

METODA MAGNETOTELLURIK (MT)

Dr. Hendra Grandis

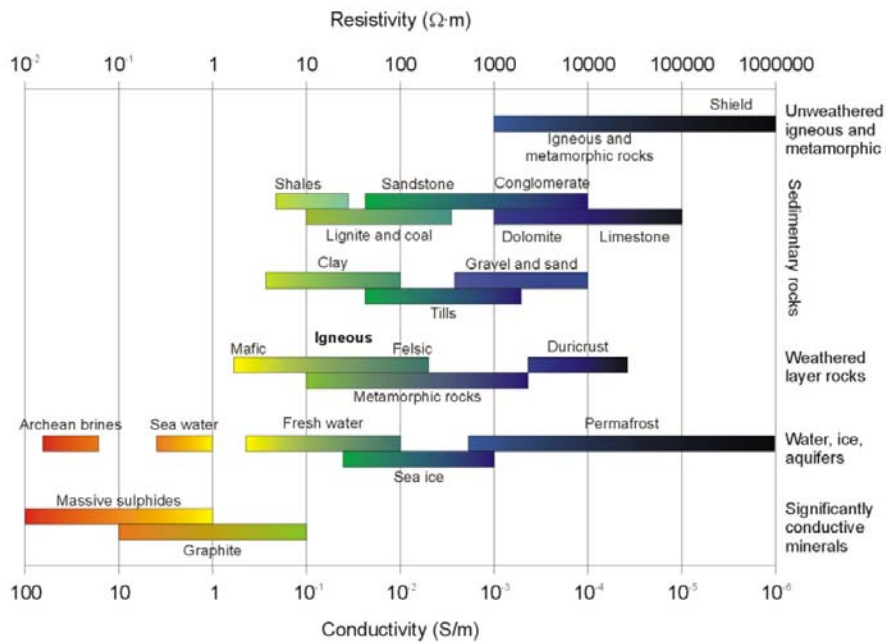
Pendahuluan

Survey geofisika terutama dimaksudkan untuk memperoleh informasi mengenai distribusi parameter-parameter fisika bawah permukaan berdasarkan hasil pengukuran efeknya di permukaan bumi. Dalam survey geofisika menggunakan metoda elektromagnetik (EM) sifat fisik yang relevan adalah konduktivitas atau resistivitas batuan (Gambar 1). Beberapa studi menunjukkan adanya kaitan erat antara resistivitas dengan porositas, kandungan fluida (air, uap air atau gas) dan temperatur formasi batuan. Pengaruh masing-masing faktor tersebut terhadap resistivitas formasi batuan sangat kompleks karena dapat saling *overlap*. Namun secara umum batuan dengan porositas tinggi yang berisi gas biasanya dicirikan oleh resistivitas yang relatif lebih tinggi. Sebaliknya jika fluida pengisi pori-pori berupa air dengan temperatur tinggi – seperti dijumpai di daerah prospek geotermal – maka hal tersebut dapat berasosiasi dengan daerah dengan resistivitas rendah. Dengan demikian metoda EM dapat digunakan untuk keperluan eksplorasi sumber daya alam seperti mineral, minyak dan gas bumi, geotermal serta untuk keperluan studi permasalahan lingkungan.

Metoda magnetotellurik (MT) merupakan salah satu metoda eksplorasi geofisika yang memanfaatkan medan EM alam. Medan EM tersebut ditimbulkan oleh berbagai proses fisik yang cukup kompleks dengan spektrum frekuensi sangat lebar (10^{-5} Hz - 10^4 Hz). Pada frekuensi yang cukup rendah (kurang dari 1 Hz), angin matahari (*solar wind*) yang mengandung partikel-partikel bermuatan listrik berinteraksi dengan medan magnet permanen bumi sehingga menyebabkan variasi medan EM. Variasi pada frekuensi audio (di atas 1 Hz) terutama disebabkan oleh aktivitas meteorologis berupa petir. Petir yang terjadi di suatu tempat menimbulkan gelombang EM yang terperangkap antara ionosfer dan bumi dan menjalar mengitari bumi (Vozzof, 1991).

Kebergantungan fenomena listrik dan magnet terhadap sifat fisika medium (bumi) terutama resistivitas dapat dimanfaatkan untuk keperluan eksplorasi menggunakan metoda MT. Hal ini dilakukan dengan mengukur secara simultan variasi medan listrik

(**E**) dan medan magnet (**B**) sebagai fungsi waktu. Informasi mengenai resistivitas medium yang terkandung dalam data MT dapat diperoleh dari penyelesaian persamaan Maxwell menggunakan model-model yang relatif sederhana. Pada dekade 50-an untuk pertama kali hal tersebut dibahas oleh Cagniard (1953) dan peneliti lain secara terpisah (seperti Tikhonov, Rikitake, Price, Kato dan Kikuchi serta Wait) yang kemudian menjadi dasar metoda MT.



Gambar 1.

Rentang harga resistivitas (atau konduktivitas) berbagai batuan dan material (modifikasi dari Palacky, 1987).

Persamaan Maxwell

Persamaan Maxwell yang menggambarkan perilaku medan EM adalah sintesa hukum-hukum yang berlaku untuk fenomena listrik – magnet. Penggunaan persamaan tersebut dalam metoda MT telah banyak diuraikan dalam buku-buku pengantar geofisika khususnya yang membahas metoda EM (misal Simpson dan Bahr, 2005). Salah satu bentuk persamaan Maxwell adalah sebagaimana terdapat pada Bab 11 mengenai GPR (persamaan (1) – (4)).

Dalam aplikasi untuk MT aproksimasi kuasi-statik dapat digunakan untuk menyederhanakan masalah. Variasi permitivitas listrik (ϵ) dapat diabaikan jika dibandingkan dengan variasi konduktivitas (σ) dan permeabilitas magnetik (μ) dapat digunakan harga pada ruang hampa ($\mu = \mu_0 = 4\pi 10^{-7}$ H/m). Selanjutnya, diasumsikan tidak ada sumber arus di dalam bumi yang dianggap homogen atau berlapis horisontal. Dengan demikian diperoleh persamaan Helmholtz untuk \mathbf{E} dan \mathbf{H} sebagai berikut,

$$\nabla^2 \mathbf{E} = \mu_0 \sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \quad (1a)$$

$$\nabla^2 \mathbf{H} = \mu_0 \sigma \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} \quad (1b)$$

Jika variasi terhadap waktu direpresentasikan oleh fungsi periodik sinusoidal $\exp(i\omega t)$ maka diperoleh persamaan difusi untuk medan listrik dan magnet sebagai berikut,

$$\nabla^2 \mathbf{E} = i \omega \mu_0 \sigma \mathbf{E} = k^2 \mathbf{E} \quad (2a)$$

$$\nabla^2 \mathbf{H} = i \omega \mu_0 \sigma \mathbf{H} = k^2 \mathbf{H} \quad (2b)$$

dimana $\omega = 2\pi f$ dan f adalah frekuensi gelombang EM, $k = (i \omega \mu_0 \sigma)^{1/2}$ adalah bilangan gelombang yang dapat dinyatakan dalam bentuk,

$$k = \pm(\alpha + i\beta) \quad \text{dimana} \quad \alpha = \beta = \sqrt{\frac{\omega \mu_0 \sigma}{2}} \quad (3)$$

Model Bumi Homogen

Gelombang EM alamiah dapat dianggap sebagai gelombang bidang (*plane wave*) yang merambat secara vertikal ke dalam bumi berapapun sudut jatuhnya terhadap permukaan. Hal ini disebabkan oleh besarnya kontras konduktivitas antara atmosfer (udara) dan bumi. Penyelesaian persamaan (2a) dan (2b) yang merupakan persamaan diferensial orde-2 cukup kompleks mengingat medan listrik \mathbf{E} dan medan magnet \mathbf{H} dapat bervariasi terhadap posisi (x, y, z). Oleh karena itu akan ditinjau permasalahan yang sederhana, yaitu medan EM pada medium homogen setengah ruang (*half-space*) dimana diskontinuitas resistivitas hanya terdapat pada batas antara udara dengan bumi.

