

**STUDI KOMPARASI PEMODELAN INVERSI 1-D, 2-D, DAN 3-D
DATA MAGNETOTELLURIK DI DAERAH PANAS BUMI LOKOP, PROVINSI ACEH****COMPARATIVE STUDY OF MAGNETOTELLURIC 1-D, 2-D, AND 3-D INVERSION
MODELLING AT LOKOP GEOTHERMAL AREA, PROVINCE OF ACEH****Wiwid Joni dan Iqbal Takodama**Pusat Sumber Daya Mineral Batubara dan Panas Bumi
joniwiwid@gmail.com**ABSTRAK**

Metode magnetotellurik (MT) dapat menggambarkan struktur/zona tahanan jenis rendah di daerah panas bumi yang dapat ditafsirkan sebagai lapisan batuan penudung. Zona-zona ini biasanya digunakan untuk membantu penentuan target *well site* dan memperkirakan potensi/kapasitas sumber daya panas bumi. Dalam pemrosesan data MT, dapat dilakukan dengan pemodelan inversi 1-D, 2-D, dan 3-D untuk menghasilkan model yang realistis dan lebih presisi. Pemodelan Inversi 1-D sangat mudah dilakukan, disamping itu dapat digunakan sebagai jaminan kualitas setiap stasiun data MT yang lebih efektif. Inversi 1-D biasanya dapat menggambarkan karakter geometri dari tahanan jenis secara keseluruhan terhadap lapisan penudung, namun tidak dapat mendeteksi batas bawah atau variasi kedalamannya. Untuk menjawab ketidakpastian tersebut, dapat dilakukan pemodelan inversi 2-D. Namun pemodelan inversi 2-D juga tidak akan dapat berhasil baik, jika mendapatkan kondisi geologi yang kompleks di daerah penyelidikan. Keterbatasan dari pemodelan inversi 1-D dan 2-D tersebut, dapat diatasi dengan melakukan pemodelan inversi 3-D. Perbandingan metode pemodelan ini dilakukan dengan menggunakan data MT di daerah panas bumi Lokop, Provinsi Aceh. Hasil pemodelan 1-D dan 3-D lebih dapat menggambarkan kemungkinan adanya zona lapisan penudung di daerah panas bumi Lokop.

Kata kunci: magnetotellurik, lapisan batuan penudung, panas bumi Lokop, pemodelan inversi, Provinsi Aceh

ABSTRACT

Magnetotelluric (MT) method can determine conductivity structure in geothermal area, which could be interpreted as smectite clay (clay cap) that is commonly used to help target geothermal wells and assess resource capacity. In order to process the MT data, we can do 1-D, 2-D, and 3-D inversion modelling to produce a realistic MT model data. 1-D inversion is very easy to do, where this model can support an effective quality assurance of each MT station data. 1-D inversion is usually able to characterize the overall resistivity geometry of a geothermal clay cap, although it cannot detect edges or deep variations. In order to overcome this uncertainty, 2-D inversion can be performed. However, 2-D inversion also cannot work properly, if the MT survey was carried out in complicated geological environments. The limitations of 1-D and 2-D inversions can be fixed by performing 3-D inversion. The modelling application was carried out using MT data in Lokop geothermal area, Province of Aceh. The 1-D and 3-D modeling result can describe a better possibility of clay cap in Lokop geothermal area.

Keywords: magnetotelluric (MT), clay cap, Lokop geothermal, inversion modelling, Province of Aceh

PENDAHULUAN

Pengukuran Magnetotellurik (MT) sensitif terhadap struktur tahanan jenis bumi, berpotensi melebihi kedalaman 100 Km (Cagniard, 1953; Swift, 1967; Word, D. R, dkk., 1971; Vozoff, 1972; Larsen, 1981; Wannamaker, 1983). MT merupakan salah satu metode geofisika utama dalam eksplorasi panas bumi. Khususnya pada tahap awal eksplorasi, suatu model tahanan jenis menjadi kunci informasi untuk menentukan lokasi bor eksplorasi dan bor produksi (Uchida, T., 2005).

Data MT merupakan respon dari struktur tahanan jenis 3-D di dalam bumi. Namun secara tradisi, data MT telah ditafsirkan menggunakan struktur model 1-D dan 2-D (Petrick, dkk., 1977; Stanley, dkk., 1977; Rooney dan Hutton, 1977). Tradisi ini muncul akibat pemodelan 3-D membutuhkan sistem komputasi yang mumpuni dalam memahami struktur bumi yang kompleks, namun tidak memiliki kemampuan komputasi yang dibutuhkan. Kekurangan tersebut menghasilkan penafsiran yang salah ketika komputasi 1-D dan 2-D digunakan di area 3-D (Wannamaker, P. E., dkk., 1984).

Struktur tahanan jenis bumi adalah 3-D, sedangkan pada lokasi cekungan sedimen umumnya sering mendekati 1-D. Apabila struktur geologi di daerah penelitian mempunyai kekonsistenan arah struktur, diduga dapat mendekati struktur tahanan jenis 2-D. Namun kenyataannya, meskipun kita melakukan *layout* pengukuran yang ideal tegak lurus terhadap struktur, data bawah permukaan pasti akan berupa 3-D di beberapa tempat pengukuran (Robertson, K., dkk., 2020).

Dalam perbandingan respon model 3-D, 2-D, dan 1-D, dimana respon model 1-D pada pusat model suatu stasiun MT secara langsung akan terhubung ke pusat model stasiun sebelahnya, namun interpretasi zona lapisan penudung hasil 1-D cukup berhasil apabila zona lapisan penudung tersebut berupa zona lateral yang luas dan dangkal. Lokasi keberadaan reservoir

minimal membutuhkan interpretasi model 2-D (Johnston, J. M., dkk., 1992). Inversi 2-D telah menjadi teknik standar untuk interpretasi data MT dalam dekade terakhir. Hasil pemodelan inversi 2-D ini telah memberikan model tahanan jenis yang detail di banyak lapangan panas bumi dan telah berkontribusi untuk memahami ciri tahanan jenis spesifik dari reservoir panas bumi. Namun akibat sering terdapat lingkungan geologi yang kompleks di lapangan panas bumi, interpretasi 2-D terkadang gagal dalam menghasilkan model yang realistis. Untuk mengatasi masalah tersebut, teknik inversi 3-D telah digunakan secara intensif dalam beberapa tahun terakhir (Uchida, T., dan Sasaki, Y., 2006).

