

SKRIPSI GEOFISIKA

**KARAKTERISASI FLUIDA MATA AIR PANAS REATOA, MAROS
MENGUNAKAN METODE GEOKIMIA**



Disusun dan Diajukan Oleh:

JEFRI NAINGGOLAN

H061 17 1011

DEPARTEMEN GEOFISIKA

FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM

UNIVERSITAS HASANUDDIN

MAKASSAR

2021

HALAMAN JUDUL
KARAKTERISASI FLUIDA MATA AIR PANAS REATOA,
MAROS MENGGUNAKAN METODE GEOKIMIA

SKRIPSI

Diajukan Sebagai Salah Satu Syarat Untuk Memperoleh Gelar Sarjana Sains
Pada Departemen Geofisika
Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam
Universitas Hasanuddin

OLEH:

JEFRI NAINGGOLAN

H061171011

DEPARTEMEN GEOFISIKA
FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM
UNIVERSITAS HASANUDDIN
MAKASSAR

2021

LEMBAR PENGESAHAN

KARAKTERISASI FLUIDA MATA AIR PANAS REATOA, MAROS
MENGUNAKAN METODE GEOKIMIA

Disusun dan diajukan oleh:

JEFRI NAINGGOLAN

H061 17 1011

Telah dipertahankan di hadapan Panitia Ujian yang dibentuk dalam rangka
Penyelesaian Program Sarjana Program Studi Geofisika Fakultas Matematika dan
Ilmu Pengetahuan Alam Universitas Hasanuddin

Pada tanggal Oktober 2021

Dan dinyatakan telah memenuhi syarat kelulusan

Menyetujui,

Pembimbing Utama,

Dra. Maria, M.Si
NIP. 196307281991031002

Pembimbing Pertama,

Syamsuddin, S.Si, MT
NIP. 197401152002121001

Ketua Program Studi,

Dr. Muh. Atimuddin Hamzah, M.Eng
NIP. 196709291993031003

PERNYATAAN KEASLIAN

Yang bertanda tangan di bawah ini:

Nama : Jefri Nainggolan
NIM : H061171011
Program Studi : Geofisika
Jenjang : S1

Menyatakan dengan ini bahwa karya tulisan saya berjudul:

**“KARAKTERISASI FLUIDA MATA AIR PANAS REATOA, MAROS
MENGUNAKAN METODE GEOKIMIA”**

Adalah karya tulisan saya sendiri dan bukan merupakan pengambil alihan tulisan orang lain. Skripsi yang saya tulis ini benar-benar merupakan hasil karya saya sendiri.

Apabila dikemudian hari terbukti atau dapat dibuktikan bahwa sebagian atau keseluruhan Skripsi ini hasil karya orang lain, maka saya bersedia menerima sanksi atas perbuatan tersebut.

Makassar, 09 Agustus 2021

Yang menyatakan

JEFRI NAINGGOLAN

ABSTRAK

Panas bumi merupakan salah satu energi yang bersifat *renewable*, secara alami muncul dan berasal dari batuan dan fluida beserta unsur-unsur lain yang terpanaskan akibat dari aktivitas magmatik di bawah permukaan bumi. Dalam konteks mengetahui daerah prospek sumber panas bumi yang memenuhi syarat untuk dieksploitasi, maka diperlukan berbagai metode sebagai salah satu kajian yang komprehensif. Metode yang digunakan adalah metode geokimia yang dengan hasil analisis uji geokimia, dapat diprediksikan tipe fluida, kesetimbangan fluida, dan kedudukan manifestasi dalam sistem panas bumi, serta suhu reservoir. Hasil yang didapatkan menggunakan diagram terner $\text{HCO}_3\text{-Cl-SO}_4$ diperkirakan bahwa tipe fluidanya adalah bikarbonat (*Dilute-Chloride*). Tipe fluida ini dapat dikatakan terbentuk dari pengenceran air klorida oleh air bikarbonat selama mengalami pergerakan secara lateral. Kemudian dari diagram Na-K-Mg, fluida dikategorikan sebagai *immature water*, yang menandakan bahwa fluida telah bercampur dengan air yang lebih dangkal dengan konsentrasi silika yang rendah. Dari diagram Cl-F-B, dengan konsentrasi Cl yang dominan diduga fluida pada mata air panas tersebut berasal dari reservoir dalam, dan merupakan penanda atas zona permeabel. Suhu reservoir yang didapatkan dengan metode geotermometer kimia Na/K ialah sekitar 137-147 °C dan geotermometer K/Mg berkisar sekitar 41°C. Dalam memperkirakan keadaan geologis manifestasi, metode ini diintegrasikan dengan perhitungan faktor formasi yang bernilai <1 yang berarti lapisan akuifer didominasi oleh keberadaan lempung yang bersifat *Aquiclude*.

Kata Kunci: Panas Bumi, Manifestasi, Geokimia, Diagram Terner, Geotermometer, Faktor Formasi.

ABSTRACT

Geothermal is one of the renewable energy, naturally arises and comes from rocks and fluids along with other chemistry elements that are heated as a result of magmatic activity below the earth's surface. In the context of knowing the prospect areas for geothermal resources that has requirements to be exploited, various methods are needed as a comprehensive study. The method used is the geochemical method which, with the results of geochemical test analysis, can predict the type of fluid, fluid balance, the position of manifestation in the geothermal system, and reservoir temperature. The results obtained using the HCO₃-Cl-SO₄ ternary diagram are estimated that the fluid type is bicarbonate (Dilute-Chloride). This type of fluid can be said to be formed from the dilution of chloride water by bicarbonate water during lateral movement. Then from the Na-K-Mg diagram, the fluid is categorized as immature water, which indicates that the fluid has been mixed with shallow water with a low silica concentration. From the Cl-F-B diagram, with the dominant Cl concentration, it is assumed that the fluid in the hot springs comes from the deep reservoir, and is a mark of the permeable zone. The reservoir temperature obtained by the Na/K chemical geothermometer method is around 137-147°C and the K/Mg geothermometer is around 41°C. In estimating the geological manifestations, this method is integrated with the calculation of the formation factor with a value of <1 which means that the aquifer layer is dominated by the presence of Aquiclude clay.

Keywords: Geothermal, Manifestation, Geochemical, Ternary Diagram, Geothermometer, Formation Factor.

KATA PENGANTAR

Salam Sejahtera bagi kita sekalian

Dengan segala pujian dan syukur dari hati penulis haturkan kepada Tuhan Yang Maha Esa karena dengan kehendak, kasih dan pertolongan-Nya, sehingga penulis dapat menyelesaikan Skripsi berjudul “**KARAKTERISASI FLUIDA MATA AIR PANAS REATOA, MAROS MENGGUNAKAN METODE GEOKIMIA**”. Selain itu, penulis mengucapkan terima kasih kepada kedua orangtua penulis, Ayahanda **Leonardus Nainggolan** dan Ibunda **Mariana P Tamba** yang tak berhenti dan tanpa batas mendoakan, mencurahkan kasih sayang dan juga telah mengajarkan petuah-petuah yang membuat penulis dapat menjalani kehidupan dan bertahan hingga sekarang. Juga diucapkan terima kasih kepada saudara penulis, **Riris Nainggolan** dan **Jastin Nainggolan** yang turut mendoakan menyemangati selalu. Dalam penulisan skripsi tugas akhir ini penulis ingin menyampaikan terimakasih yang sebesar-besarnya kepada banyak pihak yang telah membantu penulis dalam bentuk apapun, dalam tindak sekecil apapun, antara lain kepada:

1. Kepada Ibu **Dra. Maria, M.Si**, selaku pembimbing utama. Ucapan terimakasih sebesar-besarnya telah mencurahkan segala waktu, ilmu, nasehat dan segala hal untuk penulis. Adalah suatu kesempatan yang sangat hebat telah diberikan kepada penulis oleh beliau dalam menuntun penulis untuk menyelesaikan segala proses dalam membuat skripsi ini.
2. Kepada Bapak **Syamsuddin S.Si, MT**, selaku pembimbing pertama. Terimakasih atas segala waktu, ilmu, nasehat dan segala hal yang diluangkan

untuk penulis, hingga akhirnya penulis mampu menyelesaikan skripsi tugas akhir ini.

3. Kepada Bapak **Dr. Ir. Muh. Altin Massinai, MT, Surv** dan Bapak **Ir. Bambang Harimei, M.Si** selaku tim penguji. Terimakasih atas kritik dan saran yang akhirnya membantu lahirnya segala tulisan yang ada dalam skripsi ini.
4. Kepada Bapak **Dr. Muh. Alimuddin Hamzah, M.Eng** selaku Ketua Departemen Geofisika, Bapak **Sabrianto Aswad, S.Si, MT** yang telah mencurahkan ilmu baik didalam kelas maupun di lapangan ketika melakukan projek-projek, serta seluruh dosen dan staf Departemen Geofisika dan Staf Fakultas MIPA yang telah membantu dalam menyelesaikan urusan-urusan akademik, terkhusus selama pengurusan penelitian ini.
5. Kepada Bapak **Muhammad Fawzy Ismullah Massinai, S.Si, MT** selaku Penasehat Akademik penulis. Terimakasih atas nasehat, motivasi dan segala kebaikan. Serta kepada dosen-dosen yang telah mendedikasikan waktunya sebagai pengajar. Terimakasih atas ilmu yang tidak akan pernah sia-sia kalian ajarkan. Semoga menjadi amal jariah untuk kehidupan akhirat.
6. Kepada Kakak **Jamaluddin S.Si, M.Eng**, selaku pembimbing yang telah membantu dalam mengerjakan Skripsi terutama dalam menginterpretasi, serta memberikan saran yang baik dalam penyusunan skripsi ini.
7. Kepada kakak **Nurhidayat Nurdin S.Si** yang telah membagi ilmu serta memberikan pengalaman yang berharga dalam kerja praktik serta projek-projek di PT. Hade Geo Sains.

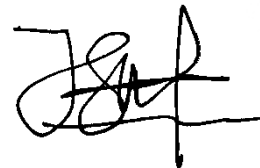
8. Kepada **Muhammad Fajar** dan **Muh. Faqih Raihan** selaku sahabat sedih dan bahagia penulis, yang juga beserta **Khalis Giffary, Azhardi Hamzah, Muh. Reza Zaputra** (yang juga adalah teman seperjuangan mengurus administrasi skripsi) dalam membantu dalam melakukan observasi ke lapangan penelitian yang telah membantu dalam menyelesaikan pengerjaan penelitian ini.
9. Kepada teman-teman seperjuangan/rival **Muh. Farid Wajedy S.Si, Yusrin Annisa S.Si, Sri Wahyunia, Nurainun Sholihat A, Khusnul Khatimah**, dan teman-teman sekonsentrasi yang banyak membantu selama masa perkuliahan nasehat dan menemani masa-masa perkuliahan yang dipenuhi dengan pengerjaan tugas dan laboratorium.
10. Kepada teman-teman Geofisika 2017 dan Himafi 2017 yang telah bersama penulis dari masa awal perkuliahan hingga penulis dapat menyelesaikan masa perkuliahan dengan baik terkhusus kepada **Albar** dan **Andika** yang menemani masa Kerja Praktik dan kepada **Rifaldo** sebagai teman sekamar di asrama dan **Agung** sebagai teman berjuang di segala hal. Memori yang terbingkai dan juga candaan yang mengundang gelak tawa tersebut tidak akan dilupakan sampai akhir hayat.
11. Kepada **KMK MIPA Unhas**, yang telah menjadi tempat untuk berkembang dalam iman yang Satu, Kudus, Katolik, dan Apostolik serta dapat mengenal kakak-kakak, teman-teman, dan adik-adik seiman yang baik dan selalu mendukung penulis.
12. Kepada **UKM Renang Unhas**, yang telah memberikan kesempatan kepada penulis dalam mengembangkan kegemaran serta pengalaman dalam

berorganisasi.

