

**KÜTAHYA-SİMAV JEOTERMAL SAHASI'NIN
JEOKİMYASAL DEĞERLENDİRMESİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ
Müh. Yıldırım PALABIYIK
(505011249)

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 8 Mayıs 2006
Tezin Savunulduğu Tarih : 13 Haziran 2006

Tez Danışmanı : Dr. Umran SERPEN
Diğer Jüri Üyeleri : Prof.Dr. Namık ÇAĞATAY
Yrd.Doç.Dr. Züleyha AYDINOĞLU

HAZİRAN 2006

ÖNSÖZ

Başta, bu yüksek lisans çalışmasını bana öneren ve gerçekleştirilmesinde destek, tavsiye, öneri, görüş ve teşviğini aldığım, bilgi birikimi ve tecrübesinden yararlandığım ve bu çalışma dışında da desteğini benden esirgeyemen tez danışmanım ve sayın hocam Dr. Umran SERPEN'e çok teşekkür ederim. Ayrıca, çalışmanın özellikle akışkan-mineral dengesi bölümündeki katkılarından dolayı Osmangazi Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü öğretim görevlilerinden sayın Doç. Dr. Halim MUTLU'ya ve jeoloji bölümündeki yardımlarından dolayı GEOSAN AŞ'den Jeoloji Yüksek Mühendisi Tahir ÖNGÜR'e çok teşekkür ederim.

Yüksek lisans çalışmamdaki gerekli kaynakları bana sağladığı için, İstanbul Teknik Üniversitesi ve Petrol ve Doğal Gaz Mühendisliği Bölümü'ne teşekkür ederim. Son olarak, bu çalışma ve bütün hayatım boyunca maddi ve manevi her türlü destek ve sevgilerini hiçbir zaman esirgemeyen aileme çok teşekkür ederim.

HAZİRAN 2006

Yıldırım Palabıyık

İÇİNDEKİLER

TABLO LİSTESİ	vi
ŞEKİL LİSTESİ	vii
ÖZET	ix
SUMMARY	xii
1. GİRİŞ	1
1.1 Amaç ve Konu	1
1.2 Yöntem	2
2. SİMAV ALANININ JEOLJİSİ VE JEOTERMAL ÖZELLİKLERİ	5
2.1 Kütahya-Simav Alanının Bölgesel Jeolojisi	5
2.2 Simav Bölgesi'nin Tektonik Evrimi	8
2.3 Simav Jeotermal Sahası	14
2.3.1 İnceleme Alanının Jeolojisi	15
2.3.2 İnceleme Alanının Jeotermal Özellikleri	17
2.3.3 İnceleme Alanının Jeofizik Verileri	21
2.3.4 Sahanın Yeraltı Suyu Hidrojeolojisi	24
3. KİMYASAL MODELLEME	26
3.1 Jeokimyasal Kuram	26
3.1.1 İyonik Tür Analiz Hesaplamaları (Speciation)	26
3.1.2 Aktivite-Konsantrasyon İlişkisi	28
3.2 Akışkan-Mineral Dengesi	31
3.2.1 Kuram	31
3.2.2 Termodinamik Denge Halleri	33
3.2.3 Aktivite (Stabilite) Diyagramları	34

4. ALTERASYON MİNERALOGİSİ	38
4.1 Simav Jeotermal Sahası'nın Alterasyon Mineralojisi	38
5. SU KİMYASI	41
5.1 Su Kimyası Verileri	41
5.2 Jeotermal Akışkanların Kimyasal Karakteristikleri	42
5.3 Suyun Kaynağı	48
6. JEOTERMOMETRELER	53
6.1 Jeotermometrelerin Kuramı	53
6.1.1 Silika Jeotermometreleri	53
6.1.2 Katyon Jeotermometreleri	54
6.1.2.1 Na-K jeotermometreleri	54
6.1.2.2 Na-K-Ca ve Na-K-Ca-Mg jeotermometreleri	57
6.1.2.3 Na-Li jeotermometreleri	57
6.1.2.4 K-Mg ve Li-Mg jeotermometreleri	59
6.1.2.5 Diğer Katyon jeotermometreleri	59
6.2 Jeotermometre Uygulamaları	59
6.2.1 Silika Jeotermometreleri	59
6.2.2 Katyon Jeotermometreleri	60
6.2.3 Jeotermometre Uygulamalarının Değerlendirmesi	64
6.3 Na-K-Mg Üçgen Diyagramı	64
6.4 Na-K-Mg-Ca Diyagramı	67
6.5 Karışım (Mixing) Modelleri	69
6.5.1 Entalpi-Silika Karışım Modeli	69
6.5.2 Entalpi-Klorür Karışım Modeli	72
7. İZOTOP KİMYASI	77
7.1 İzotopik Değerlendirmeler	78
7.1.1 Jeotermal Akışkanların Kökeni	78
7.1.2 Jeotermal Suyun Yaşı	81
7.1.3 Jeotermal Sahanın Beslenme Yüksekliği	83

8. AKIŞKAN-MİNERAL DENGESİ	85
8.1 Aktivite (Stabilite) Diyagramları	85
8.2 Termodinamik Doymuşluk Halleri	96
9. SONUÇLAR VE ÖNERİLER	107
KAYNAKLAR	110
EKLER	115
EK-A	116
EK-B	121
ÖZGEÇMİŞ	126

TABLO LİSTESİ

	<u>Sayfa No</u>
Tablo 1.1. Simav Jeotermal Sahası'ndaki Bölgelerden Alınan Su Örnekleri.....	3
Tablo 2.1. Simav Sahası'ndaki Jeotermal Kuyularla İlgili Veriler	19
Tablo 3.1. WATEQ4F Programında Kullanılan Bazı Türlerin Sıcaklığa Bağlı Olarak Denge Sabiti Denklemleri	29
Tablo 3.2. WATEQ4F Programında Kullanılan Bazı Minerallerin Sıcaklığa Bağlı Olarak Ayrışma Reaksiyon Denge Sabiti Denklemleri	35
Tablo 5.1. Simav Jeotermal Sularının Kimyasal Analiz Değerleri	43
Tablo 5.2. Simav Bölgesi'ndeki Termal Suların Kimyasal İçeriği ile Litoloji Arasındaki İlişki	45
Tablo 5.3. Simav Jeotermal Sularının Atomik Cl / B ve Cl / F Oranları	52
Tablo 6.1. Silika Jeotermometreleri	55
Tablo 6.2. Na-K Jeotermometreleri	56
Tablo 6.3. Na-K-Ca ve Na-K-Ca-Mg Jeotermometreleri.....	58
Tablo 6.4. Na-Li Jeotermometreleri.....	58
Tablo 6.5. K-Mg ve Li-Mg Jeotermometreleri.....	59
Tablo 6.6. Simav Termal Kaynak Suları için Silika Jeotermometre Hesaplamaları	61
Tablo 6.7. Simav Termal Kaynak ve Kuyu Suları için Katyon Jeotermometre Hesaplamaları.....	63
Tablo 7.1. Su Örneklerinin İzotopik Verileri	79
Tablo 7.2. Simav Termal Suları için Yaş Tahminleri	83
Tablo 7.3. Simav Jeotermal Sistemi için Ortalama Beslenme Yükseklikleri	84
Tablo 8.1. Simav Termal Suları için SOLVEQ Programının Dengeye Zorlama Seçeneğiyle 150 °C ile 200 °C Arasında Hesaplanan Al ⁺³ Konsantrasyonları	101

ŞEKİL LİSTESİ

	<u>Sayfa No</u>
Şekil 1.1 : Simav Jeotermal Sahası'nın Yer Bulduru Haritası.....	4
Şekil 2.1 : Simav Çevresinin Jeoloji Haritası	7
Şekil 2.2 : Simav ve Gediz Grabenleri Arasında Uzanan Bölgenin Jeoloji Haritası	10
Şekil 2.3 : Alt Miyosen'den Günümüze Batı Anadolu Grabenleri'nin Tektonizması	10
Şekil 2.4 : Alt Miyosen'den Günümüze Batı Anadolu Grabenleri'nin Evrimi	11
Şekil 2.5 : Simav Çevresinin Tektonik Haritası	13
Şekil 2.6 : Simav ve Çevresinin Topoğrafya Haritası	16
Şekil 2.7 : Simav Jeotermal Sahası'nın Jeoloji ve Özdirenç Kesiti	17
Şekil 2.8 : Simav Jeotermal Sahası'nın Düşük Özdirençli Alanları	22
Şekil 2.9 : Simav Jeotermal Sahası'nın Dirençli Temel Haritası	23
Şekil 2.10 : Simav Jeotermal Sahası'nın Hidrojeoloji Haritası	25
Şekil 5.1 : Simav Termal Sularının Cl - SO ₄ - HCO ₃ Üçgen Diyagramı	46
Şekil 5.2 : Simav Termal Sularının Na+K - Mg - Ca Üçgen Diyagramı	47
Şekil 5.3 : Simav Termal Sularının SiO ₂ – SO ₄ – HCO ₃ Üçgen Diyagramı.....	49
Şekil 5.4 : Simav Termal Sularının Cl – HCO ₃ – B Üçgen Diyagramı	50
Şekil 6.1 : Simav Termal Sularının Na-K-Mg Üçgen Diyagramında Değerlendirmesi	66
Şekil 6.2 : Simav Termal Sularının Na-K-Mg-Ca Diyagramında Değerlendirmesi	68
Şekil 6.3 : Simav Termal Suları için Entalpi-Silika Diyagramı	71
Şekil 6.4 : Simav Termal Sularının Entalpi-Klorür Diyagramı (Kalsedon).	73
Şekil 6.5 : Simav Termal sularının Entalpi-Klorür Diyagramı (Adyabatik Soğuma).....	74
Şekil 7.1 : Simav Sularının Döteryum (δD) - Oksijen-18 (δ ¹⁸ O) Diyagramı.....	80
Şekil 7.2 : Simav Sularının Tritiyum (³ H) – Klorür (Cl) Diyagramı.....	82
Şekil 8.1 : Simav Termal Sularının Aktivite Diyagramı (K ₂ O-SiO ₂ -Al ₂ O ₃ -H ₂ O).....	94
Şekil 8.2 : Simav Termal Sularının Aktivite Diyagramı (CaO-K ₂ O-Al ₂ O ₃ -SiO ₂ -H ₂ O).....	95
Şekil 8.3 : Simav Termal Sularının Aktivite Diyagramı (Na ₂ O-K ₂ O-Al ₂ O ₃ -SiO ₂ -H ₂ O).....	97
Şekil 8.4 : Simav Termal Sularının Aktivite Diyagramı (MgO-K ₂ O-Al ₂ O ₃ -SiO ₂ -H ₂ O).....	98

Şekil 8.5 : Kalsedonun Simav Termal Sularındaki Sıcaklığa Bağlı Denge Diyagramı.....	103
Şekil 8.6 : Kuvarsın Simav Termal Sularındaki Sıcaklığa Bağlı Denge Diyagramı.....	103
Şekil 8.7 : Kalsitin Simav Termal Sularındaki Sıcaklığa Bağlı Denge Diyagramı.....	104
Şekil 8.8 : Aragonitin Simav Termal Sularındaki Sıcaklığa Bağlı Denge Diyagramı.....	104
Şekil 8.9 : Dolomitin Simav Termal Sularındaki Sıcaklığa Bağlı Denge Diyagramı.....	106
Şekil 8.10: Anhidritin Simav Termal Sularındaki Sıcaklığa Bağlı Denge Diyagramı.....	106

KÜTAHYA-SİMAV JEOTERMAL SAHASI'NIN JEOKİMYASAL DEĞERLENDİRMESİ

ÖZET

Bu çalışmada, Kütahya-Simav Jeotermal Sistemi'ni sağlıklı inceleyebilmek, anlayabilmek ve sistemin hidrojeolojik bir modelini oluşturabilmek için jeokimyasal yöntemler kullanılmıştır. Eldeki geçmiş dönemlere ait jeolojik, jeofizik, izotopik ve su kimyası verilerinden yararlanılarak son 10 yıldır üretimde olan sahanın üretim öncesi ve sonrası dönemleri kapsayacak ve sistemde meydana gelen fiziko-kimyasal değişimleri de içerecek şekilde sahanın genel bir jeokimyasal değerlendirmesi yapılmıştır. Ayrıca, çeşitli jeokimyasal bilgisayar programları da kullanılarak, rezervuar koşullarındaki kayaç-akışkan etkileşimi mevcut alterasyon mineralojisi ile birlikte değerlendirilerek yorumlanıp, sistemin daha derin ve sıcak bir bileşeni olup, olmadığı araştırılmıştır. Gerçekleştirilen jeokimyasal çalışmalarla, jeotermal akışkanın orijini, mola süresi, takip ettiği muhtemel yol araştırılmış ve bunun yanında, jeotermal sistem için jeokimyadan bir rezervuar mühendisliği aracı olarak yararlanarak, gelecek rezervuar mühendisliği çalışmaları desteklenebilir. Ayrıca, sistemden elektrik üretimi için gerekli olan olası bir yüksek sıcaklık da araştırılmıştır.

162.47 °C olarak ölçülen en yüksek kuyu dibi sıcaklığıyla oldukça yüksek sıcaklıklı bir jeotermal saha olan Kütahya-Simav Sahası'nda sıcaklıkları 23-96 °C arasında değişen termal sular Na-HCO₃-SO₄'ca zengin, düşük Cl içerikli yeraltı sularından etkilenmiş, meteorik kökenli ve olgunlaşmamış sular grubuna girmektedir. Sahanın su kimyası ve su örneklerinin Cl/B ve Cl/F oranları, termal suların tortul kayaçlarla yüzeye yakın florca zengin kayaçlardan etkilendiğini göstermektedir. Bu oranların birbirine yakın oluşu da suların tek bir kaynaktan geldiğini göstermektedir.

Silika jeotermometreleri/Na-Li jeotermometreleri ve Na-K jeotermometreleri ile Simav için sırasıyla 157-179 °C ve 220-256 °C arasında rezervuar sıcaklıkları hesaplanmış olup,

Na-K-Mg üçgen diyagramı 230-240 °C civarında dengelenmiş bir rezervuar sıcaklığını işaret etmektedir. Ayrıca, Na-K-Mg üçgen diyagramında Eynal Bölgesi'ne ait termal suların kısmi-dengeli sular bölgesine düşmesi Eynal sularının Çitgöl-Naşa sularına oranla daha olgun sular olduğunu ve bu örneklerle uygulanacak katyon jeotermometrelerinin daha güvenilir sonuçlar verebileceğini ortaya koymaktadır. Karışım modellerinden entalpi-silika modeli kalsedon ve kuvars için sırasıyla 156 ve 177 °C; entalpi-klorür modeli ise 166 ve 174 °C'lik rezervuar sıcaklıkları önermektedir. Entalpi-klorür karışım modeli, Simav termal sularının sıcaklık ve kimyasal bileşimindeki değişimin kaynama ve derin kökenli termal suyun soğuk su ile karışımıyla açıklanabileceğini ve Eynal sularının Çitgöl-Naşa sularına oranla karışımdan daha az etkilendiğini belirtmektedir.

Sahanın izotop kimyası, Simav jeotermal suları için sistemdeki kayaç-akışkan etkileşimine ve/veya rezervuardaki yüksek sıcaklıkla kaynamaya işaret eden ¹⁸O zenginleşmesi belirtmektedir. Öte yandan, su örneklerinin trityum içerikleri, Simav termal sularının Nadarçam soğuk suları tarafından beslendiğini ve suların yaşının yaklaşık 50 yıldan fazla olduğunu gösterirken, suların döteryum içeriklerine göre hesaplanan sahanın deniz seviyesine göre ortalama beslenme yükseklikleri 969 ile 1174 m arasındadır.

Sahanın alterasyon mineralojisi, termal sularla klorit, albit, titanit (sfen), K-feldspat, epidot, diyopsit, muskovit, illit ve montmorillonit minerallerinin dengede olduğunu ve suların 160 °C ile 250 °C arasında rezervuar sıcaklıklarına sahip olabileceğini göstermektedir. Ayrıca, Simav termal sularının kayaç-akışkan etkileşimini yansıtan aktivite diyagramları suların 150-200 °C sıcaklık aralığında K-feldspat, muskovit, albit, Mg-klorit ve vairakit mineralleriyle dengede olduğunu ve sahanın alterasyon mineralojisi ve Na-K jeotermometreleriyle uyumlu olarak halen üretim yapılan rezervuardan daha derinde ve daha sıcak, yani elektrik üretimine imkan verecek potansiyel bir kaynağa işaret etmektedir. Diğer yandan, termal suların sıcaklığa bağlı log SI denge diyagramları ise, halen üretim yapılan zon, silika jeotermometreleri ve karışım modellerine uygun olarak kalsedon için 125-150 °C arasında; kuvars için 150-175 °C arasında rezervuar sıcaklıkları önerirken, dolomit ve anhidrit 150-200 °C arasında rezervuar sıcaklıklarına işaret etmektedir. Mineral denge diyagramlarına göre, sahada

yüksek sıcaklıklarda kalsit ve jips/anhidrit ile düşük sıcaklıklarda da silika çökelimi olasıdır.

Anahtar Sözcükler : Kütahya-Simav Jeotermal Sistemi, İzotop Kimyası, Su Kimyası, Kayaç-Akışkan Etkileşimi

GEOCHEMICAL ASSESSMENT OF KÜTAHYA-SİMAV GEOTHERMAL FIELD

SUMMARY

In this study, in order to be able to understand, investigate Kütahya-Simav geothermal system and build a hydrogeologic model of the system, geochemical methods are used. Existing geological, geophysical, isotopic and water analysis data are utilized to identify possible physicochemical changes occurred during the last production period of 10 years and for a general evaluation of geochemistry. Besides, by using several geochemical modeling programs, rock and water interaction at reservoir conditions and existing alteration mineralogy are evaluated altogether, and a possible hotter deep component of geothermal system is explored. In these geochemical studies, the origin of geothermal fluid, travel time, the path of geothermal fluid are investigated. Moreover, using geochemistry as a reservoir engineering tool for the geothermal system, the future reservoir engineering studies might be supported. Furthermore, a possible high temperature required for power generation from the system is also investigated.

The thermal waters of Kütahya-Simav Field, a geothermal field which has a considerably high temperature and a maximum bottom hole measured temperature of 162.47 °C, are rich in terms of Na-HCO₃-SO₄, have a temperature between 23-96 °C, are effected from underground waters consisting of low Cl, and they are included in the meteoric origin and immature waters group. Water chemistry of the field and the Cl/B and Cl/F ratios of the water samples show that the thermal waters are affected from sedimentary rocks and from fluorine rich rocks present near the surface. The fact that these ratios are similar shows that the waters come from the same source.

The reservoir temperatures for Simav were calculated with Silica geothermometers/Na-Li geothermometers and Na-K geothermometers as 157-159 °C and 220-256 °C, respectively, Na-K-Mg triangle diagram states an equilibrated reservoir temperature of

approximately 230-240 °C. In addition, the thermal waters of The Eynal region falling into the partially equilibrated water region in the triangle diagram Na-K-Mg manifests that The Eynal region waters are more mature compared to The Çitgöl-Naşa waters and that the application of cation geothermometers to these samples would provide more reliable results. Amongst the mixture models, the enthalpy-silica model recommends a reservoir temperature of 156 °C and 177 °C, the enthalpy-chlorine models 166 °C and 174 °C for chalcedony and quartz, respectively. The enthalpy-chlorine model denotes that the change in the temperature and chemical composition of The Simav thermal waters can be caused by the mixing of the deep origin boiling thermal waters with cold water and the model also points out that The Eynal waters are less effected from the mixture compared to The Çitgöl-Naşa waters.

The isotope chemistry of the field indicates for The Simav geothermal waters a rock-fluid interaction in the system and/or ^{18}O enrichment which shows boiling due to high temperature in the reservoir. On the other hand, the tritium contents of the water samples show that The Simav thermal waters are fed by The Nadarçam cold waters and that the age of the waters are older than approximately 50 years. The average feeding heights of the field with respect to sea level, which is calculated according to the deuterium contents of the waters, is between 969 and 1174 meters.

The alteration mineralogy of the field indicates that the thermal waters are in equilibrium with chlorite, albite, titanite (sphene), K-feldspar, epidote, diopside, muscovite, illite and montmorillonite minerals and also that the waters could have a reservoir temperature between 160 °C and 250 °C. Also, the activity diagrams of The Simav thermal waters signal that the waters are in equilibrium with K-feldspar, muscovite, albite, Mg-chlorite and wairakite minerals at the 150-200 °C temperature range. The activity diagrams reflecting rock-water interaction of The Simav waters, with accordance with the alteration mineralogy of the field and Na-K geothermometers, also signal a potential source which provides a possibility of electricity generation and is situated deeper and is hotter than the presently producing reservoir. On the other hand, the log SI equilibrium diagrams which are dependent on the temperature of thermal waters, suggest a reservoir temperature of 125-150 °C for chalcedony, 150-175 °C for quartz, values that are in harmony with the values obtained from the production zone, silica geothermometers and

mixture models. The log SI diagrams indicate a reservoir temperature between 150-200 °C for dolomite and anhydrite.

According to the mineral equilibrium diagrams, precipitation of calcite and gypsum/anhydrite at high temperatures and precipitation of silica at low temperatures is probable.

Key Words : Kütahya-Simav Geothermal System, Isotope Chemistry, Water Chemistry, Rock-Water Interaction

1. GİRİŞ

Türkiye'nin en önemli jeotermal sahalarından biri olan Simav Jeotermal Alanı, Batı Anadolu'da Kütahya'nın Simav Graben Sistemi içerisinde yerleşmiştir ve Simav ilçesi yakınındaki saha MTA tarafından işletmeye hazırlanmıştır. Eynal, Çitgöl ve Naşa kaplıcaları ile tanınan Simav Jeotermal Alanı, başlıca balneoloji, sera ve konut ısıtmacılığında kullanılmaktadır. Yüksek rezervuar sıcaklığıyla konut ısıtma amacının üzerindeki ısı yükü nedeniyle sahadan elektrik üretimi imkanı da tartışılmaktadır. Sahada Eynal ve Çitgöl-Naşa olmak üzere başlıca 2 jeotermal alan vardır.

1.1 Amaç ve Konu

Bu çalışmanın amacı, çeşitli jeolojik, jeofizik, su kimyası ve izotopik verilerin kullanılmasıyla jeokimyasal olarak hidrotermal bir sistemin karakteristik özelliklerini incelemek ve jeokimyanın bir rezervuar mühendisliği aracı olarak kullanılmasıyla kayaç-akışkan etkileşiminin jeokimyasal modellerle araştırılmasıdır.

Jeotermal alanların oluşumu, ancak sıcak suyun derinlerdeki çeşitli sıcak kaynaklardan ısı enerjisini yüzeye taşıması ile mümkündür. Farklı jeotermal sistemlerin her biri, jeotermal akışkanların kimyası göz önüne alındığında ayrı özelliklere sahiptir. Jeotermal akışkanların jeokimyası, bir jeotermal sahanın arama, değerlendirme ve üretim aşamalarının tümünde kullanıldığı için akışkanların kimyasının anlaşılması ait olduğu kaynağın geliştirilmesi için çok önemlidir. Jeotermal suların ve gazların kimyası, rezervuar koşulları ve sahanın hidrolojisi hakkında önemli bilgiler içerir (Ellis ve Mahon, 1977; Faure, 1998).

Jeotermal sistemlerin sıcaklıklarının yeryüzündeki jeotermal sistemin göstergelerinden (kaplıca suyu, buhar çıkışları vb) tahmin edilebilmesi, ancak sıcak suların jeokimyasının çalışılması ile olasıdır (Drever, 1997). Türkiye'de jeotermal sahaların sıcaklıkları orta ve düşük kategoride görünmektedir. Bunun nedeni de, yapılan akışkan üretimlerinin jeotermal sistemlerin dışı boşalım bölgelerinden

yapılması ve derin sistemlerin ihmal edilmesidir. Örneğin, Serpen ve Gülgör (1995), jeokimyayı yorumlayarak, Kızıldere Jeotermal Sahası'nda daha sıcak bir sistemin bulunması gerektiğine işaret etmiş ve bu yüksek sıcaklıklar, daha sonra 1997 yılında delinen derin bir kuyu ile açığa çıkarılmıştır. Bu amaçla yola çıkarak, Kütahya-Simav Jeotermal Sistemi'ni sağlıklı inceleyebilmek, anlayabilmek ve bir hidrojeolojik model oluşturabilmek için jeokimyasal yöntemler kullanılmıştır. Eldeki geçmiş dönemlere ait jeolojik, jeofizik, izotopik ve su kimyası verilerinden yararlanılarak son 10 yıldır üretimde olan sahanın üretim öncesi ve sonrası dönemleri kapsayacak şekilde sistemde meydana gelen fiziko-kimyasal değişimleri de içeren sahanın genel bir jeokimyasal değerlendirmesi yapılmıştır. Ayrıca, çeşitli jeokimyasal bilgisayar programları da kullanılarak yorumlanan rezervuar koşullarındaki kayaç-akışkan etkileşimi ve mevcut alterasyon mineralojisi birlikte değerlendirilmiş; sistemin daha derin ve sıcak bir bileşeni olup, olmadığı araştırılmıştır. Gerçekleştirilen jeokimyasal çalışmalarla, jeotermal akışkanın orijini, mola süresi, takip ettiği muhtemel yol araştırılmış ve bunun yanında, jeotermal sistem için rezervuar mühendisliği ve rezervuar yönetimi çalışmalarına katkı sağlamak ve sistemden elektrik üretimine imkan verecek sıcaklığın bulunmasının mümkün olup, olamayacağı konusunu araştırmak amacıyla jeokimyadan bir rezervuar mühendisliği aracı olarak yararlanılmıştır.

1.2 Yöntem

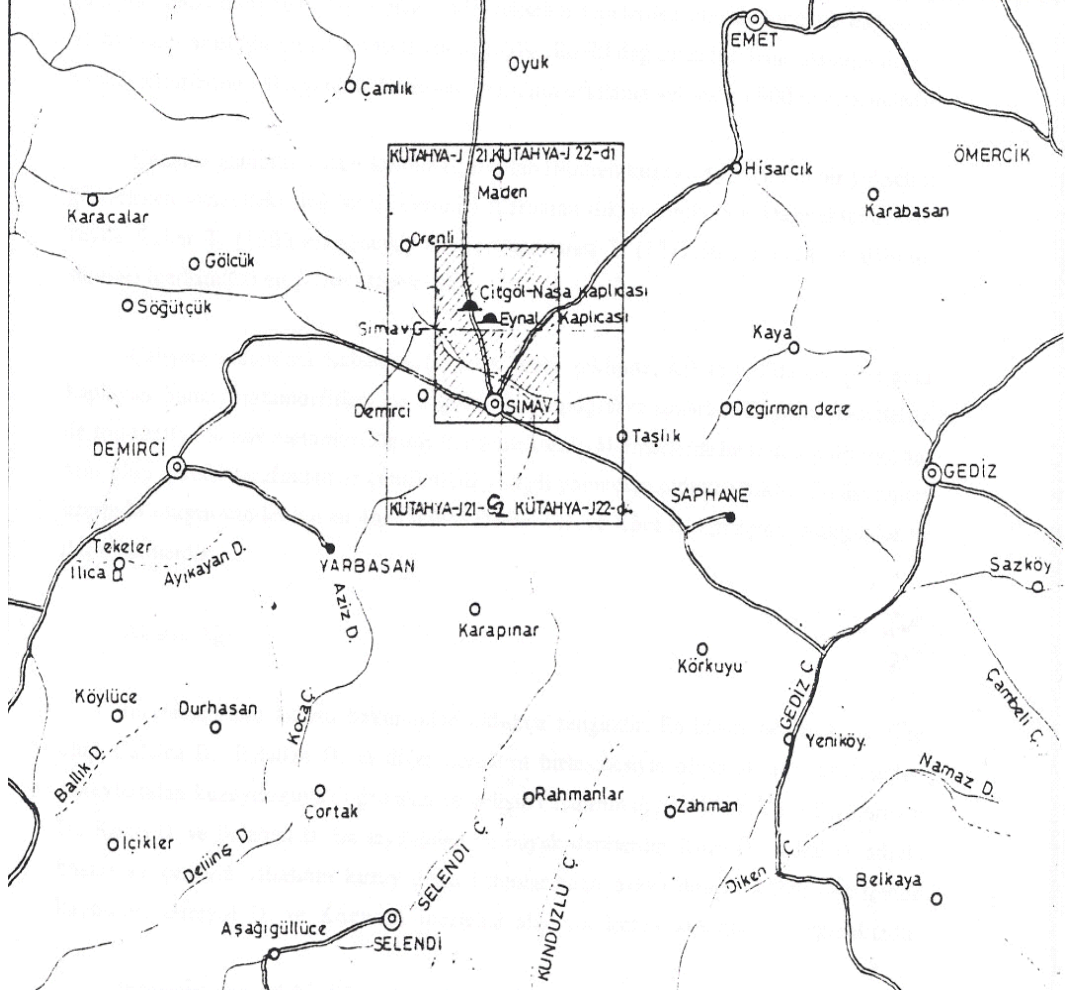
Kütahya-Simav Sahası'nın Eynal ve Çitgöl-Naşa jeotermal bölgelerinden geçmiş yıllarda çeşitli kişiler tarafından su kimyası ve izotopik analiz yapmak amacıyla jeotermal kuyularla sıcak ve soğuk su kaynaklarından birçok su örneği alınmıştır (Şekil 1.1). Geçmişten günümüze sahadaki bölgelerden alınan örneklerin sayısı su tipleriyle birlikte Tablo 1.1'de gösterilmektedir.

Jeotermal sistemlerdeki kayaç ile akışkan arasındaki kimyasal dengenin değerlendirmesi, hidrotermal alterasyona uğramış kayaçlarda bulunan minerallerin çözünürlükleri hakkında bilgi sahibi olmayı ve çözeltideki türlerin aktivite değerlerinin belirlenmesini gerektirir. Çözeltide çok sayıda bulunan iyonlar, iyon çiftleri ve kompleksleri, özellikle artan sıcaklıklarda, eldeki analitik veriler kullanılarak her bir türün aktivite değerinin türetilmesi, bir bilgisayar kodu kullanmayı gerektirir. Literatürde, verilen bir su bileşimi için, minerallerin iyon

Tablo 1.1: Simav Jeotermal Sahası'ndaki Bölgelerden Alınan Su Örnekleri (a: Yıldırım (1983); b: Öktü (1984); c: Bayram (1997); d: Çağlar (1948))

Bölge	Jeotermal kuyu örneklerinin sayısı	Kaynak örneklerinin sayısı		Kaynak
		Sıcak su	Soğuk su	
Eynal	2 (E-2, E-3)	4	2	a
Çitgöl-Naşa	2 (Ç-1, N-1)	5	2	
Eynal	-	55	4	b
Çitgöl-Naşa	-	34		
Eynal	-	9	12	c
Çitgöl-Naşa	-	8		
Eynal	-	4	-	d
Çitgöl-Naşa	-	2	-	

aktiviteleri ve doymuşluk indekslerini hesaplamak için kullanılan birçok bilgisayar programı mevcuttur. WATEQ4F (Nordstrom ve Ball, 1991) programı, bir sürekli fraksiyon (continuous fraction) algoritmasına bağlı olarak iyonik türlerin (speciation) analiz hesaplamalarını yapar. PHREEQC (Parkhurst, 1980) genellikle sürekli fraksiyon ve Newton-Raphson iterasyon yöntemlerini kullanan çift algoritmalı bir yaklaşımla tepkime yönü (reaction-path) hesaplamaları için kullanılır. SOLVEQ (Reed ve Spycher, 1990), CHILLER (Spycher ve Reed, 1992) ve WATCH (Arnorsson, 1982 ve Bjarnason, 1994) belirlenmiş karışım, adyabatik kaynama ve kondüktif soğuma proseslerine bağlı olarak jeotermal suların kimyasal kompozisyonunu yorumlamak için kullanılan çözelti iyonik tür analiz hesaplama programlarıdır. Bu çalışmada, bu programlar arasından WATEQ4F (Nordstrom ve Ball, 1991) ve SOLVEQ (Reed ve Spycher, 1990) kullanılmıştır. Diğer bir program olan SUPCRT-92 bilgisayar kodu ise (Johnson ve diğ., 1992), alterasyon minerallerinin aktivite (stabilite) diyagramlarını oluşturmak için kullanılmıştır.



Şekil 1.1: Simav Jeotermal Sahası'nın Yer Bulduru Haritası (Öktü, 1984)

2. SİMAV ALANININ JEOLojİSİ VE JEOTERMAL ÖZELLİKLERİ

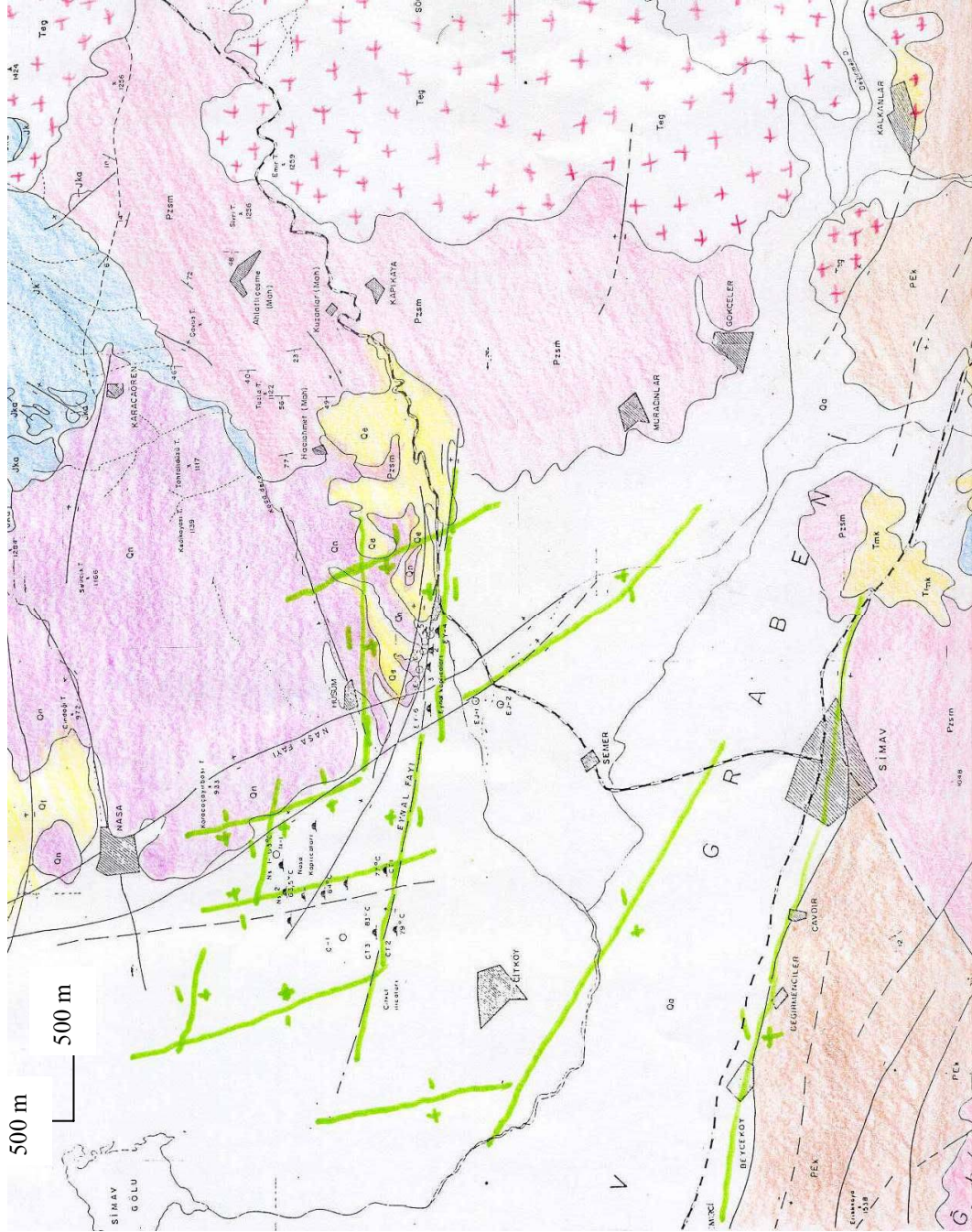
2.1 Kütahya-Simav Alanının Bölgesel Jeolojisi

Yöredeki kaya istifinin tabanında metamorfik kayalar yer almaktadır. Bunlar, grabeni her iki yandan sınırlayan dağları oluşturmakta ve buralarda yaygın olarak yüzeylemektedir. Ayrıca grabenin altında, genç çökellerin tabanında da bu kaya birimlerinin yer aldığı bilinmektedir. Bu metamorfitlerin üzerinde, başkalaşıma uğramamış Alt Mesozoyik yaşlı kayalar, Jurasik karbonatlarından oluşan örtü bulunmaktadır. Bu kaya birimleri de gerek grabenin güneyindeki Simav Yükselimi'nde ve gerekse kuzeyindeki görelî olarak daha alçak Akdağ Yükselimi'nde metamorfitlerin üzerinde yer almaktadır. Daha sonra, KKD-GGB uzanımlı grabenlerde çökelmiş ya da bunlara bağılı olarak oluşmuş Miyosen yaşlı gölşel çökeller ve volkanitler gelmektedir. Bu birimler, hem grabenin güneyindeki Simav Yükselimi'nin üzerinde ve hem de grabenin görelî olarak daha az yükselmiş olan kuzey kanadındaki sırtlarda görülür. Bunları, Simav Grabeni'nin oluşumu ile birlikte ya da daha sonra çökelmiş ya da oluşmuş genç birimler izlemektedir. Yayıldıkları alanlar, hep Simav Grabeni'nin iki yanındaki yükselimlere göre büyük miktarda alçalmış olan iç kesimindedir. Gerek kaba daneli karasal çökeller, gerek bazaltik lav boşalımları ve gerekse kalın alüvyonlar grabenin içinde yüzlerce metre kalınlıkta bir istif oluşturmuştur (Öngür, 2004).

Özetlenen bu kaya istifinin tabanındaki metamorfik temelin baskın olarak eski tortul kayaların, bir miktar da bazik magmatik kayaların, üzerlerinde biriken daha genç kayaların ve yerkabuğundaki tektonik hareketlerin etkisi ile derinlere gömülmeleri sonucunda karşı karşıya kaldıkları yüksek ısı ve basınç altında metamorfizma sonucunda oluştuğı bilinmektedir. Bu nedenle, metamorfizma derecesi de derinden sığa gidildikçe azalmaktadır. Bu istifin içinde ayırt edilen birimler iki ana grupta toplanmıştır. Altta, migmatitik gnayslar yer almaktadır. Bunların alt bölümünde, granitik bileşimli, yapraklanmalı, aplit damarlarıyla dokunmuş, migmatitik bir kaya olan Dolaylar Formasyonu vardır. Simav Jeotermal Sistemi'nin çevresinde yüzeyleyen örnekleri yoktur. Daha çok kuzeyde Dağardı çevresinde

yüzeylemektedir. Buna karşılık, Simav yakın çevresindeki metamorfitleerin en alt düzeyi olarak görülen Kalkan Formasyonu da, bunun yanıl eşdeğeri olarak düşünölmektedir. Bu birim bandlı, damarlı, kıvrımcıklı migmatitler ve bunlarla geçişli biyotit gnays düzeyinden kuruludur. Eğrigöz Graniti'nin güney sınırında ve Simav Dağı'nda yüzeylemektedir (Şekil 2.1). Menderes Masifi'nin çekirdeğii olan kaya birimlerinin uzantısı olduğı düşünölmektedir. Migmatitleşme, kaya istifinin başkalaşımının oldukça ileri bir aşamasında, kayanın öncelikle buna en yakın minerallerden oluşan önemli bir bölümünün ergiyip kayanın çatlak ya da zayıf zonlarından başlayarak yeniden kristallenmesi ve yeni bir doku kazandırmasıdır. Böylece, migmatit adı verilen iki farklı petrografik bileşenden oluşan bir kaya oluşur. Bunun daha ileri bir aşamasında, kaya istifinin bütününe yakın bölümü ergiyip granitik bir magma şeklinde kabuk içinde yerleşebilir. Simav çevresinde, Paleojen'de yerleştiğı öngörölen, başta Eğrigöz, Akdağ ve Alaçam granitik masiflerinin böyle bir süreçle ilişkili oldukları ve Kalkan Formasyonu migmatitlerinin Eğrigöz Graniti ile geçişli olduğı bildirilmektedir (Öngür, 2004).

Metamorfik temelin üst kesimindeki birimler ise, yeşil şist fasiyesinde, daha düşük derecede başkalaşmış olan Simav Metamorfitleri'dir. Gerek Simav Dağı'nda ve gerekse Eynal'ın kuzeydoğusunda yüzeylediğı gibi, grabenin içindeki sondajlarda da genç çökellerin altında karşılaşölmüştür. Kalınlığı 5-800 m arasında öngörölmüştür. EJ-2 sondajında bunun 334 m'lik bölümü kesilmiştir. Biyotit-muskovit şist, muskovit-kuvars şist, biyotitli muskovit-kuvars şist, granatlı şist, bazik şistler, kuvars-albit-muskovit şist, kuvarsit, kloritli kalk şist, kuvars-muskovit şist, kristalize kireçtaşı, metadünit, serpantinit, amfibolit, metaanortozit litotiplerinden kuruludur. Bu birim, üzerindeki koyu renkli ve bandlı görünümlü kristalize kireçtaşlarından kurulu Balıkbaşı Formasyonu'na geçmektedir. Bu birimin, grabenin güney ve kuzeyindeki sırtlarda yüzeylemekte olduğı görölmektedir. Bunun üzerinde diskordan olarak duran, yine yeşil şist fasiyesinde başkalaşmış olan şistlerden kurulu Sarıcasu Formasyonu da yine Simav Dağı'nda yüzeylemektedir. Bu birim üste doğru kristalize kireçtaşı niteliğindeki Arıkaya Formasyonu'na geçer ve Simav Dağı'nda yüzeylediğı gibi, grabenin tabanında da yer aldığı EJ-2 sondajında belirlenmiştir. Simav Metamorfitleri'nin başkalaşım açısından bir süreklilik sergilediğı ve aynı dönem ve ortamda birlikte başkalaştıkları düşünölmektedir. Üzerlerindeki birimler böylesi bir başkalaşıma uğramamış olduğı için bu sürecin Paleozoyik sonunda



AÇIKLAMALAR

HOLOSEN Alüvyon	Qa
PLEYİSTOSEN Eynal Formasyonu	Qe
Naşa Bazaltı	Qn
Toklargoğlu Formasyonu	Qt
MİYOSEN Civanadağ Tüfleri	Tnc
Kızılbük Formasyonu	Tnk
PALEOSEN Eğirgöz Graniti	Teg
TRİYAS-JURA Budabağ Kireçtaşı	Jkb
Kırkbudak Formasyonu	Jk-Jka
PALEOZOYİK Arıkaya Formasyonu	Pza
Sarcasu Formasyonu	Pzs
Balıkbashi Formasyonu	Pzb
Simav Metamorfileri	Pzm
PALEOZOYİK ÖNCESİ Kalkan Formasyonu	Pfk
FAYLAR Jeofizik Verilere Göre	Faylar
Jeolojik İncelemelerine Göre	Jeolojik

Şekil 2.1: Simav Çevresinin Jeoloji Haritası (Öngür, 2004)

olduğu açıktır. Alttaki migmatit birimleri ile geçişli görünen Eğrigöz Graniti'nin, Simav Metamorfitleri ile dokanak başkalaşımına neden olmuş olması da dikkat çekicidir (Öngür, 2004).

Mesozoyik kaya birimleri, bu metamorfik temelin üzerinde diskordan olarak yer almaktadır. Arada bir yükselme ve aşınma dönemi geçtiği anlaşılmaktadır. Bunlarla, yine grabenin her iki yanındaki yükselen blokların üzerinde ve sahanın doğu yarısında karşılaşmaktadır. Bunlardan biri, Orta Triyas-Üst Jura arasına yaşılan ve çakıltası, kumtaşı, grovak, silttaşı ve killi kireçtaşı tabakalarından oluşan Kırkbudak Formasyonu'dur. Bununla yanal geçişli duran kireçtaşları ise, Budağan Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Üst Triyas-Üst Kretase arasında çökelmiştir (Öngür, 2004).

Bölgenin tipik Üst Kretase yaşlı birimleri Simav'ın yakın çevresinde bulunmamaktadır (Öngür, 2004).

Yörenin önemli bir birimi de Eğrigöz Graniti'dir. Simav'ın KD'sunda GGB-KKD uzanımlı büyük bir kütle biçiminde yüzeyleyen bu sokulumun migmatitlerle geçişli ve Paleosen öncesi bütün kaya birimlerini keser durumda olduğu görülmektedir. Eğrigöz Graniti'nin Paleojen'de yerleşmiş olduğu anlaşılmaktadır (Öngür, 2004).

Bunlara karşılık, Kuvaterner'de olduğu anlaşılan bir dizi birimin yalnızca graben içinde yer aldığı, yükselen bloklarda yüzeylemediği görülmektedir. Bu istifin inceleme alanı çevresinde gözlenebilen tabanında Toklargoğlu Formasyonu'nun çok kökenli tutturulmamış çakıltası yer almaktadır. Graben'in kuzeyinde Naşa çevresinde yüzeylemekte ve yapılan sondajlarda Ova'nın altında da yayıldığı görülmektedir. Akarsu ortamında çökelmiştir. Bu istifte yer alan bir birim de, Naşa Bazaltı'dır. Eynal'ın kuzeyinde geniş bir alanda yayılan bir lav akıntısıdır. Sondajlardaki kalınlığı 35-70 m arasında kayıt edilmiştir. Bunun üzerindeki Eynal Formasyonu ise, yamaç molozu ve seki ortamında çökelmiş kaba daneli gereçten kuruludur (Öngür, 2004).

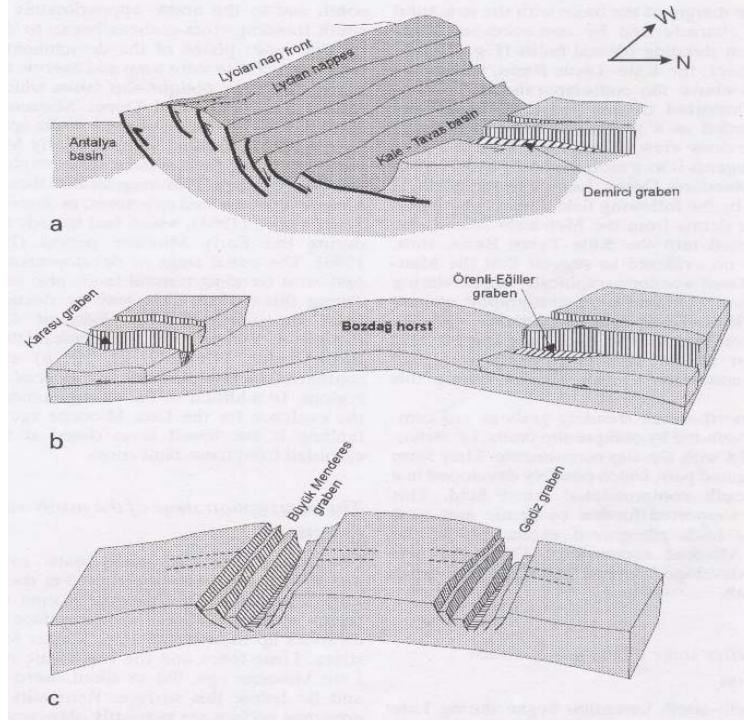
2.2 Simav Bölgesi' nin Tektonik Evrimi

Simav yöresinin tektonik evrimi, ağırlıklı olarak kuzey kenarı yakınında yer aldığı Menderes Masifi'nin oluşum ve gelişim süreci ile bağlantılı olmuştur. Bu nedenle, Menderes Masifi'nin evrimine ilişkin bilgiler bu sahanın daha iyi anlaşılabilmesi için önem taşımaktadır (Öngür, 2004).

Son yıllarda dünyanın değişik metamorfik masiflerinde sürdürülen ayrıntılı yapısal jeoloji çalışmaları bu masiflerin yükselmeleri sırasında kaya kesitinin üstteki kalınca bir diliminin duraylılığını yitirip, altındaki kütleden sıyrılarak yer değiştirmiş olduğunu ortaya çıkarmış ve bu yolla oluşan makaslama gerilmesi kaynaklı yapısal sistemler, sıyrılma kuşağı (detachment zone) olarak adlandırılmaya başlanmıştır. Aşırı derecede kırılanmış, kalın parçalanma zonlarının oluşmasına neden olabildiği için, jeotermal sistemlerin incelenmesinde böylesi çok kırıklı zonların da iyi tanınmasının yararı açıktır (Öngür, 2004).

Menderes Masifi'ndeki tektonik evrim, Yılmaz (2000) ve Yılmaz (2002)'da sistemli olarak tartışılmaktadır. Batı Anadolu'da uzunlukları 100-150 km ve genişlikleri 5-15 km arasında değişen on kadar D-B uzanımlı graben bulunmaktadır. Alaşehir ve Simav Grabenleri de bunların arasındadır (Şekil 2.2). Bunların incelenmesi, Alt-Orta Miyosen'de, D-B çekme gerilmesi altında oluşan K-G uzanımlı faylarla sınırlanmış karasal havzaların içinde kalın volkano-tortul kayaların biriktiğini ortaya koymaktadır. Bu dönemde bütün Batı Anadolu, birbiriyle bağlantılı göllerle kaplanmıştır. Bu ilk aşamada yerleşen magmatik ve volkanik kayalar yüksek potasyumlu, kalk-alkalin ve melez bileşimlidir. Üst Miyosen sırasında K-G açılma başlamıştır. Bu sırada merkezdeki Bozdağ'da dağılma fayları oluşmaya başlamış ve Bozdağ yükselmiştir (Öngür, 2004).

Bozdağ'ın çevrelerinde kırmızı renkli kaba klastikler ve daha ötelede de açık renkli gölsel kireçtaşları çökelmiştir. Üst Miyosen-Alt Pliyosen sırasında sıçramalı gelişen alkali bazalt boşalımları olmuştur. Alt Pliyosen'in sonlarında kısa bir süre K-G açılma yavaşlamış ve bölgesel bir aşınma yüzeyi gelişmiştir. K-G açılma yeniden başladığında şimdiki graben sistemi oluşmaya başlamıştır. Grabenleri sınırlayan D-B uzanımlı faylar daha önceden oluşmuş K-G uzanımlı grabenlerin sürekliliğini keserek onları askıda bırakmıştır (Şekil 2.3 ve 2.4). Bu süreç ve başlangıcı ile neden kaynaklanabileceği, Okay (2002) tarafından tartışılmıştır. Okay (2002)'a göre KB Anadolu'daki Kazdağ Masifi'nin ortasında metamorfik çekirdek yüzeylemektedir. Tabankaya 5 ± 1 kbar basınç ve 640 ± 50 °C sıcaklıkta başkalaşmış mermer ve gnayslardan oluşur. Ortalama muskovit ve biyotit Rb/Sr yaşları 19 My ve 22 My'dır ve Üst Oligosen'de yüksek sıcaklık altında olmuş başkalaşımı gösterir. Tavankaya, Senoniyen eklojit merccekleri de içeren, başkalaşmamış Üst Kretase yaşlı okyanusta birikmiş melanjdan oluşmaktadır (Öngür, 2004).