Pemodelan inversi 3-D bukanlah satu-satunya pendekatan penggambaran struktur tahanan jenis bawah permukaan. Dengan melakukan pemrosesan inversi 1-D awal secara kontinyu, menjadi jaminan keberhasilan dalam hasil inversi 3-D. Untuk menilai ketidakpastian dalam penargetan yang baik, inversi 3-D dikombinasikan dengan inversi 1-D, dan mungkin inversi 2-D dapat di coba dalam rangka membangun model konseptual sumber daya secara terintegrasi (Cumming, W., dan Mackie, R, 2010). Hasil pemodelan inversi 3-D dipengaruhi oleh distorsi data MT, pemilihan *error*, serta kelengkapan data MT tersebut (Miensoyust, M.P, dkk., 2013). Dengan pemodelan inversi 3-D, kita dapat menjelajahi efek ruang model dan kisaran pengaturan inversi yang digunakan untuk menghasilkan model yang lebih baik kedepannya (Tietze, K., dan Ritter, O., 2013).

Pada makalah ini, penulis melakukan pemodelan inversi 1-D, 2-D, dan 3-D menggunakan data MT di daerah panas bumi Lokop. Hasil dari ketiga metode pemodelan tersebut dapat ditarik kesimpulan, bahwa pemodelan inversi 1-D dan 3-D lebih baik dalam memberikan gambaran struktur tahanan jenis di daerah panas bumi Lokop, sedangkan model 2-D kurang dapat memberikan hasil yang rinci. Hal ini kemungkinan diakibatkan oleh

struktur kompleks yang terbentuk di daerah penyelidikan, sehingga cenderung menghasilkan interpretasi model 2-D yang berbeda.

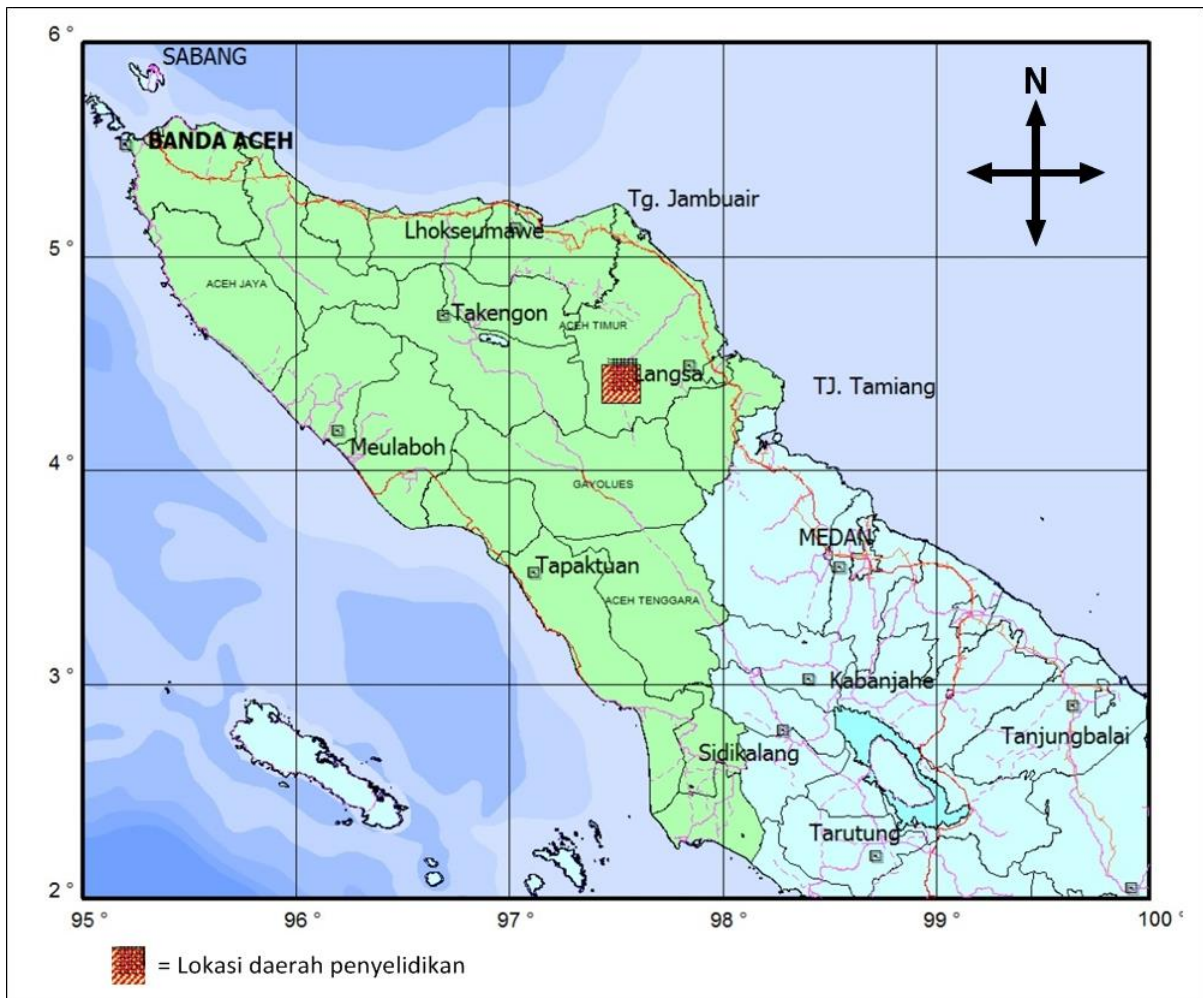
Secara administratif daerah panas bumi Lokop termasuk ke dalam wilayah Kabupaten Aceh Timur, Provinsi Aceh (Gambar 1). Keberadaan potensi panas bumi di daerah penyelidikan ini ditandai oleh manifestasi berupa kelompok mata air panas Lokop yang memiliki temperatur 51,8°C sampai dengan 93,5°C.

