

# Studi *equivalent-layer source* untuk mendapatkan *upward continuation* menggunakan data geomagnetik sintetik pada topografi yang berundulasi

Eko Januari Wahyudi<sup>1,a)</sup>, Samuel Belia<sup>1,b)</sup>, dan Stephen Daniel Simanjuntak<sup>1,c)</sup>

<sup>1</sup>Laboratorium Geofisika Eksplorasi,  
Kelompok Keilmuan Geofisika Eksplorasi,  
Fakultas Teknik Pertambangan dan Perminyakan, Institut Teknologi Bandung,  
Jl. Ganesha no. 10 Bandung, Indonesia, 40132

<sup>a)</sup> ekojw@gf.itb.ac.id (corresponding author)

<sup>b)</sup> samuel.belia@outlook.com

<sup>c)</sup> stephendsimanjuntak@gmail.com

## Abstrak

Pada penelitian ini kami mempelajari algoritma komputasi dari teknik *equivalent-layer source* untuk mendapatkan transformasi *upward continuation* data geomagnetik. Analisis dari prosedur perhitungan teknik *equivalent layer source* dan transformasi *upward continuation* dilakukan dengan contoh numerik dari data sintetik sederhana. Data sintetik dibangun dengan menggunakan diskritisasi model di bawah topografi yang terdiri dari sejumlah *body prismatik*. Perhitungan data sintetik dengan *forward calculation* dilakukan untuk dua set stasiun (pada elevasi topografi dan pada elevasi bidang datar di atas topografi tertinggi). Dua data set tersebut digunakan sebagai acuan data sintetik pada penelitian ini. Mekanisme untuk mendapatkan *equivalent layer source* adalah menggunakan perhitungan inversi dari input data sintetik (set stasiun pada elevasi topografi). Pada penelitian ini, kami melakukan eksplorasi dengan mencoba beberapa variasi dari parameter inversi serta jumlah lapisan atau jumlah model bawah permukaan pada skema perhitungan inversi. Berdasarkan penelitian ini, prosedur perhitungan untuk variasi topografi dapat diperoleh dengan baik menghasilkan model *equivalent layer source* dengan selisih response geomagnetik terhadap acuan data sintetik pada rentang  $-10$  sampai  $+10$  nT. Setelah model setara diperoleh, kami melakukan perhitungan *forward calculation*-nya untuk mendapatkan transformasi *upward continuation* pada set stasiun yang terletak di atas topografi (bidang datar). Berdasarkan transformasi *upward continuation* pada penelitian ini, kami mendapatkan selisih response geomagnetik terhadap acuan data sintetik pada rentang  $-10$  sampai  $+10$  nT. Secara kualitatif berdasarkan pengujian sintetik ini, kami mendapatkan transformasi *upward continuation* yang memuaskan.

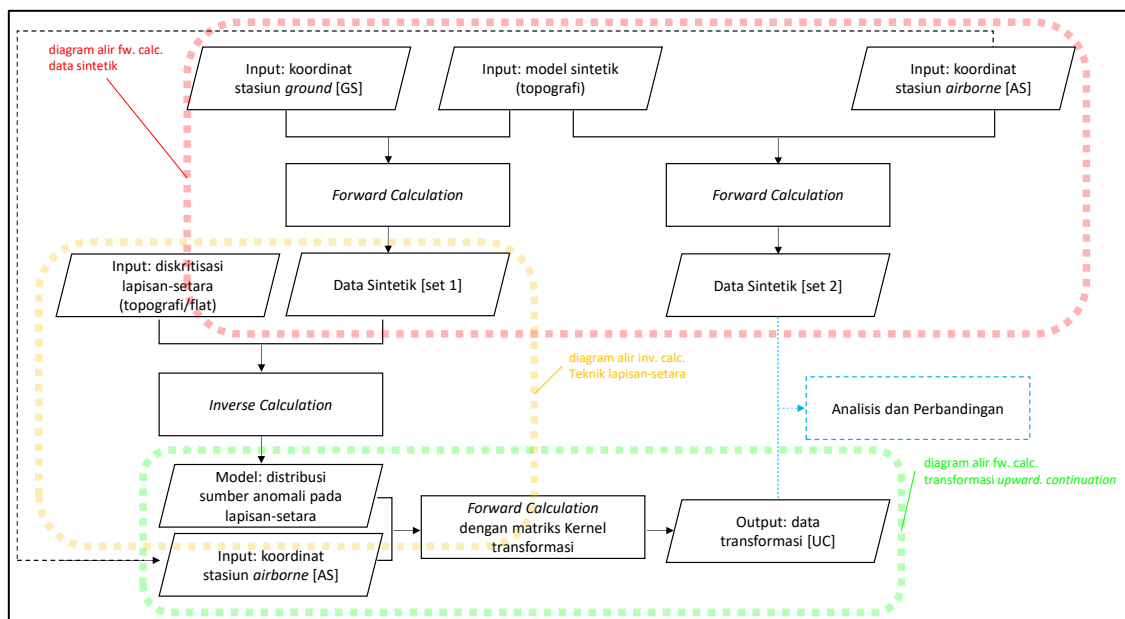
*Kata-kata kunci:* *equivalent-layer source*, *upward continuation*, *forward and inverse calculation*, *geomagnetic*.

## PENDAHULUAN

Algoritma komputasi dari teknik *equivalent-layer* (lapisan-setara) telah dikenal dan dikembangkan setidaknya sejak tahun 1960-an untuk memproses data geofisika (gravity dan

geomagnetik) yang diperoleh dari pengamatan di lapangan. Teknik lapisan-setara adalah salah satu teknik untuk mendapatkan kemungkinan solusi distribusi sumber anomali yang bisa menghasilkan suatu medan potensial di daerah penelitian bersifat harmonik. Penelitian Dampney (1969) seringkali menjadi rujukan awal dari pekerjaan yang menunjukkan pendekatan *continuous equivalent-layer* dengan lapisan diskrit yang fiktif (didesain secara sintetik) di bawah permukaan pengamatan medan potensial. Lapisan diskrit tersebut dirancang dengan dimensi horisontal dan vertikal terbatas dan juga disusun oleh suatu set diskrit terbatas dari sumber anomali (properti fisik bawah permukaan) yang setara dari medan potensial observasi.

