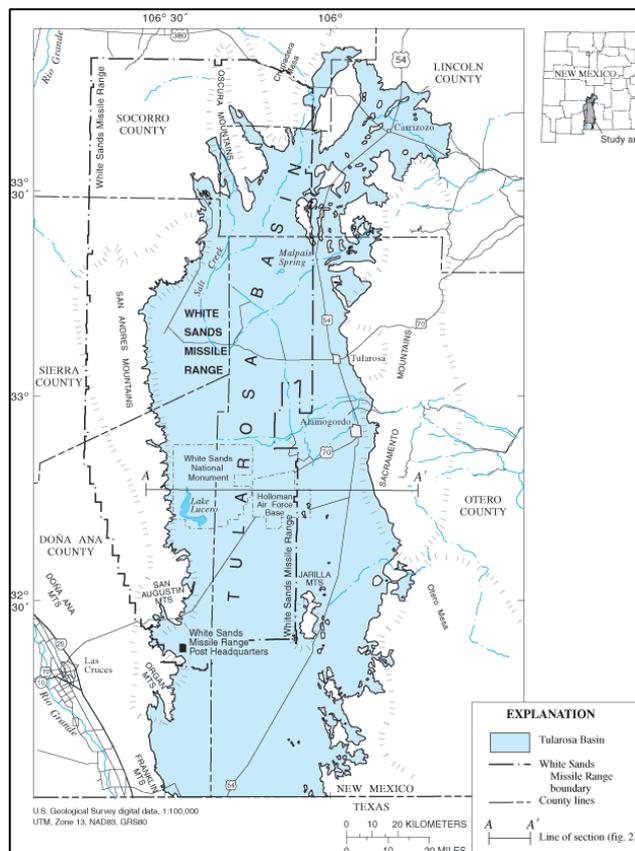


BAB II

LANDASAN TEORI

2.1 Geologi Regional

Tularosa Basin merupakan salah satu cekungan terbesar yang terdapat di Rio Grande Rift. Tularosa Basin memiliki luas area ± 6.500 mil persegi (± 16.800 km²) di bagian Selatan-tengah New Mexico dimana sebagian besar daerah penelitian merupakan daerah gurun atau semi-gurun. Tularosa Basin, cekungan yang membentang ± 240 km ke arah Utara-Selatan, dan ± 100 km ke arah Timur-Barat (Chapin, 1971). Secara fisiografi (Gambar 2.1) Tularosa Basin diapit oleh daerah pegunungan yang berbatasan langsung dengan Pegunungan San Andreas, Organ, dan Franklin di bagian Barat, serta Pegunungan Sierra Blanca dan Sacramento di bagian Timur. Batas cekungan yang berada di bagian Selatan menyatu dengan daerah Hueco Bolson yang memanjang hingga ke Texas, New Mexico (Hare, 1915).

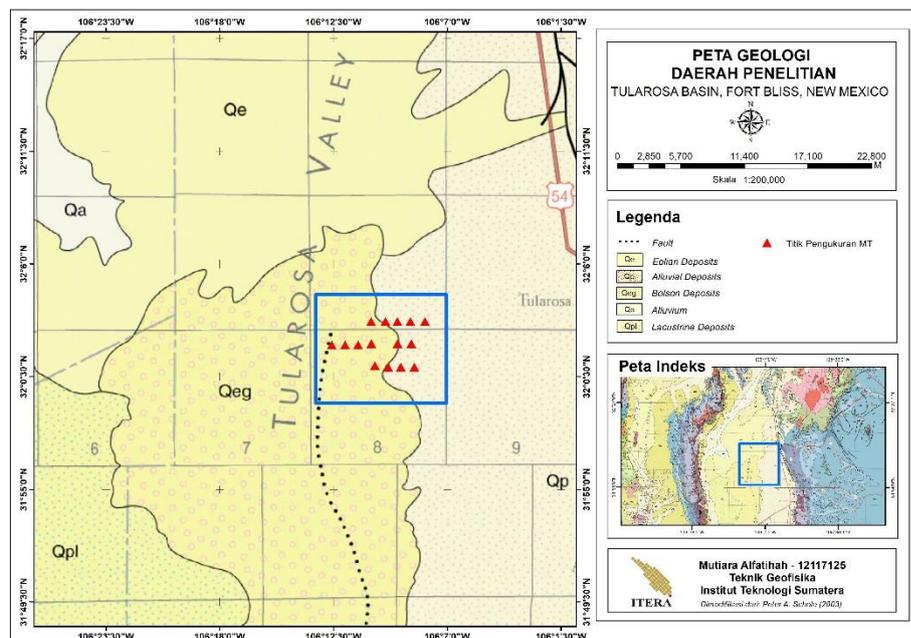


Gambar 2.1 Fisiografi Tularosa Basin yang dibatasi oleh Pegunungan San Andreas, Organ, Franklin di bagian Barat dan Pegunungan Sierra Blanca, Sacramento di bagian Timur (Kelley, 1983)

Geomorfologi daerah penelitian ini telah dibentuk oleh tektonik ekstensional, dari hasil perkembangan Rio Grande Rift, yang dimulai pada *Paleogen Akhir* dan disertai dengan aliran panas yang relatif tinggi. Struktur geologi regional yang berkembang di Tularosa Basin adalah struktur perlipatan (sinklinorium) dan struktur sesar dengan arah umum Utara-Selatan (Darton, 1921). Adanya potensi panas bumi di daerah penelitian karena dipengaruhi oleh sesar kuarter dan aliran panas yang relatif tinggi (Greg dkk, 2017). Sebagian besar permukaan Tularosa Basin merupakan endapan *Alluvium* yang terdiri dari kerikil, pasir, lanau, dan lempung yang tidak terkonsolidasi sehingga tersementasi dalam *Alluvial fan* yang berada di tepi cekungan dan pada bagian cekungan didasari oleh batuan dasar yang terkonsolidasi yang sebagian besar terdiri dari karbonat *Paleozoikum* (Hare, 1915).

2.2 Geologi Daerah Penelitian

Tularosa Basin merupakan cekungan graben yang diperkirakan terbentuk sekitar 35 juta tahun yang lalu. Daerah ini berada diantara Pegunungan Sacramento di bagian Timur. Lalu, Pegunungan San Andreas serta Pegunungan Oscura di bagian Barat yang membentang ± 240 km ke arah Utara-Selatan, dan ± 100 km ke arah Timur-Barat (Chapin, 1971).



Gambar 2.2 Peta geologi daerah penelitian terletak di Tularosa Basin, daerah penelitian ditunjukkan oleh kotak biru (Modifikasi dari Scholle, 2003)

Secara geologis yang dapat dilihat pada Gambar 2.2 sebagian besar cekungan ini terisi oleh endapan *Bolson*, berupa endapan sedimen *Alluvium*. Cekungan ini terbentuk oleh tektonik ekstensional yang kemudian membentuk blok patahan miring (*Tilted Fault Block*) (Sandeen, 1954). Struktur geologi yang berkembang di daerah penelitian ini adalah sinklinorium dan struktur patahan berupa sesar normal yang terbentuk sekitar 10.000 tahun yang lalu dengan arah umum Utara-Selatan (Darton, 1921). Hal ini dibuktikan dengan tersingkapnya batuan dari *Pra-Kambrium* hingga *Tersier* pada lereng yang mengelilingi tepi cekungan.

Kondisi stratigrafi batuan yang terdapat di Tularosa Basin dimulai pada periode *Pra-Kambrium* hingga *Kenozoikum*, batuan dasar (*basement*) cekungan ini adalah granit dan sekis *Pra-Kambrium*, dan pada bagian tengah cekungan terisi oleh kerikil serta pasir yang cukup tebal (Darton, 1921). Stratigrafi batuan daerah penelitian terbagi menjadi 9 kelompok. Berikut ini runtunan kelompok stratigrafi batuan di Tularosa Basin dari periode tertua hingga termuda:

1. Kelompok *Pra-Kambrium*

Kelompok ini merupakan kelompok yang memiliki umur batuan tertua. Singkapan utama dari kelompok ini ditemukan di bagian Barat sepanjang Pegunungan San Andreas dan dibagian Selatan ditemukan disamping Pegunungan Oscura. Beberapa singkapan lainnya terletak di bagian Tenggara Pegunungan Sacramento yaitu di Alamogordo. Secara umum batuan yang terdapat di kelompok *Pra-Kambrium* terdiri dari batuan granit berbutir kasar, riolit, sekis, kuarsa, batuan vulkanik, dan batuan metamorf yang sering kali terdapat diatas batuan granit (Sandeen, 1954).

