

PREDIKSI TEMPERATUR RESERVOAR PANASBUMI
DENGAN MENGGUNAKAN METODA GEOTERMOMETER KIMIA FLUIDA

Yoga Aribowo *)

Abstract

In the preliminary study of Geothermal field development, one the most important thing to observe is temperature capacity of the geothermal reservoirs. One of several method to get subsurface temperature data that low cost and reliable is geothermometry method. With just surface investigation of the geothermal prospect and fluid geochemistry analysis, it is possible to make a prediction how hot reservoir fluids are. The subsurface temperature prediction is based on physical and chemical properties of some chemical constituent. Temperature dependant solubility of many chemical constituent of geothermal fluids such as silica, chloride, and Na.

Key words: geothermometry, reservoir temperature, mineral solubility

Pendahuluan

Pengembangan lapangan panasbumi dilakukan melalui beberapa tahapan, di mana semakin jauh tahapan penyelidikan maka data yang diperoleh akan semakin rinci, tetapi biaya yang diperlukan untuk mendapatkannya juga semakin besar.

Parameter utama untuk pengembangan daerah prospek panasbumi yang ekonomis adalah suhu fluida di reservoir, permeabilitas batuan reservoir, dan volume (luas dan tebal) dari reservoir. Semakin tinggi suhu air di reservoir maka semakin besar entalpi dan potensi energinya, namun apabila permeabilitas/kemampuan batuan untuk melalukan fluida rendah, maka potensi tersebut juga sulit untuk dikembangkan.

Untuk mendapatkan data mengenai kondisi fisik bawah permukaan secara langsung seperti data permeabilitas dan temperatur diperlukan penyelidikan berbasis pencitraan dan juga pemboran yang biasanya sangat mahal, sehingga risiko pembiayaan menjadi besar.

Metoda geotermometri 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 geotermometri didasarkan pada perilaku kimiawi unsur terlarut dalam fluida panasbumi

Asal usul air dan zat terlarut

Fluida-fluida panasbumi cenderung memiliki kandungan senyawa yang hampir sama, dengan konsentrasi yang bervariasi. Variasi tersebut disebabkan oleh beberapa hal antara lain:

1. Temperatur
2. Komposisi magma pada *heat source*
3. Jenis batuan/litologi yang dilewati fluida
4. Kondisi dan lamanya interaksi fluida dan batuan
5. Proses *boiling* dan *mixing*

Zat terlarut dalam fluida panasbumi berasal dari interaksi antara batuan dan fluida. Untuk sistem bersuhu tinggi, kemungkinan juga berasal dari proses magmatik

Unsur-unsur pembentuk batuan

Solubilitasnya dipengaruhi oleh kesetimbangan antara mineral dan air, contohnya kation Na, K, Ca, Mg, Rb, Cs, Mn, Fe dan Al

Unsur-unsur terlarut

Unsur terlarut biasanya lebih banyak berada di larutan dibanding dalam mineral, dan tidak mudah bereaksi (unsur konservatif). Contohnya: Cl, B, Li dan Br. Berdasarkan sifat muatan listriknya, unsur terlarut dalam fluida panasbumi dapat dikelompokkan menjadi tiga yaitu senyawa kation, anion dan senyawa netral.

Anion : HCO_3^- (or $\text{CO}_3^{=}$), Cl, $\text{SO}_4^{=}$, F⁻, I⁻, Br⁻

Kation : Na^+ , K^+ , Ca^{++} , Mg^{++} , Rb^+ , Cs^+ , Li^+ , Mn^{++} , Fe^{++} , Al^{3+} , NH_4^+

Senyawa netral : SiO_2 , B, CO_2 , H_2S , NH_3

Perilaku kimiawi zat-zat yang umum dijumpai di lapangan panasbumi

Giggenbach (1991) membagi zat-zat terlarut dalam dua kategori yaitu tracer dan geoindikator.

Tracer secara geokimia bersifat inert (misalnya Li, Rb, Cs, Cl dan B) yang bila ditambahkan ke dalam fluida akan bersifat tetap dan dapat dilacak asal-usulnya. Geoindikator adalah zat terlarut yang bersifat reaktif dan mencerminkan lingkungan ekuilibrium/kesetimbangan, misalnya Na dan K.

