MILIK PERPUSTAKAAN
DITERIMA TGL
SUMBER / HARGA : H
KOLEKSI : K1
NO. INVENTARIS : 395 / K1/99 e1 (2)
KLASIFIKASI : 551.422 FAU - e

LAPORAN PENELITIAN

ESTIMASI KEDALAMAN SESAR KERINCI DARI DATA ANOMALI GAYABERAT MENGGUNAKAN FILTER DEKONVOLUSI

JUDUL : SISTEM KEDALAMAN SESAR KERINCI
PENULIS : DRS. AHMAD FAUZI, MSi
JENIS : LAP. PENELITIAN
NOMOR : 232 / K12.12 / PK / K1 / 99
TANGGAL : 17 - 6 - 99

Oleh :

Drs. Ahmad Fauzi. MSi
(Ketua Tim Peneliti)

Penelitian ini dibiayai oleh :
Dana Rutin IKIP Padang
Tahun Anggaran 1998/1999
Surat Perjanjian Kerja No: 20/K12.2/KU/Rutin/1998
Tanggal 20 Juli 1998

INSTITUT KEGURUAN DAN ILMU PENDIDIKAN PADANG

1999

PENGANTAR

Kegiatan penelitian merupakan bagian dari darma perguruan tinggi, di samping pendidikan dan pengabdian kepada masyarakat. Kegiatan penelitian ini harus dilaksanakan oleh IKIP Padang yang dikerjakan oleh staf akademikanya dalam rangka meningkatkan mutu pendidikan, melalui peningkatan mutu staf akademik, baik sebagai dosen maupun peneliti.

Kegiatan penelitian mendukung pengembangan ilmu serta terapannya. Dalam hal ini, Lembaga Penelitian IKIP Padang berusaha mendorong dosen untuk melakukan penelitian sebagai bagian yang tidak terpisahkan dari kegiatan mengajarnya, baik yang secara langsung dibiayai oleh dana IKIP Padang maupun dana dari sumber lain yang relevan atau bekerja sama dengan instansi terkait. Oleh karena itu, peningkatan mutu tenaga akademik peneliti dan hasil penelitiannya dilakukan sesuai dengan tingkatan serta kewenangan akademik peneliti.

Kami menyambut gembira usaha yang dilakukan peneliti untuk menjawab berbagai permasalahan pendidikan, baik yang bersifat interaksi bebagai faktor yang mempengaruhi praktek kependidikan, penguasaan materi bidang studi, ataupun proses pengajaran dalam kelas yang salah satunya muncul dalam kajian ini. Hasil penelitian seperti ini jelas menambah wawasan dan pemahaman kita tentang proses pendidikan. Walaupun hasil penelitian ini mungkin masih menunjukkan beberapa kelemahan, namun saya yakin hasilnya dapat dipakai sebagai bagian dari upaya peningkatan mutu pendidikan pada umumnya. Kami mengharapkan di masa yang akan datang semakin banyak penelitian yang hasilnya dapat langsung diterapkan dalam peningkatan dan pengembangan teori dan praktek kependidikan.

Hasil penelitian ini telah ditelaah oleh tim pereviu usul dan laporan penelitian Lembaga Penelitian IKIP Padang, yang dilakukan secara "blind reviewing". Kemudian untuk tujuan diseminasi, hasil penelitian ini telah diseminarkan yang melibatkan dosen/tenaga peneliti IKIP Padang sesuai dengan fakultas peneliti. Mudah-mudahan penelitian ini bermanfaat bagi pengembangan ilmu pada umumnya, dan peningkatan mutu staf akademik IKIP Padang.

Pada kesempatan ini kami ingin mengucapkan terima kasih kepada berbagai pihak yang membantu terlaksananya penelitian ini, terutama kepada pimpinan lembaga terkait yang menjadi objek penelitian, responden yang menjadi sampel penelitian, tim pereviu Lembaga Penelitian dan dosen senior pada setiap fakultas di lingkungan IKIP Padang yang menjadi pembahas utama dalam seminar penelitian. Secara khusus kami menyampaikan terima kasih kepada Rektor IKIP Padang yang telah berkenan memberi bantuan pendanaan bagi penelitian ini. Kami yakin tanpa dedikasi dan kerjasama yang terjalin selama ini, penelitian ini tidak akan dapat diselesaikan sebagaimana yang diharapkan dan semoga kerjasama yang baik ini akan menjadi lebih baik lagi di masa yang akan datang.

Terima kasih.

Padang, Maret 1999
Ketua Lembaga Penelitian
IKIP Padang,

Kumaidi

Drs. Kumaidi, MA., Ph.D.
NIP 130605231

DAFTAR ISI

		hal.
ABSTRAK		i
PENGANTAR		ii
DAFTAR ISI		iii
DAFTAR GAMBAR		v
BAB I	PENDAHULUAN	
	A. Latar Belakang Masalah	1
	B. Asumsi	3
	C. Tujuan Penelitian	3
	D. Mamfaat Penelitian	4
BAB II	KAJIAN PUSTAKA	
	A. Landasan Teori	5
	1. Persamaan Umum Konvolusi	5
	2. Persamaan Umum Konvolusi Anomali Gayaberat.	8
	3. Persamaan Umum Dekonvolusi Anomali Gayaberat.	10
	B. Hasil-hasil Penelitian Terdahulu	13
	C. Hipotesis Penelitian	14
BAB III	METODOLOGI PENELITIAN	
	A. Daerah Penelitian	15
	B. Instrumentasi	15
	C. Teknik Pengambilan Data	16
	D. Analisis Data	18
	1. Sifat, Kelebihan dan Kekurangan Metoda Dekonvolusi.	18
	2. Spasi Grid, Ukuran dan Kedalaman Benda Anomali Dalam Dekonvolusi.	18

3. Efek Kedalaman (h_1) dan Ketebalan Benda Dalam Dekonvolusi 21
4. Keuntungan Penggunaan Metode Dekonvolusi Terhadap Inversi Langsung 21
5. Pengembangan Perangkat Lunak 22
6. Pengujian Pada Data Sintetik 23
a. Model I 23
b. Model II 25
c. Model III 26

BAB IV HASIL PENELITIAN DAN PEMBAHASAN
A. Tatanan Tektonik Daerah Penelitian. 29
B. Data Anomali Gayaberat Daerah Penelitian. 29
C. Estimasi Kedalaman Sesar. 32
D. Pembahasan 34

BAB V KESIMPULAN DAN SARAN
A. Kesimpulan. 35
B. Saran 36

DAFTAR PUSTAKA

DAFTAR GAMBAR

		hal.
Gambar 2.1	Skema sistem input-output linier	5
Gambar 2.2	Prosedur konvolusi: pembalikan, pergeseran, perkalian dan integrasi	7
Gambar 3.1	Hubungan antara spasi grid data gayaberat dan lebar lapisan	19
Gambar 3.2	Respon amplitudo dari operator dekonvolusi terhadap perubahan kedalaman lapisan	21
Gambar 3.3	Penampang anomali gayaberat model I	24
Gambar 3.4	Rapat massa model (bintik-bintik hitam) dan rapat massa hasil dekonvolusi antara anomali gayaberat model I dengan operator dekonvolusinya	25
Gambar 3.5	Penampang anomali gayaberat model II.	26
Gambar 3.7	Rapat massa model (bintik-bintik hitam) dan rapat massa hasil dekonvolusi antara anomali gayaberat model II dengan operator dekonvolusinya	27
Gambar 3.8	Penampang anomali gayaberat model III	28
Gambar 3.9	Rapat massa model (bintik-bintik hitam) dan rapat massa hasil dekonvolusi antara anomali gayaberat model III dengan operator dekonvolusinya	29
Gambar 4.1	Penampang anomali gayaberat hasil pengamatan setelah difilter dengan metode rata-rata berjalan	32
Gambar 4.2a	Penampang anomali gayaberat hasil pengamatan	33
Gambar 4.2b	Rapat massa hasil dekonvolusi antara penampang anomali gayaberat hasil pengamatan dengan operator dekonvolusinya	34

BAB I

PENDAHULUAN

A. Latar Belakang Masalah

Kepulauan Indonesia berada di daerah pertemuan tiga lempeng kerak bumi, yaitu lempeng India-Australia, lempeng Pasifik dan lempeng Eurasia. Tanpa dirasakan manusia, lempeng-lempeng tersebut secara perlahan terus bergerak karena pengaruh aktif gerakan kulit bumi. Lempeng Indo-Australia bergerak ke utara agak ke barat sedangkan lempeng Pasifik bergerak agak ke barat. Dengan pola pergerakan seperti ini, Sumatera terbelah mulai dari Aceh hingga Teluk Semangko-Lampung membentuk sistem sesar (patahan) yang dikenal dengan Sistem Sesar Sumatera (Bahar, Republika, 15-10-1995). Sistem Sesar Sumatera ini terdiri dari 11 segmen sesar aktif dan merupakan sesar geser arah gerakan menganan yang terbentuk akibat penunjaman lempeng Indo-Australia ke bawah lempeng Eurasia (Sukmono, Kompas, 10-10-1995). Kehadiran Sistem Sesar Sumatera menyebabkan pulau Sumatera rentan terhadap gempabumi. Ini telah dibuktikan dengan selalu berulangnya gempabumi pada tempat-tempat yang sama. Gempa Liwa yang terjadi pada tahun 1994 adalah perulangan dari gempa pada tahun 1933. Gempa Kerinci yang terjadi tahun 1995 yang lalu adalah perulangan dari gempa pada tahun 1903. Dari beberapa catatan, gempabumi yang terjadi di Kerinci tahun 1995 yang lalu dikategorikan sebagai gempabumi dangkal.

Turcotte & Scubert (1982) mengidentikkan gempabumi dengan pergeseran (displement) pada beberapa sesar. Bila sebuah sesar tergeser (stick), energi elastik mengakumulasi pada batuan di sekitar sesar yang disebabkan oleh pergeseran tersebut. Dan bila regangan (strain) yang bekerja pada sesar mencapai nilai kritis, maka sesar akan mengalami slip dan gempabumi terjadi. Energi gempa akan dilepas dalam bentuk gelombang P (longitudinal) dan S (transversal).

