

BAB III

TEORI DASAR

3.1. Sistem Panasbumi

Sistem panasbumi adalah konveksi air dalam kerak bumi bagian atas dalam ruang terbatas, mengalirkan panas dari sumber panas ke resapan panas di permukaan. Sistem panasbumi terutama disebabkan oleh keberadaan sumber panas (*heat source*), reservoir dan fluida. Sumber panasbumi berasal dari dapur magma yang berada dibawah permukaan bumi, panas ini akan mengalir ke batuan disekitarnya melalui proses konduksi maupun konveksi dengan bantuan air. Ketika air sampai ke sumber panas (*heat source*) maka temperatur air akan meningkat. Jika temperatur yang diterima oleh air tinggi, sebagian air akan menguap sedangkan sebagiannya lagi akan tetap menjadi air. Fluida panas akan menekan batuan disekitarnya untuk mencari celah atau jalan keluar dan melepaskan tekanan. Ketika terdapat celah untuk sebagian fluida keluar ke permukaan, maka fluida tersebut akan keluar sebagai manifestasi permukaan.

Sebagian fluida lagi yang terperangkap dibawah batuan *impermeable* akan mengalami proses akumulasi panas. Lokasi dimana terjadi akumulasi panas disebut sebagai reservoir. Proses akumulasi panas mengakibatkan batuan *impermeable* di atasnya mengalami perubahan struktur dan sifat batuan. Batuan

yang mengalami perubahan ini disebut batuan alterasi yang dalam sistem panasbumi berfungsi sebagai *claycap* atau batuan penudung untuk menjaga proses akumulasi panas di reservoir.

Secara garis besar sistem panasbumi dikontrol oleh adanya sumber panas (*heat source*), batuan reservoir, lapisan penutup, keberadaan struktur geologi dan daerah resapan air (Goff dan Janik, 2000).

Hochstein dan Browne (2000), mengkategorikan sistem panasbumi menjadi tiga sistem, yaitu :

1. Sistem hidrotermal, merupakan proses transfer panas dari sumber panas ke permukaan secara konveksi, yang melibatkan fluida *meteoric* dengan atau tanpa jejak dari fluida dari *magmatic*. Daerah rembesan berfasa cair dilengkapi air *meteoric* yang berasal dari daerah resapan. Sistem ini terdiri atas: sumber panas, reservoir dengan fluida panas, daerah resapan dan daerah rembesan panas berupa manifestasi.
2. Sistem vulkanik, merupakan proses transfer panas dari dapur magma ke permukaan melibatkan konveksi fluida magma. Pada sistem ini jarang ditemukan adanya fluida *meteoric*.
3. Sistem vulkanik-hidrotermal, merupakan kombinasi dua sistem di atas, yang diwakili dengan air magmatik yang naik kemudian bercampur dengan air meteorik.

Hochstein dan Soengkono (1997) mengklasifikasikan temperatur suatu sistem panasbumi menjadi tiga berdasarkan temperatur reservoir:

- Tinggi (temperatur reservoir lebih besar dari 225° C)
- Sedang/intermediet (temperatur reservoir 125°C hingga 225°C)

- Rendah (temperatur reservoir lebih kecil dari 125°C)

Sedangkan berdasarkan fase fluida di dalam reservoir, sistem panasbumi terbagi menjadi 2 (Simmons, 1998), yaitu :

1. *Single Phase System*

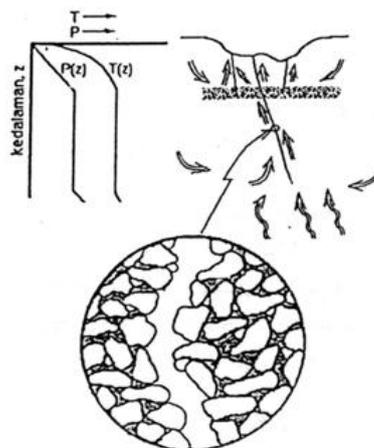
Reservoir mengandung air panas dengan temperatur sekitar 90°C hingga 180°C dan tidak ada pendidihan yang terjadi di reservoir. Reservoir pada sistem ini termasuk sistem panasbumi bertemperatur rendah. Jika reservoir ini dibor, maka yang keluar berupa air karena rekahannya masih sangat tinggi.

2. *Two Phase System*

Two phase system terbagi menjadi 2, yaitu :

a. *Vapour Dominated System*

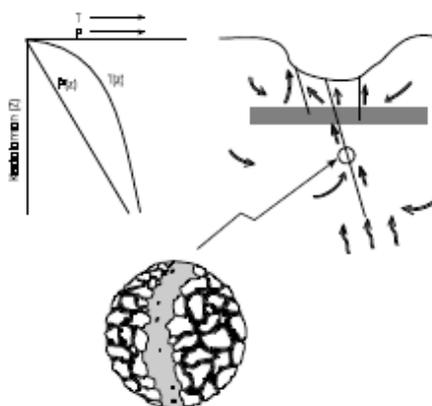
Merupakan sistem tertutup dimana sangat sedikit *rechargeable water*, air bisa meresap namun sangat lama akibat berputar-putar di reservoir dan tidak ada *outflow* sehingga mengakibatkan adanya arus konveksi. Hal ini lama-kelamaan akan mengakibatkan batuan reservoir menjadi homogen dan temperatur maupun tekanan fluida menjadi relatif konstan seperti ditunjukkan pada Gambar 6. Fluida di reservoir yang didominasi oleh uap akibat temperatur dan tekanan yang sangat tinggi, menghasilkan manifestasi berupa fumarol dan *acid hot spring*.



Gambar 3. Kondisi hidrologi dari sistem dominasi uap (Simmons, 1998)

b. Water Dominated System

Merupakan sistem terbuka yang mana terdapat *rechargeable water*. Reservoir mengandung air dan uap namun lebih didominasi oleh air. Pada sistem ini terdapat *outflow* sehingga jenis manifestasinya lebih beragam. Adanya *outflow* dan *rechargeable water* membuat energi terlepas sehingga temperatur dan tekanan di reservoir berubah seiring dengan kedalamannya. Semakin dalam kedalamannya maka semakin tinggi tekanannya seperti yang ditunjukkan di Gambar 4. Sedangkan temperatur di reservoir memiliki gradien panasbumi yang sangat kecil. Di atas reservoir terjadi arus konduksi sama seperti sistem *vapour dominated*.



Gambar 4. Kondisi hidrologi dari sistem dominasi air (Simmons, 1998)

3.2. Metode Magnetotelurik

Metode magnetotelurik (MT) adalah metode *sounding* elektromagnetik (EM) dengan mengukur secara pasif komponen medan listrik (**E**) dan medan magnet alam (**H**) yang berubah terhadap waktu. Perbandingan antara medan listrik dengan medan magnet yang saling tegak lurus disebut impedansi yang merupakan sifat kelistrikan suatu medium seperti konduktivitas dan resistivitas. Kurva *sounding* yang dihasilkan dari metode MT merupakan kurva resistivitas semu terhadap frekuensi yang menggambarkan variasi konduktivitas listrik terhadap kedalaman. Sehingga secara umum metode MT dapat digunakan untuk memperoleh informasi mengenai struktur tahanan jenis bawah permukaan.

