Kütahya Jeotermal Kaynaklarının Jeokimyasal ve İzotopik Özellikleri

İsmail Cihan

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Mayıs 2018

Geochemical and Isotopic Properties of Kütahya Geothermal Resources

İsmail Cihan

MASTER OF SCIENCE THESIS

Department of Geological Engineering

May 2018

Kütahya Jeotermal Kaynaklarının Jeokimyasal ve İzotopik Özellikleri

İsmail Cihan

Eskişehir Osmangazi Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Lisansüstü Yönetmeliği Uyarınca
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı
Maden Yatakları ve Jeokimya Bilim Dalında
YÜKSEK LİSANS TEZİ
Olarak Hazırlanmıştır

Danışman: Dr. Öğr. Üyesi Hüseyin SENDİR

Mayıs 2018

ONAY

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı Yüksek Lisans öğrencisi İsmail Cihan'ın YÜKSEK LİSANS tezi olarak hazırladığı "Kütahya Jeotermal Kaynaklarının Jeokimyası ve İzotopik Özellikleri" başlıklı bu çalışma, jürimizce lisansüstü yönetmeliğin ilgili maddeleri uyarınca değerlendirilerek oybirliği ile kabul edilmiştir.

Danışman **:** Dr. Öğr. Üyesi Hüseyin SENDİR

İkinci Danışman **: -**

Yüksek Lisans Tez Savunma Jürisi:

Üye : Dr. Öğr. Üyesi Hüseyin SENDİR

Üye : Dr. Öğr. Üyesi Didem YASİN

Üye : Doç. Dr. Cafer ÖZKUL

Fen Bilimleri Enstitüsü Yönetim Kurulu'nun ..... tarih ve ..... sayılı kararıyla onaylanmıştır.

Prof. Dr. Hürriyet ERŞAHAN

Enstitü Müdürü

ETİK BEYAN

Eskişehir Osmangazi Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü tez yazım kılavuzuna göre, Dr. Öğr. Üyesi Hüseyin Sendir danışmanlığında hazırlamış olduğum "Kütahya Jeotermal Kaynaklarının Jeokimyası ve İzotopik Özellikleri" başlıklı YÜKSEK LİSANS tezimin özgün bir çalışma olduğunu; tez çalışmamın tüm aşamalarında bilimsel etik ilke ve kurallara uygun davrandığımı; tezimde verdiğim bilgileri, verileri akademik ve bilimsel etik ilke ve kurallara uygun olarak elde ettiğimi; tez çalışmamda yararlandığım eserlerin tümüne atıf yaptığımı ve kaynak gösterdiğimi ve bilgi, belge ve sonuçları bilimsel etik ilke ve kurallara göre sunduğumu beyan ederim. 28/05/2018

İsmail Cihan

İmza

ÖZET

Bu tez çalışması kapsamında, Kütahya bölgesindeki jeotermal kaynakların hidrojeokimyasal ve izotopik özelliklerinin belirlenmesi amaçlanmıştır. Bu amaç kapsamında Kütahya-Tavşanlı alanında 78 ve Kütahya-Simav-Hisarcık-Pazarlar çalışma alanında ise 178 farklı lokasyonda kaynak başında ölçümler yapılmıştır.

Kütahya-Tavşanlı ve Simav çalışma sahalarındaki yerinde ölçümler sonucunda, alınan 256 örnekten 66 tanesi sıcak sular (> 20°C) olarak tespit edilmiştir. Bunlardan, Kütahya-Tavşanlı çalışma sahasında Tavşanlı Göbel kaplıcasından alınan K85 (32,5°C) ile Yoncalı kaplıcasından alınan K271 (40,4°C) numaralı örnekler, Kütahya-Simav-Hisarcık-Pazarlar çalışma sahasında ise Simav-Eynal MTA EJ-4 kuyusundan alınan K69 (160°C), Eski Karamanca MTA KS-2 kuyusundan alınan K75 (28°C) ve Hisarcık Yoncaağaç kaynağından alınan K272 (49,2°C) numaralı örnekler üzerinde kimyasal ve izotop analizleri yapılarak değerlendirmeye alınmıştır.

Kütahya Tavşanlı alanında Mg-HCO_3 ve Ca-CO_3 gibi iki farklı tip, Kütahya-Simav-Hisarcık-Pazarlar alanında ise Ca-HCO_3, Ca-SO_4, Mg-HCO_3, Na-HCO_3 ve Ca-SO_4 gibi 5 farklı su tipi olduğu saptanmıştır.

Çalışma alanındaki soğuk ve sıcak suların hemen hemen hepsi meteorik kökenli olup nükleer denemeler öncesi (1952 öncesi) yağışlardan beslenmişlerdir ve 50 yıldan daha yaşlı sulardır. Rezervuar sıcaklığını tahmin etmek için kullanılan diyagrama göre K75 ve K85 nolu örnekler 100°C-200°C arası, K69 nolu örnek ise 200°C'den fazla rezervuar sıcaklığını göstermektedir. Silika jeotermometre hesaplamalarında, K85 nolu sıcak suyun rezervuar sıcaklığı maksimum 87,64°C, K75 nolu sıcak suyun rezervuar sıcaklığı ise maksimum 70,27°C hesaplanmıştır. K69 nolu sıcak suyun rezervuar sıcaklığı maksimum 178,93°C olarak hesaplanmış olup diyagramdan ve silika jeotermometrelerinden hesaplanan rezervuar sıcaklıklarının birbirleri ile uyumlu olduğu görülmüştür.

Anahtar Kelimeler: Kütahya, Tavşanlı, Simav, Hisarcık, Pazarlar, jeotermal, hidrojeokimya, izotop

SUMMARY

Within the scope of this thesis study, it was aimed to determine hydrogeochemical and isotopic properties of geothermal resources in Kütahya region. In this study, 78 in-situ measurements at the Kütahya-Tavşanlı area and 178 in-situ measurements at the Kütahya-Simav-Hisarcik-Pazarlar study area were collected.

As a result of in-situ measurements at Kütahya-Tavşanlı and Simav study areas, 66 of the 256 samples taken were detected as hot water (> 20 °C). Among these, chemical and isotope analyzes were carried out on the samples of K85 (32.5 °C) taken from the Tavşanlı Göbel thermal spring and K271 (40.4 °C) taken from the Yoncalı thermal spring (Kütahya-Tavşanlı study area), and K69 (160 °C) taken from the Simav-Eynal MTA EJ-4 well, K75 (28 °C) taken from the Eski Karamanca MTA KS-2 well and K272 (49.2 °C) taken from the Hisarcik Yoncaağaç source (Kütahya-Simav-Hisarcık-Pazarlar study area).

In Kütahya Tavşanlı area, two different water types such as Mg-HCO_3 ve Ca-CO_3 , meanwhile in the Kütahya-Simav-Hisarcik-Pazarlar area, five different water types such as Ca-HCO_3, Ca-SO_4, Mg-HCO_3, Na-HCO_3 ve Ca-SO_4 .

Nearly all of the cold and hot waters in the study area are of meteoric origin and are fed from pre-nuclear (prior to 1952) rainfalls and are older than 50 years. According to the diagram used to estimate the reservoir temperature, samples K75 and K85 show a reservoir temperature of 100 °C - 200 °C, and sample K69 has a reservoir temperature of more than 200 °C. In the silica geothermometer calculations, the reservoir temperature of the K85 hot water was calculated as 87.64 °C maximum, and the reservoir temperature of K75 hot water was calculated as 70.27 °C maximum. The reservoir temperature of K69 hot water was calculated as 178.93 °C maximum and it was seen that the reservoir temperatures calculated from the diagram and silica geothermometers were compatible with each other.

Keywords: Kütahya, Tavşanlı, Simav, Hisarcık, Pazarlar, geothermal, hydrogeochemistry, isotope

TEŞEKKÜR

Bu tez çalışması, 2009 - 2018 yılları arasında Osmangazi Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı bünyesinde gerçekleştirilmiştir.

Beni tez aşamasının başlangıcında öğrencisi olarak kabul eden Sayın Prof. Dr. Halim Mutlu (Ankara Üniversitesi) ve daha sonrasında tez danışmanlığımı yapan, yapıcı eleştirileri ile tezi yönlendiren ve bu tezin oluşmasında katkı sağlayan Sayın Dr. Öğr. Üyesi Hüseyin Sendir'e (Eskişehir Osmangazi Üniversitesi) teşekkürlerimi ve saygılarımı sunarım.

Arazi ve laboratuvar çalışmalarında katkılarıyla bana eşlik eden meslektaşım Jeoloji Yüksek Mühendisi Dr. Fuat Şaroğlu ve Jeoloji Yüksek Mühendisi İbrahim Akkuş'a teşekkür ederim.

Rapor formatının oluşturulması, haritaların çizilmesi, rapor içi şekillerin hazırlanması konusunda desteklerini esirgemeyen çalışma arkadaşlarım Birgül Çoban, Gökhan Kanaat ve Rabia Özyurt'a teşekkür ederim.

Yüksek Lisans ve tez çalışması sırasında hep yanımda olan ve yapıcı eleştirileri ile tez yazımına katkı sunan meslektaşım ve eşim Jeoloji Yüksek Mühendisi Zeynep Özlem Cihan ve kızlarım Rüzgar Nil Cihan ile Yağmur Ada Cihan'a sonsuz sevgilerimi ve teşekkürlerimi sunarım.

Yapıcı eleştirileri ile tezi yönlendiren değerli görüş ve katkılarından dolayı Sayın Doç. Dr. Cafer Özkul ve Sayın Dr. Öğr. Üyesi Didem Yasin'e teşekkürlerimi ve saygılarımı sunarım.

İsmail Cihan

İÇİNDEKİLER

Sayfa

ÖZET vi

SUMMARY vii

TEŞEKKÜR viii

İÇİNDEKİLER ix

ŞEKİLLER DİZİNİ xii

ÇİZELGELER DİZİNİ xv

SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ xvi

1. GİRİŞ VE AMAÇ 1

2. LİTERATÜR ARAŞTIRMASI 5

3. MATERYAL VE YÖNTEM 8

4. JEOLOJİ 12

4.1. Bölgesel Jeoloji 12

4.2. Kütahya-Tavşanlı Yöresi Genel Jeoloji 13

4.2.1. Neojen öncesi temel kayalar 15

4.2.1.1. Sarıcasu Formasyonu 15

4.2.1.2. Kırkbudak Formasyonu 16

4.2.1.3. Budağan Kireçtaşı 17

4.2.1.4. İmranlar Formasyonu 18

4.2.1.5. Dağardı Karmaşığı 18

4.2.2. Neojen kayaları 20

4.2.2.1. Beke Formasyonu 20

4.2.2.2. Tunçbilek Formasyonu 21

4.2.2.3. Civanadağ Tüfleri 22

4.2.2.4. Oklukdağı Volkanitleri 22

4.2.2.5. Saruhanlar Formasyonu 24

4.2.2.6. Çokköy Formasyonu 25

4.2.2.7. Karaköy Volkanitleri 26

4.2.2.8. Emet Formasyonu 27

4.2.3. Kuvaterner çökelleri 28

4.2.3.1. Traverten 28

4.2.3.2. Alüvyon 28

4.2.4. Tektonik 29

İÇİNDEKİLER (devam)

Sayfa

4.2.4.1. Paleotektonik dönem yapıları 29
4.2.4.2. Neotektonik dönem yapıları 29
4.2.4.3. Kütahya Grabeni ve Fayları 30
4.2.4.4. Kütahya Fayı 30
4.2.4.5. Çivli Fayı 31
4.2.4.6. Tavşanlı Grabeni ve Fayı 32
4.2.4.7. Şahmelek fayı ve Köprüören Grabeni 32
4.2.4.8. Aliköy Fayı 33
4.2.4.9. Ayvalı Fayı 34
4.2.4.10. Seyitömer Fayı 34
4.2.5. Magmatizma 34
4.2.6. Volkanizma 35
4.3. Simav-Hisarcık-Pazarlar Yöresi Genel Jeoloji 35
4.3.1. Neojen öncesi temel kayalar 38
4.3.1.1. Kalkan Formasyonu 38
4.3.1.2. Simav Metamorfitleri 38
4.3.1.3. Balıkbaşı Kireçtaşı 39
4.3.1.4. Sarıcasu Formasyonu 40
4.3.1.5. Arıkaya Formasyonu 40
4.3.1.6. Kırkbudak Formasyonu 41
4.3.1.7. Çiçekliyayla Kireçtaşı 41
4.3.1.8. Budağan Kireçtaşı 42
4.3.1.9. Bornova flişi 42
4.3.2. Neojen kayaları 43
4.3.2.1. Eğrigöz Graniti 43
4.3.2.2. Taşbaşı Formasyonu 44
4.3.2.3. Yeniköy Formasyonu 44
4.3.2.4. Civanadağ Formasyonu 45
4.3.2.5. Akdağ Volkanitleri 46
4.3.2.6. Hisarcık Formasyonu 47
4.3.2.7. Yeşilova Formasyonu 47
4.3.2.8. Emet Formasyonu 48
4.3.3. Kuvaterner kayaları 48
4.3.3.1. Traverten 48
4.3.3.2. Alüvyon 49
4.3.3.3. Heyelan kütlesi 49

İÇİNDEKİLER (devam)

Sayfa

4.3.4. Tektonik 49
4.3.4.1. Paleotektonik dönem yapıları 51
4.3.4.2. Neotektonik dönem yapıları 52
4.3.5. Simav Fayı 53
4.3.6. Magmatizma 58
4.3.7. Volkanizma 59

5. BULGULAR VE TARTIŞMA 61

5.1. Hidrojeokimyasal İncelemeler 61
5.1.2. Kütahya Tavşanlı Çalışma Sahası Kaynak Başı Ölçümleri 64
5.1.3. Simav-Hisarcık-Pazarlar Çalışma Sahası Kaynak Başı Ölçümleri 67
5.2. Kimyasal Analiz Sonuçları ve Değerlendirmeler 72
5.2.1. Piper Diyagramının Tanıtımı 77
5.2.2. Suların Kimyasal Özellikleri 78
5.2.2.1. Major İyonlar 78
5.2.3. Jeotermometre Uygulamaları 86
5.3. İz Element Analiz Sonuçları ve Değerlendirmeler 88
5.4. İzotop Analizleri ve Değerlendirmeler 92
5.4.1. Oksijen (^{18}O)-Döteryum (D) 94
5.4.2. Soğuk su ile termal su karışımı 98
5.4.3. $\delta^{18}O$ ve $\delta^{2}H$ – yükseklik değişimi 100
5.4.4. Trityum - elektriksel iletkenlik ilişkisi 103
5.4.5. Çözünmüş SO_4 iyonundaki $\delta^{18}O$ ve $\delta^{34}S$ izotopları 105
5.5. Kavramsal Jeotermal Model 107

6. SONUÇ VE ÖNERİLER 115

KAYNAKLAR DİZİNİ 121

EKLER

Ek.1. Kütahya-Tavşanlı Bölgesi Jeoloji Haritası

Ek.2. Kütahya-Simav-Hisarcık Bölgesi Jeoloji Haritası

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil **Sayfa**

1.1. Çalışma alanları yerbulduru haritası 1

4.1. Türkiye ve yakın çevresinin tektonik haritası (Okay ve Tüysüz, 1999) 12

4.2. Kütahya-Tavşanlı yöresine ait stratigrafik dikme kesit (Akdeniz ve Konak, 1979a; Özcan vd., 1988; Göncüoğlu vd., 1992; Baş, 1983, 1986'dan değiştirilmiştir) 14

4.3. Kütahya yakın güneyinde Sarıcasu Formasyonu içindeki şistler 16

4.4. Kütahya güneybatısında Budağan Kireçtaşı'nın genel görünümü (bakış batıyadır) 17

4.5. Ovacık yolunda Dağardı Karmaşığı'nın genel görünümü. Karmaşık içerisinde ana bileşenleri oluşturan meta-bazik, meta-kırıntılı ve mermer blokları, bakış kuzeyedir 19

4.6. Yoncalı batısında Dağardı Karmaşığı içerisinde dağ boyutunda rekristalize kireçtaşı 20

4.7. Tavşanlı yakın kuzeyinde Civanadağ Tüfleri 24

4.8. Tavşanlı batısında Kocatepe riyolit domu 24

4.9. Tavşanlı-Kütahya karayolu yarmasında Çokköy Formasyonu'nun genel görünümü 26

4.10. Örenköy yakınında Kütahya-Tavşanlı karayolu yarmasında Karaköy Volkanitleri'ni oluşturan bazaltik andezit lavları 27

4.11. Göbel kaplıcası yakınında antik bir su kanalına sıvanmış traverten oluşumları 28

4.12. Kütahya Ovası doğusundan Kütahya Fayının genel topografik görünümü (bakış GD'yadır, kırmızı renkli oklar fay çizgisini gösterir) 31

4.13. Çivli köyü yakın kuzeyinde, Dağardı Karmaşığı içindeki rekristalize kireçtaşlarında Çivli Fayının aynası (çizikler normal faylanmayı belirler, bakış kuzeyedir) 31

4.14. Tavşanlı-Emet karayolundan Tavşanlı Fayının genel morfolojik görünümü (bakış doğuyadır, oklar fay çizgisini gösterir) 32

4.15. Şahmelek köyünden batıya doğru Şahmelek Fayının genel jeomorfolojik görünümü (oklar fay çizgisini gösterir) 33

4.16. Aliköy Fayında yüzeylenmiş olan silis bantlarında gelişmiş fay aynası ve oblik faylanmayı gösteren kayma çizikleri (ok kayma vektörünün yönünü gösterir, FD: Fay düzlemi) 33

ŞEKİLLER DİZİNİ (devam)

Şekil **Sayfa**

4.17. Simav – Hisarcık – Pazarlar alanının genelleştirilmiş ölçeksiz stratigrafi kesiti (Akdeniz ve Konak, 1979a; Özcan vd., 1988; Göncüoğlu vd., 1992; Baş, 1983, 1986'dan değiştirilmiştir) 37

4.18. Simav-Hisarcık-Pazarlar alanı yakın çevresinin Neotektonik dönem fay haritası 52

4.19. Simav fayının segment yapısı (Doğan ve Emre, 2006) 53

4.20. Simav ovası güneyinde Simav fayının genel görünümü (kırmızı oklar fayın gidişini göstermektedir, bakış güneyedir) 54

4.21. Hisarcık doğusunda Hisarcık fayının genel görünümü (bakış kuzeyedir, oklar fay sarplığını göstermektedir, fayın doğu bloğu ortalama 50-100 m aşağıdadır) 57

4.22. Sefaköy kaplıcaları yöresinde Hisarcık fayının genel görünüşü (bakış KD'yadır, sağdaki düzlük traverten taraçasıdır, oklar Holosen fay sarplığını gösterir) 58

5.1. Kütahya-Simav-Hisarcık-Pazarlar çalışma alanı yerinde analiz noktaları lokasyon haritası 62

5.2. Kütahya-Tavşanlı çalışma alanı yerinde analiz noktaları lokasyon haritası 63

5.3. Kütahya – Yoncalı kaplıcasından alınan K-271 no'lu örnek 64

5.4. Yoncaağaç kaplıcasında yapılan kaynak başı analizi (K272 no'lu örnek) 67

5.5. Piper diyagramı 78

5.6. Tüm su numunelerinin Piper diyagramı 82

5.7. Sıcak suların piper diyagramı 83

5.8. Sıcak suların Schoeller diyagramı 85

5.9. Sıcak suların Giggenbach grafiği 86

5.10. Şematik D - $\delta^{18}O$ grafiği ve karışımı oluşturan uç sular 96

5.11. Farklı su kaynaklarının izotop bileşimini ve fiziko – kimyasal süreçlerin su bileşimi üzerine etkilerini gösterir D – ^{18}O diyagramı (Güleç vd., 2002) (veri kaynakları : mağmatik sular-Taylor, 1974; Sheppard, 1977; metamorfik sular–Taylor, 1974; Sheppard, 1981; fosil sular – Taylor, 1974; mağmatik biyotit ve hornblend – Taylor, 1974) 98

5.12. Şematik D - $\delta^{18}O$ grafiği 99

ŞEKİLLER DİZİNİ (devam)

Şekil **Sayfa**

5.13. Tüm suların D – $\delta^{18}O$ grafiği 100

5.14. Tavşanlı soğuksularına ait $\delta^{2}H$ – yükseklik grafiği 102

5.15. Tavşanlı soğuksularına ait $\delta^{18}O$ – yükseklik grafiği 102

5.16. Trityum-EC grafiği 104

5.17. $\delta^{34}S$- $\delta^{18}O_{SO_4}$ grafiği 105

5.18. $\delta^{18}O_{H_2O}$ - $\delta^{18}O_{SO_4}$ grafiği 106

5.19. Simav ve yakın dolayı için önerilen kavramsal jeotermal sistem modelinin D-B yönlü yapı kesiti üzerinde şematik gösterimi. 110

5.20. Kütahya grabeni için önerilen kavramsal jeotermal sistem modelinin K-G yönlü yapı kesiti üzerinde şematik gösterimi 112

5.21. Tavşanlı grabeni için önerilen kavramsal jeotermal sistem modelinin K-G yönlü yapı kesiti üzerinde şematik gösterimi. 113

ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge **Sayfa**

3.1. Yıldırım Jeotermal Mobil Laboratuvarı analiz yöntemleri 8

3.2. Kimyasal, iz element, izotop analizleri yapılan numuneler ve analizin yapıldığı laboratuvar ..10

5.1. İnceleme alanlarından alınan sıcak su numuneleri.....64

5.2. Kütahya – Tavşanlı alanında yapılan yerinde ölçüm değerleri (kaynak örnekleri) 65

5.3. Kütahya – Simav – Hisarcık – Pazarlar alanında yapılan yerinde ölçüm değerleri (kaynak örnekleri) 68

5.4. Kütahya – Simav – Hisarcık – Pazarlar alanında yapılan yerinde ölçüm değerleri (kuyu örnekleri).....72

5.5. Su numunelerinin kimyasal analiz sonuçları 73

5.6. Su numunelerinin hesaplanan hata payları 75

5.7. Kütahya – Tavşanlı alanından alınan suların "Su Tip"leri.....83

5.8. Kütahya – Simav – Hisarcık – Pazarlar alanından alınan suların "Su Tip"leri 84

5.9. Silika jeotermometresi formülasyonları.....87

5.10. Silika jeotermometresi hesaplamaları 87

5.11. Sıcak suların iz element analiz sonuçları 89

5.12. Sıcak suların Cl/B oranları 91

5.13. İzotop değerleri 93

5.14. Tavşanlı bölgesi sıcaksu kaynakları beslenim yükseklikleri.....102

SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

Simgeler	**Açıklama**
‰	Binde
°	Derece
δ	Delta
µs	mikrosaniye
^{13}C	Karbon 13 izotopu
^{18}O	Oksijen 18 izotopu
^{34}S	Kükürt 34 izotopu
D	Döteryum
T	Trityum

Kısaltmalar	**Açıklama**
cm	Santimetre
CRDS	Kavite Halka Aşağı Spektroskopisi
D-B	Doğu-Batı
DIC	Çözünmüş İnorganik Karbon
DMD	Dünya Meteorik Doğrusu
DSİ	Devlet Su İşleri
EA	Elementel Analiz Cihazı
EC	Elektriksel İletkenlik
G	Güney
GD	Güneydoğu
GGD	Güney güneydoğu
IAEA	Uluslararası Atom Enerjisi Ajansı
IAH	Uluslararası Hidrojeologlar Birliği
ICP-ES	İndüktif Eşleşmiş Plazma-Emisyon Spektrometresi
ICP-MS	İndüktif Eşleşmiş Plazma-Kütle Spektrometresi
IRMS	İzotop Oranlayıcı Kütle Spektrometresi
K-G	Kuzey-Güney

SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ (devam)

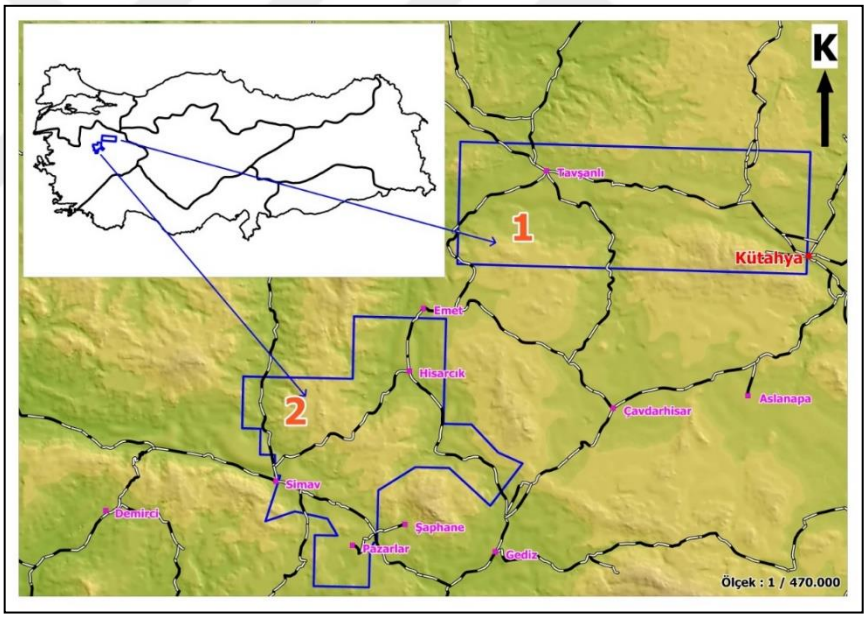
Kısaltmalar	Açıklama
KB	Kuzeybatı
KKB	Kuzey kuzeybatı
km	Kilometre
l	Litre
m	Metre
mg	Miligram
ml	Mililitre
MTA	Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü
MWe	Megawatt Elektrik
MWh	Megawatt Saat
My	Milyon Yıl
ppb	Milyarda bir
ppm	Milyonda bir
ppt	Binde bir
SMOW	Standarrt Ortalama Okyanus Suyu
SPC	Spesifik Elektriksel İletkenlik
TC	Termal Dönüşüm
TDS	Toplam Çözünmüş Katı Madde
TU	Trityum Birimi
TÜBİTAK-MAM	Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu – Marmara Araştırma Merkezi
TÜRKAK	Türk Akreditasyon Kurumu

1. GİRİŞ VE AMAÇ

Kütahya bölgesindeki jeotermal alanlar, birçok araştırıcının dikkatini çekmiş ve bölgede jeolojik, jeokimyasal, hidrojeolojik ve izotop jeolojisi çalışmaları yürütülmüştür. Kütahya bölgesinde birçok lokasyonda yüzeylenen jeotermal kaynakların kökeni ile ilgili tartışmalar günümüze kadar süregelmiştir.

Bu tez çalışması kapsamında Kütahya-Tavşanlı alanı (Şekil 1.1'de 1 nolu alan) ve Simav-Hisarcık-Pazarlar alanı (Şekil 1.1'de 2 nolu alan) incelenmiştir.

Kütahya-Tavşanlı alanı, İç Batı Anadolu'da, Kütahya ili sınırları içerisindedir (Şekil 1.1'de 1 nolu alan).



Şekil 1.1. Çalışma alanları yerbulduru haritası

Kütahya ve Tavşanlı kent merkezleri çalışma sahası içerisindeki en büyük yerleşim birimleridir. Kütahya-Balıkesir-Bursa karayolu bölgeyi D-B yönünde kateder. Yine aynı yöndeki demiryolu hattı ile araştırma alanı batıda Balıkesir-İzmir, doğuda ise Eskişehir-Ankara ile bağlantılıdır. Karasal bir iklimin hüküm sürdüğü bölgede, ova tabanları ve düşük eğimli araziler tarımsal amaçlı kullanılmaktadır. Yüksek topoğrafyalı dağlık araziler ise orman örtüsü ile kaplıdır.

Çalışma sahası Kütahya-Afyon-Uşak-Bursa-Eskişehir arasında, akarsularla derin yarılmış İç Batı Anadolu platolarında yer alır. Bu platolar çeşitli tür ve yaştaki kaya toplulukları üzerinde aşınım düzlükleri şeklinde gelişmiştir. Platolar genelde Miyo-Pliyosen yaşlı istifler üzerinde izlenir, yer yer de temel kayalar üzerine aşar. Temel kayalar üzerindeki bölümleri aşınımla sıyrılmış Neojen öncesi paleo-topoğrafyayı temsil etmektedir. Platoların ortalama yükseltisi 1000-1400 m'dir. Neojen öncesi temel kayalar ve Neojen volkanizmasının çıkış merkezleri olan volkan konisi ve asidik domlar plato yüzeylerinde yüksek topoğrafik düzensizlikleri oluşturur. Bunlardan Kütahya güneyindeki Yellice Dağı (1899 m) ile Tavşanlı güneyindeki Budağan Dağı (1611 m) alandaki en yüksek zirvelerdir.

Orhaneli Çayı (Kocasu) ve Porsuk Çayı çalışma alanı ve yakın çevresini akaçlayan iki büyük akarsu sistemidir. Güncel akarsu sistemi bölgedeki Neojen istifinin en üst birimi olan Emet Formasyonu'nun çökelimi sonrasında gölsel havzaların ortadan kalkması ile sonuçlanan paleocoğrafik değişim sonrasına rastlayan Geç Pliyosen'de kurulmuştur. Güneyden kuzeye akışlı bu iki akarsu Neojen öncesi temel kayalarda sürempoze boğazlar içerisine gömülmüştür. Bu iki nehir, Kütahya ve Tavşanlı faylarının güney bloklarında (taban blok) yer alan metamorfik yükselimleri, saplanmış gömük menderesler resmeden derin vadilerle kateder. Kütahya-Tavşanlı koridoru ile Aslanapa-Çavdarhisar platoları arasındaki bu yarma boğazların oluşumunda sürempozisyonun yanı sıra, söz konusu iki fayın güney bloklarının Pliyo-Kuvaterner'de tektonik olarak yükselmesine işaret eden antasedant mekanizması da etkilidir.

Morfotektonik köken açısından Kütahya ve Tavşanlı ovaları aynı adlarla bilinen iki normal fay sistemine bağlı olarak gelişmiş graben havzalarıdır. Havza tabanları alüvyon dolguludur. Kütahya Grabeni, güneyinden aynı adlı normal fay zonu tarafından yapısal ve morfolojik olarak sınırlandırılmıştır. KB-GD uzanımlı graben yaklaşık 30 km uzunluğunda ve 3-4 km ortalama genişliktedir. Graben tabanı batıdan doğuya doğru eğimli olup, Kütahya kenti doğusundaki Porsuk Çayı bölümü en alçak kesimini oluşturmaktadır. Bu graben eksenel olarak Porsuk çayının kolu olan Pelet Çayı tarafından katedilir. Grabenin güneyinde, Kütahya Fayının oluşturduğu keskin topoğrafik uyumsuzluklara karşılık gelen topoğrafik sarplıklar önünde alüvyon yelpazeleri gelişmiştir. Havza tabanı ile fayın taban bloğu (horst)'nun yüzeyi arasındaki ortalama yükseklik farkı 500 m'nin üzerindedir ve bu

değer faydaki görünür morfolojik atıma karşılık gelmektedir. Üçgen yüzeyler, asılı vadi tabanları ve vadilerin boy profillerindeki eğim kırıklıkları fayın Kuvaterner aktivitesini gösteren jeomorfolojik oluşumlardır.

Tavşanlı havzası aynı adlı normal fayla yapısal ve morfolojik olarak güneyden sınırlandırılmıştır. Havza, Tavşanlı Fayına bağlı olarak gelişmiş bir yarım graben yapısı sunar. Havza tabanı Orhaneli Çayı tarafından katedilir. Bu nehir, havzaya doğudan dahil olur ve kuzey kenarını izleyerek KB'da havzayı terk eder. Ortalama yükseltisi 820-830 m olan graben tabanı alüvyonla doldurulmuştur. Alüvyonal havza tabanında belirgin bir akaçlama sistemi gelişmemiş olup, graben tabanında mevsimlik göl ve bataklıklar yaygındır. Bu bataklıklar günümüzde yapay drenaj kanalları ile ıslah edilmiştir. Alüvyon yelpazeleri daha çok havzanın güneybatı köşesinde gelişmiştir. Yüzeyindeki göl ve bataklıklar ve gelişmemiş veya bozulmuş drenaj sistemi Tavşanlı Grabeni tabanının güneye doğru tektonik olarak çarpıldığına (tilt) işaret eder.

Simav-Hisarcık-Pazarlar alanı (Şekil 1.1'de 2 nolu alan) İç Batı Anadolu'da, Kütahya ili sınırları içerisindedir. Simav, Gediz, Pazarlar, Şaphane, Emet ve Hisarcık araştırma alanında yer alan kent yerleşmeleridir. Bölge genelinde, akarsularla derin şekilde yarılarak parçalanmış dağlık bir topografya izlenir. Mustafa Kemalpaşa, Emet, Simav çayları ve Gediz Nehri bu dağlık topografyayı akaçlayan başlıca akarsulardır. Bunlardan ilk üçü Marmara Denizi, Gediz Nehri ise Ege Denizi'ne boşalır.

Bölgesel jeomorfolojide araştırma alanı İç Batı Anadolu platolarında yer alır. Bu platolar çeşitli tür ve yaştaki kaya toplulukları üzerinde aşınım düzlükleri şeklinde gelişmiştir. Platolar genelde Miyo-Pliyosen yaşlı istifler üzerinde izlenir, yer yer de temel kayalar üzerine aşar. Temel kayalar üzerindeki bölümleri aşınarak sıyrılmış Neojen öncesi paleo-topografyayı temsil etmektedir. Platoların ortalama yükseltisi 1000-1400 m'dir. Neojen öncesi temel kayalar ve Neojen volkanizmasının çıkış merkezleri olan volkan konisi ve asidik domlar plato yüzeylerinde yüksek rölyefli topografik düzensizlikleri oluşturur. Araştırma alanı dışında kalan Selendi kuzeyindeki Yağcıdağ (1514 m) araştırma alanı yakınındaki en büyük strato-volkan konilerine örnektir. Araştırma alanındaki en büyük yükselim olan Eğrigöz dağı granitik bir batolit niteliğindedir. Batolit, üzerindeki temel kayalar ve Neojen örtüsünün aşınmasıyla yüzeylemiştir. K-G uzanımında kütlesel bir

yükselim oluşturan Eğrigöz dağının araştırma alanındaki zirve düzlükleri ortalama 1300-1400 m'lerde uzanan bir aşınım yüzeyinden oluşur. Eğrigöz batolitinin güneyinde temel kayalardan oluşan Şaphane Dağı 2118 m'lik yükseltisi ile bölgenin en yüksek zirvesini meydana getirmektedir. Neojen istiflerinin yatay veya yataya yakın konumda bulundukları alanlarda istif içindeki kireçtaşları ile tüf, ignimbirit ve bazaltik lavlardan oluşan volkanikler masa şekilli tepeler veya yapı platolarını oluşturur. Simav fayı güneyinde, Selendi-Pazarlar arasında tüf, ignimbirit ve bazaltların oluşturduğu yapı platoları yaygın yer şekli grubunu meydana getirir.

Araştırma alanı ve yakın çevresinin morfotektoniğinde doğrultu atımlı Simav fayı ile Emet-Gediz Grabeni ana yapıları oluşturur. Bölgenin güncel morfotektonik yapısı ileriki bölümlerde özellikleri ayrıntılı tanımlanacak olan bu iki büyük fay sistemi tarafından belirlenmiştir. Araştırma alanı güneyinde KB-GD uzanımlı, sağ yönlü doğrultu atımlı Simav fayı boyunca fay vadileri, topografik oluklar en belirgin morfotektonik yapılardır. Fay boyunca sağ yönlü doğrultu atımlı mikrotopografya belirgindir. Fayın doğrultusu boyunca genel morfolojide bloklar arasında topografik terslenmeler izlenmektedir. Simav yöresinde, Simav ovasının yer aldığı bölümünde fayın kuzey bloğu topografik olarak aşağıdadır. Buna karşın Simav-Şaphane arasında ise kuzey blok topografik olarak yüksektedir. Simav ovası fayın iki segmenti arasında gevşemeli açılmada gelişmiş tektonik bir havzadır. Havza güneyden sağ yönlü doğrultu atımlı ana fay, kuzeyden ise normal eğim atımlı faylara bağlı olarak şekillenmiştir. Emet-Gediz Grabeni ise KKB-GGD uzanımlı normal faylarla kontrol edilen bir yarım graben yapısındadır. Grabeni sınırlayan faylar batı kenarı boyunca uzanır. Graben fayları boyunca yoğun heyelanlar gelişmiştir (Işık, 2004).

Bu çalışmanın amacı, önceki çalışmaları dikkate alarak Kütahya bölgesindeki kaynakların hidrojeolojik, hidrojeokimyasal ve izotopik özelliklerinin belirlenmesidir.

2. LİTERATÜR ARAŞTIRMASI

Gemici vd. (2004) Emet bölgesinde rezervuar kayaçların çoğunlukla metamorfik kayaçlar olduğunu, sadece Dereli kaynağının karbonatlar ve ofiyolitik kayaçlar olduğunu, neojen istifinin alt kısımlarındaki karbonatlı kayaçların ise ikincil rezervuarlar olduğunu belirtmiştir. Termal suların yüzey sıcaklıklarının 33 ile 54 °C arasında olduğu, suların çoğunluğunun Ca–Mg–SO_4–HCO_3 tipte birkaç tanesinin Ca–Na–HCO_3, Na–Ca–SO_4 ve Ca–Mg–HCO_3 tip sular olduğunu saptamıştır.

Bayram ve Şimşek, 2005 yılındaki çalışmasında Kütahya bölgesindeki Simav jeotermal alanını incelemişlerdir. İnceleme alanındaki soğuk sularda CO_3+HCO_3, Ca, Mg iyon değerlerinin yüksek, NH_4, NO_3, Fe, NO_2, Al ve Mn iyon değerlerinin ise düşük olduğunu görmüşlerdir. Sıcak su analizleri katyon trendinin Na+K>Ca>Mg ve anyon trendinin HCO_3+CO_3>SO_4>Cl olduğunu saptamışlardır. Sıcak ve soğuk suların etkileşim ve kirlenme alanları izoterm, rezistivite ve hidrokimyasal haritalar çizilerek saptanmıştır. İzotopik çalışmalar jeotermal suların meteorik kökenli olduğu ve 50 yıldan uzun süredir dolaşımda olduklarını göstermektedir. Rezervuar kayaçların sıcaklığı jeotermometrik uygulamalarla 148 - 180 ºC olarak tespit edilmiştir.

Palabıyık (2006), Kütahya-Simav jeotermal sistemi'ni incelemiştir. Çalışmasında Kütahya-Simav sahası'nda sıcaklıkları 23-96 ^oC arasında değişen termal suların Na-HCO_3-SO_4'ca zengin, düşük Cl içerikli yeraltısularından etkilenmiş, meteorik kökenli ve olgunlaşmamış sular grubuna girdiğini belirtmiştir. Sahanın su kimyası ve su örneklerinin Cl/B ve Cl/F oranlarını değerlendirmiş, termal suların tortul kayaçlarla yüzeye yakın florca zengin kayaçlardan etkilendiğini ifade etmiştir.

Güneş (2006) Simav Grabeni'nin doğu ucunda yer alan Ilıca ve Muratdağı jeotermal alanlarını incelemiştir. Ilıca ve Muratdağı alanında termal suların sıcaklıkları 31,2°C - 77°C ve 20,3°C - 43°C arasında değişmektedir. Her iki jeotermal alanın da meteorik kökenli sularla beslendiğini tespit etmiştir. Termal suların her iki alanda da buhar ısıtmalı sular olup Ilıca alanında sodyum sülfat, Muratdağı alanında ise magnezyum sülfat tip olduğunu belirlemiştir. Termal suların aragonit, kalsit, kalsedon, hematit, illit, kaolinit

ve kuvars gibi minerallerce doygun olduğu, jeotermal alanların yaklaşık rezervuar sıcaklıklarının, Ilıca için 162 ºC, Muratdağı için ise 84 ºC olduğu çalışmada gösterilmiştir.

Burçak vd. (2007) Üçbaş - Şaphane – Kütahya alanında 2003-2006 yılları arasında uzaktan algılama, ayrıntılı jeoloji, hidrotermal alterasyon, hava fotoğrafı, hidrojeoloji (su kimyası, izotop hidrolojisi çalışmaları), jeofizik çalışmalar (manyetotellürik, özdirenç), sondaj çalışması ile kuyu içi log ölçümleri yapmıştır. Yapılan jeoloji, hidrojeokimya, izotop çalışmaları ile Abide sahasının 5 km kadar kuzeyinde Şaphane-Üçbaş çevresi hedef saha olarak seçilmiştir. Sahada sıcak su kaynağı, fümerol vb. yüzeysel jeotermal göstergeler bulunmamaktadır. Jeofizik (manyetotellürik ve özdirenç) çalışmaları ile Gediz-Abide sahasında ve hedef sahada benzer özellikte iki adet anomali belirlenmiştir. Bu anomaliler kalın örtü altında düşük özdirenç ile belirgin olup, jeoloji, su kimyası ve tektonik haritalarla örtüşmüştür. Yapılan çalışmalarda bu anomalilerin batıda alınan iki profilde de belirgin olarak devam ettiği belirlenmiştir. Hedef olarak seçilen Şaphane-Üçbaş sahasında 1330 m derinlikte bir adet arama sondaji (KŞÜ-1) yapılmıştır. Elde edilen termal su Na-SO_4-HCO_3 sınıfındadır.

Kavaf (2007), çalışmasında Kütahya ovasının su kalitesi ve kirliliğini araştırmıştır. İnceleme alanında katı atık sahası, endüstriyel ve zirai faaliyetler ile litolojik özelliklerden kaynaklanan kirlilikler nedeni ile suyun kalitesinin olumsuz yönde etkilendiğini, İnköy ve dolaylarındaki NO_2, As ve Pb kirliliğinin katı atık sahası ve zirai faaliyetlerden, İnköy'ün kuzeyinde ve İhsaniye yakınlarında izlenen Sb ve Br kirliliğinin ise endüstriyel alan ve litolojik özelliklerden kaynaklandığını tespit etmiştir.

Köse (2007), Kütahya-Simav alanının jeotermal enerji potansiyelini incelemiştir. Bölgede Simav Eynel alanındaki akışkanın yüksek sıcaklığa sahip olduğunu, elektrik enerjisi üretiminde kullanılabileceğini ve bölgedeki tesiste 2.9 MWe enerji ve minimum 17,020 MWh/yıl elektrik üretilebileceğini belirtmiştir.

Serpen vd. (2009), Kütahya-Simav jeotermal alanları da dahil olmak üzere Türkiye'de bulunan çeşitli jeotermal alanlarının enerji potansiyellerini değerlendirmişlerdir.

Yılmazer vd. (2010), Yoncalı jeotermal alanı ile Geven jeotermal alanı sularını çalışmıştır. Suların $CaCO_3$ bileşimine sahip, aynı akiferlerden gelen sular olduğunu belirtmiştir. Yoncalı ve Geven jeotermal alanlarının aynı sistem içerisinde yer alan farklı jeotermal alanlar olduğunu vurgulamıştır. Uygulanan silis jeotermometre sonuçlarına göre rezervuar sıcaklığı maksimum 130 °C olarak bulunmuştur.

Karakuş vd. (2016), Kütahya-Simav jeotermal sahasının ısıl kaynak potansiyelini araştırmıştır. İnceleme alanında en yüksek kuyu dibi sıcaklığını 162,4 °C olarak ölçmüş ve bu sıcaklığı Menderes Masifine ait metamorfik kayaçları kesen 725 m derinliğindeki bir kuyudan elde etmiştir. Sahanın elektrik üretim potansiyelini Monte Carlo hacimsel yöntemini kullanarak 19 MW olarak hesaplamış ve üretilebilme olasılığını ise %71 olarak belirtmiştir.

3. MATERYAL VE YÖNTEM

Jeokimya çalışmaları kapsamında, öncelikli olarak arazide kaynakbaşı ölçümleri yapılmıştır. "*YSI Professional Plus"* portatif su kalitesi ölçüm cihazı ile sıcaklık, elektriksel iletkenlik (EC), spesifik elektriksel iletkenlik (SPC), toplam çözünmüş katı madde (TDS), tuzluluk ve pH değerleri ölçülmüştür. Ölçüm sonuçları dikkate alınarak, farklı soğuk, ılık ve sıcak su kaynaklarından kimyasal ve izotop analizleri için su numuneleri alınmıştır. Su numuneleri 1000 ml hacimli polietilen kaplara alınmıştır. Numuneleme sırasında bir örnek hariç (MTA, EJ-4 kuyusu örneği), herhangi bir asitleme ve seyreltme yapılmamış, örnekler en kısa sürede analiz için laboratuvarlara gönderilmiştir. MTA, EJ-4 kuyusuna ait sıcak su örneği ise ¼ oranında seyreltilmiştir.

Su numunelerinin kimyasal analizleri (Anyon ve katyon) Yıldırım Jeotermal (YJ) Mobil Laboratuvarı'nda (Aydın) Çizelge 3.1'de belirtilen yöntemlere göre, iz element analizleri ise Acme Laboratuvarı'nda (Kanada) ICP – MS yöntemiyle yapılmıştır.

Çizelge 3.1. Yıldırım Jeotermal Mobil Laboratuvarı analiz yöntemleri

Analiz edilen anyon ve katyonlar	**Analiz Metodu**
K^+	Alev fotometre
Na^+	Alev fotometre
Ca^{++}	Titrasyon
Mg^{++}	Titrasyon
NH_4^+	Spektrometre
Li^+	İyon seçici elektrot
$Fe_{(T)}$	Spektrometre
SiO_2	Spektrometre
HCO_3^-	Titrasyon
CO_3^{2-}	Titrasyon
Cl^-	Titrasyon
F^-	Spektrometre
SO_4^{2-}	Spektrometre
NO_2^-	Spektrometre
NO_3	Spektrometre

Oksijen, hidrojen ve trityum izotop analizleri Devlet Su İşleri Genel Müdürlüğü Teknik Araştırma ve Kalite Kontrol Dairesi İzotop Laboratuvarı (Ankara) ve TÜBİTAK-MAM İzotop Laboratuvarı'nda, çözünmüş inorganik karbondaki (DIC) $\delta^{13}C$, sülfattaki $\delta^{34}S$ ve $\delta^{18}O$ izotop analizleri ise Isotech Laboratuvar'ında (Amerika) yapılmıştır.

DSİ İzotop Laboratuarı Şube Müdürlüğünde gerçekleştirilen $\delta^{2}H$ ve $\delta^{18}O$ deneyleri DUAL INLET tipindeki IRMS (Isotope Ratio Mass Spectrometer/İzotop Oranlayıcı Kütle Spektrometresi) kullanılarak, IAEA'nın belirlediği dengeleme yöntemiyle yapılmakta, $\delta^{2}H$ ve $\delta^{18}O$ ölçüm sonuçları IAEA'nın üretimini ve dağıtımını yaptığı uluslararası bir standart olan VSMOW'a göre rapor edilmektedir. Bu deneyler, TS EN ISO/IEC 17025 standardı kapsamında Türk Akreditasyon (TÜRKAK) Kurumu tarafından akredite edilmiştir.

Trityum analizleri de DSİ İzotop Laboratuarı Şube Müdürlüğü laboratuvarında yapılmıştır. 1992 yılından beri kullanılmakta olan sıvı sintilasyon sayma tekniği ile sayım yapılmakta olup ölçümlerde çok düşük seviyede sayma yapabilen Perkin-Elmer Quantulus Ultra Düşük Seviyeli Sıvı Sintilasyon Cihazı kullanılmıştır. Deneyler, IAEA'nın (International Atomic Energy Agency) belirlemiş olduğu "Elektrolizle Zenginleşme Yöntemi" ile yapılmıştır.

Acme Laboratuvarı'nda (Kanada) su örneklerinin iz element analizleri için doğal sularda ve düşük toplam çözünmüş katı madde (TDS) içeren sıvılarda, elementlerin iz ve ultra iz konsantrasyonlarının tespit için ICP-MS (Inductively Coupled Plasma- Mass Spectrometer) ve yüksek konsantrasyonlar için ise ICP-ES (Inductively Coupled Plasma-Emission Spectrometer) yöntemi kullanılmıştır.

Isotech Laboratuvar'ında (Amerika), organik katılarda ve sıvılarda, sülfattaki $\delta^{34}S$ analizi IRM'se (Isotope Ratio Mass Spectrometer) bağlı EA (Elemental Analayzer) ile analiz edilmiştir. Sülfür izotop kompozisyonu hidrojen sülfür (H_2S) fraksiyonları içeren gaz karışımı ile taşınmış ve ZnS ile çöktürülerek EA-IRMS ile analiz edilmiştir. Organik katılarda ve sıvılarda $\delta^{18}O$ izotop analizlerinde TC/EA-IRMS (Thermal Conversion Elemental Analyzer-Isotope Ratio Mass Spectrometer), su örneklerinde ise CRDS (Cavity Ring Down Spectroscopy) kullanılmıştır. Sülfatta bileşenlerde oksijen izotopu Baryum sülfat ile çökeltme yöntemi ile analiz edilmiştir.

