

# Pemodelan Sintetik Data Time-Domain Electromagnetic (TDEM) 3D untuk Model Berlapis Homogen Isotropis

Ida Bagus Suananda Yogi dan Warsa

Program Studi Teknik Geofisika, Fakultas Teknik Pertambangan dan Perminyakan, Institut Teknologi Bandung, Jalan Ganesa No. 10, Bandung 40132, Indonesia, E-mail: suananda\_yogi@students.itb.ac.id

Rekam jejak artikel:

Diterima: 15 Juni 2017; Direvisi: 18 Juli 2017; Ditetujui: 27 Oktober 2017

**Abstrak:** Makalah ini membahas pemodelan sintetik data time-domain electromagnetic (TDEM) 3D untuk model bumi berlapis homogen dan bersifat isotropis. Beberapa model 3D dan bumi berlapis sederhana digunakan dalam pemodelan untuk mengetahui respon model. Pemodelan dilakukan menggunakan metode beda hingga domin-waktu (finite difference time-domain) secara 3D. Metode beda hingga domin-waktu merupakan metode yang cukup intuitif untuk dipahami karena mengikuti proses induksi medan elektromagnetik di alam. Hasil pemodelan menunjukkan bahwa semakin besar jarak transmitter-receiver, nilai arus yang diinjeksikan dan panjang transmitter, maka struktur dalam akan semakin mudah terdeteksi atau menghasilkan respon sinyal yang masih kuat. Fakta lain adalah bahwa nilai arus sangat berperan sebagai pengali nilai respon, termasuk panjang transmitter jika panjang transmitter tidak lebih besar dari jarak transmitter-receiver. Hasil lainnya adalah bahwa respon sinyal model bumi berlapis hasil pemodelan 1D serupa dengan hasil pemodelan 3D. Dari hasil pemodelan anomali balok secara 3D didapati bahwa dimensi lateral dari anomali balok mempengaruhi respon secara signifikan. Namun, pemodelan 1D menghasilkan respon sinyal yang sama untuk model balok yang berbeda. Dari penelitian ini, dapat disimpulkan bahwa pemodelan 3D model homogen isotropis menggunakan parameter akuisisi yang berbeda dapat mempengaruhi intensitas dari respon sinyal yang berujung pada sensitivitas pengukuran untuk mendeteksi anomali tertentu. Hal lain yang perlu dicermati adalah anomali 3D dapat menghasilkan model yang berbeda pada pemodelan 1D dan 3D, sehingga dimensi struktur perlu diperkirakan dalam mengolah data TDEM.

**Katakunci:** Elektromagnetik, homogen, isotropis, pemodelan, time-domain electromagnetic (TDEM)

**Abstract:** This paper discussed 3D time-domain electromagnetic (TDEM) synthetic data simulation for isotropic homogenous layered earth. Several simple layered earth and 3D models were used in the simulation to understand the model responses. The simulation based on finite difference time-domain method in 3D. Finite difference time-domain is intuitive to be understood because it follows the electromagnetic field induction in the nature. Modelling results showed that greater transmitter-receiver, injected current and transmitter length, deep structure would be easier to be detected or produce strong enough signal responses. The other facts were current and transmitter acted as multiplier of the response value. On the other hand, transmitter length acted as multiplier of the response value if the length was not greater than the receiver distance. Modelling result of the layered earth model from 1D modelling was similar to the 3D modelling result. From the block anomaly 3D modelling, the signal response showed significant different results for different lateral dimension block. However, the 1D modelling gave the same results for different blocks anomaly. From this study, we conclude that 3D simulation for isotropic homogenous model with different acquisition parameters would determine signal response intensity and measurement sensitivity for detecting certain anomaly. Other thing to be concerned was 3D anomaly can give different signal response for 1D and 3D simulation, therefore structure dimension must be predicted or known in TDEM processing.

**Keywords:** Electromagnetic, homogeneous, isotropic, modelling, time-domain electromagnetic (TDEM)

## 1. PENDAHULUAN

Metode elektromagnetik adalah metode geofisika yang memanfaatkan sifat dari gelombang elektro-

magnetik untuk memetakan kondisi bawah permukaan berdasarkan perbedaan sifat konduktivitas batuan. Metode ini pada umumnya dapat digunakan

untuk eksplorasi air tanah (Descloitres dkk., 2013), studi kerak bumi (Strack dkk., 1990), gunung api (Srigutomo dkk., 2008), dan penentuan porositas batuan (Kafri dan Goldman, 2005). Metode elektromagnetik dapat dibedakan menjadi dua yaitu domin-waktu dan domin-frekuensi. Perbedaan dari kedua metode ini adalah, pada *frequency-domain electromagnetic (FDEM)*, pengukuran data dilakukan dengan merekam kehadiran sinyal sumber yang dipancarkan pada frekuensi tertentu. Sedangkan pada *time-domain electromagnetic (TDEM)*, pengukuran data yang merupakan fungsi waktu dilakukan sesaat setelah sinyal dari sumber dimatikan.

Pada tahun 1950an dan 1960an, metode elektromagnetik dengan sumber yang terkontrol dan pengukuran dalam domin-frekuensi telah banyak digunakan. Kebutuhan untuk menghasilkan data elektromagnetik dengan kedalaman yang lebih besar menjadi penting, seperti dalam kasus penentuan reservoir atau lapisan pembawa minyak bumi pada kedalaman beberapa kilometer di bawah permukaan. Dengan perumusan *skin-depth*, kedalaman investigasi berbanding terbalik dengan bilangan gelombang. Dengan demikian, semakin dalam target eksplorasi, maka sinyal frekuensi rendah dibutuhkan dalam operasinya. Untuk memenuhi kebutuhan itu, kita memerlukan sumber dengan jangkauan frekuensi mulai dari kurang dari 1 Hz hingga orde 1 MHz. Di sisi lain, sumber arus bolak-balik dengan amplitudo besar tidak mudah dibuat, sehingga dibutuhkan solusi lain untuk mendeteksi anomali dalam tersebut (Zhdanov, 2010).

Dengan kondisi sulitnya membuat sumber arus bolak-balik dengan amplitudo besar pada metode FDEM, maka dikembangkan metode elektromagnetik domin-waktu. Metode elektromagnetik domin-waktu (TDEM), menggunakan sumber arus searah yang mengandung spektrum frekuensi yang lebar dalam waktu yang singkat. Kelebihan lain yang didapatkan ketika melakukan pengukuran dengan TDEM adalah kemampuan mengukur target yang dalam dengan jarak *transmitter-receiver* cukup dekat.

