



TC

ÇANAKKALE ONSEKİZ MART ÜNİVERSİTESİ

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

YÜKSEK LİSANS TEZİ



**KESTANBOL JEOTERMAL ALANININ
HİDROJEOKİMYASI VE
AKTİF TEKTONİK İLE OLAN İLİŞKİSİ**

Harika MARMARA

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

ÇANAKKALE

TC
ÇANAKKALE ONSEKİZ MART ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
YÜKSEK LİSANS TEZİ

KESTANBOL JEOTERMAL ALANININ
HİDROJEOKİMYASI VE
AKTİF TEKTONİK İLE OLAN İLİŞKİSİ

Harika MARMARA

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Tezin Sunulduğu Tarih: 06/01/2020

Tez Danışmanı:

Prof. Dr. Süha ÖZDEN

İkinci Tez Danışmanı:

Dr. Öğr. Üyesi Deniz ŞANLIYÜKSEL YÜCEL

ÇANAKKALE

Harika MARMARA tarafından Prof. Dr. Süha ÖZDEN yönetiminde ve Dr. Öğr. Üyesi Deniz ŞANLIYÜKSEL YÜCEL ikinci danışmanlığında hazırlanan ve **06/01/2020** tarihinde aşağıdaki jüri karşısında sunulan “**Kestanbol Jeotermal Alanının Hidrojeokimyası ve Aktif Tektonik ile Olan İlişkisi**” başlıklı çalışma, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü **Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı**’nda **YÜKSEK LİSANS TEZİ** olarak oy birliği ile kabul edilmiştir.

JÜRİ

Prof. Dr. Süha ÖZDEN

Başkan

Doç. Dr. Ali Murat KILIÇ

Üye

Doç. Dr. Mehmet Celal TUNUSLUOĞLU

Üye

Prof. Dr. Levent GENÇ

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

Sıra No:

Bu çalışma Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinasyon Birimince Desteklenmiştir. Proje Numarası:FYL-2018-2709

İNTİHAL (AŞIRMA) BEYAN SAYFASI



Bu tezde görsel, işitsel ve yazılı biçimde sunulan tüm bilgi ve sonuçların akademik ve etik kurallara uyularak tarafımdan elde edildiğini, tez içinde yer alan ancak bu çalışmaya özgü olmayan tüm sonuç ve bilgileri tezde kaynak göstererek belirttiğimi beyan ederim.

Harika MARMARA

TEŞEKKÜR

Bu yüksek lisans tezinin gerçekleştirilmesinde, çalışmalarım boyunca yardımlarını esirgemeyen, engin bilgi ve tecrübeleriyle yolumu aydınlatan, bana jeoloji mühendisliğini sevdiren saygı değer danışmanlarım Prof. Dr. Süha ÖZDEN'e ve Dr. Öğr. Üyesi Deniz ŞANLIYÜKSEL YÜCEL'e, laboratuvar çalışmalarım boyunca desteklerini benden esirgemeyen sevgili hocam Arş. Gör. Dr. BURCU İLERİ'ye, arazi çalışmalarım boyunca desteklerini esirgemeyen, tecrübelerinden faydalandığım değerli hocam Doç Dr. Mehmet Ali YÜCEL'e, odak mekanizma çözümlerinde yardım eden ve beni jeofizik çalışmalar konusunda aydınlatan hocam Dr. Öğr. Üyesi Alper DEMİRCİ'ye, jeoloji ve aktif tektonik konularında desteklerini esirgemeyen hocam Dr. Öğr. Üyesi Özkan ATEŞ'e, stratigrafi ve paleontolojik bilgiler konusunda beni yönlendiren hocam Dr. Öğr. Üyesi Sevinç KAPAN ÜRÜNE'e, arazi çalışmaları ile tezin yazım sürecindeki yardımları için can yoldaşım Jeoloji Yüksek Mühendisi Koray AKTÜRK'e, hayatımın her evresinde bana destek olan, her zaman isteklerimi kendi isteklerinin önüne koyan canım annem Nadide MARMARA ve biricik babam Ender MARMARA'ya teşekkürlerimi sunarım.

Harika MARMARA
Çanakkale, Ocak 2020

SİMGELER VE KISALTMALAR

Al	Alüminyum
As	Arsenik
B	Batı
Ba	Baryum
BGB	Batı-Güneybatı
Bq	Becquerel
C	Karbon
Ca ⁺²	Kalsiyum
Cl ⁻	Klor
cm ³	Santimetre küp
CO ₂	Karbondioksit
CO ₃	Karbonat
D	Doğu
DKD	Doğu-Kuzeydoğu
EC	Mikrosiemens/santimetre
EF	Zenginleşme faktörü
EPA	Amerika Çevre Koruma Ajansı
F	Florür
Fr ^o	Fransız sertlik derecesi
Fe	Demir
GB	Güneybatı
GD	Güneydoğu
GWe	Gigawatt elektrik
H ⁺	Hidrojen
HCO ₃ ⁻	Bikarbonat
HNO ₃ ⁻	Nitrik asit
IAH	Uluslararası Hidrojeologlar Birliği
I _{geo}	Jeobirikim indeksi
ITASHY	İnsani Tüketim Amaçlı Sular Hakkında Yönetmelik
K	Kuzey
K ⁺	Potasyum
KB	Kuzeybatı

KD	Kuzeydoğu
KI	Kelly İndeksi
km	Kilometre
km ²	Kilometre kare
l/s	Litre/saniye
Li	Lityum
m	Metre
M	Magnitüt
mek/l	Miliekivalan/litre
Mg ⁺²	Magnezyum
mg/kg	Miligram/kilogram
mg/l	Miligram/litre
ml	Mililitre
mm	Milimetre
Mn	Mangan
MTA	Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü
MW	Milyon watt
MWe	Megawatt elektrik
MWt	Megawatt ısı
N	Azot
Na ⁺	Sodyum
NaCl	Sodyum klorür
Ni	Nikel
nm	Nanometre
NO ₃ ⁻	Nitrat
O	Oksijen
OH ⁻	Hidroksil
Pb	Kurşun
PCO ₂	Karbondioksit kısmi basıncı
pH	Hidrojen iyon aktivitesi
Ra	Radyum
Rb	Rubidyum
Rn	Radon
SAR	Sodyum Adsorbsiyon Oranı

Si	Silisyum
SiO ₂	Silisyum dioksit
Sm	Samaryum
SMOW	Standart Ortalama Okyanus Suyu
SO ₄ ⁻²	Sülfat
Sr	Stronsiyum
T	Tritiyum izotopu
TDS	Toplam çözünmüş katı madde
Th	Toryum
TS 266	Türk İçme Suyu Standartları
U	Uranyum
YSKY	Yerüstü Su Kalitesi Yönetmeliği
Zn	Çinko
µg/l	Mikrogram/litre
µm	Mikrometre
µS	Mikrosiemens
µS/cm	Mikrosiemens/santimetre
°C	Santigrat derece
%	Yüzde İşareti
%Na	Sodyum Yüzdesi
‰	Binde İşareti
δ ¹⁸ O	Oksijen onsekiz izotopu
δ ² H	Döteryum izotopu
³ He	Helyum

ÖZET

KESTANBOL JEOTERMAL ALANININ HİDROJEOKİMYASI VE AKTİF TEKTONİK İLE OLAN İLİŞKİSİ

Harika MARMARA

Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi

Fen Bilimleri Enstitüsü

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı Yüksek Lisans Tezi

Danışman: Prof. Dr. Süha ÖZDEN

İkinci Danışman: Dr. Öğr. Üyesi Deniz ŞANLIYÜKSEL YÜCEL

06/01/2020, 132

Kestanbol jeotermal alanı, Kuzey Anadolu Fayı'nın batı uzantıları ve Batı Anadolu Graben Sistemi'nin birlikte etkilediği Biga Yarımadası'ndaki en yüksek sıcaklığa sahip dördüncü jeotermal alandır. Jeotermal alandaki sıcak sular, meteorik kökenli suların kırık ve çatlaklar boyunca derinlere süzülerek, Kestanbol Plütönu ve jeotermal gradyanın etkisi ile ısınarak DKD-BGB uzanımlı sağ yönlü doğrultu atımlı Kaplıca Fayı boyunca yüzeye ulaşmaktadır. Bu çalışmada Kestanbol jeotermal alanında 1 sıcak su sondajı, 2 sıcak su kaynağı ve 2 soğuk su kaynağının hidrokimyasal karakterizasyonu bir yıl boyunca izlenerek aktif tektonik ile olan ilişkisi saptanmış, ayrıca sıcak suların olası çevresel etkileri araştırılmıştır. Sıcak suların yüzey sıcaklıkları 59,5-74,6 °C, elektriksel iletkenlik (EC) değerleri 30,3- 35,7 mS/cm, pH değerleri 6,13-6,83 arasındadır. Soğuk suların sıcaklık, EC ve pH değeri sırası ile 11,2-25,4 °C, 0,71-1,69 mS/cm ve 7,35-8,08'dir. Soğuk sular CaHCO₃ su tipindedir. Sıcak sular NaCl su tipinde olup, ortalama NaCl konsantrasyonu 18487 mg/l'dir. Silis jeotermometresine göre sıcak suların rezervuar sıcaklığının 91-157 °C arasında olduğu hesaplanmıştır. Sıcak sular, oksijen-18, döteryum ve trityum içeriklerine göre aynı beslenme alanına sahip, derin dolaşım, meteorik su ve sıcak fosil deniz suyu karışımındadır. Trityum içeriğine göre bağıl yaş hesaplaması ile sıcak suların 86 yıldan daha yaşlı olduğu tespit edilmiştir. Jeotermal akışkan; sıcaklık ve EC değeri, Na⁺, Cl⁻, B ve Fe konsantrasyonu bakımından Yerüstü Su Kalitesi Yönetmeliği'ne göre IV. sınıf (çok kirlenmiş su) su kalitesindedir. Sıcak sular kabuklaşma problemine neden olmaktadır. Jeotermal alandan alınan kabuklaşma, toprak ve dere sedimenti örneklerinde As, Fe ve Mn

konsantrasyonlarının Dünya kıtasal kabuk ortalama değerinden yüksek olduğu belirlenmiştir. Jeotermal akışkanın çevreye deşarj edilmesi ısıl ve kimyasal kirliliğe sebep olmaktadır. Bu nedenle jeotermal akışkanın soğutulup, arıtılarak çevreye deşarj edilmesi önerilmektedir. Sıcak suların 20.02.2019 tarihli depremin etkisi ile sıcaklık ve EC değerlerinin yanı sıra Na^+ , K^+ , Ca^{+2} ve Cl^- konsantrasyonunda azalma, pH, Mg^{+2} , HCO_3^- ve SO_4^{-2} konsantrasyonunda ise artış gözlenmiştir. Gelecek çalışmalarda aktif tektoniğin sıcak suların hidrokimyasal karakterizasyonu üzerindeki etkisinin belirlenmesi için uzun süreli izlenmesi önerilmektedir.

Anahtar sözcükler: Aktif Tektonik, Kestanbol Jeotermal Alanı, Hidrojeokimya, evresel Etki

ABSTRACT

HYDROGEOCHEMISTRY OF KESTANBOL GEOTHERMAL FIELD AND IT'S RELATION WITH ACTIVE TECTONICS

Harika MARMARA

Çanakkale Onsekiz Mart University

Graduate School of Science and Engineering

Main Branch of Geological Engineering Science, Thesis

Advisor: Prof. Dr. Süha ÖZDEN

Co-Advisor: Assist. Prof. Deniz ŞANLIYÜKSEL YÜCEL

06/01/2020, 132

Kestanbol geothermal field is the geothermal field with fourth highest temperature in the Biga Peninsula, affected by the western extension of the North Anatolian Fault and the West Anatolian Graben System. Hot waters in the geothermal field are formed by meteoric waters seeping deeply along fractures and joints before being heated by the effect of the Kestanbol Pluton and geothermal gradient and reaching the surface along the right-lateral strike-slip Kaplıca Fault. This study monitored 1 hot water well, 2 hot water springs and 2 cold water springs in the Kestanbol geothermal field for hydrothermal characterization during one year to identify the relation with active tectonics and also research the possible environmental effects of the hot water. The surface temperature of the hot waters was 59,5-74,6 °C, electrical conductivity (EC) values were 30,3- 35,7 mS/cm, and pH values were 6,13-6,83. For cold waters, the temperature, EC and pH values were 11,2-25,4 °C, 0,71-1,69 mS/cm and 7,35-8,08, respectively. The cold waters had CaHCO₃ water type. Hot waters had NaCl water type, with mean NaCl concentration of 18487 mg/l. According to the silica geothermometer, the reservoir temperature for hot waters was calculated to be 91-157 °C. Hot waters had similar recharge area according to hydrochemical analysis and oxygen-18, deuterium and tritium contents, and were a mixture of deep circulating meteoric water and hot fossil seawater. According to tritium content, relative age calculations identified hot waters were older than 86 years. Hot water had IV class (very polluted water) water quality according to the Turkish Inland Water Quality Regulations in terms of temperature and EC

value, Na⁺, Cl⁻, B and Fe concentrations. The hot waters cause a scaling problem. Scale samples, soil and stream sediment samples taken from the geothermal area were determined to have values above the mean values for continental crust in terms of As, Fe and Mn concentrations. The discharge of geothermal fluid into the environment causes thermal and chemical pollution. As a result, it is recommended that geothermal fluid be cooled and treated before discharge into the environment. With the effect of the 20.02.2019 earthquake, hot waters had reductions in temperature and EC values in addition to Na⁺, K⁺, Ca⁺² and Cl⁻ concentrations and increases in pH, Mg⁺², HCO₃⁻ and SO₄⁻² concentrations observed. It is recommended that long-term monitoring is performed in future studies to determine the effect of active tectonics on the hydrochemical characterization of hot waters.

Keywords: Active Tectonic, Kestanol Geothermal Field, Hydrogeochemistry, Environmental Impact

İÇİNDEKİLER

	Sayfa No
TEZ SINAVI SONUÇ FORMU.....	ii
İNTİHAL (AŞIRMA) BEYAN SAYFASI.....	iii
TEŞEKKÜR.....	iv
SİMGELER VE KISALTMALAR	v
ÖZET	viii
ABSTRACT.....	x
ŞEKİLLER DİZİNİ	xiv
TABLolar DİZİNİ.....	xvi
BÖLÜM 1	
GİRİŞ.....	1
1.1. Çalışma Alanının Tanıtılması.....	2
1.1.1. Çalışma Alanının Konumu ve Yerleşim	2
1.1.2. Çalışma Alanının Morfolojik Özellikleri	3
1.1.3. Çalışma Alanının Tarihi Önemi	3
1.1.4. Çalışma Alanına Ulaşım	4
1.1.5. Çalışma Alanının İklimi	4
1.1.6. Çalışma Alanının Bitki Örtüsü.....	6
1.2. Çalışmanın Amacı ve Kapsamı.....	6
1.3. Jeotermal Enerji.....	7
1.3.1. Jeotermal Enerji ile İlgili Tanımlar	7
1.3.2. Jeotermal Sistemlerin Oluşumu	8
1.3.3. Dünya’da Jeotermal Enerjinin Durumu	9
1.3.4. Türkiye’de Jeotermal Enerjinin Durumu	12
BÖLÜM 2	
ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR	15
2.1. Jeolojik ve Tektonik Çalışmalar.....	15
2.2. Hidrojeolojik Çalışmalar.....	18
2.3. Jeotermal Sahalarda Hidrokimyasal Değişimlerin Aktif Tektonik ile İlişkisinin Belirlendiği Çalışmalar.....	22
BÖLÜM 3	
MATERYAL VE YÖNTEM.....	26
3.1. Literatür Derlemesi.....	26
3.2. Saha Çalışmaları.....	26
3.3. Laboratuvar Çalışmaları.....	30

3.3.1. Hidrokimya.....	30
3.3.2. Jeokimya.....	30
3.4. Büro Çalışmaları.....	31
BÖLÜM 4	
ARAŞTIRMA BULGULARI VE TARTIŞMA	32
4.1. Jeoloji.....	32
4.1.1. Bölgesel Jeoloji	32
4.1.2. Çalışma Alanının Jeolojisi	34
4.2. Hidrojeokimya.....	42
4.2.1. Yüze ve Yeraltı Sularının Örnek Lokasyonları.....	43
4.2.2. Sıcak Sular.....	43
4.2.3. Soğuk Sular	43
4.2.4. Suların Fiziksel Özellikleri.....	43
4.2.5. Suların Kimyasal Özellikleri.....	48
4.2.6. Jeotermal Akışkanların Hidrojeokimyasal Açından Değerlendirilmesi.....	56
4.2.7. Jeotermometre Uygulamaları	67
4.2.8. İzotop Hidrolojisi	76
4.2.9. Kavramsal Hidrotermal Model.....	83
4.3. Çevresel Etki.....	87
4.3.1. Hidrokimyasal Analiz Sonuçlarının Değerlendirilmesi	88
4.3.2. Jeokimyasal Analiz Sonuçlarının Değerlendirilmesi	99
4.4. Aktif Tektonik.....	104
4.4.1. Kaplıca Fayı'nın Karakteristiği	104
4.4.2. Çalışma Alanındaki Hidrokimyasal Değişimlerin Aktif Tektonik ile İlişkisi...106	
BÖLÜM 5	
SONUÇ VE ÖNERİLER.....	116
KAYNAKLAR	119
ÖZGEÇMİŞ	I

ŞEKİLLER DİZİNİ

Sayfa No

Şekil 1.1. Biga Yarımadası'ndaki tüm faylar (Şaroğlu ve diğerleri, 1992) ve jeotermal alanlar	2
Şekil 1.2. Kestanbol jeotermal alanının beslenme alanı	3
Şekil 1.3. Çanakkale iline ait aylık ortalama sıcaklık dağılım grafiği	5
Şekil 1.4. Çanakkale iline ait aylık ortalama yağış dağılım grafiği	6
Şekil 1.5. Jeotermal sistemin şematik gösterimi (Dağıstan, 2013)	9
Şekil 1.6. 2017 yılı dünya genelindeki toplam jeotermal enerji kurulu gücü ve kapasite artışı (Koç ve diğerleri, 2018)	12
Şekil 1.7. Türkiye'deki jeotermal kaynakların ve volkanik alanların konumu (http://www.mta.gov.tr/v3.0/hizmetler/jeotermal-harita).	13
Şekil 3.1. Örnekleme yapılan a. jeotermal sondaj (K1) ve b.c. sıcak su kaynakları (K2 ve K3).....	28
Şekil 3.2. Örnekleme yapılan a. (K4) ve b. (K5) soğuk su kaynakları	29
Şekil 3.3. Jeotermal akışkan, kabuk, toprak ve dere sedimentinden alınan örneklerin konumu.....	29
Şekil 4.1. Biga Yarımadası'nın genelleştirilmiş jeoloji haritası (Okay ve Satır, 2000)	32
Şekil 4.2. Çalışma alanının jeoloji haritası (Mützenberg, 1997'den değiştirilmiştir)	35
Şekil 4.3. Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik sütun kesiti (Ölçeksizdir).....	36
Şekil 4.4. Kestanbol kaplıcasının yakınında yüzlek veren Geyikli Metamorfitleri'nin görünümü (bakış yönü: KD'dan GB'ya).....	36
Şekil 4.5. Geyikli Metamorfitleri'ne ait makro şist örneği.....	37
Şekil 4.6. Bozalan Formasyonu'nun rekrystalize kireçtaşlarının görünümü (bakış yönü: B'dan D'ya).....	38
Şekil 4.7. Bozalan Formasyonu'ndaki rekrystalize kireçtaşında gözlenen şeker dokusu örneği.....	39
Şekil 4.8. Kestanbol Plütону'na ait siyenitlerden görünüm (bakış yönü: KB'dan GD'ya) .	40
Şekil 4.9. Bayramiç Formasyonu çakıltaşlarından görünüm (bakış yönü: GD'dan KB'ya).	41
Şekil 4.10. Çalışma alanında Ilıca Dere'de yüzlek veren alüvyon (bakış yönü: GB'dan KD'ya)	42
Şekil 4.11. Çalışma alanındaki su kaynaklarının dönemsel sıcaklık değişimleri	45
Şekil 4.12. Çalışma alanındaki su kaynaklarının dönemsel pH değişimleri.....	46
Şekil 4.13. Çalışma alanındaki su kaynaklarının dönemsel EC değişimleri	47
Şekil 4.14. Çalışma alanındaki su kaynaklarının dönemsel Na ⁺ değişimleri	50
Şekil 4.15. Çalışma alanındaki su kaynaklarının dönemsel K ⁺ değişimleri	51
Şekil 4.16. Çalışma alanındaki su kaynaklarının dönemsel Ca ⁺² değişimleri	52
Şekil 4.17. Çalışma alanındaki su kaynaklarının dönemsel Mg ⁺² değişimleri	53
Şekil 4.18. Çalışma alanındaki su kaynaklarının dönemsel Cl ⁻ değişimleri.....	54
Şekil 4.19. Çalışma alanındaki su kaynaklarının dönemsel HCO ₃ ⁻ değişimleri.....	55
Şekil 4.20. Çalışma alanındaki su kaynaklarının dönemsel SO ₄ ⁻² değişimleri.....	56
Şekil 4.21. Çalışma alanındaki suların dairesel diyagramlarla gösterilmesi	59
Şekil 4.22. Çalışma alanındaki sıcak ve soğuk su kaynaklarının dönemsel kimyasal analiz sonuçlarının Piper (1944) diyagramında gösterilmesi	61
Şekil 4.23. Çalışma alanındaki sıcak ve soğuk su kaynaklarının dönemsel kimyasal analiz sonuçlarının Schoeller (1955) diyagramında gösterilmesi	63
Şekil 4.24. Çalışma alanındaki sıcak ve soğuk su kaynaklarının dönemsel kimyasal analiz sonuçlarının Durov (1948) diyagramında gösterilmesi.....	64

Şekil 4.25. Kestanbol jeotermal alanındaki sıcak suların Piper diyagramında gösterilmesi.	66
Şekil 4.26. Kestanbol jeotermal alanındaki sıcak suların, Schoeller diyagramında gösterilmesi	66
Şekil 4.27. Kestanbol jeotermal alanındaki sıcak suların, Durov diyagramında gösterilmesi	67
Şekil 4.28. Çalışma alanındaki sıcak suların Giggenbach (1988) diyagramında gösterilmesi.....	75
Şekil 4.29. Çalışma alanındaki sıcak suların farklı araştırmacılar tarafından yapılan kimyasal analiz sonuçlarının Giggenbach (1988) diyagramında gösterilmesi.....	76
Şekil 4.30. Çalışma alanındaki su noktalarının $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^2\text{H}$ değerlerinin gösterilmesi (Yalçın, 2007'den değiştirilmiştir).....	80
Şekil 4.31. Çalışma alanındaki jeotermal kaynaklara ait $\delta^{18}\text{O}$ -T korelasyonu	81
Şekil 4.32. Çalışma alanındaki jeotermal kaynaklara ait EC -T korelasyonu	82
Şekil 4.33. Çalışma alanındaki jeotermal kaynaklara ait T - Cl ⁻ korelasyonu.....	83
Şekil 4.34. Kestanbol jeotermal alanındaki jeotermal zonları gösteren kesit (Çağlar ve Demirörer, 1999).....	84
Şekil 4.35. Kestanbol sıcak su sondajının logu (Ölmez, 1976)	86
Şekil 4.36. Sondajdan toprağa sızan jeotermal akışkan.....	91
Şekil 4.37. Kaplıcanın atık suyunun Ilıca deresine deşarjı	91
Şekil 4.38. Bor konsantrasyonlarının standart değerle karşılaştırılması.....	93
Şekil 4.39. Ba konsantrasyonlarının standart değerle karşılaştırılması.....	94
Şekil 4.40. Fe konsantrasyonlarının standart değerle karşılaştırılması.....	95
Şekil 4.41. Mn konsantrasyonlarının standart değerlerle karşılaştırılması.....	95
Şekil 4.42. Kabuk örneğinde saptanan kalsit, siderit minerallerinin SEM görüntüsü ve EDX analiz sonuçları.....	100
Şekil 4.43. Toprak örneklerinde saptanan a. kalsit minerali ve b. diatom morfolojilerinin SEM görüntüsü.....	101
Şekil 4.44. Kaplıca Fayı'nın fay çözümlerinin gösterilmesi	106
Şekil 4.45. 18.07.2018 ile 17.06.2019 tarihleri arasında Kestanbol jeotermal alanını etkileyen Tablo 4.29'daki depremlerin dağılımı	108
Şekil 4.46. Kestanbol jeotermal sondajının dönemsel sıcaklık değişimlerinin Tablo 4.29'daki depremler ile ilişkisi.....	109
Şekil 4.47. Kestanbol jeotermal sondajının dönemsel pH değişimlerinin Tablo 4.29'daki depremler ile ilişkisi.....	110
Şekil 4.48. Kestanbol jeotermal sondajının dönemsel EC değişimlerinin Tablo 4.29'daki depremler ile ilişkisi.....	110
Şekil 4.49. Kestanbol jeotermal sondajının dönemsel Na ⁺ değişimlerinin Tablo 4.29'daki depremler ile ilişkisi.....	111
Şekil 4.50. Kestanbol jeotermal sondajının dönemsel K ⁺ değişimlerinin Tablo 4.29'daki depremler ile ilişkisi.....	112
Şekil 4.51. Kestanbol jeotermal sondajının dönemsel Ca ⁺² değişimlerinin Tablo 4.29'daki depremler ile ilişkisi.....	113
Şekil 4.52. Kestanbol jeotermal sondajının dönemsel Mg ⁺² değişimlerinin Tablo 4.29'daki depremler ile ilişkisi.....	113
Şekil 4.53. Kestanbol jeotermal sondajının dönemsel Cl ⁻ değişimlerinin Tablo 4.29'daki depremler ile ilişkisi.....	114
Şekil 4.54. Kestanbol jeotermal sondajının dönemsel HCO ₃ ⁻ değişimlerinin Tablo 4.29'daki depremler ile ilişkisi	115
Şekil 4.55. Kestanbol jeotermal sondajının dönemsel SO ₄ ⁻² değişimlerinin Tablo 4.29'daki depremler ile ilişkisi.....	115

TABLolar DİZİNİ

Sayfa No

Tablo 1.1. Çanakkale meteoroloji istasyonunun 1929-2018 yılları arasındaki aylık ortalama meteorolojik verileri (http://mgm.gov.tr)	5
Tablo 1.2. Jeotermal enerjinin sıcaklığa göre kullanım alanları (Lindal, 1973).....	10
Tablo 1.3. Türkiye’de 2002-2019 yılları arasında jeotermal enerji kullanımının karşılaştırılması (http://www.mta.gov.tr)	14
Tablo 4.1. Çalışma alanındaki sıcak ve soğuk su lokasyonlarının koordinatları.....	43
Tablo 4.2. Çalışma alanındaki sıcak suların fiziksel özellikleri	44
Tablo 4.3. Çalışma alanındaki soğuk suların fiziksel özellikleri.....	44
Tablo 4.4. Fransız sertlik sınıflaması (Şahinci, 1991).....	47
Tablo 4.5. Çalışma alanındaki birincil (majör) iyonlar	49
Tablo 4.6. Çalışma alanındaki jeotermal kaynakların mek/l cinsinden değerleri.....	57
Tablo 4.7. Çalışma alanındaki sıcak su kaynaklarının iyon sıralaması (mg/l)	58
Tablo 4.8. Çalışma alanındaki soğuk su kaynaklarının iyon sıralaması (mg/l).....	59
Tablo 4.9. Schoeller (1955)’e göre suların sınıflandırılması.....	62
Tablo 4.10. Kestanbol jeotermal alanının sıcak su kaynağı için literatürdeki araştırmacıların elde ettiği analiz sonuçları	65
Tablo 4.11. Silis jeotermometre eşitlikleri (SiO ₂ derişimleri mg/l cinsinden).....	69
Tablo 4.12. Çalışma alanındaki sıcak su kaynakları için silis jeotermometreleri ile hesaplanan rezervuar sıcaklıkları (°C)	69
Tablo 4.13. Katyon jeotermometre eşitlikleri (derişimler mg/l cinsinden).....	71
Tablo 4.14. Çalışma alanındaki sıcak su kaynakları için katyon jeotermometreleri ile hesaplanan rezervuar sıcaklıkları (°C)	73
Tablo 4.15. Çalışma alanındaki su noktalarının $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ ve T izotop analiz sonuçları	78
Tablo 4.16. Su kaynaklarının T (TU) değerlerine göre göreceli (bağıl) yaşları	81
Tablo 4.17. Çalışma alanındaki ikincil iyonların kimyasal analiz sonuçları	89
Tablo 4.18. Kestanbol jeotermal alanının sıcak su kaynağı için literatürdeki araştırmacıların ikincil iyonlarının analiz sonuçları	90
Tablo 4.19. Çalışma alanındaki parametrelerin ulusal ve uluslararası standartlarla karşılaştırılması.....	90
Tablo 4.20. Çalışma alanındaki suların SAR değerleri	97
Tablo 4.21. SAR değerine göre sulama sularının sınıflandırılması (Şahinci, 1991)	97
Tablo 4.22. Çalışma alanındaki suların % Na değerleri	98
Tablo 4.23. Çalışma alanındaki suların %Na, Cl ⁻ , SO ₄ ⁻² ve EC değerlerine göre sınıflandırılması (Şahinci, 1991).....	98
Tablo 4.24. Çalışma alanındaki suların KI değerleri	99
Tablo 4.25. Kabuk, toprak ve sediment metal (loid) konsantrasyonları, EF ve I _{geo} değerleri	103
Tablo 4.26. Zenginleşme faktörü sınıflaması (Sutherland, 2000)	103
Tablo 4.27. Jeobirikim indeksi sınıflaması (Müller, 1979; 1986)	104
Tablo 4.28. Kaplıca Fayı'nın karakteristiğinin çözümünde kullanılan depremlerin verileri	105
Tablo 4.29. Kestanbol jeotermal alanını etkileyen depremler	107

BÖLÜM 1

GİRİŞ

İlk çağlardan itibaren insanlar, yaşamları için gerekli olan enerjiyi kendi fiziksel güçlerini kullanmak ve evcilleştirdikleri hayvanların gücünden yararlanmak, su ve rüzgârdan faydalanmak gibi farklı şekillerde elde etmiştir. Enerjiye olan ihtiyacın artması yeni enerji kaynaklarının kullanımını gerekli kılmıştır. 18. yüzyılın ikinci yarısında başlayan Sanayi Devrimi'nde birincil enerji kaynağı olan kömür, 20. yüzyılda yerini kısmen petrole bırakmıştır. 21. yüzyılda ülkelerin ekonomisini ve kalkınmasını etkileyen petrol ve doğalgaz önem kazanmıştır. Günümüzde enerjinin büyük çoğunluğu fosil yakıtlardan elde edilmekle birlikte, nüfus artışı, sanayileşme gibi nedenlerden dolayı fosil yakıtlar hızla tükenmekte ve yerini yenilenebilir enerji kaynaklarına bırakmaktadır. Jeotermal enerji, sıcaklık değerleri ve kimyasal özelliklerine göre banyo, kaplıca, tedavi, konut-sera ısıtması, elektrik enerjisi üretimi gibi farklı kullanım olanakları sunan yenilenebilir enerji kaynaklarından biridir.

Jeotermal kaynaklar yoğun depresel aktivite ile volkanik ve magmatik kayaçların bulunduğu alanlarda oluşmaktadır. Magmatik, sedimanter, metamorfik kayaçlar ile Kuzey Anadolu Fay Zonu'ndaki aktif tektonik hatları içerisinde bulunduran Biga Yarımadası jeotermal kaynaklar açısından zengindir. Çanakkale ilinin güneydoğusunda yer alan Kazdağı (1771 m) yüksek miktarda yağış alması nedeniyle yüzey ve yeraltı sularını besleyerek jeotermal sistemler için önemli bir beslenme alanı oluşturmaktadır (Yalçın, 2007). Kestanbol jeotermal alanı, jeotermal kaynaklarının zenginliği, Ege Denizi'ne olan yakınlığı gibi birçok farklı sebepten tarihsel çağlardan itibaren pek çok medeniyete ev sahipliği yapmıştır. Bu tez çalışması kapsamında, Kestanbol jeotermal alanındaki jeotermal kaynakların hidrojeokimyasal özellikleri belirlenerek aktif tektonik ile olan ilişkisi saptanmıştır. Ayrıca Kaplıca Fayı'nın karakteristik özellikleri belirlenip Kestanbol jeotermal kaynaklarının dere sedimenti ve toprağa olan çevresel etkileri ile antropojenik kirlilik yaratma potansiyeli incelenmiştir.

Giriş bölümünde, çalışmanın amacı ve kapsamı, çalışma alanının tanıtılması, coğrafik özellikleri ile jeotermal enerjinin tanımı, oluşumu ile jeotermal enerjinin Dünya ve Türkiye'deki durumu hakkında bilgiler sunulmuştur.

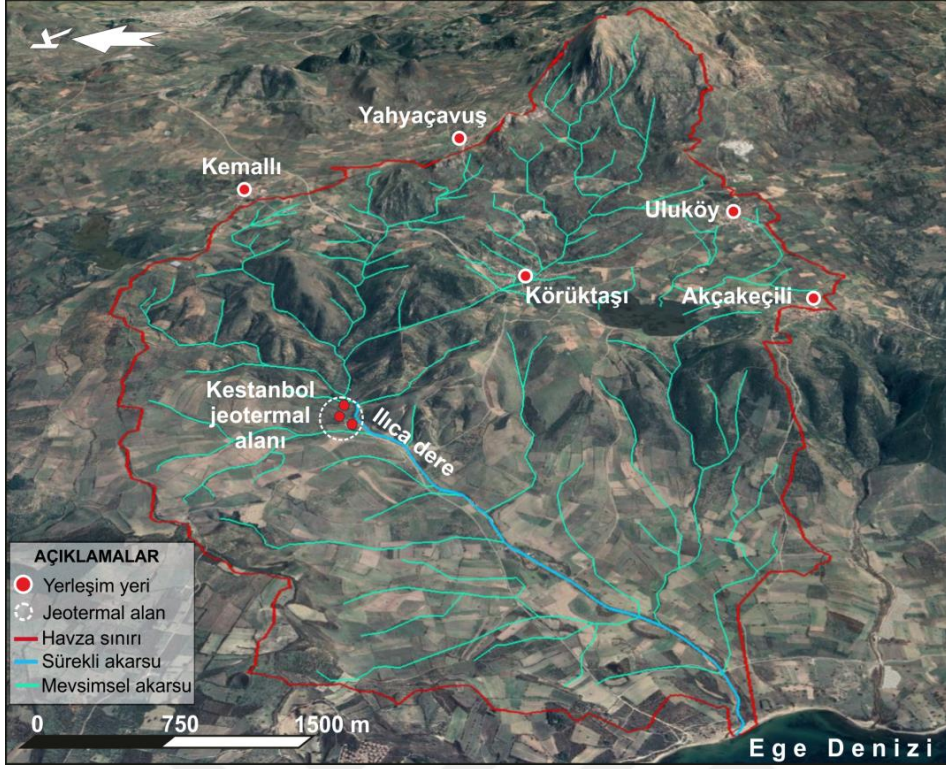
1.1. Çalışma Alanının Tanıtılması

1.1.1. Çalışma Alanının Konumu ve Yerleşim

Kestanbol jeotermal alanı, Kuzeybatı Anadolu'da, Biga Yarımadası'nın güneydoğusunda, Çanakkale ili, Ezine ilçesi, Körüktaş köyünün yaklaşık 15 km güneybatısında, Ayvalık i16a3 ve i16d2 1/25.000 ölçekli topografik paftalarında yer almaktadır (Şekil 1.1). Kestanbol jeotermal alanı, Biga Yarımadası'ndaki en yüksek sıcaklığa sahip olan dördüncü jeotermal alandır (Yalçın, 2007). Çalışma havzasının beslenme alanı 38.16 km²'lik bir alanı kapsamaktadır (Şekil 1.2). Havzanın içerisinde Körüktaş, Uluköy ve Akçakeçili köyleri yer almaktadır. Türkiye İstatistik Kurumu (TÜİK)'nin 2018 yılı verilerine göre; Körüktaş, Uluköy ve Akçakeçili köylerinde sırasıyla; 206, 378 ve 173 kişi yaşamaktadır.



Şekil 1.1. Biga Yarımadası'ndaki tüm faylar (Şaroğlu ve diğerleri, 1992) ve jeotermal alanlar



Şekil 1.2. Kestanbol jeotermal alanının beslenme alanı

1.1.2. Çalışma Alanının Morfolojik Özellikleri

Kestanbol jeotermal alanındaki önemli yükseltiler, Ulaş Tepe (276 m), Koçoğlu Tepe (241 m), İğde Kaya Tepe (239 m), Beylik Tepe (202 m), Sokakbaşı Tepe (177 m), Hasançavuş Tepe (108 m)'dir. Kestanbol jeotermal alanındaki en önemli akarsu Ilica Dere'dir. Ilica Dere çalışma alanındaki sürekli akışa sahip olan tek deredir ve Ege Denizi'ne deşarj olmaktadır. Çalışma alanındaki diğer dereler mevsimlik akışa sahip derelerdir. Çalışma alanındaki tepe ve derelerin morfolojisi Kuzey Anadolu Fayı ile Batı Anadolu Graben Sistemi'nin etkisiyle gelişmiştir.

1.1.3. Çalışma Alanının Tarihi Önemi

Tarihi dönemde Alexandria Troas olarak bilinen, Pir-i Reis'in Kitab-ı Bahriye'sinde "Eski İstanbul" veya "Eski İstanbolluk" olarak adı geçen Kestanbol jeotermal alanı, Büyük İskender'in komutanlarından biri olan Antigonos Monophthalmos tarafından M.Ö. 310 yılında Küçük Asya kenti ile Makedonya arasındaki siyasi ve ticari ilişkileri güçlendirmek amacıyla Sigia adı verilen küçük bir kasabanın yerine Antigoneia adıyla kurulmuştur (Demirsoy ve diğerleri, 2017). Büyük İskender'in ölümünden sonra Lysimachus tarafından adı Alexandria Troas olarak değiştirilmiştir (Demirsoy ve diğerleri, 2017). Roma imparatoru Hadrian'ın yardımıyla hamamlar inşa edilerek hem hamam hem de sayfiye yeri olarak

kullanılmıştır. Bizans İmparatoru Konstantin devrinde önemli bir ticaret merkezi haline gelmiştir. 1894 yılında Paris Tıp Akademisi'nden Profesör Armand Gauthier tarafından Kestanbol jeotermal alanındaki jeotermal kaynaklarda analiz yapılmıştır (Demirsoy ve diğerleri, 2017). 1895 yılında Osmanlı padişahlarından I. Abdülhamid döneminde banyo ve tedavi üniteleriyle tesis yeniden açılmıştır. Osmanlı döneminde İstanbul Ezine arası vapur seferleri düzenlenmiş, askerler için tedavi merkezi olarak kullanılmıştır. Birinci Dünya Savaşı'nda yangında yıkılan tesis, Ezine Belediyesi tarafından 1935'te yeniden hizmete açılmıştır (Demirsoy ve diğerleri, 2017).

Kestanbol kaplıcasının, kireçlenme, lenf adenopati, akciğer hastalıkları, bazı kemik tüberkülozları, romatizmal hastalıklar ve jinekolojik hastalıklara iyi geldiği ifade edilmektedir (Demirsoy ve diğerleri, 2017). Sıcaklığı ve toplam mineralizasyonuna göre yapılan balneolojik sınıflamaya göre "termomineral su" niteliğindedir (Karagülle ve Gürdal, 2005). Jeotermal alanda bir termal tesis bulunmakta olup, sıcak su tesisin ısıtılması, termal turizm ve balneoloji amacı ile kullanılmıştır. Tesis Sağlık Bakanlığı tarafından hijyen koşullarını sağlamadığı sebebiyle Temmuz 2019 tarihinde kapatılmıştır.

1.1.4. Çalışma Alanına Ulaşım

Çalışma alanına Çanakkale-Ezine karayoluyla her mevsim ulaşım mümkündür. Kestanbol kaplıcasına ulaşım karayoluyla sağlanmaktadır. Kestanbol kaplıcası, Ankara'dan 671 km, İstanbul'dan 333 km, Bursa'dan 284 km uzaklıkta, Çanakkale il merkezine yaklaşık 75 km uzaklıkta bulunmaktadır.

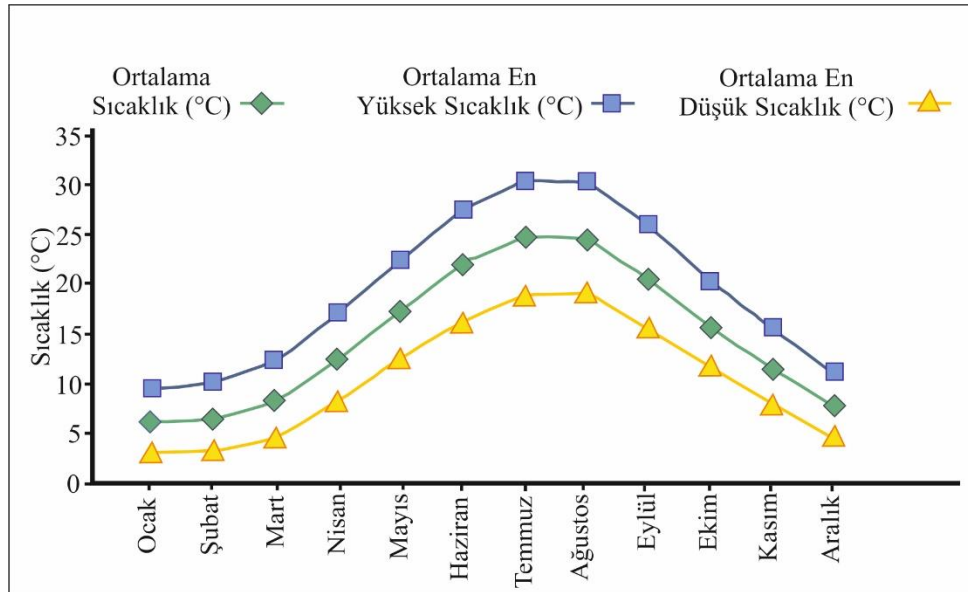
1.1.5. Çalışma Alanının İklimi

Kestanbol jeotermal alanı, Karadeniz ve Akdeniz iklimleri arasında geçiş özelliği gösteren bir iklim tipine sahip olmakla birlikte genellikle Akdeniz iklim tipi hakimdir (SRK, 2012). Jeotermal alanda, yaz ayları sıcak ve kurak iklim özelliğinde olmakta, kış ayları ise soğuk ve yağışlı geçmektedir. Sıcak ve ılıman iklim görülen Ezine ilçesinde kış aylarındaki yağış miktarı, yaz aylarına nazaran daha fazladır (Tablo 1.1).

Tablo 1.1. Çanakkale meteoroloji istasyonunun 1929-2018 yılları arasındaki aylık ortalama meteorolojik verileri (<http://mgm.gov.tr>)

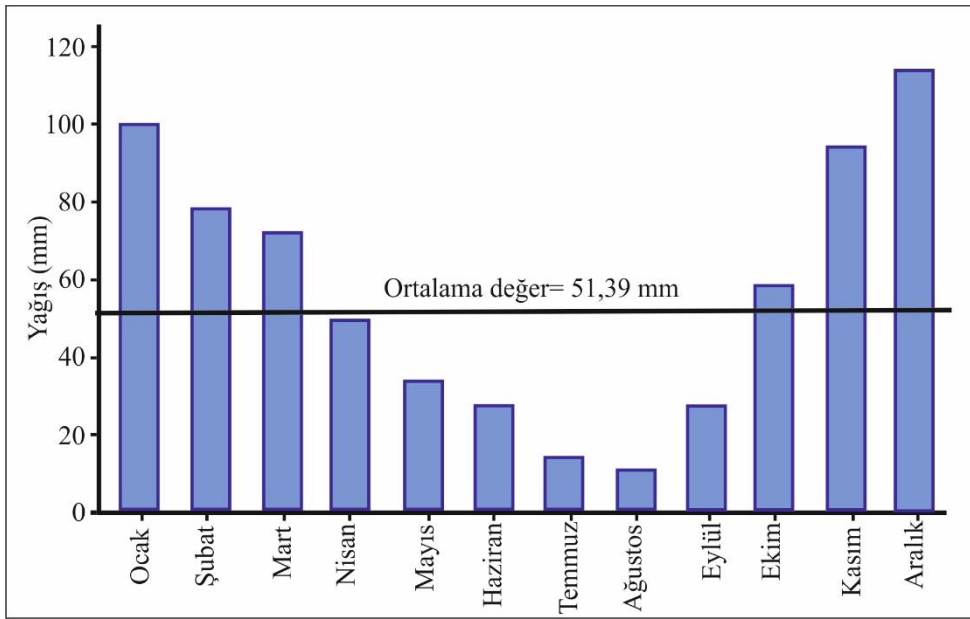
ÇANAKKALE	Ocak	Şubat	Mart	Nisan	Mayıs	Haziran	Temmuz	Ağustos	Eylül	Ekim	Kasım	Aralık	Yıllık
Ortalama sıcaklık (°C)	6,2	6,6	8,3	12,6	17,5	22,3	25,1	24,9	20,9	16,1	11,9	8,3	15,1
Ortalama en yüksek sıcaklık (°C)	9,5	10,2	12,4	17,2	22,6	27,7	30,7	30,6	26,3	20,7	15,9	11,6	19,6
Ortalama en düşük sıcaklık (°C)	3,1	3,3	4,7	8,3	12,7	16,5	19,2	19,5	15,9	12,1	8,4	5,2	10,7
Ortalama güneşlenme süresi (saat)	3,5	4,3	5,4	7,3	9,5	11,1	11,8	11,2	8,9	6,4	4,4	3,2	87
Ortalama yağışlı gün sayısı	12,3	10,4	9,8	7,8	5,6	4	1,7	1,3	3,3	6,5	8,9	12,4	84
Aylık toplam yağış miktarı ortalaması (mm)	91,7	72,1	66,1	44,7	30,1	23,8	10,9	6,3	23,4	53,6	87,3	106,7	616,7
En yüksek sıcaklık (°C)	20	21,3	27,3	30,8	39	36,8	39	39,1	35,8	31,7	26,2	22,6	39,1
En düşük sıcaklık (°C)	-11	-11,5	-8,5	-1,6	2,3	6,6	11,2	9,4	5,9	0,4	-7	-10,5	-11,5

Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü Çanakkale Meteoroloji istasyonu verilerine göre 1929-2018 yılları arasındaki yıllık ortalama sıcaklık değeri 15,1 °C'dir. Temmuz ayı, 25,1 °C ortalama sıcaklık değeri ile en sıcak ay olup, en düşük sıcaklığa sahip ay olan Ocak ayında ise ortalama sıcaklık 6,2 °C'dir (Şekil 1.3). En yüksek sıcaklık değeri 06.08.2017 tarihinde 39,1 °C, en düşük sıcaklık değeri ise 02.02.1929 tarihinde -11,5 °C olarak belirlenmiştir.



Şekil 1.3. Çanakkale iline ait aylık ortalama sıcaklık dağılım grafiği

Kestanbol jeotermal alanındaki en sık gözlenen yağış şekli yağmur olup, yağışın en yoğun gözlendiği mevsim kıştır. 1929-2018 yılları arasındaki yıllık ortalama toplam yağış değeri 616,7 mm'dir. Ağustos ayı 6,3 mm yağışla, Çanakkale ilindeki en kurak ayıdır. En fazla yağış ise 106,7 mm ile Aralık ayında gözlenmektedir. Aylık ortalama yağış değeri ise 51,39 mm olarak hesaplanmıştır (Şekil 1.4). Çanakkale ilindeki yılın en kurak ve en yağışlı ayı arasındaki yağış miktarı: 100,4 mm'dir. Günlük toplam en yüksek yağış miktarı 05.11.1956 tarihinde 137,8 mm olarak ölçülmüştür. 26.01.2006 tarihinde bölgeye düşen en yüksek kar kalınlığı 63 cm'dir.



Şekil 1.4. Çanakkale iline ait aylık ortalama yağış dağılım grafiği

1.1.6. Çalışma Alanının Bitki Örtüsü

Çalışma alanında hâkim olan bitki örtüsü alçak kesimlerde bodur çalılık ve ağaçlardan oluşan makilerdir. Yüksek bölgelerde çam ağaçları egemendir. *Sarcopoterium spinosum L.* (Abdestbozan) adlı bitki erozyona uğrayan kurak yamaçlarda yayılış göstermektedir (Yağan, 2008). Bölgede bol miktarda zeytin ağaçları bulunmakla birlikte az miktarda narenciye, elma ağaçları da gözlenmektedir.

1.2. Çalışmanın Amacı ve Kapsamı

Bu çalışmanın amacı; Biga Yarımadası'nın batısında ve Çanakkale ili sınırları içerisinde bulunan Kestanbol jeotermal alanındaki aktif fayın tanımlamasını yaparak, çalışma alanının içerisinde bulunan jeotermal kaynakların, hidrojeokimyasal özelliklerinin belirlenmesi, Şubat 2018 depremi sonrasında Tuzla fayının taban bloğunda yer alan

kaynağın post sismik aktivitesinin değerlendirilmesi ile post sismik deprem karakterinin saptanmasıdır. Ayrıca bu tektonik aktivitenin odak mekanizması çözümlerinin faylanma türü ve meydana gelen depremler ile Kestanbol jeotermal akışkanının hidrojeokimyasal özelliklerinin değişimleri arasındaki bağlantının araştırılmasıdır. Kestanbol jeotermal alanı ve çevresinde daha önce yapılan çalışmalar genellikle bölgenin jeolojisi, tektonik veya hidrojeokimyasal özelliklerinin belirlenmesi amacıyla yapılmıştır (Çağlar, 1947; Yenal ve diğerleri, 1975; Gevrek ve diğerleri, 1986; Balderer, 1994; Mützenberg, 1997; Şimşek, 1997; Baba ve Ertekin, 2007; Baba ve diğerleri, 2008, Karaca ve diğerleri, 2013). Tezin konusu, Kestanbol jeotermal alanının hidrojeokimyasal özelliklerinin aktif tektonikle olan ilişkisini belirlenmesine yönelik literatürde herhangi bir çalışma bulunmaması nedeniyle seçilmiştir.

Bu çalışma kapsamında; Kestanbol jeotermal alanında saha çalışmaları yapılmış, 3 jeotermal kaynaktan ve 2 soğuk su kaynağından 1 yıl boyunca 6 defa su örnekleri toplanmış, bu örneklerin arazide fiziksel özellikleri belirlenmiştir. Ayrıca su örnekleri alınarak su kaynaklarının kimyasal ve izotopik karakterizasyonu belirlenmiştir. Su kaynaklarının sıcaklık, pH, elektriksel iletkenlik değerleri ile anyon ve katyon konsantrasyonlarının deprenselliğe bağlı değişim grafikleri oluşturulmuştur. Elde edilen analiz sonuçları ile meydana gelen depremlerin odak mekanizması çözümleri yorumlanarak, Kestanbol jeotermal alanındaki jeotermal kaynakların hidrojeokimyasal özelliklerinin, bölgenin aktif tektonik yapısı ile olan ilişkisi ortaya çıkarılmıştır. Kestanbol jeotermal alanında yer alan jeotermal kaynaklarının hidrokimyasal ve izotop verileri ile jeotermal akışkanın kökeni belirlenmiştir. Jeotermometre hesaplamaları ile jeotermal akışkanın tahmini rezervuar sıcaklığı belirlenmiştir. Ayrıca Kestanbol jeotermal akışkanının sebep olduğu kabuklaşma problemi irdelenmiş, toprak ve dere sedimentinden alınan örneklerin kimyasal ve mineralojik analiz sonuçları belirlenerek, jeotermal akışkanın çevresel etkileri ve antropojenik kirlilik yaratma potansiyeli değerlendirilmiştir.

1.3. Jeotermal Enerji

1.3.1. Jeotermal Enerji ile İlgili Tanımlar

Barbier (1997) tarafından jeotermal enerji, yer kabuğunun iç kısmında biriken ısının oluşturduğu enerji olarak tanımlanmıştır. Erkul (2012) jeotermal enerjiyi yer kabuğunun derinliklerindeki soğumamış magma kütesinin meydana getirdiği ısının oluşturduğu enerji türü olarak ifade etmiştir. Akkuş ve Alan (2016), jeotermal enerjiyi jeolojik yapıya bağlı oluşan, direkt olarak veya diğer enerji türlerine dönüştürülüp faydalanılabilen, yeryüzüne sıcak su, gaz ve su buharı olarak ulaşan, yer kabuğunun derinliklerinde meydana gelen doğal

kaynağın oluşturduğu ısı enerjisi olarak tanımlanmıştır. Jeotermal Kaynaklar ve Doğal Mineralli Sular Kanunu'nda (2007) jeotermal kaynak, bölgesel atmosferik yıllık ortalama sıcaklıkların üzerinde bulunan, yakın çevresindeki jeotermal sulara oranla daha çok eriyik madde ve gaz içeren yerler olarak tanımlanmıştır. Jeotermal alan ise yapılan bilimsel ve teknik çalışmalarla sınır değerleri belirlenip, üzerinde jeotermal kaynak barındıran alan olarak ifade edilmiştir. Jeotermal rezervuar, jeokimya ile sıcaklık arasında bir denge sağlamış olup, dışarıdan beslenen yarı açık veya kapalı sıcak su ve buharın üretildiği ortamdır.

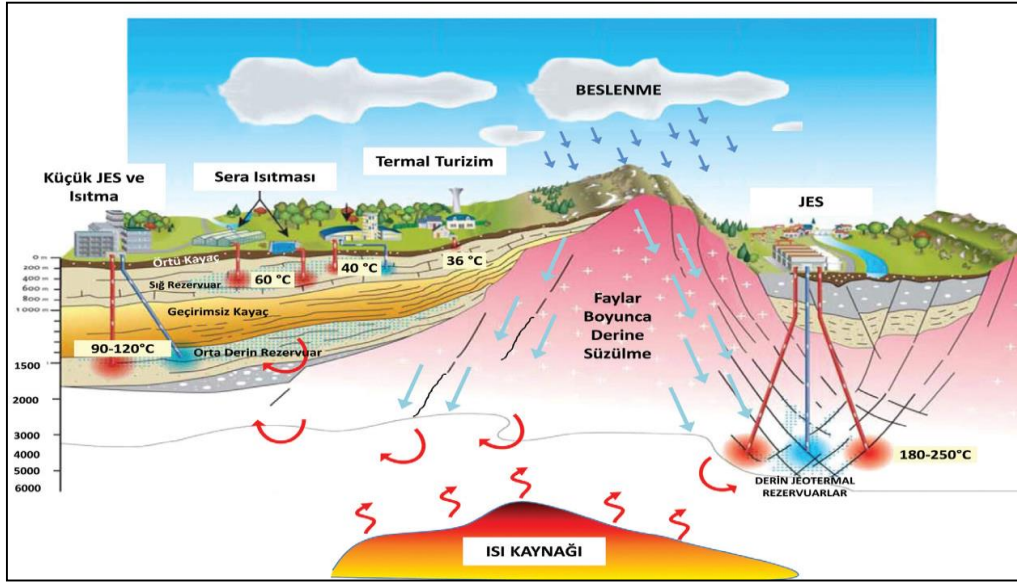
1.3.2. Jeotermal Sistemlerin Oluşumu

Jeotermal sistem, jeotermal alanların oluşumunu sağlayan; beslenme alanı, jeotermal akışkan, ısı kaynağı, rezervuar zonu, örtü kaya ve boşalım alanını kapsayan sistemdir (Jeotermal Kaynaklar ve Doğal Mineralli Sular Kanunu, 2007).

- Jeotermal sistemleri oluşturan ana unsurlar;
- Isı kaynağı (soğumamış magma ve volkanizma),
- Isıyı taşıyan akışkan,
- Hazne kaya (Akışkanın yerleşebileceği poroziteli rezervuar kaya) ve
- Örtü kayadır (Hazne kayada depolanan ısı ile akışkanın korunmasını sağlayan geçirimsiz birim).

Bir jeotermal sistem, yerkürenin derinliklerinde bulunan ısı kaynağı, ısıyı taşıyan akışkan, akışkanı bünyesinde barındıran hazne kayaç (rezervuar kayaç) ve ısı kaybını engelleyen örtü kayaçtan oluşmaktadır (Şekil 1.5). Jeotermal sistemin ısı kaynağını tektonik hareketlerin neden olduğu magma faaliyetleri oluşturmaktadır (Zaim ve Çavşı, 2018). Meteorik kökene sahip olan yağmur suları da, yeryüzüne yağdıktan sonra kırıklı zonlardan süzülüp, ısıtıcı kaynağı yüzeye taşıyarak jeotermal sistemin akışkanını oluşturmaktadır. Nadiren derin okyanus çökellerinde kapanlanan sular da jeotermal akışkan olabilmektedir (Koçak, 2002). Yer kabuğunda meydana gelen kıvrımlanma ve kırılmaların oluşturduğu eklem, çatlak ve boşluklu yapılar jeotermal sistemler için hazne kayaları oluşturur. Hazne kaya içerisinde biriken jeotermal akışkanın atmosfere boşalmasını önleyen geçirimsiz birimler örtü kayayı oluşturmaktadır (Koçak, 2002). Isı kaynağı ile ısınıp mineralce zenginleşen meteorik sular basınç ve yoğunluk farkının etkisiyle yükselip ısınarak yükselen akışkan geçirimsiz örtü kayaçların altındaki porozite ve permabiliteli hazne (rezervuar) kayaçlar içerisinde toplanıp hidrotermal sistemi oluşturmaktadır. Hidrotermal sistemdeki, akışkan, faylar, eklem ve çatlak gibi jeolojik yapılar aracılığı ile yeryüzüne ulaşır (Dickson ve Fanelli,

2004). Jeotermal sistemler (Şekil 1.5), açık, dinamik ve değişken sistemler olduğu için jeotermal akışkanların ısı biriktirebileceği kapanların bulunduğu yerlerde gelişmektedir (Öngür, 2007). Jeotermal akışkan çeşitli ekonomik amaçlarla kullanılmaktadır. Hazne kayalarda toplanan jeotermal akışkan meteorik, juvenil kökenli veya ikisinin bir arada bulunduğu çeşitli karışımlardan meydana gelebilmektedir (Baba ve diğerleri, 2008). Bu jeotermal akışkan ağır metaller ve gazlar içerir. Jeotermal enerji yenilenebilir olarak tanımlanmasına rağmen, jeotermal alanın aşırı işletilmesi sonucunda akışkan ve ısı üretiminde tükenme (sıcaklık ve özellikle basınçta) sürecine girildiği gözlenmiştir. Jeotermal kaynakların beslenme alanlarında bir tükenme olmadıkça fosil yakıtların aksine, yenilenebilir kaynak olarak tanımlanabilmektedir (Serpen, 2005).



