

Pemodelan inversi gayaberat dengan panduan Euler *deconvolution* untuk struktur bawah permukaan di Lapangan Panas Bumi "B24"

Brandan Tito Ramadhan¹⁾, Agus Setyawan¹⁾, Dwi P. Sasongko¹⁾, Imam Baru Raharjo²⁾ dan R. M. Tofan Sastranegara²⁾

¹⁾Laboratorium Geofisika, Departemen Fisika, Fakultas Sains dan Matematika, Universitas Diponegoro, Semarang

²⁾PT. Pertamina Geothermal Energy, Jakarta Pusat

E-mail: brandantitoramadhan@st.fisika.undip.ac.id

ABSTRACT

Gravity data inversion requires a good initial mesh model to generate a good subsurface model. Ambiguities in gravity data can be reduced by Euler deconvolution's point cluster result that show its position and depth. These point cluster can give an additional information to shape the initial mesh model for inversion. The purpose of the study was to determine the influence of Euler deconvolution to the inversion. Inversion was done by the steepest descent algorithm. Euler deconvolution method and inversion algorithm were tested on synthetic models and showed good results that Euler deconvolution able to construct actual density distribution. These methods were applied to the gravity data on the "B24" geothermal field. Residual anomaly map has a value of -12 to 24 mGal. The geothermal field is estimated that it has a major fault which mainly striking in northwest-southeast direction. These estimates are supported by the results of Euler deconvolution which indicate the presence of fault and graben structure. Euler deconvolution and inversion method were applied perpendicularly to the main structure at the southwest-northeast direction. The results of this study are the Euler deconvolution method is able to provide information for a mesh geometry for inversion. From the inversion result, "B24" geothermal field is estimated has a high-low-high density distribution dominated by andesite and tuff. To improve the results of the research, it needs a measurement point addition, additional modeling area, geological and geochemical data to strengthen the interpretation.

Keywords: density, Euler deconvolution, gravity inversion, geothermal

ABSTRAK

Pemodelan inversi pada data gayaberat membutuhkan model initial dengan geometri mesh yang sesuai untuk menghasilkan model bawah permukaan yang baik. Metode Euler deconvolution mampu membantu menghasilkan model inversi yang baik dengan menyesuaikan geometri mesh terhadap sebaran titik point source hasil estimasi posisi dan kedalaman dari Euler deconvolution. Tujuan dari penelitian ini adalah untuk memperlihatkan pengaruh Euler deconvolution dalam memperbaiki model inversi baik dari sisi geometri model dan densitas yang dihasilkan. Pemodelan inversi dilakukan dengan algoritma steepest descent. Hasil uji coba menggunakan model sintetik pada beberapa kedalaman memperlihatkan bahwa point source dari Euler deconvolution sangat membantu dalam merekonstruksi model densitas lebih baik dibandingkan dengan metode inversi konvensional. Metode ini diaplikasikan pada data gayaberat lapangan panas bumi "B24". Peta anomali gayaberat residual memiliki nilai -12 sampai 24 mGal. Lapangan panas bumi ini diestimasi memiliki patahan utama yang secara dominan mengarah barat-laut-tenggara. Estimasi tersebut didukung dari hasil Euler deconvolution yang menunjukkan adanya struktur patahan dan graben. Pembuatan model dengan metode Euler deconvolution dan inversi diaplikasikan memotong tegak lurus dengan struktur utama dengan arah baratdaya-timurlaut. Hasil dari penelitian ini adalah metode Euler deconvolution mampu memberi informasi untuk pembuatan geometri mesh untuk inversi. Inversi ini menunjukkan adanya distribusi densitas tinggi-rendah-tinggi dan diestimasi adanya batuan andesit dan tuff secara dominan. Untuk meningkatkan hasil penelitian, perlunya titik pengukuran, area pemodelan tambahan, data geologi dan geokimia untuk memperkuat interpretasi.

Kata kunci: densitas, Euler deconvolution, inversi gayaberat, panas bumi

PENDAHULUAN

Metode *Euler deconvolution* adalah metode untuk mengetahui posisi dan kedalaman dari benda penyebab anomali gayaberat [1]. Metode *Euler deconvolution* pertama kali dilakukan oleh Thompson [2] dan dikembangkan metodenya untuk aplikasi yang lebih luas oleh Reid, dkk [3]. Metode *Euler deconvolution* sudah banyak diaplikasikan untuk keperluan eksplorasi gayaberat (Saibi, dkk [4]; Rim, dkk [5]; Cooper [6]; Chen, dkk [7]). Akan tetapi, penggunaan metode *Euler deconvolution* hanya untuk digunakan untuk interpretasi awal dalam menentukan posisi dan kedalaman dari sumber anomali saja.