Pemodelan 1D telah banyak dikembangkan pada akhir 1970an dan 1980an (Anderson, 1981; Kaufman dan Keller, 1983; Ward dan Hohmann, 1988). Sampai saat ini, pemodelan TDEM 1D umumnya masih menggunakan asumsi bumi berlapis. Namun, pendekatan yang digunakan tidak cukup akurat untuk mewakili kondisi bawah permukaan yang sebenarnya (Spies dan Frischknecht, 1991; Strack, 1992). Oleh karena itu, pemodelan respon TDEM untuk anomali

dengan struktur geologi yang lebih kompleks perlu dilakukan menggunakan pemodelan 3D. Pemodelan TDEM 3D telah dikembangkan dengan beberapa metode antara lain metode solusi persamaan integral (Newman dkk., 1986), metode beda-hingga (finite-difference) (Wang dan Hohmann, 1993), dan metode elemen-hingga (finite-element) (Um, dkk., 2010).

Dalam penelitian ini, pemodelan TDEM 3D akan dilakukan sebagai sarana untuk memahami lebih dalam cara kerja metode TDEM dalam domin-ruang 3D. Pemodelan model homogen dengan beberapa nilai parameter akuisisi diharapkan dapat memberikan gambaran umum cara kerja metode TDEM, sehingga dapat digunakan sebagai dasar penentuan parameter akuisisi TDEM di lapangan.

## 2. TEORI

### 2.1 Persamaan Maxwell pada Domin-waktu

Pemodelan metode *time-domain electromagnetic (TDEM)* berdasarkan pada persamaan Maxwell pada domin-waktu. Pada pendekatan kondisi *quasi-static*, medan elektromagnetik dalam medium isotropis dan bebas muatan listrik dijelaskan dalam persamaan Maxwell sebagai berikut (Strack, 1992)

$$\nabla \times E = -\delta B/\delta t \quad (1)$$

$$\nabla \times H = J \quad (2)$$

$$\nabla \cdot B = 0 \quad (3)$$

$$\nabla \cdot D = 0 \quad (4)$$

Dengan E adalah intensitas medan listrik ( $V/m$ ) dan B adalah induksi magnetik ( $Wb/m^2$  atau Tesla). Persamaan 1 diturunkan dari Hukum Faraday yang menyatakan bahwa perubahan induksi magnetik menghasilkan intensitas medan listrik yang berlawanan arah. Pada persamaan 2, H adalah intensitas medan magnetik ( $A/m$ ) dan J merupakan rapat arus listrik ( $A/m^2$ ). Persamaan 2 merupakan turunan dari Hukum Ampere yang menyatakan bahwa medan magnetik timbul akibat adanya arus listrik. Hukum Coulomb pada kondisi bumi bebas muatan dapat dirumuskan dengan persamaan 4, dengan D adalah perpindahan listrik ( $C/m^2$ ). Besaran-besaran tersebut dapat dihubungkan dengan persamaan.

$$B = \mu H \quad (5)$$

$$J = \sigma E \quad (6)$$

$$D = \varepsilon E \quad (7)$$

dengan  $\mu$  adalah permeabilitas magnetik yang pada kondisi vakum (0) memiliki nilai  $4\pi \times 10^{-7}$  Vs/Am,  $\sigma$  adalah konduktivitas listrik, dan  $\varepsilon$  merupakan permitivitas dielektrik. Dalam tiga komponen, persamaan 1 dapat dijabarkan lebih lanjut sehingga didapat hubungan medan listrik dan medan magnetik dalam domin-waktu dan domin-ruang sebagai berikut

$$-\frac{\delta B_x}{\delta t} = \frac{\delta E_z}{\delta y} - \frac{\delta E_y}{\delta z} \quad (8)$$

$$-\frac{\delta B_y}{\delta t} = \frac{\delta E_x}{\delta y} - \frac{\delta E_z}{\delta x} \quad (9)$$

$$-\frac{\delta B_z}{\delta t} = \frac{\delta E_y}{\delta x} - \frac{\delta E_x}{\delta y} \quad (10)$$

Persamaan 8-10 ini dapat digunakan untuk menentukan medan magnetik pada waktu tertentu dengan menghitung turunan medan listrik di domin-ruang. Dengan menjabarkan persamaan 2 dan persamaan 6, maka didapat hubungan sebagai berikut

$$\sigma E_x = \frac{\delta H_z}{\delta y} - \frac{\delta H_y}{\delta z} \quad (11)$$

$$\sigma E_y = \frac{\delta H_x}{\delta z} - \frac{\delta H_z}{\delta x} \quad (12)$$

$$\sigma E_z = \frac{\delta H_y}{\delta x} - \frac{\delta H_x}{\delta y} \quad (13)$$

Persamaan 11-13 digunakan untuk menghitung nilai medan listrik dengan menggunakan data medan magnetik pada domin-waktu.

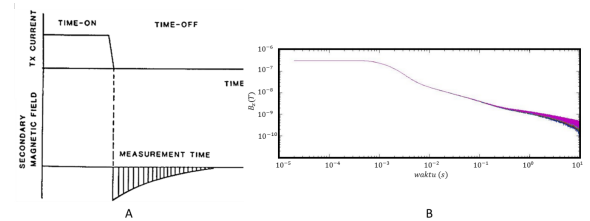
## 2.2 Operasi Pengukuran TDEM

Metode TDEM adalah metode aktif yang memanfaatkan difusi dari gelombang elektromagnetik untuk membedakan lapisan di bawah permukaan

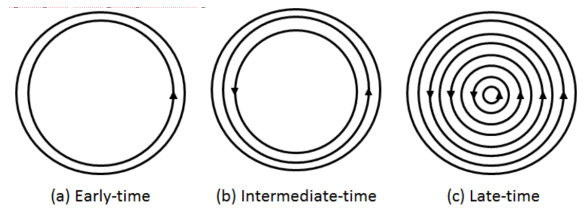
berdasarkan perbedaan nilai konduktivitas atau resistivitas batuan. Instrumen atau peralatan ukur TDEM terdiri dari pemancar (*transmitter*) dan penerima (*receiver*). Transmitter dapat berupa dipol listrik (*grounded wire*) atau loop. Sedangkan receiver dapat berupa dipol listrik untuk mengukur intensitas medan listrik ( $E$  (V/m)). *Fluxgate magnetometer*, SQUID, dan *feedback coil* digunakan untuk mengukur intensitas medan magnetik ( $H$  (A/m)) dan *induction coil* digunakan untuk mengukur perubahan intensitas medan magnetik ( $H/t$  (A/ms)) (Spies dan Frischknecht, 1991).