Survei rinci MT dan *Time Domain Elektromagnetic* (TDEM) di daerah penyelidikan ini merupakan kegiatan Tahun Anggaran 2017 yang dilakukan oleh

Pusat Sumber Daya Mineral, Batubara, dan Panas Bumi – Badan Geologi.

METODOLOGI

Metode MT merupakan metode elektromagnetik (EM) pasif, yang melibatkan pengukuran fluktuasi medan listrik (*E*) dan medan magnet (*B*) alami secara ortogonal di permukaan bumi. Metode ini juga berfungsi sebagai alat untuk menentukan struktur konduktifitas bumi pada kisaran kedalaman beberapa puluh meter hingga beberapa ratus kilometer. Penetrasi kedalaman dari medan EM ini bergantung pada sounding periode dan struktur konduktivitas bumi (Simpson, F., dan Bahr, K., 2005).



Gambar 1. Lokasi daerah penyelidikan

Hubungan antara medan listrik dan medan magnet dapat dinyatakan oleh persamaan matrik berikut:

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} \dots\dots\dots(1)$$

Atau dapat ditulis sebagai $E = Z * H$, dimana Z adalah tensor impedansi.

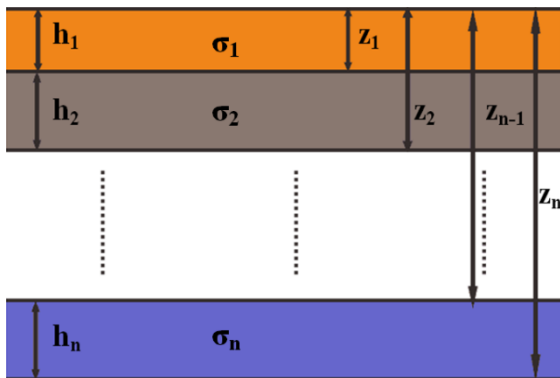
Struktur Model 1-Dimensi

Cagniard (1953), Keller dan Frischknecht (1966) menyatakan bahwa dalam kasus struktur 1-D berupa bidang bumi berlapis, (Gambar 2), dan setiap lapisannya bersifat homogen dan isotropik. Besar impedansi (Z) bergantung pada konduktifitas (σ) dan kedalaman (h) seperti gambar di bawah ini, Dalam kasus struktur 1-D, berlaku: $Z_{xy} = -Z_{yx}$, dan $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$, nilai tahanan jenis semu dapat ditulis,

$$\rho_{xy} = \frac{1}{2\pi f \mu_0} |Z_{xy}|^2 = \frac{1}{2\pi f \mu_0} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 \dots\dots\dots(2)$$

Sedangkan nilai fase,

$$\phi_{xy} = \tan^{-1} |Z_{xy}| = \tan^{-1} \left| \frac{E_x}{H_y} \right| \dots\dots\dots(3)$$

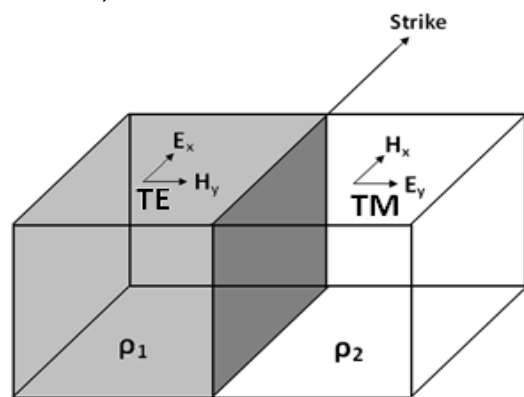


Gambar 2. Kasus struktur 1-Dimensi

Struktur Model 2-Dimensi

Pada kasus struktur 2-D (Gambar 3), resistivitas bervariasi baik dalam arah vertikal dan arah horizontal (arah x dan y), besarnya medan listrik dan medan magnet dipengaruhi oleh arah pengukuran yang dilakukan terhadap arah jurus atau *strike*. Hasil medan listrik dan medan magnet

yang terukur dapat di dekomposisi menjadi dua polarisasi yaitu *transverse electric* (modus TE) dan *transverse magnetic* (modus TM). Modus TE didefinisikan jika medan listrik searah jurus/*strike*, sedangkan modus TM didefinisikan jika medan listrik tegak lurus jurus/*strike*. Gambar di bawah ini menunjukkan arah jurus/*strike* dan kaitannya dengan modus TE dan TM. Skenario 2-D menunjukkan bahwa tidak ada variasi medan sepanjang jurus/*strike*, sehingga nilai konduktifitas dianggap konstan (Simpson, F., dan Bahr, K., 2005).

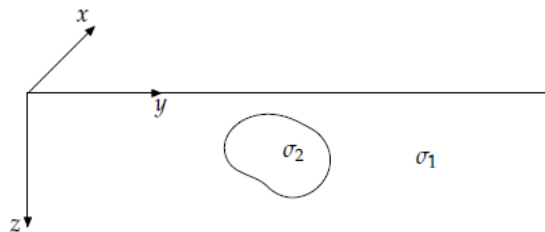


Gambar 3. Struktur model 2-Dimensi

Dalam kasus struktur 2-D, berlaku: $Z_{xy} \neq -Z_{yx}$, dan $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$.

Struktur Model 3-Dimensi

Dalam kasus struktur 3-D (Gambar 4), nilai tahanan jenis dalam model bumi 3-D bervariasi dalam semua arah $\rho(x, y, z)$.



Gambar 4. Struktur model 3-Dimensi

Pemodelan inversi 3-D yang melibatkan keempat komponen tensor impedansi disebut sebagai *full impedance tensor*. Dalam pemodelan inversi 3-D, penulis hanya menggunakan dua komponen tensor impedansi Z_{xy} dan Z_{yx} . Dengan

melakukan inversi 3-D sederhana yang hanya melibatkan dua komponen impedansi Z_{xy} dan Z_{yx} dapat mengatasi kontaminasi oleh efek 3-D, akibat merotasi data MT ke arah yang salah, sehingga menghasilkan model yang salah. Namun dengan hanya melibatkan kedua komponen tensor impedansi Z_{xy} dan Z_{yx} juga memiliki kelemahan akibat kontaminasi oleh *off-plane structure* yaitu impedansi Z_{xx} dan Z_{yy} (Siripunvaraporn, W., dkk., 2005).

