

T. C.
SÜLEYMAN DEMİREL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**KURŞUNLU (SALİHLİ, MANİSA) VE YAKIN ÇEVRESİ JEOTERMAL
SULARININ HİDROJEOLÖJİK, HİDROJEOKİMYASAL VE İZOTOP
JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ**

Barbaros YILDIRIM

Danışman: Prof. Dr. Nevzat ÖZGÜR

YÜKSEK LİSANS TEZİ
JEOLÖJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

ISPARTA – 2016

© 2016 [Barbaros YILDIRIM]

TEZ ONAYI

Barbaros YILDIRIM tarafından hazırlanan “Kurşunlu (Salihli, Manisa) ve yakın çevresi jeotermal sularının hidrojeolojik, hidrojeokimyasal ve izotop jeokimyasal özellikleri” adlı tez çalışması aşağıdaki jüri üyeleri tarafından oy birliği/oy çokluğu ile Süleyman Demirel Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı’nda **YÜKSEK LİSANS TEZİ** olarak kabul edilmiştir.

Danışman **Prof. Dr. Nevzat ÖZGÜR**
Süleyman Demirel Üniversitesi

Jüri Üyesi **Prof. Dr. Fuzuli YAĞMURLU**
Süleyman Demirel Üniversitesi

Jüri Üyesi **Prof. Dr. Mehmet ALTUNSOY**
Akdeniz Üniversitesi

Enstitü Müdürü **Doç. Dr. Yasin TUNCER**

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.

TAAHHÜTNAME

Bu tezin akademik ve etik kurallara uygun olarak yazıldığını ve kullanılan tüm literatür bilgilerinin referans gösterilerek tezde yer aldığını beyan ederim.

Barbaros YILDIRIM

İçindekiler

İçindekiler.....	i
ÖZET	iii
ABSTRACT.....	iv
TEŞEKKÜR	v
ŞEKİLLER DİZİNİ	vi
ÇİZELGELER DİZİNİ.....	vii
1. GİRİŞ	1
1.1. Jeotermal sular.....	4
1.2. Çalışma alanının jeotektonik konumu.....	8
1.3. Çalışmanın Amacı	16
2. KAYNAK BİLGİSİ	17
3. ÇALIŞMA ALANININ JEOLJİSİ.....	20
4. MATERYAL VE METOD	26
4.1. Metod.....	26
4.1.1. Jeolojik çalışma	27
4.1.2. Örnek alımı ve in-situ analizleri.....	28
4.1.3. Hidrojeokimyasal Analizler	29
4.1.4. Jeotermometreler	30
5. ARAŞTIRMA BULGULARI.....	32
5.1. Kayaçların hidrojeolojisi	32
5.2. Kayaçların hidrojeolojik özellikleri	32
5.2. Hidrojeokimya.....	33
5.2.1. Hidrojeokimyasal analizler	34
5.2.2. Doygunluk indeksi	41
5.3. Jeokimyasal termometre uygulamaları.....	41
5.3.1. Kimyasal jeotermometre uygulamaları.....	42
5.3.1.1. Silis jeotermometreleri	42
5.3.1.2. Katyon jeotermometreleri	44
5.3.2. Birleşik jeotermometre uygulamaları	45
5.3.3. Çalışma alanındaki termometrelerin jeokimyasal değerlendirmesi	47
5.3.4. Karışım modelleri	50
5.3.4.1. Entalpi – klorür modeli.....	50
5.4. İzotop jeokimyasal özellikleri	51

5.5. Kurşunlu jeotermal alanının hidrojeolojik modellemesi	54
6.TARTIŞMA.....	56
6.1. Kurşunlu jeotermal alanında olası ısı kaynağı, jeotermal sistem ve tektonik arasındaki ilişki	56
6.2. Çalışma alanının hidrojeolojik, hidrojeokimyasal ve izotop jeokimyasal özellikleri ...	57
KAYNAKLAR	60

ÖZET

Yüksek Lisans Tezi

KURŞUNLU (SALİHLİ, MANİSA) VE YAKIN ÇEVRESİ JEOTERMAL SULARININ HİDROJEOLOJİK, HİDROJEOKİMYASAL VE İZOTOP JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

Barbaros YILDIRIM

Süleyman Demirel Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışmanı: Prof. Dr. Nevzat ÖZGÜR

Bu çalışma Kurşunlu (Salihli, Manisa) ve yakın çevresi jeotermal sularının hidrojeolojik hidrojeokimyasal ve izotop jeokimyasal özelliklerini inceleyen tez çalışmasıdır. Çalışma alanı Batı Anadolu Bölgesinde Gediz Grabeninde bulunur. Deniz seviyesinden 228 metre yükseklikte 38°27'02.5" K enlem 28°06'55.0" D boylamlarındadır. Bölgenin temelini Menderes masifi metamorfitleri oluşturur. Bunların üzerine bordo renkli konglomera ve kumtaşlarından oluşan Miyosen tortulları gelir. Alacalı ve boz renkli miltaşı, kumtaşı konglomera ve kiltası seviyelerinden oluşan Pliyosen ile Kuvaterner yaşlı alüvyonlar en üstte bulunur. Çalışma alanının orta kesimlerinde kuvars şistler bulunur. Bol kırık ve çatlaklı olan bu birim rezervuar kayacı özelliği taşır. Diğer hazne özelliği gösteren kayaç grubu ise porozite ve permeabiliteleri iyi olan Azitepe mermerleridir.

Çalışma alanında dokuz farklı sıcak su lokasyonundan su örnekleri alınmıştır. Alınan örneklerde katyon ve anyon analizleri yapılmıştır. İnceleme alanındaki sıcak sular genel olarak Na-HCO₃ tipi sular olarak adlandırılabilir. Kurşunlu ve yakın çevresi jeotermal suları Na+K>Ca>Mg baskın katyonlar ve baskın HCO₃>Cl>SO₄ anyonlar olarak sınıflandırılabilir. İnceleme alanındaki jeotermal sular Cl-SO₄-HCO₃ üçgen diyagramına göre magma kaynağı tarafından ısıtılan sular sınıfına girmektedir. Çalışma alanındaki sularda yapılan Na-K-Mg diyagramı sıcak suların belli bir kısmının kısmi dengelenmiş sular sınıfına girdiği bir kısmının ise ham sular sınıfına girdikleri saptanmıştır. Tüm jeokimyasal termometre sonuçları ve mevcut kuyuların rezervuar sıcaklıkları birlikte değerlendirildiğinde jeotermal suların hazne kaya sıcaklığı 148 °C ölçülmüştür. Termal suların δ²H değerleri -45,9 ile -56,0 arasında değişirken, δ¹⁸O değerleri ise -8,88 ile -5,16 arasında değişim göstermektedir. 0,8-4 TU olan suların güncel ve eski suların karışımı olduğunu belirtmiştir.

Anahtar Kelimeler: Menderes Masifi, Gediz graben zonu, Salihli, Kurşunlu, Çamurlu, jeotermal sular, hidrojeoloji, hidrojeokimya, izotop jeokimyası, jeokimyasal modelleme

2015, 71 sayfa

ABSTRACT

M. Sc. Thesis

HYDROGEOLOGICAL, HYDROGEOCHEMICAL AND ISOTOPE GEOCHEMICAL FEATURES OF THE GEOTHERMAL WATERS IN KURŞUNLU (SALİHLİ, MANİSA) AND ENVIRONS

Barbaros YILDIRIM

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

Supervisor: Prof. Dr. Nevzat ÖZGÜR

In this M.Sc. thesis, hydrogeological, hydrogeochemical, and isotope geochemical features of geothermal waters in Kurşunlu (Salihli, Manisa) and environs were studied. The investigated area is located in the Western Anatolia Region, Gediz Graben zones, which is above 228 meters of sea level and lies on latitude 38°27'02.5" N and longitude 28°06'55.0" E. Menderes Massif Metamorphics are of the bottom of the area which are overlain by Miocene burgundy conglomerates and sandstones. Pliocene and Quaternary alluviums which are composed of speckled and gray millstones, sandstones and conglomerates and claystones lie at the top of the stratigraphic sequence. In the middle of the studied area, quartz schist are located. Quartz schists are suitable for reservoir rocks. The other unit of rocks are Azitepe marbles with their good porosity and permeability.

The samples of thermal waters were collected from nine different locations. In these samples, cations and anions were analysed. Generally, the geothermal waters in the investigation area are classified as Na-HCO₃ type exchange waters. The geothermal waters of Tekkehamam and environs are identified to be Na+K>Ca>Mg dominant cations and HCO₃>Cl>SO₄ dominant anions. According to the diagram of Cl-SO₄-HCO₃, the thermal waters might be heated by a magmatic source due to high contents of sulfates in thermal waters. Geochemical thermometer analyses were applied to the collected samples in the region. According to the diagram of Na-K-Mg, a certainly part of the thermal waters can be considered as equilibrated thermal waters during some waters are of raw waters. According to the results of geochemical thermometers, the reservoir temperature of thermal waters are of 148°C. The $\delta^2\text{H}$ values of thermal waters are between -45,9 to -56,0, while $\delta^{18}\text{O}$ values range from -8,88 to -5,16. The tritium contents of thermal waters are between 0,8 to 4 TU. These results show that there is mixing between contemporary and old waters.

Keywords: Menderes Massif, Gediz graben zone, Salihli, Kurşunlu, Çamurlu, Geothermal waters, hydrogeology, hydrogeochemistry, isotope geochemistry, geothermal modelling

2015, 71 pages

TEŞEKKÜR

Sunulan bu yüksek lisans tez çalışması Süleyman Demirel Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinasyon Birimi tarafından desteklenen 4139-YL1-14 numaralı araştırma projesi kapsamında gerçekleştirilmiştir.

Samimi ve takdire şayan, hiçbir desteğini esirgemeyen Sayın Prof. Dr. Nevzat ÖZGÜR' e bu tezin tamamlanmasına yönelik verdiği maddi ve manevi her türlü destek ve yapıcı eleştirileri için teşekkürlerimi sunarım. O olmadan bu tezi tamamlamam mümkün olmazdı. Kendisine SDÜ bünyesinde bulunduğum sürece şahsım adına yaptığı her türlü destek adına çok şey borçluyum.

Salihli belediyesi Kurşunlu jeotermal alanlarından numunelerin alınmasında ve sonrasındaki teknik desteğini esirgemeyen Sayın Yüksek Jeoloji Mühendisi Kerem Kadir OĞUZ' a ve ekibine, Salihli Belediye Başkanı Sayın Zeki KAYDA' ya, arazi çalışmalarında yardımcı olan meslektaşlarım Jeoloji Mühendisi Seher Büyükkahin ve Jeoloji Mühendisliği Öğrencisi Fatih Akınay'a yardımları için teşekkür ederim.

Ayrıca desteklerini bir an olsun bile esirgemeyen aileme, her daim yanımda olan takım arkadaşlarıma teşekkürlerimi bir borç bilirim.

Barbaros YILDIRIM

Isparta, 2015

ŞEKİLLER DİZİNİ

	Sayfa
Şekil 1.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası	3
Şekil 1.2. Çeşitli jeotermal sular içinde $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin yerel meteorik sulara göre durumu.....	7
Şekil 1.3. Batı Anadolu'nun temel kayalarını oluşturan birimler	9
Şekil 1.4. Menderes Masifinin genelleştirilmiş dikme kesiti	11
Şekil 1.5. Menderes Masifinin oluşumu.....	12
Şekil 1.6. Gediz Grabeninde bulunan sıcak su noktaları.....	15
Şekil 1.7. Gediz Grabeninin stratigrafisi ve diğer çalışmalarla karşılaştırılması..	16
Şekil 3.1. Kurşunlu ve Çamurlu jeotermal alanının jeoloji haritası	21
Şekil 3.2. Kurşunlu ve Çamurlu jeotermal alanının enine kesitleri	23
Şekil 3.3. Salihli-Caferbey SC-1 kuyusu litoloji ve kuyu donanımı.....	24
Şekil 3.4. Salihli-Kurşunlu K-3 kuyusu litoloji ve kuyu donanımı	25
Şekil 4.1. Kurşunlu kaplıcaları kuyu başı ölçümleri	27
Şekil 4.2. Çalışma alanında in-situ ölçümleri	28
Şekil 5.1. Çalışma alanında bulunan jeotermal suların Piper diyagramında..... gösterilmesi..	38
Şekil 5.2. Çalışma alanından jeotermal suların Na+K, Ca, Mg üçgen diyagramı..	39
Şekil 5.3. Na-K-Mg ^{1/2} Üçgen diyagramda çalışma alanından termal suların dağılımı.....	46
Şekil 5.4. Çalışma alanı termal suların entalpi- SiO ₂ diyagramı.....	49
Şekil 5.5. Çalışma alanı termal suların entalpi - klorür diyagramı.....	50
Şekil 5.6. Kurşunlu ve yakın çevresi jeotermal sularında δD ve $\delta^{18}\text{O}$ izotopu ilişkisi.....	53
Şekil 5.7. Kurşunu jeotermal sisteminin basitleştirilmiş hidrojeolojik oluşum modeli.....	54

ÇİZELGELER DİZİNİ

	Sayfa
Çizelge 4.1. In-situ cihazları ve özellikleri.....	29
Çizelge 4.2. Hidrojeokimyasal cihazlar ve özellikleri.....	30
Çizelge 5.1. Kurşunlu ve yakın çevresi jeotermal sularının in-situ parametreleri ve hidrojeokimyasal analiz sonuçları	35
Çizelge 5.2. İnceleme alanındaki örneklerin su tipleri.....	40
Çizelge 5.3. Silis (SiO ₂) jeotermometreleri ve bağıntıları	43
Çizelge 5.4. Na/K jeotermometreleri ve bağıntıları	45
Çizelge 5.5. Çalışma alanındaki termal suların çözünen jeotermometresine göre sonuçları.....	48
Çizelge 5.6. İzotop analiz sonuçları.....	51

1. GİRİŞ

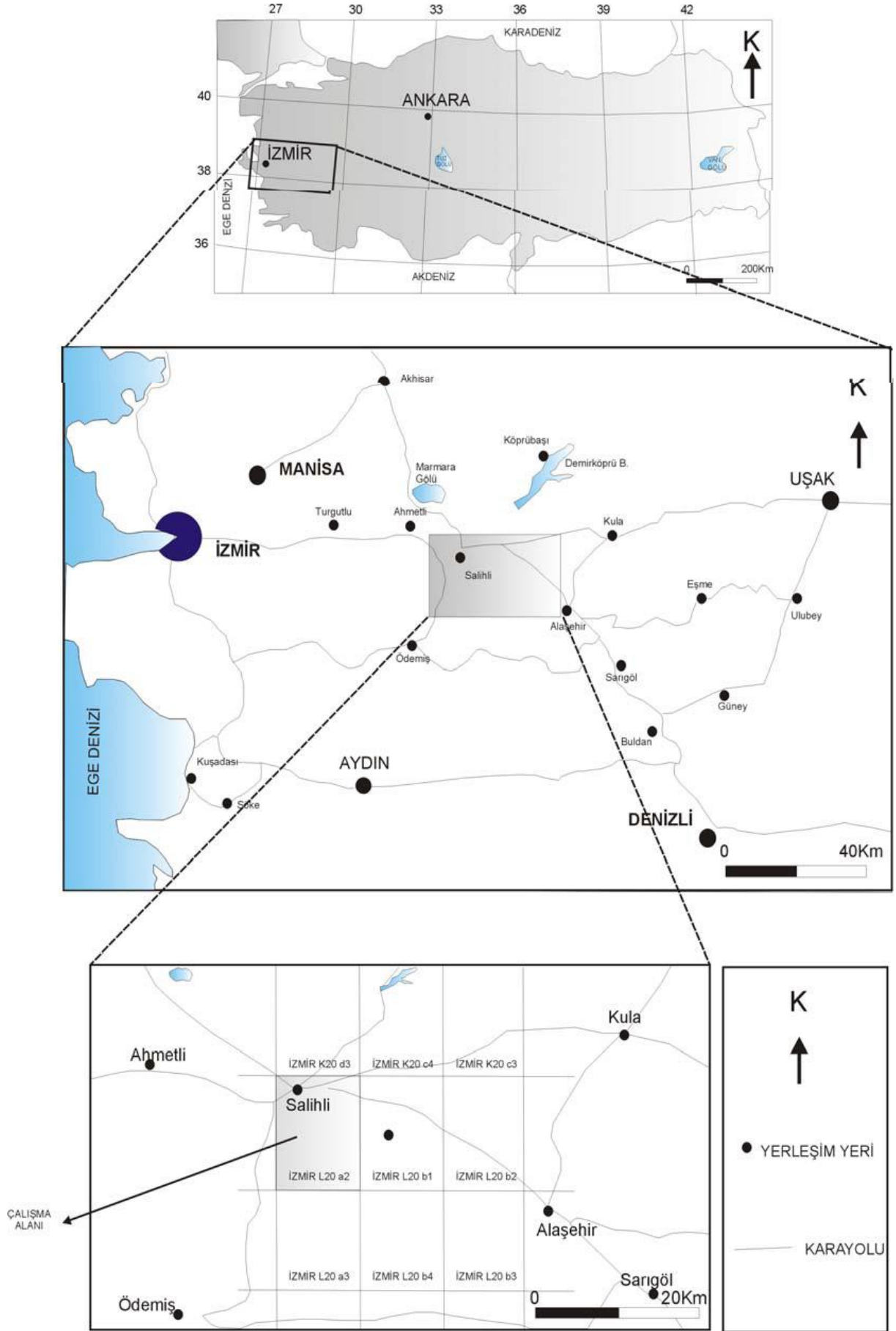
Yıllardır kullanılmakta olan fosil yakıtların tükenebilecek nitelikte olması sebebiyle birçok ülke yenilenebilir enerji ve alternatif enerjiye yönelmiş durumdadır. Yenilenebilir enerji sürdürülebilir enerji olduğu için giderek artan enerji ihtiyacına gerekli olan kaynağı sağlayabilmektedir. Gelecek nesillerin yaşam şartlarını da dikkate alarak sürdürülebilir enerjiye yönelmemiz gereklidir.

Jeotermal enerji sürdürülebilirliği nedeniyle yenilenebilir enerji içerisinde yer alır. Yerküre içinde bulunan termal sıcaklıkla doğrudan ilişkilidir. Aynı zamanda, termal enerji maddenin sıcaklığını belirleyen enerjidir. Yerkürenin jeotermal enerjisi yerkürenin var olan formasyonundan (%20) ve minerallerin radyoaktif bozunmasından kaynaklanmaktadır (%80) (Turcotte ve Schubert, 2002). Günümüzde bu kavram yerküre ısısının belirli kısımları için kullanılmaktadır. Günümüzde genellikle çeşitli sondaj yöntemleri yardımı ile yerküre ısısına ulaşılır ve elde edilen enerji, çeşitli amaçlar doğrultusunda kullanılmaktadır.

Jeotermal sıfat olarak, sıcak anlama gelen Yunancadan kökleri yerküre anlamında γη (ge) ve sıcak anlamına θερμος (termos) gelen kavramlardan oluşmaktadır. Jeotermal kaynaklar dünyanın her köşesinde bulunur. Ancak işletilebilir olabilmesi için anormal derecede yüksek sıcaklığa sahip olması beklenir. Jeotermal gradyan yeraltına inildikçe, yer sıcaklığını 1 °C arttıran derinlik miktarıdır. Normal jeotermal gradyan 33 metredir. Yani yer altına inildikçe her 33 metrede 1 °C derece sıcaklık artışı olması beklenir. Eğer artış 33 metreden daha fazla bir derinlikte gerçekleşirse negatif, daha az bir derinlikte gerçekleşirse pozitif jeotermal gradyan alan olarak adlandırılır. Pozitif jeotermal gradyan alanlar, jeotermal enerji kaynaklarına işaret eder. Jeotermal alanlar dünyanın birçok yerinde bulunmaktadır ve giderek artan bir şekilde yenilenebilir enerji olarak kullanımına başlanmıştır. Jeotermal sistemlerin farklı tiplerinin her biri belirli özelliklere sahiptir ve bunlar aynı zamanda bu özelliklerini kimyasal bileşimlerinde ve çeşitli potansiyel uygulamalarında belirli bir şekilde ortaya koymaktadır. Ancak, hepsi birkaç kilometre derinlikte, ortak bir ısı kaynağı olan ve konveksiyon içine yerkabuğunun üst bölümlerinde bulunan, mevcut

su birikimleridir (Nicholson, 1993). Jeotermal sular, paleolitik çağlardan beri banyo, hamam olarak kullanılmıştır. Antik Romalılar tarihte ilk defa konut ısıtması olarak kullanmaya başlamışlardır. Buna karşın zamanımızda elektrik enerjisi üretiminde kullanımı giderek artmaktadır. Dünya çapında, jeotermal enerji yaklaşık 12.635,9 megavat (MW) gücünde 24 ülkede faaliyettedir. Ek olarak 28 gigavat doğrudan jeotermal ısıtma kapasitesi olan bir sistem bölgesel ısıtma, mekan ısıtması, kaplıcalar, endüstriyel prosesler, arıtma ve tarımsal uygulamalar için kurulmaktadır (Fridleifsson vd., 2008). Jeotermal kuyular yerin derin kısımlarında sıkışan sera gazlarını serbest bırakırlar, ancak bu emisyonların miktarı fosil yakıtlardan daha düşüktür. Sonuç olarak, jeotermal enerji yaygın fosil yakıtların yerine konuşlandırılmış ise küresel ısınmanın azaltılmasına yönelik yardımcı potansiyele sahiptir.

Jeotermal alanlar oldukça geniş aralıkta olan çeşitli jeolojik ortamlar ve kayaç türlerinde ortaya çıkarlar ve benzer türdeki kayaç ortamları farklı tipte jeotermal sistemler meydana getirebilirler, örneğin Kızıldere, ülkemizde benzer kayaçların içinde yüksek ısıda su üretirken, esas olarak kuru buhar üreten Larderello, İtalya da ortaya çıkmıştır. Alanlarında ortak noktaları olmasına rağmen her sahanın birinin kendi özellikleri vardır ve böylece tipik bir jeotermal alanı tanımlamak zordur.



Şekil 1.1 Çalışma alanının yer bulduru haritası (Temimhan, 2005'den uyarlanmıştır).

1.1. Jeotermal sular

Ülkemiz jeotermal kaynaklar açısından oldukça zengin ve buna elverişli jeolojik formasyonlara sahiptir. Jeotermal sistemler, yerkabuğunun üst kesimlerinde ısı akısının yüksek, yeraltı suyunun derinlere süzülüp ısındıktan sonra yeniden yükselebileceği geçirimli zonların bulunduğu ve jeotermal akışkanların konveksiyon ile dolaşıp ısı biriktirebileceği kapanların oluşabildiği kesimlerinde gelişmektedir. Batı Anadolu'da Ege Bölgesi'ndeki yaygın faylanma, ısı akısının göreceli olarak yüksek olduğu bölgeler yaratmıştır. Gediz Grabeni boyunca özellikle grabenin güney kanadında jeotermal çıkışlar gözlenir. Turgutlu'dan Kula'ya kadar olan alanda doğal olarak gözlenen sıcak su çıkışları yerini çeşitli işletmelere bırakmıştır. Birçok farklı amaç doğrultusunda kullanılan bu kuyuların verimliliği oldukça yüksektir.

Jeotermal sistemin oluşabilmesi için, akışkanların yer kabuğunun içinde dolaşabilmesi gerekir. Bu dolaşımın var olabilmesi için kaya, gerekli geçirimliliği sunmalıdır. Bu ise, çalışma alanının bulunduğu çevrede çoğunlukla ikincil çatlak geçirimliliği ile sağlanır. Yerkabuğunun uzak ya da yakın geçmişinde etkisi altında kaldığı tektonik gerilmelerle oluşan her türlü yapısal süreksizlik, eklem, dilinim, yapraklanma, tabaka, makaslama, fay, sürüklenme, düzlem ve zonlarının oluşturduğu birbiri ile ilintili ağlar bu geçirimliliğe olanak sağlar. Bunların tanınması, rezervuarın bilinmesi, üretken zonların yer ve özelliklerinin doğru biçimde belirlenebilmesi ve kaynağın doğru modellenebilmesi açısından yaşamsal önem taşır (Öngür, 2005).

