

T.C.
SÜLEYMAN DEMİREL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

AFYON-SANDIKLI HÜDAİ JEOTERMAL ALANININ
HİDROJEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİNİN BELİRLENMESİ
VE İZ ELEMENT KİRLİLİĞİNİN İNCELENMESİ

Ümit MEMİŞ

Danışman: Prof. Dr. Nevzat ÖZGÜR

YÜKSEK LİSANS TEZİ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI
ISPARTA – 2010

TEZ ONAYI

Ümit MEMİŞ tarafından hazırlanan “Afyon-Sandıklı Hüdai jeotermal alanının hidrojeokimyasal özelliklerinin belirlenmesi ve iz element kirliliğinin incelenmesi” adlı tez çalışması aşağıdaki jüri tarafından oy birliği/oy çokluğu ile Süleyman Demirel Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı’nda **YÜKSEK LİSANS TEZİ** olarak kabul edilmiştir.

Başkan (Danışman) : Prof. Dr. Nevzat ÖZGÜR
Süleyman Demirel Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü



Jüri Üyeleri :

Prof. Dr. Fuzuli YAĞMURLU
Süleyman Demirel Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü



Prof. Dr. Güleren ALSANCAK
Süleyman Demirel Üniversitesi Kimya Bölümü

Prof. Dr. Mustafa KUŞCU
Enstitü Müdürü

Not: Bu tezde kullanılan özgün ve başka kaynaktan yapılan bildirişlerin, çizelge, şekil ve fotoğrafların kaynak gösterilmeden kullanımı, 5846 sayılı Fikir ve Sanat Eserleri Kanunundaki hükümlere tabidir.

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa</u>
İÇİNDEKİLER.....	i
ÖZET.....	iii
ABSTRACT.....	iv
TEŞEKKÜR.....	v
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	vi
ÇİZELGELER DİZİNİ.....	vii
1. GİRİŞ.....	1
1.1. Çalışmanın Amacı.....	1
1.2. Çalışma Alanının Jeotektonik Konumu.....	2
2. KAYNAK ÖZETLERİ.....	4
3. MATERYAL VE YÖNTEM.....	8
3.1. Materyal.....	8
3.1.1. Çalışma alanının yeri.....	8
3.1.2. Morfoloji.....	9
3.1.3. İklim ve bitki örtüsü.....	9
3.1.4. Ekonomik durum.....	9
3.2. Yöntemler.....	10
3.2.1. Jeolojik çalışmalar.....	10
3.2.2. Örnek alımı ve in-situ analiz yöntemleri.....	10
3.2.3. Hidrojeokimyasal analiz yöntemleri.....	12
3.2.4. Jeokimyasal termometreler.....	13
4. ARAŞTIRMA BULGULARI.....	16
4.1. Çalışma Alanının Jeolojisi.....	15
4.1.1. Kestel yeşilist formasyonu.....	15
4.1.1.1 Koçgazi fillit üyesi.....	15
4.1.1.2 Hüdai üyesi.....	18
4.1.2. Çaltepe formasyonu.....	18
4.1.3. Seydişehir formasyonu.....	19
4.1.4. Karatepe formasyonu.....	19
4.1.5. Derealanı formasyonu.....	19
4.1.6. Akdağ formasyonu.....	20

4.1.7. Sandıklı formasyonu	20
4.1.7.1. Akin tuf üyesi	21
4.1.7.2. Sandıklı üyesi	21
4.1.7.3. Hamamçay üyesi	21
4.1.8. Traverten	21
4.1.9. Alüvyon	22
4.2 Hidrojeokimya.....	22
4.2.1. Hidrojeokimyasal analiz sonuçlarının değerlendirilmesi.....	27
4.2.2. Doygunluk indeksi.....	32
4.3. Jeokimyasal Termometre Uygulamaları.....	33
4.3.1. Silika jeokimyasal termometresi	33
4.3.2. Katyon jeokimyasal termometresi.....	34
4.3.2.1. Na- K jeokimyasal termometresi	34
4.3.2.2. Na-K-Ca jeokimyasal termometresi	35
4.3.2.3. Na-K-Ca-Mg jeokimyasal termometresi	35
4.3.2.4. K-Mg ve Li-Mg jeokimyasal termometreleri	36
4.3.2.5. Diğer katyon jeokimyasal termometreleri	37
4.3.3. Jeokimyasal termometre uygulamalarının değerlendirilmesi.....	37
4.3.4. Karışım modelleri.....	40
4.3.4.1. Entalpi-Silika karışım modeli.....	40
4.3.4.2. Entalpi-Klorür karışım modeli.....	41
4.4. İzotop Jeokimyası.....	44
5. TARTIŞMA VE SONUÇLAR.....	49
5.1. Jeotermal Akışkanın Tektonizma ile İlişkisi.....	49
5.2. Jeotermal Akışkanın Volkanizma ile İlişkisi.....	49
5.3. Jeolojik, Hidrojeolojik, Hidrojeokimyasal ve İzotopjeokimyasal Değerlendirmeler.....	51
5.4. Hüdai Jeotermal Sisteminin Oluşum Modeli.....	54
6. KAYNAKLAR.....	55
EKLER.....	62
ÖZGEÇMİŞ.....	65

ÖZET

Yüksek Lisans Tezi

AFYON-SANDIKLI HÜDAİ JEOTERMAL ALANININ HİDROJEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİNİN BELİRLENMESİ VE İZ ELEMENT KİRLİLİĞİNİN İNCELENMESİ

Ümit MEMİŞ

Süleyman Demirel Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Prof. Dr. Nevzat ÖZGÜR

Sandıklı-Hüdaî jeotermal alanı Afyon ve çevresindeki jeotermal sistemlerinden biridir ve Afyon ilinin yaklaşık 40 km güneybatısında yer alır. Çalışma alanı volkanik, sedimanter ve metamorfik kayalardan oluşur. Tabanda Paleozoyik yaşlı Kestel yeşilşist formasyonu bulunur. Hüdaî jeotermal alanının rezervuar kayacı kuvarsitlerdir. Kuvarsitler, Kestel yeşilşist formasyonunun üyesidir.

Çalışma alanındaki jeotermal sular Na-SO₄-HCO₃ tipli sular, yeraltıları ise Ca-HCO₃ tipli sular olarak sınıflandırılabilir. Jeotermal sularda hakim iyon dizilimi, kanyonlar için Na+K>Ca>Mg, anyonlar için SO₄>HCO₃>Cl olarak belirlenmiştir. İyon değişim diyagramları, jeotermal suların yeraltında uzun süre kalmadığını göstermektedir. Ayrıca jeotermal suların tek bir kaynaktan geldiğini ve çeşitli seviyelerde sülfürlü yüzey suları ile bikarbonat içeriği yüksek sığ yeraltıları tarafından seyrelmeye uğradığını göstermiştir. Jeotermal akışkanın iz element analiz sonuçları, kayaç-su etkileşiminin yoğun olmadığını ve iz element kirliliğinin bulunmadığını göstermektedir. Na-K-Mg üçgen diyagramında jeotermal sular sığ dolaşım, yeraltı suyu ile karışmış sular sınıfına girmektedir. Hüdaî jeotermal alanındaki suların rezervuar sıcaklıkları silika jeokimyasal termometreleri ile 85-120 °C arasında hesaplanmıştır. Entalpi-silika ve entalpi-klorür karışım modelleri sırasıyla 108-134 °C ve 98-120 °C rezervuar sıcaklıkları önermektedirler.

Sandıklı bölgesindeki sular, izotop jeokimyasal olarak $\delta^{18}\text{O}$ ve δD diyagramında, kıtasal meteorik su çizgisi ile çakışmaktadır. Bu durum buharlaşma etkisi altında olmayan atmosferik suların göstergesidir.

Anahtar Kelimeler: Sandıklı-Hüdaî, hidrojeokimya, jeotermal, jeokimyasal termometre, izotop

2010, 64 sayfa

ABSTRACT

M. Sc. Thesis

DETERMINATION OF HYDROGEOCHEMICAL FEATURES AND INVESTIGATION OF TRACE ELEMENT POLLUTION OF THE HÜDAİ GEOHERMAL FIELD IN SANDIKLI, AFYON

Ümit MEMİŞ

Süleyman Demirel University
Graduate School of Applied and Natural Sciences
Department of Geology Engineering

Supervisor: Prof. Dr. Nevzat ÖZGÜR

Sandıklı-Hüdaı geothermal field is one of the geothermal systems in Afyon and environs. It is located approximately 40 km southwest of the province capital of Afyon. The study area consists of volcanic, sedimentary and metamorphic rocks. Paleozoic Kestel yeşilşist formation built up the basement rocks in the area. Reservoir rocks of Hüdaı geothermal field are quartzites. The quartzites are a member of Kestel yeşilşist formation.

Geothermal waters in the study area can be classified as Na-SO₄-HCO₃ type exchange waters, and the groundwaters can be considered as Ca-HCO₃ type exchange waters. The array of dominant ions of geothermal water was determined as Na + K > Ca > Mg for the cations and SO₄ > HCO₃ > Cl for the anions. Ion-exchange diagrams show that geothermal water did not circulate long-term in underground. Moreover, geothermal waters can be attributed to the meteoric origin only and are diluted by surface waters with high sulfate contents and shallow groundwaters with high bicarbonate contents in various levels. The results of the trace element analyses of geothermal fluids show that there is no intensive water-rock interactions and no pollution trace elements pollution. Na-K-Mg triangular diagram indicates that the geothermal waters are of shallow-circulation type and can be classified as mixed waters with groundwaters. In this study area, geochemical silica thermometers show reservoir temperatures of geothermal waters ranging from 85 to 120 °C. Enthalpy-silica and enthalpy-chloride mixing models suggest reservoir temperatures between 98 and 120 °C and 108 and 134 °C, respectively for the Hüdaı geothermal field.

$\delta^{18}\text{O}$ and δD isotope ratios of the Sandıklı geothermal waters overlap with continental meteoric water. This situation is indicative of atmospheric water which has not been affected from evaporation.

Key Words: Sandıklı-Hüdaı, hydrogeochemistry, geothermal, geothermometers, isotope

2010, 64 pages

TEŞEKKÜR

Sunulan yüksek lisans tez çalışması Süleyman Demirel Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Yönetim Birimi tarafından desteklenen 1894-YL-09 nolu araştırma projesi kapsamında ve Süleyman Demirel Üniversitesi Jeotermal Enerji, Yeraltısuyu ve Mineral Kaynakları Araştırma ve Uygulama Merkezi donanımları kullanılarak gerçekleştirilmiştir.

Tezin tüm aşamalarında yapıcı eleştirileri ile tezi yönlendiren, bilimsel yardımlarını esirgemeyen ve 2004–2010 yılları arasında çeşitli projelerde araştırma merkezi bünyesinde çalışma imkanı sağlayan danışmanım Sayın Prof. Dr. Nevzat Özgür'e (Süleyman Demirel Üniversitesi, Jeotermal Enerji, Yeraltısuyu ve Mineral Kaynakları Araştırma ve Uygulama Merkezi) teşekkür ederim.

Arazi ve laboratuvar çalışmalarından tezin sonuçlanmasına kadar geçen süreçte bana büyük destek veren, bir çok bilimsel araştırmada birlikte çalışma imkanı bulduğum Sayın Öğr. Gör. Dr. Selma Demer'e (Süleyman Demirel Üniversitesi, Jeotermal Enerji, Yeraltısuyu ve Mineral Kaynakları Araştırma ve Uygulama Merkezi) teşekkür ederim. Kuyu loglarının temini, yorumlaması ve arazi çalışmalarında tecrübelerinden yararlandığım Sayın İsmail Hakkı Karamandersi'ne, arazi çalışmalarındaki katkılarından dolayı Sayın Jeoloji Mühendisi Tuğba A. Çalışkan'a ve izotop analizlerinin yapılmasına yardımlarından dolayı Manfred Wolf (GSF-Hidroloji Enstitüsü, Neuherberg/Almanya) ve Willibald Stichler'e (GSF-Hidroloji Enstitüsü, Neuherberg/Almanya) müteşekkirim. Sandıklı Belediyesi'ne ve Sandıklı Belediyesi Hüdayi Kaplıca İşletme Müdürlüğü'ne arazi çalışmalarında gösterdikleri misafirperverlikten dolayı teşekkürlerimi sunarım.

Tezime manevi destek sağlayan tüm arkadaşlarıma ve eğitim hayatım boyunca desteklerini benden esirgemeyen ailemin her bir ferdine teşekkür borçluyum.

Ümit Memiş
ISPARTA, 2010

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 3.1. Çalışma alanı yer bulduru haritası.....	8
Şekil 3.2. Arazide örnek alımı ve in-situ ölçümlerinin yapılması.....	11
Şekil 4.1. Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafi kesiti	16
Şekil 4.2. Afyon-Sandıklı Hüdai jeotermal alanı ve çevresinin jeoloji haritası.	17
Şekil 4.3. Çalışma alanı ve civarına ait sularının Piper diyagramı.....	27
Şekil 4.4. Çalışma alanındaki jeotermal akışkan ve yeraltısularının Schoeller diyagramı.....	28
Şekil 4.5. Çalışma alanındaki yeraltı ve yüzey suyuna ait ABD tuzluluk diyagramı.....	29
Şekil 4.6. Çalışma alanı ve civarına ait Cl-SO ₄ -HCO ₃ üçgen diyagramı.....	30
Şekil 4.7. Çalışma alanı ve civarına ait Na+K-Mg-Ca üçgen diyagramı.....	30
Şekil 4.8. Çalışma alanı ve civarına ait Si-SO ₄ -HCO ₃ üçgen diyagramı.....	31
Şekil 4.9. Çalışma alanı ve civarına ait Cl-HCO ₃ -B üçgen diyagramı.....	31
Şekil 4.10. Çalışma alanı ve çevresinde bulunan jeotermal alanların Na-K- Mg diyagramı.....	38
Şekil 4.11. Çalışma alanındaki jeotermal akışanlara ait Entalpi-Silika diyagramı.....	41
Şekil 4.12. Çalışma alanındaki jeotermal akışanlara ait Entalpi-Klor diyagramı (Kalsedon).....	43
Şekil 4.13. Çalışma alanındaki jeotermal akışanlara ait Entalpi-Klor diyagramı (Kuvars).....	43
Şekil 4.14. Çalışma alanının ve çevresindeki suların δD ve $\delta^{18}O$ değişim grafığı.....	47
Şekil 4.15. Çalışma alanındaki suların $\delta^{18}O$ -EC değişim grafığı.....	48
Şekil.5.1. Sandıklı Hüdai jeotermal sisteminin oluşum modeli.....	54

ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 3.1. Çalışmalarda kullanılan in-situ ölçüm cihazları ve özellikleri.....	11
Çizelge 3.2. Hidrojeokimyasal analizlerde kullanılan cihazlar ve özellikleri...	13
Çizelge 4.1. Çalışma alanı ve çevresindeki suların in-situ analiz sonuçları.....	23
Çizelge 4.2. Çalışma alanı ve çevresindeki suların hidrojeokimyasal analiz sonuçları.....	24
Çizelge 4. 3. Ulusal ve uluslararası içme suyu standartları ve analiz sonuçlarının birbirlerine göre karşılaştırılması	26
Çizelge 4.4. Çalışma alanındaki suların doygunluk indeksleri.....	32
Çizelge 4.5. Silika jeokimyasal termometreleri.....	34
Çizelge 4.6. Na-K jeokimyasal termometreleri	35
Çizelge 4.7 Na-K-Ca ve Na-K-Ca-Mg jeokimyasal termometreleri	36
Çizelge 4.8. K-Mg ve Li-Mg jeokimyasal termometreleri	36
Çizelge 4.9. Çalışma alanındaki jeotermal akışkanın silika jeokimyasal termometreleri ile hesaplanan rezervuar sıcaklıkları.....	39
Çizelge 4.10.Çalışma alanındaki jeotermal akışkanın katyon Jeokimyasal termometreleri ile hesaplanan rezervuar sıcaklıkları.....	39
Çizelge 4.11. Çalışma alanından alınan örneklerin izotop ($\delta^{18}\text{O}$, δD , ^3H) analiz sonuçları.....	47

1. GİRİŞ

1.1. Çalışmanın Amacı

Alternatif enerji kaynaklarından olan jeotermal enerji tükenebilen enerji kaynakları ile yarışacak düzeyde potansiyeli olmamakla birlikte yenilenebilir, uygun teknolojilerin kullanılması halinde kirletici etkisi olmayan, sürdürülebilir, yerli ve çevre dostu özellikleri ile öne çıkan bir enerji türüdür. Dünyada ve ülkemizde nüfus artışı, sanayileşme, yatırımların büyümesi ve yaşam standartlarının yükselmesi enerji alanındaki teknolojik ve bilimsel çalışmaları zorunlu kılmaktadır. Enerji bugün uluslar arası bir sorun haline gelmiştir. Diğer taraftan, enerji harcamaları önümüzdeki yıllarda da hem kamu ve özel kurum ve kuruluşlarda hem de aile bütçesinde önemli bir yer tutmaya devam edecektir. Ülkelerin kalkınma ve büyüme hızına bağlı olarak enerji ihtiyaçları da sürekli olarak artmaktadır. Günümüzde enerji tüketimi gelişmişlik düzeyi ile eş tutulmaktadır. Dünyadaki enerji tüketiminin yaklaşık %90'ı fosil yakıtlar olarak adlandırılan kömür, petrol ve doğal gazdan karşılanmaktadır. Fosil enerji kaynaklarının yakın gelecekte tükenecek olması, yeni rezervlerin üretiminin oldukça pahalı olması ve yakıldığında havaya verdiği yüksek orandaki karbondioksit nedeniyle kirlilik yaratması, alternatif enerji kaynaklarının devreye girmesini zorunlu hale getirmektedir. Bu nedenle son yıllarda fosil yakıtların yerine geçebilecek alternatif enerji kaynaklarının araştırılması ve yararlanılması konusunda çalışmalar hızlanmıştır. Çevreye doğrudan ya da dolaylı bazı zararlar vermeden enerjiyi kullanılabilir bir forma dönüştürebilmenin herhangi bir yolu bulunmamaktadır. Jeotermal enerji hem düşük karbondioksit emisyon oranı ile hava kirliliği yaratmaması ve hem de yenilenebilir olması nedeniyle önemli bir alternatif enerji kaynağıdır.

Jeotermal suların çözünmüş kimyasal madde miktarı yüksektir. Elementlerin çözünürlüğü su-mineral dengesine bağlıdır. Elementlerin miktarları, sıcaklığa ve bulunduğu ortama göre değişir. Su kimyası verileri jeotermal sistemlerin sıcaklığı, beslenin ve boşalım bölgeleri ve jeotermal akışkanın diğer sularla karışım oranlarını açıklamada kullanılır. En genel anlatım ile jeotermal suların içeriğinde anyon olarak

Cl⁻, HCO₃⁻, SO₄⁻², F, Br ve I; katyon olarak, Na⁺, K⁺, Ca⁺², Mg⁺², Li, Rb, Cs, Mn ve Fe ve nötral olarak SiO₂, NH₃, As, B ve soy gazlar bulunmaktadır (Ellis ve Mahos, 1977; Ellis, 1979; Henley et al., 1984; Şahinci, 1991a,b; Nicholson, 1993; Yıldırım, 1999; Barbier, 2002).

Bu çalışma kapsamında (i) Hüdai jeotermal alanının jeoloji haritasını güncellemek, (ii) jeotermal suların hidrojeolojik ve hidrojeokimyasal yöntemlerle oluşumu ve gelişimini incelemek, (iii) hidrojeokimyasal çalışma yöntemleriyle jeotermal su-kayaç etkileşimini tanımlamak, (iv) jeotermal su-kayaç etkileşimi çerçevesinde iz element (As, B, Mn vb.) kirliliğini belirlemek ve mümkün tedbirleri geliştirmek ve (v) jeotermometreler yardımıyla çalışma alanındaki jeotermal suların rezervuar sıcaklıklarını belirlenmek amaçlanmıştır. Sonuç olarak tüm bu verilerden yararlanarak Hüdai jeotermal sisteminin hidrojeolojik modellenmesi yapılacaktır.

1.2. Çalışma Alanının Jeotektonik Konumu

Anadolu'nun içinde yer aldığı Alp-Himalaya dağ oluşum kuşağı, Afrika/Arabistan ve Hindistan Levhaları'nın kuzeye doğru hareket etmeleri ve Avrasya Levhası ile çarpışmaları sonucunda oluşmaktadır. Bu kompleks jeolojik sürecin Doğu Akdeniz bölümünde Anadolu-Ege bloğu saatin tersine rotasyonel bir hareketle Helenik yayına doğru kaçmaktadır. Bu yanal kaçış hareketinin kuzey sınırını Kuzey Anadolu Fay Zonu belirlemekte, güney sınırını ise doğuda Doğu Anadolu Fay Zonu, güney Anadolu'da ise Kıbrıs ve Helenik yayları oluşturmaktadır. Kıbrıs ve Helenik yayları boyunca Afrika kıtasının kuzey kenarındaki okyanusal litosfer Anadolu ve Ege'nin altına dalarak yutulmaktadır. Anadolu'nun tektonizması Türkiye'deki jeotermal alanların oluşumuna sebep olmuştur. Türkiye'deki Geç Miyosen'de Arap Levhası ile Anadolu Levhası arasında yer alan Neo-Tetis Okyanusu'nun güney kolunun Bitlis-Zagros kuşağının kapanmasıyla başlayan neotektonik dönemde Arap Yarımadası, Anadolu Levhası ile çarpışmasından sonra kuzeye doğru hareket ettirerek bölgenin yükselmesine neden olmuştur. Bu yükselme ile Doğu Anadolu'daki kıta kabuğu kalınlaşmıştır. Bölgede sıkışmanın etkisiyle yükselme bir süre devam etmiş, ancak Anadolu Bloğu Pliyosen'den başlayarak Kuzey Anadolu Fay Zonu ve Doğu Anadolu

Fay Zonu boyunca batı yönünde harekete geçmiştir. Yunanistan güneyinden Ege Denizi güneyine ulaşan Hellenik Yayı'nın da etkisiyle bu levha genişlemiş ve Batı Anadolu'daki horst-graben yapıları oluşmuştur. Doğu Anadolu'daki sıkışmanın etkisiyle oluşan yükselim nedeniyle bölgede jeotermal alanlar bulunmamaktadır, ancak Kuzey Anadolu Fay Zonu ve Doğu Anadolu Fay Zonu'nun kesişim noktası olan Bingöl civarında ortaya çıkabilmişlerdir. Oysa Batı Anadolu'nun genişlemesi nedeniyle kabuk incelmış ve pek çok sıcaklıkta jeotermal alanlar oluşmuştur. Özellikle Batı Anadolu'da grabenler boyunca yüksek sıcaklığa sahip jeotermal sistemler oluşmuştur. En sıcak alanlar kuzey güney boyunca sıkışma sonucu oluşan ve halen günümüzde de devam eden doğu uzanımlı genişleme sonucu oluşan faylar ve sedimentler arasındaki alanlardır. Afyon volkanizması bu tektonik hareketlerin sonucu olarak meydana gelmiştir (Blumenthal, 1962; Brunn et al., 1971; Poisson, 1984, 1990, Poisson et al., 1984; Macoux, 1987; Şaroğlu ve Yılmaz, 1987; Kissel et al., 1990; Frizon et al., 1995; Ercan, 2000; Çelik ve Sabah, 2002; Yetemen, 2006; Ateş, 2007).

2. KAYNAK ÖZETLERİ

Çalışma bölgesi, Güneybatı Anadolu'da Isparta Açısı olarak bilinen coğrafi bölge içinde yer alır. Antalya körfezinin kuzeyinde yer alan Isparta Açısı, jeolojik özellikleri itibari ile Güneybatı Anadolu'nun en ilginç yörelerinden birini oluşturmaktadır. Bu nedenle Isparta Açısı ve çevresinde uzun yıllardan bu yana değişik amaçlarla birçok çalışmalar yapılmıştır. Bu çalışmanın konusu ile yakından ilgili olan araştırmalar kronolojik olarak aşağıda özetlenmiştir.

Öngür (1973), Sandıklı (Afyon) güneybatısında jeotermal amaçlı çalışmalar yapmıştır. Bu çalışmalarda alanın temelini oluşturan şistleri "Kestel Yeşilşist Formasyonu" olarak tanımlamış ve diğer araştırmacılar gibi "Afyon Metamorfik Grubu"nu incelemiştir. Üst Triyas-Liyas' tan önce bölgesel metamorfizmanın geliştiği, Triyas'tan Jura' ya gelişen bir transgresyonun bölgenin jeolojik gelişiminin ikinci aşamasını başlattığını belirtmiştir.