13. Kepada teman-teman **KKN 105 Tamalanrea 6**, yang telah mewarnai kisah KKN penulis dan juga telah mendukung dalam menyelesaikan skripsi ini.
14. Kepada Direktorat Jenderal Pendidikan Tinggi, Riset Dan Teknologi, (**Kemendikbudristek**).
15. Serta **keluarga, kerabat, dan semua orang** yang senantiasa selalu mendoakan dan mendukung penulis untuk tidak berhenti menggapai cita-cita, salah satunya menyelesaikan skripsi ini.

Sungguh dari hati yang paling dalam berterima kasih. Skripsi ini berkemungkinan tidak selesai jika Penulis hanya sendirian. Semoga Tuhan selalu menolong kita semua. Semoga skripsi ini dapat bermanfaat bagi pembaca maupun penulis. Mengingat keterbatasan penulis sebagai manusia biasa, kritik dan saran akan sangat membantu untuk mengembangkan kemampuan penulis dalam menyusun hasil penelitian di kemudian hari. Terakhir, penulis ingin mengucapkan “jika mereka bisa, maka kita semua pun bisa melakukannya, tak perlu ragu yang terpenting berusaha melakukan yang terbaik dan *let God do the rest*”. Semoga Allah Tritunggal Mahakudus memberkati kita semua.

Makassar, 7 Agustus 2021



Jefri Nainggolan

DAFTAR ISI

SAMPUL	i
HALAMAN PENUNJUK SKRIPSI	ii
LEMBAR PENGESAHAN	iii
PERNYATAAN KEASLIAN	iv
ABSTRAK	v
ABSTRACT	vi
KATA PENGANTAR	vii
DAFTAR ISI.....	xi
DAFTAR GAMBAR	xiv
DAFTAR TABEL.....	xvi
BAB I PENDAHULUAN.....	1
I.1 Latar Belakang	1
I.2 Ruang Lingkup	3
I.3 Rumusan Masalah	3
I.4 Tujuan Penelitian.....	3
BAB II TINJAUAN PUSTAKA.....	4
II.1 Geologi Regional	4
II.1.1 Geomorfologi Regional	5
II.1.2 Stratigrafi	5
II.2 Panas Bumi (Geotermal)	11
II.3 Mata Air Panas.....	17
II.4 Metode Geolistrik	18
II.4.1 Metode Geolistrik Resistivitas (Tahanan Jenis)	20

II.4.2 Konfigurasi Elektroda Wenner-Schlumberger.....	22
II.4.3 Hasil Pengukuran Metode Geolistrik	22
II.5 Land Surface Temperature (LST)	25
II.6 Metode Geokimia	26
II.6.1 Klasifikasi Fluida Mata Air Panas	31
II.6.1.1 Diagram Trilinier Cl-HCO ₃ -SO ₄	31
II.6.1.2 Diagram Trilinier Na-K-Mg.....	35
II.6.1.3 Diagram Trilinier Cl-F-B	38
II.6.2 Geotermometer kimia	39
II.6.2.1 Geotermometer Na/K	41
II.6.2.2 Geotermometer K/Mg	42
BAB III METODOLOGI PENELITIAN	43
III.1 Lokasi Penelitian.....	43
III.2 Alat dan Bahan	43
III.3 Prosedur Pengambilan Data.....	44
III.4 Pengolahan Data	45
III.5 Bagan Alir Penelitian.....	47
BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN	48
IV.1 Karakteristik Fluida Mata Air Panas	48
IV.1.1 Diagram Trilinier HCO ₃ -Cl-SO ₄	51
IV.1.2 Diagram Trilinier Na-K-Mg.....	52
IV.1.2 Diagram Trilinier Cl-F-B.....	54
IV.2 Geotermometer Kimia	56
IV.3 Keadaan Geologis Mata Air Panas.....	58
BAB V PENUTUP.....	62

V.1 Kesimpulan	62
V.2 Saran	63

DAFTAR PUSTAKA

LAMPIRAN

DAFTAR GAMBAR

Gambar 2.1 Peta Geologi Lembar Pangkajene dan Watampone Bagian Barat... 4	4
Gambar 2.2 Korelasi satuan peta geologi lembar pangkajene dan watampone bagian barat 7	7
Gambar 2.3 Penggambaran lempeng tektonik di Indonesia..... 12	12
Gambar 2.4 Skema perpindahan panas di bawah permukaan..... 13	13
Gambar 2.5 Susunan elektroda konfigurasi Wenner - Schlumberger 22	22
Gambar 2.6 Penampang 3 dimensi metode geolistrik resistivitas 23	23
Gambar 2.7 Peta suhu sekitar mata air panas dengan menggunakan metode LST 25	25
Gambar 2.8 Diagram segitiga HCO ₃ -Cl-SO ₄ menurut Giggenbach (1991) untuk penentuan tipe dan kematangan fluida 32	32
Gambar 2.9 Diagram segitiga Na-K-Mg 37	37
Gambar 2.10 Diagram segitiga Cl-F-B 38	38
Gambar 3.1 Peta lokasi daerah penelitian 43	43
Gambar 3.2 Bagan Alir penelitian 47	47
Gambar 4.1 Kenampakan manifestasi mata air panas dari titik 1 (a) dan titik 2 (b) 49	49
Gambar 4.2 Kenampakan manifestasi mata air panas dari titik 3 50	50
Gambar 4.3 Diagram Triliner dari Cl, SO ₄ , dan HCO ₃ 51	51
Gambar 4.4 Diagram Triliner dari Na, K, dan Mg 53	53
Gambar 4.5 Diagram Triliner dari Cl, F dan B 55	55
Gambar 4.6 Diagram Triliner Na, K, dan Mg yang digunakan untuk pendugaan suhu reservoir 57	57
Gambar 4.7 Peta Geologi Daerah Penelitian 59	59
Gambar 4.8 Penampang 3 dimensi metode geolistrik resistivitas 59	59

Gambar 4.9 Penampakan bebatuan yang ada di daerah penelitian..... 61

Gambar 4.10 Penampakan batugamping yang ada di daerah penelitian 61

DAFTAR TABEL

Tabel 2.1 Nilai resistivitas batuan dan mineral	21
Tabel 2.2 Klasifikasi pendugaan faktor formasi untuk batuan sedimen	26
Tabel 2.3 Klasifikasi pendugaan faktor formasi untuk batuan vulkanik dan beku	26
Tabel 4.1 Data pengukuran langsung di lapangan	40
Tabel 4.2 Data Hasil Analisis Laboratorium	40
Tabel 4.3 Konsentrasi dari Cl, SO ₄ , dan HCO ₃ yang telah diubah menjadi satuan persen	40
Tabel 4.4 Konsentrasi dari Na, K, dan Mg yang telah diubah menjadi satuan persen	40
Tabel 4.5 Konsentrasi dari Cl, F dan B yang telah diubah menjadi satuan persen	40
Tabel 4.6 Hasil Perhitungan Perkiraan Suhu Reservoir dengan Geotermometer Kimia.....	40
Tabel 4.7 Hasil perhitungan Faktor Formasi	40

DAFTAR LAMPIRAN

Lampiran 1 Peta Geologi Daerah Penelitian	68
Lampiran 2 Peta titik pengambilan sampel.....	69
Lampiran 3.a Perhitungan data analisis kimia dari ppm menjadi %.....	70
Lampiran 3.b Perhitungan geotermometer kimia.....	70
Lampiran 3.c Perhitungan indeks maturitas.....	70
Lampiran 3.d Perhitungan kesetimbangan ion.....	70
Lampiran 3.e Perhitungan ketika akan dimasukkan ke dalam aplikasi XLSTAT.....	71
Lampiran 4. Diagram Trilinier Menggunakan XLSTAT	71

BAB I

PENDAHULUAN

I.1 Latar Belakang

Panas bumi adalah sumber energi panas terbarukan yang terbentuk secara alami di bawah permukaan bumi. Sumber energi tersebut berasal dari pemanasan batuan dan air bersama unsur-unsur lain yang berasal dari aktivitas magmatisme di dalam kerak bumi. Untuk memanfaatkan energi tersebut, perlu dilakukan kegiatan eksplorasi dan eksploitasi guna mentransfer energi panas tersebut ke permukaan dalam wujud uap panas, air panas, atau campuran uap dan air serta unsur-unsur lain yang dikandung panas bumi (Wowa & Wiloso, 2017).

Guna mengetahui daerah potensi sumber panas bumi yang memenuhi kriteria untuk dieksploitasi, maka diperlukan kajian yang komprehensif. Pada penelitian seperti ini selalu dilakukan survei pendahuluan terpadu, yaitu dengan metode geofisika, geologi, dan geokimia (Kurniawan et al, 2017). Salah satu metode, yaitu analisis geokimia fluida sangat berperan dalam interpretasi karakteristik panasbumi bawah permukaan. Dari hasil analisis uji geokimia fluida, dapat diperkirakan tipe air, kedudukan manifestasi dalam sistem panasbumi, serta suhu reservoir. Perkiraan tersebut dapat menjadi satu-kesatuan yang utuh jika diintegrasikan dengan survei geofisika penelitian sebelumnya yaitu metode geolistrik resistivitas yang tujuannya untuk mengidentifikasi struktur bawah permukaan pada daerah sekitar manifestasi mata air panas di daerah ini (Anas, 2020).

Pulau Sulawesi memiliki potensi energi alternatif berupa panas bumi (geotermal)

akibat adanya proses geologi berupa vulkanisme dan tektonik (Jamaluddin & Umar, 2017). Sulawesi selatan merupakan salah satu daerah di pulau Sulawesi yang memiliki beberapa manifestasi panas bumi, seperti di daerah Sulili, Kabupaten Pinrang; di daerah Kaloling, Kabupaten Sinjai; di daerah Bulue, Kabupaten Soppeng; dan di Desa Samaenre, Kecamatan Mallawa, Kabupaten Maros.

Berdasarkan hasil penelitian dari survei geolistrik resistivitas menyatakan bahwa manifestasi di daerah ini muncul dikarenakan adanya rekahan yang diakibatkan oleh aktivitas tektonik (Anas, 2020). Selain itu juga telah dilakukan penelitian mengenai estimasi *land surface temperature* yang menyatakan bahwa suhu berdasarkan pengukuran lapangan yaitu 31°C-35°C (Hamdah, 2020). Setelah mengetahui hal tersebut, sangatlah perlu dilakukan penelitian lebih lanjut, yaitu dengan metode geokimia agar dapat menambah informasi yang didukung dengan data dari penelitian sebelumnya, sehingga menjadi lebih lengkap.

Berdasarkan hal tersebut, maka dilakukan penelitian di Desa Samenre ini sebagai penelitian lanjutan dari penelitian sebelumnya dengan judul “*Karakterisasi Fluida Mata Air Panas Reatoa, Maros Menggunakan Metode Geokimia*”.

I.2 Rumusan Masalah

1. Termasuk karakteristik dan tipe fluida apa mata air panas Reatoa di Desa Samaenre, Kecamatan Mallawa, Kabupaten Maros ?
2. Bagaimana hasil dari geotermometer kimia pada mata air panas Reatoa di Desa Samaenre, Kecamatan Mallawa, Kabupaten Maros?
3. Bagaimana keadaan mata air panas Reatoa dari perspektif geologi yang menjadi pengontrol mata air panas tersebut?

I.3 Ruang Lingkup

Adapun ruang lingkup penelitian ini dibatasi pada proses pengambilan data primer, pengolahan data, dan analisis data geokimia hasil laboratorium untuk karakterisasi fluida pada mata air panas. Pengolahan data yang dilakukan berupa data geokimia yang kemudian menghasilkan diagram segitiga *Ternary* yang digabungkan dengan data geolistrik resistivitas.