Şekil 2.4: Alt Miyosen'den Günümüze Batı Anadolu Grabenleri'nin Evrimi (Öngür, 2004)

Tavan ve tabankaya, iki kilometre kalınlıklı gnays protolitlerinden kurulu milonitlerden oluşan gevrek bir yayılma makaslama zonu ile ayrılır. İleri derecede başkalaşmış kayalar, kuzeye yönelik ve bu yönde dalımlı mineral çizilenmeleri göstermektedir. Bu makaslama zonu, birikim melanji ve ileri derecede başkalaşmış taban kayaları, gnays yan kayanındaki ile aynı, 21 My biyotit Rb/Sr yaşı verilen ve biçim bozulmasına uğramamış bir granitoyit ile kesilmiştir (Öngür, 2004). Başkalaşım ve granit yerleşimi için hesaplanan basınç, metamorfik kayaların 24 My önce makaslama zonu boyunca hızla 14 km'den 7 km'ye yükselip tüketildiğini göstermektedir (Öngür, 2004). Kazdağ'daki metamorfik kayalar Üst Oligosen-Alt Miyosen yaşlı, kuzeye dalan Helen dalma batma zonunun üzerinde oluşmuş olan olağanüstü hacimdeki kalk alkalin volkanik ve plütonik kayalarla çevrilmiştir. Bütün bunlar Üst Oligosen bölgesel yayılmasının, yerçekimsel göçme ile değil; doğrudan doğruya, dalma batma zonunun üzerindeki geri yuvarlanmayla (roll-back) bağlantılı olduğunu göstermektedir (Öngür, 2004).

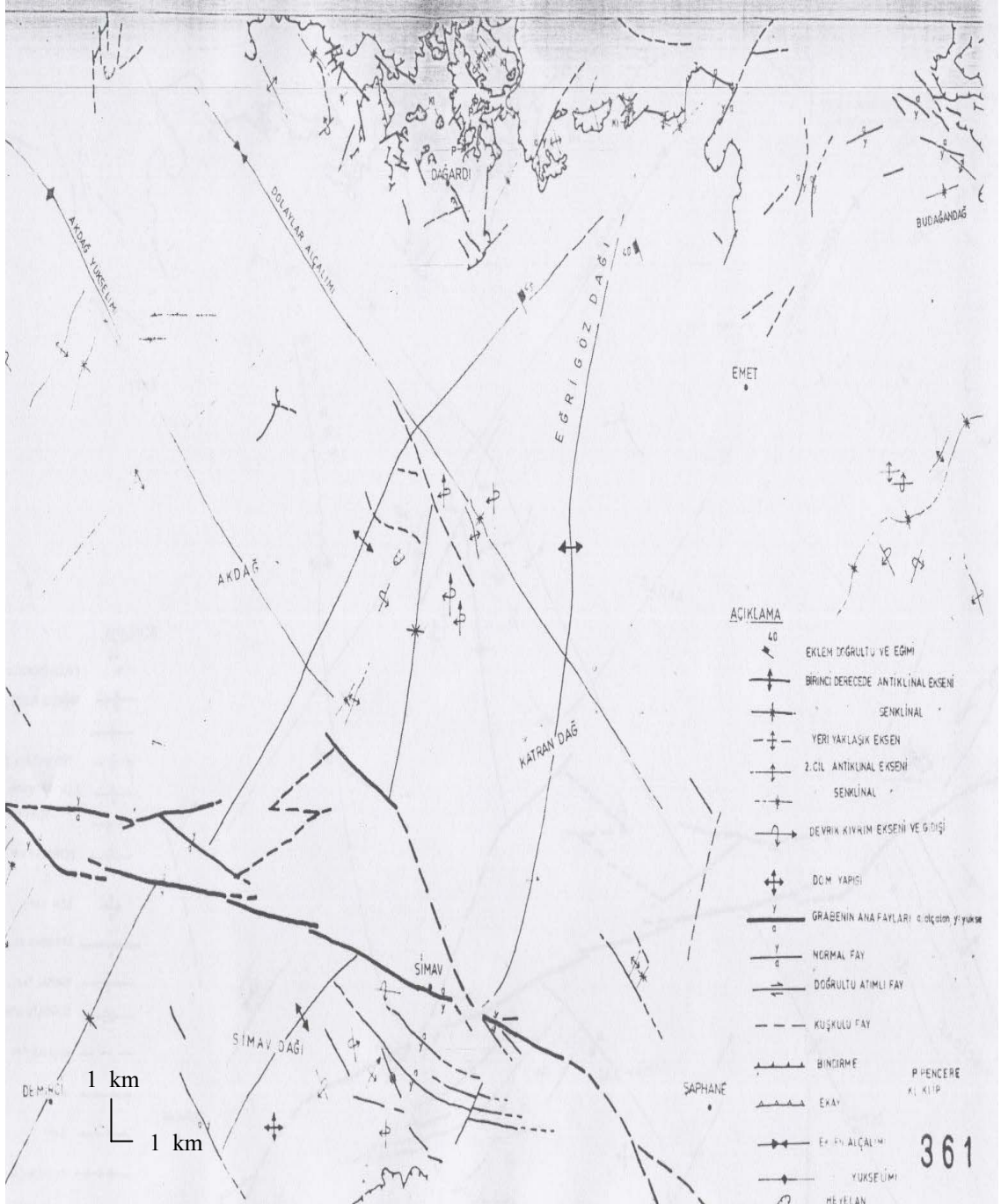
Simav Makaslama kuşağı da aynı anlayış çerçevesinde Işık (2002) tarafından tartışmaya açılmıştır. Işık (2002), Menderes Masifi' nin kuzeyinde iyi gelişmiş iki makaslama kuşağı bulunduğunu ve bunların Alaşehir ve Simav makaslamaları

olduğunu belirtmektedir. Simav makaslama zonunda, üst düzeyler Simav sıyrılma yüzeyine ulaşan bir kataklastik zon oluşturmaktadır. Bu zon, tavan bloğundaki düşük dereceli başkalaşmış ya da başkalaşmamış kaya birimlerini, taban bloğundaki ileri derecede başkalaşmış kayalar ya da sintektonik granitoyitlerden ayırmaktadır. Bu ara yüzeyin Akdeniz ve Konak (1979)'da bir diskordan yüzeyi olarak tanımlandığı ve başkalaşımdaki süreksizliğin de iki değişik zamanda başkalaşma ile açıklanmaya çalışıldığı anımsanabilir. Işık (2002)'a göre, sünek biçim değiştirme sırasında metamorfik kayalar ve granitoyitte yeşil şist-amfibolit fasiyesinde milonitik bir biçim değiştirme gelişmiştir. Milonitler, uzamış kuvars ve feldspat kırıntılarıyla mika, kyanit ve amfibolitlerde seçilmiş yönlenmeler gösteren dane biçimleriyle belli olan KD'ya yönelik mineral çizilenmeleri içermektedir. Tavan bloğundaki milonitik kayalar yapısal olarak metrelerce kalınlıkta kataklastik zonlara, parçalanmış katmanlara geçmektedir. Her iki alandaki makaslama belirtileri de Senozoyik'deki bölgesel yayılma yönü ile uyumlu olarak KKD yönünü göstermektedir. Her iki sıyrılma fayının da tavan bloğundaki granitoyitlere ilişkin radyometrik yaşlar, Batı Anadolu'daki yayılmanın, Oligosen-Alt Miyosen'de başladığını ve Simav kuşağında Alaşehir'dekinden biraz daha yaşlı olduğunu göstermektedir (Öngür, 2004).

Akdeniz ve Konak (1979), bölgedeki egemen kıvrımların KD-GB uzanımlı olduğunu belirtmektedir (Şekil 2.5). Demirci-Akdağ ve Simav-Katran-Eğrigöz eksenleri bunların en tipiklerini oluşturmaktadır. Bunlar, Hersinyen tektoniğine bağlanmaktadır ve belli ki granitik sokulumların yerleşmesi ile de ilgilidir (Öngür, 2004).

Akdeniz ve Konak (1979)'a göre, Alpin tektonik aşamasında da eş yönlü kıvrım eksenleri gelişmiştir. İnceleme alanının kuzeyinde Dağardı çevresinde yaygın olan Kretase birimlerinin güneye itilmiş ve birbirini üzerine bindirmiş oldukları görülmektedir (Akdeniz ve Konak, 1979). Böylesi bir gerilmenin daha güneyde, Metamorfik Temel'i oluşturan kayaların içinde de, ikincil etkileri kalmış olabilir (Öngür, 2004).

Daha sonra, Orta-Üst Miyosen çökelleri, çekme gerilmesi koşullarında oluşan ve genellikle KKD-GGB uzanımlı çekim faylarıyla sınırlanan grabenlerin içinde gelişmiş olan havzalarda birikmiştir (Öngür, 2004).



Şekil 2.5: Simav Çevresinin Tektonik Haritası (Öngür, 2004)

Yörenin bugününü biçimlendiren en önemli tektonik gerilme süreci ise Miyosen sonrasında başlayan ve bugün bile sürdüğü anlaşılan K-G yönlü açılma ile nitelenmektedir. Bu süreç, başlıca Simav Grabeni yarılımlarını üretmiştir. Simav Grabeni bakışsız, asimetrik bir yapıdır. Güney sınırı, kabaca D-B uzanan Simav Fayı ile sınırlıdır. Güneyindeki Simav Dağı'nı kuzeyindeki Simav Ovası'ndan ayırmaktadır. Çok dik ve yüksek bir yamaçla dikkati çekmektedir. Ana fayın gerisinde bir dizi koşut fayın bulunduğu ve basamaklı bir yapının bulunduğu görülmektedir. Doğu kesiminde, Miyosen Civanadağ Tüfö tabanının duruşuna göre en az 500 m kadar düşey atımı olmalıdır. Simav çevresinde bu atımın 1000 m dolayında olduğundan kuşku duyulmaktadır. Demircidağ kuzeyinde Simav Çayı Vadisi boyunca doğuya doğru Simav Dağı'nı kuzeyden sınırlayarak ilerleyen fay, Simav doğusunda Şaphane dolayında hafifçe güneye dönüp Abide Kaplıcaları üzerinden Gediz Fayı ile birleşir ve Muratdağı kuzeyinde sürer. Batıda, Düvertepe dolayında kırığın sağ yanal atımlı olduğu bildirilmektedir (Akdeniz ve Konak, 1979). Grabenin kuzeyindeki blok güneydeki kadar yükselmemiştir. Grabenin biçimi de dikkati çekicidir. Oldukça dar bir kuşakta uzanan Simav Fayı, Simav Ovası çevresinde genişleyerek tipik bir graben yapısı kazanmakta ve burada üçgen biçimini almaktadır (Şekil 2.5). Fayın bütününün sağ yanal atımlı olarak gelişmeye başladığı ve Simav çevresinde çek-ayır türü bir çöküntü havzasının oluştuğı düşünülebilir. Bu havzanın kuzey sınırı birkaç çekim fayı ile oluşmuştur. Bunların arasında Yücel ve diğ. (1983)'nde Naşa ve Eynal Fayları olarak adlandırılan faylar da vardır (Öngür, 2004).

2.3 Simav Jeotermal Sahası

Simav Jeotermal Sahası, Simav şehir merkezinin yaklaşık 4-5 km kuzeyinde yer almaktadır (Şekil 1.1, 2.1 ve 2.6). Çok fazla sayıda sıcak su kaynağı bulunan sahadaki kaynaklar, başlıca 2 alanda toplanmıştır. Bu alanlardan Eynal Bölgesi, Simav şehir merkezinin yaklaşık 4 km kuzeyinde yer alırken, Çitgöl-Naşa Bölgesi'nde bulunan Çitgöl kaynakları Eynal'ın yaklaşık 3 km batısında, Naşa kaynakları ise 3 km kuzeybatısında bulunmaktadır.

2.3.1 İnceleme Alanının Jeolojisi

İnceleme alanı, Simav Grabeni olarak adlandırılan bölgesel bir jeolojik yapının içinde yer almaktadır. Menderes Masifi'nin kuzey kenarının yakınında ve KB-GD doğrultusunda uzanan bu graben yapısı, yerkabuğunun metamorfik temel ve onu örten daha genç birimlerden kurulu üst düzeylerinin büyük atımlı bir çekim fayı ile yarılması, fayın iki yanındaki istifin kuzey blokta önemli ölçüde alçalması ve genç ve kalın çökeller ve volkanitlerle örtülmeye başlamasına neden olmuştur. Yer kabuğundaki bu olaya bağlı olarak Simav Ovası olarak adlandırılan kapalı bir havza ve içinde kurutulan yaklaşık 0,06 km²'lik Simav Gölü oluşmuştur (Öngür, 2004).

Simav Jeotermal Alanı, Simav Ovası'nın KD kenarında yer almaktadır. 70 km² kadar bir alan kaplamakta olan Ova'nın yükseltisi 780 m dolayındadır. Buna karşılık, Ova'nın güneyindeki Simav Dağı'nın yükseltisi 1780 m'ye ulaşmaktadır. Simav Jeotermal Alanı, bu dağdan sarp ve yüksek bir yamaçla ayrılan Ova'nın D kenarında yer almaktadır (Şekil 2.6).

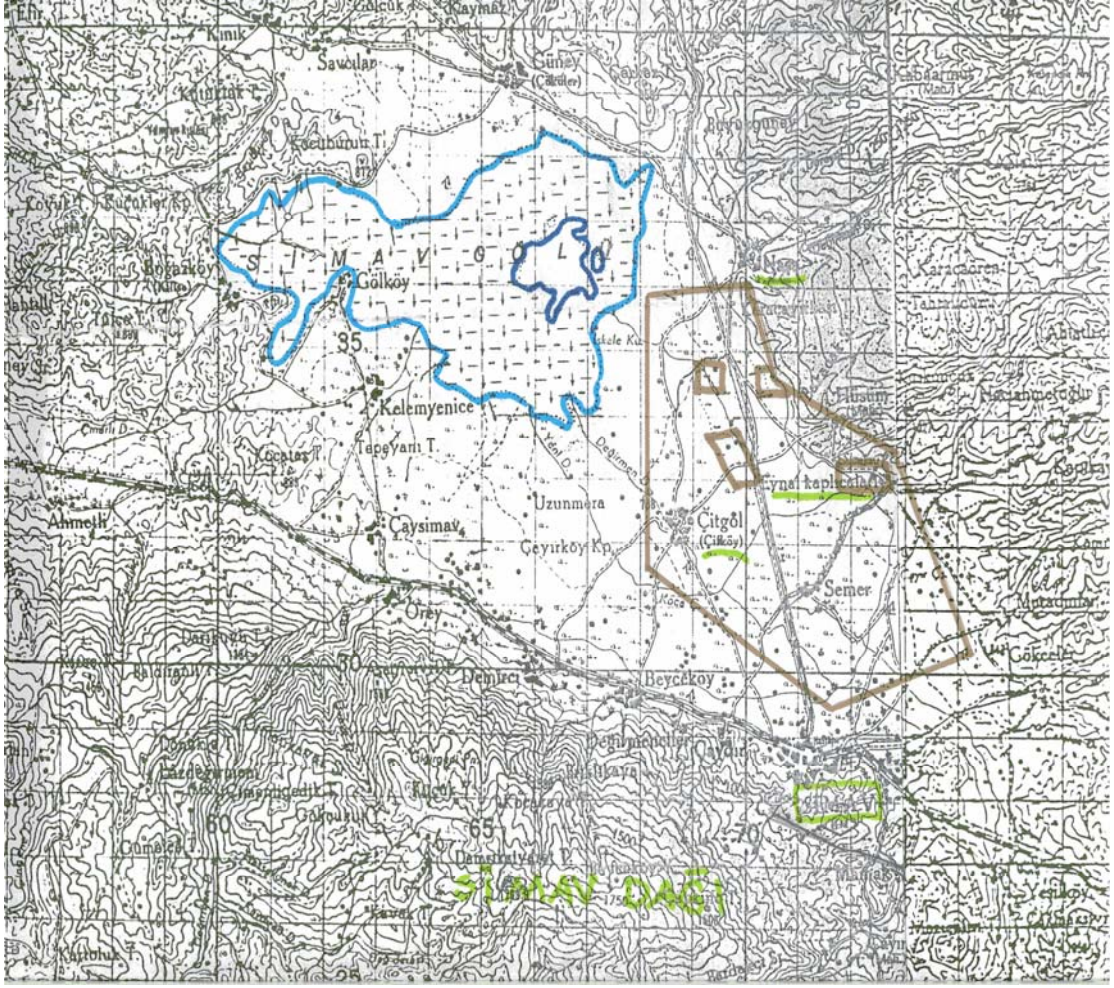
İnceleme ve değerlendirme konusu olan Simav Jeotermal Alanı ve yakın çevresinin jeolojisi bölgenin karmaşık özelliklerine kıyasla, oldukça yalındır (Öngür, 2004).

Sahanın büyük bölümü alüvyonla kaplıdır. Yapılan sondajlar alüvyon kalınlığının güneye ve güneybatıya doğru hızla arttığını ve 300 m'ye ulaşabileceğini göstermektedir (Öngür, 2004).

Eynal-Naşa arasında Naşa Bazaltı ve üzerindeki Eynal Formasyonu örtüsü yüzeylemektedir. Bu kesimde dirençli tabanın, metamorfik temelin derinliğinin 100 m'den daha az derinine kadar sığlaştığı anlaşılmaktadır (Öngür, 2004).

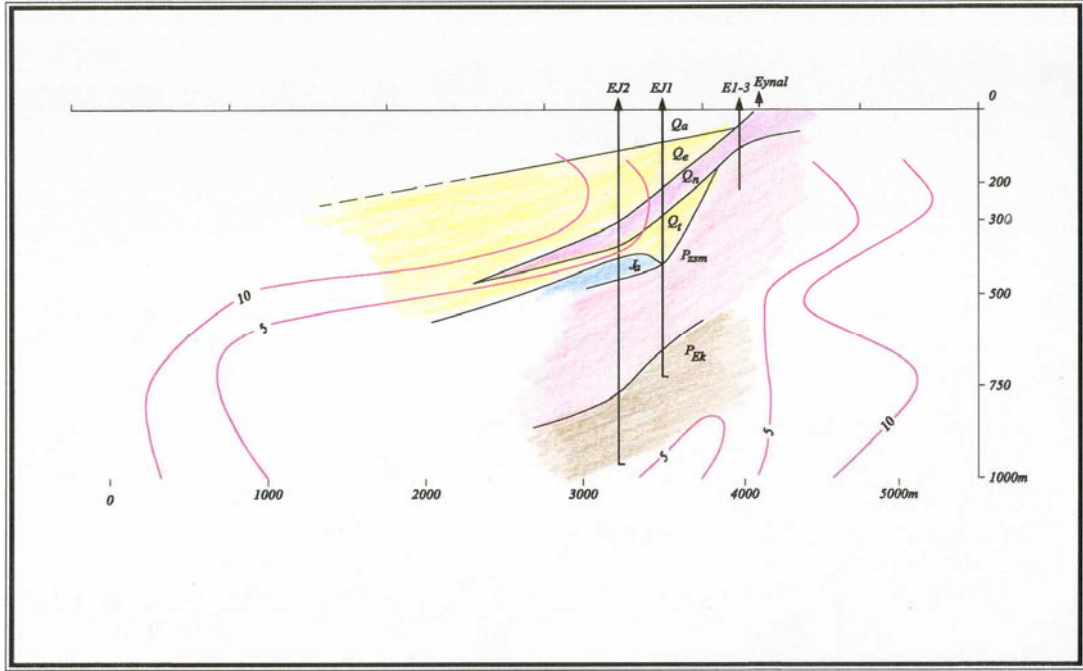
Alüvyonla kaplı alanlarda üstten alta sırasıyla Eynal Formasyonu, Naşa Bazaltı ve Toklargölü Formasyonu tabakaları yer almaktadır. Naşa Bazaltı'nın yüzeyleme alanından uzaklaştıkça incelmekte olduğu ve büyük olasılıkla Eynal'ın 1500 m kadar güneyinde sonlanıyor olabileceği anlaşılmaktadır. Eynal ve Toklargölü çökellerinin temsil ettiği Pleyistosen kesiti belli bir uzaklıktan sonra 300 m kalınlığını koruyarak sürmektedir (Öngür, 2004).

Bu birimlerin altındaki Simav Metamorfitleri'nin 250-300 m kalınlıkla yayıldığı görülmekte ve bunun altındaki Kalkan Formasyonu migmatitik gnayslarının kalınlığı kestirilememektedir (Öngür, 2004).



Şekil 2.6: Simav ve Çevresinin Topoğrafya Haritası (Öngür, 2004)

Jeofizik verilere bakıldığında, Eynal-Çitgöl-Naşa arasında örtülü bir horstun bulunduğu ve bu yükselimin gerek KD'sundan ve gerekse B ve G'inden çekim faylarıyla sınırlanmakta olduğu anlaşılmaktadır. Bu fay sisteminin daha güneyde alüvyonun altında da sürmekte olduğu Semerköy-Çitgöl arasında, temelin 1000 m derinliğe kadar inmesine neden olan bir çöküntüyü oluşturduğu anlaşılmaktadır. Gözlemler ve jeofizik verilerden yorumlanarak çıkarsanan faylar, bu alanın basamaklı ve sık aralı bir kırık sistemi ile dokunduğunu ortaya koymaktadır (Öngür, 2004). Bu yapı, sözü edilen veriler ve aşağıda aktarılabacak sondaj verileri kullanılarak hazırlanan Şekil 2.7'deki sahanın tipik kesitinde gözlenmektedir.



Şekil 2.7: Simav Jeotermal Sahası'nın Jeoloji ve Özdirenc Kesiti (Öngür, 2004)

2.3.2 İnceleme Alanının Jeotermal Özellikleri

Simav Jeotermal Sistemi ve çevresi, geçmişte değişik amaçlarla, değişik araştırma teknikleri kullanılarak ve genellikle MTA Genel Müdürlüğü tarafından incelemelere konu olmuştur. İlk araştırma Beseme (1966)'nin çalışmasıdır. Bu çalışmadan ve daha sonra yörede yapılan bir gravite taramasından bu metinden yararlanılamamıştır.

Yapılan çalışmalardan önemli biri, Akdeniz ve Konak (1979) tarafından yapılan ve Simav çevresini de kapsayan bölgesel bir jeoloji incelemesidir. Temel jeoloji incelemesi olarak geniş bir alanın; ancak, son derece ayrıntılı bir haritalaması ve var olan bütün birimlerin kapsamlı tanımlanmalarını sunan bu çalışmanın, izleyen çalışmalarda da hemen hiç eleştirilmeden ve değiştirilmeden esas alındığı görülmektedir. Aşağıda değinilen öteki MTA çalışmalarında da, hep bu raporun harita ve adlandırmalarının kullanılmakta olduğu dikkati çekmektedir. Bu nedenle, bu çalışma (Akdeniz ve Konak, 1979) yörenin jeoloji durumunu anlamak açısından asıl kaynak olarak ele alınmalıdır (Öngür, 2004).

MTA tarafından gerçekleştirilmiş iki başka çalışma da, jeotermal olanakların belirlenmesi ve balneolojik değerlendirme konularında gerçekleştirilmiştir. Bunlardan ilkinde bu yörenin jeolojisi yeniden ele alınmakta ve sahanın jeotermal enerji olanakları tartışılmaktadır. Yücel ve diğ. (1983), çalışmasında jeoloji birimler

ve yapılar, yine Akdeniz ve Konak (1979)'ın çalışması izlenerek yeniden anlatılmış ve özellikle de sıcak su kaynaklarının çevresinde bazı yeni yerel faylar yorumlanmıştır. Bunun yanında, kaynak sularından ayrıntılı kimyasal analizler yapılmış olduğu görülmektedir. Raporun sonunda sahadaki jeotermal sistemlerle ilgili kaba ve şematik bir modelleme yapılmıştır (Öngür, 2004).

İkincisinde ise, Eynal ve Çitgöl-Naşa kaplıcalarının hidrojeolojisi incelenmektedir. Simav Jeotermal Sistemi'nde MTA tarafından, çoğu değinilen inceleme sonuçlarına dayanılarak bir dizi arama ve işletme sondaj kuyusu açılmıştır. Bunlardan ısıtma projelerine akışkan sağlamak amacı ile tasarlanan ikisinin bitirme raporu da bir yandan bu sondajlarla elde edilen bulguları sergilerken, bir yandan da o güne kadar yapılan araştırmalarla derlenen bilgileri yeniden sunmaktadır. Daha önce kaplıca tesislerine ek su sağlama amacı ile yapılmış olan E2, E-3, Ç-1, EJ-1 ve N-1 kuyu bitirme raporlarından Erişen ve diğ. (1989) raporu aracılığıyla yararlanılmıştır.

Sahada, MTA tarafından bir de jeofizik öz direnç incelemesi yapılmıştır (Özen, 1988). Bu rapordan yararlanılamamış olmakla birlikte, Erişen ve diğ. (1989) raporuna aktarılan bazı sonuçlar bu değerlendirmede göz önüne alınmıştır.

Simav Ovası, önemli bir yeraltı suyu akiferi içermektedir ve DSİ Genel Müdürlüğü de bu ovanın hidrojeoloji özelliklerini inceleyip yayınlamıştır (Ural, 1976).

Sahada yapılan bir başka çalışma ise, Bayram ve Şimşek (2005)'e ait olan Simav Jeotermal Sahası'nın hidrojeokimyasal özelliklerinin incelendiği ve izotopik araştırmalarının yapıldığı çalışmadır. Bu çalışmadaki kuyularla soğuk ve sıcak su kaynaklarına ait izotop verilerinden bu çalışmada izotopik çalışmalar için faydalanılmıştır.

Bölgedeki sondaj çalışmaları 1985 yılında MTA tarafından başlatılmıştır. MTA, bölgede çeşitli amaçlarla araştırma ve üretim sondajları yapmıştır. Bölgede şu an aktif olarak Eynal kaplıcalarında 3 (E-1, E-2 ve E-3) ve Çitgöl-Naşa kaplıcalarında 3 tane (Ç-1, Ç-2 ve N-1) olmak üzere toplam 6 hidrotermal arama ve üretim kuyusu bulunmaktadır. Bu kuyulara ek olarak, daha sonra Simav Kent Isıtma Projesi kapsamında Eynal'ın güneyine 2 tane derin arama ve üretim sondajı (EJ-1 ve EJ-2) daha gerçekleştirilmiştir. Bölgedeki bazı kuyulara ilişkin derinlik, üretim seviyesi, sıcaklık, üretim debisi, rezervuar kayaç tipi ve sondaj tarihini içeren bilgiler Tablo 2.1'de gösterilmektedir.

Simav sahasındaki kuyuların derinlikleri 65.8 m (E-1) ile 958 m (EJ-2) arasında, ölçülen kuyu dibi sıcaklıkları ise 105.1 °C (Ç-1) ile 162.47 °C (EJ-1) arasında değişmektedir. E-1 ve Ç-1 kuyuları dışındaki kuyularda rezervuar kayacı olarak karşılaşılan kaya birimi Simav Metamorfitleti'dir. E-1 ve Ç-1 kuyularında rezervuar kayacı olarak karşılaşılan kaya birimi ise Naşa Bazaltı' dır (Tablo 2.1). Sahadaki üretim debisi en düşük kuyular E-4, N-1 ve açılan en derin kuyu olan EJ-2 (958 m)'dir. Bunun nedeni, bu kuyularda rezervuar kayacı olarak görülen Simav Metamorfitleti'nin yeterince kırık yoğunluğu olmayan hemen hemen geçirimsiz zonlarının bulunmasıdır.

Bölgede yapılan sondajlardan önce var olan ve bir kısmı hala mevcut çok sayıda sıcak su kaynağı bulunmaktadır. Bunlardan, Yıldırım (1983)'a göre, Eynal kaynakları alüvyon ve yamaç molozları içinden başlıca 4 büyük kaynak halinde yüzeylerken, Çitgöl-Naşa kaynakları ise alüvyon üzerinde başlıca 10 büyük kaynak

Tablo 2.1: Simav Sahası'ndaki Jeotermal Kuyularla İlgili Veriler (Erişen ve diğ., 1989; MTA, 2001)

Kuyu	Derinlik, m	Üretim Seviyesi, m	Rezervuar Kayacı	Kuyu Başı Sıcaklığı, °C	Kuyu Dibi Sıcaklığı, °C	Debi, lt/s	Yıl
E-1	65.8	-	Bazalt	97	142.5	14	1985
E-2	149.5	120	Metamorfitleti	97	158	55	1985
E-3	150	120	Metamorfitleti	97	149	50	1985
E-4	220	-	Metamorfitleti	98	-	1	1994
E-5	300	-	Metamorfitleti	97	-	6	1995
EJ-1	725.2	550	Metamorfitleti	-	162.47	72	1990
EJ-2	958	462	Metamorfitleti	-	157.47	1	1990
Ç-1	101	46	Bazalt	97	105.1	32	1985
N-1	200	-	Metamorfitleti	42	-	2	1986

olarak yüzeylemektedir. Öktü (1984), bölgede Eynal'da 34, Çitgöl-Naşa'da ise 55 tane olmak üzere toplam 89 sıcak su kaynağı bulunduğunu belirlemiştir. Sayı ve sıcaklık açısından Çitgöl-Naşa bölgesine oranla daha yoğun olan Eynal'daki kaynaklar, genellikle yaklaşık D-B doğrultulu kırıklar boyunca çizgisel olarak yüzeylerken, 0.02 lt/s ile 0.2 lt/s arasında değişen toplam 2.1 lt/s'lik debileri; 23 °C ile 93.5 °C arasında değişen sıcaklıkları bulunur. Çitgöl-Naşa kaynaklarının debileri ise 0.15 lt/s ile 0.86 lt/s arasında, sıcaklıkları ise 34 °C ile 86.5 °C arasında değişmektedir. Yıldırım (1983) ise, Eynal'daki kaynakların sıcaklığının 60 °C ile

96 °C, Çitgöl-Naşa'daki kaynakların sıcaklığının 43 °C ile 83 °C arasında olduğunu belirtmiştir.

Bölgede delinen mevcut kuyulardan yola çıkarak, sahada sıcak akışkan üretiminin sağlandığı çatlaklı rezervuar kayaçları olarak Naşa Bazaltı, Simav Metamorfikleri ve Arıkaya Formasyonu'nun kireçtaşları ön plana çıkmaktadır.

Bu konuda, Erişen ve diğ. (1989), EJ-1'in üretken zonlarının Simav Metamorfikleri'nin mermer, şist mermer, şist kuvarsit ve kuvarslı şist düzeylerinde ve bunları kesen kırık zonlarında bulunduğu görüşündedir. Ancak, aynı yazarlara göre EJ-2'de kapatılan üst kesimlerde büyük çamur kaçakları bulunmakla birlikte, Simav Metamorfikleri'nin tavanındaki çok zayıf bir üretken zonun dışında gerek bu birimde ve gerekse alttaki migmatitik gnayslarda üretken bir zon bulunmamaktadır. Ancak, bu birimlerde sıcaklığın derinlikle düzenli olarak artışı da dikkati çekmektedir.

Öngür (2004), düşük öz dirençlerle nitelenen rezervuar hacminin bütününe Simav Metamorfikleri ve Kalkan Formasyonu migmatitik gnayslarından oluştuğunu ve bu alanı çevreleyen yerlerde de aynı derinliklerde aynı birimlerin yayıldığını ve anomali gösteren alandaki kaya kütlelerinin öz direncini çevresine göre bunca düşüren bir neden olması gerektiğini belirtmiştir. Öngür (2004)'e göre, bu kalınlıkta ve bu yaygınlıkta bir kaya kesitinin öz direncinin, çevreleyen kaya kesitinden böylesine keskin bir farkla bu denli düşük olması ve bu ortamın sıcaklığının bunca yüksek ve görünüşe göre bir örnek olması bu kaya kütlelerinin içinde sıcak akışkanların dolaşmasından başka bir nedene bağlanamaz. Bu öz direnç ve sıcaklık anomalisi yanal yönde sıklığı değişken de olsa, içinde sıcak akışkan dolaşan kırık sisteminden kaynaklanıyor olmalıdır. Öz direnç anomalisinin dağılımı; hele, 1000 m derinlik için çıkarılan 5 Ohm m'den düşük öz dirençli alanların dağılımı, dirençli taban haritası yorumlanarak varsayılan fayların denetleyici olduğunu açık bir biçimde göstermektedir. Bu durumda, sözü edilen fay zonlarının çok daha sık aralı kırık ve çatlak zonları kapsamakta ve akışkan dolaşımına daha elverişli olduğu gerçekçi bir kabul olmalıdır. Bu sebeple, EJ-2'nin 460 m'den derindeki kesiti sahanın bütünü konusunda bağlayıcı bir karar vermeye elverişli güvenilir bir dayanak değil; tersine, bir istisnadır. Bu anlayışla yaklaşıldığında Simav Jeotermal Alanı'nın rezervuar hacmi, ortalama 150 °C sıcaklıklı ve 10 km³'den az değildir. Bu nedenle, sahanın güneyindeki Semerköy çevresinde oldukça genişleyebileceği olasıdır.

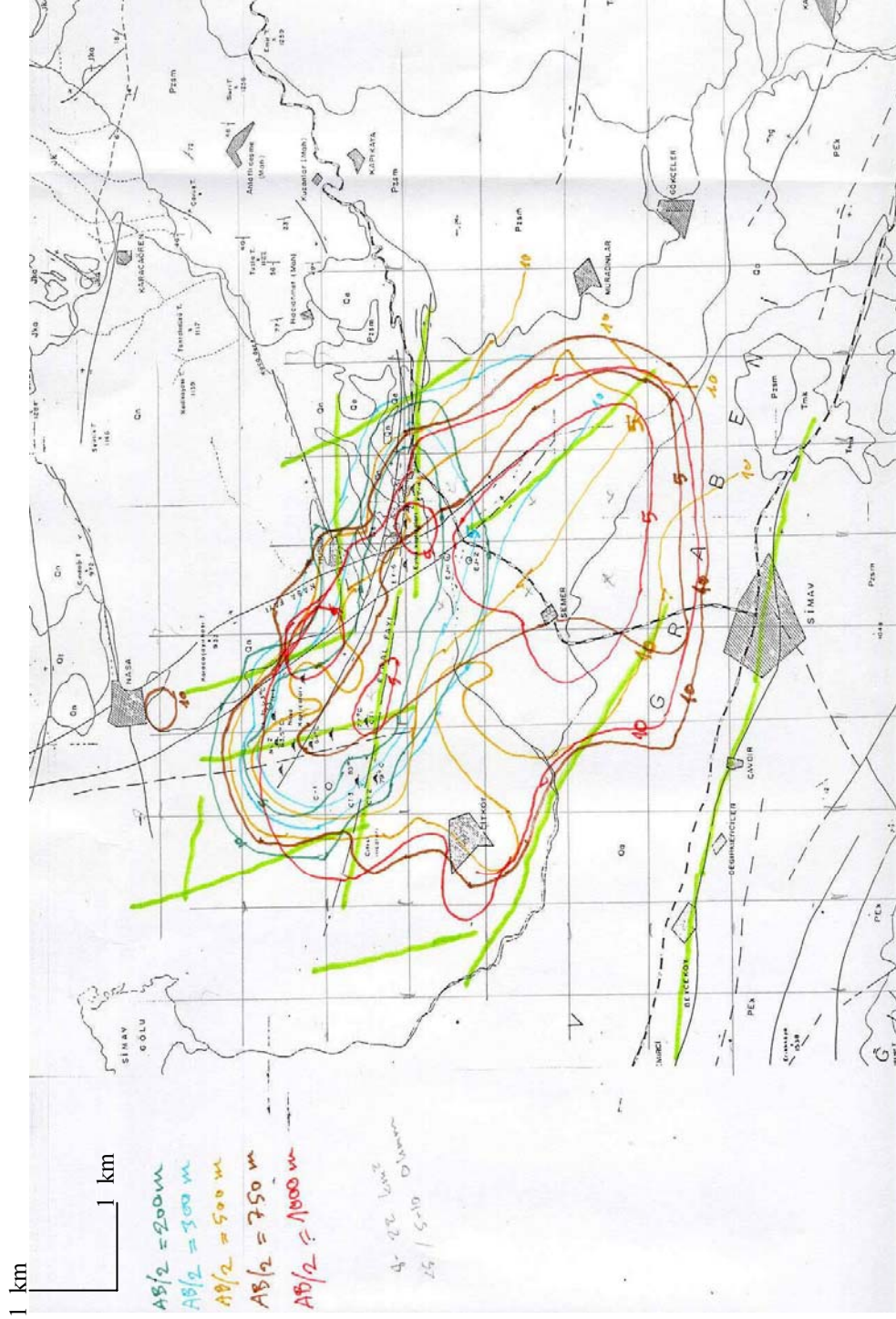
Ayrıca, Öngür (2004), saha için bir başka olasılığın da, sıyrılma (detachment) zonu kavramından ortaya çıkabileceğini ve bütün Menderes Masifi için olduğu gibi Simav Metamorfitleri için de önerilen bu yapısal olgunun oldukça kalın bir metamorfik kaya kesitinin ileri derecede kırılanması ve kataklastik bir yapı edinmesini doğurarak böylesi katmanların Simav Dağı'nda var olduğunun belirtildiğini, bunun yanında Simav Grabeni'nin tabanındaki Metamorfik Temel' in yaklaşık 1000 m kadar alçalmış olduğu göz önüne alındığında jeotermal alanda bugüne kadar sondajlarla inilen derinliklerin biraz daha altında bu kataklastik metamorfik katmanlarının var olabileceğinin sınanması gereken önemli bir olasılık olduğunu söyleyerek, böylesi bir katmanın varlığının bugüne kadar belirlenenin altında ve daha yüksek sıcaklıklı bir haznenin bulunması anlamı da taşıyabileceğini söylemiştir.

2.3.3 İnceleme Alanının Jeofizik Verileri

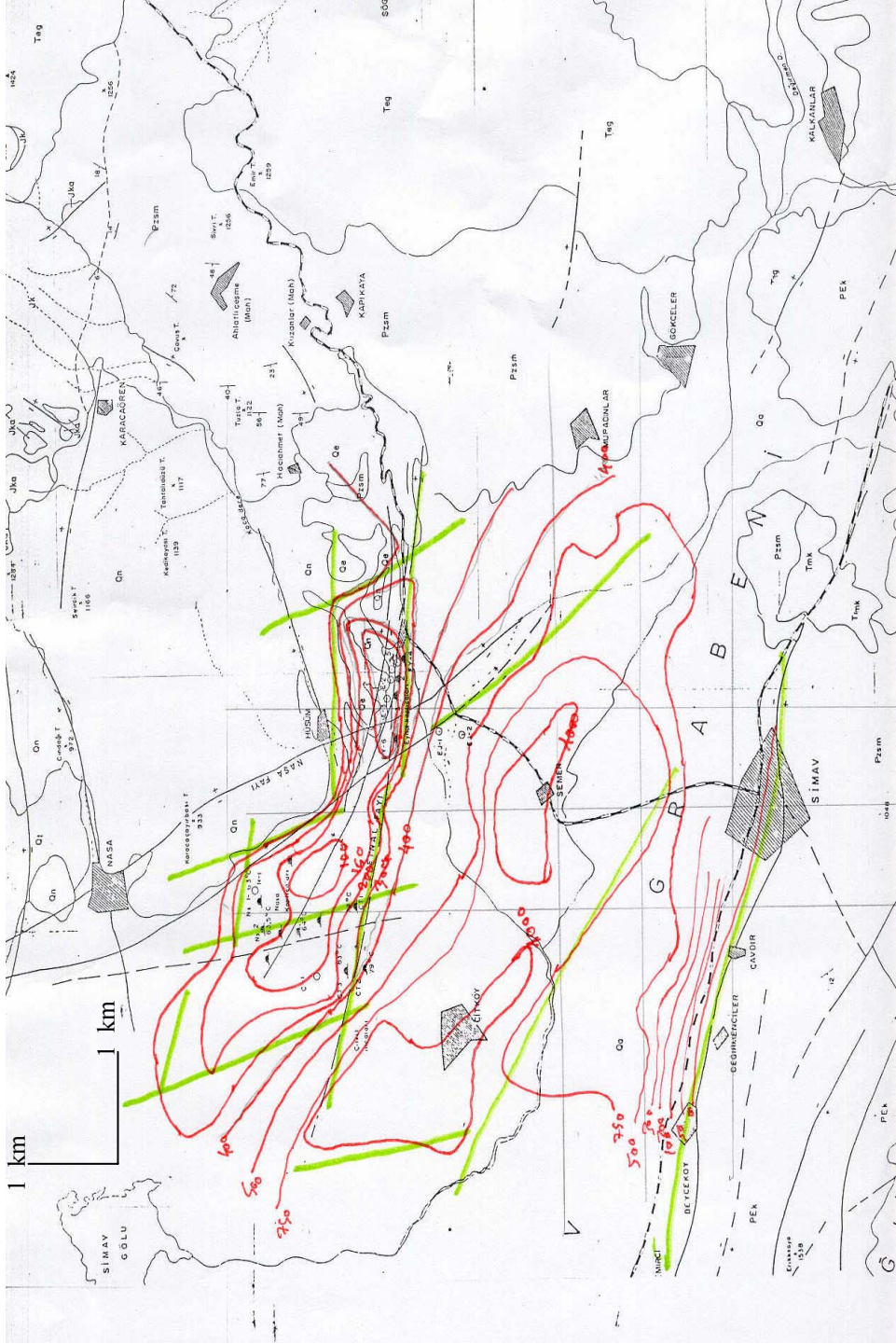
Erişen ve diğ. (1979)'ne yapılan alıntılardan anlaşıldığına göre sahada 55 km²'lik bir alanda jeofizik elektriksel özdirenç (rezistivite) ölçümleri yapılmıştır.

İncelenen alanda geniş ve oldukça düşük özdirençli hacimlerin varlığı ortaya çıkarılmıştır. Buna göre, ilk 300 m derinlik içinde 3 Ohmm'ye kadar düşen özdirençli alanlar Eynal, Çitgöl ve Naşa sıcak su kaynaklarını içerecek şekilde yayılmaktadır. Bu derinliklerde 10 Ohmm'den küçük özdirençli kesimlerin alanının 8.5 km² kadar olduğu görülmektedir. 500 m derinlikte bu düşük özdirençli alan, güneye doğru yayılarak Çitgöl ve Semer köylerini de içine almış ve güneydoğuda Muradınlar Köyü'ne yaklaşarak 25.5 km²'ye ulaşmaktadır (Şekil 2.8). Bu alan küçük farklarla 750 ve 1000 m derinliklerde de aynı kalmaktadır. Bu derinliklerdeki 5 Ohmm'den küçük özdirençli alanlar da, daha dar da olsa, benzer bir doku sergilemektedir. Ancak, 1000 m derinlik için belirlenen 5 Ohmm'den küçük eş özdirenç dağılımı daralmakta ve ilginç bir biçimde Semerköy çevresinde 5 km² kadar bir alanda yayılmaktadır. Düşük özdirençli alanların ilk 300 m derinlikteki kenarları Eynal ve Naşa çevresinde haritalanan faylarla, D-B ve KKB-GGD uzanımlı iken; daha derindeki düşük özdirençli alanın kenarlarının KB-GD uzanımlı oluşu da dikkati çekmektedir (Öngür, 2004).

Aynı çalışmada üretilen dirençli temel haritası da çok tipik görünüm sergilemektedir (Şekil 2.9). Bu haritadan, temelin Eynal ve Çitgöl arasında D-B doğrultusunda uzanan dar bir graben içi yükselimin, horstun varlığını; bu yapının,



Şekil 2.8: Simav Jeotermal Sahası'nın Düşük Özdirençli Alanları (Öngür, 2004)



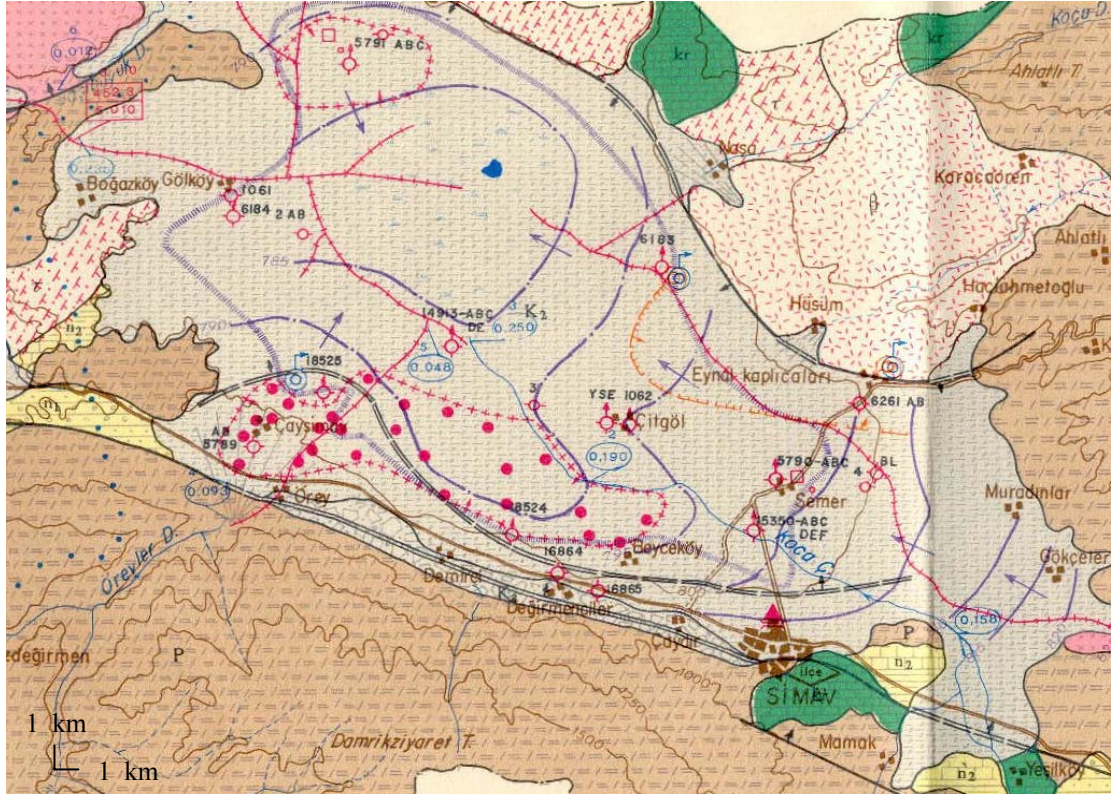
Şekil 2.9: Simav Jeotermal Sahası'nın Dirençli Temel Haritası (Öngür, 2004)

Hüsüm'ün batısında KKB-GGD doğrultusunda uzanan ve batıya doğru biraz daha alçaldığı görülen ikinci bir basamakla birlikte bir başka horst ile bağlantılı olduğu çok açık biçimde görülmektedir. Temelin bu yükseliminin sarp kenarlarının düşey yer değiştirmelere neden olan çekim faylarını dışa vurduğu açıktır. Bu görüntüden yorumlanan faylar gerek jeoloji ve gerekse jeofizik haritalarına (açık yeşil renkli olarak) işlenmiştir. İlginç olan, Eynal'dan kuzeye doğru ve Naşa'dan doğuya doğru uzanan ve Naşa Bazaltı ile kaplı topoğrafya yükseliminin altında ikincil bir çöküntü havzasının varlığıdır (Öngür, 2004).

2.3.4 Sahanın Yeraltı Suyu Hidrojeolojisi

Ovada yeraltı suyu hedeflenerek çok sayıda kuyu açıldığı bilinmektedir. 1976 yılında 120 sıg kuyu ve 29'u halk, 2'si içme ve 19'u da araştırma amaçlı açılan 30 sondaj işletme kuyusunun varlığı bildirilmiştir (Ural, 1976). Bu kuyuların artezyen debilerinin 0.01-18 lt/s ve pompa debilerinin de 0.2-60 lt/s arasında değiştiği belirtilmektedir. Özgül debiler 0.3-55.6 lt/s/m arasında belirlenmiştir. Ovadaki eş su düzeyi eğrileri Simav Gölü ve çevresindeki bataklık alana doğrudur. Göl alanı 0.06 km² olmakla birlikte sürekli bataklık alanın 1976'da 1.062 km² ve mevsimlik bataklığın da 7.57 km² olduğu bildirilmektedir. Gölün doğal koşullarda yeraltı suyu tarafından beslenmekte olduğu açıktır (Öngür, 2004).

Simav Alüvyonu'nun bazı düzeylerinin çok yüksek iletkenlikli ve çok verimli olduğu görülmektedir. Ancak, su kalitesinin değişkenliği nedeni ile Simav Ovası'nın yalnızca güney ve kuzey kenarları yakınındaki 970 ve 330 hektarlık alanlar yeraltı suyu işletmesine açılabilmiştir. Kapalı bir drenaj havzası niteliğinde oluşunun yanında alüvyon akiferine boşalan sıcak su sisteminin varlığından ötürü de ovanın büyük bölümünde kaliteli yeraltı suyu üretimi olanağı bulunamamaktadır (Öngür, 2004). DSİ hidrojeoloji haritasında bu nitelikteki alanın ovanın doğusundaki jeotermal alan olduğu görülmektedir (Şekil 2.10).



Şekil 2.10: Simav Jeotermal Sahası'nın Hidrojeoloji Haritası (Öngür, 2004)

3. KİMYASAL MODELLEME

Plummer ve diğ. (1983), kimyasal modellemenin amaçlarını aşağıdaki şekilde özetlemektedir:

Kimyasal tepkime modellemesinde, mevcut verilerden

- Hangi kimyasal tepkimelerin meydana geldiğini,
- Tepkimelerin hangi aşamaya kadar devam ettiğini,
- Tepkimelerin hangi koşullar altında gerçekleştiğini (açık-kapalı, denge-dengesizlik, sabit ya da değişken sıcaklık vb)
- Su kalitesinin ve mineralojinin doğal proseslere ve sistemde oluşan ikincil etkilere göre nasıl değişeceği

belirlenmektedir. Mevcut verilerden, sulu çözeltinin kimyasal analizi, hidroloji, mineraloji, gaz bileşimi, izotopik veri ve diğer ilişkili bilgileri içermektedir.

Kimyasal tepkime modellemesi,

- Denge iyonik tür analizi (Equilibrium speciation)
- Kütle-denge
- Tepkime yönü

hesaplamalarıyla kolaylaştırılabilir.

3.1 Jeokimyasal Kuram

Doğal suların jeokimyasal değerlendirmesinin yapılabilmesi, sulardaki bileşenlerin termodinamik verilerinin bilinmesi gerekmektedir. Bu amaçla yapılan çalışmada kullanılan termodinamik modeller bu bölümde anlatılmaktadır.

3.1.1 İyonik Tür Analiz Hesaplamaları (Speciation)

İyonik tür analizi ya da denge tür analizi, serbest iyonlar ile iyon çiftleri ya da kompleksleri arasındaki çözelti türlerinin denge dağılımıdır. Denge tür analizi hesaplamaları, çözeltinin iyonik formlarının (serbest iyonlar ve iyon çiftleri) dağılımının tahminleridir. Bu çalışmada, iyonik tür analizi-doymuşluk hali

hesaplamaları ve sulardaki alüminyum derişimlerini tahmin etmek için sırasıyla, WATEQ4F (Nordstrom ve Ball, 1991) ve SOLVEQ (Reed ve Spycher, 1990) bilgisayar programları kullanılmıştır.

WATEQ4F (Nordstrom ve Ball, 1991) bilgisayar program kodu, ilk kez yazılan kod olan WATEQ (Truesdell ve Jones, 1974) tür analiz programı ve çeşitli kişiler tarafından geliştirilen aynı kodun genişletilmiş en son versiyonudur. WATEQ4F, bir doğal su örneğini onu oluşturan bileşenlerine ayırır (**EK-A**). Çoğu kimyasal tür, çözeltide serbest iyonlar ya da diğer türlerle kabaca birleşik çeşitli iyon çiftleri olarak birkaç formda bulunabilir. WATEQ4F, bir su örneğinin ayrıntılı kimyasal bileşimini sudaki çeşitli türlerin kimyasal analiz verilerinden hesaplar. Program kodu, maksimum 250 mineral türü, 250 çözünmüş tür ve 100 çözünmüş bileşeni *.EQP uzantılı çıktı dosyasına yazılmak üzere sınırlamıştır.