Poisson et al. (1984), Beydağları'nın stratigrafisini ortaya koyarak çeşitli fasiyesler ayırtlamıştır. Beydağları'nın Liyas'dan başlayarak Senoniyen sonuna kadar resifal kireçtaşları olarak devam ettiğini, Senomaniyen'in pelajik kireçtaşlarından oluştuğunu, Üst Paleosen-Alt Eosen yaşında bir olistostrom varlığını, bunların üzerinde Lütésiyen kireçtaşının diskordan olarak durduğunu, Akitoniyen'in resifal kireçtaşları, Burdigaliyen'in filiş olarak devam ettiğini belirtir. Antalya naplarının üç ana naptan oluştuğunu ifade eden çalışmacı, kuzeybatıda Beydağları otoktonu üzerinde Likya naplarının bulunduğunu ifade etmektedir

Öztaş (1989), Homa-Akdağ yöresi, Sandıklı-Şuhut köylerinin jeolojisi ve petrol olanaklarının ele alındığı çalışmada özellikle Isparta büklümünün jeolojik yapısı aydınlatılmaya çalışılmış ve Afyon güneyindeki paleozoyik yaşlı istiflerin batı devamının Akdağ'a kadar uzandığını belirterek metamorfizmanın bölgede etkin olduğunu belirtmiştir.

Mutlu (1996), bölgede yaptığı çalışmada, Sandıklı alanındaki jeotermal suların genellikle Na-HCO₃ karakterde olduğunu belirtmiştir. Burada silika ve kation jeotermometrelerine dayanarak 84-97 °C bir rezervuar sıcaklığı hesaplamıştır.

Afşin (1997), Afyon Sandıklı Ovası ve hüdayi kaplıcası yeraltısularının fiziksel ve kimyasal özelliklerini incelemiş, jeoloji, hidroloji, kuyu hidrolojisi, karst hidrojeolojisi ve yer altı suyu bilançosu üzerinde durmuştur. Bu suların ev ve tarımsal kullanımı için uygunluğunu araştırmıştır.

Yağmurlu vd. (1997), Isparta Büklümü'nün gelişiminde alkali volkanizma ve aktif tektonizma ilişkisini ele alan çalışmacılar, büklümün KD ve KB yönlü doğrultu atımlı faylarla şekillendiğini, otokton olarak Beydağları ve Anamas-Akseki platformlarından, allokton olarak Antalya, Beyşehir-Hoyran-Hadim ve Likya naplarından oluştuğunu ifade eder. Büklümün KD-KB ve K doğrultulu faylarla üç bölgeye ayrıldığını (Teke, Antalya ve Akseki kırıkları) belirtir. Yazarlar, Afyon-Isparta arasındaki volkaniklerin, alkali ve hiperalkali karakterde ve yerel olarak subvolkanik birimler ve dayklar şeklinde meydana geldiğini, Eğirdir-Kovada grabeninin batısında, grabene paralel bir uzanım ile dizildiğini ifade eder.

Doğdu (2001), Bu çalışmada Akarçay havzasındaki jeotermal kökenli suların yüzey ve yeraltıları üzerindeki kirletici etkisi araştırılmıştır. Bu kapsamda Akarçay ile akışaşağısında yer alan Eber ve Akşehir Gölleri su ve sediman kimyası açısından, tatlısu akiferinin termal yeraltısuyundan etkilenmesi beklenen bölümü ise su kimyası açısından incelenmiştir. Elde edilen veriler geçmiş yıllarda doğal yollardan Akarçay'a katılan termal suların gözlenebilir bir kalite değişimine neden olmadığını göstermektedir. Buna karşın, 1997 yılından itibaren Akarçay'a boşaltılan Afyon Şehri jeotermal ısıtma sistemi atık suyunun su kalitesini etkilediğini ve bu etkinin akarsu sedimanları üzerinde kalıcı olduğu gözlenmiştir.

Akan (2003), HST3D Programı kullanılarak, Ömer-Gecek jeotermal sahasında farklı derinliklerdeki kuyulara reenjeksiyon yapılması sonucunda termal akiferdeki basınç ve sıcaklık koşullarında ne tür değişikliklerin meydana geleceği ve kullanımdan

döner jeotermal suyun hangi derinliğe verilmesinin daha uygun olacağını incelemiştir. Bu çalışmaya göre AF-4, AF-22 numaralı kuyular ile Reen adı verilen hayali bir kuyuda 700-800 m derinliğe reenjeksiyon işlemi yapılmıştır. Model sonuçlarına göre 700-800 m derinliğe 20 yıl süreyle yapılacak olan reenjeksiyon işleminin, termal akifer dinamikleri üzerinde bir etkisinin olmadığı, buna karşılık sistem içerisinde soğumayı önlediği belirlenmiştir.

Poisson et al. (2003), Araştırmacılar yöredeki birimleri otokton, paraotokton ve allokton olarak değerlendirmişler ve değişik zamanda meydana gelen tektonik gelişmeler ile yörenin bu günkü konumunu aldığını belirtmişlerdir. Çalışma alanında yer alan Üst Kretase yaşlı Davras kireçtaşlarını, Eosen yaşlı Isparta formasyonunu ve Miyosen yaşlı sedimanları otokton ve paraotokton olarak değerlendirmişler bunların altında yer alan Isparta çay formasyonunu ve ofiyolitleri ise allokton olan Antalya naplarına dahil etmişlerdir. Önceki çalışmaların sentezini yapan araştırmacılar, Bölgede ters faylanmalara ve bindirmelere bağlı bir model üzerinde durmuşlardır.

Gürsu ve Göncüoğlu (2005), İnceleme alanındaki birimler Sandıklı Temel Kompleksi, Erken Paleozoyik yaşlı örtü birimleri ile Mesozoyik yaşlı örtü birimleri olmak üzere üç kısıma ayrılmıştır. Sandıklı temel kompleksi alttan üste doğru, Güvercinoluk formasyonu ve Kestel çayı porfiroid birliğinden; Erken Paleozoyik yaşlı örtü birimleri ise Gögebakan, Hüdayi, Çaltepe ve Seydişehir formasyonlarından oluşmaktadır.

Yağmurlu ve Şentürk (2005), Güneybatı Anadolu'nun güncel tektonik yapısını biçimlendiren jeodinamik etkenleri başlıca dört grup içinde toplamak mümkündür. Bunlar: (1) Fethiye-Burdur fay zonunun kuzey bölümünde Ege-Peloponnisos levhasının GB'ya doğru hareketi, (2) Isparta Açısının doğu kanadının saat yönünde, batı kanadının ise saatin tersi yönde rotasyonu, (3) Afrika levhasının Kıbrıs ve Helenik yaylar boyunca Ege-Peloponnisos ve Anadolu levhalarının altına dalması ve (4) Anadolu Levhasının Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu faylarının (KAF ve DAF) kontrolünde güneybatıya doğru hareketi.

Özpınar (2008), Bu çalışmada Sandıklı güneyinde geniş yüzeylemeler oluşturan Sandıklı volkanitlerinin trakiandezit, fonolitik tefrit, bazaltik andezit, bazaltik traki-nefelinit, andezit ve dasit bileşimli lavlar ve oldukça kalın proklastik kayalar ile temsil edilirler. Piroklastik kayalar, alttan üste doğru, lapillitaşı, tüflü çakıltası, tüflü kumtaşı ve tüflü çamutaşı şeklinde bir istif oluştururlar. Çalışılan alandaki tüfler ise, trakiandezit, andezit ve fonolitik tefrit bileşimli vitrik tuf ve kristal-vitrik tüfler ile temsil edilirler. Bu volkanitlerinin jeolojik ve petrolojik özellikleri incelenmiş ve bölgede yaygın şekilde bulunan tuf ve tüflerin teknolojik kullanımı araştırılmıştır.

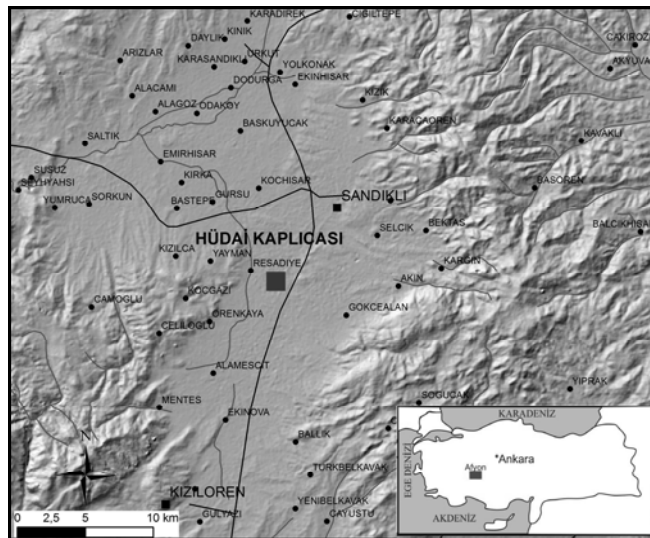
3. MATERYAL VE YÖNTEM

3.1. Materyal

Bu bölümde çalışma alanının genel tanıtımı, morfolojik özellikleri, iklim ve bitki örtüsü, yerleşim merkezleri ve ulaşım ile yöre halkının ekonomik durumu hakkında genel bilgiler verilmiştir.

3.1.1. Çalışma alanının yeri

Ege, Akdeniz ve İç Anadolu bölgelerinin keşişim noktasında bulunan Afyon, denizden 1000–1500 m yükseklikte çoğu volkanik malzemeden meydana gelmiştir. Yüzölçümü 14230 kilometrekaredir. Coğrafi olarak dört bölgeye ayrılır. Birinci bölge, Merkez (Afyon) ile Bolvadin, Sincanlı ve Şuhut ilçelerini içeren ova'dır. İkinci bölge, Emirdağ ovası, üçüncü bölge sandıklı ovası ve dördüncü bölge Dinar ve Dazkırı ovalarıdır. Sandıklı Hüdai hamamları jeotermal sahası Afyonkarahisar güneydoğusunda yerleşmiş ve Afyon ilinin yaklaşık 40 km güneybatısında yer alır. Proje çalışma alanı olan Sandıklı-Hüdai jeotermal alanı, Orta Anadolu Bölgesinde 38°-39° kuzey enlemleri ile 30°-31° doğu boylamları arasında bulunmaktadır. Çalışma alanını genel konumunu gösteren yerbulduru haritası Şekil 3.1'de verilmiştir.



Şekil 3.1. Çalışma alanına ait yerbulduru haritası

3.1.2. Morfoloji

Sandıklı ovası bugünkü şeklini Alpin hareketlerinin özellikle Neojen devrindeki fazları ile kazanmıştır. Bu fazlar içerisinde özellikle Miyosen-Pliyosen arasında meydana gelen çekim fayları ovanın ve çevre tepelerin bugünkü topografyasını kazanmasında etkili olmuştur. Çalışma alanının ve çevresinin doğusunda Döşeme Tepe (1171 m), Tozkoparan Tepe (1045 m), Kara Tepe (1112 m), Yeldeğirmeni Tepe (1132 m), batısında ise Demirlik Tepe (1156 m), Koçgazi Tepe (1396 m) ve Kuruçayırı Tepe (1042 m) tepeleri yer almaktadır. Hamamçayı, Kuruçay, Çayköy Çayı ve Karacaören Deresi çalışma alanındaki önemli akarsularıdır.

3.1.3. İklim ve bitki örtüsü

Afyon ili İç Anadolu ve Ege Bölgeleri arasında geçiş özelliğine sahip, denizlere uzak ve etrafı dağlarla çevrili olduğundan tipik bir kara iklimi hüküm sürer. Bununla beraber geçiş bölgesi özelliklerini de gösterir. Kışları karlı ve soğuk, yazları sıcak ve kurak geçer. Yağışlar daha çok kış ve ilkbahar mevsiminde görülür. Yüksek kesimlerde çam, alçak kesimlerde fundalık ve kavak ağaçları mevcuttur.

Afyon ili 1975-2005 yılları arası DMİ istasyonu meteorolojik verilerine göre yıllık yağış toplamı 417 mm ve yıllık ortalama sıcaklık 11,2 °C'dir. Yılın en soğuk ayı Ocak ayı iken, yılın en sıcak ayı Temmuz ayıdır. Aylık ortalama sıcaklıkları bu aylar için sırasıyla 0,3 °C ve 22,2 °C'dir (Yetemen, 2006).

3.1.4. Ekonomik durumu

Çalışma alanı ekonomisi çoğunlukla tarıma dayalıdır. Tarımsal faaliyetler Buğdaygiller, meyve ve sebze üretimi, pancar üretimi ve bunların yanı sıra yer yer haşhaş üretimi de yapılmaktadır. Ayrıca arıcılık ile yüksek kesimlerde ise hayvancılık halkın geçim kaynaklarını oluşturmaktadır. Özellikle son yıllarda gelişen sanayi kolları da bölgenin ekonomisine önemli katkı sunmaktadır.

3.2. Yöntemler

Bu bölümde çalışma alanının jeoloji, jeotermal akışkanın hidrojeokimyası, izotop jeokimyası, örnek alımı çalışmalarında kullanılan arazi, laboratuvar ve büro çalışma yöntemleri tanıtılmıştır.

3.2.1. Jeolojik çalışmalar

Çalışma alanının stratigrafik ve yapısal özelliklerinin belirlenmesi için jeoloji haritasının hazırlanması ve birimlerin ayırtılması yapılmıştır. Önceki çalışmalar ayrıntılı olarak incelenmiş, bu veriler arazi çalışmaları ile desteklenerek jeolojik birimler stratigrafik ve petrografik özelliklerine göre ayrılarak genelleştirilmiş stratigrafik sütun kesiti ve 1: 25.000 ölçekli jeoloji haritası derlenmiştir.

3.2.2. Örnek alımı ve in-situ analiz yöntemleri

Örnek alınacak su kaynakları seçilirken, suların fiziksel ve kimyasal tüm özelliklerini yansıtabilecek örnek noktaları tercih edilmiştir. Arazide örnek alımı, örneğin laboratuvara getirilmesi ve korunması belirli standartlara uygun olarak yapılmalıdır. Ortamı temsil edecek doğru örneğin alınması büyük önem taşımaktadır. Hidrojeokimyasal analizler için örnek alımında polipropilen örnek şişeleri kullanılmıştır. Her örnek noktasında anyon ve katyonlar için ayrı ayrı 100 ml.'lik polipropilen şişelere örnek alınmıştır. Örnek alınan şişeler en az 3 kez örnek suyu ile çalkalanmış daha sonra içinde hava kabarcığı kalmamasına dikkat edilerek kapakları kapatılmıştır. Laboratuvar ortamına getirilinceye kadar geçen sürede katyon örneklerinin korunması amacıyla derişik HNO₃ ilave edilerek pH<2 olması sağlanmıştır. Duraylı izotop analizleri için ($\delta^{18}\text{O}$ ve δD) 1 adet 100 ml.lik, trityum (^3H) analizleri için 500 ml.'lik polipropilen örnek şişeleri kullanılmıştır. Örnekler şişelendikten ve etiketlendikten sonra +4°C'de muhafaza edilerek laboratuvara getirilmiştir.

Çalışma kapsamında yapılan arazi çalışmaları sonucu (Ekim 2009 ve Mart 2010) toplam 8 adet örnek alınmıştır (Şekil 4.2). Bunların 4 adedi jeotermal akışkan kuyularından, 3 adedi yeraltısuyu kuyularından ve 1 adedi de yüzey suyu (Hamamçayı) suyundan alınmıştır. Bu örneklerde in-situ ve hidrojeokimyasal analizler yapılmıştır. 4 adet örnekte ise izotop analizleri yapılmıştır. Araziye yapılan in-situ analizleri suyun sıcaklığı (T), hidrojen iyonu konsantrasyonu (pH), elektriksel iletkenliği (EC), su içinde çözülmüş oksijen miktarı (O₂), redoks potansiyeli (Eh), alkalinite-asiditesi ve suyun sertliği gibi parametrelerdir (Şekil 3.2). Çizelge 3.1’de in-situ ölçüm cihazları ve özellikleri verilmiştir. Alınan örneklerin hidrojeokimyasal analizler ise laboratuvara getirildikten 2-3 gün içerisinde tamamlanmıştır.



Şekil 3.2. Araziye örnek alımı ve in-situ ölçümlerinin yapılması

Çizelge 3.1. Çalışmalarda kullanılan in-situ ölçüm cihazları ve özellikleri

In-situ parametresi	Ölçüm birimi	Cihazın adı ve markası
Sıcaklık	°C	Termometre-Testo-95-1
pH		pH metre-WTW 330i
Redoks potansiyeli (Eh)	mV	pH metre-WTW pH95
Elektriksel iletkenlik (EC)	µS/cm	Elektriksel iletkenlik ölçer-WTW cond 330i ve 340i
Çözülmüş oksijen içeriği (O ₂)	mg/l	Oksimetre-WTW Oxi 340
Alkalinite	mmol/l	Alkalinite test kiti-Merck Aquamerck 11109
Asidite	mmol/l	Asidite test kiti-Merck Aquamerck 11109
Toplam sertlik	°f	Toplam sertlik test kiti-Merck Aquamerck 11104
Karbonat sertliği	°f	Karbonat sertliği test kiti-Merck Aquamerck 11103

3.2.3. Hidrojeokimyasal analiz yöntemleri

Çalışma kapsamında alınan tüm örneklerin in-situ ve hidrojeokimyasal analizleri Süleyman Demirel Üniversitesi Jeotermal Enerji, Yeraltısuyu ve Mineral Kaynakları Araştırma ve Uygulama Merkezi bünyesinde bulunan cihazlar kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Hidrojeokimyasal analizlerde kullanılan cihazlar aşağıda tanıtılmış ve özellikleri Çizelge 3.2’de verilmiştir.

ICP-OES (Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectroscopy) cihazının temel prensibi yüksek derişimde katyon ve buna eşdeğer derişimde elektron içeren, elektriksel olarak iletken bir gaz ortamı olan plazmada, atomlar ve iyonların uyarılması ile yaydıkları emisyonun ölçülmesidir. Plazma görüntüsü alev gibi olmakla beraber bir yanma olayı yoktur. ICP kaynağı iyonlaşmış bir argon gazı akışı ile genellikle 27 veya 40 MHz’lik güçlü bir radyofrekans alanının eşleştirilmesi ile elde edilir. Örnek genellikle sıvı fazda, aerosol şeklinde yüksek sıcaklıktaki plazmaya gönderilir. Bu tanecikler plazmada sırasıyla kurur, parçalanır, atomlaşır, iyonlaşır ve oluşan atom ve iyonlar uyarılır. Elementin atomik ve iyonik çizgileri bir spektrometre ve uygun bir bilgisayarla değerlendirilerek analiz tamamlanır.

IC (İyon Kromatografisi), bir karışımda bulunan bileşenlerin birbirinden ayrılmasını gerçekleştiren ve bu sayede kalitatif ve kantitatif analizlerinin yapıldığı yöntemlerin genel adıdır. Bir karışımdaki iki ya da daha fazla bileşenin, hareketli (taşıyıcı) bir faz yardımıyla, sabit (durgun) bir faz arasından değişik hızlarda hareket etmeleri esasına dayanır. Mobil fazın içerisinde yer alan bileşenler, sabit faza ait dolgu maddesiyle etkileşimleri sebebiyle, bir miktar tutulurlar. Bu tutulma, örnekteki farklı bileşenler için farklı miktarlarda olur. Böylece bileşenler sabit fazın sonlarına doğru, farklı hızlarda ilerledikleri için, birbirinden ayrılmış vaziyette sabit fazı farklı zamanlarda terk ederler. Bu şekilde sabit fazdan çıkan bileşenlerin derişimleri uygun bir biçimde ölçülür ve zamana veya mobil fazın kullanılan hacmine karşı y-ekseninde işaretlenerek “kromatogram” denilen grafikler elde edilir.

İzotoplar kütle spektrometresi ile ölçülür. Kütle spektrometresi, katı ve sıvı örneklerde çok sayıda elementin hızlı, hassas ve doğru biçimde, niteliksel, niceliksel ya da yarı-niceliksel olarak ölçülmesine olanak sağlayan analiz tekniğidir. Teknik elektromanyetik indüksiyonla 10.000 °K sıcaklığa ulaştırılan argon plazması tarafından örneğin iyonize edilmesi; iyonize elementlerin kütle spektrometresi tarafından ayrıştırılması ve element derişimlerinin elektron çoklayıcı bir dedektör tarafından ölçülmesi aşamalarını içerir. Örnekteki tüm elementlerin derişimleri 1 ile 2 dakika arasında değişen oldukça kısa bir sürede ölçülür.

Çizelge 3.2. Hidrojeokimyasal analizlerde kullanılan cihazlar ve özellikleri

Analiz parametresi	Cihazın adı	Analiz metodu
Na ⁺ , Ca ²⁺ , Mg ²⁺ , K ⁺ , Pb ²⁺ , Fe ²⁺ , Zn ²⁺ , Cu ²⁺ , Al ³⁺ , Si ⁴⁺ , Sr ²⁺ , Li ⁺ , Ba ²⁺ , Mn ²⁺ , Tl, As, B, Sb	Perkin Elmer ICP-OES 2100 DV	Optik emisyon spektrometresi
F ⁻ , Cl ⁻ , SO ₄ ²⁻ , NO ₃ ⁻ , NO ₂ ⁻ , PO ₄ ²⁻	Dionex ICS-3000	İyon Kromatografisi
HCO ₃ ⁻ , CO ₃ ²⁻	Merck-Aquamerck test kitleri	Titrimetrik
³ H	kütle spektrometresi	sıvı sintilasyon sayımı
δ ² H, δ ¹⁸ O	kütle spektrometresi	sıvı sintilasyon sayımı

İzotop analizleri (δ²H, δ¹⁸O ve ³H) Neuherberg (Almanya) Hidroloji Enstitüsü'nde yapılmıştır. δ²H ve δ¹⁸O analizleri kütle spektrometresi, trityum (³H) analizleri ise elektrolitik zenginleşmeden sonra sıvı sintilasyon sayım yöntemiyle yapılmıştır.

3.2.4. Jeokimyasal termometreler

Jeokimyasal termometreler, 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 tepkimeleri baz alınarak geliştirilen faydalı ve değerli araçlardır. Derinlerde bulunan akışkanın sıcaklığının yüzeydeki sıcaklıklarına göre çok daha fazla olacağı açıktır. Derinlere yapılacak olan sondajlar da oldukça yüksek maliyete ve zamana gereksinim göstermektedir. Bu nedenle suların kullanım alanlarının saptanabilmesi için yapılacak derin sondajlardan önce uygulanacak çeşitli jeokimyasal termometre yöntemleri ile haznedeki sıcaklıklarının tahmin edilmesi yapılan jeotermal

araştırmaların önemli bir parçasını oluşturur. Ayrıca, rezervuar sıcaklığının tahmini dışında üretimdeki sistemlerin hidrolojisi üzerine de değerlendirme yapma olanağı sağlarlar (Ellis, 1979; Fournier, 1977; Fournier et al., 1974; Truesdell, 1976; White, 1970; Tarcan, 2002).

4. ARAŞTIRMA BULGULARI

4.1. Çalışma Alanının Jeolojisi

Çalışma alanında tabanda Paleozoyik yaşlı Kestel Yeşilşist formasyonu, Çaltepe formasyonu ve Seydişehir formasyonu bulunur. Bu birimler üzerine Mesozoyik'te Karatepe formasyonu, Derealanı formasyonu ve Akdağ formasyonu gelir. Senozoyik yaşlı birim ise Sandıklı formasyonudur. Kuvaterner yaşlı alüvyon ve travertenler en genç birimleri oluşturmaktadır (Şekil 4.1 ve 4.2).

4.1.1. Kestel Yeşilşist formasyonu (Pzk)

Yeşilşist fasiyesi koşullarında metamorfizma geçirmiş olan birim alttan üste doğru Kocayayla porfiroid üyesi, metabazalt üyesi, Koçgazi fillit üyesi ve Hüdai kuvarsit üyesi olmak üzere dört üyeden oluşur (Öngür, 1973). Birim, Gutnic (1977) tarafından Sandıklı Porfiroyitleri, Öztürk (1981) tarafından Kocayayla Metamorfitleri ve Çakmakoğlu (1986) tarafında Kestel formasyonu olarak adlandırılmıştır.