Şekil 1.5. Jeotermal sistemin şematik gösterimi (Dağıstan, 2013)

1.3.3. Dünya’da Jeotermal Enerjinin Durumu

Dünyadaki jeotermal sistemler, levhaların çarpışması sonucunda aktif kıta kenarlarında, okyanus ortası sırtlarda, riftlerde ve volkanik adaların üzerinde oluşmaktadır. Tektonik ve aktif volkanik kuşaklar boyunca kuzey ve güney Amerika kıtasının batısındaki ülkelerde (Amerika, El Salvador, Meksika, Kostarika, Nikaragua ve Arjantin’de) Akdeniz kuşağında (İtalya, Türkiye ve Yunanistan) doğu ve güneydoğu Asya’daki ülkelerde (Filipinler, Endonezya, Çin ve Tayland’da), Afrika kıtasındaki (Etopya ve Kenya), İzlanda’da, Japonya’da, Yeni Portekiz’in Azor adalarında ve Yeni Zelanda’da jeotermal kaynaklar bulunmaktadır (Arslan ve diğerleri, 2001). Yenilenebilir enerji kaynakları, ülkelerin kalkınması ve ekonomik durumlarının gelişmesi açısından kritik bir rol

oyunmaktadır. Bu sebeple küresel anlamda yenilenebilir enerji kaynaklarının varlığı sürekli araştırılmaktadır. Jeotermal enerji, ilk çağlardan beri sıcaklığına bağlı olarak banyo yapmak, yemek pişirmek ve ısınma gibi temel ihtiyaçların yanında tedavi ve elektrik enerjisi elde edilmesi gibi farklı alanlarda da kullanılmıştır (Tablo 1.2).

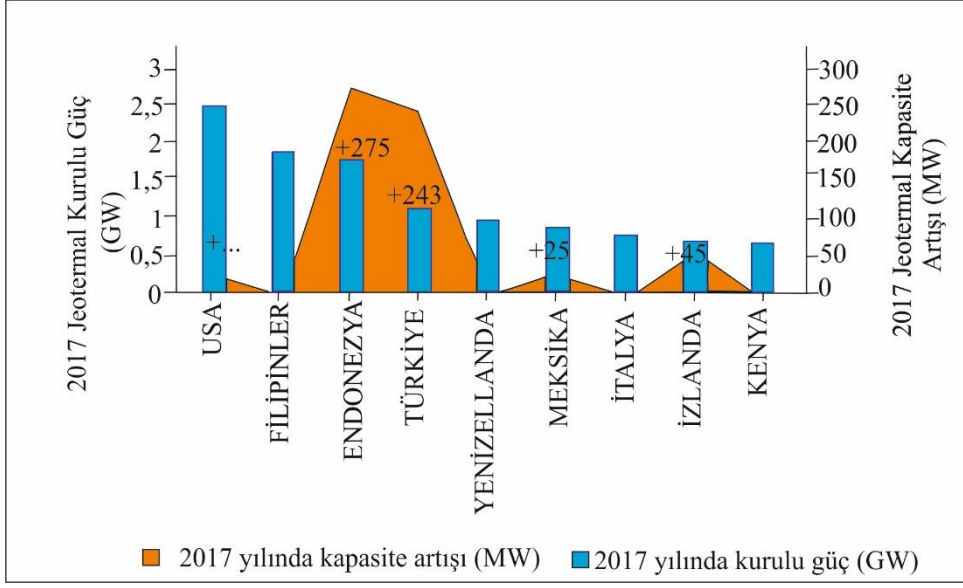
Tablo 1.2. Jeotermal enerjinin sıcaklığa göre kullanım alanları (Lindal, 1973)

Sıcaklık °C	Kullanım Alanları
180	Yüksek konsantrasyonlu solüsyonların buharlaştırılması, elektrik üretimi, amonyum absorpsiyonu ile soğutma
170	Diatomitlerin kurutulması, ağır su ve hidrojen sülfid eldesi
160	Kereste kurutmacılığı, balık kurutmacılığı
150	Bayer's metodu ile alüminyum eldesi
140	Konservecilik, çiftlik ürünlerinin çabuk kurutulması
130	Şeker endüstrisi, tuz endüstrisi,
120	Distilasyonla temiz su elde edilmesi
110	Çimento kurutmacılığı
100	Organik maddeleri kurutma (Deniz yosunu, çimen, sebze), yün yıkama ve kurutma
90	Balık kurutma (stok balık)
80	Yer ve sera ısıtmacılığı
70	Soğutma (Alt Sıcaklık Limiti)
60	Sera, ahır ve kümes ısıtmacılığı
50	Mantar yetiştirme, balneolojik hamamlar
40	Toprak ısıtma
30	Yüzme havuzları, fermentasyonlar, damıtma
20	Balık çiftlikleri

Dünya'da 1818 yılında sıcak su kaynaklarından ilk defa yararlanılmış, İtalya'da Francesco Giacomo Larderel tarafından jeotermal buharından faydalanarak borik asit elde edilmiştir. 1833 yılında Paolo Savi, İtalya'nın Larderello Bölgesi'nin altındaki jeotermal rezervuarının yayılımını araştırmıştır. 1891 yılında ABD'nin Idaho eyaletindeki Boise

şehrinde ilk kez jeotermal bölgesel ısıtma sistemi uygulanmıştır. 1904 yılında İtalya'da Larderello'da jeotermal buhardan ilk defa elektrik üretimi sağlanmıştır. 1929 yılında Oregon eyaletindeki Klamath Falls'da bulunan evler jeotermal enerji ile ısıtılmaya başlamıştır. 1943 yılında Larderello'da jeotermal alandan elektrik üretimi 132 MWe kapasiteye ulaşmıştır. 1945 yılında ilk kez süt pastörizasyonunda jeotermal akışkandan yararlanılmıştır. 1945 yılında ABD'de buzlanmaya karşı yer ısıtmasında, hacim ısıtmasında ve sera ısıtmacılığında jeotermal ısı kullanılmıştır (<https://www.ultraenerji.com>). 1978 yılında New Mexico eyaletinde kızgın kuru kayada jeotermal rezervuar oluşturulmuştur. 1984 yılında Oregon eyaletinde mantar yetiştiriciliğinde ilk kez jeotermal akışkandan yararlanılmıştır. 1992 yılında dünya çapında 21 ülkede jeotermal elektrik üretimi toplamı yaklaşık 6.000 MWe'e ulaşmıştır. 2000 yılında tüm dünyada jeotermalden yaklaşık 8000 MWe elektrik üretimi gerçekleştirilmiştir (<https://www.ultraenerji.com>). ABD Jeotermal Enerji Birliği (GEA) ve Uluslararası Jeotermal Birliği (IGA) tarafından 2005, 2007, 2010 ve 2012 yıllarında uluslararası jeotermal potansiyelini araştıran raporlar düzenlenmiştir. Son 30 yılda IGA ve GEA'nın raporlarına göre düşük fiyatlı enerji kaynağı olan jeotermal enerjiye olan ilgi artmıştır (Aliyu ve Garba, 2019). IGA 2005 yılı raporlarına göre 24 ülkede 8933 MW'lık kurulu güç mevcuttur. 2010 yılı raporlarında bu gücün 10715 MW'a yükseldiği görülmüştür. Amerika Birleşik Devletleri (3086 MW), Filipinler (1904 MW) ve Endonezya (1197 MW) kurulu güç kapasiteleri açısından başta gelen ülkelerdendir.

Dünya genelinde jeotermal enerji toplam üretimi yaklaşık 135361 MWe (Koç ve diğerleri, 2018). 2020 yılına kadar jeotermal enerjinin toplam üretiminin yaklaşık 21443 MWe olacağı tahmin edilmektedir (Moya ve diğerleri, 2018). 2015 yılında jeotermal enerjinin doğrudan kullanım kapasitesi 70329 MWt olarak hesaplanmıştır (Şimşek, 2015). 2015 yılı verilerine göre Dünya'daki jeotermal ısı ve kaplıca uygulamalarındaki ilk 5 ülke sırasıyla; Çin, ABD, İsveç, Türkiye ve Almanya'dır (Mertoğlu, 2017). 2017 yılı verilerine göre ülkelerin jeotermal enerji kurulu gücü karşılaştırılması Şekil 1.6'da gösterilmiştir. 2017 yılı içerisinde kapasite artışı sağlayan ülkeler ise sırasıyla; Endonezya (+275 MW), Türkiye (+243 MW), İzlanda (+45 MW), Meksika (+25 MW) ve ABD (+24 MW)'dir (Koç ve diğerleri, 2018). 2018 yıl sonu verilerine göre; Dünya'da jeotermal enerji kurulu gücü 14,9 GWe değerindedir. 2018 yılı sonu verilerine göre; jeotermal enerjiden en çok elektrik üreten ülkeler sırasıyla, ABD, Filipinler, Endonezya, Türkiye ve Yeni Zelanda'dır. Jeotermal enerjiden elektrik dışı kullanım Dünya çapında 70000 MWt'u aşmıştır ve Dünya'da jeotermal enerjiden doğrudan kullanım uygulamalarındaki ilk ülkeler sırasıyla; ABD, Çin, İsveç, Belarus ve Norveç'tir (<http://www.mta.gov.tr>).



Şekil 1.6. 2017 yılı dünya genelindeki toplam jeotermal enerji kurulu gücü ve kapasite artışı (Koç ve diğerleri, 2018)

1.3.4. Türkiye’de Jeotermal Enerjinin Durumu

Türkiye, Afrika ve Avrasya levhaları arasında, genç volkaniklerin ve aktif fayların bir arada bulunduğu Alp Himalaya Tektonik Kuşağı içinde yer almaktadır (Karamanderesi, 2001). Türkiye’nin yer kabuğundaki en aktif tektonik ortamlardan birinde yer alması, yüksek jeotermal enerji potansiyelini ortaya koymaktadır. Türkiye’de sıcaklıkları 20 ile 287 °C arasında değişen toplam 227 adet jeotermal alan ile 2000’e yakın sıcak ve mineralli su kaynağı bulunmuştur (Mertoğlu ve diğerleri, 2015; Lund ve Boyd, 2016). Türkiye’deki jeotermal kuyular ile kaynakların toplam jeotermal potansiyellerinin kapasitesi 8000 MWt değerindedir (TJD, 2015; Şimşek, 2015).

Türkiye’deki jeotermal potansiyel oluşturan alanların %78’inin Batı Anadolu Bölgesi’nde olmasının nedeni Batı Anadolu’daki jeotermal kaynakların genellikle yüksek sıcaklığa sahip olması ve açılma tektoniğiyle gelişen grabenlerden oluşmasıdır. McKenzie (1972), Batı Anadolu’daki graben sisteminin, Anadolu’nun doğudan batıya hareket etmesi sonucunda geliştiğini belirtmiştir. (Şekil 1.7). Türkiye’deki doğu-batı ile kuzeybatı-güneydoğu doğrultulu grabenlerinde oluşan en önemli jeotermal sistemler Menderes ve Gediz grabenleridir. Menderes ve Gediz grabenleri deprensellik yönünden aktiftir. Türkiye’nin en yüksek sıcaklığa sahip Denizli-Kızıldere jeotermal alanı (242 °C), Aydın-Germencik jeotermal alanı (232 °C), Aydın-Salavatlı jeotermal alanı (171 °C), Aydın-Yılmazköy-İmamköy jeotermal alanı (142 °C) Menderes Grabeni’nde yer almaktadır. Orta Anadolu’daki jeotermal sistemler genellikle volkanik aktivitelere bağlı oluşmaktadır ve Batı

Anadolu'daki jeotermal sistemlere göre daha düşük sıcaklıklara sahiptir. Doğu ve Güneydoğu Anadolu'daki jeotermal sistemler volkanik ve tektonik aktivitelere bağlı olarak oluşmuştur. Kuzey Anadolu'daki jeotermal sistemler sağ yanal doğrultu atımlı Kuzey Anadolu Fay'ı boyunca gelişmiştir (Arslan ve diğerleri, 2001).



Şekil 1.7. Türkiye'deki jeotermal kaynakların ve volkanik alanların konumu (<http://www.mta.gov.tr/v3.0/hizmetler/jeotermal-harita>)

Türkiye'de jeotermal faaliyetler ilk defa 1963 yılında Balçova, İzmir'de jeotermal sondaj kuyusu açılmasıyla başlamıştır. 1975 yılında MTA tarafından 0,5 MWe güce sahip Kızıldere Santrali'nde ilk kez jeotermalden elektrik üretimi yapılmıştır. 1983 yılında Balçova, İzmir'de kuyu içi eşanjörlü ilk jeotermal ısıtma sistemi kurulmuştur (<https://www.ultraenerji.com>). 1984 yılında Avrupa'da İtalya'dan sonra ikinci ve Türkiye'nin ilk jeotermal enerji santrali (20,4 MWe kapasiteli) Kızıldere'de açılmıştır. 1987'de Gönen, Balıkesir ve Kozaklı'da ilk jeotermal merkezi ısıtma sistemli işletme kurulmuştur. 2001 yılında Türkiye'nin jeotermal kurulu ısıtma gücü 493 MWt'a kadar ulaşmıştır. 2009 yılında Türkiye'nin en büyük jeotermal enerji santrali olan Aydın-Germencik Jeotermal Enerji Santrali (47,4 MWe) açılmıştır (<https://www.ultraenerji.com>). Jeotermal enerji kaynaklarının kullanım alanları, bulunduğu bölgenin koşullarına ve jeotermal akışkanın sıcaklığına göre değişim göstermektedir (Zaim ve Çavşi, 2018). Ülkemizdeki jeotermal enerji potansiyeli açısından Batı Anadolu Bölgesi'ni % 9 ile İç Anadolu, % 7 ile Marmara Bölgesi, % 5 ile Doğu Anadolu ve % 1'i ile diğer bölgeler izlemektedir. Türkiye'deki jeotermal kaynakların % 90'ı düşük ve orta sıcaklığa sahip olup doğrudan uygulamalarda (konut ısıtması, termal turizm vb.) kullanılmakta olup, % 10'u ise

dolaylı uygulamalar (jeotermal kaynaklardan elektrik enerjisi üretimi) için kullanılmaktadır (<http://www.mta.gov.tr>). Zaim ve Çavşı (2018), Türkiye'nin teorik olarak jeotermal enerji potansiyelinin 31500 ile 60000 MWt arasında olduğunu, bu kapasitenin kullanılabilir teknik kapasitesinin ise 4809 MWt olarak hesaplandığını belirtmiştir. Bu zamana kadar teknik kapasitenin sadece 2880 MWt'lik bir kısmının kullanılabilceği kanıtlanmıştır. Türkiye'de jeotermal kaynaklara bağlı elektrik üretimi kurulu gücü 2006 yılında (Kızıldere'de) 15 MWe'ye ulaşmıştır. (Mertoğlu ve diğerleri, 2015). Türkiye'deki mevcut jeotermal kuyular ile kaynakların toplam jeotermal kapasitesi 8000 MWt, jeotermal potansiyel ise 60000 MWt değerindedir (TJD, 2015; Şimşek, 2015). Jeotermal enerji doğrudan kullanım kurulu gücü kapasitesinin büyüklüğüne göre Türkiye, Dünya'daki ülkeler arasında dördüncü sıradadır (Lund ve Boyd, 2016). 2017 yılı itibarıyla, Türkiye'de faaliyet gösteren 40 adet jeotermal enerji santrali bulunmaktadır. Türkiye'deki jeotermal enerji santrallerinin toplam kurulu gücü 1,1 GW'dır (Koç ve diğerleri, 2018).

Ülkemizde, jeotermal kaynaklar; konut, sera ve termal tesislerin ısıtılmasında, endüstriyel uygulamalarda, termal turizm ile balneolojik uygulamalarda ve elektrik enerjisi üretiminde kullanılmaktadır. MTA'nın 2002-2019 yılı verilerine göre ülkemizde jeotermal enerji kullanımlarındaki değerler şöyledir: sera ısıtılmasında, 2019 yılında 2002 yılına kıyasla % 710 artış, konut ısıtılmasında % 316 artış, elektrik üretimindeki kurulu güç % 8600 artış, görünür ısı kapasitesinde % 1083 artış gözlenmiştir (Tablo 1.3).

Tablo 1.3. Türkiye'de 2002-2019 yılları arasında jeotermal enerji kullanımının karşılaştırılması (<http://www.mta.gov.tr>)

Jeotermal kullanım	2002	2019
Sera ısıtılması	500	4052
Konut ısıtılması	30000	125000
Elektrik üretimindeki kurulu güç	15 MWe	1304 MWe
Görünür ısı kapasitesi	3000 Mwt	35500 Mwt

BÖLÜM 2

ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Çalışma alanının içerisinde yer aldığı Biga Yarımadası aktif tektonik yapısı, karmaşık jeolojisi, maden yatakları ve jeotermal kaynaklar bakımından zengin olması nedeni ile pek çok araştırmaya konu olmuştur. Bu bölümde çalışma alanı ve yakın çevresinde yapılan jeolojik, tektonik ve hidrojeolojik çalışmalarla birlikte, literatürde aktif tektonik ve jeotermal kaynakların hidrokimyasal değişimleri arasındaki ilişki ile ilgili yapılan ulusal ve uluslararası çalışmalar kısaca özetlenmiştir.

2.1. Jeolojik ve Tektonik Çalışmalar

●Kalafatçıoğlu (1963), Ezine ve Bozcaada çevresinin jeolojisini incelemiş, bölgedeki eski formasyonların Paleozoyik yaşlı mermer ile metamorfik şistlerden oluştuğunu, bu serinin şistozitesinin genellikle KD-GB yönlü olduğunu belirtmiştir. Bu seriyi fosil içeren Permian yaşlı kireçtaşları, çakıltaşı, kalker ve ofiyolit katkılı fliş içeren ve Permian sonuna doğru genç Varistik orojenezle ilişkisi olan bir serinin üzerlediğini saptamıştır. Laramian orojenezinden sonra, Lütisian'de denizin bölgeyi kapladığını ve Alpin orojenezinin son şiddetli evrelerinin meydana geldiğini ifade etmiştir. Çalışma alanındaki Bozalan Formasyonu'nu Permian yaşlı kireçtaşı olarak adlandırmıştır.

●Gözler ve diğerleri (1984), “Çanakkale Boğazı Doğusu-Marmara Denizi Güneyi-Bandırma-Balıkesir-Edremit ve Ege Denizi Arasındaki Alanın Jeolojisi ve Kompilasyonu” isimli çalışmasında, Biga Yarımadası'nın batısında bulunan Geyikli-Ezine ve Ayvacık arasında geniş yayılım gösteren, çevre kayalarla skarn zonları oluşturan, KD-GB yönlü monzonit, granodiyorit ve kuvars-monzonit içeren kayaları Kestanbol Plütunu olarak isimlendirmiştir.

●Siyako ve diğerleri (1989), Biga ve Gelibolu Yarımadaı'ndaki, Tersiyer yaşlı kayaların litolojisini incelemiştir. Tersiyer yaşlı kayaların Maestrihtiyen-Erken Eosen, Orta Eosen-Oligosen, Miyosen ve Pliyo-Kuvaterner olmak üzere dört zaman aralığında çökeldiğini belirtmiştir. Erken ve Orta Miyosen döneminde, Biga Yarımadası'nda kalkalkalen bir magmatizma görüldüğünü ve buna bağlı olarak andezit, dasit, riyolit ve asidik tüflerle kaplanmış volkaniklerin geniş alanlara yayıldığını ve Oligosen-Miyosen yaşlı granodiyorit bileşimli plütonların bölgeye yerleştiğini ifade etmiştir. Pliyo-Kuvaterner döneminde; kumtaşı, çakıltaşı ve şeyllerden oluşan flüviyal çökeller ile gölsel karbonatların çökeldiğini belirtmiş, bu birime Bayramiç Formasyonu adını vermiştir.

•Okay ve diğeri (1990), Gelibolu ve Biga Yarımadası'nda Tersiyer öncesine ait KD-GB yönlü dört tane tektonik zon olduğunu belirtmiştir. Bu zonlar kuzeybatıdan itibaren; Gelibolu, Ezine, Ayvacık-Karabiga ve Sakarya Zonlarıdır. Gelibolu Zonu, Geç Kratese-Paleosen yaşlı pelajik kireçtaşları, gabro, radyolarit ve serpantin gibi kayalardan oluşan Çetmi Ofiyolit Melanjı isimli birimden oluşmaktadır. Ezine Zonu, Permo-Karbonifer yaşlı sedimanter bir istif ile bu istifi Permo-Triyas döneminde üzerleyen ofiyolit ile sedimanter kökenli yüksek metamorfizma ürünü kayalardan meydana gelmektedir. Ayvacık-Karabiga Zonu, Çetmi Ofiyolit Melanjı'ndan oluşmaktadır. Sakarya Zonu, Kazdağ Metamorfitlerinden ve bu birimi tektonik bir dokanakla üzerleyen Karakaya Kompleksi birimi ile Triyas sonrası çökellerden meydana gelmiştir.

•Karacık ve Yılmaz (1998), Çanakkale ilinin Ezine-Ayvacık ilçelerindeki ignimbritlerin jeolojisi ve bölgedeki volkanik-plütonik kayalar ile ilgili araştırmalar yapmıştır. İgnimbrit püskürmelerinin, Miyosen sırasında plütonik ve volkanik kayalar ile kısmen eş zamanlı olarak oluştuğunu saptamıştır. Bölgedeki magmatik faaliyetlerin Kestanbol granitiyle başladığını belirtmiştir. Kestanbol granitinin litolojik olarak kuvars monzonit ve monzogranit türü kayalardan oluştuğunu belirtmiştir. Kestanbol granitinin, temel birimler ile kontakt metamorfizma zonu geliştirdiğini ve granitin eklem ve çatlak düzlemleri ile apfit, lamprofir, mafik ve pegmatit dayklar içerdiğini ifade etmiştir.

•Çağlar ve Demirörer (1999), Jeotermal aktivite ile ilişkili olabilecek fay zonlarını incelemek için Kestanbol bölgesinde bir self potansiyel (SP) çalışması yapmış, yaptığı SP haritasından yararlanarak, jeotermal aktivite ile elektriksel olarak polarize edilmiş düzlemler olarak yorumlanabilen iki fay zonu tespit etmiştir. Wenner konfigürasyonunu kullanarak yaptığı rezistivite çalışması sonucunda hazırladığı rezistivite haritası ve iki boyutlu jeoelektrik modeller sayesinde Kestanbol'un güneybatı kesiminde jeotermal aktiviteyle ilişkili bir bölge olduğunu saptamıştır. Kestanbol bölgesindeki jeotermal kaynak potansiyelinden daha fazla yararlanmak için çalışmada saptanan jeotermal aktivite ile ilişkili alanlarda bir sondaj yapılmasının gerekli olduğunu belirtmiştir.

•Beccaletto (2003), Doktora tez çalışmasında, Biga Yarımadası'nın jeolojisi ve jeodinamik evrimini araştırmıştır. Ezine Grubu'nu üç formasyona ayırmış, bu formasyonları; alttan üste doğru, Geyikli Formasyonu, Karadağ Formasyonu ve Çamköy Formasyonu olarak adlandırmıştır. Geyikli Formasyonu'nu düşük dereceli metamorfizma ürünü kayalar olarak tanımlamış, formasyonun yaşının *Permocalculus* fosili ile Orta-Geç Permiyen olduğunu belirtmiştir.

●Beccaletto ve Jenny (2004), Ezine Grubu'nun birbirleri ile geçişli olan üç formasyondan oluştuğunu belirtmiştir. Bu formasyonların sırası ile Geç Permiyen yaşlı, karbonatlar ile karasal kökenli detritik çökellerden oluşan Geyikli Formasyonu, Geç Permiyen yaşlı, platform tipi karbonatlı kayalardan oluşan Karadağ Formasyonu, Spatiyen-Karniyen yaşlı, karbonat ve detritik çökellerden oluşan Çamköy Formasyonu olduğunu ifade etmiştir. Maliak okyanusunun, kuzeyindeki pasif kıta kenarı olan Rodop'un bir parçası olduğunu ve Permo-Triyas yaşlı riftleşmeyle meydana geldiğini öne sürmüştür. Ayrıca Denizgören Ofiyoliti'nin Ezine Grubu'nu üzerlediğini ve Balkan Orojenizi'nin bir bölümü olduğunu saptamıştır.

●Duru ve diğerleri (2004), Karadağ Grubu içerisinde bulunan Permo-Triyas yaşlı rekristalize kireçtaşlarının, Alt Paleozoyik yaşlı metamorfik kayaları üzerlediğini belirtmiştir. Buna ek olarak Karadağ Grubu'nun alttan üste doğru Geyikli, Bozalan ve Çamköy Formasyonların'dan oluştuğunu, serpantinleşmiş harzburjitlerden, gabrolardan ve bazaltlardan oluşan Kretase yaşlı Denizgören Ofiyolitleri'nin ise tektonik bir dokanakla Karadağ Grubu'nu üzerlediğini belirtmiştir.

●Canbaz ve diğerleri (2010), Kestanbol granodiyoritindeki doğal radyoaktivite değerlerinin neden olduğu olası radyolojik tehlikelerin değerlendirilmesi amacıyla, 2007 yılında Kestanbol Plütunun'dan alınan örneklerde ^{226}Ra , ^{232}Th ve ^{40}K aktivite konsantrasyonlarını HPGe gama spektrometresi kullanarak analiz etmiştir. ^{226}Ra 'nın aktivite konsantrasyonlarını, 94 ile 637 Bq kg⁻¹, ^{232}Th 'nin 120 ile 601 Bq kg⁻¹ arasında ve ^{40}K 'nin 1075 ile 1527 Bq kg⁻¹ arasında bulmuştur. Kestanbol Plütunu'ndaki granodiyoritlerin aktivite konsantrasyonlarının, UNSCEAR 2000 raporunda verilen U ve Th taşıyan mineraller bakımından zengin granitlerdeki ^{226}Ra , ^{232}Th ve ^{40}K aktivite konsantrasyonları ($^{226}\text{Ra}=100-500$ Bq kg⁻¹, $^{232}\text{Th}=40-350$ Bq kg⁻¹ ve $^{40}\text{K}=1200-1800$ Bq kg⁻¹) ile karşılaştırıldığında nüfus ve çevre sağlığı açısından riskli olabileceğini belirtmiştir.

●Bekler ve diğerleri (2017), Ayvacık ve yakın çevresinde 14 Ocak 2017 tarihinde meydana gelen Mw=4,6 büyüklüğündeki depremle başlayan 6 Şubat 2017 tarihinde Mw=5,5 (Mw=5,5, KRDAE, Mw=5,4, COMU, Mw=5,3, AFAD) büyüklüğü ile devam eden deprem aktivitesini, bölgede bulunan ulusal ağlara bağlı sabit istasyonlara ek olarak, 8 adet geçici istasyon kurarak en az bir yıl süreyle gözlemlemiştir. Bölgede uzun süre meydana gelen artçı deprem aktivitesinin, bölgenin çok sayıda karmaşık fay içermesi ile ilişkisi olduğunu ifade etmiştir. Ana deprem ve artçıların odak mekanizma çözümlerinin birbirine yakın olduğunu, depremlere neden olan faylanmaların KB-GD doğrultulu olduğunu ve ana düzlemin GB'ya eğimli bir normal faylanmayı gösterdiğini belirtmiştir. Kestanbol Fayı ve bu fayın güneyinde

yer alan Tuzla Fayı'nın, Çanakkale ilinde hakim olan faylar olduğunu ifade etmiştir. Kestanbol ve Tuzla Fayları'nın bulunduğu bölgelerin jeotermal aktivite içermesi nedeniyle bu bölgelerdeki sismotektonik karakterin belirlenmesinin önemli olduğunu belirtmiştir.

●Sözbilir ve diğerleri (2017), 14 Ocak 2017 ile 20 Mart 2017 tarihleri arasındaki Çanakkale ili Ayvacık ilçesi ve çevresinde meydana gelen depremlerin ($M_w=5,3$ ve $1000'$ e yakın mikro deprem) sismik kaynakları ile ilgili yaptıkları saha çalışmaları sonucunda, 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası hazırlamıştır. Hazırlanan haritada Kestanbol Fayı'nın güney segmentine ait fay parçalarını Tuzla Fayı olarak işaretlemiş, daha önce çizilen haritalara sadık kalarak doğuya doğru birkaç fay segmenti daha eklemiştir. Tuzla jeotermal sahasındaki jeotermal akışkanı yüzeye taşıyan aktif tektonik unsurun Tuzla Fayı olduğunu belirtmiştir.

●Özden ve diğerleri (2018), Ayvacık ilçesindeki depremlerin, Anadolu bloğunun batıdan güneybatıya doğru hareketinden tektonik olarak etkilendiğini belirtmiş, sismolojik ve yapısal alan verileri ile Kuzey Anadolu Fay Zonu boyunca meydana gelen ve iki ana (kuzey ve güney) kola ayrılan hareketin güney kolunun Biga Yarımadası'na doğru uzandığını, kuzey kolunun ise merkezi oblik normal faylanmanın stres rejiminden kaynaklanan strüktürel kayma ile karakterize olduğunu ifade etmiştir. Saha verilerini kullanarak yapılan analizler ile 14 Ocak-24 Mart 2017 tarihleri arasındaki Biga Yarımadası'nın güneyinde meydana gelen depremlerdeki faylarda (Tuzla Fayı, Kocaköy Fayı ve Babakale Fayı) odak mekanizmalarının inversiyonunun yaklaşık N-S ($N4^\circ E$) σ_3 eksenini ile normal bir faylanma olduğunu gözlemlemiş ve Ocak 2017'de $M_w=4,4$ büyüklüğündeki Tuzla Fayı'ndan başlayan depremlerin güneye doğru göç ettiğini saptamıştır.

2.2. Hidrojeolojik Çalışmalar

●Çağlar (1947), "Türkiye Maden Suları ve Kaplıcaları" isimli çalışmasında Kestanbol jeotermal alanındaki sıcak sulardan örnekleme yapmış, jeotermal kaynakların sıcaklığını $73^\circ C$, pH değerini 6,2 olarak bulmuştur. Kestanbol jeotermal kaynaklarında Na^+ (7072 mg/l) ve Cl^- (14250 mg/l) iyonlarının baskın olduğunu tespit etmiştir.

●Kartal (1975), Kestanbol jeotermal alanında bulunan kaplıcanın ve yakın çevresinin jeolojisini ve hidrojeolojisini araştırmış, bölgedeki jeotermal kaynakların yüzeye çıkmasını sağlayan bir fay olduğunu saptamıştır. Çalışma alanında kuvarşist, kil-kum-konglomera ve alüvyondan oluşan jeolojik birimler olduğunu belirtmiştir. Kestanbol jeotermal kaynağının yüzey sıcaklığının $70^\circ C$, debisinin 5 l/s olduğunu ve magmatik orijinli olup, Na^+ ve Cl^-

iyonlarınca zengin olduğunu ifade etmiştir.

●Yenal ve diğerleri (1975), Marmara Bölgesi'ndeki jeotermal kaynakların hidrokimyasal özelliklerini incelemiştir. Çanakkale ilindeki Kestanbol jeotermal kaynaklarının sıcaklığını 74 °C, pH değerini 5,92 ve EC değerini 27000 µS/cm olarak bulmuş, Kestanbol jeotermal akışkanının Na⁺ ve Cl⁻ iyonları bakımından zengin olduğunu tespit etmiştir.

●Gevrek ve diğerleri (1986), Tuzla bölgesindeki jeotermal sahadaki hidrotermal alterasyon zonlarının, mineralojisini, jeokimyasını ve tektonik özelliklerini incelemiştir. Tuzla jeotermal alanı ve çevresinde kaolinit, alünit, montmorillonit, silis, illit ve silisifiye hidrotermal alterasyon zonlarının bulunduğunu saptamıştır. Hidrotermal alterasyona KB-GD yönlü kuvvetlerin etkisiyle oluşan D-B doğrultulu faylardan çıkan jeotermal akışkanların neden olduğunu belirtmiştir. Hidrotermal alterasyon zonlarının dağılımından yola çıkarak jeotermal akışkanın 150-225 °C rezervuar sıcaklığında olduğunu tespit etmiştir.

●Ölmez (1986), Kestanbol jeotermal alanında 1985 yılında yapılan sondaj çalışmasında 100-139 m ve 237-290 m arasında iki basınçlı akiferin varlığını tespit etmiş, jeotermal kaynakların magmatik ve denizel kökenli olduğunu, jeotermal akışkanın jeotermik gradyan nedeniyle ısınarak, kırık hatları boyunca yükseldiğini ve yüzeye yakın alanlarda meteorik sularla karıştığını rapor etmiştir.

●Balderer (1994), Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun jeolojik, jeodezik ve sismolojik çalışmalarla belirlenen alanlarındaki aktif tektonik etkisinin hidrojeoloji üzerindeki yansımalarını araştırmıştır. Bu proje kapsamında farklı alanlardaki jeotermal kaynakların oluşum mekanizmasını incelemiş, Çanakkale ilinde bulunan Akçakeçili, Kestanbol ve Tuzla jeotermal kaynaklarının NaCl su tipinde olduğunu, Tuzla ve Kestanbol jeotermal kaynaklarının ölçülebilir bir trityum değeri içermediğini belirtmiştir. Tuzla-Kestanbol jeotermal kaynaklarının kökeninin yeraltı suyu ve deniz suyunun bir karışımı olduğunu ifade etmiştir.

●Pehlivan ve Yılmaz (1994), Marmara Bölgesi'nde bulunan 36 adet jeotermal kaynağın hidrojeokimyasal özelliklerini incelemiştir. Kestanbol jeotermal kaynağının, Schoeller diyagramında katyon iyon dizilimini; r(Na+K) > rCa > rMg olarak, anyon dizilimini ise; rCl⁻ > rHCO₃⁻ > rSO₄⁻² olarak saptamıştır. Kestanbol jeotermal alanındaki kaynakların asidik karakter içerdiğini belirtmiştir.

●Mützenberg (1997), Biga Yarımadası'nın batısındaki jeotermal alanları gösteren 1/100.000 ölçekli jeoloji haritası hazırlamıştır. Kestanbol jeotermal alanında yaptığı hidrokimya çalışmaları sonucunda, jeotermal kaynakların sıcaklık değerlerini 63,6-76,2 °C,

pH değerini 5,9 bulmuştur. Kestanbol jeotermal kaynağının $\delta^{18}\text{O}$ değerinin -5,18, $\delta^2\text{H}$ değerinin -37,5 ve T değerinin <0,9 olduğunu belirtmiştir. Kestanbol jeotermal alanındaki SiO_2 derişimlerini 108,3 mg/l ile 139,3 mg/l arasında bulmuştur.

●Şimşek (1997), Türkiye'deki jeotermal kaynakların dağılımının, fay sistemlerine ve volkanizmanın meydana geldiği alanların dağılımına yaklaşık olarak paralel olduğunu belirtmiştir. Türkiye'de yaklaşık bin adet jeotermal kaynak bulunduğunu saptamıştır. Kestanbol jeotermal alanındaki hazne kayacın granit, gnays ve siyenit, örtü kayacın ise kumtaşı, konglomera, masif gnays ile granitten oluştuğunu belirtmiştir.

●Baba ve Ármannsson (2006), Tuzla jeotermal alanındaki sıcak sularda ağır metallerin varlığını araştırmıştır. Tuzla jeotermal alanındaki sıcak sularda Cl ve B içeriğinin yüksek olduğunu saptamıştır. Reenjeksiyonun yapılmadığı jeotermal alanlardaki jeotermal suların çevreye deşarjının çevresindeki su kaynaklarında ve toprakta kirlenmeye sebep olduğunu belirtmiştir.

●Baba ve Ertekin (2007), Kestanbol jeotermal kaynaklarının yüzey sıcaklıklarının 66 ve 76,2 °C, pH değerlerinin 5,9 ile 6,4 ve EC değerlerinin 3450-3460 $\mu\text{S}/\text{cm}$ arasında olduğunu tespit etmiştir. Ayrıca Kestanbol jeotermal kaynağının asidik karakterde olduğunu, NaCl'ce zengin, meteorik kökenli su ile deniz suyu karışımından oluştuğunu saptamıştır. Trityum izotop analizi sonuçlarına göre; jeotermal kaynağın yaşının 50 yıldan yaşlı olduğunu ifade etmiştir.

●Yalçın (2007), Biga Yarımadası'ndaki jeotermal kaynakların jeokimyasal ve hidrokimyasal karakterizasyonunu araştırmak için, 2002-2004 yılları arasında 20 adet sıcak su ve 8 adet soğuk su kaynağından örnek toplamıştır. Kestanbol jeotermal alanındaki suların, klorürce baskın olduğunu, Kestanbol'un toplam NaCl konsantrasyonunun 18,450 mg/l olduğunu belirtmiştir. Kestanbol'un Tuzla ile birlikte "klorür baskın sular" sınıfında yer aldığını belirtmiştir. Klorür baskın suların esas bileşimi NaCl'dir. Ayrıca Kestanbol jeotermal alanının kökeninin Nysiros adasındaki derin jeotermal kuyudan elde edilen kimyasal bileşimlere benzer olduğunu ve meteorik su - fosil deniz suyu karışımı olduğunu ifade etmiştir.

●Baba ve diğerleri (2008), Biga Yarımadası'nda yer alan Tuzla, Kestanbol ve Hıdırlar jeotermal kaynaklarının hidrojeokimyasal özelliklerini araştırmıştır. Kestanbol jeotermal kaynağının silika jeotermometresine göre rezervuar sıcaklığını 95 ve 159 °C arasında hesaplamıştır. Oksijen-18 ve döteryum izotop analiz sonuçlarına göre; Kestanbol jeotermal akışkanın meteorik su ile deniz suyunun bir karışımından oluştuğunu belirtmiştir.

●Barut ve Erdoğan (2011), Marmara bölgesinde yer alan 153 jeotermal kaynağın fiziksel, kimyasal ve radyoaktif özelliklerinin 80 yıllık tarihsel süreçte meydana gelen değişimlerini hidrokimyasal yöntemlerle değerlendirmiştir. Yaptığı inceleme sonucunda bölgede çoğunluğu karışık kökenli suların oluşturduğunu, Kestanbol, Tuzla ve Akçakeçili jeotermal kaynaklarının tuzlu sular sınıfında yer aldığını ifade etmiştir.

●Baba ve Sözbilir (2012), Kestanbol jeotermal kaynağının NaCl su tipinde ve yüzey sıcaklığının 76 °C olduğunu ifade etmiştir. Kestanbol jeotermal sularının kökenini oksijen-18 ve döteryum analiz sonuçlarına göre, meteorik veya soğuk su ile deniz suyunun karışımı sonucu oluştuğunu belirtmiştir. Kestanbol'un ısıtıcı kayacının granodiyoritler olduğunu saptamıştır.

●Deniz ve Baba (2012), Çanakkale ilinde bulunan 13 jeotermal alandaki jeotermal kaynaklar ve sondajların hidrojeokimyasal özelliklerini incelemiş, bölgedeki jeotermal alanlarda tektonik aktivitelerin etkilerinin olduğunu gözlemlemiştir. Jeotermal kaynakların yüzey sıcaklıklarının 28 °C ile 87 °C arasında olduğunu ve Tuzla'nın 174 °C ile en yüksek sıcaklıklı jeotermal kaynak olduğunu ifade etmiştir. Ayrıca Tuzla ve Kestanbol'daki jeotermal kaynakların Na⁺ ve Cl⁻ iyonlarınca baskın olduğunu belirtmiştir.

●Yalçın ve Sarp (2012), Tuzla ve Kestanbol jeotermal kaynaklarının kökeninin, derine yerleşen, sıcak fosilli suyun, yeraltına sızan soğuk sular ile seyreltilerek karışmasından oluştuğunu ifade etmiştir. Daha fazla seyrelen Kestanbol jeotermal kaynağının sıcaklığının Tuzla jeotermal kaynağına göre daha çok soğuduğunu ifade etmiştir. Kestanbol jeotermal kaynağının kuyu sıcaklığını 75 °C, EC değerini 28400 µS/cm bulmuştur.

●Karaca ve diğerleri (2013), Biga Yarımadası'ndaki jeotermal kaynakların jeokimyasal özelliklerini ortaya koymak amacıyla 14 adet jeotermal kaynaktan örnekleme yapmıştır. Kestanbol jeotermal kaynaklarında yaptıkları ölçümlerde jeotermal kaynağın, NaCl su tipinde olduğunu ve Çanakkale ilindeki en yüksek sıcaklığa sahip üçüncü jeotermal alan olduğunu ifade etmiştir.

●Mutlu ve diğerleri (2014), Anadolu'daki jeotermal alanlardaki termal kaynakların kimyasal analiz sonuçlarını literatürdeki çalışmalardan yararlanarak değerlendirmiştir. Batı Anadolu'daki jeotermal kaynakların (Tuzla, Kestanbol, Balçova, Seferihisar) NaCl su tipinde olduğunu saptamıştır.

●Çetiner (2018), Biga Yarımadası'nda bulunan Ayvacık-Tuzla bölgesinde ticari olarak önemli olabilecek metal ve mineral içeren jeotermal kaynakların jeokimyasal özelliklerini araştırmıştır. Biga Yarımadası'nda bulunan jeotermal kaynaklarda yaptığı fiziksel ve kimyasal analiz sonuçlarına göre, yüksek sıcaklığa (T > 60 °C) ve asidik değerlere sahip

olan jeotermal kaynakların ticari değer sağlayabileceğini belirtmiştir. Yaptığı pilot ölçekli fizibilite analizine göre; Tuzla jeotermal sahasındaki akışkandan günde yaklaşık 22 kg Li metali üretebileceğini hesaplamış, 10 yıllık bir işletme süresindeki fayda-maliyet oranını (F/M) 3,71 olarak belirlemiştir. Kestanbol jeotermal alanı için ${}^3\text{He}$ /entalpi oranını $0,19 \times 10^{-12} \text{ cm}^3$ bulmuş, bu orana göre; Kestanbol jeotermal alanındaki ısı kaynağının, genişlemeli tektonik rejim ile kıtasal kabuğun tabanındaki magmatik kütlelerin etkisi sonucu oluştuğunu saptamıştır.

2.3. Jeotermal Sahalarda Hidrokimyasal Değişimlerin Aktif Tektonik ile İlişkisinin Belirlendiği Çalışmalar

•Tsunogai ve Wakita (1995), Japonya'daki Kobe depreminin merkez üssünün yakınında bulunan iki jeotermal sondajdaki Cl^- ve SO_4^{-2} konsantrasyonlarının 17 Ocak 1995'teki 7,2 büyüklüğündeki depremden önce arttığını, depremden sonra ise çok daha yüksek bir artış gösterdiğini saptamıştır. Jeotermal kaynakların kimyasal bileşimindeki öncül değişikliklerin öncü bir deprem ile ilgili bilgi vereceğini ifade etmiştir.

•Tsunogai ve Wakita (1996), 17 Ocak 1995'te güneybatı Japonya'da 7,2 büyüklüğüne sahip Hyogo-ken Nanbu depremi sonrasında deprem merkezinin yaklaşık 20 km doğusunda bulunan yeraltı sularının kimyasal bileşimini araştırmış, deprem sonrası örneklenen yeraltı suyunda 1994 yılına kıyasla Cl^- , SO_4^{-2} ve alkali toprak metal iyon konsantrasyonlarında artış, Na^+ iyonu ve Si içeriklerinde azalma olduğunu saptamıştır. Deprem öncesi ve sonrasında yeraltı suyu kimyasında gözlenen değişikliklerin, mevcut deprem mekanizmasının anlaşılmasında kullanılabileceğini belirtmiştir.

•Toutain ve diğerleri (1997), 598 gün boyunca toplanan jeotermal suyun kimyasal analiziyle Saint Paul de Fenouillet'de meydana gelen 5,2 büyüklüğüne sahip deprem ile 598 gün boyunca toplanan ticari amaçla şişelere konmuş jeotermal suyun kimyasal analizi arasındaki ilişkiyi araştırmıştır. Jeotermal sudaki Cl^- konsantrasyonlarının depremden 5 gün öncesi ile başlayan ve 13 gün süren bir periyotta arttığını ve yeraltı sularındaki SO_4^{-2} konsantrasyonunun depremden hemen önce arttığını tespit etmiştir. Bunun sonucunda jeotermal kaynaklardaki jeokimyasal verilerin depremin tespiti için kullanılabileceğini ortaya koymuştur.

•Favara ve diğerleri (2001), Umbria bölgesindeki 1997 ve 1998 yılları arasında meydana gelen depremlerin bölgedeki jeotermal kaynakların kimyasal değişimlerine etkisini incelemiştir. 29 aylık bir süre içinde bölgedeki jeotermal kaynaklardan alınan örneklerde sıcaklığın azaldığını, Ca^{+2} ve SO_4^{-2} konsantrasyonlarının deprem öncesinde arttığını,

depremden 3 ay sonra eski değerlerine ulaştığını saptamıştır.

•Balderer ve diğerleri (2002), 17 Ağustos 1999 İzmit depreminin jeotermal sulardaki etkilerini araştırmıştır. Kuzey Anadolu Fay ZKonu boyunca Kuzuluk, Bursa ve Yalova/Gemlik bōlgelerindeki jeotermal sulardan deprem öncesi ve sonrası örnekleme yapmış, $\delta^2\text{H}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ 'deki izotopik kompozisyonun, çōzünmüř inorganik karbon türlerinin ($\delta^{13}\text{C}$) ve bazı kimyasal bileşenlerin (NO_3^- , Cl^- , Mg^{+2} , K^+ , SO_4^{-2}) değiştiğini gözlemiştir. Bu değişikliklerin bölgenin aktif tektoniği ile ilişkisi olabileceğini belirtmiştir.

•Hartmann ve diğerleri (2005), Romanya'nın sismik olarak aktif olan Vrancea bölgesindeki kuyulardan iki yıl boyunca toplanan hidrokimyasal veriler ile bölgedeki depremsel aktivitelerin ilişkisini istatistiksel olarak değerlendirmiş, hidrokimyasal faktörlerin $M=3$ ile $M=5$ arasındaki deprem aktiviteleri ile anlamlı şekilde ilişkili olduğunu saptamıştır.

•Song ve diğerleri (2005), Tayvan'da farklı tektonik alanlardaki jeotermal kaynaklardan topladıkları hidrokimyasal veriler ile bölgede meydana gelen depremleri ilişkilendirmiştir. Çalışma alanındaki jeotermal kaynakların, anyon (özellikle Cl^- ve SO_4^{-2}) konsantrasyonunun katyon konsantrasyonuna göre tektonik etkiye bağlı olarak anomali gösterdiğini saptamıştır.

•Khodayar ve diğerleri (2010), Güney İzlanda'da bulunan Hreppar Rift-Jump Block bölgesinde yaptığı çalışmayla depremlerin ve tektonizmanın jeotermal alanlarla ilişkisini incelemiştir. Bunun sonucunda aktif South Iceland Seismic Zonu'nun (SISZ), yakınında bulunan kaplıcalardaki sondajlarda ve jeotermal kaynaklardaki su seviyesinde düşüş gözlemiştir. Çalışma alanında 1784 yılında meydana gelen deprem sonucunda Reykjavellir'deki sıcak su kaynaklarının ortadan kaybolduğunu vurgulamıştır. 1896, 2000 ve 2008 depremlerinde yine jeotermal rezervuarda değişimlerin bulunduğunu saptamış, sismik aktivite ve depremlerin jeotermal kaynaklardaki su seviyesinde azalmaya neden olduğunu belirtmiştir.

•Yuce ve diğerleri (2010), Eskişehir (Türkiye) gibi sismik olarak aktif olan bölgede meydana gelen depremlerin jeokimyasal ve hidrojeolojik etkilerini araştırmıştır. Sulardaki Rn ve CO_2 gazı konsantrasyonları, redoks potansiyeli, EC, pH, su seviyesi, su sıcaklığı ve iklim parametrelerini yaklaşık bir yıl boyunca ölçmüş, su seviyesi ve su-gaz kimyasındaki değişikliklerin öncü depremler için anomali olduğunu belirtmiştir.

•Reddy ve diğerleri (2011), Hindistan'ın Koyna-Warna bölgesinde 2005 ile 2007 yılları arasında 5,1 büyüklüğündeki deprem ile hidrokimyasal verilerin ilişkisini araştırmıştır. Koyna-Warna rezervuarlarındaki aktif sismik bölgedeki kuyularda ve yeraltı sularında

ölçümler yapmıştır. Depremle eş zamanlı olarak bazı kuyulardaki sulara Cl^- (% 100) SO_4^{2-} (% 300) ve F^- (% 700) oranında artış gözlenirken, oksijen-18 değerinde azalış olduğunu saptamıştır. Bunun sonucunda $M > 5$ olan depremlerde hidrokimyasal ve izotop anomalilerinin gelişebileceğine ve yeraltı su iletkenliği ile Cl^- derişiminin sürekli izlenmesinin, sismik olarak aktif alanlarda uygun ekipmanla deprem süreçlerinin anlaşılmasında ve deprem tahmininde kullanılabileceğini ifade etmiştir.

●Reddy ve Nagabhushanam (2011), Hindistan'ın Koyna bölgesinde deprem öncesinde kuyulardaki EC ve radon gazı değişimlerini incelemiştir. Çalışma süresince magnitudü 4,7 ve 5,1 olan iki deprem meydana gelmiş ve bu depremlerin takibini yapmıştır. EC hassasiyeti 0,01 $\mu S/cm$ olarak belirlenen çalışmada iki farklı kuyuda (Govare ve Koyna) gerçekleşen depremler öncesinde EC değerlerinde değişiklikler saptamıştır. 22-23 Kasım 2009 tarihinde; 14 Kasım tarihinde meydana gelen 4,7 büyüklüğündeki depremin etkisiyle EC değerlerinin Govare kuyusunda düşüş gösterdiğini; buna karşılık Koyna kuyusunda değişiklik gözlenmediğini belirtmiştir. Bu durumun iki kuyunun deprem merkezine uzaklığının aynı olmamasıyla ilişkisi olduğunu saptamıştır. 12 Aralık 2009'da meydana gelen depremde ise Govare kuyusundaki EC değerlerinde kuvvetli anomaliler olduğunu belirlemiştir (deprem gerçekleşmeden 40 saat önce %15'lik yani 0,18 mS/cm değerinde azalma meydana gelmiştir). Kuyuda ölçtükleri EC değerlerindeki değişimlerin, deprem öncesi bir uyarıcı parametre olarak kullanılabileceğini ifade etmiştir.

●Ateş ve Tutkun (2014), Kütahya iline bağlı Simav ilçesinde bulunan Çitgöl, Eynal ve Naşa jeotermal sahalarındaki kaynaklarda 2010-2013 yılları arasında, hidrokimyasal analiz sonuçlarını izlemiştir. Jeotermal kaynakların hidrokimyasal özellikleri belirlenerek, bölgedeki jeotermal kaynaklar ile deprem aktivitesini ilişkilendirmiştir. Bölgede, $M=5,0$ ve üzerinde meydana gelen depremlerin sonucunda, bölgedeki jeotermal kaynaklarda sıcaklık ve Cl^- değerlerinde artış, SO_4^{2-} değerinde ise azalış meydana geldiğini saptamıştır.

●Chen ve diğerleri (2014), Wenchuan'da meydana gelen 8,0 büyüklüğündeki depremden sonra Batı Sichuan eyaletindeki 32 kaplıcadan topladığı 120 su örneğinin, hidrojeokimyasal karakterizasyonunu katyon ve anyon analizlerinin yanı sıra δ^2H ve $\delta^{18}O$ değerleri ile tespit etmiştir. Hidrojeokimyasal analiz sonuçlarına göre, su kaynaklarındaki K^+ konsantrasyonlarının Wenchuan depreminden önce belirgin artışlar gösterdiğini saptamıştır. δ^2H ve $\delta^{18}O$ sonuçlarına göre, jeotermal kaynakların temel olarak meteorik kökenli ve derin dolaşım su-kayaç etkileşimi olan sular olduğunu saptamıştır.

●Kaçar ve diğerleri (2017), Güre jeotermal alanının, hidrokimyasının bölgedeki aktif tektonik üzerindeki etkisini incelemiştir. Güre jeotermal alanının yaklaşık DKD-BGB

doğrultulu ve güneye eğimli bir normal fay tarafından kontrol edildiğini, Eylül 2013 ile Ağustos 2014 tarihleri arasında Güre ve yakın çevresinde $M=3,0$ 'den büyük yaklaşık 12 adet deprem olduğunu tespit etmiştir. Güre jeotermal alanında bulunan 4 adet jeotermal kaynak sondajından Eylül 2013- ve Ağustos 2014 tarihleri arasında 12 farklı dönemde örnekleme yapmıştır. Yaptığı hidrojeokimyasal analiz çalışmalarına göre; jeotermal kaynaklarda; pH, sıcaklık ve EC değerleri ile Na^+ , Cl^- , ve SO_4^{2-} majör iyonları başta olmak üzere pek çok elementel düzeydeki değişimlerin bölgenin aktif tektonik rejimi ile doğrudan ilişkili olduğunu ifade etmiştir.



BÖLÜM 3

MATERYAL VE YÖNTEM

"Kestanbol Jeotermal Alanının Hidrojeokimyası ve Aktif Tektonik ile Olan İlişkisi" başlıklı yüksek lisans tezinin hazırlanması amacıyla yapılan bu bölüm; literatür derlemesi, saha, laboratuvar ve büro çalışmaları şeklinde dört aşamadan oluşmaktadır.

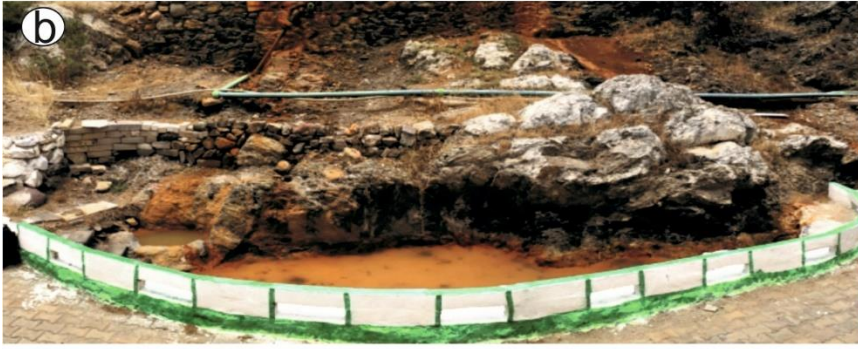
3.1. Literatür Derlemesi

Literatür derlemesi kapsamında; ulusal ve uluslararası alanda çalışma alanı ve yakın çevresi ile ilgili yapılmış jeolojik, tektonik, hidrokimyasal çalışmaların yanı sıra, aktif tektonik ve jeotermal kaynakların hidrokimyasal değişimleri arasındaki ilişkiyi içeren çalışmalar da incelenmiştir.

3.2. Saha Çalışmaları

Kestanbol jeotermal alanında 2018 ve 2019 yıllarını kapsayan saha çalışmaları kapsamında; çalışma alanının jeoloji haritası, önceden yapılmış olan jeoloji haritalarından yararlanarak (Mützenberg, 1997) düzenlenmiştir. Kestanbol jeotermal alanındaki sıcak ve soğuk su kaynakları saptanmış, jeotermal sistemi oluşturan ısıtıcı kaya, hazne kaya ve örtü kaya saha gözlemleri ile belirlenmiştir. Garmin GPSMAP 62s el tipi GPS cihazıyla jeotermal alandaki sondaj ile sıcak ve soğuk su kaynaklarının konum ve yükseklik bilgileri saptanmıştır. Su kaynaklarının koordinatları Universal Transverse Mercator (UTM) projeksiyonu, World Geodetic System 1984 (WGS84) datumu ise 35. dilimdedir. Jeolojik birimlerin sahada en iyi gözlemlendiği yerlerde fotoğrafları çekilmiştir. Kaplıca Fayı'nın konumu tespit edilmiştir. Çalışma alanında 1 sıcak su sondajı (K1), 2 sıcak su kaynağı (K2 ve K3) (Şekil 3.1) ve 2 soğuk su kaynağından (K4 ve K5) (Şekil 3.2) Temmuz-Ekim 2018 ile Ocak-Şubat-Nisan-Temmuz 2019 tarihlerinde yerinde ölçümler ve su örnekleme yapılmıştır. Jeotermal kaynakların fizikokimyasal parametreleri (sıcaklık, pH, elektriksel iletkenlik, ve tuzluluk) sahada WTW 340i multiparametre ölçer ile ölçülmüştür. Ölçüm için kullanılan multiparametre ölçere ait proplar, jeotermal kaynakların ölçümlerinden önce ve sonra saf su kullanarak temizlenmiş, buffer solüsyonları ve günlük kalibrasyonları yapıldıktan sonra kullanılmıştır. Soğuk su kaynaklarının debileri sahada kaynak başında ölçülmüştür. Jeotermal kaynaklar ilk defa kullanılan 50 ml'lik polietilen kaplara 0,45 µm gözenekli filtrelerle filtrelenmiştir. Elementlerin yüzeye tutunmalarını, dibe çökmesini ve

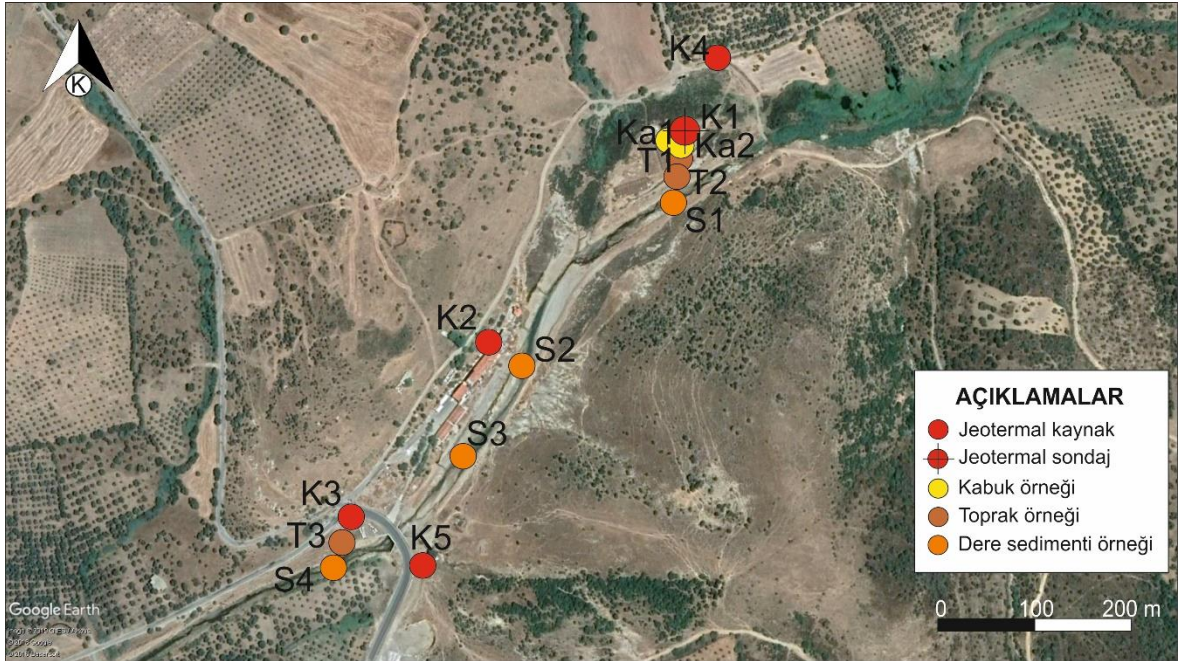
atmosferik koşullardan etkilenmesini önlemek amacıyla, su örneklerine 0,2 ml'lik yüksek saflığa sahip nitrik asit (HNO_3^-) ilave edilerek, örneklerin pH'ı 2-3 aralığına indirilmiştir. SO_4^{2-} , HCO_3^- ve Cl^- analizleri için alınan örneklere HNO_3^- eklenmemiştir. Tüm örnekler, arazi tipi buzdolabında (+4 °C) saklanıp, aynı gün içerisinde laboratuvara ulaştırılmıştır. Jeotermal kaynakların çevresel izotoplardan $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ ve T örnekleme, Ekim 2018 ve Nisan 2019 tarihlerinde yapılmıştır. Örnekler 1000 ml'lik sert plastik kaplara filtreleme ya da asit ile muamele edilmeden ve kapların içerisinde hava kalmayacak şekilde doldurulmuştur. Kestanbol jeotermal alanındaki jeotermal akışkanın çevresel etkilerini belirlemek için, Ocak 2019 tarihinde kabuklaşmadan, dere sedimentinden ve topraktan örnekler alınmıştır. Kabuklaşma örnekleri (Ka1 ve Ka2), çalışma alanındaki jeotermal sondajın çıkış noktasındaki farklı birikimlerden, temin edilmiştir. Dere sedimenti (S1-S4) ve toprak (T1-T3) örnekleri, 7 farklı lokasyondan kürek yardımı ile 0-20 cm derinlikten, yaklaşık 1 kg olarak toplanmıştır (şekil 3.3). Örnekleme jeotermal akışkanın akış aşağısındaki noktalardan yapılmıştır.