Metode MT memanfaatkan variasi medan elektromagnetik (EM) alam dengan frekuensi yang sangat lebar yaitu antara 10^{-3} – 10^5 Hz. Dengan jangkauan frekuensi yang lebar, metode ini dapat digunakan untuk investigasi bawah permukaan dari kedalaman beberapa puluh meter hingga ribuan meter di bawah permukaan bumi. Semakin rendah frekuensi yang dipilih maka akan semakin dalam jangkauan penetrasi. Sedangkan semakin tinggi frekuensi yang dipilih maka akan semakin dangkal jangkauan penetrasi. Rasio antara medan listrik dan medan magnet akan memberikan informasi konduktivitas bawah permukaan. Rasio pada bentang frekuensi tinggi memberikan informasi bawah permukaan dangkal. Sedangkan rasio pada bentang frekuensi rendah memberikan informasi bawah permukaan dalam. Rasio tersebut direpresentasikan sebagai MT-*apparent resistivity* dan fasa sebagai fungsi dari frekuensi (Simpson *et al.*, 2005).

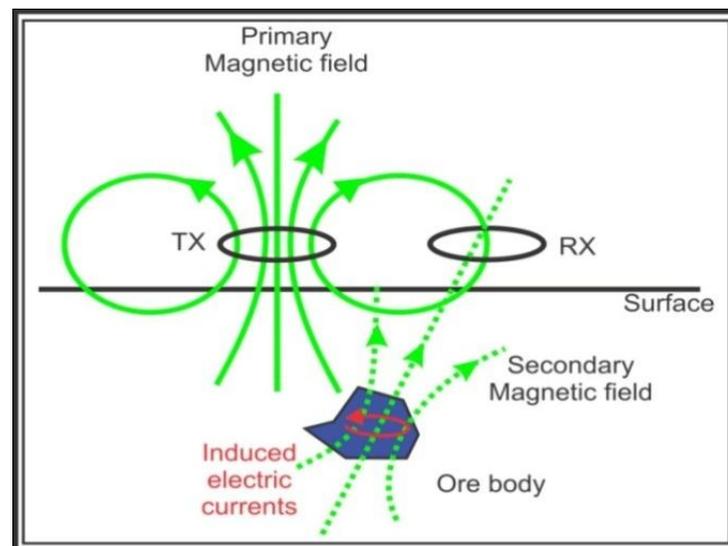
3.2.1. Sumber Medan Magnetotelurik

Metode MT merupakan salah satu metode geofisika yang memanfaatkan medan elektromagnetik (EM) alam. Medan EM tersebut ditimbulkan oleh berbagai proses fisik yang cukup kompleks sehingga menghasilkan rentang frekuensi yang sangat lebar yaitu 10^{-3} – 10^5 Hz. Gelombang elektromagnetik alam menyebar dalam arah vertikal di bumi karena perbedaan resistivitas antara udara dan bumi yang cukup besar. Sumber medan EM pada frekuensi rendah (<1Hz) berasal dari interaksi antara partikel yang dikeluarkan oleh matahari (*solar plasma*) dengan medan magnet bumi dan medan EM pada frekuensi tinggi (>1Hz) berasal aktivitas kilat (Jones *et al.*, 1972).

Pada permukaan matahari (korona) selalu terjadi letupan plasma yang sebagian besar partikel yang dikeluarkannya adalah partikel hidrogen. Proses ionisasi di permukaan matahari menyebabkan hidrogen berubah menjadi plasma yang mengandung proton dan elektron. Plasma ini memiliki kecepatan relatif rendah bersifat acak dan berubah terhadap waktu yang dikenal sebagai angin matahari (*solar wind*). Apabila angin matahari berdekatan dengan medan magnet bumi, maka muatan positif dan muatan negatif yang terdapat dalam plasma akan terpisah dengan arah yang berlawanan, sehingga menimbulkan arus listrik dan medan EM. Medan tersebut bersifat melawan medan magnet bumi yang mengakibatkan medan magnet di tempat tersebut berkurang secara tajam sehingga membentuk batas medan magnet bumi di atmosfer yang disebut lapisan magnetopause yang merupakan batas terluar dari atmosfer bumi.

Medan EM yang dibawa oleh *solar wind* akan terus menjalar sampai ke lapisan ionosfer dan kemudian terjadi interaksi dengan lapisan ionosfer. Interaksi

tersebut menyebabkan terjadinya gelombang EM yang mengalir di lapisan ionosfer tersebut. Gelombang EM tersebut kemudian menjalar sampai ke permukaan bumi dengan sifat berfluktuasi terhadap waktu (Gambar 5). Apabila medan EM tersebut menembus permukaan bumi, maka akan berinteraksi dengan material bumi yang dapat bersifat sebagai konduktor. Akibatnya akan timbul arus induksi. Arus induksi ini akan menginduksi ke permukaan bumi sehingga terjadi arus eddy yang dikenal sebagai arus tellurik. Arus tellurik inilah yang akan menjadi sumber medan listrik dipermukaan bumi yang akan digunakan pada metode MT.



Gambar 5. Sumber gelombang MT (Unsworth, 2008)

Sumber medan EM pada frekuensi tinggi (>1 Hz) berasal dari aktivitas meteorologis berupa kilat. Kilat terjadi karena perbedaan potensial antara awan yang satu dengan awan yang lainnya atau antara awan dengan bumi. Proses terjadinya muatan pada awan disebabkan oleh pergerakan awan yang terus menerus dan teratur. Selama pergerakannya awan akan berinteraksi dengan awan yang lainnya sehingga muatan negatif akan berkumpul pada salah satu sisi awan

(atas atau bawah) sedangkan muatan positif akan berkumpul pada salah satu sisi lainnya. Jika perbedaan potensial antara awan dan bumi cukup besar, maka akan terjadi pembuangan muatan negatif (elektron) dari awan ke bumi atau sebaliknya dari bumi ke awan untuk mencapai kesetimbangan. Kilat yang terjadi di suatu tempat akan menimbulkan gelombang EM yang terperangkap diantara lapisan ionosfer dan bumi (*wave guide*) dan kemudian menjalar mengitari bumi. Gambar 6. merupakan contoh sumber gelombang MT (*solar wind* dan kilat).



Gambar 6. Sumber gelombang MT a. *Solar Wind* ; b. Kilat (Unsworth, 2008)

3.2.2. Sumber Noise

Noise adalah bagian dari data elektrik dan magnetik baik yang berasal dari buatan manusia maupun yang terbentuk dengan sendirinya dan tidak memenuhi asumsi gelombang datar yang diperlukan oleh metode magnetotelurik (Fontes *et al.*, 1988).

Noise yang berasal dari buatan manusia seperti: pagar besi, saluran pipa, jaringan komunikasi, gerakan kendaraan dan kereta dan sumber buatan manusia lainnya yang dapat mengkontaminasi respon dari sistem magnetotelurik. *Noise* yang berasal dari generator, saluran pipa, gerakan kendaraan dan kereta dapat diabaikan dengan meletakkan alat dengan jarak minimal 5 km dari sumber *noise*.