Pengukuran dilakukan dengan diawali dengan mengaktifkan transmitter dengan cara mengalirkan arus listrik searah (DC) dan mematikan arus tersebut secara tiba-tiba. Arus listrik yang mengalir di transmitter akan mengaktifkan medan magnetik primer. Medan magnetik primer akan menghasilkan medan listrik sekunder pada konduktor di dalam bumi. Perubahan medan listrik sekunder ini disebut sebagai arus Eddy (Eddy current). Eddy current akan menghasilkan medan magnetik sekunder yang kemudian diukur oleh receiver. Ilustrasi arus pada transmitter dan pengukuran di receiver digambarkan dalam Gambar 1a. Beberapa konfigurasi pengukuran TDEM antara lain, vertical magnetic dipole, horizontal magnetic dipole, loop-loop dan grounded wire. Gambar 1b merupakan contoh data lapangan dari pengukuran grounded wire TDEM.

Secara fisis terdapat tiga fase perubahan medan



**Gambar 1.** a) Sekema arus listrik dan medan magnetik sekunder pada instrumen TDEM (Fitterman dan Stewart, 1986). b) Contoh data TDEM grounded wire (Sudiman, 2016).



**Gambar 2.** Ilustrasi arus di dalam konduktor setelah arus sumber dimatikan secara tiba-tiba. a) Kondisi early-time, b) intermediate-time dan c) late-time (Nabighian, 1991).

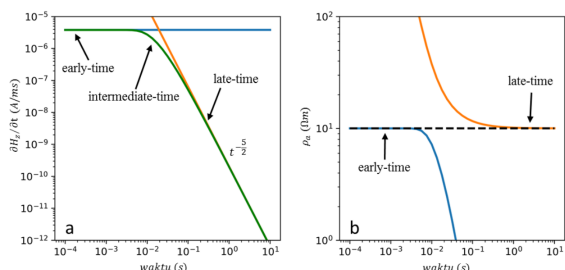
elektromagnetik di dalam konduktor pada pengukuran TDEM (Nabighian, 1991). Ketika sumber arus DC dimatikan secara tiba-tiba, medan magnetik yang ada di dalam konduktor belum berubah dan arus Eddy belum terbentuk (Gambar 2.a), fase ini disebut dengan istilah early-time. Setelah beberapa medan magnetik berubah dan arus Eddy di dalam konduktor mulai terbentuk. Proses terbentuknya arus Eddy hingga mengisi penuh konduktor merupakan fase intermediate-time (Gambar 2.b). Ketika fase intermediate-time selesai, distribusi dari arus Eddy tidak berubah terhadap waktu dan amplitudo dari arus berangsur-angsur meluruh seiring waktu. Fase ini disebut dengan istilah late-time (Gambar 2.c). Pada kurva respon pengukuran TDEM, tiga fase ini dapat diilustrasikan pada Gambar 3a.

Pada metode TDEM, respon perubahan medan magnetik dapat diubah menjadi resistivitas semu (apparent resistivity). Resistivitas semu pada TDEM dibedakan menjadi resistivitas semu pada kondisi early-time dan late-time (Spies dan Frischknecht, 1991). Resistivitas semu early-time ( $\rho_{\alpha}^e$ ) dapat dihitung dengan persamaan berikut

$$\rho_{\alpha}^e = \frac{2\pi\mu_0 y^4}{3I} - \frac{\delta H_z}{\delta t} \quad (14)$$

dengan  $r$  adalah jarak antara transmitter dan receiver,  $I$  adalah arus pada transmitter dan  $dl$  adalah panjang dipol elektrik. Pada kondisi early-time nilai resistivitas semu mendekati nilai resistivitas sebenarnya dari lapisan dekat permukaan. Sementara itu, persamaan resistivitas semu late-time ( $\rho_{\alpha}^l$ ) adalah

$$\rho_{\alpha}^l = \frac{I^{2/3} dl^{2/3} \mu_0 r^{2/3}}{40^{2/3} \pi t^{5/3}} \left( \frac{\delta H_z}{\delta t} \right)^{2/3} \quad (15)$$



**Gambar 3.** a) Tiga fasa induksi medan elektromagnetik pada respon TDEM (Modifikasi dari McNeill, 1994). b) Resistivitas semu (apparent resistivity) dari respon TDEM grounded wire dengan model homogen 10 m.

Nilai resistivitas semu pada fasa late-time mewakili nilai resistivitas dari lapisan yang lebih dalam dibanding fasa early-time. Contoh konversi respon ditunjukkan pada Gambar 3. Nilai respon perubahan medan magnetik (Gambar 3a) diubah menjadi resistivitas semu (Gambar 3b) yang memiliki nilai resistivitas sebenarnya 10 m. Pada Gambar 3b, di awal pengukuran nilai resistivitas semu early-time akan sesuai dengan nilai resistivitas sebenarnya, sedangkan pada bagian akhir pengukuran nilai resistivitas semu lebih rendah dari 10 m. Hal yang berlawanan terjadi pada resistivitas semu late-time. Pada awal pengukuran nilai resistivitas semu late-time lebih besar dari 10 m dan mendekati nilai 10 m pada akhir pengukuran. Sifat dari dua resistivitas semu dalam metode TDEM ini perlu diperhatikan agar tidak salah dalam melakukan interpretasi data resistivitas semu.

### 2.3 Metode Beda Hingga (Finite Difference)

Solusi dari persamaan diferensial seperti pada persamaan 8-13 dapat diselesaikan menggunakan metode analitik ataupun numerik. Secara umum persamaan diferensial yang kompleks dapat diselesaikan lebih mudah secara numerik dengan bantuan komputer. Metode beda-hingga (finite-difference) merupakan salah satu metode penyelesaian persamaan diferensial secara numerik. Metode beda-hingga merupakan pengaplikasian dari deret Taylor. Turunan dari sebuah fungsi dapat diperoleh seperti contoh di bawah,

$$f(x_0 + h) = f(x_0) + \frac{f'(x_0)}{1!}h + \frac{f''(x_0)}{2!}h^2 + \dots \quad (16)$$

$f$  adalah sebuah fungsi real yang merupakan pemetaan dari domin-x. Pada kasus gelombang elektromagnetik, domin-x dapat berupa domin-ruang maupun domin-waktu. Sedangkan  $h$  adalah sebuah bilangan real yang dibuat sekecil mungkin sehingga hasil perhitungan yang didapat lebih akurat. Solusi pendekatan dengan menggunakan deret Taylor orde pertama adalah

$$f'(x_0) \approx \frac{f(x_0 + h) - f(x_0)}{h} \quad (17)$$

### 2.4 Pemodelan Finite Difference Time-Domain

Penyelesaian persamaan diferensial pada persamaan 8-13 dapat diselesaikan dengan menggu-

nakan metode finite difference pada domin-ruang dan waktu (finite difference time-domain (FDTD)). Untuk mempermudah penyelesaian persamaan tersebut, digunakan mekanisme staggered grid dari Yee (1966) pada Gambar 4 berikut ini,

