

**KIRKGEÇİT (ÇANAKKALE-BİGA)
JEOTERMAL SAHASININ
HİDROJEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİNİN
İNCELENMESİ**

Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Yüksek Lisans Tezi

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Deniz ŞANLIYÜKSEL

Danışman:

Doç. Dr. Alper BABA

Ocak, 2008

ÇANAKKALE

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

Deniz Şanhyüksel tarafından Doç. Dr. Alper Baba yönetiminde hazırlanan “Kırkgeçit (Çanakkale-Biga) Jeotermal Sahasının Hidrojeokimyasal Özelliklerinin İncelenmesi” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

Doç. Dr. Alper BABA

Yönetici

Prof. Dr. Erdinç YİĞİTBAŞ

Jüri Üyesi

Yrd. Doç. Dr. Tolga YALÇIN

Jüri Üyesi

Sıra No:.....

Tez Savunma Tarihi:..../..../....

Prof. Dr. Mehmet Emin ÖZEL

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Bir yüksek lisans tezi olan bu çalışma Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda Doç. Dr. Alper Baba denetiminde hazırlanmıştır. Çalışmamın başlangıcından bitimine kadar tezimin her aşamasında bilgi ve tecrübesi ile beni yönlendiren tez danışmanım, değerli hocam Doç. Dr. Alper Baba'ya teşekkürü borç bilirim.

Çalışmam sırasındaki katkılarından dolayı Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Jeoloji mühendisliği bölümünde çalışan, araştırma görevlisi arkadaşlarım Özkan Ateş, Oya Türkdönmez ve Mustafa Avcıoğlu'na,

Tez çalışmasının çeşitli aşamalarında katkıda bulunan kıymetli hocalarım Doç. Dr. Süha Özden, Yrd. Doç. Dr. Mustafa Bozcu, Yrd. Doç. Dr. Ayten Çalık ve Dr. Öznur Karaca'ya,

Saha çalışmalarındaki yardımlarından dolayı Jeoloji mühendisi arkadaşım Cüneyt Bircan'a,

Saha çalışmalarında konaklamamızı sağlayan Kırkgeçit Termal Tesisleri işletme müdürü Melih Aydın'a ve tesis personeline,

Çalışmam esnasında bilgi birikimlerini paylaştığım Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Mühendislik Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü öğretim üyelerine,

Tüm yaşantım boyunca maddi ve manevi hiçbir yardımı esirgemeyen ve beni her konuda destekleyen sevgili annem Sevim ve babam Cavit Şanlıyüksel'e

Tüm içtenliğimle sonsuz teşekkür ederim.

Deniz ŞANLIYÜKSEL

KIRKGEÇİT (BİGA-ÇANAKKALE) JEOTERMAL SAHASININ HİDROJEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİNİN İNCELENMESİ

ÖZET

Kırkgeçit jeotermal sahası, Kuzey Anadolu Fayı'nın batı uzantıları ve Batı Anadolu Graben sisteminin birlikte etkilediği Biga Yarımadası içinde yer alır. Çanakkale ili Biga ilçesinin yaklaşık 15 km güney kesiminde bulunan Kırkgeçit jeotermal kaynağı Biga Yarımadası'ndaki önemli jeotermal alanlardan biridir.

Bu çalışmada Kırkgeçit sıcak su kaynağı ve yakın çevresinin 1/25000 ölçekli jeoloji haritası yapılmıştır. Çalışma sahasında yüzlek veren kayaların saha nitelikleri, petrografik incelemeler ve önceki araştırmaların bulguları da dikkate alınarak beş farklı kaya birimine ayırtlanmıştır. Çalışma sahasının temelini Triyas yaşlı Karakaya kompleksinin; Nilüfer birimi, Hodul birimi ve Çal birimi oluşturmaktadır. Temel kayaların üzerinde uyumsuzlukla Alt-Orta Miyosen yaşlı Biga volkanitleri yer almaktadır. Kuvaterner yaşlı alüvyon çökelleri tüm birimler üzerine uyumsuz bir dokanakla yerleşmiştir.

Çalışma sahasında üçü sıcak su ve biri soğuk su olmak üzere toplam dört su örnek lokasyonu seçilmiştir. Sıcak su kaynakları kaplıcaya olan uzaklıklarına göre K1, K2, K3 olarak, soğuk su kaynağı ise K4 olarak isimlendirilmiştir. Yüzey sıcaklıkları 45–52 °C, EC değerleri 620–698 µS/cm, pH değerleri 8,9–9,3 arasında değişen sıcak sular, düşük elektriksel iletkenlikli ve bazik karakterdir.

Jeotermal alandaki sular kırık ve çatlaklar boyunca derinlere süzülerek çalışma sahasının kuzeydoğusunda gözlenen Biga volkanitleri, güneydoğusunda yüzlek veren granit sokulumu (Karadoru granitoyidi) ve jeotermal gradyan ile ısınarak KB-GD doğrultulu fay boyunca yüzeye ulaşmaktadır.

Yapılan hidrojeokimyasal çalışmalar sonucu sıcak sular Na-SO₄, soğuk su ise Ca-HCO₃'lü su tipini yansıtmaktadırlar. Rezervuar sıcaklığı kuvars jeotermometreleri ile 62–98 °C, Na-K jeotermometreleri ile ise 61–123 °C aralığında hesaplanmıştır.

Sıcak sular, Oksijen-18 ve Döteryum içeriklerine göre beslenme alanları aynı, derin dolaşım, meteorik su bileşimindedir. Trityum izotopu analiz sonuçlarına göre ise sıcak suların 50 yıldan daha yaşlı olduğu görülmektedir.

Bu çalışma kapsamında elde edilen sonuçlara göre bölgede yüksek sıcaklığa sahip akiferin bulunması beklenmektedir. Ancak akiferin derinliği ve verimi hakkında ayrıntılı bilgi elde edilebilmesi için jeofizik çalışmalar yapılmalı ve tüm verilerin birlikte değerlendirilmesi sonucunda araştırma kuyuları açılmalıdır.

Anahtar Kelimeler: Kırkgeçit, jeotermal, hidrojeokimya, jeotermometre, izotop

Hazırlanan bu Yüksek Lisans tezi TÜBİTAK tarafından 104Y082 no'lu projeden desteklenmiştir.

INVESTIGATION OF HYDROGEOCHEMICAL PROPERTIES OF KIRKGEÇİT (BİGA-ÇANAKKALE) GEOTHERMAL FIELD

ABSTRACT

The Kırkgeçit geothermal area is located in the Biga Peninsula affected by both western extensions of the North Anatolian Fault's and West Anatolian Graben systems. Kırkgeçit geothermal springs are located approximately 15 km south of Biga is one of the important geothermal area in Biga Peninsula.

1/25000 scale geological map of Kırkgeçit hot water spring and near surroundings is made in this study. Five different lithological units are determined according to the rocks' characteristics, petrographic investigations and previous researches' in the study area. Triassic aged Nilüfer unit, Hodul unit and Çal unit of Karakaya complex constitute the basement of the area. Early-Middle Miocene aged Biga volcanics are taken part on the basement rocks with an unconformity. Quaternary alluvium overlies all the units unconformably.

Four water sampling locations are selected in the Kırkgeçit geothermal field. Three of them are thermal water, named as K1, K2 and K3, one of them is cold water is named as K4. The discharge temperature of springs are between 45–52 °C, pH values are 9–9,2 and electrical conductivity (EC) values are 670–700 µS/cm. Hot water springs have basic character and low electrical conductivity.

Water in geothermal region flows to deep by fractures and becomes hot by Biga volcanics, granite intrusion (Karadoru granitoid) and geothermal gradient then reaches to surface along the fault with NW-SE direction.

According to the result of hydrogeochemical investigations thermal waters are generally Na-SO₄ water type and cold water is in Ca-HCO₃ water type. Reservoir temperature was calculated between 62-98 °C by quartz geothermometer and 61-123 °C by Na-K geothermometer.

Thermal waters have the same recharge area, deep circulation and meteoric in origin as depicted by their Oxygen-18 and Deuterium contents. According to Tritium isotope analysis results, hot waters are older than 50 years.

According to the results of this study, aquifer which has high temperature could be found in this field. Geophysical investigations should be done to obtain detailed information about the depth and output of aquifer and investigation wells open after evolution of all data.

Keywords: Kırkgeçit, geothermal, hydrogeochemistry, geothermometer, isotope

The present M.Sc. thesis was supported by TÜBİTAK under the project no of 104Y082

İÇERİK

	Sayfa
TEZ SINAVI SONUÇ BELGESİ.....	ii
TEŞEKKÜR.....	iii
ÖZET.....	iv
ABSTRACT.....	vi
BÖLÜM I-GİRİŞ.....	1
1.1. Çalışmanın Amacı ve Kapsamı.....	1
1.2. Çalışma Sahasının Tanıtılması.....	2
1.2.1. Çalışma Sahasının Konumu.....	2
1.2.2. Çalışma Sahasına Ulaşım.....	3
1.2.2. Çalışma Sahasının Morfolojik Özellikleri.....	3
1.2.3. Çalışma Sahasının İklim ve Bitki Örtüsü Özellikleri.....	6
1.3. Önceki Çalışmalar.....	7
1.3.1. Jeolojik Çalışmalar.....	7
1.3.2. Hidrojeolojik Çalışmalar.....	14
1.4. Çalışma ve Değerlendirme Yöntemleri.....	18
1.4.1. Saha Çalışmaları.....	18
1.4.2. Laboratuvar Çalışmaları.....	19
1.4.3. Büro Çalışmaları.....	20
BÖLÜM II-JEOLOJİ	22
2.1. Bölgesel Jeoloji.....	22
2.2. Çalışma Sahasının Jeolojisi.....	28
2.2.1. Karakaya Kompleksi.....	31
2.2.1.1. Nilüfer Birimi.....	32
2.2.1.1.1. Tanım ve Yayılım.....	32
2.2.1.1.2. Litoloji.....	32
2.2.1.1.3. Dokanak İlişkisi.....	36
2.2.1.1.4. Yaş.....	36
2.2.1.1.5. Petrografi.....	36

2.2.1.2. Hodul Birimi.....	39
2.2.1.2.1 Tanım ve Yayılım.....	39
2.2.1.2.2. Litoloji.....	39
2.2.1.2.3. Dokanak İlişkisi.....	39
2.2.1.2.4. Yaş.....	41
2.2.1.2.5. Petrografi.....	41
2.2.1.3. Çal Birimi.....	44
2.2.1.3.1. Tanım ve Yayılım.....	44
2.2.1.3.2. Litoloji.....	44
2.2.1.3.3. Dokanak İlişkisi.....	48
2.2.1.3.4. Yaş.....	48
2.2.1.3.5. Petrografi.....	49
2.2.2.4. Biga Volkanitleri.....	50
2.2.2.4.1. Tanım ve Yayılım.....	50
2.2.2.4.2. Litoloji.....	50
2.2.2.4.3. Dokanak İlişkisi.....	51
2.2.2.4.4. Yaş.....	51
2.2.2.5. Alüvyon.....	53
2.3. Yapısal Jeoloji.....	54
2.3.1. Güncel Tektonik Durum.....	54
2.3.2. Faylar.....	55
2.3.3. Kıvrımlar.....	58
2.3.4. Uyumsuzluklar.....	58
2.4. Ekonomik Jeoloji.....	58

BÖLÜM III-DÜNYA'DA ve TÜRKİYE'DE JEOTERMAL ENERJİ.....60

3.1. Giriş.....	60
3.2. Jeotermal Enerjinin Tanımı.....	60
3.3. Jeotermal Sistemlerin Oluşumu.....	60
3.4. Jeotermal Sistemlerin Dünya Üzerindeki Yayılımı.....	62
3.4.1. And Volkanik Kuşağı.....	64
3.4.2. Alp-Himalaya Kuşağı.....	64

3.4.3. Doğu Afrika Rift Sistemi.....	64
3.4.4. Karayip Adaları.....	64
3.4.5. Orta Amerika Volkanik Kuşağı.....	64
3.5. Dünyada Jeotermal Enerji.....	65
3.6. Türkiye’de Jeotermal Enerji.....	66
3.6.1. Elektrik Üretimi.....	69
3.6.2. Konut Isıtması.....	70
3.6.3. Sera Isıtması.....	71
3.6.4. Endüstriyel Uygulamalar.....	72
3.6.5. Termal Turizm ve Balneolojik Uygulamalar.....	72
3.7. Biga Yarımadası’nda Jeotermal Enerji.....	72
BÖLÜM IV-HİDROJEOKİMYA.....	74
4.1. Analiz Yöntemleri.....	74
4.2. Yüzey ve Yeraltısuyu Örnek Lokasyonları.....	75
4.3.1. Sıcak Sular.....	77
4.3.2. Soğuk Sular.....	79
4.3. Suların Fiziksel Özellikleri.....	81
4.3.1. Sıcaklık.....	82
4.3.2. Elektriksel İletkenlik.....	84
4.3.3. H ⁺ iyonu aktivitesi (pH).....	85
4.4. Suların Kimyasal Özellikleri.....	86
4.4.1. Majör iyonlar.....	87
4.5. Ağır metaller.....	93
4.6. Su Kaynaklarının Sınıflandırılması.....	102
4.6.1. Su kaynaklarının iyon karakteristikleri.....	103
4.6.2. Dairesel diyagramlar ile değerlendirme.....	104
4.6.3. Schoeller Yarı Logaritmik Diyagramı.....	106
4.6.4. Piper (Üçgen) Diyagramı İle Suların Sınıflandırılması.....	107
4.6.5. Önceki Çalışmaların Verilerinin Değerlendirilmesi.....	108
4.6.6. ABD tuzluluk laboratuvarı diyagramı.....	111

4.6.7. Wilcox diyagramı	114
4.6.8. Soğuk Su kaynaklarının Değerlendirilmesi.....	116
4.7. Jeotermometre Uygulamaları.....	118
4.7.1. Kimyasal Jeotermometreler.....	120
4.7.2. Silis Jeotermometreleri.....	122
4.7.3. Katyon Jeotermometreleri.....	125
4.8. Mineral denge yaklaşımı.....	129
4.9. İzotop Hidrolojisi.....	134
4.9.1. Oksijen-18 (¹⁸ O) - Döteryum (² H) ilişkisi.....	137
4.9.2. Tritiyum (T).....	141
4.10. Kavramsal Hidrotermal Model.....	144
4.10.1. Jeotermal Akışkanın Kökeni ve Beslenme Alanı.....	144
4.10.2. Isı Kaynağı.....	145
4.10.3. Hazne Kayaç ve Yayılımı.....	145
4.10.4. Örtü Kayaç.....	146
BÖLÜM V -SONUÇLAR ve ÖNERİLER.....	148
KAYNAKLAR.....	151
Şekiller Listesi.....	I
Tablolar Listesi.....	VII
Yaşam Öyküsü.....	IX

BÖLÜM I

GİRİŞ

Bu bölümde çalışmanın amacı, kapsamı, çalışma sahasının yeri, coğrafik-morfolojik özellikleri, sahada yapılmış önceki çalışmalar ile çalışmada izlenen ve uygulanan yöntemlerle ilgili bilgilerin verilmesi amaçlanmıştır.

1.1. Çalışmanın Amacı ve Kapsamı

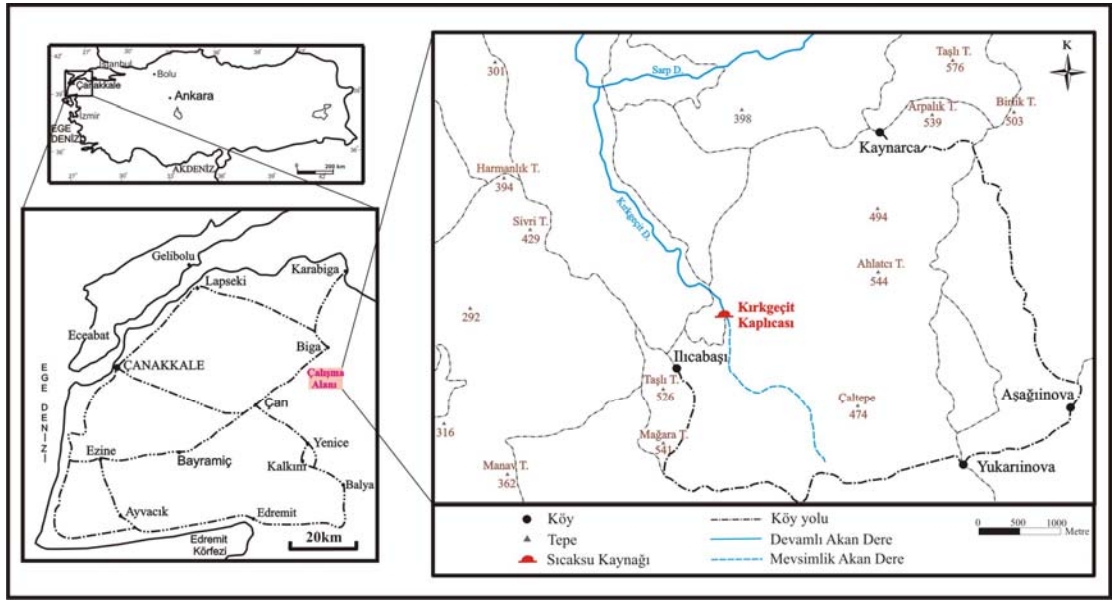
Bu çalışmada, Kırkgeçit jeotermal alanında yer alan sıcak ve mineralli su kaynaklarının hidrokimyasal ve izotopik veriler ile değerlendirilmesi ve bu veriler ışığında alanın kavramsal hidrotermal modelinin ortaya konulması amaçlanmıştır. Çalışma sahasında daha önce yapılmış hidrojeolojik amaçlı çalışmalar genel olarak Biga Yarımadası'nı kapsamakta olup, bugüne kadar inceleme konusu olan Kırkgeçit jeotermal alanının hidrojeolojisine yönelik Pehlivan–1998, Yalçın–2007 çalışmaları dışında ayrıntılı çalışmalar gerçekleştirilmemiştir. Düzenli su örnekleme çalışmaları yapılmadığından jeotermal alandaki akifer ve örtü kayaç litolojileri, bunların yayılımları, sıcak su akiferini besleyen yeraltısularının kökeni ve sıcak su akiferinin beslenme alanları hakkında yeterli bilgi bulunmamaktadır.

Çalışmada Kırkgeçit jeotermal alanında yer alan sıcak su kaynaklarının fiziksel ve kimyasal özellikleri araştırılarak akifer litolojileri, izotop verileri ile sıcak su akiferinin beslenme alanı ve bölgedeki yeraltısuyu dolaşım sistemlerinin incelenmesi hedeflenmiştir. Bu doğrultuda bölgeye ait jeolojik veriler önceki çalışmalardan yararlanılarak derlenmiş, çalışma sahasındaki formasyonların litolojik ve hidrojeolojik özellikleri yapılan saha çalışmaları ile birlikte değerlendirilmiştir. Saha çalışmalarında sıcak ve mineralli su kaynakları ile birlikte soğuk su kaynaklarından örnekleme ve analiz çalışmaları gerçekleştirilmiştir. Kimyasal analizlerin ışığında çalışma sahası içerisinde yer alan suların kimyasal özellikleri, suların kökenleri ve çeşitli alanlarda kullanım özellikleri saptanmıştır. Alandaki sıcak su noktalarının hazne kaya sıcaklıkları, yapılan jeotermometre hesapları ile değerlendirilmiş, çeşitli yöntemlerle tahmin edilmiştir. Ayrıca jeotermal enerjinin kullanım alanlarından bahsedilmiş ve yeni öneriler getirilmiştir.

1.2. Çalışma Sahasının Tanıtılması

1.2.1. Çalışma Sahasının Konumu

Çalışma sahası Çanakkale iline bağlı Biga ve Yenice ilçe sınırları içerisinde olup, yaklaşık 48 km²'lik bir alanı kapsamaktadır. 1/25000 ölçekli Bandırma H-18 c4 ve d3 paftalarının kuzey kesiminde yer almaktadır. Önemli yerleşim yerleri; Biga ilçesine bağlı Kaynarca ve Ilıcabaşı köyü, Yenice ilçesine bağlı Aşağıinova ve Yukarınova köyleridir (Şekil 1.1).



Şekil 1.1. Çalışma sahasının yerbulduru haritası

Çalışmanın temel konusu olan sıcak su çıkışları Kırkgeçit Kaplıcası sınırları içerisinde görülmektedir. Eskiden Kırkgeçit Deresinden tam kırk dere geçilip ılıcaya varıldığı için 'Kırkgeçit Kaplıcası' adı verilmiştir. Tarihi dönemlerde Cenevizliler tarafından kullanılmış olup, etrafında bu döneme ait hamam harabeleri bulunmaktadır. Almanya Heildelberg Üniversitesi kütüphane kayıtlarına göre 2000 yıl öncesine kadar fizik tedavi merkezi olarak kullanıldığı anlaşılan termal tesistir. Kaplıca Sağlık Bakanlığı'ndan ruhsatını 21.02.2005 tarihinde almıştır ve Bigalı işadamları tarafından işletilmektedir. Çalışma sahasında bulunan Ilıcabaşı Köyü ise ismini köyün 500 m kuzeydoğusunda bulunan kaplıca ve şifalı su (Kırkgeçit Kaplıcası) dan almıştır (Şekil 1.2).



Şekil 1.2. Ilıcabaşı Köyü ve Kırkgeçit Kaplıcasının kuzeydoğudan kuşbakışı görünümü

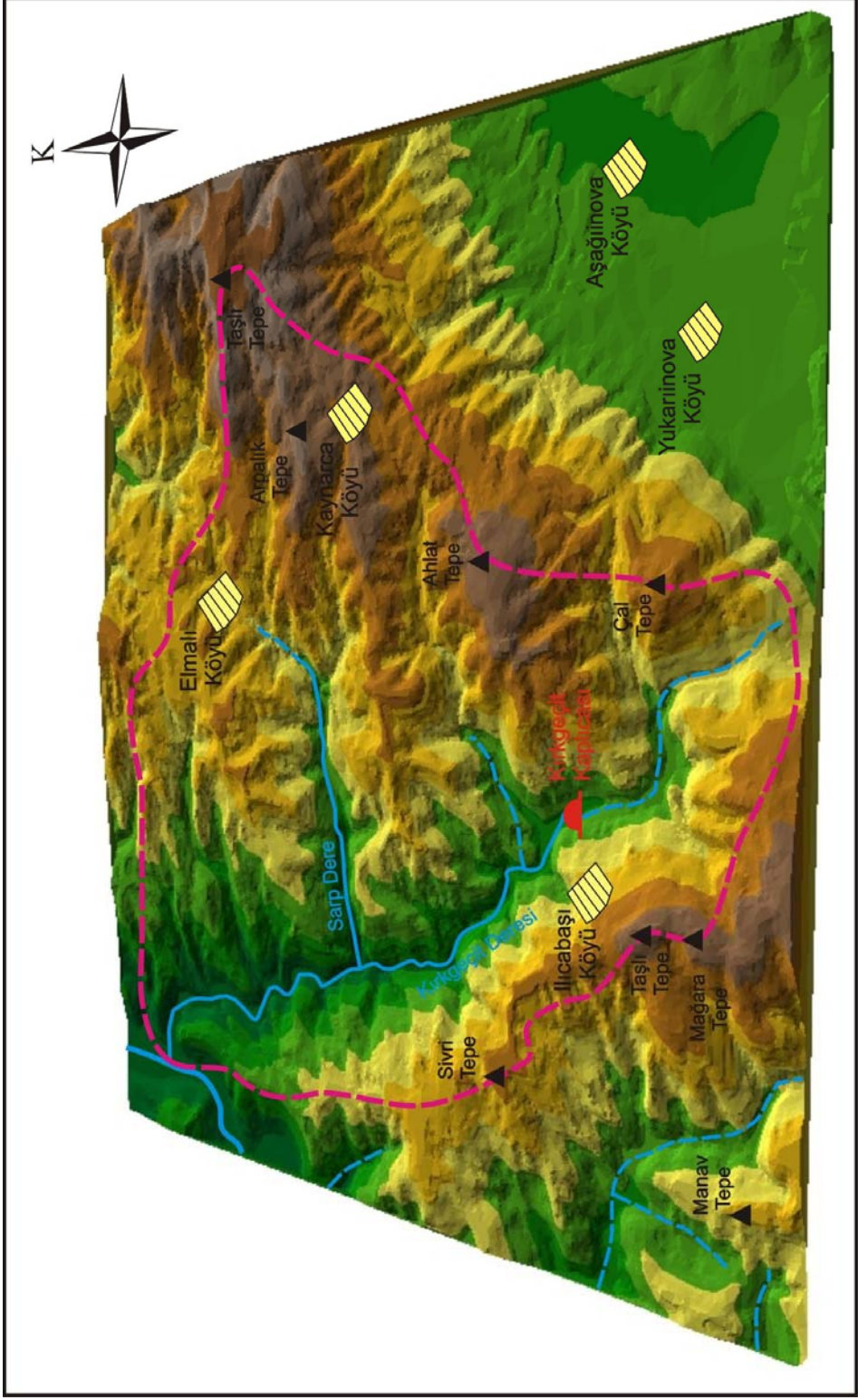
1.2.2. Çalışma Sahasına Ulaşım

Biga, Çan ve Yenice ilçeleri arasındaki yollar asfalt yol olmasına karşın köyler arasındaki yolların çoğunluğu stabilize yollardır. Yenice-Biga ilçeleri arasındaki ulaşımı sağlayan yol Aşağınova ve Yukarınova köylerinden geçmektedir. Ulaşım hemen hemen her mevsim sağlanabilmektedir.

1.2.3. Çalışma Sahasının Morfolojik Özellikleri

Çalışma sahasında genellikle K45D doğrultulu tepeler ile bu tepelere paralel ve dik yönde gelişmiş dereler bulunmaktadır. Tepelerin ve derelerin dizilimleri tektonizma ile kontrol edilmektedir. Özellikle bölgeyi etkileyen Kuzey Anadolu Fay sistemi morfolojinin bugünkü konumunu almasında etkili olmuştur. Çalışma sahasında en önemli yükseltiler Taşlı Tepe (576 m), Ahlatcı Tepe (544 m), Arpalık Tepe (539 m), Çaltepe (494 m), Harmanlık Tepe (384 m), Manav Tepe (366 m)'dir (Şekil 1.1; 1.3).

Çalışma sahasındaki en önemli akarsu Kırkgeçit Deresidir (Şekil 1.3; 1.4). Ayrıca Balıklı Çayı'nın bir kolu da Aşağınova ve Yukarınova Köyleri'nde akmaktadır. Diğer önemli su taşıyan dereler; Sarp Dere, Kaynarca Deresi ve Mahmutçuk Deresi'dir. Bu küçük dereler dışında diğer tüm dereler yaz aylarında kurudur.



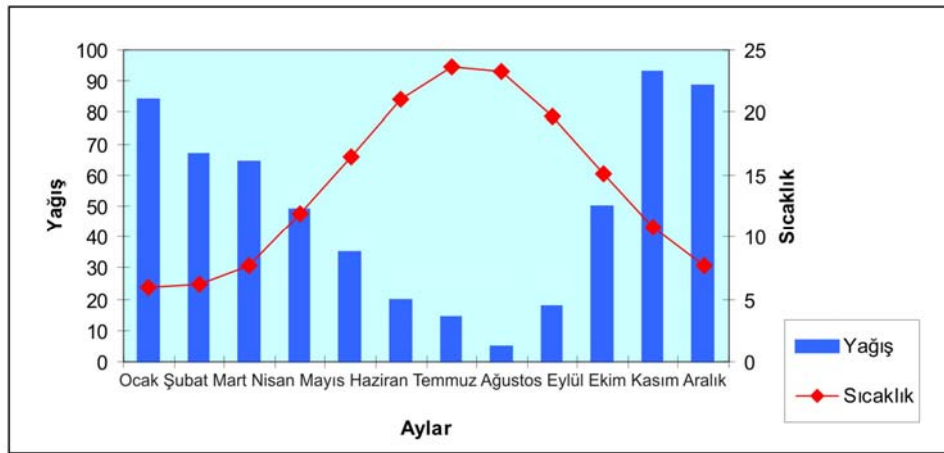
Şekil 1.3. Çalışma sahasının 1/25000 ölçekli topografik haritasından elde edilmiş sayısal yükseklik modeli

1.2.4. Çalışma Sahasının İklim ve Bitki Örtüsü Özellikleri

Ülkemizin kuzeybatısında gözlenen, Karadeniz iklimi ve Akdeniz iklimleri arasında bir geçiş özelliği gösteren Marmara iklimi çalışma sahasında hüküm sürer. Yazlar sıcak ve az yağışlı, kışlar ise soğuk ve yağışlıdır. Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü 1970–2005 yılı verilerine dayanarak, yıllık ortalama sıcaklık 14,1 °C olup, en yüksek sıcaklık Temmuz ayında 23,6 °C, en düşük sıcaklık ise 5,92 °C ile Ocak ayında görülür. Yıllık ortalama yağış 49,02 mm'dir. En fazla yağış 92,93 mm ile Kasım ayında ve en az yağış ise 4,99 mm ile Ağustos ayında düşmektedir (Tablo 1.1; Şekil 1.5).

Tablo 1.1. Çanakkale ilinin 1970–2005 yıllarına ait ortalama yağış ve sıcaklık verileri

Aylar	Yağış (mm)	Sıcaklık (°C)
Ocak	84,16	5,92
Şubat	67,02	6,18
Mart	64,31	7,7
Nisan	49,01	11,84
Mayıs	35,35	16,41
Haziran	19,8	21,08
Temmuz	14,2	23,6
Ağustos	4,99	23,31
Eylül	17,83	19,62
Ekim	49,98	15,12
Kasım	92,93	10,75
Aralık	88,6	7,68
Ortalama	49,02	14,1



Şekil 1.5. Çanakkale ili 1970–2005 yıllarına ait ortalama yağış (mm) ve sıcaklık (°C) korelasyon grafiği

Çalışma sahasındaki toprakların büyük bir kısmı tarıma elverişli değildir. Yöre halkının en büyük geçim kaynağı hayvancılıktır. Bitki örtüsü topografik olarak alçak kesimlerde Akdeniz ikliminin tipik bitki örtüsü makiler ve bodur meşelerden oluşurken yüksek bölgelerde çam ve meşe ormanları egemendir.

1.3. Önceki Çalışmalar

Çalışma sahası ve yakın çevresinde birçok araştırmacı değişik konularda çalışmalar yapmış ve halen yapmaktadır. Biga yarımadasının karmaşık jeolojisi, aktif fay zonları ve endüstriyel hammadde potansiyelinin yüksek olması bölgenin çok sayıda araştırmacı tarafından çalışılmasına neden olmuştur. Bölgedeki çalışmalar yıllar öncesine dayanmakta olup bölgedeki önemli araştırmalar şöyledir:

1.3.1. Jeolojik Çalışmalar

Akartuna (1950), Gökçeada'da çalışmıştır. Gökçeada'da Eosen flişini uyumlu olarak tatlı su çökellerinin izlediğini, bu çökeller içerisinde çeşitli bitki kalıntılarının olduğunu ve bütün bu istifin üzerine Oligosen'de ikinci bir fliş istifinin geldiğini belirtmiştir.

Kaaden (1956), Biga Yarımadası'nın ve yakın çevresinin stratigrafisini ve maden yatakları açısından önemini ortaya koymuştur. Yaptığı çalışmada endüstriyel türden madenlerin işletilebilir rezervlere sahip olduğunu belirtmiştir.

Kalafatçioğlu (1963), 'Ezine ve Bozcaada civarının jeolojisi ve kireçtaşı ve serpantinlerin yaşı' isimli çalışmasında bölgedeki istifi Paleozoik yaşlı mermerler ve şistler olarak belirleyerek, bu serinin KD-GB doğrultusunda kıvrılarak, değişik metamorfizma koşullarından etkilendiğini ileri sürmüştür. Bu serinin üzerine ise fosilli Permian kireçtaşları, çakıltaşı, kumtaşı ve ofiyolitik dilimler içeren bir serinin geldiğini ve bu serinin Varistik orojenezle ilişkili olduğunu ileri sürmüştür. Bölgede Neojen döneminde plütonik sokulumların olduğu ve volkanizmanın etkin olarak izlendiğini belirtmiştir.

Bingöl (1968), Çalışmasında Kazdağı'nın bir dom morfolojisine sahip olduğunu, Kazdağı'nı oluşturan en yaşlı birimlerin çok kalın ultramafik bir serinin parçası olduklarını söylemiştir. Ayrıca bu serinin metamorfizma geçirmiş dunitlerden oluştuğu halde metamorfizmanın etkisinin çok zayıf olduğunu ileri sürmüştür. Kazdağı'nın güneybatısındaki kayaçların piroksenit ve amfibolit, güneydoğusundaki kayaçların ise yeşil şist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş epimetamorfikler olduğunu söylemiştir. Epimetamorfiklerin üzerinde ise 30 m kalınlığında feldispatik kumtaşı, siyah fillat ve kuvarsitten oluşan düşük dereceli metamorfik bir serinin bulunduğunu belirtmiştir.

Bingöl ve diğ. (1973), "Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Karakaya Formasyonu'nun Bazı Özellikleri" adlı çalışmalarında Biga Yarımadası'nda Permiyen öncesi yaşlı metadümit, metagabro, piroksenit, amfibolit, gnays, mermer ve bunların epimetamorfik karşılıkları olan birimlerden oluşan, Alt Triyas üzerine gelen Permo-Karbonifer yaşlı Kazdağ masifi kayaları ve rekristalize kireçtaşı blokları kapsayan çok az metamorfik spilit ve grovak hakimiyetindeki birimi Karakaya formasyonu olarak tanımlamışlardır. Çalışmacılar, Biga ve çevresinden başlayarak Bilecik ve Ankara'ya kadar geniş bir alanda izlenen Karakaya formasyonunun Alt Triyas'ta açılmaya başlayan eski bir okyanusun tabanı olduğunu ve içerdiği Permiyen yaşlı blokların açılma esnasında havza içine düştüklerini ileri sürmüşlerdir.

Bingöl (1976), Yaptığı çalışmada, Batı Anadolu'da temeli oluşturan kayaçların Antekambriyen döneminde oluştuklarını ve farklı yaşlara sahip Menderes, Uludağ ve Kazdağ masiflerinin Permokarbonifer dönemine kadar kara olduklarını ve okyanuslaşmanın Permiyen-Alt Triyas döneminde başladığını ileri sürmüştür. Ayrıca Menderes masifinin Uludağ ve Kazdağ masifleri altına dalması sonucu G-GD'ya devrik bir yapının geliştiğini ve bu olayların Üst Kretase döneminde gerçekleşmiş olabileceğini belirtmiştir. Etkin dalma-batma rejimi etkisi altında Alt Tersiyer döneminde bölgedeki granitoyitlerin yerleştiğini, Eosen'den Pliyosen'e değin bölgenin yükseldiğini ve Neojen volkanizması ve sedimentlerinin oluştuğunu ifade etmiştir.

Krushensky (1976), Kazdağ masifinin doğusunda çalışmalar yapmıştır. Araştırmacı bölgenin Orta Miyosen yaşlı riyodasit, kuvarslatit türünde volkanik kayalar ile birlikte granodiyorit ve kuvarsmonzonit türü plütonik kayalardan oluştuğunu belirtmiştir. Neojen yaşlı volkanik ve plütonik kayaların kalkalkalen karakterde olduklarını ileri sürmüştür.

Ercan (1979), "Batı Anadolu, Trakya ve Ege Adaları'ndaki Senozoyik Volkanizması" adlı çalışmasında Biga-Çanakkale-Bayramiç arasında görülen volkanizmanın ilk kez Orta-Eosen'de etkin olduğunu ve genellikle yeşil renkli kalkalkalen, andezitik lav, tuf ve aglomera ürünleri olduğunu belirtmiştir.

Öngen (1982), Yenice (Çanakkale) yöresindeki granitoyitlerin ve yan kayaların petrolojisini çalışmıştır. Birbirinden bağımsız altı granitoyit stoku ayıran çalışmacı, bunların mineralojisi, petrografisi, jeokimyası ve jeodinamiğini ortaya koymuştur. Ayrıca bu stokların yaptığı kontakt metamorfizmayı incelemiş ve kontakt ısısının 550–600 °C civarında olduğunu belirtmiştir. Biga Yarımadası'ndaki plütonizmanın kökenini Kretase'de okyanusal kabuğun kuzeye doğru Sakarya kıtası altına dalarak kısmi ergimesinden türeyebileceğini ileri sürmüştür.

Okay (1989), 'Edremit-Balya-Manyas arasının jeolojisi ve tektoniği' konulu çalışmasında; bölgenin tektonik yapısını çözmeye yönelik arazi ve jeolojik harita alımı çalışmaları yapmıştır. Araştırmacıya göre Miyosen'de yaygın kalkalkalen volkanizmanın ve Kuzey Anadolu Fayı'nın faaliyete başlaması ile bölge çok sayıda düşey ve muhtemelen yanal atımlı faylarla kesilmiştir. Andezitik lavların bir kısmı da muhtemelen bu faylardan çıkan yarık erüpsiyonlarıdır. Genellikle KKD-GGB gidişli bu faylar faaliyetlerini günümüze kadar sürdürmüşlerdir.

Siyako ve diğ. (1989), 'Biga ve Gelibolu Yarımadaı'nın Tersiyer Jeolojisi ve Hidrokarbon Olanakları' adlı çalışmalarında Biga ve Gelibolu Yarımadaı'ndaki, Tersiyer kayalarının önemli yükselme ve aşınma süreleri olan dört zaman aralığında çökeldiğini belirtmişlerdir. Bunlar Maestrihtiyen-Alt Eosen, Orta Eosen-Oligosen, Miyosen ve Pliyo-Kuvaterner'dir. İlk döneme ait çökeller çok

kısıtlı alanlarda görülmektedir. Orta Eosen-Oligosen dönemi bir klastik istifin gelişmesi, Miyosen'de etkin bir kalkalkalen magmatizma, Pliyo-Kuvaterner dönemini ise karasal çökellerle ifade etmişlerdir.

Okay ve diğ. (1990), 'Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi' adlı çalışmalarında Karakaya kompleksinin Permo-Triyas yaşta aktif bir kıta kenarı çökellerini temsil eden değişik birimlerden oluştuğunu ve Geç Oligosen-Erken Miyosen'de kalkalkalen bir magmatizmanın ortaya çıktığını belirtmişlerdir. Gelibolu ve Biga Yarımadası'ndaki KD-GB uzanımlı Tersiyer öncesi birimleri başlıca dört ana üniteye ayırmışlardır. Bu çerçevede bölgede yayılım sunan kayaçların temelde Sakarya zonu ve Kazdağ metamorfikleri, bunların üzerinde tektonik olarak Karakaya kompleksinin yer aldığını, Karakaya kompleksinin ise Nilüfer birimi, Hodul birimi, Orhanlar grovakı ve Çal biriminden oluştuğunu ve yoğun bir deformasyondan etkilendiklerini ileri sürmüştür. Ayrıca Karabiga dolaylarında gözlenen birimlerin Karakaya kompleksine ait olmadıklarını bu birimlerin Üst Kretase yaşlı Çetmi ofiyolitik melanjı olduklarını ileri sürmüştür.

Ercan ve diğ. (1995), "Biga Yarımadası ile Gökçeada, Bozcaada ve Tavşan Adaları'ndaki (KB Anadolu) Tersiyer Volkanizmasının Özellikleri" adlı çalışmalarında inceleme alanında Eosen'den itibaren Üst Miyosen sonlarına kadar çeşitli evrelerde oluşan volkanik kayaları; Balıklıçeşme volkanikleri (Eosen), Çan volkanikleri (Oligosen), Kirazlı volkanikleri (Üst Oligosen), Behram volkanikleri (Alt-Orta Miyosen), Hüseyin volkanikleri (Orta Miyosen) ve Ezine bazaltı (Üst Miyosen) olmak üzere 6 ana gruba ayırtlayarak, volkaniklerin bölgedeki tektonik rejimle ilişkilerini ortaya koymuşlardır. Yaptıkları jeokimyasal çalışmalarda Eosen-Orta Miyosen arasında oluşan tün volkaniklerin kalkalkalen, sadece Üst Miyosen yaşlı volkaniklerin alkalen nitelikte olduklarını ifade etmişlerdir.

Pickett ve diğ. (1995), Permo-Triyas yaşlı Karakaya kompleksinin düşük derecede metamorfizma geçirmiş, deforme olmuş, derin deniz sedimentleri ve volkanik kayaçlardan oluşan bir topluluk olduğunu ileri sürmektedirler. Araştırmacılara göre Karakaya kompleksi Paleotetis'in kapanmasıyla oluşmuş kuzey

Türkiye kenet sisteminin bir parçasıdır. Kuzeybatı Türkiye'de Biga Yarımadası ve civarında Karakaya kompleksi kalın tektono-stratigrafik birimlerden oluşmaktadır. En alttaki birim baskın olarak volkanoklastikler içermektedir ve spilitik bazaltlar levha içi jeokimyası sergilemektedirler. Yeniden çökelmiş kireçtaşları ve yaygın moloz akıntıları seamount kökenini göstermektedir. Bazalt-çört-kumtaşı bileşimi yapısal olarak daha üst birimi oluşturmaktadırlar. Mid-Ocean Ridge Basalt (MORB) tipi yastık lavlar radyolaryalı çörtlere ve daha üzerinde üste doğru tabakalaşan türbiditler tarafından üzerlenmektedir. Yapısal olarak daha üst birimler sırasıyla derin deniz pelajikleri ve parçalanmış bir seamountu temsil eden fillat ve moloz akıntısı çökellerini içermektedirler. Karakaya birimleri birbiri üzerine eklenmeler, kıvrılma, yoğun makaslamalar gibi, karakteristik yitim-yığışım işlemleri ile deforme olmuştur. Üst Triyas klastikleri Karakaya kompleksi üzerinde uyumsuz olarak yer almaktadır ve olasılıkla yay önü havza çökellerini temsil etmektedirler. Bunlar Jura yaşlı karbonat platformuyla (Bilecik kireçtaşı) örtülmüşlerdir.

Karacık (1995), Ezine ve Ayvacık civarında yaygın olarak yüzlek veren genellikle genç volkaniklerin (Senozoyik volkanikleri) ne tür kayalardan oluştuğunu, bölgede izlenen plütonik kayalar ile volkanik kayaların ilişkisini, plütonik-volkanik topluluk arasındaki petrolojik ilişki, yaş ilişkisi ve gelişim ortamlarını ortaya koymuştur. Ayrıca bölgedeki metamorfikler ve çökel kayaçların da gelişim ortamları ve birbirleriyle ilişkilerini incelemiştir. Yaptığı petrokimyasal araştırmalar sonucunda bölgedeki plütonik kayaçların kuvarslı monzonit bileşimli yüksek potasyumlu ve kalkalkalen nitelikli volkanik kayaçların ise ortaç bileşimli yüksek potasyumlu ve kalkalkalen, bir kısmının da gerilme sistemi içinde alkalen nitelikte olduklarını açıklayarak, bölgedeki tüm magmatik kayaların aynı magmadan kaynaklandığını ve benzer bir jeolojik ortamda geliştiğini belirtmiştir.

Barka (1997), Marmara Denizi bölgesinde yaptığı çalışmada, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Adapazarı doğusundan itibaren kollara ayrıldığını belirtmiş, Biga Yarımadası'nın Neotektonik çatısını ise Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun güney kollarına ait aşmalı geometri segmentlerin oluşturduğunu belirtmiştir. Araştırmacıya göre bu faylardan en önemlileri, Biga-Çan Fay Zonu, Sarıköy-İnova Fayı, Yenice-

Gönen Fayı ve Havran-Edremit Fayları'dır. Bu fayların sıçrama yaptığı kesimlerde ise irili ufaklı pull-apart havzalar gelişmiştir. Bayramiç, Yenice, Aşağınova ve Ezine havzaları bu tür havzalardır. Araştırmacı, bu çalışmasında Pazarköy, Edremit ve Yenişehir civarlarını sismik boşluk olarak değerlendirmiştir.

Genç (2002), Biga Yarımadası'nda geniş bir alanda yüzlek veren Karakaya kompleksinin Nilüfer biriminin metabazit-metatüf-mermer topluluklarından oluştuğunu, birimin Erken Triyas'ta oluştuğunu ve Geç Triyas'ta da metamorfizma geçirdiğini ileri sürmüştür. Ayrıca Nilüfer birimi içindeki bazalt lavlarının orojenik karakterli olmadıklarını tam tersine okyanus adası bazaltı (OIB), levha içi alkali ve toleyitik bazaltlar (WPA, WPT) özelliği sergilediklerini ortaya koymuştur. Jeokimyasal çalışmalarla Nilüfer biriminin seamount ve okyanusal plato ortamlarının ikisini de kapsadığını belirlemiştir.

Öngen ve diğ. (2002), Çan güneyinde yer alan volkanik birimlerin stratigrafisini belirleyerek, alttan üste doğru andezit, riyolet, bazalt sıralanmasını vermiştir. Yaş açısından andezitler Miyosen, riyoletler Üst Miyosen, bazalt ise Pleistosen yaşlarını vermektedir. Bazalt akması esnasında riyolet topografyası düşey faylarla şekillenmiş ve bazalt vadileri izleyerek batıya doğru ilerlemiştir. Bazalt yayılımının daha çok Tepeköy-Çekiçler Sırtının güney yamaçlarını işgal ettiğini tespit etmişlerdir.

Okay ve Göncüoğlu (2004), Karakaya kompleksini iki bölüme ayırmıştır. Alt Karakaya kompleksi; Paleozoyik sonu veya Triyas'ta yeşilist ve mavişist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş mafik lav, mafik piroklastik kaya, şeyl ve kireçtaşı ardalanmasından oluşur. Üst Karakaya kompleksi ise şiddetli deforme olmuş Permilen veya Triyas yaşta klastik, volkanoklastik ve volkanik kayalardan oluşmuştur. Karakaya kompleksinin çökelme ortamını ve tektonik gelişimini açıklayan iki model ileri sürmüşlerdir. Rift modelinde, Karakaya kompleksi kayaları Geç Permilen yaşında bir riftte oluşmuş, bu rift daha sonra okyanusal bir kenar denize dönüşmüş ve en Geç Triyas'ta kapanmıştır. Dalma batma-eklenme modelinde

ise Karakaya kompleksi, Paleo-Tetis'in Triyas'ta kuzeye aktif kıta kenarı boyunca dalma-batmasıyla oluşmuş eklenir prizmayı temsil etmektedir.

Aysal (2005), Doktora çalışmasında Biga ilçesinin doğusunda yer alan Mesozoyik-Tersiyer yaşlı magmatik ve metamorfik kayaların petrolojisini detaylı çalışmıştır. Bölgede yer alan Karakaya kompleksine ait birimlerin Abakuma tipi düşük yeşil şist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş farklı tektonik birliklerle temsil edildiğini ve bu kayaç gruplarının Oligosen-Miyosen yaşlı granitoyit sokulumları tarafından kontakt metamorfizmaya uğrayarak ekonomik açıdan önemli oluşumları içerdiğini ifade etmiştir. Bölgede yer alan Oligosen yaşlı Karadoru granitoyit plütonunu, Karadoru Köyü kuzeyinde izlenen kenar zonu ve Sarıçayır alkali graniti olmak üzere iki farklı fasiyese ayırmıştır.

Karadoru granitoidinin çarpışmasıyla eş zamanlı volkanik yay ortamını karakterize etmesine karşılık Sarıçayır granitinin levha içinde evrimleşerek Karadoru granitoidinin son evresini oluşturduğunu ileri sürmüştür.

Araştırmacı Biga volkanitlerinde yaptığı detaylı petrografik ve jeokimyasal incelemelerle riyolit ve ignimbirit serileri ile andezitik serinin iki farklı lav serisini karakterize ettiklerini belirlemiştir.

Erçetin (2005), Yüksek lisans tez çalışmasında Arabaalan-Elmalı yöresinde jeolojik çalışmalarda bulunmuş ve bölgede yer alan alkali kaolen olarak adlandırılan riyolitik tüfler ile ilgili ayrıntılı incelemeler sonucunda tüflerin seramik sanayisinde kullanılıp, yer karosu için uzun yıllar hammadde sağlayacağını belirlemiştir.

Türkdönmez (2007), Yüksek lisans tez çalışmasında Kazdağı yükseliminin kuzeyinde yer alan, Etili ve çevresini kapsayan 154 km²'lik bir alanda magmatik kayaların 1/25.000 ölçekli ayrıntılı jeoloji haritası yapmış, kayaların jeolojik konumları ile petrografik ve jeokimyasal özelliklerini araştırmıştır. Çalışma sahasında yer alan granodiyoritler ile volkanik kayaların kendi aralarındaki ve diğer litoloji birimleri ile arasındaki ilişki inceleyerek, magmatik kayaların kökenlerini ortaya çıkarmıştır.

1.3.2. Hidrojeolojik Çalışmalar

Erdoğan (1966), Çanakkale-Tuzla sahasının ayrıntılı tektonik çalışmasını yapmış, Neojen’de püsküren hiyalotrakitlerin fay ve çatlaklarını inceleyerek 1/500 ölçekli haritada göstermiştir. Püskürme noktalarının bölgesel jeoloji haritasında yer alan granit yayılımları ile paralellik gösterdiğini belirtmiştir.

Şamilgil (1966), Tuzla sahasındaki kaynakların 102 ° C ve 20 lt/sn debileri ile buhar enerjisi yönünden dünyanın sayılı havzalarından birisi olduğunu ileri sürmüş, suların kökensele olarak konne tipte 1500–2000 m Mesozoyik sedimanları içinde hapsolan denizel ve lagünel sular olduğu tanımlamasını getirmiştir.

Ürgün (1971), Tuzla-Kestanbol (Çanakkale) bölgesinin jeolojik ve jeotermik enerji yönünden incelemek amacıyla Edremit körfezinden kuzeye doğru 1200 km²’lik alanın etüdünü yapmıştır. Oluşturduğu stratigrafide, temelde kristalin şist, mermer ve üzerinde kristalin kalker, daha üstte ise Neojen sedimanların yer aldığını belirtir. Magmatikleri, granit, siyenit, damar kayaçları, ignimbrit, andezit, latit, dasit ve spilit olarak haritalamıştır. K-G tektonik hatları sıcak suları taşıyan faylar olarak yorumlamıştır. Hedefi Tuzla ve Kestanbol sahalarına ait hazne ve örtü kaya hakkında yorum yapmak olan çalışmada, örtü kayaç Neojen volkanikleri olarak belirtmiş fakat daha detaylı bilgi için rezistivite yöntemin uygulanması gerektiğini vurgulamıştır.

Kartal (1975), Kestanbol kaplıcasında jeolojik ve hidrojeolojik çalışmalar yapmıştır. Çalışma sahasında yüzeylenen sıcak suyun magmatik orijinli olup faylarla yüzeye ulaştığını, örtü kayacının olmadığını belirtmiştir. Yüzey sıcaklığı 70 °C olan suyun debisinin 5 lt/sn olduğunu ve sıcak suyun Na ve Cl iyonlarınca zengin olduğunu ifade etmiştir.

Özbayrak (1980), ‘Çanakkale-Yenice Hıdırlar Sahası’nın Jeotermal Enerji Olanakları’ isimli çalışmasında alanın jeolojik özelliklerini inceleyerek bölgenin jeotermal enerji olanaklarını araştırmıştır. Hazne kaya, örtü kaya ve ısı kaynağı ile ilgili bilgiler vermiştir. Ayrıca araştırmacı alanın jeotermal potansiyelinin artırılması ile ilgili yapılması gereken çalışmalara değinmiş ve önerilerde bulunmuştur.

Özbayrak (1984), Çanakkale iline bağlı Yenice ilçesi, Hıdırlar sahasında jeotermal amaçlı bir çalışma yapmış, hazne kaya, örtü kaya ve ısıtıcı kayalar konusuna açıklık getirmiştir. Araştırmacı, 87 °C'ye varan sıcak suların yüzeye ulaşmasının belirli bir çatlak sistemine bağlı olduğunu vurgulamış, sondajlar aşamasında bazı değerlerin göz önünde bulundurulmasına dikkat çekerek jeotermal açıdan sahanın olumluluğunu belirtmiştir.

Yürür (1985), 'Çanakkale-Ezine Kestanbol Kaplıcası Dolayının Hidrojeolojisi ve Termal Suların Kökeninin Araştırılması' isimli yüksek lisans tezinde termal suların siyenit bileşimli asit intrüzif kayalardan çıktığını belirtmiş ve 100-139 m ve 237-290 m arasında iki basınçlı akiferin varlığını tespit etmiştir. Kaplıcada yer alan termal suların magmatik ve denizel kökenli suların yüksek jeotermik gradyan nedeniyle ısındıklarını ve kırık hatlar boyunca yükselerek yüzeyde meteorik sularla karıştığını ifade etmiştir.

Mützenberk (1990), Tuzla ve Kestanbol jeotermal sistemlerinin hidrokimyasal özelliklerini çalışmıştır. Jeotermal sisteminin ana kaynağının eski bir evaporitik göl olduğunu vurgulamıştır.

Öktü (1997), 'Türkiye Termal ve Mineralli Sular Envanteri Çanakkale' isimli MTA raporunda Çanakkale ilindeki sıcak suları incelemek amacıyla il genelinde bulunan 19 adet kaynağın Batı Almanya Kaplıcalar Birliği Yönetimine göre incelemiştir. Suların fiziksel parametreleri arazide ölçülmüş kimyasal analizler yapılarak majör anyon-katyon değerleri hesaplanmıştır. Çalışmanın sonucunda tüm kaynakları 'şifalı su' olarak nitelendirmiştir.

Pehlivan (1998), Kırkgeçit sıcak ve mineralli su kaynağında örneklemeler yaparak, sıcak suyun hidrojeokimyasal özelliği ve kullanılabilirliği açısından değerlendirmiştir. Sıcak suyun SO₄, Cl, Na ve SiO₂'ce zengin olduğunu belirlemiştir. Sıcak suyun iyon türlerine göre farklı su kalitesi sınıflarında yer aldığını ve içme amaçlı kullanımında içerdiği civanın insan sağlığını olumsuz etkileyeceğini savunmuştur.

Sarp ve diğ. (1998), 'Biga Yarımadası'nın jeolojisi ve jeotermal enerji olanakları ile Balıkesir-Havran-Derman kaplıca sahasının detay jeotermal etüdü ve gradyan sondajları' isimli MTA raporunu Biga Yarımadası'nda bulunan sıcak su kaynaklarının volkanizma ve tektonizma ile ilişkisini ortaya koymak amacıyla hazırlamışlardır. Bu amaç doğrultusunda ayrıntılı jeolojik ve yapısal çalışmalarda bulunmuşlar, yarımada da yer alan 16 ayrı sıcak su kaynağında örneklemeler yaparak suların kimyasal özelliklerini belirlemişlerdir. Çalışmalar sonucunda Derman kaplıca alanının çöküntü havzası içinde yer alması ve kaynak çıkış sıcaklığının 66 °C olması dolayısıyla bu bölgede detay etütler yapmışlardır.

Gevrek, Şener ve Ercan (2000), Çanakkale-Tuzla jeotermal alanında yer alan hidrotermal alterasyon zonları x ışınları kırınımı ve jeokimyasal analizlerle incelemişlerdir. Çalışma sahasında alünit, kaolinit, montmorillonit, illit, silis ve silisifiye zonlar saptanmışlar ve bu hidrotermal alterasyon zonlarının dağılımına göre, çalışma sahası içinde sıcaklığı 150°-225 °C olan jeotermal akışkanın varlığı ortaya çıktığını vurgulamışlardır. Çalışma sahasının tektonik yapısı, KB-GD ve KD-GB yönlü kuvvetlerle geliştiğini, bu kuvvetlerin etkisi ile oluşan D-B doğrultulu faylara bağlı gelişen diyagonal çatlaklardan gelen jeotermal akışkanlar, hidrotermal alterasyon için gerekli zemini hazırladığını belirtmişlerdir.

Çalışma sahasında hidrotermal alterasyon zonlarının gözlemlendiği volkanik kayalar Alt-Orta Miyosen yaşlı olup, latit, andezit, dasit, riyolit türde lavlar ile tüf ve ignimbitlerle temsil olduğunu ve yapılan petrokimyasal çalışmalarla, volkanitlerin yüksek potasyumlu kalkalkalen ve şoşonitik özellikler taşıyan kabuksal nitelikli bir kıta içi volkanizması olduğu sonucuna varmışlardır.

Baba (2003), Tuzla jeotermal sahasının çevresel özellikleri ile ilgili çalışmalar yapmıştır. Bu çalışmada yöredeki sıcak su kaynaklarının bazı ağır metalleri, toprak ve soğuk su kaynaklarını etkilediğini vurgulamıştır.

Baba ve Özcan (2005), Tuzla jeotermal alanındaki sıcak su çıkışlarının toprak ve sudaki etkilerini incelemek için farklı dönemlerde alınan toprak ve su örneklemelerinin EC ve pH değerleri harita üzerine yerleştirilmiştir. Elde ettikleri

veriler ile jeotermal su çıkışlarının Tuzla Ovasının bir kısmında tuzlanmaya sebep olduğunu belirlemişlerdir.

Baba ve Armannsson (2006), Türkiye'nin jeotermal potansiyelinin dünyada 7. sırada olduğunu, direk kullanım için 992 MWt, enerji üretimi için ise 20,4 MWe kapasiteye sahip olduğunu belirtmişlerdir. Son kırk yıldır gelişen jeotermal enerji kullanımıyla birlikte çevresel etkilerde artarak jeotermalin kullanımını kısıtladığını vurgulamıştır. Türkiye'deki jeotermal sulara As, B, Cd ve Pb değerleri korozyon ve bunun gibi olumsuz etkilere neden olduğunu açıklamıştır.

Ayrıca Tuzla yöresindeki sıcak sulardaki ağır metallerin varlığı ile ilgili detaylı çalışma yaparak Tuzla jeotermal sahasının klor ve bor içeriğinin yüksek olduğunu vurgulamıştır.

Yalçın (2007), 'Biga Yarımadası'ndaki termal suların jeokimyasal karakteri' isimli makalesinde Biga Yarımadası'nda bulunan termal suların bölgesel ölçekte jeokimyasal özelliklerinin ve jeotermal potansiyelini ortaya koymak için 20 adet sıcak su, 8 adet soğuk su kaynağından örnekleme yapmıştır. Alınan örneklerin kimyasal analizleri sonucunda sıcak suların çoğunlukla NaSO₄'ce zengin olduğunu, rezervuar sıcaklıklarının silis jeotermometresine göre 75 °C'nin üzerinde olduğunu belirtmiştir. Kazdağ masifindeki mermerlerin ana akifer özelliği sunduğunu, Karakaya karmaşığına ait birimlerin geçirimsiz örtü kayayı oluşturduğunu ifade etmiştir.

Şanlıyüksel ve Baba (2007), Kırkgeçit jeotermal alanında yaptıkları çalışmada Kırkgeçit jeotermal sahasındaki sıcak su kaynaklarının ısıtıcı kayacı kaplıcanın güneydoğusunda yüzlek veren granitoyitler, akifer kayacını ise kaplıcanın güney ve güneybatı kesiminde mostra veren bol kırıklı çatlaklı kireçtaşları ile Karakaya kompleksi birimlerinin oluşturduğunu belirtmişlerdir.