Derinlik ve metamorfik kayaçlarda birincil gözeneklilik varsa da çok azdır. Bu birimlerde yeraltı suyu dolaşımı, çatlaklanma, faylanma veya bozuşma yolu ile gelişmiş açıklıkların bulunmasına bağlıdır. Çatlaklar; tektonik hareketler, örtü kayanın aşınmasından dolayı basınç azalması, kaya kütlesinin soğuması sırasında büzülmesi ve bölgesel tektonik gerilmelerin neden olduğu basma ve çekme kuvvetleri ile gelişebilmektedir (Fetter, 2001). Metamorfik kayaçlar jeotermal sistemlerin oluşumları açısından, ülkemizde önemli bir yere sahiptir. Metamorfik kuşakların, başka yerlere göre iki kata kadar daha yüksek ısı akısına sahip olduğu

bilinmektedir (Fetter, 2001). Öngür (2005), göreceli olarak genç, örneğin Tersiyer' de oluşan metamorfizma ortamları, yüksek ısı akısı barındırmaktadır ve metamorfizma sonrasında bu masifler hızla yükselmesine bağlı olarak aşınma ve sıyrılma faylarıyla tüketildikleri için daha derinlerdeki daha sıcak kesimleri yeterince soğuyamadan yüzeye yaklaşılarak ısı gradyanının yükselmesini oluşturduğunu belirtmektedir. Bu tür kaya ortamları ilksel olarak yeterince geçirimli olmamakla birlikte, masifin yükselmesine eşlik eden sıyrılma fay zonları ve oluşan graben fayları boyunca oldukça yüksek ikincil geçirimlilik kazanarak da jeotermal sistemlerin gelişmesine olanak sağlarlar (Güneş, 2006).

Karbonat kayalarda ise katmanlanma düzlemleri, kırık ve çatlaklar geçirgenliği yükseltebilir. Kireçtaşları asidik suda çözünebilir. Jeotermal suların genellikle karbondioksitçe zengin olması suların yüksek miktarda karbonat çözmesinde etkili olabilmektedir. Karbonat kayaların çözünme mekanizmaları küçük çatlakları genişleterek daha büyük çatlakları oluşturmaya uygundur. Karbonat akiferlerindeki ikincil geçirgenlik; katmanlanma düzlemleri, kırıklar ve fayların çözünme yoluyla genişlemesi sonucu oluşur (Ford ve Ewers, 1978). Çözünme miktarı, sistemde hareket halindeki yeraltı suyunun miktarına ve (özellikle mevcut karbonat kayaca göre) doygunluk derecesine bağlıdır ancak, akış hızından hemen hemen bağımsızdır (Palmer, 1984). Karbonat kayalar yüksek geçirimliliği bulunan verimli akiferlerdir (Güneş, 2006).

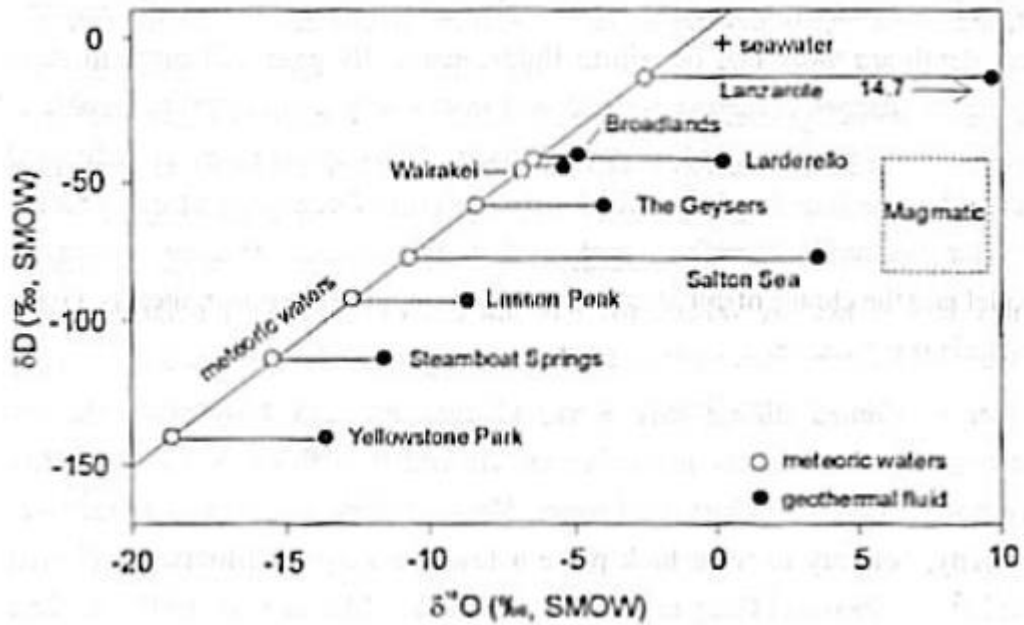
Akışkanların derinlere inip hızla yükselebilecekleri büyük fayların varlığı, özellikle farklı dönemlerde oluşmuş, farklı yönelmeli fayların kesiştiği zonlar, dolaşıma büyük kolaylık sağlar. Bazen bu farklı kırık sistemlerinden biri yüzeyde izlenemeyebilir, gizli de kalabilir. Ancak, bölgesel jeoloji bilgileri ve özellikle de jeofizik ölçülerle bunların varlık, duruş ve yerleri öngörülebilir. Metamorfik birimlerin yükselişlerine bağlı olarak özellikle Menderes Masifinde olduğu gibi hızlı bir yük kaybı, birimde olağan dışı yapısal süreksizliklerin ortaya çıkmasını sağlayacaktır. Sıyrılma fayları, çekme gerilmesi ortamında oluşmuş olan graben fayları ve düşeye yakın duruşlu, aşırı geçirimli breşleşme zonları; büyük yanal atımlı faylar, makaslama gerilmesi altında oluşmuş zonlar, içinde oluştukları kayanın

özelliklerine göre geçirimsiz yanal süreksizlikler ya da geçirimli zonları oluşturabilmektedir. Bu açıdan yapısal süreksizliklerin; eski mi yeni mi güncel mi oldukları, uzanımları, derinlikleri, bu zonda geçirimlilik ya da geçirimsizleşme oluşup oluşmadığı, başka zonlarla kesişip kesişmediği ve benzeri açılardan ayrıntılı olarak incelenmesi gerekir. Bu yapısal süreksizliklerle oluşan horst, graben, antiklinal, monoklinal, vb yapıların tanınması ve uygun bir biçimde modellenmesi de, sıcaklık yoğunlaşmasını sağlayan ısı çevrimlerini kestirmek, rezervuar geometrisini anlamak ve saha sınırlarını öngörmek açısından önemlidir. Ülkemizdeki jeotermal sistemlerin dağılımının öncelikle genç ve bölgesel ölçekli yapısal çizgilerin üzerinde yoğunlaşmakta olduğu dikkati çekmektedir (Öngür, 2005).

Jeotermal akışkanların kökeni uzun zaman tartışma konusu olmuştur. Jeotermal akışkanları oluşturan sular birçok sayıda kökene sahip olsa da, jeotermal akışkanların ağırlıklı olarak meteorik kökenli olduğuna dair herhangi şüphe bulunmamaktadır. Sıvı akışkanlar meteorik yüzey suları olabilir ve bunlar kırıklar veya geçirgen zonlar boyunca birkaç kilometre derinliğe doğru nüfuz edebilirler. Ya da derinde sedimanter kayalar içinde hapsolmuş sular da bulunabilir. Aynı zamanda metamorfizma ile gelişmiş metamorfik sular ve magma ile ilişkin juvenil sular jeotermal sular için olası bir kaynak oluşturabilmektedir. Craig (1963), termal suların döteryum miktarının her zaman, yeraltında birbirine çok yakın olduğunu ortaya koydu (Şekil 1.2). Bu izotopik ölçümü baz alarak, o hidrotermal boşalma alanlarında suların önemli miktarlarının yerel meteorik kökenli olabileceğini ileri sürmüştür. Öte yandan, Ellis ve Mahon (1967) jeotermal akışkanlar içinde tüm çözünen iyonların meteorik sular ile onların içinde bulundukları kayaların arasındaki reaksiyonlardan türediğini kanıtlamıştır. Giggenbach (1987) magmatik etkilerin jeotermal oluşumlarda tahmin edildiğinden daha fazla etkili olduğunu belgeledi. Bu görüşü desteklemek için, Bonham (1986), Hedenquist (1987), White ve Hedenquist (1990) maden yatağı oluşumu ile magmatik bağ arasında artan ikna edici deliller ortaya koymuşlardır. Bu yüzden su-kayaç etkileşimi sulara bulunan erimiş iyonların ana kaynağı olarak adlandırılabilir. Bunlar aynı şekilde formasyon suyunun, deniz suyunun veya magmatik tuzlu su ile karıştırılarak katkısı olabilir (Nicholson, 1993).

Kurşunlu termal alanları Salihli Gediz rift zonlarında bulunur ve Permakarbonifer metamorfik kayalardan oluşur. Miyosenden Pliyosene sedimanter kayalar ve Kuvaterner alüvyonlar bulunur. Prekambriyen ve Kambriyen Gnays termal alanın güneyinde görülür, bunların üzerinde mikaşistler uzanmaktadır. Mikaşistler fillitlerin, kuvarsitlerin ve mermerlerin alterasyonu sonucunda oluşmuştur. Kuvarsit ve mermerler iyi gelişmiş kırık çatlak sistemine sahiptir. Bu yüzden rezervuar kayacı olarak nitelendirilir. Geçirimsiz mikaşistler temel kayaç olarak rol oynarlar. Mikaşistler, Miyosen ve Pliyosen sedimanter kayaçları ile ayrılma fayı tarafından bölünmüştür (Hetzl, 1995). Salihli termal alanlarında beş adet, Çamurlu' da üç adet üretim kuyusu bulunur (Özgür, 1998). Kurşunlu'da ise dört adet termal kaynak bulunur. Bunların sıcaklıkları 96 dan 36 °C kadar değişiklik gösterir.

Açılma sonucu oluşan termal sular ve rift zonları, Arap Plakasının kuzeye doğru hareketi ve doğuda Anadolu Plakasının batıya doğru hareketiyle oluşan faylar sonucu gözlemlenir. Kurşunlu ve Çamurlu jeotermal suları Na-K-HCO₃ tipindedir. Buna karşın yöre yeraltı suları Ca-HCO₃ tipindedir (Özgür, 1998).



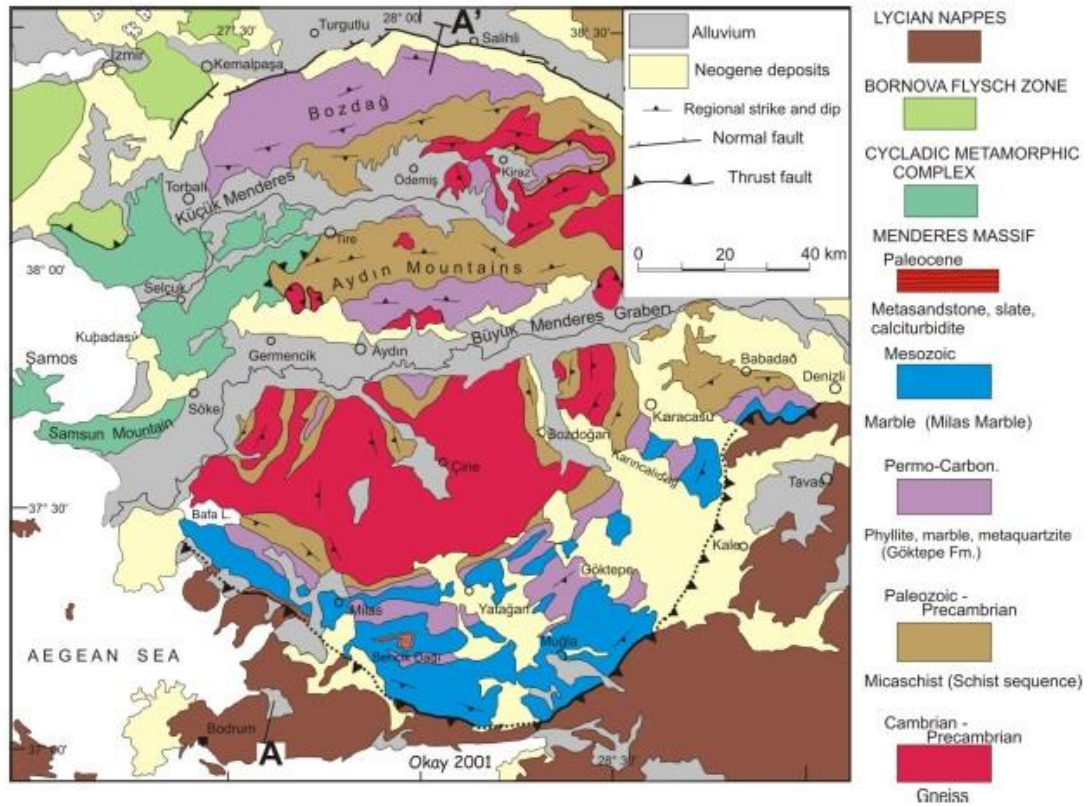
Şekil 1.2. Çeşitli jeotermal sular içinde $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin yerel meteorik sulara göre durumu. (Craig, 1963) 'den modifiye edilmiştir.

1.2. Çalışma alanının jeotektonik konumu

Türkiye, Alp-Himalaya deprem kuşağı üzerinde Doğu Akdeniz Bölgesinde yer alır ve sık sık yıkıcı depremlere maruz kalmaktadır. Kuzey Anadolu Fayı (KAF), Kuzeydoğu Anadolu Fayı (KDAF), Doğu Anadolu Sıkışma zonu (DASZ), Ege Graben Sistemi, Kıbrıs-Helenik Yayı, Orta Anadolu Bölgesi ve Karadeniz Bölgesi olmak üzere Türkiye'de yedi ana tektonik bölge bulunmaktadır (Şengör vd., 1984). Türkiye tektoniği büyük ölçüde Arap plakası, Avrasya ve Afrika plakalarının hareketlerinden etkilenir. Batı Anadolu'da, neotektonik açıdan K-KD eğimli havzalar bulunur ve bunlar D-B uzanımlı grabenler olarak bulunur. Anadolu'nun içinde yer aldığı Alp-Himalaya dağ oluşum kuşağı, Afrika-Arabistan-Hindistan levhalarının kuzeye doğru hareket etmeleri ve Avrasya Levhası ile çarpışmaları sonucunda oluşmuştur. Doğu Akdeniz bölümünde ise Anadolu-Ege Bloğu saatin tersine rotasyonal bir hareketle Girit merkezli Helenik yayına doğru kaçmakta ve kuzey sınırını, Kuzey Anadolu Fayı belirlemektedir. Güney sınırını ise, Kıbrıs ve Helenik yayları ve Doğu Anadolu Fayı oluşturmaktadır. Kıbrıs ve Helenik yayları boyunca Afrika Kıtası'nın kuzey kenarındaki okyanusal litosfer, Anadolu ve Ege'nin altına dalmaktadır.

Güncel GPS (Global Konum Belirleme Sistemi) verileri ile yapılan araştırmalarda farklı sonuçlar bulunmaktadır. Güncel araştırmalar, Anadolu-Ege Bloğunun saatin tersine rotasyonal hareketinin iki ana sebebi olduğunu göstermektedir. İlki, Doğu Anadolu'da Arabistan ve Avrasya Levhalarının çarpışması ve bu sıkışma bölgesinden üçgen seklinde kıtasal Anadolu bloğunun batıya kaçması, diğeri ise Helenik Yayı batan okyanus kabuğunun ağırlığı sebebiyle arkin geriye güneye doğru geri çekilmesi sonucunda Batı Anadolu ve Ege Denizi'nde meydana gelen yaklaşık KD-GB doğrultulu gerilmedir (Oğuz, 2009). Bu yapıların gelişimi ile ilgili ayrıntılı jeolojik araştırmaların (Emre, 1996; Koçyiğit, 1984; Seyitoğlu ve Scott, 1991, 1996) yanı sıra birçok tektonik ve sismo-tekttonik modeller ileri sürülmektedir (Şengör, 1987; Doglioni vd., 2003; Koçyiğit vd., 1999; McKenzie, 1978a; Purvis ve Robertson, 2004). Koçyiğit (1984), Batı Anadolu'daki bu yapıların KB-GD, KD-GB, K-G ve D-B yönelimli 4 ayrı genişleme yönünde es yaşlı blok faylanma seklinde geliştiğini ileri sürmüştür. Şengör (1987), cross-graben modelinde KD eğimli erken Miyosen havzaların K-G

Paleosen sıkışması ve kısalması altında Paleotektonik Tibet tipi cross-graben olarak gelişmeye başladığını ve sonra bunların Neotektonik Ege tipi Cross-Grabenler ile Tortoniyende yer değiştirdiğini belirtmektedir. Bu durumda, havza sınırlarındaki fayların Menderes Masifinin açığa çıkması ile oluşan ana fayları (düşük açılı normal faylar) asla kesmediğini öne sürmektedir. Buna karşılık Armijo ve Papanastassiou (1992), hareketlerin daha çok sınır koşulları tarafından sağlandığını ve deformasyonun belli



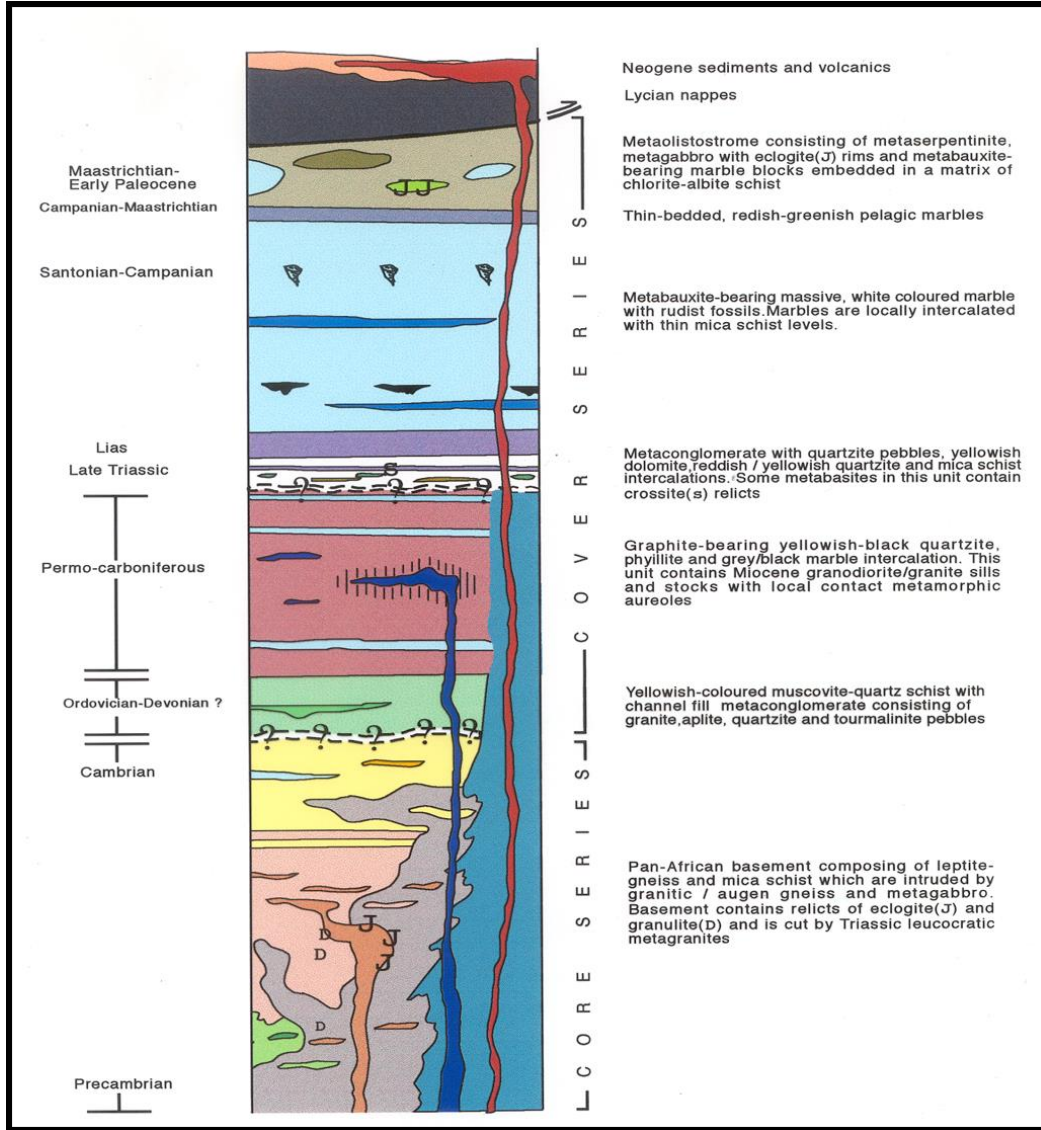
Şekil 1.3. Batı Anadolu'nun temel kayalarını oluşturan birimler (Okay, 2001).

sınırlar veya faylar boyunca meydana geldiği görüşünü ortaya koymuşlardır. GPS verileri her iki görüşün bazı alanlarda geçerli olduğunu göstermektedir. Doglioni vd. (2003) göre, Ege ve çevresinin tümü ile farklı hızlarda KD'ya doğru hareket ettiğini göstermektedir. Araştırmacılara göre, genelde doğu yönünde ilerleyen tüm yitim zonları gibi, KD'ya hareket eden Helenik Yitim zonu da, konveksiyon akımları ile aynı yönde hareket ettiğinden düşük açılı bir dalımı yansıtır. Bu düşük açılı yitim zonu, sırtında taşıdığı tüm parçaları aynı yöne (KD) doğru itmekte ve Avrasya'nın kıta parçaları da (Ege, Anadolu) bu itici güce karşı direnç gösterip ters yönde (GB) geri

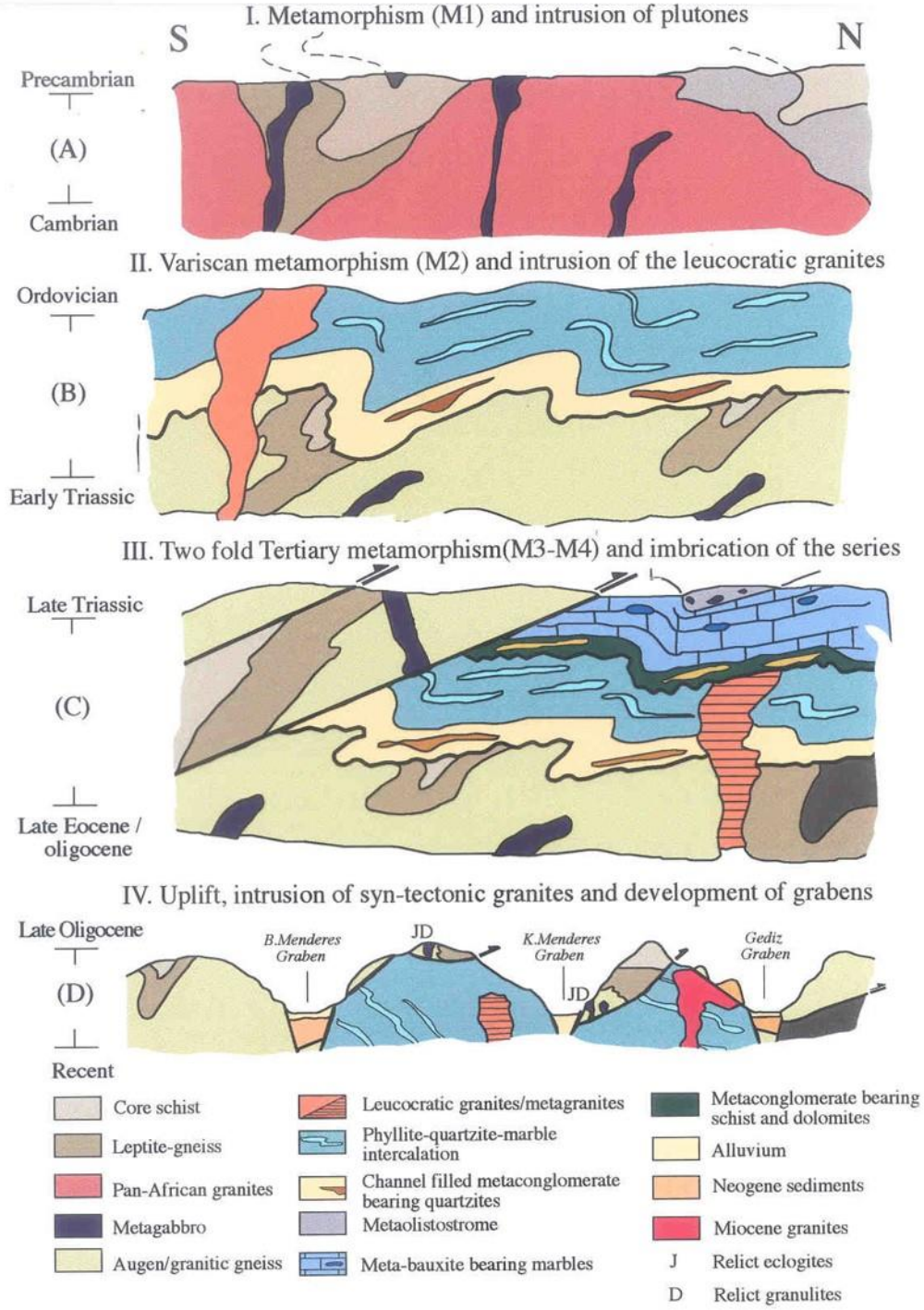
kaymaktadırlar. Yitimin itici gücünü daha çok hisseden Yunanistan, GB'ye doğru Türkiye'den daha hızlı hareket etmekte ve Ege Denizi'nin açılması gerçekleşmektedir.