Noise yang berasal dari alam seperti: petir, angin, dan hujan badai juga dapat menurunkan kualitas data, tetapi *noise-noise* ini dapat dihindari dengan tidak melakukan pengambilan data disaat musim hujan. Mengubur koil dan menjaga kabel *dipole* elektrik agar tetap berada diatas tanah juga membantu mengurangi *noise* yang berasal dari angin (Rodriguez and Sampson, 2010).

Pengukuran medan magnet akan sulit jika dalam kondisi berangin karena dapat menyebabkan gerakan tanah yang tidak signifikan. Hal ini juga menyebabkan koil induksi bergerak dan mengubah komponen medan magnet bumi searah koil magnetik.

Noise pada medan magnet dan medan listrik yang homogen disebut juga sebagai *noise* yang tidak koheren atau *noise* acak pada MT. *Noise* yang sangat dibutuhkan yaitu *noise* yang tidak homogen, oleh sebab itu medan listrik dan medan magnet yang saling berhubungan satu sama lain disebut juga sebagai *noise* yang koheren (Pedersen, 1986).



Gambar 7. Contoh *noise* yang koheren (Fontes, *et al.*, 1988)

Medan listrik dan medan magnet yang mengandung *noise* dinotasikan sebagai berikut:

$$E_x(\omega) = E_{0x}(\omega) + n_E \quad (1)$$

$$H_y(\omega) = H_{0y}(\omega) + n_H \quad (2)$$

Dimana: $E_{0x}(\omega)$ = Medan listrik awal

$$n_E = \text{noise listrik}$$

$H_{0y}(\omega)$ = Medan magnet awal

$$n_H = \text{noise magnet}$$

Sehingga Impedansinya ($Z_{xy}(\omega)$) didefinisikan sebagai berikut:

$$Z_{xy}(\omega) = \frac{\langle E_{0x}(\omega)H_{0y}^*(\omega) \rangle}{\langle H_{0y}(\omega)H_{0y}^*(\omega) \rangle \langle n_H n_H \rangle} \quad (3)$$

3.2.3. Persamaan Dasar Magnetotelurik

Persamaan Maxwell merupakan sintesa hasil-hasil eksperimen (empiris) mengenai fenomena listrik - magnet yang didapatkan oleh *Faraday*, *Ampere*, *Gauss*, *Coulomb* disamping yang dilakukan oleh *Maxwell* sendiri. Untuk memahami sifat dan atenuasi gelombang elektromagnetik dibutuhkan persamaan Maxwell dalam bentuk yang berkaitan dengan medan listrik dan magnet (Unsworth, 2013):

$$\nabla \times \mathbf{E} = - \frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (4)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \quad (5)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = \mathbf{q} \quad (6)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (7)$$

dimana \mathbf{E} : medan listrik (volt/m)

\mathbf{B} : fluks atau induksi magnetik (weber/m² atau Tesla)

\mathbf{H} : medan magnet (ampere/m)

J : rapat arus (ampere/m²)

D : perpindahan listrik (coulomb/m²)

q : rapat muatan listrik (coulomb/m³)

Persamaan (4) diturunkan dari *hukum Faraday* yang menyatakan bahwa perubahan fluks magnetik menyebabkan medan listrik dengan gaya gerak listrik berlawanan dengan variasi fluks magnetik yang menyebabkannya. Persamaan (5) merupakan generalisasi *Teorema Ampere* dengan memperhitungkan *Hukum Kekalkan Muatan*. Persamaan tersebut menyatakan bahwa medan magnet timbul akibat fluks total arus listrik yang disebabkan oleh arus konduksi dan arus perpindahan. Persamaan (6) menyatakan *Hukum Gauss* yaitu fluks elektrik pada suatu ruang sebanding dengan muatan total yang ada dalam ruang tersebut. Sedangkan persamaan (7) yang identik dengan persamaan (6) berlaku untuk medan magnet, namun dalam hal ini tidak ada monopol magnetik.

Hubungan antara intensitas medan dengan fluks yang terjadi pada medium dinyatakan oleh persamaan berikut,

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H} \quad (8)$$

$$\mathbf{D} = \varepsilon \mathbf{E} \quad (9)$$

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E} = \frac{\mathbf{E}}{\rho} \quad (10)$$

dimana μ : permeabilitas magnetik (Henry/m)

ε : permitivitas listrik (Farad/m)

σ : konduktivitas (Ohm⁻¹/m atau Siemens/m)

ρ : tahanan-jenis (Ohm.m)

Untuk menyederhanakan masalah, sifat fisik medium diasumsikan tidak bervariasi terhadap waktu dan posisi (homogen isotropik). Sehingga akumulasi muatan seperti dinyatakan pada persamaan (6) tidak terjadi dan persamaan Maxwell dapat dituliskan kembali sebagai berikut,

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\mu \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} \quad (11)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \sigma \mathbf{E} + \varepsilon \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \quad (12)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{E} = 0 \quad (13)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{H} = 0 \quad (14)$$

Tampak bahwa dalam persamaan Maxwell yang dinyatakan oleh persamaan (11-14) hanya terdapat dua variabel yaitu medan listrik \mathbf{E} dan medan magnet \mathbf{H} . Dengan operasi *curl* terhadap persamaan (11) dan (12) serta mensubstitusikan besaran-besaran yang telah diketahui pada persamaan (8-10) akan kita peroleh pemisahan variabel \mathbf{E} dan \mathbf{H} sehingga,

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{E} = -\mu\sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} - \mu\varepsilon \frac{\delta^2 \mathbf{E}}{\delta t^2} \quad (15)$$

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{H} = -\mu\sigma \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} - \mu\varepsilon \frac{\delta^2 \mathbf{H}}{\delta t^2} \quad (16)$$

Dengan memperhatikan identitas vektor $\nabla \times \nabla \times \mathbf{x} = \nabla \cdot \nabla \cdot \mathbf{x} - \nabla^2 \mathbf{x}$ dimana \mathbf{x} adalah \mathbf{E} atau \mathbf{H} , serta hubungan yang dinyatakan oleh persamaan (15) dan (16), maka kita dapatkan persamaan gelombang (persamaan Helmholtz) untuk medan listrik dan medan magnet sebagai berikut,

$$\nabla^2 \mathbf{E} = \mu\sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} + \mu\varepsilon \frac{\delta^2 \mathbf{E}}{\delta t^2} \quad (17)$$

$$\nabla^2 H = \mu\sigma \frac{\partial H}{\partial t} + \mu\varepsilon \frac{\delta^2 H}{\partial t^2} \quad (18)$$

Persamaan difusi atau Persamaan Helmholtz yang menunjukkan sifat dari gelombang dari medan elektromagnet yaitu sifat difusif dan sifat gelombang yang pada penjarannya berganti pada frekuensi yang digunakan (Tikhonov, 1950).