Programda, bir su bileşimindeki bir iyonun toplam derişimi ($\sum m_{Na} v_b$), o iyonun bütün türlerinin derişimlerinin toplamına eşittir.

$$\sum m_{Na} = m_{Na}^{+} + m_{NaHCO_3} + m_{NaCO_3}^{-} + m_{NaCl} + m_{NaSO_4}^{-} \quad (3.1)$$

İyon türlerinin derişimlerinin hesaplanması, sudaki ilgili türlerin aşağıdaki çözünme tepkimelerine bağlıdır.



Bu şekilde diğer serbest iyon ve iyon çifti tepkimelerini birleştirerek n sayıda tepkime elde edilir. Daha sonra yapılan işe, n tane bilinmeyenli n tane denklem

takımının çözümüdür. WATEQ4F, bu problemi sürekli fraksiyon yöntemini (continued fraction method) kullanarak iterasyonlarla çözer (Wigley, 1977).

Yukarıdaki tepkimelerin denge sabitleri (K_d), sıcaklığın fonksiyonudur. Program, türlerin denge sabitlerini çeşitli termodinamik veri setleri kullanarak hesaplar (Tablo 3.1). Doğal suların çoğu için basıncın etkisi ihmal edilebilir düzeyde olduğundan, basıncın etkisi WATEQ4F programında hesaba katılmaz (Truesdell ve Jones, 1974; Nordstrom ve Munoz, 1986). Arnorsson ve diğ. (1983b) da, basıncın alterasyon mineralleriyle dengedeki jeotermal suların bileşimini önemli ölçüde etkilemediğini belirtmiştir. Ellis ve McFadden (1972) ve Helgeson ve diğ. (1978) ise, jeotermal sistemlerde 1-200 bar basınç aralığında akışkan-mineral dengesinin etkilenmediğini belirtmişlerdir. Buradan, WATEQ4F programının düşük basınçlardaki tür analizi-doymuşluk hali hesaplamalarının güvenilir olduğu düşünülebilir.

3.1.2 Aktivite-Derişim İlişkisi

Çözeltideki bir türün termodinamik davranışı, derişiminden ziyade aktivitesiyle belirlenir. Çözünmüş bir iyon ya da türün aktivitesini ölçmek bağımsız olarak mümkün değildir. Bir iyonun aktivitesi ve derişimi arasındaki ilişki aşağıdaki denklemlerle açıklanabilir:

$$m_i = \frac{c_i}{w_i \times 1000} \quad (3.9)$$

$$a_i = m_i \times \gamma_i \quad (3.10)$$

Bu denklemlerde,

c_i = i'inci iyonun derişimini (mg/l ya da ppm)

w_i = i'inci iyonun gram atom ağırlığını

a_i = i'inci iyonun aktivitesini

γ_i = i'inci iyonun aktivite katsayısını

belirtmektedir.

Tablo 3.1: WATEQ4F Programında Kullanılan Bazı Türlerin Sıcaklığa Bağlı Olarak Denge Sabiti Denklemleri (*: Nordstrom ve diğ. (1990); **: Plummer ve Busenberg (1982), T: Sıcaklık ($^{\circ}\text{K}$))

Tür	Tepkime	Sıcaklık Fonksiyonlu Denge Sabiti Denklemleri
H_3SiO_4^*	$\text{H}_4\text{SiO}_4 = \text{H}^+ + \text{H}_3\text{SiO}_4^-$	$\log K_r = -302.3724 - 0.050698T + 15669.69/T - 1.119669 \cdot 106/T^2 + 108.18466 \log T$
$\text{H}_2\text{SiO}_4^{-2*}$	$\text{H}_4\text{SiO}_4 = 2\text{H}^+ + \text{H}_2\text{SiO}_4^{-2}$	$\log K_r = -294.0184 - 0.07265T + 11204.49/T - 1.119669 \cdot 106/T^2 + 108.18466 \log T$
$\text{H}_2\text{CO}_3, (\text{suda})^{**}$	$\text{HCO}_3^- + \text{H}^+ = \text{H}_2\text{CO}_3$	$\log K_r = 356.3094 + 0.0609196T - 21834.37/T - 126.8339 \log T + 1684915/T^2$
HCO_3^{-**}	$\text{H}^+ + \text{CO}_3^{-2} = \text{HCO}_3^-$	$\log K_r = 107.8871 + 0.03252849T - 5151.79/T - 38.92561 \log T + 563713.9/T^2$
$\text{MgCO}_3 (\text{suda})^*$	$\text{Mg}^{+2} + \text{CO}_3^{-2} = \text{MgCO}_3$	$\log K_r = 0.9910 + 0.00667T$
$\text{CaCO}_3 (\text{suda})^{**}$	$\text{Ca}^{+2} + \text{CO}_3^{-2} = \text{CaCO}_3$	$\log K_r = -1228.732 - 0.299444T + 35512.75/T + 485.818 \log T$
AlOH^{+2*}	$\text{Al}^{+3} + \text{H}_2\text{O} = \text{Al}(\text{OH})_2^+ + \text{H}^+$	$\log K_r = -38.253 - 656.27/T + 14.327 \log T$
HSO_4^*	$\text{H}^+ + \text{SO}_4^{-2} = \text{HSO}_4^-$	$\log K_r = -56.889 + 0.006473T + 2307.9/T + 19.8858 \log T$
$\text{CO}_2 (\text{suda})^*$	$\text{CO}_2 (\text{g}) + \text{H}_2\text{O} = \text{H}_2\text{CO}_3$	$\log K_r = 108.3865 + 0.01985076T - 6919.53/T - 6.69365 \cdot 105/T^2 - 40.45154 \log T$
$\text{HF} (\text{suda})^*$	$\text{H}^+ + \text{F}^- = \text{HF}$	$\log K_r = -2.033 + 0.012645T + 429.01/T$
SiO_2^*	$\text{SiO}_2 + 2\text{H}_2\text{O} = \text{H}_4\text{SiO}_4$	$\log K_r = -0.26 - 731/T$
BaHCO_3^{+*}	$\text{Ba}^{+2} + \text{HCO}_3^- = \text{BaHCO}_3^+$	$\log K_r = -3.0938 + 0.013669T$

Aktivite katsayısı, çözeltideki çözünen bir bileşenin derişiminin ideallikten sapmasının bir ölçüsü olarak tanımlanır. Çözeltideki o bileşenin aktivite katsayısı ise, büyük ölçüde çözeltinin tuzluluğuna bağlıdır. Sonsuz seyreltik çözeltiler için aktivite katsayısı birim değere, yani 1'e eşittir. Aktivite katsayısı 1'e eşit olan bir türün molal derişimiyle aktivitesi birbirine eşit olur. Çözeltinin tuzluluğu arttıkça, aktivite katsayısı da 1'den sapar. Tuzluluğu tanımlamak için kullanılan termodinamik terim olan iyonik mukavemet (ionic strength, I) ise, aşağıdaki şekilde tanımlanır:

$$I = 0.5 \left(\sum m_i z_i^2 \right) \quad (3.11)$$

Denklemde,

I = iyonik mukavemeti

m_i = i'inci iyonun molalitesini

z_i = i'inci iyonun yükünü

belirtmektedir.

Çözeltide çözünen türlerin aktivite katsayıları, genişletilmiş Debye-Hückel denkleminde hesaplanabilir ve bu denklem, aşağıdaki şekilde tanımlanır:

$$-\log \gamma_i = \frac{A z_i^2 \sqrt{I}}{1 + a_0 B \sqrt{I}} + b_i I \quad (3.12)$$

Denklemde,

A = Debye-Hückel sınırlayan eğimini (Çözeltinin özelliklerine bağlı bir çözücü parametresi)

B = Çözeltinin özelliklerine bağlı diğer bir çözücü parametresini

a_0 = İyonun hidratlaşma yarıçapına bağlı düzenlenebilir bir parametreyi

b_i = Çözeltideki iyon değişikliklerini açıklayan özgül bir iyon karşılık gelen düzenlenebilir bir parametreyi

belirtmektedir.

Yüksüz (nötr) türlerin aktivite katsayılarını hesaplamak için ise, aşağıdaki deneysel bağıntı kullanılmaktadır:

$$\gamma_i = \exp [(0.1)I] \quad (3.13)$$

3.2 Akışkan-Mineral Dengesi

3.2.1 Kuram

Enerji dengesi, mevcut enerjiye ya da sistemdeki her bileşenin Gibbs serbest enerjisine bağlıdır. İdeal bir sistemde, serbest enerji bileşenin molalitesinin logaritmasıyla doğrusal olarak değişir. Ancak, gerçek sistemler ideal bir davranış göstermez ve ideallikten sapmalar meydana gelir. Bu sebeple, gerçek sistemlerde, molal derişimlerin yerini termodinamik olarak aktiviteler almalıdır. Her bir bileşen için, standart ya da referans bir hal tanımlanabilir. Standart halde, sıcaklık, basınç ve kimyasal bileşim tanımlanırken; referans hal için ise, bir serbest enerji değeri tanımlanır. Gerçek sistemlerdeki bileşenlerin serbest enerjisi, standart haldeki değerine referans gösterilir. Gerçek bir sistemdeki bir bileşenin Gibbs serbest enerjisi, aşağıdaki bağıntıyla gösterilir:

$$G_i = G_i^0 + RT \ln a_i \quad (3.14)$$

Denklemde,

G_i = i'inci bileşenin Gibbs serbest enerjisini

G_i^0 = i'inci bileşenin standart haldeki Gibbs serbest enerjisini

R = Evrensel gaz sabitini (1.987×10^{-3} kcal/ $^{\circ}\text{K}$ -mole)

T = Sıcaklığı ($^{\circ}\text{K}$)

a_i = i'inci bileşenin aktivitesini

belirtmektedir.

Bir tepkimenin serbest enerjisi ise şu şekilde tanımlanır:

$$\Delta G_R = \sum v_j G_j (\text{ürünler}) - \sum v_k G_k (\text{girenler}) = 0 \quad (3.15)$$

Denklemde,

ΔG_R = Tepkimenin Gibbs serbest enerjisini

G_j = Ürün bileşeninin Gibbs serbest enerjisini

G_k = Giren bileşeninin Gibbs serbest enerjisini

v_j = Ürünlerin stokiyometrik sabitlerini

v_k = Girenlerin stokiyometrik sabitlerini

belirtmektedir.

Denklem (3.14), denklem (3.15)'de yerine yazıldığında, gerçek bir sistemin dengedeki bir tepkimenin Gibbs serbest enerjisi, aşağıdaki şekilde ifade edilebilir:

$$\Delta G_R = [\sum v_j (G_j^0 + RT \ln a_j)] - [\sum v_k (G_k^0 + RT \ln a_k)] = 0 \quad (3.16)$$

Bir tepkimenin standart haldeki serbest enerjisi ise, ürünler ve girenlerin standart haldeki serbest enerji değerlerinin toplamıyla aşağıdaki şekilde yazılabilir:

$$\Delta G_R^0 = \sum v_j G_j^0 (\text{ürünler}) - \sum v_k G_k^0 (\text{girenler}) \quad (3.17)$$

Denklemde,

ΔG_R^0 = Tepkimenin standart haldeki Gibbs serbest enerjisini

G_j^0 = Ürün bileşeninin standart haldeki Gibbs serbest enerjisini

G_k^0 = Giren bileşeninin standart haldeki Gibbs serbest enerjisini

belirtmektedir.

Bir tepkimedeki bileşenlerin aktivitelerini serbest enerjileriyle ilişkilendiren denge bağıntısı aşağıda verilmektedir:

$$-\Delta G_R^0 = RT [(\sum v_j \ln a_j) - (\sum v_k \ln a_k)] \quad (3.18)$$

Denklem (3.18), ürünler ve girenlerin aktivitelerini bir oran olarak ifade eder. Tepkime dengede olduğunda, bu oran bir sabite eşit olup; bu ilişkiyi açıklayan denklem kütle hareket kanunu olarak (law of mass action) tanımlanır. Dengedeki bir tepkime için, B gireni ile X ve Y ürünü arasındaki ilişki aşağıdaki şekilde gösterilebilir:



Denklemde,

b, x, y = Stokiyometrik tepkime katsayılarını

B = Giren bileşeni

X, Y = Ürün bileşenlerini

belirtmektedir.

Denklem (3.19) için kütle hareket kanunu yazılacak olursa, aktivitelerin oranı aşağıda tanımlanan şekilde denge sabitini verir:

$$K_d = \frac{(a_X)^x (a_Y)^y}{(a_B)^b} \quad (3.20)$$

Denklemden,

K_d = Denge sabitini

$(a_X)^x, (a_Y)^y$ = Ürün bileşenlerinin aktivitelerini

$(a_B)^b$ = Giren bileşenin aktivitesini

belirtmektedir.

Stabil formdaki saf bir katının aktivitesinin birim aktiviteye eşit olduğu düşünülürse, benzer bir yaklaşım katılarda standart hal için de yapılabilir. Bu yaklaşıma göre, denklem (3.18) denge sabiti formunda aşağıdaki biçimde yazılabilir:

$$-\Delta G_R^0 = R T \ln K_d \quad \text{ya da} \quad \log K_d = (-\Delta G_R^0) / (2.303 R T) \quad (3.21)$$

Denge sabiti değerleri, çoğunlukla denklem (3.21) kullanılarak hesaplanır. K_d değeri tepkime dengedeyken bir sabit olduğu için ve eğer bu değer sabit kalarak denge sürdürülürse, tepkimedeki bir bileşenin aktivitesindeki değişim diğer bileşenlerin aktivitesinde de değişime neden olur.

3.2.2 Termodinamik Denge Halleri

Tepkime (3.19)'daki B giren bileşeni, saf bir katı ya da mineralse, aktivitesi birim aktiviteye (1) eşit olur ve denklem (3.20) aşağıdaki forma dönüşür:

$$K_d = (a_X)^x (a_Y)^y \quad (3.22)$$

Bu denklem, bir katı ya da mineral fazı için iyon aktivite çarpım katsayısı (ionic activity product, IAP) olarak ifade edilmektedir. Denklem (3.22)'deki K_d değeri, çoğunlukla katı fazın çözünürlük çarpım katsayısı (solubility product, K_{sp}) olarak tanımlanır. Bir çözelti için gerçek IAP değeri, sistem dengede değilse, K_{sp} değerine eşit olmaz. İşte bu sebeple, termodinamik doymuşluk halini belirten ve doymuşluk indeksi (saturation index, SI) olarak adlandırılan kavram ortaya çıkmıştır. Bir çözelti için bir katı faza ya da minerale göre tanımlanan SI, aşağıdaki biçimlerde tanımlanmaktadır:

$IAP > K_{sp}$ ya da $SI = IAP / K_{sp} > 1 \Rightarrow$ aşırı doymuşluk (supersaturated) hali (3.23)

$IAP = K_{sp}$ ya da $SI = IAP / K_{sp} = 1 \Rightarrow$ doymuşluk (saturated) hali (3.24)

$IAP < K_{sp}$ ya da $SI = IAP / K_{sp} < 1 \Rightarrow$ doymamışlık (undersaturated) hali (3.25)

WATEQ4F programındaki mineral ayrışma (dissociation) tepkimelerinin denge sabitleri, aşağıdaki Van't Hoff Denklemi ile hesaplanmaktadır:

$$2.303 \log \left(\frac{K_{T_2}}{K_{T_1}} \right) = - \frac{\Delta H_{25^\circ C}}{R \left(\frac{1}{T_2} - \frac{1}{T_1} \right)} \quad (3.26)$$

Denklemden,

K_{T_1} = Standart sıcaklıktaki tepkime denge sabitini ($25^\circ C$)

K_{T_2} = Belirlenen sıcaklıktaki tepkime denge sabitini

$T_1 = 273.15^\circ K$ sıcaklığı

T_2 = Belirlenen sıcaklığı ($^\circ K$)

$\Delta H_{25^\circ C}$ = Standart koşullardaki tepkime entalpisini

R = Evrensel gaz sabitini ($1.987 \times 10^{-3} \text{ kcal/}^\circ K\text{-mole}$)

belirtmektedir.

WATEQ4F programında minerallerin ayrışma (dissociation) tepkimeleri için kullanılan denge sabiti bağıntıları Tablo 3.2'de sunulmaktadır.

3.2.3 Aktivite (Stabilite) Diyagramları

Jeokimyasal değerlendirmenin çok önemli bir aşamasını oluşturan aktivite diyagramları, çözelti ile mineraller arasındaki kimyasal dengenin yorumlanmasında büyük yararlar sağlar. Bu diyagramlar, çeşitli jeokimyasal prosesler sonucu oluşan minerallerin kimyasal oluşum ortamını iyi değerlendirebilmek açısından gereklidir.

Bu çalışmada, aktivite diyagramlarını oluşturabilmek amacıyla SUPCRT-92 bilgisayar kodu (Johnson ve diğ., 1992) kullanılmıştır. Bu program, belli bir sıcaklık ve basınç değerindeki bir tepkimenin Gibbs serbest enerji değerlerini hesaplamaktadır. Program, belirlenen sıcaklık ve basınç değerindeki G^0 değerini çözücü ve çözünenlerin elektrostatik özelliklerini de dikkate alarak hesaplar. Bu da, tepkime denge sabitleri için daha kesin sonuçlar elde edilmesini sağlamaktadır. Aşağıda standart molal Gibbs serbest enerjisini hesaplamak için programın kullandığı denklemler (3.27 ve 3.28) verilmektedir.

Tablo 3.2: WATEQ4F Programında Kullanılan Bazı Minerallerin Sıcaklığa Bağlı Olarak Ayrışma Tepkime Denge Sabiti Denklemleri (*: Nordstrom ve diğ. (1990); **: Plummer ve Busenberg (1982), T: Sıcaklık [$^{\circ}\text{K}$])

Mineral	Tepkime	Sıcaklık Fonksiyonlu Denge Sabiti Denklemleri
kalsit**	$\text{CaCO}_3 = \text{Ca}^{+2} + \text{CO}_3^{-2}$	$\log K_d = -171.9065 - 0.077993T + 2839.319/T + 71.595\log T$
anhidrit*	$\text{CaSO}_4 = \text{Ca}^{+2} + \text{SO}_4^{-2}$	$\log K_d = 197.52 - 8669.8/T - 69.835\log T$
jips*	$\text{CaSO}_4 + 2\text{H}_2\text{O} = \text{Ca}^{+2} + \text{SO}_4^{-2} + 2\text{H}_2\text{O}$	$\log K_d = 68.2401 - 3221.51/T - 25.0627\log T$
krizotil*	$\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 + 6\text{H}^+ = 3\text{Mg}^{+2} + 2\text{H}_4\text{SiO}_4 + \text{H}_2\text{O}$	$\log K_d = 13.248 + 10217.1/T - 6.1894\log T$
aragonit**	$\text{CaCO}_3 = \text{Ca}^{+2} + \text{CO}_3^{-2}$	$\log K_d = -171.9773 - 0.077993T + 2903.293/T + 71.595\log T$
florit*	$\text{CaF}_2 = \text{Ca}^{+2} + 2\text{F}^-$	$\log K_d = 66.348 - 4298.2/T - 25.271\log T$
kalsedon*	$\text{SiO}_2 + 2\text{H}_2\text{O} = \text{H}_4\text{SiO}_4$	$\log K_d = -0.09 - 1032/T$
kuvars*	$\text{SiO}_2 + 2\text{H}_2\text{O} = \text{H}_4\text{SiO}_4$	$\log K_d = 0.41 - 1309/T$
sölestin*	$\text{SrSO}_4 = \text{Sr}^{+2} + \text{SO}_4^{-2}$	$\log K_d = -14805.9622 - 2.4660924T + 756968.533/T - 4.05536 \cdot 10^7/T^2 + 5436.3588\log T$
barit*	$\text{BaSO}_4 = \text{Ba}^{+2} + \text{SO}_4^{-2}$	$\log K_d = 136.035 - 7680.41/T - 48.595\log T$

Çözeltide çözünen türler için:

$$\begin{aligned}
 G_{P,T,j}^0 = & G_{Pr,T_r,j}^0 - S_{Pr,T_r,j}^0 (T - T_r) - c_{1,j} [T \ln (T / T_r) - T + T_r] + a_{1,j} (P - P_r) \\
 & + a_{2,j} \ln (\psi + P/\psi + P_r) - \\
 & c_{2,j} \{ [(1/T - \theta) - (1/T_r - \theta)] (\theta - T/\theta) - T/\theta^2 \ln [T_r (T - \theta) / T (T_r - \theta)] \} \\
 & + (1/T - \theta) [a_{3,j} (P - P_r) + a_{4,j} \ln (\psi + P/\psi + P_r)] - W_j (Z + 1) + \\
 & W_{Pr,T_r,j} (Z_{Pr,T_r} + 1) + W_{Pr,T_r,j} Y_{Pr,T_r} (T - T_r)
 \end{aligned} \quad (3.27)$$

Çözeltideki mineral ve gazlar için:

$$\begin{aligned}
 G_{P,T,i}^0 = & G_{Pr,T_r,i}^0 - S_{Pr,T_r,i}^0 (T - T_r) + a_i [T - T_r - T \ln (T / T_r)] + \\
 & (-c_i - b_i T T_r^2) (T - T_r)^2 / 2 T T_r^2 + V_{Pr,T_r,i}^0 (P - P_r)
 \end{aligned} \quad (3.28)$$

Denklem (3.27) ve (3.28)'de,

$G_{P,T,i}^0$ = Belirlenen sıcaklık ve basınç koşulunda i'inci bileşenin Gibbs serbest enerjisini

$G_{Pr,T_r,i}^0$ = Referans sıcaklık ve basınç koşulunda i'inci bileşenin Gibbs serbest enerjisini

$S_{Pr,T_r,i}^0$ = Referans sıcaklık ve basınç koşulunda i'inci bileşenin entropisini

T ve P = Belirlenen sıcaklık (^0K) ve basıncı (bar)

T_r ve P_r = Referans sıcaklık (273.15 ^0K) ve basıncı (bar)

$V_{Pr,T_r,i}^0$ = Referans sıcaklık ve basınçtaki i'inci bileşenin standart molal hacmini

a_i , b_i ve c_i = Çözeltideki belirlenen türlere özgü düzenlenebilir regresyon katsayılarını

a_j , b_j ve c_j = Çözeltideki belirlenen mineral ve gazlara özgü düzenlenebilir regresyon katsayılarını

Z = Belirlenen sıcaklık ve basınç koşulunda çözücünün Born fonksiyonunu

Z_{Pr,T_r} = Referans sıcaklık ve basınç koşulunda çözücünün Born fonksiyonunu

ψ = 2600 bar basıncı

θ = 228 ^0K sıcaklığı

W_j = Belirlenen sıcaklık ve basınç koşulunda j'inci bileşenin konvansiyonel Born katsayısını

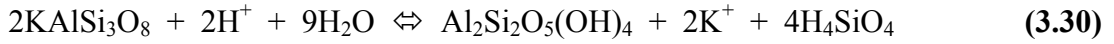
$W_{Pr,T_r,j}$ = Referans sıcaklık ve basınç koşulunda j'inci bileşenin konvansiyonel Born katsayısını

Y_{Pr,T_r} = Referans sıcaklık ve basınç koşulundaki dielektrik sabitini belirtmektedir.

Aşağıda verilen denklem (3.29) kullanılarak verilen bir sıcaklık ve basınç değerindeki herhangi bir tepkimenin denge sabitini hesaplamak mümkündür.

$$\log K_d = (-\Delta G_{P,T,i}^0) / (2.303 R T_i) \quad (3.29)$$

Aktivite diyagramlarını oluştururken, öncelikle kullanılan sisteme uygun mineraller seçilir. Daha sonra, sistemdeki mineral fazları arasındaki (K-feldspat ile kaolinit vb) denge sabiti (K_d) hesaplanır.



K-feldspat

kaolinit

$$K_d = \frac{a_{kao} a_{K^+}^2 a_{H_4SiO_4}^4}{a_{kfel}^2 a_{H^+}^2 a_{H_2O}^9} = \frac{a_{K^+}^2 a_{H_4SiO_4}^4}{a_{H^+}^2} \Rightarrow \log K_d = 4 \log H_4SiO_4 + 2 \log(a_{K^+} / a_{H^+}) \quad (3.31)$$

Yukarıdaki tepkimede, alüminyumun (Al^{+3}) katı (mineral) fazda korunduğu varsayılmıştır. Ancak, alüminyumun tamamı çözeltiden ayrılmadığı için bu durum tam olarak doğru değildir. Tepkime denkleminde çözeltinin içerisinde kalan iyonların K^+ ve H^+ olduğu görülmektedir. Buradan yola çıkarak, $\log a_{H_4SiO_4}$ değeri için Simav jeotermal sularının ortalama silika değeri (-2.59) atanmıştır (çözeltideki toplam silika derişiminin H_4SiO_4 'ün aktivite değerine; mineral fazlarının ve suyun aktivitesinin birim aktivite değerine (1) eşit olduğu varsayılarak) ve böylece, denge sabitini a_{K^+}/a_{H^+} formunda yazmak mümkün olmuştur. Buradan, Na^+ içeren mineraller için sabit olan değerler a_{Na^+}/a_{H^+} oranı olurken, K^+ ve Na^+ içeren mineraller arasındaki tepkimeler için ise a_{K^+}/a_{H^+} ve a_{Na^+}/a_{H^+} oranlarının bir kombinasyonu olacaktır. Bu tepkimeler, belirlenen silisik asidin aktivite değeri ($a_{H_4SiO_4}$), sıcaklık ve basınç koşulları için tepkimedeki katı (mineral) fazları arasındaki faz sınırlarını belirlemektedir. Aşağıda, örnek olarak K-feldspat ile kaolinit mineralleri arasındaki faz sınırları 150 °C, 175 °C ve 200 °C için gösterilmektedir. Ayrıca, tepkime için $\log K_d$ değerleri **EK-B**'de sunulmaktadır.

$$150 \text{ } ^\circ\text{C} \text{ için, } -3.717 = 4 \log a_{H_4SiO_4} + 2 \log(a_{K^+}/a_{H^+}) \Rightarrow -1.859 = 2 \log a_{H_4SiO_4} + \log(a_{K^+}/a_{H^+})$$

$$175 \text{ } ^\circ\text{C} \text{ için, } -3.339 = 4 \log a_{H_4SiO_4} + 2 \log(a_{K^+}/a_{H^+}) \Rightarrow -1.670 = 2 \log a_{H_4SiO_4} + \log(a_{K^+}/a_{H^+})$$

$$200 \text{ } ^\circ\text{C} \text{ için, } -3.003 = 4 \log a_{H_4SiO_4} + 2 \log(a_{K^+}/a_{H^+}) \Rightarrow -1.502 = 2 \log a_{H_4SiO_4} + \log(a_{K^+}/a_{H^+})$$

4. ALTERASYON MİNERALOGİSİ

Bir jeotermal sahanın alterasyon mineralojisi, kimyasal jeotermometrelerin doğru şekilde değerlendirilebilmesi, sahada hangi hidrotermal minerallerin jeotermal akışkanla dengede olduğunun belirlenmesi ve jeotermal sistemin karakteristiğini anlamak (derin ve yüksek sıcaklıklı bir sistemi mi, yoksa sıg ve düşük sıcaklıklı bir sistemi mi belirttiğini vb) açısından çok önemlidir.

4.1 Simav Jeotermal Sahası'nın Alterasyon Mineralojisi

Simav Jeotermal Sahası için, ne yazık ki, kuyulardan alınan herhangi bir sondaj kırıntısı ya da karot örneği bulunmamaktadır. Simav Jeotermal Sahası'nın alterasyon mineralojisi yeterince iyi bilinmemekle beraber bu çalışmada alterasyon mineralojisi değerlendirmeleri için Öktü (1984)'nün çalışmasında rapor edilen ve Kütahya-Simav ve civarından alındığı bildirilen 14 adet kayaç örneğinin mineraloji verilerinden yararlanılmıştır. Bu örneklerin mineralojik araştırması sonucu elde edilen veriler aşağıda sunulmaktadır:

S-1, Konglomera:

Örnek, tane boyu 0.6 mm ile 30 mm arasında değişen başlıca metamorfik kayaç parçaları, boynuztaşı parçaları, daha az miktarda kuvars, feldspat ve çok az miktarda kloritleşmiş biyotit ve opak mineralin mikrokristalin kalsit çimentosu ile bağlanmasından oluşmuştur.

S-2, Kriptokristalin kireçtaşı:

Örnek, tane boyu 0.05 mm ile 0.1 mm arasında değişen kriptokalsit kristallerinden oluşmaktadır. Eser miktarda opak mineral izlenmiştir.

S-3, Olivin bazalt:

Örnek, porfirik yapı göstermekte olup, fenokristal olarak serpantinleşmiş olivin, mikrofeno-kristaller halinde kısmen opaklaşmış ojit kristalinin hamurda ofitik yapı gösteren feldspat mikrolitleri aralarına dağılmış durumdadır.

S-4, Orto gnays:

Örnek, zayıf şisti yapı göstermekte olup, başlıca kataklastik yapıda kuvars, kısmen porfiroblastlar halinde feldspat (ortoklas-albit), az miktarda biyotit, titanit (sfen) ve opak mineral içermektedir.

S-5, Orto gnays:

Örnek, zayıf şisti yapı göstermekte olup, yeşil şist fasiyesinde metamorfizmaya uğramıştır. Başlıca, kataklastik yapı gösteren kuvars, porfiroblastlar halinde ortoklas (kısmen mikroklin halinde), albit, çok iyi yönlenmiş lepidoblastik yapıda biyotit, az miktarda epidot, diyopsit ve titanit (sfen) izlenmiştir.

S-6, Alkali granit:

Örnek, holokristalin hipidimorf taneseli yapıdadır. Başlıca ortoklas (az miktarda mikroklin), kuvars ve daha az zonlu yapı gösteren plajiolit (albit-oligoklas) ve biyotit minerali izlenmiştir. Feldspatlar içinde kuvarslı kurtçuklar halinde bulunduğu mirmekitik yapı görülmüştür.

S-7, Orto gnays:

Örnek, zayıf şisti yapı göstermekte olup, yeşil şist fasiyesinde metamorfizmaya uğramıştır. Başlıca, porfiroblastlar halinde feldspat (ortoklas-albit), kataklastik yapı gösteren kuvars ve lepidoblastik yapıda iyi yönlenmiş az miktarda muskovit izlenmiştir.

S-8, Çört (Tamamen silisleşmiş vitrofirik volkanik kayalık):

Örnek, tamamen silisleşmiş (kriptokuvars ve az miktarda kalsedon şeklinde) olup, ayrıca muhtemelen vitrofir olan fenokristal izleri saptanmıştır.

S-9, Kalsit-kuvars-feldspat-muskovit şisti:

Örnek, belirgin şisti yapı göstermekte olup, başlıca kriptokristalin kalsit, daha az mikro oluşumlar halinde kuvars, feldspat ve iyi yönlenmiş muskovitten oluşmaktadır.

S-10, Traverten oluşumlu kalker:

Örnek, tane boyu 0.04 mm ile 0.16 mm arasında değişen bantlı seviyeler halinde kalsit kristallerinden oluşmaktadır. Ayrıca, kayacın boşluklarında iri ikincil kalsit mineralleşmesi izlenmiştir.

S-11, Orto gnays:

Örnek, S-5 gibidir. Farklı olarak burada epidot ve titanit (sfen) izlenmiştir.

S-12, Serisit-kuvars şist:

Örnek, belirgin şisti yapı göstermekte olup, düzlemsel seviyeler halinde ardalanmalı olarak serisit pulcukları ve kataklastik yapı gösteren bantlar halinde kuvars kristallerinden oluşmaktadır.

S-13, Mikrokrystalin kireçtaşı:

Örnek, tane boyu 0.12 mm ile 0.45 mm arasında değişen, granoblastik yapıda ve basınç ikizlenmesi gösteren kalsit kristallerinden ibarettir.

S-14, Mikrokrystalin dolomitik kireçtaşı:

Örnek, tane boyu 0.12 mm ile 0.45 mm arasında değişen, basınç ikizlenmesi gösteren granoblastik yapıda kalsit kristallerinden ve daha az miktarda kriptokristalin kuvars oluşumlarından ibarettir.

Ayrıca, yukarıdaki kayaç örneklerinden başka yine Kütahya-Simav ve civarından alındığı bildirilen 2 adet örneğin X-ışını kırınım verileri aşağıda sunulmaktadır:

S-E-19:

İllit ve montmorillonit-illit karışık kil saptanmıştır.

S-Ç-8:

Amorf oldukları saptanmıştır.

Bu mineralojik veriler ışığında, Simav Jeotermal Sahası'nda gözlenen başlıca alterasyon mineralleri arasında klorit, albit, titanit (sfen), K-feldspat, epidot, diyopsit, muskovit, serisit, illit ve montmorillonit ön plana çıkmaktadır.

Bu mineraller arasında hidrotermal alterasyon açısından en dikkat çekici mineraller klorit, K-feldspat, illit, montmorillonit, diyopsit, epidot ve titanittir (sfen). Çünkü özellikle epidot, diyopsit ve titanit yüksek sıcaklıklı jeotermal sahalarda gözlenen hidrotermal alterasyon mineralleridir. Titanit (CaTiSiO_5), genellikle 160 °C'den yüksek sıcaklıklı; epidot ($\text{Ca}[\text{Al,Fe}]_3\text{Si}_3\text{O}_{12}\text{OH}$) ise, genellikle 200-250 °C arasındaki yüksek sıcaklıklı jeotermal sahalarda gözlenmektedir. Öte yandan, X-ışını kırınım verilerinden ortaya çıkan kil minerallerinden illit de genellikle 180 °C'den yüksek sıcaklıklı sahalarda gözlenmektedir. Buradan da anlaşılacağı üzere, Simav Jeotermal Sahası alterasyon mineralojisi yönünden dikkatle incelenmesi gereken yüksek sıcaklıklı bir jeotermal sahadır. Bu bilgiler, yapılacak ayrıntılı alterasyon mineralojisi çalışmaları ve diğer araştırmalarla da desteklenmelidir.

5. SU KİMYASI

Bu çalışma kapsamında, Kütahya-Simav Jeotermal Sahası'nın jeokimyasal değerlendirmesi amacıyla geçmiş yıllarda ve değişik zamanlarda sahanın farklı bölgelerinden toplanan termal ve soğuk su örneklerinin çoğu derlenerek kullanılmıştır.

5.1 Su Kimyası Verileri

Su kimyası analiz amaçlı su örnekleri, geçmiş yıllarda Simav Bölgesi'nin Eynal ve Çitgöl-Naşa termal bölgelerinden (Şekil 1.1) sıcak kuyu ve kaynak örnekleri ve sahanın değişik yerlerindeki soğuk su kaynaklarından soğuk su örnekleri olarak toplanmıştır.

Çağlar (1948), Eynal Bölgesi'nden 4, Çitgöl-Naşa Bölgesi'nden ise 2 sıcak su örneği olmak üzere toplam 6 sıcak su örneği; Yıldırım (1983), MTA tarafından delinen kuyulardan kuyu başı örnekleri olarak Eynal'dan 2, Çitgöl-Naşa'dan 2 tane olmak üzere toplam 4 jeotermal kuyu örneği (E-2, E-3, Ç-1, N-1), Eynal'dan 4, Çitgöl-Naşa'dan 5 tane olmak üzere toplam 9 sıcak su örneği ve Eynal'dan 2, Çitgöl-Naşa'dan 2 tane olmak üzere toplam 4 soğuk su örneği; Öktü (1984), Eynal'dan 55, Çitgöl-Naşa'dan 34 tane olmak üzere toplam 89 sıcak su örneği ve Eynal ve Çitgöl-Naşa Bölgeleri'nden toplam 4 soğuk su örneği; Bayram (1999) ise, 1995 ve 1996 yıllarında aynı kaynaklardan Eynal'dan 3, Çitgöl-Naşa'dan 3 tane olmak üzere toplam 6 sıcak su örneği, 1997 yılında ise, 3'ü aynı 3'ü farklı kaynaklardan Eynal'dan 3, Çitgöl-Naşa'dan 2 tane olmak üzere toplam 5 sıcak su örneği ve 1995 ve 1996'da aynı kaynaklardan olmak üzere sahanın değişik bölgelerinden toplam 6 soğuk su örneği toplamışlardır (Tablo 1.1).

5.2 Jeotermal Akışkanların Kimyasal Karakteristikleri

Simav Jeotermal Sahası sularının kimyasal analiz sonuçları Tablo 5.1’de verilmektedir. Simav Bölgesi’ndeki termal suların kimyasal içeriği ile litoloji arasındaki ilişki ise, Tablo 5.2’de sunulmaktadır.

Bölgedeki suların çoğunun pH değeri yaklaşık 7 ile 9 arasında olup, nötre yakın biraz bazik bir karakter sergiler. pH’ın bazik tarafa doğru daha çok kaymasının nedeni, sulardaki hakim anyonun bikarbonat (HCO_3^-) olmasındandır (Tablo 5.1). pH 6-10 arasındaysa, HCO_3^- hakim iyon, daha düşük pH değerlerinde karbonik asit (H_2CO_3) hakim olup, daha alkalın pH değerlerinde karbonat (CO_3^{2-}) hakim iyondur (Nicholson, 1993). Suların toplam çözünmüş katı derişimleri (total dissolved solids – TDS), yaklaşık 1400 ile 2000 mg/l (ortalama 1700 mg/l civarında) arasındadır.

Simav Sahası’ndaki termal su kaynaklarının sıcaklıkları 34 °C ile 96 °C arasında değişmektedir. Kuyular arasında ise, Eynal’ın güneyindeki 2 derin kuyudan biri olan EJ-1, 162.47 °C’lik ölçülen kuyu dibi sıcaklığıyla sahanın en sıcak kuyusudur.

Simav Sahası’nın Tablo 5.1’de listelenen bütün su örnekleri $\text{Cl-SO}_4\text{-HCO}_3$ üçgen diyagramına yerleştirilmiştir (Şekil 5.1). Diyagramda, bütün sular için Türkiye’deki jeotermal sularla paralel biçimde hakim anyon olarak bikarbonat görünmektedir ve suların klor içeriği azdır (< 10%). Termal kaynak suları ve kuyu suları için düşük klor ve yüksek HCO_3^- içeriği, jeotermal akışkanın meteorik kökenli olduğunu belirtir. Yüzeye yakın yoğunlaşmış buhar içeren sulardan etkilenen birkaç sıcak kaynak örneği dışında örneklerin çoğu bikarbonat bölgesine yakın düşmektedir. Diyagramdan açıkça görülmektedir ki, Simav jeotermal suları, sülfat-bikarbonat köşeleri arasında tek bir hat boyunca dizilerek çeşitli seviyelerde sülfürlü yüzey suları ile karbonat içeriği yüksek sığ yeraltı suları tarafından seyrelmeye (dilution) tabi tutulmuştur. Buradan, jeotermal suların benzer sular olduğu, uzun mola süreli olmadıkları ve tek bir kaynaktan geldikleri söylenebilir. Jeotermal sulardaki sülfat derişiminin da yüksek oluşu, düşük pH değerleri üretilmesi ve sıcaklık artışına neden olan bir buhar ısıtma işlemiyle (steam heating process) açıklanabilir. Bu olay, aşağıdaki tepkimeyle gösterilebilir:



Tablo 5.1: Simav Jeotermal Sularının Kimyasal Analiz Değerleri (ppm; +: jeotermal kuyu örneği)

Bölge	Örnek	T, °C	pH	K	Na	Ca	Mg	Br	Li	SiO ₂	HCO ₃	SO ₄	Cl	F	Fe _T	As _T	NH ₄	CO ₂	Kaynak
Eynal	Ey	60	8.2	54	490	5.5	1.3	5.2	0.8	165	518	454	70	18	-	0.2	0.1	5.2	a
	Ey-2	74	8.92	65	530	4.3	1	-	-	190	458	436	69	14	0.1	0.24	0.1	-	
	Ey-3	63	9.25	59	480	2.9	1	4.5	0.8	165	408	494	71	18	0.1	0.9	0.1	0.8	
	Ey-4	96	9.51	61	600	2	1	5.4	1	218	425	483	73	18	<0.1	1.02	0.1	0	
	Ey-6	60	8.15	54	490	5.5	1.3	5.2	0.8	165	518	454	70	18	<0.1	0.2	0.1	5.2	
	E-2+	97	8.7	51	470	6	0	4.3	0.4	50	628	416	72	12	<0.1	0.32	0.66	-	
Çitgöl-Naşa	E-3+	97	7.55	48	500	20	3.4	5.9	0.4	46	860	433	76	13	<0.1	0.2	1.24	-	b
	ÇT-1	77	7.16	37	245	43	3.7	2.5	0	165	494	259	30	4.2	<0.1	0.2	0.1	49	
	ÇT-2	79	7.87	44	355	33	1.8	3.4	0	177	555	340	55	7.7	<0.1	0.02	0.1	11	
	ÇT-3	83	7	44	340	34	5.3	4.2	0	181	573	376	57	7	<0.1	0.09	0.1	92	
	ÇT-5	35	8.16	44	350	82	14	3.5	0.8	44	580	317	50	2.9	<0.1	0.1	0.1	58	
	Nş-1	63.5	6.57	42	395	39	9.6	3.4	0.8	162	604	344	52	5.9	<0.1	0.24	0.1	241	
Eynal	Ç-1+	97	7.2	35	315	49	2.7	3.9	0.2	56	610	300	52	8	<0.1	0.28	0.9	-	b
	N-1+	42	7.6	7	126	56	13	2	0	28	500	82	15	1.1	<0.1	0.06	1.8	-	
	SE-1	86	7.8	38	440	15	0.2	3.8	-	183	671	382	67	13.8	0	0.42	0.72	-	
	SE-4	53	8.9	47	550	9.1	0	4.3	-	-	500	445	76	15.3	0	0.5	0	-	
	SE-7	51	7.8	30	290	50	10	2.7	-	128	574	238	58	6.5	0	0.26	0	-	
	SE-14	77.2	8.8	50	530	1.8	0	4.8	-	123	616	453	76	15.3	0	0.51	0.36	-	
Eynal	SE-16	68	8.2	50	550	3.8	0.3	5	-	123	629	486	85	18	0	0.46	0.93	-	c
	SE-21	50.8	6.6	13	180	9.6	0.8	1.1	-	183	79	264	18	13	0.64	0.34	5.66	-	
	SE-27	84.8	8.5	29	480	3.3	0	4.5	-	115	641	445	79	15.8	0	0.52	0	-	
	SE-29	73.2	8.8	49	540	2.9	0	4.6	-	123	574	467	158	17	0	0.49	0.46	-	
	SE-36	63.5	8.1	43	400	17	0.4	3.8	-	175	685	364	61	12.8	0	0.24	0	-	
	SE-41	82	9.6	35	410	4	0	4.6	-	190	470	427	79	18	0	0.51	0.36	-	
Çitgöl-Naşa	SE-43	52	7.1	41	410	8.7	0.1	4.4	-	175	549	422	70	15.5	0.2	0.52	0	-	c
	SE-47	70	7.8	42	450	17	0.3	4.7	-	150	647	426	76	14.5	0	0.55	0	-	
	SE-48	62	9.8	44	430	5.4	0.2	3.9	-	195	641	366	67	13	0	0.45	0.15	-	
	SE-52	62	7.4	25	460	2.8	0	4.5	-	143	582	423	75	15.8	0.24	0.54	0.36	-	
	ŞÇN-1	34	7.9	7	45	69	20	0.3	-	68	372	27	12	0.46	0	0.09	0	-	
	ŞÇN-2	67	8.2	30	300	59	13	3.1	-	183	622	306	58	5	0	0.49	1.7	-	
Çitgöl-Naşa	ŞÇN-4	38	8.3	37	360	50	9	3.1	-	148	616	309	109	6.8	0	0.36	0	-	c
	ŞÇN-11	61	7.4	38	320	53	9	3.2	-	148	641	294	52	6.8	0	0.32	0	-	

a: Yıldırım (1983); b: Yıldırım (1985); c: Ökür (1984); d: Bayram (1995); e: Bayram (1996); f: Bayram (1997); g: Çağlar (1948)

Tablo 5.1: Simav Jeotermal Sularının Kimyasal Analiz Değerleri (devam)

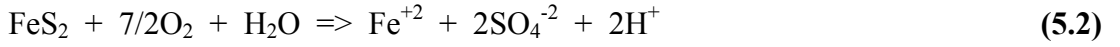
Bölge	Örnek	T, °C	pH	K	Na	Ca	Mg	B _T	Li	SiO ₂	HCO ₃	SO ₄	Cl	F	Fe _T	As _T	NH ₄	CO ₂	Kaynak
Çitigöl-Naşa	ŞÇN-13	59	8.2	31	225	72	16	1.9	-	148	525	280	49	5	0	0.16	0	-	c
	ŞÇN-17	59.9	8.1	36	220	61	11	2	-	115	494	291	21	6	0	0.17	0.93	-	
	ŞÇN-21	75	8.5	35	338	30	3.6	3	-	138	360	390	79	8.5	0	0.27	0.98	-	
	ŞÇN-23	55	7.5	47	390	35	7	4	-	140	622	397	61	8	0	0.31	0	-	
	ŞÇN-25	55.2	7.6	43	460	34	6.3	3.6	-	190	744	404	67	8.5	0	0.37	0	-	
	ŞÇN-30	85.5	7.3	38	360	37	3.9	3.3	-	195	580	366	61	7.3	0	0.45	0.93	-	
Eynal	ŞÇN-32	77.2	7.1	27	240	44	4.1	2.4	-	140	488	220	41	4.4	0	0.26	0.36	-	d
	ŞÇN-33	39	7.1	30	275	79	9.2	3.1	-	140	592	288	55	3.5	0	0.22	0.93	-	
	EY-1	79	8.16	55	300	60	10	-	-	-	1166	314	80	-	0.02	-	-	-	
	EY-2	80	8.7	45	460	40	10	-	-	-	602	319	82	-	0.45	-	-	-	
	EY-3	67.4	8.79	75	450	25	10	-	-	-	499	309	83	-	0.15	-	-	-	
	NAŞA-1	65.4	6.59	30	303	70	15	-	-	-	567	254	60	-	0.21	-	-	-	
Eynal	NAŞA-2	45.4	6.79	30	363	80	15	-	-	-	783	256	66	-	0.05	-	-	-	e
	ÇİTGÖL-2	87.7	9.14	35	360	35	5	-	-	-	403	285	69	-	0.08	-	-	-	
	EY-1	79	8.16	58	300	58	10	-	-	-	556	351	59	-	15.03	-	-	-	
	EY-2	64.3	8.47	43	380	25	7.5	-	-	-	552	378	64	-	0.17	-	-	-	
	EY-3	87	7.35	5	2.3	39	2	-	-	-	126	7.5	2	-	4.97	-	-	-	
	NAŞA-1	56.7	6.13	35	325	60	10	-	-	-	604	325	55	-	0.28	-	-	-	
Eynal	NAŞA-2	50.4	6.62	45	306	73	12.5	-	-	-	670	310	55	-	0.37	-	-	-	f
	ÇİTGÖL-2	88.5	9.68	43	342	30	5	-	-	-	421	352	63	-	3.2	-	-	-	
	EY-1	81.2	7.5	40	510	53	5	-	-	69	745	449	82	-	-	-	-	-	
	EYNAL	96	8.32	40	520	65	7.5	-	-	54	592	530	78	-	-	-	-	-	
	EY-5	90.1	8.77	55	535	128	7.5	-	-	120	446	610	89	-	-	-	-	-	
	ÇİTGÖL-2	70.1	7.86	20	278	54	7	-	-	63	416	324	53	-	-	-	-	-	
Eynal	NAŞA-1	50.5	6.1	25	335	88	9	-	-	41	680	346	57	-	-	-	-	-	g
	EY-Ç	78	7.8	53	482	8	6.8	-	-	60	769	420	71	-	0.12	-	0.15	0	
	EY-G	68	7.3	46	376	31	24.8	-	-	63	706	362	64	-	0.12	-	0.15	53	
	EY-E	66	7.4	46	374	38	15.5	-	-	68	659	382	68	-	0.024	-	-	31	
	EY-K	68	7.4	47	396	20	7.4	-	-	40	667	349	58	-	0.082	-	0.3	22	
	NŞ-Ç	52	7.1	37	282	56	8.5	-	-	34	615	278	46	-	0.182	-	1.75	114	
Çitigöl-Naşa	NŞ-N	43	7.2	34	275	57	17.1	-	-	52	583	303	48	-	0.184	-	0.2	97	

a: Yıldırım (1983); b: Yıldırım (1985); c: Öktü (1984); d: Bayram (1995); e: Bayram (1996); f: Bayram (1997); g: Çağlar (1948)

Tablo 5.2: Simav Bölgesi’ndeki Termal Suların Kimyasal İçeriği ile Litoloji Arasındaki İlişki

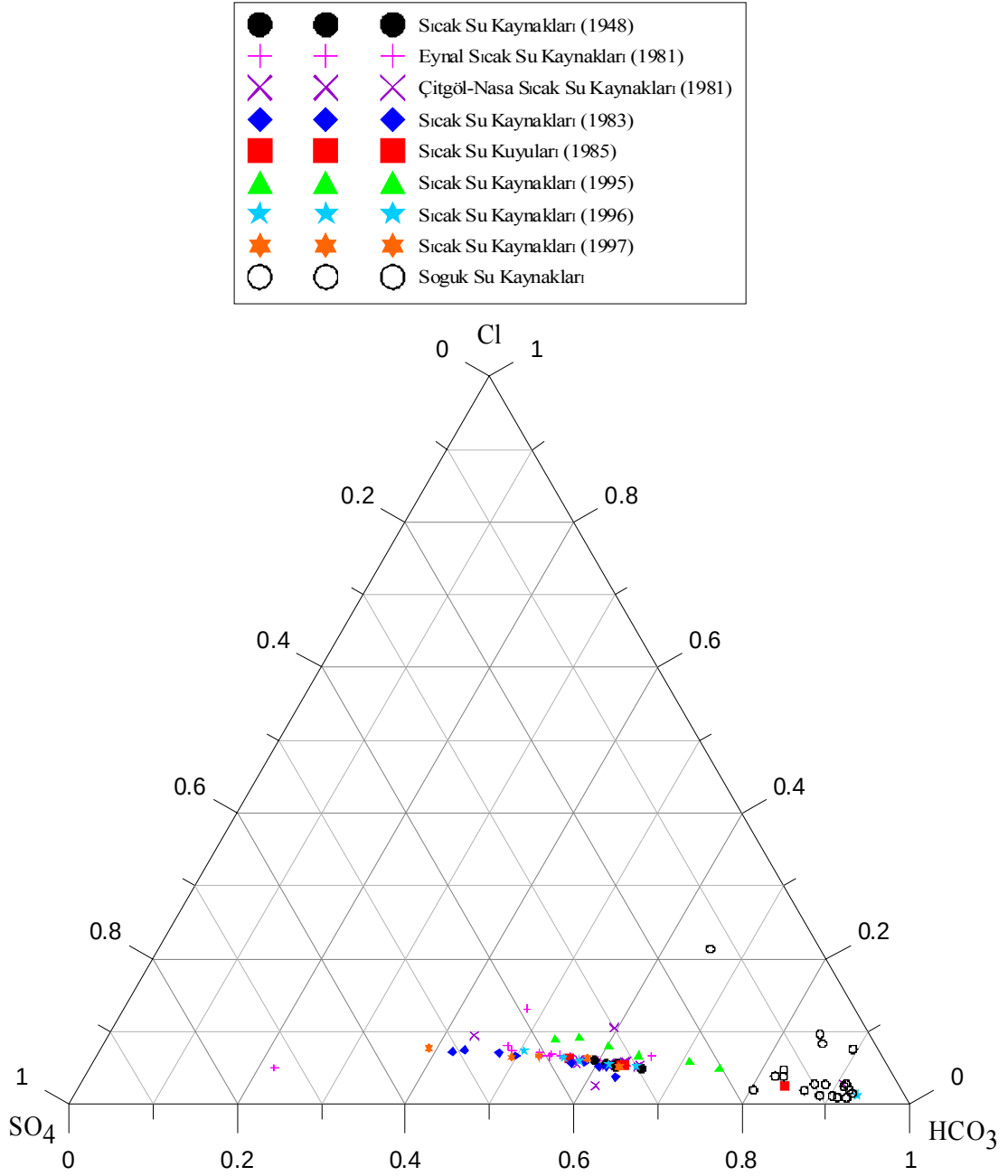
Yaş	Litoloji	Mineraloji	Su Kimyası
Kuvaterner	bazalt	olivin, kuvars	Mg, Fe, SiO ₂
	konglomera	kuvars, feldspat, klorit	F, K, Fe, Mg
Neojen	tüf	kuvars, feldspat, kil	Na, K, SiO ₂ , Al, B
Paleojen	alkali granit	ortoklas, mikroklin, albit, oligoklas, biyotit, kuvars, feldspat	Na, K, SiO ₂ , Ca, Mg, Fe, F
	çört	kuvars, kalsedon	SiO ₂
Mesozoyik	kireçtaşı	dolomit, kalsit	Ca, Mg, HCO ₃
Paleozoyik	mermer	kalsit	Ca, HCO ₃
	şist	kalsit, kuvars, feldspat, muskovit, serisit	Ca, SiO ₂ , HCO ₃ , K, Al, F, Fe
	gnays	kuvars, ortoklas, albit, biyotit, epidot, sfen, diyopsit, mikroklin, muskovit	SiO ₂ , Na, K, Ca, Mg, Al, Li, Fe, Ti

Fakat, suların pH değerlerinin bu görüşü doğrulamadığı görülmektedir. Yüksek sülfat içeriği için başka bir olasılık ise, piritin (FeS₂) oksidasyonu sonucu meydana gelir.