Araştırmacılara göre, Ege'deki açılma Arap Plakasından bağımsız bir harekettir. Tüm bu verilerin ışığında, mutlak hareket KD yönünde olmakta ve genleşme de buna dik yönde olmaktadır (Doglioni vd., 2003). Bütün bu farklı görüşlerden anlaşılacağı üzere, bu bölgedeki deformasyonla ilgili kinematik özellikler ve dinamik olaylar son derece karışıktır. Her ileri sürülen fikrin bazı durumlarda doğruları olmasına rağmen tartışma ve araştırmalar devam etmektedir. Batı Anadolu'da, K-G gerilmenin yaşı da uzun zamandır tartışılan konulardan birisidir. Seyitoğlu ve Scott (1991), gerilmenin yaşının Oligosen sonu Miyosen başı olduğunu belirtmişlerdir. Buna karşılık Şengör (1987) ve Yılmaz (1997), bu dönemde sıkışmanın hala devam ettiğini ve ancak bu dönemde oluşan basenlerin gerilme ile değil sıkışma rejimi içerisinde meydana geldiğini savunmuşlardır. Esas gerilme rejiminin Orta Miyosenden itibaren düşük hızda oluştuğunu ve bu hızın Pliyosende arttığını kabul etmişlerdir.

Batı Anadolu ve Ege Denizi'ndeki yaklaşık K-G gerilmesinin hızı konusunda da farklı görüşler vardır. Jackson ve McKenzie (1984) ve Taymaz vd. (1991), bu hızın 6 cm/yıl olabileceğini ileri sürmüşlerdir ve Ege Denizi'nin son birkaç milyon yılda %50 gerildiğini belirtmişlerdir. Güncel araştırmalarda 15 mm/yıl olarak verilen ortalama değerler vardır (Şekil 1.4 ve 1.5).



Şekil 1.4. Menderes masifi genelleştirilmiş dikme kesiti (Dora vd., 1995).



Şekil 1.5. Menderes masifinin oluşumu (Dora vd., 1995).

Gediz Grabeni güney kenarı faylı, kuzey kenarı ise açısız uyumsuz olan bir yarım grabendir. Gediz Grabeninin üzerindeki tortul istifin kalınlığı güney kenarında 2000 m'ye ulaştığı halde, kuzey kenarında yaklaşık 400 m'dir. İnceleme alanının üzerinde bulunduğu Gediz Grabeni ortalama yüksekliği 65 metre olan ve batıdan doğuya gidildikçe az bir meyil ile yükselen ova görünümündedir. Güney kesimde ortalama

1500 m'yi bulan Bozdağlar bulunmaktadır. Menderes Masifi Erken Miyosen sonrasında gerilmeli rejime bağlı olarak Gediz, Küçük Menderes ve Büyük Menderes kıtasal rift zonları gelişmiştir. Menderes Masifi genel olarak Batı Anadolu'nun otokton kristalin temel yapısını oluşturur. Masif Alp-Himalaya orojenezinin geniş bir parçasını meydana getirir (300x200 km; Bozkurt ve Oberhänsli, 2001). Masif tektonik olarak; (i) KB'da Bornova Filiş Zonu'nu içine alan İzmir-Ankara Neotetis Sütur Zonu (Şengör ve Yılmaz, 1981), (ii) KD'da Afyon Zonu ve (iii) G'de Likya Napıları (Graciansky, 1972; Collins ve Robertson, 1997, 1998, 1999) tarafından üstlenir.

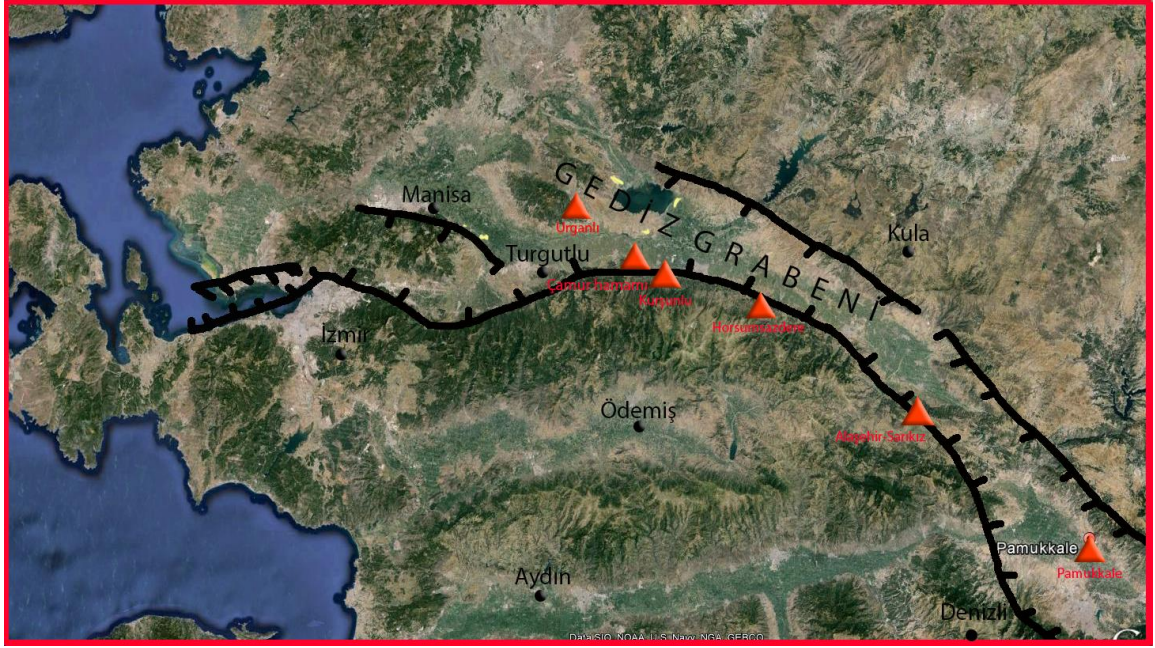
Çalışma bölgesi Ege Graben Sistemi'nin önemli ögesi olan Gediz Grabeni içinde, Salihli-Kurşunlu sahası ve civarında bulunmaktadır. Dünyanın önemli aktif kıtasal açılma tektoniğine sahip bölgelerinden birisi olan Batı Anadolu'da yaklaşık K-G yönlü gerilme rejimine bağlı olarak D-B uzanımlı birçok graben gelişmiştir. Gediz Grabeni Batı Anadolu'da bulunan bu graben sisteminin önemli bir yapısal unsurunu oluşturmaktadır. Kurşunlu Jeotermal Alanı, Salihli – Alaşehir Grabeninin güney kanadını oluşturan fayların üzerinde bulunur. Bölgede Kuvaterner başında E-W ve NE-SW doğrultulu faylanmalar aktivitelerini korurken, daha sonra WNE-ESE doğrultulu faylanmalar olmuştur. Bu genç faylanmaya bağlı olarak bölgenin jeotermal etkisinin başladığı düşünülmektedir (Angelier vd., 1981, Dumont vd., 1979). Menderes Masifi, özgün jeoloji geçmişi ile ülkemizin en yüksek ısı akısına sahip yöresini oluşturmaktadır (Öngür, 2005). Masif, yakın zamanda D-B uzanımlı grabenleri oluşturan derin yapısal süreksizliklerle kesilmiştir. Bu bölgede, bir yandan metamorfikleri etkilemiş olan sıyrılma fayları ve bir yandan da üst Miyosende oluşmuş, bugünlere çapraz uzanan bir başka fay sistemiyle yaygın ve etkili bir kırılma ve kaya ortamlarının geçirimsizlik kazanmasını sağlamıştır (Öngür, 2005). Bütün bunlar, bu bölgede çok sayıda ve yüksek ısı yüklü jeotermal sistemin gelişmesini sağlamıştır. Bu bağlamda, çalışılan bölgeyi içine alan ve ilişkisi olduğu düşünülen bölgesel ölçekteki jeolojik ve yapısal verilerin değerlendirilmesi ve yorumlamalarda dikkate alınması son derece önemlidir.

Salihli güneyinde Neojen tortulların yayılım gösterdiği alanlar, derin açılmış dereler ve dik falezlerin gözlemlendiği oldukça sarp ve genç bir topoğrafya görülür. Hızlı

aşınmayı yansıtan bu yükselteler, günümüzde aktif olan genç fayların meydana getirdiği basamaklı bir yapı özelliği gösterir. Menderes masifine ait metamorfik kayaların yayılım gösterdiği alanlar, 2500 m yüksekliğe ulaşan D-B uzanımlı Bozdağ silsilesini meydana getirmektedir. Bölgedeki kırıntılı tortullar ile metamorfik temel kayaları, genellikle faylı dokanaklı ilişki sunmaktadır. Faya yakın kesimlerde tortul kalınlaşması, katmanların temele doğru eğimlenmesi, sıcak ve soğuk su kaynakları ve metamorfik kayalardaki breşleşmeler çok bariz olarak izlenmektedir. Bu bulgular Gediz Grabenini güneyden sınırlayan fayın, düşük eğimli ve listrik özellikte olduğunu ve tortullaşma süresince aktif rol oynadığını belirtir. Grabenin Neojen dolgusunu oluşturan kırıntılı tortulların çökelişi, kalınlığı ve ilgili fasiyeslerin dağılımı, büyük bölümüyle grabeni güneyden sınırlayan listrik şekilli büyüme faylarının kontrolünde gelişmiştir. Bu fayların denetiminde gelişen her çökme evresi, üste doğru kabalaşan devirsel bir tortul düzeyin çökmesiyle sonuçlanmıştır.

Grabenin sınırlandıran faylardan bazıları bu metamorfik temel kayalarla Miyosen, Pliyosen ve Kuvaterner yaşlı, çökel kayalar arasında dokanak oluşturmuştur. Genelde grabenin kenarlarında yüzeyleyen Üst Miyosen, yaşlı kireçtaşı, konglomera ve kumtaşları, Pliyosen yaşlı kumtaşı ve kireçtaşlarının oluşturduğu kayalarla tutturulmamış detritiklerden oluşan, Kuvaterner çökelleri graben fayları tarafından kesilmiştir. Yöredeki fayların tümü jeolojik ve jeomorfolojik kıstaslara göre diridir. Ancak 1969 Alaşehir-Salihli depremi ile meydana gelen kırıklıkların konumuyla da desteklendiği gibi, bu fayların masif kenarından graben kenarına doğru gittikçe gençleştiği görülmektedir.

Gediz grabeninde bulunan başlıca sıcak su çıkışları Urganlı, Çamur kaplıcaları, Kurşunlu, Horsumsazdere, Alaşehir-Sarıköz ve Sarıgöl-Veli çeşmesi ve Pamukkale'de gözlenir (Şekil 1.6).



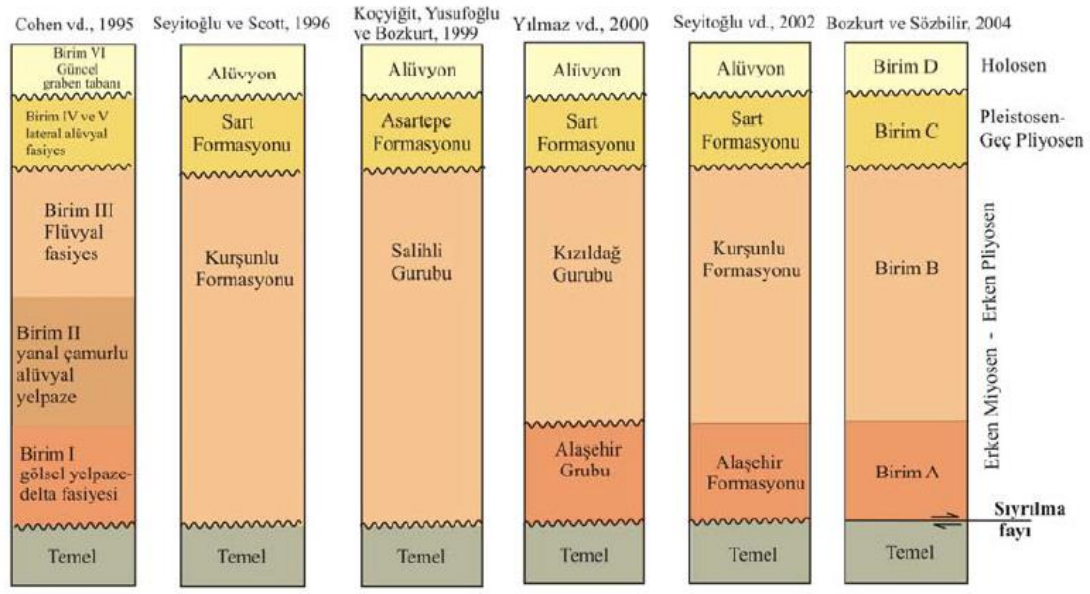
Şekil 1.6. Gediz Grabeninde bulunan sıcak su noktaları.

Gediz Grabeninin güney bölümünde 1500 m kalınlığına ulaşabilen kaba kırıntılı tortullar, kuzey bölümde çok incelmış olarak bulunur. Grabenin kuzey bölümünde genellikle karbonatlı fasiyes egemendir. Gediz Grabeninin güney ve kuzey bölümlerinde yer alan tortul fasiyeslerin benzer olmayışı, grabenin açınımının başlangıçta asimetric bir gelişme gösterdiğini yansıtır. Tektonik ve subsidansın çökme dönemi boyunca asimetric davranışı, çökme tortullaşma ekseninin (havza ekseninin), zaman içinde aktif olan güney kenara doğru kaymasını sonuçlar. Havza ekseninin temele doğru yer değiştirmesi ve ortamın giderek sıkışması, üste doğru kabalaşan tortul istifin oluşumunu sağlayan en önemli etkenlerden biridir.

Gediz Grabeninde genç normal faylar boyunca, Neojen yaşlı sedimenter kayalar kataklastik kayaların üstünde yer alırlar. Orta Üst Miyosen yaşlı ortaç-bazik bileşimli volkanik kayalar (Karaoğlu ve Çalaplı, 1990) ve Menderes Masifinin orta kesimlerinde yer alan jeotermal kaynaklar grabenleşmeye yol açan gerilmeli sistem ile doğrudan ilişkilidir (Dora vd., 1995; Özgür ve Pekdeğer, 1995).

Gediz Grabeni güney kenarında farklı litolojilerden oluşan Miyosen sedimenter birlikler vardır. Bu birliklerden A birimi temel üzerinde bulunan en yaşlı

sedimentlerden oluşur. Sarımsı gri renkli ayrışma yüzeyleri ile tanınan birim kumtaşı-şeyl ardalanmasından oluşur. B birimi beyaz-gri kırmızı kumlu kireçtaşı mercekleri içeren kırmızı çamurlu kumtaşları ve konglomeralardan oluşur. C birimi soluk-parlak sarı renkli, zayıf katmanlı, bir miktar kumtaşı ve çamurtaşı içeren konglomeralardan meydana gelir. Holosen yaşlı D birimi ise güncel alüvyonlardan oluşmaktadır (Şekil 1.7; Bozkurt ve Sözbilir, 2004).



Şekil 1.7. Gediz grabeninin stratigrafisi ve diğer çalışmalarla karşılaştırılması (Bozkurt ve Sözbilir, 2004).

1.3. Çalışmanın Amacı

Tezin amacı (1) Kurşunlu (Salihli, Manisa) ve yakın çevresi jeotermal alanlarının jeoloji haritasının güncellenmesi, (2) mineralojik, petrografik ve jeokimyasal çalışma yöntemleriyle jeotermal akışkan-kayaç etkileşimini tanımlamak, (3) jeotermal suların hidrojeolojik, hidrojeokimyasal ve izotop jeokimyasal yöntemlerle oluşumunu ve gelişimini incelemek ve (4) jeotermal akışkan-kayaç etkileşimi çerçevesinde jeotermal sistemin oluşumunu modellemektir.

2. KAYNAK BİLGİSİ

Erden (1965), Salihli Alaşehir bölgesinin gravite etüdünü yapmıştır. Bu çalışmanın sonucunda, Salihli-Alaşehir arasında uzanan bölgesel derin bir kırık zonunun varlığına değinmiştir.

Evirgen (1979), Turgutlu çevresinde yaptığı çalışmada, Gediz Grabeninin güney kenarı boyunca yer yer 10 km genişlikte bir zon boyunca kataklastik kayaçların varlığını ilk kez belirlemiştir.

Yilmazer (1988), Hidrojeolojik olarak, mermer, kuvars şist, kalkışistlerin iyi hazne özelliği gösterdiği, öteki Paleozoyik yaşlı kayaların daha az poröz ve emperbeabl olduğunu ifade etmiştir. Yöre sularını kimyasal olarak incelemiş, beslenmelerinin aynı birimde olmasına rağmen bazı kaynaklarda köken farkı olduğunu belirtmiştir. Yöre sularına kimyasal jeotermometreler uygulamış ve sıcaklığı 200 °C' yi aşan hazne kaya sıcaklıklarını saptamıştır. Ayrıca sıcak su analizlerinde yüksek bor değerleri saptamış, bu nedenle atık sıcak sular tarımda kullanılmaması gerektiğini ve yörede gelişmekte olan kaplıca turizminin öneminin korunması gerektiğini ifade etmiştir.

Karamenderesi ve Helvacı (1994) ve Karamenderesi (1997), Jeotermal alanlarda bulunan kayaçlarda REE ve diğer elementleri ölçmüşlerdir ve genel olarak alanda incelemelerde bulunmuşlardır. Çalışmaya göre Salavatlı jeotermal alanında (800-1600 ppm) Ömerbeyli jeotermal alanına (50-230 ppm) göre daha yüksek B oranına sahiptir. B kısmen (azalan sıraya göre) kuvars damarlarında turmalin gnayslarda, illit-klorit-feldspat zonlarında ve kuvars-klorit şist zonlarında artış gösterir. Caferbeyli jeotermal alanında ilk kuyu 1990'da açılmıştır ve 1198 m'de maksimum sıcaklık 155 °C olarak ölçülmüştür. Yaklaşık 2 L/s olarak elde edilen düşük debi nedeniyle açılan kuyudan üretim yapmak ekonomik olarak mümkün olmamıştır.

Özgür ve Pekdeğer (1995) ve Özgür (1998), $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ ve ^3H izotop verilerine bağlı olarak yürüttükleri çalışmada, Kızıldere sahasında yüzeylenen sıcak suların meteorik kökenli olduğunu, bölgenin yoğun olarak su-kayaç ilişkisinden etkilendiğini ifade etmişlerdir. Özgür (1998), kıtasal rift zonlarındaki tektonizmanın etkinliğine bağlı

olarak meteorik suların güncel sub-vulkanik aktiviteyle ısındığını belirtmiştir. Araştırmacılar, yüksek sıcaklık ve su-kayaç ilişkisine bağlı olarak masifteki kristalli kayaçlarla reaksiyona girdiğini, magmatik CO₂ ve H₂S gaz boşalımı ile reaksiyonun hızlandığını belirtirler. Çalışmada hidrolik basınç etkisiyle geçirimli sedimanter kayaçlar boyunca yükselerek, su-kayaç ilişkisinin sıcak suların kimyasal ve izotop karakteri üzerinde baskın rol oynadığını ortaya koyulmuştur.

Tarcan vd. (2000), Yaptıkları çalışmada Salihli jeotermal sistemlerinin fiziksel olarak dört ana gruba bölündüğünden bahsetmişlerdir. Bunlar; Sazdere, Kurşunlu, Caferbeyli ve Sart-Çamur jeotermal alanlarıdır. Temelde bulunan rezervuar kayaçlarının ise karstik mermerler ve kırık-çatlaklara sahip Menderes Masifine bağlı Mesozoyik yaşlı birimler olduğunu belirtmişlerdir. Sahip oldukları geçirimsizlikle Neojen yaşlı Göbekli ve Acidere formasyonları örtü kayaçları oluşturur. Isı kaynaklarının ise yüzeye yakın magmatik sokulumlara bağlı olabileceği üzerine durmuşlardır. Batı Anadoludaki diğer jeotermal sistemler gibi çalışma alanındaki meteorik kökenli dolaşım suları tektonik aktivite ile yakından ilişkilidir. Çalışma alanındaki jeotermal suların çoğunluğunun sodyum bikarbonat tipli olduğunu belirtmişlerdir. Soğuk sularda ise Ca⁺², Mg⁺², ve HCO₃⁻ baskındır.

Yaman (2005), Menderes Masifi kıtasal rift zonlarında bulunan sıcak sular bikarbonat tipli sular olduğunu ve akışkan içinde CO₂ gazı bulunduğunu belirtir. CO₂ gazı ve sıcaklık bor taşıyan minerallerin çözünürlüğünü arttırdığını ifade etmiştir. Menderes Masifinde bulunan jeotermal sulardaki borun tümü ile magmadan kaynaklandığını vurgular. Tüm jeotermal alanların hidrojeokimyasal, izotop jeokimyasal ve bor değerlerinin oldukça farklı sonuçlar sunduğunu ortaya koymuştur.

Oğuz (2009), Kurşunlu jeotermal alanlarında yaptığı araştırma sonucunda kabuklaşmanın önlenmesi için uygulanacak yöntemler, jeotermal bölgenin kendine özgü özelliklerine bağlı olarak belirlenmesi gerektiğini ifade etmiştir.

Kurşunlu jeotermal alanındaki aldığı sıcak ve soğuk su örneklerinin kimyasal özelliklerini belirlemiştir. Buna göre sıcak sular Na-HCO_3 'lü sular sınıfındadır. Kuyulardan aldığı inhibitörlü ve inhibitörsüz numunelerin analizleri karşılaştırıldığında genel olarak inhibitörlü numunelerde HCO_3 , Ca, Cl, K, Mg ve özellikle P derişimlerinde artış gözlemiştir.

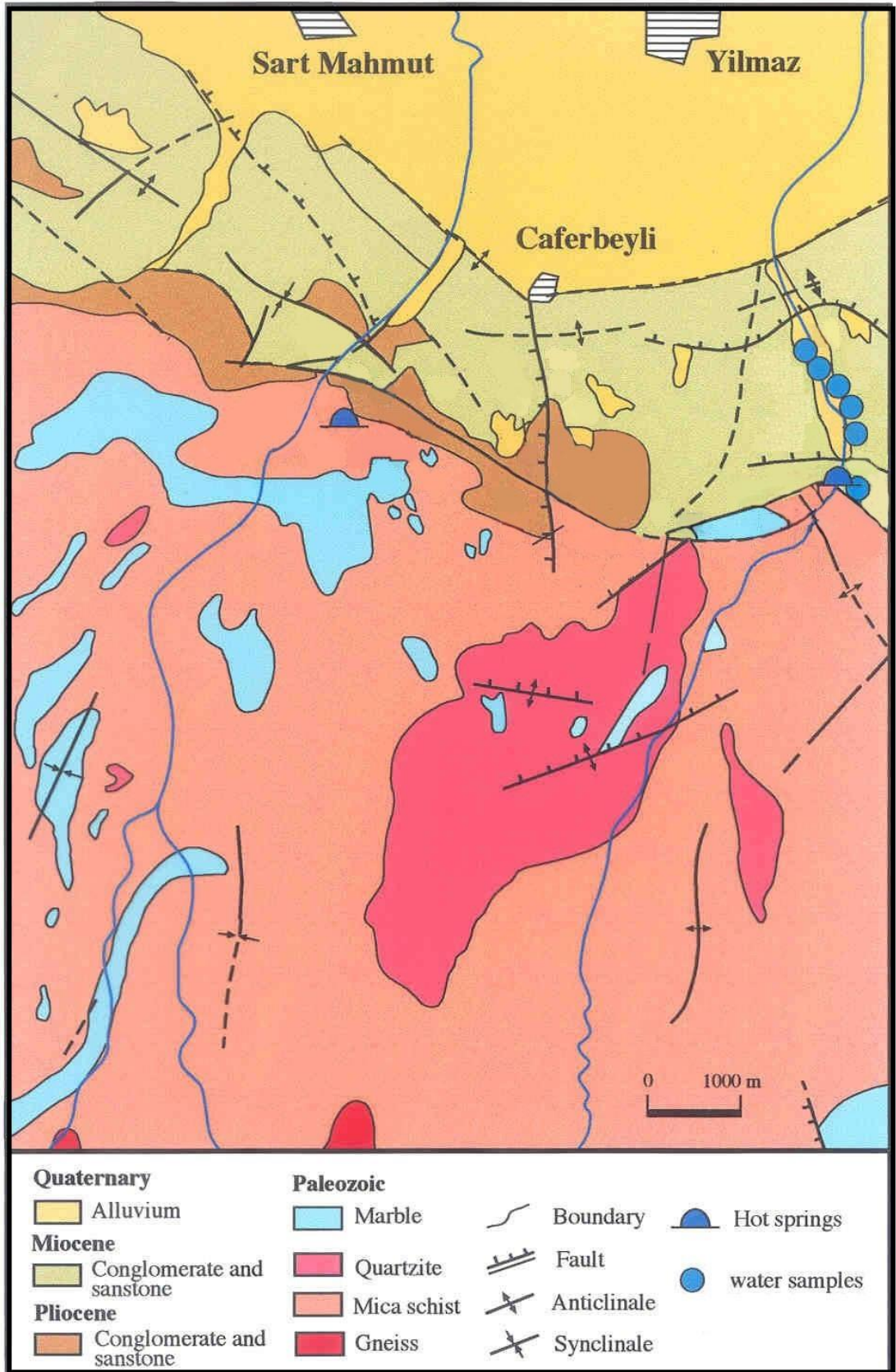
Suların tamamının dolomit, kalsit, aragonit minerallerine doygun olup, anhidrite doygun olmadığını söylemiştir. Siderit için $100\text{ }^\circ\text{C}$ - $150\text{ }^\circ\text{C}$ 'nin altında çözünür iken $100\text{ }^\circ\text{C}$ - $150\text{ }^\circ\text{C}$ 'nin üzerinde doygunluğu artmaktadır. Kalsedon ve kuvars için ise $100\text{ }^\circ\text{C}$ - $150\text{ }^\circ\text{C}$ 'nin altında doygun olup, $100\text{ }^\circ\text{C}$ - $150\text{ }^\circ\text{C}$ 'nin üzerinde ise çözünür.