3.2.4. Tensor Impedansi (Z)

Data medan listrik dan medan magnet dalam metode MT tidak digunakan secara terpisah keduanya digunakan untuk memperoleh besaran yang disebut impedansi. Untuk metode MT, komponen medan listrik dan medan magnet yang digunakan adalah komponen horizontal, sebab gelombang EM dianggap merambat vertikal. Jika vektor mengarah vertikal, maka vektor E dan B akan berada pada bidang horizontal tegak lurus vektor. Sehingga hubungan di atas dapat dinyatakan dengan persamaan matriks :

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} \quad (19)$$

Dengan matriks impedansi Z berukuran 2x2. Bentuk matriks impedansi tersebut tergantung pada dimensionalitas medium. Untuk medium 3D matriks impedansi memiliki 4 komponen yang independen dengan matriks seperti diatas. Untuk medium 2D secara umum matriks impedansi memiliki 3 komponen independen dengan bentuk sebagai berikut:

$$\begin{pmatrix} Z & Z_{xy} \\ Z_{yx} & -Z \end{pmatrix} \quad (20)$$

Namun untuk medium 2D, jika pengukuran dilakukan menggunakan koordinat yang sejajar atau tegak lurus strike, hanya terdapat dua komponen independen dengan matriks impedansi

$$\begin{pmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{pmatrix} \quad (21)$$

Untuk medium satu dimensi hanya terdapat satu komponen independen:

$$\begin{pmatrix} 0 & Z \\ Z & 0 \end{pmatrix} \quad (22)$$

Secara umum untuk kasus dua dimensi, dari data sinyal medan listrik dan medan magnet yang direkam, diperoleh matriks impedansi dengan tiga komponen independen. Untuk menyederhanakan komputasi, sedapat mungkin pengukuran dilakukan dengan memilih koordinat yang sejajar atau tegak lurus *strike* sehingga hanya ada dua komponen impedansi yang independen. Kenyataannya, dalam *survey* kita tidak mengetahui kemana arah *strike* yang sebenarnya. Jika kita percaya bahwa medium bawah tanah hampir dapat dimodelkan dengan model 2 dimensi, pengukuran dapat dilakukan dengan arah koordinat maupun yang dipilih. Baru setelah data terkumpul dan nilai impedansi dihitung, matriks impedansi tersebut dapat diputar atau dirotasikan secara numerik, sehingga seolah pengukuran dilakukan dengan menggunakan koordinat yang sejajar atau tegak lurus arah *strike*. Inilah yang disebut dekomposisi tensor impedansi, dimulai dari persamaan sebelumnya :

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} \quad (23)$$

Setiap komponen Z tidak bergantung pada frekuensi. Hubungan diatas tidak mengikutsertakan efek *noise*. Dalam kasus 1 D Z_{xx} dan Z_{yy} nilainya nol, $Z_{xy} = -Z_{yx}$. Sehingga persamaan tereduksi menjadi $\mathbf{E}_x = \mathbf{Z}_{xy}\mathbf{H}_y$ dan $\mathbf{E}_y = \mathbf{Z}_{yx}\mathbf{H}_x = -\mathbf{Z}_{xy}\mathbf{H}_x$. Untuk kasus 2D, keadaanya lebih kompleks. Namun, jika $\mathbf{Z}_{xx} = \mathbf{Z}_{yy} = 0$ (pengukuran dilakukan dengan arah tegak lurus atau sejajar *strike*), hanya ada dua

komponen impedansi yang independen, yakni Z_{xy} dan Z_{yx} . dari kedua komponen impedansi tersebut didefinisikan resistivitas semu dan fasa :

$$\rho_{xy} = \frac{1}{\omega\mu_0} |Z_{xy}|^2 \quad \phi_{xy} = -\arg(Z_{xy}) \quad (24)$$

$$\rho_{yx} = \frac{1}{\omega\mu_0} |Z_{yx}|^2 \quad \phi_{yx} = -\arg(Z_{yx}) \quad (25)$$

Jika dipilih koordinat-x sejajar *strike*, ρ_{xy} dan ϕ_{xy} disebut resistivitas semu dan fase TE, sedang ρ_{yx} dan ϕ_{yx} disebut resistivitas semu dan fase TM.

Skin Depth adalah kemampuan sinyal elektromagnetik untuk menembus ke dalam bumi. Persamaan *Skin Depth* didefinisikan juga sebagai kedalaman pada suatu medium homogen yang amplitudo gelombangnya telah tereduksi menjadi 1/e dari amplitudonya di permukaan bumi ($\ln e = 1$ atau $e = 2.718\dots$). besaran tersebut dirumuskan sebagai berikut: $\delta = \frac{1}{\alpha} = \sqrt{\frac{2}{\omega\mu\sigma}}$ dengan nilai $\mu = \mu_0 = 4\pi 10^{-7}$, $\omega = 2\pi f$ dan $\sigma = \frac{1}{\rho}$ sehingga persamaan *Skin Depth* dapat dituliskan menjadi:

$$\delta = 503 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \quad (26)$$

3.2.5. Metode Pengukuran MT

Dalam metode pengukuran MT, terdapat dua metode pengukuran yang dapat membantu dalam proses pemodelan atau interpretasi tahap awal, yaitu TE (*Transverse Electric*) mode dan TM (*Transverse Magnetic*) mode yang akan dijelaskan lebih detail pada subbab berikutnya.

3.2.5.1. Mode TE (*Transverse Electric*)

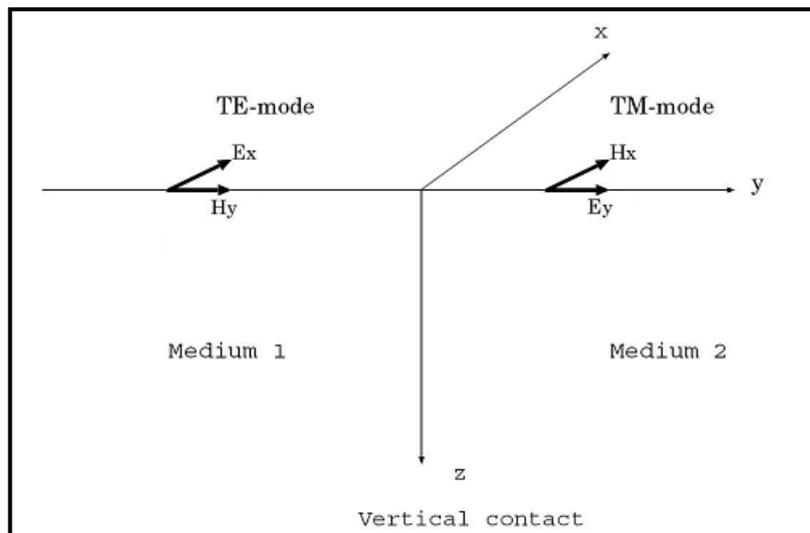
Pada mode ini komponen yang menunjukkan pada bidang arah sumbu y dan z hanya komponen magnetiknya saja sedangkan komponen medan listrik sejajar dengan arah struktur utama (Unsworth, 2008).

Dalam mode TE, arus listrik tidak akan mengalir melewati batas antara daerah yang memiliki nilai resistivitas yang berbeda, oleh karena itu komponen E_x akan kontinu terhadap bidang sumbu y , demikian juga dengan yang akan kontinu terhadap bidang sumbu y . Karena itulah TE mode sangat baik jika masih menggunakan analisa 1-dimensi.