Ambiguitas dari interpretasi medan potensial atau ketidak-unikannya dari solusi komputasi pemodelan data potensial dapat dimanfaatkan untuk pengolahan data lanjut. Konsep ketidak-unikannya yang memberikan kemungkinan berupa sejumlah model yang sesuai/hampir sama dengan data pengamatan dieksploitasi untuk skema pengolahan data lanjut untuk transformasi data potensial berdasarkan sumber setara dari data tersebut. Teknik klasik dari lapisan-setara untuk keperluan transformasi data terdiri dari: (1) tahap pembuatan sistem persamaan linear dan menyelesaikan masalah inversi linear untuk memperkirakan suatu set koefisien yang menggambarkan suatu lapisan diskrit dari sumber yang setara, dan (2) tahap pembuatan sistem persamaan linear dari komputasi *forward calculation* menggunakan matriks Kernel yang bersesuaian untuk transformasi tertentu pada data potensial tersebut. Sebagai ilustrasi, bagian dari tahapan teknik lapisan-setara dan kontinuitas *upward* ditunjukkan pada gambar 1.



Gambar 1. Diagram alir penelitian.

Berdasarkan teori potensial, data kontinuitas dari data lapangan (gravity dan geomagnetik) yang dihasilkan oleh sumber pada lapisan-setara dapat direproduksi secara tepat (hampir serupa) oleh suatu distribusi properti fisik yang meskipun fiktif, kontinu, dan tak terbatas. Ringkasan yang lebih elaboratif untuk menjelaskan pemanfaatan teknik lapisan-setara sebagaimana publikasi oleh Siquiera dkk. (2017) dikategorikan sebagai berikut: (1) teknik lapisan-setara untuk interpolasi dan data gridding, (2) teknik lapisan-setara untuk komputasi data *kontinuitas upward* atau *downward*, (3) teknik lapisan-setara untuk komputasi dari reduksi ke kutub data magnetik, (4) teknik lapisan-setara untuk menggabungkan beberapa set data,

serta (5) teknik lapisan-setara untuk proses pengolahan data gabungan untuk beberapa komponen data gradien gravitasi *airborne*.

Tahap akuisisi data merupakan bagian terkait untuk kepentingan pengolahan data lanjut. Data lapangan yang diperoleh pada tahap kegiatan akuisisi data geofisika seringkali tidak mudah untuk sesuai jalur yang direncanakan (studi awal di atas meja). Rencana akuisisi tentu saja didesain untuk pengamatan medan potensial pada datum optimal yang juga berkaitan dengan tahapan analitis atau interpretasi. Beberapa kasus pada relief topografi sangat tidak teratur, akuisisi data pada terrain yang konstan tidak memungkinkan diperoleh sesuai desain perencanaan kegiatan akuisisi. Permukaan pada terrain yang konstan mungkin lebih disukai untuk tujuan analitis dan untuk beberapa tujuan sering diinginkan untuk melakukan pengukuran pada beberapa (lebih dari satu) permukaan. Untuk keperluan tersebut, skema komputasi yang akurat (kontinuasi data antara permukaan pengamatan dan datum lainnya) sangat diperlukan. Teknik yang lebih konvensional untuk kontinuasi medan potensial (metode transformasi Fourier) kurang tepat untuk diterapkan ketika terrain daerah penelitian memiliki relief atau variasi topografi yang tinggi (Hansen dan Miyazaki, 1984). Pengamatan anomali geofisika pada grid yang tidak teratur dan pada berbagai elevasi dapat disintesis oleh sumber setara pada kedalaman yang didesain sebagai diskritisasi di bawah permukaan.

Pada penelitian ini kami melakukan analisis dari prosedur perhitungan teknik *equivalent-layer source* dan transformasi *upward continuation* menggunakan contoh numerik dari data geomagnetik (sintetik sederhana). Data sintetik dibangun dengan menggunakan diskritisasi model di bawah topografi yang terdiri dari sejumlah body prismatic. Perhitungan data sintetik dengan *forward calculation* dilakukan untuk dua set stasiun (pada elevasi topografi dan pada elevasi bidang datar di atas topografi tertinggi). Dua data set tersebut digunakan sebagai acuan data sintetik pada penelitian ini. Mekanisme untuk mendapatkan *equivalent-layer source* adalah menggunakan perhitungan inversi dari input data sintetik (set stasiun pada elevasi topografi). Pada penelitian ini, kami melakukan eksplorasi dengan mencoba beberapa variasi dari parameter inversi serta jumlah lapisan atau jumlah model bawah permukaan pada skema perhitungan inversi. Setelah model inversi diperoleh sebagai sumber lapisan-setara, maka skema perhitungan transformasi data untuk *upward continuation* dilakukan dengan *forward calculation* menggunakan kernel matriks yang bersesuaian (koordinat stasiun di atas topografi). Hasil transformasi *upward continuation* dianalisis dan diperbandingkan dengan data sintetik yang sudah dipersiapkan sebelumnya. Secara lebih ringkas, diagram alir penelitian ditunjukkan pada gambar 1.

### KOMPUTASI PEMODELAN (*FORWARD-INVERSE CALCULATION*)

Diskritisasi di bawah permukaan dapat didekati dengan sekumpulan elemen yang cukup sederhana sehingga cukup dalam suatu bentuk yang mewakili model suatu *body* magnetik tiga dimensi. Untuk keperluan praktis, diskritisasi di bawah permukaan dari suatu *body* dapat dibagi menjadi suatu *array* elemen-elemen volume yang kecil berbentuk prisma segiempat. Setiap prisma tersusun pada arah yang paralel terhadap sumbu-x, sumbu-y, dan sumbu-z. Setiap elemen volume merupakan suatu *dipole* yang memiliki nilai magnetisasi ( $M$ ) seragam dalam ukuran volume prismanya ( $dV = dx dy dz$ ). Setiap elemen volume tersebut kemudian dapat dijumlahkan pengaruhnya secara kumulatif pada satu set koordinat di titik pengamatan geomagnetik.

Anomali geomagnetik dari suatu prisma juga melibatkan medan regional yang arahnya paralel dengan  $\hat{\mathbf{F}} = (\hat{F}_x, \hat{F}_y, \hat{F}_z)$ . Sebagaimana yang dijelaskan pada buku teks (Blakely, 1996) magnetisasi pada suatu batasan elemen volume  $x_1 \leq x \leq x_2, y_1 \leq y \leq y_2, z_1 \leq z \leq \infty$  adalah sebagai berikut:

$$\mathbf{M} = M(\hat{i}\hat{M}_x + \hat{j}\hat{M}_y + \hat{k}\hat{M}_z). \tag{1}$$