I.4 Tujuan Penelitian

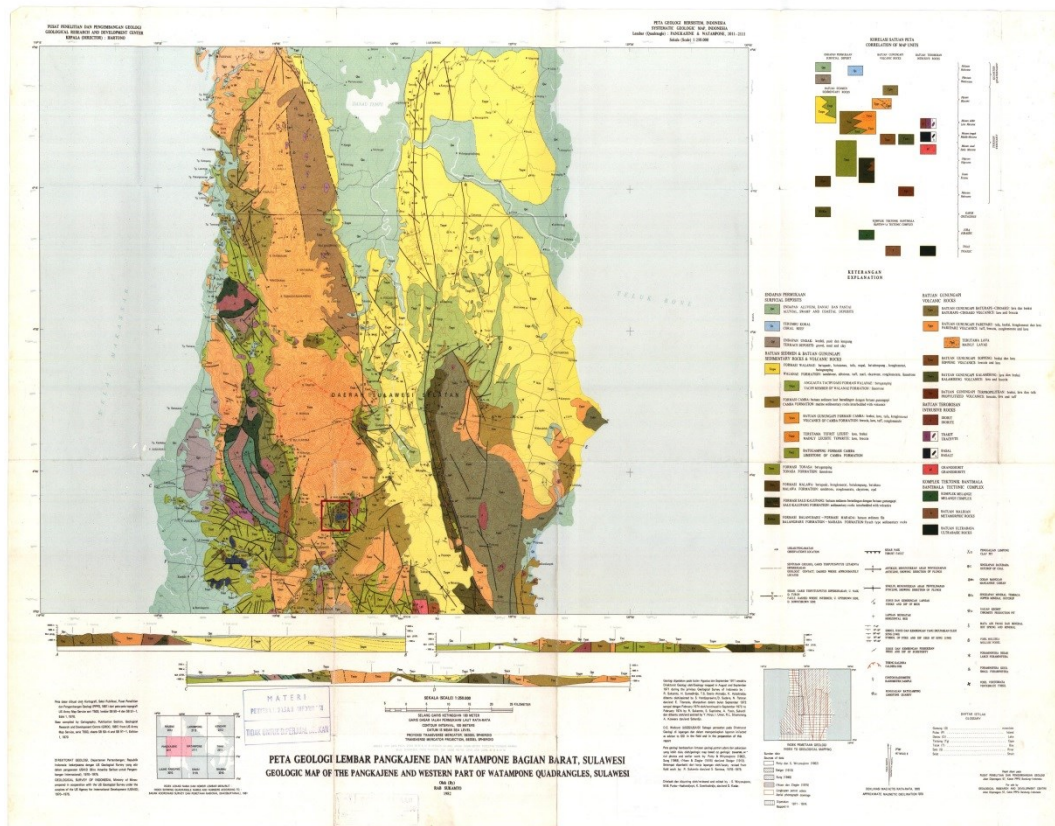
1. Mengidentifikasi karakteristik dan tipe fluida mata air panas Reatoa di Desa Samaenre, Kecamatan Mallawa, Kabupaten Maros.
2. Mengetahui suhu reservoir pada mata air panas Reatoa berdasarkan perhitungan geotermometer kimia.
3. Memprediksi keadaan mata air panas Reatoa dari perspektif geologi yang menjadi pengontrol munculnya mata air panas tersebut.

BAB II

TINJAUAN PUSTAKA

II.1 Geologi Regional

Lokasi penelitian terletak pada bagian selatan dalam geologi regional lembar Pangkajene dan Watampone bagian barat yang meliputi keadaan geomorfologi dan keadaan stratigrafi, seperti ditunjukkan pada Gambar II.1. Peta geologi regional lembar Pangkajene dan Watampone bagian barat berskala 1:250.000 ini dapat digunakan untuk membantu mengetahui keadaan geologi mata air panas di lapangan yang nantinya akan dihubungkan dengan data geokimia dan geofisika dari penelitian sebelumnya.



Gambar II.1 Peta Geologi Lembar Pangkajene dan Watampone Bagian Barat (Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi Bandung, 2010).

II.1.1 Gemorfologi Regional

Jika ditinjau dari peta lembar geologi regional Pangkajene dan Watampone bagian barat, secara umum pegunungan di bagian barat mencakup hampir setengah luas daerah, mempunyai lebar di bagian selatan (50 kilometer) dan menyempit di bagian utara (22 kilometer) berpuncak dengan tingginya 1694 meter dan ketinggian rata-ratanya adalah 1500 meter dari permukaan laut. Batuan gunungapi yang sebagian besar membentuknya. Di lereng bagian barat dan di beberapa tempat di lereng bagian timur terdapat topografi *karst* yang menandakan keberadaan *limestone*. Perbukitan yang dibentuk oleh batuan pada zaman Pra-Tersier dapat ditemukan antara topografi *karst* pada lereng barat yang dibatasi oleh dataran Pangkajene – Maros yang luas, serta sebagian adalah lanjutan di dataran sekitarnya.

Pegunungan di bagian timur relatif lebih sempit dan lebih rendah, dengan ketinggian puncaknya rata-rata 700 meter dari permukaan air laut, sedangkan ketinggian maksimalnya adalah 787 meter. Sebagian besar pegunungan ini tersusun dari batuan gunungapi. Memiliki lebar 20 kilometer dan lebih tinggi pada bagian selatannya, tetapi ke utara menyempit dan merendah dan berakhir menjam ke bawah batas antara lembah Walanae dan dataran Bone. Topografi *karst* yang permukaannya sebagian berkerucut terletak bagian utara pegunungan ini. Dataran Bone yang luas menjadi batasnya pada bagian timur laut dan menempati hampir sepertiga bagian timur (Sukamto, 1982).

II.1.2 Stratigrafi

Batuan sedimen formasi Mallawa secara garis besar tercirikan dengan endapan darat dengan sisipan batubara, menindih tak selaras batuan gunungapi berumur

Paleosen dan batuan *flysch* Kapur Atas. Pada area atas formasi Malawa ini pada masa Eosen Bawah sampai bagian bawah Miosen Tengah secara berangsur mengalami peralihan ke endapan karbonat formasi Tonasa yang terbentuk secara menerus. Formasi Tonasa memiliki sekitar 3000 meter, dan melampar cukup luas yang menjadi alas batuan gunungapi Miosen Tengah di barat. Secara garis besar, pegunungan yang berada di bagian barat maupun bagian timur, mempunyai batuan gunungapi. Batuan gunungapi ini (yang berumur 8,93 sampai 9,29 juta tahun yang lalu) berselingan dengan sedimen berumur Miosen Tengah sampai Pliosen Bawah. Secara bersamaan batuan ini menyusun formasi Camba dengan tebal kurang lebih 5000 meter. Sebagian besar pegunungan yang barat terbentuk dari formasi Camba ini yang menindih tak selaras dengan formasi Tonasa.

Secara keseluruhan pegunungan, yang berada di barat maupun di timur berumur Miosen Awal adalah bebatuan gunungapi. Batuan sedimen berumur Miosen Tengah sampai Pliosen Awal berselingan dengan batuan gunungapi yang berumur antara 8,93-9,29 juta tahun. Secara bersama batuan itu menyusun Formasi Camba yang tebalnya sekitar 5000 m. Sebagian besar pegunungan yang barat terbentuk dari Formasi Camba ini yang menindih tak selaras Formasi Tonasa. Selama Miosen Atas sampai Pliosen, di daerah yang menjadi daerah lembah Walanae ini sedimen klastik formasi Walanae terendapkan. Batuan ini memiliki tebal kurang lebih 4500 meter, dengan *bioherm* batugamping koral tumbuh di beberapa tempat (Batugamping Anggota Tacipi). Formasi Walanae dengan formasi Camba bagian atas mempunyai hubungan menjari. Sumber bahan bagi formasi Walanae adalah selama Miosen Atas sampai Pliosen Bawah. Serta

Beberapa formasi yang dapat ditemukan terlihat seperti pada peta Gambar II. 2 adalah sebagai berikut (Sukamto, 1982):

- a. Formasi balangbaru (Kb) dan Formasi Marada (Km) terdiri atas sedimen tipe *flysch* yang meliputi batupasir berselingan dengan batu lanau, batu lempung dan serpih. Konglomerat, batu pasir konglomeratan, tufa dan lava bersisipan langsung dengan formasi ini. Tebal formasi Kb ini kurang lebih 2000 meter, dan dari penelitian oleh Laboratorium total CTF (1979) formasi ini berumur Kapur Akhir. Untuk formasi Kb, ketebalan minimalnya dari formasi ini adalah 1000 meter. Oleh PT Shell (1978), formasi ini diperkirakan berumur Kapur Akhir dan terendapkan di lingkungan neritik dalam.
- b. Batuan Gunungapi Terpropilitkan (Tpv) terdiri dari breksi, lava dan tufa. Untuk tufa, kebanyakan dapat ditemukan di bagian atas, sedangkan lava kebanyakan dapat ditemukan di bagian bawah, dan secara umum bersifat andesit sebagian trakit dan basal. Serpih merah dan batugamping bersisipan dengan bagian atas. Tebal yang dimiliki satuan ini sekitar 400 meter. Umur dari formasi ini pada J. D. Obradovich tahun 1974 yaitu 58,5 juta tahun yang lalu (Paleosen Akhir), sedangkan pada T. M. Van Leeuwen tahun 1978 formasi ini berumur 63 ± 2 juta tahun yang lalu (Paleosen Awal).
- c. Formasi Mallawa (Tem) terdiri dari batu pasir, napal, batu lanau, batu lempung dan konglomerat yang bersisipan dengan lensa berupa batubara setebal beberapa sentimeter dan lapisannya sampai 1,5 meter serta batu lempung. Minimal tebal formasi ini adalah 400 meter. Berdasarkan penelitian yang dilakukan oleh Asrar Khan dan R. H. Tschudy pada tahun 1974

memperkirakan umur formasi ini adalah paleogen dengan lingkungan paralas sampai dangkal dan E. Hazel pada tahun 1973 memperkirakan umur formasi ini adalah Eosen.

- d. *Basalt* (b) adalah terobosan basal yang berwujud sill, stok dan retas. Sebagian besar bertekstur porfir dengan fenokris piroksen kasar mencapai ukuran lebih dari 1 cm, dan sebagian putih kasat mata. Mempunyai warna kelabu tua kehitaman sampai kehijauan, sebagian memiliki ciri struktur kekar meniang bersegi enam, beberapa di antaranya bertekstur gabro.. Batuan ini diperkirakan ada sejak 17,7 juta tahun yang lalu (Miosen Awal).
- e. Formasi Tonasa (Temt) tersusun dari batu gamping koral pejal sebagian terhablurkan, batugamping kalkarenit bioklastika, sebagian berlapis baik, berselingan dengan napal *globigerina* tufaan, bagian bawahnya mengandung batugamping berbitumen bersisipan breksi batugamping dan batu gamping pasir; di dekat Malawa daerah Camba terdapat batugamping yang mengandung glaukonit dan di beberapa tempat di daerah Ralla ditemukan batugamping yang mengandung banyak sisipan sekis dan batuan ultramafik. Tebal formasi ini diperkirakan tidak kurang dari 3000 m, menindih selaras batuan Formasi Mallawa, dan tertindih tak selaras batuan Formasi Camba. Menurut D. Kadar (1971; 1973), Reed dan Malicoat (1972), Purnamaningsih (1973; 1974), dan Sudiyono (1973) umur dari formasi ini berkisar dari Eosen Awal sampai Miosen Tengah dan lingkungan neritik dangkal hingga dalam dan laguna.
- f. Formasi Camba (Tmc) tersusun dari batuan sedimen laut berselingan dengan

batuan gunungapi, batu pasir tufaan berselingan dengan tufa, batu pasir, batu lanau dan batu lempung. Batuan yang berada pada formasi Camba bersisipan dengan napal, batu gamping konglomerat dan breksi gunungapi, serta dengan batubara. Satuan ini memiliki tebal kurang lebih 5000 meter, diterobos oleh retas, sill dan stok bersusunan basal Piroksen, andesit dan diorit. Menurut D. Kadar (1971; 1973; 1974), A. F Malicoat (1972), Purnamaningsih (1974) umur dari formasi ini berkisar dari Miosen Tengah sampai Miosen Akhir dan lingkungan neritik.