3.2.5.2. Mode TM (*Transverse Magnetic*)

Pada mode ini komponen yang menunjukkan pada bidang arah sumbu y dan z hanya komponen medan listrik saja sedangkan komponen medan magnet sejajar dengan arah struktur utama (Unsworth, 2008).

Pada TM mode, arus listrik akan melewati batas antara bagian yang memiliki perbedaan resistivitas. Dalam TM mode ini, terjadi fenomena efek konduktif yang terjadi juga pada TE mode, namun pada mode ini terjadi juga efek lain yaitu efek statik yang disebabkan adanya heterogenitas resistivitas medium, sehingga muatan-muatan terkumpul pada batas medium tersebut. Adanya efek statik tersebut menyebabkan nilai resistivitas semu pada frekuensi rendah tetap terlihat di bawah ini (Unsworth, 2008)



Gambar 8. Komponen medan listrik dan medan magnet dalam polarisasi TE dan TM pada model 2-D (Unsworth, 2008)

3.2.6. Efek Statik

Data MT dapat terdistorsi karena adanya *heterogenitas* lokal dekat permukaan dan faktor topografi, yang dikenal sebagai efek statik (*static shift*). Akumulasi muatan listrik pada batas *konduktivitas* medium menimbulkan medan listrik sekunder yang tidak bergantung pada frekuensi. Hal tersebut menyebabkan kurva *sounding* MT (log tahanan-jenis semu terhadap log periode) bergeser ke atas atau ke bawah sehingga paralel terhadap kurva *sounding* yang seharusnya. Dalam skala log, pergeseran vertikal kurva *sounding* tersebut dapat dinyatakan sebagai perkalian tahanan jenis semu dengan suatu konstanta (Grandis, 2010).

Interpretasi atau pemodelan terhadap data MT yang mengalami distorsi akan menghasilkan parameter model yang salah. Jika medium dianggap 1-dimensi maka pemodelan terhadap kurva *sounding* tahanan-jenis semu yang dikalikan dengan konstanta k akan menghasilkan lapisan-lapisan dengan tahanan jenis dan ketebalan yang masing-masing dikalikan dengan k dan $k^{1/2}$. Oleh karena itu penentuan konstanta k tersebut sangat penting untuk mengoreksi kurva

sounding MT sebelum dilakukan pemodelan (Grandis, 2010)

Jika data geofisika lainnya tidak tersedia maka untuk mengoreksi *efek statik* pada data MT dapat dilakukan perata-rataan atau pemfilteran spasial terhadap sekelompok data, misalnya dari suatu lintasan tertentu. Dalam hal ini, diasumsikan bahwa efek regional yang merepresentasikan kondisi bawah permukaan sebenarnya akan muncul setelah dilakukan perata-rataan (Hendro dan Grandis, 1996).

Pemodelan yang dilakukan Sternberg dkk. (1988) menunjukkan bahwa *heterogenitas* lokal dekat permukaan pada medium 1-dimensi menyebabkan pergeseran vertikal kurva *sounding* MT. Pergeseran kurva *sounding* MT tersebut bergantung pada posisi titik pengamatan relatif terhadap *heterogenitas*.

3.3. Pemodelan Struktur Tahanan Jenis

Untuk melihat distribusi tahanan-jenis bawah permukaan, data MT *multi-site* ditampilkan dalam bentuk penampang. Penampang tersebut diperoleh melalui pemodelan 1D dan 2D, dengan data masukan berupa impedansi TE-mode dan TM-mode.

3.3.1. Pemodelan 1D

Model 1-D berupa model berlapis horizontal, yaitu model yang terdiri dari beberapa lapisan, dimana tahanan jenis tiap lapisan homogen. Dalam hal ini parameter model 1 D adalah tahanan jenis dan ketebalan tiap lapisan. Secara umum hubungan data dari parameter model dinyatakan oleh :

$$\mathbf{d} = \mathbf{F}(\mathbf{m}) \quad (27)$$

dimana \mathbf{d} adalah vektor data, \mathbf{m} adalah vector model dan $\mathbf{F}(\mathbf{m})$ adalah fungsi *forward modeling*.

Pemecahan masalah menggunakan algoritma dilakukan Newton dengan mencari solusi model yang meminimumkan fungsi objektif ψ , yang didefinisikan oleh :

$$\psi(\mathbf{m}) = (\mathbf{d} - \mathbf{mF})^T \mathbf{V}(\mathbf{d} - \mathbf{mF}) \quad (28)$$

Dimana \mathbf{V} adalah matriks pembobotan. Penerapan metode Newton untuk minimasi persamaan (27) memberikan solusi :

$$\mathbf{m}_{n+1} = \mathbf{m}_n - [\mathbf{J}_n^T \mathbf{J}_n + \mathbf{H}_n^T (\mathbf{F}(\mathbf{m}) - \mathbf{d})]^{-1} \mathbf{x} [\mathbf{J}_n^T (\mathbf{F}(\mathbf{m}) - \mathbf{d})] \quad (29)$$

Dimana \mathbf{m}_{n+1} adalah model pada iterasi ke- n , \mathbf{J} adalah matriks Jacobian yaitu turunan pertama ψ terhadap \mathbf{m} , dan \mathbf{H} adalah matriks Hessian yaitu turunan kedua ψ terhadap \mathbf{m} .

3.3.2. Pemodelan 2D

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 $r(y, z)$. Dalam hal ini resistivitas medium tidak bervariasi dalam arah sumbu x yang merupakan arah struktur (*strike*).

Pemecahan masalah menggunakan *algoritma nonlinear conjugate gradient* (NLCG) dilakukan dengan mencari solusi model yang meminimumkan fungsi objektif ψ , yang didefinisikan oleh :

$$\psi(\mathbf{m}) = (\mathbf{d} - \mathbf{mF})^T \mathbf{V}^{-1}(\mathbf{d} - \mathbf{mF}) + \varepsilon^2 \mathbf{m}^T \mathbf{W}_m \mathbf{m} \quad (30)$$

Dimana ε adalah bilangan positif sebagai bobot relatif antara kedua faktor yang diminimumkan, dan \mathbf{W} adalah faktor *smoothness* yang merupakan fungsi kontiniu model yang dapat dinyatakan oleh turunan pertama atau turunan

keduanya. Penerapanan metode NLCG untuk meminimumkan persamaan (3.9a) memberikan solusi:

$$m_{n+1} = m_n - [J_n^T J_n + H_n^T (F(m) - d) + \varepsilon W_m]^{-1} x [J_n^T (F(m) - d)] \quad (31)$$

Pemodelan inversi dengan algoritma (NLCG) diaplikasikan pada program WinGlink.