Silika

1. Konsentrasi silika dikontrol oleh kelarutan berbagai mineral silikat dalam batuan
2. Konsentrasi pada umumnya 100-300 ppm

Amonia

1. Dijumpai sebagai gas NH_3 atau zat terlarut NH_4
2. NH_3 kadar tinggi dapat dihasilkan dari kondensasi gas
3. Dapat juga terbentuk pada *deep fluid* pada sistem panasbumi yg berasosiasi dengan batuan sedimen

*) Staf Pengajar Jurusan Teknik Geologi
Fakultas Teknik Universitas Diponegoro

4. Pada interaksi fluida-batuan, NH_4^+ dapat menggantikan K^+ membentuk mineral amonium
5. Untuk validitas asal usul amonia, diperlukan data B, I, dan SO_4
6. Rasio NH_4^+/B semakin tinggi menunjukkan tingginya proses steam heating sehingga proses kondensasi juga semakin tinggi

Boron

1. Dalam bentuk H_3BO_3 atau HBO_2 merupakan unsur diagnostik
2. Air klorida dari mataair atau sumur biasanya mengandung 10-50 ppm B
3. Kandungan B yang sangat tinggi (hingga ratusan ppm) biasanya mencirikan asosiasi sistem panasbumi dengan batuan sedimen yang kaya zat organik atau evaporit
4. Rasio Cl/B sering dipakai untuk prediksi asal-usul fluida

Natrium dan Kalium

1. Konsentrasi Na dan K dikontrol interaksi fluida-batuan yang tergantung temperatur
2. Na merupakan kation utama pada fluida panasbumi (konsentrasi 200-2000 ppm), konsentrasi K biasanya 1/10 [Na]
3. Rasio Na/K semakin kecil, biasanya menunjukkan temperatur semakin tinggi

Li^+ , Rb^+ , Cs^+

1. Sering disebut *rare alkalies*
2. Merupakan unsur yang mudah larut dari batuan
3. Sering dipakai bersama Cl dan B untuk karakterisasi fluida
4. Mudah bergabung dengan mineral sekunder di mana bila jarak migrasi fluida ke permukaan semakin jauh, konsentrasinya semakin berkurang
5. Konsentrasi umum: Li <20ppm, Rb<2ppm, Cs<2ppm
6. Li sering terserap klorit, Qz, dan min lempung, sehingga pada zona upflow rasio B/Li rendah, sedang pada zona outflow rasio B/Li tinggi
7. Cs dan Rb dapat terserap oleh wairakit, sedikit terserap pada adularia dan ilit
8. Pada magma basaltik konsentrasi *rare alkalies* rendah, makin asam komposisi magma, makin tinggi konsentrasi rare alkalies

Kalsium

1. Konsentrasi Ca pada fluida dikontrol mineral yang memiliki *retrograde solubility* (contoh CaCO_3 , CaSO_4 , CaF_2)
2. Pada temperatur tinggi konsentrasi Ca biasanya rendah/<50 ppm, semakin naik dengan bertambahnya tingkat keasaman dan salinitas
3. Rasio Na/Ca dapat digunakan sama dengan Na/K untuk indikasi zona upflow, di mana makin dekat reservoir, nilai rasio Na/Ca makin tinggi

Mg^{2+}

1. Pada fluida hidrotermal bersuhu tinggi konsentrasinya rendah
2. Konsentrasi Mg tinggi mengindikasikan leaching/pelarutan batuan di dekat permukaan atau pengenceran oleh air meteorik kaya Mg

Br-

Merupakan indikator percampuran air laut

HCO_3

Makin jauh dari upflow, makin tinggi konsentrasinya

Al^{3+}

1. Pada fluida permukaan konsentrasinya sangat rendah sehingga sering tak terdeteksi
2. Pada fluida reservoir konsentrasinya < 2ppm
3. Air asam sulfat dapat mengandung Al ratusan ppm karena penambahan dari proses *leaching*

Besi / Fe^{3+} / Fe^{2+}

1. Konsentrasi pada air klorida sangat rendah
2. Konsentrasi besi yang tinggi juga menunjukkan *leaching* atau *mixing* dengan fluida asam

Geotermometri Cairan

Proses interaksi fluida-batuan yang terjadi pada bagian dalam sistem panasbumi memiliki arti yang sangat penting dalam komposisi fluida, dan merupakan alasan mengapa geotermometri fluida diterapkan untuk memperkirakan temperatur reservoir panasbumi.

