

## BAB II TEORI DASAR

### 1.1 *Anisotropi*

Menurut Anderson dkk. (1994), dari banyak disiplin ilmu yang diterapkan di lapangan minyak dan gas bumi, fenomena yang hampir universal adalah *anisotropi*, yaitu variasi sifat kelistrikan pada arah yang diukur [3]. Apa yang dimaksud dengan *anisotropi* bergantung pada siapa yang membicarakannya. Bagi ahli geofisika umumnya fokus pada kecepatan gelombang seismik atau polarisasi *shear waves*. Ahli petrofisika akan fokus pada pengukuran resistivitas *anisotropi*. Ahli geologi dan pertambangan mungkin akan berpikir mengenai *anisotropi* dalam kekuatan batuan atau ketahanan dari gaya tekan bumi. Ahli stratigrafi akan mengkonsentrasikan *anisotropis* pada sifat magnetis. *Reservoir engineers* perlu berusaha keras mengkarakterisasi *anisotropi* permeabilitas untuk merencanakan strategi produksi yang optimal [6].

Dalam penelitian ini, asumsi *anisotropi* adalah karena sesar; karena sesar telah ditunjukkan dari geologi, sesar strike dapat ditunjukkan oleh besarnya arah anomali resistivitas yang diperoleh dari diagram kutub. Dengan kata lain *anisotropi* bawah permukaan dipengaruhi oleh *fracture* (patahan), *layering* (perlapisan), dan *join system*, serta retakan pada batuan. Sistem *fracture* juga mengontrol penyebaran fluida. Perlu kita ketahui bahwa penyebab *anisotropi* terhadap sesar apakah berpengaruh terhadap pengukuran atau tidak, sebab dengan mengetahui nilai *anisotropi* kita dapat mengetahui apakah litologi bawah permukaan itu sama atau berbeda tergantung dari sifat struktur geologi dibawah permukaan. Menurut Bolshakov dkk, Untuk menyelidiki apakah *anisotropi* kemungkinan disebabkan oleh sesar, penting untuk membedakan antara dua kondisi; jika resistivitas semu bervariasi dengan orientasi susunan elektroda tetapi tidak tergantung pada koordinat, tanah bersifat *anisotropik* dan homogen [10]. Dan menurut Habberjam dan Watkins, Ketika resistivitas semu tergantung pada koordinat dan orientasi susunan elektroda, tanah adalah *anisotropik* dan tidak homogen [11].

Dalam kasus media *anisotropic* stratifikasi atau fraktur, dua parameter di definisikan antara lain koefisien *anisotropi* ( $\lambda$ ) dan resistivitas medium  $\rho M$ . Rumusan koefisien *anisotropi* dinyatakan sebagai berikut :

$$\lambda = \frac{\rho T}{\rho L} \dots\dots\dots (2.1)$$

dimana  $\lambda$  merupakan koefisien *anisotropi*,  $\rho T$  adalah nilai resistivitas transversal, dan  $\rho L$  nilai resistivitas longitudinal.

Sedangkan rumusan resistivitas medium dinyatakan sebagai berikut :

$$\rho M = \sqrt{\rho L \times \rho T} \dots\dots\dots (2.2)$$

Untuk media isotropic homogen  $\lambda$  sama dengan 1, sedangkan media *anisotropic* homogen berkisar  $>1$  (lebih dari satu), dimana  $\rho T$  lebih besar dari nilai  $\rho L$  [14][15].