Algoritma perhitungan mbox (Blakely, 1996) memberikan penjelasan terkait persamaan matematis yang dapat digunakan dalam perhitungan numerik anomali total-field (medan-total) dari suatu prisma dengan batas atas pada  $z_1$  dan batas bawah pada  $\infty$ . Anomali medan-total ( $\Delta T$ ) yang teramati pada koordinat stasiun (0, 0, 0) adalah sebagai berikut:

$$\begin{aligned} \Delta T = C_m M \left[ \frac{(\hat{M}_y \hat{F}_z + \hat{M}_z \hat{F}_y)}{2} \log\left(\frac{r-x}{r+x}\right) + \frac{(\hat{M}_x \hat{F}_z + \hat{M}_z \hat{F}_x)}{2} \log\left(\frac{r-y}{r+y}\right) \right. \\ \left. - \frac{(\hat{M}_x \hat{F}_y + \hat{M}_y \hat{F}_x)}{2} \log(r+z_1) - \hat{M}_x \hat{F}_x \tan^{-1}\left(\frac{xy}{x^2 + rz_1 + z_1^2}\right) \right. \\ \left. - \hat{M}_y \hat{F}_y \tan^{-1}\left(\frac{xy}{r^2 + rz_1 - x^2}\right) + \hat{M}_z \hat{F}_z \tan^{-1}\left(\frac{xy}{rz_1}\right) \right] \Bigg|_{x=x_1}^{x=x_2} \Bigg|_{y=y_1}^{y=y_2}, \tag{2} \end{aligned}$$

dimana  $r^2 = x^2 + y^2 + z^2$  dan  $C_m$  adalah konstanta magnetik. Jika persamaan (2) dievaluasi dua kali dengan:

- (a) nilai  $z_1 = z_a$  sebagai batas atas prisma dan  $M = Mo$ ,
  - (b) nilai  $z_1 = z_a + dz = z_b$  sebagai batas bawah prisma dan  $M = -Mo$ ,
- maka berdasarkan prinsip superposisi jumlah kedua perhitungan (ilustrasi ditunjukkan pada gambar 2) akan menghasilkan medan geomagnetik dari suatu prisma dengan magnetisasi  $Mo$  pada batasan elemen volume  $x_1 \leq x \leq x_2, y_1 \leq y \leq y_2, z_a \leq z \leq z_b$ .

Bentuk notasi matriks linier dari bentuk prisma dengan mengakomodasi  $Mo$  dan  $-Mo$  untuk sejumlah data ( $\mathbf{d} = [d_i] = [d_1, d_2, \dots, d_p] = [(\Delta T_{z_a} - \Delta T_{z_b})_i]$ ) dari komputasi sejumlah diskritisasi parameter model ( $\mathbf{m} = [m_j] = [m_1, m_2, \dots, m_Q] = [(Mo)_j]$ ) maka sistem persamaan linier dari *forward calculation* dapat disusun lebih detail sebagai berikut:

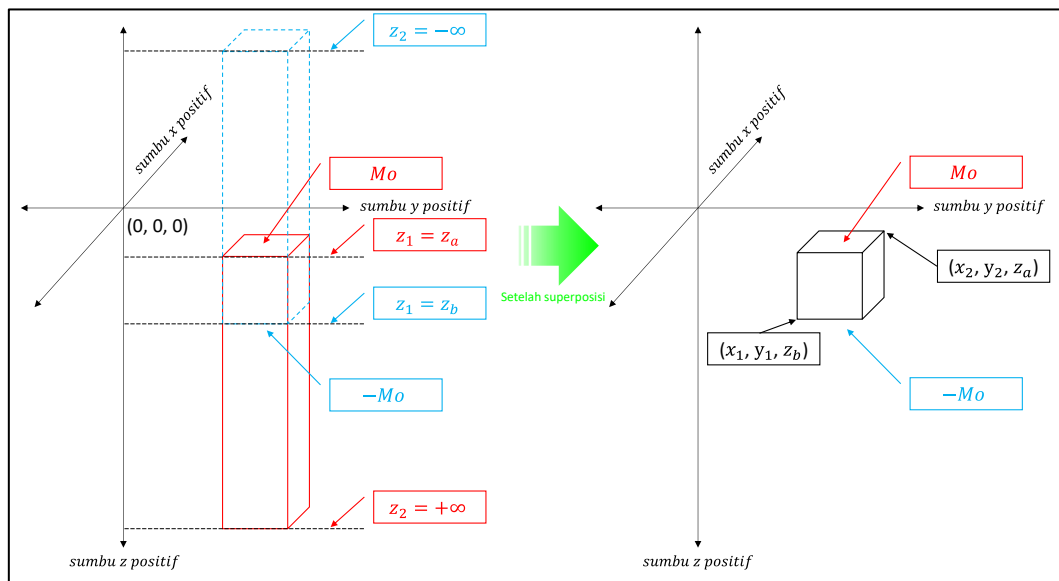
$$\begin{pmatrix} (\Delta T_{z_a} - \Delta T_{z_b})_1 \\ (\Delta T_{z_a} - \Delta T_{z_b})_2 \\ \vdots \\ (\Delta T_{z_a} - \Delta T_{z_b})_N \end{pmatrix} = \begin{bmatrix} G_{11} & G_{12} & \dots & G_{1Q} \\ G_{21} & G_{22} & \dots & G_{2Q} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ G_{P1} & G_{P2} & \dots & G_{PQ} \end{bmatrix} \begin{pmatrix} (Mo)_1 \\ (Mo)_2 \\ \vdots \\ (Mo)_Q \end{pmatrix}. \tag{3}$$

Parameter model pada persamaan (3) menunjukkan properti fisik yang bersesuaian dari metode geomagnetik yaitu magnetisasi ( $Mo$ ) seragam pada masing-masing elemen volume prisma. Berdasarkan persamaan (2) dan (3) menunjukkan bahwa medan geomagnetik

bergantung secara linier dengan nilai properti fisik (magnetisasi). Properti fisik yang lebih umum dikenal yaitu susceptibilitas magnetik dapat diturunkan dari konversi nilai magnetisasi ( $M_o$ ) di setiap posisi diskritisasi parameter modelnya ( $j = 1, 2, \dots Q$ ). Bentuk notasi matriks yang lebih umum dan lebih sederhana dari persamaan (3) adalah sebagai berikut:

$$d = Gm, \tag{4}$$

dengan  $G = G_{ij}$  adalah matriks Kernel berdimensi  $P \times Q$ .



Gambar 2. Ilustrasi perhitungan dengan persamaan (2) yang dievaluasi pada  $z_1 = z_a$  dan  $z_1 = z_b$  untuk menghasilkan elemen volume berbentuk prisma segi empat.