Şekil 3.1. Örnekleme yapılan a. jeotermal sondaj (K1) ve b.c. sıcak su kaynakları (K2 ve K3)



Şekil 3.2. Örnekleme yapılan a. (K4) ve b. (K5) soğuk su kaynakları



Şekil 3.3. Jeotermal akışkan, kabuk, toprak ve dere sedimentinden alınan örneklerin konumu

3.3. Laboratuvar Çalışmaları

Laboratuvar çalışmaları, hidrokimya ve jeokimya çalışmaları olarak iki başlığa ayrılmıştır.

3.3.1. Hidrokimya

Jeotermal akışkanın sodyum (Na^+), kalsiyum (Ca^{+2}), potasyum (K^+), Bor, magnezyum (Mg^{+2}), demir (Fe), baryum (Ba) ve mangan (Mn) analizleri PerkinElmer Optima 8000 markalı indüktif olarak eşleşmiş plazma optik emisyon spektrometresi (ICP-OES) cihazı ile yaptırılmıştır. Sülfat (SO_4^{-2}) ve klorür (Cl^-) analizleri Shimadzu LC-20A SP markalı iyon kromatografisi (IC) cihazı ile ölçülmüştür. ICP-OES ve IC analizleri Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Bilim ve Teknoloji Uygulama ve Araştırma Merkezi'nde yaptırılmıştır. Jeotermal akışkanın bikarbonat (HCO_3^-) tayini örneklemelerin yapıldığı günde Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Maden Mühendisliği Bölümü Maden İşletme Laboratuvarı'nda gerçekleştirilmiştir.

Su kaynaklarının köken, beslenme alanı, yaşı ve birbirleri ile olan ilişkisini belirlemek amacıyla, sıcak su ve soğuk su kaynaklarından Ekim 2018 ve Nisan 2019'da alınan su örneklerinde, oksijen-18 ($\delta^{18}\text{O}$), döteryum ($\delta^2\text{H}$) ve trityum (T) izotop analizleri yaptırılmıştır. Analizler Devlet Su İşleri Genel Müdürlüğü Teknik Araştırma ve Kalite Kontrol Dairesi İzotop Laboratuvarı'na yaptırılmıştır. $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^2\text{H}$ izotop analizleri kütle spektrometresi ile T analizi ise sıvı sentilasyon sayma tekniği kullanılarak analiz edilmiştir.

3.3.2. Jeokimya

Kabuk, toprak ve dere sedimenti örneklerinin majör ve iz element bileşimi LiBO_2 füzyon metodu ve STD SO-18 standart materyali kullanılarak indüktif olarak eşleştirilmiş plazma-kütle spektrometresi (ICP-MS, Elan 9000, PerkinElmer SCIEX) kullanılarak saptanmıştır. ICP-MS analizi Bureau Veritas Mineral Laboratuvarı'nda (Vancouver, Kanada) yaptırılmıştır.

Kabuk, toprak ve dere sedimenti örneklerinin mineralojik bileşimi X-ışını kırınım (XRD) analizi ile Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Mineraloji ve Petrografi Araştırma Birimi'nde yaptırılmıştır. Standart kalitatif XRD analizinde Philips PW 1830 Ni filtreli Cu X-ışın tüplü cihazı kullanılarak çekimler $2-70^\circ$ arasında gerçekleştirilmiştir.

Kabuk, toprak ve dere sedimenti örneklerinin kristal morfolojisi ve elementel içeriğini belirlemek amacıyla alan emisyonlu taramalı elektron mikroskobu (SEM, JEOL JSM-7100F) ve X-ışını spektroskopisi (EDX, Oxford Instruments X-Max) analizleri birlikte

Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Bilim ve Teknoloji Uygulama ve Araştırma Merkezi'nde yaptırılmıştır.

3.4. Büro Çalışmaları

Saha çalışmaları ve laboratuvar çalışmaları kapsamında elde edilen veriler literatürdeki çalışmalarla korele edilerek Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü tez yazım kurallarına uygun şekilde yazılmıştır. Çalışma alanının 1/25000 ölçekli jeoloji haritası ile çalışma alanının ölçeksiz stratigrafik kesiti ve sondaj logu CoreDRAW X5 programı kullanılarak çizilmiştir. Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü'nden elde edilen Kestanbol jeotermal alanı ve yakın çevresinde meydana gelen $M=3,4$ 'den büyük depremlere ait veriler neticesinde, depremlerin odak mekanizması çözümleri zSacWin programı kullanılarak, ilk varış polaritelerine göre ve moment tensor ters çözüm yöntemleri ile yapılmış, böylece çalışma alanındaki Kaplıca Fayı'nın fay karakteri belirlenmeye çalışılmıştır. Çalışma alanındaki sıcak ve soğuk su kaynaklarından Temmuz 2018 ve Temmuz 2019 tarihleri arasında meydana gelen $M=3,5$ büyüklüğü ve üzerinde olan depremlerin öncesinde ve sonrasında alınan örneklerden, sıcak suların fiziksel ve kimyasal parametrelerinde meydana gelen değişimler karşılaştırılıp, hidrokimyasal değişimlerin depremlerin üzerindeki etkisi grafiklerle yorumlanmıştır. Sıcak ve soğuk suların kimyasal analiz sonuçlarından yararlanarak hidrojeokimyasal çalışmalarda yaygın olarak kullanılan Aquachem 4,0 ve Microsoft Office Excel programı ile grafikler ve diyagramlar oluşturulmuştur. Kullanılan programlardan elde edilen diyagramlar ve çizimlerden elde edilen sonuçların ışığında yüksek lisans tezi yazılmıştır.

BÖLÜM 4

ARAŞTIRMA BULGULARI VE TARTIŞMA

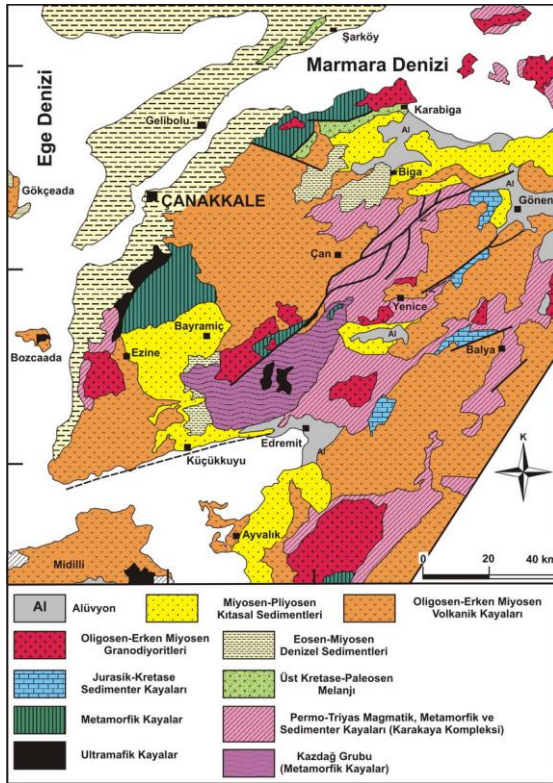
Bu tez çalışması kapsamında araştırma bulguları ve tartışma bölümü, dört ana başlık altında toplanmıştır. Bunlar sırasıyla; i) jeoloji, ii) hidrojeokimya, iii) çevresel etki ile iv) aktif tektonik alt bölümleridir.

4.1. Jeoloji

Jeoloji bölümü, bölgesel jeoloji ve çalışma alanının jeolojisi olmak üzere iki başlık altında incelenmiştir.

4.1.1. Bölgesel Jeoloji

Biga Yarımadası; kuzeyinde Marmara Denizi ve Çanakkale Boğazı, güneyinde Edremit Körfezi, doğusunda Gönen Çayı, batısında ise Ege Denizi ile çevrilidir (Şekil 4.1). Biga Yarımadası aktif tektonik yapısı, ekonomik jeolojisi, karmaşık jeolojik yapısı, jeotermal kaynakların çok olması nedeni ile birçok araştırmacı tarafından uzun yıllardır çalışılmaktadır.



Şekil 4.1. Biga Yarımadası'nın genelleştirilmiş jeoloji haritası (Okay ve Satır, 2000)

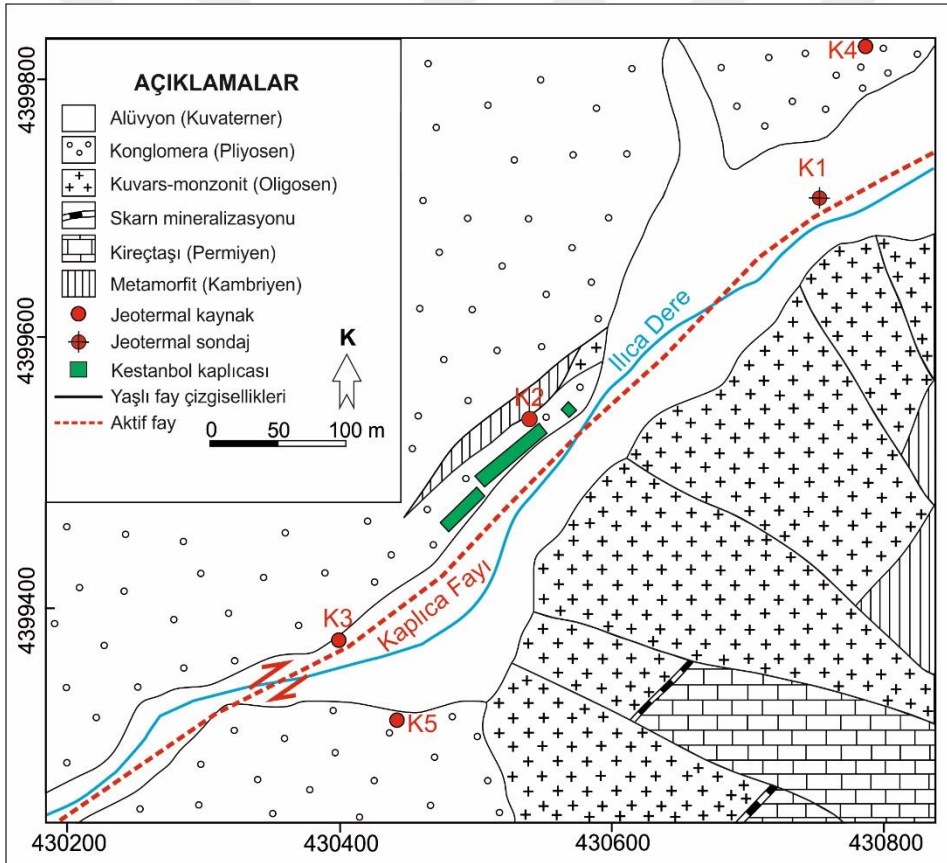
Biga Yarımadası, yaş ve kökençe birbirinden farklı birçok tektonik birlikten meydana gelmekte ve Sakarya Kıtası olarak bilinmektedir (Yiğitbaş ve diğerleri, 2004). Biga Yarımadası'nın temelini Sakarya Zonu kayaçları olarak adlandırılan (Yılmaz, 1989) çeşitli şist, gnays, diyabaz, metaserpantin, metagabro ve mermerler içeren Paleozoyik yaşlı Kazdağ Grubu (Bingöl, 1968) ile onu tektonik bir dokanakla üzerleyen ve yüksek hızda kısmen deformasyona uğramış, Permo-Karbonifer yaşlı kireçtaşı blokları ile çamurtaşı, kuvarsit, kumtaşı, silttaşı ve konglomeradan oluşan Alt Triyas yaşlı Karakaya Kompleksi (Bingöl ve diğerleri, 1973) oluşturmaktadır (Okay ve diğerleri, 1990). Kazdağ Grubu, Okay ve diğerleri (1990) tarafından Kazdağ Metamorfitleri olarak adlandırılmıştır. Bu metamorfit topluluk, Karakaya Kompleksi ile Karbonifer-Permiyen yaşlı olistolit ve olistostromları içeren kireçtaşlarından oluşmaktadır. Karakaya Kompleksi'ni Bayırköy Formasyonu, Bilecik Kireçtaşı ve Vezirhan Formasyonu uyumsuzlukla üzerlemektedir (Okay ve diğerleri, 1990). Bayırköy Formasyonu, değişken kalınlıklara sahip olmakla beraber silttaşı, kumtaşı, konglomera ve marndan oluşmaktadır (Okay ve diğerleri, 1990). Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Bilecik Kireçtaşı ise uyumsuzlukla Bayırköy Formasyonu'nu üzerlemektedir. Bayırköy Formasyonu, en yaygın şekilde, Çan ilçesinin Havdan köyünün güneyinde görülmektedir ve açık grimsi bej renkli, yüksek dayanıma sahip, yer yer yapraklanmalı bir yapı sunmaktadır. Biga Yarımadası'nda Bayırköy Formasyonu'nun görülmediği bazı bölgelerde ise Bilecik Kireçtaşı, Karakaya Kompleksi'ni doğrudan üzerleyebilmektedir (Okay ve diğerleri, 1990). Pembe, beyaz killi kireçtaşları içeren Vezirhan Formasyonu, Bilecik Kireçtaşı'nı uyumsuzlukla örtmektedir. Maksimum 30 m kalınlığa sahip olan Vezirhan Formasyonu, Biga'nın güney kesimlerinde, Kalkım, Balya civarlarında mostra vermekte ve karakteristik olarak yaşlı, Kretase olarak tanımlanmaktadır (Bingöl ve diğerleri, 1975; Okay ve diğerleri, 1990). Biga Yarımadası'ndaki Kazdağ Metamorfitleri ve Karakaya Kompleksi'ni üzerleyen, Çetmi Ofiyolitik Melanjı olarak isimlendirilen başka bir kayaç topluluğu da bulunmaktadır (Okay ve diğerleri, 1990). Üst Kretase olarak yaşlandırılan Çetmi Ofiyolitik Melanjı; gri kireçtaşı, şeyl, grovak, radyolaryalı çört ve serpantinitten oluşmaktadır (Şentürk ve Okay, 1984). Bölgede; güneyde Çamlıca Metamorfitleri, kuzeyde Kemer Metamorfitlerinden oluşan, kuvars, şist ve kalsit bileşimli metamorfik bir kuşak bulunmaktadır (Beccaletto ve diğerleri, 2007). Geç Maastrichtiyen-Erken Paleosen yaşlı Kemer Metamorfitleri ve Çamlıca Metamorfitleri; doğuda Çetmi ve Karakaya Karmaşıkları, batıda ise Denizgören Ofiyoliti ve Ezine Grubu ile sınırlanmaktadır (Elmas, 2012). Derin denizel bölümlerinde volkanoklastik kayaçlar, ardalanmalı volkanik kayaçlar ve kırıntılı kayaçları içeren bu istif, Biga Yarımadası'nda Alt-Orta Eosen'den başlayarak Tersiyer istifini oluşturmaktadır. Alt

Oligosen'den itibaren göl ve akarsu ortamları oluşmaya başlamış, bu ortamlardaki Neojen çökelleri Çan ve etrafındaki havzada geniş kömür yataklarını meydana getirmiştir (Hezarfen, 1976). Bayramiç Formasyonu, Pliyo-Kuvaterner yaşlı kumtaşı, çakıltası ve şeyllerden oluşan gölsel çökeller, kendisinden yaşlı kayalar üzerine uyumsuz olarak yerleşmişlerdir (Ercan, 1996). Bölgedeki volkanizma ise; ignimbirit, riyolit, tuf ve aglomeralardan oluşan Çan Volkanitleri (Ercan ve diğerleri, 1995) ile başlayarak trakiandezit görünümlü bazaltları içeren Kirazlı Volkanitleri ve andezit, dasit içeren Behram Volkanitleri ile devam etmektedir. Balıklıçeşme Volkanitleri, Çan Volkanitleri, Kirazlı Volkanitleri, Behram Volkanitleri, Hüseyinfakı Volkanitleri, Ezine Bazaltları bölgedeki Tersiyer volkanizmasını oluşturmaktadır. Bu gruplar, Alt Eosen'den Üst Miyosen sonlarına kadar devam eden süreçte bölgeye yerleşmişlerdir (Ercan ve diğerleri, 1995). Eosen döneminin başlarında oluşan ve bölgesel olarak o döneme ait andezitik volkanik kayaları tanımlayan Beyçayır ve Edincik Volkanitleri geniş bir alana yayılmaktadır (Dönmez ve diğerleri, 2005). Biga Yarımadası'nda Üst Oligosen-Alt Miyosen yaşlı Ilıcaşamlı, Eybek, Kuşçayırı, Nevruz-Çakıroba, Karabayır, Evciler, Kestanbol Plütönu (Gözler ve diğerleri, 1984) gibi sığ volkanik sokulumla yerleşen granodiyoritler ve buna ek olarak Üst Kretase-Paleosen yaşlı plütönu bulunmaktadır (Ercan ve Türkecan, 1984). Bu plütönu, KD-GB uzanımlıdır (Karacık, 1995). Bölgede bazalt ve trakiandezit cinsi kayalar içeren Hüseyinfakı Volkanitleri, Orta Miyosen yaşlı Behram Volkanitlerini keserek lav akıntıları ve dayklar şeklinde yüzlek vermişlerdir. Bölgede Üst Miyosen sonlarında Ezine Bazaltı olarak adlandırılan bazaltik lavlar egemen olmuştur. Kuvaterner yaşlı alüvyon Ezine Bazalt'ını nonkonformite ile üzerlemiştir (Ercan ve diğerleri, 1995). Biga Yarımadası Kuzey Anadolu Fay Zonu ve Batı Anadolu Graben Sistemlerinin etkisiyle günümüzdeki halini almıştır.


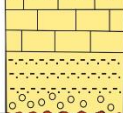



4.1.2. Çalışma Alanının Jeolojisi

Çalışma alanının temelini; Akçakeçili'nin kuzey-kuzeybatısında yer alan Kambriyen yaşlı Geyikli Metamorfite (Beccaletto, 2003; Dönmez ve diğerleri, 2008) oluşturmaktadır (Şekil 4.2). Düşük dereceli metamorfizmaya uğramış klorit, şist, kireçtaşı-metaşeyl ardalanmaları, fillit ve mermer türü kayalar içeren Geyikli Metamorfite, bölgedeki volkanizmanın etkinliğini yitirmesinden sonra oluşmuştur. Permiyen yaşlı rekristalize kireçtaşları ile düşük dereceli metamorfizma ürünü olan metakumtaşları ve metaçamurtaşlarını içeren Permiyen yaşlı Bozalan Formasyonu (Kalafatçioğlu, 1963; Beccaletto ve Jenny, 2004), Geyikli Metamorfite'ni uyumsuzlukla örtmektedir. Başlıca; granit, kuvars, monzonit ve granodiyoritten oluşan Üst Oligosen-Alt Miyosen yaşlı

Kestanbol Plütonu (Gözler ve diğerleri, 1984), Geyikli Metamorfikleri ile Bozalan Formasyonu'nu keserek üzerlemektedir. Çalışma alanı ve çevresinde yüzlek veren granitler, alterasyona uğramaları nedeniyle yer yer arenitleşmiştir. Mützenberg (1997), Kestanbol Plütonu'nun temel kayaç birimlerinin içine sokulum yapmış ve temel kayaçlarla temas ettiği dokanağında kontakt metamorfizma zonu ile skarn mineralizasyonunun geliştiğini belirtmiştir. Pliyosen yaşlı konglomera, kumtaşı, yer yer kireçtaşı ile flüvyal ve gölsel çökellerden oluşan Bayramiç Formasyonu (Siyako ve diğerleri, 1989), kendinden yaşlı olan bütün birimleri uyumsuzlukla üzerlemektedir. Kuvaterner yaşlı, Ilıca dere çevresinde yüzlek veren tutturulmamış kil, çakıl ve kumlardan oluşan alüvyon, çalışma alanında bulunan bütün birimleri uyumsuzlukla örtmektedir (Şekil 4.3). Çalışma alanındaki birimler aşağıda maddeler halinde açıklanmıştır.



Şekil 4.2. Çalışma alanının jeoloji haritası (Mützenberg, 1997'den değiştirilmiştir)

ÜST SİSTEM	SİSTEM	SERİ	KAT	FORMASYON	AÇIKLAMALAR			
				LİTODEM	Litoloji	Açıklama	Fosil	Çökeltme Ortamı
Senozoyik	Kuvaterner			Alüvyon		Tutturulmamış kil, kum, konglomera		Karasal
		Pliyosen		Bayramiç Formasyonu		Gösel karbonat, kumtaşı, kilitaşı konglomera		Gösel
	Neojen	Miyosen	Üst	Kestanbol Plütunu		Monzonit, siyenit, granodiyorit, kuvarsit, granit		Magmatizma
	Paleojen	Oligosen	Alt					
Paleozoyik	Permien			Bozalan Formasyonu		Rekristalize kireçtaşı	<i>Neoschwagerina</i> sp. <i>Stafella</i> sp.	Sığ denizel
	Kambriyen			Geyikli Metamorfitleeri		Fillit, sist, muskovit, klorit		

Şekil 4.3. Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik sütun kesiti (Ölçeksizdir)

• Çalışma alanının temelini oluşturan Geyikli Metamorfitleeri; siltli, kumlu rekristalize kireçtaşları, fillit ve kalkıştılardan meydana gelmektedir. Beccalotto (2003) tarafından Geyikli Formasyonu olarak tanımlanan bu stratigrafik birim, Dönmez ve diğerleri (2008), tarafından ise Geyikli Metamorfitleeri olarak adlandırılmıştır (Şekil 4.4).



Şekil 4.4. Kestanbol kaplıcasının yakınında yüzlek veren Geyikli Metamorfitleeri'nin görünümü (bakış yönü: KD'dan GB'ya)

Geyikli Metamorfitleeri, çalışma alanındaki K2 no'lu sıcak su kaynağının kuzey kesiminde ve çalışma alanının doğusunda yüzlek vermektedir (Şekil 4.3) Geyikli Metamorfitleeri'nin üst dokanağı, Bozalan Formasyonu'dur. Permien yaşlı Bozalan

Formasyonu ile temel birim olan Geyikli Metamorfitleri arasında açılal uyumsuzluk görölmektedir. Kestanbol Plütönu, Geyikli Metamorfitleri'ni kesmektedir. Çalışma alanında Geyikli Metamorfitleri, düşük dereceli metamorfizmaya uğramış fillit, klorit, şist ve muskovit türü kayalar olarak gözlenmiştir. Birim içinde foliasyon gelişmiş olup ince-orta kalınlıkta sedimanter tabakalara sahiptir. Birim içerisinde deformasyona bağı yoğun kıvrımlanma ve kırıklanma yapıları gelişmiştir. Kumtaş-kiltaş-kireçtaş ardalanmasıyla oluşan birimlerin altere yüzeyi grimsi ve kahverengimsi renkli, taze yüzeyi ise açık kahverengidir (Şekil 4.5). Geyikli Metamorfitleri, Biga Yarımadası'ndaki en düşük metamorfizmaya uğrayan birimler arasında yer almaktadır (Bingöl ve diğeri, 1973). Geyikli Metamorfitleri, Okay ve diğeri (1990) tarafından Karadağ biriminin alt seviyelerindeki kalkşist ve metakuvarsit düzeyleriyle tanımlanmıştır.



Şekil 4.5. Geyikli Metamorfitleri'ne ait makro şist örneği

Dönmez ve diğeri (2008) tarafından Geyikli köyü civarından mikaşist örneği alınmış ve Rb/Sr izotopları ile birimin yaşı Erken Kambriyen olarak tespit edilmiştir. Geyikli Metamorfitleri'nin topografik kalınlığı, Dönmez ve diğeri (2008) tarafından 150 - 200 m arasında bulunmuştur. Tahmini maksimum kalınlığı ise Beccalotto (2003) tarafından 1500 m olarak ifade edilmiştir.

•Bozalan Formasyonu, Kalafatçioğlu (1963) tarafından önce Permiyen kalkerini olarak adlandırılmıştır. Daha sonra Okay ve diğeri (1990), Karadağ birimindeki rekristalize kireçtaşlarını, Geç Permiyen yaşlı kireçtaşını olarak tanımlamıştır. Beccalotto ve Jenny, (2004) tarafından Karadağ Formasyonu'nun alt seviyelerinde, Geyikli Metamorfitleri'nin ise üst kısmındaki birim, Bozalan Formasyonu olarak ifade edilmiştir.

Çalışma alanında yüzlek veren rekristalize kireçtaşları, metaçamurtaş ve metakumtaşlarından oluşan birim, önceki çalışmalar göz önünde bulundurularak Bozalan Formasyonu olarak tanımlanmıştır (Şekil 4.6).



Şekil 4.6. Bozalan Formasyonu'nun rekristalize kireçtaşlarının görünümü (bakış yönü: B'dan D'ya)

Bozalan Formasyonu'nun alt dokanağı, Geyikli Metamorfileri'ni açısız uyumsuzlukla üzerlemektedir. Birim çalışma alanının güneydoğusunda gözlenmiştir. Kestanbol Plütunu, Bozalan Formasyonu'nu, keserek yüzeye ulaşmıştır. Kestanbol Plütunu'nun Bozalan Formasyonu ile olan dokanağında kontakt metamorfizma zonu ve skarn mineralizasyonu gelişmiştir. Bozalan Formasyonu'nun alt kesimlerinde düşük dereceli metamorfizma ürünü olan metakumtaşları ve metaçamurtaşları, üst kesimlerinde ise Permiyen yaşlı rekristalize kireçtaşları bulunmaktadır. Arazi çalışmalarında kayacın dış yüzeyi gri ve siyah renklerde ve yer yer altere olarak gözlenmiştir. Taze yüzeyinin rengi ise grimsi tonlardadır. Bazı el örneklerinde rekristalize kireçtaşlarında şeker dokusu gözlenmektedir (Şekil 4.7). Bozalan Formasyonu içerisindeki eklem ve çatlak sistemleri oldukça fazla gelişmiştir. Çalışma alanında gözlenen rekristalize kireçtaşları geniş yüzleklere ve ince-orta katmanlı şekilde bulunmaktadır.



Şekil 4.7. Bozalan Formasyonu'ndaki rekristalize kireçtaşında gözlenen şeker dokusu örneği

Birimin yaşı *Neoschwagerina* sp. ve *Stafella* sp. fosillerine göre Geç Permien'dir (Okay ve diğerleri, 1990). Bozalan Formasyonu'nun topografik kalınlığı 500-800 m olarak saptanmıştır (Dönmez ve diğerleri, 2008). Bozalan Formasyonu, Geyikli Metamorfileri ile transgressif bir istif oluşturmakta olup (Dönmez ve diğerleri, 2008) buna ek olarak Kestanbol Plütünü ile yoğun olarak kesilmektedir. İnce-orta tabakalı rekristalize kireçtaşları ise ortamın sığ denizel ortamın göstergesidir.

●Kestanbol Plütünü ilk kez Gözler ve diğerleri (1984) tarafından adlandırılmıştır. Oligosen yaşlı volkanizma ürünü olan granit ve granodiyoritik sığ sokulumlar olarak kendini gösteren Kestanbol Plütünü, Oligo-Miyosen döneminde çalışma alanına yerleşmiştir (Dönmez ve diğerleri, 2008). Kestanbol Plütünü metamorfik kayaları keserek kontak metamorfizmaya uğramalarına sebep olmuştur (Gözler ve diğerleri, 1984). Ayrıca KB - GD yönlü fay çizgisellikleri içermektedir. Kestanbol Plütünü, çalışma alanının D ve GD kesimlerinde Körüktaş, Akçakeçeli ve Uluköy köyleri civarında yüzlekler vermektedir. Kestanbol Plütünü çalışma alanındaki Geyikli Metamorfileri ve Bozalan Formasyonu'nu intrüzif dokanaklarla keserek bölgeye yerleşmiştir. Birimin üst dokanağı ise Bayramiç Formasyonu ile uyumsuzluk göstermektedir. Kestanbol Plütünü çalışma alanında kendini gri ve bej renkli, masif faneritik dokulu olarak göstermektedir (Şekil 4.8). Kestanbol Plütünü ortaklas, piroksen, plajiolklas, hornblend, biotit ile kuvarstan oluşmakta ve tali mineral olarak sfen, manyetit, zirkon ve apatit içermektedir (Bürküt, 1966). Kestanbol Plütünü mafik ve felsik magmaların etkileşimi sonucu meydana gelmiştir (Yılmaz Şahin ve diğerleri, 2006).

Çalışma alanındaki Kestanbol Plütünü özellikle granit, granodiyorit, kuvarslı siyenit ile kuvarslı monzonit bileşiminde olup, porfir, apolit ve lamprofir damarlarınca kesilmektedir.



Şekil 4.8. Kestanbol Plütönu'na ait siyenitlerden görünüm (bakış yönü: KB'dan GD'ya)

Kestanbol Plütönu'nun yaşı çeşitli araştırmacılar tarafından farklı jeokronolojik yöntemler kullanılarak çalışılmıştır. Fytikas ve diğerleri (1976) K/Ar tarihlendirme yöntemi ile yapılan radyometrik yaş tayinine göre Kestanbol Plütönu'nun yaşını $28 \pm 0,88$ My, Birkle ve Satır (1995) Sr^{86}/Sr^{87} izotop oranı analizi ile plütönu'nun yaşını 21 ± 1.6 My (Miyosen) olarak saptamıştır. Siyako ve diğerleri (1989) tarafından granodiyoritlerin Biga Yarımadası'nda Oligo-Miyosen döneminde meydana gelen kalkalkalen volkanizma ürünü olduğu belirlenmiştir.

● Bayramiç Formasyonu Siyako ve diğerleri (1989) tarafından isimlendirilmiştir ve kumtaşı, şeyl, konglomera, flüvyal ve gösel çökellerden oluşmaktadır. Bayramiç Formasyonu, kendisinden daha yaşlı olan bütün birimler üzerine uyumsuz olarak yerleşmiştir. Birimin en iyi gözlendiği yer Bayramiç Çayı olduğu için Bayramiç Formasyonu olarak adlandırılmıştır (İlgar ve diğerleri, 2012). Bayramiç Formasyonu'nun, Biga Yarımadası'ndaki genel yayılım yerleri; Bayramiç Çayı'nın kuzey kısımları, Çanakkale Boğazı'nın etrafı, Ezine, Edremit Körfezi, Gönen ve Manyas civarındadır (İlgar ve diğerleri, 2012). Çalışma alanında ise Ilıca dere'nin kuzeyinde yüzlek vermektedir. Birimin alt dokanağı temel birimleri uyumsuzlukla örterken, üst dokanağı ise alüvyonla uyumsuzluk göstermektedir. Bayramiç Formasyonu; kırmızı-kahverenkli konglomera kumtaşı, çamurtaşı, şeyl, alüvyon yelpazesi, menderesli ve örgülü akarsu çökellerinden meydana gelmektedir

(Şekil 4.9). Bayramiç Formasyonu'ndaki konglomeralar düzlemsel, paralel veya erozyonal tabaka yüzeylerindedir. Birim içerisindeki kumtaşları ve konglomeralar masif ya da katmanlı, tekne türü çapraz katmanlı ya da düzlemsel paralel katmanlı olarak kendisini göstermektedir. Çamurtaşları, genelde masif görünümde olup, düzlemsel paralel katmanlı yüzeye sahiptir. Bayramiç Formasyonu, erozyonal yüzeyli konglomeralar ile başlayıp, kumtaşları ile çamurtaşlarına doğru gittikçe tane boylarının küçüldüğü istiflere sahiptir. Bu çökeller yanal büyüme yüzeyleri içeren dirsek barlarını da oluşturmaktadır (İlgar ve diğerleri, 2012).



Şekil 4.9. Bayramiç Formasyonu çakıltaşlarından görünüm (bakış yönü: GD'dan KB'ya)

Bayramiç Formasyonu'nun yaşı Pliyosen olarak bulunmuştur (Siyako ve diğerleri, 1989). Siyako ve diğerleri (1989) tarafından Bayramiç Formasyonu'nun kalınlığı, Edremit Körfezi'nde 1500 m, kara üzerinde ise 200 - 300 m olarak ifade edilmiştir. Neojen yaşlı taban konglomerasının renk ve litolojik özelliklerinden yola çıkılarak bu çökellerin, Bayramiç Grabeni'nin açılmaya başladığı Üst Miyosen döneminde oluşan fay önü döküntüleri olarak da tanımlanabilen karasal çökeller olabileceği düşünülmektedir. Grabenleşmenin olgunlaşma evresinde, çökellerin meydana geldiği, çökeltme havzasının derinleşerek kapalı bir göl havzası karakteri kazanmasının altta konglomeradan başlayan üste doğru karbonatlı kireçtaşları ile kumtaşlarına geçen gölsel birimlerin çökeline ortam hazırladığına işaretir. Gölsel karbonatların üzerine gelen karasal kırıntılı kayaçların ise göl

havzasına taşınan akarsuların biriktirdiği çökeller olabileceği düşünülmektedir.

● Alüvyon, çalışma alanında konglomera, kum, kil ve siltlerle kendini göstermektedir (Şekil 4.10). Alüvyon, çalışma alanındaki tüm birimleri uyumsuzlukla örtmektedir. Ilıca dere yatağında da alüvyon çökelleri olarak gözlenen bu genç örtünün yaşı Kuvaterner'dir. Flüviyal çökeller daha çok fayların denetiminde gelişmiş çöküntü alanlarında mostra vermektedirler.



Şekil 4.10. Çalışma alanında Ilıca Dere'de yüzlek veren alüvyon (bakış yönü: GB'dan KD'ya)

4.2. Hidrojeokimya

Jeotermal akışkan, içinde bulunduğu rezervuar kayalar ile jeokimyasal etkileşim içindedir. Hidrojeokimya; yeraltı sularının kimyasal özelliklerinin belirlenmesi, kökenlerinin incelenmesi, kalitelerinin belirlenmesi, yeraltı sularının kirlenmesi ile iyileştirilmesi, yağış ve yüzey suları arasındaki ilişkilerinin belirlenmesi gibi araştırmalarda ve bu tür problemlerin çözülmesinde yararlanılan hidrojeolojik çalışmalarda kullanılmaktadır (Tarcan, 2002). Tezin bu bölümünde; Kestanbol jeotermal alanı içerisinde yer alan sıcak su kaynakları ile soğuk su kaynaklarının, fiziksel ve kimyasal özellikleri, jeotermometre uygulamaları, yeraltı dolaşım sistemlerini saptamak amaçlı yapılan izotop çalışmaları ve jeotermal akışkanın kavramsal hidrotermal modeli anlatılmıştır. Bu çalışmalar; Temmuz ve Ekim 2018, Ocak, Şubat, Nisan ve Temmuz 2019 tarihlerinde gerçekleştirilmiştir.

4.2.1. Yüzey ve Yeraltı Sularının Örnek Lokasyonları

Çalışma alanındaki toplam beş adet su kaynağının seçimi, sıcak ve soğuk suların fiziksel ve kimyasal özelliklerini en iyi yansıtabilecek şekilde yapılmıştır. Örnekleme yapılan kaynaklar K1 (jeotermal sondaj), K2 ve K3 (sıcak su kaynakları), K4 ve K5 (soğuk su kaynakları) olarak adlandırılmıştır (Tablo 4.1).

Tablo 4.1. Çalışma alanındaki sıcak ve soğuk su lokasyonlarının koordinatları

Örnek Adı	Kaynak cinsi		X	Y	H
			m	m	m
K1	Sondaj		430741	4399755	39
K2	Kaynak	Sıcak su	430537	4399540	38
K3	Kaynak		430388	4399354	36
K4	Kaynak	Soğuk su	430780	4399835	35
K5	Kaynak		430465	4399306	33

4.2.2. Sıcak Sular

Kestanbol jeotermal alanında iki tane sıcak su kaynağı ile MTA tarafından 1975 yılında açılan bir adet jeotermal sondaj bulunmaktadır. Jeotermal sondajın derinliği 290,7 m olup, jeotermal akışkanın debisi yaklaşık 25 l/s'dir. Ayrıca jeotermal sondajın 100 - 139 m ve 237 - 290 m arasında iki basınçlı akiferi olduğu ve sondajdan çıkan jeotermal akışkanın artezyen etkisi ile yüzeye ulaştığı saptanmıştır (Ölmez, 1976).

4.2.3. Soğuk Sular

Çalışma alanında örnekleme yapılan K4 ve K5 no'lu iki adet soğuk su kaynağı bulunmaktadır. K4 no'lu kaynak Ilıca derenin KB'sında, K5 no'lu kaynak ise Ilıca deresinin GB'sında yer almaktadır.

Bu kaynaklardan K4 no'lu kaynağın debisi 0,29 - 0,7 l/s arasında, K5 no'lu kaynağın debisi ise 0,22 - 0,5 l/s arasındadır.

4.2.4. Suların Fiziksel Özellikleri

Kestanbol jeotermal alanında yapılan saha çalışmalarında sıcak ve soğuk su kaynaklarının başında ölçülen sıcaklık, pH, EC, tuzluluk, sertlik ve toplam çözünmüş katı madde parametreleri Tablo 4.2 ve Tablo 4.3'de verilmiş ve detaylı olarak açıklanmıştır.

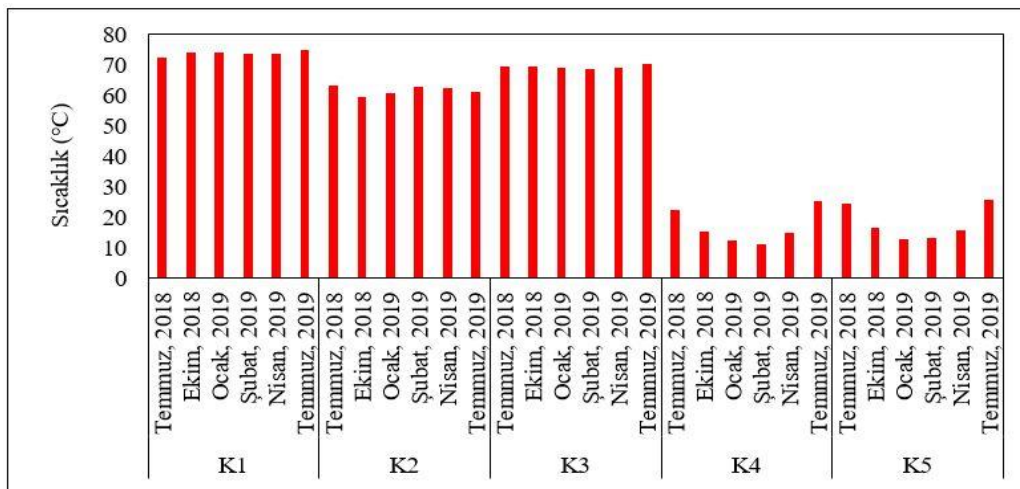
Tablo 4.2. Çalışma alanındaki sıcak suların fiziksel özellikleri

Örnek Adı	Örnekleme tarihi	Yüzeysel sıcaklığı	pH	Tuzluluk	EC	Sertlik	TDS
		°C					
K1	Temmuz, 2018	72,3	6,71	23,2	30,9	222,15	20,7
K2		63,1	6,6	20,1	32,8	239,2	21,98
K3		69,5	6,45	21,5	35,2	267,3	23,58
K1	Ekim, 2018	74	6,5	23,1	30,3	232,2	20,3
K2		59,5	6,61	19,4	32,9	237,25	22,04
K3		69,4	6,5	21,3	35,2	234,1	23,58
K1	Ocak, 2019	74,1	6,61	23,3	31,9	249,3	21,37
K2		60,6	6,53	20,4	32	271	21,44
K3		68,9	6,47	20,6	35,5	287,2	23,78
K1	Şubat, 2019	73,4	6,66	19,9	30,5	216,75	20,43
K2		62,5	6,62	20,2	30,9	217,2	20,7
K3		68,4	6,13	23,3	33,5	247,8	22,44
K1	Nisan, 2019	73,4	6,7	19,6	30,3	182,65	20,3
K2		62,4	6,64	20,6	32	174,15	21,44
K3		69	6,19	23,1	33,3	210,15	22,31
K1	Temmuz, 2019	74,6	6,75	19,7	30,4	220,15	20,36
K2		61	6,68	21,3	32,5	216,45	21,77
K3		70,3	6,83	23,2	35,7	224,25	23,91
Minimum		59,5	6,13	19,4	30,3	174,15	20,3
Maksimum		74,6	6,83	23,3	35,7	287,2	23,91
Ortalama		68	6,55	21,3	32,5	230,53	21,83

Tablo 4.3. Çalışma alanındaki soğuk suların fiziksel özellikleri

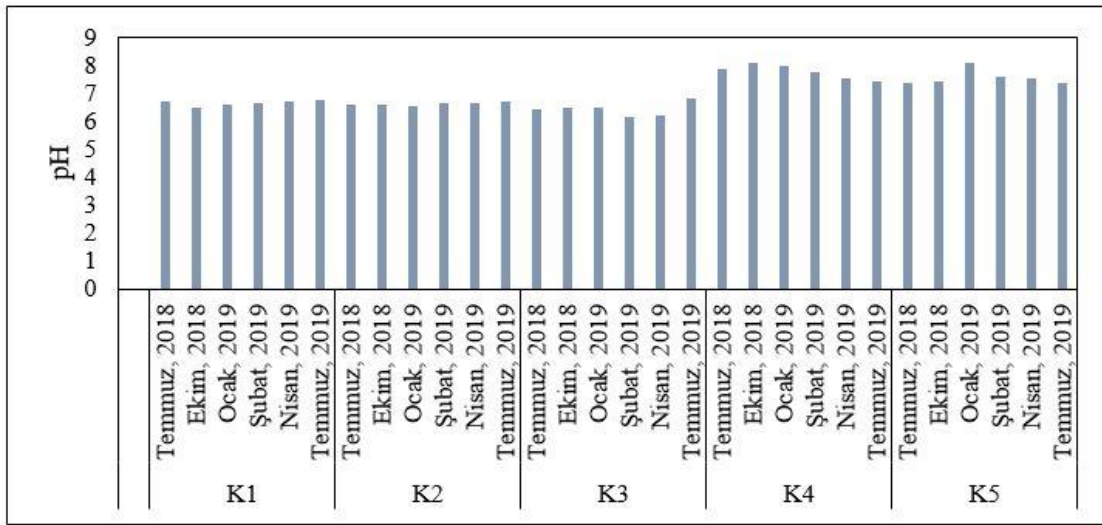
Örnek Adı	Örnekleme tarihi	Yüzeysel sıcaklığı	pH	Tuzluluk	EC	Sertlik	TDS
		°C					
K4	Temmuz, 2018	22,3	7,86	0,3	1,09	42,95	0,73
K5		24,2	7,35	0,7	1,69	45,2	1,13
K4	Ekim, 2018	15,3	8,08	0,4	1,18	44,25	0,79
K5		16,4	7,43	0,7	1,68	48,85	1,12
K4	Ocak, 2019	12,1	7,98	0,1	0,85	46,2	0,56
K5		12,8	8,06	0,6	1,57	47,05	1,05
K4	Şubat, 2019	11,2	7,76	0	0,93	43,75	0,62
K5		13,3	7,58	0,6	1,61	50,95	1,07
K4	Nisan, 2019	14,8	7,54	0	0,71	39	0,47
K5		15,8	7,52	0,2	0,98	52,4	0,65
K4	Temmuz, 2019	25,1	7,44	0,3	1,04	43,6	0,69
K5		25,4	7,39	0,7	1,54	60,3	1,03
Minimum		11,2	7,35	0	0,71	39	0,47
Maksimum		25,4	8,08	0,7	1,69	60,3	1,13
Ortalama		17,5	7,67	0,4	1,23	47,41	0,82

●Sıcaklık (T, °C): Jeotermal akışkanın kayaç ile olan etkileşimi sonucunda oluşan kimyasal reaksiyonlar sıcaklık ile orantılı olarak değişmektedir. Suyun sıcaklığındaki her 10 °C'lik artış, meydana gelen kimyasal reaksiyonun hızını 2 - 3 kat arttırmaktadır (Eroğlu ve Aksoy, 2003). Suların sıcaklığı genel olarak; su tablasının derinliğine, etkin volkanizmaya, jeografik enleme ve yüksekliğe bağlı olarak değişmektedir (Şahinci, 1991). Sıcak suların yüzeye ulaşırken soğuk yeraltı suları ile karışmaları, suların dokanakta oldukları kayaçlarla ısı alışverişi etkileşimleri ve örtü kayaçlarının ince ya da kalın olması gibi etkenler de suların sıcaklıklarının azalmasına sebep olmaktadır. Sıcaklıklarına göre suların çeşitli sınıflandırılmaları vardır. Şahinci (1991), sıcaklıkları; 5 °C'ye kadar olan suları; çok soğuk, 10 °C'ye kadar olan suları; soğuk, 18 °C'ye kadar olan suları; çok az ılık, 25 °C'ye kadar olan suları; az ılık, 37 °C'ye kadar olan suları; ılık ve 40°C'den fazla olan suları; sıcak sular olarak sınıflandırmıştır. Uluslararası Hidrojeologlar Birliği Sıcak ve Mineralli Sular Komisyonu'nun (IAH, 1979) raporuna göre, sıcaklığı 20 °C'den fazla olan sular "sıcak su" olarak tanımlanmıştır. Koçak (2002) tarafından jeotermal alanların sıcaklık değerlerine göre yapılan sınıflamada; 20-70 °C düşük sıcaklıklı, 70 - 150 °C orta sıcaklıklı ve >150 °C yüksek sıcaklıklı jeotermal alanlar olarak tanımlanmıştır. Çalışma alanındaki sıcak suların yüzey sıcaklıkları 59,5 °C ile 74,6 °C arasında değişmektedir. Sıcak suların ortalama sıcaklık değeri 68 °C olarak bulunmuştur. Koçak (2002) sınıflamasına göre, Kestanbol jeotermal alanı, orta sıcaklıklı jeotermal alanlar sınıfında yer almaktadır. Çalışma alanında yer alan soğuk su kaynaklarının sıcaklığı ise 11,2 ile 25,4 °C arasında değişmektedir. Soğuk suların ortalama sıcaklık değeri 17,5 °C'dir. Çalışma alanındaki soğuk suların sıcaklık değerleri genel olarak mevsimsel etkenlere bağlı olarak değişiklik göstermektedir (Şekil 4.11).



Şekil 4.11. Çalışma alanındaki su kaynaklarının dönemsel sıcaklık değişimleri

●pH: pH değeri, suyun içerisinde bulunan hidrojen (H^+) iyonu konsantrasyonunun eksi logaritması olarak tanımlanmaktadır. Suyun asitlik veya bazlık derecesini tarif etmek için kullanılmaktadır ($pH = -\log[H^+]$). $pH < 7$ olan sular asidik, $pH = 7$ olan sular nötr ve $pH > 7$ olan sular bazik özellik göstermektedir. Yeraltı sularının pH'ı genellikle 4 - 9 arasında değişmektedir. pH'ı 8,5'in üzerindeki sularda sodyum-karbonat-bikarbonat ve pH'ı 4'ün altında olan sularda serbest asit bulunmaktadır. Çalışma alanındaki sıcak sular asidik karakterli olup, pH değerleri; 6,13 ile 6,83 arasında, soğuk suların pH değerleri 7,35 - 8,08 arasında olup bazik karakterlidir (Şekil 4.12). Sıcak suların ortalama pH değeri 6,55, soğuk suların ortalama pH değeri ise 7,67'dir.

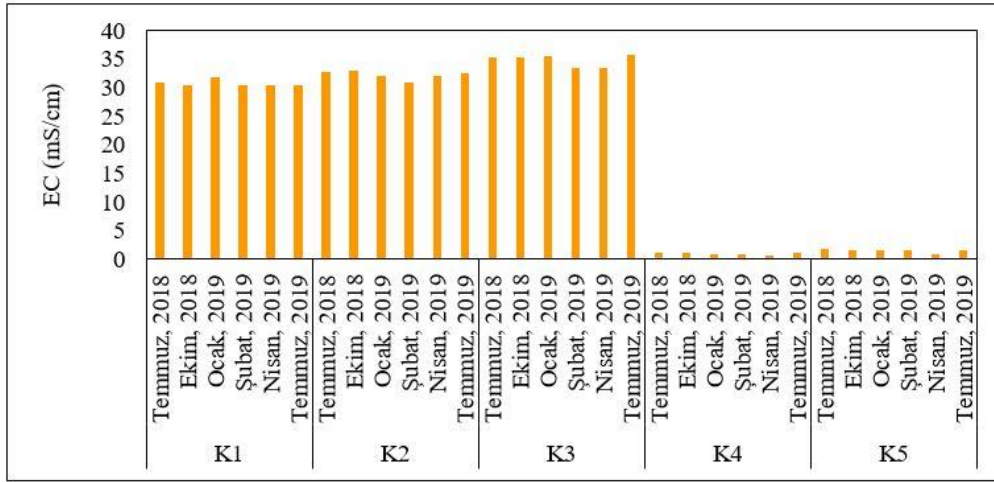


Şekil 4.12. Çalışma alanındaki su kaynaklarının dönemsel pH değişimleri

●Tuzluluk: Suyun tuzluluğu, EC değerinin artışıyla doğru orantılı olarak değişmektedir. Saf su nötrdür ve elektriği iletmez (Şahinci, 1991). Deniz suyunun tuzluluk değeri % 38,60'dır (Çam ve diğerleri, 2010). Çalışma alanındaki sıcak suların tuzluluk değerleri % 19,4 - 23,3 arasında ortalama tuzluluk değerleri % 21,3'tür. Soğuk suların tuzluluk değerleri % 0 - 0,7 arasında değişmektedir.

●Elektriksel İletkenlik: Suların, elektrik akımını iletme özelliğinin sayısal olarak ifade edilmesine elektriksel iletkenlik (EC) denmektedir. Sıcaklık ve iyon konsantrasyonunun artması, EC değerini de arttırmaktadır (Şahinci, 1991). Çalışma alanındaki sıcak suların EC değerleri 30,3 - 35,7 mS/cm arasında ve soğuk suların EC değerleri 0,71 - 1,69 mS/cm arasında değişmektedir (Şekil 4.13). Çalışma alanındaki sıcak sulardaki ortalama EC değeri 32,5 mS/cm, soğuk sulardaki ortalama EC değeri 1,23 mS/cm olarak bulunmuştur.

Çalışma alanındaki sıcak sular Erguvanlı ve Yüzer (1973) tarafından EC değerlerine göre yapılan sınıflamada “kullanılmayacak sular” sınıfında yer almaktadır.



Şekil 4.13. Çalışma alanındaki su kaynaklarının dönemsel EC değişimleri

●Sertlik: Suyun içerisinde çözülmüş halde bulunan Ca^{+2} ve Mg^{+2} bileşiklerinden gelen bir özelliktir. Bu bileşikler genelde HCO_3^- , NO_3^- , SO_4^{-2} ve Cl^- 'dür. Suların sertliği için çeşitli sınıflamalar (Fransız sertliği, Alman sertliği ve İngiliz sertliği) mevcuttur (Şahinci, 1991). Bu çalışmadaki suların sertliği için "Fransız Sertlik Derecesi" denklemi kullanılmıştır (Denklem, 4.1).

$$\text{Toplam Sertlik} = 5(rCa + rMg) \text{ (Şahinci, 1991)} \quad (r=\text{mek/l}) \quad (4.1)$$

Çalışma alanındaki sıcak suların sertlik değerleri 174,15 – 287,2 Fr^o arasında ve soğuk suların sertlik değerleri 39 – 60,3 Fr^o arasında değişmektedir. Çalışma alanındaki sertlik değeri, sıcak sularda ortalama 230,53 Fr^o , soğuk sularda ortalama, 47,41 Fr^o olarak bulunmuştur. Fransız sertlik derecesine göre sıcak sular; “çok sert” su sınıfında, soğuk sular ise; “sert su” sınıfında yer almaktadır (Tablo 4.4).

Tablo 4.4. Fransız sertlik sınıflaması (Şahinci, 1991)

Konsantrasyon	Sertlik Derecesi
0,0-7,2	Çok yumuşak
7,2-14,5	Yumuşak
14,5-21,5	Az sert
21,5-32,5	Oldukça sert
32,5-54	Sert
54<	Çok sert

•Toplam Çözünmüş Katı Madde: Suyun içerisinde iyonlaşmış ya da iyonlaşmamış olarak çözünmüş halde olan tüm maddelere toplam çözünmüş katı madde (TDS) denmektedir. TDS, suların içerisinde çözünmüş halde bulunan anyonları, katyonları, metalleri ve az miktardaki organik maddeleri içermektedir. Suyun içerisinde asılı olan ve kolloidal cisimler TDS tanımına girmez (Şahinci, 1991). TDS ile EC arasındaki ilişkiyi tanımlayan formül aşağıda verilmiştir (Denklem, 4.2). Çalışma alanındaki sıcak suların TDS değerleri, 20,30 - 23,91 mg/l arasında, soğuk suların ise 0,47 - 1,13 mg/l arasında değişmektedir. Sıcak suların ortalama TDS değeri 21,83 mg/l, soğuk suların ise 0,82 mg/l olarak bulunmuştur. TDS, EC değerinin 0,55 ile 0,75 arasında bir değer ile çarpılmasıyla hesaplanmaktadır. Bu çalışma için 0,67 katsayısı kullanılmıştır.

$$\text{TDS (mg/l)} = k \times \text{EC (mS/cm)} \quad (4.2)$$

4.2.5. Suların Kimyasal Özellikleri

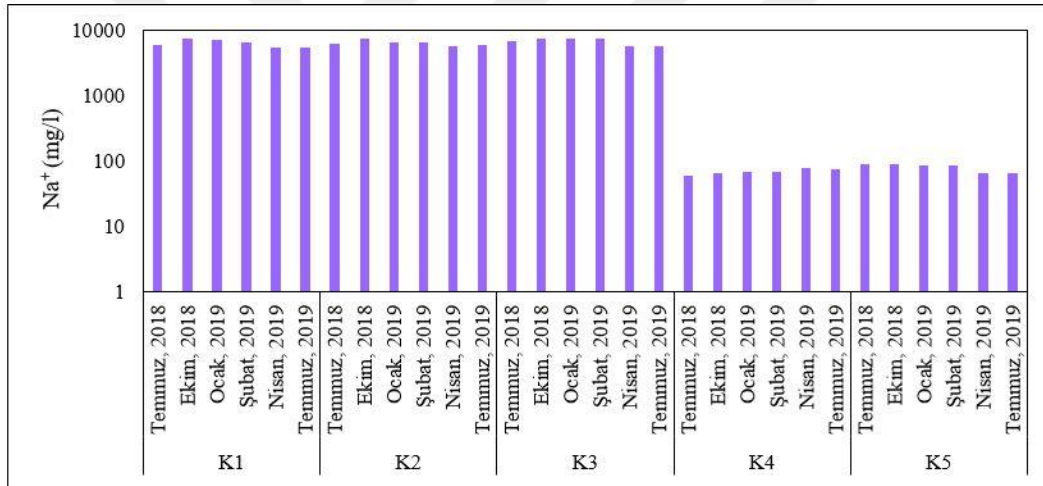
Jeotermal akışkan, geçtikleri ortam boyunca temas ettikleri kayalarla bazı maddeleri çözüp, taşıma özelliğine sahiptir. Jeotermal akışkan içerisinde bulunan çözünmüş maddelerin derişimleri, ortamın sıcaklığı, su ile kayaç etkileşimi gibi faktörlere bağlı olarak değişmektedir. Jeotermal akışkanın türü, kökeni, yaşı, diğer sularla karışım oranları, doğadaki hareket yönü, rezervuar sıcaklığı ve beslenme alanı suyun kimyası ve izotop hidrolojisi ile ilişkilidir (Eroğlu ve Aksoy, 2003). Jeotermal alanlardaki suların kimyasal içeriğinin bilinmesi suların kalitesi ve kullanım amacı açısından önemlidir. Tezin bu kısmında, çalışma alanındaki jeotermal akışkanın kimyasal özelliklerinin değerlendirilmesinde kullanılan birincil (majör) iyonlar (Na^+ , K^+ , Ca^{+2} , Mg^{+2} , Cl^- , SO_4^{-2} , HCO_3^-) hakkında bilgi verilmiştir (Tablo 4.5).