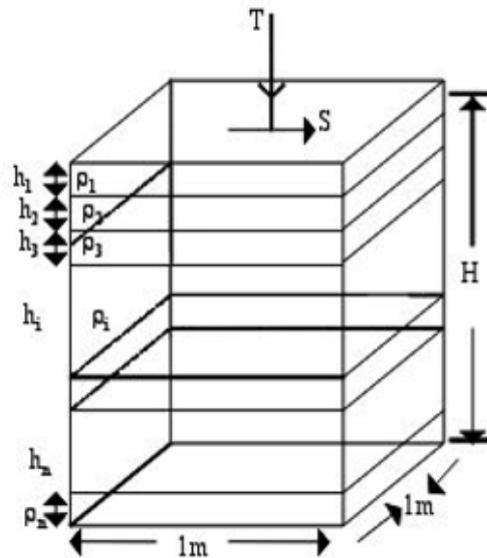
Dalam penelitian ini, asumsi *anisotropic* karena pengaruh dari patahan atau pengaruh oleh struktur geologi lainnya yang dapat dilihat dari peta geologi yang telah ada sebelumnya., patahan sesar dapat ditunjukkan oleh besarnya arah anomali resistivitas diperoleh dari diagram. Pada dasarnya untk membuktikan nilai koefisien *anisotropi* dipengaruhi oleh struktur geologi dilakukan pengukuran sejajar dengan *fault strike*.

Jika pada lokasi pengukura tidak terdapat struktur geologinya maka dilakukan pengukuran azimuth, pengukuran azimuth ini bertujuan agar dapat mengidentifikasi struktur geologi di segala arah dalam satu lokasi pengukuran yang sama, hanya arah lintasan pengukuranya saja yang membedakan. Dari hasil pengukuran dilapangan nanti diperoleh nilai tahanan jenis di bawah permukaan berdasarkan kedalaman lapisan iso-resistivitas. Nilai resistivitas yang diperoleh itu diolah menjadi nilai koefisien *anisotropi*. Koefisien *anisotropi* dihitung di semua spasi jarak  $AB/2$ , dan disajikan secara grafis.

Untuk menyelidiki apakah *anisotropi* disebabkan oleh patahan, penting untuk membedakan antara dua kondisi, jika resistivitas semu bervariasi dengan spasi elektroda orientasi array tetapi tidak tergantung pada koordinat pada dasarnya litologi bawah permukaan adalah *anisotropic* dan homogen. Namun ketika semu

tergantung pada keduanya koordinat dan orientasi array elektroda pada dasarnya litologi bawah permukaan adalah *anisotropi* dan tidak homogen dalam kasus ini.

Unutk memperjelasnya dikumpulkan data-data pengukuran VES (*vertical electrode sounding*) yang diukur di 6 lintasan pengukuran dengan arah azimuth yang berbeda-beda (N-S, N30S, N60S, E-W, N120S, dan N150S). Data yang telah diukur menggambarkan variasi litologi vertikal dan lateral.



**Gambar 2. 1** Konsep *anisotropi* pada lapisan batuan [13]

Dimana untuk dapat menentukan nilai *anisotropi* pada tiap-tiap lapisan batuan di perlukan beberapa parameter, diantaranya :

- a. Konduktansi longitudinal

$$SL = \frac{h}{\rho} = h \cdot \sigma \dots\dots\dots (2.3)$$

Dimana  $SL$  adalah konduktansi longitudinal,  $h$  adalah nilai masing-masing pada setiap ketebalan lapisan dalam satuan Meter,  $\rho$  adalah nilai resistivitas batuan ( $\Omega m$ ), dan  $\sigma$  adalah nilai konduktivitas (S/m).

- b. Resistansi transversal

$$T = h \cdot \rho \dots\dots\dots (2.4)$$

$T$  adalah nilai resistansi transversal (Ohm-meter),  $h$  adalah nilai masing-masing pada setiap ketebalan lapisan dalam satuan Meter, dan  $\rho$  adalah nilai resistivitas batuan ( $\Omega\text{m}$ ).

c. Resistivitas longitudinal

$$\rho L = \frac{h}{sL} \dots\dots\dots (2.5)$$

$\rho L$  merupakan nilai resistivitas longitudinal ( $\Omega\text{m}$ ),  $h$  adalah nilai masing-masing pada setiap ketebalan lapisan dalam satuan Meter, dan  $SL$  adalah konduktansi longitudinal.