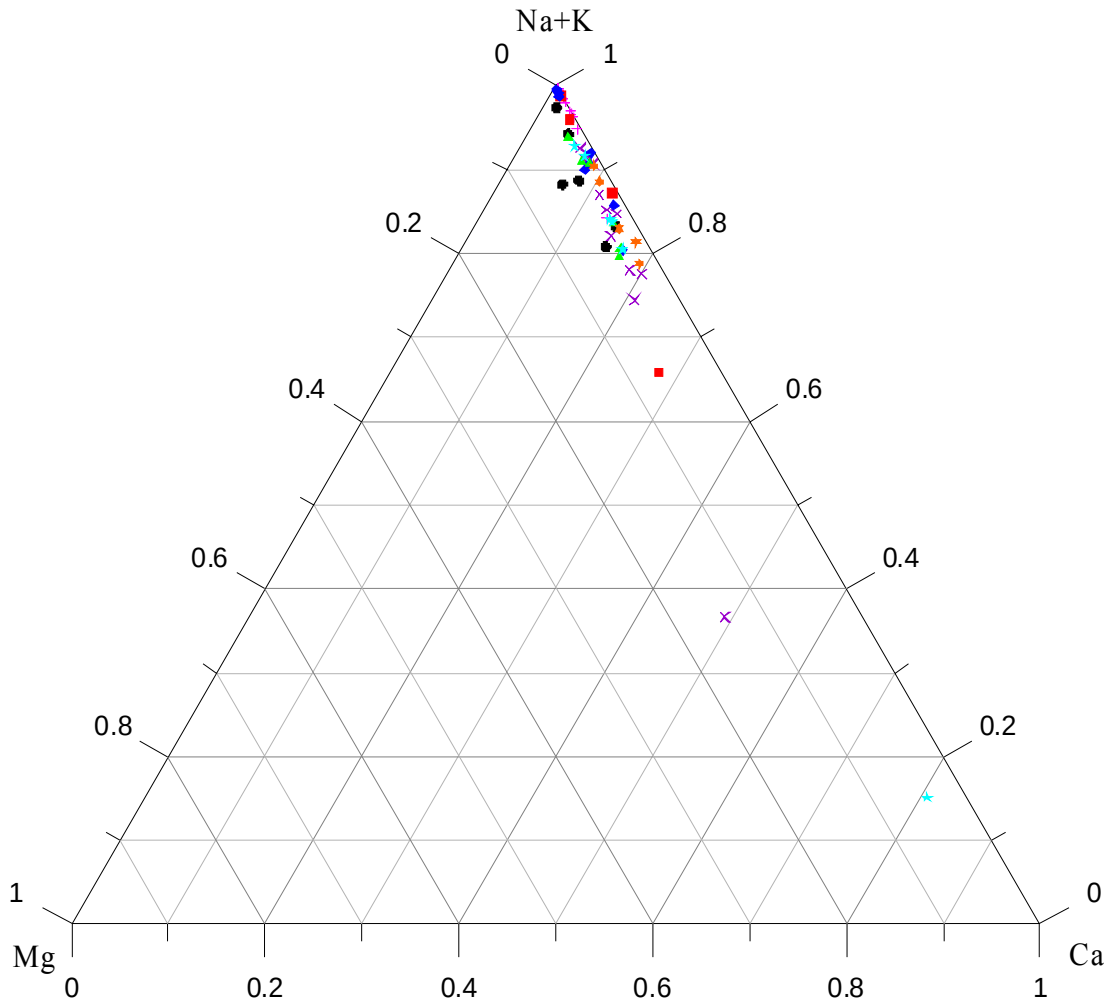
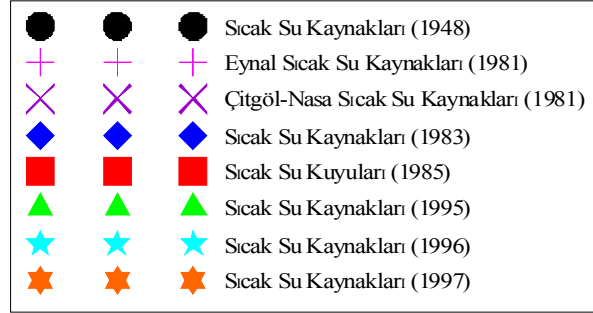


Şekil 5.2’ye bakıldığında, bütün sıcak kaynak suyu ve jeotermal kuyu verilerinin Na+K köşesine yakın olduğu görülmektedir. Na>Ca olduğundan, bu sular yüksek sıcaklıklı jeotermal sular grubuna dahil edilebilir. Örneklerin tam Na+K köşesinde birleşmemesi, sahadaki jeotermal sulara yeraltı sularının etkisini belirtir. Şekil 5.1’deki tek hat şeklindeki dizilim, bu üçgen diyagramda da Na+K köşesiyle Ca köşesi arasında görülmektedir. Sulardaki Ca⁺² içeriğinin Mg⁺²’dan daha fazla olduğu diyagramdan açıkça görülmektedir. Buradan, jeotermal suların kırık zonları boyunca yüzeye çıkışları süresince olasılıkla CaCO₃’ca zengin içerikli formasyonlarla etkileşime uğradıkları düşünülebilir.

Şekil 5.3’de Simav jeotermal sularının SiO₂–SO₄–HCO₃ diyagramındaki dağılımı gösterilmektedir. Bu diyagramda da su örneklerinin yine önceki diyagramlarda olduğu gibi SiO₂ ile SO₄ arasında çizgisel bir hat oluşturması, onların aynı kökenli benzer sular olduğunu ve sülfatlı yüzey sularından etkilendiklerini doğrulamaktadır.



Şekil 5.1: Simav Termal Sularının Cl - SO₄ - HCO₃ Üçgen Diyagramı



Şekil 5.2: Simav Termal Sularının Na+K - Mg - Ca Üçgen Diyagramı

Simav jeotermal sularının görelî Cl, HCO₃ ve B içeriklerini gösteren üçgen diyagram, Şekil 5.4’de görölmektedir. Bu diyagramda, su örneklerinin diğêr üçgen diyagramlarla uyumlu olarak Cl ile HCO₃ arasında aynı hat üzerinde bulunması, onların özğün ve benzer sular olduğünü, tek ve aynı kaynaktan geldiklerini ve kırık zonları boyunca yukarı doğru çıkışları sırasında yeraltındaki diğêr sularla karışma uğradıklarını açıkça göstermektedir.

5.3 Suyun Kaynağı

Bir jeotermal sahanın su kimyası, derin sıcak sularla etkileşim halinde olan kayaçların doğası ve suların kaynağı hakkında fikir verebilmektedir. Bunun için, jeotermal sulardaki iyonların atomik oranlarından (Cl/B, Cl/F, Cl/Cs, Cl/As, Cl/Br vb) faydalanılmaktadır. Burada, atomik iyon oranlarını kullanmakla sularda meydana gelebilecek karışım, seyrelme ve buharlaşma etkilerini en aza indirmek mümkündür. Ayrıca, başka atomik iyon oranları (Na/K, B/Li, Na/SO₄, Na/Ca vb) kullanılarak jeotermal suya yeraltı suyunun seyrelme etkisini, jeotermal sahanın sınırlarını, akış yönlerini, yüzey çıkışlarını, yüksek sıcaklıklı ve geçirgen zonları belirlemek de mümkündür.

Jeotermal sahalarda kayaçların doğası ve suyun kaynağını belirlemek için, yaygın olarak en az tepkimeye girme eğilimine sahip iyon olan Cl kullanılır. Bu çalışmada, Simav Jeotermal Sahası için, Cl/B ve Cl/F atomik iyon oranlarından yararlanılmıştır. Örneğin; Cl/B atomik oranını veren bağıntı aşağıda verilmektedir:

$$Cl / B = \left(\frac{C_{Cl}}{C_B} \right) \times \left(\frac{fw_B}{fw_{Cl}} \right) \quad (5.3)$$

Denklemde,

Cl/B = atomik iyon oranını,

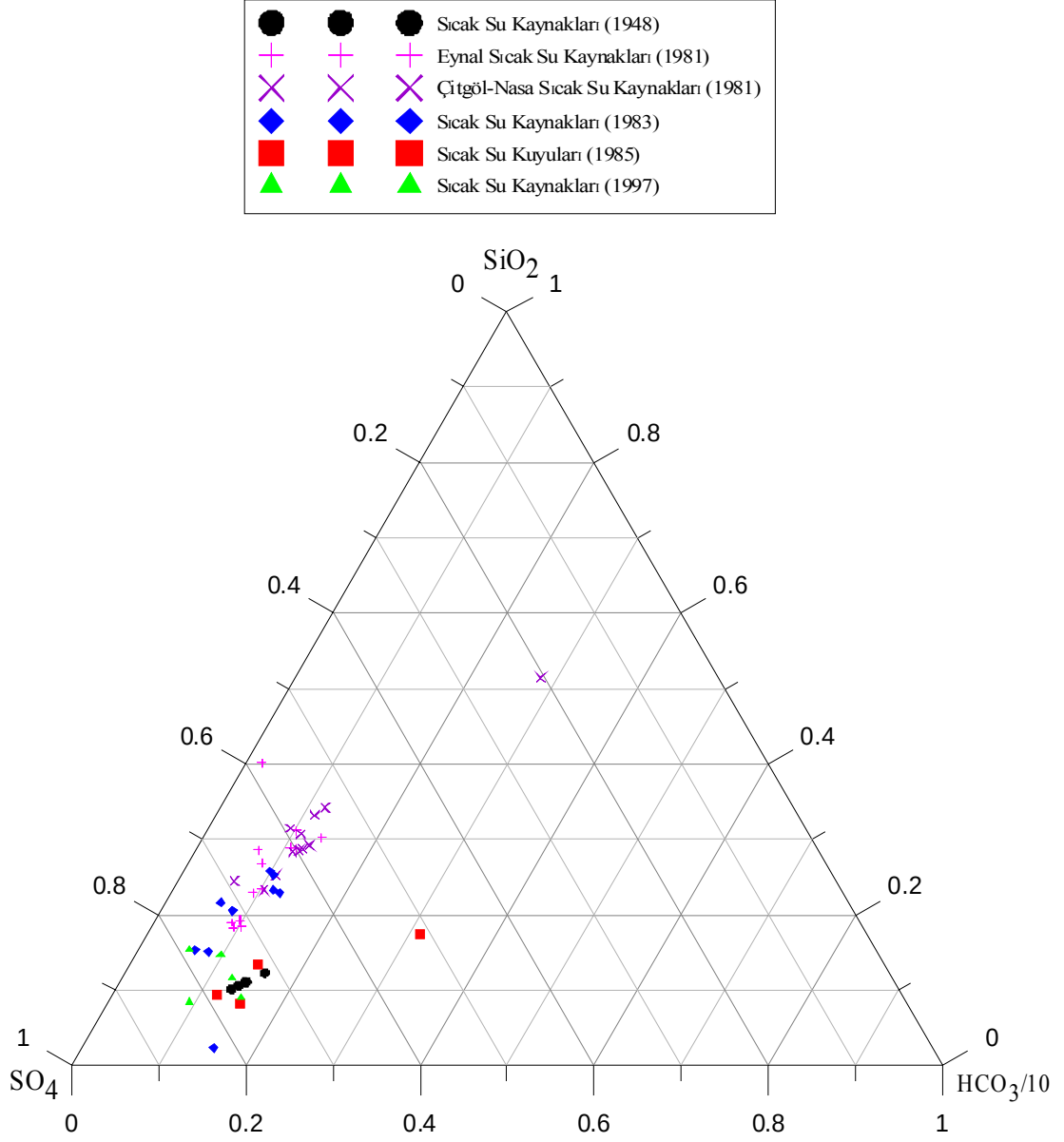
C_{Cl} = sudaki Cl derişimini (ppm)

C_B = sudaki B derişimini (ppm)

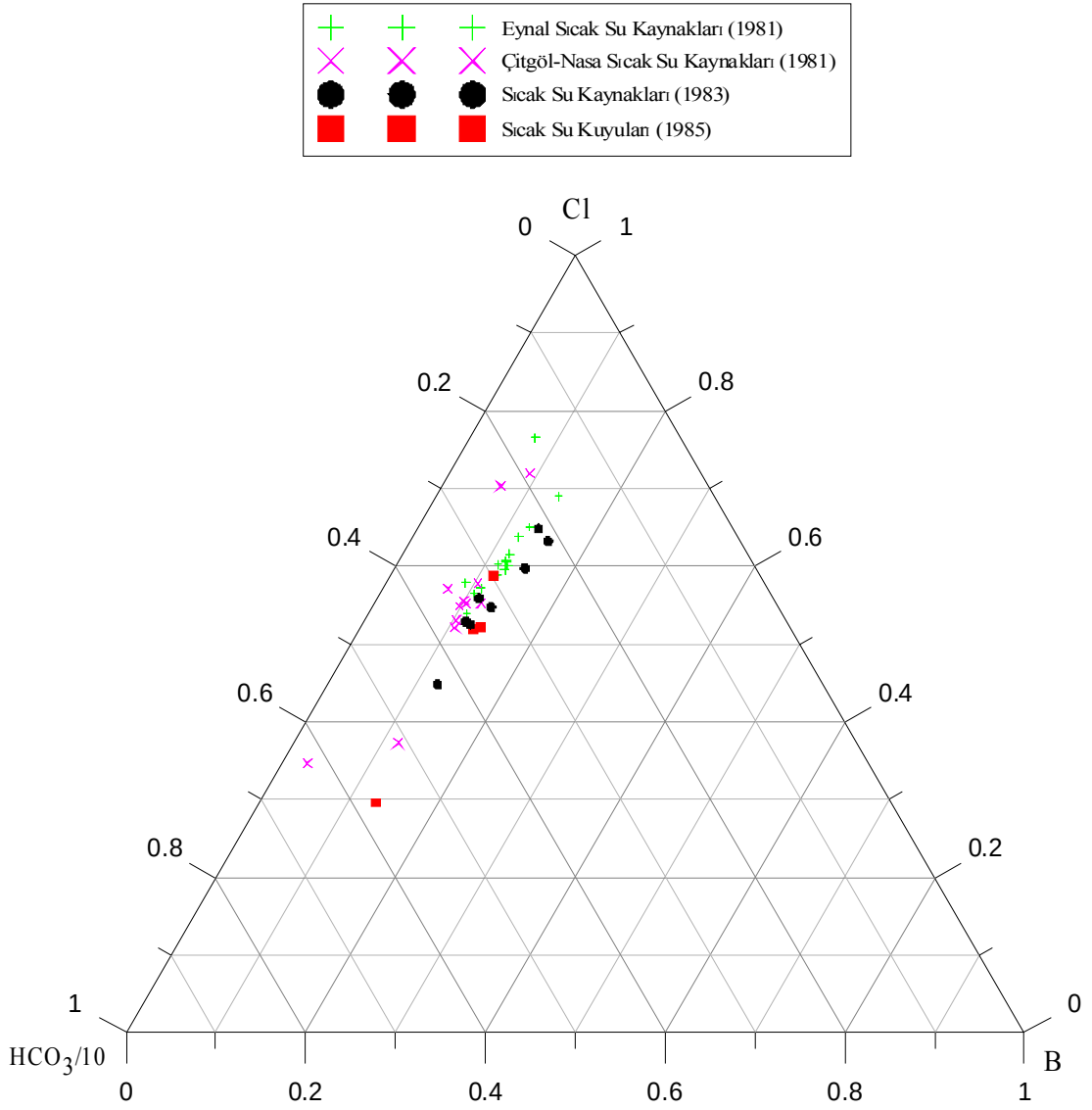
fw_B = B’un atom ağırlığını (g/g-mol)

fw_{Cl} = Cl’un atom ağırlığını (g/g-mol)

simgelemektedir.



Şekil 5.3: Simav Termal Sularının $\text{SiO}_2 - \text{SO}_4 - \text{HCO}_3$ Üçgen Diyagramı



Şekil 5.4: Simav Termal Sularının Cl – HCO₃ – B Üçgen Diyagramı

Tablo 5.3, Simav jeotermal suları için atomik Cl/B ve Cl/F oranlarını göstermektedir. Suların Cl/B oranlarına bakıldığında, oranların genellikle 4-5 arasında değiştiği görülmektedir. Sadece Yıldırım (1985)'a ait N-1 kuyusu için bu oran 2.3 olarak görülmektedir. Çitgöl-Naşa Bölgesi'ndeki özellikle Naşa kaynak ve kuyularının yeraltı sularından çok daha fazla etkilendiği düşünülürse, bu normal bir durumdur. Öktü (1984)'ye ait örneklerden, sadece 3 tanesinde bu oran 6'nın üzerindedir. Jeotermal sular için atomik Cl/B oranının 0.1 ile 5 arasında olmasının, tortul (sedimenter) kayaçların varlığına işaret ettiği düşünüldüğünde (Ellis ve Mahon, 1977), Simav Jeotermal Sistemi için tortul kayaçların suların kimyası üzerinde etkin olduğu söylenebilir. Cl/F oranlarına bakıldığında ise, oranların genellikle 3'den düşük değerler olduğu görülmektedir. Cl/F oranlarının düşük olması, suların yüzeye çıkışları sırasında yeraltı sularından etkilenecek seyreilmeye uğradıkları ya da yüzeye yakın kısmen florca (F) zengin kayaçlardan etkilendikleri şeklinde yorumlanabilir. Ayrıca, suların Cl/B ve Cl/F oranlarının benzer olması, jeotermal suların tek bir kaynaktan geldiğini göstermektedir.

Tablo 5.3: Simav Jeotermal Sularının Atomik Cl / B ve Cl / F Oranları (+: jeotermal kuyu örneği)

Bölge	Örnek	Cl / B	Cl / F
Eynal	Ey	4.1	2.1
	Ey-2	-	2.6
	Ey-3	4.8	2.1
	Ey-4	4.1	2.2
	Ey-6	4.1	2.1
	E-2+	5.1	3.2
	E-3+	3.9	1.8
Çitgöl-Naşa	ÇT-1	3.7	3.8
	ÇT-2	4.9	3.8
	ÇT-3	4.1	4.4
	ÇT-5	4.4	9.2
	NŞ-1	4.7	4.7
	Ç-1+	4.1	2.0
	N-1+	2.3	4.2
Eynal	SE-1	5.4	2.6
	SE-4	5.4	1.5
	SE-7	6.5	2.7
	SE-14	4.8	1.5
	SE-16	5.2	1.4
	SE-21	5.1	1.5
	SE-27	5.4	2.8
	SE-36	4.9	1.5
	SE-41	5.2	1.3
	SE-43	4.9	1.4
	SE-47	4.9	1.6
	SE-48	5.2	1.6
	SE-52	5.1	1.4
Çitgöl-Naşa	SÇN-2	5.7	3.5
	SÇN-11	5.0	2.3
	SÇN-13	7.9	3.0
	SÇN-17	3.2	1.1
	SÇN-21	8.0	2.8
	SÇN-23	4.6	2.3
	SÇN-25	5.7	2.4
	SÇN-30	5.6	2.5
	SÇN-32	5.2	2.8
	SÇN-33	5.4	4.8

6. JEOTERMOMETRELER

6.1 Jeotermometrelerin Kuramı

Jeotermometreler, özellikle henüz üretime geçilmeyen yeni sahalar hakkında bilgi sahibi olmak için kullanılan ve rezervuar akışkanının sıcaklığını tahmin etmek için rezervuardaki akışkan içerisindeki mineral çözünürlüğü ve katyon değişim (exchange) tepkimeleri baz alınarak geliştirilen faydalı ve değerli araçlardır. Ayrıca, rezervuar sıcaklığının tahmini dışında üretimdeki sistemlerin hidrolojisi üzerine de değerlendirme yapma olanağı sağlarlar. Kimyasal jeotermometrelerin sıcaklığın fonksiyonu olan mineral-akışkan dengesi üzerine geçerliliği, beş temel varsayıma bağlıdır (Ellis, 1979; Fournier 1977; Fournier ve diğ., 1974; Truesdell, 1976; White, 1970):

- Jeotermometrede kullanılan elementlerin ya da bileşiklerin derişimi, sadece sıcaklık bağımlı mineral-akışkan tepkimesi tarafından kontrol edilir.
- Oluşacak tepkime için, kayaç-akışkan sisteminde mineraller ve/veya çözünen türler bulunur.
- Tepkime, rezervuarda dengeye ulaşır.
- Akışkan rezervuardan ayrıldıktan sonra, yüzeye yakın tepkimeye girmeden ve tekrar dengeye ulaşmadan yüzeye doğru hızlı bir çıkış vardır.
- Derindeki akışkan herhangi bir karışıma (mixing) ya da seyrelmeye (dilution) uğramaz.

Kimyasal jeotermometreleri silika ve katyon jeotermometreleri olarak 2 ana grupta incelemek mümkündür.

6.1.1 Silika Jeotermometreleri

Silika jeotermometreleri, jeotermal sistemlerdeki akışkanın geldiği akifer sıcaklığına işaret ederek rezervuar sıcaklıklarını tahmin etmek için, sıcaklık fonksiyonlu farklı silika (SiO_2) minerallerinin çözünürlüğüne bağlı olan ve mineral çözünürlüğüne bağlı

jeotermometreler içerisinde en yaygın olarak kullanılan jeotermometrelerdir. Bunun başlıca nedeni, yeryüzündeki çoğu kayaçta silikat minerallerinin varlığıdır.

Silika çeşitli formlarda ya da polimorfları şeklinde bulunabilir (kuvars, kalsedon, kristobalit, opal, amorf silika). Jeotermal akışkanlar içerisindeki silika derişimi, çoğunlukla 700 mg/kg'dan küçüktür ve genellikle de tipik değerleri 100-300 mg/kg arasındadır (Nicholson, 1993). Sıcaklık dışında, silika çözünürlüğüne etki eden başlıca faktörler basınç, pH ve tuzluluktur. 300 °C sıcaklığa kadar çözeltideki tuzluluğun ve basıncın silika minerallerinin çözünürlüğüne olan etkisi ihmal edilebilecek düzeydedir. Ancak, daha yüksek sıcaklıklarda çözünürlük üzerine özellikle basıncın etkisi fazladır. 180 °C'den yüksek sıcaklıklarda, çözeltideki silika derişimini kuvars çözünürlüğü kontrol eder (Fournier, 1985). Kuvarsın çözünürlüğü, 20 °C'den 340 °C'ye doğru sıcaklık arttıkça artar. Kalsedon ise, kuvarstan daha yüksek çözünürlüğü olduğu için, genellikle çözeltide sıcaklık 140 °C'den düşük sıcaklıklarda çözünür. Kuvars jeotermometreleri için, kimyasal jeotermometrelerdeki varsayımlara ek olarak yapılan bir varsayım ise, rezervuardan yüzeye doğru çıkan akışkanın ya kondüktif soğumaya (conductive cooling) uğraması ya da 100 °C sıcaklıkta akışkandan buharın ayrılmasıyla (steam separation) adyabatik soğumanın (adiabatic cooling) meydana gelmesidir.

Silika jeotermometreleri için sıcaklık sınırı 250 °C civarındır. Çünkü, bu sıcaklıktan 340 °C sıcaklığa kadar silika minerallerinin çözünürlük artışı doğrusal değildir. 20 °C ile 250 °C arasında ise, silika minerallerinin çözünürlük artışı doğrusaldır.

Geçmişten bugüne çeşitli kişiler tarafından geliştirilen ve yaygın olarak kullanılan silika jeotermometreleri Tablo 6.1'de gösterilmektedir.

6.1.2 Katyon Jeotermometreleri

Kasyon jeotermometreleri, jeotermal akışkanda çözünen bazı elementlerin iyon değişimine (ion exchange) esasına dayanır. Burada önemli olan parametreler, çözünen maddelerin oranı ve denge sıcaklığı değişimidir. Katyon jeotermometreleri de bu düşünceden yola çıkılarak geliştirilmiştir.

6.1.2.1 Na-K Jeotermometreleri

Yüksek sıcaklıklı jeotermal sistemlerde, tepkime denge sıcaklığının fonksiyonu olarak alkali feldspatlardan olan Na-feldspattaki (albit) Na^+ iyonu ortamda bulunan

K^+ iyonu ile yer deşiştirebilir (ion exchange). Bu tepkime sonucunda, yine bir alkali feldspat olan K-feldspat ve çözeltide serbest halde bulunan Na^+ iyonu ortaya çıkar. Bu olayı açıklayan tepkime aşağıdaki gibidir:



Tablo 6.1: Silika Jeotermometreleri (Sıcaklık [T]: $^{\circ}C$; SiO_2 [S]: mg/kg)

Jeotermometre	Denklem	Kaynak
Kuvars, 25-250 $^{\circ}C$ (adyabatik soğuma)	$T = [1309/(5.19-\log S)] - 273.15$	Fournier, 1977
Kuvars (maksimum buharlaşma @ 100 $^{\circ}C$)	$T = [1522/(5.75-\log S)] - 273.15$	Fournier, 1977
Kuvars, 25-330 $^{\circ}C$	$T = -42.198 + 0.28831S - 3.6686 \times 10^{-4}S^2 + 3.1665 \times 10^{-7}S^3 + 77.034 \times \log S$	Fournier ve Potter, 1982b
Kuvars (adyabatik soğuma)	$T = -53.5 + 0.11236S - 0.5559 \times 10^{-4}S^2 + 0.1772 \times 10^{-7}S^3 + 88.39 \times \log S$	Fournier ve Potter, 1982b
Kuvars, 0-350 $^{\circ}C$	$T = -55.3 + 0.3659S - 5.3954 \times 10^{-4}S^2 + 5.5132 \times 10^{-7}S^3 + 74.36 \times \log S$	Arnorsson, 2000a
Kuvars, 0-350 $^{\circ}C$ (adyabatik soğuma)	$T = -66.9 + 0.1378S - 4.9727 \times 10^{-5}S^2 + 1.0468 \times 10^{-8}S^3 + 87.841 \times \log S$	Arnorsson, 2000b
Kalsedon	$T = [1032/(4.69-\log S)] - 273.15$	Fournier, 1977
Kalsedon	$T = [1112/(4.91-\log S)] - 273.15$	Arnorsson ve diğ., 1983
α - Kristobalit	$T = [1000/(4.78-\log S)] - 273.15$	Fournier, 1977
β - Kristobalit	$T = [781/(4.51-\log S)] - 273.15$	Fournier, 1977
Amorf Silika	$T = [731/(4.52-\log S)] - 273.15$	Fournier, 1977

Na-K jeotermometreleri, denklem (6.1)'deki tepkime baz alınarak geliştirilmiştir. Bu tepkimenin denge sabiti (K) ise řu şekilde yazılabilir:

$$K = \frac{[KAlSi_3O_8][Na^+]}{[NaAlSi_3O_8][K^+]} \quad (6.2)$$

Yukarıdaki eşitlikte köşeli parantezler türlerin aktivite değerlerini belirtmektedir. Bu denklemde jeotermometreler için yapılan minerallerin (katı fazların) aktivitelerinin birim aktivite değerinde olduğu ve çözünmüş iyonların aktivite değerlerinin de derişimlerine eşit olduğu varsayımlarından yararlanarak denklem (6.2) aşağıdaki şekle dönüştürülebilir:

$$K = Na^+ / K^+ \quad (6.3)$$

Yukarıdaki eşitlikte iyonların simgeleri derişimlerini belirtmektedir (ppm, mg/l vb).

Na-K jeotermometresi ve diğer katyon jeotermometreleri, yukarıda da görüldüğü gibi silika jeotermometresinin aksine tek bir türden değil, en az iki iyonun yer aldığı iyon oranlarından faydalanmaktadır. Bu da jeotermal akışkanların diğer sularla karışımından ya da buharlaşma etkilerinden katyon jeotermometrelerinin silika jeotermometrelerine göre daha az etkilendiği anlamına gelir. Ancak unutulmamalıdır ki, silika jeotermometreleri akışkanın geldiği akifer sıcaklığını belirtirken, Na-K jeotermometreleri ise yüksek sıcaklıklı daha derin sistemleri işaret etmektedir.

Na-K jeotermometreleri, genellikle 180-350 °C arasındaki rezervuarlar için iyi sonuçlar verir (Ellis, 1979). Fakat daha düşük sıcaklıklarda, özellikle 120 °C'den düşük sıcaklıklarda, başarısız olur. Bu sıcaklıklarda, Na ve K derişimleri, diğer minerallerden (kil mineralleri vb) etkilenebilir ve sadece feldspat iyon değişim tepkimesi tarafından kontrol edilmez. Bütün Na-K jeotermometreleri, 300 °C sıcaklığın üzerinde benzer sonuçlar verir (Nicholson, 1993). Bu bağlamda, Na-K oranlarından yola çıkılarak geliştirilen jeotermometreler Tablo 6.2'de gösterilmektedir.

Tablo 6.2: Na-K Jeotermometreleri (T: °C; Na ve K: mg/kg; Y: Na/K değerinin logaritması)

Sıcaklık Aralığı	Denklem	Kaynak
> 120 °C	$T = 856 / [\log(Na/K) + 0.857] - 273$	Truesdell, 1976
> 120 °C	$T = 883 / [\log(Na/K) + 0.780] - 273$	Tonani, 1980
25-250 °C	$T = 933 / [\log(Na/K) + 0.993] - 273$	Arnorsson, 1983a
250-350 °C	$T = 1319 / [\log(Na/K) + 1.699] - 273$	Arnorsson, 1983b
> 120 °C	$T = 1217 / [\log(Na/K) + 1.483] - 273$	Fournier, 1979
> 120 °C	$T = 1178 / [\log(Na/K) + 1.470] - 273$	Nivea ve Nivea, 1987
> 120 °C	$T = 1390 / [\log(Na/K) + 1.750] - 273$	Giggenbach, 1988
> 120 °C	$T = 733.6 - 770.551Y + 378.189Y^2 - 95.753Y^3 + 9.544Y^4$	Arnorsson, 1998

6.1.2.2 Na-K-Ca ve Na-K-Ca-Mg Jeotermometreleri

Na-K jeotermometreleri, düşük sıcaklıklı ve kalsiyum (Ca) derişiminin fazla olduğu jeotermal akışkanlar için olması gerekenden yüksek sıcaklıklar gösterir. Bu sorunu giderebilmek için Fournier ve Truesdell (1973) tarafından Na-K-Ca jeotermometresi geliştirilmiştir. Bunu yaparken, üç varsayımda bulunmuşlardır:

- Sistemde aşırı silika mevcuttur.
- Alüminyum (Al), katı fazda (mineral ya da kayaç) korunur.
- Hidroliz tepkimelerine dahil olan protonlar tepkimeler üzerinde dengelidir; pH değişimi yoktur.

Fournier ve Truesdell (1973) tarafından geliştirilen Na-K-Ca jeotermometresinin denklemi ve geçerlilik sınırları Tablo 6.3’de sunulmaktadır.

Na-K-Ca jeotermometresi, 180 °C’den büyük sıcaklıklı jeotermal rezervuarlara uygulandığında güvenilir sonuçlar verir; daha düşük sıcaklıklarda ise gerçekçi olmayan sonuçlar verir. Bu sorunu yaratan başlıca etken ise, çözeltideki karbondioksitin (CO₂) kısmi basıncıdır (Nicholson, 1993). CO₂, kısmi basıncından dolayı çözeltiden ayrılmaya başladığında, çözeltiye diğer iyonların, özellikle magnezyumun (Mg), karışarak iyon değişim tepkimelerine neden olur ve basıncın düşmesiyle kaynama sırasında çözeltiden CO₂’nin kaybı nedeniyle kalsit (CaCO₃) çökelimine (precipitation) neden olur. Jeotermal akışkanlardaki Ca derişimi, genellikle karbonat minerallerinin kontrolünde olduğundan, dolayısıyla karbondioksitin kısmi basıncının sistemdeki Ca derişimini büyük ölçüde etkilediği söylenebilir. Na-K-Ca jeotermometresi, magnezyumca zengin düşük sıcaklıklı jeotermal sistemlere uygulandığında, normalden yüksek sıcaklıklar verecektir. Bu sorunu gidermek için de, Fournier ve Potter (1979), Na-K-Ca jeotermometresine Mg düzeltmesi ekleyerek Na-K-Ca-Mg jeotermometresini geliştirmişlerdir. Fournier ve Potter (1979) tarafından geliştirilen Na-K-Ca-Mg jeotermometresinin düzeltmeleri ve geçerlilik sınırları da Tablo 6.3’de verilmektedir.

6.1.2.3 Na-Li Jeotermometreleri

Li (Lityum) yeryüzünde az bulunan bir elementtir. Bu element, jeotermal akışkanlar içerisine Li içeren mineralleri (lepidolit, biyotit vb) barındıran kayaçlardan (gnays vb) geçer. Li, Na’ya oranla daha çok sıcaklığa bağlı olmasına rağmen jeotermal akışkanın yüzeye doğru çıkışı boyunca akışkandaki Na/Li oranının yaklaşık olarak

değişmediği kabul edilebilir. Bu nokta temel alınarak geliştirilen Na-Li jeotermometreleri, geçerlilik koşullarıyla birlikte Tablo 6.4’de verilmektedir.

Tablo 6.3: Na-K-Ca ve Na-K-Ca-Mg Jeotermometreleri

Na-K-Ca jeotermometresi (Fournier ve Truesdell, 1973)
$T = 1647 / \left[\log\left(\frac{Na}{K}\right) + \beta \left[\log\left(\frac{\sqrt{Ca}}{Na}\right) + 2.06 \right] + 2.47 \right] - 273$ $T < 100 \text{ } ^\circ\text{C} \Rightarrow \beta = 4/3 ; T > 100 \text{ } ^\circ\text{C} \Rightarrow \beta = 1/3$ T: $^\circ\text{C}$; Na, K, Ca: mg/kg
Na-K-Ca-Mg jeotermometresi (Fournier ve Potter, 1979)
- Na-K-Ca jeotermometre sıcaklığı 70 $^\circ\text{C}$’ den küçükse, düzeltme yapılmaz. - Na-K-Ca jeotermometre sıcaklığı 70 $^\circ\text{C}$’ den büyükse, $R = [Mg/(Mg+0.61Ca+0.31K)] \times 1000$ hesaplanır. - $R > 50$ ise, ölçülen sıcaklık alınır; jeotermometre kullanılmaz. - $R = 5-50$ arasında ise, aşağıdaki Mg düzeltmesi yapılır. $\Delta T_{Mg} = 10.664 - 4.7415(\log R) + 325.87(\log R)^2 - 1.032 \times 10^5 (\log R)^2 / T_{NaKCa} - 1.968 \times 10^7 (\log R)^2 / T_{NaKCa}^2 + 1.065 \times 10^7 (\log R)^3 / T_{NaKCa}^2$ - $R < 5$ ise, aşağıdaki Mg düzeltmesi yapılır. $\Delta T_{Mg} = -1.03 + 57.971(\log R) + 145.05(\log R)^2 - 36711(\log R)^2 / T_{NaKCa} - 1.67 \times 10^7 \log R / T_{NaKCa}^2$ - $\Delta T_{Mg} < 1.5$ ise, Mg düzeltmesi yapılmaz. - $T_{Na-K-Ca-Mg} = T_{Na-K-Ca} - \Delta T_{Mg}$

Tablo 6.4: Na-Li Jeotermometreleri (T: $^\circ\text{C}$)

Geçerlilik Koşulu	Denklem	Kaynak
Cl < 0.3 mol Na ve Li, mol	$T = 1000 / [\log(Na/Li) + 0.389] - 273$	Foulliac ve Michard, 1981
Cl > 0.3 mol Na ve Li, mol	$T = 1195 / [\log(Na/Li) + 0.130] - 273$	Foulliac ve Michard, 1981
Na ve Li, ppm	$T = 1590 / [\log(Na/Li) + 0.779] - 273$	Kharaka, Lico ve Law, 1982

6.1.2.4 K-Mg ve Li-Mg Jeotermometreleri

Mg'un yer aldığı iyon değişim tepkimeleri düşük sıcaklıklarda daha hızlı meydana geldiği için, K/Mg ve Li/Mg oranlarının jeotermal akışkanın kaynağa çıkışından önceki son kayaç-akışkan etkileşim koşullarını temsil ettiği söylenebilir (Nicholson, 1993). Sonuç olarak, bu jeotermometrelerin belirttiği sıcaklık, yüzeye yakın düşük sıcaklık koşullarındaki kayaç-akışkan etkileşiminin meydana geldiği sıcaklık olup, 50-300 °C arasındaki rezervuarlara uygulanabilir. Bu düşünceyle geliştirilen K-Mg ve Li-Mg jeotermometreleri, Tablo 6.5'de verilmektedir.

Tablo 6.5: K-Mg ve Li-Mg Jeotermometreleri (T: °C; K, Mg ve Li: ppm)

Jeotermometre	Denklem	Kaynak
K-Mg	$T = 4410 / [14 - \log(K^2 / Mg)] - 273$	Giggenbach, 1988
Li-Mg	$T = 1195 / [\log(Li / \sqrt{Mg}) + 5.47] - 273$	Kharaka ve Mariner, 1989

6.1.2.5 Diğer Katyon Jeotermometreleri

Yukarıdaki katyon jeotermometrelerine ek olarak çeşitli kişiler tarafından özgün durumlar için başka katyon jeotermometreleri de geliştirilmiştir. Bu jeotermometreler arasında, Tonani (1980) tarafından geliştirilen Na-Ca ve K-Ca jeotermometreleri ile özellikle karbonat rezervuarları için Marini ve diğ. (1986) tarafından geliştirilen Ca-Mg ve SO₄-F jeotermometreleri sayılabilir.

6.2 Jeotermometre Uygulamaları

6.2.1 Silika Jeotermometreleri

1981 ve 1983 yılında Eynal ve Çitgöl-Naşa Bölgeleri'nden alınan seçilmiş termal kaynak suyu örneklerine uygulanan silika jeotermometreleri, Tablo 6.6'da sunulmaktadır. 1985 yılına ait kuyu örneklerinin silika derişimleri, olasılıkla örnekleme hatalarından ya da çökelmeden dolayı çok düşük gözüktüklerinden (28-56 ppm) bu değerlendirmede dikkate alınmamıştır. Ayrıca, Fournier (1977)'in α-kristobalit, β-kristobalit ve amorf silika jeotermometreleriyle de sıcaklık hesaplamaları yapılmıştır. Ancak, bu jeotermometrelerle hesaplanan sıcaklıklar, Simav Bölgesi için beklenen rezervuar sıcaklığının çok altında değerler (43-128 °C) gösterdiğinden bu sıcaklıklar da dikkate alınmamış ve Tablo 6.6'da gösterilmemiştir.

Silika jeotermometreleri arasında, Fournier (1977)'in kuvars-maksimum buharlaşma (157-167 °C), Fournier ve Potter (1982)'in kuvars-adyabatik soğuma (159-169 °C) ve Arnorsson (2000)'un kuvars (156-170 °C) jeotermometreleri 157-170 °C'lik sıcaklık aralığı göstererek özellikle sahadaki derin kuyulardan ölçülen kuyu dibi sıcaklıklarına uygun, olası rezervuar sıcaklıklarına işaret etmektedirler. Öte yandan, Fournier (1977)'in kuvars-kondüktif soğuma (166-178 °C), kuvars-adyabatik soğuma (166-178 °C) ve Fournier ve Potter (1982)'in kuvars (166-179 °C) jeotermometreleri 166-179 °C'lik bir sıcaklık aralığı göstererek yukarıdaki sıcaklık aralığının yaklaşık 10 °C üzerinde bir rezervuar sıcaklığı önermektedir. Kalsedon jeotermometrelerine bakıldığında ise, Fournier (1977)'in (143-157 °C) ve Arnorsson ve diğ. (1983)'nin (139-151 °C) kalsedon jeotermometreleri, 139-157 °C'lik bir sıcaklık aralığıyla kuvars jeotermometrelerine oranla daha düşük rezervuar sıcaklıkları önermektedirler. Arnorsson (2000)'un kuvars-adyabatik soğuma jeotermometresi de 148-159 °C'lik bir sıcaklık aralığı göstererek kalsedon jeotermometrelerine yakın sonuçlar verir. Tablo 6.6'daki hesaplanan sıcaklık aralıklarının dışında yer alan tek örnek Ey-4'dür ve yukarıdaki sıcaklık aralıklarının üzerinde sıcaklıklar üretmektedir. Bu örnek, sahadaki en yüksek silika derişimine sahiptir (218 ppm) ve bu oran olasılıkla örnekleme sırasında yapılan bir hatadan kaynaklanmaktadır. Çünkü, diğer örnekler genellikle 160-195 ppm arasında silika derişimlerine sahiptir. Kalsedon jeotermometrelerinin kuvars jeotermometrelerine göre daha düşük sıcaklık vermeleri doğaldır. Çünkü, kuvars kalsedona kıyasla daha yüksek sıcaklıklarda çözünür. 140 °C'in altında kalsedon, 140-180 °C arasında kalsedon ve kuvars, 180 °C'nin üzerinde ise yalnızca kuvars çözeltideki silika çözünürlüğünü kontrol eder.

Sonuç olarak, kalsedon ve kuvars jeotermometrelerinden özellikle kuvars jeotermometrelerinin Simav Bölgesi için ölçülen kuyu dibi sıcaklıkları da dikkate alınarak 160-170 °C civarında uygun rezervuar sıcaklıkları yansıttıkları söylenebilir. Ayrıca, bu bulgular katyon jeotermometreleriyle de kontrol edilmelidir.

6.2.2 Katyon Jeotermometreleri

1983'de Eynal ve Çitgöl-Naşa Bölgeleri'nden alınan seçilmiş termal kaynak suyu örnekleri ve 1985'de delinen kuyulara uygulanan katyon jeotermometreleri, Tablo 6.7'de sunulmaktadır. Neredeyse bütün su örnekleri için, katyon jeotermometreleri kullanılarak hesaplanan rezervuar sıcaklıkları (Na-Li ve K-Mg jeotermometreleri

Tablo 6.6: Simav Termal Kaynak Suları için Silika Jeotermometre Hesaplamaları

^aFournier (1977); ^bFournier ve Potter (1982); ^cArnorsson (2000); ^dArnorsson ve diğ. (1983)

Saha	Örnek	T, °C	Kuvars, kondüktif soğuma ^a	Kuvars, adyabatik soğuma ^a	Kuvars, maksimum buharlaşma ^a	Kuvars ^b	Kuvars, adyabatik soğuma ^b	Kuvars ^c	Kuvars, adyabatik soğuma ^c	Kalsedon ^a	Kalsedon ^d
Eyna1, 1983	Ey-2	74	176	176	165	177	167	168	158	155	149
	Ey-3	63	167	167	158	168	160	158	149	144	140
	Ey-4	96	186	186	173	187	175	178	166	166	159
	Ey-6	60	167	167	158	168	160	158	149	144	140
Eyna1, 1981	SE-1	86	167	167	158	168	160	158	149	144	140
	SE-21	51	172	172	161	172	163	163	153	149	145
	SE-36	63.5	173	173	163	174	165	164	155	151	146
	SE-41	82	166	166	157	166	159	156	148	143	139
	SE-43	52	174	174	163	175	165	165	155	152	147
	SE-48	62	174	174	163	175	165	165	155	152	147
Çitögöl-Naşa, 1983	ÇT-1	77	171	171	161	172	163	162	153	149	144
	ÇT-2	79	176	176	165	177	167	168	158	155	149
	ÇT-3	83	171	171	161	172	163	162	153	149	144
	NŞ-1	63.5	178	178	167	179	169	170	159	157	151
Çitögöl-Naşa, 1981	SÇN-2	67	174	174	163	175	165	165	155	152	147
	SÇN-25	55	176	176	165	177	167	168	158	155	149
	SÇN-30	85.5	178	178	167	179	169	170	159	157	151

hariç), silika jeotermometreleriyle hesaplanan sıcaklıklardan yüksektir. Bunun nedeni ise, silika jeotermometrelerinin kaynağın rezervuar sıcaklığını belirtirken, özellikle Na-K jeotermometrelerinin ise daha derin ve sıcak sistemlere işaret etmesindendir.

Na-K jeotermometreleri arasında, en yüksek sıcaklıkları (237-254 °C), Giggenbach (1988)'ın, en düşük sıcaklıkları (195-217 °C) Truesdell (1976)'in geliştirdiği jeotermometreler vermektedir. Tonani (1980)'nin, Arnorsson (1983b)'un, Fournier (1979)'in ve Giggenbach (1988)'in Na-K jeotermometreleri, diğer jeotermometrelerden daha yüksek ve birbirleriyle benzer sıcaklık aralıkları (220-256 °C) önermektedir. Diğer Na-K jeotermometrelerden Arnorsson (1983a)'un, Nivea ve Nivea (1987)'nin ve Arnorsson (1998)'un jeotermometreleri ise, daha düşük sıcaklık aralıklarına işaret etmektedir (201-226 °C).

Kharaka, Lico ve Law (1982)'in geliştirdiği Na-Li jeotermometresiyle hesaplanan sıcaklıklar, Eynal Bölgesi su örnekleri için kuvars jeotermometreleriyle benzer olarak 173-174 °C değerinde rezervuar sıcaklıklarına işaret etmektedir. Çitgöl-Naşa Bölgesi sularında ise daha yüksek sıcaklıklar (185-192 °C) görülmektedir. Ancak, Simav su kimyası verilerinden hatırlanabileceği gibi Eynal Bölgesi sularının Çitgöl-Naşa Bölgesi'ne oranla daha olgun ve yeraltı sularıyla daha az etkileşime uğradığı ve jeotermal akışkanın yüzeye doğru çıkışı boyunca akışkandaki Na/Li oranının yaklaşık olarak değişmediği düşünüldüğünde, Eynal Bölgesi sularının bu jeotermometreyle yansıttığı rezervuar sıcaklıklarının Simav Jeotermal Sahası için daha geçerli olduğu söylenebilir.

Jeotermal akışkanın yüzeye çıkışından önceki sığ derinliklerdeki sıcaklıklarını yansıtan Giggenbach (1988)'in K-Mg jeotermometresiyle hesaplanan sıcaklıklar, Eynal Bölgesi su örnekleri için kalsedon jeotermometreleriyle benzer olarak 141-152 °C aralığında rezervuar sıcaklıklarına işaret etmektedir. Çitgöl-Naşa Bölgesi suları ise, Eynal Bölgesi sularına kıyasla magnezyumca daha zengin oldukları ve yeraltı sularından daha çok etkilendikleri için, daha düşük sıcaklıklar (99-129 °C) göstermektedir.

Na-K jeotermometreleri, kalsiyum (Ca) derişiminin fazla olduğu jeotermal akışkanlar için olması gerekenden yüksek sıcaklıklar gösterdiğinden, Fournier ve Truesdell (1973) tarafından geliştirilen Na-K-Ca jeotermometresi Eynal Bölgesi su

Tablo 6.7: Simav Termal Kaynak ve Kuyu Suları için Katyon Jeotermometre Hesaplamaları

^aTruesdell (1976); ^bTonani (1980); ^cAmorsson (1983a); ^dAmorsson (1983b); ^eFournier (1979); ^fNivea ve Nivea (1987); ^gGiggenbach (1988); ^hAmorsson (1998); ⁱFournier ve Truesdell (1973); ^jKharaka, Lico ve Law (1982).

Saha	Örnek	T, °C	Na-K ^a	Na-K ^b	Na-K ^c	Na-K ^d	Na-K ^e	Na-K ^f	Na-K ^g	Na-K ^h	Na-K-Ca ⁱ	Na-Li ⁱ	K-Mg ^j
Eynal, 1983	Ey	74	199	235	205	223	225	212	240	210	220	173	141
	Ey-2	63	211	249	217	232	235	222	249	221	231	-	152
	Ey-3	96	211	249	217	232	235	222	249	221	234	174	149
	Ey-4	60	190	225	197	217	218	205	234	203	230	174	150
	Ey-6	86	199	235	205	223	225	212	240	210	220	173	141
	ÇT-1	51	237	278	241	250	255	241	268	242	204	-	113
Çitgöl-Naşa, 1983	ÇT-2	64	212	250	218	233	236	222	250	222	202	-	129
	ÇT-3	82	217	256	223	237	240	226	254	226	204	-	112
	ÇT-5	52	214	252	220	234	237	224	251	223	194	192	99
	Nş-1	62	195	230	201	220	222	209	237	207	194	185	103
	E-2	77	197	233	203	222	224	211	239	209	217	140	-
Eynal, 1985	E-3	79	183	218	191	212	214	200	229	198	199	137	122
Çitgöl-Naşa, 1985	Ç-1	83	199	236	206	224	226	213	241	211	190	127	116

örnekleri için bu sular düşük kalsiyum içeriğine sahip olduklarından Tonani (1980)'nin, Arnorsson (1983b)'un, Fournier (1979)'in ve Giggenbach (1988)'in Na-K jeotermometreleriyle uyumlu olarak 220-234 °C aralığında rezervuar sıcaklıklarına işaret etmektedir. Çitgöl-Naşa Bölgesi suları ise, daha yüksek kalsiyum içeriğine sahip olduğu için, daha düşük sıcaklıklar (194-204 °C) belirtirler.

6.2.3 Jeotermometre Uygulamalarının Değerlendirmesi

Sonuç olarak, kullanılan kimyasal jeotermometreler arasında, silika jeotermometrelerinden kuvars jeotermometreleri 156-179 °C sıcaklık aralığı; katyon jeotermometrelerinden Na-Li jeotermometresi de 173-174 °C sıcaklık değerleriyle Simav Jeotermal Sahası için en uygun rezervuar sıcaklıkları olarak görünmektedir. Kalsedon ve K-Mg jeotermometreleri ise, sırasıyla, 139-157 °C ve 141-152 °C sıcaklık aralıklarıyla yüzeye yakın daha sığ derinliklerdeki sıcaklıklara işaret etmektedirler. Na-K ve Na-K-Ca jeotermometreleri ise, sırasıyla, 220-256 °C ve 220-234 °C sıcaklık aralıklarıyla Simav Jeotermal Sahası için jeoloji ve jeofizik verilerinden de olası görünen halen üretim yapılan rezervuardan daha derinde ve daha sıcak bir sistemin var olabileceğini ortaya koymaktadır.