3.4. Metode Geokimia

Tujuan metode geokimia digunakan dalam penelitian eksplorasi panasbumi adalah untuk mengkaji kemungkinan pengembangan sumber daya panasbumi. Data yang sering digunakan dalam metode geokimia ini adalah data kimia manifestasi air panas, data isotop, data kimia tanah dan gas tanah. Data tersebut digunakan untuk mengkaji kemungkinan pengembangan sumber daya panasbumi yang meliputi berbagai parameter seperti (Hutapea, 2010):

- Ukuran sumberdaya (*resource size*)
- Perkiraan temperatur reservoir (*resource temperature*)
- Permeabilitas formasi (*formation permeability*)

3.4.1. Kestimbangan ion

Salah satu cara untuk melakukan evaluasi terhadap kelayakan analisa kimia adalah dengan melakukan pengecekan kestimbangan ion. Hal ini berarti membandingkan konsentrasi molal spesies-spesies bermuatan positif dengan jumlah konsentrasi molal spesies-spesies bermuatan negatif. Kandungan ion-ion bermuatan positif (kation) seperti Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Li^+ , Rb^+ , Cs^+ , Mn^{2+} , Fe^{2+} , Al^{3+} , NH_4^+ . Kandungan ion-ion bermuatan negatif (anion) Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , F^- , I^- , Br^- . Serta ion-ion spesies netral SiO_2 , NH_3 , B , CO_2 , H_2S , NH_3 .

Untuk mencari kesetimbangan ion, terlebih dahulu dilakukan perhitungan meq anion dan kation dengan rumus berikut :

$$Meq = \frac{\text{konsentrasi} \left(\frac{mg}{liter} \right)}{\text{massa atom}} \times \text{bilangan oksidasi unsur} \quad (32)$$

Setelah didapatkan jumlah meq dari seluruh kation dan anion dari unsur dan senyawa di atas, kemudian dilakukan perhitungan kesetimbangan ion dengan persamaan berikut ini (Nicholson, 1993).

$$\text{Keseimbangan ion} = \left| \frac{(\sum \text{anion} - \sum \text{kation})}{(\sum \text{anion} + \sum \text{kation})} \times 100\% \right| \quad (33)$$

Nilai kesetimbangan ion dapat bervariasi, tetapi suatu hasil analisis kimia dikatakan layak jika kesetimbangan ini tidak lebih dari 5%. Namun tidak berarti bahwa hasil analisa yang mempunyai kesetimbangan diatas 5% tidak layak digunakan dalam interpretasi. Mata air panas yang mempunyai kesetimbangan ion >5% sangat dipengaruhi oleh tipe dan proses yang dialami tersebut (Nicholson, 1993).

3.4.2. Geoindikator dan *Tracer*

Zat-zat terlarut dibagi dalam dua kategori yaitu geoindikator dan *tracer* (Aribowo, 2011). *Tracer* secara geokimia bersifat inert yang artinya akan sulit bereaksi dengan senyawa lain dan apabila berada dalam fluida panasbumi akan bersifat tetap dan dapat dilacak asal – usulnya. Contoh dari *tracer* ini adalah klorida dan boron. Boron dalam bentuk H_3BO_3 atau HBO_2 merupakan unsur diagnostik yang artinya dapat digunakan untuk melacak asal-usul dari fluida panasbumi. Geoindikator adalah zat terlarut yang bersifat reaktif dan mencerminkan lingkungan ekuilibrium atau kesetimbangan, misalnya Na, K, Li,

Rb, dan Cs. Konsentrasi Na dan K dikontrol oleh interaksi fluida dengan batuan yang bergantung pada temperatur. Na merupakan kation utama pada fluida panasbumi dengan konsentrasi yang berkisar 200-2000 ppm. Apabila perbandingan Na dengan K semakin kecil maka dapat diinterpretasikan bahwa temperatur semakin tinggi.

Li, Rb dan Cs merupakan unsur yang mudah larut dari batuan. Li, Rb dan Cs merupakan unsur yang sering dipakai bersama Cl dan B untuk karakterisasi fluida. Ketiga unsur ini mudah bergabung dengan mineral sekunder, sehingga diprediksi semakin jauh jarak migrasi dari fluida ke permukaan maka konsentrasinya akan semakin berkurang. Konsentrasi umum Li berkisar < 20 ppm, Rb < 2 ppm dan Cs < 2 ppm. Li sering terserap oleh mineral klorit, kuarsa dan mineral lempung sehingga pada zona *upflow* rasio B/Li rendah sedangkan pada zona *outflow* rasio B/Li tinggi.

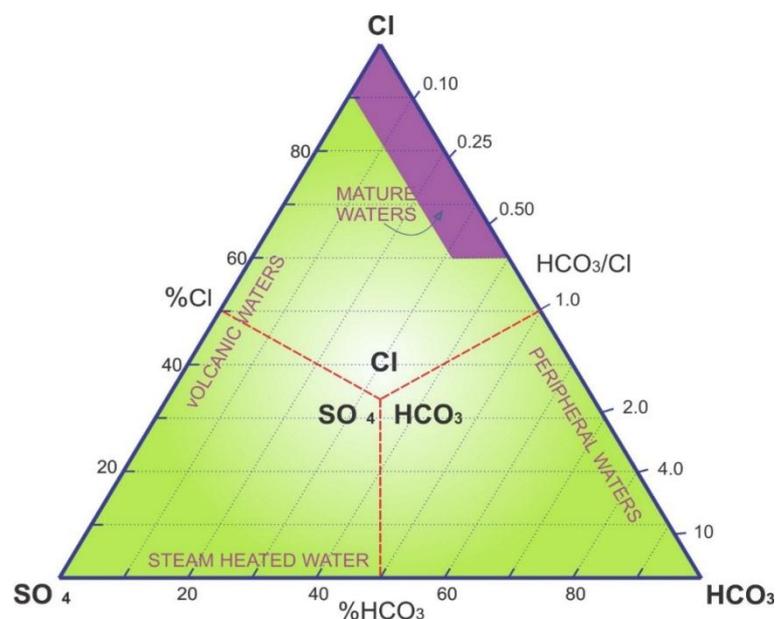
Penggunaan Cl, B, Li, Na, K dan Mg sebagai geoindikator dan *tracer* diterapkan dengan metode sederhana yaitu *plotting* pada diagram segitiga (*ternary plot*). *Plotting* ini merupakan cara yang tepat untuk mengkaji aspek kimia fluida mata air panas maupun fluida sumur panasbumi.

3.4.2.1. Diagram Segitiga Cl – SO₄ – HCO₃

Penggunaan komponen anion yang berupa Cl, SO₄ dan HCO₃ bermanfaat untuk mengetahui komposisi fluida panasbumi karena anion – anion tersebut merupakan zat terlarut yang paling banyak dijumpai dalam fluida panasbumi. Cl, SO₄ dan HCO₃ dapat digunakan untuk menginterpretasi kondisi dan proses yang berlangsung di dekat permukaan (kurang dari 1km) (Herdianita, dkk., 2006).

Konsentrasi Cl tinggi dalam mata air mengindikasikan air berasal

langsung dari reservoir, dengan minimal pencampuran atau pendinginan secara konduksi. Kadar Cl rendah pada air (yang tidak menunjukkan karakteristik uap-panas) dari mata air panas adalah karakteristik dari pengenceran air tanah. Konsentrasi dapat berkisar dari <10 sampai >100000 mg/kg, namun nilai-nilai orde 1000mg/kg adalah khas dari klorida-jenis air.