Kimyasal, iz element, izotop analizleri yapılan numuneler ve analizin yapıldığı laboratuvarlar Çizelge 3.2'de verilmiştir.

Çizelge 3.2. Kimyasal, iz element, izotop analizleri yapılan numuneler ve analizin yapıldığı laboratuvar

Numune No	Kimyasal Analiz	İz Element Analizi	$\delta^{18}O$	δD	T	(DIC) $\delta^{13}C$	Sülfatta $\delta^{34}S$	Sülfatta $\delta^{18}O$
K2	YJ		MAM	MAM	DSİ			
K5	YJ		MAM	MAM	DSİ			
K19	YJ							
K27	YJ		MAM	MAM	DSİ			
K32			MAM	MAM	DSİ			
K41	YJ							
K46	YJ		MAM	MAM	DSİ			
K48	YJ							
K49	YJ							
K50	YJ		MAM	MAM	DSİ			
K55	YJ		MAM	MAM	DSİ			
K69*	YJ	ACME	MAM	MAM	DSİ	ISOTECH		
K74	YJ							
K75*	YJ	ACME	MAM	MAM	DSİ	ISOTECH		
K83	YJ		DSİ	DSİ	DSİ			
K85	YJ	ACME	DSİ	DSİ	DSİ	ISOTECH		
K87	YJ		DSİ	DSİ	DSİ			
K91	YJ		DSİ	DSİ	DSİ			
K102	YJ		DSİ	DSİ	DSİ			
K122	YJ		DSİ	DSİ	DSİ			
K126	YJ							
K141	YJ		DSİ	DSİ	DSİ			
K143	YJ		DSİ	DSİ	DSİ			
K271	YJ	ACME	DSİ	DSİ	DSİ	ISOTECH		
K272	YJ	ACME	DSİ	DSİ	DSİ	ISOTECH		
K274	YJ		DSİ	DSİ	DSİ			
K280			DSİ	DSİ	DSİ			
K290	YJ							
K291	YJ							
K310	YJ							
K314	YJ							
K319	YJ							
K320	YJ							
K321	YJ							
K322	YJ							
K324	YJ							
K333	YJ							
K348	YJ							
K350	YJ							
K354	YJ							

Çizelge 3.2. (devamı) Kimyasal, iz element, izotop analizleri yapılan numuneler ve analizin yapıldığı laboratuvar

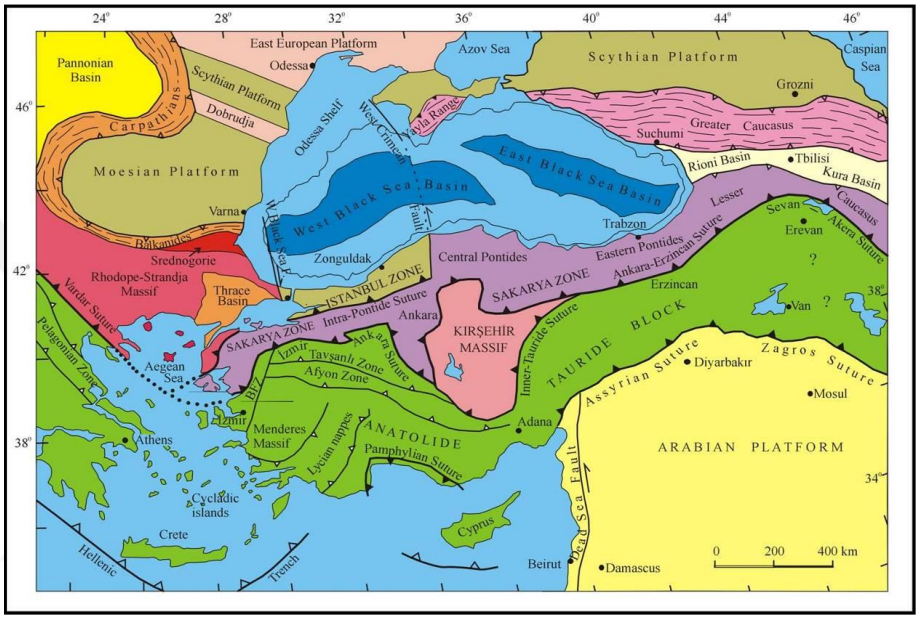
Numune No	Kimyasal Analiz	İz Element Analizi	$\delta^{18}O$	δD	T	(DIC) $\delta^{13}C$	Sülfatta $\delta^{34}S$	Sülfatta $\delta^{18}O$
K355	YJ							
K356	YJ							
K362	YJ							
K364	YJ							
K371	YJ							
K372	YJ							

* ile işaretelenen numuneler kuyu örnekleridir.

4. JEOLOJİ

4.1. Bölgesel Jeoloji

Çalışma alanı Türkiye jeolojisinde önemli yer tutan İzmir-Ankara kenet kuşağında yer almaktadır (Şekil 4.1).



Şekil 4.1. Türkiye ve yakın çevresinin tektonik haritası (Okay ve Tüysüz, 1999)

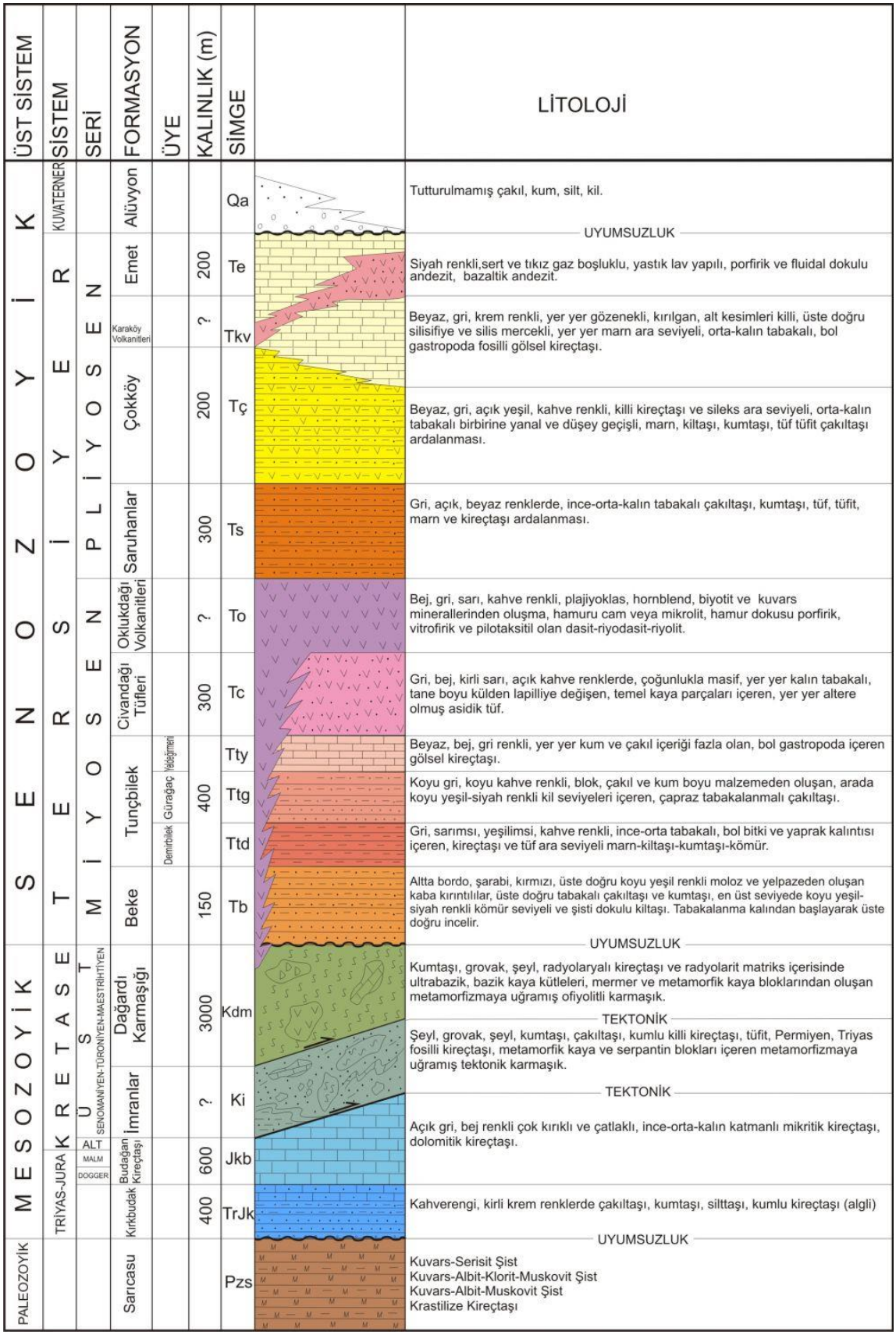
Kuzeye dalımlı bu kenet kuşağındaki kaya toplukları, kuzeyindeki Sakarya kıtası ile güneydeki Anatolid-Torid platformu arasında Erken Tersiyer'de Neo-Tetis okyanusunun kapanmasıyla gelişmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981). Kenet kuşağı kuzeyindeki Sakarya kıtası birimleri, Triyas yaşlı detritik ve volkanitlerden oluşan metamorfik bir temel ve Jura-Kretase yaşlı sedimanter örtüden oluşur (Okay, 1989). Kenetin güneyindeki Anatolid-Torid platformu ise Paleozoyik yaşlı metamorfitlerden oluşan Menderes Masifi ve Triyas-Jura-Kretase yaşlı platform karbonatlarından oluşur (Okay, 1989). İzmir–Ankara zonunu oluşturan kenet kuşağı güneyde ise Kütahya-Bolkardağı kuşağı (Özcan vd., 1988) veya Afyon zonu ile Tavşanlı zonları olarak bilinen tektonik birlikler Anatolid-Torid platformuna yamanmıştır (Okay ve Tüysüz, 1999). Tavşanlı ve Afyon zonları çalışma alanındaki Tersiyer öncesi temel kaya birimlerini oluştururlar.

Anatolid-Torid platformu kuzeyinde pasif kıta kenarında gelişmiş Tavşanlı zonu peridotit, ofiyolitli melanj ve mavişistlerden oluşur (Okay, 1981). Afyon zonu ise yeşilşist fasiyesinde metamorfizmaya uğramış ve Devoniyen-Paleosen arasında çökelmiş sedimanter istiflerden meydana gelmektedir (Özcan vd., 1988, 1989; Göncüoğlu vd., 1992). Tersiyer öncesi temel kaya toplulukları Oligosen-Erken Miyosen yaşlı granitoyid sokulumları ile kesilmiştir ve Orhaneli, Eğrigöz ve Simav yöresindeki irili ufaklı batolit şeklinde gelişmiş ve sonradan aşınarak yüzeylenmiş granitoyidleri çalışma alanına en yakın sokulumlardır (Akdeniz ve Konak, 1979a; Okay vd., 1996).

Bölgede, gölsel ve fluviyal ortamda çökelmiş Neojen sedimanları temel kaya topluklarını uyumsuz olarak üzerler. Neojen'de bölge ve yakın çevresinde genellikle asidik kayalarla tanınan yoğun bir volkanik aktivite gelişmiştir. Volkanizma ürünleri Neojen istifleri içerisinde volkano-tortullar, lav ve domlarla temsil edilmektedir.

4.2. Kütahya-Tavşanlı Yöresi Genel Jeoloji

Araştırma alanındaki litostratigrafi birimleri Neojen öncesi temel kayalar ve Neojen-Kuvaterner olmak üzere iki grupta incelenmiştir (Şekil 4.2).



Şekil 4.2. Kütahya-Tavşanlı yöresine ait stratigrafik dikme kesit (Akdeniz ve Konak, 1979a; Özcan vd., 1988; Göncüoğlu vd., 1992; Baş, 1983, 1986'dan değiştirilmiştir)

Bu çalışma kapsamında Neojen öncesi temel kaya topluluklarına ilişkin formasyon adlaması, birimlerin yaş ve stratigrafik konumlarına ilişkin bilgiler esas olarak Akdeniz ve Konak (1979a), Özcan vd. (1988) ve Göncüoğlu vd. (1992)'den alınmıştır. Neojen kaya birimlerine ilişkin verilen temel özellikler ise Baş (1983, 1986)'a dayandırılmıştır. Bölgede Neojen öncesi temel kaya birimleri Afyon ve Tavşanlı zonu olmak üzere iki tektonik birlik oluşturmaktadır (Okay, 2002). Temel kaya birimlerinden Sarıcasu Metamorfitleri, Kırkbudak Formasyonu ve Budağan Kireçtaşı Afyon zonuna aittir. İmranlar Formasyonu ve Dağardı Karmaşığı ise İzmir-Ankara Zonu içerinde Tavşanlı Zonu olarak ayırtlanmış tektonik birliği temsil eden kaya topluluklarıdır (Okay, 1981; Okay vd., 1996; Okay, 2002). Neojen istifleri Miyosen-Pliyosen yaşlı gölsel çökeller ve bunlarla yanal ve düşey geçişli volkanitlerden meydana gelmektedir.

4.2.1. Neojen öncesi temel kayalar

4.2.1.1. Sarıcasu Formasyonu

Afyon zonu (Okay, 1986) içinde yer alan Paleozoyik yaşlı Sarıcasu Formasyonu (Akdeniz ve Konak, 1979a) çalışma alanının stratigrafisinde gözlenen en alt kaya topluluğunu meydana getirir. Alanın güney yarısında Budağan Dağı ile Kütahya arasında geniş alanlarda yüzeyler (Ek 1). Özcan vd. (1988) formasyonun kalınlığının 1000-1200 m'ye ulaştığını belirtmektedir. Formasyon düşük dereceli metamorfizmaya uğramış meta-kırıntılı kaya topluluğundan oluşur. Birimin alt seviyeleri mikaşist, klorit şist, rekristalize kireçtaşı ve meta-tüflerden oluşur (Şekil 4.3).

Alt seviyelerinde birim mikrogranitik dayklar tarafından kesilir. Üste doğru yeşil şistler birimdeki egemen litolojiyi oluşturur ve en üstte meta-kuvarsit ve rekristalize kireçtaşı ardalanması yer alır (Özcan vd., 1988). Yeşil şistler içinde mercekler halinde rekristalize kireçtaşları bulunur. Araştırma alanı batısında Kırkbudak Formasyonu tarafından üzerlenen birim, Kütahya Grabeni güneyinde, Kütahya Fayı boyunca, yer yer Dağardı Karmaşığı ile karşı karşıya gelmektedir.



Şekil 4.3. Kütahya yakın güneyinde Sarıcasu Formasyonu içindeki şistler

4.2.1.2. Kırkbudak Formasyonu

Tabanında Sarıcasu Formasyonu üzerine açısal uyumsuzlukla gelen Kırkbudak Formasyonu üstte Budağan Kireçtaşı ile geçişlidir (Şekil 4.2) (Akdeniz ve Konak, 1979a). Kütahya-Afyon arasında birim Kıyır Formasyonu olarak adlanmıştır (Özcan vd., 1988). Çalışma alanında birim Budağan dağı güneyi ve batısında yüzeyler (Ek1). 400 m kalınlığında detritik ve karbonatlardan oluşan sedimanter bir kaya topluluğudur. Birim alttan üstte doğru çakıltaşı, kumtaşı, grovak, silttaşı, kiltaşı, killi kireçtaşı ve bunlar arasında mercekler şeklinde izlenen algli kireçtaşından oluşur. Tabanındaki kalın katmanlı çakıltaşları alacalı kırmızı renklidir. Üstte gelen kumtaşları orta-kalın katmanlı, kahverengi, kırmızı ve sarımsı renklidir. İnce-orta katmanlı, gri, yeşil, kahverengi, yeşilimsi renkli grovaklar Budağan dağı güneyinde izlenmiştir. Birimdeki silttaşları kumtaşı ile ardalanmalıdır. Laminalı, kirli sarı, krem, bej renklerdeki kiltaşı ve killi kireçtaşları kartonsu görünümdedir. Birimin üst seviyelerinde yer alan kumtaşları Budağan kireçtaşları ile yanal geçişlidir. Birime, Akdeniz ve Konak (1979a) Üst Triyas-Kretase, Göncüoğlu vd. (1992) ise Alt Triyas yaşı vermiştir.

4.2.1.3. Budağan Kireçtaşı

Budağan Kireçtaşı altta Kırkbudak Formasyonu ile geçişli, üstte ise tektonik olarak İmranlar Formasyonu tarafından üzerlenen kireçtaşı istifini tanımlar (Şekil 4.2) (Kaya, 1972). Afyon zonunda, Anatolid-Torid karbonat platformunda çökelmiş birim (Akdeniz ve Konak, 1979a; Göncüoğlu vd., 1992), haritalama alanında (Ek 1), Tavşanlı yöresinde, Göbel kaplıcası güneyi ile Budağan dağı ve çevresinde, Kütahya yöresinde ise Kütahya Fayı boyunca izlenir. Budağan dağı yöresinde birim, tektonik olarak İmranlar Formasyonu ve Dağardı Karmaşığı tarafından üzerlenir. Buna karşın, araştırma alanı doğusunda, Kütahya Grabeni'nin güney kenarı boyunca birim, genelde kuzeye dalımlı tabakalanmanın oluşturduğu yapılar ile morfolojide kolayca tanınır (Şekil 4.4). Tavşanlı-Gediz-Simav arasında birim için önerilen kalınlık 150-600 m. (Akdeniz ve Konak, 1979a), Kütahya-İhsaniye yöresinde ise 1000 m'dir (Göncüoğlu vd., 1992). Üst Triyas-Üst Kretase yaşlı birimdeki egemen litoloji dolomitik kireçtaşı ve kireçtaşıdır. Altta silttaşı, şeyl, kireçtaşı ardalanması ile başlar. Bu seviye alttaki Kırkbudak Formasyonu ile birim arasındaki geçiş zonunu temsil eder. Üst seviyeler dolomitik kireçtaşı ve kireçtaşından oluşur. Kirli beyaz, açık gri, koyu gri ve siyah renklerde olan dolomitik kireçtaşları ince-orta kalın tabakalı olup, sık eklemli, çok kırıklı, çatlaklı ve yoğun karst boşlukludur. Birimdeki kireçtaşları orta-kalın katmanlı olup gri, beyaz ve bej renklerdedir.



Şekil 4.4. Kütahya güneybatısında Budağan Kireçtaşı'nın genel görünümü (bakış batıyadır)

4.2.1.4. İmranlar Formasyonu

İmranlar Formasyonu (Akdeniz ve Konak, 1979a), Budağan Kireçtaşı ve Dağardı Karmaşığı arasında yer alır (Şekil 4.2). Birim şeyl, kireçli şeyl, kumtaşı, grovak, kumlu-killi kireçtaşı, mikritik kireçtaşı, tüfit ve detritikler içerisinde değişik yaş ve türdeki bloklardan oluşur (Akdeniz ve Konak, 1979a). Birimin alt ve üst dokanakları tektoniktir. Araştırma alanında birim, Tavşanlı güneyinde Göbel kaplıcası, Ovacık ve Başköy arasında yüzeyler. Birimdeki baskın litolojiyi oluşturan gri, kahverengi, yeşilimsi, kirli sarı renkli şeyller Göbel köyü güneyinde yaygındır. Grovaklar şeyller içinde mercekler halinde izlenir. Kireçtaşları ise şeyller içerisinde ince bantlar halindedir. Şeyller ince katmanlı ve çok ince dokuludurlar. Birim düşük dereceli metamorfizmaya uğramıştır. İçerisinde değişik yaş ve türde olistolit blokları içermektedir. Değişik boyutlardaki olistolit blokları kristalize kireçtaşı, mermer, metamorfik, kumtaşı, spilit ve bazik kayalardan oluşur (Akdeniz ve Konak, 1979a).

Birim Üst Kretase-Alt Paleosen yaşlıdır (Akdeniz ve Konak, 1979a; Göncüoğlu vd., 1992). Neotetis okyanusunun güneyindeki pasif kıta kenarında çökelmiş olan birim, İzmir-Ankara zonunun kapanması esnasında güneye doğru gelişen bindirmelerle Budağan kireçtaşları üzerine itilmiştir (Göncüoğlu vd., 1992; Okay, 1981).

4.2.1.5. Dağardı Karmaşığı

Dağardı Karmaşığı (Akdeniz ve Konak, 1979a) çalışma alanında Neojen öncesi temelin en üst kaya topluluğunu meydana getirmektedir (Şekil 4.2). Birim, yüksek basınç/düşük sıcaklık metamorfizmasına uğramış sedimanter, metamorfik, bazik ve ultrabazik kayaların oluşturduğu bir karmaşıktır (Okay, 1981, 1982). Araştırma alanının kuzey yarısında geniş yayılımı olan birim genelde Neojen öncesi kaya topluklarının temelinde yer alır. Kütahya ve Tavşanlı fayları kuzeyinde Neojen örtüsünün aşınmasıyla yüzeyleyen temel topografyası genelde Dağardı Karmaşığı'ndan oluşur. İçindeki kaya birimlerinin birbirleriyle olan ilişkisi ilksel olmayıp, tektonik olarak bir araya gelmişlerdir (Okay, 1981). Birim, boyutları birkaç metreden birkaç yüz metreye ulaşan bloklardan oluşmaktadır. Ultrabazik kayalar peridotit, serpantinit ve piroksenitlerden oluşur. Bazik kayalar gabro, diyabaz ve spilitten oluşur. Birim içindeki metamorfik kayalar değişik boyutta bloklar şeklinde izlenir. Bunlar mermer, şist, amfibolitlerden oluşur (Şekil 4.5).

Mermer blokları özellikle Kütahya Fayı boyunca ve Kütahya Grabeni ve Yoncalı yöresinde yaygındır ve morfolojide ada tepeler şeklinde izlenir (Şekil 4.6). Kumtaşı, grovak, şeyl, kireçtaşı, radyolarit ve tüflerden oluşan sedimanterler birimi oluşturan diğer bloklar arasında çimento niteliğindedir. Dağardı Karmaşığı için Akdeniz ve Konak (1979a) 700 m., Göncüoğlu vd. (1992) ise 3000 m kalınlık önermişlerdir. Okyanusal kabuk malzemesinden oluşan birim İmranlar Formasyonu ile birlikte Neotetis okyanusunun kapanması sürecinde gelişen İzmir–Ankara kenet zonu kaya topluluklarını meydana getirmektedir (Okay, 1981, 1982; Okay ve Siyako, 1993).



Şekil 4.5. Ovacık yolunda Dağardı Karmaşığı'nın genel görünümü. Karmaşık içerisinde ana bileşenleri oluşturan meta-bazik, meta-kırıntılı ve mermer blokları, bakış kuzeyedir



Şekil 4.6. Yoncalı batısında Dağardı Karmaşığı içerisinde dağ boyutunda rekristalize kireçtaşı

4.2.2. Neojen kayaları

4.2.2.1. Beke Formasyonu

Beke Formasyonu (Baş, 1983) araştırma alanında gözlenen Neojen istifinin tabanında yer alır (Şekil 4.2). Araştırma alanında, Tavşanlı güneybatısında Beke Formasyonu, Sekbandemirli ve Opanözü köyleri yöresinde derin yarılmış akarsu vadilerinde yüzeyler (Ek 1). Birimdeki egemen litoloji birbiri ile yanal ve düşey geçişli çakıltaşı, kumtaşı ve kiltaşından oluşur. Bordo, şarabi, kırmızı renklerde olan çakıltaşları birimin tabanında yer alır. Altta, kötü boylanmalı, köşeli, yarı yuvarlak, iri bloklu moloz akması, kolüvyon ve alüvyon yelpazesi çökelleri ile başlayan çakıltaşları, üste doğru akarsu fasiyesinde, yuvarlak taneli, kalın tabakalı yapı kazanır ve kumtaşları ile ardalanır. Bu ardalanmada tane boyu üstte doğru ufalır. Birimin üst seviyelerinde kumtaşı-kiltaşı ardalanması görülür. Kumtaşları gri ve yeşilimsi renklerdedir. En üstte ise birim kiltaşları ile sonlanır. Koyu yeşil ve siyahımsı renklerin egemen olduğu killer yapraklanmalı (şisti) bir doku sunar. Killer içinde ince kömür damarları bulunur (Baş, 1983).

Toplam kalınlığı 150 metreye yaklaşan Beke Formasyonu Baş (1983) tarafından Orta Miyosen yaşta değerlendirilmiştir. Gediz-Emet yöresinde birimin eşleniği olan Taşbaşı Formasyonu Erken-Orta Miyosen yaşlıdır (Akdeniz ve Konak, 1979a). Batı

Anadolu'daki Neojen istifleri ile deneştirildiğinde formasyonun Erken-Orta Miyosen'de çökeldiği söylenebilir.

4.2.2.2. Tunçbilek Formasyonu

Tunçbilek Formasyonu (Baş, 1983) bölgesel olarak Kütahya-Seyitömer- Domaniç-Tunçbilek-Tavşanlı arasında yayılım sunar. Araştırma alanında Üst Miyosen olarak yaşlandırılmış olan formasyon (Baş, 1983), araştırma alanı güneybatısında Akdeniz ve Konak (1979a) tarafından tanımlanmış olan Orta-Üst Miyosen yaşlı Kızılbük Formasyonu'nun yanal eşdeğeridir. Çalışma alanında birim Tavşanlı batısı ve kuzeyi ile Kütahya havzası kuzeyinde yüzlekler sunar (Ek 1). Birimin genel litolojisi kil, marn, kömür, silttaşı, kumtaşı, tüf, çakıltaşı ve kireçtaşından oluşur (Baş, 1983). Toplam kalınlığı 400 metreye ulaşan formasyonu oluşturan bu litolojiler birbiri ile yanal ve düşey geçişlidir ve egemen litoloji topluluğu lokaliteye bağlı değişkenlik göstermektedir (Şekil 4.2). Baş (1983) tarafından formasyon Demirbilek, Gürağaç ve Yeldeğirmeni olmak üzere üç üyeye ayrılmıştır. Birimin çoğunluğunu oluşturan Demirbilek üyesi marn, kil, kumtaşı ve kömür, yer yer kireçtaşı seviyeleri ve tüf merceklerinden meydana gelir. Araştırma alanında Tavşanlı batısı ve kuzey batısı ile Kütahya kuzeyinde Seyitömer-İsaköy-Kınık arasında geniş yayılımı olan bu üyede marn ve killer egemen litolojidir. Marnlar mavi, yeşil, gri renklerdedir. Tunçbilek Formasyonu'nun tabanında yer alan 300 m kalınlığındaki Demirbilek üyesi altta Beke Formasyonu'nun şeylleri ile geçişlidir. Birimin alt seviyelerinde kiltaşları egemendir. Killer üste doğru marnlara geçer. Marnlar ince-orta tabakalı olup, ekonomik kalınlıkta kömür seviyeleri içermektedir. Birim içindeki asidik tüfitler, çökelimi esnasında volkanizmanın varlığına işaret eder. Formasyonun Gürağaç üyesi araştırma alanında, Tavşanlı ovası batısında Ayvalı-Emirler-Derecik köyleri yöresinde yüzeyler. 75 m kalınlığındaki bu üye kil ve silt boyutunda seviyeleri içeren kırmızı, bordo, şarabi renklerde kumtaşı ve çakıltaşından oluşur. Akarsu ortamında çökelmiş çakıltaşı ve kumtaşlarında çapraz katmanlanma gelişmiştir. Bu üye altta Demirbilek, üstte ise Yeldeğirmeni üyesi ile geçişlidir. Birimin Yeldeğirmeni üyesi araştırma alanında, Tavşanlı ovası batısında Gölcük köyünde izlenir. Bu üye toplam 25 m kalınlığındaki gölsel karbonatlardan oluşur. Üye altta çakıllı, kumlu kireçtaşı ile başlar. Bunlar üste doğru killi kireçtaşlarına dönüşür. En üstte ise silisifiye kireçtaşları yer alır. Tunçbilek Formasyonu altta Beke Formasyonu, üstte ise Civanadağ Tüfleri ile yanal ve

düşey geçişlidir. Baş (1983), birimi Üst Miyosen yaşta değerlendirmiştir. Birim araştırma alanı batısında Orta-Üst Miyosen yaşlı Kızılbük Formasyonu'nun (Akdeniz ve Konak, 1979a) yanal eşdeğeridir. Bu ilişkiler nedeniyle birimin Orta-Üst Miyosen yaşlı olduğu söylenebilmektedir.

4.2.2.3. Civanadağ Tüfleri

Kütahya-Domaniç-Sındırgı-Uşak arasında geniş yayılımı olan asitik tüfler Civanadağ Tüfleri olarak adlanmıştır (Akdeniz ve Konak, 1979a). Civanadağ Tüfleri araştırma alanı ve yakın çevresinde altta Tunçbilek Formasyonu, üstte ise Oklukdağı Volkanitleri ile yanal ve düşey geçişlidir (Şekil 4.2). Araştırma alanında, Tavşanlı Grabeni batısında geniş yayılımı olan bu birim (Ek 1) için en fazla 300 m kalınlık önerilmiştir (Baş, 1983). Sarımsı, pembe, gri ve beyaz renklerde olan tüfler asitik karakterdedir. Birimin taban seviyelerinde süngertaşları zengindir. Süngertaşları üstte doğru azalır. Tüfler, temel kaya (serpantinit, gabro, diyabaz) ve yanal geçişli olduğu volkanitlerin parçalarını içerir. Tüfler çoğunlukla masif, yer yer orta-kalın tabakalanmalıdır (Şekil 4.7). Tabakalanmalı yapı tüflerin çok evreli volkanik patlamalarla çökeldiğine işaret eder. Tüflerin tane boyu külden lapilliye kadar değişir. Yer yer kaolenleşme gelişmiştir. Tüfler arasında yer yer ince killi kireçtaşı seviyelerine rastlanır. Asitik karakterli tüfler bölgedeki patlamalı bir volkanik etkinlik sonucu oluşmuştur. Tüfler içindeki temel kaya ve litik parça boyutlarının Oklukdağ yöresinde irileşmesi ve bunların yer yer blok boyutuna ulaşması, çıkış merkezlerinin bu yörede olduğuna işaret eder. Muhtemel çıkış merkezlerine yakın bu bölgede, Tavşanlı batısına rastlayan, Derecik köyü ile Tavşanlı-Balıkesir yolu arasında tüfler aglomeratik bir yapı kazanır. Bu seviyeleri aglomera üyesi olarak haritalanmıştır. Civanadağ Tüfleri alt seviyelerde Tunçbilek Formasyonu ile yanal geçişlidir. Üst seviyelerinde ise birim Oklukdağı Volkanitleri ve Çokköy Formasyonu ile düşey ve yanal geçişlidir. Dokanak ilişkilerine göre Civanadağ Tüfleri'nin Üst Miyosen'de geliştiği yorumlanmıştır (Baş, 1983).

4.2.2.4. Oklukdağı Volkanitleri

Oklukdağı Volkanitleri (Baş, 1983) araştırma alanı batısında, Tavşanlı yöresinde geniş yayılım sergiler (Ek 1). Araştırma alanında birim Gölcük-Ayvalı-Tunçbilek arasında yayılım sunar. Volkanitler, dasitten riyolite kadar değişen bileşimlerdeki asitik lavlardan

oluşur. Birim içerisinde lavlarla yanal ve düşey geçişli aglomeralar yer alır. Lavlar, lav kubbeleri (lav domu) ve eksojen dom şeklinde gelişmiştir (Şekil 4.8). Domsal yapılı dasitik ve riyolitik lavların çıkış merkezleri, bir yarım graben geometrisi sunan Tavşanlı havzasının batı devamında yer alan ve bu grabenin geometrisine uyumlu bir gidiş sergileyen muhtemel bir açılma çatlağı üzerindedir. Gri, pembemsi ve sarımsı renklerde olan dasitler masif yapılı olup, eklem sistemleri iyi gelişmiştir. Riyolit lavlarında çoğunlukla akma tabakalanması izlenmiş ve soğuma çatlaklarına bağlı sütunsal yapılar gözlenmiştir. Akma tabakalanmasının geliştiği bölümlerde riyolitler bantlı yapı sunar. Lavlarda biyotit ve hornblend fenokristalleri makroskobik olarak görülebilmektedir. Tavşanlı batısında, Balıkesir yolu boyunca izlendiği gibi, asitik lavlar Tunçbilek Formasyonu'nu kesmiş ve dokanakta pişme zonları gelişmiştir. Bazı riyolit yüzeylenmeleri aşınımla ortaya çıkmış volkan çivileri şeklinde de izlenir. Ayvalı batısındaki Oklukdağı, araştırma alanındaki en büyük riyolit, riyodasit domudur. D-B uzanımlı bir açılma çatlağı üzerinde, çok evreli bir gelişim sergileyen bu dom çevresinde, Ayvalı köyü yakınlarında, riyolitlerin tüflerle birlikte Dağardı Karmaşığı'na ait ofiyolitik temel kayaları kestiği, ofiyolitler içinde yer yer sokulumlar oluşturduğu ve bu sokulumlarda pişme zonları ve normal faylanma şeklinde kesme dokanaklarının geliştiği gözlenmiştir.

Oklukdağı Volkanitleri'nde radyometrik yaş bulguları yoktur. Dokanak ilişkilerine göre birimin üst Miyosen-Erken Pliyosen'deki asitik bir volkanizma sonucu geliştiği yorumlanmıştır (Baş, 1983). Petrolojik analizler Civanadağ Tüfleri ve Oklukdağı Volkanitleri'nin üst kabuğun kısmı ergimesi ile oluşan magmadan türediğini göstermektedir (Baş, 1983, 1986). Aynı çalışmalarda, kısmı kabuk ergimesi için gerekli enerjinin bölgede açılmalı tektonik rejime bağlı olarak yükselen magma haznesinin sağladığı öne sürülmüştür.



Şekil 4.7. Tavşanlı yakın kuzeyinde Civanadağ Tüfleri



Şekil 4.8. Tavşanlı batısında Kocatepe riyolit domu

4.2.2.5. Saruhanlar Formasyonu

Saruhanlar Formasyonu (Baş, 1983) araştırma alanının kuzeyinde, Devekayası, İsaköy, Kınık ve Seyitömer arasında yayılım sergiler (Ek 1). Araştırma alanı güneyinde, Kütahya Grabeni ve Tavşanlı yöresindeki Neojen istifi içerisinde birim izlenmemiştir. Birim, çakıltaşı, kumtaşı, tüf, tüfit, marn ve kireçtaşı ardalanmasından oluşur (Şekil 4.2). Çakıltaşları birimde egemen litolojidir. Birim içindeki tüfler masif ve kalın tabakalıdır ve

kumtaşı, kireçtaşı ve kiltaşları ile ardalanır. Üstte Çokköy Formasyonu'yla yanal ve düşey geçişli olan birimin kalınlığı lokaliteye bağlı olarak değişkendir. Birim toplam kalınlığı 300 m dir (Baş, 1983). Alt Pliyosen yaşlı olduğu önerilmiştir (Gün vd., 1976; Baş, 1983).

4.2.2.6. Çokköy Formasyonu

Çokköy Formasyonu (Baş, 1983, 1986) çakıltaşı, kumtaşı, tüf, tüfit, kil, marn ve killi kireçtaşından oluşur. Bölgesel olarak Domaniç-Seyitömer-Kütahya-Tavşanlı arasında geniş yayılım sunar. Tavşanlı batısı hariç çalışma alanında yaygın olarak izlenen birim Tavşanlı güneyi ve doğusu, Kütahya Grabeni çevresinde geniş alanlarda izlenir (Ek 1). Birimin kalınlığı yerel olarak değişkendir ve en fazla 200 m. kalınlık önerilmiştir (Baş, 1983). Tavşanlı yakın kuzeyinde birim içinde yer yer masif ignimbiritik tüf ve tüfitler egemen litolojidir (Şekil 4.9). Burada, beyaz ve grimsi renklerdeki tüfler içinde boyutları 20 cm'ye ulaşan ve muhtemelen baca çeperinden koparılmış serpantinit parçaları izlenmiştir. Birimde, orta-kalın tabakalı detritikler ise sarımsı ve kahve renklerdedir. Doğrudan temel kayalar üzerinde izlendiği bölümlerinde birimin tabanında tutturulmamış alüvyon yelpazesi ve akarsu çakıllarından oluşan kaba detritikler izlenmiştir.

Çokköy Formasyonu allta Saruhanlar Formasyonu ile yanal ve düşey geçişlidir. Üstte ise dereceli olarak Emet Formasyonu'nun kireçtaşlarına geçer (Şekil 4.2). Fosil içeriğine göre birim Alt-Orta-Pliyosen yaşta değerlendirilmiştir. Birim araştırma alanı güneybatısında, Emet yöresindeki Pliyosen yaşlı Hisarcık Formasyonu'nun eşdeğeridir (Gün vd., 1976; Akdeniz ve Konak, 1979a). Bu araştırmada birimin Geç Miyosen-Erken Pliyosen yaşlı olduğu kabul edilmiştir.



Şekil 4.9. Tavşanlı-Kütahya karayolu yarmasında Çokköy Formasyonu'nun genel görünümü

4.2.2.7. Karaköy Volkanitleri

Araştırma alanında çok sınırlı yayılımı olan birim, Köprüören batısında, Örenköy yöresindeki iki alanda küçük yüzlekler şeklinde izlenmiştir (Ek 1). Bu alanda, Kütahya-Tavşanlı yol yarmasında izlenen volkanitler andezit veya bazaltik andezitik lavlarından oluşur (Şekil 4.10). Bu lavlar Emet Formasyonu içinde izlenmiştir. Lav akıntısının alt seviyesinde izlenen yastık lav yapıları ve bunlar arasındaki marn ve kireçtaşları çamurundan oluşan bloklar Karaköy Volkanitini meydana getiren lavların Emet Formasyonu'nun çökeldiği göl havzası içinde geliştiğini göstermektedir. Birimdeki lavlar soğan zarı şeklinde ayrışma yapıları ile karakteristiktir. Araştırma alanında birimin kalınlığı için yorum yapılamamaktadır. Araştırma alanında Emet Formasyonu ile eşyaşlı olan Karaköy Volkanitleri'nin Geç Miyosen-Erken Pliyosen yaşlı olduğu kabul edilmiştir. Araştırma alanında bu volkanitler Köprüören-Tavşanlı arasında ana faylardan biri olan Şahmelek Fayına yakın ve bu fayın tavan bloğunda yer alır. Bu fayın yakın kuzeyinde kendisine paralel birkaç normal fay daha bulunur. Bu faylarla olan konumsal ilişkisi nedeniyle söz konusu volkanitlerin, Kütahya Grabeni'nin kuzeybatı devamında yer alan adı geçen bu normal faylara bağlı olarak çıktığı sanılmaktadır.



Şekil 4.10. Örenköy yakınında Kütahya-Tavşanlı karayolu yarmasında Karaköy Volkanitleri'ni oluşturan bazaltik andezit lavları

4.2.2.8. Emet Formasyonu

Emet Formasyonu (Akdeniz ve Konak, 1979a) araştırma alanındaki Neojen istifinin en üst bölümünü meydana getirir. Araştırma alanı ve yakın çevresinde geniş yayılımı olan birim (Ek 1) gölsel ortamda oluşmuş çörtlü kireçtaşı, killi kireçtaşı ve ince seviyeler halinde marndan meydana gelmektedir. Araştırma alanının hemen her yerinde izlenebilen formasyon Tavşanlı yöresinde dar sahalarda izlenir. Buna karşın, Kütahya yöresinde yaygın yüzlekler oluşturur. Kütahya kuzeyi ve Tavşanlı yöresinde alttaki Çokköy Formasyonu ile geçişli olan birim Kütahya güneyinde çoğunlukla doğrudan temel kayalar üzerinde yer alır (Şekil 4.2). Genelde düşük eğimli yayvan kıvrımlar içeren birim bazı alanlarda yatay konumdadır. Birimin kalınlığı 200 m'dir. Beyaz, gri, bej ve krem renkli kireçtaşları birimin ana litolojisini meydana getirmektedir. Alt seviyeleri killi olan kireçtaşları gözenekli, boşluklu, kırıklıdır ve silis yumruludur. Üst seviyelere doğru silisleşme artar. Kireçtaşları orta-kalın katmanlıdır. Birim içindeki marnlar kireçtaşları arasında ince bant veya mercekler şeklinde izlenir. Dokanak ilişkilerine görebirim Geç Miyosen-Erken Pliyosen yaştadır. Köprüören yöresinde Karaköy Volkanitleri'ni oluşturan lavlar tarafından kesilen birimdeki çörtler, çökelimi esnasında post volkanik olaylara işaret etmektedir.

4.2.3. Kuvaterner çökelleri

4.2.3.1. Traverten

Araştırma alanında traverten oluşumlarına sadece Tavşanlı güneyinde Göbel kaplıcası yakın kuzeyinde rastlanmıştır. Yoncalı kaplıcası çevresinde ise gözlenmemiştir. Göbel kaplıcası yöresindeki travertenler, bu kaplıca kaynağı ile ova tabanı arasında haritalanamayacak büyüklükte dar bir alanda izlenmiştir. Bu kaplıcadan çıkan sıcak su kaynağındaki kalsiyum karbonatların çökelimi sonucu oluşmuştur. Kaplıca kuzeyinde antik bir su kanalı travertenler tarafından yer yer örtülmüştür (Şekil 4.11). Ayrıca, bu kanal yakınında elle açılmış bazı küçük yarmalarda paleosol içinde karbonat çökelimi izlenmiştir. Kaplıca kuzeyinde, üzerinde antik su kanalının yer aldığı ve güncel topografyada ovaya doğru basık morfolojili bir lobun örtülü traverten çökeli olduğu sanılmaktadır.



Şekil 4.11. Göbel kaplıcası yakınında antik bir su kanalına sıvanmış traverten oluşumları

4.2.3.2. Alüvyon

Araştırma alanında alüvyon yaygın olarak Kütahya ve Tavşanlı Grabenleri tabanlarında izlenir. Ayrıca, Porsuk ve Orhaneli çaylarının vadi boylarında depolanmıştır. Kütahya havzasında alüvyonlar taşkın ovası ve alüvyon yelpazesi çökellerinden

oluşmaktadır. Havzadaki alüvyon kalınlığı hakkında veri toplanamamıştır. Tavşanlı ovasındaki alüvyonlar Orhaneli çayının taşkın düzlüğü ve bataklık çökellerinden oluşur.

4.2.4. Tektonik

4.2.4.1. Paleotektonik dönem yapıları

Paleotektonik açıdan bölge, en son olarak Alpin dağ oluşum kuşağında gerçekleşen ve Sakarya kıtası ile Anatolid-Torid platformu arasında kalan Neotetis okyanusunun kapanması sonucunda gelişen İzmir-Ankara zonunda yer alır (Şengör ve Yılmaz, 1981). Üst Kretase-Erken Tersiyer arasında gelişen, kuzeye dalımlı bu kenet kuşağının oluşum sürecinde, Afyon ve Tavşanlı zonları güneyde yer alan Menderes masifine tektonik dilimler şeklinde yamanmıştır (Şekil 4.1) (Okay, 1981, 2002; Göncüoğlu vd., 1992; Okay vd., 1996, 1998; Okay ve Tüysüz, 1999; Candan vd., 2005; Topuz vd., 2006).

4.2.4.2. Neotektonik dönem yapıları

Türkiye'nin güncel tektonik çatısında araştırma alanı, açılmalı tektonik rejim (Şengör, 1980) altında deformasyona uğrayan Batı Anadolu'da yer alır. Bu açılmalı tektonik rejimin etkisiyle Batı Anadolu'nun güncel morfotektonik yapısı horst ve grabenlerle temsil edilen bloklu bir yapı sergiler (Şengör, 1987). Batı Anadolu açılmalı tektonik rejiminin başlangıç yaşı üzerine olan bilgiler tartışmalıdır ve yapılan öneriler Üst Oligosen'den Pliyo-Kuvaterner'e kadar değişir (Seyitoğlu ve Scott, 1991; Seyitoğlu vd., 1992; Koçyiğit vd., 1999; Yılmaz vd., 2000). Batı Anadolu graben sistemlerinin kuzeydoğusundaki Kütahya ve Tavşanlı Grabenleri'ni de içine alır (Koçyiğit vd., 2000; Koçyiğit ve Özacar, 2003). İçbatı Anadolu'nun güncel morfotektonik yapısında güneye içbükey bir yay geometrisi sergileyen tektonik koridor bir paleotektonik dönem yapısı olan İzmir-Ankara zonu güney kenarındaki Tavşanlı zonunda açılmıştır. Grabenlerin genel uzanımı ile Tavşanlı zonunu güneyden sınırlandıran paleotektonik dönem faylarının doğrultusu arasında uyum gözlenir.

Neojen istifleri, fay zonları ve yakın çevresi dışında genelde yatay veya yataya yakın konumdadır. Bölgedeki neotektonik dönem yapıları, faylar ve Neojen istiflerindeki kıvrımlardan oluşur. Bunları etkileyen kıvrımlar fay zonlarına yakın alanlarda veya bu

faylar arasında, çoğunlukla da normal fayların tavan bloklarındaki sıkışma yapıları şeklinde izlenmiştir. Bu kıvrımlar haritalanan normal faylarla kabaca aynı doğrultuda uzanırlar. Bu nedenle bölgedeki neotektonik dönem kıvrımlarının açılmalı tektonik rejim içinde gelişen sıkışma yapıları oldukları yorumu yapılabilmektedir. Neojeni etkileyen kıvrımlar, Köprüören kuzeybatısındaki graben yapısı içinde yaygındır. Uzunlukları birkaç km'yi aşmayan buradaki kıvrımlar, grabeni oluşturan normal faylarla aynı doğrultuyu sergiler.

Araştırma alanında haritalanabilmiş olan fayların tamamı neotektonik dönemde gelişmiştir. Araştırmada belirlenen haritalanabilir uzunluktaki faylar Ek 1'de gösterilmiştir. Aliköy Fayı hariç haritalanan fayların tamamına yakını eğim atımlı normal fay özelliğindedir.

4.2.4.3. Kütahya Grabeni ve Fayları

Kütahya Grabeni KB-GD yönünde uzanan bir tektonik yapıdır. Kuzey ve güneyinden normal faylarla sınırlandırılmış olan graben yaklaşık 30 km uzunluğunda ve ortalama 3-4 km genişliğindedir. Güneydeki Kütahya Fayı, grabeni oluşturan ana fay niteliğindedir. Graben kuzeyinde ise Çivli Fayı tarafından yapısal ve morfolojik olarak sınırlandırılır.

4.2.4.4. Kütahya Fayı

Kütahya Fayı ilk kez Şaroğlu vd. (1987, 1992) tarafından adlanmıştır. Bu çalışmada fay, sağ yönlü doğrultu atım bileşenli olarak; Koçyiğit vd. (2000) tarafından yapılan çalışmada ise normal fay olarak tanımlanmıştır. Kütahya Fayı aynı adlı grabeni güneyden sınırlayan bir normal faydır. KB-GD genel uzanımlı olan fay toplam 50 km uzunluğundadır. Gümüşköy ile Kütahya kent merkezi arasında kalan 20 km uzunluğundaki batı bölümü araştırma alanı sınırları içindedir (Ek 1, Şekil 4.12).



Şekil 4.12. Kütahya Ovası doğusundan Kütahya Fayının genel topografik görünümü (bakış GD'yadır, kırmızı renkli oklar fay çizgisini gösterir)

4.2.4.5. Çivli Fayı

Kütahya Grabeni'ni kuzeyden sınırlayan normal faydır (Ek 1, Şekil 4.13). D-B doğrultulu olan fay 12 km uzunluktadır. Çivli Fayı Kütahya Grabeni içinde güneydeki ana fayın (Kütahya Fayı) antitetiği niteliğindedir. Yoncalı kaplıcası fayın batısında yer alır.



Şekil 4.13. Çivli köyü yakın kuzeyinde, Dağardı Karmaşığı içindeki rekristalize kireçtaşlarında Çivli Fayının aynası (çizikler normal faylanmayı belirler, bakış kuzeyedir)

4.2.4.6. Tavşanlı Grabeni ve Fayı

Tavşanlı Fayı araştırma alanının batısında yer alır (Ek 1). Fay, Tavşanlı Kuvaterner havzasını yapısal ve morfolojik olarak güneyden sınırlandırır. D-B genel doğrultulu ve toplam 15 km uzunluğunda aktif bir normal faydır (Şekil 4.14).