Rim, dkk. [5] menggunakan hasil dari *Euler deconvolution* sebagai panduan dalam melakukan pemodelan inversi dalam cakupan 3D. Maka dari itu, penelitian ini dilakukan untuk memodelkan distribusi densitas bawah permukaan bawah tanah dengan pemodelan inversi. Pembentukan *mesh* untuk keperluan inversi nantinya akan dipandu oleh hasil *Euler deconvolution* dalam cakupan penampang 2D.

DASAR TEORI

Metode *Euler Deconvolution*

Euler deconvolution digunakan untuk mengetahui kedalaman dan lokasi benda sumber anomali gayaberat yang dipatenkan oleh Thompson [2] yang diterapkan pada profil 2D anomali magnetik. Kemudian, Reid, dkk [3] mengaplikasikan metode ini pada data *grid* 3D. Metode ini mengacu pada persamaan homogenitas *Euler* yang dituliskan secara matematis pada Persamaan 1. Dalam aplikasi geofisika 2D, persamaan *Euler deconvolution* yang digunakan adalah Persamaan 2 [2,6].

$$f(tx, ty, tz) = t^n f(x, y, z) \quad (1)$$

$$(x - x_0) \frac{\partial AB_{lokal}}{\partial x} + z_0 \frac{\partial AB_{lokal}}{\partial z} = -NAB_{lokal} \quad (2)$$

Pada Persamaan 2, hasil yang diharapkan dari metode ini adalah nilai x_0 dan z_0 , dimana kedua variabel tersebut menunjukkan posisi dan kedalaman dari sumber anomali gayaberat. Hasil pada aplikasi di lapangan berupa gugusan dari hasil tersebut yang membuat sebuah pola.

Euler deconvolution tidak mengasumsi model geologi apapun. Metode ini dapat diaplikasikan dan diinterpretasikan saat model geologi tak dapat direpresentasikan sebagai sebuah prisma atau *dyke*. Variabel pada persamaan *Euler deconvolution* yang menghubungkan metode ini dengan bentuk benda anomali gayaberat adalah *structural index* (SI) yang diwakilkan dengan variabel N . *Structural index* pada persamaan *Euler* adalah sebuah ukuran rasio perubahan medan gayaberat terhadap jarak [3]. Penggunaan besar nilai SI pada persamaan *Euler* tertera pada Tabel 1 [8]. Reid, dkk [3] menunjukkan bahwa semakin rendah SI yang digunakan, hasil variabel posisi dan kedalaman akan terlalu rendah, dan sebaliknya. Akan tetapi, bila penggunaan suatu SI yang lebih tinggi dapat menggambarkan kondisi geologi yang kita inginkan, SI tersebut dapat digunakan.

Tabel 1. Nilai SI pada kasus gayaberat

Bentuk model	SI gayaberat
Titik, bola	2
Patahan tipis pada <i>basement</i>	1
Kontak, patahan, <i>dyke</i>	0

Reid, dkk. [8] menyatakan bahwa ada 7 faktor yang berpengaruh dalam menggunakan metode *Euler deconvolution*. Tujuh faktor ini dapat menjadi acuan keberhasilan dalam penggunaan metode *Euler deconvolution*. Tujuh faktor tersebut adalah asumsi awal mengenai model geologi dari data lapangan, anomali gayaberat harus didominasi oleh 1 penyebab dominan, yaitu satu tepi dari struktur, rentang *sampling* pada data harus

secukupnya, rentang *grid*, kebenaran nilai gradient, ukuran *window*, dan penentuan SI yang tepat. Pada penelitian ini, variabel posisi x_0 dan kedalaman z_0 yang dihasilkan dari metode *Euler deconvolution* akan dijadikan sebagai panduan dalam pembentukan geometri *mesh* dalam pemodelan inversi untuk memodelkan bawah permukaan tanah.

Pemodelan Inversi

Jika data disimbolkan dengan d dan parameter model yang dicari disimbolkan dengan m sehingga data dan parameter model memiliki hubungan matematis seperti persamaan 3 dengan fungsi error untuk mencari kesalahan minimum yang dituliskan secara matematis oleh persamaan 4 [9].

$$\mathbf{d} = \mathbf{A}\mathbf{m} \quad (3)$$

$$E = \sum_i^N (d_i^{\text{cal}} - d_i^{\text{obs}})^2 = \sum_i^N (\varepsilon_i)^2 \quad (4)$$

di mana \mathbf{A} adalah matriks ($N \times M$) yang sering disebut sebagai matriks kernel. Matriks \mathbf{A} tersebut pada dasarnya adalah fungsi *forward modelling* yang tidak mengandung elemen parameter model. d^{cal} adalah data yang dihasilkan dari hasil sintesis dan d^{obs} adalah data lapangan, dalam penelitian ini merupakan anomali residual yang nantinya dimodelkan. Solusi inversi yang diharapkan dalam memperoleh estimasi parameter model dituliskan secara matematis oleh persamaan 5.