d. Resistivitas transversal

$$\rho T = \frac{T}{h} \dots\dots\dots (2.6)$$

$\rho T$  merupakan nilai resistivitas transversal ( $\Omega\text{m}$ ),  $T$  adalah nilai resistansi transversal ( $\Omega\text{m}$ ), dan  $h$  adalah nilai masing-masing pada setiap ketebalan lapisan dalam satuan Meter.

e. Resistivitas medium

Nilai resistivitas medium didapat dari hasil perhitungan akar dari perkalian antara resistivitas longitudinal ( $\Omega\text{m}$ ) dan resistivitas transversal ( $\Omega\text{m}$ ).

$$\rho M = \sqrt{\rho L \cdot \rho T} \dots\dots\dots (2.7)$$

Sehingga akan diperoleh persamaan *anisotropi* dengan menggunakan rumus sebagai berikut

$$\lambda = \frac{\rho T}{\rho L} \dots\dots\dots (2.8)$$

Dimana persamaan *anisotropi* di atas menggunakan persamaan parameter Dar Zarrouk [4].

**1.2 Konsep Dasar Metode Geolistrik**

Metode geolistrik adalah suatu metode yang memanfaatkan sifat-sifat kelistrikan untuk menginterpretasi karakteristik suatu batuan di bawah permukaan

bumi. Sumber-sumber listrik tersebut bisa yang berasal dari alam (pasif) atau kita menginput arus listrik ke dalam tanah (aktif).

Prinsip kerja metode geolistrik adalah dengan kita menginputkan arus listrik frekuensi rendah kedalam tanah lalu distribusi potensial listriknya diukur menggunakan elektroda potensial. Hal ini dilakukan dengan tujuan untuk mendapatkan informasi mengenai nilai resistivitas formasi batuan yang berada di dalam tanah. Metode ini sangat sering digunakan dalam eksplorasi air tanah karena sifat air yang sensitive terhadap listrik. Selain itu metode ini juga bisa dimanfaatkan dalam eksplorasi bijih besi untuk menentukan persebaran bijih besi di bawah permukaan tanah.

Penggunaan geolistrik pertama kali dilakukan oleh Conrad Schlumberger pada tahun 1912. Geolistrik merupakan salah satu metoda geofisika untuk mengetahui perubahan tahanan jenis lapisan batuan di bawah permukaan tanah dengan cara mengalirkan arus listrik DC (*Direct Current*) yang mempunyai tegangan tinggi ke dalam tanah. Injeksi arus listrik ini menggunakan 2 buah elektroda arus A dan B yang ditancapkan ke dalam tanah dengan jarak tertentu dan mengukur respon formasi batuan bawah permukaan pada elektroda potensial M dan N. Diketahui bahwa semakin panjang jarak elektroda arus (A dan B) akan menyebabkan aliran arus listrik bisa menembus lapisan batuan lebih dalam. Dalam pengukuran adapun data yang diperoleh berupa arus ( $I$  dalam satuan *ampere*) dan beda potensial ( $\Delta V$  dalam satuan *volt*), dengan mengetahui nilai beda potensial dan arus listrik maka nilai tahanan jenis per lapisan batuan bawah permukaan dapat diprediksi.

$$\Delta V = \frac{I\rho}{2\pi} \left\{ \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left( \frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right\} \dots\dots\dots (2.9)$$

$$\rho = 2\pi \left\{ \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left( \frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right\} \frac{\Delta V}{I} \dots\dots\dots (2.10)$$

$$\rho = K \frac{\Delta V}{I} \dots\dots\dots (2.11)$$

Dimana K adalah faktor geometri dari konfigurasi elektroda yang digunakan di lapangan. Rumusan faktor geometri dapat dirumuskan sebagai berikut :

$$K = \frac{2\pi}{\left\{ \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left( \frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right\}} \dots\dots\dots (2.12)$$

$$K = 2\pi a \dots\dots\dots(2.13)$$

Metode geolistrik diklasifikasikan menjadi 2 bagian :