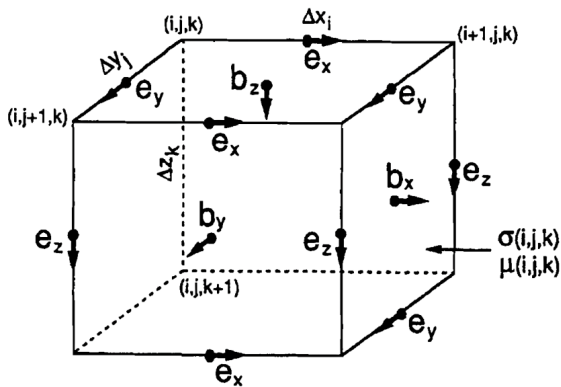
Mekanisme staggered grid menempatkan medan listrik ( $e$ ) dan medan magnetik ( $b$ ) di dalam sebuah sistem kerangka kubus yang mewakili Hukum Faraday dan Ampere dari persamaan 1 dan 2. Sistematika penyelesaian persamaan diferensial dengan finite difference diawali dengan menghitung medan listrik pada posisi tertentu pada waktu ( $t_0, t_1, \dots, t_n$ ), dengan  $t_n = t_{n-1} + \Delta t$ . Sedangkan medan magnetik dihitung pada waktu tengah dari index waktu medan listrik,  $t = t_n + \Delta t/2$ . Untuk menghitung perubahan medan listrik pada persamaan kedua dibutuhkan turunan dari medan listrik terhadap waktu. Hal ini didapat dengan cara memodifikasi persamaan 2 dan mengombinasikan dengan metode dari Du Fort-Frankel (1953) menjadi

$$\gamma \frac{\delta E}{\delta t} + \sigma E = \nabla \times H \quad (18)$$

adalah koefisien yang didapat dengan persamaan

$$\gamma \geq \frac{3}{\mu_{min}} \left( \frac{\Delta t_n}{\Delta_{min}} \right)^2 \quad (19)$$

Dengan  $min$  adalah jarak grid minimum dan  $min$  adalah nilai permeabilitas magnetik minimum. Nilai berperan layaknya permitivitas listrik buatan pada batuan. Untuk memastikan bahwa pada kondisi quasi-static, medan elektromagnetik tidak didomi-



**Gambar 4.** Skema staggered grid untuk menyelesaikan persamaan Maxwell dengan finite difference time-domain (FDTD) (Wang dan Hohmann, 1993).

nasi oleh perpindahan arus listrik, maka nilai time-step ( $t$ ) pada persamaan 19 dibatasi menjadi

$$\Delta t_{max} = \alpha \left( \frac{\mu_{min} \sigma t}{6} \right)^{1/2} \Delta_{min} \quad (20)$$

Nilai berada pada rentang 0,1 hingga 0,2. Semakin kecil nilai maka akurasi dari hasil yang didapat akan lebih baik.

Setelah nilai  $t$  ditentukan maka perhitungan diskrit dari persamaan 1 dan persamaan 17 dapat ditulis dengan notasi berikut  $B_z^{n+1/2}(i+1/2, j+1/2, k)$ , yang mewakili medan magnetik pada arah  $z$  di titik  $(i+1/2, j+1/2, k)$  dan waktu  $t_n + \Delta t/2$ . Persamaan 8 dapat dituliskan dalam bentuk diskrit sebagai

$$\begin{aligned} B_x^{n+1/2}(i, j+1/2, k+1/2) = & B_x^{n-1/2}(i, j+1/2, k+1/2) \\ & - \left( \frac{\Delta t_n - 1 + \Delta t_{n+1}}{2} \right) \\ & \left( \frac{E_z^n(i, j+1, k+1/2) - E_z^n(1, j, k+1/2)}{\Delta y_j} \right) \\ & - \left( \frac{E_y^n(i, j+1/2, k+1) - E_y^n(1, j, k+1/2)}{\Delta z_k} \right) \quad (21) \end{aligned}$$

Tahapan yang sama juga digunakan untuk persamaan 9 dan persamaan 10. Sedangkan pada persamaan 16 komponen medan listrik arah  $y$  adalah

$$\gamma \frac{\delta E_y}{\delta t} + \sigma E_y = \frac{\delta H_x}{\delta z} - \frac{\delta H_z}{\delta x} \quad (22)$$

dan dalam bentuk diskrit dapat ditulis menjadi

$$\begin{aligned} E_y^{n+1}(i, j+1/2, k) = & \frac{2\gamma - \sigma(1, j+1/2, k)\Delta t}{2\gamma + \sigma(1, j+1/2, k)\Delta t} \\ & E_y^n(1, j+1/2, k) + \frac{2\Delta t}{\gamma + \sigma(1, j+1/2, k)\Delta t} \\ & \left( \frac{H_x^{n+1/2}(i, j+1/2, k+1/2) - H_x^{n+1/2}(i, j+1/2, k-1/2)}{\Delta z_k} \right) \\ & - \left( \frac{H_z^{n+1/2}(i, j+1/2, k) - H_z^{n+1/2}(i, j+1/2, k)}{\Delta x_i} \right) \quad (23) \end{aligned}$$

Medan listrik dengan komponen arah  $x$  dan  $z$  juga dapat diturunkan dengan langkah yang sama. Persamaan 21 dan 23 digunakan berulang-ulang untuk menghitung distribusi medan magnetik dan medan listrik di tempat dan waktu tertentu hingga batas waktu yang diinginkan. Beban per-

hitungan bergantung pada banyaknya titik perhitungan dan waktu maksimal pemodelan. Selain itu, jarak minimum grid dan konduktifitas lapisan juga mempengaruhi time-step ( $t$ ), semakin kecil  $t$  maka perhitungan yang dilakukan akan semakin banyak dan waktu yang dibutuhkan lebih lama.

### 3. HASIL DAN PEMBAHASAN

#### 3.1 Pemodelan TDEM 3D pada Medium Homogen

Pada bagian ini, simulasi metode TDEM 3D dilakukan untuk memahami lebih lanjut sifat-sifat dari gelombang elektromagnetik dalam metode TDEM. Program yang digunakan di dalam pemodelan ini adalah program dari Wang dan Hohmann (1993) yang telah dimodifikasi. Modifikasi yang dilakukan adalah menambahkan masukan nilai arus pada program. Program ini dapat menghitung respon TDEM dalam bentuk perubahan medan magnetik terhadap waktu dalam 3 komponen ( $H_x/t$ ), ( $H_y/t$ ), dan ( $H_z/t$ ). Pada studi pemodelan ini komponen yang dievaluasi adalah komponen vertikal ( $H_z/t$ ).

