

**T.C.
SÜLEYMAN DEMİREL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**ÖMER-GECEK (AFYONKARAHİSAR) DOLAYININ JEOLojİSİ
VE SULARIN KÖKENSEL YORUMU**

Yusuf ULUTÜRK

Danışman: Prof. Dr. Fuzuli YAĞMURLU

**DOKTORA TEZİ
JEOLojİ MÜHENDİSİLİĞİ ANABİLİM DALI
ISPARTA-2009**

TEZ ONAYI

Yusuf ULUTÜRK tarafından hazırlanan “Ömer-Gecek (Afyonkarahisar) Dolayının Jeolojisi ve Suların Kökensel Yorumu” adlı tez çalışması aşağıdaki jüri tarafından oy birliği / oy çokluğu ile Süleyman Demirel Üniversitesi Jeoloji Anabilim Dalı’nda **DOKTORA TEZİ** olarak kabul edilmiştir.

Başkan (Danışman): Prof. Dr. Fuzuli YAĞMURLU
Süleyman Demirel Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü

Jüri Üyeleri:

Prof. Dr. Mustafa KUŞCU
Süleyman Demirel Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü

Prof. Dr. Nevzat ÖZGÜR
Süleyman Demirel Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü

Prof. Dr. Erkan KARAMAN
Akdeniz Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü

Prof. Dr. Yaşar KİBİCİ
Afyon Kocatepe Üniversitesi Maden Mühendisliği Bölümü

Prof. Dr. Mustafa KUŞCU
Enstitü Müdürü

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

İÇİNDEKİLER

	Sayfa
İÇİNDEKİLER.....	i
ÖZET.....	v
ABSTRACT.....	vi
TEŞEKKÜR.....	vii
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	viii
ÇİZELGELER DİZİNİ.....	xii
SİMGELER DİZİNİ.....	xiii
1. GİRİŞ.....	1
1.1. Jeotermal Enerji.....	2
1.2.1. Levha Tektoniği Kuramı ve Jeotermal Alanların Oluşumu.....	6
1.2.2. Jeotermal Akışkanların Kimyasal Özellikleri.....	7
1.2.3. Jeotermal Sistemlerde Su Kimyası.....	8
1.2.3.1. Nötr Bileşikler.....	8
1.2.3.2. Katyonlar.....	8
1.2.3.3. Anyonlar.....	10
1.2.4. İzotop Jeokimyası.....	11
1.2.5. Jeotermal Suların Sınıflaması.....	12
1.2.5.1. Klorürlü Sular.....	12
1.2.5.2. Sülfatlı Sular.....	13
1.2.5.3. Asit Sülfat-Klorürlü Sular.....	13
1.2.5.4. Bikarbonatlı Sular.....	14
1.2.5.5. Seyreltik Klorürlü-Bikarbonatlı Sular.....	14
1.2.6. Rezervuar Kayaç Sıcaklık Tahmini.....	14
1.2.6.1. Silika Jeotermometreleri.....	15
1.2.6.2. Katyon Jeotermometreleri.....	16
1.2.6.3. Na-K-Ca Jeotermometreleri.....	17
1.2.6.4. Na-K-Mg Jeotermometreleri.....	18
1.2.7. Karışım Modelleri.....	19
2. KAYNAK ÖZETLERİ.....	20

3. MATERYEL VE YÖNTEM.....	26
3.1. Materyal.....	27
3.1.1. Çalışma Alanının Yeri.....	26
3.1.2. Morfoloji.....	26
3.1.3. İklim ve Bitki Örtüsü.....	28
3.1.4. Akarsular ve Yeraltısuyu Durumu.....	28
3.1.5. Ekonomik Durum.....	29
3.2. Yöntemler.....	29
3.2.1. Stratigrafi.....	30
3.2.2. Hidrojeoloji.....	30
3.2.3. Hidrojeokimya.....	30
3.2.4. İzotop Hidrolojisi.....	31
3.2.5. Örnek Alımı ve Arazi Yöntemleri.....	32
3.2.6. Laboratuar Yöntemleri.....	33
4. ARAŞTIRMA BULGULAR VE TARTIŞMA.....	36
4.1. Bölgesel Jeoloji.....	36
4.2. Stratigrafi.....	47
4.2.1. Afyon Metamorfitleri.....	47
4.2.1.1. Bayramgazi Metamorfitleri (Pzş).....	47
4.2.1.2. Oyuklutepe Mermerleri (Pzmr).....	56
4.2.2. Ömer-Gecek Formasyonu.....	59
4.2.2.1. Başçakmaktepe Konglomera Üyesi (m1k).....	59
4.2.2.2. Köprülü Kilitaşı-Marn-Tüf Üyesi (m2).....	63
4.2.2.3. İnaz Tüf Aglomera Üyesi (T ₁ T ₆).....	64
4.2.2.4. Erkmen Trakitleri (Nç).....	65
4.2.2.5. Karakaya Bazaltları (β).....	69
4.2.3. Kuvaterner (Q).....	70
4.2.3.1. Yamaç Molozu (Qym).....	70
4.2.3.2. Alüvyon (Qal).....	71
4.2.3.3. Alaplı Travertenleri (Trv).....	71
4.2.4. Tektonizma.....	73

4.2.4.1. Şistozite.....	74
4.2.4.2. Yönlendirme-Dalım, Doğrultu ve Eğim Yönü.....	75
4.2.2.3. Normal Faylar.....	76
4.3. Jeokimya.....	79
4.3.1. Bayramgazi Metamorfizmlerinin Jeokimyası.....	79
4.3.2. Afyon Volkanitlerinin Jeokimyası.....	86
4.4. Hidrojeoloji.....	98
4.4.1. Soğuk ve Sıcak su kaynakları.....	98
4.4.2. Bataklıklar.....	99
4.4.3. Sondaj Kuyuları.....	99
4.4.4. Jeolojik Birimlerin Hidrojeolojik Özellikleri.....	101
4.4.4.1. Geçirimli Birim 1 (GÇ-1).....	101
4.4.4.2. Geçirimli Birim 2 (GÇ-2).....	101
4.4.4.3. Yarı Geçirimli Birim (Gy).....	102
4.4.4.4. Az Geçirimli Birim (Gy).....	102
4.4.4.5. Geçirimsiz Birim-1 (Gz).....	102
4.4.4.6. Geçirimsiz Birim-2 (Gz).....	103
4.4.5. Soğuksuların Hidrojeokimyasal Değerlendirilmesi.....	103
4.4.6.1. Yapılan Analizlerin Grafiksel Gösterimleri.....	104
4.4.6.2. Sulama Suyu Sınıflaması.....	109
4.5. Ömer-Gecek Jeotermal Sahası.....	112
4.5.1. Ömer-Gecek Jeotermal Sistemin Elemanları.....	114
4.5.2. Jeotermal Kuyuların Jeokimyasal Özellikleri.....	117
4.5.3. Doygunluk İndeksleri.....	132
4.5.4. Karışım Modelleri.....	133
4.5.4.1. Entalpi-Silika Karışım Modeli.....	134
4.5.4.2. Entalpi-Klor Karışım Modeli.....	135
4.5.5. Na-K-Mg Jeotermometresi.....	136
4.5.6. Ömer-Gecek Jeotermal Sahasında Yapılan İzotop Çalışması.....	138
4.5.6.1. Oksijen-18 (^{18}O)- Döteryum(^2H) İlişkisi.....	142
4.5.6.2. Jeotermal Sahanın Beslenme Yüksekliği.....	143
4.5.6.3. ^{18}O -EC İlişkisi.....	144

4.5.6.4. Oksijen–18 (^{18}O)-Trityum (^3H) ilişkisi.....	145
4.5.6.5. Trityum-Sıcaklık-EC İlişkisi.....	146
4.5.6.6. Klor (Cl^-)-Trityum (^3H) İlişkisi.....	146
5. SONUÇ.....	148
6. KAYNAKLAR.....	153
EKLER.....	168
ÖZGEÇMİŞ.....	179

ÖZET

Doktora Tezi

ÖMER-GECEK (AFYONKARAHİSAR) DOLAYININ JEOLojİSİ VE SULARIN KÖKENSEL YORUMU

Yusuf ULUTÜRK

Süleyman Demirel Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Prof. Dr. Fuzuli YAĞMURLU

Ömer-Gecek (Afyonkarahisar) Türkiye'nin önemli jeotermal alanlarından biridir. Saha Afyon şehrinin yaklaşık 18 km kuzeybatısında ve Afyon-Kütahya karayolu üzerinde ve yolun batısındaki geniş bir alanda yer alır. Bölgede MTA ve özel kuruluşlar tarafından açılmış çok sayıda sıcak su kuyusu bulunmaktadır. Afyon İl Özel İdaresi tarafından oluşturulan AFJET (Afyon Jeotermal Isıtma Tesisleri) şirketi, Afyon kentinin jeotermal enerji ile ısıtılması amacıyla bölgedeki sıcak sulardan yararlanmaktadır. Bu çalışmanın amacı Afyon jeotermal alanının jeolojisi ile sıcak ve mineralli su kaynaklarının hidrokimyasal bileşiminin ve geçirdiği süreçlerin belirlenmesidir.

Sahada yer alan Orta Miyosen yaşlı Afyon volkanitlerini oluşturan magma cepleri ısıtıcı kayacı, Paleozoyik yaşlı Bayramgazi kalkışist ile Oyuklutepe mermerleri rezervuar kayacı, Orta Üst Miyosen yaşlı Ömer-Gecek formasyonunun ve killi tabakaları ise, örtü kayacı oluşturmaktadır. Permeabilite değeri düşük olan ve çatlaklı bir yapı gösteren kalkışistler ile mermerlerin kırık ve çatlakları içinde yeraltı suyu bulunmaktadır. Jeotermal akışkanlar horst-graben sistemi ve bunları kesen ikincil faylar boyunca yeryüzüne ulaşmaktadır.

İnceleme alanındaki termal akışkanlar genellikle Na-Cl-HCO₃ tipinde sulardır. Ömer-Gecek sahasına uygulanan kimyasal jeotermometrelerden, kalsedon, K-Mg ve Na-K-Ca-Mg jeotermometreleri 155°C'yi geçmeyecek şekilde birbirleri ile tutarlı rezervuar sıcaklıkları ortaya koymuşlardır. Ömer-Gecek jeotermal sahasında ¹⁸O, ²H, ³H analiz sonuçlarına göre sular meteorik kökenli olup, yüksek Cl içerikleri sahadaki su dolaşımının derin olduğunu ve suların yeraltında uzun süre geçirdiklerine işaret etmektedir. Termal sular, soğuk sulara göre daha yüksek kotlardan beslenmekte olup, yeraltında daha uzun bir dolaşım süresine sahiptir. Buna bağlı olarak da ¹⁸O oranında göreceli bir artış görülmektedir.

Anahtar Kelimeler: Ömer-Gecek, jeotermal, magma cepleri, horst-graben, izotop, jeotermometre, klor, oksijen-18

2009, 178 sayfa

ABSTRACT

Ph.D. Thesis

GEOLOGY OF OMER-GECEK (AFYONKARAHISAR) AREA AND INTERPRETATION OF WATER'S ORIGIN

Yusuf ULUTÜRK

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

Supervisor: Prof. Dr. Fuzuli YAĞMURLU

Ömer-Gecek (Afyonkarahisar) is one of the important geothermal areas. Ömer-Gecek geothermal site is located 18 km Northwest of Afyonkarahisar and spreads over a wide area on Afyonkarahisar-Kütahya highway. There are many boreholes drilled by MTA and other organizations. AFJET Corporation established by Afyon Private City Directory utilizes this hot water which has been obtaining from deep boreholes for the heating of the Afyon city. The aim of this study is to determine the hydro chemical compositions of the thermal springs and hydro chemical process of thermal waters.

Magma chambers, which forms middle Miyosen Afyon volcanites create the heater rock, Paleozoic Bayramgazi calcschists and Oyuklutepe marble forms reservoir rock, clay layer in Middle-Upper Miyosen Ömer-Gecek formation forms the cap rock in study area. The calcschists and marbles have low permeability and show fracture and fissure structures. The ground water is located in the fracture and fissure of calcschist and marble. The geothermal waters channeled along horst-graben system and secondary faults, cuts this system,

The geothermal waters in investigated area represent Na-Cl-HCO₃ dominated character. Among the chemical geothermometers applied in Omer-Gecek area; chalcedony, K-Mg and Na-K-Ca-Mg- geothermometers prove consistent reservoir temperatures under 155 °C. The geothermal water in in Ömer-Gecek area has meteoric origin based on their ¹⁸O, ²H, and ³H contents. The high chlorine content in geothermal waters indicates that waters circulate in depth levels and spend long time underground. Thermal waters are recharged from high altitudes with respect to cold waters and they have long circulation period. As a result a typical enrichment in ¹⁸O level is observed.

Key Words: Ömer-Gecek, geothermal, magma pockets, hors-graben, isotope, geothermometers, chlor, oxygen-18

2009, 178 pages

TEŞEKKÜR

Bu uzun soluklu çalışmada beni yönlendiren ve her zaman karşılaştığım zorluklarda bilgi ve tecrübesinden yararlandığım değerli Danışman Hocam Prof. Dr. Fuzuli YAĞMURLU'ya teşekkürlerimi sunarım.

Arazi çalışmalarım ve ince kesit yorumlarında yardımlarını esirgemeyen Prof. Dr. Yaşar Kibici, Prof. Dr. Nevzat ÖZGÜR, Yrd. Doç. Dr. Ahmet YILDIZ , Yrd. Doç. Dr. Metin BAĞCI ve Yrd. Doç. Dr. M.Galip İÇDUYGU'ya teşekkür ederim.

Çalışmanın yürütülmesinin her aşamasında türlü maddi ve manevi desteklerini esirgeyen, DSİ 11. Sondaj Şube Müdürü Mesut TABAK ve DSİ 11. Sondaj Şube personeline minnettarım.

635 No'lu proje ile tezimi maddi olarak destekleyen Süleyman Demirel Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Yönetim Birimi Başkanlığı'na teşekkür ederim.

Tezimin her aşamasında beni yalnız bırakmayan aileme sonsuz sevgi ve saygılarımı sunarım.

Yusuf ULUTÜRK
ISPARTA, 2009

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1. Volkanik olmayan alanlarda jeotermal oluşum şekli.....	3
Şekil 1.2. Andezitik-dasitik bileşimli tipik bir aktif adayayı volkanizması ile ilgili muhtemel hidrotermal-jeotermal sistemin genel şeması.....	5
Şekil 1.3. Levha hareketleri sonucu yer kabuğundaki hareketler ve oluşan yapılar.....	6
Şekil 1.4. Entalpi-Klor Karışım Modeli.....	19
Şekil 3.1. İnceleme alanına ait yer bulduru haritası.....	27
Şekil 4.1. Türkiye ve çevresinin etkilendiği tektonik kuşaklar.....	37
Şekil 4.2. Batı Türkiye'deki kenet zonlarını ve tektonik birliklerin konumları ile ilişkilerini gösteren basitleştirilmiş tektonik harita.....	38
Şekil 4.3. Batı Anadolu'daki bir referans noktasına göre, Anadolu'nun göreceli hareket vektörleri.....	40
Şekil 4.4. Afrika'daki bir referans noktasına göre, Yunanistan'ın Kıbrıs ve Anadolu'dan daha hızlı olarak Afrika üzerine geri kayması sonucu Anadolu ve Yunanistan arasında açılma rejiminin oluşumu.....	41
Şekil 4.5. Anadolu ve Yunanistan'ın Afrika levhaları üzerine geri kaymalarını gösteren şematik kesit.....	41
Şekil 4.6. Batı Anadolu' daki volkanik merkezlerin bölgesel dağılımı.....	43
Şekil 4.7. Batı Anadolu'da Miyosen'de ısı kaynağı volkanizma olan jeotermal sistemin zamanla fosilleşerek ısı kaynağının biçim değiştirmesi.....	46
Şekil 4.8. İnceleme alanı ve civarında yer alan jeolojik kuşaklar.....	48
Şekil 4.9. Ömer-Gecek sahasının jeoloji haritası.....	49
Şekil 4.10. Ömer-Gecek sahasının jeoloji enine kesitler.....	50
Şekil 4.11. İnceleme alanının genelleştirilmiş kolan kesiti.....	51
Şekil 4.12. Bayramgazi Metamorfikleri içinde görülen farklı şist seviyeleri..	53
Şekil 4.13. Bayramgazi Metamorfiklerine ait ince kesit görüntüleri.....	54
Şekil 4.14. Bayramgazi Metamorfiklerine ait ince kesit görüntüleri.....	55
Şekil 4.15. Oyuklutepe Mermerlerine ait ince kesit görüntüsü.....	57

Şekil 4.16. Oyuklutepe Mermerleri ve Bayramgazi Metamorfitleri dokanağı.....	57
Şekil 4.17. Oyuklutepe mermerlerinde gözlenen karstik boşluk ve dolgular.	58
Şekil 4.18. Başçakmaktepe Konglomasından görünüş.....	60
Şekil 4.19. Başçakmaktepe Konglomera Üyesinin ince kesit görüntüleri.....	61
Şekil 4.20. Başçakmaktepe Konglomera Üyesi içinde gözlenen farklı kökenli çakıllar.....	62
Şekil 4.21. Köprülü üyesinden bir görünüş.....	63
Şekil 4.22. İnaz tuf-aglomera üyesinin arazide görünüşü.....	64
Şekil 4.23. Erkmén üyesinden bir görünüş.....	65
Şekil 4.24. Erkmén Trakitandezitlerinde gözlenen iri sanidin kristalleri.....	67
Şekil 4.25. Erkmén Trakitandezitlerinin ince kesit görüntüsü.....	68
Şekil 4.26. Karakaya Bazaltlarının arazide görünüş.....	70
Şekil 4.27. Alaplı traverten ocağından görünüş.....	71
Şekil 4.28. Ömer-Gecek sahasının panografik görünümü ve güncel faylar..	72
Şekil 4.29. İnceleme alanı ve civarında yer alan tektonik kırıklar.....	74
Şekil 4.30. İnceleme alanında şistlerde gözlenen şistozite düzlemleri.....	74
Şekil 4.31. Bayramgazi Metamorfitlerine ait kalkışistlere ait kontur ve gül diyagramı çözümlemesi.....	75
Şekil 4.32. Bayramgazi Metamorfitlerine ait mermerlere ait kontur ve gül diyagramı çözümlemesi.....	76
Şekil 4.33. Sultandağı ve Üçkuyu faylarının arazide görünüşü.....	78
Şekil 4.34. Bayramgazi Metamorfitlerinin SiO ₂ -CaO (% ağırlık) içeriğinin karşılaştırılması.....	83
Şekil 4.35. Oyuklutepe mermerlerinde Kinsman (1969)'a göre çeşitli karbonatlı kayalarda tespit edilen Sr ⁺⁺ konsantrasyonlarının grafiksel görünümü.....	84
Şekil 4.36. Ömer-Gecek sahasındaki metamorfik kayaların Sr/CaO değişim grafiği.....	85
Şekil 4.37. Ba/CaO değişim grafiği.....	86
Şekil 4.38. İnceleme alanı volkanitlerinin isimlendirilmesi.....	91

Şekil 4.39. İnceleme alanındaki volkanik kayaçların AFM diyagramına göre sınıflandırılması.....	92
Şekil 4.40. İnceleme alanındaki örneklerin Le Maitre (2002) tarafından geliştirilen K_2O vs SiO_2 diyagramına göre sınıflandırılması.....	92
Şekil 4.41. A/CNK-A/NK diyagram.....	93
Şekil 4.42. Afyon Volkanitlerinin La/Nb-Ba-Nb değişim grafiği.....	94
Şekil 4.43. İnceleme alanındaki örneklerle ait Rb/Y-Nb/Y diyagramı.....	94
Şekil 4.44. İnceleme alanındaki volkanitlerin Th-Hf/3-Ta diyagramı.....	95
Şekil 4.45. İnceleme alanındaki örneklerin kondrit normalize diyagramı.....	95
Şekil 4.46. Afyon volkanizmasının olası oluşum modeli.....	97
Şekil 4.47. Akarçay deresinden bir görünüş.....	99
Şekil 4.48. Çalışma sahasında açılan soğuksulara ait Scholler (1965) diyagramı.....	108
Şekil 4.49. Çalışma alanında açılan soğuksulara ait Piper (1946) diyagramı	109
Şekil 4.50. Çalışma alanındaki soğuk sulara ait Wilcox diyagramı.....	110
Şekil 4.51. Çalışma sahasındaki soğuksulara ait ABD tuzluluk diyagramı...	111
Şekil 4.52. Ömer-Gecek sahasından görünüş.....	113
Şekil 4.53. Ömer-Gecek jeotermal alanında etkin olan tektonizma ve volkanizmanın olası oluşum modeli.....	115
Şekil 4.54. Ömer-Gecek sahasının şematize edilmiş oluşum şekli.....	117
Şekil 4.55. İnceleme alanı ve civarındaki termal sulara ait Scholler (1952) diyagramı.....	123
Şekil 4.56. İnceleme alanı ve civarına ait termal suların Piper (1944) diyagramı.....	124
Şekil 4.57. Ömer-Gecek sahasında bulunan termal kuyuların pie diyagramları.....	126
Şekil 4.58. İnceleme alanı ve civarındaki termal alanların scatter diyagramları.....	127
Şekil 4.59. İnceleme alanı ve civarındaki termal alanların scatter diyagramları.....	128

Şekil 4.60. Ömer-Gecek sahasına ait termal kuyuların eş klor haritası.....	130
Şekil 4.61. Ömer-Gecek sahasına ait silika-entalpi modeli.....	134
Şekil 4.62. Ömer-Gecek sahası klor-entalpi karışım modeli.....	135
Şekil 4.63. Afyon ve çevresinde bulunan termal alanların Na-K-Mg diyagramı.....	137
Şekil 4.64. Farklı su kaynaklarının izotop bileşimini ve fiziko-kimyasal süreçlerini su bileşimi üzerine etkilerini gösterir δD - $\delta^{18}O$ diyagramı	138
Şekil 4.65. Çeşitli kayaç ve su tiplerinin $\delta^{18}O$ içeriği.....	140
Şekil 4.66. inceleme alanındaki farklı kökenli suların oksijen-18 döteryum değişim grafiği.....	142
Şekil 4.67. inceleme alanındaki farklı kökenli suların oksijen-18 döteryum değişim grafiği.....	144
Şekil 4.68. Ömer-Gecek jeotermal sahasında Oksijen-18-Trityum grafiği	145
Şekil 4.69. Ömer-Gecek jeotermal sisteminde yer alan sıcak su ve soğuk suların ^{18}O - Sıcaklık içeriklerinin karşılaştırılması.....	147
Şekil 4.70. Ömer-Gecek jeotermal sisteminde yer alan sıcak su ve soğuk suların ^3H -Cl içeriklerinin karşılaştırılması.....	147
Şekil 5.1. Ömer-Gecek jeotermal sisteminin kavramsal modeli.....	150

Çizelge 1.1. Silika Jeotermometreleri.....	16
--	----

ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 1.2. Na/K Jeotermometreleri.....	17
Çizelge 1.3. Na-K-Ca Jeotermometresi.....	18
Çizelge 1.4. Mg Düzeltmeli Na-K-Ca Jeotermometresi.....	18
Çizelge 3.1. Afyon’a ait meteorolojik verilerin ortaması (1975-2004).....	28
Çizelge 3.2. İzotop Analizleri Yöntem ve Hassasiyetleri.....	32
Çizelge 3.3. Çalışmalarda kullanılan in-situ ölçüm cihazları ve özellikleri	33
Çizelge 3.4. Hidrojeokimyasal çalışmalarda kullanılan analiz yöntemleri..	35
Çizelge 4.1. Bayramgazi Metamorfiklerine ait majör oksit analiz sonuçları	80
Çizelge 4.2. Ömer-Gecek sahasındaki metamorfik kayalara ait iz element içeriği	81
Çizelge 4.2. Devam.....	82
Çizelge 4.3. Ömer-Gecek volkanik kayalara ait majör oksit analiz sonuçları.....	88
Çizelge 4.4. Afyon volkanitlerine ait iz element analiz sonuçları.....	89
Çizelge 4.5. Afyon volkanitlerine ait nadir toprak (NEE) analiz sonuçları	90
Çizelge 4.6. Ömer-Gecek sahasında açılan DSİ kuyuları ve özellikleri.....	100
Çizelge 4.7. Kıta içi su kaynaklarının sınıflarına göre kalite kriterleri.....	105
Çizelge 4.8. Ömer-Gecek sahası civarında açılan DSİ kuyularının kimyasal analiz sonuçları.....	106
Çizelge 4.9. Ömer-Gecek Jeotermal sahasında açılan kuyuların genel özellikleri.....	114
Çizelge 4.10. Afyon jeotermal alanlarında açılan termal kuyuların kimyasal analiz sonuçları.....	122
Çizelge 4.11. Çalışma sahasındaki bazı kuyuların doygunluk indeksleri....	133
Çizelge 4.12. Ömer-Gecek jeotermal sahasına ait izotop analiz sonuçları...	141
Çizelge 4.13. Ömer-Gecek sahası için ortalama beslenme yüksekliği.....	143

SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

CBS Coğrafi Bilgi Sistemi

HBS	Hidrojeolojik Bilgi Sistemi
DSİ	Devlet Su İşleri Genel Müdürlüğü
SYM	Sayısal Yükselti Modeli
TAK	Teknik Araştırma ve Kalite Kontrol Dairesi
AGİ	Akım Gözlem İstasyonu
MGİ	Meteoroloji Gözlem İstasyonu
YGİ	Yağış Gözlem İstasyonu
SGİ	Sıcaklık Gözlem İstasyonu
MTA	Maden Tetkik Arama Enstitüsü Genel Müdürlüğü
EİEİ	Elektrik İşleri Etüt İdaresi
TN	Toplam Azot
TÇM	Toplam Çözülmüş Madde
SMOW	Standard Mean Ocean Water
VSMOW	Vienna Standard Mean Ocean Water
GMWL	Global Meteoric Water Line
WMO	World Meteorological Organization
USGS	United States Geological Survey
AIH	Uluslararası Hidrojeoloji Kurumu
SLAP	Standart Light Antarctic Precipitation
AFJET	Afyon Jeotermal Isıtma Tesisleri

1. GİRİŞ

Bu bölümde, çalışmanın amacı, konusu ile jeotermal sistemler, su tipleri ve izotop konusunda genel bilgiler verilmesi amaçlanmıştır.

1.1. Çalışmanın Amacı

Ömer-Gecek (Afyonkarahisar) jeotermal sahası, Batı Anadolu’da genleşme tektoniği etkisi ile oluşan ülkemizin önemli jeotermal alanlarından birisidir. Çok eski tarihten beri termal tedavi amaçlı olarak kullanılan sahanın tarihçesi, termal kaplıcada büyük havuzda bulunan kitabeye göre 1879 yılına kadar eskiye gitmektedir. Sahada üretilen jeotermal akışkan önceleri sadece termal tedavi amaçlı olarak kullanılırken, günümüze gelindiğinde konut ısıtılması, seracılık, balıkçılık gibi birçok farklı alanda kullanılmaya başlanmıştır.

Ömer-Gecek jeotermal sahası ile ilgili literatürde çok güncel bir çalışma olmaması ve jeotermal enerjinin şu anki kullanılanlardan daha yüksek sıcaklık ve debide olması gerektiği düşüncesi çalışmanın ana çıkış noktası olmuştur. Ömer-Gecek sahasında üretilen jeotermal akışkandan, AFJET (Afyon Jeotermal Isıtma Tesisleri) tarafından açılan kuyular ile yaklaşık 4500 konut ısıtılırken, bölgede hızla gelişen turizm amaçlı beş yıldızlı termal oteller, devre mülkler ve seracılık gibi birçok farklı alanda yoğun şekilde kullanılmaktadır.

Jeotermal sular nadiren magmatik kökenlidir. Büyük oranda ise uzun süreli yeraltı dolaşımına sahip meteorik kökenli suların yüksek sıcaklık ve basınç altında içerisinden geçtiği mineraller ile uzun süre temas etmelerinin bir sonucu olarak yüksek element derişimine sahip olur. Jeotermal enerjinin kullanımı ekonomik gibi görünmesine rağmen jeokimyasal içeriğinden kaynaklanan çevresel riskler taşımaktadır. Yerel jeolojik yapının bir sonucu olarak doğal yollarla ya da sığ ve derin sondajlar aracılığı ile yüzeye çıkan bu sular yerkabuğu içerisindeki yükselimleri sırasında değerli ve sınırlı bir kaynak olan tatlı sulara karışarak bunları kirletebilmektedir. Öte yandan ülkemizde tatlı yeraltı suyu kaynaklarının gerek

iklimdeki kuraklaşmadan, gerekse plansız ve aşırı çekim nedeniyle hızla tüketilmekte ve tarımsal, endüstriyel ve yaşamsal faaliyetlere bağlı olarak gittikçe artan hızda kirletildiği gözlenmektedir.

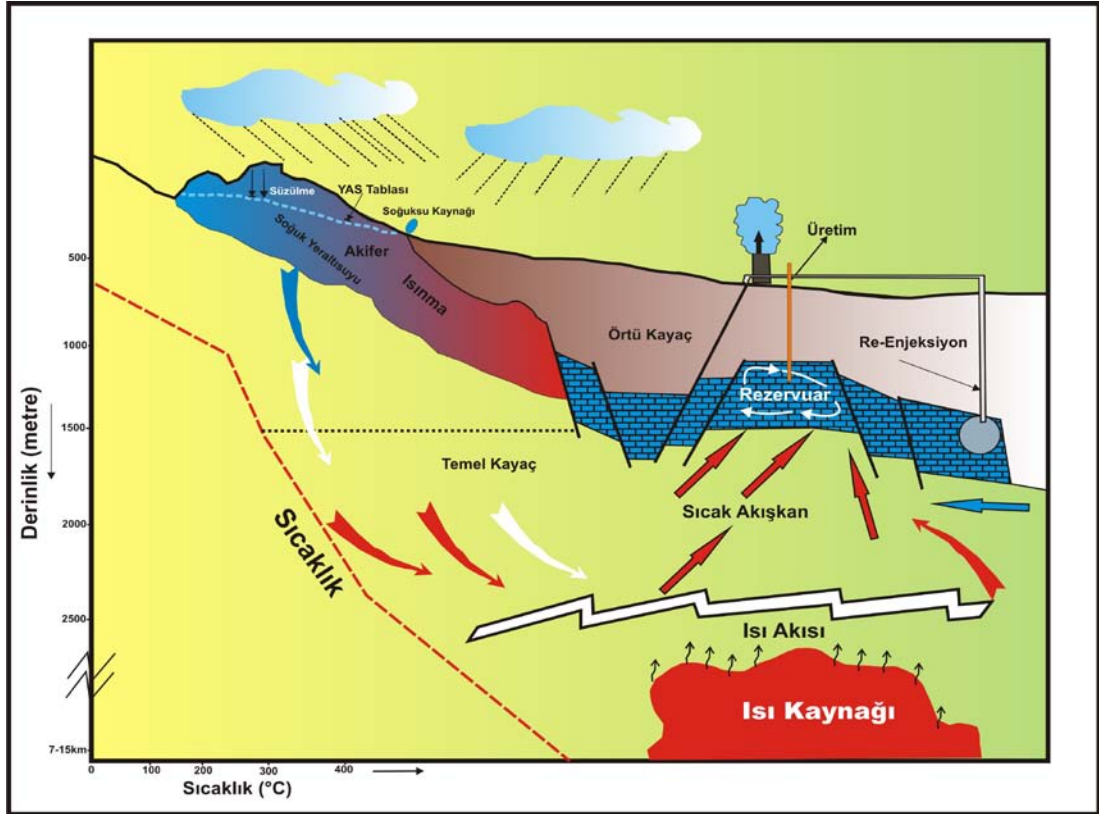
İnceleme alanı ve yakın çevresinde farklı kişi ve kurumlarca, farklı amaçlar için birçok çalışma yapılmış fakat bir bütünlük taşımayan bu çalışmalar sahadaki problemlerin tamamının açıklanmasına ışık tutamamıştır. Bu nedenle bu çalışmanın en önemli amaçlarından birisi de önceki çalışmaları bir bütün içinde toplamaktır. Bu nedenle, bu çalışma öncel çalışmaları da dikkate alarak çalışma alanının farklı yerlerinde değişik zamanlarda ve değişik amaçlarla yürütülmüş olan çok sayıdaki jeolojik çalışmaları bir araya getirerek, elde edilecek bulguların, bu çalışmanın amaçları doğrultusunda güncelleştirilip bütünleştirilmesini sağlanacaktır. Bu amaçla bu çalışmada, (i) Öncel çalışmalarda dikkate alınarak sahanın jeolojik ve tektonik yapısının ortaya çıkarmak, (ii) Metamorfik ve volkanik kayaç jeokimyası yardımı ile rezervuar kayacın özellikleri hakkında yaklaşımda bulunmak, (iii) Jeotermal sistemdeki jeotermal akışkanın kökeni, yaşı ve diğer sularla karışımı belirlemek, (iv) Jeotermal sistemin ortalama beslenme yüksekliği, maksimum hazne kaya sıcaklığının hesaplanması, (v) Sahanın jeotermal modelinin oluşturulması, (vi) Bütün bu veriler ile sahada şu anda üretilen jeotermal akışkanın sıcaklık ve debi olarak geliştirilebilirliğine ışık tutulmaya çalışılacaktır.

1.2. Jeotermal Enerji

Jeotermal enerji dünyanın iç ısısının yeryüzüne taşınması sonucu elde edilen enerji kaynağıdır. Gezegenin merkezinde sıcaklık 7000-8000°C, dış uzayda ise -150°C'dir. Doğal olarak dünyadan dış uzaya doğru ısı transferi olmakta ve dünya soğumaya çalışmaktadır. Yeryüzünde ısı akısının ortalama değeri 30-50 Mw/m² arasındadır. Isı akısının yüksek değerlere çıktığı bölgeler jeotermal sahaları oluşturmaktadır.

Jeotermal enerji kaynakları, ısı kaynağının yeryüzüne yaklaşması ile oluştuğu için bulunduğu yerler, yeryüzünün bölgesel ve yerel jeolojisine bağlıdır. Isı kaynağı, akışkan ve geçirgen ortam jeotermal sistemin ana unsurlarıdır. Jeotermal sistemlerde

suyun esas görevi ısı enerjisi taşımaktır. Isı kaynağının bulunması halinde diğer iki unsur bulunmasa da ısı enerjisi üretimi mümkündür (Şekil 1.1.). Örneğin, sıcak ve içerisinde su bulunmayan geçirimsiz kayalar “sıcak kuru kayalar” yapay olarak çatlatılır, ortama su enjekte, suyun geri üretimi ile su ile birlikte ısıda elde edilmektedir.



Şekil 1.1. Volkanik olmayan alanlarda jeotermal oluşum şekli
(Koçak, 2009'dan değiştirilmiştir)

Isı kaynağı jeotermal sistemin temel ögesidir. Yerkürede ısı kaynağı yaratabilecek olayları beş grupta toplamak mümkündür: (1) Ergimiş magmanın kabuk içinde yükselmesi, (2) Tektonik hareketler sonucu kabuğun incelerek magmaya olan uzaklığın azalması, (3) Yüzey sularının çok derinlerde (2-6 km) sirkülasyonu sonucu normal ısı gradyanı ile ısınarak ısının taşınması, (4) Termal iletkenliği çok düşük olan kil, şeyl gibi birimlerin daha derinliklerdeki kayaları örterek ısıyı izole etmesi, (5) Radyoaktif elementlerden ısınım yoluyla çıkan ısı enerjisidir. Jeotermal ısının yeryüzüne transferinde; kondüksiyon ve konveksiyon süreçleri çalışmakta ve

jeotermal akışkan taşıyıcı olmaktadır. Jeotermal akışkan, beslenme alanlarından yerkabuğunun içine penetre, olmuş, sıcak kayalar ile temas sonucunda ısınmış akiferlerde birikmiş ve zaman zaman yüksek basınçlarda ve 300 °C sıcaklıklarda olan yağmur suyundan oluşmaktadır.

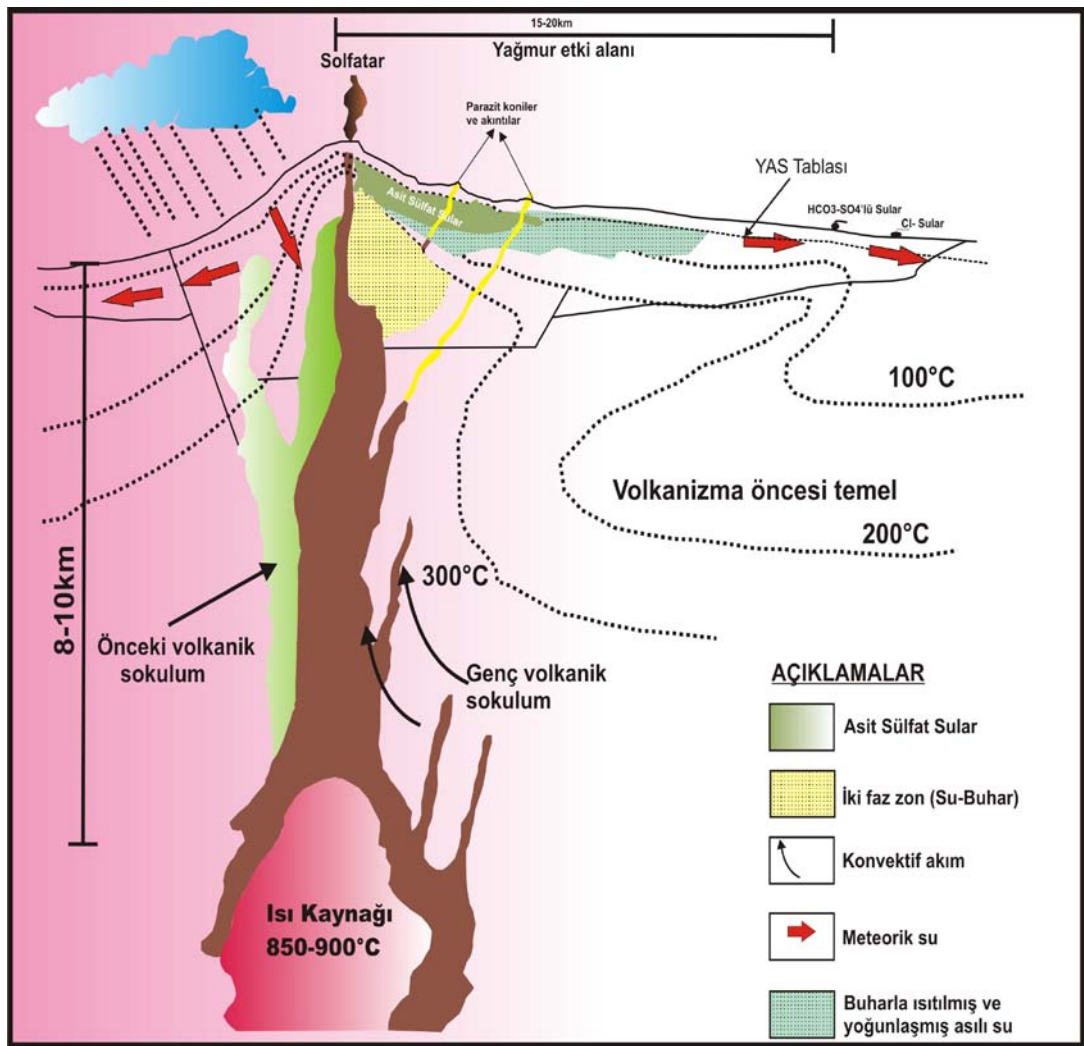
Yer kabuğu büyük bir enerji deposudur. İlk 10 km'sinde bulunan ısı enerjisi insanoğlunun bugünkü tüketimi hızı ile 6 milyon yıllık enerji ihtiyacını karşılamaya yeterlidir (Lund vd., 1998). Bu örnek ve jeotermal enerjinin tüketimdeki küçük payı, yeni teknolojilerin geliştirilmesi gereğini göstermektedir. Yeni ve yenilenebilir çevre dostu olarak tanımlanan jeotermal enerji, kendi alternatifi olabilecek kaynaklarına göre daha yüksek bir verime ve kurulu güce sahiptir.

