Skripsi Geofisika

EKSPLORASI PANAS BUMI MENGGUNAKAN METODE GEOLISTRIK DAN GEOKIMIA DI KABUPATEN MANDAILING NATAL, SUMATERA UTARA

DIKY PRAYUDI ANGGARA

H22115011

DEPARTEMEN GEOFISIKA

FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM

UNIVERSITAS HASANUDDIN

MAKASSAR

2020

Optimization Software:
www.balesio.com

EKSPLORASI PANAS BUMI MENGGUNAKAN METODE GEOLISTRIK DAN GEOKIMIA DI KABUPATEN MANDAILING NATAL, SUMATERA UTARA

S K R I P S I

Diajukan Sebagai Salah Satu Syarat Untuk Memperoleh Gelar Sarjana Sains

Pada Program Studi Geofisika Departemen Geofisika

Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam

Universitas Hasanuddin

OLEH :

DIKY PRAYUDI ANGGARA

H 221 15 011

DEPARTEMEN GEOFISIKA

FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGATAHUAN ALAM

UNIVERSITAS HASANUDDIN

MAKASSAR

2020

Optimization Software:
www.balesio.com

HALAMAN PENGESAHAN

"EKSPLORASI PANAS BUMI MENGGUNAKAN METODE GEOLISTRIK DAN GEOKIMIA DI KABUPATEN MANDAILING NATAL, SUMATERA UTARA"

OLEH :

DIKY PRAYUDI ANGGARA

H 221 15 011

Makassar, 21 Agustus 2020

Pembimbing Utama	Pembimbing Pertama
Syamsuddin, S.Si, MT	**Muhammad Fawzy Ismullah. S.Si, MT**
NIP. 197401152002121001	**NIP. 199111092019031010**

Optimization Software:
www.balesio.com

PERNYATAAN

Dengan ini saya menyatakaan bahwa skripsi ini merupakan karya orisinil saya dan sepanjang pengetahuan saya tidak memuat bahan yang pernah dipublikasi atau ditulis oleh orang lain dalam rangka tugas akhir untuk sesuatu gelar akademik di Univeritas Hasanuddin atau di lembaga pendidikan lainnya dimanapun, kecuali bagian yang telah dikutip sesuai kaidah yang berlaku. Saya juga menyatakan bahwa skripsi ini merupakan hasil karya saya sendiri dan dalam batas tertentu dibantu oleh pihak pembimbing.

Penulis

Diky Prayudi Anggara

Optimization Software:
www.balesio.com

SARI BACAAN

Kemunculan mata air panas di atas permukaan merupakan salah satu bukti adanya aktivitas panas bumi di daerah tersebut. Fluida panas bumi yang terbentuk di dalam lapisan reservoir ini muncul melalui batuan-batuan yang telah mengalami rekahan ataupun patahan. Salah satu daerah yang yang memiliki manifestasi panas bumi di permukaan berupa mata air panas berada di Kabupaten Mandailing Natal, Sumatera Utara. Mata air panas di daerah ini memiliki temperatur antara 97-100^{o} C serta di daerah tersebut terdapat beberapa struktur geologi yang diperkirakan mengontrol keluarnya mata air panas. Berdasarkan hasil penelitian dengan menggunakan metode geolistrik resistivitas konfigurasi *Schlumberger* dan *Head-On*, maka struktur geologi yang mengontrol keluarnya mata air panas tersebut adalah Sesar Sirambas dengan kelurusan berarah N120^{o}E (Barat Laut – Tenggara) dengan kemiringan 80-85^{o}. Sedangkan dengan menggunakan metode geokimia, kedua mata air panas tersebut memiliki sifat dominan klorida (Cl) yang berada pada zona *mature water* dan berada pada zona *partial equilibrium*. Estimasi temperatur reservoir dengan menggunakan geotermometer antara 151-233^{o}C.

Kata Kunci : Mata air Panas, Geokimia, Geolistrik Resistivitas

Optimization Software:
www.balesio.com

ABSTRACT

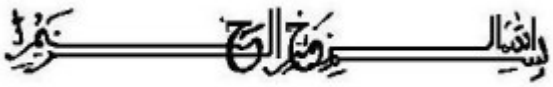
The appearance of hot springs on the surface is one proof of geothermal activity in the region. Geothermal fluid that forms in this reservoir layer appears through rocks that have undergone fractures. One area that has geothermal manifestations on the surface in the form of hot springs is in Mandailing Natal Regency, North Sumatra. The hot springs in this area have temperatures between 97-100^{o}C and in this area there are several geological structures that are thought to control the release of hot springs in the area. Based on the results of research using the geoelectric resistivity method with *Schlumberger* and *Head-On* configurations, the geological structure that controls the discharge of hot springs is the Sirambas Fault with the N120^{o}E (Northwest - Southeast) alignment with a slope of 80-85^{o}. Meanwhile, with the geochemical method, the two hot springs have the dominant characteristic of chloride (Cl) which is in the *mature water* zone and is in the *partial equilibrium* zone. Estimation of reservoir temperature using geothermometer ranges from 151-233^{o}C.

KeyWords: *Hotspring, Geochemistry, Resistivity*

.

Optimization Software:
www.balesio.com

KATA PENGANTAR



Assalamu Alaikum Warahmatullahi Wabarakatuh

Alhamdulillahirabbil'alamin, Segala puji bagi Allah SWT, atas segala rahmat dan hidayah yang diberikan kepada penulis sehingga dapat menyelesaikan penyusunan skripsi yang berjudul 'Eksplorasi Panas Bumi Menggunakan Metode Geolistrik dan Geokimia Di Kabupaten Mandailing Natal, Sumatera Utara'. Salawat serta salam semoga tercurah kepada Nabiullah Muhammad SAW.

Skripsi ini merupakan salah satu syarat untuk menyelesaikan pendidikan strata satu (S1) pada Departemen Geofisika Fakultas MIPA Universitas Hasanuddin. Penulis menyadari bahwa keberhasilan penyusunan skripsi ini tidak lepas dari ridho dan karunia dari Allah SWT dan bantuan dari berbagai pihak baik secara langsung maupun tidak langsung. Dalam kesempatan ini dengan segala kerendahan hati, ucapan terima kasih yang tak terhingga wajib saya haturkan kepada orang tua saya **Bapak H.Dafri Ali** dan Ibu **Hj. A. Marhumi** sebagai orang tua yang selalu memberikan segala cinta, kasih sayang, dan pengorbanan serta doa terbaik untuk penulis. Buat adik saya **Dini Anggeraeni** serta seluruh keluarga yang membantu dalam segala bentuk apapun**.**

Melalui kesempatan ini pula, penulis menyampaikan penghargaan dan terima kasih yang sebesar-besarnya kepada :

Optimization Software:
www.balesio.com

apak **Syamsuddin, S.Si, MT** selaku pembimbing utama yang senantiasa emberikan motivasi dan dorongan kepada penulis dan bapak **uhammad Fawzy Ismullah, S.Si, MT** selaku pembimbing pertama

yang senantiasa memberikan perhatian, bimbingan, nasihat, serta masukan kepada penulis dalam menyelesaikan skripsi tugas akhir.

2. Bapak **Dr. Ir. Muh. Altin Massinai, MT.Surv** dan bapak **Dr, Erfan, M.Si** sebagai tim penguji yang telah memberikan koreksi dan masukan kepada penulis dalam penulisan tugas akihir ini.
3. Bapak **Dr. Eng Amiruddin** selaku Dekan FMIPA UNHAS, Bapak **Dr. A. Ilham Latunra, M.Sc** selaku Wakil Dekan III dan juga menjadi orang tua penulis di kampus, seluruh staf dosen dan pengajar serta staf pegawai akademik Jurusan Fisika dan Fakultas MIPA UNHAS yang telah membantu kelancaran penyelesaian skripsi ini.
4. Bapak **Dr. Sakka, M.Si** selaku Penasihat akademik yang senantisa memberikan nasihat, motivasi dan bimbingan kepada penulisan mulai dari awal perkuliahan sampai dengan penyusunan tugas akhir.
5. Bapak **Iqbal Takodama** selaku pembimbing penulis selama melaksanakan kerja praktek di **Pusat Sumber Daya Mineral Batubara dan Panas Bumi (PSDMBP)** di Bandung.
6. Saudara-saudari F15IKA,

   “ Satu Dalam Dekapan” yang tidak dapat saya sebutkan namanya satu persatu, terima kasih sudah menemani penulis sejauh ini dan masih tetap ada dan selalu ada.
7. Saudara- saudari MIPA 2015 **“Untuk MIPA”** yang tidak dapat penulis sebutkan namanya satu persatu. Terima kasih untuk kebersamaanya selama ini.

Optimization Software:
www.balesio.com

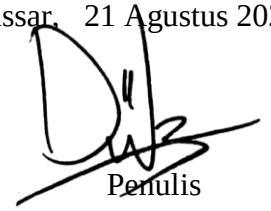
8. Teman-teman **Calon Imam dan Tampan Otodidak** semangat untuk menyelesaikan skripsinya.
9. Kanda-kanda senior **Himafi** yang senantiasi membagikan ilmu serta memberikan petunjuknya **"Jayalah Himafi Fisika Nan Jaya"**.
10. Kepada **Keluarga Mahasiswa Fakultas MIPA Unhas**. Kanda-kanda, teman angkatan, dan adik-adik. Terima kasih sudah memperkenalkan penulis dunia organisasi yang selalu menjunjung tinggi Kebersamaan dan Kekeluargaan. Salam ***'Use Your Mind Be The Best'.***
11. Adinda **Fisika 2016, 2017, dan 2018** terima kasih dan selamat berjuang.
12. Teman-teman KKN Kecamatan Barru Gelombang 99.
13. Semua pihak yang membantu penulis selama menempuh studi yang tidak sempat disebutkan satu persatu.
14. Terakhir skripsi ini saya persembahkan bagi mereka yang selalu bertanya **"Kapan Wisuda atau Kapan Skripsimu Selesai?"**. **Terlambat lulus atau lulus tidak tepat waktu bukan sebuah kejahatan, bukan sebuah aib. Alangkah kerdilnya jika mengukur kepintaran seseorang dari siapa yang paling cepat lulus.**

Semoga skripsi tugas akhir ini bermanfaat bagi pembaca maupun penulis. Penulis telah mengerahkan segala kemampuan dalam menyelesaikan skripsi ini, tapi sebagai manusia yang tak lupuk dari kesalahn, penulis menyadari bahwa masih banyak kekurangan dan masih jauh dari kesempurnaan karena sesungguhnya kesempurnaan hanyalah milik Allah

Optimization Software:
www.balesio.com

SWT. Oleh karena itu, kritik dan saran yang bersifat membangun dari Anda sangat penulis harapkan

Makassar, 21 Agustus 2020



Penulis

Optimization Software:
www.balesio.com

DAFTAR ISI

HALAMAN JUDUL.....ii
LEMBAR PENGESAHAN.....iii
PERNYATAAN.....iv
SARI BACAAN.....v
ABSTRAK.....vi
KATA PENGANTAR.....vii
DAFTAR ISI.....xi
DAFTAR GAMBAR.....xiv
DAFTAR TABEL.....xvi
BAB I 1
I.1 Latar Belakang 1
I.2 Rumusan Masalah 4
I.3 Ruang Lingkup Penelitian..... 4
I.4 Tujuan Penelitian 4
BAB II..... 5
II.1 Geologi Regional 5
II.1.1 Geomorfologi Regional..... 9
II.1.2 Struktur Geologi Regional 10
II.2 Sistem Panas Bumi di Indonesia..... 11
II.3 Mata Air Panas atau Hangat 17
II.4 Metode Geolistrik Resistivitas..... 18
II.4.1 Prinsip Dasar Metode Geolistrik Resistivitas 20
II.4.2 Potensial Pada Medium Homogen Isotropik 21
II.4.3 Potensial Pada Elektroda Arus Tunggal..... 23
4 Potensial Pada Dua Elektroda 25
5 Konsep Resistivitas Semu 26
6 Konfigurasi Schlumberger 27