HASIL DAN PEMBAHASAN

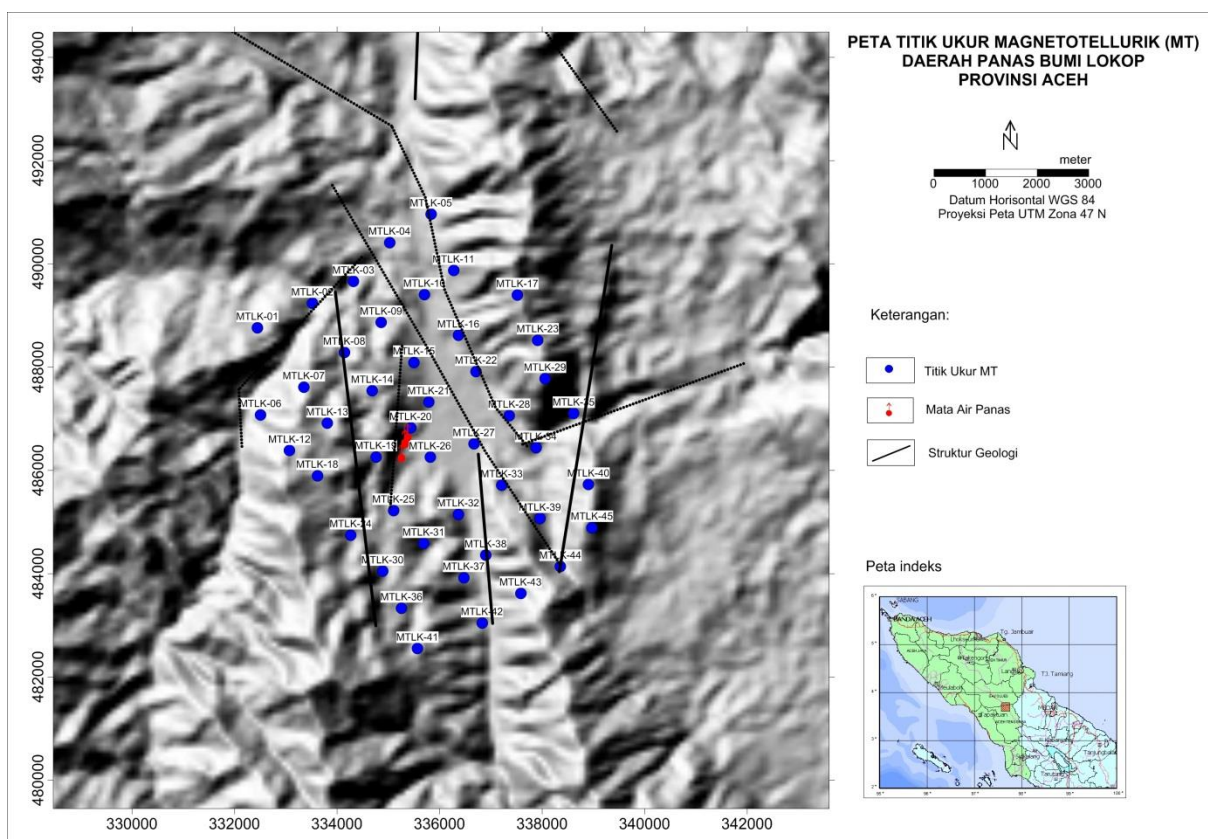
HASIL

Sebaran titik ukur MT berjumlah 45 titik ukur membentuk delapan lintasan berarah barat daya - timur laut dengan jarak antara titik ukur sekitar 500 sampai dengan 1.500 meter (Gambar 5).

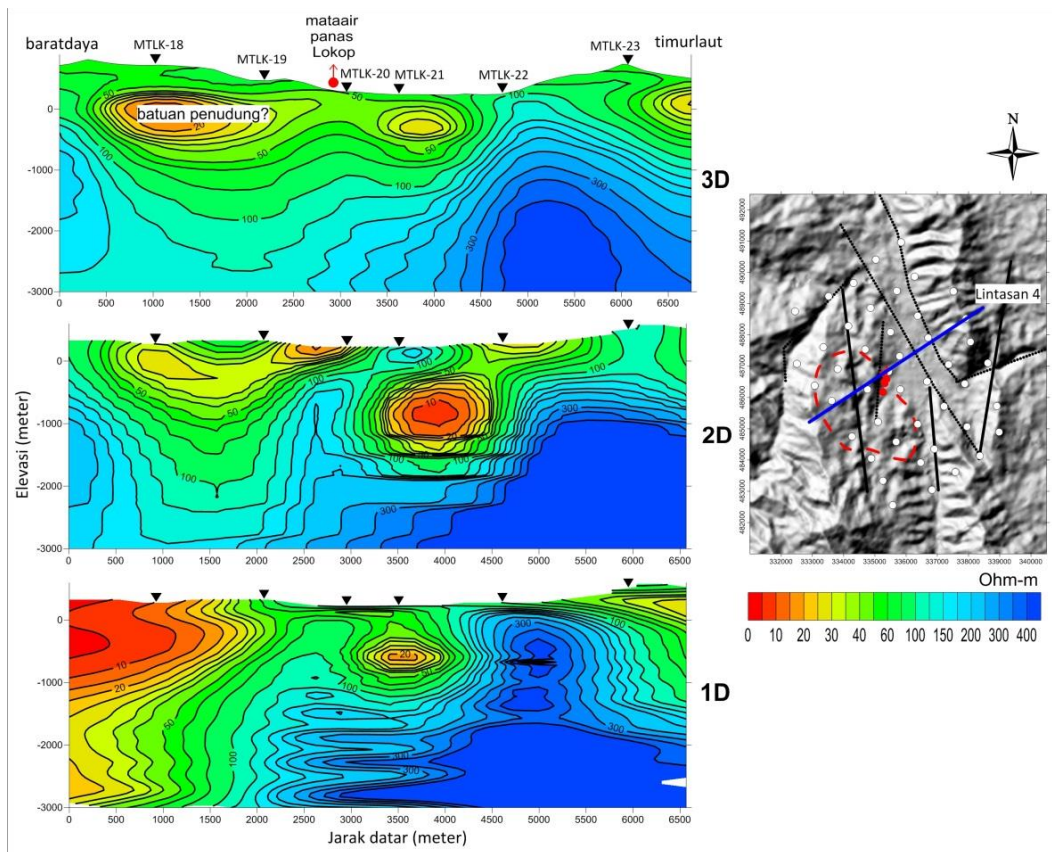
Pemodelan inversi 1-D dan 2-D ini menggunakan perangkat lunak WinGLink. Pada pemodelan inversi 1-D, digunakan