Penelitian ini diawali dengan memodelkan respon TDEM 3D dari model bumi homogen dengan transmitter grounded wire dengan panjang 1 m pada arah x dan arus 1 A. Gambar 5 menampilkan hasil pemodelan dari model homogen dengan resistivitas 10 m yang dicuplik pada waktu 0,1 ms. Model ini dihitung menggunakan 90x90x49 sel dengan panjang sel bervariasi dari 10 m hingga 640 m.

Dari persamaan Maxwell didapat bahwa semakin besar sumber arus listrik, nilai medan magnetik, medan listrik, dan perubahan medan magnetik akan semakin membesar. Pada daerah dekat transmitter arus listrik yang lewat di bawah permukaan

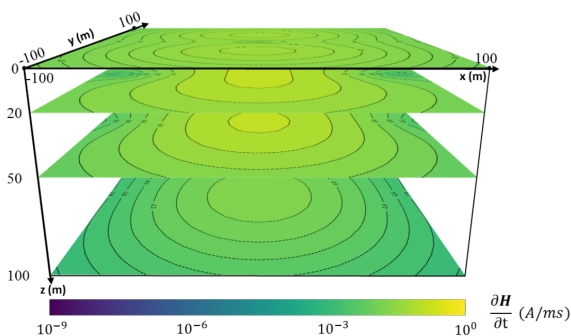
pun akan lebih besar dibanding daerah yang jauh dari transmitter. Oleh karena itu, daerah dekat transmitter nilai medan magnetik, dan perubahan medan magnetik lebih besar di banding daerah yang jauh dari transmitter (Gambar 5). Selain itu tampak pula adanya polarisasi medan magnetik yang tegak lurus dengan arah transmitter yang sesuai dengan Hukum Ampere pada persamaan 2.

Cuplikan perubahan medan magnetik pada waktu tertentu ditampilkan pada Gambar 6. Respon perubahan medan magnetik bergerak ke segala arah dengan nilai yang semakin mengecil seiring bertambahnya waktu. Dari gambar tersebut tampak bahwa pergerakan medan magnetik di bawah permukaan membentuk pola cincin yang melebar ke arah bawah. Fenomena pergerakan medan ini biasa disebut sebagai smoke ring (Nabighian, 1979).

Pemodelan model homogen dengan resistivitas berbeda-beda dilakukan untuk melihat sifat dari pemodelan 3D pada kondisi bumi homogen yang berbeda. Gambar 7a merupakan perbandingan hasil pemodelan untuk model homogen 1 m, 10 m, dan 100 m. Pemodelan dilakukan dengan menggunakan transmitter grounded wire 1 m dan arus 1 A, dan receiver dengan jarak 100 m tegak lurus transmitter. Pemodelan ini menggunakan model sel yang sama dengan model sebelumnya yaitu 90x90x49 sel. Hasil yang didapat menunjukkan bahwa semakin resistif model maka nilai perubahan medan magnetik pada kondisi early-time akan lebih besar, namun lebih cepat meluruh pada bagian late-time. Hal ini sesuai dengan penjelasan analogi sirkuit sederhana pada sistem TDEM di bawah permukaan (Nabighian, 1991).

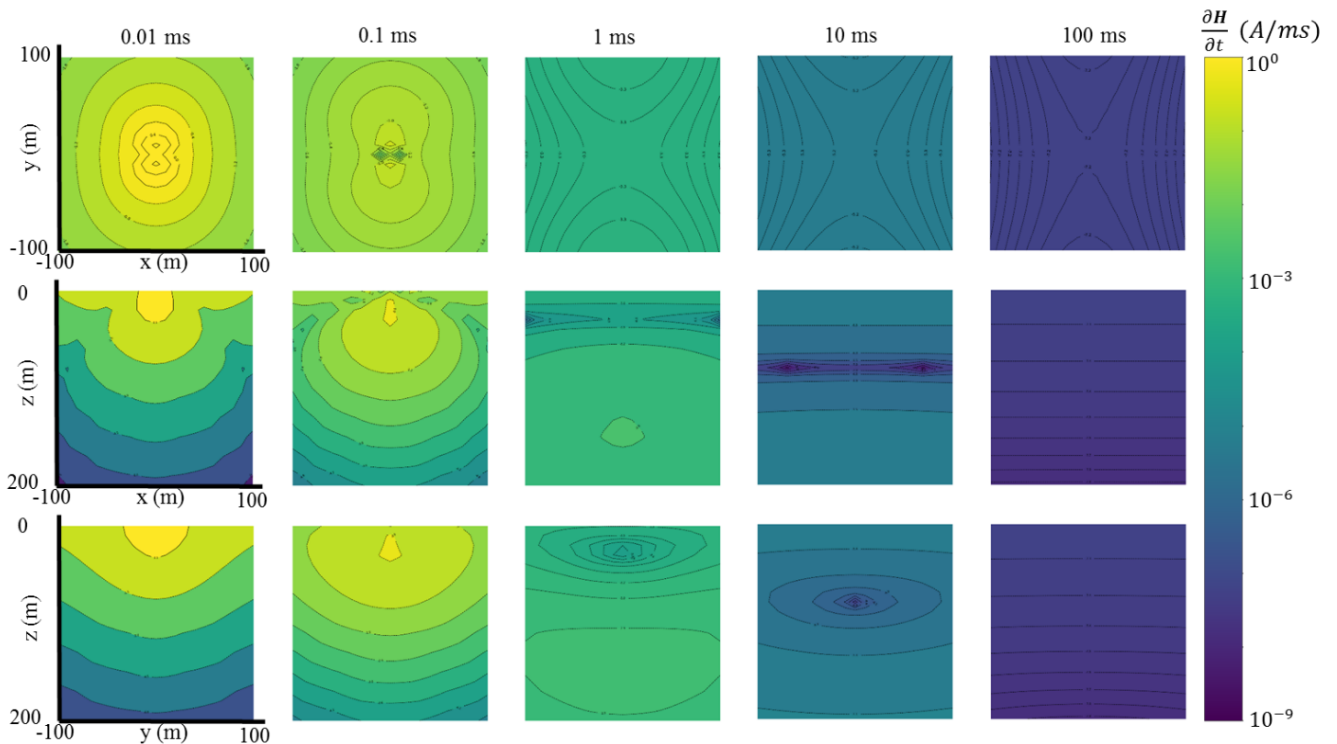
Gambar 7b menampilkan perbandingan kurva hasil pengukuran pada jarak berbeda. Pemodelan dilakukan dengan model homogen 100 m dan transmitter grounded wire dengan panjang 1 m dan arus 1 A. Pengukuran dilakukan pada titik 100 m, 200 m dan 500 m tegak lurus transmitter. Kurva pada receiver 100 m memiliki nilai respon yang lebih tinggi untuk awal pengukuran (early-time), namun memiliki nilai yang rendah pada akhir pengukuran (late-time). Pada pengukuran di receiver yang jauh nilai peluruhan respon TDEM saat late-time lebih besar dibandingkan pengukuran pada receiver yang dekat. Hasil ini menunjukkan bahwa semakin jauh jarak receiver, struktur anomali dalam akan lebih mudah terdeteksi.