Tablo 4.5. Çalışma alanındaki birincil (majör) iyonlar

Örnek Adı	Örnekleme tarihi	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻²
		mg/l						
K1	Temmuz, 2018	5921	670	785	64	11389	133	90
K2		6130	720	845	69	11921	166	90
K3		6893	810	961	67	13339	133	100
K1	Ekim, 2018	7457	862	812	72	12706	300	98
K2		7340	802	819	80	12415	266	122
K3		7552	936	795	87	13427	166	108
K1	Ocak, 2019	7123	709	879	73	12387	240	140
K2		6544	684	956	79	12018	266	120
K3		7566	915	1034	71	13472	200	120
K1	Şubat, 2019	6534	596	750	72	11209	260	168
K2		6423	561	770	61	11238	233	170
K3		7572	780	873	73	13507	200	180
K1	Nisan, 2019	5484	478	653	48	10316	266	80
K2		5713	472	637	37	11309	200	80
K3		5789	550	735	65	11082	300	110
K1	Temmuz, 2019	5358	720	795	53	10635	133	90
K2		5944	839	772	58	11894	266	100
K3		5663	1058	836	38	11503	333	90
Minimum		5358	472	637	37	10316	133	80
Maksimum		7572	1058	1034	87	13507	333	180
Ortalama		6497	735	819	65	11980	226	116
K4	Temmuz, 2018	59	2,59	121	31	153	250	95
K5		92	4,47	135	28	195	292	87
K4	Ekim, 2018	65	3,5	118	36	168	270	91
K5		91	4,76	148	29	184	366	75
K4	Ocak, 2019	70	2,86	129	34	169	293	89
K5		85	4,23	144	27	191	325	73
K4	Şubat, 2019	69	2,7	111	39	174	280	89
K5		85	4,6	168	22	189	358	81
K4	Nisan, 2019	77	6	125	19	157	305	97
K5		66	4	159	31	169	380	83
K4	Temmuz, 2019	74	5	145	18	166	296	96
K5		65	6,2	166	46	204	390	85
Minimum		59	2,59	111	18	153	250	73
Maksimum		92	6,2	168	46	204	390	97
Ortalama		75	4,26	139	30	177	318	87

●Sodyum: Sodyum (Na⁺) yer kabuğunda, alkali metaller arasında en çok (% 2,5) bulunan iyondur. Deniz suyunda, dördüncü sırada, tatlı sularda ise yedinci sırada Na⁺ iyonları bulunmaktadır. Doğada kayalar içinde bulunan bazı mineraller (feldispat, plajiyoklas, nefelin, sodalit gibi), yağış suyu ve evaporitlerin etkisiyle kimyasal değişime

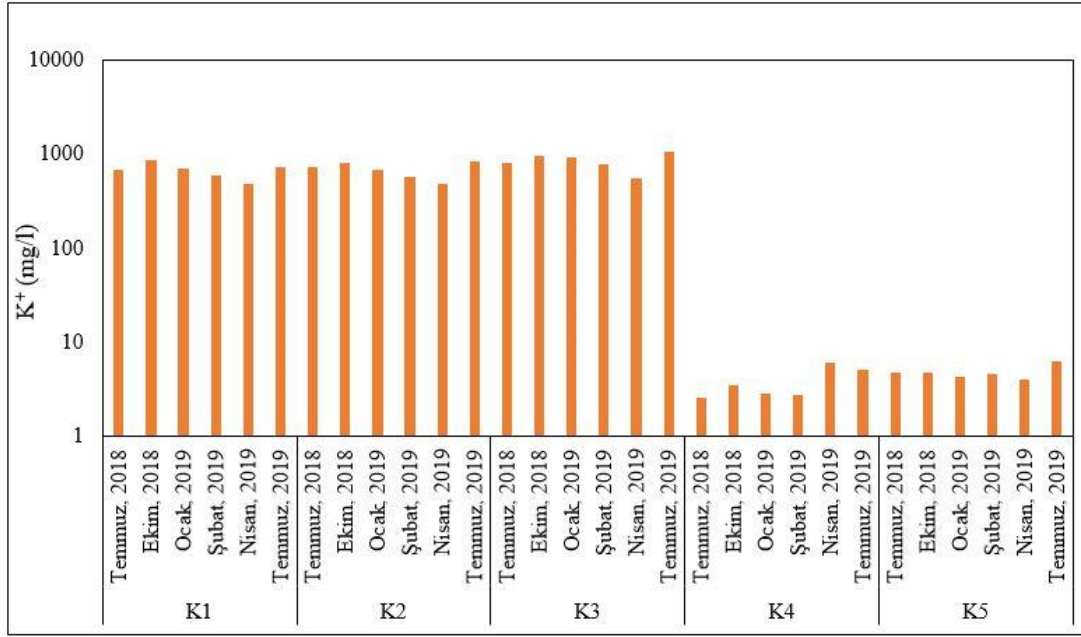
uğrayan Na^+ yeraltı ve yüzey sularına karışmaktadır (Şahinci, 1991). Na^+ , en çok plajioklasların ayrışması ile kil minerallerinin baz değişiminin etkisiyle yeraltı sularına karışmaktadır. Na^+ en çok deniz suyunda NaCl şeklinde bulunmaktadır. Magmatik kayalar içerisinde, potasyumdan daha çok bulunan Na^+ iyonu, sedimanter kayalarda daha az bulunmaktadır (Hem, 1985). Kıyı akiferlerine deniz suyu girişi, şehirselleme atık sular gibi antropojenik etkenler de sularındaki Na^+ 'un sağlandığı kaynaklardır (McNeely ve diğerleri, 1979; Şahinci, 1991). Yeraltı sularında, Na^+ iyonunun bulunuşu; yeraltı suyunun akım hızına, pH etkisine, bozunum süresine, minerallerin cinsi ve miktarına, yapay ve doğal kirlenme ile Ca^{+2} iyon değişimlerine bağlıdır (Şahinci, 1991). Çalışma alanındaki sıcak su örneklerindeki Na^+ konsantrasyonu, 5358 mg/l ile 7572 mg/l değerleri arasında değişirken, soğuk su örnekleri 59 mg/l ile 92 mg/l arasında değişmektedir (Şekil 4.14). Sıcak suların ortalama Na^+ değeri 6497 mg/l, soğuk suların ise 75 mg/l olarak bulunmuştur.



Şekil 4.14. Çalışma alanındaki su kaynaklarının dönemsel Na^+ değişimleri

●Potasyum: Potasyum (K^+) iyonu yer kabuğunda en çok alkali feldispatlarda bulunmaktadır. Feldispat, lösit, mika ve nefelinde bol miktarda K^+ bulunmaktadır. Ultramafik kayalarda ortalama; 58 mg/kg miktarında bulunmaktadır. Magmanın başkalaşım süreci sırasında, K^+ konsantrasyonu artmaktadır. Sıcak sularda K^+ miktarı sıcaklıkla doğru orantılı olarak artmaktadır (Şahinci, 1991). Tektonik olayların durgun olduğu ve iklimin yağışlı olduğu jeolojik dönemlerde K^+ eksikliği gözlenmiştir. Doğu Avrupa platformunda, Prekambriyen-Paleojen devirleri arasında yaklaşık 1,5 kat K^+ azalması gözlenmiş, buna bağlı olarak farklı bitki türleri gelişmiştir (Şahinci, 1991). K^+ iyonu, kirlenmemiş yeraltı suyunda 0,5 - 12 mg/l ve jeotermal akışkanda maksimum 2000 mg/l, nehir suyunda ise 2 - 3 mg/l miktarında bulunmaktadır (Nicholson, 1993). Çalışma

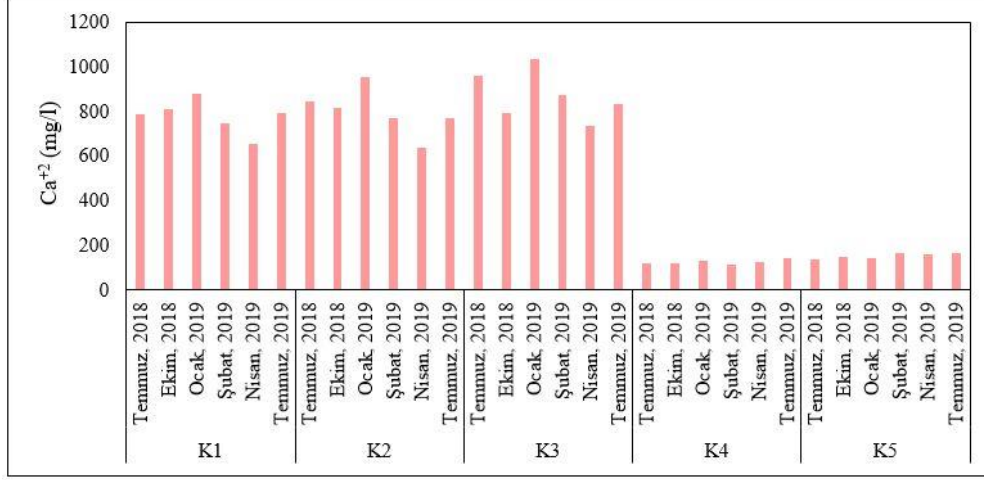
alanındaki sıcak suların K^+ konsantrasyonu 472 - 1058 mg/l, ortalama K^+ konsantrasyonu 735 mg/l, soğuk suların ise 2,59 - 6,2 mg/l arasında ve ortalama 4,26 mg/l olarak bulunmuştur (Şekil 4.15). Çalışma alanındaki sıcak suların ortalama Na/K oranları 9,21'dir. Düşük Na/K oranına sahip olmaları (< 15), daha az soğuk su ile karışan ve yüzeye kısmen hızla ulaşan yüksek sıcaklıklı jeotermal sularda ortaya çıkmaktadır (Nicholson, 1993).



Şekil 4.15. Çalışma alanındaki su kaynaklarının K^+ değişimleri

●Kalsiyum: Kalsiyum (Ca^{+2}) konsantrasyonu, yer kabuğunda ağırlık yüzdesi açısından O, Si, Al ve Fe'den sonra gelmektedir. Deniz suyunda Ca^{+2} konsantrasyonu, yedinci sıradayken, tatlı sularda dördüncü sırada, yer almaktadır. Ca^{+2} konsantrasyonu deniz suyunda 10800 mg/l, jeotermal sularda 14000 mg/l, kirlenmemiş yeraltı suyunda 1 - 200 mg/l, nehir suyunda ise 6,3 mg/l'dir (Nicholson, 1993). Doğal sularda Ca^{+2} 'un kaynağı; kalsit, aragonit, dolomit, jips, anhidrit, florit, plajyoklas anortit, piroksen ve amfibollerdir. Ca^{+2} magmatik ve metamorfik kayaç minerallerinde de bulunmaktadır. Suda çözülmüş CO_2 miktarı arttıkça, Ca^{2+} iyon derişimi de artmaktadır (Şahinci, 1991). Karbonatlı kayaçların bulunduğu alanlardaki sularda, Ca^{+2} konsantrasyonu 30 - 100 mg/l arasında değişmektedir. (McNeely ve diğerleri, 1979). Kestanbol jeotermal alanında bulunan sıcak suların bünyesinde bulundurdukları Ca^{+2} 'un kaynağı, bölgede bulunan Bozalan Formasyonu'nun kireçtaşları ve Geyikli Formasyonu'nun metamorfik kayaçları olabilir. Çalışma alanındaki sıcak su örneklerindeki Ca^{+2} konsantrasyonları 637 mg/l ile 1034 mg/l değerleri arasında, soğuk su örnekleri, 111 mg/l ile 168 mg/l arasında değişmektedir (Şekil 4.16). Çalışma

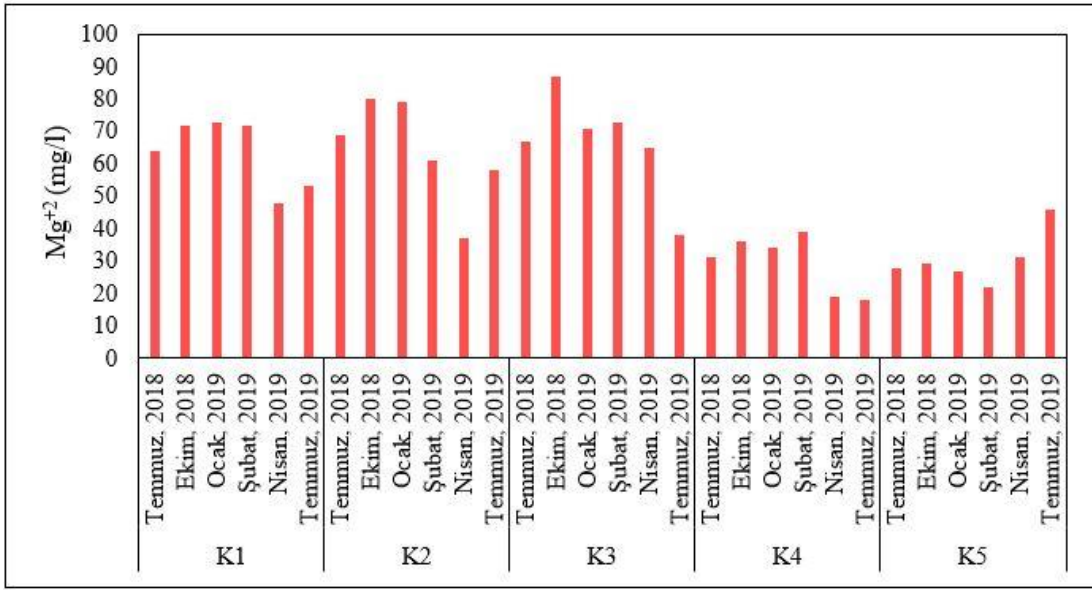
alanındaki sıcak sulardaki ortalama Ca^{+2} değeri 819 mg/l soğuk sulara ise 139 mg/l olarak bulunmuştur. Ca^{+2} miktarlarının yüksek olması, sıcaklığa bağlı olarak değişmektedir. Sıcaklık artışı ile doğru orantılı olarak Ca^{+2} artış göstermektedir.



Şekil 4.16. Çalışma alanındaki su kaynaklarının Ca^{+2} değişimleri

●Magnezyum: Yeraltı sularında, magnezyumun (Mg^{+2}) kaynağı başta dolomit olmak üzere, evaporitik kayaçlar, olivin, ojit, biyotit ve hornblend gibi magmatik kayaçlar ile metamorfik kayaçlarda bulunan talk, serpantin, tremolit ve diopsid, mineralleridir. Ca^{+2} iyonundan sonra yeraltı sularında en fazla gözlenen katyon Mg^{+2} iyonudur. Yer kabuğundaki dolomitler sulara az çözüldüğü için, iyon konsantrasyonları, yeraltı sularındaki Ca^{+2} iyonlarına oranlarına daha azdır (Şahinci, 1991). Mg^{+2} iyon konsantrasyonları, nehir suyunda 15 mg/l, deniz suyunda 1290 mg/l, yeraltı sularında 1 - 100 mg/l ve jeotermal sulara ise en fazla 2000 mg/l'ye ulaşmaktadır (Nicholson, 1993). Çalışma alanındaki sıcak suların Mg^{+2} konsantrasyonu 37 - 87 mg/l, soğuk suların ise 18 - 46 mg/l arasında değişmektedir (Şekil 4.17). Çalışma alanındaki sıcak sulardaki ortalama Mg^{+2} konsantrasyonu 65 mg/l, soğuk sulardaki ortalama Mg^{+2} konsantrasyonu 30 mg/l olarak bulunmuştur.

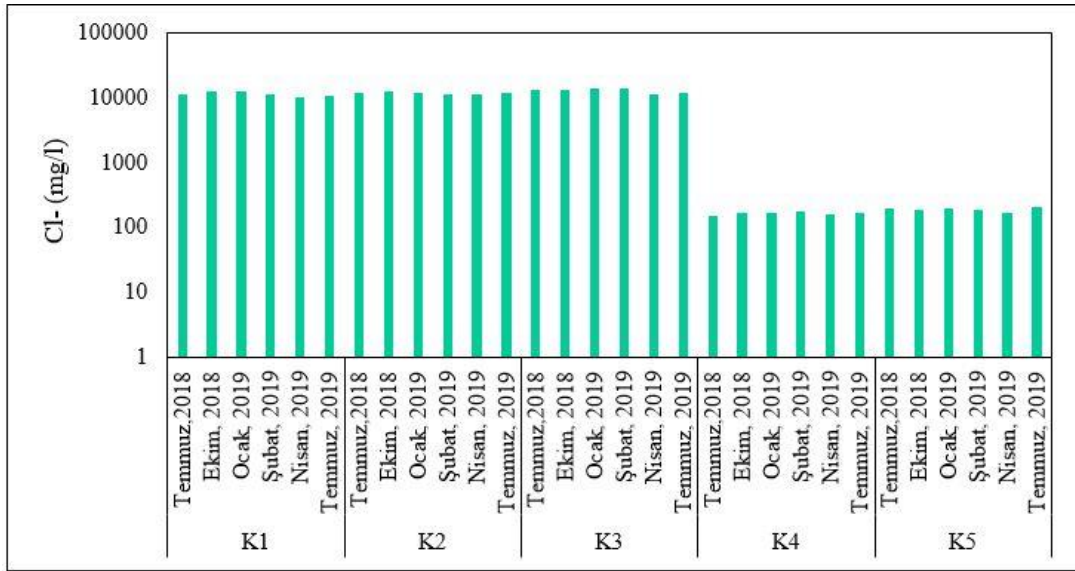
Prekambriyen'de okyanuslardaki dolomitlerin çökmesi fazla olduğu için bu devre "dolomit devri" denmiştir. Doğu Avrupa platformunu meydana getiren kireçtaşlarının % 12,6'sı Mg^{+2} içermektedir (Şahinci, 1991). Çalışma alanında örnekleme yapılan sulardaki Mg^{+2} 'un kaynağının bölgede bulunan Bozalan Formasyonu'nun kireçtaşları olabileceği düşünülmektedir.



Şekil 4.17. Çalışma alanındaki su kaynaklarının Mg⁺² değişimleri

●Klorür: Klorür (Cl⁻), yer kabuğunda on altıncı, tatlı sularda altıncı ve deniz suyunda üçüncü sırada bulunmaktadır. Cl⁻ iyonunun bütün tuzları, suda çözünme özelliğindedir. Cl⁻ iyonu farklı değerliklere sahip olmakla beraber, doğal sularda sadece “-1” değerliklidir (Şahinci, 1991). Cl⁻ konsantrasyonu, sularda yüksek derişimde bulunursa, yüksek debili bir beslenmeyi, düşük derişimde bulunursa, yüzey sularının giriş doğrultularını göstermektedir (Eroğlu ve Aksoy, 2003). Cl⁻, çoğunlukla deniz suyunda ve evaporitlerde bulunmaktadır (Hem, 1985). Deniz sularında 19353 mg/l olan Cl⁻, Ölü Deniz’de 208020 mg/l miktarında bulunmaktadır (Şahinci, 1991). Düşük Cl⁻ konsantrasyonları, magmatik kayalarla ilişkili yeraltı sularında görülürken, çok yüksek Cl⁻ konsantrasyonları evaporitlerle ilişkilendirilmektedir (Şahinci, 1991). Jeotermal kaynaklarda gözlenen yüksek Cl⁻ derişimleri, direkt olarak derin bir rezervuar kayaktan beslenmeyi işaret etmektedir (Nicholson, 1993). Magmatik kayalarda Cl⁻ kaynağı feldispatoid, klorapatit ve sodalit türü minerallerdir. İnce daneli sedimanter kayaların yüksek miktarda Cl⁻ içermesi sedimanter kayaların çökme ortamlarının fosilli deniz suları olmasından kaynaklanmaktadır (Şahinci, 1991). Cl⁻ granit ve riyolitlerde ortalama 37,5 mg/kg kadar bulunmaktadır. Cl⁻ yoğunluğu iyon değişimini, kirlenmeyi ve yeraltı sularına deniz suyunun karışmasını gösterebilmektedir (Şahinci, 1991). Cl⁻ce baskın sular, Biga Yarımadası’nın sadece güneybatı kısmında ve Ege Denizi sahili boyunca görülmektedir (Yalçın ve Sarp, 2012). Çalışma alanındaki sıcak suların Cl⁻ konsantrasyonları 13507 - 10316 mg/l değerleri arasında değişirken, soğuk suların Cl⁻ miktarları, 153 - 204 mg/l arasında değişmektedir (Şekil 4.18). Çalışma alanındaki sıcak sulardaki ortalama Cl⁻ konsantrasyonu 11980 mg/l ve soğuk sulardaki

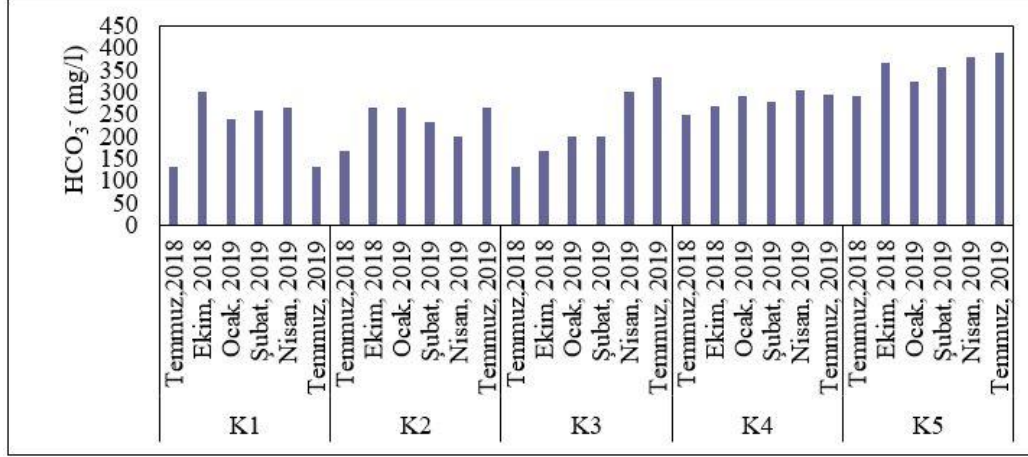
ortalama Cl^- konsantrasyonu 177 mg/l olarak bulunmuştur. Çalışma alanındaki sulardaki Cl^- konsantrasyonları ve EC değerleri arasında doğrusal bir ilişki gözlenmektedir. EC derişiminin artması genellikle Cl^- konsantrasyonunu arttırmıştır. EC ve Cl^- , T izotopu ile birlikte değerlendirildiğinde, suların dolaşım derinliği ve su-kayaç etkileşiminin anlaşılmasında kullanılmaktadır. Detaylı bilgiler, izotop hidrolojisi bölümünde sunulmuştur.



Şekil 4.18. Çalışma alanındaki su kaynaklarının Cl^- değişimleri

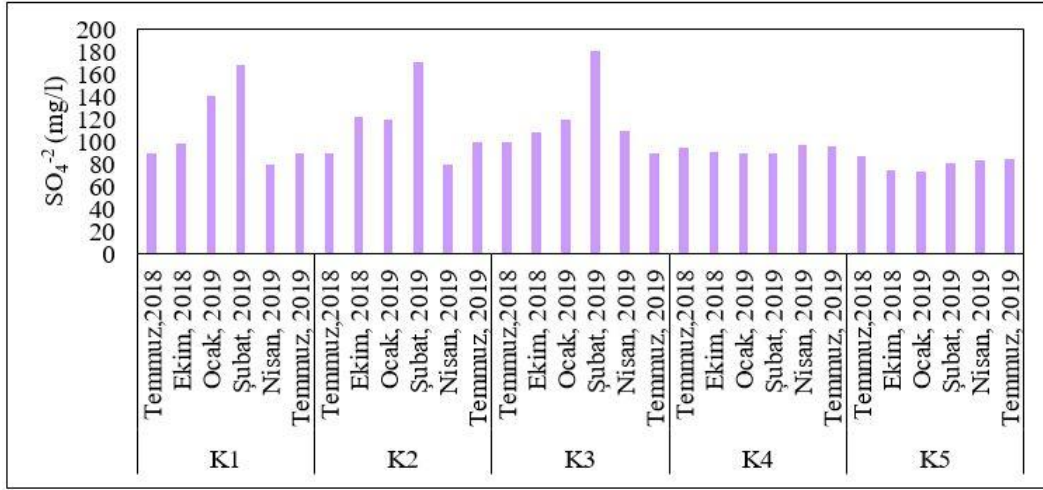
●Alkalinite: Doğal sulardaki karbonat (CO_3^{2-}) ile bikarbonat (HCO_3^-) iyonlarını nötrale eden, H^+ iyon konsantrasyonu alkalinite olarak tanımlanmaktadır. Başka bir deyişle, suyun güçlü bir asidi nötr hale getirmesine alkalinite denmektedir. Alkalinite; sudaki CO_3^{2-} , OH^- ve HCO_3^- iyonlarının toplamına eşittir (Şahinci, 1991). Yeraltı sularındaki HCO_3^- iyonları çoğunlukla atmosfer ve toprakta bulunan CO_2 ve eriyik karbonatlı kayalardan oluşmaktadır (Erguvanlı ve Yüzer, 1973). Zayıf asitlerin tuzları, doğal suların alkalinitesinin kaynağıdır. Kirlenmemiş doğal sulardaki CO_3^{2-} konsantrasyonu, çözeltinin pH'ı ile sulardaki karbondioksitin kısmi basıncı (PCO_2) ile ilişkilidir (Nicholson, 1993). Karbonik asit; düşük pH'a sahip sulara gözlenirken, pH değeri 6 - 10 arasında olan sulara HCO_3^- konsantrasyonu gözlenmektedir ve yüksek pH'a sahip sulara CO_3^{2-} anyonları baskın iyonlardır (Erguvanlı ve Yüzer, 1973). Kestanbol jeotermal alanındaki suların pH değerleri 6,13 ile 8,8 arasında olduğu için, HCO_3^- anyonu içermektedirler. Çalışma alanındaki sıcak suların HCO_3^- içeriği 133 - 333 mg/l arasında değişmektedir. Soğuk suların HCO_3^- içeriği ise, 250 - 390 mg/l arasında değişim göstermektedir (Şekil 4.19). Çalışma alanındaki sıcak sulara ortalama HCO_3^- konsantrasyonu 226 mg/l, soğuk sulara ise 118 mg/l'dir.

Yüksek alkaliniteye sahip jeotermal sular uzun sürede kireçlenmeye neden olurken, düşük alkalinite değerine sahip jeotermal sular korozyona neden olabilmektedir (McNeely ve diğerleri, 1979).



Şekil 4.19. Çalışma alanındaki su kaynaklarının dönemsel HCO₃⁻ değişimleri

●Sülfat: Yeraltı sularındaki sülfatın (SO₄⁻²) esas kaynağı anhidrit, jips ve evaporitlerdir. Sülfürlü minerallerin su ile temas edip bozunması, asit yağmurları, sızıntı sularının toprağa karışması ve magmatik kayalarındaki bozunma gibi etkenler SO₄⁻² oluşumuna katkı sağlayan kaynaklardır. SO₄⁻² konsantrasyonu içme sularında 25 - 250 mg/l arasında iken derin kökene sahip jeotermal kaynaklarda 50 mg/l'den azdır (Şahinci, 1991). Kuraklığın yaygın olduğu bölgelerde, SO₄⁻² iyonlarının derişimi yüksektir (McNelly ve diğerleri, 1979). Çalışma alanındaki sıcak suların, SO₄⁻² içeriği, 80 - 180 mg/l arasında değişmektedir. Soğuk suların, SO₄⁻² konsantrasyonu ise, 73 - 97 mg/l arasında değişim göstermektedir (Şekil 4.20). Çalışma alanındaki sıcak sulardaki ortalama SO₄⁻² değeri 116 mg/l'dir. Soğuk sularda ise 87 mg/l olarak bulunmuştur. Yalçın ve Sarp (2012), Biga Yarımadası'nın orta kesimlerindeki jeotermal suların SO₄⁻² açısından baskın sular kapsamında yer aldığını belirtmiştir. Ayrıca bu suların; yüksek SO₄⁻² içermesinin nedeninin, anhidrit-jips minerallerinin suda çözünmesinden, pirit ve kükürt içeren minerallerin oksidasyonundan ya da hidrojen sülfidin yoğunlaşmasından kaynaklanabileceğini ifade etmiştir. Na⁺, K⁺ ve EC değerlerinin artması, feldispatların ayrışması sonucunda SO₄⁻² iyonunca baskın suların oluşmasındaki esas kimyasal tepkimedir (Yılmaz, 2003; Yalçın ve Sarp, 2012).



Şekil 4.20. Çalışma alanındaki su kaynaklarının dönemsel SO_4^{2-} değişimleri

4.2.6. Jeotermal Akışkanların Hidrojeokimyasal Açidan Değerlendirilmesi

Jeotermal akışkanların hidrojeokimyasal açıdan değerlendirilmesi için akışkanın içerisindeki çözülmüş iyon ve bileşiklerin termodinamik davranışlarının bilinmesi gerekmektedir. Jeotermal akışkanların içerisindeki bir bileşiğin termodinamik hareketi, bu bileşiğin konsantrasyonu yerine etkinliği ile belirlenmektedir. Fakat çözülmüş iyon ya da bileşiklerin etkinliği laboratuvarında ölçülememektedir. Laboratuvarında ölçülen kimyasal analiz sonuçlarındaki iyon ve bileşikler genellikle mg/l ya da mg/kg olarak belirlenmektedir. Hidrojeokimyasal değerlendirmelerde genellikle çözülmüş her bir iyonun eş değer ağırlığı (mili ekivalan/ litre = mek/l) (Denklem 4.3) ve yüzdelерinin belirlenmesi ile molaritelerinin (su için molalite=molarite=M) hesaplanması ile bulunmaktadır (Denklem 4.4).

$$\text{mek/l} = C_i/P_i/Z_i \quad (4.3)$$

$$M = C_i/P_i \times 1000 \quad (4.4)$$

C_i =Her bir iyonun derişimi (mg/l)

P_i =Her bir iyonun gram ağırlığı

Z_i =Her bir iyonun değeri

Suların kimyasal sınıflaması, yeraltı sularının kökeninin belirlenmesi, toplam ve egemen çözülmüş iyon miktarlarını, suların birbirleriyle karşılaştırılmasını, endüstri ve tarımda kullanılması gibi soruların yanıtlanmasında kullanılmaktadır (Şahinci, 1991).

Suların kimyasal özelliklerinden yararlanılarak yapılan sınıflamalar ile hidrokimyasal fasiyes tipleri belirlenmektedir. Hidrokimyasal fasiyes kavramı, ilk kez Back (1966) tarafından, suların üçgen diyagramlardaki izdüşümü yerine kullanılmıştır. Suların diyagramlara kolayca işlenebilmelerini sağlamak amacıyla, suda çözünen başlıca anyonlar ve katyonlar ayrı ayrı olmak üzere mek/l cinsinden hesaplanmaktadır. Çalışma alanındaki jeotermal kaynakların mek/l cinsinden değerleri Tablo 4.6’da sunulmuştur.

Tablo 4.6. Çalışma alanındaki jeotermal kaynakların mek/l cinsinden değerleri

Örnek Adı	Tarih	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻²
		mek/l						
K1	Temmuz, 2018	257,5	17,18	39,17	5,26	321,0	2,18	1,87
K2		266,6	18,46	42,17	5,67	336,0	2,72	1,87
K3		299,8	20,77	47,95	5,51	376,0	2,18	2,08
K4		2,6	0,07	6,04	2,55	4,3	4,10	1,98
K5		4,0	0,11	6,74	2,30	5,5	4,79	1,81
K1	Ekim, 2018	324,4	22,10	40,52	5,92	358,1	4,92	2,04
K2		319,3	20,56	40,87	6,58	349,9	4,36	2,54
K3		328,5	24,00	39,67	7,15	378,4	2,72	2,25
K4		2,8	0,09	5,89	2,96	4,7	4,43	1,89
K5		4,0	0,12	7,39	2,38	5,2	6,00	1,56
K1	Ocak, 2019	309,8	18,18	43,86	6,00	349,1	3,93	2,91
K2		284,6	17,54	47,70	6,50	338,7	4,36	2,50
K3		329,1	23,46	51,60	5,84	379,7	3,28	2,50
K4		3,0	0,07	6,44	2,80	4,8	4,80	1,85
K5		3,7	0,11	7,19	2,22	5,4	5,33	1,52
K1	Şubat, 2019	284,2	15,28	37,43	5,92	315,9	4,26	3,50
K2		279,4	14,38	38,42	5,02	316,8	3,82	3,54
K3		329,4	20,00	43,56	6,00	380,7	3,28	3,75
K4		3,0	0,07	5,54	3,21	4,9	4,59	1,85
K5		3,7	0,12	8,38	1,81	5,3	5,87	1,69
K1	Nisan, 2019	238,5	12,26	32,58	3,95	290,8	4,36	1,67
K2		248,5	12,10	31,79	3,04	318,8	3,28	1,67
K3		251,8	14,10	36,68	5,35	312,4	4,92	2,29
K4		3,3	0,15	6,24	1,56	4,4	5,00	2,02
K5		2,9	0,10	7,93	2,55	4,8	6,23	1,73
K1	Temmuz, 2019	233,1	18,46	39,67	4,36	299,8	2,18	1,87
K2		258,5	21,51	38,52	4,77	335,2	4,36	2,08
K3		246,3	27,13	41,72	3,13	324,2	5,46	1,87
K4		3,2	0,13	7,24	1,48	4,7	4,85	2,00
K5		2,8	0,16	8,28	3,78	5,7	6,39	1,77

Sudaki miktarı, % 50’den fazla olan iyonlar (önce katyonlar sonra anyonlar sırasıyla yazılarak miktar olarak büyükten küçüğe doğru sıralanarak) hidrokimyasal fasiyes tipini belirtmektedir. % 50’yi hiçbir iyon geçmiyor ise karışık fasiyes tipini yansıtmaktadır. IAH’ın 1979 yılındaki, çalışma raporunda belirtilen sınıflamada anyon ve katyonlar ayrı ayrı olmak üzere mek/l olarak %20 den fazla ise su tipinin belirlenmesinde kullanılmaktadır (Başkan ve Canik, 1983; Tarcan, 2002). Çok değişik hidrokimyasal sınıflamalar mevcuttur (Hem, 1985). Su kaynaklarının diyagramlarla gösterilmesi, toplu halde görülebilmelerini,

sınıflandırılmasını, birbirleriyle ilişkilerinin araştırılması ve karşılaştırılmasında kolaylık göstermektedir. Piper (1944), Schoeller (1955) ve Durov (1948) diyagramlarındaki, iyonların hepsinin tek bir diyagramda görüntülenmesi, benzer veya farklı kökenli suların gösterilmesi açısından kolaylık sağlaması nedeni ile suların karşılaştırılmasında sık kullanılan diyagramlardır (Tarcan, 2002).

Bu çalışmada dairesel diyagramlar, Piper (1944), Schoeller (1955) ve Durov (1948) diyagramları çalışma alanındaki sıcak ve soğuk su kaynaklarının birbirleri ile olan ilişkileri ile kökenlerinin belirlenmesinde kullanılmıştır.

•Su Kaynaklarının Fasiyes Tipleri ve Sınıflaması: Çalışma alanındaki sıcak su kaynakları ile soğuk su kaynaklarının iyon konsantrasyonu mek/l derişimine göre hazırlanan hakim iyon sıralaması Tablo 4.7 ve Tablo 4.8'de verilmiştir. Çalışma alanındaki sıcak sularda gözlenen iyonların sıralaması büyükten küçüğe doğru; $Na^+ > Ca^{+2} > K^+ > Mg^{+2}$ şeklindedir. Sıralamadan da görüldüğü üzere, çalışma alanındaki sıcak sulardaki (K1, K2 ve K3) baskın katyon Na^+ 'dir. Na^+ 'u, sırasıyla, Ca^{+2} , K^+ ve Mg^{+2} izlemektedir. Anyon sıralaması ise genel olarak; $Cl^- > HCO_3^- > SO_4^{2-}$ şeklinde olup Cl^- baskın anyondur. Çalışma alanındaki soğuk suları temsil eden kaynaklardaki (K4 ve K5) baskın katyon; Ca^{+2} , baskın anyon ise HCO_3^- 'tir.

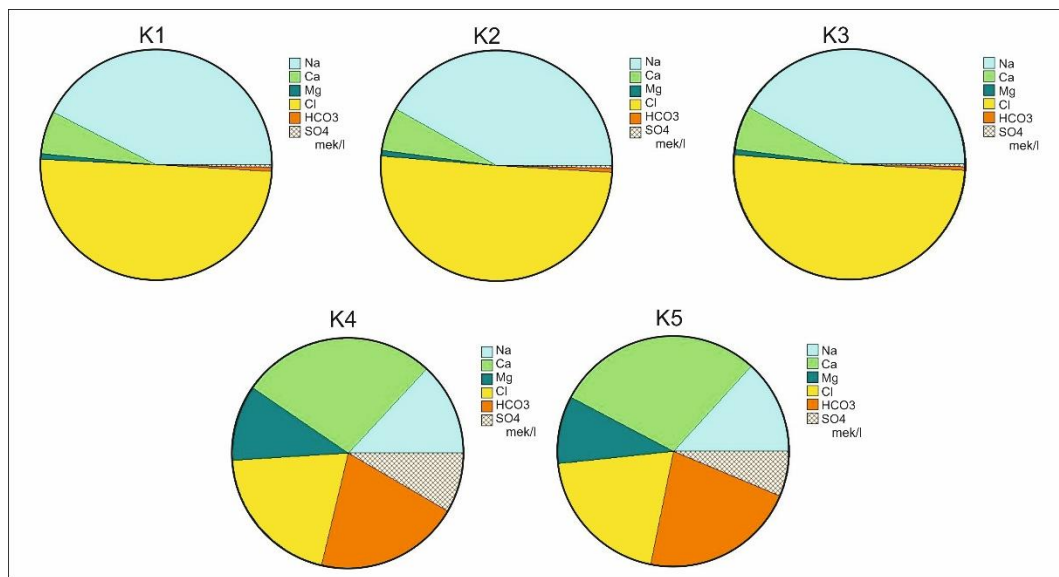
Tablo 4.7. Çalışma alanındaki sıcak su kaynaklarının iyon sıralaması (mg/l)

Örnek Adı	Tarih	Katyon Sıralaması	Anyon Sıralaması	Su Tipi
K1	Temmuz, 2018	$Na^+ > Ca^{+2} > K^+ > Mg^{+2}$	$Cl^- > HCO_3^- > SO_4^{2-}$	NaCl
	Ekim, 2018	$Na^+ > Ca^{+2} > K^+ > Mg^{+2}$	$Cl^- > HCO_3^- > SO_4^{2-}$	
	Ocak, 2019	$Na^+ > Ca^{+2} > K^+ > Mg^{+2}$	$Cl^- > HCO_3^- > SO_4^{2-}$	
	Şubat, 2019	$Na^+ > Ca^{+2} > K^+ > Mg^{+2}$	$Cl^- > HCO_3^- > SO_4^{2-}$	
	Nisan, 2019	$Na^+ > Ca^{+2} > K^+ > Mg^{+2}$	$Cl^- > HCO_3^- > SO_4^{2-}$	
	Temmuz, 2019	$Na^+ > Ca^{+2} > K^+ > Mg^{+2}$	$Cl^- > HCO_3^- > SO_4^{2-}$	
K2	Temmuz, 2018	$Na^+ > Ca^{+2} > K^+ > Mg^{+2}$	$Cl^- > HCO_3^- > SO_4^{2-}$	NaCl
	Ekim, 2018	$Na^+ > Ca^{+2} > K^+ > Mg^{+2}$	$Cl^- > HCO_3^- > SO_4^{2-}$	
	Ocak, 2019	$Na^+ > Ca^{+2} > K^+ > Mg^{+2}$	$Cl^- > HCO_3^- > SO_4^{2-}$	
	Şubat, 2019	$Na^+ > Ca^{+2} > K^+ > Mg^{+2}$	$Cl^- > HCO_3^- > SO_4^{2-}$	
	Nisan, 2019	$Na^+ > Ca^{+2} > K^+ > Mg^{+2}$	$Cl^- > HCO_3^- > SO_4^{2-}$	
	Temmuz, 2019	$Na^+ > Ca^{+2} > K^+ > Mg^{+2}$	$Cl^- > HCO_3^- > SO_4^{2-}$	
K3	Temmuz, 2018	$Na^+ > Ca^{+2} > K^+ > Mg^{+2}$	$Cl^- > HCO_3^- > SO_4^{2-}$	NaCl
	Ekim, 2018	$Na^+ > Ca^{+2} > K^+ > Mg^{+2}$	$Cl^- > HCO_3^- > SO_4^{2-}$	
	Ocak, 2019	$Na^+ > Ca^{+2} > K^+ > Mg^{+2}$	$Cl^- > HCO_3^- > SO_4^{2-}$	
	Şubat, 2019	$Na^+ > Ca^{+2} > K^+ > Mg^{+2}$	$Cl^- > HCO_3^- > SO_4^{2-}$	
	Nisan, 2019	$Na^+ > Ca^{+2} > K^+ > Mg^{+2}$	$Cl^- > HCO_3^- > SO_4^{2-}$	
	Temmuz, 2019	$Na^+ > Ca^{+2} > K^+ > Mg^{+2}$	$Cl^- > HCO_3^- > SO_4^{2-}$	

Tablo 4.8. Çalışma alanındaki soğuk su kaynaklarının iyon sıralaması (mg/l)

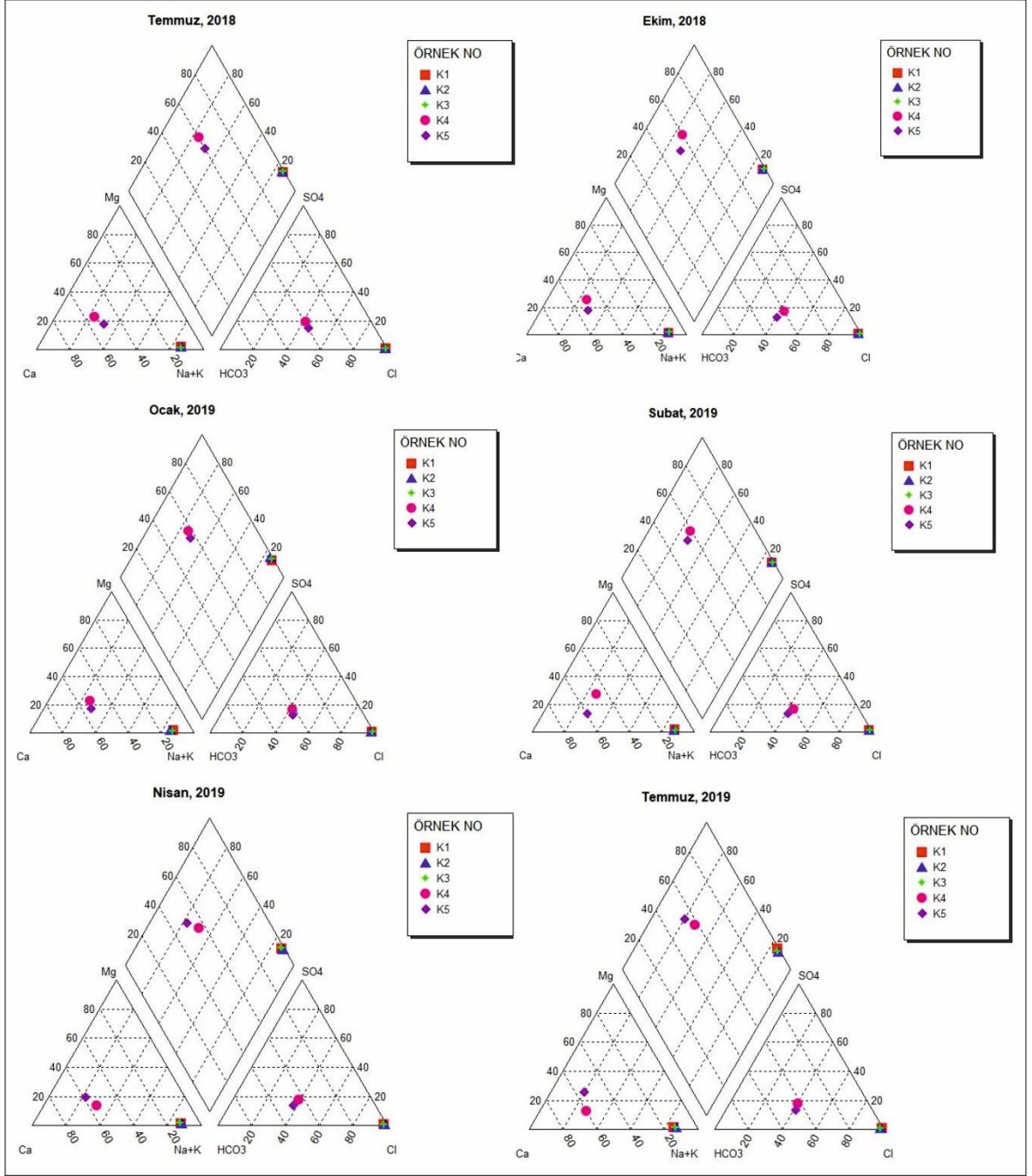
Örnek Adı	Tarih	Katyon Sıralaması	Anyon Sıralaması	Su Tipi
K4	Temmuz, 2018	Ca ⁺² > Na ⁺ > Mg ⁺² > K ⁺	HCO ₃ ⁻ > Cl ⁻ > SO ₄ ⁻²	CaHO ₃
	Ekim, 2018	Ca ⁺² > Na ⁺ > Mg ⁺² > K ⁺	HCO ₃ ⁻ > Cl ⁻ > SO ₄ ⁻²	
	Ocak, 2019	Ca ⁺² > Na ⁺ > Mg ⁺² > K ⁺	HCO ₃ ⁻ > Cl ⁻ > SO ₄ ⁻²	
	Şubat, 2019	Ca ⁺² > Na ⁺ > Mg ⁺² > K ⁺	HCO ₃ ⁻ > Cl ⁻ > SO ₄ ⁻²	
	Nisan, 2019	Ca ⁺² > Na ⁺ > Mg ⁺² > K ⁺	HCO ₃ ⁻ > Cl ⁻ > SO ₄ ⁻²	
	Temmuz, 2019	Ca ⁺² > Na ⁺ > Mg ⁺² > K ⁺	HCO ₃ ⁻ > Cl ⁻ > SO ₄ ⁻²	
K5	Temmuz, 2018	Ca ⁺² > Na ⁺ > Mg ⁺² > K ⁺	HCO ₃ ⁻ > Cl ⁻ > SO ₄ ⁻²	CaHO ₃
	Ekim, 2018	Ca ⁺² > Na ⁺ > Mg ⁺² > K ⁺	HCO ₃ ⁻ > Cl ⁻ > SO ₄ ⁻²	
	Ocak, 2019	Ca ⁺² > Na ⁺ > Mg ⁺² > K ⁺	HCO ₃ ⁻ > Cl ⁻ > SO ₄ ⁻²	
	Şubat, 2019	Ca ⁺² > Na ⁺ > Mg ⁺² > K ⁺	HCO ₃ ⁻ > Cl ⁻ > SO ₄ ⁻²	
	Nisan, 2019	Ca ⁺² > Na ⁺ > Mg ⁺² > K ⁺	HCO ₃ ⁻ > Cl ⁻ > SO ₄ ⁻²	
	Temmuz, 2019	Ca ⁺² > Na ⁺ > Mg ⁺² > K ⁺	HCO ₃ ⁻ > Cl ⁻ > SO ₄ ⁻²	

•Dairesel Diyagramlar ile Suların Sınıflandırılması: Dairesel diyagramlar ile jeolojik formasyonlar ve yeraltı suları arasındaki ilişkiler saptanabilmektedir. Bu diyagramlardaki, yayların genişliği, iyonların mek/l, oluşturulan dairenin yarıçapı ise toplam iyon miktarı ile orantılıdır (Şahinci, 1991). Çalışma alanındaki su kaynakları için hazırlanan dairese diyagramlar, Şekil 4.21’de verilmiş olup, sıcak su kaynaklarının NaCl iyonlarınca zengin olduğu görülmektedir. Soğuk su kaynaklarının katyon dizilimi, Ca⁺²> Na⁺> Mg⁺²> K⁺ şeklinde olup baskın katyon Ca’dur. Çalışma alanındaki soğuk sularda gözlenen anyonların sıralaması büyükten küçüğe doğru; HCO₃⁻> Cl⁻> SO₄⁻² şeklindedir. Anyonlarda baskın iyon HCO₃⁻’dir. Soğuk su kaynağı CaHCO₃’ça zengindir.



Şekil 4.21. Çalışma alanındaki suların dairese diyagramlarla gösterilmesi

●Piper Diyagramı ile Suların Sınıflandırılması: Piper (1944) diyagramı, suların genel anyon ve katyon içeriklerinden yararlanılarak su kaynaklarının dolaşım sistemleri boyunca meydana gelen hidrokimyasal evrim süreçleri, litoloji ve birbirleriyle ilişkileri hakkında bilgi vermektedir. Piper diyagramında, anyon ve katyonların yüzdeleri, mek/l cinsinden iki ayrı eşkenar üçgene işaretlenir, eşkenar üçgenlerin kesişim noktası, üçgenlerin üzerine çizilen eşkenar bir dörtgenin üzerine taşınarak, eşkenar üçgenler ve eşkenar dörtgenin kesiştiği nokta bulunarak suyun fasiyes tipi ve sınıfı belirlenmektedir. Çalışma alanından elde edilen analiz sonuçlarına göre hazırlanan Piper (1944) diyagramından görüldüğü üzere, çalışma alanındaki sıcak sular NaCl hidrojeokimyasal fasiyes tipinde, soğuk sular ise CaHCO₃ hidrojeokimyasal fasiyes tipindedir (Şekil 4.22). Sular, bünyelerinde çözdükleri mineraller açısından zenginleşmektedir. NaCl su tipi Na⁺ ve Cl⁻ açısından aşırı doygun bir su ise bu iyonları çökeltme eğilimi göstermektedir (Şahinci, 1991).



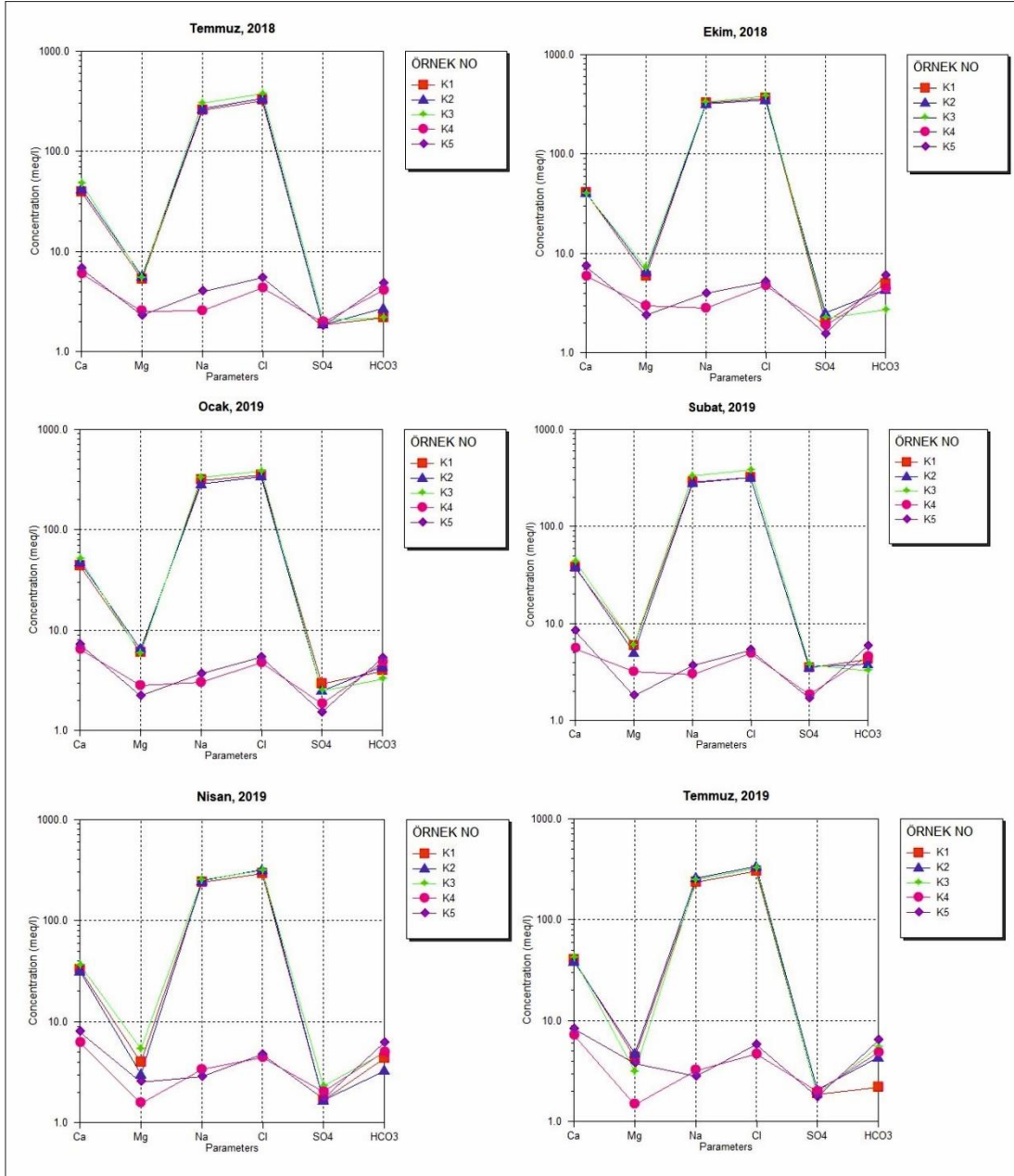
Şekil 4.22. Çalışma alanındaki sıcak ve soğuk su kaynaklarının dönemsel kimyasal analiz sonuçlarının Piper (1944) diyagramında gösterilmesi

●Schoeller Yarı Logaritmik Diyagramı ile Suların Sınıflandırılması: Schoeller (1955) sınıflamasında, düşey eksen; logaritmik, yatay eksen ise; aritmetik ölçekli olup, yatay eksen üzerine Ca^{+2} , Mg^{+2} , $(Na+K)$, SO_4^{-2} , Cl^- , ve HCO_3^- iyonlarının % mek/l değerleri, yerleştirilir ve her bir iyonun mek/l değerleri düşey eksenlere işaretlenerek diyagram oluşturulur. Diyagram üzerindeki çizgiler suların kimyasal özellikleri hakkında bilgi vermektedir (Şahinci, 1991). Schoeller diyagramında benzer kökene sahip olan, aynı

hazneye ve aynı beslenme alanına sahip sular benzer pikler vermektedir. Çalışma alanındaki sıcak ve soğuk suların kendi aralarında gösterdikleri paralellikten dolayı sıcak ve soğuk suların kendi aralarında benzer kökenli hazneye ve benzer beslenme alanına ait sular olduğu düşünülmektedir (Şekil 4.23). Çalışma alanındaki sıcak sular Schoeller'in (1955) sınıflamasındaki klorür sınıflamasına göre, "klorürce zengin sular" , soğuk sular, "olağan klorürlü sular", sıcak ve soğuk suların tamamı sülfat sınıflamasına göre, "olağan sülfatlı sular" bikarbonat miktarına göre, sıcak ve soğuk suların tamamı, "olağan karbonatlı sular" sınıflarında yer almaktadır (Tablo 4.9).