Gambar 9. Diagram segitiga Cl – SO₄ – HCO₃ (Simmons, 1998)

Plotting ke diagram segitiga Cl-SO₄-HCO₃ seperti yang ditunjukkan pada Gambar 9 agar mempermudah dalam pengelompokan serta pemeriksa *trend* sifat kimia fluida. Posisi data pada diagram segitiga dapat ditentukan dengan persamaan sebagai berikut :

$$S = [Cl] + [SO_4] + [HCO_3] \quad (34)$$

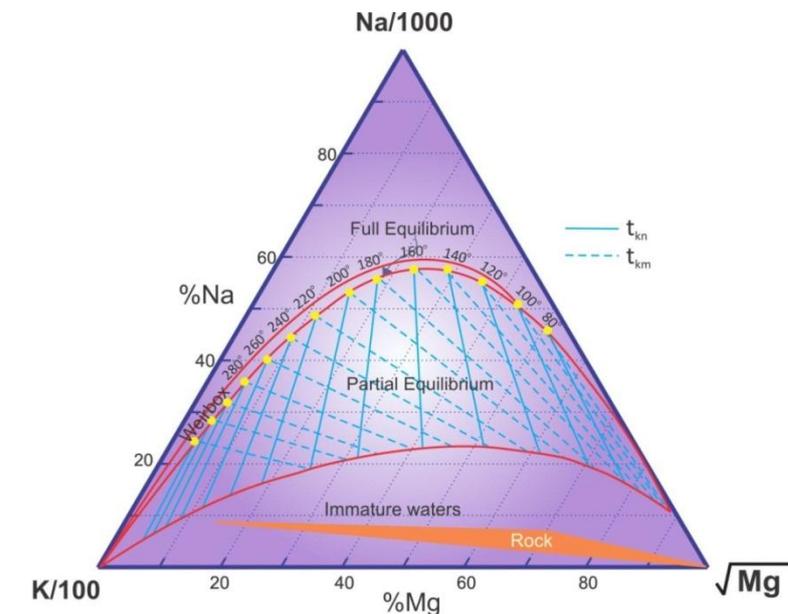
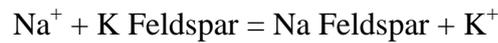
$$\% Cl = (100 [Cl]) / S \quad (35)$$

$$\% SO_4 = (100 [SO_4]) / S \quad (36)$$

$$\% HCO_3 = (100 [HCO_3]) / S \quad (37)$$

3.4.2.2. Diagram segitiga Na – K – Mg

Geotermometer air berdasarkan pada konten Na-K dan Na-K-Ca yang menyediakan alat yang sangat baik untuk evaluasi kondisi lebih dalam suatu sistem panasbumi. Sebagian besar timbul masalah dalam penggunaannya dari aplikasi mereka dengan ketidakcocokan sampel serta perbedaan awal jenis fluida yang bergantung pada pH dan kandungan relatif Cl, SO₄ dan HCO₃. Plot segitiga Na-K-Mg (Gambar 11) memberikan penilaian lebih lanjut dari kesesuaian analisis air untuk aplikasi geoindikator zat terlarut ionik. Dasar pemikiran memakai Na – K – Mg adalah reaksi – reaksi sebagai berikut :



Gambar 10. Diagram segitiga Na – K – Mg (Simmons, 1998)

Plotting posisi data pada diagram segitiga Na – K – Mg :

$$S = ([\text{Na}]/1000) + ([\text{K}] / 100) + [\text{Mg}]^{1/2} \quad (38)$$

$$\% \text{ Na} = (100([\text{Na}] / 1000))/S \quad (39)$$

$$\% \text{ Mg} = (100 [\text{Mg}]^{1/2}) / S \quad (40)$$

3.4.3. Geotermometer

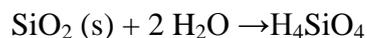
Geotermometer merupakan cara untuk memperkirakan temperatur reservoir panasbumi yang berdasarkan pada keberadaan zat-zat terlarut pada fluida panasbumi, dimana konsentrasi fluida tersebut sangat bergantung pada temperatur. Tiap geotermometer memiliki keterbatasan sehingga penerapannya harus sangat hati-hati untuk menghindari kekeliruan interpretasi. Berikut adalah beberapa jenis geotermometer.

3.4.3.1. Geotermometer silika

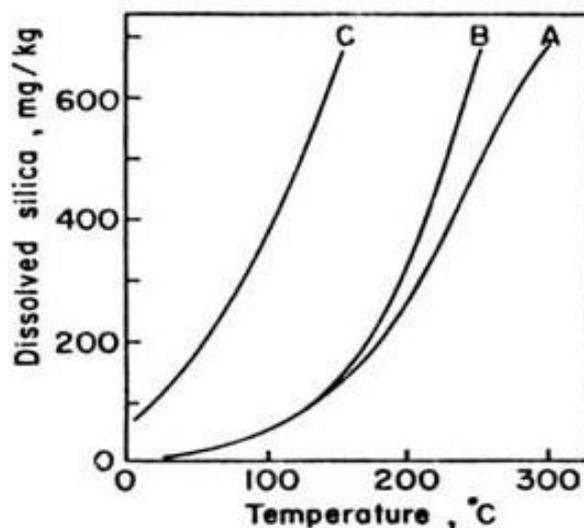
Pada fluida reservoir bersuhu $> 220^{\circ}\text{C}$ kuarsa dapat mengendap akibat pendinginan perlahan, apabila pendinginan berlangsung dengan sangat cepat (misalnya pada mulut mata air) maka yang terbentuk/mengendap adalah silika amorf (Gambar 13) di mana kurva A adalah kelarutan kuarsa tanpa *steam loss*, B koreksi dengan *steam loss* dan C adalah kurva kelarutan silika amorf. Berdasarkan data simulasi variasi kelarutan atau konsentrasi silika terhadap variasi temperatur seperti pada Gambar 13 maka secara logika kita bisa memperkirakan temperatur fluida apabila kita memiliki data konsentrasi silika di dalam fluida (dari analisis kimia sampel air). Dari kurva terlihat bahwa pada suhu rendah silika amorf lebih mudah larut daripada kuarsa. Secara umum kelarutan silika dikontrol oleh silika amorf pada T rendah dan kuarsa pada T tinggi.

Suhu batas untuk silika geotermometer cenderung menjadi sekitar 250°C , karena di atas suhu ini silika larut dan mengendap sangat cepat-lebih cepat untuk konsentrasi silika dalam larutan agar tetap konstan sebagai cairan yang dikeluarkan ke permukaan. Geotermometer silika dibuat berdasar kelarutan berbagai

jenis silika dalam air sebagai fungsi dari temperatur yang ditentukan dengan eksperimen. Reaksi yang menjadi dasar pelarutan silika dalam air adalah:



Pada kebanyakan sistem panasbumi, fluida di kedalaman mengalami ekuilibrium dengan kuarsa.



Gambar 11. Diagram kelarutan silika terhadap temperatur (Aribowo, 2011)

Berbagai jenis persamaan geotermometer silika ditampilkan pada Tabel 1 (hasil simulasi beberapa peneliti), di mana penerapannya sangat tergantung kepada kondisi fluida dan jenis endapan silika yang.