3. ÇALIŞMA ALANININ JEOLJİSİ

Salihli’de bulunan Kurşunlu ve Çamurlu termal alanları gediz rift zonunun güney kısmında bulunur ve permokarbonifer yaşlı metamorfik kayalardan Miyosen-Pliyosen yaşlı kayalardan ve kuvaterner alüvyonlardan oluşur (Şekil 3.1 ve 3.2).

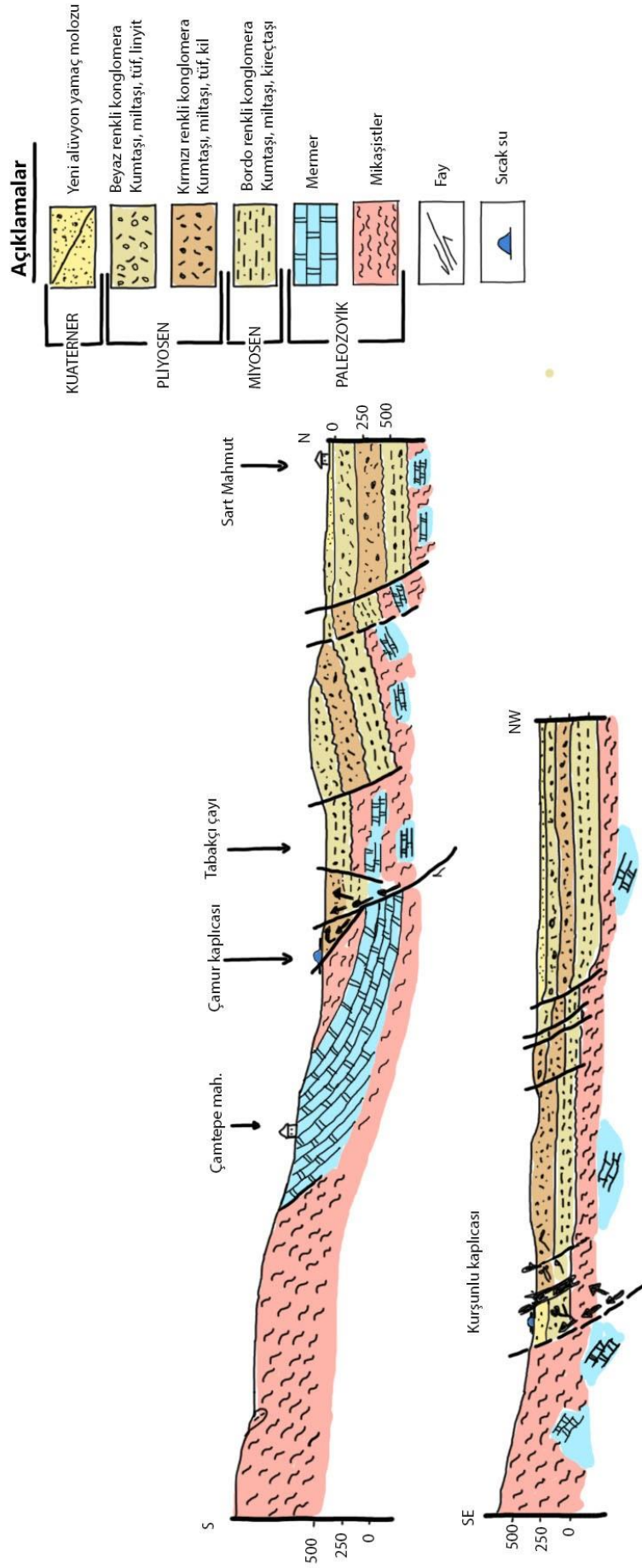
Prekambriyen-Kambriyen yaşlı gnayslar termal alanların güneyindedir ve çalışma alanında taban kayaları oluştururlar. Bunların üzerine mikaşistler gelir. Bu mikaşistler fillit-kuarsit ve mermer ardalanması göstermektedirler. Burada kuarsit ve mermerler iyi gelişmiş çatlak sistemine sahiptirler ve bu yüzden rezervuar kayacı olarak adlandırılır. Sıcak su rezervuar oluşumunda geçirimsiz olan mikaşistler hem taban hem de örtü kayacı olarak önemli rol oynarlar. Bu mikaşistler “detachment fault” adını verdiğimiz fay ile Miyosen-Pliyosen yaşlı sedimanter kayalardan ayrılırlar (Hetzl, 1995). Bu fay Sözbilir (1995) tarafından “Karadut detachment fault” olarak adlandırılır.

Kurşunlu jeotermal alanının güney kesiminde kalınlığı 2000 m’yi bulan tortullar Salihli grubu; kuzeyde kalınlığı 400 m’yi geçmeyen tortullar ise, adala grubu olarak adlandırılmıştır. Salihli grubu alttan üste doğru Acidere, Göbekli ve Aşartepe formasyonlarından Adala grubu da Filiztepe ve Mevlütlü formasyonlarından oluşur. Acidere formasyonu başlıca, çakıltası, çakıllı kumtaşı, kumtaşı ve kıltaşı - çamurtaşından yapılıdır. Tabanda baskın olan ince taneli kırıntılılar, az oranda CaCO_3 ’lü çamurtaşı ve kireçtaşı ara katkılıdır. Bu kireçtaşlarında tatlı su algleri ve bir ostrakod olan Cyprinotus sp. gözlenmiştir. Üst düzeylerde ise çakıltası – kumtaşı ardalanması baskındır. Genelde alt düzeylerdeki çakıl boyutları üst düzeylerdekilere göre oldukça küçüktür. Çakıltalarının öğeleri çokluk sırasına göre şist, fillit, metakuarsit ve granodiyorit çakıllarından oluşur (Şekil 3.3 ve 3.4).

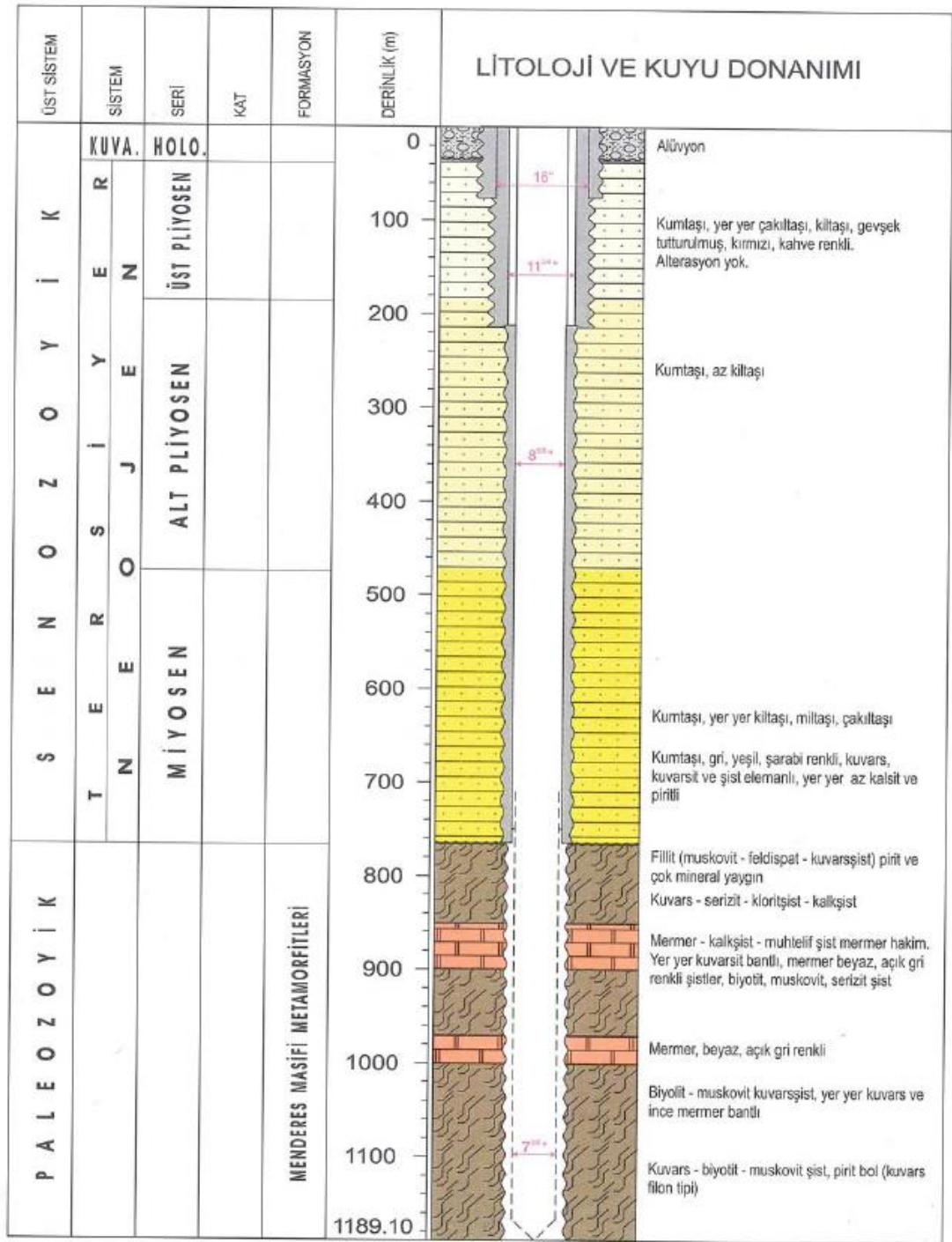


Şekil 3.1. Kurşunlu ve çamurlu jeotermal alanının jeoloji haritası (Yilmazer, 1988; Özgür, 1998).

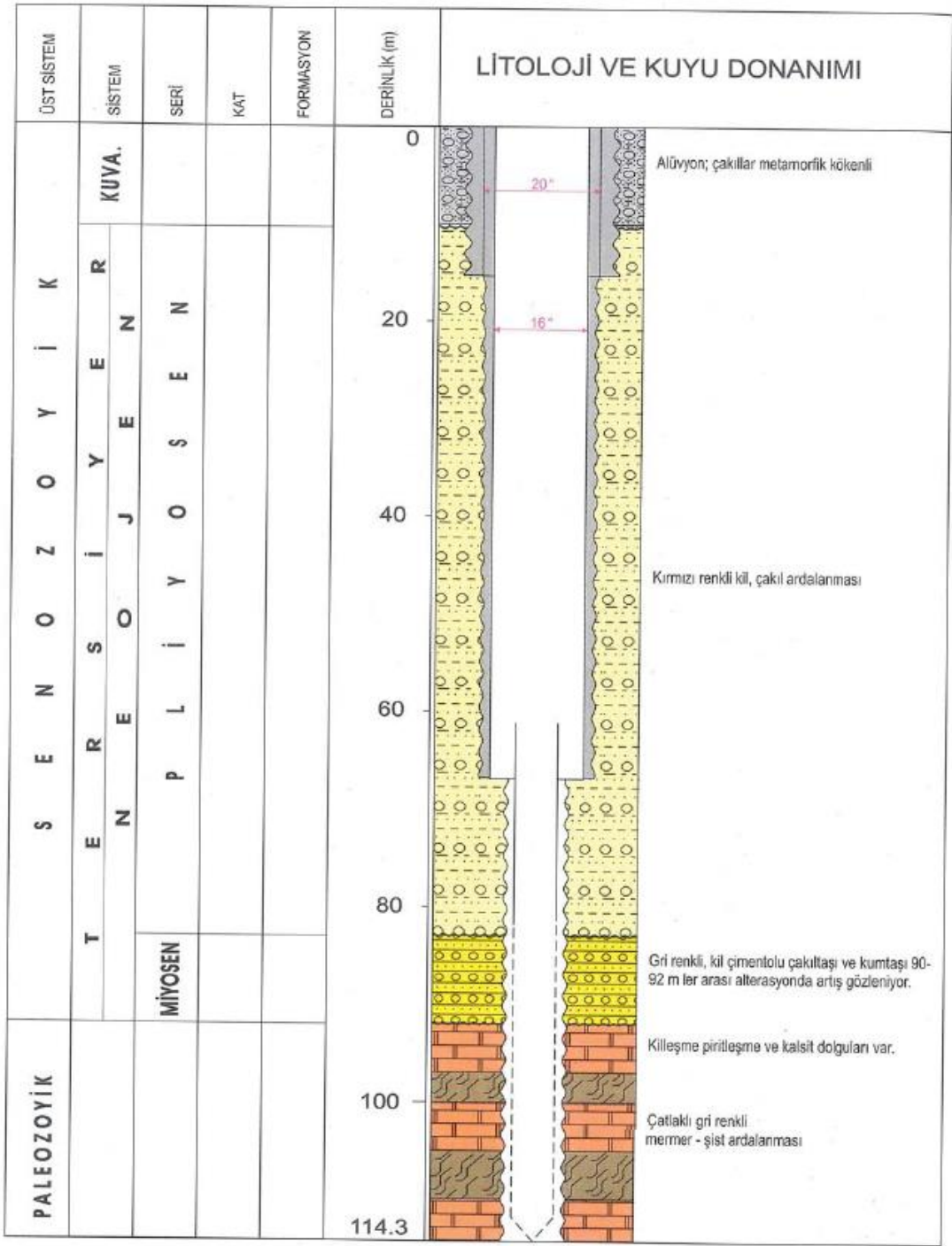
Kısmen yuvarlaklaşan kuvarsit çakıllarının, köşeli şist çakılları ile birlikte bulunması; kuvarsit çakıllarının ikinci kez işlenmiş olduğunu belirtir (Oğuz, 2009). Grabenin güney kenarındaki Erken Miyosen yaşlı (United Nations, 1974; Hetzel vd., 1995) granodiyoritlerden türemiş olan çakıllar tane bileşenlerinin % 5'ini oluşturur. Örgülü akarsu ortamında oluşan Göbekli Formasyonu, başlıca, değişik renklerde çakıldaşı, çakıllı kumtaşı, kumtaşı ardalanmaları ve bunların ara katkılarından yapılıdır. Çakıldaşları, şist, fillit, metakuvarsit, granodiyorit çakıllarının yanı sıra, ender olarak, kataklastik-milonitik zondan türeme köşeli çakıllar içerir. Birimin özellikle üst düzeylerinde, çamurtaşı, kıltaşı ve silttaşı ara katmanları yer alır. Dasiyen yaşına karşılık gelen, *Gyraulus arminiensis jekelius*, *Melanopsis (melanopsis) cf. bergeroni stefanescu*, *Melanopsis (melanopsis) decollata stoliczka*, *pyrgula dacica jekelius*, *Theodoxus (calvertia) quadrifasciatus (bielz)*, *Bulimus (Bulimus) Croaticus (pilar)*, *Pyrgula sp.*, *pseudamnicola sp.* ve *union sp.* Türleri saptanmıştır. Aşartepe formasyonu başlıca, kumtaşı ara katman ve ara katkıları içeren çakıldaşlarından yapılıdır. Ortaç, kötü katmanlanmalı olan çakıldaşları, genellikle, iri çakıllı, gevşek çimentolu, az pekleşmiş ve az dayanımlıdır. Tane boyları, çok ince kumdan çok kaba kuma kadar değişen kumtaşı düzeylerinde, yer yer oluksal ve düzlemsel çapraz katmanlar gelişmiştir. Grabenin kuzey kenarında yer alan Filiztepe formasyonu kireçtaşlarından yapılıdır. Oldukça iyi pekleşmiş dayanımlı, orta-kalın katmanlı, yer yer bol erime boşluklu olan kireçtaşları, yaygın olarak saz fosilleri ve yer yer gastropod fosilleri içerir. Bu gastropod fosillerinin "büyük olasılıkla Pliyosen yasında" olduğunu belirtilmiştir. Tabanda bazen ince çakıldaşı düzeyi ile başlayan kireçtaşları, çoğu kez kalınlığı 40-50 santimetreyi aşmayan taban regoliti üzerine oturur. Mevlütlü formasyonu, çakıldaşı, çakıllı kumtaşı, kumtaşı ve çamurtaşı ardalanmasından yapılıdır. Az pekleşmiş ve az dayanımlı olan bu düzeyler, ender olarak ince kireçtaşı mercekleri içerir. Tabanda baskın olan çakıldaşları, üst kesimlere doğru yerini kumtaşı ve çamurtaşlarına bırakır. Kumtaşları az dayanımlı, ince orta ve kalın katmanlıdır. Oluksal ve düzlemsel çapraz katmanlanmalar, yük kalıpları, tane derecelenmesi, çakıldaşı kanal dolguları ve çamur topları gözlenir.



Şekil 3.2. Kurşunlu ve çamurlu jeotermal alanının enine kesitleri (Yilmazer, 1988).



Şekil 3.3. Salihli-Caferbey SC-1 kuyusu litoloji ve kuyu donanımı (Karamandere vd., 1995).



Şekil 3.4. Salihli-Kurşunlu K-3 kuyusu litoloji ve kuyu donanımı (Uluşahin, 1993).

4. MATERYAL VE METOD

Çalışma alanında hidrojeolojik, hidrojeokimyasal ve izotop jeokimyasal özelliklerinin anlaşılmasını kolaylaştırmak için Kurşunlu (Salihli, Manisa) jeotermal alanında ayrıntılı bir biçimde kuyu başı ölçümleri ve in-situ analizleri yürütülmüştür. Bu hedefe ulaşmada yapılan çalışmada su örnekleri alınmış ve bu örnekler gerekli standartlar ve uygun analiz yöntemleri kullanılarak analiz edilmiştir. Bu bölümde, kullanılan malzemeler, saha çalışmalarında kullanılan yöntemler, laboratuvar analizleri ve veriler yorumlanarak tartışılmıştır. Arazi çalışmaları arazide ölçülen in-situ parametrelerini ve oradan alınan sıcak su örneklerini içermektedir (Şekil 4.1). Su örnekleri çalışma alanının farklı lokasyonlarından temsili olacak şekilde toplanmıştır. Daha sonra bunlar fiziksel parametreleri, anyon ve katyonların belirlenmesi için analiz edilmiştir.

4.1. Metod

Araştırmanın, bu bölümünde tüm aşamaları içeren jeoloji, jeotermal suların hidrojeokimyası, izotop jeokimyası, su örnekleri alımı, laboratuvar analizleri ile elde edilen verilerin değerlendirilmesi ve yorumlanması yöntemleri tartışılmaktadır.

Yapılan saha çalışmalarında anyon ve katyon analizleri için dokuz numune alım noktasından su örneği alınmıştır. Bu alınan örneklerde in-situ analizlerinin yanı sıra hidrojeokimyasal analizler de gerçekleştirilmiştir. Sıcaklık, pH, elektriksel iletkenlik (EC), toplam çözünmüş oksijen (O_2), redoks potansiyeli (Eh), karbonat tayini için alkalinite ve toplam sertlik gibi analizler (Şekil 4.1 ve 4.2) arazide gerçekleştirilmiştir. İn-situ cihazları ve ölçülen birimler (Çizelge 4.1 ve 4.2)'de verilmiştir.



Şekil 4.1. Kurşunlu kaplıcaları kuyu başı ölçümleri.

4.1.1. Jeolojik çalışma

Çalışma alanının stratigrafi ve yapısal jeoloji özelliklerinin belirlenmesi için farklı jeolojik haritalar hazırlanmış bulunmaktadır. Önceki çalışmalar ayrıntılı olarak incelenmiş ve var olan veriler arazide yapılan gözlemlerle desteklenmiştir, jeolojik enine kesitler hazırlanarak genelleştirilmiş stratigrafik kesitler kontrol edilmiş ve buradan giderek jeolojik haritanın tamamlanması gerçekleştirilmiştir.

4.1.2. Örnek alımı ve in-situ analizleri

Arazide alınan su örneklerinin fiziksel ve kimyasal özellikleri gibi başka parametrelerde göz önünde bulundurulmalıdır. Bu parametrelerle ilgili olarak tüm laboratuvar standartları göz önünde bulundurularak uygulanmıştır. Örneğin, su örneklerini hidrojeokimyasal analiz etmek için 100 ml olan polipropilen şişelerde katyon ve anyon olarak ayrı ayrı örnekler alınmıştır. Örneklerin şişelere alınması ve muhafaza edilmesi sırasında dikkatli davranılmış ve şişelerin hava almaması için ağzıları kapatılırken kapaklarına da su doldurularak kapatılmıştır. Katyon analizi için su örneğinde bazı maddelerin çökelp reaksiyon göstermesini önlemek için derişik HNO_3 konularak pH değeri 2.0 ile 3.0 arasına getirildikten sonra kapağı kapatılmıştır. Su örnekleri daha sonraki analizler için laboratuvarıda 4 °C’de bekletilmiştir.



Şekil 4.2. Çalışma alanında in-situ ölçümleri.

4.1.3. Hidrojeokimyasal Analizler

Çalışma kapsamında, su örneklerinin in-situ analizleri ve hidrojeokimyasal analizler Maden Tetkik Ve Arama Genel Müdürlüğü bünyesinde gerçekleştirilmiştir. Hidrojeokimyasal analizler için kullanılan cihazlar ve hidrojeokimyasal parametreler (Çizelge 4.2)'de verilmiştir.

ICP-OES (Bağlı Eşleşmiş Plazma-Optik Emisyon Spektroskopisi) hareketli atomları ve belirli bir elemanın karakteristik dalga boyunda elektromanyetik radyasyon yayan iyonları üretmek için indüktif plazma birleştiğinde kullanılan emisyon spektroskopisi türüdür. Bu emisyon yoğunluğu örnek içinde elementlerin konsantrasyonun göstergesidir.

Çizelge 4.1. In-situ cihazları ve özellikleri

In-Situ Parametleri	Ölçüm birimleri	Cihaz adı ve marka
Sıcaklık	°C	Thermometer-Testo-95-1
pH		pH meter-WTW 330i
Redoks Potansiyeli (Eh)	mV	pH meter-WTW pH 95
Elektriksel İletkenlik(EC)	µS/cm	Electrical conductivity measure- WTW cond 330i and 340i
Çözülmüş Oksijen (O ₂)	Mg/l	Oximeter-WTW Oxi 340
Alkalinite	mmol/l	Alkalinity Test kit- Merck Aquamerck 11109

IC (İyon Kromatografi) kendi şarja dayalı iyon ve polar moleküllerin ayrılmasını sağlayan bir süreçtir. Enjekte edilecek çözelti, genellikle bir örnek olarak adlandırılır

ve ayrı ayrı bileşenlerin analizleri olarak adlandırılır. Örnek hacmi bir örnek döngü içine, elle veya otomatik örnekleyiciyle de tanıtıldı. Mobil faz olarak bilinen tamponlu, sulu bir çözelti hareketsiz faz malzeme döngü içeren bir kolon üzerine örnek taşır. Hedef analit sabit faz üzerinde muhafaza edilir, ancak ikinci durağan faz, analit iyonlarının yerini aynı yüklü türlerin konsantrasyonunun arttırılması ile ayrıştırılır. İlgilenilen analit daha sonra, tipik iletkenliği veya UV/VIS ışık absorbe ile, bazı yöntemlerle tespit edilmelidir.