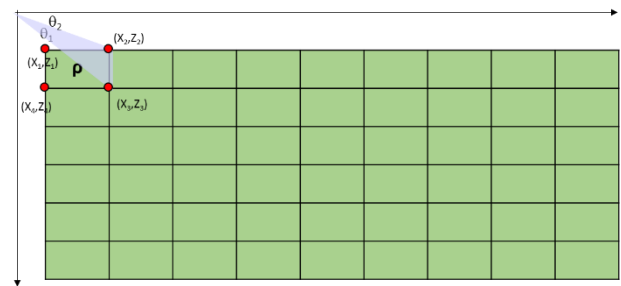
$$\mathbf{m} = [\mathbf{A}^T \mathbf{A}]^{-1} \mathbf{A}^T \mathbf{d} \quad (5)$$

Matriks $[\mathbf{A}^T \mathbf{A}]$ sering dikenal dengan matriks *Hessian*. Matriks *Hessian* digunakan untuk menghitung nilai bobot pada setiap kotak *mesh* dalam inversi.

Untuk menggambarkan distribusi densitas secara 2D maka medium didiskretisasi menjadi *mesh* atau blok berukuran seragam dengan densitas bervariasi pada Gambar 1. Geometri *mesh* dianggap tetap

dan diketahui sehingga parameter model adalah densitas setiap blok yang dapat diperkirakan melalui pemodelan inversi [9] dengan persamaan 6 [10].

Parameter densitas yang disimbolkan dengan ρ menjadi model m pada persamaan inversi umum persamaan 6 yang nantinya menjadi hasil akhir dari pemodelan inversi. Pada prakteknya, untuk mendapatkan nilai ρ yang mendekati aslinya, parameter matriks kernel \mathbf{A} harus banyak divariasikan bentuk dan modelnya.



Gambar 1. Model geometri mesh dengan tatanan ukuran mesh yang seragam

$$g = 2G\rho \sum_{n=1}^N \left\{ \frac{\pi}{2} (z_{n+1} - z_n) + \left(z_n \arctan \frac{z_n}{x_n} - z_{n+1} \arctan \frac{z_{n+1}}{x_{n+1}} \right) + \frac{\beta_n}{1+\alpha_n} \left[\log \frac{\sqrt{x_{n+1}^2 + z_{n+1}^2}}{\sqrt{x_n^2 + z_n^2}} - \alpha_n \left(z_{n+1} \arctan \frac{z_{n+1}}{x_{n+1}} - z_n \arctan \frac{z_n}{x_n} \right) \right] \right\} \quad (6)$$

METODE PENELITIAN

Lapangan panas bumi “B24” adalah prospek panas bumi yang terletak di Sulawesi Utara. Data gayaberat yang digunakan merupakan data sekunder yang diukur pada tahun 2014 dan 2016 dengan jumlah 250 titik pengukuran mencakup luas area $10 \times 10 \text{ km}^2$. Data gayaberat pada setiap stasiun pengukuran diukur menggunakan Gravimeter Scintrex tipe

CG-5 AUTOGRAV dengan ketelitian $\pm 1 \mu\text{Gal}$. Data elevasi dan posisi pada setiap stasiun pengukuran diukur menggunakan GPS Trimble tipe R-8 dengan ketelitian $\pm 5 \text{ mm}$ secara vertikal maupun horizontal. Data ini diproses ulang untuk mendapatkan nilai Anomali *Bouguer* Lengkap (ABL) menggunakan rumus reduksi gayaberat [10]. Setelah didapatkan nilai ABL, area penelitian dihitung estimasi densitas rerata menggunakan metode Parasnis [11]. Setelah mendapatkan nilai ABL dan nilai densitas rerata, nilai ABL dilakukan pemisahan anomali regional-lokal menggunakan metode pemisahan *polynomial regression*. Setelah mendapatkan nilai anomali lokal, data penelitian daerah tersebut dapat dihitung estimasi kedalaman anomali menggunakan *Euler deconvolution* dan dimodelkan menggunakan metode pemodelan inversi, namun, diperlukan studi dari data sintetis. Metode *Euler Deconvolution* dilakukan menggunakan perangkat lunak Euler yang dikembangkan oleh Cooper [6] dengan algoritma homogenitas *Euler* [1]. Metode pemodelan inversi menggunakan algoritma *steepest descent*. Peta morfologi yang tersedia diambil dari SRTM DEM milik NASA.