Optimization Software:
www.balesio.com

II.4.7 Konfigurasi *Head-On* 28
II.5 Resistivitas Batuan 29
II.6 Inversi Geolistrik 1D 31
II.7 Metode *Kriging* 32
II.8 Metode Geokimia 33
II.8.1 Geoindikator 34
II.8.2 Geotermometer 38
BAB III 41
III.1 Data dan Perangkat Penelitian 41
III.1.1 Data Penelitian 41
III.1.2 Perangkat Penelitian 42
III.2 Tahapan Penelitian 42
III.2.1 Tahap Persiapan 42
III.2.2 Prosedur Pengolahan Data 42
III.2.2.1 Pengolahan Data *Sounding* 42
III.2.2.2 Pengolahan Data *Mapping* 43
III.2.2.3 Pengolahan Data Metode *Head On* 44
III.2.2.4 Pengolahan Data Metode Geokimia 44
III.2.3 Interpretasi Data 45
III.2.4 Bagan Alir 46
BAB IV 47
IV.1 Titik Pengukuran 47
IV.2 Metode Geolistrik Resistivitas 48
IV.2.1 Data *Mapping* 48
IV.2.2 Data *Sounding* Konfigurasi *Head-On* 54
IV.2.3 Data *Sounding* Konfigurasi Schlumberger 57
IV.2.4 Penampang Gabungan 72
IV.3 Metode Geokimia 77
.1 Karakteristik Mata Air Panas 77
.2 Geoindikator 77
.3 Geotermometer Kimia 80

Optimization Software:
www.balesio.com

BAB V 82
V.1 Kesimpulan 82
V.2 Saran 82
DAFTAR PUSTAKA 83
LAMPIRAN 87

Optimization Software:
www.balesio.com

DAFTAR GAMBAR

Gambar 2.1 Lempeng Tektonik di Indonesia (Hall, 2009)..... 5
Gambar 2.2 Peta Geologi Daerah Penelitian (Rock dkk,. 1983)..... 8
Gambar 2.3 Perpindahan Panas di bawah permukaan (Saptadji, 2009)..... 12
Gambar 2.4 Peta Sebaran Gunungapi Aktif di Indonesia (BNPB, 2009)..... 14
Gambar 2.5 Medium Homogen Isotropik Dialiri Listrik (Hendrajaya dkk., 1990) 22
Gambar 2.6 Aliran Arus Yang Berasal Dari Satu Sumber Arus (Telford dkk., 1990) 24
Gambar 2.7 Bentuk Susunan Dua Elektroda Arus (Telford dkk., 1990)..... 25
Gambar 2.8 Susunan Elektroda Konfigurasi Schlumberger (Ian, 2013)..... 27
Gambar 2.9 Susunan Elektroda Konfigurasi Head-On (Asfahani, 2018) 28
Gambar 2.10 Contoh Grafik Hasil Pengukuran Head-On..... 29
Gambar 2.11 Diagram Ternary Cl-SO4-HCO3 (Giggenbach, 1988)..... 35
Gambar 2.12 Diagram Ternary Na-K-Mg (Giggenbach, 1988)..... 37
Gambar 3.1 Peta Lokasi Penelitian..... 41
Gambar 3.2 Bagan Alir Penelitian..... 46
Gambar 4.1 Titik Pengukuran Pada Daerah Penelitian..... 47
Gambar 4.2 Peta Isoresistivitas AB = 500 m 49
Gambar 4.3 Peta Isoresistivitas AB = 1000 m 50
Gambar 4.4 Peta Isoresistivitas AB = 1600 m 51
Gambar 4.5 Peta Isoresistivitas AB = 2000 m 52
Gambar 4.6 Peta Isoresistivitas Terhadap Kedalaman 53
Gambar 4.7 Grafik Pengukuran Head-On Lintasan 1 55
Gambar 4.8 Grafik Pengukuran Head-On Lintasan 2 56
Gambar 4.9 Hasil inversi di titik A3..... 58
Gambar 4.10 Penampang Lintasan C3, C4, dan C5..... 72
4.11 Penampang Lintasan D3, D4, D5, dan D6..... 74
4.12 Penampang Lintasan E3, E4, dan E5..... 75
4.13 Penampang Lintasan F3, F4, F5 dan F6 76

Optimization Software:
www.balesio.com

Gambar 4.14 Diagram Ternary Cl-SO_4-HCO_3 73
Gambar 4.15 Diagram Ternary Na-K-Mg 74

Optimization Software:
www.balesio.com

DAFTAR TABEL

Tabel 2.1 Korelasi Stratigrafi Lembar Lubuksikaping (Rock dkk.,1983)..... 7
Tabel 2.2 Nilai Resistivitas Batuan Beku dan Metamorf (Telford, 1990) 29
Tabel 2.3 Nilai Resistivitas Batuan Sedimen (Telford, 1990) 30
Tabel 4.1 Informasi Perlapisan di Titik A3 58
Tabel 4.2 Informasi Perlapisan di Titik B3 60
Tabel 4.3 Informasi Perlapisan di Titik B5 61
Tabel 4.4 Informasi Perlapisan di Titik C3 61
Tabel 4.5 Informasi Perlapisan di Titik C4 62
Tabel 4.6 Informasi Perlapisan di Titik C5 63
Tabel 4.7 Informasi Perlapisan di Titik D3 64
Tabel 4.8 Informasi Perlapisan di Titik D4 64
Tabel 4.9 Informasi Perlapisan di Titik D5 65
Tabel 4.10 Informasi Perlapisan di Titik D6 66
Tabel 4.11 Informasi Perlapisan di Titik E3 67
Tabel 4.12 Informasi Perlapisan di Titik E4 68
Tabel 4.13 Informasi Perlapisan di Titik E5 68
Tabel 4.14 Informasi Perlapisan di Titik F3..... 69
Tabel 4.15 Informasi Perlapisan di Titik F4..... 70
Tabel 4.16 Informasi Perlapisan di Titik F5..... 71
Tabel 4.17 Informasi Perlapisan di Titik F6..... 71
Tabel 4.18 Kandungan Senyawa Sampel Mata Air Panas 77
Tabel 4.19 Persentase Kandungan Cl-SO_4-HCO_3 78
Tabel 4.20 Persentase Kandungan Na-K-Mg 79
Tabel 4.21 Estimasi Suhu Reservor Berdasarkan Kandungan Na-K-Mg 79
Tabel 4.22 Hasil Perhitungan Suhu Reservoir 81

Optimization Software:
www.balesio.com

BAB I

PENDAHULUAN

I.1 Latar Belakang

Energi telah menjadi kebutuhan pokok dan merupakan salah satu penggerak ekonomi untuk mewujudkan energi berkeadilan menuju masyarakat yang sejahtera. Dalam rangka mendukung pembangunan nasional secara berkelanjutan dan meningkatkan ketahanan energi nasional, pengelolaan energi menjadi hal penting untuk mencapai kemandirian energi yang mengoptimalkan pemanfaatan potensi sumber daya energi dalam negeri (Kementrian Energi dan Sumber Daya Mineral, 2017).

Panas bumi (*Geothermal*) sendiri pertama kali dimanfaatkan pada tahun 1904 di Italia dan pemanfaatan energi panas bumi terus berlanjut hingga sekarang. Di Indonesia sendiri, area panas bumi yang mulai dimanfaatkan adalah area Kamojang tahun 1972 yang menghasilkan 140 MW. Seiring berjalannya waktu dengan Indonesia menempati posisi ke-4 dengan jumlah penduduk terbanyak di dunia, maka kebutuhan akan energi juga semakin meningkat. Oleh karena itu perlu dilakukan pengembangan dan eksplorasi lebih lanjut mengenai potensi energi panas bumi di Indonesia (Kementrian Energi dan Sumber Daya Mineral,

Optimization Software:
www.balesio.com

Menurut Minarto (2011), salah satu metode geofisika yang sering digunakan dalam eksplorasi panas bumi adalah metode geolistrik resistivitas. Hal ini disebabkan karena metode geolistrik resistivitas dapat mengetahui kondisi atau struktur geologi bawah permukaan berdasarkan variasi tahanan jenis batuannya. Anas (2018) menggunakan metode ini untuk mengidentifikasi struktur bawah permukaan berupa rekahan sebagai akibat munculnya manifestasi panas bumi di Reatoa, Sulawesi Selatan. Selain itu, Wahid (2017) menggunakan metode ini beserta dengan metode geokimia untuk mengidentifikasi hubungan antara panas bumi di daerah Lemo Susu dan Sulili, Sulawesi Selatan dengan melihat kemiripan kondisi geologi, tipe fluida, dan temperatur bawah permukaan pada kedua daerah tersebut.

Metode geolistrik resistivitas terus berkembang dan dimodifikasi untuk mendapatkan hasil yang maksimum. Karous dan Pernu (1985) menggunakan metode geolistrik resistivitas dengan mengkombinasikan data *sounding* dan *profiling* konfigurasi *Head-On* untuk menghasilkan gambaran permukaan yang cukup detail terutama untuk mengidentifikasi suatu struktur di suatu daerah. Asfahani (2010) juga menggunakan metode ini untuk mengidentifikasi zona sesar yang terjadi pada periode Kuarter-Resen di daerah Suriah.

Geokimia merupakan salah satu metode eksplorasi panas bumi dalam mempelajari karakteristik fluida panas bumi. Hal ini salah satunya dapat melalui penelitian karakteristik, baik mata air panas atau mata air yang muncul di permukaan sebagai manifestasi panas bumi permukaan

Optimization Software:
www.balesio.com

(Surmayadi, 2014). Berbagai penelitian untuk mengidentifikasi karakteristik maupun temperatur fluida panas bumi telah banyak dilakukan di Indonesia. Fathan (2013) menggunakan metode geokimia untuk mengidentifikasi tipe fluida, temperatur, serta posisi reservoir panas bumi di daerah Lebong, Bengkulu. Wahid (2017) menggunakan metode geokimia sebagai data pendukung untuk mengetahui hubungan antar dua sumber panas bumi melalui identifikasi karakteristik dari fluida serta temperatur panas bumi Lemo Susu dan Sulili yang berada di Sulawesi Selatan.

Berdasarkan data dari Kementrian Energi dan Sumber Daya Mineral tahun 2017, potensi panas bumi di Indonesia termasuk yang terbesar di dunia dengan potensi sumber daya sebesar 11.073 MW dan cadangan sebesar 17.506 MW. Potensi energi panas bumi ini muncul akibat dari posisi Indonesia yang terletak di antara 3 lempeng besar yaitu Eurasia, Indo-Australia, dan Pasifik. Salah satu potensi yang cukup melimpah berada di Pulau Sumatera yang memiliki 21 wilayah panas bumi yang telah dimanfaatkan dan 49 wilayah dengan potensi panas bumi yang masih dalam tahap pengembangan. Di Kabupaten Mandailing Natal sendiri terdapat 4 area panas bumi yang masih dalam tahap pengembangan dengan perkiraan potensi sebesar 200 MW.

Berdasarkan hal tersebut, peneliti tertarik menjadikan salah satu area di daerah Kabupaten Mandailing Natal, Sumatera Utara menjadi objek penelitian dengan *ksplorasi Panas Bumi Menggunakan Metode Geolistrik dan Geokimia Di en Mandailing Natal, Sumatera Utara*".