invarian tensor impedansi xy dan yx, sedangkan pada inversi 2-D digunakan kedua modus TE dan TM. Pemodelan inversi 3-D menggunakan perangkat lunak WSINV3DMT, yang hanya menggunakan dua komponen tensor impedansi xy dan yx. Penulis menampilkan hasil pemodelan inversi 1-D, 2-D, dan 3-D pada dua lintasan, yaitu lintasan 4 dan 5 untuk melihat perbandingan hasil struktur tahanan jenis bawah permukaan secara vertikal (Gambar 6, dan 7). Area sebaran tahanan jenis secara lateral yang merupakan hasil pemodelan inversi 3-D dapat dilihat pada Gambar 8.

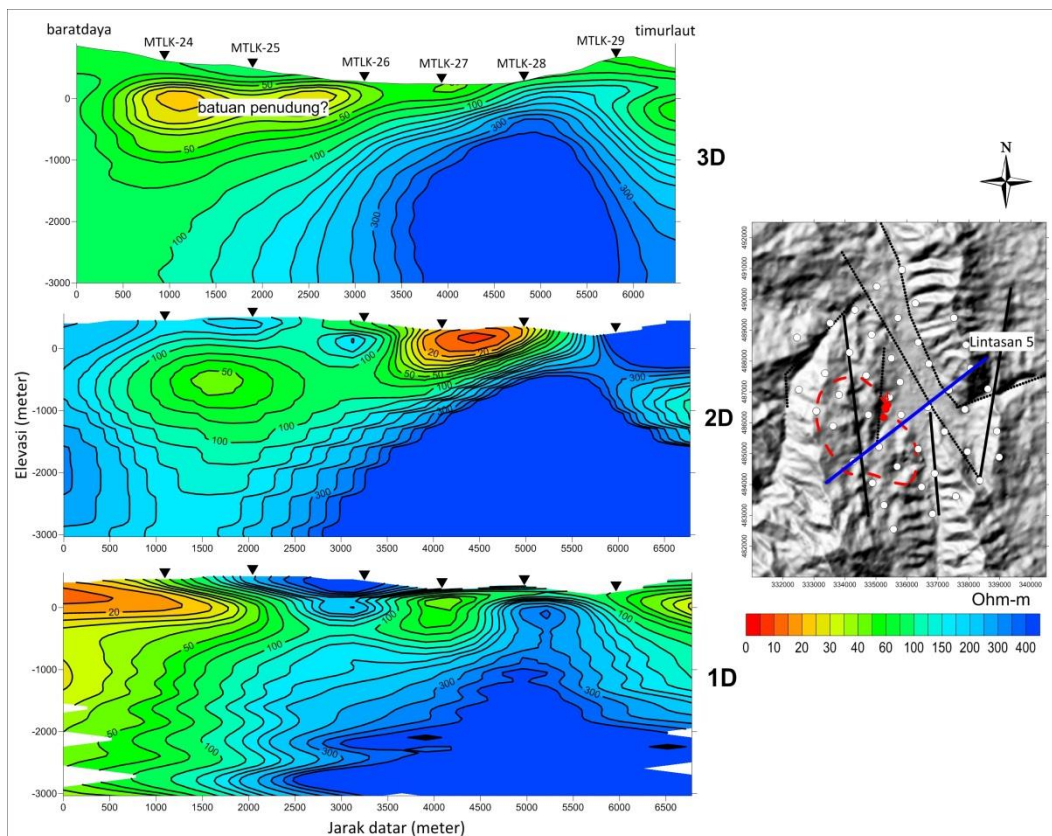
Berdasarkan hasil inversi 1-D, 2-D, dan 3-D pada model lintasan 4 (Gambar 6) ditunjukkan nilai tahanan jenis rendah <30 Ohm-m berada di bagian barat dan relatif menerus ke arah mata air panas Lokop. Zona lapisan tahanan jenis rendah ini berada hingga elevasi -600 meter atau dengan ketebalan 900 meter dari permukaan berdasarkan hasil pemodelan 3-D.



Gambar 5. Peta sebaran titik ukur MT



Gambar 6. Penampang tahanan jenis Lintasan 4



Gambar 7. Penampang tahanan jenis Lintasan 5

Hasil model 1-D dan 3-D pada penampang tahanan jenis lintasan 5 (Gambar 7) menunjukkan lapisan bertahanan jenis rendah <30 Ohm-m yang berada di bagian barat lintasan, namun hasil inversi 3-D tahanan jenis rendah ini relatif menerus ke arah timur dibandingkan dengan hasil inversi 1-D. Hal ini diakibatkan oleh terjadinya *shifting* data pada titik ukur MTLK-26 sehingga menjadi lebih tinggi di titik tersebut. Dari perspektif model 1-D atau 2-D, data MT dapat terdistorsi, sehingga tidak menghasilkan model yang ideal di atas dasar batuan penudung panas bumi, kecuali dalam hal diskontinuitas lateral (Cumming, W., dan Mackie, R, 2010). Sedangkan hasil inversi 2-D, lapisan tahanan jenis di lokasi tersebut bernilai relatif tinggi >40 Ohm-m. Keberadaan zona lapisan tahanan jenis rendah <30 Ohm-m hingga elevasi -500 meter dari rata-rata permukaan laut (*mean sea level*), dengan tebal 900 meter, bila diproses dengan pemodelan 3-D.

Hasil pemodelan inversi 3-D dapat diiris secara lateral untuk mengetahui sebaran variasi tahanan jenis secara lateral pada kedalaman tertentu (Gambar 8). Salah satu keuntungan pemodelan inversi 3-D adalah peta hasil irisan setiap elevasi melalui model tahanan jenis 3-D sangat mudah disajikan. Suatu peta yang dihasilkan dari pemodelan inversi 2-D terkadang salah kaprah akibat hasil model 2-D memiliki tren selaras dengan profil model 2-D, kecuali jika tahanan jenis keseluruhan konsisten dari profil ke profil lainnya (Cumming, W., dan Mackie, R, 2010).