Karakteristik gempabumi yang terjadi di sepanjang pulau Sumatera dan penyebaran daerah kerusakannya berhubungan langsung dengan mekanisme dan segmentasi dari sesar aktif Sumatera (Natawijaya & Kumoro,1995). Perihal geometri dari sesar dan tertahannya energi gempa masih memerlukan studi lanjutan.

Bagaimana sesar terbentuk, hal ini sangat dipengaruhi dan berhubungan dengan pola geometri dan sifat fisika batuan penyusunnya. Suatu anomali gayaberat yang timbul sebagai akibat adanya perbedaan rapat massa batuan penyusunnya secara lateral selain berbanding langsung dengan parameter fisika juga bergantung kepada pola geometrinya. Karena itu anomali gayaberat yang teramati dipermukaan dapat digunakan untuk menduga geometri dan kedalaman sumber.

Secara umum respon gayaberat dibawah permukaan dapat didekati oleh proses konvolusi antara suatu operator konvolusi dengan suatu fungsi distribusi rapat massa (Kadir, 1997). Dengan kata lain gayaberat yang teramati dipermukaan merupakan hasil konvolusi antara operator yang bergantung kepada geometri benda tertentu dengan fungsi distribusi rapat massanya. Yang menjadi pertanyaan bagaimana mendesain suatu operator dekonvolusi dengan geometri tertentu

sehingga kedalaman sumber di bawah permukaan dapat diestimasi berdasarkan data yang di ukur di permukaan.

Dalam penelitian akan dicoba mendesain suatu operator dekonvolusi dari geometri berupa lempeng horizontal untuk mengestimasi geometri dan kedalaman sesar di Kerinci. Penelitian ini merupakan lanjutan dari penelitian yang pernah penulis lakukan di Kabupaten Kerinci pada tahun 1995, tepatnya sepuluh hari setelah kejadian gempabumi di Kerinci. Penelitian tersebut dilakukan dalam rangka penyelesaian tugas akhir S2 di PPs-ITB Bandung.

B. Asumsi

Sesar Kerinci tersesarkan secara vertikal sehingga geometrinya dapat didekati dengan benda berupa lempeng horizontal.

C. Tujuan Penelitian

Sesuai dengan latar belakang yang telah dijelaskan sebelumnya, maka dapat dijelaskan tujuan penelitian sebagai berikut :

1). Mendesain suatu operator dekonvolusi dari geometri tertentu yang diturunkan dari potensial gayaberat dua dimensi.

2). Mengestimasi geometri dan kedalaman sesar Kerinci berdasarkan data gayaberat yang teramati dipermukaan.

D. Mamfaat Penelitian

Beberapa mamfaat dari penelitian ini adalah

1). Memberi pengertian tentang konsep konvolusi dan dekonvolusi pada anomali gayeberat serta memperkaya teknik-teknik interpretasi yang telah ada dengan pendekatan baru.

2). Memberi alternatif baru didalam interpretasi kuantitatif anomali gayaberat pada struktur geologi utama maupun lokal yang berhubungan dengan target eksplorasi dan studi geodinamika.

3). Memberi informasi tentang daerah-daerah yang terletak diatas jalur sesar aktif yang rentan terhadap bahaya gempabumi.

4). Memberi masukan bagi instansi pemerintah/swasta untuk rencana pengembangan wilayah khususnya dalam membuat konstruksi bangunan yang terletak di atas jalur sesar aktif.

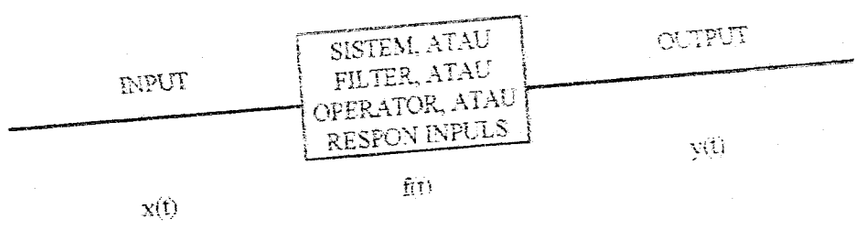
BAB II

TINJAUAN PUSTAKA

A. Landasan Teori

1. Persamaan Umum Konvolusi

Konvolusi adalah operasi matematik yang mengkombinasikan fungsi dua kawasan waktu atau jarak untuk menghasilkan fungsi ketiga. Gambar 2.1. memperlihatkan proses konvolusi antara fungsi input x(t) dengan suatu fungsi f(t) sehingga menghasilkan fungsi output y(t). Fungsi f(t) disebut juga respon impuls atau sistem dan juga disebut operator atau filter (Dimri, 1992)



Gambar 2.1. Skema sistem input output linier

Sistem linier didefenisikan sebagai

$$y(t) = \int_{-\infty}^{\infty} x(\tau) f(t,\tau) d\tau \qquad (2\text{-}1)$$

dimana τ adalah bentuk lain dari t.

Operator linier disebut shif invarian bila

$$f(t,\tau) = f(t-\tau) \tag{2-2}$$

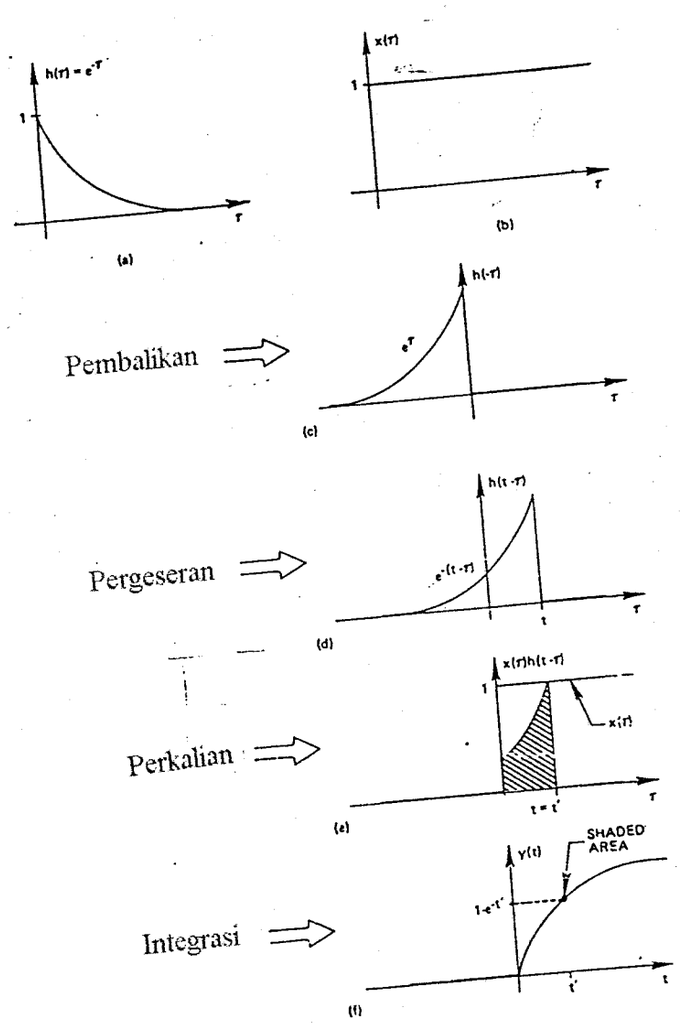
Pers. (2-2) sekarang menjadi

$$y(t) = \int_{-\infty}^{\infty} x(\tau) f(t-\tau) d\tau \tag{2-3}$$

Fungsi y(t) dikatakan konvolusi antara fungsi x(t) dengan f(t) dan integral pada pers. (2-3) disebut integral konvolusi. Secara umum konvolusi antara dua fungsi dapat ditulis

$$y(t) = x(t) * f(t) \tag{2-4}$$

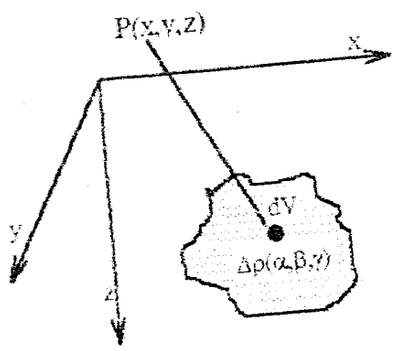
dimana * merupakan konvolusi. Menurut Brigham (1988) sangat sulit untuk menvisualisasikan operasi matematik pada pers. (2-3). Integral konvolusi lebih mudah memahaminya secara grafik dari pada analitik. Brigham memberikan empat prosedur untuk mengevaluasi integral konvolusi secara grafik : yaitu pembalikan (folding), pergeseran (displacement), perkalian (multiplication) dan integrasi (integration). Contoh evaluasi integral konvolusi secara grafik diperlihatkan pada Gambar 2.2.



Gambar 2.2. Prosedur konvolusi : pembalikan, pergeseran, perkalian dan integrasi (Menurut Brigham, 1988)

Gambar 2.2(a) dan (b) mempelihatkan dua fungsi waktu yaitu $x(t) = 1$ sebagai input akan dikonvolusikan dengan $f(t) = e^{-t}$ sebagai filter. Gambar 22(c) memperlihatkan proses pembalikan dari fungsi $f(-\tau)$ dimana τ adalah bentuk lain dari fungsi waktu. Gambar 2.2(d) memperlihatkan pergeseran fungsi $f(-\tau)$ ke kanan sejauh t sehingga fungsinya berubah menjadi $f(t-\tau)$. Daerah dibawah kurva pada Gambar 2.2(e) adalah hasil konvolusi antara $x(\tau)$ dan $f(t-\tau)$ pada t tertentu dan nilainya diplot pada Gambar 2.2(f).