2. Kelompok *Ordovician*

Dalam kelompok *Ordovician* terdiri dari 3 formasi batuan yaitu Formasi *Bliss Sandstone*, Formasi El Paso dan Formasi Montoya. Formasi *Bliss Sandstone* merupakan formasi tertua berupa batu pasir yang terdapat dalam periode *Paleozoikum* yang memiliki karakteristik berbutir kasar dan berpori dan pada lapisan atas terdapat lapisan *dolostone* yang memiliki karakter yang sangat beragam. Formasi El Paso merupakan formasi yang terdiri dari *dolostone* yang diperkirakan memiliki ketebalan ± 120 meter di Pegunungan

Sacramento. Sedangkan pada Formasi Montoya merupakan formasi termuda dalam kelompok *Ordovician* yang disusun oleh batuan *dolostone* yang kompak dengan ketebalan ± 70 meter yang terdapat dibagian bawah Formasi Montoya. Sedangkan pada bagian atas terdapat batu gamping berwarna kelabu muda yang ketebalannya mencapai ± 60 meter (Sandeen, 1954).

3. Kelompok *Silurian*

Formasi yang terdapat dalam kelompok ini adalah Formasi Fusselman yang mana terdiri dari batuan *dolostone* dan batu gamping Fusselman di bagian Utara tebing sulfur Pegunungan San Andreas serta di arah Timur Laut dari Pegunungan Sacramento. Dari kedua rentang tersebut ketebalan formasi ini tidak lebih dari 30 meter, tetapi menebal dengan cepat kearah Selatan Pegunungan Franklin yang mencapai 300 meter (Sandeen, 1954).

4. Kelompok *Devonian*

Secara umum, kelompok *Devonian* merupakan hasil endapan yang terkikis dari permukaan El Paso. Kelompok ini terbagi menjadi 3 bagian diantaranya yaitu *Lower Shale*, Formasi Canutillo, dan *Upper Shale*. Dimana batuan yang ada dalam kelompok ini terdiri dari *ash*, *shale*, dan lanau (Sandeen, 1954).

5. Kelompok *Mississippian*

Menurut Loudon dan Bowsher (1949), batuan yang ada dalam kelompok ini terdiri dari persilangan batu gamping, *black shale*, dan terdapat beberapa sedikit batu lanau. Batuan dasar yang dominan dalam kelompok ini yaitu batuan serpih yang terdapat sedikit sisipan batu gamping (Formasi Caballero) dimana, ketebalannya mencapai 18 meter pada area Pegunungan San Andreas dan Pegunungan Sacramento.

6. Kelompok *Pennsylvanian*

Kelompok ini memiliki karakteristik *lateral facies* yang mengalami perubahan bervariasi dari *gray shales* hingga ke batuan sedimen klastik. Batuan yang ada dalam kelompok ini terdiri dari batu gamping, serpih (*shales*), dan batupasir yang tersingkap di sepanjang Pegunungan Sacramento dan Pegunungan Hueco (Sandeen, 1954).

7. Kelompok *Permian*

Dalam kelompok ini terbagi menjadi 5 formasi dari yang paling tua hingga paling muda diantaranya yaitu Formasi Pow Wow (Bursum), Formasi Hueco, Formasi Abo, Formasi Yeso, dan Formasi San Andreas. Secara umum batuan yang terdapat dalam kelompok ini terdiri dari batuan karbonat, serpih merah (*red shales*), *arkose*, *siltstone*, serpih (*shale*), batu gamping, *dolostone*, endapan evaporit, endapan *lacustrine* berupa *siltstone*, batupasir berbutir kasar-halus dan berasosiasi dengan mineral lempung yang mengandung *bentonite* yang menyelimuti area cekungan dan tersingkap dalam jumlah besar di bagian Otero Platform, Pegunungan Hueco, dan Pegunungan San Andreas (Sandeem, 1954) (McLean, 1970).

8. Formasi *Cretaceous*

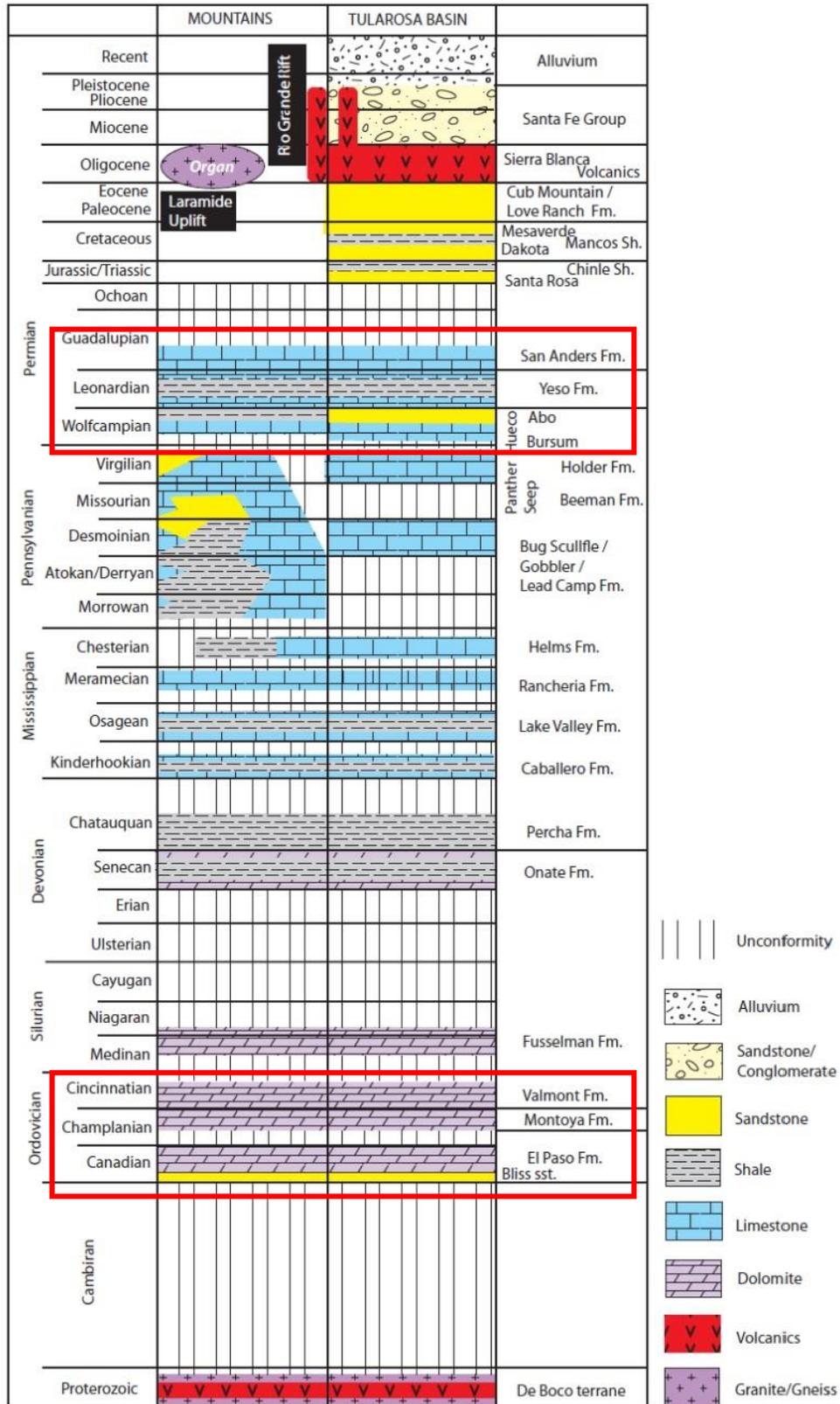
Formasi *Cretaceous* atau sedimen *Cretaceous* merupakan formasi yang berada di arah barat serta sejajar tepat di depan Pegunungan San Andreas dan Pegunungan Oscura. Namun, formasi ini sulit dibedakan dengan endapan bolson karena batuan penyusunnya hampir sama. Biasanya yang membedakannya yaitu terdapat batu pasir berwarna coklat-putih yang bervariasi pada kedalaman 24-40 meter diseluruh bagian cekungan. Terkadang terdapat *green shales* yang terdiri dari lapisan tebal batu gamping dan butiran pasir yang kurang lebih berada pada kedalaman 150 meter (Sandeem, 1954).

9. Kelompok *Kenozoikum*

Kelompok *Kenozoikum* merupakan kelompok endapan bolson yang mencakup umur batuan dari masa *Kuarter* hingga *Tersier*. Secara umum, endapan bolson disusun oleh aglomerat, konglomerat, batu pasir halus, kalsit, serpih (*shale*), dan *siltstone* yang terisi oleh *gypsum*. Kedalaman maksimum dari endapan bolson ini diperkirakan adalah ± 300 meter dari permukaan cekungan (Sandeem, 1954).