Geotermometri merupakan cara memperkirakan temperatur reservoir panasbumi yang didasarkan pada keberadaan zat-zat terlarut pada fluida panasbumi, dimana konsentrasi fluida tersebut sangat tergantung pada temperatur. Geotermometri dikembangkan berdasar kesetimbangan kimia yang sangat tergantung suhu, antara air dan mineral pada kondisi reservoir dalam.

Tiap geotermometri memiliki keterbatasan sehingga penerapannya harus sangat hati-hati untuk menghindari kekeliruan interpretasi. Sampling dan analisis harus dilakukan dengan benar, dan sebaiknya perhitungan dilakukan menggunakan lebih dari satu geotermometer yang relevan

Asumsi dan persyaratan dasar

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 percampuran.

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 (*charge balance error* kurang dari 5%).

Berbagai contoh geotermometer cairan

geotermometer silika (Fournier, 1977)

geotermometer silika dibuat berdasar kelarutan berbagai jenis silika dalam air sebagai fungsi dari temperatur yang ditentukan dengan simulasi / eksperimen. Reaksi yang menjadi dasar pelarutan silika dalam air adalah:

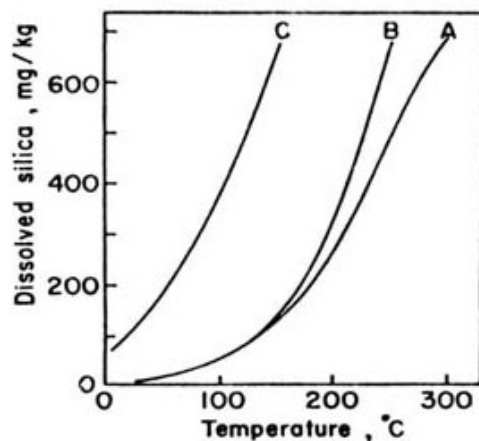


Pada kebanyakan sistem panasbumi, fluida di kedalaman mengalami ekuilibrium dengan kuarsa.

Kelarutan silika/silica solubility

Pada fluida reservoir bersuhu $> 220^\circ\text{C}$ kuarsa dapat mengendap akibat pendinginan perlahan, apabila pendinginan berlangsung dengan sangat cepat (misalnya pada mulut mataair) maka yang terbentuk/mengendap adalah silika amorf (gambar 1).

Berdasar data simulasi variasi kelarutan atau konsentrasi silika terhadap variasi temperatur seperti pada gambar 1 maka secara logika kita bisa memperkirakan temperatur fluida apabila kita memiliki data konsentrasi silika di dalam fluida (dari analisis kimia sampel air).



Gambar 1 diagram kelarutan silika terhadap temperatur, di mana kurva A adalah kelarutan kuarsa tanpa *steam loss*, B koreksi dengan *steam loss* dan C adalah kurva kelarutan silika amorf. Dari kurva terlihat bahwa pada suhu rendah silika amorf lebih mudah larut daripada kuarsa. Secara umum kelarutan silika dikontrol oleh silika amorf pada T rendah dan kuarsa pada T tinggi

Berbagai jenis persamaan geotermometer silika ditampilkan pada tabel 1 (hasil simulasi beberapa peneliti), di mana penerapannya sangat tergantung kepada kondisi fluida dan jenis endapan silika yang dijumpai (keterangan : C = konsentrasi SiO_2 pada fluida dalam ppm).

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

Geotermometer kuarsa umumnya baik digunakan untuk reservoir bertemperatur $> 150^\circ\text{C}$. Di bawah 150°C kandungan silika dikontrol oleh kalsedon.

Persamaan pada kotak *bershade* abu-abu dibuat oleh Fournier (1977) dengan enam jenis persamaan. Dua yang utama adalah geotermometer kuarsa yang memerlukan diagnosa ada tidaknya *steam loss*/kehilangan uap pada fluida yang dianalisis.