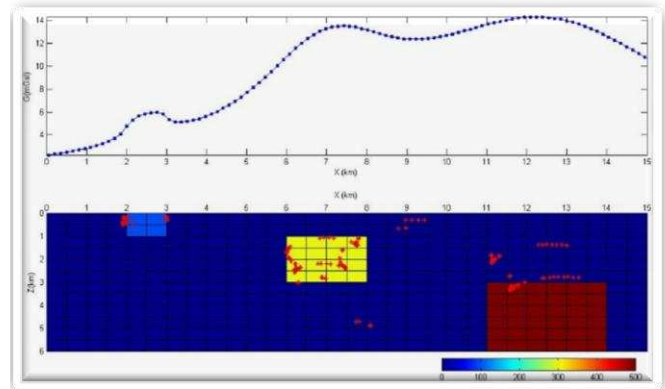
HASIL DAN PEMBAHASAN

Studi Data Sintesis

Dalam penelitian ini, studi model sintesis ditunjukkan untuk 2 hal, yaitu untuk menguji *Euler deconvolution* dan algoritma inversi *steepest descent*. Parameter yang divariasikan dalam studi model sintesis adalah kontras densitas, kedalaman benda penyebab anomali, dan bentuknya. Variasi kontras densitas yang digunakan adalah 100 kg/m^3 , 300 kg/m^3 , dan 500 kg/m^3 . Variasi kedalaman yang digunakan adalah 0 km, 1 km, dan 4 km. Variasi bentuk benda yang digunakan adalah $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$, $2 \text{ km} \times 2 \text{ km}$, dan $3 \text{ km} \times 3 \text{ km}$ ditunjukkan pada Gambar 2.

Inversi pada penelitian menggunakan *step size* cara iteratif, dimana *stopping criteria*

bergantung pada selisih kuadrat dari semua elemen dari vektor fungsi *misfit* yang sangat kecil atau mendekati nol. Selisih kuadrat dari semua elemen dari fungsi *misfit* tersebut biasa disebut dengan *norm*. Selain itu, iterasi juga dapat selesai dengan menentukan berapa kali maksimum iterasinya [12].

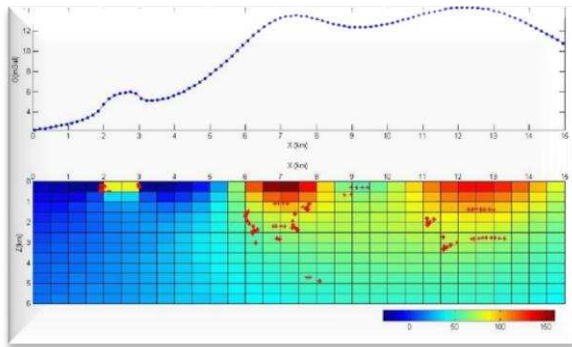


Gambar 2. Model sintesis awal dengan variasi 3 buah benda dan hasil *Euler deconvolution* dengan lingkaran merah

Forward model sintetis dibuat untuk menguji kemampuan algoritma dalam memecahkan masalah inversi gayaberat. Model memiliki bentuk kotak 2D sebagai gambaran sumber penyebab anomali dengan panjang 15 km dan kedalaman 6 km, memiliki 3 buah benda penyebab anomali dengan ukuran geometri sebesar $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$, $2 \text{ km} \times 2 \text{ km}$, dan $3 \text{ km} \times 3 \text{ km}$ dengan kedalaman masing-masing benda 0 km, 2 km, dan 4 km dari permukaan tanah dan posisi masing-masing benda 2 – 3 km, 6 – 8 km, dan 11 – 14 km dari titik nol. Anomali gayaberat yang terhitung berkisar 1 mGal hingga 14 mGal dengan kontras densitas 100 kg/m^3 , 300 kg/m^3 , 500 kg/m^3 seperti pada Gambar 2.