Çizelge 4.2. Hidrojeokimyasal cihazlar ve özellikleri

Analiz Parametreleri	Cihaz ismi	Analiz cinsi
Na ⁺ , Ca ²⁺ , Mg ²⁺ , K ⁺ , Pb ²⁺ , Zn ²⁺ , Cu ²⁺ , Al ³⁺ , Si ⁴⁺ , As, Cr	Perkin Elmer ICP-OES 2100 DV	Optik Emissiyon spektrometresi
F ⁻ , Cl ⁻ , Br ⁻ , SO ₄ ²⁻ , NO ₃ ⁻ , NO ₂ ⁻ , PO ₄ ²⁻	Dionex ICS-3000	İyon Kromatografisi
HCO ₃ ⁻ , CO ₃ ²⁻	Merck-Aquamerck test kitleri	Titrasyon Yöntemi

ICP-MS burada kütle spektrometresi ile yüksek sıcaklık ICP kaynağından oluşmaktadır. ICP kaynağı burada örnek içinde element atomlarını iyonlara dönüştürür. Bu iyonlar burada ayrılır ve sonar kütle spektrometresi tarafından belirlenir.

4.1.4. Jeotermometreler

Jeokimyasal termometreler, jeotermal sistemlerin araştırılması ve geliştirilmesi için önemli bir vasıta olmaktadır. Bu termometreler aynı zamanda jeotermal rezervuarların üretimi esnasında etkilenmesinin izlenmesi bakımından önemlidir. Arama aşaması esnasında, jeotermometreler sondaj çalışmalarında beklenen çıkış sıcaklığı gibi yeraltı sıcaklığını tahmin etmek için de kullanılır. Burada sıcak suların ve fumarollerin kimyasal ve izotop jeokimyasal bileşimi kullanılır. Jeotermal geliştirme ve izlemelerin son aşamasında jeokimyasal termometreler kuyularda üretim

seviyelerinin yerlerine riayet ederek kuyu deşarjının bileşimini yorumlayabilmek için kullanılır. Jeokimyasal termometreler ayrıca kuyu çevresinde deşarj oluşturan soğuk sular tarafından geliştirilen kaynama ve/veya basınc olayları sonucu oluşan azalma zonlarında oluşan kimyasal reaksiyonları açıklamak için faydalıdır.

5. ARAŞTIRMA BULGULARI

5.1. Kayaçların hidrojeolojisi

Salihli Kurşunlu yörelerindeki sıcak su alanlarında yapılan hidrojeolojik çalışmalar sonucunda kayaların su tutma, porozite, permeabilite gibi hidrojeolojik özellikleri incelenecektir.

5.2. Kayaçların hidrojeolojik özellikleri

Bu bölümde kayaçların porozite, permeabilite ve su tutma özelliklerine yer verilmiştir. Ayrıca bölgedeki akarsuların sıklığı, debileri, yüzey sularının kayalarla olan ilişkileri, kayaların hidrojeolojik özelliklerini yorumlamada önemli bir yer tutar.

Salihli ve çevresinde Paleozoyik kayaçların geniş yayılımları dikkat çekmektedir. Paleozoyik kayaları gnays, kuvars şist, mikaşist ve mermerlerden ibarettir. Gnayslar genellikle çalışma alanının güney kıyılarında görülen sekonder permeabilite kazanmış kayaçlardır. Bu kayaçlar beslenme alanının yüksek bölgelerinde bulunan ve çatlak suyu ihtiva eden kayaçlardır. Gnaysların gözlü ve şisti olan tipleri de vardır. Gözlü gnayslar daha rijit özellik gösterirler (Yilmazer 1988).

Çalışma alanında bulunan kuvars şistler ise mikaşistlerin içerisinde mikaşistlere geçiş gösteren silisli kayaç karakteristiğindedir. Çok rijit olan bu kayaçlar oldukça yoğun kırık ve çatlaklara sahiptirler. Kuvars şistler çalışma alanında oldukça geniş yayılımı olan kayalardır. Bunlar bölgede yeraltı suyu içeren kayaçlardandır.

Mikaşistler ise genel olarak beslenme alanında görülen hakim Paleozoyik kayaçlardır. Çalışma alanında doğudan batıya yayılım gösterirler. Bunların Neojen kayalarla olan dokanağı çoğu yerde faylı olarak gözlenir. Bu kayaçlar rijit bakımından homojen bir dağılım göstermezler (Yilmazer 1988). Mikaşistlerin kırık ve çatlakları çoğu zaman önemsiz kalır. Genel olarak mikaşistler su içeren kayaçlardır. Bünyelerinde sürekli su barındırırlar. Ancak bulunan su miktarı porozite ile ilgilidir. Çalışma alanındaki mikaşistler içerisinde yer yer kalkışist ve kuvars şist

bulundururlar. Bunları ayırmak oldukça güçtür. Mikaşistlerin çoğu içinde kalkışist, kuvars şist gibi kayaçların bulunması, bu kayaçları hidrojeolojik yönden ilginç kılmıştır.

Çalışma alanında hazne özelliği gösteren diğer bir kaya grubu mermerlerdir. Azitepe mermerleri olarak adlandırılan kayaçlar bölgede geniş yayılıma sahiptirler. Porozite ve permeabiliteleri iyi olan mermerler bol verimli hazne kayaları oluştururlar. Bunlar yer yer mikaşistler üzerinde mostra verdikleri gibi bazen de mikaşistler içerisine girerek merceksel durum gösterebilirler. Çoğu yerde görülen kalkışistler, mikaşistlerle uyumlu olarak en iyi şekilde Allahdiyen köyü-Bozdağ arasındaki yol güzergahında gözlenebilir. Miyosen yaşlı bordo renkli konglomera, kumtaşı, miltaşı kayaçları doğudan batıya her yerde yayılım gösterebilmektedirler. Bunlar genellikle Paleozoyikle Neojen birimlerini ayıran faylı dokanağın kuzeyinde bulunurlar. Kumtaşı ve konglomeraların çatlakları su içermesine rağmen miltaşları su iletmeyen kayaçlardandır (Yılmaz 1988). Bunların üzerine beyaz ve alacalı renkli konglomera, kumtaşı miltaşları olarak Pliyosen kayaçları gelir ki bunların yayılımları oldukça geniştir. Konglomera ve kumtaşları yeraltı suyu içerebilirler, miltaşları susuz kayalardır.

Çalışma alanında derelerin yaz kış bir miktar su içermesi, bu bölgelerin beslenmelerinin oldukça iyi olduğuna işarettir. Hidrojeolojik olarak kayaçların su tutan ve ileten olması bu derelerin sürekli beslenmesini sağlarlar.

5.2. Hidrojeokimya

Çalışma alanının hidrojeokimyasal özelliklerini anlamak için, alanda bulunan farklı kuyulardan toplam alanı temsil eden 9 su örneği alınmıştır. Su örneklerinin toplanmasından önce, yörede her lokasyonda in-situ ölçümleri gerçekleştirilmiştir. Ölçümler için kullanılan in-situ cihazları (Çizelge 4.1), Jeoser Yerbilimleri Servisi Ltd. Şti., Isparta tarafından sağlanmıştır. Ölçülen in-situ parametreleri sıcaklık, pH, redoks potansiyeli (Eh), çözünmüş oksijen (O₂), elektriksel iletkenlik (EC) ve alkalinite olmaktadır. Özet olarak, sıcaklık 33 ile 77,1 °C arasında, pH 6,57 ile 7,84 arasında ve

elektriksel iletkenlik aralıkları arasında 2.11 ile 2.71 $\mu\text{S}/\text{cm}$ arasında değişmektedir. Detaylı sonuçları Çizelge 5.1 'de verilmiştir.

Aşağıdaki katyonlar ve elementler, Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Pb^{2+} , SiO_2 , Zn^{2+} , Al^{3+} , Cr^{3+} , Cu^{2+} ve As^{3+} , ICP-OES ve ICP-MS analiz yöntemleri kullanılarak analiz edilmiştir. Buna karşın aşağıdaki anyonlar F^- , Br^- , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , NO_2^- ve PO_4^- iyon kromatografisi (IC) yöntemi ile analiz edilmiştir. HCO_3^- ve CO_3^{2-} değerleri arazide gerçekleştirilen alkalinite ölçümlerinde hesaplanmıştır. Hidrojeokimyasal analizlerin değerlendirilmesinde, Aquachem v.3.7 (Calmbach, 1999) kullanılmıştır. Hidrojeokimyasal analizleri, (Çizelge 5.1)'de sunulmaktadır.

5.2.1.Hidrojeokimyasal analizler

Kurşunlu ve yakın çevresinden alınan su örneklerinin hidrojeokimyasal analiz sonuçları AQUACHEM v.3.7 (Calmbach, 1999) kullanılarak değerlendirildi. Aynı şekilde Kurşunlu ve yakın çevresi jeotermal suların tanımlamak için grafiksel olarak gösterebilmek için Piper, Schoeller ve üçgen diyagramları hazırlanmıştır. Piper diyagramına göre (Şekil 5.2), Kurşunlu ve yakın çevresi jeotermal suları Na-HCO_3 'lü sular sınıfındadır.

Kurşunlu ve yakın çevresi jeotermal suları $\text{Na+K}>\text{Ca}>\text{Mg}$ baskın katyonlar ve baskın $\text{HCO}_3>\text{Cl}>\text{SO}_4$ anyonlar olarak sınıflandırılabilir. Çalışma alanından alınan örneklerin Na+K , Ca , Mg üçgen diyagramı verilmiştir (Şekil 5.2).

Çizelge 5.1. Kurşunlu ve yakın çevresi jeotermal sularının in-situ parametreleri ve hidrojeokimyasal analiz sonuçları

Sıra No	Örnek No	Koordinat		Sıcaklık t (C°)	pH	Eh (mV)	Ec (µS/cm)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	Ca ²⁺ (mg/l)	Al ³⁺ (mg/l)	Çalışma Alanı
		x	y										
1	DB1	35S0597336D	04256501K	66,4	7,84	-71	2460	435	53,9	16,5	75,1	<0,2	
2	DB2	35S0597336D	04256608K	68,18	7,55	-131	2530	526	63,7	9,30	51,0	<0,2	
3	DB3	35S0597352D	04256320K	71,7	7,02	-319	2580	486	56,6	13,0	60,5	<0,2	
4	DB4	35S0597441D	04256649K	33,8	6,8	-128	2170	341	37,6	17,9	105	<0,2	
5	DB5	35S0597419D	04256722K	33,0	6,57	-255	2110	345	37,1	18,7	105	<0,2	
6	DB6	35S0597226D	04256654K	33,4	6,7	-135	2710	528	64,6	6,6	38,4	<0,2	
7	UTW1	35S0573118D	04269253K	70	7,32	-194	2430	476	46,0	22,2	77,4	<0,2	
8	UTW2	35S0570146D	04270887K	21,1	7,32	212	782	13,7	1,46	38,7	98,3	<0,2	
9	UTW3	35S0570348D	04270495K	26,7	7,67	237	695	12,6	1,26	32,3	90,8	<0,2	
10	KW1	Kurşunlu (TW)		94,0	7,28	-191	1995	415,1	50,50	14,14	10,10	bdl	Özgür, (1998)
11	KW2	Kurşunlu (TW)		97,0	7,86	-166	2210	409,1	50,50	16,16	75,75	0,005	
12	KW3	Kurşunlu (TW)		67,9	6,86	-95	2670	542,4	66,66	8,70	62,62	0,044	
13	KW4	Urganlı (TW)		34,7	6,85	312	2430	529,2	50,50	21,21	43,43	bdl	
14	KW5	Kurşunlu (TW)		12,4	8,26	444	810	16,2	4,04	37,37	102,01	bdl	
15	KW6	Kurşunlu (TW)		74,0	7,10	-83	1956	371,7	46,46	18,69	91,91	0,100	
16	KW7	Kurşunlu (TW)		96,0	7,03	-199	2120	453,5	60,60	13,03	43,43	0,045	
17	KW8	Kurşunlu (TW)		40,0	6,33	363	1920	106,1	12,93	42,42	298,96	bdl	
18	KW9	Kurşunlu (TW)		36,0	6,40	215	1890	14,5	3,87	55,55	380,77	bdl	
19	KW10	Kurşunlu (GW)		10,0	5,60	-86	500	19,6	13,86	75,75	224,22	0,300	
20	KW11	Kurşunlu (GW)		10,4	7,49	551	930	19,5	1,73	18,18	91,94	0,002	
21	CW1	Urganlı (TW)		79,0	6,95	-318	2260	484,8	47,47	18,18	25,25	bdl	
22	CW2	Urganlı (TW)		74,0	7,00	-326	2240	487,8	47,47	16,26	37,37	bdl	
23	CW3	Urganlı (TW)		64,0	6,42	-234	2340	496,9	48,48	19,19	48,48	0,800	
24	CW4	Çamurlu (TW)		51,0	6,21	-266	1720	188,9	24,24	23,23	177,76	0,040	
25	CW5	Çamurlu (GW)		13,0	8,05	386	150	2,8	0,57	5,35	20,20	0,014	
26	CW6	Çamurlu (GW)		11,0	7,88	370	540	14,9	0,91	16,16	75,75	bdl	
27	CW7	Çamurlu (FW)		7,0	8,01	317	170	3,2	0,54	2,42	28,28	0,080	

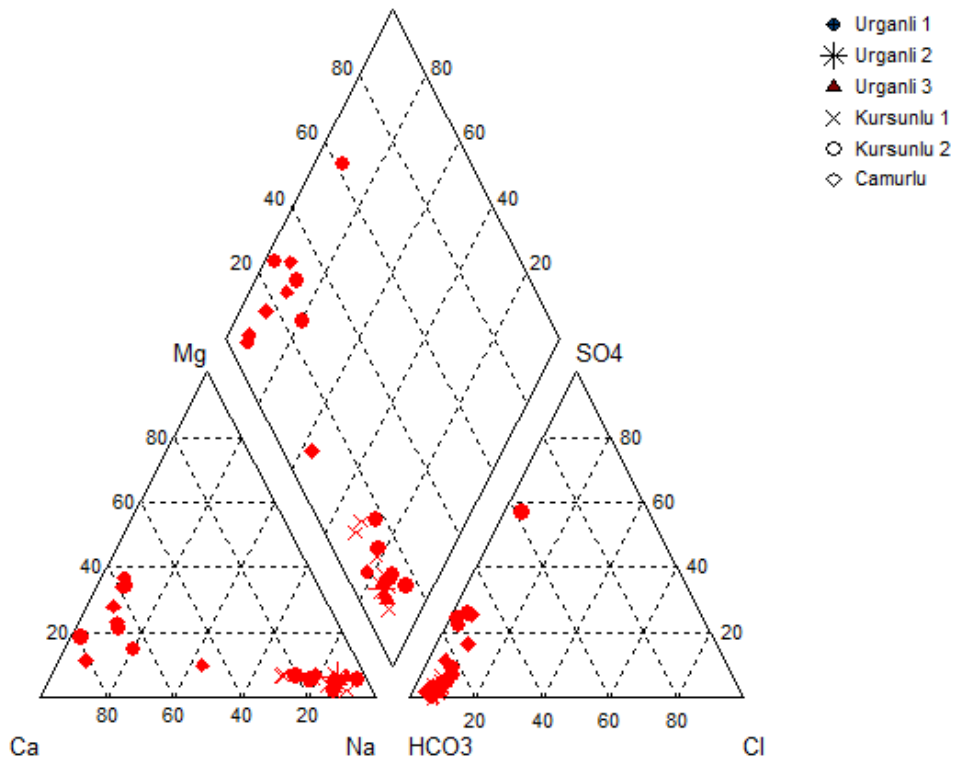
Çizelge 5.1. (devamı)

Sıra No	Örnek No	F ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	H ₂ CO ₃ (mg/l)	NH ₄ ⁺ (mg/l)	Mn ²⁺ (mg/l)	Fe ²⁺ (mg/l)	TDS (mg/l)	I ⁻ (mg/l)	Çalışma Alanı
1	DB1	2,2	71,5	74,8	0,3	1586							
2	DB2	2,8	40,8	87,4	1	1586							
3	DB3	2,6	47,8	84,8	1,3	1586							
4	DB4	1,7	54,7	57,9	0,4	1586							
5	DB5	1,7	77,5	59,2	1,2	1342							
6	DB6	2,8	1,9	93,4	0,6	1983							
7	UTW1	5,1	2,83	71,7	0,4	1708							
8	UTW2	0,1	10,8	21,9	6,7	586							
9	UTW3	<0,1	11,6	16,7	14,5	670							
10	KW1	2,52	80	72,2	0,30	1159,3	40,3	20,00	bdl	bdl	1949	0,42	Özgür, (1998)
11	KW2	2,46	61	80,9	0,10	1355,8	34,1	15,00	bdl	bdl	2201	0,53	
12	KW3	2,63	74	82,9	0,10	1626,1	207,8	17,00	0,34	0,25	2839	0,11	
13	KW4	4,86	25	72,7	5,40	1562,0	167,5	bdl	bdl	bdl	2534	0,05	
14	KW5	0,20	246	15,4	0,80	207,5	3,1	bdl	bdl	bdl	654	0,05	
15	KW6	1,97	102	62,7	0,10	1122,7	105,4	10,00	bdl	0,35	2031	0,05	
16	KW7	2,38	67	76,7	0,10	1336,2	86,8	20,00	00,6	1,2	2276	0,05	
17	KW8	0,61	254	28,1	0,10	1061,7	911,7	0,50	0,26	0,6	2756	0,05	
18	KW9	0,30	290	17,1	0,10	1086,1	564,4		0,52	4,5	2436	0,05	
19	KW10	0,31	480	22,3	7,90				0,13	2,5	857	0,05	
20	KW11	0,19	96	11,6	0,40	323,4	3,1		0,02	bdl	586	0,05	
21	CW1	4,86	17	67,7	0,10	1452,2	105,4	0,40	bdl	bdl	2269	0,05	
22	CW2	4,84	15	69,0	0,10	1458,3	195,4	0,40	bdl	bdl	2378	0,05	
23	CW3	4,94	19	69,7	0,10	1342,3	437,3	15,00	0,02	bdl	2548	0,05	
24	CW4	1,18	38	36,2	0,10	1110,5	837,3	50,00	0,29	bdl	2551	0,05	
25	CW5	0,08	18	3,0	4,80	61,0	3,1	bdl	0,01	bdl	135	0,05	
26	CW6	0,18	45	18,6	0,10	256,3	3,1	bdl	bdl	bdl	455	0,05	
27	CW7	0,30	12	3,9	2,30	109,8	3,1		bdl	0,1	183	0,05	

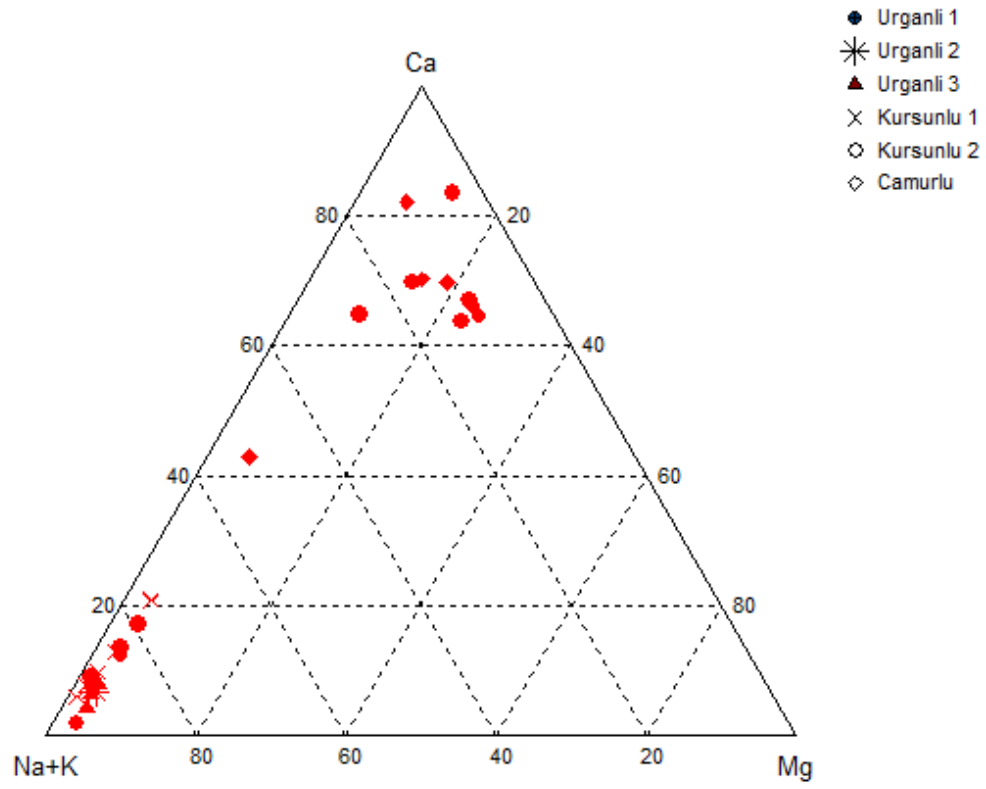
Çizelge 5.1. (devamı)

Sıra No	Örnek No	Si(IV) (mg/l)	Si ²⁺ (mg/l)	As(III) (mg/l)	Sb(III) (mg/l)	O ₂ (mg/l)	SiO ₂ (mg/l)	I ⁻ (mg/l)	Li ⁺ (mg/l)	B ³⁺ (mg/l)	Çalışma Alanı
1	DB1						200		3,2	43,9	
2	DB2					1,0	253		4,0	53,9	
3	DB3					0,8	227		3,4	50,0	
4	DB4					5,1	155		2,3	33,6	
5	DB5					3,6	157		2,3	33,2	
6	DB6					4,0	242		3,9	56,0	
7	UTW1					0,3	55,9		1,1	11,3	
8	UTW2					5,6	18,6		<0,1	0,2	
9	UTW3					5,2	15,8		<0,1	0,2	
10	KW1	57,70	0,19	0,24	0,008	2,00		0,42	3,84	20,10	Özgür, (1998)
11	KW2	56,10	0,49	0,175	0,006	2,40		0,53	3,84	36,40	
12	KW3	67,70	0,57	0,026	0,004	3,60		0,11	5,15	69,70	
13	KW4	29,60	1,04	0,006	0,001	3,20		0,05	1,42	16,00	
14	KW5	11,20	,068	0,112	0,02	9,60		0,05	0,03	bdl	
15	KW6	79,10	0,52	0,32	0,012	2,90		0,05	3,43	10,20	
16	KW7	58,60	0,42	0,145	0,004	2,30		0,05	4,24	48,90	
17	KW8	24,00	0,9	0,165	0,012	2,60		0,05	0,78	9,70	
18	KW9	11,40	0,8	0,64	0,016	4,20		0,05	0,03	1,00	
19	KW10	6,14	0,95	0,004	0,001	2,50		0,05	0,02	0,06	
20	KW11	8,86	0,6	0,001	bdl	7,70		0,05	0,01	0,02	
21	CW1	29,47	1,04	0,003	0,002	3,00		0,05	1,35	10,20	
22	CW2	30,16	1,05	0,003	0,002	1,80		0,05	1,36	11,40	
23	CW3	29,00	1,22	0,005	0,005	1,50		0,05	1,37	12,20	
24	CW4	43,70	0,82	0,005	0,001	2,00		0,05	1,64	14,40	
25	CW5	5,05	0,09	0,004	0,009	11,10		0,05	0,01	0,01	
26	CW6	11,9,	0,35	bdl	0,001	11,30		0,05	0,01	0,03	
27	CW7	4,60	0,14	0,001	0,001	12,00		0,05	0,01	bdl	

Piper diyagramı anyon ve katyonların (% mek/l cinsinden) ayrı ayrı gösterildiği iki ayrı üçgenden ve tüm iyonların ortaklaşa gösterildiği bir eşkenar dörtgenden oluşmaktadır. Üçgen diyagramlar suların hidrokimyasal su tiplerinin görülmesinde, dörtgen ise suların sınıflamasında ve karşılaştırılmasında kolaylık sağlamaktadır. Piper üçgen diyagramına göre inceleme alanındaki sıcak suların büyük bir kısmının sodyum, sülfat ve bikarbonatlı su tipini yansıttıkları görülmektedir. Diğer sıcak sular ise sodyum, kalsiyum, sülfat ve bikarbonatlı sulardır. Piper sınıflamasında yöredeki sodyum sülfatlı sular karbonat olmayan alkalinitesi %50'den fazla olan alana düşmektedir (Şekil 5.1). Diğerleri ise iyonların hiç birisi %50'yi geçmeyen karışık sular sınıfına girerler. Suları isimlendirmek, birbiri ile karşılaştırmak, iyonlar arası etkileşimleri araştırmak ve kökeni ile ilgili yorum yapabilmek amacıyla suların hidrojeokimyasal su tipinin belirlenmesine yönelik çeşitli yöntemler önerilmiştir. Hidrojeokimyasal fasiyes kavramı, suların içerdikleri başlıca iyonların oranlarına bağlı olarak sınıflandırılması esasına dayanmaktadır. Suda çözünen başlıca iyonlardan anyonlar ve katyonlar ayrı ayrı olmak üzere mek/L cinsinden %50'den fazla olan iyonlar hidrokimyasal su tipini belirtmektedir. Eğer iyonların hiçbirisi miktar olarak %50'yi geçmiyorsa karışık su tipini belirtmektedir.