Optimization Software:
www.balesio.com

I.2 Rumusan Masalah

Adapun rumusan masalah dari penelitian ini adalah :

1. Bagaimana kondisi struktur bawah permukaan yang mengontrol keluarnya mata air panas daerah penelitian ?
2. Bagaimana tipe fluida panas bumi dan temperatur bawah permukaan daerah penelitian?

I.3 Ruang Lingkup Penelitian

Ruang lingkup penelitian ini meliputi tahapan pengolahan, analisis, serta interpretasi data hasil pengukuran geolistrik 1D konfigurasi Schlumberger dan *Head-On* untuk mengetahui kondisi struktur bawah permukaan daerah panas bumi. Tahapan selanjutnya melakukan analisis dari data geokimia untuk memperoleh tipe fluida dan temperatur reservoir dari sistem panas bumi daerah penelitian.

I.4 Tujuan Penelitian

Adapun tujuan dari penelitian ini adalah :

1. Mengidentifikasi kondisi struktur bawah permukaan yang mengontrol keluarnya mata air panas pada daerah penelitian.
2. Mengetahui tipe fluida dan temperatur bawah permukaan daerah penelitian.

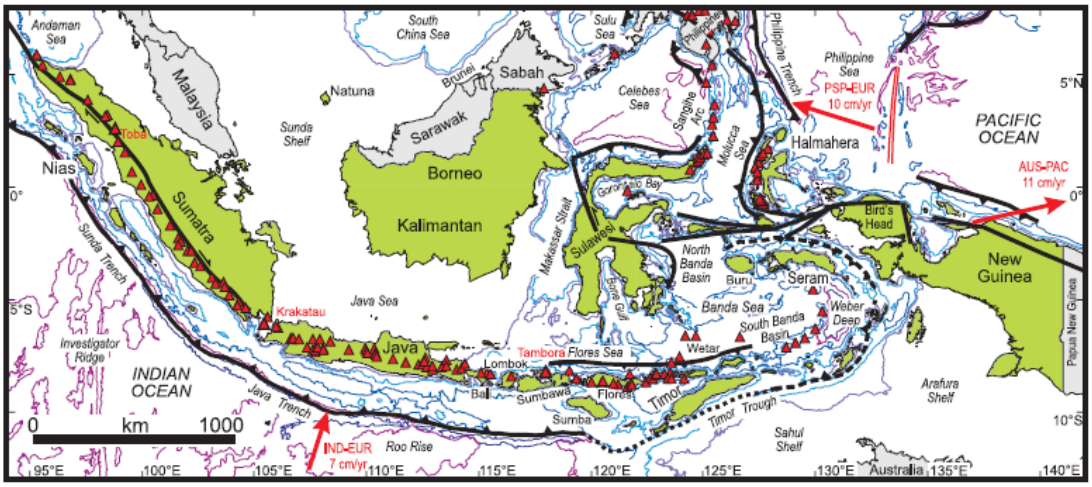
Optimization Software:
www.balesio.com

BAB II

TINJAUAN PUSTAKA

II.1 Geologi Regional

Pulau Sumatera tersusun atas dua bagian utama, sebelah barat didominasi oleh keberadaan lempeng samudera, sedangkan sebelah timur didominasi oleh keberadaan lempeng benua. Berdasarkan gaya gravitasi, magmatisme dan seismik ketebalannya sekitar 20 kilometer dan ketebalan lempeng benua sekitar 40 kilometer (Hamilton,1973).



Gambar 2.1 Lempeng Tektonik di Indonesia (Hall, 2009)

Sejarah tektonik pulau Sumatera berhubungan erat dengan dimulainya peristiwa tumbukan antara Lempeng Indo-Australia dan Asia Tenggara sekitar 45,6 juta ang lalu yang mengakibatkan rangkaian perubahan sistematis dari an relatif lempeng-lempeng disertai dengan perubahan kecepatan relatif

Optimization Software:
www.balesio.com

antar lempengnya berikut kegiatan ekstrusi yang terjadi padanya. Gerak lempeng Indo-Australia yang semula mempunyai kecepatan 86 mm/tahun menurun menjadi 40 mm/tahun akibat dari proses tumbukan tersebut (Natawidjaja dan Sieh, 1994).

Tumbukan lempeng tektonik antara Indo-Australia dengan Eurasia yang terus bergerak secara lambat laun dimana bagian dari lempeng Indo-Australia berupa kerak samudera yang memiliki densitas lebih besar tersubduksi jauh ke dalam mantel dibandingkan dengan kerak benua pada lempeng Eurasia. Zona gesekan tumbukan tersebut menjadi begitu panas sehingga akan mencairkan batuan disekitarnya. Kemudian magma naik menerobos kerak dan berusaha keluar pada permukaan. Sehingga terbentuklah busur pegunungan bukit barisan di bagian tepi lempeng Eurasia di Sumatera (Sieh dan Natawidjajaa, 2000).

Secara umum, daerah panas bumi ‘X’ termasuk dalam satuan fisiografi Graben yang merupakan bagian Sistem Patahan Sumatera. Lantai dasar graben ini berada pada elevasi 200 mdpl dengan lebar maksimum 200 km. Tinggi maksimum dinding graben sebelah barat mencapai 1000 m sedangkan dinding graben sebelah timur mencapai 1700 m. Sebagian besar lantai graben ditempati oleh endapan aluvial. Kondisi geologi di Kabupaten Mandailing Natal cukup kompleks, dengan jenis batuan yang berumur mulai dari Permokarbon sampai dengan Resen, terdiri dari berbagai jenis litologi mulai dari batuan beku, batuan metamorf dan batuan memungkinkan kabupaten ini memiliki berbagai jenis bahan galian, non-logam, yang beberapa jenis diantaranya cukup prospek untuk

Optimization Software:
www.balesio.com

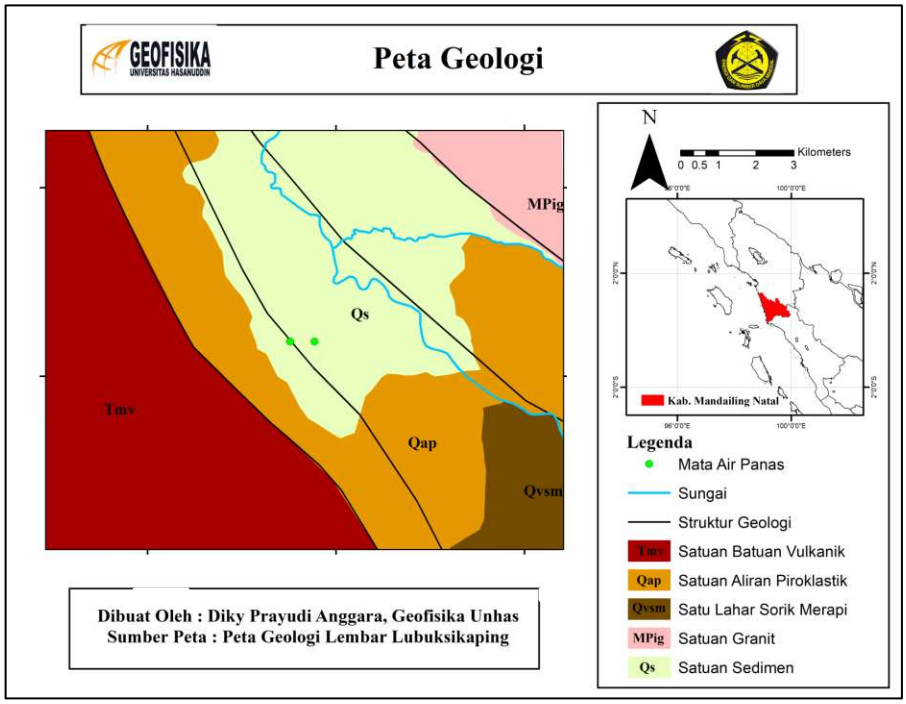
dikembangkan, seperti bahan galian granit, lempung, batugamping, sirtu, tras, batuapung, batusabak dan kuarsit (Rock dkk., 1983).

Tabel 2.1 Korelasi Satuan Geologi Lembar Lubuksikaping (Rock dkk., 1983)

MASA	ZAMAN	KALA	UMUR (JUTA TH)	Endapan Sedimen	Batuan Gunung Api	Batuan Terobosan
KENOZOIKUM	KUARTER	HOLOSEN	0.01			
		PLISTOSEN	1.6			
	TERSIER	PLIOSEN	5.3			
		MIOSEN	23.7			
		OLIGOSEN	36.5			
		EOSEN	53			
		PALEOSEN	65			
MESOZOIKUM	KAPUR		135			
	JURA		205			
	TRIAS		250			
PALEOZOIKUM	PEREM		290			
	KARBON					

Berdasarkan Tabel 2.1, batuan-batuan yang terdapat di Mandailing Natal (Madina) dan sekitarnya berumur Karbon hingga Resen. Litologi (batuan) tersebut dari tua ke muda dapat diuraikan sebagai berikut: Kelompok Tapanuli (Karbon Awal - Perem Awal), Kelompok Peusangan (Perem Akhir - Trias Akhir), Kelompok Woyla (Jura Akhir - Kapur Awal), Kelompok Gadis (Oligosen Akhir - Miosen Tengah), Sedimen Kuarter dan Aluvium. Batuan magmatik dan vulkanik yang tersebar di daerah ini dan berumur Pratersier hingga Resen antara lain: batolit granitoid Paleozoikum, intrusi granitoid Mesozoikum, intrusi dan batuan vulkanik Tersier, serta batuan vulkanik Kuarter.

Optimization Software:
www.balesio.com



Gambar 2.2 Peta Geologi Daerah Penelitian (Rock dkk,. 1983)

Pada Gambar 2.2 merupakan peta geologi daerah penelitian yang mencakup beberapa formasi batuan yaitu :

Satuan Batuan Terobosan Granit (*MPig*) berupa granit, mikrogranit, beberapa terfoliasi sampai bersifat genes dan diorit. Batuan Vulkanik Kuarter Sorik Merapi (*Qvsm*) berupa lahar andesitik dan breksi gunungapi. Batuan Vulkanik Maninjau (*Tmv*) berupa batuan vulkanik berupa lava andesit, andesit porfiri, dan andesit basaltis. Endapan Sedimen (*Qs*) berupa aluvium (pasir, kerikil, dan lanau). Satuan Aliran Piroklastik (Qap) merupakan satuan yang mengisi dan mengikuti jalur sesar. Satuan ini membentuk perbukitan berlereng sedang yang memanjang searah truktur sesar dari utara ke selatan. Kondisi singkapan batuan (*outcrop)* relatif segar, sebagian masif dan memperlihatkan kemiringan yang

Optimization Software:
www.balesio.com

relatif normal. Satuan batuan diperkirakan sebagai hasil dari erupsi celah sepanjang sesar-sesar berarah utara-selatan. Batuannya berkomposisi dominan dasitan berukuran pasir-bongkah, fragmen batuan andesitan dan batuapung berukuran pasir-kerikil yang cukup padu. Satuan aliran piroklastik ini diperkirakan berumum Kuarter Bawah menutupi struktur sesar yang ada (Rock dkk., 1983).

II.1.1 Geomorfologi Regional

Berdasarkan pengamatan Soetoyo (2008) bentang alam dan tingkat kemiringan lerengnya, maka geomorfologi daerah penelitian dapat dikelompokkan menjadi 3 satuan geomorfologi, yaitu : satuan perbukitan berlereng terjal, perbukitan bergelombang, dan satuan pedataran.