Untuk *linear inverse problem* (permasalahan inversi linier) dari persamaan (3) atau (4) secara umum diselesaikan untuk mendapatkan nilai estimasi adalah suatu parameter model ( $\hat{m} = [(M_o)_j]$ ) yang dibagi menjadi beberapa bentuk prisma segi-empat dengan menggunakan input data pengamatan ( $d$ ). Komputasi untuk solusi permasalahan inversi linier *under-determined* dengan dimensi  $P < Q$  atau dengan kata lain dimensi matriks data pengamatan ( $d^{obs}$ ) lebih kecil dibanding dimensi matriks parameter model ( $\hat{m} = [(M_o)_j]$ ) pada penelitian ini adalah menggunakan solusi *minimum-norm*. Skema komputasi pada penelitian untuk mendapatkan solusi inversi juga melibatkan informasi awal sebagai *initial model* berupa nilai *default* matriks parameter model yang seragam ( $\hat{m}^{k=0} = 0$ ).

Perhitungan *miss-fit* data ( $\phi^k$ ) pada iterasi ke- $k$  menggunakan persamaan *root-mean-square-error* (RMSE) sebagai berikut:

$$\phi^k = \left( \frac{\sum_{i=1}^{i=P} (d_i^{obs} - G_{ij} \hat{m}_j^k)^2}{P} \right)^{1/2} \quad (5)$$

Berdasarkan perubahan *miss-fit* data pada setiap iterasi, maka parameter model ( $\hat{\mathbf{m}}$ ) yang disimpan sebagai solusi model merupakan sumber anomali geomagnetik yang bersesuaian dengan medan geomagnetik *calculated* yang bersesuaian. Solusi model yang dihasilkan merupakan bentuk diskrit pada koordinat *meshgrid* dan bersesuaian dengan sekumpulan volume prisma segi-empat. Untuk data pengamatan yang diukur pada topografi berundulasi, maka *meshgrid* dirancang melibatkan ukuran yang cukup dengan setidaknya-tidaknya pada batas atas *meshgrid* mencakup ketinggian maksimal dari topografi di daerah penelitian.

Evaluasi topografi dalam suatu *meshgrid* untuk diskritisasi parameter model perlu dievaluasi pada skema inversi. Setiap koordinat *meshgrid* sebagai titik pusat volume prisma segi-empat pada arah vertikal diperbandingkan dengan koordinat stasiun pengamatan yang terletak pada komponen vertikalnya. Untuk setiap koordinat *meshgrid* yang posisinya berada di atas koordinat stasiun pengamatan pada komponen vertikalnya maka perubahan solusi model pada iterasi ke- $k$  ( $\Delta \mathbf{m}^k$ ) diberikan faktor pengali nol, sedangkan untuk koordinat *meshgrid* lainnya diberikan faktor pengali satu. Nilai parameter model ( $\hat{\mathbf{m}}^{k+1}$ ) yang di-*update* pada setiap iterasi ke- $k$  dilakukan evaluasi berdasarkan model *bounds* untuk batas minimum dan maksimum dari nilai magnetisasi.

Solusi *minimum-norm* yang di-*update* secara iteratif pada iterasi ke- $k$  adalah sebagai berikut:

$$\hat{\mathbf{m}}^{k+1} = \hat{\mathbf{m}}^k + \Delta \mathbf{m}^k, \quad (6)$$

$$\Delta \mathbf{m}^k = \mathbf{G}^T [\mathbf{G}\mathbf{G}^T + \varepsilon \mathbf{I}]^{-1} (\mathbf{d}^{obs} - \mathbf{G}\hat{\mathbf{m}}^k). \quad (7)$$

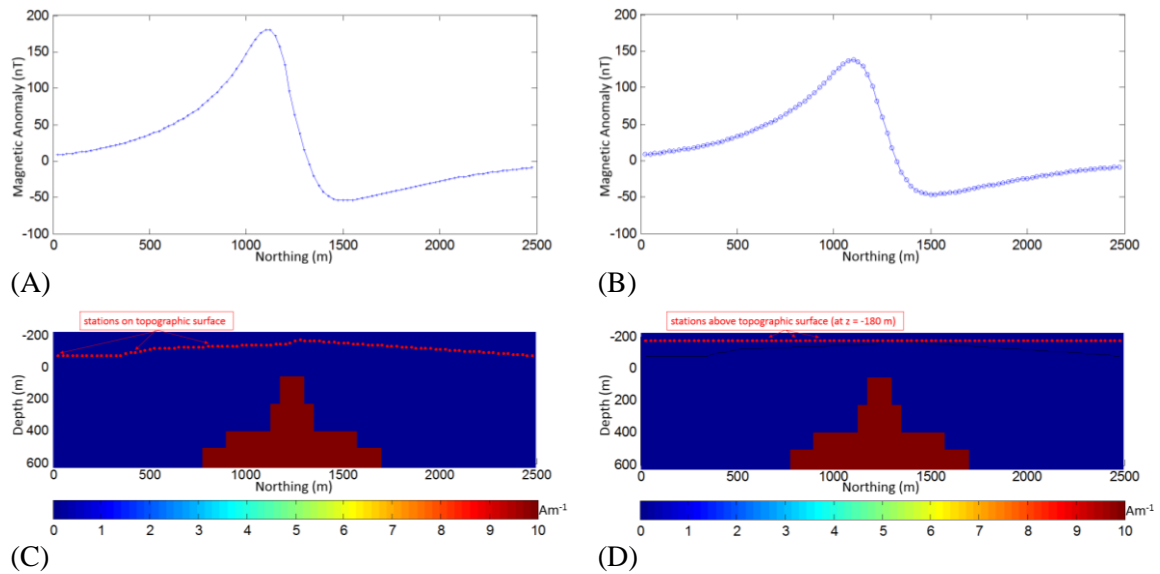
Pada persamaan (6) dan (7) ditunjukkan *super-script*  $k$  dan  $T$  yang masing-masing menjelaskan iterasi ke- $k$  dan matriks transpose. Pada persamaan (7) simbol  $\varepsilon$  adalah faktor *damping* atau peredam dan  $\mathbf{I}$  adalah matriks identitas. Faktor peredam ( $\varepsilon$ ) digunakan nilai yang semakin mengecil dari 1 sampai 0 sepanjang proses iterasi ke- $k$ . Performa inversi ditunjukkan dengan perubahan *miss-fit* data pada setiap iterasi dan diperhitungkan untuk perubahan yang datar dan semakin mengecil.

### DATA SINTETIK DENGAN FORWARD CALCULATION

Pada bagian ini disampaikan terkait *forward calculation* dari pemodelan data sintetik yang terdiri dari dua set stasiun sebagai berikut:

- (1) data sintetik pada stasiun elevasi topografi (set 1) dan
- (2) data sintetik pada stasiun elevasi bidang datar ( $z = -180$  m) di atas topografi (set 2).