6.3 Na-K-Mg Üçgen Diyagramı

Na-K-Mg üçgen diyagramı, Giggenbach (1988) tarafından geliştirilen bir diyagramdır. Na-K jeotermometresi, bilindiği gibi yüksek sıcaklıklı derin jeotermal sistemlere işaret ederken, K-Mg jeotermometresi ise, jeotermal akışkanın kaynak çıkışından önceki yüzeye yakın kayaç-akışkan etkileşimini belirten daha düşük sıcaklıkları yansıtmaktadır. Na-K-Mg diyagramı da, bu iki jeotermometrenin grafiksel olarak üçgen diyagram çözümünü sunmaktadır. Bu diyagram sayesinde, bir jeotermal sahadaki kaynak ya da kuyu örneklerinden yararlanarak jeotermal suların kökeni, dengeli sular olup olmadıkları ya da dengeye yaklaşp yaklaşmadıkları ve su örneklerine göre jeotermometre seçimi belirlenebilir.

Bu yaklaşımda, Na-K ve K-Mg jeotermometrelerinin geliştirilmesinde kullanılan tepkimelerdeki katyonların oranları sıcaklığın fonksiyonu olup, diyagramdaki sıcaklık noktalarının belirlenmesi için aşağıdaki jeotermometre eşitliklerinden yararlanılır:

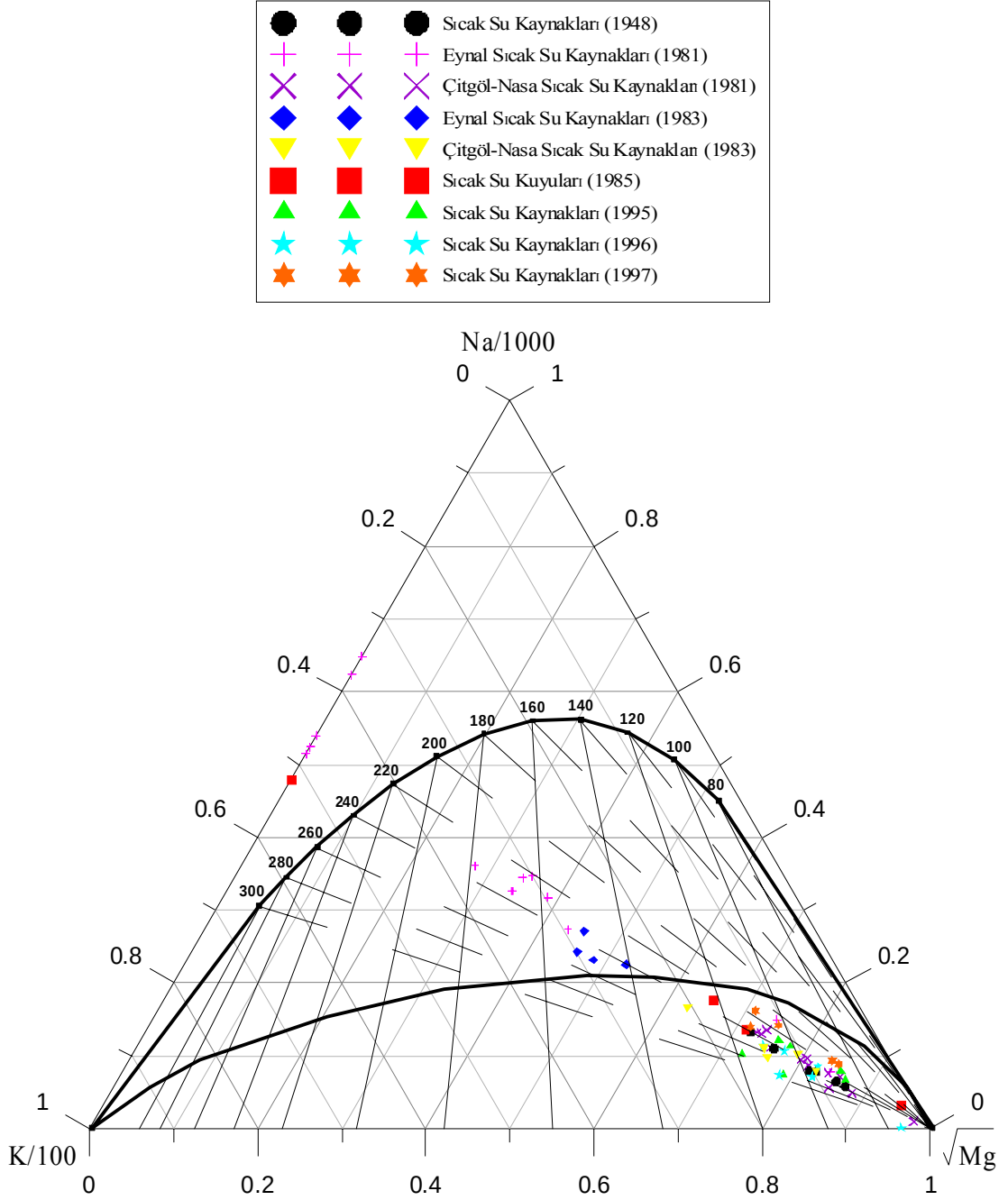
$$t_{kn} = 1390 / [1.75 - \log(C_K/C_{Na})] - 273 \quad (6.4)$$

$$t_{km} = 4410 / [14.0 - \log(C_K^2/C_{Mg})] - 273 \quad (6.5)$$

Yukarıdaki eşitliklerde “C”, katyonların derişimini (ppm) gösterirken, “ t_{kn} ” ve “ t_{km} ” ise, sırasıyla diyagramdaki Na-K ve K-Mg jeotermometre sıcaklıklarını ($^{\circ}\text{C}$) belirtir.

Üçgen diyagramın üst köşesinde Na/1000, sol alt köşesinde K/100 ve sağ alt köşesinde ise $\text{Mg}^{1/2}$ bulunmaktadır. Diyagramın üst kısmındaki tam denge hattı (full equilibrium line) eğrisi tam olarak dengeyi ulaşmış suları karakterize ederken, diyagramın alt kısmındaki eğri ise üstteki kısmi dengeli (partially equilibrated) ya da dengeli, olgun (equilibrated, mature) sular bölgesi ile alttaki olgunlaşmamış (immature) sular bölgesini birbirinden ayırmaktadır.

Bütün Simav jeotermal sularının Na-K-Mg üçgen diyagramındaki değerlendirmesi, Şekil 6.1’de sunulmaktadır. Diyagrama bakıldığında, Simav jeotermal sularının hiçbirisinin bir kayaç-akışkan dengesi belirtmediği, tam dengeye ulaşmadığı görülmektedir. Diyagramdaki çoğu su örneğinin olgunlaşmamış sular bölgesine ve kısmi dengeli sular bölgesi ile olgunlaşmamış sular bölgesini birbirinden ayıran sınıra yakın düştüğü söylenebilir. Bu örneklerin dışında, 1981 ve 1983’de alınan Eynal Bölgesi’ne ait kaynak suyu örneklerinin çoğunun kısmi dengeli sular bölgesine düştüğü açıkça görülmektedir. Buradan, Eynal Bölgesi’ndeki suların Çitgöl-Naşa Bölgesi’ndeki sulara oranla daha olgun, yeraltı sularının neden olduğu proseslerden daha az etkilendiği (karışım, seyrelme vb) ve rezervuar koşullarına daha yakın suları karakterize ettiği düşünülebilir. Ayrıca, bu örneklerin kısmi dengeli ya da dengeli ve olgun sular bölgesine düşmüş olması, bu örneklerle uygulanacak katyon jeotermometrelerinin belli bir ölçüye kadar güvenilir sonuçlar verebileceğini göstermektedir. Diğer yandan, diyagramdaki bütün su örneklerinin dizilimine bakıldığında, Na-K jeotermometresi yaklaşık 230-240 $^{\circ}\text{C}$ civarında dengelenmiş bir rezervuar sıcaklığına işaret etmektedir. Bu sıcaklık, Tonani (1980)’nin, Arnorsson (1983b)’un, Fournier (1979)’in ve Giggenbach (1988)’in Na-K jeotermometrelerinin önerdiği rezervuar sıcaklık aralığı (220-256 $^{\circ}\text{C}$) içerisinde yer almaktadır.



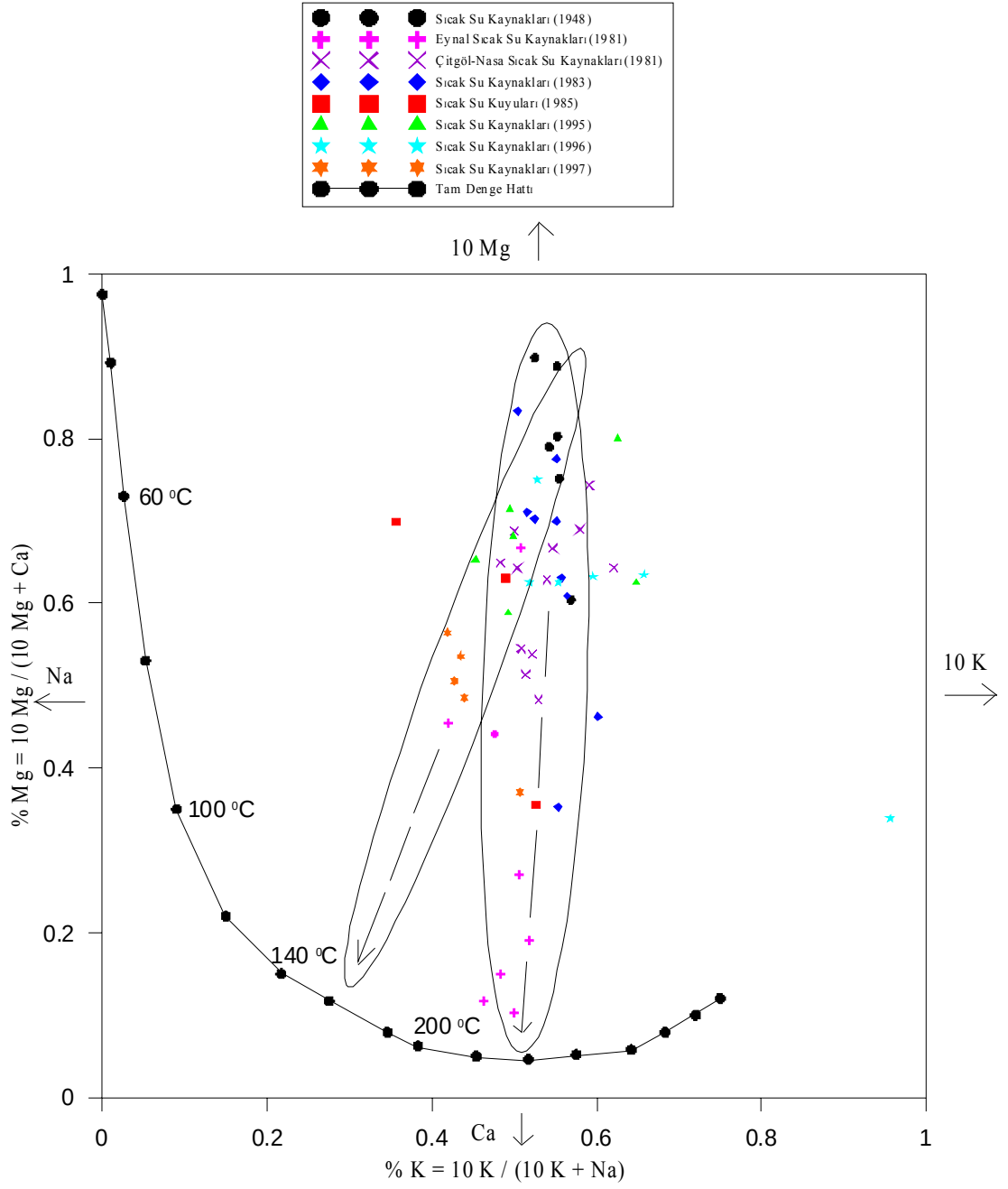
Şekil 6.1: Simav Termal Sularının Na-K-Mg Üçgen Diyagramında Değerlendirmesi

6.4 Na-K-Mg-Ca Diyagramı

Kasyon oranlarından yararlanılarak kayaç-akışkan dengesi ve sıcaklığının başka türlü bir değerlendirmesi ise, Giggenbach (1988) tarafından önerilen Na-K-Mg-Ca diyagramıyla yapılabilir. Şekil 6.2, bütün Simav jeotermal sularının $10K/(10K+Na)$ oranına karşın $10Mg/(10Mg+Ca)$ oranını değerlendiren bir diyagramdır.

Bu model için de Şekil 6.1'deki modele benzer olarak su örnekleri, kayaç-akışkan arasında herhangi bir dengeye erişildiğini belirtmiyor. Ancak, diyagram dikkatle incelendiğinde, yine Şekil 6.1'deki modele benzer olarak kayaç-akışkan dengesini belirten tam denge hattına (full equilibrium line) en yakın su örneklerinin Eynal Bölgesi' ne ait olduğu görülmektedir. Bu da Eynal Bölgesi sularının Çitgöl-Naşa Bölgesi sularına oranla daha olgun ve daha çok rezervuar bağlantılı sular olduğunu doğrulamaktadır. Diyagramın belirttiği başka bir sonuç ise, Simav Bölgesi jeotermal sularının çoğunun tuzluluklarını büyük olasılıkla basit kayaç liçi (leaching) yolu ya da diğer sularla karışım (mixing) yolu ile kazanmış olduğudur. Ayrıca, diyagrama bakıldığında kolaylıkla anlaşılabılır ki, $[10K/(10K+Na)]$ oranındaki değişim (0.4-0.6) $10Mg/(10Mg+Ca)$ oranındaki değişime (0.1-0.9) kıyasla çok daha azdır. Bu durum, sulardaki K/Na oranının sistemdeki çözünme ve çökeltme proseslerinden çok fazla etkilenmediğini göstermektedir. Diğer yandan, sulardaki Mg/Ca oranının geniş bir aralıktaki yayılımı ise, Ca ve Mg kasyonlarını barındıran minerallerin (olasılıkla karbonat mineralleri) sistemdeki çözünme ve çökeltme (dissolution-precipitation) proseslerinden büyük ölçüde etkilendiğini göstermektedir.

Şekil 6.2'deki su örnekleri herhangi bir kayaç-akışkan dengesi belirtmemesine karşın, diyagramdaki su örneklerinin gelişim trendine bakılırsa, 2 farklı eğilim izledikleri gözlemlenmektedir. Çoğu su örneğini kapsayan diyagramın merkez kısmındaki su grubunun eğilimi tam denge eğrisine uzatıldığında, Şekil 6.1'deki modelin de belirttiği rezervuar sıcaklığına (230-240 °C) ve Na-K jeotermometreleriyle hesaplanan sıcaklık aralıklarına paralel olarak yaklaşık 240 °C değerinde şu an üretim yapılan mevcut rezervuardan (yaklaşık 160 °C) daha sıcak ve derinde dengelenmiş bir kaynağa işaret etmektedir. Diğer yandan, daha az su örneğinin bulunduğu ikinci su grubu ise, halen sahadaki en derin ve en sıcak iki kuyu olan EJ-1 (162.47 °C) ve EJ-2 (157.47 °C)'nin belirttiği kuyu dibi sıcaklıklarına ve



Şekil 6.2: Simav Termal Sularının Na-K-Mg-Ca Diyagramında Değerlendirmesi

silika jeotermometreleriyle hesaplanan sıcaklık aralıklarına paralel olarak yaklaşık 160 °C değerinde dengelenmiş bir kaynağa işaret etmektedir.

6.5 Karışım (Mixing) Modelleri

Karışım modelleri, bir jeotermal sahanın gelişim sürecinde ya da keşfedilen yeni bir jeotermal sahanın ısı kapasitesi ve akış yapısını belirlemekte ve sahanın geliştirilmesinde kullanılabilen çok yararlı araçlar olarak değerlendirilebilir. Bu modellerle başta jeotermal suların kimyasal bileşimini kontrol eden fiziksel proseslerin (seyrelme-karışım, kaynama, kondüktif soğuma vb) tanımlanması mümkün olurken, ayrıca jeotermal sistemlerin rezervuar sıcaklıkları için yaklaşımlar yapmak ta mümkündür. Karışım modelleri arasında en yaygın kullanıma sahip iki model, entalpi-silika (Truesdell ve Fournier, 1977) ve entalpi-klorür (Truesdell ve Fournier, 1975; Fournier, 1977) modelleridir. Ayrıca bu modellerden başka, örneklerin karbonat derişimine bağlı modeller (karbonat-silika, karbonat-klorür vb) de kullanılmaktadır. Simav jeotermal sularının değerlendirmesinde entalpi-silika ve entalpi-klorür karışım modellerinden yararlanılmıştır.

İki karışım modelindeki kaynak, kaynama ve rezervuar sıcaklıklarına karşılık gelen entalpi değerleri Keenan ve diğ. (1969)'deki su için doymuş buhar ve sıcaklıkları içeren termodinamik verilerin bulunduğu buhar tablolarından alınmıştır.

6.5.1 Entalpi-Silika Karışım Modeli

Entalpi-silika karışım modeli, Truesdell ve Fournier (1977) tarafından geliştirilen ve karışıma ya da seyrelmeye uğramış jeotermal suların rezervuar sıcaklıklarını ve rezervuar koşullarındaki silika derişimlerini tahmin etmek için kullanılan yararlı bir tekniktir. Fournier ve Truesdell (1974) ile Truesdell ve Fournier (1977), modelin ısı ve silika dengesine bağlı olduğunu belirterek uygun şekilde uygulanabilmesini 3 temel varsayıma bağlamışlardır:

- Karışımından sonra herhangi bir ısı kaybı yoktur.
- Rezervuar akışkanının silika içeriğini kuvars çözünürlüğü kontrol eder.
- Rezervuar akışkanı rezervuardan ayrıldıktan sonra, karışımından önce ya da sonra silika çökmesi ya da çözünürlüğü yoktur.

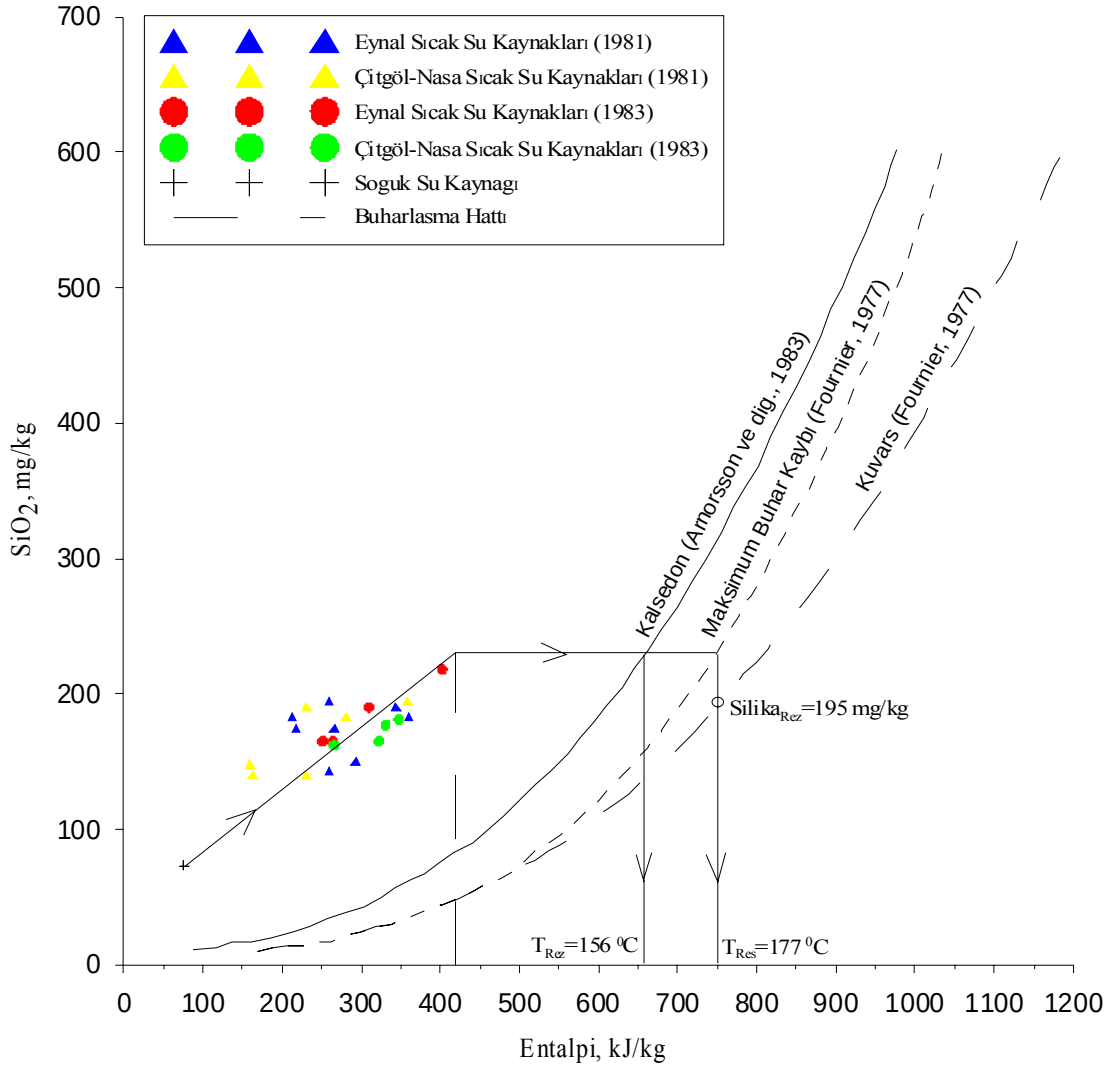
Model, 275 °C sıcaklıklı jeotermal sistemlere kadar uygun şekilde çalışırken, bunun üzerindeki çok yüksek entalpili sistemlerdeki jeotermal akışkanlarda kuvars çökeli

oldukça hızlı bir şekilde gerçekleştiğinden yukarıda yapılan üçüncü varsayım geçerli olmaz ve hatalı sıcaklık hesaplamalarına neden olabilir. Bunun yanında, modelin başarılı olabilmesi ve hataların en aza indirgenmesi için, silika veri kalitesinin ve örnek seçiminin mümkün olduğunca iyi olması gerekir.

Diyagramdaki çözünürlük eğrilerini çizmek için silika minerallerinden kalsedona ait termodinamik veriler Arnorsson ve diğ. (1983)'den, kuvarsa ait termodinamik veriler ise Fournier (1977)'den alınmıştır. Bu diyagramın çiziminde karışımdan önce buhar ve ısı kaybının olduğu varsayılmıştır. Bu varsayıma uygun olarak, Simav jeotermal sularından 1981 ve 1983 yılına ait seçilmiş sıcak su kaynağı örnekleri, 1983 yılına ait yerel bir soğuk su örneğiyle birlikte Şekil 6.2'de görülen diyagrama silika derişimlerine (mg/kg) karşılık entalpi değerlerine (kJ/kg) bağlı olarak yerleştirilmiştir. Sıcak su kaynakları tam olarak aynı hat üzerinde bulunmamalarına rağmen, soğuk su noktasından sıcak su kaynaklarının çoğunun bulunduğu bölgeyi ortalamayan bir doğru geçirilir. Bu doğru, kaynamanın oluştuğu varsayılan 100 °C (419 kJ/kg) düşey buharlaşma hattıyla kesiştirilir. Daha sonra, bu kesişim noktasından entalpi eksenine paralel olarak sırasıyla kalsedon ve kuvars çözünürlük eğrilerini (maksimum buhar kaybı eğrisi) kesen bir doğru çizilir. Simav jeotermal suları için silika jeotermometreleriyle hesaplanan sıcaklık aralıklarına benzer olarak bu doğrunun kalsedon çözünürlük eğrisini kestiği nokta 156 °C (658 kJ/kg) değerinde bir rezervuar sıcaklığı önerirken, kuvars çözünürlük eğrisini kestiği nokta ise 177 °C (750 kJ/kg) değerinde bir rezervuar sıcaklığı önermektedir. Son olarak doğrunun maksimum buhar kaybının olduğu kuvars çözünürlük eğrisini kestiği noktadan buhar kaybının olmadığı kuvars çözünürlük eğrisine düşey bir doğruyla inildiğinde, eğriyi kesen nokta Simav jeotermal suları için 195 mg/kg'lık bir rezervuar silika derişimi önermektedir. Ayrıca, her bir sıcak su kaynağı için buhar kaybından sonraki kaynaktaki sıcak su oranını belirten jeotermal suyun mol kesri (fraksiyon), soğuk su noktasıyla buharlaşma doğrusu arasında çizilen doğruda, soğuk suyun kaynağa olan uzaklığının soğuk suyun buhar noktasına olan uzaklığına oranından bulunabilir. Simav jeotermal suları için, orijinal rezervuar akışkanındaki karışımdan önce kaybolan buharın ağırlıkça fraksiyonu (X_s) ise, aşağıdaki bağıntıyla 0.16 olarak hesaplanmıştır:

$$X_s = 1 - \frac{SiO_2 @ P_s}{SiO_2 @ P_T} \quad (6.6)$$

$$X_s = 1 - \frac{195}{231} \Rightarrow X_s = 0.16$$

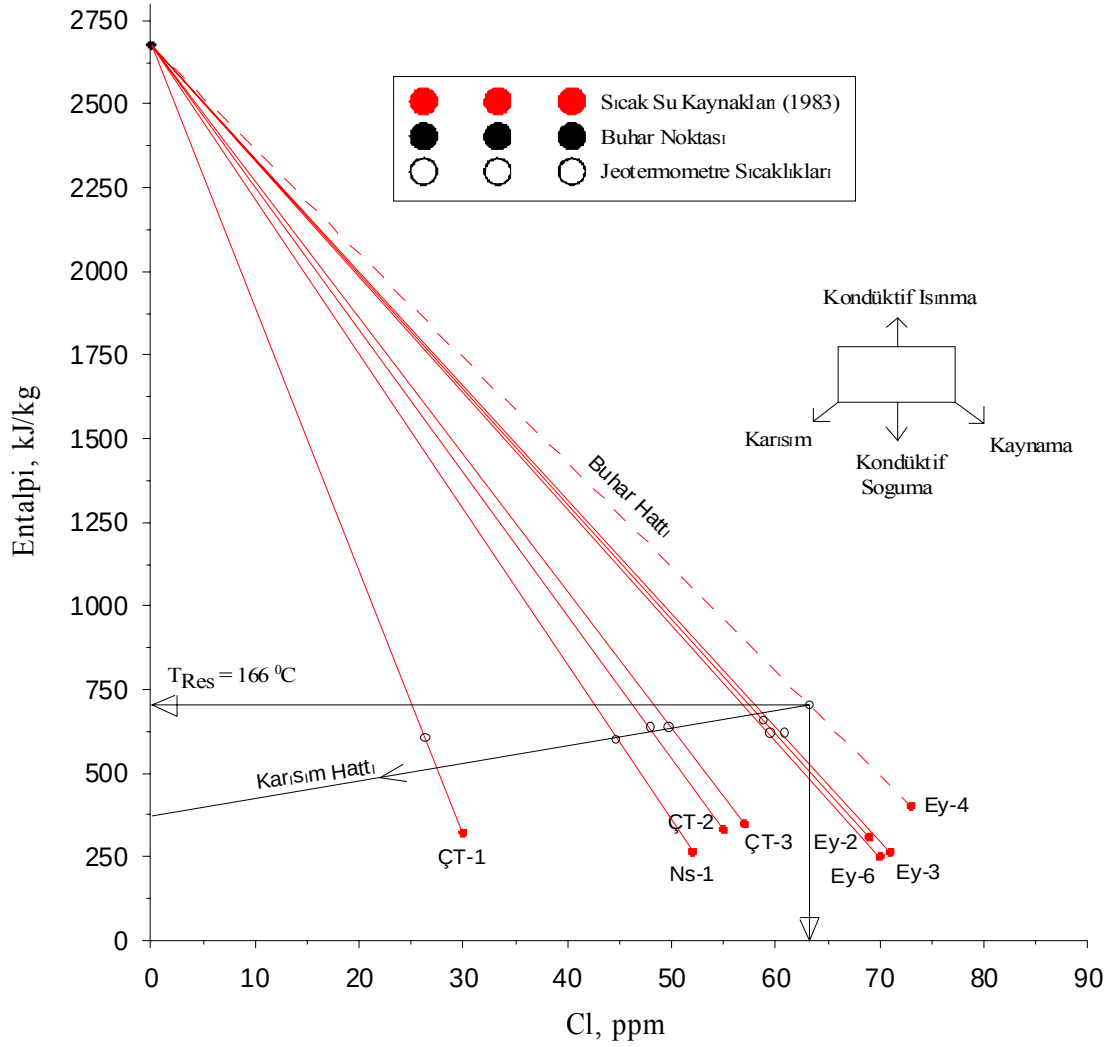


Şekil 6.3: Simav Termal Suları için Entalpi-Silika Diyagramı

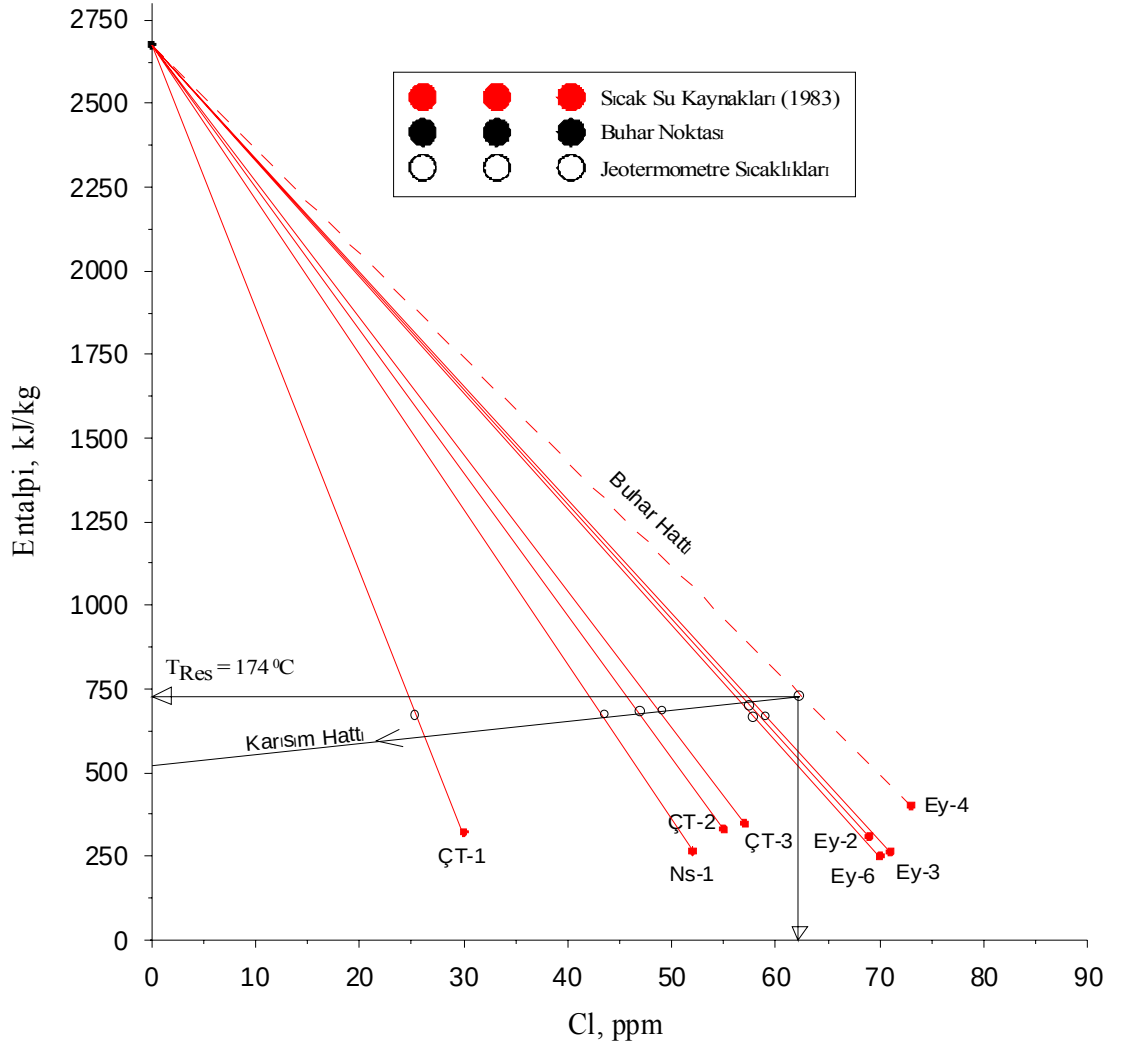
6.5.2 Entalpi-Klorür Karışım Modeli

Truesdell ve Fournier (1975) ile Fournier (1977) tarafından geliştirilen entalpi-klorür karışım modeli, özellikle bir jeotermal sahanın hidrolojik özelliklerini ve yeraltındaki rezervuarla yüzey arasındaki fiziksel prosesleri (kaynama, seyrelme-karışım, kondüktif soğuma vb) yorumlamakta kullanılan çok önemli ve etkili bir karışım modeli tekniğidir. Bu modelde, klorür derişimlerinin kullanılmasının başlıca nedeni, Cl iyonunun diğer iyonlarla en az tepkimeye girme eğilimine sahip iyon olması, örnekleme sırasındaki hata oranının diğer iyonlara oranla düşük olması ve ilk kayaç çözünme ürünlerinden biri olmasıdır. Dolayısıyla, en çok Cl derişimi olan örneğin rezervuar koşullarına yakın olduğu düşünülerek diğer örneklerle karşılaştırılması ve suların uğradığı fiziksel prosesler hakkında yorum yapılması kolaylaşır. Ayrıca bu modelle, bir jeotermal sahadaki kaynaklarla kuyular arasındaki ilişkiler ve etkileşimleri anlayabilmek ve rezervuar akışkan sıcaklığıyla tuzluluğu hakkında yaklaşımlar yapılması da olasıdır. Bu sayede model, kuyu verileri, diğer karışım modelleri ya da jeotermometrelerle yapılan sıcaklık hesaplamalarına bir alternatif olarak sunulabilir ve onlarla karşılaştırma yapma olanağı sağlayabilir.

Simav jeotermal suları için entalpi-klorür diyagramları Şekil 6.4 ve Şekil 6.5’de görülmektedir. Modelin içerdği diyagramın yatay eksenini klorür derişimlerini (30-73 ppm), düşey eksenini ise suların entalpi değerlerini (251.1-402.2 kJ/kg) temsil etmektedir. Simav Bölgesi için model uygulanırken, 1983 yılında alınan sıcak su kaynağı örnekleri kullanılmıştır. Diğer kuyu ve kaynak örneklerinin silika ölçümleri olasılıkla seyrelme, çökelme ya da yapılan örnekleme hatalarından dolayı normalin çok altında değerler gösterdiğinden bu modelde dikkate alınmamıştır. Öncelikle, su örnekleri klorür derişimlerine karşılık buhar tablolarından elde edilen doymuş suyun entalpi değerleriyle (kaynak sıcaklıklarından) diyagrama yerleştirilmiştir. Diyagrama ilk bakıldığında hemen anlaşılabilir ki, Eynal Bölgesi suları (69-73 ppm) Çitgöl-Naşa Bölgesi (30-57 ppm) sularına oranla daha yüksek Cl derişimlerine sahiptir. Bu da önceki modellerde de belirtildiği gibi Eynal sularının Çitgöl-Naşa sularından daha olgun sular olduğunu kanıtlayan bir başka veridir. Entalpi eksenine doymuş suyun buhar noktasının (steam point) 2676 kJ/kg olduğu kabul edilerek işaretlenir. Suyun buharlaşma entalpisi, 150-300 °C arasında çok fazla değişmediğinden bu kabulü yapmakla oluşacak hata ihmal edilebilir düzeydedir. Diyagrama yerleştirilen örneklerin her biri, bir doğruyla entalpi eksenindeki suyun buhar noktasıyla



Şekil 6.4: Simav Termal Sularının Enthalpi-Klorür Diyagramı (Kalsedon)



Şekil 6.5: Simav Termal sularının Entalpi-Klorür Diyagramı (Adyabatik Soğuma)

birleştirilir. Simav jeotermal sularının Cl derişimleri düşük olmasına rağmen, modelde örneklerin birbirlerine göre konumları değerlendirildiğinden bu durum değerlendirmede herhangi bir sorun yaratmaz. Çizilen doğrulardan en sağda kalan doğrudaki örnek, en çok Cl derişimine sahip olan örnek (Ey-4) olup, dolayısıyla rezervuar koşullarına yakın ve en az karışım ya da seyrelmeye uğradığı düşünülebilir. Eynal Bölgesi'ne ait Ey-4 örneği, diyagramda hem en yüksek Cl derişimine (73 ppm) hem de kaynama hattına (boiling line) çok yakın (419 kJ/kg ya da 100 °C) en yüksek kaynak entalpisine (402.2 kJ/kg ya da 96 °C) sahiptir.

Entalpi-klorür diyagramının oluşturulmasında, genellikle silika jeotermometreleriyle hesaplanan sıcaklıklar kullanılır. Simav jeotermal suları için de oluşturulan iki ayrı diyagramda (Şekil 6.4 ve Şekil 6.5), kalsedon ve kuvars (adyabatik soğuma) jeotermometrelerinden yararlanılmıştır. Bunu yaparken, her bir su örneğinin silika derişimleri kullanılarak hesaplanan silika jeotermometre sıcaklıkları (entalpileri), her bir örnekten buhar noktasına birleştirilen doğrular üzerine işaretlenir. En sağdaki örneği (Ey-4) buhar noktasına birleştiren doğruya buhar hattı (steam line) denir ve rezervuar akışkanının bu doğru üzerinde olduğu kabul edilerek buhar noktasından Ey-4'e doğru kaynama (boiling) prosesinin gerçekleştiği düşünülür. Doğrular üzerine işaretlenen jeotermometre sıcaklıklarının çoğunu kesen bir doğru çizilir. Çizilen doğrunun buhar hattını kestiği nokta, orijinal rezervuar akışkanını temsil eden noktadır. Bu noktanın iki eksene izdüşümü alındığında, orijinal rezervuar akışkanı için sırasıyla, kalsedon jeotermometresi kullanılarak hazırlanan diyagram 166 °C'lik bir rezervuar sıcaklığı ve 63 ppm'lik bir Cl tuzluluğu; kuvars (adyabatik soğuma) jeotermometresi kullanılarak hazırlanan diyagram ise 174 °C'lik bir rezervuar sıcaklığı ve 62 ppm'lik bir Cl tuzluluğu göstermektedir. Orijinal rezervuar akışkanının Cl tuzluluğunun (62-63 ppm) Eynal Bölgesi su örneklerinin Cl tuzluluğundan (69-73 ppm) düşük olması, rezervuar akışkanının buhar hattı üzerinde kaynama (buharlaşıma) prosesine uğraması ve akışkanda oluşan buhar kaybı nedeniyle Cl içeriğinin sıvı fazda kalarak kaynaklarda rezervuardan daha yüksek derişime ulaşmasıyla açıklanabilir. Rezervuar sıcaklıkları, diğer modeller ve silika jeotermometreleriyle uyumluluk göstermektedir.

Diyagram dikkatle incelendiğinde, orijinal rezervuar akışkanı noktasının tam altına düşen hiçbir su örneği olmadığı görülür. Buradan, bölgedeki suların hiçbirisinin kondüktif soğumaya (ısı kaybına uğrayan, ancak tuzluluğu değişmeyen sular)

uğramadıkları, yani direk rezervuar bağlantılı sular olmadıkları açıktır. Orijinal rezervuar akışkanı noktasından entalpi eksenini kesen doğru, karışım hattı (mixing line) olarak adlandırılır ve eksene gidildikçe rezervuar akışkanının yeraltı suları tarafından uğradığı seyrelmeyi belirtir. Karışım hattına bakıldığında, Ey-2, ÇT-2, ÇT-3 ve Nş-1 kaynaklarının direk olarak karışım ya da seyrelme sonucu oluşan kaynaklar olduğu görülür. Ey-3 ve Ey-6 kaynakları için, önce bir miktar seyrelmeye uğradıkları, daha sonra ise bir kaynama sürecine geçtikleri düşünülebilir. Ayrıca, kaynakların jeotermometre sıcaklık noktalarından karışım hattı boyunca entalpi eksenine olan uzaklıklarının karışım hattının uzunluğuna oranı kaynakların sıcak su fraksiyonunu verir. Bu sayede, kaynakların ne kadar seyrelmeye uğradıkları belirlenebilir.

Sonuç olarak, entalpi-klorür karışım modeli, Çitgöl-Naşa sularının Eynal sularına oranla çok daha yüksek oranda yeraltı proseslerine (özellikle karışım-seyrelme) maruz kaldığını belirtmektedir.

7. İZOTOP KİMYASI

Bir jeotermal sahanın izotop kimyası, jeotermal akışkanların kökeni, yaşı ve mola süresi, beslenme yönü, suların uğradığı fiziksel prosesler, kayaç-akışkan etkileşimi ve rezervuar hakkında bilgiler vermektedir.

Doğal olarak bozunmayan stabil izotoplardan jeotermal araştırmalarda en çok kullanılanlar, hidrojen izotopları (^1H , ^2H ya da D-döteryum), karbon izotopları (^{12}C ve ^{13}C), oksijen izotopları (^{16}O ve ^{18}O) ve sülfür izotoplarıdır (^{32}S ve ^{34}S).

Radyoaktif izotoplar ise, α , β ve γ partiküllerinin yayınımla bozunurlar ve jeotermal araştırmalarda daha çok jeotermal akışkanın yaşı ve mola süresini (dating and residence time) belirlemede ve izleyici (tracer) testlerinde kullanılırlar. Radyoaktif izotoplar arasında, jeotermal çalışmalarda en çok kullanılanlar ise hidrojen izotoplarından ^3H (T-trityum), iyot izotoplarından ^{131}I ve radon izotoplarından ^{222}Rn 'dir.

Jeotermal araştırmalardaki izotoplar, genellikle izotop oranları şeklinde ifade edilir. İzotop oranı belirlenirken, izotop örneği iyi bilinen ve analiz edilen bir standarda göre oranlanır. Bu oran aşağıdaki bağıntıyla ifade edilebilir:

$$(R_x - R_{\text{std}}) / R_{\text{std}} \quad \text{ya da} \quad (R_x / R_{\text{std}}) - 1 \quad (7.1)$$

Yukarıdaki bağıntıda R_x ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ vb) alınan izotop örneğinin oranını, R_{std} ise standart örneğin izotop oranını simgelemektedir ve R_x simgesindeki x, daima en ağır izotopla simgelenir (^{18}O vb).

İzotop oranlarının ölçümünde kolaylık sağlaması açısından, izotop oranlarının birimi ppt (‰, binde bir) olarak belirtilir ve denklem (7.1)'de verilen bağıntı, aşağıdaki şekilde tekrar düzenlenebilir:

$$\delta_x (\text{‰}) = [(R_x / R_{\text{std}}) - 1] * 1000 \quad (7.2)$$

7.1 İzotopik Değerlendirmeler

7.1.1 Jeotermal Akışkanların Kökeni

Craig (1963) tarafından öne sürülen SMOW (standart okyanus suları ortalaması), yeryüzündeki kayalarda sulardan daha çok ^{18}O ve daha az D (döteryum) bulunduğunu belirtmektedir. Jeotermal suların δD içeriği meteorik sularla benzerlik gösterirken, $\delta^{18}\text{O}$ içeriği ise meteorik sudan daha büyük değerlere sahiptir. Jeotermal akışkanın meteorik suya oranla $\delta^{18}\text{O}$ içeriğindeki bu zenginleşme, artan sıcaklık ve buna bağlı olarak oluşan kayaç-akışkan etkileşimi nedeniyle sıcak akışkanın kayacı çözündürmesi (kayaçtaki ^{18}O 'ın jeotermal akışkandaki daha ağır bir izotopla olan yer değişimiyle) ve jeotermal akışkandaki ^{18}O miktarının artması sonucu meydana gelir. Öte yandan, jeotermal akışkanın ^{18}O miktarındaki değişim aşağıdaki yan faktörlere de bağlı olabilir:

- Meteorik sular ve kayaçların orijinal bileşimi
- Kayacın mineralojisi
- Akışkanın mola süresi
- Tepkimenin olduğu kayacın yüzey alanı
- Geçirgenlik ve gözeneklilik
- Sistemin yaşı
- Kayaç-su oranı
- Buharlaşma

Craig (1961), meteorik suların herhangi bir yerdeki $\delta^{18}\text{O}$ değeri, enlem (latitude), yükseklik (altitude) ve okyanustan olan uzaklığa bağlı olduğunu düşünerek küresel ölçekte tatlı sular için hidrojen-oksijen izotop yapısı arasında aşağıdaki doğrusal bağıntıyı geliştirmiştir:

$$\delta\text{D} = 8*(\delta^{18}\text{O}) + 10 \quad (7.3)$$

Tanımlanan bu doğrusal hat, küresel meteorik su hattı (global meteoric water line) olarak adlandırılmış olup, genel bir denklemdir. Bu ilişkiden yararlanarak araştırma yapılan yere uygun olarak benzer yerel meteorik su hatları da tanımlanabilir.

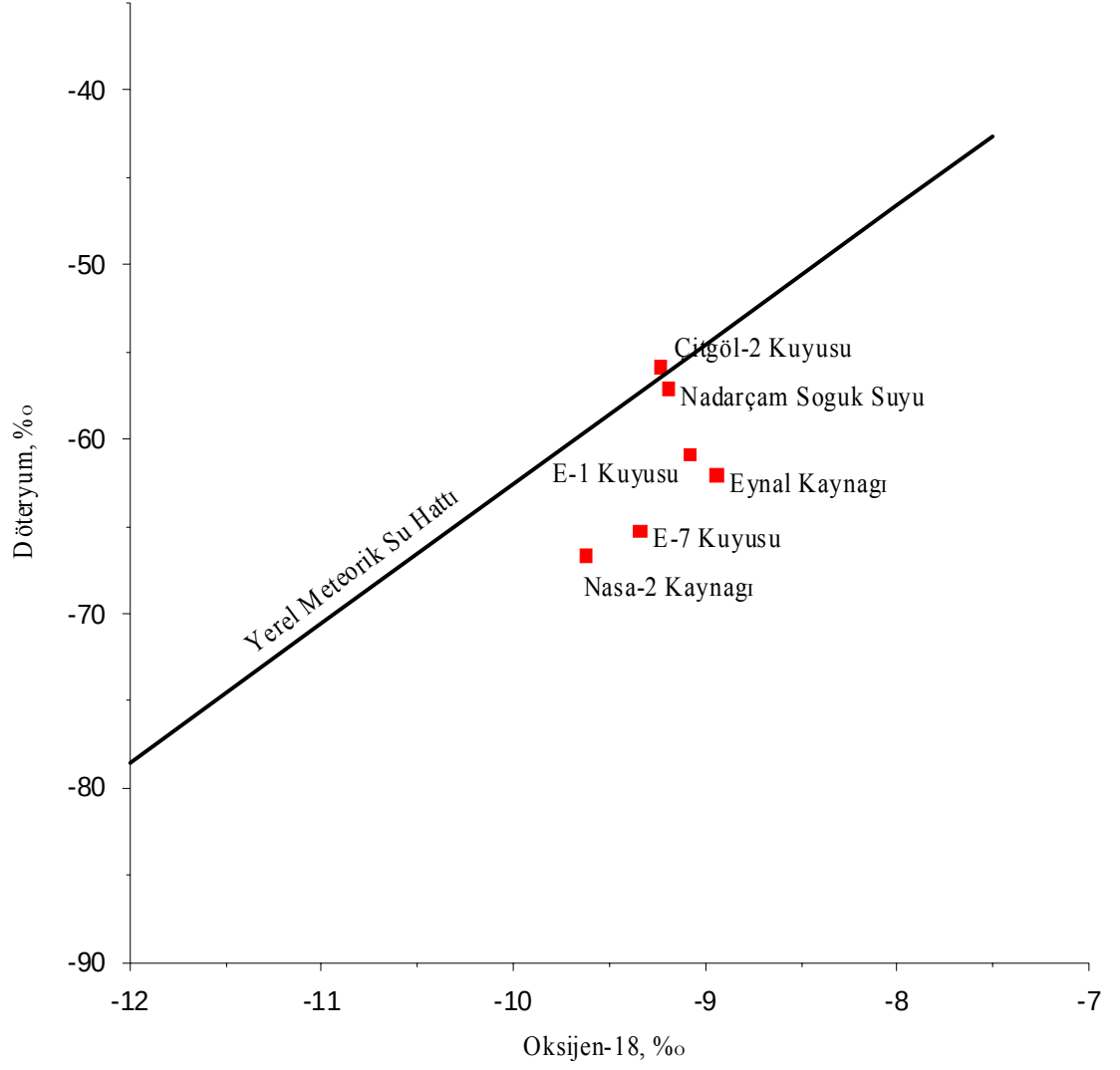
Simav Jeotermal Alanı için Şimşek (2005) tarafından yayınlanan izotop örnekleri kullanılmıştır (Tablo 7.1). Şekil 7.1, Simav suları için δD - $\delta^{18}\text{O}$ ilişkisini göstermektedir. Şekile bakıldığında, sıcak su örneklerinin izotopik bileşimlerinin

dünya meteorik suları ortalamasının üzerine ve yerel meteorik su hattına paralel düştüğü görülmektedir. Nadarçam soğuk su örneği ise, tam yerel meteorik su hattının üzerine düşmektedir. Ayrıca, Eynal Bölgesi kuyuları (E-1 ve E-7) ve kaynağına oranla Çitgöl-Naşa Bölgesi'ndeki Naşa-2 kaynağının sıg sularla daha fazla seyrelmeye uğradığı gözlenir. Önceki modellerden de hatırlanacağı gibi, Çitgöl-Naşa Bölgesi suları Eynal sularına göre seyrelmeden daha fazla etkilenmiştir. Şekil 7.1, Simav jeotermal suları için ^{18}O zenginleşmesi belirtmektedir. Bu durum, sistemdeki kayaç-akışkan etkileşimine ve/veya rezervuardaki yüksek sıcaklıkla kaynamanın etkin olabileceğine işaret etmektedir. Ayrıca, sulardaki D değişimi, sistemin yüksekten ve/veya uzak mesafeden gelen sularla beslendiğini belirtebilir.