Respon gayaberat model sintetis ini diinversi untuk mendapatkan nilai densitasnya. Dalam persoalan ini syarat iterasi berasal dari toleransi iterasinya. Untuk pengujian algoritma inversi pada model sintetis ini, digunakan nilai toleransi *norm* sebesar 0,0005. Pemodelan inversi pertama kali dilakukan dengan menguji

pemodelan inversi dengan geometri *mesh* yang seragam dengan nilai densitas awal adalah 0 kg/m^3 . Gambar 3 menunjukkan hasil inversi pada *mesh* seragam sangat jauh berbeda dengan model *forward*. Tetapi, algoritma yang digunakan dikatakan baik karena respon data kalkulasi dengan respon data observasi dari model *forward* dikatakan sama. Nilai *error* yang didapatkan juga sangat kecil dari model tersebut. Untuk memecahkan masalah mengenai hasil inversi yang tidak sesuai dengan asumsi geologi dan data sintesisnya, geometri *mesh* untuk pemodelan inversi diatur oleh panduan hasil *Euler deconvolution*. Hasil inversinya diilustrasikan oleh Gambar 4.



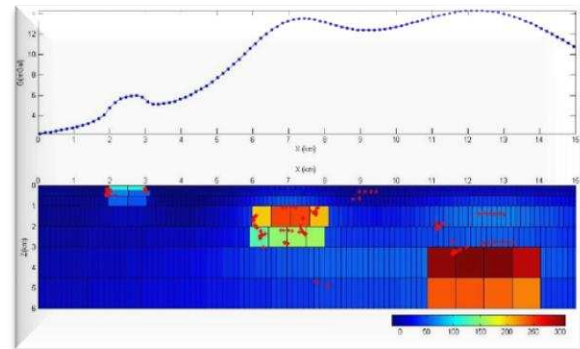
Gambar 3. Respon data kalkulasi dengan observasi dan hasil inversi dengan geometri *mesh* seragam. Bobot anomali berada pada dekat permukaan

Studi Data Real

Sebaran data gayaberas ditunjukkan pada Gambar 5. Standar kualitas data lapangan dinilai pada 3 variabel, yaitu *drift*, *tilt*, dan *standard deviation* (SD). Nilai SD yang disarankan adalah di bawah $0,1 \text{ mGal}$. Berdasarkan dari kontrol kualitas data pengukuran, SD secara rata-rata terdapat pada nilai $0,02 \text{ mGal}$. Maka dari itu, nilai $0,02$ akan digunakan sebagai masukan *error* pada pemodelan inversi.

Sebaran nilai ABL pada lapangan panas bumi “B24” berkisar $16 \text{ mGal} - 66 \text{ mGal}$. Dari peta ABL, terdapat pola struktur utama pada daerah timurlaut daerah penelitian,

arah dari struktur tersebut mengarah dari tenggara ke barat laut. Peta ABL digambarkan pada Gambar 6. Analisis lebih lanjut mengenai data gayaberas adalah estimasi densitas rata-rata dari daerah pengukuran. Dengan metode *parasnis*, nilai densitas rata-ratanya adalah 2.280 kg/m^3 .

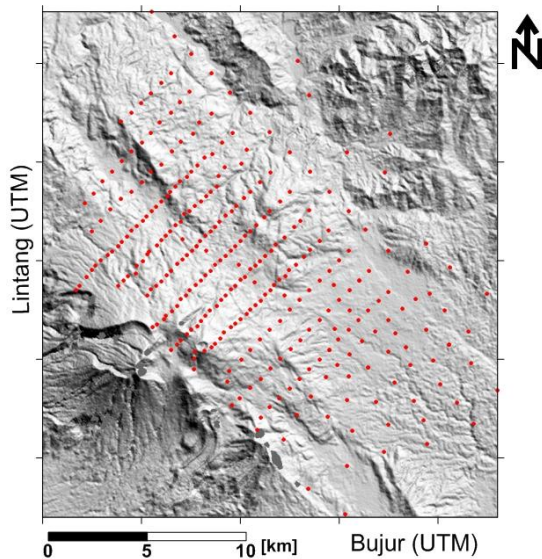


Gambar 4. Respon data kalkulasi dengan observasi dan hasil inversi dengan geometri *mesh* yang telah dipandu oleh hasil *Euler deconvolution*.

Dalam penelitian ini, metode yang digunakan untuk proses pemisahan adalah polinomial orde 1. Penentuan orde 1 ditentukan berdasarkan interpretasi kualitatif pada nilai ABL. Nilai ABL memiliki pola kemenerusan anomali positif-negatif dari arah baratdaya ke timurlaut dengan merata. Hasil anomali residual digambarkan pada Gambar 7. Nilai anomali residual berkisar -12 mGal hingga 24 mGal . Nilai anomali rendah memiliki pola kemenerusan yang teratur yaitu pada arah barat laut-tenggara. Nilai anomali rendah ini memiliki kemenerusan yang dapat diinterpretasikan secara kualitatif adalah struktur dan nilai anomali rendah ini dikeliling oleh nilai anomali tinggi yang dapat dikatakan adanya kasus graben. Perhatian interpretasi difokuskan pada daerah tenggara penelitian untuk menginterpretasi adanya struktur graben.