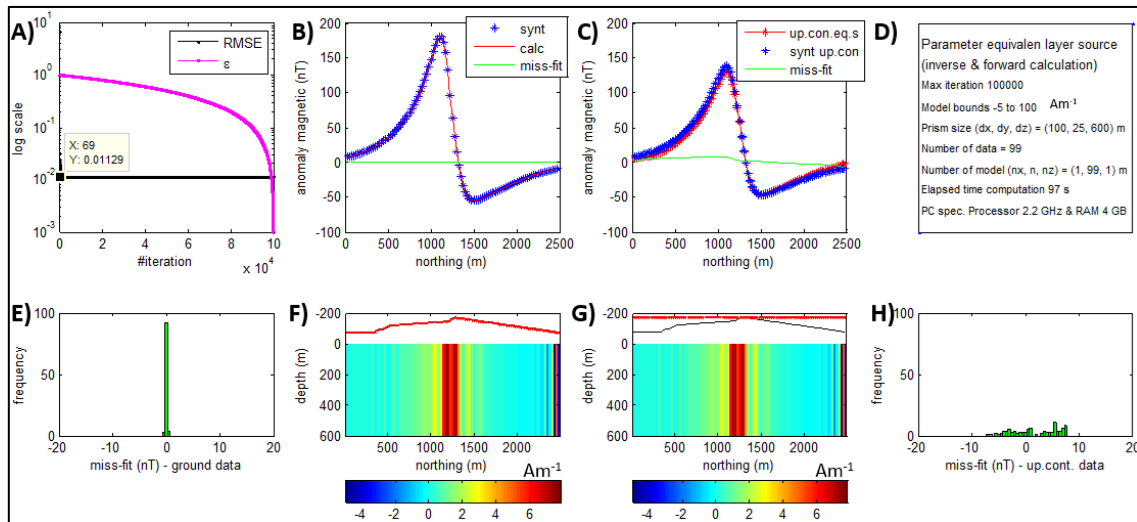
Pada masing-masing set data menggunakan model sintetik yang sama dengan magnetisasi *body* dari bentuk intrusi batuan yang sederhana di bawah permukaan yang berundulasi. Pada masing-masing set data terdiri dari 99 koordinat stasiun pengamatan dengan interval 25 m. Nilai magnetisasi model sintetik terdiri dari dua jenis yaitu  $0 \text{ Am}^{-1}$  dan  $10 \text{ Am}^{-1}$  yang terdistribusi pada sejumlah elemen volume prisma segi-empat (100, 25, 25) sebagaimana yang ditunjukkan pada gambar 3.



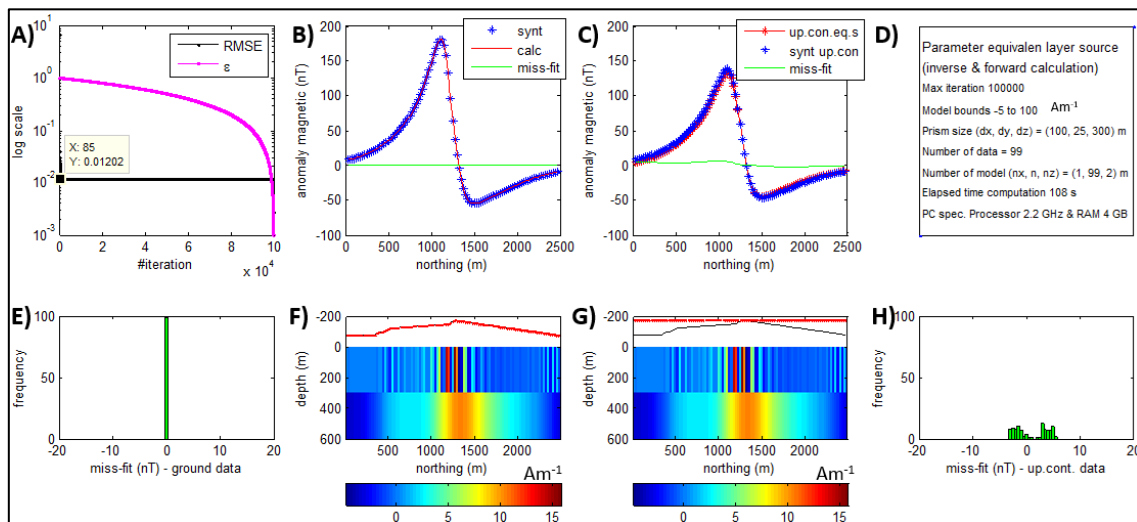
Gambar 3. Ilustrasi perhitungan data sintetik: (A) anomali geomagnetik pada elevasi topografi (*ground station*), (B) anomali geomagnetik pada elevasi bidang datar di atas topografi (*airborne station*), (C) model sintetik dan konfigurasi stasiun pada elevasi topografi, dan (D) model sintetik dan konfigurasi stasiun pada elevasi bidang datar di atas topografi.

### CONTOH NUMERIK DENGAN INPUT DATA SINTETIK

Sebagaimana yang sudah ditunjukkan pada diagram alir gambar 1, maka pada bagian ini ditunjukkan contoh-contoh numerik dengan input data sintetik (set 1) untuk perhitungan sumber lapisan-setara dan kontinuitas *upward*. Data sintetik (set 1) merupakan acuan dari *response* anomali geomagnetik pada solusi sumber magnetik pada lapisan-setara, sedangkan data sintetik (set 2) merupakan acuan dari *response* anomali geomagnetik pada hasil transformasi *upward continuation*. Perhitungan pada contoh-contoh numerik pada bagian ini ditunjukkan dengan variasi jumlah lapisan (1, 2, 3, 6, 12, 24, 33, dan 41). Pada contoh numerik tersebut, untuk jumlah lapisan 33 dan 41 yang diskritisasinya memerlukan evaluasi topografi pada koordinat *meshgrid*. Ilustrasi contoh-contoh numerik ditunjukkan pada gambar 4 sampai gambar 11.