Mengingat simetri medium homogen isotropik maka hanya terdapat satu komponen medan listrik dan medan magnet yang saling tegak lurus (ortogonal), $\mathbf{E} = (E_x, 0, 0)$ dan $\mathbf{H} = (0, H_y, 0)$ yang masing-masing hanya bervariasi terhadap kedalaman (z). Dekomposisi persamaan (2a) menghasilkan komponen x sebagai berikut,

$$\frac{\partial^2 E_x}{\partial z^2} = k^2 E_x \quad (4)$$

Solusi elementer dari persamaan gelombang tersebut di atas adalah,

$$E_x = A \exp(-kz) + B \exp(+kz) \quad (5a)$$

$$E_x = A \exp(-i\alpha z) \exp(-\beta z) + B \exp(+i\alpha z) \exp(+\beta z) \quad (5b)$$

dimana z adalah kedalaman dengan harga positif vertikal ke bawah, sedangkan α dan β didefinisikan oleh persamaan (3).

Pada persamaan (5b) eksponensial yang mengandung komponen imajiner dari k (yaitu $\exp(\pm i\alpha z)$) menyatakan variasi sinusoidal gelombang EM terhadap kedalaman, sedangkan eksponensial yang mengandung komponen riil dari k (yaitu $\exp(\pm\beta z)$) menyatakan faktor atenuasi menurut sumbu z positif atau negatif. Konstanta A dan B ditentukan berdasarkan syarat batas yang bergantung medium yang ditinjau.

Mengingat terdapat hubungan antara komponen-komponen horisontal medan listrik dan medan magnet yang saling tegak lurus, dekomposisi persamaan (2) pada Bab 11 menghasilkan komponen y medan magnet berikut,

$$\frac{\partial E_x}{\partial z} = -i \omega \mu_0 H_y \quad (6)$$

Dengan memperhatikan solusi untuk medan listrik sebagaimana pada persamaan (5a), komponen y medan magnet menjadi,

$$H_y = \frac{k}{i \omega \mu_0} (A \exp(-kz) + B \exp(+kz)) \quad (7)$$

Selanjutnya dapat dibuktikan bahwa persamaan (7) merupakan solusi persamaan difusi untuk medan magnet yang identik dengan persamaan (4). Persamaan tersebut diperoleh dari dekomposisi persamaan (2b).

Dalam metoda MT sumber medan EM bersifat eksternal dan pada bumi homogen amplitudo medan EM menjadi nol pada kedalaman tak-hingga, sehingga koefisien B pada persamaan (5) dan (7) harus berharga nol. Suku dengan koefisien A mengandung faktor atenuasi gelombang EM terhadap kedalaman. Selanjutnya parameter MT yang ditinjau adalah impedansi yang didefinisikan sebagai perbandingan antara komponen horisontal medan listrik dan medan magnet yang saling tegak lurus. Dengan demikian impedansi untuk medium homogen dapat diperoleh dari persamaan (5a) dan (7),

$$Z_{xy} = \frac{E_x}{H_y} = \sqrt{i\omega\mu_0\rho} \quad (8)$$

Impedansi bumi homogen adalah bilangan skalar kompleks yang merupakan fungsi resistivitas medium dan frekuensi gelombang EM. Untuk selanjutnya impedansi medium homogen disebut impedansi intrinsik ($Z_I = Z_{xy}$). Sebagai bilangan kompleks, impedansi dapat dinyatakan sebagai amplitudo dan fasa, dimana resistivitas medium homogen dapat dihitung berdasarkan amplitudo impedansi,

$$\rho = \frac{1}{\omega\mu_0} |Z_I|^2 \quad ; \quad \phi = \tan^{-1}\left(\frac{\text{Im } Z_I}{\text{Re } Z_I}\right) = 45^\circ \quad (9)$$

Dari persamaan medan listrik dan medan magnet yang berlaku untuk bumi homogen tampak bahwa amplitudo gelombang EM mengalami atenuasi secara eksponensial terhadap kedalaman. *Skin depth* didefinisikan sebagai kedalaman pada suatu medium homogen dengan resistivitas ρ dimana amplitudo gelombang EM telah tereduksi menjadi $1/e$ dari amplitudonya di permukaan bumi ($\ln e = 1$ dimana $e = 2.718 \dots$). *Skin depth* dirumuskan sebagai berikut,

$$\delta = \sqrt{\frac{2\rho}{\omega\mu_0}} \quad (10)$$

Besaran *skin depth* diasosiasikan dengan kedalaman penetrasi atau kedalaman investigasi gelombang EM. Dari persamaan (10) tampak bahwa semakin besar resistivitas medium dan perioda ($T = f^{-1}$) gelombang EM maka kedalaman investigasinya semakin besar. Berdasarkan konsep *skin depth* dan kedalaman penetrasi gelombang EM maka impedansi sebagai fungsi dari perioda (atau frekuensi)

memberikan informasi mengenai resistivitas medium sebagai fungsi dari kedalaman. Oleh karena itu teknik *sounding* MT dilakukan dengan mengukur variasi medan listrik dan medan magnet pada interval frekuensi yang cukup lebar.

Model Bumi Berlapis Horisontal

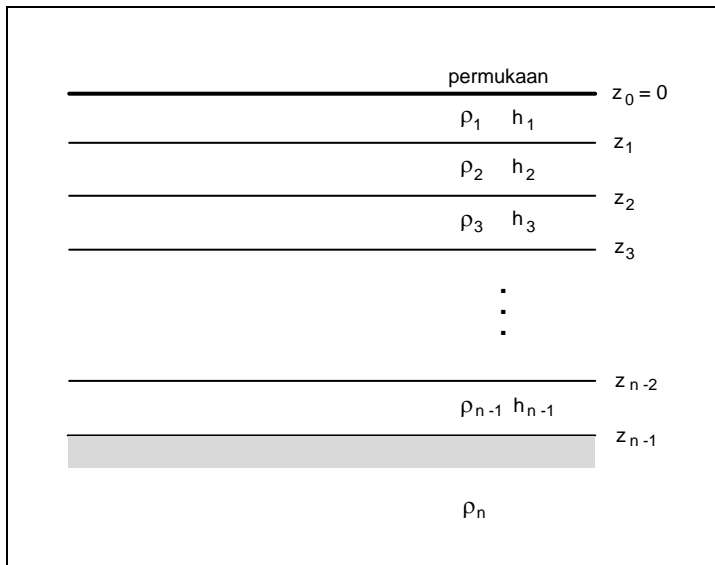
Pada model 1-D resistivitas medium hanya bervariasi terhadap kedalaman (z) dan direpresentasikan sebagai beberapa lapisan horisontal, masing-masing dengan resistivitas homogen dan ketebalan tertentu (Gambar 2). Perhitungan impedansi di permukaan bumi berlapis horisontal relatif mudah karena sifat gelombang bidang akibat sumber medan EM di tak-hingga (Zhdanov dan Keller, 1994).

Impedansi pada suatu lapisan dan kedalaman tertentu dapat dihitung berdasarkan persamaan (5a) dan (7). Koefisien A dan B dieliminasi dengan menerapkan syarat batas, yaitu impedansi bersifat kontinu pada bidang batas antar dua lapisan yang berbeda. Selanjutnya impedansi suatu lapisan didefinisikan sebagai impedansi pada kedalaman puncak (*top*) lapisan tersebut. Penurunan secara lengkap perhitungan impedansi di permukaan bumi berlapis horisontal telah dilakukan diantaranya oleh Grandis (1997; 1999) yang menghasilkan persamaan rekursif sederhana yang dapat diimplementasikan secara numerik dengan mudah untuk pemodelan ke depan (*forward modelling*) MT 1-D.

Persamaan rekursif yang menghubungkan impedansi di permukaan dua lapisan yang berurutan dinyatakan oleh,

$$Z_j = Z_{Ij} \frac{1 - R_j \exp(-2k_j h_j)}{1 + R_j \exp(-2k_j h_j)} ; \quad R_j = \frac{Z_{Ij} - Z_{j+1}}{Z_{Ij} + Z_{j+1}} \quad (11)$$

Pada persamaan (11) Z_j adalah impedansi di permukaan lapisan ke j sebagai fungsi parameter lapisan tersebut (ρ_j dan h_j) dan Z_{j+1} yaitu impedansi di permukaan lapisan ke $j+1$ yang terletak di bawahnya. Perhitungan impedansi di permukaan bumi (Z_1) yang terdiri dari n lapisan dimulai dengan perhitungan impedansi medium homogen (lapisan terakhir) menggunakan persamaan (8). Selanjutnya persamaan (11) digunakan untuk menghitung impedansi di permukaan lapisan di atasnya, demikian seterusnya secara rekursif hingga diperoleh impedansi di permukaan bumi (lapisan pertama).



Gambar 2.

Model 1-D yang terdiri dari n lapisan horisontal. Parameter model adalah resistivitas dan ketebalan (ρ dan h) tiap lapisan dan z_0, z_1, \dots, z_{n-1} menyatakan kedalaman lapisan.

Berdasarkan analogi dengan persamaan (9), dari impedansi pada bumi berlapis horisontal dapat dihitung resistivitas-semu (*apparent resistivity*) dan fasa,

$$\rho_a = \frac{1}{\omega\mu_0} |Z_1|^2 ; \quad \phi = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im } Z_1}{\text{Re } Z_1} \right) \quad (12)$$

Resistivitas-semu adalah resistivitas medium homogen ekuivalen. Artinya jika medium tak-homogen diganti dengan medium homogen dengan resistivitas sebesar ρ_a maka diperoleh Z_1 sebagai impedansi. Kurva *sounding* resistivitas-semu terhadap periode secara kualitatif menggambarkan variasi resistivitas bawah-permukaan sebagai fungsi dari kedalaman. Respons model hasil perhitungan (menggunakan persamaan (11)) dibandingkan dengan data lapangan hingga diperoleh kecocokan untuk mendapatkan informasi kuantitatif variasi resistivitas terhadap kedalaman (Gambar 3).

Model Bumi 2-D

Untuk dapat merepresentasikan kondisi bawah-permukaan secara lebih realistis maka digunakan model 2-D dimana resistivitas bervariasi terhadap kedalaman (z) dan jarak dalam arah penampang atau profil (y) sehingga $\rho(y, z)$. Dalam hal ini resistivitas medium tidak bervariasi dalam arah sumbu x yang merupakan arah struktur (*strike*).

Persamaan Maxwell (1) dan (2) pada Bab 11 mengenai GPR disubstitusi ke dalam hasil operasi *curl* ($\nabla \times$) dari kedua persamaan tersebut. Dekomposisi persamaan yang dihasilkan dengan memperhatikan kondisi 2-D sebagaimana ditunjukkan pada Gambar 4 menghasilkan persamaan medan EM yang diidentifikasi sebagai polarisasi TE (*transverse electric*) dan TM (*transverse magnetic*).

Pada polarisasi TE medan listrik E_x dan medan magnet H_y masing-masing sejajar dan tegak lurus dengan arah struktur. Persamaan yang berlaku adalah,

$$\frac{\partial^2 E_x}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 E_x}{\partial z^2} = i\omega\mu_0\sigma E_x \quad (13a)$$

$$H_y = -\frac{1}{i\omega\mu_0} \frac{\partial E_x}{\partial z} \quad (13b)$$

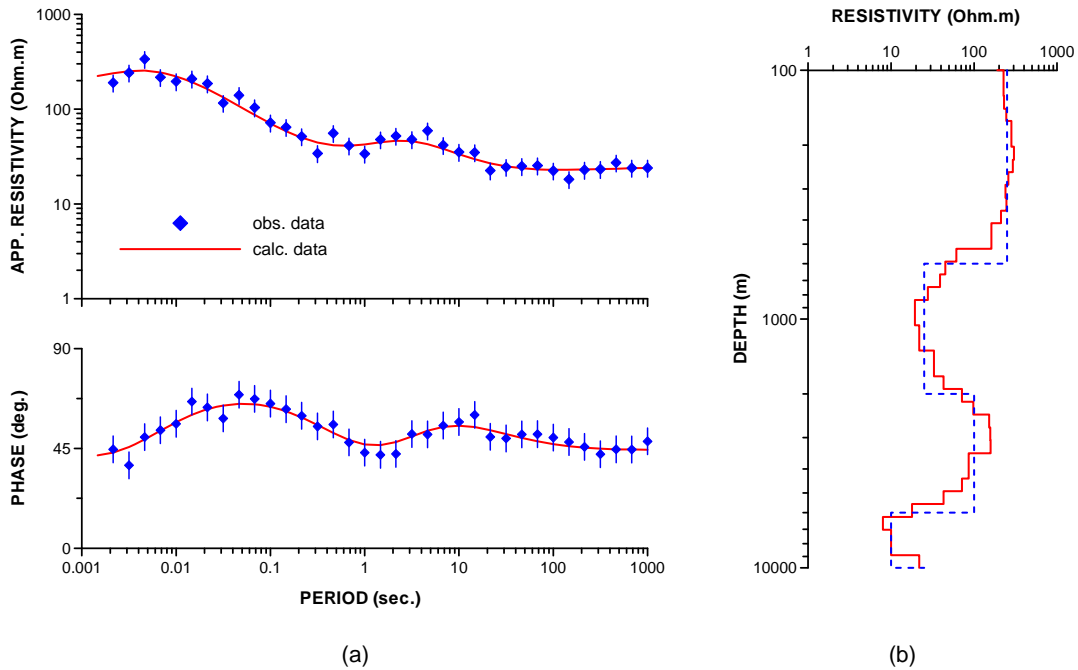
Pada polarisasi TM medan magnet H_x dan medan listrik E_y masing-masing sejajar dan tegak lurus dengan arah struktur. Persamaan yang berlaku adalah,

$$\frac{\partial}{\partial y} \left(\rho \frac{\partial H_x}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\rho \frac{\partial H_x}{\partial z} \right) = i\omega\mu_0\sigma H_x \quad (14a)$$

$$E_y = \rho \frac{\partial H_x}{\partial z} \quad (14b)$$

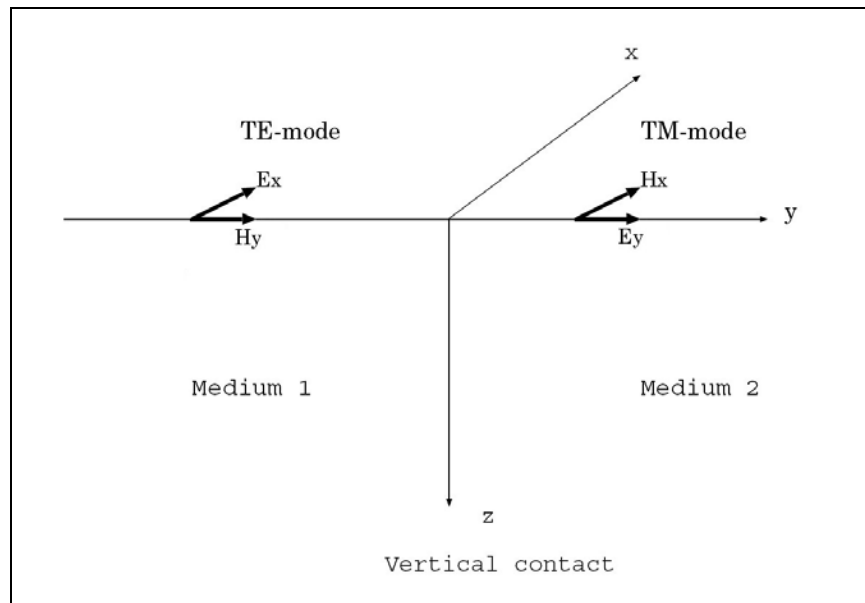
Persamaan (13a) dan (14a) pada dasarnya adalah dekomposisi persamaan (1) dan (2) pada Bab 11 mengenai GPR. Persamaan (13) persamaan (14) hanya dapat diselesaikan secara numerik. Medium bawah-permukaan dibagi menjadi blok atau grid dengan ukuran bervariasi dan resistivitas masing-masing blok menggambarkan variasi resistivitas secara 2-D .

Persamaan medan EM untuk masing-masing polarisasi khususnya persamaan (13a) untuk medan listrik E_x dan persamaan (14a) untuk medan magnet H_x didekati dengan persamaan beda-hingga (*finite difference*) yang dapat dinyatakan sebagai sistem persamaan linier (Rodi dan Mackie, 2001). Pada polarisasi TE, terlebih dahulu dilakukan perhitungan medan listrik E_x pada grid dan hasilnya kemudian digunakan untuk memperkirakan H_y melalui pendekatan diferensiasi secara numerik dari persamaan (13b). Hal yang sama dilakukan untuk polarisasi TM.



Gambar 3.

(a) Perbandingan data lapangan dan data hasil perhitungan. (b) Kurva resistivitas sebagai fungsi kedalaman yang menggambarkan 2 jenis model 1-D yang ekuivalen.



Gambar 4.

Komponen medan listrik dan medan magnet dalam polarisasi TE dan TM pada model 2-D sederhana berupa kontak vertikal antara medium 1 dan medium 2 dengan resistivitas berbeda. Arah struktur (*strike*) adalah sejajar dengan sumbu x .

Studi Pendahuluan MT untuk Eksplorasi Hidrokarbon

Pendahuluan

Selama ini metoda seismik menjadi andalan utama dalam eksplorasi minyak dan gas bumi di Indonesia. Namun dalam beberapa kasus metoda seismik memiliki keterbatasan, yaitu kurang efektif pada daerah dengan topografi kasar, tidak dapat menembus daerah dengan tutupan batuan vulkanik, karst dan sebagainya. Dalam kasus tersebut metoda MT dapat membantu dan melengkapi metoda seismik.

Pengukuran MT telah dilakukan pada dua lintasan di lapangan minyak Kawengan dan satu lintasan di daerah prospek Banyuasin, keduanya terletak pada cekungan Jawa Timur bagian utara (Gambar 5). Tujuan studi ini adalah menjajaki kemungkinan keberadaan reservoir karbonat dari formasi Kujung di bawah reservoir klastik dangkal yang cukup produktif di lapangan Kawengan. Khusus untuk daerah prospek Banyuasin, survey MT dimaksudkan untuk membantu memperjelas adanya bumbungan karbonat (*carbonate build-up*) yang kurang jelas pada data seismik (Grandis dkk., 2005).

Data dan Pemodelan Data MT

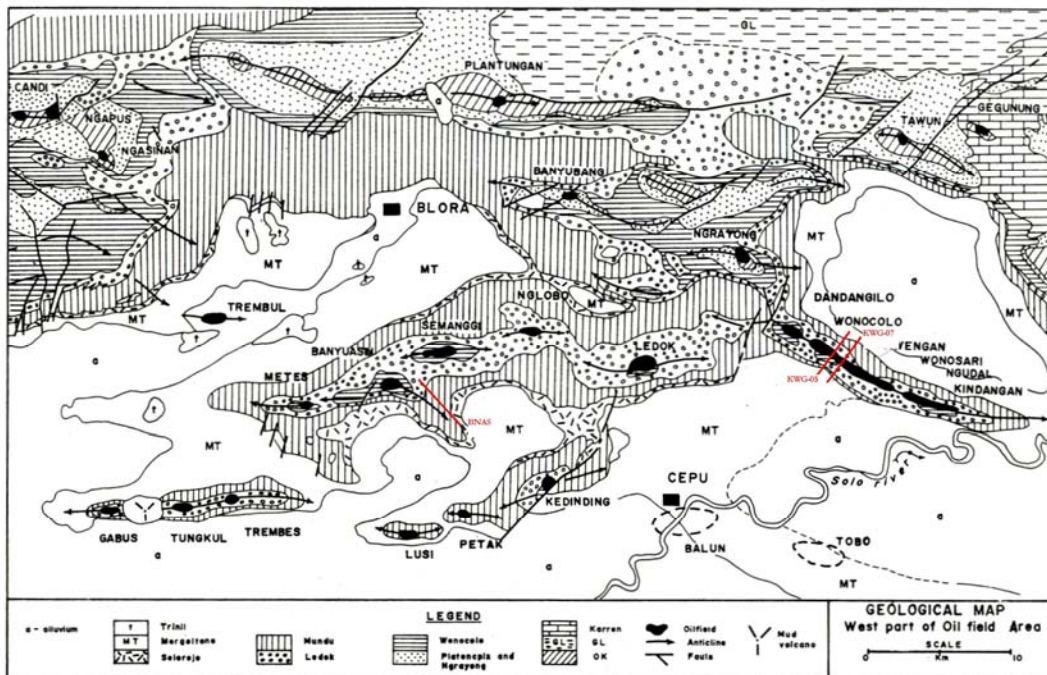
Dua lintasan pengukuran MT dengan arah Selatan/Baratdaya – Utara/Timurlaut dipilih tegak lurus arah struktur utama di lapangan Kawengan. Pada lintasan MT-01 dan MT-02 masing-masing terdapat 30 dan 23 titik pengamatan MT sedangkan pada lintasan MT-03 di daerah prospek Banyuasin terdapat 37 titik. Jarak antar titik *sounding* pada lintasan adalah antara 250-500 meter.

Pengukuran dilakukan dengan menggunakan instrumen Zonge GDP-32. Data variasi medan listrik dan medan magnet komponen horisontal sebagai fungsi waktu direkam secara digital pada interval frekuensi yang bersesuaian dengan periode antara 0.001–200 detik. Data diproses menggunakan teknik FFT (*Fast Fourier Transform*) untuk memperoleh *auto-* dan *cross-spectra* yang digunakan untuk memperoleh tensor impedansi dalam domain frekuensi.

Perangkat lunak WinGLink dari Geosystem Ltd. yang mengimplementasikan algoritma inversi *smoothness constrained* dari Rodi dan Mackie (2001) digunakan untuk pemodelan inversi MT 2-D). Model 2-D yang dihasilkan bersifat “global” karena

karakteristik pemodelan inversi yang meminimumkan variasi spasial resistivitas. Dengan demikian penentuan batas lapisan yang tegas dan pembagian resistivitas bawah-permukaan menjadi lapisan-lapisan yang lebih tipis sulit dilakukan.

Untuk itu pemodelan MT 1-D yang lebih konvensional dilakukan bersamaan dengan korelasi resistivitas antar titik sounding dan interpretasi geologi. Untuk memudahkan proses tersebut maka digunakan perangkat lunak IP2WIN_MT. Selanjutnya hanya akan dibahas dan ditampilkan hasil pemodelan MT 1-D pada tiap lintasan yang dikorelasikan sehingga diperoleh penampang 2-D.



Gambar 5.

Peta geologi daerah survey dan lintasan pengukuran MT di lapangan Kawengan dan daerah prospek Banyuasin (garis merah).

Hasil dan Interpretasi

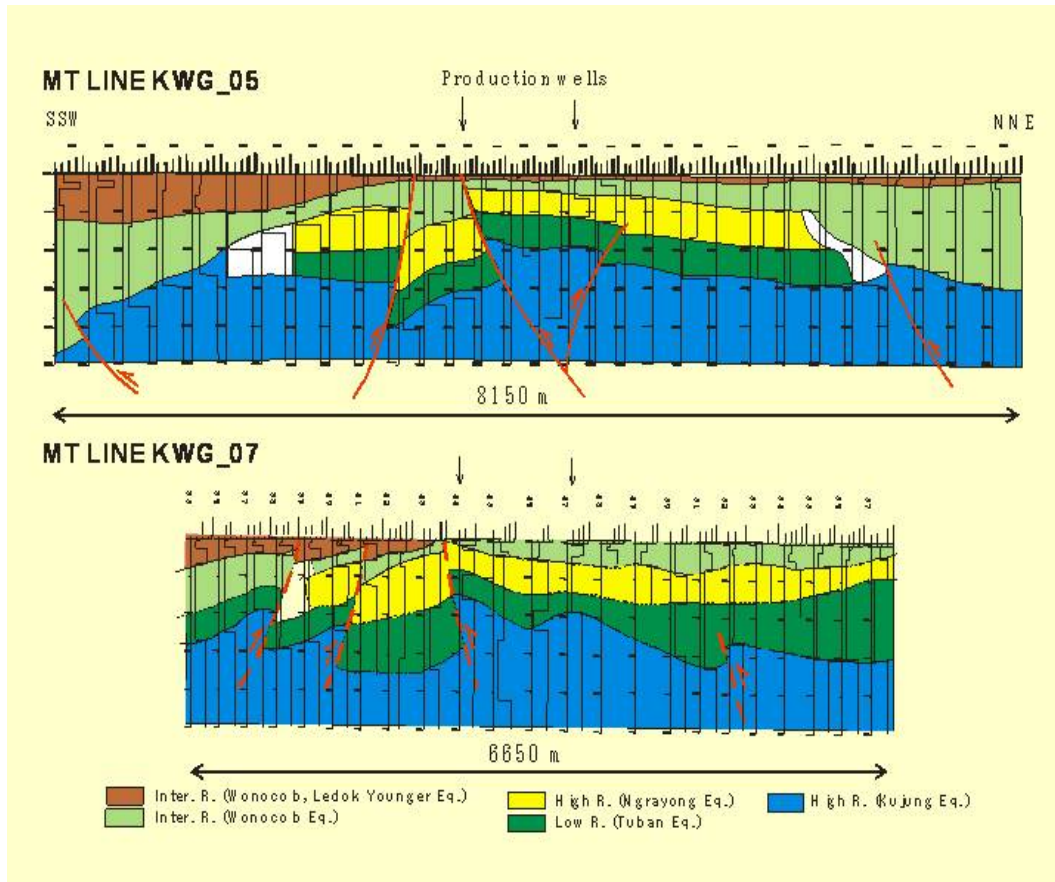
Gambar 6 menampilkan model 1-D dalam bentuk kurva resistivitas sebagai fungsi kedalaman di setiap titik pengamatan pada lintasan MT-01 dan MT-02 di lapangan Kawengan. Data geologi digunakan untuk membuat korelasi lapisan antar titik pengamatan. Batas lapisan dengan resistivitas yang berbeda dari hasil pemodelan tidak

selalu berkorelasi dengan batas formasi. Dari lintasan MT-01 dan MT-02 diperoleh satuan “stratigrafi” berdasarkan resistivitas sebagai berikut (mulai dari permukaan):

1. Lapisan permukaan dengan resistivitas bervariasi dari menengah sampai tinggi yang berasosiasi dengan sedimen aluvial dan sedimen kuartar lainnya.
2. Lapisan resistivitas menengah yang berasosiasi sedimen tersier (termasuk formasi Wonocolo, Ledok dan Mundu) yang lebih muda dari formasi Ngrayong.
3. Lapisan resistivitas tinggi (bagian atas) yang terdiri dari batupasir kuarsa (formasi Ngrayong).
4. Lapisan resistivitas rendah yang didominasi sedimen lempungan dari formasi Tuban/Tawun.
5. Lapisan resistivitas tinggi (bagian bawah) yang kemungkinan berasosiasi dengan formasi Kujung dan batuan metamorfosis serta intrusi batuan beku yang membentuk batuan dasar (*basement*).

Dari aspek struktur, keberadaan diskontinuitas resistivitas atau lapisan secara lateral mengindikasikan adanya sesar. Namun, jenis sesar (sesar normal atau sesar naik) merupakan bagian dari interpretasi. Mengingat daerah Kawengan dianggap didominasi oleh rezim kompresi pada punggung Kening, maka sesar yang ada secara umum diinterpretasikan sebagai sesar naik (*thrust fault*).

Hasil pemodelan MT 1-D untuk lintasan MT-03 daerah prospek Banyuasin ditampilkan pada Gambar 7 beserta interpretasi geologinya. Model tersebut memperlihatkan keberadaan lapisan dengan resistivitas tinggi di bawah lapisan-lapisan konduktif dari permukaan sampai kedalaman menengah. Lapisan resistif tersebut diinterpretasikan sebagai karbonat yang merepresentasikan formasi Kujung. Hasil pemodelan dan interpretasi geologi juga menunjukkan adanya bidang batas yang berundulasi antara karbonat formasi Kujung dengan lempung formasi Tuban, yang terletak pada kedalaman antara 1700 dan 3000 meter di tengah penampang. Hal tersebut menggambarkan keberadaan suatu platform batugamping pada kedalaman 3000 meter yang di atasnya terbentuk bubungan karbonat yang mencapai kedalaman 1700 meter. Di ujung Barat laut penampang juga terdapat kemungkinan adanya bubungan karbonat.



Gambar 6.

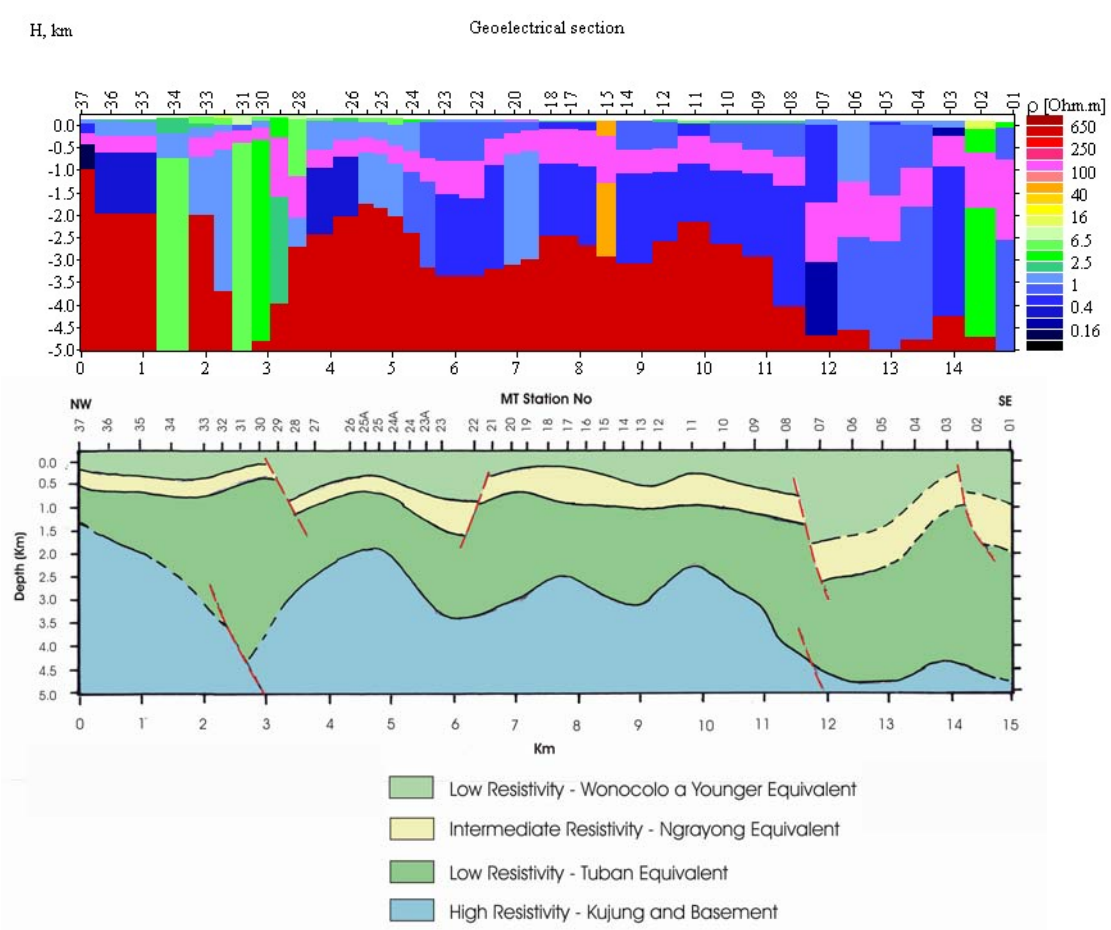
Penampang resistivitas dan interpretasi geologi berdasarkan pemodelan MT 1-D untuk lintasan MT-01 and MT-02 di lapangan Kawengan.

Kesimpulan

Survey MT telah dilaksanakan di lapangan minyak Kawengan dan daerah prospek Banyuasin untuk mengkaji kemungkinan keberadaan reservoir pada kedalaman besar yang berasosiasi dengan formasi Kujung. Hasil survey MT tidak menunjukkan adanya struktur diapir konduktif, yaitu penebalan lapisan konduktif yang berasosiasi dengan formasi Tuban di bagian tengah struktur Kawengan. Lapisan terbawah dengan resistivitas cukup tinggi (di atas 500 Ohm.m) diinterpretasikan sebagai formasi Kujung yang dibentuk oleh batuan karbonat serta batuan dasar yang terdiri dari intrusi batuan beku dan batuan metamorfik lainnya. Kedalaman formasi Kujung adalah 3000 meter pada sisi utara dan selatan struktur Kawengan dan menjadi dangkal sampai kedalaman sekitar 2000 meter di pusat struktur antiklin.

Hasil pemodelan MT telah dapat mengkonfirmasi keberadaan bumbungan karbonat sepanjang lintasan yang melalui daerah prospek Banyuasin sebagaimana diindikasikan oleh data seismik. Bumbungan tersebut memiliki platform pada kedalaman 3000 meter dan mencapai puncaknya pada kedalaman sekitar 1700-2000 meter. Pada ujung Baratlaut dari lintasan MT-03 dan terpisah oleh sesar terdapat Bumbungan karbonat yang cukup besar.

Contoh kasus penerapan metoda MT ini juga telah menunjukkan bagaimana pemodelan MT 1-D yang relatif sederhana dapat menghasilkan informasi yang cukup signifikan. Hal tersebut mensyaratkan tersedianya informasi geologi yang cukup memadai untuk dijadikan *constrain* bagi pemodelan.



Gambar 7.

Penampang resistivitas dan interpretasi geologi berdasarkan pemodelan MT 1-D untuk lintasan MT-03 daerah prospek Banyuasin.

Studi MT di Daerah Vulkanik Bandung Selatan

Pendahuluan

Daerah Cimanggu di wilayah Bandung selatan, sekitar 30 km baratdaya Bandung, didominasi oleh perbukitan vulkanik Kuartar dengan beberapa kerucut gunungapi seperti misalnya G. Patuha. Beberapa kenampakan panasbumi permukaan seperti kolam air panas (*hot pool*), kolam lumpur panas (*hot-mud pool*) dan mata-air panas (*hot spring*) dijumpai di kaki perbukitan, seperti yang terlihat di Cimanggu dan sekitarnya. Kenampakan panasbumi permukaan ini diduga berkaitan erat dengan sisa aktivitas vulkanik tua maupun dengan kegiatan vulkanik muda seperti G. Patuha. Kenampakan geologi lain yang dapat diamati di sekitar jalur Cimanggu-Rancabali adalah ditemukannya singkapan batuan vulkanik andesitik yang berongga.

Sub-bab ini memberikan contoh aplikasi metoda MT pada studi daerah dengan manifestasi panasbumi yang erat hubungannya dengan daerah vulkanik. Metoda MT sangat efektif mendelineasi daerah konduktif yang berasosiasi dengan fenomena termal.

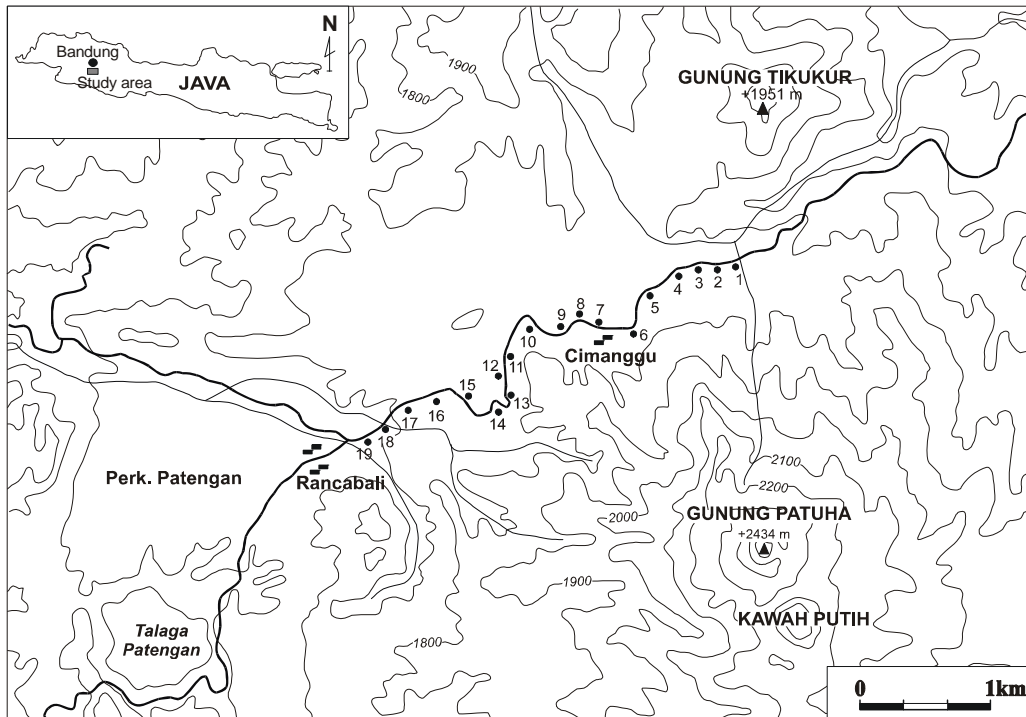
Data dan Pemodelan Data AMT

Data AMT diukur pada 19 titik pengamatan yang membentuk satu lintasan Baratdaya-Timurlaut di antara G. Tikukur dengan G. Patuha. Jarak rata-rata antar titik ukur adalah sekitar 150-200 m dengan panjang lintasan sekitar 3800 m (Gambar 8). Pengukuran merekam secara simultan komponen ortogonal medan magnet dan listrik pada interval frekuensi 17.4 kHz – 4.2 Hz. Pengolahan data dilakukan secara internal dalam instrumen dan perangkat lunak akuisisi data hingga dihasilkan resistivitas-semu dan fasa untuk polarisasi TE dan TM.

Pada pemodelan inversi digunakan data resistivitas-semu dan fasa invarian dari determinan tensor impedansi. Parameter invarian yang tidak dipengaruhi oleh orientasi koordinat pengukuran pada dasarnya merupakan reduksi dari harga resistivitas-semu dan fasa polarisasi TE dan TM. Hubungan antara data resistivitas-semu dan fasa invarian terhadap frekuensi untuk seluruh titik ukur pada lintasan digambarkan dalam bentuk penampang resistivitas-semu seperti ditunjukkan pada Gambar 9. Penampang resistivitas-semu yang diturunkan dari parameter invarian memberikan gambaran umum

mengenai distribusi resistivitas bawah-permukaan (Ranganayaki, 1984). Penampang resistivitas-semu tersebut dapat digunakan untuk interpretasi kualitatif keadaan bawah-permukaan sepanjang lintasan pengukuran.

Metoda inversi MT 1-D dan 2-D yang digunakan menerapkan kendala kehalusan model (*smoothness constrain*) sehingga variasi spasial resistivitas dibuat minimum. Metoda inversi MT 1-D didasarkan pada pendekatan inferensi Bayes dengan menggunakan algoritma rantai Markov untuk menghitung probabilitas model posterior (Grandis dkk., 1999), sedangkan metoda inversi 2-D menerapkan kriteria informasi Akaike-Bayes (ABIC) yang dikembangkan oleh Uchida (1993). Secara umum, penampang resistivitas hasil korelasi model 1-D di bawah setiap titik pengamatan dan penampang resistivitas hasil inversi 2-D menunjukkan kemiripan. Oleh karena itu pembahasan lebih difokuskan pada hasil pemodelan 2-D. Pembahasan lebih lengkap, baik mengenai metoda inversi dan hasil-hasilnya dapat dilihat pada makalah oleh Grandis dkk. (2000).



Gambar 8.

Peta lokasi titik pengukuran data magnetotellurik frekuensi audio (AMT) di daerah Cimanggu, Bandung selatan.

Hasil dan Pembahasan

Penampang resistivitas yang dibentuk oleh model dengan blok-blok resistivitas hasil inversi MT 2-D diperlihatkan pada Gambar 10. Penampang resistivitas tersebut memperlihatkan satuan resistivitas sebagai berikut:

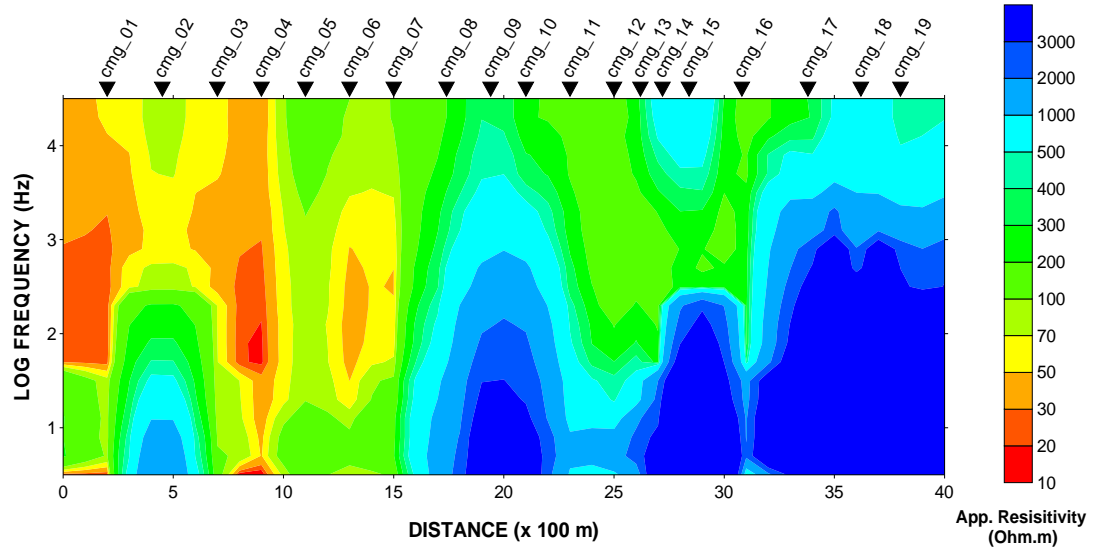
1. Anomali konduktif ($< 10 \text{ Ohm.m}$) di bawah titik 3, 4 dan 5 pada kedalaman 200 m sampai 600 m. Anomali resistivitas rendah ini diduga berhubungan dengan aliran air panas (hidrotermal) dari Kawah Putih menuju ke arah utara melalui produk gunungapi muda yang belum terpadatkan.
2. Anomali resistivitas tinggi (3000-10000 Ohm.m) di bawah titik 7 sampai titik 12 pada kedalaman 150 m hingga 1600 m dari permukaan yang diduga merupakan terobosan andesit atau dasit.
3. Anomali resistivitas tinggi (3000-10000 Ohm) di bagian barat lintasan pada kedalaman 50 m hingga 1000 m. Anomali ini diduga berkaitan dengan lava sebagai hasil kegiatan vulkanik Kuartar di Pegunungan Selatan Jawa Barat.
4. Lapisan dengan resistivitas rendah sampai sedang (30-100 Ohm.m) diperkirakan merupakan zona penyimpan air bawah-permukaan atau akuifer.