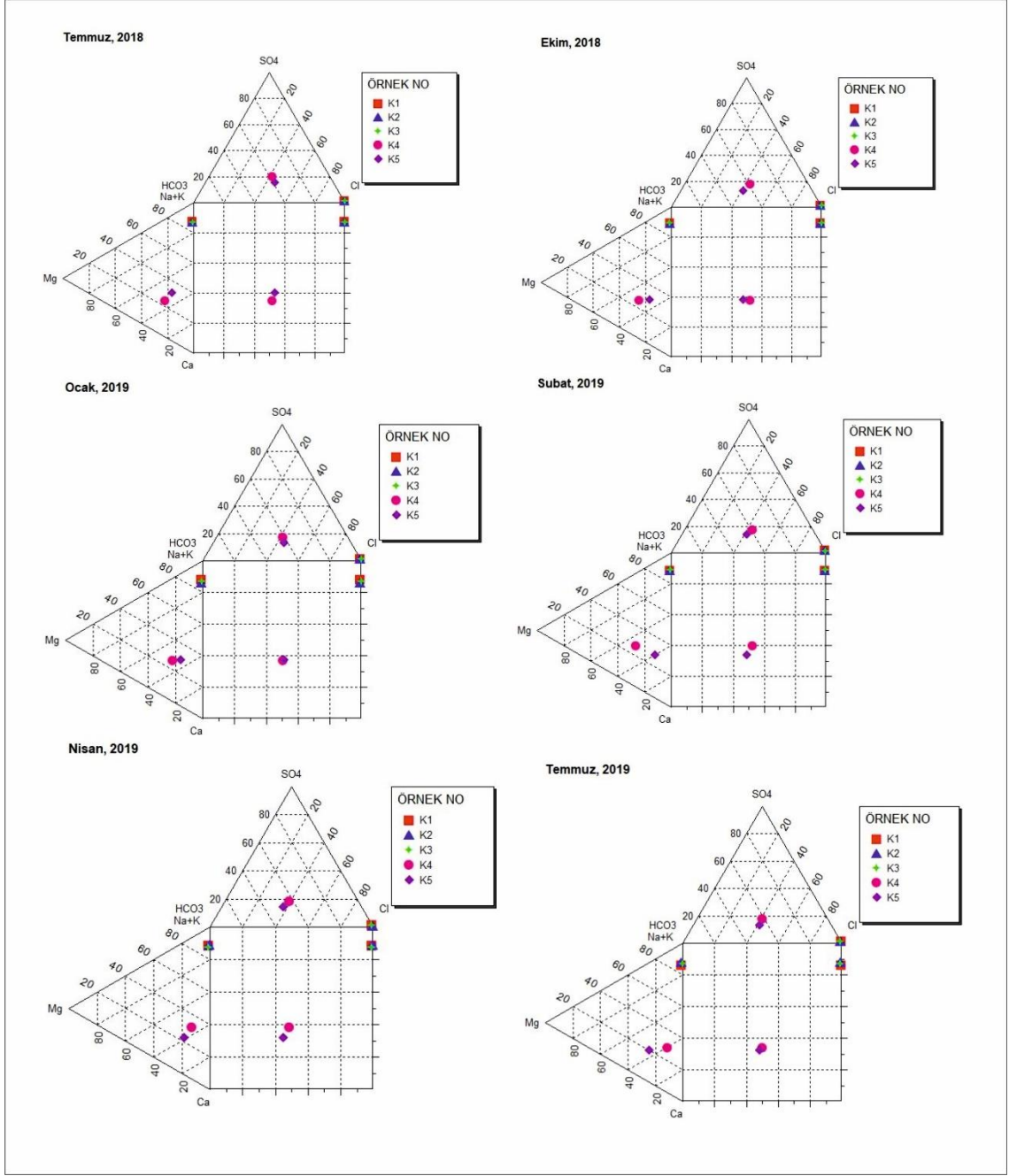
Tablo 4.9. Schoeller (1955)'e göre suların sınıflandırılması

Klorür Sınıflaması		Sülfat Sınıflaması		Karbonat-Bikarbonat Sınıflaması	
Su Sınıfı	Klorür miktarı (mek/l)	Su sınıfı	Sülfat miktarı (mek/l)	Su sınıfı	Karbonat-Bikarbonat miktarı (mek/l)
Hiperklorürlü Sular	>700	Hiposülfatlı Sular	>58	Hiperkarbonatlı Sular	>7
Klorotalastik Sular	420-700	Sülfatlı Sular	24-58	Olağan Karbonatlı Sular	2-7
Klorürce zengin sular	140-420	Oligosülfatlı Sular	6-24	Hipokarbonatlı Sular	<2
Orta klorürlü sular	40-140	Olağan Sülfatlı Sular	<6		
Oligoklorürlü sular	15-40				
Olağan klorürlü sular	<15				



Şekil 4.23. Çalışma alanındaki sıcak ve soğuk su kaynaklarının dönemsel kimyasal analiz sonuçlarının Schoeller (1955) diyagramında gösterilmesi

●Durov Diyagramı ile Suların Sınıflandırılması: Durov (1948) diyagramı, üçgen diyagramlar ile kare diyagramların birleştirilmesi sonucunda oluşmaktadır. Her bir üçgen anyon ve katyonlara ayrılmıştır. Katyonlar ve anyonların % meq/l değerleri işaretlenir. İşaretlenen noktalardan kare kenarlarına indirilen dikmeler karenin içerisinde bir noktada kesişmektedir. Karenin içerisi de suların özelliklerine göre bölünmüştür (Şahinci, 1991). Durov diyagramı da Piper diyagramı gibi yorumlanmaktadır (Tarcan, 2002). Çalışma alanındaki sıcak sular NaCl su tipinde ve benzer kökene sahiptir. Soğuk sular ise CaHCO₃ su tipinde ve benzer kökene sahiptir (Şekil 4.24).



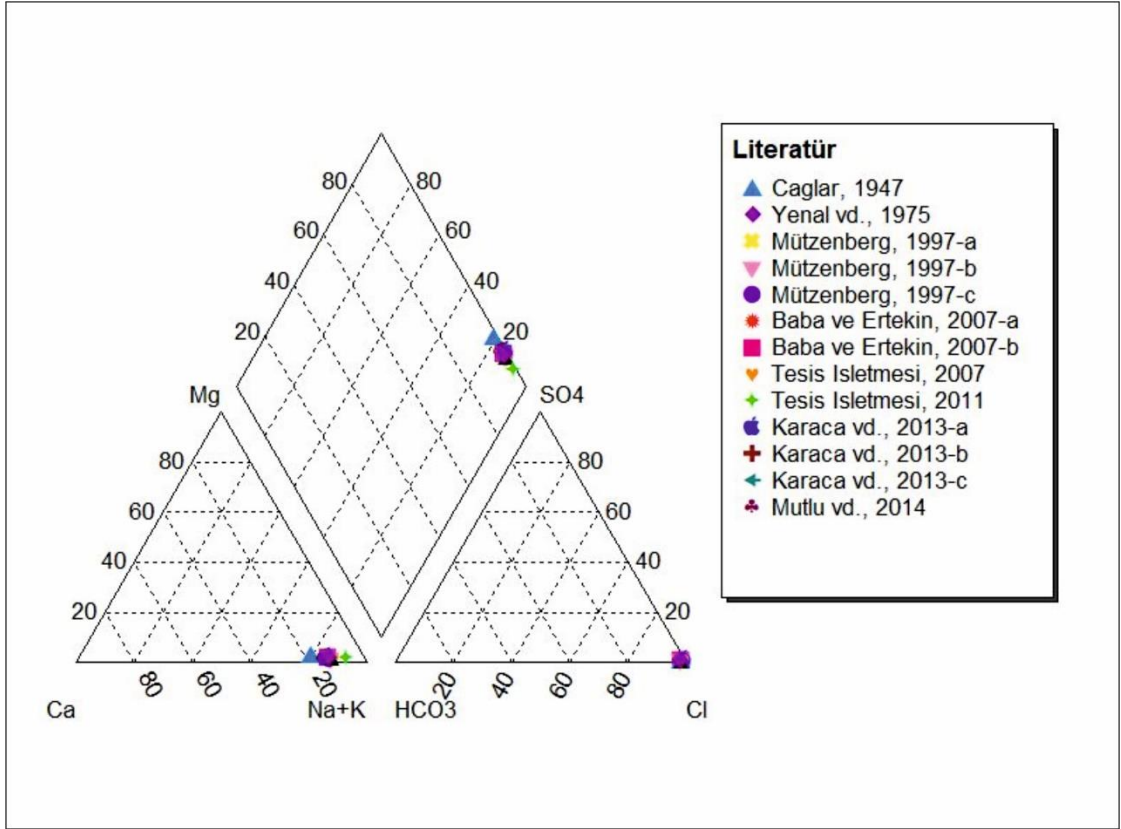
Şekil 4.24. Çalışma alanındaki sıcak ve soğuk su kaynaklarının dönemsel kimyasal analiz sonuçlarının Durov (1948) diyagramında gösterilmesi

●Önceki Çalışmaların Değerlendirilmesi: Çalışma alanında yer alan Kestanbol jeotermal alanındaki sıcak su kaynaklarının farklı araştırmacılar tarafından elde edilen analiz sonuçları, Tablo 4.10'da verilmiştir. Literatürdeki hidrokimyasal analiz sonuçları, bu tez çalışmasında yapılan hidrokimyasal analiz sonuçları ile genel olarak uyumlu olmakla beraber bazı analiz sonuçlarında farklılık gözlenmiştir. Araştırmacıların analizlerindeki farklılığın nedenleri arasında; dönemsel ve mevsimsel farklılıklar ve bölgedeki tektonik aktivite etkisi sayılabilmektedir. Kestanbol jeotermal alanındaki sıcak su kaynaklarından;

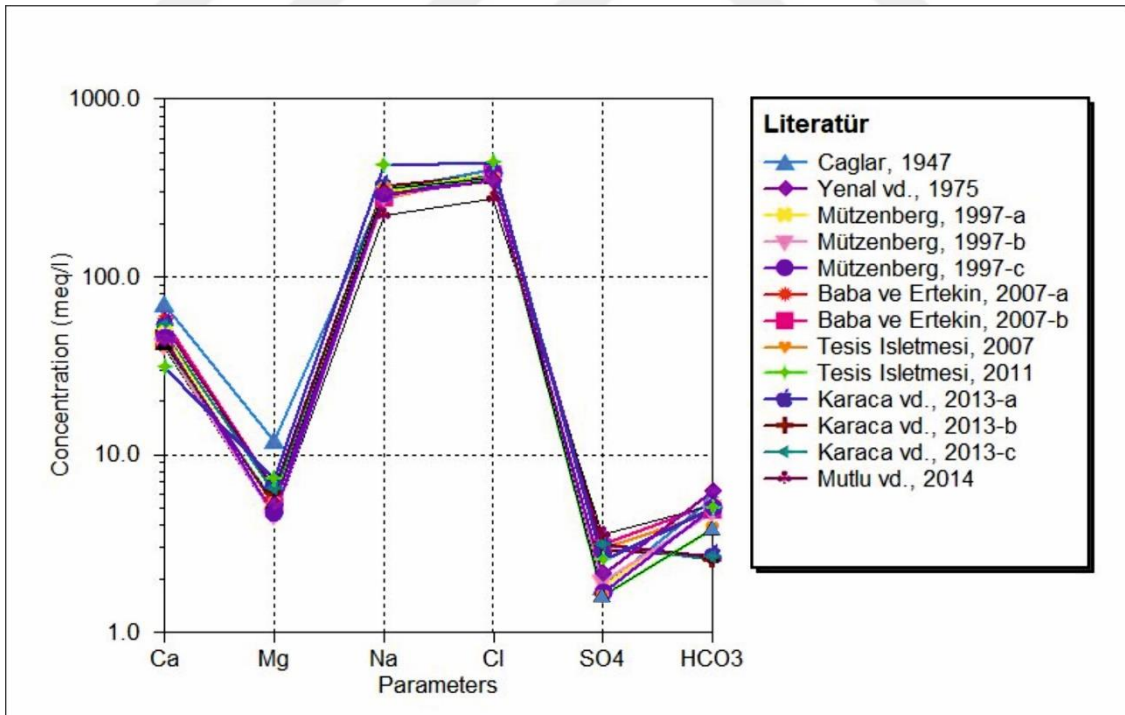
1947-2014 yılları arasında çeşitli araştırmacılar (Çağlar, 1947; Yenal ve diğerleri, 1975; Mützenberg, 1997; Baba ve Ertekin, 2007; Tesis İşletmesi, 2007, Tesis İşletmesi, 2011, Karaca ve diğerleri, 2013; Mutlu ve diğerleri, 2014) kimyasal analiz çalışması yapmıştır. Bütün araştırmacıların Piper (1944), Schoeller (1955) ve Durov (1948) diyagramlarına ait analiz sonuçları birbirleri ve bu çalışma için yapılan altı farklı döneme ait analiz sonuçları ile uyumludur (Şekil 4.25; 4.26; 4.27). Kestanbol jeotermal alanına ait sıcak sular NaCl su tipinde, benzer kökende ve benzer beslenme alanına sahip sulardır.

Tablo 4.10. Kestanbol jeotermal alanının sıcak su kaynağı için literatürdeki araştırmacıların elde ettiği analiz sonuçları

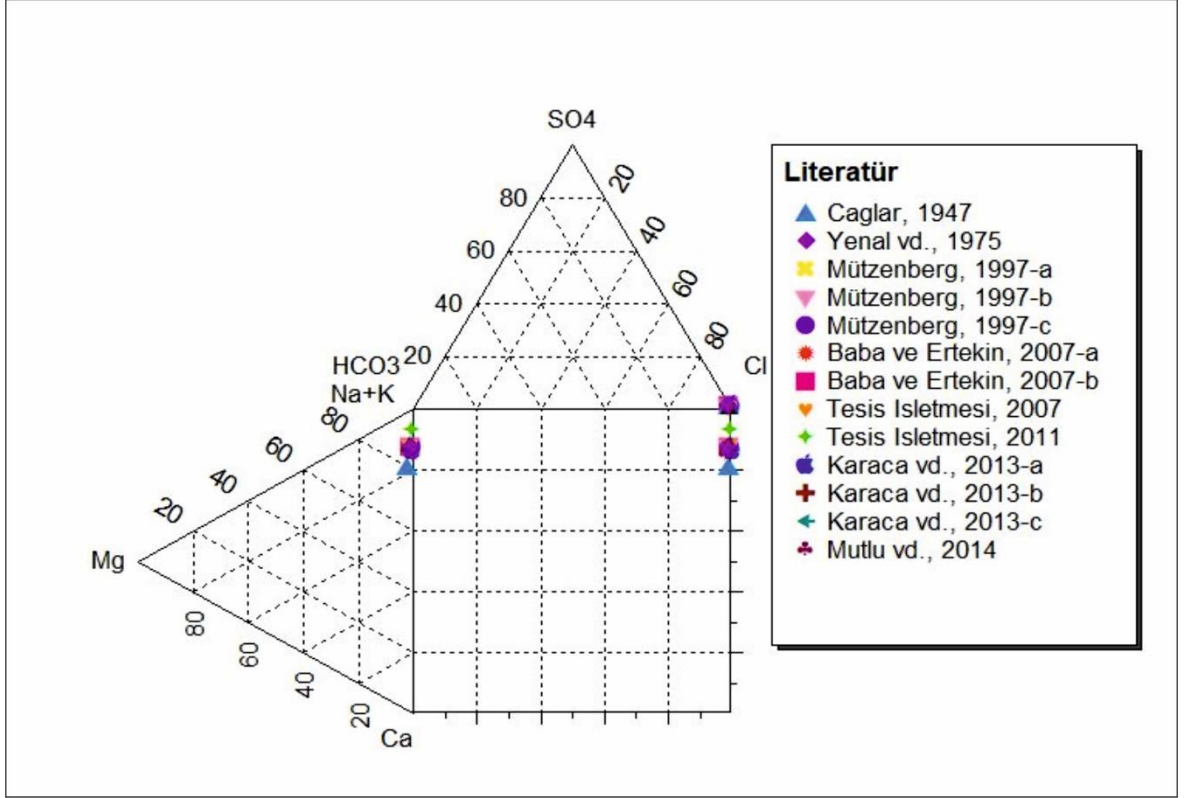
Referans	Örnek No	T	pH	EC	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺	Mg ⁺	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻
		°C	-	µS/cm	mg/l						
Çağlar, 1947 Yenal ve diğerleri, 1975	K1	73	6,2	-	7072	100	1389	144	14250	344	86
	K1	74	6,7		6713	461	880	62.6	12239	378	102
Mützenberg, 1997	K1	70,2	5,9	27550	6950	942	949	60	13476	308	86
	K2	76,2	6,2	24300	6570	835	823	55	12460	289	92
	K3	63,9	6,2	26250	6610	907	905	56	13338	305	80
Baba ve Ertekin, 2007	K1	68	6,2	3460	7316	825	1143	78	13321	320	150
	K4	66	6,4	3450	6342	735	858	62	13207	291	143
Tesis İşletmesi, 2007	K1	67	5,9	-	7214	712	847	65	12750	235	77
Tesis İşletmesi, 2011	K1	70,1	6,47	2870	9735	947	620	89	15437	305	122
Karaca ve diğerleri, 2013	K1	70,4	5,94	32200	7452	912	1063	79	13353	166	140
	K2	75,3	6,2	31700	6788	812	976	74	13285	156	150
	K3	69,2	5,88	35200	7276	917	1060	78	13157	163	150
Mutlu ve diğerleri, 2014	K1	69	6	-	5100	630	800	54	9700	317	170



Şekil 4.25. Kestanelbol jeotermal alanındaki sıcak suların Piper diyagramında gösterilmesi



Şekil 4.26. Kestanelbol jeotermal alanındaki sıcak suların, Schoeller diyagramında gösterilmesi



Şekil 4.27. Kestanbol jeotermal alanındaki sıcak suların Durov diyagramında gösterilmesi

4.2.7. Jeotermometre Uygulamaları

Jeotermometreler, yeraltında bulunan jeotermal akışkanın hazne sıcaklığının tahmin edilebilmesidir (Tarcan, 2002). Jeotermal akışkanlar, farklı sıcaklık ve basınca sahiptirler, rezervuarda kaldıkları sürede su-kayaç etkileşiminin sonucunda kimyasal bileşim özellikleri kazanırlar. Sıcak suların yüzeye çıkışları sırasında da temas ettikleri kayaçlarla etkileşimlerden açığa çıkan kimyasal değişimler, suların rezervuar sıcaklıklarının jeotermometre denklemlerinde kullanılarak hesaplanmasını sağlamaktadır (Doğdu, 2004). Sıcak suların akifer sıcaklıkları, verimleri ve kimyasal özelliklerinin belirlenmesi ekonomik açıdan çok önemlidir. Özellikle suların kullanım alanlarının belirlenebilmesi için yapılacak sondajlardan önce çeşitli jeotermometre uygulamaları ile rezervuardaki sıcaklıklarının tahmin edilmesi jeotermal araştırmalar için hem zaman hem de maliyet açısından avantaj sağlamaktadır (Tarcan, 2002).

Rezervuar sıcaklığının saptanmasında farklı yöntemlerden (silis jeotermometreleri, çözünürlüğe bağlı jeotermometreler, iyon değişimine bağlı jeotermometreler gibi) yararlanılmıştır (Tarcan, 2002). Jeotermometre uygulamalarında en çok kullanılan jeotermometre olan kimyasal jeotermometre değerlendirmeleri niteliksel (kalitatif) ve sayısal (kantitatif) olmak üzere iki bölüme ayrılmıştır (Şahinci, 1991).

Her jeotermometre kendi içerisinde bulunduğu hidrojeokimyasal fasiyes koşullarını yansıtmaktadır. Örneğin; kalitatif kimyasal jeotermometre değerlendirmesi, jeotermal alanlarda izlenen hidrotermal alterasyonla meydana gelen kil minerallerinin incelenmesini, sığ ve derin kuyularda ölçülen sıcaklıklardan yararlanarak rezervuar sıcaklığının tespit edilmesini sağlamaktadır. Kantitatif kimyasal jeotermometreler; çözünürlüğe, iyon değişimine ve iyon etkinliği özelliklerine göre kullanılmaktadır. Bu çalışmada; silis jeotermometresi ve katyon jeotermometreleri ile Kestanol jeotermal alanındaki jeotermal akışkanın rezervuar sıcaklıkları hesaplanmıştır.

●Silis Jeotermometresi: Kuvarsın çözünürlüğüne bağlı olan jeotermometreler, akifer (rezervuar) sıcaklığının belirlenmesinde çoğunlukla kullanılmaktadır. Bu jeotermometreler, 150 - 225 °C sıcaklıklarına sahip sularda iyi sonuç vermektedirler. Daha yüksek sıcaklıklarda ise akiferden yüzeye doğru hareket eden sıcak jeotermal akışkanda hızlı silis çökeli mi gözlenmektedir. Bu yüzden sıcaklığı 225 °C'nin üzerinde olan rezervuar kayalardan gelen jeotermal akışkanlarda gerçek sıcaklığı yansıtmamaktadır. Silis jeotermometreleri, kimyasal tepkimeyi etkileyen akifer sıcaklığına ya da sıcak suyun yükselirken soğuması prensibine dayanılarak hazırlanmaktadır. Silisyumun sıcaklığının çözünürlükle artmasından yola çıkılarak çeşitli sıcaklıklar için farklı jeotermometre eşitlikleri oluşturulmuştur (Tarcan, 2002). Silis, 250 °C üzerinde hızlı bir şekilde çözünüp çökelmektedir. Bu yüzden silis jeotermometresinin geçerliliği 250 °C'ye kadardır (Nicholson, 1993). Bu çalışmada, silis jeotermometre eşitliklerinde Mützenberg (1997); tarafından yapılan SiO₂ derişimleri kullanılmıştır. Jeotermometre eşitlikleri Tablo 4.11'e göre hesaplanmıştır. Silis jeotermometre bağıntıları, hazne kaya sıcaklığına veya suyun soğumasına bağlı olarak hesaplanmıştır. pH 9,5 üzerinde olduğunda silis çözünürlüğü etkin olmasına rağmen iyonlaşmanın silis çözünürlüğüne herhangi bir etkisi yoktur (Şahinci, 1991). Kestanol jeotermal alanındaki suların pH değerleri <9,5 olduğundan silis jeotermometrelerinin kullanımı uygundur. Jeotermal akiferi temsil eden Kestanol jeotermal alanındaki sıcak su kaynakları için hesaplanan rezervuar kaya sıcaklıkları Tablo 4.12'de sunulmuştur.

Tablo 4.11. Silis jeotermometre eşitlikleri (SiO₂ derişimleri mg/l cinsinden)

No	Jeotermometre	Jeotermometre Eşitlikleri	Sıcaklık (°C)	Referans
1	Kuvars	$t^{\circ}\text{C} = -42,2 + 0,28832 \text{ SiO}_2 - 3,6686 \times 10^{-4} \text{ SiO}_2^2 + 3,1665 \times 10^{-7}$	25-900	Fournier ve Potter (1982)
2	(buhar kaybı yok)	$t^{\circ}\text{C} = (1309 / (5,19 - \log \text{SiO}_2)) - 273,15$	25-250	Fournier (1977)
3	Kuvars (buhar kaybı)	$t^{\circ}\text{C} = (1522 / (5,75 - \log \text{SiO}_2)) - 273,15$	25-250	Fournier (1977)
4	Kuvars	$t^{\circ}\text{C} = -55,3 + 0,36559 \text{ SiO}_2 - 5,3954 \times 10^{-4} \text{ SiO}_2^2 + 5,5132 \times 10^{-7}$	0-353	D'Amore ve Arnórsson (2000)
5	Kalsedon (buhar kaybı yok)	$t^{\circ}\text{C} = (1032 / (4,69 - \log \text{SiO}_2)) - 273,15$	0-250	Fournier (1977)
6	Kalsedon (buhar kaybı yok)	$t^{\circ}\text{C} = (1112 / (4,91 - \log \text{SiO}_2)) - 273,15$	25-180	Arnórsson ve diğerleri (1983)
7	α -kristobalit	$t^{\circ}\text{C} = (1000 / (4,78 - \log \text{SiO}_2)) - 273,15$		Fournier (1977)
8	β -kristobalit	$t^{\circ}\text{C} = (781 / (4,51 - \log \text{SiO}_2)) - 273,15$	25-250	Fournier (1991)
9	Amorf silis	$t^{\circ}\text{C} = (731 / (4,52 - \log \text{SiO}_2)) - 273,15$	25-250	Fournier (1977)
10	Amorf silis	$t^{\circ}\text{C} = -121,6 + 0,2694 \text{ SiO}_2 - 1,8101 \times 10^{-4} \text{ SiO}_2^2 + 7,5221 \times 10^{-7}$	0-350	D'Amore ve Arnórsson (2000)

Tablo 4.12. Çalışma alanındaki sıcak su kaynakları için silis jeotermometreleri ile hesaplanan rezervuar sıcaklıkları (°C)

Araştırmacı	Örnek	Rezervuar Sıcaklıkları (°C)										
		SiO ₂ (mg/l)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Mützenberg, 1997	K1	139,3	157	157	149	146	132	129	106	*	*	*
		115,7	146	146	140	134	120	117	95	*	*	*
	K2	124,3	150	150	143	139	124	122	99	*	*	*
		109,3	142	142	137	131	116	114	92	*	*	*
	K3	132,9	154	154	147	143	129	126	103	*	*	*
		108,3	142	142	136	130	115	114	91	*	*	*

*: Jeotermometre değeri, ölçülen yüzey sıcaklığı kadar veya yüzey sıcaklığından daha düşük çıktığı için kullanılmamıştır.

Klorürce fakir, asitli sular 100 °C civarında kayalardaki silikatları bozundurarak amorf silisçe çok zenginleşmektedir (Tarcan, 2002). β -kristobalit ve amorf silise dayalı jeotermometre eşitliklerindeki silis formu, suyun içerisinde diğer formlara göre çok daha fazla çözünmektedir. Bu nedenle bu iki jeotermometre eşitliğinden elde edilen sıcaklık

değerleri, kuvars, kalsedon ve α -kristobalit jeotermometreleri ile kaynak çıkış sıcaklığından düşük olarak hesaplanmıştır.

β -kristobalit ve amorf silise dayalı jeotermometre eşitlikleri ile elde edilen rezervuar sıcaklıkları, bu formların su içerisindeki sıcaklığa bağlı çözünürlüğünün, diğer jeotermometre eşitliklerinde kullanılan formlardaki çözünürlüğe göre daha yüksek olmasından dolayı yüzey sıcaklığından düşük olarak hesaplanmıştır. Kestanbol jeotermal alanındaki sıcak sulardaki silis derişimleri, 108,3 ile 139,3 mg/l arasındadır.

Kuvarsa dayalı 1, 2, 3 ve 4 no'lu jeotermometre eşitlikleri ile elde edilen rezervuar sıcaklıkları, K1, K2 ve K3 kaynakları için; 130 - 157 °C, kalsedon formuna dayalı jeotermometre eşitlikleri (5 ve 6 no'lu eşitlikler) ile 114 - 132 °C aralığında, α -kristobalit formuna dayalı jeotermometre eşitliği (7 no'lu eşitlik) ile, 91-106 °C arasında, rezervuar sıcaklıkları elde edilmiştir. Sıcaklığı 180 °C'den daha düşük olan jeotermal sistemlerde kalsedon jeotermometresi, 180 °C'den fazla olan jeotermal sistemlerde ise kuvars jeotermometresinin kullanılması daha uygundur (D'Amore ve Arnórsson, 2000). Çalışma alanında kalsedon jeotermometreleri ile hesaplanan rezervuar sıcaklıklarında gerçeğe daha yakın sonuçlar elde edilmiştir.

Na/K konsantrasyonları ve oranları genellikle alkali feldispatlar (Na-feldispat-albit, K-feldspat-adularya gibi) ile Na/K iyonlarının denge sıcaklığına bağlı olarak iyonların değişimi (Örneğin; $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + \text{K}^+ \leftrightarrow \text{KAlSi}_3\text{O}_8 + \text{Na}^+$) sonucunda hazırlanan jeotermometre eşitliğidir (Eroğlu ve Aksoy, 2003).

●Na/K Jeotermometresi: Na/K oranı karışım veya buharlaşma etkisinden daha az etkilenmektedir. Bu nedenle, Na/K jeotermometreleri silika jeotermometrelerine göre daha kullanışlıdır. Ancak <120 °C'den düşük sıcaklıklarda Na/K oranları, sadece feldspatlar tarafından değil başka mineraller tarafından (örneğin killer tarafından) da değiştirilebileceğinden bu sıcaklıklarda kullanılmaları hatalı sonuçlar verebilmektedir (Eroğlu ve Aksoy, 2003). Kestanbol jeotermal alanındaki sıcaklık değerleri <120 °C'den daha düşük olduğu için, silika jeotermometrelerinin kullanımı bu çalışma için uygundur. Na/K jeotermometre değerleri, jeotermal kaynaklarda, baz değişiminin feldspatlar yerine kil mineralleri ile kontrol edildiği sedimanter havzalarda güvenilir sonuçlar verebilmektedir (Karakuş, 2004). Bu çalışmada kullanılan deneysel jeotermometre eşitlikleri, Tablo 4.13'de gösterilmiştir. Katyon jeotermometrelerinin eşitliklerinden yararlanılarak hesaplanan rezervuar sıcaklıkları Tablo 4.14'de verilmiştir.

Tablo 4.13. Katyon jeotermometre eşitlikleri (derişimler mg/l cinsinden)

No	Jeotermometre	Jeotermometre Eşitliği	Sıcaklık (°C)	Referans
1	Na – K	$t^{\circ}\text{C} = (856 / (0,857 + \log(\text{Na}/\text{K}))) - 273,15$	100-275	Truesdell (1976)
2	Na – K	$t^{\circ}\text{C} = (833 / (0,780 + \log(\text{Na}/\text{K}))) - 273,15$		Tonani (1980)
3	Na – K	$t^{\circ}\text{C} = (933 / (0,993 + \log(\text{Na}/\text{K}))) - 273,15$	25-250	Arnórsson ve diğerleri (1983)
4	Na – K	$t^{\circ}\text{C} = (1319 / (1,699 + \log(\text{Na}/\text{K}))) - 273,15$	250-350	Arnórsson ve diğerleri (1983)
5	Na – K	$t^{\circ}\text{C} = (1217 / (1,483 + \log(\text{Na}/\text{K}))) - 273,15$		Fournier (1979)
6	Na – K	$t^{\circ}\text{C} = (1178 / (1,470 + \log(\text{Na}/\text{K}))) - 273,15$		Nieva ve Nieva (1987)
7	Na – K	$t^{\circ}\text{C} = (1390 / (1,750 + \log(\text{Na}/\text{K}))) - 273,15$		Giggenbach (1988)
8	Na - K ^a	$t^{\circ}\text{C} = 733,6 - 770,551Y + 378,189Y^2$	0-350	D'Amore ve Arnórsson (2000)
9	K – Mg ^b	$t^{\circ}\text{C} = (2330 / (7,35 - \log(\text{K}^2/\text{Mg}))) - 273,15$		Fournier (1991)
10	K – Mg ^c	$t^{\circ}\text{C} = (1077 / (4,033 + \log(\text{K}^2/\text{Mg}))) - 273,15$		Fournier (1991)
11	K – Mg	$t^{\circ}\text{C} = (4410 / (14 - \log(\text{K}^2/\text{Mg}))) - 273,15$		Giggenbach (1988)
12	K – Ca	$t^{\circ}\text{C} = (1930 / (3,861 - \log(\text{K}/\sqrt{\text{Ca}}))) - 273,15$		Tonani (1980)
13	Na - K - Ca ^d	$t^{\circ}\text{C} = (1647 / (\log(\text{Na}/\text{K}) + \beta[\log(\sqrt{\text{Ca}}/\text{Na})$		Fournier ve Truesdell (1973)
14	Li-Mg	$t^{\circ}\text{C} = (2200 / (5,47 - \log(\text{Li}/\text{Mg}0.5))) - 273,15$		Khara ve Mariner (1989)
15	Na-Li	$t^{\circ}\text{C} = (1590 / (0,779 + \log(\text{Na}/\text{Li}))) - 273,15$		Khataka ve diğerleri (1982)

^aY = $\log([\text{Na}]/[\text{K}])$; ^b $\log(\text{K}^2/\text{Mg}) > 1,25$; ^c $\log(\text{K}^2/\text{Mg}) < 1,25$; ^d $t^{\circ}\text{C} > 100^{\circ}\text{C}$ ise $\beta = 1/3$, $t^{\circ}\text{C} < 100^{\circ}\text{C}$ ise $\beta = 4/3$, $t^{\circ}\text{C} < 100^{\circ}\text{C}$ ve $[\log(\sqrt{\text{Ca}}/\text{Na}) + 2,06] < 0$ ise $\beta = 1/3$

Na/K oranına dayalı 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 ve 8 no'lu jeotermometre eşitlikleri ile elde edilen rezervuar sıcaklıkları, K1, K2 ve K3 kaynakları için sırasıyla; 173 - 257 °C aralığında, 168 - 261 °C aralığında, 182 - 288 °C aralığında değişim göstermektedir (Tablo 4.14).

K-Mg jeotermometreleri Mg⁺² iyon değişimi düşük sıcaklıklarda daha hızlı tepkime vermektedir. Bu nedenle, K-Mg jeotermometreleri sıcak suyun yüzeye ulaşmasından hemen önce meydana gelen su-kayaç tepkimesinden etkilenmektedir. Genel olarak gösterdikleri sıcaklık değeri, kaynaklardaki çıkış sıcaklığıdır (Eroğlu ve Aksoy, 2003). 4 ve 10 no'lu jeotermometre eşitlikleri geçerli sıcaklık aralığında olmadığından Tablo 4.14'de sunulmamıştır. K/Mg oranına dayalı 9 ve 11 no'lu jeotermometre eşitlikleri ile elde edilen rezervuar sıcaklıkları, K1, K2 ve K3 kaynakları için sırasıyla; 154 - 425 °C aralığında, 156 - 440 °C aralığında ve 154 - 536 °C aralığında değişim göstermektedir (Tablo 4.14). 9 no'lu rezervuar sıcaklıkları gerçek değerlerden oldukça yüksek çıkmıştır.

K- $\sqrt{\text{Ca}}$ jeotermometreleri, sıcak suyun yükselmesi esnasında basıncın düşmesine ve CaCO₃'ların çökmesine neden olmaktadır (Tonani, 1980). K- $\sqrt{\text{Ca}}$ oranına dayalı 12 no'lu

jeotermometre eşitliği ile elde edilen rezervuar sıcaklıkları, K1 için, 472 - 538 °C aralığında, K2 için, 472 - 537 °C aralığında, K3 için, 483 - 567 °C aralığında hesaplanmıştır (Tablo 4.14). 12 no'lu rezervuar sıcaklıkları gerçek değerlerin üstünde değerler vermiştir. Bu rezervuar sıcaklıkları dikkate alınmamıştır.

Fournier ve Truesdell (1973) tarafından Na-K-Ca jeotermometre bağıntısı ortaya konmuştur. 13 no'lu eşitliğe göre, $\log(\sqrt{Ca/Na})$ değeri (-) çıkarsa $\beta=1/3$ alınır. Bu değer (+) çıkarsa $\beta=4/3$ olarak eşitliğe konur. $\beta=4/3$ olarak hesaplanan rezervuar sıcaklığı 100 °C den fazla ise $\beta=1/3$ alınarak rezervuar sıcaklığı yeniden hesaplanmaktadır (Tarcan, 2002). Çalışma alanındaki su kaynaklarındaki $\log(\sqrt{Ca/Na})$ değeri (-) bulunduğundan $\beta=1/3$ alınarak hesaplanmıştır. 13 no'lu jeotermometre eşitliğine göre; K1 için, 190 - 230 °C K2 için, 185 - 235 °C, K3 için, 197 - 266 °C rezervuar sıcaklık değerleri bulunmuştur.

Kharaka ve Mariner (1989) tarafından Li/Mg oranına dayanan bir jeotermometre geliştirilmiştir. Li/Mg jeotermometreleri 50 - 300°C arasındaki sıcaklıklar için uygundur. Düşük ve orta sıcaklıklı, akışkan ile rezervuar kayaç arasındaki mineral dengesinin kurulmadığı sistemler için elverişlidir (Nicholson, 1993). 14 ve 15 no'lu eşitliklerde Şanlıyüksel Yücel ve diğerleri (2013) tarafından belirlenen Li değerleri kullanılmıştır. Bunlar, K1, K2 ve K3 için sırasıyla; 11,459 mg/l, 12,467 mg/l ve 12,365 mg/l'dir. Li/Mg jeotermometresine göre elde edilen rezervuar akışkan sıcaklıkları K1 için, 139 - 146 °C, K2 için 140 - 153 °C, K3 için, 138 - 153 °C arasındadır.

Na/Li jeotermometreleri, kil ve zeolit mineralleri arasındaki katyon değişiminden yararlanılarak hazırlanan jeotermometre eşitliğidir (Kharaka ve diğerleri, 1982). Çalışma alanındaki Na/Li jeotermometre sıcaklıkları 15 no'lu jeotermometre eşitliğinden; K1 için, 169 - 188 °C, K2 için, 175- 189 °C ve K3 için, 173 - 189 °C değerindedir.

Tablo 4.14. Çalışma alanındaki sıcak su kaynakları için katyon jeotermometreleri ile hesaplanan rezervuar sıcaklıkları (°C)

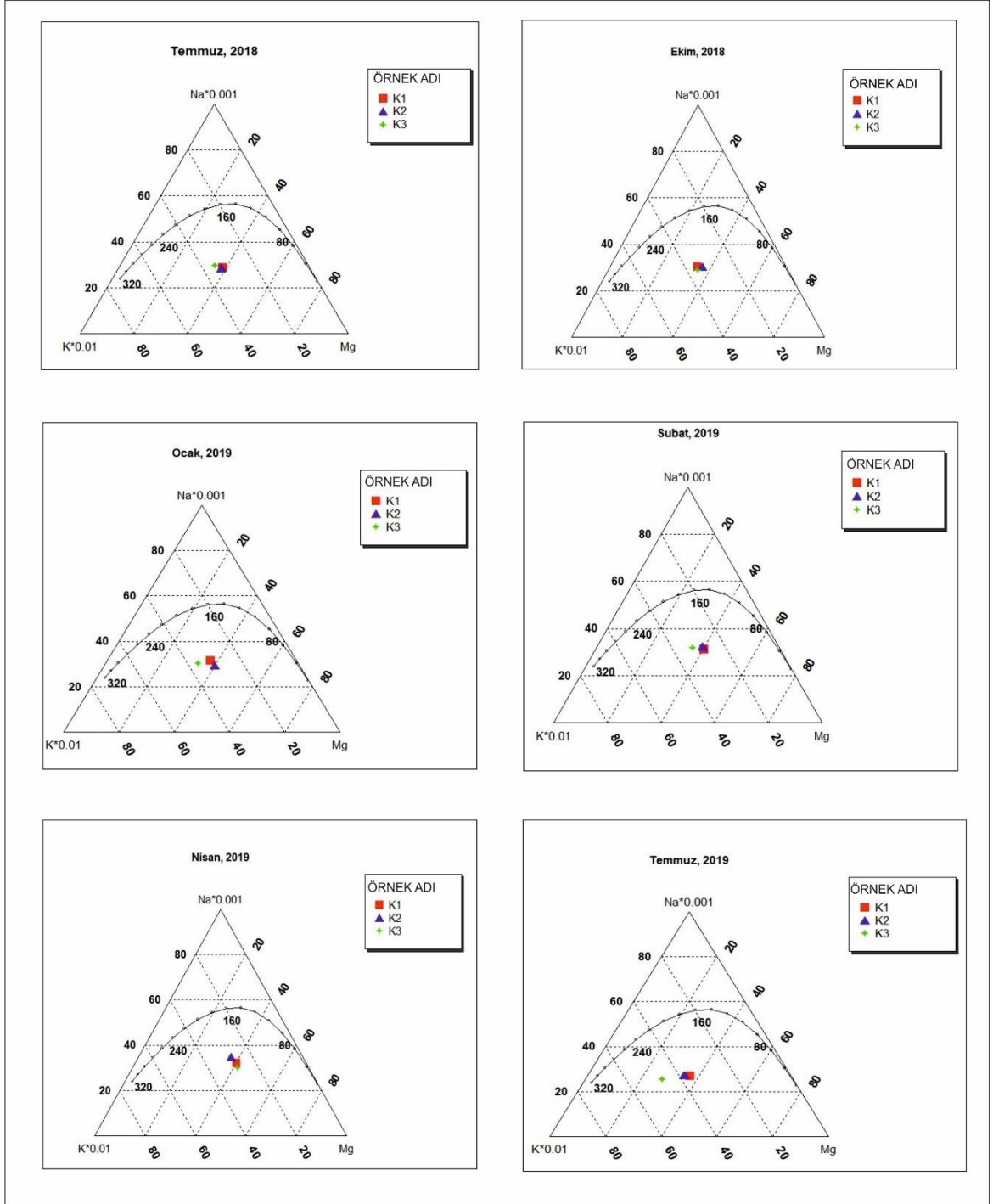
Tarih	Rezervuar Sıcaklıkları (°C)															
	Örnek Adı	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Temmuz, 2018	K1	202	209	208	*	228	214	242	213	392	*	161	504	222	141	182
Ekim, 2018		204	212	210	*	230	216	244	215	425	*	168	538	228	139	169
Ocak, 2019		187	194	195	*	217	203	232	201	390	*	161	504	216	139	172
Şubat, 2019		178	185	186	*	209	196	225	194	364	*	155	492	211	139	177
Nisan, 2019		173	180	181	*	205	193	222	190	361	*	154	472	206	146	187
Temmuz, 2019	K2	222	231	227	*	244	230	257	230	420	*	167	513	231	144	188
Temmuz, 2018		206	214	212	*	231	218	245	216	398	*	162	509	224	142	185
Ekim, 2018		198	205	204	*	225	211	239	210	403	*	164	527	224	140	175
Ocak, 2019		193	200	200	*	221	208	236	205	378	*	158	494	217	140	181
Şubat, 2019		174	180	182	*	206	193	222	190	367	*	156	482	207	145	182
Nisan, 2019	K3	168	174	176	*	201	188	218	185	379	*	158	472	204	153	189
Temmuz, 2019		228	238	233	*	248	235	261	235	440	*	172	537	237	145	187
Temmuz, 2018		206	214	212	*	231	218	246	216	420	*	167	517	225	143	178
Ekim, 2018		212	221	218	*	236	222	250	222	423	*	168	552	233	138	173
Ocak, 2019		209	218	215	*	234	220	248	219	438	*	171	529	228	142	173
Şubat, 2019	191	198	198	*	220	206	235	204	406	*	164	518	220	141	173	
Nisan, 2019	K3	182	189	190	*	213	200	228	197	360	*	154	483	211	143	188
Temmuz, 2019		267	279	*	270	277	263	288	266	536	*	190	567	255	153	189

*: Jeotermometre değeri, ölçülen yüzey sıcaklığı kadar veya yüzey sıcaklığından daha düşük çıktığı için kullanılmamıştır.

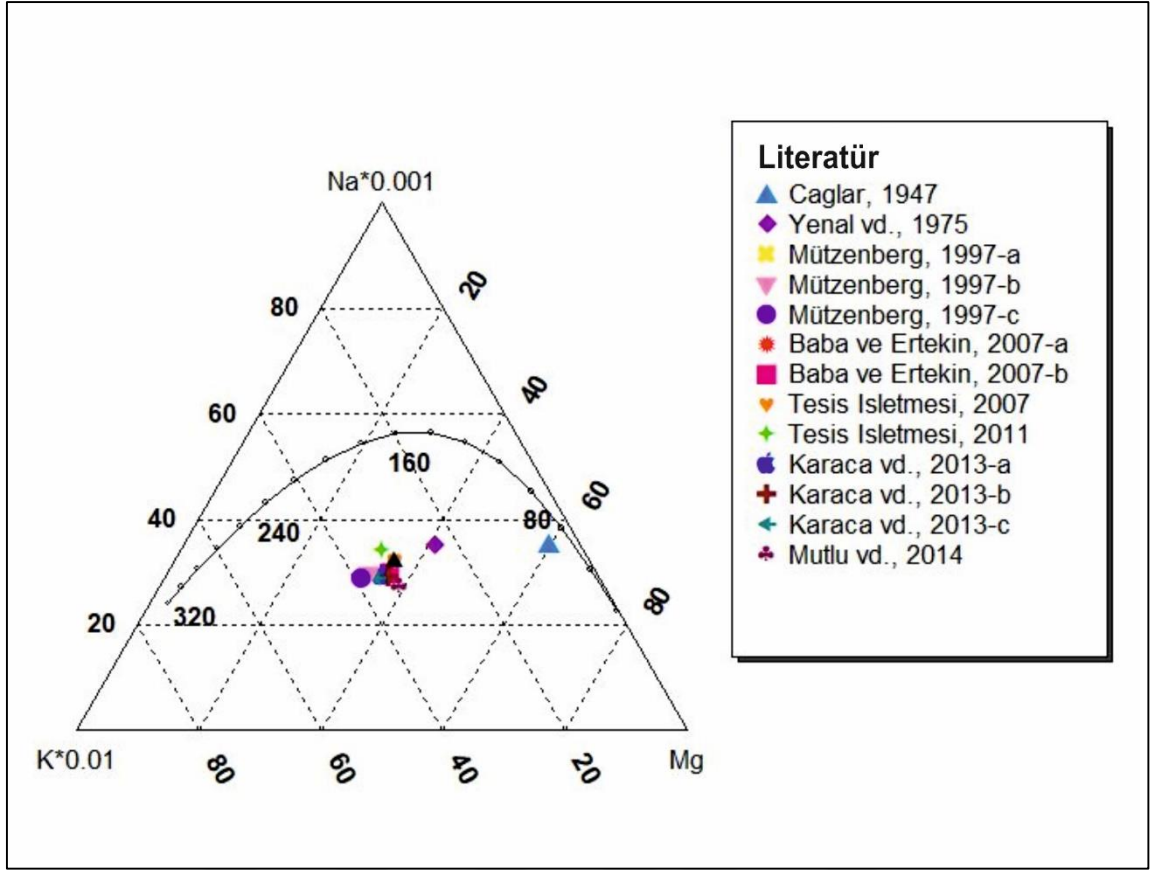
Giggenbach (1988) tarafından sıcak suların rezervuar sıcaklıklarının saptanması ve suların temas durumunda olduğu kayaçlarla olan denge durumlarının belirlenmesi için Na-K-Mg diyagramı oluşturulmuştur. Na-K-Mg jeotermometresi, iki jeotermometrenin $Na/1000-K/100-K-\sqrt{Mg}$ üçgen diyagramının çözümünü vermektedir. Suların kökeninin bulunmasında, dengeye ulaşmış ve ulaşmadıklarının kontrolünde ve katyon jeotermometre değerlerinin uygunluğunun kontrolünde kullanılmaktadır (Eroğlu ve Aksoy, 2003). Giggenbach (1988), diyagramındaki sular “olgunlaşmamış sular”, “kısmen olgunlaşmış

sular” ve “ham sular” olmak üzere üç bölgeye ayrılmaktadır. Na-K-Mg üçgen diyagramında; ham sular bölgesine düşen suların, katyon jeotermometre sonuçlarının doğruluğundan şüphe edilmelidir (Giggenbach, 1988). Giggenbach (1988), üçlü diyagramı, olgunlaşmamış sulardan gelen hidrotermal minerallerle dengede olan veya karışım sularından etkilenen kısmen olgunlaşmış suları ayırt etmek için kullanılmaktadır (Baba ve Ertekin, 2007). Çalışma alanındaki sıcak sular; “kısmen olgunlaşmış sular” sınıfında yer almaktadır (Şekil 4.28). Giggenbach (1988), üçgen diyagramıyla tahmin edilen rezervuar sıcaklığı değeri ~ 180 ° C ile ~ 200 ° C arasındadır. Bu değer; Na-K jeotermometrelerinin, sonuçlarının 200 ° C üzerinde değer veren eşitliklerinin kabul edilemeyeceğini göstermektedir. Çalışma alanındaki sıcak sularda farklı araştırmacıların, farklı yıllarda yaptığı analiz çalışmaları Giggenbach (1988) diyagramında sunulmuştur (Şekil 4.29).

Çağlar (1947) ve Yenal ve diğerleri (1975) tarafından yapılan analiz sonuçlarının sıcaklık değerleri diğer araştırmacılara ve bu çalışmanın sonuçlarına göre daha düşük sıcaklık göstermekle birlikte, sıcak sular “kısmen olgunlaşmış sular” sınıfında yer almaktadır.



Şekil 4.28. Çalışma alanındaki sıcak suların Giggenbach (1988) diyagramında gösterilmesi



Şekil 4.29. Çalışma alanındaki sıcak suların farklı araştırmacılar tarafından yapılan kimyasal analiz sonuçlarının Giggenbach (1988) diyagramında gösterilmesi

4.2.8. İzotop Hidrolojisi

Su kaynaklarının kullanımları açısından meydana gelen global ölçekteki sorunlar ve antropojenik etkenlerle oluşan sorunlar, sadece su kaynaklarının geliştirilmesi ile çözüme ulaşması mümkün olan sorunlardır. Günümüzde su kaynaklarının geliştirilerek daha verimli hale getirilebilmesi, klasik etüdlerin dışındaki ileri tekniklerin kullanılması ile mümkündür. Suyun daha verimli ve sürdürülebilir bir biçimde kullanılmasını amaçlayan çalışmalarda “İzotop Hidrolojisi” yaygın bir şekilde kullanılan yöntemdir (Çifter ve Sayın, 2002). Bir elementin atom numarası aynı, kütle numarası farklı olan ya da proton sayılarının aynı, nötron sayılarının farklı olduğu atomlarına “izotop” adı verilmektedir (Hoefs, 1997). Türkiye’de Devlet Su İşleri Genel Müdürlüğü Teknik Araştırma ve Kalite Kontrol Dairesi Başkanlığı’nda İzotop Laboratuvarı Şube Müdürlüğü kapsamında izotop laboratuvarı kurulmuş ve izotop analizleri yapılmaya başlanmıştır. İzotopların hidrolojide kullanımı, izotopun özelliklerindeki hidrolojik süreci temsil eden konumsal ve zamansal değişimlere bağlı olarak yaşanan sürecin içerisinde meydana gelen değişimlerin ortaya konmasıyla açıklanabilmektedir (Tezcan, 2002). İzotop hidrolojisi, radyoaktif izotop hidrolojisi ile

çevresel izotop hidrolojisi olmak üzere iki gruba ayrılmaktadır. Radyoaktif izotop hidrolojisi; radyoaktif olarak hazırlanan radyoizotopların konsantrasyonundaki azalmaya bağlı olarak değerlendirilmektedir. Radyoaktif izotoplar α , β ve γ radyasyonları yayarak radyoaktif bozunma yoluyla başka bir elemente dönüşürler. ^{87}Rb , ^{147}Sm , ^{235}U , ^{238}U , ^{232}Th ve ^{40}K gibi yapay izotoplar, yaygın olarak radyometrik yaş tayinlerinde kullanılmaktadır (Clark ve Fritz, 1997). Çevresel izotop hidrolojisi ise, sulara kendiliğinden meydana gelen izotopik değişimleri incelemek amacıyla kullanılmaktadır. Jeokimyada duraylı izotop çalışmalarında genellikle H, C, N, O kullanılmaktadır (Karakaya, 2009). Atomik kütlesi 40'dan küçük olan izotop oranlarının asıl kayadaki oranlardan farklılık gösterebilmesi, laboratuvarında analiz edilebilir olmaları ve doğadaki davranış mekanizmalarının ortaya konabilmesini sağlamaktadır (Tezcan, 2002). Bu özellikleri nedeniyle; jeotermal sistemdeki, akışkanlar ve akışkan-kayaç etkileşiminin etkisi ile jeotermal akışkandaki elementlerin kökenini belirlemede iz olarak, paleotermometre olarak jeolojik proseslerdeki kimyasal reaksiyonun mekanizmalarında ve difüzyon çalışmalarında kullanılmaktadır (Karakaya, 2009).

Oksijen-18 ve Döteryum Analizleri: Hidrolojide kullanılan başlıca izotoplar suyun yapısında bulunan oksijen ve hidrojeninin izotoplarıdır. Oksijen-18 ($\delta^{18}\text{O}$) ve döteryum ($\delta^2\text{H}$) gibi duraylı izotoplar hidrolojik koşullar ve jeotermal akışkanı etkileyen süreçlerin değerlendirilmesinde kullanılır (Akan, 2002). Tezin bu kısmında; Ekim 2018 ve Nisan 2019 tarihlerinde çalışma alanından alınan su örneklerinin $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^2\text{H}$ analizleri ile literatürde çalışma alanındaki suların yapılan analiz sonuçları sunulmuştur. Çalışma alanındaki sıcak suların $\delta^2\text{H}$ değerleri, ‰ -36,89 ile -35,4 arasında ve $\delta^{18}\text{O}$ değerleri, ‰ -5,51 ile -5,15 arasında değişmektedir (Tablo 4.15). Çalışma alanındaki soğuk suların $\delta^2\text{H}$ değerleri, ‰ -41,45 ile -35,9 arasında ve $\delta^{18}\text{O}$ değerleri, ‰ -6,89 ile -5,19 arasında değişmektedir. Jeotermal kaynakların geçmiş yıllara ait $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^2\text{H}$ analiz sonuçlarının bu çalışmaya ait veriler ile uyumlu olduğu ve sondaj ile jeotermal kaynakların beslenme alanlarının aynı olduğu görülmüştür. Sıcaklığın düşmesi, izotop bileşimini de azaltmaktadır. Soğuk suların $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^2\text{H}$ izotop analiz sonuçlarında, Ekim 2018 tarihine göre, Nisan 2019 tarihinde azalma gözlenmesi, Nisan ayında bölgede meydana gelen buharlaşmanın etkisi olabilir.

Tablo 4.15. Çalışma alanındaki su noktalarının $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ ve T izotop analiz sonuçları

Araştırmacı	Örnek Adı	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	T (TU)
Mützenberg, 1997	K1	-5,18	-37,5	< 0,9
		-5,09	-37	-
	K2	-4,98	-36,5	< 0,7
		-4,88	-35,4	-
	K3	-5,09	-37,5	< 1,2
		-5,11	-37,6	-
Baba ve Ertekin, 2007	K1	-5,65	-33,38	0,22
		-5,12	-33,62	0,25
	K4	-6,36	-33,2	0,4
		-5,97	-34,6	2,5
Karaca ve diğerleri, 2013	K1	-5,06	-36,74	-
	K2	-5,09	-38,48	-
	K3	-5,01	-36,37	-
Bu çalışma (Ekim, 2018)	K1	-5,51	-36,89	0,08
		-5,15	-35,67	0
	K3	-5,21	-35,95	0,18
		-6,4	-37,18	0,51
	K5	-6,44	-37,56	0,5
Bu çalışma (Nisan, 2019)	K1	-5,41	-36,28	0
		-5,23	-35,4	0,3
	K3	-5,19	-35,9	0,46
		-6,89	-41,45	4,91
	K5	-6,83	-40,68	3,35

Jeotermal akışkanın jeokimyasal uygulamalarda kullanılan duraylı O ve H izotopları, aşağıdaki formüllerde ifade edildiği gibi, referans standart bileşimlerden meydana gelen sapmalar (δ) olarak ifade edilir (Denklem 4.5; Denklem 4.6). Craig (1961) tarafından tanımlanmış olan “Standart Ortalama Okyanus Suyu” (Standart Mean Ocean Water: SMOW) referans olarak kullanılan standart bileşimdir. SMOW referansı; okyanus sularının ortalama izotop bileşimini göstermekte ve $\delta^2\text{H} = 0$ ‰ ile $\delta^{18}\text{O} = 0$ ‰ değerleriyle ifade edilmektedir. (Güleç ve Mutlu, 2002).

$$\delta^2\text{H}(\text{‰}) = \frac{(\delta^2\text{H}/\text{H})_{\text{ÖRNEK}} - (\delta^2\text{H}/\text{H})_{\text{SMOW}}}{(\delta^2\text{H}/\text{H})_{\text{SMOW}}} \times 10^3 \quad (4.5)$$

$$\delta^{18}\text{O}(\text{‰}) = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{ÖRNEK}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}} \times 10^3 \quad (4.6)$$

$\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^2\text{H}$ izotop değerleri ters orantılıdır. Yükseklik arttıkça suların $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^2\text{H}$ izotop değerleri azalış göstermektedir (Craig, 1961). Tablo 4.15’deki analiz sonuçları kullanılarak çalışma alanındaki su örneklerine ait $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ diyagramı çizilmiştir. Craig

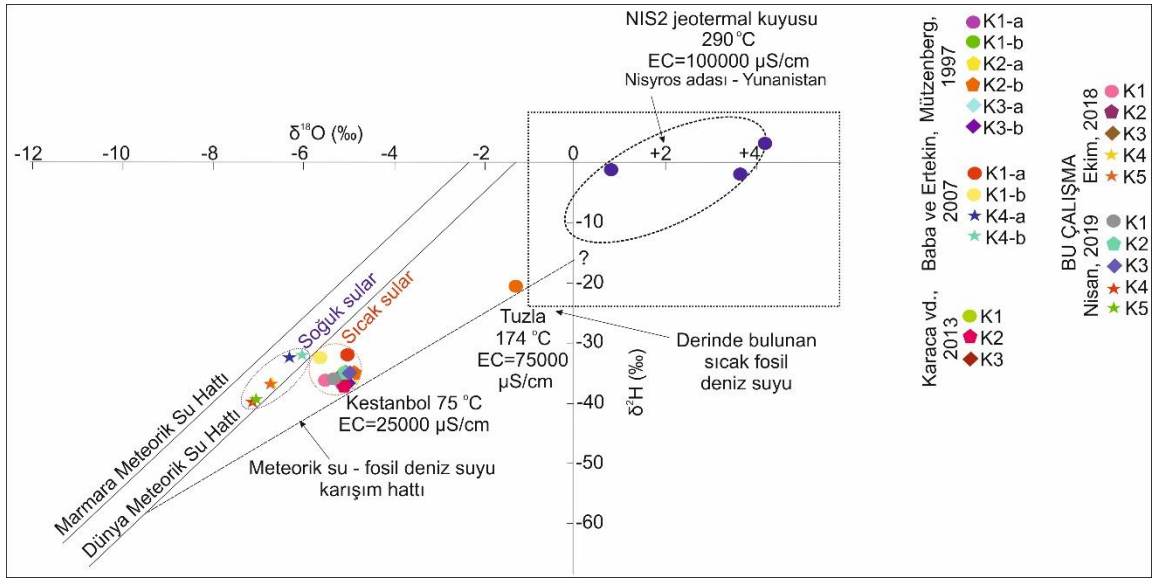
(1961) tarafından tanımlanan diyagramdaki köken değerlendirmesi için Dünya Meteorik Su Çizgisi (Denklem 4.7) ve Gatt ve Carmi (1970), tarafından tanımlanan Marmara Meteorik Su Çizgisi (Denklem 4.8) doğruları kullanılmıştır.

$$\delta^2\text{H} = (8 \times (\delta^{18}\text{O})) + 10 \text{ (Craig, 1961)} \quad (4.7)$$

$$\delta^2\text{H} = (8 \times (\delta^{18}\text{O})) + 22 \text{ (Gatt ve Carmi, 1970)} \quad (4.8)$$

Sıcak su örneklerinin $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ diyagramları üzerindeki konumları, buharlaşmadan etkilenmeyen atmosferik suları tanımlamada kullanılan Dünya Meteorik Su Çizgisi'nin sağına düşmekte ve deniz suyuyla karışan meteorik kökenli suları göstermektedir. Yalçın (2017), Kestanbol ve Tuzla'daki sıcak su kaynakları karışım hattının boyunca uzatıldığında Ege Denizi üzerindeki Nysiros adasındaki derin jeotermal kuyulardan (NIS2) elde edilen izotopik analiz sonuçlarını (Dotsika, 1992; Kavouridis ve diğerleri, 1999) kullanarak oluşturulan karışım hattındakiyle aynı izotopik bileşimi belirsiz bölgeye düştüğünü belirtmiştir. Bu bölgenin derine yerleşmiş hareketsiz ve sıcak fosilli su ile meteorik suyun bir karışımı olduğunu belirtmiştir (Şekil 4.30).