Şekil 5.1. Çalışma alanında bulunan jeotermal suların Piper diyagramında gösterilmesi.



Şekil 5.2. Çalışma alanından jeotermal suların Na+K, Ca, Mg üçgen diyagramı.

Çizelge 5.2. İnceleme alanındaki örneklerin su tipleri

Örnek No	Koordinat		Su Tipi
	x	y	
DB1	35S0597336D	04256501K	Na-HCO ₃
DB2	35S0597336D	04256608K	Na-HCO ₃
DB3	35S0597352D	04256320K	Na-HCO ₃
DB4	35S0597441D	04256649K	Na-Ca-HCO ₃
DB5	35S0597419D	04256722K	Na-Ca-HCO ₃
DB6	35S0597226D	04256654K	Na-HCO ₃
UTW1	35S0573118D	04269253K	Na-HCO ₃
UTW2	35S0570146D	04270887K	Ca-Mg-HCO ₃
UTW3	35S0570348D	04270495K	Ca-Mg-HCO ₃
KW1	Kurşunlu (TW)		Na-HCO ₃
KW2	Kurşunlu (TW)		Na-HCO ₃
KW3	Kurşunlu (TW)		Na-HCO ₃
KW4	Urganlı (TW)		Na-HCO ₃
KW5	Kurşunlu (TW)		Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃
KW6	Kurşunlu (TW)		Na-HCO ₃
KW7	Kurşunlu (TW)		Na-HCO ₃
KW8	Kurşunlu (TW)		Ca-HCO ₃ -SO ₄
KW9	Kurşunlu (TW)		Ca-HCO ₃ -SO ₄
KW10	Kurşunlu (GW)		Ca-Mg-SO ₄
KW11	Kurşunlu (GW)		Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄
CW1	Urganlı (TW)		Na-HCO ₃
CW2	Urganlı (TW)		Na-HCO ₃
CW3	Urganlı (TW)		Na-HCO ₃
CW4	Çamurlu (TW)		Ca-Na-HCO ₃
CW5	Çamurlu (GW)		Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄
CW6	Çamurlu (GW)		Ca-Mg-HCO ₃
CW7	Çamurlu (FW)		Ca-HCO ₃

5.2.2. Doygunluk indeksi

Farklı kullanım alanlarıyla insanlığa hizmet eden termal suların bir yerden bir yere taşınması sırasında kabuklaşma ya da korozyon gibi çok önemli sorunlar yaşanabilmektedir. Bu sorunların yaşanmasında suyun mineral doygunluğu, çökme ve çözülme özellikleri büyük ölçüde etkindir.

Genellikle çökel ürünü olarak gözlenen kalsit, dolomit ve jips minerallerinin farklı sıcaklık değerlerinde mineral doygunluk indekslerinin hesaplanması ve diyagramının çizilmesi, bu sorunların önlenmesinde etkin rol oynamaktadır. Bunun için kullanılan mineral sıcaklık diyagramlarında Pozitif doygunluk indeksi çökeltici özelliği, negatif doygunluk indeksi ise çözündürücü özelliği ifade etmektedir. Doygunluk indeksleri, jeotermal sistemde kayaç ile su arasında meydana gelen kimyasal dengelenmeyi değerlendirmede yararlıdır. Bu, hidrotermal alterasyona uğrayan kayaçları oluşturan minerallerin çözünürlüğü ve bu minerallerin aktiviteleri ile ilgili bilgilerin toplanması ile sonuçlandırılır. Çözeltilerde iyonların, iyon çiftlerinin ve komplekslerin çok sayıda olması nedeniyle, her tip mineral ve bunların aktiviteleri için doygunluk indeksleri geliştirmek yazılım programı kullanımını zorunlu kılmaktadır.

5.3. Jeokimyasal termometre uygulamaları

Termal sular yer altında farklı sıcaklık ve basınç koşulların altında bulunur ve bulunduğu kayaç ile etkileşime girer. Bu etkileşim rezervuar kayacın mineralojisine bağlı olarak su kimyasını da değiştirir. Jeotermometreler su kimyasındaki bu değişimden yola çıkarak rezervuar sıcaklığını hesaplamaya yönelik oluşturulmuş denklemlerdir.

Jeotermometre eşitlikleri kullanılış şekillerine göre ikiye ayrılmaktadır. Bunlar; Birleşik (kombine) Jeotermometre uygulamaları ve Kimyasal jeotermometre uygulamalarıdır. Kimyasal jeotermometre uygulamaları da kendi içerisinde Silis jeotermometreleri ve katyon jeotermometreleri olarak ikiye ayrılır.

Her jeotermometre kendi içerisinde bulunduğu hidrojeokimyasal durumu yansıtır, bu nedenle bazı jeotermometreler yapılan hesaplamalarda afaki değerler vermiştir. Bu duruma yüzeyde ölçülen sıcaklık değerinden daha düşük akifer sıcaklığı veren K-Mg jeotermometresi bir örnektir. Amorf silis, (Fournier, 1977), Amorf silis (Arnorsson, 1995), Alfa ve Beta Kristobali (Fournier 1977) ve Magonit (Gislason ve Astorsson, 1996) gibi silis jeotermometreleri de benzer olumsuz sonuçları verdiğinden tablolarda gösterilmemiştir. Grafik ve tablo sonuçları dikkatli bir şekilde irdelenmiş ve yorumlamanın daha gerçekçi sonuçlara ulaşması hedeflenmiştir. Çalışma alanına ait rezervuar kayacın sıcaklığının belirlenmesinde Na-K, Na-K-Ca, Na-K-Ca-Mg, jeotermometrelerinden yararlanılmıştır.

5.3.1. Kimyasal jeotermometre uygulamaları

Çalışma alanında seçilmiş olan sıcak su örneklerinin, akifer sıcaklıklarını hesaplamada kullanılan bir diğer yöntem ise kimyasal jeotermometre uygulamalarıdır. Kimyasal jeotermometre eşitlikleri kullandıkları kimyasal reaksiyon açısından başlıca iki sınıfa ayrılmaktadır. Bunlardan biri; mineralin sıcaklığa bağlı çözünürlüğünü temel alan jeotermometre yani Silis jeotermometreleri, diğeri ise çözülmüş iyonların sıcaklığa bağlı iyon takas (ion exchange) reaksiyonlarına dayanan jeotermometre yani katyon jeotermometreleridir (Na-K, Na-Ca, Na-K-Ca, K-Mg, Li-Na vb.) (Doğdu, 2004).

5.3.1.1. Silis jeotermometreleri

Silis jeotermometreleri, silisin su içerisindeki çözünürlüğüne bağlı jeotermometrelerdir (Çizelge 5.3). Silisin çözünürlüğü sıcaklık ve basınç ile değişim gösterir. Silis minerali su içerisinde; kuvars, kalsedon, kristobalit, opal ve amorf gibi çeşitli formlarda bulunur. Bu formlar su içerisinde birbirinden farklı kinetik özellik gösterir. Bu farklılıktan yararlanarak hazne kaya sıcaklığını tahmin etmede kullanılan silis jeotermometreleri her silis formu için farklı hesaplamalar içerir.

Yüksek sıcaklıklarda akifer kayaktan yüzeye doğru hareket eden sıcak akışkanda hızlı silis çökelişi gözlenmektedir. Sıcaklığı 180 °C'den düşük olan jeotermal sistemlere kalsedon jeotermometresi, 180°C'den daha yüksek jeotermal sistemlerde ise kuvars jeotermometresinin uygulanması daha uygun görülmektedir (D'Amore ve Arnorsson, 2000).

Kuvars çözünürlüğüne bağlı jeotermometreler, akifer (hazne) sıcaklığının saptanmasında geniş ölçüde kullanılmaktadır. Bu jeotermometreler 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. Silis jeotermometreleri, kimyasal tepkimeyi etkileyen akifer sıcaklığına veya sıcak suyun yükselirken soğumasına dayanılarak hazırlanmıştır. Silisyumun sıcaklıkla çözünürlüğü artmaktadır. Silisin bu özelliğinden yola çıkılarak çeşitli sıcaklıklar için jeotermometre bağıntıları hazırlanmıştır (Tarcan, 2002).

Çizelge 5. 3. Silis (SiO₂) jeotermometreleri ve bağıntıları (Tüm derişimler mg/l)

No	Silis SiO ₂ Jeotermometreleri	Jeotermometre Bağıntıları	Değinen Belgeler
1	SiO ₂ (Amorf silis)	$t = 731 / (4.52 - \log \text{SiO}_2) - 273.15$	Fournier, 1977
2	SiO ₂ (α Kristobalit)	$t = 1000 / (4.78 - \log \text{SiO}_2) - 273.15$	Fournier, 1977
3	SiO ₂ (β Kristobalit)	$t = 781 / (4.51 - \log \text{SiO}_2) - 273.15$	Fournier, 1977
4	SiO ₂ (Kalsedon)	$t = 1032 / (4.69 - \log \text{SiO}_2) - 273.15$	Fournier, 1977
5	SiO ₂ (Kuvars)	$t = 1309 / (5.19 - \log \text{SiO}_2) - 273.15$	Fournier, 1977
6	SiO ₂ (Kuvars buhar kaybı)	$t = 1522 / (5.75 - \log \text{SiO}_2) - 273.15$	Fournier, 1977
7	SiO ₂ (Kalsedon kond.soğ.)	$t = 1112 / (4.91 - \log \text{SiO}_2) - 273.15$	Arnorsson vd., 1983
8	SiO ₂ (Kuvars buhar kaybı)	$t = 1264 / (5.31 - \log \text{SiO}_2) - 273.15$	Arnorsson vd., 1983
9	SiO ₂ (Kuvars buhar kaybı)	$t = 1021 / (4.69 - \log \text{SiO}_2) - 273.15$	Arnorsson vd., 1983
10	SiO ₂ (Kuvars buhar kaybı)	$t = 1164 / (4.9 - \log \text{SiO}_2) - 273.15$	Arnorsson vd., 1983
11	SiO ₂ (Kuvars buhar kaybı)	$t = 1498 / (5.7 - \log \text{SiO}_2) - 273.15$	Arnorsson vd., 1983

5.3.1.2. Katyon jeotermometreleri

Bir çözeltildeki iyonların başka iyonlarla yer değiştirmesinden yola çıkarak oluşturulmuş jeotermometrelerdir (Çizelge 5.4). Na/K jeotermometresi, Na-K-Ca jeotermometresi ve Magnezyum düzeltmeli Na-K-Ca jeotermometresi katyon jeotermometrelerine birer örnektir. Her jeotermometre bağıntısı kendi içerisinde bulunduğu hidrojeokimyasal durumu yansıttığından, aynı element kullanılmasına karşın formüller doğmuştur. Mutlu (1999)'a göre; katyon jeotermometreleri, belirli çözülmüş elementlerin oranlarını sabitleyen sıcaklık bağımlı değişik reaksiyonlarını esas almaktadır. Oluşum birlikteliği gösteren alkali feldispatlar arasındaki Na ve K değişimi katyon jeotermometrelerinin esas alındığı temel için verilebilecek en güzel örnektir.

Na/K jeotermometreleri suda fazla miktarda Ca iyonu bulunuyorsa, hazne kaya sıcaklığı hesaplamalarında yüksek değerler verir. Na/K jeotermometrelerinin uygulanacağı sıcak suların pH değeri nötre yakın veya hafif alkali, karbonat çökelmelerinin oluşmaması, $\log (\sqrt{\text{Ca}}/\text{Na})$ değerinin 0,5' den az olması koşulları aranmalıdır. Na/K jeotermometreleri, nötr ve alkali, alkali klorürlü, 180-350 °C sıcaklıktaki hazne kayadan gelen sularda iyi sonuçlar vermektedir (Özen, 2002).

Na-K-Ca jeotermometrelerinde Ca/Na (mol/l) oranının birden büyük olduğu durumlarda Na/K jeotermometre bağıntıları, hazne kaya sıcaklığı hesaplamalarında çok yüksek değerler vermektedir (Özen, 2002). Jeotermometrenin bu olumsuz yönünü gidermek için Fournier ve Truesdell (1973) tarafından aşağıdaki bağıntı geliştirilmiştir.

$$t \text{ } ^\circ\text{C} = \frac{1647}{\log (\text{Na} / \text{K}) + \beta \log (\sqrt{\text{Ca}} / \text{Na}) + 2,24} - 273,15$$

Bağıntıda Na, K, Ca, mol/l olarak alınır. B bir katsayıdır. Eğer $\log (\sqrt{\text{Ca}}/\text{Na})$ değeri (-) ise $\beta=1/3$, (+) ise $\beta=4/3$ olarak bağıntıya konur. Ayrıca $\beta=4/3$ olarak hesaplanan

hazne kaya sıcaklığı 100 °C'den fazla ise $\beta=1/3$ alınarak hazne kaya sıcaklığı tekrar hesaplanabilir.

Çizelge 5. 4. Na/K jeotermometreleri ve bağıntıları (Tüm derişimler mg/l).

No	Na/K Jeotermometreleri	Jeotermometre Bağıntıları	Değınilen Belgeler
1	Na/K	$t = 933 / (0.933 + \log \text{Na/K}) - 273.15$	Amorsson vd., 1983
2	Na/K	$t = 1319 / (1.699 + \log \text{Na/K}) - 273.15$	Amorsson vd., 1983
3	Na/K	$t = 777 / (0.70 + \log \text{Na/K}) - 273.15$	Amorsson vd., 1983
4	Na/K	$t = 856 / (0.857 + \log \text{Na/K}) - 273.15$	Truesdell, 1976
5	Na/K	$t = 1217 / (1.483 + \log \text{Na/K}) - 273.15$	Fournier, 1979b
6	Na/K	$t = 1178 / (1.470 + \log \text{Na/K}) - 273.15$	Nieva ve Nieva, 1987
7	Na/K	$t = 1390 / (1.750 + \log \text{Na/K}) - 273.15$	Giggenbach vd., 1983
8	Na/K (mmol)	$t = 908 / (0.692 + \log \text{Na/K}) - 273.15$	Fournier, 1979a
9	K/Mg	$t = 4410 / (13.95 - \log \text{K}^2/\text{Mg}) - 273.15$	Giggenbach vd., 1983
10	Li/Mg	$t = 2200 / (5.470 - \log (\text{Li}/\text{Mg}^{0.5})) - 273.15$	Kharaka ve Mariner, 1989
11	Na/Li	$t = 1590 / (0.779 + \log (\text{Na}/\text{Li})) - 273.15$	Kharaka vd., 1982
12	Na/Li (mmol) Cl<0.3	$t = 1000 / (0.389 + \log (\text{Na}/\text{Li})) - 273.15$	Fouillac ve Michard, 1981
13	Na/Li (mmol) Cl>0.3	$t = 1195 / (0.130 + \log (\text{Na}/\text{Li}^{0.5})) - 273.15$	Fouillac ve Michard, 1981
14	Na/Ca	$t = 1096.7 / 3.08 - \log (\text{Na}/\text{Ca}^{0.5})) - 273.15$	Tonani, 1980
15	K/Ca	$t = 1930 / 3.861 - \log (\text{K}/\text{Ca}^{0.5})) - 273.15$	Tonani, 1980

5.3.2. Birleşık jeotermometre uygulamaları

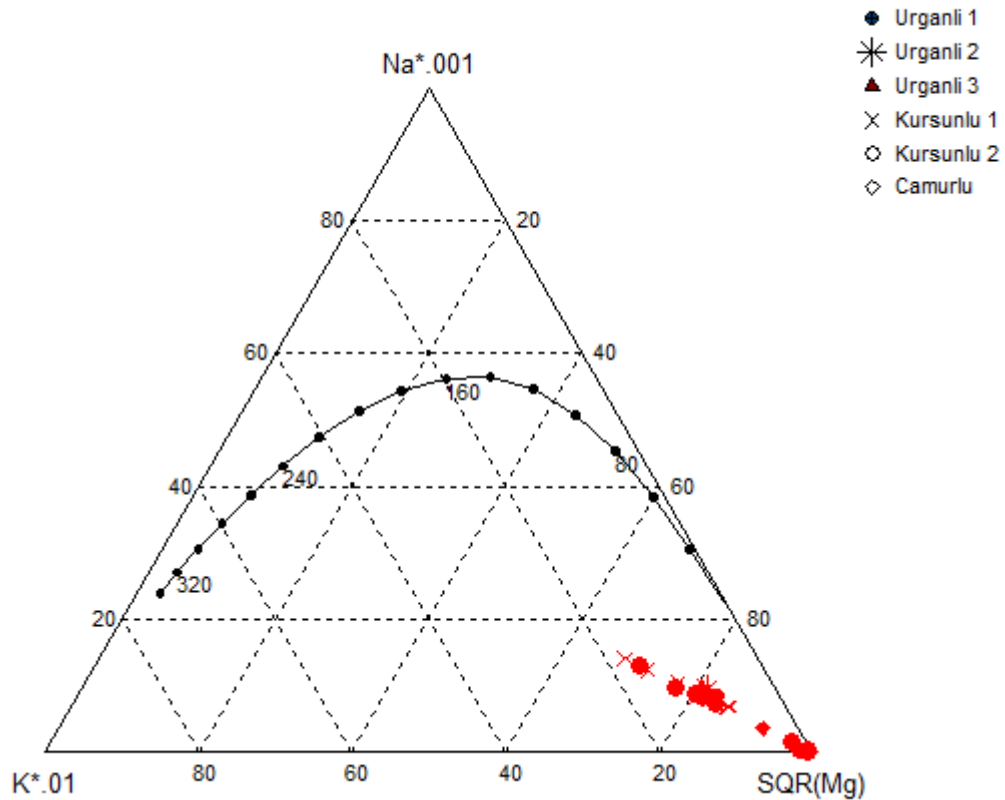
Giggenbach (1988) hazırladığı diyagramla suları içerdikleri Na, K ve Mg iyonlarının mg/l değerlerine dayalı olarak sınıflamıştır. Bu sınıflamaya göre; I. Bölgeye düşen sular; su kayaç ilişkisi açısından kısmen dengede, II. Bölgeye düşen sular ise su-kayaç ilişkisi bakımından kimyasal dengelenmenin sağlanmamış olduğu sulardır.

Giggenbach (1988)'ın hazırladığı bu diyagramı Fournier (1990) yılında revize etmiş ve diyagram şimdiki halini almıştır. Buna göre diyagram üç bölgeden oluşmaktadır. I. Bölgede; Su kayaç ilişkisi bakımından dengede sular, II. Bölgede; Kısmen dengelenmiş sular, III. Bölgede; Ham sular bulunmaktadır. Fournier II. ve III. Bölgelerin ayrımını, oluşturduğu “Olgunluk Derecesi” (Maturity Index) kavramına dayandırmıştır. Olgunluk indeksi (MI) 2.0' in altında bulunan sular ham sular sınıfına girerken (III. Bölge), olgunluk indeksi değeri 2.0'in üzerinde bulunan sular ise kısmen

veya tamamen olgunlaşmış, su-kaya ilişkisi dengede olan sular sınıfına girmektedir (I ve II. Bölge). Burada bahsedilen olgunlaşma su-kayaç arasındaki kimyasal dengeye karşılık gelmektedir. Na-K-Mg jeotermometrelerinin sağlıklı sonuçlar verebilmesi için örneklerin mg/l değerlerinin diyagramda dengelenmiş sular sınıfına (I. Bölge) düşmesi gerekmektedir.

Olgunluk İndeksi (MI) = $[0.315 \log (K2/Mg)] - [\log (K/Na)]$ (Giggenbach, 1988).

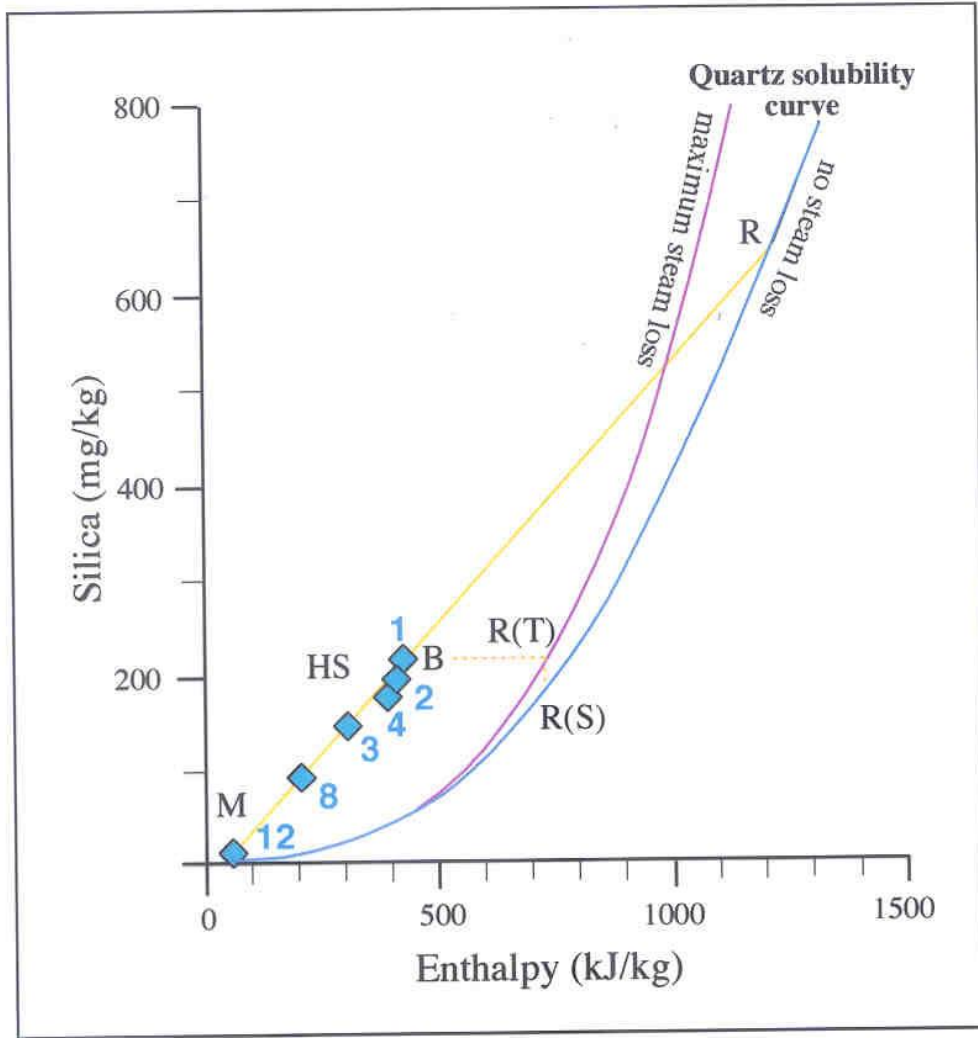
Na-K-Mg^{1/2} üçgen diyagramı solute termometre uygulamaları ile rezervuar sıcaklığı uygun jeotermal sular arasında açık ayırım yapmak için bir yöntem olarak Giggenbach (1988) tarafından önerilmiştir.



Şekil 5.3. Na-K-Mg^{1/2} üçgen diyagramda çalışma alanından termal suların dağılımı (Giggenbach, 1988).