- g. Batuan Gunungapi Formasi Camba (Tmcv); batuan sedimen laut, breksi gunungapi, lava, konglomerat gunungapi, dan tufa bersisipan dengan batuan gunungapi ini. Secara garis besar batuan dari formasi ini terendapkan dalam lingkungan laut neritik sebagai fasies gunungapi Formasi Camba. Kira-kira ketebalan minimal dari formasi ini adalah 4000 m. Menurut Sudiyono dan Purnamaningsih (1973; 1974) umur formasi ini adalah Miosen Tengah sampai Miosen Akhir.
- h. Formasi Walanae (TmPW) adalah batu pasir yang berselingan dengan batu lanau, tufa, napal, batu lempung, konglomerat dan batu gamping. Sebagian memakas dan sebagian repih. Pada dasarnya berwarna muda, putih keabuan, kecoklatan dan kelabu muda. Batu pasir di formasi ini memiliki butir halus sampai kasar, umumnya tufaan dan gampingan, utamanya dari sepaian batuan beku dan sebagian lagi mengandung banyak kuarsa. Diperkirakan ketebalan minimal dari formasi ini adalah 4.500 m. Menurut D. Kadar (1973; 1974), Purnamaningsih dan M. Karmini (1974) umur dari formasi ini adalah Miosen

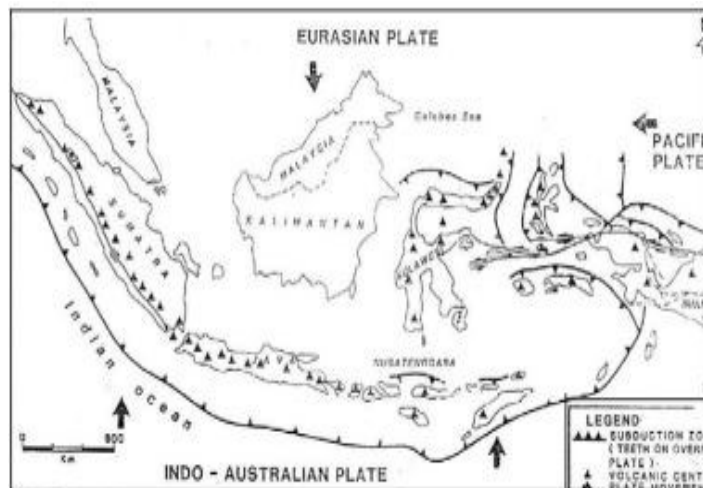
Tengah sampai Pliosen.

- i. Diorit – Granodiorit (d-gd) adalah terobosan diorit dan granodiorit, terutama berupa stok dan sebagian berupa retas. Batu pasir Formasi Balangbaru dan batuan ultramafik diterobos oleh Diorit yang tersingkap di sebelah utara Bantimala dan di sebelah timur Barru. Terobosan yang terjadi di sekitar Camba sebagian terdiri dari granodiorit porfiri, dengan banyak fenokris berupa biotit dan amfibol, serta menerobos batu gamping Formasi Tonasa dan batuan Formasi Camba. Batuan ini telah ada sejak dari 9,03 juta tahun yang lalu (Miosen akhir).
- j. Endapan aluvium, danau dan pantai (Qac) terdiri dari lempung, lanau, lumpur pasir dan kerikil yang ditemui di sepanjang sungai besar, di sekitar lekuk Danau Tempe, dan di sepanjang pantai. Kandungan endapan pantai setempat adalah sisa kerang dan batugamping koral (Qc). Kandungan tulang gajah purba (*Archidiscodon celebensis*) dapat didapatkan pada undak sungai yang berumur Plistosen (tak terpetakan) di dekat sungai Walanae.

II.2 Panas Bumi (Geotermal)

Indonesia merupakan negara kepulauan yang memiliki tingkat aktivitas tektonik dan vulkanik yang cukup tinggi. Aktivitas tektonik dan vulkanik ini dikarenakan letak gugusan kepulauan Indonesia yang berada pada pertemuan antar lempeng tektonik. Dapat dilihat pada Gambar II.3, secara geografis Indonesia terletak diantara pertemuan antara 3 lempeng besar tektonik (*megatriple junction*), yaitu Lempeng Indo-Australia, Eurasia, dan Pasifik. Hubungan antar lempeng tersebut membentuk jalur subduksi di busur luar kepulauan Indonesia. Sementara pada

busur dalam kepulauan terdapat busur vulkanik aktif. Proses terciptanya busur vulkanik inilah yang menjadi pondasi besarnya energi panas bumi yang terkandung di Indonesia (Ningrum, 2015).



Gambar II.3 Penggambaran lempeng tektonik di Indonesia (Saptadji, 2001).

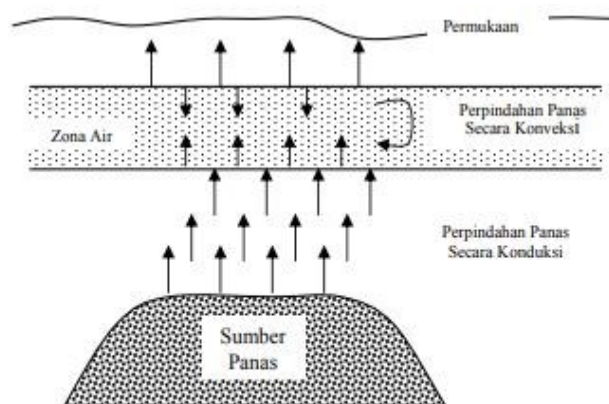
Panas bumi merupakan sumber energi panas dari bagian dalam bumi yang dicadangkan pada bebatuan maupun di perairan dan uap yang terperangkap. Panas bumi adalah sumber energi tak terbatas yang dapat diperbarui yang dapat menghasilkan listrik secara konstan dengan emisi karbon dioksida atau polutan lain yang relatif kecil (Rahayudin et al., 2020).

Secara Umum, di pulau Jawa, Nusa Tenggara dan Sulawesi sistem panas bumi yang dimiliki berasosiasi dengan kegiatan vulkanik yang 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 (Saptadji, 2001).

Keterdapatannya material panas di bawah permukaan bumi yang mencapai kedalaman beberapa ribu kilometer mengakibatkan terjadinya aliran panas dari sumber panas tersebut menuju ke permukaan. Tentu saja ini menyebabkan

terjadinya perubahan suhu dari bawah hingga ke permukaan, dengan gradien temperatur rata-rata sebesar $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$. Secara umum nilai laju aliran panas lebih besar dari harga rata-rata tersebut jika di perbatasan antara dua lempeng (di daerah penujaman). Tentu saja ini juga mengakibatkan daerah tersebut memiliki gradien temperatur yang lebih besar daripada gradien temperatur rata-rata, yang dapat mencapai $70\text{-}80^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (Saptadji, 2001).

Secara umum, sistem panas bumi tercipta sebagai hasil dari perpindahan energi panas dari suatu sumber panas ke area disekitarnya secara konduksi ataupun konveksi. Perpindahan melalui batuan disebut secara konveksi dan perpindahan panas karena ada interaksi antara air dengan suatu sumber panas disebut secara konveksi. Air yang selalu bergerak kebawah karena gaya gravitasi, namun apabila air tersebut berinteraksi dengan suatu sumber panas maka akan terjadi perpindahan panas yang mengakibatkan kenaikan suhu pada air dan membuatnya lebih ringan. Keadaan ini menyebabkannya bergerak keatas dan air ayng dingin bergerak turun kebawah yang membuat sirkulasi air yang disebut arus konveksi (Saptadji, 2001). Penggambaran hal ini dapat dilihat pada Gambar II.4.



Gambar 2-18
Perpindahan Panas Di Bawah Permukaan

Gambar II.4 Skema perpindahan panas di bawah permukaan (Saptadji, 2001).

Agar sistem panas bumi dapat terbentuk, syarat yang harus dipenuhi adalah (Nicholson, 1993) :

1. Kondisi kesetimbangan reservoir: Syarat ini adalah bagian yang fundamental antara sistem panas bumi dan didasarkan pada sirkulasi fluida reservoir dan mekanisme perpindahan panas. Sistem dalam kesetimbangan dinamis terus menerus diisi ulang oleh air memasuki waduk. Air dipanaskan dan kemudian dibawa keluar dari reservoir, baik ke permukaan atau ke lapisan permeabel di bawah tanah. Panas ditransfer melalui sistem dengan konveksi dan sirkulasi fluida. Sistem dalam keadaan kesetimbangan statis (juga dikenal sebagai stagnan atau sistem penyimpanan) hanya memiliki sedikit atau tidak ada pengisian kembali ke reservoir dan panas ditransfer hanya dengan konduksi.
2. Jenis fluida: Cairan reservoir sebagian besar terdiri dari *liquid water* (yang didominasi cairan) atau uap (didominasi uap). Di sebagian besar reservoir, baik uap maupun air cair ada dalam proporsi yang berbeda-beda sebagai zona dua fase. Sistem yang didominasi cairan adalah yang paling umum, dan mungkin mengandung tutup uap yang dapat berkembang saat dieksploitasi. Untuk sistem geotermal yang hanya mengeluarkan uap jarang untuk ditemui. 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 *juvenile* yang belum pernah menjadi bagian dari meteorik.

3. Suhu reservoir: Suhu (atau entalpi) reservoir panas bumi merupakan pembeda penting dalam hal kimia fluida dan potensi penggunaan sumber daya. Secara umum sistem digolongkan sebagai sistem bersuhu rendah ($< \sim 150^{\circ}\text{C}$). atau suhu tinggi ($> \sim 150$). Perbedaan suhu tidak kaku, dan beberapa pekerja juga menggunakan istilah "menengah" untuk menunjukkan suhu reservoir di rentang $120^{\circ}\text{C} - 180^{\circ}\text{C}$. Sistem suhu rendah hanya dapat digunakan untuk aplikasi "penggunaan langsung" (mis. Pemanas), sedangkan sistem suhu tinggi dapat digunakan untuk pembangkit listrik serta aplikasi penggunaan langsung.
4. *Host rock*: Batuan yang berisi reservoir panas bumi ("batuan induk") bereaksi dengan fluida panas bumi. Karena reaksi fluida batuan menentukan komposisi akhir air dan gas panas bumi, pengetahuan tentang batuan induk penting untuk aplikasi geotermometer yang meyakinkan dan prediksi tentang potensi masalah penskalaan jika lapangan dikembangkan.

5. Sumber panas: Sumber panas untuk sistem adalah fungsi dari *setting* geologi atau tektonik. Jika fluks panas penggerak yang berasal dari magma, maka sistem seperti itu disebut vulkanogenik. Sistem tersebut selalu memiliki bersuhu tinggi. Bagaimanapun, Panas tidak harus disuplai oleh magma, dan sistem panas bumi dapat dihasilkan di area aktivitas tektonik. Misalnya, panas dapat dipasok oleh pengangkatan tektonik batuan dasar yang panas, atau air yang terpanaskan oleh sirkulasi dalam yang luar biasa yang terbuat oleh lipatan atau patahan lapisan yang permeabel. Ini disebut sistem non-vulkanogenik dan mencakup contoh reservoir bersuhu tinggi dan rendah.

Jika ditambah dengan menurut Hochstein & Brown tahun 2000, batuan penutup adalah salah satu bagian dari unsur geotermal. Syarat dari batuan penutup adalah sifatnya yang tidak mudah ditembus atau dilalui cairan atau uap (Impermeabel). Batuan ini adalah hasil letusan gunungapi seperti lava dan piroklastik.

Berdasarkan dari asosiasi peristiwa geologi dan tektonik, sistem geotermal terbagi menjadi (Chandrasekharam & Bundschuh 2008 dalam O'Brien, 2010):

1. Sistem panas bumi yang terkait dengan vulkanisme aktif dan tektonisme (kebanyakan terkait subduksi); contohnya termasuk TVZ (Taupo Volcanic Zone, di Selandia Baru), Filipina, Indonesia dan Amerika Utara, Tengah dan Selatan. Sistem ini umumnya sistem suhu tinggi / entalpi tinggi ($> 150^{\circ}\text{C}$). Contoh bagusnya adalah TVZ, di mana lempeng Pasifik bersubduksi di bawah lempeng Australia menciptakan busur vulkanik; badan magma terkait menyediakan sumber panas untuk TVZ.
2. Sistem panas bumi yang terkait dengan tumbukan benua, contoh terbaik dari

jenis sistem ini adalah sabuk panas bumi Himalaya yang membentang di sepanjang zona jahitan Indus antara lempeng India dan Eurasia.