Sebaran tahanan jenis rendah <30 Ohm konsisten hingga kedalaman 750 meter berada di bagian barat, barat laut, timur laut, tenggara, dan selatan daerah penyelidikan (Gambar 8). Hal yang menarik dari sebaran tahanan jenis ini, terlihat di bagian barat dari mata air panas Lokop dan menerus ke arah selatan, zona tahanan jenis rendahnya relatif tegas berupa spot memanjang berarah utara-selatan dan nilainya semakin tinggi sejalan dengan bertambahnya kedalaman. Zona tahanan

jenis rendah <30 Ohm-m (lingkaran merah putus-putus) ini diduga berhubungan dengan keberadaan sistem panas bumi di daerah Lokop.

PEMBAHASAN

Berdasarkan hasil pemodelan inversi 1-D dari kedua lintasan menunjukkan pola yang relatif sama dengan inversi 3-D, namun ketebalan dari lapisan tahanan jenis rendah <30 Ohm-m ini relatif menebal hingga kedalaman dibandingkan hasil inversi 3-D pada lintasan 4. Hal tersebut karena inversi 1-D lemah dalam batas tepi bawah lapisan tahanan jenis (batuan penudung) atau variasi di kedalaman (Cumming, W., dan Mackie, R, 2010). Sebagian besar sounding menunjukkan struktur 1-D secara lokal pada penetrasi dangkal yang dapat menerus hingga kedalaman 1.000 meter atau lebih dari permukaan tanah, yang jauh sampai reservoir panas bumi, dengan demikian analisis 1-D berlapis umumnya cukup untuk mengembangkan anomali yang menarik (Anderson, E., dkk., 2000). Pada model lintasan 5 di bawah titik ukur MTLK-24 menghasilkan data *shifting*, sehingga model 1-D dapat diandalkan untuk mengetahui kemungkinan data yang terdistorsi dekat kontras lateral, atau dengan kata lain dapat menilai kualitas data setiap stasiun MT (Cumming, W., dan Mackie, R, 2010).

Hasil pemodelan inversi 2-D di kedua lintasan menunjukkan bahwa hanya pada lintasan 4 yang memiliki pola yang serupa dengan hasil inversi 3-D. Sistem panas bumi jelas memiliki struktur 3-Dimensi, tetapi seringkali terbentuk dalam lingkungan regional 2-Dimensi (Anderson, E., dkk., 2000). Inversi 2-D bisa bekerja dengan baik jika terdapat konsistensi struktur geologi yang hampir tegak lurus terhadap stasiun MT yang tersedia pada lintasan penampang tahanan jenis. Strategi yang sering digunakan adalah dengan merotasi secara matematis semua stasiun MT sepanjang lintasan, sehingga arah *Ex* sejajar dengan struktur geologi. Jika arah struktur tegak lurus terhadap semua

lintasan maka pemodelan inversi 2-D akan bekerja dengan baik (Cumming, W., dan Mackie, R, 2010). Berdasarkan pengalaman, pemodelan inversi 2-D seringkali tidak cukup dalam eksplorasi panas bumi khususnya dalam lingkungan geologi yang kompleks, sehingga pemodelan inversi 3-D sangat perlu dilakukan (Uchida, T., 2005).

Hasil penampang model 3-D pada kedua lintasan dapat menentukan batas bawah zona lapisan penudung yang tidak tergambarkan oleh hasil model inversi 1-D, dengan demikian investigasi kedalamannya tidak dibatasi oleh asumsi geometris seperti halnya pada kasus inversi 1-D dan 2-D. Dalam mengaplikasikan inversi 3-D dari arah rotasi yang berbeda menyatakan bahwa hasil model 3-D tidak bergantung pada arah rotasi secara signifikan, meskipun hanya menggunakan komponen impedansi *off-diagonal* (Z_{xy} dan Z_{yx}) untuk inversi 3-D (Uchida, T., 2005).

Berdasarkan hasil pemodelan inversi 3-D pada kedua lintasan di atas (Gambar 9), sebaran tahanan jenis rendah <30 Ohm-m di bagian barat penampang tahanan jenis diinterpretasikan sebagai zona lapisan batuan penudung dari sistem panas bumi Lokop. Batuan penudung ini bersifat impermeabel yang dapat menahan fluida dan panas untuk keluar. Hasil penampang tahanan jenis lintasan 10 menunjukkan keberadaan dasar zona lapisan tahanan jenis rendah <30 Ohm-m yang diinterpretasikan sebagai puncak lapisan penudung (tertinggi), berada pada elevasi -250 meter atau kedalaman 700 meter dari permukaan. Keberadaan zona top reservoir dari sistem panas bumi diduga berada mulai kedalaman 800 sampai dengan 900 meter. Zona tahanan jenis bernilai sedang, di bawah zona tahanan