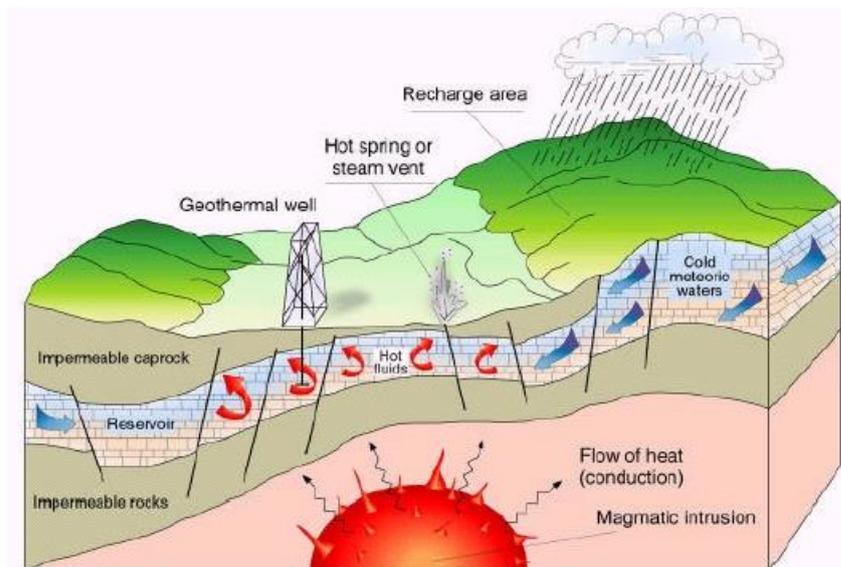
Runtunan stratigrafi batuan yang ada pada daerah penelitian dari muda ke tua dapat dilihat pada tabel berikut (Tabel 2.1) dan pada tabel tersebut juga ditunjukkan formasi target (kotak merah) penelitian Tugas Akhir ini.

Tabel 2.1 Kolom stratigrafi daerah Tularosa Basin, kotak merah merupakan formasi target pada penelitian ini (Modifikasi dari Seager, 1981; King dan Harder, 1985; dan Broadhead, 2003)



2.3 Sistem Panas Bumi

Sistem panas bumi merupakan sistem yang bekerja menggunakan mekanisme konduksi dan konveksi. Dimana konveksi air yang berada dalam kerak bumi bagian atas memiliki ruang terbatas yang mengalirkan panas bumi dari suatu sumber panas menuju daerah resapan panas yang terdapat di permukaan bumi (Hochstein, 2000). Sistem panas bumi diilustrasikan pada Gambar 2.3 dimana memperlihatkan komponen yang membentuk sistem panas bumi.



Gambar 2.3 Sistem panas bumi yang terdiri dari sumber panas, reservoir, batuan penutup, siklus hidrologi, dan daerah resapan (Fanelli.Mario, 1995)

Adapun komponen yang membentuk sistem panas bumi yaitu:

1. Sumber Panas (*Heat Source*)

Sumber panas pada suatu sistem hidrotermal umumnya dipengaruhi oleh proses geologi dan proses tektonik yang berasal dari magma ataupun batuan beku granit pluton yang memiliki temperatur sangat tinggi. Peristiwa panas dapat terjadi secara konduksi dan konveksi karena pengangkatan batuan dasar di kerak bumi dengan temperatur yang sangat panas dan juga dapat terjadi dari struktur perlipatan dan sesar. Perbedaan sumber panas tersebut akan menghasilkan perbedaan temperatur reservoir panas bumi.

2. Reservoir

Batuan reservoir pada suatu sistem panas bumi berperan sebagai tempat untuk menyimpan dan mengalirkan fluida termal ke permukaan bumi. Pada umumnya batuan reservoir bersifat permeabel dan memiliki tekanan dan

temperatur yang tinggi. Karena batuan reservoir bersifat permeabel yang memiliki tingkat porositas dan permeabilitas yang tinggi, batuan reservoir berupa batu pasir atau batuan karbonat dan terkadang terdapat batuan beku.

3. Batuan Penudung (*Clay Cap*)

Batuan penudung atau *clay cap* berperan sebagai lapisan penutup pada bagian atas reservoir sehingga dapat menahan fluida termal yang terakumulasi di dalam reservoir dan menjaga tekanan reservoir agar memiliki tekanan yang tinggi sehingga dapat memiliki potensi untuk membangkitkan turbin listrik. Batuan penudung memiliki sifat impermeabel berupa mineral lempung atau *clay* seperti batuan *smectite* dan *illite* pada kedalaman relatif dangkal.

4. Siklus Hidrologi (*Recharge System*)

Siklus hidrologi dalam sistem panas bumi berupa struktur geologi patahan atau rekahan yang dapat mengalirkan fluida termal berupa air meteorik dari permukaan bumi ataupun fluida yang telah terpanaskan dan terakumulasi di dalam reservoir.

5. Daerah Resapan (*Discharge Area*)

Daerah resapan ini merupakan daerah yang dimana arah aliran air tanah ditempat tersebut bergerak menuju muka air tanah. Dimana pada daerah prospek panas bumi ditandai dengan terdapatnya manifestasi panas bumi di permukaan bumi. Keberadaan manifestasi di permukaan ini menunjukkan bahwa di bawah permukaan sekitar daerah manifestasi terdapat sistem panas bumi.

2.4 Metode Magnetotellurik (MT)

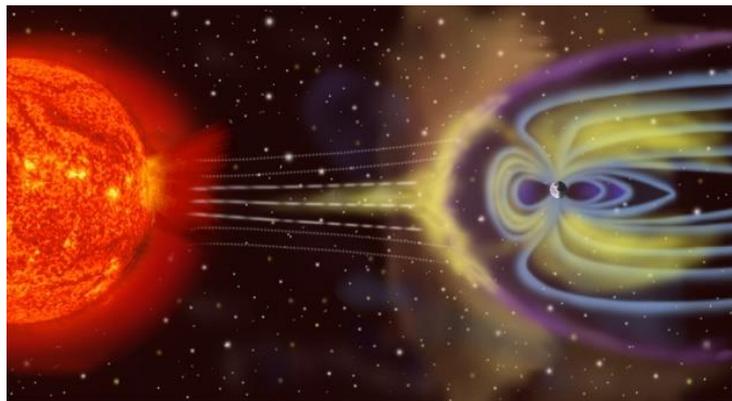
Metode MT merupakan bagian dari metode eksplorasi geofisika yang bersifat pasif, karena medan primer pada metode MT ini memanfaatkan medan elektromagnetik (EM) alamiah berupa komponen medan listrik (E) dan medan magnet (B) yang terdapat di ionosfer kemudian berinteraksi pada medium yang bersifat konduktor dan berubah terhadap waktu sehingga dapat mengetahui nilai resistivitas (ρ) dan konduktivitas (σ) batuan bawah permukaan yang bervariasi. Dari hasil nilai resistivitas dan konduktivitas yang bervariasi tersebut akan dapat diinterpretasi kondisi batuan yang terdapat di bawah permukaan bumi. Metode MT memiliki rentang spektrum frekuensi dengan spasi yang sangat lebar antara

$10^{-3} - 10^5$ Hz. Dengan rentang spektrum frekuensi yang terekam sangat lebar maka penetrasi kedalaman yang diperoleh pada metode MT ini dapat mencapai kedalaman ratusan kilometer hingga ribuan kilometer (Grandis, 2013).

Berdasarkan klasifikasi frekuensi, sumber utama medan elektromagnetik alamiah bumi yang mempengaruhi pengukuran metode MT terbagi menjadi 2 yaitu:

1. Frekuensi Rendah ($f < \sim 1$ Hz)

Variasi medan elektromagnetik yang dihasilkan pada frekuensi rendah berasal dari dalam bumi yang disebabkan karena aktivitas angin matahari atau *solar wind* yang sampai ke bumi melalui lapisan ionosfer. Angin matahari atau *solar wind* merupakan aliran plasma yang membawa medan magnet yang lemah dan kemudian mengganggu medan magnet bumi (Grandis, 2013). Ilustrasi variasi medan elektromagnetik yang dihasilkan pada frekuensi rendah ditampilkan pada Gambar 2.4.



Gambar 2.4 Ilustrasi sumber gelombang MT frekuensi rendah yang berasal dari aktivitas angin matahari (*solar wind*) yang sampai ke bumi melalui lapisan ionosfer (Grandis, 2013)

2. Frekuensi Tinggi ($f > \sim 1$ Hz)

Variasi medan elektromagnetik yang dihasilkan pada frekuensi tinggi berasal dari luar bumi yang disebabkan oleh aktivitas listrik atmosfer. Dalam hal ini adalah badai petir yang terjadi jauh dari lokasi titik pengukuran MT. Karena jika petir dekat dengan lokasi pengukuran MT maka kualitas data menjadi kurang baik atau banyak terdapat *noise* pada data (Grandis, 2013). Ilustrasi variasi medan elektromagnetik yang dihasilkan pada frekuensi tinggi ditampilkan pada Gambar 2.5.



Gambar 2.5 Ilustrasi sumber gelombang MT frekuensi tinggi yang berasal dari aktivitas listrik atmosfer (Grandis, 2013)

Karena frekuensi berbanding terbalik dengan kedalaman yang disebabkan oleh peristiwa atenuasi. Maka jika semakin kecil frekuensi yang digunakan saat akuisisi MT, maka penetrasi kedalaman yang didapatkan akan semakin dalam. Sebaliknya, jika frekuensi yang digunakan semakin tinggi maka penetrasi kedalaman yang didapatkan akan semakin dangkal. Sampai saat ini metode MT sangat cocok digunakan dalam bidang eksplorasi panas bumi. Namun, dapat digunakan juga untuk eksplorasi mineral.

Mekanisme induksi elektromagnetik (EM) yang terjadi pada metode MT karena gangguan dari sumber medan EM (*solar wind* dan petir) sebagai medan EM primer yang kemudian menginduksi medium konduktif (bumi) lalu menimbulkan arus *eddy*/tellurik. Arus tellurik yang timbul pada medium konduktif tersebut akan membangkitkan medan EM sekunder yang bergantung pada sifat medium di area akuisisi metode MT. Medan total antara medan EM primer dan medan EM sekunder tersebut yang akan direkam oleh sensor alat MT. Pada metode MT sumber utama yang terekam dan masuk ke bawah permukaan bumi diasumsikan sebagai gelombang bidang (*Plane Wave*). Karena sumber alamiah yang jauh dari permukaan bumi maka gelombang yang masuk kedalam bumi diasumsikan tegak lurus dengan permukaan bumi.

2.5 Konsep Dasar Metode Magnetotellurik (MT)

Perambatan gelombang elektromagnetik (EM) yang mendasari metode MT direpresentasikan oleh 4 persamaan yang berkaitan dengan fenomena listrik dan magnet. Persamaan berikut dikenal dengan Persamaan Maxwell.

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad (2.1)$$

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad (2.2)$$

$$\nabla \cdot \vec{D} = \vec{q} \quad (2.3)$$

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0 \quad (2.4)$$

Dimana:

\vec{E} : Medan Listrik (Volt/m)

\vec{B} : Induksi Magnetik (Weber/m² atau Tesla)

\vec{H} : Medan Magnet (Ampere/m)

\vec{J} : Rapat Arus (Ampere/m²)

\vec{D} : Perpindahan Listrik (Coulomb/m²)

\vec{q} : Rapat muatan listrik (Coulomb/m³)

Pada persamaan (2.1) merupakan persamaan differensial dari Hukum Faraday yang menyatakan bahwa medan magnet yang mengalami perubahan terhadap waktu sehingga dapat menimbulkan medan listrik dengan arah yang berlawanan dari medan magnet, sebaliknya pada persamaan (2.2) merupakan persamaan diffrensial dari Hukum Ampere-Maxwell yang menyatakan bahwa medan magnet dapat timbul karena adanya arus konduksi dan arus perpindahan yang berubah terhadap waktu. Persamaan (2.3) merupakan persamaan Hukum Gauss untuk medan listrik pada satu ruang yang sebanding dengan muatan total yang terdapat di dalam ruang tersebut. Sedangkan pada persamaan (2.4) merupakan persamaan Hukum Gauss untuk medan magnet yang menyatakan bahwa tidak terdapat muatan magnetik atau dalam hal ini adalah monopol magnetik.

Hubungan antara intensitas medan EM terhadap respon material bumi dinyatakan dalam persamaan konstitutif berikut:

$$\vec{B} = \mu \vec{H} \quad (2.5)$$

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} = \frac{\vec{E}}{\rho} \quad (2.6)$$

$$\vec{D} = \varepsilon \vec{E} \quad (2.7)$$

Dimana:

- μ : Permeabilitas Magnetik (Henry/m)
- σ : Konduktivitas (Ωm^{-1} atau Siemens/m)
- ε : Permittivitas Listrik (Farad/m²)
- ρ : Resistivitas (Ωm)

Untuk menyederhanakan persamaan sebelumnya, maka sifat fisik medium diasumsikan bersifat homogen isotropis dimana tidak bervariasi terhadap waktu dan posisi. Jika persamaan konstitutif tersebut disubstitusikan kedalam persamaan Maxwell sebelumnya (2.1) – (2.4) maka dapat direpresentasikan kembali pada persamaan berikut:

$$\nabla \times \vec{E} = -\mu \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} \quad (2.8)$$

$$\nabla \times \vec{H} = \sigma \vec{E} + \varepsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \quad (2.9)$$

$$\nabla \cdot \vec{E} = 0 \quad (2.10)$$

$$\nabla \cdot \vec{H} = 0 \quad (2.11)$$

Dari persamaan (2.8) dan (2.9) yang berkaitan dengan induksi magnetik yaitu komponen medan magnet dan medan listrik. Variasi medan EM terhadap waktu dinyatakan dalam eksponensial yaitu $e^{+i\omega t}$ dimana $\omega = 2\pi f = \frac{2\pi}{T}$, sehingga persamaan medan magnet dan medan listrik yang bervariasi terhadap waktu dinyatakan dalam persamaan berikut:

$$\frac{\partial \vec{H}}{\partial t} = i\omega \vec{H} \quad (2.12)$$

$$\frac{\partial \vec{E}}{\partial t} = i\omega \vec{E} \quad (2.13)$$

Dimana:

ω : Frekuensi Sudut (Radian/s)

f : Frekuensi (Hz)

T : Periode (Sekon)

Rentang frekuensi sudut dan konduktivitas batuan yang terlibat dalam metode MT didekatkan dengan persamaan kuasi-statik. Sehingga persamaan (2.12) dan (2.13) disubstitusikan kedalam persamaan (2.8) dan (2.9) sehingga dapat dinyatakan dalam persamaan berikut:

$$\nabla \times \vec{E} = -\mu i\omega \vec{H} \quad (2.14)$$

$$\nabla \times \vec{H} = \sigma \vec{E} + \epsilon i\omega \vec{E} \quad (2.15)$$

Pada persamaan (2.9) faktor konduksi listrik (σ) lebih dominan daripada faktor perpindahan listrik (ϵ) yang nilainya sangat kecil sehingga dapat diabaikan. Karena harga $\omega^2 \mu \sigma \gg \omega^2 \mu \epsilon$, untuk $\mu = \mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ H/m. Oleh karena itu, pendekatan tersebut disebut sebagai pendekatan kuasi-statik. Selanjutnya untuk mengetahui respons material terhadap sifat instrinsik dari medan listrik ataupun medan magnet diterapkan operasi *curl* untuk menyederhanakan persamaan (2.14) dan (2.15).

$$\nabla \times \vec{E} = -\mu i\omega \vec{H} \quad (2.16)$$

$$\nabla \times \vec{H} = \sigma \vec{E} \quad (2.17)$$

menjadi,

$$\nabla \times \nabla \times \vec{E} = \nabla \times (-\mu i\omega \vec{H}) = -\mu i\omega \sigma \vec{E} \quad (2.18)$$

$$\nabla \times \nabla \times \vec{H} = \nabla \times \sigma \vec{E} = -\mu i\omega \vec{H} \quad (2.19)$$

Dengan memperhatikan identitas vektor yang dapat diasumsikan pada vektor A, $\nabla \times \nabla \times \vec{A} = \nabla(\nabla \cdot \vec{A}) - \nabla^2 \vec{A}$ dimana $\nabla(\nabla \cdot \vec{A})$ nilainya adalah 0, maka jika

identitas vektor diterapkan pada medan listrik (E) dan medan magnet (H), maka operasi *curl* pada persamaan (2.18) dan (2.19) dapat disederhanakan menjadi persamaan berikut:

$$\nabla^2 \vec{E} = -\mu i \omega \sigma \vec{E} = k^2 \vec{E} \quad (2.20)$$

$$\nabla^2 \vec{H} = -\mu i \omega \vec{H} = k^2 \vec{H} \quad (2.21)$$

Persamaan (2.20) dan (2.21) dapat disebut sebagai persamaan difusi medan EM yang dimana dari persamaan tersebut dapat diketahui terdapat bilangan gelombang ($k = \pm \sqrt{i \omega \mu \sigma}$). Dimana persamaan difusi dapat digunakan untuk menentukan atenuasi gelombang EM sehingga bisa menentukan *skin depth* atau kedalaman investigasi.

Medan EM dalam medium homogen, nilai resistivitas dianggap konstan sedangkan pada medium 1D nilai resistivitas bervariasi hanya terhadap kedalaman dan memiliki komponen horizontal serta bersifat skalar $\vec{E} = (E_x, E_y)$ dan $\vec{H} = (H_x, H_y)$ karena $E_x = E_y$ dan $H_x = H_y$ maka jika diselesaikan persamaan difusi pada medan listrik (2.20) menjadi seperti berikut:

$$(\nabla^2 \vec{E})_x = k^2 \vec{E}_x \quad (2.22)$$

$$\frac{\partial^2 \vec{E}_x}{\partial z^2} = k^2 \vec{E}_x \quad (2.23)$$

Sehingga persamaan differensial dari medan listrik sebagai fungsi kedalaman dapat dinotasikan dalam persamaan berikut:

$$E_x = f(z) \quad (2.24)$$

$$E_x = A \exp(-kz) + B \exp(+kz) \quad (2.25)$$

Dimana persamaan (2.25) merupakan penjumlahan dari $f(-z)$ dan $f(+z)$ yang dapat digunakan untuk mengeneralisasi medan elektromagnetik (EM) pada medium 1D. Dimana pada $f(-z)$ menyatakan atenuasi medan EM mengalami peluruhan seiring bertambahnya kedalaman ($z > 0$). Sedangkan pada $f(+z)$ menyatakan atenuasi medan EM mengalami peluruhan seiring berkurangnya

kedalaman ($z \ll \lambda$) atau dalam arah yang berkebalikan dengan $f(-z)$. Koefisien A dan B ditentukan berdasarkan syarat batas.

Untuk persamaan difusi medan magnet (2.21) pada medium 1D, komponen medan listrik yang saling tegak lurus dengan E_x adalah komponen medan magnet H_y . Sehingga medan magnet H_y dengan A' dan B' independen dari medan listrik E_x . Maka, komponen y dapat diselesaikan menggunakan persamaan (2.14) sehingga persamaan tersebut menjadi:

$$(\nabla \times \vec{E})_y = -i\omega\mu_0 \vec{H}_y \quad (2.26)$$

$$\frac{\partial E_y}{\partial z} = -i\omega\mu_0 \vec{H}_y \quad (2.27)$$

Diperoleh solusi persamaan medan magnet H_y menjadi:

$$H_y = \frac{k}{i\omega\mu_0} A \exp(-kz) + B \exp(+kz) \quad (2.28)$$

Pada medium homogen yang dimana resistivitas dianggap konstan dan hanya memiliki 1 lapisan dengan nilai ketebalan yang tak hingga. Maka tidak ada refleksi karena tidak terdapat batas peralihan. Sehingga syarat batas dalam kondisi khusus (medium homogen) dari medium 1D dapat ditentukan dari salah satu komponen yaitu hanya ada komponen A. Pada kondisi khusus ini tidak memiliki $f(+z)$ atau $B=0$ sehingga persamaan untuk medan listrik (2.25) dan medan magnet (2.28) berubah menjadi persamaan yang sangat sederhana seperti berikut:

$$E_x = A \exp(-kz) \quad (2.29)$$

$$H_y = \frac{k}{i\omega\mu_0} A \exp(-kz) \quad (2.30)$$

2.6 Tensor Impedansi

Pengukuran metode MT termasuk kedalam pengukuran bersifat pasif yang terdiri dari fluktuasi medan listrik (E) dan medan magnet (H) pada arah ortogonal di permukaan bumi. Komponen ortogonal dari medan listrik dan medan magnet horizontal dihubungkan dengan tensor impedansi (\underline{Z}). Tensor impedansi adalah

fungsi transfer MT yang merepresentasikan medium 3D bawah permukaan serta memberikan nilai resistivitas di bawah permukaan medium 3D (Grandis, 2013). Secara matematis tensor impedansi dituliskan dalam persamaan berikut:

$$E = \underline{Z}H \quad (2.31)$$

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} \quad (2.32)$$

Dimana:

Z : Tensor Impedansi

E : Medan Listrik

H : Medan Magnet

Bentuk matriks dalam persamaan (2.32) bergantung pada arah dan dimensionalitas medium. Oleh karena itu, resistivitas semu dan fase kurva MT terhadap sumbu x dan y dapat direpresentasikan melalui persamaan berikut:

$$\rho_{xy} = \frac{1}{\omega\mu_0} |Z_{xy}|^2; \rho_{yx} = \frac{1}{\omega\mu_0} |Z_{yx}|^2 \quad (2.33)$$

$$\Phi_{xy} = \tan^{-1} \left[\frac{\text{Im}(Z_{xy})}{\text{Re}(Z_{xy})} \right]; \Phi_{yx} = \tan^{-1} \left[\frac{\text{Im}(Z_{yx})}{\text{Re}(Z_{yx})} \right] \quad (2.34)$$

Khusus pada medium homogen dan medium 1D dimana resistivitas berubah terhadap kedalaman maka impedansi nya bersifat skalar. Komponen diagonal tensor impedansi Z_{xx} dan Z_{yy} bernilai nol, dan komponen anti-diagonal memiliki nilai yang sama hanya beda tanda.

$$\text{Kasus 1D} \begin{cases} Z_{xx} = Z_{yy} = 0 \\ Z_{xy} = -Z_{yx} \end{cases} \quad (2.35)$$

Sedangkan untuk medium 2D, resistivitas berubah sepanjang arah horizontal dan kedalaman.

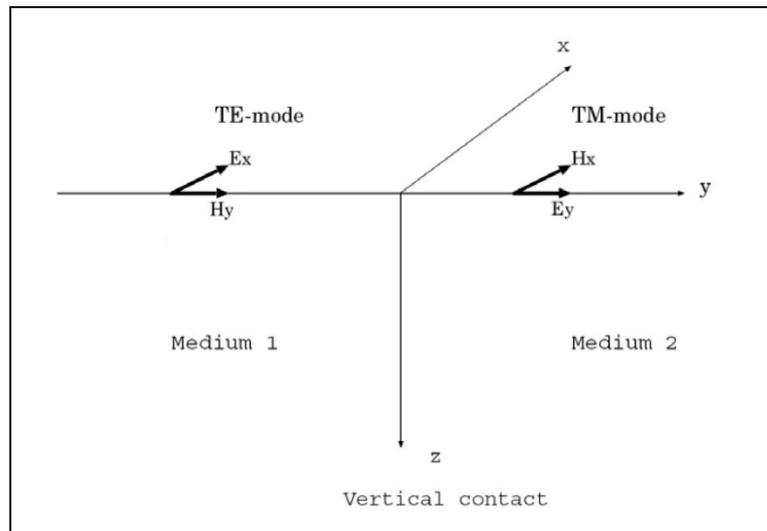
$$\text{Kasus 2D} \begin{cases} Z_{xx} = Z_{yy} = 0 \\ Z_{xy} \neq Z_{yx} \end{cases} \quad (2.36)$$

Pada medium 2D memiliki tensor impedansi khusus jika sumbu koordinat pengukuran (x dan y) sejajar dengan arah struktur (*strike*) maka $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$. Namun, jika sumbu koordinat pengukuran tidak sejajar ataupun tegak lurus arah struktur 2D maka tensor impedansi akan berubah menjadi medium 3D, dimana semua komponen memiliki arah.

$$\text{Kasus 3D} \begin{cases} Z_{xx} \neq Z_{yy} \neq 0 \\ Z_{xy} \neq Z_{yx} \neq 0 \end{cases} \quad (2.37)$$

2.7 Mode Pengukuran Magnetotellurik (MT)

Dalam pengukuran metode MT di medium 2D memiliki dua metode pengukuran yaitu metode TE (*Transverse Electric*) dan metode TM (*Transverse Magnetic*). Kedua metode ini dapat membantu untuk melakukan pengolahan data MT dan interpretasi tahap awal. Ilustrasi metode pengukuran MT dapat dilihat pada Gambar 2.6.



Gambar 2.6 Metode pengukuran dalam MT yang menunjukkan komponen medan listrik dan medan magnet pada medium 2D. Medium 1 merupakan metode TE sedangkan pada medium 2 merupakan metode TM (Grandis, 2013)

1. Metode TE (*Transverse Electric*)

Metode TE merupakan metode pengukuran MT yang memiliki komponen medan listrik (E) sejajar dengan arah struktur utama (Unsworth, 2008). Komponen yang terdapat pada bidang arah sumbu y dan z hanya terdapat komponen magnetik. Dalam pengukuran metode TE, medan listrik yang

melewati sumbu x (E_x) dapat berasosiasi pada sumbu x (Niasari, 2015). Karena medan listrik (E_x) sejajar dengan kontak vertikal (*strike*) oleh karena itu, metode TE dapat memetakan lapisan konduktif secara lateral dengan baik.

2. Metode TM (*Transverse Magnetic*)

Metode TM merupakan metode pengukuran MT yang memiliki komponen medan magnet (H) sejajar dengan arah struktur utama (Unsworth, 2008). Dimana komponen yang terdapat pada bidang arah sumbu y dan z hanya terdapat komponen medan listrik. Dalam pengukuran metode TM, medan listrik yang melewati sumbu y (E_y) mengalami diskontinuitas karena terdapat perbedaan diskontinuitas akibat kontak vertikal (*strike*) pada sumbu x (Niasari, 2015). Oleh karena itu, metode TM kurang baik untuk memetakan lapisan konduktif secara lateral. Namun, medan listrik yang melewati sumbu z (E_z) dapat berasosiasi dengan baik dan tidak berpengaruh bila terdapat perbedaan konduktivitas pada kontak vertikal (*strike*) sehingga dapat memetakan lapisan konduktif secara vertikal dengan baik. Metode TM ini dapat digunakan untuk menentukan struktur regional.

2.8 Skin Effect dan Skin Depth

Skin effect didefinisikan sebagai atenuasi amplitudo medan EM yang bersifat eksponensial terhadap kedalaman, sehingga mengakibatkan kedalaman menjadi tidak signifikan di kedalaman tertentu (Grandis, 2013). Secara matematis dapat dinyatakan dalam persamaan berikut:

$$|E_x| = A \exp(-\alpha z) \quad (2.38)$$

dimana nilai α dinyatakan dalam persamaan berikut:

$$\alpha = \sqrt{\frac{0.5\omega\mu_0}{\rho}} \quad (2.39)$$

Sedangkan *skin depth* (δ) diasosiasikan dengan kedalaman investigasi medan EM atau dapat diartikan dengan kedalaman penetrasi pada suatu medium homogen yang dimana amplitudo medan EM mengalami peluruhan menjadi $1/e$ dari amplitudo yang terdapat dipermukaan bumi ($\ln e = 1$ atau $e = 2.718...$) (Grandis, 2013). Secara matematis dapat dinyatakan dalam persamaan berikut:

$$\delta = \sqrt{\frac{2\rho}{\omega\mu_0}} = 500\sqrt{\rho T} \approx 500\sqrt{\frac{\rho}{f}} \quad (2.40)$$

Dari persamaan berikut menyatakan bahwa kedalaman berbanding lurus dengan periode dan tahanan jenis medium. Semakin besar periode gelombang EM atau tahanan jenisnya, maka semakin besar kedalaman investigasi yang diperoleh. Hal ini dikarenakan oleh atenuasi amplitudo medan EM yang semakin lemah. Kedalaman investigasi dalam *skin depth* merupakan pendekatan yang didasarkan dengan situasi medium homogen, oleh sebab itu estimasi kedalaman investigasi dari *skin depth* nilai nya terlalu besar (*over-estimate*). Maka digunakan kedalaman efektif yang lebih kecil dari *skin depth* yaitu:

$$d_{eff} = \frac{\delta}{\sqrt{2}} \approx 350\sqrt{\rho T} \quad (2.41)$$

2.9 Analisis Data Magnetotellurik (MT)

Dalam pengolahan data MT terdapat dua tahapan untuk menganalisis data MT, diantaranya yaitu tahapan analisis *phase tensor* dan analisis arah *geoelectrical strike*. Kedua tahapan ini akan dapat membantu untuk mendapatkan model 2 dimensi struktur bawah permukaan bumi yang akurat dan sesuai dengan keadaan geologi sebenarnya.

1. Analisis *Phase Tensor*

Analisis *phase tensor* atau tensor fasa merupakan tahapan dalam pengolahan data MT yang dimana rasio bilangan *real* (X) dan *imaginer* (Y) dari suatu bilangan kompleks tensor impedansi (Z) (Caldwell, 2004). Dari kedua rasio tersebut secara matematis dapat dituliskan dalam persamaan berikut:

$$Z = X + iY \quad (2.42)$$

$$\Phi = X^{-1}Y = \begin{bmatrix} \Phi_{xx} & \Phi_{xy} \\ \Phi_{yx} & \Phi_{yy} \end{bmatrix} \quad (2.43)$$

Dimana:

Z : Tensor impedansi

X : Bilangan *real*

- Y : Bilangan *Imajiner*
 Φ : *Phase tensor* (Tensor Fasa)

Pada umumnya *phase tensor* diilustrasikan dalam sebuah bentuk *elips* yang terdiri dari 4 komponen riil (2.43) yaitu Φ_{xx} , Φ_{xy} , Φ_{yx} dan Φ_{yy} dan terdapat 4 parameter yaitu sudut α_p yang bukan rotasional invarian serta tiga parameter rotasi invarian diantaranya yaitu sumbu maksimum (Φ_{max}), sumbu minimum (Φ_{min}), dan sudut *skew angle phase tensor* (β). Sudut β dapat digunakan untuk memperoleh informasi mengenai dimensionalitas regional pada data MT (Caldwell, 2004). Nilai α dan β dapat dihitung menggunakan persamaan berikut:

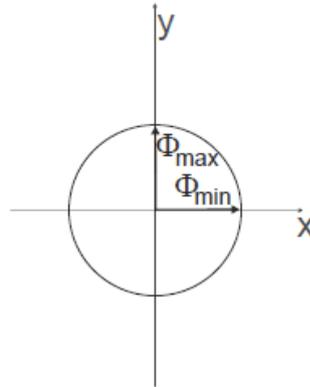
$$\alpha = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{\Phi_{xy} + \Phi_{yx}}{\Phi_{xx} - \Phi_{yy}} \right) \quad (2.44)$$

$$\beta = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{\Phi_{xy} - \Phi_{yx}}{\Phi_{xx} + \Phi_{yy}} \right) \quad (2.45)$$

Phase tensor juga memiliki sifat tersendiri, diantaranya yaitu tidak mudah terpengaruh oleh efek galvanik, nilai sudut kemiringan pada struktur dimensionalitas 2D bernilai nol, dan dapat memberikan informasi arah *geoelectrical strike*. Kekurangan dari *phase tensor* yaitu memiliki ambiguitas sebesar 90° sehingga perlu dibandingkan sesuai dengan keadaan geologi regional daerah penelitian. Dalam medium 1D, 2D, dan 3D bentuk diagram *phase tensor* memiliki perbedaan pada setiap medium.

a. *Phase Tensor 1D*

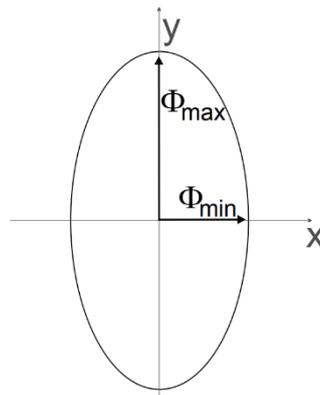
Dalam medium 1D pada Gambar 2.7, bentuk diagram *phase tensor* divisualisasikan dengan lingkaran karena parameter rotasi invarian pada sumbu maksimum dan minimum memiliki nilai yang sama ($\Phi_{maks} = \Phi_{min}$). Sedangkan untuk nilai *skew angle phase tensor* tidak dapat terdefinisi ($\beta = 0$).



Gambar 2.7 Ilustrasi *phase tensor* 1D yang memiliki bentuk eliptisitas lingkaran dengan nilai *skew angle* ($\beta = 0$) (Niasari, 2015)

b. *Phase Tensor* 2D

Dalam medium 2D pada Gambar 2.8, *phase tensor* divisualisasikan dengan bentuk elips simetris sejajar dengan struktur regional dengan nilai sumbu maksimum dan minimum yang nilainya berbeda ($\Phi_{maks} \neq \Phi_{min}$). Lalu, memiliki nilai *skew angle phase tensor* tidak terdefinisi ($\beta = 0$) sehingga membuat arah *phase tensor* bergantung pada sudut α_p dan memiliki ambiguitas sebesar 90° yang dipengaruhi oleh dominasi fase TE atau TM.

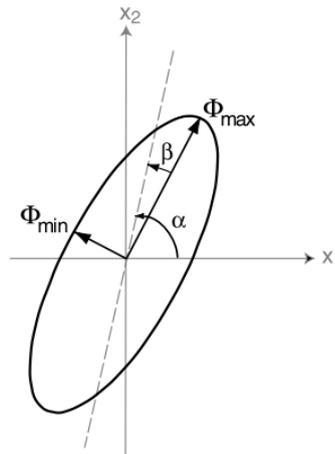


Gambar 2.8 Ilustrasi *phase tensor* 2D yang memiliki bentuk eliptisitas simetris dengan nilai *skew angle* ($\beta = 0$) (Niasari, 2015)

c. *Phase Tensor* 3D

Dalam medium 3D pada Gambar 2.9, *phase tensor* divisualisasikan dengan bentuk elips asimetris karena memiliki komponen sumbu

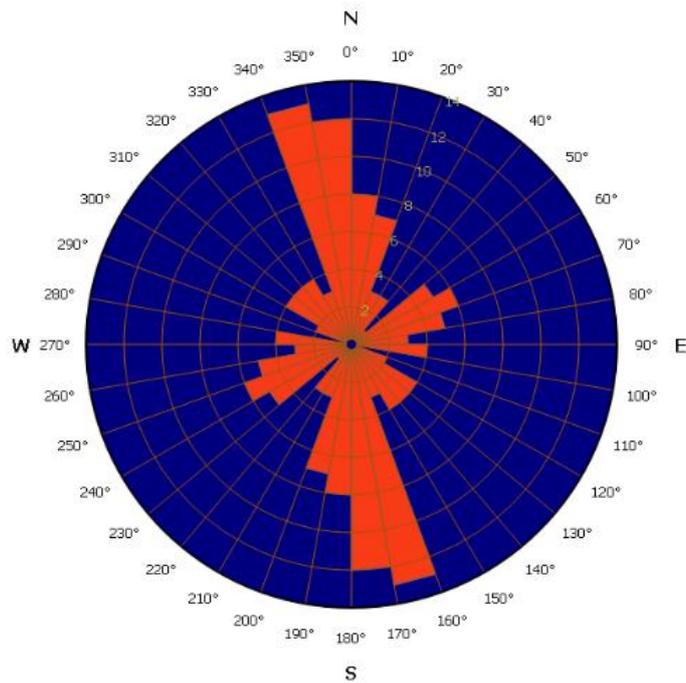
maksimum dan minimum yang nilainya berbeda ($\Phi_{maks} \neq \Phi_{min}$). Lalu, memiliki nilai *skew angle phase tensor* ($\beta < -3^\circ$ atau $\beta > 3^\circ$) sehingga sudut α_p tidak dapat diidentifikasi sebagai arah struktur (*strike*) (Caldwell, 2004) (Niasari, 2015).



Gambar 2.9 Ilustrasi *phase tensor* 3D yang memiliki bentuk eliptisitas asimetris dengan nilai *skew angle* adalah ($\beta < -3^\circ$ atau $\beta > 3^\circ$) (Caldwell, 2004)

2. Analisis *Geoelectrical Strike*

Analisis *geoelectrical strike* merupakan analisis untuk menentukan arah yang mengasumsikan aliran arus listrik yang mengalir di bawah permukaan yang disebabkan oleh inhomogenitas lateral dari respon konduktivitas listrik di bumi. Dalam medium 2D diasumsikan bahwa terdapat medium konduktif yang memanjang dan mengalirkan arus listrik di bawah permukaan bumi (Niasari, 2015). Dari hasil analisis *phase tensor* dapat diidentifikasi dimensionalitas dan arah *geoelectrical strike* sebelum melakukan pemodelan 2D. Arah *geoelectrical strike* disajikan dalam bentuk diagram mawar (*Rose Diagram*) untuk semua titik *sounding* MT pada interval periode pendek-panjang (Gambar 2.10). Diagram mawar (*Rose Diagram*) merupakan bentuk diagram 1 lingkaran penuh ($0^\circ - 360^\circ$), yang menyajikan data berupa sudut antara sumbu utama elips *phase tensor* terhadap arah *geoelectrical strike* (Fitra Ramdhani, 2017). Informasi arah *geoelectrical strike* dapat diketahui dari nilai sudut α_p yang dominan dalam diagram mawar (*Rose Diagram*) dan akan digunakan untuk merotasi data MT sebelum melakukan pemodelan.



Gambar 2.10 Ilustrasi diagram mawar *geoelectrical strike* daerah Tularosa Basin dengan arah N165°E

Dalam analisis *geoelectrical strike* juga memiliki kekurangan yang sama dengan analisis *phase tensor* yang telah dijelaskan sebelumnya, bahwa memiliki ambiguitas sebesar 90°, oleh karena itu analisis data MT perlu di korelasikan dengan keadaan geologi sebenarnya.

2.10 Pemodelan Data Magnetotellurik (MT)

Pemodelan data MT menjadi dasar untuk mengetahui visualisasi bawah permukaan sekaligus melakukan interpretasi kualitatif dari data MT. Pemodelan data MT yang digunakan pada penelitian ini adalah pemodelan inversi 2D.

1. Pemodelan Inversi 2D

Untuk dapat memvisualisasikan kondisi bawah permukaan secara lebih realistis maka digunakan pemodelan inversi 2D. Dalam pemodelan inversi 2D merupakan pemodelan yang nilai resistivitas bervariasi terhadap komponen x, y, z (kedalaman). Pemodelan inversi 2D yang diaplikasikan dalam *software WinGLink* menggunakan metode inversi NLCG (*Non-Linear Conjugate Gradient*). Metode ini mampu untuk menyederhanakan suatu fungsi objektif yang terdapat pada resistivitas. Metode ini dapat secara langsung meminimalisir permasalahan yang bukan kuadratik, membebaskan

kerangka iterasi dan inversi linear (Rusmala, 2020). Menurut Rodi dan Mackie, 2001 persamaan NLCG dapat diselesaikan dengan menggunakan fungsi objektif ψ yang dituliskan dalam persamaan berikut:

$$\psi = (d - F(m))^T V^{-1} (d - F(m)) + \lambda m^T L^T L m \quad (2.46)$$

2.11 Penelitian Terdahulu

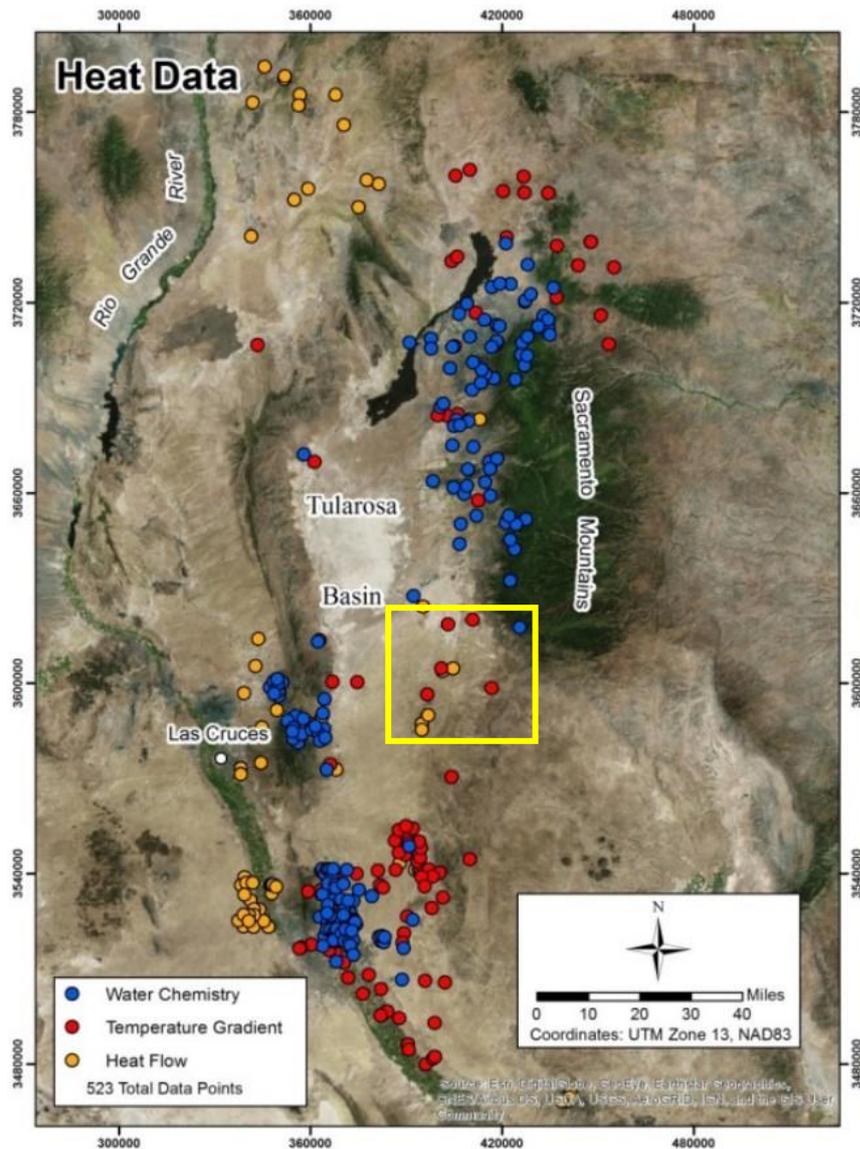
Daerah Tularosa Basin sampai saat ini belum banyak dikembangkan terutama dalam sumber daya panas bumi. Penelitian terdahulu yang digunakan penulis sebagai acuan untuk mempermudah dalam pengolahan dan interpretasi data yaitu penelitian yang dilakukan oleh Greg Nash, dkk (2017) dengan judul “*Innovative Play Fairway Modelling Applied to the Tularosa Basin*” yang bertujuan untuk melakukan survei setting geologi daerah Tularosa Basin, dan mengetahui potensi panas bumi.

Hasil dari penelitian ini daerah Tularosa Basin yang berada diantara beberapa pegunungan dan terbentuk karena sejarah tektonik kompleks yang dimulai pada *Paleozoikum* ketika adanya pengangkatan *basement* dan tekukan *orogeni* selama *Orogenic Kenozoikum Laramide* awal yang menyebabkan patahan normal yang membatasi *graben* dan *half graben*. Pada daerah Tularosa Basin terdapat keberadaan struktur geologi berupa sesar normal kuarter yang berhubungan dengan *Orogeni Laramide* dan dicirikan oleh aliran panas yang tinggi. Selain itu, terdapat fitur permukaan yang diyakini bahwa daerah Tularosa Basin memiliki sumber daya panas bumi. Karena terdapatnya *sinters fosil travertine* dan alterasi hidrotermal di beberapa area kecil. Menurut Greg Nash, dkk (2017) potensi panas bumi dapat terjadi karena berbagai hal berikut:

1. Adanya kompleksitas batuan beku *Pra-Kambrium* dan *Tersier* yang berada di kedalaman relatif dangkal yang dapat membantu mengalirkan panas dari *basement*.
2. Adanya kompleksitas struktur dan *focused strain* yang di indikasi adanya keberadaan hubungan struktur yang berukuran sedang-kecil.
3. Terdapat tektonik aktif (kuarter) yang menunjukkan keberadaan struktur yang masih terisi fluida di beberapa daerah sehingga bersifat konduktif, dan;

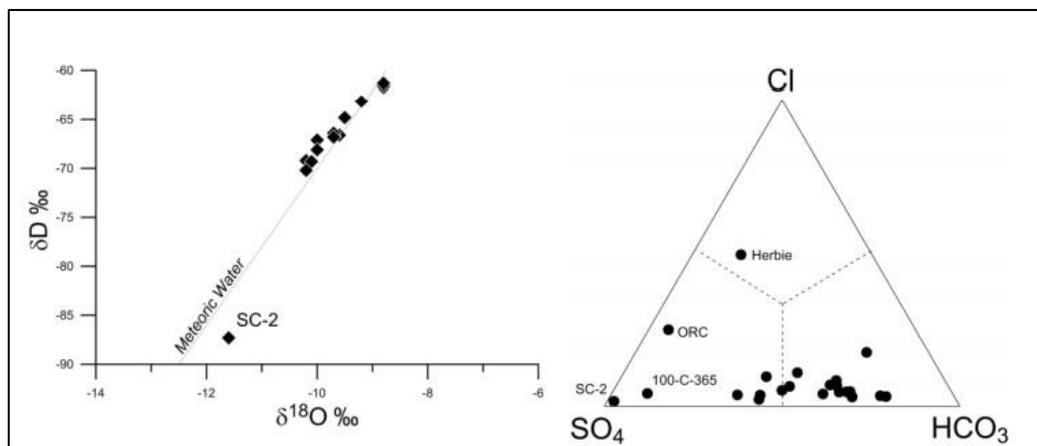
- Retakan tektonik dan magmatisme yang cenderung meningkatkan gradien panas bumi.

Hasil penelitian yang dilakukan oleh Greg Nash, dkk (2017) untuk mengetahui potensi panas bumi, juga diperkuat oleh analisis data Geokimia Geotermal (Gambar 2.11). Pengambilan data sampel ini dilakukan oleh *Utah Geological Survey* pada 20 November – 15 Desember 2016. Berikut ini merupakan peta persebaran data analisis geokimia yang telah dilakukan.



Gambar 2.11 Peta persebaran data penelitian analisis geokimia geotermal Tularosa Basin, kotak berwarna kuning menandakan perkiraan area penelitian Tugas Akhir yang menunjukkan adanya data temperatur gradien panas bumi dan aliran panas (Greg dkk, 2017)

Hasil sampel analisis geokimia diperoleh pada kedalaman dangkal ± 120 meter di dalam area penelitian. Kemudian sampel tersebut dianalisis di tiga Laboratorium terpisah untuk dilakukan analisis kimia dan isotop. Berikut ini merupakan hasil diagram terner (Gambar 2.12) yang menyatakan bahwa fluida yang terdapat di bawah permukaan berasal dari air meteorik seperti air hujan dan atau lelehan salju. Selain itu, diagram terner $Cl - SO_4 - HCO_3$ juga memberikan hasil analisis geokimia air pada daerah Tularosa Basin yang menyatakan bahwa sebagian besar air yang berada di reservoir kaya akan kandungan bikarbonat dan atau sulfat dengan nilai pH mendekati pH netral (6-7).



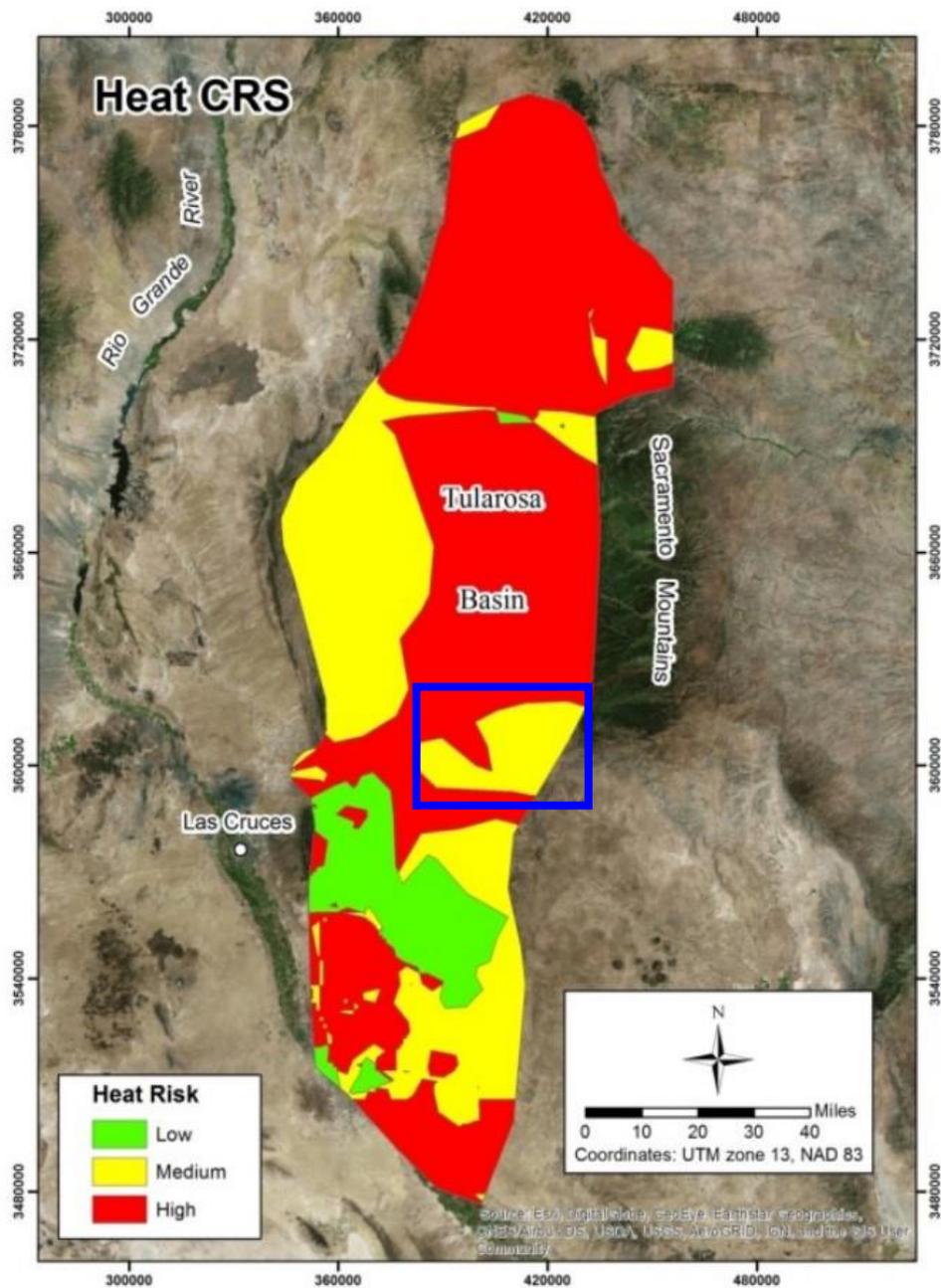
Gambar 2.12 Diagram terner hasil analisis sampel geokimia air pada daerah Tularosa Basin, yang menyatakan bahwa air bawah permukaan berasal dari air meteorik dan sebagian besar kaya akan kandungan bikarbonat dan atau sulfat dengan pH 6-7 (Greg dkk, 2017)

Selain data geokimia air, juga disajikan data temperatur gradien panas bumi yang telah diklasifikasikan dalam tabel berikut (Tabel 2.2).

Tabel 2.2 Klasifikasi temperatur gradien panas bumi daerah Tularosa Basin (Greg dkk, 2017)

Temperatur Gradien Panas Bumi	Estimasi Sumber Daya Panas bumi
0°C/km - 60°C/km	Resiko Tinggi
60°C/km - 80°C/km	Resiko Medium
>80°C/km	Resiko Rendah

Berdasarkan tabel klasifikasi tersebut, Greg Nash, dkk (2017) memvisualisasikan persebaran temperatur gradien panas bumi daerah Tularosa Basin dalam gambar peta berikut (Gambar 2.13).



Gambar 2.13 Peta persebaran klasifikasi temperatur gradien panas bumi Tularosa Basin, kotak biru menandakan perkiraan area penelitian Tugas Akhir yang termasuk dalam klasifikasi potensi temperatur gradien resiko medium dengan suhu yang berkisar $60^{\circ}\text{C}/\text{km}$ - $80^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (Greg dkk, 2017)