3. Sistem panas bumi yang terkait dengan vulkanisme aktif dalam sistem retakan benua, sistem panas bumi di Kenya, Eritrea, dan Ethiopia termasuk dalam kategori ini.
4. Sistem Panas Bumi yang terkait dengan sistem retakan benua yang tidak terkait dengan vulkanisme; jenis sistem ini berlokasi di India dan di Larderello di Italia.

II.3 Mata Air Panas

Mata air panas/hangat adalah salah satu manifestasi di permukaan yang menandakan adanya sumber daya panas bumi di bawah permukaan. Mata air panas/hangat ini tercipta akibat dari adanya aliran panas/hangat dari bawah permukaan melalui rekahan-rekahan batuan. Dikatakan mata air hangat bila temperatur airnya dibawah 50°C dan dikatakan mata air panas jika temperaturnya diatas dari 50°C (Saptadji, 2001).

Dalam memperkirakan jenis reservoir di bawah permukaan, sifat air permukaan dari mata air panas tersebut seringkali digunakan. Pada suatu sistem panas bumi yang didominasi uap, mata air panasnya akan bersifat asam dan biasanya merupakan manifestasi permukaan. Sedangkan mata air panas yang bersifat netral biasanya merupakan manifestasi permukaan. Sedangkan jika suatu sistem panas bumi yang didominasi air, maka mata air panasnya akan bersifat netral. Mata air panas yang merupakan manifestasi permukaan bersifat netral dan didominasi air, umumnya jenuh dengan silika. Secara umum di sekitar mata air panas akan

terbentuk teras-teras silika yang berwarna keperakan (*silica sinter terraces* atau *sinter platforms*) apabila laju aliran air panas tidak terlalu besar. maka Dan akan terbentuk teras-teras *travertine* (*travertine terrace*) apabila air panas banyak mengandung *Carbonate*. Namun mata air panas yang bersifat netral yang merupakan manifestasi permukaan dari suatu sistem panas bumi dominasi uap dapat dijumpai di beberapa daerah, seperti di kaki gunung (Saptadji, 2001).

II.4 Metode Geolistrik

Metode geolistrik adalah salah satu metode survei geofisika yang digunakan untuk mengidentifikasi material yang berada di bawah permukaan bumi berdasarkan kemampuan menghantar/mengalirkan arus listrik. Biasanya ketika melakukan pengukuran di lapangan, maka akan didapatkan hasil pengukuran berupa tegangan potensial dan kuat arus baik secara alami maupun dengan menginjeksikan arus ke bawah permukaan. Tujuan survei geolistrik adalah untuk memastikan persebaran dari tahanan jenis (resistivitas) material bawah permukaan berdasarkan pengukuran di lapangan. Menurut Wahyudin tahun 2013, harga resistivitas batuan dan mineral dapat dikelompokkan menjadi tiga, yaitu:

1. Konduktor baik : $10^{-8} < \rho < 1 \Omega\text{m}$
2. Konduktor pertengahan : $1 < \rho < 10^7 \Omega\text{m}$
3. Isolator : $\rho > 10^7 \Omega\text{m}$

Telford pada tahun 1990 telah membuat tabel resistivitas material (yang dapat dilihat pada tabel II.1) di bawah permukaan dengan tujuan untuk membedakan setiap jenis material dan untuk mengetahui keberadaan anomali yang didapatkan berdasarkan data dari pengukuran di lapangan.

Tabel II.1 Nilai resistivitas batuan dan mineral (Telford, 1990):

<i>Rocks Type</i>	<i>Resistivity range (Ωm)</i>
<i>Granite porphyry</i>	4.5×10^3 (wet)- 1.3×10^6 (dry)
<i>Feldspar porphyry</i>	4×10^3 (wet)
<i>Syenite</i>	10^2 - 10^6
<i>Diorite</i>	1.9×10^3 (wet)- 2.8×10^4 (dry)
<i>porphyry</i>	10 - 5×10^4 (wet)- 3.3×10^3 (dry)
<i>Porphyrite</i>	2.5×10^3 (wet)- 6×10^4 (dry)
<i>Carbonatized porphyry</i>	2×10^4 - 2×10^6 (wet)- 1.8×10^5 (dry)
<i>Quartz diorite</i>	2×10^4 (wet)
<i>Porphyry (various)</i>	4.5×10^4 (wet)- 1.7×10^2 (dry)
<i>Dacite</i>	20 - 5×10^7
<i>Andesite</i>	10^2 - 5×10^4
<i>Diabase (various)</i>	10^3 - 10^6
<i>Lavas</i>	10 - 1.3×10^7 (dry)
<i>Gabbro</i>	10^3 - 6×10^4 (wet)
<i>Basalt</i>	3×10^3 (wet)- 6.5×10^3 (dry)
<i>Olivin e norite</i>	8×10^3 (wet)- 6×10^7 (dry)
<i>Peridotite</i>	20 - 10^4
<i>Hornfels</i>	2×10^3 (wet)- 10^5 (dry)
<i>Schists (calcareous and mica) Tuffs</i>	10 - 10^2
<i>Graphyte schist</i>	6×10^2 - 4×10^7
<i>Slate (various)</i>	6.8×10^4 (wet)- 3×10^6 (dry)
<i>Gneiss (various)</i>	10^2 - 2.5×10^8 (dry)
<i>Marble</i>	2.5×10^2 (wet)- 2.5×10^8 (dry)
<i>Skarn</i>	10 - 2×10^8
<i>Quartzites (various)</i>	20 - 2×10^3
	10 - 8×10^2
	2×10^3 - 10^4
	1 - 6.4×10^8
	50 - 10^7
	3.5×10^2 - 5×10^3
	20
	3 - 70
	1 - 100
	4 - 800
	0.1 - 3×10^3
	10 - 100

Salah satu sifat batuan adalah konduktifitas (σ) yang menunjukkan kemampuan bahan tersebut dalam menghantarkan arus listrik. Semakin tinggi nilai konduktifitas suatu bahan maka semakin baik bahan tersebut menghantarkan arus

listrik, begitu pula sebaliknya, kebalikan dari sifat konduktivitas batuan adalah resistivitas (Wahyudin, 2017).

II.4.1 Metode Geolistrik Resistivitas (Tahanan Jenis)

Metode geolistrik tahanan jenis merupakan metode yang mempelajari sifat tahanan jenis (*resistivity*) dari lapisan batuan di dalam bumi. Metode ini merupakan metode yang bersifat aktif dengan mengalirkan arus listrik ke dalam lapisan bumi melalui dua elektroda arus, sedangkan potensialnya diukur melalui dua buah elektroda potensial, pada metode geolistrik tahanan jenis disebut sebagai konfigurasi elektroda. (Rusmin, 2013).

Dalam survei metode geolistrik akan diperoleh nilai beda potensial, kuat arus dan nilai resistivitas batuan. Konsep dasar dari metode ini adalah Hukum Ohm. Ilmuan Jerman George Simon Ohm mengutarakan hukum ohm pada tahun 1827. Hukum ini menyatakan bahwa kuat arus listrik (*I*) yang mengalir kawat penghantar sebanding dengan besarnya beda potensial (*V*). Hubungan antara keduanya dinyatakan dalam (Pertwi, 2017):

$$V = I R \quad (2.1)$$

Hubungannya dengan resistivitas dapat ditemukan dalam persamaan berikut ini:

$$R = \rho \frac{L}{A} \quad (2.2)$$

dengan (*L*) adalah panjang silinder, (*A*) adalah luas penampang, (*R*) adalah resistansi dan (ρ) adalah resistivitas.

Berdasarkan pada tujuan penyeledikannya metode geolistrik resistivitas dapat dibagi menjadi dua kelompok besar yaitu (Syamsuddin & Lantu, 2009):

1. Metode resistivitas *mapping* bertujuan untuk mempelajari variasi resistivitas bawah permukaan secara horisontal. Oleh karena itu pada metode ini digunakan konfigurasi elektroda yang sama untuk semua titik pengamatan di permukaan bumi, kemudian dibuat kontur resistivitasnya.

2. Metode resistivitas *sounding* biasa juga disebut metode resistivitas *drilling*. Tujuan dari metode ini adalah mempelajari variasi resistivitas bawah permukaan secara vertikal. Pada metode ini pengukuran potensial dilakukan dengan cara mengubah-ubah jarak elektroda. Perubahan jarak elektrode 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 dimiliki peralatan geolistrik yang memadai yakni alat geolistrik tersebut harus menghasilkan arus listrik yang besar atau memiliki sensitivitas yang tinggi artinya dapat membaca perbedaan beda potensial yang kecil.

Resistivitas yang diperoleh sangat bergantung pada cara pemasangan elektroda arus dan potensial. Dalam metode geolistrik tahanan jenis ada beberapa cara pemasangan atau konfigurasi elektroda. Konfigurasi ini bergantung pada letak elektroda arus dan potensial. Hubungan antara beda potensial dan tahanan jenis dapat ditulis sebagai berikut (Hendrajaya 1990 dalam Wahyudin, 2017):

$$\rho a = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2}\right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4}\right)} \frac{\Delta v}{I} \quad (2.3)$$

$$\rho a = k \frac{\Delta v}{I} \quad (2.4)$$

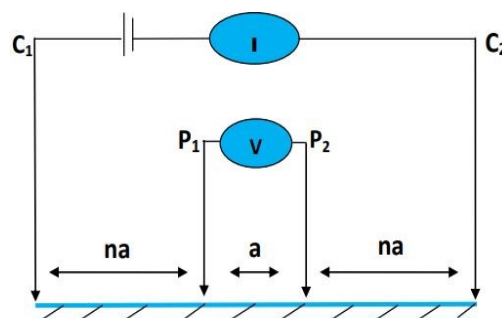
$$k = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2}\right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4}\right)} \quad (2.5)$$

Besaran ρ_a adalah nilai resistivitas (Ohm meter), dan k adalah faktor geometri tergantung konfigurasi yang digunakan.

II.4.2 Konfigurasi Elektroda Wenner-Schlumberger

Konfigurasi ini merupakan perpaduan dari konfigurasi Wenner dan Schlumberger. Pada pengukuran dengan faktor spasi (n)=1, konfigurasi Wenner-Schlumberger sama dengan pengukuran pada konfigurasi Wenner (jarak antar elektroda = a), namun pada pengukuran $n=2$ dan seterusnya sama dengan pengukuran pada konfigurasi Schlumberger (Untuk susunan elektroda konfigurasi ini dengan pengukuran $n=2$ dan seterusnya dapat diperhatikan pada gambar II.5). Konfigurasi Wenner-Schlumberger sama dengan konfigurasi Schlumberger (jarak antara elektroda arus dan elektroda potensial lebih besar daripada jarak antar elektroda potensial) (Pertiwi, 2017). Berikut adalah persamaan yang digunakan untuk menentukan faktor geometri dari konfigurasi ini

$$K = \pi a n (n + 1) \quad (2.6)$$

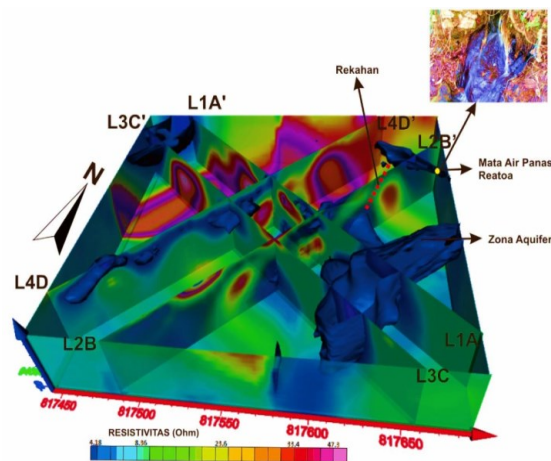


Gambar II.5 Susunan elektroda konfigurasi Wenner - Schlumberger (Hendrajaya, 1990 dalam Rusmin, 2013).