Çalışma alanındaki soğuk suların $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ diyagramları üzerindeki konumları Marmara Meteorik Su Çizgisi'nin sağına düşmekte ve meteorik kökeni göstermektedir. Çalışma alanında farklı yıllara ait farklı araştırmacılar tarafından yapılan izotop çalışmalarının, bu çalışmayla uyumlu olduğu gözlenmiştir. Deniz (2010), Eylül 2005 ve Ağustos 2007 tarihlerinde Kestanbol yakınlarındaki Ege Denizi'nden aldığı deniz suyu örneklerinde $\delta^2\text{H}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotop analizlerinin, $\delta^2\text{H}$ değerlerini ‰ 11,43 ile 15,56, $\delta^{18}\text{O}$ değerlerini ‰ 0,64 ile 1,59 olarak saptamıştır. Çam ve diğerleri (2010), deniz suyu örneklerinin analiz sonuçlarında, $\delta^2\text{H}$ değerini ‰ 10,13, $\delta^{18}\text{O}$ değerini ‰ 1,33 olarak tespit etmiştir.



Şekil 4.30. Çalışma alanındaki su noktalarının $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^2\text{H}$ değerlerinin gösterilmesi (Yalçın, 2007'den değiştirilmiştir)

• Trityum Analizleri: Hidrojeolojide yeraltı sularının bağıl yaşının saptanması amacıyla kullanılan en yaygın izotop Trityum (T) 'dur. Suların içerisindeki T konsantrasyonunun birimi TU'dur. T'nun yarılanma ömrü; 12,41 yıldır (Michel, 2004). T değeri kendiliğinden oluşmasının yansira, termonükleer testlerin sonucunda da meydana gelmektedir. 1952 yılından önce yağış suyundaki T miktarı yaklaşık olarak 5 TU iken, 1963 yılında bu nükleer testlerin bitmesiyle giderek azalmıştır. 1952 yılının sonrasında yeraltı sularındaki, T miktarı, >10 TU değerine ulaşmıştır. Yağış ve yeraltı sularının karışmasıyla T miktarı 0,5 - 10 TU olmuştur (Mazor, 2004). T'un yağış suyundaki eş değeri 10 TU'dur (Yıldırım ve Güner, 2002). Çalışma alanında yer alan sıcak suların T değerleri 0 - 0,51 TU arasında, soğuk suların ise 0 - 4,91 TU arasında değişmektedir. Çalışma alanındaki sıcak suların T değerlerinin 0,51 TU'dan düşük olması bu suların 1952 yılında yapılan nükleer testlerden etkilenmediğinin göstergesidir. Çalışma alanındaki suların bağıl yaşının hesaplanması için Clark ve Fritz (1997) eşitliği kullanılmıştır (Denklem 4.9).

$$\text{Yeraltı suyunun yaşı} = -17,93 \times \ln\left(\frac{T_{\text{son}}}{T_{\text{ilk}}}\right) \quad (4.9)$$

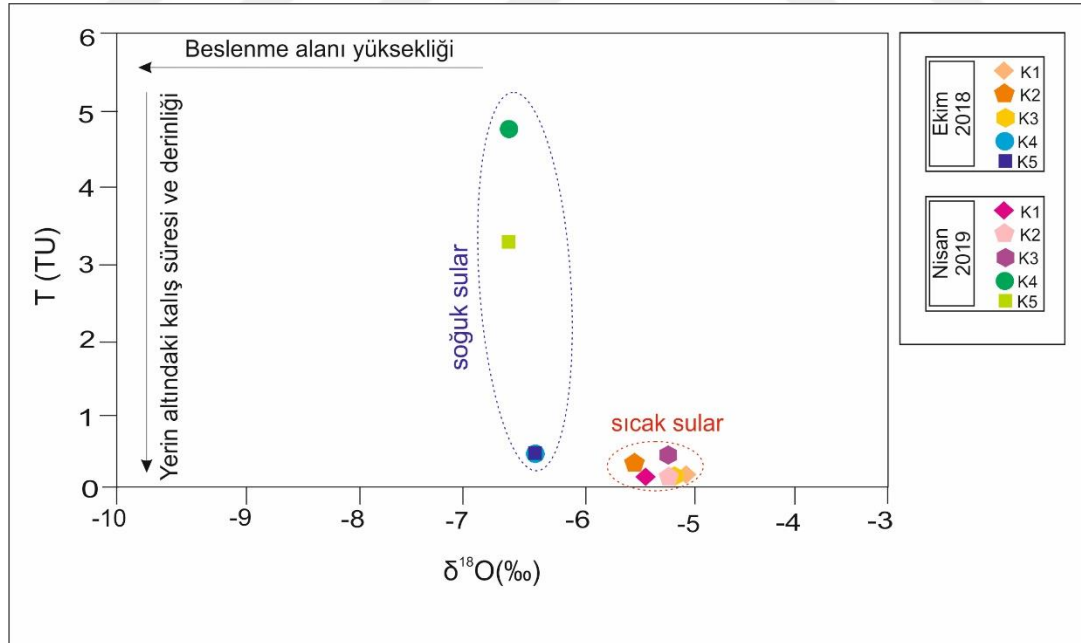
$T_{\text{ilk}} = 10$ TU olarak alınmıştır.

Çalışma alanındaki sıcak su kaynaklarının bağıl yaşı Baba ve Ertekin (2007) verilerine göre 66,14 - 68,43 yıl, soğuk su kaynaklarının bağıl yaşı ise 24,85 - 57,71 yıl arasında bulunmuştur. Bu çalışmanın Ekim 2018 verilerine göre; sıcak sular 72,03 ile 86,57 yıl

arasında, Nisan 2019 verilerine göre ise, 55,20 - 62,87 yıl arasında hesaplanmıştır (Tablo 4.16). Soğuk sular Ekim 2018 verilerine göre, 53,35 - 53,71, Nisan 2019 verilerine göre ise 12,75 - 19,60 arasındadır. T değerinin düşük olması suyun akifer içerisinde geçirdiği sürenin uzun olduğunu göstermektedir (Şekil 4.31).

Tablo 4.16. Su kaynaklarının T (TU) değerlerine göre göreceli (bağıl) yaşları

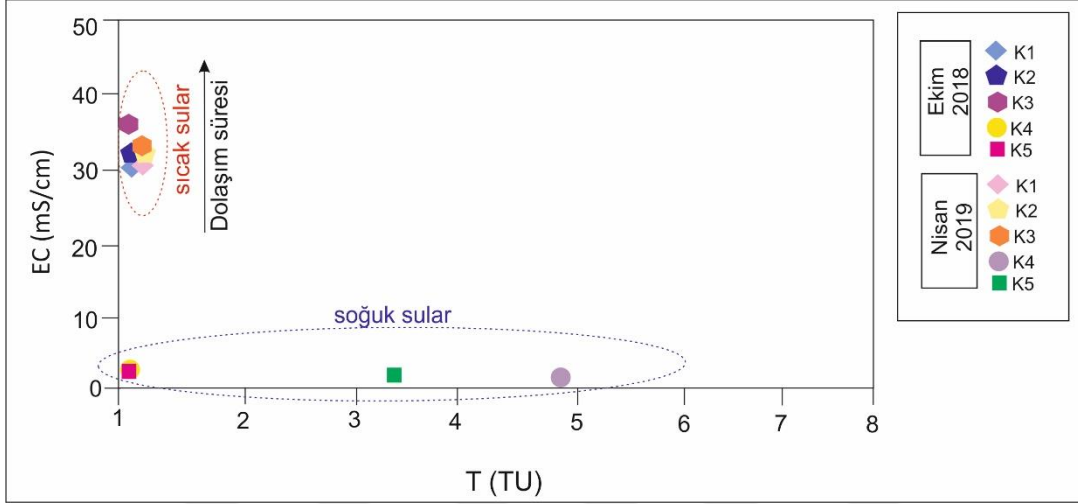
Araştırmacı	Örnek Adı	Trityum (TU)	Bağıl Yaş	Yıl
Baba ve Ertekin, 2007	K1	0,22	68,43	1950,57
		0,25	66,14	1952,86
	K4	0,4	57,71	1961,29
		2,5	24,85	1994,15
Bu çalışma (Ekim, 2018)	K1	0,08	86,57	1932,43
	K2	0	-	-
	K3	0,18	72,03	1946,97
	K4	0,51	53,35	1965,65
	K5	0,5	53,71	1965,29
Bu çalışma (Nisan, 2019)	K1	0	-	-
	K2	0,3	62,87	1956,13
	K3	0,46	55,20	1963,8
	K4	4,91	12,75	2006,25
	K5	3,35	19,60	1999,4



Şekil 4.31. Çalışma alanındaki jeotermal kaynaklara ait $\delta^{18}\text{O}$ -T korelasyonu

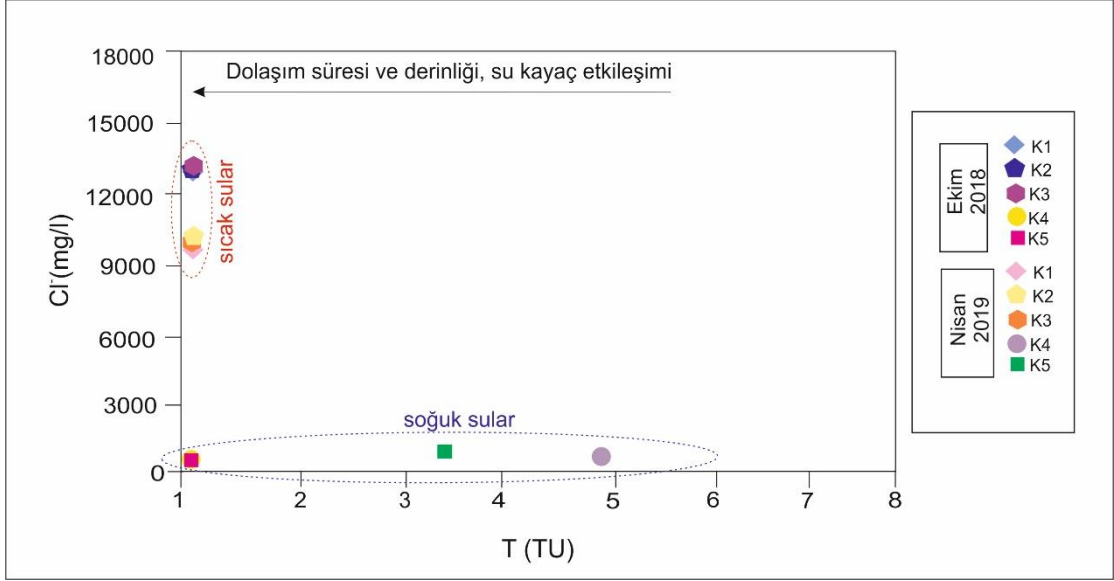
Nisan 2019 tarihli örneklerde T değerinin yüksek olması yeraltı suyuna başka bir suyun karışmış olmasından ya da güncel yağışlardan etkilenmiş olmasından kaynaklanmış olabilir. Çalışma alanındaki suların dolaşım derinliği ile ilgili yorum yapabilmek için T ve

EC değerleri karşılaştırılmıştır (şekil 4.32). Yüksek EC değerine sahip sular su-kayaç etkileşimine uzun süre maruz kalmış sulardır. Buna göre sıcak suların soğuk sulara göre daha uzun süre su-kayaç etkileşimine maruz kalan derin dolaşımlı sular olduğu düşünülmektedir. Soğuk suların su-kayaç etkileşimleri ve dolaşım süreleri sıcak sulara göre daha kısadır. Soğuk suların yüksek T içeriğine sahip olması da suyun dolaşım süresinin kısa olmasından kaynaklanmaktadır.



şekil 4.32. Çalışma alanındaki jeotermal kaynaklara ait EC -T korelasyonu

Çalışma alanındaki sıcak suların yüksek Cl⁻ konsantrasyonu ve düşük T değerine sahip olmaları, uzun süreli su-kayaç etkileşimine sahip ve derin dolaşımlı sular olduğunun göstergesidir (şekil 4.33). Yüksek T ve düşük Cl⁻ içeriğine sahip olan Nisan 2019 tarihinde alınan örneklerdeki soğuk sular ise 50 yıldan genç ve yağışlarla karışan sulardır. Çalışma alanındaki suların T değerleri ile $\delta^2\text{H}$ analiz sonuçlarına göre; Nisan 2019 tarihindeki soğuk suların dolaşım süreleri kısa, su-kayaç etkileşimi az ve nükleer testlerden etkilenen 1952 yılından genç sular olduğu düşünülmektedir.



Şekil 4.33. Çalışma alanındaki jeotermal kaynaklara ait T - Cl⁻ korelasyonu

4.2.9. Kavramsal Hidrotermal Model

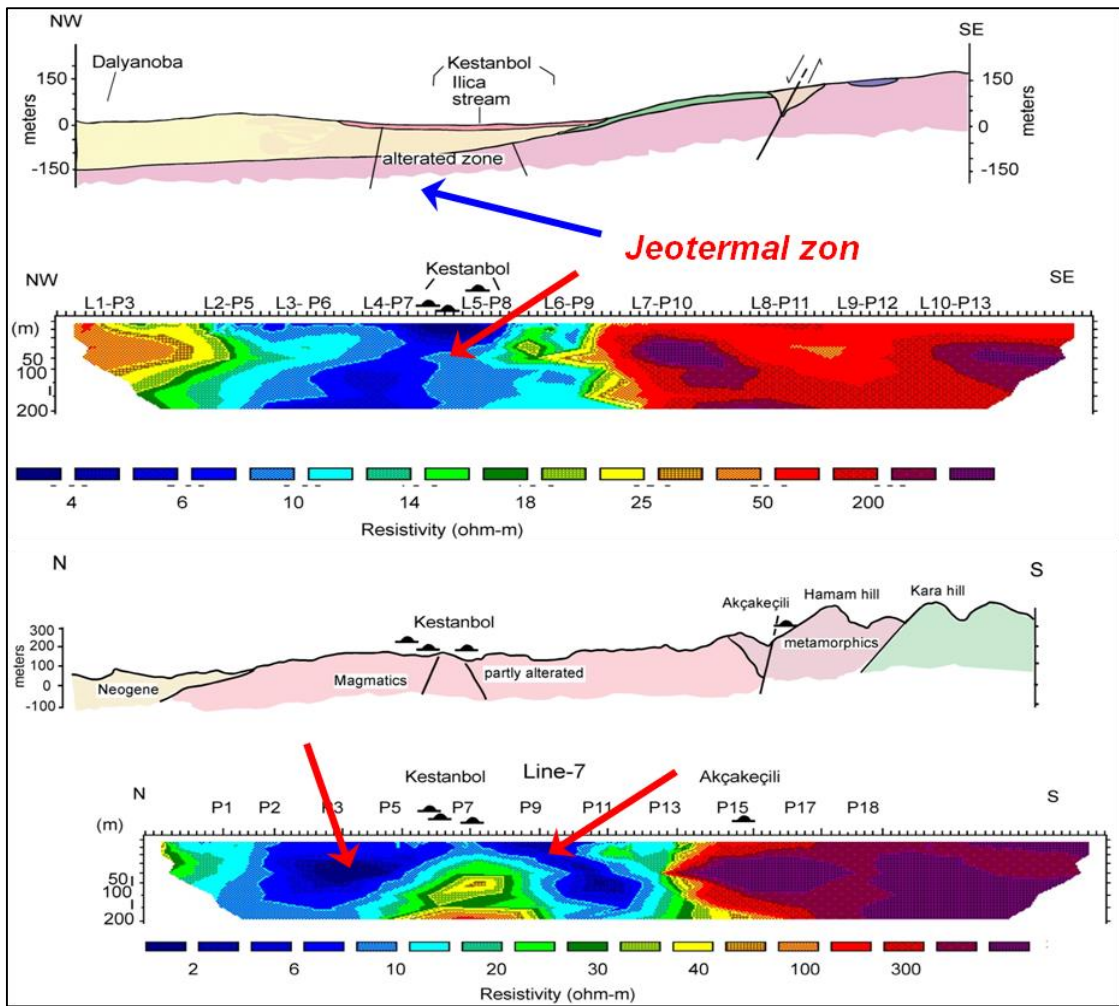
Jeotermal alandaki sistemler: ısı kaynağı, beslenme alanı, rezervuar kayaç ve örtü kayaç olmak üzere 4 unsurdan oluşmaktadır. Kestanbol jeotermal alanındaki ısıtıcı kayaç, rezervuar kayaç ve örtü kayaç, literatür taraması, arazi gözlemleri ve su kimyası analiz sonuçları ile birlikte yorumlanarak belirlenmeye çalışılmıştır.

Çalışma alanındaki aktif tektonik fay zonları, jeotermal alanın içerisindeki kayaçlara ikincil geçirimsizlik özelliği kazandırmıştır. Tezin bu kısmında, su kimyası çalışmaları sonucunda elde edilen verilere göre; Kestanbol jeotermal alanının kavramsal hidrotermal modelinin ortaya konulması amaçlanmıştır.

- Jeotermal Akışkanın Kökeni ve Beslenme Alanı: Jeotermal sistemler; magmatik, meteorik ve jüvenil kökenli akışkanlar ile beslenmektedirler. Bununla birlikte en önemli beslenme kaynağı meteorik sular olarak adlandırılan yağmur ve kar sularıdır. Yerin derinliklerindeki meteorik kökenli sular, magmatik kayaçlarla temasa geçip, ısınarak faylar veya soğuk sular ile sıcak su kaynakları arasındaki basınç kuvveti ile yükselmektedir (Akan, 2002).

Yapılan izotopik ve kimyasal analizler sonucunda, Kestanbol jeotermal alanı, rezervuar kayaçtaki jeotermal akışkanın kökenine göre; meteorik suyun, derinde bulunan sıcak fosil deniz suyu ile karışımı sonucu oluştuğu düşünülmektedir. Fosil kökenli sular, jeolojik devirler boyunca formasyonlara hapsolan, sedimanter kayaçların çökmesi sırasında uğradıkları metamorfizma sonucunda, mineral ve kayaçların bünyelerinden atılan suların rezervuar kayaçlarda birikmesidir. Sadece sedimanter kayaçlarda değil meteorik de olabilmektedir (Özcan, 2011). Beslenme alanının oluşumu, hidrotermal sistemdeki

rezervuar kayacı besleyecek yüzey ve yeraltı sularının varlığına bağlıdır. Yeterince beslenmeyen rezervuar kayalarda, başlangıçta yüksek verime sahip olan kuyularda zaman içerisinde debi ve basınçta azalma gözlenmektedir (Özcan, 2011). Bununla birlikte çalışma alanındaki litolojik birimler ve aktif tektonizma etkisi beslenme alanını olumlu yönde etkilemektedir. Çağlar ve Demirörer (1999), çalışma alanında yaptığı saha çalışmaları sonucunda doğal gerilim metodunu içeren jeofizik kesitler hazırlayarak Kestanbol jeotermal akışkanının debisini arttırmak için çalışma alanının güneybatısına 100-150 m derinliğe sahip bir sondaj yapılmasının gerekli olduğunu belirtmiştir (Şekil 4.34).



Şekil 4.34. Kestanbol jeotermal alanındaki jeotermal zonları gösteren kesit (Çağlar ve Demirörer, 1999)

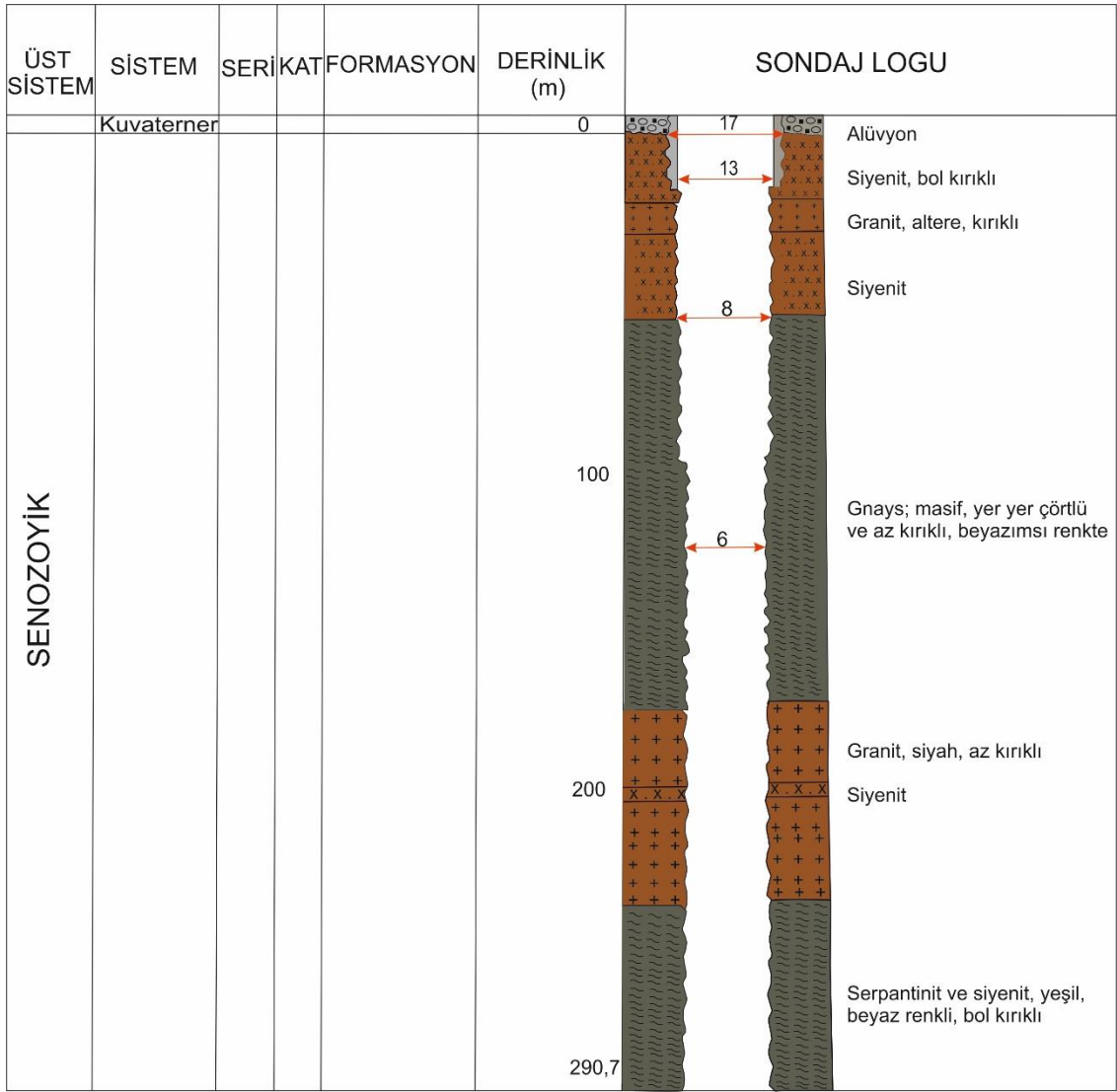
Çalışma alanının beslenme kaynağının, meteorik kökenli sular olduğu düşünülmektedir. Kazdağı (1771 m), yüksek yağış alması ve tektonik açıdan aktif yapılarla çevrili olması nedeniyle jeotermal sistemler için önemli bir beslenme alanı oluşturmaktadır (Yalçın, 2007).

●Isı Kaynağı: Jeotermal sistemlerdeki ısı kaynağı; yüksek sıcaklığa sahip ve yüzeye yakın kısımlara ulaşan, soğumasını tamamlayan magmatik sokulumlara, ya da tektonik etkiye bağlı değişim göstermektedir. Birkaç 1000 m'den fazla derinlikte bulunan ve sadece genç magma sokulumları ile ısınan jeotermal alanlar Genç Senozoyik'te gözlenen volkanizmanın etkili olduğu bölgelerdir (Özcan, 2011).

Çalışma alanı, Batı Anadolu'daki Menderes Grabeni'ndeki genişleme tektoniği ile Kuzey Anadolu Fay Zonu'ndaki aktif tektonizma etkisi altındadır. Baba ve Sözbilir (2012) Kestanbol jeotermal alanının ısıtıcı kayacının Kestanbol Plütönu olduğunu belirtmiştir.

Bu çalışmada; Kestanbol jeotermal alanındaki ısı kaynağının, çalışma alanının güneydoğusunda yüzlek veren Oligo-Miyosen yaşlı Kestanbol Plütönu ve jeotermal gradyanın (ortalama 2,5-3 °C/100 m) etkisi olduğu düşünülmektedir. Kestanbol jeotermal alanının silis jeotermometresiyle hesaplanan rezervuar sıcaklığı 91 - 157 °C arasında değişmektedir.

●Rezervuar (Hazne) Kayaç: Rezervuar kayaç, içinde jeotermal akışkanın barındığı ortamdır. Jeotermal sistemlerin meydana gelmesinde, derinlere süzülen yeraltı sularının depolanmasında ve ısı kaynağının ısınması için rezervuar kayaç oldukça önemlidir. Rezervuar kayacın sıcaklığı genel olarak kaynama noktasına yakın değerlerde bulunmakta ve kırıklı, çatlaklı litolojilerden oluşmaktadır. Çalışma alanında MTA tarafından açılan sondajın litolojisi Şekil 4.35'de sunulmuştur. Buna göre, jeotermal sondajın 0 - 100 m aralığında; alüvyon, bol kırıklı siyenit, altere ve kırıklı granit, siyenit ile gnays birimleri, 100 - 200 m aralığında yer yer çört içeren ve az kırıklı beyazımsı renge sahip masif gnays birimleri, 200 - 290,7 m aralığında ise yeşil beyaz renge sahip bol kırıklı serpantinit ve siyenit birimleri bulunmaktadır (Ölmez, 1976).



Şekil 4.35. Kestanbol sıcak su sondajının logu (Ölmez, 1976)

Şimşek ve Demir (1991), Kestanbol jeotermal alanındaki rezervuar kayacın, granit ile siyenitin içindeki kırıklı yapılar ve gnays birimlerinden oluştuğunu belirtmiştir. Bu çalışmaya göre; Kestanbol jeotermal alanının rezervuar kayacı, altere granit, bol kırıklı siyenit ve gnayslardır. Çalışma alanında, Miyosen'den günümüze kadar gelişen farklı doğrultularda oluşan faylanmalar bölgedeki tektonik aktivitenin kaynağıdır (Şamilgil, 1966). Kestanbol jeotermal alanındaki sıcak suların, yüzeye çıkmasını sağlayan, Ilıca Deresi'ne paralel olarak uzanan DKD-BGB uzanımlı sağ yanal doğrultu atımlı Kaplıca Fayı'dır. Kaplıca Fayı'nın, doğuda Geyikli Metamofitleri ile Kestanbol Plütonu'nun dokanağından başlayarak, batıda Ege denizinin içerisinde de devam ederek toplam uzunluğunun yaklaşık 10 km olduğu düşünülmektedir. Jeotermal kaynakların DKD-BGB doğruya sahip olan bu fay boyunca sıralanması da Kaplıca Fayı'nın Kestanbol jeotermal alanındaki jeotermal kaynakların yüzeye çıkmasını kontrol eden en önemli unsur olduğunun kanıtıdır. Çalışma

alanındaki meteorik kökenli sular, hareketsiz sıcak fosilli su ile yeraltına karışarak, Kestanbol plütönu ve jeotermal gradyanın etkisiyle ısınarak, çalışma alanındaki kırık ve Kaplıca Fayı'nın etkisiyle yüzeye ulaşmakta ve Kestanbol jeotermal alanındaki kaynakları oluşturmaktadır.

•Örtü Kayaç: Hidrotermal sistemlerde ısının korunabilmesini, jeotermal su akiferinin üzerindeki düşük permabilite ve düşük iletkenliğe sahip olan örtü kayaç sağlamaktadır (Türker, 2006). Jeotermal alanlarda izlenen sıcak su kaynakları, rezervuar kayacın tamamen korunmadığını ve örtü kayacın ideal olmadığını göstermektedir. Petrol aramalarında da örtü kayaçlar bulunmaktadır. Ancak jeotermal alanlardaki kırıklar nedeniyle ısı boşalmaları görülebilmektedir (Özcan, 2011). Açık sisteme sahip jeotermal alanlardaki su kaynaklarında örtü kaya bulunmamaktadır.

Şimşek ve Demir (1991), Kestanbol jeotermal alanındaki örtü kayacın, kumtaşı, konglomera, masif gnays ve granitten oluştuğunu belirtmiştir. Bu çalışmaya göre; jeotermal alanın örtü kayacının, tektonizmadan az etkilenen, konglomera, kumtaşı ve masif gnayslar olduğu arazi çalışmaları ile belirlenmiştir.

4.3. Çevresel Etki

Jeotermal akışkanın deşarjı, yüksek sıcaklık ve içerdiği metal(loid) nedeniyle hava, toprak ve su için potansiyel termal kirlilik unsurudur ve çevresindeki yüzey ile yeraltı suyu kalitesini etkilemektedir (Birkle ve Merkel, 2000; Kristmannsdottir ve Armannsson, 2003). Jeotermal akışkandan sızan atık su, gerekli önlemler alınmadığında; akarsular, nehirler, göller ve yeraltı sularına karışarak, yüksek ağır metal konsantrasyonu ve içerdiği yüksek sıcaklık nedeniyle ekolojik sisteme zarar vermektedir (Doğdu ve Bayarı, 2004). Dünya'da ve Türkiye'de jeotermal akışkanın çevre sorunları üzerinde etkilerine maruz kalan birçok jeotermal alan mevcuttur. Birkle ve Merkel (2000), Meksika'daki Los Azufres jeotermal alanındaki jeotermal akışkanın çevresel etkilerini araştırmış, jeotermal alanın 10 km uzağındaki yüzey sularında yüksek konsantrasyonlarda Fe, Mn, F, Bor ve As gibi elementleri tespit etmiştir. Su kirliliğini jeotermal akışkanın yüzey sularına karışımı ile ilişkilendirmiştir. Yüzey sularındaki Bor konsantrasyonunu 125 mg/l, As konsantrasyonunu ise 8 mg/l olarak bulmuş, yüzey sularının kullanımının riskli olabileceğini ifade etmiştir.

Batı Anadolu'daki Germencik, Salihli, Kızıldere ve Seferhisar jeotermal alanlarında, yüksek miktarda B konsantrasyonu içeren jeotermal akışkanın deşarjı soğuk yüzey ve yeraltı suları ile tarım arazilerinde kirliliğe sebep olmaktadır (Gemici ve Tarcan, 2002). Doğdu ve Bayarı (2005), Ömer-Gecek, Gazlıgöl ve Heybeli jeotermal sahalarındaki jeotermal

akışkanın atığının Akarçay deresine deşarjının Akarçay Havzası'ndaki yeraltı sularında yüksek As, yüzey sularında ise yüksek Bor konsantrasyonu kirliliği yarattığını tespit etmiştir. Kütahya Simav'daki Eynal, Çitgöl ve Naşa jeotermal akışkanlarında As, Bor, Fe Mn konsantrasyonları belirlenen limit değerlerin üzerinde bulunup, jeotermal akışkan atığının jeotermal alanın çevresindeki derelerde ısıl ve kimyasal kirlenmeye sebep olduğu saptanmıştır (Gündüz ve diğerleri, 2010; Çardak ve diğerleri, 2019). Denizli-Kızıldere jeotermal alanındaki jeotermal akışkan içerdii yüksek Bor konsantrasyonu nedeniyle, deşarj olduğu Büyük Menderes Nehri'nde ötrofikasyona neden olmakta, jeotermal alan çevresindeki tarım arazilerine de zarar vermektedir (Şimşek ve diğerleri, 2005). Tezin bu kısmında; Kestanbol jeotermal akışkanının çevresel etkileri değerlendirilmiştir.

4.3.1. Hidrokimyasal Analiz Sonuçlarının Değerlendirilmesi

Kestanbol jeotermal alanındaki sıcak ve soğuk su kaynaklarının fiziksel ve kimyasal özelliklerinden yararlanılarak, suların kullanıma uygunluğu ulusal ve uluslararası standartlara, sodyum adsorbsiyon oranına (SAR), Kelly indeksine (KI) ve sodyum yüzdesine (% Na) göre değerlendirilmiştir. Çalışma alanındaki sıcak ve soğuk su kaynaklarının ikincil iyonlarının kimyasal analiz sonuçları Tablo 4.17'de verilmiştir. Kestanbol jeotermal alanına ait önceki araştırmacılar tarafından belirlenen kimyasal analiz sonuçları Tablo 4.18'de verilmiştir.

Tablo 4.17. Çalışma alanındaki ikincil iyonların kimyasal analiz sonuçları

Örnek Adı	Örnekleme tarihi	Bor	Ba	Fe	Mn
		µg/l			
K1	Temmuz, 2018	10662	1248	6850	1105
K2		10436	1418	3060	1348
K3		11765	1556	8800	1450
K1	Ekim, 2018	11645	1354	9040	1792
K2		19115	1508	5139	1650
K3		9310	1754	10962	1837
K1	Ocak, 2019	15178	1230	5080	1075
K2		16832	1410	2941	1256
K3		16971	1562	10037	1318
K1	Şubat, 2019	17940	1589	6055	1453
K2		18740	1753	2016	1517
K3		16640	2068	11820	1947
K1	Nisan, 2019	15102	996	478,1	1100
K2		14959	1171	2337	1600
K3		13340	1083	7363	881
K1	Temmuz, 2019	15298	1307	1960	1540
K2		14318	1417	2800	1320
K3		13854	1532	4153	1280
Minimum		9310	996	478,1	881
Maksimum		19115	2068	11820	1947
Ortalama		14527	1451	5659	1415
K4	Temmuz, 2018	52,2	87,51	189,61	55,37
K5		63,05	107,7	338,1	169,95
K4	Ekim, 2018	44,8	69,1	330,5	88,12
K5		50,94	87,1	225,3	165,7
K4	Ocak, 2019	57,5	85,9	332	69,78
K5		55,7	88,9	286,1	136,9
K4	Şubat, 2019	61,5	44,5	220,04	56,7
K5		57,1	92,3	304,7	142,5
K4	Nisan, 2019	81,9	35,85	131,3	48,55
K5		72	63,12	262,2	160,8
K4	Temmuz, 2019	52	51,24	325,3	100,4
K5		65,8	105,88	291,2	165,5
Minimum		44,8	35,85	131,3	48,55
Maksimum		81,9	107,7	338,1	169,95
Ortalama		60,09	75,9	264,7	112,77

Tablo 4.18. Kestanbol jeotermal alanının sıcak su kaynağı için literatürdeki araştırmacıların ikincil iyonlarının analiz sonuçları

Referans	Örnek Adı	Bor	Ba	Fe	Mn
		µg/l			
Çağlar, 1947	K1	-	-	3080	-
	Yenal ve diğerleri, 1975	K1	7500	-	3600
Mützenberg, 1997	K1	-	1700	5200	1750
	K2	-	1450	3650	1350
	K3	-	1550	2000	1500
Baba ve Ertekin, 2007	K1	12720	-	-	-
	K4	10700	-	-	-
Tesis İşletmesi, 2007	K1	-	-	6250	-
Tesis İşletmesi, 2011	K1	8500	1550	500	1100
Karaca ve diğerleri, 2013	K1	15017	1733	11417	1678
	K2	13964	1579	-	1441
	K3	14884	1807	14998	1695

Çalışma alanındaki suların fiziksel parametreleri ile anyon-kasyon konsantrasyonları, ulusal ve uluslararası standartlar ile kıyaslanarak içme ve kullanma suyu kullanımına uygun olup olmadıkları değerlendirilmiştir. Bu değerlendirmede; İnsani Tüketim Amaçlı Sular Hakkında Yönetmelik (ITASHY, 2005) Türk İçme Suyu Standartları (TS 266, 2005), Amerika Çevre Koruma Ajansı (EPA, 2012) ve Yerüstü Su Kalitesi Yönetmeliği (YSKY, 2015) yönetmeliklerinden yararlanılmıştır (Tablo 4.19).

Tablo 4.19. Çalışma alanındaki parametrelerin ulusal ve uluslararası standartlarla karşılaştırılması

	Sıcaklık	pH	EC	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻²	Bor	Ba	Fe	Mn
	°C													
	K1 (Ortalama)	73,60	6,66	30,72	6313	673	779	64	11440	222	111	14304	1287	4911
K2 (Ortalama)	61,52	6,61	32,18	6349	680	800	64	11799	233	114	15733	1446	3049	1449
K3 (Ortalama)	69,25	6,43	34,73	6839	842	872	67	12722	222	118	13647	1593	8859	1452
K4 (Ortalama)	16,80	7,78	0,97	69	3,78	125	30	165	282	93	58	62	255	70
K5 (Ortalama)	17,98	7,56	1,51	81	4,75	153	31	189	352	81	61	91	285	157
ITASHY (2005)	-	6,5-9,5	2,5	200	-	-	-	250	-	250	1000	-	200	50
TS 266 (2005)	25	6,5-9,5	2,5	200	-	-	-	-	-	250	1000	-	200	50
EPA (2012)		6,5-8,5	-	-	-	-	-	250	-	250	-	2000	300	50
YSKY, (2015)	IV	I	IV	IV	-	-	-	IV	-	I	IV	II	IV	III

Çalışma alanındaki K1 no'lu sondajdan çıkan jeotermal akışkan, çevresine düşük bir debi ile sürekli sızmakta ve sondajın yakın çevresindeki toprağın renginin kırmızı-kahverengi renge dönüşmesine neden olmaktadır (Şekil 4.36).



Şekil 4.36. Sondajdan toprağa sızan jeotermal akışkan

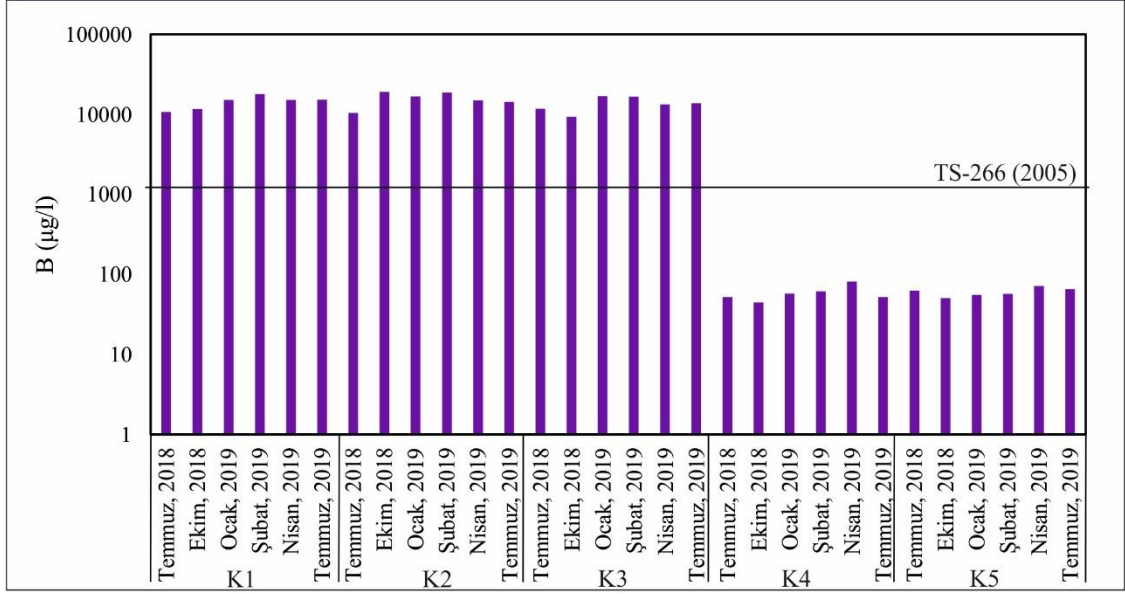
Kestanbol kaplıcasından sızan atık su, Ilıca deresine deşarj olmaktadır. Tez çalışmaları kapsamında yapılan arazi gözlemleri sonucunda Ilıca derenin jeotermal akışkanın deşarjı sonucunda sıcaklığının arttığı ve renginin değıştiğı gözlenmiştir (Şekil 4.37).



Şekil 4.37. Kaplıcanın atık suyunun Ilıca deresine deşarjı

Akışkanın atık suyunun Ilıca dereye karıştığı yerlerde sıcaklık 26,9 - 32,2 °C arasında bulunmuştur. Çalışma alanındaki sıcak suların pH değerleri dönemsel ortalamalarına göre 6,43 - 6,66, soğuk suların ise 7,56 - 7,78 arasında değişmektedir. Kestanbol jeotermal alanındaki suların pH değerleri içme suyu ve evsel kullanımlar için Tablo 4.19'da sunulan ulusal ve uluslararası standart ve yönetmeliklere uygundur. Sıcak suların EC değerlerinin dönemsel ortalamaları, TS 266, (2005), ve EPA, (2012) limit değerlerinin üzerindedir, soğuk

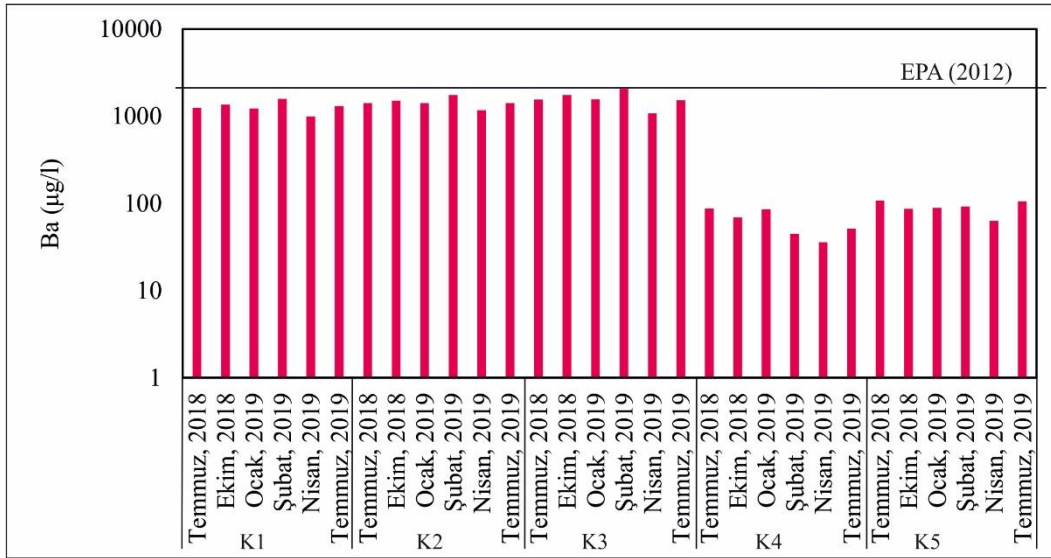
su örnekleri ise tüm standart ve yönetmeliklere uygunluk göstermektedir. Çalışma alanındaki suların anyon-katyon analizleri açısından bazı standart ve yönetmeliklerde Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , Bor, Ba, Fe ve Mn konsantrasyonları için limit değerler verilmiştir. Çalışma alanındaki sıcak sulardaki Na^+ konsantrasyonları ITASHY (2005) ve TS 266 (2005)'a göre, Cl^- konsantrasyonları, ITASHY (2005) ile EPA (2012) göre, belirlenen limit değerlerinin üzerinde bulunmuştur. Sıcak suların SO_4^{2-} konsantrasyonları ulusal ve uluslararası tüm standartlara uygunluk göstermektedir. Sıcak suların Bor konsantrasyonları, TS 266 (2005)'e göre, Fe ile Mn konsantrasyonları, TS 266 (2005) ve EPA (2012) göre limit değerlerin üzerinde bulunmuştur. Çalışma alanındaki soğuk sular, Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , Bor, Ba ve Fe konsantrasyonları bakımından limit değerleri sağlamaktadır. K5 no'lu soğuk su örneğinin Mn konsantrasyonları ITASHY (2005), TS 266 (2005) ve EPA (2012)'e göre belirlenen limit değerlerinin üzerinde bulunmuştur. Yerüstü Su Kalitesi Yönetmeliği'ne (2015) göre çalışma alanındaki, sıcaklık, EC, Na^+ , Cl^- , Bor ve Fe değerleri çok kirlenmiş (IV. sınıf), Mn konsantrasyonu III. sınıf su kalitesinde, Ba konsantrasyonu ise II. sınıf su kalitesindedir. Baba ve Sözbilir (2012), tarafından yapılan analiz sonuçlarına göre, Kestanbol jeotermal akışkanındaki As konsantrasyonu, TS 266 (2005) limit değeri olan 10 $\mu\text{g/l}$ 'den oldukça üzerinde olan 184,3 $\mu\text{g/l}$ olarak bulunmuştur. Şanlıyüksel Yücel ve diğerleri (2013), Kestanbol jeotermal akışkanının Bor, Ba, Fe, lityum (Li), Mn ve stronsiyum (Sr) konsantrasyonları sırası ile: 15,01, 1,8, 14,99, 12,46, 1,69 ve 60,64 mg/l olarak bulmuştur. Bu değerler, Bor, Fe, Mn ve Sr konsantrasyonlarına göre standart değerlerin üzerindedir. Yer kabuğundaki borun bulunuş şekli suyun pH'ına bağlı olarak değişmektedir. Ortoborik asit, asitli sulara (pH 6'dan küçük) bulunurken, nötr ve alkali (pH 11'den fazla) doğal sulara ise tetrapenta-hekza ve diğer poliboratlar gözlenmektedir (Şahinci, 1991). Alkali metal boratlar, suda çok çözünürken geri kalan boratlar suda çok az çözünmektedirler. Boratların çözünürlükleri sıcaklıkla doğru orantılı şekilde artmaktadır. Borik asit, sıcak sulara fazla, soğuk sulara ise az miktarda çözünmektedir. Volkanik patlamalarda bol miktarda bor asidi ve tuzu bulunmaktadır (Şahinci, 1991). Çalışma alanındaki Bor konsantrasyonu, sıcak sulara; 9310 - 19115 $\mu\text{g/l}$ arasında, soğuk sulara ise; 81,9 - 44,8 $\mu\text{g/l}$ arasında değişmektedir (Şekil 4.38). Çalışma alanındaki sıcak sulardaki Bor konsantrasyonu ortalama 14527 $\mu\text{g/l}$, soğuk sulardaki ortalama Bor konsantrasyonu ise 60,09 $\mu\text{g/l}$ olarak bulunmuştur. Çalışma alanındaki Bor konsantrasyonu standart değerlerin üzerinde gözlenmiştir.



Şekil 4.38. Bor konsantrasyonlarının standart değerle karşılaştırılması

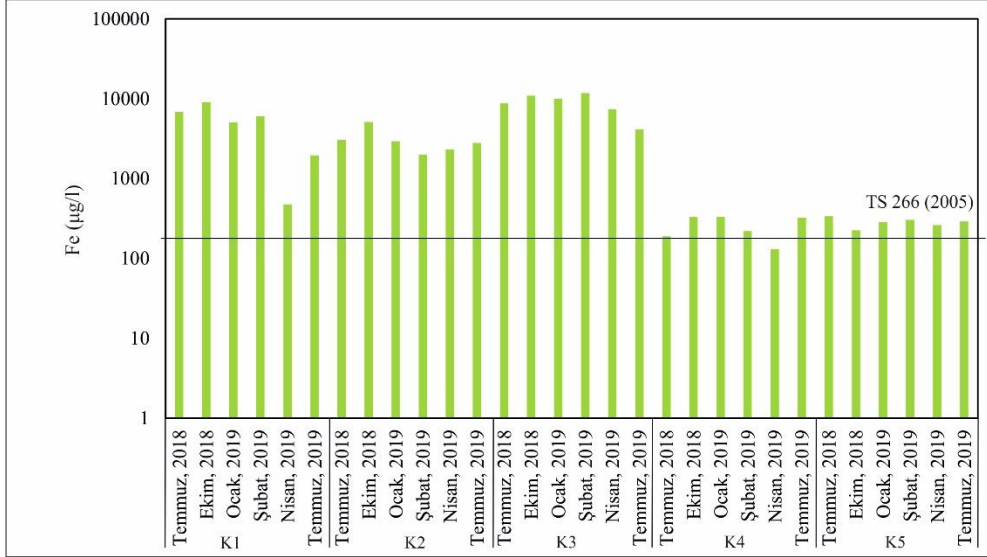
Bitkilerin büyümesi ve gelişimi için temel element Bor'dur. Ancak Bor konsantrasyonu sınır değerinin üzerinde olduğunda, bitkilerin gelişimini durdurup ölmesine ve birikerek toprağın çoraklaşmasına neden olmaktadır. YSKY (2015) B için belirtilen limit değer 1 mg/l'dir. Biga Yarımadası'nda Tuzla, Kestanbol, Kepekler, Gönen, Manyas, Çan, Alibey, Palamutoba, Güre, Şamlı-Ilıca gibi jeotermal alanlarda saptanan Bor konsantrasyonu Yerüstü Su Kalitesi Yönetmeliği'nde (2015) Bor için belirtilen limit değer olan 1 mg/l'yi aşmaktadır (Yalçın ve Sarp, 2012). Yüksek Bor konsantrasyonu içeren jeotermal akışkanların yüzey ve yer altı suyuna karışması çevresel problemlere neden olabilmektedir. Özellikle tarım arazilerinin içinde bulunduğu ovalarda derinlerdeki jeotermal akiferden yüzeye yakın kesimlerdeki soğuk su akiferine karışan sular Bor konsantrasyonunun bu akiferlerde artış göstermesine neden olabilmektedir. Tarım arazilerinin yüksek miktarda Bor konsantrasyonu içeren bu sularla sulanması sonucu toprak verimsizleşebilmektedir. Kestanbol jeotermal alanındaki kaplıcada kullanılan jeotermal akışkanın bir kısmı kullanıldıktan sonra Ilıca deresine deşarj olmakta ve batıya doğru Ilıca dere aracılığıyla taşınıp Ege Denizi'ne boşalmaktadır. Apatit, kalsit, biyotit, amfibol, piroksen ve K-feldispatta önemli miktarda baryum bulunmaktadır. Magmatik kayalarda ise Ba minerallerine rastlanmamaktadır. Ba konsantrasyonu, dünitlerde ortalama 8,8 mg/kg miktarında bulunurken, peridotitlerde 25 mg/kg, gabrolarda ve toleitik bazaltlarda 14,5 mg/kg, alkali bazaltlarda ise 246 mg/kg kadar bulunmaktadır (Şahinci, 1991). Asidik yıkanma, Ba konsantrasyonunun göçünü hızlandırmaktadır. Yağışlı iklimlerde çok yıkanan Ba, tropikal ve nemli bölgelerde daha az yıkanmaktadır. Yüzey ve yeraltı sularında Ba

miktarı mg/l'dir (Şahinci, 1991). Ba konsantrasyonu, sıcak sularda; 996 - 2068 µg/l arasında, soğuk sularda ise; 35,85 - 107,7 µg/l arasındadır (Şekil 4.39). Ba konsantrasyonu sıcak sularda ortalama 1451 µg/l, soğuk sularda ise ortalama Ba konsantrasyonu 75,9 µg/l olarak bulunmuştur.



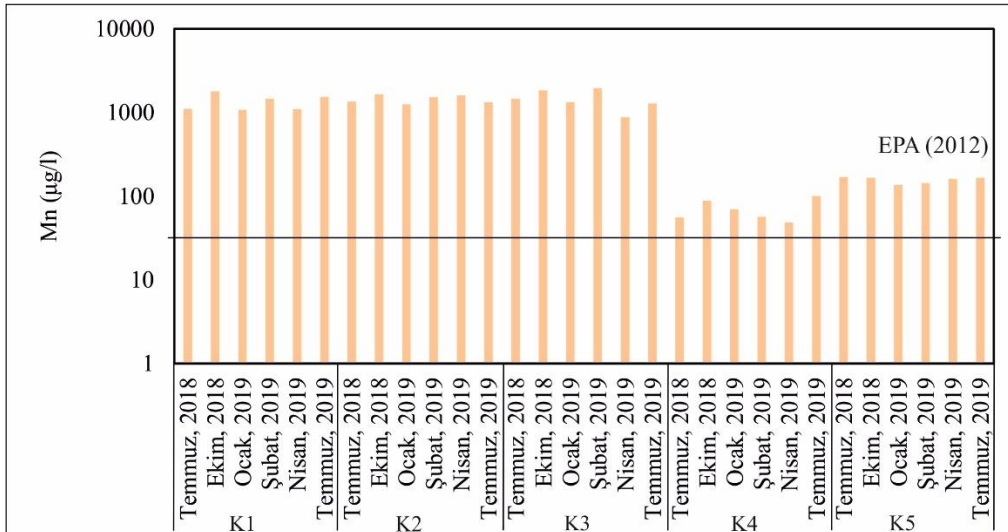
Şekil 4.39. Ba konsantrasyonlarının standart değerle karşılaştırılması

Demirin jeokimyasal özellikleri, oksijen, kükürt ve karbon ile ilişkilidir. Karbonat içeren kayalardan gelen sularda genellikle asit ve organik maddelerden dolayı Fe iyon konsantrasyonu fazladır (Şahinci, 1991). Fe, çoğunlukla piroksen, pirit amfibol, magnetit, biyotit ve granat gibi demirli minerallerin bozunmasıyla oluşmaktadır. Yeraltı sularının Fe derişimi yüksektir. Bazı jeotermal kaynaklarda Fe derişimi 10 - 100 mg/l arasındadır. (McNeely ve diğerleri, 1979). Fe iyonlarının derişimi sudaki tuzluluk ve asitlik ile doğru orantılı olarak artış göstermektedir. Yeraltı sularında 0,01 - 500 mg/l arasında bulunan Fe derişimi, asit maden drenajında 100 mg/l'yi aşmaktadır (Şahinci, 1991). Çalışma alanındaki sıcak sulardaki Fe değerleri, 478,1 - 11820 µg/l arasındadır. Soğuk sularda ise, 131,3 - 338,1 µg/l arasındadır (Şekil 4.40). Ortalama Fe konsantrasyonları sıcak sularda, 5659 µg/l, soğuk sularda ise 264,7 µg/l olarak bulunmuştur.



Şekil 4.40. Fe konsantrasyonlarının standart değerle karşılaştırılması

Mangan, çoğunlukla magmatik (olivin, piroksen amfibol) ve metamorfik kayalarda bulunmaktadır. Mn konsantrasyonu, asidik sularda 1 mg/l'den fazla olup, suda uzun süre çökelmeden bulunabilmektedir. Yeraltı sularında 0.2 mg/l'den az miktarda bulunur, sıcak sularda ise Mn miktarı daha fazladır (Şahinci, 1991). Mn iyonunun akiferdeki bulunuşu esas olarak akiferin jeolojik karakteristiğine, oksidasyon-redüksiyon koşullarına, pH'a, yeraltı suyu akım modeli gibi faktörlere bağlıdır (Kaçaroglu, 1991). Sıcak sulardaki Mn değerleri 881-1947 µg/l arasındadır. Soğuk sularda ise 48,55-169,9 µg/l arasındadır (Şekil 4.41). Ortalama Mn konsantrasyonları sıcak sularda 1415 µg/l, soğuk sularda 112,77 µg/l olarak bulunmuştur.



Şekil 4.41. Mn konsantrasyonlarının standart değerlerle karşılaştırılması

Çalışma alanındaki sürekli akışa sahip olan tek dere olan Ilıca deresi, yüzey akım yolu boyunca, alüvyon akiferden geçip mevsimsel olarak alüvyon akiferi beslemektedir. Kestanbol jeotermal akışkanında, yüksek konsantrasyonda bulunan As, B, Fe, Mn ve Sr alüvyon akiferi kirletebilir özelliktedir.

Sodyum adsorbsiyon oranı (SAR), sulama suyunun topraktaki katyon iyonlarının değişim reaksiyonlarına girme eğilimini göstermektedir (Hem, 1985). SAR, suların sulama suyu olarak kullanılmasının uygunluğunun tespit edilmesinde kullanılmaktadır. Sulama suyu kalitesinin saptanması açısından oldukça önemli bir kriter olan Na^+ konsantrasyonu toprağın yapısını bozup, geçirgenliğini azaltmakta ve sulamadan sonra toprak yüzeyinde kaymak şeklinde sert kabuksu yapıların oluşmasına neden olmaktadır. Na^+ aynı zamanda bitki köklerinin hava almasını engelleyerek bitkilerin gelişimini ya da yetişmesini engellemektedir (Şahinci, 1991). Kestanbol jeotermal alanındaki hidrokimyasal analiz sonuçlarından yararlanılarak, SAR (Richards, 1954) kullanılarak, jeotermal akışkanın çevreye deşarjının uygunluğu araştırılmıştır. SAR oranı aşağıda verilen denklem ile hesaplanmıştır (Denklem 4.10).

$$\text{SAR} = \frac{\text{Na}^+}{\sqrt{\frac{(\text{Ca}^{+2} + \text{Mg}^{+2})}{2}}} \quad (4.10)$$

Bağıntıda iyonların mek/l değerleri kullanılmıştır. (Erguvanlı ve Yüzer, 1987). Çalışma alanındaki sıcak suların SAR değerleri Tablo 4.20'ye göre, % 49,67 -67,89 arasında olup, ortalama SAR değeri ise %58,93'tür. Tablo 4.21'e göre "kötü özellikte sulama suları" sınıfını göstermektedir. SAR değerinin yüksek çıkması, emilen Ca^{+2} ve Mg^{+2} 'un yerini alan Na^+ iyonunun toprağın yapısına zararlı olduğunu göstermektedir (Hem, 1985). Soğuk suların ise SAR değerleri % 1,15 - 1,88 arasında, ortalama SAR değeri % 1,51 olup Tablo 4.21'deki sınıflamaya göre, "çok iyi özellikte sulama suları" sınıfında yer almaktadır.