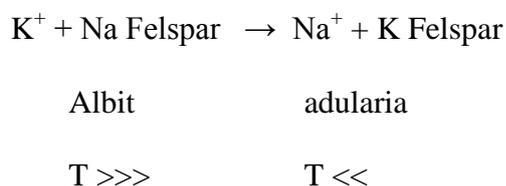
Tabel 1. Persamaan geotermometer silika (Aribowo, 2011)

Geotermometer	Persamaan	Referensi
Quartz-no steam loss	$T = 1309 / (5.19 - \log C) - 273.15$	Fournier (1977)
Quartz-maximum steam loss at 100 °C	$T = 1522 / (5.75 - \log C) - 273.15$	Fournier (1977)

Persamaan-persamaan pada tabel tersebut dikembangkan berdasar pendekatan terhadap nilai kurva kelarutan macam-macam mineral silika (kuarsa, kalsedon, kristobalit, opal, dan silika amorf).

3.4.3.2. Geotermometer Na-K

Respon rasio konsentrasi Na terhadap K yang menurun terhadap meningkatnya temperatur fluida didasarkan pada reaksi pertukaran kation yang sangat bergantung pada suhu yaitu:



Penerapan Geotermometer Na-K dapat diterapkan untuk reservoir air klorida dengan $T > 180^\circ\text{C}$. Geotermometer ini punya keunggulan yaitu tidak banyak terpengaruh oleh *dilution* maupun *steam loss*. Geotermometer ini kurang bagus untuk $T < 100^\circ\text{C}$, juga untuk air yang kaya Ca/ banyak berasosiasi dengan endapan travertin. Tabel 3 berikut menampilkan beberapa persamaan geotermometri Na-K.

Tabel 2. Beberapa rumus geotermometri Na-K (Aribowo, 2011)

$T = [855.6 / (0.857 + \log(\text{Na}/\text{K}))] - 273.15$	Truesdell (1976)
$T = [833 / (0.780 + \log(\text{Na}/\text{K}))] - 273.15$	Tonani (1980)
$T = [1319 / (1.699 + \log(\text{Na}/\text{K}))] - 273.15$ (250-350 °C)	Arnorsson et al. (1983)
$T = [1217 / (1.483 + \log(\text{Na}/\text{K}))] - 273.15$	Fournier (1979)
$T = [1178 / (1.470 + \log(\text{Na}/\text{K}))] - 273.15$	Nieva and Nieva (1987)

$T=[1390/(1.750+\log(\text{Na}/\text{K}))]-273.15$	Giggenbach (1988)
--	-------------------

3.4.3.3. Geotermometer Na-K-Ca

Geotermometer ini diterapkan untuk air yang memiliki konsentrasi Ca tinggi. Geotermometer ini bersifat empiris dengan landasan teori yang belum dipahami secara sempurna (Aribowo, 2011). Batasan teoritis untuk geotermometer ini adalah ekuilibrium antara Na dan K Felspar serta konversi mineral kalsium alumino silikat (misalnya plagioklas) menjadi kalsit. Asumsi yang digunakan untuk membuat persamaan geotermometer Na-K-Ca adalah sebagai berikut:

1. ada kelebihan silika (biasanya benar)
2. aluminium tetap berada pada fasa padat (biasanya benar karena fluida biasanya miskin Al)

Rumus persamaan untuk geotermometer ini adalah:

$$T=[1647/(\log(\text{Na}/\text{K})+\beta(\log(\text{Ca}/\text{Na})+2.06)+2.47)]-273.15 \quad (41)$$

Ada 2 uji untuk menerapkan geotermometer ini:

1. Jika $[\log\sqrt{\text{Ca}/\text{Na}}+2,06] < 0$, gunakan $\beta=1/3$ dan hitung $T^{\circ}\text{C}$
2. Jika $[\log\sqrt{\text{Ca}/\text{Na}}+2,06] > 0$, gunakan $\beta=4/3$ dan hitung $T^{\circ}\text{C}$, jika

T terhitung $<100^{\circ}\text{C}$ maka hasil dapat diterima. Jika hasil perhitungan T pada (2) $> 100^{\circ}\text{C}$, hitung ulang $T^{\circ}\text{C}$ dengan $\beta=1/3$

Kisaran temperatur yang bagus untuk geotermometer Na-K-Ca adalah $120-200^{\circ}\text{C}$, selebihnya tidak terlalu bagus. Keterbatasan lainnya adalah

temperatur sangat dipengaruhi oleh perubahan konsentrasi karena *boiling* dan *dilution*. *Boiling* menyebabkan *loss of CO₂*, terjadi pengendapan kalsit, Ca keluar dari larutan, sehingga T hasil perhitungan terlalu tinggi. Fluida panas bumi dengan $T > 180^{\circ}\text{C}$ kebanyakan mengandung sedikit Mg (< 0.2 ppm). Ketergantungan konsentrasi Mg terhadap temperatur disebabkan oleh pembentukan klorit. Pada T yang lebih tinggi, Mg juga keluar dari larutan karena dipakai untuk membentuk biotit atau aktinolit.

Koreksi Mg diterapkan untuk fluida panas bumi suhu tinggi (> 180) yang mengandung Mg terlarut tinggi.

- a. Jika T hasil perhitungan geotermometer $< 70^{\circ}\text{C}$, tidak perlu koreksi karena fluida pada suhu tersebut tidak mengalami ekuilibrium
- b. Hitung $R = [\text{Mg}/(\text{Mg} + 0.61\text{Ca} + 0.31\text{K})] \times 100$
- c. Jika $R > 50$ dianggap bahwa air berasal dari kesetimbangan pada suhu yang lebih rendah (T hampir sama dengan suhu terukur)
- d. Jika $T > 70^{\circ}\text{C}$ dan $R < 50$, gunakan R untuk mencari $^{\circ}\text{T Mg}$ dari grafik koreksi Mg
- e. Hitung T Na-K-Ca terkoreksi dengan cara:
- f. $T_{\text{Na-K-Ca (koreksi Mg)}} = T_{\text{Na-K-Ca terhitung}} - ^{\circ}\text{T Mg}$

Koreksi Mg biasanya diterapkan untuk sistem panas bumi yang relatif “dingin”, cocok dipakai untuk mata air-mata air pada kondisi *sub boiling* dengan *discharge rate* tinggi.

3.4.3.4. Geotermometer Gas

Manifestasi permukaan dikebanyakan lapangan panas bumi terdiri dari fumarol, mata air panas, dan tanah panas (Arnorsson, 2000). Dimana keberadaan

air tanah jauh dibawah permukaan, maka mata air panas ini tidak tersedia. Untuk itu geotermometer air tidak dapat digunakan untuk memperediksi temperatur bawah permukaan. Hal ini yang memotivasi para ilmuwan untuk mengembangkan geotermometer gas, diantaranya D'Amore dan Panichi (1980). Terdapat tiga tipe geotermometer gas yaitu:

1. Kesetimbangan gas – gas
2. Kesetimbangan gas – mineral
3. Kesetimbangan mineral – gas yang melibatkan gas sisa seperti CH_4 , H_2S dan H_2

Temperatur bergantung pada kesetimbangan gas-gas atau mineral gas yang diyakini untuk mengontrol konsentrasi gas seperti CO_2 , H_2S , H_2 , N_2 , NH_3 dan CH_4 dalam fluida reservoir panasbumi.