II.4.3 Hasil Pengukuran Metode Geolistrik

Berdasarkan data dari metode geolistrik, resistivitas yang didapatkan dari

penampang 2 dimensi terbagi atas 3, yaitu ada resistivitas rendah ($< 8.35 \Omega\text{m}$) yang diduga sebagai zona akuifer dangkal pada kedalaman 20-40 m dan pada lintasan 3 dan 4 diduga sebagai batu lanau dengan sisipan batu lempung dari Formasi Mallawa dengan ketebalan 10 m, kemudian resistivitas menengah ($8.35 \Omega\text{m} - 16.7 \Omega\text{m}$) yang diinterpretasikan sebagai satuan batu pasir yang berselingan dengan batu lempung dari Formasi Mallawa (Tem) dengan ketebalan lapisan 52 meter pada lintasan 3 dan ketebalan 40 meter pada lintasan, dan resistivitas yang tinggi ($> 23.6 \Omega\text{m}$) yang diinterpretasikan sebagai batuan breksi gunungapi yang berasal dari satuan batuan Gunungapi Formasi Camba (Tmcv).



Gambar II.6 Penampang 3 dimensi metode geolistrik resistivitas (Anas, 2020).

Diperlihatkan pada gambar II.6 bahwa terdapat rekahan yang menjadi sumber keluarnya manifestasi mata air panas menuju permukaan, dimana rekahan ini muncul karena proses terbentuknya dari Sesar Walanae, yang juga membentuk rekahan tersebut. Sehingga terbentuknya rekahan adalah hasil dari aktivitas tektonik yaitu Sesar Walanae yang terletak dekat dengan mata air panas tersebut (Anas, 2020).

Dalam hukum Archie I, dapat ditemukan hubungan antara resistivitas (ρ) dengan

porositas (φ) yaitu (Arif, 2015):

$$\rho = a\rho_w\varphi^{-m} \quad (2.7)$$

Besarnya faktor formasi direfleksikan dengan hubungan resistivitas pada persamaan diatas menjadi (Arif, 2015):

$$F = \frac{\rho}{\rho_w} = \frac{a}{\varphi^{-m}} \quad (2.8)$$

Pendugaan zona akuifer dapat menggunakan faktor formasi sebab porositas pada batuan beku maupun batuan sedimen yang mengalami rekahan berefleksi dari besaran faktor formasi tersebut. Selain didapatkan dari pengukuran langsung, untuk nilai dari resistivitas air pengisi berpori (ρ_w), juga dapat dihitung dengan persamaan (Arif, 2015):

$$\rho_w = \frac{10000}{C} \quad (2.9)$$

Berikut ini pada tabel II.2 dan II.3 adalah klasifikasi dari pendugaan faktor formasi dari Taib pada tahun 1999.

Tabel II.2 Klasifikasi pendugaan faktor formasi untuk batuan sedimen (Arif, 2015):

F	Formasi	Quiclude
≤ 1	Clay	Aquiclude
1-1,5	Peat, Clayey sand, atau silf	Aquiclude
2	Silf-find sand	Poot to medium aquiver
3	Medium sand	Medium to productive aquiver
4	Coarse sand	Productive aquiver
5	Gravel	Highly productive aquiver

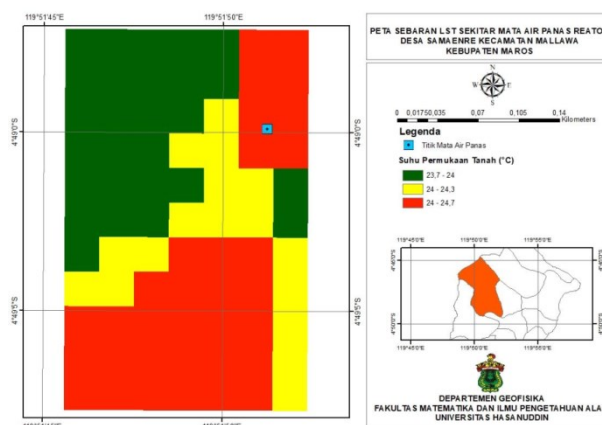
Tabel II.3 Klasifikasi pendugaan faktor formasi untuk batuan vulkanik dan beku

(Arif, 2015):

Formasi	Permeable/ Impermeable	F	Permeable/ Impermeable
Tufa gunung api	Impermeable	$1 < F < 4$	permeable
Basalt rekahan	permeable	$5 < F < 15$	Solid
Breksi	permeable	$3 < F < 7$	Impermeable
Batu Gamping Koral	permeable	$3 < F < 10$	Solid

II.5 Land Surface Temperature (LST)

Land Surface Temperature (LST) atau suhu permukaan tanah adalah kondisi yang dikontrol oleh sifat termal dari permukaan, keseimbangan energi permukaan, dan atmosfer. Salah satu parameter kunci keseimbangan energi pada permukaan ialah variabel klimatologis, dimana LST termasuk didalamnya. Suhu dari metode LST tergantung dari kondisi parameter permukaan seperti kondisi vegetasi serta penutup permukaan dan kelembapan lahan. Untuk memperkirakan nilai suhu permukaan tanah dapat menggunakan faktor seperti penggunaan lahan dari suatu daerah (Hamdah, 2020).



Gambar II.7 Peta suhu sekitar mata air panas dengan menggunakan metode LST (Hamdah, 2020).

Berdasarkan dari data pengukuran suhu di lapangan secara langsung, didapatkan bahwa suhu mata air panas berkisar 31-35°C namun berdasarkan dari metode LST

pada gambar II.7 didapatkan bahwa suhu di sekitar mata air panas adalah 24-24,7°C dimana terdapat perbedaan yang cukup signifikan. Hal ini dikarenakan dari faktor iklim seperti perekaman data citra, dimana data citra yang digunakan untuk metode ini direkan pada tanggal 30 April 2020 pukul 10 WITA dengan tutupan awan yang tinggi, sedangkan pengukuran suhu secara langsung dilakukan pada tanggal 11 Juni 2020 dengan pengambilan data pada pukul 11.00 hingga 01.00 WITA (seperti yang diketahui bahwa musim hujan pada periode bulan April sampai September dan musim kemarau dalam bulan Oktober sampai Maret).

II.6 Metode Geokimia

Geokimia merupakan salah satu metoda eksplorasi panasbumi dalam mempelajari karakteristik fluida panasbumi. Hal ini salah satunya dapat dilakukan melalui penelitian karakteristik, baik mata air panas atau mata air dingin, yang muncul di permukaan sebagai manifestasi panasbumi permukaan. Selain untuk eksplorasi, geokimia juga dipakai sebagai alat monitoring dalam kegiatan produksi termasuk dalam manajemen reservoir serta mengantisipasi potensi masalah yang bisa mengganggu atau menurunkan kemampuan *performance field*. Dengan kata lain, sifat kimia (air maupun gas) dari suatu lapangan panasbumi adalah informasi yang sangat penting tentang hidrologi dan kondisi yang ada dalam reservoir itu sendiri. Unsur unsur kimia yang biasa terdapat pada fluida geotermal adalah (Yoni et al, 2018):

- 1) Kation : Na^+ , K^+ , Mg^+ , Ca^{+2} .
- 2) Anions : Cl^- , HCO_3^- , CO_3^{-2} , SO_4^{-2} .

3) Non-Elektrolit : SiO_2 .

4) Minor Komponen: NH_4^+ , Li^+ , Fe^{+2} , Mn^{+2} , Al^{+3} , F^- , B^- , I^- , H_3BO_3 , Rb , Cs .

Komposisi fluida panas bumi dipengaruhi oleh proses kimiawi dan fisik yang terjadi di dalam reservoir panas bumi tertentu selama menuju ke permukaan. Proses fisik dan kimiawi yang dimaksud antara lain (Nicholson, 1993 dalam O'Brien, 2010):

a) Proses kimiawi

Kesetimbangan fluida-mineral, terbagi menjadi dua berdasarkan konstituen terlarut yang kelarutannya berbeda-beda dan ditemukan dalam cairan reservoir klorida bagian dalam:

- Spesies batuan umum - konstituen ini memiliki kelarutan yang dikendalikan oleh kesetimbangan fluida yang bergantung pada suhu dan hanya akan menjadi bagian dari fluida ketika mineral inangnya telah diubah. Konstituen ini termasuk SiO_2 , Ca , Mg , Na dan K .
- Spesies Golongan Larut - konstituen ini siap masuk ke dalam larutan bahkan sebelum perubahan batuan di sekitarnya terjadi. Sebagian besar spesies dapat terlibat di dekat permukaan interaksi terutama dengan tanah liat; namun Cl cenderung tetap dalam larutan dan dianggap sebagai spesies konservatif. Spesies larut termasuk Cl , B , Br , Cs dan As .

Kesetimbangan fluida-mineral merupakan salah satu proses penting yang menentukan kimiawi fluida yang dilepaskan, reaksi yang terjadi adalah karena perubahan tekanan, suhu, salinitas dan batuan induk dalam sistem / reservoir panas bumi. Ada dua golongan utama:

- Reaksi kelarutan, yaitu menentukan jumlah spesies tertentu yang masuk dan kemudian tetap dalam larutan sebelum pengendapan terjadi. Kuarsa, kalsit dan anhidrit merupakan kelarutan yang berperan besar dalam mengontrol komposisi fluida panas bumi. Suhu adalah kontrol utama kelarutan mineral dalam sistem panas bumi, tetapi perubahan salinitas, tekanan, atau pH mungkin berpengaruh. Kelarutan mineral dalam sistem panas bumi umumnya berperilaku salah satu dari tiga cara berikut:
 - i. Kelarutan meningkat dengan meningkatnya suhu (logam alkali klorida).
 - ii. Kelarutan meningkat dengan suhu tetapi hanya ke titik di mana kelarutan mineral kemudian menurun dengan kenaikan suhu lebih lanjut (silika).
 - iii. Kelarutan menurun dengan suhu, disebut kelarutan retrograde. (gypsum, kalsit, anhidrit).

SiO₂ dan Ca adalah dua penyebab utama kerak di sumur; kesetimbangan silika dan kalsit mengatur jumlah masing-masing larutan sehingga menjadikannya bagian informasi penting untuk sistem panas bumi (Nicholson 1993 dalam O'Brien, 2010).

- Reaksi pertukaran ion, yaitu melibatkan transfer ion antara dua atau lebih mineral aluminosilikat dan mengontrol rasio kation dalam larutan (termasuk H⁺); pH dalam larutan dapat ditingkatkan dengan kumpulan mineral silikat karena transfer ini. Kumpulan alterasi panas bumi dibentuk oleh reaksi termasuk: Albite – K-Feldspar, K-Feldspar – K-Mica + quartz,

Wairakite – Ca-Montmorillonite + quartz, dan Pyrite – Pyrrhotite.

b) Proses fisik

1) Pencampuran (pengenceran) dengan air lainnya

Proses pencampuran atau pengenceran (pencampuran air garam tinggi dengan air salinitas rendah) terjadi ketika cairan panas bumi dalam bercampur dengan air tanah dingin sebelum dibuang ke permukaan. Kriteria untuk mengidentifikasi pencampuran ini dikembangkan oleh Fournier (1979) dan Arnorsson (1985) dan meliputi:

- i. Cairan dengan konsentrasi Mg tinggi
- ii. Cairan dengan pH rendah relatif terhadap salinitas air (pH 6-7 untuk air dengan Cl <100 mg / l)
- iii. Cairan tidak jenuh dalam kalsit
- iv. Cairan dengan konsentrasi silika tinggi relatif terhadap suhu pelepasannya.

Jenis pencampuran cairan yang paling umum adalah pencampuran cairan dalam dengan air meteorik dingin; dalam kasus yang jarang terjadi, cairan dalam dapat bercampur dengan air waduk dangkal atau kondensat yang dipanaskan dengan uap.