1. Geomorfologi Perbukitan Berlereng Terjal

   Satuan geomorfologi ini menempati bagian barat dan selatan daerah penelitian. Umumnya berupa perbukitan memanjang berelif kasar, berlereng terjal dengan elevasi 275-1475 mdpl. Satuan ini tersusun oleh batuan gunungapi tersier berupa aliran lava dan aliran piroklastik.

2. Geomorfologi Perbukitan Bergelombang

   Satuan geomorfologi ini menempati bagian timur sampai selatan daerah penelitian. Satuan ini terdiri atas perbukitan pada elevasi antara 250-525 mdpl. Satuan morfologi daerah ini tersusun oleh batuan granit, aliran piroklastik, dan lahar.

Optimization Software:
www.balesio.com

3. Geomorfologi Pedataran

   Satuan pedataran terdapat di bagian tengah daerah penelitian pada elevasi 200-250 mdpl. Satuan ini tersusun oleh satuan batuan sedimen dan endapan permukaan (aluvium) yang terdiri dari material lepas berupa hasil rombakan batuan di bagian hulu sungai, dengan bentuk fragmen membundar hingga membundar tanggung.

II.1.2 Struktur Geologi Regional

Struktur geologi daerah penelitian dilihat secara regional terletak pada zona Sistem Sesar Sumatera (*Sumatra Fault System*) yang berarah barat laut-tenggara, membentang dari Pulau Weh hingga Teluk Semangko, Lampung. Sesar adalah suatu rekahan pada batuan yang mengalami pergeseran sehingga terjadi perpindahan antara bagian-bagian yang berhadapan dengan arah yang sejajar dengan bidang patahan (Syamsuddin dkk., 2012).

Berdasarkan pengamatan Soetoyo (2008) dari data lapangan dan bantuan citra satelit, maka struktur sesar yang berada di daerah tersebut adalah :

1. Sesar Longgat

   Struktur sesar ini berarah relatif barat laut-tenggara. Indikasi di lapangan menunjukkan adanya kelurusan punggungan bukit dan lembah memanjang berarah relatif barat laut-tenggara, kekar, dan hancuran bantuan. Jenis sesar ini di perkirakan sesar normal dimana blok timur laut relatif bergerak turun dan bagian barat daya sebagai blok yang relatif naik.

2. Panyambungan

Optimization Software:
www.balesio.com

Tersebar di bagian timur laut daerah penelitian berarah relatif sama dengan Sesar Longgat, yaitu barat laut-tenggara. Indikasi lapangan ditemukan adanya kekar dan dinding bidang sesar yang memanjang. Jenis struktur adalah sesar normal dimana blok bagian timur laut merupakan bagian yang bergerak naik dan blok bagian barat daya bergerak turun. Sesar ini memotong Satuan Granit Pra Tersier.

3. Sesar Sirambas

   Sesar Sirambas berada di bagian tengah daerah penelitian. Diperkirakan sebagai sesar normal berarah barat laut-tenggara dengan blok bagian barat daya relatif bergerak naik dan blok timur laut bergerak turun. Sesar ini berperan dalam pembentukan Graben dan pemunculan bukit-bukit memanjang dari tenggara ke barat laut yang tersusun oleh Satuan Aliran Piroklastik.

4. Sesar Batang Gadis

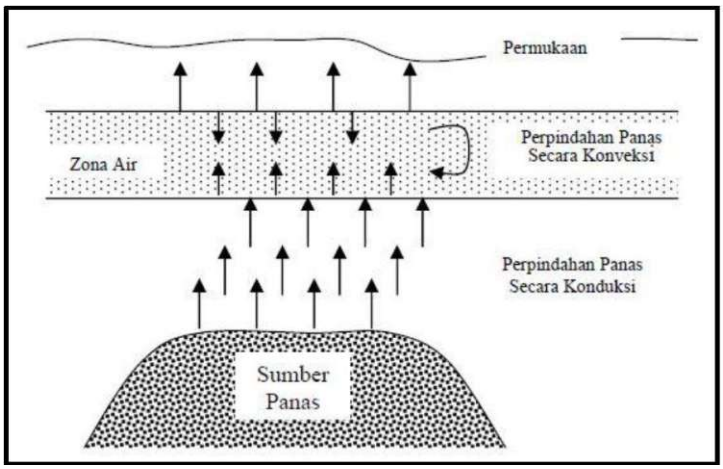
   Sesar ini berada di bagian tengah penelitian dan berarah barat laut-tenggara. Sesar ini adalah sesar normal dengan blok barat daya sebagai bagian yang turun dam blok sebelah timur laut sebagai bagian yang bergerak naik.

II.2 Sistem Panas Bumi di Indonesia

Panas bumi merupakan energi panas yang berasal dari dalam bumi yang mengalami perpindahan dari sumber ke permukaan berupa mata air panas, uap air, batu panas, fumarola, dan lumpur panas yang biasa disebut dengan manifestasi. ulan manifestasi biasanya terjadi akibat aktivitas tektonik atau vulkani ada di bawah permukaan (Maria, 2016).

Optimization Software:
www.balesio.com

Sistem panas bumi merupakan energi yang tersimpan dalam bentuk air panas atau uap panas pada kondisi geologi tertentu pada kedalaman beberapa kilometer di dalam kerak bumi. Sistem panas bumi meliputi panas dan fluida yang memindahkan panas mengarah ke permukaan. Adanya konsentrasi energi panas pada sistem panas bumi umumnya dicirikan oleh adanya anomali panas yang dapat terekam di permukaan, yang ditandai dengan gradien temperatur yang tinggi (Sulpiani dan Widowati, 2013).



Gambar 2.3 Perpindahan Panas di bawah permukaan (Saptadji, 2009)

Pada dasarnya sistem panas bumi terbentuk sebagai hasil perpindahan panas dari suatu sumber panas ke sekelilingnya yang terjadi secara konduksi dan secara konveksi. Perpindahan panas secara konduksi terjadi melalui batuan, sedangkan perpindahan panas secara konveksi terjadi karena adanya kontak antara air dengan suatu sumber panas. Perpindahan panas secara konveksi pada dasarnya terjadi [illegible]aya apung (*buoyancy*). Air karena gaya gravitasi selalu mempunyai [illegible]ungan untuk bergerak ke bawah, akan tetapi apabila air tersebut kontak [illegible]suatu sumber panas maka akan terjadi perpindahan panas sehingga

Optimization Software:
www.balesio.com

temperatur air menjadi lebih tinggi dan air menjadi lebih ringan. Keadaan ini menyebabkan air yang lebih panas bergerak ke atas dan air yang lebih dingin bergerak turun ke bawah, sehingga terjadi sirkulasi air atau arus konveksi seperti yang terlihat pada Gambar 2.3.

Sistem panas bumi di Indonesia umumnya merupakan sistem *hydrothermal* yang mempunyai temperatur tinggi (>225ºC), hanya beberapa diantaranya yang mempunyai temperature sedang (150-225ºC). Sistem panas bumi mencakup sistem *hydrothermal* merupakan sistem tata-air, proses pemanasan dan kondisi sistem dimana air yang terpanasi terkumpul. Fluida aliran panas bumi berasal dari air permukaan (meteorik air) ke dalam batu di bawah permukaan melalui celah-celah atau batuan permeabel. Dalam reservoir, air dari permukaan akan kontak dengan batu panas. Karena air panas lebih ringan dari air dingin, maka air panas akan cenderung bergerak ke atas melalui celah atau batuan permeabel, dan kemudian akan muncul di permukaan sebagai sumber air panas, *geyser*, dan lain-lain (Sulpiani dan Widowati, 2013).

Terjadinya sumber energi panas bumi di Indonesia serta karakteristiknya diakibatkan ada tiga lempengan yang berinteraksi di Indonesia, yaitu Lempeng Pasifik, Lempeng India-Australia dan Lempeng Eurasia seperti pada Gambar 2.1. Tumbukan yang terjadi antara ketiga lempeng tektonik tersebut telah memberikan peranan yang sangat penting bagi terbentuknya sumber energi panas bumi di [illegible]. Tumbukan antara lempeng Indo-Australia di sebelah selatan dan Eurasia di sebelah utara mengasilkan zona penunjaman (subduksi) di

Optimization Software:
www.balesio.com

kedalaman 160 - 210 km di bawah Pulau Jawa Nusa Tenggara dan di kedalaman sekitar 100 km di bawah Pulau Sumatera. Sistem panas bumi di Pulau Sumatera umumnya berkaitan dengan kegiatan gunungapi andesitis-riolitis yang disebabkan oleh sumber magma yang bersifat lebih asam dan lebih kental, sedangkan di Pulau Jawa, Nusa Tenggara dan Sulawesi umumnya berasosiasi dengan kegiatan vulkanik bersifat andesitis-basaltis dengan sumber magma yang lebih cair. Karakteristik geologi untuk daerah panas bumi di ujung utara Pulau Sulawesi memperlihatkan kesamaan karakteristik dengan di Pulau Jawa (Sugiharta, 2016).

Gambar 2.4 Peta Sebaran Gunungapi Aktif di Indonesia (BNPB, 2009)

Akibat dari sistem penunjaman yang berbeda, tekanan atau kompresi yang dihasilkan oleh tumbukan miring (*oblique*) antara lempeng Indo-Australia dan lempeng Eurasia menghasilkan sesar regional yang memanjang sepanjang Pulau yang merupakan sarana bagi kemunculan sumber-sumber panas bumi rkaitan dengan gunungapi muda (Gambar 2.4). Lebih lanjut dapat kan bahwa sistem panas bumi di Pulau Sumatera umumnya lebih

Optimization Software:
www.balesio.com

dikontrol oleh sistem patahan regional yang terkait dengan sistem sesar Sumatera, sedangkan di Jawa sampai Sulawesi, sistem panas buminya lebih dikontrol oleh sistem pensesaran yang bersifat lokal dan oleh sistem depresi kaldera yang terbentuk karena pemindahan masa batuan bawah permukaan pada saat letusan gunungapi yang intensif dan ekstensif (Saptadji, 2009).

Hochstein & Brown (2000) mengklasifikasikan beberapa komponen yang dimiliki oleh suatu sistem panas bumi. Komponen-komponen ini saling berkaitan dan membentuk sistem yang mampu mengantarkan energi panas dari bawah permukaan hingga ke permukaan bumi. Sistem ini bekerja dengan mekanisme konduksi dan konveksi, komponen tersebut adalah :

1. Sumber Panas

   Sumber panas dari suatu sistem hidrotermal umumnya berupa tubuh intrusi magma. Namun ada juga sumber panas hidrotermal yang bukan berasal dari batuan beku. Panas dapat dihasilkan dari peristiwa *uplift basement rock* yang masih panas, atau bisa juga berasal dari sirkulasi air tanah dalam yang mengalami pemanasan akibat adanya perlipatan atau patahan. Perbedaan sumber panas ini akan berimplikasi pada perbedaan suhu reservoir panas bumi secara umum, juga akan berimplikasi pada perbedaan sistem panas bumi

2. Batuan Reservoir

   Batuan reservoir adalah batuan yang dapat menyimpan dan meloloskan air dalam
   h yang signifikan karena memiliki porositas dan permeabilitas yang cukup
   Keduanya sangat berpengaruh terhadap kecepatan sirkulasi fluida. Batuan

Optimization Software:
www.balesio.com

reservoir juga sangat berpengaruh terhadap komposisi kimia dari fluida hidrotermal. Sebab fluida hidrotermal akan mengalami reaksi dengan batuan reservoir yang akan mengubah kimiawi dari fluida tersebut. Nicholson (1993) menjelaskan bahwa batuan vulkanik, sedimen klastik, dan batuan karbonat umumnya akan menghasilkan fluida hidrotermal dengan karakter kimia yang dapat dibedakan satu dengan yang lainnya.