Fluida yang mengalami pendinginan adiabatik/*max steam loss*

Persamaan ini diterapkan untuk fluida yang mengalami kehilangan uap karena boiling yang menyebabkan meningkatnya kandungan silika pada fluida sisa. Geotermometer ini sangat baik diterapkan

Tabel 1. Beberapa persamaan geotermometer silika

| Geotermometer | Persamaan | Referensi |
|-------------------------------------|---|----------------------------|
| Quartz-no steam loss | $T = 1309 / (5.19 - \log C) - 273.15$ | Fournier (1977) |
| Quartz-maximum steam loss at 100 °C | $T = 1522 / (5.75 - \log C) - 273.15$ | Fournier (1977) |
| Quartz | $T = 42.198 + 0.28831C - 3.6686 \times 10^{-4} C^2 + 3.1665 \times 10^{-7} C^3 + 77.034 \log C$ | Fournier and Potter (1982) |
| Quartz | $T = 53.500 + 0.11236C - 0.5559 \times 10^{-4} C^2 + 0.1772 \times 10^{-7} C^3 + 88.390 \log C$ | Arnorsson (1985) |
| Chalcedony | $T = 1032 / (4.69 - \log C) - 273.15$ | Fournier (1977) |
| Chalcedony | $T = 1112 / (4.91 - \log C) - 273.15$ | Arnorsson (1983) |
| Cristobalite | $T = 1000 / (4.78 - \log C) - 273.15$ | Fournier (1977) |
| Opal | $T = 781 / (4.51 - \log C) - 273.15$ | Fournier (1977) |
| Amorphous silica | $T = 731 / (4.52 - \log C) - 273.15$ | Fournier (1977) |

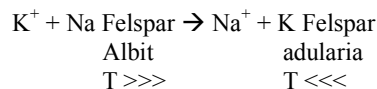
untuk discharge sumur dan boiling spring yang berasosiasi dengan endapan silika sinter.

Fluida yang mengalami pendinginan konduktif/no steam loss

Persamaan ini mewakili kondisi kelarutan silika yang dikontrol semata-mata oleh pendinginan konduktif yang dialami fluida yang naik ke permukaan. Geotermometer kuarsa no steam loss bagus diterapkan untuk mataair-mataair pada kondisi *sub boiling*

Geotermometer Na-K (Fournier, 1979, Giggenbach, 1988)

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



Penerapan

Geotermometer Na-K dapat diterapkan untuk reservoir air klorida dengan $T > 180^\circ\text{C}$. Geotermometer ini punya keunggulan yaitu tidak banyak terpengaruh oleh *dilution* maupun *steam loss*.

Geotermometer ini kurang bagus untuk $T < 100^\circ\text{C}$, juga untuk air yang kaya Ca/ banyak berasosiasi dengan endapan travertin.

Tabel 2 berikut menampilkan beberapa persamaan geotermometri Na-K

Tabel 2 Beberapa rumus geotermometri Na-K

| Persamaan | Referensi |
|--|-------------------------|
| $T = [855.6 / (0.857 + \log(\text{Na/K}))] - 273.15$ | Truesdell (1976) |
| $T = [833 / (0.780 + \log(\text{Na/K}))] - 273.15$ | Tonani (1980) |
| $T = [1319 / (1.699 + \log(\text{Na/K}))] - 273.15$ (250-350 °C) | Arnorsson et al. (1983) |
| $T = [1217 / (1.483 + \log(\text{Na/K}))] - 273.15$ | Fournier (1979) |
| $T = [1178 / (1.470 + \log(\text{Na/K}))] - 273.15$ | Nieva and Nieva (1987) |
| $T = [1390 / (1.750 + \log(\text{Na/K}))] - 273.15$ | Giggenbach (1988) |

geotermometer Na-K-Ca (Fournier & Truesdel, 1973)

geotermometer ini diterapkan untuk air yang memiliki konsentrasi Ca tinggi. Geotermometer ini bersifat empiris dengan landasan teori yang belum dipahami secara sempurna (Giggenbach, 1988). Batasan teoritis untuk geotermometer ini adalah ekuilibrium antara Na dan K Felspar serta konversi mineral kalsium alumino silikat (misalnya plagioklas) menjadi kalsit.