2) Pendinginan Mendidih (Adiabatik)

Saat fluida panas bumi naik ke atas, tekanan hidrostatik berkurang sehingga terjadi pendidihan, oleh karena itu dengan laju aliran tinggi dan penurunan tekanan (adiabatik) dapat terjadi pendinginan. Pada titik didih gas dan volatil didalam fluida keluar sekat membentuk fasa uap (steam) yang bergerak terpisah

dari fasa cair. Hilangnya massa selama pemisahan menyebabkan konstituen terlarut dalam cairan menjadi lebih pekat yang dapat menyebabkan perubahan dramatis dalam kimia cairan. Misalnya hilangnya CO₂ dari fluida selama proses perebusan menyebabkan kenaikan pH, peningkatan kelarutan silika dan penurunan awal kelarutan kalsit. Air yang mengalir dari mata air yang didinginkan dengan cara mendidih adalah yang paling berguna untuk model pencampuran dan geotermometri karena fluida tidak memiliki cukup waktu untuk berinteraksi secara signifikan dengan batuan sekitarnya. Oleh karena itu pelepasan sangat mencerminkan sifat kimiawi dari fluida reservoir, setelah mengoreksi kimiawi untuk kehilangan uap (Nicholson, 1993 dalam O'Brien, 2010).

3) Pendinginan Konduktif

Cairan yang naik ke permukaan secara perlahan dapat menghabiskan waktu yang cukup untuk bersentuhan dengan batuan induk dingin di sekitarnya untuk mendingin melalui konduksi. Dalam hal ini tidak ada uap yang hilang selama pendakian sehingga konsentrasi klorida yang dikeluarkan dari mata air akan sama dengan konsentrasi di reservoir. Interaksi batu dengan air selama pendakian berarti konsentrasi utama lainnya zat terlarut dalam perubahan fluida karena reaksi dengan mineral primer dan mineral alterasi sekunder. Hal ini disebabkan oleh lambatnya pendakian fluida menuju permukaan. Mata air yang mengeluarkan air yang didinginkan secara konduktif tidak cocok untuk geotermometri (Nicholson, 1993 dalam O'Brien, 2010).

Geokimia diterapkan secara luas di semua tahap eksplorasi dan pengembangan

panas bumi (Arnórsson, 2000 dalam Akin & Kargi 2019). Di setiap tahap individu, fluida panas bumi diambil sampelnya di permukaan daripada di reservoir. Namun, sifat fisik dan kimia air panas bumi yang berada pada atau mendekati kesetimbangan dengan batuan inang di reservoir yang didominasi air berubah dari keadaan awalnya menjadi kondisi pengambilan sampel permukaan selama aliran fluida ke atas di sepanjang lubang sumur. Proses utama yang mengubah kimiawi air reservoir dalam sumur bor adalah pendidihan air, *degassing* gas terlarut dan konsekuensi dari pendinginan adiabatik dan penskalaan mineral (Akin & Kargi, 2019).

II.6.1 Klasifikasi Fluida Mata Air Panas.

II.6.1.1 Diagram Trilinier Cl-HCO₃-SO₄.

Kandungan relatif dari klorida (Cl), bikarbonat (HCO₃) dan sulfat (SO₄) ini diperlukan dalam menentukan tipe fluida reservoir (Aribowo & Nurohman, 2012). Posisi titik data dalam plot ini diperoleh dengan terlebih dahulu menghitung \sum_{an} dari ketiga unsur yang terlibat (Marini, 2000):

$$\sum_{an} = C Cl + C SO_4 + C HCO_3 \quad (2.10)$$

Dengan:

\sum_{an} = jumlah konsentrasi dari klorida (Cl), bikarbonat (HCO₃) dan sulfat (SO₄).

C = Konsentrasi dari unsur/ senyawa (mg/L).

Kemudian persentase dari klorida, Bikarbonat, dan Sulfat, dievaluasi berdasarkan (Marini, 2000):

$$\%Cl = 100 C Cl / \sum_{an} \quad (2.11)$$

$$\%HCO_3 = 100 C HCO_3 / \sum_{an} \quad (2.12)$$

breksi atau kondukt).

Pada air klorida, anion yang dominan adalah Cl dan biasanya memiliki konsentrasi ribuan sampai 10.000 mg/kg, dan pada air asin kandungan atau konsentrasi Cl dapat mencapai 100.000 mg/k. Pada beberapa daerah juga memiliki konsentrasi Cl yang besar dikarenakan air klorida pada daerah tersebut sudah bercampur dengan air laut.

Beberapa unsur utama lain dalam air klorida ini adalah sodium dan potassium dengan rasio perbandingan 10:1. Sebagai kationnya adalah unsur silika (dimana konsentrasinya bertambah seiring meningkatnya kedalaman) dan boron. Sulfat dan kandungan klorida sangat bervariasi. Karbondioksida dan beberapa macam gas hidrogen tingkat rendah adalah kandungan gas utamanya. Pada area dengan kandungan gas yang tinggi, fluida klorida memiliki kandungan bikarbonat dalam jumlah besar dan pendidihan pada kedalaman yang lebih. Walaupun memiliki kandungan bikarbonat yang tinggi, namun keberadaan ion klorida tetap mencegah atau dapat menjadi indikator dalam membedakan air klorida dan air bikarbonat, atau air klorida–bikarbonat.

2) Sulfat

Jenis air panasbumi ini dikenal juga dengan Air Asam Sulfat (*Acid-Sulphate Water*), merupakan fluida yang terbentuk pada kedalaman dangkal dan terbentuk sebagai akibat dari proses kondensasi gas panas bumi yang menuju dekat permukaan. Air sulfat biasanya ditemukan pada batas daerah dan berjarak tidak jauh dari area *upflow* utama. Jika dilihat dari topografi, maka lokasi pastinya terletak jauh di atas *water table* dan di sekeliling *boiling zone*, walaupun

kebanyakan juga sering ditemukan di dekat permukaan (pada kedalaman 100 meter). Air sulfat dapat mengalir melewati patahan (*fault*) menuju sistem panasbumi. Pada lokasi inilah, air sulfat dipanaskan, kemudian ambil bagian dalam alterasi batuan dan bercampur dengan air klorida. Fluida jenis ini dapat terbentuk oleh dua proses, yaitu:

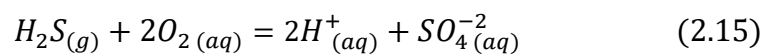
- a. *Steam Heated Acid Sulphate Water* Fluida ini terbentuk ketika uap berkondensasi pada air permukaan. Sulfat terbentuk akibat oksidasi H₂S pada zona vados (zona bawah permukaan di atas muka air tanah). Persamaan reaksi dari proses pembentukan air asam sulfat yang berasal dari uap adalah sebagai berikut:



terbentuknya *steam heated acid sulphate water* berkaitan dengan proses pendidihan/*boiling chloride water* di reservoir pada temperatur < 300°C. Karena tidak bersifat volatil pada temperatur < 300°C, maka *steam heated acid sulphate water* hanya mengandung sangat sedikit Cl⁻. Fluida ini terbentuk pada tempat yang paling dangkal dari sistem panasbumi sehingga tidak dapat digunakan sebagai indikator keadaan reservoir.

- b. Fluida ini berasal dari air magmatik yang mengandung gas volatil yang mudah menguap, sehingga H₂O, CO₂, SO₂ dan HCl berkondensasi menjadi fasa cair pada suhu > 800°C dan terbentuk di sekitar magma (kurang lebih kedalaman 1 hingga 1,5 km). Pada air sulfat ini, SO₄ berperan sebagai anion utama dan terbentuk akibat proses oksidasi dari kondensasi hidrogen sulfida. Apabila air sulfat memiliki kandungan pH lebih rendah dari 2,8 (pH < 2,0), maka gas

magmatik berperan besar dalam proses tersebut. Pada sisa-sisa proses oksidasi biasanya dijumpai klorida. Pada reaksi yang berlangsung dekat dengan permukaan antara air asam dan batuan-batuan di sekelilingnya, dapat melepaskan silika dan kation logam (Na, K, Mg, Ca, Al, Fe) yang dapat memberikan konsentrasi yang tinggi di dalam air. Adapun persamaan reaksi yang terjadi adalah :



3) Bikarbonat

Air tipe ini banyak mengandung CO₂. Jenis tipe fluida ini disebut juga dengan *netral bicarbonate– sulphate waters*, merupakan produk dari proses kondensasi gas dan uap menjadi mata air bawah tanah yang miskin oksigen. Air bikarbonat banyak ditemukan pada area *non-volcanogenic* dengan temperatur yang tinggi. Dengan pH yang mendekati netral sebagai akibat reaksi dengan batuan lokal (baik pada reservoir dangkal atau selama proses mengalir ke permukaan). Selama reaksi tersebut, proton banyak yang hilang dan menghasilkan air dengan pH mendekati netral dengan bikarbonat dan sodium sebagai parameter utama. Air tipe ini cenderung mudah bereaksi dan sangat korosif (Mahon, 1980; Hedenquist dan Stewart, 1985 dalam Nicholson, 1993 dalam Aribowo & Nurohman, 2012).

II.6.1.2 Diagram Trilinier Na-K-Mg.

Giggenbach (1988) menggabungkan geothermometer Na (Natrium)-K (Kalium) dan K (Kalium)-Mg (Magnesium) menjadi diagram terner, yang akan berguna untuk menentukan tingkat kesetimbangan antara fluida panas bumi dan batuan induk. Pendekatan ini didasarkan pada perbedaan kecepatan dari dua reaksi

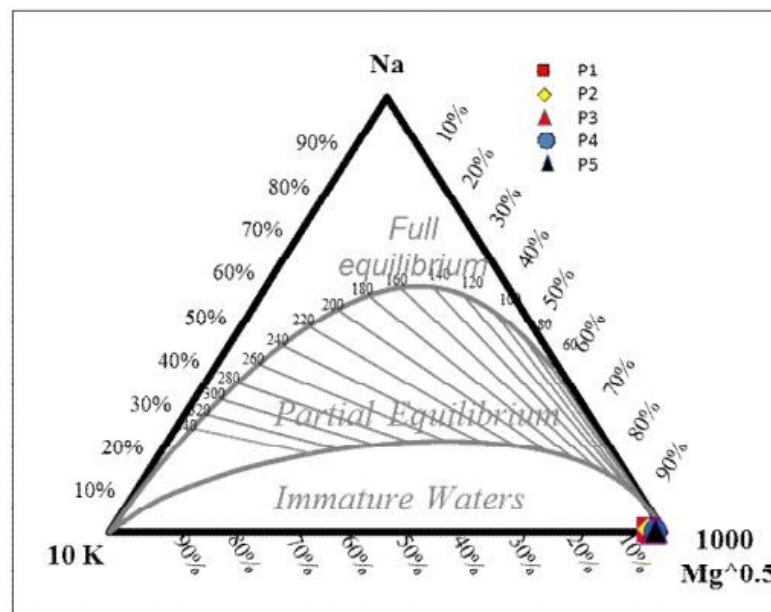
pertukaran kation, reaksi K-Mg merespon lebih cepat terhadap perubahan suhu daripada reaksi Na-K. Menggunakan diagram terner, Giggenbach (1988) mengklasifikasikan air menjadi belum matang, sebagian seimbang atau sepenuhnya seimbang, yang terakhir berarti bahwa air sepenuhnya seimbang sehubungan dengan ketiga komponen tersebut. Dalam mengkategorikan suatu fluida apakah termasuk *immature water*, dan *partial* ataupun *full equilibrium*, maka digunakanlah diagram terner ini yang digambarkan melalui garis kurva yang ditentukan secara visual (teknik grafis), namun terdapat indeks kesetimbangan (IM) sebagai evaluasi secara numerik, dalam menentukan tahap yang telah didapatkan dari kesetimbangan antara batuan dengan fluida. $IM = 2.0$ adalah sebagai garis kurva pembeda antara *immature water* dan *partial equilibrium*. Dasar dari hal ini adalah (Giggenbach, 1988):

$$MI = 0.315L_{km} - L_{kn} = 2.0 \quad (2.16)$$

dengan L_{kn} & L_{km} adalah $\log K/Na$ & $\log K/Mg$ (mg/l). Sedangkan dalam penentuan *full equilibrium*, pada dasarnya akan dicapai jika memiliki suhu yang tinggi (sehubungan Na-K) yaitu diatas $200^{\circ}C$. Namun pada kasus lain seperti Permana dan Mulyadi (Kelompok penelitian panas bumi, Pusat Sumber Daya Geologi), dapat ditemui pada suhu rendah mengalami kesetimbangan penuh dikarenakan anomali konsentrasi Na yang tinggi (>800 mg/L). Di sisi lain, air yang belum menghasilkan tidak seimbang sehubungan dengan komponen ini dan oleh karena itu tidak cocok untuk geotermometri (Óskarsson & Ármannsson, 2015).