3. Fluida

   Nicholson (1993) menyebutkan ada 4 (empat) macam asal fluida panas bumi, yaitu:

   a) Air meteorik atau air permukaan, yaitu air yang berasal dari presipitasi atmosferik atau hujan, yang mengalami sirkulasi dalam hingga beberapa kilometer.
   b) Air formasi atau *connate water* yang merupakan air meteorik yang terperangkap dalam formasi batuan sedimen dalam kurun waktu yang lama. Air *connate* mengalami interaksi yang intensif dengan batuan yang menyebabkan air ini menjadi lebih *saline*.
   c) Air metamorfik yang berasal dari modifikasi khusus dari air *connate* yang berasal dari rekristalisasi mineral *hydrous* menjadi mineral yang kurang *hydrous* selama proses metamorfisme batuan.
   d) Air magmatik dibagi menjadi dua jenis, yaitu air magmatik yang berasal dari magma namun pernah menjadi bagian dari air meteorik dan air *venile* yang belum pernah menjadi bagian dari meteorik.

Optimization Software:
www.balesio.com

n Penutup

Syarat dari batuan penutup adalah sifatnya yang tidak mudah ditembus atau dilalui cairan atau uap (*impermeable*). Batuan ini adalah hasil letusan gunungapi seperti lava dan piroklastik. Selain itu lapisan batuan yang *impermeable* ini dapat terbentuk juga oleh proses kimia yang disebut *self sealing* sebagai berikut :

a) Pengendapan mineral-mineral dari larutannya, terutama silika.
b) Alterasi *hydrothermal* batuan permukaan yang menghasilkan kaolinisasi.

Dapat dijelaskan bahwa sumber energi panas bumi berasal dari magma yang berada di dalam bumi yang berperan seperti kompor yang menyala. Magma tersebut menghantarkan panas secara konduktif pada batuan disekitarnya. Panas tersebut juga mengakibatkan aliran konveksi fluida *hydrothermal* di dalam pori-pori batuan. Kemudian fluida *hydrothermal* ini akan bergerak ke atas melalui rekahan – rekahan yang memungkinkan uap dan air panas mengalir kepermukaan, namun fluida *hydrothermal* tidak sampai ke permukaan karena tertahan oleh lapisan batuan yang bersifat *impermeabel*. Lokasi tempat terakumulasinya fluida *hydrothermal* disebut reservoir atau reservoir panas bumi tepatnya. Agar panas tidak hilang kepermukaan maka reservoir ditutupi oleh lapisan batuan yang solid atau impermeable sebagai lapisan penudung (*cap rock*).

II.3 Mata Air Panas atau Hangat

Mata air panas merupakan air tanah yang muncul kepermukaan bumi setelah ngi kontak dengan *geothermal*. Biasanya mata air panas mempunyai g jauh lebih besar dibandingkan dengan suhu udaranya. Pada daerah

Optimization Software:
www.balesio.com

yang beriklim tropis seperti di Indonesia suhu mata air panas biasanya lebih tinggi dibandingkan dengan suhu udara di mana mata air panas itu berada. Hal ini disebabkan daerah yang beriklim tropis seperti Indonesia memiliki kelembaban udara yang cukup tinggi (Suharyadi, 1984).

Menurut Saptadji (2009), sifat air permukaan seringkali digunakan untuk memperkirakan jenis reservoir di bawah permukaan, yaitu :

1. Mata air panas yang bersifat asam biasanya merupakan manifestasi permukaan dari suatu sistem panas bumi yang didominasi uap.
2. Mata air panas yang bersifat netral biasanya merupakan manifestasi permukaan dari suatu sistem panas bumi yang didominasi air.
3. Apabila laju aliran air panas tidak terlalu besar, umumnya disekitar mata air panas tersebut terbentuk teras-teras silika yang berwarna keperakan (*silica terrace*). Bila air panas banyak mengandung karbonat maka akan terbentuk teras-teras *travertine* (*travertine terrace*).
4. Namun di beberapa daerah, yaitu di kaki gunung, terdapat mata air panas yang bersifat netral yang merupakan manifestasi permukaan dari suatu sistem panas bumi dominasi uap.

II.4 Metode Geolistrik Resistivitas

Metode pengamatan geofisika pada dasarnya adalah mengamati gejala-gejala gangguan yang terjadi pada keadaan normal. Gangguan ini dapat bersifat statik t juga bersifat dinamik, yaitu gangguan yang dipancarkan ke bawah an bumi. Pada metode ini, arus listrik dialirkan ke dalam bumi melalui

Optimization Software:
www.balesio.com

dua buah elektroda arus. Dengan diketahuinya harga arus potensialnya maka bisa ditentukan nilai resistivitasnya. Berdasarkan nilai resistivitas tersebut dapat diketahui jenis material pada lapisan tersebut (Kara, 2018)

Berdasarkan pada tujuan penyelidikannya, metode geolistrik tahanan jenis dapat dibagi menjadi dua kelompok, yaitu (Syamsuddin dan Lantu, 2009) :

1. Metode resistivitas *mapping*

   Metode resistivitas *mapping* bertujuan untuk mempelajari variasi resistivitas bawah permukaan secara horizontal. Oleh karena itu pada metode ini digunakan konfigurasi elektroda yang sama untuk semua titik pengamatan dipermukaan bumi. Setelah itu baru dibuat kontur resistivitasnya.

2. Metode resistivitas *sounding*

   Metode resistivitas *sounding* atau biasa juga dikenal dengan metode resistivitas *drilling*. Tujuan dari metode ini adalah untuk mempelajari variasi resistivitas bawah permukaan secara vertikal. Pada metode ini pengukuran potensial dilakukan dengan cara mengubah-ubah jarak elektroda. Pengubahan jarak elektroda ini tidak dilakukan secara sembarangan tapi dari jarak terkecil kemudian diperbesar secara gradual. Jarak ini sebanding dengan kedalaman lapisan batuan yang ingin dideteksi. Pembesaran elektroda dapat dilakukan bila peralatan geolistrik dapat menghasilkan arus listrik yang besar atau memiliki sensitivitas yang tinggi artinya dapat membaca perbedaan potensial yang kecil.

Optimization Software:
www.balesio.com

Umumnya metode tahanan jenis ini lebih efektif digunakan untuk eksplorasi yang bersifat dangkal hingga sedang seperti akuifer air bawah tanah. Jika kedalaman lapisan lebih dalam informasi yang diperoleh kurang akurat, hal ini disebabkan melemahnya arus listrik untuk jarak bentangan yang semakin besar. Karena itu, metode ini jarang digunakan untuk eksplorasi dalam, seperti eksplorasi minyak. Metode tahanan jenis ini lebih banyak digunakan dalam bidang geologi (seperti penetuan kedalaman batuan dasar), pencarian reservoir air, pendeteksian intrusi air laut dan eksplorasi panas bumi (Susanti, 2011).

II.4.1 Prinsip Dasar Metode Geolistrik Resistivitas

Hukum Ohm yang dicetuskan oleh George Simon Ohm, menyatakan bahwa beda potensial (V) yang timbul di ujung-ujung suatu medium berbanding lurus dengan arus listrik (I) yang mengalir pada medium tersebut. Selain itu, dia juga menyatakan bahwa tahanan listrik (R) berbanding lurus dengan panjang medium (L) dan berbanding terbalik dengan luas penampangnya (A). Formulasi dari kedua pernyataan Ohm di atas, dapat dituliskan sebagai berikut :

$$V \infty I \text{ atau } V = I.R \tag{2.1}$$

$$R \infty \frac{L}{A} \text{ atau } R = \rho \frac{L}{A} \tag{2.2}$$

Prinsip pelaksanaan survei resistivitas adalah mengalirkan arus listrik searah ke dalam bumi melalui dua elektroda arus yang ditancapkan pada dua titik permukaan tanah dan kemudian mengukur respon beda potensial yang terjadi ua titik yang lain di permukaan bumi dimana dua elektroda potensial kan dalam suatu susunan tertentu (Syamsuddin dan Lantu, 2009).

Optimization Software:
www.balesio.com

Resistivitas memiliki pengertian yang berbeda dengan resistansi (hambatan), dimana resistivitas tidak hanya bergantung pada bahan tetapi juga bergantung pada faktor geometri atau bentuk dari bahan tersebut, sedangkan resistansi tidak bergantung pada faktor geometri (Kearey dan Ian, 2002).

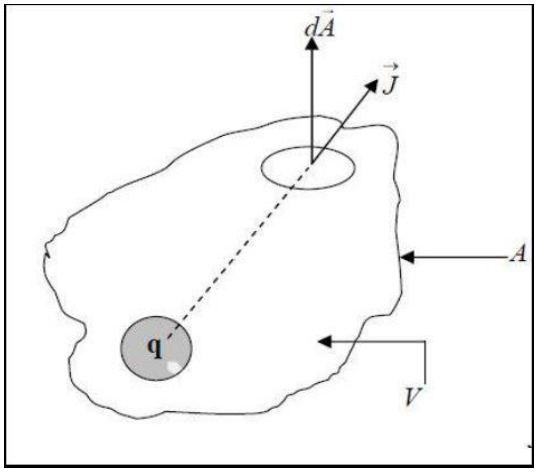
Pada pendugaan resistivitas, digunakan asumsi-asumsi sebagai berikut (Wahid, 2017) :

1. Pada bawah permukaan bumi terdiri dari lapisan-lapisan dengan ketebalan tertentu, kecuali pada lapisan terbawah yang mempunyai ketebalan tidak berhingga.
2. Bidang batas antar lapisan adalah horizontal
3. Setiap lapisan dianggap homogen isotropik

II.4.2 Potensial Pada Medium Homogen Isotropik

Lapisan bumi bersifat homogen isotropis adalah merupakan pendekatan yang sederhana dalam penentuan tahanan jenis lapisan-lapisan batuan bumi, sehingga tahanan jenis (ρ) dianggap tidak bergantung pada sumbu koordinat dan (ρ) merupakan fungsi skalar jarak titik pengamatan. Arus tunggal (I) menyebabkan timbulnya distribusi potensial (Telford dkk., 1990).

Optimization Software:
www.balesio.com



Gambar 2.5 Medium Homogen Isotropik Dialiri Listrik (Hendrajaya dan Arif, 1990)

Pada Gambar 2.5 apabila pada medium homogen isotropis dialiri arus searah (I) dengan medan listrik (E), maka elemen arus (dI) yang melalui suatu elemen luasan (dA) dengan rapat arus ($\bar{J}$) akan berlaku hubungan :

$$dI = \bar{J}.d\bar{A} \tag{2.3}$$

dengan demikian rapat arus ($\bar{J}$) di setiap elemen luasan akibat medan listrik (E), akan memenuhi hubungan sebagai berikut :

$$\bar{J} = \sigma\,\bar{E} \tag{2.4}$$

dengan ($\bar{E}$)dalam Volts per meter dan σadalah konduktivitas medium dalam siemens per meter (S/m).