1. Geolistrik Aktif (berdasarkan sumber energi buatan) :

- IP (Induced Potential)
- Geolistrik Resistivitas *Sounding*
- Geolistrik Resistivitas *Mapping*
- Geolistrik *Tomografi*

2. Geolistrik Pasif (berdasarkan sumber energi alami bumi)

- SP (Spontaneous Potential)

Pengukuran Resistivitas dilakukan dengan instrument berupa *resistivitymeter* sebagai unit utamanya, dilengkapi oleh beberapa perangkat penunjangn seperti 4 unit elektroda (arus dan potensial), kabel listrik, sumber daya listrik (*aki/accu*), dan lain-lain.

Prinsip dasar pengukuran geolistrik resistivitas ini pada dasarnya cukup sederhana, mengacu pada hukum ohm  $V = I \times R$  yaitu dengan menginjeksikan / menghantarkan arus listrik (I) kedalam tanah (tanah sebagai media penghantar arus hambatan (R)) melalui sepasang elektroda arus dan mengukur beda potensial (V) yang timbul melalui sepasang elektroda potensial pada jarak tertentu dari elektroda arus. Satuan Resisitivitas dinyatakan dalam satuan ohm-meter ( $\Omega m$ ).

Dari persamaan diatas menjelaskan bahwa arus listrik melalui medium homogen, sehingga nilai resisitivitas yang terukur akan memberikan nilai yang sama sebagai resisitivitas medium sebenarnya (*true resistivity*). Pada kenyataannya bumi sebagai medium hantar listrik tidaklah homogen, sehingga resistivitas yang terukur merupakan resistivitas semu (*apparent resistivity*). Resistivitaas semu yang terukur dapat berbeda sesuai dengan konfigurasi elektroda yang digunakan dalam pengukuran.

Nilai resistivitas semu ( $\rho_a$ ) merupakan fungsi jarak antar elektroda arus, yang sekaligus dapat mebnentukan resolusi kedalaman bawah permukaan yang dapat

diukur. Untuk jarak antara elektroda yang besa maka  $\rho_a$  yang diperoleh akan menentukan variasi kedalaman bawah permukaan yang lebih dalam.

### 1.3 Sifat Kelistrikan Batuan

Batuan merupakan material yang memiliki daya hantar listrik dan tahanan jenis (resistivitas) tertentu. Semakin besar nilai resistivitas suatu batuan maka semakin sulit batuan tersebut untuk dapat menghantarkan arus listrik [13].

Sifat kelistrikan batuan adalah karakteristik suatu batuan bila dialirkan arus listrik ke dalamnya. Arus listrik tersebut dapat berasal dari alam itu sendiri atau akibat dari injeksi arus listrik yang dimasukkan ke dalam tanah.

Menurut Telford aliran arus listrik di dalam batuan dan mineral dapat di golongkan menjadi tiga kategori, yaitu :

#### 1. Konduksi secara elektronik

Konduksi ini terjadi jika batuan atau mineral mempunyai banyak electron bebas sehingga arus listrik dialirkan ke dalam batuan atau mineral oleh electron-elektron bebas tersebut.

#### 2. Konduksi secara elektrolitik

Sebagian besar batuan merupakan konduktor yang buruk dan memiliki resistivitas yang sangat tinggi yang di pengaruhi oleh sifat fisis suatu batuan. Pada kenyataannya batuan tersebut biasanya memiliki sifat porus dan memiliki pori-pori yang terisi oleh fluida, terutama air. Akibatnya batuan-batuan tersebut menjadi konduktor elektrolitik, dimana konduksi arus listrik dibawa oleh ion-ion elektrolitik dalam air. Nilai konduktivitas dan resistivitas batuan porus bergantung pada volume dan susunan pori-pori suatu batuan. Konduktivitas akan semakin besar jika kandungan air dalam batuan bertambah banyak, dan sebaliknya resistivitas akan semakin besar jika kandungan air dalam batuan berkurang.