Setelah memodelkan model homogen untuk beberapa nilai resistivitas berbeda, dilakukan pemodelan untuk parameter akuisisi yang berbeda.



**Gambar 5.** Distribusi perubahan medan magnetik pada waktu 0.1 ms dengan menggunakan transmitter grounded wire 1 m dan arus 1 A.

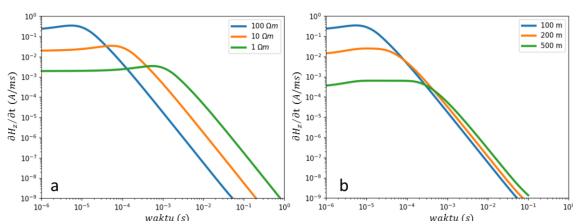




**Gambar 6.** Cuplikan distribusi perubahan medan magnetik pada medan homogen 10 m dengan menggunakan transmitter grounded wire 1 m dan arus 1 A.

Pemodelan dilakukan dengan menggunakan nilai arus transmitter 1, 10, 100, dan 1000 A. Pemodelan tersebut dicuplik pada waktu 0,01 ms pada penampang xy (Gambar 8a, 8b, dan 8c). Pada Gambar 8a-8c tampak pola distribusi perubahan medan magnetik yang memiliki ukuran dipol medan magnetik yang sama, dengan nilai respon yang berangsur membesar dari arus 1 A hingga 100 A. Jika pada titik 500 m dicuplik, maka didapat kurva seperti Gambar 8d. Seperti pada Gambar 8a-8c, kurva pada Gambar 8d memiliki pola respon

yang sama dengan nilai yang lebih besar untuk arus yang lebih besar. Setiap kurva pada gambar ini dinormalisasi dengan arus yang digunakan. Hasil normalisasi ditunjukkan pada Gambar 8e. Setelah dilakukan normalisasi, empat tersebut kurva memberikan respon yang sama dengan respon 1 A. Hal ini menunjukkan bahwa nilai arus berperan sebagai pengali respon TDEM. Dari sifat ini, arus yang lebih besar dapat digunakan untuk mendeteksi anomali yang lebih dalam atau dapat digunakan untuk daerah yang memiliki gangguan (noise).



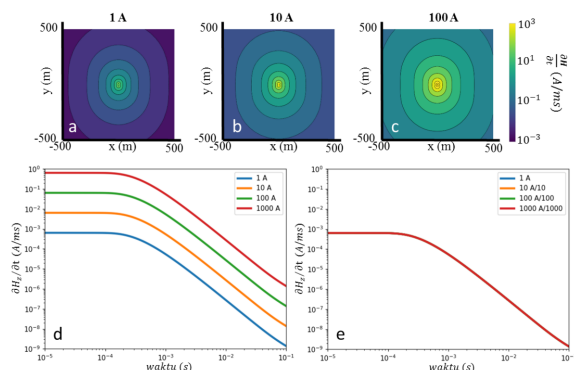
**Gambar 7.** a) Kurva perubahan medan magnetik untuk model homogen 1, 10, dan 100 m dengan menggunakan konfigurasi grounded wire. Panjang transmitter 1 m dan arus 1 A yang diukur pada jarak 100 m tegak lurus transmitter. b) Kurva perubahan medan magnetik untuk model homogen 100 m yang diukur pada jarak 100, 200, dan 500 m.

Pemodelan dengan variasi panjang transmitter yang dilakukan yaitu dengan menggunakan panjang transmitter 1, 10, 100, 500, 1000, dan 4000 m. Pencuplikan data dilakukan pada jarak 100 m dan 500 m yang tegak lurus dengan transmitter. Gambar 9a-9c merupakan pola distribusi perubahan medan magnetik untuk panjang transmitter 1, 100, dan 500 m. Dari gambar tampak bahwa pola distribusi memiliki ukuran dipol medan magnetik yang berbeda. Semakin panjang transmitter maka pola dipol medan magnetik akan semakin lebar. Nilai respon pun semakin besar untuk model dengan panjang transmitter yang lebih besar.

Pada titik receiver dengan jarak 100 m dari transmitter (Gambar 9d), kurva perubahan medan magnetik menunjukkan bahwa kurva dengan panjang transmitter 1, 10, dan 100 m nilai respon meningkat di semua waktu. Sementara itu kurva dengan panjang transmitter 500, 1000 dan 4000 m, nilai respon ada bagian waktu awal (early-time) pengukuran tidak banyak berubah. Perubahan nilai hanya terjadi pada waktu akhir (late-time) pengukuran. Gambar 9e menunjukkan hasil normalisasi dari respon pada titik 100 m. Respon dengan panjang transmitter 1, 10, dan 100 m menghasilkan pola yang sama dengan model 1 m. Sementara itu, nilai respon dengan panjang transmitter 500, 1000, dan 4000 m yang telah dinormalisasi memiliki nilai respon yang lebih rendah dibandingkan dengan nilai respon dengan panjang transmitter 1 m.

Gambar 9f dan 9g adalah kurva perubahan medan magnetik dan hasil normalisasinya untuk titik pengukuran 500 m tegak lurus transmitter. Dari kedua gambar tampak memiliki sifat yang sama dengan Gambar 9d dan 9e. Perbedaan yang ada adalah nilai panjang transmitter 500 m ketika dinormalisasi akan menyerupai respon dengan panjang transmitter 1 m.