Medan listrik adalah gradien dari potensial skalar,

$$\bar{E} = -\bar{\nabla}V \tag{2.5}$$

kita mendapatkan

$$= -\sigma\,\bar{\nabla}V \tag{2.6}$$

Optimization Software:
www.balesio.com

Jika dalam medium yang dilingkupi oleh permukaan (A) tidak terdapat arus, maka:

$$\int J.dA = 0 \tag{2.7}$$

Menurut teorema *Gauss*, integral volume dari divergensi arus yang keluar dari volume (*V*) yang dilingkupi permukaan (*A)* adalah sama dengan jumlah total muatan yang ada di dalamnya (ruang V yang dilingkupi oleh permukaan tertutup *A* tersebut), sehingga :

$$\int \nabla.JdV = 0 \tag{2.8}$$

maka berlaku hukum Kekekalan Muatan:

$$\nabla.J = -\nabla.(\sigma\nabla V) = 0 \tag{2.9}$$

Untuk medium homogen isotropis ρ konstan, maka σ juga konstan atau $\nabla\sigma = 0$, sehingga:

$$\nabla^2 V = 0 \tag{2.10}$$

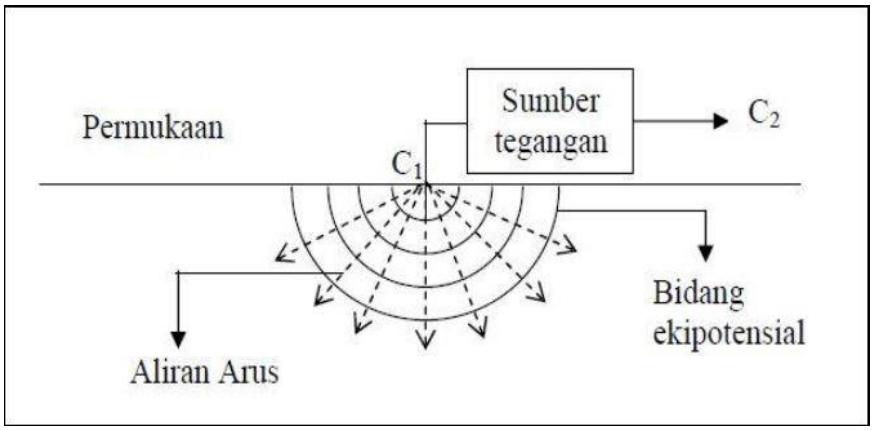
Persamaan (2.10) ini termasuk persamaan dasar dalam teori penyelidikan geolistrik tahanan jenis. Dengan demikian distribusi potensial listrik untuk arus listrik searah dalam medium homogen isotropis memenuhi persamaan Laplace (Syamsuddin dan Lantu, 2009).

II.4.3 Potensial Pada Elektroda Arus Tunggal

del bumi yang berbentuk setengah bola homogen isotropis memiliki vitas udara sama dengan nol. Dengan demikian arus (*I)* yang dialirkan

Optimization Software:
www.balesio.com

melalui sebuah elektroda pada titik C_1 di permukaan, akan tersebar ke semua arah dengan besar yang sama (Gambar 2.6).



Gambar 2.6 Aliran Arus Yang Berasal Dari Satu Sumber Arus (Telford dkk., 1990)

Potensial pada suatu jarak r dari titik C_1, hanya merupakan fungsi r saja. Persamaan Laplace yang berhubungan dengan kondisi ini dalam sistem koordinat bola adalah (Telford dkk., 1990) :

$$\frac{1}{r^2}\frac{\partial}{\partial r}\left(r^2\frac{\partial V}{\partial r}\right)+\frac{1}{r^2}\frac{1}{\sin\theta}\frac{\partial}{\partial\theta}\left(\sin\theta\frac{\partial V}{\partial\theta}\right)+\frac{1}{r^2\sin\theta}\frac{\partial V}{\partial\emptyset^2}=0 \qquad (2.11)$$

karena bumi dianggap sebagai medium yang homogen isotropik, maka :

$$\frac{\partial^2 V}{\partial r^2}+\frac{2}{r}\frac{\partial V}{\partial r}=0 \qquad (2.12)$$

dengan demikian potensial di setiap titik yang berhubungan dengan sumber arus pada permukaan bumi yang homogen isotropis adalah :

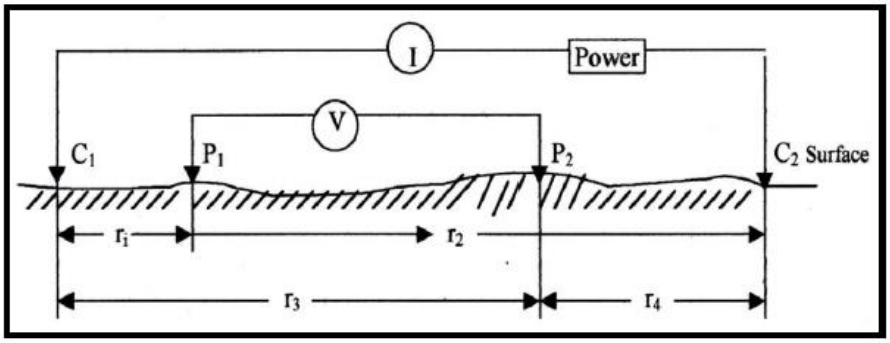
$$V=\frac{1}{r}\frac{I\rho}{2\pi} \text{ atau } \rho=2\pi r\frac{V}{I} \qquad (2.13)$$

dengan ρ adalah tahanan jenis dengan satuan ohm meter.

Optimization Software:
www.balesio.com

II.4.4 Potensial Pada Dua Elektroda

Dalam eksplorasi dengan menggunakan metode geolistrik umum digunakan dua pasang elektroda yakni satu pasang elektroda arus dan satu pasang elektroda potensial seperti pada Gambar 2.7 (Syamsuddin dan Lantu, 2009)



Gambar 2.7 Bentuk Susunan Dua Elektroda Arus (Telford dkk., 1990)

Potensial pada titik P_1 yang disebabkan oleh arus C_1 dan C_2 pada Gambar 2.7 adalah (Telford dkk, 1990) :

$$V_1 = \frac{I\rho}{2\pi r_1} \text{ dan } V_2 = -\frac{I\rho}{2\pi r_2} \tag{2.14}$$

potensial di titik P_1 akibat arus C_1 dan C_2 menjadi :

$$V_1 + V_2 = \frac{I\rho}{2\pi}\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2}\right) \tag{2.15}$$

demikian pula potensial yang timbul pada titik P_2 akibat arus C_1 dan C_2, sehingga beda potensial antara titik P_1 dan P_2 dapat ditulis sebagai berikut :

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

atau

$$= \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2}\right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4}\right)} \frac{\Delta V}{I} \tag{2.16}$$

Optimization Software:
www.balesio.com

r_1 = Jarak dari titik P1 ke sumber arus positif

r_2 = Jarak dari titik P1 ke sumber arus negatif

r_3 = Jarak dari titik P2 ke sumber arus positif

r_4 = Jarak dari titik P2 ke sumber arus negatif

dengan *k* adalah faktor geometri yang bergantung pada susunan elektroda.

II.4.5 Konsep Resistivitas Semu

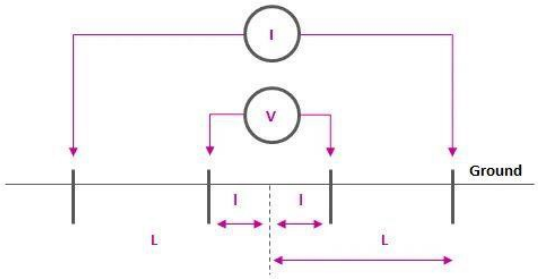
Struktur bawah permukaan merupakan sistem perlapisan dengan nilai resistivitas yang berbeda-beda. Beberapa faktor yang mempengaruhi nilai tahanan jenis tersebut adalah homogenitas dari batuan, kandungan mineral logam, suhu, dan umur geologi batuan. Hal ini menunjukkan bahwa bila dilakukan pengukuran di permukaan, maka yang diukur bukanlah tahanan jenis yang sebenarnya, melainkan kombinasi nilai resistivitas berbagai macam batuan, baik karena variasi lateral maupun vertikal (Santoso, 2002).

Dalam eksplorasi geolistrik, untuk mengukur resistivitas di lapangan digunakan persamaan (2.16) yang diturunkan dari arus listrik pada medium homogen setengah tak berhingga. Asumsi bahwa bumi dianggap medium setengah tak berhingga karena jarak elektroda jauh lebih kecil daripada jari-jari bumi. Namun karena sifat bumi yang pada umumnya berlapis terutama di dekat permukaan, maka asumsi bahwa mediumnya homogen tidak terpenuhi. Sehingga nilai resistivitas yang terhitung pada persamaan (2.16) bukan nilai resistivitas sesungguhnya melainkan nilai dari resistivitas semu. Untuk menentukan resistivitas

Optimization Software:
www.balesio.com

bawah permukaan sebenarnya dari nilai resistivitas semu, maka penetuan dengan menggunakan metode-metode inversi umumnya dilakukan (Santoso, 2002).

II.4.6 Konfigurasi Schlumberger



Gambar 2.8 Susunan Elektroda Konfigurasi Schlumberger (Ian, 2013)

Konfigurasi Schlumberger pertama kali diperkenalkan oleh Conrard Schlumberger dan banyak digunakan di Eropa. Konfigurasi ini baik juga digunakan untuk *mapping* maupun *sounding*. Untuk aturan konfigurasi Elektroda Shlumberger jarak spasi elektroda arus jauh lebih besar dari jarak elektroda potensial seperti pada Gambar 2.8 (Syamsuddin dan Lantu, 2009).

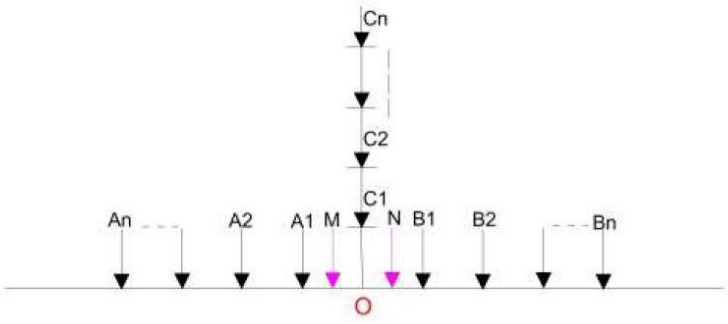
Pada penelitian ini akan digunakan konfigurasi Schlumberger karena konfigurasi ini memiliki penetrasi vertikal yang sangat baik dibandingkan dengan beberapa konfigurasi lainnya.

Dalam konfigurasi ini diketahui bahwa l = jarak titik tengah ke elektroda potensial dan L = jarak titik tengah ke elektroda arus, sehingga nilai faktor geometri dan resistivitas semunya adalah :

$$= \frac{\pi\,(L^2-l^2)}{2l} \qquad (2.17)$$

Optimization Software:
www.balesio.com

II.4.7 Konfigurasi *Head-On*



Gambar 2.9 Susunan Elektroda Konfigurasi Head-On (Asfahani, 2018)

Pengukuran *Head-On* dilakukan dengan menggunakan konfigurasi elektroda Schlumberger, perbedaannya adalah terletak pada penempatan elektroda arus. Pada pengukuran *Head-On,* elektroda arus ditambah satu elektroda C pada jarak yang sama dengan jarak OA=OB=OC dapat dilihat pada Gambar 2.9.