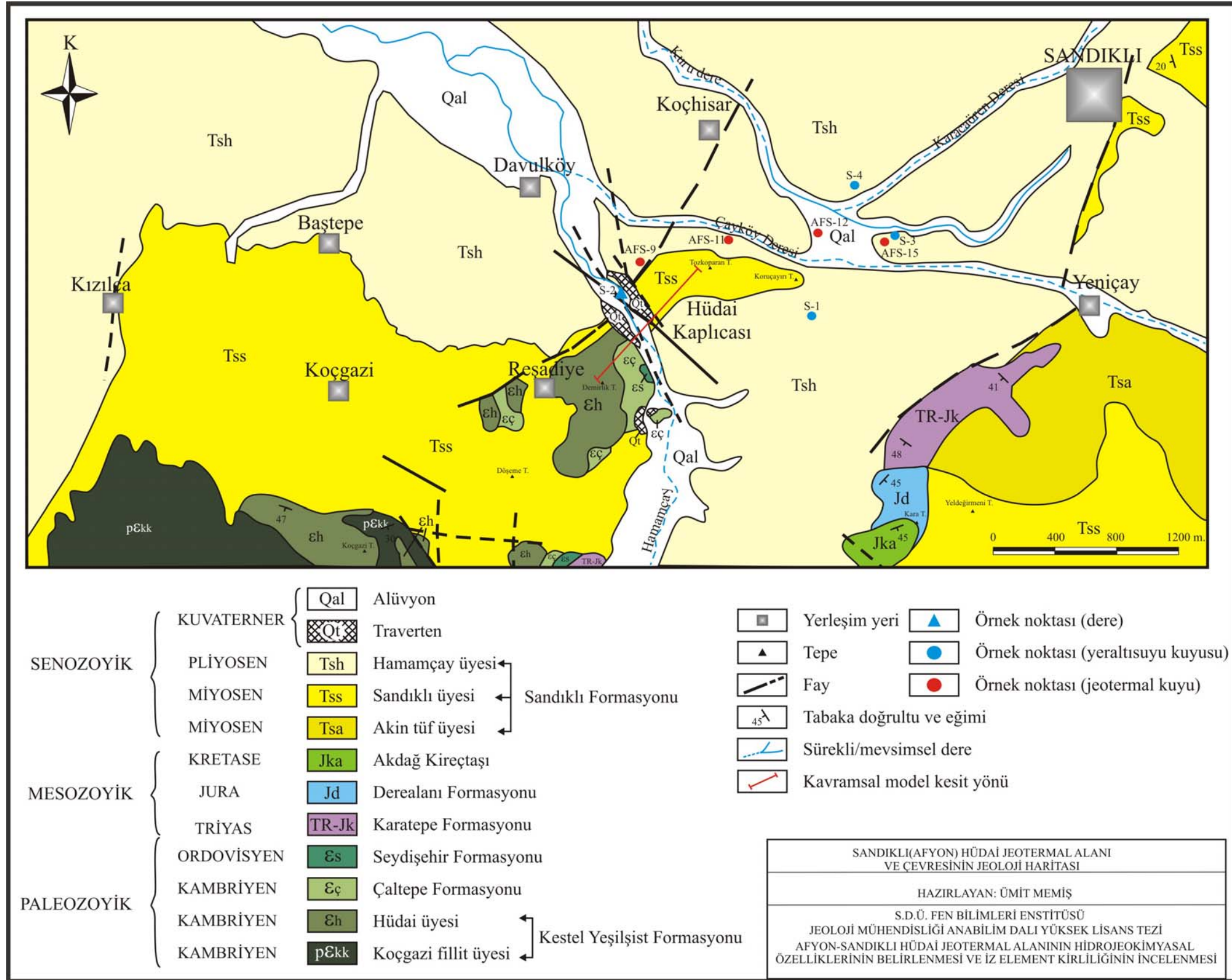
4.1.1.1 Koçgazi fillit üyesi (pEkk)

Koçgazi fillit üyesi çalışma alanının güney batısında yüzeylemektedir. İlk defa Öngür (1973) tarafından Koçgazi fillit üyesi olarak adlandırmıştır. Afşin (1991)' de Öngür (1973)'ün ayrı bir üye olarak adlandırdığı metabazalt tabakasını da dahil ederek aynı ismi vermiştir. Özgül vd. (1991)'de Kocayayla formasyonu içerisinde üye mertebesinde incelemiştir. Birim çok düşük metamorfizmalı bej, kahvemsî bej renkli ince taneli kumtaşı, siyah ve kahve-mor renkli silttaşı ve bunlarla yer yer arakatlı metabazik sillerinden oluşur. Fillitlerin dış yüzeyi hafifçe sleytleşmiştir. Serizit pulları aksesuar kuvars ve opak minerallerden kurulu olan fillitlerin kloritin hakim olduğu örneklerinde apatit, titanit ve ilmenit aksesuar mineral olarak bulunmaktadır. Birimin kalınlığı yaklaşık 200 m civarındadır (Afşin, 1991; Gürsu ve Göncüoğlu, 2005). Tane boylarının küçük oluşu ve metabazitlerin varlığı büyük ihtimalle

volkanizmaya bağlı düşük enerjili denizel bir ortamı işaret etmektedir (Öztaş,1989). Birim üste doğru Hüdai formasyonu ile yanal ve tedrici geçişlidir (Öngür, 1973).

ÜST SİSTEM		SENZOYİK		MESOZOYİK		PALEZOYİK		LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
SİSTEM	SERİ	SİSTEM	SERİ	SİSTEM	SERİ	SİSTEM	SERİ		
Kuvaterner		Pliyosen		Kretase		Ordovisyen			Alüvyon
				Üst Jura	Alt Kretase	Üst Kambri-Ordovis	Seydişehir		Traverten
						Orta	Çaltepe		Çakıltaşı, kum, silt, kil ardalımalı; gevşek dokulu
						Üst Triyas-Jura			Tss: Marn, Killi kireçtaşı, Kumtaşı, Çakıltaşı Dismikrit, Biyomikrit, Kömür
						Alt Triyas-Jura			Tsa: Tüf Breşi, Tüf, Tüfit
						Üst Triyas			UYUMSUZLUK
						Alt Triyas			Karstik, yer yer bloklu dolomitik kireçtaşları
						Üst Triyas			Masif, yer yer katmanlı kireçtaşı
						Alt Triyas			Breşik kireçtaşı
						Üst Triyas			Çoğunluğu mikritik kireçtaşı
						Alt Triyas			Kireçtaşı, fosilli, killi, kumlu kireçtaşları
						Üst Triyas			Silttaşı
						Alt Triyas			Marnlı kumtaşları
						Üst Triyas			Silttaşı
						Alt Triyas			Çakıltaşı
						Üst Triyas			UYUMSUZLUK
						Alt Triyas			Yer yer çapraz katmanlı killi kireçtaşı mercekleri
						Üst Triyas			Silttaşı
						Alt Triyas			Fosilli kireçtaşları
						Üst Triyas			Orta katmanlı dolomitler
						Alt Triyas			Şistler
						Üst Triyas			Yer yer çapraz katmanlı kuvarsitler
						Alt Triyas			Bazik spilitik
						Üst Triyas			Metavolkanit
						Alt Triyas			Metakumtaşı
						Üst Triyas			Silttaşı

Şekil 4.1. Çalışma alanının geliştirilmiş stratigrafi kesiti (Öngür, 1973 ve Afşin, 1991'den yararlanarak)



Şekil 4.2. Afyon-Sandıklı Hüdai jeotermal alanı ve çevresinin jeoloji haritası (Öngür, 1973 ve Afşin, 1991'den değiştirilerek)

4.1.1.2. Hüdai üyesi (Eh)

Birim inceleme alanının güney ve güney batısında yayılım sunmaktadır. Hüdai formasyonu ilk defa Öngür (1973) tarafından “Kestel Yeşilşist formasyonu” içerisinde Hüdai kuvarsit üyesi olarak adlandırılmış, Öztaş (1989) ve Afşin (1991) bu birimi Hüdai formasyonu olarak isimlendirmiştir. Hüdai formasyonu çoğunlukla kuvarsitlerden meydana gelmekte ve yer yer şistlerle ardalanmalı bulunmaktadır. Kuvarsitler orta kalın katmanlı yer yer düzlemsel çapraz katmanlı, katman içi laminalı, acık gri, demirpası ve pembe renklidir (Afşin, 1991). Birimin kalınlığı 400-600 m dolayında olup delta ortamında çökelmiş olduğu bir çok araştırmacı tarafından ifade edilir (Afşin 1991; Özgül vd., 1991; Günay vd., 1995). Batı Toroslarda yaşı kanıtlanmış Orta Kambriyen yaşlı Çaltepe formasyonu ile geçişli olması nedeniyle birim Alt Kambriyen yaşlıdır. Birimin alt dokanağı Kestel Yeşilşist formasyonu üzerine uyumludur (Özgül vd., 1991; Dean ve Özgül, 1994; Kozlu ve Göncüoğlu, 1995; 1997).

4.1.2. Çaltepe formasyonu (Eç)

Çaltepe formasyonu çalışma alanının güney ve güney batısında mostra vermektedir. Birim ilk defa Blumenthal (1947) tarafından incelenmiş, daha sonra Dean ve Monod (1970); Özgül ve Gedik (1973) aynı formasyonu incelemiştir. Öztaş (1989) tarafından dolomit ve kireçtaşı üyelerine ayırarak Çaltepe adıyla incelenen birim Afşin (1991)'de aynı isimle ama üyelere ayrılmadan incelenmiştir. Birim başlıca dolomit, siyah renkli neritik kireçtaşı ve en üst düzeylerinde alacalı renkli yumrulu kireçtaşlarından oluşmaktadır. Birimin büyük bir bölümünü oluşturan dolomitler, ayrışma yüzeyinin kızılımsı, koyu kahve renkli olmasıyla ayrılırlar. Taze yüzeyi gri, kirli beyaz renkli, iri kristalli, kalın katmanlı olan dolomitler en üst düzeylerinde bej, şarap renkli yumrulu kireçtaşı tabakalarını kapsarlar (Dean ve Özgül, 1994). Çaltepe formasyonu alttaki Hüdai formasyonu ile uyumlu, üstüne gelen Seydişehir formasyonu ile genelde uyumlu ve geçişlidir (Afşin,1991; Gürsu ve Güncüoğlu, 2005). Birim içindeki trilobit fosilleri ile birimin yaşı Orta Kambriyen olarak belirlenmiştir (Dean ve Özgül, 1994).

4.1.3. Seydişehir formasyonu (Es)

Birim çalışma alanının güneyinde dar bir alanda yayılım sunmaktadır. Seydişehir formasyonu ilk defa Blumenthal (1947) tarafından Seydişehir bölgesinde Seydişehir şistleri olarak adlandırılmıştır. Monod (1967), Dean ve Monod (1970) ve Afşin (1991) ise Seydişehir formasyonu olarak adlandırmıştır. Birim ankimetamorfik miltaşı, şeyl ve kuvars kumtaşı araldanmasından oluşmaktadır. İstifin alt düzeylerinde ince, alacalı renkli ve yumrulu kireçtaşı bantları izlenmektedir. Birimin kalınlığı kıvrımlı özelliğinden dolayı kesin olarak belirlemek zordur. Ancak yaklaşık olarak 300 m civarındadır. Seydişehir formasyonu altındaki Çaltepe formasyonu ile uyumlu üstüne gelen Mesozoyik birimlerle uyumsuzdur. Birimin içindeki kireçtaşlarında rastlanan fosillere göre yaşının Üst Kambriyen-Orta Ordovisyen arasında olduğu belirtilmiştir (Gürsu ve Güncüoğlu, 2005).

4.1.4. Karatepe formasyonu (Tr-Jk)

Karatepe formasyonu inceleme alanının güney ve güney batısında gözlenmektedir. Birim ilk defa Parejas (1942) tarafından Güney Avrupa'daki Verrukona fasiyesine benzetilerek Verrucana olarak adlandırılmıştır. Öngür (1973)'de Karatepe verrucanası, Afşin (1991)'de Karatepe formasyonu olarak adlandırılmıştır. Birim en altta, bordo renkli yer yer açık kahve, demirpası ve kirli sarı renklerde çakıltaşı, kumtaşı ve silttaşlarından oluşur. Çakıltaşları kuvarsit, kuvarslı serisitli şist ve fillitik çakılları ile bağlayıcısı hematitli kumlu bir karbonat çimentodur. Karatepe formasyonu Üst Triyas-Alt Jura yaşlı olup, tabanda Seydişehir formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelirken, üstte ise Derealanı formasyonu ile uyumlu ve geçişlidir (Afşin, 1991; Özpınar, 2008).

4.1.5. Derealanı formasyonu (Jd)

Birim çalışma alanının güney doğusunda yayılım sunmaktadır. Derealanı formasyonu ilk defa Öngür (1973) tarafından Derealanı şist formasyonu olarak isimlendirilmiş, daha sonra Gutnic (1977), Öztürk (1981), Çakmakoğlu (1986),

Öztaş (1989) ve Afşin (1991) Derealanı formasyonu olarak adlandırmışlardır. Bordo, kirli sarı renkli marnlı kumtaşı ile başlar, üste doğru gri, mor, kirli sarı, yeşilimsi, kahve renklerde kalın katmanlı kumlu, siltli ve killi kireçtaşı, kumlu kireçtaşı ar dalanması şeklinde devam eder (Afşin, 1991). Birim tabanda Karatepe formasyonu ile uyumlu üstteki Akdağ formasyonu ile uyumlu ve geçişli olup Alt Jura yaşlıdır (Afşin, 1991; Özpınar, 2008).

4.1.6. Akdağ formasyonu (Jka)

Çalışma alanını güney doğusunda yer alan bu birim ilk defa Öngür (1973) tarafından üyeler halinde Akdağ kireçtaşı formasyonu adıyla incelenmiş, Öztürk (1981) bunu Akdağ formasyonu olarak ele almış, Çakmakçoğlu (1986) Akdağ kireçtaşları, Öztaş (1989) Akkıraç formasyonu, Afşin (1991) Akdağ formasyonu olarak isimlendirmiştir. Birim altta masife yakın belirgin olmayan şekilde tabakalı açık gri renkli, hafif kristalize, kalker kumu ve breşik kireçtaşları ile başlar, yukarı doğru ince tabakalı ve arasında çört bantları bulunan kireçtaşları ve daha üstte çört oranı artarak dolomitik özellikte kireçtaşları yer alır (Afşin, 1991). Akdağ formasyonu alttaki Derealanı formasyonu ile uyumlu üzerine gelen Sandıklı formasyonu ile açısız uyumsuz olup Üst Jura-Alt Kratese yaşlıdır (Afşin, 1991; Özpınar, 2008).

4.1.7. Sandıklı formasyonu (Ts)

Çalışma alanında geniş bir yayılım sunan Sandıklı formasyonu ilk olarak Öngür (1973) tarafından Sandıklı Neojen serisi olarak incelenmiştir. Afşin (1991)'de Sandıklı formasyonu olarak Özpınar (1999, 2008)'de Sandıklı volkanitleri olarak anılmaktadır. Sandıklı formasyonu, Üst Miyosen yaşlı Akin tuf üyesi, Üst Miyosen yaşlı Sandıklı üyesi ve Pliyosen yaşlı Hamamçayı üyesinden oluşmaktadır (Afşin, 1991).

4.1.7.1. Akin tuf üyesi (Tsa)

Birim Öngür (1973) tarafından Soğucak tuf üyesi adıyla incelemiştir, Afşin (1991)'de Akin tuf üyesi olarak adlandırılmıştır. Akin tuf üyesi ignimbiritik tuf breşi, lapilli, kum tufü, süngertaşı ve volkanik çakıltaşlarından oluşmuştur. Birim kireçtaşı, süngertaşı parçaları ile kum kil boyutunda piroklastik malzeme içeren tuf breşi ile başlar. Sonra süngertaşı ve kum tufü ile devam eden istif, tuf breşi ile sona erer (Afşin, 1991). Orta Miyosen de başlayıp Üst Miyosene kadar devam eden volkanik aktivite ile göl ortamına volkanik malzeme girişi olmuştur (Özpınar vd., 1999). Miyosen yaşlı Akin tuf üyesi kendisinden yaşlı birimler üzerinde uyumsuz üstteki Sandıklı üyesi ile geçişlidir (Afşin, 1991).

4.1.7.2. Sandıklı üyesi (Tss)

Sandıklı üyesi, tabanda çakıltaşı ve kumtaşları ile başlayan birim, yukarı doğru kalın tabakalı marllarla yer yer aralanmalı olarak kimi yerde kömür ara seviyeli şeklinde bulunarak killi kireçtaşları ve çamurtaşları ile sona erer. Afşin (1991)'de Üst Miyosen yaşlı Sandıklı üyesi özellikle doğuda tabanda karasal ve fluvial çökellerle başladığı ve giderek tatlı ve acı su özelliğine dönüştüğü belirtilmektedir. Daha sonraki dönemde ise killi kireçtaşı ve en üstteki kireçtaşı ile karakterize edilen birimlerin karasallaşma ile sona erdiği ifade edilmektedir.

4.1.7.3. Hamamçay üyesi (Tsh)

Birim gevşek dokulu volkanik çakıltaşı, çakıltaşı, kireçtaşı katkılı çakıltaşı ve ince çakıl kum silt den meydana gelir. Pliyosen yaşlı Hamamçay formasyonu alttaki Miyosen yaşlı Sandıklı üyesi ile uyumludur (Afşin, 1991).

4.1.8. Traverten (Qt)

Hüdayi kaplıcası çevresinde yaklaşık 20 m kalınlığında ve 800 m uzunluğunda iki çizgi halinde KB-GD yönünde uzanım sunar. Travertenler, iki paralel fay boyunca

oluşmuş olup, bu faylar tamamen travertenlere örtülmüştür (Mutlu, 1996). Sıcak su kaynakları yüzeyden akarken içerdikleri kireci ve başka mineralleri bırakması sonucu oluşmuş olan bu birim esasen aragonitten ibarettir (Canik, 1980; Afşin,1991).

4.1.9. Alüvyon (Qal)

Sandıklı ovasındaki alüvyon Hamamçayı ve Kuru derenin bıraktığı sıkılaşmamış çakıl, kum, silt ve kil gibi çökellerden oluşmuştur (Afşin, 1991).

4.2. Hidrojeokimya

Çalışma alanında bulunan jeotermal akışkan, yeraltısuyu ve yüzey suyunun hidrojeokimyasal özelliklerini belirlemek için Ekim 2009 ve Mart 2010 aylarında olmak üzere 4 adet jeotermal akışkan, 3 adet yeraltısuyu ve bir adet yüzey suyu (Hamamçayı) olmak üzere toplam 8 adet örnek alınmıştır. Alınan bu örneklerin öncelikle in-situ analizleri yapılmıştır. Daha sonra laboratuara getirilen örneklerin hidrojeokimyasal analizleri ICP-OES ve IC cihazları ile gerçekleştirilmiştir. 4 adet su örneğinde izotop analizi ($\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$ ve ^3H) Neuherberg (Almanya) Hidroloji Enstitüsü'nde tamamlanmıştır. Örnek alımı esnasında yapılan in-situ ölçüm parametreleri sıcaklık, pH, elektriksel iletkenlik (EC), toplam çözünmüş madde miktarı (TDS), redoks potansiyeli (Eh), çözünmüş oksijen miktarı (O₂), alkalinite ve asidite testleridir. In-situ ölçümleri ve hidrojeokimyasal analizlerin yapıldığı cihazlar Süleyman Demirel Üniversitesi Jeotermal Enerji, Yeraltısuyu ve Mineral Kaynakları Araştırma ve Uygulama Merkezi'nin donanımları (Çizelge 3.1 ve 3.2) kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Yapılan in-situ ölçümlerinin sonuçları Çizelge 4.1'de verilmiştir. Jeotermal akışkanın sıcaklığı 69-75°C arasında, hidrojen iyon konsantrasyonu (pH) 6,47-7,26 arasında ve elektriksel iletkenliği 1982-2300 $\mu\text{S}/\text{cm}$ arasında değişmektedir. Buna karşın yeraltısuyunun sıcaklığı 23,8-41,1 °C arasında, hidrojen iyon konsantrasyonu (pH) 7,68-7,97 arasında ve elektriksel iletkenliği 323-407 $\mu\text{S}/\text{cm}$ arasında değişmektedir. Yeraltısuyunun sıcaklığının yüksek olması bunun jeotermal akışkan tarafından ısıtıldığını göstermektedir. Çalışma alanındaki

yeraltısuyu örneklerinde yapılan hidrojeokimyasal analiz sonuçları Çizelge 4.2’de verilmiştir.

Çizelge 4.1. Çalışma alanı ve çevresindeki suların in-situ analiz sonuçları

Sıra no	Örnek no	Lokasyon	T (°C)	pH	Eh (mV)	EC (µS/cm)	O ₂ (mg/l)	Toplam Sertlik (°f)	Referans
1	S-1	Sandıklı	23,8	7,97	181	323	6,1	12,6 (orta sertlikte su)	Bu çalışma
2	S-2		55,0	7,62	192	1861	4,6	--	
3	S-3		34,1	7,77	222	356	5,1	14,4 (orta sertlikte su)	
4	S-4		41,1	7,68	231	407	4,9	12,6 (orta sertlikte su)	
5	AFS-9		69,0	6,52	60	1982	4,4	--	
6	AFS-11		73,6	6,48	33	2300	2,5	--	
7	AFS-12		73,5	6,47	27	2250	3,1	--	
8	AFS-15		75,0	7,26	140	2020	4,3	--	
9	AF-14	Ömer-Gecek	86,0	7,67	--	5750	--	--	Ulutürk, 2009
10	AF-23		94,0	7,94	--	6400	--	--	
11	GCK-1		42,0	6,30	--	3750	--	--	
12	GCK-2		41,0	6,70	--	3940	--	--	
13	GKH	Gazlıgöl	63,0	7,45	--	3821	--	--	Mutlu, 1996
14	G-3		64,0	7,05	--	4417	--	--	
15	HYW-1	Heybeli-Karaburun	56,0	6,40	--	3589	--	--	
16	KRW		38,0	6,20	--	2010	--	--	

Çalışma alanında bulunan jeotermal akışkan, yeraltısuyu ve yüzey suyunun (Hamamçayı) hidrojeokimyasal özelliklerinin belirlenebilmesi için alınan örneklerde Na⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, K⁺, Pb, Fe, Zn, Cu, Al, Si, Sr, Li, Ba, Mn, Tl, As, B, Sb analizleri ICP-OES cihazında yapılmıştır. Cl⁻, SO₄²⁻, NO₃⁻, NO₂⁻, PO₄²⁻ analizleri iyon kromatografisi cihazında yapılmıştır. HCO₃⁻ ve CO₃²⁻ ölçümleri arazide ölçülen alkalinite ve asidite testlerinden hesaplanmıştır. Daha sonra elde edilen tüm hidrojeokimyasal analiz sonuçları AquaChem v.3.7 (Waterloo Hydr., 1999), Solmineq.88 (Kharaka et al., 1988) gibi termodinamik bilgisayar programları kullanılarak değerlendirilmiştir. Bu sonuçlar ulusal [Türk Standartları Enstitüsü (Anonim, 2005)] ve uluslararası [Dünya Sağlık Örgütü (Anonim, 2006), ABD Çevre Koruma Ajansı (Anonim, 2002) ve Avrupa Birliği (Anonim, 1998)] standartlarla (Çizelge 4.3) karşılaştırıldığında Sandıklı ovası yeraltısularının içme ve kullanma suyu olarak bu standartların arasında olduğu görülmektedir.