Asumsi-asumsi

Asumsi yang digunakan untuk membuat persamaan geotermometer Na-K-Ca adalah sebagai berikut:

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

Penerapan

Rumus persamaan untuk geotermometer ini adalah:
 $T = [1647 / (\log (Na/K) + \beta (\log (\sqrt{Ca}/Na) + 2.06) + 2.47)] - 273.15$

Ada 2 uji untuk menerapkan geotermometer ini:

1. jika $[\log \sqrt{Ca}/Na + 2.06] < 0$, gunakan $\beta = 1/3$ dan hitung $T^{\circ}C$
2. jika $[\log \sqrt{Ca}/Na + 2.06] > 0$, gunakan $\beta = 4/3$ dan hitung $T^{\circ}C$, jika T terhitung $< 100^{\circ}C$ maka hasil dapat diterima.
3. jika hasil perhitungan T pada (b) $> 100^{\circ}C$, hitung ulang $T^{\circ}C$ dengan $\beta = 1/3$

Keterbatasan

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

Keterbatasan lainnya adalah temperatur sangat dipengaruhi oleh perubahan konsentrasi karena boiling dan dilution. Boiling menyebabkan loss of CO_2 , terjadi pengendapan kalsit, Ca keluar dari larutan, sehingga T hasil perhitungan terlalu tinggi.

Koreksi Mg untuk geotermometer Na-K-Ca (Fournier 1981)

Fluida panasbumi dengan $T > 180^{\circ}C$ kebanyakan mengandung sedikit Mg (< 0.2 ppm).

Ketergantungan konsentrasi Mg terhadap temperatur disebabkan oleh pembentukan klorit. Pada T yang lebih tinggi, Mg juga keluar dari larutan karena dipakai untuk membentuk biotit atau aktinolit.

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

1. Jika T hasil perhitungan geotermometer $< 70^{\circ}C$, tidak perlu koreksi karena fluida pada suhu tersebut tidak mengalami ekuilibrium
2. Hitung $R = [Mg / (Mg + 0.61Ca + 0.31K)] \times 100$
3. Jika $R > 50$ dianggap bahwa air berasal dari kesetimbangan pada suhu yang lebih rendah (T hampir sama dengan suhu terukur)
4. Jika $T > 70^{\circ}C$ dan $R < 50$, gunakan R untuk mencari ΔT_{Mg} dari grafik koreksi Mg (gambar 4.3)
5. Hitung T Na-K-Ca terkoreksi dengan cara:
6. T Na-K-Ca (koreksi Mg) = T Na-K-Ca terhitung - ΔT_{Mg}

Koreksi Mg biasanya diterapkan untuk sistem panasbumi yang relatif “dingin”, cocok dipakai untuk mataair-mataair pada kondisi sub boiling dengan discharge rate tinggi.

Kesimpulan

Berdasar harga kelarutan unsur di dalam fluida panasbumi dapat dilakukan pendugaan temperatur reservoir panasbumi, dengan terlebih dahulu menganalisis konsentrasi unsur kimia terlarut, dan menghitung suhu (T) dengan rumus hasil turunan dari simulasi kelarutan vs suhu unsur-unsur tertentu. Unsur-unsur dalam fluida panasbumi yang dapat digunakan untuk geotermometer antara lain silika, Na, K, Ca, dan Mg.

Daftar Pustaka

1. Fournier, Robert O. 1989. *Water Geothermometers Applied to Geothermal Energy*. USA: US Geological Survey.
2. Giggenbach, WF. 1988. *Chemical Techniques in Geothermal Exploration*. New Zealand: Chemistry Division, DSIR, Private Bag.
3. Hochstein, Manfred P and Patrick R.L. Browne. 2000. *Surface Manifestations of Geothermal Systems with Volcanic Heat Sources* in Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press.
4. Mahon K, and Ellis, AJ. 1977. *Chemistry and Geothermal System*. Orlando: Academic Press Inc.
5. Marini, Luigi. Tanpa Tahun. *Geochemical Techniques for the Exploration and Exploitation of Geothermal Energy*. Genova – Italy: Dipartimento per lo Studio del Territorio e delle sue Risorse, Università degli Studi di Genova.
6. Nicholson, Keith. 1993. *Geothermal Fluids, Chemistry & Exploration Techniques*. Berlin: Springer Verlag, Inc.