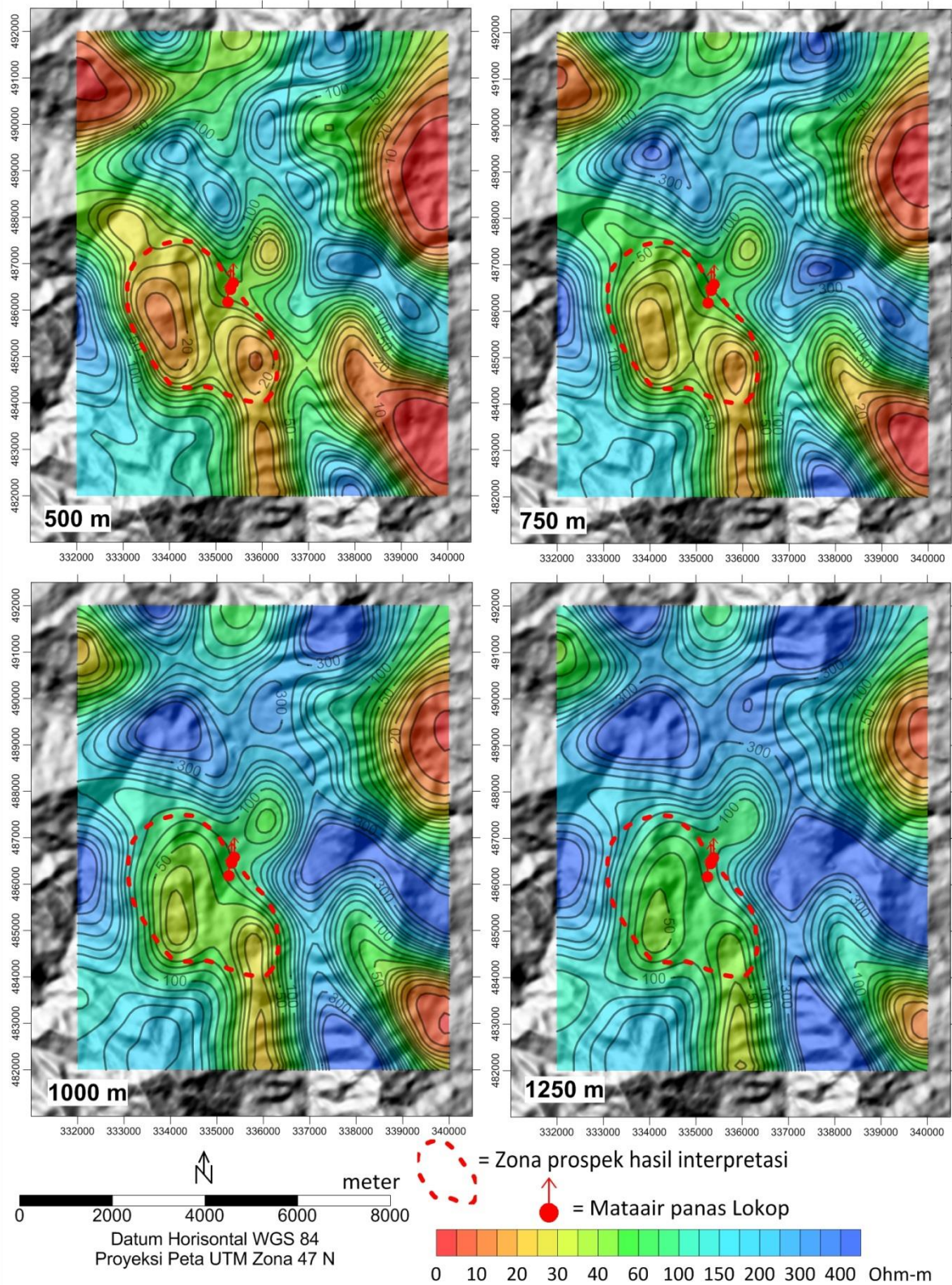
rendah tersebut diduga sebagai reservoir dari sistem panas bumi Lokop yang berfungsi sebagai media penyimpanan fluida melalui permeabilitas antar butir ataupun rekahan.

KESIMPULAN

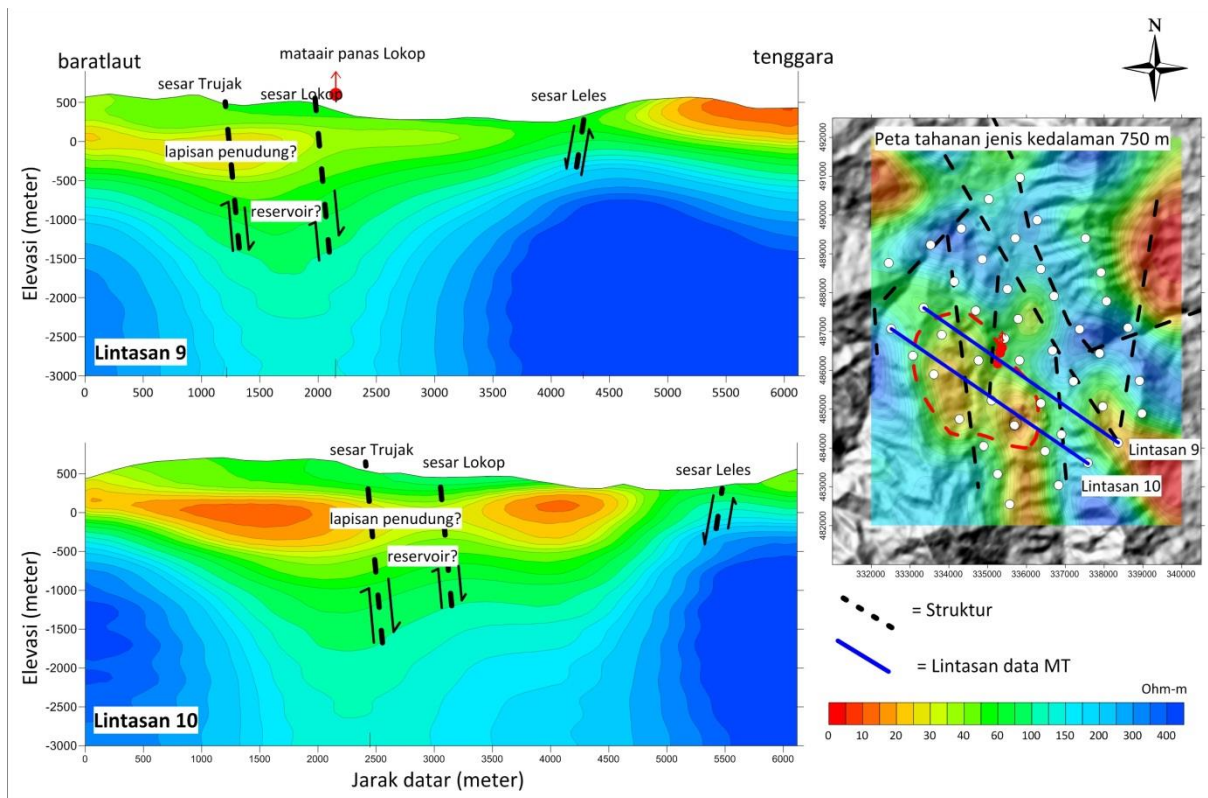
Pemodelan inversi 1-D dapat mengkarakterisasi tahanan jenis lapisan penudung panas bumi, namun tidak dapat menentukan zona batas bawah lapisan penudungnya. Peta tahanan jenis hasil inversi 1-D lebih efektif untuk menilai kualitas masing-masing stasiun data untuk elevasi di atas dasar lapisan penudung, disamping itu hasil inversi 1-D secara umum dapat diandalkan dalam memberikan kemungkinan distorsi data MT. Pemodelan 2-D tidak akan bekerja dengan baik jika kondisi geologi tidak kompleks di daerah penyelidikan. Pemodelan inversi 3-D dapat menentukan batas bawah zona lapisan penudung, dengan demikian kedalaman efektif inversi 3-D tidak dibatasi oleh asumsi geometris sebagaimana yang terjadi pada inversi 1-D dan 2-D. Akibat keberadaan struktur yang kompleks di daerah panas bumi Lokop, inversi 2-D tidak menghasilkan model yang ideal, sedangkan hasil model 1-D dapat mendukung pemodelan inversi 3-D terhadap keberadaan zona menarik dan mengetahui distorsi data MT.