Bir alandaki aktivitede kesinlikle ilk belirleyici, bu alanlardaki normalden daha sıcak olan yüzeyaltı kayalarıdır. Jeotermal sistemlerin ısı kaynakları; dinamik ve statik sistemler olmak üzere iki grupta toplanabilir. Bunlar Giesse (1997)'ye göre; **Dinamik Sistemler:** (1) Plütonik Sokulumlar, (2) Subvolkanik ve volkanik magma odaları, (3) Genç volkanların çevresi, (4) Kabuğun incelmeye bağlı yüksek jeotermal gradyan (mantodan kondüktif ısı transferi) ve sıcak çekirdeğin tektonik yükselmesine bağlı yüksek ısı gradyanı (Şekil 1.2.). **Statik Sistemler:** (1) Derin tortul su havzası formasyonları, (2) Jeobasınçlı sular'dır.

Öngür (2005), magmatik etkinlik ve jeotermal sistemler ile ilgili olarak "Bir jeotermal sistemi tanımlarken genellikle yanında bir ısıtıcının, magmatik yada volkanik ısı kaynağının varlığı düşünülmektedir. Bunun için, bazen bölgesel jeoloji bilgileride zorlanarak, yüzeyde belirtisi olmasa da derinde bir magma odağı varsayılır" demektedir. Magmatik etkinlikler yerkabuğunun sığ kesimlerinde kütleli olarak olağının üzerinde ısı taşır. Bu nedenle, birçok jeotermal sistem genç plütonların yakınında yada çevresinde oluşmuşlardır. Kabuğun sığ kesimlerine sokulan magma ile kütleli olarak taşınan ısı, bu derinlikler için bir sıcaklık anomalisi oluşturmakta ve bu alanlarda sıcaklık gradyanı yükselmektedir. Bu sıcaklık anomalisinin olduğu bölgelerde, yeraltısuyunun derin dolaşımına elverişli

yapısal süreksizliklerde varsa, yerel ısı taşınması ve çevrimleri bu jeotermal sistemlerin oluşumuna da neden olurlar.

Andezitik-dasitik bileşimli bir volkanizma'nın oluşturduğu jeolojik yapı içerisinde, ısı kaynağı, eski ve yeni baca oluşturan sokulumlar ve bunların oluşturduğu şematik ısı anomalisi modeli, beslenmenin konumu, dışa akış (outflow) şekli, yüzeye yakın koşullarda oluşan farklı bileşimlerdeki jeotermal rezervuar zonları ile oluşması muhtemel iki fazlı zonun konumundan söz edilebilir (Şekil 1.2.).

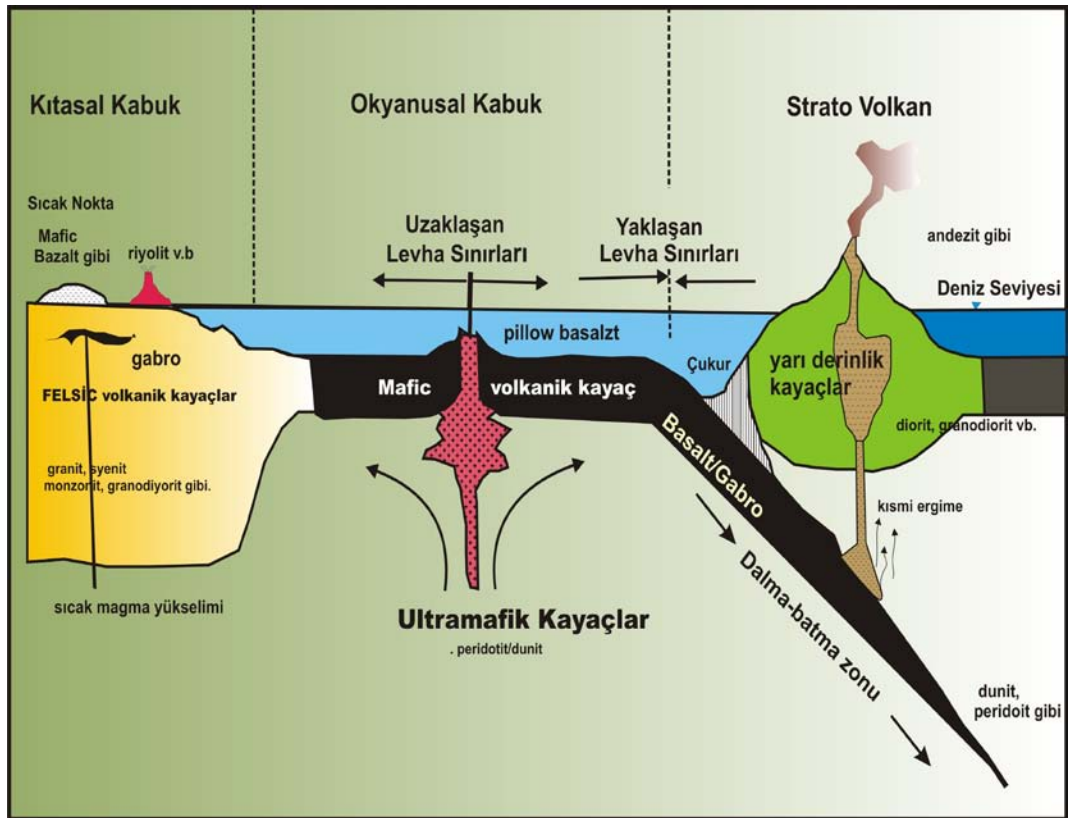


1.2.1. Levha tektoniği kuramı ve jeotermal alanların oluşumu

Levha tektoniği kuramı birbirleri ile ilişkisiz gibi görünen birçok olay hakkında bilgi vermektedir. Teoriye göre; litosfer levhaları dünya yüzeyine karşıt bir şekilde, yılda birkaç cm hızla birbirlerinden uzaklaşarak veya birbirleri üzerinde kayarak ya da birbirlerine doğru hareket etmektedir. Levhalar arasındaki sınırlar üç tiptir:

► *Uzaklaşan Levha Sınırları*: Magmanın okyanus kabuğunun katkısı ile, yeni okyanusal kabuk oluşumu söz konusudur. Deniz seviyesinin üzerine nadiren yükselmektedirler ve orta deniz tepeleri olarak adlandırılmaktadır (Örneğin, İzlanda).

► *Yakınsayan Levha Sınırları*: İki levhanın yakınsayarak çarpışması sonucunda biri diğerinin altına dalar. Sonunda tekrar mantonun içine çekilerek yok olur. Yakınsama bir levhanın okyanus kabuğundan ve diğer plakanın da kıta kabuğundan meydana gelmesi durumunda ortaya çıkar (Şekil 1.3.).



Şekil 1.3. Levha hareketleri sonucu yerkabuğundaki hareketler ve oluşan yapılar (<http://www.visionsofthecosmos.co.uk>'dan değiştirilmiştir)

► *Transform (ıllıman) Levha Sınırları*: İki levha birbiri üzerinden veya yanından kayıp geçer, bu yüzden litosfer ne yaratılır ne de yok olur. Bu durumda iki levhanın bağıl hareketinin doğrultusu kırığa paraleldir. Kaliforniya'daki San Andreas Fayı ve bu fay boyunca oluşan depremler levha hareketinin bir sonucudur.

Levha sınırlarının farklı tipleri, kendi depremlerinin jeografik dağılımlarına dayalı olarak özgün bir biçimde ayırt edilmiştir. Depremler genellikle levha sınırlarında ve ancak bazende levha ortasında meydana gelmektedir. Levha sınırları ile deprem kuşakları arasında yalın bir benzerlik vardır (Barbier, 2002). Global jeotermal sistemlerin önemli bir kısmı, aktif levha sınırlarındaki jeotektonik olaylarla sınırlıdır. Batı Anadolu Bölgesi, yakınsak plaka sınırları üzerinde bulunan çöküntü havzalarına, ve Marmara Bölgesi'nde açılma (pull apart) havzalarına örnek olarak gösterilebilir. Jeotermal kaynaklar genellikle yerkabuğu alanları ile sınırlandırılmıştır. Bu alanlardaki ısı akımı, etrafındaki alanlardan daha fazladır. Etrafındaki alanlarda, su geçirgen kayalar (rezervuar) bulunmaktadır. Bu kaynaklar yüksek enerji potansiyelleri ile, esasen görünür jeotermal aktivitenin sık sık olduğu levha sınırları arasında yoğunlaşmıştır. Jeotermal aktivite ile; sıcak kaynaklar, gaz çıkışları olan volkanik kraterler (fumerol), buhar çıkışları ve gayzerler ile ifade edilmektedir.

1.2.2. Jeotermal akışkanların kimyasal özellikleri

Jeotermal suların çözünmüş kimyasal madde miktarı yüksektir. Elementlerin çözünürlüğü su-mineral dengesine bağlıdır. Elementlerin miktarları, sıcaklığın ve bulunduğu ortamın karakteristik bir özelliğidir. Su kimyası verileri jeotermal sistemlerin sıcaklığı, beslenme ve boşalma bölgeleri, diğer sularla karışım oranlarını açıklamakta kullanılabilir (Şahinci, 1991; Nicholson, 1993; Yıldırım, 1999).

Jeotermal suların bulunduğu ortamlarda su-kayaç ilişkisi ile oluşacak reaksiyon hızı sıcaklığın bir fonksiyonudur. Sıcaklık genellikle reaksiyon hızını arttırıcı yönde etki eder. Ortam sıcaklığındaki her 10 °C'lik artış, reaksiyon hızını 2-3 kat artırır. Bu nedenle 200°C sıcaklığa sahip bir ortamda gerçekleşen reaksiyon hızı, 20°C sıcaklığa

sahip diğerk bir ortama göre 2^{10} - 3^{10} kat daha hızlıdır. Yüksek sıcaklığa sahip ortamlarda kayaçların daha fazla altere olması bunun kanıtıdır (Arnorsson, 2000).

1.2.3. Jeotermal sistemlerde su kimyası

1.2.3.1. Nötr bileşikler

Jeotermal en fazla silika, arsenik ve bor bileşikleri bulunur. Silika miktarı genellikle 100-300 ppm arasında değişir. Bir miktar silisyum minerallerinin ortamda çözünmesine bağlı olarak 700 ppm'e kadar çıkabilir. Çözünen silika ortam koşullarına bağlı olarak kuvars, kristobalit, kalsedon, opal veya amorf formda olabilir. Arsenik, arsenoik asit (H_3AsO_3) veya arsenik asit (H_3AsO_4) formunda bulunabilir. Bor, sularda borik asit (H_3BO_3 , HBO_2) olarak bulunur. Organik maddelerce zenginleşmiş sedimanter kayaçlarda 1000 ppm'e kadar çıkabilir. Andezitlerden gelen sularda diğerk volkanik kayaçlara oranla daha fazla bor bulunur. Klorürlü sular genellikle 10-50 ppm arasında bor içerir.

1.2.3.2. Katyonlar

Jeotermal sularda alkali elementler olarak tanımlanan Na^+ , K^+ , toprak alkali olarak bilinen +2 değerli Ca, Mg, metal alkalilerden Al^{+3} , Fe^{+2} , Fe^{+3} , Mn^{+2} , Mn^{+4} ve ender alkalilerden Li^+ , Rb^+ , Cs^+ ile NH_4^+ görülmektedir (Nicholson, 1993). Na ve K en çok karşılaşılan ve jeokimyasal değerlendirmelerde kullanılan katyonlardır. Na/K oranlarının fazla değişmemesi nedeniyle jeotermometre olarak kullanılmaktadır. Sıcak sularda Na/K oranı 10'dan büyüktür. Na miktarı 200-2000 ppm arasında değişir. Na/K oranının 15'e yakın ve küçük olması, akışkanın yeryüzüne çıkış hızının yüksek olduğu "yukarı akış" (up flow) bölgesini gösterir. Yüksek değerler ise yanıl akışları ve yüzeye yakın kondüktif soğumayı belirlemektedir.

Ender alkalilerden Li, Rb, Cs miktarları yüzeye doğru yaklaştıkça azalmaktadır. Tipik olarak termal sularda bulunma oranları $Li < 200$ ppm, $Rb < 2$ ppm, $Cs < 2$ ppm'dir. Bu elemetlerin miktarı riyoitik, andezitik karakterli rezervuar kayaçlardan

veya benzer bileşime sahip kayalardan gelen sularda 1-10 ppm arasında değişirken, bazaltik ortamdan gelen sulardaki miktarı 0.1 ppm'den küçüktür.

Jeotermal sulardaki Ca miktarı, doğada yaygın olarak gözlenen CaCO_3 (kalsit, aragonit), CaSO_4 (anhidrit), $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (jips), CaF_2 (florit) ve diğer kalsiyum minerallerinin ortamdaki çözünürlüğü ile ilgilidir. CO_2 gazının kısmi basıncı çözünürlük ve çökelme üzerine etkilidir. Ortam basıncı CO_2 gazının kısmi gaz basıncının altına düşmesiyle serbest kalan CO_2 açığa çıkar ve ortamdaki CaCO_3 çöker. Yüksek sıcaklıklı sistemlerde, sıcak su içerisinde çözünmüş Ca miktarı genellikle 50 ppm'den küçüktür. Na/Ca oranı jeotermometre olarak kullanılmaktadır. Yüksek değerler doğrudan rezervuardan beslenmeyi gösterdiği kabul edilmektedir (Nicholson,1993).

Sularda Mg miktarı suyun içinden geçtiği başta ferro-magnezyen mineraller içeren ultrabazik kayalar olmak üzere dolomitin çözünürlüğü ile ilgilidir. Yüksek sıcaklığa sahip jeotermal sularda Mg miktarı 0.01-0.1 ppm arasındadır. Daha yüksek konsantrasyonlar yüzeye yakın kayalardan ya da sık sulardan karışımı göstermektedir.

Alimünyum, klorürlü sularda saptanamayacak derecede az bulunurken, asit sularda kayaların bozulması ile binlerce ppm'e ulaşır. Demir, klorürlü sularda tuzluluk ve pH değerlerine bağlı olarak 0.00-1 ppm arasında bulunmaktadır. 180°C 'den daha yüksek sıcaklığa sahip sular pirit ile denge halindedir. Bu sıcaklığın altında protit ve markazit aşırı doygun haldedir ve buharlaşma ya da soğuma ile çökelme başlamaktadır. Klorürlü sularda demirin daha da fazlalaşması, yüzeye yakın minerallerin asidik sular ile çözüldükten sonra klorürlü sulara karışımı göstermektedir.

Mangan, jeotermal sularda eser miktarda görülür. Nadiren 0.01 ppm miktarını aşar. Amonyum (NH_4^+) ve amonyak gazı (NH_3) formunda izlenir. Yüksek miktarda NH_4^+ yüzeye yakın yerde buhar etkisiyle ısınan suların ürünüdür. Derin sedimanter kayalardan gelen sularda da yüksek miktarda NH_4 bulunur.

1.2.3.3. Anyonlar

Jeotermal sularda HCO_3^- , SO_4^- , Cl^- , F^- , Br^- ve I^- bulunmaktadır. Bikarbonat miktarı, jeotermal sulardaki toplam karbonat (HCO_3^- , CO_3^{2-} , H_2CO_3 , CO_2 (sıvı)) miktarı, akışkanın pH'ı karbondioksit gazının kısmi basıncı ile değişir. Ortam basıncı etkisi ile, ortamdan CO_2 gazının ayrılmasıyla pH yükselir. pH'ın 6-10 arası olduğu durumlarda karbonat baskın iyonudur. Karbonat pH'ın 3.8'den küçük olduğu durumda karbonikasit olarak pH 8 civarında ise bikarbonat iyonları halinde bulunur. Doğrudan beslenen sistemlerde HCO_3^- miktarı azdır. $\text{HCO}_3^-/\text{SO}_4^-$ oranının artması sıcaklık yükselim zonundan uzaklaşmayı gösterdiği belirtilmektedir.

Derin jeotermal sularda sülfat miktarı 50 ppm'den azdır. Yüzeye yakın yerlerde hidrojen sülfürün oksidasyonu ile artış gösterir. Yüzey sularındaki sülfat artışı yüzeye yakın buhar yoğunlaşmasından kaynaklanmaktadır.

Klorür jeotermal sistemlerin aranması ve yorumlanmasında çok kullanılan bir elementtir. Bir kez çözüldükten sonra başka minerallerin bünyesine kolay girmemesi nedeniyle doğrudan jeotermal suyu karakterize eder. Yüksek konsantrasyon doğrudan derinden ve yüksek debili beslenmeyi gösterir. Düşük klorür konsantrasyonu yüzey sularının giriş doğrultularını belirtir. Kaynama ya da karışım etkilerini elimine etmek için Cl/B , Cl/As , Cl/HCO_3 oranlarından yararlanılır.

Florür miktarı genellikle 10 ppm'den daha azdır. Yüksek sıcaklığa sahip jeotermal sularda, CO_2 kısmi basıncının etkisiyle kalsiyum çökelirken, fazla klorür açığa çıkmadıkça düşük konsantrasyonlarda bulunur. Volkanik gazların yoğunlaşması sonucu yüzey sularında miktarı artar.

Bromür, jeotermal sularda çok az bulunur. Sadece deniz suyu girişimi olan ya da denizden beslenen sistemlerde evaporitik serilerden gelen sularda dikkati çekebilecek ölçüdedir. Br/Cl , Br/I deniz suyu karışımını gösterir. İyot ise evaporitler ve yüzeye yakın organik maddelerce zengin sedimanter kayalardan jeotermal sistemlere geçer.

1.2.4. İzotop jeokimyası

İzotoplar, aynı elementin farklı sayıda nötrona sahip çeşitleridir. Kimyasal davranışları değişmemekle beraber, farklı fiziksel davranış gösterirler. Döteryum (D; ^2H), oksijen-18 (^{18}O) radyoaktif ışıma yapmayan kararlı, trityum (T; ^3H) ise yarılanma ömrü 12.6 yıl olan kararsız ve hidrojeolojide çok kullanılan çevresel izotoplardır. Su, oksijen ve hidrojen izotoplarının dokuz ayrı kombinasyonu halinde bulunur. Bunların en ağırları HD^{16}O ve H_2^{18}O 'ın okyanus suyundaki ortalamaları sabittir ve sırası ile 155 ve 2000 ppm'dir. Okyanuslar yeryüzündeki hidrojeolojik çevrimin başlangıç ve bitiş noktası olarak kabul edilir. Bu nedenle okyanus sularındaki ortalama oksijen ve oksijen izotopları "standart" olarak kabul edilmiştir. "Okyanus Sular Ortalaması", SMOW'a göre, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ oranı milyonda 2005.2 ± 0.45 ve D/H oranı milyonda 155.7 ± 0.05 dir. Yeryüzü yağış sularındaki D ve ^{18}O izotopları arasındaki ilişki aşağıdaki gibi tanımlanmıştır (Craig, 1961).

$$\delta\text{D} (\text{‰}) = 8\delta^{18}\text{O} (\text{‰}) + 10 \quad (1.1)$$

Yukarıdaki eşitlikte +10 rakamı, döteryum fazlası olarak adlandırılır. Bu değer dünya ortalaması +10'dur. Çok yağışlı ve soğuk iklime sahip, buharlaşmanın düşük olduğu bölgelerde ve kutuplarda bu değer azalırken, kurak iklime sahip bölgelerde artış gösterir (Mizutani, 1988)

İzotop analizlerinde mutlak miktarı saptamak çok güçtür. Bu nedenle standartlara göre bağıl miktar daha yüksek bir doğrulukla bulunabilir.

$$\delta (\text{‰}) = \frac{R_{\text{örnek}} - R_{\text{standart}}}{R_{\text{standart}}} \times 1000 \quad (1.2)$$

Bu eşitlikte R, oksijen için $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, hidrojen için D/H oranıdır. δ değeri binde (‰) olarak ifade edilir.

Hidrojen atomunun 1 proton ve 2 nötronlu izotopu olan trityum radyoaktif bir izotop olup yarılanma ömrü 12.43 yıldır. Trityum izotopu çekirdekten elektronu

salınması ile yarılanır. Elektronların enerjisi düşük olup; doğal düzeydeki trityum derişimi insanlar için sağlık riski oluşturmaz. Duraylı izotoplardakinden farklı olarak trityum izotop miktarı bir derişim birimi olan TU (tritium unit: trityum birimi) ile ifade edilmektedir. $1\text{ TU} = 10^{18}$ hidrojen atomundan birisinin ^3H olduğunu ifade etmektedir. Atmosferik nemdeki trityum izotopu atmosferin üst tabakasında (stratosfer) kozmik kökenli nötranların ^{15}N izotopuna çarparak onu ^{12}C ve δH '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 uluslar arası antlaşmalar ile yasaklanan atmosfere açık yerüstü termonüklüer bomba denemeleri sonucunda oluşmuştur. Bu yolla trityum üretimi 1000 TU düzeyine ulaşmış olup; 1963 yılında günümüze değin doğal yarılanma yoluyla azalmıştır. Günümüzde atmosferik nemde trityum derişimi doğal fon (natural background) değerine (10TU) yaklaşmıştır. Radyoaktif olan trityum sürekli bozunmaya uğraması nedeniyle belirli bir bölgede yeraltısuyunu besleyen yağışın trityum içeriğinin bilinmesi durumunda, yeraltısuyunun ağırlıklı ortalama yaşının belirlenmesi veya farklı yeraltısularının karışımına ilişkin öngörülerde bulunulması mümkün olmaktadır (Tezcan, 1992).

1.2.5. Jeotermal suların sınıflaması

Volkanik ve tektonik kuşaklardaki yüksek sıcaklığa sahip sular baskın anyonlarına göre dört snıfta toplanmıştır (Ellis ve Mahon, 1977; Koga, 1994; Nicholson, 1993).

1.2.5.1. Klorürlü sular

Jeotermal suların önemli bir kısmı köken olarak yüksek sıcaklıkta, nötr pH'a sahip, klorürlü sulardır. Derin hidrotermal sistemlerden sondajlar ile alınan sıcak suların bu derinlikte nötr klorürlü olaması bunun kanıtıdır. Karşılaşılan diğer sular bu sudan türediği kabul edilmektedir (Ellis, vd., 1977; Nicholson, 1993). NaCl , KCl ve SiO_2 bu suların ana bileşenleridir. As, B, I, SO_4 , HCO_3 , NH_3 , Li, Rb, Cs gibi minör

bileşenleri de bulunur. Cl/SO₄ oranı genellikle yüksektir. Bu tür sular en az 1500 m derinliğe sahip, derin rezervuar sistemlere aittir. Suların sıcaklığı 200-300°C arasındadır. CO₂, H₂S ve NH₃ ve bazı hidrokarbon gazları içerirler. Gazın toplam suya oranı % 0.01-0.1 mol arasında değişir. Nötr sular yüzeye ulaştığında, buhar ve CO₂ kaybı nedeniyle borat, silikat ve karbonat iyonlarının etkisiyle hafif alkaline olurlar. Su kalsit ve silikanın doyma sıcaklığına yakındır.

Yüzeyde bulunan, yüksek klorürlü sıcak su çıkışları, o bölgenin derin jeotermal sistem ile doğrudan bağlantısını belirtir. Kaynak bölgeleri, bölgesel topografya sıcaklık yükseliminin tam üzerinde olmayabilir. Bu tür sulara baskın anyon olan klorür 10.000 ppm'e kadar çıkabilir. Tuzlu su formasyonlarının ya da deniz suyunun etkisi ile 100.000 ppm'i geçen jeotermal sahalar da vardır. Katyonlardan, sodyum ve potasyum yaklaşık 10/1 oranında bulunur. Derinlik ve sıcaklık orantılı olarak artan silika ve bor önemli bileşiklerdir. Sülfat ve bikarbonat konsantrasyonları değişken olmasına rağmen klorüre göre miktarı çok azdır. Karbondioksit ve hidrojen sülfür ana gazlardır.

1.2.5.2. Sülfatlı sular

Klorürlü buhar fazında bulunan H₂S gazı ile oksidasyonu sonucu asit sülfatlı sular oluşur. Sıcak asit sular kayaları çözerek yüzeyde krater ve mağraları oluşturur. Ortamın pH'ı 2.8 civarındadır. Bikarbonat asidik ortamda çözünerek karbonik asite dönüşeceği için hemen hemen yoktur. Buharlaşma sırasında buharla taşınan bileşikler, bu suların içerisinde yoğunlaşacağı için NH₃, As, B konsantrasyonları artar. Asidik su ile temasa giren yüzey kayaları metalik katyonlardan Na, K, Mg, Ca, Al ve Fe su içerisinde yüksek konsantrasyonlara ulaşır.

1.2.5.3. Asit sülfat-klorürlü sular

Bu suların pH'ı 2-5 arasındadır. Klorürlü ve sülfatlı suların karışımıdır. Karışım klorürlü ve sülfatlı suların doğrudan karışımı olabileceği gibi, klorürlü suların içindeki H₂S'in yüzeye yakın bölgelerde oksidasyonu ile meydana gelmektedir.

Aktif volkanik bölgelerde, yüksek sıcaklığa sahip düşük basınçlı buhar sıcak kayadan yüzeyden daha soğuk bir seviyeye yükselerek yoğunlaşır. Volkanik buharlardan gelen hidrojen florit nedeniyle bu termal sular genellikle yüksek florür konsantrasyonuna sahiptir. Buhar sıcaklığının düşmesi ile florür, klorür ve sülfür gazları azaltarak, asit-sülfat klorürlü sular daha sonra asit sülfatlı sulara dönüşür.

1.2.5.4. Bikarbonatlı sular

Bu tip sular gaz ve buharın yüzeye yakın bölgelerdeki yeraltı sularını ısıtması ile oluşur. CO_2 'ce zengin ve nötr sulardır. Jeotermalin üst kısmını bir kabuk gibi kavrır ve sınırlarında yer alır. Sedimanter ve metamorfik kayalardan sisteme girer. Bu sular, düşük klorürlü ve yüksek HCO_3 'lı ve farklı SO_4 içeren sulardır. Durgun halde, kayalarla reaksiyona girerek nötr bikarbonatlı veya bikarbonat sülfatlı sulrı meydana getirirler. Kalsiyumun yüksek sıcaklıklarda az çözünmesi, potasyum ve magnezyumun killer tarafından bağlanması ile sodyum bu tip sularda genellikle ana katyondur. Yüksek sıcaklıklarda, sülfat konsantrasyonu CaSO_4 çözünürlüğü ile sınırlıdır. Cl, B, Br, As, Cs rezervuar kayada meydana gelen alterasyonla hemen suya geçer ve tekrar reaksiyona geçmesi zordur. Özellikle klorür korunur halde kalır.

1.2.5.5. Seyreltik klorürlü-bikarbonatlı sular

Bu tür sular derin klorürlü suların yeraltı suları ile seyreltilmesi veya yanıl akışlar sırasında yeraltısuları ile karışımı sonucu oluşur. En büyük anyon HCO_3 olup, sular nötr pH'a sahiptir. Yeraltı suları karışım nedeniyle Mg miktarı artar. Sıcaklık yükselimi olan bölgelerinin ve jeotermal sahaların dış kenarında bulunur. Kaynakların çevresinde travertenleşme çok azdır ya da hiç olmayabilir.

1.2.6. Rezervuar kayaç sıcaklık tahmini

Jeotermal sistemlerde sıcak su ile kayaç arasındaki çözünürlük veya iyon değişimine dayalı reaksiyonların dengeye ulaşmaları sıcaklığın bir fonksiyonudur. Rezervuar sıcaklığını kestirmek için çözünürlüğe ve iyon değişimine dayalı jeotermometre

bağıntıları geliştirilmiştir. (Mahon, 1966; White, 1970; Truesdall, 1976; Fournier, 1977; Ellis, 1979; Kharaka, Lico ve Law, 1982; Giggenbach, 1988; Arnorson, 2000).

Su ve gaz izotop jeotermometreleri jeokim çalışmalarının en önemli parçalarıdır. Sondajlar ile keşfedilebilecek hazne kaya sıcaklıklarının tahmin edilmesinde çabuk ve ekonomik çözümler sağlar. Üretim aşamasında soğuk su girişi, karışım, basınç azalması nedeniyle kaynama-buharlaşıma olup olmadığının belirlenmesinde kullanılırlar. Önerilen jeotermometreler, mineral konsantrasyonlarının sadece su-kayaç ilişkisine bağlı, reaksiyonların devamlı, reaksiyona giren minerallerin kayda fazlası ile mevcut, su-kayaç arasındaki reaksiyonun dengeye ulaşmış olduğu varsayımına dayanır. Değişik jeotermometre eşitlikleri kendi içlerinde ve diğer gruptaki jeotermometre bağıntıları ile farklı sonuçlar verebilir. Teorik olarak, bütün kanyon oranları ve yüksüz bileşik konsantrasyonları, denge koşulları devam ettiği sürece jeotermometre olarak kullanılabilir (Arnorson, 2000).

1.2.6.1. Silika jeotermometreleri

Silika çözünürlüğünün silika ve sıcaklık formu arasındaki değişim ilişkisine dayalı silika jeotermometreleri (Fournier, 1977; Fournier ve Potter, 1982; Arnarsson, 1983; Fournier, 1991; Arnarsson, 2000) tarafından geliştirilmiştir. Silika çözünürlüğü basınç ve tuzluluk ile değişir. Tuzların 300°C'ye kadar silika çözünürlüğüne etkisi çok azdır. Bu sıcaklığa kadar basıncın etkisinde ihmal edilecek kadar az olmasına rağmen, 300°C'den sonra kuvars çözünürlüğünü etkiler. Silika; kuvars, kalsedon, kristobalit, opal ve amorf formda olabilir.

Her bir silika formu farklı kinetiğe sahiptir. Derinde ve 180°C'nin üzerinde çözünmüş silika konsantrasyonunu kuvarsın çözünürlüğü etkiler. Kuvarsı göre daha yüksek çözünürlüğe sahip olan kalsedon 140°C'dan daha düşük sıcaklıkta görülür.

Çizelge 1.1. Silika jeotermometreleri (Henley, vd; Nicholson, 1993; Arnorsson, 2002)

Silika Formu	Eşitlik	Kaynak
Kuvars (adyabatik soğuma-25-250 °C)	$t = [1309/(5.19 - \log S)] - 273$	Fournier, (1977)
Kuvars (maxs. Buharlaşıma, 100°C)	$t = [1522/(5.75 - \log S)] - 273$	Fournier, (1977)
Kuvars (25-900 °C)	$t = -42.2 + 0.11236S - 3.6686 \times 10^{-4}S^2 + 3.1665 \times 10^{-7}S^3 + 77.034 \cdot \log S$	Fournier ve Potter, (1982)
Kuvars (adyabatik soğuma)	$t = -53.5 + 0.11236S - 3.6686 \times 10^{-4}S^2 + 3.1665 \times 10^{-7}S^3 + 77.034 \cdot \log S$	Fournier ve Potter, (1982)
Kuvars (0-350°C)	$t = -53.5 + 0.3659S - 5.3954 \times 10^{-4}S^2 + 5.5132 \times 10^{-7}S^3 + 74.360 \cdot \log S$	Arnorsson, (2000)
Kuvars (adyabatik soğuma 0-350 °C)	$t = -66.9 + 0.1378S - 4.9727 \times 10^{-4}S^2 + 1.0468 \times 10^{-7}S^3 + 87.841 \cdot \log S$	Arnorsson, (2000)
Kalsedon	$t = [1032/(4.69 - \log S)] - 273$	Fournier, (1977)
Kalsedon	$t = [1112/(4.91 - \log S)] - 273$	Arnorsson vd, (1983)
α-Kristobalit	$t = [1000/(4.78 - \log S)] - 273$	Fournier, (1977)
β-Kristobalit	$t = [781/(4.51 - \log S)] - 273$	Fournier, (1977)
Amorf Silika	$t = [731/(4.52 - \log S)] - 273$	Fournier, (1977)

1.2.6.2. Katyon jeotermometreleri

Alkali feldspatlar (Na-feldspat –albit-, K-feldspat –adularya-) ile Na-K iyonları denge sıcaklığına bağlı olarak birbirleri ile yer değiştirir.



Na-K jeotermometreleri yukarıdaki formül (1.3)'ün denge sabiti temel alınarak geliştirilmiştir.

$$K = \frac{[Na^+]}{[K^+]} \quad (1.4)$$

İki iyonun oranı söz konusu olması, karışım ve buharlaşma etkisinden Na/K oranı daha az etkileneceği için, silika jeotermometrelerinden daha kullanışlıdır. Düşük sıcaklıklarda (<120°C) Na/K oranları, sadece feldspatlar değil, örneğin killere tarafından değiştirilebileceği için (Nicholson, 1993) düşük sıcaklıklarda kullanılmaları hatalı sonuç verebilir. Na/K oranı için önerilen bağıntılar Çizelge 1.2'de verilmiştir.

Çizelge 1.2. Na/K jeotermometreleri (Hengley, vd., 1984; Nicholson, 1993; Arnorsson, 2000)

Eşitlik	Kaynak
$t = 856 / [\log(Na/K) + 0.857] - 273$	Truesdell (1976)
$t = 1390 / [\log(Na/K) + 1.750] - 273$	Giggenbach (1988)
$t = 1217 / [\log(Na/K) + 1.483] - 273$	Fournier (1979)
$t = 883 / [\log(Na/K) + 0.780] - 273$	Tonani (1980)
$t = 933 / [\log(Na/K) + 0.993] - 273$	Arnarsson (1983)
$t = 1178 / [\log(Na/K) + 1.470] - 273$	Nieva ve Nieva (1987)
$t = 733.6 - 770.551Y + 378.189Y^2 - 95.753Y^3 + 9.544Y^4$	Arnarsson (1998)
(t, °C), (t > 120 °C için geçerli), Na, K mg/l Y, Na/K molar değerinin logaritması	

1.2.6.3. Na-K-Ca jeotermometreleri

Düşük sıcaklığa ve yüksek kalsiyuma sahip sularda Na-K jeotermometreleri yüksek sıcaklık verir. Bu yüzden (Fournier ve Truesdell, 1973) tarafından geliştirilen Na-K-

Ca jeotermometresi düşük pH ve yüksek sülfatlı asit sularda ve yüksek bikarbonatlı sığ sularda iyi sonuç verir. (Çizelge 1.3.). Jeotermometre bağıntısı düşük sıcaklığa sahip sistemlerde (<100-120 °C), yüksek oranda CO₂ veya Mg olan sularda K-Mg jeotermometrelerinden daha güvenilirdir. Yüksek oranda Mg bulunması halinde bu jeotermometrede Mg düzeltmesi yapılması gerekir.

Çizelge 1.3. Na-K-Ca jeotermometresi (Fournier ve Truesdell, 1973)

$$t = 1647 / [\log(\text{Na/K}) + \beta * [\log(\sqrt{\text{Ca/Na}}) + 2.06] + 2.47] - 273$$

(t, °C), (Na, K, Ca ppm), (t<100°C için β=4/3), (t>100 °C için β=1/3)

Çizelge 1.4. Mg düzeltmeli Na-K-Ca jeotermometresi

1. Na-K-Ca jeotermometre sıcaklığı 70°C'den küçük ise düzeltme gereksizdir.
2. $R = (\text{Mg}/\text{Mg} + 0.61\text{Ca} + 0.31\text{K}) * 1000$ hesaplanır.
3. $R > 50$ ise ölçülen sıcaklık alınır, jeotermometre ile hesap yapılması gereksizdir.
4. R, 5-50 oranında ise Mg düzeltmesi

$$\Delta t_{\text{Mg}} = 10.664 - 4.7415 * \log R + 325.87 * (\log R)^2 - 1.032 * 10^5 * (\log R)^2 / T_{\text{NaKCa}} - 1.968 * 10^7 * (\log R)^2 / T_{\text{NaKCa}}^2 + 1.065 * 10^7 * (\log R)^3 / T_{\text{NaKCa}}^2$$
5. Eğer $R < 5$ ise Mg düzeltmesi

$$\Delta t_{\text{Mg}} = -1.03 + 57.971 * \log R + 145.05 * (\log R)^2 - 36711 * (\log R)^2 / T_{\text{NaKCa}} - 1.67 * 10^7 * \log R / T_{\text{NaKCa}}^2$$
6. Eğer hesaplanan $\Delta t_{\text{Mg}} < 1.5$ ise dikkate alınmaz
7. Mg düzeltmesi Na-K-Ca sıcaklığı $T_{\text{Na-K-Ca}} - \Delta t_{\text{Mg}}$

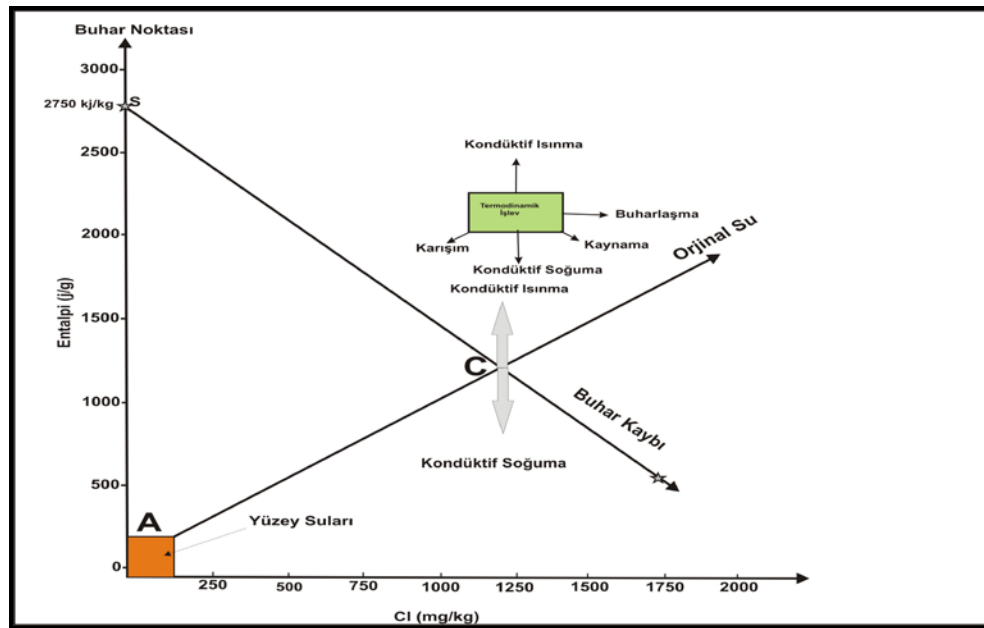
1.2.6.4. Na-K-Mg jeotermometreleri

Na-K ve K-Mg jeotermometresi farklı sıcaklık gösterir, genellikle K-Mg jeotermometresi daha küçük değerler verir. Bunun nedeni akışkanın esas çıkış bölgesindeki sıcaklık azalmasının K-Mg jeotermometresinin hızlı karşılık vermesi,

yani Mg iyon değişiminin hızlı gerçekleşmesidir. Na-K-Mg jeotermometresi, iki jeotermometrenin, $Na/1000-K/100-\sqrt{Mg}$ üçgen diyağramının çözümüdür (Giggenbach, 1988). Suların kökeni, dengeye ulaşıp-ulaşmadıklarının kontrolü ve uygun jeotermometre seçiminde kullanılır.

1.2.7. Karışım modelleri

Jeotermal sular, yüzeye ıkışları sırasında diğer sularla karışabilir. Silika ve klorür miktarının jeotermal suyun kökeninde olduğu gibi korunduğu varsayılarak, entalpi-silika (Fournier, 1977) ve entalpi-klorür (Truesdell ve Fournier, 1975) değişimi ile karışım oranları, maksimum hazne kaya sıcaklığı, buharlaşma ve kondüktif soğuma açıklanbilir. Burada karışım oranları ve karışım modeline dayalı hazne kaya sıcaklığı grafik yöntem kullanılarak açıklanmıştır. Bu yöntemde, klorürkonsantrasyonları yatay eksen, düşey eksen ise sıcaklık ve entalpi değerleri bulunur. Her bir örneğin içerdiği silikamiktarna göre temsil ettiği hazne kaya sıcaklığı hesap edilir (şekil 1.4.). Her bir örnek için bulunan maksimum hazne kaya sıcaklığına göre, doymuş suyun entalpisi buhar tablolarından bulunur. Düşey eksene doymuş buhar entalpisi 2750 Kj/kg işaretlenir. Bu nokta suyun buhar noktasıdır.



şekil 1.4. Entalpi-klor karışım modeli (Fournier (1977'den değiştirilmiştir)

2. KAYNAK ÖZETLERİ

Çalışma alanı Türkiye'nin Neotektonik çatısında önemli yeri olan ve literatürde Anadolu'nun batıya kaçışında bir tampon görevini yerine getiren ve yapısal bir eşik olarak tanımlanan Isparta dirseğinin kuzey ucunda yer alır. Bu dirsek kuzey ve kuzeydoğusundan Sultandağı fayı tarafından sınırlandırılmaktadır. Günümüzde hala tektonik aktivitesini sürdüren inceleme alanı bu özelliği ile birçok araştırmacının dikkatini çekmiştir. Bu çalışmanın konusu ve içeriği ile ilgili çalışmalar ise kronolojik olarak aşağıda özetlenmiştir.

Parejas (1942): Çalışma sahası ve civarında en eski çalışmayı yapmıştır. Yazar çalışmasında, Sandıklı, Dinar, Burdur, Isparta, Eğirdir çevresinin 1/100.000 ölçekli jeoloji haritasını yapmış ve yörenin Alp Jeosenklineali-Torid çukurunun kuzeyinde olabileceğini ve bölgenin stratigrafisinin Paleozoyik'ten Neojen'e kadar uzandığını belirlemiştir.

Ermış (1970): Akarçay havzasında Sultandağı-Akşehir ovalarında yeraltı suyu imkanlarını belirlemek amacıyla rezistivite etütleri yapmıştır. Bu çalışmada bölgede birikinti konileri yanı sıra kumlu, çakıllı ve kili seviyeleri ayırt etmiştir.

Gülay (1971; 1973): Afyon Ömer-Gecek jeotermal sahası rezistivite etütlerini yapmıştır. Bu çalışma sonunda Ömer-Gecek jeotermal sahasının jeolojik etüt çalışmasını ve daha sonra da bölgede üretime yönelik çalışmalarında bulunmuştur.

Tatlı (1973): Sahada Paleozoyik Metamorfik Şist, kalker ve şistler içeren Devoniyen ve Permo-Karbonifer kayaçları “ Afyon Paleozoyik Grubu “ olarak tanımlamıştır. Yazar bölgenin Alpin Orojenezinden fazla etkilendiğini fakat Hersiniyen Orojenezine ait olabilecek kıvrımlar d a saptandığını bildirmektedir. Alt sınırı gözlenemeyen Afyon Paleozoyik Grubu üstte Neojen sedimentleri tarafından sınırlandığını ve özellikle Sultandağı kesiminde geniş alanlar kapladığını belirtmiştir.

Erişen (1976): Afyon Ömer-Gecek jeotermal sahasında AF-1 ve AF-3 termal kuyularının özelliklerini açıklamıştır. Yazar kuyu açımı sırasında karşılaşılan problemleri ortaya koyarak, bölgede bundan sonra açılacak termal kuyuların ne şekilde açılması gerektiği konusunda tavsiyelerde bulunmuştur.

Besang vd. (1977): Afyon Volkanitleri'nin yaşını 8-14 my olarak belirlemişlerdir. Toros kuşağındaki maksimum sıkışma ile meydana gelen hareket periyodunun Batı Anadolu'daki andezitik genel peryodu ile aynı yaşta olduğunu savunmakta ve Afyon Volkanizmasının bu zaman dilimi içinde oluştuğunu savunmaktadır.

Başarır ve Kun (1982): Afyonkarahisar il merkezi ve çevresinde incelenen volkanik kayaçların alkali bileşiklerce zengin olmalarına karşın, alkalice zengin olması gerekenden farklı bir bileşime sahip olduklarını, örneğin daha az silis, daha fazla MgO içerdiklerini belirlemişlerdir. Ayrıca Afyon kalesinin üzerinde yer aldığı lavları, trakiandezit olarak isimlendirmişlerdir.

Keller ve Villari (1982): Afyon volkanizmasının kıta içi bir volkanizma olduğunu ve Geç Tersiyer'de Arap ve Anadolu levhalarının birbirleriyle çarpışması ve Arap-Afrika levhalarının Anadolu levhası altına dalması sonucu gelişen Akdeniz kıvrım kuşağının takip eden Neojen yaşlı volkanizmanın ürünleri olduğunu vurgulamıştır.

Koçyiğit (1984): Güneybatı Türkiye ve yakın dolayındaki tektonik gelişimi üç döneme ayıran çalışmacı, geçiş döneminin Alp dağ oluşum kuşağının birçok kesiminde gözlendiğini ve kalın bir molas istifi ile aralandığını belirtir. Yeni tektonik dönemin ise, çekme tektoniği denetiminde gelişen karasal tortullaşma, onunla yaşıt kıta içi volkanizma ve blok faylanmalar ile belirginlik kazandığını belirtir.

Çevikbaş vd. (1988): Afyon Şuhut arasında kalan Neojen volkanitlerinin dağılımı ve jeolojisine yönelik yaptıkları çalışmada, volkanitlerin jeokimyasal analizlerine dayalı olarak alkalik ve kalk alkalik karakterde olduğunu ve heterojen bileşimli kabuk ve manto türevi olduklarını vurgulamıştır.

Şimşek (1993): Ömer-Gecek jeotermal sahasında izotop verilerini değerlendirmiş, suların meteorik doğruya yakınlığını göz önüne alarak, jeotermal kökenli suların meteorik kökenli ve derin dolaşıma sahip olduklarını açıklamıştır.

Aydar vd. (1996): Afyon volkanizmasının bir strato tip olduğunu, iki evrede geliştiğini, ikinci evrenin lamproitik lamprofir ve alkali lamprofirler olduğunu belirtmişlerdir. Oluşumlarında franksiyonel kristalizasyon ve magma karışımlarının egemen olduğunu, potasik ve ultrapotasik lavlarla LIL elementlerce zenginleşmelerinin manto metasomatizması ile ilişkili olduğunu belirtmişlerdir.

Tolluoğlu vd. (1997): Afyon zonunda baskın olarak sedimanter kökenli litolojilerin oluşturduğu bölgesel metamorfitleerin *Afyon Metamorfitleri* olduğu, bu metamorfitlerin ise alt ve üst metamorfitler olarak iki gruba ayrılabilceğini savunmuşlardır. Yazarlar Afyon Metasedimanter istifi, Afyon Metasedimanter Grubu olarak isimlendirmişler ve bu istifin Mesozoyik öncesi dönemde evrimini tamamladığını bildirmişlerdir.

Mutlu (1997): Ömer-Gecek termal sahasının sularını Na-Cl-HCO_3 üçlü diyagramında değerlendirmiş, rezervuar sıcaklığını tayin etmek için çeşitli jeotermometreler uygulamıştır. Bu çalışmaya göre, Ömer-Gecek sahasının sıcaklığının $75-155^\circ\text{C}$ 'e kadar çıktığını, jeotermal kökenli suların yüksek Cl^- içeriğinden dolayı derin dolaşımli sular olduğunu ve uzun bir geçiş süresine sahip olduğunu savunmaktadır.

Öktü vd. (1997): Bu çalışmayı yapan yazarlar, Ömer-Gecek bölgesinde derin sondajların yoğunlaştığı, alanda, metamorfik serinin batıdan doğruya doğru derinleştğini, ancak kuzey ve güneye doğru daha yüksekte kalan basamaklı bir kesit görünümü verdiğini ve buna bağlı olarakta sıcak su akiferinin derinliğinin oldukça büyük bir değişim gösterdiğini belirtmişlerdir.

Yağmurlu ve Şentürk (1997): Araştırmacılar, Isparta bölüğünün aktif tektonik ve alkalın volkanizma açısından inceleyerek, Kuzeyde Afyon'dan güneye doğru

gençleşen bir volkanizmanın olduğunu vurgulamışlardır. Volkanizmanın alkalın ve hiperalkalin olarak ayrıldığını ve latitik, trakitik, lösitik ve lamproitik karakterli kayaların bölgede yüzeylediklerini belirlemişlerdir. Üst Miyosen-Alt Pliyosen’de K-G yönündeki horst-graben yapılarına paralel volkanizmanın geliştiğini, Afyon bölgesindeki volkanizmanın dalma-batma prosesi ile ilişkin kompresyonel rejimle geliştiğini, Isparta’da ise, daha genç volkanizmanın grabenlerin K-G doğrultulu faylarla ilişkili olduğunu kanıtlamışlardır.

Mutlu ve Güleç (1998): Menderes masifi kıtasal rift zonlarında gelişen jeotermal suların, bölgede etkin grabenleşmeye bağlı olarak geliştiğini ve tektonizmanın etkinliğine dikkat çekerler. Bu çalışma kapsamında Batı Anadolu’da yüzeyleyen jeotermal suların HCO_3^- tipli jeotermal suların rezervuar sıcaklıklarının 200-232°C sıcaklıkta ve tamamen dengeli sular olduğunu bildirmişlerdir.

Bozkurt (2000): Ege-Anadolu bloğunun bir bütün halinde batıya doğru kaydığını, bunun sonucunda Anadolu levhasının, Karadeniz levhasına göre batıya hareket ettiğini, Batı Anadolu’nun D-B doğrultusunda sıkıştığını, K-G yönünde ise genişlediğini savunmaktadır.

Durak ve Küçük (2000): Bu çalışmada, Ömer-Gecek sahasında yapılan basınç testlerinden elde edilen sıcaklık ve hidrostatik basıncın derinlikle ortalama değişim grafiği elde edilmiştir. Bu testlere ait değerler ile yapılan bu hesaplar da kuyularda ölçülen hidrostatik basınç değerinin sıcak su akiferinde ortalama 1140 m piyezometrik yüküne karşılık geldiği, sıcak su kuyularının 1000-1065 m kotlarında açıldığı düşünülürse bu piyezometrik seviyenin, boşalım bölgesinden 80-140 m daha yukarıda olduğu savunulmaktadır.

Akan (2002): Ömer-Gecek sahasında yaptığı doktora çalışması sonucunda; ^{18}O - ^2H grafiği incelendiği zaman, bunların meteorik doğrudan az bir sapma gösterdiği ve belirli bir yönelime sahip olduğu belirtmiştir. Bu durumun ise genellikle yüksek sıcaklıklarda meydana gelen kayaç-su etkileşimi sonucunda termal suların ^{18}O ’ce

zenginleşmesine bağlı olabileceği ve sahadaki suların meteorik kökenli ve yüksek kotlardan beslendiğini ileri sürmektedir.

Arpat vd. (2002): Üst Miyosen-Pliyosen havzalarının Batı Anadolu’da egemen olan genişleme tektoniği sürecinde, zayıflama düzlemleri boyunca meydana gelen makaslama kırıklarının etkisi ile meydana gelen çökmeler sonucu oluştuğunu, Sultandağı silsilesinin KD’daki ovalık kesiminde benzer bir mekanizma çökerek oluştuğunu öne sürmüşlerdir.

Atilla (2002): Termal akiferden soğuksu akiferine doğru bir kirlenmenin zaman ve konum içinde mevcut olduğunu, soğuk su akiferinin bu şekilde işletilmeye devam edildiği sürece kirlenmenin tüm akiferi etkileyebileceği, Cl⁻ yoğunlaşması yüzeyden ilk 50 m’den itibaren arttığını ve karışımın 250 mg/lit kadar yükseldiğini tespit etmiştir.

Doğdu ve Bayarı (2002): Jeotermal kökenli suların pek çok element açısından sağlığa ve çevreye zararlı derişime sahip olduklarını ve suların termal su akiferinden sızma ya da termal su üretim kuyularından oluşan yer altı kaçakları nedeniyle soğuk su akiferine karışması sulama ve içme suyu kalitesi açısından kirlenmeye neden olduğu belirlenmiştir. Çalışmacılar, yaptıkları hidrojeokimyasal değerlendirmede termal suların Na-Cl, soğuk suların ise CaHCO₃ karakterli olduğunu belirlemişlerdir.

Tezcan vd. (2002): Akarçay havzasında DSİ adına geniş ölçekli bir çalışma yapmışlardır. Bu çalışma sonucunda göllerin ve akarsuların ova alanında yeraltısuyu sistemi ile doğrudan bir ilişkisi bulunmadığı ortaya konmuştur. Çalışmacılara göre, yeraltı suyu kullanımının yüzey su potansiyeline herhangi bir olumsuz etkisi olmadığını, fakat yüzey sularında meydana gelen azalmanın tamamen kuraklık nedeniyle oluştuğunu, buna karşılık yüzey sularındaki azalmanın, yeraltı suyu kullanımının giderek daha da artmasına neden olduğunu belirtmişlerdir.

Vengosh vd. (2002): Bu çalışmada, Batı Anadolu’da termal suların jeotermal özellikleri ile ilgili yaptıkları çalışmada; denizel olmayan sıcak sularda farklı kökenli

kayaçları ve derin dolaşımları yansıtan üç tip kimyasal bileşimli jeotermal sular ayırt etmişlerdir. Bunlardan $\text{Na}^+\text{-HCO}_3$ ve $\text{Na}^+\text{-SO}_4^{-2}$ tipli sular olup metamorfik kayaçlarla ve gnayslarla ilişkili olduğu, $\text{Ca}^{+2}\text{-Mg}^{+2}\text{-SO}_4^{-2}\text{-HCO}_3$ bileşimli suların karbonatlı kayaçlardaki yüzeysel dolaşımı ve soğuk yüzeysel sularla karıştığını belirtirler.

Koçyiğit ve Özaçar (2003): yeni arazi gözlemleri ve yeni sismik verilere göre bölgeye damgasını vuran Akşehir-Afyon grabeninin güneybatı kenarını sınırlayan fayın, aktif bir açılma tektoniğini karakterize eden verev atımlı normal faylar olduğunu savunmuşlardır.

Tamgaç vd. (2004): MTA adına yaptıkları çalışmada, Ömer-Gecek jeotermal alanındaki sıcak su sondajları ve sıcak su kaynaklarının koruma alanları ve uygun koruma yöntemlerini ortaya koymuşlardır. Çok sayıda sıcak su kaynağının bulunduğu yörede birbirini çevreleyen üç koruma alanları saptamıştır. Bununla birlikte Afyon Ovası ve Heybeli termal tesisleri çevresinde Na-Cl yoğunlaşmada artış gözlemlendiğini ortaya koymuşlardır.

Akan (2007): Bölgede yer alan termal kuyuların birbirine çok yakın açılmasından dolayı kuyular arasında girişimler olduğunu, bu durumun ise rezervuarda sıcaklık ve basınç düşüşlerinin nedeni olduğunu öne sürmüştür. Yazar sahanın sıcak su dolaşım sistemini ortaya koymak ve işletme koşullarının sistem üzerine etkisini göstermek için HST3D modeli aracılığı ile benzeştirmiştir.

Karamanderesi (2008): Yazar özel bir işletme için yaptığı etüt raporunda, Ömer-Gecek sahası ve civarından elde edilen verileri mineralojik ve petrografik verileri jeotermal enerji açısından yorumlamıştır. Çalışmalar sonucunda bölgede gelişmiş olan sistemlerin jeolojik modellemesinde porfiri jeolojik modele uygun yapı tespit etmiştir.

3. MATERYAL VE YÖNTEM

3.1. Materyal

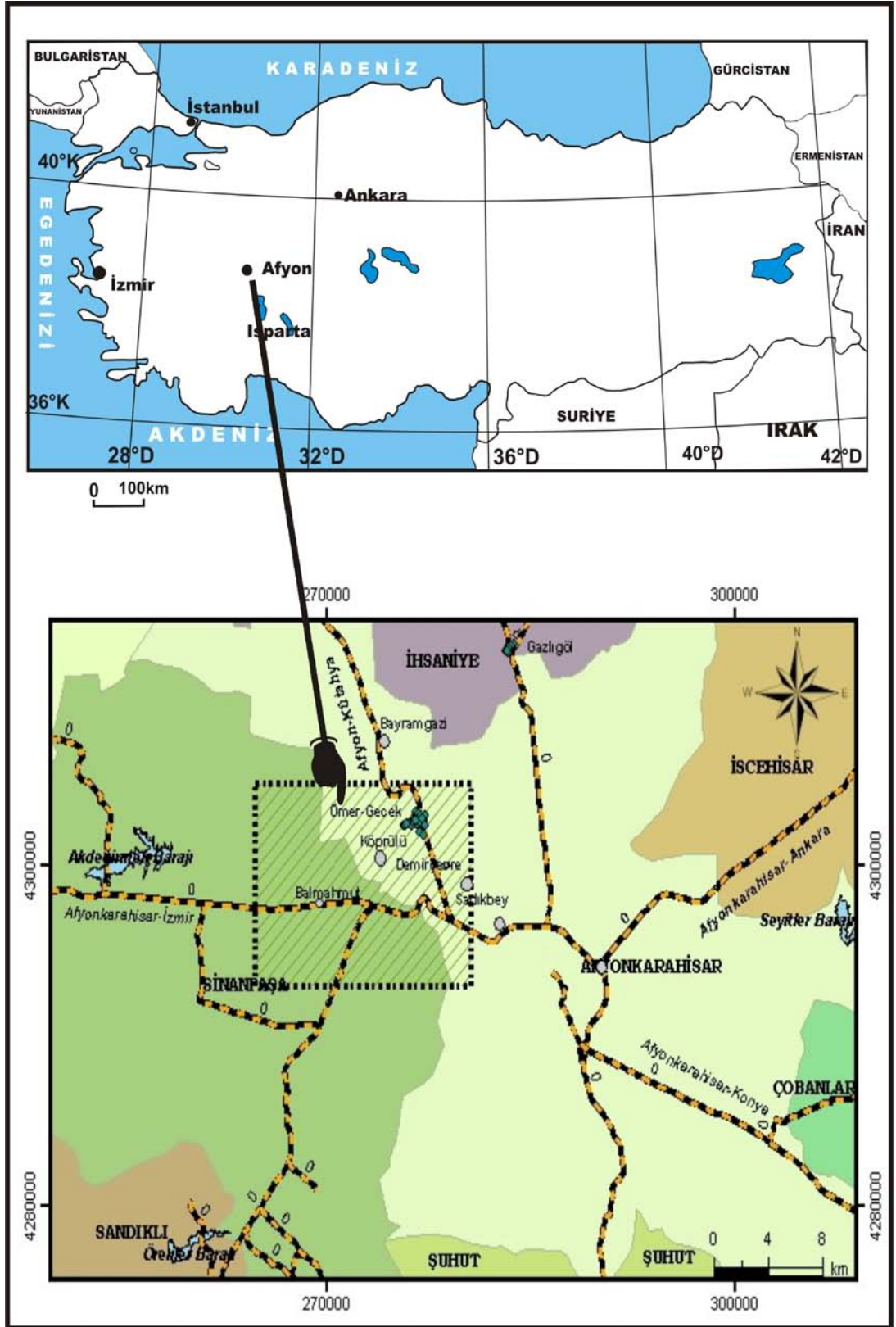
Bu bölümde çalışma alanının genel tanımı, morfolojik özellikleri, iklim ve bitki örtüsü, yerleşim merkezleri ve ulaşım ile yöre halkının ekonomik durumu hakkında bilgi verilmiştir.

3.1.1. Çalışma alanının yeri

İnceleme alanı, Ege Bölgesi'nin doğusunda, İç Batı Anadolu bölümü sınırları içinde yer almaktadır. Sahanın deniz seviyesinden yüksekliği 1020 m olup, şehir merkezine yaklaşık 15 km uzaktadır. Afyon ili 28-32°D boylamları ile 36-40°K enlemleri arasında kalmaktadır. İnceleme alanının kuzeyinde Bayramgazi, batısında Köprülü, güneyinde Demirçevre, Sadıkbey, doğusunda Saraydüzü, Fethibey, İsmailköy ve merkezde ise Ömer-Gecek köyleri bulunmaktadır (Şekil 3.1.).

3.1.2. Morfoloji

İnceleme alanı, kuzey ve batı kısmı dağlık, engebeli, doğu ve güney tarafı ise, düz bir yapıya sahiptir. Yükseklik inceleme alanının batı ve kuzeyinde 1126 -1224 m arasında değişirken, bu değer inceleme alanının doğusunda 1026 m'ye düşmektedir. En yüksek nokta 1214 m rakımlı Oyuklu Tepe'dir. Ayrıca Başçakmak Tepe (1148 m), Çalıdüzü Tepe (1129 m), Killik Tepe (1142 m), Karakayalar Tepe (1179 m), Sarıpınarın Tepe (1224 m), Payandı Tepe (1276 m). İnceleme alanında göze çarpan bir başka bir morfolojik ise traki-andezit, bazalt ve tüflerde gözlenen aşınma şekilleridir. Köprülü ve Balmahmut köyleri civarında tüfler içinde oyulmuş mağara şekillerine rastlamak mümkündür.



Şekil 3.1. İnceleme alanına ait yer bulduru haritası

3.1.3. İklim ve bitki örtüsü

Afyonkarahisar il merkezi, denizden uzak ve etrafı dağlarla çevrili olduğundan, ilde tipik bir kara iklimi hüküm sürer. Bununla beraber geçiş bölgesi özelliklerini de gösterir. Kışları karlı ve soğuk, yazları sıcak ve kurak geçer. Ağustos en kurak, Nisan ve Mayıs en fazla yağış alan aylardır. Hava devamlı serin olup, geceler bazı yaz aylarında bile soğuktur. Yıllık yağışın ancak % 16'sı yazın yağar. Senelik yağış miktarı 410-478 mm'dir. Sıcaklığın ocak ayında -20 derecenin altına düştüğü günler olur. Temmuz'da ise sıcaklık 30 derecenin üstüne çıkar. Afyon sulak ve verimli topraklara sahiptir. Başta haşhaş olmak üzere her nevi hububat, bakliyat ve sınai bitkiler yetişir. Meyve çeşitleri bakımından zengindir. Afyon'da orman azdır, ormanlık alan % 7 olup, yaklaşık 90.950 hektardır. Ormanlarda karaçam, akçam, meşe, kızılmeşe, palamut ve ardıç ağaçları mevcuttur.

Çizelge 3.1. Afyon'a ait meteorolojik verilerin ortaması (1975-2004)

Parametre	Ocak	Şubat	Mart	Nisan	Mayıs	Haziran	Temmuz	Ağustos	Eylül	Ekim	Kasım	Aralık	Yıllık
Basınç (mb)	869.0	878.7	875.	882	886.9	887.3	888.1	889.8	876.5	890.1	883.9	881.7	869
Sıcaklık (°C)	0.3	1.5	5.3	19.2	15.0	19.2	22.2	21.7	17.8	12.3	6.4	2.0	11.2
Yağış	39.7	35.9	41.5	32.1	47.8	32.1	21.5	15.2	12	36.3	36.5	48.1	417.5
Rüzgar Hızı (m/sn)	2.1	2.4	2.5	2.3	2.3	2.3	2.5	2.3	2.1	1.9	2.0	2.1	2.2
Nisbi Nem (%)	78	74	63	61	61	56	53	53	55	64	72	79	64

3.1.4. Akarsular ve yeraltısuyu durumu

İnceleme alanında yaz aylarında kuru olan dereler sadece kışın yağışın bol olduğu dönemde akmaktadır. Afyonkarahisar ilinde yer alan kırsal yerleşim birimlerinden toplam 278 köyde içme suyu bulunmaktadır. Yeterli içme suyuna sahip kırsal nüfusun toplam kırsal nüfusa oranı yüzde 71.9'dur. Son yıllarda kent merkezine inceleme alanına yakın Küçük Çobanlar civarından sondaj kuyuları ile su verilirken, termal karışımdan dolayı suların kalitesi bozulmaktadır. Alternatif olarak Akarçay deresi üzerinde yapımı tamamlanan Akdeğirmen barajından şehir merkezine içme ve

kullanma amaçlı olarak su verilmektedir. İnceleme alanının en önemli akarsuyu Tekerbettı dere, ve Şarlak dere'nin birleşmesi ile oluşan Alaplı dere ve ovasını kuzeyden güneye kadar kat eden Akarçay olup bu su kaynakları Eber-Akşehir gölüne kadar ulaşmaktadır. Bir kısmı çalışma alanı içinde kalan Akarçay havzası zengin yeraltısuları kaynaklarına sahiptir. Tarım alanlarının yapıldığı kesimlerde açılan artezyen kuyular sayesinde sulama yapılmaktadır.

3.1.5. Ekonomik durum

Afyonkarahisar'ın başlıca gelir kaynağı tarım ve hayvancılıktır. Ziraat esas itibariyle hububat ekimine dayanır. Buğday, arpa ve ayçiçeği başta gelir. Endüstri bitkileri arasında ise haşhaş ile şeker pancarı çok önemli yer tutmaktadır. Baklagil ekimi de çok önemli yer tutar. Her sene ortalama 400 bin hektar arazi ekilmektedir. Bunun % 28'i baklagiller, % 6'sı sanayi bitkileri ve % 66'sı tahıllardır. Geniş otlaklara sahip olduğu için Afyonkarahisar'da hayvancılık da gelişmiştir. Hayvancılık sektörünün önemi bakımından Konya, Ankara, Sivas, Kars ve Ağrı'dan sonra gelir. 1,5 milyona varan hayvan sayısının % 64'ü koyundur. Koyunlarda “dağlıç” cinsi fazladır. Koyunu, tiftik keçisi, kıl keçisi ve sığır takip eder.

Afyonkarahisar'ın en büyük doğal zenginliği mermerdir. İşcehisar, Somaki mermer ocakları M.Ö. 10. asırdan beri işletilmektedir. Romalılar devrinde “Synada” (Şuhut) mermeri ismi ile şöhret yapan, beyaz, pembe, erguvani, leylaki, koyu menekşe ve mavi damarlı mermerler dünyanın en güzel mermerleridir. Mermer yataklarının çoğu işletilmemektedir. Son yıllarda şehrin ekonomisine en büyük katkı termal turizm sayesinde olmaktadır. Hızla gelişen beş yıldızlı oteller şehre binlerce insanın gelmesine vesile olmaktadır.

3.2. Yöntemler

Bu bölümde çalışma alanının jeoloji, hidrojeoloji, jeokimya, yüzey ve yeraltısuyu hidrojeokimyası, izotop jeokimyası ve örnek alım çalışmalarında kullanılan arazi, laboratuvar ve büro çalışma yöntemleri tanıtılmıştır.

3.2.1. Stratigrafi

Bu çalışmada, inceleme alanında jeotermal, yeraltı ve yüzey suyu sistemlerinin oluşum ortamlarının ve rezervuar kayaç özelliklerinin açıklanması için jeolojik araştırmalar yapılmıştır. Bu çalışmalarda, jeolojik yapının aydınlatılması, Batı Anadolu'nun şekillenmesinde rol oynayan tektonik evreler ile, genç volkanların oluşumu şekilleri ve bunlarla ilişkili olarak kayaç-su etkileşiminin ortaya konması amaçlanmıştır. Bu kapsamda inceleme alanının farklı yerlerinde değişik zamanlarda ve değişik amaçlarla yürütülmüş olan çok sayıdaki jeolojik çalışmalar bir araya getirilmiş ve elde edilen bulgular, bu çalışmanın amaçları doğrultusunda yapılan bilimsel çalışmalarla güncelleştirilerek bütünleştirilmesi sağlanmıştır. Bu amaçla Ömer-Gecek ve çevresinde 1/25.000 ölçekli ayrıntılı jeoloji haritalama rezervuarı karakterize eden kayaçlardan alınan örneklerin majör oksit ve iz element (REE, HREE) analizleri yapılmış ve elde edilen sonuçlar çeşitli diyagramlara dökülerek yorumlanmıştır. Bu çalışma sonuçlarına göre inceleme alanının ve jeotermal sistemin olası kavramsal modeli ortaya konmuştur.

3.2.2. Hidrojeoloji

İnceleme alanının hidrojeolojik yapısının aydınlatılması amacı ile yeraltı suyu akımının gerçekleştiği akifer ortamları ve bunları sınırlayan yarı geçirimli/geçirimsiz ortamların yayılımı ile bunların sınırları, jeolojik, jeofizik bilgiler ve kuyu loglarından elde edilen bilgiler ışığı altında belirlenerek haritalaması yapılmıştır. Devlet Su İşleri 18.11. Sondaj Şube Müdürlüğü tarafından açılan sondaj kuyularından alınan su örneklerinin analiz sonuçları yorumlanarak su sınıfı ve sulama suyu kalitesi ortaya konmuştur.

3.2.3. Hidrojeokimya

İnceleme alanında yapılan çalışmalarda, yeraltısuyu, yerüstü suyu ve jeotermal suların dolaşım sisteminin birbirleriyle olan ilişkilerinin ortaya çıkarılması amacı ile, jeokimyasal yöntemlerden yararlanılmıştır. Hidrojeolojik çevrim sırasında suyun

kimyasal yapısı su-kayaç etkileşimi, buharlaşma, indirgenme-oksidlenme süreçleri vb. reaksiyonlarla değişmektedir. Bu nedenle herhangi bir kaynaktan (jeotermal kuyu, kaynak vb.) alınan örneğin kimyasal bileşimi, suyun söz konusu süreçlerden etkilenip etkilenmediği ve bu etkinin hangi koşullarda meydana geldiği konusunda bilgi sağlamaktadır. Ömer-Gecek sahasında yer alan farklı kökenli jeotermal sular birçok yeraltı ve yerüstü etkinin kontrolü altında bulunmaktadır. Bu nedenle bu süreçleri temsil edecek değişik noktalardan örnekleme yapılmış ve bu süreçleri aydınlatacak parametreler analize tabi tutularak sonuçlar değerlendirilmiştir.

3.2.4. İzotop hidrolojisi

İnceleme kapsamında, yüzey ve yeraltısuyu ilişkilerinin belirlenmesi, jeotermal kökenli suların kökeni, yaşı ve beslenme alanlarının aralarındaki ilişkilerinin belirlenmesi amacı ile izotop hidrolojisi çalışmaları yürütülmüştür. İzotoplar diğer kimyasal izleyicilerden farklı olarak sisteme girdikten sonra ya değişim göstermemeleri ya da değişimlerin kolaylıkla ortaya konması nedeniyle hidrojeolojik süreçlerin aydınlatılmasında çok önem taşıyan izleyicilerdir.

Bu çalışma kapsamında önceki çalışmalardaki analizlere ilave olarak, farklı kökenli sulardan toplanan örneklerin ^{18}O , ^2H , ^3H analizleri yaptırılarak yorumlanmıştır. Bu izleyiciler (tracer) yardımıyla yüzeysuyu-yeraltısuyu ilişkisi, beslenme alanları, suların kökeni, yaşı ve karışım mekanizmalarına ilişkin kavramsal modelin daha gerçekçi olması sağlanmıştır.

Bu çalışma kapsamında aktif olarak kullanılan jeotermal kuyulardan, inceleme alanı içinde bulunan soğuksu kaynaklarından yağmur ve kar sularından alınan su örneklerinde ^{18}O , Döteryum ve Tritiyum analizleri Devlet Su İşleri Müdürlüğü, Teknik Araştırma ve Kalite Kontrol Dairesi laboratuvarlarında yapılmıştır. Kullanılan yöntem ve hassasiyeti Çizelge 3.2’de verilmiştir.

Çizelge 3.2. İzotop analizleri yöntem ve hassasiyetleri

Analiz Adı	Yöntem	Saptama Eşiği
^{18}O	Kütle Spektrometresi	< % 0.01
^2H	Kütle Spektrometresi	< % 0.01
^3H	Sıvı Sintilizasyon Sayacı	< 0.1 TU

3.2.5. Örnek alımı ve arazi yöntemleri

Arazide örnekleme yapılırken bazı noktalara dikkat etmek gerekir. Su analiz sonuçlarında oluşan hataların en büyük kısmı, arazi çalışmalarında örneklerde ortaya çıkan değişimlerden kaynaklanır. Bu değişimler su içeriğinde bulunan çözünmüş bileşenlerden, örnekleme sırasında yapılan hatalardan ve kirlenmelerden kaynaklanmaktadır. Bu durumları ortadan kaldırmak için:

1. Su, örnek kaplarına minimum atmosfer teması ile alınarak araziden analizin yapılacağı laboratuara en kısa sürede ulaştırılmıştır.
2. Alınan örnek miktarı toplamda 2 litre ve 5 ayrı temizlenmiş polietilen kapta alınmış, ilk iki kapta derişik HNO_3^- ile asitlendirme, sonraki iki kaba hiçbir kimyasal korunma yöntemi uygulanmadan, son olarak tek kaba su içeriğindeki tahmini bileşenler göz önüne bulundurularak çeşitli oranda seyreltmeler uygulanmıştır.
3. Koruma sınıflandırması uygulanarak kapların üzerine, arazi defterine numaralandırma not edilmiş ve örnek noktasının fotoğraf ve krokisi ayırt edici özellik olarak işlenmiştir.

Sıcak ve soğuk suların örneklemesinde polietilen 500 ml hacimli örnekleme kapları kullanılmıştır. Bu kaplar örnekleme yapılmadan önce laboratuarda temizlenmiş ve kullanım sırasında en az üç kez çalkalanmıştır. Katyon örnekleri derişik yüksek saflıkta HNO_3^- ile numune pH 2-3 aralığına gelebilecek şekilde asitlenmiştir. Anyon analizleri için hiçbir kimyasal koruma yapılmamış ve örnek mümkün olan en kısa sürede şişesine konarak gaz çıkışı engellenmeye çalışılmıştır. Tüm örnekler polietilen kaplara hava kalmayacak şekilde doldurulmuştur. Duraylı izotoplar için

(döteryum ve oksijen-18) 1 adet 100 ml’lik, trityum (^3H) analizleri için 500 ml’lik özel cam örnek şişeleri kullanılmıştır. Sulardaki fiziksel parametreler korunamadığından arazi cihazları ile yerinde ölçülmüştür. Her analiz sonrası cihazların elektrotları saf su ile temizlenmiştir.

Çizelge 3.3. Çalışmalarda kullanılan in-situ ölçüm cihazları ve özellikleri

Ölçülen Parametre	Ölçüm Birimi	Cihazın Adı ve Markası
Sıcaklık	°C	Termometre testo 95-1
pH		pH metre-WTW 330i
Elektriksel iletkenlik (EC)	$\mu\text{S}/\text{cm}$	Elektriksel iletkenlik ölçer-Sension-156
Toplam sertlik	°f	Toplam sertlik test kiti-Merck Aquamerck 11104
Karbonat sertlik	°f	Karbonat sertlik test kiti-Merck Aquamerck 11103

3.2.6. Laboratuvar yöntemleri

Katyonlardan, Na, K, Ca, Mg, Si, B, anyonlardan ise SO_4 , Cl, F, HCO_3 ve CO_3 laboratuvarında analiz edilmiştir. Laboratuvarında kullanılan aletlerin özellikleri ve yöntemler kısaca aşağıdaki gibi açıklanabilir.

► *Atomik Absorbsiyon Spektrofotometre Yöntemi (AAS)*: Katyonlar için bir ölçüm metodudur. Bir elementin atomlar halinde buhar fazında kendine özgü belirli dalga boylarında radyasyon absorplanmasına atomik absorpsiyon denir. Metal katyonlar için bir çözelti uygun bir alev içine püskürtüldüğünde genelde deneyi yapılan elementin atomik buharı oluşur. Bazı metal atomları emisyon yapmaya yetecek bir üst enerji konumuna yükseltirirse de alev bölgesindeki atomların çoğu, emisyon yapmayan kararlı konumda kalırlar. Bu kararlı konumdaki atomlar, karakteristik

rezonans dalga boylarındaki bir radrasyona uğratılırsa, bu ışığı absorplarlar. Ölçülen absorbans değeri, alevdeki atomların varlık yoğunluğu ile orantılıdır.

► *Çöktürme ile Sülfat Analiz Yöntemi*: Bu yöntem diğer sülfat tayin yöntemlerine göre en güvenilir yöntemdir. Deneyin esası, baryum sülfat'ın (BaSO_4), Ddüşük çözünürlüğünden yararlanarak çözelti içindeki kükürt türevlerini SO_4 'a yükseltgeyip çözeltiyeye BaCl_2 ekleyerek çöktürme esasına dayanır.

► *Ag^+ Çöktürme Titrasyonu*: Klorür analizinde kullanılan standart titrasyon metodudur. Deneyde 50 ml su numunesi 100 ml'lik bir kaba alınır. 2-3 damla potasyum kromat çözeltisi damlatılır ve gümüş nitrat çözeltisi ile renk sarıdan kiremit kırmızısı rengine dönene kadar titre edilir.

► *Kalsiyum (Ca) Analizi*: 50 ml su örneği 0.01 N etilen diamin tetra asetik asit (EDTA) çözeltisi indikatör yardımı ile renk pembeden mora dönene kadar titre edilir. B=titre edilen sarfiyat miktarı olmak üzere, 50 ml su numunesi alınması halinde kalsiyum miktarı şöyle bulunur:

$$\text{mg Ca}^{+2}/\text{l} = B \times 4 \quad (3.1)$$

► *Magnezyum (Mg) Analizi*: Magnezyum, karbonat, magnezit ve dolomit mineralleri halinde yaygın olarak bulunduğu gibi, birçok mikalar ve silikat minerallerinin de önemli bileşenlerinden biridir. Magnezyum analizi de EDTA kompleks simetrik metoduna göre yapılır. 50 ml su örneği 1 ml tampon indikatör ilave edilir.. 0.01 N EDTA çözeltisi ile renk kırmızıdan maviye dönene kadar titre edilir. Tampon çözeltinin ilavesinden sonra titrasyon 5 dakikalık süre içinde yapılmış olmalıdır. Toplam sarfiyattan Ca tayininde yapılan sarfiyat çıkarılarak Mg için sarfiyat bulunur.

ICP-OES (Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectroscopy) cihazının temel prensibi yüksek derişimde katyon ve buna eşdeğer derişimde elektron içeren, elektriksel olarak bir gaz ortamı olan plazmada, atomlar ve iyonların uyarılması ile yaydıkları emisyonun ölçülmesidir. Plazma görüntüsü alev gibi olmakla beraber bir

yanma olayı yoktur. ICP kaynağı iyonlaşmış bir argon gazı akışı ile genellikle 27 veya 40 MHz'lik güçlü bir radyofrekans alanının eşleştirilmesi ile elde edilir. Örnek genellikle sıvı fazda, aerosol şeklinde yüksek sıcaklıktaki plazmaya gönderilir. Bu tanecikler plazmada sırasıyla kurur, parçalanır, atomlaşır, iyonlaşır ve oluşan atom ve iyonlar uyarılır. Analit elementin atomik ve iyonik uyarılır. Analit elementin atomik ve iyonik çizgileri bir spektrometre ve uygun bir bilgisayarla değerlendirilerek analiz tamamlanır. İzotoplar kütle spektrometresi ile ölçülür. Kütle spektrometresi, katı ve sıvı örneklerde çok sayıda elementin hızlı, hassas ve doğru biçimde, niteliksel, niceliksel ya da yarı-niceliksel olarak ölçülmesine olanak sağlayan analiz tekniğidir. Teknik elektromanyetik indüksiyonla 10.000 °K sıcaklığa ulaştırılan argon plazması tarafından ayrıştırılması ve element derişimlerinin elektron çoklayıcı bir dedektör tarafından ölçülmesi aşamalarını içerir. Örnekteki tüm elementlerin derişimleri 1 ile 2 dakika arasında değişen oldukça kısa bir sürede ölçülür.

Çizelge 3.4. Hidrojeokimyasal çalışmalarda kullanılan analiz yöntemleri

Analiz	Yöntem
T (°C)	Dijital Termometre
pH	Cam Elektrot
EC	Kondüktivimetre
TDS	Gravimetre / hesaplama
Na ⁺	Atomik Adsorbsiyon Spektrofotometre
K ⁺	Atomik Adsorbsiyon Spektrofotometre
Mg ⁺	Spektrofotometre
Ca ⁺	Spektrofotometre
Mn ⁺	Spektrofotometre
Si	Atomik Adsorbsiyon Spektrofotometre
HCO ₃ ⁻	Titrasyon
SO ₄ ⁻	Spektrofotometre
F ⁻	Spektrofotometre
Cl ⁻	Spektrofotometre

4. ARAŞTIRMA BULGULAR VE TARTIŞMA

Bu bölümde inceleme alanının bölgesel jeolojisi, stratigrafisi, hidrojeolojisi, hidrojeokimyası ve izotop jeokimyası açıklanmıştır. Bölgesel jeoloji bölümünde inceleme alanının neotektonik hareketleri ve yapısal evrim konusu üzerinde durulmuştur. Stratigrafi ve petrografi bölümünde çalışma alanında yer alan jeolojik birimler tanımlanmıştır. Hidrojeoloji bölümünde jeolojik birimler hidrojeolojik özelliklerine göre sınıflandırılmış ve özellikleri incelenmiştir. Ayrıca çalışma alanında yer alan akiferlerin hidrojeolojik parametreleri incelenmiştir. Hidrojeokimya bölümünde ise, yüzey ve yeraltı suları ile jeotermal sulardan alınan örneklerin arazide ve laboratuarda yapılan analizleri değerlendirilmiş ve elde edilen sonuçlar grafiklere aktararak yorumlanmaya çalışılmıştır.

4.1. Bölgesel Jeoloji

Ülkemiz Alp-Himalaya tektonik kuşağı üzerinde olup, etkin bir tektonik aktivite ve dolayısı ile bölgesel volkanik aktivitenin olduğu bir bölgedir. Anadolu levhası yada Anadolu bloğu olarak da bilinen (Şengör, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1981) bölgenin hareketini anlamak için Afrika, Avrasya ve Arap levhalarının Anadolu levhası ile olan hareketi ve oluşturdıkları deformasyonlar birlikte düşünülmelidir (Şekil 4.1.).

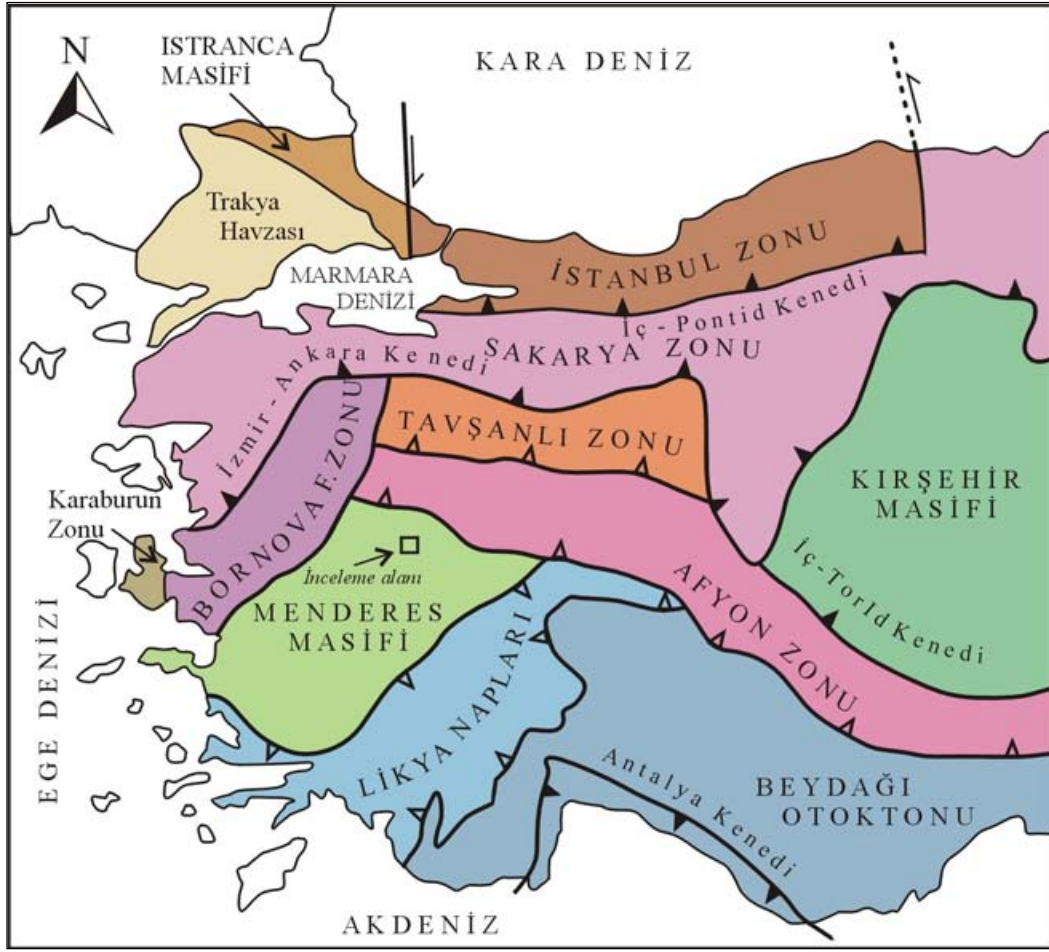
Bu teoriye göre Orta-Geç Miyosen’de Arap-Afrika levhalarının Avrasya levhası ile Helen yayı ve Bitlis-Zagros süturu boyunca çarpışması Türkiye’de Neotektonik dönemi başlatmış ve Anadolu levhasında sıkışma ve kabuk kalınlaşması meydana gelmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz, 1991). Anadolu’nun içinde bulunduğu bu kuşakta levhaların bu çarpışma hareketi geniş bir deformasyon zonu oluşturmuştur. Bu karmaşık deformasyonun, Doğu Akdeniz bölümünde Anadolu levhası saatin tersi yönünde dönme hareketi ile güneybatıya Ege yayına doğru hareket etmekte (Şengör, 1979), yada geri çekilmektedir (Mercier vd., 1989).



Şekil 4.1. Türkiye ve çevresinin etkilendiği tektonik kuşaklar (KAFZ: Kuzey Anadolu Fayı, DAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu, BZSZ: Bitlis Zagros Suture Zonu, BAZ: Batı Anadolu Açılma Zonu, KDAFZ: Kuzeydoğu Anadolu Fay Zonu, BKFZ: Büyük Kafkaslar Fay Zonu, KAFZ: Küçük Kafkaslar Fay Zonu (Şengör, 1982’den değiştirilerek).

Alpin orojenik kuşağını yansıtan Batı Anadolu’da Batı Pontitlerin Neojen öncesi tektonik birimleri olan Sakarya Kıtası (Şengör, 1979), İzmir-Ankara Zonu (Brinkmann, 1971), Menderes Masifi ve Batı Toroslar litolojik birimler olarak ayırtlanmıştır.

Açılma çöküntüsünün son evresi boyunca Menderes Masifi çekirdeğinin granitik sokulumlarla yüzlekleme KB’ye hareketli İzmir-Ankara Kuşağı ve güney yönde hareketli Likya Naplarının Miyosen yaşlı sıyrılma fayları ile birlikte gelişir (Sözbilir, 2005). (Şekil 4.2). Bu birimlerin geniş bir bölümü Neojen yaşlı karasal (güneyde denizel) sedimentler ve volkanik kaya birimleri ile uyumsuz olarak örtülüdür. Temeli oluşturan ve yukarıda tanımlamaları yapılan birimleri örten bu genç tortullar ve volkanitler genelde genişleme evresinin ürünleridir.



Şekil 4.2. Batı Türkiye’deki kenet zonlarını ve tektonik birliklerin konumları ile ilişkilerini gösteren basitleştirilmiş tektonik harita (Okay ve Tüysüz, 1999’dan değiştirilerek alınmıştır).

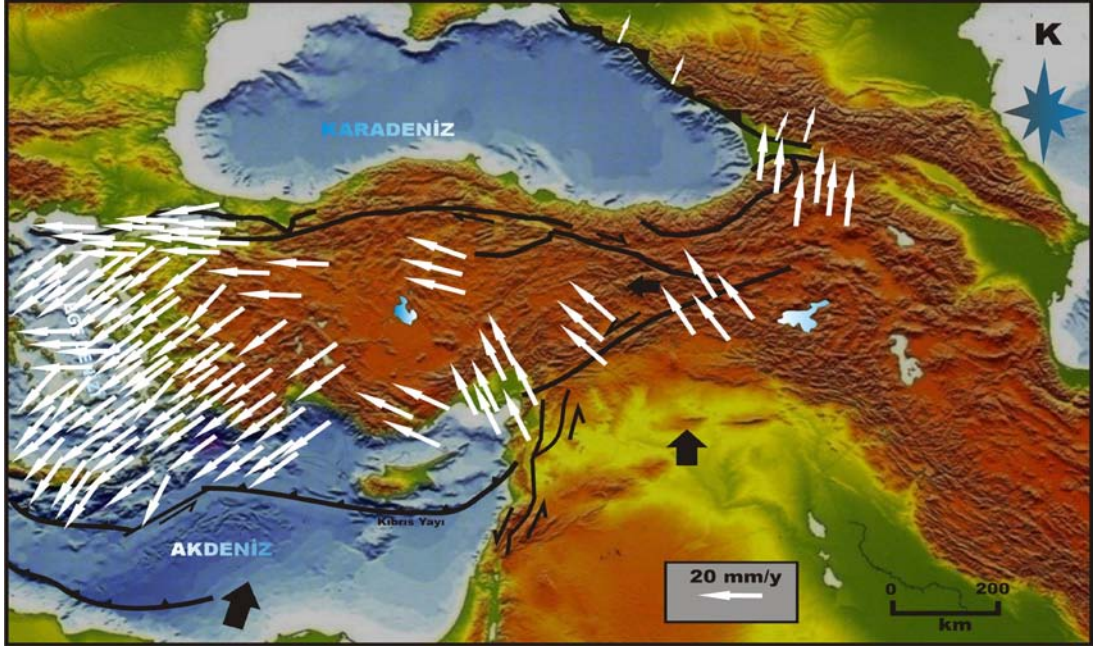
(Dolu üçgenli sınırlar kenet zonlarını, boş üçgenli sınırlar tektonik sınırları, yarım oklu sınırlar doğrultu atımlı fay sınırlarını temsil eder).

Bu genişleme evresini çok önceleri başlatan (Seyitoğlu, Scott ve Rundle, 1992) çalışmaların yanı sıra önce bir sıkışma evresi ve ardından Orta Miyosen’de genişlemenin başladığını (Savaşın ve Güleç, 1990) savunan çalışmalarda mevcuttur. Nitekim genişlemeye sıkışma evresi sonrası geçildiğini savunanlar bu geçişi aynı zamanda Neotektonik evrenin başlangıcı olarak kabul ederler. Ancak sıkışmadan neyin kastedildiği pek açık değil ise de araştırmacıların çoğu bu tezlerini bölgedeki genç volkanizma ile ilişkilendirirler. Buna göre; (i) Yitim evresi ve çarpışma sonrası kalkalkali volkanizma sıkışma tektoniğini, (ii) Kalkalkalileri izleyen alkali volkanizma ise Neotektonik evre genişmeleri yansıtmaktadır. Doglioni, Agostini,

Innocenti, Manetti, Riguzzi ve Savaşın (2002) önerdikleri yeni jeodinamik modele göre sıkışma sözcüğü yerine orojenik evre tanımlaması getirerek konuyu açıklamaya çalışmışlardır.

Mc Kenzie (1978)'nin yay ardı genleşmesi olarak önerdiği ve zamanla batıya kaçış tanımlaması ile geliştirilen (Dewey ve Şengör, 1979), Anadolu'nun batıya hareket modeli (Şekil 4.3.) uzun yıllar kabul görmüş bir teori iken; hem Anadolu'nun batıya hareketi, hem de Ege Denizi'nin buna rağmen genişlemesini açıklamak zordur. Kaldı ki bu batıya hareketi durdurduğu söylenen Yunan levhası ile çarpışma alanının varlığını kanıtlayacak sismik ve diğer jeofizik veriler belirgin değildir. Bu çelişkilerin yanı sıra, Güney Doğu Anadolu'da yer yer astenosferin doğrudan kabuğun altına gelmesi litosferik dilimin yitirilmiş olması geçmişte, böyle bir sıkıştırma olmuş olsa bile, fosilleşmiş olan böyle bir hareketin Neotektonik dönemde mümkün olamayacağını göstermektedir (Keskin, 2003). Diğer bir anlatımla Anadolu'nun batıya kaymasını sağlayan, GD Anadolu'daki sıkışma olayı, çok önceleri tüketilmiş bir yitimi yansıtmakta olup, günümüzde söz konusu değildir. Diğer yandan Doglioni vd., (2002)'nin öngördükleri yeni bir jeodinamik model Batı Anadolu'daki birçok jeolojik olayda (doğrultu atımlı faylar, sıkışma tektoniği, volkanik evrim) olduğu gibi jeotermal sistemlerde de yeni yaklaşım olanakları sunabilmektedir (Şekil 4.3.).

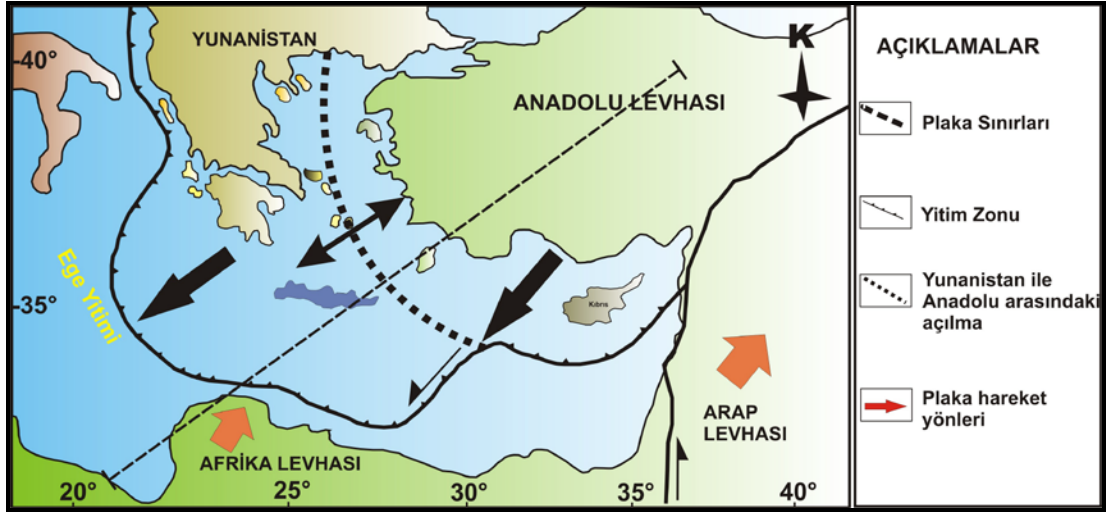
Bu modele göre, dünyanın merkezi referans noktası alınarak GPS ölçümlerine göre Anadolu ve geniş çevresinin tümü ile KD'ya doğru değişik hızlarla hareket ettiği ve mutlak hareketin aynı yönde düşük açı ile dalan Afrika levhasının, Anadolu levhası sırtında taşınması olduğunu söylerler. Oysa Anadolu veya Avrasya'daki bu referans noktasına göre yapılan GPS ölçümlerinde gözlenen GB yönlü göreceli hareket özünde kendisi de hareket eden referans noktası ile ölçüm yapılan aralarındaki hız farkını yansıtmaktadır. Başka bir anlatımla alta dalarak üzerindeki kıtaları KD'ya iten Afrika levhasına söz konusu kıtaların gösterdikleri direnç sonucu kaymalar (Afrika levhasına geri bindirmeler) bu GB yönlü göreceli görece hareketlerin nedenidir.



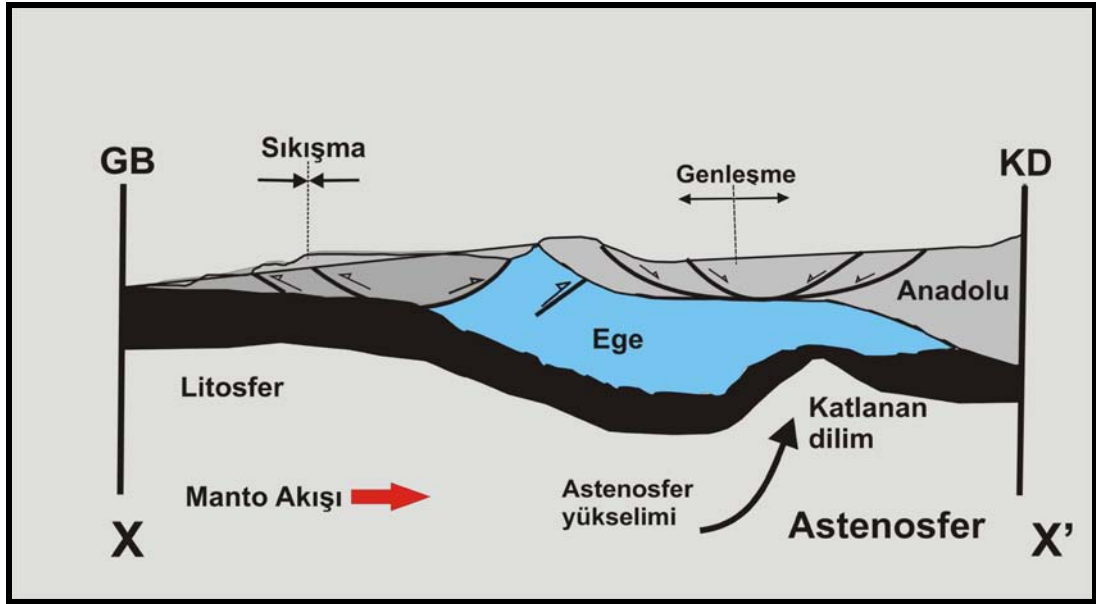
Şekil 4.3. Batı Anadolu'daki bir referans noktasına göre, Anadolu'nun göreceli hareket vektörleri (Doglioni vd., 2002)

Bu durumda dalımın başladığı bölgeye daha yakın olan Yunanistan'ın Anadolu'ya oranla daha hızlı GB'ya geri kayması Yunanistan'da sıkışma yaratırken Ege Denizi ve Batı Anadolu'da bir genleşme rejimi yaratmaktadır. Bu KD yönlü mutlak hareket söz konusu geri kaymalar ile (genleşme) Batı Anadolu'da kendisine dik yönde (KB-GD) gibi yönlerdeki yırtılmalar ile dengelenecektir.

Bu yeni model Batı Anadolu'daki tektonik hatlarla uyumludur. Orojenik evredeki kalkalkali baskın volkanizma çok geniş alanlara yayılmış strato tip merkezleri yansıtırken, Neotektonik evredeki genleşme (Tokçaer ve Savaşçın, 2007) ile birlikte hareket eden alkaliler söz konusu KB yönlü grabenlerin kenarlarında yer alan küçük boyutlu kaya topluluklarıdır.



Şekil 4.4. Afrika'daki bir referans noktasına göre, Yunanistan'ın Kıbrıs ve Anadolu'dan daha hızlı olarak Afrika üzerine geri kayması sonucu Anadolu ve Yunanistan arasında açılma rejiminin oluşumu (Doglioni vd., 2002)



Şekil 4.5. Anadolu ve Yunanistan'ın Afrika levhaları üzerine geri kaymalarını gösteren şematik kesit (Doglioni vd., 2002)

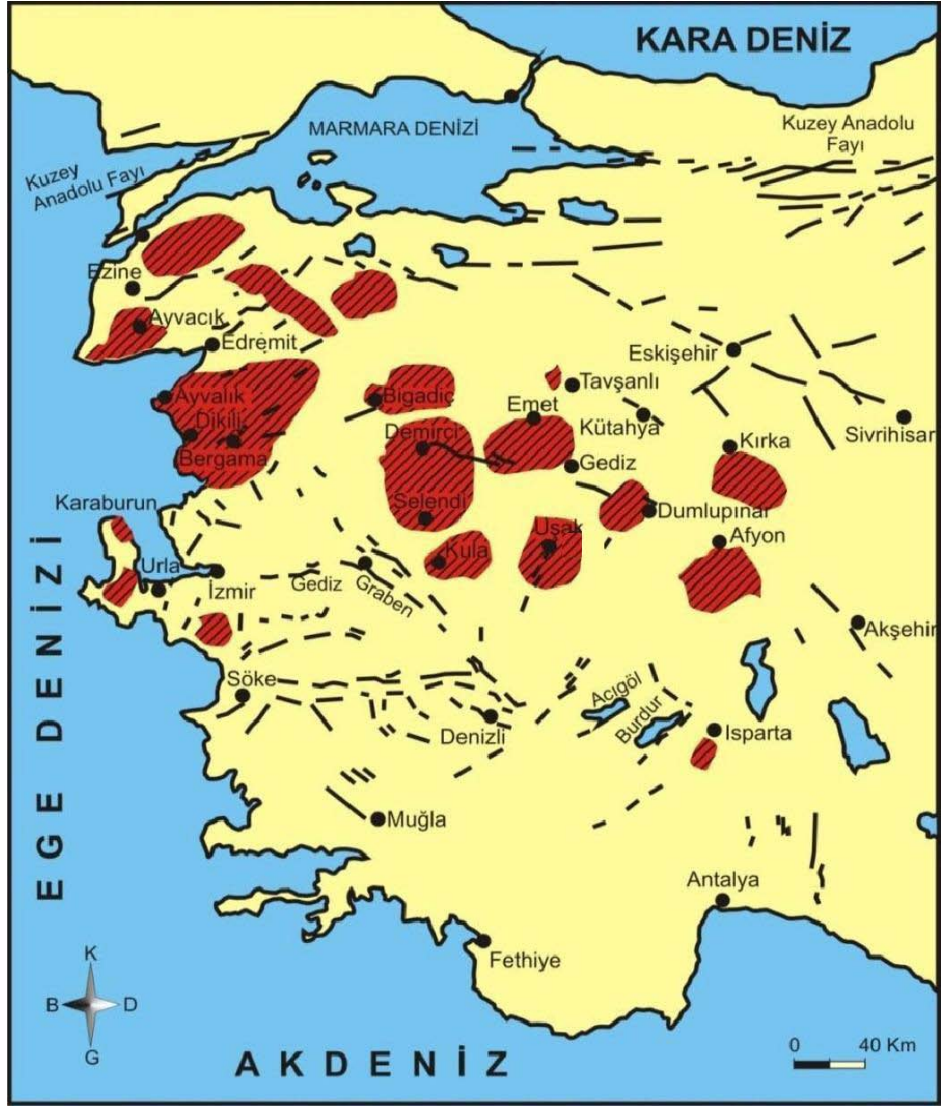
Orojenik ortamda genleşmeye geçiş aynı zamanda Neotektonik evrenin de başlangıcını yansıtmakta olup bu dönüşüm volkanizmanın jeokimyasal evrimi ile de (kalkalkali-alkali dönüşümü) çakışmaktadır (Yılmaz, 1989; Savaşçın ve Güleç, 1990). Ancak alkali kayaların yaş verileri ve istifdeki konumları, Neotektonik evreye

geçişin tüm Batı Anadolu'da aniden olmadığı ve doğal olarak uzun bir zaman süresine yayıldığını gösterir. Alkali yaşları Erkül, Helvacı ve Sözbilir (2005)'in yayını ile birdenbire 19,7 my, kadar aşağı çekilmiş ve daha önceden bilinen alkali kayaların yaşları ile arasında uzun bir zaman boşluğu ortaya çıkmıştır.

Erken Miyosen'de gelişmiş olan KD-GB uzanımlı normal faylar (Sözbilir, Sümer ve Erkül, 2003), daha sonra (Neotektonik Dönem) yanal atımlı olarak eylemlerini sürdürürler. Bu durum Doglioni vd., (2002)'nin modeli ile uyumludur. Esasında KD-GB yönlü esas genişlemenin yaratacağı gerilim DB ve KG yönlü, yanal atımlı (transtansiyonel) fayların rahatlaması gerekir. Nitekim bu tür Batı Anadolu'nun birçok bölgesinde, neojen tortulların kıvrımlı yapıları ile birlikte gözlenir (Doglioni vd., 2002). Ancak Batı Anadolu'da daha yaşlı olarak gözlenen KD uzanımlı fayların, genişleme evresinde eski zayıf zonlar olarak yeniden aktiflik kazanmaları (Tokçaer, 2000) ve sözü edilen transtensiyon görevini üstlenmeleri de beklenen bir olaydır.

Tokçaer ve Savaşcın (2007), sözkonusu yeni modeldeki genişmeyi, kuzeyde Kuzey Anadolu Fayı, güneyde ise Isparta üçgeni ile sınırlar. Kuzey Anadolu Fayı çok önemli bir diri fay olmasına rağmen, büyük olasılıkla gerek genişleme tektoniğinin sınırında yer alması gerekse yanal atımların yaratacağı sıkışmalar sonucu önemli bir jeotermal entalpi göstermezler (Güleç, Hilton ve Mutlu, 2002).

Son volkanik evrede olduğu gibi; sismik aktivite, jeotermal sistemler ve yer altı sularının dolaşimleri da Neotektonik hareketlerin denetiminde gelişmelerini sürdürürler. Hatta birbirlerinden çok farklı olayları yansıtırsalar bile volkanizmanın ve jeotermal akışkanların benzer mekanizmalara bağlı olarak yükseldikleri de bir gerçektir. Ayrıca Batı Anadolu'daki genişleme evresi (Neotektonik), alkali volkanizmaya geçişi de içinde barındırdığı gibi, yeni jeotermal sistemlerin oluşması ve zamanla biçim değiştirmesine olanak sağlar (Şekil 4.6.).



Şekil 4.6. Batı Anadolu'daki volkanik merkezlerin bölgesel dağılımı (Aydar, 1998'den değiştirilmiştir)

Batı Anadolu'daki jeotermal alanların genelde alkali volkanizmanın yaygın olduğu yörelerde gözlenmesi (Kuzeyden-Güneye Tuzla, Dikili, Balçova) özünde sadece Neotektonik bir beraberliği yansıtır. Genleşme tektoniğinin egemen olduğu Batı Anadolu'daki yaygın jeotermal alan yer alırken, sıkışma rejimi altındaki Yunanistan'da belirgin bir jeotermal bir jeotermal aktivitenin olmaması Doglioni vd., (2002)'nin önerdiği jeodinamik modele uyumludur. Ancak Yunanistan'da Batı Anadolu'ya yakın adalarda (Sakız, Midilli) aynen Batı Anadolu'daki genleşme modeli geçerlidir. Öte yandan Helenik Ada Yayı bölgesinde (Milos, Santorini)

yüksek entalpili jeotermal sistemler güncel volkanizmanın denetiminde volkanik ısı kaynaklı ve belirli hidrotermal cevherleşmelerle birlikte gelişmektedir.

Batı Anadolu’da güncel jeotermal sistemler için doğal olarak ısı kaynağı aktif volkanizmadır. Batı Anadolu’da genişleme evresi boyunca, Menderes Masifi’nin yükselerek (Sözbilir, 2005) aşınması ve grabenlerin gelişiminin birlikte hareketi sonucu bölge yaklaşık %40-50 kadar genişlemiş (Gülen, 1990), bu da kabuğun incelmesine neden olmuştur (28-30 km. Akyol, Zhu, Mitchell, Sözbilir ve Kekovalı, 2006).

Batı Anadolu’da jeotermal sistemin ısı kaynağının; (i) İncelen kabuğun esas ana kaynağına yaklaşması ile termal gradyan artışına bağlayanlar (Koçak, 1990), (ii) Magmatik aktivitenin derinliklerdeki soğumamış plutonik kütlelerinden kaynaklandığını savunanların yanı sıra (Giesse, 1997) , (iii) Genç volkanizmanın etkisinden de söz edilmektedir. Batı Anadolu’daki volkanizmanın jeodinamik konumu ve kökenlerinden hareketle; sanıldığından daha derinlerde oluşan volkanizmanın çabuk ve daha önce soğuması nedeniyle (Kula genç volkanı hariç), böyle bir ısı kaynağını sağladığını düşünmek doğru bir yaklaşım değildir. Böyle bir ısı kaynağı ancak genç plütonik ürünler tarafından sağlanabileceği daha doğru bir yaklaşım olacaktır.

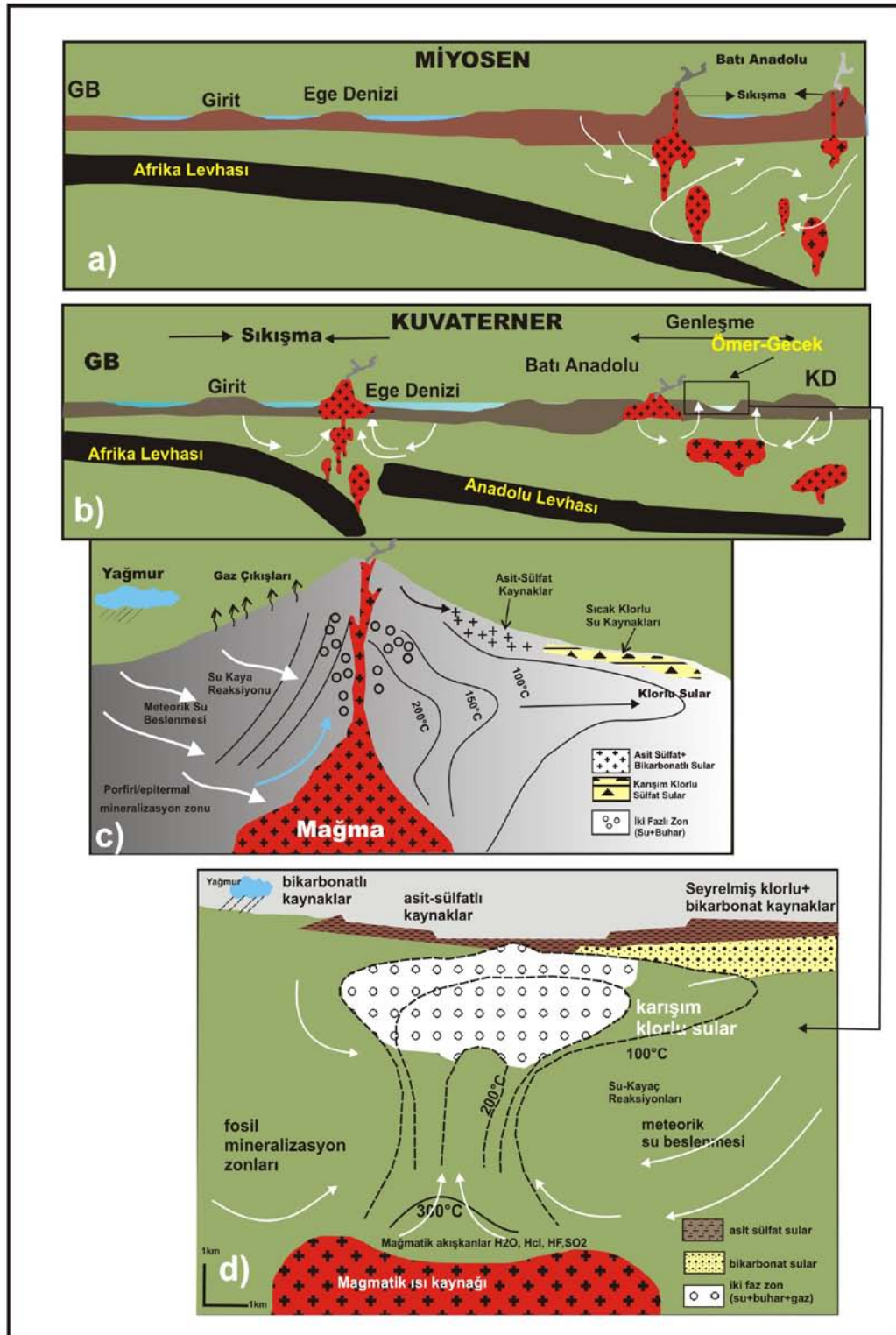
Tüm bunların yanı sıra aktifliğini yitirmiş bir volkanizmanın sadece çabuk soğuduğu için değil aynı zamanda yükseldiği bölgedeki kırık sistemlerini birbirine kaynaklayacağı için (Savaşın ve Oyman, 1998), yer altı suyu dolaşımını da engelleyerek jeotermal sistemlerin gelişmesine engel olur. Bu nedenle Batı Anadolu’da geniş alanlar kaplayan andezitik, kalkalkali, strato tip volkanların yayılım alanlarında fazla bir jeotermal aktivite gözlenmez. Fakat bu bölgelerde andezitlerden daha genç olan fayların geliştirdiği grabenlerde jeotermal aktivite daha belirgindir.

Güncel GPS (Global Konum Belirleme Sistemi) verileri ile yapılan araştırmalar farklı sonuçlar vermektedir. Güncel araştırmalar Anadolu-Ege Bloğu’nun saatin

tersine rotasyonel hareketinin iki nedeni vardır. İlki Doğu Anadolu'da Arabistan ve Avrasya levhalarının çarpışması ve sıkışma bölgesinde üçgen şeklinde kıtasal Anadolu Bloğu'nun batıya kaçmaya çalışması, diğeri ise Helenik Yayı'nda batan okyanus kabuğunun ağırlığı sebebiyle arkın geriye güneye doğru çekilmesi sonucunda Batı Anadolu ve Ege Denizi'nde meydana gelen yaklaşık yaklaşık KD-GB doğrultulu gerilmelerdir (Doglioni vd., 2003).

Sonuç olarak; orojenik dönemde etkinliğini gösteren kalkalkali volkanizma sürecinde Batı Anadolu'da sıkışma rejimi eşliğinde ve volkanik ısı kaynaklı bir jeotermal sistem söz konusudur. Aynı dönemde eski metamorfik plütonlar siler şeklinde katmanlar arasına yerleşmektedir (Dora vd., 1987). Daha sonra Neotektonik süreçte KB-GD yönlü ana grabenleşmelerle uyumlu küçük boyutlarda alkali volkanizma egemenliği söz konusudur. Bu genişleme süreci boyunca, jeotermal sistemlerin ısı kaynağı da zaman içerisinde değişir. Aktif kıta içi volkanik ısı kaynaklı jeotermal sistemlerin yerini, kabuk incilmesi ve en genç plütonitlerin ısı kaynağı olarak değerlendirilen günümüz jeotermal sistemleri geliştirmiştir (Şekil 4.7.).

Bölgedeki deformasyonla ilgili kinematik özellikler ve dinamik olaylar son derece karışıktır. Batı Anadolu'da K-G yönlü yaşı Seyitoğlu ve Scott (1991), gerilmenin yaşını Oligosen sonu Miyosen başı olduğunu belirlemişlerdir. Buna karşılık Şengör (1987), ve Yılmaz (1997)'a göre, bu dönemde sıkışmanın hala devam ettiğini ve bu dönemde oluşan basenlerin gerilme ile değil sıkışma rejimi içerisinde meydana geldiğini savunmuşlardır. Esas gerilmenin Miyosen'den itibaren düşük hızda oluştuğunu ve bu hızın Pliyosen'de arttığını belirlemişlerdir.



Şekil 4.7. Batı Anadolu’da Miyosen’de ısı kaynağı volkanizma olan jeotermal sistemin zamanla fosilleşerek ısı kaynağının biçim değiştirmesi (Nicholson, 1993’den değiştirilmiştir)

4.2. Stratigrafi

İnceleme alanının stratigrafisinin belirlenmesinde daha önce yapılan çalışmalardan da yararlanılmıştır. Bunun yanında çalışma alanını karakterize edecek yeni formasyon ve üye adlandırması yapılmıştır. Çalışma alanında, Metin vd., (1987), Erkan vd., (1996), Metin vd., (1988), Umut vd., (1987), Yalçınkaya vd., (1986), Demirkol vd., (1977), Kibici vd., (2004), bölgeyi jeolojik açıdan üç ana birliğe ayırmışlardır; (i) **Sultandağları Kesimi**: Toros kuşağına ait Sultandağlarının devamı olan Paleozoyik ve Mesozoyik birimlerdir. (ii) **Afyon'un Kuzey Kesimi**: Neojen örtüsü altında geniş alanlar kaplayan Afyon Metamorfikleri (İç Toros Kuşağı). (iii) **Sandıklı'nın Kuzey Kesimi**: Afyon Metamorfik'leri üzerine gelen Mesozoyik yaşlı tortullardır (Şekil 4.8.).

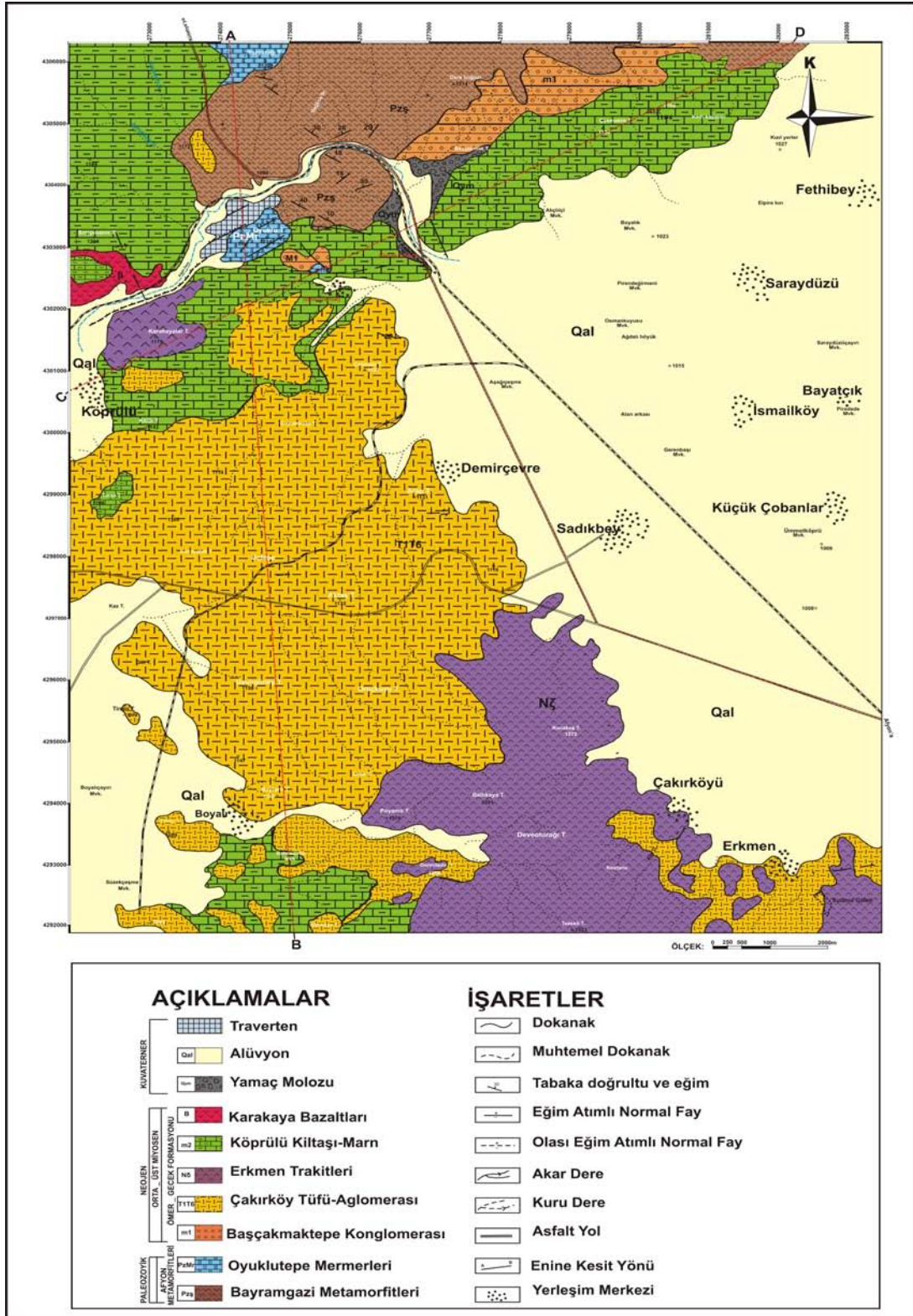
4.2.1. Afyon metamorfikleri

Afyon Metamorfikleri inceleme alanının en yaşlı birimlerini oluşturur. Paleozoyik yaşlı kuvarsit, kristalize kireçtaşları ve kalkıştlerden meydana gelir. Afyon Metamorfikleri içinde iki farklı birim ayırtlanmıştır; (i) Bayramgazi Metamorfikleri (Pzş), (ii) Oyuklutepe Mermerleri (Pzmr).(Şekil 4.9.). (Bkz. Ek-1).

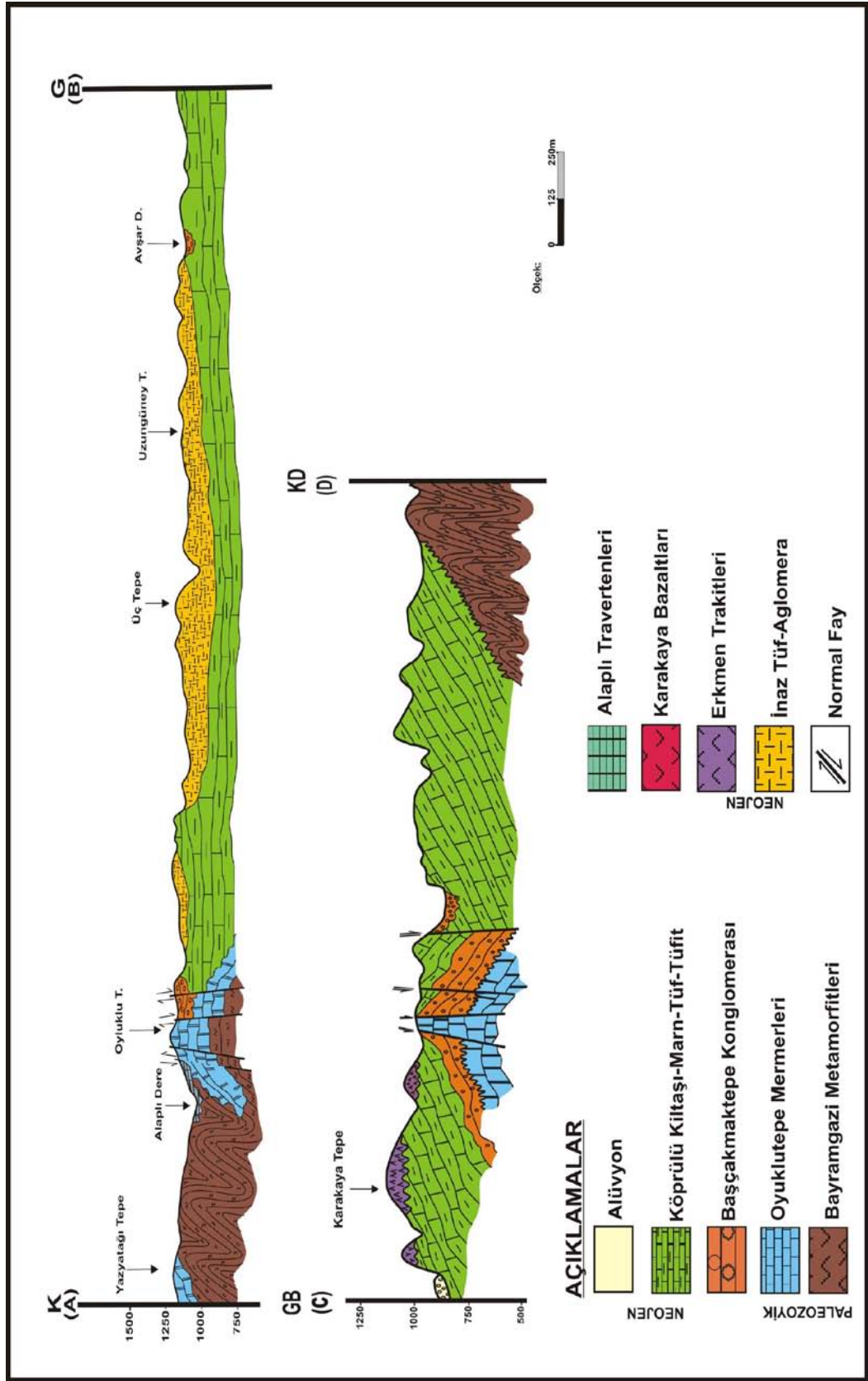
4.2.1.1. Bayramgazi metamorfikleri (Pzş)

► Tanım-genel yayılım

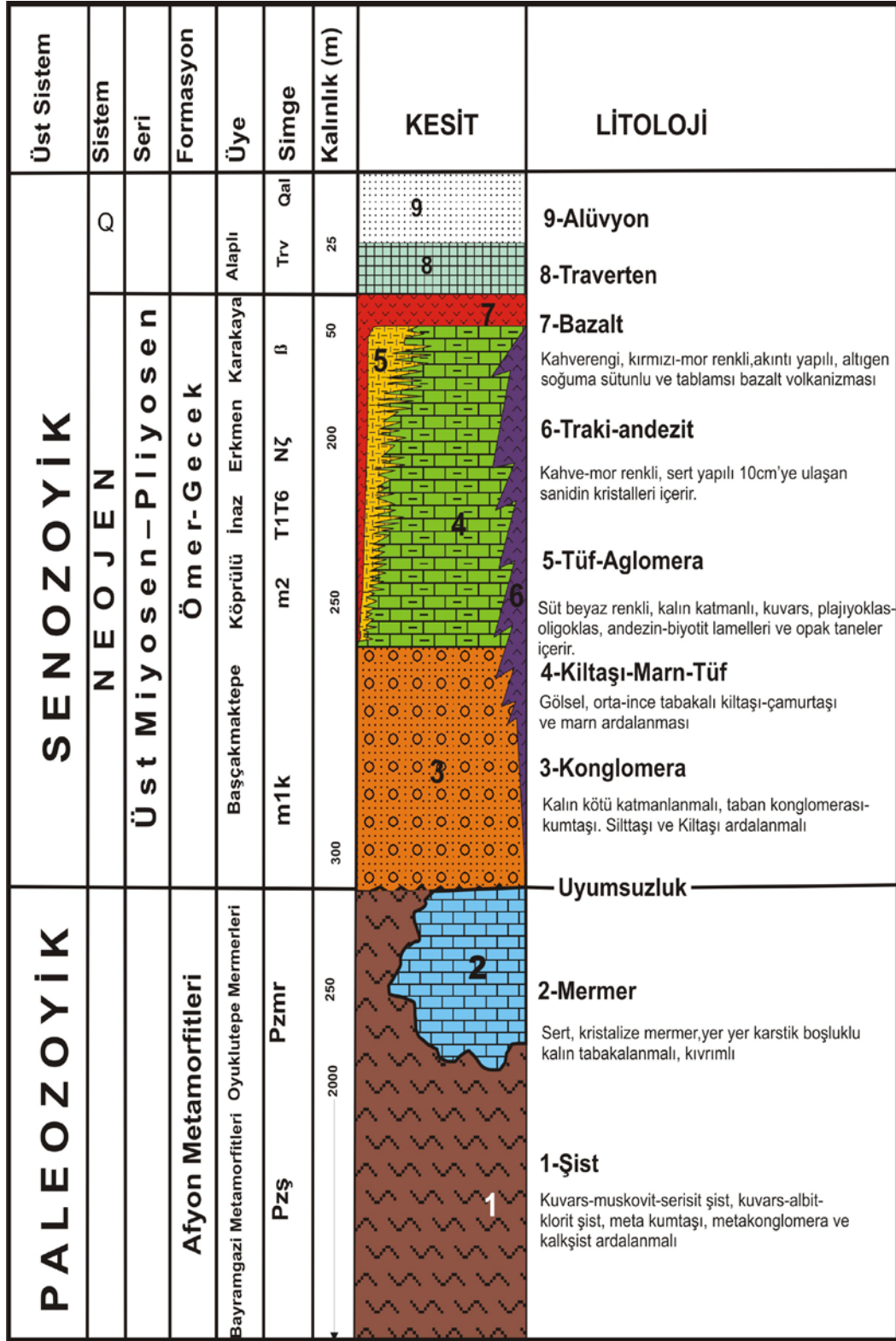
İnceleme alanında Bayramgazi köyü, Afyon-Kütahya karayolu üzerinde, Çakmaktepe ve Alaplı dere civarlarında gözlenir. Bölgede daha önce yapılan çalışmalarda Çobanlar şisti olarak isimlendirilen bu birim bu çalışmada en iyi gözlemlendiği yer olan Bayramgazi köyü ve yakın çevresinde dolayı bu çalışmada **Bayramgazi Metamorfikleri** olarak isimlendirilmiştir. Tabanı gözlenemediği için kalınlığı bilinmemekle birlikte birçok araştırmacı ~2000 m'den fazla kalınlığı olduğunu ileri sürmektedirler (Tezcan vd., 2002).



Şekil 4.9. Ömer-Gecek sahasının jeoloji haritası



Şekil 4.10. Ömer-Gecek sahasının jeoloji enine kesitler



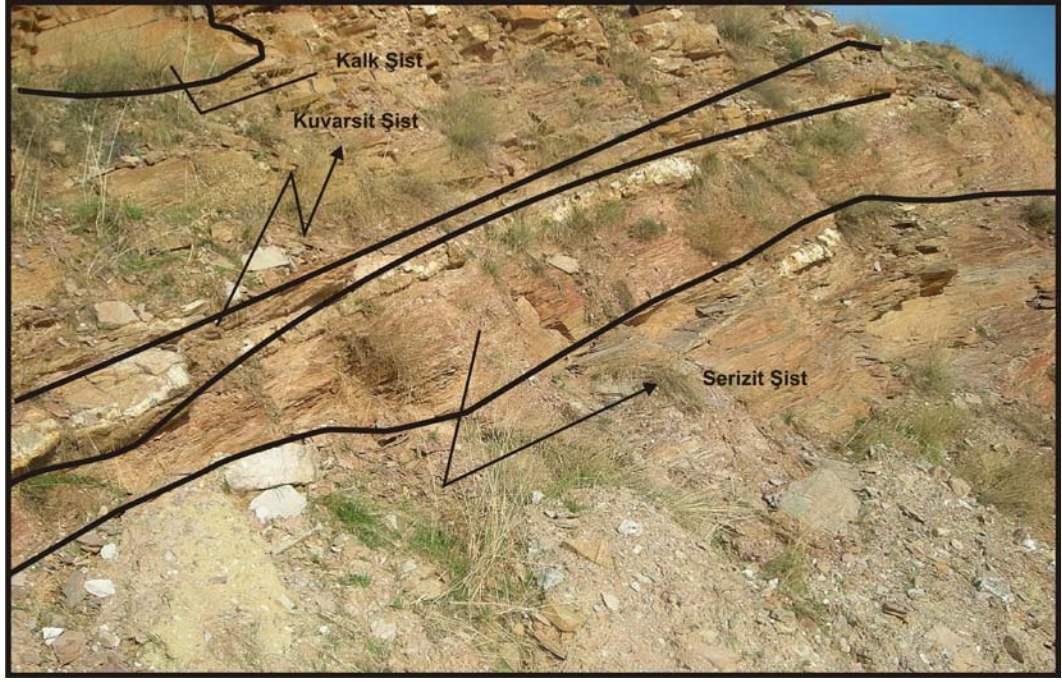
Şekil 4.11. İnceleme alanının geliştirilmiş kolan kesiti (ölçeksiz)

► Litoloji ve petrografi

Paleozoyik yaşı Bayramgazi Metamorfikleri egemen olarak sleyt, fillit, metakumtaşı, metakonglomera, mikaşist, kuvarsit, kalkışist ile rekristalize kireçtaşı ara katkılarından oluşur. İnceleme alanındaki metamorfik kayalar, albit-klorit-muskovit-biyotit-kuvarsitist, mikaşist, kalkışist, serizitist, metakumtaşı, metakonglomera olarak bileşimindedir. Şistlerin içinde yer yer kuvarsit ara katkılarına rastlanmaktadır. Şistler genellikle kahve, boz, yeşil renklidir ve çok kıvrımlı bir yapıya sahiptir. Öktü vd., (1977)', tarafından metamorfizmanın düşük dereceli yeşilışt fasiyesine ait olduğu ve buna ilişkin mineral parajenezleri içerdiği belirtilmiştir. Bu fasiyese ait kayalar granoblastik, granolepidoblastik dokuludur. Mineralojik bileşiminde; albit, klorit, epidot, amfibol (hornblend), muskovit, biyotit ve kuvars mineralleri yer alır. Biyotitler kloritleşmiş olup, feldspat minerallerinde de serisitleşme hakimdir. Şistozite gösteren kayalar, egemen olarak; kuvars, kalsit minerallerinin yanı sıra, bol miktarda serisit ve muskovit minerallerden oluşur (Şekil 4.12.). Kayaç içindeki kuvars mineralleri yarı özşekilli, gri renkli ve dalgalı sönmelidir. Tane boyutları 0.06 mm ile 0.86 mm arasında değişmektedir. Büyük kuvars tanelerinin kenarlarında ve ortalarında rekristalizasyon izlenmiştir (Şekil 4.13.). İçerdiği kalsit mineralleri ise, özşekilsiz, renksiz ve basınç ikizlenmelidir. Yer yer rölyef pleokroizması göstermektedir. Muskovit şistler lepidoblastik dokulu olup, içerdiği dominant mineral olan muskovit ince çubuksu şekilli ve renksizdir. İnce kristallerinde canlı girişim renklidir ve pulsü sönme göstermektedir. Dilinimlerinden itibaren opasitleşmişlerdir. Muskovitler kayma yüzeyleri boyunca mikaşist yapılarını oluşturmuşlardır (Şekil 4.14.).

► Dokanak

Bayramgazi Metamorfikleri Oyuklutepe Mermerleri ile yanal ve düşey yönde geçişli olup çoğunlukla mermerlerin altında bulunur. Afyon Metamorfiklerinin tabanı görülemediği ve kıvrımlı oluşu nedeniyle gerçek kalınlık verilememiştir. Üst dokanağı ise, Mesozoyik ve Tersiyer birimler tarafından uyumsuz olarak örtülmüştür.



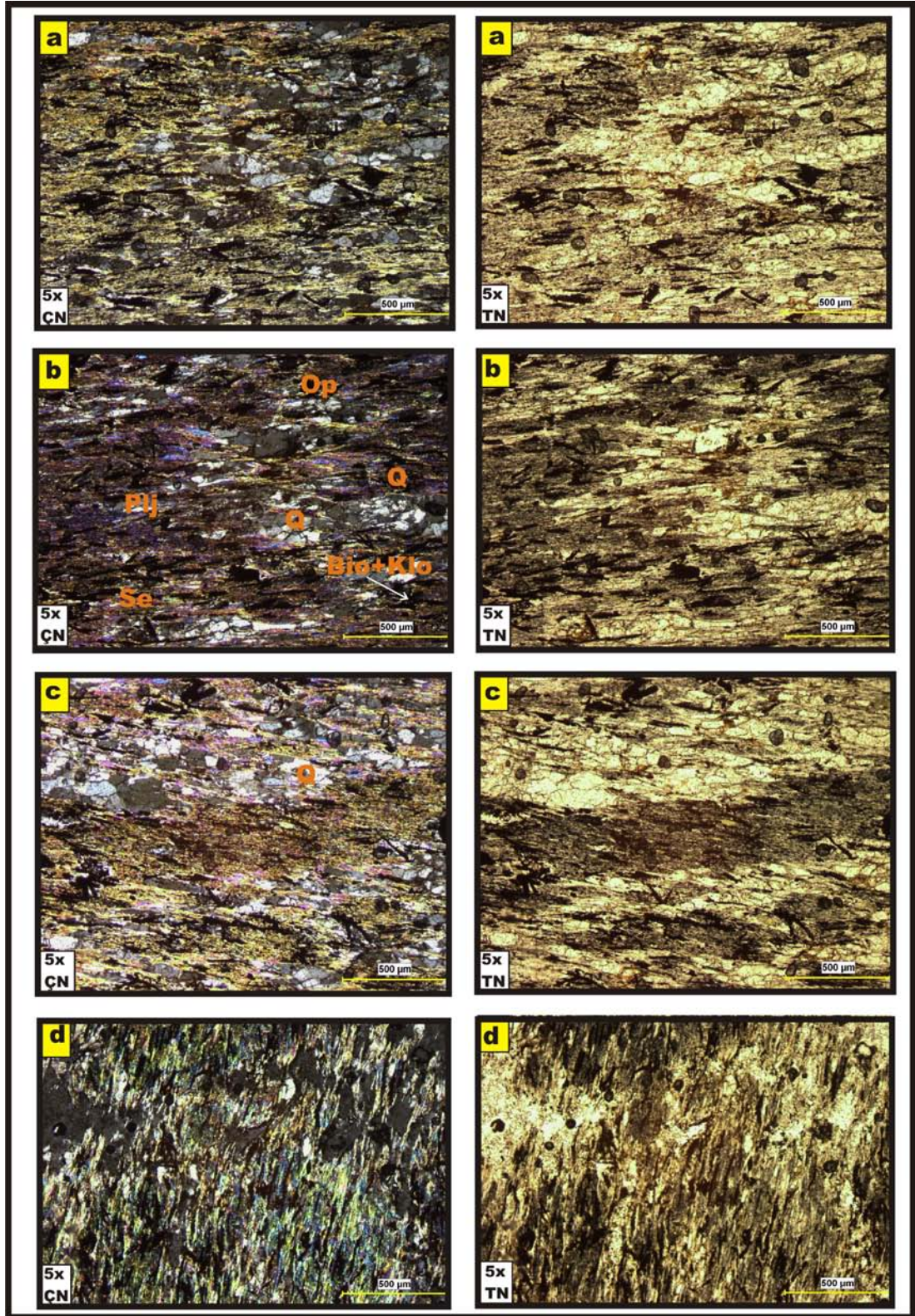
Şekil 4.12. Bayramgazi Metamorfitleri içinde görülen farklı şist seviyeleri (Afyon-Kütahya Yolu, bakış yönü KB)

► Yaş

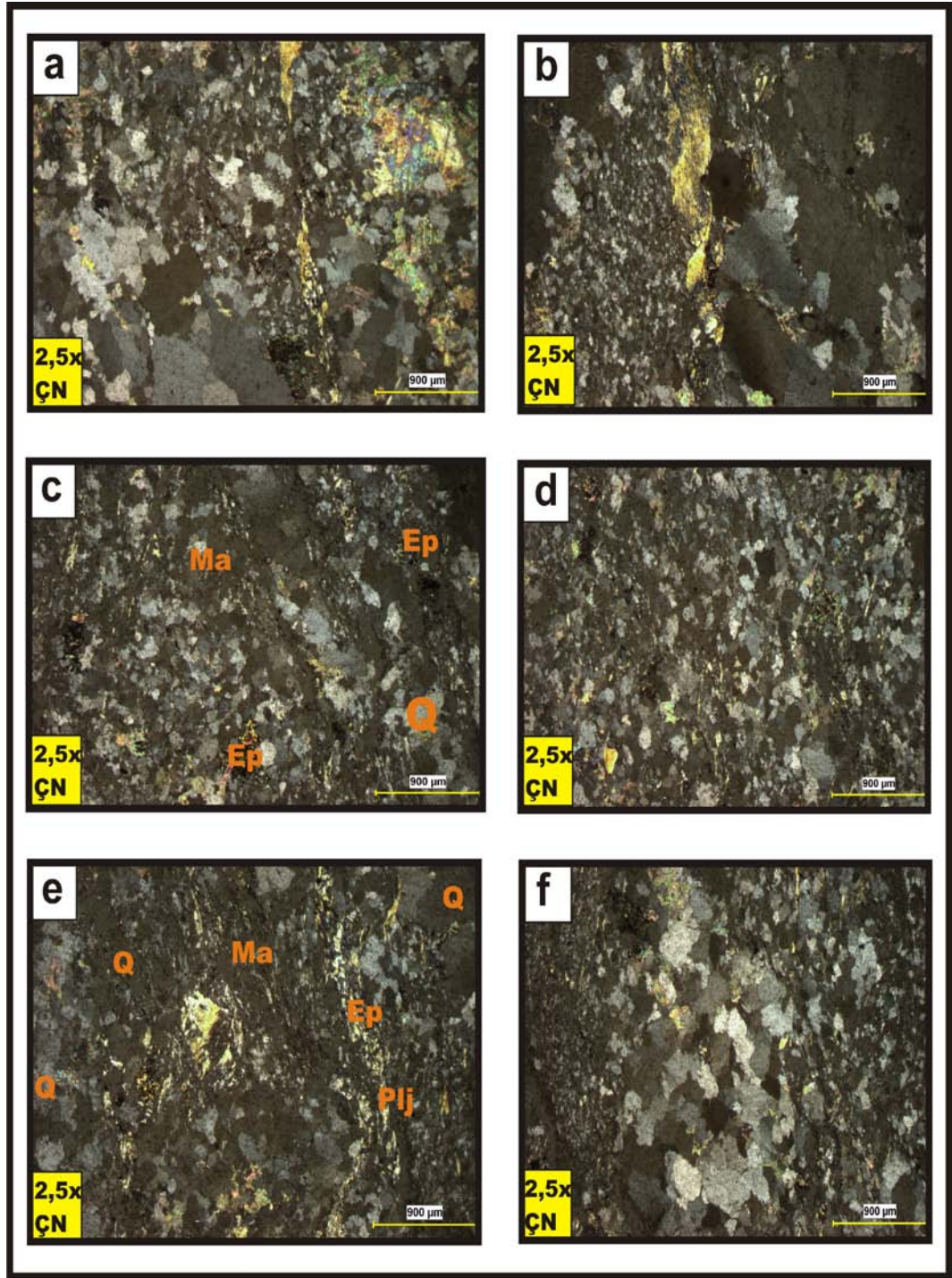
Yalçınlar (1957), Sultandağları ve onun devamı olan çalışma alanındaki Paleozoyik yaşlı şistler içinde *Hidrozoer Monogroptus* fosilleri, Karamık ve Değirmendere köyleri civarında 1180 m kotundaki *Graptolit* ve *Trilobit* fosilleri bulmuş bundan dolayı Paleozoyik temeli oluşturan şistlerin yaşının Silüryen olabileceğini savunmuştur.

► Ortamsal Yorum

Metamorfitler genellikle albit şist, kalşist, muskovit şist, kuvarsit şist, serisit şist ve mermer ve metakonglomera ara katkılı birimlerden oluşur. Bölgede Devoniyen öncesi kuvars, marn, kireçtaşı türündeki kayaçların yer aldığı söylenebilir. Bu kayaç birimleri metamorfizmaya uğrayarak kuvars, kuvarsit şistlere, kireçtaşları kalkşist ve mermerlere, marn ve benzeri kayaç türleri ise muskovit şistlere dönüşmüştür.



Şekil 4.13. Bayramgazi Metamorfitlerine ait ince kesit görüntüleri (a-b-c-d): Serisit Şistlerde gözlenen (Q):Kuvars, (plj):plajiyoklas, (bio+klo):Biotit+Klorit, (Se):serisit



Şekil 4.14. Bayramgazi Metamorfitlelerine ait ince kesit görüntüleri: **(a-b-c-d-e-f):**
 Kuvarsit Şistlerde gözlenen **(Q):**Kuvars, **(Ma):**Matriks, **(Ep):**Epidot, **(Plj):**
 Plajiyoklas

4.2.1.2. Oyuklutepe mermerleri (Pzmr)

► Tanım-genel yayılım

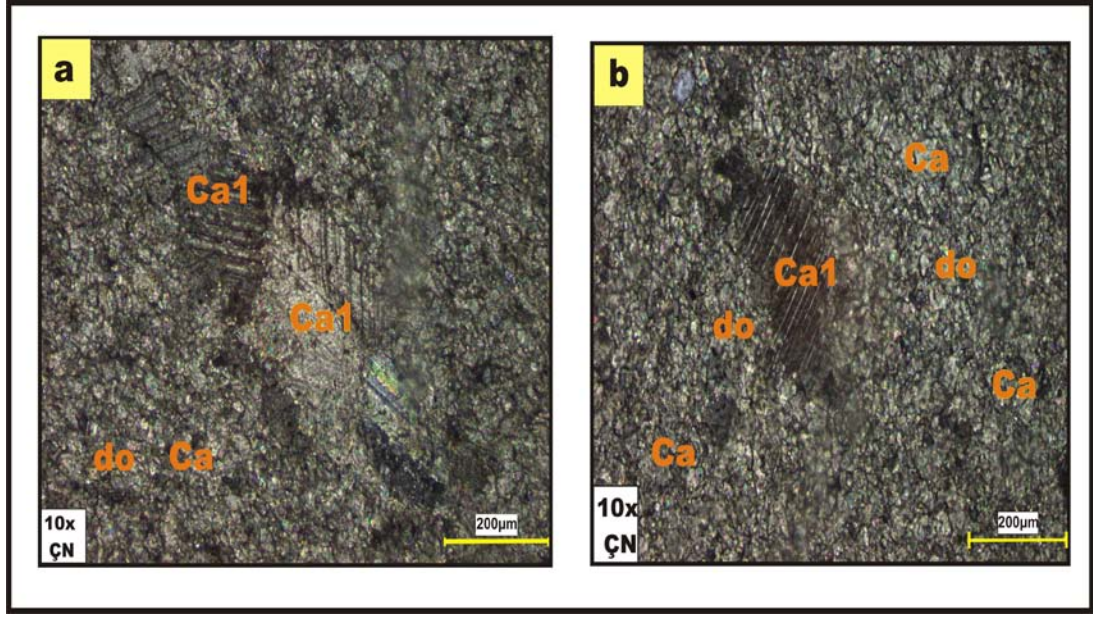
Litaratürde Paşadağ Mermerleri (Öktü vd., 1977) olarak isimlendirilen kayaç birimi, inceleme alanında Oyuklutepe Mermerleri olarak isimlendirilmiştir. Oyuklutepe, Bayramgazi, İhsaniye çevresinde küçük yüzlekler halinde bulunur.

► Litoloji ve petrografi

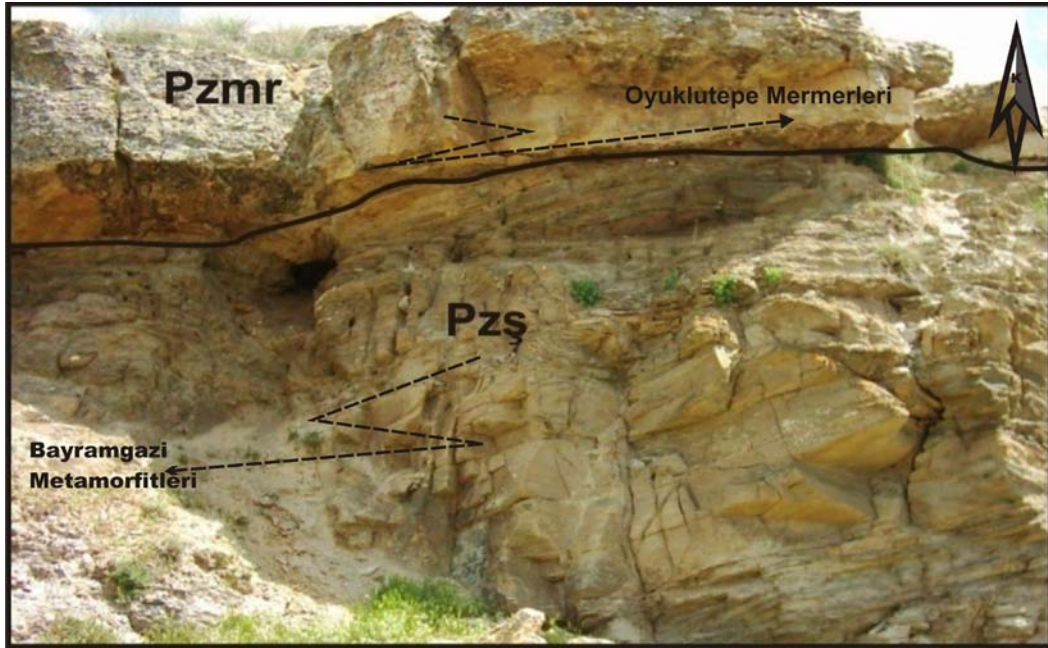
İnceleme alanında beyaz- kirli beyaz, gri-koyu gri renkli taze yüzeyi beyaz ve gri renkli, sert, kristalize bir görünüm sunarlar. Çok kalın tabakalanmalı, bazen büyük bloklar verebilen, ince taneli bir mermer türüdür. Fazla deformasyona uğradıkları için düzenli tabakalanma göstermezler. İri ve ince kristalli olarak görülürler. Bazı yerlerde ince bantlar halinde demir oksit ihtiva ederler ki bu da yer yer kırmızı renk alır. Çatlakları bol kalsit dolguludur ve hatta kalsit kristalleri 3 cm’erişir. Mikroskop altında mezokristalin uzanış karbonat kristallerinden oluştuğu görülmektedir. Mikroskobik incelemelerde kayacın mineralojik bileşiminde kalsit minerallerinin dışında sekonder mineral olarak klorit, serisit, kuvars ve manyetit mineralleri de izlenmektedir. Kalsit kristalleri mozaik doku oluşturmakta olup, romboedral dilinimlidir (Şekil 4.15.). İri kalsit taneleri şekerimsi doku içinde dağılmış, subtomorf ve otomorf romboedral kalsitler tipik dilinim düzlemlerine sahip. Şekerimsi dokudaki numunede aralarda nadir olarak dolomit gözükmemektedir.

► Dokanak

Çok kıvrımlı olması nedeniyle bazı yerlerde dokanak ve litoloji ilişkisi gözlenememektedir. Mermerler, inceleme alanının dışında alt dokanağı Bayat ilçesinin güneybatısında metakonglomeralar, Paşadağ’ında ise, yeşil-kırmızı renkli şistlerle aralanmalı olarak izlenirken, inceleme alanında ise alta doğru şistlerle geçişli olduğu, üstte ise Tersiyer yaşlı çökellerle örtülü olduğu gözlenmiştir. Kayaç biriminin kalınlığı 50-125 m arasında değişmektedir (Şekil 4.16.). Mermerler çok kıvrımlı ve kırıklı bir bünyeye sahip olmaları nedeniyle erime boşlukları ve süzme yeteneklerine sahiptir. Buna bağlı olarak aşınma şekillerinden dolinlere rastlamakta mümkündür.



Şekil 4.15. Oyuklutepe Mermerlerine ait ince kesit görüntüsü (a-b): Mermer örneklerinde gözlenen (Ca):Şeker doku oluşturan kalsit taneleri, (Ca1):Romboedral, otomorf-subotomorf kalsitler, (do): dolamit



Şekil 4.16. Oyuklutepe Mermerleri ve Bayramgazi Metamorfileri dokanağı (Alaplı dere, bakış yönü KB)

► Yaş

Fosil içermeyen birim, Bayramgazi Metamorfitleeri ile aynı yaşıdır. Oyuklu Tepe mermerleri inceleme alanında yapılan bütün sondajlardaki yapılan tanımlamalarda rezervuar kayayı oluşturmuştur. Sondajlardan elde edilen verilere göre de çok çatlaklı, boşluklu bir yapı sunarlar.

► Ortamsal Yorum

Mermerlerdeki mikro fissürler kalsit dolguları ile doludur. Bazı kesimlerde çatlaklar hematit ve limonitli sular ile doldurulmuştur (Şekil 4.17.). Bayramgazi Metamorfitleeri içerisinde yüzer durumda mercek şeklindeki mermer blokları bulunması, bunların şistlerin kökenini oluşturan kayaçların sedimentasyonu sırasında ortama kayma yoluyla gelip yerleştiklerini göstermektedir.



Şekil 4.17. Oyuklutepe mermerlerinde gözlenen karstik boşluk ve dolgular (Oyuklu Tepe civarı, bakış yönü KD)

4.2.2. Ömer-Gecek formasyonu

Önceki çalışmalarda Yeniköy Formasyonu olarak isimlendirilen bu formasyon, bu çalışmada Ömer-Gecek Formasyonu olarak isimlendirilmiştir. Formasyon adını çalışma alanında en iyi gözlemlendiği yer olan Ömer-Gecek yöresinden alır. Çalışma alanında başlıca konglomera, killi kireçtaşı, marn ve volkanitlerden oluşan formasyon, inceleme alanının batı kesiminde yaygın olarak izlenir. Paleozoyik ve Mesozoyik'den sonra bölge büyük bir aşınma devresi geçirmiş, bu sırada da Ömer-Gecek Formasyonu çökelmiştir. Ömer-Gecek formasyonu Çakmaktepe taban konglomerası (m1k) ve Köprülü kilitaşı-tüf-tüfit üyesi (m2) olmak üzere iki üyeye ayrılır.

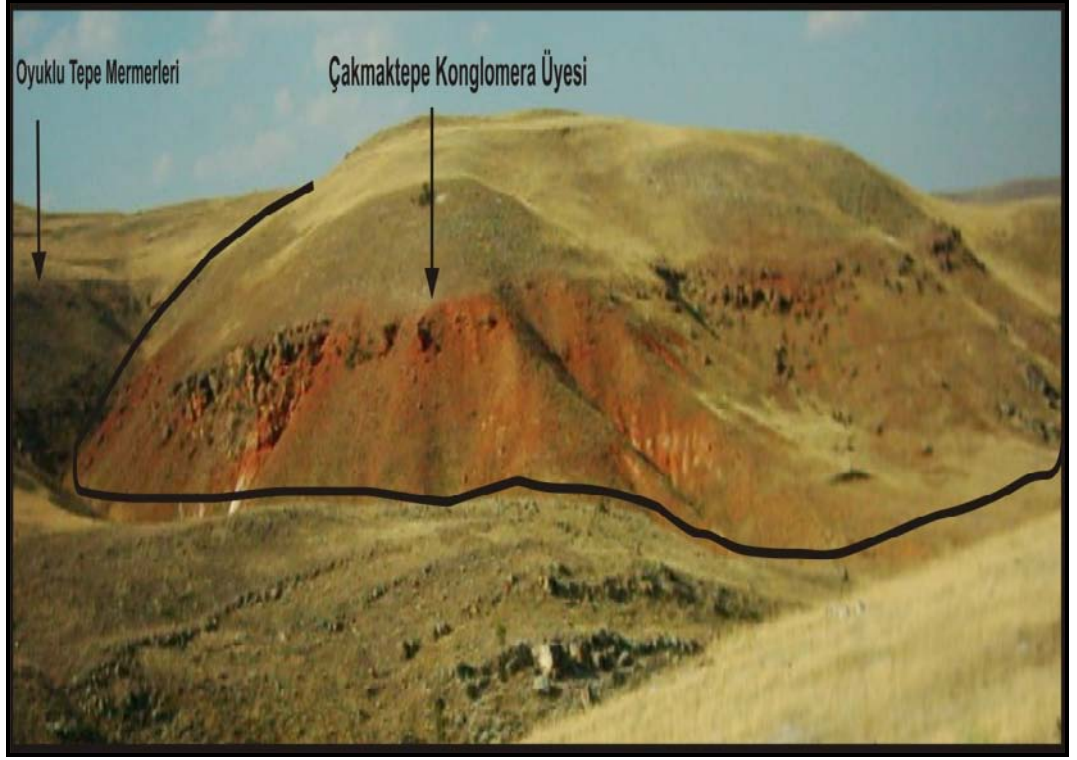
4.2.2.1. Başçakmaktepe konglomera üyesi (m1k)

► Tanım ve yayılım

Geniş ölçekte önceki çalışmalarda Özburun Konglomera Üyesi olarak isimlendirilmiştir. Bu çalışmada adını en iyi gözlemlendiği yer olan Başçakmaktepe'den almıştır. İnceleme alanında Ömer Termal sahası civarı, Çakmaktepe civarında gözlenir (Şekil 4.18.).

► Dokanak

Konglomera üyesi alttaki temel üzerine aşıl uyumsuzluk ile gelmektedir. Üstten ise Killi kireçtaşı-Tüfit üyesine yanal ve düşey geçiş göstermektedir. Yaklaşık kalınlığı 50-300 metredir. Konglomeralar, kırmızımsı renklidir. Bileşenlerin birçoğu iyi yuvarlaklanmış olup, çapları 15-20 cm kadar ulaşır. Bileşenler başlıca kuvars, şist parçaları, mermer, kumtaşı çakıllarından oluşur. Çakıllar arası bağlayıcı madde çoğunlukla kireçli az oranda demirli killerdir. Konglomeralar üstte doğru bol muskovit içerir. İnceleme alanında sedimantasyonla yaşıt trakit ve andezit parçalarında gözlenir.



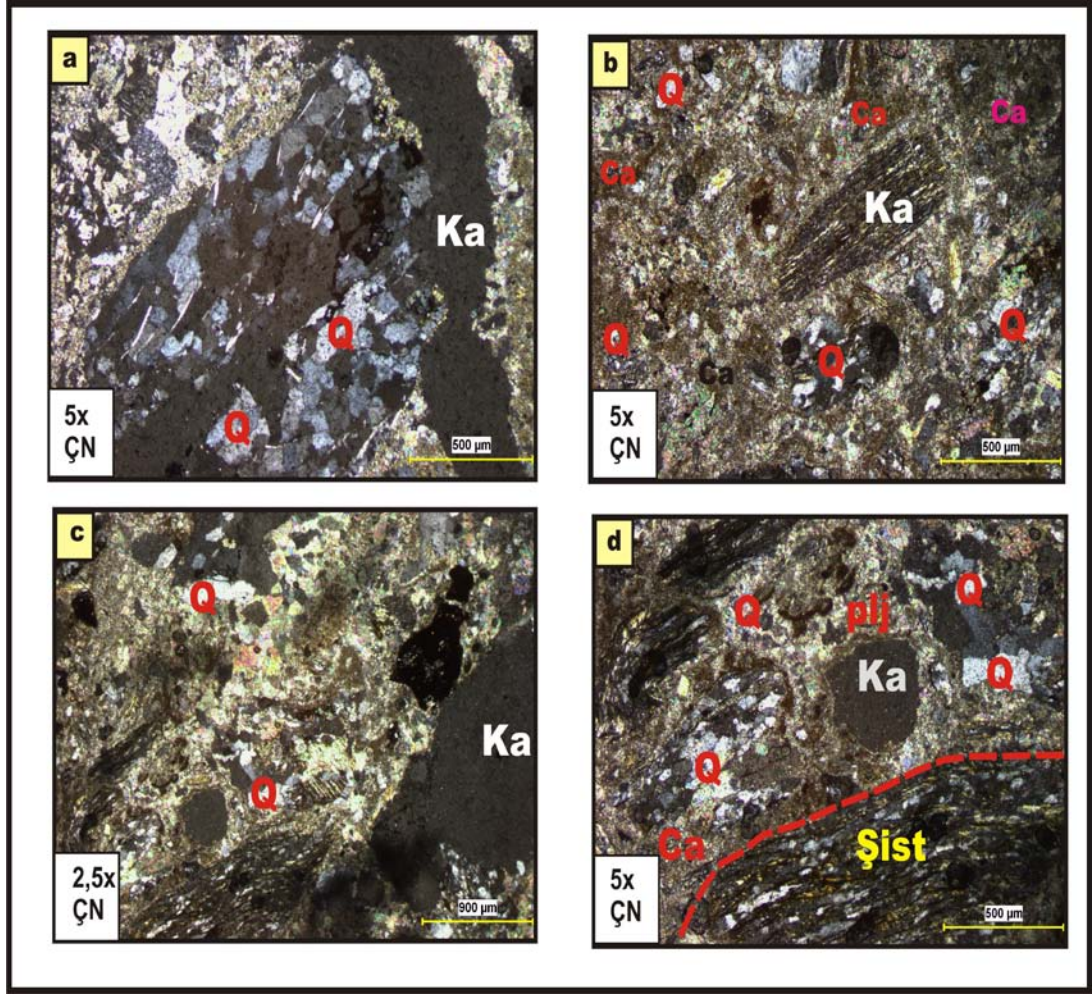
Şekil 4.18. Başçakmaktepe Konglomasından görünüş (Ömer Termal tesisleri, bakış yönü KD)

► Litoloji ve petrografi

Koyu kırmızı, sarı, turuncu renkli, kalın ve kötü tabakalanmalı bir yapı sunarlar. Çapraz tabakalanma, oygu-dolgu, kanal yapılar, kurama çatlakları, akıntı izleri gibi karasal oluşumları izleyen sedimanter yapıları kapsamaktadır. Çakmaktepe Konglomera Üyesi kendinden daha yaşlı tüm kayaçların yuvarlak çakıllarını içerir. Genellikle gevşek tutturulmuş bu birimde ayrışma fazladır. Matriks ve çakıl taneleri farklı bileşimde ve farklı tane boyutlarında olup polijenik heterojen konglomera olarak isimlendirilebilir (Şekil 4.19.).

► Yaş

Konglomera üyesi kendinden daha yaşlı kayaçların çakıllarını içerdiği için, yaşının Orta-Üst Miyosen olabileceği tahmin edilmiştir (Metin vd., 1987).



Şekil 4.19. Çakmaktepe Konglomera Üyesinin ince kesit görüntüleri. **(a-b-c):** Konglomera içinde gözlenen farklı kökenli kayaçlar **(Q):**Kuars, **(Ka):**Kayaç kalıntısı, **(Ca):** Karbonat (kalsit), **(Plj):** Plajıyoklas. **(d):** Taban konglomerası şist dokanağı

► Ortamsal yorum

Konglomeralar, sığ denizi karakterize etmekte ve malzemesini üzerine çökeldiği daha yaşlı birimden almaktadır. Çakmaktepe konglomera üyesi üstte doğru, kilaşı, marn, tuf ve tüfitden oluşan Köprülü üyesine geçmektedir. Üyede rastlanan kilaşı-marn araldanması ortamın sığ olmakla beraber, taşınan malzemenin ritmik olarak değişkenliğini vurgular. Üye akarsu, taşkın ovaları, alüvyon yelpazesi gibi karasal ortamda çökelmiştir. Arazi gözlemlerinde ve termal sondajlarda kırmızı renk tonuyla

hemen ayırt edilirler. Özellikle sondajlarda termal su kılavuz su seviyesi olarak kabul edilir (Şekil 4.20.).



Şekil 4.20. Çakmaktepe Konglomera Üyesi içinde gözlenen farklı kökenli çakıllar (Ömer Termal hamamı civarı)

4.2.2.2. Köprülü kilaşı-marn-tüf üyesi (m2)

► Tanım ve yayılım

Önceki çalışmalarda Alt Marn Üyesi olarak isimlendirilen (Metin vd.,1987) üye, adını en iyi gözlendiği yer olan Köprülü Köyü’nden alır. Köprülü Üyesi, Çakmaktepe civarı, Köprülü köyü ve Boyalı köyü civarında yayılım gösterir.

► Litoloji ve petrografi

Sarı, sarımsı gri renkli, okside, orta-ince tabakalı miltası, kilaşı-marn-tüf araldanmasından oluşmuştur. Gölsel ortamda çökelmiştir. Tabakalar kısmen eğimlidir ve yer yer ince kumtaşı seviyeleri içermektedir. Bu kayaçlar yumuşak olup kolay dağılır. Ayrıca fosil seviyeleri de içermektedir. (Şekil 4.21.).



Şekil 4.21. Köprülü üyesinden bir görünüş (Afyon-Kütahya Yolu, bakış yönü KD)

► Dokanak

Altta konglomera üyesi ile geçişlidir. Üstte bazı yörelerde kendinden daha genç olan kayalar ile uyumlu olmasına karşılık, bazı kesimlerde de özellikle havza kenarlarında temele yakın kesimlerde açısal uyumsuzluk gösterir. Kalınlığı değişkendir. Önceki çalışmalarda, bir çok araştırmacı tarafından yaklaşık kalınlığı 300 m civarında olduğu belirtilmiştir.

► Yaş

Kiltaş-marn-tüf üyesinin bazı seviyeleri fosil içermesinden dolayı önceki çalışmalarda Üst Miyosen olarak belirlenmiştir.

► Ortamsal yorum

Kiltaş-marn-tüf üyesi gölsel ortamda çökelmiştir. Üst Miyosen-Pliyosen boyunca devam eden volkanizma ürünleri Köprülü üyesi arasında çeşitli kalınlıklarda ve yatay seviyeler halinde yer alır. Ancak çoğunlukla alt seviyelerde görülen çakıl depolanmaları gibi kaba malzemelerin varlığı, gölün zaman zaman bağlantılı bulunduğu nehirlerin, taşkın ovalarının etkisinde kaldığını göstermektedir. Üst seviyelerdeki kireçtaşı ise gölün zaman zaman sakinleştiğine işaret eder.

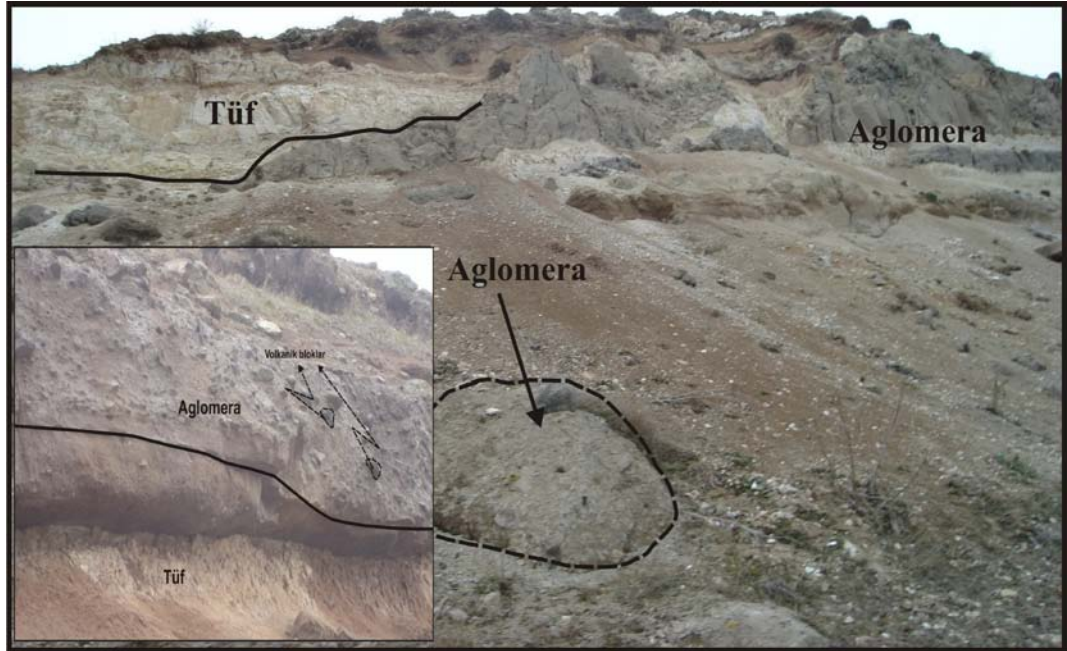
4.2.2.3. İnaz tuf ve aglomera üyesi (T₁T₆)

► Tanım ve yayılım

Metin vd., (1987) tarafından Seydiler Tuf ve Aglomerası olarak isimlendirilen üyeye inceleme alanında en iyi gözlemlendiği yer olan İnaz (Demirçevre) köyüne dayanarak bu isim verilmiştir. Çalışma alanı dışında Afyon-Ankara karayolunda Seydiler köyü yöresinde beyaz renkli, kolay aşınabilen peri bacaları şekilleri ile kolayca tanınır. Yaklaşık kalınlığı 200 m'dir.

► Litoloji ve petrografi

İnaz Tuf ve Aglomerası genellikle süt beyaz, krem renkli olup, çok kalın katmanlanma sunmaktadır. Dasitik tüfler, mineralojik olarak; kuvars, plajiyoklas-oligoklas, andezin-biyotit lamelleri ve opak mineral tanelerinin camsı bir çimento ile bağlanmasından meydana gelmiştir. Geniş yayılımı olan bu üye, altta Pliyosen yaşlı gölsel çökeller ile girift, Pliyosen çökellerinin bulunmadığı yerlerde ise direkt şistler üzerinde yer almaktadır (Şekil 4.22.).



Şekil 4.22. İnaz tuf-aglomera üyesinin arazide görünüşü (Köprülü-Ömer yolu, bakış yönü KB)

4.2.2.4. Erkmen trakitleri (NÇ)

► Tanım ve yayılım

Önceki çalışmalarda trakit ve trakitik kayalar Kocatepe Trakitleri olarak isimlendirilirken, çalışma alanında ise Erkmen Trakitleri olarak isimlendirilmiştir. İnceleme alanında Erkmen, Çakırköy, Boyalı köyü dolaylarında mostra verirler. Arazide trakit, traki-andezit, traki-bazalt şeklinde gözlenmektedir (Şekil 4.23.).



Şekil 4.23. Erkmen üyesinden bir görünüş (Karakayatepe, taş ocağı, bakış yönü K)

► Litoloji ve petrografi

Genel olarak kahve mor renkli, sert dayanımlıdır. Tipik özelliği, boyutları 10 cm'ye ulaşan sanidin kristalleri içermesidir. İnceleme alanından alınan örneklerin petrografik incelemelerine göre trakitik doku gösteren kayaç, feno kristaller halinde plajiyoklas (oligoklas-andezin), alkali feldspat (*sanidin*), biotit ihtiva eder. Ayrıca fenokristaller yanında camsı hamur içerisinde sanidin ve plajiyoklas mikrolitler, biotit mikrolitleri ve küçük taneli opak mineraller (hematit, limonit) yer almaktadır. Volkanitler hipokristalin porfirik dokulu olup, mineralojik bileşiminde, piroksen, biyotit, amfibol, psödomorfları sanidin fenokristalleri opak mineral ve matriks

(hamur) yer alır. Örnekler mikrolitik hamur içinde, sanidin fenokristalleri yaygın olarak bulunur. Kayaç propilitleşme ve kaolenleşme ile ayrılmış durumdadır. Koyu renkli (mafik) mineraller ise, (biyotit+hornblend), tamamen ayrılmıştır (Şekil 4.24.).

Çalışma alanında ve civarında yüzeyleyen volkanitler, mineralojik bileşimlerine göre silisçe fakir ve silisçe zengin olmak üzere iki farklı gruba ayrılabilir. Silisçe doymun olan kayaçlar Erkmen, Büyük Kalecik köyleri civarında sıkça izlenir. Silisçe fakir olan kayaçlar ise bazik bileşimli, feldspatoid içeren volkanitleri karakterize eder. Silisçe doymun (silica-saturated) kayaçlar, trakit olarak isimlendirilir ve iri sanidin mega kristalleri (tane boyutu $> 3 \text{ cm}$) ile el örneklerinde kolaylıkla tanınır ve sert bir topoğrafya sunar (Şekil 4.24.).

Erkmen Trakitleri, trakitik doku, iri sanidin fenokristallerine paralel yönelim sunan Na feldspat mikrolitleri ile tanınır (Şekil 4.25.). İki tip trakit tanımlanmıştır. Birinci tip, plajiyoklas içermeyen, ikinci tip ise plajiyoklas içeren trakitler. İkinci tipler, hamurda mikro fenokristal olarak gözlenirler. Trakitlerin mineralojik ana bileşenlerini, sanidin, biyotit, amfibol, klinopiroksen, plajiyoklas, apatit, titanit ve opak mineraller, sekonder olarak zeolit ve kalsit oluşturur. İki tip sanidin ayırt edilmiştir. Fenokristal tiplerde, tane boyutları, 3 cm'e kadar (mega kristal) ulaşır. Tipik karlspat ikizlenmeleri ile tanınırlar. Mafik mineral ve plajiyoklas kapanımları gözlenir. Diğerleri ise hamurda plaka şeklinde gözlenir.

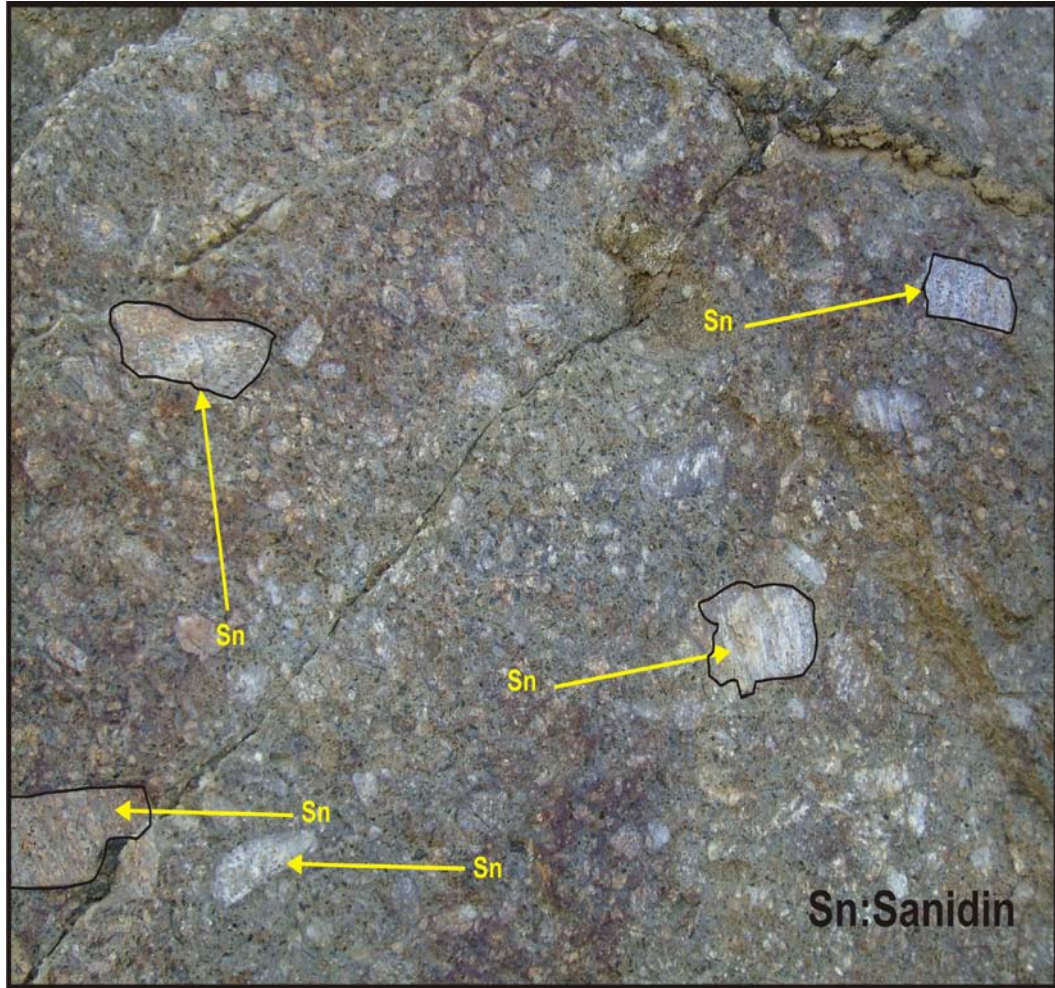
Piroksenler, heterojen tane boyutlu dağılımları ile yer yer kümeler şeklinde glomero porfirik ve porfirik doku sunarlar. Ortamsal değişiklikten dolayı gelişen bileşim farklılaşmasından dolayı, zonlanmalar, kuşak ikizi normal zonlanma, ters zonlanma, polisentetik ikizlenme, şeklinde gözlenir. Çoğunlukla pleokroizma göstermezler, otomorf, subotomorf, fenokristaller yaygındır.

Biyotit, levhamsı, çubuksu, otomorf ve yer yer altere (kloritleşmiş) fenokristaller şeklinde bulunur (Şekil 4.25.). Plajiyoklas ve sanidin içerisinde kapanım olarak ta gözlenirler. Kahverengi-kırmızı kahverengi pleokroizma renkleri sunar. Bunlarda hamurdan mikro fenokristal ve iri fenokristal tip olmak üzere ikiye ayrılır.

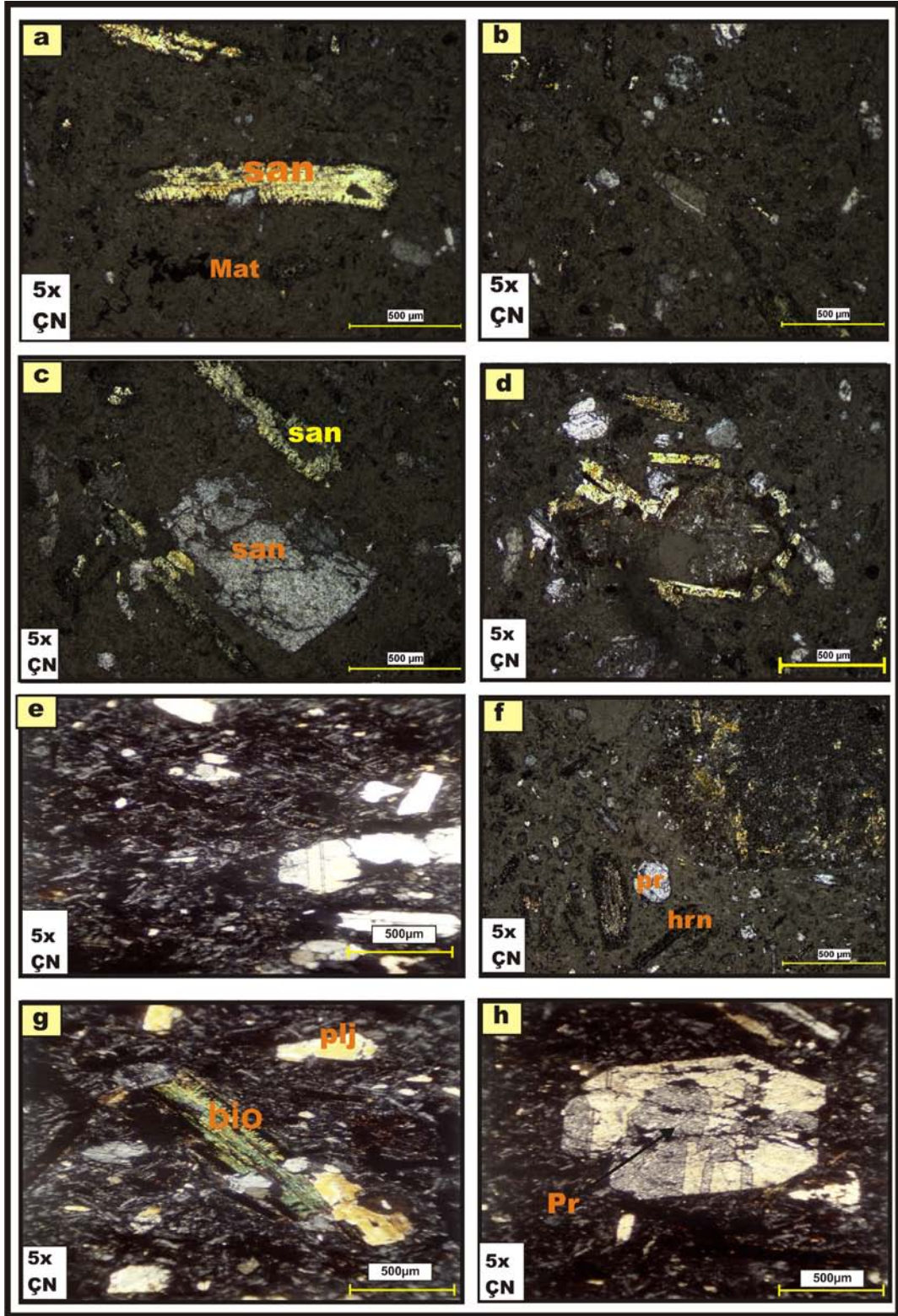
Plajiyoklas, otomorf kristaller şeklinde polisentetik ikizlenmeleri ile tanınırlar (Şekil 4.24). Sanidinler içinde kapanım (pertit) olarak da gözlenirler. Genellikle zonlanma gözlenmez. Sönme açlarına göre (An_{30} - An_{50}) andezin türü plajiyoklasları temsil ederler.

► Yaş

Erkmen trakitlerin yaşı konusunda, Besang (1977) tarafından K/Ar yöntemi ile elde edilmiş yaşlar mevcuttur. Bu yaşlar (8-10 my), Üst Miyosen-Pliyosen'e karşılık gelmektedir.



Şekil 4.24. Erkmen Trakitandezitlerinde gözlenen iri sanidin kristalleri



Şekil 4.25. Erkmən Trakiandezitlerinin ince kesit görüntüsü. (a-b-c-d-e-f-g-h): Trakiandezitler içinde (**bio**): biyotit, (hrn): hornblend, (plj):plajiyoklas ve sekizgen şekilli (pr): piroksenin görünüşü.

4.2.2.5. Karakaya bazaltları (β)

► Tanım ve yayılım

İnceleme alanındaki volkanizmanın son ürünleri olarak bazaltlar yer almaktadır. Sarıpınarın Tepe, Karakaya Tepe ve Balmahmut civarında gözlenen Karakaya Bazaltı, inceleme alanı dışında, İscehisar ve Bademli dolaylarında yoğun olarak gözlenmektedir. Üyenin kalınlığı DSİ sondajlarına göre 40 m olarak belirlenmiştir (Şekil 4.26.).

► Litoloji ve petrografi

Bazaltlar, mineralojik ve petrografik olarak nefelinli bazalt olarak adlandırılır ve tipik yarık volkanizma ürünüdür. Önceki çalışmalarda Uysallı (1971) ve Karamenderesi (1972)'e göre bazaltların çok yakınında trakitik volkanizmaya geçtiği ifade edilmektedir. Kahve renkli, siyahımsı, koyu renkli, kırmızımsı, mor görünümlü olup, akıntı yapılı, altıgen soğuma sütunlu ve tablamsı konumları ile kolayca tanınırlar. İnceleme alanındaki bazalt volkanizması genellikle tuf, aglomera ve traki-andezit volkanizmasından genç ve onların üzerinde şapka şeklinde gözlenir. Tipik olarak Afyon-Ankara karayolu üzerinde Seydiler köyü civarında tüflerden meydana gelen peri bacaları üzerinde şapka şeklinde gözlenirler.

Bazalt mostralarından alınan örneklerin incekesitlerinde, fenokristal olarak piroksen, ojit, biyotit, bazaltik hornblend (*lambrobolit*), plajioklas (*labrador*), ojit, nefelin, serpantinize olmuş demir oksit, olivin ve holokristalin bir matriks (hamur maddesi) içermektedir. Biotitlerde opaklaşma izlenmektedir.

► Dokanak

Matriks (*hamur*) volkanik camdan oluşmakta ve vitrofirik doku izlenmektedir. Pliyosen taban çakıltaşları içerisinde görülen volkanitler üst seviyelerde tüfler ile aglomeralar ve volkanik camlar ile tedrici geçişlidir.

► Yaş

Volkanizmanın en son safhasında bazalt akıntıları meydana gelmiştir. Kendinden daha yaşlı birimler üzerinde şapka şeklinde gözlenir. Bundan dolayı bazalt volkanizmasının yaşı Üst Pliyosen'dir.



Şekil 4.26. Karakaya Bazaltlarının arazide görünüş (Köprülü köyü, bakış yönü GD).

4.2.3. Kuvaterner

4.2.3.1. Yamaç molozu (Qym)

İnceleme alanında, Afyonkarahisar-Kütahya karayolunun sağında, Alaplı dere civarında gözlenen yamaç molozu, özellikle dik yamaçların eteklerinde bulunan birikim alanları, topoğrafyanın denetimi altındadır. Bunlar, gravite veya yağış sonrası ani sellenme ile eğimli yamaç aşağıya inen çakıl ve blokların eğimin azaldığı alanlarda birikmesi ile oluşmuştur. Yamaç molozları, çoğunlukla, dik morfolojiyi oluşturan tek bir kaya biriminden beslendiklerinden tek bileşenlidir. Tane boyları, ince kum, iri blok arasında değişir. Taneler çoğun köşeli, az yuvarlaktır. Boylanma ve derecelenme görülmez, düzensiz yığılımlıdır

4.2.3.2. Alüvyon (Qal)

Ovada D.S.İ kurumu tarafından yapılan temel etüt çalışmalarında, alüvyon kalınlığı kenarlarda sığlaırken, ova ortalarına doğru 325 m kalınlığa ulaşmaktadır. Yine aynı çalışma sonuçlarına göre ovada yüzeyden itibaren ~25 m kalınlıkta kil bulunmakta ve bu durum yüzeyden kirlenmeyi zorlaştırmaktadır.

4.2.3.3. Alaplı travertenleri (Trv)

Alaplı travertenleri, inceleme alanında Ömer hamamı ve Alaplı dere civarında gözlenir. Kalınlığı 5-10 m arasında değişir. Zayıf zonlar boyunca taşarak yeryüzüne çıkan sular, değişen sıcaklık ve basınç koşullarında eski topoğrafya üzerine akarken bünyesindeki CO₂ atmosfere karışmasıyla ikincil CO₂ çökelişi gerçekleşir. İkincil çökelişin ürünü olarak traverten oluşmuştur. Travertenler çoğunlukla sarımsı, kırmızımsı renklerde ve kalın katmanlı olup, yaygın karstik erime boşlukludur (Şekil 4.27.).



Şekil 4.27. Alaplı traverten ocağından görünüş (Alaplı dere)



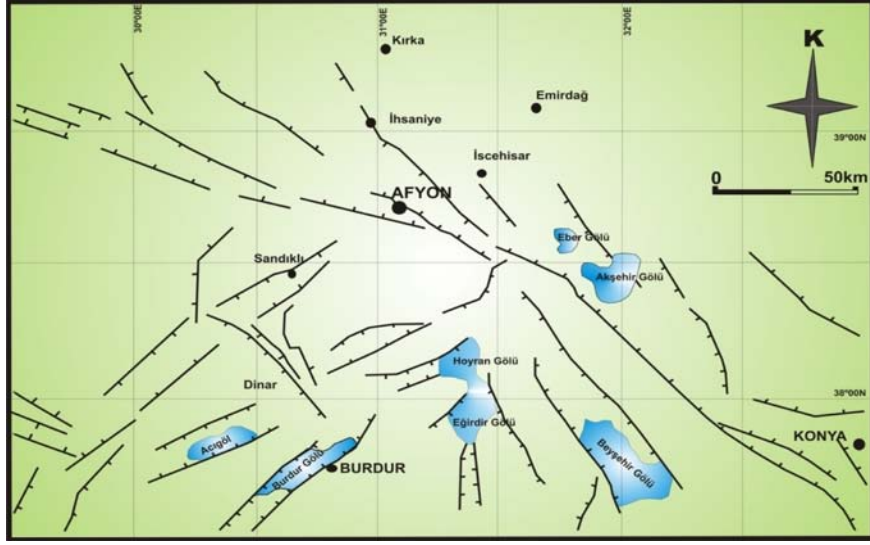
Şekil 4.28. Ömer-Gecek sahasının panografik görünümü ve güncel faylar;
(m1k): Başçakmaktepe konglomerası

4.2.4. Tektonizma

Ketin (1966), Anadolu'nun tektonik birlikleri sınıflamasına göre, inceleme alanı Anatolidlerin güneyinde, Toridlerin sınırında yer alır. Eğim atımlı normal faylar etkin olup, kırık zonlar genelde KD-GB ve KB-GD doğrultulu Neojen sonu ve/veya sonrası yaşlıdır (Yağmurlu vd., 1997). Batı Anadolu'nun tektonizmasının şekillenmesinde önemli rol oynayan levha hareketleri inceleme alanında da etkili olmuştur. Saha ana tektonik özelliklerini Orta Eosen'de sıkıştırma tektonik fazı ile kazanmıştır. Sultandağı silsilesinin kuzey yamacı üst üste binmiş tektonik dilimlerin, yığılmasından oluşmuştur. Daha sonra olasılıkla Oligosen-Erken Mioyosen'de etkili olmuş olan K-G yönlü sıkışma fazı KB-GB, KB-GD eşlenik makaslama kırıklarının gelişmesine yol açmıştır. Üst Miyosen-Pliyosen havzaları, egemen olan genişleme tektoniği sürecinde, zayıflık düzlemlerini oluşturan söz konusu makaslama kırıkları boyunca meydana gelen çökmeler ile gelişmiştir. Sultandağı silsilesinin kuzeydoğusundaki ovalık kesimde benzer bir mekanizma ile çökerek gelişmiştir (Arpat vd., 2002).

Yeni arazi gözlemleri ile yeni sismik veriler bölgeye damgasını vuran Akşehir-Afyon grabeninin güneybatı kenarını sınırlayan fayın, aktif bir açılma tektoniğini karakterize eden verev atımlı bir fay olduğu kanıtlanmıştır (Koçyigit ve Özaçar, 2003). Bu özelliklere sahip faylara inceleme alanının iç kesimlerinde bile rastlamak mümkündür. Bu fayların pek çoğu Kuvaterner'de etkinliğini yitirmiştir. Özellikle Afyon ovası ve termal kuyuların yoğun olarak bulunduğu Ömer-Gecek sahasında, rölyef horst-graben görünümündedir. Bu durum sahaya basamak şeklinde normal faylardan oluşan bir görünüm kazandırmıştır. Oyuklutepe mermerlerin sınır hatlarını bu normal faylar belirlemektedir.

İnceleme alanında gözlenen şistlerde iyi gelişmiş şistozite düzlemleri bulunmakta olup, ayırtlanan diğer yapısal özelliklere ait bilgiler aşağıya çıkartılmıştır (Şekil 4.29.).



Şekil 4.29. İnceleme alanı ve civarında yer alan tektonik kırıklar (Barka vd., 2003'den değiştirilmiştir)

4.2.4.1. Şistozite

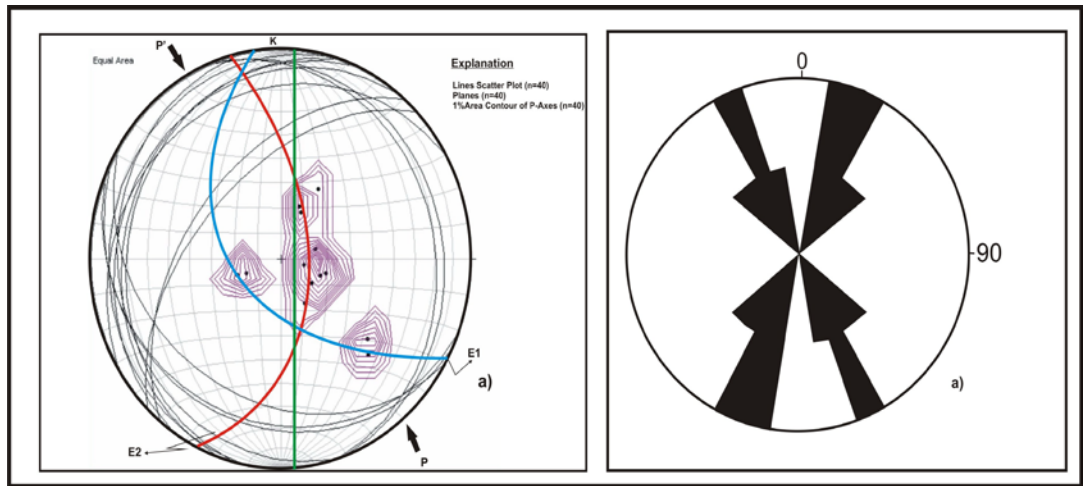
Bayramgazi Metamorfik'leri içinde özellikle şistlerde şistozite iyi gelişmiştir. İnceleme alanında özellikle Afyon-Kütahya karayolu üzerinde ve Alaplı deredeki metamorfik kayalarda (özellikle şistlerde) şistozite belirgindir (Şekil 4.30.).



Şekil 4.30. İnceleme alanında şistlerde gözlenen şistozite düzlemleri

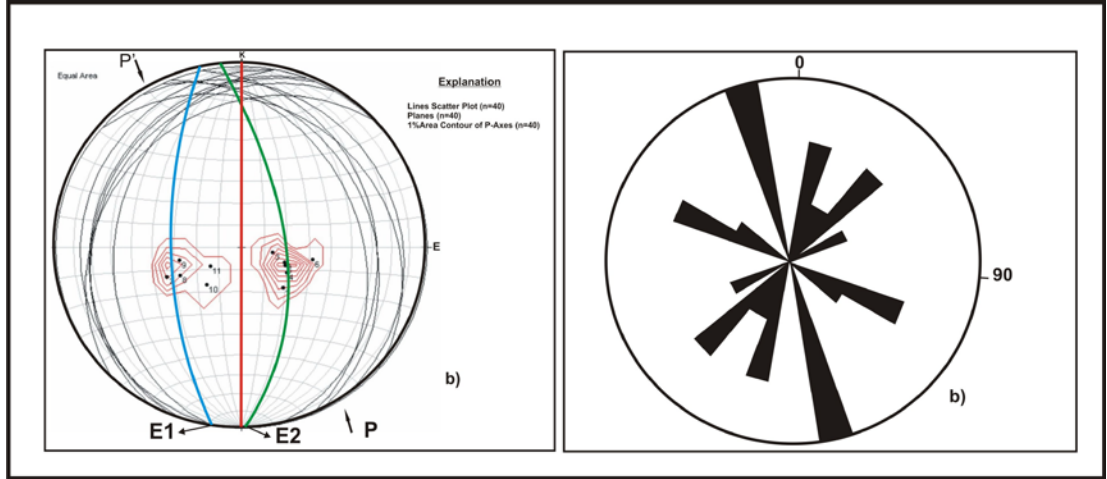
4.2.4.2. Yönlem-dalım, doğrultu ve eğim yönü

İnceleme alanındaki metamorfik kayalardan şistlerde yönlem KD, dalım ise, KB'ya doğrudur. Dalım açıları genellikle 25°–30° arasında değişmektedir. Bayramgazi metamorfitleri içindeki rijit kayalardan (kuvarsitşist, kalkışist) alınan çatlak ölçümlerinin gül diyagramına aktarılıp irdelenmesi sonucu egemen doğrultu yönü K30-40B ve K10-30D olarak ortaya çıkmıştır. Bunlar açılma çatlaklarıdır. Yaklaşık D-B doğrultulu açılma (tansiyon) tektonik rejimi sonucu gelişmişlerdir. Aynı özellikler kontur diyagramında da görülür. Eğim yönlerinin ise, genellikle kuzeye doğru olduğu (KB ve KD olarak) ortaya çıkar (Şekil 4.31.).



Şekil 4.31. Bayramgazi Metamorfitlerine ait kalkışistlere ait kontur ve gül diyagramı çözümlemesi (P-P':Egemen basınç yönü, E1,E2: Eklem takımları)

Mermerlerden alınan çatlak ölçümlerinin gül diyagramı ile değerlendirilmesi sonucu egemen doğrultu K20-30B olarak belirlenmiştir. Tansiyon çatlakları olarak yorumlanan bu yoğunlaşma yine D-B doğrultulu çekme (açılma) tektoniği sonucu gelişmiştir. Bunu kontur diyagramında da görülmektedir. Bunun yanında ikincil olarak farklı derecelerle KB-GD ve KD-GB doğrultuları da mevcuttur. Sonuç olarak Bayramgazi Metamorfitleri içinde yer alan kayalar aynı tektonizmanın etkisinde kalmışlardır. (D-B doğrultulu açılma tektoniği), (Şekil 4.32.).



Şekil 4.32. Bayramgazi Metamorfitelerine ait mermerlere ait kontur ve gül diyagramı çözümlemesi (P-P':Egemen basınç yönü, E1,E2: Eklem takımları)

4.2.2.3. Normal faylar

İnceleme alanında genelde Tersiyer yaşlı kaya birimlerini etkilediği gözlenen faylar, Alpin orojenezi sonucunda gelişmişlerdir. Bunun dışında sıkışma rejimine bağlı olarak normal atımlı faylar da görmek mümkündür. Metamorfik şist-mermer dokanağının bulunduğu alanlarda eğim atımlı normal faylar bulunmaktadır. Termal kuyuların açıldığı alanlarda ovaya doğru basamak şeklinde faylanmalar suyun yüzeye çıkmasını sağlamıştır. İnceleme alanı ve civarında etkin olan önemli faylar aşağıdaki gibidir.

►Ömer-Gecek fayı

İnceleme alanında, KB-GD istikametinde uzanan ve jeotermal kuyuların büyük bir bölümünün üzerinde bulunduğu bu fay, bu çalışmada Ömer-Gecek fayı olarak isimlendirilmiştir. Ömer-Gecek fayı nedeniyle meydana gelen kırılma sonucunda sıcak su akiferi derinlere gömülmektedir. Buna bağlı olarak da örtü kalınlığı artmakta ve basamaklı bir yapı kazanmaktadır. Bu fay güney-güneydoğuya doğru dalım gösteren normal bir faydır. Örneğin DSİ Sondaj Şube Tesislerinde açılan termal sondaj kuyusunda, 325 m'de Paleozoyik birimlere ulaşamaması, bu fayın ovada 325 m'den daha derinlere gömüldüğünü göstermektedir.

► Sultandağı fayı

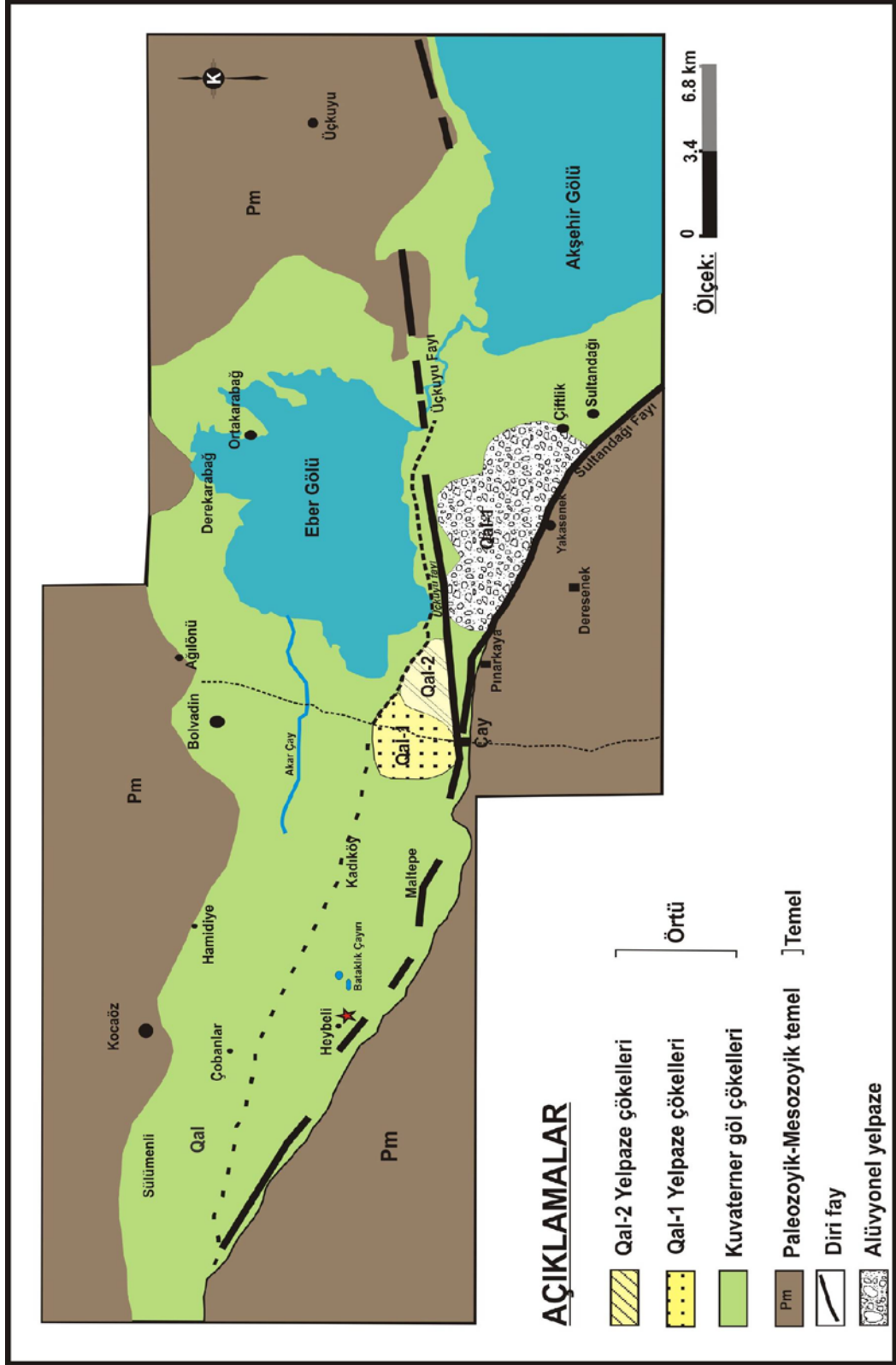
Toros Kuşağı'nı İç Toros Kuşağı'ndan ayırmaktadır. KB-GD doğrultusunda yaklaşık 100 km'lik bir uzanıma sahiptir. Batıda Afyon'a doğru batı ve güneybatıya doğru bir dönüş yapmaktadır. Sultandağı Fayı uzun süre aktivitesini korumuş bir eğim atımlı normal fay özelliğinde olup, Sultandağlarının bugünkü konumunu kazanmasını ve bu dağların yükselmesini sağlamıştır. Bu fay düşük açılı bir fay niteliğindedir. Sultandağları'ndaki Miyosen oluşuklarını dahi etkilemiş, bunun sonucunda ova horst-graben özelliği kazanmıştır (Şekil 4.33.). En son 3 Şubat 2002'de aktif hale gelen Sultandağı fayı, bazı araştırmacılara göre, mekanizma olarak Gediz fayı ile aynı özellikte ve aynı istikamette olması nedeniyle iki fay arasındaki kalan mesafenin kırılacağı ileri sürülmektedir.

► Üçkuyu fayı

Bu fay, Üçkuyu beldesinden başlayarak kuzeydoğuya doğru Büyük Karabağ köyünü geçerek Bademli köyüne kadar uzanmaktadır. Üçkuyu Fayı 40 km'lik bir uzunluğa sahiptir. KB tarafı yükselmiş, GD tarafı düşmüş normal eğim atımlı bir faydır. Fay düzleminin eğimi güneydoğuyadır. Gerilme tektoniği sonucu Neojen sonunda oluşan bu fay, Kadıköy' de kesişmektedir. Ayrıca yüzeyde bu faylara bağlı olarak oluşmuş çok miktarda tali fay faylar, tüy çatlakları ve açılma çatlakları da vardır (Şekil 4.33.).

► Uyumsuzluklar

İnceleme alanındaki en önemli uyumsuzluk, Paleozoyik temel ile Neojen birimler arasında bariz olarak gözlenmektedir. Ömer- Gecek formasyonu ile güncel birimler arasında da bir uyumsuzluk düzlemi bulunmaktadır.



Şekil 4.33. Sultandağı ve Üçkuyu faylarının arazide görünüşü
(Demirtaş vd., 2003'den değiştirilmiştir)

4.3. Jeokimya

Bu bölümde jeotermal akışkana rezervuar olabilecek metamorfik ve volkanik kayaçların petro-jeokimyası incelenmiştir.

4.3.1. Bayramgazi metamorfitlerinin jeokimyası

İnceleme alanında toplam 15 adet kayaç örneğinin ICP-MS yöntemiyle Acme Labs/Kanada labrotuvarında kayaçların ana oksit, iz element ve nadir toprak element analizleri yapılmıştır (Çizelge 4.1.). Ana oksitlerin analizi ICP, eser element analizleri ise ICP-MS ve USGS standartlarına uygulanmıştır. Analizi yapılan 6 adet örneğin kimyasal analiz sonuçlarının jeotermal suyun hangi kayaçlardan etkilendiği konusunda bilgi vermesi açısından önemlidir. Örneklerden PZ₁, PZ₂, PZ₇, PZ₈ metamorfik kayaç örnekleri PZ₃ hidrotermal opal, PZ₄, PZ₁₀, PZ₁₁ mermer, PZ₅ ve PZ₆ ise kireçtaşı örneklerine karşılık gelmektedir.

Litaratürde genel olarak majör ve iz element (REE, HREE) değişimleri, kayaçlar içinde gözlenen fenokristal fazların fraksiyonlaşması olarak açıklanmıştır. Önceki çalışmalarda ana ve iz elementlerin büyük çoğunluğu SiO₂ ile korelasyon göstermektedir. Tolluoğlu vd., (1997)'e göre metamorfitler Afyon zonu içinde yer alan sleyt, fillit, kuvarsit şist, serisit şist, kalk şist ve mermerlerden oluşmaktadır ve bazı örneklerde SiO₂ oranı % 30-60 kadar ulaşmaktadır. Şekil 4.33'te şistlerde, silis oranının yüksekliği, mermerlerde ise CaO fazlalığı görülmektedir. Bazı şist örneklerinde ise, SiO₂ oranı % 85.69 kadar yükselmektedir. Bu kayaç örneklerine özellikle mermerlerin şistlerle geçişli olduğu kısımlarda daha yaygın olarak rastlanmaktadır. PZ₈ örneğinin ise CaO oranının % 91.33'e kadar çıkması mermerlerin yoğun şekilde kalsit içermesinden kaynaklanmaktadır.

Çizelge 4.1. Bayramgazi Metamorfizmlerine ait majör oksit analiz sonuçları (% ağırlık)

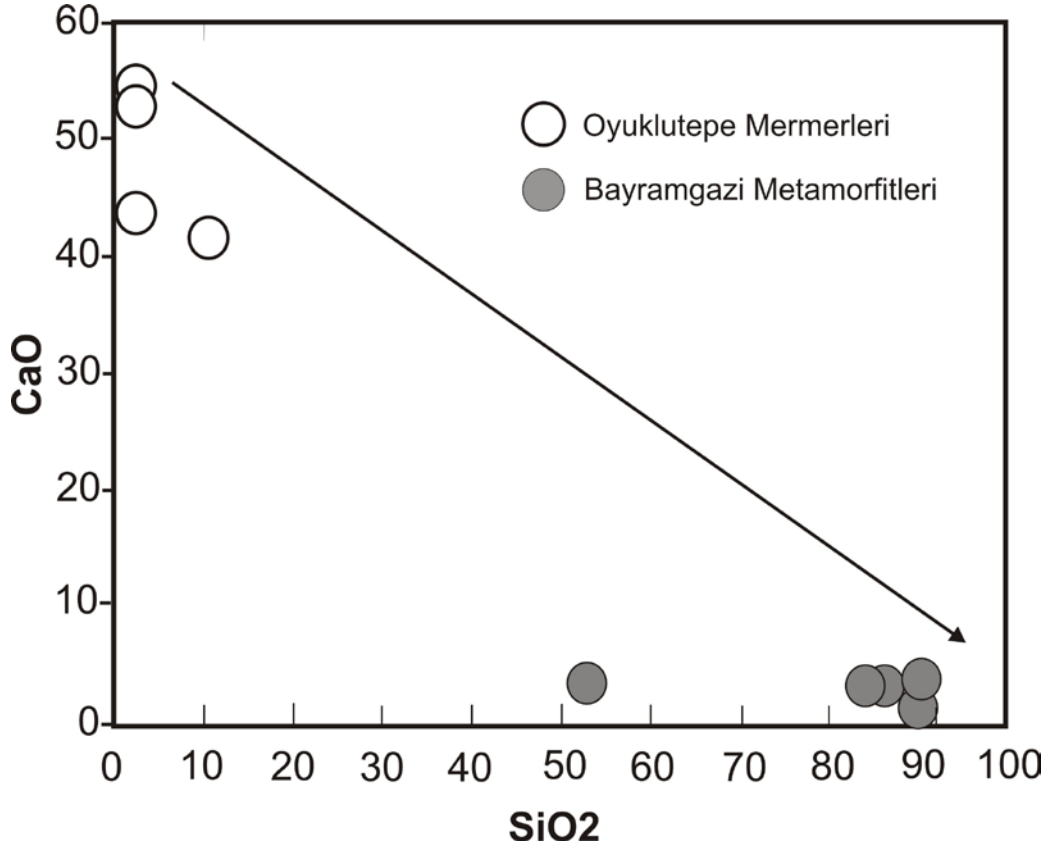
ÖRNEK	SİMGE	Referans	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Cr ₂ O ₃	K.K	TOP
1	Pz1	Bu çalışma	84,66	3,75	2,87	0,45	3,34	0,13	0,41	0,35	0,07	0,09	0,04	3,9	100,02
2	Pz2	Bu çalışma	85,69	4,08	3,48	0,40	2,35	0,14	0,43	0,36	0,08	0,09	0,06	2,9	100,00
3	Pz3	Bu çalışma	1,18	0,19	0,20	0,52	54,78	0,01	0,05	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	43,1	99,95
4	Pz4	Bu çalışma	91,84	0,13	0,85	0,38	0,13	0,01	<0,04	0,01	<0,01	0,03	0,02	6,5	99,92
5	Pz5	Bu çalışma	1,35	0,24	0,30	0,36	54,47	0,02	0,05	0,01	0,08	0,03	<0,01	43	99,91
6	Pz6	Bu çalışma	2,74	0,26	0,26	8,7	43,26	0,05	0,11	0,02	0,07	0,71	0,01	43,6	99,85
7	Pz7	Bu çalışma	52,44	20,13	9,88	1,27	3,37	0,37	4,05	1,07	0,18	0,02	0,022	7,0	99,81
8	Pz8	Bu çalışma	91,33	4,21	1,97	0,21	0,16	0,16	0,46	0,34	0,05	0,03	0,005	1,1	100,01
9	Pz9	Bu çalışma	51,33	5,97	3,63	0,57	19,6	0,22	1,04	0,32	0,10	0,07	0,007	17,0	99,94
10	Pz10	Bu çalışma	1,0	0,49	0,27	0,19	55,08	0,01	0,06	0,03	<0,01	<0,02	<0,002	42,8	99,98
11	Pz11	Bu çalışma	0,96	0,42	0,14	0,54	54,91	0,01	0,11	0,02	<0,01	<0,02	<0,002	42,8	99,96

Çizelge 4.2. Ömer-Gecek sahasındaki metamorfik kayalara ait iz element içeriği (ppm)

ÖRNEK	SİMGE	Referans	Mo	Cu	Pb	Zn	As	Ni	Cd	Sb	Bi	Ag	Au	Hg	As	Tl
1	Pz1	Bu çalışma	1,6	29,7	3,3	34	27,7	17,9	<0,1	0,2	<0,1	<0,1	<0,5	0,01	27,7	<0,1
2	Pz2	Bu çalışma	3,7	28,7	3,3	32	31,3	17,9	<0,1	0,2	<0,1	<0,1	<0,5	0,01	31,3	<0,1
3	Pz3	Bu çalışma	0,2	1	1,1	4	1,3	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	<0,1	<0,5	0,01	1,3	<0,1
4	Pz4	Bu çalışma	1,5	3,8	0,2	5	2,6	4,3	<0,1	0,2	<0,1	<0,1	<0,5	0,02	2,6	<0,1
5	Pz5	Bu çalışma	0,8	4,0	1,2	26	1,5	1,8	<0,1	2,6	<0,1	<0,1	<0,5	0,01	1,5	<0,1
6	Pz6	Bu çalışma	2,6	5,5	3,1	10	5,9	5,9	<0,2	0,1	<0,1	<0,1	<0,5	<0,01	5,9	<0,2
7	Pz7	Bu çalışma	0,3	3,4	4,7	34	8,1	31,1	<0,1	0,1	0,1	<0,1	1,9	0,01	8,1	<0,1
8	Pz8	Bu çalışma	0,2	10,4	2,5	12	26,2	5,5	<0,1	0,2	0,2	<0,1	0,7	0,01	26,2	<0
9	Pz9	Bu çalışma	1,3	18,8	9,6	44	15,2	25,7	0,3	0,3	0,3	<0,1	4,6	0,02	15,2	<0
10	Pz10	Bu çalışma	<0,1	0,7	1,0	1	0,6	0,4	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	0,6	0,02	0,6	<0
11	Pz11	Bu çalışma	<0,1	0,7	0,7	1	<0,5	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,9	0,01	<0,5	<0

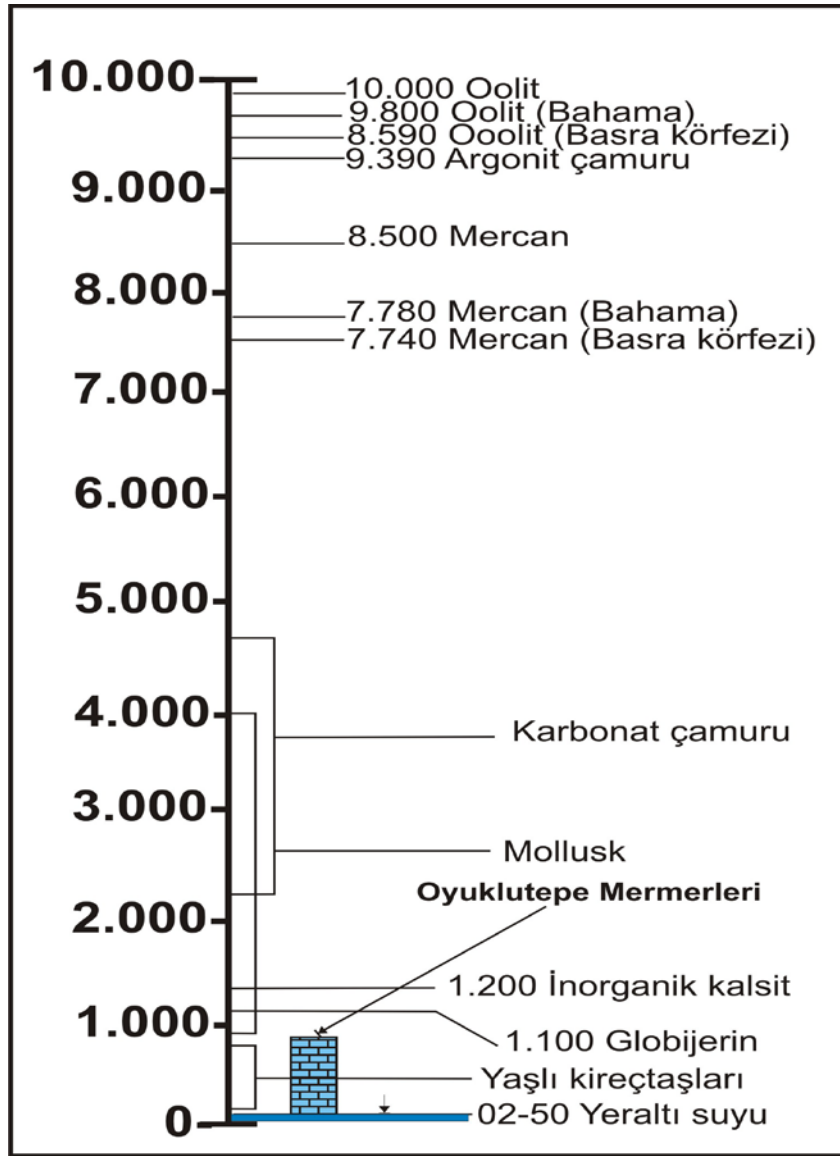
Çizelge 4.2. (devam)

ÖRNEK	SİMGE	Referans	Ba	Be	Co	Cs	Ga	Nb	Rb	Sn	Sr	Ta	Th	U	V	W	Zr	Y
1	Pz1	Bu çalışma	201,7	1	4,5	4,5	5	5,2	20,5	<1	22	0,4	2,9	1	37	4,8	77,1	11,2
2	Pz2	Bu çalışma	204,6	1	5,5	5,2	5,5	5,7	23,2	1	24,6	0,4	2,8	1,2	44	1,3	85,5	12,4
3	Pz3	Bu çalışma	14,3	<1	0,5	0,1	<0,5	<0,5	1,7	1	178,3	<0,1	0,2	0,9	<5	0,1	2,2	1,6
4	Pz4	Bu çalışma	32	3	0,5	0,7	0,7	<0,5	1,9	1	5,2	<0,1	0,2	6,6	8	0,7	3,6	0,2
5	Pz5	Bu çalışma	97,1	<1	1,2	0,4	<0,5	<0,5	3,1	1	127,1	<0,1	0,3	1,8	6	0,5	3,7	0,5
6	Pz6	Bu çalışma	63,2	2	3,2	0,7	1	0,8	4,1	<1	744,2	<0,1	0,6	20,1	113	0,4	13,5	1,9
7	Pz7	Bu çalışma	765	<1	9,8	17,4	25,0	25,1	202,1	4	87,1	1,7	15,9	2,8	168	1,7	206,2	24,7
8	Pz8	Bu çalışma	106	<1	1,5	1,8	5,4	5,8	26,7	<1	34,5	0,4	3,4	0,9	35	0,9	66,3	12,6
9	Pz9	Bu çalışma	200	<1	7,1	22,1	7,8	6,3	72,1	<1	104,2	0,5	4,5	2,0	49	1,0	123,4	18,4
10	Pz10	Bu çalışma	33	<1	0,3	0,3	<0,5	0,6	2,0	<1	118,3	<0,1	0,6	0,3	<8	<0,5	8,0	2,9
11	Pz11	Bu çalışma	8	<1	<0,2	0,3	0,5	0,6	2,7	<1	217,8	<0,1	0,5	0,9	<8	<0,5	5,2	2,4



Şekil 4.34. Bayramgazi Metamorfiklerinin SiO₂-CaO (% ağırlık) içeriğinin karşılaştırılması

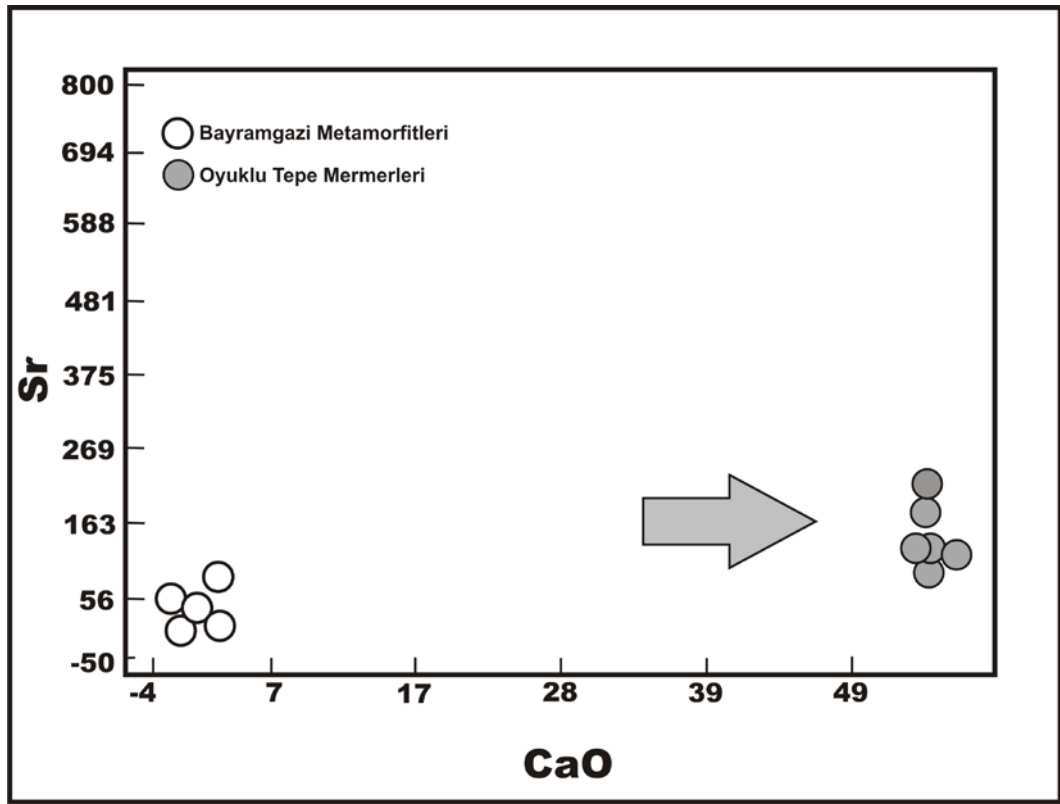
Çizelge 4.2.'de görüleceği üzere, iz element içeriği bakımından Sr⁺, Ba yüksek değerlerdedir. Mermerlerde ve kireçtaşlarında stronsiyum (Sr) ve baryum (Ba), jeokimyasal evrenin anlaşılmasında ve açıklanabilmesinde kullanılan önemli iz elementlerdendir. Buna göre, stronsiyumun iyon çapı ve değeri kalsiyuma benzemesinden dolayı kalsiyumun yerini alabilir. Sr'un yük değeri ve iyon yarıçapı benzerliği nedeniyle karbonatlarda kalsiyumun (Ca) yerini (Sr⁺⁺ 1.12 °A, Ca⁺⁺ 1.00 °A) almaktadır (Tokel, 1984). Hatta bazı kayalarda stronsiyum konsantrasyonu yüksek değerlerde 2000 ppm ve daha fazla olabilmektedir. CaCO₃'lu kayalarda, shell (deniz kabuğu) türü malzeme veya deniz tabanında yaşayan organizmaların iskelet kalıntılarının birikmesi sonucu denizel karbonatlı kayaları oluşturmaktadır. Bu kayalarda Stronsiyum konsantrasyonları yüksek olabilmektedir (Şekil 4.35.).



Şekil 4.35. Oyuklutepe mermerlerinde Kinsman (1969)'a göre çeşitli karbonatlı kayaçlarda tespit edilen Sr⁺⁺ konsantrasyonlarının grafiksel görünümü (Akkök, 1986 den değiştirilerek)

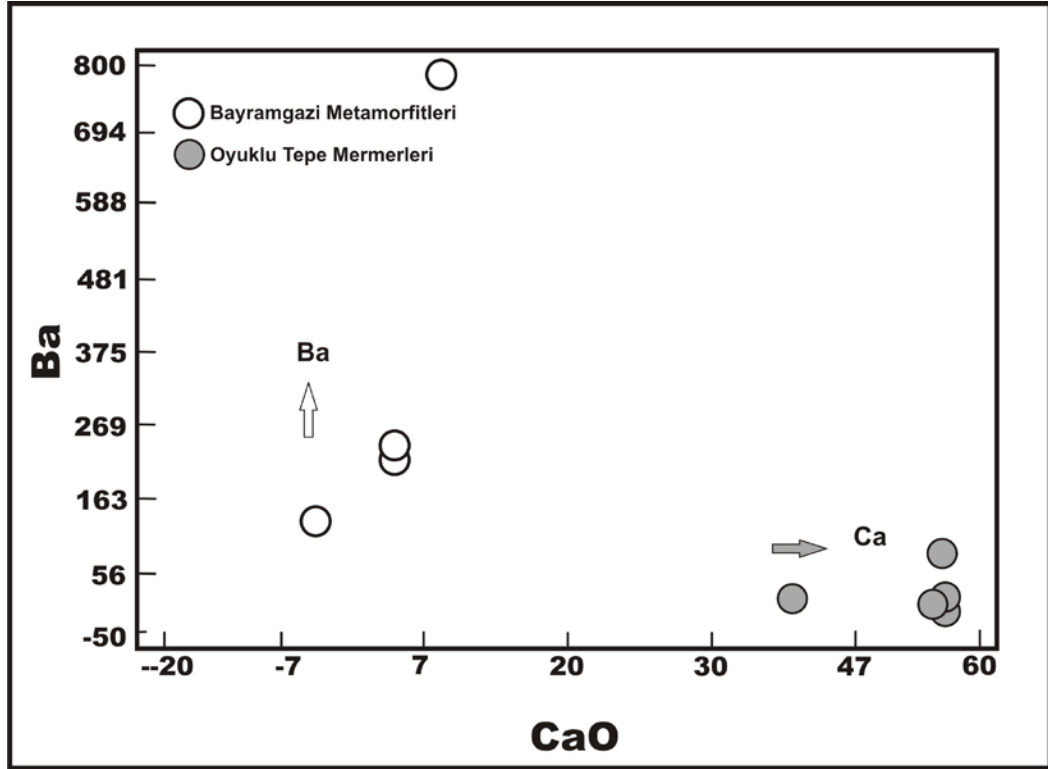
Mermerlerin ilksel kayacı kireçtaşlarında stronsiyum içerikleri değişik skalalarda verilmiştir. Bu skalalardan bir tanesi olan Kinsman (1969), skalasına göre Oyuklutepe mermerlerinin Sr⁺⁺ değerleri 178,3 ppm ile 744,2 ppm arasında değişmektedir (Şekil 4.35.). Mermerlerde diyajenez öncesi durum için sedimantasyondan metamorfizmaya kadar olan süreç içerisindeki gelişimde stronsiyumun bu değişkenliğinin geçen zamana bağlı bir azalma olup olmadığını belirtmez (Tokel, 1984). Sr kaybı kireçtaşlarında aragonitin kalsite dönüşümü

sırasında gerçekleşmektedir. Ancak mermerleşme esnasında benzer kayıpların büyük oranda olması daha ileri dönemde diyajenez evresinde olacaktır. Buna göre inceleme alanında bulunan mermer türlerinde dolomit mineralinin bulunmaması nedeniyle böyle bir Sr kaybının olmayacağını göstermektedir. İnceleme alanında ki mermer türlerindeki Sr içerikleri kalsit mineraline bağlı olarak gelişmiştir. Stoll ve Schrag (2001)'a göre; Deniz suyunda bulunan Sr/Ca oranı ve biyojenik karbonatlarda Sr'nun ayrılmasına etki eden sedimantasyon ortamının ve biyolojik etkenlerin, denizel karbonatlı kayalarda bulunan Sr/Ca oranını kontrol ettiğini söylemektedir.



Şekil 4.36. Ömer-Gecek sahasındaki metamorfik kayaların Sr/CaO değişim grafiği

Benzer şekilde baryum (Ba)'da mermer analizlerinde yüksek değerler vermektedir. Ömer-Gecek metamorfiklerinde Ba^{+2} değeri 14-760 ppm arasında değişmektedir. Ba^{+2} 'da tıpkı Sr^{+2} gibi davranmakta, Ca^{+2} iyon yükü ve iyon yarıçapı benzerliği nedeniyle Ba^{+2} ile Ca^{+2} yer değiştirebilmektedir (Şekil 4.37.).



Şekil 4.37. Ba/CaO değişim grafiği

4.3.2. Afyon volkanitlerinin jeokimyası

İnceleme alanına ait volkanik kayaçların major oksit, iz ve nadir toprak element (REE, HREE, LREE) sonuçları Çizelge 4.3, 4.4 ve 4.5'de verilmiştir. Volkanik kayaçların isimlendirilmesi, sınıflandırılması ve magmatik kökeninin belirlenmesi için volkanik kayaçlara ait kimyasal analiz sonuçları değişik araştırmacılar tarafından geliştirilmiş grafiklere yerleştirilmiş ve söz konusu çalışmalarda analizlere uygunluğu araştırılarak çeşitli yorumlar yapılmıştır.

İnceleme alanındaki volkanik kayaçların kimyasal analiz sonuçları Winchester ve Floyd (1977) tarafından hazırlanan Nb/Y-Zr/TiO₂ ve Le Bass vd. (1986) tarafından geliştirilen toplam alkali-SiO₂ (TAS) diyagramlarına yerleştirilerek kimyasal adlanması yapılmıştır. TAS diyagramındaki Alkali-Subalkalin ayırımı Irvine and Baragar (1971) tarafından tanımlanmıştır. Winchester ve Floyd (1977) tarafından

geliştirilen Nb/Y-Zr/TiO₂ diyagramına göre Karakaya volkanikleri alkali bazalt bileşimli ve Erkmen volkanikleri ise traki-andezit bileşimlidir. TAS diyagramı incelendiğinde, örneklerin tamamı sub-alkalin bölgede yer alırken, Karakaya volkaniklerinin bazaltik/traki-andezit, Bazaltik/andezit ve andezit; Erkmen volkaniklerinin ise bazaltik/traki-andezit bileşimli oldukları görülmüştür (Şekil 4.38.).

Ayrıca subalkalin karakterdeki örnekler AFM diyagramına yerleştirilerek Irvine ve Bragar, (1971)'e ait ayırtma hatları dikkate alındığında Karakaya volkanitlerinde iki örnek dışında tüm örnekler, Erkmen volkanitleri'nin ise tamamı kalko alkali nitelikte oldukları belirlenmiştir (Şekil 4.39.). Yılmaz (1981)'e göre kalko alkali nitelikli kayalar levha kenarlarındaki yitim zonlarına bağlı olan ada yayları ya da kıta kenarı volkanizmasının bir ürünü olarak oluşmaktadırlar. Ayrıca örnekler Le Maitre (2002) tarafından geliştirilen K₂O vs. SiO₂ diyagramına yerleştirilmiş ve örneklerin tamamının yüksek potasyum içerikli oldukları görülmüştür (Şekil 4.40.).

Çizelge 4.3. Ömer-Gecek volkanik kayalara ait majör oksit analiz sonuçları (%)

ÖRNEK NO	Simge	Referans	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Cr ₂ O ₃	K.K	TOP/C	TOP
1	V-1	Bu çalışma	55,49	12,51	6,44	4,99	7,12	2,21	6,94	1,23	0,98	0,1	0,067	1,5	0,10	99,59
2	V-2	Bu çalışma	54,99	12,93	6,62	4,64	6,48	2,19	7,19	1,26	0,98	0,07	0,068	2,0	0,14	99,44
3	V-3	Bu çalışma	60,68	14,77	4,36	2,23	5,74	3,50	4,5	0,56	0,35	0,08	0,005	2,7	0,60	99,48
4	V-4	Bu çalışma	50,11	10,35	6,43	3,07	4,34	1,75	5,79	1,02	0,80	0,96	0,053	4,5	0,05	97,21
5	V-5	*Yıldız, A	56,30	12,66	6,54	5,83	7,732	3,855	7,079	1,291	-	-	0,064	1,28		103,02
6	V-6	*Yıldız, A	56,34	13,09	7,266	4,93	6,768	3,798	7,675	1,424			0,075	1,56		103,18
7	V-7	**Kavas, T	58,36	22,20	4,91	0,24	4,88	1,21	5,58	-				1,77		99,24
8	V-8	**Kavas, T	60,13	15,88	5,54	0,05	3,68	1,58	6,04	-				1,39		94,35
9	V-9	**Kavas, T	61,84	16,52	5,57	0,02	3,58	1,59	6,02	-				1,33		94,34
10	V-10	**Kavas, T	59,35	19,25	5,71	0,28	4,92	1,45	5,99	-				1,48		98,54
11	V-11	**Kavas, T	61,73	16,88	6,54	0,05	4,28	1,68	6,84	-				1,39		99,45
12	V-12	**Kavas, T	60,14	18,55	5,25	0,09	3,95	1,60	6,02	-				1,40		97,06

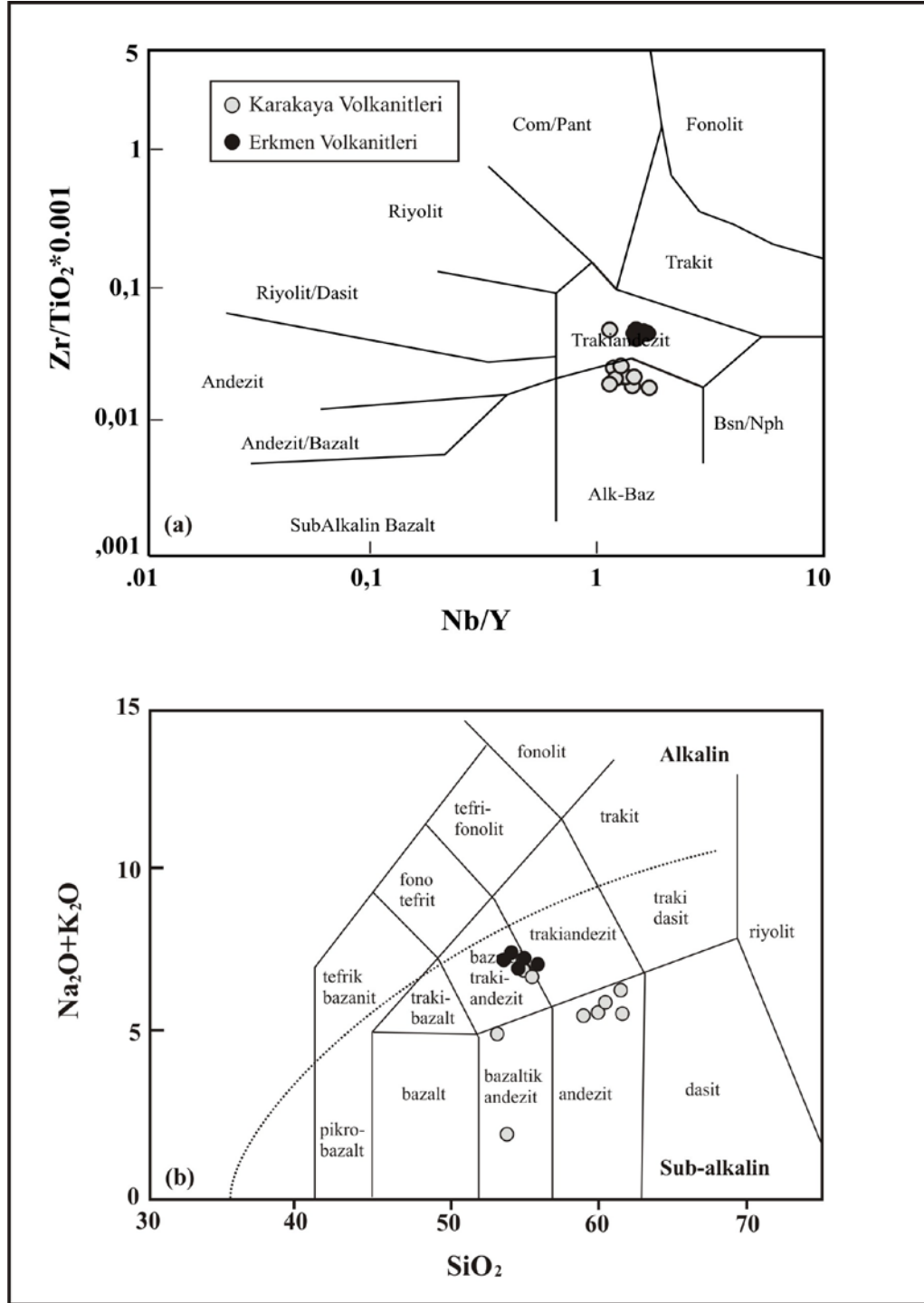
Çizelge 4.4. Afyon volkanitlerine ait iz element analiz sonuçları (ppm)

ÖRNEK	SİMGE	Referans	Ba	Be	Co	Cs	Ga	Ni	Nb	Rb	Sn	Sr	Ta	Th	U	V	W	Zr	Y
1	V-1	Bu çalışma	1689	23,6	22,3		15,9	20,6	41,3	213,5	5,0	1332,7	2,5	35,9	11,9	132	4,6	589,5	32,5
2	V-2	Bu çalışma	1707,4	13	22,3	8,4	16,8	58,3	39,3	211,6	6	1331,2	2,5	36,3	10,9	128	4,6	594,1	29,4
3	V-3	Bu çalışma	1735,5	8	22,6	8,5	17,8	87,1	39,4	230,3	6	1355,2	2,8	38,3	10,9	114	3,7	586,8	27,4
4	V-4	Bu çalışma	1727,5	7	10,8	19,1	16,3	10,6	20,8	153,6	2	1397,9	1,8	33,2	10,8	90	6,7	273,2	18,9