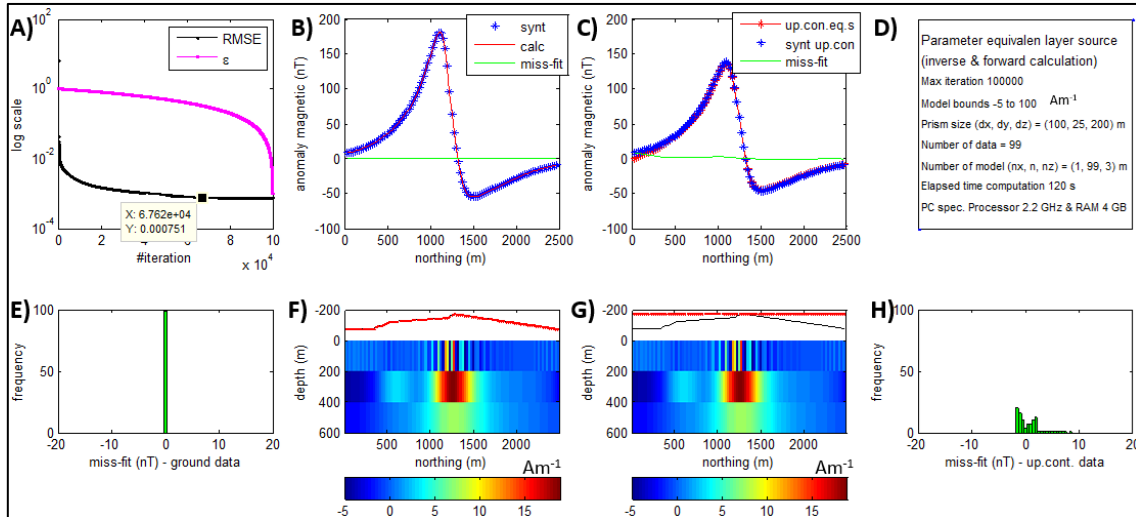


Gambar 4. Contoh numerik untuk satu lapisan: (A) perubahan RMSE dan nilai faktor peredam pada setiap iterasi, (B) perbandingan data sintetik (set 1) dan perhitungan, (C) perbandingan data sintetik (set 2) dan hasil *upward continuation*, (D) parameter untuk *inverse-forward* calculation, (E) histogram dari RMSE yang ditunjukkan pada *subplot* B, (F) model pada lapisan-setara dan konfigurasi stasiun pada elevasi topografi, (G) model pada lapisan-setara dan konfigurasi stasiun pada elevasi bidang datar di atas topografi, dan (H) histogram dari RMSE yang ditunjukkan pada *subplot* C.

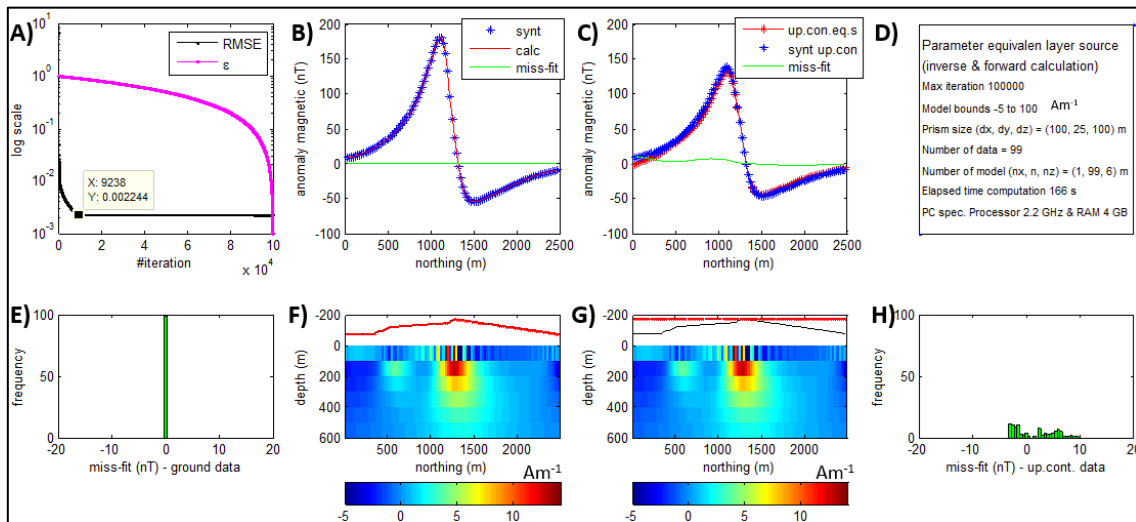


Gambar 5. Contoh numerik untuk dua lapisan, keterangan untuk *subplot* (A) sampai (H) sama seperti keterangan pada gambar 4A sampai 4H.