#### 3. Konduksi secara dielektrik

Konduksi ini terjadi jika batuan atau mineral bersifat dielektrik terhadap aliran arus listrik, artinya batuan atau mineral tersebut mempunyai

elektron bebas sedikit, bahkan tidak sama sekali. Elektron dalam batuan berpindah dan berkumpul terpisah dalam inti karena adanya pengaruh medan listrik di luar, sehingga akan terjadi polarisasi. Peristiwa ini tergantung pada konduksi dielektrik batuan.

#### **1.4 Metode Geolistrik Tahanan Jenis**

Metode geolistrik resistivitas atau biasa dikenal sebagai tahanan jenis merupakan metode geolistrik yang digunakan untuk mempelajari keadaan bawah permukaan dengan cara mempelajari sifat aliran listrik di dalam batuan dibawah permukaan bumi. Pengertian lain dari resistivitas (tahanan jenis) merupakan suatu besaran yang menunjukkan tingkat hambatan terhadap arus listrik dari suatu bahan. Umumnya metode ini digunakan untuk eksplorasi dangkal, sekitar 200-500 m. Prinsip dalam metode ini yaitu arus listrik diinjeksikan ke dalam tanah melalui dua elektroda arus, sedangkan beda potensial diukur dengan dua elektroda potensial. Pada keadaan tertentu, pengukuran bawah permukaan dengan arus yang tetap akan diperoleh suatu variasi beda tegangan yang berakibat akan terdapat variasi resistansi yang akan membawa suatu informasi tentang struktur dan material yang dilewatinya. Prinsip ini sama halnya dengan menganggap bahwa material bumi memiliki sifat resistif atau seperti perilaku resistor dimana material-materialnya memiliki nilai skala yang berbeda dalam menghantarkan arus listrik.

Faktor-faktor yang mempengaruhi daya hantar arus listrik pada batuan adalah kandungan mineral logam, kandungan mineral non-logam, kandungan elektrolit padat, kandungan fluida, perbedaan tekstur, perbedaan porositas, perbedaan permeabilitas, perbedaan volume batuan, dan perbedaan temperatur.

**Tabel 2. 1** Harga *Resistivity* Batuan Menurut Suyono 1978 [27].

Material	Harga resistivitas (Ohm meter )
Air permukaan	80-200
Airtanah	30-100
Silt-lempung	10-200
Pasir	100-600
Pasir dan kerikil	100-1.000
Batu Lumpur	20-200
Batupasir	50-500
Konglomerat	100-500
Tufa	20-200
Kelompok andesit	100-2.000
Kelompok granit	1.000-10.000
Kelompok chert, slate	200-2.000

Setiap batuan memiliki karakteristik tersendiri tak terkecuali dalam hal sifat kelistrikkannya. Salah satu sifat batuan tersebut adalah resistivitas (tahanan jenis) yang menunjukkan kemampuan bahan tersebut untuk menghantarkan arus listrik. Semakin besar nilai resistivitas suatu bahan maka semakin sulit bahan tersebut menghantarkan arus listrik, begitu pula sebaliknya

Berdasarkan harga resistivitasnya, batuan digolongkan dalam 3 kategori yakni :

Konduktor baik :  $10^{-6} < \rho < 1 \Omega\text{m}$

Konduktor sedang :  $1 < \rho < 10^7 \Omega\text{m}$

Isolator :  $\rho > 10^7 \Omega\text{m}$

Pengukuran nilai tahanan jenis batuan bawah permukaan dapat dilakukan dengan tiga cara, yaitu :

1. *Mapping* merupakan pengukuran perubahan resistivitas bawah permukaan secara lateral (horizontal). Pengukuran yang dilakukan dengan *mapping* ini dapat dilakukan dengan cara berpindah titik pengukuran, namun jarak antar elektroda arus (A dan B) dan potensial (M dan N) yaitu sama. Konfigurasi elektroda yang umum digunakan adalah konfigurasi wenner atau dipole-dipole.
2. *Sounding* atau dikenal sebagai *vertical electrical sounding* (VES) merupakan pengukuran perubahan resistivitas bawah permukaan pada arah

vertical. Hal ini dapat dilakukan dengan cara mengubah atau membuat variasi jarak antar elektroda arus dan potensial pada titik pengukuran yang sama. Konfigurasi elektroda yang umum digunakan adalah konfigurasi Schlumberger.