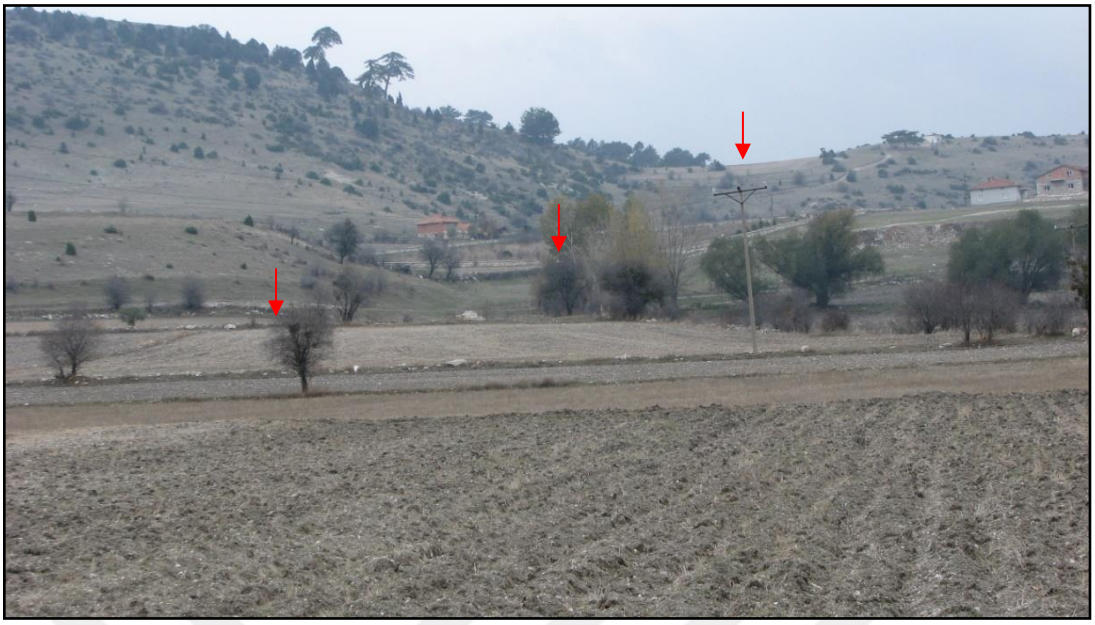
Tavşanlı havzası, Tavşanlı Fayının tavan bloğunda gelişmiş bir yarım graben yapısı sergiler. Haritadaki kavisli gidişine göre fayın düzlem eğimin 50-60°olduğu ve derinde listrik bir geometri sunduğu tahmin edilmektedir.



Şekil 4.14. Tavşanlı-Emet karayolundan Tavşanlı Fayının genel morfolojik görünümü (bakış doğuyadır, oklar fay çizgisini gösterir)

4.2.4.7. Şahmelek fayı ve Köprüören Grabeni

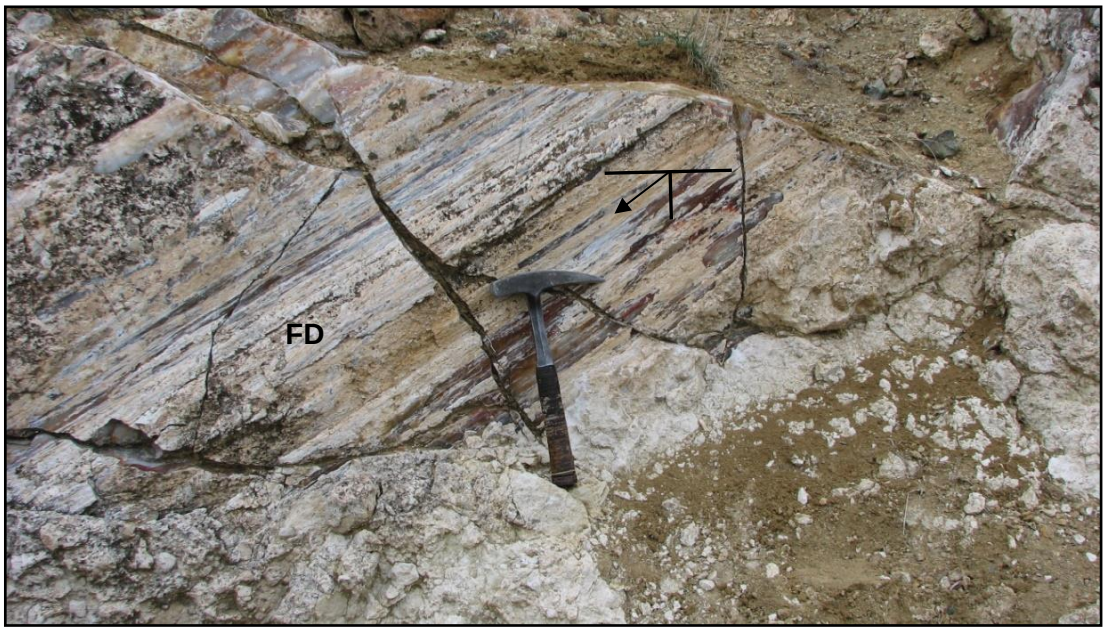
Kütahya-Tavşanlı koridoru içinde araştırma alanının orta kesiminde, güneyinde Şahmelek Fayı, kuzeyinde ise bir seri normal fayın yer aldığı tektonik çöküntü havzası Köprüören Grabeni olarak adlanmıştır. Bu graben Kütahya Grabeni'nin batı devamı niteliğindedir. Ancak bu grabenle doğrudan bir yapısal ilişkisi gözlenmemiştir. Köprüören Grabeni güneyinden Şahmelek Fayı tarafından sınırlanır. Şahmelek Fayı D-B genel doğrultulu, toplam uzunluğu 15 km olan bir normal faydır (Şekil 4.15).



Şekil 4.15. Şahmelek köyünden batıya doğru Şahmelek Fayının genel jeomorfolojik görünümü (oklar fay çizgisini gösterir)

4.2.4.8. Aliköy Fayı

Araştırma alanının orta kesiminde, Tavşanlı-Kütahya koridorunu topografik olarak ikiye bölen yükselim güneyinde yer alan, D-B genel doğrultulu ve 4 km uzunluktaki fay Aliköy Fayı olarak adlanmıştır. Fay eğim atım bileşenli, sağ yönlü doğrultu atımlı verev bir faydır (Şekil 4.16).



Şekil 4.16. Aliköy Fayında yüzeylenmiş olan silis bantlarında gelişmiş fay aynası ve oblik faylanmayı gösteren kayma çizikleri (ok kayma vektörünün yönünü gösterir, FD: Fay düzlemi)

4.2.4.9. Ayvalı Fayı

Tavşanlı ovası batsında Oklukdağı volkan domlarının gelişmiş olduğu D-B uzanımlı açılma çatlağı Ayvalı Fay zonu olarak adlanmıştır (Ek 1). Bu fay zonu 2 km genişlikte ve 6 km uzunluktadır.

4.2.4.10. Seyitömer Fayı

Seyitömer Fayı araştırma alanı kuzeyinde Seyitömer-Kınık arasında yer alır (Ek 1). KD-GB genel uzanımlı yaklaşık 14 km uzunluğunda bir faydır. Seyitömer Fayı bölgesel olarak Kütahya Fayı ile kuzeydeki Eskişehir fay zonu arasında yer alır. Seyitömer-Kınık arasında fay zonunda bir sıcak su kaynağı yer alır.

4.2.5. Magmatizma

Araştırma alanında herhangi bir magmatik sokulum izlenmemiştir. Buna karşın, araştırma alanın da içinde bulunduğu KB Anadolu'da granitik sokulumlar yaygındır (MTA, 2002). Emet ve Simav arasındaki Eğrigöz Graniti, Orhaneli yöresindeki Büyükorhan Granitoyidi ve Domaniç kuzeyindeki granitoyidler çalışma alanı yakın çevresinde yer alan büyük boyutlu batolittik sokulumlardır (Akdeniz ve Konak, 1979a; Harris vd., 1994; Okay vd., 1998). Bunlardan, yaklaşık 45 km uzunlukta ve 10-15 km genişlikte olan K-G uzanımlı Egrigöz plutonu, kuzey ucunda araştırma alanı sınırlarına çok yaklaşır. Erken Tersiyer'de gelişmiş bu sokulumlardan Orhaneli ve Domaniç yöresindeki granodiyoritlerden elde edilen Ar/Ar yaşları 52.4-47.8 My'dır (Okay vd., 1998). Dokanak ilişkilerine göre Eğrigöz Graniti'nin yaşı ise Paleosen'dir (Akdeniz ve Konak, 1979a). Tavşanlı zonunda gelişmiş bu zondaki kaya topluklarını kesen granitik plutonlar sığ magma haznesinde kısmı kabuk ergimesi ile gelişen kalkalkalen nitelikli magmadan türemiş olabileceği yönünde yorumlar yapılmıştır (Harris vd., 1994; Okay vd., 1998). Oluşumları sonrasında tüm Batı Anadolu'da, Oligosen'de etkin olan bölgesel toptan yükselme sonucu söz konusu plutonlar aşınarak yüzeye çıkmış ve yer yer Neojen istifleri tarafından örtülmüştür (Okay vd., 1998).

4.2.6. Volkanizma

Bölgede yaygın bir Neojen volkanizması izlenir. Bu volkanizmanın ilk ürünleri Orta-Geç Miyosen yaşlı Tunçbilek Formasyonu içindeki asitik tüflerdir. Geç Miyosen'de başlayan volkanizma Erken Pliyosen sonlarına kadar sürmüştür. Bölge volkanizması Civanadağ Tüfleri ve Oklukdağı Volkanitleri'ni oluşturan asitik ve Karaköy Volkanitleri'ni oluşturan andezitik bazalt ve bazaltik andezit niteliğindeki ortaç volkanitler olmak üzere iki farklı evrede gelişmiştir. Kayaçların petrolojik özellikleri, ilk evrede püskürtülmüş riyodasitik tüf ve lavların üst kabuğun kısmı ergimesi ile gelişen kalkalkalen nitelikli magmadan, ikinci evreyi oluşturan andezitik ve bazaltik ortaç lavların ise alt kabuktaki ergime ile oluşan magmanın üst kabuk malzemesiyle karışması sonucunda gelişen volkanizmayla yüzeylendiğine işaret etmektedir (Baş, 1983, 1986).

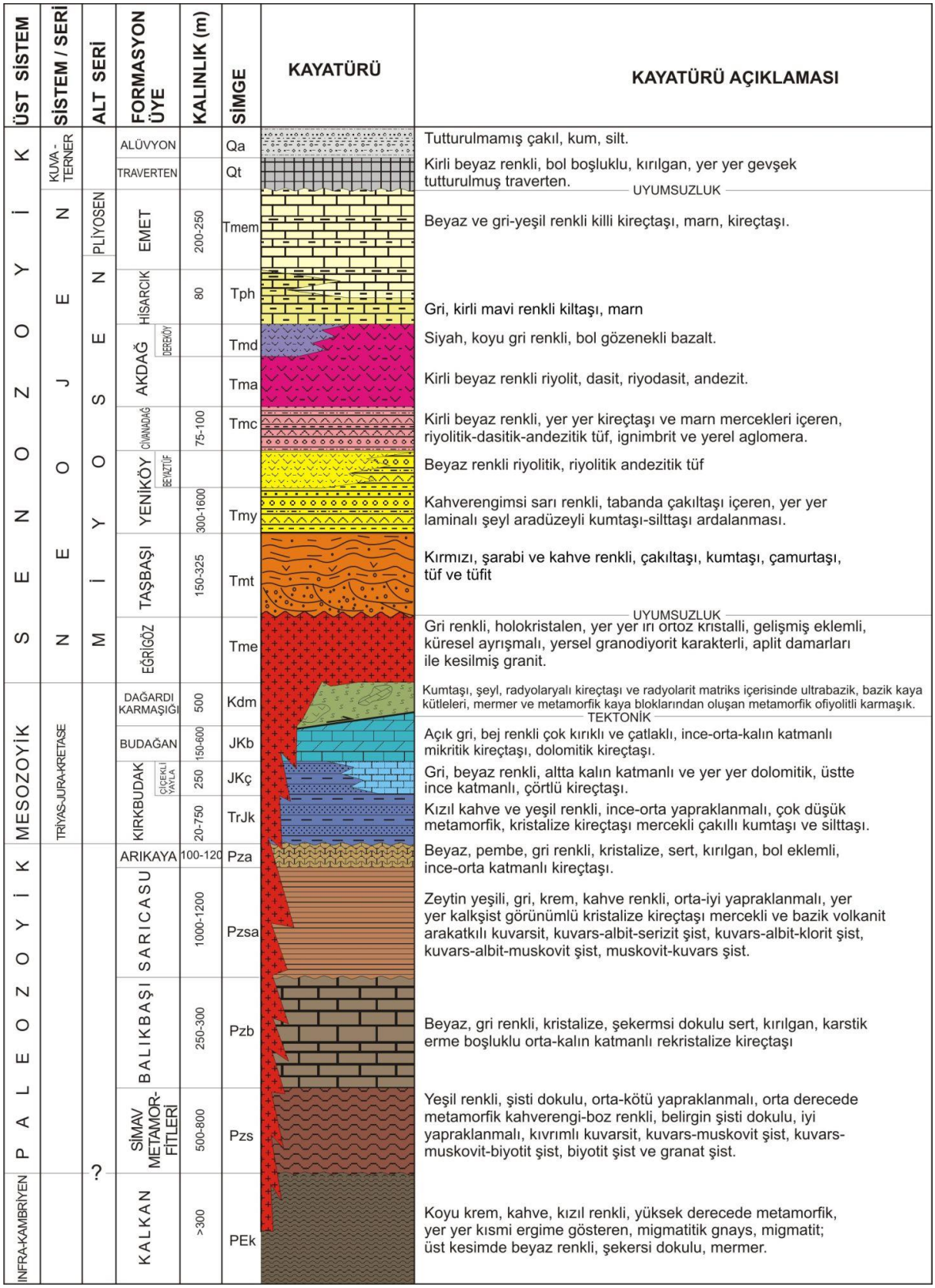
4.3. Simav-Hisarcık-Pazarlar Yöresi Genel Jeoloji

Araştırma alanı Menderes masifi kuzeyinde, bu masif ile Türkiye jeolojisinde önemli yer tutan İzmir-Ankara kenet kuşağı arasında yer alır (Şekil 4.1). Kuzeye dalımlı bu kenet kuşağındaki kaya toplulukları, kuzeyindeki Sakarya kıtası ile güneydeki Anatolid-Torid platformu arasında Erken Tersiyer'de Neo-Tetis okyanusunun kapanmasıyla gelişmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981). Kenet kuşağı kuzeyindeki Sakarya kıtası birimleri, Triyas yaşlı detritik ve volkanitlerden oluşan metamorfik bir temel ve Jura-Kretase yaşlı sedimanter örtüden oluşur (Okay, 1989). Kenet güneyindeki Anatolid-Torid platformu ise Paleozoyik yaşlı metamorfitlerden oluşan Menderes masifi ve Triyas-Jura-Kretase yaşlı platform karbonatlarından oluşur (Okay, 1989). İzmir-Ankara zonunu oluşturan kenet kuşağı güneyinde ise Kütahya-Bolkardağı kuşağı (Özcan vd., 1988) veya Afyon zonu ile Tavşanlı zonları olarak bilinen tektonik birlikler Anatolid-Torid platformuna yamanmıştır (Okay ve Tüysüz, 1999). Menderes masifi kayaları ile Tavşanlı ve Afyon zonlarına ait kaya toplulukları araştırma alanındaki Neojen öncesi temel kaya birimlerini oluştururlar (Şekil 4.2). Anatolid-Torid platformu kuzeyinde pasif kıta kenarında gelişmiş Tavşanlı zonu peridotit, ofiyolitli melanj ve mavişistlerden oluşur (Okay, 1981). Bölgede Dağardı ofiyolitli karışığı ile temsil edilen Tavşanlı zonunun yüzleklerine araştırma alanında rastlanmaz. Bu ofiyolitli karışık Şaphane dağı, Simav dağı ve Murat dağı çevrelerinde yüzeyler. Afyon zonu ise yeşilşist fasiyesinde metamorfizmaya uğramış ve Devoniyen-

Paleosen arasında çökelmiş sedimanter istiflerden meydana gelmektedir (Özcan vd., 1988, 1989; Göncüoğlu vd., 1992).

Tersiyer öncesi temel kaya toplulukları Oligosen-Erken Miyosen yaşlı granitoyid sokulumları ile kesilmiştir. Bölgede irili ufaklı batolitler şeklinde izlenen bu granitik sokulumların en belirgini Eğrigöz Graniti'dir. Bölgede gölsel ve fluviyal ortamda çökelmiş Neojen çökelleri temel kaya topluluklarını uyumsuz olarak üzerler. Neojen'de bölge ve yakın çevresinde genellikle asidik kayalarla tanınan yoğun bir volkanik aktivite gelişmiştir. Volkanizma ürünleri Neojen istifleri içerisinde volkano-tortullar ve lavlarla temsil edilmektedir.

Araştırma alanındaki lito-stratigrafi birimleri Tersiyer öncesi temel kayalar ve Tersiyer olmak üzere iki grupta incelenmiştir (Şekil 4.17). Tez kapsamında kullanılan formasyon adlamaları, birimlerin yaş ve stratigrafik konumlarına ilişkin bilgiler esas olarak Akdeniz ve Konak (1979a)'a dayandırılmıştır. Bölgede Tersiyer öncesi temel kaya birimleri genelde Menderes masifi ile Afyon ve Tavşanlı zonuna ait kaya topluklarından oluşur (Akdeniz ve Konak, 1979a; Okay, 1981; Okay vd., 1996; Okay, 2002). Şekil 4.17'de araştırma alanında yüzeyleyen kaya topluluklarının genelleştirilmiş dikme kesiti verilmektedir. Bölgede en yaşlı temel kayalar Menderes masifine ait Kalkan Formasyonu, Simav Metamorfitleri ve Balıkbaşı Formasyonu'dur. Temel kaya birimlerinden Sarıcasu Metamorfitleri, Arıkaya Formasyonu, Kırkbudak Formasyonu ve Budağan Kireçtaşı Afyon zonuna ait kaya topluluklarıdır. Literatürde İzmir-Ankara kenet zonu olarak tanımlanan Tavşanlı zonuna ait kaya toplukları araştırma alanı içinde yüzeylemez.



Şekil 4.17. Simav – Hisarcık – Pazarlar alanının genelleştirilmiş ölçeksiz stratigrafi kesiti (Akdeniz ve Konak, 1979a; Özcan vd., 1988; Göncüoğlu vd., 1992; Baş, 1983, 1986'dan değiştirilmiştir)

Tersiyer kaya birimleri ise Eğrigöz Graniti ile Miyosen-Pliyosen yaşlı gölsel çökeller ve bunlarla yanal ve düşey geçişli volkanitlerden meydana gelmektedir.

4.3.1. Neojen öncesi temel kayalar

4.3.1.1. Kalkan Formasyonu

Araştırma alanının stratigrafisinde metamorfik temel kaya birimlerinin en alt seviyesini oluşturan Kalkan Formasyonu ilk kez Akdeniz ve Konak (1979a) tarafından tanımlanmıştır. Adı geçen yazarlar tarafından birim Menderes masifinin metamorfik çekirdeğini oluşturan kaya topluluğu içinde değerlendirilmiştir. Araştırma alanında birim Simav-Emet karayolu güneyinde KD-GB uzanımında yüzeyler (Ek 2). Kalkan Formasyonu pegmatit damarlı migmatitler, mermer mercekleri ve bunlarla geçişli biyotit gnayslardan oluşur (Akdeniz ve Konak, 1979a, 1979b). Almandin-amfibolit fasiyesinde metamorfizmaya uğramış bu metamorfitlerin kaya türü kuvars, plajiyoklas, ortoklas, biyotit, stavrolit, bazen disten, epidot, turmalin, granat, muskovit ve ikincil olarak zirkon, apatit, sfen, opak mineral içeriğine sahip migmatit, gnays ve mermerden oluşur (Akdeniz ve Konak, 1979a).

Araştırma alanında birim yeşil şist fasiyesinde gelişmiş Simav Metamorfitleri tarafından uyumsuz olarak üzerlenir. Birimin metamorfizma yaşı bilinmemektedir. İlksel olarak sedimanter kökenli olduğu ve killi, pelitik sedimanlar ve şeylerden oluştuğu yorumlanmış, Paleozoyik yaşlı Simav Metamorfitleri tarafından uyumsuz üzerlenmiş olması nedeniyle olasılıkla Pre-Kambriyen yaşta olduğu öngörülmüştür (Akdeniz ve Konak, 1979a).

4.3.1.2. Simav Metamorfitleri

Araştırma alanı güneybatısında Simav ve yakın çevresinde geniş yayılımı olan yeşil şist fasiyesindeki metamorfitlerden oluşmuş kaya topluluğu Simav Metamorfitleri olarak tanımlanmıştır (Akdeniz ve Konak, 1979a), (Ek 2). 500-800 m arasında kalınlık önerilen Simav Metamorfitleri birbiriyle yanal ve düşeyde geçiş gösteren biyotit-muskovit şist, muskovit-kuvars şist, granatlı şist, biyotitli muskovit-klorit şist, bazik şistler, metadünit,

serpantinit, amfibolit, kuvarsit ve kloritli kalk şist ile mermer bant ve merceklerinden oluşur (Akdeniz ve Konak, 1979a).

Simav Metamorfitleri altındaki Kalkan Formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelmektedir. Üste doğru birim içindeki karbonat oranı artarak düşey yönde Balıkbaşı Formasyonu'na geçer. Birimde yaş bulgusu yoktur. Ancak, bölgesel stratigrafik ilişkilere göre Alt-Orta Paleozoyik yaşı önerilmiştir (Akdeniz ve Konak, 1979a, 1979b). Aynı yazarlar yeşil şist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş birimin ilksel kayası kırıntılı kökenli kuvars-muskovit şistlerle başlamasını transgresyonla başlayan bir istiflenmeye, volkanik ara katkıları ise çökelimle eş yaşlı volkanizmaya yorumlamışlardır. Mermerlerin yaygın olduğu Simav doğusundaki alanda üye mertebesinde ayrı bir birim olarak (Pzsm) haritalanmıştır (Ek 2).

4.3.1.3. Balıkbaşı Kireçtaşı

Balıkbaşı Kireçtaşı, Akdeniz ve Konak (1979a) tarafından tanımlanmış Balıkbaşı Formasyonu'na karşılık gelir ve sadece kireçtaşından oluşması nedeniyle bu çalışmada Balıkbaşı Kireçtaşı olarak yeniden adlanmıştır. Çalışma alanında Eğrigöz batoliti çevresinde yüzlekler sunar. Karaağıl ve Güldüren köyleri yöresinde parçalı yüzlekler oluşturur. Granit üzerinde ise anklavlar şeklinde izlenmiştir (Akdeniz ve Konak, 1979a). Kalınlığı 250-300 m. arasında olan rekristalize kireçtaşı niteliğindeki birim koyu ve açık gri, beyaz renkli, şekersi dokulu, kalsitten oluşmuştur. Sert, kırılgan, yer yer dolomitleşmiştir. Kırıldığında H_2S kokusu çıkarır. Katmanlanmalı, laminalı ve çoğunlukla kıvrımcıklıdır. Ölçülebilen kıvrımcıklar K-G eksenli ve doğuya devriktir. Yer yer kırıntılı kökenli ince şist mercekleri içerir.

Altta Simav Metamorfitlerinin karbonatlı seviyeleri ile geçişli olan birim Sarıcasu Formasyonu tarafından uyumsuz olarak üzerlenir. Rekristalizasyonla ilksel özelliklerini yitirmiş birimin neritik ortamda çökeldiği yorumlanmış ve stratifigrafik konumuna göre Erken-Orta Paleozoyik yaşta olduğu değerlendirilmiştir.

4.3.1.4. Sarıcasu Formasyonu

Araştırma alanının doğu bölümü ile Simav güneyinde geniş yayılım sunan, yeşil şist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş, altta bir uyumsuzluk düzlemi, üstte ise karbonat kayaları ile sınırlandırılmış kaya topluluğu Sarıcasu Formasyonu adıyla tanımlanmıştır (Akdeniz ve Konak, 1979a). Araştırma alanında Eğrigöz Graniti'nin doğusunda yüzlekler verir. Araştırma alanında kalınlığı hakkında bilgi edinilemeyen birimin 1000-1200 m kalınlığa ulaştığı belirtilmektedir (Akdeniz ve Konak, 1979a). Formasyon yeşil şist fasiyesinin kuvars-albit-muskovit-klorit alt fasiyesi ve kısmen kuvars-albit-epidot-biyotit alt fasiyesi mineral parajenezlerinde metamorfizma geçirmiş kayalardan oluşur. Birimde, petrografik olarak ayırtlanabilen kaya türleri muskovit-kuvars-albit şist, muskovit-klorit-kalsit-kuvars şist, klorit-kuvars şist, kuvars-albit-serisit şist, talk şist, metakonglomera, fillit ve kuvarsitlerdir. Yanal ve düşey geçişler sunan bu litolojiler değişik boyutlarda kristalize kireçtaşı mercekleri ile tüf ve diyabazik kayalar da içerir.

Altta Balıkbaşı Kireçtaşı üzerinde yer alan Sarıcasu Formasyonu, üzerine gelen Arıkaya Formasyonu ile geçişlidir. Triyas yaşlı Kırkbudak Formasyonu iki birimi de uyumsuzlukla örter ve tabanında iki formasyonun da çakıllarını bulundurur. Birimde yaş bulgusu yoktur. Ancak, kendisini üzerleyen Orta-Geç Triyas yaşlı birimlerin tabanındaki çakılları bulunması nedeniyle birimin Geç Paleozoyik-Erken Triyas yaşlı olduğu önerilmiştir (Akdeniz ve Konak, 1979a).

4.3.1.5. Arıkaya Formasyonu

Alttan Sarıcasu Formasyonu ile geçişli, üsten bir uyumsuzlukla sınırlandırılan kristalize kireçtaşı birimi Arıkaya Formasyonu olarak tanımlanmıştır (Akdeniz ve Konak, 1979a). Araştırma alanında (Ek 2) birim dağınık yüzeylemeler halinde ve sınırlı alanlarda yüzeyler. Formasyondaki kireçtaşları beyaz, pembemsi, açık gri renklerde, kristalize, yer yer dolomitleşmiş, yer yer breşik dokulu, çoğunlukla sert, kırılgan, düzensiz kırılmalıdır. Orta-kalın katmanlı, seyrek laminalı, kıvrımlı ve bol çatlaklı, yoğun karst boşlukludur. Birimin kalınlığının 100-200 m olduğu önerilmiştir (Akdeniz ve Konak, 1979a).

Altta Sarıcasu Formasyonu ile geçişli olan birim üstte Kırkbudak Formasyonu'nun taban çakıltaşı tarafından uyumsuz olarak üzerlenir. Birimde doğrudan yaş bulgusu yoktur.

Stratigrafik konumu ve araştırma alanı çevresindeki Permiyen fosilli kireçtaşlarına litolojik benzerliği nedeniyle olasılıkla Permiyen yaşında olduğu önerilmiştir (Akdeniz ve Konak, 1979a).

4.3.1.6. Kırkbudak Formasyonu

Bölgesel ölçekte geniş yayılımı olan araştırma alanında ise batıda Karacaören, Eğirler, Yemişli köyleri yöresinde sınırlı alanlarda yüzlekler veren kırıntılı ve karbonatlardan oluşan kaya topluluğu Kırkbudak Formasyonu olarak adlanmıştır (Akdeniz ve Konak, 1979a). Emet-Hisarcık doğusunda araştırma alanı dışında yaygın yüzlekler oluşturur. Kalınlığının 20-750 m arasında değiştiği önerilen birimin araştırma alanı batısına rastlayan Yemişli köyü yöresinde 300-350 m kalınlığa ulaştığı tahmin edilmektedir. Kaya türü özellikleri alttan üste doğru karasal fasiyesten denizel fasiyese geçiş sergiler. Alttan üste doğru birim çakıltaşı-kumtaşı-silttaşı-kiltaşı-killi kireçtaşı ardalanması ve bu ardalanma içindeki algli kireçtaşı merceklerinden oluşur.

Arıkaya Formasyonu'nu uyumsuz olarak üzerleyen Kırkbudak Formasyonu üst seviyelerde Budağan Kireçtaşı ile yanal ve düşey geçişlidir. Arıkaya Formasyonu'nun Orta Triyas-Erken Liyas yaşlı olduğu yorumlanmıştır (Akdeniz ve Konak, 1979a). Birimin tabanındaki çakıltaşları alüvyal yelpaze, çapraz katmanlı kaba kumtaşı, konglomera mercekleri, silttaşı ve kiltaşı olasılı menderesli akarsu ortamını yansıtır. Üste doğru görülen kumtaşı-silttaşı ardalanması delta ve bunlarla ardalanmalı algli kireçtaşı mercekleri sığ şelf çökellerini temsil eder.

4.3.1.7. Çiçekliyayla Kireçtaşı

Altta Kırkbudak Formasyonu ile yanal ve düşey geçişli birim Günay vd. (1986) tarafından tanımlanmıştır. Birim araştırma alanında Simav güneyi ile Eğrigöz dağı batısında, Eğirler köyü yöresinde dar sahalı yüzlekler şeklinde izlenir. Şaphane yöresinde birim için 250 m kalınlık önerilmiştir (Günay vd., 1986). Tabanda açık gri-beyaz renkli dolomitik kireçtaşlarıyla başlar. Üste doğru krem, bej ve kirli beyaz renkli, ince katmanlı, ince dokulu, yer yer çört bantlı veya şeyl-kumtaşı ara düzeyli, yer yer rekristalize kireçtaşlarına geçer. Çiçekliyayla Kireçtaşı Kırkbudak Formasyonu üzerine geçişli olarak gelir. Dokanak ilişkilerine göre Jura-Erken Kretase yaşlıdır.

4.3.1.8. Budağan Kireçtaşı

Budağan Kireçtaşı altta Kırkbudak Formasyonu ile geçişli, üstte ise araştırma alanında gözlenemeyen ancak bölgesel ölçekte tektonik olarak Bornova flişi/İmranlar Formasyonu tarafından üzerlenen kireçtaşı istifini tanımlar (Kaya, 1972). Birim Afyon zonu içinde Özcan vd. (1988) tarafından adlandırılan Gökçeyayla Formasyonu'na karşılık gelir. Afyon zonunda, Anatolid-Torid karbonat platformunda çökelmiş birim (Akdeniz ve Konak, 1979a; Göncüoğlu vd., 1992), araştırma alanında (Ek 2), Simav ovası kuzeyinde sınırlı alanlarda yüzlekler sunar. Bu alanda birim açısal uyumsuzlukla Erken Miyosen yaşlı Taşbaşı Formasyonu tarafından üzerlenir. Araştırma alanı yakın çevresinde Budağan Kireçtaşı'nın Eğrigöz Graniti tarafından kesildiği gözlenmiştir. Çalışma alanındaki kalınlığı ölçülememiş olan birimin bölgesel ölçekteki kalınlığı 150-600 m arasında değişir.

Birim altta silttaşı-şeyl-kireçtaşı ardalanmasıyla başlar. Üstte doğru ise dolomitik kireçtaşı ve kireçtaşından oluşur.

Budağan Kireçtaşı sığ deniz ortamında gelişmiş karbonatlarla temsil edilir. Fosil içeriğine göre birimin Üst Triyas-Maestrihtiyen zaman aralığında çökelmiştir (Akdeniz ve Konak, 1979a).

4.3.1.9. Bornova flişi

Batı Anadolu'da geniş bir dağılıma sahip olan, araştırma alanının orta kesiminde izlenen, çok çeşitli yaştaki litolojilerin üzerine şariye olan ve çeşitli büyüklükte kireçtaşı blokları kapsayan, az metamorfik flişoid karakterli birim Bornova flişi olarak nitelendirilmiş ve Konuk (1977) tarafından adlanmıştır.

Formasyon Simav güneyinde ve Şenköy kuzeyinde yüzlekler verir (Ek 2). Görünür kalınlığı 300-350 metre dolayındadır.

Bornova flişi kumtaşı, şeyl, kumlu-killi kireçtaşı, mikritik kireçtaşı, tüfit ardalanması ve bu ardalanma içinde yer alan değişik yaşlardaki kireçtaşı olistolitlerinden oluşur.

Araştırma alanının kuzey kesiminde Bornova flişi çok çeşitli formasyonların üzerine sürüklenmiş durumdadır. Simav yöresinde ise Paleozoyik yaşlı birimler tarafından yine tektonik dokanakla üzerlenir.

Formasyon Turoniyen-Maastrihtiyen (Geç Kretase) yaşındadır ve olistolitler kapsayan bir kıta yamacı istifidir.

4.3.2. Neojen kayaları

4.3.2.1. Eğrigöz Graniti

Akdeniz ve Konak (1979a) tarafından adlanmış Eğrigöz Graniti araştırma alanı ve yakın çevresinde değişik alanlarda yüzlekler sunan granitoyid, pegmatit aplit vb. granitik kayaları tanımlar. Bu kaya birimi bölgesel ölçekte iri ufaklı batolitler şeklinde yüzlekler vermektedir. Bunlardan K-G yönünde yaklaşık 50 km uzunluğunda, D-B yönünde ise ortalama 10-15 km genişliğinde olan birim, Simav ve Emet havzaları arasında K-G uzanımlı kütlesel yükselimli dağlık alanı oluşturur. Homojen mineralojik yapı gösteren granitik kayalar genelde iri taneli (holokristalin), porfirik (damar kayacı) ve yönlenmiş granitler olmak üzere üç alt gruba ayrılmıştır (Akdeniz ve Konak, 1979a). Araştırma alanında Eğrigöz dağında iri taneli granitoyidler egemen kaya türünü oluşturur. Granitoyidlerin taze yüzeyi bej, yeşilimsi bej, altere yüzeyi ise açık kahve ve sarımsı renklidir.

Eğrigöz Granitoyidi araştırma alanında temeli oluşturan Paleozoyik-Triyas-Jura-Kretase yaşlı tüm kaya topluluklarını keser. Granitoyid, çakıllarını içeren Miyosen yaşlı Taşbaşı Formasyonu tarafından ise açısal uyumsuzlukla örtülür. Birimden alınan U-Pb zirkon yaşı 19,4 ± 4,4 My'dır (Hasözbek vd., 2010). Radyometrik yaş bulgusuna göre Eğrigöz Graniti'nin yaşı Erken Miyosen'dir. Aynı araştırmacılara göre, Nd-Sr analitik değerleri ile iz ve nadir toprak element bileşimleri, Eğrigöz Granitoyidi'nin kısmi kabuk ergimesiyle geliştiği söylenebilmektedir.

4.3.2.2. Taşbaşı Formasyonu

Taşbaşı Formasyonu (Akdeniz ve Konak, 1979a) araştırma alanında gözlenen Neojen istifinin tabanında yer alır (Şekil 4.17). Araştırma alanında Hisarcık batısında yüzeyler. Tutturulmamış kaba detritikler ve kumtaşından oluşan birimdeki egemen litoloji birbiri ile yanal ve düşey geçişli çakıltaşı ve kumtaşıdır.

Taşbaşı Formasyonu'nun kalınlığı lokaliteye bağlı farklılıklar sunar. Farklı havzalarda kalınlığı 150-325 m arasında değişir (Akdeniz ve Konak, 1979a; Baş, 1983). Araştırma alanında ortalama 200 m kalınlıkta olabileceği yorumlanmıştır. Birim kendisinden yaşlı temel kaya toplukları üzerinde açısal uyumsuzlukla yer alır. Bölgesel olarak Neojen istiflerinin tabanında yer alması ve üstte geçişli olduğu Yeniköy Formasyonu'ndan elde edilen radyometrik yaşlar değerlendirildiğinde Taşbaşı Formasyonu'nun Erken Miyosen yaşta olduğu yorumlanmıştır.

4.3.2.3. Yeniköy Formasyonu

Altta Taşbaşı Formasyonu'nun kumtaşları ile geçişli, kirli sarı renkli, merceksel kömür ve tüf katkılı, kartonsu görünümlü kumtaşı, marn, kil, killi kireçtaşı, ardalanmasından oluşan sedimanter istif Yeniköy Formasyonu olarak tanımlanmıştır (Günay vd.,1986). Yeniköy Formasyonu Akdeniz ve Konak (1979a)'da Kızılbük Formasyonu, Kütahya-Tavşanlı yöresinde ise Baş (1983) tarafından tanımlanmış olan Tunçbilek Formasyonu'nun karşılığıdır. Araştırma alanında en yaygın Neojen birimidir. Araştırma alanının doğu yarısında Emet çayı vadisi ile Eğrigöz dağı yükselimi, batı yarısında ise Naşa-Yemişli köyleri arasında yaygın yüzlekler oluşturmaktadır (Ek 2). Araştırma alanı ve yakın çevresinde formasyonun 300-1000 m arasında kalınlık sunduğu yorumlanmıştır (Akdeniz ve Konak, 1979a; Günay vd.,1986).

Birim tabanda Taşbaşı Formasyonu kumtaşları ile geçişli ve ardalanmalı kil ve marnlarla başlar. Bu bölümlerinde linyit ara seviyelidir. Marn ve kumtaşları bol bitki kalıntılıdır. Üst seviyelerinde ise kumtaşı, kumlu marn, marn, kiltaşı, kireçli kiltaşı ve killi kireçtaşı ardalanmasından oluşur. Yer yer tüf merceklidir. Bu seviyeleri çoğunlukla laminalı ve kartonumsudur.

Yeniköy Formasyonu başlıca örgülü ve menderesli akarsu, delta ve göl ortamlarında çökelmiştir (Leflef, 1980). Altında Taşbaşı Formasyonun izlenmediği alanlarda Yeniköy Formasyonu kendinden yaşlı tüm birimlerin üzerinde uyumsuz olarak yer alır. Hisarcık ve Emet Formasyonları birimi uyumlu olarak üzerlemektedir. Formasyon Civanadağ Formasyonu ile yanal ve düşey geçişli, Akdağ vokanitleri ile eş yaşlıdır. Birim Batı Anadolu'da yaygın olan İnay grubu ile deneştirilebilir. İnay grubundaki volkanik kayaçlardan elde edilen radyometrik palinolojik yaşlar Erken-Orta Miyosen zaman aralığını vermektedir (Seyitoğlu, 1997), Yine, Purvis ve Robertson (2004, 2005a, 2005b) tarafından Yeniköy Formasyonu ile girik volkanik kayaçlar radyometrik olarak Erken Miyosen'e yaşlandırmıştır. Bu deneştirmelere göre Yeniköy Formasyonu Erken-Orta (?) Miyosen yaşlıdır.

4.3.2.4. Civanadağ Formasyonu

Kütahya, Sındırgı, Uşak, Demirci ve Selendi arasında bölgesel olarak çok geniş yayılımlı ve farklı adlarla anılan, altta Yeniköy Formasyonu ile yanal ve düşey geçişli, başlıca tüf ve aglomeradan oluşmuş volkanitler araştırma alanında Civanadağ Tüfleri olarak adlanmıştır (Akdeniz ve Konak,1979a).

Araştırma alanında Simav havzası kuzeyinde, Hisarcık batısı ve Ulaşlar güneyinde yüzlekler sunar. Kalınlığı yersel olarak değişen birim türemiş olduğu volkanik çıkış merkezleri yakınlarında 1000 m kalınlığa ulaşır. İçlerinde yer yer mercekler halinde detritikler izlenir. Sarımsı, pembe, gri ve beyaz renklerde olan tüfler asidik karakterdedir. Tüfler çoğunlukla masif, yer yer orta-kalın tabakalanmalıdır. Aglomeralar yerseldir. Asidik karakterli tüfler bölgedeki patlamalı bir volkanik etkinlik sonucu oluşmuştur.

Civanadağ Formasyonu'ndaki tüfler alt seviyelerde Yeniköy Formasyonu ile yanal geçişlidir. Birimde Akdağ Volkanitleri'nin asidik lavları ile eş yaşlıdır. Üstte ise Hisarcık ve Emet Formasyonları ile yanal ve düşey geçişlidir. Araştırma alanı çevresinde Civanadağ Formasyonu ile deneştirilebilen volkanitlerden Erken-Orta Miyosen yaşları elde edilmiştir (Seyitoğlu, 1997; Purvis ve Robertson, 2004, 2005a, 2005b).

4.3.2.5. Akdağ Volkanitleri

Akdağ Volkanitleri çoğunlukla lav ve bunlarla girik aglomera ve piroklastiklerden oluşan volkanik kaya topluluğunu tanımlar (Akdeniz ve Konak, 1979a). Bu volkanitler Tavşanlı-Sındırgı-Uşak-Selendi arasında bölgesel morfolojide büyük boyutlu volkan konileri ve lav platolarını meydana getirmektedir. Araştırma alanı kuzeyine rastlayan Tavşanlı yöresinde Oklukdağı Volkanitleri olarak adlanmıştır (Baş, 1983; Eşder ve Cihan, 2010). Araştırma alanında birim Hisarcık yöresinde Ulaşlar-Kutluhallar arasında, Simav kuzeyinde Eynal kaplıcaları-Naşa-Karacaören-Eğirler arasında, Başkonak Köyü'nün GB'sı ile Eski Gediz'in KB'sında yüzlekler verir. Birimin alt seviyeleri ortaç ve asidik lavlar, üst seviyeleri ise bazaltik lavlardan oluşur.

Birimdeki ortaç ve asidik lavlar andezit, dasit, riyodasit ve riyolitlerden oluşur. Bunlar genelde Civanadağ Tüfleri ile giriktir.

Akdağ Volkanitleri'nin alt seviyelerindeki asidik lavlar stratigrafik olarak Erken-Orta Miyosen yaşlı Yeniköy Formasyonu ve Civanadağ Formasyonu ile yanal geçişlidir. Birim içindeki bazaltik ve andezitik bazalt lavlarının araştırma alanında Yeniköy Formasyonu'nu kestiği belirgindir. Ancak, araştırma alanı kuzeyinde, Tavşanlı-Kütahya yöresinde bu bazaltik lavlar Orta-Geç Miyosen yaşlı kaya topluluklarını keser (Baş, 1983; Eşder ve Cihan, 2010). Araştırma alanı dışında birimin alt seviyelerindeki radyometrik yaşlandırmalardan Erken-Orta Miyosen (Seyitoğlu, 1997; Purvis ve Robertson, 2004, 2005a, 2005b). Akdeniz ve Konak (1979a)'da Kuvaterner yaşta olduğu önerilen Naşa bazaltında ise Orta-Geç Miyosen (15,2-15,8 My) (Ercan vd., 1996) yaşı elde edilmiştir. Bu yaş bulguları Akdağ Volkanitleri'nin bölgede Erken Miyosen sonlarından Geç Miyosen'e kadar etkin bir volkanizmanın sonucunda oluştuklarını açıklar. Kayaçların petrolojik özellikleri ilk evrede püskürtülmüş Civanadağ Tüfleri ve Akdağ vokanitlerindeki asidik lavların üst kabuğun kısmi ergimesi ile gelişen kalk alkalen nitelikli magmadan, ikinci evreyi oluşturan andezitik ve bazaltik ortaç lavların ise alt kabuktaki ergime ile oluşan magmanın üst kabuk malzemesiyle karışması sonucunda gelişen volkanizmayla yüzeylendiğine işaret etmektedir (Baş, 1983, 1986).

4.3.2.6. Hisarcık Formasyonu

Tabanda ince bir çakıltaşı ile başlayan açık yeşil renkli marn, kil, tüf ve kireçtaşı ardalanmasından oluşan birim Hisarcık Formasyonu olarak adlanmıştır (Akdeniz ve Konak, 1979a). Araştırma alanında birim Emet-Hisarcık arasında, Emet Çayı vadisi boyunca yüzlekler verir. Araştırma alanı dışında Simav, Gediz, Tavşanlı, Domaniç ve Kütahya yöresinde de gözlenmiştir (Baş, 1983, 1986; Gün vd., 1976; Akdeniz ve Konak, 1979a). Birimin tip kesiti Hisarcık doğusunda olup buradaki kalınlığı 80 m'dir. Hisarcık yöresinde birim en altta yeşil marnla başlar. Kireçtaşı, İnce-orta kalın katmanlı olup, kiltaşı, marn, kolemanitli kireçtaşı, tüf, tüfit, kolemanitli marn ve kireçtaşı ardalanmasından oluşur.

Gölsel ortamda depolanmış birim tabanındaki Yeniköy Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelir. Üstte ise Emet Formasyonu ile düşey geçişlidir. Ostrakod faunasına göre birime Erken Pliyosen yaşı verilmiştir (Akdeniz ve Konak 1979a; Gün vd., 1976). Ancak, stratigrafik konumu nedeniyle bu çalışmada birimin Geç Miyosen yaşta olduğu kabul edilmiştir.

4.3.2.7. Yeşilova Formasyonu

Kırmızı renkli çakıltaşı, çamurtaşı ve kumtaşlarından oluşan ve Eski Gediz ile Kayaköy arasında KB-GD doğrultusunda uzanan havzanın kuzey kenarında gelişmiş olan birim Yeşilova Formasyonu adıyla ayırtlanmıştır. Araştırma alanının doğu bölümünde Yeşilova-Eski Gediz arasında yer alır (Ek 2). Araştırma alanında 100-300 metre arasında bir kalınlık değişimi sunar.

Yeşilova Formasyonu başlıca kırmızı renkli, kalın katmanlı, orta-kaba çakıllı konglomera ve kalın katmanlı çamurtaşlarından meydana gelir. Az miktarda kumtaşı arakatmanı içerir. Çakıltaşlar havza kenarında bloklar da içerir. Yeniköy ve Emet Formasyonları'nın üzerine uyumlu olarak gelir. Havza kenarlarında Neojen öncesi kayaçlar üzerinde de yer alır. Emet Formasyonu ile yanal girikliği nedeniyle üzerinde Emet Formasyonu'nun bulunduğu kesimler de vardır.

Birimden yaş elde edilememiştir. Stratigrafik düzeyi nedeniyle Orta-Geç Miyosen yaşlı olarak kabul edilmiştir. Yeşilova Formasyonu kurak iklim alüvyal yelpazelerinde oluşmuştur.

4.3.2.8. Emet Formasyonu

Gölsel kireçtaşı ve marn seviyelerinden oluşan istif Akdeniz ve Konak (1979a) tarafından adlanmıştır. Bölgede geniş yayılımı olan birim Neojen istifinin en üst kaya topluluğunu meydana getirmektedir. Birimin litolojisi kireçtaşı, çörtlü kireçtaşı, killi kireçtaşı ve ince seviyeler halinde marndan meydana gelmektedir. Genelde düşük eğimli yayvan kıvrımlar içeren birim bazı alanlarda yatay konumdadır ve morfolojide dik kornişlerle çevrili mesa tepeleri oluşturmaktadır. Araştırma alanında birimin kalınlığı 200-250 m tahmin edilmektedir.

Ostrakod ve gastropod fauna içeriğine göre birimin Erken-Orta Pliyosen yaşta olduğu önerilmiştir (Gün vd., 1976; Akdeniz ve Konak, 1979a). Ancak, bu fosiller tanıtman değildir. Birimi kesen ve kireçtaşları arasında izlenen lavlarının eşleniği olan volkanitlerden (Naşa bazaltı) elde dilen yaşlara göre (Ercan vd., 1996) Emet Formasyonu'nun Orta-Geç Miyosen yaşta olduğu söylenebilmektedir.

4.3.3. Kuvaterner kayaları

4.3.3.1. Traverten

En geniş yüzeylemesini Kayaköy-Ören-Soğuksu köyleri arasında verir. Ayrıca Hisarcık güneybatısında, Yukarı Yoncaağaç köyü doğusunda Yeniköy Formasyonu üzerinde yamalar şeklinde izlenmiştir. İnlice Köyü'nde ve Şenköy'ün 2 km kadar GB'sında sınırlı bir alanda yüzeyler. Büyük yüzleğinin bulunduğu alanda görünürde 30 metre dolayında bir kalınlığa sahiptir. Diğer yüzeylemelerinde birkaç m ile 20 m arasında değişir. Taze yüzeyi kirli sarı, bozuşmuş yüzeyleri grimsi, kirli beyaz renkli olup aşırı gözenekli, boşluklu ve gevşek tutturulmuştur. Hamamköy çevresinde oluşumunu günümüzde de sürdürmektedir.