Kesimpulan

Survey MT pada frekuensi audio telah dilakukan pada daerah vulkanik Bandung selatan untuk mencitrakan distribusi resistivitas bawah-permukaan. Pemodelan inversi 2-D yang diterapkan pada data AMT tersebut menghasilkan model penampang resistivitas yang relevan dengan kondisi geologi daerah penyelidikan. Meskipun demikian, karakteristik model dengan kriteria *smoothness constrained* dapat menyulitkan interpretasi terutama jika yang diharapkan adalah batas-batas lapisan secara tegas.

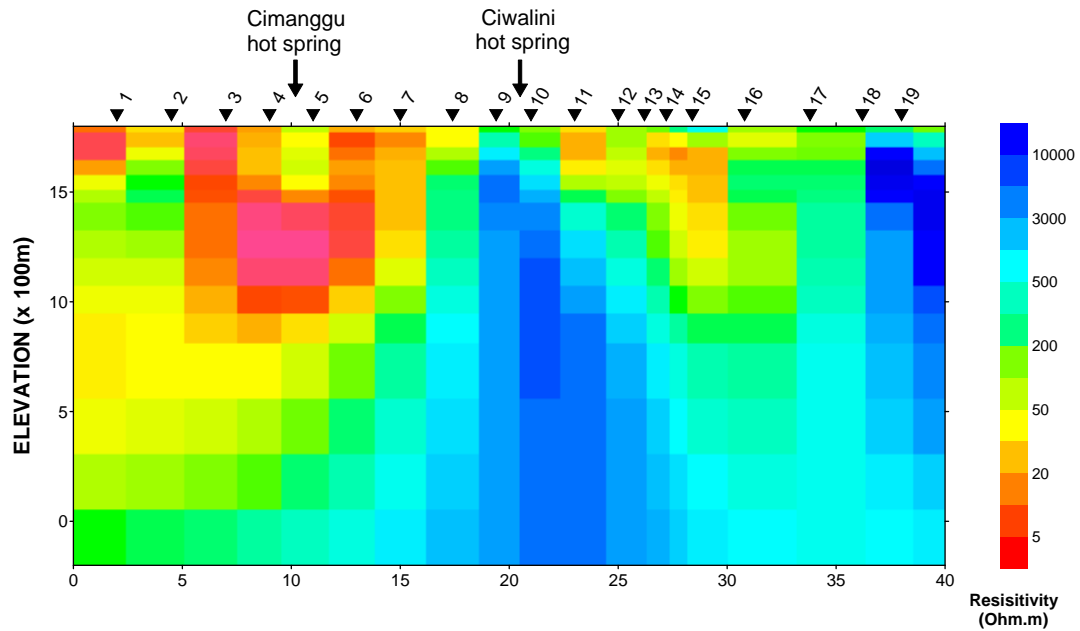
Pembahasan pada sub-bab ini menunjukkan efektivitas metoda MT pada delineasi daerah anomali resistivitas yang berhubungan dengan fenomena termal. Hal tersebut ditunjang dengan pemilihan data yang representatif (dalam hal ini resistivitas-semu invarian) serta metoda pemodelan inversi yang memadai. Kemampuan pemodelan dan interpretasi yang dikombinasikan dengan survey lapangan yang cermat dengan peralatan untuk akuisisi data yang memadai memungkinkan pengembangan aplikasi

metoda MT pada studi vulkanologi maupun eksplorasi daerah prospek geotermal di Indonesia.



Gambar 9.

Penampang resistivitas-semu (*pseudosection*) dari data sounding AMT yang secara kualitatif menggambarkan distribusi resistivitas bawah-permukaan pada lintasan pengukuran.



Gambar 10.

Penampang resistivitas hasil pemodelan inversi MT 2-D.

Daftar Pustaka

- Cagniard, L., 1953, Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting, *Geophysics*, vol. 18, 605-635.
- Grandis, H., 1997, Practical algorithm for 1-D magnetotelluric response calculation, *Jurnal Geofisika*, vol.1, no.1.
- Grandis, H., 1999, An alternative algorithm for one-dimensional magnetotelluric response calculation, *Computer & Geosciences*, vol. 25, 119-125.
- Grandis, H., Menvielle, M., Roussignol, M., 1999, Bayesian inversion with Markov chains-I. The magnetotelluric one-dimensional case, *Geophysical Journal International*, vol. 138, 757-768.
- Grandis, H., Widarto, D.S., Hananto, N.D., 2000, Citra tahanan-jenis daerah vulkanik Bandung selatan berdasarkan data magnetotellurik frekuensi audio (AMT), *Prosiding PIT HAGI ke 25*, Bandung.
- Grandis, H., Widarto, D.S., Utomo, E.P., Waluyo, W., Hehuwat, F., 2005, Magnetotelluric resistivity imaging over the Kawengan oil field and Banyuasin prospect, Northeast Java Basin, *Proceedings of Joint Convention HAGI-IAGI-PERHAPI*, Surabaya.
- Palacky, G.J., 1987, Resistivity characteristics of geologic targets, in *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics – vol. 1. Theory*, M.N. Nabighian (ed.), SEG Publishing.
- Ranganayaki, R.P., 1984, An interpretive analysis of magnetotelluric data, *Geophysics*, vol. 49, 1730 - 1748.
- Rodi, W., Mackie, R.L., 2001, Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion, *Geophysics*, vol. 66, 174 - 18.
- Simpson, F., Bahr, K., 2005, *Practical Magnetotellurics*, Cambridge.
- Uchida, T., 1993, Smooth 2-D inversion of magnetotelluric data based on statistical criterion ABIC, *Journal of Geomagnetism & Geoelectricity*, vol. 45, 841 - 858.
- Vozzoff, K., 1991, The magnetotelluric method, in *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics – vol. 2. Application*, M.N. Nabighian (ed.), SEG Publishing.