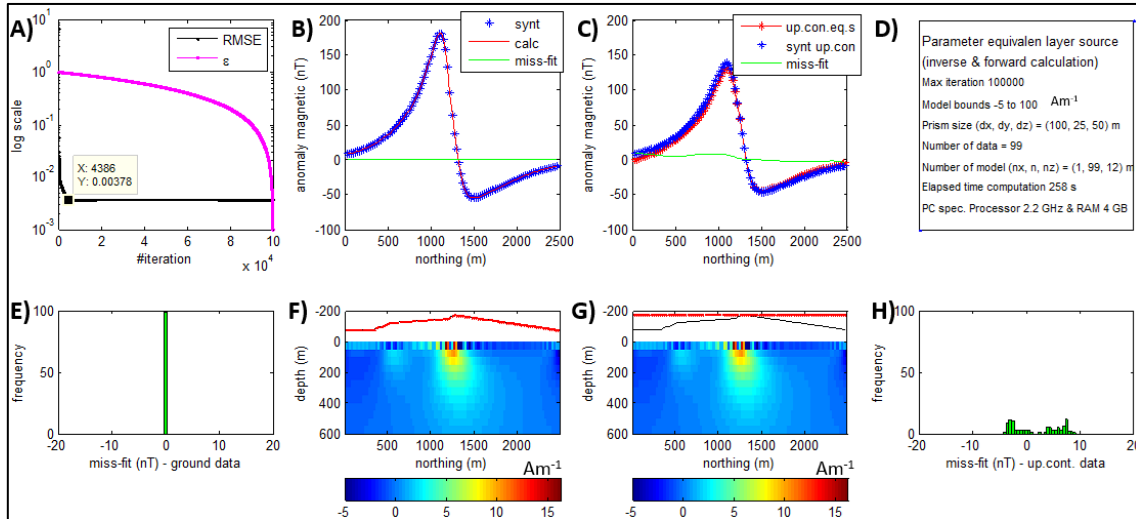




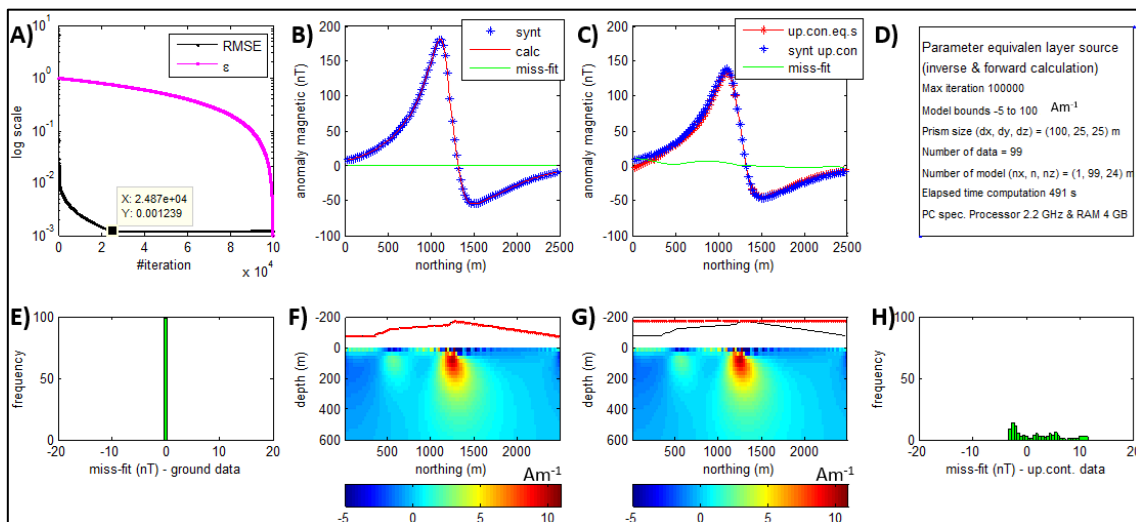
Gambar 6. Contoh numerik untuk tiga lapisan, keterangan untuk subplot (A) sampai (H) sama seperti keterangan pada gambar 4A sampai 4H.



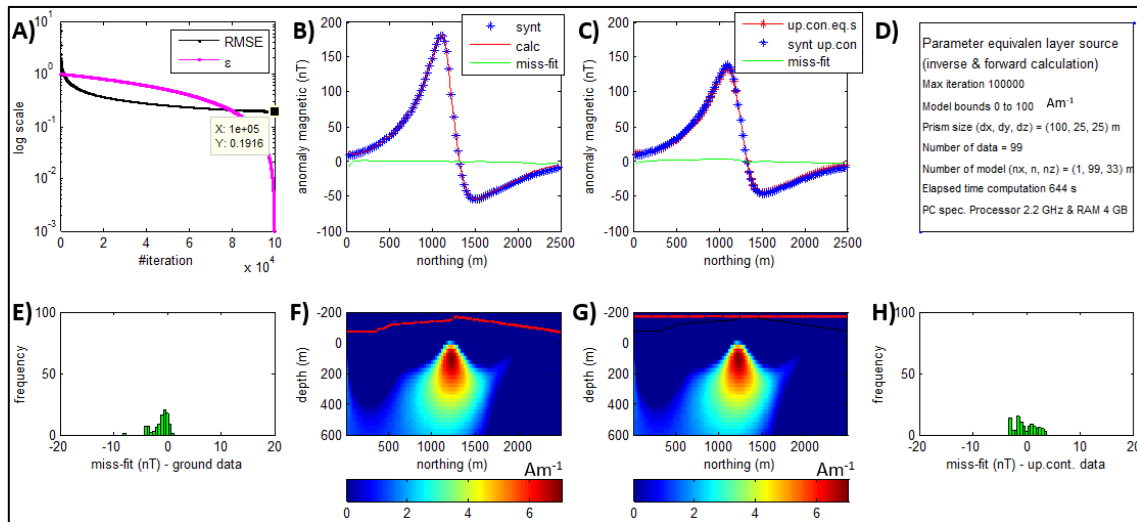
Gambar 7. Contoh numerik untuk enam lapisan, keterangan untuk subplot (A) sampai (H) sama seperti keterangan pada gambar 4A sampai 4H.



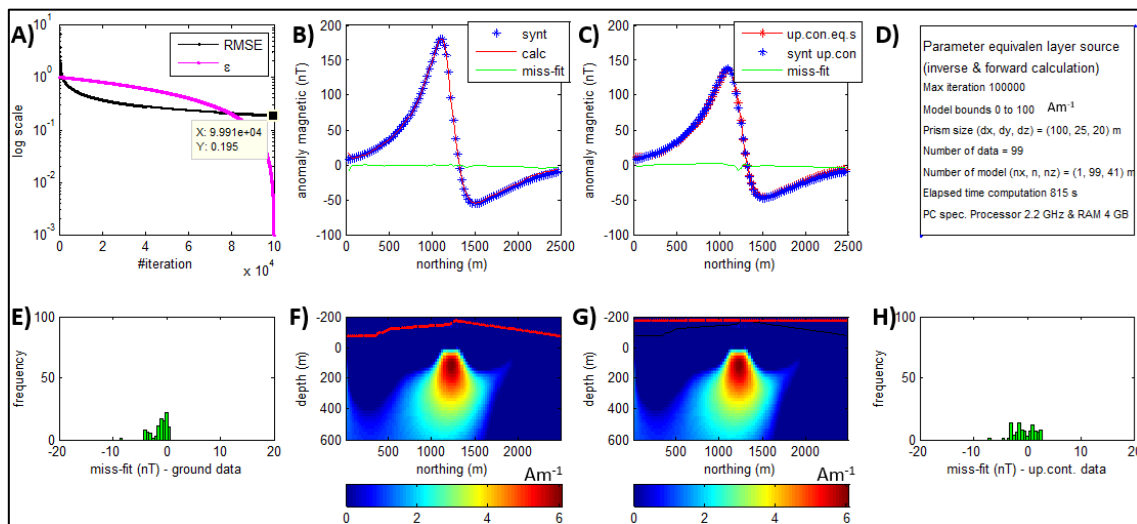
Gambar 8. Contoh numerik untuk 12 lapisan, keterangan untuk subplot (A) sampai (H) sama seperti keterangan pada gambar 4A sampai 4H.



Gambar 9. Contoh numerik untuk 24 lapisan, keterangan untuk subplot (A) sampai (H) sama seperti keterangan pada gambar 4A sampai 4H.



Gambar 10. Contoh numerik untuk 33 lapisan, keterangan untuk subplot (A) sampai (H) sama seperti keterangan pada gambar 4A sampai 4H.



Gambar 11. Contoh numerik untuk 41 lapisan, keterangan untuk subplot (A) sampai (H) sama seperti keterangan pada gambar 4A sampai 4H.