5.3.3. Çalışma alanındaki termometrelerin jeokimyasal değerlendirilmesi

Çeşitli jeokimyasal termometreler kullanılarak Salihli ve yakın çevresi jeotermal sularının rezervuar sıcaklıkları hesaplanmıştır. Jeokimyasal termometrelerin sonuçları Çizelge 5.5' de verilmiştir. Silis jeotermometreleri ile yapılan analiz sonuçlarına göre KW7'de -114 ile -8 °C, UTW1'de -14 ile 107, UTW2'de -52 ile 67, UTW3'de -56 ile 61 °C arasında sıcaklıklar hesaplanmıştır. Bu rezervuar sıcaklıklarının doğruluğunu kontrol edebilmek için Fournier (1977) dikkate alınarak entalpi/SiO₂ karışım modeli uygulandı. Burada kullanılan entalpi değerleri Henley vd., (1984) den alınmış olup yüzey sıcaklıklarını yansıtmaktadır. Bu Entalpi/SiO₂ karışım modelinde (Şekil 5.4) karışım çizgisi meteorik yeraltı suyu ve jeotermal suyun kesiştiği 880 j/g entalpi değerini kesmektedir. Bu değer de 105 °C ye eşdeğer olmaktadır. Bu sıcaklık tahmini bir teoriye dayanmaktadır. ve burada karışım öncesi kaynamayla meydana gelen buhar soğuk yeraltı suyuyla ayrılmamış durumdaydı. Eğer burada buhar fazı kaybı soğuk yeraltı suyuyla karışmadan öncesinde burada entalpi 96 °C' lik bir değer almaktadır. Bu değer 96 °C' deki buhar fazının değeri olmaktadır. Burada ilk entalpi değeri 620j/g olmaktadır. Bu da 148 °C' lik rezervuar sıcaklığına eşdeğerdir.



Şekil 5.4. Çalışma alanı termal suların Entalpi – SiO₂ diyagramı (Özgür, 1998).

Çizelge 5.5. Çalışma alanındaki termal suların çözünen jeotermometresine göre sonuçları

Örnek No	Örnekleme Sıcaklığı °C	K/Mg Giggenbach1983	Na/K Fournier 1973	Na/K Truesdell 1976	Na/K Fournier & Potter	Na/K Fournier 1979	Na-K-Ca Fournier 1979	Na-K-Ca Mg corrected Fournier 1979
CW1	79	33	181	186	236	215	197	38
KW4	34,7	34	179	183	233	213	192	47
KW5	12,4	65	323	313	344	310	173	37
KW6	74	33	212	213	260	237	194	87
KW7	96	28	220	221	267	242	209	85
KW8	40	54	208	210	257	235	159	90
KW9	36	70	337	325	353	319	163	88
UTW1	70	35	180	184	234	214	185	65
UTW2	21,1	78	191	195	244	222	130	36
UTW3	26,7	77	184	188	238	217	127	41

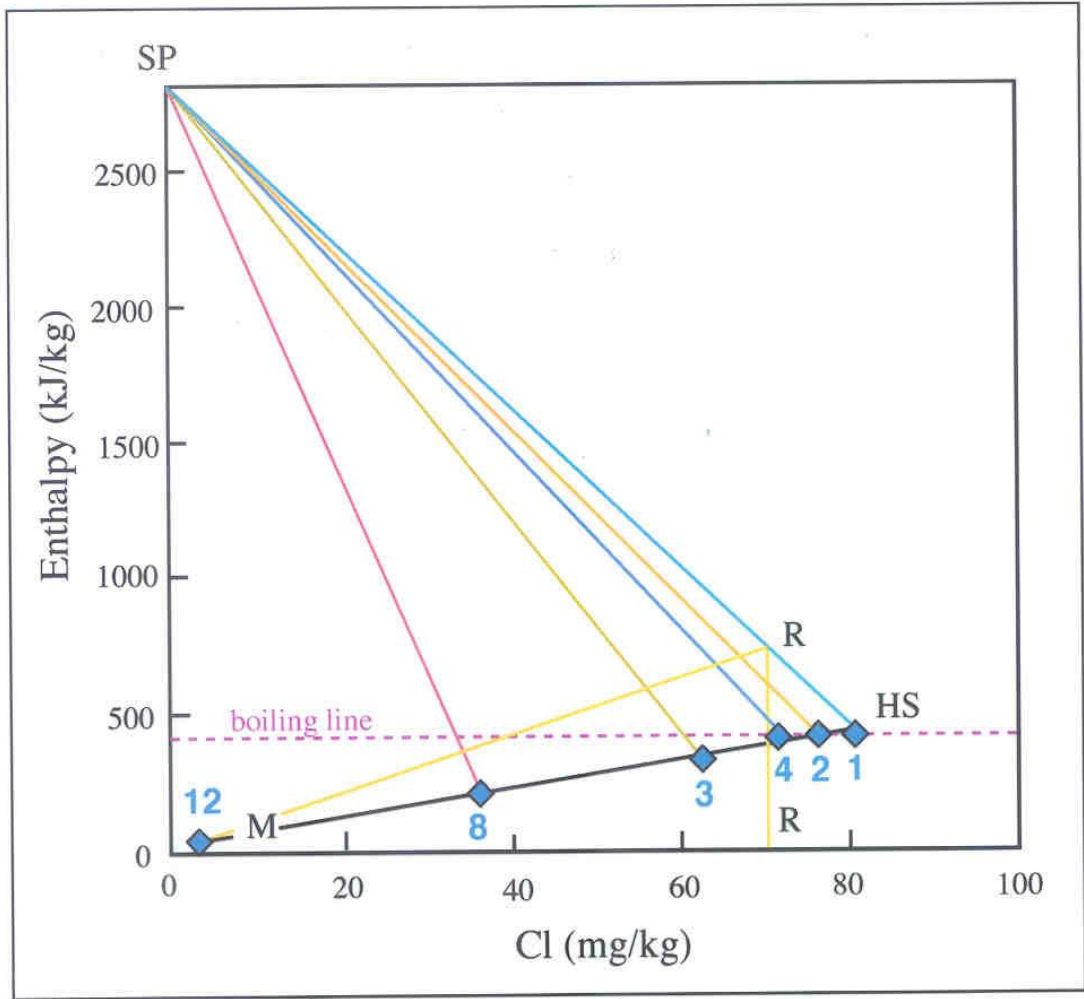
Örnek No	Amorphous Silica	Cristobalite Alpha	Cristobalite Beta	Chalcedony	Quartz	Quartz steam loss
KW7	-114	-64	-100	-53	-21	-8
UTW1	-14	57	10	78	107	107
UTW2	-52	12	-32	29	61	67
UTW3	-56	6	-37	22	55	61

5.3.4. Karışım modelleri

Karışım modelleri, jeotermal araştırmaların her aşamasında etkili bir araçtır. Bunlar zaman içerisinde jeotermal üretimde proses davranışını izlemek için imkan sağlar ve genel olarak enerji potansiyeli ve yeni jeotermal kaynakların akış yapılarının erken aşamaların değerlendirilmesi için faydalıdır (Nicholson, 1993). Entalpi-klorür karışım modeli bu çalışmada uygulanacaktır.

5.3.4.1. Entalpi – klorür modeli

Kurşunlu jeotermal sularının jeotermal sıcaklık güvenilir hesaplaması entalpi/Cl karışım modeliyle gerçekleştirilebilir (Şekil 5.5). Bu model Trudell ve Fournier (1975) ' e göre'dir. Burada sıcak suların kaynama noktası 97 °C ve klorür konsantrasyonları 72,2 ml/l olarak alınır. Bu kaynama noktasında 2670 j/g ve 0 ppm klorür söz konusudur. Bu diyagramda yeraltı suyu örneği ve jeotermal su örneği diyagrama taşınır. Burada söz konusu olan analiz edilen klorür değerleri ve ölçülen yüzey sıcaklıklarıdır. Karışım çizgisi 500 j/g' lık entalpi değeri olan kaynama çizgisini etkiler. Bu da 120°C olan rezervuar sıcaklığına tekabül eder. Buradan giderek 148 °C ile 200 °C arasında rezervuar sıcaklığı olduğu hesaplanır. Bu sıcaklık da daha önce belirlenen SiO₂–Na-K-Na Ca ile verilen sıcaklıklara eşdeğerdir. Bu modellemeler ile Salihli ve Çamurluda bulunan rezervuarlarda 5 ile 5,5 arası değişen pH değerleri hesaplanır.



Şekil 5.5. Çalışma alanı termal suların Entalpi - Klorür diyagramı (Fournier ve Potter,1982).

5.4. İzotop jeokimyasal özellikleri

İzotop, bir atomun aynı sayıda protona, buna karşın farklı sayıda nötrona sahip olan türevleridir. Atomun ağırlığı proton ve nötronların toplam sayısına bağlı olduğundan, aynı atomun izotopları farklı atomik ağırlıklara (atomic mass unit; amu: atomik kütle birimi) sahiptirler. Söz konusu atomik ağırlık farklılığı aynı atomun farklı izotoplarının fiziksel ve kimyasal süreçlerde farklı davranmasına neden olur. Bu durumun bir sonucu olarak; örneğin su molekülünü oluşturan hidrojen ve oksijen atomlarının farklı izotoplarının birbirine olan oranları değişmektedir. Anılan izotop oranlarındaki değişimin incelenmesi sonucunda herhangi bir suyun etkilendiği

fiziksel ve kimyasal süreçler belirlenebileceği gibi farklı sular arasındaki olası karışımlar hakkında da yorumlamalar yapılabilir. İzotoplar; sıcaklık ve su kayaç etkileşimine hassasiyetlerinden dolayı jeotermal araştırmalarda etkin bir akifer izleme yöntemi olarak kullanılmaktadır. Oksijen ($\delta^{18}\text{O}$), Döteryum ($\delta^2\text{H}$) ve Trityum izotopları termal suların kökeni, yaşı, beslenme alanı, yüksekliği ve yer altında kalış sürelerini tahmin etmede kullanılır.

İnceleme alanı ve çevresinde yer alan kaynaklara ait sıcak su örnekleri duraylı Oksijen ($\delta^{18}\text{O}$), Döteryum ($\delta^2\text{H}$) ve Trityum içerikleri bakımından incelenmiş, analiz sonuçları (Çizelge 5.6)'da verilmiştir. Bu verilere göre yeraltı suyunun dolaşım sistemi ve hidrojeolojik özellikleri aydınlatılmaya çalışılmıştır.

Çizelge 5.6. İzotop analiz sonuçları

Örnek No	Lokasyon	$\delta^{18}\text{O}[\text{‰}]\text{SMOW}$ $\pm 0,15$	$\delta^2\text{H}[\text{‰}]\text{SMOW}$ $\pm 0,10$	$^3\text{H}(\text{TU})$ $\pm 2\sigma$	Özgür, (1998)
CW1		-7,72	-55,7	<1,1	
CW2		-7,64	-54,8	<0,7	
CW3		-7,70	-56,0	<1,2	
CW4		-6,72	-45,9	$8,4 \pm 1,8$	
CW5		-8,88	-53,4	-	
KW1		-5,76	-48,9	$4,4 \pm 1,3$	
KW2		-5,16	-49,9	$4,0 \pm 0,7$	
KW4		-7,36	-53,6	$1,1 \pm 0,7$	
KW6		-5,66	-50,5	$4,2 \pm 0,7$	
KW7		-5,39	-50,2	$3,3 \pm 0,7$	
KW8		-7,41	-47,2	$7,6 \pm 0,7$	
KW9		-7,60	-46,8	$9,4 \pm 0,7$	
KW14		-8,63	-51,7	$10,6 \pm 0,8$	

Duraylı izotop analiz sonuçları ve örnekleme sırasında ölçülen fiziksel ve kimyasal parametrelere ilişkin bilgiler (Çizelge 5.6)'da verilmiştir. Çizelge de görüldüğü üzere termal suların $\delta^2\text{H}$ değerleri -45,9 ile -56,0 arasında değişirken, $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ise -8,88 ile -5,16 arasında değişim göstermektedir.

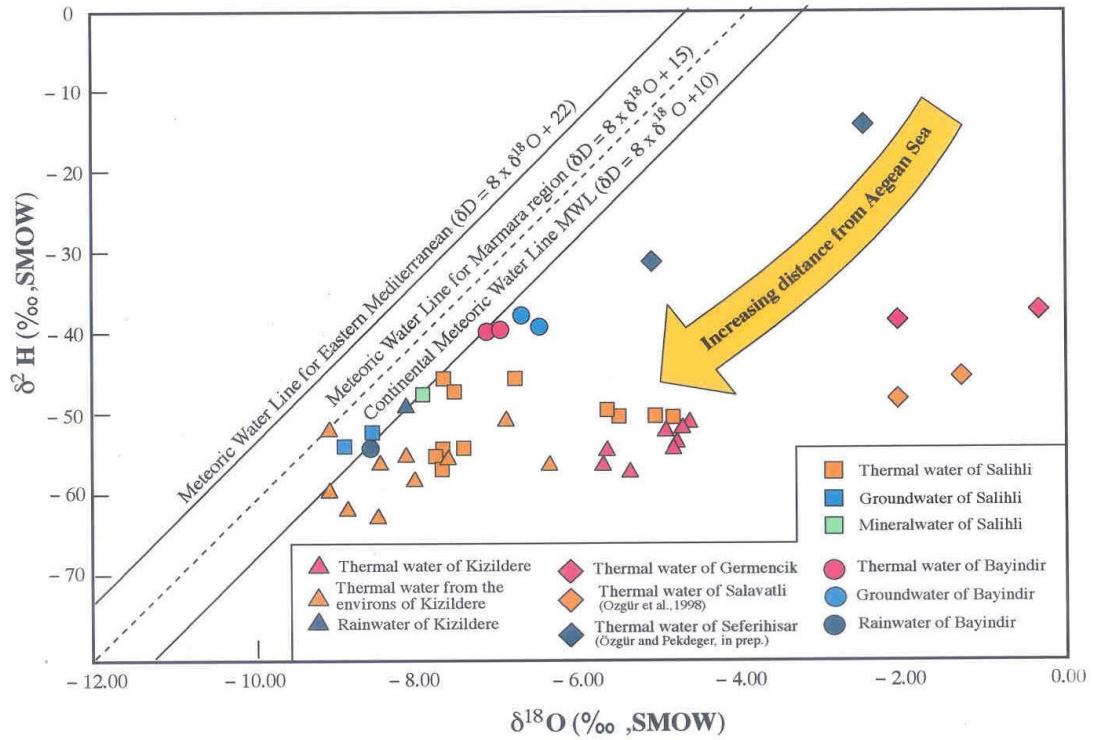
Hidrojen atomunun 1 proton ve 2 nötronlu izotopu olan trityum radyoaktif bir izotop olup; yarılanma ömrü 12,43 yıldır. Trityum izotopu çekirdekten elektron (P ışını) salınması ile yarılanır. Elektronların enerjisi düşük olup; doğal düzeydeki trityum derişimi insanlar için sağlık riski oluşturmaz. Duraylı izotoplardakinden farklı olarak trityum izotop miktarı bir derişim birimi olan TU (tritium unit: trityum birimi) ile ifade edilir, 1 TU, 1018 hidrojen atomundan birisinin H olduğunu ifade etmektedir. Atmosferik nemdeki trityumun doğal ve antropojenik olmak üzere başlıca iki kaynağı vardır. Doğal trityum izotopu atmosferin üst tabakasında (stratosfer) kozmik 90 kökenli nötronların 5 N izotopuna çarparak onu 5 C ve 8 H 'a ayrıştırmaları ile oluşmaktadır. Doğal yoldan atmosfere yayılan trityumun yağış suyundaki eşdeğeri 10 TU 'dır. Atmosferdeki trityumun bir bölümü antropojenik kaynaklı olup; özellikle 1950'li yıllarda başlayan ve 1963 yılında uluslararası antlaşmalar ile yasaklanan atmosfere açık yerüstü termonükleer bomba denemeleri sonucunda oluşmuştur. Bu yolla trityum üretimi 1963 yılında 1000 TU düzeyine ulaşmış olup; 1963 yılından günümüze değin doğal yarılanma yoluyla azalmıştır. Günümüz atmosferik neminde trityum derişimi doğal fon (natural background) değerine (10 TU) yaklaşmıştır. Radyoaktif olan trityum sürekli bozunmaya uğraması nedeniyle belirli bir bölgede yer altı suyunu besleyen yağışın trityum içeriğinin bilinmesi durumunda, yeraltı suyunun ağırlıklı ortalama yaşının belirlenmesi ve/veya farklı yer altı sularının karışımına ilişkin öngörülerde bulunulması mümkün olmaktadır (Tezcan, 1992). Bu çalışmada Global meteorik su doğrusu, Marmara meteorik su doğrusu, Akdeniz meteorik su doğrusu kullanılmıştır. Su doğrularının denklemleri ve referansları aşağıdaki gibidir.

Global Meteorik Su Doğrusu; (GMWL); $\delta D = 8 \cdot \delta^{18}O + 10 \text{ ‰}$ (SMOW)

Akdeniz Meteorik Su Doğrusu; $\delta D = 8 \cdot \delta^{18}O + 22 \text{ ‰}$ (SMOW) (Gat ve Carmi, 1970)

Marmara Meteorik Su Doğrusu; $\delta D = 8 \cdot \delta^{18}O + 18 \text{ ‰}$ (SMOW)

İnceleme alanı içerisinde yer alan izotop analizi yapılmış sular grafik ile incelenmiştir (Özgür 1998), (Şekil 5.6). Buna göre inceleme alanının yakınında bulunan Kurşunlu, Urganlı ve Çamurlu jeotermal alanlarındaki sular meteorik kökenlidir.



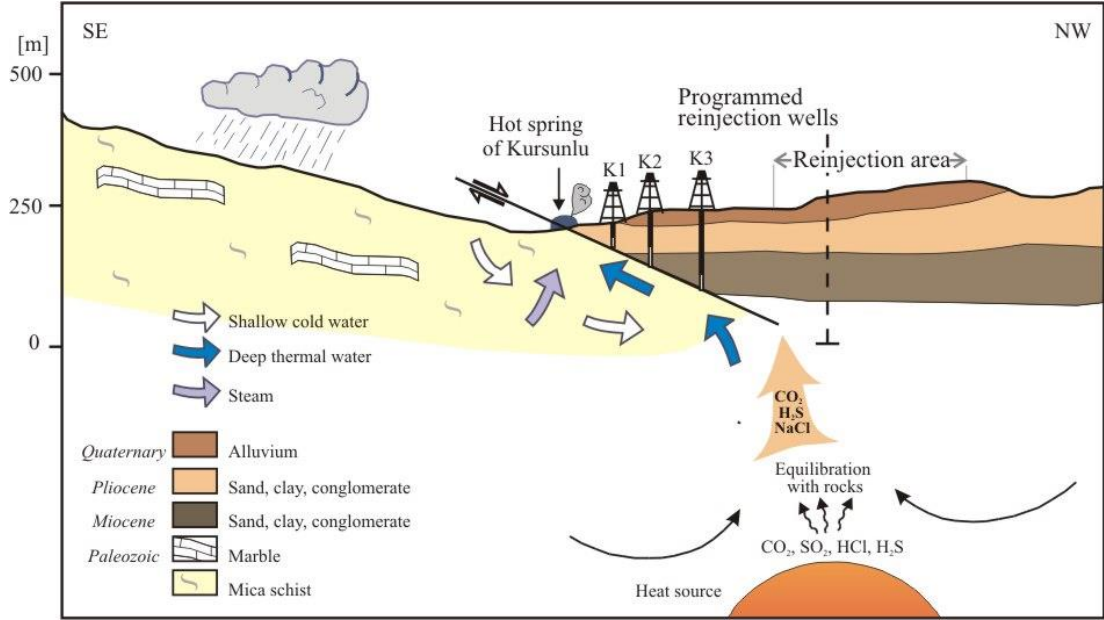
Şekil 5.6. Kurşunlu ve yakın çevresi jeotermal sularında δD ve $\delta^{18}O$ izotopu ilişkisi (Özgür, 1998).

Alanda su kayaç etkileşiminin Kurşunlu ve çevresi jeotermal alanlarındaki termal sulardan uzun sürmesine ve farklı özellikte olmasına bağlı olarak $\delta^{18}O$ bakımından zenginleştiği ve bir doğru üzerinde yer aldığı belirlenmiştir. Clark ve Fritz (1997), kıtasal bölgelerde trityum izotopu içeriği 0,8-4 TU olan suların güncel ve eski suların karışımı olduğunu belirtmiştir.

5.5. Kurşunlu jeotermal alanının hidrojeolojik modellemesi

Kurşunlu ve Çamurlu sıcak sularının kapladığı alan yaklaşık 150 m²'dir. Bu alanda mermer gibi geçirimli ve killi şistler ve ince taneli killi sedimentler gibi geçirimsiz kayaçlar bulunmaktadır. Çalışılan alanda birincil ve ikincil geçirimlilik özelliği taşıyan kayaçlar sıcak su rezervuarı oluşumu için gerekli koşulları sağlamaktadır. Çalışma alanındaki meteorik sular hem kırık çatlak ve faylar üzerinden ve hem de geçirimsiz kayaçlar içinde yeraltına süzülürler. Bu süzülme 3000 ile 5000 metre arası devam edebilir. Bu kayaçlar altında henüz soğumakta olan magma odaları bulunmaktadır. Bu magma odaları rezervuarda bulunan meteorik suların ısıtıcı kaynaklarıdır.

Özellikle Gediz graben zonunda magmatik ısıtıcı olarak Miyosen güncel yaşlı Kula volkanikleri bulunur. Bunlar çalışılan alanın 50 km doğusunda yer almaktadır.



Şekil 5. 7. Kurşunlu jeotermal sisteminin basitleştirilmiş hidrojeolojik oluşum modeli (Özgür, 1998).

6.TARTIŞMA

6.1. Kurşunlu jeotermal alanında olası ısı kaynağı, jeotermal sistem ve tektonik arasındaki ilişki

Ülkemizde birçok düşük ve orta sıcaklıkta jeotermal kaynak bulunmakta ve bunların çoğu oldukça önemli kırık sistemleri bağlı oluşmaktadır (Serpen ve Mıhçıkan, 1999; Palabıyık ve Serpen, 2008). Aynı şekilde, Batı Anadolu Bölgesinde bulunan jeotermal sistemlerde benzerdir. Ülkemiz, Alp-Himalaya Dağ Kuşağı içinde yer almaktadır. Batı Anadolu Bölgesinde sınırları belirlenmiş gerilme tektoniği hüküm sürmekte ve burada litosferik gerilim daha çok Alp-Himalaya zonu levhalarının kıtasal çarpışması ile ilişkili olmaktadır. Batı Anadolu Bölgesi, D-B doğrultulu dağlarla ve kalın tortullarla dolu vadiler ile karakterize edilir. Bölge Geç Miyosen başlangıcına kadar, K-G yönünde kısalma yaşamıştır. Tortoniyen başında, bölgede gerilme tektoniği hasil olmuş, burada kısmi ergimiş kabuk gerilmekte sonrasında ise ince ve kırılğan kabuk şekil almıştır (Alptekin vd., 1990; Gemici ve Tarcan, 2002). Türkiye'nin batısında birkaç D-B yönlü uzanım gösteren grabenler vardır.

Türkiye'nin önemli jeotermal alanlarının çoğu bu grabenlerin kenarlarında bulunmaktadır. Gediz Grabeni güney kenarı faylı, kuzey kenarı ise açısız uyumsuz olan bir yarım grabendir. Gediz Grabeninin üzerindeki tortul istifin kalınlığı güney kenarında 2000 m'ye ulaştığı halde, kuzey kenarında yaklaşık 400m'dir. İnceleme alanının üzerinde bulunduğu Gediz Grabeni ortalama yüksekliği 65 m. olan ve batıdan doğuya gidildikçe az bir meyil ile yükselen ova görünümündedir. Güney kesimde ortalama 1500 m'yi bulan Bozdağlar bulunmaktadır. Menderes Masifi genel olarak Batı Anadolu'nun otokton kristalin temel yapısını oluşturur. Masif Alp-Himalaya orojenezinin geniş bir parçasını meydana getirir (300x200 km; Bozkurt ve Oberhänsli, 2001). Masif tektonik olarak; (i) KB'da Bornova Filiş Zonu'nu içine alan İzmir-Ankara Neotetis Sütur Zonu (Şengör ve Yılmaz, 1981), (ii) KD'da Afyon Zonu ve (iii) G'de Likya Napları (Graciansky, 1972; Collins ve Robertson, 1997, 1998, 1999) tarafından üstlenir. Dünyanın önemli aktif kıtasal açılma tektoniğine sahip bölgelerinden birisi olan Batı Anadolu'da yaklaşık K-G yönlü gerilme rejimine bağlı

olarak D–B uzanımlı birçok graben gelişmiştir. Gediz Grabeni Batı Anadolu’da bulunan bu graben sisteminin önemli bir yapısal unsurunu oluşturmaktadır. Kurşunlu Jeotermal Alanı, Salihli – Alaşehir Grabeninin güney kanadını oluşturan fayların üzerinde bulunur. Bölgede Kuvaterner başında E–W ve NE–SW doğrultulu faylanmalar aktivitelerini korurken, daha sonra WNE–ESE doğrultulu faylanmalar olmuştur. Bu genç faylanmaya bağlı olarak bölgenin jeotermal etkisinin başladığı düşünülmektedir (Angelier vd., 1981, Dumont vd., 1979). Masif, yakın zamanda D-B uzanımlı grabenleri oluşturan derin yapısal süreksizliklerle kesilmiştir. Bu bölgede, bir yandan metamorfikleri etkilemiş olan sıyrılma fayları ve bir yandan da üst Miyosende oluşmuş, bugünlere çapraz uzanan bir başka fay sistemiyle yaygın ve etkili bir kırılma ve kaya ortamlarının geçirimsizlik kazanmasını sağlamıştır (Öngür, 2005). Bütün bunlar, bu bölgede çok sayıda ve yüksek ısı yüklü jeotermal sistemin gelişmesini sağlamıştır.