Sıcak suyun Na-SO₄'ca zengin olduğunu, Oksijen-18 ve Döteryum içeriklerine göre beslenme alanlarının aynı, derin dolaşımı, meteorik su bileşiminde olup,

Tritiyum izotopu analiz sonuçlarına göre ise sıcak suların 50 yıldan daha yaşlı olduğunu vurgulamışlardır.

Ateş (2007), Yüksek lisans tez çalışmasında Çanakkale iline bağlı Yenice ilçesi, Hıdırlar jeotermal sahasındaki sıcak ve soğuk suların hidrojeokimyasal özellikleri ve bu jeotermal sistemin tektonizmaya ilişkisini ortaya koymuştur. Çalışma sahasının bölgesel sıkışma yönü BKB-DGD ile bölgesel açılma yönü KKD-GGB doğrultuları olarak belirtmiştir. Çalışma sahasında yer alan 3 farklı jeotermal kaynağın Na-SO₄-HCO₃ soğuk sular ise benzer kökenli sular Ca-Mg-HCO₃'lü su tipini yansıttığını ifade etmiştir.

Baba ve diğ. (2007), 'Kocabaşlar Jeotermal Alanı (Lapseki-Çanakkale) ve Çevresinin Hidrojeokimyasal ve İzotopik İncelenmesi' başlıklı çalışmalarında sıcak suyun Na-Ca-SO₄ bakımından zengin olduğu saptayıp, akifer kayacının sıcak su kaynağının çevresinde yüzlek veren bol çatlaklı volkanikler ile Eosen yaşlı birimlerin olduğunu belirtmişlerdir. Sıcak suyun Oksijen-18 ve Döteryum içeriklerine göre sığ dolaşimli, meteorik su bileşiminde olup Tritiyum izotopu analiz sonuçlarına göre 50 yıldan daha yaşlı olduğunu ifade etmişlerdir. Silika ve Na/K jeotermometrelerine göre suyun rezervuar sıcaklığı 70-75 °C arasında olduğunu vurgulamışlardır.

1.4. Çalışma ve Değerlendirme Yöntemleri

'Kırkgeçit (Biga-Çanakkale) Jeotermal Kaynağının Hidrojeokimyasal Özelliklerinin İncelenmesi' başlıklı yüksek lisans tezinin hazırlanması amacıyla yapılan çalışma; saha, laboratuvar ve büro çalışmaları şeklinde üç aşamada yapılmıştır.

1.4.1. Saha Çalışmaları

Saha çalışmaları Çanakkale iline bağlı Biga ve Yenice ilçeleri arasında kalan bölgeyi kapsayan Bandırma H18-c4 ve H18-d3 paftalarında yer alan yaklaşık 48 km²'lik bir kesimi kapsamaktadır. 1/25000 ölçekli topografik haritalar üzerine jeolojik haritalama çalışmaları yapılmıştır. Bu amaçla 2006-2007 yaz döneminde

saha çalışmasında bulunulmuştur. Çalışmalar sırasında Garmin Etrex Venture markalı GPS kullanılmıştır. Bu cihaz ile uzaydaki gerçek konumundan maksimum $\pm 5m$ 'lik bir hata payı ile gözlem ve numune yerleri tespit edilmiştir. Haritalamayla eş zamanlı olarak petrografik analizler için gerekli olan örnekleme çalışmaları yapılmıştır. Birimlerin yapısal konumlarını belirlenmesi için Brunton pusulası kullanılarak yapısal unsurlar ölçülmüş ve harita üzerine işlenmiştir. Birimlerin en iyi gözlenebildiği yerlerde resimler çekilmiştir. Jeolojik enine kesitler çizilerek jeolojik yapı ortaya koyulmaya çalışılmıştır.

Saha çalışmaları sırasında sahada belirlenen üç ayrı sıcak su kaynağı ve bir soğuk su kaynağından yerinde ölçümler ve su örnekleme çalışmaları farklı dönemlerde yapılmıştır. Sıcak ve soğuk su örnekleme amaçlı arazi çalışmalarında, sıcak ve soğuk su kaynakları başında WTW Multi 340i cihazı ile suların sıcaklık ($T-^{\circ}C$), pH ve elektriksel iletkenlik ($EC-\mu S/cm$) gibi fiziksel özellikleri ölçülmüştür (Şekil 1.6). Bu ölçüm ve örnekleme çalışmaları sıcak ve soğuk su kaynakları için Ekim 2005, Şubat-Ağustos 2006, Mart-Ağustos 2007 olmak üzere beş farklı dönemde yapılmıştır.



Şekil 1.6. Arazide fiziksel parametre ölçümü

1.4.2. Laboratuvar Çalışmaları

Saha çalışmaları sırasında derlenen örnekler laboratuvarda türlerine göre ayrılmış ve örneklerin mineralojik, petrografik, dokusal ve yapısal özelliklerinin belirlenmesi amacıyla Dokuz Eylül Üniversitesi ince kesit laboratuvarlarında ince kesitleri yaptırılmıştır. İnce kesitler mikroskopta tanımlanmıştır.

Kimyasal analiz için alınan sıcak ve soğuk su örneklerinin majör elementlerden olan SO₄ analizleri ÇOMÜ Bilim ve Teknoloji Uygulama Merkezi (ÇOBİLTEM)-Merkez Laboratuvarı'nda ve iz element analizleri (Ag, Al, As, Au, B, Ba, Be, Bi, Br, Ca, Cd, Ce, Cl, Co, Cr, Cs, Cu, Dy, Er, Eu, Fe, Ga, Gd, Ge, Hf, Hg, Ho, In, Ir, K, La, Li, Mg, Mn, Mo, Na, Nb, Nd, Ni, Os, P, Pb, Pd, Pr, Pt, Rb, Re, Rh, Ru, S, Sb, Sc, Se, Si, Sm, Sn, Sr, Ta, Tb, Te, Th, Ti, Tl, Tm, U, V, W, Y, Yb, Zn, Zr) ACME (Kanada) Laboratuvarları'nda yaptırılmıştır. Ayrıca alınan su örneklerinden Oksijen-18 ve Döteryum izotopları analizi Devlet Su İşleri Genel Müdürlüğü Teknik Araştırma ve Kalite Kontrol Dairesi İzotop Laboratuvarları'nda, Tritiyum analizi ise Hacettepe Üniversitesi Hidrojeoloji Mühendisliği Su Kimyası Laboratuvarları'nda yaptırılmıştır.

1.4.3. Büro Çalışmaları

Saha çalışmaları ve laboratuvar çalışmaları sonucunda elde edilen veriler önceki çalışmalarla karşılaştırılarak, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü tez yazım kurallarına uygun olarak yazılmıştır.

Büro çalışmalarında ilk olarak elde edilen sonuçlar ışığında 1/25000 ölçekli jeolojik haritanın bilgisayar ortamında çizilmesi olmuştur. Jeolojik harita ve enine jeoloji kesitleri çizilip hazırlanmış, ince kesitler mikroskopta tanımlandıktan sonra bölgenin stratigrafisi ortaya konmuştur. Çizimlerde ağırlıklı olarak CorelDRAW X3 programı kullanılmıştır. Yüzey morfolojisi 1/25000 ölçekli topografya haritası kullanılarak AutoCAD 2002 ve Erdas programlarıyla sayısallaştırılmış ve çalışma sahasının sayısal yükseklik modeli oluşturulmuştur.

Suların kimyasal analiz sonuçlarından litoloji ve hidrojeolojik yapı arasındaki ilişkinin açıklanması için hidrojeokimyasal çalışmalarda yaygın olarak kullanılan

Aquachem 4.0, Phreeqc ve Microsoft Office Excel programı kullanılarak grafikler ve diyagramlar oluşturulmuştur.

Sıcak su kaynaklarının birbirleri ile kökensel ilişkileri ve soğuk su karışım süreçleri, yeraltısularında korunumlu kabul edilen elementlerin kimyasal analiz sonuçlarının değerlendirilmesi ile açıklanmaya çalışılmıştır. Çalışma sahasındaki kaynakların beslenme alanları duraylı izotoplar ile belirlenmiştir. Kırkgeçit jeotermal alanındaki hazne kayaç sıcaklıkları silis ve katyon jeotermometre eşitlikleri ile tahmin edilmiştir. Suların fiziksel ve kimyasal özellikleri izotop analiz sonuçları ile birlikte değerlendirilerek bölgedeki yeraltısuyu dolaşım sistemleri açıklanmıştır. Oluşturulan diyagramların ve verilerin göz önüne alınarak değerlendirilmesi ile elde edilen sonuçlar ışığında yüksek lisans tezi hazırlanmıştır.

BÖLÜM II

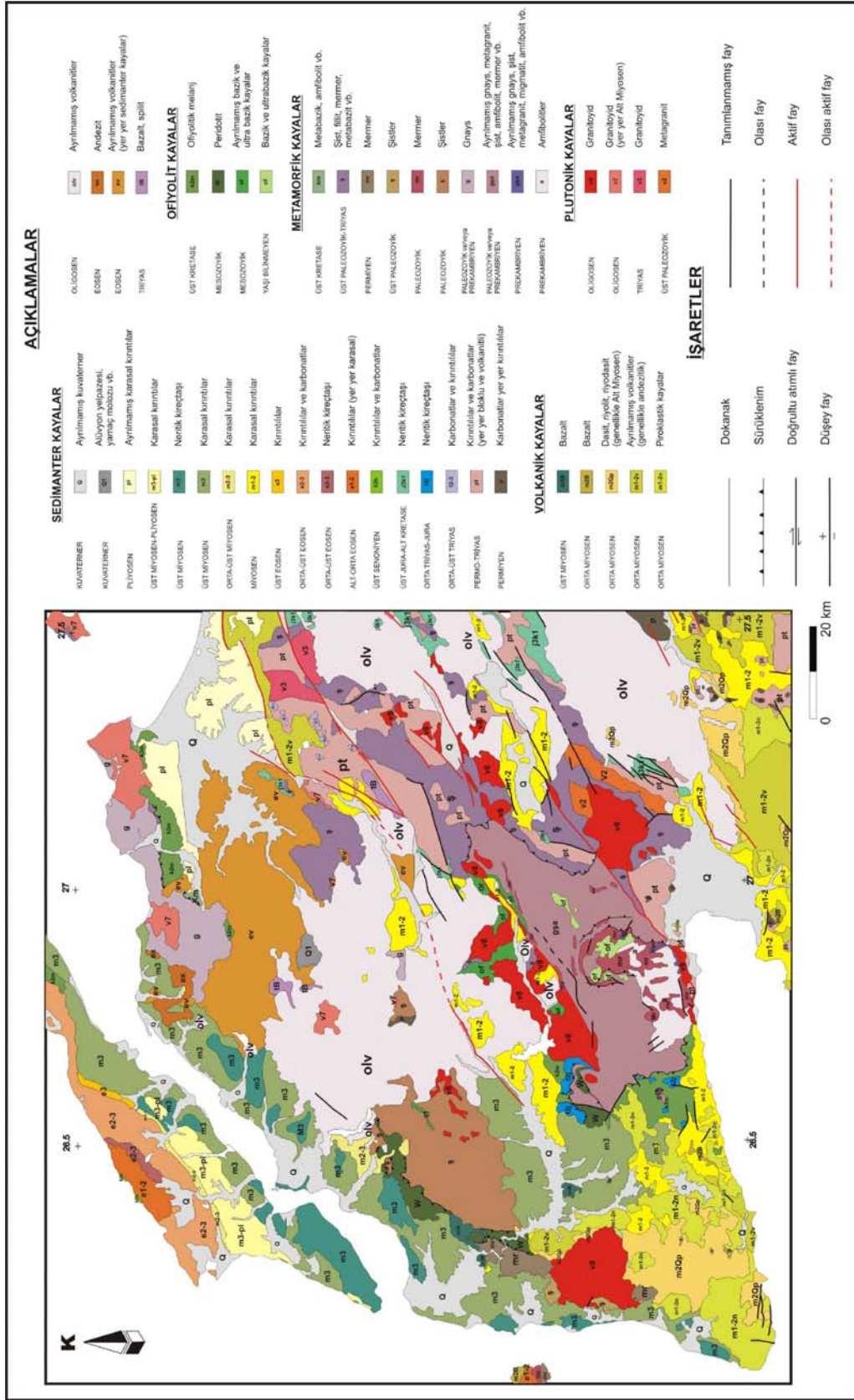
JEOLOJİ

2.1. Bölgesel Jeoloji

Biga Yarımadası karmaşık jeolojisi nedeniyle pek çok araştırmaya konu olmuştur. Bölgedeki aktif fay zonları, yüksek endüstriyel hammadde potansiyeli, Türkiye jeolojisi için önemli bir yere sahip olan Karakaya kompleksinin en iyi gözlemlendiği yer olması gibi birçok faktör araştırmacıları Biga Yarımadası'na çekmiştir.

Biga Yarımadası'nın stratigrafik temelini Sakarya Kıtasına ait, Sakarya Zonu kayaçları olarak isimlendirilen birimler (Yılmaz, 1981) başlıca Kazdağ grubu metamorfikleri, bu metamorfikleri tektonik üzerleyen Karakaya kompleksi birimleri ve Triyas sonrası çökeller oluşturur (Okay ve diğ., 1990). Bingöl (1968) tarafından Kazdağ grubu olarak adlandırılan bu grup, Permiyen öncesi yaşlı metadümit, metaharzburgit, metagabro, piroksenit, amfibol, gnays, şist, mermer ve bunların epimetamorfik karşılıklarından oluşmuştur. Kazdağ metamorfik topluluğu, paleontolojik ve stratigrafik yaş verilerine göre Paleozoyik-Triyas yaşlıdır (Bingöl ve diğ., 1973; Gözler ve diğ., 1984; Okay, 1987; Okay ve Satır, 2000). Kazdağ grubu yerel olarak değişen amfibolit ve yeşil şist fasiyeslerini içeren Barrow tipi metamorfizma ve düşük basınç (Abakuma) tipi metamorfizma ile temsil edilir. Kazdağ masifi, Miyosen sonrasında gelişen sıyrıma ve yanal atımlı faylarla, bir metamorfik çekirdek kompleks olarak dom şeklinde yükselmiş ve bugünkü konumunu kazandığı belirtilmiştir (Okay ve Satır, 2000; Duru ve diğ., 2004).

Kazdağ grubunu Üst Paleozoyik yaşlı Çamlık metagranitoyidi (Okay, 1990), Söğüt graniti (Çoğulu ve diğ., 1965), Kavsaralı birimi (Üşümezsoy, 1995) kayaçları kesmektedir.



Şekil 2.1. Biga Yarımadası'nın genel jeolojisi haritası (MTA, 2002)

Temeli oluşturan Kazdağ grubu kayaçları üzerine, başlıca spilitik bazalt, diyabaz, gabro, çamurtaşları, çört ve radyolaritlerle giriklik gösteren feldspathik kumtaşı, kuvarsit, konglomera ve silttaşı aralanmasından meydana gelen ve Karakaya formasyonu olarak tanımlanan birimler gelir (Bingöl ve diğ., 1973). Okay ve diğ. (1990) Karakaya kompleksinin benzer yaşta fakat değişik havza koşulları ve tektonik ortamları yansıtan dört tektonostratigrafik birimden meydana geldiği ve bunların Nilüfer birimi, Hodul birimi, Orhanlar grovakı ve Çal birimi olduklarını belirlemişlerdir.

Nilüfer birimi Karakaya kompleksinin en alt tektonik birliğini oluşturmaktadır. Ağırlıklı olarak metabazit, metatüf, fillat ve mermerlerden oluşmaktadır. Yeşilist fasiyesinde metamorfizma geçirmiştir. Metamorfizma derecesi yeşilist fasiyesinin üst zonlarına yani granat zonuna kadar çıkmaktadır. Nilüfer birimi içerisinde fosil bulunamamış olmasına karşın birimin tektonostratigrafik konumuna göre Triyas yaşlı olabileceği ileri sürülmüştür (Okay ve diğ., 1990).

Birimin üzerine tektonik dokanaklı olarak Hodul birimi gelmektedir (Akyüz ve Okay 1998). Karakaya kompleksi içerisinde en yaygın bulunan birim Hodul birimidir. Arkozik çakıltaşı, kumtaşı ve gri renkli şeyllerden oluşmaktadır. İçerisinde spilit ve rekrystalize kireçtaşı blokları bulunur. Siyah renkli seviyeler içerisinde Üst Triyas için karakteristik bir fosil olan Holobia, Daonella ve Posidonomya fosilleri bulunmuştur (Kaaen, 1956). Hodul birimi üst seviyelerine doğru olistostromal bir görünüm kazanır. Ayrıca Hodul birimi içerisinde spilitleşmiş bazalt ve diyabaz blokları da gözlenmektedir.

Orhanlar grovakları ise kalın ve monoton bir grovak istifinden oluşmaktadır. İçerdiği fosillere göre bu birim Üst Triyas yaşlıdır (Okay ve diğ., 1990). Bu istif Hodul biriminden kolaylıkla ayırt edilebilmektedir. Orhanlar grovakları içerisinde boyu 2 m'ye kadar ulaşan Alt Karbonifer yaşlı kireçtaşı blokları gözlenmiştir. Bu kireçtaşı blokları oldukça fazla Endothyra fosili içermektedir (Okay, 1990).

Çal birimi ise spilitik bazalt, bazik piroklastikler, Üst Permiyen kireçtaşı olistostromları, grovak, şeyl, kalsitürbidit, radyolaryalı çört ve pelajik seviyelerden oluşur. Bu birim Karakaya kompleksi içinde en az deformasyon ve metamorfizmadan etkilenmiş olanıdır (Okay ve diğ., 1990). Çal birimi üzerinde boyutları birkaç kilometreyi bulan kireçtaşı blokları vardır. Bu kireçtaşı blokları Camialan kireçtaşı olarak adlandırılmıştır (Okay ve diğ., 1990). Bu kireçtaşları içinde Orta-Üst Triyas fosilleri tanımlanmıştır.

Karakaya kompleksi üzerine uyumsuzlukla rejyonel metamorfizma ve önemli bir deformasyon göstermeyen Jura ve daha genç sedimanter istifler yer alır (Okay ve diğ., 1990). Bunlar; Bayırköy formasyonu, Bilecik kireçtaşı ve Vezirhan formasyonudur. Bayırköy formasyonu tabanda çakıltaşları ile başlayıp üste doğru kumtaşı ve silttaşlarından oluşan bir istife geçer. Bayırköy formasyonu üzerine ise giderek karbonat miktarının artmasıyla Bilecik kireçtaşı uyumlu olarak gelir. Bazı yerlerde altta Bayırköy formasyonu olmadan da Bilecik kireçtaşı Karakaya kompleksi üzerine yerleşmiştir. Bilecik kireçtaşının üzerine ise uyumsuz bir dokanakla beyaz-pembe renkli pelajik killi kireçtaşları gelir. Vezirhan formasyonu olarak adlandırılan bu istif Üst Jura-Alt Kretase yaş aralığını karakterize etmektedir (Bingöl ve diğ., 1973; Okay, 1990).

Sakarya zonuna ait birimler üzerinde başlıca spilit, grovak, kireçtaşı, pelajik şeyller, radyolarit ve serpantin bloklarından oluşan, Çetmi ofiyolit melanjı adı verilen bir karmaşık bulunmaktadır (Okay, 1990).

Biga Yarımadası'nda Mesozoyik birimlerini Paleosen yaşlı birimler izler. Bu birimler Biga ilçesinin hemen batısında pelajik kireçtaşı, kalsitürbidit, moloz akıntısı, grovak, bazalt ve çok sayıda iri kireçtaşı bloklarından oluşmaktadır (Yıkılmaz ve diğ., 2002). Bu birimler üzerine belirgin uyumsuzlukla Eosen yaşlı birimler gelmektedir. Eosen yaşlı birimler taban konglomerası ile başlayıp, kumtaşı, silttaşı, tuf ve aglomeralar ile devam eder, detritik kireçtaşları ve resifal kireçtaşları ile son bulur (Ergül ve diğ., 1984).

Biga-Bayramiç-Çanakkale arasında Eosen'de başlayan kalkalkalen volkanizma andezitik lav, tuf ve aglomera gibi ürünler verip uzun bir suskunluk döneminden sonra Alt Miyosen'den Üst Miyosen'e kadar süren andezit, dasit, riyodasit ve riyolitlerle temsil olunan ikinci bir kalkalkalen volkanik dönem başlamış, Üst Miyosen sonunda ve daha sonra da Üst Pliyosen'de alkali bazaltik bir volkanizma devam etmiştir (Yılmaz, 1989).

Ercan ve diğ. (1995), bölgede Alt Eosen'den itibaren etkin olmaya başlayan ve çeşitli evrelerde Üst Miyosen sonlarına kadar süren Tersiyer volkanizmasını 6 ana gruba ayırmışlardır. Bunlar; Eosen yaşlı, andezitik ve dasitik lav ve türlerden oluşan 1-"Balıklıçeşme volkanitleri", Oligosen yaşlı andezit, dasit, riyodasit türde lav, tuf ve aglomeralardan oluşan, 2-"Çan volkanitleri" ve Üst Oligosen yaşlı, bazalt ve trakiandezitlerden oluşan 3-"Kirazlı volkanitleri", Alt-Orta Miyosen yaşlı, andezit, dasit, riyodasit, latit, aglomera ve ignimbritlerden oluşan 4-"Behram volkanitleri" ile bazalt ve trakiandezitlerden meydana gelen 5-"Hüseyinfakı volkanitleri" ve son olarak da Üst Miyosen'de oluşan, 6-"Ezine bazaltı" olarak adlandırılan alkali bazaltlar bölgeye gelmiştir.

Alt Oligosen'den itibaren bölge tamamen kara haline gelmiş ve oluşan havzalarda kömürlü düzeyler içeren karasal Neojen çökeller gelişmiştir. Akarsu ve göl ortamlarında gelişen çökeller genellikle; çakıltaşı, kumtaşı, kiltası ve kireçtaşlarından oluşmaktadır. Bölgede etkin olan volkanizmaya girikli istifler şeklinde gözlenir. Çan ve civarında işletilebilir büyüklükte kömür yatakları gelişmiştir. Bölgedeki sedimanter istif Oligosen-Miyosen yaş aralığında çökelmiştir. Oligosen yaşlı volkanitler; Çan volkanitleri ve Kirazlı volkanitleri olarak adlandırılmıştır (Ercan ve diğ., 1995).

Çan volkanitleri genellikle andezit, dasit, riyodasit, riyolit, ignimbrit, tuf ve aglomeralardan oluşmaktadır. Kirazlı volkanitleri ise ağırlıklı olarak dasit ve trakiandezitlerden oluşmaktadır. Bölgede volkanizma Alt-Orta Miyosen'de Behram volkanitleriyle devam etmiştir. Behram volkanitleri andezit, dasit, riyodasit, riyolit, tuf ve aglomeraları ile geniş alanlarda yayılım gösteren ignimbritlerden oluşmaktadır (Ercan ve diğ., 1995). Ercan ve diğ. (1995) Bozcaada'daki andezit

lavlarında ve Edremit-Bağburun'daki bir andezitik lavda yaptıkları K/Ar yaşı $19,6 \pm 0,4$ My (Alt-Orta Miyosen) ve $21,9 \pm 0,6$ My (Alt-Orta Miyosen) yaşlarını vermiştir. Aynı yaştaki buna benzer volkanik kayalar için Aysal (2005) tarafından Biga ilçesinin güneyindeki mostraları için Biga volkaniti adlanması yapılmıştır.

Bölgedeki kalkalkalen magmatizmasına bağlı olarak genellikle granodiyorit bileşimli sığ sokulumlar bölgeye yerleşmiştir. Bunlar arasında yaşı izotopik olarak saptananlar Eybek 23–31 My (Bingöl ve diğ., 1982), Nevruz-Çakıroba 24 My (Anıl ve diğ., 1989) granodiyoritleri Geç Oligosen-Erken Miyosen yaşlarını vermektedirler.

Bölgede Oligosen-Miyosen dönemlerinde etkin olan magmatizma ve volkanizmanın genel karakteri kalkalkalen olmasına karşılık en son evreyi oluşturan Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı volkanizma alkali bazalt karakterinde gelişmiştir (Ercan ve diğ., 1995). Geç Miyosen' de volkanizma durulmuştur. Çanakkale Boğazı ve çevresinde görülen Miyosen istifinin çok karakteristik bir özelliği volkanik seviyeler içermemesidir. Bu nedenle bu istifin Biga Yarımadası'nda çok etkin olmuş Alt-Orta Miyosen volkanizmasından sonra çökelmiş olduğu düşünülmektedir. Biga Yarımadası'nda genç fay zonları boyunca yükselmiş ve Taştepe bazaltı olarak adlanmış olan Pliyo-Kuvaterner yaşlı genç lavlar da bulunmaktadır.

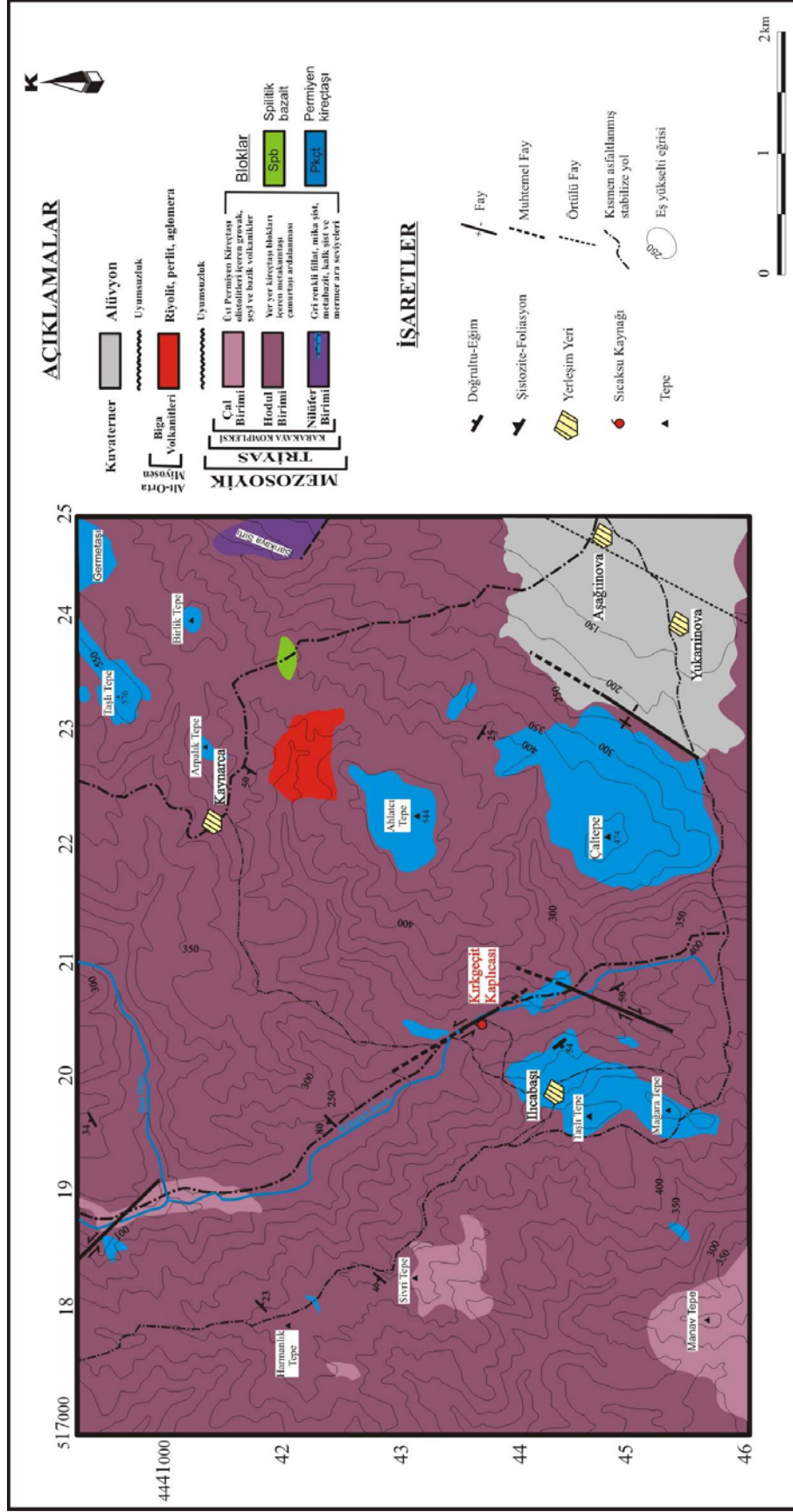
Bölgede Pliyo-Kuvaterner'de çakıltaşı, kumtaşı ve şeyllerden oluşan flüviyal çökeller ile gölsel karbonatlar oluşmuşlardır (Ercan, 1996). Siyako ve diğ. (1989) tarafından Bayramiç formasyonu olarak adlandırılan bu birimler daha yaşlı kayalar üzerine uyumsuz olarak yer alırlar. Birimin en iyi gözlendiği alan Menderes Çayı'nın kuzeyi, Manyas ve Gönen arasındadır (Siyako ve diğ., 1989). Bayramiç formasyonu, genellikle daha yaşlı birimler üzerinde uyumsuzdur yalnızca Çanakkale güneyinde Alçıtepe formasyonu ile geçişli görülmektedir (Siyako ve diğ., 1989). Alçıtepe formasyonu, Gazhanedere ve Kirazlı formasyonları ile yanal ve düşey geçişli, sığ denizel bir birim olup, kumtaşı, çakıltaşı, şeyl, marn ve bu birim için karakteristik olan oolitik kireçtaşlarından oluşur ve kalınlığı 200 metre kadardır (Siyako ve diğ., 1989). Biga Yarımadası Kuzey Anadolu fayının güney kollarının etkisiyle günümüzdeki morfolojisini kazanmıştır.

2.2. Çalışma Sahasının Jeolojisi

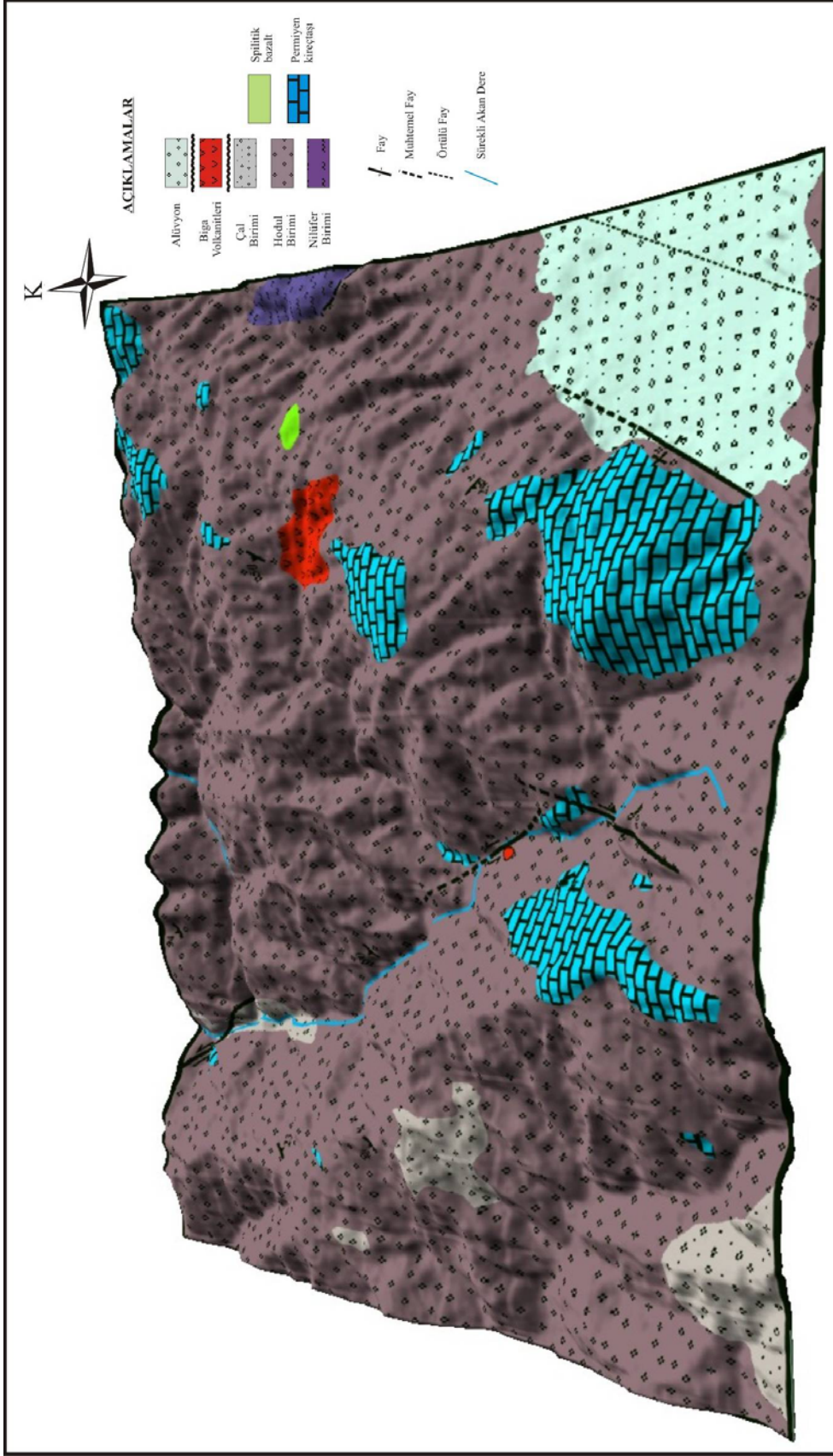
Çalışma sahasında yüzlek veren kayalar; saha nitelikleri, petrografik incelemeler ve önceki araştırmaların bulguları da dikkate alınarak beş farklı kaya birimine ayrılanmıştır (Şekil 2.2). Bunlar; Triyas yaşlı Karakaya kompleksinin (i) Nilüfer birimi, (ii) Hodul birimi, (iii) Çal birimi, (iv) Alt-Orta Miyosen yaşlı Biga volkanitleri ve (v) Kuvaterner yaşlı alüvyondur (Şekil 2.3; 2.4).

M E S O Z O Y İ K	SENZOYİK		KAYA TÜRÜ	AÇIKLAMALAR
	TERSİYER	KUVATERNER		
T R İ Y A S	ALT-ORTA MIYOSEN	HOLOSEN		
	Biga Volkanitleri		Qal	Qal: Alüvyon; Tutturulmamış çakıl, kum ve kil Uyumsuz dokanak
	Biga Volkanitleri		Tmbv	Tmbv: Biga Volkanitleri; Üstte andezitik lavlar, altta riyolit, riyodasit karakterli lav, perlit, tuf ve aglomera Uyumsuz dokanak
	KARAKAYA KOMPLEKSİ		Trkç	Trkç: Çal birimi; Spilit, Üst Permiyen yaşlı kireçtaşı olistolitleri ve spilit, grovak, şeyl
	HODUL BİRİMİ		Trkh	Trkh: Hodul birimi; Çeşitli boyda kireçtaşı, spilit, diyabaz, radyolaryalı çört blokları içerir. Üste doğru arkozit çakıltaşı, kumtaşı ve şeyl
NİLÜFER BİRİMİ		Trkn	Trkn: Nilüfer birimi; Metabazik lav/tuf, granatlı fillat, şist, mermer, kalkşist bantları, yer yer serpantin blokları	

Şekil 2.2. Çalışma sahasının genelleştirilmiş stratigrafik sütun kesiti (Ölçeksiz)



Şekil 2.3. Çalışma sahasının genel jeoloji haritası



Şekil 2.4. Çalışma sahasının sayısal yükseklik modeli üzerine serilmiş jeoloji haritası

2.2.1. Karakaya Kompleksi (Trk)

Pontidlerin Sakarya Zonu'nda geniş yayılımı olan Jura öncesi bu orojenik kompleks, Biga Yarımadası'nda ilk kez Bingöl ve diğ. tarafından (1973) 'Karakaya formasyonu' olarak tanımlanmıştır. Bingöl ve diğ. (1973) Karakaya formasyonunun Permo-Karbonifer kireçtaşı blokları içeren spilitik bazalt, çamurtaşı, feldspatik kumtaşı, çakıltası, kuvarsit ve silttaşlarından oluştuğunu, çok az metamorfik olduğunu ve Kazdağ grubu gnaysları üzerinde yer aldığını belirtmişlerdir. Bingöl ve diğ. (1973) Karakaya formasyonunun Pontidler'deki geniş yayılımına dikkat çekmiş ve formasyonun Biga Yarımadası'ndan Ankara'ya kadar uzandığını belirtmişlerdir.

Kapsadığı Üst Permien kireçtaşı blokları ve üzerine uyumsuzlukla gelen Orta Triyas kireçtaşları yüzünden Karakaya formasyonuna Erken Triyas yaşı ön görülmüştür (Okay ve diğ., 1990). Karakaya formasyonuna ilk kez Okay ve diğ. (1990) tarafından 'Karakaya kompleksi' adlanması yapılmıştır. Karakaya kompleksini oluşturan çeşitli, muhtemel eş yaşlı formasyonların birbirleri ile olan ilişkileri net olmamakla birlikte, benzer yaşta fakat değişik havza koşulları ve tektonik ortamları yansıtan dört farklı birim adlanmıştır. Bu birimler alttan üste doğru; Nilüfer birimi, Hodul birimi, Orhanlar grovakı ve Çal birimi'dir (Okay ve diğ., 1990).

Okay ve Göncüoğlu (2004) tarafından Karakaya kompleksi; Alt Karakaya kompleksi ve Üst Karakaya kompleksi olarak ayırtlanmıştır. Nilüfer birimini Alt Karakaya olarak tanımlarken diğer birimler ise Üst Karakaya birimi altında toplanmıştır.

Pickett ve Robertson (2004) Kuzey Anadolu'da batıdan doğuya, Ege Denizi'nden İran'a kadar yaklaşık 1100 km bir dağılımı olan Orta-Geç Triyas yaşında bir dalma-batma-eklenme kompleksi olarak tanımladıkları Karakaya kompleksini, Nilüfer birimi, Ortaoba birimi, Çal birimi, Kalabak birimi olarak ayırmışlardır.

Karakaya formasyonu değişik araştırmacılar tarafından farklı olarak isimlendirilmesine karşın, bu çalışma kapsamında Okay ve diğ. (1990) tarafından

yapılan ayırtlama temel alınmıştır. Çalışma sahasında Karakaya kompleksini oluşturan birimlerden, Nilüfer birimi, Hodul birimi ve Çal birimi gözlenmektedir.

2.2.1.1. Nilüfer Birimi (Trkn)

2.2.1.1.1. Tanım ve Yayılım

Karakaya kompleksinin en alt tektonik birimini oluşturan, mermer ve fillat ardalı, kalın metabazik kaya istifine Nilüfer birimi adı verilmiştir (Okay ve Altın, 2004). Birim adını Bursa-Keles yolu üzerinde bulunan Nilüfer Çayı vadisinden almıştır (Okay ve diğ., 1990).

Nilüfer biriminin Sakarya Zonu içerisinde geniş bir yayılımı vardır. Bursa'nın güneyinde (Özkoçak, 1969; Lisenbee, 1971), Söğüt'ün kuzeyinde (Yılmaz, 1977; Ayaroğlu, 1979; Servais, 1982), Ankara bölgesinde (Akyürek ve diğ., 1984; Koçyiğit, 1989), Tokat masiflerinde (Blumental, 1950; Özcan ve diğ., 1980) değişik isimler altında tanımlanmıştır.

Nilüfer birimi içerisindeki fillatik seviyeler Krushensky ve diğ. (1980) tarafından Kalabak formasyonu, Pickett ve Robertson (2004) tarafından Kalabak birimi, Kaya (1991) tarafından Madradağ formasyonu, Akyürek ve Soysal (1983) tarafından ise Çavdarstepe formasyonu olarak adlandırılmıştır (Aysal, 2005). Okay ve diğ. (1990) Nilüfer birimi içerisindeki metabazik kayalara Yenice'nin güneyindeki Sazak Köyü'ne atfen Sazak metatüfleri adını vermiştir.

Çalışma sahasında Sarıkaya Sırtı, Kırkgeçit kaplıcası yakın çevresi ve Ilıca başı Köyü'nün kuzeydoğu kesimlerinde gözlenmektedir.

2.2.1.1.2. Litoloji

Biga Yarımadası'nda Nilüfer biriminin büyük bir kesimi yeşil, koyu yeşil ince taneli genellikle foliasyon gösteren, monoton, yeşil şist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş metabazik kayalardan oluşmuştur (Okay ve diğ., 1990). Nilüfer birimi yeşilşist fasiyesinde bir rejyonel metamorfizma geçirmiştir ve

metamorfizma derecesi yeşilşist fasiyesinin üst zonlarına yani granat zonuna kadar çıkmaktadır (Okay ve diğ., 1990).

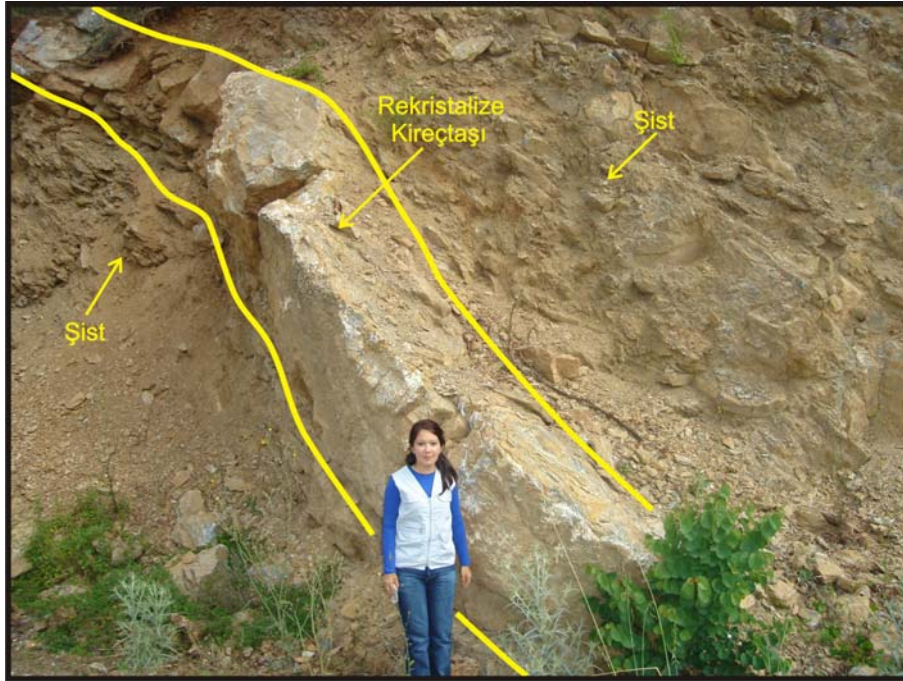
Çalışma sahasında Nilüfer birimi metabazit, fillat, serizit-kuvars-şist, mermer ve kalkşistlerden oluşmaktadır. Metabazitler koyu yeşil renkli, ince taneli, alterasyona uğramış, alterasyon rengi sarımsı-kahvedir. Fillatlar ise koyu gri, kurşun gri renkleri ile karakteristiktir (Şekil 2.5). İyi derecede foliasyon gösteren birimler yer yer klorişist, siyahımsı gri renkli mermer ve kalkşist ara seviyeleri içermektedir (Şekil 2.6; 2.7; 2.8).



Şekil 2.5. Kurşun grisi renkli fillatların genel görünümü, KB'dan GD'ya bakış (Koordinat: 20306/36838)



Şekil 2.6. Kloritşistlerde gözlenen foliasyon dokusu, GB'dan KD'ya bakış (Koordinat: 19629/39445)



Şekil 2.7. Şistler arasında gözlenen rekristalize kireçtaşı merceği, KD'dan GB'ya bakış (Koordinat: 518231-4444033)



Şekil 2.8. Kalkşistlerde gözlenen kıvrım yapısı, GB'dan KD'ya bakış (Koordinat: 20835/37206)

Nilüfer birimin kesin olarak kalınlığı bilinmemekle birlikte kalınlığının 1–7 km kadar olabileceği (Pickett ve Robertson, 2004) ve bu kalınlaşmanın birbiri üzerine tektonik dilimlerle tekrarlanan bir istif şeklinde olduğu düşünülmektedir (Okay ve diğ., 1990).

Nilüfer biriminde radyolaryalı çört veya pelajik kireçtaşı gibi derin denizel sedimanter kayalar veya intrüzif magmatik kayalar ve dayklar yer almaz (Okay ve diğ., 1990). Stratigrafisi ve litolojisi açısından Nilüfer birimi okyanus kabuğu yada geçişli kabuk üzerinde gelişmiş yay-içi ve yay-önü havza çökellerine benzer (Ingersoll, 1988; Okay ve diğ., 1990). Genç (2002) çalışmasında Nilüfer biriminin kökeni için yay içi yada yay önü, olgun rift havzası, seamount ve okyanusal plato ortamları öne sürüldüğünü fakat tektonostratigrafik özellikleri ve jeokimya verilerinin birlikte değerlendirilmesi sonucu Nilüfer biriminin okyanusal bir birim olduğu, seamount ve okyanusal plato ortamlarının ikisini birden kapsadığını belirtmiştir.

2.2.1.1.3. Dokanak İlişkisi

Biça Yarımadası'nda Nilüfer birimi Geç Tersiyer yaşta normal bir fay olan dik eğimli bir tektonik dokanakla Kazdağ grubu üzerinde yer alır (Okay ve diğ., 1990). Çalışma sahasında Karakaya kompleksinin tabanını oluşturan Nilüfer biriminin alt dokanağı gözlenmemiştir. Birimin üst dokanağında Hodul birimi bulunmaktadır.

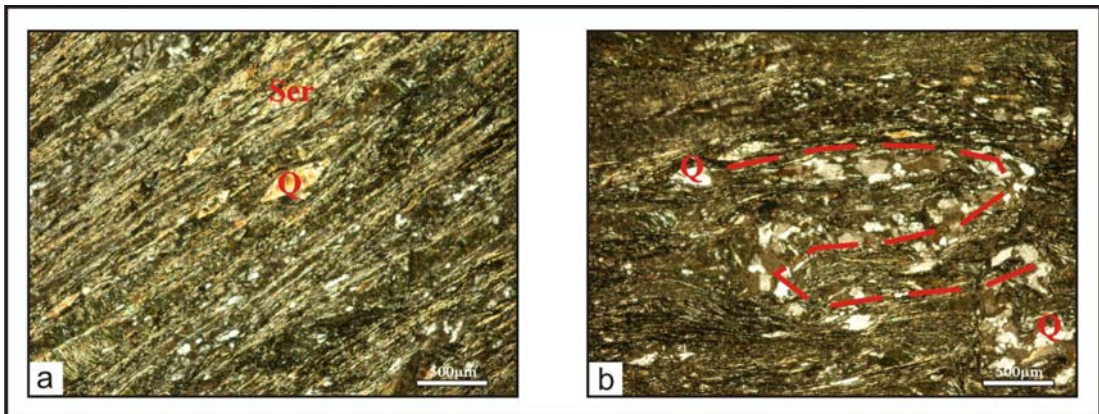
2.2.1.1.4. Yaş

Çalışma sahasında Nilüfer birimine ait kayalar içerisinde fosil bulunamamıştır. Okay ve diğ. (1990) birimin tektonostratigrafik konumuna göre Triyas yaşlı olabileceği ileri sürmüştür.

2.2.1.1.5. Petrografi

Kuvars-serizit-klorit şist

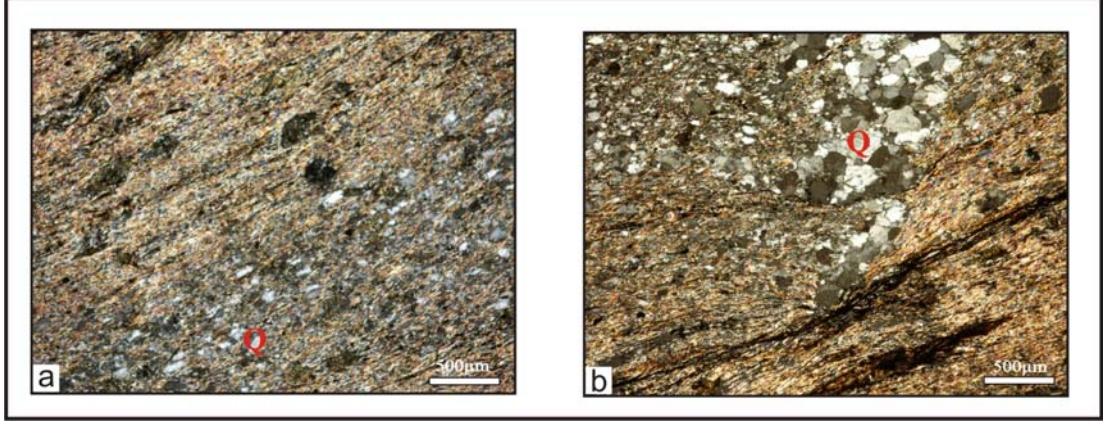
Başlıca mineralleri kuvars, serizit ve klorittir. Kloritler genellikle soluk yeşil ve sarımsı yeşil renktedir. Basınca maruz kalan kuvars taneleri basınç yönüne dik yönde uzama göstermişlerdir. Bileşenlerin birbirine paralel bir şekilde dizilmeleri sonucu kayada şistozite ortaya çıkarak lepidoblastik doku oluşmuştur (Şekil 2.9. a). Serizit mineralleri, klorit mineralleriyle birlikte foliasyon düzlemlerinde yerleşmiştir. Sigma yapısı oldukça gelişmiş, serizitler kuvars nodüllerini kartopu yapısı gibi sarmıştır (Şekil 2.9. b).



Şekil 2.9. Kuvars-serizit-klorit şistte gözlenen **a.** Lepidoblastik (yapraksı) doku **b.** Sigma yapısı (Çift nikol, Ser: Serizit, Q: Kuvars)

Kuvars-serizit şist

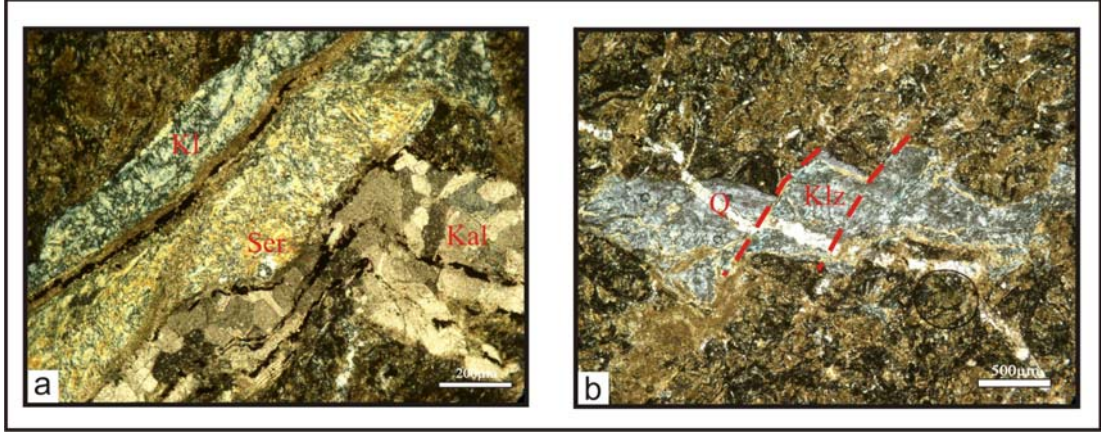
Başlıca mineralleri kuvars, serizit ve yer yer opak minerallerdir. Bileşenlerin birbirine paralel bir şekilde dizilmeleri sonucu kayada şistozite ortaya çıkarak lepidoblastik doku oluşmuştur. İnce kesitin bazı kesimlerde kuvars mineralleri şistoziteyi kesmektedir (Şekil 2.10. a; b).



Şekil 2.10. a. b. Şistoziteyi kesen kuvars minerallerinin görünümü (Çift nikol, Q: Kuvars)

Metabazit

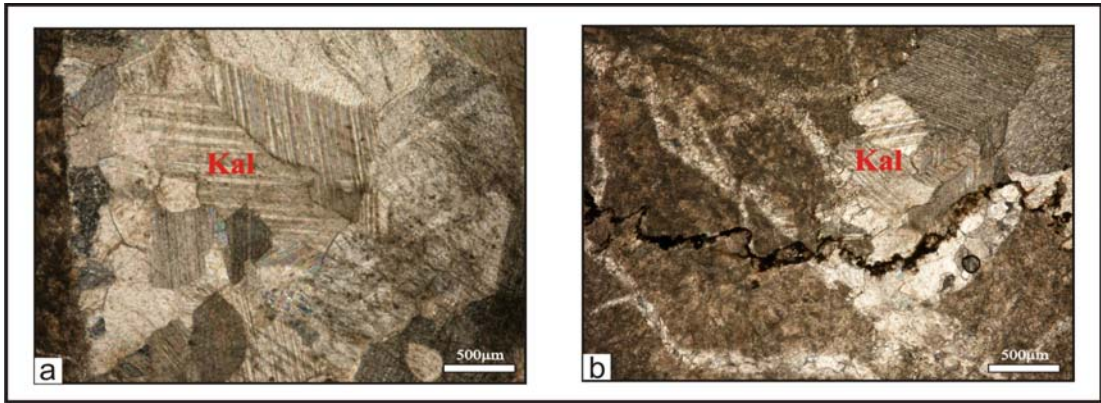
Başlıca mineralleri klorit, epidot, serizit, opak mineraller, kalsittir. Klorit yeşil-soluk yeşil renkleriyle karakteristiktir (Şekil 2.11. a). Epidot genellikle zoizit türünde olup, roliyefi oldukça yüksek küçük kristaller halindedir. Opak mineraller özşekilsiz kristaller halindedir. Klinozoizit ve ikincil kuvars damarını kesen mikrofaylar, domino dokusu oluşturmuştur (Şekil 2.11. b).



Şekil 2.11. a. Metabazit içerisindeki klorit, kalsit ve serizit minerallerinin görünümü **b.** Klinozoitit damarında gözlenen domino dokusu ve çatlağı kesen mikro faylar (Çift nikol, Kl: Klorit, Ser: Serizit, Kal: Kalsit, Q:Kuvars, Klz: Klinozoitit)

Mermer

Başlıca mineralleri kalsit ve kuvarstır. Dokusu granoblastik dokudur (Şekil 2.12. a). Kayacın hemen hemen tamamına yakını özşekilsiz kalsit minerali oluşturur. Basınç nedeniyle meydana gelen erime ya da çözünmeyle oluşmuş stilolit yapısı kalsit kristalleri arasında gözlenmektedir (Şekil 2.12. b). Kum boyutundan küçük tanelerden oluşan kuvarsin kayaç içindeki oranı % 5'i geçmez.



Şekil 2.12. a. Granoblastik dokulu mermer **b.** Kalsit kristalleri arasında gelişen stilolit yapısı (Çift nikol, Kal: Kalsit)

2.2.1.2. Hodul Birimi (Trkh)

2.2.1.2.1. Tanım ve Yayılım

Biga Yarımadasında mostra veren Karakaya kompleksi içerisindeki en yaygın birim olan Hodul birimi adını Biga-Yenice ilçeleri arasında bulunan Hodul Dağı'ndan almıştır (Okay ve diğ., 1990). Birime Ortaoba birimi (Pickett ve Robertson, 2004), Dışkaya formasyonu (Kaya ve diğ., 1986), Kendirli formasyonu (Genç ve Yılmaz, 1995), Kınık formasyonu (Akyürek ve Soysal, 1983) gibi isimler verilmiştir. Adlama Okay ve diğ. (1990)'den aynen alınmıştır.

Çalışma sahasında geniş bir yayılım sunan birim, Kaynarca Mahallesi, Harmanlık Tepe, Aşağıinova ve Yukarınova Köyleri kuzeybatısında gözlenmektedir.

2.2.1.2.2. Litoloji

Hodul birimi başlıca feldspatlı kumtaşı, çakıltası, metasiltası ve gri renkli şeyllerden oluşmaktadır (Şekil 2.13; 2.14). İçerisinde spilit ve rekristalize kireçtaşı blokları bulunur. İyi derecede diyajenez geçirmiş kumtaşları kıtasal granitik bir kaynaktan beslenen kalın bir Triyas kırıntılı kamasını temsil eder (Okay ve diğ., 1990).

2.2.1.2.3. Dokanak İlişkisi

Hodul birimi Karakaya kompleksinin diğer birimleri gibi altındaki Nilüfer birimi ve üzerindeki Çal birimi ile tektonik dokanaklıdır (Aysal, 2005). Çalışma sahasında Hodul birimi ile Çal birimi arasında Karapınar sırtının kuzeydoğusundaki yol yarmasında, KB-GD doğrultulu, GB eğimli normal bileşenli sol yanal atımlı oblik fay olduğu gözlenmiştir. Ayrıca Sarıkaya Sirtında yüzlek veren Nilüfer birimi ile Hodul birimi arasında tektonik bir dokanak olduğu düşünülmektedir.



Şekil 2.13. Grimsi beyaz renkli, kuvars mineralince zengin metakumtaşından görünüm, K'den G'ye bakış (Koordinat: 21277/40476)



Şekil 2.14. Çalışma sahasında gözlenen metasiltaşlarının genel görünüm, KB'dan GD'ya bakış (Koordinat: 17028-39015)

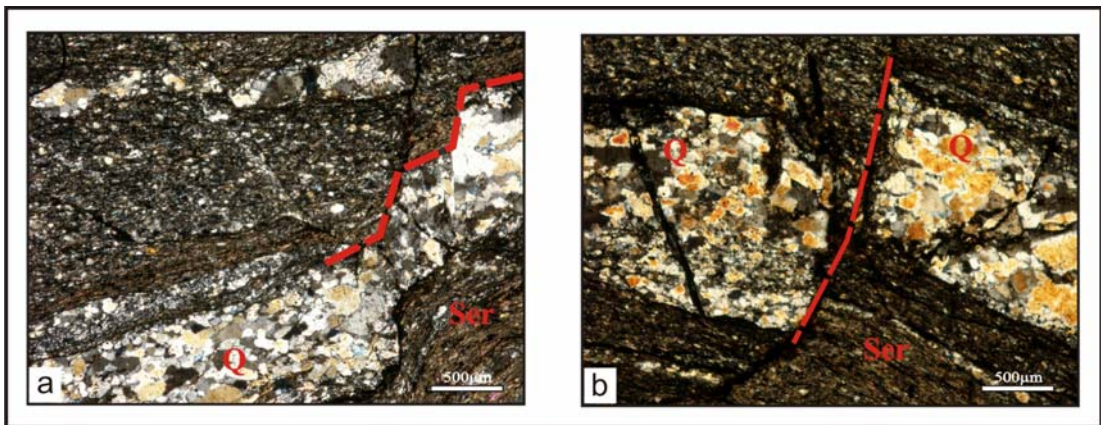
2.2.1.2.4. Yaş

Kaaden (1956) Hodul birimindeki siyah renkli seviyeler içerisinde Üst Triyas için karakteristik bir fosil olan *Holobia*, *Daonella* ve *Posidonomya* fosilleri bulmuştur. Okay (1987) Hodul birimini içerdiği Üst Permiyen yaşta kireçtaşı çakılları ve Jura yaşlı Bayırköy formasyonu tarafından örtülmesi nedeniyle birimin Triyas yaşında olduğunu belirtmiştir. Okay ve diğ. (1990) İvrindi-Manyas arasındaki bölgede Hodul biriminin tabanındaki siyah renkli şeyllerde Noriyen yaşı veren *Halobia neumayeri* bulmuştur. Yine aynı bölgede kireçtaşı olistolitleri içerisinde Üst Permiyen yaşı veren şu fosiller bulunmuştur; *Glomospira* sp., *Tuberitina* sp., *Reichelina* sp., *Epimastopora* sp., *Mizzia* sp. (Okay ve diğ., 1990). Çalışma sahasındaki kireçtaşlarında Üst Permiyen yaşını karakterize eden *Mizzia* sp.'ye rastlanmıştır (Şekil 2.19).