2. Persamaan Umum Konvolusi Anomali Gayaberat



Tinjau suatu elemen massa 3D (tiga dimensi) bentuk sembarang didistribusikan secara kontinu dengan rapat massa $\Delta\rho(\alpha,\beta,\gamma)$, maka potensial gayaberat di titik P(x,y,z) diberikan oleh

$$U(x,y,z) = G\iiint \frac{\Delta\rho(\alpha,\beta,\gamma)}{\left[(x-\alpha)^2+(y-\beta)^2+(z-\lambda)^2\right]^{1/2}}\, d\alpha\, d\beta\, d\gamma \qquad (2\text{-}5)$$

diman $G = 6{,}67\times10^{-11}$ Nm^2/kg^2 adalah konstanta gayaberat umum. Gayaberat komponen horizontal dan vertikal akibat variasi rapat massa diatas didapat dengan cara mendeferensiasi pers. (2-4) terhadap x,y dan z, dan hasilnya diberikan oleh

$$\Delta g_x(x,y,z) = \frac{\partial U(x,y,z)}{\partial x} = -G\iiint \frac{\Delta\rho(\alpha,\beta,\gamma)(x-\alpha)}{\left[(x-\alpha)^2+(y-\beta)^2+(z-\lambda)^2\right]^{3/2}}\, d\alpha d\beta d\gamma \tag{2-6}$$

$$\Delta g_y(x,y,z) = \frac{\partial U(x,y,z)}{\partial y} = -G\iiint \frac{\Delta\rho(\alpha,\beta,\gamma)(y-\beta)}{\left[(x-\alpha)^2+(y-\beta)^2+(z-\lambda)^2\right]^{3/2}}\, d\alpha d\beta d\gamma \tag{2-7}$$

$$\Delta g_z(x,y,z) = \frac{\partial U(x,y,z)}{\partial z} = -G\iiint \frac{\Delta\rho(\alpha,\beta,\gamma)(z-\lambda)}{\left[(x-\alpha)^2+(y-\beta)^2+(z-\lambda)^2\right]^{3/2}}\, d\alpha d\beta d\gamma \tag{2-8}$$

Tanda (-) menunjukkan bahwa vektor gayaberat menuju ke benda yang bersangkutan. Dengan mengambil pers. (2-8) sebagai contoh, pers. konvolusi dalam gayaberat dapat ditulis

$$\Delta g_z(x,y,z) = \Delta\rho(x,y,z) * R_z(x,y,z) \tag{2-9}$$

dimana $R_z(x,y,z) = \dfrac{Gz}{(x^2+y^2+z^2)^{3/2}}$ = operator konvolusi.

(α,β,γ) = koordinat elemen massa.

(x,y) = posisi dalam arah horizonatl (titik pengamatan).

z= posisi dalam arah kedalaman

Dari pers.(2-9) terlihat bahwa anomali gayaberat adalah hasil konvolusi antara distribusi rapat massa $\Delta\rho(x,y,z)$ dengan operator $R_z(x,y,z)$. Operator ini

berhubungan dengan geometri dan kedalaman massa dan biasanya disebut juga sebagai fungsi 'Green'.

Untuk kasus 1D, efek gayaberat dalam arah vertikal dari geometri berbentuk lapisan horizontal (the horizontal slab) yang rapat massanya berubah dalam arah horizontal (1D) diberikan oleh Dimri (1992) sebagai berikut

$$\Delta g(x,0) = G\int_{-\infty}^{\infty} \Delta\rho(\alpha)\ln\left[\frac{(\alpha - x)^2 + h_2^2}{(\alpha - x)^2 + h_1^2}\right]d\alpha \qquad (2\text{-}10)$$

dimana h_1 adalah kedalaman atas dan h_2 adalah kedalaman bawah. Integral konvolusi pada pers. (2-8), dapat ditulis bentuk persamaan konvolusi antara distribusi rapat massa $\Delta\rho(x)$ dengan operator $R(x)$ sebagai berikut

$$\Delta g(x) = \Delta\rho(x) * R(x) \qquad (2\text{-}11)$$

dimana $R(x) = G\ln\left[\frac{(\alpha - x)^2 + h_2^2}{(\alpha - x)^2 + h_1^2}\right]$ = operator konvolusi dari benda dengan geometri berupa lapisan horizontal

3. Persamaan Dekonvolusi Anomali Gayaberat

Untuk mendapatkan persamaan umum dekonvolusi anomali gayaberat, dilakukan analisa dalam kawasan frekuensi angguler dari persamaan konvolusi pada

pers (2-9). Teorema konvolusi dalam kawasan frekuensi angguler menyatakan bahwa bila dua fungsi dikonvolusi dalam kawasan ruang, maka kedua fungsi tersebut dikalikan dalam kawasan frekuensi angguler. Dan sebaliknya konvolusi dalam kawasan frekuensi angguler menjadi perkalian dalam kawasan ruang.

Transformasi Fourier dari pers. (2-9) dapat ditulis

$$G(u,v,w) = P(u,v,w)R_z(u,v,w) \tag{2-12}$$

dimana u,v,w = koordinat frekuensi angguler.

G(u,v,w)= transformasi Fourier dari $\Delta g_z(x,y,z)$

P(u,v,w)= transformasi Fourier dari $\Delta\rho(x,y,z)$

$R_z(u,v,w)$= transformasi Fourier dari $R_z(x,y,z)$

Spetrum dari rapat massa pada pers. (2-9) dapat dituliskan sebagai

$$P(u,v,w) = G(u,v,w)R_z^{-1}(u,v,w) = G(u,v,w)C(u,v,w) \tag{2-13}$$

dimana $C(u,v,w) = R_z^{-1}(u,v,w)$ adalah operator dekonvolusi dalam kawasan frekuensi angguler. Operator ini berfungsi untuk mentransformasikan spektrum anomali gayaberat yang teramati di permukaan (komponen vertikal) menjadi spektrum rapat massa. Kemudian dengan trasformasi Fourier balik (the Inverse

Fourier Transform) didapatkan spektrum rapat massa dalam kawasan ruang sebagai berikut

$$\Delta\rho(\alpha,\beta,\gamma) = \int_{0}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty} \Delta g_z(x,y,z) C_z(\alpha - x, \beta - y, \gamma - z)\,dx\,dy\,dz \tag{2-14}$$

Pers. (2-14) adalah persamaan integral dekonvolusi anomali gayaberat 3D yang menggambarkan proses konvolusi antara gayaberat komponen vertikal dengan operator dekonvolusinya.

Untuk kasus 1D dimana operator konvolusinya dari benda dengan geometri lapisan horizontal, transformasi Fourier dari pers. (2-11) diberikan oleh

$$G(f) = D(f)R(f) \tag{2-15}$$

dimana f = koordinat frekunesi angguler

G(f) = transformasi Fourier dari g(x).

D(f) = transformasi Fourier dari $\Delta\rho(x)$.

R(f) = transformasi Fourier dari R(x).

Dengan memasukkan nilai transformasi Fourier pers. (2-10) kedalam pers. (2-15) didapatkan

$$G(f) = 2\pi G D(f)\frac{e^{-fh_1} - e^{-fh_2}}{f} \tag{2-16}$$

Pers. (2-16) dapat digunakan untuk mencari D(f) sebagai berikut

$$D(f) = G(f)C(f) \tag{2-17}$$

dimana $C(f) = \frac{1}{2\pi G}\frac{e^{-fh_1} - e^{-fh_2}}{f}$ adalah spektrum kawasan frekuensi dari operator dekonvolusi dari geometri berupa lapisan horizontal. Operator dekonvolusi C(f) ini dapat diungkapkan dalam bentuk lain

$$C(f) = \frac{1}{2\pi G}\frac{|f|e^{-fh_1}}{1 - e^{-fh}} \tag{2-18}$$

dimana $h = h_2 - h_1$ adalah ketebalan lapisan. Respon amplitudo atau spektrum dari operator dekonvolusi C(f) bergantung kepada kedalaman atas dan ketebalan dari lapisan.

B. Hasil-Hasil Penelitian Terdahulu

Konsep konvolusi didalam anomali gayaberat masih merupakan konsep yang relatif belum berkembang dibanding dengan konsep konvolusi dalam deret waktu seperti pada data seismik. Dimri (1990) mengungkapkan bahwa pada awal tahun tujuh puluhan masih banyak para ahli geofisika mempertanyakan konsep konvolusi dalam potensial gayaberat.

Penggunaan teknik konvolusi anomali gayaberat dimulai oleh Bichara & Lakshmanan (1979) walaupun ide proses ini tidak didasari oleh konsep konvolusi di dalam anomali gayaberat tetapi dengan mengidentikan pada konsep dekonvolusi resistivitas melalui fungsi Kernel. Granser (1985) dikutip Dimri (1990) mengembangkan teknik dekonvolusi pada anomali gayaberat dimana operator dekonvolusinya diturunkan berdasarkan benda berupa lapisan horizontal. Kadir (1997) mengembangkan teknik dekonvolusi pada anomali gayaberat untuk benda berupa "prisma sisi tegak " dimana operator dekonvolusinya diturunkan dari persamaan dasar potesial tiga dimensi. Dalam penelitian ini akan dikembangkan suatu teknik dekonvolusi menggunakan pendekatan Granser dan hasilnya diterapkan untuk mengestimasi kedalaman sesar di segmen Kerinci.

C. Hipotesis Penelitian

Hipotesis penelitian didasarkan pada kenyataan bahwa rapat massa merupakan sumber medan potensial yang dapat diamati pada jarak tertentu dan merupakan hasil konvolusi antara gayaberat dan operator yang bergantung pada geometri dan posisi sumber. Oleh karena itu dapat didesain suatu operator dekonvolusi yang mempunyai suatu karakter tertentu saat melewati bidang batas. Sehingga dengan menggunakan ukuran benda dan operator tertentu akan dapat diestimasi kedalaman relatif satu sumber terhadap yang lainnya dimana dimensi benda sesuai dengan ukuran operator dekonvolusinya.

BAB III

METODOLOGI

A. Daerah Penelitian

Daerah penelitian terletak pada posisi 101°16'08,6''-101°34'27,4'' LS dan 01°52'00'0"-02°08'17,8" BT. Daerah ini terletak di atas jalur sesar aktif dan merupakan bagian dari Sistem Sesar Sumatera. Berdasarkan peta mendala Tertier, daerah ini termasuk kedalam Zona Busur Magmatik dengan litologi utama granit dan granodiorit.

B. Instrumentasi.

Pengukuran gayaberat dilakukan tanggal 19-20 Oktober 1995, dua minggu setelah terjadinya gempabumi besar di Kabupaten Kerinci. Alat-alat yang digunakan antara lain; Gravimeter LaCoste&Romber Tipe-G(alat ukur gayaberat), altimeter (alat ukur ketinggian), termometer (alat ukur suhu di titik ikat), GPS atau Global Positioning System (alat ukur posisi). Daerah survei direncanakan berdasarkan peta tofografi.

Sebelum melakukan pengukuran, gravimeter perlu dikalibrasi. Hal ini bertujuan untuk menera kembali koefisien pegas yang berubah terhadap waktu sehingga mengakibatkan perubahan faktor skala. Peneraan dilakukan dengan membaca gravimeter melalui suatu jalur kalibrasi dengan titik-titik yang mempunyai nilai gayaberat baku. Dengan cara membandingkan nilai gayaberat terukur dengan nilai gayaberat baku, maka didapatkan faktor skala kalibrasi. Di Indonesia, terdapat

dua jalur kalibrasi yang biasa digunakan untuk mengkalibrasi gravimeter yaitu jalur Bandung-Tangkuban Perahu berjarak 20 km dengan stasiun DG0 - DG6 dan jalur Tangkuban Perahu-Subang berjarak 30 km dengan stasiun GB1 - GB6. Dalam penelitian ini, jalur kalibrasi yang digunakan ialah jalur Bandung-Tangkuban Perahu dengan dua stasiun acuan yaitu stasiun GB5 dan stasiun GB6. Nilai faktor skala kalibrasi yang didapatkan adalah $K = 0{,}99992 \cong 1$. Hal ini berarti gravimeter yang digunakan berada dalam kondisi baik.

C. Teknik Pengambilan Data

Prinsip pengukuran dengan gravimeter adalah mengukur perbedaan gayaberat dari titik tempat ke titik lain pada permukaan bumi. Hal ini berarti nilai gayaberat suatu titik dapat ditentukan bila sudah ada nilai gayaberat suatu titik lain yang telah diketahui secara baku. Titik dimana nilai gayaberatnya telah diketahui secara baku disebut titik pangkal utama. Di Indonesia, titik pangkal utama terletak di Jl. Diponegoro No. 57 Bandung yaitu stasiun DG0. Nilai gayaberat semua titik-titik pengamatan dilapangan dapat dihitung setelah mengikatkan semua titik tersebut ke titik pangkal utama ini.

Namun pada praktek di lapangan, tidak akan mungkin mengikatkan semua titik pengamatan ke DG0 mengingat efisiensi waktu. Oleh sebab itu perlu dibuat titik pangkal dilapangan yang berfungsi untuk mengikat semua stasiun pengamatan ke sebuah titik yang sudah diketahui nilai gayaberatnya. Titik pangkal dilapangan ini disebut titik ikat (BS). Lokasinya dipilih pada tempat yang mudah dijangkau, stabil

551.482
F40
20

dan bebas getaran. Dalam penelitian ini titik ikat dipilih pada posisi 101°23'41,5'' BT dan 02°03'52,8'' LS karena lokasinya mudah dijangkau, stabil dan bebas getaran.. Nilai gayaberat pada titik ikat adalah 977866,191 mgal dan nilai ini digunakan untuk menentukan nilai gayaberat pada titik-titik pengamatan berikutnya.

Titik-titik pengamatan ditentukan berdasarkan peta topografi dan pengetahuan geologi pada daerah tersebut. Mengingat sulitnya kondisi medan di daerah penelitian sehingga tidak memungkinkan melakukan pengukuran dengan pola berbentuk grid, maka sebagai alternatif lain dipilih pengukuran dengan pola berbentuk lintasan. Pengukuran dengan pola berbentuk lintasan menghasilkan penampang anomali gayaberat dua dimensi dimana lintasan yang dilewati dianggap berbentuk garis lurus. Dalam hal ini ada dua lintasan yang dipilih: pertama, lintasan yang sejajar daerah jalur sesar Kerinci dan kedua, lintasan yang memotong daerah jalur sesar Kerinci. Posisi dan elevasi (ketinggian) setiap titik-titik pengamatan ditentukan dengan alat disebut GPS (Global Positioning System) dan altimeter. Sedangkan ketinggiannya diukur menggunakan altimeter. Jarak setiap titik pengamatan dengan titik pengamatan berikutnya dipilih ± 2 km, sebab pada jarak ini diperkirakan telah ada anomali. Dalam penelitian ini, penampang anomali gayaberat yang akan dianalisis adalah yang memotong jalur sesar Kerinci karena penampang ini memperlihatkan efek gayaberat sesar yang dapat didekati dengan geometri berupa lapisan horizontal.

D. Analisis Data

1. Sifat, Kelebihan dan Kekurangan Metode Dekonvolusi

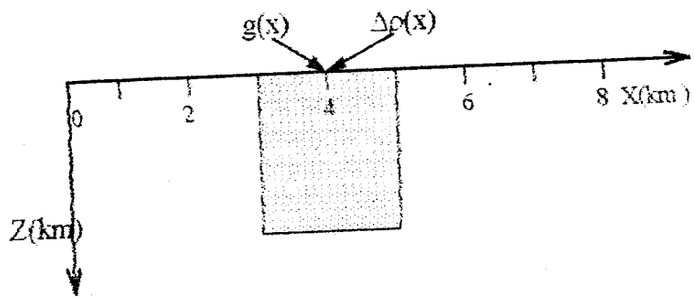
Sesuai dengan penurunan secara analitis dari metode dekonvolusi yang dikembangkan, sifat, kelebihan dan kekurangan dari metoda ini akan terungkap dengan menganalisis ketergantungan proses dekonvolusi terhadap parameter-parameter seperti spasi grid (a), kedalaman atas h_1, tebal benda $h=h_2 - h_1$, distribusi stasiun pengukuran, struktur/model geologi dan ketelitian anomali (Kadir, 1997). Sedangkan beberapa sifat lainnya dapat di analisis setelah diaplikasikan pada data sintetik, misalnya hubungan lebar benda anomali dengan lebar jendela operator dekonvolusi, ketelitian pada model distribusi rapat massa tidak sederhana (kompleks) dan aplikasi untuk lebih dari satu sumber anomali dengan kedalaman berbeda.

Sebelum membahas kemampuan masing-masing teknik dalam menghasilkan tujuan diatas, terutama sifat, kelebihan dan kekurangan yang muncul setelah analisa terhadap hasil data sintetik, akan ditinjau sifat, kelebihan dan kekurangan sesuai dengan gambaran persamaan matematis yang diuraikan pada bab terdahulu.

2. Spasi Grid, Ukuran Dan Kedalaman Benda Anomali Dalam Dekonvolusi

Transformasi balik hasil kali spektrum data anomali gayaberat yang diamati G(f) dengan operator yang mempunyai bilangan gelombang sesuai dengan pers. (2-10) adalah harga rapat massa pada setiap titik grid data gayaberatnya dimana titik ini merupakan sumbu vertikal dari lapisan horizontal. Artinya bahwa setiap lapisan mempunyai rapat massa konstan yang harganya sama dengan rapat massa pada pusat sumbunya dan satu lapisan dengan yang lainnya saling bersinggungan diantara

dua titik grid stasiun gayaberatnya. Hubungan antara spasi grid dan lebar lapisan hasil dekonvolusinya dilihat pada Gambar 3.1

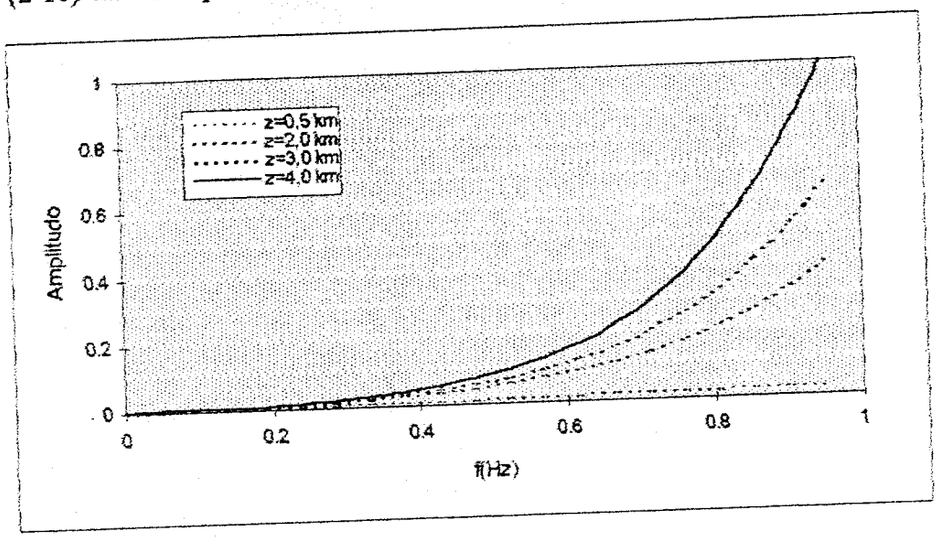


Gambar 3.1. Hubungan antara spasi grid data gayaberat dan lebar lapisan.

Dari hubungan antara spasi grid data dan lebar lapisan seperti telah dijelaskan diatas, secara implisit menunjukkan bahwa hasil proses dekonvolusi adalah merupakan proses pengukuran rapat massa secara tidak langsung pada distribusi data grid dengan lebar spasi sama dengan spasi grid data gayaberatnya. Sehingga hubungan antara lebar spasi grid dan lebar distribusi rapat massa juga akan mengikuti norma-norma sesuai dengan konsep teori sampling. Disamping itu, dengan memperkecil spasi grid juga berarti akan memperkecil lebar lapisan, sehingga pendekatan benda anomali gayaberat akan lebih teliti karena didekati oleh lebih banyak lapisan (Kadir, 1997).

Pers.(2-10) menunjukkan bahwa respon amplitudo operator dekonvolusi adalah berbanding langsung dengan secara eksponensial terhadap kedalaman, artinya harga operator dekonvolusi bertambah secara eksponensial dengan

bertambahnya kedalaman. Hubungan antara harga operator dekonvolusi dan kedalamannya untuk ketebalan dan spasi grid yang bervariasi sesuai dengan pers. (2-10) diberikan pada Gambar 3.2.



Gambar 3.2. Respon amplitudo dari operator dekonvolusi terhadap perubahan kedalaman lapisan.

Dari hubungan antara spasi grid (a), lebar lapisan dan kedalaman seperti dijelaskan diatas, maka estimasi kedalaman anomali (h_1) akan dibatasi oleh lebar spasi grid, dimana pada kedalaman sama dengan spasi grid atau lebar bendanya (h1 = s = a), harga operator dekonvolusi (respon amplitudo) bertambah dengan cepat. Artinya setelah batas ini data gayaberat yang didekonvolusi akan mengalami imflikasi yang besar dan harga mutlak rapat massanya bertambah dengan cepat pada setiap perubahan kedalaman. Dengan demikian maka proses dekonvolusi hanya berlaku untuk data gayaberat dimana kedalaman sumber anomali berada dalam interval spasi grid. Dengan kata lain data anomali gayaberat untuk proses

dekonvolusi ini harus disusun sedemikian rupa sehingga kedalaman sumber anomalinya berada dalam interval gridnya.

3. Efek Kedalaman (h_1) Dan Ketebalan Benda Dalam Dekonvolusi.

Pers. (2-10) menunjukkan bahwa respon amplitudo operator dekonvolusi naik secara eksponensial dengan bertambahnya kedalaman dan berkurangnya ketebalan, sehingga untuk setiap penambahan kedalaman yang sekaligus diikuti pengurangan ketebalan, seperti yang diberikan oleh Gambar 3.2, kenaikan respon amplitudonya adalah optimal. Tetapi efek berkurangnya ketebalan akan mempunyai batas harga tertentu karena dihubungkan oleh $C \approx 1/(1-e^{-h})$ dimana h adalah ketebalan lapisan, sehingga setelah melampaui harga batas tersebut respon amplitudo menjadi relatif konstan terhadap perubahan ketebalan.

4. Keuntungan Penggunaan Metode Dekonvolusi Terhadap Inversi Langsung

Proses dekonvolusi dan inversi langsung secara filosofis adalah sama (Dimri, 1992) dimana dalam dekonvolusi hasil akhirnya didekati oleh suatu hasil yang diharapkan sesuai dengan desain operatornya. Sedangkan inversi langsung adalah memasukkan suatu model awal dari suatu bentuk benda tertentu dan diubah sehingga dicapai beda minimum antara model awal dan data lapangan dengan suatu kriteria tertentu.

Didalam aplikasi, beberapa keuntungan penggunaan proses dekonvolusi terhadap inversi adalah sebagai berikut. Dari segi distribusi data, teknik dekonvolusi yang dikembangkan mempunyai kemampuan proses spasial lebih baik dimana data

masukan berupa penampang anomali gayaberat yang kemudian dikonvolusikan dengan opratonya tanpa membutuhkan syarat batas seperti model awal yang telah mendekati model sesungguhnya dan jumlah data terbatas dengan kontras rapat massa sejenis. Proses konvolusi antara operator dan data lapangan juga dimungkinkan untuk jumlah data yang besar karena tidak melibatkan proses inversi matrik dari data lapangan yang selalu menjadi kendala didalam proses inversi langsung. Keuntungan lainnya dari proses konvolusi ini adalah teknik dekonvolusi mempunyai kecepatan lebih tinggi dibandingkan dengan inversi langsung dan juga satu operator dapat digunakan untuk lebih dari satu daerah penelitian sejauh mempunyai data grid yang sama.

5. Pengembangan Perangkat Lunak

Ada dua kemungkinan yang dapat dilakukan untuk aplikasi dekonvolusi pada data lapangan dan data sintetik sesuai dengan persamaan-persamaan yang telah diturunkan secara analitis. Kemungkinan pertama, proses konvolusi dalam kawasan ruang antara operator dekonvolusi dan data lapangan/sintetik seperti pers. (2-14), kemungkinan kedua, proses perkalian dalam kawasan frekuensi anguler antara operator dekonvolusi dan data lapangan/sintetik seperti pers. (2-17). Distribusi rapat massa dalam kawasan ruang didapat dengan cara melakukan transformasi Fourier balik terhadap pers. (2-17).

Perangkat lunak yang digunakan dalam penelitian ini adalah paket program MATLAB 4,2 versi Windows dimana data masukan berupa data penampang anomali gayaberat lapangan/sintetik di dekonvolusi dengan operatornya sehingga

data keluarannya berupa distribusi rapat massa pada kedalaman tertentu. Tampilan gambar menggunakan paket program EXCELL setelah data-data numeriknya ditransfer kedalam paket program Windows. Data ketebalan disarankan menggunakan informasi geologi atau geofisika daerah yang bersangkutan untuk menghasilkan distribusi rapat massa yang optimal.

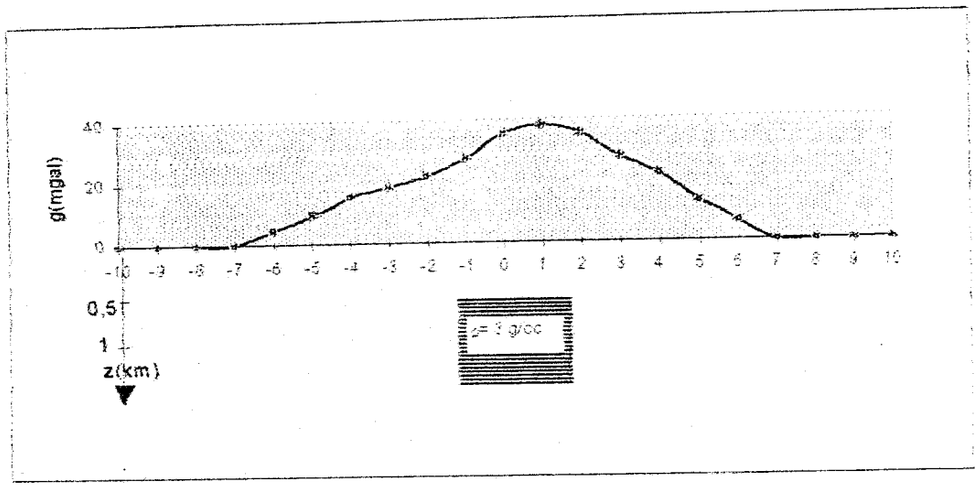
Data anomali Buoguer yang akan didekonvolusi akan lebih baik pada distribusi stasiun grid,tetapi didalam praktek, pengambilan data pada grid teratur mempunyai banyak kendala, sehingga untuk data dengan distribusi merata harus diinterpolasi sebelum dikonvolusi dengan operator dekonvolusinya.

6. Pengujian Pada Data Sintetik

Pengujian pada data sintetik bertujuan untuk melihat kepekaan teknik dekonvolusi dalam membedakan rapat massa suatu lapisan dengan lapisan lainnya dalam arah horizontal, menentukan kedalaman benda dan menentukan posisi bidang kontak antara dua lapisan yang bersinggungan. Untuk tujuan ini digunakan tiga model sebagai berikut.

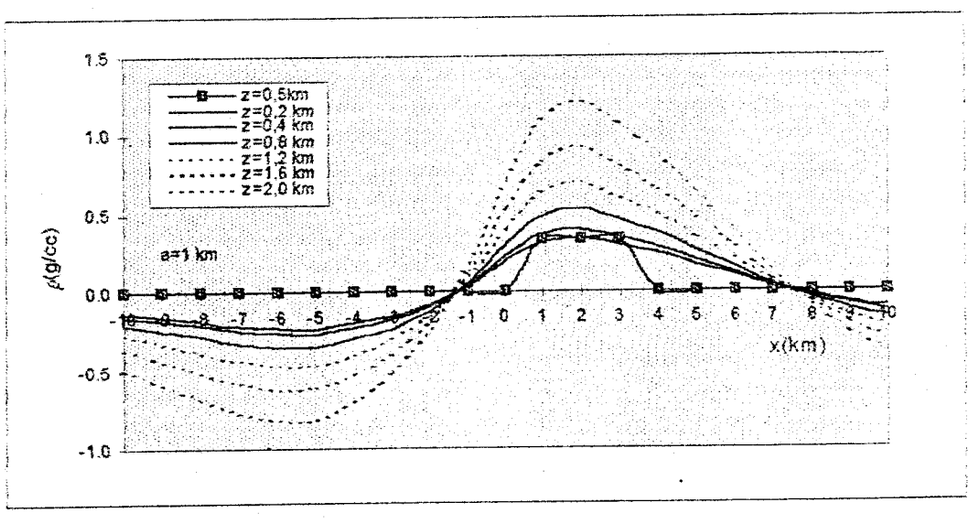
a. Model I

Model ini dibuat berdasarkan pers. (2-11) dan disusun dari sebuah lapisan dengan rapat massa 0,3 g/cc dimana kedalaman atas adalah 0,5 km, lebar lapisan 3 km dan ketebalan 15 km. Efek ketebalan pada harga 15 km relatif konstan terhadap amplitudo operator dekonvolusi sehingga sudah memenuhi kriteria. Data anomali gayaberat dibuat pada spasi grid 1 km. Penampang anomali gayaberat dari Model I dapat dilihat Gambar 3. 3.



Gambar 3.3. Penampang anomali gayaberat model I

Gambar 3.3 memperlihatkan ukuran operator dekonvolusi adalah 3 x 15 km pada kedalaman 0,5 km dari permukaan. Distribusi rapat massa hasil dekonvolusi antara anomali gayaberat dengan operator dekonvolusinya diberikan pada Gambar 3.4.



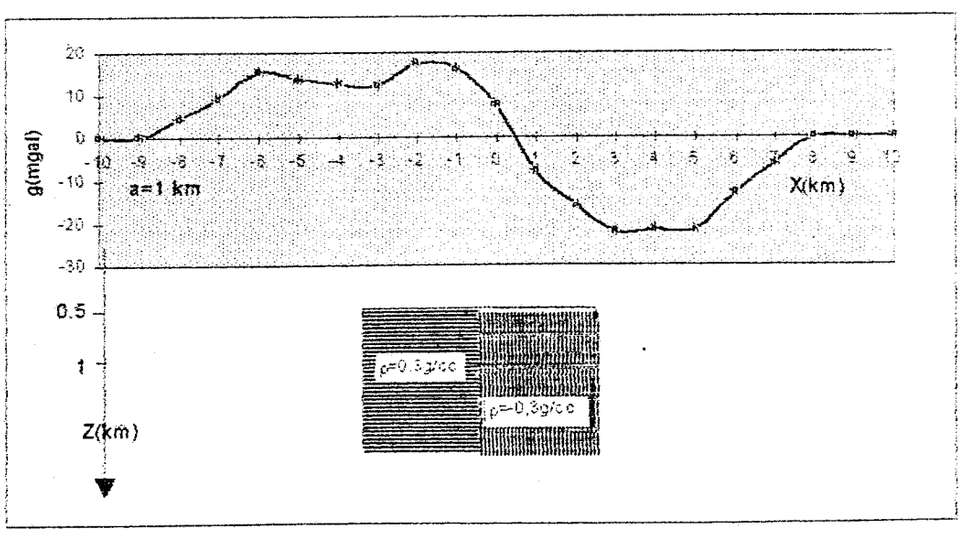
Gambar 3.4. Rapat massa model (bintik-bintik hitam) dan rapat massa hasil dekonvolusi antara anomali gayaberat Model I dengan operator dekonvolusinya.

Garis hitam pada Gambar 3.4 memperlihatkan rapat massa hasil dekonvolusi mendekati rapat massa model untuk kedalaman berada dalam interval spasi grid.

Sedangkan garis putus-putus memperlihatkan rapat massa hasil dekonvolusi berbeda rapat massa model secara signifikans bila kedalaman lebih besar dari spasi grid. Hal ini sesuai dengan penjelasan sebelumnya bahwa estimasi kedalaman berlaku bila kedalaman berada dalam interval gridnya.

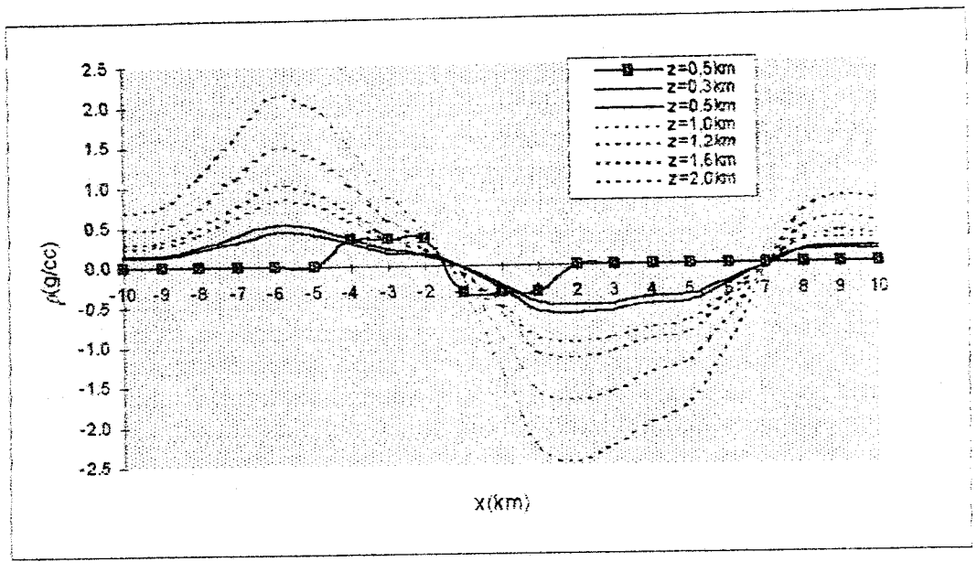
b. Model II

Model II juga dibuat berdasarkan pers. (2-11) dan disusun dari dua buah lapisan dengan ukuran yang sama dengan Model I tetapi dengan rapat massa berbeda yaitu 0,3 g/cc dan -0,3 g/cc. Kedalaman atas dan ketebalan kedua lapisan adalah 0,5 km dan 15 km dan keduanya berada pada kedalaman 0,5 km di bawah permukaan. Model ini bertujuan untuk melihat kepekaan teknik dekonvolusi terhadap variasi rapat massa dalam arah horizontal. Data anomali gayaberatnya dibuat pada spasi grid 1 km dan penampangnya dapat dilihat pada Gambar 3. 5.



Gambar 3.5. Penampang anomali gayaberat model I

Model ini memperlihatkan bahwa anomali gayaberat turun secara tajam pada bidang batas antara kedua lapisan. Distribusi rapat massa hasil dekonvolusi antara anomali gayaberat dengan operator dekonvolusinya diberikan pada Gambar 3.6.



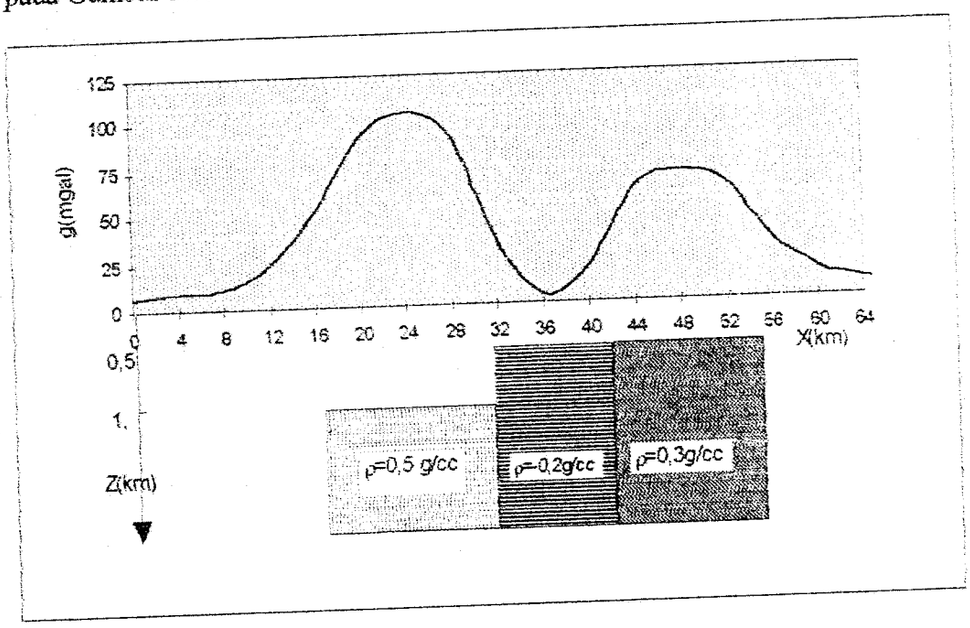
Gambar 3.6. Rapat massa model (bintik-bintik hitam) dan rapat massa hasil dekonvolusi antara anomali gayaberat Model II dengan operator dekonvolusinya.

Sama dengan Gambar 3.4, garis hitam pada Gambar 3.6 memperlihatkan bahwa rapat massa hasil dekonvolusi mendekati rapat massa model untuk kedalaman berada dalam interval spasi grid. Sedangkan garis putus-putus memperlihatkan rapat massa hasil dekonvolusi berbeda dengan rapat massa model bila kedalaman lebih besar dari spasi grid.

c. Model III

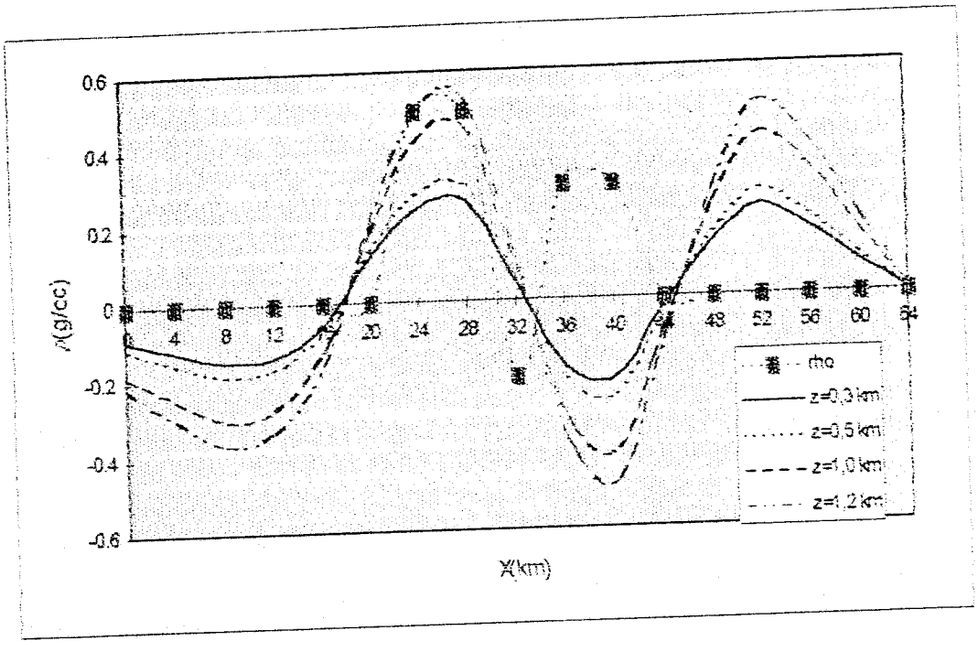
Model ini diambil dari Kadir (1997) dimana operator dekonvolusinya didesain dari "prisma sisi tegak". Model ini bertujuan untuk mengetahui

kemampuan teknik dekonvolusi dalam membedakan rapat massa satu benda dengan benda lain pada arah horizontal dengan kedalaman yang berbeda. Model III disusun dari atas tiga lapisan dengan rapat massa 0,5 g/cc, -0,2 g/cc dan 0,3 g/cc. Ketebalan ketiga lapisan adalah sama yaitu 15 km.. Efek gayaberat pada Model III diasumsikan sama dengan efek gayaberat pada lapisan horizontal bila lebar prisma pada arah y sangat panjang. Penampang anomali gayaberat Model III dapat dilihat pada Gambar 3.7.



Gambar 3.7. Penampang anomali gayaberat model I

Secara geologi, model pada Gambar 3.7 memperlihatkan kontak dua litologi dengan rapat massa berbeda dimana bidang kontaknya merupakan suatu struktur yang tersesarkan secara vertikal. Distribusi rapat massa hasil dekonvolusi antara anomali gayaberat dengan operator dekonvolusinya diberikan pada Gambar 3.8.



Gambar 3.9. Rapat massa model (bintik-bintik hitam) dan rapat massa hasil dekonvolusi antara anomali gayaberat Model III dengan operator dekonvolusinya.

Berdasarkan Gambar 3.9 terlihat bahwa rapat massa model dan pada harga ρ = 0,5 g/cc cocok dengan rapat massa hasil dekonvolusi pada kedalaman sekitar 1 km, rapat massa model pada harga ρ = -0,2 g/cc cocok dengan rapat massa hasil dekonvolusi pada kedalaman sekitar 0,5 km, dan rapat massa model pada harga ρ = 0,3 g/cc cocok dengan rapat massa hasil dekonvolusi pada kedalaman sekitar 0,5 km. Namun salah satu kelemahan dari teknik yang dikembangkan di sini ialah kurang peka terhadap posisi bidang batas sehingga teknik ini tidak dapat menentukan lokasi dimana lapisan tersesarkan. Oleh karena itu, teknik ini masih perlu dikembangkan lebih lanjut agar dapat digunakan untuk menentukan lokasi dimana lapisan tersesarkan.

BAB IV

HASIL PENELITIAN DAN PEMBAHASAN

A. Tatanan Tektonik Daerah Penelitian

Sesar Kerinci adalah salah satu segmen dari Sistem Sesar Sumatera dan terletak pada Busur Magmatik. Lembah Kerinci memanjang sesuai dengan arah zona Sistem Sesar Sumatera. Pada kedua sisi lembah dibatasi oleh dua bidang sesar dimana masih tampak adanya sisa-sisa gawir sesar pada kedua sisi bidang tersebut. Berdasarkan bentuk tofografinya yang memanjang dan sempit, peneliti-peneliti terdahulu berpendapat bahwa zona merupakan graben. Pergerakan zona bersifat vertikal dan telah dimulai sejak Kapur Tengah sebagai hasil gayatarik yang bekerja pada puncak-puncak greantiklin dan membentuk graben (Katili & Hehuwat, 1967).

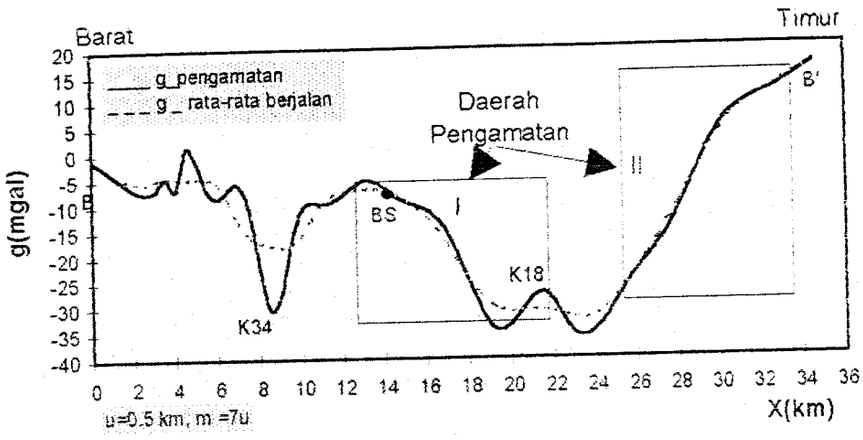
Rasjid, dkk (1977) berdasarkan studi gayaberat dan geolistrik menyimpulkan bahwa daerah tofografi rendah di dataran Sungaipenuh dibatasi oleh dua bidang sesar. Struktur sesar direfleksikan oleh adanya garis Bouguer sama dan sejajar pada daerah tersebut. Meskipun daerah Kerinci telah diketahui sebagai suatu daerah yang terletak di atas jalur sesar aktif, namun sampai sekarang masih sedikit usaha-usaha yang dilakukan untuk menafsirkan struktur sesar di daerah tersebut.

B. Data Anomali Gayaberat Daerah Penelitian

Data anomali lengkap daerah penelitian diperoleh dari data pengukuran gayaberat dengan spasi ± 2 km sepanjang jalan raya. Pengukuran dilakukan pada lintasan yang memotong jalur sesar berarah dari barat ke timur. Penampang

anomali gayaberat dikonstruksi dengan rapat massa acuan 2,67 g/cc. Berdasarkan landaian anomali yang teramati dipermukaan daerah yang diduga terletak di atas jalur sesar aktif adalah sebelah timur kota Sungaipenuh dan daerah di sekitar Seleman

Tofografi permukaan pada daerah pengamatan relatif tidak merata. Akibatnya anomali gayaberat yang teramati di permukaan cenderung berfluktuasi mengikuti tofografi tersebut. Ada dua titik yang memberikan nilai anomali yang sangat mencolok yaitu titik K18 dan K34 sehingga menyulitkan dalam interpretasi karena anomali amati tidak menunjukkan efek gayaberat dari benda-benda tertentu. Untuk itu anomali gayaberat hasil pengamatan mesti di filter dengan teknik tertentu sehingga diperoleh anomali gayaberat yang lebih "*smooth*" dan lebih menggambarkan efek gayaberat dari benda-benda tertentu. Dalam penelitian ini digunakan metode rata-rata berjalan dari David (1971). Prinsip metode ialah merata-ratakan nilai gayaberat pada beberapa titik berdekatan dan cara ini terus dilakukan pada titik-titik lain secara berurutan. Untuk memudahkan operasi, nilai gayaberat hasil pengamatan dihubungkan kedalam suatu persamaan interpolasi. sehingga nilai gayaberat setiap titik dalam interval tertentu dapat ditentukan. Penampang anomali gayaberat hasil pengamatan setelah difilter dengan metoda rata-rata berjalan dapat dilihat pada Gambar 4.1.

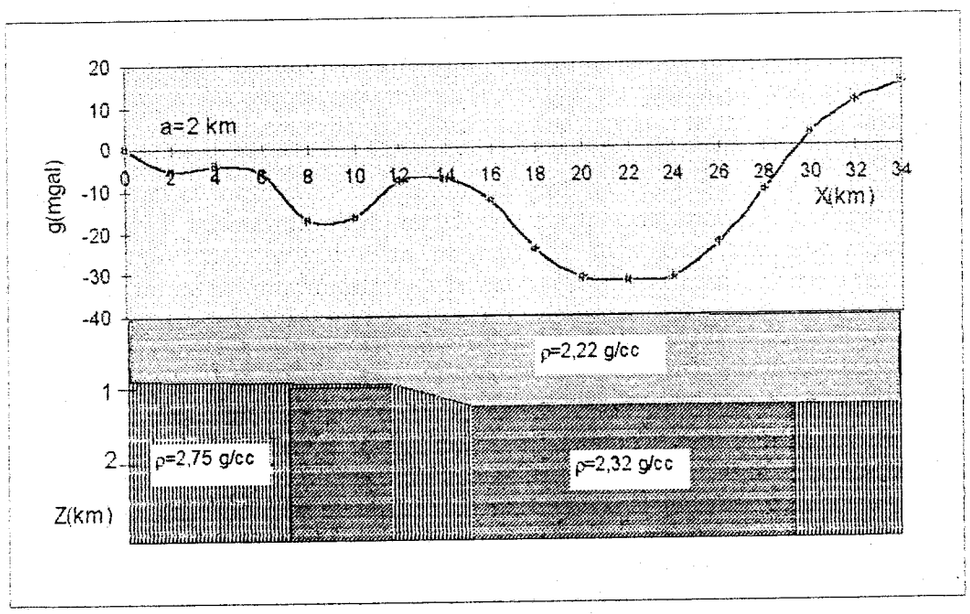


Gambar 4.1. Penampang anomali gayaberat hasil pengamatan setelah difilter dengan metode rata-rata berjalan.

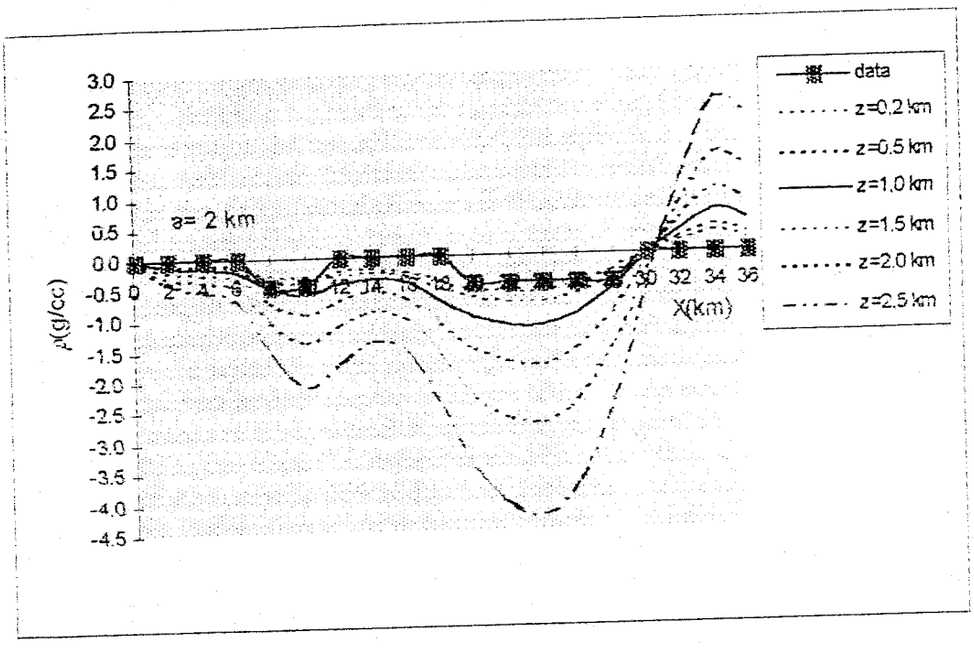
Berdasarkan profil anomali gayaberat yang telah di-*smoot*-kan pada Gambar 4.1, terlihat dua buah profil sesar yang cukup menarik untuk diamati. Profil pertama (pengamatan I) memperlihatkan adanya landaian anomali miring ke negatif dimana lapisan sebelah kanan diduga terperosok secara vertikal. Sedangkan profil kedua (pengamatan II) memperlihatkan adanya landaian anomali miring ke positif, dalam hal ini lapisan sebelah kiri yang diduga terperosok secara vertikal. Lokasi sesar pada daerah pengamatan I diperkirakan terletak pada daerah berjarak 17,5 km dari titik B arah ke timur atau 3,4 km dari kota Sungaipenuh (titik BS). Sedangkan lokasi sesar pada daerah pengamatan II diduga terletak pada daerah berjarak 28,5 km dari titik B atau sekitar 18,4 km dari kota Sungaipenuh arah ke timur.

C. Estimasi Kedalaman Sesar

Untuk menafsirkan kedalaman sesar dengan teknik dekonvolusi, maka berdasarkan data anomali gayaberat yang teramati di permukaan didesain dua operator dekonvolusi dengan ukuran 4 km x 15 km dan 14 km x 15 km pada kedalaman 1 km dan 2 km. Kontras rapat massa operator dekonvolusi diambil $\Delta\rho$ = - 0,43 g/cc. Kontras rapat massa ini selisih antara rapat massa batuan dasar (diduga granodiorit, ρ = 2,75 g/cc) dengan densitas batuan diatasnya yang besarnya diperkirakan ρ = 2,32 g/cc (Harjono, 1977 dan Kadir, dkk., 1996). Penampang anomali gayaberat hasil pengamatan dan rapat massa hasil konvolusi antara anomali gayaberat hasil pengamatan dengan operator dekonvolusinya dapat dilihat pada Gambar 4.2(a) dan (b).



Gambar 4.2.(a) Penampang anomali gayaberat hasil pengamatan



Gambar 4.2.(b) Rapat massa hasil konvolusi antara penampang anomali gayaberat hasil pengamatan dengan operator dekonvolusinya

Gambar 4.2(b) memperlihatkan bahwa rapat massa hasil konvolusi antara anomali gayaberat hasil pengamatan cocok dengan rapat massa model untuk operator pertama pada kedalaman sekitar 1 km dan tidak cocok untuk operator kedua pada kedalaman sekitar 2 km. Operator pertama merepresentasikan daerah sesar di sebelah barat kota Sungaipenuh dan operator kedua merepresentasikan daerah sesar di sebelah timur kota Sungaipenuh. Ketidak-cocokan rapat massa hasil dekonvolusi dengan rapat massa model pada daerah sesar di sebelah timur kota Sungaipenuh menunjukkan bahwa kedalaman sesar daerah tersebut diduga lebih besar dari 2 km . Oleh karena itu perlu memperlebar spasi grid pengukuran sehingga kedalaman sesar dengan teknik dekonvolusi dapat diestimasi.

D. Pembahasan

Litologi utama dari daerah penelitian adalah granit dan granodiorit. Batuan dasar yang tersesarkan diduga granoriorit dengan densitas ρ = 2,75 g/cc dan tertutupi oleh endapan permukaan berdensitas ρ = 2,22 g/cc dan batuan sedimen berdensitas ρ = 2,32 g/cc. Gambar 4.2(a) memperlihatkan model penampang dari sesar Kerinci berarah barat-timur memotong jalur Sistem Sesar Sumatera. Dari model dapat dilihat bahwa dataran tofografi rendah Sungaipenuh dibatasi oleh dua bidang sesar. Zona ini dikenal dengan lembah kerinci dan merupakan graben seperti telah disinggung sebelumnya. Lapisan paling atas dari zona tertutup oleh endapan permukaan dan bagian bawahnya diisi oleh batuan sedimen. Disebelah barat kota Sungaipenuh juga terdapat daerah tofografi rendah yang dibatasi oleh dua bidang sesar turun tetapi ukurannya lebih kecil. Lapisan paling atas ditutupi oleh endapan permukaan berdensitas ρ = 2,22 g/cc dan dibawahnya diisi oleh batuan sedimen berdensitas ρ = 2,32 g/cc. Menurut Fauzi (1997), kedalaman sesar pada daerah di sebelah barat kota Sungaipenuh yang diestimasi dengan teknik inversi adalah 1,113 km sedangkan kedalaman sesar pada daerah di sebelah timur kota Sungaipenuh adalah 2,318 km. Hasil ini relevan dengan teknik dekonvolusi yang dikembangkan disini yaitu 1 km untuk daerah sesar di sebelah barat kota Sungaipenuh dan lebih dari 2 km daerah sesar di sebelah timur kota Sungaipenuh.

BAB V

KESIMPULAN DAN SARAN

A. Kesimpulan

Berdasarkan uraian-uraian yang telah dikemukakan sebelumnya dapat disimpulkan bahwa :

1. Kedalaman puncak benda anomali dapat diestimasi dengan menggunakan sifat osilasi rapat massa pada saat kedalaman iteasi mendekati benda penyebab anomali. Kedalaman yang diestimasi berada dalam interval spasi gridnya.
2. Teknik dekonvolusi yang dikembangkan dapat mendeteksi berbagai kemungkinan variasi rapat massa dalam arah horizontal. Iterasi terhadap kedalaman memungkinkan teknik ini digunakan untuk mendeteksi variasi rapat massa arah vertikal.
3. Berdasarkan variasi rapat massa sebagai hasil dekonvolusi antara anomali gayaberat hasil pengamatan dengan operator dekonvolusinya menunjukkan kedalaman sesar di daerah sebelah barat kota Sungaipenuh adalah sekitar 1 km dan kedalaman sesar di daerah sebelah timur kota Sungaipenuh diduga lebih besar 2 km.
4. Model geometri dari operator dekonvolusinya memperlihatkan bahwa dataran tofografi rendah Sungaipenuh merupakan zona yang disebut graben, yaitu daerah amblasan yang terbentuk akibat pergerakan aktif Sistem Sesar Sumatea.

5. Dibandingkan dengan teknik inversi, keuntungan teknik dekonvolusi ini yang dikembangkan mempunyai kemampuan spasial lebih baik karena prosesnya lebih cepat dan tidak memerlukan nilai awal yang mendekati nilai sebenarnya.

B. Saran.

Berdasarkan aplikasi pada data sintetik terlihat bahwa teknik dekonvolusi yang dikembangkan di sini kurang peka terhadap posisi bidang batas dua benda dengan rapat massa berbeda atau kedalaman berbeda. Untuk itu perlu dikembangkan teknik dekonvolusi yang lebih peka terhadap posisi bidang batas sehingga lokasi sesar dapat ditentukan berdasarkan teknik dekonvolusi.

DAFTAR PUSTAKA

Bahar, I, 1995, *Menunggu Gempa Tiba*, Republika, 15 Oktober 1995

Bichara, M., and Lakshmanan, J., 1979, *Automatic Deconvolution of Gravimetric Anomalies*, Geophys. Pros., Vol. 27

Brigham, E.O., 1988, *The Fast Fourier Transform and Its Applications*, Prentice-Hall International Editions, London

Davis, J. C., 1973, *Statistics and Data Analysis in Geology*, John Wiley & Sons, New York.

Dimri, V., 1992, *Deconvolution dan Inverse Theory : Application to Geophysical Problems*, Elsevier Science Publishers B.V.

Fauzi, A., 1997, *Penafsiran Kedalaman Sesar Kerinci dari Turunan Horizontal Pertama Anomali Gayaberat Residual Rata-rata Berjalan Menggunakan Pendekatan Kuadrat Terkecil*, Tesis Magister, Jurusan Fisika, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Institut Teknologi Bandung.

Harjono, H., 1977, *Penyelidikan Gayaberat Serta Hubungannya Dengan Kenampakan Geologi Daerah Siulak-Gedang dan Sekitarnya, Kabupaten Kerinci, Propinsi Jambi, Sumatera*, Tesis Sarjana, Departemen Geologi, Fakultas Teknologi Industri, Institut Teknologi Bandung.

Kadir, W.G.A., 1997, *Dekonvolusi Anomali Gayaberat Bouguer dan Derivatif Vertikal Orde Dua dengan Menggunakan Persamaan Dasar Potensial : Studi Kasus Pulau Sumatera*, Disertasi, Fakultas Pascasarjana ITB Bandung.

Kadir, W.G.A., Sukmono, S., Zen, M.T., Hendrajaya, L., and Santoso, D., 1996, *Gravity Evidences for the Thinning of the Crust Around the North Sumatera Area*, Proceedings Indonesian Petroleum Association, Twenty-Fifth Silver Anniversary Convention.

Katili, J. A., and Hehuwat, F., 1967, *On the occurrence of large transcurent fault in Sumatera, Indonesia*, J. Geoscience, Osaka, Jepang.

Natawijaya, D.H., dan Kumoro, Y., 1995, *Gempabumi Tektonik Daerah Bukit Tinggi-Muara Labuh; Hubungan segmentasi sesar aktif dengan gempabumi tahun 1926 dan 1943*, Prosiding Hasil-hasil Penelitian Puslitbang Geoteknologi LIPI.

Rasjid, S.A., Kridoharto, P., dan Muchlis, A., 1977, *Penyelidikan Geolistrik Cara Tahanan Jenis atas Daerah Kenampakan Panas Bumi Semurup, Kab. Kerinci, Jambi*, Laporan Penelitian, Departemen Pertambangan, Direktorat Jenderal Pertambangan, Direktorat Geologi, Sub Direktorat Eksplorasi.

Sukmono,S., dan Zen, M.T., 1995, *Kuatifikasi Pola Kegempaan di Sesar Sumatera*, Kompas, 10 Oktober 1995

Turcotte, D.L., and Scubert G., 1982, *Geodynamics; aplications of continuum physics to geological problems*, John Wiley & Sons, Singapore