Çizelge 4.2. Çalışma alanı ve çevresindeki suların hidrojeokimyasal analiz sonuçları

Sıra no	Örnek no	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Mg ⁺⁺ (mg/l)	Ca ⁺⁺ (mg/l)	SiO ₂ (mg/l)	Li (mg/l)	Pb (mg/l)	Zn (mg/l)	Cu (mg/l)	Al (mg/l)	Fe (mg/l)	Mn (mg/l)	Sr (mg/l)	Sb (mg/l)	As (mg/l)	B (mg/l)	Ba (mg/l)	Referans
1	S-1	15,15	6,55	5,82	34,56	30,14	0,01	<0,01	<0,01	0,06	<0,01	0,01	0,02	0,45	<0,01	<0,01	0,18	0,10	Bu çalışma
2	S-2	211,40	37,49	22,31	134,50	50,01	0,30	<0,01	<0,01	0,06	0,09	0,07	0,13	0,58	<0,01	0,52	1,14	0,07	
3	S-3	21,53	9,52	6,94	32,03	54,16	0,02	<0,01	<0,01	0,06	<0,01	0,01	0,02	0,36	<0,01	0,02	0,46	0,02	
4	S-4	31,54	11,62	6,53	30,03	63,96	0,03	<0,01	<0,01	0,06	<0,01	<0,01	0,02	0,67	<0,01	0,03	0,68	0,03	
5	AFS-9	205,90	34,89	20,56	130,30	64,77	0,19	<0,01	<0,01	0,06	<0,01	0,14	0,16	0,64	<0,01	0,24	1,25	0,04	
6	AFS-11	276,00	57,92	26,82	150,82	68,62	0,30	0,05	0,05	0,04	<0,01	0,22	0,06	0,65	<0,01	0,58	0,72	0,03	
7	AFS-12	249,80	46,36	26,92	155,48	68,32	0,28	0,05	0,06	0,04	<0,01	0,35	0,19	0,65	<0,01	0,54	0,60	0,03	
8	AFS-15	245,40	47,97	27,45	150,10	76,80	0,30	<0,01	<0,01	0,06	0,44	0,62	0,14	0,78	<0,01	0,60	0,72	0,07	
9	AF-14	1853,00	120,90	10,94	112,80	126,20	--	--	--	--	0,07	0,07	--	--	--	4,00	7,79	--	Ulutürk, 2009
10	AF-23	1760,50	120,00	12,46	146,80	128,10	--	--	--	--	0,03	0,06	--	--	--	3,60	7,82	--	
11	GCK-1	1301,00	108,00	19,30	163,00	86,00	--	--	--	--	0,03	0,04	--	--	--	2,60	8,20	--	
12	GCK-2	1541,00	147,00	24,50	157,60	90,00	--	--	--	--	0,05	0,05	--	--	--	3,50	6,90	--	
13	GKH	940,00	80,20	15,30	37,00	36,00	1,90	--	--	--	<0,02	2,20	--	--	--	--	12,00	--	Mutlu, 1996
14	G-3	1088,00	88,00	15,60	40,00	61,00	1,90	--	--	--	<0,02	0,60	--	--	--	--	14,80	--	
15	HYW-1	500,00	58,70	68,80	347,00	43,00	0,83	--	--	--	<0,02	0,35	--	--	--	--	3,00	--	
16	KRW	240,00	31,30	41,60	194,00	36,00	0,35	--	--	--	<0,02	0,42	--	--	--	--	0,90	--	

Çizelge 4.2. (devamı)

Sıra no	Örnek no	Tl (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	NO ₂ ⁻ (mg/l)	CO ₃ ²⁻ (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	PO ₄ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	F ⁻ (mg/l)	TDS (mg/l)*	TDS (mg/l)	Su Tipleri	%Na	SAR	Sulama suyu sınıfı	Referans
1	S-1	<0,01	11,24	<0,01	0,00	118,10	<0,01	6,02	46,68	0,13	200,10	160,00	Ca-(Na)-HCO ₃	27,20	0,63	C2S1	Bu çalışma
2	S-2	0,02	0,76	1,62	0,00	465,00	<0,01	98,69	499,37	3,73	1067,50	1302,00	Na-SO ₄ -HCO ₃	54,19	4,44	C3S1	
3	S-3	<0,01	8,87	<0,01	0,00	124,20	<0,01	7,07	58,99	0,26	233,70	176,00	Ca-(Na)-HCO ₃	35,12	0,90	C2S1	
4	S-4	<0,01	5,65	<0,01	0,00	146,40	<0,01	8,41	70,16	0,44	252,10	197,00	Ca-(Na)-HCO ₃	44,94	1,36	C2S1	
5	AFS-9	0,06	1,11	<0,01	0,00	561,20	<0,01	101,15	506,53	3,91	1076,30	1387,00	Na-SO ₄ -HCO ₃	--	--	--	
6	AFS-11	0,06	11,30	<0,01	0,00	579,50	<0,01	100,88	533,88	3,77	1235,90	1610,00	Na-SO ₄ -HCO ₃	--	--	--	
7	AFS-12	0,06	1,23	<0,01	0,00	573,40	<0,01	93,60	517,88	3,35	1168,90	1575,00	Na-SO ₄ -HCO ₃	--	--	--	
8	AFS-15	0,02	0,98	<0,01	0,00	481,90	<0,01	109,51	629,49	4,85	1300,70	1414,00	Na-SO ₄ -HCO ₃	--	--	--	
9	AF-14	--	--	--	--	926,00	--	1989,00	501,00	--	--	--	Na-Cl-HCO ₃	--	--	--	Ulutürk, 2009
10	AF-23	--	--	--	--	899,50	--	1879,00	489,00	--	--	--	Na-Cl-HCO ₃	--	--	--	
11	GCK-1	--	--	--	--	1153,00	--	1505,00	525,00	--	--	--	Na-Cl-HCO ₃	--	--	--	
12	GCK-2	--	--	--	--	1206,00	--	1784,00	509,00	--	--	--	Na-Cl-HCO ₃	--	--	--	
13	GKH	--	--	--	--	2471,00	--	225,00	<10	--	--	--	Na-HCO ₃	--	--	--	Mutlu, 1996
14	G-3	--	--	--	--	2934,00	--	157,00	15,80	--	--	--	Na-HCO ₃	--	--	--	
15	HYW-1	--	--	--	--	1525,00	--	195,00	847,70	--	--	--	Na-HCO ₃	--	--	--	
16	KRW	--	--	--	--	1238,00	--	61,00	166,00	--	--	--	Na-HCO ₃	--	--	--	

*: Termodinamik bilgisayar programı (AquaChem v.3.7) ile hesaplanan değerler

C2: Orta tuzlulukta su (Orta derecede tuza ihtiyaç gösteren bitkiler için kullanılabilir)

C3: Fazla tuzlu su (Drenaj yapılmaksızın bitkiler için kullanılamaz)

S1: Az sodyumlu su (Sodyuma karşı duyarlı olan bitkilerin dışında her türlü tarım için uygun)

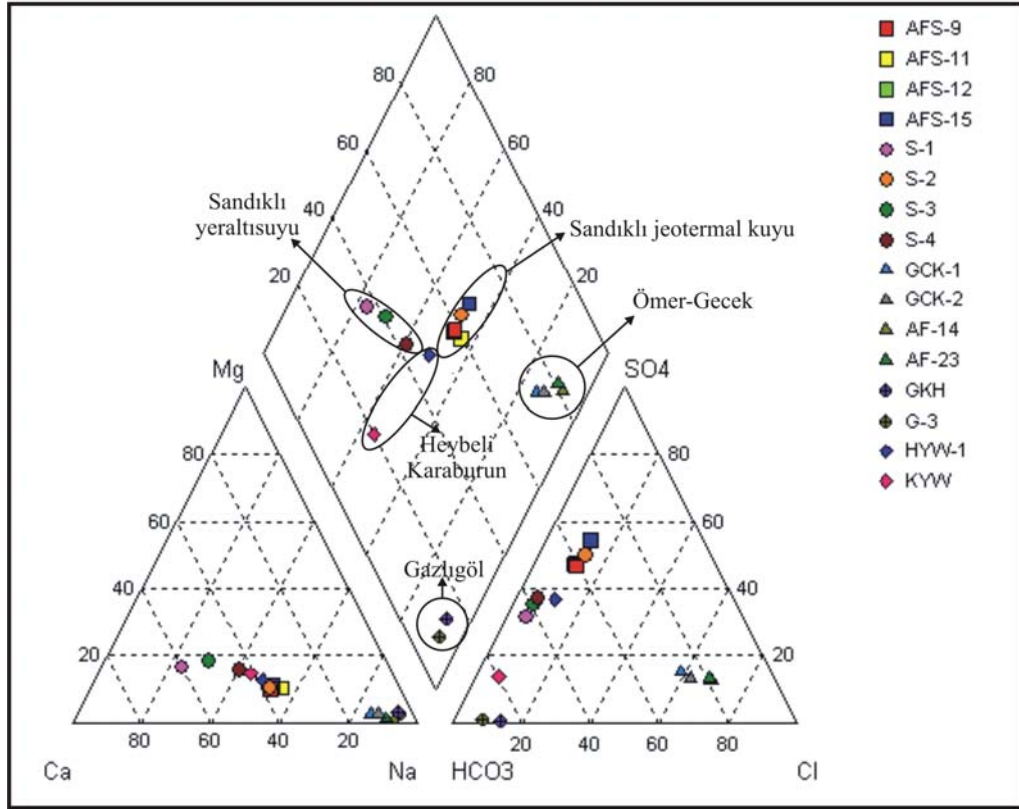
Çizelge 4. 3. Ulusal ve uluslararası içme suyu standartları ve analiz sonuçlarının birbirlerine göre karşılaştırılması

Parametre	Anonim, 2005 (TS 266)	Anonim, 2006 (WHO)	Anonim, 2002 (US EPA)	Anonim, 1998 (EU)	Analiz sonucu
pH	6,5-9,5	6,5-8,5	6,5-8,5	6,5-9,5	7,62-7,97
Bulanıklık	1	5	1	1	-
Renk	20	15	15	-	-
Toplam çözünmüş madde (mg/l)	-	1000	500	-	160-197
Kalsiyum (mg/l)	-	-	-	-	30,03-34,56
Magnezyum (mg/l)	-	-	-	-	5,82-6,94
Potasyum (mg/l)	-	-	-	-	6,55-11,62
Sodyum (mg/l)	200	200	-	200	15,15-31,54
Nitrat (mg/l)	50	50	45	50	5,65-11,24
Nitrit (mg/l)	0,50	0,20	-	0,50	<0,01
Amonyum (mg/l)	0,50	1,50	-	0,50	-
Sülfat (mg/l)	250	250	250	250	46,68-70,16
Klorür (mg/l)	250	250	250	250	6,02-8,41
Florür (mg/l)	1,5	1,5	2	1,5	0,13-0,44
Alüminyum (mg/l)	0,20	0,20	0,20	0,20	<0,01
Kurşun (mg/l)	0,01	0,01	0,015	0,01	<0,01
Bakır (mg/l)	2	2	1	2	0,06
Demir (mg/l)	0,2	-	0,3	0,2	0,01
Mangan (mg/l)	0,05	0,4	0,05	0,05	0,02
Çinko (mg/l)	-	-	5	-	<0,01
Baryum (mg/l)	-	0,7	2	-	0,02-0,10
Kadmiyum (mg/l)	0,005	0,003	0,005	0,005	-
Krom (toplam) (mg/l)	0,05	0,05	1	0,05	-
Selenyum (mg/l)	0,01	0,01	0,05	0,01	-
Gümüş (mg/l)	-	-	0,1	-	-
Antimon (mg/l)	0,005	0,005	0,006	0,005	<0,01
Berilyum (mg/l)	-	-	0,004	-	-
Civa (mg/l)	0,001	0,006	0,002	0,001	-
Bor (mg/l)	1	0,5	-	1	0,18-0,68
Nikel (mg/l)	0,02	0,07	-	0,02	-
Bromat (mg/l)	0,01	0,01	0,01	0,01	-
Serbest klor (mg/l)	-	5	4	-	-
Koliform bakteri (EMS/100 ml)	0	0	0	0	-
Fekal koliform bakteri (EMS/100)	0	0	0	0	-

Jeotermal akışkan-kayaç etkileşimi çerçevesinde yapılan iz element analiz sonuçlarına göre çalışma alanındaki örneklerin iz element içeriği düşük değerler vermekte bu da iz element kirliliği olmadığını göstermektedir.

4.2.1. Hidrojeokimyasal analiz sonuçlarının değerlendirilmesi

Hidrojeokimyasal analiz sonuçları AquaChem v.3.7 (Waterloo Hydr., 1999) bilgisayar programı kullanılarak çeşitli diyagramlar hazırlanmıştır. Çalışma alanındaki jeotermal akışkan, yeraltısuyu ve yüzey suyunun tiplerini belirlemek için Piper diyagramı hazırlanmıştır. Şekil 4.3’de görüldüğü gibi jeotermal akışkan Na-SO₄-HCO₃ tipli sular, yeraltısuyu ise Ca-(Na)-HCO₃ tipli sular sınıfına girmektedir. Yüzey suyu olarak Hamamçayı’ndan alınan örnek de (S2 örneği) jeotermal akışkan gibi Na-SO₄-HCO₃ tipli su sınıfına girmektedir.

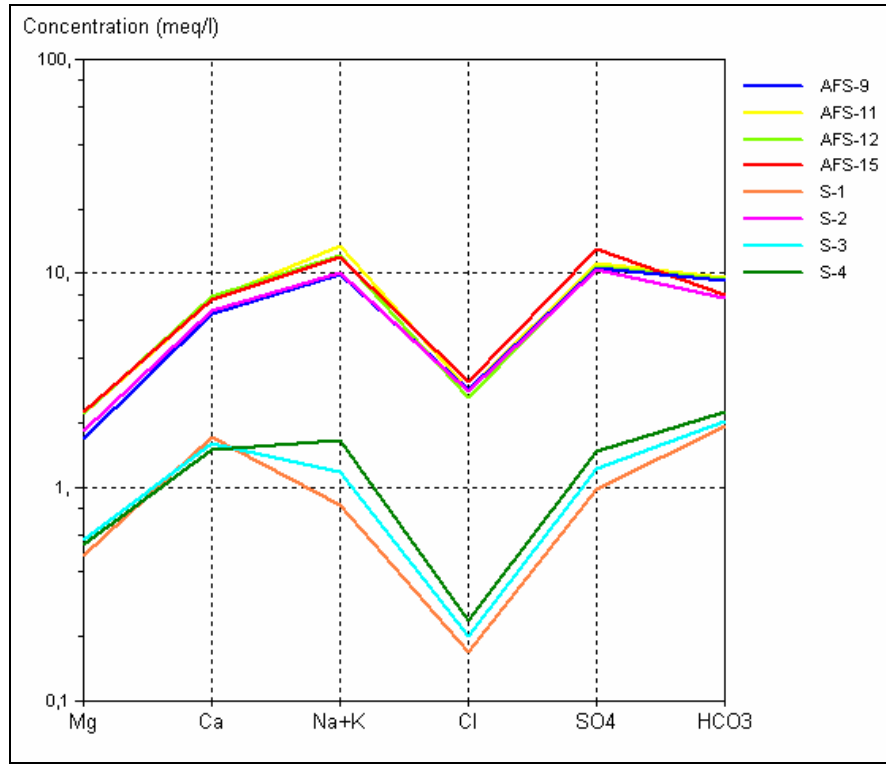


Şekil 4.3. Çalışma alanı ve civarına ait suların Piper diyagramı

Jeotermal akışkan ve sularının hakim iyon dağılımını belirlemek amacıyla Schoeller diyagramı hazırlanmıştır (Şekil 4.4). Diyagramda jeotermal akışkanda hakim iyon dağılımı katyonlar için Na+K>Ca>Mg, anyonlar için SO₄>HCO₃>Cl’dir. Yeraltısuyunda hakim iyon dağılımı katyonlar için Ca>Na+K>Mg, anyonlar için

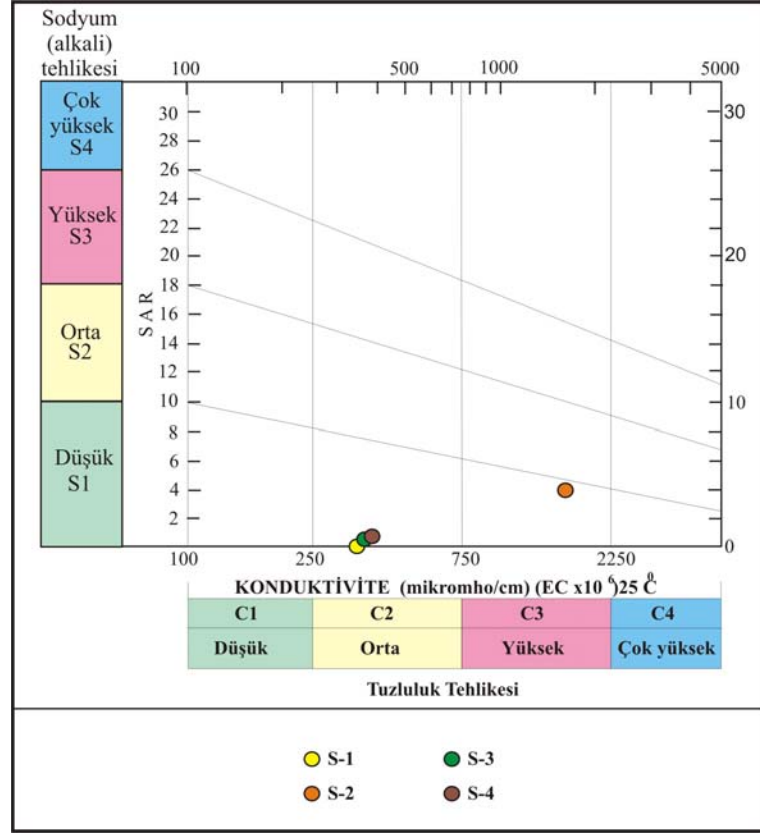
HCO₃>SO₄>Cl ve yüzey suyunda ise hakim iyon dağılımı katyonlar için Na+K>Ca>Mg, anyonlar için SO₄>HCO₃>Cl olduğu görülmektedir.

Suların sulamada kullanılabilme özelliklerinin belirlenmesinde özellikle Na⁺ miktarı önemli bir faktördür. Suların sulamaya uygunluğunun belirlenmesi amacıyla yapılan ABD tuzluluk laboratuvarı diyagramında (Şekil 4.5) sodyum adsorpsiyon oranı (SAR) ve özgül elektriksel iletkenlik (EC) değerleri kullanılmaktadır.



Şekil 4.4. Çalışma alanındaki jeotermal akışkan ve yeraltısularının Schoeller diyagramı

Çalışma alanındaki yeraltısuyu ve yüzey suyunda yapılan ölçümlerde SAR değerlerinin 0,46-4,44 arasında değiştiği tespit edilmiştir. Bu değerlere göre, çalışma alanındaki yeraltısuyu C2S1 sınıfına girmekte bu da orta tuzlulukta az sodyumlu su sınıfına girmektedir. Yüzey suyu ise (S2-Hamamçayı) fazla tuzlu ve az sodyumlu su olan C3S1 sınıfına girmektedir. Eğer bu yüzey suyu ile (S2) sulama yapılırsa tarım ürünleri açısından bir risk oluşturacağı düşünülmektedir.

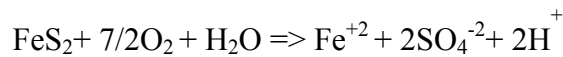


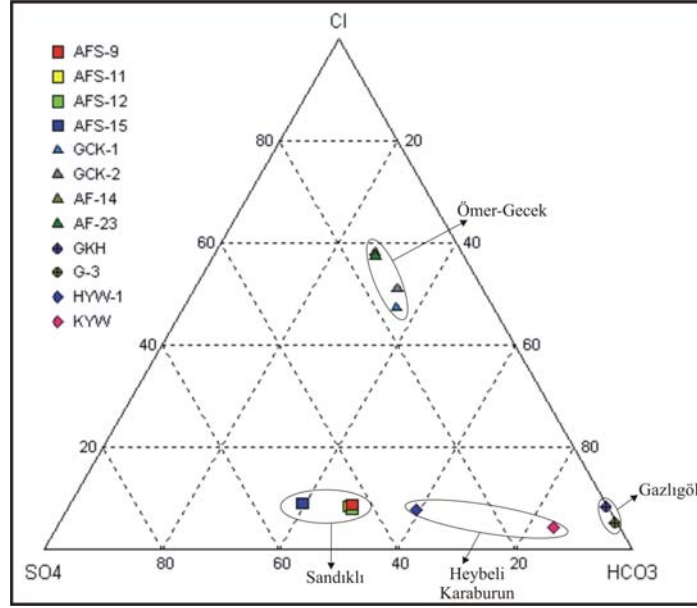
Şekil 4.5. Çalışma alanındaki yeraltı ve yüzey suyuna ait ABD tuzluluk diyagramı

Afyon bölgesindeki jeotermal su örneklerinin hidrojeokimyasal analiz verilerinin birbirleri ile olan ilişkisini ortaya koyabilmek için ise iyon değişim diyagramları yapılmış ve iyonların davranışları ortaya konmaya çalışılmıştır. Şekil 4.6'de Cl-SO₄-HCO₃ üçgen diyagramı hazırlanmıştır. Diyagramda da görüldüğü gibi Sandıklı bölgesindeki jeotermal sular tek bir hat boyunca SO₄-HCO₃ köşeleri arasında dizilmiştir. Bu sular, çeşitli seviyelerde sülfürlü yüzey suları ile bikarbonat içeriği yüksek sığ yeraltı suları tarafından seyrelmeye uğramıştır. Bu durumda jeotermal akışkanın uzun mola süreli olmadığını ve tek bir kaynaktan geldiğini söyleyebiliriz. Yüksek sülfatlı jeotermal akışkanda, düşük pH değerleri üretilmesi ve sıcaklık artışına neden olan bir buhar ısıtma işlemi ile aşağıdaki gibi açıklanabilir.



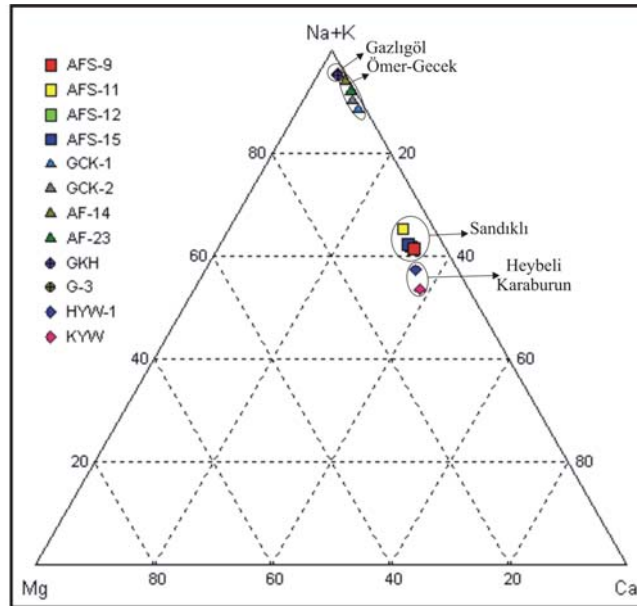
Ayrıca yüksek sülfat içeriği için başka bir olasılık ise, Seydişehir formasyonu içerisindeki pirit (FeS₂) yumrularının oksidasyonu sonucu meydana gelebilir (Ek-1 ve 2).





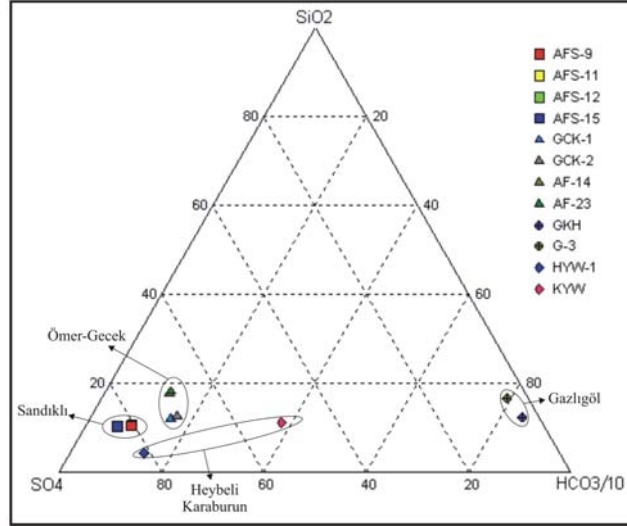
Şekil 4.6. Çalışma alanı ve civarına ait Cl-SO₄-HCO₃ üçgen diyagramı

Şekil 4.7’de ise Na+K-Mg-Ca üçgen diyagramında Sandıklı jeotermal alanındaki sular Na+K-Ca köşesi boyunca dizilim sunmuştur. Örneklerin tam Na+K köşesinde bulunmaması, sahadaki jeotermal sulara yeraltısularının etkisini gösterir. Sulardaki Ca içeriğinin Mg içeriğinden fazla olması jeotermal suların kırık zonları boyunca yüzeye çıkışları süresince CaCO₃’ca zengin içerikli formasyonlar ile etkileşime uğradıklarından kaynaklanmaktadır.



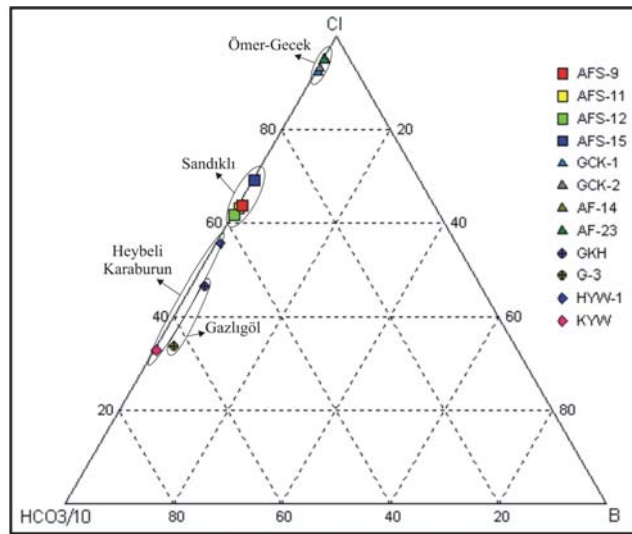
Şekil 4.7. Çalışma alanı ve civarına ait Na+K-Mg-Ca üçgen diyagramı

$\text{SiO}_2\text{-SO}_4\text{-HCO}_3$ üçgen diyagramında (Şekil 4.8) Sandıklı jeotermal alanındaki su örneklerinin SiO_2 ile SO_4 arasında bulunması onların aynı kökenli benzer sular olduğunu ve sülfatlı yüzey sularından etkilendiğini göstermektedir.