Analisis selanjutnya adalah analisa *Euler deconvolution*. Daerah yang akan dianalisa menggunakan *Euler deconvolution*

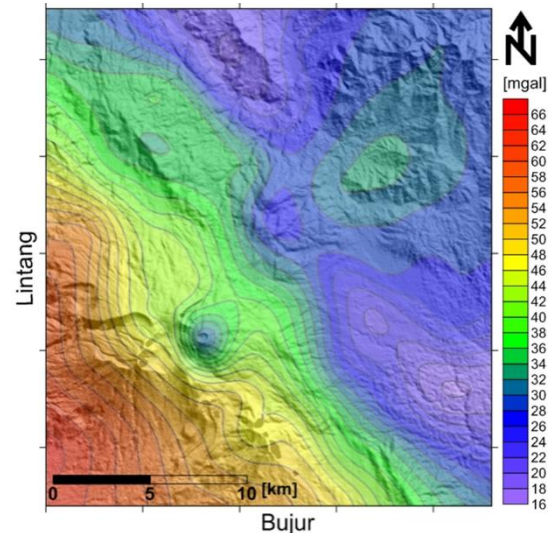
adalah zona menarik yaitu pada daerah tenggara daerah penelitian yang menandakan adanya graben dengan pola anomali positif-negatif-positif. Hasil dari *Euler deconvolution* diilustrasikan pada Gambar 8.



Gambar 5. Peta sebaran stasiun pengukuran gayaberat di lapangan panas bumi “B24”. Stasiun pengukuran gayaberat diwakili oleh simbol belah ketupat.

Hasil *Euler deconvolution* pada line CD menghasilkan pola terbentuknya graben secara kualitatif. Pada kasus kontak atau patahan, SI rendah yang sangat baik dalam menggambarkan kasus geologi tersebut. Patahan atau kontak dalam kasus ini memiliki rasio W/D yang rendah atau memiliki rasio *fall-off* rendah. Dari analisa tersebut, SI rendah baik untuk dijadikan analisa, yaitu SI 0. Analisis lanjut menggunakan SI lebih dari 1 jenis karena pada data lapangan itu memiliki sumber anomali lebih dari satu. Pada kasus ini, SI 0 digunakan sebagai estimasi posisi dan kedalaman awal dari patahan, lalu penggunaan SI 1 dan 2 adalah untuk melihat pola kemenerusan dari patahan tersebut, dapat dikatakan melihat kemiringan dari patahan tersebut. Berdasarkan hasil Gambar 8, pengelompokan dari hasil *Euler deconvolution* menunjukkan adanya pola struktur graben sampai kedalaman 3 km. Maka dari itu,

pemodelan inversi ini difokuskan sampai 3 km.

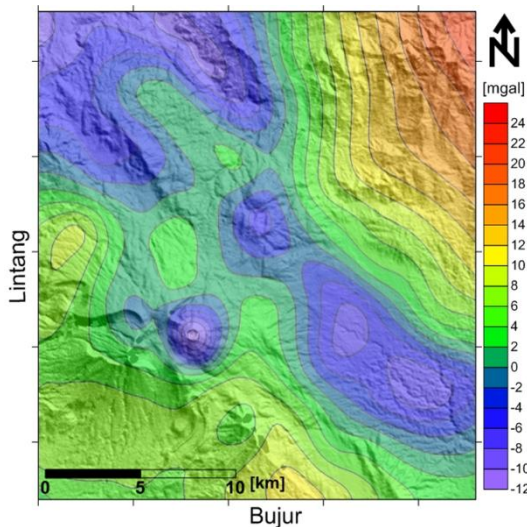


Gambar 6. Peta ABL pada lapangan panas bumi “B24”. Sebaran secara merata dengan pola positif-negatif arah baratdaya-timurlaut