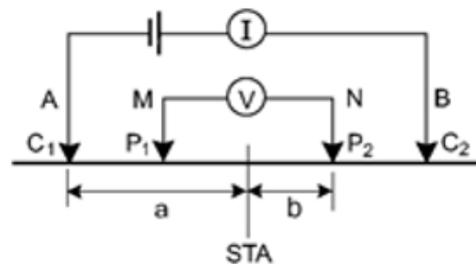
3. *Imaging/Tomografi* merupakan pengukuran yang digunakan untuk mendapatkan distribusi resistivitas bawah permukaan secara lateral dan vertical (2D atau 3D).

### 1.5 Konfigurasi Elektroda

Dalam pengukuran geolistrik ada berbagai macam konfigurasi elektroda yang digunakan dalam proses pengambilan data di lapangan guna untuk mengetahui lapisan geologi di bawah permukaan, diantaranya konfigurasi *wenner*, *Schlumberger*, *dipole-dipole*, *pole-dipole*, dan *pole-pole*. Dalam penelitian yang dilakukan kali ini menggunakan konfigurasi *Schlumberger*.

#### 1. Konfigurasi *Schlumberger*

Konfigurasi *Schlumberger* adalah konfigurasi dengan 4 (empat) elektroda, dimana jarak antar elektroda arus (M dan N) tidak sama dengan elektroda potensial (A dan B). Namun jarak antara elektroda A dan elektroda M sama dengan jarak elektroda B dengan elektroda N yaitu sebesar  $(L-a)/2$ , sedangkan jarak antara elektroda M dan elektroda N sebesar  $(L+a)/2$ . Dimana L adalah jarak antara elektroda A dan elektroda B, sedangkan a adalah jarak antara elektroda P1 dan elektroda P2.



**Gambar 2. 2** Konfigurasi Schlumberger [28].

$$K = 2\pi \left( \frac{1}{\left(\frac{1}{R_1} - \frac{1}{R_2}\right) - \left(\frac{1}{R_3} - \frac{1}{R_4}\right)} \right) \dots\dots\dots(2.14)$$

$$K = 2\pi \left( \frac{1}{\left(\frac{1}{na} - \frac{1}{(a+na)}\right) - \left(\frac{1}{(a+na)} - \frac{1}{na}\right)} \right) \dots\dots\dots(2.15)$$

$$K = 2\pi \left( \frac{1}{\left(\frac{(a+na)-na}{na(a+na)}\right) - \left(\frac{na-(a+na)}{na(a+na)}\right)} \right) \dots\dots\dots(2.16)$$

$$K = 2\pi \left( \frac{1}{\left(\frac{a}{na^2+(na)^2}\right) - \left(\frac{a}{na^2+(na)^2}\right)} \right) \dots\dots\dots(2.17)$$

$$K = 2\pi \left( \frac{1}{\frac{2a}{(n+n^2)a^2}} \right) \dots\dots\dots(2.18)$$

$$K = 2\pi \left( \frac{1}{\frac{2}{(n+n^2)a}} \right) \dots\dots\dots(2.19)$$

$$K = 2\pi \left( \frac{2\pi}{2} \right) \dots\dots\dots(2.20)$$

$$K = \pi a(n + n^2) \dots\dots\dots(2.21)$$

### 1.6 *Azimuthal Resistivity Sounding*

Metode geofisika telah banyak digunakan untuk banyak aplikasi di bawah permukaan termasuk pemetaan geologi; studi teknik dan lingkungan, dan investigasi hidrogeologis. *Azimuthal Resistivity Sounding* (ARS) adalah metode geolistrik yang digunakan untuk identifikasi dan karakterisasi batuan patahan [1].

*Azimuthal resistivity* adalah upaya untuk untuk mengukur variasi arah sifat listrik. Adapun dalam melakukan *azimuthal resistivity* mengamati perubahan resistivitas yang tampak pada suatu struktur geologi. Struktur geologi ini juga menunjukkan sifat perilaku *anisotropi* pada batuan. *Anisotropi* adalah perbedaan dalam properti dan parameter dari suatu objek dalam arah yang berbeda.

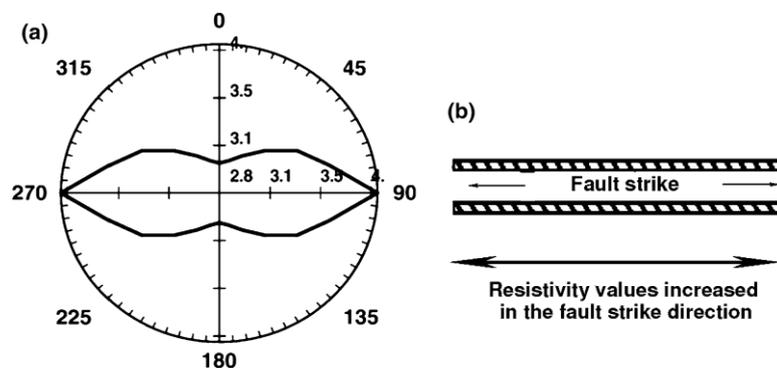
Menurut Lane dkk, *Azimuthal resistivity* lebih sensitif dalam perlakuan medan *anisotropik* di bawah permukaan dan membutuhkan luas daerah pengukuran yang lebih kecil daripada konfigurasi segaris [5][6]. Keutamaan lainnya, menurut Watson and Barker, yaitu bahwa konfigurasi bentangan persegi ini dapat mengukur dua arah saling tegak lurus dalam satu kali pengambilan data di lapangan [8].

Konfigurasi ini sesuai untuk survei skala kecil dengan pemisahan elektroda hanya pada kisaran beberapa meter.

Kita dapat mengambil keuntungan dari pengambilan sampel bawah permukaan spesifik ini dengan memvariasikan survei *azimuth resistivity* dalam upaya untuk mengukur variasi arah sifat listrik.

*Azimuthal resistivity* ini menunjukkan nilai sensitifitas yang besar pada pengukuran *anisotropik* seperti *dip* dan *strike*. *Strike* merupakan suatu garis maya yang terbentuk melalui perpotongan pada struktur geologi seperti lipatan (*fold*), patahan (*fault*) atau rekahan (*fracture*). Karena struktur geologi tersebutlah yang menjadi target anomali, Untuk dapat mendefinisikan struktur geologi tersebut maka konfigurasi elektroda diletakkan dengan memotong atau sejajar arah *strike*.

Pengukuran resistivitas *azimuthal* dilakukan dengan memutar susunan elektroda sepanjang  $180^\circ$  atau  $360^\circ$  di sekitar titik pusat dan merekam pengukuran sepanjang jumlah azimuth yang cukup untuk mendeteksi variasi resistivitas yang tampak dengan orientasi (Gambar. 3a).



**Gambar 2. 3** Pengukuran Resistivitas Azimuth [1].

Plot ellipsoidal dari anomaly resistivitas dapat mengindikasikan adanya fitur struktural seperti patahan (*fault*) sepanjang arah azimuth. Untuk susunan collinear, sumbu utama elips bertepatan dengan sesar strike (Gambar. 3b), sedangkan dalam kasus susunan nonlinier, seperti susunan bujur sangkar, sumbu minor elips sejajar dengan sesar strike [11].