Untuk menentukan nilai ρ^{AC} :

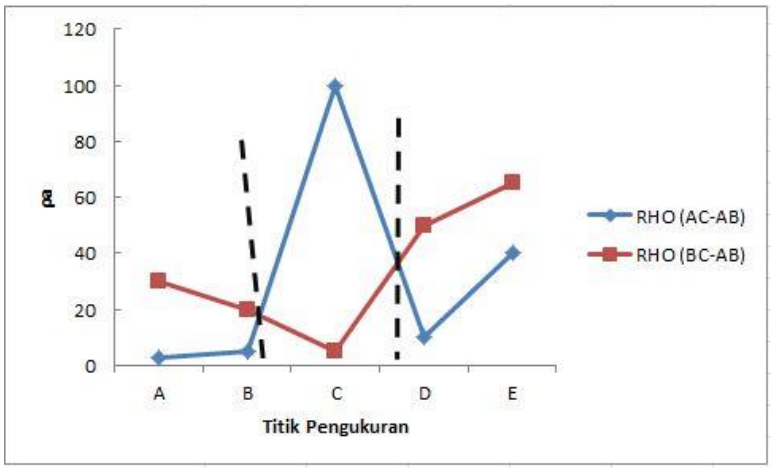
$$\rho_{AC} = \frac{K_{AC} * V_{AC}}{I} \tag{2.18}$$

Dengan V_{AC} adalah potensial antara titik M dan N yang disebabkan oleh arus yang diinjeksikan melalui elektroda A dan C. Maka nilai faktor geometrinya adalah :

$$K_{AC} = \frac{2\pi}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{CM} + \frac{1}{CN}} \tag{2.19}$$

Untuk $\rho_{AC} = \rho_{BC}$ dan $K_{AC} = K_{BC}$. Sedangkan untuk mencari nilai ρ_{AB} digunakan rumus yang sama dengan konfigurasi Schlumberger.

Optimization Software:
www.balesio.com



Gambar 2.10 Contoh Grafik Hasil Pengukuran Head-On

Pengukuran *Head-On* akan memberikan nilai tahanan jenis semu ρ_{AB}, ρ_{AC} , ρ_{BC} , ρ_{BC-AB}, dan ρ_{AC-AB} . Bila ρ_{AC} dan ρ_{BC} atau ρ_{BC-AB}, dan ρ_{AC-AB} di plot terhadap lintasan untuk setiap AB pada Gambar 2.10 dan terdapat perpotongan pada grafik tahanan jenis semu, maka perpotongan itu menunjukkan adanya struktur.

Metode pengukuran *Head-On* sering digunakan untuk mengidentifikasi struktur patahan di bawah permukaan. Minarto dan Astoro (2006) menggunakan metode ini untuk mengidentifikasi struktur patahan yang ada di bawah permukaan bumi pada eksplorasi panas bumi daerah Mataloko.

II.5 Resistivitas Batuan

Resistivitas batuan tergantung dari derajat kekompakan dan besarnya persentase kandungan fluida yang mengisi batuan. Bagaimanapun nilai dari beberapa jenis batuan biasanya *overlap*. Hal ini disebabkan karena resistivitas dari batuan dipengaruhi oleh beberapa faktor yaitu, porositas batuan, derajat saturasi dan konsentrasi garam yang terlarut (Loke, 2004).

Optimization Software:
www.balesio.com

Tabel 2.2 Nilai Tahanan Jenis Batuan Beku dan Metamorf (Telford, 1990)

Rock Type	Resistivity Range (Ωm)
Granite	3×10^2 - 10^6
Granite Porphyry	4.5×10^3 (wet) – 1.3×10^6 (dry)
Feldspar Porphyry	4×10^3 (wet)
Albite	3×10^2 (wet) – 3.3×10^3 (dry)
Syenite	10^2 - 10^6
Diorit	10^4 - 10^5
Diorit Porphyry	1.9×10^3 (wet) – 2.8×10^4 (dry)
Porphyryte	$10 – 5 \times 10^4$ (wet) – 3.3×10^3 (dry)
Carbonatized Porphyry	2.5×10^3 (wet) – 6×10^4 (dry)
Quartz Porphyry	$3 \times 10^2 – 9 \times 10^5$
Quartz Diorite	$2 \times 10^4 – 2 \times 10^6$ (wet) – 1.8×10^5 (dry)
Porphyry (Various)	60 - 10^4
Dacite	2×10^4 (wet)
Andesite	4.5×10^4 (wet) – 1.7×10^5 (dry)
Diabase Porphyry	10^3 (wet) - 1.7×10^5 (dry)
Diabase (various)	$20 – 5 \times 10^7$
Lavas	$10^2 – 5 \times 10^4$
Gabbro	10^3 - 10^6
Basalt	$10 – 1.3 \times 10^7$ (dry)
Olivine Norite	$10^3 – 6 \times 10^4$ (wet)
Peridotite	3×10^3 (wet) – 6.5×10^3 (dry)
Hornfels	8×10^3 (wet) – 6×10^7 (dry)
Schists (calcareous and mica)	20 - 10^4
Tuffs	2×10^3 (wet) - 10^5 (dry)
Graphite Schist	10 - 10^2
Slates (various)	$6 \times 10^2 – 4 \times 10^7$
Gneiss (various)	6.8×10^4 (wet) – 3×10^6 (dry)
Marble	$10^2 – 2.5 \times 10^8$ (dry)
Skarn	2.5×10^2 (wet) – 2.5×10^8 (dry)
Quarzites (various)	$10 – 2 \times 10^8$
Surface water (ign. Rock)	$0.1 – 3x10^3$
Natural water (ign.rock)	0.5-150

Tabel 2.3 Nilai resistivitas batuan sedimen (Telford, 1990)

Rock Type	Resistivity Range (Ωm)
Consolidated Shales	$20 – 2 \times 10^3$
	$10 – 8 \times 10^2$
erates	2×10^3 - 10^4
es	$1 – 6.4 \times 10^8$
es	50 - 10^7

Optimization Software:
www.balesio.com

Dolomite	$3.5 \times 10^2 - 5 \times 10^3$
Unconsolidated Wet Clay	20
Marls	3 – 70
Clays	1 – 100
Alluvium and Sands	10 – 800
Oil Sands	4 – 800
Surface water (sediment)	10 - 100
Natural water (sediment)	1 – 100

Survei resistivitas memberikan gambaran distribusi resistivitas bawah permukaan. Untuk mengkonversi gambaran resistivitas bawah permukaan menjadi sebuah gambaran geologi maka pengetahuan untuk membedakan tipe dari material bawah permukaan dan kenampakan geologinya berdasarkan nilai resistivitasnya sangat dibutuhkan (Wahid, 2017).

II.6 Inversi Geolistrik 1D

Inversi yang digunakan pada program *IPI2Win* (Bobachev, 2003) didasarkan pada metode *damped least square* dengan persamaan :

$$\Delta m = (A^T A + \varepsilon^2 I)^{-1} A^T \Delta d \qquad (2.20)$$

dengan Δm adalah parameter vektor koreksi, Δd adalah data vektor perbedaan data, A adalah matriks Jacobian, I adalah matriks identitas, dan ε adalah faktor peredam (*damping factor*) (Ekinci dan Alper, 2008).

Persamaan (2.28) selanjutnya diselesaikan dengan menggunakan skema *Singular Value Decompotition* (SVD) dalam skema inversi :

$$A = USV^T \qquad (2.21)$$

dengan N adalah data dan P adalah parameter-parameter terukur, maka U adalah lari (NxP), V adalah matriks dari (PxP) secara berturut-turut merupakan ta dan parameter dari eigenvektor dan S adalah matriks diagonal (PxP)

Optimization Software:
www.balesio.com

yang terdiri dari r yang tidak nol dari A, dengan r < m. Diagonal ini masuk dalam S ($\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3, \ldots \lambda_p$) yang disebut *singular value* dari A. Persamaan (2.21) disubtitusi ke persamaan (2.20), menjadi :

$$\Delta m = (VS^T V^T + \varepsilon^2 I)^{-1} VSU^T \Delta d \qquad (2.22)$$

Untuk mendapatkan nilai error yang kecil, maka dilakukan iterasi beberapa kali hingga mendapatkan nilai *Root Mean Square* (RMS) Error terkecil. Nilai error ini akan menunjukkan besarnya penyimpangan dari kurva hasil pengukuran lapangan dan kurva hasil kalkulasi. Untuk nilai RMS Error digunakan persamaan :

$$RMS = \frac{(\sum_{i=1}^{ND}(d^{cal} - d^{obs})^2)^{1/2}}{ND^{1/2}} \qquad (2.23)$$

dengan d^{obs} adalah nilai resistivitas semu, d^{cal} adalah nilai resistivitas kalkulasi, dan ND adalah jumlah data resistivitas semu. Apabila nilai resistivitas kalkulasi model yang baru dianggap telah mendekati nilai resistivitas observasi maka diperoleh nilai akhir yaitu nilai resistivitas tiap lapisan dan kedalamannya (Grandis, 2009).

II.7 Metode *Kriging*

Peta sebaran tahanan jenis semu (*Isoresistivity Map*) digunakan untuk melihat sebaran tahanan jenis semu untuk setiap masing-masing panjang bentangan AB/2 yang berbeda. Peta ini akan menghasilkan perbedaan nilai resistivitas semu terhadap kedalaman. Untuk membuat peta sebaran tahanan jenis semu dengan beberapa titik yang diketahui nilai tahanan jenis semunya, maka digunakan riging.

Optimization Software:
www.balesio.com

Metode Kriging adalah salah satu teknik atau metode yang digunakan untuk menganalisis data geostatistik, yaitu untuk menginterpolasi suatu nilai kandungan mineral berdasarkan data sampel (Fauzan, 2016). Persamaan untuk menghitung nilai estimasi pada titik tertentu adalah sebagai berikut (Isaaks dan Srivastava, 1989).

$$Z_A = \sum_{i=1}^{n} W_i Z_i \qquad (2.24)$$

dengan;

Z_A = nilai estimasi pada titik A,

n = jumlah data yang akan dihitung

W_i = nilai pembobotan pada lokasi *i*

Z_i = nilai yang terukur pada lokasi *i*

Kriging adalah metode estimasi yang memberikan estimator dari nilai-nilai titik atau rata-rata blok. Metode estimasi ini mempertimbangkan faktor-faktor yang mempengaruhi akurasi estimasi, yaitu : banyaknya sampel, posisi sampel, jarak antar sampel dengan titik yang akan diestimasi, dan lain-lain (Fauzan, 2016).

Dalam penelitian ini, metode Kriging digunakan untuk pembuatan peta dari sebaran nilai resistivitas semu. Salah satu program yang digunakan dalam pembuatan peta dan memiliki pilihan yang cukup banyak untuk pengolahan data kriging adalah *Surfer*.

II.8 Metode Geokimia

geokimia merupakan salah satu metode eksplorasi panas bumi dalam jari karakteristik fluida panas bumi. Hal ini salah satunya dapat

Optimization Software:
www.balesio.com

dilakukan melalui penelitian karakteristik, baik mata air panas atau mata air dingin yang muncul di permukaan sebagai manifestasi panas bumi permukaan (Surmayadi, 2014).

Dalam tahapan eksplorasi panas bumi, metode geokimia merupakan metode yang relatif murah dan dapat memberikan informasi berharga tentang kondisi temperatur di reservoir panas bumi dan sumber fluida panas bumi. Penggunaan geokimia dalam melakukan pendugaan kondisi bawah permukaan dengan mempelajari kandungan kimia manifestasi permukaan (Dolgorjav, 2009).

II.8.1 Geoindikator

Giggenbach (1988) menyatakan bahwa geoindikator adalah zat terlarut yang bersifat reaktif dan mencerminkan lingkungan ekuilibrium/kesetimbangan. Beberapa tipe geoindikator kimia panas bumi, yaitu :

1. Geoindikator Cl-SO_4-HCO_3

Diagram *ternary* Cl-SO_4-HCO_3 merupakan sebuah metode yang digunakan dalam penentuan tipe fluida reservoir dalam rangka menentukan karakteristik suatu reservoir. Kandungan ralatif yang digunakan sebagari parameternya adalah kandungan klorida (Cl), bikarbonat (HCO_3) dan sulfat (SO_4). Data kandungan tersebut kemudian dihitung dengan persamaan :

$$\sum_{anion} = C_{Cl} + C_{SO4} + C_{HCO3} \tag{2.25}$$

dijadikan persen dengan cara :

$$\%_{Cl} = \frac{100\, C_{Cl}}{\sum_{anion}} \; ; \; \%_{SO4} = \frac{100\, C_{SO4}}{\sum_{anion}} \; ; \; \%_{HCO3} = \frac{100\, C_{HCO3}}{\sum_{anion}} ; \tag{2.26}$$

Optimization Software:
www.balesio.com

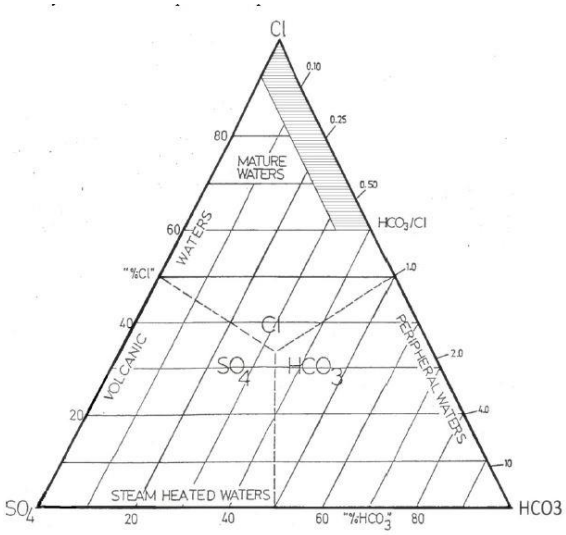
dengan :$\sum_{anion}$ = jumlah total konsentrasi Cl-SO_4-HCO_3

C_{Cl}= konsentrasi Cl (ppm)

C_{SO4} = konsentrasi SO_4 (ppm)

C_{HCO3}= konsentrasi HCO_3 (ppm)

Nilai yang di peroleh dari persamaan (2.26) di atas kemudian diplot pada diagram Cl-SO_4-HCO_3, sehingga diperoleh tipe fluida mata air panas. Untuk diagram *ternary* Cl-SO_4-HCO_3 diperlihatkan pada Gambar 2.11.



Gambar 2.11 Diagram Ternary Cl-SO4-HCO3 (Giggenbach, 1988)

Tipe fluida dari air panas (Ellis & Mahon, 1977), yaitu :

a. Klorida

Tipe air panas ini disebut juga alkali – klorida (Cl) yaitu tipe fluida pada sistem *geothermal* dengan temperatur tinggi dengan pH 4-11. Paling umumnya tipe ini n oleh batuan muda, misalnya di Islandia.

Optimization Software:
www.balesio.com

Tipe air terbentuk akibat kondensasi gas-gas vulkanik, atau oksidasi $H_2S \rightarrow SO_4$ dan bisa juga akibat pencampuran sulfat pada saat terjadi oksidasi. Meskipun selalu dijumpai dipermukaan (<100 meter). Air sulfat dapat terpenestrasi lebih dari akibat sesar memasuki sistem panas bumi, kemudian dipanaskan mengakibatkan alterasi pada batuan dan bercampur dengan fluida *fluorid*. Tipe ini sering dijumpai pada air yang keruh atau berlumpur.

c. Bikarbonat

Tipe ini disebut juga netral *bicarbonate water* yang dihasilkan oleh kondensasi uap air dan gas CO_2 di dalam akuifer dangkal. Tipe ini merupakan non vulkanogenik atau umumnya ditemukan dari panas bumi tua atau berada disekitar daerah keluarnya panas bumi.

2. Geoindikator Na-K-Mg

Diagram segitiga Na-K-Mg dapat menunjukkan kesetimbangan reaksi dari air batuan. Jika berada pada air yang belum mencapai kesetimbangan (*immature water)*, maka mengindikasikan terjadi pelarutan mineral sebelum mencapai reaksi kesetimbangan. Untuk yang hampir mencapai keseimbangan (*partial equilibrium)* mengindikasikan bahwa air panas tersebut tersebut berasal dari kedalaman yang merupakan air yang dalam keadaan setimbang (*equilibrium*) dari asal air tersebut (Giggenbach, 1988).

$$= {}^{C_{Na^+}}/_{1000} + {}^{C_{K^+}}/_{100} + \sqrt{C_{Mg^{2+}}} \qquad (2.27)$$

dijadikan persen dengan cara :

Optimization Software:
www.balesio.com

$$\%Na = {C_{Na^+}}/{1000}_S \; ; \; \%K = {C_{K^+}}/{100}_S \; ; \; \%Mg = {\sqrt{C_{Mg^{2+}}}}/{S}; \qquad (2.28)$$

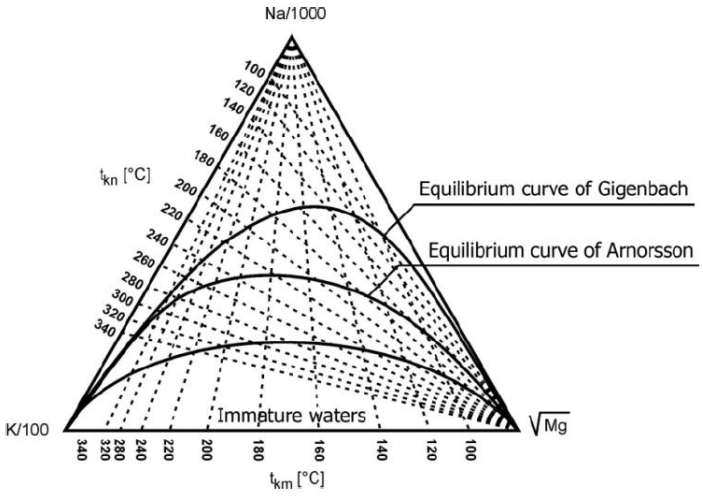
dengan :C_{Na^+}= konsentrasi Na (ppm)

C_{K^+}= konsentrasi K (ppm)

$C_{Mg^{2+}}$= konsentrasi Mg (ppm)

$$\text{Tkn} = \left(\frac{1390}{1.75+\log\left(\frac{Na}{K}\right)}\right) - 273 \qquad (2.29)$$

$$\text{Tkm} = \left(\frac{4410}{14-\log\left(\frac{K^2}{Mg}\right)}\right) - 273 \qquad (2.30)$$



Gambar 2.12 Diagram Ternary Na-K-Mg (Giggenbach, 1988)

Diagram *ternary* segitiga dari Na-K-Mg merupakan sebuah metode yang digunakan untuk pendugaam temperatur reservoir dan untuk mengetahui air yang mencapai kesetimbangan dalam litologi (Giggenbach, 1988).

Optimization Software:
www.balesio.com

II.8.2 Geotermometer

Geotermometer kimia memungkinkan temperatur dari fluida reservoir dapat diperkirakan hal ini penting untuk mengevaluasi sistem panas bumi yang baru dan mengamati sistem hidrologinya (Ahmad dkk., 2007).

Metode geotermometer dapat dipakai untuk memprediksi suhu reservoir secara tidak langsung dengan biaya yang tidak terlalu mahal, namun hasilnya tidak melenceng jauh dari kondisi sebenarnya di alam (di bawah permukaan). Prinsip metode ini didasarkan pada perilaku kimiawi unsur terlarut dalam fluida panas bumi (Aribowo, 2011).

1. 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:

$$K^+ + \text{Na Felspar} \longrightarrow Na^+ + \text{K Felspar} \qquad (2.31)$$

Geotermometer Na-K dapat diterapkan untuk reservoir air klorida dengan nilai T>180^{o}C. Geotermometer ini punya keunggulan yaitu tidak banyak terpengaruh oleh *steam loss*. Namun, geotermometer ini kurang bagus apabila diaplikasikan untuk T<100^{o}C (Simmons, 1998).

Persamaan menurut Giggenbach,1988 :

$$T_{Na-K} = \left\{\frac{1390}{[1.70+\log(Na/K)]}\right\} - 273.15 \qquad (2.32)$$

Optimization Software:
www.balesio.com

2. Geotermometer Na-K-Ca

Hubungan Na^+, K^+ dan Ca^{2+} dijelaskan dalam hal Ca^{2+} berpartisipasi dalam reaksi silikat aluminium. Oleh karena itu jumlah kelarutan Na dan K dipengaruhi oleh kelarutan Ca, meskipun jumlah akhir dari Ca sangat dipengaruhi oleh kelarutan karbonat dan karbon dioksida (Nicholson, 1993). Geotermometer ini berdasarkan percobaan empiris dan mengasumsikan reaksi pertukaran dasar terjadi pada suhu di >100° C :

persamaan Na-K-Ca menurut Gigenbach,1988:

$$T_{Na-K-Ca} = \left\{ \frac{1647}{\left[\log(Na/K) + \beta \log(Ca^{0.5}/Na) + 2.24\right]} \right\} - 273.15 \qquad (2.33)$$

Untuk persamaan (2.29), ada 2 uji untuk menerapkan geotermometer ini:

1. jika [log√Ca/Na)+2.06] < 0, gunakan β =1/3 dan hitung T°C
2. jika [log√Ca/Na)+2.06] > 0, gunakan β =4/3 dan hitung T°C

3. Geotermometer Kuarsa

Geotermometer kuarsa didasarkan pada kelarutan kuarsa dan digunakan untuk memperkirakan temperatur bawah permukaan dalam sistem air panas. Kelarutan kuarsa tergantung pada tekanan, temperatur dan salinitas. Geotermometer kuarsa baik digunakan untuk fluida dalam kisaran temperatur bawah permukaan 120-250°C (Arnórsson, 2000). Reaksi dasar untuk pelarutan mineral silika adalah:

$$SiO_{2\,(s)} + 2H_2O = H_4SiO_{4\,(aq)} \qquad (2.34)$$

Dalam penelitian ini untuk memprediksi temperatur reservoir digunakan
n berikut (Karingithi, 2009):

Optimization Software:
www.balesio.com

$$T_{SiO_2} = \left\{\frac{1522}{[5.75 - \log SiO_2]}\right\} - 273.15 \quad (2.35)$$

pada persamaan (2.35) baik digunakan pada suhu 100^0-250^0C.

Persamaan menurut (Arnorsson,1983) :

$$T_{SiO_2} = \left\{\frac{1164}{[4.90 - \log SiO_2]}\right\} - 273.15 \quad (2.36)$$

pada persamaan (2.36) baik digunakan pada suhu prediksi 180^0-300^0C.

4. Geotermometer Kalsedon

Geotermometer ini didasarkan pada kelarutan kalsedon. Karingithi (2009) mengemukakan bahwa ada ambiguitas dalam penggunaan geotermometer silika pada suhu di bawah 180°C, keberadaan kalsedon sebagai pengontrol silika terlarut di beberapa tempat dan beberapa kuarsa. Temperatur, waktu dan komposisi cairan semua mempengaruhi bentuk kristal dari berbagai silika. Dengan demikian, dalam sistem lama, di mana air telah melakukan kontak dengan batu pada suhu tertentu untuk waktu yang relatif lama, kuarsa mungkin menyebabkan silika yang terlarut turun pada suhu sampai 100°C. Dalam sistem yang lebih muda, kalsedon mungkin menyebabkan silika terlarut pada temperatur sampai 180°C.

Dalam penelitian ini, persamaan untuk geotermometers kalsedon yang digunakan sebagai berikut (Arnorsson,1983) :

$$T_{SiO_2} = \left\{\frac{1112}{[4.91 - \log SiO_2]}\right\} - 273.15 \quad (2.37)$$

$$T_{SiO_2} = \left\{\frac{1264}{[5.31 - \log SiO_2]}\right\} - 273.15 \quad (2.38)$$

Optimization Software:
www.balesio.com