Tablo 4.20. Çalışma alanındaki suların SAR değerleri

Örnek Adı	Temmuz, 2018	Ekim, 2018	Ocak, 2019	Şubat, 2019	Nisan, 2019	Temmuz, 2019
	%SAR					
K1	54,64	67,31	62,05	61,05	55,81	49,67
K2	54,52	65,55	54,68	59,95	59,55	55,57
K3	57,99	67,89	61,41	66,16	54,93	52,02
K4	1,24	1,34	1,42	1,44	1,70	1,54
K5	1,88	1,79	1,7	1,64	1,25	1,15

Tablo 4.21. SAR değerine göre sulama sularının sınıflandırılması (Şahinci, 1991)

SAR (%)	SINIF
<10	Çok iyi özellikte sulama suları
10-18	İyi özellikte sulama suları
18-26	Orta özellikte sulama suları
>26	Kötü özellikte sulama suları

Sodyum yüzdesi (% Na) değeri, Na⁺ tehlikesini ölçmek için kullanılan başka bir yaklaşımdır. Sulama amaçlı olarak yüksek sodyum yüzdeli su kullanılması bitki büyümesini hızlandırır. Yeraltı suyunun sulama suyu olarak kullanılabilirlik özelliğini değerlendirmek için % Na değerinden yararlanılmaktadır. Genellikle % Na değerleri düşük olduğunda küçük sorunlar ortaya çıkar. Yüksek olduğunda geçirgenlikte azalma meydana gelebilmektedir. Toprağın içerdiği organik madde içeriğinin büyük olması ve ince dokulu olması, Na⁺'un su havalandırması ve infiltrasyonu üzerindeki etkisi o kadar büyük olmaktadır (Joshi ve diğerleri, 2009). Çalışma alanındaki gibi tuzlu sulardaki Na⁺ konsantrasyonları, topraktaki Ca⁺ iyonları ile yer değiştirip, bitkilerin gelişimini engellemektedir (Erguvanlı ve Yüzer, 1987). % Na sudaki toplam majör katyonların içerisindeki % Na değerini ifade etmektedir. % Na değeri hesaplanırken tüm iyonlar mek/l kullanılarak Denklem 4.11 bağıntısıyla hesaplanmıştır.

$$\%Na = \frac{Na^+}{(Na^+ + K^+ + Ca^{+2} + Mg^{+2})} \times 100 \quad (4.11)$$

Çalışma alanındaki sıcak suların %Na değerleri, 77,39 - 84,11 arasında da değişmektedir. Soğuk suların %Na değerleri ise 18,78 - 30,42 arasında değişmektedir. Sıcak suların ortalama %Na değeri 81,38, soğuk suların ortalama %Na değeri 25,56'dır (Tablo 4.22). Çalışma alanında yer alan suların sulama suyu amaçlı kullanımının uygun olup olmadığını saptamak amacıyla bu suların Tablo 4.23'e göre, %Na, Cl⁻, EC ve SO₄⁻² değerleri suların sulama suyu olarak kullanımı için "çok iyi", "iyi", "kullanılabilir",

”şüpheli” ve “kullanılmaz” bölümlerini kapsamaktadır. Genellikle sodyum yüzdesi değerleri düşük olduğunda küçük sorunlar ortaya çıkar. Yüksek olduğunda ise azaltılmış geçirgenlik meydana gelmektedir. Daha ince toprak dokusu ve organik madde içeriği ne kadar büyükse, sodyumun su infiltrasyonu ve havalandırması üzerindeki etkisi de o kadar büyük olacaktır (Joshi ve diğerleri, 2009). Çalışma alanındaki sıcak sular, % Na, Cl⁻ ve EC değerlerine göre, “kullanılmaz” SO₄⁻² değerlerine göre “çok iyi” sular sınıfında yer almaktadır. Çalışma alanındaki soğuk sular, % Na ile Cl⁻ “iyi”, EC ve SO₄⁻² değerlerine göre ise “çok iyi” sular sınıfında yer almaktadır (Tablo 4.23).

Tablo 4.22. Çalışma alanındaki suların % Na değerleri

Örnek Adı	Temmuz, 2018	Ekim, 2018	Ocak, 2019	Şubat, 2019	Nisan, 2019	Temmuz, 2019
	%Na					
K1	80,69	82,55	81,99	82,90	83,02	78,86
K2	80,09	82,44	79,87	82,85	84,11	79,96
K3	80,15	82,26	80,27	82,56	81,77	77,39
K4	22,87	24,03	24,65	25,40	29,63	26,68
K5	30,42	28,58	27,98	26,39	21,33	18,78

Tablo 4.23. Çalışma alanındaki suların %Na, Cl⁻, SO₄⁻² ve EC değerlerine göre sınıflandırılması (Şahinci, 1991)

Su Sınıfı	%Na	Cl ⁻	SO ₄ ⁻²	EC
	mek/l			mikromho/cm
Çok iyi	<20	<4	<4	<250
İyi	20-40	4-7	4-7	250-750
Kullanılabilir	40-60	7-12	7-12	750-2000
Şüpheli	60-80	12-20	12-20	2000-3000
Kullanılmaz	>80	>20	>20	>3000

Kelly indeksi (KI), Ca⁺² ve Mg⁺² ile ölçülen Na⁺ seviyesine göre suların sulama suyu kalitesini incelemek için kullanılmaktadır (Kelly, 1963). KI değeri Denklem 4.12’de sunulan bağıntıyla hesaplanmıştır. KI değeri hesaplanırken tüm iyonlar mek/l olarak kullanılmıştır.

$$\text{Kelly indeksi (KI)} = \frac{\text{Na}^+}{\text{Ca}^{+2} + \text{Mg}^{+2}} \quad (4.12)$$

KI<1 ise sulama için uygundur fakat KI>1 ise suda yüksek oranda Na⁺ bulunduğunu ve sulama için uygun olmadığını göstermektedir (Kelly, 1963). Çalışma alanındaki sıcak

sular için hesaplanan KI değeri, 5,25 ile 7,13 arasında olup, ortalama değer 6,16'dır. Soğuk sular için hesaplanan KI değeri ise 0,23 ile 0,44 arasında olup, ortalama değer 0,35'dir (Tablo 4.24). Çalışma alanındaki sıcak suların KI değeri 1'den büyük bulunmuştur. Bu nedenle çalışma alanındaki sıcak sular tarım arazilerinin sulanması açısından uygun değildir.

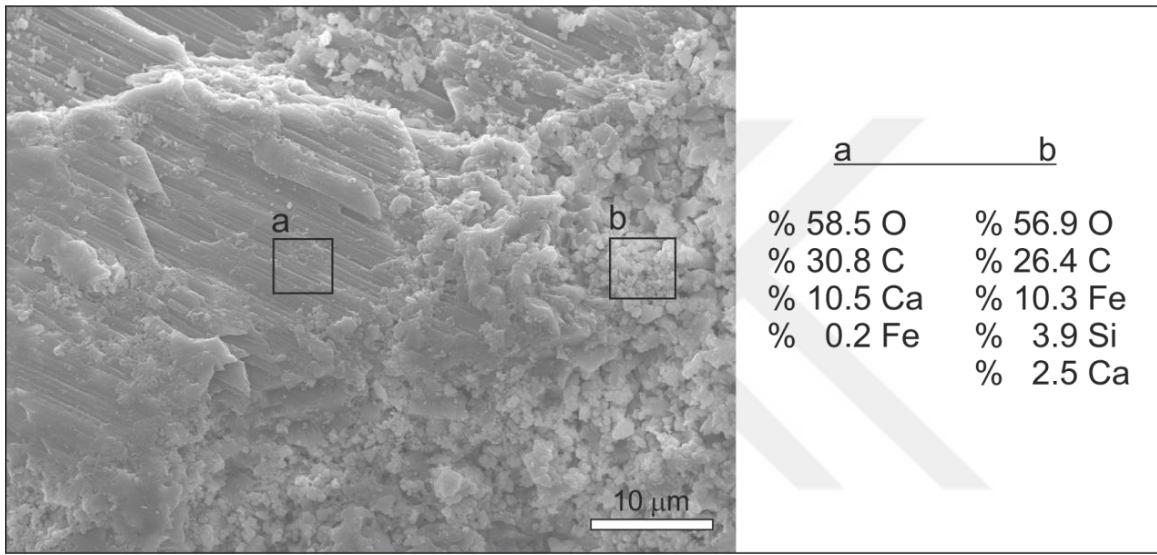
Tablo 4.24. Çalışma alanındaki suların KI değerleri

Örnek Adı	Temmuz, 2018	Ekim, 2018	Ocak, 2019	Şubat, 2019	Nisan, 2019	Temmuz, 2019
	KI					
K1	5,80	6,98	6,21	6,56	6,53	5,29
K2	5,57	6,73	5,25	6,43	7,13	5,97
K3	5,61	7,02	5,73	6,64	5,99	5,49
K4	0,30	0,32	0,33	0,34	0,43	0,37
K5	0,44	0,41	0,39	0,36	0,27	0,23

4.3.2. Jeokimyasal Analiz Sonuçlarının Değerlendirilmesi

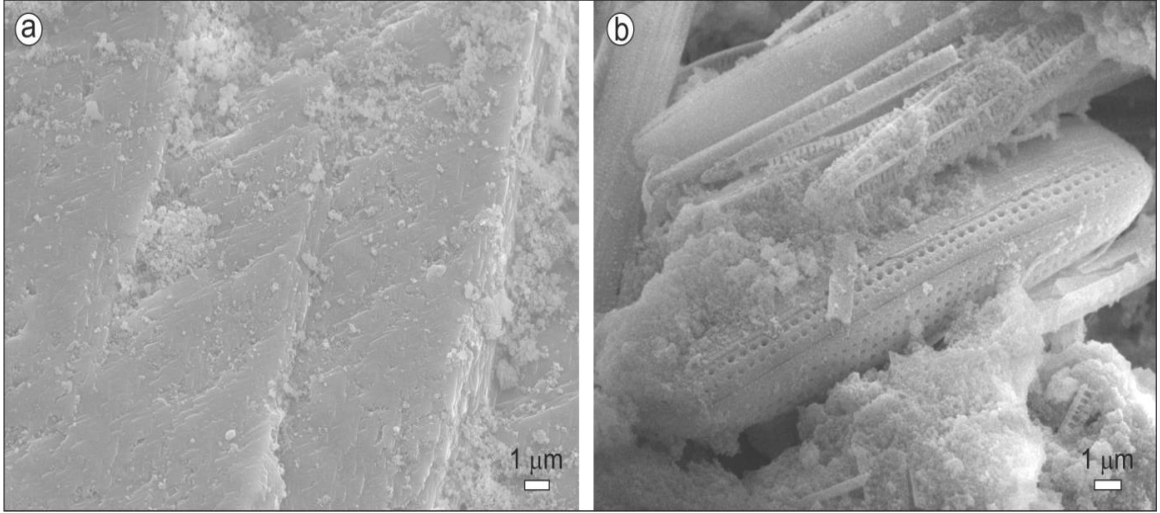
Çalışma alanındaki sondajdan alınan kabuk örnekleri ile toprak ve dere sedimenti örneklerinin kimyasal, morfolojik ve mineralojik analiz sonuçları bu bölümde değerlendirilmiştir. Yüksek sıcaklık ve yüksek basınç ortamında, kayaç ile jeotermal akışkanın temas halinde olmaları, kayaçlardaki minerallerin çözünüp, jeotermal akışkandaki TDS miktarını arttırmaktadır. Belirli termodinamik koşullarda, çözünen mineraller duraylılık gösterir ancak, koşulların değişmesiyle çözünen mineraller doygun hale gelip çökeltim gösterebilmektedir. Çalışma alanında gözlenen kabuklaşma (mineral çökmesi), jeotermal akışkanın geçtiği boru hattı, kıyı vb. yerlerde jeotermal akışkanın içerisindeki element ve bileşik konsantrasyonların uygun koşullar sağlandığında, çökerek mineral ve katı bileşikler oluşturmasıdır (Aksoy, 2007). Yüksek çözünmüş madde içeriğine sahip olan Kestanbol jeotermal akışkanı, yüzeye ulaştığında sıcaklık ve basınç koşullarının değişmesiyle, birlikte akışkanda mineral çökmesi gerçekleşmektedir. Çalışma alanındaki Kestanbol jeotermal akışkanın neden olduğu kabuk örneklerinin arazi gözlemleri sırasında genellikle sarı, turuncu ve yer yer beyaz renklere olduğu saptanmıştır. XRD analizine göre, çalışma alanındaki örneklerden alınan kabuk, kalsit ve halit minerallerinden oluşmaktadır. ICP-MS analiz sonuçlarına göre, % 30,35 Fe₂O₃, % 25,19 CaO, % 12,65 SiO₂, % 1,04 Na₂O, % 0,44 MnO, % 0,23 K₂O, % 0,22 MgO ve % 0,01 Al₂O₃ bileşiminde olduğu saptanmıştır. Metal(loid) konsantrasyonu dizilimi: Fe > Mn > As > Al > Zn > Pb > Ni şeklindedir. As, Fe ve Mn konsantrasyonu ise Krauskopf (1979) tarafından belirlenen Dünya kıtasal kabuk ortalama değerinden yüksek bulunmuştur (Tablo 4.25). Kabuk örneklerinin EDX

analizlerinde O, C, Fe, Ca, Si, Na, Cl, Al, Mg ve Mn elementlerini içerdiği bulunmuştur. SEM/EDX analizi ile kalsit mineralleri ve XRD analizi ile FeCO_3 bileşimine sahip olmasından ötürü siderit olduğu düşünülen mineraller saptanmıştır. Siderit olduğu düşünülen mineralin bileşimi EDX analiz sonuçlarına göre % 10,3 Fe, % 26,4 C ve % 56,9 O'den oluşmaktadır (Şekil 4.42). Kabuklaşma kuyu çapını azalttığı için, devamlı olarak debinin azalmasına, üretim ve verim kaybına neden olabilmektedir. Kabuklaşma problemi, boruları daraltma veya tıkanma gibi sorunlara neden olduğundan Kestanbol kaplıcasına taşınan jeotermal akışkanın debisinin ve ısı transferinin azalmasına neden olabilmektedir.



Şekil 4.42. Kabuk örneğinde saptanan kalsit, siderit minerallerinin SEM görüntüsü ve EDX analiz sonuçları

Çalışma alanından alınan toprak örnekleri ICP-MS analizine göre, % 43,88 CaO, % 8,2 Fe_2O_3 , % 6,64 SiO_2 , % 1,21 Na_2O , % 0,68 Al_2O_3 ve % 0,65 MnO'ten oluşmaktadır (Tablo 4.30). Toprağın metal(loid) konsantrasyonu dizilimi $\text{Fe} > \text{Mn} > \text{Al} > \text{As} > \text{Zn} > \text{Pb} > \text{Ni}$ şeklinde olup, As, Fe ve Mn konsantrasyonu kıtasal kabuk ortalama değerinden yüksek olarak bulunmuştur. Toprak örnekleri mineralojik olarak kalsit, halit, plajyoklas ve kuvars minerallerinden oluşmaktadır. SEM analizi sonuçları ile toprak örneklerinde kalsit mineralleri saptanmıştır. EDX analizi ile de saptanan kalsitin % 9,5 Ca, % 29,6 C ve % 60,4 O'den oluştuğu bulunmuştur (Şekil 4.43a). Toprak örneklerinin EDX analizi sonucunda, O, C, Ca, Si, Fe, Na, Cl, Al, Mn, Mg ve K elementleri bulunmuştur. Toprak örneklerine ait SEM/EDX analizlerinde farklı türlere ait, 2-4 µm genişliğinde ve 8 - 12 µm uzunluğunda olan, silindirik şeklindeki, gözenekleri 250-330 nm çapında diatom kavrıkları gözlenmiştir (Şekil 4.43b).



Şekil 4.43. Toprak örneklerinde saptanan a. kalsit minerali ve b. diyatom morfolojilerinin SEM görüntüsü

Diyatom, kavkuları, amorf silisten meydana gelen, ökaryotik, tek hücreli, sucul ortamlarda yaşayan mikroskobik alglerdir. Diyatom kavkularını oluşturan amorf silis, çeşitli oranlarda Al, Fe, Ca, Mg, Na ve K elementlerinin silikatları ile birlikte yer almaktadır (Özbey ve Atamer, 1987). Diyatamlar ekosistemde meydana gelen değişiklikleri yansıtmalarından dolayı biyoizleme çalışmalarında da biyoindikatör olarak kullanılmaktadır (Cattaneo ve diğerleri, 2011; Şanlıyüksel Yücel ve Baba, 2018). Diyatom kavkularının kimyasal bileşimi, EDX analiz sonuçlarında temel olarak, % 68,5 O ve % 15,3 Si'dan meydana gelmektedir. Çalışma alanındaki dere sedimentine ait örneklerin kimyasal bileşimi, SiO₂ (% 49,75), Fe₂O₃ (% 12,97), Al₂O₃ (% 11,9), CaO (% 6,11), Na₂O (% 3,18), K₂O (% 3,06) ve MgO'den (% 1,47) oluşmaktadır. Dere sedimentinin metal(loid) konsantrasyonu sırasıyla; Fe > Al > Mn > As > Zn > Pb > Ni şeklinde olup, As, Fe ve Mn konsantrasyonları kıtasal kabuk ortalama değerinden yüksek çıkmaktadır.

XRD analiz sonuçlarına göre, dere sedimentinin mineralojik bileşimi; kuvars, illit/mika, aktinolit-tremolit, plajyoklas, alkali feldspat, pirit, smektit grubu mineral, kalsit, kaolen grubu mineral ve halit minerallerinden oluşmaktadır. Dere sedimentinden alınan örneklerin EDX analizi sonuçlarında O, C, Fe, Al, Ca, Na, K, Mg ve Mn elementleri saptanmıştır. Çalışma alanındaki jeotermal akışkandan sızan suların toprak ve dere sedimenti üzerinde oluşan antropojenik kaynaklı metal(loid) kirliliğinin belirlenmesinde zenginleşme faktörü (EF) ve jeobirikim indeksinden (I_{geo}) yararlanılmıştır. EF ve I_{geo} indeksleri Denklem 4.13 ve Denklem 4.14 bağıntılarından yararlanarak hesaplanmıştır.

$$EF = \frac{(C_x/C_{ref})_{\text{örnek}}}{(C_x/C_{ref})_{\text{background}}} \quad (4.13)$$

Bağıntıya göre; EF: Zenginleşme faktörünü, $(C_x/C_{ref})_{\text{örnek}}$: Örnekte ölçülen metal(loid) konsantrasyonunun aynı örnekte ölçülen Fe konsantrasyonu değerine oranını, $(C_x/C_{ref})_{\text{background}}$: Kıtasal kabuktaki meta(loid) konsantrasyonunun, Fe konsantrasyonuna oranını ifade etmektedir.

Kullanılan referans elementler genellikle Al, Fe ve Mn'dan oluşmaktadır (Liu ve diğerleri, 2005; Şanlıyüksel Yücel, 2019). Bu çalışmada referans element olarak Fe kullanılmıştır. EF ve I_{geo} hesaplamaları yapılırken, Dünya ortalama kıtasal kabuk değerleri background değerler olarak kullanılmıştır. I_{geo} değeri Denklem 4.14'e göre hesaplanmıştır.

$$I_{geo} = \log_2 \frac{C_n}{1,5B_n} \quad (4.14)$$

Bağıntıya göre; C_n : Örnekte ölçülen metal(loid) konsantrasyonunu, B_n : İlgili metal(loid) konsantrasyonunun kıtasal kabuktaki background değerini ifade etmektedir. 1,5 sabit değeri background değerinde oluşan litojenik etkilere bağlı oluşan, küçük değişimlerin etkisini minimuma indirmek amacıyla kullanılmıştır (Salah vd., 2012; Şanlıyüksel Yücel ve Baba, 2018).

Çalışma alanındaki toprak ve dere sedimenti örneklerinde hesaplanan EF-As değerleri Tablo 4.25'e göre, 40'tan büyük hesaplandığı için Sutherland (2000) tarafından hazırlanan EF kirlilik sınıflamasına göre; örneklerin As açısından "aşırı miktarda zenginleşme" gösteren sınıfta olduğu saptanmıştır. Çalışma alanında As değerinin aşırı miktarda zenginleştiği durumlarda kabuklaşmanın oluştuğu belirlenmiştir (Tablo 4.26).

Tablo 4.25. Kabuk, toprak ve sediment metal(loid) konsantrasyonları, EF ve I_{geo} değerleri

		Al	As	Fe	Mn	Ni	Pb	Zn
Kabuk (n=2)		100	462,6	212300	3400	0,1	0,45	5,5
Toprak (n=3)		3600	76,45	57400	5000	1,85	4,9	5,25
Sediment (n=4)	mg/kg	63000	231,85	90700	1100	20,7	35,8	46
Dünya kıtasal kabuk ortalaması*		81000	1,8	54000	1000	75	12,5	70
Zenginleşme faktörü (EF)	Kabuk	0,0003	65,36	-	0,86	0,0003	0,009	0,01
	Toprak	0,041	40,05	-	4,7	0,02	0,36	0,07
	Sediment	0,46	76,68	-	0,65	0,16	1,7	0,39
Jeobirikim indeksi (I_{geo})	Kabuk	-10,24	7,42	1,39	1,18	-10,13	-5,38	-4,25
	Toprak	-5,07	4,82	-0,49	1,73	-5,92	-1,93	-4,32
	Sediment	-0,94	6,42	0,16	-0,44	-2,44	0,93	-1,19

*(Krauskopf, 1979)

Tablo 4.26. Zenginleşme faktörü sınıflaması (Sutherland, 2000)

Değer aralıkları	Sediment kalitesi
EF < 2	Az zenginleşme
2 ≤ EF < 5	Orta derecede zenginleşme
5 ≤ EF < 20	Önemli derecede zenginleşme
20 ≤ EF < 40	Çok yüksek miktarda zenginleşme
EF ≥ 40	Aşırı miktarda zenginleşme

Toprak örnekleri için hesaplanan EF-Mn değeri 4'ten büyüktür. Mn değerleri, Sutherland (2000) sınıflamasına göre “orta derecede zenginleşme” göstermektedir. Çalışma alanındaki toprak örneklerindeki diğer metallerin EF değerleri 2'den küçük olarak hesaplanmıştır.

Sutherland (2000) sınıflamasına göre, 2'den küçük olan metallerin “az zenginleşme” gösterdiği saptanmıştır.

Müller (1979; 1986), I_{geo} sonuçlarını yedi ayrı sınıfa ayırmıştır (Tablo 4.27.). Çalışma alanında elde edilen ortalama I_{geo} sonuçlarına göre, kabuk için metal(loid) birikim düzeyleri $As > Fe > Mn > Zn > Pb > Ni > Al$ şeklinde dizilim göstermektedir. I_{geo} sonuçları, toprakta: $As > Mn > Fe > Pb > Zn > Al > Ni$ şeklinde ve dere sedimentinde sırasıyla: $As > Pb > Fe > Mn > Al > Zn > Ni$ olarak dizilim gösterdiği tespit edilmiştir. Müller (1979; 1986) I_{geo} sınıflamasına göre; çalışma alanındaki kabuklaşmadaki I_{geo} -As değeri, 6. sınıf, I_{geo} -Fe ve Mn değeri 2. sınıfta yer almaktadır. I_{geo} sınıflamasına göre; topraktaki I_{geo} -As değeri 5. sınıf ve I_{geo} -Mn 2. sınıftır. I_{geo} sınıflamasına göre; dere sedimentindeki I_{geo} -As 6. sınıf ve I_{geo} -Fe ve Pb 1. sınıfta yer almaktadır. Çalışma alanındaki tüm örneklerde I_{geo} -Al, Ni ve Zn değerleri 0'ın altında bulunmuştur. Bu metaller çalışma alanı için kirlilik unsuru değildir.

Tablo 4.27. Jeobirikim indeksi sınıflaması (Müller, 1979; 1986)

Değer aralıkları	Sınıf	Sediment kalitesi
$I_{geo} < 0$	0	Kirlenmemiş
$0 < I_{geo} < 1$	1	Kirlenmemiş-orta kirlenmiş
$1 < I_{geo} < 2$	2	Orta kirlenmiş
$2 < I_{geo} < 3$	3	Orta-çok kirlenmiş
$3 < I_{geo} < 4$	4	Çok kirlenmiş
$4 < I_{geo} < 5$	5	Çok-aşırı kirlenmiş
$I_{geo} > 5$	6	Aşırı kirlenmiş

4.4. Aktif Tektonik

Çalışma alanının içerisinde yer aldığı Çanakkale, Batı Anadolu Graben Sistemi ile KD - GB doğrultulu Kuzey Anadolu Fay hattının güney segmentinde yer almaktadır. Alp Himalaya dağ kuşağının üzerinde bulunan çalışma alanı, Arap levhasının kuzeye doğru hareket etmesine karşılık gelmektedir (Sözbilir ve diğerleri, 2017). Çanakkale ve yakın çevresi, Kuzey Anadolu Fay Zonu'ndan kaynaklanan doğrultu atımın baskın olduğu deformasyon ile K-G yönlü Ege Bölgesi'ndeki genişleme rejiminin etkili olduğu zonda bulunmaktadır (Sözbilir ve diğerleri, 2017). Kuzey Anadolu Zonu, Marmara Bölgesi ile Kuzey Ege Denizi'nin altındaki tektonik rejimi kontrol etmektedir (Taymaz ve diğerleri, 1991). Tezin bu kısmında; Kestanbol jeotermal alanındaki su kaynaklarının yüzeye çıkışını kontrol eden Kaplıca Fayı'nın karakteristiği belirlenmiş ve tez süresince meydana gelen $M=3,5$ ve üstündeki büyüklüğe sahip olan depremlerin, çalışma alanındaki jeotermal sondajdan çıkan akışkan ile ilişkisi değerlendirilmiştir.

Çalışma alanındaki Kaplıca Fayı'nın karakteristik sismik kaynakları Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, Boğaziçi Üniversitesi Bölgesel Deprem-Tsunami İzleme ve Değerlendirme Merkezi'nden elde edilmiştir.

4.4.1. Kaplıca Fayı'nın Karakteristiği

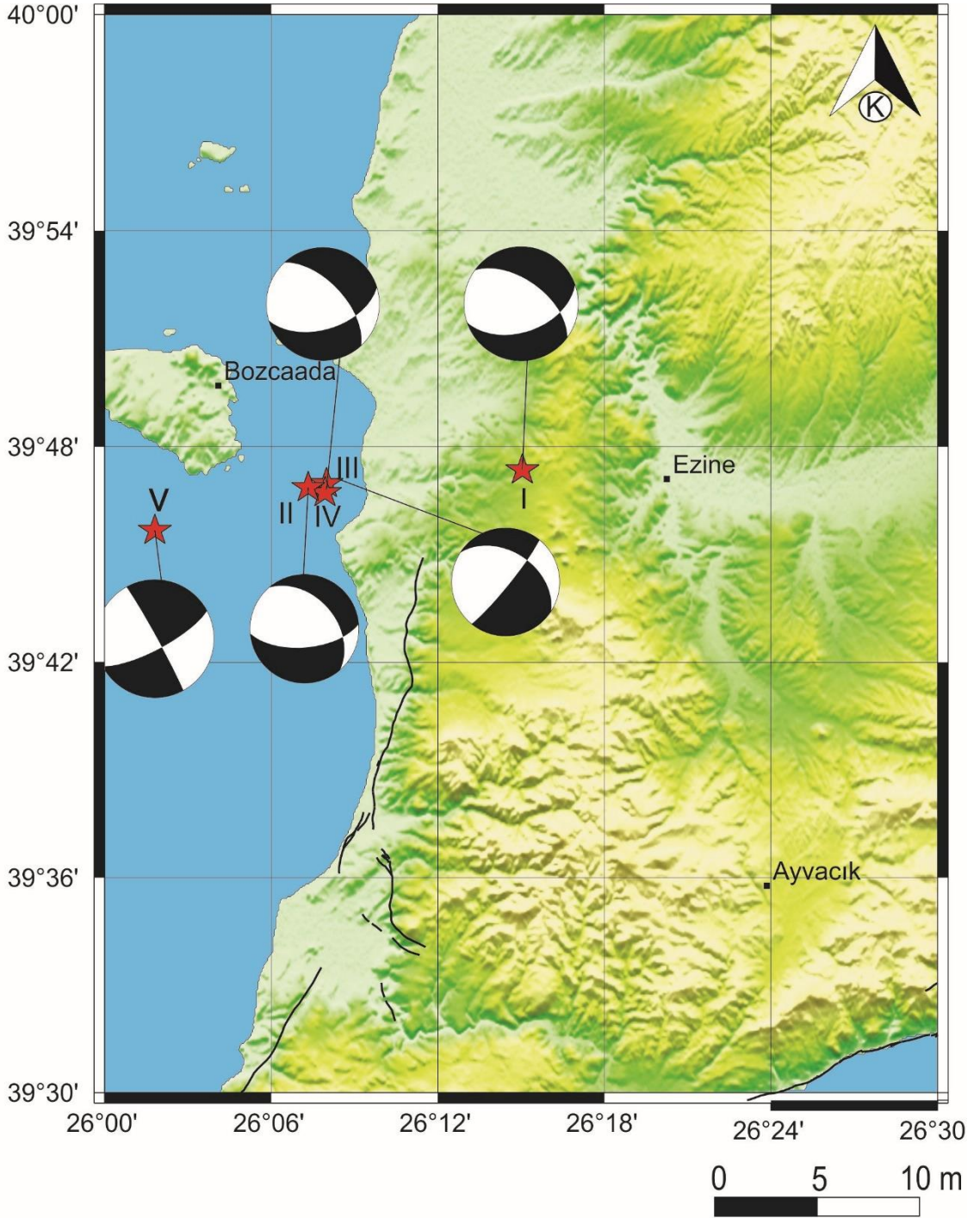
12.09.2008 tarihinde Odun İskelesi açıklarında meydana gelen $M=4,1$ büyüklüğündeki deprem, 6.01.2014'te meydana gelen $M=3,9$ büyüklüğündeki merkez üssü Dalyan-Ezine olan deprem ile 7.01.2014 tarihinde meydana gelen $M=4,1$ ve $M=3,4$ olan, Dalyan-Ezine'de meydana gelen depremler ve 26.10.2015 günü merkez üssü Gökçebayır-Ezine olan $M=4,4$ büyüklüğündeki depremlerin verileri kullanılarak Kaplıca Fayı'nın karakteristiği belirlenmiştir (Tablo 4.28). I, III ve V numaralı depremler; deprem dalgası sinyalleri ile istasyon dağılımlarının düşük olması nedeniyle ilk varış polaritelerine göre, II ve IV numaralı depremler ise deprem dalgası sinyallerinin yüksek olması nedeniyle

moment tensor ters çözümü yöntemine göre zSacWin programı kullanılarak çözülmüştür.

Şekil 4.44 ile Tablo 4.28'deki depremlerin odak mekanizması çözümündeki rake (kayma açıları) dikkate alındığında depreme neden olan fayın normal bileşenli sağ yanal doğrultu atımlı faylanma olduğu görülmektedir (Şekil 4.44). Bu sonuç ile bölgenin diğer fay segmentleri uyumluluk göstermektedir. Ilıca deresine paralel olarak uzanan DKD-BGB uzanımlı sağ yönlü doğrultu atımlı olan bu fayın, doğuda çalışma alanında yüzlek veren Geyikli Metamofitleri ile Kestanbol Plütonu'nun granitlerinin dokanağında başlayıp, batıda muhtemelen denizin içinde de devam eden ve yaklaşık 10 km uzunluğa sahip olduğu düşünülmektedir. Bölgede Kaplıca Fayı ile K-G doğrultulu Ege Denizi kıyısına paralel uzanım gösteren Kestanbol Fayı ile Tuzla Fayı çalışma alanındaki küçük-orta büyüklükteki depremselliğinin kaynaklarıdır.

Tablo 4.28. Kaplıca Fayı'nın karakteristiğinin çözümünde kullanılan depremlerin verileri

	I	II	III	IV	V
Tarih	26.10.2015	7.01.2014	7.01.2014	6.01.2014	12.09.2008
Saat	23:07:59	21:41:21	01:47:46	10:23:38	02:12:42
Enlem	39.7903	39.7792	39.7822	39.7853	39.7647
Boylam	26.256	26.1185	26.1327	26.1312	26.0297
Derinlik	6	7,1	6,2	7,9	9.1
Büyükük	4,4	4,1	3,4	3,9	4.1
Yer	Gökçebayır- Ezine	Dalyan- Ezine	Dalyan-Ezine	Dalyan-Ezine	Odun İskele Açıkları
Strike 1	71	85	39	73	62
Dip 1	49	62	84	53	75
Rake 1	-133	-123	-133	-141	-177
Strike 2	320	305	303	317	331
Dip 2	42	56	43	60	87
Rake 2	-44	-52	-9	-44	-15



Şekil 4.44. Kaplıca Fayı'nın fay çözümlerinin gösterilmesi

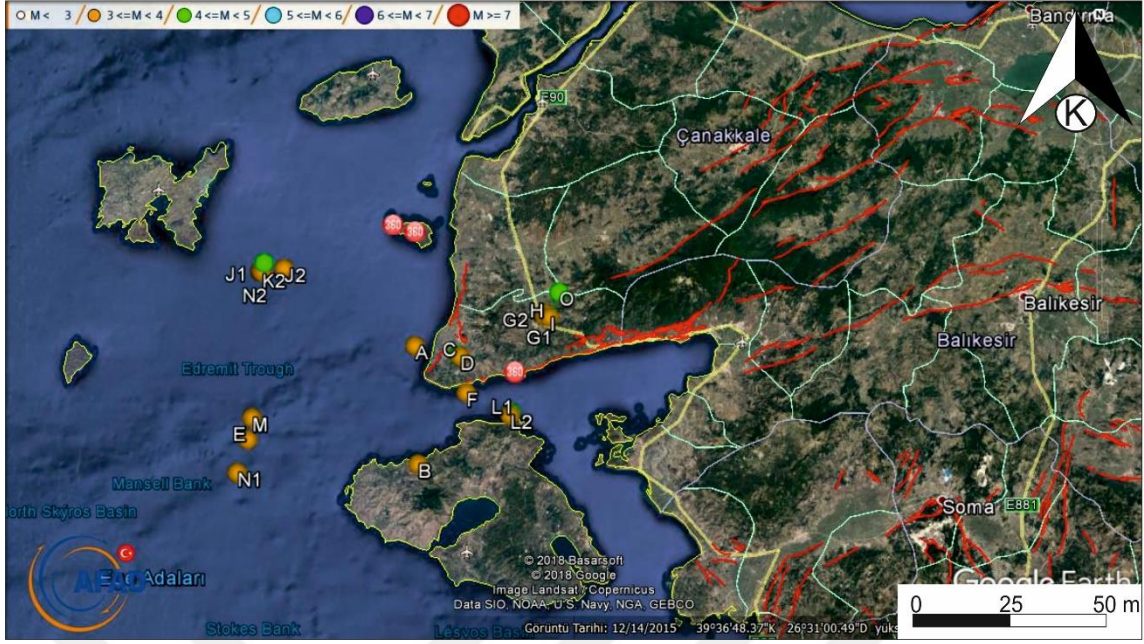
4.4.2. Çalışma Alanındaki Hidrokimyasal Değişimlerin Aktif Tektonik ile İlişkisi

Deprem öncesinde, deprem sırasında ve deprem sonrasında yeni kaynakların oluşmaları veya var olan kaynakların kaybolduğu bilinmektedir (Şimşek ve Yıldırım 2000; Khodayar ve diğerleri, 2010; Ateş ve Tutkun; 2014; Kaçar ve diğerleri, 2017). Reykjavellir'de 1784 yılındaki deprem sonucunda kaplıcaların ortadan kaybolması ve 1896, 2000 ve 2008 yıllarında jeotermal rezervuarda değişimlerin gözlenmesi bunun kanıtıdır

(Khodayar ve diğeri, 2010). Depremlerin jeotermal kaynaklarda değışime neden olduğu, depremlerin öncesinde ve sonrasında jeotermal kaynaklardaki su seviyesinde, sıcaklık, pH, EC ve majör iyonlarında çeşitli değışimler gözlenmiştir. Bu veriler göz önüne alındığında hidrokimyasal değışimlerin deprem öncesinde uyarıcı parametre olarak kullanılabilceğı düşünölmektedir (Reddy ve diğeri, 2010; Yuce ve diğeri, 2010; Reddy ve Nagabhushanam, 2011; Chen ve diğeri, 2014; Kaçar ve diğeri, 2017). Kestanbol jeotermal alanının yakın çevresindeki M=3,5 ve üzerinde olan Temmuz 2018 - Temmuz 2019 tarihleri arasında meydana gelen 20 adet deprem (Şekil 4.45) ile çalışma alanındaki K1 no'lu jeotermal sondajın ilişkisi aşağıda detaylı şekilde açıklanmıştır. Kestanbol jeotermal alanını etkileyen depremler Tablo 4.29'da verilmiştir.

Tablo 4.29. Kestanbol jeotermal alanını etkileyen depremler

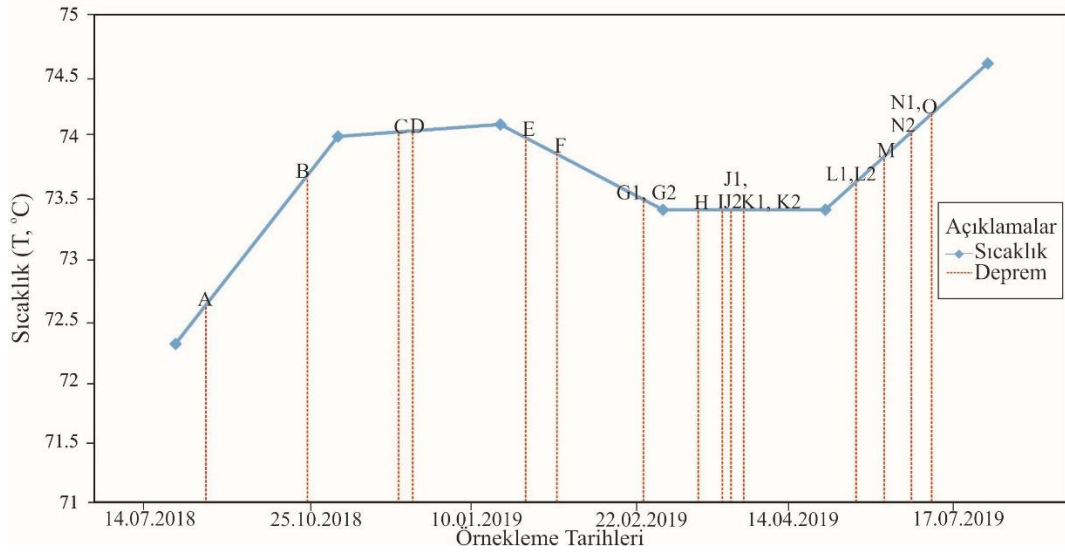
NO	TARİH	SAAT	ENLEM	BOYLAM	DERİNLİK	BÜYÜKLÜK	AÇIKLAMA
A	18.07.2018	22:56:07	39.5522	26.0367	7,5	3,5	GÜLPINAR AÇIKLARI-
B							MİDİLLİ ADASI (EGE
	23.10.2018	20:57:02	39.2787	26.0503	8,5	3,9	DENİZİ)
C	17.12.2018	17:40:55	39.5305	26.1677	6,3	4,1	YUKARIKÖY-AYVACIK
D	28.12.2018	19:12:45	39.5273	26.1738	6,1	3,7	YUKARIKÖY-AYVACIK
E	14.01.2019	09:59:35	39.3338	25.5393	8,7	3,9	EGE DENİZİ
F	28.01.2019	19:58:34	39.4425	26.1932	5,4	3,5	KOYUNEVİ-AYVACIK
G1	20.02.2019	21:23:27	39.6260	26.4387	7,6	5,4	TARTIŞIK-AYVACIK
G2	20.02.2019	22:42:06	39.6275	26.4290	6,3	3,7	TARTIŞIK-AYVACIK
H	2.03.2019	12:51:25	39.6200	26.4295	8,5	3,8	TARTIŞIK-AYVACIK
I	13.03.2019	10:05:24	39.6177	26.4443	7,1	3,6	TARTIŞIK-AYVACIK
J1	16.03.2019	00:54:18	39.7475	25.5710	5,4	4,5	EGE DENİZİ
J2	16.03.2019	03:58:23	39.7337	25.6323	9,2	3,5	EGE DENİZİ
K1	20.03.2019	03:20:16	39.7260	25.5587	4,6	3,5	EGE DENİZİ
K2	20.03.2019	09:59:35	39.7313	25.5647	5,1	3,5	EGE DENİZİ
L1	29.04.2019	21:02:43	39.3965	26.3267	12	4,5	EDREMİT KÖRFEZİ
L2	29.04.2019	21:39:50	39.3907	26.3248	10,7	3,9	EDREMİT KÖRFEZİ
M	19.05.2019	21:28:08	39.3842	25.5493	9	3,7	EGE DENİZİ
N1	6.06.2019	06:24:11	39.2580	25.5105	9,5	3,6	EGE DENİZİ
N2	6.06.2019	20:14:17	39.7258	25.5670	5	3,7	EGE DENİZİ
O	17.06.2019	07:47:30	39.6768	26.4733	13,1	4,1	MİSVAK-AYVACIK



Şekil 4.45. 18.07.2018 ile 17.06.2019 tarihleri arasında Kestanelol jeotermal alanını etkileyen Tablo 4.29'daki depremlerin dağılımı

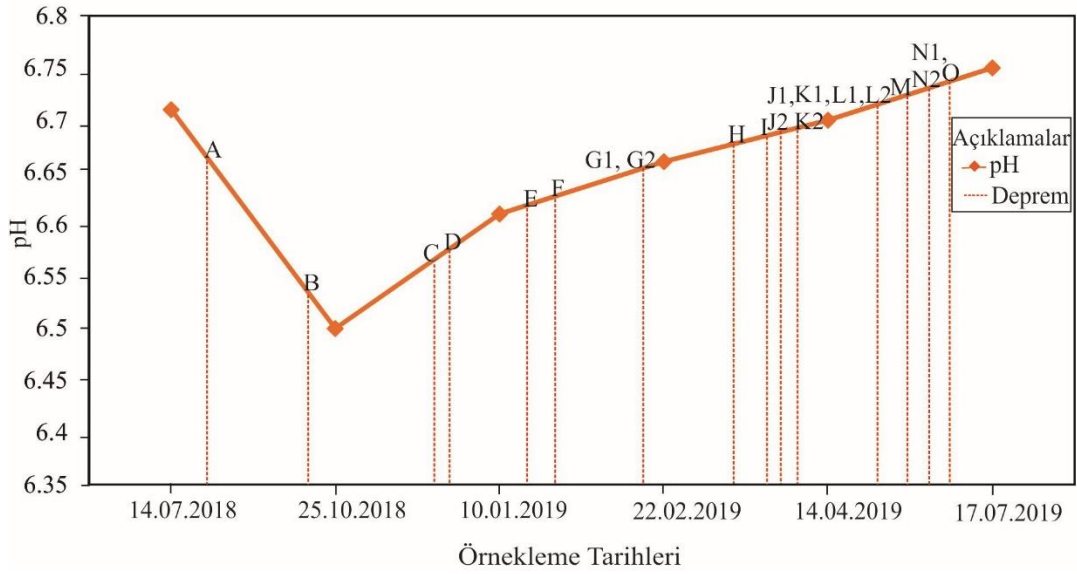
Bu tez çalışması kapsamında; 14.07.2018 ile 17.07.2019 tarihleri arasında 6 farklı dönemde Kestanelol jeotermal alanındaki jeotermal sondajdan alınan su örneklerindeki fiziksel parametreler ile majör iyonların, örnekleme dönemi öncesi ve sonrasında meydana gelen depremlerle ilişkili olan değişimleri incelenmiştir. Çalışma alanındaki üç adet sıcak su kaynağından K1 no'lu jeotermal sondaj kuyunun atmosferik koşullardan diğer sıcak su kaynaklarına göre daha az etkilenmesi nedeni ile hidrokimyasal analiz sonuçları daha doğru sonuç vermektedir.

Yuce ve diğerleri (2010) ve Kaçar ve diğerleri (2017) depremlerin öncesinde ve sonrasında, depremle ilişkisi olan jeotermal kuyulardaki sıcaklık değerlerinde değişimler olduğunu saptamıştır. Kestanelol jeotermal kaynaklarını etkileyen 18.07.2018 ile 23.10.2018 depremleri sonrasında yapılan örneklemede sıcaklık değeri, 14.07.2018 örneklemesine göre, 1,7 °C artmıştır. Büyüklükleri M=3,9 ile M=3,5 olan, 14 - 28 Ocak 2019 depremleri ile M=5,4 ile M=3,7 büyüklüklerine sahip olan 20.02.2019 depremleri öncesinde sıcaklık değerlerinde 0,6'lık düşüş gözlenmiştir. 17.07.2019 tarihinde yapılan örneklemeden önce 29.04.2019, 19.05.2019, 06.06.2019 ve 17.06.2019 tarihlerinde meydana gelen depremlerden sonra sıcaklık değerlerinde artış gözlenmiştir. 17.07.2019 tarihinde yapılan örnekleme, 14.04.2019 örneklemesine göre 1,2 derece daha yüksektir (Şekil 4.46). Bu veriler ışığında sıcaklığın öncü depremler için anomali gösterebileceği düşünülmektedir.



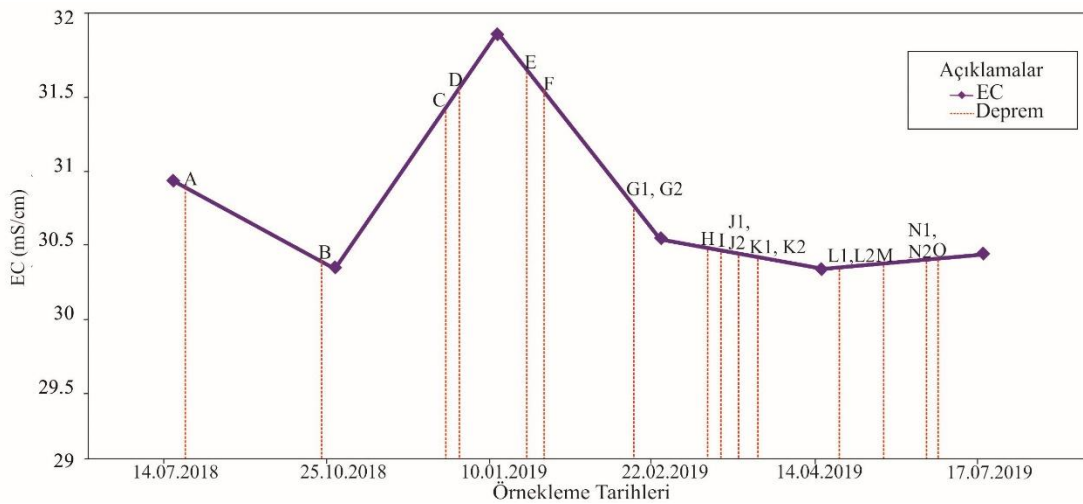
Şekil 4.46. Kestanbol jeotermal sondajının dönemsel sıcaklık değişimlerinin Tablo 4.29'daki depremler ile ilişkisi

Kaçar ve diğerleri (2017), 21.09.2013 - 16.08.2014 tarihleri arasında Güre jeotermal alanında 12 farklı dönemde yaptıkları su örnekleme sonucunda pH değerlerinin depremlerin sonrasında düştüğünü saptamışlardır. 14.07.2018 tarihinde yapılan örneklemeden sonra meydana gelen M=3,5 büyüklüğüne sahip 18.07.2018 tarihli deprem ile M=3,9 büyüklüğündeki 23.10.2018 depremlerinden sonra pH değeri ilk örnekleme oranla yaklaşık 0,21 değer düşmüştür. 17.12.2018 tarihinde Yukarıköy-Ayvacık'ta meydana gelen 4,1 büyüklüğündeki deprem sonrasında 25.10.2018 örneklemesine göre, 0,11'lik artış gözlenmiştir. 17.07.2019 tarihli örneklemede pH değerinin 6,75'e ulaştığı saptanmıştır. pH değerindeki bu artışın bölgede 20.02.2019 tarihli M=5,4 büyüklüğüne sahip deprem ile M=4,5 büyüklüğündeki 16.03.2019 ve 29.04.2019 tarihli depremlerin etkisinden kaynaklanabileceği düşünülmektedir (Şekil 4.47).



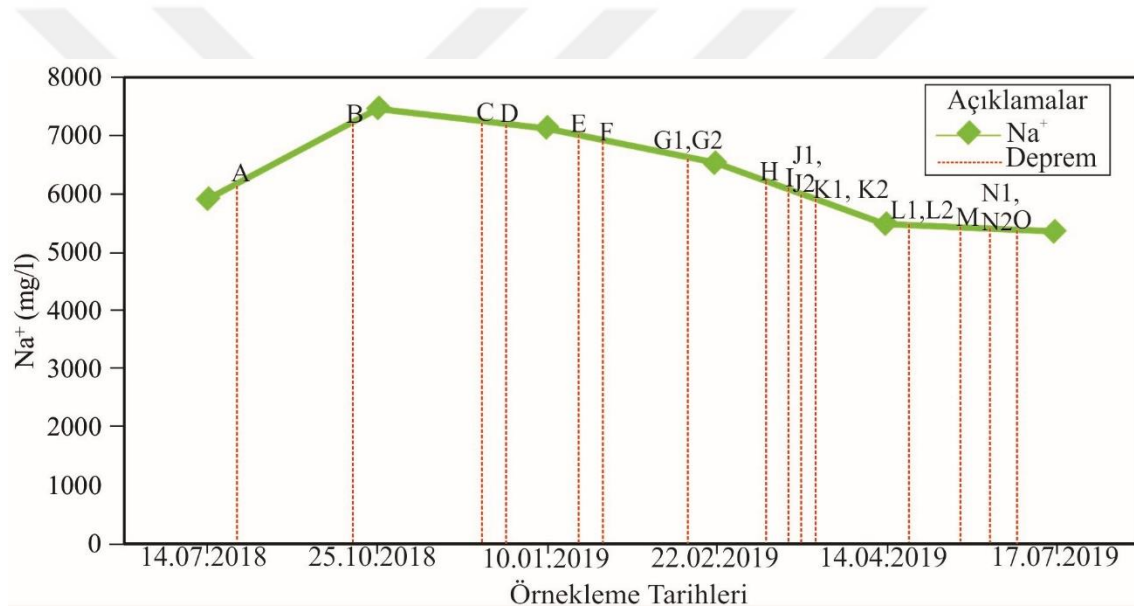
Şekil 4.47. Kestanbol jeotermal sondajının dönemsel pH değişimlerinin Tablo 4.29'daki depremler ile ilişkisi

Reddy ve Nagabhushanam (2011), 14.11.2009 tarihinde Koyna bölgesinde 4,7 büyüklüğünde meydana gelen depremin etkisiyle Govare kuyusunda EC değerlerinin düşüş gösterdiğini saptamış, EC değerinin öncü depremler için uyarıcı olabileceğini ifade etmiştir. 18.07.2018 tarihinde Gülpınar açıklarında meydana gelen depremden sonra yapılan 25.10.2018 örneklemesine göre EC değerlerinde 0,6 değerinde bir düşüş gözlenmiştir. 17.12.2018 depreminden sonra EC değerlerinde artış gözlenmiş olup 10.01.2019 tarihindeki örneklemede 31,9 değerine ulaşmıştır. Nisan-Haziran ve Temmuz 2019 örnekleme EC değerlerinde buharlaşmanın da etkisiyle düşüş gözlenmiştir (Şekil 4.48).



Şekil 4.48. Kestanbol jeotermal sondajının dönemsel EC değişimlerinin Tablo 4.29'daki depremler ile ilişkisi

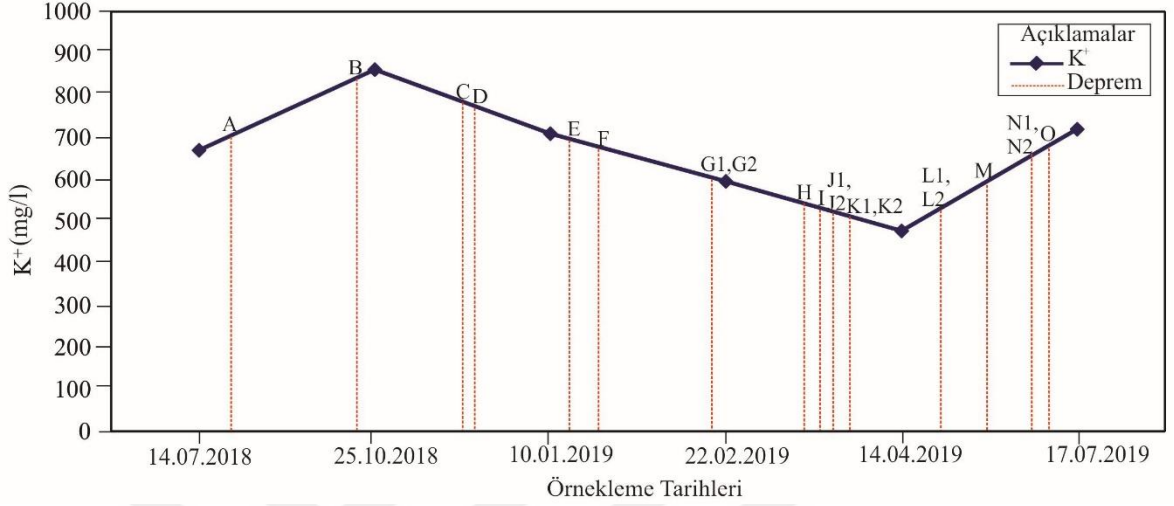
Tsunogai ve Wakita (1996), 17.01.1995 tarihli güneybatı Japonya'da 7,2 büyüklüğündeki Hyogo-ken Nanbu depreminden sonra, depremin yakınındaki jeotermal kuyularda Na^+ konsantrasyonlarında düşüş gözlemlendiğini saptamıştır. 18.07.2018 tarihinde Gülpınar Açıkları'nda yerel saat ile 22:56'da meydana gelen büyüklüğü $M=3,5$ olan deprem sonrasında Na^+ konsantrasyonunda 25.10.2018'de 1536 mg/l artış gözlenmiştir. Yukarıköy-Ayvacık'ta 17.12.2018 tarihinde meydana gelen depremden sonraki 10.01.2019 tarihli örneklemede 25.10.2018 örneklemesine göre, 334 mg/l düşüş gözlenmiştir. 20.02.2019'da $M=5,4$ büyüklüğünde Tartışık-Ayvacık'ta meydana gelen depremden sonra 22.02.2019 tarihinde yapılan örneklemede 589 mg/l düşüş olduğu saptanmıştır. Kestanbol jeotermal alanındaki Na^+ değerleri depremlerin öncesinde ya da sonrasında değişim göstermiştir (Şekil 4.49).



Şekil 4.49. Kestanbol jeotermal sondajının dönemsel Na^+ değişimlerinin Tablo 4.29'daki depremler ile ilişkisi

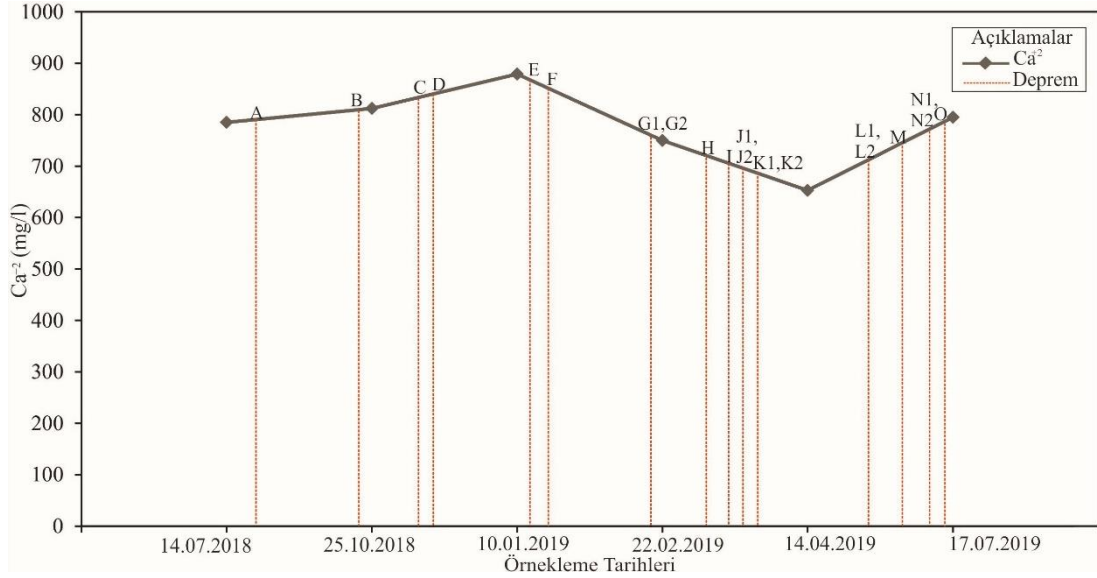
Balderer ve diğerleri (2002), 17 Ağustos 1999 İzmit depreminden sonra Kuzuluk, Bursa ve Yalova / Gemlik bölgelerindeki jeotermal kuyulardan yaptığı ölçümler sonrasında K^+ konsantrasyonlarında değişim gözlemiştir, bu değişimin bölgedeki aktif tektonikle ilişkisi olabileceğini ifade etmiştir. 23.10.2018 tarihinde Midilli Adası'nda meydana gelen $M=3,9$ büyüklüğündeki depreminden iki gün sonraki 25.10.2018'de yapılan örneklemede K^+ değerlerinin bir önceki örnekleme göre 192 mg/l arttığı gözlenmiştir. 20.02.2019 tarihinde meydana gelen $M=5,4$ büyüklüğüne sahip olan depremden sonra K^+ değerlerinin bir önceki örneklemeden 113 mg/l daha düşük olduğu saptanmıştır. 29.04.2019'da Edremit Körfezi'nde meydana gelen $M=4,5$ ve $M=3,9$ büyüklüğüne sahip olan depremlerden sonra

K^+ değerleri Şubat 2019 örneklemesine göre 118 mg/l azalış göstermektedir. 17.07.2019 tarihli örneklemede K^+ değerlerinin eski seviyesine dönmeye başladığı gözlenmiştir (Şekil 4.50).



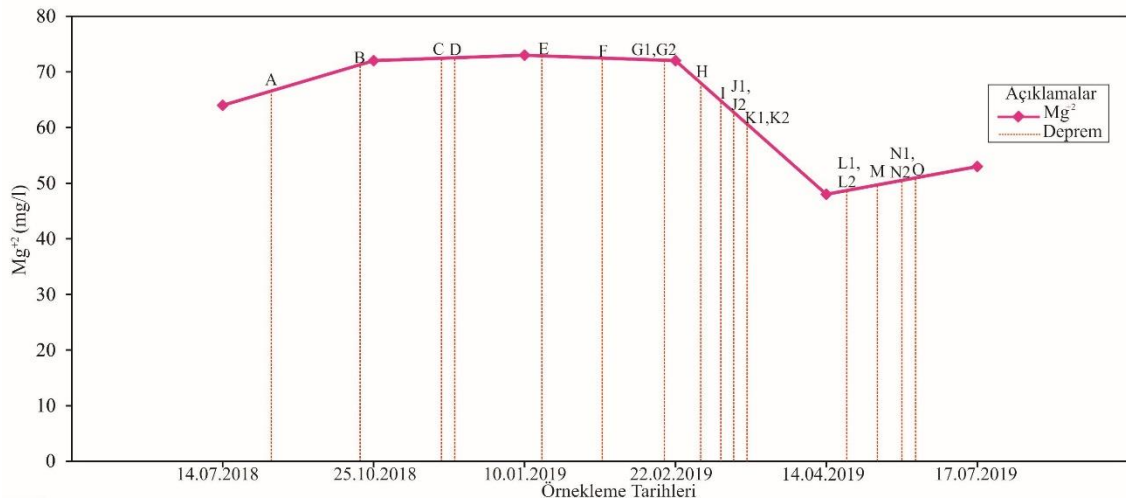
Şekil 4.50. Kestanol jeotermal sondajının dönemsel K^+ değişimlerinin Tablo 4.29'daki depremler ile ilişkisi

Tsunogai ve Wakita (1996), 7,2 büyüklüğündeki Hyogo-ken Nanbu depreminden sonra bölgede ölçüm yaptığı jeotermal kuyularda Ca^{+2} konsantrasyonlarında artış olduğunu saptamıştır. 10.01.2019 tarihinde 879 mg/l olarak ölçülen Ca^{+2} değerinde, 14.01.2019 tarihinde Ege denizinde meydana gelen $M=3,9$ büyüklüğündeki depremden sonra yapılan 22.02.2019 tarihli örneklemede 129 mg/l düşüş gözlenmiştir. 29.04.2019 tarihli $M=4,9$ ile $M=3,5$ büyüklüğündeki depremlerden önce Ca^{+2} konsantrasyonlarında artış gözlenmiş, 17.07.2019 Ca^{+2} konsantrasyonları yaklaşık olarak 14.07.2018'deki seviyesine ulaşmıştır (Şekil 4.51)



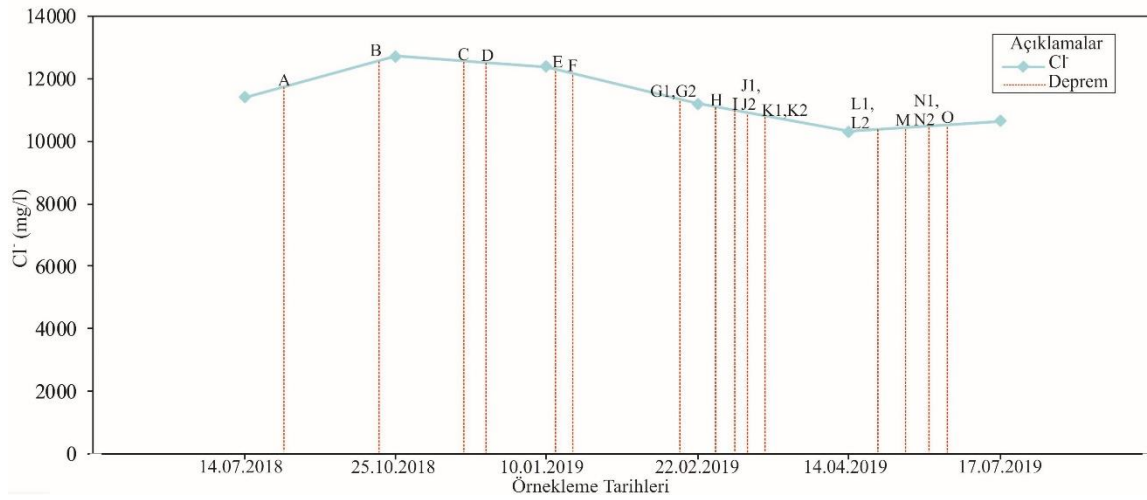
Şekil 4.51. Kestanel jeotermal sondajının dönemsel Ca^{+2} değişimlerinin Tablo 4.29'daki depremler ile ilişkisi

Tsunogai ve Wakita (1996) ve Balderer ve diğerleri (2002) aktif tektoniğin hidrokimyasal değişime etkisini inceledikleri çalışmalarında Mg^{+2} değerinin depremlerin öncesi ve sonrasında anomalilere sebep olduğunu saptamıştır. 20.02.2019 tarihinde Tartışık-Ayvacak'ta $M=5,4$ ve $M=3,7$ büyüklüğünde meydana gelen depremlerden sonra ölçülen Mg^{+2} konsantrasyonununun 14.04.2019 tarihli örneklemede 24 mg/l düşüş gösterdiği tespit edilmiştir. 17.07.2019 tarihli ölçümlerde Mg^{+2} konsantrasyonlarının eski seviyesine ulaşmaya başladığı gözlenmiştir (Şekil 4.52).



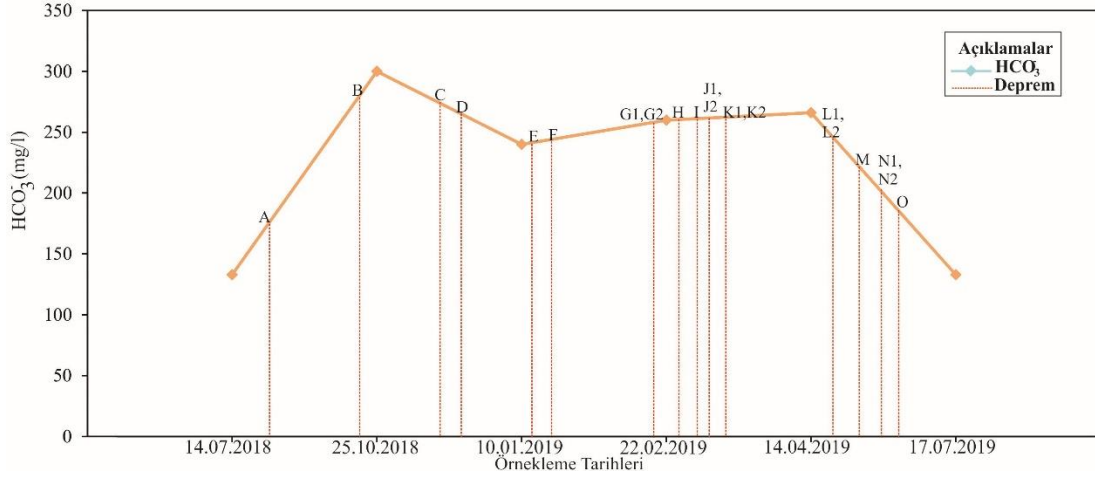
Şekil 4.52. Kestanel jeotermal sondajının dönemsel Mg^{+2} değişimlerinin Tablo 4.29'daki depremler ile ilişkisi

Toutain ve diğeri (1997), Song ve diğeri (2005), Ateş ve Tutkun (2014) Cl⁻ konsantrasyonlarının depremlerin öncesinde veya sonrasında değişim gösterdiğini saptamıştır. 18.07.2018 tarihinde meydana gelen M=3,5 büyüklüğündeki depremden sonraki yapılan 23.10.2018 tarihli örneklemede M=3,9 büyüklüğündeki Cl⁻ değerlerinin 1317 mg/l artış gözleendiği saptanmıştır. 20.02.2019 tarihinde meydana gelen M=5,4 büyüklüğündeki Tartışık-Ayvacak depreminden sonra Cl⁻ değerlerinde bir önceki örnekleme tarihine göre 1178 mg/l düşüş gözlenmiştir. 29.04.2019 tarihli M=3,9 ve M=4,5 büyüklüğüne sahip depremlerden sonra Cl⁻ değerleri bir önceki örnekleme dönemine göre artık gösterip eski seviyesine ulaşmaya başlamıştır (Şekil 4.53).



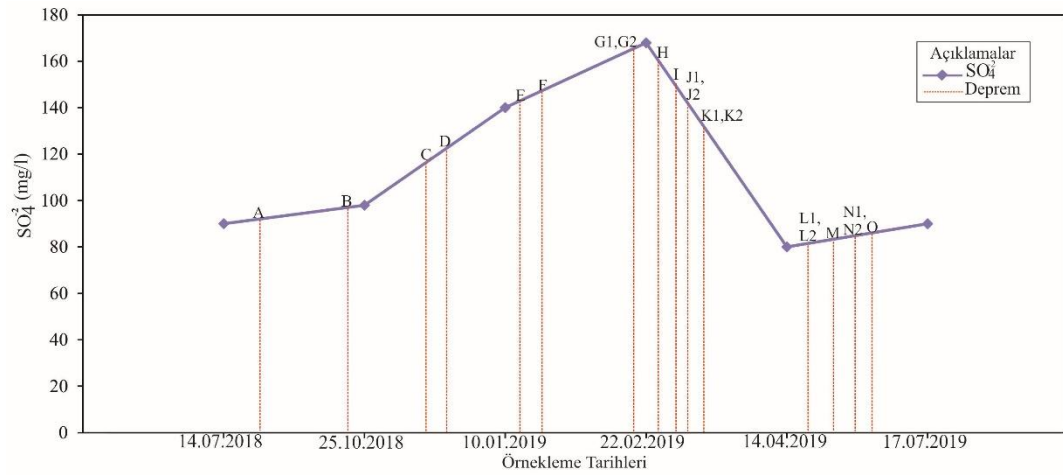
Şekil 4.53. Kestanbol jeotermal sondajının dönemsel Cl⁻ değişimlerinin Tablo 4.29'daki depremler ile ilişkisi

Kaçar ve diğeri (2017) HCO₃⁻ değerlerinde Gülpınar açıklarında meydana gelen M=3,4 büyüklüğündeki deprem sonrasında azalış gözlenmiştir. Çalışma alanındaki HCO₃⁻ konsantrasyonlarının 18.07.2018 tarihinde meydana gelen Gülpınar Açıkları'ndaki M=3,5 büyüklüğündeki depremden sonra 167 mg/l düştüğü gözlenmiştir. 29.04.2019 tarihinde meydana gelen M=4,5 ve M=3,9 büyüklüğündeki depremlerden sonra 17.07.2019 tarihinde yapılan örneklemede HCO₃⁻ değerlerinin, 14.04.2019 tarihli örnekleme göre, 133 mg/l azaldığı saptanmıştır (Şekil 4.54).



Şekil 4.54. Kestanbol jeotermal sondajının dönemsel HCO₃⁻ değişimlerinin Tablo 4.29'daki depremler ile ilişkisi

SO₄⁻² konsantrasyonlarının depremselliğe bağlı değişim gösterdiğini söyleyen birçok araştırmacı mevcuttur (Tsunogai ve Wakita, 1995; Tsunogai ve Wakita; 1996; Toutain ve diğerleri, 1997). Favara ve diğerleri (2001), Umbria bölgesinde yaptığı 29 aylık inceleme sonucunda SO₄⁻² derişiminin arttığını gözlemiştir. 23.10.2018 tarihinde meydana gelen M=3,9 büyüklüğündeki depremden sonra yapılan örneklemedeki SO₄⁻² konsantrasyonları 10.01.2019 tarihinde yapılan örnekleme göre, 42 mg/l artış göstermiştir. 20.02.2019 tarihinde meydana gelen M=3,7 ile M=5,4 depremlerinden iki gün sonra yapılan örneklemede SO₄⁻² değerlerinde bir önceki örnekleme göre 28 mg/l artış gösterdiği saptanmıştır. 29.04.2019 depremlerinden sonra SO₄⁻² miktarları kendi seviyesine ulaşmaya başlamıştır (Şekil 4.55).



Şekil 4.55. Kestanbol jeotermal sondajının dönemsel SO₄⁻² değişimlerinin Tablo 4.29'daki depremler ile ilişkisi

BÖLÜM 5

SONUÇ VE ÖNERİLER

Kestanbol jeotermal alanı, jeolojik ve morfolojik özellikleri, jeotermal kaynakları, Ege Denizi'ne yakın konumda olması gibi özellikleri bakımında tarih boyunca birçok medeniyetin ilgi odağı olmuştur.

Kestanbol jeotermal alanının temelini Kambriyen yaşlı Geyikli Metamorfileri oluşturmaktadır. Temel kayaların üzerinde stratigrafik uyumsuzlukla Permiyen yaşlı Bozalan Formasyonu yer almaktadır. Oligo-Miyosen yaşlı Kestanbol Plütunu bu iki birimi keserek yüzeye ulaşmıştır. Pliyosen yaşlı Bayramiç Formasyonu kendisinden yaşlı bütün birimleri uyumsuzlukla üzerler. Kuvaterner yaşlı alüvyon tüm birimleri uyumsuz olarak örter.

Kestanbol jeotermal alanının ısıtıcı kayacı Kestanbol Plütunu'na ait granit, siyenit ve granodiyorit türü kayalardır. Ayrıca jeotermal akışkanın ısınmasında jeotermal gradyan etkisi olduğu da düşünülmektedir. Kestanbol jeotermal alanının rezervuar kayacı Geyikli Metamorfileri'nin içerisinde yer alan bol kırık çatlak içeren kireçtaşları ile Kestanbol Plütunu'na ait bol kırıklı, çatlaklı siyenit ve gnayslardır. Jeotermal alanının örtü kayacı ise, tektonizmadan fazla etkilenmemiş olan, kumtaşı konglomera ve masif gnayslar olabileceği düşünülmektedir.

Jeotermal akışkanın yüzey sıcaklığı 59,5 °C - 74,6 °C, EC değerleri 30,3 - 35,7 mS/cm, pH değerleri 6,13 - 6,83 arasındadır. Soğuk suların yüzey sıcaklıkları 11,2 - 25,4 °C, EC değerleri 0,71 - 1,69 mS/cm arasındadır. Soğuk suların pH değerleri 7,35 - 8,08 arasındadır. Sıcak sular NaCl su tipindedir. Sıcak suların kation dizilimi; $Na^+ > Ca^{+2} > K^+ > Mg^{+2}$, anyon dizilimi ise, $Cl^- > HCO_3^- > SO_4^{-2}$ şeklindedir. Bazik karaktere sahip olan soğuk sular ise $CaHCO_3$ su tipindedir. Soğuk suların kation dizilimi, $Ca^{+2} > Na^+ > Mg^{+2} > K^+$, anyon dizilimi, $HCO_3^- > Cl^- > SO_4^{-2}$ şeklindedir.

Silis jeotermometresine göre Kestanbol jeotermal akışkanının rezervuar sıcaklığı 91-157 °C arasında değişmektedir. Giggenbach (1988) diyagramına göre jeotermal akışkan 180 - 200 °C arasında, "kısmen olgunlaşmış sular" sınıfındadır. Jeotermometre hesaplamaları suyun rezervuardaki tahmini sıcaklığını göstermektedir. Sıcak su yüzeye ulaşırken yeraltı suyu ile karışması durumunda soğuma meydana gelmektedir. Sıcak sular, $\delta^{18}O$ - δ^2H diyagramında Dünya ve Marmara Meteorik Su Çizgisinin sağına düşmekte ve yüksek NaCl konsantrasyonunun yanı sıra yüksek EC değerleri jeotermal akışkanın kökeninin meteorik kökenli suların sıcak fosil deniz suyuyla karışımı olduğunu göstermektedir. Soğuk sular ise,

Dünya Meteorik Su Çizgisi ile Marmara Meteorik Su Çizgisinin arasında yer almakta olup, meteorik kökenlidir. Sıcak sular, T analiz sonuçları bağlı yaş hesaplamasına göre; ~86 yıldan yaşlı sulardır. Soğuk sular ise; T içeriğine göre ~13 ile ~54 yıl arasındadır.

Sıcak suların T değerinin düşük, EC değeri ve Cl⁻ konsantrasyonun yüksek olması, suyun akifer içerisinde geçirmiş olduğu sürenin ya da dolaşım süresinin uzun olduğunun göstergesidir. Hidrokimyasal analiz sonuçlarına göre soğuk suların dolaşım süreleri kısa, su-kayaç etkileşimi az ve genç sular olduğu saptanmıştır. Ayrıca hidrokimyasal analiz sonuçlarına göre; örnekleme yapılan sıcak suların benzer kökene, aynı beslenme alanına ve aynı hazneye sahip sular olduğu saptanmıştır. Kestanbol jeotermal alanındaki jeotermal kaynakların fay kuşağı boyunca derinlere süzülen meteorik kökenli sular ile sıcak fosil denizel kökenli suların karışarak çalışma alanının güneydoğusunda yüzlek veren Oligo-Miyosen yaşlı Kestanbol Plütunu ve jeotermal gradyanın etkisiyle ısınarak DKD-BGB uzanımlı sağ yönlü doğrultu atımlı Kaplıca Fayı boyunca yükselmesi sonucunda meydana geldiği düşünülmektedir.

Kestanbol jeotermal akışkanı; içerdiği yüksek EC değeri ile Na⁺, Cl⁻, B, Ba, Fe ve Mn konsantrasyonu bakımından, TS 266 içme suyu standartlarına göre izin verilen maksimum değerlerin üzerinde bulunmuştur. Bu nedenle Kestanbol jeotermal akışkanının içilerek tüketilmesi önerilmemektedir. Tesisten çıkan jeotermal atık suyun Ilıca dereye deşarj edilmesi çalışma alanında ısıl ve kimyasal kirlenmeye neden olmaktadır. Kestanbol jeotermal akışkanı yüksek oranda çözünmüş iyon içermesi nedeni ile alüvyon akiferi kirletebilir özellik göstermektedir.

Kestanbol jeotermal akışkanı kabuklaşma problemine neden olmaktadır. XRD ve SEM/EDX analizleri ile kabuklaşmayı oluşturan minerallerin kalsit, halit ve siderit olduğu belirlenmiştir. Kabuklaşma, toprak ve dere sedimentindeki As, Fe ve Mn konsantrasyonunun Dünya kıtasal kabuk ortalama değerinden yüksek olduğu saptanmıştır. Jeotermal alanda örnekleme yapılan toprak ve dere sedimentinde gözlenen As ve Mn zenginleşmesi, antropojenik etki ile Kestanbol jeotermal akışkanın çevreye deşarj edilmesi ile ilişkilidir.

Çalışma alanındaki ısıl ve kimyasal kirliliğin önlenmesi için jeotermal akışkanın çevresindeki toprağa ve Ilıca deresine deşarj edilmemesi gerekmektedir. Kestanbol jeotermal alanında 6 dönem (yaklaşık 2 ay ara ile) boyunca yapılan hidrokimyasal örnekleme ve analiz çalışmaları sonucunda Kestanbol jeotermal alanı ve yakın çevresinde jeotermal akışkanı etkileyen M=3,5 üstü büyüklüğe sahip olan 20 adet depremin öncesi ve sonrasında; jeotermal akışkanın kimyasal analizleri sonucunda birçok elementel düzeyde artış ya da azalmanın olduğu saptanmıştır. Hidrokimyasal değişimin, bölgedeki aktif tektonik rejim ile

doğrudan ilişkili olduğu düşünülmektedir. Özellikle $M=5,4$ büyüklüğünde 20.02.2019 tarihinde gerçekleşen deprem sıcak suların fiziksel parametreleri ve majör iyonları üzerinde oldukça etkili olmuştur. Depremden önce jeotermal akışkanın sıcaklık, EC, Na^+ , K^+ , Ca^{+2} ve Cl^- iyonlarında azalma, pH, Mg^{+2} , HCO_3^- ve SO_4^{-2} iyonlarında artış gözlenmiştir.

Gelecek çalışmalarda; aktif tektoniğin Kestanbol jeotermal akışkanının hidrojeokimyasal karakterizasyonu üzerindeki etkisinin uzun süreli incelenmesi, jeotermal akışkanın debisinin artırılması amacı ile farklı jeofizik yöntemler kullanarak yeni bir sondaj yerinin belirlenmesi, jeotermal akışkanın konut-sera ısıtması, balık çiftliği kurulması vb. kullanım alanlarının geliştirilmesi önerilmektedir.



KAYNAKLAR

- Akan, B. (2002). Jeotermal sistemlerde ısı taşınımının modellenmesi, *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 26 (2):3-16.
- Akkuş, İ., ve Alan, H. (2016). Türkiye'nin jeotermal kaynakları, projeksiyonlar, sorunlar ve öneriler raporu. *TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası*, 89.
- Aksoy, N. (2007). Jeotermal sahalarda kabuklaşma ve çözüm yöntemleri. *Jeotermal Enerji Semineri*, 143-153.
- Aliyu, S., and Garba, M.M. (2019). Review on current global geothermal energy potentials and the future prospects. *International Journal of Advances in Scientific Research and Engineering -IJASRE*, 5 (4), 132-139.
- Ateş, Ö., ve Tutkun, S. Z. (2014). Simav (Kütahya) depremlerinin jeotermal sistemlerdeki hidrojeokimyasal değişimleri. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 57(3), 25-40.
- Arnórsson, S., Gunnlaugsson, E., and Svavarsson, H. (1983). The chemistry of geothermal waters in iceland. III. *Chemical Geothermometry in Geothermal Investigations, Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47, 567-577.
- Arslan, S., Darıcı, M., ve Karahan, Ç. (2001). Türkiye'nin jeotermal enerji potansiyeli. *Jeotermal Enerji Semineri Bildiri Kitabı, İzmir*, s. 21-28.
- Baba, A., and Ármannsson, H. (2006). Environmental impact of the utilization of geothermal areas. *Energy Sources, Part B*, 1(3), 267-278.
- Baba, A., and Ertekin, C. (2007). Determination of the source and age of the geothermal fluid and its effects on groundwater resources in Kestanbol (Çanakkale-Turkey). *IAHS publication*, 324, 148.
- Baba, A., Ateş, Ö., and Deniz, O. (2008). The environmental and hydrogeochemical properties of the Tuzla-Kestanbol-Hidirlar geothermal sources, Turkey. In *Proceedings of the 30th Anniversary Workshop Engineering and Architectural Geothermal Training Programme*, 9, 25-27.
- Baba, A., and Sözbilir, H. (2012). Source of arsenic based on geological and hydrogeochemical properties of geothermal systems in Western Turkey. *Chemical Geology*, 334, 364-377.
- Back, W., (1966). Hydrochemical facies and ground-water flow patterns in Northern Atlantic Coastal Plain. *AAPG Bulletin*, 44(7), 1244-1245.

- Balderer, W., (1994). A multidisciplinary approach for the study of the effects of active tectonics along the North Anatolian fault zone: possibilities for the application of the electrical self potential method. *Annals of Geophysics*, 37(5 Sup.).
- Balderer, W., Leuenberger, F., Suner, F., Yalcin, T., and Stichler, W. (2002). Effects of the Cinarcik-Ismit August 17, 1999 earthquake on the composition of thermal and mineral waters as revealed by chemical and isotope investigations. *Geofísica Internacional*, 41(4), 385-391.
- Barbier, E. (1997). Nature and technology of geothermal energy: a review. *Renewable and sustainable energy reviews*, 1(1-2), 1-69.
- Barut, İ.F., ve Erdoğan, N. (2011). Marmara bölgesi termal mineralli kaynak suları: hidrokimyasal özellikleri ve zamana bağlı değişimi. *İstanbul Yerbilimleri Dergisi*, 24(1), 19-64.
- Başkan, E., ve Canik, B. (1983). Türkiye sıcak ve mineralli sular haritası. Ege Bölgesi : M.T.A. Enst. Yayınları, No: 189.
- Beccaletto, L. (2003). *Geology, correlations, and geodynamic evolution of the Biga Peninsula (NW Turkey)* (Doctoral dissertation). Lozan Üniversitesi, İsviçre.
- Beccaletto, L., and Jenny, C. (2004). Geology and correlation of the Ezine zone: a Rhodope fragment in NW Turkey?. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13(2), 145-176.
- Beccaletto, L., Bonev, N., Bosch, D., and Bruguier, O. (2007). Record of a Palaeogene syn-collisional extension in the north Aegean region: evidence from the Kemer micaschists (NW Turkey). *Geological Magazine*, 144(2), 393-400.
- Bekler, T., Demirci, A., Karabulut, H., ve Aktar, M. (2017) Ayvacık deprem etkinliği gözlemleri ve ilksel değerlendirmeleri. 4. Uluslararası Deprem Mühendisliği ve Sismoloji Konferansı 11-13 Ekim 2017 – Anadolu Üniversitesi – Eskişehir.
- Bingöl, E. (1968). Contribution a le étude geologique de la partie centale et se du Massif De Kazdağ (Turque), These Du Doctorat, Fac. Sci. Univ. Nancy, 191 s.
- Bingöl, E., Akyürek, B., ve Korkmazer, B. (1973). Biga Yarımadası'nın jeolojisi ve Karakaya Formasyonu'nun bazı özellikleri. *Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi, Tebliğler, MTA, Ankara*, 70-76.
- Bingöl, E., Akyürek, B., ve Korkmazer, B. (1975). Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Karakaya Formasyonu'nun Bazı Özellikleri. *Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi, Tebliğler, MTA, Ankara*, 70-76.

- Birkle, P., and Merkel, B. (2000). Environmental impact by spill of geothermal fluids at the geothermal field of Los Azufres, Michoacán, Mexico. *Water, air, and soil pollution*, 124(3-4), 371-410.
- Birkle, P., and Satır, M. (1995). Geochemistry and geodynamic significance of the tertiary magmatism of the Biga-Peninsula, Nw-Turkey. *Geology of the Black Sea Region. 7-11 September 1992 Ankara*, 171-181.
- Bürküt, Y. (1966). *Kuzey Batı Anadoluda yeralan plütonların mukayeseli jenetik etüdü* (Doctoral dissertation, İTÜ).
- Canbaz, B., Çam, N. F., Yaprak, G., and Candan, O. (2010). Natural radioactivity (^{226}Ra , ^{232}Th and ^{40}K) and assessment of radiological hazards in the Kestanbol granitoid, Turkey. *Radiation protection dosimetry*, 141(2), 192-198.
- Cattaneo, A., Couillard, Y., Wunsam, S., and Fortin, C. (2011). Littoral diatoms as indicators of recent water and sediment contamination by metals in lakes. *Journal of Environmental Monitoring*, 13(3), 572-582.
- Chen, Z., Du, J., Zhou, X., Yi, L., Liu, L., Xie, C., Cui, Y., and Li, Y. (2014). Hydrochemistry of the hot springs in Western Sichuan province related to the wenchuan 8.0 earthquake. *The Scientific World Journal*.
- Clark, I.D., and Fritz, P. (1997). Environmental isotopes in hydrogeology. *Lewis Publishers, New York*. 328.
- Craig, H. (1961). Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133, 1702-1703.
- Çağlar, K.Ö. (1947). Türkiye maden suları ve kaplıcaları. *Maden Tetkik Arama Yayınları, Ankara, Fasikül 2, Seri B, No 11*, 249-250.
- Çağlar, I., and Demirörer, M. (1999). Geothermal exploration using geoelectric methods in Kestanbol, Turkey. *Geothermics*, 28(6): 803-819.
- Çam, D., Bülbül, E., Kılınç, O., ve Şan, Ö. (2010). Jeotermal akışkanların köken ilişkisi: Tuzla ve Babadere (Çanakkale) sahaları örneği. *Ekonomi Bültenleri*, 15, 79-87.
- Çardak, M., Şanlıyüksel Yücel, D., Ay, M., Söküt Acar, T., ve Erol Tınaztepe, Ö. (2019). Jeotermal akışkanın hidrokimyasal karakterizasyonunun belirlenmesi: Simav (Kütahya) örneği. *Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi*, 5 (1), 1-15.
- Çetiner, Z. S. (2018). Ayvacık-Tuzla bölgesindeki jeotermal kaynaklardan metal/mineral kazanım olanakları. *Ömer Halisdemir Üniversitesi Mühendislik Bilimleri Dergisi*, 7(1), 266-273.

- Çifter, C., ve Sayın, M. (2002). İzotopların hidrolojide kullanılması, hidrolojide izotop tekniklerinin kullanılması sempozyumu, *DSİ İzotop Şube Müdürlüğü, Adana*.
- D'Amore, F., and Arnórsson, S. (2000). Geothermometry. S. Arnórsson, (Ed.), *Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration, development and use* (152-199). Vienna: International Atomic Energy Agency.
- Dağıstan, H. (2013). Türkiye jeotermal kaynak aramaları, kullanımı ve sürdürülebilirliğinin sağlanması. *MTA Doğal Kaynaklar ve Ekonomi Bülteni* (15), 1-10.
- Demirsoy, N., Başaran, C. H., ve Sandalcı, S. (2017). Historical Kestanol hot springs:“the water that resurrects”tarihi Kestanol kaplıcaları:“Ölü Dirilten Su”. *Mersin Üniversitesi Tıp Fakültesi Lokman Hekim Tıp Tarihi ve Folklorik Tıp Dergisi*, 8(1), 23-32.
- Deniz, O. (2010). *Çanakkale Çan çevresindeki jeotermal sistemlerin hidrojeolojik ve hidrojeokimyasal incelenmesi* (Doctoral dissertation, DEÜ Fen Bilimleri Enstitüsü).
- Deniz, O., ve Baba, A. (2012). Çanakkale bölgesindeki sıcak su kaynaklarının hidrojeokimyasal özellikleri ve kullanım olanakları. *Türkiye’de Jeotermal kaynaklar arama ve Uygulama Sempozyumu. 8-9 Kasım, 2012, İstanbul Teknik Üniversitesi Maden Fakültesi*.
- Dickson, M.H., and Fanelli, M. (2004). What is geothermal energy istituto di geoscienze e georisorse, *CNR, 61 p., Pisa, Italy*.
- Doğdu, M.Ş. (2004). Jeotermal suların rezervuar sıcaklığının tahmininde kullanılan jeotermometre hesaplamaları için bilgisayar programı, *Jeoloji Mühendisliği Dergisi* 28(2):1-12.
- Doğdu, M.S., and Bayarı, S. (2005). Environmental impact of geothermal fluids on surface water, groundwater and streambed sediments in the Akarcay Basin Turkey. *Environmental Geology*, 47, 325–340.
- Dotsika, E. (1992). Utilisation du geothermometre isotopique sulfate-eau en milieux de haute temperature sous influence marine potentielle: Les systemes geothermaux de Greece. Dissertation, Univercity Paris Sud.
- Dönmez, M., Akçay, E.A., Genç, Ş.C., ve Acar, Ş. (2005). Biga Yarımadası’nda orta-üst Eosen volkanizması ve denizel ignimbiritler. *MTA Dergisi. 131: 49-61*.
- Dönmez, M., Akçay, A. E., Duru, M., Ilgar, A., ve Pehlivan, Ş. (2008). Türkiye jeoloji haritaları Çanakkale H17 paftası. *MTA Jeoloji Etüdüleri Dairesi*, 101.
- Durov, S.A. (1948). Natural waters and graphical representation of their composition. *Dokl. Akad. Nauk. USSR* 59:87- 90.

- Duru, M., Pehlivan, Ş., Şentürk, Y., Yavaş, F., and Kar, H. (2004). New Results on the Lithostratigraphy of the Kazdağ Massif in Northwest Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*. 13: 177-186.
- Elmas, A. (2012). Basement types of the Thrace Basin and a new approach to the pre-Eocene tectonic evolution of the northeastern Aegean and northwestern Anatolia: a review of data and concepts. *International Journal of Earth Sciences*, 101(7), 1895-1911.
- EPA, U. (2012). Edition of the drinking water standards and health advisories, epa 822-s-12-001. office of water us environmental protection agency, Washington.
- Ercan, T., Satır, M., Steinitz, G., Dora, A., Sarıfakioğlu, E., Adis, C., Walter, H. J., ve Yıldırım, T. (1995). Biga Yarımadası ile Gökçeada, Bozcaada ve Tavşanlı Adalarındaki (KB Anadolu) Tersiyer volkanizmasının özellikleri. *MTA Dergisi*, Cilt 117, 55-86.
- Ercan, T. (1996). Biga ve Gelibolu Yarımadaı ile Gökçeada, Bozcaada ve Tavşan adalarının jeolojik, arkeolojik ve tarihi özellikleri. *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yerbilimleri ve Kültür Serisi*, No: 1.
- Ercan, T., ve Türkecan, A. (1984). Edremit Korucu yöresinin (Balıkesir) Tersiyer stratigrafisi, magmatik kayaların petrolojisi ve kökensel yorumu. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 27(1), 21-30.
- Erguvanlı, K., ve Yüzer, E. (1973). Yeraltı suları jeolojisi (Hidrojeoloji). *İstanbul Teknik Üniversitesi Kütüphanesi*. 339.
- Erguvanlı, K., ve Yüzer, E. (1987). Yeraltısuları jeolojisi. *İTÜ Maden Fakültesi yayınları, İstanbul*.
- Erkul, H. (2012). Jeotermal enerjinin ekonomik katkıları ve çevresel etkileri: Denizli-Kızıldere jeotermal örneği. *Yönetim Bilimleri Dergisi*, 10(19), 115-133.
- Eroğlu, A., ve Aksoy, N. (2003). Jeotermal suların kimyasal analizi. *VI. Ulusal Tesisat Mühendisliği Kongresi ve Sergisi, Bildiriler Kitabı*, 143-183.
- Favara, R., Italiano, F., and Martinelli, G. (2001). Earthquake-induced chemical changes in the thermal waters of the Umbria region during the 1997-1998 seismic swarm. *Terra Nova*, 13(3), 227-233.
- 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. (1977). Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems geothermics. 5, 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 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, 37-69.
- Fytikas, M., Giuliani, O., Innocenti, F., Marinelli, G. T., and Mazzuoli, R. (1976). Geochronological data on recent magmatism of the Aegean Sea. *Tectonophysics*, 31(1-2), T29-T34.
- Gat, J. R., and Garmi, L. (1970). Evolution of the isotopic composition of atmospheric waters in the Mediterranean Sea area. *Journal of Geophysical Research*, 75, 3039-3048.
- Gemici, U., and Tarcan, G. (2002). Distribution of boron in thermal waters of western Anatolia, Turkey, and examples of their environmental impacts. *Environmental Geology*, 43, 87–98.
- Gevrek, A.İ., Şener, M., ve Ercan, T. (1986). Çanakkale-Tuzla jeotermal alanının hidrotermal alterasyon etüdü ve volkanik kayaçların petrolojisi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 103-104, 55–81.
- Giggenbach, W. F. (1988). Geothermal solute equilibria. derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators. *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 55, 2749–2765.
- 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 kompilasyonu. *MTA Rapor No: 7430. (yayımlanmamış)*.
- Güleç, N., ve Mutlu, H. (2002). Jeotermal alanlarda izotop jeokimyası. *Jeotermal Enerji Araştırma ve Uygulama Merkezi (Jenarum) Yaz Okulu Ders Notları, İzmir*, 64-88.
- Gündüz, O., Şimşek, C., and Hasözbek, A. (2010). Arsenic pollution in the groundwater of Simav Plain, Turkey: it is impact on water quality and human health. *Water Air and Soil Pollution*, 205, 43–62.
- Hartmann, J., Berner, Z., Stüben, D., and Henze, N. (2005). A statistical procedure for the analysis of seismotectonically induced hydrochemical signals: a case study from the Eastern Carpathians, Romania. *Tectonophysics*, 405(1-4), 77-98.
- Hem, J.D. (1985). Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water, *USGS Water Supply Paper 2254*, US Gov. Print. Office, 263.
- Hezarfen, C. (1976). Çanakkale-Çan Kömür Yatağı Fizibilite Araştırması. *Jeoloji. Cilt 1, M.T.A.*

- Hoefs, J. (1997). Stable isotope geochemistry. *Springer-Verlag*, 201.
- IAH, (1979). Map of mineral and thermal water of Europe. Scale 1:500.000, *International Association of Hydrogeologists, Paris, France*.
- Ilgar, A., Demirci, E. S., ve Demirci, Ö. (2012). Biga Yarımadası Tersiyer istifinin stratigrafisi ve sedimentolojisi, Biga Yarımadası'nın genel ve ekonomik jeolojisi, *MTA Özel Yayın Serisi, Ankara*, 75-120.
- İnsani Tüketim Amaçlı Sular Hakkında Yönetmelik, (2005). *Resmi Gazete Tarihi:17.02.2005, Resmi Gazete Sayısı: 25730*.
- Jeotermal Kaynaklar ve Doğal Mineralli Sular Kanunu Uygulama Yönetmeliği, (2007). Resmî Gazete Tarihi: 11.12.2007 Resmî Gazete Sayısı: 26727.
- Jeotermal Enerjinin Tarihçesi, (b.t.). (2019), [Online]. Erişim adresi (2019, 11 Ekim): <https://www.ultraenerji.com/jeotermal-enerji/jeotermal-enerjinin-tarihcesi.html>.
- Joshi, D.M., Kumar, A., and Agrawal, N. (2009). Assessment of the irrigation water quality of river Ganga in Haridwar district. *Rasayan Journal of Chemistry*, 2(2), 285–292.
- Kaçar, B., Özden, S., ve Ateş, Ö. (2017). Güre (Balıkesir) Jeotermal Alanının Jeolojisi, Hidrojeokimyası ve Aktif Tektonikle İlişkisi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 60(2), 243-258.
- Kaçaroğlu, F. (1991). Eskişehir ovası yeraltısuyu kirliliği incelemesi. *Hacettepe Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi*.
- Kalafatçıoğlu, A. (1963). Ezine civarının ve Bozcaada'nın jeolojisi, kalker ve serpantinlerinin yaşı. *MTA Derg*, (60), 61-70.
- Karaca, Z., Şanlıyüksel Yücel, D., Yücel, M.A., Çetiner, S. Z., Erenoğlu, R.C., ve Akçay, Ö. (2013). Çanakkale ili (Biga Yarımadası) jeotermal kaynakları ve özelliklerinin belirlenmesi, Biga Yarımadası jeotermal bilgi sistemi. *Güney Marmara Kalkınma Ajansı Projesi, Proje No: TR22/12/DFD/0011*.
- Karacık, Z. (1995). *Ezine-Ayvacık (Çanakkale) dolayında genç volkanizma plütonizma ilişkileri* (Doctoral dissertation).
- Karacık, Z., and Yılmaz, Y. (1998). Geology of the ignimbrites and the associated volcano–plutonic complex of the Ezine area, northwestern Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85(1-4), 251-264.
- Karagülle, M.Z., ve Gürdal, H. (2005). Kestanbol kaynak suyunun tıbbi balneolojik raporu, İstanbul Üniversitesi, *Tıbbi Ekoloji ve Hidroklimatoloji Anabilim Dalı*.
- Karakaya, M. (2009). Duraylı İzotopların Jeolojide Kullanımı. Mühendislikte Projelendirme Raporu, Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi, *Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara*.

- Karakuş, H. (2004). *Efteni bölgesi (Düzce) sıcak ve mineralli su kaynaklarının hidrojeokimyasal incelenmesi* (Yüksek Lisans Tezi). Erişim adresi: <https://tez.yok.gov.tr/UlusalTezMerkezi>.
- Karamandere, I.H. (2001). Türkiye'nin jeotermal potansiyeli ve kullanımı. *Türkiye Sorunlarına Çözüm Konferansı-IV Cumhuriyetin Yüzyüncü Yılında Temel Hedefler ve Çözüm Önerileri, İzmir*.
- Kartal, T. (1975). Çanakkale-Kestanbol kaplıcası hidrojeoloji etüdü. *MTA Raporu, Ankara*.
- Kavouridis, T., Kuris, D., Leonis, C., Liberopoulou, V., Leontiadis, J., Panichi, C., and Caprai, A. (1999). Isotope and chemical studies for a geothermal assessment of the island of Nisyros (Greece). *Geothermics*, 28(2), 219-239.
- Kelly, W.P. (1963). Use of saline irrigation water. *Soil Science*, 95, 355–391.
- 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., and 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*, 99–117.
- Khodayar, M., Björnsson, S., Einarsson, P., and Franzson, H. (2010). Effect of tectonics and earthquakes on geothermal activity near plate boundaries: A case study from South Iceland. *Geothermics*, 39(3), 207-219.
- Koç, A., Yağlı, H., Koç, Y., ve Uğurlu, İ. (2018). Dünyada ve Türkiye'de Enerji Görünümünün Genel Değerlendirilmesi. *Mühendis ve Makina*, 59(692) 86-114.
- Koçak, A. (2002). Jeotermal uygulamalar ve MTA, Dokuz Eylül Üniversitesi, jeotermal enerji ve araştırma merkezi, *Jeotermalde Yerbilimsel Uygulamalar Yaz Okulu Ders Notları, İzmir*, 119–131.
- Kristmannsdottir, H., and Armannsson, H. (2003). Environmental aspects of geothermal energy utilization. *Geothermics* 32, 451–461.
- Krauskopf, K.B. (1979). Introduction to geochemistry, 2nd edition. *McGraw-Hill International series in the Earth and Planetary Sciences*, 617.
- Lindal, B. (1973). Industrial and other applications of geothermal energy. *Geothermal energy*, 135-148.
- Liu, W. H., Zhao, J. Z., Ouyang, Z. Y., Söderlund, L., and Liu, G. H. (2005). Impacts of sewage irrigation on heavy metal distribution and contamination in Beijing,

- China. *Environment International*, 31(6), 805-812.
- Lund, J. W., and Boyd, T. L. (2016). Direct utilization of geothermal energy 2015 worldwide review. *Geothermics*, 60, 66-93.
- Mazor, E. (2004). Chemical and isotopic groundwater hydrology (3.Baskı). USA: Marcel Dekker Publ.
- McKenzie, D. (1972). Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophysical Journal International*, 30 (2), 109-185.
- 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.
- Mertoğlu, O., Şimşek, Ş., and Başarır, N. (2015). Geothermal country update report of Turkey (2010–2015). *Proceedings of World Geothermal Congress 2015, Melbourne, Australia, 19-24 April 2015, International Geothermal Association, Bonn*, 1–7.
- Mertoğlu, O. (2017). Jeotermal enerjinin değerlendirilmesi, yatırımlarının teknolojisi ve ekonomisi. *TMMOB Makine Mühendisleri Odası Ankara Şubesi, 11 Mayıs, 2017*.
- M.G.M., (2018). [Online]. Erişim Adresi (2019, 3 Eylül): <http://mgm.gov.tr>.
- Michel, R.L. (2004). Tritium hydrology of the Mississippi river basin. *Hydrological Processes*. 18: 1255-1269.
- Moya, D., Aldás, C., and Kaporaju, P. (2018). Geothermal energy: Power plant technology and direct heat applications. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 94, 889-901.
- M.T.A., (2019). [Online]. Erişim Adresi (2019, 20 Eylül): <http://www.mta.gov.tr/v3.0/hizmetler/jeotermal-harita>.
- M.T.A., (2019). [Online]. Erişim Adresi (2019, 23 Eylül): <http://www.mta.gov.tr>.
- Mutlu, H., Güleç, N. and Hilton, D. R. (2014). Chemical and isotopic constraints on the origin of thermal waters in Anatolia, Turkey: fluid-mineral equilibria approach. *In Geothermal Systems and Energy Resources (pp. 39-50)*. CRC Press.
- Müller, G. (1979). Schwermetalle in den sedimenten des Rheins-Veränderungen seit 1971. *Umschau*, 79, 778–783.
- Müller, G. (1986). Schadstoffe in Sedimenten-Sedimente als Schadstoffe. *Mitt, Österreichische Geologische Gesellschaft*, 79, 107–126.
- Mützenber, S. (1997). Nature and origin of the thermal springs in the Tuzla area, Western Anatolia, Turkey. *Active Tectonic of Northwestern Anatolia—The Marmara Poly-Project*, 301-317.

- Nicholson, K. (1993). Geothermal fluids, chemistry and exploration techniques. *Springer Verlag, Berlin*, 263.
- 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. I., Siyako, M., ve Bürkan, K. A. (1990). Biga Yarımadası'nın jeolojisi ve tektonik evrimi. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 2(1), 83-121.
- Okay, A. I., and Satır, M. (2000). Coeval plutonism and metamorphism in a latest Oligocene metamorphic core complex in northwest Turkey. *Geological Magazine*, 137(5), 495-516.
- Ölmez, E. (1976). Çanakkale-Ezine Kestanol-1 sıcak su sondajı kuyu bitiş raporu. *MTA, Rapor No: 5595, Ankara*.
- Öngür, T. (2007). Jeotermal sahalarda jeolojik ve jeofizik arama ilke ve stratejileri. *Jeotermal Enerji Semineri*, 21-38.
- Özcan, K.A. (2011). Jeotermal Enerji Çalışma Notları.
- Özbey, G., ve Atamer, N. (1987). Kizelgur (Diatomit) hakkında bazı bilgiler. *10. Türkiye Madencilik Bilimsel Teknik Kongresi, 11-15 Mayıs 1987, Ankara*, 493–502.
- Özden, S., Över, S., Poyraz, S. A., Güneş, Y., and Pınar, A. (2018). Tectonic implications of the 2017 Ayvacık (Çanakkale) earthquakes, Biga Peninsula, NW Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 154, 125-141.
- Pehlivan, R., ve Yılmaz, O. (1994). Marmara bölgesi termomineral kaynaklarının hidrojeokimyası. *İstanbul Üniv. Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi*, 9, 1-2, 33-43.
- Piper, A.M. (1944). A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analyses. *Transactions of American geophysical Unions* 25, 914–923.
- Reddy, D., V., Nagabhushanam, P. and Sukhija, B. S. (2011). Earthquake (M 5.1) induced hydrogeochemical and $\delta^{18}\text{O}$ changes: validation of aquifer breaching-mixing model in Koyna, India. *Geophysical Journal International*, 184(1), 359-370.
- Reddy, D. V., and Nagabhushanam, P. (2011). Groundwater electrical conductivity and soil radon gas monitoring for earthquake precursory studies in Koyna, India. *Applied geochemistry*, 26(5), 731-737.
- Richards, L.A. (1954). Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. agricultural hand book 60, U.S. deptment of agriculture, *Washington D.C.*, 160.
- Salah, E.A.M., Zaidan, T.A., and Al-Rawi, A.S. (2012). Assessment of heavy metals pollution in the sediments of Euphrates River, Iraq. *Journal of Water Resource and*

- Protection*, 4, 1009–1023.
- Schoeller, (1955). *Geochimie des Eaux Souterraines, Rev. Inst. Franc. Petrole, Paris*, 10, p:181–231, 4, 219–246.
- Serpen, U. (2005). Jeotermal enerjinin Türkiye ve dünyada kullanımı. *Jeotermal Enerji Semineri-TESKON*.
- Siyako, M., Bürkan, K. A., ve Okay, A. I. (1989). Biga ve Gelibolu Yarımadaı'nın Tersiyer jeolojisi ve hidrokarbon olanakları. *TPJD Bülteni*, 1(3), 183-199.
- Song, S.R., Chen, Y.L., Liu, C.M., Ku, W.Y., Chen, H.F., Liu, Y.J., Kuo, L.W., Yang, T.F., Chen, C.H., Liu, T.K., and Lee, M. (2005). Hydrochemical changes in spring waters in Taiwan: Implications for evaluating sites for earthquake precursory monitoring. *TAO: Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 16(4), 745.
- Sözbilir, H., Uzel, B., Sümer, Ö., Eski, S., Softa, M., Tepe, Ç., Özkaymak, Ç., ve Baba, A. (2017). Çanakkale-Ayvacık deprem fırtınasının (14 Ocak-20 Mart 2017) sismik kaynakları. *Anadolu Üniversitesi Bilim Ve Teknoloji Dergisi-B Teorik Bilimler*, 6, 1-17.
- SRK, (2012). Halılağa altın ve bakır madeni işletmesi projesi nihai çevresel etki değerlendirme raporu. Truva bakır maden işletmeleri A.Ş. *SRK Consulting (Canada) Inc., Ankara*. 299.
- Sutherland, R.A. (2000). Bed sediment-associated trace metals in an urban stream. Oahu. *Hawaii. Environmental Geology*, 39, 611–627.
- Şahinçi, A. (1991). Doğal suların jeokimyası. *Reform Matbaası, Beyler, İzmir*, 548.
- Şamilgil, E. (1966). Çanakkale'nin Tuzla ve Kestanbol sıcak su havzalarında jeotermik enerji araştırması yönünden hidrojeolojik etüt. *MTA Rapor No: 4274, 53 s. (yayımlanmamış)*.
- Şanlıyüksel Yücel, D., Karaca, Z., and Yücel, M.A. (2013). Determining hydrogeochemical characteristics of geothermal resources in Biga Peninsula (city of Canakkale), NW Turkey. *40th International Association of Hydrogeologists Congress, 15-20 September 2013, Perth, Australia*, 261.
- Şanlıyüksel Yücel, D., and Baba, A. (2018). Determining water and sediment quality related to lead and zinc mining activity. *Archives of Environmental Protection*, 44 (3), 19–30.
- Şanlıyüksel Yücel, D. (2019). Characterization and comparison of mine wastes in Can Coal Basin, northwest Turkey: a case study. *Environmental Earth Sciences*, 78, 154.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö., ve Kuşçu, İ. (1992). Türkiye Diri Fay Haritası. *MTA, Ankara*.
- Şentürk, K., and Okay, A.I. (1984). Blueschists discovered east of Saros bay in thrace. *M.T.A. Ens. Bül.*, 97/98: 68-72.

- Şimşek, S., and Demir, A. (1991). Reservoir and cap rock characteristics of some geothermal fields in Turkey and encountered problems based on lithology. *Journal of the Geothermal Research Society of Japan*, 13(3), 191-204.
- Şimşek, Ş. (1997). Geochemical potential in northwestern Turkey. Active Tectonics of Northwestern Anatolia-The Marmara Poly-Project. C. Schindler ve M. Pfister (eds.), *vdh hochschulverlag AG an der ETH Zurich*, 111–123.
- 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., Yıldırım, N., and Gülgör, A. (2005). Developmental and environmental effects of the Kızıldere geothermal power project, Turkey. *Geothermics*, 34 (2), 234-251.
- Şimşek, Ş. (2015). Dünya’da ve Türkiye’de jeotermal gelişmeler. *In III. Geothermal Resources Symposium Proceedings, Ankara, Turkey*, 1-17.
- Tarcan, G. (2002). Jeotermal su kimyası jeotermal enerji ve araştırma ve uygulama merkezi (Jenarum). *Yaz Okulu Ders Notları, İzmir*, 230-272.
- Taymaz, T., Jackson, J., and Mckenzie, D. (1991). Active tectonics of the north and central Aegean Sea, *Geophys. J. Int.* 106, 433-490.
- TJD, (2015). Geothermal energy development report, *Turkish Geothermal Association (TJD), Ankara (Unpublished)*.
- Tesis İşletmesi Raporu, (2007). Çanakkale Kestanbol kaplıca suyu analiz raporu. *Ana Kaynak*.
- Tesis İşletmesi Raporu, (2011). Kestanbol termal halk sağlığı müdürlüğü analizleri raporu. *Gülhane Askeri Tıp Akademisi (GATA)*.
- Tezcan, L. (2002). Hidrolojik çalışmalarda kullanılan yeni izotoplar ve kullanım alanları, *Hidrolojide İzotop Tekniklerinin Kullanılması Sempozyumu, DSİ İzotop Şube Müdürlüğü, Adana*.
- Toutain, J. P., Munoz, M., Poitrasson, F., and Lienard, A. C. (1997). Springwater chloride ion anomaly prior to a ML= 5.2 Pyrenean earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 149(1-4), 113-119.
- Tonani, F. B. (1980). Some remarks on the application of geochemical techniques in geothermal exploration. *In Advances in European Geothermal Research* (pp. 428-443). Springer, Dordrecht.
- Truesdell, A.H. (1976). Summary of section 111 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.

- TS 266, (2005). İnsani tüketim amaçlı sular hakkında yönetmelik. Türk Standartları Enstitüsü, Ankara, *Resmî Gazete Tarihi: 17.02.2005, Resmî Gazete Sayısı: 25730*.
- Tsunogai, U., and H, Wakita. (1995). Precursory chemical changes in ground water: Kobe earthquake, Japan. *Science*, 269, 61-63.
- Tsunogai, U., and H, Wakita. (1996). Anomalous change in groundwater chemistry- possible precursors of the 1995 Hyogo-ken Nanbu Earthquake, Japan. *J. Phys. Earth*, 44, 381-390.
- Türker, H.Ö. (2006). *Sarıkkaya (Yozgat) Sıcak ve Mineralli Sularının Hidrojeokimyasal İncelemesi* (Yüksek Lisans Tezi) Erişim adresi: <https://tez.yok.gov.tr/UlusalTezMerkezi>.
- Türkiye İstatistik Kurumu (TÜİK), (2018). [Online]. Erişim Adresi (2018, 10 Ekim) <https://www.turkiye.gov.tr/turkiye-istatistik-kurumu-baskanligi-tuik>.
- Yağan, B.D. (2008). *Çanakkale ili Kestanbol-Tuzla jeotermal alan mevkiinin florası ve bu bölgedeki toprak ve yeraltı sularının mineral içeriğinin flora üzerine etkisi* (Yüksek Lisans Tezi) Erişim adresi: <https://tez.yok.gov.tr/UlusalTezMerkezi>.
- Yalçın, T. (2007). Geochemical characterization of the Biga Peninsula thermal waters (NW Turkey). *Aquatic Geochemistry*, 13(1): 75-93.
- Yalçın, T., ve Sarp, S. (2012). Biga Yarımadası termal sularının jeokimyasal ve jeotermal potansiyeli, Biga Yarımadası'nın Genel ve Ekonomik Jeolojisi. *MTA Özel Yayın Serisi, Ankara*, 289–301.
- Yenal, O., Kanan, E., Bilecen, L., Öz, G., Öz, Ü., Göksel, A., Alkan, H., Kutluat, S., ve Yassa, K. (1975). Türkiye maden suları: Marmara bölgesi, İstanbul Üniversitesi, *Tıp Fakültesi, hidroklimatoloji kürsüsü, İstanbul*, 212.
- Yerüstü Su Kalitesi Yönetmeliği, (2015). Yüzeysel su kalitesi yönetimi yönetmeliğinde değişiklik yapılmasına dair yönetmelik, orman ve su işleri bakanlığı, Ankara, *Resmî Gazete Tarihi: 15.04.2015, Resmî Gazete Sayısı: 29327*.
- Yıldırım, N., ve Güner, İ.N. (2002). Büyük Menderes Grabeninin doğusunda yer alan jeotermal sahalarda bulunan suların izotopik ve hidrojeokimyasal özellikleri. *Hidrolojide İzotop Tekniklerinin Kullanılması Sempozyumu, Adana*. 69-87.
- Yılmaz, Y. (1989). An approach to the origin of volcanic rocks of Western Turkey, in: tectonic evolution of the tethyan region. 159–189.
- Yılmaz, H. (2003). Exploration at the Kuşçayırı Au(Cu) prospect and its implications for porphyry-related mineralization in Western Turkey. *Journal of Geochemical Exploration* 77, 133-150.

- Yılmaz Şahin, S., Örgün, Y., ve Güngör, Y. (2006). U/TH'ca zengin radyoaktif granitoidlerin jeokimyası: Kestanbol ve Kaymaz Plütonları, Batı Anadolu, Türkiye. 59. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri*, 43-45.
- Yiğitbaş, E., Elmas, A., Sefunç, A., and Özer, N. (2004). Major neotectonics features of Eastern Marmara region, Turkey: development of the Adapazari-Karasu corridor and its tectonic significance. *Geological Journal*, 39, 179-198.
- Yuce, G., Ugurluoglu, D. Y., Adar, N., Yalcin, T., Yaltirak, C., Streil, T., and Oeser, V. (2010). Monitoring of earthquake precursors by multi-parameter stations in Eskisehir region (Turkey). *Applied Geochemistry*, 25(4), 572-579.
- Zaim, A., ve Çavşı, H. (2018). Türkiye'deki jeotermal enerji santrallerinin durumu. *Mühendis ve Makine*, 59(691), 45-58.



ÖZGEÇMİŞ

KİŞİSEL BİLGİLER

Adı Soyadı : Harika MARMARA
Doğum Yeri : Çanakkale
Doğum Tarihi : 24.03.1992

EĞİTİM DURUMU

Lisans Öğrenimi : Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Bölüm Birincisi, 2017, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi Onur Öğrenciliği, 2013-2014 ve 2014-2015.
Yüksek Lisans Öğrenimi : Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, 2017-2020
Bildiği Yabancı Diller : İngilizce

BİLİMSEL FAALİYETLERİ

a) Yayınlar

Diğer (ESCI)

Marmara, H., Şanlıyüksel Yücel, D., Özden, S., and Yücel, M.A. (2020). Kestanbol Jeotermal Akışkanının Hidrokimyasının ve Çevresel Etkilerinin Belirlenmesi. *Türkiye Jeoloji Bülteni, Ocak sayısı, basım aşamasında.*

b) Bildiriler

1) Uluslararası

Marmara, H., Şanlıyüksel Yücel, D., and Özden, S. (2019). Environmental effects of geothermal fluid: a case study from Kestanbol, NW Turkey. *1. International Symposium on Biodiversity Research, Çanakkale, Türkiye, 514.*

Marmara, H., Şanlıyüksel Yücel, D., Özden, S. (2019). Kestanbol Jeotermal Alanının Hidrojeokimyası ve Çevresel Etkileri. *Uluslararası Katılımlı 72. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ankara, Türkiye, 683-687.*

Marmara, H., ve Şanlıyüksel Yücel, D. (2018). Uçucu Kül Adsorbanı Kullanılarak Asit Maden Drenajının Nötralizasyonu. *Uluslararası Katılımlı 71. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ankara, Türkiye*, 311-312.

Şanlıyüksel Yücel, D., İleri, B., Karadeniz, M., ve Marmara, H. (2018). Asit Maden Drenajından Kaynaklanan Metal Kirliliğinin Gideriminde Uçucu Küllerin Kullanılması. *Uluslararası Su ve Çevre Kongresi, Bursa, Türkiye*, 2252.

c) Katıldığı Projeler

“Kestanbol Jeotermal Alanının Hidrojeokimyası ve Aktif Tektonik ile Olan İlişkisi”, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinasyon Birimi, FYL-2018-2709, Araştırmacı, 2018-2020.

Marmara H., Şanlıyüksel Yücel D., 2018. “Maden Drenajının Rehabilitasyonunda Deniz Kabuklarının Kullanılması”, 1. Proje Pazarı, Tokat Gaziosmanpaşa Üniversitesi, Tokat, Türkiye, 11 Ekim, 2018.

Marmara H., Şanlıyüksel Yücel D., 2018. “Deniz Kabukları Adsorbanı Kullanarak Asit Maden Drenajından Metal Giderimi”, 1. Proje Pazarı, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Çanakkale, Türkiye, 26-27 Nisan 2018, ss. 125-126.

“Uçucu Kül Adsorbenti Kullanılarak Asit Maden Drenajının Nötralizasyonu”, 2209-A TÜBİTAK Projesi, 1919B011602389, Proje Yürütücüsü, 2017.

İLETİŞİM

E-posta Adresi : harikamarmara1734@gmail.com

ORCID : 0000-0001-8044-715X