UCAPAN TERIMA KASIH

Penulis mengucapkan terima kasih yang sebesar-besarnya kepada Kepala Pusat Sumber Daya Mineral, Batubara, dan Panas Bumi atas pemberian izin untuk penulisan makalah ini. Penulis juga mengucapkan terima kasih yang sebesar-besarnya kepada Kepala Bidang Panas Bumi dan rekan-rekan di Bidang Panas Bumi.



Gambar 8. Peta tahanan jenis hasil pemodelan 3-D kedalaman 500, 750, 1.000, dan 1.250 meter



Gambar 9. Penampang tahanan jenis hasil interpretasi pemodelan inversi 3-D Lintasan 9 dan 10

DAFTAR PUSTAKA

Anderson, E., Crosby, D., dan Ussher, G., 2000, *BULL-EYE! – Simple Resistivity Imaging to Reliably Locate the Geothermal Reservoir*, *Proceeding World Geothermal Congress 2000, Kyushu – Tohoku, Japan, May 28 – June 10, 2000*

Cagniard, L., 1953, *Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting: Geophysics*, 18, 605-635.

Cumming, W., dan Mackie, R., 2010, *Resistivity Imaging of Geothermal Resources Using 1D, 2D, and 3D MT Inversion and TDEM Static Shift Correction Illustrated by a Glass Mountain Case History*, *Proceedings World Geothermal Congress 2010, Bali, Indonesia, 25-29 April 2010*.

Johnston, J.M., Pellerin, L., dan Hohmann, G. W., 1992, *Evaluation of Electromagnetic Methods for Geothermal Reservoir Detection*, *Geothermal Resources Council Transactions, Vol 16, October 1992*.

Keller, G. V., dan Frischknecht, F. C., 1966, *Electrical methods in geophysical prospecting*, Pergamon Press Ltd., Oxford, 527 pp.

Larsen, J. C., 1975, *Low frequency (0.1-6.0 cpd) electromagnetic study of the deep mantle electrical conductivity beneath the Hawaiian Island: Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 43, 17-46.

Miensopust, M.P., Queralt, P., dan Jones, A.G., 2013, *Magnetotelluric 3-D Inversion - a Review of Two Successful Workshops on Forward and Inversion Code Testing and Comparison*, *Geophys. J. Int. (2013) 193, 1216 - 1238, Advance Access Publication 2013 March 13*.

- Petrick, W. R., Pelton, W. H., dan Ward, S. H., 1977, *Ridge regression inversion applied to crustal resistivity sounding data from South Africa: Geophysics*, 42, 995-1005.
- Robertson, K., Thiel, S., dan Meqbel, N., 2020, *Quality over quantity : workfloe and model space exploration of 3D inversion of MT data*, *Earth, Planet and Space* (2020) 72:2.
- Rooney, D., dan Hutton, V. R., 1977, *A magnetotelluric and magneto-variational study of the Gregory Rift Valley, Kenya: Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 51, 91-119.
- Simpson, F., dan Bahr, K., 2005, *Practical Magnetotellurics, Georg - August - Universitat, Gottingen, Cambridge University Press*
- Siripunvaraporn, W., Egbert, G., Lenbury, Y., dan Uyeshima, M., 2005, *Three-dimensional magnetotelluric inversion: data-space method*, *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 150 (2005) 3-14.
- Stanley, W. D., Boehl, J. E., Bostick, F. X., Jr., dan Smith, H. W., 1977, *Geothermal significance of magnetotelluric soundings in the Snake River Plain - Yellowstone region : J. Geophys. Res.*, 82, 2501-2514.
- Swift, C. M., 1967, *A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the southwestern United States: Ph.D. thesis, Massachusetts Institute of Technology*, 211 p.
- Tietze, K., dan Ritter, O., 2013, *3D Magnetotelluric Inversion in Praticce - The electrical Conductivity Structure of the San Andreas Fault in Central California.*
- Uchida, T., 2005, *Three-Dimensional Magnetotelluric Investigation in Geothermal Fields in Japan and Indonesia, Proceedings World Geothermal Congress 2005, Antalya, Turkey, 24-29 April 2005.*
- Uchida, T., dan Sasaki, Y., 2006, *Stable 3D Inversion of MT data and its application to geothermal exploration*, *Exploration Geophysics* (2006) 37, 223-230.
- Vozoff, K., 1972, *The magnetotelluric metho in the exploration of sedimentary basins: Geophysics*, 37, 98-141.
- Wannamaker, P. E., 1983, *Resistivity structure of the Northern Basin and Range, in The role of heat in the development of energy and mineral resources in the Northern Basin and Range Province : Geothermal Resources Council, Special Rep.*, 13, 345-362.
- Wannamaker, P. E., Hohmann, G. W., dan Ward, S. T., 1984, *Magnetotelluric responses of three-dimensional bodies in layered earths*, *Geophysics*, Vol 49, No 9 (September 1984); P. 1517-1533, 21 Figs.
- Word, D. R., Smith, H. W., dan Bostick, F. X., Jr., 1970, *An investigation of the magnetotelluric tensor impedance method: Elec. Geophys. Res. Lab. Report 82, Elec. center, Univ. of Texas at Austin*, 264 p.

Diterima	: 7 Desember 2020
Direvisi	: 21 Januari 2021
Disetujui	: 6 April 2021