Gambar 4 sampai gambar 11 pengujian teknik lapisan-setara dan kontinuasi *upward* pada data sintetik (set 1) yang terdiri dari 99 data menggunakan spesifikasi komputer dengan prosesor 2,2 GHz dan RAM 4 GB. Pengujian pada gambar 4 sampai gambar 11 dengan jumlah iterasi maksimal 100000. Model *bounds* yang digunakan pada *inverse calculation* untuk gambar 4 sampai gambar 9 adalah  $-5 \text{ Am}^{-1}$  sampai  $100 \text{ Am}^{-1}$ , sedangkan untuk gambar 10 dan gambar 11 adalah  $0 \text{ Am}^{-1}$  sampai  $100 \text{ Am}^{-1}$ . Perbandingan untuk pengujian teknik lapisan-setara dan kontinuasi *upward* ditunjukkan pada tabel 1.

Tabel 1. Perbandingan pengujian contoh numerik

Jumlah Lapisan	Ilustrasi Gambar	Model Konvergen pada Iterasi ke-	RMSE ( $\phi^{k=100000}$ )	Dimensi Elemen Volume ( $dx, dy, dz$ )	Total Waktu Komputasi
1	4	69	0,0113	(100, 25, 600)	97 detik
2	5	85	0,0120	(100, 25, 300)	108 detik
3	6	6762	0,0007	(100, 25, 200)	120 detik
6	7	9238	0,0022	(100, 25, 100)	166 detik
12	8	4386	0,0038	(100, 25, 50)	258 detik
24	9	2487	0,0012	(100, 25, 25)	491 detik
33	10	100000	0,1916	(100, 25, 25)	644 detik
41	11	9991	0,1950	(100, 25, 20)	815 detik

#### ANALISIS DAN RENCANA PENELITIAN SELANJUTNYA

Berdasarkan pengujian pada contoh numerik dengan variasi jumlah lapisan (1, 2, 3, 6, 12, 24, 33, dan 41) sebagaimana yang diringkas pada tabel 1 menunjukkan teknik lapisan-setara dapat digunakan untuk transformasi data geomagnetik (kontinuasi *upward*). Secara kuantitatif, pengujian pada jumlah lapisan 3 memberikan nilai RMSE yang paling kecil (0,0007) namun secara kualitatif bisa terlihat perbandingan hasil transformasi kontinuasi *upward* menunjukkan sedikit perbedaan (tidak melebihi  $\pm 10$  nT) terutama pada bagian tepi (sebelah Selatan).

Pengujian dengan *meshgrid* yang mencakup variasi topografi (jumlah lapisan 33 dan 41) memberikan nilai RMSE yang relatif lebih besar dibanding pengujian pada *meshgrid* di bawah variasi topografi (jumlah lapisan 1, 2, 3, 6, 12, 24). Secara kualitatif, pengujian dengan *meshgrid* yang mencakup variasi topografi menunjukkan perbandingan yang lebih baik pada hasil transformasi kontinuasi *upward* pada bagian tepi. Perbedaan hasil transformasi kontinuasi *upward* dengan data sintetik (set 2) menunjukkan perbedaan yang relatif kecil (tidak melebihi  $\pm 10$  nT).

Berdasarkan contoh numerik dan analisis, maka skema komputasi dari teknik lapisan-setara dapat dimanfaatkan untuk transformasi kontinuasi *upward* dari data sintetik di stasiun pada elevasi topografi. Berdasarkan penelitian ini, prosedur perhitungan untuk variasi topografi dapat diperoleh dengan baik menghasilkan model lapisan-setara dengan selisih *response* geomagnetik terhadap acuan data sintetik pada rentang -10 sampai +10 nT. Untuk transformasi *upward continuation* pada penelitian ini juga mendapatkan selisih *response* geomagnetik terhadap acuan data sintetik pada rentang -10 sampai +10 nT. Secara kualitatif berdasarkan pengujian sintetik ini memberikan transformasi *upward continuation* yang memuaskan. Rencana penelitian selanjutnya, aplikasi dari teknik lapisan-setara pada penelitian ini akan diterapkan pada daerah penelitian Gunung Pandan (Aji dkk (2018), Santoso dkk (2018) dan Wahyudi (2018)) dan Karangsembung (Wahyudi dan Sukmayadi (2019)).

## KESIMPULAN

Pada studi di makalah ini telah ditunjukkan bahwa teknik lapisan-setara dapat dimanfaatkan untuk transformasi kontinuasi *upward* dari data sintetik di stasiun pada elevasi topografi. Berdasarkan penelitian ini, prosedur perhitungan untuk variasi topografi dapat diperoleh dengan baik menghasilkan model lapisan-setara dengan selisih *response* geomagnetik terhadap acuan data sintetik pada rentang -10 sampai +10 nT. Untuk transformasi *upward continuation* pada penelitian ini juga mendapatkan selisih *response* geomagnetik terhadap acuan data sintetik pada rentang -10 sampai +10 nT. Secara kualitatif berdasarkan pengujian sintetik ini memberikan transformasi *upward continuation* yang memuaskan.

## UCAPAN TERIMA KASIH

Penulis mengucapkan terima kasih kepada berbagai pihak yang telah membantu dalam penulisan makalah ini terutama untuk fasilitas dari FTTM dan prodi TG ITB pada Laboratorium Geofisika Eksplorasi.

## REFERENSI

1. N. G. Dampney, *The Equivalent Source Technique*, Geophysics, **34**, 39-53 (1969)
2. R. O. Hansen dan Y. Miyazaki, *Continuation of Potential Fields between Arbitrary Surfaces*, **49**, 787-795 (1984)
3. R. J. Blakely, *Potential Theory in Gravity and Magnetic Application*, Cambridge University Press, Cambridge (1996)
4. F. C. L. Siquiera, V. C. Oliveira Jr., dan V. C. F. Barbosa, *Fast Iterative Equivalent-Layer Technique for Gravity Data Processing: A Method Grounded on Excess Mass Constraint* Geophysics, **82**, G57-G69 (2017)
5. W. Aji, E. J. Wahyudi, D. Santoso, dan W. G. A. Kadir, *3-D Inversion Model of Gravity Data using Iterative Calculation on Mt. Pandan, East Java, Indonesia*, **16**, 27-33 (2018)
6. D. Santoso, E. J. Wahyudi, W. G. A. Kadir, S. Alawiyah, A. D. Nugraha, P. Supendi, dan W. W. Parnadi, *Gravity Structure around Mt. Pandan, Madiun, East Java, Indonesia and Its Relationship to 2016 Seismic Activity*, **10**, 882-888 (2018)
7. E. J. Wahyudi, D. Santoso dan A. F. M. Ulum, *Gravity Survey in Pandan Mountain – East Java, Indonesia*, Journal of Physics: Conference Series, **1204**, 012006 (2019)
8. E. J. Wahyudi dan D. Sukmayadi, *Geomagnetic Map of Field Camp Geophysics in Karangsembung using Data Acquisition 2005-2017*, Journal of Physics: Conference Series, **1204**, 012050 (2019)