Şekil 4.8. Çalışma alanı ve civarına ait $\text{SiO}_2\text{-SO}_4\text{-HCO}_3$ üçgen diyagramı

Şekil 4.9'de ise Sandıklı jeotermal alanındaki jeotermal sular için $\text{Cl-HCO}_3\text{-B}$ içeriklerini gösteren üçgen diyagram hazırlanmıştır. Bu diyagramda da diğer diyagramlarda olduğu gibi jeotermal sular tek bir hat boyunca dizilim göstermiştir. Cl-HCO_3 hattı boyunca dizilim sunan örnekler bunların tek bir kaynaktan geldiğini ve kırık zonları boyunca yukarı doğru çıkışları sırasında diğer yeraltıları ile karışıma uğradığını göstermektedir.



Şekil 4.9. Çalışma alanı ve civarına ait $\text{Cl-HCO}_3\text{-B}$ üçgen diyagramı

4.2.2. Doymuluk indeksi

Kayaç-yeraltısuları etkileşimi genel olarak, hidrojeokimyasal ortam hakkında yorum yapılmasını sağlar. Bu nedenle yeraltısuyunun çeşitli mineraller bakımından doymuluk durumunun araştırılması gerekir. Doymuluk indeksi (SI), suların çözülmüş mineraller açısından denge durumundan sapmalarını sayısal olarak belirtir (Apello ve Postma, 1996; Drever, 1996; Langmuir, 1997). Bir çözeltinin herhangi bir minerale göre doymuluk durumu, doymun olmayan ($SI < 0$); doymun ($SI = 0$) ve aşırı doymun ($SI > 0$) çözelti olarak sınıflandırılmaktadır (Stumm ve Morgan, 1981). Çalışma alanındaki jeotermal akışkan ve yeraltısularının çeşitli mineraller açısından doymuluk durumlarını belirlemek için SOLMINEQ.88 PC/SHELL (Kharaka et al., 1988) bilgisayar programı kullanılmıştır. Bu kapsamda alınan örneklerin kalsit (SI_c), dolomit (SI_d) ve kuvars (SI_q) minerallerine olan doymulukları araştırılmıştır (Çizelge 4.4).

Çizelge 4.4. Çalışma alanındaki suların doymuluk indeksleri

Sıra no	Örnek no	SI_c	SI_d	SI_q
1	S-1	0,002	0,539	0,726
2	S-2	0,015	0,882	0,564
3	S-3	0,045	0,828	0,848
4	S-4	0,002	0,817	0,833
5	AFS-9	-0,001	0,994	0,514
6	AFS-11	-0,001	1,102	0,488
7	AFS-12	-0,001	1,089	0,487
8	AFS-15	0,014	1,151	0,521

Elde edilen sonuçlara göre çalışma alanındaki jeotermal akışkan kuvars ve dolomite doymun olarak belirlenmiştir. Jeotermal akışkanın kuvarsa doymun olması rezervuar kayacının kuvarsitler olması nedeniyledir. Akışkanın yüzeye doğru çıkışı sırasında dolomitik formasyonlarla etkileşimi sonucunda da akışkan dolomite doymun olmaktadır. Yeraltısularının akifer kayacı da dolomitik kireçtaşları olmasından dolayı kalsit ve dolomite doymundur. İnceleme alanında gözlenen silisleşme nedeniyle de yeraltısuları kuvarsa doymun hale gelmiştir.

4.3. Jeokimyasal Termometre Uygulamaları

Genelde jeotermal sistemlerin rezervuar sıcaklığının belirlenmesi için kullanılan jeokimyasal termometreler, rezervuarda mineral/su dengesinin olduğu temelini esas alırlar. Jeokimyasal termometreler silika ve katyon jeokimyasal termometreleri olmak üzere iki gruba ayrılır.

4.3.1. Silika jeokimyasal termometreleri

Silika jeokimyasal termometreleri, silika minerallerin çözünürlüğüne dayalı jeokimyasal termometrelerdir (Şimşek, 1997). Kuvars, kalsedon, α -kristobalit, opal-CT (β - kristobalit) ve amorf silikanın çözünürlüğü 20 ile 250 °C arasındaki sıcaklıklarda doğrusal bir uzantı sergiler. Sıcaklığın dışında, silika çözünürlüğüne etki eden faktörler basınç, pH ve tuzluluktur. 300 °C sıcaklığa kadar çözeltideki tuzluluk ve basınç silika minerallerinin çözünürlüğüne olan etkisi ihmal edilebilecek kadar düşük düzeydedir. Ancak, daha yüksek sıcaklıklarda basıncın etkisi çözünürlük üzerinde fazladır. 180 °C'den yüksek sıcaklıklarda, çözeltideki silika derişimini kuvars çözünürlüğü kontrol eder (Fournier ve Rowe, 1977; Fournier ve Potter, 1982a; Fournier, 1985). Jeotermal akışkanlar içerisindeki silika derişimi genellikle 700 mg/kg'dan küçük olup 100-300 mg/kg arasında değişim sunar (Nicholson, 1993). Kuvarsin çözünürlüğü, 20°C'den 340 °C'ye doğru sıcaklık arttıkça artar. Kalsedon ise, kuvarstan daha yüksek çözünürlüğü olduğu için 140 °C'den düşük sıcaklıklarda çözünür. Kalsedon jeokimyasal termometresinin hazne kaya sıcaklığı 190 °C den az olan alanlarda daha iyi sonuçlar verdiği kabul görmektedir (Fournier, 1977). Kuvars termometreleri için, jeokimyasal termometrelerdeki varsayımlara ek olarak yapılan bir varsayım ise, rezervuardan yüzeye doğru çıkan akışkanın ya kondüktif soğumaya uğraması ya da 100 °C sıcaklıkta akışkandan buharın ayrılmasıyla adyabatik soğumanın meydana gelmesidir (Palabıyık 2006). Silis çözünürlüğü, diğer iyonlardan, karmaşık molekül oluşuklarından ve uçucu maddelerden ayrılması gibi nedenlerden etkilenmediği için silika jeokimyasal termometreleri yaygın olarak kullanılmaktadır (Şimşek, 1997). Bu jeokimyasal termometreler 150-225 °C sıcaklıklar arasında iyi sonuç vermektedirler. Daha yüksek

sıcaklıklarda akiferden yüzeye doğru hareket eden sıcak akışkanda hızlı silis çökelişi gözlenir. Bu nedenle sıcaklığı 225 °C'nin üzerindeki hazne kayalardan gelen sulara gerçek sıcaklığı yansıtmaz (Tarcan, 2002). Geçmişten bugüne çeşitli kişiler tarafından geliştirilen ve yaygın olarak kullanılan silika jeokimyasal termometreleri Çizelge 4.5'de gösterilmektedir.

4.3.2. Katyon jeokimyasal termometresi

Jeotermal akışkanda çözünen bazı elementlerin iyon değişimine esasına dayanan katyon jeokimyasal termometreleri çözünen maddelerin oranı ve denge sıcaklığı değişimidir. Katyon jeokimyasal termometreleri de bu düşünceden yola çıkılarak geliştirilmiştir.

Çizelge 4.5. Silika jeokimyasal termometreleri (Sıcaklık [T]: °C; SiO₂ [S]: mg/kg)

Jeokimyasal termometre	Denklem	Kaynak
Kuars, 25-250 °C (adyabatik soğuma)	$T = [1309/(5.19-\log S)] - 273.15$	Fournier, 1977
Kuars (max.buharlaştırma 100 °C)	$T = [1522/(5.75-\log S)] - 273.15$	Fournier, 1977
Kuars, 25-330 °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
Kuars (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
Kuars, 0-350 °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
Kuars, 0-350 °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 et al., 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

4.3.2.1. Na-K jeokimyasal termometresi

Katyon jeokimyasal termometrelerinden Na-K jeokimyasal termometreleri genellikle yaygın olarak kullanılan bir jeokimyasal termometre çeşidi değildir. Çünkü teorik olarak hesaplanan sıcaklık gerçek ortamdaki sıcaklıktan farklılık gösterebilmektedir. Na-K jeokimyasal termometreleri, genellikle 180-350 °C

arasında sıcaklığa sahip rezervuarlar için iyi sonuçlar verir (Ellis, 1979; Arnorsson, 1991). 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 jeokimyasal termometreleri, 300°C sıcaklığın üzerinde benzer sonuçlar verir (Nicholson, 1993). Bu bağlamda, Na-K oranlarından yola çıkılarak geliştirilen jeokimyasal termometreler Çizelge 4.6'da gösterilmektedir.

4.3.2.2. Na-K-Ca jeokimyasal termometresi

Özellikle Na-K metodu ile çok yüksek sıcaklık değerleri veren Ca'ca zengin sular ile ilgili olarak ampirik olarak bir Na-K-Ca jeokimyasal termometresi geliştirmiştir (Fournier ve Truesdell, 1973). Na-K-Ca jeokimyasal termometresi, 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, çözültideki karbondioksitin (CO₂) kısmi basıncıdır (Nicholson, 1993; Çizelge 4.7).

Çizelge 4.6. Na-K jeokimyasal termometreleri (T: °C; Na ve K: mg/kg; Y: Na/K değerinin logaritması)

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

4.3.2.3. Na-K-Ca-Mg jeokimyasal termometresi

Na-K-Ca jeokimyasal termometresi, magnezyumca zengin düşük sıcaklıklı jeotermal sistemlere uygulandığında, normalden yüksek sıcaklıklar verecektir. Bu sorunu

gidermek için de, Fournier ve Potter (1979), Na-K-Ca jeokimyasal termometresine Mg düzeltmesi ekleyerek Na-K-Ca-Mg jeokimyasal termometresini geliştirmişlerdir (Çizelge 4.7).

Çizelge 4.7 Na-K-Ca ve Na-K-Ca-Mg jeokimyasal termometreleri

Na-K-Ca jeokimyasal termometresi (Fournier ve Truesdell, 1973)	
$T = \{1647/[\log(\text{Na}/\text{K}) + \beta(\log(\sqrt{\text{Ca}/\text{Na}) + 2.06) + 2.47]\} - 273.15$	
$T < 100^\circ\text{C} \Rightarrow \beta = 4/3$; $T > 100^\circ\text{C} \Rightarrow \beta = 1/3$	
T: $^\circ\text{C}$; Na, K, Ca: mg/kg	
Na-K-Ca-Mg jeokimyasal termometresi (Fournier ve Potter, 1979)	
<ul style="list-style-type: none"> • Na-K-Ca jeotermometre sıcaklığı 70°C' den küçükse, düzeltme yapılmaz. • Na-K-Ca jeotermometre sıcaklığı 70°C' den büyükse, 	
$R = [\text{Mg}/(\text{Mg} + 0.61\text{Ca} + 0.31\text{K})] \times 100$ hesaplanır.	
<ul style="list-style-type: none"> • $R > 50$ ise, ölçülen sıcaklık alınır; jeotermometre kullanılmaz. • $R = 5-50$ arasında ise, aşağıdaki Mg düzeltmesi yapılır. 	
$\Delta T_{\text{Mg}} = 10.664 - 4.7415(\log R) + 325.87(\log R)^2 - 1.032 \times 10^3(\log R)^2/T_{\text{NaKCa}}$ $- 1.968 \times 10^7(\log R)^2/T_{\text{NaKCa}}^2 + 1.065 \times 10^7(\log R)^3/T_{\text{NaKCa}}^2$	
<ul style="list-style-type: none"> • $R < 5$ ise, aşağıdaki Mg düzeltmesi yapılır. 	
$\Delta T_{\text{Mg}} = -1.03 + 57.971(\log R) + 145.05(\log R)^2 - 36711(\log R)^2/T_{\text{NaKCa}} - 1.67 \times 10^7 \log R/T_{\text{NaKCa}}^2$	
<ul style="list-style-type: none"> • $\Delta T_{\text{Mg}} < 1.5$ ise, Mg düzeltmesi yapılmaz. 	
$T_{\text{Na-K-Ca-Mg}} = T_{\text{Na-K-Ca}} - \Delta T_{\text{Mg}}$	

4.3.2.4. K-Mg ve Li-Mg jeokimyasal termometreleri

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. Sonuç olarak, bu jeokimyasal termometrelerin belirttiği sıcaklık, yüzeye yakın düşük sıcaklık koşullarındaki kayaç-akışkan etkileşiminin meydana geldiği sıcaklık olup, 50-300 $^\circ\text{C}$ arasındaki rezervuarlara uygulanabilir. Bu düşünceyle geliştirilen K-Mg ve Li-Mg jeokimyasal termometreleri, Çizelge 4.8'de verilmektedir (Nicholson, 1993).

Çizelge 4.8. K-Mg ve Li-Mg jeokimyasal termometreleri (T: $^\circ\text{C}$; K, Mg ve Li: ppm)

Jeokimyasal termometre	Denklem	Kaynak
K-Mg	$T = 4410/[\log(\text{K}/\sqrt{\text{Mg}}) + 14] - 273$	Giggenbach, 1988
Li-Mg	$T = 2200/[\log(\text{Li}/\sqrt{\text{Mg}}) + 5.47] - 273$	Kharaka ve Mariner, 1989

4.3.2.5. Diğer katyon jeokimyasal termometreleri

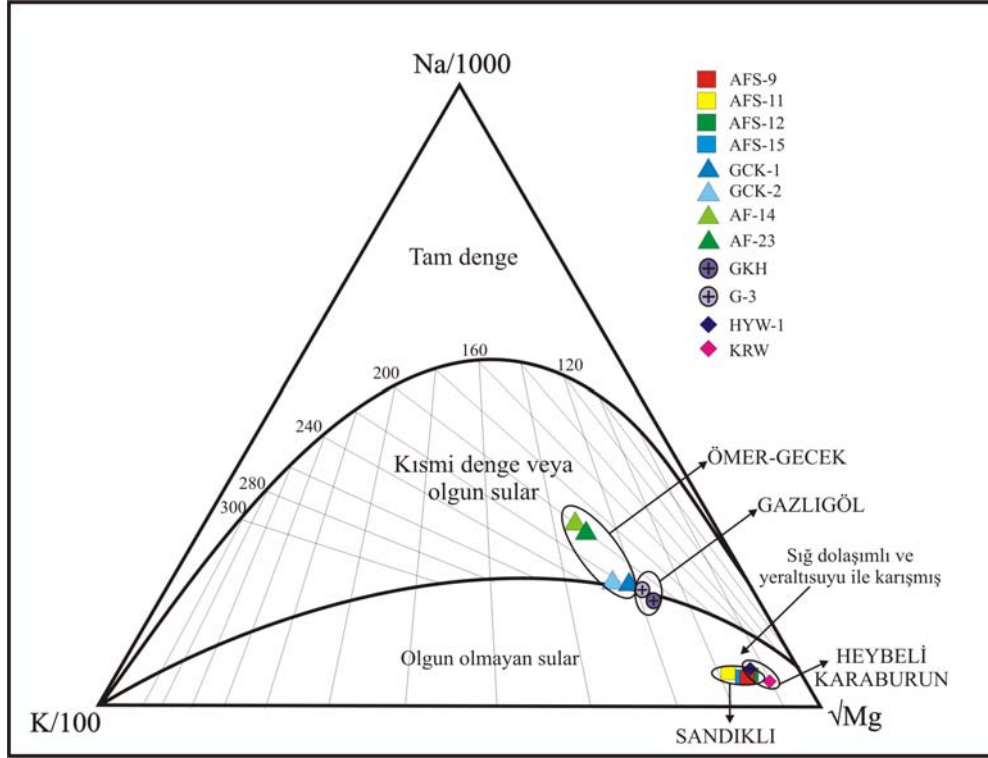
Yukarıdaki jeokimyasal termometrelere ek olarak; Na-Ca (Tonani, 1980), K-Ca (Tonani, 1980) ve Na-Li (Foulliac ve Michard, 1981; Kharaka et al., 1982) jeokimyasal termometreleri de bulunmaktadır.

4.3.3. Jeokimyasal termometre uygulamalarının değerlendirilmesi

Çalışma alanındaki jeotermal suların silika jeokimyasal termometreleri ile hesaplanan rezervuar sıcaklıkları Çizelge 4.9'de verilmiştir. Kuvars jeokimyasal termometrelerinin Sandıklı bölgesi için ölçülen kuyu başı sıcaklıkları da dikkate alınarak 110-120°C civarında bir rezervuar sıcaklığı yansıttığı söylenebilir. Kalsedon jeokimyasal termometreleri ile de 85-100 °C civarında bir rezervuar sıcaklığı hesaplanmıştır. Kalsedon jeokimyasal termometreleri kuvars jeokimyasal termometrelerine göre daha düşük sıcaklıklar vermiştir. Bu durum kuvarın kalsedona kıyasla daha yüksek sıcaklıklarda çözünmesinden kaynaklanmaktadır. Ayrıca, Fournier (1977)'in α -kristobalit β -kristobalit ve amorf silika jeokimyasal termometreleriyle de rezervuarın sıcaklık hesaplamaları yapılmıştır. Ancak bu jeokimyasal termometreler ile hesaplanan sıcaklıklar Sandıklı bölgesi için beklenen rezervuar sıcaklığın çok altında değerler verdiği için bu sıcaklıklar dikkate alınmamış ve Çizelge 4.9'da gösterilmemiştir. Katyon jeokimyasal termometreleri ile hesaplanan rezervuar sıcaklıkları da Çizelge 4.10'da verilmiştir. Na-K-Ca jeokimyasal termometresi hariç diğer katyon jeokimyasal termometreleri silika jeokimyasal termometrelerinden daha yüksek rezervuar sıcaklıkları vermiştir. Bunun nedeni ise silika jeokimyasal termometreleri kaynağın rezervuar sıcaklıklarını belirtirken, özellikle Na-K jeokimyasal termometrelerinin ise daha derin ve sıcak sistemlere işaret etmesindedir.

Giggenbach (1988) tarafından geliştirilen Na-K-Mg üçgen diyagramı (Şekil 4.10) Na-K ve K-Mg jeokimyasal termometrelerinin üçgen diyagrama aktarılması ile oluşturulmuştur. Burada Na-K jeokimyasal termometresi yüksek sıcaklıklı derin jeotermal sistemleri işaret ederken, K-Mg jeokimyasal termometreleri ise akışkanın

kaynak çıkış bölgesindeki sıcaklığın yüzeye yakın kayaç-akışkan etkileşimini belirten daha düşük sıcaklıkları yansıtmaktadır. Bunun nedeni akışkanın çıkış bölgesindeki sıcaklığın azalması yani Mg iyon değişiminin hızlı gerçekleşmesinden kaynaklanmaktadır.



Şekil 4.10. Çalışma alanı ve çevresinde bulunan jeotermal alanların Na-K-Mg diyagramı (Giggenbach, 1988)

Na-K-Mg üçgen diyagramı jeotermal suların kökenini, dengeye ulaşmış olup olmadıklarının kontrolünü ve uygun jeokimyasal termometrelerin seçiminde kullanılır. Bu diyagramda jeotermal sular üç gruba ayrılmaktadır. (i) Na yönünden fakir su-kayaç ilişkisinin dengede olmadığı kısmen olgunlaşmamış sular (ii) Su-kayaç etkileşiminin kısmen dengede olduğu karışım suları, (iii) Na yönünden zengin ve su-kayaç etkileşiminin dengede olduğu dengelenmiş sulardır. Sandıklı bölgesindeki jeotermal sular ise sığ dolaşimli, yeraltısuyu ile karışmış sular sınıfına girmektedir (Şekil 4.10).

Çizelge 4.9. Çalışma alanındaki jeotermal akışkanın silika jeokimyasal termometreleri ile hesaplanan rezervuar sıcaklıkları

Örnek no	Sıcaklık (°C)	Kuvars adyabatik ^a	Kuvars max buharlaşma ^a	Kuvars 25-330°C ^b	Kuvars, adyabatik ^b	Kuvars 0-350°C ^c	Kuvars 0-350°C-adyabatik ^c	Kalsedon ^a	Kalsedon ^d
AFS-9	69,0	114,29	113,28	114,56	113,66	100,98	100,93	85,35	85,72
AFS-11	73,6	117,18	115,76	117,43	116,28	104,00	103,64	88,50	88,65
AFS-12	73,5	116,96	115,57	117,21	116,08	103,77	103,43	88,26	88,42
AFS-15	75,0	122,96	120,68	123,16	121,46	110,06	109,01	94,81	94,50

a: Fournier, 1977; b: Fournier ve Potter, 1982b; c: Arnorsson, 2000a; d: Arnorsson et al., 1983

Çizelge 4.10. Çalışma alanındaki jeotermal akışkanın katyon jeokimyasal termometreleri ile hesaplanan rezervuar sıcaklıkları

Örnek no	Sıcaklık (°C)	Na-K ^a	Na-K ^b	Na-K ^c	Na-K ^d	Na-K ^e	Na-K ^f	Na-K ^g	Na-K-Ca ^h	Li-Mg ⁱ
AFS-9	69,0	252,81	296,33	255,92	261,02	266,94	252,67	278,38	108,74	264,60
AFS-11	73,6	284,63	332,59	285,32	281,88	290,14	275,40	299,47	129,29	246,21
AFS-12	73,5	265,89	311,21	268,04	269,70	276,57	262,10	287,16	117,83	250,55
AFS-15	75,0	273,65	320,05	275,21	274,78	282,22	267,64	292,29	119,93	247,36

a: Truesdell, 1976; b: Tonani, 1980; c: Arnorsson, 1983a; d: Arnorsson, 1983b; e: Fournier, 1979; f: Nivea ve Nivea, 1987; g: Giggenschach, 1988; h: Fournier ve Truesdell, 1973; i: Kharaka ve Mariner, 1989

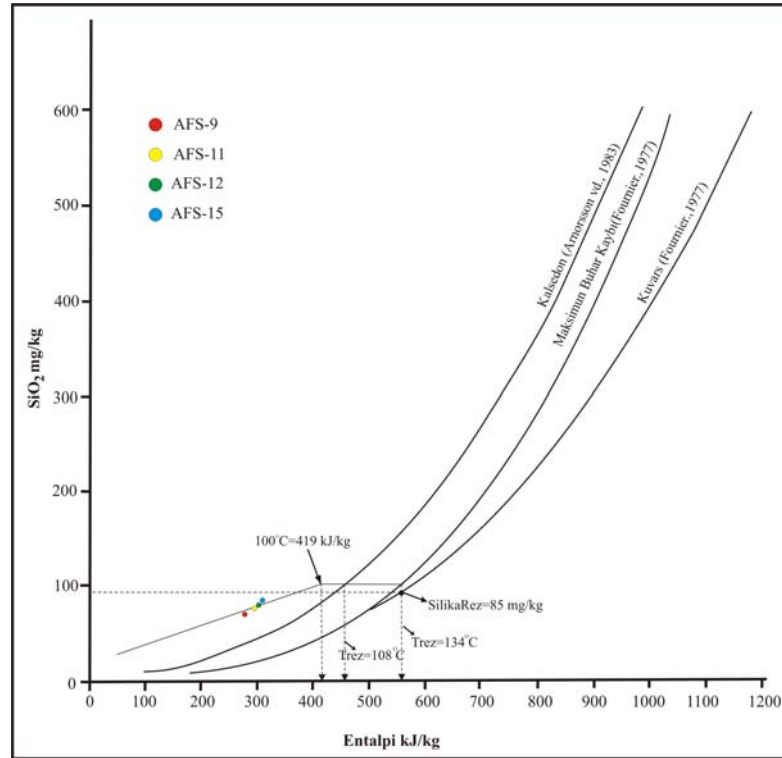
4.3.4. Karışım Modelleri

Karışım modelleri, keşfedilen yeni bir jeotermal sahanın rezervuar sıcaklığını belirlemek ya da bir jeotermal sahanın gelişim sürecinde ve sahanın geliştirilmesinde kullanılabilen modellerdir. Jeotermal sular, yüzeye çıkış sırasında diğer sularla karışabilir. Silika ve klorür miktarının jeotermal suyun kökeninde olduğu gibi korunduğu varsayılarak, Entalpi-Silika (Fournier, 1977) ve Entalpi-Klorür (Truesdell ve Fournier, 1975) değişimi ile karışım oranları, maksimum hazne kaya sıcaklığı açıklanabilir.