4.3.3.2. Alüvyon

Akarsu vadileri boyunca ve Simav ovası tabanındaki izlenen tutturulmamış güncel çökellerdir. Simav ovası, bu ova kuzeyindeki Mustafa Kemalpaşa çayı ve doğuda Emet çayı vadi tabanlarında yaygın olarak izlenir. Adı geçen vadi tabanlarında güncel akarsu yatak çökelleri ve bunlarla girik alüvyon yelpazesi çökellerinden oluşur. Tektonik bir havza olan Simav ovasında ise bataklık ve alüvyon yelpazesi çökelleri yaygındır. Sondaj verileri Simav ovası tabanında alüvyon kalınlığının 80 m den fazla olduğunu göstermektedir.

4.3.3.3. Heyelan kütlesi

Hangi litolojiye sahip olursa olsun heyelana uğramış kayaç kütleleri ayrı bir litoloji birimi olarak ayırtlanmıştır.

4.3.4. Tektonik

Menderes masifi kuzeyinde yer alan araştırma alanı, paleotektonik açıdan Alpin dağ oluşum kuşağında gerçekleşen ve Sakarya kıtası ile Anatolid-Torid platformu arasında kalan Neotetis okyanusunun kapanması sonucunda gelişen İzmir-Ankara kenet kuşağında yer alır (Şengör ve Yılmaz, 1981). Üst Kretase-Erken Tersiyer arasında gelişen, kuzeye dalımlı bu kenet kuşağı güneyinde Afyon ve Tavşanlı zonları güneyde yer alan Menderes masifine tektonik dilimler şeklinde yamanmıştır (Okay, 1981, 2002; Göncüoğlu vd.,1992; Okay vd., 1996, 1998; Okay ve Tüysüz, 1999; Candan vd., 2005; Topuz vd., 2006).

Araştırma alanında paleotektonik dönem olaylarının bitişi ve neotektonik dönem olaylarının başlangıç yaşı ve süreçlerine ilişkin farklı görüşler vardır. Araştırma alanının içinde bulunduğu Batı Anadolu'da paleotektonik dönem sonunda gelişen granitik sokulumlar ve volkanizma paleotektonik dönemin sonlanması ve neotektonik dönemin başlangıcı üzerine yapılan tartışmalarda en önemli veri kaynağı olarak kullanılmaktadır. Bu tartışmalar esas olarak iki farklı görüşe dayanır. Bunlardan ilk görüşe göre Batı Anadolu'daki genç granitik sokulumlar paleotektonik dönem sonunda K-G sıkışmalı tektonik süreçler altında kıta kabuğunun hızla kalınlaşmasına bağlı olarak gerçekleşen kısmi kabuk ergimesi sonucu oluşan sığ derinlikli magma haznelerine bağlı olarak gelişmiş

ve bunu yaygın bir volkanizma izlemiştir (Yılmaz, 1997; Genç, 1998; Altunkaynak ve Yılmaz, 1998; Karacık ve Yılmaz, 1998; Yılmaz vd., 2001). Dolayısıyla, bu görüşe göre bölgedeki genç granitik sokulumlar ve Miyosen volkanizması paleotektonik dönem olaylarını temsil etmektedir. Hasözbek vd. (2010)'ne göre inceleme alanındaki Eğrigöz Granitoyidi bu dönemde Batı Anadolu'daki magmatik kuşak içinde, 3-6 km derinlerde gerçekleşmiş bir sokulumdur. Orojenik çökme modeline dayalı diğer bir görüşte ise Eğrigöz Granitoyidi ve Batı Anadolu'daki eş yaşlı diğer granitik sokulumların Batı Anadolu'da açılmalı tektonik rejimin başlangıç evresi olan Oligosen-Erken Miyosen'de, sıyrılma faylarının taban bloklarında gerçekleşen domsal yükselmeye bağlı olarak yerleştiği, dolayısıyla, Oligosen-Miyosen yaşlı magmatizma ve volkanizmanın açılmalı neotektonik süreçlere bağlı olduğu ileri sürülür (Işık ve Tekeli, 2001; Işık vd., 2004; Seyitoğlu vd., 2004; Thomson ve Ring, 2006). Bu ikinci görüşe göre araştırma alanındaki Eğrigöz Granitoyidi Batı Anadolu açılmalı neotektonizmasının ilk evresinde gelişen K-G yönlü Simav sıyrılma fayının taban bloğundaki domsal magma yükselimi sonucunda yerleşmiştir. Yine, bu ikinci görüşe göre neotektonizmanın ilerleyen evresinde Simav sıyrılma fayı inaktif hale gelmiş olup, Simav yöresindeki güncel tektonik deformasyonlar KB-GD uzanımlı yüksek açılı normal faylarla karşılanmaktadır (Işık ve Tekeli, 2001; Işık vd., 2004; Seyitoğlu vd., 2004).

Bu araştırmada bölgedeki neotektonik dönem yapıları ile Eğrigöz granitoyid plütonu ve Miyosen yaşlı volkanizma arasında yapısal ilişkiler gözlenememiştir. Bulgular, Simav sıyrılma fayı taban bloğunda geliştiği ileri sürülen Eğrigöz granitoyid plütonunun geç Erken Miyosen-Orta Miyosen'de erozyonal olarak yüzeylendiğini ve bu yüzeylenme aşamasında çok hızla soğuduğunu açıklar. Eğrigöz plütonu zirvelerini örten Erken-Orta Miyosen yaşlı sedimanları erozyonal olarak yüzeyleyen plüton kenarlarında aşmalı olarak depolandıklarını göstermektedir. Plüton kenarlarında izlenen bazı neotektonik dönem fayları Miyosen istiflerini kesmektedir. Tektono-stratigrafik ilişkiler Miyosen çökel havzalarının paleocoğrafyasının bu faylar tarafından denetlenmemiş olduğuna işaret etmektedir. Dolayısıyla, bölgenin neotektonik yapıları olan faylar Miyosen sonrasında, muhtemelen Geç Pliyosen'de gelişmiş olmalıdır. Neotektonik dönem faylarının kontrol ettiği morfotektonik yapı içindeki havzalarda Kuvaterner'den daha yaşlı çökel topluluklarına rastlanmamış olması bu görüşü destekler. Bu sonuç, Batı Anadolu'da

açılmalı tektonik rejimle temsil edilen neotektonizmanın yaşı için yapılan önerilerle uyuşmaktadır (Şengör, 1982; Şaroğlu vd., 1987; Yılmaz, 1997; Koçyiğit vd., 1999).

4.3.4.1. Paleotektonik dönem yapıları

Araştırma alanında yüzeylenen ve birbirlerinden açısal uyumsuzluklarla ayrılan, Paleozoyik, Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı kaya birimlerindeki gözlenebilen yapısal elemanlar, yörede birbirini izleyen dönemlerde farklı karakterlerde yapı biçimlerinin gelişmiş olduğunu ortaya koyar.

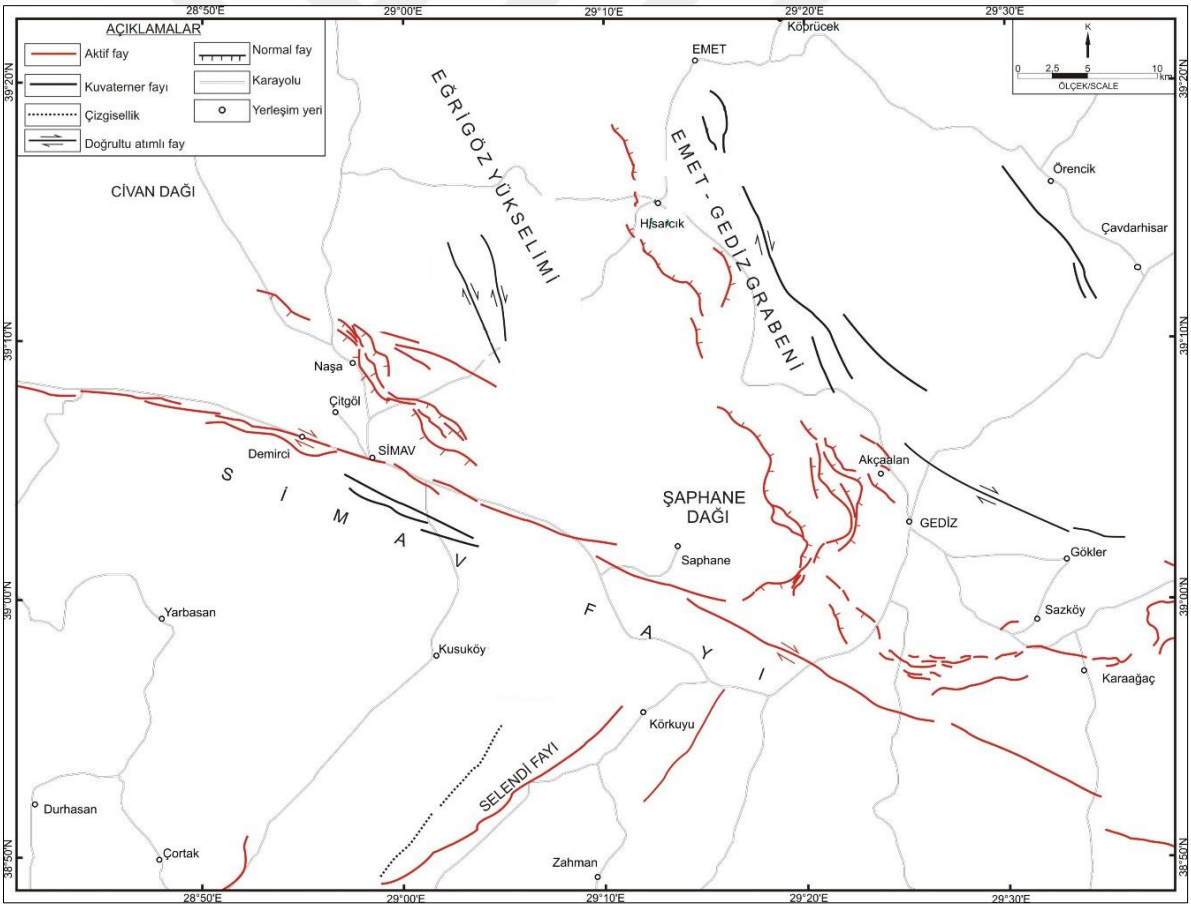
Çeşitli evrelerde gelişen yapısal deformasyonların üstlenmesi ve tektonik streslere karşı farklı davranış gösteren litolojilerin arazide yer alması, araştırma alanında oldukça karmaşık bir yapının ortaya çıkmasına neden olmuştur. En az üç orojenik hareketin etkisinde kaldığı varsayılan Menderes Masifi son tektonik stresler karşısında rijid olduğu için kıvrımlanamamış, gerek doğrultu atımlı gerekse normal faylarla birçok yerinden kırılarak parçalanmıştır. Olasılıkla Eosen'de Tetis Okyanusu'nun kapanmasıyla gelişen K-G doğrultulu kompresyonal güçle alansal ve hacimsel daralma gerçekleşerek kaya birimleri güneye itilmiş ve kıvrımlı, ekaylı bir yapı kazanmıştır. Bu süreçte önemli sürüklenimler de gelişmiştir.

Bu dağ oluşumu süreci içinde yükselen ve aşınma alanı haline gelen bölgede kabuk kalınlığı hızla artmış ve Erken Miyosen'de bölgenin en önemli granitik intrüzyonu olan Eğrigöz Graniti oluşmuştur. Granit yerleşimine eşlik eden tektonizma Masif'in kırılması, yeni fayların oluşumu ve asidik volkanizmanın yayılımını sağlamıştır. Bu son hareketler Alpin öncesi yapısal gidişlerin yönünü değiştirmiş ve kısmen bunların izlerini de silerek yapının anlaşılmasını zorlaştırmıştır.

Paleotektonik döneme ait kaya topluluklarında çok sayıda fay, bindirme ve sürüklenimler sözkonusudur. Dokanak ilişkilerinde gözlenebilen bu yapıların büyük bir bölümü neotektonik dönem yapıları tarafından kesilmiş, parçalanmış veya yön değiştirmiş konuma girmişlerdir. Neotektonik dönem yapılarının etkileşimi ve bu dönem kayaların eski yapıları çoğu yerde örtmesi nedeniyle Paleotektonik fayları ayrıntılı bir şekilde tanımlanamamaktadır.

4.3.4.2. Neotektonik dönem yapıları

Şekil 4.18 araştırma alanı ve yakın çevresindeki Neotektonik dönem faylarını göstermektedir. Bu şekildeki faylar aktif, olasılı aktif ve çizgisellik olmak üzere üç sınıfta haritalanmıştır. Bölgedeki jeotermal alanların büyük çoğunluğu haritalanmış olan bu fay zonlarında veya bunlar tarafından kontrol edilen havzalarda yer almaktadır. Bu nedenle araştırma alanı ve yakın çevresindeki jeotermal alanların neotektonik dönem fayları ile ilişkili sistemler olduğu açıktır. Araştırma alanı yakın çevresindeki faylar KB-GD, K-G ve KD-GB olmak üzere başlıca üç ana doğrultuda gelişmişlerdir. KB-GD genel uzanımlı faylar sağ yönlü doğrultu atımlıdır. Buna karşın K-G ve KD-GB uzanımlı faylar ise normal eğim atımlı faylardır. Fayların yapısal paterni ve karakteristikleri bölgede karmaşık güncel tektonik süreçlerin etkin olduğunu göstermektedir.

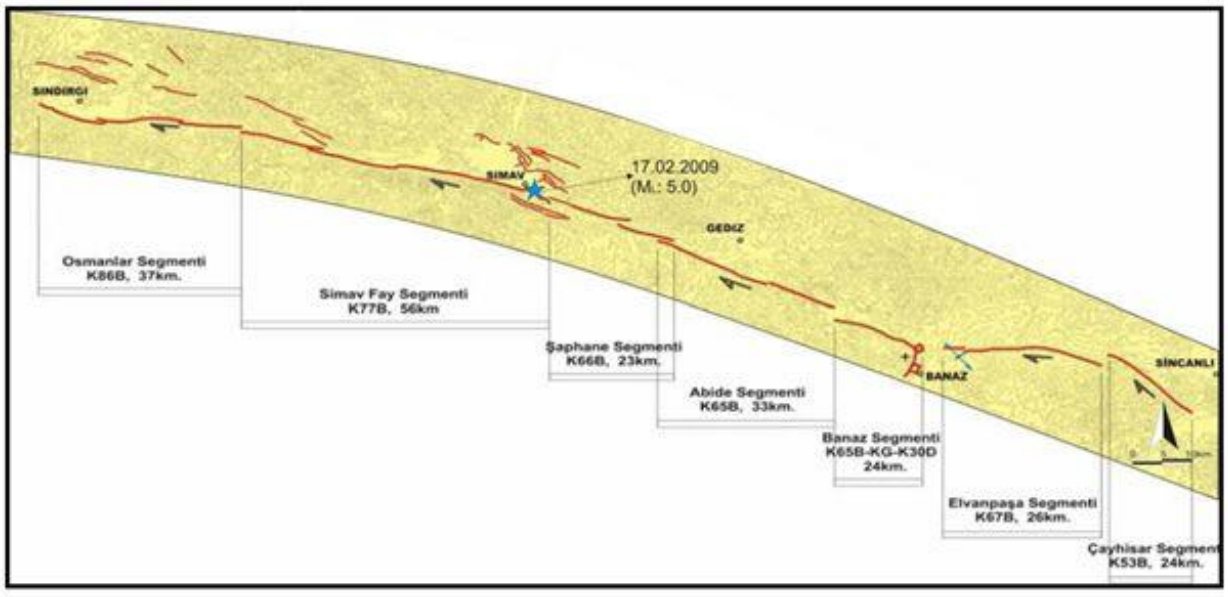


Şekil 4.18. Simav-Hisarcık-Pazarlar alanı yakın çevresinin Neotektonik dönem fay haritası

4.3.5. Simav Fayı

Simav fayı sağ yönlü doğrultu atımlı bir faydır (Konak, 1982; Şaroğlu vd, 1987, 1992). Koçyiğit vd. (2000) ve Koçyiğit ve Özacar (2003)'da ise Simav fay zonu Batı Anadolu neotektonizması içinde bir normal fay zonu olarak değerlendirilmiştir. Doğan ve Emre (2006) tarafından Simav fayının, Sındırgı-Afyon arasında yaklaşık 200 km uzunlukta, sağ yönlü doğrultu atımlı bir fay olduğu ortaya konulmuş ve bu fay için Sındırgı-Sincanlı fayı adlaması yapılmıştır. Yazarlar, fayın Batı Anadolu'nun neotektoniğinde, Gediz Grabeni'nin kuzeyinde, Ege graben sistemleri ile Kuzeybatı Anadolu geçiş tektonik bölgesini birbirinden ayıran doğrultu atımlı bir transfer fay yapısı oluşturduğunu ileri sürerler.

Simav Fayı KB-GD uzanımlıdır Sındırgı-Sincanlı arasında fay toplam 200 km uzunluğundadır. Neojen öncesi temel kaya toplulukları, Neojen ve Kuvaterner birimleri fay tarafından kesilerek karşı karşıya getirilmiştir. Değişik kesimlerinde, Simav fayı boyunca gelişen sağ yönlü jeolojik ötelenme miktarı ortalama 10 km.dir (Konak, 1982; Doğan ve Emre, 2006). Doğan ve Emre (2006) tarafından fayın Geç Pliyosen'de ortaya çıktığı ve Geç Pliyosen-Günümüz zaman aralığını kapsayan jeolojik kayma hızının yaklaşık 3 mm/yıl olduğu önerilmiştir. Aynı araştırıcılar fayı yedi alt fay segmentine ayırmışlardır (Şekil 4.19).



Şekil 4.19. Simav fayının segment yapısı (Doğan ve Emre, 2006)

Araştırmacıların tanımladıkları fay segmentlerinin uzunlukları 19 ile 56 km arasında değişmektedir. Fay segmentleri genişliği 1-3 km arasında değişen sıçrama ve büklümlerle birbirinden ayrılmaktadır. Bu segmentlerden üçü inceleme alanı yakınında yer alır. Bunlardan Simav fay segmenti 56 km uzunluğunda olup, K77B genel doğrultuludur. Segment Simav ovasını güneyden sınırlar (Şekil 4.20). Simav segmentinde fayın güney bloğu morfolojik olarak yukarıdadır. Fayın kuzey bloğunda, Simav ovasının yerleşmiş olduğu bir havza gelişmiştir.



Şekil 4.20. Simav ovası güneyinde Simav fayının genel görünümü (kırmızı oklar fayın gidişini göstermektedir, bakış güneyedir)

Şaphane segmenti 23 km uzunlukta olup, K66B genel doğrultuludur. Abide segmenti ise K65B genel doğrultulu ve 33 km uzunluktadır. Araştırma alanı yakın çevresindeki bu üç fay segmentinde segment gövdeleri boyunca doğrultu atım morfolojisi egemendir. Simav yöresinde fayın her iki bloğunda yer alan metamorfik kayaların deneştirilmesine göre fay boyunca gelişen toplam jeolojik atımın 9 km olduğu yorumlanmıştır (Konak, 1982; Doğan ve Emre, 2006). Abide segmenti boyunca Dağardı Karmaşığı'ndaki jeolojik ötelenmeye göre ise 8 km.lik atım önerilmiştir (Doğan ve Emre, 2006).

Araştırma alanı yakın çevresinde fayın Simav, Şaphane ve Abide segmentleri açılmalı sekme ve büklümlerle birbirinden ayrılmaktadır. Simav ve Şaphane segmentleri arasında fayın genel geometrisinde 11º'lik bir yön değişimi gerçekleşir. Simav ovasının yerleşmiş olduğu havza fayın bu iki segmenti arasındaki açılmalı büklümde gelişmiş bir çek-ayır veya büklüm (bend) havzası niteliğindedir. Havzanın kuzeyinde, KB-GD genel uzanımlı faylar eğim atımlı normal faylardır. Havza kuzeyindeki bu normal fay zonu yaklaşık 20 km uzunlukta ve 5 km genişliktedir. Normal fayların düzlem eğimleri 65-70º güneye eğimlidir. Normal fay zonu havzanın doğusunda doğrultu atımlı ana faya yaklaşır. Buradaki faylar ana faydan ayrılan eğim atımlı ikincil fay kolları özelliğindedir. Fay sarplıklarının morfolojik özellikleri zondaki fayların kuzeyden güneye, bir başka ifade ile havza yönünde gençleştiğine işaret eder. Güneyinden sağ yönlü doğrultu atımlı ana fay, kuzeyinden ise açılmalı büklüm/sıçramada gelişmiş normal faylar ile sınırlanmakta oluşu, Simav havzasının sağ yönlü doğrultu atımlı fay sistemi içinde negatif çiçek yapısı şeklinde gelişmiş bir tektonik havza olduğunu açıklar. Simav ovasının Holosen morfolojisinde yer alan sığ göl ve bataklıklar (Simav gölü) havza tabanındaki tektonik çökmenin (subsidans) güncel olarak sürdüğünü göstermektedir. Sıcak su kaynakları ve sondajlar Simav havzasının yüksek ısılı rezervuara sahip jeotermal bir alan olduğunu göstermektedir. Havzadaki doğal sıcak su kaynakları kuzeydeki normal fay zonunda yüzeylenmektedir. Havza geometrisi ve fay özellikleri sıcak su çıkışlarının gerçekleştiği ve güneydeki doğrultu atımlı ana faya birkaç km ile 10 km uzaklıkta olan bu zondaki fayların pozitif çiçek yapısı geometrisi içinde, derinde doğrultu atımlı ana faya birleşen sığ yapılar olduğuna işaret etmektedir.

Şaphane segmenti açılmalı sekme ile birbirinden ayrılan iki alt geometrik bölümden oluşur. Doğrusal uzanımlı bu iki alt segmentten doğudaki parça ile Abide segmenti arasında Üçbaş yöresinde 2 km genişliğinde sağa sekme bulunur. Üçbaş yöresine rastlayan bu sekme Şaphane ve Abide segmentlerini birbirinden ayırır. Üçbaş yöresinde fayın güney bloğu morfolojik olarak yukarıda bulunur. Abide ve Şaphane segmentleri arasındaki bu sıçrama aynı zamanda KD-GB uzanımlı Selendi fay zonunun Simav fayı ile kesişim bölgesine karşılık gelmektedir. Şaphane-Abide jeotermal alanı bu kesişim bölgesinde yer alır.

Emet-Gediz Grabeni ve Hisarcık Fayı: Emet-Gediz ilçe merkezleri arasında KKB-GGD uzanımında, batısından normal faylar, doğusundan ise doğrultu atımlı faylarla sınırlandırılan tektonik yapı Emet-Gediz Grabeni olarak tanımlanmıştır (Şekil 4.18). Graben, K-G yönünde yaklaşık 60 km uzunluktadır. Güneyde, Gediz yöresinde, ortalama genişliği 12-15 km olan graben kuzeye doğru giderek daralan bir geometri sergiler. Aşıkpaşa-Gediz arasında grabenin batı kenar fayları zonal bir yapı sunar. Bu zon içinde en batıdaki fay ana fay niteliğindedir. Ana fay Şaphane dağı yükselimi doğusunda genel morfolojide belirgin bir basamaklanma oluşturur. Çoğunlukla Neojen birimleri içinde izlenen bu fay yer yer Yeniköy Formasyonu ile Şaphane yükselimini oluşturan temel kayalar arasında dokanak oluşturur. Gediz yöresinde ana fayın doğusunda, uzunlukları birkaç km ile 10 km arasında değişen sintetik normal fay zonu yer alır. Gediz kenti yakınında fay zonu güneye doğru güneybatı ve güneydoğu uzanımında olmak üzere iki kola ayrılır. Güneybatıya uzanan faylar Simav fayı ile aynı doğrultuyu kazanarak Şaphane dağı eteklerinde son bulur. Güneydoğuya uzanan kol ise Gediz çayı güneyinde D-B doğrultusunu kazanır ve doğuda Muratdağı zirvesine yakın bir alanda sonlanır.

Grabeni batıdan sınırlandıran normal fayların Kuvaterner ve Holosen aktivitesi belirgindir. Bu normal fay zonu 1970 yılında meydana gelen M: 7,2 büyüklüğündeki Gediz-Emet depremine kaynaklık etmiş ve depremde grabenin Aşıkpaşa ile Muratdağı kaplıcası arasında kalan bölümünde 40 km uzunluğunda yüzey faylanması gelişmiştir. (Ambraseys ve Tchalenko, 1972). Bu depremdeki yüzey faylanması fay zonunda, en doğuda yer alan sintetik faylar boyunca oluşmuştur. Emet-Gediz Grabeni, normal fayların sadece batı kenarında gelişmiş olması nedeniyle bir yarım graben yapısı olarak yorumlanır. Graben tabanında Miyosen yaşlı birimler yüzeylemektedir. Graben kuzeyde Emet çayı, güneyde ise Gediz Nehri tarafından drene edilen erozyonal bir havza niteliğindedir.

Graben, güneyindeki zonal fay yapısına karşın kuzeyde, Hisarcık-Emet arasında basit yapılıdır. Bu kesiminde graben, batısında Hisarcık fayı olarak adlandırdığımız bir normal fay, doğusunda ise sağ yönlü doğrultu atımlı bir fay zonu tarafından sınırlanır. Hisarcık fayı, 1970 deprem kırığı kuzeyinde, Yeşilköy yöresinden başlar ve kuzeyde Emet kenti batısına kadar izlenir. KKB-GGD genel doğrultulu bu fayın toplam uzunluğu 30 km.ye yaklaşır. Graben güneyindeki batı kenar sınır fayının kuzey devamı niteliğindedir. Fayın düzlemi ortalama 65-70º doğuya eğimlidir. Genelde Miyosen yaşlı çökellerde

izlenen fay, Yelişçay-Hamamköy arasında temel kayalar ile Neojen birimleri arasında dokanak oluşturur. Hamamköy yöresinde Arıkaya Formasyonu kireçtaşları ile Yeniköy Formasyonu arasındadır. Hisarcık yöresi ve daha kuzeyde fay Neojen birimleri içinde izlenir (Şekil 4.21). Neojen istifi içinde fay morfolojide oluşturduğu, yüksekliği 50-100 m arasında değişen bir basamaklanma ile tanınır. Hisarcık fayı boyunca sıcak su kaynakları dizilidir. Bu kaynaklar güneyden kuzeye doğru Sefaköy, Hamamköy, Yukarı Yonca Ağaç ve Yenice kaynaklarıdır. Sıcak su kaynaklarının bulunduğu alanlarda fay zonunda yaygın traverten oluşumları gelişmiştir (Şekil 4.22).

Emet-Gediz Grabeni doğudan doğrultu atımlı fay zonu ile sınırlandırılır. Emet-Eski Gediz arasında KB-GD doğrultusunda uzanan bu doğrultu atımlı fay zonu Neojen istifi içinde ve yer yer temel kayalarda izlenir. Emet kaplıcası fay zonunun kuzey ucunda yer alır.



Şekil 4.21. Hisarcık doğusunda Hisarcık fayının genel görünümü (bakış kuzeyedir, oklar fay sarplığını göstermektedir, fayın doğu bloğu ortalama 50-100 m aşağıdadır)



Şekil 4.22. Sefaköy kaplıcaları yöresinde Hisarcık fayının genel görünüşü (bakış KD'yadır, sağdaki düzlük traverten taraçasıdır, oklar Holosen fay sarplığını gösterir)

4.3.6. Magmatizma

Araştırma alanının da içinde bulunduğu KB Anadolu'da Erken Tersiyer yaşlı genç granitik sokulumlar ve Neojen-Kuvaterner yaşlı volkanitler yaygındır (MTA, 2002). Eğrigöz Graniti, Orhaneli yöresindeki Büyükorhan Granitoyidi ve Domaniç kuzeyindeki granitoidler bölgesel ölçekte çalışma alanı ve yakın çevresindeki yer alan magmatik sokulumlardan en büyük boyutlu olanlardır (Akdeniz ve Konak, 1979a; Harris vd., 1994; Okay vd., 1998). Erken Tersiyer'de gelişmiş Orhaneli ve Domaniç yöresindeki granodiyoritlerden elde edilen Ar/Ar yaşları 52,4 – 47,8 My'dır (Okay vd., 1998). Bu granitik plütonların sığ magma haznesinde kısmi kabuk ergimesi ile gelişen kalkalkalen nitelikli magmadan türemiş olabileceği yönünde yorumlar yapılmıştır (Harris vd., 1994; Okay vd., 1998).

Araştırma alanında K-G uzanımlı Eğrigöz Granitoyidi 45 km uzunlukta ve 10-15 km genişliktedir. Eğrigöz Granitoyidinde yapılan radyometrik yaşlandırmalar 19-24 My arasında olup Erken Miyosen yaşı vermektedir (Bingöl vd., 1982; Işık ve Tekeli, 2001; Hasözbek vd., 2010).

Batı Anadolu'daki granitik sokulumların kabuk kalınlaşmasına bağlı olarak kıta kabuğunun kısmi ergimesi ile gelişmiş kalkalkalen nitelikli oldukları üzerine görüşler çoğunluktadır (Harris vd., 1994; Okay vd., 1998; Hasözbek vd., 2010). Son yıllarda Simav yöresinde Menderes masifi çekirdeğinin ekshümasyonla yüzeylemesi üzerine yapılan çalışmalarda Eğrigöz granitik plütonun Batı Anadolu'da etkin açılmalı tektonik rejime bağlı olarak geliştiği ileri sürülmekte, K-G genel uzanımlı Simav sıyrılma fayının taban bloğunda, açılmalı tektonizmayla eşyaşlı olarak sokulduğu ve plüton çevresinde bu fayın taban bloğundaki gerçekleşen sıyrılma ile yüzeylendiği açıklanmaktadır (Işık ve Tekeli, 2001; Işık vd., 2003; Işık, 2004).

4.3.7. Volkanizma

Araştırma alanında yüzlekleri bulunan volkanitler Batı Anadolu'da çok yaygın olarak izlenen Neojen volkanizması ile eşyaşlıdır. Bölge volkanizması iki evrede gelişmiştir (Baş, 1983, 1986). Volkanizmanın ilk ürünleri Yeniköy Formasyonu içinde izlenen asidik tüflerdir. Patlamalı başlayan volkanizma Civanadağ Formasyonu içindeki dasitik ve riyolitik piroklastikler ve yine riyolit ve dasitik lavlardan kurulu Akdağ Volkanitleri ile temsil edilir. Bu asidik volkanizma evresi Geç Erken Miyosen-Orta Miyosen yaşlıdır ve kalkalkalen niteliklidir (Baş, 1983, 1986). Volkanizma Geç-Orta Miyosen'de bazaltik niteliğe dönüşerek sonlanır. Akdağ Volkanitleri içindeki bazaltik andezit ve bazalt lavları bu evre ürünleridir. Kayaçların petrolojik özellikleri, ilk evrede püskürtülmüş riyodasitik tüf ve lavların üst kabuğun kısmi ergimesi ile gelişen kalk-alkalen nitelikli magmadan, ikinci evreyi oluşturan andezitik ve bazaltik ortaç lavların ise alt kabuktaki ergime ile oluşan magmanın üst kabuk malzemesiyle karışması sonucunda gelişen volkanizmayla yüzeylendiğine işaret etmektedir (Baş, 1983, 1986).

Asidik nitelikli ilk evre volkanizmasına ilişkin ürünler araştırma alanında, Hisarcık güneyinde Kutluhallar-Kutlubeyler yöresinde yüzeyleyen piroklastik ve lavlarla temsil edilir. Burada Yeniköy Formasyonu ile yanal ve düşey geçişli olan ilk evre volkanitlerinin çıkış merkezi belirgin değildir. Araştırma alanı güneybatısında, Selendi yakınındaki Yağcıdağı volkan konisi asidik evrede gelişmiş volkaniklerin ana çıkış merkezlerinden biridir. Araştırma alanında gözlenen tüf ve ignimbiritlerde litik parça boyutlarının Yağcıdağı volkan konisi yönünde irileşmesi araştırma alanındaki piroklastiklerin büyük

ölçüde bu volkanik merkezden türediğine yorumlanabilir. Simav ovası kuzeyinde Eynal ve Naşa, Kutlubeyler yöresi ve Pazarlar güneybatısında izlenen plato bazaltları ise ikinci evre volkanizmasına ilişkin ürünlerdir. Bu bazaltik volkanizma Emet Formasyonu'nun alt seviyeleri ile yaşıt olup, muhtemelen Geç Miyosen yaşlıdır. Neojen istifleri içinde bant ve mercekler şeklinde izlenen silis oluşumlarının çoğunluğu muhtemelen volkanizma kökenlidir. Emet Formasyonu'nu oluşturan kireçtaşları içerindeki yoğun silisleşmeler post volkanik olayların Miyosen sonlarına kadar sürdüğüne işaret etmektedir (Baş, 1983).

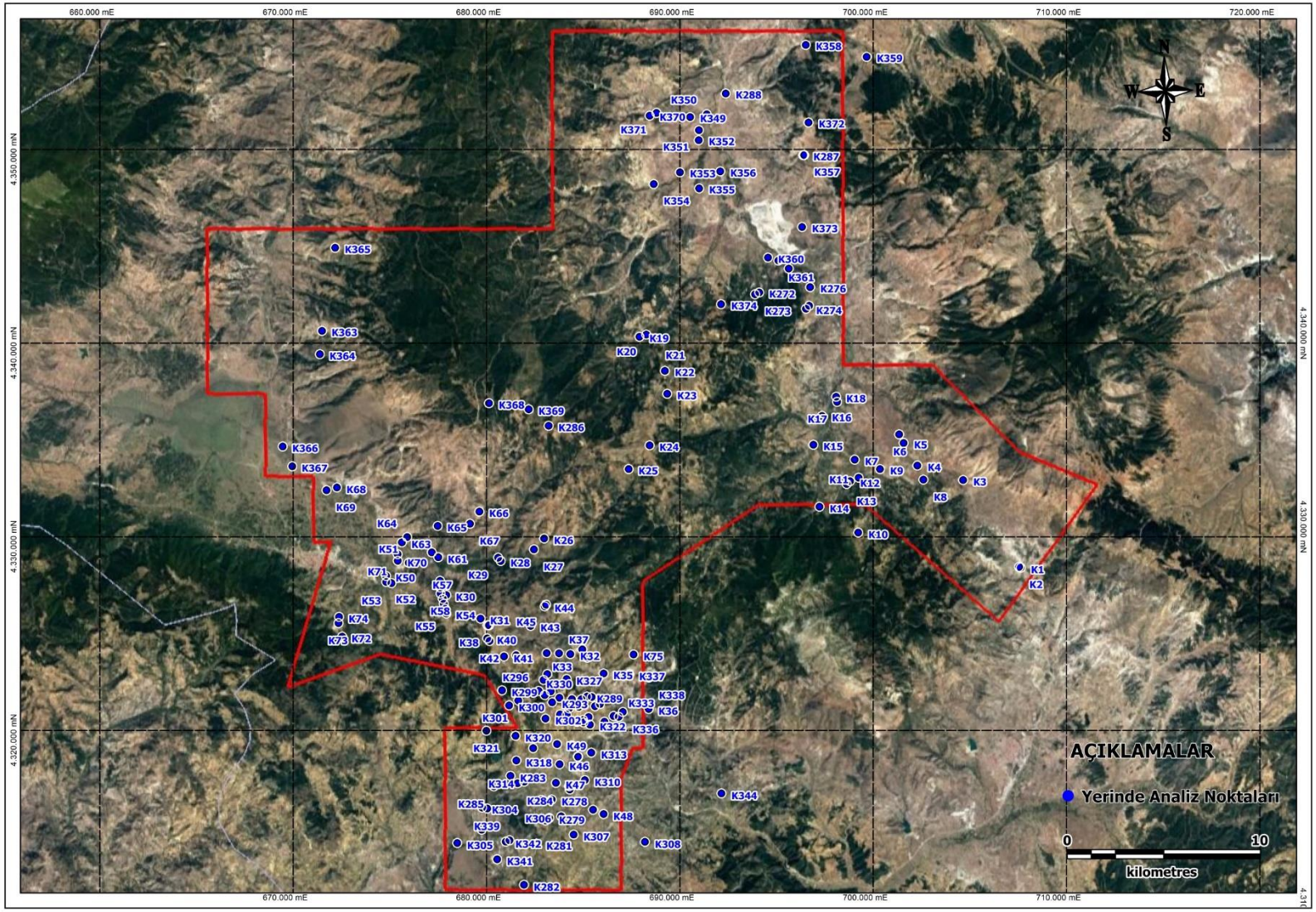
5. BULGULAR VE TARTIŞMA

5.1. Hidrojeokimyasal İncelemeler

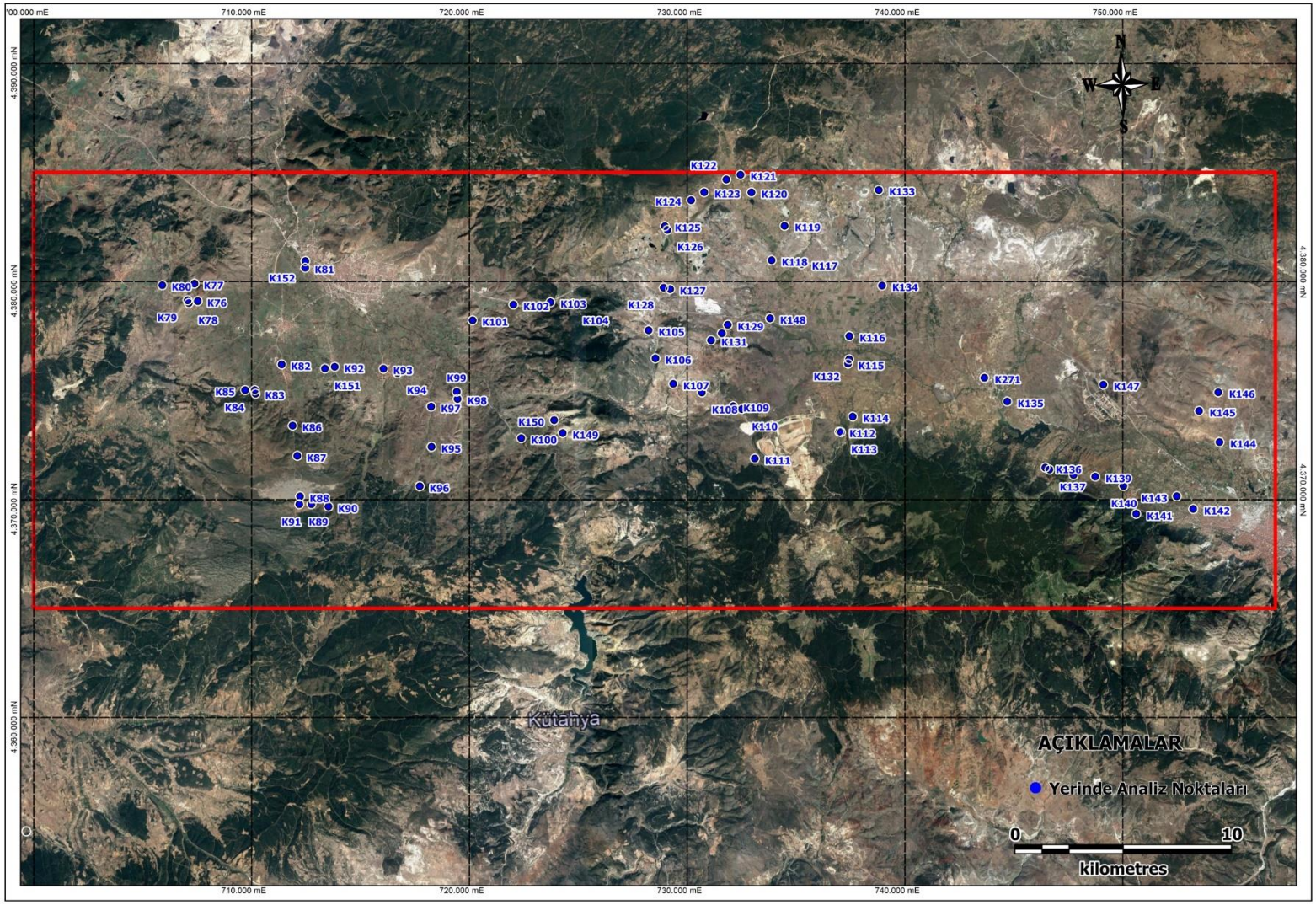
Bu tez çalışması kapsamında, Kütahya-Tavşanlı ve Simav-Hisarcık-Pazarlar alanı olmak üzere iki farklı bölgeden su numuneleri alınmıştır (Şekil 5.1 ve Şekil 5.2).

Kütahya-Tavşanlı alanında 78 farklı lokasyonda kaynak başında sıcaklık (°C), spesifik elektriksel iletkenlik SPC (25°C'de), elektriksel iletkenlik EC (µs/cm), toplam çözünmüş katı madde TDS (mg/l), tuzluluk ve pH değerleri ölçülmüştür. Bu 78 örnekten 2 adedi (K85 ve K271) sıcak su numunesi olarak değerlendirilmiştir (Çizelge 5.1). Bu örneklerden 10 adedi için kimyasal, 2 adedi için iz element, 9 adedi için izotop analizleri ($\delta^{18}O$, δD ve Trityum) ve izotop analizi yapılanlardan 2 adedi içinde inorganik karbondaki (DIC) $\delta^{13}C$, sülfattaki $\delta^{34}S$ ve $\delta^{18}O$ analizleri yaptırılmıştır.

Simav-Hisarcık-Pazarlar çalışma alanında 178 farklı lokasyonda kaynak başında sıcaklık (°C), spesifik elektriksel iletkenlik SPC (25 °C'de), elektriksel iletkenlik EC (µs/cm), toplam çözünmüş katı madde TDS (mg/l), tuzluluk ve pH değerleri ölçülmüştür. Bu 178 örnekten 3 adedi (K69, K75 ve K272) sıcak su numunesi olarak değerlendirilmiştir (Çizelge 5.1). Bu örneklerden 36 adedi için kimyasal analiz, 3 adedi için iz element, 12 adedi için izotop analizleri ($\delta^{18}O$, δD,T) ve izotop analizi yapılanlardan 3 adedi içinde inorganik karbondaki (DIC) $\delta^{13}C$, sülfattaki $\delta^{34}S$ ve $\delta^{18}O$ analizleri yaptırılmıştır.



Şekil 5.1. Kütahya-Simav-Hisarcık-Pazarlar çalışma alanı yerinde analiz noktaları lokasyon haritası



Şekil 5.2. Kütahya-Tavşanlı çalışma alanı yerinde analiz noktaları lokasyon haritası

Çizelge 5.1. İnceleme alanlarından alınan sıcak su numuneleri

Numune No	Alındığı yer	Örnekleme tarihi	Sıcaklık (°C)
K69	Simav-Eynal, MTA EJ-4 kuyusu	09.12.2010	160
K75	Eski Karamanca, MTA KS-2 kuyusu	09.12.2010	28
K85	Tavşanlı, Göbel Kaplıcası	08.12.2010	32.5
K271	Yoncalı Kaplıcası	08.12.2010	40.4
K272	Hisarcık-Yoncaağaç Kaynağı	09.12.2010	49.2

5.1.2. Kütahya Tavşanlı Çalışma Sahası Kaynak Başı Ölçümleri

Hidrojeokimya çalışmaları kapsamında, Kütahya – Tavşanlı çalışma sahasında 78 farklı lokasyonda kaynakbaşı ölçümleri yapılmıştır. "*YSI Professional Plus"* portatif su kalitesi ölçüm cihazı ile sıcaklık, elektriksel iletkenlik (EC), spesifik elektriksel iletkenlik (SPC), toplam çözünmüş katı madde (TDS), tuzluluk ve pH değerleri ölçülmüştür (Şekil 5.3). Yerinde ölçüm analiz sonuçları Çizelge 5.2'de verilmektedir (Sıcak sular kırmızı renk ile işaretlenmiştir).



Şekil 5.3. Kütahya – Yoncalı kaplıcasından alınan K-271 no'lu örnek

Çizelge 5.2. Kütahya – Tavşanlı alanında yapılan yerinde ölçüm değerleri (kaynak örnekleri)

Numune No	X (Doğu)	Y (Kuzey)	Yükseklik (m)	Sıcaklık (°C)	SPC (25°C)	EC (µS/cm)	TDS (mg/L)	Tuzluluk (ppt)	pH
K76	707529	4379110	844	17,2	762	648	494	0,37	7,66
K77	707373	4379909	859	18,6	124,2	108,9	80,6	0,06	7,02
K78	707113	4379015	834	16,1	768	638	500,5	0,38	7,69
K79	707058	4379145	840	14,3	753	599	487,5	0,37	8,31
K80	705904	4379833	881	17,6	123,5	106	79,95	0,06	7,21
K81	712457	4380638	813	19,4	124,6	111,1	41,25	0,06	6,41
K82	711375	4376207	811	22,9	594	570	383,5	0,29	7,62
K83	710180	4374866	827	14,9	530,6	426,7	345,15	0,26	8,12
K84	710149	4375021	820	23,4	614	596	396,5	0,3	7,47
K85	709707	4375029	832	32,5	597	682	390	0,28	7,14
K86	711881	4373393	908	17,7	654	562	422,5	0,32	8,34
K87	712094	4372009	973	18,1	740	641	481	0,36	7,86
K88	712221	4370146	1022	14,1	763	604	494	0,38	7,39
K89	712184	4369786	1060	20,2	680	617	442	0,33	8,06
K90	713524	4369681	1003	21,8	773	726	500,5	0,38	7,83
K91	712742	4369786	1047	19,9	1048	946	682,5	0,52	7,72
K92	713816	4376093	832	24,5	695	688	448,5	0,34	7,65
K93	716050	4376006	826	22,9	718	689	468	0,35	7,38
K94	716694	4375809	826	17,1	611	519	396,5	0,3	7,79
K95	718260	4372427	864	18,7	718	631	468	0,35	8,24
K96	717720	4370614	896	20,4	840	766	546	0,41	8,34
K97	718241	4374271	833	14,5	616,7	493,4	401,05	0,3	8,09
K98	719454	4374623	826	18,7	787	692	513,5	0,39	8,04
K99	719421	4374951	818	19,7	675	607	435	0,33	7,75
K100	722377	4372823	840	15	851	687	552,5	0,42	7,67
K101	720142	4378228	836	17,8	971	837	630,5	0,48	7,44
K102	722021	4378945	825	15,6	1087	890	708,5	0,54	7,25
K103	723721	4379055	919	17,9	1020	883	663	0,51	7,97
K104	724745	4378999	989	15,7	711	584	461,5	0,35	7,93
K105	728222	4377770	1070	14,3	672	534	435,5	0,33	8,68
K106	728541	4376484	1072	14,1	667	528	435,5	0,33	7,82
K107	729360	4375309	995	13,1	636,1	491,3	413,4	0,31	8,37
K108	730668	4374919	977	18,7	538,4	474	349,7	0,26	8,5
K109	732109	4374288	979	19,5	601	538	390	0,29	7,5
K110	732500	4374151	982	15,9	565,1	466,8	364	0,28	7,62
K111	733101	4371888	1067	18,5	407,8	357,5	265,2	0,2	7,93
K112	736971	4373122	1073	18,2	549,6	478,1	357,85	0,27	7,99
K113	737059	4373102	1079	18,5	489,7	429	318,5	0,24	8,12
K114	737598	4373813	1053	19,4	873	779	565,5	0,43	7,35
K115	737378	4376235	1017	11,9	683	511	442	0,33	8,24
K116	737441	4377500	1018	17,6	590	508	383,5	0,29	7,83

Çizelge 5.2. (devamı) Kütahya – Tavşanlı alanında yapılan yerinde ölçüm değerleri (kaynak örnekleri)

Numune No	X (Doğu)	Y (Kuzey)	Yükseklik (m)	Sıcaklık (°C)	SPC (25°C)	EC (µS/cm)	TDS (mg/L)	Tuzluluk (ppt)	pH
K117	735254	4380795	1078	19,8	954	860	617,5	0,47	7,77
K118	733871	4380977	1051	16	593,3	490,8	388,45	0,29	8,31
K119	734464	4382563	1075	17,6	410	351,7	266,5	0,2	8,2
K120	732945	4384087	1073	20,9	638	588	416	0,31	8
K121	732440	4384896	1059	19,5	874	782	565,5	0,43	8,03
K122	731797	4384683	1048	17,2	902	768	585	0,45	8,49
K123	730781	4384096	1047	15,8	896	737	585	0,44	8,37
K124	730174	4383734	1041	19	923	818	598	0,46	7,78
K125	728974	4382547	1048	18,4	946	826	617,5	0,47	7,68
K126	729090	4382377	1044	16,3	990	825	643,5	0,49	7,98
K127	729208	4379660	1039	20	757	685	494	0,37	7,89
K128	728918	4379716	1044	17,6	1054	905	682,5	0,52	8,19
K129	731856	4378016	994	12,3	653,9	495,1	425,75	0,32	8,18
K130	731585	4377637	1012	17,1	583,2	495,1	378,95	0,28	7,63
K131	731095	4377307	1052	14,7	622,7	500	404,3	0,3	8,11
K132	737435	4376441	1008	12,6	1247	952	812,5	0,63	7,16
K133	738795	4384200	1125	15,8	675	955	435,5	0,33	8,11
K134	738946	4379820	1043	15,4	524,1	426,4	330,6	0,25	8,07
K135	744693	4374500	1005	16,2	683	568	442	0,33	7,43
K136	746437	4371469	1052	20,9	665	611	429	0,32	8,61
K137	746621	4371386	1039	11,5	673	496,1	437,45	0,33	8,73
K138	747734	4371130	1033	20,4	581	530	377	0,28	8,69
K139	748729	4371058	1007	20,5	663	607	429	0,32	8,7
K140	750023	4370625	987	13,7	761	595	494	0,37	8,5
K141	750611	4369345	1030	13,5	604,6	470,3	392,6	0,3	9
K142	753230	4369572	942	17,6	930	798	604,5	0,46	8,15
K143	752468	4370158	952	18,3	917	799	598	0,45	7,45
K144	754434	4372639	923	18,3	452,3	394,4	293,8	0,22	8,55
K145	753495	4374072	961	16,2	462,8	384i6	300,3	0,22	8,77
K146	754382	4374925	984	20,5	502,9	460,3	326,95	0,24	7,64
K147	749098	4375277	1024	18	576,6	499,7	375,05	0,28	8,26
K148	733796	4378315	1035	15,4	709	577	461,5	0,35	8,26
K149	724280	4373055	910	20,9	739	682	481	0,36	7,85
K150	723885	4373648	890	20,7	966	887	630,5	0,48	7,72
K151	713364	4376014	804	19,6	396,9	356,2	258,05	0,19	8,9
K152	712463	4380946	804	23,4	125	121,2	81,25	0,06	6,55
K271	743640	4375590	1011	40,4	917	1186	598	0,44	7,09

Kütahya – Tavşanlı çalışma sahasında yerinde ölçümleri sonucunda, suların sıcaklık değerleri minimum (K137) 11,5 °C ile maksimum (K271) 40,40 °C arasında değişmekte ve ortalaması 18,19 °C'dir. Tavşanlı Göbel kaplıcasından alınan K85 (32,5 °C) ile Yoncalı kaplıcasından alınan K271 (40,40 °C) numaralı örnekler çalışma alanındaki sıcak sulardır. Örneklerin elektriksel iletkenlik (EC) değeri minimum (K80) 106 µs/cm ve maksimum (K271) 1186 µs/cm, spesifik elektriksel iletkenlik (SPC) değerleri minimum (K80) 123,5 ve maksimum (K132) 1247, toplam çözünmüş katı madde (TDS) değerleri minimum (K81) 41,25 mg/l ve maksimum (K132) 812,5 mg/l, tuzluluk değerleri minimum (K152) 0,06 ppt ve maksimum (K132) 0,63 ppt, pH değerleri ise minimum (K81) 6,41 ve maksimum (K151) 8,9 olarak ölçülmüştür.