2.2.1.2.5. Petrografi

Metasiltası

Başlıca mineralleri kuvars ve serizittir. Serizitleri kesen kuvars damarlarında gözlenen mikrofaylanmalar ile oluşan domino yapısı kazanmıştır (Şekil 2.15. a), Mikrofaylanmalar boyunca demirli eriyikler taşınarak, opak bir görünüm kazanmıştır (Şekil 2.15. b). Yapraklanmayı yer yer ikincil kalsit damarı kesmektedir (Şekil 2.16).



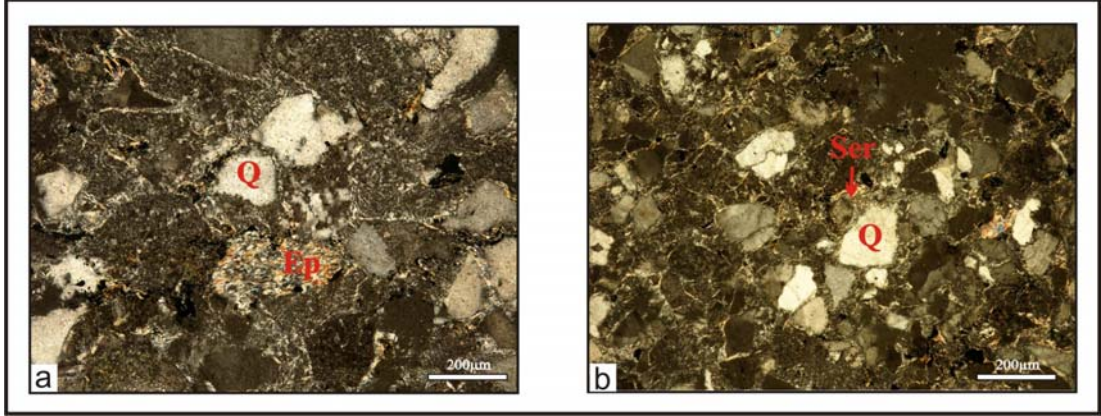
Şekil 2.15. a. Kuvars damarlarında gözlenen mikrofaylanmalar ile oluşan domino yapısı **b.** Kuvars damarlarında gözlenen mikrofaylanmalar boyunca taşınan demirli eriyikler ile oluşan opak görünüm (Çift nikol, Q: Kuvars, Ser: Serizit)



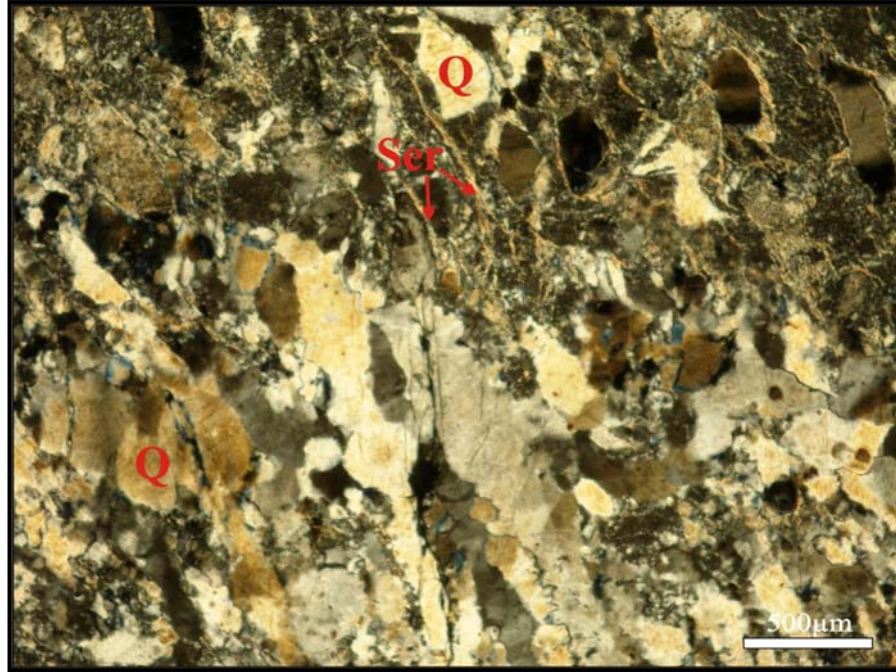
Şekil 2.16. Metasiltaşında yapraklanmayı kesen ikincil kalsit damarının görünümü (Çift nikol, Kal: Kalsit)

Metakumtaşı

Başlıca mineralleri kuvars, epidot, serizit, kalsit ve plajyoklastır. Kuvarsın kayaç içerisindeki oranı % 75–80 arasında değişmektedir. Kuvarslar genellikle iyi derecede yuvarlanmış dalgalı sönme gösteren metamorfik kökenli kuvarslardan oluşur. Bölgesel metamorfizma etkisiyle poligonal dokulu yeni kuvarslar gelişmiştir. Plajyoklastların serizitleşmesi yaygın, tarak dokulu kuvars damarı az yönlenmeli olup, kuvars minerallerinin gelişiminden sonra kayaç metamorfizma geçirmiştir (2.17. a; b, 2.18).



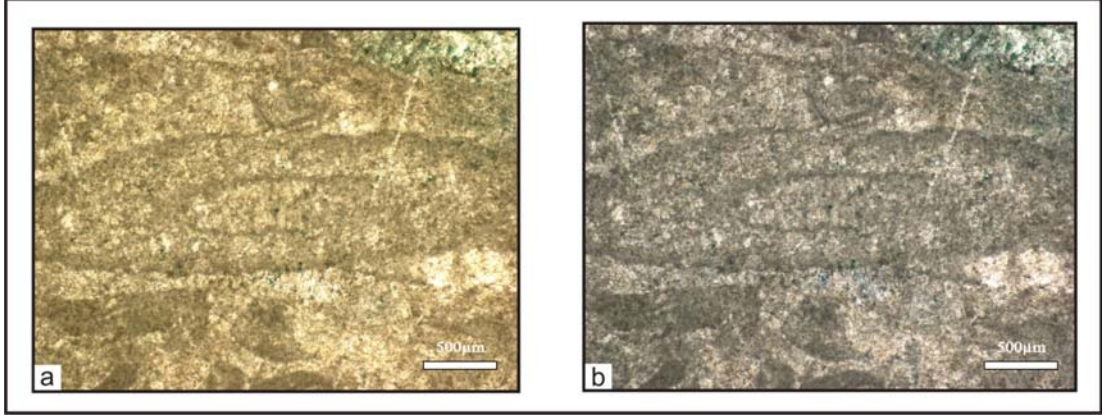
Şekil 2.17. a. Az yönlenmeli kuvars kristalleri b. Plajoklasların serisitleştiği alan (Çift nikol, Q: Kuvars, Ep: Epidot, Ser: Serizit)



Şekil 2.18. Kuvars minerallerinde tarak dokusunun görünümü (Çift nikol, Q: Kuvars, Ser: Serizit)

Kireçtaşı

Hodul birimi kireçtaşları içerisinde Üst Permiyen yaşını karakterize eden *Mizzia* sp.? ve molluska kavkı parçalarına rastlanmıştır (Şekil 2.20). Sığ denizel ve hareketli bir ortamı temsil etmektedir.



Şekil 2.19. *Mizzia* sp.? ve molluska kavkı parçalarından görünüm **a.** Çift nikol **b.** Tek nikol

2.2.1.3. Çal Birimi (Trkç)

2.2.1.3.1. Tanım ve Yayılım

Çal birimi ilk kez Blanc (1965, 1969) tarafından “Çal Köy Serisi” olarak tanımlanmıştır. Birim adını Çan-Yenice ilçeleri yolundaki Çal Köyünden almıştır (Okay ve diğ.,1990). Çal birimi, İnegöl çevresinde Abadiye formasyonu (Genç ve Yılmaz, 1995), Ankara çevresinde Ortaköy formasyonu (Akyürek ve diğ., 1984) olarak adlandırılmıştır.

Çalışma sahasında; Kaynarca mahallesi güneydoğusunda, Sivri Tepenin güneydoğusunda, Manav Tepede ve Karapınar Sirtının doğusunda gözlenmektedir.

2.2.1.3.2. Litoloji

Başlıca kızkahve rengi spilitik bazik volkanik kayalar ve değişik boyda, gri, siyahımsı gri renkli Üst Permiyen kireçtaşı blok ve olistostromları ile ara seviyeler halinde bordo renkli şeyl, radyolaryalı çört ve pelajik kireçtaşlarından oluşur (Şekil 2.20; 2.21; 2.22).



Şekil 2.20. Sivri tepenin güneydoğusunda gözlenen lavların görünümü, KD'dan GB'ya bakış



Şekil 2.21. Kaynarca Köyü girişindeki bordo renkli şeyl, B'dan D'ya bakış
(Koordinat: 23500/39985)



Şekil 2.22. Fıstık yeşil renkli, ince taneli, masif metalav (Koordinat: 20761–39275)

Birimin tipik ve ayırtman özelliği boyları birkaç santimetreden bir kilometreye kadar değişen ve bazik volkanik veya daha seyrek olarak klastik bir hamur içinde yer alan Üst Permian kireçtaşı çakıl ve olistolitlerini kapsamasıdır (Okay ve diğ., 1990) (Şekil 2.23).

Bu birim Karakaya kompleksi içinde en az deformasyon ve metamorfizmadan etkilenmiş olanıdır (Okay ve diğ., 1990). Çal birimi üzerinde boyutları birkaç kilometreyi bulan kireçtaşı blokları Camialan kireçtaşı olarak adlandırılmıştır (Okay, 1990). Çal birimi içerisinde rastlanan kireçtaşları Hodul biriminde rastlanan bloklar kadar rekristalize değildir, bu nedenle fosil içeriklerini korumuşlardır (Aysal, 2005).

Kireçtaşlarının yüzeyinde erime boşlukları gelişmiştir ve karstlaşma izleri mevcuttur. Kireçtaşlarında sistematik ve yerel karst sistemleri gelişmiş olup, buna bağlı bacalar ve küçük ölçekli mağaralar gelişmiştir (Şekil 2.24; 2.25). Alt seviyeleri yer yer kumlu ve dolomitik bileşimde olan kireçtaşlarında Karakaya kompleksinin volkanik malzemesini içeren breşli zonlar mevcuttur. Bu breşli zon yüksek enerjili ortamda oluşmuştur.



Şekil 2.23. Kırkgeçit kaplıca yolu üzerinde gözlenen kireçtaşı bloğu, KB'dan GD'ya bakış (Koordinat: 20582-37671)



Şekil 2.24. Kireçtaşı bloğunda gözlenen karstik boşluklar



Şekil 2.25. Yukarinova Köy yolu üzerinde kireçtaşıda gözlenen karstlaşma ve eklem sistemleri (Koordinat: 22230–36010)

2.2.1.3.3. Dokanak İlişkisi

Çal birimi altındaki Hodul birimiyle tektonik dokanaklı olup Çal birimine ait kayaçlar Hodul birimi grovak ve kumtaşları üzerine bindirmiş tektonik dilimler şeklinde durmaktadır (Aysal, 2005). Karapınar Sırtının kuzeydoğusunda Çal birimi ile Hodul birimi arasında tektonik dokanak gözlenmiştir.

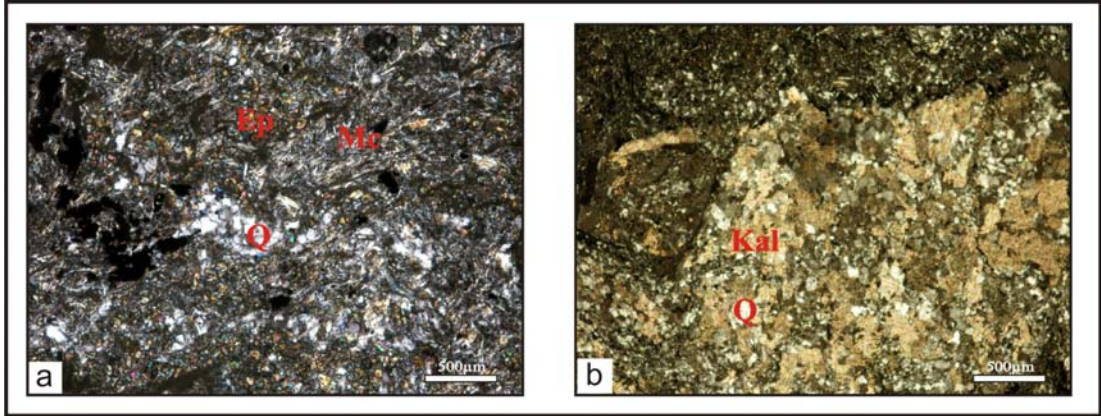
2.2.1.3.4. Yaş

Aysal (2005) Çal biriminden aldığı kireçtaşı örneklerinde Verneulinidae sp., Echinidae, Schwagerinidae, Bryozoon, *Archeolithophyllum* sp., *Schwegerina* sp., *Endotyra* sp. fosillerini bulmuş ve fosil içeriğine göre kireçtaşlarının Permiyen-Triyas yaşlı olduğunu saptamıştır. Çalışma kapsamında kireçtaşlarında fosil içeriğine rastlanmamıştır.

2.2.1.3.5. Petrografi

Metalav

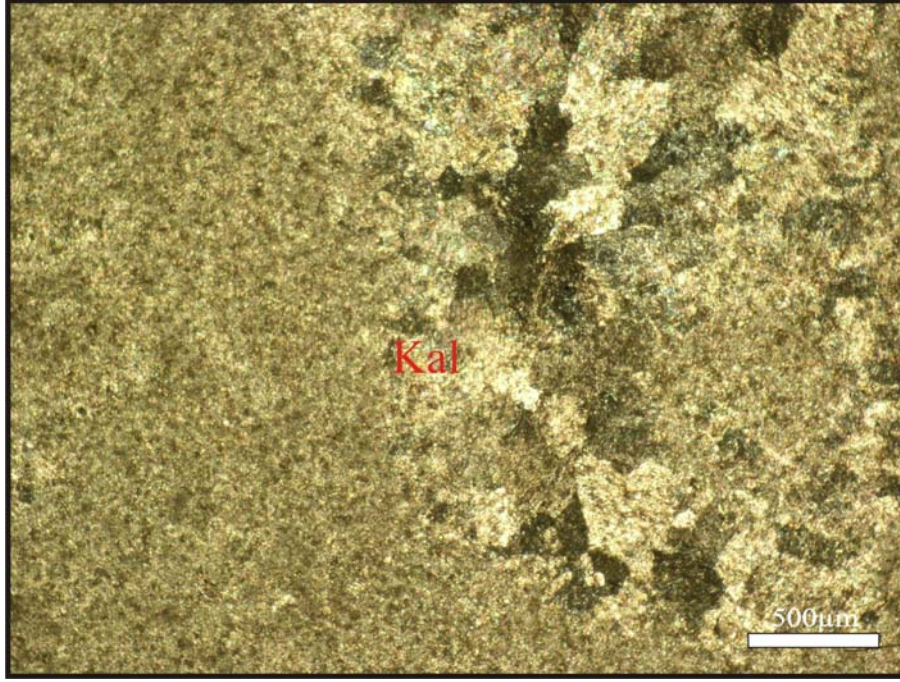
Kayaç içerisinde yaygın olarak plajyoklas mikrolitleri, kuvars mineralleri ile deforme ve akma yapıları ile sünek deformasyon gözlenmektedir. Ayrıca ikincil olarak bulunan kuvars, kalsit ve nadir olarak bulunan epidot mineralleri, kayaç üzerindeki silisleşmeyi, karbonatlaşmayı ve epidotlaşmayı gösterir (Şekil 2.26. a; b).



Şekil 2.26. a. Plajyoklas mikrolitleri, kuvars mineralleri ile deforme ve akma yapıları ile sünek deformasyon **b.** Lav içerisinde gözlenen karbonatlaşma ve silisleşme (Çift nikel, Q: Kuvars, Ep: Epidot, Mc: Plajyoklas mikroliti, Kal: Kalsit)

Kireçtaşı

Kayacın genel bileşimi kalsitten oluşmaktadır. Kalsit minerallerinde yer yer irileşmeler gözlenir. İri kalsit kristalleri, öz şekilsiz, kirli sarı rengi ve polisentetik ikizleriyle kolayca ayırt edilebilirler. Belli bölümlerde de sparikalsit kristalleri mikritik hamur içerisinde kümeler oluşturmaktadır. Bu nedenle iri kalsit kristalleri ile mikritik kalsitler bir arada dismikritik kesimleri oluşturmaktadırlar (Şekil 2.27).



Şekil 2.27. Kireçtaşı içerisinde gözlenen dismikritik doku (Çift nikol, Kal: Kalsit)

2.2.1.4. Biga Volkanitleri (Tmbv)

2.2.1.4.1. Tanım ve Yayılım

Aysal (2005) tarafından yapılan adlama kullanılmıştır. Biga volkanitleri, Ercan ve diğ. (1995)'ne göre Behram volkanitlerine karşılık gelmekte olup, Ezine volkanitleri (Siyako ve diğ., 1989) ve Yuntdağ volkanitleri (Akyürek ve Soysal, 1983) olarak da anılmaktadır.

Kaynarca Mahallesi'nin güneyinde riyolitik tüflerden oluşan küçük bir mostra veren birim, çalışma sahasının kuzeydoğusunda yer alan Arabaalan ve Işıkeli Köyleri çevresinde geniş bir yayılım göstermektedir.

2.2.1.4.2. Litoloji

Altta beyaz renkli riyolitik, riyodasitik lav, tüfler, ignimbirit ve kahverengi-yeşil perlitler, üst düzeylerinde pembemsi mor renkli andezitler genel litolojiyi oluşturur. İçerisinde temel kayaları oluşturan Karakaya kompleksine ait kumtaşı ve grovak parçalarını da içermektedir. Tüflerle ara seviyeler halinde perlitik ve riyolitik

lav seviyeleri ve ignimbiritler gözlenmiştir (Şekil 2.28). Bu lav seviyeleri tek bir seviyede değil farklı birkaç seviyede tekrarlanan bir istif halinde gözlenmiştir. Yer yer gözlenen aglomera seviyeleri içerisinde perlit ve yabancı kayaç parçaları da yer almaktadır (Şekil 2.29). Çalışma sahasının kuzeyinde yaklaşık 60–70 cm kalınlığında riyolit lavlarını sil şeklinde kesen Siyako ve diğ. (1989)'nin adladığı Pliyosen yaşlı Taştepe bazaltı gözlenmiştir (Şekil 2.30).

2.2.1.4.3. Dokanak

Biga volkanitleri Karakaya kompleksi birimlerini keserek uyumsuzlukla yerleşmiştir.

2.2.1.4.4. Yaş

Miyosen döneminde meydana gelen volkanizma Ercan ve diğ. (1995) tarafından Behram volkaniti olarak isimlendirilmiştir. Ercan ve diğ. (1995) Bozcaada'daki andezit lavlarında ve Edremit, Bağburun'daki bir andezitik lavda yaptıkları K/Ar yaşı $19,6 \pm 0,4$ My (Alt-Orta Miyosen) ve $21,9 \pm 0,6$ My (Alt-Orta Miyosen) yaşlarını vermiştir. Siyako ve diğ. (1989) tarafından Ezine volkanitleri olarak adlandırılmış, yaşlarının Orta-Üst Miyosen olduğu öne sürülmüştür. Borsi ve diğ. (1972) tarafından yapılan tüm radyometrik yaş belirlemeleri 16,8 ile 21,5 milyon yıl arasında Alt-Orta Miyosen yaşını vermiştir. Akyürek ve Soysal (1983) tarafından Bergama güneyindeki volkanikler için Yuntdağ volkaniti olarak adlandırılmıştır.

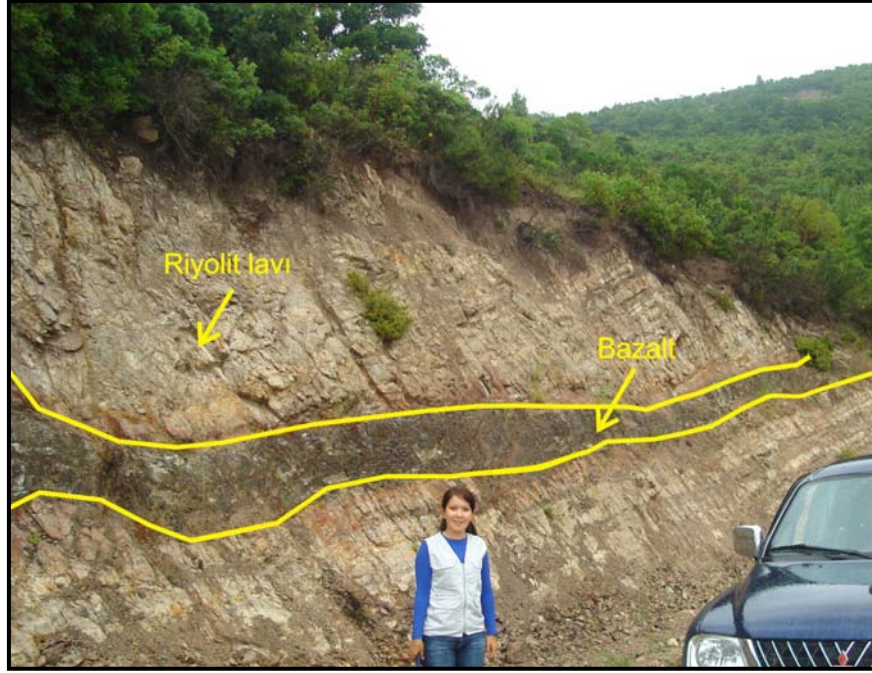
Aynı yaştaki benzer volkanik kayalar, Aysal (2005) tarafından Alt-Orta Miyosen yaşı verilmiş ve Biga ilçesinin güneyindeki mostraları için Biga volkaniti olarak adlandırılmıştır.



Şekil 2.28. Işıkeli köy yolu üzerinde gözlenen perlitin yakından görünümü
(Koordinat: 525661/4445781)



Şekil 2.29. Çam Tepenin kuzeybatı yamacında gözlenen aglomeratik düzeyler,
G'den K'ye bakış, (Koordinat: 525687/4445758)



Şekil 2.30. Işıkeli-Arabalan köy yolu üzerinde gözlenen riyolit lavını sil şeklinde kesen alkali bazalt, KD'dan GB'ya bakış (Koordinat: 525179–4446267)

2.2.1.5. Alüvyon (Qal)

Çalışma sahasında özellikle Aşağınova ve Yukarınova Köylerinin bulunduğu düzlük güncel alüvyon çökellerinden oluşmaktadır (Şekil 2.31). Akarsularca taşınan blok, çakıl, kum, silt ve kil gibi tutturulmamış malzemeler Aşağınova Köyünün doğusunda yer alan, KD-GB istikametinde uzanan Balıklı Çayı vadisi boyunca birikmektedir. Kırkgeçit Dere yatağında da metamorfik birimler yanında az miktarda alüvyon çökelleri gözlenmektedir. Bu genç örtü çökelleri bütün birimleri uyumsuzlukla örter. Birimin yaşı Kuvaterner'dir.

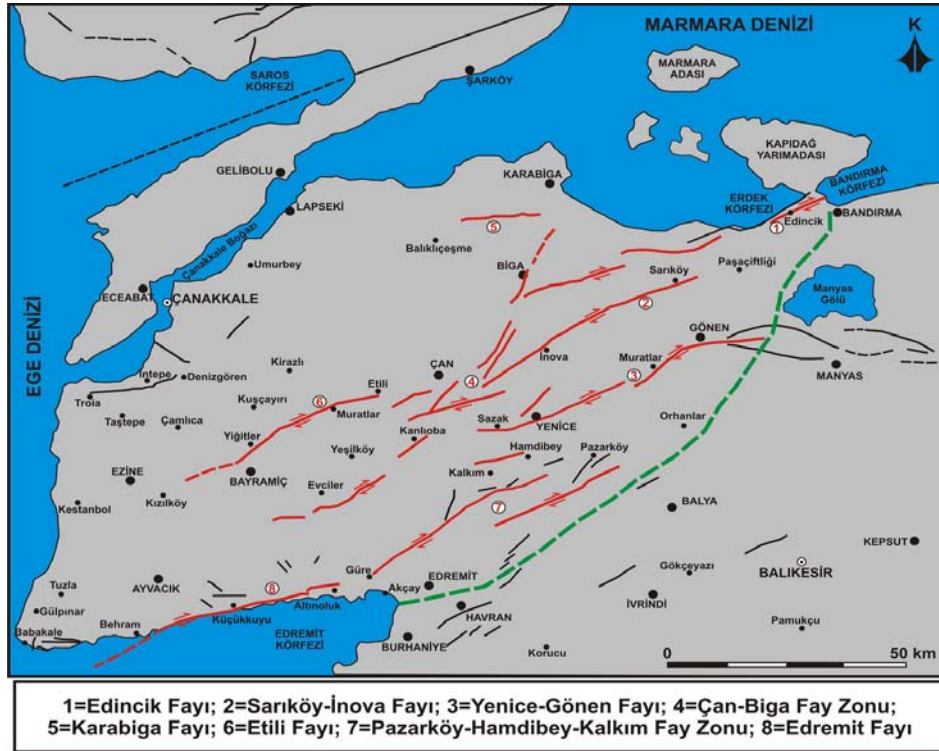


Şekil 2.31. Çal Tepesi doğu yamacından, Aşağınova ve Yukarınova Köylerinin görünümü, KB'dan GD'ya bakış (Koordinat: 23084/37475)

2.3. Yapısal Jeoloji

2.3.1. Güncel Tektonik Durum

Biga Yarımadası KD-GB gidişli birbirine paralel, aşmalı geometri sunan, doğrultu atımlı faylar ve bunlarla ilişkili çek-ayır havzaları ve/veya sıkıştırma büküm alanları ile karakterize edilmektedir. Çalışma sahasındaki en önemli güncel tektonik yapı Kuzey Anadolu Fayı'nın (KAF) güney kollarıdır. Kapıdağ Yarımadası'nın güneyinde başlayan kol yaklaşık K50D doğrultusunda uzanarak Çan-Biga fayına birleşir. Etili'den Ezine'ye kadar devam eden Çan-Biga Fayı K20D doğrultulu bir faydır (Aysal, 2005). Bölge için diğer önemli fay ise K50D doğrultulu Yenice-Gönen fayıdır. Üçüncü önemli kol ise K45D doğrultulu, Paşaköy'den başlayıp Sarıköy üzerinden çalışma sahasındaki Aşağınova ve Yukarınova Köylerini de keserek Çan-Biga Fayına bağlanan koldur (Şekil 2.34).



Şekil 2.32. Biga Yarımadası'ndaki aktif faylar (Şaroğlu ve diğ., 1992)

Tarihsel dönemlerden ve yakın zamanlarda bu faylar üzerinde önemli depremler olmuştur. Bölgedeki en aktif tektonik hatlardan Yenice-Gönen fayı 7,2 büyüklüğündeki bir depremle 1953'te kırılmıştır. Edincik'ten başlayıp Çan-Biga arasında devam eden diğer aktif fay hattının Biga bölümü 1935 yılında 6,3 ve 6,4 iki depremle, Çan bölümü ise 1983 yılında 4,9 büyüklüğünde bir depremle kırılmıştır (Aysal, 2005).

2.3.2. Faylar

Kırkgeçit kaplıca yolu üzerinde, Hodul birimi içerisinde gözlenen Permiyen yaşlı kireçtaşında, KD-GB doğrultulu, KB'ya eğimli normal bileşenli sağ yanal oblik bir fay gözlenmiştir (Şekil 2.33).



Şekil 2.33. KD-GB doğrultulu, KB'ya eğimli normal bileşenli sağ yanal fay aynası üzerinde gözlenen fay çizikleri, GB'dan KD'ya bakış, (Koordinat: 20690–37345)

Karapınar Sırtının kuzeydoğusundaki yol yarmasında, KB-GD doğrultulu, GB eğimli normal bileşenli sol yanal atımlı oblik fay olduğu gözlenmiştir (Şekil 2.34).



Şekil 2.34. Karapınar Sirtının kuzeydoğusundaki yol yarmasında, metabazitte gözlenen fay çizikleri, GB'dan KD'ya bakış (Koordinat: 18927/41309)

Sarıkaya Sirtında yer alan Nilüfer biriminin fillat-şistleri ile Hodul biriminin şeyleri arasında KB doğrultulu olası bir fay olduğu düşünülmektedir.

K45D doğrultulu Sarıköy-İnova Fayı Paşaköy'den başlayıp Sarıköy üzerinden çalışma sahasının güneydoğusundaki Aşağınova ve Yukarınova Köylerinden geçerek Çan-Biga Fayına bağlanır. Çalışma sahasında örtülü olmasına rağmen çalışma sahasının kuzeydoğusunda yer alan Balıklı Çayı vadisinde net olarak gözlenmektedir.

Kırkgeçit kaplıcasından Yukarınova Köyüne giderken yol kenarında bol eklem ve çatlaklı kireçtaşı içinde gelişen ezik, breşik ekay zonları yataya yakın düzlemler oluşturmuşlardır (Şekil 2.35). Yukarınova Köyüne yaklaştıkça kireçtaşlarında breşik yapılar gözlenmiştir (Şekil 2.36).



Şekil 2.35. Yukarınova Köyü yolunda bol eklem ve çatlaklı kireçtaşı içinde gelişen ezik, breşik ekay zonu, B'dan D'ya bakış



Şekil 2.36. Kireçtaşı parçalarından oluşan breşik yapı (Koordinat: 22230–36010)

Çalışma sahasının topografik harita üzerinde sayısallaştırılarak oluşturulan üç boyutlu blok diyagramı morfolojik verileri ve MTA (1998) verileri Kırkgeçit

deresine paralel olan KB-GD gidişli sol yönlü doğrultu atımlı fayın sıcak su çıkışını sağladığını göstermektedir.

2.3.3. Kıvrımlar

Çalışma sahasında belirgin bir antiklinal ya da senklinal varlığı gözlenmemiştir. Mevcut konumları göz önüne alındığında blokların kendi içersinde farklı yönlerde kıvrımlar içerdiği düşünülmektedir.

2.3.4. Uyumsuzluklar

Triyas yaşlı Karakaya kompleksi birimlerini Alt-Orta Miyosen yaşlı Biga volkanitleri uyumsuz olarak keserek yerleşmiştir. Tüm birimleri ise Kuvaterner yaşlı alüvyon uyumsuzlukla örtmektedir.

2.4. Ekonomik Jeoloji

Çalışma sahası ve yakın çevresinde endüstriyel hammadde olarak kullanılan farklı malzemeler bulunmaktadır. Bu ekonomik oluşuklar bölgedeki seramik ve mermer fabrikaları tarafından işletilmektedir.

Dasitik volkanik kayaçların zayıf zonlarında magmalar ile riyolitik bileşimde eriyiklerin kristalleşmeleri için gerekli zamanı bulmadan ani soğumaları sonucu oluşan perlitler, çalışma sahasının kuzeyinde yer alan Işıkeli, Arabalan, Elmalı köyleri arasında yüzlek vermiştir. Bu alandaki perlitlerin muhtemel rezervi 200000 ton olup, Pabalk, Persa, Kalemaden A.Ş.'nin maden işletmeleri bulunmaktadır (Erçetin, 2005). Perlitik oluşumlar başta cam ve seramik sanayisi olmak üzere değişik amaçlarla işletilmektedir. Biga volkanitleri içerisinde yer alan riyolitik karakterli lavlar ve tüfler seramik endüstrisinde hammadde olarak kullanılmaktadır. Bölgedeki volkanikler içerisinde epitermal tipte cevherleşme tespit edilmiştir. Özel firmalar tarafından arama çalışmaları devam etmektedir.

Elmalı köy yolu üzerinde işletilmekte olan kireçtaşı ocağı bulunmaktadır. Mesozoyik'te Karakaya okyanusunun kapanması ile oluşan Karakaya kompleksi kireçtaşları yapı taşı ve agrega olarak kullanılmaktadır.

BÖLÜM III

DÜNYA'DA ve TÜRKİYE'DE

JEOTERMAL ENERJİ

3.1. Giriş

İnsanlar yaradılışından bugüne kadar enerjiye her zaman ihtiyaç duymuştur. İnsan yaşamında önemli bir yer tutan enerji, günümüzde tüm dünya ülkelerinin en başta gelen sorunları arasındadır. Bunun nedenleri nüfus artışı, sanayileşme ve yaşam standartlarının yükselmesi olarak gösterilmektedir. Tüm dünyada hızlı bir artış gösteren enerji gereksiniminin büyük bir kısmı, bir süre daha fosil yakıtlar ve hidrolik enerji ile karşılanabilecektir. Fosil yakıtların kısa bir dönemde tükenmesi ve yerini yeni enerji kaynaklarının alması beklenmektedir. Son yıllarda bütün ülkeler yeni enerji kaynaklarının geliştirilmesine özen göstermektedir. Bir enerji kaynağı olan jeotermal enerji başlangıçta sadece kaplıca amaçlı kullanılırken, günümüzde geniş kullanım olanakları sunan bir enerji türüne dönüşmüştür.

3.2. Jeotermal Enerjinin Tanımı

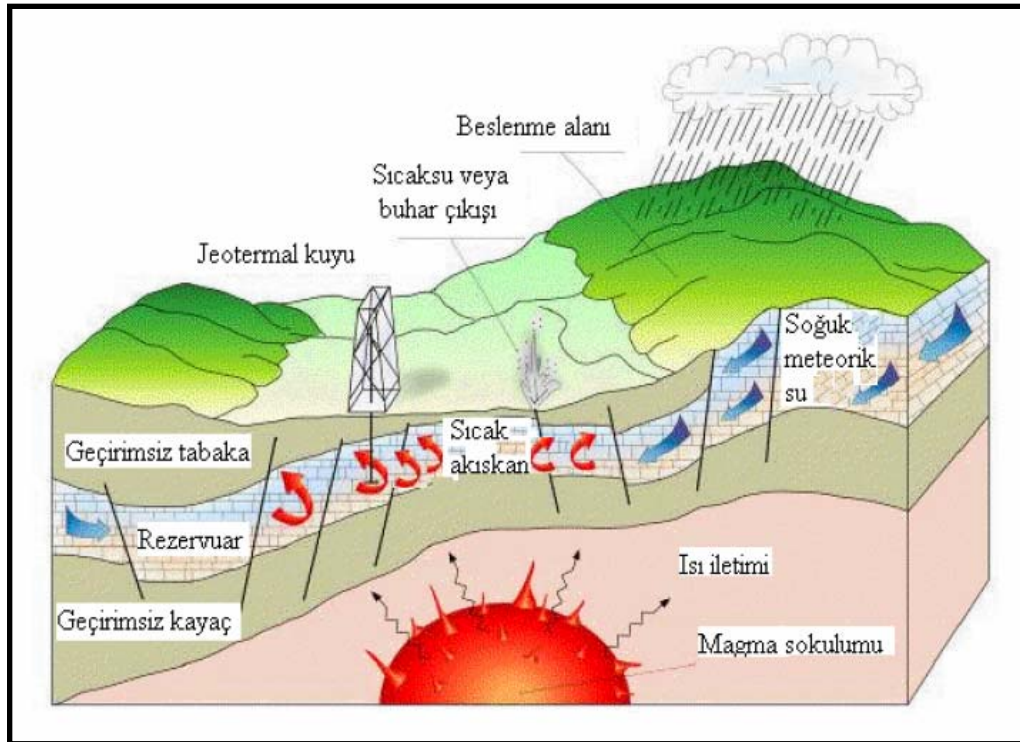
Jeotermal enerji, yerkabuğunun çeşitli derinliklerinde birikmiş ısının oluşturduğu, sıcaklığı sürekli 20 °C'den fazla olan ve çevresindeki normal yeraltı ve yerüstü sularına oranla daha fazla erimiş mineral, çeşitli tuzlar ve gazlar içerebilen sıcak su ve buhar olarak tanımlanır (Koçak, 2002). Ayrıca herhangi bir akışkan içermemesine rağmen bazı teknik yöntemlerle ısısından yararlanan 'Sıcak Kuru Kayalar' da jeotermal enerji kaynağı olarak nitelendirilebilir (Akkuş, 2002).

3.3. Jeotermal Sistemlerin Oluşumu

Jeotermal sistemleri oluşturan ana parametreler;

- ❖ Isı kaynağı
- ❖ Isıyı taşıyan akışkan
- ❖ Hazne kaya
- ❖ Örtü kaya'dır.

Yerkabuğunun derinliklerinde var olan ısı kaynağı, henüz soğumasını tamamlamamış bir magma kütlesi veya genç bir volkanizma ile ilgilidir. Yerkabuğunun kırık ve çatlaklarından derinlere süzülen meteorik sular bu ısı kaynağı ile ısıtıldıktan ve mineralce zenginleştikten sonra yoğunluk farkı ve basınç nedeniyle yükselirler. Bu sıcak akışkan yerkabuğunun sığ derinliklerinde (100–3000 m) üzerinde geçirimsiz örtü kayalar bulunan, gözenekli ve geçirimli hazne kayalarda toplanır (Şekil 3.1).



Şekil 3.1. İdeal bir jeotermal sistemin şematik gösterilimi (Dickson ve Fanelli, 2004)

Hidrotermal sistem olarak bilinen bu sistemde, akışkan, kırıklar aracılığı ile yeryüzüne ulaşarak termal kaynakları oluşturur ya da sondajlarla çıkartılarak ekonomik kullanıma dönüştürülür. Jeotermal akışkanı oluşturan sular, meteorik ve juvenil kökenli veya her ikisinin çeşitli oranlarda karışım ile oluştuklarından, yerkabuğundaki hazneler sürekli olarak beslenmekte ve kaynak yenilenebilmektedir. Beslenmedeki mevsimsel ve

yıllık değişimlerin genellikle etkisi olmakla birlikte, pratikte beslenmenin üzerinde bir tüketim olmadıkça jeotermal kaynakların tükenmesi söz konusu değildir.

Jeotermal enerji incelemeleri, yerin derinliklerinde mevcut olan sıcaklığın neden olduğu veya oluşturduğu yüksek sıcaklık ve basınçtaki su ve buharın enerjisinden yararlanmak amacıyla yapılan jeolojik, jeofizik, hidrojeoloji, yeraltısuyu kimyası, sondaj çalışmaları yararlanma birimleri, dağıtım sistemleri vb. kapsar (Canik, 1998). Jeotermal alanın iyi bir şekilde geliştirilmesi ve işletilebilmesi için rezervuarın hidrojeolojik özelliklerinin iyi bilinmesi gerekmektedir.

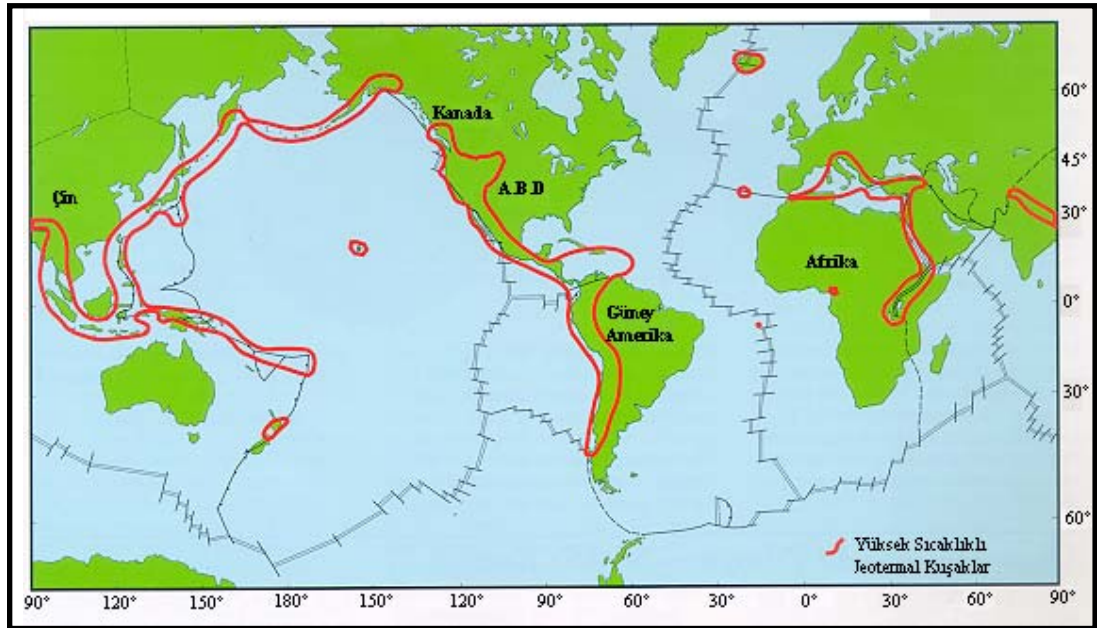
Jeotermal enerji sıcaklıklarına göre düşük (20–70 °C), orta (70–150 °C) ve yüksek (150 °C'den yüksek) entalpili (sıcaklıklı) olmak üzere üç gruba ayrılmaktadır. Yüksek entalpili akışkandan elektrik üretiminde, düşük ve orta entalpili akışkandan ise ısıtmacılıkta yararlanılmaktadır. Bunların yanı sıra jeotermal akışkanlardan; kimyasal madde üretimi, kültür balıkçılığı gibi çok değişik amaçlarla da yararlanılabilmektedir. (Tablo 3.1).

3.4. Jeotermal Sistemlerin Dünya Üzerindeki Yayılımı

Dünyada, jeolojik özellikleri nedeniyle (genç tektonizma ve volkanizma) birçok jeotermal kuşak bulunmaktadır. Yerküre'deki volkanik alanlar levha hareketlerinin yoğun olarak yaşandığı bölgelerde yaygın olarak izlenmektedir (Şekil 3.2). En yoğun volkanik aktivitenin olduğu kesim Pasifik Okyanusu çevresinde yer alan Pasifik Ateş Çemberi (Pasific Fire Ring) olarak adlandırılan Pasifik levhası sınırlarında gözlenen volkanik faaliyetleri kapsayan kesimdir. Bu alanda okyanus ortası sırtlar, dalma batma zonları gibi ana tektonik unsurlar bulunmakta olup volkanik faaliyetlerde bu tektonik hatlar üzerinde oldukça fazla gözlenmektedir (Karamanderesi, 2001).

Tablo 3.1. Jeotermal akışkanların sıcaklıklarına göre kullanım alanları (Lindal, 1973)

Sıcaklık (°C)	Jeotermal Akışkanın Kullanım Alanları
180	Yüksek konsantrasyon solüsyonunun buharlaşması, amonyum absorpsiyonu ile soğutma
170	Hidrojen sülfid yolu ile ağır su eldesi, Diatomitlerin kurutulması
160	Kereste kurutulması, balık vb. yiyeceklerin kurutulması
150	Bayer's yöntemiyle alüminyum eldesi
140	Çiftlik ürünlerinin çabuk kurutulması (konservecilikte)
130	Şeker endüstrisi, tuz eldesi
120	Temiz su eldesi, tuzluluk oranının artırılması
110	Çimento kurutulması
100	Organik maddeleri kurutma, (yosun, et, sebze vb.) yün yıkama ve kurutma
90	Balık kurutma
80	Ev ve sera ısıtma
70	Soğutma
60	Kümes ve ahır ısıtma
50	Mantar yetiştirme, balneolojik banyolar
40	Toprak ısıtma
30	Yüzme havuzları, fermantasyon, damıtma, sağlık tesisleri
20	Balık çiftlikleri



Şekil 3.2. Dünyadaki önemli jeotermal alanlar (Rybach ve Muffler, 1981)

3.4.1. And Volkanik Kuşığı

Güney Amerika'nın batı sahillerinde bulunan bu kuşak, Venezüella, Kolombiya, Ekvator, Peru, Bolivya, Şili ve Arjantin'i kapsamaktadır. Bu bölgede çok sayıda aktif volkanizmanın oluşumu nedeni ile bölgedeki yüksek sıcaklıklı jeotermal sistemlerin gelişmesine yol açmış bulunmaktadır (Karamanderesi, 2001).

3.4.2. Alp-Himalaya Kuşığı

Hindistan Platosu ile Avrasya Platosunun çarpışması sonucu oluşan bu jeotermal kuşak Dünya'nın en büyük jeotermal kuşakları arasındadır. 150 km genişliğinde ve 3000 km uzunluğunda olan bu kuşak İtalya, Yugoslavya, Yunanistan, Türkiye, İran, Pakistan, Hindistan, Tibet, Yunnan (Çin), Myanmar ve Tayland'ı kapsamaktadır (Karamanderesi, 2001).

3.4.3. Doğu Afrika Rift Sistemi

Bu tür yaygın aktif kıta yarıkları (rift), kıtasal levhaların kırılarak daha sonraki okyanus tabanını oluşturacak olan yarıklar olarak düşünülür (Akkuş, 2002). Aktif olan bu sistem Zambiya, Malavi, Tanzania, Uganda, Kenya, Etiyopya gibi ülkeleri içine alır. Aktif volkanizma Kenya, Etiyopya ve Tanzania'dadır (Karamanderesi, 2001).

3.4.4. Karayip Adaları

Bu adalarda aktif volkanizmanın hâkim olduğu kuşakta önemli potansiyel görülmektedir (Karamanderesi, 2001).

3.4.5. Orta Amerika Volkanik Kuşığı

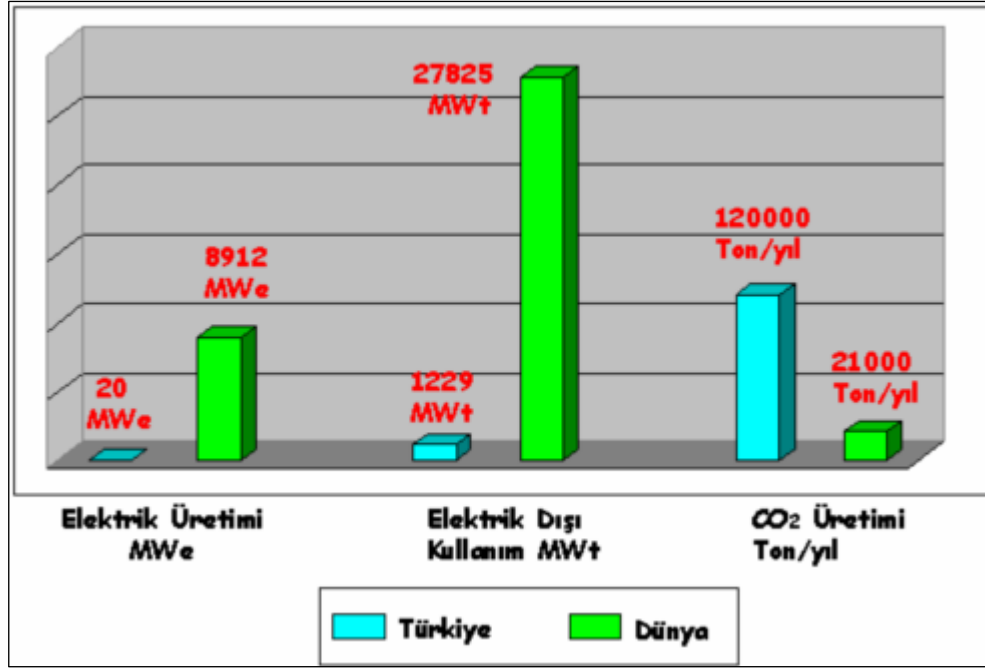
Guatemala, El Salvador, Nikarigua, Kosta Rika ve Panama'yı etkileyen kuşak çok sayıda jeotermal sistemin oluşmasına yol açmıştır. Ayrıca Kanada, Amerika Birleşik Devletleri, Japonya, Doğu Çin, Filipinler, Endonezya, Yeni Zelanda, İzlanda, Meksika, Kuzey ve Doğu Avrupa, Bağımsız Devletler Topluluğu gibi ülkeler farklı tektonik oluşumlar nedeniyle verimli jeotermal sahalara sahiptir (Karamanderesi, 2001).

3.5. Dünyada Jeotermal Enerji

İlk çağlardan beri ilkel yollarla sağlık amaçlı olarak yararlanılan doğal sıcak su kaynakları ilk defa 1827 yılında İtalya'da borik asit elde etmek amacıyla kullanılmıştır. Daha sonra 1904 yılında Larderello (İtalya) yöresinde yine ilk defa jeotermal buhardan elektrik üretimine başlanmış ve 1912 yılında gücü 250 KWe (Kilowatt Elektrik) olan turbo jeneratör kurulmuştur. 1930'larda ise bu enerji İzlanda'nın Reykjavik kentinde ısıtma amacıyla kullanılmaya başlanmıştır. 1949 yılında Yeni Zelanda Wairakei sahasında turistik bir otele sıcak su temini amacıyla başlanan sığ sondajlara daha sonra elektrik elde edilebilme amacıyla devam edilmiş ve 1954 yılında 200 MWe (Megawatt Elektrik) kapasiteli bir santral kurulmuştur. 1960 yılında Amerika'da, 1961 yılında Meksika'da ve 1966'da Japonya'da santraller kurularak jeotermal enerjinin kullanımı dünya çapında yayılmıştır. 1999 yılı verilerine göre dünyadaki elektrik kurulu güç kapasitesi 8274 MWe ve 2000 yılı verilerine göre doğrudan kullanım ise 11.300 MWt (Megawatt Termal)'dir (Akkuş, 2002).

2005 yılı itibariyle Şekil 3.3'de görüldüğü gibi, dünyadaki jeotermal elektrik üretimi 8912 MW elektrik kurulu güç olup, 72.6 Milyar kWh/yıl üretimdir. Jeotermalin elektrik dışı kullanımı ise 27824 MWt olup, 4.9 Milyon konut ısıtma eşdeğeridir. 2000'den 2005 yılına kadar, jeotermal elektrik üretiminde % 12, jeotermal elektrik dışı uygulamalarda ise % 62 artış olmuştur (Lund ve diğ., 2005).

Filipinlerde toplam elektrik üretiminin % 27'si, Kaliforniya Eyaleti'nde % 7'si, İzlanda'da toplam ısı enerjisi (şehir ısıtma) ihtiyacının % 86'sı jeotermalden karşılanmaktadır. Dünya'da jeotermal elektrik üretiminde ilk 5 sıralaması; ABD, Filipinler, Meksika, Endonezya ve İtalya, dünyada jeotermal ısı ve kaplıca uygulamalarındaki ilk 5 ülke; Çin, İsveç, ABD, İzlanda ve Türkiye'dir. Türkiye jeotermal enerji potansiyelinde Dünya'da 7., Avrupa'da 1. sıradadır. Bugüne kadar toplam potansiyelin (31500 MW) % 10'unu kullanıma hazır hale getirilmiştir. Hedef 2010 yılına kadar kullanıma hazır potansiyeli 700 MW'a çıkarmaktır (Lund ve diğ., 2005).

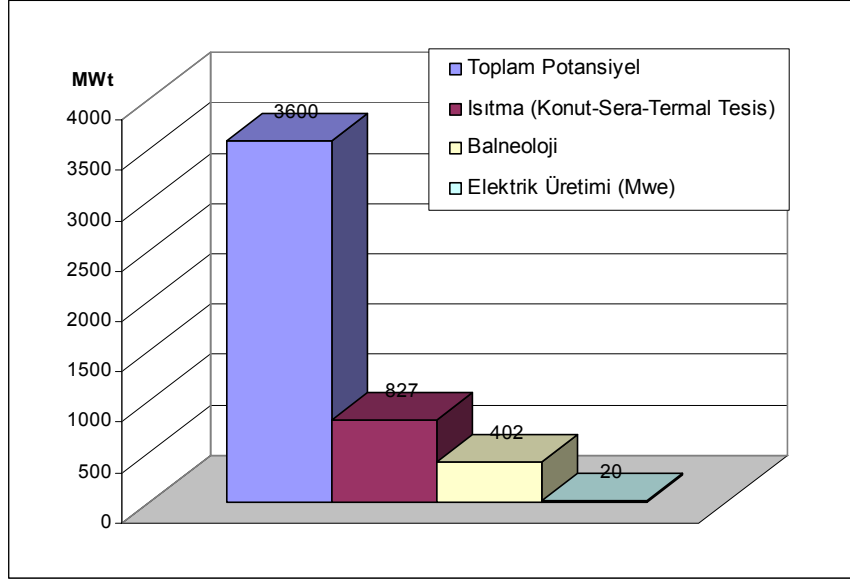


Şekil 3.3. Dünya’da ve Türkiye’de jeotermal elektrik üretimi, elektrik dışı kullanım, CO₂ üretimi verileri (Jeotermal Derneği, 2007)

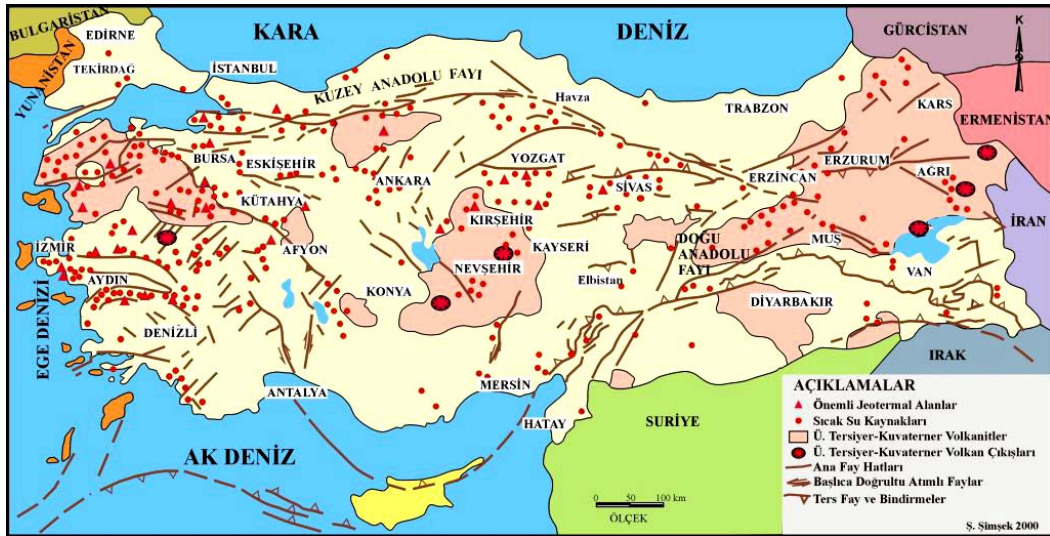
3.6. Türkiye Jeotermal Enerji

Alp Himalaya Tektonik Kuşağı üzerinde yer alan ülkemizin tektonik açıdan etkili bir zon üzerinde bulunması, jeolojik ve meteorolojik koşullarının da uygun olması, ülkemize jeotermal enerji yönünden oldukça avantajlı bir konum sağlamaktadır. Türkiye’de toplam 600 dolayında sıcak su kaynağının yer aldığı 174 adet jeotermal alanın % 94’ü düşük ve orta sıcaklıklı sahalar, % 6 oranındaki 14 saha ise yüksek sıcaklıklı olup (130–242 °C) elektrik üretimine uygun niteliktedir (Akkuş ve Aydoğdu, 2006). Türkiye jeotermal potansiyel bakımından dünyadaki ülkeler arasında 7’nci Avrupa’nın 1’inci ülkesi konumundadır. Dünyada kurulu jeotermal elektrik santrali içinde 20,4 MWe kapasitesi ile 14. sırada yer almaktadır (Akkuş ve diğ., 2005). Jeotermal enerjinin doğrudan kullanımı açısından dünyada Çin, Japonya, ABD ve İzlanda’nın ardından ilk 5’e giren ülkemizde jeotermal enerjinin direk kullanım kapasitesi 1229 MWt olup, 635 MWt ev, konut ve termal tesis ısıtmasında, 192 MWt seracılıkta ve 402 MWt ise 195 kaplıcada tedavi amaçlı kullanılmaktadır (Akkuş ve

Aydoğdu, 2006) (Şekil 3.4). Günümüzde ülkemizde yaygın olarak bulunan bu enerji kaynağı henüz tam anlamıyla kullanılmadığından, bir anlamda kaynak israfı yapılmaktadır.

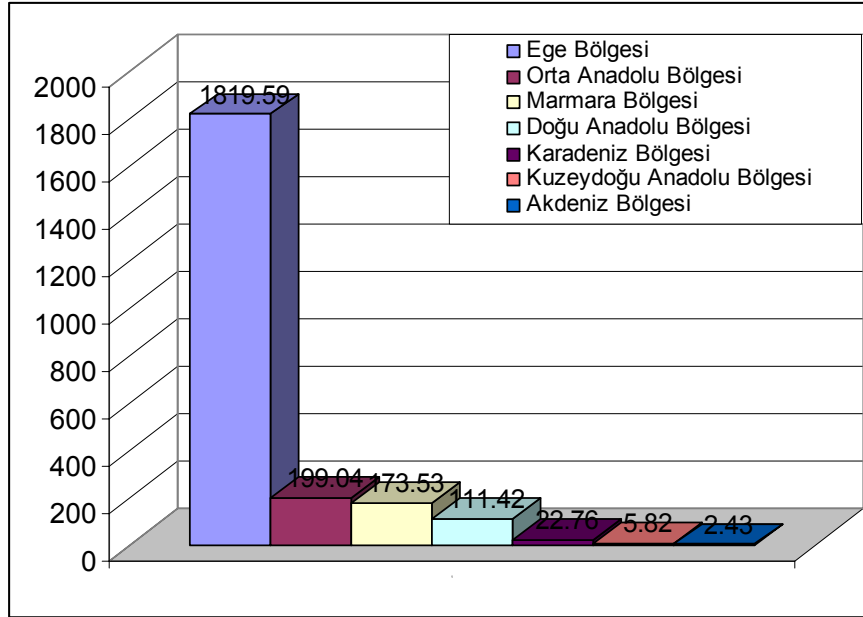


Şekil 3.4. Ülkemizdeki jeotermal enerjinin görünür potansiyelinin kullanımı (Akkuş ve Aydoğdu, 2006)



Şekil 3.5. Türkiye’de genç tektonik hatlar ile sıcak ve mineralli su kaynaklarının dağılımı (Şimşek, 2000).

Harita üzerinde (Şekil 3.5) jeotermal kaynakların sıcaklık dağılımları çeşitlilik göstermektedir. Yapılan rezervuar sıcaklığı hesaplamalarına göre Doğu Anadolu'da maksimum rezervuar sıcaklığı 136 °C, Orta Anadolu'da 125 °C, Kuzey Anadolu'da 110 °C, Ege Bölgesi'nde ise 251 °C'dir (Mutlu ve Güleç, 1998). Bu farklılık nedeni Türkiye'nin genel tektonik çerçevesi içinde en yüksek sıcaklığa sahip alanların Batı Anadolu Gerilme Sistemi içinde gelişiminden kaynaklanmaktadır. Buna karşılık Orta Anadolu'nun doğusundan-batısına sıkışma rejiminin genişlemeye tedrici geçişi (Batı Anadolu'daki gibi etkin olmayan genişlemeden dolayı) (Mutlu ve Güleç, 1998) ve kalın sedimanter istifin (Görür ve diğ., 1998), kabuk kalınlığını arttırması, buna ilaveten Doğu Anadolu'da sıkışma rejimi ile Doğu Anadolu'nun Batı ve Orta Anadolu'ya göre daha kalın kabuk kalınlığından dolayı düşük sıcaklıklı alanlar gelişmiştir (Akkuş, 2002) (Şekil 3.6).