Hal yang penting untuk diperhatikan adalah dalam praktik yang umum dilakukan, nilai respon akan dinormalisasi dengan panjang transmitter dan menggunakan perhitungan dipol elektrik untuk pemodelan. Dari hasil ini diketahui bahwa saat panjang transmitter kurang dari atau sama dengan jarak tegak lurus receiver terhadap transmitter, panjang transmitter dapat dianggap sebagai pengali nilai respon. Hal ini memungkinkan proses normalisasi dilakukan. Namun, ketika panjang transmitter lebih

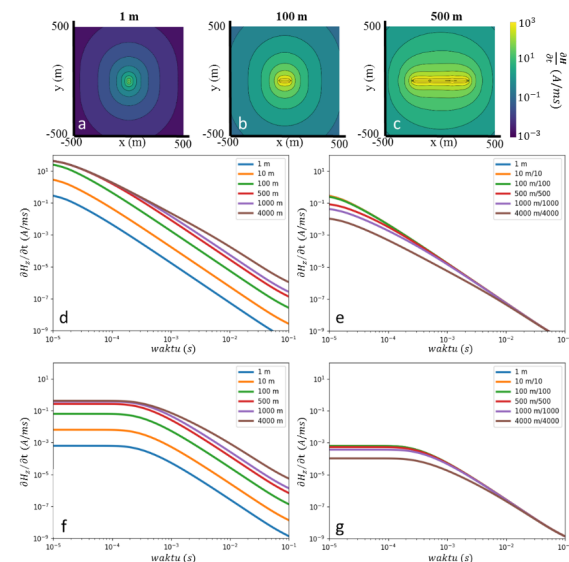


**Gambar 8.** Cuplikan distribusi perubahan medan magnetik pada waktu 0.01 s untuk arus a) 1 A, b) 10 A, dan c) 100 A. d) Kurva perubahan medan magnetik untuk arus 1, 10, 100, dan 1000 A. e) Kurva perubahan intensitas medan magnetik sebagai fungsi dari waktu yang telah dinormalisasi.

besar dari jarak receiver, normalisasi respon tidak dapat dilakukan. Hal ini mengharuskan proses pemodelan menggunakan nilai panjang transmitter sebenarnya.

### 3.2 Pemodelan TDEM 3D pada Medium Bumi Berlapis dan Anomali Berbentuk Balok

Sebelum membandingkan hasil perhitungan menggunakan program 1D dan 3D pada model 3D, dilakukan perbandingan dengan model 1D. Perbandingan ini dilakukan dengan tujuan untuk melihat respon pemodelan 3D pada 1D yang sederhana, sehingga lebih mudah dipelajari jika ditemukan perbedaan. Pada bagian ini, respon pemodelan bumi 2 lapis dengan program TDEM 3D dibandingkan terhadap data TDEM 1D yang telah dilakukan sebelumnya oleh Mitsuhata dkk. (2001). Model yang digunakan adalah model 2 lapis dengan nilai resistivitas lapisan pertama 100 m dengan ketebalan 1000 m dan resistivitas lapisan kedua 1 m (Gambar 8a). Transmitter yang digunakan memiliki panjang 1 m dan arus 1 A, dengan jarak receiver dan transmitter adalah 1000 m. Dari hasil



**Gambar 9.** Cuplikan distribusi perubahan medan magnetik pada waktu 0.01 s untuk panjang transmitter a) 1 m, b) 100 m, dan c) 500 m. d) Kurva perubahan medan magnetik untuk panjang transmitter 1, 10, 100, 500, 1000 dan 4000 m pada jarak 100 m tegak lurus dengan transmitter. e) Kurva perubahan medan magnetik yang telah dinormalisasi pada jarak 100 m. f) Kurva perubahan medan magnetik pada jarak 500 m. g) Kurva perubahan medan magnetik yang telah dinormalisasi pada jarak 500 m.



pemodelan yang dilakukan, data perubahan medan magnetik memiliki pola yang mirip antara hasil dari pengolahan 1D maupun 3D (Gambar 10b).

Setelah membandingkan respon pemodelan 1D dengan 3D untuk model bumi berlapis, dilakukan pemodelan dengan model balok (3D). Pemodelan ini dilakukan untuk mengetahui perbedaan antara hasil pemodelan 1D dan 3D dengan menggunakan model 3D. Model yang digunakan adalah model balok yang memiliki resistivitas 1 m dengan model balok 1 memiliki dimensi 400 m x 200 m x 100 m dan model balok 2 memiliki dimensi 800 m x 400 m x 100 m pada kedalaman 200 m (Gambar 11c) dan resistivitas latar belakang 100 m.

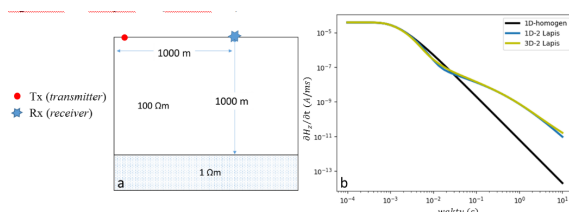
Hasil pemodelan 1D dan 3D yang diukur oleh Rx 1 (100 m dari Tx) ditampilkan pada Gambar 11a. Pada gambar tersebut dapat dilihat bahwa model 1D menunjukkan respon bumi 2 lapis, sedangkan pemodelan 3D memperhitungkan dimensi benda secara 3D. Dari respon yang didapat, terlihat bahwa di awal pengukuran hingga waktu 1 ms, hasil pemodelan 1D dan 3D menunjukkan nilai yang sama. Namun, pada waktu lebih dari 1 ms hasil pemodelan 3D tidak banyak berubah dan kembali ke pola awal seperti model homogen 100 m. Respon model balok 2 memiliki perubahan yang lebih signifikan dibandingkan dengan model balok 1. Hal ini disebabkan dimensi dari balok 2 lebih besar dibandingkan balok 1. Jika dimensi balok dibuat tak berhingga ke arah x dan y maka hasil pemodelan 3D akan mendekati hasil pemodelan 1D.

Hal lain terjadi pada pengukuran di Rx 2 (Gambar 11b). Pada pengukuran ini terlihat bahwa model 1D hanya memperhitungkan model bumi homogen 100 m. Pada hasil pemodelan 3D tampak adanya sedikit pembelokan kurva perubahan medan magnetik. Pembelokan ini terjadi karena adanya anomali di antara receiver dan transmitter. Pada titik ini pun didapat bahwa perubahan dari model

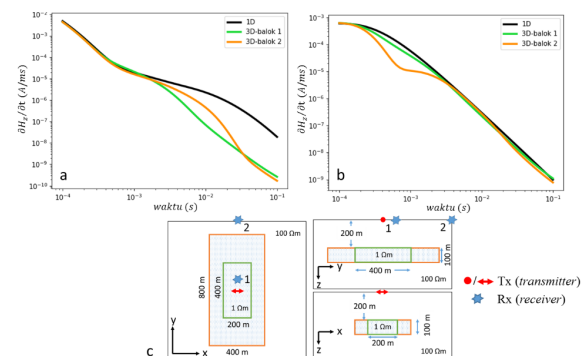
balok 2 lebih signifikan dibandingkan dengan model balok 1.

#### 4. KESIMPULAN

Dari hasil pemodelan TDEM 3D didapatkan bahwa nilai resistivitas model homogen mempengaruhi pola peluruhan respon TDEM. Model yang memiliki resistivitas lebih besar akan memiliki respon perubahan medan magnetik yang lebih besar di awal pengukuran, namun akan meluruh lebih cepat. Sementara itu, hal yang sama juga terjadi untuk pengukuran pada receiver yang lebih dekat dengan transmitter. Pola peluruhan memiliki nilai yang lebih besar di awal pengukuran (early-time) dan meluruh lebih cepat dibandingkan pengukuran pada receiver yang lebih jauh. Di sisi lain, perubahan parameter arus transmitter menyebabkan nilai respon berubah sebanding dengan perkalian dari nilai arus dengan respon TDEM. Variasi parameter panjang transmitter menghasilkan respon yang lebih besar sebanding dengan perkalian respon dengan panjang transmitter ketika panjang transmitter tidak lebih panjang dari jarak receiver dengan transmitter. Hasil pemodelan model bumi berlapis dari pemodelan 1D serupa dengan pemodelan 3D. Dari hasil pemodelan anomali balok secara 3D didapat bahwa dimensi lateral dari anomali balok mempengaruhi respon secara signifikan. Pada pemodelan 1D, respon tidak dipengaruhi dimensi lateral dari model balok, sehingga hasil yang sama didapat untuk model balok yang berbeda. Dari penelitian ini, dapat disimpulkan bahwa dalam hasil pemodelan model homogen isotropis menggunakan pemodelan



**Gambar 10.** a) Model bumi dua lapis dengan transmitter grounded wire 1 m dan arus 1 A, diukur pada receiver pada jarak 1000 m tegak lurus transmitter. b) Kurva perubahan medan magnetik untuk model 2 lapis.



**Gambar 11.** a) Kurva perubahan medan magnetik pada Rx 1 (100 m dari Tx) dan b) Rx 2 (500 m dari Tx). c) Model balok 1 m dengan dimensi 400 m x 200 m x 100 m dan balok 2 dengan dimensi 800 m x 400 m x 100 m pada kedalaman 200 m.

3D untuk variasi parameter akuisisi yang berbeda dapat mempengaruhi intensitas dari respon sinyal yang berujung pada sensitivitas pengukuran untuk mendeteksi anomali tertentu. Hal lain yang perlu dicermati adalah anomali 3D dapat menghasilkan model yang berbeda pada pemodelan 1D dan 3D, sehingga dimensi struktur perlu diperhatikan dalam mengolah data TDEM.

## DAFTAR PUSTAKA

- Anderson, W. L., 1981. Calculation of Transient Soundings for a Central Induction Loop System (Program TCILoop), U.S. Geol. Surv. Open-file rep, pp. 81-1309.
- Descloitres, M., Chalikakis, K., Legchenko, A., Moussa, A.M., Genthon, P., Favreau, G., Le Coz, M., Boucher, M., dan Oi, M., 2013. Investigation of groundwater resources in the Komadugu Yobe Valley (Lake Chad Basin, Niger) using MRS and TDEM methods. *Journal of African Earth Sciences*, 87, pp. 71-85.
- Du Fort, E.C. dan Frankel, S. P., 1953. Stability condition in the numerical treatment of parabolic differential equation: *Mathematical tables and other aids to computation. Mathematics of Computation*, 7, pp. 135-152.
- Fitterman, D.V. dan Stewart, M.T., 1986. Transient Electromagnetic Sounding for Groundwater. *Geophysics*, 51, pp. 995-1005.
- Kafri, U. dan Goldman, M., 2005. The use of the time-domain electromagnetic method to delineate saline groundwater in granular and carbonate aquifers and to evaluate their porosity. *Journal of Applied Geophysics*, 57, pp. 167-178.
- Kaufman, A.A. dan Keller, G.V., 1983. *Frequency and transient soundings*. Elsevier Science Publ.
- Mitsuhata, Y., Uchida, T., Murakami, Y., dan Amano, H., 2001. The Fourier transform of controlled-source time-domain electromagnetic data by smooth spectrum inversion. *Geophys. J. Intl.*, 144, pp. 123-135.
- Nabighian, M.N., 1979. Quasi-static transient response of a conducting half-space - An approximate representation. *Geophysics*, 44, pp. 1700-1705.
- Nabighian, M.N. dan Macnae, J.C., 1991. Time-Domain Electromagnetic Prospecting Methods dalam Nabighian, M.N., *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics, Vol 2 Applications Part A and Part B*. Society of Exploration Geophysics, pp. 427-520.
- Newman, G.A., Hohmann, G.W., dan Anderson, W.L., 1986. Transient electromagnetic response of a three-dimensional body in a layered earth. *Geophysics*, 51, pp. 1608-1627.
- McNeill, J.D., 1994. Principles and Application of Time-Domain Electromagnetic Techniques for Resistivity Sounding. Technical Note TN-27, Geonics Ltd.
- Srigutomo, W., Kagiya, T., Kanda, W., Munekane, H., Hashimoto, T., Tanaka, Y., Utada, H., dan Utsugi, M., 2008. Resistivity structure of Unzen Volcano derived from time-domain electromagnetic (TDEM) survey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 175, pp. 231-240.
- Strack, K.M., Luschen, E., dan Kotz, A.W., 1990. Long-offset transient electromagnetic (LOTEM) depth soundings applied to crustal studies in the Black Forest and Swabian Alb, Federal Republic of Germany. *Geophysics*, 55, pp. 834-842.
- Strack, K.M., 1992. Exploration with Deep Transient Electromagnetic. Elsevier, pp. 24-26.
- Sudiman, D.P., 2016. Pemodelan Inversi Non-Linier 1D Data TEM untuk Karakterisasi Reservoir Hidrokarbon. Tesis Program Magister, Institut Teknologi Bandung, pp. 38.
- Spies, B.R. dan Frischknecht, F.C., 1991. Electromagnetic Sounding dalam Nabighian, M.N., *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics, Vol 2 Applications Part A and Part B*. Society of Exploration Geophysics, pp. 285-427.
- Um, E., Harris, J. dan Alumbaugh, D., 2010. 3D time-domain simulation of electromagnetic diffusion phenomena: a finite-element electric-field approach, *Geophysics*, 75, pp. F115F126
- Wang, T. dan Hohmann, G.W., 1993. A Finite-Difference, Time-Domain Solution for Three-Dimensional Electromagnetic Modeling. *Geophysics*, 58, pp. 797-809.
- Ward, S.H. dan Hohmann, G.W., 1988. Electromagnetic Theory for Geophysical Applications, dalam Nabighian, M.N., *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics, Vol I - Theory*. Society of Exploration Geophysics, pp. 131-311.
- Yee, K.S., 1966. Numerical Solution of Initial Boundary Value Problems Involving Maxwells Equation in Isotropic Media. *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, AP-14, pp. 302-309.
- Zhdanov, M.S., 2010. Electromagnetic geophysics: Notes from the past and the road ahead. *Geophysics*, 75, pp. 49-66.