5.1.3. Simav-Hisarcık-Pazarlar Çalışma Sahası Kaynak Başı Ölçümleri

Jeokimya çalışmaları kapsamında, Simav – Hisarcık – Pazarlar çalışma sahasında 178 farklı lokasyonda kaynakbaşı ölçümleri yapılmıştır. "*YSI Professional Plus"* portatif su kalitesi ölçüm cihazı ile sıcaklık, elektriksel iletkenlik (EC), spesifik elektriksel iletkenlik (SPC), toplam çözünmüş katı madde (TDS), tuzluluk ve pH değerleri ölçülmüştür (Şekil 5.4). Yerinde ölçüm sonuçları Çizelge 5.3 ve 5.4'te görülmektedir (Sıcak sular kırmızı renk ile işaretlenmiştir).



Şekil 5.4. Yoncaağaç kaplıcasında yapılan kaynak başı analizi (K272 no'lu örnek)

Çizelge 5.3. Kütahya – Simav – Hisarcık – Pazarlar alanında yapılan yerinde ölçüm değerleri (kaynak örnekleri)

Numune No	X (Doğu)	Y (Kuzey)	Yükseklik (m)	Sıcaklık (°C)	SPC (25°C)	EC (µS/cm)	TDS (mg/L)	Tuzluluk (ppt)	pH
K1	707622	4328413	944	16,9	2098	1773	1365	1,08	7,34
K2	707545	4328445	920	16,2	2365	1971	1540	1,22	7,47
K3	704645	4332934	1030	23,3	609	590	396,5	0,29	7,41
K4	702282	4333683	1006	25,2	820	823	530	0,4	7,54
K5	701576	4334845	1013	26	797	812	520	0,39	7,14
K6	701343	4335289	1033	15,1	450,4	365,9	293	0,22	8,08
K7	699040	4333988	966	15,8	757	624	494	0,37	7,33
K8	702595	4332951	1020	22,9	639	613	416	0,31	7,34
K9	700342	4333503	963	17,1	740	626	481	0,36	7,75
K10	699220	4330221	1201	13,5	412,5	321,6	267,8	0,2	8,26
K11	699242	4333050	902	14,1	786	623	513,5	0,39	7,64
K12	698801	4332868	908	16	792	655	513,5	0,39	7,96
K13	698630	4332731	908	18	793	687	513,5	0,39	7,81
K14	697223	4331555	1016	12,9	602,8	463,3	391,3	0,29	7,15
K15	696901	4334753	863	18,9	797	705	520	0,39	7,45
K16	697347	4336239	856	17	655	555	429	0,32	7,62
K17	698130	4336971	855	15	1107	892	715	0,55	7,3
K18	698080	4337232	836	14,6	993	795	643	0,49	7,16
K19	687907	4340336	907	19,6	900	807	585	0,44	7,24
K20	688266	4340445	926	16	725	600	468	0,36	7,59
K21	688749	4340253	995	15,9	862	711	559	0,43	7,87
K22	689223	4338575	1223	17	628	531	409,5	0,31	8,24
K23	689342	4337387	1364	12,5	465,8	354,6	302	0,23	8,22
K24	688430	4334729	1389	20,5	385,5	352,8	250	0,18	8,12
K25	687348	4333501	1265	10,8	371	269,5	239,8	0,18	8,2
K26	682983	4329916	1161	18,5	638	559	416	0,31	7,67
K27	682454	4329350	1067	20,2	801	728	520	0,39	7,23
K28	680729	4328755	907	23,9	731	716	474,5	0,36	8,26
K29	680598	4328925	885	23,4	550	553	357,5	0,27	4,85
K30	677917	4326992	920	19,8	319,5	287,5	220,4	0,15	6,76
K31	679686	4325779	1029	17,5	660	565	429	0,32	7,15
K32	684332	4323942	961	22,3	906	858	591,5	0,45	7,18
K33	684951	4324186	951	25,6	676	686	442	0,33	7,57
K34	685200	4323752	911	15,8	924	762	598	0,46	7,85
K35	686054	4322945	950	23	714	688	461,5	0,35	6,77
K36	688381	4321109	894	23	182,9	175,7	117	0,09	6,88
K37	683752	4323985	942	17,4	544,5	465,7	353,6	0,2	7,39
K38	680128	4325434	1025	24,9	857	855	559	0,42	7,55
K39	680056	4325434	1026	14,1	347,6	274,8	225,8	0,17	7,08
K40	680032	4324757	1020	23	141,2	135	91,7	0,07	7,56
K41	680900	4323823	1006	21,9	541	509	351	0,26	7,67
K42	680157	4324619	1008	19,9	230,4	207,4	149,5	0,11	6,82
K43	682283	4325405	1041	25	178,3	179,1	115,7	0,08	7,13
K44	683010	4326413	1044	17,9	745	641	481	0,37	7,64

Çizelge 5.3. (devamı) Kütahya – Simav – Hisarcık – Pazarlar alanında yapılan yerinde ölçüm değerleri (kaynak örnekleri)

Numune No	X (Doğu)	Y (Kuzey)	Yükseklik (m)	Sıcaklık (°C)	SPC (25°C)	EC (µS/cm)	TDS (mg/L)	Tuzluluk (ppt)	pH
K45	683082	4326496	1036	14,8	851	684	552,5	0,42	7,3
K46	683778	4318261	931	16,3	1326	1106	864,5	0,67	7,17
K47	683581	4317300	896	19,2	1234	1097	799,5	0,62	7,31
K48	686052	4315683	982	18,7	996	876	650	0,49	7,23
K49	683647	4319296	965	23,5	1359	1318	884	0,68	6,96
K50	674802	4327988	825	19,4	714	638	461,6	0,35	7,25
K51	675972	4328659	841	22,6	658	628	429	0,32	7,62
K52	674812	4327674	827	17,8	713	615	461,5	0,32	7,58
K53	675088	4327604	824	20,7	397,8	365,3	258,7	0,19	7,15
K54	677916	4326043	864	18,9	685	604	442	0,33	7,45
K55	677861	4326280	868	22	767	725	500	0,38	7,43
K56	677789	4326550	861	20,7	468	429,6	304	0,23	7,32
K57	677735	4326804	851	16,4	471	394	306,2	0,23	7,09
K58	677623	4327069	855	19,6	525	470,5	340,6	0,25	7,25
K59	677594	4327389	865	20,6	591	526	370	0,28	7,29
K60	677594	4327726	855	22,7	508	485	330	0,24	8,14
K61	677501	4328941	838	15,4	250	203,8	162,5	0,12	7
K62	677165	4329200	840	23,4	225,9	219,3	146,9	0,11	7,34
K63	675617	4329715	834	20,7	222,8	204,3	145	0,11	7,05
K64	675895	4329983	831	18	262	226	170,3	0,12	7,19
K65	677470	4330568	878	25,3	155,5	156,5	101,4	0,07	6,43
K66	679628	4331307	981	21,5	406	378	263,9	0,19	8,26
K67	679145	4330680	932	26,3	282,3	287,7	183,3	0,13	7,52
K68	672261	4332547	806	21,2	919	851	598	0,45	7,21
K70	675404	4328762	819	15	472,7	393,3	305,5	0,23	7,21
K71	675396	4329107	821	15,9	649	546	422,5	0,31	7,68
K72	672530	4324849	1052	19,8	528	473,4	342,5	0,26	7,62
K73	672340	4325545	949	11,9	507,2	380,1	329,6	0,25	8,23
K74	672375	4325870	886	13,4	508,5	385,3	330,8	0,25	7,97
K272	694100	4342617	928	49,2	1581	2315	1027	0,76	6,9
K273	693885	4342527	920	46,7	1566	2215	1020,5	0,76	6,77
K274	696525	4341775	912	50,1	1044	1545	676	0,49	7,1
K275	696687	4341927	873	42	1000	1323	650	0,48	7,13
K276	696732	4342889	830	41,9	1319	1752	851,6	0,63	6,95
K277	684417	4319227	923	12,5	929	707	604,5	0,46	10,37
K278	683368	4316438	848	13,9	1468	1156	955,5	0,74	6,69
K279	683242	4315488	839	14,4	879	701	572	0,44	9,92
K280	683048	4315348	833	12,8	1728	1326	1124,5	0,88	10,3
K281	682584	4314156	838	12,8	305,2	234,2	198,25	0,15	7,77
K282	681933	4312030	819	12,4	642	489	417,3	0,31	90,1
K283	681234	4317656	888	12,6	752	574	487,5	0,37	8,32
K284	681597	4317270	890	14,4	783	625	507	0,39	8,12

Çizelge 5.3. (devamı) Kütahya – Simav – Hisarcık – Pazarlar alanında yapılan yerinde ölçüm değerleri (kaynak örnekleri)

Numune No	**X (Doğu)**	**Y (Kuzey)**	**Yükseklik (m)**	**Sıcaklık (°C)**	**SPC (25°C)**	**EC (µS/cm)**	**TDS (mg/L)**	**Tuzluluk (ppt)**	**pH**
K285	680380	4317112	1012	12,5	634,1	482,1	412,1	0,31	8,26
K286	683210	4335735	1379	9,6	221,8	156,9	144,3	0,11	8
K287	696384	4349709	923	12,8	716	550	468	0,35	8,2
K288	692366	4352895	712	14,2	569	451,2	369,85	0,22	8,38
K289	685194	4321747	1005	14,3	845	667	552	0,42	6,92
K290	685434	4321724	1018	11,4	941	695	699	0,47	8,41
K291	684265	4321139	1078	13,8	768	604	500,5	0,38	8,15
K292	684420	4321618	1078	14	639	505	416	0,31	8,38
K293	683394	4321452	1138	12	693	520	448,5	0,34	8,58
K294	683322	4322024	1056	11,8	894	667	578,5	0,44	8,06
K295	683007	4321831	1095	13,3	794	612	513,5	0,39	7,97
K296	682691	4322037	1065	13,5	815	635	533	0,4	8,11
K297	683108	4323998	954	18	387,7	335,4	252,2	0,19	8,18
K298	681527	4323889	997	15,4	484,4	395,5	314,6	0,23	7,73
K299	680798	4322073	1091	11,9	1256	942	812,5	0,63	7,45
K300	681163	4321296	1146	13,1	730	564	474,5	0,36	7,82
K301	681639	4321549	1174	12,4	734	555	474,5	0,36	8,41
K302	683048	4320615	1172	18,7	875	768	565,5	0,43	7,96
K303	683800	4320829	1091	14	794	627	513,5	0,39	8,33
K304	679774	4316015	1011	15,1	495,9	399,6	325,7	0,24	8,44
K305	678485	4314186	1061	18,1	601	521	390	0,29	7,76
K306	683859	4315564	910	13,3	1254	972	812,5	0,63	7,77
K307	684505	4314627	942	14,3	796	633	520	0,39	8,1
K308	688195	4314247	997	15,2	810	658	626,5	0,4	7,54
K309	685511	4315913	1007	15,4	132,9	108,3	86,45	0,06	8,17
K310	685082	4317436	989	16,5	724	604	468	0,35	8,29
K311	684715	4318654	975	15,5	566,4	661,5	367,9	0,28	8,47
K312	684742	4318639	980	17,8	679	585	442,5	0,32	7,82
K313	685418	4318853	1040	14,1	257,2	203,7	167,05	0,12	8,5
K314	681947	4317352	905	15,4	1223	917	728	0,55	8,99
K315	682832	4316418	891	15,6	795	650	520	0,39	7,7
K316	684267	4317120	967	16,2	304,2	252,4	197,6	0,15	7,8
K317	684303	4316946	963	14,4	597,1	476,1	388,5	0,29	8,08
K318	681541	4318444	967	17,9	821	709	533	0,4	7,75
K319	682414	4319082	942	15,2	1019	828	663	0,51	8,03
K320	681497	4319722	1060	18,8	879	772	572	0,43	8,58
K321	679988	4319986	970	12	1033	776	669,5	0,51	7,66
K322	685347	4320297	997	14,4	1060	845	689	0,53	7,86
K323	685273	4320694	1034	17,4	725	620	474,5	0,36	8,81
K324	686091	4320453	999	15,7	985	810	637	0,49	7,94
K325	685859	4321361	1030	13,7	655	513	429	0,32	8,51
K326	685611	4321252	1030	13,6	763	596	494	0,38	8,44
K327	684140	4322658	993	15,7	735	603	474,5	0,36	8,45
K328	683139	4322914	1013	15,6	946	776	611	0,47	7,21
K329	682949	4322611	1031	13,7	846	663	552,5	0,42	8,71

Çizelge 5.3. (devamı) Kütahya – Simav – Hisarcık – Pazarlar alanında yapılan yerinde ölçüm değerleri (kaynak örnekleri)

Numune No	X (Doğu)	Y (Kuzey)	Yükseklik (m)	Sıcaklık (°C)	SPC (25°C)	EC (µS/cm)	TDS (mg/L)	Tuzluluk (ppt)	pH
K330	683768	4321691	1082	12	613,9	461,5	399,1	0,3	8,11
K331	684773	4321224	1023	11,5	869	645	565,5	0,43	8,34
K332	684916	4321615	1005	13,4	934	726	604,5	0,46	8,41
K333	686834	4320710	965	17,8	851	726	552,5	0,42	8,03
K334	686571	4320743	959	18,5	667	585	435,5	0,33	8,46
K335	687782	4321432	890	19,3	111,4	99	72,15	0,05	8,69
K336	687050	4320958	890	15,7	887	728	578,5	0,44	8,9
K337	687390	4322901	950	23,9	57,7	56,5	37,7	0,03	7,98
K338	688404	4322734	965	23,2	110,7	106	71,5	0,05	8,5
K339	680035	4315968	989	16,8	400,2	337,6	260	0,19	8,63
K340	679752	4314874	985	13,3	557,3	433,1	362,05	0,27	8,08
K341	680550	4313352	974	18,1	700	606	455	0,34	8,18
K342	680990	4314261	914	14,1	578,2	457,6	375,7	0,28	8,11
K343	681187	4314329	915	15,5	484,8	397,1	315,9	0,24	8,24
K344	692151	4316749	825	16,8	556,8	469,3	362,05	0,27	7,91
K345	684140	4320816	1023	14	709	559	461,5	0,35	7,49
K346	684680	4320439	1022	14	666	527	435,5	0,33	7,56
K347	684993	4320545	1007	14,8	952	767	617,5	0,47	7,88
K348	685011	4320411	979	15	1018	900	728	0,56	7,45
K349	690529	4351676	747	19,8	965	868	624	0,48	7,23
K350	691386	4351822	718	20,7	1610	1478	1046,5	0,82	7,89
K351	690980	4351004	723	21,5	599	559	390	0,29	8,25
K352	690978	4350481	726	16,4	618	516	403	0,3	9
K353	690002	4348824	745	22,5	912	868	591,5	0,45	8,27
K354	688649	4348221	788	17,6	1236	1055	806	0,62	8,61
K355	690995	4347998	725	19,6	851	762	552,5	0,42	8,06
K356	692085	4348872	719	20,5	1224	1118	793	0,61	8,02
K357	696427	4349712	940	13,4	720	560	468	0,35	7,55
K358	696506	4355402	934	13,7	551,4	431,4	358,15	0,27	8,25
K359	699662	4354784	1094	13,4	530,2	428	357,5	0,27	8,06
K360	694560	4344422	755	15,6	1811	1469	1176,5	0,52	7,87
K361	695093	4344270	749	15,6	1495	1226	975	0,76	8,55
K362	695632	4343852	751	21,5	1782	1663	1157	0,9	8,15
K363	671491	4340639	1081	16,5	659	550	429	0,32	8,44
K364	671384	4339430	1049	13,5	607,4	772,7	394,55	0,3	8,5
K365	672173	4344925	1049	21,7	710	664	461,5	0,35	7,93
K366	669460	4334661	793	68,9	1747	3211	1137,5	0,82	7,18
K367	669951	4333645	794	83	2096	4429	1365	0,98	7,42
K368	680126	4336900	1297	17,8	201	173,8	131,5	0,1	8,56
K369	682175	4336586	1319	11,2	247,3	181,1	160,55	0,12	8,95
K370	688437	4351752	881	38,1	3572	4457	2333,5	1,85	6,3
K371	688784	4351890	821	43,6	3535	4791	2301	1,8	6,58
K372	696650	4351394	986	16,1	688	750	448,5	0,34	8,56
K373	696316	4345999	896	17	680	775	442	0,33	8,55
K374	692132	4342010	1000	20,2	560	508	364	0,27	8,82

Çizelge 5.4. Kütahya – Simav – Hisarcık – Pazarlar alanında yapılan yerinde ölçüm değerleri (kuyu örnekleri)

Numune No	X (Doğu)	Y (Kuzey)	Yükseklik (m)	Sıcaklık (°C)	SPC (25°C)	EC (µS/cm)	TDS (mg/L)	Tuzluluk (ppt)	pH
K69	671723	4332408	792	160	1925	2245	1248	0,96	8,28
K75	687607	4323926	995	28	495	525	325	0,24	7,74

Kütahya-Simav-Hisarcık-Pazarlar çalışma sahasında kaynakbaşı ölçümleri sonucunda, suların sıcaklık değerleri minimum (K286) 9,6 °C ile maksimum (K69) 160 °C arasında değişmektedir, Simav-Eynal MTA EJ-4 kuyusundan alınan K69 (160°C), Eski Karamanca MTA KS-2 kuyusundan alınan K75 (28°C) ve Hisarcık Yoncaağaç kaynağından alınan K272 (49,2°C) numaralı örnekler çalışma alanındaki sıcak sulardır. Örneklerin elektriksel iletkenlik (EC) değeri minimum (K337) 56,5 µs/cm ve maksimum (K371) 4791 µs/cm, spesifik elektriksel iletkenlik (SPC) değerleri minimum (K337) 57,7 ve maksimum (K370) 3572, toplam çözünmüş katı madde (TDS) değerleri minimum (K337) 37,7 mg/l ve maksimum (370) 2333,5 mg/l, tuzluluk değerleri minimum (K337) 0,03 ppt ve maksimum (K370) 1,85 ppt, pH değerleri ise minimum (K29) 4,85 ve maksimum (K 277) 10,37 olarak ölçülmüştür.

5.2. Kimyasal Analiz Sonuçları ve Değerlendirmeler

Çalışma kapsamında Kütahya-Tavşanlı alanından alınan su numunelerinden 10 adet ve Simav-Hisarcık-Pazarlar alanından alınan su numunelerinin 36 adedi için kimyasal analizler (Anyon ve katyon) Yıldırım Jeotermal (YJ) Mobil Laboratuvarı'nda (Aydın) yaptırılmış olup sonuçlar Çizelge 5.5'te verilmiştir.

Çizelge 5.5. Su numunelerinin kimyasal analiz sonuçları

Numune No	Sıcaklık (°C)	pH	K^+ (mg/L)	Na^+ (mg/L)	Ca^{++} (mg/L)	Mg^{++} (mg/L)	NH_4^+ (mg/L)	$Fe_{(t)}$ (mg/L)	SiO_2 (mg/L)	B (mg/L)	HCO_3^- (mg/L)	CO_3^{2-} (mg/L)	Cl^- (mg/L)	SO_4^{2-} (mg/L)	NO_2^- (mg/L)	NO_3 (mg/L)
K2	16,2	7,47	1,2	5,1	480	42	0,7	<0,05	31	0,17	780	0	13	700	0,2	1,1
K5	26	7,14	0,7	2,7	128	36	0,32	<0,05	21	0,12	353	0	10,5	165	0,1	0,8
K19	19,6	7,24	0,7	3,8	90	65	0,08	<0,01	17	0,02	570	0	12	15	0,02	0,9
K27	20,2	7,23	1,2	6,5	117	34	0,1	<0,01	15	0,01	510	0	19	<5	0,2	0,7
K41	21,9	7,67	0,6	5,7	83	18	0,08	0,02	17	0,03	348	0	7	5	0,2	0,7
K46	16,3	7,17	1,7	21	124	105	0,6	0,07	44	0,14	665	0	34	203	0,02	1,3
K48	18,7	7,23	1,4	6,4	140	48	0,07	0,05	21	0,09	549	0	16	76	0,02	0,7
K49	23,5	6,96	1,7	20	138	96	0,9	0,09	44	0,14	670	0	19	210	0,02	1,2
K50	19,4	7,25	1,2	6,5	77	53	0,38	0,02	19	0,13	396	0	12	81	0,01	0,7
K55	22	7,43	2,1	15,4	102	28	0,29	0,07	19,3	0,11	335	0	15	106	0,01	1,1
K69	160	8,28	49	426	16	0,8	3,4	0,03	197	6,2	687	0	58	356	0,01	0,9
K74	13,4	7,97	1,1	6,7	66	29	0,5	0,02	22	0,12	340	0	9	10	0,01	0,06
K75	28	7,74	2,4	38	45	23	0,3	0,02	20,8	0,11	213	0	6	104	0	0,4
K83	14,9	8,12	1,7	11,65	77	21	0,7	<0,05	21	0,35	322	0	8	<5	0,02	0,7
K85	32,5	7,14	2,7	17	76	24	0,35	<0,05	34	2,5	354	0	9	25	<0,02	0,56
K87	18,1	7,86	0,06	6,7	103	18	0,16	<0,05	27	0,3	353	<10	12,9	36	<0,02	0,75
K91	19,9	7,72	1,6	14	186	23	0,65	0,21	31	0,17	411	0	33	199	0,032	0,5
K102	15,6	7,25	0,5	7	168	29	0,72	<0,05	28	0,19	607	0	18,5	31	0,026	0,92
K122	17,2	8,49	3,7	23,5	59	75	0,84	<0,05	22	0,17	577	<10	9,5	2,5	<0,02	0,34
K126	16,3	7,98	0,4	5,3	72	91	0,7	0,15	34	0,13	570	0	10,5	78	0,028	0,23
K141	13,5	9	0,8	7,1	83	25	0,4	0,01	19	0,11	369	0	5,5	14	0,02	0,18
K143	18,3	7,45	1,2	7,2	114	50	1,1	0,07	26	0,28	534	0	14	46	0,026	0,29
K271	40,4	7,09	2,1	22	134	37	1,3	0,45	47	1,1	386	0	7,5	204	<0,02	1,98
K272	49,2	6,9	1,7	12	284	48	0,81	0,45	51	0,34	258	0	13,4	680	0,047	1,23
K274	50,1	7,1	1,8	13,5	162	37	0,76	0,15	49	0,52	327	0	10,7	289	<0,02	0,73
K290	11,4	8,41	1,6	17	140	54	0,76	0,057	23	0,02	550	0	19,5	131	<0,05	0,65
K291	13,8	8,15	0,5	8	110	55	0,56	<0,1	21	0,02	603	0	17	5,5	<0,05	0,72
K310	16,5	8,29	0,6	11,5	121	28,5	0,56	<0,1	19,6	0,05	486	0	16,4	34	<0,05	0,47
K314	15,4	8,99	2,7	39	180	48	0,64	0,075	27,7	0,05	684	0	32	128	<0,05	0,68
K319	15,2	8,03	0,8	23	117	77	0,24	0,05	26	0,05	718	0	34	27	<0,05	0,72
K320	18,8	8,58	2,3	32	134	44	0,83	<0,05	22	0,07	618	0	46,3	17	<0,05	0,91
K321	12	7,66	3,1	36	124	85	0,71	0,063	32	0,09	670	0	15	168	0,059	0,37
K322	14,4	7,86	0,7	17	174	48	0,62	0,056	39	0,07	580	0	26,5	154	<0,05	0,77
K324	15,7	7,94	7,4	90	86	48,8	1,4	0,62	38	0,09	678	0	34	19	<0,05	0,84
K333	17,8	8,03	1,4	17	153	45	0,87	<0,05	19	0,06	614	0	27	35	<0,05	0,39
K348	15	7,45	3,1	33	106	105	1,13	<0,05	34	0,08	762	0	108	<5	0,061	0,49
K350	20,7	7,23	14	120	218	47	0,75	0,03	43	0,46	421	210	44	587	0,17	1,2
K354	17,6	8,61	1	9	150	48	0,67	0,02	32	0,25	610	0	27	53	0,12	0,87
K355	19,6	8,06	0,61	5,7	135	14	0,52	0,01	27,2	0,09	384	0	20	62	0,05	0,65
K356	20,5	8,02	1,25	14	174	42	0,89	0,03	27	0,32	470	0	27	201	0,16	1,1
K362	21,5	8,15	1,5	13	309	43	1,2	0,04	31	0,76	390	0	21	600	0,05	1,34

Numune No	Sıcaklık (°C)	pH	K^+ (mg/L)	Na^+ (mg/L)	Ca^{++} (mg/L)	Mg^{++} (mg/L)	NH_4^+ (mg/L)	$Fe_{(t)}$ (mg/L)	SiO_2 (mg/L)	B (mg/L)	HCO_3^- (mg/L)	CO_3^{2-} (mg/L)	Cl^- (mg/L)	SO_4^{2-} (mg/L)	NO_2^- (mg/L)	NO_3 (mg/L)
K364	13,5	8,5	0,63	5,4	106	7	0,54	0,03	48,7	0,14	347	0	20	<5	0,09	0,72
K371	436	6,58	92	206	489	0,24	7,2	0,04	34	5,76	988	0	76	835	0,13	2,7
K372	16,1	8,56	0,4	8,7	107	13,2	0,62	0,03	26	0,17	390	0	18	<5	0,05	0,14

Analiz sonuçları Aqua Chem v2011.1 (Schlumberger Water Services, 2011) programında değerlendirilmiştir. Analiz sonuçları grafiksel olarak değerlendirilmeden önce hata payı kontrolü Denklem 5.1'e göre yapılmıştır. Hesaplanan hata payları Çizelge 5.6'daki gibidir.

$$\text{Hata Payı} = \left|\frac{\sum katyon - \sum anyon}{\sum katyon + \sum anyon}\right| \times 100 \qquad (5.1)$$

Çizelge 5.6. Su numunelerinin hesaplanan hata payları

Numune No	K^+ (meq/L)	Na^+ (meq/L)	Ca^{+2} (meq/L)	Mg^{+2} (meq/L)	HCO_3^- (meq/L)	CO_3^{2-} (meq/L)	Cl^- (meq/L)	SO_4^{2-} (meq/L)	Hata Payı (%)
K-2	0,031	0,222	24,0	3,4	12,79	0	0,366	14,58	0,07
K-5	0,018	0,117	6,4	3,0	5,79	0	0,296	3,44	0,18
K-19	0,018	0,165	4,5	5,3	9,34	0	0,338	0,31	0,08
K-27	0,031	0,283	5,9	2,8	8,36	0	0,535	0,05	0,01
K-41	0,015	0,248	4,2	1,5	5,70	0	0,197	0,10	0,99
K-46	0,043	0,913	6,2	8,6	10,90	0	0,958	4,23	1,02
K-48	0,036	0,278	7,0	3,9	9,00	0	0,451	1,58	0,96
K-49	0,043	0,870	6,9	7,9	10,98	0	0,535	4,38	0,67
K-50	0,031	0,283	3,9	4,3	6,49	0	0,338	1,69	0,06
K-55	0,054	0,670	5,1	2,3	5,49	0	0,423	2,21	0,03
K-69	1,253	18,522	0,8	0,1	11,26	0	1,634	7,42	0,80
K-74	0,028	0,291	3,3	2,4	5,57	0	0,254	0,21	0,33
K-75	0,061	1,652	2,3	1,9	3,49	0	0,169	2,17	0,18
K-83	0,043	0,507	3,9	1,7	5,28	0	0,225	0,05	4,84
K-85	0,069	0,739	3,8	2,0	5,80	0	0,254	0,52	0,02
K-87	0,002	0,291	5,2	1,5	5,79	0,17	0,363	0,75	1,06
K-91	0,041	0,609	9,3	1,9	6,74	0	0,930	4,15	0,09
K-102	0,013	0,304	8,4	2,4	9,95	0	0,521	0,65	0,11
K-122	0,095	1,022	3,0	6,1	9,46	0,17	0,268	0,05	1,33
K-126	0,010	0,230	3,6	7,5	9,34	0	0,296	1,63	0,15
K-141	0,020	0,309	4,2	2,0	6,05	0	0,155	0,29	0,25
K-143	0,031	0,313	5,7	4,1	8,75	0	0,394	0,96	0,17
K-271	0,054	0,957	6,7	3,0	6,33	0	0,211	4,25	0,21
K-272	0,043	0,522	14,2	3,9	4,23	0	0,377	14,17	0,20
K-274	0,046	0,587	8,1	3,0	5,36	0	0,301	6,02	0,35
K-290	0,041	0,739	7,0	4,4	9,02	0	0,549	2,73	0,36
K-291	0,013	0,348	5,5	4,5	9,89	0	0,479	0,11	0,53
K-310	0,015	0,500	6,1	2,3	7,97	0	0,462	0,71	1,31
K-314	0,069	1,696	9,0	3,9	11,21	0	0,901	2,67	0,28

Çizelge 5.6. (devamı) Su numunelerinin hesaplanan hata payları

Numune No	K^+ (meq/L)	Na^+ (meq/L)	Ca^{++} (meq/L)	Mg^{++} (meq/L)	HCO_3^- (meq/L)	CO_3^{2-} (meq/L)	Cl^- (meq/L)	SO_4^{2-} (meq/L)	Hata Payı (%)
K-319	0,020	1,000	5,9	6,3	11,77	0	0,958	0,56	0,41
K-320	0,059	1,391	6,7	3,6	10,13	0	1,304	0,35	0,14
K-321	0,079	1,565	6,2	7,0	10,98	0	0,423	3,50	0,32
K-322	0,018	0,739	8,7	3,9	9,51	0	0,746	3,21	0,27
K-324	0,189	3,913	4,3	4,0	11,11	0	0,958	0,40	0,27
K-333	0,036	0,739	7,7	3,7	10,07	0	0,761	0,73	2,36
K-348	0,079	1,435	5,3	8,6	12,49	0	3,042	0,05	0,53
K-350	0,358	5,217	10,9	3,9	6,90	7	1,239	12,23	14,76
K-354	0,026	0,391	7,5	3,9	10,00	0	0,761	1,10	0,06
K-355	0,016	0,248	6,8	1,1	6,30	0	0,563	1,29	0,07
K-356	0,032	0,609	8,7	3,4	7,70	0	0,761	4,19	0,51
K-362	0,038	0,565	15,5	3,5	6,39	0	0,592	12,50	0,24
K-364	0,016	0,235	5,3	0,6	5,69	0	0,563	0,05	1,44
K-371	2,353	8,957	24,5	0,0	16,20	0	2,141	17,40	0,06
K-372	0,010	0,378	5,4	1,1	6,39	0	0,507	0,05	0,96

Genel bir kabul olarak hata payı %5'ten büyük olan numuneler değerlendirme için kullanılmazlar. Bu çalışma kapsamında, sadece bir örnekte (K350) hata payı %5'ten yüksek çıkmış olup bu numune değerlendirme dışı tutulmuştur.

Kimyasal analiz sonuçlarından inceleme alanındaki suların hidrokimyasal fasiyesleri belirlenmiştir.

Hidrokimyasal fasiyes kavramı ilk olarak suların üçgen diyagramlardaki izdüşüm yerine göre Back (1966) tarafından geliştirilmiştir. Suda çözünen başlıca iyonlardan, anyonlar ve katyonlar ayrı ayrı olmak üzere litrede eşdeğer gram cinsinden toplam çözünmüşlerin %50'sinden fazla olan iyonlar hidrokimyasal fasiyes tipini belirtmektedir. İyonların hiçbirisi miktar olarak %50'yi geçmiyorsa karışık su tipini belirtmektedir.

Uluslararası Hidrojeologlar Birliği (IAH) Sıcak ve Mineralli Sular Komisyonu Çalışma Raporu'nda belirtilen sınıflamada ise; suda çözünmüş başlıca iyonlar, anyon ve katyonlar ayrı ayrı olmak üzere yine litrede eşdeğer gram olarak %20'sinden fazla

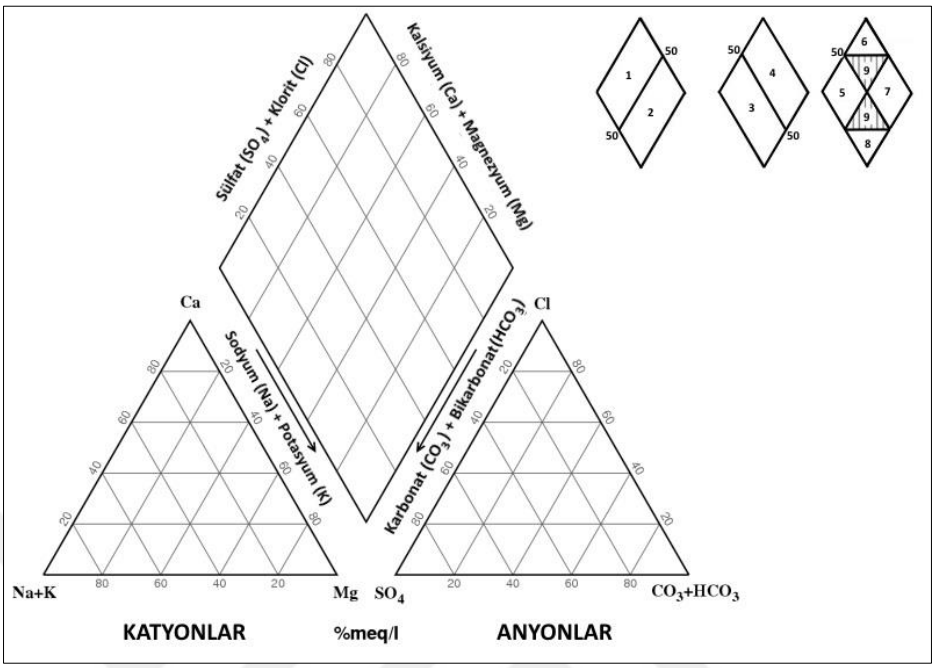
çözünmüş bulunan iyonlara göre (önce katyonlar sonra anyonlar sırasıyla yazılarak) su tipi belirlenmektedir (Başkan ve Canik, 1983).

5.2.1. Piper Diyagramının Tanıtımı

Bu çalışmada, yüzey ve sıcak yeraltısularını sınıflamak ve hidrojeokimyasal işlevlerini tanımlamak için Piper Diyagramı kullanılmıştır. Piper diyagramı iki eşkenar üçgen ve paralel kenardan oluşmuştur. Eşkenar üçgenlerden birinde anyonlar diğerinde katyonlar işaretlenir. Bu üçgenlerden elde edilen noktalar paralel kenara taşınır ve kesişim noktasının düştüğü alan Piper sınıflamasına göre suyun sınıfını belirtir. Piper Diyagramı anyon ve katyonların % meq/l olarak ayrı ayrı gösterildiği iki ayrı üçgenden ve tüm iyonların ortaklaşa gösterildiği bir dörtgenden oluşmaktadır. Üçgen diyagramlar suların fasiyes tiplerinin görülmesinde, dörtgen ise suların sınıflamasında ve karşılaştırılmasında kolaylık sağlamaktadır. Buna göre yüzde olarak hesaplanmış anyon ve katyonlar üçgenler üzerine yerleştirilir ve paralel kenarlı diyagram üzerine taşınır. Piper diyagramı (Şekil 5.5) üzerindeki bölgelerin açıklaması şu şekildedir:

1. Bölge sularının özellikleri: bu bölgeye düşen sularda toprak alkaliler, alkalilerden fazla olup, bunlar karbonatlı ve sülfatlı sulardır. $Ca^{+2} + Mg^{+2} > Na^{+} + K^{+}$
2. Bölge sularının özellikleri: Bu bölge sularında alkaliler toprak alkalilerden fazla olup, bu sular tuzlu ve sodalı sulardır. $Ca^{+2} + Mg^{+2} < Na^{+} + K^{+}$
3. Bölge sularının özellikleri: Bu bölge zayif asitler, kuvvetli asitlerden fazla olup $HCO_3^{-} + CO_3^{-2} > C1 + SO_4^{-2}$'dir.
4. Bölge sularının özellikleri: Kuvvetli asitler zayıf asitlerden fazla olup, $C1^{-} + SO_4^{-2} > HCO_3^{-} + CO_3^{-2}$ dir.
5. Bölge sularının özellikleri: Karbonat sertliği % 50'den fazladır. Yani karbonat sertliği karbonat olmayan sertlikten büyüktür. Bunlar $CaCO_3$ ve $MgCO_3$'lı sulardır.
6. Bölge sularının özellikleri: Karbonat sertliği % 50'den fazladır. Karbonat sertliğinden büyüktür. Bunlar $CaSO_4$ ve $MgSO_4$'lı sulardır.
7. Bölge sularının özellikleri: Bu bölgede karbonatlı olmayan alkaliler % 5'den fazladır. Yani karbonatlı alkalalilerden büyüktür. Bunlar NaC1, $NaSO_4$ ve KCI'lü sulardır.
8. Bölge sularının özellikleri: Karbonatlı alkaliler %50'den fazladır yani karbonat olmayan alkalilerden büyüktür. Bunlar Na_2CO_2 ve K_2CO_3'lı sulardır.

9. Bölge sularının özellikleri: Hiçbir iyonu % 50'yi geçmeyen sular bulunur (Akın, 2007).



Şekil 5.5. Piper diyagramı

İnceleme alanındaki suların Piper (Üçgen) Diyagramı Şekil 5.6'da, sıcak suların Piper diyagramı ise Şekil 5.7'de verilmiştir.

5.2.2. Suların Kimyasal Özellikleri

5.2.2.1. Major İyonlar

Kalsiyum (Ca^{+2})

Kalsiyum yeraltısularına, kalsit, aragonit, dolomit, jips, anhidrit, flüorit gibi silikatli minerallerin ve albit, anortit, piroksen ve amfibol gibi silikatli minerallerdeki kalsiyumun çözünmesi ile karışabilir.

Kalsiyum iyonu değerleri 16-489 mg/l arasındadır. Örnek sularda bulunan kalsiyum iyonu Üst Triyas-Üst Kretase yaşlı Budağan Kireçtaşlarının çözünmesi sonucu suya geçmiş olmalıdır.

Magnezyum (Mg^{+2})

Bu element yeraltısularına, çoğunlukla magnezyumlu kireçtaşı, dolomit ve serpantinleşme sonucu açığa çıkan magnezyum karbonatın çözünmesi ile karışmaktadır (Erguvanlı ve Yüzer, 1973).

Magnezyumun sedimanter formları karbonatları içerir. Dolomit, kalsiyum ve magnezyum iyonlarının eşit miktarlarda mevcut olduğu belirli bir kristal yapıya sahiptir. Magnezyumun katyon değişim süreçleri kalsiyuma benzer ve iki iyonda kil mineralleri tarafından oldukça fazla tutulurlar (Hem, 1985). Magnezyum, simektit ve klorit gibi altere mineraller tarafından tutulması nedeniyle jeotermal sularda oldukça düşük konsantrasyonlarda bulunabilir (Arnórsson, 1978).

Magnezyum iyonu değerleri 0,24-105 mg/l arasında bulunmuştur. Kaynak suyunda bulunan magnezyum iyonunun, Üst Triyas-Üst Kretase yaşlı Budağan Kireçtaşı'nda bulunan magnezyum karbonatın sulara geçmiş olduğu düşünülmektedir.

Sodyum (Na^{+})

Sodyum, başlıca magmatik kayaçlar, kil mineralleri, feldispat, feldispatoyit, evaporit gibi kayaç ve minerallerde bulunmaktadır. Sodyum, çözeltiye katıldıktan sonra sudaki konsantrasyonunu düşürecek önemli çökelme reaksiyonlarına uğramaz (Hem, 1985). Sodyumun sudaki miktarı çoğunlukla iyon takası sonucunda artmaktadır.

Bu iyonun kaynak suyundaki miktarı 5,3-206 mg/l arasında bulunmuştur. Jeotermal suların soğuk sulara göre yüksek sodyum içermesi, bu suların etkileşimde olduğu granitik kayaçların bileşimindeki feldspat minerallerinin çözünmesinden kaynaklanmaktadır.

Potasyum (K^{+})

Potasyum, magmatik ve metamorfik minerallerden mika, lösit, feldispat (ortoklas, mikroklin) ve nefelinde bol miktarda bulunur. Potasyum miktarının büyük bir kısmı yerkabuğunda Alkali feldispatlarda bulunur (Şahinci, 1991).

Magmatik kayaçlarda potasyum sodyuma göre daha az bulunmaktadır. Potasyumun silikat minerallerinden serbest kalması sodyuma göre oldukça güçtür ve bozunma ürünlerine (özellikle killere) yeniden katılma eğilimi oldukça yüksektir (Hem, 1985). Bu nedenlerden dolayı yeraltısularındaki potasyum içeriği sodyum içeriğinden çok daha düşüktür (Hem, 1985).

Bu iyonun miktarı 0,06-92 mg/l arasında bulunmuştur. Yapılan analizlerde düşük değerde bulunan iyonlardan biri potasyum iyonu olmuştur. Jeotermal sulardaki düşük potasyum içeriklerinin hidrotermal alterasyonla ikincil mineral oluşumlarında yer almalarından kaynaklanabileceği düşünülmektedir.

Klorür (Cl^-)

Klorür jeotermal sularda en yaygın görülen anyondur. Klorür iyonları indirgenme/yükseltgenme reaksiyonlarında ve diğer iyonlarla birleşerek ikincil mineral oluşumunda yeralmazlar (Hem, 1985). Klorür korunumlu bir element olup kimyasal süreçlerin yorumlanmasında önemli veri sağlar. Klorürün diğer elementlerle oranı (Cl/B, Cl^-/Li, Cl^-/F, Cl^-/ HCO_3^-) kaynama veya seyrelme süreçlerinde ve rezervuar kaynaklarının belirlenmesinde kullanılır. Kaynak sularındaki yüksek Cl^- konsantrasyonları kondüktif soğuma veya karışım etkisinin az olduğu derin rezervuarlara işaret eder. Klorür, sedimanter kayaçlarda, özellikle evaporitlerde bulunur. Evaporit olmayan minerallerden klorür salınımı farklı süreçler içerir ve oldukça yavaştır (Hem, 1985).

Bu iyonun miktarı 5,5-46,5 mg/l arasında bulunmuştur. Yapılan analizler sonucunda düşük oranda bulunan iyonlardan biri de klor iyonu olmuştur.

Sülfat (SO_4^{-2})

Kükürt elementi, indirgenmiş halde metal sülfürleri olarak magmatik ve sedimanter kayaçlarda yaygın olarak bulunmaktadır (Hem, 1985). Sülfürlü mineraller su ile temas ederek bozundukları zaman oksitlenerek sülfat iyonları oluşur ve bu iyonlar suya geçer. Bu oksidasyon sürecinde önemli miktarda hidrojen iyonu üretilmektedir. Bu ortamda pirit

kristalleri oluşur ve bunlar yeraltısuyundaki sülfat ve demirin kaynağını oluşturmaktadır (Hem, 1985). Pirit, özellikle kuvvetli indirgeme koşulları altında oluşan kömür gibi biyojenik yataklar ile de ilişkilidir (Hem, 1985). Derin jeotermal sularda sülfat miktarı 50 ppm'den azdır (Eroğlu ve Aksoy, 2003). Yüzeye yakın yerlerde hidrojen sülfürün yükseltgenmesi ile artış gösterir. Yüzey sularındaki sülfat artışı yüzeye yakın buhar yoğuşmasından kaynaklanmaktadır (Eroğlu ve Aksoy, 2003). Sudaki sülfat içeriği NaCl konsantrasyonuyla birlikte artma eğilimindedir (Hounslow, 1995).

Bu iyonun miktarı <5 – 835 mg/l arasındaki değerlerde bulunmuştur.

Bikarbonat (HCO_3^-)

Bikarbonatın büyük bir kısmı karbonatlı kayaçları karbondioksitin etkisi ile çözünmesi sonucu yeraltısuyuna geçmektedir. Yağmur suları, havadaki karbondioksit ile bu gazın basıncıyla orantılı olarak doygun hale gelmiştir. Ayrıca bitki köklerinin solunumu sonucu karbondioksit açığa çıkar (Schoeller, 1962). Tüm bu nedenlerle karbondioksitçe zenginleşen yeraltısuları kireçtaşlarını çok daha fazla aşındırma gücüne sahip olurlar.

Analiz sonuçlarına göre bikarbonat iyonu 213-988 mg/l arasındadır.

Karbondioksitin kireçtaşına etkisi aşağıdaki reaksiyona göre olur.

$$CaCO_3 + H_2O + CO_2 \; Ca(HCO_3^-)^2 \qquad (5.2)$$

Analizler sonucuna kaynak suyunda bikarbonatın yüksek çıkmasının nedenini, Budağan Kireçtaşlarının karbondioksitli sularla çözündürülmesi olduğu düşünülmektedir.

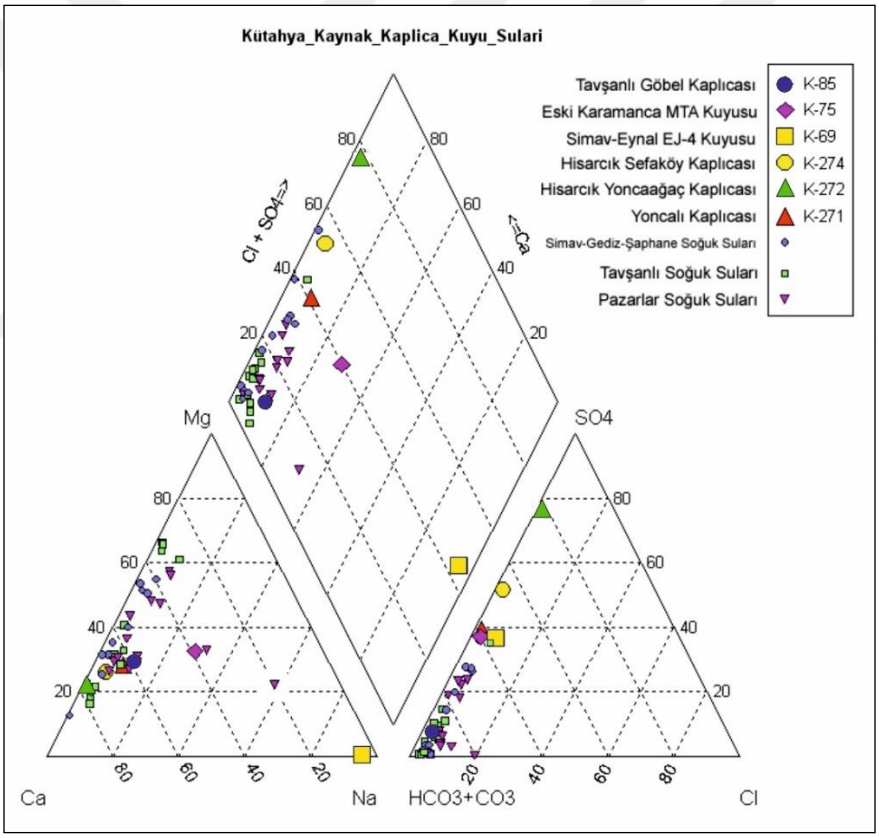
Kimyasal analiz sonuçların da anyon ve katyon oranları incelendiğinde, genelde sularda

$$Ca^{+2} + Mg^{+2} > Na^+ + K^+ \qquad (5.3)$$

$$HCO_3^- + CO_3^- > Cl^- + SO_4^{-2} \qquad (5.4)$$

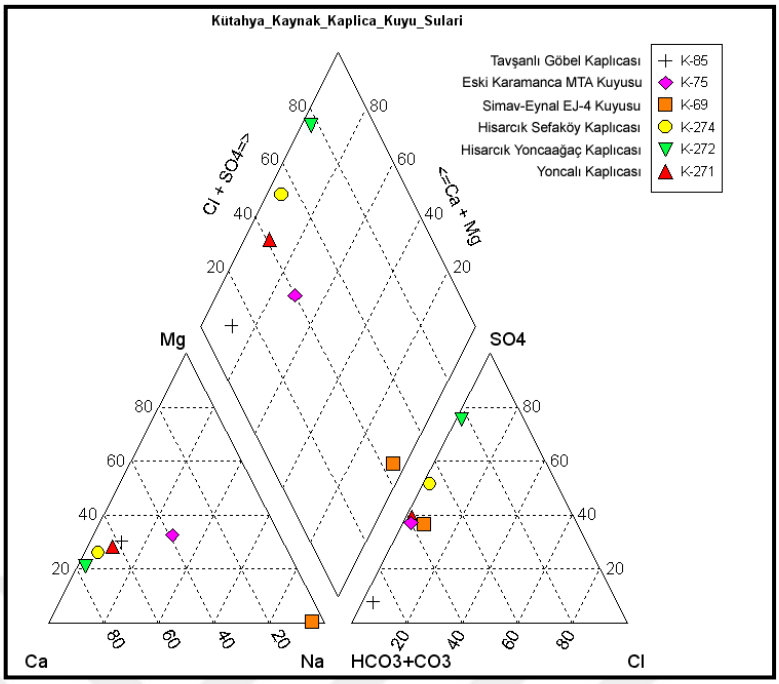
olduğu gözlenmektedir.

Bilindiği gibi yeraltısularında egemen ve iz elementler bilinirse, suyun kökeni hakkında bilgi edinilebilir. Analiz sonuçlarında saptanan bir iyonun azlığı veya çokluğu, suyun geldiği litoloji hakkında bilgiler verebilir. Yeraltısularının başlıca elementlerinden Ca, Mg, Na, K, Cl miktarları, asidik (granitik) kayaçlardan gelen sularda Na>K>Ca>Mg şeklindedir. Ca/Mg oranı ultrabazikbazik kayalardan asidik kayalara doğru yükselir. Na/K oranı, ultrabazik-bazik kayalarda, asidik olanlara oranla daha yüksektir. (Cl–Na)/Cl oranı hemen hemen tüm mağmatik kayalarda eksidir. (Ca+Mg)/Na oranı, ultrabazik kayalardan asidik kayalara doğru azalır.



Şekil 5.6. Tüm su numunelerinin Piper diyagramı

Kütahya Tavşanlı alanından alınan sulardan K83, K87, K91, K102, K141, K143 sularının Ca-HCO_3 tipi, K122, K126 sularının Mg-HCO_3 tipi, Tavşanlı Göbel kaplıcasından alınan K85 ve Yoncalı kaplıcasından alınan K 271 nolu sıcak suların da Ca-CO_3 tipi sular olduğu tespit edilmiştir (Çizelge 5.7).



Şekil 5.7. Sıcak suların piper diyagramı

Çizelge 5.7. Kütahya – Tavşanlı alanından alınan suların "Su Tip"leri

Numune No	Sıcaklık (°C)	Su Tipi
K83	14,9	Ca – HCO_3
K85	32,5	Ca – CO_3
K87	18,1	Ca – HCO_3
K91	19,9	Ca – HCO_3
K102	15,6	Ca – HCO_3
K122	17,2	Mg – HCO_3
K126	16,3	Mg – HCO_3
K141	13,5	Ca – HCO_3
K143	18,3	Ca – HCO_3
K271	40,4	Ca – CO_3

Kütahya – Simav – Hisarcık – Pazarlar alanından alınan sulardan K5, K27, K41, K48, K55, K74, K290, K291, K310, K314, K320, K322, K324, K333, K354, K355, K356, K354, K372 nolu sular Ca-HCO_3 tipi, K2, K362, K371 nolu sular Ca-SO_4 tipi, K19, K46, K49, K50, K299, K319, K321, K348 nolu sular Mg-HCO_3 tipi sular olarak tespit edilmiştir (Çizelge 5.8). Simav-Eynal MTA EJ-4 kuyusundan alınan K69 nolu su Na-HCO_3 tipi, Eski Karamanca MTA KS2 kuyusundan alınan K75 suyu Ca-HCO_3, Hisarcık Yoncaağaç kaynağından alınan K272 nolu örnekde Ca-SO_4 tipi olarak tespit edilmiştir.

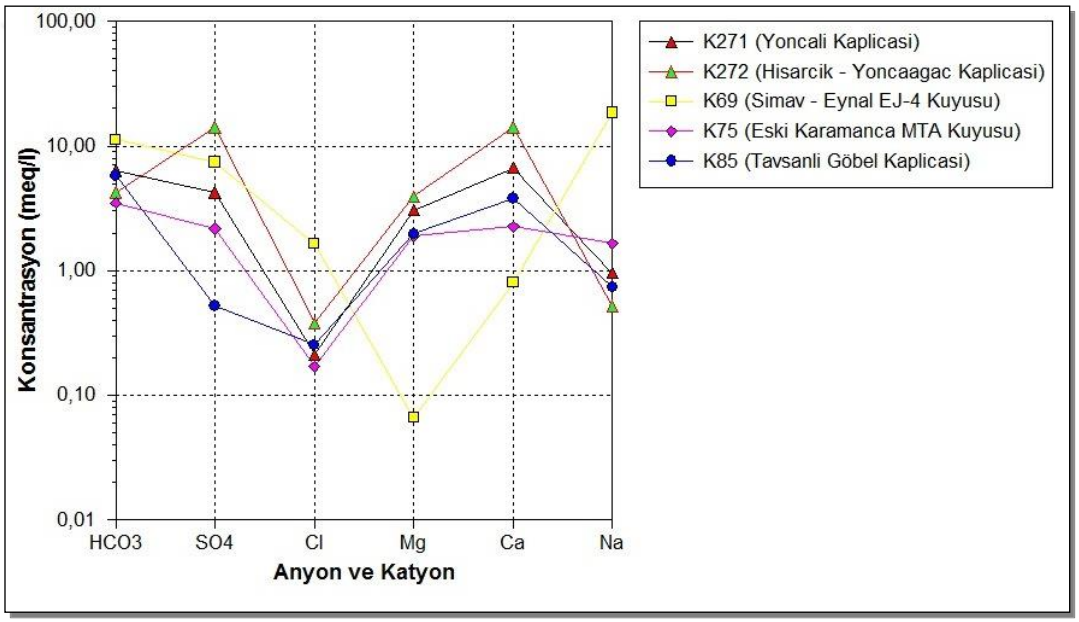
Çizelge 5.8. Kütahya – Simav – Hisarcık – Pazarlar alanından alınan suların "Su Tip"leri

Numune No	Sıcaklık (°C)	Su Tipi
K2	16,2	Ca – SO_4
K5	26	Ca – HCO_3
K19	19,6	Mg – HCO_3
K27	20,2	Ca – HCO_3
K41	21,9	Ca – HCO_3
K46	16,3	Mg – HCO_3
K48	18,7	Ca – HCO_3
K49	23,5	Mg – HCO_3
K50	19,4	Mg – HCO_3
K55	22	Ca – HCO_3
K69	160	Na – HCO_3
K74	13,4	Ca – HCO_3
K75	28	Ca – HCO_3
K272	49,2	Ca – SO_4
K290	11,4	Ca – HCO_3
K291	13,8	Ca – HCO_3
K299	11,9	Mg – HCO_3
K310	16,5	Ca – HCO_3
K314	15,4	Ca – HCO_3
K319	15,2	Mg – HCO_3
K320	18,8	Ca – HCO_3
K321	12	Mg – HCO_3
K322	14,4	Ca – HCO_3
K324	15,7	Ca – HCO_3
K333	17,8	Ca – HCO_3
K348	15	Mg – HCO_3
K354	17,6	Ca – HCO_3
K355	19,6	Ca – HCO_3
K356	20,5	Ca – HCO_3
K362	21,5	Ca – SO_4
K364	13,5	Ca – HCO_3
K371	43,6	Ca – SO_4
K372	16,1	Ca – HCO_3

Suların sınıflanmasında yaygın olarak kullanılan diyagramlardan bir diğeri, Schoeller (1955) tarafından geliştirilen yarı logaritmik diyagramdır. Bu diyagramda, yatay eksene belirli aralıklarla iyonlar sıralanır, logaritmik ölçekli düşey eksende iyon miktarları mek/L olarak işaretlenir. İyonlara ait noktalar düz çizgilerle birleştirilerek su analizine ait grafik elde edilir. Yarı logaritmik diyagram, benzer ve farklı kökenli suları belirlemede, suları gruplandırmada ve suyun geldiği kayacın tahmininde yardımcı olmaktadır.

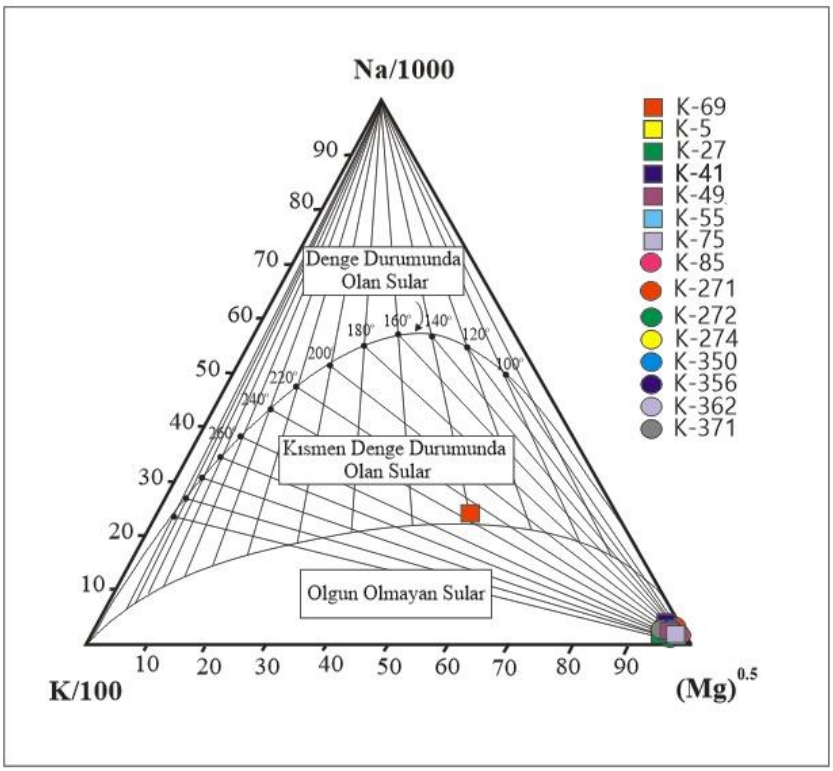
Diyagramda grafikleri birbirine paralel olan sular, genellikle aynı tür litolojik birimlerden gelen ve dolayısıyla birbirine benzer kimyasal bileşime sahip olan sulardır.

Bölgeden alınan sıcak suların Scholler diyagramına bakıldığında Eski Karamanca MTA kuyusu (K75), Tavşanlı Göbel kaplıcası (K85), Yoncalı kaplıcasından (K271) alınan suların hemen hemen aynı trendi takip ettiklerini, Hisarcık-Yoncaağac kaplıcası K272 nolu örneğin Ca ve SO_4'de diğer sulara göre daha yüksek içeriğe sahip olduğunu, Simav Eynal EJ-4 kuyusundan alınan K69 nolu örneğin diğer su trendlerinden çok farklı bir trend çizdiği görülmektedir (Şekil 5.8).



Şekil 5.8. Sıcak suların Schoeller diyagramı

Giggenbach (1988), suda çözünen başlıca katyonlara dayalı olarak geliştirmiş olduğu diğer bir diyagramda ise su-kayaç dengesini Na-K-Ca-Mg katyonlarına bağlı olarak incelemiştir (Şekil 5.9). Bu birleşik diyagramda su noktalarının eğriye yakın olmaları su kayaç ilişkisinin dengeye daha yakın olduğu, uzak olmaları ise su kayaç ilişkisinin dengelenmediği şeklinde yorumlanmalıdır. Sıcak su örneklerinin Giggenbach grafiği incelendiğinde suların büyük bir kısmı olgun olmayan sular bölgesine düşmekte olup sadece bir örnek (Simav-Eynal EJ-4 Kuyusu) kismen denge halindeki sular sınıfında yer alır.



Şekil 5.9. Sıcak suların Giggenbach grafiği

5.2.3. Jeotermometre Uygulamaları

Kimyasal ve izotop jeotermometreleri, jeotermal kaynakların araştırılması ve geliştirilmesi için belki de en önemli jeokimyasal araçtır. Bu jeotermometreler üretim sırasındaki gözlemlerde haznenin üretime verdiği tepkiyi görmek için çok önemli bir unsurdur. Jeotermometri, araştırma sürecinde rezervuar sıcaklıklarını tahmin etmek için kullanılır (D'Amore ve Arnórsson, 2000).

Rezervuarda mineral/su dengesinin oluştuğu temelini esas alan kimyasal jeotermometreler silica ve katyon jeotermometreleri olmak üzere iki gruba ayrılırlar. Silika jeotermometreleri, çeşitli silika minerallerinin çözünürlüklerindeki sıcaklık bağımlı değişimlerini esas alırken, Katyon jeotermometreleri, belirli çözünmüş elementlerin oranlarını sabitleyen sıcaklık bağımlı değişim reaksiyonlarını esas almaktadır. 180°C'nin altındaki sıcaklıklarda çözünmüş silika konsantrasyonunun kalsedon tarafından kontrol edilmesi nedeniyle, kuvars jeotermometrelerinin kullanımı sakıncalı olabilir. Bu nedenle, kalsedon jeotermometreleri geliştirilmiştir. Rezervuar sıcaklıkları 180°C'nin altında ise, sadece kuvars değil kalsedon jeotermometresinin de hesaplanması gerektiği önerilmiştir.

Araştırma konusu olan sularımızın büyük bir çoğunluğu olgun olmayan sular grubuna düşmektedir. Bu nedenle suların rezervuar sıcaklığını hesaplamada katyon jeotermometrelerinin kullanımı uygun değildir. Silika jeotermometrelerin kullanımı uygundur. 12 farklı silika jeotermometresinin formülasyonu Çizelge 5.9'da, formülasyonlar kullanılarak yapılan hesaplamalar Çizelge 5.10'da verilmiştir.

Çizelge 5.9. Silika jeotermometresi formülasyonları

No	Jeotermometreler	Sıcaklık (°C)	Kullanılan Birim	Kaynakça
1	SiO_2 (Amorf Silis)	[731/(4,52-log(SiO_2)]-273,15	mg/l	Fournier, 1977
2	SiO_2 (α-Kristobalit)	[1000/(4,78-log(SiO_2)]-273,15	mg/l	Fournier, 1977
3	SiO_2 (Opal)	[781/(4,51-log(SiO_2)]-273,15	mg/l	Fournier, 1991
4	SiO_2 (Kalsedon)	[1032/(4,69-log(SiO_2)]-273,15	mg/l	Fournier, 1977
5	SiO_2 (Kalsedon, İletken Soğuma)	[1112/(4,91-log(SiO_2)]-273,15	mg/l	Arnorsson v.d., 1983
6	SiO_2 (Kalsedon)	[1101/(0,11-log(SiO_2)]-273,15	mmol/l	Arnorsson v.d., 1983
7	SiO_2 (Kuvars, buhar kaybı yok)	[1309/(5,19-log(SiO_2)]-273,15	mg/l	Fournier, 1977
8	SiO_2 (Kuvars, 100 °C'de maksimum buhar kaybı)	[1522/(5,75-log(SiO_2)]-273,15	mg/l	Fournier, 1977
9	SiO_2 (Kuvars, buhar kaybı)	[1264/(5,31-log(SiO_2)]-273,15	mg/l	Arnorsson v.d., 1983
10	SiO_2 (Kuvars, buhar kaybı)	[1021/(4,69-log(SiO_2)]-273,15	mg/l	Arnorsson v.d., 1983
11	SiO_2 (Kuvars, buhar kaybı)	[1164/(4,9-log(SiO_2)]-273,15	mg/l	Arnorsson v.d., 1983
12	SiO_2 (Kuvars, buhar kaybı)	[1468/(5,7-log(SiO_2)]-273,15	mg/l	Arnorsson v.d., 1983

Çizelge 5.10. Silika jeotermometresi hesaplamaları

Numune No	K-69	K-75	K-85	K-271	K-272
Ölçülmüş sıcaklık (°C)	160	28	32,5	40,4	49,2
SiO_2 (Amorf Silis)	55,31	< 0	< 0	< 0	< 0
SiO_2 (α-Kristobalit)	129,18	15,71	34,68	48,61	52,33
SiO_2 (Opal)	79,36	< 0	< 0	2,05	5,54
SiO_2 (Kalsedon)	157,65	32,91	53,59	68,81	72,88
SiO_2 (Kalsedon, İletken Soğuma)	152,00	36,43	55,99	70,28	74,09
SiO_2 (Kalsedon)	151,25	35,20	54,80	69,13	72,95
SiO_2 (Kuvars, buhar kaybı yok)	178,93	64,92	84,64	98,95	102,74
SiO_2 (Kuvars, 100 °C'de maksimum buhar kaybı)	167,30	70,27	87,64	100,08	103,36
SiO_2 (Kuvars, buhar kaybı)	146,01	43,49	61,37	74,30	77,72
SiO_2 (Kuvars, buhar kaybı)	153,06	29,64	50,10	65,16	69,19
SiO_2 (Kuvars, buhar kaybı)	173,59	51,81	72,40	87,46	91,46
SiO_2 (Kuvars, buhar kaybı)	157,91	61,86	79,01	91,31	94,55

12 farklı silika jeotermometresine göre yapılan rezervuar sıcaklığı hesaplamalarında yüzeye çıkış sıcaklığı ile bu sıcaklığın altındaki değerler yorumlama dışında bırakılmıştır.

Tavşanlı Göbel kaplıcasından alınan K85 nolu sıcak suyun rezervuar sıcaklığı 34,68 °C ile 87,64 °C, Yoncalı kaplıcasından alınan K271 nolu sıcak suyun rezervuar sıcaklığı 48,61 °C ile 100,08 °C, Simav Eynal MTA EJ-4 kuyusundan alınan K69 nolu sıcak suyun rezervuar sıcaklığı maksimum 178,93 °C, Eski Karamanca MTA kuyusundan alınan K75 nolu sıcak suyun rezervuar sıcaklığı 32,91°C ile 70,27°C ve Hisarcık-Yoncaağaç kaplıcasından alınan K272 nolu sıcak suyun rezervuar sıcaklığı 52,33°C ile 103,36°C arasında hesaplanmıştır.

5.3. İz Element Analiz Sonuçları ve Değerlendirmeler

Kütahya-Tavşanlı alanından 2 ve Simav-Hisarcık-Pazarlar alanından 3 adet sıcak su için ACME Laboratuvarı'nda (Kanada) iz element analizleri yapılmıştır. Analiz sonuçları Çizelge 5.11'de görülmektedir.

Çizelge 5.11. Sıcak suların iz element analiz sonuçları

	Ag (ppb)	Al (ppb)	As (ppb)	Au (ppb)	B (ppb)	Ba (ppb)	Be (ppb)	Bi (ppb)	Br (ppb)	Ca (ppm)	Cd (ppb)	Ce (ppb)	Cl (ppm)	Co (ppb)	Cr (ppb)	Cs (ppb)	Cu (ppb)	Dy (ppb)	Er (ppb)	Eu (ppb)	Fe (ppb)	Ga (ppb)
K69	<0,05	291	839,3	0,33	4494	61,99	3,90	<0,05	164	15,50	<0,05	0,02	58	0,03	27,0	253,95	1,3	<0,01	<0,01	<0,01	123	2,31
K75	<0,05	<1	1,2	<0,05	73	55,22	<0,05	<0,05	15	48,77	<0,05	<0,01	2	<0,02	12,7	9,42	0,6	<0,01	<0,01	<0,01	21	<0,05
K85	<0,05	<1	191,5	<0,05	99	270,94	<0,05	<0,05	21	97,80	<0,05	<0,01	3	<0,02	19,1	2,29	0,9	<0,01	<0,01	<0,01	<10	<0,05
K271	<0,05	<1	83,6	<0,05	189	62,83	<0,05	<0,05	32	136,65	<0,05	<0,01	6	<0,02	17,5	3,58	0,9	<0,01	<0,01	<0,01	<10	<0,05
K272	<0,05	<1	37,4	<0,05	136	29,16	<0,05	<0,05	27	338,48	<0,05	<0,01	7	<0,02	11,9	10,07	2,6	<0,01	<0,01	<0,01	<10	<0,05

	Gd (ppb)	Ge (ppb)	Hf (ppb)	Hg (ppb)	Ho (ppb)	In (ppb)	K (ppm)	La (ppb)	Li (ppb)	Lu (ppb)	Mg (ppm)	Mn (ppb)	Mo (ppb)	Na (ppm)	Nb (ppb)	Nd (ppb)	Ni (ppb)	P (ppb)	Pb (ppb)	Pd (ppb)	Pr (ppb)	Pt (ppb)
K69	<0,01	32,83	0,03	0,2	<0,01	<0,01	62,74	<0,01	2041,3	<0,01	0,79	30,45	6,0	481,81	0,08	<0,01	<0,2	1245	<0,1	0,2	<0,01	<0,01
K75	<0,01	0,48	<0,02	<0,1	<0,01	<0,01	5,43	<0,01	48,5	<0,01	22,29	4,51	5,2	29,94	<0,01	<0,01	<0,2	<20	<0,1	<0,2	<0,01	<0,01
K85	<0,01	0,20	<0,02	<0,1	<0,01	<0,01	1,31	<0,01	10,5	<0,01	23,46	0,09	2,2	8,55	<0,01	<0,01	0,3	<20	<0,1	<0,2	<0,01	<0,01
K271	<0,01	0,29	<0,02	<0,1	<0,01	<0,01	3,36	<0,01	37,5	<0,01	47,55	<0,05	4,5	17,38	0,01	<0,01	0,6	<20	<0,1	<0,2	<0,01	<0,01
K272	<0,01	0,45	<0,02	<0,1	<0,01	<0,01	3,72	<0,01	39,4	<0,01	64,44	18,39	5,7	12,05	<0,01	<0,01	<0,2	<20	<0,1	<0,2	<0,01	<0,01

	Rb (ppb)	Re (ppb)	Rh (ppb)	Ru (ppb)	S (ppm)	Sb (ppb)	Sc (ppb)	Se (ppb)	Si (ppb)	Sm (ppb)	Sn (ppb)	Sr (ppb)	Ta (ppb)	Tb (ppb)	Te (ppb)	Th (ppb)	Ti (ppb)	Tl (ppb)	Tm (ppb)	U (ppb)	V (ppb)	W (ppb)
K-69	428,88	<0,01	0,06	<0,05	142	26,58	1	0,6	135234	<0,02	0,87	575,97	0,05	<0,01	0,06	1,72	26	1,28	<0,01	<0,02	0,4	88,47
K-75	9,88	<0,01	0,07	<0,05	33	0,18	<1	<0,5	8705	<0,02	<0,05	2077,97	<0,02	<0,01	<0,05	<0,05	<10	<0,01	<0,01	<0,02	<0,2	0,15
K-85	3,60	<0,01	<0,01	<0,05	5	7,93	<1	<0,5	14523	<0,02	0,18	225,69	<0,02	<0,01	<0,05	<0,05	<10	2,85	<0,01	0,58	1,7	0,11
K-271	9,92	<0,01	0,06	<0,05	65	3,23	<1	<0,5	17232	<0,02	<0,05	1597,18	<0,02	<0,01	<0,05	<0,05	<10	2,42	<0,01	1,76	0,7	0,04
K-272	16,48	<0,01	0,09	<0,05	290	6,10	<1	<0,5	21782	<0,02	<0,05	2726,94	<0,02	<0,01	<0,05	<0,05	<10	0,42	<0,01	0,09	<0,2	0,26

	Y (ppb)	Yb (ppb)	Zn (ppb)	Zr (ppb)
K69	0,03	<0,01	1,6	0,08
K75	0,01	<0,01	1,3	<0,02
K85	<0,01	<0,01	<0,5	<0,02
K271	0,01	<0,01	0,7	<0,02
K272	0,01	<0,01	2,0	<0,02

Analiz sonuçlarına göre sularda nadir alkaliler olarak adlandırılan Li, Rb, Cs, As, B, Ba, Br, Ca, Cr, Cs, Cu, Si ve Mg elementleri diğer elementlere göre daha yüksek değerlere sahiptir.

Li, Rb, Cs elementleri yüzeyde artan hareket-göç (migration) ve yanal akış ile azalır. Tipik konsantrasyon seviyeleri Li<20 mg/l, Rb<2 mg/l ve Cs<2 mg/l'dir (Nicholson, 1993). Su örneklerinde Rb ve Cs değerleri tipik konsantrasyonlardan yüksektir. Lityum genellikle riyolitik ve andezitik kayaçlarda, piroksen ve mika minerallerinde bulunur (Hem, 1985). Jeotermal sularda iz element olarak bulunur ve korunumlu türlerdendir. Cl^- ve B ile birlikte kullanılarak suların dolaşım süreci hakkında bilgi verir. Örneklerde Li 39,4-2041,3 ppb arasında değişmekte olup en yüksek değer Simav Eynal MTA EJ-4 kuyusundan alınan K69 örneğinde gözlenmektedir, Tavşanlı Göbel kaplıcasından alınan K85 (10 ppb) nolu örnekde Li değeri tipik seviyenin altındadır. Li içeren bazı piroksen ve mika minerallerinde lityum, magnezyumun yerine geçebilir. Li bazı tuzlu sulardan ve evaporitlerden kaynaklanabilir (Hounslow, 1995). Jeotermal sularda sıcaklık artışı ile Li oranı da artar. Benzer koşullar altında Li varlığında Mg azalır. Bu nedenle Li/Mg kimyasal jeotermometre olarak kullanılır (Kharaka ve Mariner, 1989).

Jeotermal sularda önemli olan B, incelenen sıcak sulardan K69 (4494 ppb) örneği dışında yüksek değerlere ulaşmamaktadır. Sıcak sulardaki B, 73-189 ppb gibi düşük değerlerdedir. Jeotermal sistemlerde B ve Cl genellikle suların kökenini ve sistemler içinde farklı rezervuarlar arasındaki karışımı belirlemek amacıyla kullanılır (Truesdell, 1975, 1991; Arnorssón, 1985; Arnorssón ve Andrésdóttir, 1995). Her iki elementinde mutlak ve göreli oranları çok değişkenlik sunar. Bu nedenle farklı rezervuarlar, karakteristik Cl/B oranlarına sahiptir. Deniz suları, yüksek Cl/B; magmatik uçucular, düşük Cl/B; bazaltların yıkanması (leaching) ile oluşan sular ortaç Cl/B ve yüzey suları değişken ancak genellikle yüksek Cl/B oranlarına sahiptirler (Aggarwal vd., 2000). Sıcak suların Cl/B oranları Çizelge 5.12'de verilmiştir.

Çizelge 5.12. Sıcak suların Cl/B oranları

Örnek Adı	Cl (ppm)	B (ppb)	Cl/B
K69	58	4.494	12,90
K75	2	73	27,39
K85	3	99	30,30
K271	6	189	31,74
K272	7	136	51,47

Demir (Fe) magmatik, metamorfik ve sedimanter kayaçlardaki birçok mineralin yapısında ve toprakta yaygın olarak bulunan bir elementtir. Yeraltısularındaki demir derişimleri genellikle 0,5 ppm'den (500 ppb) yüksek olup bazı jeotermal kaynaklarda 10-100 ppm arasında değişmektedir (McNeely vd., 1979). En yüksek Fe değeri K69 nolu suda gözlenir.

Tatlı sulardaki tipik arsenik (As) değeri 10 ppb'den azdır. Özellikle yeraltısularında daha yüksek miktarlar bulunurlar. Jeotermal kaynakların veya yüksek As içerikli yeraltısularının katkıları, su kaynaklarında yüksek As derişimlerine neden olabilir. Jeotermal alanlardaki akarsulardaki tipik As derişimleri 10-70 ppb civarında rapor edilmiştir (Smedly ve Kinniburgh, 2002). Kalkofil elementlerden As konsantrasyonu 839,3 ppb değeri ile K69 nolu örnekte en yüksek değerdedir.

Doğal sularda bakır (Cu), genellikle eser miktarlarda (0,05 ppm'e kadar) bulunur. Yeraltısularındaki Cu derişimi 12 ppm'e kadar ulaşabilir (McNeely vd., 1979). Cu konsantrasyonu inceleme alanındaki sıcak sularda 0,6-2,6 ppb arasında değişmektedir.

Sb değeri 26,58 ppb ile en yüksek K69 örneğinde, en düşük değeri ise Eski Karamanca MTA KS-2 kuyusundan alınan K75 örneğinde ölçülmüştür.

Pb konsantrasyonu tüm sularda 0,1 ppb'den daha küçük değerdedir.

Silisyum (Si) değerleri örneklerde 8.705-135.234 ppb aralığında değişmektedir. Kuvars gibi kristal haldeki silisyumun çözünürlüğü normal yeraltısuları sıcaklığında oldukça düşük, jeotermal sularda ise yüksektir (Truesdell, 1984).

Yeraltısularında mangan (Mn) bazı koşullar altında 1 ppm'i aşar. Yüksek miktarda mangan içeren yeraltısularının çoğu termal kaynak sularıdır (Hem, 1985). İnceleme alanındaki jeotermal sularda Mn derişimleri <0,005-30,45 ppb arasında değişmektedir. En yüksek değer Simav-Eynal MTA EJ-4 kuyusu K69 örneğinde, en düşük değer ise Yoncalı kaplıcasından alınan K271 nolu örnekte ölçülmüştür.

Nikel (Ni), özellikle mafik ve ultramafik kayaçlarda bulunan pek çok mineralin yapısında yer alır. Olivin ve hipersten nikel içeren başlıca minerallerdir. Birçok sülfür mineralinin yapısında nikel bulunur (Goldschmidt, 1958). İnceleme alanındaki jeotermal sularda Ni miktarları çoğunlukla <0,2-0,6 ppb aralığındadır.

Sularda çözünmüş selenyum (Se), bileşikleri selenit (SeO_3) ve selenat (SeO_4) şeklinde bulunur. Sulardaki selenyum seviyeleri büyük ölçüde sedimanlara adsorblama ve çözeltiden çökelme mekanizmaları ile kontrol edilir (Hem, 1985). Jeotermal sulardaki Se miktarları genellikle 0,5 ppb'den düşüktür.

5.4. İzotop Analizleri ve Değerlendirmeler

İzotop, bir atomun aynı sayıda protona, buna karşın farklı sayıda nötrona sahip olan türevleridir. Atomun ağırlığı proton ve nötronların toplam sayısına bağlı olduğundan, aynı atomun izotopları farklı atomik ağırlıklara sahiptirler. Söz konusu atomik ağırlık farklılığı aynı atomun farklı izotoplarının fiziksel ve kimyasal süreçlerde farklı davranmasına neden olur. İzotop oranlarındaki değişimin incelenmesi sonucunda her hangi bir suyun etkilendiği fiziksel ve kimyasal süreçler belirlenebileceği gibi farklı sular arasındaki olası karışımlar hakkında da yorumlamalar yapılabilir (Yıldırım ve Güner, 2002).

Kütahya–Tavşanlı alanında 9 adet numune için izotop analizleri ($\delta^{18}O$, δD, T) ve izotop analizi yapılanlardan 2 adeti içinde inorganik karbondaki (DIC) $\delta^{13}C$, sülfattaki $\delta^{34}S$ ve $\delta^{18}O$ analizleri yaptırılmıştır (Çizelge 5.13). Simav-Hisarcık-Pazarlar çalışma alanında 12 adet numune için izotop analizleri ($\delta^{18}O$, δD,T) ve izotop analizi yapılanlardan 3 adeti içinde inorganik karbondaki (DIC) $\delta^{13}C$, sülfattaki $\delta^{34}S$ ve $\delta^{18}O$ analizleri yaptırılmıştır (Çizelge 5.13).

Oksijen, hidrojen ve trityum izotop analizleri Devlet Su İşleri Genel Müdürlüğü Teknik Araştırma ve Kalite Kontrol Dairesi İzotop Laboratuvarı (Ankara) ve TÜBİTAK-MAM İzotop Laboratuvarı'nda, çözünmüş inorganik karbondaki (DIC) $\delta^{13}C$, sülfattaki $\delta^{34}S$ ve $\delta^{18}O$ izotop analizleri ise Isotech Laboratuvar'ında (Amerika) yapılmıştır.

Çizelge 5.13. İzotop değerleri

Numune No	$\delta^{18}O$ (‰, VSMOW)	δD (‰, VSMOW)	T (TU)	(DIC) $\delta^{13}C$ (‰, VPDB)	Sülfatta $\delta^{34}S$ (‰, VCDT)	Sülfatta $\delta^{18}O$ (‰, VSMOW)
K2	-8,25	-42,97	5,40			
K5	-10,13	-55,5	2,45			
K27	-11,65	-47,21	4,40			
K32	-7,47	-42,85	3,55			
K46	-8,17	-43,74	4,30			
K50	-9,3	-50,54	0,95			
K55	-9,26	-45,16	4,75			
K69	-8,18	-55,9	0,00	-2,92	21,6	-4,0
K75	-6,82	-55,81	0,00	-5,84	5,6	4,3
K83	-8,62	-59,22	1,80			
K85	-9,73	-66,07	1,15	-8,75	6,1	3,8
K87	-7,99	-60,26	5,60			
K91	-9,4	-62,17	5,00			
K102	-8,96	-60,52	3,70			
K122	-8,95	-61,12	1,45			
K141	-10,27	-65,1	5,05			
K143	-8,74	-61,6	3,95			
K271	-11,42	-68,54	0,35	-2,87	13,6	13,1
K272	-10,49	-65,22	0,45	-2,47	20,4	17,5
K274	-10,65	-65,52	0,65			
K280	-10,55	-63,20	0,10			

5.4.1. Oksijen (^{18}O)-Döteryum (D)

Yeraltısuyu çalışmalarında kullanılan iki önemli çevresel izotop Oksijen 18 (^{18}O) ve Döteryum (D) dur. Hidrolojik çevrim içindeki miktarı ortam koşullarına bağlı olarak değişebilir ve miktarı da bunun bir yansıması olarak gözlenir.

Herhangi bir su örneğinin duraylı izotop içeriği mutlak değer olarak değil, ağır olan izotopun hafif olan izotopa oranının, belirlenmiş bir standarttan farkı olarak kütle spektrometresi ile ölçülür ve ifade edilir. Bu amaçla kullanılan standart, Ortalama-Standart-Okyanus-Suyu'nun kararlı izotop içeriğini temsil etmek üzere hazırlanmış olan "SMOW" dur. Bu standarttan fark olarak ölçülen kararlı izotop içeriği "binde (‰)" olarak ifade edilir ve delta (δ) değeri olarak gösterilir. Buna göre bir örneğin ^{18}O ve D içeriği;

$$\delta\,^{18}\mathrm{O} = \frac{(18O/16O)örnek - (18O/16O)smow}{(18O/16O)smov} * 1000 \qquad (5.5)$$

$$\delta\ \mathrm{D} = \frac{(D/H)örnek - (D/H)smow}{(D/H)smov} * 1000 \qquad (5.6)$$

olarak ifade edilir. Hidrolojik çevrim içinde suyun anılan iki kararlı izotop içeriği gerek yerel ve gerekse zaman boyunca değişimler gösterir (Kurttaş, 2002).

Hidrojen ve Oksijen izotoplarının oranları ile jeolojik çevrimdeki üç tür su ayırt edilebilmektedir. Kayaçların içinde, oluşumu sırasında hapsedilen deniz suyu; bu durumda yeraltısuyunun beklenenden daha az negatif hatta pozitif δD ve δ^{18}O değerleri göstermesi söz konusudur. Yağış sularından itibaren oluşan yeraltısuyu; doğada yaygın olarak rastlanan bu durumda beslenme bölgesindeki yağış rejimine ve bölgedeki sıcaklığa bağlı olarak (buharlaşma etkisi), negatif δD ve δ^{18}O değerleri gözlenir. Yüksek sıcaklıklarda, silikatlı kayaçlarda izotopik eşdeğerliğe sahip mağmatik ve metamorfik su; bu durumda izotopik açıdan özellikle döteryum açısından zenginleşme söz konusu olabileceğinden muhtemelen pozitif δD ve δ^{18}O değerleri gözlenir (Gill, 1996).

Ağır izotopların atmosfer içindeki miktarını denetleyen önemli parametreler enlem, kara etkisi, mevsimsel etkiler, miktar, yerel sıcaklık ve yükseklikliktir (Fritz, 1980; Rozanski vd., 1992).

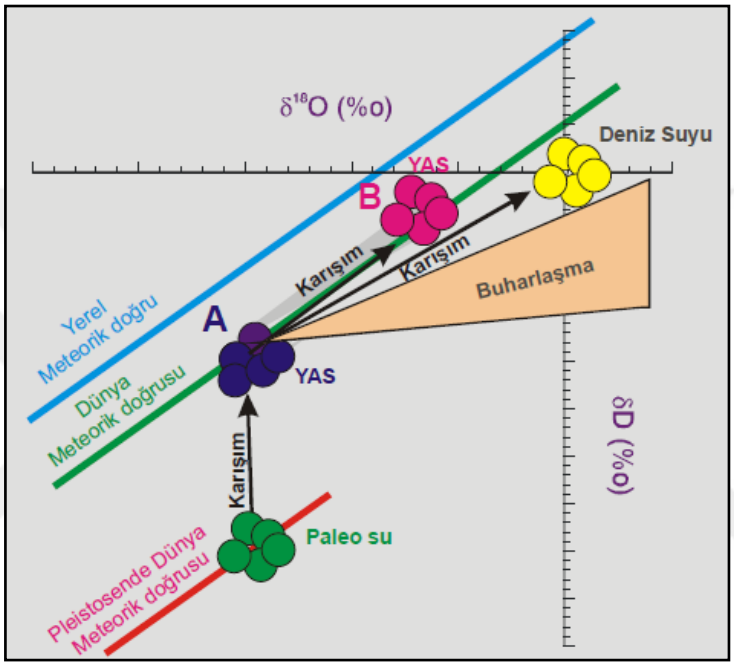
Şekil 5.10'da hidrojeolojide sık kullanılan şematik δD-$\delta^{18}O$ grafiği ve bu grafik üzerinde olası karışım sularının bulunabileceği ortamlar gösterilmiştir. Ortalama deniz suyunun teorik olarak her iki ekseninde "0" olduğu noktada bulunması gerekmekle beraber buharlaşma etkisine bağlı olarak pozitif δD ve $\delta^{18}O$ değerler gösterebilir. Şekilde gösterilen Dünya Meotorik Doğrusu'nu (DMD) tanımlayan eşitlik şöyledir;

$$\delta^{2}H = 8\delta^{18}O + d \ (16) \qquad (5.7)$$

Bu eşitlikteki d değeri ya da Şekil 5.10'da Dünya Meteorik Doğrusunun (küresel meteorik doğru) y eksenini kestiği nokta "Döteryum fazlası" olarak tanımlanır ve yağışa kaynak oluşturan deniz suyunun buharlaşma miktarının bir göstergesidir. DMD'sunun d değeri 10'dur ve okyanusların üzerindeki atmosferdeki bağıl nemliliğin fonksiyonudur. Bu özelliği ile paleoiklim çalışmalarında önemli bilgiler sağlamaktadır. D değeri buharlaşmanın fazla olduğu bölgelerde daha pozitif değerlere ulaşır ve jeolojik devirlerde hakim olan iklim koşullarına bağlı olduğu gibi dünya üzerinde yerel olarak da değişmektedir. Örneğin ülkemizin de içinde bulunduğu Doğu Akdeniz iklimi için bu değer +12 ‰'dir (Gat, 1971). Bu nedenle izotop çalışmaları sırasında öncelikle yerel meteorik doğrunun oluşturulması gerekmektedir. Çünkü bölgedeki tatlı suların kaynağı bu doğruyu oluşturan yağışlardan itibaren olacaktır. İzotoplara bağlı olarak yapılacak yorumlar bu doğru sağlıklı bir şekilde oluşturulmaz ise yanlış olacaktır. Örneğin paleoiklim çalışmalarında farklı yağış rejimlerinden beslenen kaynaklar farklı d değerlerine bağlı doğrular üzerinde yer alacaklardır.

Şekil 5.10'da önemli bir buharlaşmanın olmadığı yüzey ve yeraltısuları Dünya Meteorik Doğrusu (DMD) üzerinde bulunurlar. İlkbahar ve yaz yağışları ile alt kotlardaki yağışları temsileden sular D ve ^{18}O doğrusu üzerinde B noktası yönünde, sonbahar ve kış yağışları ile topoğrafik olarak üst yüksekliklerdeki yağışlar ise doğrunun A noktasına yakın bulunmaktadır.

Şekil 5.10'da gösterilen buharlaşma etkisi altında olan sular eğimi DMD'ndan (eğimi 8) daha düşük bir değere sahiptir ve genellikle 3 ile 8 arasında değişen doğrular üzerinde yer almaktadır (Coplen vd., 2000). Buharlaşma doğrusunun eğimi nemlilik, sıcaklık, tuz konsatrasyonu gibi etkenlere bağlıdır (Gat ve Gonfiantini, 1981) ve meteorik doğru ile olan kesişme noktası ise yüzey sularının buharlaşmadan önceki izotopik kompozisyonunu göstermektedir.



Şekil 5.10. Şematik D - $\delta^{18}O$ grafiği ve karışımı oluşturan uç sular

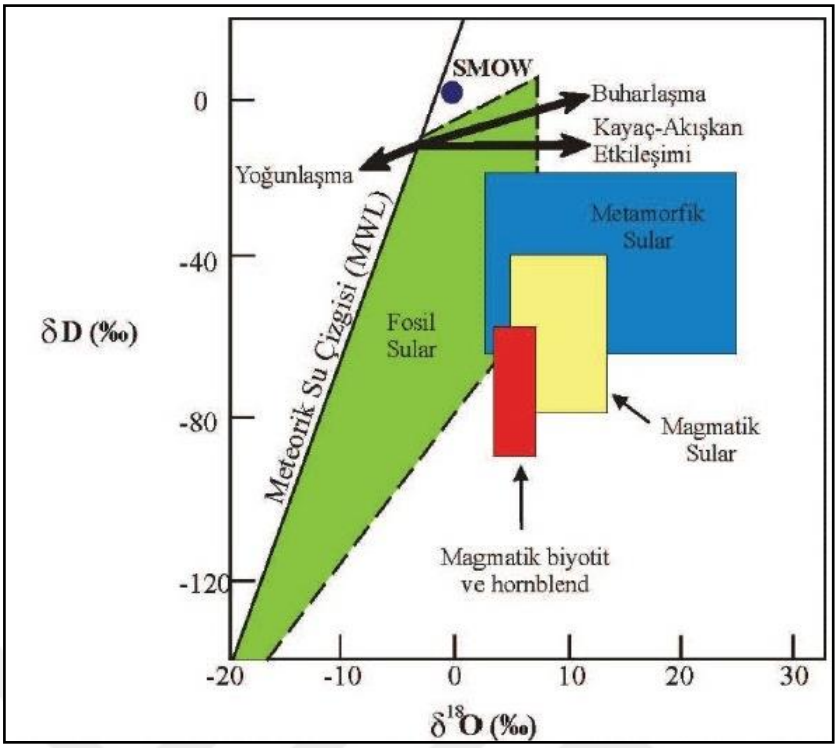
Jeotermal suların izotopik bileşimi genellikle yerel meteorik sularla ilişkili olmasına rağmen grafiklerde meteorik suların bulunduğu doğru üzerinde yer almamaktadır. Craig (1961), tüm dünya üzerindeki değişik iklim ve cografya koşullarından topladığı yağış örneklerinin aşağıdaki eşitliğe uyduğunu belirlemiştir.

$$\delta^{2}H\ ‰ = a\ \delta^{18}O\ ‰ + d \qquad (5.7)$$

Eğer su hiç buharlaşmamışsa "a" değeri 8 ve ortalama yağışa ait döteryum fazlasını ifade eden "d" değeri ise 10'dur. Bu eşitliği temsil eden doğru, global meteorik su doğrusu olarak adlandırılır ve Şekil 5.10'da görülen A-B doğrusu bu doğruyu temsil etmektedir. C-D doğrusu ise ^{18}O değerinin artmasına karşılık ^{2}H değerinin sabit kaldığı jeotermal suların yer aldığı doğrudur. Termal suyun sıcaklığına bağlı olarak C noktasından D noktasına

doğru bir yönlenme söz konusudur. Yüksek sıcaklıklı sular bu doğrunun sağ tarafında yer almaktadır. Şekil 5.11'de de görüldüğü gibi jeotermal suların ^{18}O değeri, yerel meteorik sulardan daha yüksektir (yani daha negatiftir). Bu durum yüksek sıcaklıklarda su ve kayacı oluşturan ^{18}O'ce zengin mineraller arasındaki izotopik değişim ile açıklanabilir. Termal suların ^{2}H içeriğinde bir değişim görülmemektedir, çünkü kayaç oluşturan minerallerde H'e az rastlanmaktadır. Bununla beraber, Giggenbach (1992) ^{2}H değerinin de zenginleşebildiğini ve yaklaşan plaka sınırlarında yer alan pek çok jeotermal ve volkanik sistemlerde ^{18}O ile lineer olarak arttığını bildirmiştir (International Atomic Energy Agency, 2000).

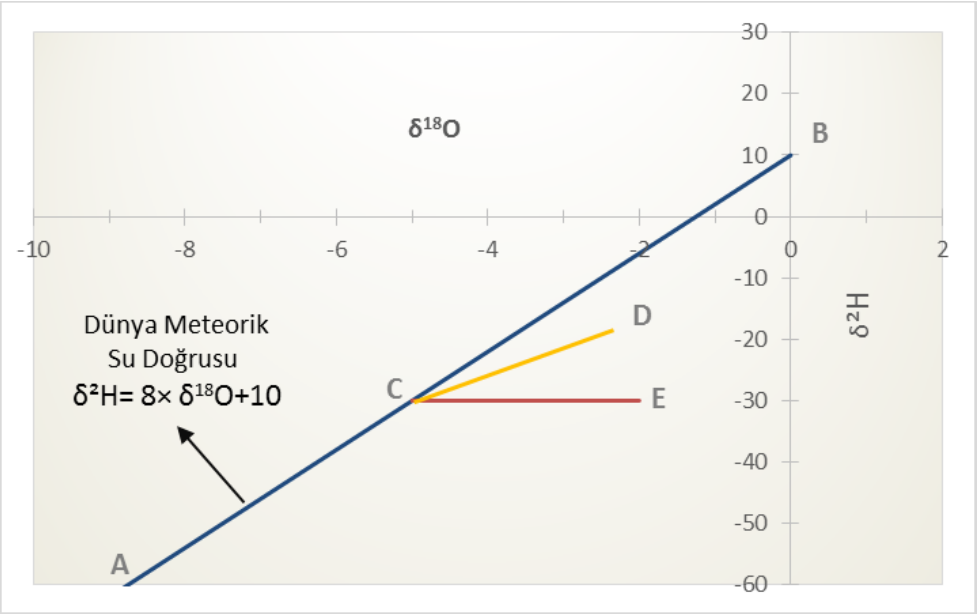
Truesdell ve Hulston (1980), dünyadaki jeotermal sistemleri bazılarında yeraltısuları ile termal sular arasındaki etkileşimi Şekil 5.11'de yer alan diyagram ile açıklamaktadır. Bu çalışmaya göre grafikte görülen meteorik doğrudan sapmalar, soğuk yeraltısuyunun mağmatik veya jüvenil sularla karışımı sonucunda meydana gelmektedir. White (1974), mağmatik suların izotopik bileşimini ^{18}O = 6 – 9 ‰ ve ^{2}H = (-40) – (-80) ‰ olarak belirlemiştir ve bu durumda karışım eğrisinin bu kompozisyona yaklaşması beklenmektedir (Clark ve Fritz, 1997).



Şekil 5.11. Farklı su kaynaklarının izotop bileşimini ve fiziko – kimyasal süreçlerin su bileşimi üzerine etkilerini gösterir D – ^{18}O diyagramı (Güleç vd., 2002) (veri kaynakları : mağmatik sular-Taylor, 1974; Sheppard, 1977; metamorfik sular – Taylor, 1974; Sheppard, 1981; fosil sular – Taylor, 1974; mağmatik biyotit ve hornblend – Taylor, 1974)

5.4.2. Soğuk su ile termal su karışımı

Termal suyun soğuk yeraltısuyu ile karışımı genellikle jeotermal sistemin üst kısımlarında meydana gelmektedir. Soğuk su, sıcak sudan daha yoğundur ve yeterli basınç söz konusu olduğunda sığ termal akiferlere soğuk su girişi meydana gelebilir. Soğuk su sıcak su karışımı, çözünmüş tuz konsantrasyonundaki artış veya ^{18}O ve ^{2}H gibi izotopların karşılaştırılması ya da klor gibi kayaçlarla reaksiyona girmeyen çözünmüş maddelerden yararlanılarak ortaya konur. Termal suların büyük bir kısmı, soğuk karışım sularına göre daha fazla klor içerirler ve bu iki suyun izotopik bileşimi birbirinden farklıdır. Genellikle, soğuk sular termal alana yakın ve kısmen daha alçak kotlara düşen yağışlardan beslenirken, termal sular daha yüksek kotlardan ve termal alana daha uzak mesafelerden beslenebilirler, her ikisi de meteorik kökenli olmasına rağmen izotopik bileşimleri farklıdır.



Şekil 5.12. Şematik D - $\delta^{18}O$ grafiği

^{18}O-^{2}H ilişkisinin genel gösterimi Şekil 5.12'de verilmiştir. Buharlaşma etkisi altında olmayan yağışlar ve doğal sular AB doğrusu üzerinde yer almaktadır. Buharlaşma etkisi altında olan sular, buharlaşma doğrusu olan CD doğrusu üzerinde yer alırlar. Tipik olarak eğimi 4-6 arasında değişmektedir. Jeotermal sistemlerdeki sıcak sular CE doğrusu boyunca yer alır. Bu doğruda oksijen-18 değişmesine rağmen döteryumda değişme olmamaktadır.

$\delta\,^{18}O$- $\delta\,^{2}H$ ilişkisi şunlara bağlıdır:

i) Yükseklik etkisi (yüksek kotlardaki yağışlar düşük kotlardaki yağışlara göre ağır izotoplar yönünden daha fakirdir),

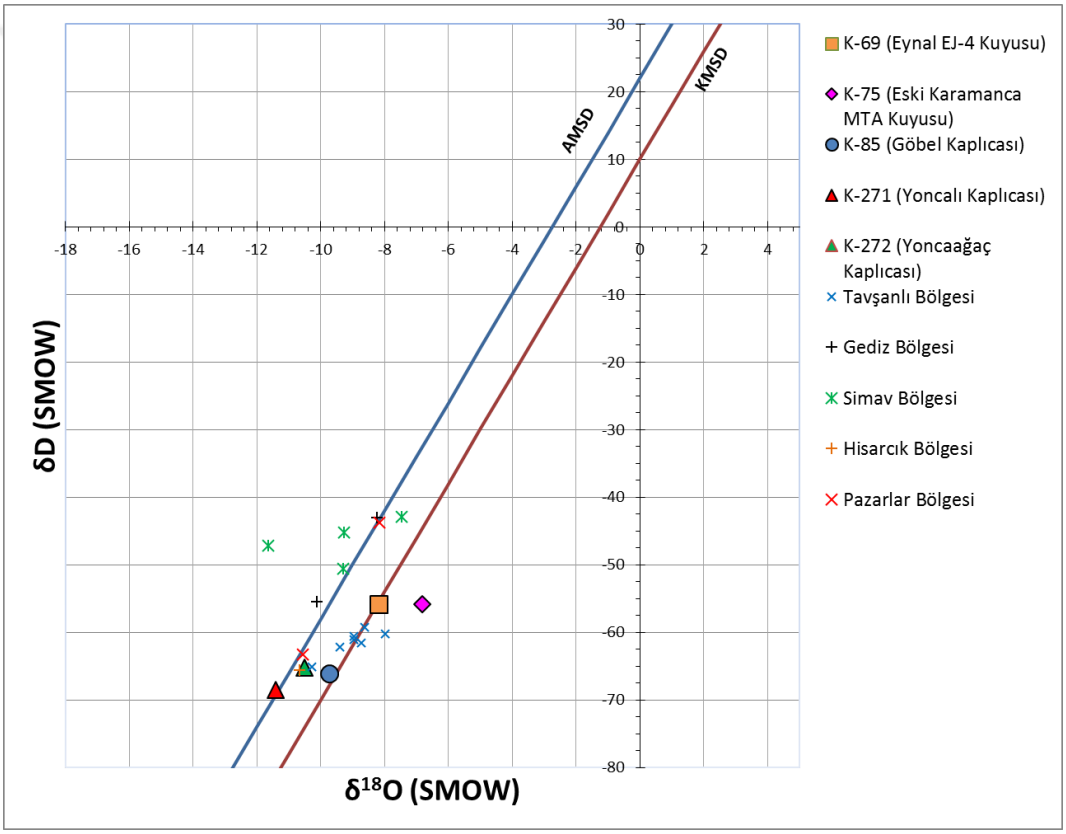
ii) Mevsimsel etki (kış yağışları yaz yağışlarına göre ağır izotoplar yönünden daha fakirdir),

iii) Miktar etkisi (yoğun yağışlar, yoğun olmayan yağışlara göre ağır izotoplar yönünden daha fakirdir),

iv) Kıta etkisi (yağışlardaki ağır izotop içeriği kıyıdan iç kısma gelindikçe azalır

v) Enlem etkisi (yüksek enlemdeki yağışlar düşük enlemlerdeki yağışlara göre ağır izotoplar yönünden daha fakirdir).

Bölgede 10 farklı lokasyondan alınan 21 su örneğinin δD (SMOW) değerleri –6,82 ‰ ile 11,42 ‰, $\delta^{18}O$ (SMOW) değerleri ise -42,85 ‰ ile -68,54 ‰ arasında değişmektedir. İzotop analiz sonuçları Şekil 5.13'teki "δD (SMOW) - $\delta^{18}O$ (SMOW)" grafiğinde görülmektedir. Grafikte Göbekli Kaplıcası (K85), Eynal EJ-4 Kuyusu (K69) ve Tavşanlı örnekleri Craig (1961) tarafında tanımlanan Dünya Meteorik Su Doğrusu üzerinde yer alırken, Yoncalı kaplıcası (K271), Pazarlar, Simav ve Gediz örnekleri Gat ve Carmi 1970 tarafından tanımlanan Akdeniz Meteorik Su Doğrusu üzerinde yer almaktadır. Bu suların genelde meteorik su doğrusu üzerinde ve yakınında yer alması bunların meteorik sulardan beslendiğini göstermektedir.



Şekil 5.13. Tüm suların D – $\delta^{18}O$ grafiği

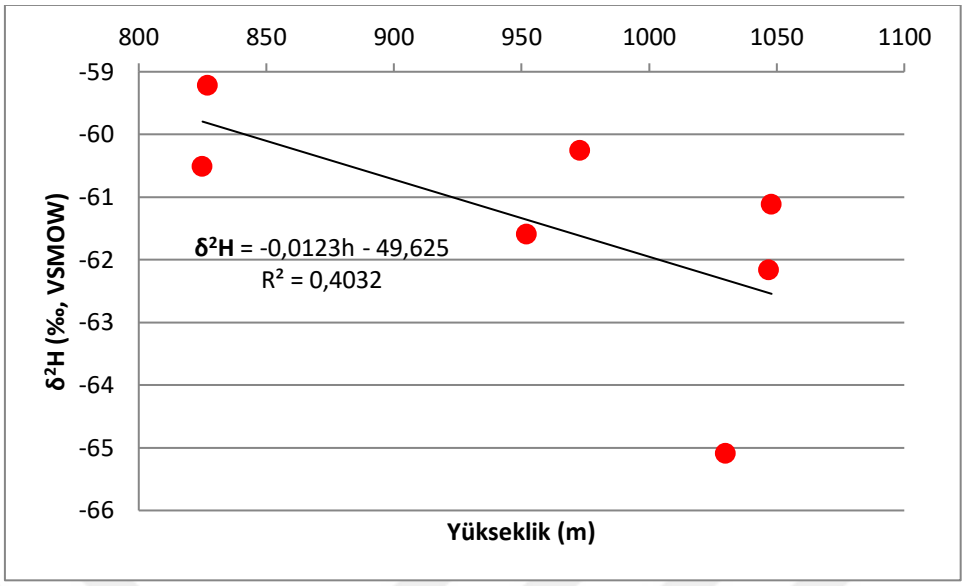
5.4.3. $\delta^{18}O$ ve $\delta^{2}H$ – yükseklik değişimi

Atmosferik su buharının izotopik oranı deniz seviyesinden yükseldikçe ağır izotoplar açısından fakirleşir. Benzer nedenlerle, yaz yağışları kış yağışlarından daha ağır izotopik bileşime sahiptirler. Sıcaklık buharlaşmaya etkiyen temel faktörlerden birisi olduğundan sıcaklığın yüksek olduğu zamanlarda ağır izotop zenginleşmesi daha fazla olmaktadır. Okyanus ve denizlerden karalara doğru gidildikçe izotop içeriğinde azalma

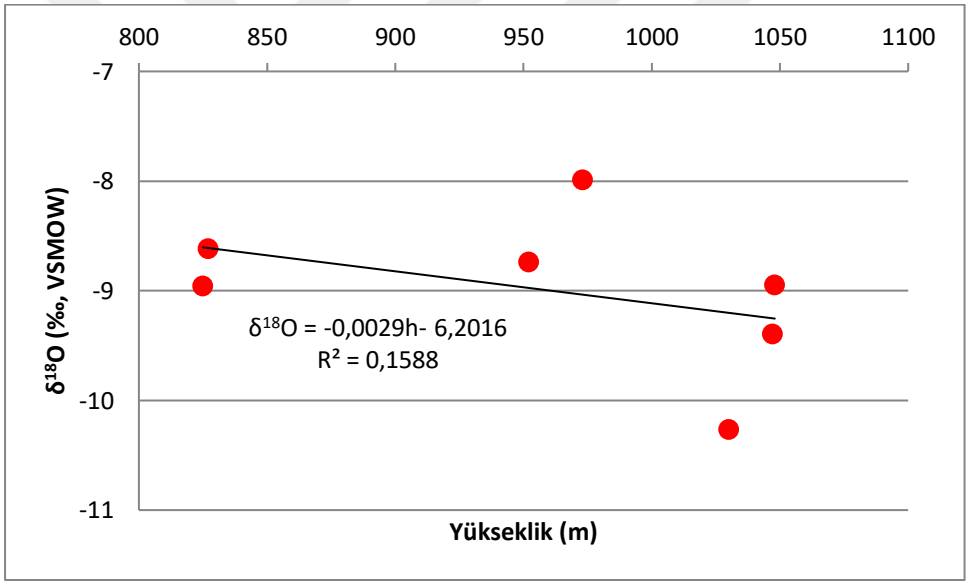
olmaktadır. Yerel iklim, cephesel yağış sistemleri ve yağışın oluşumunda etkili olan topoğrafyaya bağlı olarak yağış suyunun $\delta^{18}O$ değeri her 100 m'lik kot artışına karşın ‰ 0,15 – 0,5 arasında azalma göstermektedir. Bu ilişkiden hareketle, belirli bir alanda değişik kotlara düşen yağışların $\delta^{18}O$ değerlerinin bilinmesi durumunda yeraltısuyunun beslendiği ortalama yüksekliğin belirlenmesi mümkündür. Ancak jeotermal sularda yüksek sıcaklıkta su ve kayaç arasında meydana gelen $\delta^{18}O$ değişiminden dolayı, jeotermal suların $\delta^{18}O$ içeriğinde bir artış meydana gelmektedir. Dolayısıyla beslenme yüksekliği hesaplamalarında $\delta^{18}O$/yükseklik ilişkisini kullanmak hatalara yol açmaktadır. Bu ilişki yerine $\delta^{2}H$/yükseklik ilişkisini kullanmak gerekmektedir. Çünkü yüksek sıcaklıkta su-kayaç arasındaki etkileşimde, suyun $\delta^{2}H$ içeriğinde bir değişiklik oluşmaz.

Clark ve Fritz (1997) $\delta^{2}H$ izotop içeriğinin değişim oranının ‰ – 1/100 m ile ‰ – 4/100 m arasında değiştiğini belirtmiştir. Ancak ‰ – 1/100 m'den daha düşük olması sıcaklık değerinin yükseklik ile değişiminin az olmasından kaynaklanabileceğini belirtmiştir.

Tavşanlı, Simav, Pazarlar ve Hisarcık bölgelerindeki sıcaksuların beslenme yüksekliklerinin belirlemesi için, bu bölgelerdeki soğuksuların $\delta^{2}H$ ve $\delta^{18}O$ değerleri kullanılmıştır. Tavşanlı bölgesi dışında, yeterli miktarda soğuksu verisi olmaması nedeniyle, beslenme yüksekliği değerlendirmeleri yapılamamıştır. Tavşanlı bölgesi için $\delta^{2}H$-yükseklik grafiği (Şekil 5.14) ile $\delta^{18}O$-yükseklik grafiğinden (Şekil 5.15) Çizelge 5.14'te gösterilen beslenme yükseklikleri elde edilmiştir.



Şekil 5.14. Tavşanlı soğuksularına ait δ^2H – yükseklik grafiği



Şekil 5.15. Tavşanlı soğuksularına ait $\delta^{18}O$ – yükseklik grafiği

Çizelge 5.14. Tavşanlı bölgesi sıcaksu kaynakları beslenim yükseklikleri

Kaynak	**Boşalım Yükseltisi (m)**	**Ortalama Beslenme Alanı Yükseltisi (m)**	
		$\delta^{18}O$	**δ^2H**
Göbel Kaplıcası (32,5 °C)	832	1217	1337
Yoncalı Kaplıcası (40,4 °C)	1011	1799	1538

Düşük sıcaklık değerlerine sahip Göbel ve Yoncalı Kaplıcası sularının beslenme yükseklikleri, δ^2H – yükseklik grafiğinden 1337-1538, $\delta^{18}O$-yükseklik grafiğinden ise 1217 – 1799 m olarak belirlenmiştir. Her iki kaplıca suyunun da düşük sıcaklıklı olmaları nedeni ile su ve kayaç arasında $\delta^{18}O$ değişiminin olmadığı veya çok az olduğu, bu durumda da $\delta^{18}O$-yükseklik grafiğinin beslenme yüksekliğini belirlemede kullanılabileceği yorumu yapılmıştır. Hesaplanan beslenme yükseklikleri de birbirleri ile uyumludur. Bu yükseklikler Budağan Kireçtaşı ile Kırkbudak Formasyonu'na karşılık gelmektedir. Özellikle Budağan kireçtaşlarının tabakalarının kuzeye doğru dalımlı olması ve yoğun kırık-çatlak sistemleri içermesi nedeni ile iyi bir beslenme kanalı olma özelliği taşımaktadır.

5.4.4. Trityum - elektriksel iletkenlik ilişkisi

Hidrojen atomunun 1 proton ve 2 nötronlu izotopu olan trityum radyoaktif bir izotop olup; yarılanma ömrü 12,43 yıldır. Trityum izotopu çekirdekten elektron (β ışını) salınması ile yarılanır. Elektronların enerjisi düşük olup; doğal düzeydeki trityum derişimi insanlar için sağlık riski oluşturmaz. Duraylı izotoplardan farklı olarak trityum izotop miktarı bir derişim birimi olan TU (trityum birimi) ile ifade edilir. 1 TU, 1018 hidrojen atomundan birisinin ^3H olduğunu ifade etmektedir. Atmosferik nemdeki trityumun doğal ve antropojenik olmak üzere iki kaynağı vardır. Doğal trityum izotopu atmosferin üst tabakasında (stratosfer) kozmik kökenli nötronların $\delta^{15}N$ izotopuna çarparak onu $\delta^{12}C$ ve δ^3H'a ayrıştırması ile oluşmaktadır. Doğal yoldan atmosfere yayılan trityumun yağış suyundaki eşdeğeri 10 TU'dir.

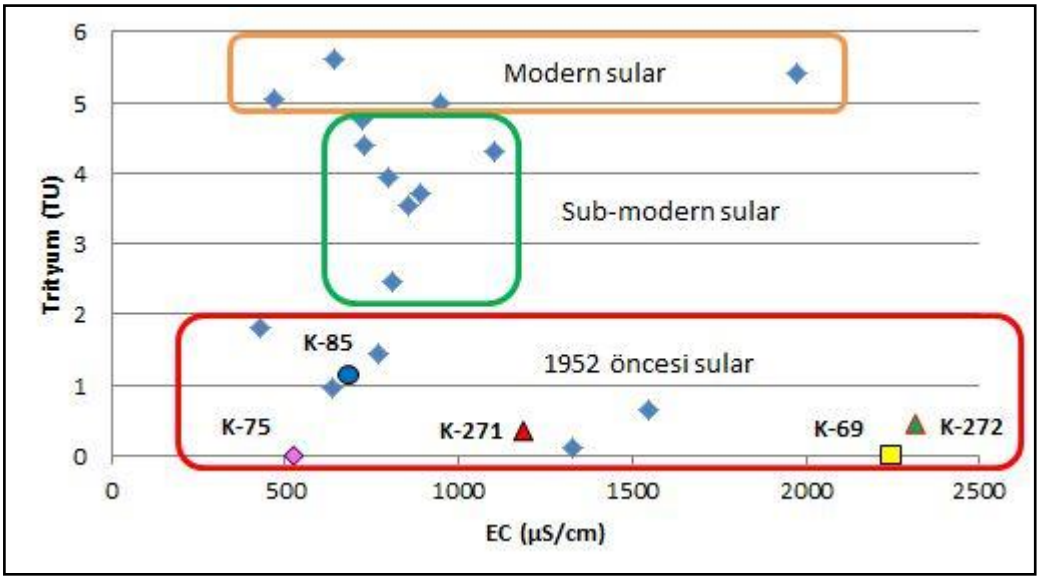
Atmosferdeki trityumun bir bölümü antropojenik kaynaklı olup; özellikle 1950'li yıllarda başlayan ve 1963 yılında uluslararası antlaşmalar ile yasaklanan atmosfere açık yerüstü termonükleer bomba denemeleri sonucunda oluşmuştur. Bu yolla trityum üretimi 1963 yılında 1000 TU düzeyine ulaşmış olup; 1963 yılından günümüze değin doğal yarılanma yoluyla azalmıştır. Günümüz atmosferik neminde trityum derişimi doğal değerine (10 TU) yaklaşmıştır.

Radyoaktif olan trityum sürekli bozunmaya uğraması nedeni ile belirli bir bölgede yeraltısuyunu besleyen yağışın trityum içeriğinin bilinmesi durumunda, yeraltısuyunun

ağırlıklı ortalama yaşının belirlenmesi ve/veya farklı yeraltısularının karışımına ilişkin öngörülerde bulunulması mümkün olmaktadır (Tezcan, 1992).

Suların izotopik değerlendirilmesinde kullanılan trityum (^3H) izotopu, duraysız bir izotop olmasından dolayı yeraltısuyunun rezervuarda kalış süresi ile orantılı olarak radyoaktif bozunmaya uğramaktadır. Dolayısı ile yeraltısularının ortaya konmasında ^3H izotopu en önemli parametrelerden biridir. Aynı şekilde örneklere ait EC değeri de, yeraltısuyunun rezervuarda kalış süresine bağlı olarak artış göstermektedir.

Trityum analiz sonuçlarına göre, alandaki sular üç grupta toplanmaktadır (Şekil 5.16). Birinci grupta yer alan sularda Trityum değeri, TU>5 olup, bu sular genç yağış sularından oluşan 5-10 yıllık **"modern sular"** dır. İkinci grup sular Trityum değerinin aralığının 0-2 TU arasında, buna göre bu sular nükleer denemeler öncesi (1952 öncesi) yağışlardan beslenen sular olup, 50 yıldan daha yaşlı sulardır. Simav-Eynal EJ-4 Kuyusu (K69), Eski Karamanca MTA Kuyusu (K75), Göbekli Kaplıcası (K85), Yoncalı Kaplıcası (K271) ve Hisarcık-Yoncaağaç Kaplıcası (K272)'na ait sular bu grupta yer alır. Üçüncü grubu oluşturan diğer sular ise 2 – 5 Tu trityum içeriği ile nükleer denemeler öncesindeki (1952) yağış suları ile nükleer denemeler sonrası yağış sularından etkilenmiş **"sub-modern"** sulardır.

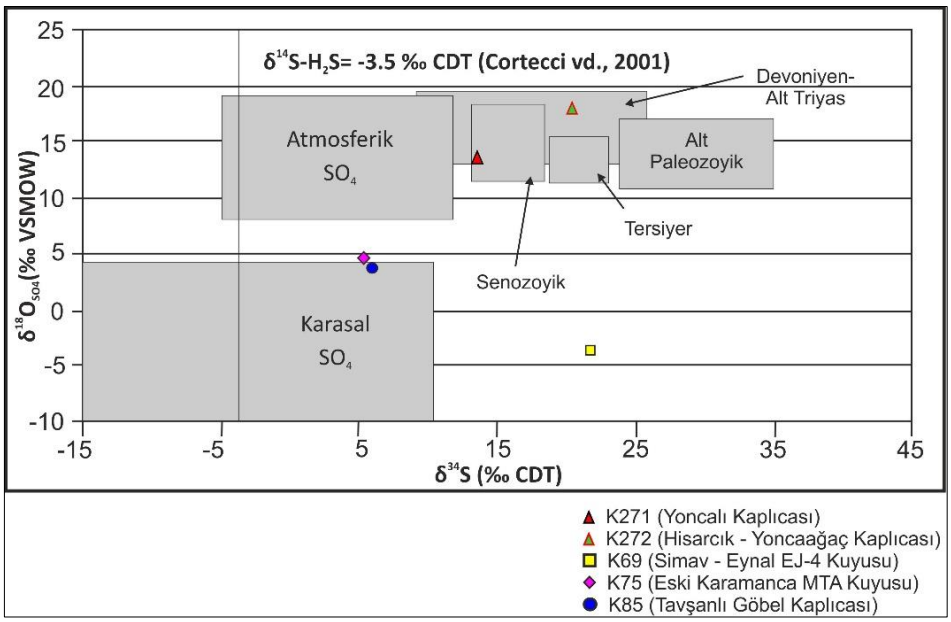


Şekil 5.16. Trityum-EC grafiği

5.4.5. Çözünmüş SO_4 iyonundaki $\delta^{18}O$ ve $\delta^{34}S$ izotopları

Yerkabuğunda kükürtün bulunuş şekli çözünmüş sülfat, çözünmüş sülfit, hidrojen sülfit, sülfat ve sülfit mineralleri şeklindedir. Organik kükürt hümik maddeler, kerojen ve hidrokarbon olarak bulunur. Topraktaki oksidasyonu ve çevrimi yarıkurak bölgelerde karasal sülfatı oluşturur. Atmosferik kükürt ise doğal ve endüstriyel SO_2 ve denizel aeresolü içerir. Kükürtün değişik ortamlardaki dolaşımı kükürt çevrimini oluşturur. Yüzey sularındaki çözünmüş kükürt kaynakları denizel aerosol, yağış, topraktaki ve evaporitlerdeki sülfatın çözünmesi, jeolojik devirlerdeki eski kayaçların yeraltısuyu tarafından çözünmesi, sülfid mineralleri ile organik kükürtün oksidasyonu ve gaz fazdaki kükürt oksit ile fosil yakıtların yanması ile ortaya çıkan kükürtün çözünmesidir.

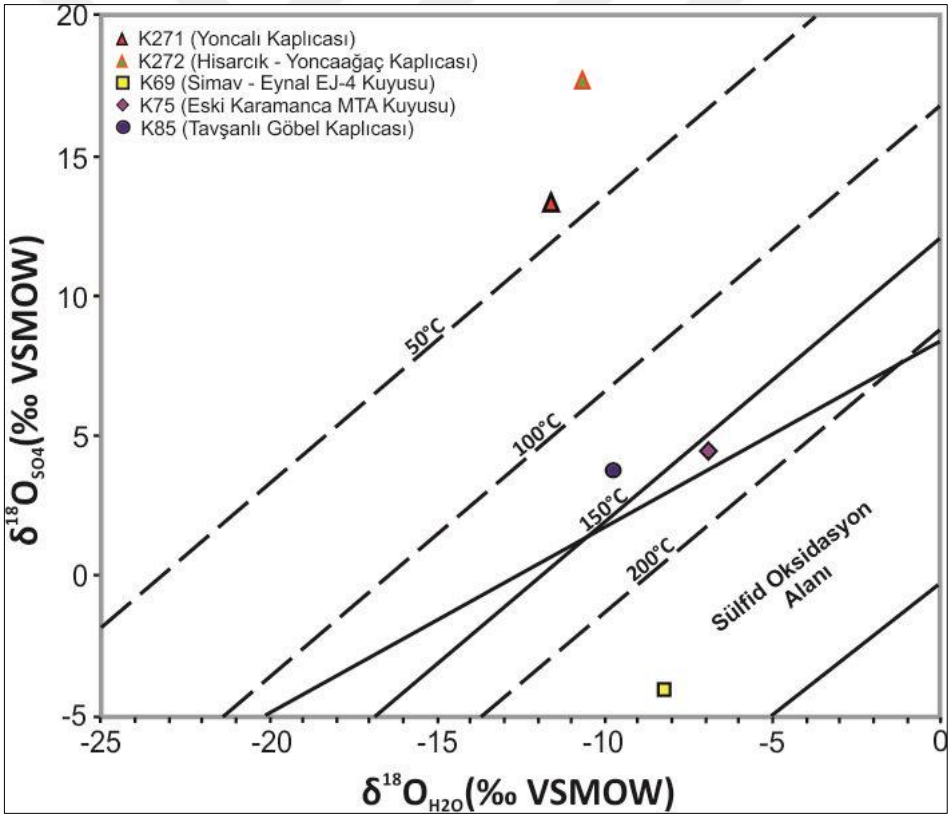
Çalışma alanında jeotermal sularda çözünmüş SO_4 iyonu içerisindeki $\delta^{18}O$ ve $\delta^{34}S$ analiz sonuçları $\delta^{34}S$-$\delta^{18}O$ SO_4 grafiği (Şekil 5.17) üzerinde değerlendirilmiştir. SO_4 iyonunun kökeni diyagrama göre K75 ve K85 nolu örneklerde karasal, K271 nolu örnekte Senozoyik yaşlı jipsler, K272 nolu örnekte ise Alt Triyas yaşlı jips formasyonlarını göstermektedir (Clark ve Fritz, 1997).



Şekil 5.17. $\delta^{34}S$- $\delta^{18}O_{SO_4}$ grafiği

Sülfat ve suyun oksijen izotopları Şekil 5.18'de görülmektedir. Lloyd (1968) ve Mizutani ve Rafter (1969) tarafından önerilen denklemler ile suyun ve sülfatın $\delta^{18}O$ değerleri kullanılarak rezervuar sıcaklığını tahmin etmek için kullanılan diyagrama göre K75 ve K85 nolu örnekler 100 °C- 200 °C arası, K69 nolu örnek ise 200 °C'den fazla rezervuar sıcaklığını göstermektedir.

Silika jeotermometre hesaplamalarında, K85 nolu sıcak suyun rezervuar sıcaklığı maksimum 87,64 °C, K75 nolu sıcak suyun rezervuar sıcaklığı ise maksimum 70,27 °C olarak hesaplanmıştır. K69 nolu sıcak suyun rezervuar sıcaklığı maksimum 178,93 °C olarak hesaplanmış olup hem grafikten belirlenen hem de silika jeotermometrelerinden hesaplanan rezervuar sıcaklıklarının birbirleri ile örtüştüğü söylenebilir.



Şekil 5.18. $\delta^{18}O_{H_2O}$ - $\delta^{18}O_{SO_4}$ grafiği

5.5. Kavramsal Jeotermal Model

Kütahya-Simav-Hisarcık-Pazarlar bölgesindeki jeotermal sistemin en önemli bileşenlerinden olan ısı kaynağı Batı Anadolu'da levha ölçeğinde etkin olan genişlemeli/açılmalı tektonik rejim altında gerçekleşen üst manto yükselmesidir. Bölgede kabuğun en ince, dolayısıyla ısıtıcı üst mantonun yeryüzüne en yakın olduğu alanlar genişlemeli tektonik rejim sonucu gelişmiş grabenlerdir. Çalışma alanı ve yakın çevresinde Geç Oligosen-Erken Miyosen'de, K-G gidişli Simav sıyrılma fayına bağlı olarak Menderes masifi çekirdeğinin ekshümasyonla yüzeylediği ve bu süreçte Simav fayının taban bloğunda Eğrigöz granitoyid sokulumun oluştuğu açıklanmaktadır (Işık ve Tekeli, 2001; Işık vd., 2003; Işık, 2004). Adı geçen araştırıcılara göre Simav sıyrılma fayı ve Eğrigöz batolitinin sokulumu, Menderes masifinin bir kor-kompleks olarak yüzeylemesi ile sonuçlanan ekshümasyon sürecinde ilk evreyi temsil eder. Bu sürecin ileri aşamasında masifin merkezinde Alaşehir ve Büyük Menderes grabenleri gelişmiş ve kuzeydeki ilk evre yapısı olan Simav sıyrılma fayı inaktif hale dönüşmüştür. Aynı yazarlar bu ikinci evrede Simav sıyrılma fayının KB-GD uzanımlı daha genç yüksek açılı faylarla kesildiğini ve günümüz Simav grabenin bu faylara bağlı olarak oluştuğunu açıklar. Bu görüşe göre ikinci evrede geliştiği önerilen yüksek açılı faylar sağ yönlü doğrultu atımlı Simav fayına karşılık gelmektedir. Eğrigöz granitoyidinin sokulumu sonrasında ilk evrede üst kıta kabuğunun kısmi ergimesi, ikinci evresinde ise alt kabuğun kısmi ergimesi ile gelişen volkanizma jeotermal açıdan ısıtıcı olan üst mantonun Miyosen süresince de sığ derinliklere sokulduğunu açıklar. Araştırma alanında gözlenmemiş olmasına karşın, yakın güneyde, Selendi-Kula yöresindeki Kuvaterner yaşlı genç bazaltlar güncel açılmalı tektonik rejim ile üst manto devinimleri arasında bağlantılar olması gerektiğini ortaya koyar. Güneyde, Selendi fayında izlenen Kuvaterner bazalt lavları çalışma alanı yakın çevresindeki bazı fayların volkanizma yoluyla magmanın yeryüzüne taşınmasında rol oynadığını, dolayısıyla bölgedeki fayların magma haznelerine ulaşan derinliklere indiğine yorumlanır. Bu özellikleri nedeniyle bölgenin güncel tektoniğinde yer alan ana fay zonlarının jeotermal açıdan da ısı akısının yüzeye iletildiği zayıflık zonları olduğu biçiminde değerlendirilmektedir.

Yukarıdaki paragrafta açıklanan doğrultuda inceleme alanı için geliştirilebilecek bölgesel ölçekli kavramsal jeotermal modellemede güncel tektonik yapı belirleyici rol

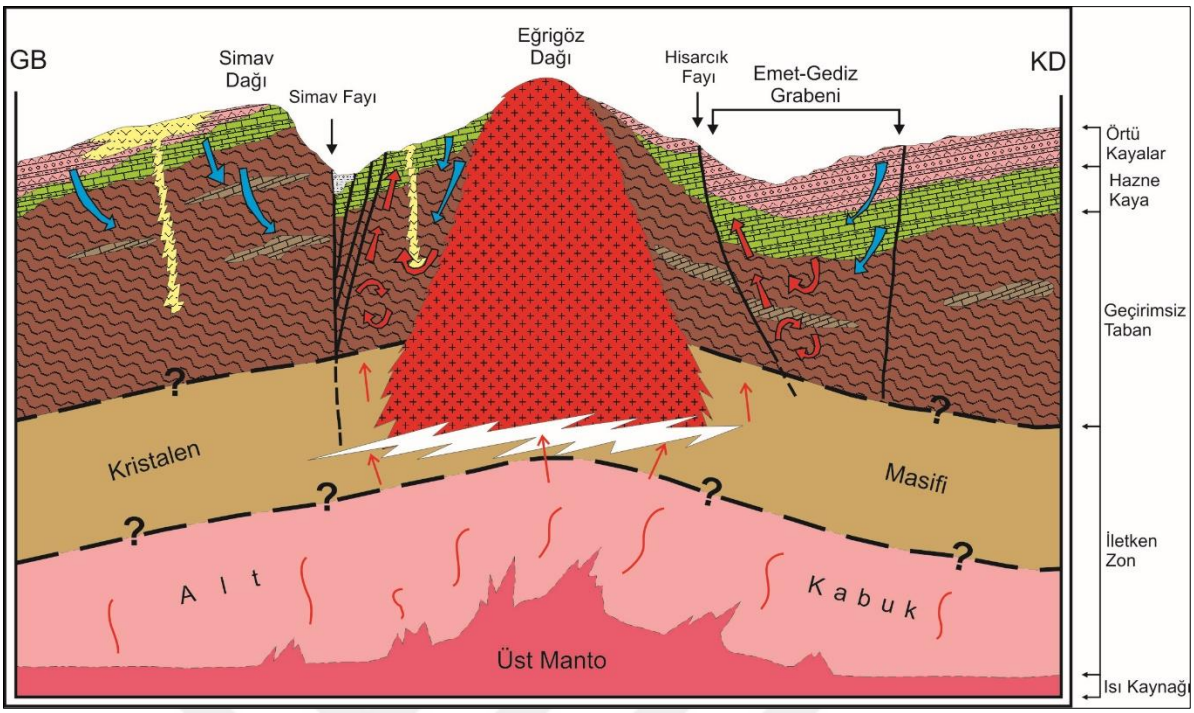
oynamaktadır. İncelenen ruhsat sahalarından bazıları sağ yönlü doğrultu atımlı bir transfer fayı olan Simav fayının kuzey ve güney bloklarına dağılmış, bir kısmı ise bu fay zonu boyunca yer almaktadır. Bu fayın kuzey bloğundaki Emet-Gediz grabeni ve güneyindeki KD-GD uzanımlı Selendi fayı bölgedeki güncel tektonik hareketlerin karmaşık bir yapısal düzen içinde geliştiğini açıklar ve bu nedenle her tektonik yapı boyunca jeotermal sistemleri kontrol eden jeolojik yapının farklı olması beklenir.

Bulgular, inceleme alanı ve yakın çevresinde Simav fay zonu ve Emet-Gediz grabeni olmak üzere birbirinden farklı iki büyük güncel tektonik yapı olduğunu göstermektedir. Eğrigöz granitoyid plütonu ile birbirinden ayrılan bu iki tektonik yapı boyunca mevcut sıcak su kaynakları ve sondaj bulguları bu iki tektonik zonun da jeotermal potansiyeline işaret etmektedir.

Önceki bölümde Simav fay zonundaki jeotermal sistemlerin fayın açılmalı bölümlerinde geliştiğine değinilmiştir. Bunlardan ilki Eynal-Naşa, diğeri ise Şaphane jeotermal alanıdır. Adı geçen fay boyunca Simav ovasında yer alan Eynal-Naşa jeotermal alanı, akışkan ısısı ve debisinin yüksek oluşu nedeniyle bölgenin en önemli jeotermal alanlarından biridir. Şekil 5.19'da gösterildiği gibi Eynal-Naşa jeotermal sahasındaki jeotermal akışkan doğrultu atımlı olması nedeniyle üst kıta kabuğunu boydan boya kestiği düşünülen Simav fayı deformasyon zonu içinde açılmalı yapıları temsil eden normal faylarla yeryüzüne doğru taşınarak yüzeylemektedir. Bu havzada stratigrafik olarak en altta bulunan Kalkan formasyonunu oluşturan gnaysların doğrultu atımlı fay zonunda çok tektonize olduğu ve bu nedenle hazne kaya özelliği taşıyabileceği düşünülmektedir. Bunun üzerindeki Simav metamorfitleri içindeki mermer blok veya mercekleri ile Balıkbaşı formasyonu ise jeotermal sistem için ideal hazne kaya özelliğindeki kaya birimleridir. Nitekim, yapılan sondajlarda bu rezervuar kayalarda ısısı 162 °C'ye ulaşan akışkana rastlanmıştır (Akkuş vd., 2005). Metamorfik temel kayaçlarda stratigrafik olarak Balıkbaşı formasyonu üzerindeki Sarıcasu formasyonunun şistleri ve Geç Miyosen yaşlı bazaltlar bu havza jeotermal sistemindeki örtü kayaları meydana getirirler. Simav fayı boyunca açılmalı sıçramada gelişmiş bir negatif çiçek yapısı sunan Simav ovası kuzeyindeki normal fayların derinlerde doğrultu atımlı ana fay zonu ile bağlantılı olması olağandır. Havzanın güncel olarak açılmakta oluşu nedeniyle zonal bir yapı gösteren normal fayların havza yönünde gençleşmesi beklenir ki yüzey jeolojisi ve morfolojisi bunu destekler. Bu gençleşmeye

bağlı olarak Eynal-Naşa jeotermal sisteminde akışkan yüzeylemesinin de havza yönünde göç etmiş olduğu yorumlanabilir.

Emet-Gediz yarım grabeni Eğrigöz granitoyid plütonu doğusunda yer alır. Bu grabene ilişkin önerilen jeotermal sistem modeli Şekil 5.19'da verilmiştir. Batısında, normal eğim atım bileşenli Hisarcık fayı, doğuda ise doğrultu atımlı bir fay zonu tarafından sınırlandırılan bu graben tabanında su sıcaklıkları 40-51ºC arasında değişen kaynak ve sondajlar bulunur. Hisarcık fayının tavan bloğunda Eğrigöz graniti tarafından kesilen Simav metamorfitleri, Arıkaya formasyonu, yeşil şist fasiyesindeki metamorfiklerden oluşan Sarıcasu formasyonu ve Balıkbaşı formasyonunun kireçtaşları yer alır. Budağan kireçtaşı ise fayın tavan bloğunda sınırlı bir alanda yüzlek verir. Grabenin inceleme alanı sınırları içinde kalan bölümünde Menderes masifi çekirdeğine ait Kalkan formasyonunun gnaysları gözlenmez. Hisarcık fayının tavan bloğunda ise sadece örtü kayalarını oluşturan Neojen istifi yer alır. Jeotermometre hesaplamaları bu grabendeki jeotermal sistemde rezervuar sıcaklığının düşük olduğunu göstermektedir. Bu durum Emet-Gediz grabeninde altta bulunan ısıtıcı kaynağın göreli olarak daha derinde olduğu ve akışkan devinimini sağlayan ve graben faylarının yüksek ısı içeren derinliklere ulaşmayan sığ tektonik yapılar olduğuna yorumlanabilir. Öte yandan, mevcut analizlere göre Emet-Hisarcık yöresindeki sıcak su kaynaklarının TDS değerleri düşüktür. Erimiş katı madde değeri düşük olan jeotermal akışkanların genelde sığ derinliklerde gerçekleşen hidrolojik çevrimle ısınarak yüzeyleyen meteorik sular olduğu bilinmektedir. Bu yaklaşım dikkate alındığında Emet-Hisarcık yöresindeki sıcak suların Eğrigöz granitoyid kütlesinde sığ derinliklerde gerçekleşen radyoaktif bozunmaya bağlı olarak gelişmiş jeotermal sistemler olduğu yönünde yorumlar yapılabilir.

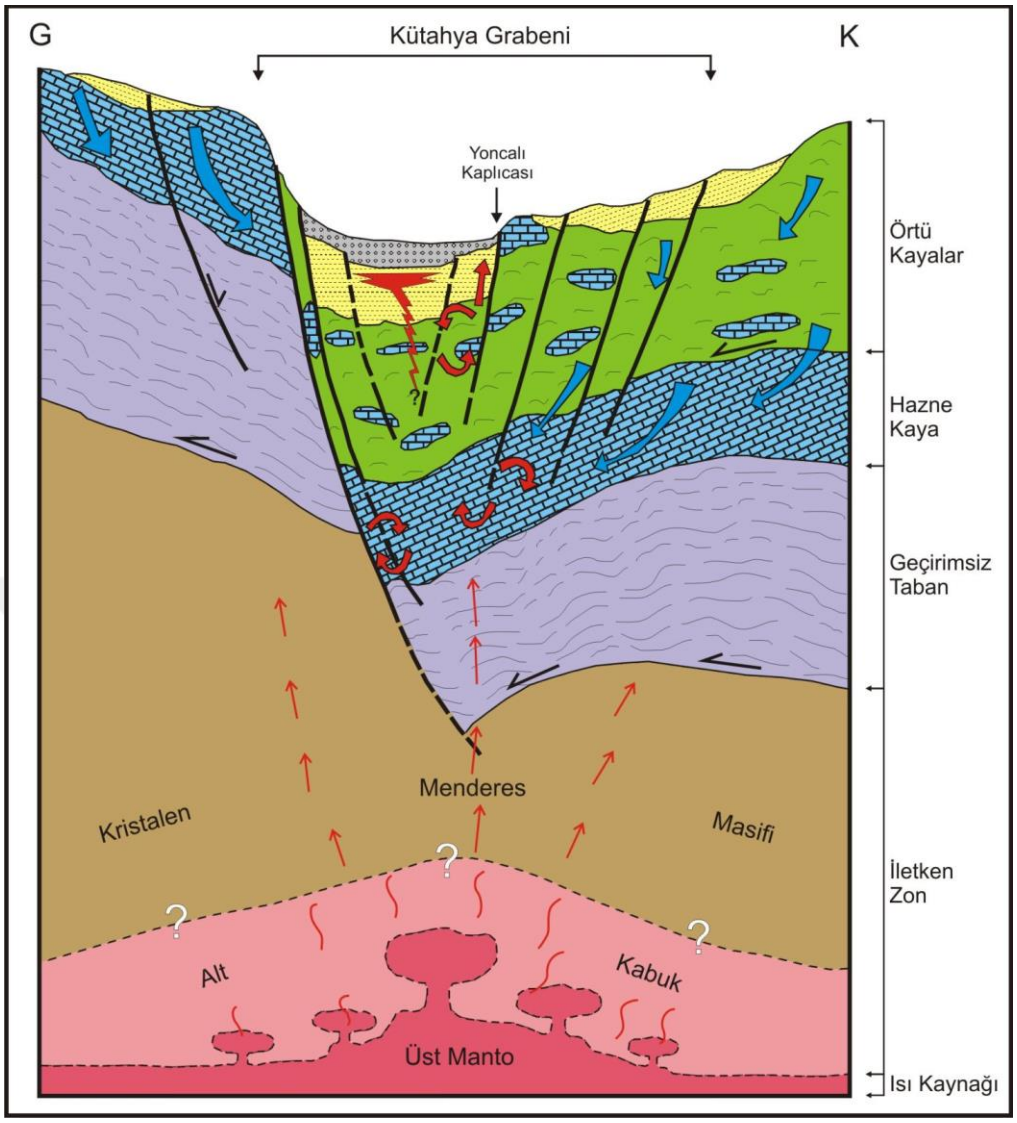


Şekil 5.19. Simav ve yakın dolayı için önerilen kavramsal jeotermal sistem modelinin D-B yönlü yapı kesiti üzerinde şematik gösterimi.

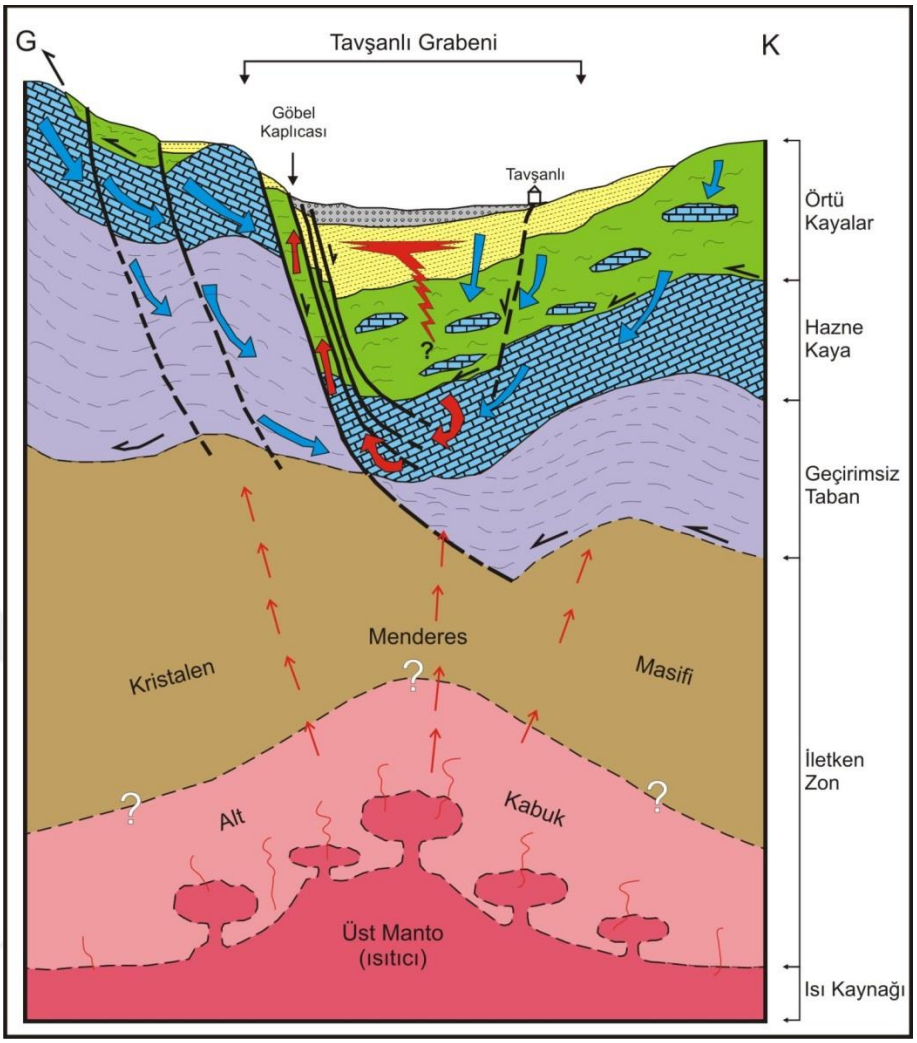
Kütahya-Tavşanlı bölgesinde toplanan bulgular Kütahya ve Tavşanlı grabenlerinin oluşturduğu D-B genel uzanımlı tektonik koridorun (oluğun) jeotermal potansiyeline işaret eder. Bulgular kapsamında, bu tektonik koridordaki Kütahya ve Tavşanlı grabenleri için varsayılan jeotermal modellemeler Şekil 5.20 ve 5.21'de ayrı ayrı verilmektedir. Söz konusu tektonik koridorda, bölgesel olarak etkin, K-G yönlü açılmalı neotektonik rejimin sonucu olarak kıta kabuğu incelmesinin gerçekleştiği ve üst mantonun kıta kabuğu altında domsal olarak yükselmiş olduğu varsayılmaktadır. Öngörülen bu domsal yükselme esnasında, üst ve alt kıta kabuğunun kısmı ergimesi ile graben tabanları ve yakın çevresinde izlenen asidik ve ortaç kalkalkalen volkanizma gelişmiştir (Baş, 1983). Bu volkanizmanın, açılmalı tektonik rejimin yapısal elemanları olan ve grabenlerin geç Miyosen-Pliyosen'deki erken evre gelişimini kontrol eden normal faylar veya açılma çatlakları boyunca yüzeylenmiş olması muhtemeldir. Dolayısıyla, yükselen üst manto haznesi ve Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı volkanitlerin beslendiği magma cepleri, grabenlerde izlenen pozitif jeotermal gradyan anomalisinin kaynağını oluşturmalıdır.

Önerilen model kapsamında, İzmir-Ankara kenet zonunun kapanması sürecinde kuzeyden güneye gelişen bindirmelerle Menderes masifine eklenmiş Afyon zonu'nun (Okay, 1986) en üst birimini oluşturan Budağan kireçtaşı, graben tabanlarında hedef hazne

kaya özelliğindedir. Kalınlığı, yerel olarak 150-1000 m arasında değişebilen bu kireçtaşları altındaki Sarıcasu metamorfitlerine ait şistler, rezervuar açısından geçirimsiz tabanı oluşturmaktadır. Örtü kayalar ise Budağan kireçtaşını tektonik olarak üzerleyen ve Tavşanlı zonunu meydana getiren ofiyolitli karışık ile sedimanter ve volkanitlerden meydana gelen Neojen istifinden oluşur. Örtü kayalar, Tavşanlı zonunu oluşturan paleotektonik dönem birimlerinden oluşan alt ve Neojen istifinden oluşan üst örtü kaya toplulukları olmak üzere iki gruba ayrılır. Alt örtü kaya topluluğunu meydana getiren ofiyolitli karışıkta, altta yer alan İmranlar formasyonunda egemen litoloji matriksi oluşturan şeyllerdir ve bu özelliği nedeniyle hazne kayanın hemen üzerinde yer alan örtünün tabanında, geçirimsiz bir zonun varlığı kabul edilebilir. Bunun üzerinde yer alan Dağardı ofiyolitli karışığı tektonik olarak bir araya gelmiş çeşitli litolojilerden oluşur. Çok deforme ve kırıklıdır ve bu özellikleri nedeniyle geçirgenliğinin yüksek olduğu tahmin edilmektedir. Ancak, birimin tabanında İmranlar formasyonu veya Budağan kireçtaşı ile olan dokanağı bir sürüklenim düzlemidir ve bu düzlemde bazı alanlarda haritalanabilir ölçekte kalın bir ultramilonit zonu gelişmiştir (Akdeniz ve Konak, 1979a). Bu tektonik dokanağın birimin tabanında geçirimsiz bir zon oluşturduğu kabul edilebilir. Bu karmaşık içindeki rekristalize kireçtaşı blokları, Yoncalı kaplıcası yöresindeki sondajlarda görüldüğü gibi, hidrotermal stratigrafide ikinci bir hazne kaya özelliği taşır. Bu yörede yapılan ve 500 m derinliklere ulaşan sondajlardan sıcaklığı 53 °C olan sıcak suya rastlanmıştır.



Şekil 5.20. Kütahya grabeni için önerilen kavramsal jeotermal sistem modelinin K-G yönlü yapı kesiti üzerinde şematik gösterimi



Şekil 5.21. Tavşanlı grabeni için önerilen kavramsal jeotermal sistem modelinin K-G yönlü yapı kesiti üzerinde şematik gösterimi.

Neojen sedimanları ve volkanitlerden oluşan üst örtü istifinin oluşturduğu kaya topluluğunun alt seviyelerindeki birimlerde geçirimsiz özellikler sunan kil, marn, tüf ve tüfitler egemen litolojidir. Neojen örtü istifinin genel stratigrafik dizilimdeki toplam kalınlığı 1500 m'yi aşar. Ancak, söz konusu birimler birbirine yanal ve düşey geçişlidir ve bu nedenle üst örtü kalınlığı lokaliteye bağlı olarak değişkendir. Tavşanlı yöresinin stratigrafisinde Neojen istifini oluşturan birimlerin çoğunluğu yer alır. Dolayısıyla, bu bölgede Neojen örtüsünün maksimum kalınlıkta olduğu yorumlanmaktadır. Kütahya grabeninin doğu yarısında (Enne barajı-Kütahya kenti arası), grabenin güney kenarı boyunca Neojen istifinin alt seviyeleri izlenmemekte, Çokköy ve Emet formasyonları doğrudan temel kayalar üzerinde yer almaktadır. Kütahya Fayı güneyinde, bu iki birim, hazne kaya istifi olan Budağan kireçtaşı ve altındaki metamorfikleri üzerler. Buna karşın, adı geçen fayın tavan bloğunda (graben tabanı) ise Dağardı karmaşığı üzerine gelmektedir.

Bu ilişkiler Kütahya grabeni tabanında Neojen örtüsünün alttan üste doğru Çokköy formasyonu ve Emet formasyonlarından oluştuğu ve bunların grabenin Kuvaterner alüvyon dolgusu tarafından üzerlenmiş olduğunu göstermektedir. Köprüören grabenin kuzey kenarı boyunca stratigrafide alttan üstte doğru Tunçbilek, Saruhanlar, Çokköy ve Emet formasyonları sıralanır. Ancak graben tabanındaki erozyonal deşilmelerle Emet formasyonu aşınarak morfolojide tanık tepelere dönüşmüş, Çokköy formasyonu ise çoğunlukla deşilmiş ve Yoncalı yöresinde olduğu gibi graben tabanında Dağardı karmaşığı yer yer yüzeye çıkmıştır. Şahmelek Fayı boyunca, Şahmelek-Aliköy arasında Neojen istifi tabanında Çokköy formasyonu doğrudan Dağardı karmaşığı üzerinde yer alır. Bu formasyonun üzerinde ise Emet formasyonu bulunur. Bu ilişkiler Kütahya ve Tavşanlı grabenleri arasındaki morfolojik bir eşik oluşturan topografik yükselimde Neojen örtüsünün grabenlere göre göreceli olarak daha ince olduğunu göstermektedir.

Bölgede yoğun olarak bulunan normal faylar hidro-jeolojik döngüde, meteorik suların rezervuara inmesini sağlayan geçirimli iletim kanallarını oluşturduğu gibi, rezervuarda ısınan akışkanın yeryüzeyi veya yeryüzeyine yakın derinliklere taşınmasını da sağlayan süreksizlik zonlarıdır. Gerek Göbel, gerekse Yoncalı kaplıcalarındaki sıcak su çıkışlarının fay zonlarında yer alması bu görüşü destekler. Grabenlerin ana fayları niteliğindeki Kütahya ve Tavşanlı faylarında izlenen geniş kataklastik zonlar akışkan taşınması yanında rezervuar niteliğini de gösterebilecek niteliktedir. Kütahya Fayında, inaktif hidrotermal aktiviteyi gösteren sinterleşme ve alterasyonlar yaygındır. Ancak, bu fay boyunca herhangi bir güncel hidrotermal aktivite gözlenememiştir. Eldeki verilere göre bu durum, güncel hidrotermal aktivitenin graben tabanında, ana fayın önünde gelişmiş ve havza büyüme faylarını temsil eden, Kuvaterner dolgusu altında gömülü olması çok muhtemel sintetik ve antitetik fay zonlarına taşınmış olduğu şeklinde açıklanabilir.

Grabenlerde varlığı bilinen jeotermal sahalar dikkate alınarak, Şekil 5.20 ve 5.21'de şematik yapı kesitleri verilen kavramsal hidrotermal sistem modeli, bu araştırmada elde edilen jeolojik ve tektonik verilere dayandırılmıştır. Isı kaynağı ve tektono-stratigrafik açıdan önerilen jeotermal sistem modeli ideal özellikler sergiler. Bölgede jeotermal sistem Kütahya ve Tavşanlı grabenlerinden oluşan D-B genel uzanımlı tektonik bir koridorda gelişmiştir. Göbel ve Yoncalı kaplıcaları ile düşük sıcaklıklı diğer su kaynakları ve sondajlarda rastlanan sıcak su rezervuarları bölgedeki aktif jeotermal sistemin ürünleridir.

6. SONUÇ VE ÖNERİLER

Kütahya-Tavşanlı alanında 78 farklı lokasyonda yerinde sıcaklık (°C), spesifik elektriksel iletkenlik SPC (25 °C'de), elektriksel iletkenlik EC (µs/cm), toplam çözünmüş katı madde TDS (mg/l), tuzluluk ve pH değerleri ölçülmüştür. Bu örneklerden 10 adedi için kimyasal, 2 adedi için iz element, 9 adedi için izotop analizleri ($\delta^{18}O$, δD ve Trityum) ve izotop analizi yapılanlardan 2 adedi için de inorganik karbondaki (DIC) $\delta^{13}C$, sülfattaki $\delta^{34}S$ ve $\delta^{18}O$ analizleri yaptırılmıştır.

Kütahya – Tavşanlı çalışma sahasında yerinde ölçümleri sonucunda, suların sıcaklık değerleri minimum (K137) 11,5 °C ile maksimum (K271) 40,4 °C arasında değişmektedir. Örneklenen sular içinde en yüksek sıcaklıktaki sular Tavşanlı Göbel kaplıcasından alınan K85 (32,5 °C) ile Yoncalı kaplıcasından alınan K271 (40,40 °C) numaralı örneklere ait sulardır.

Kütahya – Tavşanlı çalışma sahasında elektriksel iletkenlik (EC) değeri minimum (K80) 106 µs/cm, maksimum (K271) 1186 µs/cm, spesifik elektriksel iletkenlik (SPC) değerleri minimum (K80) 123,5, maksimum (K132) 1247, toplam çözünmüş katı madde (TDS) değerleri minimum (K81) 41,25 mg/l, maksimum (K132) 812,5 mg/l, tuzluluk değerleri minimum (K152) 0,06 ppt, maksimum (K132) 0,63 ppt, pH değerleri ise minimum (K81) 6,41, maksimum (K151) 8, 9 olarak ölçülmüştür.

Kütahya Simav-Hisarcık-Pazarlar çalışma alanında 178 farklı lokasyonda kaynak başında sıcaklık (°C), spesifik elektriksel iletkenlik SPC (25 °C'de), elektriksel iletkenlik EC (µs/cm), toplam çözünmüş katı madde TDS (mg/l), tuzluluk ve pH değerleri ölçülmüştür. Bu örneklerden 36 adedi için kimyasal analiz, 3 adedi için iz element, 12 adedi için izotop analizleri ($\delta^{18}O$, δD, T) ve izotop analizi yapılanlardan 3 adedi için de inorganik karbondaki (DIC) $\delta^{13}C$, sülfattaki $\delta^{34}S$ ve $\delta^{18}O$ analizleri yaptırılmıştır.

Kütahya – Simav – Hisarcık – Pazarlar çalışma sahasında kaynakbaşı ölçümleri sonucunda, suların sıcaklık değerleri minimum (K286) 9,6 °C ile maksimum (K69) 160 °C arasında değişmektedir. Simav-Eynal MTA EJ-4 kuyusundan alınan K69 (160°C), Eski Karamanca MTA KS-2 kuyusundan alınan K75 (28°C) ve Hisarcık Yoncaağaç

kaynağından alınan K272 (49,2°C) numaralı örneklerin çalışma alanındaki sıcak sular olduğu tespit edilmiştir.

Kütahya – Simav – Hisarcık – Pazarlar çalışma sahasında Örneklerin elektriksel iletkenlik (EC) değeri minimum (K337) 56,5 µs/cm, maksimum (K371) 4791 µs/cm ve ortalama 738,76 µs/cm, spesifik elektriksel iletkenlik (SPC) değerleri minimum (K337) 57,7, maksimum (K370) 3572 ve ortalama 790,63, toplam çözünmüş katı madde (TDS) değerleri minimum (K337) 37,7 mg/l, maksimum (370) 2333,5 mg/l ve ortalama 515 mg/l, tuzluluk değerleri minimum (K337) 0,03 ppt, maksimum (K370) 1,85 ppt ve ortalama 0,38 ppt, pH değerleri ise minimum (K29) 4,85, maksimum (K 277) 10,37 ve ortalama 7,82 olarak ölçülmüştür.

Kütahya-Tavşanlı alanından alınan su numunelerinden Kalsiyum (Ca^{+2}) iyonu değerleri 16-489 mg/l aralığında, magnezyum iyonu (Mg) değerleri 0,24-105 mg/l aralığında bulunmuştur. Örneklenen sularda bulunan kalsiyum ve magnezyum iyon varlığının Üst Triyas-Üst Kretase yaşlı Budağan kireçtaşlarının çözünmesi sonucu oluştuğu düşünülmektedir.

Kütahya-Tavşanlı sahasından alınan su numunelerinde, Sodyum (Na^{+}) iyonu miktarı 5,3-206 mg/l, Potasyum (K^{+}) iyonu miktarı 0,06-92 mg/l arasında, Klorür (Cl^{-}) iyonu miktarı 5,5-46,5 mg/l arasında, Sülfat (SO_4^{-2}) iyonu miktarı <5 – 835 mg/l arasındaki değerlerde bulunmuştur. Yapılan analizlerde potasyum ve klorür iyonularının en düşük değerlere sahip olduğu saptanmıştır.

Kütahya-Tavşanlı alanında bikarbonat (HCO_3^{-}) iyonu 213-988 mg/l arasındadır. Kaynak suyunda bikarbonatın yüksek çıkmasının nedeninin, Budağan Kireçtaşlarının karbondioksitli sularla çözündürülmesi olduğu düşünülmektedir.

Kimyasal analiz sonuçlarına göre Kütahya Tavşanlı sahasından alınan K83, K87, K91, K102, K141, K143 sularının Ca-HCO_3 tipi, K122, K126 sularının Mg-HCO_3 tipi, Tavşanlı Göbel kaplıcasından alınan K85 ve Yoncalı kaplıcasından alınan K271 nolu sıcak suların da Ca-CO_3 tipi sular olduğu tespit edilmiştir.

Kütahya – Simav – Hisarcık – Pazarlar sahasından alınan K5, K27, K41, K48, K55, K74, K290, K291, K310, K314, K320, K322, K324, K333, K354, K355, K356, K354, K372 nolu sular Ca-HCO_3 tipi, K2, K350, K362, K371 nolu sular Ca-SO_4 tipi ve K19, K46, K49, K50, K299, K319, K321, K348 nolu sular Mg-HCO_3 tipi sular olarak tespit edilmiştir. Simav-Eynal MTA EJ-4 kuyusundan alınan K69 nolu su Na-HCO_3 tipi, Eski Karamanca MTA KS2 kuyusundan alınan K75 suyu Ca-HCO_3 ve Hisarcık Yoncaağaç kaynağından alınan K272 nolu örnek Ca-SO_4 tipi sular olarak tespit edilmiştir.

Bölgeden alınan sıcak suların analiz sonuçlarına bakıldığında Eski Karamanca MTA kuyusu (K75), Tavşanlı Göbel kaplıcası (K85) ve Yoncalı kaplıcasından (K271) alınan suların hemen hemen aynı trendi takip ettiklerini, Hisarcık-Yoncaağac kaplıcası K272 nolu örneğin Ca ve SO_4'de diğer sulara göre daha yüksek içeriğe sahip olduğunu, Simav Eynal EJ-4 kuyusundan alınan K69 nolu örneğin diğer su trendlerinden çok farklı bir trend çizdiği gözlemlenmiştir.

12 farklı silika jeotermometresine göre yapılan rezervuar sıcaklığı hesaplamalarında, Tavşanlı Göbel kaplıcasından alınan K85 nolu sıcak suyun rezervuar sıcaklığı 34,68 °C ile 87,64 °C, Yoncalı kaplıcasından alınan K271 nolu sıcak suyun rezervuar sıcaklığı 48,61 °C ile 100,08 °C, Simav Eynal MTA EJ-4 kuyusundan alınan K69 nolu sıcak suyun rezervuar sıcaklığı maksimum 178,93 °C, Eski Karamanca MTA kuyusundan alınan K75 nolu sıcak suyun rezervuar sıcaklığı 32,91 °C ile 70,27 °C ve Hisarcık-Yoncaağaç kaplıcasından alınan K272 nolu sıcak suyun rezervuar sıcaklığı 52,33 °C ile 103,36 °C arasında hesaplanmıştır.

Kütahya-Tavşanlı alanından 2 ve Simav-Hisarcık-Pazarlar alanından 3 adet sıcak su için iz element analizlerinde, nadir alkaliler olarak adlandırılan Li, Rb, Cs, As, B, Ba, Br, Ca, Cr, Cs, Cu, Si ve Mg elementleri diğer elementlere göre daha yüksek değerlere sahiptir. Bu su örneklerinde Rb ve Cs değerleri tipik konsantrasyonlardan yüksektir. Örneklerde Li 39,4-2041,3 ppb arasında değişmekte olup en yüksek değer Simav Eynal MTA EJ-4 kuyusundan alınan K69 örneğinde gözlenmektedir, Tavşanlı Göbel kaplıcasından alınan K85 (10 ppb) nolu örnekde Li değeri tipik seviyenin altındadır. Kalkofil elementlerden As konsantrasyonu 839,3 ppb değeri ile K69 nolu örnekte en yüksek değerdedir. Cu konsantrasyonu inceleme alanındaki sıcak sularda 0,6-2,6 ppb

arasında değişir. Sb değeri 26,58 ppb ile en yüksek K69 örneğinde, en düşük değeri ise Eski Karamanca MTA KS-2 kuyusundan alınan K75 örneğinde ölçülmüştür. Pb konsantrasyonu tüm sularda 0,1 ppb'den daha küçük değerdedir.

İnceleme alanındaki jeotermal sularda Mn derişimleri <0,005-30,45 ppb arasında değişmektedir. En yüksek değer Simav-Eynal MTA EJ-4 kuyusu K69 örneğinde, en düşük değer ise Yoncalı kaplıcasından alınan K271 nolu örnekte ölçülmüştür.

Bölgede 10 farklı lokasyondan alınan 21 su örneğinin δD (SMOW) değerleri – 6,82 ‰ ile 11,42 ‰, $\delta^{18}O$ (SMOW) değerleri ise -42,85 ‰ ile -68,54 ‰ arasında değişmektedir. İzotop analiz sonuçlarına göre Göbel Kaplıcası (K85), Eynal EJ-4 Kuyusu (K69) ve Tavşanlı örnekleri Craig (1961) tarafından tanımlanan Dünya Meteorik Sular Doğrusu'na yakın düştüğü ve buharlaşma etkisinin olmadığı sonucuna varılmıştır. Yoncalı kaplıcası (K271), Pazarlar, Simav ve Gediz örnekleri, Gat ve Carmi 1970 tarafından tanımlanan Akdeniz Meteorik Sular Doğrusuna düşmekte olup meteorik sular ile ilişkili oldukları düşünülmektedir.

Düşük sıcaklık değerlerine sahip Göbel ve Yoncalı Kaplıcası sularının beslenme yükseklikleri, $\delta^{2}H$ – yükseklik grafiğinden 1337 – 1538 m, $\delta^{18}O$ – yükseklik grafiğinden ise 1217 – 1799 m olarak belirlenmiştir. Hesaplanan beslenme yükseklikleri de birbirleri ile uyumludur. Bu yükseklikler Budağan Kireçtaşı ile Kırkbudak Formasyonu'na karşılık gelmektedir. Özellikle Budağan kireçtaşlarının tabakalarının kuzeye doğru dalımlı olması ve yoğun kırık-çatlak sistemleri içermesi nedeniyle iyi bir beslenme kanalı olma özelliği taşımaktadır.

Trityum analiz sonuçlarına göre Simav-Eynal EJ-4 Kuyusu (K69), Eski Karamanca MTA Kuyusu (K75), Göbekli Kaplıcası (K85), Yoncalı Kaplıcası (K271) ve Hisarcık-Yoncaağaç Kaplıcası (K272)'na ait sular nükleer denemeler öncesi (1952 öncesi) yağışlardan beslenen sular olup 50 yıldan daha yaşlı sulardır.

Çalışma alanında jeotermal sularda çözünmüş SO_4 iyonu içerisindeki $\delta^{18}O$ ve $\delta^{34}S$ analiz sonuçları $\delta^{34}S$-$\delta^{18}O_{SO_4}$ grafiği üzerinde değerlendirilmiş olup SO_4 iyonunun kökeni

diyagrama göre K75 ve K85 nolu örneklerde karasal, K271 nolu örnekte Senozoyik yaşlı jipsler ve K272 nolu örnekte ise Alt Triyas yaşlı jips formasyonlarını göstermektedir.

Lloyd (1968) ve Mizutani ve Rafter (1969) tarafından önerilen denklemler ile suyun ve sülfatın $\delta^{18}O$ değerleri kullanılarak rezervuar sıcaklığını tahmin etmek için kullanılan diyagrama göre K75 ve K85 nolu örnekler 100 °C- 200 °C arası, K69 nolu örnek ise 200 °C'den fazla rezervuar sıcaklığını göstermektedir. Hem grafikten belirlenen hem de silika jeotermometrelerinden hesaplanan rezervuar sıcaklıklarının birbirleri ile örtüştüğü söylenebilir.

Kütahya-Simav-Hisarcık-Pazarlar bölgesindeki jeotermal sistemin en önemli bileşenlerinden olan ısı kaynağı Batı Anadolu'da levha ölçeğinde etkin olan genişlemeli/açılmalı tektonik rejim altında gerçekleşen üst manto yükselmesidir. Havzada stratigrafik olarak en altta bulunan Kalkan formasyonunu oluşturan gnaysların doğrultu atımlı fay zonunda çok tektonize olduğu ve bu nedenle hazne kaya özelliği taşıyabileceği düşünülmektedir. Bunun üzerindeki Simav metamorfitleri içindeki mermer blok veya mercekleri ile Balıkbaşı formasyonu ise jeotermal sistem için ideal hazne kaya özelliğindeki kaya birimleridir. Metamorfik temel kayaçlarda stratigrafik olarak Balıkbaşı formasyonu üzerindeki Sarıcasu formasyonunun şistleri ve Geç Miyosen yaşlı bazaltlar bu havza jeotermal sistemindeki örtü kayaları meydana getirirler.

Emet-Gediz yarım grabenindeki jeotermal sistemde, su sıcaklıkları 40-51ºC arasında değişen kaynak ve sondajlar bulunmaktadır. Hisarcık fayının tavan bloğunda Eğrigöz graniti tarafından kesilen Simav metamorfitleri, Arıkaya formasyonu, yeşil şist fasiyesindeki metamorfiklerden oluşan Sarıcasu formasyonu ve Balıkbaşı formasyonunun kireçtaşları yer alır. Budağan kireçtaşı ise fayın tavan bloğunda sınırlı bir alanda yüzlek verir. Grabenin inceleme alanı sınırları içinde kalan bölümünde Menderes masifi çekirdeğine ait Kalkan formasyonunun gnaysları gözlenmez. Hisarcık fayının tavan bloğunda ise sadece örtü kayalarını oluşturan Neojen istifi yer alır. Jeotermometre hesaplamaları bu grabendeki jeotermal sistemde rezervuar sıcaklığının düşük olduğunu göstermektedir. Emet-Hisarcık yöresindeki sıcak suların Eğrigöz granitoyid kütlesinde sığ derinliklerde gerçekleşen radyoaktif bozunmaya bağlı olarak gelişmiş jeotermal sistemler olduğu yönünde yorumlar yapılabilir.

Kütahya-Tavşanlı bölgesinde toplanan bulgular Kütahya ve Tavşanlı grabenlerinin oluşturduğu D-B genel uzanımlı tektonik koridorun (oluğun) jeotermal potansiyeline işaret etmektedir. Her iki graben için yükselen üst manto haznesi ve Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı volkanitlerin beslendiği magma cepleri, izlenen pozitif jeotermal gradyan anomalisinin kaynağını oluşturmaktadır. Budağan kireçtaşı, graben tabanlarında hedef hazne kaya özelliğindedir. Sarıcasu metamorfitlerine ait şistler, rezervuar açısından geçirimsiz tabanı oluşturmaktadır. Örtü kayalar ise Budağan kireçtaşını tektonik olarak üzerleyen ve Tavşanlı zonunu meydana getiren ofiyolitli karışık ile sedimanter ve volkanitlerden meydana gelen Neojen istifinden oluşur.

KAYNAKLAR DİZİNİ

Aggarwal, P. K., Basu, A. R., Poreda, R. J., Kulkarni, K. M., Froehlich, K., Tarafdar, S. A., Ali, M., Ahmed, N., Hussain, A., Rahman, M., Ahmed, S. R., 2000, A report on isotope hydrology of groundwater in Bangladesh: implications for characterization and mitigation of arsenic in groundwater, International Atomic Energy Agency-TC Project BGD/8/016, 5.

Akdeniz, N., Konak, N., 1979a, Simav-Emet-Tavşanlı-Dursunbey-Demirci yörelerinin jeolojisi, MTA Rapor No: 6547 (yayımlanmamış).

Akdeniz, N., Konak, N., 1979b, Menderes masifinin Simav dolayındaki kaya birimleri ve meta bazik, meta-ultramafik kayaların konumu, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 22, 175-183.

Akın, H., 2007, Kokarpınar kaynağının (Ceyhan–Adana) hidrojeokimyasal değerlendirmesi, Yüksek Lisans tezi, Çukurova Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.

Altunkaynak, S., Yılmaz, Y., 1998, The Mount Kozak magmatic complex, Western Anatolia, Journal of Volcanology Geothermal Research 85, 211–231.

Ambraseys, N. N., Tchalenko, J. S., 1972, Seismotectonic aspects of the Gediz, Turkey, earthquake of March 1970, Geophysical Journal International, 30(3), 229-252.

Arnorsson, S., 1978, Major element chemistry of the geothermal sea-water at Reykjanes and Svartsengi, Iceland, Mıneralogıcal Magazine, 4(2), 209-220.

Arnorsson, S., 1985, The use of mixing models and chemical geothermometers for estimating underground temperatures in geothermal systems, Journal of Volcanological and Geothermal Research, 23, 299-335.

Arnorsson, S., Andrésdóttir, A., 1995, Processes controlling the distribution of boron and chlorine in natural waters in Iceland, Geochimica et Cosmochimica Acta, doi: 10.1016/0016-7037(95)00278-8.

Back, W., 1966, Hydrochemical facies and ground-water flow patterns in northern part of Atlantic Coastal Plain, No: 498-A, US Government Printing Office, p. A11.

Baş, H., 1983, Domaniç-Tavşanlı-Gediz-Kütahya yörelerinin Tersiyer jeolojisi ve volkanitierinin petrolojisi, Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü, Rapor No: 7293 (yayımlanmamış).

Baş, H., 1986, Domaniç-Tavşanlı-Gediz-Kütahya yörelerinin Tersiyer jeolojisi, Jeoloji Mühendisliği Dergisi, 27, 11-18.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

Başkan, M. E., Canik, B., 1983, Türkiye sıcak ve mineralli sular haritası Ege Bölgesi, Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü.

Bayram, A. F., Şimşek, S., 2005, Hydrogeochemical and Isotopic Survey of Kütahya-Simav Geothermal Field, Proceedings of the World Geothermal Congress, Antalya, Turkey, 24-29 April 2005.

Bingöl, E., Delaloye, M., Ataman, G., 1982, Granitic intrusion in Western Anatolia: A contribution to the geodynamic study of this area, Eclogea Geologisch Helvetica, 75(2), 437-446.

Burçak, M., Sevim, F., Hacısalihoğlu, Ö., 2007, Jeolojik, jeofiziksel ve jeokimyasal yöntemlerle yeni bir jeotermal sahanın keşfedilmesi, Üçbaş - Şaphane – Kütahya, MTA Dergisi, 135, 45-64.

Candan, O., Çetinkaplan, M., Oberhansli, R., Rimmele, G., Akala, C., 2005, Alpine high-P/low-T metamorphism of the Afyon Zone and implications for the metamorphic evolution of Western Anatolia, Turkey, Lithos, doi: 10.1016/j.lithos.2005.02.005.

Clark, I. D., Fritz, P., 1997, Environmental Isotopes in Hydrogeology, Lewis Publishers, p. 327.

Coplen, T. B., Kendall, C., 2000, Stable hydrogen and oxygen isotope ratios for selected sites of the US Geological Survey's NASQAN and benchmark surface-water networks, No: USGS-OFR-00-160, U.S. Geological Survey.

Craig, H., 1961, Isotopic variations in meteoric waters, Science, doi: 10.1126/science.133.3465.1702.

Doğan, A., Emre, Ö., 2006, Ege Graben Sistemi'nin Kuzey Sınırı: Sındırgı-Sincanlı Fay Zonu, http://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/afc8fe9c61d6760_ek.pdf, erişim tarihi: 10.11.2017

Ercan, T., Satır, M., Sevin, D., Türkecan, A., 1996, Batı Anadolu'daki Tersiyer ve Kuvaterner yaşlı volkanik kayaçlarda yeni yapılan radyometrik yaş ölçümlerinin yorumu, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Dergisi, 119, 103-112.

Erguvanlı, K., Yüzer, E., 1973, Yeraltısuları jeolojisi (Hidrojeoloji), İstanbul Teknik Üniversitesi Kütüphanesi, sayı:967.

Eroğlu, A., Aksoy, N., 2003, Jeotermal suların kimyasal analizi, VI. Ulusal Tesisat Kongresi, Jeotermal Enerji Semineri Kitapçığı, 149-183.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

Eşder, T., Cihan, İ., 2010, Kütahya-Tavşanlı 28,30,32,34,37, 68 ve 73 nolu jeotermal kaynak arama ruhsat sahalarının jeolojik etüt ve jeotermal ön değerlendirme raporu, Kayen Sigma Enerji Elektrik Üretim San. Ve Tic. A.Ş., 118 s. (yayımlanmamış).

Fritz, J. S., Gjerde, D. T., Becker, R. M., 1980, Cation chromatography with a conductivity detector, Analytical Chemistry, 52(9), 1519-1522.

Gat, J.R., 1971, Comments on the stable isotope method in the regional groundwater investigations, Water Resource Research, doi: 10.1029/WR007i004p00980.

Gat, J.R., Gonfiantini, R., 1981, The isotopes of hydrogen and oxygen in precipitation, P. Fritz, J.C. Fontes (Eds.), Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, 1A, Elsevier, Amsterdam, p. 21–47.

Gat, J. R., Carmi, I., 1970, Evolution of the isotopic composition of atmospheric waters in the Mediterranean Sea area, Journal of Geophysical Research, doi: 10.1029/JC075i015p03039.

Gemici, Ü., Tarcan, G., Çolak, M., Helvacı, C., 2004, Hydrogeochemical and hydrogeological investigations of thermal waters in the Emet area (Kütahya, Turkey), Applied Geochemistry, doi:10.1016/S0883-2927(03)00112-4.

Genç, Ş.C., 1998, Evolution of the Bayramiç magmatic complex, northwestern Anatolia, Journal of Volcanology and Geothermal Research, doi:10.1016/S0377-0273(98)00057-2.

Giggenbach, W.F., 1988, Geothermal solid equilibria, derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators, Geochimica et Cosmochimica Acta, doi:10.1016/0016-7037(88)90143-3.

Giggenbach, W. F., 1992, Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin, Earth and Planetary Science Letters, doi: 10.1016/0012-821X(92)90127-H.

Gill, T. E., 1996, Eolian sediments generated by anthropogenic disturbance of playas: human impacts on the geomorphic system and geomorphic impacts on the human system, Geomorphology, doi:10.1016/0169-555X(95)00104-D.

Goldschmidt, M., 1958, Precipitation Over and the Replenishment of Yarkon and Nahal Ha'Taninim Underground Catchments, Israel Hydrological Service, Jerusalem.

Göncüoğlu, M.C., Özcan, A., Turhan, N., Işık, A., 1992, Stratigraphy of Kütahya Region. Guide Book: A Geotraverse Across Suture Zones In NW Anatolia, 3–11, MTA Publication, Ankara.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

Güleç, N., Hilton, D. R. and Mutlu, H., 2002, Helium and heat distribution in Turkey: Relations to tectonic provinces, volcanism and recent seismic activities, Chemical Geology, 187, 129-142.

Gün, H., Bingöl, E., Akdeniz, N. ve Günay, E., 1976, Geologie des bassins tertiaires des regions nord-est du massif de Menderes, Bulletin de la Société Géologique de France, doi:10.2113/gssgfbull.S7-XVIII.2.451.

Günay, E., Akdeniz, N., Saroğlu, F., Çağlayan, A., 1986, Muratdağı-Gediz dolayının jeolojisi, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Rapor No:8046, Ankara (yayımlanmamış).

Güneş, C., 2006, Gediz Kaplıcaları'nın (Kütahya) hidrojeolojik ve hidrojeokimyasal değerlendirilmesi, Yüksek Lisans tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi Fen bilimleri Enstitüsü, 170 s.

Harris, N.B.W., Kelley, S.P., Okay, A.I., 1994, Post-collision magmatism and tectonics in northwest Turkey, Contributions to Mineralogy and Petrology, doi: 10.1007/BF00310866.

Hem, J. D., 1985, Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of Natural Water, Department of the Interior, US Geological Survey, Vol. 2254.

Hounslow, A. W., 1995, Water Quality Data: Analysis and Interpretation, Boca Raton, Florida, Lewis Publishers.

International Atomic Energy Agency, 2000, Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration, development and use: Sampling methods, data handling, interpretation, S. Arnórsson (Ed.), Vienna, p. 351.

Hasözbek, A., Akay, E., Erdoğan, B., Satır, M., Siebel, W., 2010, Early miocene granite formation by detachment tectonics or not? A case study from the northern Menderes Massif (Western Turkey), Journal of Geodynamics, doi:10.1016/j.jog.2010.03.002.

Işık, V., 2004, Kuzey Menderes Masifinde Simav makaslama zonunun mikro-tektonik özellikleri, Batı Anadolu, Türkiye, Türkiye Jeoloji Bülteni, 47, 2, 49-91, http://dergipark.gov.tr/tjb/issue/28616/305854, erişim tarihi: 25.6.2017.

Işık, V., Tekeli, O., 2001, Late orogenic crustal extension in the northern Menderes massif (western Turkey): Evidence for metamorphic core complex formation, International Journal of Earth Sciences, doi:10.1007/s005310000105.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

Işık, V., Tekeli, O., Seyitoğlu, G., 2003, Ductile-brittle transition along the Alaşehir detachment fault and its structural relationship with the Simav detachment fault, Menderes Massif, western Turkey, Tectonophysics, doi:10.1016/S0040-1951(03)00275-0.

Işık, V., Tekeli, O., Seyitoğlu, G., 2004, The $^{40}Ar/^{39}Ar$ age of extensional ductile deformation and granitoid intrusion in the northern Menderes core complex: implications for the initiation of extensional tectonics in western Turkey, Journal of Asian Earth Sciences, doi:10.1016/j.jseaes.2003.09.001.

Karacık, Z., 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, doi:10.1016/S0377-0273(98)00058-4.

Karakuş, H., Özkul, C., Ergüler, Z.A., Kibici, Y., Yanık, G., 2016, Monte Carlo benzetimi ile Simav sahasının jeotermal kaynak potansiyelinin tahmini, Pamukkale Üniversitesi Mühendislik Bilimleri Dergisi, doi: 10.5505/pajes.2016.90907.

Kaya, O., 1972, Outlines of the ophiolite question in the Tavşanlı region, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 15, 26-108.

Kavaf, N., 2007, Kütahya ovasının su kalitesi ve kirliliği, Yüksek Lisans tezi, Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.

Kharaka, Y. K., Mariner, R. H., 1989, Chemical geothermometers and their application to formation waters from sedimentary basins, D. Naeser, T.H. McCulloh (Eds.), Thermal History of Sedimentary Basins, New York, doi:10.1007/978-1-4612-3492-0_6.

Koçyiğit, A., Özacar, A., 2003, Extensional neotectonic regime through the NE edge of outer Isparta Angle, SW Turkey: new field and seismic data, Turkish Journal of Earth Sciences, 12, 67-90.

Koçyiğit, A., Yusufoğlu, H., Bozkurt, E., 1999, Evidence from the Gediz Graben for episodic two-stage extension in western Turkey, Journal of the Geological Society, doi:10.1144/gsjgs.156.3.0605.

Koçyiğit, A., Ünay, E., Saraç, G., 2000, Episodic graben formation and extensional neotectonic regime in west Central Anatolia and the Isparta Angle: a case study in the Akşehir-Afyon Graben, Turkey, E. Bozkurt, J.A. Winchester, J.D.A. Piper, (Eds.), Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area, Geological Society, London, Special Publications, 173, 405-421.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

Konak, N., 1982, Simav dolayının jeolojisi ve metamorf kayaçlarının evrimi: İstanbul Yerbilimleri Dergisi, 3, 313-337.

Konuk, Y.T., 1977, Bornova flişinin yaşı hakkında, Ege Üniversitesi Fen Bilimleri Fakültesi Dergisi, İzmir, Bl, 65-73.

Kose, R., 2007, Geothermal energy potential for power generation in Turkey: A case study in Simav, Kütahya, Renewable and Sustainable Energy Reviews, doi: 10.1016/j.rser.2005.03.005.

Kurttaş, T., 2002, Karışım sularında kökensel katkıların belirlenmesi, DSİ Hidrojeolojide İzotop Tekniklerinin Kullanılması Sempozyumu Kitapçığı, 1 .cilt, Adana, 287-302.

Leflef, D., 1980, Muratdağı güneyi Neojen havzasının çökel ortamları ve paleocoğrafik evrimi, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Raporu, No: 6812, Ankara (yayımlanmamış).

Lloyd, R.M., 1968, Oxygen isotope behavior in the sulfate–water system, Journal of Geophysical Research, 73, 6099–6110.

McNeely, R. N., Neimanis, V. P., Dwyer, L., 1979, Water Quality Sourcebook: A Guide To Water Quality Parameters, Environment Canada.

Mizutani, Y., Rafter, T.A., 1969, Oxygen isotopic composition of sulphates-Part 3. Oxygen isotopic fractionation in the bisulphate ion–water system, New Zealand Journal of Science, 12, 54–59.

MTA, 2002, 1:500.000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi İzmir paftası, Ankara.

Nicholson, K., 1993, Geothermal Fluids: Chemistry and Exploration Techniques, Springer-Verlag, New York, USA, p. 263.

Okay, A.I., 1981, Kuzeybatı Anadolu'daki ofiyolitlerin jeolojisi ve mavişist metamorfizması (Tavşanlı-Kütahya), Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 24, 85-95.

Okay, A. I., 1982, Incipient blueschist metamorphism and metasomatism in the Tavşanlı region, northwest Turkey, Contributions to Mineralogy and Petrology, doi: 10.1007/BF01132065.

Okay, A., 1986, High pressure/low temperature metamorphic rocks of Turkey, B.W. Evans, E.H. Brown (Eds.), Blueschists and Eclogites, Memoir of the Geological Society of America, doi:10.1130/MEM164-p333.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

Okay, A.I., 1989, Tectonic units and sutures in the Pontides, northern Turkey, A.M.C. Şengör, (Ed.), Tectonic Evolution of the Tethyan Region, Kluwer Academic Publications, Dordrecht, 109-115.

Okay, A., 2002, Jadeite–chloritoid–glaucophane–lawsonite blueschists in north-west Turkey: unusually high P/T ratios in continental crust, Journal of Metamorphic Geology, doi:10.1046/j.1525-1314.2002.00402.x.

Okay, A., Siyako, M., 1993, The revised location of the İzmir-Ankara Suture in the region between Balıkesir and İzmir (in Turkish), S. Turgut (Ed.), Ozan Sungurlu Symposium Proceedings, Tectonics and Hydrocarbon Potential of Anatolia and Surrounding Regions, Ankara, 333-355.

Okay, A.I., Tüysüz, O., 1999, Tethyan sutures of northern Turkey. In "The Mediterranean Basin: Tertiary extension within the Alpine orogen", A. Mascle, L. Jolivet (Eds.), Special Publication, Geological Society, London, 156, doi:10.1144/GSL.SP.1999.156.01.22

Okay, A.I., Satir, M., Maluski, H., Siyako, M., Monie, P., Metzger, R., Akyüz, S., 1996, Paleo- and Neo-Tethyan events in northwest Turkey: geological and geochronological constraints, Tectonics of Asia, A. Yin, M. Harrison (Eds.), Cambridge University Press, 420-441.

Okay, A.I., Harris, N.B.W., Kelley, S.P., 1998, Exhumation of blueschists along a Tethyan suture in northwest Turkey, Tectonophysics, doi:10.1016/S0040-1951(97)00275-8.

Özcan, A., Göncüoğlu, C.M., Turhan, N., Uysal, S., Şentürk, K., 1988, Late Paleozoic evolution of the Kütahya–Bolkardağ Belt, METU Journal of Pure and Applied Sciences, 21, 211– 220.

Özcan, A., Göncüoğlu, C.M., Turhan, N., Uysal, S., Işık, A., Turşucu, A., Keskin, A., Tarhan, N., Şentürk, K., Gökdeniz, S., 1989, Kütahya–Çiftçiler–Bayat–İhsaniye yöresinin temel jeolojisi, MTA Raporu (yayınlanmamış).

Palabıyık,Y., 2006, Kütahya-Simav jeotermal sahasının jeokimyasal değerlendirmesi, Yüksek Lisans tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 126 s.

Purvis, M., Robertson, A.H.F., 2004, A pulsed extension model for the Neogene–Recent E–W-trending Alaşehir Graben and the NE–SW-trending Selendi and Gördes Basins, western Turkey, Tectonophysics, doi:10.1016/j.tecto.2004.07.011.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

Purvis, M., Robertson, A.H.F., 2005, Sedimentation of the Neogene - Recent Alaşehir (Gediz) continental graben system used to test alternative tectonic models for western (Aegean) Turkey, Sedimentary Geology, doi:10.1016/j.sedgeo.2003.08.005.

Purvis, M., Robertson, A., 2005, Miocene sedimentary evolution of the NE–SW-trending Selendi and Gördeş Basins, W Turkey: implications for extensional processes, Sedimentary Geology, doi:10.1016/j.sedgeo.2004.11.002.

Rozanski, K., Araguas-Araguas, L., Gonfiantini, R., 1992, Relation between long-term trends of oxygen-18 isotope composition of precipitation and climate, Science, doi:10.1126/science.258.5084.981.

Schlumberger Water Services, 2011, AquaChem (v2011.1).

Schoeller, H., 1955, Gechemie des eaux souterranes. Review Institue, 10, 3-4.

Schoeller, H., 1962, Les Eaux souterraines: hydrologie dynamique et chimique, Mason et Cie, Paris.

Serpen, Ü., Aksoy, N., Öngür, T., Korkmaz, E.D., 2009, Geothermal energy in Turkey: 2008 update, Geothermics, doi:10.1016/j.geothermics.2009.01.002.

Seyitoğlu, G., Scott, B.C., 1991, Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey, Geological Magazine, doi:10.1017/S0016756800018343.

Seyitoğlu, G., Scott, B.C., Rundle, C.C., 1992, Timing of Cenozoic extensional tectonics in west Turkey, Journal of the Geological Society, doi:10.1144/gsjgs.149.4.0533.

Seyitoğlu, G., 1997, The Simav graben: An example of young E-W trending structures in the Late Cenozoic extensional system of western Turkey, Turkish Journal of Earth Sciences, 6, 135-141.

Seyitoğlu, G., Işık, V., Çemen, İ., 2004, Complete Tertiary exhumation history of the Menderes massif, western Turkey: an alternative working hypothesis, Terra Nova, doi: 10.1111/j.1365-3121.2004.00574.x.

Sheppard, S. M. F., 1977, Identification of the origin of oreforming solutions by the use of stable isotopes, Geological Society, London, Special Publications, doi:10.1144/GSL.SP.1977.007.01.04.

Sheppard, S. M. F., 1981, Stable isotope geochemistry of fluids, Chemistry and Geochemistry of 137 Solutions at High Temperatures and Pressures, D. T. Rickard, F. E. Wickman (Eds.), Physics and Chemistry of the Earth, 13/14, 419-445.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

Smedley, P. L., Kinniburgh, D. G., 2002, A review of the source, behaviour and distribution of arsenic in natural waters, Applied Geochemistry, doi:10.1016/S0883-2927(02)00018-5.

Şahinci, A., 1991, Doğal Suların Jeokimyası, Reform Matbaası, İzmir, s. 548.

Şaroğlu, F., Emre, Ö., Boray, A., 1987, Türkiye'nin diri fayları ve depremsellikleri, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Jeoloji Etüdleri Dairesi Başkanlığı Raporu, Ankara, Rapor No: 8174.

Şaroğlu, F., Emre, Ö., Kuşçu, İ., 1992, Türkiye diri fay haritası, ölçek 1:2.000.000, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.

Şengör, A.M.C., 1980, Türkiye'nin neotektoniğinin esasları, Türkiye Jeololoji Kurumu Yayınları, 40 s.

Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach, Tectonophysics, doi:10.1016/0040-1951(81)90275-4.

Şengör, A.M.C., 1982, Ege'nin neotektonik evrimini yöneten etkenler, Batı Anadolu'nun Genç Tektoniği ve Volkanizması Paneli, O. Erol, V. Oygür (Derl.), Türkiye Jeoloji Kurumu, s. 59-71.

Şengör, A.M.C., 1987, Cross-faults and differential stretching of hangingwalls in regions of low-angle normal faulting: examples from western Turkey, Continental Extensional Tectonics, M.P. Coward, J.F. Dewey, P.L. Hancock (Eds.), 28, Special Publications, Geological Society, London, p. 575-589.

Taylor, H. P., 1974, The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition, Economic Geology, doi: 10.2113/gsecongeo.69.6.843.

Tezcan, L., 1992, Karst akifer sistemlerinin trityum izotopu yardımıyla matematiksel modellemesi, Doktora tezi, H.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Beytepe, Ankara, 121 s.

Thomson, S. N., Ring, U., 2006, Thermochronologic evaluation of postcollision extension in the Anatolide orogen, western Turkey, Tectonics, doi:10.1029/2005TC001833.

Topuz, G., Okay, A.I., Altherr, R., Meyer, H. P., Nasdala, L., 2006, Partial high-pressure aragonitization of micritic limestones in an accretionary complex, Tavşanlı Zone, NW Turkey, J. Metamorphic Geol., doi:10.1111/j.1525-1314.2006.00657.x.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

Truesdel, A.H., 1975, Geochemical Techniques in Exploration, Summary of Section III, Proceedings of the Second United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, San Francisco, California, USA, p. liii-lxxx.

Truesdell, C., 1984, Rational Thermodynamics, Thermodynamics of diffusion, Springer, New York, doi:10.1007/978-1-4612-5206-1_12.

Truesdell, A. H., 1991, The origin of high-temperature zones in vapor-dominated geothermal systems, Proceedings, Sixteenth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, California, No: SGP-TR-134-4.

Truesdell, A. H., Hulston, J. R., 1980, Isotopic evidence on environments of geothermal systems, Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Vol. 1.

White, D. E., 1974, Diverse origins of hydrothermal ore fluids, Economic Geology, doi: 10.2113/gsecongeo.69.6.954.

Yıldırım, N., Güner, İ. N., 2002, Büyük Menderes grabeninin doğusunda yeralan jeotermal sahalarda bulunan suların izotopik ve hidrojeokimyasal özellikleri, Hidrojeolojide İzotop Tekniklerinin Kullanılması Sempozyumu, Ankara, Türkiye, 69-87.

Yılmaz, Y., 1997, Geology of Western Anatolia, Active Tectonics of Northwestern Anatolia The Marmara Poly Project; A Multidisciplinary Approach by Space Geodesy, Geology, Hydrogeology, Geothermics and Seismology, C. Schindler, M. Pfister (Eds.), p. 31-53.

Yılmaz, Y., Genç, S.C., Gürer, Ö.F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş., Elmas, A., 2000, When did the western Anatolian grabens begin to develop?, Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area, E. Bozkurt, J.A.Winchester, J.D.A. Piper (Eds.), 173, Special Publications, Geological Society, London, 353–384.

Yılmaz, Y, Genç, Ş.Ç., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş., 2001, Two contrasting magmatic associations of NW Anatolia and their tectonic signifance, Journal of Geodynamics, doi:10.1016/S0264-3707(01)00002-3.

Yılmazer S., Pasvanoğlu. S, Vura, S., 2010, Geven (Kütahya) alanının jeolojisi ve jeotermal olanaklarının değerlendirilmesi, İstanbul Yerbilimleri Dergisi, 23, 2, 73-85.

EKLER

Ek.1. Kütahya-Tavşanlı Bölgesi Jeoloji Haritası

Ek.2. Kütahya-Simav-Hisarcık Bölgesi Jeoloji Haritası