Şekil 3.6. Bölgelere göre jeotermal potansiyelin dağılımı (Akkuş ve diğ., 2005)

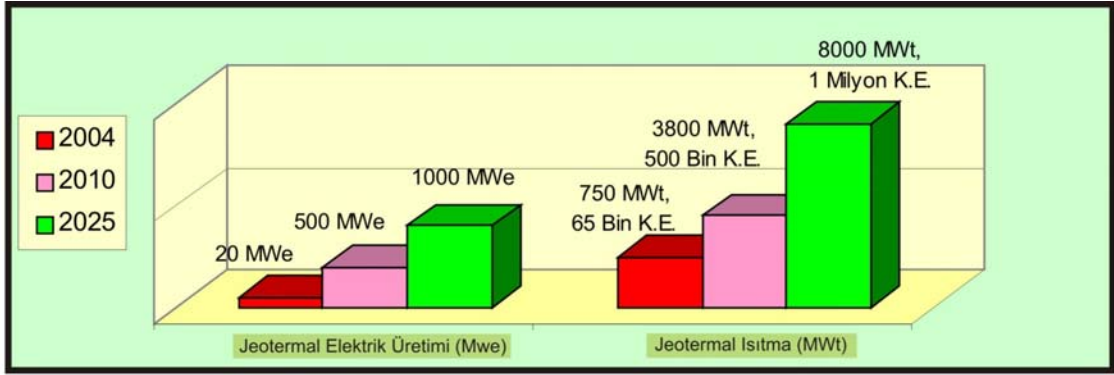
Ülkemizde jeotermal enerjiden ağırlıklı olarak; konut-sera-termal tesis ısıtması, elektrik üretimi, endüstriyel uygulamalar ve termal turizm-balneolojik uygulamalarda yararlanılmaktadır.

3.6.1. Elektrik Üretimi

Ülkemizde bulunan 14 jeotermal alan yüksek entalpisiyle elektrik üretimi için uygundur (Akkuş ve Aydoğdu, 2006) (Tablo 3.2). Kızıldere jeotermal sahasında 20,4 MWe kurulu güçteki santralde yaklaşık 12 MWe elektrik üretimi yapılmaktadır. Aydın Germencik'te ise 100 MWe kurulu güce ulaşmayı hedefleyen santral kurulması için girişimler sürdürülmektedir. Aydın-Salavatlı'da bir özel girişimci tarafından işletilen ve kurulu gücü brüt 8,5 MWe olan santral 2006 yılı ilk yarısında elektrik üretimine başlamıştır (Satman, 2007). Çanakkale-Tuzla jeotermal alanında 7,5 MWe kapasiteli bir jeotermal elektrik santrali kurulması için üretim lisansı alınmıştır. 10 MWe kapasiteli Simav jeotermal elektrik üretim santrali proje aşamasındadır (Akkuş ve Aydoğdu, 2006). Günümüzde Türkiye'de jeotermalden elektrik üretiminde toplam kurulu güç kapasitesi 25,9 MWe olup, ortalama işletme kapasitesi ise 16 MWe kadardır (Satman, 2007). Elektrik üretimine uygun diğer sahalarda geliştirme çalışmalarının yapılması halinde Türkiye'deki toplam elektrik üretimi 2010 yılında yaklaşık 500, 2025 yılında 1000 MWe'e ulaşılabileceği beklenmektedir (DPT, 2000; Şimşek ve diğ., 2001) (Şekil 3.7).

Tablo 3.2. Ülkemizde elektrik üretimine uygun 14 jeotermal saha (Akkuş ve Aydoğdu, 2006)

Lokasyon	Sıcaklık (°C)
Denizli-Kızıldere	242
Aydın-Germencik-Ömerbeyli	232
Manisa- Alaşehir- Kurudere	214
Denizli-Tekkehamam	210
Manisa-Salihli-Göbekli	182
Çanakkale-Tuzla	174
Aydın-Salavatlı	171
Kütahya-Simav	162
İzmir-Seferhisar	153
Manisa-Salihli-Caferbey	150
Aydın-Sultanhisar	145
Aydın-Yılmazköy	142
İzmir-Balçova	136
İzmir-Dikili	130

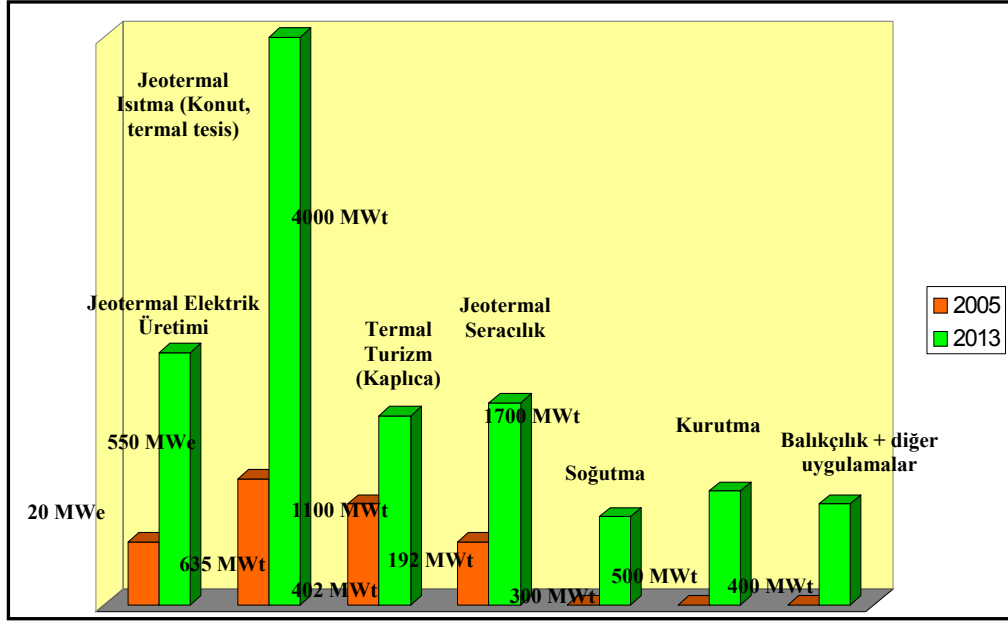


Şekil 3.7. Ülkemizde 2004–2010–2025 yılları için hesaplanan jeotermal elektrik üretimi ve ısıtma değerleri (KE=Konut Eşdeğeri), (DPT, 2000)

3.6.2. Konut Isıtması

Ülkemizde ısıtma uygulamasına uygun 92 sahadan Balıkesir-Gönen’de (20 MWt), Kırşehir’de (19 MWt), Kütahya-Simav’da (33 MWt), Ankara-Kızılcahamam’da (17 MWt), Nevşehir-Kozaklı’da (10 MWt) ve İzmir-Balçova’da (Toplam 125 MWt) kapasite ile merkezi sistem konut ısıtması yapılmaktadır. Salihli (Manisa), Edremit (Balıkesir), Bigadiç (Balıkesir), Sarayköy (Denizli) ve Sandıklı (Afyon) alanlarından üretilen jeotermal akışkandan yararlanılarak ısıtma uygulaması yapılmaktadır. İşletilmekte olan jeotermal ısıtma sistemlerinde toplam 103.000 konut değeri jeotermal ısıtma yapılmaktadır (Akkuş ve Aydoğdu, 2006). Jeotermal merkezi ısıtma amaçlı jeotermal su taşıma hattı en uzun taşıma 10–18 km ile Afyon ve Balıkesir’dedir. Şekil 3.8’de Devlet Planlama Teşkilatı’nın (DPT) 2005 yılına ait Türkiye’de jeotermal elektrik üretimi ve jeotermal ısıtma vb. jeotermal akışkanın kullanım alanlarına yönelik mevcut durum ve 2013 yılı projeksiyonları görülmektedir.

Afyon-Oruçoğlu Termal Resort tesisleri 1992 yılından beri 48 °C sıcaklığında jeotermal su ile tabandan ısıtılmaktadır. Ayrıca Bolu-Karacasu Termal Tesisleri kısmi olarak 44 °C ile 2001 yılından beri, Rize-Ayder Kür Merkezi 55 °C, Hatay-Kumlu Termal Tesisleri 37 °C ve tabandan ısıtma ile Sivas-Sıcak Çermik Kaplıcaları 46 °C ve Samsun-Havza Termal Tesisleri 54 °C sıcaklığındaki jeotermal su ile ısıtılmaktadır. Haymana’da 45 °C’lik jeotermal su ile tabandan cami ısıtması yapılmaktadır.



Şekil 3.8. Türkiye’de elektrik üretimi vb. jeotermal akışkanın kullanım alanlarına yönelik mevcut durum ve 2013 yılı projeksiyonları (DPT, 2005).

Balçova, Yalova, Afyon-Ömer-Sandıklı, Gönen, Haymana, Havza ve Bolu’da yapılmış modern tesislerde jeotermal kaynaktan yararlanarak söz konusu hizmetler verilmektedir. Günümüzde jeotermal enerji, ülke ekonomisine büyük katkı sağlaması yanında olumlu çevresel etkileri nedeniyle gün geçtikçe önem kazanmaktadır. Jeotermal enerjinin kullanımı sonucunda fosil yakıtlarının tüketimi ve bunların kullanımından doğan sera etkisi ve asit yağmuru gazlarının etkisi azaltılmıştır. Jeotermal enerjiye dayalı modern jeotermal santrallerde CO₂, NO_x, SO_x atımı çok daha düşük olup özellikle merkezi ısıtma sistemlerinde sıfırdır (Şimşek ve diğ., 2001).

3.6.3. Sera Isıtması

Balçova, Seferihisar, Afyon-Ömer, Sivas-Sıcak Çermik, Edremit-Havran, Sandıklı-Hüdayi, Sındırgı-Hisaralan, Dikili-Bergama gibi ülkemizin birçok yöresinde kurulan modern seralarda jeotermal enerjiden ekonomik olarak yararlanılmaktadır.

3.6.4. Endüstriyel Uygulamalar

Kızıldere’de jeotermal akışkandan 40.000 ton/yıl karbondioksit üretimi yapılmakta, Gönen’de deri tabaklama, Kızıldere-Sarayköy’de yün ağartmada yararlanılmaktadır (Akkuş, 2002).

3.6.5. Termal Turizm ve Balneolojik Uygulamalar

Tıpta 'termomineral sular' olarak adlandırılan termal suyun kaplıcada kullanılabilmesi için o suyun yeraltından çıkan doğal termal su olması, sıcaklığının 20 °C üzerinde bulunması, litresinde ise en az 1 gram mineral bulunması gerekmektedir. Türkiye’de yılda yaklaşık 10 milyon kişi kaplıcalara gitmektedir. Uzmanlar, ister bir rahatsızlığı olsun, isterse sağlıklı herkesin hastalık durumlarında tedaviyi güçlendirmek, sağlıklı durumlarda ise bağışıklık sistemini güçlendirmek için yılda bir kez kaplıca kürü almasını önermektedirler.

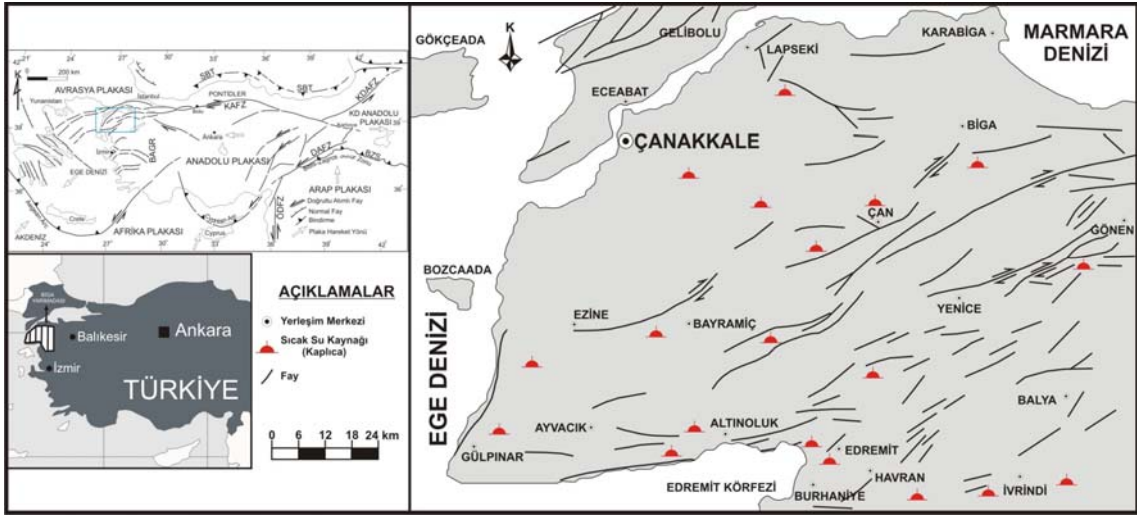
Kaplıca tedavisi ile uğraşan bilim dalına ‘balneoloji’ denir. Kaplıca tedavilerinin etkilerini, klinik uygulamalarını kapsayan bu bilim dalı son yıllarda oldukça gelişme göstermiştir. Günümüzde kaplıcalar 'tamamlayıcı tıp' adı altında hizmet vermektedir. Doktor kontrolünde birçok hastalığa karşı olumlu sonuçlar elde edilmektedir.

Ülkemizde yüzlerce hidrotermal kaynak bulunmaktadır ve kaynakların çoğu Avrupa’nın ünlü termal kaynaklarından üstün niteliklere sahiptir. Ülkemizde iç turizme hizmet veren sektör, ülkemizin belirli yerlerinde (Balçova, Oruçoğlu, Yalova, Gönen vb.) iyi şartlarda hizmet verirken, çoğu jeotermal alan finansman eksikliği nedeniyle kullanılmamaktadır.

3.7. Biga Yarımadası’nda Jeotermal Enerji

Magmatik, tortul ve metamorfik kayaların hemen hemen her türünün gözlendiği Biga Yarımadası, Kuzey Anadolu Fay Zonu’nundaki aktif tektonik hatlar ile yakından ilişkilidir. Biga Yarımadasındaki en önemli yapısal öğeler Kuzey Anadolu Fayının batı uzantıları olan KD-GB yönlü doğrultu atımlı sağ yönlü faylar, KB-GD yönlü doğrultu

atımlı sol yönlü faylar, D-B yönlü normal faylar, açılma çatlakları ve diğer kırıklardır (Sarp ve diğ., 1998). Bu nedenle de bölgede sıcak su çıkışları ile kendini gösteren birçok jeotermal alan bulunmaktadır (Şekil 3.9). Bu alanların birçoğu önceki çalışmalarda; ‘Erdoğan, 1966; Şamilgil, 1966; Ürgün, 1971; Öngür, 1973; Karamanderesi ve Öngür, 1974; Karamanderesi, 1986; 1994; Gevrek ve Şener, 1985; Mützenberg, 1990; 1997; Şener ve Gevrek 2000; Baba, 2003, Baba, Özcan ve Deniz, 2005; Baba ve Ármannsson, 2006; Şanlıyüksel ve Baba, 2007 tarafından incelenmiştir. Bu bölgede yüzeyleyen jeolojik birimler ile tektonik hatlar azda olsa irdelenmiş ve bu kaynaklardan çıkan sıcak suların kimyasal bileşimleri ile ilgili bir dizi çalışma yapılmıştır (Baba ve diğ., 2007).



Şekil 3.9. Biga Yarımadası'nın tektoniği (Yiğitbaş ve diğ., 2004) ve jeotermal alanlar

Biga Yarımadasında yüzey sıcaklıkları 30 ile 102 °C arasında değişen birçok sıcak su kaynağı bulunmaktadır. Biga Yarımadası'nda bulunan bazı sıcak su kaynaklarının koordinatları ve yükseklikleri Tablo 3.3'de verilmektedir.

Tablo 3.3. Biga Yarımadası'ndaki bazı sıcak su kaynaklarının lokasyonu

Kaynak Adı	Pafta Adı	X	Y	Z (Kot)
Çanakkale-Kırkgeçit	H18 d3	0520593	4438232	200
Çanakkale-Çan (Merkez)	H18 d4	0504254	4430806	70
Çanakkale-Alibeyköy	İ17 b2	0490383	4427200	147
Çanakkale-Karalıca	İ17 b2	0493945	4424731	120
Çanakkale-Bardakçılar	İ17 b2	0497832	4418706	170
Çanakkale-Külcüler	İ17 b4	0481072	4405632	155
Çanakkale-Kocabaşlar	H17 b4	0482670	4457908	300
Çanakkale-Kestanbol	İ16 a3	0430762	4399878	30
Çanakkale-Palamutoba	İ17 a1	0459117	4415718	160
Çanakkale-Hıdırlar	İ18 a3	0513397	4410679	290
Çanakkale-Tuzla	İ16 d3	0429456	4380234	28

Biga Yarımadası'nda çok sayıda sıcak su kaynağı bulunmasına rağmen, kurulu tesisler ulusal ve uluslararası talepleri karşılayacak nitelikte değildir. Kaplıcalar tesis yetersizliği nedeniyle fazla talep görmemektedir. Genellikle kaplıcalardan kış mevsiminde yararlanmaktadır. Tesis koşullarının iyileştirilmesi durumunda özellikle yaşlılara hizmet veren sağlık turizminin hem her yaş grubuna hemde oniki aya yayılması mümkündür.

BÖLÜM IV

HİDROJEOKİMYA

Hidrojeokimya yeraltısularının kimyasal özelliklerinin ve kalitelerinin belirlenmesi, kökenlerinin araştırılması, yüzey ve yağış suları ile olası ilişkilerinin incelenmesi, yeraltısularının kirlenmesi ve iyileştirilmesi gibi problemlerin çözülmesi ve benzeri araştırmalarda kullanılan hidrojeolojik çalışmaların vazgeçilmez bir parçasını oluşturur. Kavram olarak hidrojeokimyasal teknikler bir çok eser iyon ve izotop jeokimyasını, kayaç kimyasını ve gazların jeokimyasını da kapsamaktadır (Tarcan, 2002).

Çalışma sahasında yer alan Kırkgeçit sıcak ve mineralli su kaynaklarının hidrojeokimyasal özelliklerinin, jeotermal sistem içerisinde geçirdikleri fizikokimyasal süreçlerin belirlenebilmesi ve izotopik değişimlere bağlı oransal yaşları kullanarak yeraltı dolaşım sistemlerini belirlemek amacı ile çalışma sahasında bulunan sıcak su kaynaklarından dönemsel örnekleme ve kimyasal analiz çalışmaları yapılmıştır. Ayrıca yerel yeraltısuyu dolaşım sistemini temsil eden ve jeotermal sistemin muhtemel beslenme alanında yer alan soğuk su kaynağından da örnekleme çalışması yapılmıştır. Bu çalışmalar Eylül 2005, Şubat 2006, Ağustos 2006 ve Mart 2007 ve Ağustos 2007 tarihleri olmak üzere beş ayrı dönemde gerçekleştirilmiştir.

4.1. Analiz Yöntemleri

Arazi çalışmalarında sıcak ve soğuk suların WTW Multi 340i cihazı ile sıcaklık (T, °C), pH, elektriksel iletkenlik (EC, µS/cm) gibi fiziksel parametre ölçümleri su noktaları başında yapılmıştır. Su örneklerinin kimyasal içeriklerini belirlemek ve mineral değişimlerini düzenli bir şekilde izlemek amacıyla 50 ml, 500 ml ve 1 lt'lik polietilen şişelerle su örnekleri alınmıştır. 50 ml'lik örneklerin katyon ve ağır metal içerikleri için pH<2 koşulu sağlanacak şekilde HNO₃ ile asitlenerek korumaya alınmıştır.

Alınan su numunelerinden anyon-katyon (Na, K, Ca, Mg, Cl, SO₄ ve HCO₃) ve ağır metal analizleri; ACME (Kanada) Laboratuvarı ve Çanakkale Onsekiz Mart

Üniversitesi Bilim ve Teknoloji Uygulama Merkezi (ÇOBİLTEM) Laboratuvarında yaptırılmıştır.

Çalışma sahasındaki sıcak ve soğuk su kaynakların kökenini (akışkan içerisindeki bileşenlerin kaynakları tespit edip, akışkan bileşimini etkileyen; kayaç-su etkileşimleri, yoğunlaşma, kaynama, buharlaşma gibi süreçler) belirlemek amacıyla Ekim–2005, Şubat–2006 ve Ağustos–2007 tarihlerinde numuneler alınmıştır. Oksijen -18 (^{18}O) ve Döteryum (D) izotopları Devlet Su İşleri Genel Müdürlüğü Teknik Araştırma ve Kalite Kontrol Dairesi İzotop Laboratuvarlarında, Tritiyum (T) analizleri ise Hacettepe Üniversitesi Hidrojeoloji Mühendisliği Laboratuvarlarında yaptırılmıştır.

Verilerin değerlendirilmesinde; AquaChem, Phreeqc (Parkhurst ve Appelo, 1999) ve Microsoft Excel gibi bilgisayar programları ile beraber bir çok yazar ve araştırmacının ders notları ve makalelerinden faydalanılmıştır. Aşağıda elde edilen veriler değerlendirilmiştir.

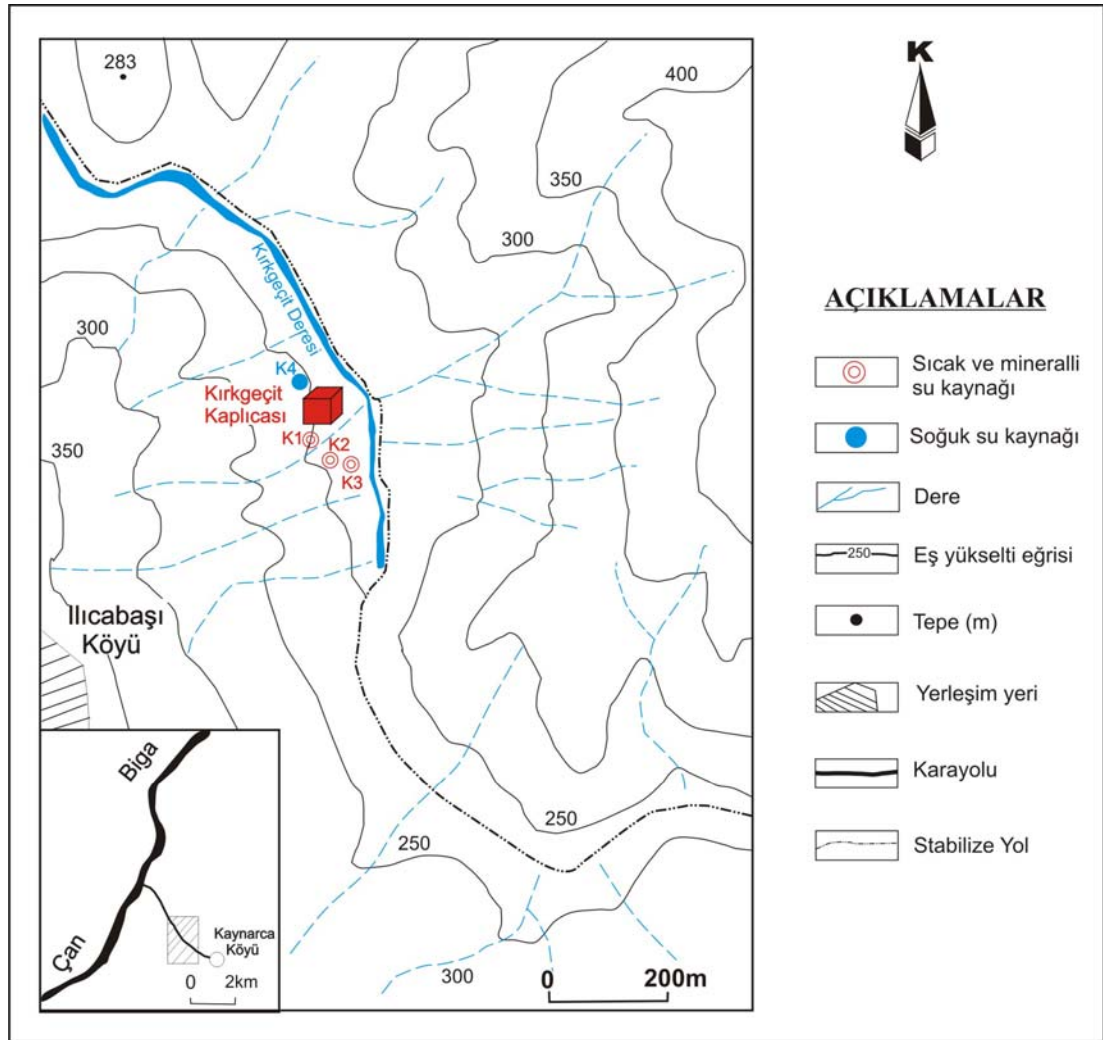
4.2. Yüze ve Yeraltısu Örne Lokasyonları

Örnek noktalarının seçimi ve özellikleri kapsamında; üçü sıcak su ve biri soğuk su olmak üzere toplam dört su örnek lokasyonu seçilmiştir (Tablo 4.1; Şekil 4.1). Çalışma sahasında, arazide ölçülebilecek ve örnek alınabilecek yeraltısu örnek lokasyonları bulunamadığından sadece yüze sularından ölçüm ve örnekleme yapılmıştır.

Bu çalışmada kaynakların isimleri arasında karışıklık olmaması için sıcak su kaynakları, kaplıca binasına olan uzaklıklarına göre Kırkgeçit-1 (K1), Kırkgeçit-2 (K2) ve Kırkgeçit-3 (K3), soğuk su kaynağı ise Kırkgeçit-4 (K4) olarak isimlendirilmiştir.

Tablo 4.1. Çalışma sahasında örnekleme yapılan sıcak ve soğuk su lokasyonlarının koordinatları

Örnek No	Lokasyon	Boylam (D)	Enlem (K)	
K1	Kırkgeçit Kaplıcası	520571	4438243	Sıcak Su
K2	Kırkgeçit Kaplıcası	520396	4438253	Sıcak Su
K3	Kırkgeçit Kaplıcası	520601	4438230	Sıcak Su
K4	Kırkgeçit Kaplıcası	520471	4438262	Soğuk Su



Şekil 4.1. Düzenli örnekleme yapılan sıcak ve soğuk su kaynakları lokasyon haritası

4.2.1. Sıcak Sular

Kırkgeçit jeotermal sahası Ilıcabaşı Köyünün 500 m kuzeydoğusunda ve çalışma sahasındaki en önemli akarsu olan Kırkgeçit deresi kenarında yer almaktadır (Şekil 4.2). Deniz seviyesinden yüksekliği yaklaşık 200 m olan kaplıca, yöre halkı tarafından ve kaplıca tesisleri aracılığıyla kullanılmaktadır. Eskiden Kırkgeçit Deresinden tam kırk dere geçilip ılıcaya varıldığı için Kırkgeçit Kaplıcası adı verilmiştir. Almanya Heidelberg Üniversitesi kütüphane kayıtlarına göre 2000 yıl öncesine kadar fizik tedavi merkezi olarak kullanıldığı anlaşılan termal tesistir. Kaplıca sahibi ruhsatını 21.02.2005 tarihinde almış olup, tesis içinde tarihi dönemlere ait hamam harabeleri bulunmaktadır (Şekil 4.3).



Şekil 4.2. Kırkgeçit kaplıcasının GB'dan kuşbakışı görünümü ve kaplıca tesisleri

Sıcak suların yeryüzüne çıkışları 3 farklı lokasyonda gözlenmiştir (Şekil 4.3; 4.4; 4.4). Sıcak su kaynakların toplam debileri 3-3.5 lt/sn arasında değişmekte olup, Karakaya kompleksinin birimlerinden olan şistler ve metakumtaşlarının içinde yer alan fay zonundan yüzeye çıkmaktadırlar.



Şekil 4.3. Su örnekleme yapılan K1 noktası



Şekil 4.4. Su örnekleme yapılan K2 noktası

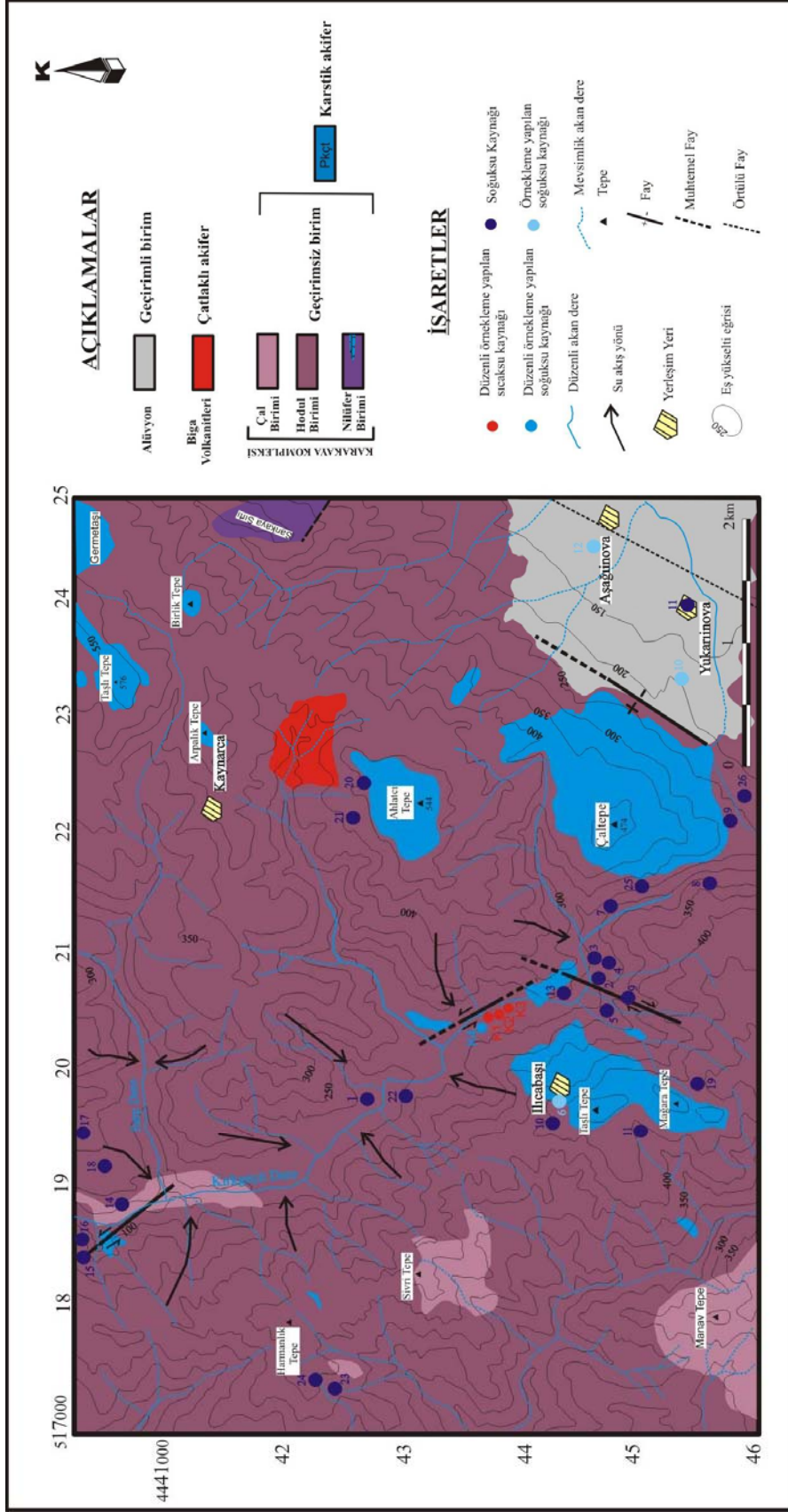


Şekil 4.5. Su örnekleme yapılan K3 noktası

4.2.2. Soğuk Sular

Çalışma sahasında düzenli örnekleme yapılan bir tane soğuk su kaynağı bulunmaktadır. Bu kaynak kaplıcada kullanılmakta olup debisi 0,25 lt/sn'dir. Ayrıca çalışma sahasında yirmi altı adet soğuk su kaynağı tespit edilmiştir (Şekil 4.6; Tablo 4.2). Kaynaklar yamaçlardan çıkmakta olup, debileri 0,005–0,2 lt/sn arasında değişmektedir (Şekil 4.7). Çalışma sahasının yakın çevresinde açılmış sondaj kuyuları bulunmamaktadır.

Çalışma sahasında Ilıcabaşı Köyü (6 no'lu), Yukarınova Köyü (10 no'lu), Aşağınova Köyü (12 no'lu)'ndeki su noktalarından 2007 yaz döneminde örnekleme yapılmıştır. Bu kaynakların kimyasal özellikleriyle ilgili ayrıntılı bilgi 4.6.7.'inci kısımda detaylı olarak değerlendirilmiştir.



Şekil 4.6. Çalışma sahasının hidrojeoloji haritası



Şekil 4.7. Çalışma sahasındaki 9 no’lu soğuk su lokasyonu (Koordinat: 0522290–4436145)

4.3. Suların Fiziksel Özellikleri

Arazi çalışmalarında sıcak ve soğuk su noktaları başında ölçülen sıcaklık (T, °C), pH, elektriksel iletkenlik (EC, µS/cm) gibi fiziksel parametre değerleri aşağıda detaylı olarak açıklanmıştır.

4.3.1. Sıcaklık (T)

Sıcak sular sıcaklık değerlerine göre sınıflandırılırlar. Uluslararası Hidrojeologlar Birliği Sıcak ve Mineralli Sular Komisyonunca, sıcaklığı 20 °C ‘den fazla olan suları “sıcak su” olarak tanımlanmaktadır.

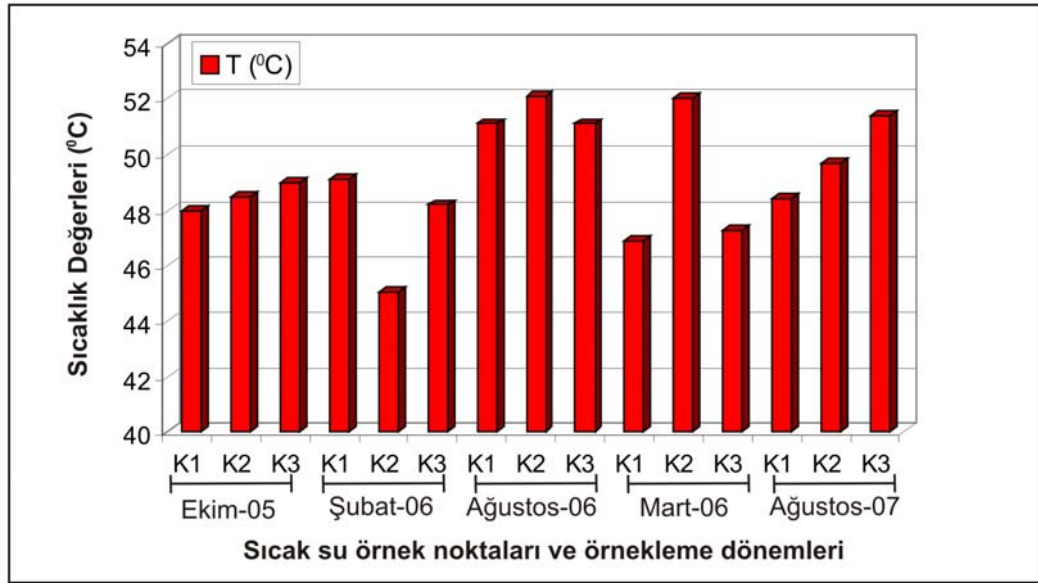
Yüzey sularının sıcaklığı coğrafi konum, yükselti, mevsim, akarsu debisi, derinlik gibi parametrelere bağlı olarak değişim gösterir. Su ortamındaki fiziksel, kimyasal ve biyolojik süreçler sıcaklığın etkisi altındadır. Sularda yapılan sıcaklık ölçümleri su kimyası ile ilgili bazı hesaplamalarda kullanılır (Doğdu, 2005). Sıcaklık ölçümleri alkalinite hesaplamalarında, kalsiyum karbonat doygunluğu ve stabilitesi incelemelerinde, tuzluluk hesaplamalarında ve diğer laboratuvar hesaplamalarında kullanılır (APHA ve diğ., 1981).

Çalışma sahasındaki sıcak ve mineralli su kaynaklarının sıcaklıkları 47–52 °C arasında değişmektedir (Tablo 4.2; Şekil 4.8). Kırkgeçit kaynakları (K1, K2, K3) Bogomolow (1955) sınıflamasına göre hipertermal ($42^{\circ}\text{C} <$) su sınıfına girmektedirler. Sıcak su kaynaklarının dönemsel sıcaklık değişimi 5–6 °C arasında değişmektedir. Sıcaklık farklılıkları yerel yeraltısuyu seviyesinin mevsimsel değişimi sonucunda sıcak su kaynağına karışan soğuk su oranının değişmesinden kaynaklandığı düşünülmektedir.

Çalışma sahasında yer alan soğuk su kaynağının sıcaklığı 12–13 °C arasındadır (Tablo 4.2). Çalışma sahasında yer alan 26 adet soğuk su kaynağındaki sıcaklıklar yaz döneminde 20 °C'nin üzerinde ölçülmüştür (Tablo 4.3). Bu sıcaklık değerleri mevsimsel meteorolojik etkenlere bağlı olarak yüksek sıcaklık değerleri vermektedir.

Tablo 4.2. Çalışma sahasında düzenli örnekleme yapılan suların fiziksel parametre değerleri

Kaynak	Tarih	T (°C)	EC (µS/cm)	pH	Nereden Alındığı
K1	Ekim-2005	48	620	8,9	Sıcak su
K2		48,5	670	8,96	Sıcak su
K3		49	669	8,95	Sıcak su
K4		12	672	7,68	Soğuk su
K1	Şubat-2006	49,1	630	9,1	Sıcak su
K2		45,1	695	9,2	Sıcak su
K3		48,2	698	9,2	Sıcak su
K4		12,3	675	8,3	Soğuk su
K1	Ağustos-2006	51,1	640	9,3	Sıcak su
K2		52,1	664	9,3	Sıcak su
K3		51,1	681	9,3	Sıcak su
K4		13,1	653	7,5	Soğuk su
K1	Mart-2007	46,9	663	8,86	Sıcak su
K2		52	655	8,75	Sıcak su
K3		47,3	653	8,85	Sıcak su
K4		13,2	686	5,92	Soğuk su
K1	Ağustos-2007	48,4	663	9,07	Sıcak su
K2		49,7	662	9,07	Sıcak su
K3		51,4	660	9,07	Sıcak su



Şekil 4.8. K1, K2 ve K3 sıcak su kaynaklarının dönemsel sıcaklık değişimleri

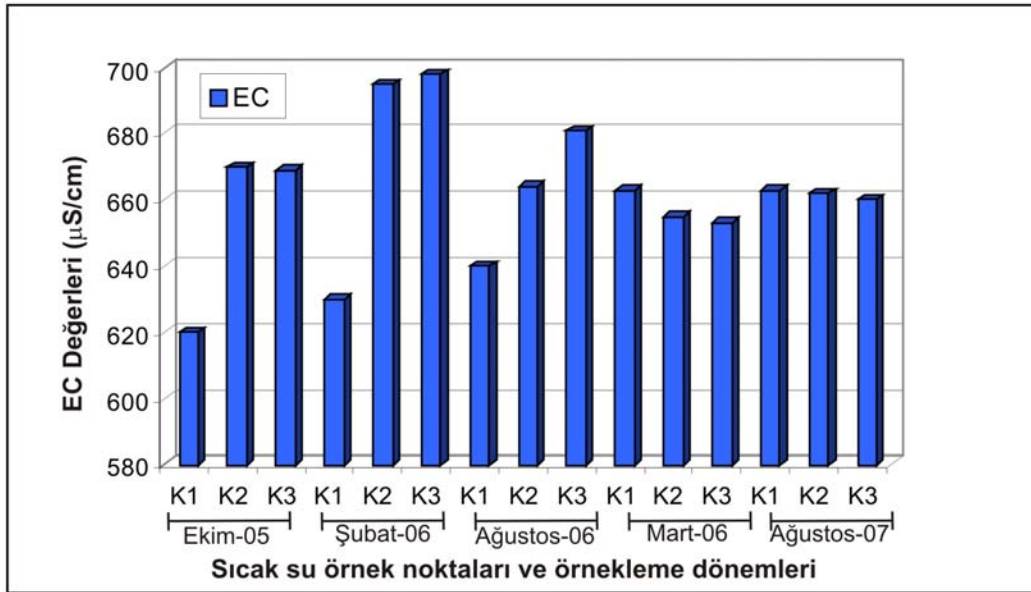
Tablo 4.3. Çalışma sahasında yer alan soğuk suların fiziksel parametre değerleri

Örnek No	Tarih	T (°C)	EC (µS/cm)	pH	Debi (lt/sn)	Eh (mV)	Sal	Koordinat	h (m)	Örnek alındı
1	14.08.2007	17,9	613	7,15	0,07	-24	0	0519976-4439165	171	
2	14.08.2007	25,7	620	7,07	0,008	-19	0	0521036-4437377	236	
3	14.08.2007	22,9	393	7,47	0,009	-41	0	0521071-4437365	237	
4	14.08.2007	18,7	448	7,35	0,025	-34	0	0521097-4437346	239	
5	14.08.2007	18,5	516	7,44	0,01	-39	0	0520755-4437157	274	
6	14.08.2007	25,1	369	7,41	kurnalı	-39	0	0519938-4437630	392	*
7	14.08.2007	19,7	723	6,98	0,07	-13	0,1	0521538-4437141	267	
8	14.08.2007	24,7	744	6,96	0,03	-13	0,1	0521882-4436299	292	
9	14.08.2007	27,4	622	7,26	0,05	-32	0,1	0522290-4436145	275	
10	14.08.2007	28,9	457	7,22	kurnalı	-28	0	0523485-4436601	210	*
11	14.08.2007	28,3	602	7,05	0,06	-19	0	0524183-4436658	206	
12	14.08.2007	24,2	551	6,98	0,2	-13	0	0524719-4437152	204	*
13	14.08.2007	22,3	675	7	0,02	-15	0,1	0520817-4437447	236	
14	14.08.2007	25,5	635	7,2	0,04	-27	0,1	0518978-4441139	102	
15	14.08.2007	20,1	480	7,3	0,03	-32	0	0518523-4442182	85	
16	14.08.2007	19,1	596	7,16	1	-24	0	0518548-4442144	189	
17	14.08.2007	16,8	593	7,16	0,1	-24	0	0519497-4442047	222	
18	14.08.2007	27,7	1450	7,18	0,005	-26	0,5	0519156-4441503	202	
19	26.08.2006				0,0125			0519961-4436546	458	
20	26.08.2006				0,125			0522305-4440315	487	
21	26.08.2006				0,1			0522092-4440485	461	
22	26.08.2006				0,166			0519930-4438990	164	
23	26.08.2006				0,009			0517382-4439453	345	
24	26.08.2006				0,009			0517432-4439638	301	
25	26.08.2006				0,1			0521501-4436977	278	
26	26.08.2006				0,125			0522237-4435964	238	

4.3.2. Elektriksel İletkenlik (EC)

Elektriksel iletkenlik suyun elektrik akımını iletebilme özelliğinin sayısal olarak ifadesidir. Su analiz sonuçlarında EC, mikrosiemens/cm ($\mu\text{s/cm}$) cinsinden ve 25 °C sıcaklıktaki değeri hesaplanarak belirtilmektedir. Genel olarak bütün sular elektriği iletmektedir. İyon derişimi ile bu iletkenlik artar. Laboratuarda elde edilen saf suların elektriksel iletkenlikleri 0,5 ile 5 mikromho/cm; içilecek suların 30–2000; çok tuzlu petrol sularının ise 10000 mikromho'dan fazladır (Şahinci, 1991). Yeraltısularının içerdikleri iyonların toplam derişimi ve dolayısıyla elektriksel iletkenliği; suların yeryüzüne çıkıncaya kadar izledikleri yola, kayaçların cinsine ve çözünürlüklerine, iklime ve bölgedeki yağış koşullarına bağlıdır. Elektriksel iletkenlik, yeraltısularının içilebilme ve sulama özelliklerini önemli ölçüde denetlemektedir. Ayrıca elektriksel iletkenlik sıcaklıkla doğru orantılı olarak değişim göstermektedir. İçme sularında elektriksel iletkenlik için önerilen değer 400, izin verilen maksimum değeri ise 2000 $\mu\text{s/cm}$ 'dir (TSE, 1997).

Çalışma sahasında EC değerleri dönemsel olarak büyük farklılıklar göstermemektedir. Sıcak suların EC değerleri 620–698 $\mu\text{S/cm}$ (Şekil 4.9), soğuk suyun EC değeri ise 653–675 $\mu\text{S/cm}$ değerleri arasında değişmektedir (Tablo 4.3).



Şekil 4.9. K1, K2 ve K3 sıcak su kaynaklarının dönemsel EC değişimleri

4.3.3. H⁺ iyonu aktivitesi (pH)

pH, sulu çözeltilerdeki hidrojen iyonları (H⁺) aktivitesinin (aslında hidronyum iyonu; H₃O⁺) eksi logaritması olarak tanımlanır (Savaşçın ve diğ., 2005). pH sudaki hidrojen iyonu derişiminin ölçüsü olduğunu ve sudaki asit ve bazlar arasındaki dengeyi gösterdiğini ifade etmektedir. Savaşçın ve diğ. (2005) hidrosferdeki bazı suların pH değerleri ile ilgili bir sınıflama yapmıştır (Tablo 4.4). Dolayısıyla suda asit-baz etkin tepkimelerde çok önemli bir yönlendirme parametresidir. Aşağıda bu tepkimelerin önemli bazıları verilmiştir.

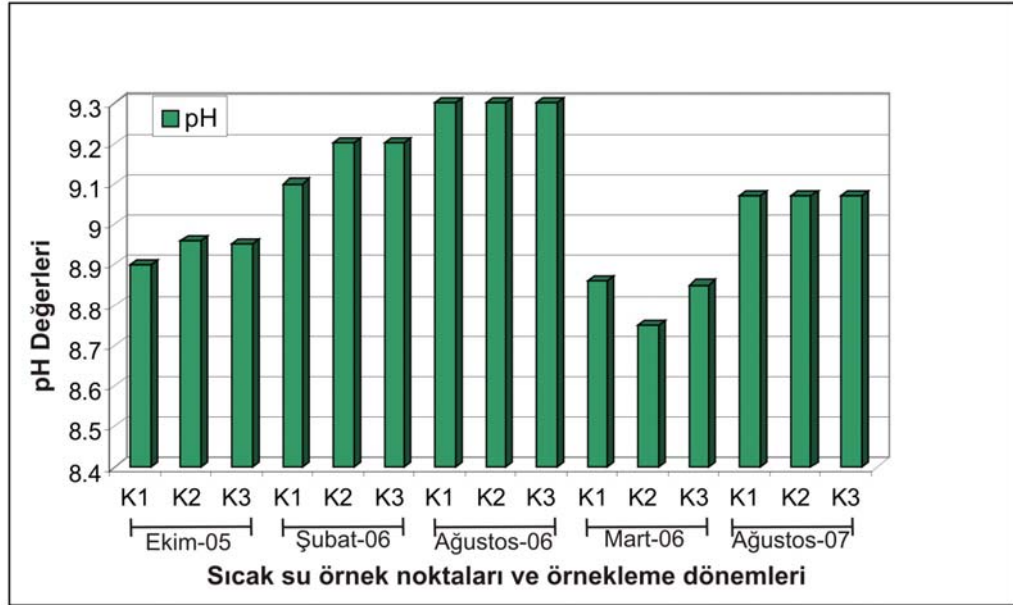
- Kireçtaşı–karbonik asit dengesi.
- Oksit, hidroksit veya oksihidroksit bileşimli Fe, Mn ve Al gibi minerallerin çözünürlükleri.
- Birçok mineralin dış yüzey yükü ve sorpsiyon yeteneği pH bağımlı davranış gösterir.

Suların pH'ı ortamdaki maddelerin bileşimini, besi maddelerinin varlığını ve iz elementlerin görelî zehirliliklerini etkiler. Su ortamlarının korunması için pH 6,5-9,0 aralığında olmalıdır (McNeely ve diğ., 1979). Dünya Sağlık Örgütü (WHO) içme sularının pH'ının 6.5–8.5 aralığında olmasını önermiştir (WHO, 1984a). TSE standartlarına göre içme sularının pH değeri için önerilen aralık 6.5–8.5, izin verilen maksimum pH değeri ise 6.5–9.2 arasındadır (TSE, 1997).

Tablo 4.4. Hidrojeosferdeki bazı suların tipik pH değerleri (Savaşçın ve diğ., 2005)

İçme Suları	6,5 < pH < 9,5
CO ₂ içerikli mineral suları	4,5 < pH < 5,5
Deniz suyu	8
Yağmur suyu (temiz ortam)	5,6
Asidik yağmurlar	3,5 < pH < 4,5
Toprakta süzülen su	4,60
Kömür ocaklarındaki galeri suyu	> 2
Maden galerilerindeki su	> 0

Çalışma sahasındaki sıcak sular bazik karakterde olup, pH değerleri 8,9–9,3 arasında değişmektedir (Şekil 4.10). Kaynak suyunda görülen yüksek pH değerinin kaynak civarında biyotit, muskovit ve klorit gibi minerallerce zengin metamorfik birimlerin (Karakaya kompleksi) etkisi olduğu düşünülmektedir. Soğuk suyun pH değeri ise 7,5–8,3 değerleri arasında değişmektedir (Tablo 4.3).



Şekil 4.10. K1, K2 ve K3 sıcak su kaynaklarının dönemsel pH değişimleri

4.4. Suların Kimyasal Özellikleri

Yeryüzünde bulunan sular hiçbir zaman saf halde bulunamazlar. Az ya da çok erimiş veya asılı madde içerirler. Bu maddelerin türü ve miktarları suların kalitesini karakterize eder. Suların bileşimlerinin bilinmesi kullanım açısından önemlidir. Bundan dolayı suların bileşimleri ve çeşitli şekillerde kirlenmeleri kendilerine özgü fiziksel ve kimyasal özellikleri incelenerek belirlenmeye çalışılır. Suların içinde bulunan erimiş maddeler, kimyasal bileşikler ve bakteriler, suların geldikleri yerler, bölgenin genel jeolojisi, hareket ve akış yönleri, geçtikleri yollar ve çevrenin nitelikleri hakkında bilgi verir.

4.4.1. Majör iyonlar

Doğal suların toplam iyonik içeriğinin % 90'dan daha yüksek oranı oluşturan Na, Ca, Mg, K, Cl, HCO₃ ve SO₄ iyonları majör iyonlar olarak adlandırılmaktadır. Çalışma sahasındaki su kaynaklarının dönemsel kimyasal analiz sonuçlarına göre majör iyon derişim değerleri Tablo 4.5'de sunulmuştur.

Tablo 4.5. Çalışma sahasındaki sıcak ve soğuk su kaynaklarının beş farklı dönemde analiz edilen majör anyon-katyon değerleri (mg/l)

Tarih	Lokasyon	Na	Ca	K	Mg	Cl	SO ₄	HCO ₃
Ekim-2005	K1	142,57	5,29	1,7	0,05	35	185	97,6
	K2	141,62	5,45	1,79	0,07	35	180	122
	K3	140,56	5,88	1,74	0,15	35	173	122
	K4	14,88	122,71	0,91	20,89	17	25	537
Şubat-2006	K1	140,59	5,26	2,29	0,05	42	117,8	130
	K2	140,73	5,84	0,25	0,082	43	155,7	110
	K3	139,81	6,11	2,46	0,19	42	177,3	122
	K4	14,11	82,22	1,51	17,42	18	21	370
Ağustos-2006	K1	140,56	5,32	1,75	0,05	34	157,67	96
	K2	141,94	5,46	1,8	0,07	34	157,31	100
	K3	142,17	5,4	1,71	0,06	34	157,64	101
	K4	14,94	119,25	0,66	17,67	14	14,56	480
Mart-2007	K1	136,715	5,25	2,187	0,05	40	166,45	30,378
	K2	133,915	5,609	2	0,136	40	166,81	70,882
	K3	135,476	5,528	2,285	0,072	41	169,4	20,252
	K4	15,157	103,769	1,471	24,338	18	43,511	121,512
Ağustos-2007	K1	136,427	5,966	1,792	0,05	34	157,67	72,5
	K2	136,782	5,668	1,963	0,061	35	157,31	77,5
	K3	139,146	5,852	1,867	0,057	34	157,64	77,5
	K4	-	-	-	-	-	-	-

4.4.1.1. Sodyum (Na⁺)

Sodyum, doğal sularda en yaygın olarak bulunan alkali metaldir. Bütün sodyum bileşikleri kolayca çözünürler. Doğal suların tümü bir miktar sodyum içerir. Yeraltularının sodyum içeriği normal olarak 6–130 mg/l arasında değişmekte ve yüzey sularında ise 1 mg/l'den az olabileceği gibi 300 mg/l'nin üzerine de çıkabilmektedir (WHO, 1984b).

Magmatik kayalar, kil mineralleri, feldspatlar, feldspatoidler, evaporitler (NaCl gibi) sodyum içeren başlica kayaa ve minerallerdir (Goldschmidt, 1958; Kaçaroğlu 1991). Doğal kaynaklar dışında sulardaki sodyumun bir kısmını antropojen kaynaklar sağlar. Sodyum tuzlarının kullanıldığı endüstrilerin atık suları, şehirsel atık sular, petrol sahalarının drenaj suları, kıyı akiferlerine deniz suyu girişimi sulardaki sodyum içeriğine katkıda bulunur (McNelly ve diğ., 1979).

Termal kaynak suları ile jeotermal enerji alanlarında üretilen buhar ve sıcak su sodyum içeriği bakımından zengin olabilmektedir. Bu tür kaynak suları ve jeotermal enerji tesislerinin atık suları etkiledikleri topraklarda sodyum problemi yaratmaktadır (Özkara ve şener, 1986; Kaçaroğlu, 1991).

Na^+/K^+ oranı yüksek sıcaklıklı zonlar için iyi bir yol göstericidir. Düşük Na^+/K^+ oranı yüksek sıcaklığı işaret eder. Düşük Na^+/K^+ oranı (<15) yüzeye hızlı ulaşan suları belirtir. Bu durum yüksek akışa sahip yapılarla veya daha geçirgen zonlarla ilgilidir. Na^+/K^+ oranının yüksek olması yanall akışın yüzeye yakın reaksiyonların varlığının ve jeotermal sularda iletken soğumanın göstergesidir (Nicholson, 1993). Çalışma sahasındaki sıcak suların Na/K oranı 56,83–83,86 değerleri arasında değişmektedir.

K1, K2, K3 sıcak su kaynaklarının sodyum değerleri 135–142 mg/l arasında değerlişmektedir. Çalışma sahasındaki sıcak su kaynaklarında Na iyonu hâkim katyondur.

4.4.1.2. Potasyum (K^+)

Potasyum yer kabuğunu % 2,5'ini oluşturur ve esas olarak feldspatlarda (ortoklas, mikroklin), mikalarda, feldspatoyidlerde ve kil minerallerinde bulunur (Rankama ve Sahama, 1964). Bitki ve hayvanlarda bulunan ana elementlerden biridir (Hem, 1985). Doğada oldukça yaygın bulunmasına karşın doğal sularda genellikle birkaç mg/l düzeyinde bulunur (Kaçaroğlu, 1991).

Bitki ve hayvan kalıntılarının yıkanması bazı endüstriyel atık sular ve potasyumca zengin topraklarda yüzey ve yeraltısuyundaki potasyum derişimine katkıda bulunurlar. Doğal ve yüzey yeraltısularındaki potasyum miktarı üzerinde biyolojik faktörlerin önemli kontrol edici etkisi vardır (Hem, 1985). Doğal yüzey sularında potasyum derişimi nadir olarak 20 mg/l'ye erişir ve genellikle 10 mg/l'den azdır (Kaçaroğlu, 1991). Bazı sıcak su kaynaklarında potasyum derişimi 100 mg/l'ye kadar yükselmektedir (McNelly ve diğ., 1979). WHO ve TSE standartlarında, içme sularındaki potasyum derişimi için herhangi bir değer verilmemektedir.

Sıcak sularda potasyum içeriği 1,7–2,3 mg/l arasında, soğuk suda ise 0,6–1,4 mg/l arasında değişmektedir.

4.4.1.3. Kalsiyum (Ca⁺²)

Doğal sularda kalsiyumun kaynağı kalsit (CaCO₃), aragonit (CaCO₃), dolomit (CaMg(CO₃)₂), jips (CaSO₄ · 2H₂O), anhidrit (CaSO₄), florit (CaF₂), plajiolklas (anortit, CaAl₂Si₂O₈), piroksen (diyopsit, CaMgSi₂O₆) ve amfiboller (NaCa₂(Mg,Fe,Al)Si₈O₂₂(OH)₂) olabilir. Genellikle kalsit, jips ve montmorillonitlerde yer alır (Hounslow, 1995).

Kalsiyum yüzey ve yeraltısularında en bol bulunan katyonlardan biridir. Doğal sulardaki kalsiyum miktarı, suyun bulunduğu ortamdaki kayaçların bileşimi ile yakından ilişkilidir. Karbonat kayaçlarının bulunduğu bir bölgedeki sularda kalsiyum derişimi 30–100 mg/l arasında değişmektedir. (McNeely ve diğ., 1979).

Minerallerin çözünürlüğünü etkileyen faktörler jeotermal akışkanlarındaki Ca⁺² seviyesini de etkiler. Burada özellikle CO₂ basıncı önemlidir. Sularda kaynama sırasında CO₂ miktarının azalışı, kalsit çökelimini ifade eder (Nicholson, 1993). Yüksek sıcaklıktaki akışlarda kalsiyum derişimi genellikle düşük seviyededir (<50 mg/kg). Buna karşın asitlik ve tuzlulukla Ca⁺² artar. Na⁺/Ca⁺² oranı, Na⁺/K⁺ oranı gibi yüksek değerlerde daha fazla rezervuardan direkt beslenimi göstermek amacıyla kullanılabilir (Nicholson, 1993).

Çalışma sahasındaki sıcak suların kalsiyum içeriği 5–5,5 mg/l arasında değişmektedir. Soğuk suyun kalsiyum içeriği ise 82–122 mg/l arasında değişmekte olup, soğuk suda hâkim katyondur.

4.4.1.4. Magnezyum (Mg^{+2})

Doğal sularda magnezyumun kaynağı dolomitlerdir ($CaMg(CO_3)_2$). Ayrıca magnezyum; olivin ($(Mg,Fe)_2SiO_4$), piroksen (diyopsit, $CaMgSi_2O_6$), amfibol ($NaCa_2(Mg,Fe,Al)Si_8O_{22}(OH)_2$) ve mikalardan ($K(Mg,Fe)_3(AlSi_3)O_{10}(OH)_2$) da gelebilir (Altinkale, 2001). Başlıca montmorillonitlerde bulunur (Hounslow, 1995). Yüksek sıcaklıktaki jeotermal akışkanlarında Mg^{+2} seviyesi genellikle çok düşüktür (0,01- 0,1 mg/kg). Çünkü Mg^{+2} ikincil, alterasyon minerali olarak illit, montmorillonit ve özellikle kloritin yapısına kolayca katılır. Yüksek derişimdeki Mg^{+2} yüzeye yakın yersel kayalardan Mg^{+2} yıkanmasını (leaching) veya nispeten Mg^{+2} 'ce zengin yeraltısularıyla ilişkiyi işaret eder (Nicholson, 1993).

Magnezyum tuzları oldukça yüksek çözünürlüğe sahiptir. Sulardaki magnezyum değişimi 1–100 mg/l aralığında büyük değişim gösterir (Kaçaroğlu, 1991). Suların sertliğini oluşturan ana iyonlardan biridir. Yüksek derişimleri suyun içme, endüstri veya sulama suyu olarak kullanımını sınırlamaktadır (McNelly ve diğ., 1979).

Sıcak su kaynaklarında magnezyum derişimi 0,05–0,1 mg/l, soğuk su kaynağında ise 17–24 mg/l arasında değişmektedir.

4.4.1.5. Alkalinite (HCO_3^- ve CO_3^{2-})

Suların alkalitesi, içerdiği çözünmüş maddelerin asitlerle tepkimeye girme ve nötralleştirme kapasitesidir. Hemen hemen bütün doğal sularda, alkalinite karbonat (CO_3^{2-}), bikarbonat (HCO_3^-) ve hidroksit (OH^-) iyonlarından dolayı ortaya çıkar (Kaçaroğlu, 1991). Bunlar dışında borat, silikat, fosfat iyonları ve organik maddelerde alkaliniteye katkıda bulunur (Gamsız ve Ağacık 1981; Hem, 1985).

Doğal sularda alkaniteyi oluşturan temel unsurlar, atmosferik karbondioksit ile toprakta ve doymun olmayan bölgede üretilen gazlardır. Bunun dışında biyolojik

olarak oluşan sülfat indirgenmesi ve karbonatlı kayaçlarının metamorfizması sunucunda da karbondioksit oluşabilmektedir (Hem,1985).

Su analizlerinde alkalinite mg/l veya mek/l karbonat ve bikarbonat cinsinden ifade edilir. Bazen de toplam alkalinite eşdeğer miktarındaki (CaCO_3) olarak mg/l cinsinden verilmektedir.

Artan HCO_3 mevsimsel yağışların etkisiyle yüzeysel akiferlerin jeotermal sulara karışımı ile suların HCO_3 'ca zenginleştiğini ve suların sığ yeraltı sularıyla karışımın yağışlı dönemde arttığını gösterir.

Doğal suların alkalinitesi, nadir olarak 500 mg/l CaCO_3 'ı aşar. Yüksek alkaliniteye sahip sular, sertliklerinin yüksek olması veya sodyum miktarının fazlalığı nedeniyle içme suyu olarak istenmez. 30–500 mg/l CaCO_3 aralığındaki alkalinite değerleri genellikle kabul edilmektedir. Arıtma kontrolü için, alkalinitenin ani düşmemesi istenir. Sucul hayatın korunması açısından ise alkalinite ani değişimler göstermeden doğal düzeyini korumalıdır (McNeely ve diğ., 1979). Yüksek alkaliniteye sahip sular uzun süre kaynatıldığında kireçlenme oluşturur ve tadı bozulur. Alkalinitesi çok düşük sular korozyona neden olur (McNeely ve diğ., 1979). WHO ve TSE içme suyu standartlarında alkaliniteye ilişkin herhangi bir sınır belirtilmemiştir.

Sıcak suların HCO_3 içeriği 77,5–130 mg/l arasında değişmektedir. Soğuk su örneğinde ise HCO_3 içeriği yüksek olup, 370–537 mg/l arasında değişim göstermektedir. HCO_3 soğuk suda hakim anyondur. Sıcak ve soğuk sularda Mart–2007 dönemi HCO_3 analizi baz alınmamıştır, analiz sonucunda hata olabileceği düşünülmektedir.

4.4.1.6. Klorür (Cl)

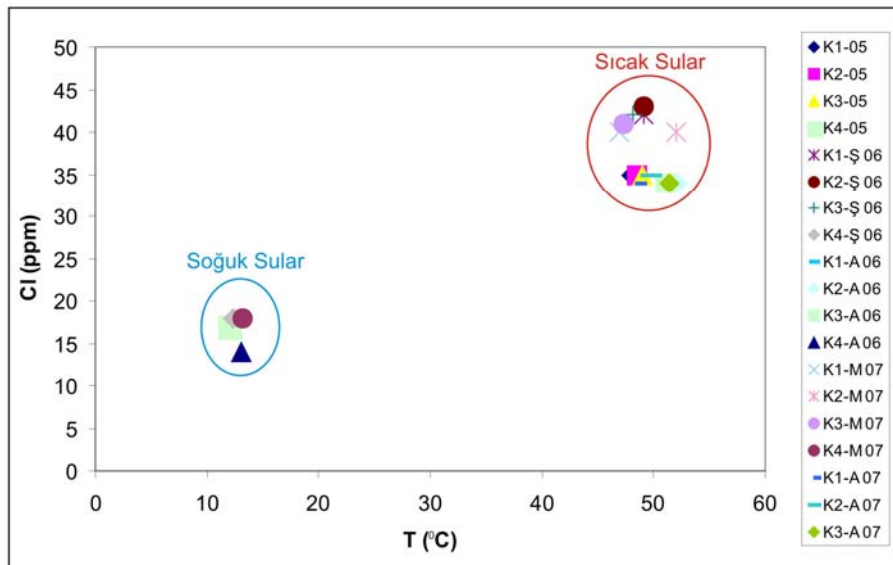
Klorür genel olarak deniz suyunda, sedimanter kayaçlardan özellikle evaporitlerde bulunmaktadır. Ayrıca sodalit, biyotit, hornblend gibi magmatik kökenli minerallerde ve şeyllerde klorür iyonu bulunur (Feth, 1981; Hem, 1985). Kirlenmemiş doğal sularda klorür çoğunlukla 10 mg/l'den daha düşük derişimlerde bulunur (WHO, 1984b). Yağışlı bölgelerde 10 mg/l'den düşük klorür derişimleri görülürken, yarı kurak ve kurak bölgelerde derişim birkaç yüz mg/l düzeyine

ulaşabilir (McNelly ve diğ., 1979). Ayrıca bu değer yağışın Cl içeriği ile yakından ilişkilidir.

Yeraltısularındaki klorür derişimi 1 mg/l'den az olabileceği gibi 200000 mg/l'nin üzerine de çıkabilir. Düşük klorür derişimleri magmatik kayalardaki yeraltısularında görülür. Çok yüksek değerler ise evaporitlerle (halit yatakları ile) ilişkilidir (White ve diğ., 1963; Feth, 1981). Yüzey sularında klorür derişimi bölgenin iklimine bağlı olarak da değişir.

Jeotermal kaynaklarda yüksek klor (Cl) derişimleri, doğrudan derin bir rezervuar kayaktan beslenmeyi işaret eder (Nicholson, 1993). Bu durumda soğuma veya soğuk su ile karışım en alt düzeyde olmalıdır. Sıcak veya kaynayan sulardaki düşük Cl seviyeleri yeraltısuyu seyrelmelerini yansıtır (Yaman, 2005).

Sıcak sularda klorür içeriği 35–42 mg/l, soğuk suda ise 14–18 mg/l değerleri arasında değişim göstermektedir. Klorür değeri yeraltısuyunun rezervuarda kalış süresine ve sıcaklığa bağlı olarak artış göstermektedir (Doğdu ve Çelik, 1999). Sıcak sulardaki klorür derişimi; sıcak suların soğuk suya oranla daha yaşlı (derin dolaşım) olduğunu göstermektedir (Şekil 4.11). Suların yaşı ile ilgili bilgiler izotop jeokimyası kısmında detaylı olarak verilmiştir.



Şekil 4.11. Beş farklı döneme ait Klor–Sıcaklık korelasyonu

4.4.1.7. Sülfat (SO₄⁻²)

Kükürt elementi, indirgenmiş halde metal sülfürleri olarak magmatik ve sedimanter kayalarda yaygın olarak bulunmaktadır. Kükürtlü mineraller su ile temas ederek bozdukları zaman oksitlenerek SO₄ iyonları oluşur ve bu iyonlar suya geçmektedir. Doğal sulardaki sülfatın başlıca kaynakları sedimanter kayalar (özellikle jips, anhidrit, şeyl), magmatik kayalar ve organik maddelerdir (Kaçaroğlu, 1991).

Yüzey sularında sülfat derişimi birkaç mg/l ise binlerce mg/l arasında değişim gösterir. Yüksek derişimlere sülfat minerallerinin yaygın olduğu kurak bölgelerde rastlanır (McNelly ve diğ., 1979). ABD, Kanada ve çoğu Avrupa ülkelerinde doğal sularda 20–50 mg/l arasındaki sülfat miktarları yaygındır (WHO, 1984b).

Sıcak suların SO₄ içeriği 117–185 mg/l arasında değişmektedir. SO₄ iyonunun sıcak sularda hakim anyondur. Soğuk suyun SO₄ değerleri 14–43 mg/l arasında değişim göstermektedir.

4.5. Ağır metaller

Yerkabuğunda, okyanuslarda ve atmosferde 92 ve ayrıca 22 kuramsal veya gözlenen element olduğu bilinmekte olup, bunların bir kısmının insan sağlığındaki rolü henüz keşfedilmemiş yüzlerce izotopu bulunmaktadır. Yerkabuğu (kütlece); oksijen % 46,5, silis % 28, alüminyum % 8,1, demir % 5,1, kalsiyum % 3,5, sodyum % 3, potasyum % 2,5, magnezyum % 2,2, titanyum % 0,5 içermektedir. Okyanuslarda (kütlece) bu oran; oksijen % 85,79, hidrojen % 10,67, klor % 2,07, sodyum % 1,14, magnezyum % 0,14 ve diğer elementler % 0,19 şeklindedir. Atmosferde ise (kuru hava hacmi); nitrojen % 78,08, oksijen % 20,95, argon % 0,93, karbondioksit % 0,03, neon % 0,0018, helyum % 0,0005, kripton % 0,0001, hidrojen % 0,00005 ve ksenon % 0,000008 olarak saptanmıştır.

Ağır metal terimi fiziksel özellik açısından yoğunluğu 5 g/cm³'ten daha yüksek olan metaller için kullanılır. Bu gruba kurşun, kadmiyum, krom, demir, kobalt, bakır, nikel, cıva ve çinko olmak üzere 60'dan fazla metal dahildir. Bu elementler doğaları

gereği yer kürede genellikle karbonat, oksit, silikat ve sülfür halinde stabil bileşik olarak veya silikatlar içinde hapis olarak bulunurlar. Her ne kadar metallerin yoğunluk değeri üzerinden hareketle ekolojik sistem üzerindeki etkileri tanımlanmaya/gruplandırılmaya çalışılıyorsa da gerçekte metallerin yoğunluk değerleri onların biyolojik etkilerini tanımlamaktan çok uzaktır.

Antik çağlarda ağır metallerin cevherleri işlenmeye başlandığından beri metaller insan faaliyetleri sonucu olarak doğal çevrimler dışında atmosfere, hidrosfere yayılmaya başlamışlardır. Yüzyıllar boyunca insanlar ağır metalleri etkilerini bilmeden takı, silah, su borusu vb. çeşitli amaçlar için kullanmışlardır. Sanayileşme ile birlikte ağır metal içeren kömürlerin yakılmaya başlanması ile endüstri bölgelerindeki ağır metal kirliliği aşırı boyutlara ulaşmıştır.

Ağır metaller, doğal sularda minör veya eser düzeyde bulunan maddelerdendir. Su kaynaklarına, endüstriyel atıklar veya asit yağmurlarının toprağı ve dolayısı ile bileşimde bulunan ağır metalleri çözmesi ve çözünen ağır metallerin ırmak, göl ve yeraltısularına ulaşmasıyla geçerler. Sulara taşınan ağır metaller aşırı derecede seyrelirler ve kısmen karbonat, sülfat, sülfür olarak katı bileşik oluşturarak su tabanına çöker ve bu bölgede zenginleşirler. Sediment tabakasının adsorpsiyon kapasitesi sınırlı olduğundan dolayı da suların ağır metal derişimi sürekli olarak yükselir. Ülkemizde yeterli çevresel önlem almadığımız ve su havzalarında kontrolsüz sanayileşmeye izin verdiğimizden dolayı ağır metal derişimi sürekli yükselmektedir.

Demir dışında diğer ağır metaller sularda genellikle 1 mg/l'den daha düşük derişimlerde bulunmaktadır (Freeze ve Cherry, 1979). Suyun dolaşımı sırasında temasta bulunduğu litolojik birimlerin yapısı da, sulardaki ağır metal içeriğinin kaynaklarından birini oluşturmaktadır.

Yeraltısularında ağır metal zenginleşmelerinin sınırlanmasında ve kontrolünde akifer malzemesi tarafından adsorblanma ve ayıklanma önemli rol oynar. Kirletici kaynağın ortadan kalkmasından sonra da akifer malzemesi tarafından tutulmuş olan ağır metal iyonları yeraltısuyunu etkilemeye devam eder. Akifer malzemesinin

yeraltısuyuna katılan metal miktarı oksido-redüksiyon potansiyeli (Eh), pH, alkalinite ve metalin çözünürlüğü gibi faktörler tarafından kontrol edilir (Ku ve diğ., 1978).

İçme suyu standartlarında bu metaller için maksimum izin verilebilir limit veya önerilen limit değerleri verilmiştir. Çalışma sahasındaki su kaynaklarında analiz edilen ağır metallerin (Cr, Cu, Fe, Mn, Ni, Pb, Zn) derişimleri Tablo 4.6'da sunulmuştur.

4.5.1. Krom (Cr)

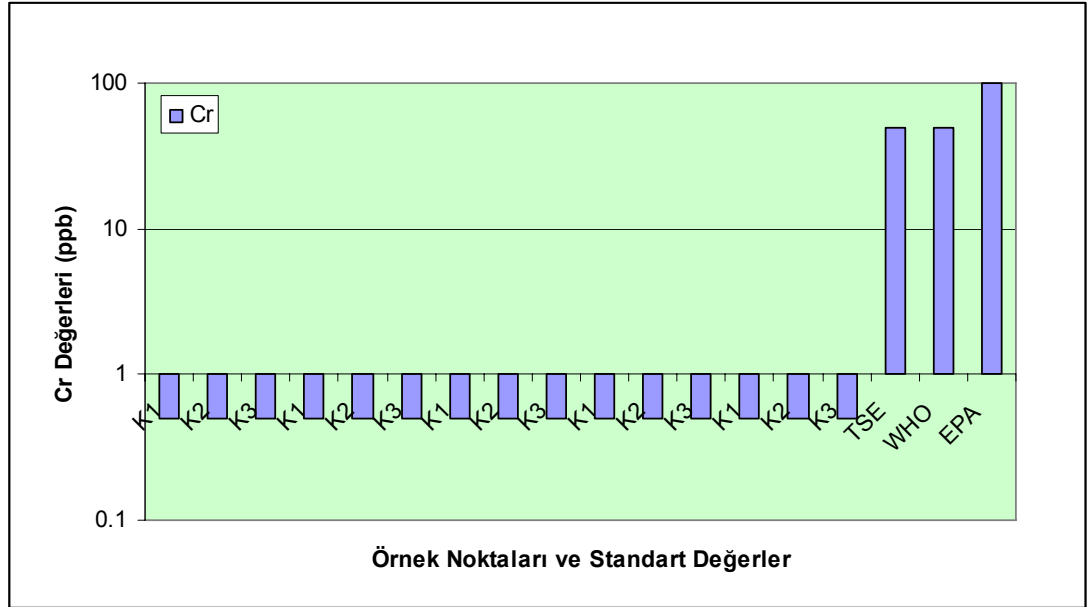
Magmatik kayalarda minör bileşen olarak, özellikle bazik ve ultrabazik kayalarda bulunur. Kromit ($FeCr_2O_4$) bu kayalarda en fazla bulunan krom mineralidir (Kaçaroğlu, 1991). Kromit bozunmaya karşı oldukça dayanımlı olduğu için doğal sulardaki derişimi genellikle 0,01 mg/l'nin altındadır. Bununla birlikte suyun temasta olduğu kayacın bileşimine bağlı olarak bu derişim 0,2 mg/l'ye kadar artabilmektedir. Ayrıca endüstriyel atıklardan ve tarımdan kaynaklanmaktadır.

Tablo 4.6. Çalışma sahasında örnekleme yapılan suların farklı dönemlere ait ağır metal içerikleri (ppb)

Kaynak	Tarih	Ağır Metaller						
		Cr	Cu	Fe	Mn	Ni	Pb	Zn
K1	Ekim-2005	<,5	0,4	22	4,37	-	-	7
K2		<,5	0,4	10	1,78	-	-	2,7
K3		<,5	0,4	16	1,31	-	-	4,4
K4		<,5	2,9	472	74,79	-	-	3,6
K1	Şubat-2006	<,5	0,6	<10	1,07	<,2	0,1	1,6
K2		<,5	0,5	<10	0,97	<,2	<,1	0,6
K3		<,5	0,5	18	1,71	0,2	<,1	0,7
K4		<,5	1,1	56	15,78	0,6	0,1	3,3
K1	Ağustos-2006	<,5	0,8	<10	0,96	0,4	<,1	0,8
K2		<,5	0,4	<10	0,91	0,2	<,1	<,5
K3		<,5	0,4	15	0,66	0,2	0,1	<,5
K4		1,5	6,2	1204	298,58	2,8	2,8	6
K1	Mart-2007	<,5	0,8	<10	0,93	<,2	0,1	1,1
K2		<,5	0,9	<10	1,18	<,2	0,1	1,4
K3		<,5	0,8	<10	0,68	<,2	0,1	1
K4		5,6	0,9	25	0,95	0,4	0,1	0,9
K1	Ağustos-2007	<,5	2,4	<10	1,16	<,2	<,1	1,7
K2		<,5	2,4	<10	1,15	<,2	<,1	2,6
K3		<,5	2,4	25	1,94	<,2	0,1	3,4

Doğal suların sahip olduğu pH aralığında hemen hemen tamamen Cr^{+6} şeklinde bulunur (McNeely ve diğ., 1979; Stollenwerk ve Grove, 1985). Çözünürlüğünün düşük olması nedeniyle, kromun sulardaki derişimi genellikle düşüktür. Doğal sulardaki derişimi genellikle 0,01 mg/l'nin altındadır (WHO, 1984b; Hem, 1985). Bununla birlikte bu değerin oldukça üzerinde krom içeren doğal yeraltısularına da rastlanmaktadır.

Türkiye'de içme suyu standartlarında Cr^{+6} için izin verilebilir maksimum sınır olarak 0,05 mg/l verilmiştir. WHO içme sularında krom miktarının 0,05 mg/l'yi aşmamasını önermektedir (WHO, 1984a). K1, K2, ve K3 sıcak su kaynaklarındaki Cr miktarı limit değerlerin altındadır (Şekil 4.12).



Şekil 4.12. Sıcak sulardaki Cr değerlerinin standart değerlerle karşılaştırılması

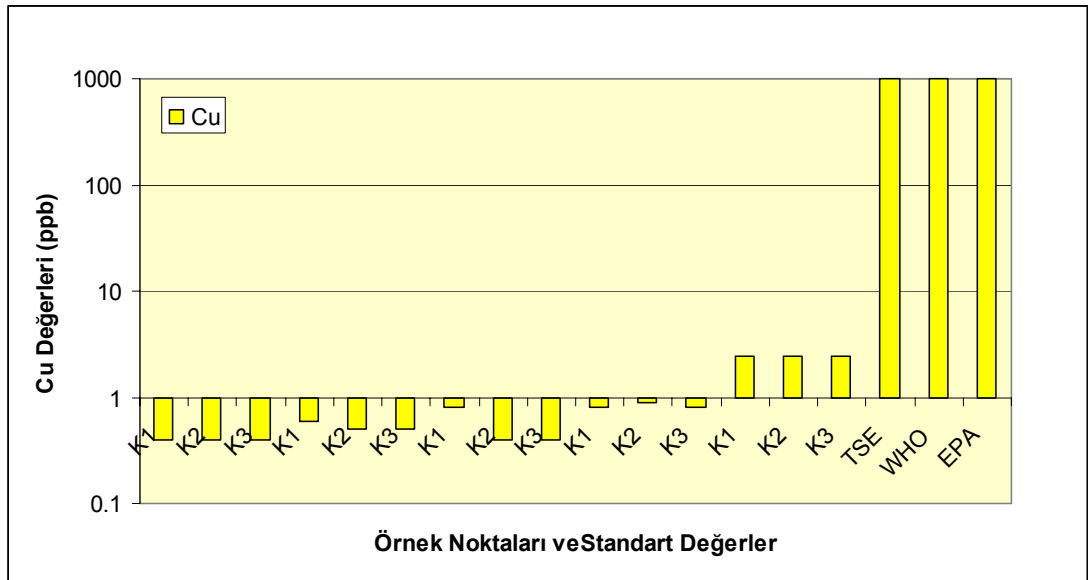
4.5.1. Bakır (Cu)

Bakır yerkabuğundaki kayalarıda doğal bakır veya bakır içeren sülfür (kalkopirit, kalkosit) ve karbonat mineralleri (malakit, azurit) halinde bulunur (Goldschmidt, 1958). Bakır minerallerinin çözünürlükleri çok düşük olduğundan, sulardaki bakırın çok az bir kısmı doğal kökenlidir (Hem, 1985).

Doğal sularda bakır, genellikle eser miktarlarda (<0,05 mg/l) bulunur. Yeraltısularındaki bakır derişimi 12 mg/l'ye kadar ulaşabilir (McNeely ve diğ., 1979).

WHO, içme sularının 1 mg/l'den az bakır içermesini önermektedir (WHO, 1984a). Türkiye'deki içme suyu standartlarında önerilen miktar 1 mg/l ve izin verilebilir maksimum miktar 1,5 mg/l'dir (TSE, 1986).

Yapılan kimyasal analiz sonuçlarında dönemsel olarak sıcak sularda bakır varlığına rastlansa da bu değer 0,0025 mg/l'den daha azdır (Şekil 4.13). Soğuk sudaki bakır içeriği 0,0062 mg/l'nin altındadır.



Şekil 4.13. Sıcak sulardaki Cu değerlerinin standart değerlerle karşılaştırılması

4.5.2. Demir (Fe)

Magmatik kayaç minerallerinden piroksenler, amfiboller, biyotit, magnetit ve olivinin yanı sıra metamorfik ve sedimanter kayaçlardaki birçok mineralde ve toprakta yaygın olarak bulunur (McNeely ve diğ., 1979).

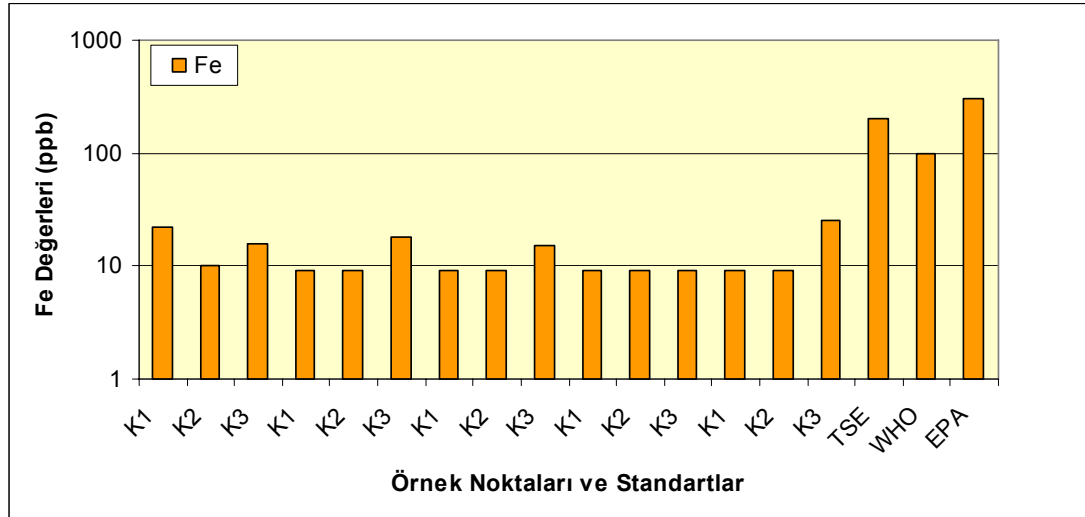
Yüzey ve yeraltısularında bulunan demir; kayaçlardan, topraktan, organik atıklardan, endüstriyel atıklardan kömür küllerinden, kömür yatakları drenaj

sularından, madencilik endüstrisi atıklarından ve çeşitli alanlarda kullanılan demir-çelik malzemenin korozyonundan kaynaklanır (Kaçaroğlu, 1991).

Demirin yeraltısuyunda bulunuş şekli, akiferin oksijen dengesine bağlıdır. Bu denge esas olarak; akiferin jeolojik yapısı ve karakteristikleri, mevsimsel çevrim, toprak ve temel kayaç tipi, demir bakterilerinin cinsleri ve akiferdeki yeraltısuyu akımı gibi faktörlerle ilişkilidir. Yeraltısuyunun demir içeriğini etkileyen diğer önemli faktörler oksidasyon-redüksiyon koşulları ve pH'tır (Hatva, 1989). Yüzeysel sularında demir genellikle Fe^{+3} şeklinde bulunmaktadır (WHO, 1984b).

Yüzeysel sularında demir derişimi çoğunlukla 0,5 mg/l'den azdır (Kaçaroğlu, 1991). Yeraltısularındaki derişimi ise daha yüksek olup, bazı termal kaynaklarda 10-100 mg/l arasında değişebilir (McNeely ve diğ., 1979).

Sıcak sularda Fe değerleri 10–22 ppb arasında olup limit değerlerin oldukça altındadır (Şekil 4.14). Soğuk sudaki Fe değeri ise Ağustos–2006 döneminde artış göstererek 1204 ppb'ye yükselmiştir.



Şekil 4.14. Sıcak sulardaki Fe değerlerinin standart değerlerle karşılaştırılması

4.5.3. Mangan (Mn)

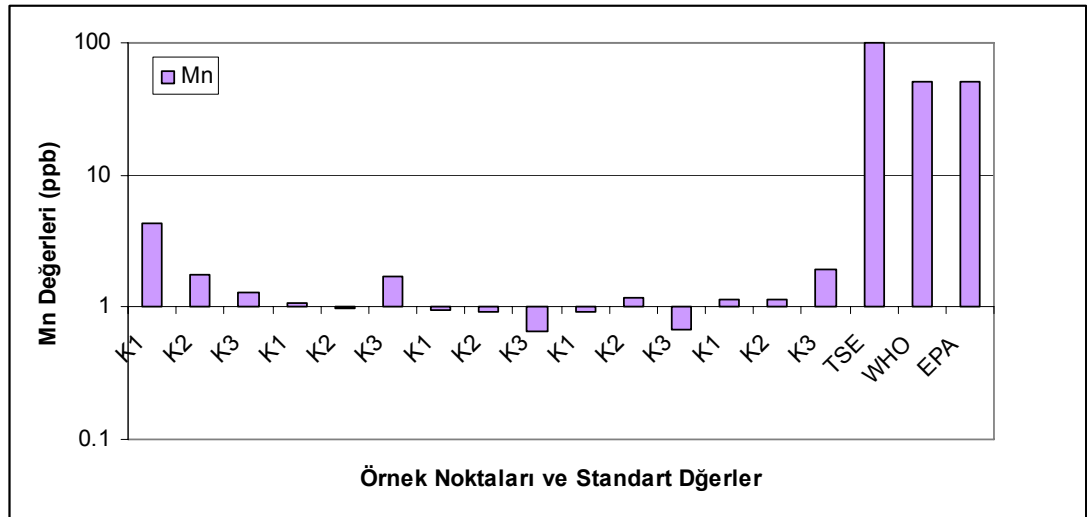
Mangan genel olarak metamorfik ve magmatik kayaçlarda olivin, piroksen ve amfibol minerallerinde bulunur. Kayaç ve minerallerin bozunması ile oluşan mangan

bileşikleri toprağın yapısında yer alır (Goldschmidt, 1958; Hem, 1985). Bitkilerin ölümü ile bünyelerinde bulunan mangan çözünerek yüzeysel akıma ve toprak nemine katılır (Hem, 1985).

Manganın akiferde bulunuşu esas olarak oksijen dengesine bağlıdır (Kaçaroğlu, 1991). Bu dengede akiferin jeolojik yapısı ve karakteristikleri, toprak yapısı, mangan bakterileri yeraltısuyu akım modeli, oksidasyon-redüksiyon koşulları ve pH gibi faktörlerle ilişkilidir (Hatva, 1989; Kaçaroğlu 1991). Yüksek mangan içeren yeraltısularının çoğu termal kaynaklardır (Hem, 1985).

İçme sularındaki mangan derişimi için sınır değerler önerilmiştir. WHO'nun önerdiği değer, 0,10 mg/l'dir (WHO, 1984). Türkiye'deki standartlara göre ise önerilen miktar 0,10 mg/l ve izin verilebilen maksimum miktar 0,50 mg/l'dir (TSE, 1986).

Sıcak sulardaki Mn değeri düşük olup, 0,68 ile 4,37 ppb arasındadır (Şekil 4.15). Soğuk suda ise Ağustos–2006 döneminde 298,58 ppb'ye kadar yükselmiştir.



Şekil 4.15. Sıcak sulardaki Mn değerlerinin standart değerlerle karşılaştırılması

4.5.4. Nikel (Ni)

Nikel magmatik kayalarda bulunan birçok mineralin yapısında bulunmaktadır. Olivin nikel içeren başlıca mineraldir. Magmatik kayaların bozunmasıyla oluşan

sedimanter kayaçlar ve toprak bir miktar nikel içerir (Goldschmidt, 1958; Rankama ve Sahama, 1964).

Sulardaki nikel; kayaçlardan, topraktan, nikel cevherlerinin işlenmesinden ve fosil yakıtların kullanımından kaynaklanır. Sularda koloidal veya çözünmüş halde bulunur. Nikel tuzları (sülfat, nitrat ve klorürleri) suda çözünürler (McNeely ve diğ., 1979).

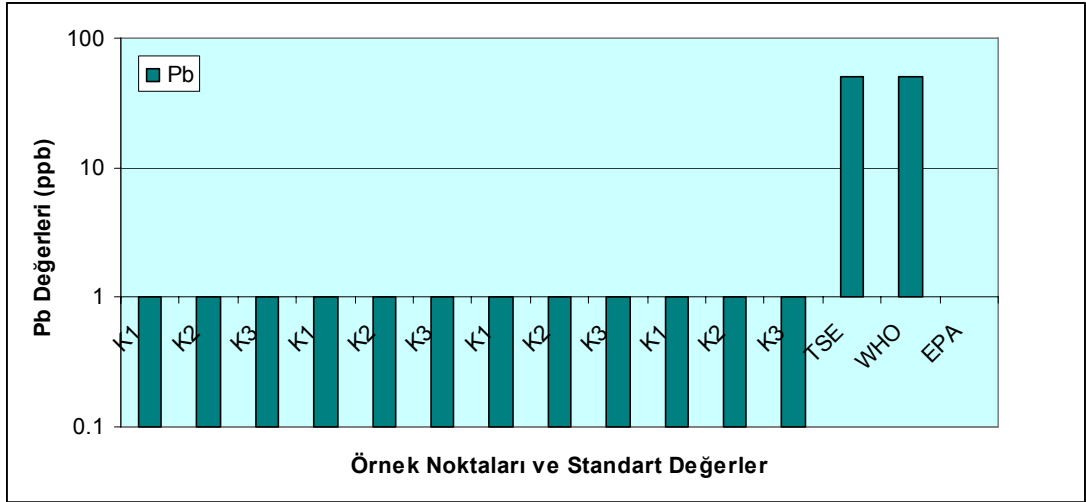
İçme sularındaki nikel miktarı konusunda Dünya Sağlık Örgütü (WHO, 1984a) veya Türk Standartları Enstitüsü (TSE, 1997) herhangi bir sınır değer vermemektedir. Bazı bitkilerde 0,5 mg/l düzeyindeki nikel zehirli etki yapabilir. Bu nedenle birçok toprakta devamlı kullanılacak sulama suları için 0,20 mg/l'lik üst sınır önerilmiştir (McNeely ve diğ., 1979). Çalışma sahasındaki sıcak su kaynaklarının Ni derişimi 0,1–0,4 ppb arasındadır.

4.5.5. Kurşun (Pb)

Birçok kayaç oluşturan mineralin asıl yapısında yer alan kurşun, sularda doğal olarak bulunmakta ve kayaçlardan ve insan faaliyetlerden sağlanmaktadır. Doğal sulardaki kurşunun mobilitesi ve çözünürlüğü düşük olduğu için nadir olarak yüksek değerlere ulaşmaktadır. Derişimi ve görelî zehirliliği; suyun sertlik, pH, alkalinite ve çözünmüş oksijen miktarına bağlıdır (McNeely ve diğ., 1979).

Doğal sulardaki kurşun miktarı nadir olarak yüksek değerlere ulaşır. Çoğu akarsu ve gölde derişim 0,001–0,010 mg/l arasında değişir. Endüstriyel kaynaklı kirlenmeye bağlı olarak daha yüksek değerlerde görülebilir (WHO, 1984a). Sülfürlü maden yataklarının drenaj sularında 0,4-0,8 mg/l arasında kurşun bulunabilir (McNeely ve diğ., 1979).

Çalışma sahasındaki sıcak su kaynaklarından alınan örneklerin Pb değerleri 0,1 ppb'nin altındadır (Şekil 4.16). Pb değerinin limit değerlerinin altında olması su kaynaklarının yakınında endüstriyel ve şehir merkezinin yakınında bulunmamasından da kaynaklanmaktadır.



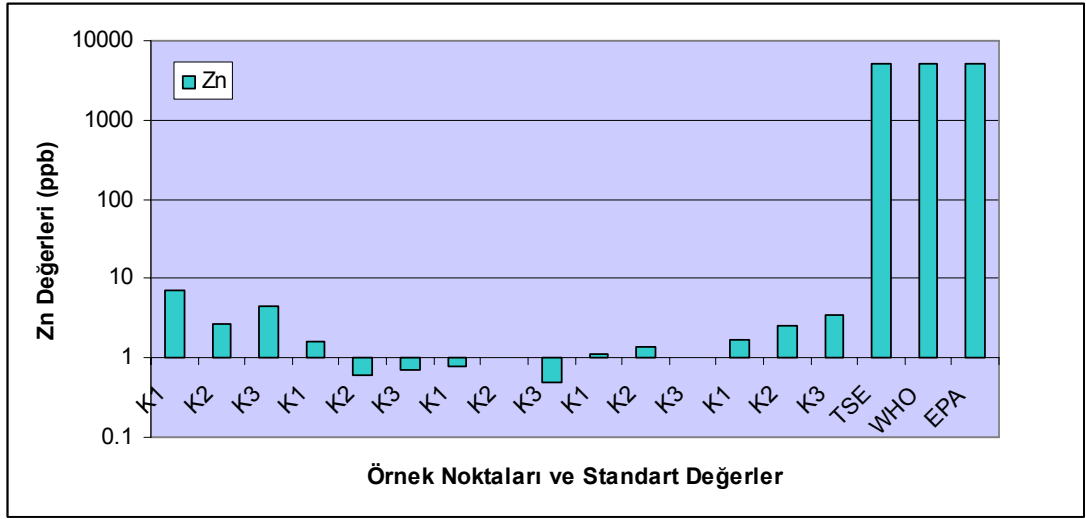
Şekil 4.16. Sıcak sulardaki Pb değerlerinin standart değerlerle karşılaştırılması

4.5.6. Çinko (Zn)

Çinko yer kabuğunda oldukça yaygın bulunan bir elementtir. En yaygın çinko minerali sfalerit (ZnS) tir. Magmatik kayalarındaki piroksen amfibol ve biyotitlerde çinko içerirler. Çinko mineralleri sedimanter kayalarda ve toprakta (özellikle topraktaki humus tabakasında) oldukça yaygındır (Goldschmidt, 1958; Rankama ve Sahama, 1964).

Çinko oksit suda az çözünür, çinko klorür ve sülfatlarının çözünürlüğü ise oldukça yüksektir (McNeely ve diğ., 1979; Hem, 1985). Doğal yüzeysel su ve yeraltısularındaki çinko miktarı, genellikle düşük olup 0,05 mg/l'den azdır. Bununla birlikte asidik suların ve çinko cevherlerinin bulunduğu bölgelerde derişim 50 mg/l'ye kadar yükselebilir (McNeely ve diğ., 1979). Türkiye'deki içme suyu standartlarında önerilen sınır 5 mg/l ve izin verilen maksimum sınır 15 mg/l dir (TSE, 1986). WHO ise içme suları için 5 mg/l sınır değer önerilmiştir (WHO, 1984a).

Doğal sularda bulunan çinko genellikle suyun temasta olduğu kayalardan, topraktan, endüstriyel atıklardan, gübreden ve atmosferden kaynaklanır. Çalışma sahasındaki sıcak suların Zn değerleri düşük olup 1–7 ppb arasında değişmektedir (Şekil 4.17).



Şekil 4.17. Sıcak sulardaki Zn değerlerinin standart değerlerle karşılaştırılması

4.6. Su Kaynaklarının Sınıflandırılması

Suları birbiri ile karşılaştırmak, iyonlar arası etkileşimlerini araştırmak ve diyagramlara işlenmesindeki hesaplamaları kolaylaştırmak için hesaplanan iyonik oranlar, anyonlarla katyonların ayrı ayrı % mek/l ve % mg/l değerleri ile IAH (Uluslararası Hidrojeologlar Birliği) sınıflamasına göre belirlenen hidrokimyasal fasiyes tipi bir hidrojeokimyasal değerlendirme methodudur.

Hidrokimyasal fasiyes kavramı ilk olarak suların üçgen diyagramlardaki izdüşüm yerine göre Back (1966) tarafından geliştirilmiştir. Buna göre suda çözünen başlıca iyonlardan anyonlar ve katyonlar ayrı ayrı olmak üzere mek/l cinsinden % 50 den fazla olan iyonlar hidrokimyasal fasiyes tipini belirtmektedir. Eğer iyonların hiçbirisi miktar olarak % 50' yi geçmiyorsa karışık su tipini belirtmektedir. Uluslararası Hidrojeologlar Birliği sıcak ve mineralli sular komisyonu çalışma raporunda belirtilen sınıflamada ise suda çözünmüş başlıca iyonlar anyon ve katyonlar ayrı ayrı olmak üzere yine mek/l olarak % 20' den fazla çözünmüş bulunan iyonlar (önce katyonlar sonra anyonlar sırasıyla yazılarak) su tipini belirlemektedir (Tarcan, 2002). Ana iyon derişimleri katyonlar olarak Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , anyonlar olarak HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- dur (Deutsch, 1997). Fasiyesi belirlemek için derişim değerlerini grafik olarak gösteren pek çok yöntem vardır (Hem, 1989; Şahinci, 1991). Bunlardan en yaygın kullanılan Piper (Piper, 1944) ve Schoeller (Schoeller, 1955) diyagramlarıdır.

Çalışma sahasındaki sıcak ve mineralli sular ile soğuk sular için yapılan kimyasal analiz sonuçları ile bölgedeki sıcak ve mineralli kaynakların kimyasal özellikleri, litoloji ile olan ilişkileri ve soğuk su kaynakları ile olan etkileşimi incelenmiştir. Bu amaçla yapılan kimyasal analiz sonuçlarından hazırlanan Piper, Schoeller ve Dairesel diyagramlar ile sıcak ve soğuk su kaynaklarının birbirleri ile olan benzerlik ve farklılıkları gibi ilişkiler, ABD Tuzluluk ve Wilcox diyagramları ile suların kullanım özellikleri belirlenmeye çalışılmıştır.

4.6.1. Su kaynaklarının iyon karakteristikleri

Çalışma sahasındaki sıcak ve mineralli su kaynakları ile soğuk suyun iyon içeriklerinin mek/l derişimine göre hakim iyon sıralaması Tablo 4.7’de sunulmuştur. Suların kimyasal yapısı beslenme havzasındaki kayaçların kimyasal bileşimi, akış yolunun hidrojeolojik özellikleri ve etkileşim zamanı ile yakından ilişkilidir.

Tablo 4.7. Çalışma sahasındaki sıcak-soğuk su kaynaklarının iyon sıralaması

Kaynak	Tarih	Katyon Sıralaması	Anyon Sıralaması	Su Tipi
K1	15.10.2005	Na > Ca > K > Mg	SO ₄ > HCO ₃ > Cl	Na-SO ₄
	19.01.2006	Na > Ca > K > Mg	HCO ₃ > SO ₄ > Cl	
	01.08.2006	Na > Ca > K > Mg	SO ₄ > HCO ₃ > Cl	
	27.03.2007	Na > Ca > K > Mg	SO ₄ > HCO ₃ > Cl	
	14.08.2007	Na > Ca > K > Mg	SO ₄ > HCO ₃ > Cl	
K2	15.10.2005	Na > Ca > K > Mg	SO ₄ > HCO ₃ > Cl	Na-SO ₄
	19.01.2006	Na > Ca > K > Mg	SO ₄ > HCO ₃ > Cl	
	01.08.2006	Na > Ca > K > Mg	SO ₄ > HCO ₃ > Cl	
	27.03.2007	Na > Ca > K > Mg	SO ₄ > HCO ₃ > Cl	
	14.08.2007	Na > Ca > K > Mg	SO ₄ > HCO ₃ > Cl	
K3	15.10.2005	Na > Ca > K > Mg	SO ₄ > HCO ₃ > Cl	Na-SO ₄
	19.01.2006	Na > Ca > K > Mg	SO ₄ > HCO ₃ > Cl	
	01.08.2006	Na > Ca > K > Mg	SO ₄ > HCO ₃ > Cl	
	27.03.2007	Na > Ca > K > Mg	SO ₄ > HCO ₃ > Cl	
	14.08.2007	Na > Ca > K > Mg	SO ₄ > HCO ₃ > Cl	
K4	15.10.2005	Ca > Mg > Na > K	HCO ₃ > SO ₄ > Cl	Ca-HCO ₃
	19.01.2006	Ca > Mg > Na > K	HCO ₃ > SO ₄ > Cl	
	01.08.2006	Ca > Mg > Na > K	HCO ₃ > SO ₄ > Cl	
	27.03.2007	Ca > Mg > Na > K	HCO ₃ > SO ₄ > Cl	

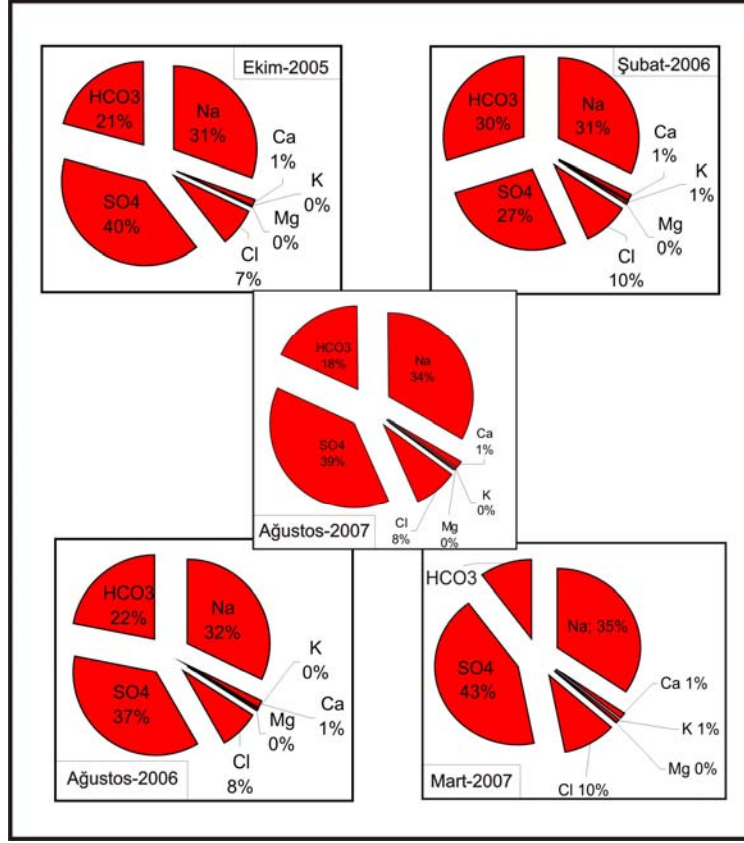
Çalışma sahasında sıcak sular da görülen başlıca katyon Sodyum (Na) dur. Bunu sırasıyla genelde Kalsiyum (Ca) ve Magnezyum (Mg) takip eder. Anyonlardan ise genel olarak Sülfat (SO_4) en yüksek gözlenen anyon olup bunu Bikarbonat (HCO_3) ve Klor (Cl) izler. K1, K2, K3 kaynakları anyon-katyon içeriklerine göre benzer değerler sunmaktadır. Soğuk suyun ise egemen katyonu Ca olup, egemen anyonu HCO_3 'tür.

Ca-Mg- HCO_3 tipi soğuk yeraltıları jeotermal sistemlerde rezervuar kayaların çözünmesi ve iyon değişimi reaksiyonları ile Na, HCO_3 ve SO_4 tipinde sıcak sulara dönüşmektedir (Mahon ve diğ., 1980). Derin dolaşimli jeotermal sıvılar genellikle yüksek Na içeriğine sahiptir (Davraz ve Şener, 2006).

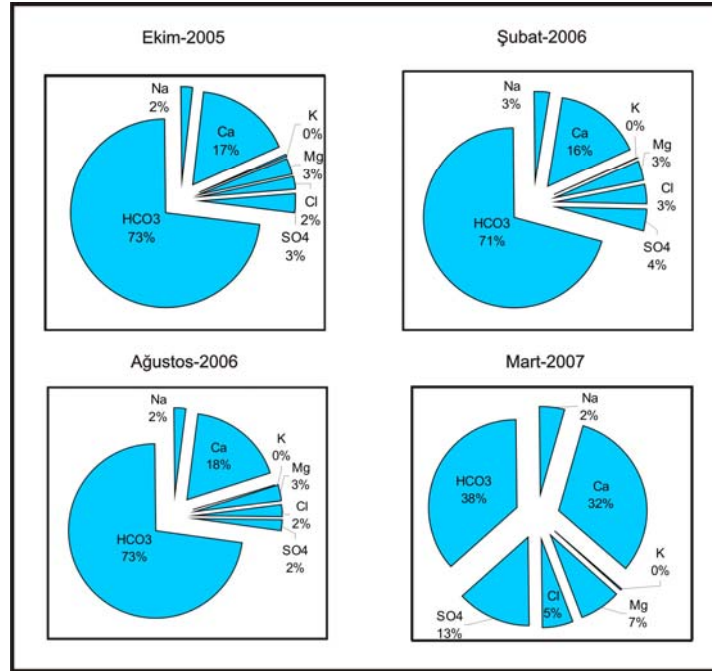
4.6.2. Dairesel diyagramlar ile değerlendirme

Dairesel diyagramlar jeolojik formasyonlar ile yeraltıları arasındaki ilişkilerin görsel olarak sunulmasında kullanılan grafiksel bir yaklaşımdır. Sıcak su kaynakları için hazırlanan dairese diyagramlar, Şekil 4.18'de verilmiş olup, kaynakların Na- SO_4 - HCO_3 iyonlarınca zengin olduğu görülmektedir. Bu değerlendirme, havza genelinde gözlenen farklı litolojilere sahip akiferlerin bulunduğu veya yeraltılarının farklı hidrojeokimyasal çevrim süreçlerine (sülfat indirgenmesi, seyrelme vb.) uğramış olduklarına işaret etmektedir. Akiferde dolaşan yeraltısuyunu yüksek hidrolik basınç altında kalarak karbonat miktarında artış olabilir.

Şekil 4.19'da görüldüğü üzere soğuk su kaynağı ise Ca- HCO_3 'ca zengin olup, havza genelinde yüzeyleyen litolojiden olan bol kırık ve çatlaklı Permiyen yaşlı kireçtaşları ile etkileşim içerisinde.



Şekil 4.18. Çalışma sahasındaki sıcak su kaynaklarının (K1, K2, K3) beş farklı döneme ait dairesel (Pie) diyagramları

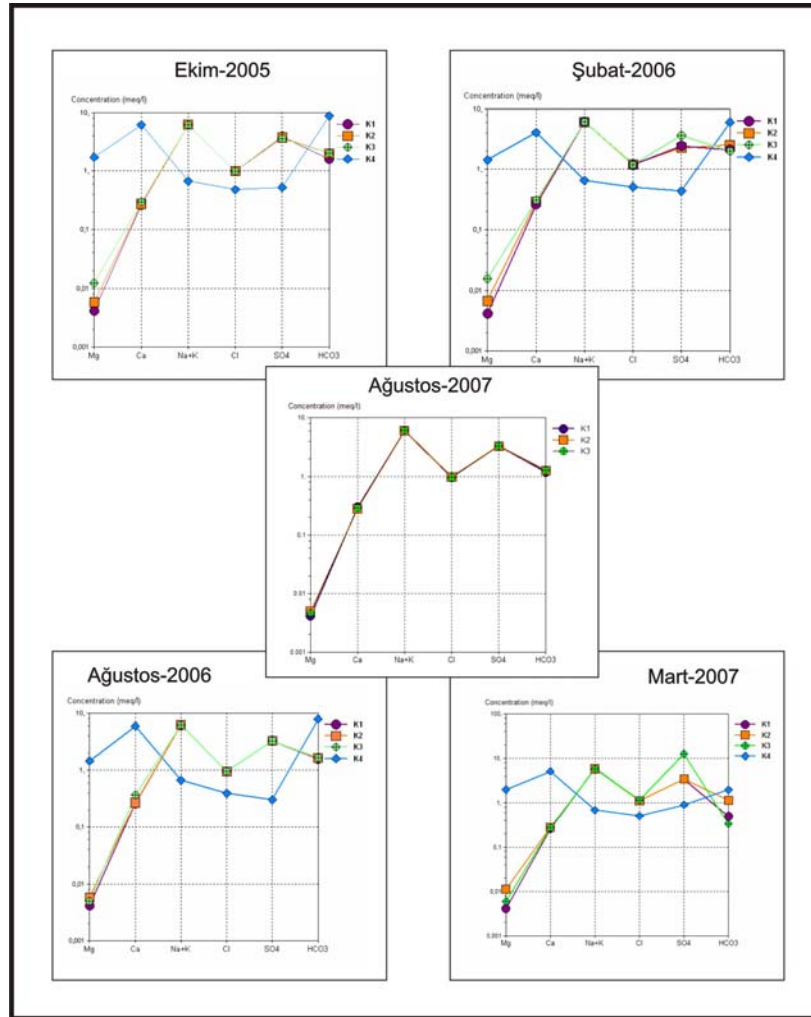


Şekil 4.19. Çalışma sahasındaki soğuk su kaynağının (K4) dört farklı döneme ait dairesel (Pie) diyagramları

4.6.3. Schoeller Yarı Logaritmik Diyagramı

Bu yöntemde logaritmik ordinat eksenine $\%$ mek/l değerleri, apsis eksenine üzerinde eşit aralıklarla soldan sağa doğru ve iyonların sırası değiştirilmeden işaretlenir. Aynı ve farklı gruptaki sular grafik üzerinde karşılaştırılmış olur. Schoeller yarı logaritmik diyagramında benzer kökenli, aynı hazneye ve beslenme alanına sahip sular benzer pikler verir.

Kaplıca kaynaklarının kendi aralarında gösterdikleri paralellikten dolayı bu üç ayrı sıcak su kaynağı için benzer kökenli, aynı hazneye ve beslenme alanına ait sular olduğu yorumu yapılabilir. Genel olarak çalışma sahasındaki sıcak su kaynakları Na-SO_4 , soğuk su kaynağı Ca-HCO_3 'ca zengindir (Şekil 4.20).

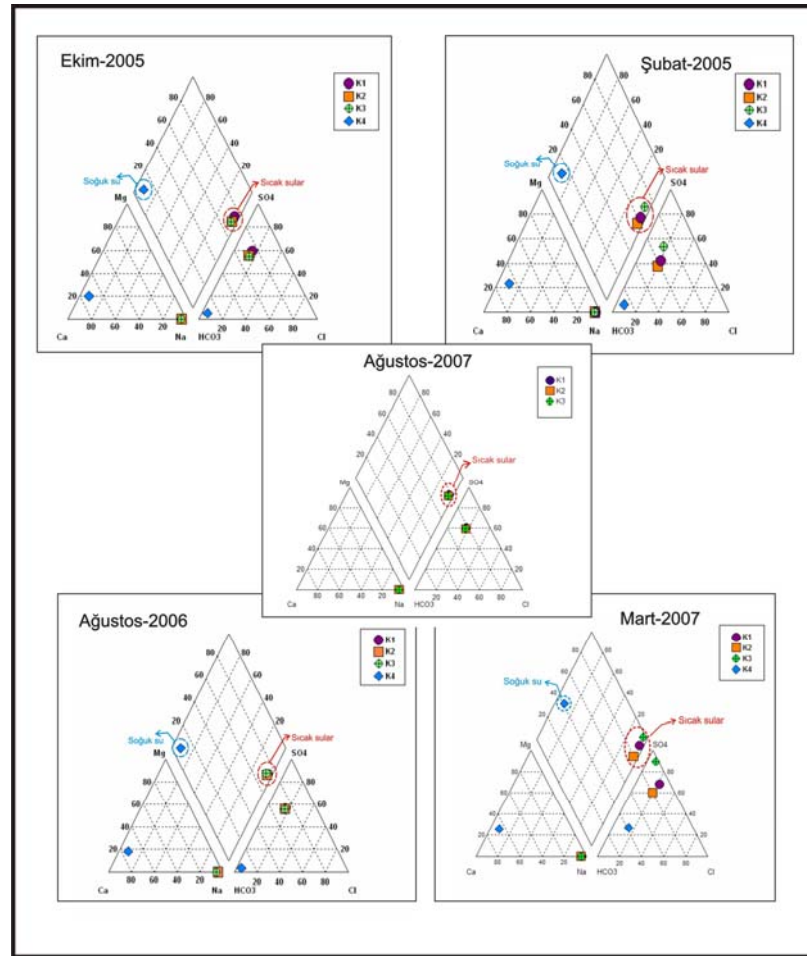


Şekil 4.20. Çalışma sahasındaki su kaynaklarında farklı dönemlerde elde edilen analiz sonuçlarının Schoeller diyagramında gösterilimi

4.6.4. Piper (Üçgen) Diyagramı İle Suların Sınıflandırılması

İyonların topluca tek bir diyagramda görüntüleme kolaylığı açısından hidrojeolojide oldukça sık kullanılan diyagramlardan biri Piper (Üçgen) diyagramıdır. Bu sınıflamaya göre eşkenar üçgenlerden meydana gelen katyon ve anyon üçgenine iyonların % mek değerleri işaretlenerek bulunan noktalar iki üçgenin üzerine çizilen bir eşkenar dörtgene taşınarak kesiştiği nokta ile suyun sınıfı belirlenir (Piper, 1944). Üçgen diyagramlar suların fasiyes tiplerinin görülmesinde, dörtgen ise suların sınıflamasında ve karşılaştırılmasında kolaylık sağlamaktadır.

Çalışma sahasında elde edilen analiz sonuçlarına göre hazırlanan Piper diyagramında (Şekil 4.21) görüldüğü üzere, çalışma sahasındaki sıcak sular Na-SO₄'lü su tipini yansıtmaktadır.



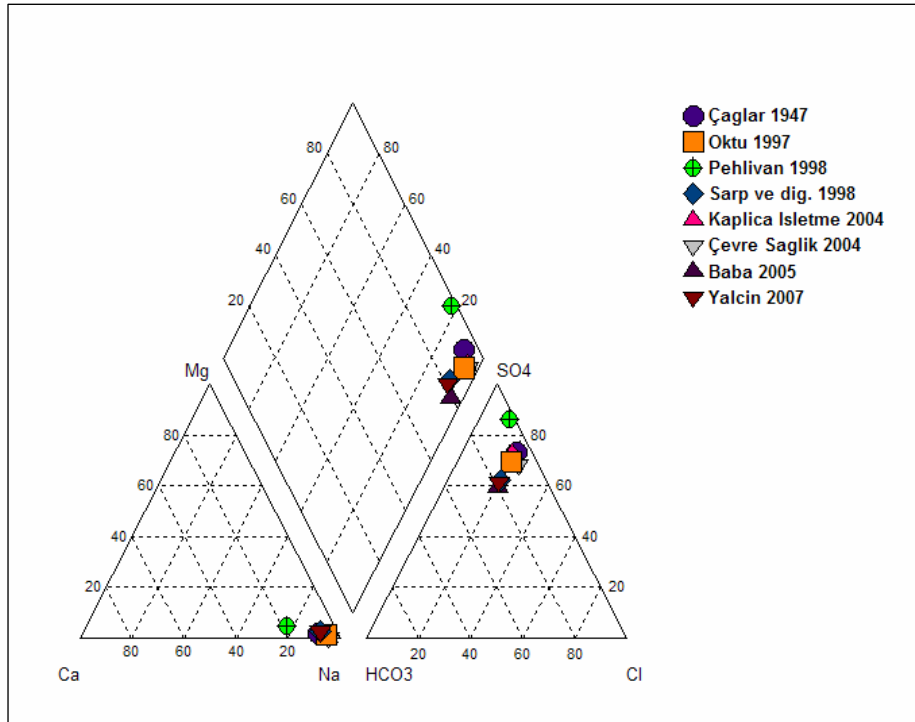
Şekil 4.21. Çalışma sahasındaki su kaynaklarının farklı dönemlere ait analiz sonuçlarının Piper diyagramında gösterilimi

4.6.5. Önceki Çalışmaların Verilerinin Değerlendirilmesi

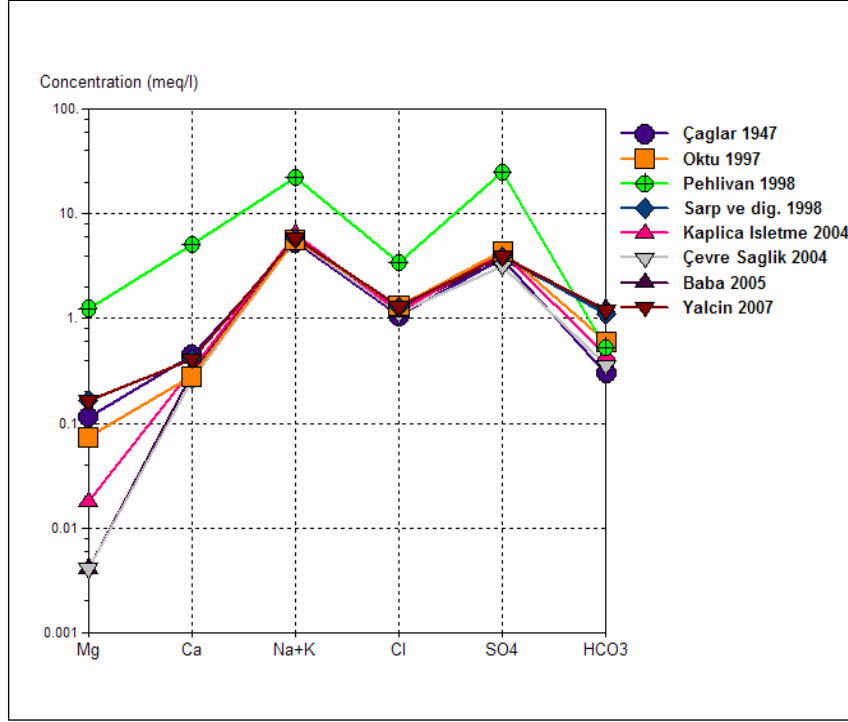
Çalışma sahasında yer alan Kırkgeçit sıcak suyu için farklı araştırmacıların elde ettiği analiz sonuçları Tablo 4.8’de sunulmuştur. Analiz sonuçları grafikler çizilerek değerlendirilmiş (Şekil 4.22, 4.23 ve 4.24) ve yorumlanmıştır.

Tablo 4.8. Kırkgeçit sıcak su kaynağı için farklı araştırmacıların, farklı yıllarda elde ettiği majör anyon-kasyon analiz sonuçları (mg/l)

Kaynak Adı	Kırkgeçit Kaplıcası							
	Çağlar, 1947	Öktü, 1997	Pehlivan, 1998	Sarp ve diğ., 1998	Kaplıca İşletmesi, 2004	İzmir, Çevre Sağlığı Bölümü, 2004	Baba, 2005	Yalçın, 2007
Na	122,4	130	494	134	146,7	129,9	134	134
K	0,7	2	30,2	1,8	2,347	2	2,2	1,8
Ca	9	5,6	102	8,2	6,446	5,21	6	8,2
Mg	1,4	0,9	15,2	2	0,216	0,05	0,05	2
Cl	38	47	121,7	46	41	39,96	45	46
SO ₄	177	211	1200	189	205	152,96	175	189
HCO ₃	18,3	36,6	32,5	67	27	21,96	75,6	73,2

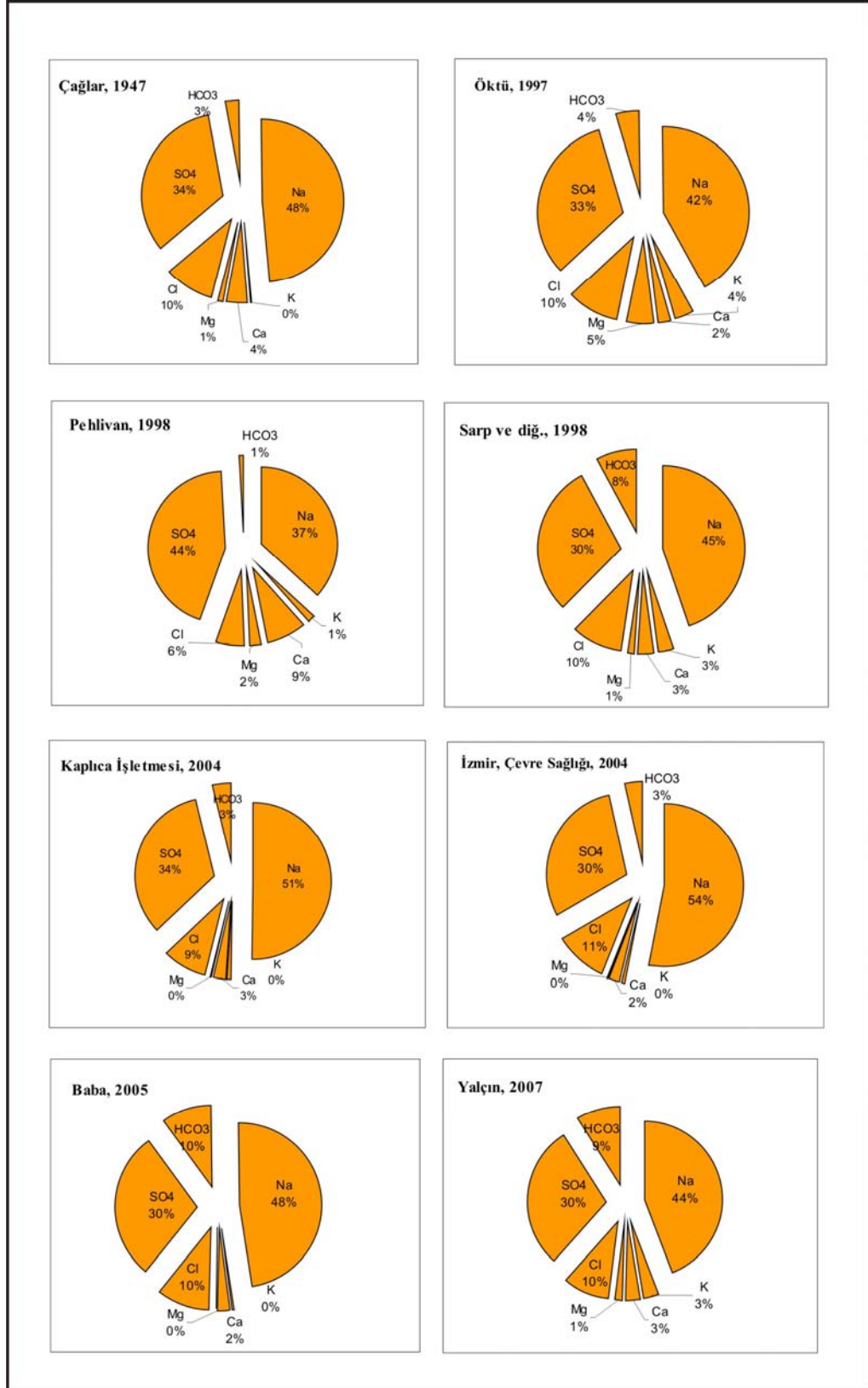


Şekil 4.22. Kırkgeçit sıcak suyunun farklı yıllara ait analiz sonuçlarının Piper diyagramlarında gösterilmesi



Şekil 4.23. Kırkgeçit sıcak suyunun farklı yıllara ait analiz sonuçlarının Schoeller diyagramlarında gösterilmesi

Kırkgeçit sıcak suyunda; Çağlar–1947, Öktü–1997, Pehlivan–1998, Sarp ve diğ.–1998, Kaplıca işletmecisi–2004, İzmir Çevre Sağlık Müdürlüğü–2004, Baba–2005 ve Yalçın–2007 yıllarında ölçümler yapmıştır. Pehlivan–1998 dışında diğer araştırmacıların analiz sonuçları birbirini ve bu çalışmada için yapılan beş farklı dönem analiz sonuçlarını doğrulamaktadır. Kırkgeçit sıcak suları Na-SO₄ tipinde olup, katyon sıralaması Na>Ca>K>Mg, anyon sıralaması SO₄>HCO₃>Cl'dur.



Şekil 4.24. Kırkgeçit sıcak suyunun farklı araştırmacılara ait analiz sonuçlarının Pie diyagramında gösterilmesi

4.6.6. ABD tuzluluk laboratuvarı diyagramı

Sulama suları sınıflamasında en yaygın olarak ABD tuzluluk diyagramı ve buna bağlı sınıflama sistemi kullanılmaktadır. ABD tuzluluk laboratuvarı diyagram üzerinde, sodyum (alkali) tehlikesi ve tuzluluk tehlikesinin belirlenmesi amacıyla Sodyum Adsorpsiyon Oranı (SAR) ve EC değerleri işaretlenmiştir.

SAR; Sodyum iyonunun iyon tabakası (ion exchange) reaksiyonlarındaki aktifliğinin ifadesi olup, sodiklik tehlikesi yönünden suların sınıflamasında kullanılan genel bir ölçüdür. Bikarbonat ve karbonat değerleri nispeten düşük olan suların değerlendirilmesi için SAR kullanılan bir kriterdir. İyon derişimleri meq/l olmak üzere;

$$SAR = \frac{Na}{\sqrt{\frac{(Ca + Mg)}{2}}} \text{ eşitliğiyle hesaplanabilir.}$$

SAR kavramı sodyumu tek başına değil, Ca ve Mg ile karşılıklı etkileşimi ve kation takas reaksiyonlarındaki aktifliğini dikkate aldığı için %Na'a göre daha hassastır. Ca ve Mg suda sodyum tehlikesini azaltıcı etki gösterir.

ABD tuzluluk laboratuvarı diyagramında geçen tuzluluk ve sodyum sınıflarının anlamları şu şekildedir;

C1: Az tuzlu suları göstermektedir. EC değeri 0–250 $\mu\text{S/cm}$ arasındadır. Çoğu toprakta her türlü bitkinin sulanmasında kullanılabilir.

C2: Orta derecede tuzlu suları göstermektedir. EC değeri 250–750 $\mu\text{S/cm}$ arasındadır. Orta derecede bir yıkama varsa, tuzluluk kontrolüne gerek kalkmaksızın, tuza orta derecede dayanıklı bütün bitkilerin sulanmasında kullanılabilir.

C3: Yüksek tuzlu, EC değeri 750- 2250 $\mu\text{S/cm}$ arasında olan suları göstermektedir. Drenaj durumu iyi olmayan topraklarda ve tuza hassas bitkiler için kullanılmamalıdır. Tuza dayanıklı bitkiler seğilerek ve tuz kontrolü yapılarak kullanılabilir.

C4: Çok yüksek tuzlu, EC değeri 2250- 5000 $\mu\text{S/cm}$ arasında olan suları ifade etmektedir. Normal şartlarda sulamaya uygun değildir. Yüksek permeabilite, çok iyi drenaj, tam yıkamayı sağlayacak kadar bol sulama ve tuzluluğa çok dayanıklı bitki seçimi gibi özel hallerde kullanılabilir.

S1: Az sodyumlu suyu göstermektedir. Bu sınıftaki bir su, sodyum tehlikesi yaratmaksızın kullanılabilir.

S2: Orta sodyumlu suyu temsil eder. Fazlaca değişebilir sodyum var demektir. İnce yapılı topraklarda özellikle jips yönünden fakir topraklarda önemli bir sodyum tehlikesi gösterebilir.

S3: Yüksek sodyumlu suları gösterir. Birçok toprakta sodyum tehlikesi yaratır. Bol jipsli topraklarda, çok iyi yıkama ve suya organik maddeler katmak üzere kullanılırsa sodyum tehlikesi önlenir.

S4: Çok yüksek sodyumlu suları ifade eder. Sulama amaçlarına uygun değildir. Ancak tuzluluğun orta ve düşük olması, jipsle birlikte kullanılarak suda kimyasal değişiklikler yapılması gibi çok özel bazı hallerde kullanılabilir.

Tablo 4.9. Beş farklı örnekleme dönemlerine ait SAR ve % Na değerlerinin hesaplanması

İyonlar (Ekim-2005)	Atom Ağırlığı	Valans	Ekivelan	K1	K1	K2	K2	K3	K3	K4	K4
			(mek)	(mg/l)	(mek/l)	(mg/l)	(mek/l)	(mg/l)	(mek/l)	(mg/l)	(mek/l)
Na ⁺	23	1	23	142.6	6.20	141.6	6.16	140.56	6.11	14.88	0.65
K ⁺	39.1	1	39.1	1.7	0.04	1.79	0.05	1.74	0.04	0.91	0.02
Ca ⁺⁺	40.08	2	20.04	5.29	0.26	5.45	0.27	5.88	0.29	122.71	6.12
Mg ⁺⁺	24.32	2	12.16	0.05	0.00	0.07	0.01	0.15	0.01	20.89	1.72
Cl ⁻	35.46	1	35.46	35	0.99	35	0.99	35	0.99	17	0.48
SO ₄ ⁻	96.07	2	48.03	185	1.60	180	2.00	173	2.00	25	0.52
HCO ₃ ⁻	61.02	1	61.02	97.6	3.85	122	3.75	122	3.60	537	8.80
EC(μS/cm)				620		670		669		672	
SAR				16.94		16.53		15.637		0.327	
% Na				95.21		95.01		94.58		7.6041	

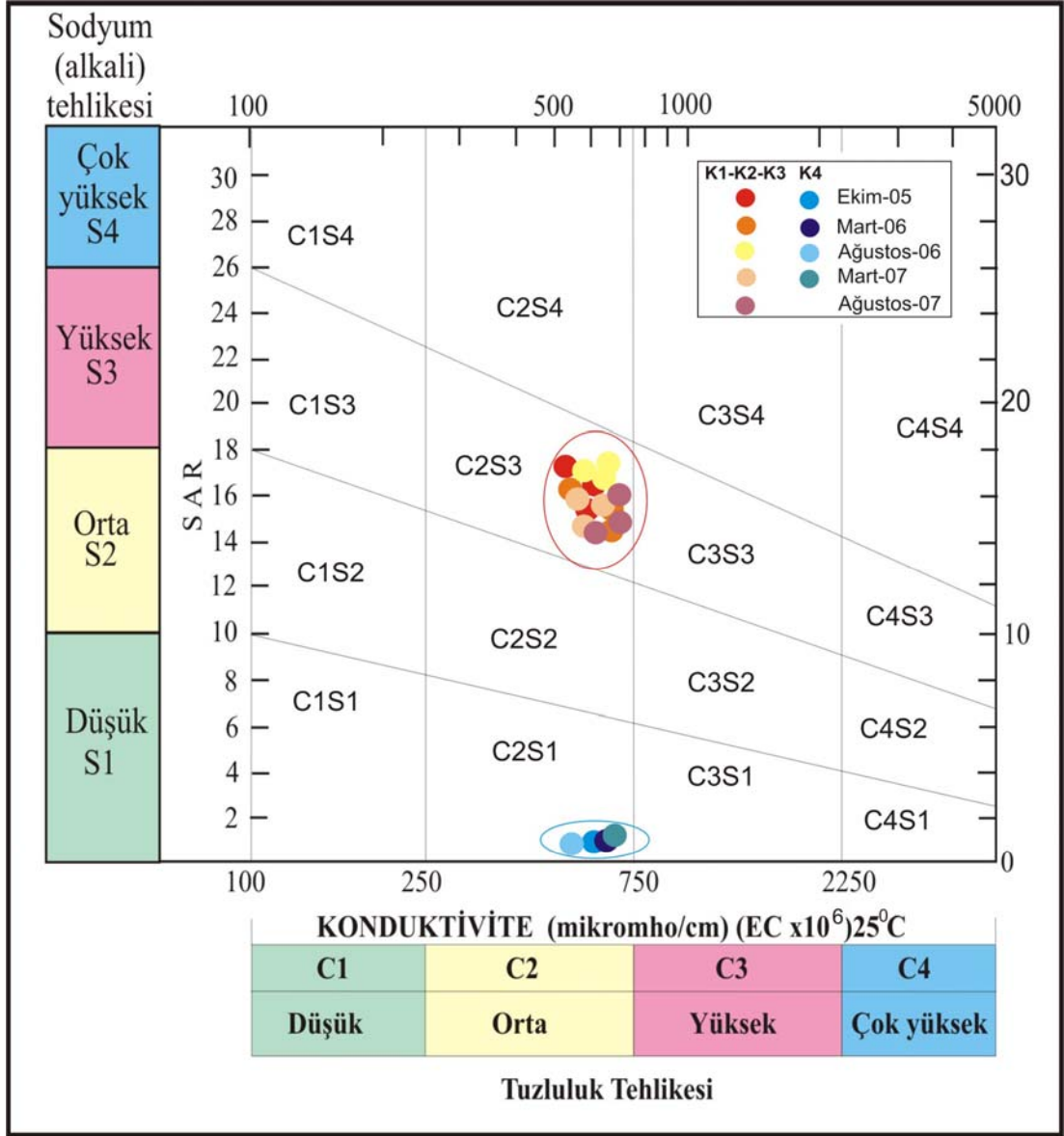
İyonlar (Şubat-2006)	Atom Ağırlığı	Valans	Ekivelan	K1	K1	K2	K2	K3	K3	K4	K4
			(mek)	(mg/l)	(mek/l)	(mg/l)	(mek/l)	(mg/l)	(mek/l)	(mg/l)	(mek/l)
Na ⁺	23	1	23	140.6	6.12	140.7	6.12	139.81	6.08	14.11	0.61
K ⁺	39.1	1	39.1	2.29	0.06	0.25	0.01	2.46	0.06	1.51	0.04
Ca ⁺⁺	40.08	2	20.04	5.26	0.26	5.84	0.29	6.11	0.30	82.22	4.10
Mg ⁺⁺	24.32	2	12.16	0.05	0.00	0.082	0.01	0.19	0.02	17.42	1.43
Cl ⁻	35.46	1	35.46	42	1.18	43	1.21	42	1.18	18	0.51
SO ₄ ⁻	96.07	2	48.03	117.8	2.13	155.7	1.80	177.3	2.00	21	0.44
HCO ₃ ⁻	61.02	1	61.02	130	2.45	110	3.24	122	3.69	370	6.07
EC(μS/cm)				630		695		698		675	
SAR				16.75		15.85		15.191		0.369	
%Na				94.95		95.26		94.06		9.91	

İyonlar (Ağustos- 2006)	Atom Ağırlığı	Valans	Ekivelan	K1	K1	K2	K2	K3	K3	K4	K4
			(mek)	(mg/l)	(mek/l)	(mg/l)	(mek/l)	(mg/l)	(mek/l)	(mg/l)	(mek/l)
Na ⁺	23	1	23	140.56	6.11	141.94	6.17	142.17	6.18	14.94	0.65
K ⁺	39.1	1	39.1	1.75	0.04	1.8	0.05	1.71	0.04	0.66	0.02
Ca ⁺⁺	40.08	2	20.04	5.32	0.27	5.46	0.27	5.4	0.27	119.25	5.95
Mg ⁺⁺	24.32	2	12.16	0.05	0.00	0.07	0.01	0.06	0.00	17.67	1.45
Cl ⁻	35.46	1	35.46	34	0.96	34	0.96	34	0.96	14	0.39
SO ₄ ⁻	96.07	2	48.03	96	1.57	100	1.64	101	1.66	14.56	0.30
HCO ₃ ⁻	61.02	1	61.02	157.67	3.28	157.31	3.28	157.64	3.28	480	7.87
EC(μS/cm)				640		664		681		653	
SAR				16.653		16.554		16.695		0.338	
%Na				95.1		95		95.10		8.05	

İyonlar (Mart- 2007)	Atom Ağırlığı	Valans	Ekivelan	K1	K1	K2	K2	K3	K3	K4	K4
			(mek)	(mg/l)	(mek/l)	(mg/l)	(mek/l)	(mg/l)	(mek/l)	(mg/l)	(mek/l)
Na ⁺	23	1	23	137	5.95	134	5.82	135	5.89	15.157	0.66
K ⁺	39.1	1	39.1	2	0.06	2	0.05	2	0.06	1.471	0.04
Ca ⁺⁺	40.08	2	20.04	5.25	0.26	6	0.28	6	0.28	103.76	5.18
Mg ⁺⁺	24.32	2	12.16	0.05	0.00	0.136	0.01	0.072	0.01	24.33	2.00
Cl ⁻	35.46	1	35.46	40	1.13	40	1.13	41	1.16	18	0.51
SO ₄ ⁻	96.07	2	48.03	166.45	0.50	166.81	1.16	169.4	0.33	43.51	0.91
HCO ₃ ⁻	61.02	1	61.02	30	3.47	71	3.48	20	3.53	121.51	1.99
EC(μS/cm)				663		655		653		686	
SAR				16.303		15.292		15.7		0.348	
%Na				94.86		94.44		94.53		8.37	

İyonlar (Ağustos- 2007)	Atom Ağırlığı	Valans	Ekivelan	K1	K1	K2	K2	K3	K3
			(mek)	(mg/l)	(mek/l)	(mg/l)	(mek/l)	(mg/l)	(mek/l)
Na ⁺	23	1	23	136	5.93	137	5.95	139,146	6.05
K ⁺	39.1	1	39.1	2	0.05	2	0.05	1,867	0.05
Ca ⁺⁺	40.08	2	20.04	6	0.30	6	0.28	5,852	0.29
Mg ⁺⁺	24.32	2	12.16	0.05	0.00	0.061	0.01	0,057	0.00
Cl ⁻	35.46	1	35.46	34	0.96	35	0.99	34	0.96
SO ₄ ⁻	96.07	2	48.03	157.67	1.19	157.31	1.27	157,64	1.27
HCO ₃ ⁻	61.02	1	61.02	72.5	3.28	77.5	3.28	77,5	3.28
EC(μS/cm)				663		662		660	
SAR				15.276		15.683		15.714	
%Na				94.46		94.62		94.61	

C1S1, C2S2, C3S1 her türlü sulamada, C4S1, C3S2 bazı özel koşullarda kullanılabilir. C2S4 ve C4S3 sulamada kullanılmaz. ABD Tuzluluk diyagramına göre sıcak sular C2S3, soğuk su örneği ise C2S1 sınıfında yer almaktadır (Tablo 4.9; Şekil 4.25).

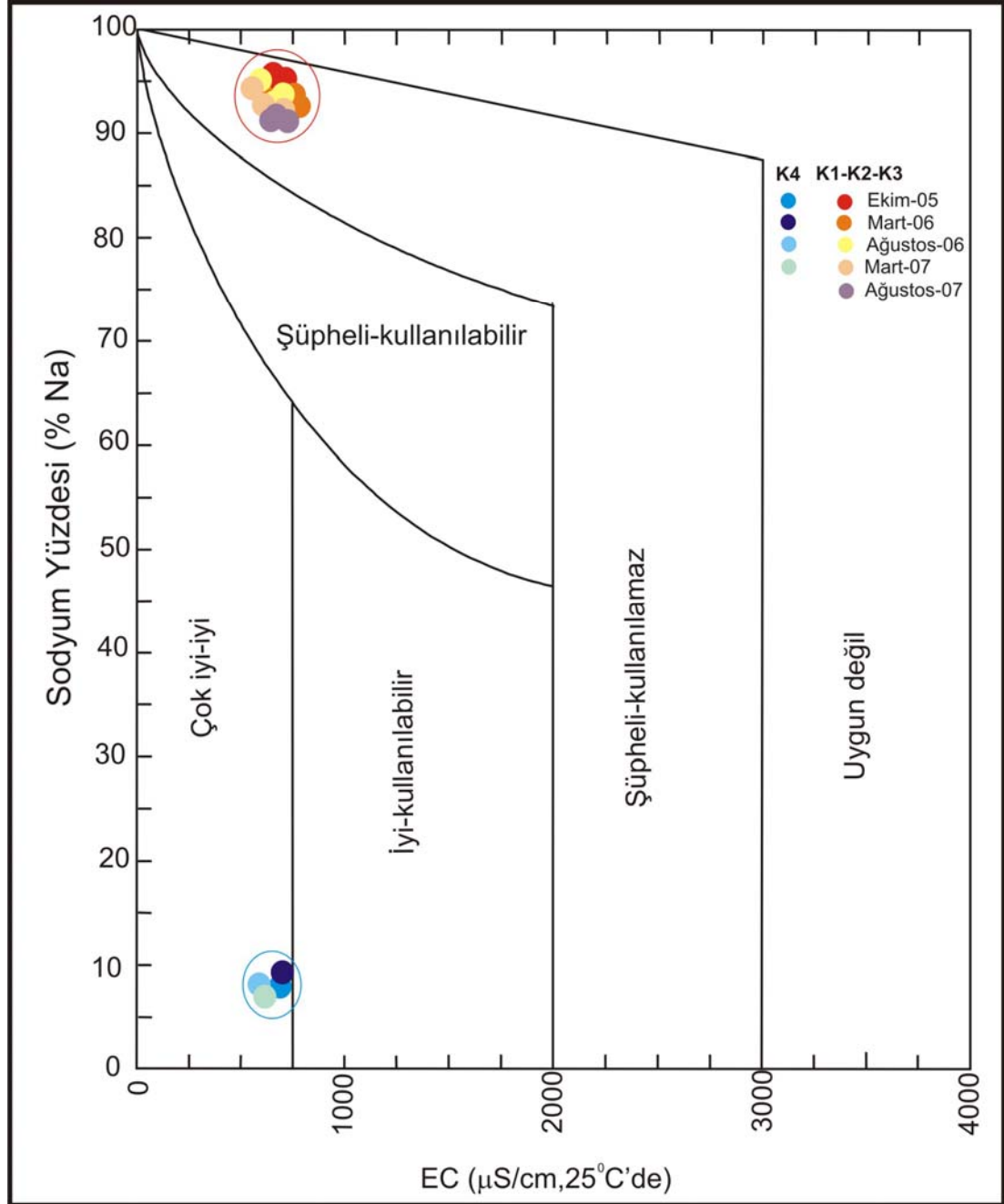


Şekil 4.25. Çalışma sahasındaki sıcak ve soğuk suların ABD tuzluluk laboratuvarı diyagramında gösterimi (Richards, 1954'den)

4.6.7. Wilcox diyagramı

Çalışma sahasında yer alan kuyu sularının sulama suyu amaçlı kullanımının uygun olup olmadığını belirlemek için bu suların Wilcox diyagramında; Sodyum yüzdesi (% Na) ve EC ($\mu\text{S}/\text{cm}$) değerleri suların sulama suyu olarak kullanımı için “çok iyi-iyi”, “iyi kullanılabilir”, “şüpheli kullanılabilir”, “şüpheli-kullanılmaz” ve “uygun değil” bölümlerini kapsamaktadır. Sodyum yüzdesi; suyun toplam major katyonları içinde % Na değerini ifade eder. İyon derişimleri meq/l olmak üzere;

$\%Na = 100 \times \frac{Na}{(Na + K + Ca + Mg)}$ eşitliğiyle hesaplanabilir. Sıcak sular "şüpheli-kullanılmaz", soğuk su ise "çok iyi-iyi" kısmında gözlenmiştir (Şekil 4.26).



Şekil 4.26. Çalışma sahasındaki suların Wilcox diyagramında gösterilmesi



Şekil 4.27. Kırkgeçit deresine boşalan K3 kaynağı

Çalışma sahasında yer alan K3 kaynağı Kırkgeçit deresine boşalmaktadır (Şekil 4.27). Sulama suları sınıflamasında en yaygın olarak kullanılan ABD tuzluluk diyagramında K3 kaynağı için 'C2S3' ve Wilcox diyagramında 'Şüpheli-kullanılamaz' sonucu elde edilmiştir. Jeotermal su, dere suyu ile karışarak yakın civarda yer alan tarım arazilerine kadar ulaşmaktadır. Sıcak suyun dereye akması önlenmelidir.

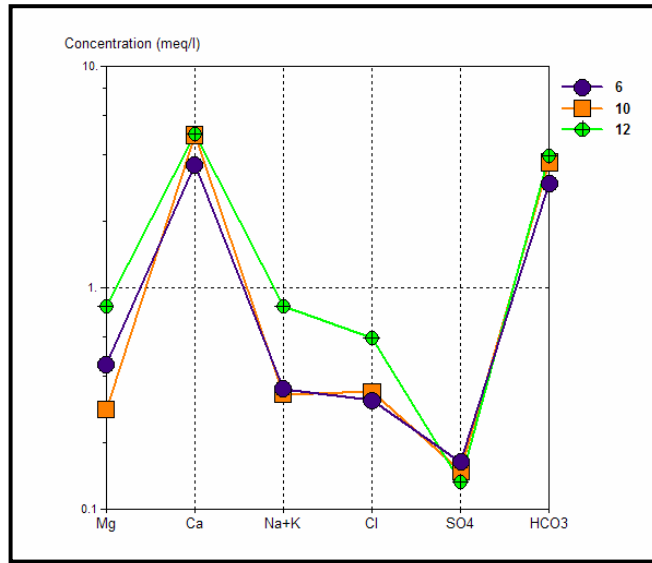
4.6.8. Soğuk Su kaynaklarının Değerlendirilmesi

Çalışma sahasında yer alan Ilıcabaşı (6 No'lu), Yukarınova (10 No'lu), Aşağınova (12 No'lu) Köylerindeki 3 farklı soğuk su kaynağından Ağustos–2007 tarihinde yapılan örneklemeler sonucunda elde edilen kimyasal analiz sonuçları Tablo 4.10'da verilmiştir. Elde edilen sonuçlar Piper, Schoeller ve Pie diyagramlarında değerlendirilmiştir.

Tablo 4.10. Soğuk sulara ait majör anyon-katyon değerleri

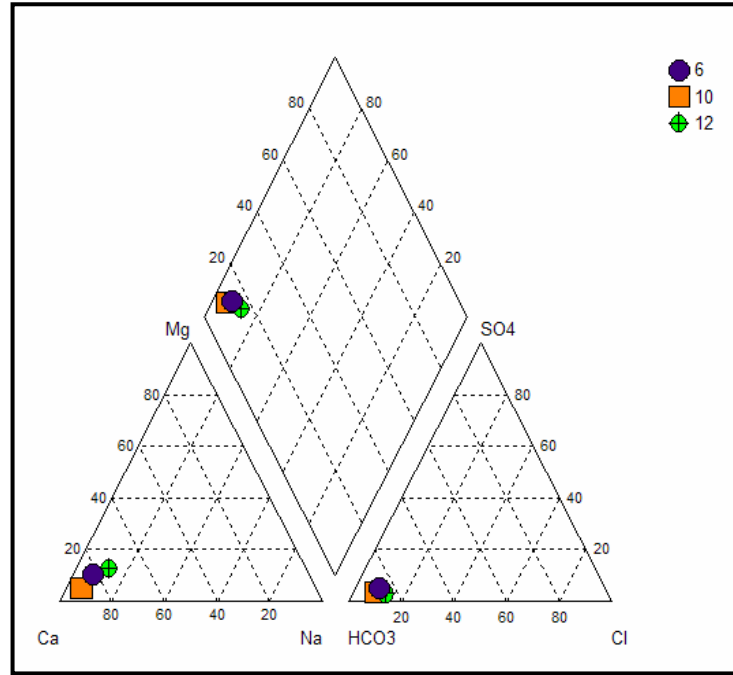
Örnek No	Tarih	Major Anyon-Katyon (mg/l)						
		Cl	Ca	K	Na	Mg	HCO ₃	SO ₄
6	14.08.2007	11.00	71.91	0.54	7.70	5.48	180.00	7.82
10	14.08.2007	12.00	98.18	0.17	7.49	3.41	225.00	7.12
12	14.08.2007	21.00	99.01	0.63	18.65	9.99	240.00	6.36

Majör anyon ve katyon değerleri Schoeller diyagramında paralellik sunmaktadır (Şekil 4.28). Soğuk sular Ca-HCO₃'ca zengin olup, katyon dizilimi Ca> Na> Mg> K, anyon dizilimi ise HCO₃> Cl> SO₄'tır.



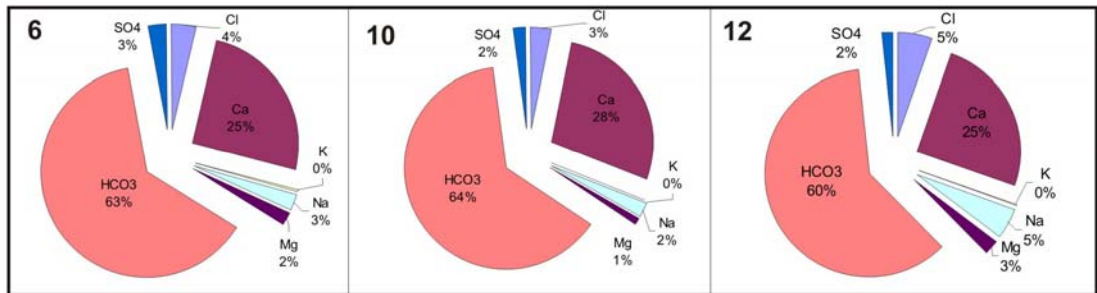
Şekil 4.28. 6–10–12 No'lu soğuk su kaynaklarının yarı logaritmik Schoeller diyagramında gösterilmesi

Soğuk sular Piper diyagramında Ca-HCO₃ fasiyesinde yer almaktadır (Şekil 4.29). Akiferde bulunan su litolojik yapıyla etkileşime uygun karakteristik bir kimyasal bileşim sunduğuna göre soğuk suların kireçtaşlarıyla temas ettiğini belirtebiliriz.



Şekil 4.29. 6–10–12 No’lu soğuk su kaynaklarının Piper diyagramında gösterilmesi

Çalışma sahasındaki 3 ayrı köyde yer alan soğuk su kaynaklarının kimyasal analiz sonuçları Pie diyagramına yerleştirildiğinde kaynakların Piper ve Schoeller diyagramında olduğu gibi Ca-HCO₃’ca zengin olduğu görülmektedir (Şekil 4.30).



Şekil 4.30. 6–10–12 No’lu soğuk su kaynaklarının Pie diyagramında gösterilmesi

4.7. Jeotermometre Uygulamaları

Jeotermometrelerin amacı yeraltındaki akışkan sıcaklığının (suların akifer sıcaklığının yada hazne sıcaklığının) tahmin edilmesidir. Hazne kayada bulunan jeotermal sular yüzeye ulaşana kadar akifer içindeki sıcaklıklarını kaybederler. Sıcak suların yüzeye erişirken soğuk yeraltısuları ile karışmaları, örtü kayanın ince ya da

kalın oluşu, dokanakta buldukları kayaçlarla ısı alışverişi gibi etkenler suların sıcaklıklarının azalmasında başlıca etkenlerdir (Baba ve diğ., 2007).

Suların yeraltında kat ettikleri yol, ne denli kısa ve debisi yüksekse sıcaklıkları o oranda hazne kaya sıcaklığına yakındır. Suların yeraltında aldığı yolun kısa olmadığı ve ağır bir hidrolojik çevrimde olduğu izotopik incelemelerle anlaşılabilir. Sıcak suların akifer sıcaklıkları, verimleri ve kimyasal özellikleri ekonomik yönden çok önem taşır. Derinlere yapılacak olan sondajlar da oldukça yüksek maliyete ve zamana gereksinim göstermektedir. Bu nedenle suların kullanım alanlarının saptanabilmesi için yapılacak derin sondajlardan önce uygulanacak çeşitli jeotermometre yöntemleri ile haznedeki sıcaklıklarının tahmin edilmesi yapılan jeotermal araştırmaların önemli bir parçasını oluşturur (Tarcan, 2002).

Akifer içerisindeki akışkan sıcaklığının tahmin edilmesi amacıyla kaynak veya kuyu başında yapılan kimyasal ve izotopik analizlerden yararlanılarak jeotermometre yöntemleri geliştirilmiştir. Ayrıca sığ ve derin kuyularda ölçülen sıcaklıklardan yararlanarak hazne kaya sıcaklığının tahmini, jeotermal alanlarda izlenen hidrotermal alterasyon sonucu oluşan kil minerallerinin incelenmesi diğer yöntemlerdir.

Jeotermometreler; kimyasal jeotermometreler ve izotopik jeotermometreler olmak üzere iki gruba ayrılır. Kimyasal jeotermometreler kaynak veya kuyu başından alınan örneklerin kimyasal bileşimine (özellikle silis ve katyon derişimi ve buhar içerisindeki gazların bağıl oranlarına), izotopik jeotermometreler ise su-gaz-mineral fazları arasındaki izotopik değişime dayalıdır.

Hazne kayadaki suların gerçek sıcaklığı, verimleri ve diğer gerçek bilgiler, hazne kayaya değin inen kuyuların incelenmesinden elde edilir. Ancak sondajların çok pahalı ve bazı durumlarda ekonomik olmaması, her zaman hazne kayaya inilememesi, uzun zaman alması gibi nedenlerle diğer bilimsel incelemelerin olumlu sonuç verdiği yerlerde açılmalıdır (Tarcan, 2002).

Kimyasal analizlerin ucuz ve kısa sürede yapılabilmesi nedeniyle jeotermal araştırmalarda akifer (hazne) sıcaklığının tahmininde kimyasal jeotermometreler

yaygın olarak kullanılmaktadır. Bu çalışma kapsamında kimyasal jeotermometreler ile rezervuar sıcaklıkları tahmin edilmeye çalışılmıştır.

4.7.1. Kimyasal Jeotermometreler

Kimyasal jeotermometre değerlendirmeleri niteliksel (kalitatif) ve sayısal (kantitatif) olmak üzere iki bölümde incelenebilir (Şahinci, 1991).

4.7.1.1. Niteliksel (Kalitatif) Kimyasal Jeotermometre Değerlendirmeleri

Kalitatif jeotermometrelerin çoğu uçucu maddelerin sıcak akışkanlarda ve zeminde görelî miktarlarına, dağılımlarına veya zemin gazlarındaki oranlarına dayanır (Tarcan, 2002). Termal akışkanlarda bulunan bazı iyon, bileşik ve oranların sıcaklık hakkında verdikleri görelî bilgiler aşağıda belirtilmiştir;

- **SiO₂:** Akifer sıcaklığı hakkında en iyi bilgi veren silistir ve kuvarsın dengelenmesi yüksek sıcaklıkta gerçekleşir. Yüksek sıcaklıktaki suda, yaklaşık 180 °C de başlayan silis çökmesi, sıcaklığın düşmesi ile hızla artar. Klorürce fakir, asit sular 100 °C civarında kayalardaki silikatları bozundurarak amorf silisçe çok zenginleşebilir. 140 °C nin üzerinde, örtü kaya tıkama malzemesi olarak genellikle kuvars ve kalsedon izlenir. Opal, kristobalit örtü kaya oluşturmuşsa düşük sıcaklığı belirler. Doğal gayzerlerde, yüzeyde amorf silis veya kristalleşmiş silis çökelleri, hazne kaya sıcaklığının 180 °C veya daha fazla olabileceğini gösterir.
- **Klorür:** Akifer sıcaklığı 150 °C nin üzerindeki sularda, genellikle 150 ppm den fazla klorür (kökeni deniz suyu olanlar dışında), ender olarak yüksek sıcaklıklı su sistemlerde (200 °C nin üzerinde) ise 40 ppm in altındadır. Klorür, sıcak su sistemi ile buhar sistemini ayıran en önemli kriterdir. Bir çok klorür tuzları sıcak sularda çözünür ve sıcak sistemlerde bol bulunur. 400 °C de bile klorür tuzlarının uçuculuğu önemsizdir. Bu nedenle düşük basınçlı buhar sistemlerinde klorür azdır, 50 ppm in üzerinde klorür izlenirse sıcak su sistemini belirler (Şahinci, 1991).

- **B, NH₄, H₂S, Hg, Cl, Na, K, Li, Rb, Cs, As:** Bu gibi iyon ve bileşiklerin bir veya bir kısmının suda fazla bulunması, akifer sıcaklığının yüksek olabileceğini gösterir.
- **Na/K oranı:** Bu oranın yüksekliği genellikle akifer sıcaklığının fazla olabileceğini işaret eder. Özellikle bu oran, 20/1-8/1 arasında anlamlıdır. Bu oran ile hesaplanan akifer sıcaklığı, suyun geldiği başlangıç derinlik veya yatay uzaklığın sıcaklığını tanımlar. Yüzeydeki sıcak suyun kimyasal tahlillerine göre silis jeotermometresi ile hesaplanan akifer sıcaklık değeri, Na/K ile bulunandan küçük ise akışkanın hazne kayadan yüzeye gelişi sırasında soğuk sular ile karışmış olabileceği vurgulanır.
- **Traverten Çökelmeleri:** Akifer sıcaklığının düşük olduğunu (100 °C civarında) gösterir. Ancak ender olarak, bikarbonatlı sular yeraltında soğuduktan sonra kireçtaşlarından geçmiş ise hazne kaya sıcaklığı yüksek olabilir.
- **Cl/(HCO₃+CO₃):** Bu oran yüksek ise akifer sıcaklığı fazla olabilir.
- **Mg ve Mg/Ca oranı:** Mg miktarı ve Mg/Ca oranı küçük ise akifer sıcaklığı yüksek olabilir.
- **Cl/SO₄ oranı:** Bu oran yüksek ise akifer sıcaklığı yüksektir.
- **Cl/F oranı:** Bu değer fazla ise akifer sıcaklığı da yüksek olabilir.
- **H₂/Diğer Gazlar (Buhar Dışında) oranı:** Oran yüksek ise akifer sıcaklığı fazladır. Sıcaklığın düşmesi ile hidrojen, diğer gazlara oranla azalır.

4.7.1.2. Sayısal (Kantitatif) Kimyasal Jeotermometre Değerlendirmeleri

Kantitatif kimyasal jeotermometrelerin kullanılmasında bazı varsayımlar göz önünde bulundurulur (Tarcan, 2002). Bunlardan bazıları şunlardır;

- Sıcak sulardaki kimyasal maddelerin oluşması için gerekli kimyasal tepkimeler, akifer-su arasında gerçekleşmektedir.
- Sıcaklık saptanmasında gerekli maddelerin ortaya çıkması için oluşan kimyasal tepkimeler devamlıdır ve tepkimelerin hammaddesi hazne kayada boldur.
- Akifer sıcaklığında kaya-su arasında kimyasal denge gerçekleşmiştir.
- Akiferden yüzeye erişen sıcak suyun, soğuma sonucunda kimyasal yapısı değişmez veya yeni bir kimyasal denge gerçekleşmez.
- Akiferden gelen sıcak suların, soğuk yeraltı ve yüzeysuları ile bir karışımı söz konusu değildir.

Bu varsayımların ilk üçü SiO₂ ve Na-K-Ca jeotermometreleri için kullanılır. Son iki varsayım tam olarak gerçeği yansıtmaz. Çünkü akiferden yüzeye doğru gelen sıcak suyun soğuması veya soğuk suların karışımı ile kimyasal yapısı değişebilir (Tarcan, 2002). Kantitatif kimyasal jeotermometreleri silis jeotermometresi (çözünürlüğe), katyon jeotermometreleri (iyon değişimine ve iyon etkinliğine bağlı) olmak üzere ikiye ayırabiliriz.

4.7.2. Silis Jeotermometreleri

Silis jeotermometreleri, silisin su içerisindeki sıcaklığa bağlı çözünürlüğüne dayalıdır. Kuvars, kristobalit, kalsedon ve amorf silis gibi değişik silis formlarının su içerisindeki çözünürlüğü farklı olduğu için farklı jeotermometre eşitlikleri geliştirilmiştir (Tablo 4.11). Silis için geliştirilen jeotermometre eşitliklerinin her biri farklı sıcaklık aralıkları için geçerlidir. Kuvars çözünürlüğü, sıcaklığı 120–180°C’den daha yüksek olan jeotermal rezervuarlarda çözülmüş silisi kontrol eder (Fournier, 1991). Daha yüksek sıcaklıklarda akifer kayaktan yüzeye doğru hareket eden sıcak akışkanda hızlı silis çökelişi gözlenmektedir. Sıcaklığı 180 °C’den az olan jeotermal sistemlerde ise kuvarstan çok kalsedon ile bir denge söz konusudur. Bu nedenle 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 Arnórsson, 2000).

Tablo 4.11. Silis jeotermometre eşitlikleri (S=ppm olarak SiO₂ derişimidir)

No	Jeotermometre	Jeotermometre Eşitliği	Sıcaklık Aralığı	Referans
1	Kuvars	$t^{\circ}\text{C} = -42.2 + 0.28832S - 3.6686 \times 10^{-4} S^2 + 3.1665 \times 10^{-7} S^3$	25–900	Fournier ve Potter (1982)
2	Kuvars (buhar kaybı yok)	$t^{\circ}\text{C} = (1309 / (5.19 - \log S)) - 273.15$	25–250	Fournier (1977)
3	Kuvars (100°C'de Maks. buhar kaybı)	$t^{\circ}\text{C} = (1522 / (5.75 - \log S)) - 273.15$	25–250	Fournier (1977)
4	Kuvars	$t^{\circ}\text{C} = -55.3 + 0.36559S - 5.3954 \times 10^{-4} S^2 + 5.5132 \times 10^{-7} S^3$	0–350	D'Amore ve Arnórsson (2000)
5	Kalsedon (buhar kaybı yok)	$t^{\circ}\text{C} = (1032 / (4.69 - \log S)) - 273.15$	0–250	Fournier (1977)
6	Kalsedon (buhar kaybı yok)	$t^{\circ}\text{C} = (1112 / (4.91 - \log S)) - 273.15$	25–180	Arnórsson ve diğ. (1983)
7	α -kristobalit	$t^{\circ}\text{C} = (1000 / (4.78 - \log S)) - 273.15$		Fournier (1977)
8	β -kristobalit	$t^{\circ}\text{C} = (781 / (4.51 - \log S)) - 273.15$	25–250	Fournier (1991)
9	Amorf silis	$t^{\circ}\text{C} = (731 / (4.52 - \log S)) - 273.15$	25–250	Fournier (1977)
10	Amorf silis	$t^{\circ}\text{C} = -121.6 + 0.2694S - 1.8101 \times 10^{-4} S^2 + 7.5221 \times 10^{-7} S^3$	0–350	D'Amore ve Arnórsson (2000)

Çalışma kapsamında Ağustos 2006 ve Mart 2007 döneminde yapılan kimyasal analiz sonuçlarında SiO₂ derişimleri elde edilmiştir. Silis jeotermometre eşitlikleri ile jeotermal akiferi temsil eden Kırkgeçit sıcak su kaynakları için hesaplanan hazne kayaç sıcaklıkları Tablo 4.12'de sunulmuştur.

Tablo 4.12. Kırkgeçit sıcak su kaynakları için silis jeotermometreleri ile hesaplanan rezervuar sıcaklıkları ($^{\circ}\text{C}$)

Tarih	Lokasyon	Jeotermometre Eşitliği ($^{\circ}\text{C}$)										
		SiO ₂ (ppm)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
01.08.2006	K1	27,6084	76	76	80	62	*	*	*	*	*	*
	K2	27,3858	76	76	80	61	*	*	*	*	*	*
	K3	27,5988	76	76	80	62	*	*	*	*	*	*
29.03.2007	K1	41,588	94	93	95	79	63	65	*	*	*	*
	K2	45,94	98	98	99	84	68	69	*	*	*	*
	K3	45,9	98	98	99	84	68	69	*	*	*	*

* Kaynak çıkış sıcaklığından daha düşük yada eşit

Çalışma kapsamında yapılan kimyasal analizlerden elde edilen silis derişimleri dönemsel olarak değişiklik göstermektedir. Ağustos–2006 döneminde 27 ppm olan SiO₂ derişimi, Mart–2007 döneminde 45 ppm'e yükselmiştir.

Amorf silise dayalı jeotermometre eşitlikleri ile elde edilen rezervuar sıcaklıkları, bu silis formunun su içerisindeki sıcaklığa bağlı çözünürlüğünün diğer formlara göre daha yüksek olması nedeniyle kaynak çıkış sıcaklığından düşük olarak hesaplanmıştır. Benzer bir nedenle β -kristobalit formuna dayalı jeotermometre eşitliği kalsedon ve kuvars jeotermometrelerine göre daha düşük sıcaklık değerleri türetmiştir.

Kuvarsa dayalı 1, 2, 3 ve 4 no'lu jeotermometreler ile K1, K2, K3 kaynakları için 62–98 $^{\circ}\text{C}$, kalsedon formuna dayalı jeotermometre eşitlikleri (5 ve 6 no'lu eşitlikler) ile 63–69 $^{\circ}\text{C}$ aralığında rezervuar sıcaklıkları elde edilmiştir. Kuvars formuna dayalı jeotermometre eşitliklerine göre daha gerçeğe yakın rezervuar sıcaklıkları elde edilmiştir.

4.7.3. Katyon Jeotermometreleri

Katyon jeotermometreleri iyon değişimine dayalı jeotermometrelerdir. İyon değişimi sıcaklığa bağlı olan tepkime denge sabitinin (**K**) bir fonksiyonudur. İyon değişimine uğramış katyon derişimleri oranı, denge sabitinin sıcaklığı bağlı değişimine bağlıdır. Soğuk su karışımı, sıcak suyun yükselimi sırasındaki su-kayaç etkileşimi gibi akışkanın kimyasal bileşimi üzerinde etkin olan süreçler nedeni ile katyon jeotermometreleri özellikle sıcak su kaynakları için farklı rezervuar sıcaklıkları vermektedirler. Bu nedenle sondaj kuyularından üretilen akışkanlar dışında bu eşitliklerin rezervuar sıcaklığı tahmininde uygulanması uygun görülmemektedir. Çeşitli araştırmacılar tarafından önerilen bir çok kimyasal jeotermometre bağlılıkları Tablo 4.13’de verilmiştir. Bu eşitlikler kullanılarak hesaplanan jeotermometre değerleri Tablo 4.14’de sunulmuştur.

Tablo 4.13. Katyon jeotermometre eşitlikleri (derişimler ppm cinsindedir)

No	Jeotermometre	Jeotermometre Eşitliği	Sıcaklık	Referans
1	Na – K	$t^{\circ}\text{C} = (856 / (0.857 + \log(\text{Na/K}))) - 273.15$	100-275	Truesdell (1976)
2	Na – K	$t^{\circ}\text{C} = (833 / (0.780 + \log(\text{Na/K}))) - 273.15$		Tonani (1980)
3	Na – K	$t^{\circ}\text{C} = (933 / (0.993 + \log(\text{Na/K}))) - 273.15$	25 -250	Arnórsson et al. (1983)
4	Na – K	$t^{\circ}\text{C} = (1319 / (1.699 + \log(\text{Na/K}))) - 273.15$	250-350	Arnórsson et al. (1983)
5	Na – K	$t^{\circ}\text{C} = (1217 / (1.483 + \log(\text{Na/K}))) - 273.15$		Fournier (1979)
6	Na – K	$t^{\circ}\text{C} = (1178 / (1.470 + \log(\text{Na/K}))) - 273.15$		Nieva ve Nieva (1987)
7	Na – K	$t^{\circ}\text{C} = (1390 / (1.750 + \log(\text{Na/K}))) - 273.15$		Giggenbach (1988)
8	Na - K ^a	$t^{\circ}\text{C} = 733.6 - 770.551Y + 378.189Y^2 - 95.753Y^3 + 9.544Y^4$	0-350	D’Amore ve Arnórsson (2000)
9	K – Mg ^b	$t^{\circ}\text{C} = (2330 / (7.35 - \log(K^2/\text{Mg}))) - 273.15$		Fournier (1991)
10	K – Mg ^c	$t^{\circ}\text{C} = (1077 / (4.033 + \log(K^2/\text{Mg}))) - 273.15$		Fournier (1991)
11	K – Mg	$t^{\circ}\text{C} = (4410 / (14 - \log(K^2/\text{Mg}))) - 273.15$		Giggenbach (1988)
12	Li-Mg	$t^{\circ}\text{C} = (2200 / (5.47 - \log(\text{Li}/\text{Mg}^{0.5}))) - 273.15$		Kharaka ve Mariner (1989)
13	Na - K - Ca ^d	$t^{\circ}\text{C} = (1647 / (\log(\text{Na}/\text{K}) + \beta[\log(\sqrt{\text{Ca}/\text{Na}}) + 2.06] + 2.47)) - 273.15$		Fournier ve Truesdell (1973)
14	K – Ca	$t^{\circ}\text{C} = (1930 / (3.861 - \log(K/\sqrt{\text{Ca}}))) - 273.15$		Tonani (1980)
15	Na-Li	$t^{\circ}\text{C} = (1590 / (0.779 + \log(\text{Na}/\text{Li}))) - 273.15$		Kharaka ve diğ. (1982)

^aY= log([Na]/[K]) ; ^b log(K²/Mg)>1.25 ; ^c log(K²/Mg)<1.25;

^d t^oC>100 °C ise β=1/3, t^oC<100 °C ise β=4/3, t^oC<100 °C ve [log (√Ca/Na)+2.06] < 0 ise β=1/3

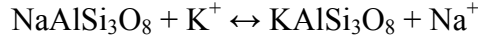
Tablo 4.14. Katyon jeotermometreleri ile hesaplanan rezervuar sıcaklıkları (°C)

Tarih	Eşitlik	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13		14	15
	Lokasyon													β=1/3	β=4/3		
16.10.2005	K1	*	*	*	91	84	74	105	77	144	*	87	102	-	74	210	126
15.02.2006		*	*	62	105	99	88	120	90	164	*	95	102	-	83	227	127
01.08.2006		*	*	*	93	86	76	107	79	146	*	88	102	-	74	212	127
27.03.2007		*	*	61	104	98	88	119	89	161	*	94	102	-	81	224	128
14.08.2007		*	*	*	95	89	78	110	81	147	*	89	100	-	72	210	125
16.10.2005	K2	*	*	*	94	87	77	108	79	136	*	84	97	-	74	212	127
15.02.2006		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	95	-	*	125	127
01.08.2006		*	*	*	94	87	77	108	80	137	*	84	97	-	75	212	127
27.03.2007		*	*	65	108	102	91	123	93	132	*	82	89	-	82	225	129
14.08.2007		*	*	*	99	92	82	113	84	147	*	88	98	-	76	216	126
16.10.2005	K3	*	*	*	93	86	76	107	79	112	*	74	90	-	72	209	132
15.02.2006		*	*	66	109	103	92	123	93	125	*	80	87	-	82	226	132
01.08.2006		*	*	*	91	84	74	106	77	138	*	85	102	-	73	210	131
27.03.2007		*	*	64	107	101	90	121	92	151	*	90	97	-	82	225	129
14.08.2007		*	*	*	96	90	79	111	82	146	*	88	97	-	74	213	123

* Kaynak çıkış sıcaklığından daha düşük yada eşit

4.7.3.1. Na-K jeotermometreleri

Yaygın olarak kullanılan Na-K katyon jeotermometrelerinin temeli, tepkime denge sabitine bağlı olan iyon değişimidir. Alkali feldspatlarda Na⁺ ve K⁺ iyonlarının değişimi buna tipik bir örnektir.



Alkali feldspatlar ile sulu çözelti arasındaki bu iyon değişimi 300 °C'den daha düşük sıcaklıklarda oldukça yavaştır. Bu nedenle bu jeotermometrelerin uzun süreli geçiş zamanına sahip yeraltıları ile beslenen jeotermal akiferlerde kullanımı daha uygundur. Sıcak su kaynaklarında ve baz değişiminin feldspatlar yerine kil mineralleri ile kontrol edildiği sedimanter havzalarda güvenilir sonuçlar üretmemektedir (Karakuş, 2004).

Bu dengeye dayalı olarak geliştirilen Na-K jeotermometreleri (Tablo 4.12'de 1–8 no'lu eşitlikler) Kırkgeçit kaynakları için 61–123 °C aralığında rezervuar sıcaklığı vermişlerdir.

4.7.3.2. Na-K-Ca jeotermometresi

Fournier ve Truesdell (1973) tarafından geliştirilen bu jeotermometre eşitliği feldspatlar, kalsit veya kalsiyum içeren mineraller ile jeotermal akışkanlar arasındaki dengeye dayalıdır. Kuvars ve Na-K jeotermometrelerine göre en önemli özelliği düşük sıcaklıklarda veya dengeye ulaşmamış sularda yüksek veya hatalı sonuçlar vermemesidir.

Jeotermometre eşitliğinde: $\log(\text{Ca}^{0.5}/\text{Na})+2.06 < 0$ ise $\beta=1/3$; $\log(\text{Ca}^{0.5}/\text{Na})+2.06 > 0$ ise $\beta=4/3$ alınarak hesaplanır. K1, K2, K3 kaynaklarında $\beta=4/3$ alınarak rezervuar sıcaklığı 72–83 °C aralığında hesaplanmıştır (Tablo 4.12, eşitlik 13).

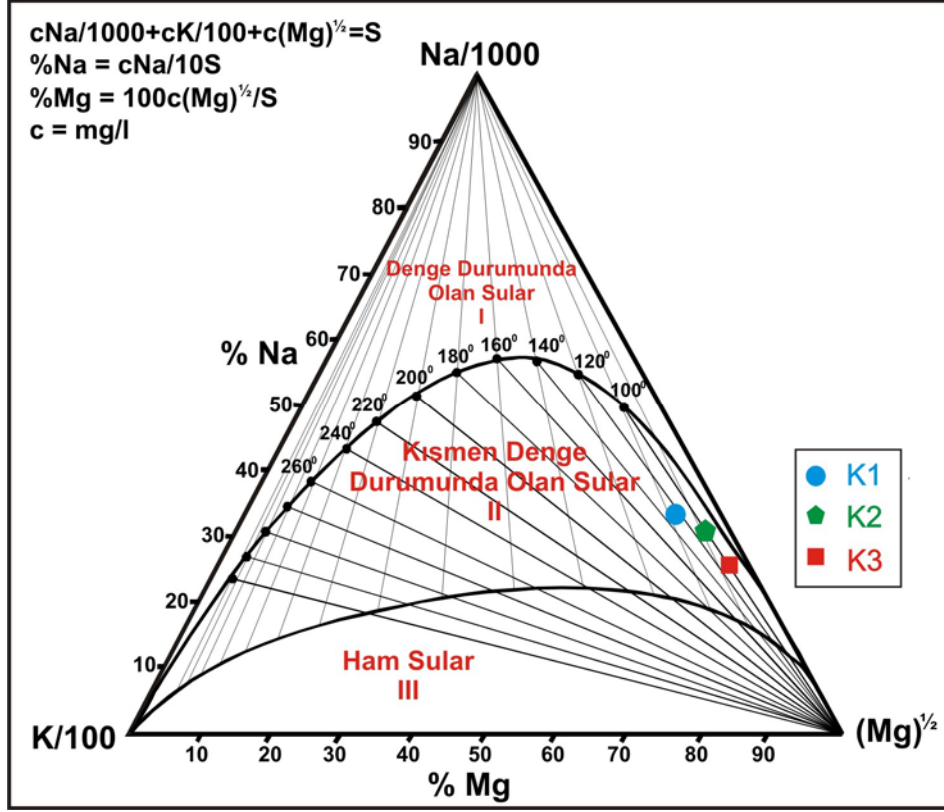
4.7.3.3. Na-K-Mg jeotermometresi

Na–K–Mg jeotermometre eşitlikleri (Tablo 4.13, 7 ve 11 no’lu eşitlikler) jeotermal suların akifer sıcaklıklarının yanı sıra suların ilişkide olduğu kayaçlar mineraller ile denge durumlarının belirlenmesi amacıyla Giggenbach (1988) tarafından geliştirilmiştir. Na-K-Mg jeotermometresi ile hem sıcak suların hazne sıcaklığı hızlı olarak yorumlanabilmekte, hem de katyon jeotermometrelerinin rezervuar sıcaklığının hesabı için jeotermal suya uygulanıp/uygulanamayacağını veya güvenilir sonuçlar verip/vermeyeceği kontrol edilebilmektedir.

Giggenbach (1988)’a göre “olgun olmayan (immature) (denge halinde olmayan)” seyreltilmiş jeotermal sularda K-Na arasındaki denge sıcaklığının kullanılarak değerlendirme yapılmasının uygun olmadığını, “olgun olan (mature) denge durumunda olan sular” hattında ve üzerinde yer alan jeotermal suların katyon jeotermometrelerinin daha doğru sonuç vereceğini belirtmiştir.

K1, K2, K3 kaynakları için Na-K jeotermometresi (7 no’lu eşitlik) ile hesaplanan rezervuar sıcaklığı 105–123 °C aralığında K-Mg jeotermometresi (11 no’lu eşitlik) ile 74–95 °C aralığında hesaplanmıştır.

Giggenbach üçgeninde (Şekil 4.31) ‘kısmen denge durumunda yer alan sular’ bölümünde yer alması nedeniyle bu kaynaklar için katyon jeotermometreleri ile hesaplanan rezervuar sıcaklıkları güvenilir olarak kabul edilmemektedir.



Şekil 4.31. Çalışma sahasındaki sıcak su kaynaklarının Na-K-Mg üçgeninde (Giggenbach, 1988) denge durumları

4.7.3.4. Diğer katyon jeotermometreler

Na-K ve Na-K-Ca jeotermometreleri dışında K-Mg, Na-Ca, Na-Li ve Li-Mg katyon jeotermometreleri farklı araştırmacılar tarafından önerilmiştir. Tonani (1980) tarafından önerilen $Na/Ca^{0.5}$ ve $K/Ca^{0.5}$ jeotermometreleri CO_2 kısmı basıncından etkilenmesi nedeniyle jeotermal araştırmalarda yaygın olarak kullanılmamaktadırlar (Karakuş, 2004). Sıcak suyun yükselmesi sırasında basıncın düşmesi, kalsiyum karbonatların çökmesine neden olmakta, dolayısıyla bu jeotermometrelerin oldukça yüksek, gerçek dışı rezervuar sıcaklıkları türetmelerine neden olmaktadır. $K/Ca^{0.5}$ jeotermometresi (Tablo 4.14, eşitlik 14) ile K1, K2, K3 kaynakları için 209–227°C sıcaklık aralığında olağandışı rezervuar sıcaklıkları hesaplanmış ve değerlendirme dışında tutulmuştur.

Fouillac ve Michard (1981) kil ve zeolit mineralleri arasında katyon değişimine dayalı Na/Li jeotermometreleri önermişlerdir. Daha sonra Kharaka ve diğ. (1982) benzer bir jeotermometre eşitliğini geliştirmişlerdir. Ancak bu jeotermometreler su

içerisindeki toplam çözünmüş madde miktarına ve kayaç türüne bağlıdır. Fournier (1991)'in önerdiği K-Mg jeotermometresine (Tablo 4.14, eşitlik 9) göre K1, K2, K3 kaynakları için 112–164 °C arasında rezervuar sıcaklıkları hesaplanmıştır.

Kharaka ve Mariner (1989), Li/Mg oranına dayalı bir jeotermometre eşitliği önermişlerdir (Tablo 4.14, eşitlik 12). Bu jeotermometre eşitliği ile K1, K2, K3 kaynakları için hesaplanan rezervuar sıcaklığı 87–102 °C arasında değişmektedir.

4.8. Mineral denge yaklaşımı

Sıcak ve soğuk yeraltıları yağıştan itibaren yerin derinliklerine süzülmesi sırasında birçok kimyasal süreçlerden geçerler. Bu kimyasal süreçlerden en etkin olanı ve su tipini belirleyen etken ise su kayaç etkileşmesinden kaynaklanan çökeltme ve çözünme süreçleridir (Doğdu ve Çelik, 1999). Yeraltısuyu derinlerde dolaşımı sırasında dokanak halinde bulunduğu kayaç ile iyon alışverişinde bulunarak kimyasal kompozisyonunu kazanır. Su tarafından kazanılan bu kimyasal içerik suların hangi kayaç-ortamdan geldiği hakkında yorum yapabilmek olanağı sağlamaktadır.

Jeotermal sistemlerde rezervuar sıcaklıklarının tahmin edilmesinde Reed ve Spycher (1984) tarafından sıcaklıkla mineral doygunluklarının değişmesi esasına dayalı bir yöntem geliştirilmiştir. Bu yöntem kimyasal analiz sonuçlarından hareketle, belirli bir mineral grubu için farklı sıcaklık değerleri için tepkime katsayılarının (Q) hesaplanması ve su-mineraller arasındaki denge sıcaklığının belirlenmesine dayalıdır.

Yöntemde, su-mineral grubu arasında sıcaklık–mineral denge diyagramı oluşturulur. Seçilecek mineral grubu jeotermal sistemde akiferi oluşturabilecek litolojik birimlerin hidrotermal minerallerine bağlıdır. Bu minerallere ek olarak kuvars veya kalsedon, alkali feldspatlar (albit ve mikroklin), kalsit ve bazı durumlarda anhidrit, florit ve/veya zeolitler, simektit, klorit, epidot ve mika eklenebilir (D'Amore ve Arnorsson, 2000).

Bu yöntemle aynı zamanda çalışma sahasında yer alan sıcak ve mineralli su kaynaklarının su kayaç etkileşimi sonucunda ortaya çıkan mineraller ile akifer litolojileri tahmin edilmeye çalışılmıştır. Mineral doygunluk kuramı ve mineral denge yaklaşımı yöntemi aşağıda kısaca özetlenmiştir.

Yeraltı suları etkileşimde buldukları kayaç minerallerini su-mineral dengesi oluşana kadar çözmeye devam etmektedir. Su-mineral dengesi kurulduğunda yeraltı suyu o minerale doygun hale gelmektedir. Su-mineral dengesi sağlandıktan sonra yeraltı suyunda o minerali meydana getiren iyon veya bileşik derişimlerinin artması, yeraltı suyunun o minerale aşırı doygun hale gelmesine neden olmakta ve mineral çökelmektedir. Su-mineral denge durumu kısaca doygunluk indisi (Saturation Index: SI) her mineral için özellikle sıcaklık ve kısmen de basınçla değişir. Termodinamik yöntemlerle hesaplanan mineral doygunluk indisi sonuçları aşağıdaki gibi yorumlanmaktadır.

SI = 0 ise su ile ilgili mineral dengededir

SI > 0 ise su ile ilgili minerale aşırı doygundur (mineral çöktürücü özelliktedir)

SI < 0 ise su ile ilgili minerale doygun değildir (mineral çözücü özelliktedir)

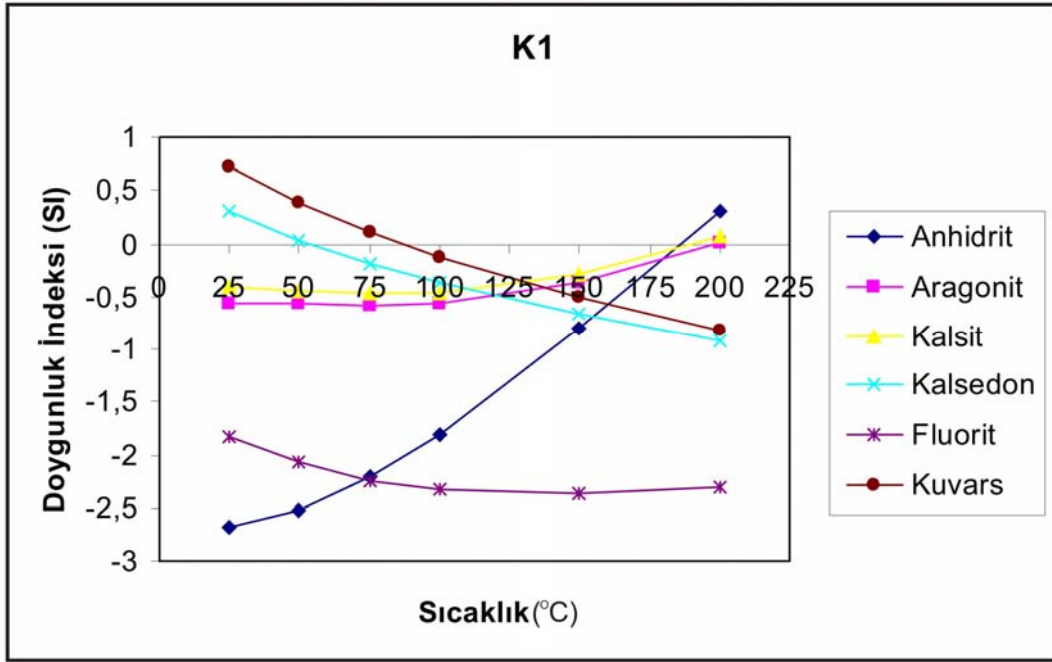
Mineral denge yaklaşımı yöntemi suyun kimyasal analizi sonucunda yukarıda belirtildiği gibi her bir sıcaklık değeri ve çeşitli mineraller için SI hesaplanması ve mineral denge diyagramlarının çizilerek yorumlanması ilişkisine dayanmaktadır. Bu sıcaklık denge diyagramında mineral grubu denge doğrusunu (SI=0 doğrusunu) belirli bir sıcaklık değeri civarında kesiyorsa, bu doğruların kesişim yerine karşılık gelen sıcaklık değeri en iyi rezervuar sıcaklığını vermektedir (Reed ve Spycher, 1984; Tarcan, 2002). Mineral grubunun sıcaklığa bağlı doygunluk indisi eğrileri soğuk yeraltı suyu ile seyrelme veya CO₂ kaybı nedeniyle denge doğrusundan farklı bir bölümde de kesişebilmektedir.

Sular tarafından kazanılan bu kimyasal içeriğin yorumlanması amacıyla sıcak suların çeşitli minerallere göre doygunluk durumları Phreeqc (Parkhurst ve Appelo, 1999) yazılımı kullanılarak hesaplanmış, sonuçlar Tablo 4.15’de verilmiştir. K1, K2,

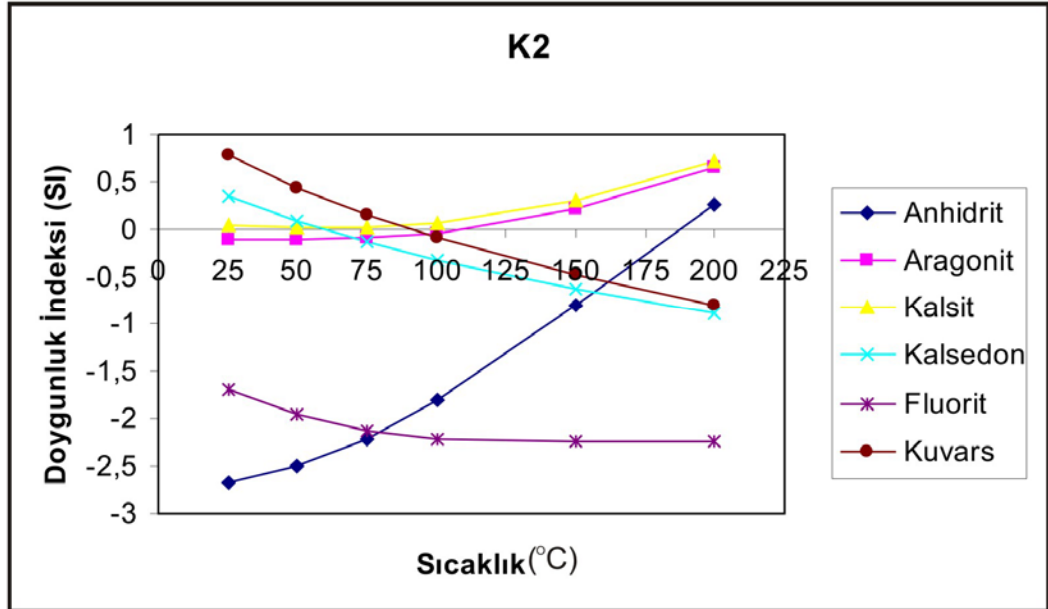
K3 kaynakları için Mart–2007 dönemi için oluşturulan ‘Sıcaklık-Mineral Denge’ diyagramları Şekil 4.31; 4.32 ve 4.33’da sunulmuştur.

Tablo 4.15. K1, K2, K3 kaynakları için hesaplanan “Sıcaklık-Mineral Denge” değerleri

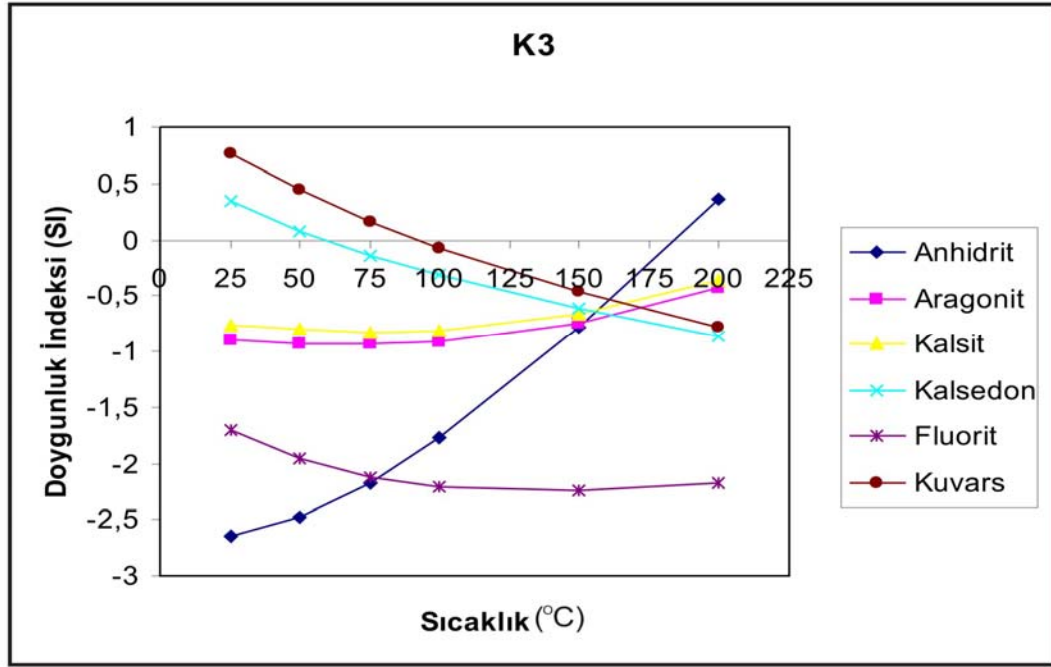
Kaynak	Tarih	Sıcaklık	Anhidrit	Aragonit	Kalsit	Kalsedon	Fluorit	Kuvars
K1	27.03.2007	25	-2,6786	-0,5559	-0,4121	0,298	-1,8219	0,7271
		50	-2,5155	-0,5742	-0,447	0,0368	-2,0779	0,394
		75	-2,2134	-0,5832	-0,4703	-0,1788	-2,241	0,1169
		100	-1,8103	-0,5638	-0,4631	-0,362	-2,3328	-0,1197
		150	-0,8061	-0,3705	-0,2901	-0,6668	-2,3649	-0,5121
		200	0,3141	0,0026	0,067	-0,9148	-2,2997	-0,8293
K2	27.03.2007	25	-2,668	-0,1059	0,0379	0,3546	-1,6994	0,7837
		50	-2,5087	-0,1009	0,0263	0,0876	-1,9591	0,4448
		75	-2,2104	-0,0875	0,0254	-0,1333	-2,1262	0,1624
		100	-1,8086	-0,0435	0,0572	-0,3203	-2,2191	-0,078
		150	-0,8002	0,2244	0,3048	-0,6305	-2,2469	-0,4758
		200	0,2643	0,6498	0,7142	-0,8827	-2,2373	-0,7973
K3	27.03.2007	25	-2,6447	-0,9038	-0,76	0,3404	-1,7052	0,7694
		50	-2,481	-0,9282	-0,8011	0,0806	-1,9605	0,4377
		75	-2,1783	-0,9396	-0,8266	-0,1347	-2,1231	0,1609
		100	-1,7756	-0,9227	-0,8221	-0,3179	-2,2151	-0,0756
		150	-0,7733	-0,7509	-0,6705	-0,6217	-2,2493	-0,4671
		200	0,3622	-0,422	-0,3576	-0,868	-2,1691	-0,7826



Şekil 4.32. K1 sıcak su kaynağı için hazırlanan "Sıcaklık-Mineral Denge" diyagramı



Şekil 4.33. K2 sıcak su kaynağı için hazırlanan "Sıcaklık-Mineral Denge" diyagramı



Şekil 4.34. K3 sıcak su kaynağı için hazırlanan "Sıcaklık-Mineral Denge" diyagramı

Doygunluk indisi hesaplamalarında örnekleme-analiz sürecinde meydana gelebilecek CO₂ kaybı düşünülerek arazide ölçülen pH değerleri esas alınmıştır. Sıcaklığa bağlı pH değişimi ise her sıcaklık değeri için Phreeqc yazılımı tarafından hesaplanmıştır.

Kırkgeçit kaynakları için uygulanan bu yöntem ile (Şekil 4.32, 4.33 ve 4.34) K2 sıcak su kaynağı için minerallerinin doyumluk indisi eğrileri denge doğrusu ile çakıştığı 100 °C rezervuar sıcaklığı olarak kabul edilebilir. Ancak bu yöntemde denge sabiti (K) ve tepkime katsayısı (Q) hesaplamalarında kullanılan termodinamik verilerde olabilecek hatalar için SI değerlerine hata payı (± 0.5) eklenmesi gerekmektedir. K1 ve K3 kaynaklarında minerallerinin doyumluk indeks eğrileri denge doğrusunun altında çakışmaktadır. K1 ve K3 kaynağı farklı nitelikteki su karışımı nedeniyle eğriler denge doğrusu altında kesişmiş olabilir. Kesişme noktası denge doğrusuna yakın olduğundan karışımın çok yüksek miktarda olmadığı bu nedenle lokal olarak değerlendirilebileceği ön görülmüştür. Bu yöntemin net bir sonuç vermemesi, sıcak suların soğuk yeraltıları ile seyrilmeleri vb. süreçler ile kimyasal bileşiminin değiştiğini veya kullanılan elementlerden birinin analiz hatası olarak da yorumlanabilir.

4.9. İzotop Hidrolojisi

Günümüzde mevcut olan ve yapılan araştırmalarla 21. yüzyılda hızla artan bir sorun haline gelecek olan su sorunlarının çözümlenmesinin ancak su kaynaklarının geliştirilmesi ile giderilebileceğinin gerekliliği araştırmacılar tarafından uzun yıllardan beri vurgulanmaktadır. Suyun miktarının azalması ve suyun kalitesindeki değişimler uygulamada karşılaşılan ve kullanıcıyı doğrudan etkileyen iki temel sorun olarak karşımıza çıkmaktadır. Miktar ve kalite sorunlarının yanında suyun verimli ve sürdürülebilir bir biçimde kullanılmasını amaçlayan çalışmalarda gösterdiği verim nedeniyle 'İzotop Hidrolojisi' yaygın bir şekilde kullanılmaktadır (Çifter ve Sayın, 2002).

Bir elementin atom numarası aynı fakat farklı kütle numarasına sahip atomlarına 'izotop' denir. İzotopların kimyasal bileşimleri aynı olmasına karşın kütlelerinde farklılıklar vardır (Hoefs, 1997). İzotoplar genel olarak duraylı ve duraysız izotoplar olmak üzere iki gruba ayrılırlar. Duraylı izotoplar, buharlaşma ve yoğunlaşma gibi fiziko-kimyasal olayların etkilerine rağmen zaman içinde radyoaktif bozuşma göstermeyen izotoplardır.

Hidrojenin ^1H , ^2H (D, döteryum) ve ^3H (TU trityum) izotopları vardır ve trityum izotopu radyoaktiftir. Oksijen (^{16}O , ^{18}O), karbon (^{12}C , ^{13}C) ve kükürt (^{32}S , ^{34}S) izotopları yaygın kullanım alanları bulmaktadır. Radyojenik izotoplar α , β ve γ radyasyonları yayarak radyoaktif bozuşma yoluyla başka bir elemente dönüşen izotoplardır. ^{87}Rb , ^{147}Sm , ^{235}U , ^{238}U , ^{232}Th ve ^{40}K gibi radyojenik izotoplar, yaygın olarak radyometrik yaş tayinlerinde kullanılırlar.

En yaygın kullanılan izotoplar oksijen, hidrojen ve karbon izotopları olmuştur. Bu izotopların birçok laboratuarda analiz edilebilir olmaları ve doğadaki davranış mekanizmalarının ayrıntılı bir biçimde ortaya konmuş olması nedeniyle birçok hidrolojik problemin çözümünde önemli rol oynamışlardır. Bu izotoplar aracılığı ile yeraltısuyu-yüzeysuyu ilişkileri, suların kökeni, beslenme alanları ve mekanizmalarının belirlenmesi, karışım süreçlerinin ortaya konması, yeraltısuyu yaş dağılımının belirlenmesi ve kısıtlı da olsa akiferlerin akım ve taşınım süreçlerini

tanımlayan parametrelerin belirlenmesi konularında çok sayıda çalışma gerçekleştirilmiştir (Tezcan, 2002). Ayrıca karbon-13 ($\delta^{13}\text{C}$), azot-15 ($\delta^{15}\text{N}$) ve sülfür-34 ($\delta^{34}\text{S}$) biyokimyasal değişimler ve su kaynaklarının kirliliğini izlemekte kullanılmaktadır (Tezcan, 2002) (Tablo 4.16).

Tablo 4.16. İzotopların hidrolojide kullanım alanları (Tezcan, 2002)

Hidrolik Süreç	δD	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{15}\text{N}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{87}\text{Sr}$	^3H	^{14}C	^{36}Cl	^{39}Ar	^{85}Kr
Beslenme ve Akım hesabı	X			X		X		X		
Yüzey-Yeraltı suları ilişkisi	X					X	X			
Ortalama yeraltısuyu hızı										
5 yıldan genç sistemler	X			X		X				
5-30 yaş arası sistemler						X	X	X		
Yeraltısuyunun kökeni										
30 yıldan genç yerel sistemler	X			X		X	X	X		
Bölgesel sistemler	X	X		X			X	X		
Beslenme Bölgesi ya da Köken suyun belirlenmesi	X									
Yerel sistemler	X	X		X	X	X	X	X		
Bölgesel sistemler	X	X		X	X			X		
Akiferler arası sızma	X			X		X				
Karstik Sistemler	X			X		X				
Çatlaklı Kayaçlar	X					X	X			
Yeraltısuyu Akım ve Depolama Özelliklerinin Belirlenmesi										
Dispersivite çalışmaları	X			X		X		X		
Yeraltısuyu ve Yüzey suyu akım bileşenlerinin belirlenmesi				X		X				
Çözülü maddelerin kökeni	X		X	X	X	X		X		
Jeokimyasal reaksiyon modeli		X								
Yeraltısuyu Yaşının Belirlenmesi										
5 yıldan genç sistemler	X	X		X		X				X
5-50 yıl						X	X	X		X
50-1000 yıl									X	
1000-40000 yıl	X			X			X			
60000-1200000 yıl								X		

İzotoplar kütle spektrometresiyle ölçülür. Kütle spektrometresi, elektrik yüklü atomları ve molekülleri, elektrik ve/veya manyetik alanlardaki hareketini esas alarak kütlelerine göre ayırmak üzere tasarlanmış bir aygıttır. O_2 ve H_2 izotopik bileşimleri $\delta^{18}\text{O}$ ve δD olarak yazılır ve SMOW (Standart Mean Ocean Water) standardına göre $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ve D/H oranlarının farkları olarak ifade edilir (Craig, 1961). İzotopik bileşimler binde (‰) olarak ifade edilir ve değeri mutlak bir orantıyı göstermez; örnek ile standart arasındaki göreceli bir sapmayı temsil eder. $\delta\text{D}=+10$ değerinin

anlamı, örnek D bakımından SMOW'dan % 10 zengin demektir. Negatif değerlerse, SMOW'a göre örnekteki izotopların görelî tüketişini gösterir.

Günümüzdeki okyanus suyunun izotopik bileşimi, SMOW standardında sabittir (Craig, 1961).

$$\delta^{18}\text{O}=0 \text{ ve } \delta\text{D}=0$$

Meteorik suların izotopik değışimleri son derece sistematik olup, MWL (Meteoric Water Line) olarak ifade edilen doğrusal bir hatla gösterilir (Craig, 1961).

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

Jeotermal alanlardaki sıcak sular yüzeyden türemiştir. MWL'dan $\delta^{18}\text{O}$ değerlerine doğru karakteristik ^{18}O kaçışı görülür. Bunun nedeni silikat ve karbonat çevre kayalarla olan izotopik değış tokuştur.

Bu çalışmada Ekim 2005, Şubat 2006 ve Ağustos-2007 dönemlerinde alınan su numulerinden Döteryum (^2H), Oksijen-18 (^{18}O) ve Trityum (^3H) analizleri yapılmıştır. Ayrıca Yalçın (2006)'ın çalışmasındaki K3 kaynağının Oksijen-18 ve Döteryum analiz sonuçları kullanılmıştır (Tablo 4.17).

Tablo 4.17. Çalışma sahasındaki kaynaklardan alınan su örneklerine ait T ($^{\circ}\text{C}$), $\delta^{18}\text{O}$, T (TU) ve δD analiz sonuçları

	Lokasyon	Tarih	T ($^{\circ}\text{C}$)	δD	T (TU)	δO^{18}	
Bu Çalışma	K1	15.10.2005	48	-55,22	0,1	-9,87	Sıcak su
	K2		48,5	-57,19	0,03	-9,86	Sıcak su
	K3		49	-57,78	0,44	-9,87	Sıcak su
	K4		12	-51,03	6,97	-9,31	Soğuk su
	K1	15.02.2006	49,1	-59,57	0,14	-10,12	Sıcak su
	K2		48,1	-60,72	0,26	-9,95	Sıcak su
	K3		48,2	-60,17	0,04	-9,95	Sıcak su
	K4		12,3	-57	7,12	-8,71	Soğuk su
	K1	14.08.2007	48,4	-63,05	0,7	-9,97	Sıcak su
	K2		49,7	-64,13	0,9	-10,11	Sıcak su
	K3		51,4	-63,6	0,4	-10,08	Sıcak su
	Yalçın	K3	2007	53,1	-61,76	-	-9,63

4.9.1. Oksijen–18 (^{18}O) - Döteryum (^2H) ilişkisi

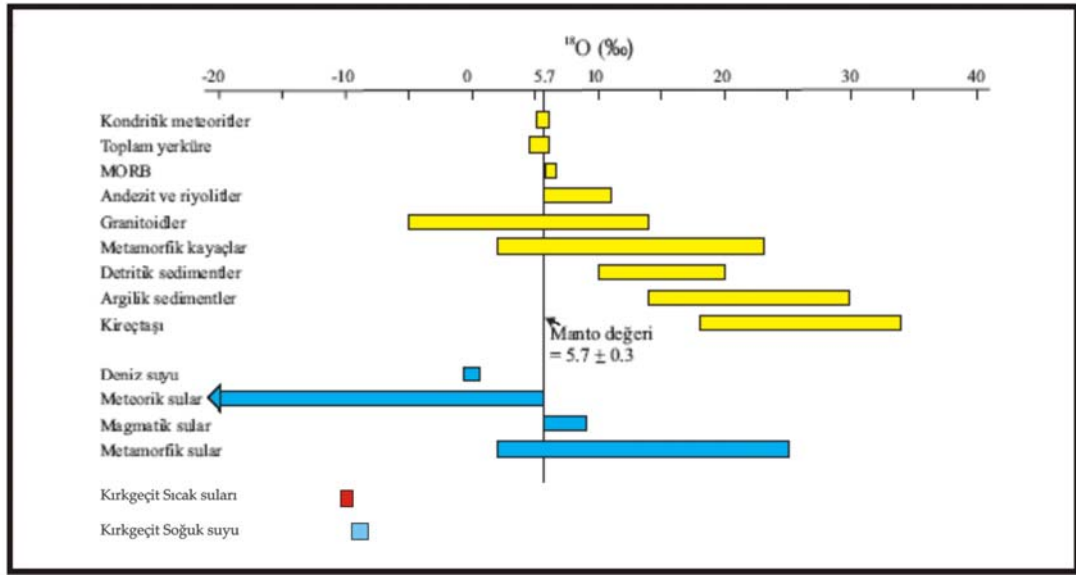
Oksijen–18 ($\delta^{18}\text{O}$) ve döteryum ($\delta^2\text{H}$) izotopları hidrojeolojide çok kullanılan duraylı izotoplardır (Rollinson, 1993). Oksijen yer kabuğunda en fazla rastlanan elementtir ve genellikle kayaç rezervuarlarında daha yüksek miktarda bulunmaktadır (Clark ve Fritz, 1997). ^{18}O 'in tersine, ^2H genelde mineral ve kayaçlardan çok sulara bulunmaktadır. Bu iki izotopun zıt yapısı, yüksek sıcaklıklı sistemlerde suyun izotopik değerlendirilmesi açısından büyük önem taşımaktadır (Clark ve Fritz, 1997).

$\delta^{18}\text{O}$ değerlerine sahip oluşu ise suların yeraltı dolaşımaları sırasında yan kayaçlar ile etkileşimde bulunmasına bağlanmaktadır. Ağır izotoplar açısından zengin kayaçlar ile jeotermal akışkan arasındaki etkileşim sonucu akışkan ağır izotoplarca zenginleşmekte ve bileşimi pozitif $\delta^{18}\text{O}$ değerlerine doğru değişmektedir. Hidrojen ise kayaçların ana bileşenlerinden biri olmadığından (ve kayaçtaki hidrojen miktarı akışkan örneklerine oranla çok daha düşük olduğundan), kayaç-akışkan etkileşimi jeotermal suların δD değerleri üzerinde bir değişikliğe neden olmamaktadır.

Yağmur, kar, göl ve nehir suları ile yeraltısuyu gibi yüzeysel kaynaklı olan ve tuzlu olmayan sular meteorik sular olarak adlandırılmaktadır. Bütün bu sular içerisindeki H ve O izotop değişimi son derece sistematik bir şekilde gelişir. Craig (1961) tarafından yapılan çalışmalarda belirtildiği üzere yükseklik ile O ve H izotop derişimi ters orantılıdır. Yükseklik arttıkça suların $\delta^{18}\text{O}$ ve δD değerleri sistematik olarak azalır. Bu sistematik değişim her iki izotop arasında da bir lineer ilişkinin gelişmesine yol açmıştır (Craig, 1961).

Meteorik sular içindeki H ve O izotopları arasındaki bu lineer ilişki, atmosferdeki suyun yoğunlaşmasının bir izotopik denge işlemi olması ve D/H ile $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ izotopik farklılaşmalarını orantılı olmasından kaynaklanmaktadır (Taylor, 1974). $25\text{ }^{\circ}\text{C}$ ' de oluşan buhar fazı, sıvı faza nazaran ^{18}O bakımından % 9, D bakımından da % 72 daha tüketilmiştir. Her iki farklılaşma da sıcaklığın azalması ile azalır. $\delta\text{D} = 8 * (\delta^{18}\text{O}) + 10$ denklemindeki 8 çarpanı işte bu azalmadan kaynaklanmaktadır (Akçay, 2002).

Oksijen-18 analiz sonuçlarına göre sıcak ve soğuk su kaynakları meteorik kökenlidir. Bu durum $\delta^{18}\text{O}$ diyagramı kullanıldığı zaman çalışma sahasında ölçümü yapılan suların meteorik sulara ait olduğu açıkça görülmektedir (Şekil 4.35). Geçmişte jeotermal sular, kırık çatlaklar aracılığıyla yeryüzüne ulaşan jüvenil veya magmatik kökenli sular olarak kabul edilmekteydi. Ancak jeotermal sistemlerde yapılan izotop hidrolojisi çalışmaları bu suların büyük oranda meteorik kökenli sular olduğu gerçeğini ortaya çıkarmıştır (Akan, 2002).



Şekil 4.35. Çalışma sahasına ait $\delta^{18}\text{O}$ değerleri dikkate alınarak jeotermal suların kökensel oluşumlarına bir yaklaşım (Rollinson, 1993'den)

Jeotermal sular yeraltısuyunun oksijenin kayalardaki oksijene göre dengede olması sonucu $\delta^{18}\text{O}$ bakımından izotopik zenginleşme eğilimindedir. Jeotermal akiferlerde su-kayaç etkileşimi sonucunda meydana gelen ^{18}O zenginleşmesi: (1) su ve kayacın $\delta^{18}\text{O}$ değerine (2) ayrışma şiddetine (sıcaklık, mineraloji) ve (3) su/kayaç oranına bağlıdır. ^{18}O izotopunun, mineral-su arasındaki denge ayrışma sabiti (α);

$$\alpha^{18}\text{O}_{\text{mineral-su}} = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{mineral}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{su}}}$$

Ayrışma sabiti sıcaklığın artması ile azalmakta, diğer bir deyişle mineral fazından su fazına geçen ^{18}O miktarı sıcaklık ile birlikte artmaktadır. Bununla

birlikte izotop yer değiştirme hızı yüksek sıcaklıklarda artmaktadır. Jeotermal sularda ^{18}O zenginleşmesi suyun etkileşimde bulunduğu kayacın ^{18}O iğeriğine de bağlıdır. Kayaç bu izotop bakımından ne kadar zenginse su fazına geçen ^{18}O miktarı o kadar artar. Özellikle karbonatlı akiferlerde ^{18}O zenginleşme miktarı aynı sıcaklığa sahip diğer akiferlere göre daha fazladır. Farklı bölgelerdeki jeotermal sistemlere ait sulardaki su-kayaç etkileşim süreci, rezervuar sıcaklığı ile litolojiye bağlı olup ve en yüksek ^{18}O sapmasının karbonatlı akiferlerdedir (Truesdell ve Hulston, 1980). ^{18}O iğeriği sıcaklık, coğrafi konum, miktar, enlem ve kot farkı ile orantılı olarak değişmektedir. Yurtsever ve Gat (1981)'a göre her 100 m kot artışına karşılık ^{18}O iğeriğindeki azalma ‰ 0,15 ile ‰ 0,50 arasındadır. Enlem ve yükseklik arttıka, $\delta^{18}\text{O}$ ve δD değerleri düşmektedir.

Güncel deniz suyunun izotopik bileşimi sabittir. Bu nedenle gerek hidrojen gerekse oksijen izotopları analizleri son derece iyi bir standart (SMOW) oluşturur. Ancak geğmiş jeolojik zaman sürecinde deniz suyunun izotopik bileşimini tam olarak ortaya koyan bir çalışma olmamakla birlikte Ohmoto (1986) tarafından yapılan fakat yayınlanmamış verilere dayanarak okyanus suyunun oksijen izotop bileşiminin son 3 milyar yıldır ‰ -5 ile ‰ +5 arasında, hidrojen izotop bileşiminin de son 2 milyar yıldır ‰ -40 ile ‰ 10 arasında değiştiğini ifade etmektedir. Buna karşın Urey ve diğ. (1951) ve Lowenstam (1961), Mesozoyik ve Senozoyik dönemleri boyunca okyanus sularını oksijen izotop bileşimlerinin değişmediğini ve $\delta^{18}\text{O} = ‰ 0$ olduğunu belirtmiştir. Bunu destekleyen bir veri de Taylor tarafından sunulmuştur. Yazara göre yeryüzündeki bütün buzul kütlelerinin eritilip okyanuslara karışması durumunda bile okyanus suyunun oksijen izotop bileşimi ‰ -1'e, hidrojen izotop bileşimi ise ‰ -10'a kadar düşüm gösterir.

Birçok coğrafi bölgede geğmiş jeolojik dönemler için hesaplanan meteorik suya ait $\delta^{18}\text{O}$ değerleri (geğmiş jeolojik dönemin günümüze göre daha sıcak bir iklime sahip olmasından dolayı) güncel meteorik suya göre ‰ 1–‰ 3 arasında daha az negatiftir. Meteorik sular genel olarak deniz sularından kaynaklanırlar. Dolayısıyla geğmiş dönemlere ait meteorik suyun izotop bileşimdeki değişim, deniz suyunun izotop bileşiminden kaynaklanır. Deniz suyunun izotop bileşimi özellikle Prekambriyenden beri çok fazla değişmediğinden (Taylor, 1974), geğmiş jeolojik

dönemlerde meteorik suyun oksijen izotop bileşimi güncel değerlere göre en fazla ‰ 5 değişmiş olabilir (Ohmoto, 1986).

Meteorik suyun hidrojen ve oksijen izotopları arasında buharlaşma ve yoğunlaşma gibi atmosferik süreçler ile kontrol edilen doğrusal bir ilişki vardır.

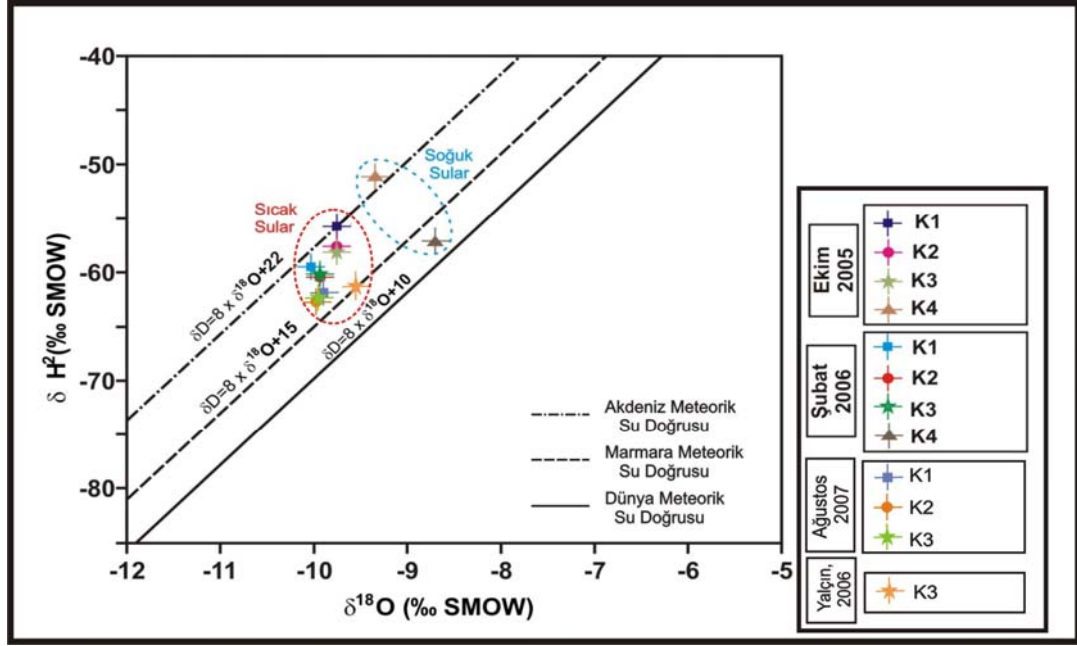
$$\delta D = s * \delta^{18}O + d$$

Yukarıdaki bağıntıda s (eğim) ve d (döteryum fazlası) değeri hidrolojik döngü boyunca buharlaşma, nem, yağış, iklim koşullarına ve coğrafi konuma bağlı olarak değişmektedir. Bu nedenle her bölgenin kendisini karakterize eden bir meteorik su doğrusu vardır. Bu meteorik su doğruları yeraltısularının kökeninin belirlenmesinde doğal izleyici olarak kullanılmasına olanak sağlamaktadır. Şekil 4.35’de verilen ^{18}O - 2H grafiğinde çalışma sahasında bulunan soğuk su noktaları çoğunlukla denklemin;

$$\delta D = 8 * \delta^{18}O + 15$$

olan bir meteorik su doğrusu üzerinde yer aldıkları görülmektedir. Bu meteorik su doğrusu Eisenlohr (1997)’nin Armutlu Yarımadası civarında yaptığı çalışmada Marmara Bölgesi için belirlediği meteorik su doğrusuna karşılık gelmektedir. Kaynakların Akdeniz meteorik su doğrusuna da ($\delta D = 8 * \delta^{18}O + 22$) yakın konumda yer almaları, yüksek buharlaşma etkisine sahip atmosferik su buharınca oluşan yağışların da bölgede etkin olduğunu göstermektedir (Şekil 4.36).

Beslenme alanları aynı olan yada aynı tür yağışlardan beslenen akifere ait örnekler Oksijen-18-Döteryum grafiği üzerinde birbirine yakın konumda bulunurlar (Ünsal ve diğ., 1996). Jeotermal etkinin görüldüğü su noktalarının izotop kompozisyonlarında mevsimlere göre önemli farklılıklar ortaya çıkmaktadır. Bu su noktalarında çekim etkisine bağlı olarak izotop kompozisyonlarında önemli farklılıklar meydana gelmekte Oksijen-18 değerlerinde değişim görülmektedir. Bu durum çekimin artmasıyla birlikte daha yüksek jeotermal etkiye sahip derindeki yeraltısuyunun izotop kompozisyonuna olan etkisinden kaynaklanmaktadır (Başaran ve Süral, 2002).



Şekil 4.36. Ekim–2005, Şubat–2006 ve Ağustos–2007 dönemlerine ait $\delta^{18}\text{O}$ ve δD değerlerinin gösterilmesi

Sıcak sulara ait örnekler soğuk yeraltısularına göre daha negatif ^{18}O değeri aldığı görülmektedir (Şekil 4.36). Meteorik kökenli olan sıcak sular, soğuk sulara göre daha yüksek kotlardan beslenmektedir ve yeraltında daha uzun bir dolaşım süresine sahiptir.

4.9.2. Trityum (T)

Hidrojeokimyasal incelemelerde en çok kullanılan radyoaktif izotop ^3H 'tür (Dansgaard, 1964). ^3H hidrojen elementinin kısa-ömürlü radyoaktif izotopudur, yarı ömrü 12,32 yıl (4500 ± 8 gün) olan ve beta bozunması veren trityum, atmosferin üst tabakalarındaki azot atomlarıyla kozmik nötronların etkileşmesinden doğal olarak oluştuğu gibi, termonükleer denemeler sonucunda da oluşmaktadır. Trityum atomları doğada 1.10^{-15} oranında bulunur. Su içerisindeki trityum derişimi trityum birimi (TU) olarak verilmektedir. Yani 10^{18} hidrojen atomuna karşı bir trityum atomunun bulunması "1 Trityum Birimi (TU)" olarak tanımlanır ($1 \text{ TU} = 1 \text{ atom } ^3\text{H} / 10^{18} \text{ atom H}$). ^3H izotopu ile trityumun bozunması sonucu radyojenik ^3He izotopu oluşur.

Çekirdeğinde bir protonla bir nötron bulunan Döteryum (^2D) izotopu okyanus sularında $1/6666$ oranında bulunmaktadır. Dolayısıyla buharlaşma sonucu

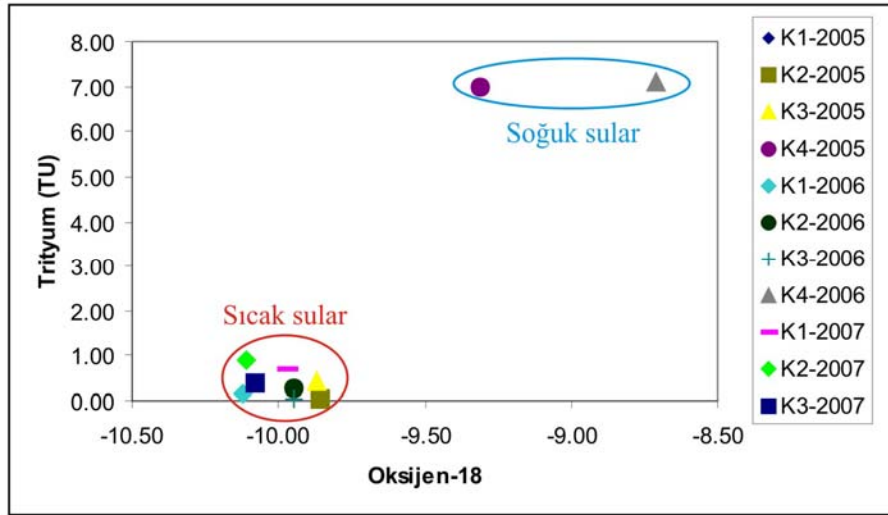
atmosferde yükselerek üst katmanlara ulaşabilmektedir. Döteryum çekirdekleri burada bazen, güneşten gelen kozmik ışınların isabetiyle trityuma yol açar ($^2\text{H} + ^2\text{H} \rightarrow ^3\text{H} + ^1\text{H}$). Trityum bazen de kozmik ışınların havadaki nitrojen çekirdeğine isabetiyle üretilebilmektedir ($^{14}\text{N} + ^1\text{n} \rightarrow ^3\text{H} + ^{12}\text{C}$). Atmosferin üst katmanlarında bu şekilde üretilen trityum çekirdeklerinden bazıları, yağmurla yeryüzüne iner. Bu süreç, yerkabuğundaki doğal trityumun kaynağını oluşturur ve her an için yerkabuğunda, yaklaşık 35 gram kadar doğal trityum bulunur.

Trityumun büyük bir çoğunluğu 1940'ların ikinci yarısında başlayan ve halen devam eden nükleer silah denemeleri sırasında atmosfere yayılır. Nükleer santrallerde trityumun yayılmasına katkıda bulunur. Sulardaki asıl kaynağı da budur.

Radyoaktif olmasından dolayı uğradığı zamansal değişim nedeniyle yeraltısularının yaşının (suların beslenme/boşalım noktaları arasında yeraltında kaldıkları süre) belirlenmesi çalışmalarında kullanılmaktadır. Ayrıca yeraltısularının rezervuarda kalış ve yenilenme sürelerinin tahmini yapılmaktadır. Yenilenme süresinin tahmini yeraltısuyu hareket hızının belirlenmesinde rol oynamaktadır.

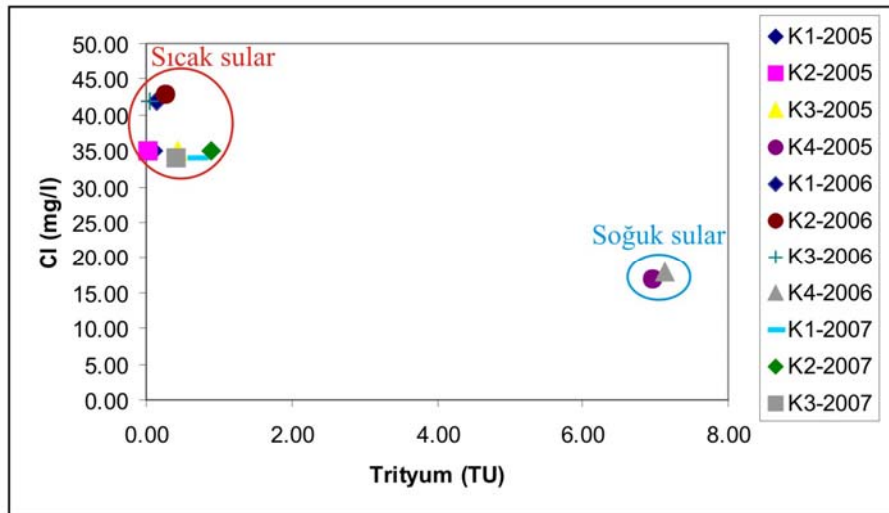
Trityum bulunmayan sular 50 yıldan daha yaşlı, 1–3 TU arası trityum bulunduran sular termonükleer denemelerden etkilenmemiş, 40–50 yıl arası yaşa sahip, 3–20 TU trityum bulunduran sular ise termonükleer denemelerden etkilenmiş sulardır (Altinkale, 2001). Yaşlı sular beslenmenin zayıf, genç sular ise beslenmenin güçlü olduğunun göstergesidir (Aksoy ve Filiz, 2001). Oksijen-18 (^{18}O)-Trityum ilişkisi, suların beslenme kotları ile akifer içersindeki kalış süreleri arasındaki ilişkiyi yansıtmaktadır (Şekil 4.37).

K1, K2, K3 sıcak sularında trityum değeri 0,03–0,9 TU arasında, K4 soğuk suyunda ise 7–7,1 TU arasında değişmektedir (Tablo 4.17). Soğuk sudaki trityum değerleri >1 TU olduğundan düşük sıcaklık ve daha sığ suların (Gat ve Gonfiantini, 1981) etkin olduğunu gösterir. Buna göre sıcak sular, soğuk suya göre daha yaşlı ve daha derin dolaşımıdır.



Şekil 4.37. Farklı yıllara ait Oksijen-18-Tritiyum korelasyonu

Kırkgeçit sıcak ve mineralli su kaynaklarından alınan su örneklerinin yüksek klorür ve düşük trityum içeriği sığ dolaşım sistemine ait olan soğuk sular ile karşılaştırıldığında daha derin ve daha uzun akım ağlarına sahip olduklarını işaret etmektedir (Şekil 4.38).



Şekil 4.38. Farklı yıllara ait Klor-Tritiyum korelasyonu

4.10. Kavramsal Hidrotermal Model

Jeotermal sistemler: ısı kaynağı, beslenme alanı, akifer, örtü kayaç ve jeotermal akışkanın yüzeye çıkışını kontrol eden kırık veya çatlak yapılarından meydana gelmektedir. Kırkgeçit jeotermal alanında gerek akifer ve gerekse örtü kayaç litolojileri ve hidrojeolojik özellikleri hakkında kapsamlı veri bulunmamaktadır. Bölgedeki jeotermal akifer litolojileri su kimyası çalışmaları ile tahmin edilmeye çalışılmıştır. Çalışma sahasının oldukça aktif bir tektonik zonda yer alması, kayaçların ikincil geçirimsizlik özelliği kazanmalarına neden olmuştur. Bu aktif tektonik zon jeotermal sistemi besleyen derin dolaşıma sahip akışkanların (sıvı+gaz) çalışma sahasının dışından da kırık zonu boyunca taşınmasını sağlayabileceği için belirlenen bu akifer kayaç litolojileri tahminden öteye gidememektedir. Benzer bir durum bölgedeki jeotermal sistemin örtü kayacı için de geçerlidir. Birimlerin yeraltındaki yayılımı detaylı jeofizik ve sondaj çalışmaları ile aydınlatılabilecektir.

Çalışma sahasında yapılan kimyasal ve izotopik çalışmalar kapsamında yapılan çalışmalar ile kavramsal hidrotermal modeli ortaya konulmaya çalışılmıştır.

4.10.1. Jeotermal Akışkanın Kökeni ve Beslenme Alanı

Jeotermal sistemler başlıca meteorik olmak üzere magmatik, jüvenil kökenli akışkanlar ile beslenmektedirler. Yüzeyleyen kaya birimlerinin dağılımı, tektonik olayların yoğunluğu, fayların derinliği beslenmeyi olumlu yönde etkileyen faktörlerdir.

Kırkgeçit jeotermal alanında yer alan sıcak su kaynaklarının Oksijen-18 ve Döteryum içeriklerine göre yerel meteorik su doğrusu üzerinde yer almaları nedeniyle bölgedeki jeotermal sistemi meteorik kökenli suların beslediği belirlenmiştir.

Kırkgeçit sıcak ve mineralli kaynağının düşük trityum ve yüksek klorür derişimi jeotermal alandaki derin yeraltısuyu dolaşım sistemini yansıtmaktadır. Kaynak, besleme alanının yüksek kesimlerine düşen yağış sularının derinlere süzülmesi, jeotermal gradyan ve magmatik kayaçlar ile ısımarak fay düzlemi boyunca

tekrar yüzeye yükselmesi sonucunda oluşmuş bir fay kaynağı özelliğindedir (Şekil 4.39).

4.10.2. Isı Kaynağı

Jeotermal alanlarda ısının kaynağı; volkanizma, soğumasını tamamlayamamış magmatik bir sokulum veya tektonik etkinliğe bağlı olarak değişmektedir. Tüm bu faaliyetler jeotermal alanın bulunduğu bölgede ısı akısının yüksek olmasına neden olmaktadır.

Güncel volkanik etkinliğin var olmaması nedeniyle Türkiye'deki jeotermal alanlarda ısı kaynağının genel olarak; Orta Anadolu, Doğu Anadolu ve Kula gibi genç volkanik alanlarda, soğumasını henüz tamamlayamamış magma; Batı Anadolu'da özellikle Büyük Menderes Grabeni'nde genişleme tektoniği ile kıtasal kabuğun incilmesi; Kuzey Anadolu'da ise aktif tektonizma olduğu kabul edilmektedir.

Mutlu ve Güleç (1998), Türkiye'de farklı bölgelerdeki jeotermal alanlar için kimyasal jeotermometreler ile ortalama rezervuar sıcaklıklarını; genişleme tektoniğinin etkin olduğu Batı Anadolu'da 251 °C, Orta ve Doğu Anadolu'da 125–136 °C, Kuzey Anadolu'da ise 110 °C olarak hesaplamışlardır.

Kuzeybatı Anadolu'da yer alan Kırkgeçit jeotermal alanı için silis jeotermometreleriyle hesaplanan rezervuar sıcaklığı 62–99 °C arasında değişmektedir. Kırkgeçit jeotermal alanındaki ısı kaynağı ve fay kuşağı boyunca derinlere süzülen meteorik suların çalışma sahasının kuzeydoğusunda yüzlek veren Alt-Orta Miyosen yaşlı Biga volkanitleri, güneydoğu kesiminde gözlenen Üst Miyosen-Alt Oligosen yaşlı granit sokulumu (Karadoru granitoyidi) ve jeotermal gradyan ile ısınması olduğu düşünülmektedir.

4.10.3. Hazne Kayaç ve Yayılımı

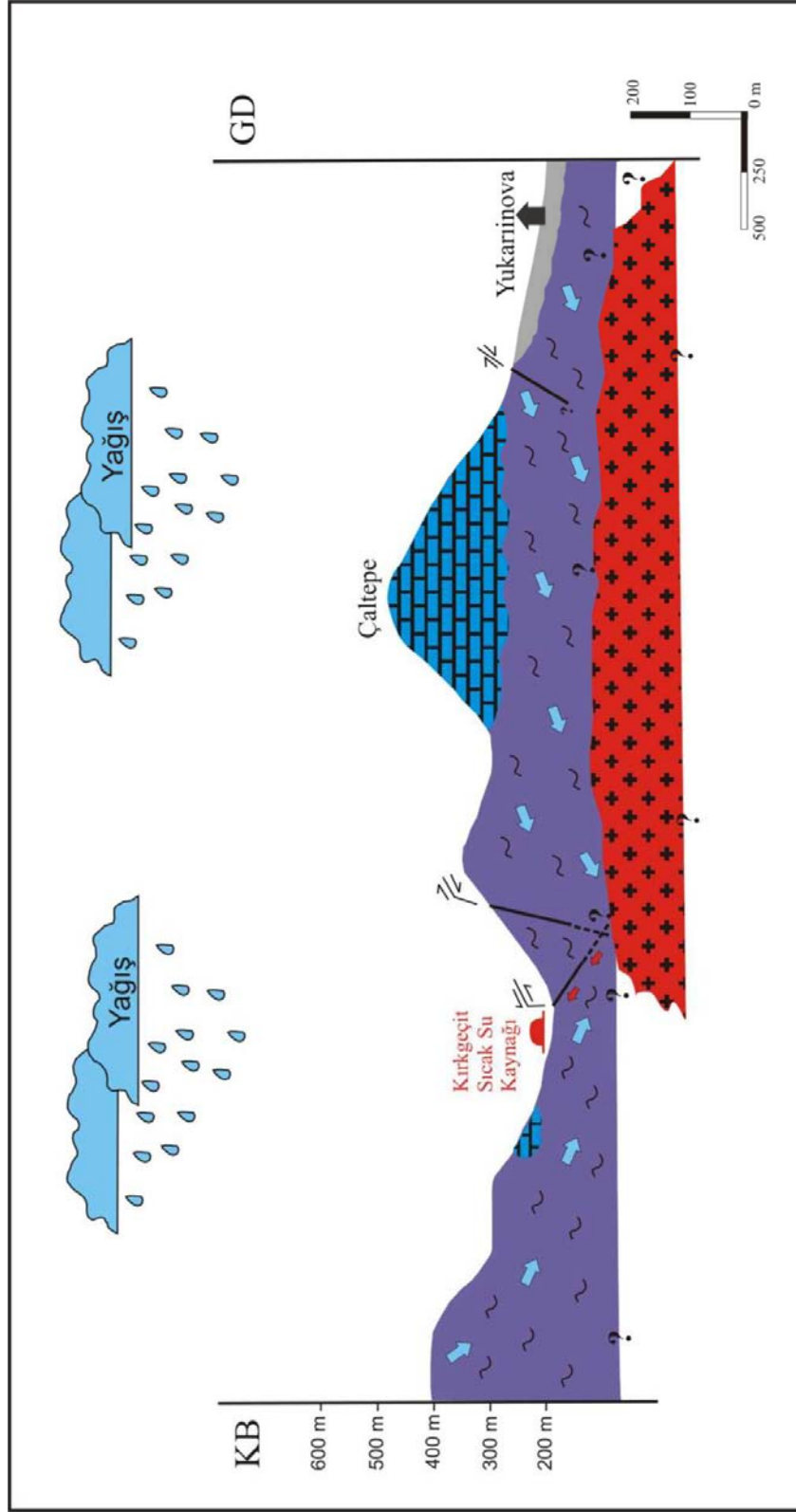
Hazne kayaç (akifer) içinde sıcak suyun depolandığı ortamdır. Soğuk yeraltısularında olduğu gibi sıcak su sistemlerinde de en önemli birimi akifer oluşturmaktadır (Şimşek, 1995).

Çalışma sahasında geniş yayılım gösteren Karakaya kompleksine ait birimler hidrojeolojik olarak çok az su içerebilir olmasına rağmen tektonizmanın etkisiyle ikincil porozite ve permeabilite kazandığı için yer yer rezervuar özellik göstermektedir. Kırkgeçit kaplıcasının güneydoğu ve güneybatısında mostra veren litolojilerden bol kırık ve çatlaklı, erime boşluklu kireçtaşları ve karbonatlı kumtaşları su tutma özelliklerine sahip olduklarından soğuk su kaynağı için akifer özelliği taşımaktadırlar.

4.10.4. Örtü Kayaç

Hidrotermal sistemin sahip olduğu ısıyı koruyabilmesi için, sıcak su akiferi üzerinde düşük termal iletkenliğe ve düşük geçirimsiliğe sahip bir örtü kayacın olması gerekmektedir. Bazı su kaynakları üzerinde ise hiç örtü kaya bulunmamakta (açık sistem), bazılarında ise jeotermal sistem içinde bulunan akışkanın kırık ve çatlaklarında çökelim yaparak kendi örtü kayasını oluşturmaktadır.

Çalışma sahasında yüzeylenen Karakaya kompleksinin tektonizmadan az etkilenen birimleri örtü kayaç özelliği göstermektedir.



Şekil 4.39. Kırkgeçit sıcak su kaynağının şematik modeli

BÖLÜM IV

SONUÇLAR ve ÖNERİLER

Çalışma sahasının temelini Triyas yaşlı Karakaya kompleksinin; Nilüfer birimi, Hodul birimi ve Çal birimi oluşturmaktadır. Temel kayaların üzerinde uyumsuzlukla Alt-Orta Miyosen yaşlı Biga volkanitleri yer almaktadır. Kuvaterner yaşlı alüvyon tüm birimleri uyumsuz olarak örtmektedir.

Toplam debileri 3–3,5 lt/sn, boşalım noktasında sıcaklıkları 45–52 °C, EC değerleri 620–698 $\mu\text{S/cm}$, pH değerleri 8,9–9,3 arasında değişen sıcak sular düşük elektriksel iletkenlikli ve bazik karakterdir. İncelenen soğuk suyun sıcaklığı 12–13 °C, EC değeri 653–675 $\mu\text{S/cm}$, pH değeri 7,5–8,3 arasında değişmektedir.

Sıcak su kaynakları Na-SO₄, soğuk su kaynağı ise Ca-HCO₃'lü su tipini yansıtmaktadır. Kırkgeçit sıcak su kaynağında 1947 yılından beri 8 farklı araştırmacı tarafından yapılan majör anyon-kasyon verileri farklı su kimyası diyagramlarında değerlendirilmiştir. Bu değerlendirilmenin sonucunda çalışma kapsamındaki aynı sonuçlara ulaşıldığı, sıcak suların Na-SO₄ iyonlarınca zengin olduğu belirlenmiştir.

Kırkgeçit deresine karışan K3 kaynağı için sulama suları sınıflamasında en yaygın olarak kullanılan ABD tuzluluk diyagramında 'C2S3' ve Wilcox diyagramında 'Şüpheli-kullanılamaz' sonucu elde edilmiştir. Sıcak suyun dereye boşaltılmaması önerilmektedir.

$\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ grafiğinde, sıcak su kaynaklarının çoğunlukla denklemi; $\delta\text{D}=8 * \delta^{18}\text{O} + 15$ olan bir meteorik su doğrusu üzerinde yer aldıkları görülmektedir. Bu meteorik su doğrusu Eisenlohr (1997)'nin Armutlu Yarımadası civarında yaptığı çalışmada Marmara Bölgesi için belirlediği meteorik su doğrusuna karşılık gelmektedir. Çalışma sahasındaki su kaynaklarının yerel meteorik su doğrusu yakınında yer almaları bölgedeki jeotermal akiferlerin meteorik kökenli yağışlardan beslendiğini göstermektedir. Sıcak su kaynaklarının farklı dönemlerinde diyagram üzerinde değişik noktalarda yer almalarının bu kaynakların sığ veya derin dolaşım

sistemine sahip yeraltıları ile karışımlarından kaynaklandığı düşünülmektedir. Trityum değeri 0,03–0,9 TU arasında değişen sıcak sular, trityum değerleri 7–7,1 TU arasında değişen soğuk sudan daha yaşlı ve daha derin dolaşımıdır.

Jeotermal alandaki sular, kırık ve çatlaklar boyunca derinlere süzülerek çalışma sahasının kuzeydoğu kesiminde gözlenen Biga volkanitleri, güneydoğusunda yüzlek veren granit sokulumu (Karadoru granitoyidi) ve jeotermal gradyan ile ısınıp, KB-GD doğrultulu fay boyunca yüzeye ulaşmaktadır. Karakaya kompleksinin tektonizmadan az etkilenen birimleri örtü kayaç özelliği göstermektedir.

Rezervuar sıcaklığının belirlenmesi için uygulanan jeotermometre hesaplamalarında sıcak su kaynaklarının Giggenbach diyagramında “kısmen denge durumunda sular” sınıfında yer aldığı belirlenmiştir. Kuvars jeotermometreleri ile 62–98 °C, Na-K jeotermometreleri ile ise 61–123 °C aralığında rezervuar sıcaklığı hesaplanmıştır. Bu değerler, mineral doygunluk indeksi grafikleri de ele alınarak değerlendirildiğinde tüm sıcak su kaynakları için ortalama 80 °C –100 °C rezervuar sıcaklığı belirlenmiştir. Bu hesaplamalar suyun kökeninde ulaşılabilecek en yüksek sıcaklığı göstermekle beraber sahada sondajlarla elde edilecek sıcaklık, soğuk su karışımları ve kondüktif soğuma nedeniyle genelde bu değerlerin altında bir sıcaklık değeri verecektir.

Çalışma kapsamında elde edilen sonuçlara göre bölgede yüksek sıcaklığa sahip rezervuarın bulunması beklenmektedir. Jeotermal enerjinin doğru kullanılabilmesi için sahanın işletilebilir potansiyelinin ortaya çıkarılmasına yönelik gerekli geliştirme çalışmalarının (jeofizik yöntemler) yapılması ve bu çalışmalardan elde edilen sonuçlar ışığında kuyuların açılması önerilmektedir. Ancak bu şekilde akiferin derinliği ve verimi hakkında ayrıntılı bilgi edilebilir. Bu çalışmaların sonucuna göre jeotermal tesis geliştirilebilir.

Açılması önerilen kuyuların atık termal sularının mutlaka tüm dünyada yasalarla zorunlu hale getirilmiş olan reenjeksiyon (akışkanı yeraltına geri verme) tekniği ile kuyulardan hazneye geri basılmalıdır. Bu yöntem jeotermal suyun çevreye zarar vermemesi için şarttır. Reenjeksiyon faaliyetleri jeotermal işletmeler için ek bir

maliyet olarak görülse de jeotermal rezervuarın ömrü için yapılacak olan doğru bir maliyet analizi ile kullanımın ekonomik olacağı açıktır.

Termal turizm ve balneolojik uygulamalarda kullanılan Kırkgeçit sıcak su kaynağının sondaj yolu ile debisinin ve sıcaklığının artırılması neticesinde balık çiftliği (tropik balıkçılık), konut-sera ısıtması vb. kullanım alanlarının geliştirilmesiyle bölgenin ekonomisine ve çevreye olumlu yönde katkı sağlayacaktır.

KAYNAKLAR

- Akan, B., 2002. Jeotermal Sistemlerde Yapılan İzotop Hidrolojisi Çalışmaları; Afyon Ömer-Gecek Jeotermal Sistemi, Hidrolojide İzotop Tekniklerinin Kullanılması Sempozyumu, DSİ İzotop Şube Müdürlüğü, Adana.
- Akartuna, M., 1950. İmroz Adasında Bazı Jeolojik Müşahedeler. TJK., Bült. 2-2, Sayfa: 9-17.
- Akçay, M., 2002. Jeokimya Temel Kavramlar ve Uygulamaya Aktarımları, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi yayını, Yayın no; 204.
- Akkuş, İ., 2002. Jeotermal Uygulamalar ve MTA, Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeotermal Enerji ve Araştırma Merkezi, Jeotermalde Yerbilimsel Uygulamalar Yaz Okulu Ders Notları, say. 1-33, İzmir.
- Akkuş, İ., Aydoğdu, Ö., Akıllı, H., Gökmenoğlu, O., Sarp, S., 2005. Geothermal Energy and Its Economic Dimension in Turkey. Proceedings World Geothermal Congress, Antalya.
- Akkuş, İ., Aydoğdu, Ö., 2006. Türkiye'nin Jeotermal Kaynaklarının Potansiyeli ve Önemi, Jeotermal Enerji ve Yasal Düzenlemeler Sempozyumu Bildirileri Kitabı, 48-57 s. Ankara.
- Aksoy, N. ve Filiz, Ş., 2001. Balçova-Narlıdere Jeotermal Sahasının Çevresel İzotoplarla İncelenmesi. 1. Çevre ve Jeoloji Sempozyumu, Yeraltısuları ve Çevre Sempozyumu, Bildiriler, 289-295s.
- Akyürek, B., Bilginer, B., Aktaş, B., Hepşen, N., Pehlivan, Ş., Sunu, O., Soysal, Y., Dağ, Z., Çatal, E., Sözeri, B., Yıldırım, H. ve Hakyemez, Y., 1984. Ankara-Elmadağ-Kalecik Dolayının Temel Jeolojik Özellikleri, Jeoloji Mühendisliği, 20, 31-46.
- Akyürek, B. ve Soysal, Y., 1983. Biga Yarımadası Güneyinin (Savaştepe-Kırkağaç-Bergama Ayvalık) Temel Jeoloji Özellikleri: MTA Derg., 95/96, 1-12.
- Altinkale, S., 2001. Eğirdir ve Burdur Göllerinin Hidrojeokimyasal ve İzotop Jeokimyasal Karşılaştırılması, Süleyman Demirel Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, Isparta.

- Arnnórsson, S., Gunnlaugsson, E., Svavarsson, H., 1983. The Chemistry of Geothermal Waters in Iceland. III. Chemical Geothermometry in Geothermal Investigations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47, 567–577.
- APHA-AWWA-WPCF, 1981. Standart Methods for the Examination of Water and Wastewater (15th Ed.) American Public Health Association, Washington, USA, 1134 p
- Ateş, Ö., 2007. Hıdırlar (Çanakkale-Yenice) Jeotermal Sahası'nın Hidrojeokimyasal Özellikleri ve Tektonizmaya İlişkisi. Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans Tezi, 109 s.
- Ayaroğlu, H., 1979. Bozüyük Metamorfiklerinin Petrokimyasal Özellikleri, *TJK Bült.*, 22, 101-107.
- Aysal, N., 2005. Biga (Çanakkale) Doğusunun Mesozoyik-Tersiyer Magmatizması ve Metamorfizmasının Petrolojisi, İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü. Doktora Tezi.
- Baba, A., 2003. Geothermal Environmental Impact Assessment with Special Reference to the Tuzla, Geothermal Area, Çanakkale Turkey. Geothermal Training Programme, Iceland, pp. 75- 114.
- Baba, A. and Özcan, H., 2005. Monitoring and Evaluation of The Geothermal Fluid on Soil And Water in Tuzla Geothermal Field By GIS, Remote Sensing And GIS for Environmental Studies, Edit By Stefan Erasmi, Bern Cyffka, Martin Kappas, Göttinger Geographische Abhandlungen, Vol 113, Göttingen, pp. 138–143.
- Baba, A., Özcan, H. and Deniz, O., 2005. Environmental Impact by Spill of Geothermal Fluids at the Geothermal Field of Tuzla, Canakkale-Turkey. Proceedings World Geothermal Congress 2005, Antalya.
- Baba, A., Ármannsson, H., 2006. Environmental Impact of The Utilization of a Geothermal Area in Turkey, *Energy Source*, volume 1, pp. 267-278.
- Baba, A., Deniz O., Şanlıyüksel, D., 2007. Kocabaşlar Jeotermal Alanı (Lapseki-Çanakkale) ve Çevresinin Hidrojeokimyasal ve İzotopik incelenmesi, *Lapseki Sempozyumu*, s. 146–155. Çanakkale.

- Back, W., 1966. Hydrochemical Facies and Groundwater Flow Patterns in Northern Part of Atlantic Coastal Plain. U.S. Geol. Survey Professional paper, 498-A, 42 p.
- Barka, A., 1997. Neotectonics of the Marmara Sea Region, Active tectonics of the Northwestern Anatolia-The Marmara Poly-Project. vdf Hochschulverlag AG an der ETH Zürich, p 55–87.
- Başaran, N. ve Süral, U. 2002. Niğde Misli Ovasında İzotop Teknikleri Kullanılarak Yeraltısuyu Karakteristiklerinin Belirlenmesi, Hidrolojide İzotop Tekniklerinin Kullanılması Sempozyumu, DSİ Teknik Araştırma ve Kontrol Dairesi Başkanlığı, Adana, s. 109–125.
- Bingöl, E., 1968. Contribution A Le Etüde Geologique De La Partie Centale Et SE Du Massif De Kazdağ (Turque), These Du Doctorat, Fac. Sci. Univ. Nancy, 191 s.
- Bingöl, E., 1969. Kazdağ Masifi'nin Merkezi ve Güneydoğu Kesiminin Jeolojisi, MTA Dergisi, Sayı 72.
- Bingöl, E., 1976. Batı Anadolu'nun Jeotektonik Evrimi. MTA Dergisi, 86, s. 14–34.
- Bingöl, E., Akyürek, B. ve Korkmazer, B., 1973. Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Karakaya Formasyonunun Bazı Özellikleri. Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi, Tebliğler, MTA, Ankara, 70–76.
- Blanc, M.P., 1965. Serie Stratigraphique de Çal Köy (Anatolie Occidentale, Turquie): Presence de Spilites dans le Permien, C.R. Soc. Geol. France, 3, 100–102.
- Blanc, M.P., 1969. Etude petrographique de la Granidiorite de Yenice, Peninsula de Çanakkale. These Du Doctorat, Fac. Sci. Univ. Paris.
- Blumental, M., 1950. Orta ve Aşağı Yeşilirmak Bölgelerinin Jeolojisi Hakkında, MTA Enstitüsü Yayını, Seri D, 4.
- Bogomolov, G.V., 1955. et Silin Bektchourine, A.İ. (traduction Javet, E. Castany, G.), Hydrogeologie specialisee, BRGM, Paris.
- Borsi, S., Ferrara, C., Innocenti, F. ve Mazzuoli. R, 1972. Geochronology and Petrology of recent volcanics of Eastern Aegean Sea: Bull. Voic., 36, 473-496.

- Canik, B., 1998. *Hidrojeoloji*, Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara.
- Clark, I.D. and Fritz, P., 1997, *Environmental Isotopes in Hydrogeology*, Lewis Publishers, New York, 328p.
- CorelDRAW, 2003. Bilgisayar yazılımı, Version 13, Corel Corporation.
- Craig, H., 1961. Standart for Reporting Concentrations of Deuterium and Oxygen-18 in Natural Waters. *Science*, 133, 1833–1834 s.
- Çağlar, K., Ö., 1947. Türkiye Maden Suları ve Kaplıcaları, MTA Yayınları, Fasikül 2 Seri B, No 11, 249-250 s, 264, Ankara.
- Çifter, C., Sayın, M., 2002. İzotopların Hidrolojide Kullanılması, Hidrolojide İzotop Tekniklerinin Kullanılması Sempozyumu, DSİ İzotop Şube Müdürlüğü, Adana
- D'Amore F. and Arnórsson, S., 2000, *Geothermometry. Isotopic and Chemical Techiques in Geothermal Exploration, Development and Use*. Arnórsson, S. (ed.), IAEA, Vienna. pp.152–199
- Dansgaard, W., 1964. Stable İsoptes in Precipitation. *Tellus*, 16: 436–468.
- Davraz A. ve Şener E., 2006. Gebeler kaplıcasının (Fethiye-Muğla) Hidrojeolojisi ve Hidrojeokimyası, Mühendislik Jeolojisinde Çağdaş Uygulamalar Sempozyumu, 347-356 s. Pamukkale Üniversitesi, Denizli.
- Dayal, A., 1984. Yenice (Çanakkale) Granitinin Petrografisi ve Buna Bağlı Cevherleşmeler, Doktora tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi. Fen Bilimleri Ens. İzmir.
- Deustch, W., 1997. *Groundwater Chemistry Fundamentals and Applications to Contamination*, Lewis Publishers, New York.
- Dickson M.H. and Fanelli M., 2004. *What is Geothermal Energy* Istituto di Geoscienze e Georisorse, CNR ,61 p., Pisa, Italy.
- Doğdu, M. Ş. ve Çelik, H., 1999. Aksaray Sıcak ve Mineralli Su Kaynaklarının Hidrojeokimyası, 52. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiriler Kitabı, Ankara.
- DPT, 2000. Sekizinci Beş Yıllık Kalkınma Planı Jeotermal Raporu.
- DPT, 2005. Dokuzuncu Kalkınma Planı (2007–2013) Jeotermal Çalışma Grubu Raporu.

- Duru, M., Pehlivan, Ş., Şentürk, Y., Yavaş, F ve Kar, H., 2004. New Results on the Lithostratigraphy of the Kazdağ Massif in Northwest Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences, Vol. 13, p: 177–186.
- Eisenlohr, T., 1997. The Thermal Springs of The Armutlu Peninsula (NW Turkey) and Their Relationship to Geology and Tectonics in Active tectonics of Northwestern Anatolia – The Marmara Poly Project. Schindler C. and Pfister, M (eds.), vdf Hochschulverlag-AG an der ETH Zürich. p. 197–228.
- Ercan, T., 1979. Batı Anadolu, Trakya ve Ege Adalarındaki Senozoyik Volkanizması, Jeoloji Mühendisliği Dergisi, 9, 23–46
- Ercan, T., Satır, M., Steinitz, G., Dora, A., Sarıfakioğlu, E., Adis, C, Walter, H. J., Yıldırım, T., 1995. Biga Yarımadası ile Gökçeada, Bozcaada ve Tavşanlı Adalarındaki (KB Anadolu) Tersiyer Volkanizmasının Özellikleri. MTA Dergisi, Cilt 117, S. 55–86.
- Ercan, T., 1996. Biga ve Gelibolu Yarımadaaları ile Gökçeada, Bozcaada ve Tavşanlı Adalarının Jeolojik, Arkeolojik ve Tarihi Özellikleri. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yerbilimleri ve Kültür Serisi, No: 1.
- Erçetin, K.Y., 2005. Arabaalan-Elmalı (Çanakkale) Yöresi Seramik Sektöründe Kullanabilecek Kaynaklar ve Oluşum Özelliklerinin Kullanım Özelliklerine Etkisi, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi.
- Erdoğan, E., 1966. Geothermal Energy Possibility of Survey and Tectonic Mapping of Tuzla Hot Springs and Surrounding, MTA report, Ankara (unpublished).
- Ergül, E., Acar, Ş., Korkmazer, B., 1984. Biga Yarımadası Kuzeybatı Kesiminin Jeolojisi. MTA Rapor No: 41130.
- Faure, G., 1986. *Principles of Isotope Geology*. John Wiley and Sons, New York.
- Feth, J. H., 1981. Chloride in Natural Continental Water-a Review, U.S. Geological Survey Water-Supply paper 2176, U.S. Government Printing Office, Washington, 30 p.
- Fouillac, C., Michard, G., 1981. Sodium/Lithium Ratio in Water Applied to the Geothermometry of Geothermal Waters. Geothermics. 10, 55–70.
- Fournier, R.O., 1977. Chemical Geothermometers and Mixing Models for Geothermal Systems Geothermics. 5, p 41–50.

- Fournier, R.O., 1979. A Revised Equation for the Na-K Geothermometer. *Geothermal Res. Council Trans.* 3, 221–224.
- Fournier, R.O. and Truesdell, A.H., 1973. An Empirical Na-K-Ca Geothermometer for Natural Waters, *Geochimica et Cosm. Acta.* 37,1255–1275.
- Fournier, R.O. and Potter, R. W. II, 1979. Magnesium Correction to the Na-K-Ca Chemical Geothermometer, *Geochimica et Cosm. Acta.* 43,1543–1550.
- Fournier, R.O., Potter, R.W. II, 1982. A Revised and Expanded Silica (quartz) Geothermometer, *Geothermal Research Council Bull.* 11, 3–9.
- Fournier, R.O., 1991, *Water Geothermometers Applied to Geothermal Energy. Application of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development*, D'Amore, F. (coord.), UNITAR/UNDP, Rome. pp. 37–69.
- Freeze, R. A. and Cherry, J. A., 1979. *Groundwater*, Prentice – Hall, USA, 604p.
- Gamsız, E., Ağacık, G., 1981. *Su ve Analiz Methodları*, DSİ Gn. Md. Yayını, 158 s.
- Gat, N., Gonfiantini, T., 1981. *Stable İsootope Hydrology, Deuterium and Oxygen 18 in the Water Cycle*. Technical reports series, No: 228. 151 p. Vienna.
- Genç, Ş.C., 2002. Nilüfer Biriminin Kökeni Üzerine Jeokimyasal Bir Yaklaşım. 55. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri*, 100–101.
- Genç, Ş.C., Yılmaz, Y., 1995. Evolution of The Triassic Continental Margin, Northwest Anatolia. *Tectonophysics*, 243, 193 -207.
- Gevrek, A.I., and Şener, M., 1985. The Determination of Hydrothermal Alteration Zones by Clay Minerals in Canakkale- Tuzla area. 2nd Turkish National Clay Symposium, Hacettepe University, Ankara, Turkey.
- Giggenbach, W. F., 1988. Geothermal Solute Equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca Geoindicators, *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 55, 2749–2765.
- Goldschmidt, V.M., 1958. *Geochemistry*. Oxford Univ. Pres, London, 730p.
- Görür, N., Tüysüz, O. And Şengör, A.M.C. 1998. Tectonic Evolution of the Central Anatolian Basins, *International Geology Review*, 40, 831-850
- Gözler, M.Z., 1986. Kazdağ Batısı Mıhlıdere Vadisinin Jeolojik ve Petrografik İncelemesi, *Tjk Bülteni*, Cilt: 29, Sayı: 1, 133-142.
- Gözler, M.Z., Ergül, E., Akçaören, F., Genç, Ş., Akat, U. ve Acar, Ş., 1984. Çanakkale Boğazı Doğusu–Marmara Denizi Güneyi–Bandırma–Balıkesir–

- Edremit ve Ege Denizi arasındaki alanın jeolojisi ve komplikasyonu, MTA Rap.
- Hatva, T., 1989. Iron and Manganese in Groundwater in Finland: Occurance in Glacifluvial Aquifers and Removal by Biofiltration. Water and Enviroment Research Institute publ., 4, Helsinki, Finland, 99 p.
- Hem, J.D., 1985. Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of Natural Water, USGS Water Supply Paper 2254, US Gov. Print. Office, 263 p.
- Hoefs, J., 1997. Stable İsootope Geochemistry. Springer-Verlag, 201p.
- Hounslow, A.W., 1995. Water Quality Data: Analysis and Interpretation. Lewis Publishers, 54.
- Ingersoll, R. V., 1988. Tectonics of Sedimentary Basins, Geol. Soc. Am. Bull., 100, 1704-1719.
- Kaaden, G.U.R., 1956. Çanakkale-Biga-Edremit Yarımadası Bölgesindeki Jeolojik Saha Çalışmaları ve Maden Yatakları Hakkında Rapor. MTA Rapor No: 7430.
- Kaçaroğlu, F., 1991. Eskişehir Ovası Yeraltısuyu Kirliliği İncelenmesi, Hacettepe Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora tezi, Ankara.
- Kalafatçioğlu, A., 1963. Ezine Civarının ve Bozcaada'nın Jeoloji Kalker ve Serpantinlerinin Yaşı. MTA Derg, 60, s. 60–69.
- Karacık, Z., 1995. Ezine-Ayvacık Çanakkale Dolayında Genç Volkanizma Plütönizma ilişkileri. İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 342 s.
- Karakuş, H., 2004. Efteni Bölgesi (Düzce) Sıcak ve Mineralli Su kaynaklarının Hidrojeokimyasal İncelenmesi, Hacettepe Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, 122 s.
- Karamanderesi, I.H. and Öngür, T., 1974. The Report of Gradient Wells Finished of Tuzla (Çanakkale) Geothermal Field. MTA report, No: 5524, Ankara.
- Karamanderesi, I.H., 1986. Hydrothermal alteration in well Tuzla T-2, Canakkale, Turkey. Report 3: Geothermal Training Programme in Iceland 1986. UNU G.T.P., Iceland, 1-23.
- Karamanderesi, I.H., 1994. Tuzla (Ayvacık-Çanakkale) Jeotermal Sistemi Jeolojisi, Potansiyeli ve İmkanları. Türkiye 6. Enerji Kongresi, İzmir. Say. 89–103.

- Karamanderesi, I.H., 2001. Türkiye'nin Jeotermal Potansiyeli ve Kullanımı. Türkiye Sorunlarına Çözüm Konferansı-IV Cumhuriyetin Yüzüncü Yılında Temel Hedefler ve Çözüm Önerileri, İzmir.
- Kartal, T., 1975. Çanakkale-Kestanbol Kaplıcası Hidrojeoloji Etüdü. MTA Raporu, Ankara.
- Kaya, O., 1991. Stratigraphy of the pre-Jurassic Sedimentary Rocks of the Western parts of Turkey: Type Area Study and Tectonic Considerations. Newsl. Stratigr. 23, 123–140.
- Kaya, O., Wiedmann, J. and Kozur, H. 1986. Preliminary Report on the Stratigraphy, Age and Structure of the so-called Late Paleozoic and/or Triassic "Melange" or "Suture Zone Complex" of Northwestern and Western Turkey. *Yerbilimleri*, Hacettepe University 13, 1–16.
- Kharaka, Y. K., Lico, M. S. and Law, L. M., 1982. Chemical Geothermometers Applied to Formation Waters, Gulf of Mexico and California basins, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 66, 558.
- Kharaka, Y.K., Mariner, R.H., 1989. Chemical Geothermometers and Their Application to Formation Waters from Sedimentary Basins. *Thermal History of Sedimentary Basins; Methods and Case Histories*, N. D. Näser and T. H. McCulloh (eds.), Springer Verlag, pp. 99–117.
- Krushensky, R. D., 1976. Neogene Calc-Alkaline Extrusive And Intrusive Rocks of The Karalar - Yetiller Area, North - West Anatolia, *Bull. Volcan*, 40, p. 336-360.
- Koçak, A., 2002. Jeotermal Uygulamalar ve MTA, Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeotermal Enerji ve Araştırma Merkezi, Jeotermalde Yerbilimsel Uygulamalar Yaz Okulu Ders Notları, say. 119–131, İzmir.
- Koçyiğit, A., 1989. Hasanoğlan (Ankara) Yöresinin Tektonostratigrafisi, *Karakaya Orojenik Kuşağının Evrimi*, *Yerbilimleri*, 14, 269-294.
- Krushensky, R.D., Akçay, Y. and Karaege, E., 1980. Geology of the Karalar-Yeşiller area, Northwest Anatolia, Turkey. *U.S. Geol. Sur. Bull.* 1461, 1–72.
- Lindal, B., 1973. Industrial and Other Application of Geothermal Energy in Armstead, H.C.H. (ed), *Geothermal Energy*, UNESCO, Paris, France, pp.135-148.

- Lisenbee, A., 1971. The Orhaneli Ultramafic Gabro Thrust Sheet and Its Surroundings, *Geology and History of Turkey* ed. A.S. Campbell, 349-368.
- Lowenstam H.A., 1961. Mineralogy, O18/O16 Ratios, and Strontium and Magnesium Contents of Recent and Fossil Brachiopods and Their Bearing on the History of the Oceans. *Journal of Geology* 69: 241–260.
- Lund, J.W., Freeston, D.H., Boyd, T.L., 2005. World-Wide Direct Uses of Geothermal Energy 2005. *Proceedings World Geothermal Congress 2005 Antalya, Turkey*.
- Mahon, W.J.A., 1964. Flourine in the Natural Thermal Waters of New Zeland, N.Z.J. *Sci.*, 7, 3-28.
- Mahon, W.A.J., Klyen, L.E. and Rhode, M., 1980. Naturalsodium-Bicarbonate-Sulphate Hot Waters in Geothermal Systems: Chintsu. *J.JPN. Geothermal Energy Association*, 17, 11–24.
- McNeely, R. N., Neimanis, V.P. and Dwyer, L., 1979. *Water Quality Sourcebook, a Guide to Water Quality Parameters*, Inland Waters Directorate, Water Quality Branch, Ottawa, Canada, 88 p.
- Mutlu, H. and Güleç, N., 1998. Hydrogeochemical Outline of Thermal Waters and Geothermometry Applications in Anatolia (Turkey), "Journal of Volcanology and Geothermal Research", 85, p. 495–515.
- Mutzenberg, S., 1990. Westliche Biga-Halbinsel (Çanakkale.Türkei) Beziehung zwischen Geologie. Tektonik und Entwicklung der Thermalquellen. PhD thesis. ETH-Zurich. No:9113.
- Mutzenberg, S., 1997. Nature and Origin of the Thermal Springs in the Tuzla area, Western Anatolia, in Turkey, *Active Tectonic of Northwestern Anatolia-The Marmara Poly-Project* (edited by Schindler, C., and Pfister, M.), vdf hochschulverlag AG an der ETH, Zurich, 301-317.
- Nicholson, K., 1993. *Geothermal Fluids, Chemistry and Exploration Techniques*. Springer-Verlag, Berlin, 263 p.
- Nieva, D. and Nieva, R., 1987. Development in Geothermal Energy in Mexico, part 12-A Cationic composition geothermometer for prospecting of geothermal resources, *Heat recovery systems and CHP*. 7, 243–258.

- Okay A.İ., 1987. Biga Yarımadası'nın Batı Kesiminin Jeolojisi ve Tektoniği, TPAO Arama Grubu Rap. No 2374.
- Okay, A.İ., 1989. Edremit-Balya-Manyas Arasının Jeolojisi ve Tektoniği, TPAO Arama Grubu, Rapor no: 2657.
- Okay, A.İ., Siyako, M. ve Bürkan, K.A., 1990. Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik evrimi. TPJD bülteni. Cilt:2/1, 83–121.
- Okay, A. I., Siyako, M. ve Bürkan, K. A., 1991. Geology and Tectonic Evolution of the Biga Peninsula, Northwest Turkey. Bulletin of the Technical University of Istanbul, 44, 191–255.
- Okay, A.I., Satır, M., Maluski, H., Siyako, M., Monie, P., Metzger, R. ve Akyüz, S., 1996. Paleo-and Neotethyan Events in Northwest Turkey. In: Yin A, Harrison M (eds) Tectonics of Asia. Cambridge University Press, Cambridge, pp 420–441.
- Okay A. I. and Altiner, D., 2004. Uppermost Triassic Limestone in the Karakaya Complex- Stratigraphic and Tectonic Significance Turkish Journal of Earth Sciences (Turkish J. Earth Sci.), Vol. 13, 2004, pp. 187–199.
- Okay, A.İ., 2000. Was the Late Triassic Orogeny in Turkey Caused by the Collision of Oceanic Plateau? The Geological Society of London, volume 173, p 25–41.
- Okay ve Satır , M., 2000. Coeval Plütonism and Metamorphism in a Latest Oligocene Metamorphic Core Complex in Northwest Turkey: Geological Magazine,137, 495-516.
- Okay, A.I. and Göncüoğlu, M.C., 2004. The Karakaya Complex: A Review of Data and Concepts.Turkish Journal of Earth Sciences, Vol 13, pp. 77–95.
- Öktü, G., 1997. MTA Türkiye Termal ve Mineralli Sular Envanteri Çanakkale, Ankara.
- Öngen, S., 1982. Yenice (Çanakkale) Granitoidlerinin ve Yan Kayaçlarının Petrolojisi, İ.Ü. Doçentlik Tezi. 234 Sayfa.
- Öngen, S., Aysal, N. ve Azaz, D., 2002. Çan Güneyi (Çanakkale) Geç Tersiyer Riyolit-Bazalt Karakterli Volkanizması. 55. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, 201–203.

- Öngür, T., 1973. Volcanology and Geological Report of Canakkale Tuzla geothermal Area, MTA report, Ankara (unpublished).
- Özbayrak, İ.H., 1980. Çanakkale-Yenice Hıdırlar Alanının Jeotermal Enerji Olanakları, MTA Raporu, Ankara
- Özbayrak, İ.H., 1984. Geothermal Energy Possibilities of the Balıkesir Province NW Turkey. Seminar on Utilization of Geothermal Energy for Electric Power Production and Space Heating Seminar book, Florence (Italy), p 14–17.
- Özcan, A., Erkan, A., Keskin, A., Oral, A., Özer, S., Sümengen, M. ve Tekeli, O., 1980. Kuzey Anadolu Fayı- Kırşehir Masifi Arasının Temel Jeolojisi, MTA Enstitüsü raporu, 6722.
- Özkoçak, O., 1969. Etude Geologique du Masif Ultrabasic d'Orhaneli et de Sa proche Bordure, Tez, Paris Üniversitesi, 1-181.
- Parkhurst, D.L. and Appelo C.A.J., 1999. User's guide to PHREEQC (Version 2) - a Computer Program for Speciation, Batch-reaction, One-dimensional Transport, and Inverse Geochemical Calculations, USGS Water Resources Investigation Report 99-4259, 312p.
- Pehlivan, R., 1998. Kırkeçit (Biga/Çanakkale) Sıcak ve Mineralli Su Kaynağı Çevresinin Jeolojisi, Hidrojeokimyasal İncelemesi ve Kullanabilirliği, H.Ü. Yerbilimleri Der. S:20, s. 155–162, Ankara.
- Pickett, E. A., Robertson, A., H., F. and Dixon, J.,E., 1995. The Karakaya Complex, Nw Turkey: A Palaeo Tethyan Accretionary Complex. Proceedings of The International Symposium On The Geology of The Black Sea Region September 7–11,1992, Ankara, Turkey.
- Pickett, E.A. ve Robertson, A.H.F., 1996. Formation of the Late Paleozoic-Early Mesozoic Karakaya Complex and Related Ophiolites in NW Turkey by Paleotethyan subduction-accretion, J. Geol. Soc. London, 153, 995–1009.
- Pickett, E., Robertson, A.H.F., 2004. Significance of the Volcanogenic Nilüfer Unit and Related Components of the Triassic Karakaya Complex for Tethyan Subduction/Accretion Processes in NW Turkey, Turkish Journal of Earth Sciences (Turkish J. Earth Sci.), Vol. 13, 2004, pp. 97–143.
- Piper, A.M., 1944. A Graphic Procedure in the Geochemical Interpretation of Water Analyses. Transactions of American geophysical Unions 25, 914–923.

- Rankama, K., Sahama, T.H.G., 1964. *Geochemistry*. The Univ of Chicago press, Chicago and London, 912 p.
- Reed, M. and Spycher, N., 1984. Calculation of pH and Mineral Equilibria in Hydrothermal Waters with Application to Geothermometry and Studies of Boiling and Dilution. *Geochemica Cosmochimica Acta* 48, 1479–1482.
- Richards, L. A., 1954. *Diagnosis and Improvement of Saline and Alkali Soils*, Agric. Handbook 60, U.S. Dept. Agric., Washington D.C., 160 p.
- Rollinson, H., 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. John Wiley&Sons, New York, 352p.
- Rybach, L., Muffler, L.J., 1981. *Geothermal Systems Principle and Case Histories*. John Willey and Sons. Ellis, A., J. and Mahon, W.,A.,J.,M., 1977 *Chemistry and Geothermal Systems*, Academic Press New York.
- Ohmoto, H., 1986. Stable Isotope Geochemistry of Ore Deposits (In; Valley et all. (Edts.) *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*, *Reviews in mineralogy*, V: 16, 491–559.
- Özkara M. M., Şener, S., 1986. Jeotermal Atıkların Büyük Menderes Nehrine Karışmasının Aşağı Menderes Havzasının Tarımsal Yapısına Etkileri: Çevre 86 Sempozyumu Bildirileri, İzmir.
- Sarp, S., Burçak, M., Yıldırım, T., Yıldırım, N., 1998. Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Jeotermal Enerji Olanakları ile Balıkesir-Havran-Derman Kaplıca Sahasının Detay Jeotermal Etüdü ve Gradyan Sondajları. MTA Raporu, 127 s., Ankara.
- Satman, A., 2007. Avrasya Bir Vakfı Birinci Beyin Fırtınaları Toplantısı, Türkiye'de Enerji Darboğazı-Alternatif Enerji İmkanları-Nükleer Enerji, cilt 2, s. 176-187.
- Savaşçın, Y., Ayata, S. ve Tokçaer, M., 2005. Yeraltı suları ve Jeotermal Sistemlerde Modellemeler, Erasmus kursu notları, Dokuz Eylül Üniversitesi, 68 s., İzmir.
- Schoeller, 1955. *Geochimie des Eaux Souterraines*, Rev. Inst. Franc. Petrole, Paris, 10, p:181–231, 4, 219–246.
- Schuiling, R.D., 1959. Über eine Praherzynische Faltungsphase im Kazdağ Kristallin, MTA Ens., Bül., 53, 89-93.

- Servais, M., 1982. Collision et Suture tethysienne en Anatolie Centrale Etude Structurale et Metamorphique (HP-BT) de la zone Nord Kütahya, Doktora Tezi, Paris Üniversitesi.
- Siyako, M., Bürkan, K.A. ve Okay, A.İ., 1989. Biga ve Gelibolu Yarımadaı'nın Tersiyer Jeolojisi ve Hidrokarbon Olanakları. Tpj. Bül. 1/3, 183-199.
- Stollenwerk, K.G; Grove, D.B., 1985. Adsorption and Desorption of Hexavalent Chromium in an Alluvial Aquifer Near Telluride, Colorado Journal of Environmental Quality Vol. 14, No. 1, p 150-155.
- Şahinci, A., 1991, Jeotermal Sistemler ve Jeokimyasal Özellikleri. Reform Matbaası, Beyler-İzmir, 247 s.
- Şamilgil, E., 1966. Hydrogeological Report of Geothermal Energy Possibility Survey of Hot Springs of Kestanbol and Tuzla Village of Canakkale. MTA report, no: 4274, Ankara.
- Şanlıyüksel, D. ve Baba, A. 2007. Kırkgeçit Jeotermal Alanı (Biga-Çanakkale) ve Çevresinin Hidrojeokimyasal ve İzotopik İncelenmesi, 60. Türkiye Jeoloji Kurultayı, say. 89-92, Ankara.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö. Ve Kuşçu, İ., 1992. Türkiye diri fay haritası, MTA, Ankara.
- Şener, M. and Gevrek, A.I., 2000. Distribution and Significance of Hydrothermal Alteration Minerals in the Tuzla Hydrothermal System, Canakkale, Turkey, Journal of Volcanology and Geothermal Research 96, 215-228.
- Şengör, A.M.C., 1980. Türkiye'nin Neotektoniğinin Esasları (Fundamentals of the neotectonics of Turkey). Publication of Geological Society of Turkey, 40p.
- Şimşek, Ş., 1995. Sıcak ve Mineralli Sular, Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği, Hidrojeoloji Anabilimdalı, Ders Teksirleri No:16, 83s.
- Şimşek, Ş. and Yıldırım, N. 2000. Geothermal Activity at 17 August and 12 November 1999 Eastern Marmara Earthquake Region, Turkey. IGA Meeting, p.1-9 Antalya.
- Şimşek, Ş., Mertoğlu, O., Koçak, A., Bakır, N., Akkuş, I., Dokuz, I., Durak, S., Dilemre, A., Şahin, H., Akıllı, H., Suludere, Y., Karakaya, C., ve Tan, E., 2001. Devlet Planlama Teşkilatı (DPT), 8. Beş Yıllık Kalkınma Planı (2001-2005) Jeotermal Enerji Raporu. DPT yayın No:2609-OİK:620, ISBN:975-19-2825-7, Ankara.

- Tarcan, G., 2002. Jeotermal Su Kimyası Jeotermal Enerji ve Araştırma ve Uygulama Merkezi (Jenarum) Yaz Okulu Ders Notları, İzmir, 230–272.
- Taylor, H.P., 1974. The Application of Oxygen and Hydrogen İsope Studies to Problems of Hydrothermal Alteration and Ore Deposition. *Economic Geology*, 69, 843–883.
- Tezcan, L., 2002. Hidrolojik Çalışmalarda Kullanılan Yeni İzotoplar ve Kullanım Alanları, Hidrolojide İzotop Tekniklerinin Kullanılması Sempozyumu, DSİ İzotop Şube Müdürlüğü, Adana.
- Tonani, F., 1980. Some Remarks on The Application of Geochemical Techniques in Geothermal Exploration. *Adv. Eur. Geoth. Res. Second Symp.*, Strasbourg, pp. 428–443.
- Truesdell, A.H., 1976. Summary of Section III Geochemical Techniques in Exploration. *Proc. of Second United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, 1975, San Francisco, U.S. Gov. Print. Office*, pp. 53–79.
- Truesdell, A.H. and Hulston, J.R., 1980. Isotopic Evidence of Environments of Geothermal Sytems. *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*. Fritz, P. and Fontes J. Ch. (eds.), Vol.1, The Terrestrial Environment, Elsevier, pp.179–226.
- TS 266, 1997. Sular-İçme ve Kullanma Suları Standardı, Birinci Baskı, G.T.İ.P. 2201.90.00.00.11, ICS 13.060, 25 s., Türk Standartları Enstitüsü (TSE), Necatibey Caddesi, No:112 Bakanlıklar, Ankara.
- TSE, 1986. Türk İçme Suyu Standartları, 97s., Ankara.
- Türkdönmez, O., 2007. Etili (Çanakkale) Güneydoğusu'ndaki Magmatik Kayaçların Jeolojisi ve Petrografisi, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans Tezi, 109 s.
- USEPA (Environmental Protection Agency), 2002. 2002 Edition of the Drinking Water Standards and Health Advisories, EPA 822-R-02-038, Office of Water Washington DC., 19 p.
- Ünsal, N., Çelik, M. ve Afşin, M., 1996. Seyfe Kaynağı (Kırşehir) Dolayındaki Yeraltısularının Kimyasal ve İzotopik Özellikleriyle Kökeninin Araştırılması. 30. Yıl Sempozyumu Bildirileri, 491–503 s. KTÜ-Trabzon.

- Ürgün, S., 1971. The Geology of Tuzla–Kestanbol (Canakkale) Surrounding and Geothermal Energy Possibility, MTA Report, no: 4664, Ankara.
- Üşümezsoy, Ş., 1995. Kazdağ Syntaxis: The onliqu converging and opposite verging thrust systems of the Paleotethyan arc trench litologies. International earth sciences colloquim on the Aegean Region, Proceedings, Vol 1, 181–201.
- Wilcox, L.V., 1955. Classification and Use of Irrigation Waters, U.S. Dept. Agric. Circ. 969, Washington D.C., 19 p.
- World Health Organization (WHO) 1984a. Guidelines for Drinking-Water Quality, Volume-1, Recommendations WHO Publ., Geneva, Switzerland, 130 p.
- World Health Organization (WHO) 1984b. Guidelines for Drinking-Water Quality, volume–2, Health Criteria and Other Supporting Information: WHO Publ. Geneva, Switzerland, 335 p.
- Yalçın, T., 2007. Geochemical Characterization of the Biga Peninsula Thermal Waters (NW Turkey) Springer Science-Aquat Geochem.
- Yaman, D., 2005. Menderes Masifi Kıtasal Rift Zonlarında Yer alan Jeotermal Sulardaki Yüksek Bor Değerlerinin Kökeni, SDÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 180 s., Isparta.
- Yıkılmaz M.B., Okay, A.I. Özkar, İ., 2002. Biga Yarımadası'nda Pelajik Bir Paleosen İstifi. MTA Dergisi, Sayı 123–124, s. 21–26.
- Yılmaz, Y., 1977. Bilecik-Söğüt Dolayındaki Eski Temel Karmaşığının Petrojenik Evrimi, Tez, İst. Üniv. Fen Fakültesi.
- Yılmaz, Y., 1981. Sakarya Kıtası Güney Kenarının Tektonik Evrimi, İstanbul Yerbilimleri, İstanbul Üniversitesi, 1-2, 33-52.
- Yılmaz, Y., 1989. An Approach to The Origin of Volcanic Rocks of Western Turkey, in: Tectonic Evoluation of The Tethyan Region. 159–189.
- Yigitbas E., Elmas A., Sefunc A., Özer N., 2004, Major neotectonics features of eastern Marmara region, Tuirkey: development of the Adapazari-Karasu corridor and its tectonic significance, Geological Journal, 39:179-198.
- Yurtsever, Y. and Gat, J., 1981. Atmospheric Waters, in Stable Isotope Hydrology-- Deuterium and Oxygen-18 in the Water Cycle, edited by J. R. Gat and R. Gonfiantini, Tech. Rep. Ser. 210, International Atomic Energy Agency, Vienna, Chapter 6 103–142.

Yürür, T., 1985. ‘Çanakkale-Ezine Kestanol Kaplıcası Dolayının Hidrojeolojisi ve Termal Suların Kökeninin Araştırılması’ yüksek lisans tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 52 s. İstanbul.

<http://www.jeotermaldernegi.org.tr>

ŞEKİLLER LİSTESİ

Şekil No	Sayfa
Şekil 1.1. Çalışma sahasının yer bulduru haritası.....	2
Şekil 1.2. Ilıcabaşı Köyü ve Kırkgeçit Kaplıcası'nın kuzeydoğudan kuşbakışı görünümü.....	3
Şekil 1.3. Çalışma sahasının 1/25000 ölçekli topografik haritasından elde edilmiş sayısal yükseklik modeli.....	4
Şekil 1.4. Çanakkale ili içerisinde yer alan dereler ile jeotermal kaynaklar ve Kırkgeçit jeotermal kaynağının havza sınırı.....	5
Şekil 1.5. Çanakkale ili 1970–2005 yıllarına ait ortalama yağış (mm) ve sıcaklık (°C) korelasyon grafiği.....	6
Şekil 1.6. Arazide fiziksel parametre ölçümü.....	19
Şekil 2.1. Biga Yarımadası'nın Genel Jeoloji Haritası (MTA, 2002).....	23
Şekil 2.2. Çalışma sahasının genelleştirilmiş stratigrafik sütun kesiti (Ölçeksiz).....	28
Şekil 2.3. Çalışma sahasının genel jeoloji haritası.....	29
Şekil 2.4. Çalışma sahasının sayısal yükseklik modeli üzerine serilmiş jeoloji haritası.....	30
Şekil 2.5. Kurşun grisi renkli fillatların genel görünümü, KB'dan GD'ya bakış (Koordinat: 20306/36838).....	33
Şekil 2.6. Kloritşistlerde gözlenen foliasyon dokusu, GB'dan KD'ya bakış (Koordinat: 19629/39445).....	34
Şekil 2.7. Şistler arasında gözlenen rekristalize kireçtaşı merceği, KD'dan GB'ya bakış (Koordinat: 518231–4444033).....	34
Şekil 2.8. Kalkışistlerde gözlenen kıvrım yapısı, GB'dan KD'ya bakış (Koordinat: 20835/37206).....	35
Şekil 2.9. Kuvars-serizit-klorit şistte gözlenen a. Lepidoblastik (yapraksı) doku b. Sigma yapısı (Çift nikol, Ser: Serizit, Q: Kuvars).....	36
Şekil 2.10. a. b. Şistoziteyi kesen kuvars minerallerinin görünümü (Çift nikol, Q: Kuvars).....	37

Şekil 2.11. a. Metabazit içerisindeki klorit, kalsit ve serizit minerallerinin görünümü	
b. Klinozoit damarında gözlenen domino dokusu ve çatlağı kesen mikro faylar (Çift nikol, Kl: Klorit, Ser: Serizit, Kal: Kalsit, Q: Kuvars, Klz: Klinozoit).....	38
Şekil 2.12. a. Granoblastik dokulu mermer b. Kalsit kristalleri arasında gelişen stilolit yapısı (Çift nikol, Kal: Kalsit).....	38
Şekil 2.13. Grimsi beyaz renkli, kuvars mineralince zengin metakumtaşından görünüm, K'den G'ye bakış (Koordinat: 21277/40476).....	40
Şekil 2.14. Çalışma sahasında gözlenen metasilttaşlarının genel görünüm, KB'dan GD'ya bakış (Koordinat: 17028–39015).....	40
Şekil 2.15. a. Kuvars damarlarında gözlenen mikrofaylanmalar ile oluşan domino yapısı b. Kuvars damarlarında gözlenen mikrofaylanmalar boyunca taşınan demirli eriyikler ile oluşan opak görünüm (Çift nikol, Q: Kuvars, Ser: Serizit).....	41
Şekil 2.16. Metasilttaşında yapraklanmayı kesen ikincil kalsit damarının görünümü (Çift nikol, Kal: Kalsit).....	42
Şekil 2.17. a. Az yönlenmeli kuvars kristalleri b. Plajoklasların serisitleştiği alan (Çift nikol, Q: Kuvars, Ep: Epidot, Ser: Serizit).....	43
Şekil 2.18. Kuvars minerallerinde tarak dokusunun görünümü (Çift nikol, Q: Kuvars, Ser: Serizit).....	43
Şekil 2.19. <i>Mizzia</i> sp.? ve molluska kavkı parçalarından görünüm a. Çift nikol b. Tek nikol	44
Şekil 2.20. Sivri tepenin güneydoğusunda gözlenen lavların görünümü, KD'dan GB'ya bakış	45
Şekil 2.21. Kaynarca Köyü girişindeki bordo renkli şeyl, B'dan D'ya bakış (Koordinat: 23500/39985).....	45
Şekil 2.22. Fıstık yeşil renkli, ince taneli, masif metalav (Koordinat: 20761–39275).....	46
Şekil 2.23. Kırkgeçit kaplıca yolu üzerinde gözlenen kireçtaşı bloğu, KB'dan GD'ya bakış (Koordinat: 20582–37671).....	47
Şekil 2.24. Kireçtaşı bloğunda gözlenen karstik boşluklar.....	47
Şekil 2.25. Yukarınova Köy yolu üzerinde kireçtaşında gözlenen karstlaşma ve eklem sistemleri (Koordinat: 22230–36010)	48

Şekil 2.26. a. Plajioklas mikrolitleri, kuvars mineralleri ile deforme ve akma yapıları ile sünek deformasyon b. Lav içerisinde gözlenen karbonatlaşma ve silisleşme (Çift nikol, Q: Kuvars, Ep: Epidot, Mc: Plajioklas mikroliti, Kal: Kalsit)	49
Şekil 2.27. Kireçtaşı içerisinde gözlenen dismikritik doku (Çift nikol, Kal: Kalsit)..	50
Şekil 2.28. Işıklı köy yolu üzerinde gözlenen perlitin yakından görünümü (Koordinat: 525661/4445781).....	52
Şekil 2.29. Çam Tepenin kuzeybatı yamacında gözlenen aglomeratik düzeyler, G'den K'ye bakış, (Koordinat: 525687/4445758).....	52
Şekil 2.30. Işıklı-Arabalan köy yolu üzerinde gözlenen riyolit lavını sill şeklinde kesen alkali bazalt, KD'dan GB'ya bakış (Koordinat: 525179–4446267).....	53
Şekil 2.31. Çal Tepesi doğu yamacından, Aşağınova ve Yukarınova Köylerinin görünümü, KB'dan GD'ya bakış (Koordinat: 23084/37475).....	53
Şekil 2.32. Biga Yarımadası'ndaki aktif faylar (Şaroğlu ve diğ., 1992).....	54
Şekil 2.33. KD-GB doğrultulu, KB'ya eğimli normal bileşenli sağ yanal fay aynası üzerinde gözlenen fay çizikleri, GB'dan KD'ya bakış, (Koordinat: 20690–37345)..	55
Şekil 2.34. Karapınar Sırtının kuzeydoğusundaki yol yarmasında, metabazitte gözlenen fay çizikleri, GB'dan KD'ya bakış (Koordinat: 18927/41309).....	56
Şekil 2.35. Yukarınova Köyü yolunda bol eklem ve çatlaklı kireçtaşı içinde gelişen ezik, breşik ekay zonu, B'dan D'ya bakış.....	57
Şekil 2.36. Kireçtaşı parçalarından oluşan breşik yapı (Koordinat: 22230–36010)...	57
Şekil 3.1. İdeal bir jeotermal sistemin şematik gösterilimi (Dickson ve Fanelli, 2004).....	60
Şekil 3.2. Dünyadaki önemli jeotermal alanlar (Rybach ve Muffler, 1981).....	62
Şekil 3.3. Dünya'da ve Türkiye'de jeotermal elektrik üretimi, elektrik dışı kullanım, CO ₂ üretimi verileri (Jeotermal Derneği, 2007).....	65
Şekil 3.4. Ülkemizdeki jeotermal enerjinin görünür potansiyelinin kullanımı (Akkuş ve Aydoğdu, 2006).....	66
Şekil 3.5. Türkiye'de genç tektonik hatlar ile sıcak ve mineralli su kaynaklarının dağılımı (Şimşek, 2000).....	66
Şekil 3.6. Bölgelere göre jeotermal potansiyelin dağılımı (Akkuş ve diğ., 2005).....	67
Şekil 3.7. Ülkemizde 2004–2010–2025 yılları için hesaplanan jeotermal elektrik üretimi ve ısıtma değerleri (KE=Konut Eşdeğeri), (DPT, 2000).....	69

Şekil 3.8. Türkiye’de elektrik üretimi vb. jeotermal akışkanın kullanım alanlarına yönelik mevcut durum ve 2013 yılı projeksiyonları (DPT, 2005)	70
Şekil 3.9. Biga Yarımadası’nın tektoniği (Yiğitbaş ve diğ., 2004) ve jeotermal alanlar.....	72
Şekil 4.1. Düzenli örnekleme yapılan sıcak ve soğuk su kaynakları lokasyon haritası	76
Şekil 4.2. Kırkgeçit kaplıcasının GB’dan kuşbakışı görünümü ve kaplıca tesisleri	77
Şekil 4.3. Su örnekleme yapılan K1 noktası	78
Şekil 4.4. Su örnekleme yapılan K2 noktası	78
Şekil 4.5. Su örnekleme yapılan K3 noktası	79
Şekil 4.6. Çalışma sahasının hidrojeoloji haritası.....	80
Şekil 4.7. Çalışma sahasındaki 9 no’lu soğuk su lokasyonu (Koordinat: 0522290–4436145)	81
Şekil 4.8. K1, K2 ve K3 sıcak su kaynaklarının dönemsel sıcaklık değişimleri.....	83
Şekil 4.9. K1, K2 ve K3 sıcak su kaynaklarının dönemsel EC değişimleri	84
Şekil 4.10. K1, K2 ve K3 sıcak su kaynaklarının dönemsel pH değişimleri	86
Şekil 4.11. Beş farklı döneme ait Klor–Sıcaklık korelasyonu	92
Şekil 4.12. Sıcak sulardaki Cr değerlerinin standart değerlerle karşılaştırılması.....	96
Şekil 4.13. Sıcak sulardaki Cu değerlerinin standart değerlerle karşılaştırılması	97
Şekil 4.14. Sıcak sulardaki Fe değerlerinin standart değerlerle karşılaştırılması.....	98
Şekil 4.15. Sıcak sulardaki Mn değerlerinin standart değerlerle karşılaştırılması.....	99
Şekil 4.16. Sıcak sulardaki Pb değerlerinin standart değerlerle karşılaştırılması	101
Şekil 4.17. Sıcak sulardaki Zn değerlerinin standart değerlerle karşılaştırılması.....	102
Şekil 4.18. Çalışma sahasındaki sıcak su kaynaklarının (K1, K2, K3) beş farklı döneme ait dairesel (Pie) diyagramları.....	105
Şekil 4.19. Çalışma sahasındaki soğuk su kaynağının (K4) dört farklı döneme ait dairesel(Pie)diyagramları.....	105

Şekil 4.20. Çalışma sahasındaki sıcak-soğuk su kaynaklarında farklı dönemlerde elde edilen analiz sonuçlarının Schoeller diyagramında gösterilimi.....	106
Şekil 4.21. Çalışma sahasındaki su kaynakların farklı dönemlerde Piper diyagramında gösterilimi	107
Şekil 4.22. Kırkgeçit sıcak suyunun farklı yıllara ait analiz sonuçlarının Piper diyagramlarında gösterilmesi.....	108
Şekil 4.23. Kırkgeçit sıcak suyunun farklı yıllara ait analiz sonuçlarının Schoeller diyagramlarında gösterilmesi.....	109
Şekil 4.24. Kırkgeçit sıcak suyunun farklı yıllara ait analiz sonuçlarının Pie diyagramında gösterilmesi.....	113
Şekil 4.25. Çalışma sahasındaki sıcak ve soğuk suların ABD tuzluluk laboratuvarı diyagramında gösterimi (Richards, 1954'den).....	114
Şekil 4.26. Çalışma sahasındaki suların Wilcox diyagramında gösterilmesi.....	115
Şekil 4.27. Kırkgeçit deresine boşalan K3 kaynağı.....	116
Şekil 4.28. 6–10–12 No'lu soğuk su kaynaklarının yarı logaritmik Schoeller diyagramında gösterilmesi.....	117
Şekil 4.29. 6–10–12 No'lu soğuk su kaynaklarının Piper diyagramında gösterilmesi.....	118
Şekil 4.30. 6–10–12 No'lu soğuk su kaynaklarının Pie diyagramında gösterilmesi.....	118
Şekil 4.31. Çalışma sahasındaki sıcak su kaynaklarının Na-K-Mg üçgeninde (Giggenbach, 1988) denge durumları.....	128
Şekil 4.32. K1 sıcak su kaynağı için hazırlanan “Sıcaklık-Mineral Denge” diyagramı.....	132
Şekil 4.33. K2 sıcak su kaynağı için hazırlanan “Sıcaklık-Mineral Denge” diyagramı.....	132
Şekil 4.34. K3 sıcak su kaynağı için hazırlanan “Sıcaklık-Mineral Denge” diyagramı.....	133
Şekil 4.35. Çalışma sahasına ait $\delta^{18}\text{O}$ değerleri dikkate alınarak jeotermal suların kökensel oluşumlarına bir yaklaşım (Rollinson, 1993'den).....	138
Şekil 4.36. Ekim–2005, Şubat–2006 ve Ağustos–2007 dönemlerine ait $\delta^{18}\text{O}$ ve δD değerlerinin gösterilmesi.....	141

Şekil 4.37. Farklı yıllara ait Oksijen-18-Trityum korelasyonu	143
Şekil 4.38. Farklı yıllara ait Klor-Trityum korelasyonu	143
Şekil 4.39. Kırkgeçit sıcak su kaynağının şematik modeli (Ölçeksiz).....	147

TABLolar LİSTESİ

Tablo No	Sayfa
Tablo 1.1. Çanakkale ilinin 1970–2005 yıllarına ait ortalama yağış ve sıcaklık verileri.....	6
Tablo 3.1. Jeotermal akışkanların sıcaklarına göre kullanım alanları (Lindal, 1973).....	62
Tablo 3.2. Ülkemizde elektrik üretimine uygun 14 jeotermal saha (Akkuş ve Aydoğdu, 2006).....	68
Tablo 3.3. Biga Yarımadası'ndaki bazı sıcak su kaynaklarının lokasyonu.....	73
Tablo 4.1. Çalışma sahasında örnekleme yapılan sıcak ve soğuk su lokasyonlarının koordinatları	76
Tablo 4.2. Çalışma sahasında düzenli örnekleme yapılan suların fiziksel parametre değerleri	82
Tablo 4.3. Çalışma sahasındaki soğuk suların fiziksel parametre değerleri.....	83
Tablo 4.4. Hidrojeosferdeki bazı suların tipik pH değerleri (Savaşçın ve diğ., 2005)	85
Tablo 4.5. Çalışma sahasındaki sıcak ve soğuk suların beş farklı döneme ait major anyon-kasyon değerleri.....	87
Tablo 4.6. Çalışma sahasında örnekleme yapılan suların farklı dönemlere ait ağır metal içerikleri (ppb)	95
Tablo 4.7. Çalışma sahasındaki sıcak-soğuk su kaynaklarının iyon sıralaması	103
Tablo 4.8. Kırkgeçit sıcak su kaynağı için farklı araştırmacıların, farklı yıllarda elde ettiği majör anyon-kasyon analiz sonuçları (mg/l)	108
Tablo 4.9. Beş farklı örnekleme dönemlerine ait SAR ve % Na değerlerinin hesaplanması.....	112
Tablo 4.10. Soğuk sulara ait majör anyon-kasyon değerleri.....	117
Tablo 4.11. Silis jeotermometre eşitlikleri (S=ppm olarak SiO ₂ derişimidir).....	123
Tablo 4.12. Kırkgeçit sıcak su kaynağı için silis jeotermometreleri ile hesaplanan rezervuar sıcaklıkları (°C)	124
Tablo 4.13. Kasyon jeotermometre eşitlikleri (derişimler ppm cinsindedir).....	125
Tablo 4.14. Kasyon jeotermometreleri ile hesaplanan rezervuar sıcaklıkları (°C)...	126

Tablo 4.15. K1, K2, K3 kaynakları için hesaplanan “Sıcaklık-Mineral Denge” değerleri.....	131
Tablo 4.16. İzotopların hidrolojide kullanım alanları (Tezcan, 2002).....	135
Tablo 4.17. Çalışma sahasındaki kaynaklardan alınan su örneklerine ait T (°C), $\delta^{18}\text{O}$, T (TU) ve δD analiz sonuçları.....	136

YAŞAM ÖYKÜSÜ

Adı soyadı: Deniz ŞANLIYÜKSEL

Doğum Yeri: İstanbul

Doğum Tarihi: 22.04.1983

Medeni hali: Bekâr

Eğitim Durumu

Lise: Çanakkale Milli Piyango Anadolu Lisesi (1994–2001)

Lisans: İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü (2001–2005)

Yabancı dil: İngilizce

Çalıştığı Projeler

Biga Yarımadası'ndaki Jeotermal Kaynakların Potansiyeli, Kullanım Alanlarının Belirlenmesi ve Çevresel Etkilerinin Değerlendirilmesi (Araştırmacı, TÜBİTAK 104Y082)

İş Tecrübesi

Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Uygulamalı Jeoloji Anabilim Dalı, Araştırma Görevlisi (2006-)