Grabeni sınırlandıran faylardan bazıları bu metamorfik temel kayalarla Miyosen, Pliyosen ve Kuvaterner yaşlı, çökel kayalar arasında dokanak oluşturmuştur. Genelde grabenin kenarlarında yüzeyleyen Üst Miyosen, yaşlı kireçtaşı, konglomera ve kumtaşları, Pliyosen yaşlı kumtaşı ve kireçtaşlarının oluşturduğu kayalarla tutturulmamış detritiklerden oluşan, Kuvaterner çökelleri graben fayları tarafından kesilmiştir. Yöredeki fayların tümü jeolojik ve jeomorfolojik kıstaslara göre diridir.

6.2. Çalışma alanının hidrojeolojik, hidrojeokimyasal ve izotop jeokimyasal özellikleri

Salihli ve çevresinde Paleozoyik kayaçların geniş yayılımları dikkat çekmektedir. Paleozoyik kayaları gnays, kuvarsitşist, mikaşist ve mermerlerden ibarettir. Gnayslar genellikle çalışma alanının güney kıyılarında görülen sekonder permeabilite kazanmış kayaçlardır. Bu kayaçlar beslenme alanının yüksek bölgelerinde bulunan ve çatlak suyu ihtiva eden kayaçlardır. Gnaysların gözlü ve şisti olan tipleri de vardır. Gözlü gnayslar daha rijit özellik gösterirler (Yilmazer 1988).

Jeotermal sular 21,1 ile 96 °C arasında değişen yüzey sıcaklıklarına sahiptir. İnceleme alanındaki sıcak sular genel olarak Na-HCO₃ tipi sular olarak adlandırılabilir. Kurşunlu ve yakın çevresi jeotermal suları Na+K>Ca>Mg baskın katyonlar ve baskın HCO₃>Cl>SO₄ anyonlar olarak sınıflandırılabilir.

Silis jeotermometreleri ile yapılan analiz sonuçlarına göre KW7’de -114 ile -8 °C, UTW1’de -14 ile 107, UTW2’de -52 ile 67, UTW3’de -56 ile 61° C arasında sıcaklıklar hesaplanmıştır. Bu rezervuar sıcaklıklarının doğruluğunu kontrol edebilmek için Fournier (1977) dikkate alınarak entalpi/SiO₂ karışım modeli uygulandı. Burada kullanılan entalpi değerleri Henley vd. (1984) den alınmış olup yüzey sıcaklıklarını yansıtmaktadır. Bu entalpi/SiO₂ karışım modelinde karışım çizgisi meteorik yeraltı suyu ve jeotermal suyun kesiştiği 880 j/g entalpi değerini kesmektedir. Bu değer de 105 °C ye eşdeğer olmaktadır. Bu sıcaklık tahmini bir teoriye dayanmaktadır. Ve burada karışım öncesi kaynamayla meydana gelen buhar soğuk yeraltı suyuyla ayrılmamış durumdaydı. Eğer burada buhar fazı kaybı soğuk yeraltı suyuyla karışmadan öncesinde burada entalpi 96 °C’ lik bir değer almaktadır. Bu değer 96°C’ deki buhar fazının değeri olmaktadır. Burada ilk entalpi değeri 620j/g olmaktadır. Bu da 148 °C’ lik rezervuar sıcaklığına eşdeğerdir.

Kurşunlu jeotermal sularının jeotermal sıcaklık güvenilir hesaplaması entalpi/Cl karışım modeliyle gerçekleştirilebilir. Bu model Trusdell ve Fournier (1975) ‘ e göredir. Burada sıcak suların kaynama noktası 97 °C ve klorür konsantrasyonları 72,2 ml/l olarak alınır. Bu kaynama noktasında 2670 j/g ve 0 ppm klorür söz konusudur. Bu diyagramda yeraltı suyu örneği ve jeotermal su örneği diyagrama taşınır. Burada söz konusu olan analiz edilen klorür değerleri ve ölçülen yüzey sıcaklıklarıdır. Karışım çizgisi 500 j/g’ lık entalpi değeri olan kaynama çizgisini etkiler. Bu da 120° C olan rezervuar sıcaklığına tekabül eder. Buradan giderek 148° C ile 200° C arasında rezervuar sıcaklığı olduğu hesaplanır. Bu sıcaklık da daha önce belirlenen SiO₂ –Na-K-Na Ca ile verilen sıcaklıklara eşdeğerdir. Bu modellemeler ile Salihli ve çamurluda bulunan rezervuarlarda 5 ile 5,5 arası değişen pH değerleri hesaplanır.

İnceleme alanı ve çevresinde yer alan kaynaklara ait sıcak su örnekleri duraylı Oksijen ($\delta^{18}\text{O}$), Döteryum ($\delta^2\text{H}$) ve Trityum içerikleri bakımından incelenmiş, grafiğe aktarılmıştır. Buna göre Kurşunlu ve yakın çevresi jeotermal alanlarındaki sular meteorik kökenlidir. Alanda su kayaç etkileşiminin Kurşunlu ve çevresi jeotermal alanlarındaki termal sulardan uzun sürmesine ve farklı özellikte olmasına bağlı olarak $\delta^{18}\text{O}$ bakımından zenginleştiği ve bir doğru üzerinde yer aldığı belirlenmiştir. Clark ve Fritz (1997), kıtasal bölgelerde trityum izotopu içeriği 0,8-4 TU olan suların güncel ve eski suların karışımı olduğunu belirtmiştir.

KAYNAKLAR

- Alptekin, Ö., İlkisik, M., Ezen, Ü. ve Üçer, S.B., 1990, Heat flow, seismicity and the crustal structure of western Anatolia: in: Savascin, M.Y. und Eronat, A.H. (eds.): Proc. Internat. Earth Sc. Congr. on Aegean Regions, Izmir/Turkey, v. II, S. 1-12.
- Angelier, J., Dumont, J.F., Karamanderesi, I.H., Poisson, A., Simsek, S. ve Uysal, S., 1981, Analyses of fault mechanisms and expansion of southwestern Anatolia since the late Miocene: Tectonophysics 79, S. 11-19.
- Armijo, R. , Lyon-Caen, H. ve Papanastassiou, D. 1992, East-West extension and holocene normal-fault scarps in the hellenic arc. Geology 20, S. 491-494.
- Arnorssón, S. ve Andrésdóttir, A., 1995, Processes controlling the distribution of boron and chlorine in natural waters in Iceland, Geochim. Cosmochim. Acta 20, S. 4125-4146.
- Bonham, H.R., 1986, Models for Volcanic-hosted epithermal precious metal deposits: A review. Proc, 5th International Volcanology Cong., Auckland, N2, S. 13-17.
- Bozkurt, E. ve Oberhänsli, R., 2001, Menderes Massif (western Turkey): Structural, metamorphic and magmatic evolution. International Journal of Earth Sciences, Special Issue 89, S. 679-882.
- Bozkurt, E. ve Sözbilir, H., 2004, Tectonic evolution of the Gediz Graben: field evidence for an episodic, two-stage extension in western Turkey. Geol. Magazine 141, S. 63–79.

- Calmbach, L., 1999, AquaChem Computer code-Version 3.7: Aqueous geochemical analyses, plotting and modelling. Waterloo Hydrogeologic, Waterloo, Ontario, Canada, 184 S.
- Clark, I.D. ve Fritz, P., 1997, Environmental Isotopes in Hydrogeology, Lewis Publishers, 327 S.
- Collins, A.S. ve Robertson, A.H.F., 1997, The Lycian Melange, southwest Turkey: an emplaced accretionary complex. *Geology* 25, S. 255-258.
- Collins, A.S. ve Robertson, A.H.F., 1998, Processes of Late Cretaceous to Late Miocene episodic thrust-sheet translation in the Lycian Taurides, SW Turkey. *J. Geol. Soc. Lond.* 155, S. 759-772.
- Collins, A.S. ve Robertson, A.H.F., 1999, Evolution of the Lycian allochthon, western Turkey, as a north-facing Late Palaeozoic-Mesozoic rift and passive continental margin. *Geol. J.* 34, S. 107-138.
- Craig, H. ve C. D. Keeling, 1963, "The effects of atmospheric NO₂ on the measured isotopic composition of atmospheric CO₂." *Geochimica et Cosmochimica Acta* 27, S. 549-551.
- D'Amore, F. ve Arnórsson, S., 2000, Geothermometry: in: Arnórsson, S. (Ed.). Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration, development and use (152-199). International Atomic Energy Agency, Vienna, 351 S.
- Doglioni, Innocenti, Manetti, Agostini, ve Savaşçın, (2003); Güney batı Anadolu'daki grabenlerin oluşumu: *MTA Enst. Derg.* 92, S. 7-17.
- Doğdu, N., 2004, Maden Tetkik ve Arama Müdürlüğü Denizli Bölgesi Jeotermal Enerji Raporu, Türkiye Jeotermal Kaynakları Envanteri 2005 74 S.

- Dora, O.Ö., Candan, O., Dürr, H. ve Oberhansli, R., 1995, New evidence on the geotectonic evolution of the Menderes Massif. In: Proceedings of the International Earth Sci. Col. on the Aegean Region (Pişkin Ö., Ergün, M., Savaşçın M.Y, Tarcın, G. -eds), S. 53-72, İzmir.
- Dumont, J. F., Uysal, S., Şimşek, Ş., Karamenderesi, İ. H., ve Letouzey, J., 1979, Formation of the grabens in southwestern Anatolia. Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey 92, S. 7-18.
- Ellis, A. J., ve Mahon W. A. J., 1967, "Natural hydrothermal systems and experimental hot water/rock interactions (Part II)." Geochim. Cosmochim. Acta 31, S. 519-538.
- Emre, T., 1990, Sart Mustafa (Salihli) - Adala – Dereköy (Alaşehir) arasının jeolojisi ve Gediz Grabeninin yapısına bir yaklaşım: TÜBİTAK, TBAG - 732 /YBAG - 0001 numaralı proje, 65 s. (yayınlanmamış).
- Emre, T., 1996a, Gediz Grabeninin tektonik evrimi, Türkiye Jeoloji Bülteni, C.39, S.2, S. 1-18.
- Emre T., 1996b, Gediz Grabeninin jeolojisi ve tektoniği. Turkish Journal of Earth Sciences 5, S. 171-185.
- Evirgen, M., 1979, Metamorphism in the northern sector of the Menderes Massif (Ödemiş-Bayındır-Turgutlu) and some of the rare paragenesis. Bull. Geol. Soc. Turkey S. 22.
- Fetter, C. W., 2001, Applied hydrogeology. Vol. 3. No. 3. Upper Saddle River: Prentice hall.

- Ford, D. C. ve Ewers R. O. 1978, The development of limestone cave systems in the dimensions of length and depth. Canadian Journal of Earth Sciences 15, S. 1783-1798.
- Fouillac, C., Michard, G., 1981, Sodium/Lithium ratio in water applied to the geothermometry of geothermal waters. Geothermics, S. 55-70.
- Fournier, R.O. ve Trusdell, A., 1973, An emprical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. Geochimica at Cosmochimica Acta, S. 1255-1275.
- Fournier, R. O., ve Truesdell A.H. 1977, An empirical Na K Ca geothermometer for natural waters. Geochim. Cosmochim. Acta 37.5 (): 1255-1275: in: Fournier, R.O. (ed.). Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. Geothermics 5, S. 41-50.
- Fournier, R.O., 1979, A revised equation fort he Na/K geotermometer. Geothermal Resources Consil Transactions 3, S. 221-224.
- Fournier, R.O. ve Potter, R.W., 1979, Magnesium correction to the Na-K-Ca chemical geotermometer. Geochim. Cosmochim. Acta. 43, S. 1543-1550.
- Fournier, R.O., 1990, The interpretation of Na-K-Mg relaiton in geothermal waters. Geoth. Res. Counc. Trans. 14, S. 1421-1425.
- Fridleifsson, I. B., 2008 vd., The possible role and contribution of geothermal energy to the mitigation of climate change. IPCC scoping meeting on renewable energy sources, proceedings, Luebeck, Germany. Vol. 20-25. S. 59-80

- Gat, J. R., ve I. Carmi 1970, Evolution of the isotopic composition of atmospheric waters in the Mediterranean Sea area. *Journal of Geophysical Research* 75, S. 3039-3048.
- Gemici, U. ve Tarcan, G., 2002, Distribution of boron in thermal waters of western Anatolia, Turkey, and examples of their environmental impacts. *Environmental Geology* 12, S. 125-132.
- Giggenbach, W. F. 1987, Redox processes governing the chemistry of fumarolic gas discharges from White Island, New Zealand. *Applied Geochemistry* 2.2, S.143-161.
- Giggenbach, W.F., 1988, Geothermal solute equilibria - Derivation of Na-K-Mg-Ca Geoindicators. *Geochim. Cosmochim. Acta* 52, S. 2749-2765.
- Giggenbach, W.F., 1991, Chemical techniques in geothermal exploration. *Application of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development* (Co-ordinator D'Amore, F). United Nations Institute for Training and Research (UNITAR) / United Nations Development Programme (UNDP) Centre on Small Energy Resources, Rome, S. 119–144.
- Gislason, A. ve Assthorsson, O.S. , 1996, Food of capelin in the subarctic waters of north of Iceland. *International Council for the Exploration of the Sea, C.M. /L32*, S.15.
- Graciansky, P.C., 1972, Reserches géologiques dans le Taurus Lycien occidental. Ph.D Thesis, University de Paris-Sud, Orsay.
- Güneş, C.,2006, Gediz Kaplıcaları'nın (Kütahya) Hidrojeolojik Ve Hidrojeokimyasal Değerlendirilmesi, DEÜ Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans Tezi 118 S.

- Hedenquist, J.W., 1987, Mineralisation associated with volcanic-related hydrothermal systems in the Circum-Pacific Basin. Trans, 4th Circum-Pacific energy and mineral resources conference, Singapore, S. 513-524.
- Henley, R.W., Truesdell, A.H, Barton, P.B. ve Whitney, J.A., 1984, Fluid-mineral equilibria in hydrothermal systems: Econ. Geol. Rev. 1, 267 S.
- Hetzl, R., Passchier, C.W., Ring, U., ve Dora, O.Ö., 1995, Bivergent extension in orogenic belts: The Menderes masif (southwestern Turkey), Geology, v.23, S. 455-458
- Jackson, J. ve McKenzie, D. 1984, Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 77, S. 185-264.
- Karamanderesi, İ. H. ve Helvacı, C. 1994, Geology and hydrothermal alteration of the Aydın-Salavatlı geothermal field, Western Anatolia, Turkey. IAVCEI, 1994 Ankara, Abstract, Theme-9 Experimental Petrology.
- Karamanderesi, İ. H., Yilmazer, S., Yıldırım, T., Yakabağı, A., Çiçekli, K., Gevrek, A., Demir, A. ve Yıldırım, N., 1995, Manisa-Turgutlu-Salihli-Alaşehir arası Gediz vadisi jeotermal enerji aramaları etüd ve sondaj (SC-1 derin sondajı) verileri sonuç raporu: MTA Der. Rap. No. 10460, 180 S. (Yayınlanmamış, Ankara).
- Karamanderesi, İ. H. 1997, Geology of and Hydrothermal Alteration Processes of the Salavatlı-Aydın Geothermal Field. PhD Thesis, Dokuz Eylül University Graduate School of Natural and Applied Sciences, İzmir, Turkey, 240 S.
- Karaoğlu, N., Çalaplı, R., 1990. The investigation of antimony mineralizations in Emirli (Odemiş-Izmir/Turkey) village. IESCA Proceedings, S. 225.

- Kharaka, Y.K., Mariner, R.H., 1989, Chemical Geothermometers and their Application to formation waters from sedimentary basins. In. N. D. Nasers, T.H., Mc Culloh (Eds.). Thermal History of sedimentary Basins; Methods and Case Histories, Springer Verlag, S. 99-117.
- Koçyiğit, A., 1984, Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişim: Türkiye Jeol. Kur. Bül. 27, S. 1-16.
- Koçyiğit, A., Yusufoglu, H., ve Bozkurt, E., 1999, Evidence from the Gediz Graben for episodic two-stage extension in western Turkey, Journal. of Geological Society London, 156, S. 605–616.
- McKenzie, D., 1978, Active tectonics of the Alpine - Himalayan belt: The Aegean Sea and surrounding regions: Geophysical Journal of Royal Astronomical Society 55, S. 217-254.
- Mutlu, H., 1999, Kimyasal Modellemedeki Temel Prensipler. JENARUM. Jeotermal Enerji Araştırma ve Uygulama Merkezi Yaz Okulu Ders Notları, İzmir S. 38-54.
- Nicholson K., 1993, Geothermal Fluids, Chemistry and exploration techniques. Springer, 268 S.
- Nieva, D., Nieva, R., 1987, Development in geothermal energy in Mexico, Par 12_A cationic composition geothermometer for prospection of geothermal resources, Heat recovery systems and CHP 7, S. 243-258.
- Oğuz K., 2009, Kurşunlu (Salihli) Jeotermal Alanındaki Üretim ve Geribasım Kuyularının Mineral Dengeleri ve Kabuklaşma Eğilimleri, DEÜ Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans Tezi, 65 S.

Okay, Aral I., 2001, Stratigraphic and metamorphic inversions in the central Menderes Massif: a new structural model. *International Journal of Earth Sciences* 89, S. 709-727.

Öngür, T., 2005, Jeotermal Enerji seminer Kitabı, TMMOB Makine Müh. Odası, 7. Ulusal Tesisat Mühendisliği Kongresi, Oda Yayın No: E/2005/393-2 ISBN 975-95-968-0, Jeotermal Sahalarda Jeolojik ve Jeofizik Arama ilke ve Stratejileri S. 21-40.

Özen, T., 2002, Dikili sıcak ve soğuk su kaynaklarının hidrojeolojik incelenmesi, Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Fakültesi, Yüksek Lisans Tezi, 59 S.

Özgür, N., 1998, "Aktive und fossile Geothermalsysteme in den kontinentalen Riftzonen des Menderes Massives, Westanatolien, Türkei: Habilitationsschrift, Freie Universität Berlin, 171 S.

Özgür, N., Pekdeğer, A., 1995, Active geothermal systems in the rift zones of the Menderes Massif. Western Anatolia. Turkey: in; Kharaka, Y.K and Chudoev, O.V. (eds.); Proc. Internat. 8th Symp. On Water-Rock Interaction. Vladivostok/Russia, 10, S.529-532.

Palabiyik, Y., ve Serpen U., 2008, "Geochemical assessment of Simav geothermal field, Turkey." *Revista mexicana de ciencias geológicas* 25, S. 408-425.

Palmer, A. N. 1984, Recent trends on karst geomorphology. *Journal of Geochemical Education* 32, S. 247-253.

Purvis, M. ve Robertson, A.H.F. 2004, A pulsed extension model for the Neogene–Recent E–W-trending Alasehir Graben and the NE–SW-trending Selendi and Gördes Basins, western Turkey. *Tectonophysics* 391, S.171–201.

- Serpen, U. ve Mihçakan, M., 1999, "Heat Flow and Related Geothermal Potential of Turkey," Geothermal Resources Council Transactions 23, S. 17-20.
- Seyitoğlu, G. ve Scott, B.C., 1991, Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey: Geological Magazine 128, S. 155-166.
- Seyitoğlu, G. ve Scott, B.C., 1992, The age of the Büyük Menderes graben (West Turkey) and its tectonic implications: Geological Magazine 129, S. 239-242.
- Seyitoğlu, G. ve Scott, B.C., 1996, The age of the Alaşehir graben (west Turkey) and its tectonic implications: Geological Journal 31, S. 1-11.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach: Tectonophysics 75, S. 181-241.
- Şengör, A.M.C, Satır, M. ve Akkök, R., 1984, Timing of tectonic events in the Menderes Massif, western Turkey: Implications for tectonic evolution and evidence for Pan - African basement in Turkey: Tectonics 3, S. 693-707.
- Şengör, A.M.C., 1987, Cross - faults and differential stretching of hanging walls in regions of low - angle normal faulting: examples from western Turkey, in Coward, M.P., Dewey, J.F., and Hancock, P., eds., Continental extensional tectonics: Geological Society, London, Special Publication, 28, S. 575 - 589.
- Sözbilir, H., 1995, Stratigraphy and provenance of the Paleocene–Eocene Alakaya basin in the Denizli province, southwestern Turkey. In Proceedings, International Earth Sciences Congress on Aegean Regions, S. 309-329.

- Tarcan, G., Filiz S., ve Gemici U., 2000, "Geology and geochemistry of the Salihli geothermal fields, Turkey." Books of Proceedings S. 1829-1834.
- Tarcan, G., 2002, Jeotermal su kimyası, jeotermalde yerbilimsel uygulamalar, yaz okulu ders kitabı, JENERUM. Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, İzmir Yayın No: 306, S. 198-245.
- Taymaz, T., Jackson, J., McKenzie, D., 1991, Active Tectonics of the north and central Aegean Sea. Geophys. J. Inst., 106, S. 433-490.
- Temimhan, S., (2005), Salihli Kurşunlu Kaplıcaları ve Civarının jeotermal Potansiyelinin Araştırılması, DEÜ fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans Tezi.
- Tezcan, L., 1992, Karst Akifer sistemlerinin trityum izotopu yardımıyla Matematiksel Modellemesi, Doktora Tezi, Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Beytepe, Ankara, 121 S.
- Totani, Y., Saito, Y., Kageyama, M. ve Tanaka, H. 1980, The hydration of blast furnace slag cement. In Proceedings of the 7th International Congress on the Chemistry of Cement Vol. 2, S. 95-98.
- 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, S. 837-844.
- Turcotte, D.L. ve Schubert, G., 2002, Geodynamics (2nd edition), Cambridge, England, UK. Cambridge University Press, S. 136-137.

Uluşahin 1993, A., 1993, Kurşunlu (Manisa-Salihli) kaplıcası K-2 ve K-3 numaralı sıcak su sondajlarına ait kuyu bitirme ve koruma alanları raporu: MTA Der. Rap. No:9621, 19., (yayımlanmamış), Ankara.

United Nations, 1974, Mineral exploration in two areas: Technical report 4, DP / DN /TUR -72-004/4, Turkey.

White, N. C. ve Hedenquist, J. W., 1990, Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration. Journal of Geochemical Exploration 36, S. 445-474.

Yağmurlu, F. 1987, Salihli gúneyinde úste doğru kabalaşan Neojen yaşlı alúvyonel yelpaze çökelleri ve Gediz Grabeni'nin tektonosedimanter gelişimi, Geol. Bull. Turk 30, S. 33-40.

Yaman, D., 2005, Menderes masifi kıtasal rift zonlarında yer alan jeotermal sulardaki yüksek bor değerlerinin kókeni: Süleyman Demirel Üniversitesi; Fen bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 166 S.

Yılmaz, Y., 1997, Geology of Western Anatolia. In "Active tectonics of NW Anatolia-The Marmara poly-project, eds Schindler and Pfister. VDF, ETH Zurich, S. 31-54.

Yılmazer, S., 1981, Ege Bölgesindeki Bazı Sıcak Su Kaynaklarının Hidrokimyasal ve Hidrojeolojik İncelemeleri. Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, İzmir 118 S.

Yılmazer, S., 1988, Kurşunlu-Sart sıcak su kaynaklarının (Salihli) hidrojeoloji ve jeokimyasal özellikleri Akdeniz Üniversitesi Isparta Mühendislik Fakóltesi Dergisi, Antalya 4, S. 242-266.

ÖZGEÇMİŞ



Adı ve Soyadı : Barbaros YILDIRIM

Doğum Yeri ve Yılı : Denizli, Türkiye. 1989

Medeni Hali : Bekar

Lise : 2003-2006 Nevzat Erten Lisesi, Denizli

Lisans : 2007-2012 Süleyman Demirel Üniversitesi, Isparta
Jeoloji Mühendisliği

Yüksek Lisans : 2013- Süleyman Demirel Üniversitesi, Isparta
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı