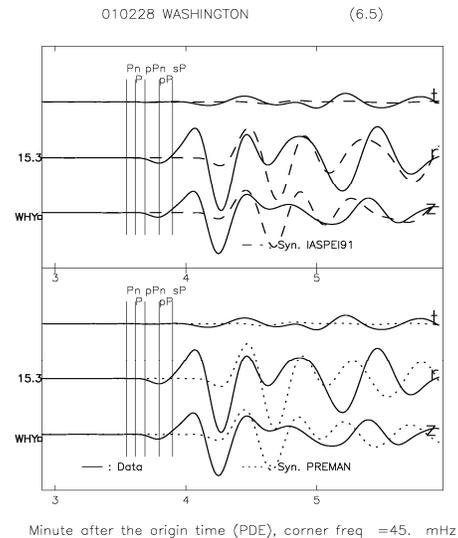
Jika pada gambar 2 kita telah melihat kesesuaian yang baik antara waktu tempuh dengan awal dari fase gelombang P, berarti keterangan tentang waktu origin adalah benar. Selanjutnya kita perbandingan seismogram riil dan sintetis untuk stasiun WHY.

Pada gambar 3 terlihat diskrepansi yang sangat nyata pada perbandingan seismogram fase-fase gelombang kompresi. Pengamatan pada gelombang P menunjukkan diskrepansi yang sangat kuat pada waktu kedatangan fase utama. Pada waktu awal dari gelombang P terlihat amplitudo sintetis terlalu lemah, dan amplitudo kuat sintetis berada 23.6 detik di belakang amplitudo kuat gelombang P terukur. Keterlambatan ini bukan disebabkan oleh kesalahan dalam keterangan waktu origin, melainkan pada struktur tanah antara episenter hingga stasiun WHY, sebagai media penjalaran gelombang.

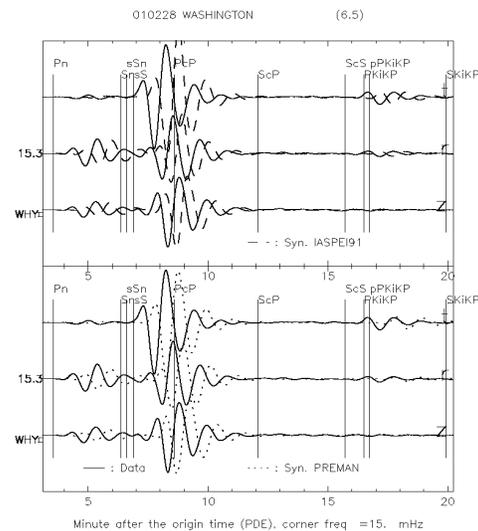
Berikutnya kita lihat perbandingan pada frekuensi sudut 15 mHz (Bagus, 1999). Pada gambar 4 ini juga ditunjukkan, gelombang S dengan amplitudo kecil dan berdekatan dengan gelombang Love, tampak tenggelam dalam amplitudo besar gelombang Love. Oleh karena itu, pencatatan atas waktu tempuh fase S menjadi kabur, sehingga pada jarak episenter kecil tidak ada pencatatan waktu tempuh gelombang S.

Pada perbandingan seismogram di stasiun WHY dengan frekuensi sudut 15 mHz, seperti ditunjukkan dalam gambar 4, ternyata masih dapat dilihat diskrepansi yang besar, pada semua fase gelombang: P, S Love, Rayleigh dan ScS. Semua fase gelombang sintetis tampak datang terlambat dibandingkan fase terukurnya. Pada gambar ini kita dapat melihat pada segmen terakhir gelombang kompresi, bahwa seismogram terukur mempunyai amplitudo yang lebih kuat, dan bentuk gelombang terukur dan sintetis mempunyai beda fase sebesar 180° . Gambar ini menunjukkan kelemahan dari kedua model bumi standar dalam hal struktur kecepatan β khususnya, karena mereka didapatkan dari inversi atas data waktu tempuh gelombang P dan gelombang S, yang dicatat pada stasiun-stasiun observasi dengan

jarak episentrum besar, di atas 30° .



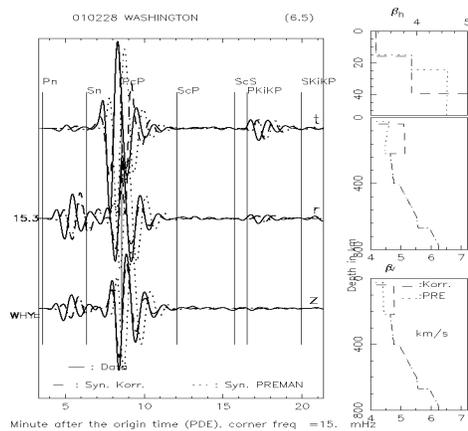
Gambar 3. Perbandingan seismogram riil dan sintetis di stasiun WHY pada jendela waktu gelombang kompresi, frekuensi corner 45 mHz



Gambar 4. Perbandingan seismogram riil dan sintetis di stasiun WHY pada frekuensi sudut 15 mHz

Dalam gambar 4 tampak kekurangan-lengkapan model kecepatan penjalaran gelombang, baik pada gelombang kompresi ataupun gelombang sekunder dan gelombang permukaan. Target pertama dari uraian berikutnya yaitu mendapatkan struktur kecepatan β dengan

mencapai pencocokan antara gelombang permukaan riil dengan sintetikinya. Karena pengaruh dari kecepatan gelombang sekunder terhadap gelombang permukaan dua kali lebih kuat daripada kecepatan gelombang primer, perubahan struktur kecepatan dieksekusi pada struktur kecepatan gelombang sekunder. Pencocokan juga ditunjukkan pada gelombang ScS.



Gambar 5. Analisis dan pencocokan seismogram riil dan sintetik di stasiun WHY pada frekuensi sudut 15 mHz pada jendela waktu gelombang S, Love dan Rayleigh

Gambar 5 menunjukkan pencocokan yang bagus pada fase gelombang S dan gelombang permukaan. Ini diperoleh dengan mengubah model ketebalan kulit menjadi 40 km, gradien pada struktur kecepatan β_h di mantel atas menjadi positif dan menambahkan nilai pada koefisien nol pada polinomial kecepatan β_h dan β_v secara simultan, sehingga diperoleh pencocokan yang baik pada fase utama dari gelombang permukaan Love dan Rayleigh. Perubahan model kecepatan dilaksanakan hingga dasar mantel atas. Sifat perambatan gelombang permukaan berbeda dengan perambatan gelombang ruang, bahwa gelombang permukaan hanya menjangkar sepanjang permukaan, dari permukaan bumi hingga suatu kedalaman yang kira-kira sama dengan panjang gelombangnya. Oleh karena itu perubahan kecepatan hanya dilaksanakan dari permukaan bumi hingga batas bawah mantel atas, dikenal sebagai

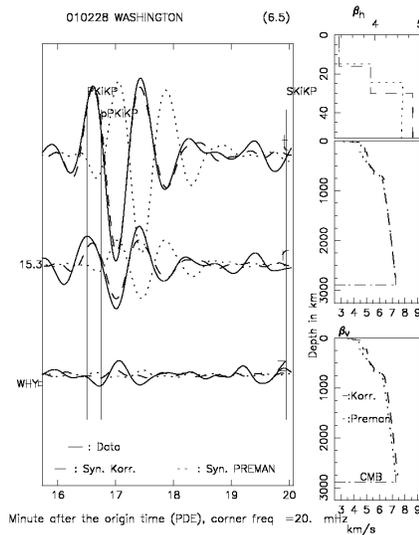
lithosfer. Jarak episentrum hanya 15,3⁰, karena itu koreksi positif kuat harus dikenakan pada struktur kecepatan S di mantel atas. Ini menunjukkan bahwa pada daerah di depan bidang subduksi Alaska memiliki anomali positif kuat dari model bumi standard PREMAN.

Meskipun pencocokan yang baik telah didapatkan pada fase utama dari kedua ragam gelombang permukaan, masih dapat terlihat bahwa gelombang ScS sintetik masih datang lebih lambat dari ScS terukur.

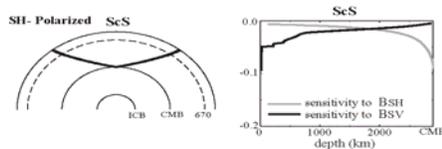
Upaya berikutnya adalah mendapatkan pencocokan yang bagus untuk fase gelombang ScS. Gelombang ScS melintas pada semua lapisan bumi dari permukaan bumi hingga CMB (Core Mantle Boundary). Gelombang ScS adalah gelombang S yang merambat ke bawah hampir vertikal hingga menjumpai antarmuka CMB, yang merupakan reflektor yang kuat, karena merupakan antarmuka (batas medium) antara inti luar yang cair dan mantel bawah yang padat. Oleh antarmuka ini gelombang dipantulkan kembali ke permukaan sebagai gelombang ScS. Oleh karena itu perubahan kecepatan pada β dilaksanakan dalam sistim pelapisan bumi dari mantel atas hingga CMB. Hasil pencocokan pada gelombang dalam ScS dapat dilihat pada gambar 6.

Menurut Yu et al. (2005) untuk mendapatkan pencocokan pada gelombang ScSH maka struktur kecepatan β_h dekat CMB memiliki pengaruh yang kuat, seperti diilustrasikan dalam Gambar 6. Sedangkan riset ini menunjukkan sebaliknya, bahwa sensitivitas ScSH kuat berasal dari β_v dekat CMB (lihat Gambar 7). Ketergantungan gelombang ScSH pada β_v di daerah mantel bawah ternyata belum banyak diketahui oleh ahli seismologi lain.

Porsi lintasan gelombang ruang ScS dalam lapisan mantel atas hanya kecil, sehingga struktur kecepatan gelombang S harus dikoreksi hingga kedalaman di bawah mantel atas, sampai CMB. Perubahan kecepatan pada struktur mantel dasar tidak memberikan efek pada pencocokan gelombang permukaan, sebagaimana terlihat dalam Gambar 7.



Gambar 6. Pencocokan seismogram pada fase gelombang dalam ScS



Gambar 7. Kurva sensitivitas waktu tiba gelombang ScSH terhadap struktur kecepatan S (Yu et al., 2005)

Setelah mengubah struktur kecepatan gelombang S dari lithosfer hingga CMB kini didapatkan kesesuaian yang baik pada kedua fase gelombang, gelombang permukaan dan gelombang ScS. Penggunaan stasiun dengan jarak episentrum kecil, hingga saat ini belum pernah dimanfaatkan oleh ahli-ahli seismologi lain. Para ahli seismologi lain menggunakan data seismogram, yang direkam oleh stasiun-stasiun observasi yang memiliki jarak episentrum di atas 83° , untuk mendapatkan selisih waktu tiba fase gelombang S-SKS, SKKS, SKIKS (Souriau & Poupinet, 1991; Wyss et al., 1995) guna meneliti struktur kecepatan β dekat CMB.

Jalan gelombang dari hiposenter ke stasiun melintas pada struktur bumi di depan daerah subduksi Alaska, antara lautan Pasifik dengan benua Amerika Utara. Setelah pencocokan seismogram mulai dari gelombang permukaan hingga gelombang dalam ScS dida-

patkan bahwa struktur β bumi di depan daerah subduksi Alaska ternyata memiliki anomali positif kuat, dan untuk membuat pencocokan pada gelombang ScS, ternyata anomali positif berlanjut pada lapisan-lapisan di bawah mantel atas hingga CMB. Hasil riset ini melengkapi hasil riset seismologi lain, yang hanya didasarkan pada data waktu tempuh semata.

KESIMPULAN

Analisa seismogram dalam domain waktu terhadap ketiga komponen Kartesian secara simultan, untuk mengolah informasi dalam seismogram secara lebih lengkap, daripada analisa dengan waktu tempuh fase gelombang dan analisa dispersi. Pada frekuensi 15 mHz dijumpai diskrepansi yang sangat nyata dalam perbandingan seismogram terukur dengan sintetiknya.

Untuk menyelesaikan diskrepansi yang dijumpai, perlu dilakukan koreksi terhadap struktur kecepatan S di lapisan-lapisan bumi. Gelombang permukaan merambat hingga kedalaman yang setara dengan kedalaman mantel atas, sehingga pencocokan dapat diperoleh dengan mengubah struktur kecepatan pada lapisan-lapisan bumi di lithosfer, dimana perubahan dilakukan pada gradien kecepatan terhadap kedalaman dan perubahan koefisien kecepatan gelombang S. Perubahan kecepatan pada struktur lithosfer tidak membawa perbaikan pada fase gelombang ScS. Koreksi lebih jauh dilaksanakan pada struktur kecepatan rambat gelombang S dari bawah mantel atas sampai CMB, hingga diperoleh pencocokan yang baik pada gelombang ScS.

Jalan gelombang dari hiposenter ke stasiun melintas pada struktur bumi di depan daerah subduksi Alaska, antara lautan Pasifik dengan benua Amerika Utara. Setelah pencocokan seismogram mulai dari gelombang permukaan hingga gelombang dalam ScS didapatkan bahwa struktur β bumi di depan daerah subduksi Alaska memiliki anomali positif kuat, dan untuk membuat pencocokan pada gelombang ScS, ternyata anomali positif berlanjut pada lapisan-lapisan di bawah mantel atas hingga CMB.

DAFTAR PUSTAKA

- Replumaz, A, Kárason, H, van der Hilst, R. D., Besse, J. and Tapponnier, P., 2004, 4-D evolution of SE Asia's mantle from geological reconstructions and seismic tomography, *Earth and Planetary Science Letters*, 221, 103 – 115
- Engdahl, E.R. , Van Der Hilst, R.D., Bulland, R.P., 1998, Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 88, 722 - 743.
- Grand, S.P., Van Der Hilst, R.D., Widiantoro, S., 1997, Global seismic tomography; a snapshot of convection in the Earth, *GSA Today* 7, 1 – 7.
- Bagus J.S., 1999, *Moeglichkeiten und Grenzen der Modellierung vollstaendiger langperiodischer Seismogramme*, Doktorarbeit, Berichte Nr. 12, Inst. fuer Geophysik, Uni. Stuttgart
- Bulland, R. and Chapman, C., 1983, Travel time Calculation, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73, 1271– 1302
- Dalkolmo, J., 1993, *Synthetische Seismogramme fuer eine sphaerisch symmetrische, nichtrotierende Erde durch direkte Berechnung der Greenschen Funktion*, Diplomarbeit, Inst. fuer Geophys., Uni. Stuttgart
- Dziewonski, A.M. and Anderson, D.L., 1981, Preliminary reference Earth model, *Phys. of the Earth and Plan. Int.*, 25, 297 – 356
- Dziewonski, A.M., Chou, T.A. and Woodhouse, J.H., 1981, Determination Earthquakes Source Parameters From Waveform Data for Studies of Global and Regional Seismicity, *Jour. of Geophys. Res.*, 86, 2825 – 2852
- Friederich, W. and Dalkolmo, J., 1995, Complete synthetic seismograms for a spherically symmetric earth by a numerical computation of the green's function in the frequency domain, *Geophys. J. Int.*, 122, 537 - 550.
- Kennett, B., 1991, IASPEI 1991, *Seismological Tables*, Research School of Earths Sciences, Australian National University
- Souriau, A. & Poupinet, G., 1991, A study of the outermost liquid core using differential travel times of the SKS, SKKS and S3KS phases, *Phys. of the Earth and Plan. Int.*, 68, Issue 1 - 2, 183 - 199
- Takeuchi, H. and Saito, M., 1972. *Seismic surface waves in Methods in Computational Physics*, Academic Press.
- Wysession, M.E., Valenzuela, R.W., Zhu, A. and Bartkó, L., 1995, Investigating the base of the mantle using differential travel times, *Phys. of the Earth and Plan. Int.*, 92, Issue 1 - 2, 67 – 84.
- Yu Gu, J., Lerner-Lam, A. L., Dziewonski, A.M. and Ekström, G., 2005, Deep structure and seismic anisotropy beneath the East Pacific Rise, *Earth and Planetary Science Letters*, 232, 259 – 272