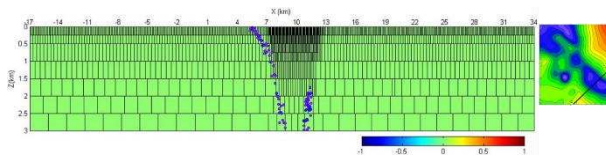
Berdasarkan kesimpulan dari studi sintesis, hasil dari *Euler deconvolution* dapat dijadikan panduan dalam mengatur geometri *mesh* untuk pemodelan inversi. Geometri *mesh* dibentuk rapat pada tengah karena nilai bobot maksimal yang ingin dimaksimalkan adalah pada bagian kiri dan kanan penampang. Analisis tersebut supaya memenuhi asumsi geologi pada kasus graben dan melihat dari pola anomali gayaberat dengan nilai negatif berada di tengah. Batasan *error* yang digunakan berada pada kontrol kualitas data sebelumnya yang berada pada sebaran data daerah pengukuran. *Error* yang menjadi batas adalah 0,02 mGal. Rentang densitas yang digunakan adalah $-300 \text{ kg/m}^3 - 300 \text{ kg/m}^3$. Hasil dari inversi ini ditunjukkan pada Gambar 9. Hasil interpretasi kualitatif digambarkan pada Gambar 10.

Secara kualitatif, pada daerah lapangan panas bumi “B24” memiliki 2 pola struktur patahan dengan satu struktur utama yang kedua struktur tersebut mengarah sejajar dari arah tenggara-baratlaut. Pola struktur tersebut dibuktikan adanya pola anomali positif-

negatif-positif pada daerah tenggara penelitian pada line CD. Pola anomali seperti ini berasosiasi dengan struktur graben yang berasosiasi dengan anomali rendah yang dikelilingi oleh anomali tinggi. Interpretasi kuantitatif digambarkan pada Gambar 11 pada line CD.



Gambar 7. Anomali residual data lapangan

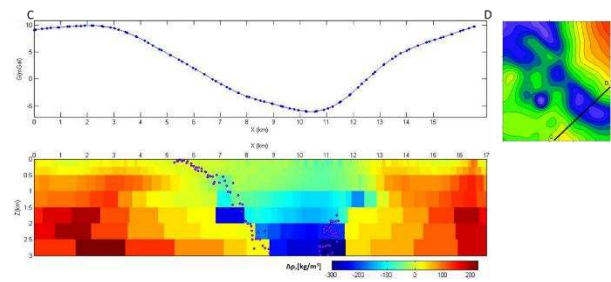


Gambar 8. Hasil dari Euler deconvolution digunakan untuk memandu pembuatan mesh sebelum dilakukan inversi

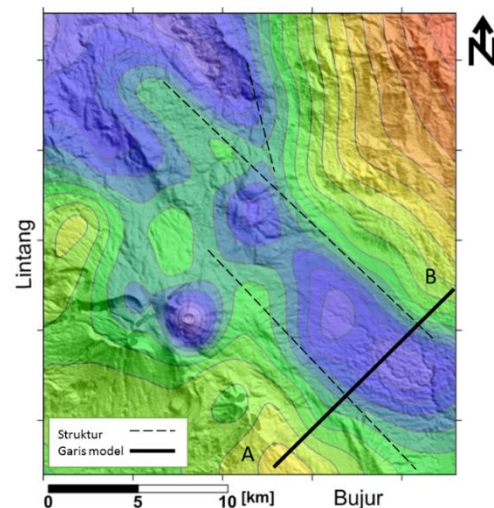
Penampang hasil inversi selanjutnya diinterpretasi secara kuantitatif. Hasil dari pemodelan inversi masih berupa kontras densitas. Rentang kontras densitas yang didapatkan dari hasil inversi harus dijumlahkan dari densitas rata-rata daerah pengukuran sebesar 2280 kg/m^3 . Bila rentang kontras densitas inversi adalah $-200 \text{ kg/m}^3 - 220 \text{ kg/m}^3$, maka densitas sebenarnya dari penampang tersebut adalah $2080 \text{ kg/m}^3 - 2500 \text{ kg/m}^3$.

Berdasarkan interpretasi, inversi line CD didominasi oleh batuan andesit ($2400 \text{ kg/m}^3 - 2500 \text{ kg/m}^3$) yang berasosiasi dengan

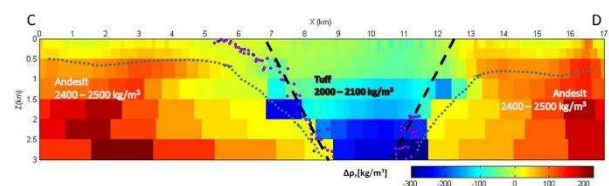
anomali gayaberat positif dsan tuff ($2000 \text{ kg/m}^3 - 2100 \text{ kg/m}^3$) yang berasosiasi dengan anomali gayaberat negatif. Batuan tuff berada di tengah di antara batuan andesit karena tuff adalah batuan yang lebih ringan dibanding andesit. Batuan tuff itu sendiri berasal dari pembentukan debu vulkanik yang bersifat ringan. Adanya gaya ekstensional mengakibatkan adanya kasus graben di mana batuan andesit seolah-olah terpisah sejauh jarak tertentu dan diisi oleh tuff.