4.3.4.1. Entalpi-Silika karışım modeli

Entalpi-silika karışım modeli Truesdell ve Fournier (1977) tarafından geliştirilen, karışıma ya da seyrelmeye uğramış jeotermal akışkanın rezervuar sıcaklıklarını ve rezervuar koşullarındaki silika derişimlerini tahmin etmek için kullanılan yararlı bir yöntemdir. Diyagramdaki çözünürlük eğrilerini çizmek için silika minerallerinden kalsedona ait termodinamik veriler Arnorsson et al. (1983)'den, kuvarsa ait termodinamik veriler ise Fournier (1977)'den alınmıştır. Bu diyagramın çiziminde karışımdan önce buhar ve ısı kaybının olduğu varsayılmıştır. Silika derişimlerine (mg/kg) karşılık entalpi değerleri (kJ/kg) grafiğe yerleştirilmiştir. Sıcak su kaynaklarının çoğunun bulunduğu bölgeyi ortalayan bir doğru geçirilir. Bu doğru, kaynamanın olduğu 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. Bu doğrunun kalsedon çözünürlük eğrisini kestiği nokta 108 °C değerinde bir rezervuar sıcaklığı önermektedir. Bu da kalsedon jeokimyasal termometresi ile hesaplanan (85-100°C) rezervuar sıcaklığı ile uyumludur. Yine bu doğrunun kuvars çözünürlük eğrisini kestiği nokta da 134°C değerinde bir rezervuar sıcaklığı göstermektedir. Bu da kuvars jeokimyasal termometresi ile hesaplanan (110-120°C) rezervuar sıcaklığı ile örtüşmektedir. Doğrunun maksimum buhar kaybının olduğu kuvars çözünürlük eğrisini kestiği noktadan buhar kaybının olmadığı kuvars çözünürlük eğrisine düşey bir doğruyla inildiğinde, eğriyi kesen

nokta Sandıklı jeotermal suları için 85 mg/kg'lık bir rezervuar silika derişimi önermektedir (Şekil 4.11). Kuvars çökeli mi 275 °C sıcaklıkta oldukça hızlı bir şekilde gerçekleştiğinden bu sıcaklığa kadarki jeotermal sistemlerde doğru sonuçlar verirken, bu sıcaklığın üzerindeki çok yüksek entalpili sistemlerde hatalı sıcaklık hesaplamalarına neden olabilir. Bunun yanında, modelin başarılı olabilmesi silisyum ölçüm verilerinin mümkün olduğunca doğru ölçülmesi gerekir.



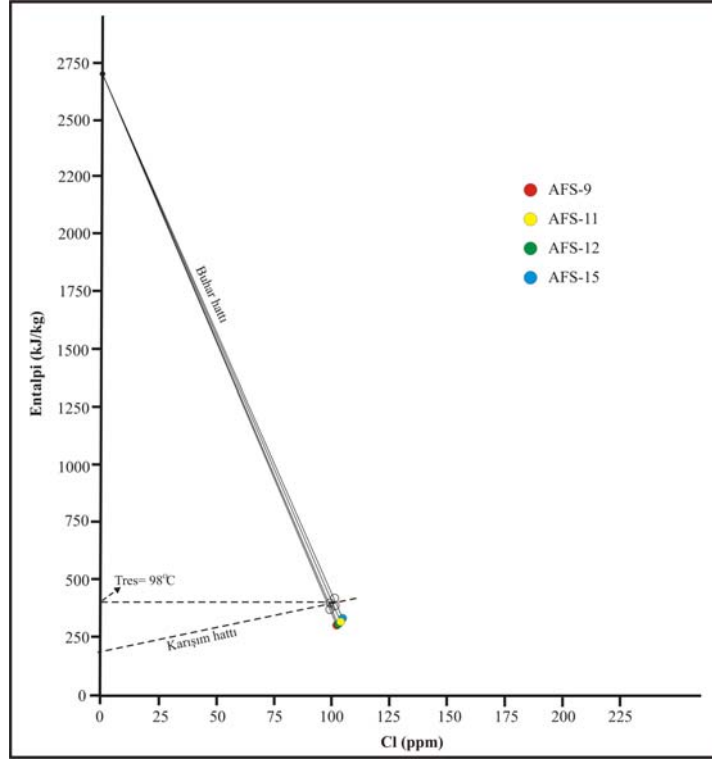
Şekil 4.11. Çalışma alanındaki jeotermal akışanlara ait Entalpi-Silika diyagramı

4.3.4.2. Entalpi-Klorür Karışım Modeli

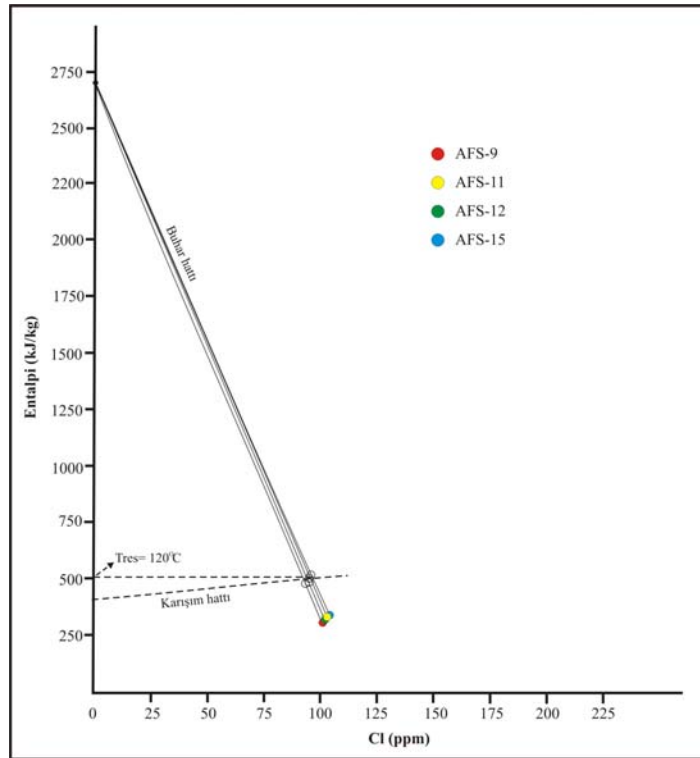
Bu model, jeotermal sahanın hidrolojik özelliklerini ve yeraltındaki rezervuarla yüzey arasındaki fiziksel prosesleri (kaynama, seyrelme-karışım, kondüktif soğuma vb) yorumlamakta kullanılan çok önemli ve etkili bir karışım modeli tekniğidir (Truesdell ve Fournier, 1975; Fournier, 1977). Diyagramın yatay eksenine klorür derişimleri, düşey eksenine ise suların entalpi değerleri yerleştirilir. Örneklerin kaynak sıcaklıkları buhar tablosundan entalpi değerlerine çevrilir. Entalpi eksenine doymuş suyun buhar noktasının 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 birleştirilir. Çizilen doğrulardan en sağda kalan doğrudaki örnek, en çok Cl derişimine sahip olan örnek olup, dolayısıyla rezervuar koşullarına yakın ve en az karışım ya da seyrelmeye uğradığı düşünülebilir. Entalpi-klorür diyagramının oluşturulmasında, genellikle silika jeokimyasal termometreleriyle hesaplanan sıcaklıklar kullanılır. Çalışma alanı jeotermal akışkanları için de oluşturulan iki ayrı diyagramda (şekil 4.12 ve 4.13), kalsedon ve kuvars (adyabatik soğuma) jeokimyasal termometrelerinden yararlanılmıştır. Bunu yaparken, her bir su örneğinin silika derişimleri kullanılarak hesaplanan silika jeokimyasal termometre sıcaklıkları (entalpileri), her bir örnekten buhar noktasına birleştirilen doğrular üzerine işaretlenir. Doğrular zerine işaretlenen jeokimyasal termometre sıcaklıklarının çoğunu kesen bir doğru çizilir. Çizilen doğrunun buhar hattını kestiği nokta, orijinal rezervuar akışkanını temsil eden noktadır. Bu noktanın iki eksene izdüşümü alındığında, kalsedon jeokimyasal termometresi kullanılarak hazırlanan diyagram 98 °C'lik bir rezervuar sıcaklığını işaret eder. Bu değer de kalsedon jeokimyasal termometresi ile hesaplanan (85-100°C) rezervuar sıcaklığı ile uyumludur. Kuvars (adyabatik soğuma) jeokimyasal termometresi kullanılarak hazırlanan diyagram ise 120 °C'lik bir rezervuar sıcaklığı göstermektedir. Bu değer de kuvars jeokimyasal termometresi ile hesaplanan (110-120°C) rezervuar sıcaklığı ile örtüşmektedir (şekil 4.12 ve 13).

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 znme ürünlerinden biri olması nedeniyledir.



Şekil 4.12. Çalışma alanındaki jeotermal akışanlara ait Enthalpi-Klor diyagramı (Kalsedon, Arnorsson et al.,1983)



Şekil 4.13. Çalışma alanındaki jeotermal akışanlara ait Enthalpi-Klor diyagramı (Kuars, Fournier, 1977)

4.4. İzotop Jeokimyası

İzotoplar, aynı elementin farklı sayıda nötrona sahip çeşitleridir. Kimyasal bileşimleri aynı olmasına karşın kütlelerinde farklılıklar vardır (Hoefs, 1997). İzotoplar, radyoaktif izotoplar ve duraylı (kararlı) izotoplar olmak üzere iki gruba ayrılmaktadır. Duraylı (kararlı) izotoplar, radyoaktif bozuşma göstermeyen izotoplardır. Radyoaktif izotoplar, radyoaktif bozuşma yoluyla (α -bozuşması, β -bozuşması, nükleer fizyon gibi) bir başka elemente dönüşen izotoplardır. Radyojenik izotop ise radyoaktif bir izotopun bozuşması ile oluşan izotoplar olup; radyoaktif veya duraylı (kararlı) izotop özelliği gösterebilir (Güleç ve Mutlu, 2003). ^{87}Rb , ^{147}Sm , $^{235,238}\text{U}$, ^{232}Th ve ^{40}K gibi radyoaktif izotoplar, yaygın olarak radyometrik yaş ölçümlerinde kullanılırlar. Hidrojenin ^1H , ^2H (D, döteryum) ve ^3H (T, trityum) izotopları vardır ve trityum izotopu radyoaktiftir. Oksijenin (^{16}O , ^{18}O), karbonun (^{12}C , ^{13}C), kükürdün (^{32}S , ^{34}S) izotopları yaygın kullanım alanları bulmaktadır (Moser ve Rauert, 1980; Clark ve Fritz, 1997). Hidrojeolojide, Döteryum ($\text{D}=\text{H}$), oksijen-18 (^{18}O) ve trityum (^3H) izotopları çok kullanılır. Bu izotoplar, (i) bölgedeki yeraltısuyunun kökeni ile ilişkili olabilecek yeraltısuyu tipine işaret edecek veriler sağlamak, (ii) kökene bağlı olarak farklı bölgelerin su karışımlarını saptamak, (iii) suyun akım hızı ve yönü hakkında bilgi sağlamak, (iv) suyun yeraltında oluşum zamanına (suyun yaşı) ait veriler sağlamakta kullanılır. Oksijen-18 (^{18}O) ve döteryum ($\text{D}=\text{H}$) duraylı izotopları, hidrolojik olaylar içindeki miktarlarının ortamın fiziksel ve kimyasal koşullarına bağlı olarak değişmesinden dolayı, suyun geldiği ortam hakkında önemli bilgiler verirler (Moser ve Rauert, 1980; Faure, 1986; Clark ve Fritz, 1997). Hidrojen ve oksijen izotop analizleri, D/H ve diğer oksijen izotoplarına oranla ^{17}O izotopunun doğadaki derişiminin çok küçük olması nedeniyle $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ oranlarının ölçümünü hedef almaktadır. Jeokimyasal uygulamalarda, jeotermal akışkan örneklerinin duraylı oksijen ve hidrojen-izotop bileşimleri, referans standart bileşimlerinden olan sapmalar şeklinde, delta parametresi ile ifade edilmektedir. Referans olarak kullanılan standart ise Standart Ortalama Okyanus Suyu (SMOW: Standart Mean Ocean Water) bileşimidir.

$$\delta D (\text{‰}) = \frac{(D/H)_{\text{örnek}} - (D/H)_{\text{SMOW}}}{(D/H)_{\text{SMOW}}} \times 10^3$$

$$\delta^{18}\text{O} (\text{‰}) = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{örnek}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}} \times 10^3$$

Söz konusu SMOW bileşimi ilk defa Craig (1961) tarafından, ABD Standartlar Ofisinde kullanılmakta olan NBS-1 standardına göre tanımlanmıştır:

$$\begin{aligned} D/H (\text{SMOW}) &= 1.050 D/H (\text{NBS-1}) \\ ^{18}\text{O}/^{16}\text{O} (\text{SMOW}) &= 1.008 ^{18}\text{O}/^{16}\text{O} (\text{NBS-1}) \end{aligned}$$

Yapılan çalışmalar sonucunda doğal suların 5 ana kaynağa sahip olduğunu göstermektedir. Bunlar 1) meteorik sular, 2) deniz suyu, 3) derin kökenli fosil sular, 4) metamorfizma sürecinde salınan metamorfik sular ve 5) magmatik sulardır. Bu suların her biri kendilerine özgü izotop bileşimlerine sahiptir. Meteorik suların $\delta^{18}\text{O}$ ve δD izotop bileşimleri çizgisel bir ilişki sergilemektedir. Deniz suyu meteorik sulara oranla ağır izotoplar açısından daha zengindir ve deniz suyu ortalaması referans standart olarak kullanılmaktadır. Derin kökenli fosil sular ise sedimanter havzalarda, diyajenetik süreçler sırasında, sedimanlar içerisinde hapsedilmiş olan sulardır. Metamorfik suların izotop bileşimleri 300-600°C civarındaki sıcaklıklarda metamorfizma sırasında, oksijen ve hidrojen içeren mineraller ile akışkan arasındaki denge durumuyla kontrol edilmektedir. Metamorfik suların $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ise +3 ile +25 ‰ arasında ve δD değerleri ise -20 ile -65 ‰ arasında değişmektedir. Magmatik suların izotop bileşimi, magmatik kayaların izotop bileşimlerinden yola çıkılarak tanımlanmıştır ve $\delta^{18}\text{O}$ değerleri +5.5 ile +13 ‰ arasında ve δD değerleri -40 ile -80 ‰ arasında değişmektedir (Taylor, 1974; Sheppard, 1981; Güleç ve Mutlu, 2003).

Yeraltısularının yaşı, suların beslenme ve boşalım noktaları veya beslenme ve örnekleme noktaları arasında yeraltında kaldıkları süre olarak tanımlanan Tritiyum ($^3\text{H}=\text{T}$), hidrojen elementinin kısa-ömürlü olanı olup yarılanma ömrü 12.43 yıldır. Bu süreyi belirlemede en yaygın olarak kullanılan izotoplar radyoaktif trityum (^3H)

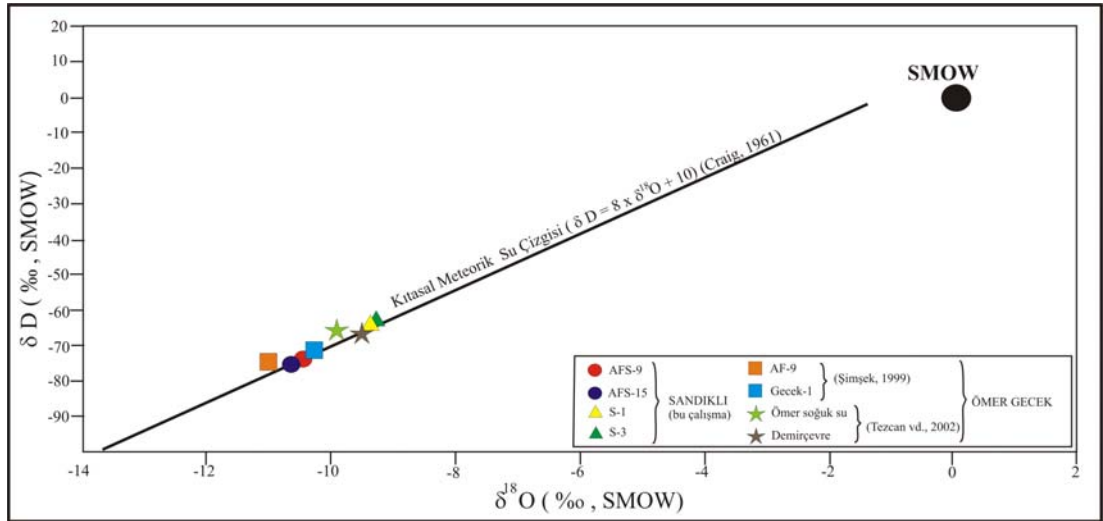
izotopu ile trityumun bozuşması sonucu oluşan radyojenik ^3He izotopudur. Trityumun meteorik sulardaki derişimi Trityum Birimi (TU: Tritium Unit) cinsinden ifade edilmektedir. $1 \text{ TU} = 1 \text{ atom } ^3\text{H} / 10^8 \text{ atom H}$ 'dir (Faure, 1986; Güleç ve Mutlu, 2003). ^3H , atmosferde ^{14}N izotopunun kozmik ışınlar ile tepkimesi sonucu oluşmaktadır. Kozmik ışın tepkimelerine ilave olarak, nükleer denemeler de atmosfere trityum salınımına neden olmaktadır. Atmosferdeki trityum kolaylıkla su molekülünün yapısına geçmekte ve yağışlar ile atmosferden ayrılmaktadır. Nükleer denemeler sonucu oluşan trityum, atmosferik ve hidrolojik süreçleri izlemede ve yeraltısularının yaşları hakkında genel bir bilgi edinmekte kullanılmaktadır. Yeraltısuyu trityum içermiyorsa veya 1.1 TU'den daha az trityum içeriyorsa, bu durum, yeraltısuyunun nükleer bomba denemelerinden daha yaşlı yağışlar ile beslendiğini göstermektedir. Yeraltısuyu 1.1 TU'dan daha yüksek miktarda trityum içeriyorsa, bu durum, nükleer denemeler sonrası yağış sularının yeraltısuyuna karıştığını göstermektedir. Yaşlı sular beslenmenin zayıf, genç sular ise güçlü olduğunun göstergesidir (Dansgaard, 1964; Clark ve Fritz, 1997; Güleç ve Mutlu, 2003). Trityumun atmosferdeki derişim düzeyi, özellikle kuzey yarımkürede, 1950'li ve 1960'lı yıllar arasında büyük bir değişiklik sergilemiş ve nükleer denemelerin başlamasından önce (1963'den önce) 25 TU civarındaki derişimler, nükleer denemelerin başlamasını takiben 1964 yılında 2200 TU'ya kadar yükselmiştir (Faure, 1986).

Çalışma alanından $\delta^{18}\text{O}$, δD ve ^3H izotoplarının analizi için 2 adet jeotermal su ve 2 adet yeraltısuyu olmak üzere toplam 4 adet örnek alınmıştır (Çizelge 4. 11). $\delta^{18}\text{O}$, δD ve ^3H izotop analizleri Neuherberg (Almanya) Hidroloji Enstitüsü'nde yapılmıştır. Sandıklı bölgesindeki suların $\delta^{18}\text{O}$ ve δD izotop oranları, genel olarak kıtasal meteorik su çizgisi ile çakışmaktadır (Şekil 4.16). Bu çizgi buharlaşma etkisi altında olmayan atmosferik suları temsil etmektedir. Örneklerin kıtasal meteorik su çizgisi üzerinde yer alması su-kayaç etkileşiminin yoğun olmadığını göstermektedir. Karşılaştırma yapmak amacıyla Sandıklı bölgesi izotop verileri ile Ömer-Gecek bölgesine ait önceki çalışmalardan alınan izotop verileri de (Şimşek, 1999; Tezcan vd., 2002) aynı diyagram üzerine yerleştirilmiştir (Şekil 4. 14). İki bölgedeki suların $\delta^{18}\text{O}$ ve δD izotop oranları kıtasal meteorik su çizgisi ile çakışma göstermiştir.

Jeotermal sular soğuk sulara göre daha negatif $\delta^{18}\text{O}$ değerlerine sahiptir. Bu durum jeotermal suların daha yüksek kotlardan beslenmekte olduğunu ve yeraltındaki dolaşım süresinin yeraltısularına oranla daha uzun olduğunu göstermektedir.

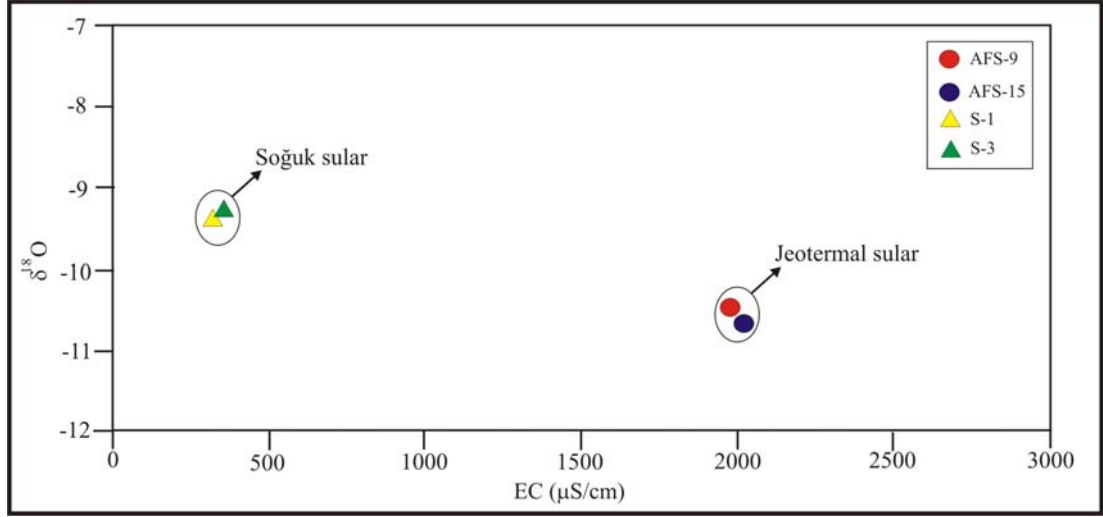
Çizelge 4.11. Çalışma alanından alınan örneklerin izotop ($\delta^{18}\text{O}$, δD , ^3H) analiz sonuçları

Sıra no	Örnek no	Tarih	$\delta^{18}\text{O}$	δD	^3H	Referans
1	AFS-9	08.10.2009	-10,47	-73,9	<1,0	Bu çalışma
2	S-1	08.10.2009	-9,39	-63,1	<0,7	
3	S-3	08.10.2009	-9,30	-62,8	<0,8	
4	AFS-15	08.10.2009	-10,66	-74,3	<0,7	
5	AF-9	Temmuz 99	-11,06	-71,3	--	Şimşek 1999
6	Gecek-1	Nisan 92	-10,30	-72,0	--	
7	Ömer soğuk su	Temmuz 99	-9,97	-66,0	--	Tezcan vd., 2002
8	Demirçevre	Temmuz 99	-9,40	-67,4	--	



Şekil 4.14. Çalışma alanı ve yakın çevresindeki jeotermal sular ve yeraltısularının δD ve $\delta^{18}\text{O}$ değişim grafiği

Çalışma alanındaki suların $\delta^{18}\text{O}$ -EC arasındaki ilişki Şekil 4.15’de görülmektedir. Jeotermal suların EC değerleri ortalama 2138 $\mu\text{S}/\text{cm}$ iken soğuk sularda bu değer ortalama 362 $\mu\text{S}/\text{cm}$ olarak ölçülmüştür. Düşük $\delta^{18}\text{O}$ yüksek EC değerleri jeotermal suların yeraltısularına oranla daha derin dolaşım ve uzun süreli kayaç-su etkileşiminin etkisinde kaldığını gösterir.



Şekil 4.15. Çalışma alanındaki suların $\delta^{18}\text{O}$ -EC değişim grafiği

Çalışma alanındaki suların düşük trityum değerleri (Çizelge 4. 11) bu suların nükleer bomba denemelerinden daha yaşlı yağışlar ile beslendiğini göstermektedir.

5. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

5.1. Jeotermal Akışkanın Tektonizma ile İlişkisi

Hüdaî jeotermal sisteminin oluşumunda önemli rol oynayan Sandıklı grabeni üç farklı evrede oluşmuştur. İlk evre Miyosen öncesi bir zamanda başlayıp Miyosen içinde devam etmiştir. İkinci evre Miyosen-Pliyosen geçişinde gerçekleşmiş ve üçüncü evrede ise graben kenar fayları boyunca çıkan suların oluşturduğu travertenler faylar tarafından kesilip 25 m kadar yükselmiştir (Ronner, 1962). Çalışma alanının kuzey kesiminde ve Hüdaî hamamı çevresinde yaklaşık 1-4 km uzunluğunda KKB-gidişli, yakın aralıklı, birbirine koşut uzanımlı ve batıya doğru eğimli dört normal fay bulunmaktadır. Hüdaî hamamı fay seti olarak adlandırılan bu faylar, aynı bölgede yer alan KKB-gidişli ve doğuya doğru eğimli Örenkaya ve KD-gidişli Reşadiye fayları ile kesişir ve kesişme yerlerinden jeotermal akışkan yüzeye çıkar. CaCO_3 ve radon gazınca zengin sıcak suların fayları izleyerek yüzeye çıktığı yerde oluşan travertenler yine aynı faylar tarafından kesilerek bloklara bölünmüş ve fay taraçası niteliği kazanmıştır. Daha yaşlı travertenlerin oluşumunu sağlayan sıcak suların ilk çıkış yeri, günümüzdeki çıkış yerlerine göre 25 m kadar yükselmiştir. Başka bir deyişle, sıcak suların çıkış yeri olarak kullandığı faylar en azından potansiyel olarak aktiftir. Ayrıca, Hüdaî hamamı travertenlerinde ölçülen 77 adet açık çatlakların genel gidişi yaklaşık KD olup, açık çatlakların bu geometrisi bu yönde travertenlerin oluşumu sırasında KB-GD doğrultusunda bir genişlemenin gerçekleştiğini göstermektedir (Koçyiğit vd., 2001).

5.2. Jeotermal Akışkanın Volkanizma ile İlişkisi

Batı Anadolu'daki güncel jeotermal sistemler için ısı kaynağı aktif volkanizmadır. Batı Anadolu'da genişleme evresi boyunca Menderes Masifinin yükselmesi ve aşınması sonucu grabenler gelişmiş bölge % 40-50 kadar genişlemiştir. Bu durum da yer kabuğunun incelmesine neden olmuştur (Sözbilir, 2005; Akyol vd., 2006). Batı ve Orta Anadolu'daki en genç Alpin magmatizma (Miyosen-Kuvaterner), batıdan doğuya doğru özgün istifler sunan, üç ayrı yaşlı volkanik topluluk olarak

sınıflandırılır. Bunlar (i) Batı Anadolu Volkanik Birliği, (ii) KG uzanımlı Kırka-Afyon-Isparta Alkali Volkanitleri, (iii) Orta Anadolu volkanik birliği olarak tanımlanır. Afyon-Isparta-Antalya alkalin volkanik diziliminde yer alan volkanitlerin yaşı kuzeyden güneye doğru gençleşmektedir (Kırka 21-17 my, Afyon 14-8 my, Isparta 4,7 my-24000). Bu volkanitler Antalya-Isparta ve Afyon arasında uzanım gösteren ve Eğirdir-Kovada grabenine paralel gelişmiş normal fay sistemleri üzerinde yer almaktadır. Bu normal fay sistemleri üzerinde yer alan volkanitlerin güneye doğru gençleşmesi Isparta Açısı içinde rotasyon hareketlerine bağlı olarak meydana gelen K-G gidişli fay sistemlerinin kuzeyden güneye doğru ilerleyerek gelişmiş olabileceğini gösterir (Yağmurlu vd., 1997; Savaşçın ve Oyman, 1998; Yağmurlu ve Şentürk, 2005; Yağmurlu vd., 2007; Özgür vd., 2008; Elitok vd., 2010). Hüdai jeotermal sisteminin bulunduğu alan Afyon zonu içerisindedir. Afyon Zonu, batıda Menderes Masifi güneybatısı Milas (Selimiye) başlayan, Denizli kuzeyini izleyerek Uşak ve Sandıklı üzerinden Afyon'a uzanan genellikle düşük mertebeli metamorfik kayaçların yüzeyletiği bir kuşaktır. Afyon doğusunda Sultandağları kuzeyini izleyerek Orta Anadolu masiflerine bağlanır.

Eosende başlayan ve Tersiyere kadar devam eden volkanizma Batı Anadolu'daki domlar, lavlar, tüfler ve dasitik, andezitik, trakiandezitik ve bazaltik bileşimli aglomeralardan oluşmuş olup büyük alanlar kaplamaktadır. Bölgedeki volkanik aktivite kalkalkalenden alkaleen tipe değişen tipe karakterize edilir (Fytikas et al., 1976; Ercan, 1981; Innocenti et al., 1982). Kalkalkalen aktivite, Afro-Arabistan ve Avrasya plakaları arasındaki çarpışmanın sonucudur. Alkaleen volkanizma ise genel olarak Batı Anadolu'da halen etkin olan çekme etkisinden dolayıdır (Savaşçın ve Güleç, 1990; Yılmaz, 1990; Güleç, 1991). Afyon bölgesindeki ignimbiritlerin anatektik kökenli olduğu, buna karşılık fonolitik kayaçların manto kökenli batma zonundan kaynaklandığı belirtilmektedir (Keller, 1983; Mutlu, 1996). Aktifliğini yitirmiş bir volkanizma sadece çabuk soğuduğu için değil, aynı zamanda yükseldiği bölgedeki kırık sistemlerini birbirine kaynaklayacağı için yeraltısuyu dolaşımını da engelleyerek jeotermal sistemlerin gelişmesine engel olur. Bu nedenle Batı Anadolu'da geniş alanlar kaplayan andezitik, kalkalkali, strato tip volkanların yayılım alanlarında fazla bir jeotermal aktivite gözlenmez. Fakat bu bölgelerde andezitlerden daha genç olan fayların geliştirdiği grabenlerde jeotermal aktivite daha

belirgindir (Savaşın ve Oyman, 1998). Sandıklı volkanitleri, Sandıklı ilçe merkezinin doğu, kuzeydoğusunda yaygın olarak bulunmaktadır. Bunlar lav, tüf düzeyleri ile temsil edilmektedirler. Orta Miyosen’de başlayan ve Üst Miyosen’de devam eden volkanik aktivite ile birlikte göl ortamına volkanik malzeme girişi olmuştur. Bölgedeki değişik volkanik ürünlerde K/Ar yöntemi ile yapılan yaş tayinleri sonucunda 14.75 ± 0.3 my ile 8.0 ± 0.6 my arasında değişen farklı yaşlar belirlenmiştir (Besang et al., 1977; Ercan, 1986). Bu birimlerle aynı yaşa sahip sedimanter kayalarda spor ve polen incelemeleri yapılarak ortaya çıkan yaş verilerinin doğru olduğu kanıtlanmıştır (Becker-Platen et al., 1977).

5.3. Jeolojik, Hidrojeolojik, Hidrojeokimyasal, İzotopjeokimyasal Değerlendirmeler

Çalışma alanında tabanda Paleozoyik yaşlı Kestel Yeşilist formasyonu, Çaltepe formasyonu ve Seydişehir formasyonu bulunur. Bu birimler üzerine Mesozoyik’te Karatepe formasyonu, Derealanı formasyonu ve Akdağ formasyonu gelir. Senozoyik yaşlı birimler ise Sandıklı formasyonu’dur. Kuvaterner yaşlı alüvyon ve traverten çalışma alanının en genç birimleri oluşturmaktadır (Şekil 4.2).

Yeraltısuyu örneklerinde yapılan in-situ ve hidrojeokimyasal analiz sonuçları Türk Standartları Enstitüsü, Dünya Sağlık Örgütü, ABD Çevre Koruma Ajansı ve Avrupa Birliği içme suyu standartları ile karşılaştırılmış, içme sularının analiz sonuçlarının standartlar ile uyumlu olduğu ve iz element kirliliğinin çalışma alanında mevcut olmadığı görülmüştür (Çizelge 4.3).

Çalışma alanındaki jeotermal akışkan $\text{Na-SO}_4\text{-HCO}_3$ tipli sular, yeraltısuyu ise Ca-(Na)-HCO_3 tipli sular sınıfına girmektedir. Yüzey suyu olarak Hamamçayı’ndan alınan örnek de jeotermal akışkan gibi $\text{Na-SO}_4\text{-HCO}_3$ tipli su sınıfına girmektedir. Bu durumun nedeni çalışma alanı içinde kalan jeotermal otelin atık suyunun Hamamçayı’na verilmesidir (Şekil 4.3). Jeotermal akışkanda hakim iyon dağılımı kationlar için $\text{Na+K} > \text{Ca} > \text{Mg}$, anyonlar için $\text{SO}_4 > \text{HCO}_3 > \text{Cl}$ ’dir. Yeraltısuyunda hakim iyon dağılımı kationlar için $\text{Ca} > \text{Na+K} > \text{Mg}$, anyonlar için $\text{HCO}_3 > \text{SO}_4 > \text{Cl}$ ve

yüzey suyunda ise hakim iyon dağılımı katyonlar için $Na+K>Ca>Mg$, anyonlar için $SO_4>HCO_3>Cl$ olduğu görülmektedir (Şekil 4.4).

Suların sulamaya uygunluğunun belirlenmesi amacıyla yapılan ABD tuzluluk laboratuvarı diyagramında çalışma alanındaki yeraltısuyu örnekleri C2S1 sınıfına girmekte bu da orta tuzlulukta az sodyumlu su sınıfına girmektedir. Yüzey suyu ise fazla tuzlu ve az sodyumlu su olan C3S1 sınıfına girmektedir. Eğer bu yüzey suyu ile sulama yapılırsa tarım ürünleri açısından bir risk oluşturacağı düşünülmektedir (Şekil 4.5).

$Cl-SO_4-HCO_3$ üçgen diyagramında (Şekil 4.6) jeotermal sular çeşitli seviyelerde sülfürlü yüzey suları ile bikarbonat içeriği yüksek sığ yeraltısuları tarafından seyreltilmektedir. Bu durumda jeotermal akışkanın uzun mola süreli olmadığı ve tek bir kaynaktan geldiği söylenebilir. $Na+K-Mg-Ca$ üçgen diyagramında (Şekil 4.7) örneklerin tam $Na+K$ köşesinde bulunmaması, sahadaki jeotermal sulara yeraltısularının etkisini gösterir. Sulardaki Ca içeriğinin Mg içeriğinden fazla olması jeotermal suların kırık zonları boyunca yüzeye çıkışları süresince $CaCO_3$ 'ca zengin içerikli formasyonlar ile etkileşimde bulduklarını göstermektedir. $SiO_2-SO_4-HCO_3$ üçgen diyagramında (Şekil 4.8) örneklerinin SiO_2 ile SO_4 arasında bulunması onların aynı kökenli benzer sular olduğunu ve sülfatlı yüzey sularından etkilendiğini göstermektedir. $Cl-HCO_3-B$ içeriklerini gösteren üçgen diyagramda (Şekil 4.9) da diğer diyagramlarda olduğu gibi jeotermal sular tek bir hat boyunca dizilim göstermiştir. $Cl-HCO_3$ hattı boyunca dizilim sunan örnekler bunların tek bir kaynaktan geldiğini ve kırık zonları boyunca yukarı doğru çıkışları sırasında diğer yeraltısuları ile karışıma uğradığını göstermektedir. Giggenbach tarafından geliştirilen $Na-K-Mg$ üçgen diyagramında (Şekil 4.10) jeotermal sular sığ dolaşım, yeraltısuyu ile karışmış sular sınıfına girmektedir.

Çalışma alanındaki örneklerin kalsit (SI_c), dolomit (SI_d) ve kuvars (SI_q) minerallerine olan doygunlukları SOLMINEQ.88 PC/SHELL (Kharaka et al., 1988) bilgisayar programı ile hesaplanmıştır. Elde edilen sonuçlara göre çalışma alanındaki jeotermal akışkan kuvars ve dolomite doygun olarak belirlenmiştir. Jeotermal

akışkanın kuvarsa doygun olması rezervuar kayacının kuvarsitlerden ibaret olması nedeniyledir. Akışkanın yüzeye doğru çıkışı sırasında dolomitik formasyonlarla etkileşimi sonucunda da akışkan dolomite doygun olmaktadır. Yeraltısularının akifer kayacı da dolomitik kireçtaşları olmasından dolayı kalsit ve dolomite doygundur. İnceleme alanında gözlenen silisleşme nedeniyle de yeraltısuları kuvarsa doygun hale gelmiştir (Çizelge 4.4).

Çalışma alanındaki jeotermal suların silika jeokimyasal termometreleri ve katyon jeokimyasal termometreleri ile rezervuar sıcaklıkları hesaplanmıştır (Çizelge 4.9 ve 4.10). Jeokimyasal kuvars termometrelerinin 110-120°C civarında bir rezervuar sıcaklığı yansıttığı söylenebilir. Jeokimyasal kalsedon termometreleri ile de 85-100 °C civarında bir rezervuar sıcaklığı hesaplanmıştır. Na-K-Ca jeokimyasal termometresi hariç diğer katyon jeokimyasal termometreleri silika jeokimyasal termometrelerinden daha yüksek rezervuar sıcaklıkları vermiştir. Bunun nedeni ise silika jeokimyasal termometreleri kaynağın rezervuar sıcaklıklarını belirtirken, özellikle Na-K jeokimyasal termometrelerinin ise daha derin ve sıcak sistemlere işaret etmesindedir.

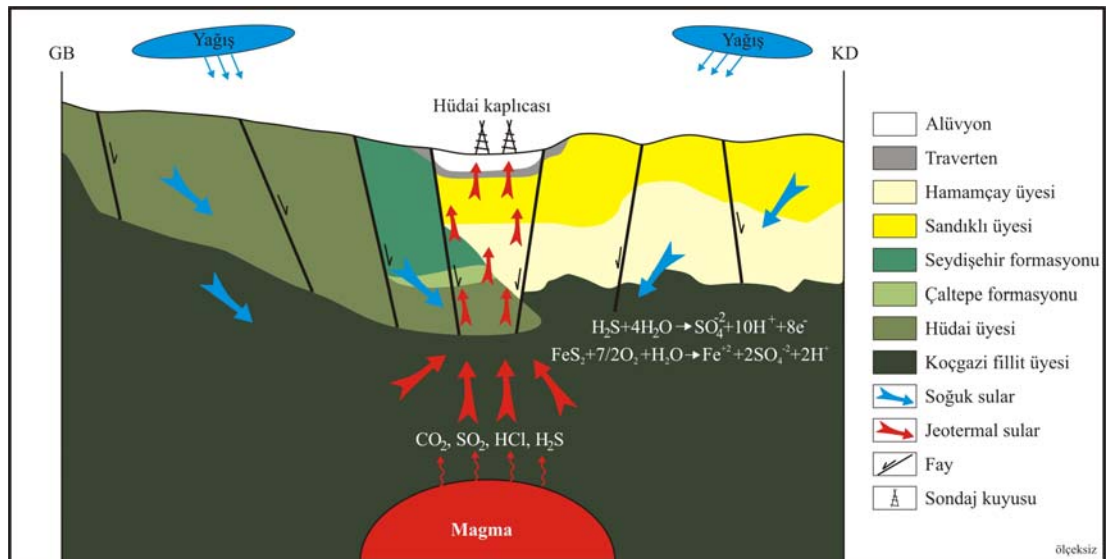
Karışım modellerinden, entalpi-silika karışım modeli (Şekil 4.11) kalsedon ve kuvarsa göre, sırasıyla yaklaşık 108 ve 134 °C, entalpi-klorür karışım modeli (Şekil 4.12 ve 4.13) ise kalsedon ve kuvarsa göre, sırasıyla yaklaşık 98 ve 120 °C bir rezervuar sıcaklıkları önermektedirler. Bunlar kuvars ve kalsedon jeokimyasal termometreleri ile hesaplanan rezervuar sıcaklıkları ile uyumludurlar.

Sandıklı bölgesindeki suların $\delta^{18}\text{O}$ ve δD izotop oranları kıtasal meteorik su çizgisi ile çakışmaktadır (Şekil 4.14). Bu çizgi buharlaşma etkisi altında olmayan atmosferik suları temsil etmektedir. Çalışma alanındaki suların $\delta^{18}\text{O}$ -EC arasındaki ilişkinde (Şekil 4.15) jeotermal suların düşük $\delta^{18}\text{O}$, yüksek EC değerleri jeotermal suların yeraltısularına göre derin dolaşım olmasına ile ilgilidir. Çalışma alanındaki suların düşük trityum değerleri bu suların nükleer bomba denemelerinden daha yaşlı yağışlar ile beslendiğini göstermektedir.

5.4. Hüdai Jeotermal Sisteminin Oluşum Modeli

Çalışma alanında Üst Kambriyen-Orta Ordovisiyen yaşlı Seydişehir formasyonu geçirimsiz örtü kayaçlarını, Paleozoyik Kestel Yeşilist formasyonuna ait Alt Kambriyen-Orta Ordovisiyen yaşlı Hüdai üyesi sıcak su rezervuarını ve aynı formasyona ait Koçgazi fillit üyesi ise geçirimsiz taban kayaçlarını oluşturmaktadır. Hüdai jeotermal alanında meteorik sular fay zonlarından ve geçirimli birimlerden aşağıya doğru süzülmemektedir. Derindeki magma odası, üzerinde bulunan rezervuar kayaçlar içine süzülen yeraltısularını ısıtmaktadır. Isıtıcı olarak düşünülen Sandıklı volkanikleri kalkalkalenden alkalen tipe değişen tipe karakterize edilir ve bunların en genç K/Ar yaşı 14.75 ± 0.3 my ile 8.0 ± 0.6 my olarak belirlenmiştir.

Derine süzülen sular derinde ısıtılmış kayaçlar ile reaksiyona girerek kayaç-su etkileşimi oluşmaktadır. Uçucu olan ve magma kaynaklı CO_2 , SO_2 , HCl , H_2S yukarıya doğru yükselen gaz fazı şeklinde sıcak su rezervuarına ulaşmaktadır (Hedenquist ve Lowenstern, 1994). Burada kayaçlar, gazlar ve sular arasında dengelenme koşulları ayarlanmaktadır. Hidrotermal konveksiyon yoğunluklarının az olması nedeniyle ısıtılmış suların yukarıya çıkışını sağlamaktadır. Yukarıya doğru çıkan akışkanlar daha çok CO_2 , H_2S ve HCl içermektedir. Böylece tektonik zayıf zonlar boyunca yüzeyde gaz ve buharlarla birlikte sıcak su kaynakları olarak çıkmaktadır (Şekil 5.1).



Şekil 5.1. Sandıklı Hüdai jeotermal sisteminin oluşum modeli

6. KAYNAKLAR

- Afşin, M., 1991. Afyon-Sandıklı Kuruçay Ovası ve Hüdai Kaplıcalarının Hidrojeoloji İncelemesi. AÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi (yayınlanmamış), 330s.
- Akan, B., 2003. Afyon Ömer-Gecek Sıcak Su Akiferi Hidrojeolojik Modeli. HÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi (yayınlanmamış), 90s.
- Akyol, N., Zhu, L., Mitchell, B.J., Sözbilir, H. ve Kekovalı, K., 2006. Crustal structure and local seismicity in Western Anatolia. *Journal of Geophys. Int.*, v.166/3,1259-1269.
- Anonim, 1998. European Union (EU) drinking water standards. <http://www.lenntech.com/applications/drinking/standards/eu-s-drinking-water-standards.htm> (Erişim tarihi: 05.05.2010)
- Anonim, 2002. U.S. EPA, Standart methods for the examination of water and wastewater American Publish Health Assoc.
- Anonim, 2005. Sular - İnsani tüketim amaçlı sular, TS-266, Türk Standartları Enstitüsü, 20s., Ankara.
- Anonim, 2006. World Health Organisation (WHO), Guidelines for drinking water quality, First addendum to third edition, vol. 1, Recommendations, WHO Publ., Geneva, 494 p.
- Appello, C.A.J., ve Postma, D., 1996. *Geochemistry, Groundwater and Pollution*: Balkema, Rotterdam, 536p.
- Arnorsson, S., 1991. An estimate of natural emission of CO₂ and H₂S from high temperature areas in Iceland (In Icelandic). *Geoscience Society of Iceland, Spring Meeting*, 18-19.
- Arnorsson, S., Gunnlaugsson, E. ve Svavarsson, H., 1983. The chemistry of geothermal waters in Iceland-III. Chemical geothermometry in geothermal investigations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 567-577.
- Ateş, Ö., 2007. Hıdırlar (Çanakkale-Yenice) Jeotermal Sahasının Hidrojeokimyasal Özellikleri ve Tektonizmaya İlişkisi, ÇOMÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi (yayınlanmamış), 130s.
- Barbier, E., 2002. Geothermal energy technology and current status: an overview, renewable and sustainable energy reviews. *Pergamon*, 3-65.
- Becker-Platen, J., Benda, L. ve Steffens, P., 1977. Litho-und biostratigraphische Deutung und radiometrischer Altersbestimmungen aus dem Jungtertiar der Türkei: *Geol. Jb.*, B. 25, 139-167.
- Besang, C., Eckhardt, F.J., Harre, W., Kreuzer, H., Müller, P., 1977. Radiometrische Altersbestimmungen an Neogenen Eruptivgesteinen der Türkei: *Geol. Jahrb.*, Reihe B., 25, 3-36.
- Blumenthal, M., 1947. Seydişehir-Beyşehir Hinterlandındaki Toros Dağlarının Jeolojisi. *MTA Enst.*, no. 2, 108 s., Ankara.
- Blumenthal, M., 1962. Das Taurische Hochgebirge des Aladağ, neue Forschungen zu seiner Geographie, Stratigraphie und Tektonik, MTA Enstitüsü yayını, Seri D, 6, 1-136.
- Brunn, J.H., Dumont, J.F., De Graciansky, P.C., Gutnic, M., Juteau, T., Marcoux, J., Poisson, A., 1971. Outline of the geology of the Western Taurides. In *geology and history of Turkey* (ed A.S. Campwell), Petroleum Exploration Society of Libya, Tripoli, 225-257.

- Canik, B., 1980. Bolu Sıcak Su Kaynaklarının Hidrojeoloji İncelemesi. Doçentlik tezi. SÜ Fen Fakültesi yayınları no:1, Konya.
- Clark, I. ve Fritz, P., 1997. Environmental isotopes in hydrogeology. Lewis Publ., Boca Raton, 328p.
- Collins, A.G., 1975. Geochemistry of Oil-Field Waters. Elsevier, 125p., New York.
- Craig, H., 1961. Isotopic variations in meteoric waters. Science, 133, 1702-1703.
- Çakmakoğlu, A., 1986. Çivril-Banaz-Sandıklı-Dinar Arasındaki Bölgenin Jeolojisi "Ön Rapor". MTA Der. Rap. No. 8026, Ankara.
- Çelik, M.Y. ve Sabah, E., 2002. The geological and technical characterization of Ömer-Gecek geothermal area and the environmental impact assessment of geothermal heating system in Afyon, Turkey. Environmental Geology, 41, 942-953.
- Dansgaard, W., 1964. Stable isotopes in precipitation. Tellus, 16, 436-469.
- Dean, W. T. ve Monod, O., 1970. The Lower Paleozoic stratigraphy and faunas of the Taurus Mountains near Beyşehir, Turkey, I. Stratigraphy: Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.) Geol., 19, 411-426.
- Dean, W.T. ve Özgül, N., 1994. Cambrian rocks and faunas, Hüdai area, Taurus Mountains, southwestern Turkey. Bull. Institut. R. Sci. Naturelle de Belgique-Science de la Terre, 64, 5-20.
- Doğdu, M. Ş., 2001. Akarçay (Afyon) Havzasında Jeotermal Kökenli Yüzeysuyu ve Yeraltısuyu Kirliliğinin Araştırılması. HÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi (yayınlanmamış), 144s.
- Drever, J. I., 1996. The Geochemistry of Natural Waters (3rd ed.). Prentice Hall, New Jersey, 436p.
- Elitok, Ö., Özgür, N., Drüppel, K., Dilek, Y., Platevoet, B., Guillou, H., Poisson, A., Scaillet, S., Satır, M., Siebel, W., Bardintzeff, J-M., Deniel, C. ve Yılmaz, K., 2010. Origin and geodynamic evolution of late Cenozoic potassium-rich volcanism in the Isparta area, SW Turkey. International Geology Review, 52, 4-6, 454-504, DOI: 10.1080/00206810902951411.
- Ellis, A. J., 1979. Chemical geothermometry in geothermal systems, Geothermics, 25, 219-226.
- Ellis, A.J. ve Mahon, W.A.J., 1977. Chemistry and Geothermal Systems, Academic Press, London, 403p.
- Ercan, T., 1981. Batı Anadolu Tersiyer Volkanitleri ve Bodrum Yarımadasındaki Volkanizmanın Durumu. İstanbul Yerbilimleri Dergisi, 2, 263-281.
- Ercan, T., 1986. Orta Anadolu'daki Senozoyik volkanizması. MTA dergisi, 107, 119-141.
- Ercan, A., 2000. Türkiye'de Kızgın Yer Enerjisi (Jeotermal) ve Su Akım Alanlarının Kökeni, Yerel Yönetimlerde Jeotermal Enerji ve Jeoteknik Uygulamalar Sempozyumu, 39-59, Ankara.
- Erdoğan, B., Uchmann, A., Güngör, T. ve Özgül, N., 2004. Lithostratigraphy of the Lower Cambrian metaclastics and their age based on trace fossils in the Sandıklı region, southwestern Turkey. Geobios, 38, 346-360.
- Faure, G., 1986. Principles of Isotope Geology (2nd edition). John Wiley and Sons, New York, 589p.
- Fournier, R. O., 1977. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. Geothermics, 5, 41-50.