Titik-titik data yang dipetakan pada kesetimbangan penuh pada diagram

menunjukkan bahwa kesetimbangan air-batuan telah tercapai. Pembuatan plot pada kesetimbangan parsial menunjukkan mineral yang telah larut tetapi belum mencapai kesetimbangan atau air panas bumi yang telah bercampur dengan air dingin encer yang tidak seimbang. Air yang belum matang menunjukkan pelarutan awal mineral sebelum reaksi kesetimbangan dimulai (Hassan & Magareh, 2018). Untuk sampel di wilayah perairan yang belum matang, penerapan Na dan K-Mg, dan memang semua jenis geotermometer kation, meragukan dan interpretasi prediksi suhu perairan tersebut harus dilakukan dengan hati-hati (Giggenbach, 1988 dalam Mutlu & Güleç, 2005).



Gambar II.9 Diagram segitiga Na-K-Mg (Safitra & Putra, 2018).

Untuk membuat diagram segitiga dari ketiga unsur ini, harus diubah dari satuan awal (ppm) menjadi persen (Safitra & Putra, 2018):

$$S = [Na] + 10[K] + 1000[\sqrt{Mg}] \quad (2.16)$$

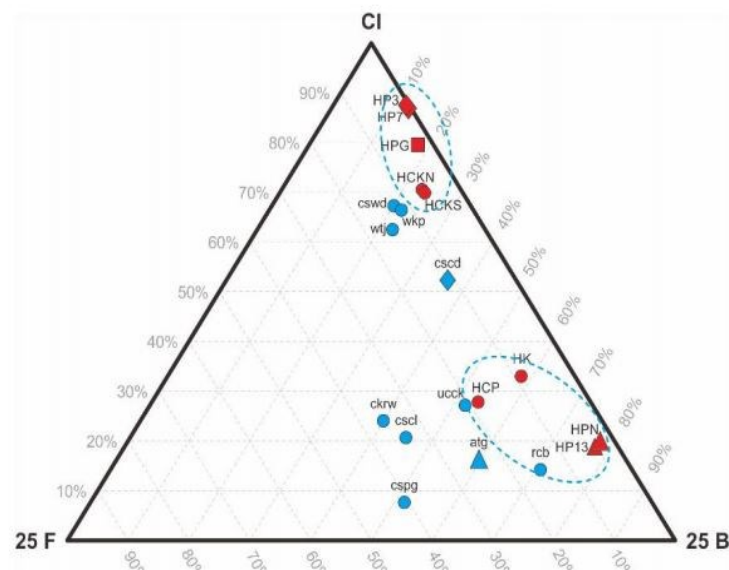
Kemudian menjadi persen dengan cara:

$$\%Na = \frac{[Na]}{s} \times 100; \%K = \frac{10[K]}{s} \times 100; \%Mg = \frac{1000\sqrt{Mg}}{s} \times 100 \quad (2.17)$$

Setelah mendapatkan persentase dari Na, K, dan Mg, kemudian dilakukan *plotting* pada diagram terner seperti pada gambar II.9.

II.4.1.3 Diagram Trilinier Cl-F-B.

Selanjutnya dilakukan analisis untuk menginterpretasi asal (*origin*) dari fluida panas bumi dengan menggunakan analisis diagram Cl-B-F menurut Giggenbach (1991). Analisis ini sangat penting untuk mengetahui asal dari fluida pada sistem yang sedang diteliti. Selain menggunakan diagram Cl-B-Li, diagram Cl-F-B menurut O'Brien (2010) juga digunakan untuk melihat kecenderungan sistem panas bumi yang sama (Juhri & Harijoko, 2016).



Gambar II.10 Diagram segitiga Cl-F-B (Juhri & Harijoko, 2016).

Kandungan fluorida cairan panas bumi biasanya <10 mg/kg. Kadar F yang sangat tinggi dapat dihasilkan oleh kondensasi gas vulkanik ke dalam air meteorik, dalam hal ini selalu disertai dengan kadar CI dan SO₄ yang sangat tinggi. Konsentrasi fluorida yang lebih tinggi terjadi di daerah dengan batuan vulkanik

(riolit, batu apung dan obsidian) dibandingkan dengan batuan induk sedimen (Mahon, 1964 dalam Nicholson, 1993). Jika unsur Boron pada sampel mata air panas yang didapatkan mempunyai kandungan konsentrasi yang kecil, menandakan bahwa fluida sedikit mengalami pengenceran oleh batuan di sekitar aliran fluida karena B adalah unsur yang sukar bereaksi sehingga hanya sedikit asosiasi antara fluida panas bumi dengan batuan sedimen yang kaya zat organik (Nicholson, 1993 dalam Almuhsinin & Putra, 2010). Dikarenakan fungsi diagram Cl-Li-B sama dengan Cl-F-B, maka jika diagram Cl-F-B menunjukkan fluida terletak pada zona dominan Cl, hal ini menunjukkan pada zona fluida terjadinya penyerapan yang rendah terhadap gas boron dan berasal dari sistem hidrotermal lama. Hal tersebut terjadi karena unsur B dan Cl merupakan unsur yang susah bereaksi dalam sistem geothermal, sehingga unsur B dan Cl dijadikan geoindikator yang baik untuk menentukan asal dari sistem geothermal (Strelbitskaya & Radmehr, 2010 dalam Almuhsinin & Putra, 2010).

Untuk membuat diagram segitiga dari ketiga unsur ini, harus diubah dari satuan awal (ppm) menjadi persen (Safitra & Putra, 2018):

$$S = [Cl] + 25[F] + 25[B] \quad (2.18)$$

Kemudian menjadi persen dengan cara:

$$\%Cl = \frac{Cl}{S} \times 100; \%F = \frac{25[F]}{S} \times 100; \%B = \frac{25[B]}{S} \times 100 \quad (2.19)$$

Setelah mendapatkan persentase dari Cl, F, dan B, kemudian dilakukan *plotting* pada diagram terner seperti pada Gambar II.10.

II.6.2 Geotermometer kimia

Geotermometer (*Solute Geothermometer*) adalah suatu metode yang

memungkinkan untuk memperkirakan suhu fluida reservoir dengan menggunakan persamaan. Oleh karena itu, hal ini adalah sesuatu yang berharga dalam evaluasi *new field*, dan dalam memantau sistem hidrologi pada produksi (Nicholson, 1993). Geotermometer diterapkan pada fluida dengan menggunakan kesetimbangan mineral-fluida yang bergantung pada suhu; penerapannya bergantung pada lima asumsi utama yang dikembangkan oleh Ellis, 1979; Fournier, 1977; Fournier dkk., 1974; White, 1970 ini, yaitu (Nicholson, 1993):

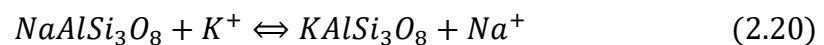
1. Konsentrasi spesies atau elemen yang digunakan dalam geotermometer hanya dikontrol oleh reaksi mineral-fluida yang bergantung pada suhu.
2. Ada banyak mineral dan / atau spesies terlarut dalam sistem fluida batuan agar reaksi dapat segera terjadi.
3. Reaksi mencapai kesetimbangan di reservoir.
4. Ada aliran cepat ke permukaan tanpa re-ekuilibrase setelah fluida meninggalkan reservoir (tidak ada reaksi dekat permukaan).

Aplikasi konsep geotermometer berdasar asumsi bahwa apabila fluida bergerak dengan cepat ke permukaan, fluida akan mempertahankan komposisi kimianya selama perjalanan dari reservoir ke permukaan, karena tidak atau sedikit sekali mengalami pencampuran. Namun pada kenyataannya fluida dapat mengalami perubahan dalam perjalanan dari reservoir ke permukaan. Perubahan tersebut terjadi karena adanya proses *mixing*, *dilution*, *boiling*, dan juga pelarutan batuan samping, sehingga dalam perhitungan geo-termometer harus mempertimbangkan faktor-faktor tersebut, dan diusahakan memilih unsur/senyawa yang tepat, dengan kata lain diperlukan “diagnosa” untuk memilih geotermometer yang cocok.

Persyaratan dasar adalah bahwa fluida yang dipakai adalah fluida yang berasal dari reservoir dan hasil analisis kimianya harus baik (Aribowo, 2011).

II.6.2.1 Geotermometer Na/K.

Geotermometer kation didasarkan pada reaksi pertukaran ion menggunakan konstanta kesetimbangan yang bergantung pada suhu (Chandrasekharam & Bundschuh, 2008 dalam O'Brien, 2010). Karena waktu tinggal yang lama dari fluida panas bumi dan suhu tinggi yang konstan di reservoir panas bumi, reaksi batuan-air mencapai kesetimbangan. Pada suhu tinggi, reaksi kesetimbangan fluida yang bergantung pada suhu ini biasa terjadi; Contohnya adalah reaksi yang melibatkan *Albite* (Na feldspar) dan fluida panas bumi yang kaya akan ion K^+ yang mempunyai reaksi (O'Brien, 2010):



Untuk konstanta kesetimbangan dapat dicari menggunakan persamaan (bergantung temperatur):

$$K_{eq} = \frac{(KAlSi_3O_8)(Na^+)}{(NaAlSi_3O_8)(K^+)} \quad (2.21)$$

Ketika aktivitas padatan dianggap satu kesatuan, persamaan di atas tereduksi menjadi:

$$K_{eq} = \frac{(Na^+)}{(K^+)} \quad (2.22)$$

Persamaan geotermometer yang dapat digunakan untuk menghitung suhu reservoir yaitu sebagai berikut (Arnorsson, 1983):

1. Untuk suhu dari $25^{\circ}C$ - $250^{\circ}C$ dapat menggunakan persamaan:

$$T(^{\circ}C) = \left(\frac{933}{0,993 + \log Na/K} \right) - 273.15 \quad (2.23)$$

2. Untuk suhu dari 250⁰C -350⁰C dapat menggunakan persamaan:

$$T(^{\circ}C) = \left(\frac{1319}{1,699 + \log Na/K} \right) - 273.15 \quad (2.24)$$

II.6.2.2 Geotermometer K/Mg.

Karena reaksi pertukaran dengan Mg tampak cepat pada suhu rendah, rasio K/Mg dianggap mewakili kondisi reaksi batuan-air terakhir sebelum *discharge*. Namun, kandungan Mg air panas bumi menurun seiring dengan kenaikan suhu, sehingga perairan dengan konsentrasi Mg yang tinggi akan terlibat dalam kesetimbangan air-batuan suhu rendah, mungkin di lingkungan dekat permukaan. Persamaan geotermometernya adalah (Nicholson, 1993):

$$T(^{\circ}C) = \left(\frac{4410}{14 + \log K/\sqrt{Mg}} \right) - 273 \quad (2.25)$$

Geotermometer biasanya digunakan pada suhu 50 - 300⁰C, dan paling banyak digunakan dalam studi sistem rendah hingga menengah ketika kesetimbangan belum tercapai antara fluida dan kumpulan mineralogi lengkap dari batuan induk. Geotermometer K/Mg pertama kali diterapkan pada air dari reservoir entalpi rendah 120-140⁰C yang belum mencapai kesetimbangan dengan feldspar alkali sehingga penggunaan geotermometer Na/K dan Na-K-Ca tidak berlaku. Tetapi, dari aktivitas K dan Mg dianggap bahwa fluida berada dalam ekuilibrium dengan keberadaan mineral lempung yang mengandung K dan Mg, memungkinkan zat terlarut ini digunakan dalam geotermometri (Nicholson, 1993).