Gambar 9. Hasil inversi pada line CD dengan menggunakan algoritma steepest descent. Pada hasil invesi ini menunjukkan adanya graben



Gambar 10. Interpretasi secara kualitatif pada peta anomali lokal dimana adanya 2 patahan.



Gambar 11. Penampang line CD dengan interpretasi litologi

KESIMPULAN

Kami menyajikan sebuah metode yang mampu meminimalisir subyektivitas dalam membuat geometri *mesh* yang dipandu oleh hasil dari *Euler Deconvolution* untuk pemodelan inversi data gayaberat. Metode *Euler Deconvolution* mendelineasi struktur patahan. Hasil pengelompokkan dari *Euler Deconvolution* mampu memandu pembuatan geometri *mesh* yang nantinya digunakan untuk inversi. Informasi dan asumsi geologi mengenai data lapangan juga mempengaruhi pembuatan geometri *mesh* yang tepat. Inversi menggunakan *staggered grid* dengan geometri *mesh* yang dipandu oleh hasil *Euler Deconvolution* dinilai mampu menghasilkan pemodelan inversi dengan baik. Secara umum, jenis batuan yang menempati daerah pemodelan adalah batuan andesit dan tuff.

UCAPAN TERIMA KASIH

Penulis mengucapkan terimakasih kepada PT. Pertamina Geothermal Energy, Jakarta Pusat atas kesempatan dalam melakukan penelitian dan izin publikasi. Penulis juga mengucapkan terima kasih kepada Rina Dwi Indriana, M.Si atas diskusi ilmiahnya. Prof. Gordon R. J. Cooper dari Universitas Witwatersrand, Afrika Selatan, atas bantuan dan diskusi ilmiah mengenai *Euler deconvolution*.

DAFTAR PUSTAKA

- [1] Durrheim, R. J. dan Cooper, G. R. J. (1998) *EULDEP: A Program for the Euler Deconvolution of Magnetic and Gravity Data*, *Computers & Geosciences*, 24(6), 545-550.
- [2] Thompson, D. T. (1982) *EULDPH: A New Technique for Making Computer-Assisted Depth Estimates from Magnetic Data*, *Geophysics*, 47, 31-37.
- [3] Reid, A. B., Allsop, J. M., Granser, H., Millett, A. J., dan Somerton, I. W. (1990) *Magnetic Interpretation in Three Dimensions using Euler Deconvolution*, *Geophysics*, 55(1), 80-91.
- [4] Saibi, H., Nishijima, J., Aboud, E., dan Ehara, S. (2006) *Euler Deconvolution of Gravity Data in Geothermal Reconnaissance; The Obama Geothermal Field*, *BUTSURI-TANSA*, 59(3), 275-282.
- [5] Rim, H., Park, Y. S., Lim, M., Koo, S. B., dan Kwon, B. D. (2007) *3D Gravity Inversion with Euler deconvolution as A Priori Information*, *Exploration Geophysics*, 38, 44-49.
- [6] Cooper, G. R. J. (2008) *Euler Deconvolution with Improved Accuracy and Multiple Different Structural Indices*, *Journal of China University of Geosciences*, 19(1), 72-76.
- [7] Chen, Q., Dong, Y., Cheng, S., Han, L., Xu, H., dan Chen, H. (2014) *Interpretation of fault system in the Tana Sag, Kenya, using edge recognition techniques and Euler deconvolution*, *Journal of Applied, Geophysics*, 109, 150-161.
- [8] Grandis, H. (2009) *Pengantar Pemodelan Inversi Geofisika*, *Himpunan Ahli Geofisika Indonesia (HAGI)*, Jakarta.
- [9] Reid, A. B., Ebbing, J., dan Webb, S. J. (2014) *Avoidable Euler Errors – The Use and Abuse of Euler Deconvolution Applied to Potential Fields*, *Geophysical Prospecting*, 62, 1162-1168.
- [10] Blakely, R. J., 1996, *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*, *Cambridge University Press*, United Kingdom.
- [11] Parasnis, D. S. (1952) *A Study of Rock Densities in The English Midlands*, *Mon. Not. R. Astron. Soc. Geophys. Suppl.*, 4, 252-271.
- [12] Ekinci, Y. L. (2008) *2D Focusing Inversion of Gravity Data with the Use of Parameter Variation as a Stopping Criterion*, *Journal of the Balkan Geophysical Society*, 11(1), 1-9.