- Fournier, R. O., 1985. The behaviour of silica in hydrothermal solutions. *Geology and geochemistry of epithermal systems* (eds. Berger, B. R. and Bethke, P. M.). Society of Economic Geologists, *Reviews in Economic Geology*, 2, 45-61.
- Fournier, R.O. ve Truesdell, A.H. 1973. An Empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, 515-525.
- Fournier, R. O. ve Rowe, J. J., 1977. The solubility of amorphous silica in water at high temperatures and high pressures. *Amer. Min.*, 62, 1052-1056.
- Fournier, R.O. ve Potter, R.W., 1979. Magnesium correction to the Na-K-Ca chemical geothermometer. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, 1543-1550.
- Fouillac, C. ve Michard, G., 1981. Sodium/lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs, *Geothermics*, 10, 55-70.
- Fournier, R. O. ve Potter, R. W., II, 1982. An equation correlating the solubility of quartz in water from 25° to 900 °C at pressures up to 10.000 bars. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, 1969-1974.
- Fournier, R. O., White, D. E. ve Truesdell, A. H., 1974. Geochemical indicators of subsurface temperature – Part 1, basic assumptions. *J. Res. USGS*, 2, 259-261.
- Frizon de Lamotte, D., Poisson, A., Aubourg, C., ve Temiz, H., 1995. Post-Tortonian westward and southward thrusting in the core of the Isparta re-entrant (Taurus, Turkey). *Geodynamic implications. Bull. Soc. Geol. France*, 166, 59-67.
- Fytikas, M., Giuliani, O., Innocenti, F., Marinelli, G. ve Mazzuoli, R., 1976. Geochronological data on recent magmatism of the Aegean sea. *Tectonophysics*, 31, 29-34.
- Gutnic, M., 1977. *Geologie de Taurus Pisidien au Nord d'Isparta (Turquie)*. These, Univ. Paris, 130 s. (yayımlanmamış).
- Güleç, N., 1991. Crust-mantle interaction in western Turkey: implications from Sr and Nd isotope geochemistry of Tertiary and Quaternary volcanics. *Geol. Mag.*, 128, 417-435.
- Güleç, N. ve Mutlu, H., 2003, *Jeotermal Alanlarda İzotop Jeokimyası, Jeotermalde Yerbilimsel Uygulamalar*, 11-21 Haziran 2002, Yaz Okulu Ders Kitabı (eds: M. Y. Savaşçın, N. Güleç, Ş. Şimşek ve M. Parlaktuna), D.E.Ü. Müh. Fak. Yay., No. 306, s. 64-88, İzmir.
- Günay, Y., Derman, A. S., Kozlu, H., Göncüoğlu, C. M. ve Gül M. A., 1995. Stratigraphy of Lower Paleozoic in Southern Turkey. *IGCP Project 351 -Early Paleozoic Evolution in NW Gondwana Excursion Guide Book*, 3-9.
- Gürsu, S. ve Göncüoğlu, M. C., 2005. Batı Torosların (Sandıklı GB'sı, Afyon) Geç Neoproterozoyik ve Erken Paleozoyik Yaşlı Birimlerinin Jeolojisi ve Petrografisi. *MTA Dergisi*, 130, 29-55.
- Hedenquist, J. W. ve Lowenstern, J. B., 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, 370, 519-527.
- Henley, R. W., Truesdell, A. H., Barton, P. B. ve Whitney, J. A., 1984. Fluid-Mineral Equilibria in Hydrothermal systems. *Reviews in Economic Geology*, v.1, Society of economic geologists, 267p.
- Hoefs, J., 1997. *Stable isotope geochemistry*. Springer-Verlag, 201p.
- Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Pasquare, G., ve Villan, L., 1982. Regional distribution and character of active andesite volcanics Anatolia and Northwestern Iran. (ed. Thorpe, R. S.), *Orogenic andesites and related rocks*, John Wiley and Sons, 327-349, New York.

- Kharaka, Y. K., Lico, M. S. ve Law, L. M., 1982. Chemical geothermometers applied to formation waters Gulf of Mexico and California Basins, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 66, 558.
- Kharaka, Y.K., Gunter, W.D., Aggarwal, P.K., Perkins, E.H. & Debraal, J.D., 1988. SOLMINEQ.88: A computer program for geochemical modeling of water-rock interactions. U.S. Geol. Surv. Water Res. Inv. Rep. 88-4227, 420 p.
- Kissel, C., Averbuch, O., Frizon De Lamotte, D., Monod, O. ve Allerton, S., 1990. First paleomagnetic evidence of a post-Eocene clockwise rotation of the Western Taurus thrust belt, east of the Isparta re-entrant (Southwestern Turkey). Earth and Planetary Science Letters, 117, 1-14.
- Koçyiğit, A., Cihan, M., Özacar, A., 2001. Domboyova ve Sandıklı (Afyon) grabenlerinin deprenselliği ve kenar faylarının kinematik analizi. Tübitak projesi sonuç raporu (proje no: YDAPÇAG-199Y007), 60s.
- Kozlu, H., ve Göncüoğlu, M.C., 1995. Infracambrian units in Sandıklı area. (eds: Göncüoğlu M.C. and Derman A.S.) Guide Book to Early Palaeozoic in NW Gondwana. Turkish Association Petroleum Geologists, Special Publication, 2, 11-13.
- Kozlu, H. ve Göncüoğlu, M.C., 1997. Stratigraphy of the Infracambrian rock-units in the western Taurides and their correlation with similar units in Southern Turkey. (eds: Göncüoğlu M.C. and Derman A.S.) Early Palaeozoic in NW Gondwana. Turkish Association Petroleum Geologists Special Publication, 3, 50-61.
- Langmuir, D., 1997. Aqueous Environmental Geochemistry. Prentice-Hall Publication, USA, 600p.
- Marcoux, J., 1987. Histoire et topologie de la Neo-Tethys. These de Doctorat Detat. L'Universite Pierre et Marie Curie, Paris, 569p.
- Monod, O., 1967, Batı Toros Kalkerlerinin Temelindeki Seydişehir Şistlerinde Bulunan Ordovisien Bir Fauna: MTA Derg., 69, 76-85, Ankara.
- Moser, H. ve Rauert, W., 1980. Isotopenmethoden in der Hydrologie. Lehrbuch der Hydrogeologie, Band 8, Gebrüder Borntraeger, 400p., Berlin, Stuttgart.
- Mutlu, H., 1996, Geochemical assesment of thermal waters from the Afyon geothermal area: Geothermometry applications and fluid-mineral equilibria., Ph. D. Thesis,, Middle East Technical University, Graduate School of Natural and Applied Sciences, 169p (yayımlanmamış), Ankara.
- Nicholson, K., 1993. Geothermal fluids, chemistry and exploration techniques. Springer-Verlag, Berlin, 263p.
- Öngür, T., 1973. Sandıklı (Afyon) Jeotermal Araştırma Bölgesine İlişkin Jeolojik Durum ve Jeotermal Enerji Olanakları. MTA Rapor No: 5520, Ankara (yayımlanmamış).
- Özgül, N. ve Gedik, L., 1973. Orta Toroslarda Alt Paleozoyik Yaşlı Çaltepe Formasyonu ve Seydişehir Formasyonunun Stratigrafisi ve Konodont Faunası Hakkında Yeni Bilgiler. TJK Bülteni, 16/2, 39-52.
- Özgül, N., Bölükbaşı, S., Alkan, H., ve Öztaş, Y., 1991. Göller bölgesi ve Ispartanın Jeolojisi ve Stratigrafisi. TPAO arama grubu rapor no: 3028, 321 s., Ankara (yayımlanmamış).
- Özgür, N., Yağmurlu, F., Ertunç, A., Karagüzel, R., Görmüş, M., Elitok, Ö., Yılmaz, K. ve Çoban, H., 2008. Assesments of tectonics and volcanic hazards in the

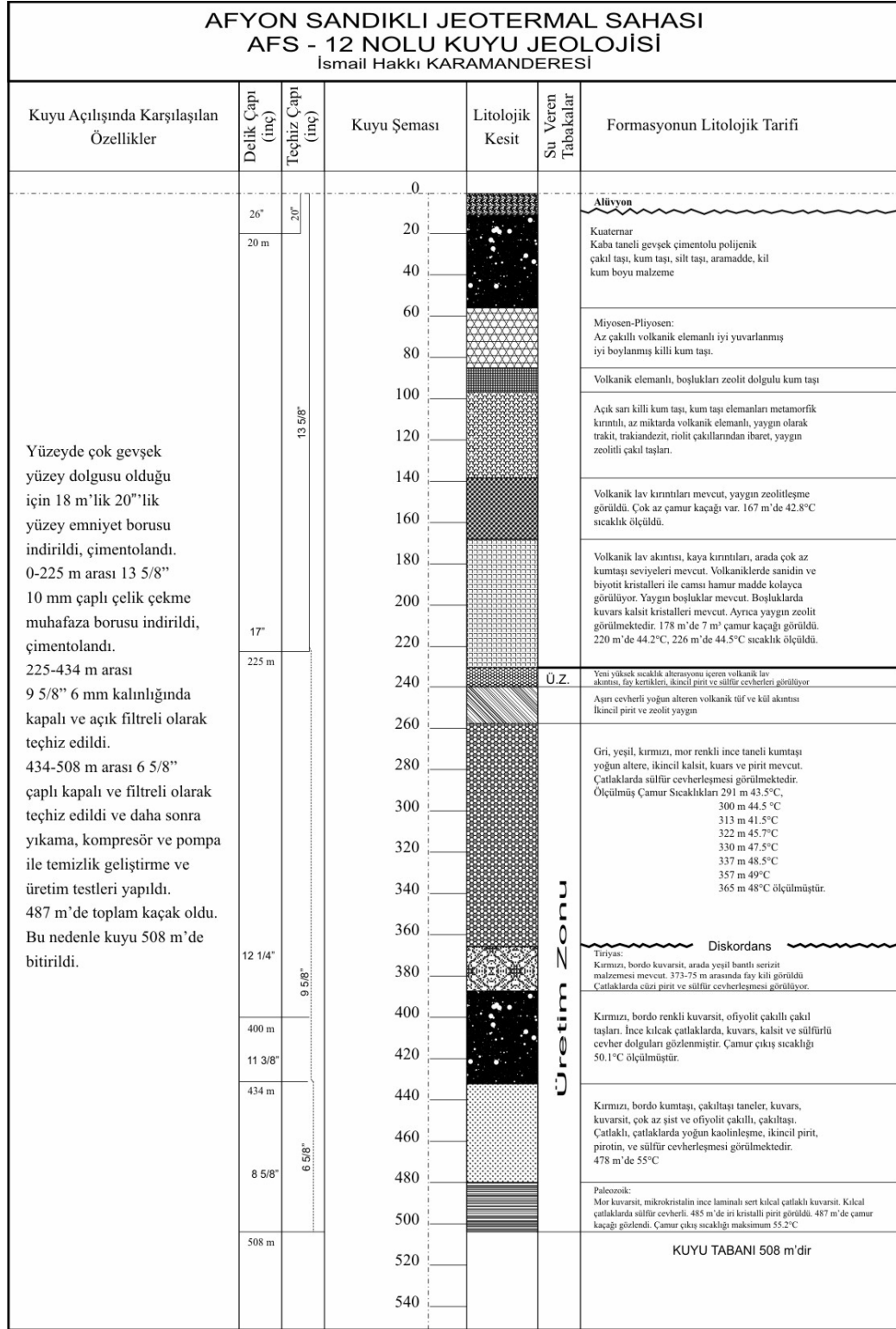
- area of Isparta around the Gölcük volcano. Süleyman Demirel Üniversitesi Tübitak Araştırma Projesi Final Raporu (104Y213), 46s.
- Özpınar, Y., 2008. Sandıklı (Afyon) Yöresinde Şabazit ve Fillipsit Mineralleri İçeren Tüflerin Minerolojik Petrografik ve İyon Değişirme Özellikleri ve Tarımda Kullanılması, GB Anadolu, Türkiye. MTA Dergisi, 137, 27-47.
- Özpınar, Y., Bozkurt, R., Çobanoğlu, İ. ve Küçük, B., 1999. Uşak ve Sandıklı Civarındaki Küfeki Taşlarının (Aglomera ve Tüf) Petrografik ve Petrokimyasal İncelenmesi, Bunların Yapıtışı ve Agregası Olarak Değerlendirilmesi. 2. Ulusal Kırmataş Sempozyumu'99, İstanbul, ISBN B.16.0.KGM.0.63.00.03/606.
- Öztaş, Y., 1989. Homa-Akdağ Yöresi, Sandıklı-Şuhut Kuzeylelerinin Jeolojisi ve Petrol Olanakları. TPAO Arşiv Rap. No. 2584, Ankara.
- Öztürk, A., 1981. Homa-Akdağ (Denizli) Yöresinin Stratigrafisi. TJK Bülteni, 24, 75-84.
- Palabıyık, Y., 2006. Kütahya-Simav Jeotermal Sahasının Jeokimyasal Değerlendirmesi. İTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi (yayınlanmamış), 140s.
- Parejas, E., 1942. Sandıklı, Dinar, Isparta ve Eğridir Bölgesinde Yapılan Jeolojik Löveler Hakkında Rapor. MTA Enst. Derleme Rap. No. 1390, Ankara.
- Poisson, A., 1984, The extension of the Ionian trough into southwestern Turkey. In The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. (eds: Dixon, J.F. and Robertson A.H.F.). Special Publication 17, Geological Society, London, 241-250.
- Poisson, A., 1990. Neogene thrust belt in western Taurides. The imbricate systems of thrust sheets along a NNW-SSE transect. IESCA-1990, 224-235.
- Poisson, A., Akay, E., Dumont, J.F. ve Uysal, Ş., 1984. The Isparta Angle: A Mesozoic paleorift in the Western Taurides. Geology of the Taurus Belt (eds., Tekeli, O., and Göncüoğlu, M.C.). International Symposium. 11-26, Ankara/Turkey.
- Poisson, A., Yağmurlu, F., Bozcu, M. ve Şentürk, M., 2003. New insights on the tectonic setting and evolution around the apex of the Isparta Angle (SW Turkey). Geol. J. 38, 257-282.
- Ronner, F., 1962. Sandıklı ovası çöküntüsü genç tektonik ve volkanik durumlar. MTA Dergisi, 59, 69-88.
- Savaşçın, Y. ve Güleç, N., 1990. Relationship between magmatism and tectonic activities in western Turkey-geological and geochemical features with examples from the coastal section. Proceedings IESCA Pub. No.2, 300-313.
- Savaşçın, M.Y. ve Oyman, T., 1998. Tectono-magmatic evolution of alkaline volcanics at the Kırka-Afyon-Isparta structural trend, SW Turkey: Turkish Journal of Earth Sciences, 7, 3, 201-214.
- Sheppard, S. M. F., 1981. Stable isotope geochemistry of fluids. (eds. Rickard, D. T. and Wickman, F. E.), Chemistry and geochemistry of solutions at high temperatures and pressures, Phys. Chem. Earth, 13/14, 419-445.
- Sözbilir, H., 2005. Oligo-Miocene extension in the Lycian orogen: evidence from Lycian molasse basin, SW Turkey. Geodynamica Acta, v.18/3, 257-284.
- Stumm, W. ve Morgan, J.J., 1981. Aquatic chemistry: Introduction emphasizing equilibria in natural waters, New York, 780p.
- Şahinci, A., 1991a. Jeotermal Sistemler ve Jeokimyasal Özellikleri. 247 s., Reform Matbaası, Beyler-İzmir.

- Şahinci, A., 1991b. Doğal suların jeokimyası. 584 s., Reform Matbaası, İzmir.
- Şaroğlu, F., ve Yılmaz, Y., 1987. Geological evolution and basin models during neotectonic episode in the Eastern Anatolia. Bull. Min. Res. Exp., 107, 74-94.
- Şimşek, Ş., 1997. HİD 645 Hidrojeotermometreler (Ders Notları). HÜ. Müh. Fak., Jeoloji (Hidrojeoloji) Mühendisliği Bölümü, Ankara.
- Şimşek, Ş., 1999, Uluslararası Atom Enerji Ajansı (IAEA) Projesi - The Use of Isotope Techniques in Problems Related to Geothermal Exploitation, IAEA Coordinated Research Program between HU-UKAM and IAEA, Research Contract No 9829/RO-R1.
- Tarcan, G., 2002. Jeotermal Su Kimyası, Jeotermal Enerji Araştırma ve Uygulama Merkezi (Jenarum) Yaz Okulu Ders Notları, 230-272, İzmir.
- Taylor, H. P., 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. Economic Geology, 69, 843-883.
- Tezcan, L., Meriç, B. T., Doğdu, N., Akan, B., Atilla, A. Ö., Kurttaş, T., 2002. Hacettepe Üniversitesi-Uluslararası Karst Su Kaynakları Uygulama ve Araştırma Merkezi (UKAM)-Devlet Su İşleri (DSİ) Genel Müdürlüğü "Akarçay Havzası Hidrojeolojisi ve Yeraltısuyu Akım Modeli" Final Raporu, 339 s., Ankara (yayınlanmamış).
- Tonani, F., 1980. Some remarks on the application of geochemical techniques in geothermal exploration. 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. ve Fournier, R.O., 1975. Calculation of deep temperatures in geothermal systems from the chemistry of boiling spring waters of mixed origin. Proc. Second UN Symposium on Geothermal Resources, San Francisco, CA, 837-844.
- Truesdell, A.H. ve 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.
- Ulutürk, Y., 2009. Ömer-Gecek (Afyonkarahisar) Dolayının Jeolojisi ve Suların Kökensel Yorumu. SDÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi (yayınlanmamış), 178s.
- Yağmurlu, F. ve Şentürk, M., 2005. Güneybatı Anadolu'nun Güncel Tektonik Yapısı. Türkiye Kuvaterner Sempozyumu V, İTÜ Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü, 02-03 Haziran 2005, 55-61, İstanbul.
- Yağmurlu, F., Savaşçın, Y. ve Ergün, M., 1997. Relation of alkaline volcanism and active tectonism within the evolution of the Isparta Angle, SW-Turkey. The Journal of Geology, 105, 717-728.
- Yağmurlu, F., Poisson, A., Bozcu, A. ve Şentürk, M., 2007. Isparta Açısının tektonostratigrafik özellikleri ve petrol jeolojisi açısından irdelenmesi (Tectono-Stratigraphic characteristics and interpretation of petroleum potential of the Isparta Angle, SW-Turkey). Türkiye 16. Uluslararası Petrol ve Doğalgaz Kongre ve Sergisi (IPETGAS07), 29-31 Mayıs 2007, Ankara.

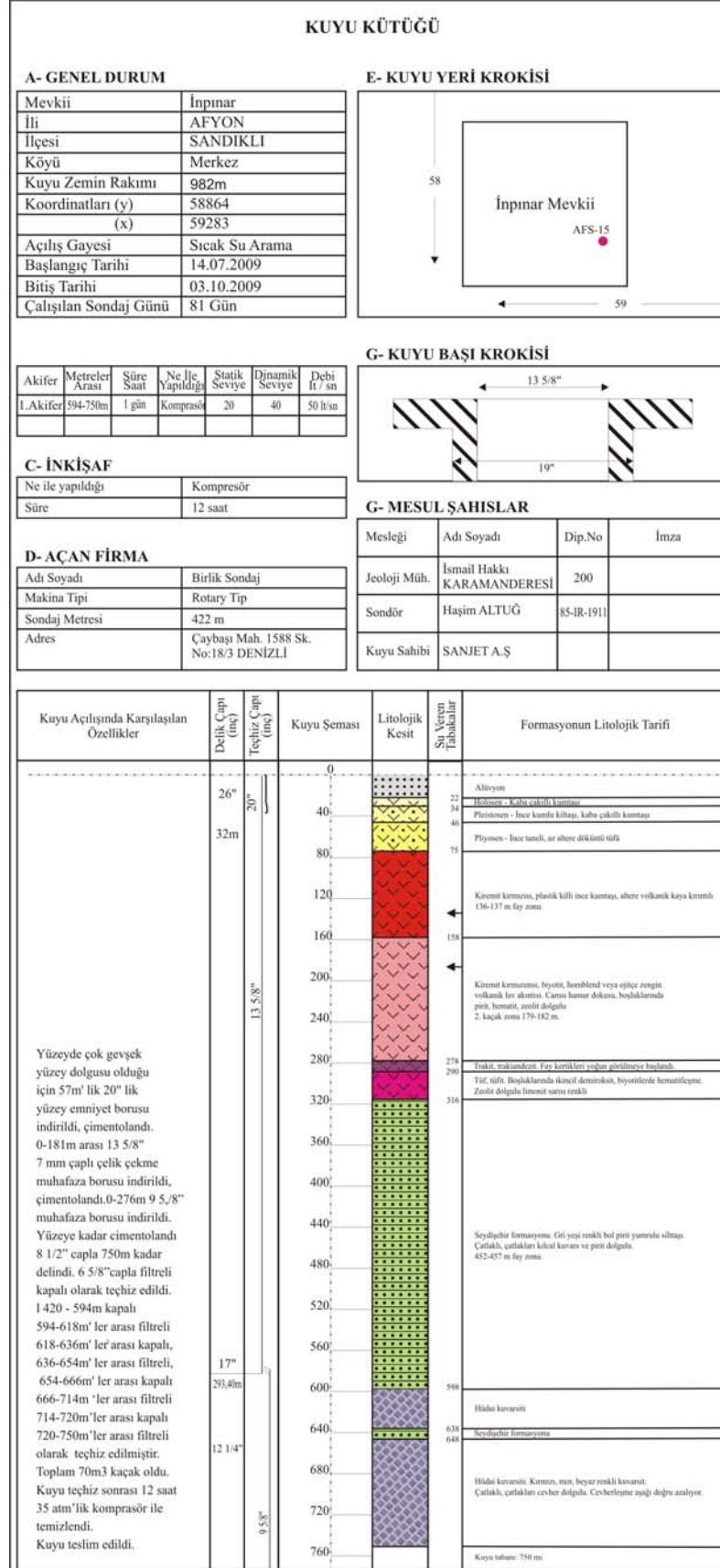
- Yetemen, Ö., 2006. Afyon İli Ömer-Gecek Jeotermal Sahasının Enerji Kullanım Davranışının İncelenmesi. İTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi (yayınlanmamış), 85s.
- Yıldırım, N., 1999. Uygulamalı Jeokimya. 2000'li yıllarda Jeotermal Enerji, Yaz Okulu Ders Notları, DEÜ, 60-73, İzmir.
- Yılmaz, Y., 1990. Comparison of young volcanic associations of Western and Eastern Anatolia formed under a compressional regime:a review. J. of Vol. and Geoterm. Res., 44, 69-87.
- Waterloo Hydrogeologic, 1999. AquaChem v.3.7: Aqueous geochemical analyses, plotting and modelling, 184 p.
- White, D. E., 1970. Geochemistry applied to the discovery, evaluation and exploitation of geothermal energy resources. Geothermics, Special Issue, 2 (1), 58-80.

EKLER

Ek-1. AFS-12 nolu jeotermal kuyusuna ait sondaj logu



Ek-2. AFS-15 nolu jeotermal kuyusuna ait sondaj logu



ÖZGEÇMİŞ

Adı Soyadı : Ümit MEMİŞ
Doğum Yeri ve Yılı : Ordu, 1984
Medeni Hali : Bekar
Yabancı Dili : İngilizce



Eğitim Durumu

Lise : 1998-2001 Fatsa Lisesi
Lisans : 2003-2007 Süleyman Demirel Üniversitesi
Jeoloji Mühendisliği Bölümü
Yüksek Lisans : 2008- Süleyman Demirel Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Yayınlar:

- Demir, S. ve Memiş, Ü., 2010. Isparta İl Merkezinde İçme Sularının Farklı Florür İçeriklerinin İncelenmesi. (başvuru).
- Demir, S., Memiş, Ü. ve Özgür, N., 2010. Süleyman Demirel Üniversitesi İçme ve Kullanma Sularının Kalitesinin İzlenmesi, SDÜ Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi (baskıda).
- Demir, S., Memiş, Ü. ve Özgür, N., 2010. Water quality of groundwater system in Isparta and environs, SW Turkey: Internat. 13th Symp. on Water-Rock Interaction (WRI-13), Aug 16-20 2010, Guanajuato, México, (başvuru).
- Demir, S., Memiş, Ü. ve Özgür, N., 2010. Investigation of drinking water quality in Isparta, SW-Turkey: XIX Congress of the Carpathian Balkan Geological Association, 23-26 September 2010, Thessaloniki, Greece, (başvuru).