Tablo 7.1: Su Örneklerinin İzotopik Verileri (Şimşek (2005); *: kaynak sıcaklığı; x: 65.8 m'deki kuyu dibi sıcaklığı; +: 46 m'deki kuyu dibi sıcaklığı)

Örnek	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	δD , ‰	^3H , TU	^3H hatası	Cl, ppm
E-7 (51 °C*)	-9.34	-65.3	0.78	0.28	81.5
Eynal Kaynağı (96 °C*)	-8.94	-62.1	0.83	0.28	78
E-1 (142 °Cx)	-9.08	-60.9	0.36	0.27	88.6
ÇİTGÖL-2 (105 °C+)	-9.23	-55.9	0.64	0.28	53.2
Naşa-2 (50 °C*)	-9.62	-66.7	1.44	0.28	56.7
Nadarçam (12 °C*)	-9.19	-57.1	10.57	0.46	8.9

Jeotermal yüzey çıkışlarındaki trityum artışları, meteorik sulardaki trityum miktarı jeotermal sulardan daha fazla olduğu için meteorik sular tarafından sisteme olan hızlı bir beslenmeyi belirtir. Bu sayede, sulardaki trityum içerikleri rezervuar izleme (reservoir monitoring) çalışmalarında da kullanılabilir. Sulardaki trityum miktarı, trityum birimi olan TU ile belirtilir. TU, 10^{18} ^1H atomunda bulunan 1 ^3H olarak ifade edilir. Bu bağlamda, ^3H (trityum) – Cl diyagramları jeotermal sular ile yeraltı suları arasındaki karışımı ve beslenme yönünü açıklamak için kullanılabilir. Şekil 7.2, Simav suları için ^3H - Cl ilişkisini göstermektedir. Diyagram, yarı-logaritmik olarak çizilmiştir. Buna göre, düşey eksenindeki ^3H değerleri logaritmik eksene, yatay eksenindeki Cl değerleri ise doğrusal olarak yerleştirilmiştir. Diyagram (Şekil 7.2), trityum ve klorür verilerine (Tablo 7.1) bakıldığında, soğuk su örneği olan Nadarçam en yüksek ^3H (10.57 TU) ve en düşük Cl (8.9 ppm) içeriğine sahip örnektir.



Şekil 7.1: Simav Sularının Döteryum (δD) - Oksijen-18 ($\delta^{18}O$) Diyagramı

Diyagramdaki Nadarçam soğuk su noktasını jeotermal kuyu ve kaynak noktalarına birleştiren bir doğru çizildiğinde, Simav Sahası için karışım hattı belirlenmiş olur. Bu hatta bakıldığında, Çitgöl-2 kuyusu hariç, diğer jeotermal örneklerle Nadarçam soğuk su örneğinin aynı hat üzerinde olduğu diyagramdan açıkça görülmektedir. Buradan, termal suların Nadarçam Bölgesi meteorik suları tarafından beslendiği söylenebilir. Naşa-2 kaynağı, termal örnekler arasında en yüksek ^3H (1.44 TU) ve en düşük Cl (56.7 ppm) içeriğine sahip olduğundan meteorik sularla en çok karışıma ve seyrelmeye uğrayan örnektir.

7.1.2 Jeotermal Suyun Yaşı

Jeotermal suların yaşı ve mola sürelerini belirlemede en çok kullanılan izotop trityumdur (^3H). Jeotermal akışkanların yaş tayini için kullanılan radyoaktif izotoplarda önemli olan parametre, izotopların yarılanma süreleridir. Trityumun yarılanma süresi kısa olduğundan (12.43 yıl) ve jeotermal akışkanlar sistemde genelde daha uzun kaldığından yaşlı jeotermal sistemlerde pek kullanılmazlar. ^{14}C izotopu uzun yarılanma ömrüne (5730 yıl) sahip olmasına rağmen, sistemden üretim yapılırken akışkandaki CO_2 miktarında bir seyrelme oluşması bu izotopun jeotermal akışkanın yaş tayininde kullanılmasını engeller. Öte yandan, ^{39}Ar izotopunun (yarılanma ömrü = 269 yıl) yaş tayininde kullanılması için araştırmalar halen devam etmektedir.

Trityum içeriklerine göre suların yaş tayini belirlenirken, kabaca kabul edilen genel değerlendirmeye göre, trityum içermeyen suların 50 yıldan daha yaşlı; 1-3 TU arasında trityum içeriğine sahip suların ise, 40-50 yıl arasında yaşa sahip oldukları düşünülür. Öte yandan, jeotermal suların yaşı aşağıdaki bağıntı kullanılarak hesaplanabilir:

$$t = [t_{0.5} / \ln 2][\ln(I_0/I)] \quad (7.4)$$

Denklemden,

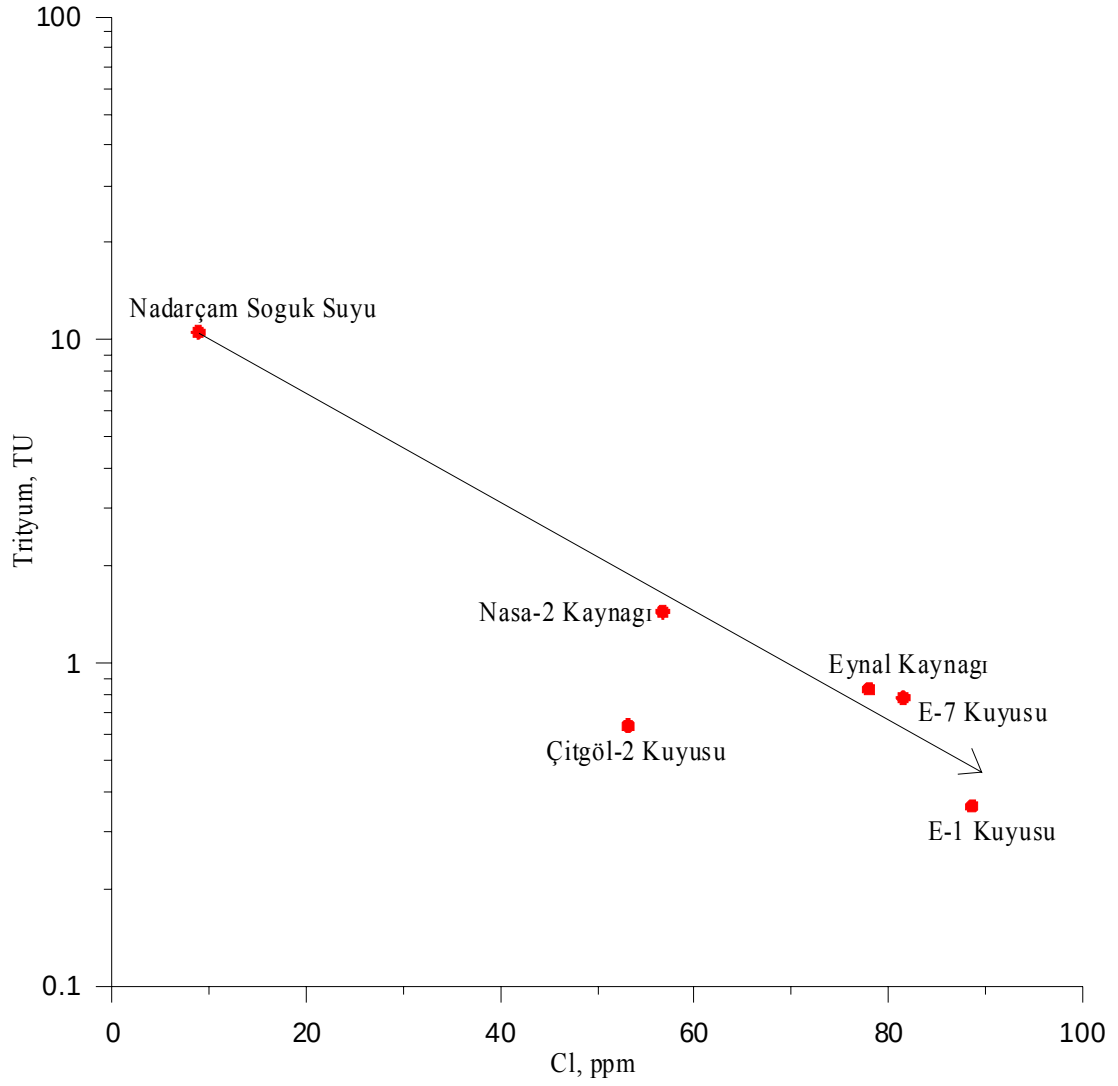
t, suyun yaşını (yıl)

$t_{0.5}$, izotopun yarılanma süresini (yıl)

I_0 , meteorik suyun izotop miktarını

I, termal suyun izotop miktarını

simgelemektedir.



Şekil 7.2: Simav Sularının Trityum (^3H) – Klorür (Cl) Diyagramı

Simav için denklem (7.4) ile trityum verileri kullanılarak hesaplanan su yaşları Tablo 7.2’de verilmektedir.

Tablo 7.2: Simav Termal Suları için Yaş Tahminleri

Örnek	t, yıl
E-7 (51 °C)	46.7
Eynal Kaynağı (96 °C)	45.6
E-1 (142 °C)	60.6
ÇİTGÖL-2 (105 °C)	50.3
Naşa-2 (50 °C)	35.7

Tablo 7.2’ye bakıldığında, suların yaşlarının 35.7 ile 60.6 yıl arasında değiştiği görülmektedir. Ancak, Naşa-2 kaynağının en çok trityum içeriğine sahip olduğu; dolayısıyla yeraltı ve meteorik sulardan en fazla etkilenen jeotermal su olduğu düşünülürse, su yaşlarının 45.6 ile 60.6 yıl arasında değiştiği söylenebilir. 1-3 TU arasında trityum içeren suların 40-50 yaş arasında kabul edildiği düşünüldüğünde ve Simav jeotermal sularının trityum içerikleri 0.36-1.44 TU arasında olduğundan ve örneklerin ölçümündeki trityum hatası da dikkate alınırsa, Simav jeotermal sularının 50 yıldan daha yaşlı sular olduğu söylenebilir. Ancak, jeotermal sulara yüzey sularının karışımı söz konusu ise, bu yaş tahminlerinin hatalı olabileceği unutulmamalıdır. Buradan, Simav jeotermal suları beslenmenin güçlü olduğu, kayaç-akışkan etkileşiminin fazla olmadığı, kısa mola süreli jeotermal sistemlere dahil edilebilir.

7.1.3 Jeotermal Sahanın Beslenme Yüksekliği

Meteorik suların herhangi bir yerdeki izotop değerinin enlem, boylam ve yüksekliğe bağlı olarak değiştiği göz önüne alındığında, bir jeotermal sahadaki aynı bölgeden alınan su örneklerinin izotopik değerlerindeki değişimden sistemin ortalama beslenme yüksekliği tahmin edilebilir. Bu düşünceyle Mizutani (1988) tarafından geliştirilen ve bir jeotermal sahanın ortalama beslenme yüksekliğini veren bağıntı aşağıdaki gibidir:

$$h = 40 * (\delta D_1 - \delta D_2) \quad (7.5)$$

Denklemden,

h , ortalama beslenme yüksekliğini (m)

δD_1 , meteorik suyun döteryum değerini (‰)

δD_2 , termal suyun döteryum değerini (‰)

simgelemektedir.

Tablo 7.3, Simav jeotermal suları için denklem (7.5) kullanılarak hesaplanan ortalama beslenme yüksekliklerini göstermektedir.

Tablo 7.3: Simav Jeotermal Sistemi için Ortalama Beslenme Yükseklikleri (h : denklemden hesaplanan beslenme yüksekliği; h' : denklemden hesaplanan beslenme yüksekliğine deniz seviyesinden olan yüksekliğin eklenmesiyle bulunan ortalama beslenme yüksekliği)

Örnek	h , m	h' , m
E-7 (51 °C)	328	1128
Eynal Kaynağı (96 °C)	200	1017
E-1 (142 °C)	152	969
Naşa-2 (50 °C)	384	1174

Tablo 7.3'e bakıldığında, Simav Jeotermal Sistemi için deniz seviyesine göre ortalama beslenme yüksekliklerinin 969 ile 1174 m arasında değiştiği görülmektedir.

8. AKIŞKAN-MİNERAL DENGESİ

8.1 Aktivite (Stabilite) Diyagramları

Simav Jeotermal Sahası'nın akışkan-mineral dengesini araştırmak için aktivite (stabilite) diyagramları oluşturulmuştur. Diyagramlar, kuyu dibi sıcaklık verileri, kimyasal jeotermometrelerle hesaplanan sıcaklıklar ve entalpi-klorür karşım modelinde belirlenen sıcaklıklar da dikkate alınarak 150 °C ve 175 °C rezervuar sıcaklıkları için çizilmiştir (Şekil 8.1, 8.2, 8.3, 8.4). Ayrıca, sıcaklığın mineral stabilite sınırları üzerine etkisini gözlemek için diyagram 200 °C sıcaklık değeri için de çizilmiştir.

Aktivite diyagramları oluşturulurken, dört tür sistem düşünülmüştür. Bunlar, Na₂O-K₂O-Al₂O₃-SiO₂-H₂O, CaO-K₂O-Al₂O₃-SiO₂-H₂O, MgO-K₂O-Al₂O₃-SiO₂-H₂O ve K₂O-SiO₂-Al₂O₃-H₂O sistemleridir. Stabilite koşullarının araştırıldığı sistemler ve dahil olduğu mineraller aşağıdaki gibidir:

Na₂O-K₂O-Al₂O₃-SiO₂-H₂O sistemi: kaolinit, muskovit, K-feldspat, albit ve paragonit.

CaO-K₂O-Al₂O₃-SiO₂-H₂O sistemi: kaolinit, muskovit, K-feldspat ve vairakit.

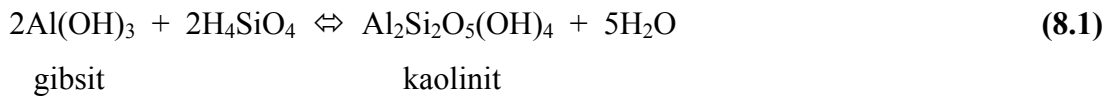
MgO-K₂O-Al₂O₃-SiO₂-H₂O sistemi: kaolinit, muskovit, K-feldspat ve Mg-klorit.

K₂O-SiO₂-Al₂O₃-H₂O sistemi: kaolinit, muskovit, K-feldspat ve gibsit.

Başlangıçta, sistemin basıncının 1 bar olduğu varsayılmıştır. Ancak, basınç 1 bar olduğunda herhangi bir sonuç elde edilememiştir. Bunun nedeni, bu basınçla yapılan hesaplamaların çözelti türleri denklemlerinin uygulanabilirlik aralığının dışında kalmasıdır. Bu nedenle, istenen koşullar sağlanıncaya kadar kademeli olarak basınç değeri 1'er bar arttırılarak hesaplamalar yapılmıştır. 150 °C, 175 °C ve 200 °C sıcaklıklardaki Gibbs serbest enerji değerleri (G^0_{react}) kullanılarak hesaplanan tepkime denge sabitleri (K_d), sırasıyla, 5 bar, 9 bar ve 16 bar basınç değerlerinde bütün durumlar için geçerli sonuçlar vermiştir (**EK-B**). Hesaplamalar yapılırken, bazı parametreler için belli değerler atanmıştır. Suyun aktivitesi ($a_{\text{H}_2\text{O}}$) ve katı fazların

(mineraller) aktivite değerlerinin 1 olduğu varsayılmıştır. Buna ek olarak, silisik asidin aktivite değeri ($a_{H_4SiO_4}$), Bölüm 3’de de belirtildiği gibi Simav termal sularının ortalama silika değeri ($\log a_{H_4SiO_4} = -2.59$) olarak alınmıştır. Tepkime denge sabiti (K_d) denklemleri, diyagramların eksenlerini oluşturan $[Katyon]/[H^+]$ oranlarına uygun olarak sadeleştirilmiştir (a_{K^+}/a_{H^+} oranına karşın a_{Na^+}/a_{H^+} vb).

Şekil 8.1, 8.2, 8.3 ve 8.4'deki aktivite diyagramlarını oluşturmak için gereken ortak sınıra sahip mineral fazları arasındaki kimyasal tepkimeler aşağıda verilmektedir:

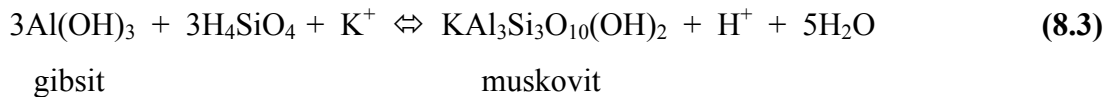


$$K_d = \frac{a_{kao} a_{H_2O}^5}{a_{gib}^2 a_{H_4SiO_4}^2} = \frac{1}{a_{H_4SiO_4}^2} \Rightarrow \log K_d = -2 \log H_4SiO_4 \quad (8.2)$$

150 °C için, $6.681 = -2\log a_{\text{H}_4\text{SiO}_4} \Rightarrow \log a_{\text{H}_4\text{SiO}_4} = -3.34$

175 °C için, $6.508 = -2\log a_{\text{H}_4\text{SiO}_4} \Rightarrow \log a_{\text{H}_4\text{SiO}_4} = -3.25$

200 °C için, $6.356 = -2\log a_{\text{H}_4\text{SiO}_4} \Rightarrow \log a_{\text{H}_4\text{SiO}_4} = -3.18$

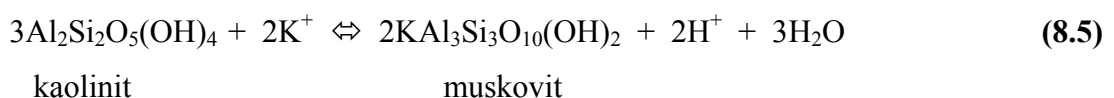


$$K_d = \frac{a_{mus} a_{H^+} a_{H_2O}^9}{a_{gib}^3 a_{K^+}^3 a_{H_4SiO_4}^3} = \frac{a_{H^+}}{a_{K^+}^3 a_{H_4SiO_4}^3} \Rightarrow \log K_d = -3 \log H_4SiO_4 - \log(a_{K^+} / a_{H^+}) \quad (8.4)$$

$$150\text{ }^{\circ}\text{C için, } 7.595 = -3\log a_{\text{H}_4\text{SiO}_4} - \log(a_{\text{K}^+}/a_{\text{H}^+})$$

$$175\text{ }^{\circ}\text{C için, } 7.486 = -3\log a_{\text{H}_4\text{SiO}_4} - \log(a_{\text{K}^+}/a_{\text{H}^+})$$

$$200\text{ }^{\circ}\text{C için, } 7.398 = -3\log a_{\text{H}_4\text{SiO}_4} - \log(a_{\text{K}^+}/a_{\text{H}^+})$$

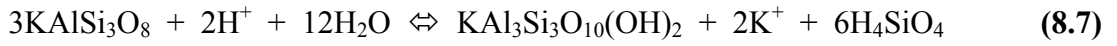


$$K_d = \frac{a_{mus}^2 a_{H^+}^2 a_{H_2O}^3}{a_{kao}^3 a_{K^+}^2} = \frac{a_{H^+}^2}{a_{K^+}^2} \Rightarrow \log K_d = -2 \log(a_{K^+} / a_{H^+}) \quad (8.6)$$

$$150^\circ\text{C için, } -4.852 = -\log(a_{K^+}/a_{H^+}) \Rightarrow \log(a_{K^+}/a_{H^+}) = 2.43$$

$$175^\circ\text{C için, } -4.553 = -\log(a_{K^+}/a_{H^+}) \Rightarrow \log(a_{K^+}/a_{H^+}) = 2.28$$

$$200^\circ\text{C için, } -4.273 = -\log(a_{K^+}/a_{H^+}) \Rightarrow \log(a_{K^+}/a_{H^+}) = 2.14$$



K-feldspat

muskovit

$$K_d = \frac{a_{mus} a_{K^+}^2 a_{H_4SiO_4}^6}{a_{kfel}^3 a_{H^+}^2 a_{H_2O}^{12}} = \frac{a_{K^+}^2 a_{H_4SiO_4}^6}{a_{H^+}^2} \Rightarrow \log K_d = 6 \log H_4SiO_4 + 2 \log(a_{K^+} / a_{H^+}) \quad (8.8)$$

$$150^\circ\text{C için, } -8.002 = 6 \log a_{H_4SiO_4} + 2 \log(a_{K^+}/a_{H^+}) \Rightarrow$$

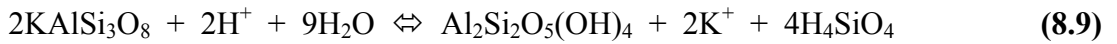
$$-4.001 = 3 \log a_{H_4SiO_4} + \log(a_{K^+}/a_{H^+})$$

$$175^\circ\text{C için, } -7.285 = 6 \log a_{H_4SiO_4} + 2 \log(a_{K^+}/a_{H^+}) \Rightarrow$$

$$-3.643 = 3 \log a_{H_4SiO_4} + \log(a_{K^+}/a_{H^+})$$

$$200^\circ\text{C için, } -6.641 = 6 \log a_{H_4SiO_4} + 2 \log(a_{K^+}/a_{H^+}) \Rightarrow$$

$$-3.321 = 3 \log a_{H_4SiO_4} + \log(a_{K^+}/a_{H^+})$$



K-feldspat

kaolinit

$$K_d = \frac{a_{kao} a_{K^+}^2 a_{H_4SiO_4}^4}{a_{kfel}^2 a_{H^+}^2 a_{H_2O}^9} = \frac{a_{K^+}^2 a_{H_4SiO_4}^4}{a_{H^+}^2} \Rightarrow \log K_d = 4 \log H_4SiO_4 + 2 \log(a_{K^+} / a_{H^+}) \quad (8.10)$$

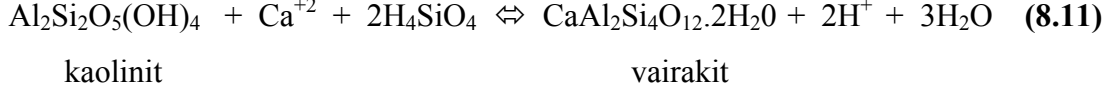
$$150^\circ\text{C için, } -3.717 = 4 \log a_{H_4SiO_4} + 2 \log(a_{K^+}/a_{H^+}) \Rightarrow$$

$$-1.859 = 2 \log a_{H_4SiO_4} + \log(a_{K^+}/a_{H^+})$$

$$175^\circ\text{C için, } -3.339 = 4 \log a_{H_4SiO_4} + 2 \log(a_{K^+}/a_{H^+}) \Rightarrow$$

$$-1.670 = 2 \log a_{H_4SiO_4} + \log(a_{K^+}/a_{H^+})$$

$$200\text{ }^{\circ}\text{C için, } -3.003 = 4\log a_{\text{H}_4\text{SiO}_4} + 2\log(a_{\text{K}^+}/a_{\text{H}^+}) \Rightarrow \\ -1.502 = 2\log a_{\text{H}_4\text{SiO}_4} + \log(a_{\text{K}^+}/a_{\text{H}^+})$$



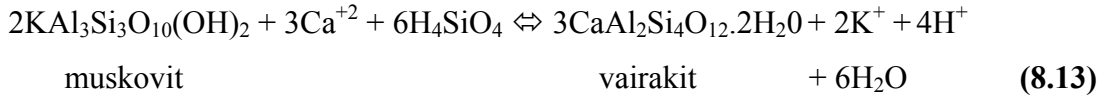
$$K_d = \frac{a_{\text{wai}} a_{\text{H}^+}^2 a_{\text{H}_2\text{O}}^3}{a_{\text{kao}} a_{\text{Ca}^{+2}}^2 a_{\text{H}_4\text{SiO}_4}^2} = \frac{a_{\text{H}^+}^2}{a_{\text{Ca}^{+2}}^2 a_{\text{H}_4\text{SiO}_4}^2} \Rightarrow$$

$$\log K_d = -2\log H_4\text{SiO}_4 - \log(a_{\text{Ca}^{+2}} / a_{\text{H}^+}^2) \quad (8.12)$$

$$150\text{ }^{\circ}\text{C için, } -5.923 = -2\log a_{\text{H}_4\text{SiO}_4} - \log(a_{\text{Ca}^{+2}}/a_{\text{H}^+}^2) \Rightarrow \log(a_{\text{Ca}^{+2}}/a_{\text{H}^+}^2) = 11.10$$

$$175\text{ }^{\circ}\text{C için, } -5.155 = -2\log a_{\text{H}_4\text{SiO}_4} - \log(a_{\text{Ca}^{+2}}/a_{\text{H}^+}^2) \Rightarrow \log(a_{\text{Ca}^{+2}}/a_{\text{H}^+}^2) = 10.34$$

$$200\text{ }^{\circ}\text{C için, } -4.464 = -2\log a_{\text{H}_4\text{SiO}_4} - \log(a_{\text{Ca}^{+2}}/a_{\text{H}^+}^2) \Rightarrow \log(a_{\text{Ca}^{+2}}/a_{\text{H}^+}^2) = 9.64$$



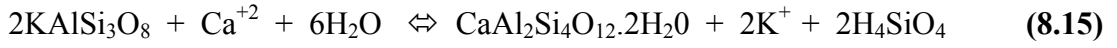
$$K_d = \frac{a_{\text{wai}}^3 a_{\text{H}^+}^4 a_{\text{K}^+}^2 a_{\text{H}_2\text{O}}^6}{a_{\text{mus}}^2 a_{\text{Ca}^{+2}}^3 a_{\text{H}_4\text{SiO}_4}^6} = \frac{a_{\text{H}^+}^4 a_{\text{K}^+}^2 a_{\text{H}^+}^2}{a_{\text{Ca}^{+2}}^3 a_{\text{H}_4\text{SiO}_4}^6 a_{\text{H}^+}^2} \Rightarrow$$

$$\log K_d = -6\log H_4\text{SiO}_4 + 2\log(a_{\text{K}^+} / a_{\text{H}^+}) - 3\log(a_{\text{Ca}^{+2}} / a_{\text{H}^+}^2) \quad (8.14)$$

$$150\text{ }^{\circ}\text{C için, } -12.917 = -6\log a_{\text{H}_4\text{SiO}_4} + 2\log(a_{\text{K}^+}/a_{\text{H}^+}) - 3\log(a_{\text{Ca}^{+2}}/a_{\text{H}^+}^2) \Rightarrow \\ 28.457 = 3\log(a_{\text{Ca}^{+2}}/a_{\text{H}^+}^2) - 2\log(a_{\text{K}^+}/a_{\text{H}^+})$$

$$175\text{ }^{\circ}\text{C için, } -10.913 = -6\log a_{\text{H}_4\text{SiO}_4} + 2\log(a_{\text{K}^+}/a_{\text{H}^+}) - 3\log(a_{\text{Ca}^{+2}}/a_{\text{H}^+}^2) \Rightarrow \\ 26.453 = 3\log(a_{\text{Ca}^{+2}}/a_{\text{H}^+}^2) - 2\log(a_{\text{K}^+}/a_{\text{H}^+})$$

$$200\text{ }^{\circ}\text{C için, } -9.120 = -6\log a_{\text{H}_4\text{SiO}_4} + 2\log(a_{\text{K}^+}/a_{\text{H}^+}) - 3\log(a_{\text{Ca}^{+2}}/a_{\text{H}^+}^2) \Rightarrow \\ 24.660 = 3\log(a_{\text{Ca}^{+2}}/a_{\text{H}^+}^2) - 2\log(a_{\text{K}^+}/a_{\text{H}^+})$$



K-feldspat

vairakit

$$K_d = \frac{a_{\text{wai}} a_{\text{K}^+}^2 a_{\text{H}_4\text{SiO}_4}^2 a_{\text{H}^+}^2}{a_{\text{Kfel}}^2 a_{\text{Ca}^{+2}}^6 a_{\text{H}_2\text{O}}^6 a_{\text{H}^+}^2} = \frac{a_{\text{K}^+}^2 a_{\text{H}_4\text{SiO}_4}^2 a_{\text{H}^+}^2}{a_{\text{Ca}^{+2}}^2 a_{\text{H}^+}^2} \Rightarrow$$

$$\log K_d = 2 \log a_{\text{H}_4\text{SiO}_4} + 2 \log(a_{\text{K}^+} / a_{\text{H}^+}) - \log(a_{\text{Ca}^{+2}} / a_{\text{H}^+}^2) \quad (8.16)$$

$$150^\circ\text{C için, } -9.640 = 2 \log a_{\text{H}_4\text{SiO}_4} + 2 \log(a_{\text{K}^+} / a_{\text{H}^+}) - \log(a_{\text{Ca}^{+2}} / a_{\text{H}^+}^2) \Rightarrow$$

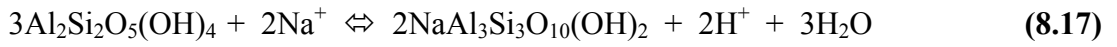
$$4.460 = \log(a_{\text{Ca}^{+2}} / a_{\text{H}^+}^2) - 2 \log(a_{\text{K}^+} / a_{\text{H}^+})$$

$$175^\circ\text{C için, } -8.494 = 2 \log a_{\text{H}_4\text{SiO}_4} + 2 \log(a_{\text{K}^+} / a_{\text{H}^+}) - \log(a_{\text{Ca}^{+2}} / a_{\text{H}^+}^2) \Rightarrow$$

$$3.314 = \log(a_{\text{Ca}^{+2}} / a_{\text{H}^+}^2) - 2 \log(a_{\text{K}^+} / a_{\text{H}^+})$$

$$200^\circ\text{C için, } -7.467 = 2 \log a_{\text{H}_4\text{SiO}_4} + 2 \log(a_{\text{K}^+} / a_{\text{H}^+}) - \log(a_{\text{Ca}^{+2}} / a_{\text{H}^+}^2) \Rightarrow$$

$$2.287 = \log(a_{\text{Ca}^{+2}} / a_{\text{H}^+}^2) - 2 \log(a_{\text{K}^+} / a_{\text{H}^+})$$



kaolinit

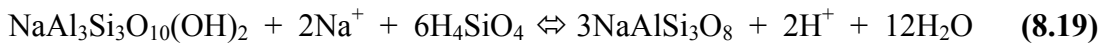
paragonit

$$K_d = \frac{a_{\text{par}}^2 a_{\text{H}^+}^2 a_{\text{H}_2\text{O}}^3}{a_{\text{kao}}^3 a_{\text{Na}^+}^2} = \frac{a_{\text{H}^+}^2}{a_{\text{Na}^+}^2} \Rightarrow \log K_d = -2 \log(a_{\text{Na}^+} / a_{\text{H}^+}) \quad (8.18)$$

$$150^\circ\text{C için, } -9.625 = -\log(a_{\text{Na}^+} / a_{\text{H}^+}) \Rightarrow \log(a_{\text{Na}^+} / a_{\text{H}^+}) = 4.81$$

$$175^\circ\text{C için, } -8.958 = -\log(a_{\text{Na}^+} / a_{\text{H}^+}) \Rightarrow \log(a_{\text{Na}^+} / a_{\text{H}^+}) = 4.48$$

$$200^\circ\text{C için, } -8.361 = -\log(a_{\text{Na}^+} / a_{\text{H}^+}) \Rightarrow \log(a_{\text{Na}^+} / a_{\text{H}^+}) = 4.18$$



paragonit

albit

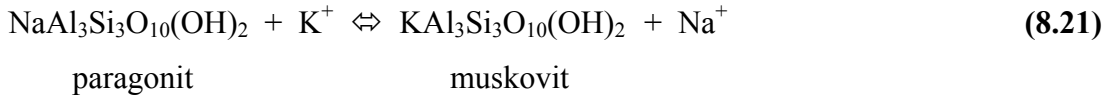
$$K_d = \frac{a_{alb}^3 a_{H^+}^2 a_{H_2O}^{12}}{a_{par} a_{Na^+}^2 a_{H_4SiO_4}^6} = \frac{a_{H^+}^2}{a_{K^+}^2 a_{H_4SiO_4}^6} \Rightarrow$$

$$\log K_d = -6 \log H_4SiO_4 - 2 \log(a_{Na^+} / a_{H^+}) \quad (8.20)$$

$$150^\circ C \text{ için, } 5.397 = -6 \log a_{H_4SiO_4} - 2 \log(a_{Na^+} / a_{H^+}) \Rightarrow \log(a_{Na^+} / a_{H^+}) = 5.07$$

$$175^\circ C \text{ için, } 4.981 = -6 \log a_{H_4SiO_4} - 2 \log(a_{Na^+} / a_{H^+}) \Rightarrow \log(a_{Na^+} / a_{H^+}) = 5.28$$

$$200^\circ C \text{ için, } 4.593 = -6 \log a_{H_4SiO_4} - 2 \log(a_{Na^+} / a_{H^+}) \Rightarrow \log(a_{Na^+} / a_{H^+}) = 5.47$$

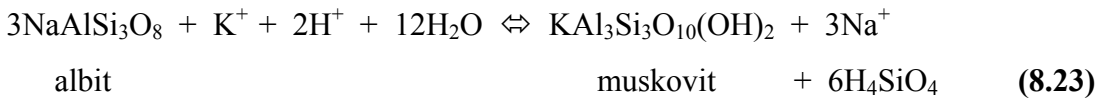


$$K_d = \frac{a_{mus} a_{Na^+} a_{H^+}}{a_{par} a_{K^+} a_{H^+}} = \frac{a_{Na^+} a_{H^+}}{a_{K^+} a_{H^+}} \Rightarrow \log K_d = \log(a_{Na^+} / a_{H^+}) - \log(a_{K^+} / a_{H^+}) \quad (8.22)$$

$$150^\circ C \text{ için, } 2.386 = \log(a_{Na^+} / a_{H^+}) - \log(a_{K^+} / a_{H^+})$$

$$175^\circ C \text{ için, } 2.203 = \log(a_{Na^+} / a_{H^+}) - \log(a_{K^+} / a_{H^+})$$

$$200^\circ C \text{ için, } 2.044 = \log(a_{Na^+} / a_{H^+}) - \log(a_{K^+} / a_{H^+})$$



$$K_d = \frac{a_{mus} a_{Na^+}^3 a_{H_4SiO_4}^6}{a_{alb}^3 a_{K^+} a_{H^+}^2 a_{H_2O}^{12}} = \frac{a_{Na^+}^3 a_{H_4SiO_4}^6 a_{H^+}}{a_{K^+} a_{H^+}^2 a_{H^+}} \Rightarrow$$

$$\log K_d = 3 \log(a_{Na^+} / a_{H^+}) + 6 \log H_4SiO_4 - \log(a_{K^+} / a_{H^+}) \quad (8.24)$$

$$150^\circ C \text{ için, } -3.011 = 3 \log(a_{Na^+} / a_{H^+}) + 6 \log a_{H_4SiO_4} - \log(a_{K^+} / a_{H^+}) \Rightarrow$$

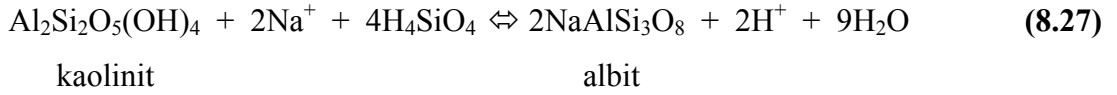
$$12.529 = 3 \log(a_{Na^+} / a_{H^+}) - \log(a_{K^+} / a_{H^+})$$

$$\begin{aligned}
175\text{ }^{\circ}\text{C için, } -2.779 &= 3\log(a_{\text{Na}^+}/a_{\text{H}^+}) + 6\log a_{\text{H}_4\text{SiO}_4} - \log(a_{\text{K}^+}/a_{\text{H}^+}) \Rightarrow \\
12.761 &= 3\log(a_{\text{Na}^+}/a_{\text{H}^+}) - \log(a_{\text{K}^+}/a_{\text{H}^+}) \\
200\text{ }^{\circ}\text{C için, } -2.549 &= 3\log(a_{\text{Na}^+}/a_{\text{H}^+}) + 6\log a_{\text{H}_4\text{SiO}_4} - \log(a_{\text{K}^+}/a_{\text{H}^+}) \Rightarrow \\
12.991 &= 3\log(a_{\text{Na}^+}/a_{\text{H}^+}) - \log(a_{\text{K}^+}/a_{\text{H}^+})
\end{aligned}$$



$$K_d = \frac{a_{\text{Kfel}} a_{\text{Na}^+}}{a_{\text{alb}} a_{\text{K}^+}} = \frac{a_{\text{Na}^+} a_{\text{H}^+}}{a_{\text{K}^+} a_{\text{H}^+}} \Rightarrow \log K_d = \log(a_{\text{Na}^+} / a_{\text{H}^+}) - \log(a_{\text{K}^+} / a_{\text{H}^+}) \quad (8.26)$$

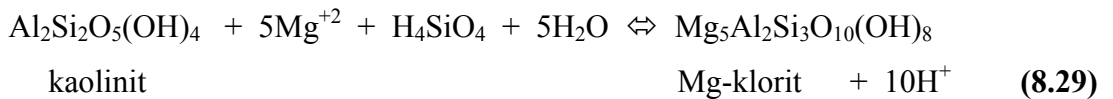
$$\begin{aligned}
150\text{ }^{\circ}\text{C için, } 1.664 &= \log(a_{\text{Na}^+}/a_{\text{H}^+}) - \log(a_{\text{K}^+}/a_{\text{H}^+}) \\
175\text{ }^{\circ}\text{C için, } 1.502 &= \log(a_{\text{Na}^+}/a_{\text{H}^+}) - \log(a_{\text{K}^+}/a_{\text{H}^+}) \\
200\text{ }^{\circ}\text{C için, } 1.364 &= \log(a_{\text{Na}^+}/a_{\text{H}^+}) - \log(a_{\text{K}^+}/a_{\text{H}^+})
\end{aligned}$$



$$K_d = \frac{a_{\text{alb}}^2 a_{\text{H}^+}^2 a_{\text{H}_2\text{O}}^9}{a_{\text{kao}}^2 a_{\text{Na}^+}^2 a_{\text{H}_4\text{SiO}_4}^4} = \frac{a_{\text{H}^+}^2}{a_{\text{Na}^+}^2 a_{\text{H}_4\text{SiO}_4}^4} \Rightarrow$$

$$\log K_d = -4 \log a_{\text{H}_4\text{SiO}_4} - 2 \log(a_{\text{Na}^+} / a_{\text{H}^+}) \quad (8.28)$$

$$\begin{aligned}
150\text{ }^{\circ}\text{C için, } 0.390 &= -4\log a_{\text{H}_4\text{SiO}_4} - 2\log(a_{\text{Na}^+}/a_{\text{H}^+}) \Rightarrow \log(a_{\text{Na}^+}/a_{\text{H}^+}) = 4.99 \\
175\text{ }^{\circ}\text{C için, } 0.335 &= -4\log a_{\text{H}_4\text{SiO}_4} - 2\log(a_{\text{Na}^+}/a_{\text{H}^+}) \Rightarrow \log(a_{\text{Na}^+}/a_{\text{H}^+}) = 5.01 \\
200\text{ }^{\circ}\text{C için, } 0.275 &= -4\log a_{\text{H}_4\text{SiO}_4} - 2\log(a_{\text{Na}^+}/a_{\text{H}^+}) \Rightarrow \log(a_{\text{Na}^+}/a_{\text{H}^+}) = 5.04
\end{aligned}$$



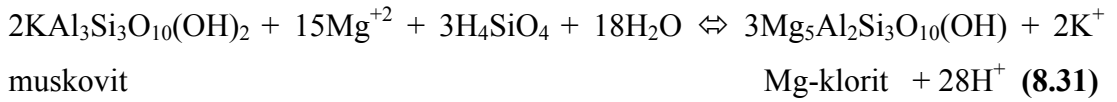
$$K_d = \frac{a_{Mgklo} a_{H^+}^{10}}{a_{kao} a_{Mg^{+2}}^5 a_{H_4SiO_4} a_{H_2O}^5} = \frac{a_{H^+}^{10}}{a_{Mg^{+2}}^5 a_{H_4SiO_4}} \Rightarrow$$

$$\log K_d = -5 \log(a_{Mg^{+2}} / a_{H^+}^2) - \log H_4SiO_4 \quad (8.30)$$

$$150^\circ C \text{ için, } -36.661 = -5 \log(a_{Mg^{+2}} / a_{H^+}^2) - \log a_{H_4SiO_4} \Rightarrow \log(a_{Mg^{+2}} / a_{H^+}^2) = 7.85$$

$$175^\circ C \text{ için, } -33.525 = -5 \log(a_{Mg^{+2}} / a_{H^+}^2) - \log a_{H_4SiO_4} \Rightarrow \log(a_{Mg^{+2}} / a_{H^+}^2) = 7.22$$

$$200^\circ C \text{ için, } -30.704 = -5 \log(a_{Mg^{+2}} / a_{H^+}^2) - \log a_{H_4SiO_4} \Rightarrow \log(a_{Mg^{+2}} / a_{H^+}^2) = 6.66$$



$$K_d = \frac{a_{Mgklo}^3 a_{K^+}^2 a_{H^+}^{28}}{a_{mus}^2 a_{Mg^{+2}}^{15} a_{H_4SiO_4}^3 a_{H_2O}^{18}} = \frac{a_{K^+}^2 a_{H^+}^{28} a_{H^+}^2}{a_{Mg^{+2}}^{15} a_{H_4SiO_4}^3 a_{H^+}^2} \Rightarrow$$

$$\log K_d = -3 \log H_4SiO_4 + 2 \log(a_{K^+} / a_{H^+}) - 15 \log(a_{Mg^{+2}} / a_{H^+}^2) \quad (8.32)$$

$$150^\circ C \text{ için, } -105.131 = -3 \log a_{H_4SiO_4} + 2 \log(a_{K^+} / a_{H^+}) - 15 \log(a_{Mg^{+2}} / a_{H^+}^2) \Rightarrow$$

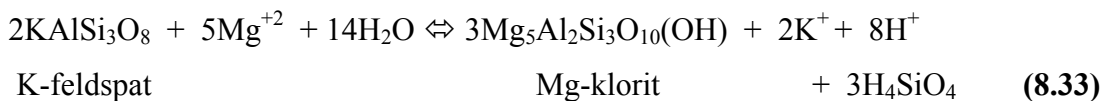
$$112.900 = 15 \log(a_{Mg^{+2}} / a_{H^+}^2) - 2 \log(a_{K^+} / a_{H^+})$$

$$175^\circ C \text{ için, } -96.022 = -3 \log a_{H_4SiO_4} + 2 \log(a_{K^+} / a_{H^+}) - 15 \log(a_{Mg^{+2}} / a_{H^+}^2) \Rightarrow$$

$$103.792 = 15 \log(a_{Mg^{+2}} / a_{H^+}^2) - 2 \log(a_{K^+} / a_{H^+})$$

$$200^\circ C \text{ için, } -87.840 = -3 \log a_{H_4SiO_4} + 2 \log(a_{K^+} / a_{H^+}) - 15 \log(a_{Mg^{+2}} / a_{H^+}^2) \Rightarrow$$

$$95.610 = 15 \log(a_{Mg^{+2}} / a_{H^+}^2) - 2 \log(a_{K^+} / a_{H^+})$$



$$K_d = \frac{a_{Mgklo} a_{K^+}^2 a_{H^+}^8 a_{H_4SiO_4}^3}{a_{Kfel}^2 a_{Mg^{+2}}^5 a_{H_2O}^{14}} = \frac{a_{K^+}^2 a_{H^+}^8 a_{H_4SiO_4}^3 a_{H^+}^2}{a_{Mg^{+2}}^5 a_{H^+}^2} \Rightarrow$$

$$\log K_d = 2 \log(a_{K^+} / a_{H^+}) - 5 \log(a_{Mg^{+2}} / a_{H^+}^2) + 3 \log H_4SiO_4 \quad (8.34)$$

$$150 \text{ } ^\circ\text{C} \text{ için, } -40.379 = 2 \log(a_{K^+} / a_{H^+}) - 5 \log(a_{Mg^{+2}} / a_{H^+}^2) + 3 \log a_{H_4SiO_4} \Rightarrow$$

$$32.610 = 5 \log(a_{Mg^{+2}} / a_{H^+}^2) - 2 \log(a_{K^+} / a_{H^+})$$

$$175 \text{ } ^\circ\text{C} \text{ için, } -36.864 = 2 \log(a_{K^+} / a_{H^+}) - 5 \log(a_{Mg^{+2}} / a_{H^+}^2) + 3 \log a_{H_4SiO_4} \Rightarrow$$

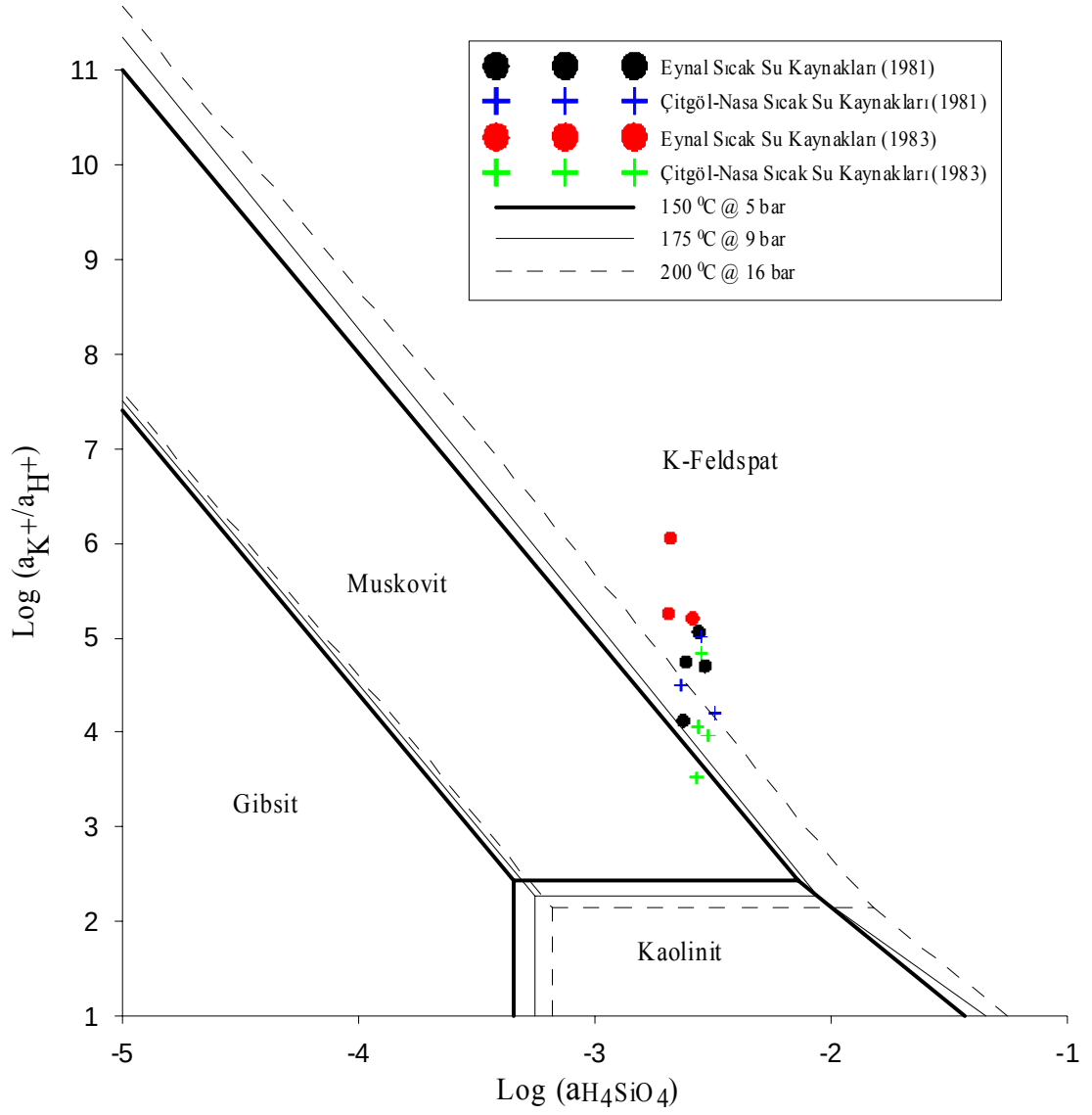
$$29.090 = 5 \log(a_{Mg^{+2}} / a_{H^+}^2) - 2 \log(a_{K^+} / a_{H^+})$$

$$200 \text{ } ^\circ\text{C} \text{ için, } -33.708 = 2 \log(a_{K^+} / a_{H^+}) - 5 \log(a_{Mg^{+2}} / a_{H^+}^2) + 3 \log a_{H_4SiO_4} \Rightarrow$$

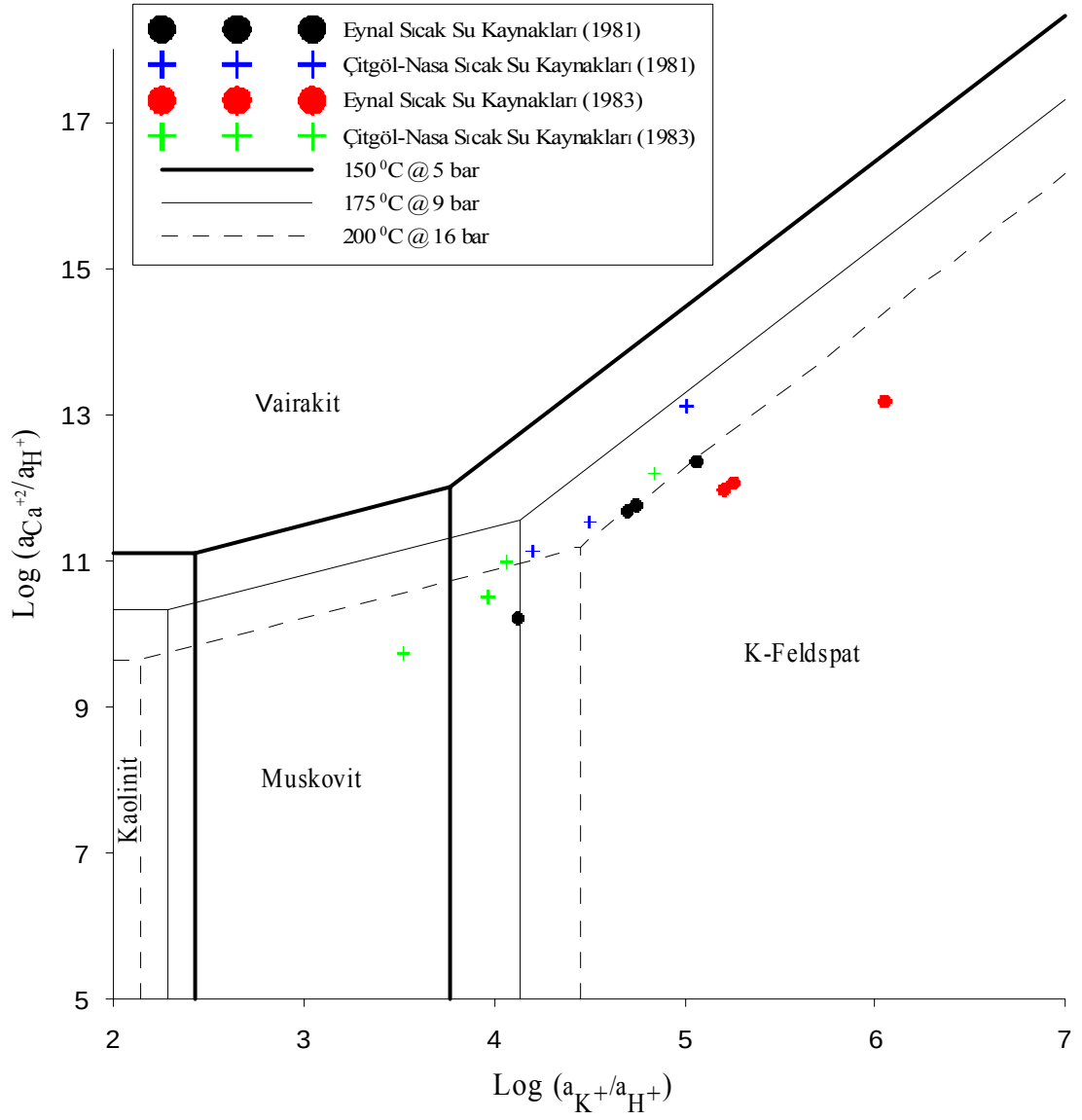
$$25.938 = 5 \log(a_{Mg^{+2}} / a_{H^+}^2) - 2 \log(a_{K^+} / a_{H^+})$$

Oluşturulan aktivite diyagramlarına bakıldığında, sıcaklık arttıkça albitin (Şekil 8.1), vairakitin (Şekil 8.2), Mg-kloritin (Şekil 8.3), gibsitin ve muskovitin (Şekil 8.4) stabilite alanlarının genişlediği görülmektedir. Buradan, bu minerallerin yüksek sıcaklıklarda daha stabil oldukları anlaşılır. Öte yandan, artan sıcaklıklarda K-feldspatın stabilitesi ise, daha yüksek K aktivitesi ve daha düşük Na, Mg ve Ca aktivitelerinin oluşmasıyla sınırlıdır. Ayrıca, sıcaklığın artmasıyla muskovit daha geniş K aktivite aralığına sahipken, daha düşük Mg ve Ca aktiviteleri içermektedir. Şekil 8.3'e bakıldığında, paragonitin (Na-montmorillonit) 150 °C ve üzerindeki sıcaklıklarda stabil olduğu görülür. Kaolinitin stabilite alanı, tüm diyagramlar için artan sıcaklıkla azalmaktadır. Ayrıca, bütün aktivite diyagramları, kaolinitin asidik ortamda daha stabil olduğunu ortaya koymaktadır. Ancak, unutulmamalıdır ki, Simav Jeotermal Sahası için atanan silisik asit aktivite değeri ($a_{H_4SiO_4}$), mineraller arasındaki sınırları önemli ölçüde etkileyebilir.

Simav termal su örnekleri için, Na^+ , K^+ , Ca^{+2} , Mg^{+2} , H^+ , H_4SiO_4 ve diğer türlerin aktivite değerleri WATEQ4F (Nordstrom ve diğ., 1991) bilgisayar programı kullanılarak hesaplanmıştır ve aktivite diyagramlarına yerleştirilmiştir (Şekil 8.1, 8.2, 8.3 ve 8.4). Türlerin aktivitelerini hesaplarken kullanılan ve sıcaklığın fonksiyonu olan denge sabiti denklemleri Nordstrom ve diğ. (1991)'den alınmıştır (Tablo 3.1). Buradan, çözeltinin sıcaklığı değiştikçe minerallerin stabilite sınırlarının değiştiği, türlerin aktivite katsayılarının ve buna bağlı olarak aktivite değerlerinin ise ihmal edilebilecek düzeyde değiştiği gözlenmiştir. Yani, sıcaklıkla mineral stabilite



Şekil 8.1: Simav Termal Sularının Aktivite Diyagramı ($K_2O-SiO_2-Al_2O_3-H_2O$)



Şekil 8.2: Simav Termal Sularının Aktivite Diyagramı (CaO-K₂O-Al₂O₃-SiO₂-H₂O)

sınırlarından farklı olarak aktivite diyagramlarındaki su örneklerinin yerleri değişmemiştir.

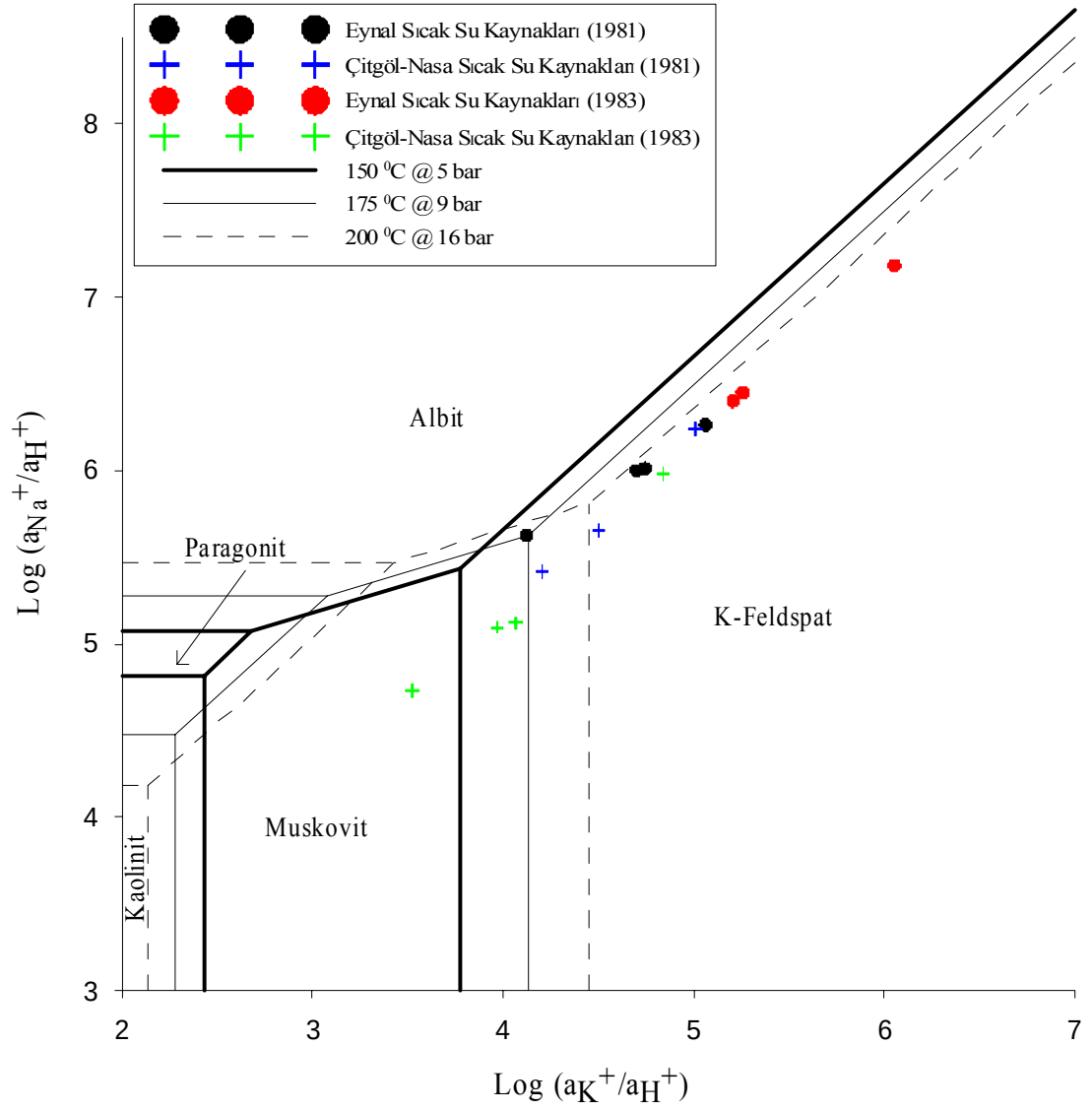
Önceki modellerle de ortaya konulduğu gibi Simav Jeotermal Sahası için 150-175 °C sıcaklık aralığının mevcut rezervuar sıcaklığını iyi temsil ettiği düşünülerek aktivite diyagramları tek tek incelendiğinde, hemen hemen bütün termal suların K-feldspat ile dengede olduğu görülmektedir (Şekil 8.4 hariç). Şekil 8.4'e bakıldığında ise, suların Mg-kloritle dengede olduğu görülür. Sıcaklık 175 °C'in üzerine çıktığında, Şekil 8.3 için suların K-feldspat, albit ve muskovit arasında; Şekil 8.2 için suların K-feldspat, vairakit ve muskovit arasında (özellikle K-feldspat ve vairakit arasında), Şekil 8.1 için ise suların K-feldspat ve muskovit arasında bir denge eğilimi izledikleri görülmektedir. Öte yandan, Ey-2 örneğinin diğer su örneklerinden ayrılarak K-feldspat ve Mg-kloritin merkezine doğru yaklaşarak farklı bir yer alması, bu örneğin sahip olduğu yüksek pH değeri (8.9) nedeniyledir. Sonuç olarak, aktivite diyagramları sahanın alterasyon mineralojisiyle de uygun olarak halen üretim yapılan rezervuardan daha derinde ve daha sıcak bir kaynağa işaret etmektedir.

8.2 Termodinamik Doymuşluk Halleri

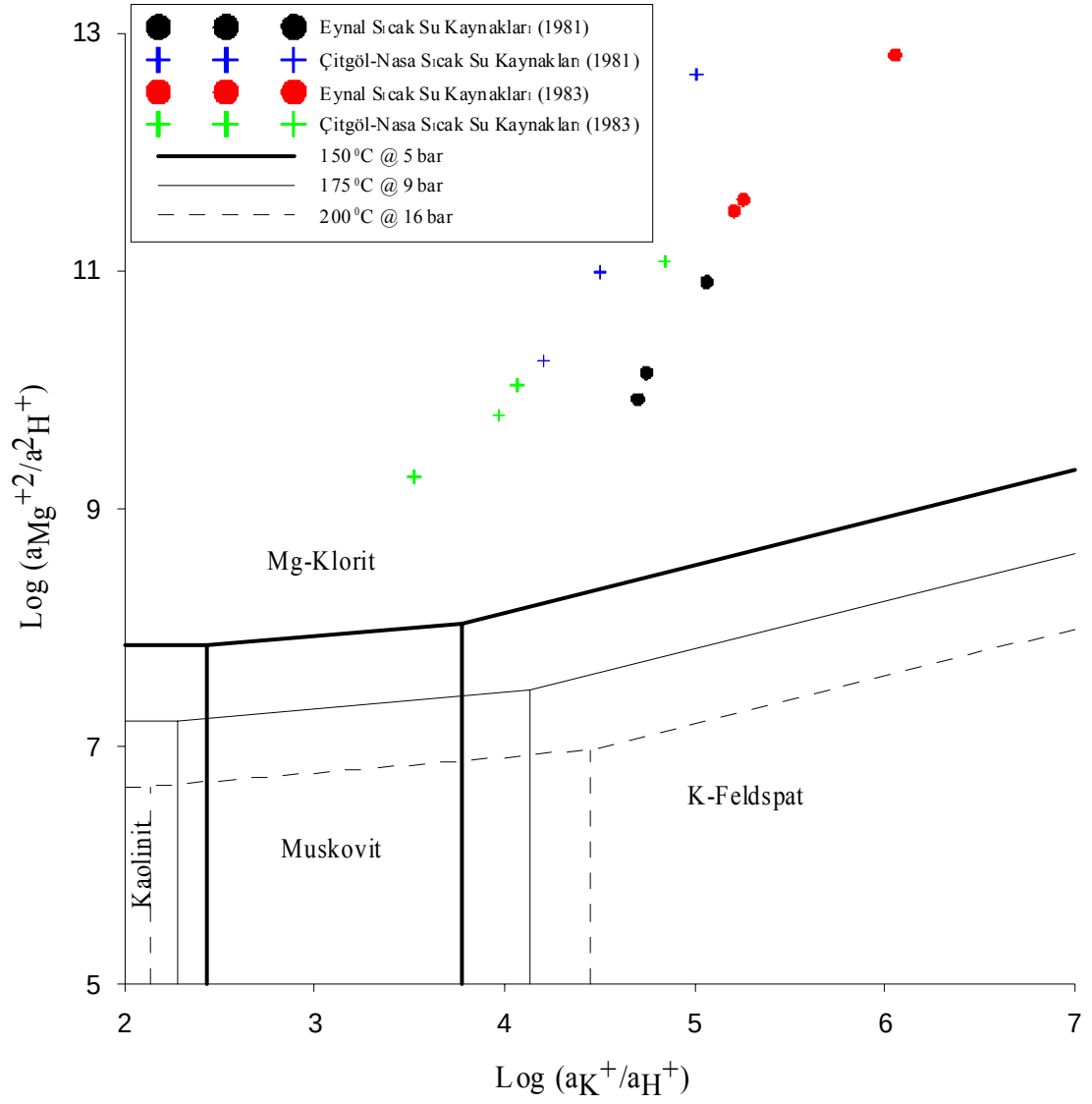
Bu yöntem, jeotermometrelerden farklı bir yaklaşım olup, önceden belirlenmiş mineral-çözünen madde dengesi varsayımı ya da deneysel çalışmalarla üretilen jeotermometrelere bağlı değildir. Yöntem, jeotermal suyla hemen hemen dengede olduğu düşünülen çeşitli minerallerin farklı sıcaklıklarda su bileşimindeki doymuşluk hallerini (saturation state) değerlendirir. Bu yöntemle göre, bir mineral verilen bir sıcaklık değerinde dengeye yaklaşıyorsa ($SI = 1$) aşağıdaki şekilde iki değerlendirme yapmak mümkün olabilir:

- Su, bu mineralle dengededir.
- Mineralin suyla dengede olduğu sıcaklık, yaklaşık rezervuar sıcaklığıdır.

Ancak, bu değerlendirmeler yapılırken, Tole ve diğ. (1993)'nin belirttiği şu ifade de dikkate alınmalıdır. Tole ve diğ. (1993)'ne göre, bu yöntemle yapılan sıcaklık tahmini, katı çözelti minerallerindeki saf olan son üyelere (pure end-members) göre doymuşluk haline bağlı olduğundan, bu sonuçlar kesin olmayıp, sadece bir yaklaşım getirir. Buna bağlı olarak ulaşılan sıcaklıklar, suların ulaşabileceği en yüksek rezervuar sıcaklıklarıdır.



Şekil 8.3: Simav Termal Sularının Aktivite Diyagramı ($\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$)



Şekil 8.4: Simav Termal Sularının Aktivite Diyagramı ($\text{MgO-K}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$)

Simav Jeotermal Sahası için minerallerin jeotermal sudaki termodinamik doymuşluk hallerine bağlı olarak doymuşluk diyagramlarının oluşturulmasında WATEQ4F (Nordstrom ve diğ., 1991) çözelti iyonik tür analizi bilgisayar programı kullanılmıştır. Sıcaklığa karşılık log SI olarak oluşturulan doymuşluk diyagramlarında, Simav Jeotermal Sistemi'nde de çoğu gözlenen 6 tane yaygın alterasyon minerali kullanılmıştır. Çeşitli alterasyon mineralleri için, sıcaklık bağımlı çözünürlük sabitlerini veren denklemler Tablo 3.2'de sunulmaktadır.

WATEQ4F programına girilen su örneklerinin derişim giriş verileri (input data), örneklerin ölçüm sıcaklığındaki Tablo 5.1'de verilen derişim verileri olup, bu verilerin artan sıcaklıkla değişmediği kabul edilmiştir. Simav Bölgesi'ndeki termal suların alüminyum (Al^{+3}) derişimlerine ait veri bulunmadığı için, termal sulardaki Al^{+3} derişimlerini tahmin edebilmek için aşağıdaki yöntemlere başvurulmuştur:

- Alüminyum denge hesaplamaları için seçilen mineraller K-feldspat, muskovit ve kaolinitir. Bu mineraller (kaolinit hariç), aktivite diyagramlarında dengeli mineral fazları oldukları ve sahadan toplanan kayaç örneklerindeki alterasyon mineralojisinde de bu minerallere rastlandığı için seçilmişlerdir.
- Denge hesaplamalarında, doğal su sistemleri için çok bileşenli homojen kimyasal denge hesaplamaları yapabilen SOLVEQ (Reed ve Spycher, 1990) bilgisayar programı kullanılmıştır. Programın dengeye zorlama seçeneği (forced equilibria option) kullanılarak jeotermal su yukarıdaki minerallerden biriyle dengeye zorlanarak her bir su örneğindeki Al^{+3} derişimi belirlenmiştir. Bunu yaparken yapılan varsayım ise, çözeltideki bütün Al^{+3} derişiminin çözeltiyle dengeye zorlanan katı fazda korunduğu; bir başka deyişle o mineral fazıyla dengede olduğudur. SOLVEQ, Al^{+3} derişimlerini aşağıda belirtildiği şekilde hesaplamaktadır:

Dengedeki bir minerale göre su bileşiminin doymuşluk indeksi (SI) 1'e eşittir. Bu ilişki şu şekilde ifade edilebilir:

$$SI = IAP / K_d = 1 \quad \text{ya da} \quad \log SI = 0 \quad (8.35)$$

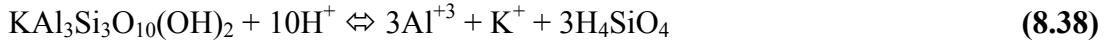
Verilen bir sıcaklıkta, bir mineralin denge sabiti (K_d) sıcaklık bağımlı denklemlerle hesaplanabilir (Tablo 3.2). Denge hesaplamaları için belirlenen minerallerin iyon aktivite çarpım katsayıları (IAP) çözünme tepkimeleri kullanılarak hesaplanabilir. Bu tepkimeler aşağıda verilmiştir:

K-feldspat için,



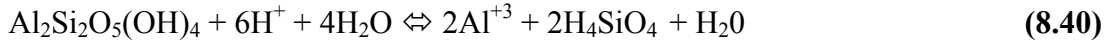
$$\text{IAP} = \frac{a_{\text{Al}^{+3}} a_{\text{K}^+} a_{\text{H}_4\text{SiO}_4}^3}{a_{\text{K-fel}} a_{\text{H}^+}^4 a_{\text{H}_2\text{O}}^4} \quad (8.37)$$

Muskovit için,



$$\text{IAP} = \frac{a_{\text{Al}^{+3}}^3 a_{\text{K}^+} a_{\text{H}_4\text{SiO}_4}^3}{a_{\text{mus}} a_{\text{H}^+}^{10}} \quad (8.39)$$

Kaolinit için,



$$\text{IAP} = \frac{a_{\text{Al}^{+3}}^2 a_{\text{H}_4\text{SiO}_4}^2 a_{\text{H}_2\text{O}}^2}{a_{\text{kaol}} a_{\text{H}^+}^6} \quad (8.41)$$

Yukarıdaki tepkimelerde tek bilinmeyen parametre Al^{+3} 'nin aktivite değeridir.

Çünkü, minerallerin aktivitelerinin birim aktivite değerine, yani 1'e eşit olduğu varsayılmıştır; diğer türlerin aktiviteleri de analiz derişimleri kullanılarak iyonik tür analizinden hesaplanmaktadır. Sonuç olarak, hesaplanan aktivite değeri aktivite katsayısına bölünerek Al^{+3} 'nin derişimi hesaplanmış olur ($a = m\gamma$).

- Bütün hesaplamalar için, mevcut iyonların analiz derişimleri kullanılmıştır.
- Hesaplamalar yapılırken, jeotermal çözelti ya da denge sıcaklığı için her bir örneğin ölçüm yapılan sıcaklığından 25 °C'lik sıcaklık artışlarıyla kimyasal jeotermometrelerle hesaplanan sıcaklık aralıklarını da kapsayacak şekilde 250 °C'ye kadar sıcaklık değerleri atanmıştır.

Su örnekleri için, Al^{+3} derişimi hesaplamalarının sonuçları Tablo 8.1'de verilmektedir. Tablo 8.1'e bakıldığında, üç ayrı sıcaklık değerinde (150 °C, 175 °C ve 200 °C) yapılan hesaplamalar için en yüksek Al^{+3} derişimleri kaolinit ile ulaşılan sonuçlarda olup, K-feldspat ve muskovit ile varılan derişimlerden çok daha yüksek değerler gözlenmektedir. Ancak, aktivite diyagramlarından Simav Jeotermal Sahası için su örneklerinin çoğunun K-feldspat ağırlıklı olmak üzere artan sıcaklıklarda K-feldspat ile muskovit arasında bir denge belirttiği için ve sahadan toplanan kayaç

Tablo 8.1: Simav Termal Suları için SOLVEQ Programının Dengeye Zorlama Seçeneğiyle 150 °C ile 200 °C Arasında Hesaplanan Al^{+3} Derişimleri (ppm)

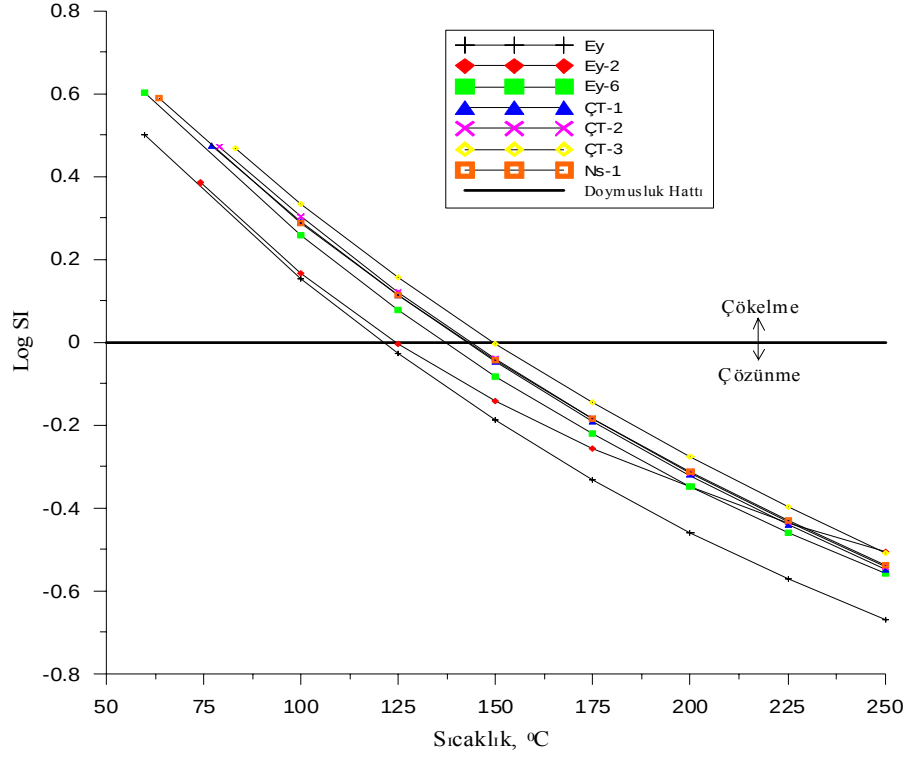
Bölge	Mineral	K-feldspat			Muskovit			Kaolinit		
	T, °C	150	175	200	150	175	200	150	175	200
Eynal, 1983	Ey-1	0.036	0.216	1.024	0.090	0.316	0.953	0.499	1.823	5.300
	Ey-2	-	-	-	0.199	0.545	1.323	1.660	4.160	8.700
	Ey-6	-	-	-	0.067	0.240	0.738	0.371	1.424	4.300
Çitgöl-Naşa, 1983	ÇT-1	0.016	0.097	0.468	0.029	0.120	0.416	0.101	0.518	2.100
	ÇT-2	-	-	-	0.051	0.187	0.598	-	-	-
	ÇT-3	0.010	0.064	0.319	0.022	0.095	0.348	0.074	0.411	1.820
	Nş-1	0.014	0.083	0.402	0.014	0.065	0.252	0.037	0.226	1.130
Eynal, 1981	SE-1	-	-	-	0.055	0.209	0.686	-	-	-
	SE-36	-	-	-	0.067	0.245	0.774	0.347	1.400	4.540
	SE-47	0.027	0.165	0.816	0.064	0.245	0.800	0.298	1.290	4.390
	SE-52	0.045	0.281	1.400	0.058	0.238	0.821	0.200	0.983	3.660
Çitgöl-Naşa, 1981	SÇN-2	-	-	-	-	-	-	0.301	1.150	3.710
	SÇN-23	0.025	0.153	0.759	0.048	0.189	0.640	0.205	0.967	3.570
	SÇN-30	0.011	0.064	0.319	0.029	0.119	0.417	0.107	0.543	2.210

örneklerinde de alterasyon mineralleri arasında K-feldspat ve muskovite rastlanırken, kaolinit gözlenmediğinden hesaplanan Al^{+3} derişimlerini değerlendirirken K-feldspat ve muskovitin verdiği değerleri dikkate almak gerekir. Bu bilgiler ışığında, Tablo 8.1 dikkatle incelenecek olursa, genelde Al^{+3} derişimlerinin yaklaşık 0.25 ppm'den düşük değerler olduğu görülmektedir. Sıcaklık arttıkça, Al^{+3} derişimleri de arttığından 200 °C için hesaplanan hemen hemen bütün değerlerin 0.25 ppm'den büyük olduğu açıkça görülmektedir. Ancak, silika jeotermometreleri ve entalpi-klorür karışım modellerinin gösterdiği rezervuar sıcaklık aralığının 150-175 °C olduğu düşünüldüğünde, K-feldspat ve muskovit mineralleri dengesine göre 150 °C ve 175 °C sıcaklıklarda hesaplanan değerler 0.25 ppm'den düşük olduğu için 0.25 ppm Al^{+3} derişimi Simav jeotermal suları için daha geçerlidir. Muskovit için, 175 °C denge sıcaklığında Ey-1 ve Ey-2 su örneklerinin 0.25 ppm'den yüksek değerler (sırasıyla, 0.316 ve 0.545 ppm) göstermesi ise, bu örneklerin diğer örneklere göre sahip olduğu yüksek pH değerleri (sırasıyla, 8.2 ve 8.9) nedeniyledir.

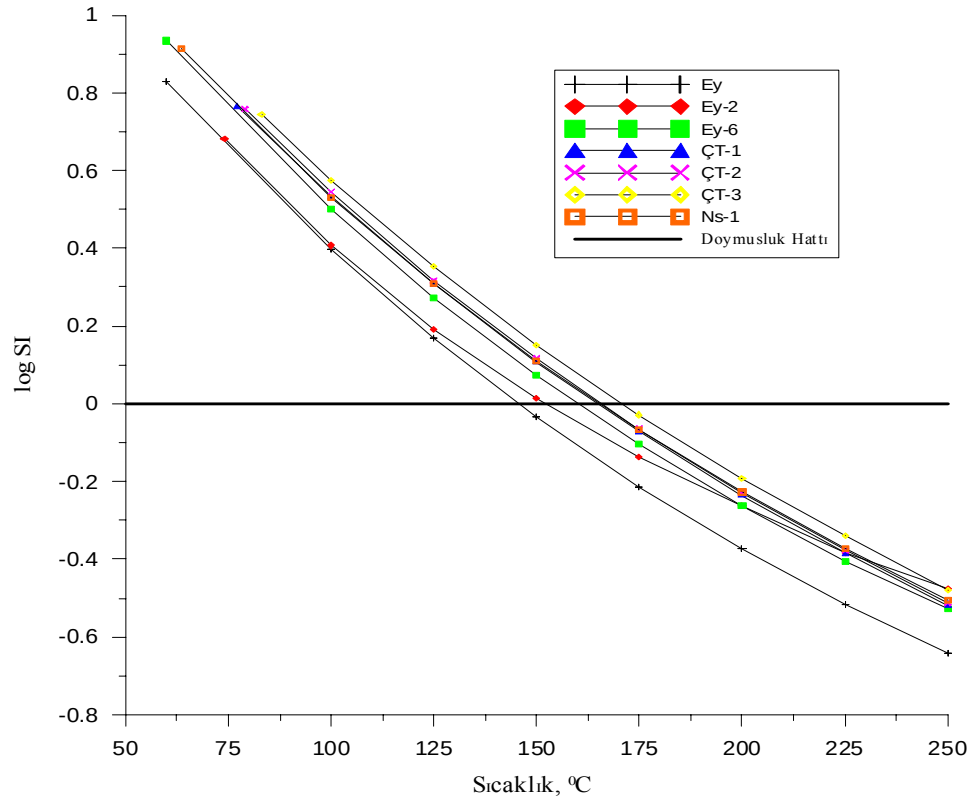
Simav jeotermal sularının minerallerle (kalsedon, kuvars, kalsit, aragonit, dolomit ve anhidrit) olan sıcaklık-doymuşluk indeksi diyagramları Şekil 8.5'den 8.10'a kadar gösterilmektedir. Diyagramların düşey ekseninde doymuşluk indeksinin (SI) logaritması (log SI) kullanılmıştır. log SI değerinin verilen bir sıcaklıkta 0 olduğu

yer, o mineralin jeotermal akışkanla dengede ve doymuş (saturated) olduğu sıcaklığı belirtirken, log SI değerinin pozitif (+) olduğu yer, o mineralin jeotermal akışkanda aşırı doymuş (oversaturated) olduğunu ve verilen sıcaklıkta çökeldiğini belirtir. log SI değerinin negatif (-) olduğu yer, o mineralin jeotermal akışkanda doymamış (undersaturated) olduğunu ve verilen sıcaklıkta akışkan içerisinde çözündüğünü belirtmektedir. Diyagramlardaki sıcaklıklar, daha önce de belirtildiği gibi, her bir örneğin ölçüm yapılan sıcaklığından (<100 °C) 250 °C'ye kadar 25 °C'lik sıcaklık artışlarıyla kimyasal jeotermometrelerle hesaplanan sıcaklık aralıklarını da kapsayacak şekilde atanmıştır. Al^{+3} derişimleri ise, yukarıda belirtildiği gibi, 0.25 ppm olarak atanmıştır. Daha düşük derişimlerde hesaplanan Al^{+3} derişimleri değil de sınır değere yakın olan derişimi atamakla analitik duyarlılık arttırılmış olur. Tole ve diğ. (1993) de, çok düşük Al^{+3} derişimleri atamanın analitik duyarlılığı zayıflatacağını ve denge hesaplamalarında bazı uyuşmazlıklar yaratabileceğini belirtmiştir. Mutlu (1996) ise, Afyon jeotermal suları için atadığı Al^{+3} derişimini yüzde yüz arttırarak ve azaltarak başka atamalar yapmıştır ve bunun elde edilen denge sıcaklıklarını derişim arttırıldığında 5-10 °C arttırdığını, derişim azaltıldığında ise 5-10 °C azalttığını gözlemiştir.

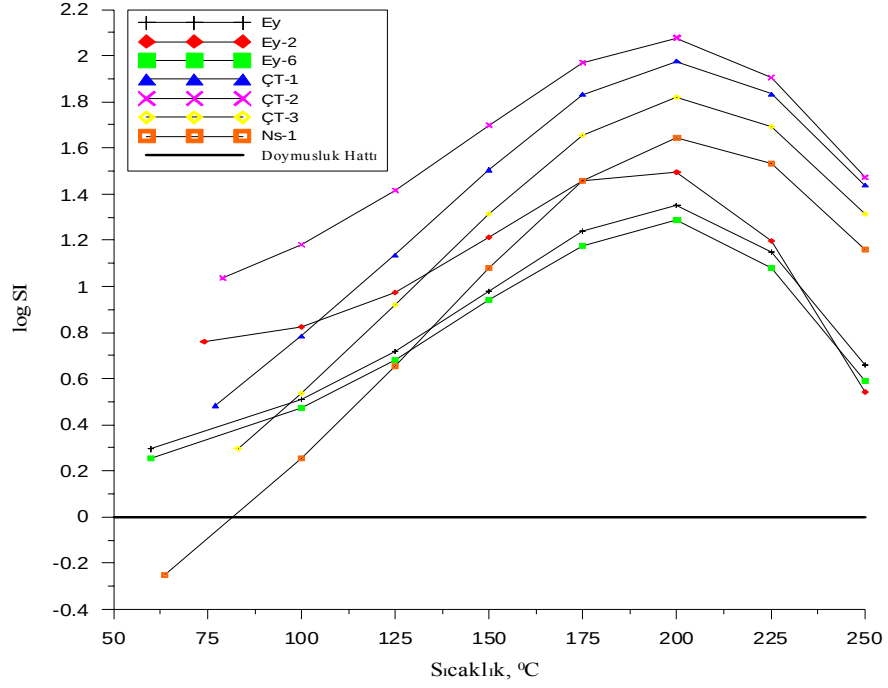
Diyagramlara bakıldığında, silika minerallerinden kalsedona göre oluşturulan Şekil 8.5'deki diyagramda sular kalsedon jeotermometreleriyle uyumlu olarak 125-150 °C arasında rezervuar denge sıcaklıkları; kuvarsa göre oluşturulan Şekil 8.6'daki diyagram da kuvars jeotermometreleriyle ve entalpi-klorür diyagramlarıyla uyumlu olarak 150-175 °C arasında rezervuar denge sıcaklıkları göstermektedir. Eğrilerin eğilimine bakıldığında, kalsedon ve kuvars için düşük sıcaklıklardan denge sıcaklığına kadar bir çökme; doymun hale geldikten sonra denge sıcaklığından daha yüksek sıcaklıklara doğru ise jeotermal akışkanda bir çözünme periyodu izledikleri görülür. Kalsiyum karbonat ($CaCO_3$) mineralleri olan kalsit ve aragonite göre oluşturulan Şekil 8.7 ve 8.8'deki diyagramlar ise, suların her sıcaklıkta kalsit ve aragonite göre aşırı doymuş olduğunu ve Simav Jeotermal Sahası için kalsit ve aragonit çökelinin olası olduğunu belirtmektedir. Dolomite [$CaMg(CO_3)_2$] göre oluşturulan Şekil 8.9'daki diyagramda sular 150-200 °C arasında rezervuar denge sıcaklıkları göstermektedir. Eğrilerin eğilimine bakıldığında, dolomit düşük sıcaklıklardan denge sıcaklığına kadar bir çökme; doymun hale geldikten sonra denge sıcaklığından daha yüksek sıcaklıklara doğru ise jeotermal akışkanda bir



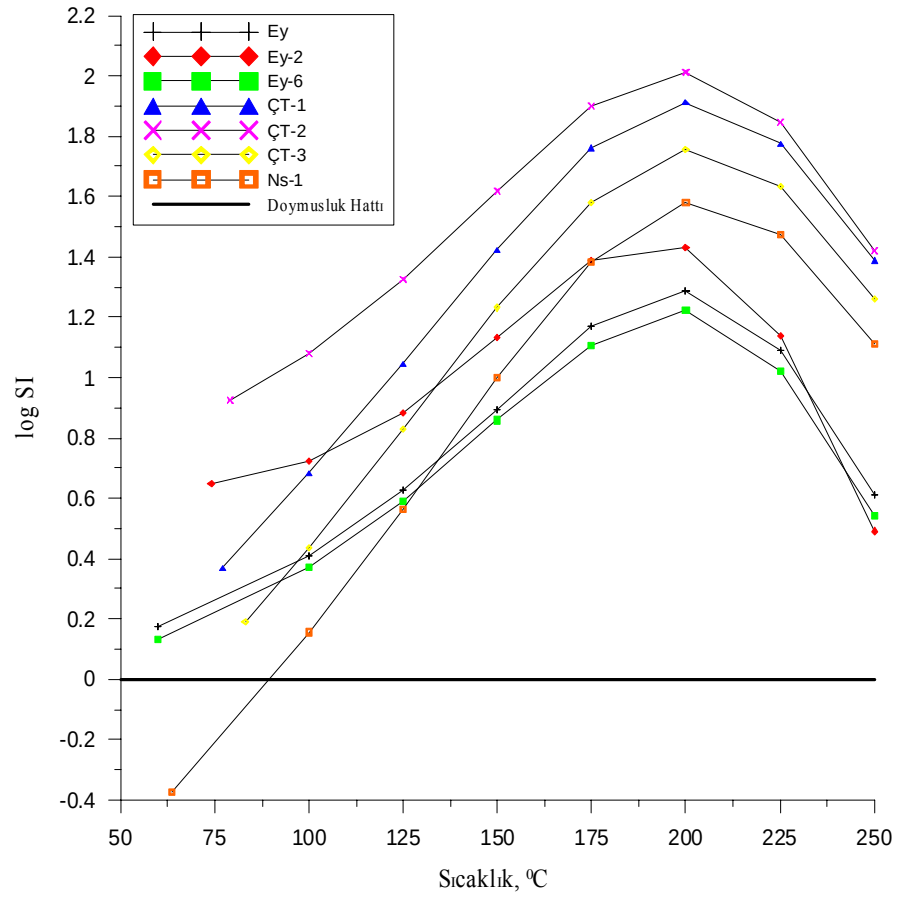
Şekil 8.5: Kalsedonun Simav Termal Sularındaki Sıcaklığa Bağlı Denge Diyagramı



Şekil 8.6: Kuvarsın Simav Termal Sularındaki Sıcaklığa Bağlı Denge Diyagramı



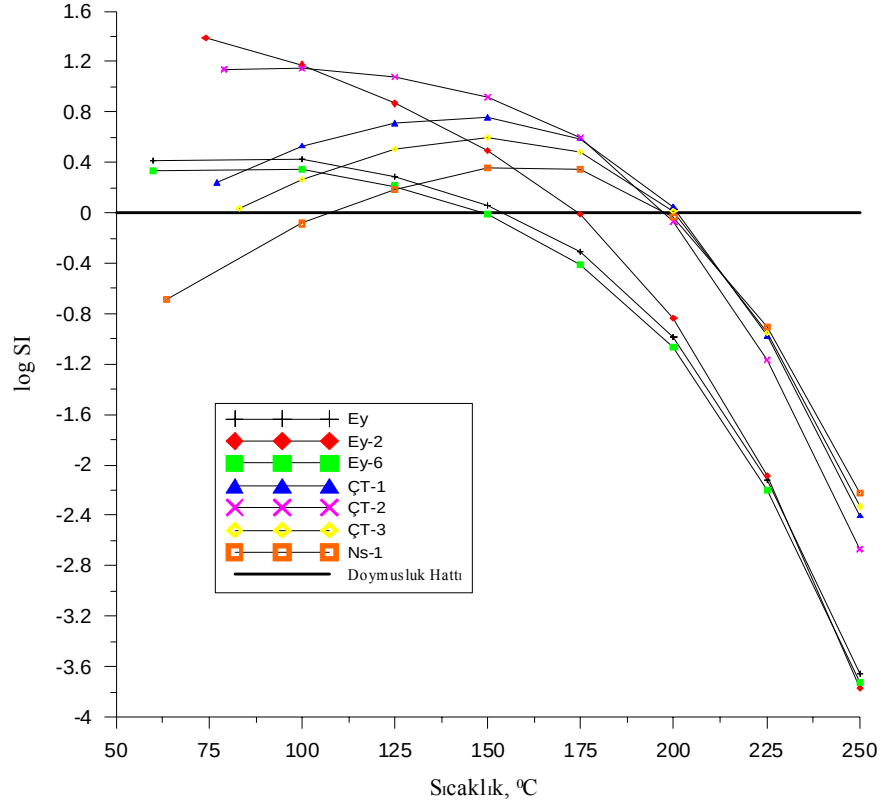
Şekil 8.7: Kalsitin Simav Termal Sularındaki Sıcaklığa Bağlı Denge Diyagramı



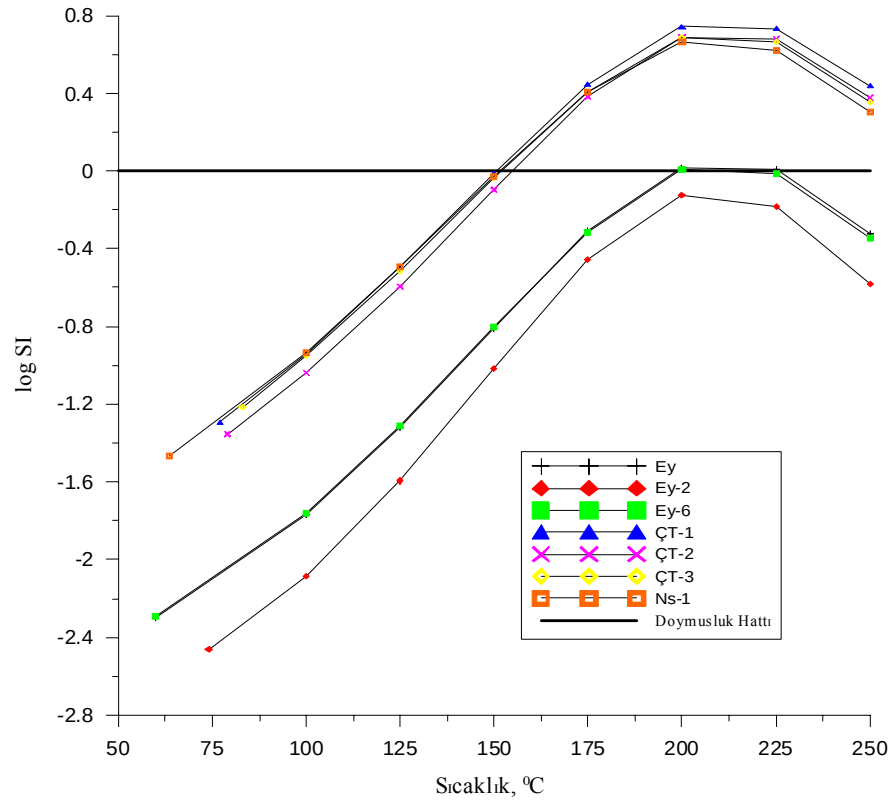
Şekil 8.8: Aragonitin Simav Termal Sularındaki Sıcaklığa Bağlı Denge Diyagramı

Çözünme periyodu izlemektedir. Ancak, dolomitin çözünürlük davranışını incelendiğinde, kuvars ve kalsedonun çözünürlük davranışından biraz farklı olduğu görülür. Dolomit, sulara denge sıcaklığına kadar yavaş bir çökeltme-çözünme geçişı gösterirken, bu sıcaklıktan sonra ani bir çözünme periyoduna geçer. Kuvars ve kalsedon için bu davranış ise, ilk sıcaklıktan son sıcaklığa kadar yaklaşık doğrusal bir eğilim izler. Bu durum, iki ayrı mineral grubunun termodinamik özelliklerindeki farklılıktan kaynaklanmaktadır. Anhidrit (CaSO_4) göre oluşturulan Şekil 8.10'daki diyagramda da sular dolomitte benzer şekilde 150-200 °C arasında rezervuar denge sıcaklıkları göstermektedir. Eğrilerin eğilimine bakıldığında, anhidrit diğer minerallerden farklı olarak düşük sıcaklıklardan denge sıcaklığına kadar jeotermal akışkanda bir çözünme; doymun hale geldikten sonra denge sıcaklığından daha yüksek sıcaklıklara doğru ise bir çökeltme periyodu izlemektedir. Sıcaklığa bağı mineral denge diyagramlarının oluşturulmasında Yıldırım (1983)'a ait sıcak su kaynağı verileri kullanılmıştır. Aynı diyagramlar Öktü (1984)'ye ait sıcak su kaynağı verileri kullanılarak da oluşturulup, benzer sonuçlar elde edilmiştir.

Mineral denge hesaplamaları, Simav jeotermal suları için karbonat minerallerinden kalsit, aragonit ve dolomit ökeltiminin olası olduğunu ve sıcaklık arttıkça jeotermal akışkandaki sülfat minerallerinin (anhidrit vb) doymuşluğunun arttığını göstermektedir.



Şekil 8.9: Dolomitin Simav Termal Sularındaki Sıcaklığa Bağlı Denge Diyagramı



Şekil 8.10: Anhidritin Simav Termal Sularındaki Sıcaklığa Bağlı Denge Diyagramı

9. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Simav Bölgesi'ndeki termal sular, Türkiye'deki çoğu termal sularla paralel olarak Na-HCO₃'ca zengin, SO₄'lu ve düşük Cl içerikli yeraltı sularından etkilenmiş (peripheral) sulara dahil edilebilir. Cl-SO₄-HCO₃ üçgen diyagramında suların SO₄-HCO₃ arasındaki değişimi termal suların yüzeye yakın buharın ısıttığı sülfatça zengin yeraltı sularından etkilendiklerini ve meteorik kökenli olduklarını belirtmektedir. Sulardaki düşük Cl içeriği, diğer üçgen diyagramlarda da tek bir hat boyunca çizgisel bir dizilim sunmaları ve çoğu su örneğinin Na-K-Mg üçgen diyagramında olgunlaşmamış (immature) sular bölgesine düşmesi, Simav termal sularının aynı kaynaktan beslenen meteorik kökenli ve yüzeye yakın yeraltı sularıyla karışmış akraba sular olduğunu doğrulamaktadır. Ayrıca, Na-K-Mg üçgen diyagramında Eynal kaynaklarına ait bazı su örneklerinin kısmi-dengeli (partially equilibrated) sular bölgesine düşmesi, suların derin bir kaynaktan geldiğini; Eynal termal sularının Çitgöl-Naşa sularına oranla seyrelme ya da karışım proseslerinden daha az etkilendiğini ve bu örneklerle uygulanacak katyon jeotermometrelerinin diğer örneklerle göre daha güvenilir sonuçlar verebileceğini de ortaya koymaktadır.

Su örneklerinin atomik Cl/B iyon oranları, Simav Jeotermal Sistemi için tortul kayaçların termal suların kimyası üzerinde etkin olduğunu belirtirken; düşük Cl/F oranları da termal suların yüzeye çıkışları sırasında kısmen florca zengin kayaçlardan etkilendiklerini göstermektedir. Ayrıca, örneklerdeki Cl/B ve Cl/F oranlarının birbiriyle benzer olması, Simav termal sularının aynı kaynaktan beslendiğini doğrulayan bir başka veridir.

Bölgeden alınan kayaç örneklerinin alterasyon mineralojisi klorit, albit, titanit (sfen), K-feldspat, epidot, diyopsit, muskovit, illit ve montmorillonit minerallerinin olasılıkla jeotermal rezervuar sularıyla dengede olduğunu ve 160 °C ile 250 °C arasında rezervuar sıcaklıklarına sahip olabileceğini göstermektedir.

Kimyasal jeotermometreler arasında, silika jeotermometrelerinden kalsedon ve kuvars jeotermometreleri, sırasıyla 157 ve 179 °C; kation jeotermometrelerinden Na-Li jeotermometresi 174 °C en yüksek rezervuar sıcaklıklarıyla bugün üretim yapılan rezervuar zonuna uygun sıcaklıklar önermektedir. Na-K ve Na-K-Ca jeotermometreleri ise, sahanın jeolojik modeli, jeofizik verileri ve alterasyon mineralojisinin belirttiği sıcaklıklara uygun olarak 220 ile 256 °C arasındaki rezervuar sıcaklıklarıyla halen üretim yapılan zondan daha derin ve sıcak bir jeotermal sisteme işaret etmektedir. Ayrıca, Na-K-Mg üçgen diyagramında, bütün su örneklerinin tek bir hat şeklindeki diziliminin yaklaşık 230-240 °C civarında dengelenmiş bir rezervuar sıcaklığını işaret etmesi de bu savı desteklemektedir.

Karışım modelleri arasında, entalpi-silika karışım modeli kalsedon ve kuvarsa göre, sırasıyla yaklaşık 156 ve 177 °C; entalpi-klorür karışım modeli ise kalsedon ve kuvarsa göre, sırasıyla yaklaşık 166 ve 174 °C ile silika jeotermometreleriyle paralel rezervuar sıcaklıkları önermektedirler. Ayrıca, entalpi-klorür karışım modeli bazı su örneklerinin sadece karışım-seyrelme prosesiyle, bazılarının ise karışım-seyrelme ve/veya kaynama prosesi sonucu oluştuğunu ortaya koymaktadır. Öte yandan, sahadaki kaynakların kondüktif soğuma prosesine uğradığı gözlenmemiştir. Buna ek olarak, entalpi-klorür karışım modeli Eynal sularının Çitgöl-Naşa sularına oranla karışım-seyrelme proseslerinden çok daha az etkilendiğini de açıkça göstermektedir.

Sahanın izotopik döteryum (δD) – oksijen-18 ($\delta^{18}O$) diyagramı, Simav jeotermal suları için ^{18}O zenginleşmesi belirtmektedir. Bu durum, sistemdeki kayaç-akışkan etkileşimine ve/veya rezervuardaki yüksek sıcaklıkla kaynamanın etkin olabileceğine işaret etmektedir. Öte yandan, örneklerin yarı-logaritmik trityum (^3H) – klorür (Cl) diyagramı ise, Simav termal sularının çoğunun Nadarçam Bölgesi meteorik suları tarafından beslendiğini göstermektedir. Ayrıca, örneklerin trityum içeriklerine göre, Simav jeotermal sularının yaşı yaklaşık 50 yıldan fazla olduğundan Simav Jeotermal Sistemi beslenmenin güçlü olduğu, kayaç-akışkan etkileşiminin çok fazla olmadığı, kısa mola süreli jeotermal sistemlere dahil edilebilir. Suların döteryum içeriklerinden faydalanarak, sahanın deniz seviyesine göre hesaplanan ortalama beslenme yükseklikleri ise, 969 ile 1174 m arasında değişmektedir.

150-200 °C sıcaklık aralığında oluşturulan minerallerin aktivite (stabilite) diyagramları, Simav jeotermal sularının çoğu sahanın alterasyon mineralojisine de dahil olan K-feldspat, muskovit, albit, Mg-klorit ve vairakit mineralleriyle dengede

olduğunu göstermektedir. Sonuç olarak, aktivite diyagramları da sahanın alterasyon mineralojisi ve katyon jeotermometreleriyle (özellikle Na-K) uygun olarak halen üretim yapılan rezervuardan daha derinde ve daha sıcak bir kaynağa işaret etmektedir.

Simav jeotermal suları için bazı alterasyon mineralleri kullanılarak oluşturulan doymuşluk indeksi (log SI) – sıcaklık (T) diyagramları, genellikle silika jeotermometreleri ve karışım modelleriyle uygun olarak benzer rezervuar sıcaklıkları vermektedirler. Kalsedon jeotermal sularla 125-150 °C arasında; kuvars ise 150-175 °C arasında rezervuar sıcaklıkları önermektedir. Buna ek olarak, dolomit ve anhidrit 150-200 °C arasında rezervuar sıcaklıklarına işaret eder. Diğer yandan, kalsedon, kuvars ve dolomit düşük sıcaklıklardan denge sıcaklığına kadar bir çökme; daha yüksek sıcaklıklara doğru ise jeotermal akışkanda bir çözünme periyodu izlerken, anhidritin çözünürlük davranışı bunun tam tersidir. Kalsit ve aragonit ise, neredeyse her sıcaklık değerinde jeotermal akışkanda aşırı doymuş olup, çökme belirtirler.

Silika (kalsedon ve kuvars) ve Na-Li jeotermometreleri ile karışım modelleri, halen üretim yapılan rezervuara uygun sıcaklıklar önerirken; sahanın alterasyon mineralojisi, çoğu katyon jeotermometresi (Na-K ve Na-K-Ca), Na-K-Mg üçgen diyagramı ve minerallerin aktivite diyagramları ise sahadan elektrik üretimine imkan verebilecek daha derin ve sıcak olan potansiyel bir jeotermal rezervuarı belirtmektedir. Bu durum, jeolojik ve jeofizik verilerin belirttiği üzere özellikle sahanın güneyine yapılacak daha derin sondajlarla ve daha ayrıntılı jeofizik etütlerle kanıtlanmalıdır.

İyon oranlarıyla eş eğri haritaları çizilerek ve sahanın özellikle derin kuyularından su kimyası ve izotop verileri alınarak sahanın sınırları, beslenmenin yönü-yüksekliği ve suyun yaşı gibi konularda daha iyi bir yorum yapılabilir.

Sahada, mineral denge hesaplamalarının da belirttiği gibi, özellikle yüksek sıcaklıklarda kalsit ve jips/anhidrit ile düşük sıcaklıklarda da silika çökelişi olası olduğundan, termal suların konut ısıtmacılığı ya da başka amaçlarla kullanımı sırasında silika ve kalsiyum karbonat kabuklaşması problemlerine karşı gerekli önlemler alınmalıdır.

KAYNAKLAR

- Akdeniz, N. ve Konak, N.,** 1979. Simav-Emet-Tavşanlı-Dursunbey-Demirci Yörelerinin Jeolojisi, *MTA Raporu*, **6547**, Ankara.
- Arnorsson, S., Gunnlaugsson, E., and Svavarsson, H.,** 1982. The chemistry of geothermal waters in Iceland-I. Calculation of aqueous speciation from 0 °C to 370 °C, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**, 1513-1532.
- Arnorsson, S., Gunnlaugsson, E., and Svavarsson, H.,** 1983a. The chemistry of geothermal waters in Iceland-III. Chemical geothermometry in geothermal investigations, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**, 567-577.
- Arnorsson, S., Gunnlaugsson, E., and Svavarsson, H.,** 1983b. The chemistry of geothermal waters in Iceland-II. Mineral equilibria and independent variables controlling water compositions, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**, 547-566.
- Arnorsson, S.,** 2000. Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration, development and use, *Vienna: International Atomic Energy Agency*.
- Ball, J. W. and Nordstrom, D. K.,** 1991. User's Manual For WATEQ4F, with Revised Thermodynamic Data Base and Test Cases for Calculating Speciation of Major, Trace and Redox Elements in Natural Waters, U. S. Geol. Surv. *Open-File Rep.*, 91-183.
- Bayram, F.,** 1999. Simav jeotermal alanının hidrojeoloji incelemesi, *Doktora Tezi*, S. Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, 156, Konya.
- Bayram, A., F. and Şimşek, Ş.,** 2005. Hydrogeochemical and Isotopic Survey of Kütahya-Simav Geothermal Field, Proceedings of World Geothermal Congress 2005, Antalya.
- Beseme, P.,** 1966. Simav (Kütahya) bölgesinin stratigrafik, tektonik ve hidrojeolojik etüdü, *MTA Raporu*, **5**, Ankara.
- Bjarnason, J. O.,** 1994. The speciation programme WATCH, version 2.0, Orkustofnun, Reykjavik.

- Craig, H.**, 1961. Isotopic variations in meteoric waters, *Science*, **133**, 1702-1703.
- Craig, H.**, 1963. The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal areas. In: Tongiorgi, E. (ed.), Nuclear geology in geothermal areas, Spoleto, Consiglio Nazionale delle Ricerche, Laboratorio di Geologia Nucleare, *Pias*, 17-53.
- Çağlar, K. Ö.**, 1948. Türkiye Maden Suları ve Kaplıcaları, MTA Yayınları, Ankara.
- Drever, J. I.**, 1997. The Geochemistry of Natural Waters, 3rd edn., *Prentice-Hall*.
- Ellis, A.J., Mahon, W.A.J.**, 1977. Chemistry and Geothermal Systems, *Academic Press*, London.
- Ellis A. J. and McFadden, I. M.**, 1972. Partial Volume of Ions in Hydrothermal Solutions, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **36**, 413-426.
- Ellis, A. J.**, 1979. Chemical Geothermometry in Geothermal Systems, *Geothermics*, **25**, 219-226.
- Erişen, B., Can, A. R., Yıldırım, N.**, 1989. Simav-Eynal (Kütahya) Jeotermal Alanı EJ-I ve EJ-II Jeotermal Sondajları Kuyu Bitirme ve Ön Değerlendirme Raporu, *MTA Raporu*, Ankara.
- Faure, G.**, 1998. Principles and Applications of Geochemistry, 2nd edn., *Prentice-Hall*.
- Fouillac, C. and Michard, G.**, 1981. Sodium/lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs, *Geothermics*, **10**, 55-70.
- Fournier, R. O., White, D. E. and Truesdell, A. H.**, 1974. Geochemical indicators of subsurface temperature – Part 1, basic assumptions, *J. Res. USGS*, **2**, 259-261.
- Fournier, R.O.**, 1977. Chemical Geothermometers and Mixing Models for Geothermal Systems, *Geothermics*, **5**.
- Fournier, R.O.**, 1979. A Revised Equation for the Na/K Geothermometer, *GRC Transac.*, **3**.
- Fournier, R.O. and Potter, R.W.**, 1979. Magnesium Correction to the Na-K-Ca Chemical Geothermometer, *Geochim. et Cosmo. Acta*, **43**.
- Fournier, R. O. and Potter, R. W.**, II, 1982b. A revised and expanded silica (quartz) geothermometer, *Geotherm. Resourc. Counc. Bull.*, **11** (10), 3-12.
- Fournier, R. O. and Truesdell, A. H.**, 1973. An empirical Na-K-Ca geothermometer for geothermal waters, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **37**, 1255-1275.

- Fournier, R. O.**, 1985. The behaviour of silica in hydrothermal solutions. In: Berger, B. R. And Bethke, P. M. (eds) *Geology and geochemistry of epithermal systems*, Society of Economic Geologists, *Reviews in Economic Geology*, **2**, 45-61.
- Giggenbach, W. F.**, 1988. Geothermal Solute Equilibria. Derivation of Na-K-Ca-Mg Geoindicators, *Geochim. et Cosmo. Acta*, **48**.
- Helgeson, H. C., Delany, J. M., Nesbitt, H. W. and Bird, D. K.**, 1978. Summary and critique of the thermodynamic properties of rock forming minerals, *Amer. J. Sci.*, **278** (A), 1-229.
- Johnson, J. W., Oelkers, E. H., Helgeson, H. C.**, 1992. A software package for calculating the standard molal thermodynamic properties of mineral, gases, aqueous species, and reactions from 1 to 5000 bar and 0 to 1000°C, *Computers and Geosciences* **18** (7), 899-947.
- Keenan, J. H., Keyes, F. G., Hill, P. G. and Moore, J. G.**, 1969. *Steam Tables*, Wiley, 162, New York.
- Kharaka, Y. K. and Mariner, R. H.**, 1988. Chemical geothermometers and their application to formation waters from sedimentary basins. In Naeser, N. D. And McCollin, T. H., editors, *Thermal History of Sedimentary Basins*, Springer-Verlag, 99-117, New York.
- Kharaka, Y. K. Lico, M. S. and Law, L. M.**, 1982. Chemical geothermometers applied to formation waters Gulf of Mexico and California Basins, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **66**, 558.
- Marini, L., Chiodini, G. and Cioni, R.**, 1986. New geothermometer for carbonate-evaporite geothermal reservoirs, *Geothermics*, **15**, 77-86.
- Mizutani, Y.**, 1988. Stable isotope geochemistry, *Text for the 19th group training course on geothermal energy*, Kyushu University, Kyushu.
- MTA**, 2001. Türkiye Jeotermal Envanteri, *MTA yayınları*, Ankara.
- Mutlu, H.**, 1996. Geochemical Assessment of Thermal Waters from the Afyon Geothermal Area: Geothermometry Applications and Fluid-Mineral Equilibria, *Ph.D Thesis*, Submitted to the Graduate School of Natural and Applied Sciences of the Middle East Technical University, Ankara.

- Nicholson, K.**, 1993. Geothermal Fluids: Chemistry and Exploration Techniques, School of Applied Sciences, The Robert Gordon University, *ABI IHG*, Aberdeen.
- Nivea, D. and Nivea R.**, 1987. Developments in geothermal energy in Mexico. Part 12, A cationic geothermometer for prospecting of geothermal resources. Heat Recovery Systems and CHP, **7**, 243-258.
- Nordstrom, D. K., Plummer, L. N., Langmuir, D., Busenberg, Eurybiades, May, H. M., Jones, B. F., and Parkhurst, D. L.**, 1990. Revised chemical equilibrium data for major water-mineral reactions and their limitations. In Melchior, D. C., and Bassett, R. L., eds., Chemical modeling of aqueous systems II, *American Chemical Society Symposium Series*, **416**, 398-413.
- Öktü, G.**, 1984. Eynal ve Çitgöl-Naşa (Simav) Kaplıcalarının Hidrojeoloji İncelemesi, *MTA Raporu*, **7737**.
- Öngür, T.**, 2004. Simav Jeotermal Alanının Kapasitesi: Jeoloji Değerlendirmesi, Ege Enerji A.Ş., *yayınlanmamış*, İstanbul.
- Özen, N.**, 1988. Kütahya Simav Çitgöl-Naşa-Hüsüm-Eynal-Semerköy Alanları Jeotermal Enerji Aramaları Rezistivite Etüdü, *MTA Raporu*, **8524**.
- Parkhurst, D. L., Thorstenson, D. C. and Plummer, L. N.**, 1980. PHREEQC-A computer program for geochemical calculations, USGS, *Water Resources Investigation Report*, **80-96**, 210.
- Plummer, L. N., and Busenberg, Eurybiades**, 1982. The solubilities of calcite, aragonite and vaterite in CO₂ solutions between 0 and 90 °C, and an evaluation of the aqueous model for the system CaCO₃-CO₂-H₂O, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **46**, 1011-1040.
- Plummer, L. N., Parkhurst, D. L. and Thorstenson, D. C.**, 1983. Development of reaction models for groundwater systems, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**, 665-685.
- Reed, M., H. and Spycher, N., F.**, 1990. User's Guide for SOLVEQ: A Computer Program for Computing Aqueous-Mineral-Gas Equilibria, *Revised Ed.*, Department of Geological Sciences, University of Oregon, Eugene, 37, Oregon.
- Serpen, U. and Gülgör, A.**, 1995. Application of Geochemistry in Reservoir Engineering Analysis of Kızıldere Geothermal Field, Min-Chem' 95, 143-154, İstanbul.

- Spycher, N. F. And Reed, M. H.,** 1992. User Guide for CHILLER: A computer program for computing water-rock reactions, boiling, mixing and other reaction processes in aqueous-mineral-gas systems, *Revised Edition*, Department of Geological Sciences, University of Oregon, Eugene, 68, Oregon.
- Tole, M. P., Armannsson, H., Zhong-He, P. and Arnorsson, S.,** 1993. Fluid/mineral equilibrium calculations for geothermal fluids and chemical geothermometry, *Geothermics*, **22** (1), 17-37.
- Tonani, F.,** 1980. Some remarks on the application of geochemical techniques in geothermal exploration. In Proceedings, *Adv. Eur. Geoth. Res. Second Symp.*, 428-443.
- Truesdell, A. H.,** 1976. Summary of section III geochemical techniques in exploration. In Proceedings, *Second United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources.*, San Francisco, CA, U. S. Government Printing Office, **1**, 13-39, Washington, D. C.
- Truesdell, A.H. and Fournier, R.O.,** 1977. Procedure for Estimating the Temperature of A Component in Mixed Water by Using A Plot of Dissolved Silica vs. Enthalpy, *J. Res. USGS*, **5**.
- Truesdell, A. H. and Jones, B. F.,** 1974. WATEQ, a computer program for calculating chemical equilibria of natural waters, *J. Res. USGS*, **2**, 233-248.
- Ural, R.,** 1976. Simav ve Kıravadi Ovaları Hidrojeolojik Etüd Raporu, *DSİ Genel Müdürlüğü*, Ankara.
- White, D. E.,** 1970. Geochemistry applied to the discovery, evaluation and exploitation of geothermal energy resources, *Geothermics*, Special Issue, **2** (1), 58-80.
- Wigley, T. M. L.,** 1977. WATSPEC: a computer for determining the equilibrium speciation of aqueous solutions, *Brit. Geomorph. Res. Group Tech. Bull.*, **20**, 48.
- Yılmaz, Y.,** 2000. When did the Western Anatolian Grabens Begin to Develop. In Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area, Bozkurt, E., Winchester, J. A. & Piper, J. D. A. (eds), *Geological Society London Special Publications*, **173**, 333-384.
- Yücel, B., Coşkun, B., Demirci, S., Yıldırım, N.,** 1983. Simav (Kütahya) Yöresinin Jeolojisi ve Jeotermal Enerji Olanakları, *MTA Raporu*, **8219**, Ankara.
- URL:** http://gsa.confex.com/gsa/2002AM/finalprogram/abstract_39303.htm.

EKLER

EK-A

**WATEQ4F BİLGİSAYAR
PROGRAMI İÇİN ÖRNEK ÇIKTI
(OUTPUT) DOSYASI**

Starting WATEQ4F run, Version 2.63 (May 26, 2004)

Date = 10/26/2005 Time = 14:06

EY6-Tm,1/1/1978

```
TEMP      =      60.000000
PH         =      8.150000
EH(0)     =      0.000000
DOC        =      0.000000
DOX        =      0.000000
CORALK     =      0
FLG        =      PPM
DENS       =      1.000000
PRNT       =      3
PUNCH      =      0
EHOPT(1)   =      4 Use NH4/N03 Eh to calculate Fe species distrib
EHOPT(2)   =      4 Use NH4/N03 Eh to calculate Mn species not = +2
EHOPT(3)   =      4 Use NH4/N03 Eh to calculate Cu +1 species
EHOPT(4)   =      4 Use NH4/N03 Eh to calculate As species distrib
EHOPT(5)   =      4 Use NH4/N03 Eh to calculate Se species distrib
EHOPT(6)   =      4 Use NH4/N03 Eh to calculate Ion Activity Products
EHOPT(7)   =      4 Use NH4/N03 Eh to calculate atmos pO2
EHOPT(8)   =      4 Use NH4/N03 Eh to calculate H2S from S04
EHOPT(9)   =      4 Use NH4/N03 Eh to calculate U species distrib
EMPOX      =      0
ITDS       =      0.000000
COND       =      0.000000
SIGMDO     =      0.000000
SIGMEH     =      0.000000
SIGMPH     =      0.000000
```

Species	Index No	Input Concentration
Ca	: 0 :	5.50000000
Mg	: 1 :	1.30000000
Na	: 2 :	490.00000000
K	: 3 :	54.00000000
Cl	: 4 :	70.00000000
S04	: 5 :	454.00000000
HCO3	: 6 :	518.00000000
Fe total	: 16 :	0.05000000
H2S aq	: 13 :	0.00000000
CO3	: 17 :	0.00000000
SiO2 tot	: 34 :	165.00000000
NH4	: 38 :	0.10000000
B tot	: 86 :	5.20000000
PO4	: 44 :	0.00000000
Al	: 50 :	0.25000000
F	: 61 :	18.00000000
N03	: 84 :	0.20000000
Li	: 80 :	0.80000000
N02	: 202 :	0.24000000
As total	: 249 :	0.20000000

ITER	S1-AnalC03	S2-AnalS04	S3-AnalF	S4-AnalP04	S5-AnalCL	S6-AnalH2S	S7-AnalFULV	S8-AnalHUM
1	6.380430E-04	4.060377E-04	1.079649E-05	0.000000E+00	6.009603E-14	0.000000E+00	0.000000E+00	0.000000E+00
2	4.145435E-06	5.908738E-06	1.421433E-07	0.000000E+00	6.895526E-17	0.000000E+00	0.000000E+00	0.000000E+00
3	2.574674E-08	1.225010E-08	1.880780E-09	0.000000E+00	-4.336809E-19	0.000000E+00	0.000000E+00	0.000000E+00

EY6-Tm,1/1/1978

Date = 10/26/2005 Time = 14:06

```
DOX =      0.0000 DOC =      0.0 INPUT TDS =      0.0 Activity H2S calc from S04 and pe = 2.05E-72
Anal Cond =      0.0 Calc Cond = 2103.8 Percent difference in input/calculated conductance = -200.000
Anal EPMCAT = 23.2681 Anal EPMAN = 20.9244 Percent difference in input cation/anion balance = 10.6069
Calc EPMCAT = 22.5697 Calc EPMAN = 20.2482 Percent difference in calc cation/anion balance = 10.8435
Total Ionic Strength (T.I.S.) from input data = 0.02704
Effective Ionic Strength (E.I.S.) from speciation = 0.02601
```

Sato

Input	Sigma	Fe3/Fe2 Sigma	N03/N02 Sigma	N03/NH4 Sigma	S04/S= Sigma	S/S= Sigma	H2O2/O2 Sigma	H2O/O2 Sigma					
0.000	0.000	0.191	0.000	0.287	0.000	0.191	0.000	9.900	0.000	9.900	0.000	9.900	0.000
pe													
0.00	0.00	2.89	0.00	4.35	0.00	2.89	0.00	100.00	0.00	100.00	0.00	100.00	0.00
As5/As3 Sigma													
0.191	0.000	-0.699	0.000	9.900	0.000	9.900	0.000	9.900	0.000	9.900	0.000	9.900	0.000
pe													
2.89	0.00	-10.57	0.00	100.00	0.00	100.00	0.00	100.00	0.00	100.00	0.00	100.00	0.00

Effective												
T	pH	TDS ppm	Ionic Str	pO2 Atm	ppm O2 Atm	pCO2 Atm	ppm CO2 Atm	log pCO2	CO2 Tot	Ncrb Alk	aH2O	
60.00	8.150	1782.8	0.02601	4.19E-29	1.34E-24	5.37E-03	2.36E+02	-2.270	8.07E-03	2.59E-04	0.9993	
I	Species	Anal ppm	Calc ppm	Anal Molal	Calc Molal	% of Total	Activity	Act Coeff	-Log Act			
50	Al	3	0.250000	0.000000	9.282E-06	2.432E-18	0.00	5.522E-19	0.2270	18.258		
54	AlF	2		0.000000		1.025E-14	0.00	5.302E-15	0.5174	14.276		
55	AlF2	1		0.000000		2.935E-12	0.00	2.490E-12	0.8481	11.604		
56	AlF3 aq	0		0.000002		2.560E-11	0.00	2.575E-11	1.0060	10.589		
57	AlF4	-1		0.000001		9.687E-12	0.00	8.216E-12	0.8481	11.085		
203	AlHSO4	2		0.000000		1.145E-26	0.00	5.923E-27	0.5174	26.227		
51	AlOH	2		0.000000		1.251E-14	0.00	6.471E-15	0.5174	14.189		
52	Al(OH)2	1		0.000006		1.015E-10	0.00	8.612E-11	0.8481	10.065		
181	Al(OH)3	0		0.001053		1.352E-08	0.15	1.360E-08	1.0060	7.866		
53	Al(OH)4	-1		0.879		9.268E-06	99.85	7.861E-06	0.8481	5.105		
58	AlSO4	1		0.000000		2.290E-18	0.00	1.942E-18	0.8481	17.712		
59	Al(SO4)2	-1		0.000000		4.716E-19	0.00	4.000E-19	0.8481	18.398		
249	As total	0	0.200		2.674E-06							
253	AsO3	-3		0.000000		2.603E-31	0.00	5.909E-32	0.2270	31.228		
252	HASO3	-2		0.000000		1.386E-24	0.00	7.172E-25	0.5174	24.144		
251	H2AsO3	-1		0.000000		7.773E-19	0.00	6.592E-19	0.8481	18.181		
250	H3AsO3aq	0		0.000000		2.040E-18	0.00	2.052E-18	1.0060	17.688		
258	AsO4	-3		0.000547		3.947E-09	0.15	8.960E-10	0.2270	9.048		
257	HASO4	-2		0.354		2.532E-06	94.70	1.310E-06	0.5174	5.883		
256	H2AsO4	-1		0.019		1.379E-07	5.16	1.170E-07	0.8481	6.932		
255	H3AsO4aq	0		0.000000		2.216E-13	0.00	2.229E-13	1.0060	12.652		
86	B tot	0	5.200		4.819E-04							
35	H3BO3 aq	0		25.799		4.180E-04	86.75	4.205E-04	1.0060	3.376		
36	H2BO3	-1		3.862		6.361E-05	13.20	5.395E-05	0.8481	4.268		
101	BF(OH)3	-1		0.018		2.181E-07	0.05	1.849E-07	0.8481	6.733		
102	BF2(OH)2	-1		0.000010		1.264E-10	0.00	1.072E-10	0.8481	9.970		
103	BF3OH	-1		0.000000		4.406E-16	0.00	3.737E-16	0.8481	15.427		
104	BF4	-1		0.000000		9.712E-21	0.00	8.237E-21	0.8481	20.084		
0	Ca	2	5.500		1.375E-04	8.810E-05	64.09	4.698E-05	0.5333	4.328		
30	CaCO3 aq	0		1.378		1.379E-05	10.03	1.388E-05	1.0060	4.858		
100	CaF	1		0.047		7.972E-07	0.58	6.761E-07	0.8481	6.170		
29	CaHCO3	1		0.619		6.130E-06	4.46	5.199E-06	0.8481	5.284		
81	CaHSO4	1		0.000000		2.477E-12	0.00	2.101E-12	0.8481	11.678		
28	CaOH	1		0.000074		1.298E-09	0.00	1.101E-09	0.8481	8.958		
31	CaSO4 aq	0		3.892		2.864E-05	20.84	2.882E-05	1.0060	4.540		
4	Cl	-1	70.000		1.978E-03	1.978E-03	100.00	1.669E-03	0.8440	2.777		
17	CO3	-2		7.437		1.242E-04	1.54	6.627E-05	0.5337	4.179		
6	HCO3	-1	518.000	465.493	8.505E-03	7.643E-03	94.70	6.533E-03	0.8547	2.185		
85	H2CO3 aq	0		5.555		8.973E-05	1.11	9.024E-05	1.0057	4.045		
61	F	-1	18.000	17.793	9.491E-04	9.383E-04	98.86	7.958E-04	0.8481	3.099		
125	HF aq	0		0.000328		1.643E-08	0.00	1.653E-08	1.0060	7.782		
126	HF2	-1		0.000003		6.816E-11	0.00	5.780E-11	0.8481	10.238		
296	H2F2 aq	0		0.000000		1.849E-16	0.00	1.860E-16	1.0060	15.730		
16	Fe total	2	0.050		8.969E-07							
7	Fe	2		0.000002		4.280E-11	0.00	2.214E-11	0.5174	10.655		
315	FeCl	1		0.000000		6.016E-14	0.00	5.103E-14	0.8481	13.292		
310	FeCO3 aq	0		0.000004		3.499E-11	0.00	3.520E-11	1.0060	10.453		
308	FeF	1		0.000000		2.078E-13	0.00	1.762E-13	0.8481	12.754		
309	FeHCO3	1		0.000002		1.706E-11	0.00	1.447E-11	0.8481	10.840		
122	FeHSO4	1		0.000000		1.167E-18	0.00	9.901E-19	0.8481	18.004		
10	FeOH	1		0.000001		1.210E-11	0.00	1.027E-11	0.8481	10.989		
79	Fe(OH)2	0		0.000000		2.210E-13	0.00	2.223E-13	1.0060	12.653		
11	Fe(OH)3	-1		0.000000		1.582E-15	0.00	1.341E-15	0.8481	14.872		
33	FeSO4 aq	0		0.000002		1.592E-11	0.00	1.602E-11	1.0060	10.795		
8	Fe	3		0.000000		4.063E-20	0.00	9.225E-21	0.2270	20.035		
15	FeCl	2		0.000000		2.426E-21	0.00	1.255E-21	0.5174	20.901		
27	FeCl2	1		0.000000		4.089E-24	0.00	3.468E-24	0.8481	23.460		
32	FeCl3 aq	0		0.000000		5.755E-28	0.00	5.789E-28	1.0060	27.237		
105	FeF	2		0.000000		3.630E-17	0.00	1.878E-17	0.5174	16.726		
106	FeF2	1		0.000000		1.018E-15	0.00	8.633E-16	0.8481	15.064		
107	FeF3 aq	0		0.000000		1.204E-15	0.00	1.211E-15	1.0060	14.917		
123	FeHSO4	2		0.000000		2.003E-26	0.00	1.036E-26	0.5174	25.985		
9	FeOH	2		0.000000		1.027E-13	0.00	5.315E-14	0.5174	13.275		
76	Fe(OH)2	1		0.000862		9.608E-09	1.07	8.149E-09	0.8481	8.089		
77	Fe(OH)3	0		0.062		5.769E-07	64.33	5.804E-07	1.0060	6.236		
78	Fe(OH)4	-1		0.038		3.102E-07	34.59	2.631E-07	0.8481	6.580		
179	Fe2(OH)2	4		0.000000		2.908E-25	0.00	2.084E-26	0.0717	25.681		
180	Fe3(OH)4	5		0.000000		1.212E-31	0.00	1.971E-33	0.0163	32.705		
14	FeSO4	1		0.000000		5.473E-19	0.00	4.642E-19	0.8481	18.333		
108	Fe(SO4)2	-1		0.000000		3.104E-20	0.00	2.633E-20	0.8481	19.580		
63	H	1		0.000008		8.115E-09	0.00	7.079E-09	0.8724	8.150		
3	K	1	54.000	52.539	1.383E-03	1.346E-03	97.30	1.136E-03	0.8440	2.945		
45	KSO4	-1		5.033		3.730E-05	2.70	3.164E-05	0.8481	4.500		
80	Li	1	0.800	0.792	1.155E-04	1.144E-04	99.01	9.698E-05	0.8481	4.013		
82	LiSO4	-1		0.118		1.145E-06	0.99	9.712E-07	0.8481	6.013		
1	Mg	2	1.300	0.708	5.357E-05	2.919E-05	54.49	1.581E-05	0.5415	4.801		
20	MgCO3 aq	0		0.143		1.701E-06	3.18	1.711E-06	1.0060	5.767		

19	MgF	1		0.075		1.728E-06	3.23	1.466E-06	0.8481	5.834
21	MgHCO3	1		0.158		1.855E-06	3.46	1.573E-06	0.8481	5.803
18	MgOH	1		0.006665		1.616E-07	0.30	1.371E-07	0.8481	6.863
22	MgSO4 aq	0		2.275		1.893E-05	35.35	1.905E-05	1.0060	4.720
2	Na	1	490.000	478.677	2.135E-02	2.086E-02	97.70	1.774E-02	0.8502	1.751
41	NaCO3	-1		10.377		1.253E-04	0.59	1.062E-04	0.8481	3.974
297	NaF aq	0		0.338		8.074E-06	0.04	8.122E-06	1.0060	5.090
42	NaHCO3aq	0		5.431		6.477E-05	0.30	6.516E-05	1.0060	4.186
43	NaSO4	-1		34.850		2.933E-04	1.37	2.487E-04	0.8481	3.604
37	NH3 aq	0		0.035		2.075E-06	37.36	2.087E-06	1.0060	5.680
38	NH4	1	0.100	0.061	5.554E-06	3.379E-06	60.84	2.866E-06	0.8481	5.543
91	NH4SO4	-1		0.011		9.986E-08	1.80	8.469E-08	0.8481	7.072
202	N02	-1	0.240	0.240	5.226E-06	5.226E-06	100.00	4.432E-06	0.8481	5.353
84	N03	-1	0.200	0.200	3.231E-06	3.231E-06	100.00	2.741E-06	0.8481	5.562
26	OH	-1		0.262		1.546E-05	0.00	1.311E-05	0.8481	4.882
34	SiO2 tot	0	165.000		2.751E-03					
23	H4SiO4aq	0		247.576		2.581E-03	93.81	2.596E-03	1.0060	2.586
24	H3SiO4	-1		16.169		1.703E-04	6.19	1.445E-04	0.8481	3.840
25	H2SiO4	-2		0.001609		1.713E-08	0.00	8.864E-09	0.5174	8.052
124	SiF6	-2		0.000000		2.719E-25	0.00	1.407E-25	0.5174	24.852
5	S04	-2	454.000	417.577	4.735E-03	4.355E-03	91.99	2.294E-03	0.5268	2.639
62	HSO4	-1		0.000425		4.385E-09	0.00	3.719E-09	0.8481	8.430

EY6-Tm,1/1/1978

Weight ratios from analytical ppm - Mole ratios from analytical molality

Ca/Cl = 7.8571E-02	Ca/Cl = 6.9501E-02
Ca/SO4 = 1.2115E-02	Ca/SO4 = 2.9035E-02
Mg/Cl = 1.8571E-02	Mg/Cl = 2.7082E-02
Mg/SO4 = 2.8634E-03	Mg/SO4 = 1.1314E-02
Na/Cl = 7.0000E+00	Na/Cl = 1.0795E+01
Na/SO4 = 1.0793E+00	Na/SO4 = 4.5098E+00
K /Cl = 7.7143E-01	K /Cl = 6.9944E-01
K /SO4 = 1.1894E-01	K /SO4 = 2.9221E-01
Al/Cl = 3.5714E-03	Al/Cl = 4.6928E-03
Al/SO4 = 5.5066E-04	Al/SO4 = 1.9605E-03
Fe/Cl = 7.1429E-04	Fe/Cl = 4.5345E-04
Fe/SO4 = 1.1013E-04	Fe/SO4 = 1.8944E-04
Li/Cl = 1.1429E-02	Li/Cl = 5.8391E-02
Li/SO4 = 1.7621E-03	Li/SO4 = 2.4394E-02
As/Cl = 2.8571E-03	As/Cl = 1.3520E-03
As/SO4 = 4.4053E-04	As/SO4 = 5.6483E-04
B /Cl = 7.4286E-02	B /Cl = 2.4361E-01
B /SO4 = 1.1454E-02	B /SO4 = 1.0177E-01
F /Cl = 2.5714E-01	F /Cl = 4.7986E-01
F /SO4 = 3.9648E-02	F /SO4 = 2.0047E-01
Ca/HCO3= 1.0618E-02	Ca/HCO3= 1.6164E-02
Mg/HCO3= 2.5097E-03	Mg/HCO3= 6.2986E-03
Na/HCO3= 9.4595E-01	Na/HCO3= 2.5106E+00
K /HCO3= 1.0425E-01	K /HCO3= 1.6267E-01
F /HCO3= 3.4749E-02	F /HCO3= 1.1160E-01
Ca/Mg = 4.2308E+00	Ca/Mg = 2.5663E+00
Na/K = 9.0741E+00	Na/K = 1.5434E+01
Na/Ca = 8.9091E+01	Na/Ca = 1.5532E+02
B/F = 2.8889E-01	B/F = 5.0767E-01
B/As = 2.6000E+01	B/As = 1.8018E+02
As/Fe = 4.0000E+00	As/Fe = 2.9816E+00

EY6-Tm,1/1/1978

Phase	Log IAP/KT	Log IAP	Sigma(A)	Log KT	Sigma(T)
39 Adularia	2.396	-15.804		-18.200	
489 AlAsO4, 2H2O	-11.469	-27.306		-15.837	
40 Albite	1.398	-14.610		-16.008	
157 Allophane(a)	-3.027	4.965		7.992	
158 Allophane(P)	-2.023	4.965		6.988	
140 Al(OH)3 (a)	-2.568	6.191		8.759	
338 Alum k	-21.871	-26.485		-4.614	
50 Alunite	-8.830	-14.099		-5.269	
42 Analcime	-0.726	-12.025		-11.299	
17 Anhydrite	-2.295	-6.967		-4.672	
113 Annite	33.066	-47.767		-80.834	
41 Anorthite	-0.884	-19.706		-18.822	
21 Aragonite	0.131	-8.507		-8.638	0.020
497 Arsenolite	-34.548	-35.375		-0.827	

150	Artinite	-4.869	2.517	7.387	
488	As2O5	-32.949	-25.303	7.646	
472	Basaluminite	-16.874	5.826	22.700	
48	Beidellite	2.404	-38.221	-40.624	
52	Boehmite	-0.223	6.191	6.414	
19	Brucite	-3.255	11.498	14.753	
490	Ca3AsO4)2,4w	-12.176	-31.081	-18.905	
12	Calcite	0.252	-8.507	-8.759	0.020
97	Chalcedony	0.603	-2.585	-3.188	
49	Chlorite 14A	5.405	62.119	56.714	6.000
125	Chlorite 7A	2.323	62.119	59.796	6.000
20	Chrysotile	1.023	29.325	28.302	
498	Claudetite	-34.558	-35.375	-0.817	
29	Clinoenstite	-0.885	8.913	9.798	
56	Clinoptilolt		-18.892		
99	Cristobalite	0.578	-2.585	-3.163	
154	Diaspore	1.213	6.191	4.978	
28	Diopside	0.897	18.300	17.403	
11	Dolomite (d)	-0.093	-17.487	-17.394	
401	Dolomite (c)	0.330	-17.487	-17.817	
340	Epsomite	-5.520	-7.443	-1.923	
55	Erionite		-15.904		
419	Fe3(OH)8	-5.749	14.473	20.222	
181	Fe(OH)2.7Cl.3	4.176	1.136	-3.040	
112	Ferrihydrite	-0.477	4.414	4.891	
62	Fluorite	-0.223	-10.526	-10.303	0.020
27	Forsterite	-4.153	20.412	24.565	
51	Gibbsite (c)	-0.163	6.191	6.354	0.200
110	Goethite	6.529	4.414	-2.115	0.800
111	Greenalite	-9.046	11.764	20.810	
18	Gypsum	-2.314	-6.968	-4.654	0.020
64	Halite	-6.181	-4.529	1.653	
47	Halloysite	-2.212	7.212	9.424	
108	Hematite	15.212	8.829	-6.383	
117	Huntite	-3.495	-35.446	-31.952	
38	Hydromagnesit	-11.637	-24.422	-12.785	
45	Illite	2.522	-33.534	-36.056	
205	Jarosite K	-4.965	-19.430	-14.465	0.300
337	Jarosite H	-14.999	-24.636	-9.637	
204	Jarosite Na	-10.171	-18.237	-8.066	1.000
133	Jarosite(ss)	-10.606	-20.436	-9.830	
471	Jurbanite	-9.518	-12.748	-3.230	
46	Kaolinite	2.496	7.212	4.717	
43	Kmica	7.894	16.025	8.131	1.300
128	Laumontite	3.033	-24.877	-27.910	
147	Leonhardite	13.066	-49.754	-62.820	
98	Magadiite	2.602	-11.698	-14.300	
109	Maghemite	2.443	8.829	6.386	
10	Magnesite	-0.476	-8.980	-8.504	
107	Magnetite	14.623	14.474	-0.149	
339	Melanterite	-11.423	-13.296	-1.873	
66	Mirabilite	-6.493	-6.145	0.348	
115	Montmoril BF	10.206	-24.707	-34.913	
116	Montmoril AB	9.459	-20.229	-29.688	
63	Montmoril Ca	2.130	-38.402	-40.532	
57	Mordenite		-17.600		
58	Nahcolite	-3.674	-3.936	-0.262	
60	Natron	-7.585	-7.684	-0.099	
149	Nesquehonite	-2.914	-8.981	-6.067	
54	Phillipsite	4.667	-15.207	-19.874	
44	Phlogopite	-1.906	38.137	40.043	3.000
539	Portlandite	-8.442	11.971	20.413	
141	Prennite	0.575	-10.320	-10.895	
53	Pyrophyllite	11.466	-36.848	-48.314	
101	Quartz	0.934	-2.585	-3.519	
492	Scorodite	-8.834	-29.083	-20.249	
153	Sepiolite(d)	-3.419	15.241	18.660	
36	Sepiolite(c)	0.305	15.241	14.936	
9	Siderite (d)	-4.383	-14.833	-10.450	
94	Siderite (c)	-3.752	-14.833	-11.081	
100	Silica gel	0.091	-2.585	-2.676	
395	SiO2 (a)	-0.131	-2.585	-2.454	
37	Talc	6.325	24.155	17.830	2.000
65	Thenardite	-5.919	-6.142	-0.223	
61	Thermonatrit	-7.590	-7.681	-0.091	
31	Tremolite	11.639	60.755	49.116	
59	Trona	-9.437	-11.618	-2.181	
155	Wairakite	-0.182	-24.877	-24.695	

EK-B

SUPCRT-92 BİLGİSAYAR
PROGRAMI İÇİN ÖRNEK ÇIKTI
(OUTPUT) DOSYASI

```

***** SUPCRT92: input/output specifications for this run

      USER-SPECIFIED CON FILE containing
      T-P-D grid & option switches: file not saved

      USER-SPECIFIED RXN FILE containing
      chemical reactions: file not saved

      THERMODYNAMIC DATABASE: dprons98.dat

      SUPCRT-GENERATED TAB FILE containing
      tabulated reaction properties (this file): KFELKAO.TAB

***** summary of option switches

      isat, iopt, iplot, univar, noninc:  0  2  1  0  0

***** summary of state conditions

      ISOBARS(bars) : min, max, increment:    1.0000    20.0000    1.0000
      TEMP(degC) range: min, max, increment:   25.0000   200.0000   25.0000

```

```

***** REACTION 1 *****

```

```

REACTION TITLE:

      KFELDSPAR-KAOLINITE

```

REACTION STOICHIOMETRY:

COEFF.	NAME	FORMULA
-2.000	K-FELDSPAR	K(AlSi3)O8
-2.000	H+	H(+)
-1.000	H2O	H2O
1.000	KAOLINITE	Al2Si2O5(OH)4
2.000	K+	K(+)
4.000	SiO2,aq	SiO2(0)

STANDARD STATE PROPERTIES OF THE SPECIES AT 25 DEG C AND 1 BAR

..... MINERALS

NAME	DELTA G (cal/mol)	DELTA H (cal/mol)	S (cal/mol/K)	V (cc/mol)	Cp (cal/mol/K)
K-FELDSPAR	-895374.	-949188.	51.130	108.870	44.2
KAOLINITE	-905614.	-982221.	48.530	99.520	57.3

NAME	MAIER-KELLY COEFFICIENTS			PHASE TRANSITION DATA			
	a(10**0)	b(10**3)	c(10**-5)	T limit (C)	Htr (cal/mol)	Vtr (cc/mol)	dPdTtr (bar/K)
K-FELDSPAR	76.617	4.311	-29.945	1126.85			
KAOLINITE	72.770	29.200	-21.520	726.85			

..... AQUEOUS SPECIES

NAME	DELTA G (cal/mol)	DELTA H (cal/mol)	S (cal/mol/K)	V (cc/mol)	Cp (cal/mol/K)
H+	0.	0.	0.000	0.0	0.0
K+	-67510.	-60270.	24.150	9.0	2.0
SiO2,aq	-199190.	-209775.	18.000	16.1	-76.1
H2O	-56688.	-68317.	16.712	18.1	18.0

NAME	EQUATION-OF-STATE COEFFICIENTS					
	a1(10**1)	a2(10**-2)	a3(10**0)	a4(10**-4)	c1(10**0)	c2(10**-4)
H+	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
K+	3.5590	-1.4730	5.4350	-2.7120	7.4000	-1.7910
SiO2,aq	1.9000	1.7000	20.0000	-2.7000	29.1000	-51.2000

STANDARD STATE PROPERTIES OF THE REACTION AT 25 DEG C AND 1 BAR

PRES(bars)	TEMP(degC)	DH20(g/cc)	LOG K	DELTA G (cal)	DELTA H (cal)	DELTA S (cal/K)	DELTA V (cc)	DELTA Cp (cal/K)
1.000	25.000	0.997	-7.361	10042.	24832.	49.9	-54.0	-349.6

STANDARD STATE PROPERTIES OF THE REACTION AT ELEVATED TEMPERATURES AND PRESSURES

PRES(bars)	TEMP(degC)	DH20(g/cc)	LOG K	DELTA G (cal)	DELTA H (cal)	DELTA S (cal/K)	DELTA V (cc)	DELTA Cp (cal/K)
1.000	25.000	0.997	-7.361	10042.	24832.	49.9	-54.0	-349.6
1.000	50.000	0.988	-6.137	9074.	18786.	30.3	-59.0	-163.1
1.000	75.000	0.975	-5.299	8441.	15827.	21.4	-62.4	-83.5
1.000	100.000	0.001	*** BEYOND RANGE OF APPLICABILITY OF AQUEOUS SPECIES EQNS ***					
1.000	125.000	0.001	*** BEYOND RANGE OF APPLICABILITY OF AQUEOUS SPECIES EQNS ***					
1.000	150.000	0.001	*** BEYOND RANGE OF APPLICABILITY OF AQUEOUS SPECIES EQNS ***					
1.000	175.000	0.000	*** BEYOND RANGE OF APPLICABILITY OF AQUEOUS SPECIES EQNS ***					
1.000	200.000	0.000	*** BEYOND RANGE OF APPLICABILITY OF AQUEOUS SPECIES EQNS ***					
2.000	25.000	0.997	-7.360	10040.	24832.	49.9	-54.0	-349.7

2.000	50.000	0.988	-6.136	9073.	18786.	30.3	-59.0	-163.2
2.000	75.000	0.975	-5.298	8440.	15826.	21.4	-62.4	-83.5
2.000	100.000	0.958	-4.664	7964.	14287.	17.1	-65.3	-43.9
2.000	125.000	0.001	*** BEYOND RANGE OF APPLICABILITY OF AQUEOUS SPECIES EQNS ***					
2.000	150.000	0.001	*** BEYOND RANGE OF APPLICABILITY OF AQUEOUS SPECIES EQNS ***					
2.000	175.000	0.001	*** BEYOND RANGE OF APPLICABILITY OF AQUEOUS SPECIES EQNS ***					
2.000	200.000	0.001	*** BEYOND RANGE OF APPLICABILITY OF AQUEOUS SPECIES EQNS ***					
3.000	25.000	0.997	-7.359	10039.	24833.	49.9	-54.0	-349.7
3.000	50.000	0.988	-6.135	9071.	18786.	30.3	-59.0	-163.2
3.000	75.000	0.975	-5.297	8438.	15826.	21.4	-62.4	-83.5
3.000	100.000	0.958	-4.663	7962.	14287.	17.1	-65.3	-43.9
3.000	125.000	0.939	-4.151	7563.	13480.	15.0	-68.1	-22.8
3.000	150.000	0.002	*** BEYOND RANGE OF APPLICABILITY OF AQUEOUS SPECIES EQNS ***					
3.000	175.000	0.001	*** BEYOND RANGE OF APPLICABILITY OF AQUEOUS SPECIES EQNS ***					
3.000	200.000	0.001	*** BEYOND RANGE OF APPLICABILITY OF AQUEOUS SPECIES EQNS ***					
4.000	25.000	0.997	-7.358	10038.	24833.	49.9	-54.0	-349.8
4.000	50.000	0.988	-6.134	9070.	18785.	30.3	-59.0	-163.2
4.000	75.000	0.975	-5.296	8437.	15825.	21.4	-62.4	-83.5
4.000	100.000	0.959	-4.662	7961.	14286.	17.2	-65.3	-43.9
4.000	125.000	0.939	-4.150	7561.	13479.	15.1	-68.1	-22.8
4.000	150.000	0.002	*** BEYOND RANGE OF APPLICABILITY OF AQUEOUS SPECIES EQNS ***					
4.000	175.000	0.002	*** BEYOND RANGE OF APPLICABILITY OF AQUEOUS SPECIES EQNS ***					
4.000	200.000	0.002	*** BEYOND RANGE OF APPLICABILITY OF AQUEOUS SPECIES EQNS ***					
5.000	25.000	0.997	-7.357	10037.	24834.	49.9	-54.0	-349.8
5.000	50.000	0.988	-6.133	9068.	18785.	30.3	-59.0	-163.2
5.000	75.000	0.975	-5.295	8435.	15825.	21.4	-62.4	-83.5
5.000	100.000	0.959	-4.661	7959.	14285.	17.2	-65.3	-43.9
5.000	125.000	0.939	-4.149	7560.	13479.	15.1	-68.1	-22.8
5.000	150.000	0.917	-3.717	7197.	13060.	14.0	-71.1	-12.0
5.000	175.000	0.003	*** BEYOND RANGE OF APPLICABILITY OF AQUEOUS SPECIES EQNS ***					
5.000	200.000	0.002	*** BEYOND RANGE OF APPLICABILITY OF AQUEOUS SPECIES EQNS ***					
6.000	25.000	0.997	-7.356	10035.	24834.	49.9	-53.9	-349.9
6.000	50.000	0.988	-6.132	9067.	18785.	30.3	-59.0	-163.2
6.000	75.000	0.975	-5.294	8434.	15824.	21.4	-62.4	-83.5
6.000	100.000	0.959	-4.661	7957.	14285.	17.2	-65.3	-43.9
6.000	125.000	0.939	-4.149	7558.	13478.	15.1	-68.1	-22.8
6.000	150.000	0.917	-3.716	7196.	13059.	14.0	-71.1	-12.0
6.000	175.000	0.003	*** BEYOND RANGE OF APPLICABILITY OF AQUEOUS SPECIES EQNS ***					
6.000	200.000	0.003	*** BEYOND RANGE OF APPLICABILITY OF AQUEOUS SPECIES EQNS ***					
7.000	25.000	0.997	-7.355	10034.	24835.	49.9	-53.9	-349.9
7.000	50.000	0.988	-6.131	9065.	18785.	30.3	-59.0	-163.2
7.000	75.000	0.975	-5.293	8432.	15824.	21.4	-62.4	-83.5
7.000	100.000	0.959	-4.660	7956.	14284.	17.2	-65.3	-43.9
7.000	125.000	0.939	-4.148	7556.	13478.	15.1	-68.1	-22.8
7.000	150.000	0.917	-3.716	7194.	13059.	14.0	-71.1	-12.0
7.000	175.000	0.004	*** BEYOND RANGE OF APPLICABILITY OF AQUEOUS SPECIES EQNS ***					
7.000	200.000	0.003	*** BEYOND RANGE OF APPLICABILITY OF AQUEOUS SPECIES EQNS ***					
8.000	25.000	0.997	-7.354	10033.	24836.	49.9	-53.9	-350.0
8.000	50.000	0.988	-6.130	9064.	18785.	30.3	-58.9	-163.3
8.000	75.000	0.975	-5.292	8431.	15823.	21.4	-62.4	-83.5
8.000	100.000	0.959	-4.659	7954.	14284.	17.2	-65.3	-43.9
8.000	125.000	0.939	-4.147	7555.	13477.	15.1	-68.0	-22.8
8.000	150.000	0.917	-3.715	7192.	13059.	14.0	-71.1	-12.0
8.000	175.000	0.004	*** BEYOND RANGE OF APPLICABILITY OF AQUEOUS SPECIES EQNS ***					
8.000	200.000	0.004	*** BEYOND RANGE OF APPLICABILITY OF AQUEOUS SPECIES EQNS ***					
9.000	25.000	0.997	-7.353	10031.	24836.	49.9	-53.9	-350.0
9.000	50.000	0.988	-6.129	9063.	18785.	30.3	-58.9	-163.3
9.000	75.000	0.975	-5.291	8429.	15823.	21.5	-62.4	-83.5

9.000	100.000	0.959	-4.658	7953.	14283.	17.2	-65.3	-43.9
9.000	125.000	0.939	-4.146	7553.	13477.	15.1	-68.0	-22.8
9.000	150.000	0.917	-3.714	7191.	13058.	14.0	-71.1	-12.0
9.000	175.000	0.892	-3.339	6847.	12823.	13.5	-74.7	-7.9
9.000	200.000	0.004	*** BEYOND RANGE OF APPLICABILITY OF AQUEOUS SPECIES EQNS ***					
10.000	25.000	0.997	-7.352	10030.	24837.	49.9	-53.9	-350.1
10.000	50.000	0.988	-6.128	9061.	18784.	30.3	-58.9	-163.3
10.000	75.000	0.975	-5.290	8428.	15822.	21.5	-62.4	-83.6
10.000	100.000	0.959	-4.657	7951.	14283.	17.2	-65.2	-43.9
10.000	125.000	0.939	-4.145	7551.	13476.	15.1	-68.0	-22.8
10.000	150.000	0.917	-3.713	7189.	13058.	14.0	-71.1	-12.0
10.000	175.000	0.892	-3.338	6845.	12823.	13.5	-74.7	-7.9
10.000	200.000	0.005	*** BEYOND RANGE OF APPLICABILITY OF AQUEOUS SPECIES EQNS ***					
11.000	25.000	0.998	-7.351	10029.	24837.	49.9	-53.9	-350.1
11.000	50.000	0.988	-6.127	9060.	18784.	30.3	-58.9	-163.3
11.000	75.000	0.975	-5.289	8426.	15822.	21.5	-62.4	-83.6
11.000	100.000	0.959	-4.656	7950.	14282.	17.2	-65.2	-43.9
11.000	125.000	0.940	-4.144	7550.	13475.	15.1	-68.0	-22.8
11.000	150.000	0.917	-3.712	7187.	13057.	14.0	-71.1	-11.9
11.000	175.000	0.892	-3.337	6843.	12823.	13.5	-74.7	-7.9
11.000	200.000	0.005	*** BEYOND RANGE OF APPLICABILITY OF AQUEOUS SPECIES EQNS ***					
12.000	25.000	0.998	-7.350	10028.	24838.	49.9	-53.9	-350.1
12.000	50.000	0.989	-6.126	9058.	18784.	30.3	-58.9	-163.3
12.000	75.000	0.975	-5.288	8425.	15821.	21.5	-62.4	-83.6
12.000	100.000	0.959	-4.655	7948.	14281.	17.2	-65.2	-43.9
12.000	125.000	0.940	-4.143	7548.	13475.	15.1	-68.0	-22.8
12.000	150.000	0.917	-3.711	7186.	13057.	14.1	-71.1	-11.9
12.000	175.000	0.893	-3.336	6842.	12822.	13.5	-74.7	-7.9
12.000	200.000	0.006	*** BEYOND RANGE OF APPLICABILITY OF AQUEOUS SPECIES EQNS ***					
13.000	25.000	0.998	-7.349	10026.	24838.	49.9	-53.9	-350.2
13.000	50.000	0.989	-6.125	9057.	18784.	30.3	-58.9	-163.4
13.000	75.000	0.975	-5.288	8423.	15821.	21.5	-62.3	-83.6
13.000	100.000	0.959	-4.654	7947.	14281.	17.2	-65.2	-43.9
13.000	125.000	0.940	-4.142	7547.	13474.	15.1	-68.0	-22.8
13.000	150.000	0.918	-3.710	7184.	13057.	14.1	-71.1	-11.9
13.000	175.000	0.893	-3.335	6840.	12822.	13.5	-74.7	-7.8
13.000	200.000	0.006	*** BEYOND RANGE OF APPLICABILITY OF AQUEOUS SPECIES EQNS ***					
14.000	25.000	0.998	-7.348	10025.	24839.	49.9	-53.8	-350.2
14.000	50.000	0.989	-6.124	9056.	18784.	30.3	-58.9	-163.4
14.000	75.000	0.975	-5.287	8422.	15820.	21.5	-62.3	-83.6
14.000	100.000	0.959	-4.653	7945.	14280.	17.2	-65.2	-43.9
14.000	125.000	0.940	-4.141	7545.	13474.	15.1	-68.0	-22.8
14.000	150.000	0.918	-3.709	7182.	13056.	14.1	-71.0	-11.9
14.000	175.000	0.893	-3.335	6838.	12822.	13.5	-74.7	-7.8
14.000	200.000	0.007	*** BEYOND RANGE OF APPLICABILITY OF AQUEOUS SPECIES EQNS ***					
15.000	25.000	0.998	-7.347	10024.	24840.	49.9	-53.8	-350.3
15.000	50.000	0.989	-6.123	9054.	18783.	30.3	-58.9	-163.4
15.000	75.000	0.975	-5.286	8420.	15820.	21.5	-62.3	-83.6
15.000	100.000	0.959	-4.652	7943.	14280.	17.2	-65.2	-43.9
15.000	125.000	0.940	-4.141	7543.	13473.	15.1	-68.0	-22.8
15.000	150.000	0.918	-3.709	7180.	13056.	14.1	-71.0	-11.9
15.000	175.000	0.893	-3.334	6836.	12822.	13.5	-74.7	-7.8
15.000	200.000	0.008	*** BEYOND RANGE OF APPLICABILITY OF AQUEOUS SPECIES EQNS ***					
16.000	25.000	0.998	-7.346	10022.	24840.	50.0	-53.8	-350.3
16.000	50.000	0.989	-6.122	9053.	18783.	30.3	-58.9	-163.4
16.000	75.000	0.976	-5.285	8419.	15819.	21.5	-62.3	-83.6
16.000	100.000	0.959	-4.651	7942.	14279.	17.2	-65.2	-43.9
16.000	125.000	0.940	-4.140	7542.	13473.	15.1	-68.0	-22.8

16.000	150.000	0.918	-3.708	7179.	13056.	14.1	-71.0	-11.9
16.000	175.000	0.893	-3.333	6834.	12822.	13.5	-74.7	-7.8
16.000	200.000	0.865	-3.003	6502.	12612.	13.1	-79.4	-10.3

ÖZGEÇMİŞ

Yıldıray Palabıyık, 1979 yılında Kırklareli-Lüleburgaz'da dünyaya geldi. Orta öğrenimini Lüleburgaz'da Lüleburgaz Lisesi'nde tamamladı. 1997 yılında girdiği Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği bölümünden 2001 yılında mezun oldu. Halen 2001 yılında girdiği İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Petrol ve Doğal Gaz Mühendisliği programındaki yüksek lisans öğrenimini Sondaj ve Kuyu Değerlendirme ana bilim dalında araştırma görevlisi olarak sürdürmektedir.