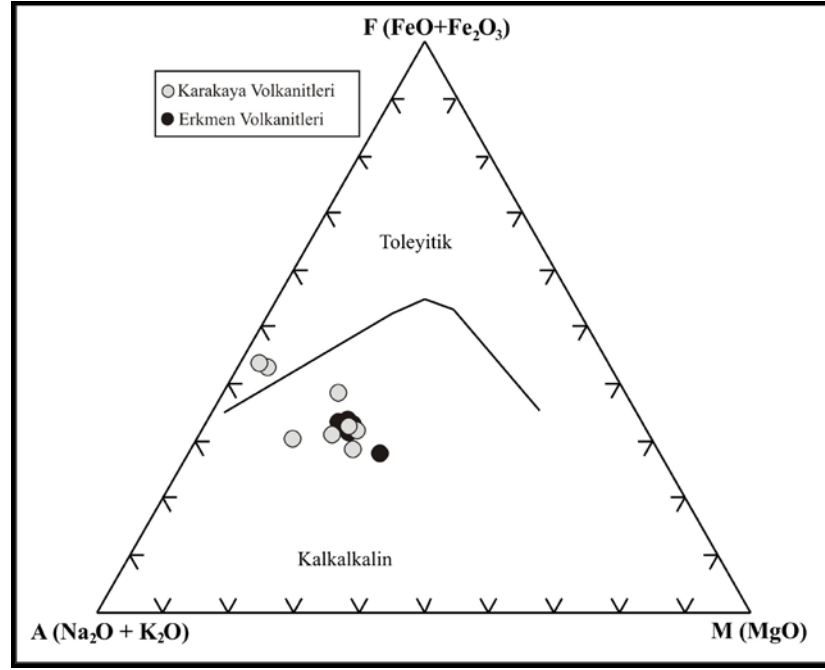
ÖRNEK	SİMGE	Referans	Mo	Cu	Pb	Zn	As	Ni	Cd	Sb	Bi	Ag	Au	Hg	As	TI
1	V-1	Bu çalışma	1,4	13,9	1,6	35	14,8	13,5	0,1	0,9	<0,1	<0,1	<0,5	0,01	13,6	<0,1
2	V-2	Bu çalışma	1,1	14,1	1,2	46	14,4	14,4	<0,1	1,6	<0,1	<0,1	<0,5	0,02	14,4	<0,1
3	V-3	Bu çalışma	1,0	22,4	1,3	36	5	5,0	<0,1	0,6	<0,1	<0,1	<0,5	0,02	5	<0,1
4	V-4	Bu çalışma	1,3	14,1	10,9	38	23,4	23,4	<0,1	0,4	<0,1	<0,1	<0,5	0,01	23,4	0,2

Çizelge 4.5. Afyon volkanitlerine ait nadir toprak (NEE) analiz sonuçları

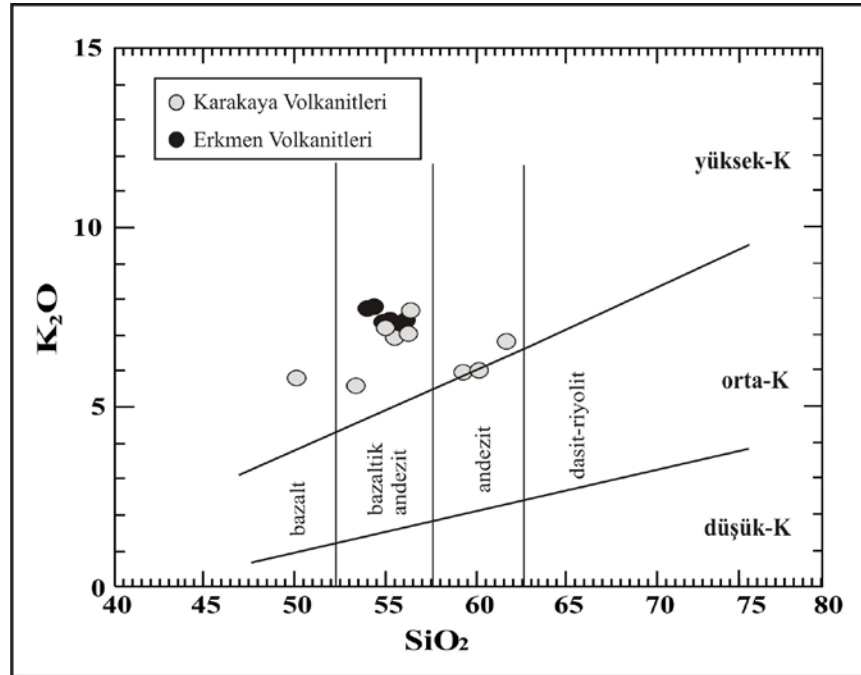
ÖRNEK	SİMGE	Referans	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
1	V-1	Bu çalışıma	109,6	232,2	21,56	93,2	13,6	2,78	7,66	1,23	5,1	0,82	2,34	0,23	2,12	0,20
2	V-2	Bu çalışıma	111	243,4	6,63	97,6	14,6	3,17	8,59	1,12	5,3	0,86	2,32	0,36	2,18	0,31
3	V-3	Bu çalışıma	117,1	248,9	26,94	94,6	14,8	3,19	8,86	1,22	5,42	0,83	2,18	0,33	1,94	0,30
4	V-4	Bu çalışıma	69,4	139,2	14,48	52,9	8,4	2,0	4,70	0,71	3,39	0,6	1,73	0,25	1,76	0,28
5	V-5	Bu çalışıma	36,5	60,8	9,13	34,4	6,28	1,24	4,78	0,70	3,90	0,83	2,64	0,45	3,08	0,47
6	V-6	Bu çalışıma	11,0	20,9	2,80	11,11	2,08	0,45	1,95	0,32	1,95	0,41	1,22	0,18	1,17	0,15
7	V-7	Bu çalışıma	13,6	24,9	3,35	12,80	2,66	0,68	2,63	0,45	2,68	0,60	1,65	0,28	1,84	0,26



Şekil 4.38. İnceleme alanı volkanitlerinin isimlendirilmesi. a) Winchester ve Floyd (1977)'a ait Zr/TiO_2 -Nb/Y diyagramı. b) Le Bass vd. (1986) tarafından geliştirilen toplam alkali-SiO₂ (TAS) diyagramı

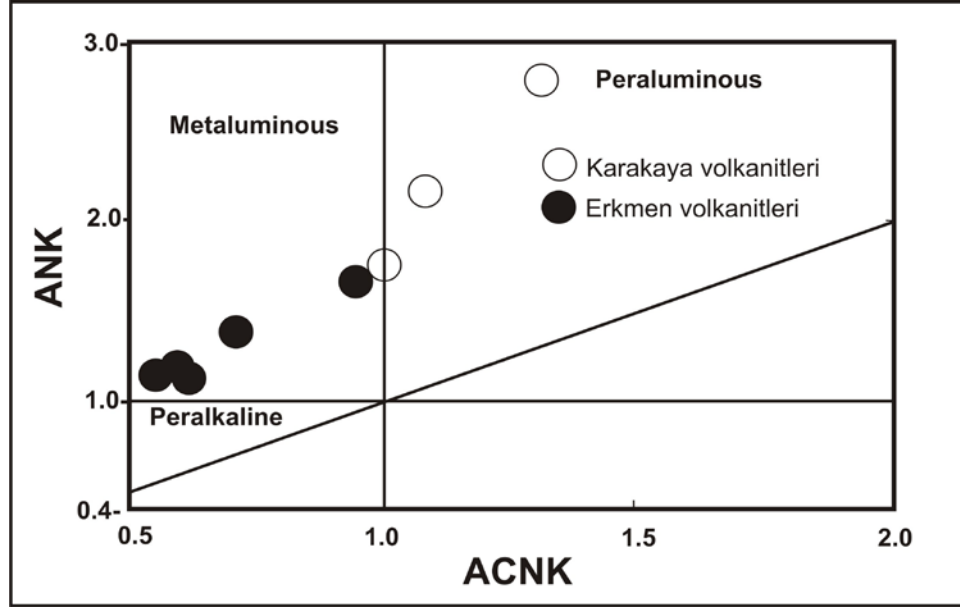


Şekil 4.39. İnceleme alanındaki volkanik kayaçların AFM diyagramına göre sınıflandırılması (Irvine ve Baragar, 1971)



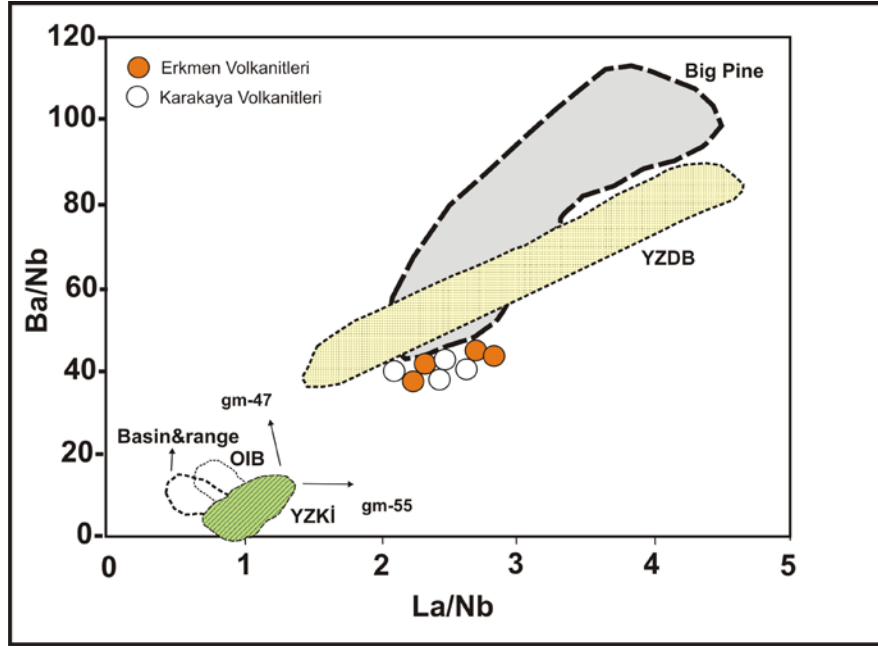
Şekil 4.40. İnceleme alanındaki örneklerin Le Maitre (2002) tarafından geliştirilen K₂O vs SiO₂ diyagramına göre sınıflandırılması

Alüminyum doygunluğunu belirlemek amacıyla Maniar ve Piccolli (1989), diyagramı kullanılmış olup, örneklerin büyük kısmının metaalümin alanda yer alırken bazı örnekler peralümin karakterlidir (Şekil 4.41.).

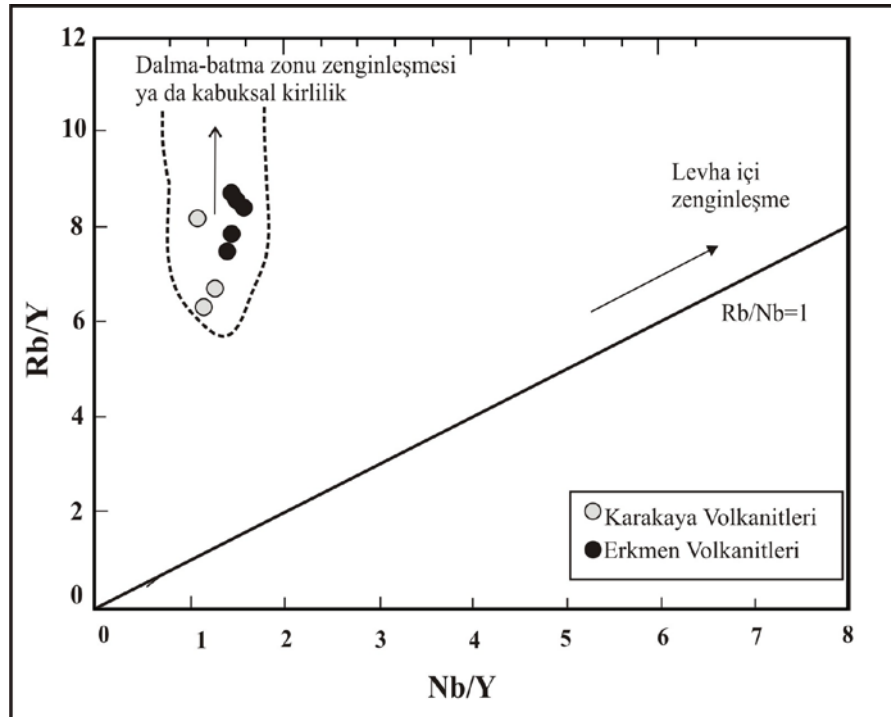


Şekil 4.41. A/CNK-A/NK diyagramı (Maniar ve Piccolli, 1989)

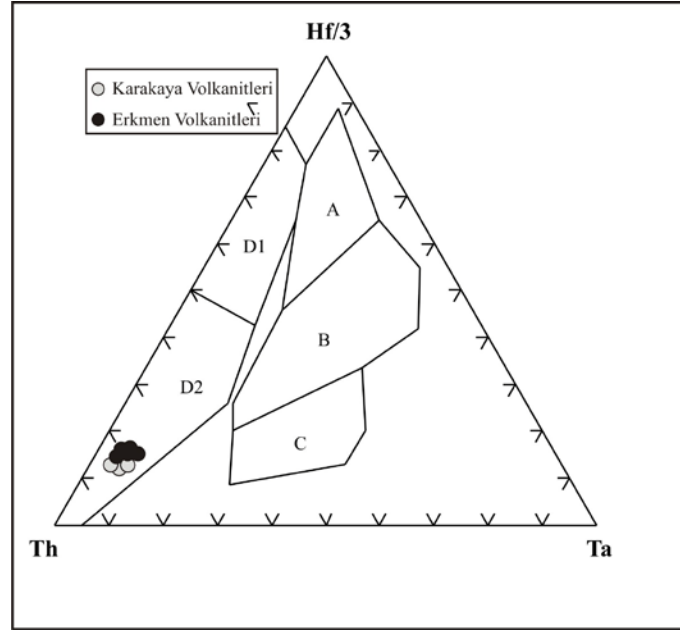
Fitton vd., (1988)'e göre $Ba/Nb > 28$ tipik yay magmatizması özelliğidir. La/Nb oranının ise düşük olması kıta içi zenginleşme (Huang vd., 2000) veya astenosferik kaynağı, yüksek olması ise dalma batma zenginleşmesi veya litosferik kaynağı gösterir (Huang vd., 2000). Buna göre, Afyon volkanitleri La/Nb - Ba/Nb değişim grafiğine göre litosferik bir kaynaktan oluştuğu ($La/Nb = 2.9-3.3$) söylenebilir. Volkanik örneklerin tamamına yakını ($Ba/Nb = 39-43$) arasında değiştiği için tipik yay magmatizması özelliğindedir. Buna göre, bazı örneklerin Ba/Nb içeriğine göre kıta içi zenginleşmeler ile oluştuğu, dalma batma etkilerini fazlaca taşımadığını söylemek mümkündür (Şekil 4.42.). Rb/Y - Nb/Y diyagramında örnekler düşey bir dağılım göstermişlerdir (Şekil 4.43.). Bu dağılım dalma-batma zonundaki zenginleşmeyi ya da, kıtasal kirliliği yansıtmaktadır. Temel vd. (1998)'e göre levha içi zenginleşmelerde Rb/Nb oranı yaklaşık 1 olmaktadır.



Şekil 4.42. Afyon Volkanitlerinin La/Nb - Ba/Nb değişim grafiği (Fitton vd, 1988)

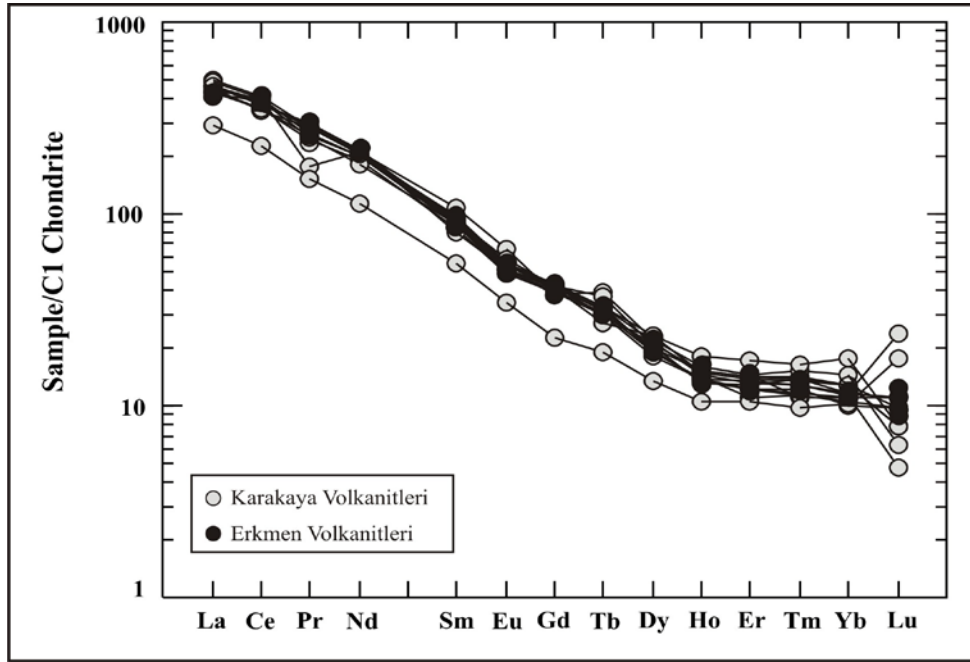


Şekil 4.43. İnceleme alanındaki örnekler için Rb/Y - Nb/Y diyagramı



Şekil 4.44. İnceleme alanındaki volkanitlerin Th-Hf/3-Ta diyagramı (Wood 1980).
A ve B: Okyanus ortası sırtı bazaltları, C: Alkalın levha içi bazaltları, D: Volkanik
ada yayı lavları (D1) Volkanik ada yayı toleyitleri, (D2) Kalkalkalin lavlar

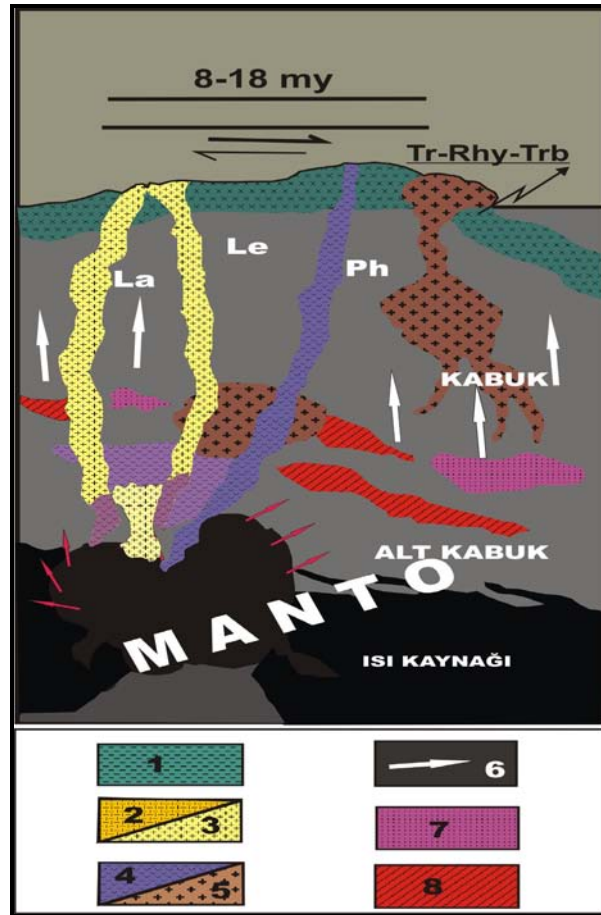
İnceleme alanına ait volkanitlerin kondrit normalize nadir toprak element diyagramı (REE) hafif nadir toprak elementlerinin (LREE) ağır nadir toprak elementlerine (HREE) göre zenginleştiğini göstermektedir. Ayrıca grafikte yer alan örneklerin kaşık şekilli dağılım sunması hornblend minerallerinin fraksiyonelleşmesini yansıtmaktadır (Şekil 4.45.). Ömer-Gecek sahasında yüzeyleyen volkanik kökenli kayalar, daha düşük Mg, Cr, Ni içerikli, daha yüksek SiO₂ içerikli, nötr bileşimli kıtasal kabuk bileşimine daha yakın, silisce doymuş, sanidinli kayalarla karakterize olurlar. Erkmen Trakitleri'nin içinde aşırı, Ba, Sr, Zr gibi uyumsuz elementlerce zengin olması (Sr 1397 ppm, Ba 1727 ppm, Zr 594,1 ppm gibi) göreceli olarak bir benzerlik gösterdikleri manto bileşimi ile uyumsuzdur. Bu olay litosferik ve/veya astenosferik manto kökenli olduğu düşünülen trakitik kayaların ana magmasının daha sonraki dönemde değişik olaylarla etkilendiğini gösterir. Şimdiye kadar yapılan çalışmalar bu olayın nedenini; dalma batma ile ilişkili manto metasomatizması, kabuksal kontaminasyon ve/veya asimilasyon gibi bir dizi olayın bu kayaların magmatik gelişiminde manto metasomatizmasına neden olduğunu göstermiştir (Mitchell ve Bergman, 1991; Foley, 1987).



Şekil 4.45. İnceleme alanındaki örneklerin kondrit normalize diyagramı

İnceleme alanı volkanitleri Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı olup, ekstansiyonel rejimle ilişkili, kıta içi alkalin karakterlidir (Koçyiğit, 1984). Üst Miyosen-Pliyosen döneminde bölgede dalma batma ile ilişkili herhangi bir veri yoktur. Ancak daha önceki bölümlerde diyagramlarla yapılan yorumla, kıta içi karakterli olan bu volkanitlerin aynı zamanda dalma-batma ile ilişkili kimyasal veriler göstermektedir. Ayrıca bölgede daha önce çalışma yapan Keller (1978)'e göre volkanitlerin heterojen manto kökenli olduklarını ve dalma-batma olayı ile ilişkili, manto metasomatizmasıyla uyumsuz elementlerce zenginleştiklerini ileri sürmüştür. Tüm bu verilere göre kıta içi alkalin karakterli olan volkanik kökenli kayalar türeten magmanın eski bir dalma batma olayı ile ilişkili olarak gelişen manto metasomatizmasıyla heterojenite kazandığını metasomatizma olmuş magmanın, genç Neotektonik ekstansiyonel dönemde kabuk içerisinde yüzeye yükselirken kabuksal asimilasyon gibi bir dizi olaylardan da etkilenecek şekilde yüzeye çıktığını işaretlemektedir. Savaşın ve Oyman (1998)'e göre; Batı ve Orta Anadolu'daki en genç Alpin magmatizma (Miyosen-Kuvaterner), batıdan doğuya doğru özgün istifler sunan, üç ayrı yaşlı volkanik topluluk olarak sınıflandırılır. Bunlar; (i) Batı Anadolu Volkanik

Birliği, (ii) KG uzanımlı Kırka-Afyon-Isparta Alkali Volkanitleri, (iii) Orta Anadolu Volkanik Birliği olarak tanımlanır. Kırka-Afyon-Isparta Alkali Volkanitleri baştan sona, hiçbir kalk-alkali katkı olmaksızın, tümü ile alkali karakterlidir. Bu alkali dizilim en kuzeyde Kırka'dan başlayarak güneye doğru Kırka-Afyon-Isparta çizgiselliği ile boyunca üç aşamada gerçekleşir. (Kırka 21-17 my, Afyon 14-8 my, Isparta 4.7-4 my). Volkanizma her üç bölgede önce riyolitik-trakitik ana kütle ile başlar, yüksek potasik ve ultra potasik kayalarla son bulur. Afyon volkanizması trakit, riyolit ve trakibazaltla karakteristiktir (Şekil 4.46.).



Şekil 4.46. Afyon volkanizmasının olası oluşum modeli (Savaşcın ve Oyman, 1998'den değiştirilmiştir)

1: Sığ-Denizel kayaç topluluğu (ofiyolitler, naplar ve Üst Kratese sedimanları). 2-3: Bazik alkalin magma (Ph:Fonolit, Lc: Lössit, La:lamproit), 4-5: Trakitik-Riyolitik alkalin magma (Tr:Trakit, Rhy:Riyolit, Trb:Trakibazalt), 6: Farklı magma tiplerinin Astenosfere taşınması, 7: Dalma-Batma zonundan kaln metamorfik kayalar, 8. Helenik ve Kıbrıs yayı arasındaki dalma batmadan geriye kalan kayalar.

4.4. Hidrojeoloji

İnceleme alanının hidrojeolojik özelliklerini jeolojik birimler belirler. KD’da sayıları 24’ü bulan termal kuyular yer alırken, ova tarafında ise derinlikleri 0-150 m derinlikte birçok soğuksu kuyusu yer almaktadır. Bu suların tamamı tarım arazilerinin sulamasında kullanılırken, Küçükçobanlar köyü civarındaki kuyulardan ise şehir merkezi için su temin edilmektedir.

4.4.1. Soğuk ve sıcak su kaynakları

İnceleme alanında su azlığı Temmuz- Ağustos-Eylül aylarında, su fazlalığı ise Ocak-Şubat-Mart aylarında olup yıllık toplam değeri 104 mm dir. En büyük akarsu ovayı baştan sona kat eden ve uzunluğu 115 km’yi bulan Akarçay deresidir. Esas kolları Sincanlı batısından çıkarak Balmahmut ve Köprülü kuzeyinden geçen Nacak ve havzanın kuzeyinden gelen Gazlıgöl dereleridir. Bunun haricinde Kali (Selevir), Kuruçay (Seyitler), dereleride Akarçay’a karışırlar. Akarçay Eber ve Akşehir göllerine kadar uzanır. Toplam baz akımı 93×10^6 m³/yıl’dır. Bunun yanında Şarlakkaya dere, Tekerbattı dere en önemli su kaynaklarıdır. Bu dereler yaz aylarında tamamen kurumaktadır. İnceleme alanında özellikle Ömer-Gecek havzasında fay hattı boyunca sıcak su kaynakları bulunmaktadır.

İnceleme alanı dışında Eber ve Akşehir gölleri yer almaktadır. Çalışma sahası içinden doğan Akarçay ovayı baştanbaşa katederek Eber ve Akşehir göllerine ulaşır. Her iki gölde iki fay hattı arasında kalan bir grabenin tabanında oluşmuştur.

İnceleme alanı içinde (Ömer-Gecek), çalışma sahası dışında ise kuzeyde Gazlıgöl’de kümeleşen sıcak su kaynakları ve maden suyu kaynakları ile Bolvadin ovasında görülen Heybeli kaplıca kaynakları fay hattı boyunca çıkan başlıca su kaynaklarıdır.



Şekil 4.47. Akarçay deresinden bir görünüş (Gecek termal sahası civarı)

4.4.2. Bataklıklar

Akşehir gölü deniz seviyesinden 960 m yüksekte olup, çevresi genellikle bataklıktır. Eber gölü ise denizden 967 m yüksektedir. Göl içi tamamen kamış ve sazlıkla kaplıdır. Akarçay'ın çevresinde eğimin azaldığı yerlerde mevsimsel bataklıklar meydana gelmiştir.

4.4.3. Sondaj kuyuları

İnceleme alanı ve civarında DSİ 18. Bölge Müdürlüğü tarafından açılan 64 adet sulama kooperatiflerine ait, çok sayıda da özel şahıs kuyusu bulunmaktadır. DSİ tarafından açılan kuyuların özellikleri 4.6'da verilmiştir. Bu kuyuların dışında resmi belgesi bulunmayan birçok kuyuda vardır. Ömer-Gecek civarında açılan soğuksu kuyularının derinlikleri 50.0-150,0 m statik su seviyeleri ise yüzeyden itibaren 6.50 m, debileri ise 10-40 lt/sn arasında değişmektedir. Çalışma alanındaki kuyuların lokasyonları Ek-4, sondaj logları ise Ek-5'te verilmiştir.

Çizelge 4.6. İnceleme alanında yer alan soğuksu kuyularının özellikleri

Bölge	Sıra No	Kuyu No	Derinlik (m)	Statik seviye (m)	Dinamik seviye (m)	Verim(lt/sn)
K. Çobanlar	1	46659	80.00	5.85	24.40	55.00
	2	43164	80.00	6.34	17.32	40.62
	3	56134	103.00	10.84	16.17	44.34
	4	56133	103.00	7.49	17.01	25.08
	5	56058	80.00	10.15	21.78	43.65
	6	52307	80.00	5.55	18.85	42.13
Demirçevre (İnaz)	1	45810	80.00	9.90	46.65	28.12
	2	45811	80.00	7.20	50.45	8.07
	3	45812	100.00	9.49	27.79	27.12
	4	45813	100.00	9.10	41.65	30.27
	5	45814	100.00	14.60	49.85	20.00
Sadıkbey	1	56057	100.00	7.00	34.16	40.62
	2	31883	100.00	2.65	31.26	45.10
	3	31880	124.00	1.00	25.26	14.00
Erkmen	1	49435	109.00	5.00	29.57	16.25
	2	49437	142.00	6.00	40.00	7.20
	3	57927	180.00	5.90	25.00	10.85
İsmailköy	1	56722	180.00	6.06	20.39	25.98
	2	56721	103.00	5.00	45.75	19.24
	3	56390	103.00	6.32	26.43	20.69
Çakırköy	1	45721	100.00	5.16	56.16	17.10
	2	45722	100.00	6.50	40.61	16.21
Boyalı	1	46163	124.00	4.18	56.00	17.66
	2	46164	200.00	1.90	41.4	15.01
DSİ	1	53098	115.00	2.00	5.5	17.55
Saraydüzü	1	45866	90.00	10.55	40.62	23.46
	2	45867	76.00	16.85	30.47	40.62
Bayatçık	1	42670	80	15.50	41.50	32.00
Fethibey	1	30513	100	16.40	34.5	28.00

4.4.4. Jeolojik birimlerin hidrojeolojik özellikleri

Bu bölümde çalışma alanında bulunan jeolojik birimler hidrojeolojik özelliklerine göre ayırtlanmış ve hidrojeoloji haritası hazırlanmıştır (Bkz. Ek.3). Jeolojik birimlerin hidrojeolojik özellikleri sondaj verilerinden yararlanılarak Geçirimli (Gç), Yarı Geçirimli (Gy), Az Geçirimli (Ga), Geçirimsiz (Gz) olmak üzere sınıflandırılmıştır.

4.4.4.1. Geçirimli birim-1 (Gç-1)

Kil, silt, kum, çakıl ve blok boyutundaki malzemelerden oluşan çoğunlukla şist, kireçtaşı, mermer, trakit ve kuvars çakıllardan oluşan alüvyon ve yamaç molozu Geçirimli Birim-1 (Gç-1) olarak tanımlanmıştır. Sahada açılan kuyular için en önemli akiferdir. Akifer kalınlığı kenar kesimlerde 50 m (Demirçevre-45811), ovaya doğru açıldıkça faylanma etkisi ile daha da derinleşmektedir. Alüvyon beslenmesi, yüzeyden ilk 15 m derinlik kil ile kaplı olduğu için daha yüksek kotlardaki geçirimli birimler vasıtası ile olmaktadır. Kil katmanları arasında çakıl ve yer yer kum düzeylerinin bulunması birimin gözenekli akifer özelliği taşımasında önemli etkindir.

4.4.4.2. Geçirimli birim-2 (Gç-2)

Çalışma alanında mermerler, trakitler ve konglomeralar Geçirimli Birim -2 olarak sınıflandırılmıştır.

Oyuklutepe mermerleri çatlaklı, kırıklı ve erime boşluklu yapıları ile özellikle termal suların için rezervuar özelliği taşır. Çalışma sahası içinde mermerlerde açılan soğuksu kuyusu olamamasına rağmen çalışma alanı dışında bu birimlerde açılan kuyulardan su alınmaktadır.

Miyosen çalışma alanında kötü tabakalanmalı karasal konglomera, kumtaşı, kilitaşı ve marn birimlerle temsil edilmektedir. Miyosen birimi içinde bulunan kumlu, çakıllı

seviyeler ile yanal ve düşey geçişli marn ve çamurtaşları bu birim içinde yeraltısuyunu sınırlamaktadır. Bu nedenle kumlu çakıllı seviyelerde basınçlı akiferler oluşmuştur.

4.4.4.3. Yarı geçirimli birim (Gy)

Volkanitler; *Yarı Geçirimli Birim (Gy)* olarak sınıflandırılmıştır. Erkmen Trakiandezitleri kırıklı çatlaklı olduğunda ve çok geniş yayılımı olduğu durumlarda yeraltısuyu içerebilmektedir. Ömer-Gecek sahasında Trakiandezitlerde açılmış birçok kuyu bulunmaktadır. Örneğin Demirçevre 45814 nolu kuyuda 54 m sonra trakiandezitlere girilmiş 20 lt/sn debide su alınmıştır. Yine aynı ovada Erkmen 57927' nolu kuyuda 125 m sonra trakitlere girilmiş 180 m derinlikte açılan kuyudan 10 lt/sn su alınmıştır.

4.4.4.4. Az geçirimli birim (Ga)

Tüf, aglomera gibi değişik volkanik özellikteki kayaçları oluşturan, tabanda konglomera ile başlayıp, kumtaşı, marn, tüf ardalanması ile devam eden görsel oluşuklar *Az Geçirimli Birim (Ga)* olarak sınıflandırılmıştır. Örneğin Köprülü ve Balmahmut civarında açılan kuyulardan yeterli debide su alınabilmektedir. Bu birimlerin yanında Paleozoyik birimler içinde yer alan kalkışistler ve kuvarsit şistlerde rezervuar özelliği taşıyabilmektedir. Bayramgazi Metamorfikleri içinde bulunan kalkışist ve kuvarsit şistler kırıklı ve çatlaklı seviyeleri yeraltısuyu dolaşımına izin verdiği için özellikle termal su alınabilmektedir.

4.4.4.5. Geçirimsiz birim-1 (Gz)

Paleozoyik yaşlı birimler inceleme alanının büyük bir kısmında Mesozoyik yaşlı birimler altında geçirimsiz bir bariyer oluştururlar. Sahada yapılan derin sondajlarda (AF-1, 900 m, AS-1, 1030 m) Paleozoyik birimlerin tabanına ulaşılammış olmasına rağmen, yaklaşık kalınlığı 2000 m olarak tahmin edilmektedir. Neojen karasal sedimantasyonu bu birimleri belirli yükseltilere kadar örtebilmiştir. Yüksek alanlarda

ise topoğrafyaya uygun yükselti oluştururlar (Tezcan vd., 2004). DSİ tarafından bu birimler üzerinde yapılan permabilite testlerinde $K=10^{-6}$ cm/sn gibi çok düşük değerler çıkması, bu birimin büyük bir kısmının geçirimsiz olduğunu göstermektedir.

Bayramgazi Metamorfitleri Afyon ovasında ve çevresinde basamak faylarla 500 m ve daha derine gömülmüştür. Ömer-Gecek jeotermal sahasında yer alan termal sular için bir rezervuar kayaç özelliği taşıyan bu birimin beslenmesi yüksek olanlarda doğrudan, örtülü olduğu kısımlarda ise geçirimli örtülü kayaçlar vasıtasıyla dolaylı olarak gerçekleşmektedir. Birimin geçirimliliğinin düşük olmasına karşılık geniş yayılım ve yüksek rölyefe sahip olması ve boşalım bölgesinin derin faylar ile gömülmüş olması nedeniyle sıcak su akifer içerisinde yüksek bir basınca sahip bulunmaktadır.

4.4.4.6. Geçirimsiz birim-2 (Gz)

Neojen birimleri içerisinde Köprülü Kilitaşı-Marn-Tüf Üyesi geçirimsiz bir özellik taşır. Çalışma sahasında Köprülü Köyü, Bayramgazi Köyleri civarında yayılım gösteren birimin geçirgenliği düşüktür. Altdaki konglomera üyesinin çakıllı seviyelerine örtü görevi görür. Bölgede açılan soğuksu kuyularına basınç kazandırmıştır. Afyon ovasında yüzeyleyen Kuvaterner birimlerin kalınlığı 20-30 m arasında değişmektedir. Ovada DSİ tarafından yapılan sondajlarda bunu görmek mümkündür. Yapılan heaplamalara göre alüvyonun geçirimliliği $K<0.001$ m/gün olarak bulunmuştur. Bundan dolayı ovadaki 30 m kalınlıktaki kil tabakası yüzeyden kirlenmeyi önlemektedir.

4.4.5. Soğuksu kuyularının hidrojeokimyasal olarak değerlendirilmesi

İnceleme alanında bulunan yeraltı sularının hidrojeokimyasal özelliklerinin belirlenebilmesi için DSİ tarafından açılan sondaj ve kimyasal analizleri yapılan kullanılmıştır. Ovada açılan kuyulardan, sahayı karakterize edecek 29 adet kuyunun kimyasal analiz sonuçları kullanılmıştır. Çalışma alanındaki sulama suları, Su

Kirliliği Kontrol Yönetmeliği (Anonim, 1998b)'de belirlenen Kıta İçi Su Kaynakları Kalite Kriterlerine göre sınıflandırılmıştır (Çizelge 4.7.).

4.4.5.1. Yapılan analizlerin grafiksel gösterimleri

Hidrojeokimyasal fasiyes kavramı ilk olarak suların üçgen diyagramlardaki izdüşüm yerlerine göre Back (1966) tarafından geliştirilmiştir. Buna göre suda çözünen başlıca iyonlardan ayrı ayrı olmak mek/lt cinsinden %50'den fazla iyonlar hidrojeokimyasal fasiyes tipine girmektedir. Eğer iyonlardan hiçbirisi %50'yi geçmiyorsa karışık su tipini belirtmektedir. Uluslararası Hidrojeologlar Birliği (IAH) sınıflamsı ise suda çözünmüş anyon ve katyonlardan ayrı ayrı olmak üzere meq/lt olarak % 20'den fazla çözünmüş bulunan iyonlar su tipini belirlemektedir.

İnceleme alanında açılan bütün kuyuların kimyasal analizleri Devlet Su İşleri 18. Bölge Müdürlüğü Labrotuvarında kimyasal analizleri yapılmıştır. Yeraltı suyu incelemelerinde, sıkça kullanılan yöntem kimyasal verilerin derlenmesi ve uygun bir şekilde görsel olarak sunulmasıdır. Bu yöntemler içerisinde birden çok analizin aynı diyagramda grafik olarak sunulmasını sağlayanlar Piper ve Schoeller diyagramlarıdır. Bu diyagramların ikisi de pek çok örneğe katyon ve anyon bileşimlerini bir grafik üzerinde temsil etme imkanı vermektedir.

Çizelge 4.7. Kıta içi su kaynaklarının sınıflarına göre kalite kriterleri (Anonim 1998b)

SU KALİTE	SU KALİTE SINIFLARI			
	I	II	III	IV
A) Fiziksel ve İnorganik				
Sıcaklık (°C)	25	25	30	>30
pH	6.5-8.5	6.5-8.5	6.0-9.0	6.0-9.0 dışında
3) Çözülmüş Oksijen (mg)	8	6	3	<3
4) Oksijen Doygunluğu (%)	90	70	40	<40
5) Klorür İyonu (mg Cl ⁻ /l)	25	200	400	>400
6) Sülfat İyonu (mg SO ₄ ⁻ /l)	200	200	400	>400
7) Amonyum Azotu (mg)	0.2°	1°	2°	>2
8) Nitrit Azotu (mg NO ₂ ⁻)	0.002	0.01	0.05	>0.05
9) Nitrat Azotu (mg NO ₃ ⁻)	5	10	20	>20
10) Toplam Fosfor (mg p/l)	0.02	0.16	0.65	>0.65
11) Toplam Çözülmüş	500	1500	5000	>5000
12) Renk (pt-Co birimi)	5	50	300	>300
13) Sodyum (mg Na ⁺ /l)	125	125	250	>250
B) Organik Parametreler				
Kimyasal Oksijen İhtiyacı	25	50	70	>70
Biyolojik Oksijen İhtiyacı	4	8	20	>20
Toplam Organik Karbon	5	8	12	>12
Toplam Kjeldahl Azotu	0.5	1.5	5	>5
Yağ ve Gres (mg/l)	0.02	0.3	0.5	>0.5
Metilen Mavisi ile Reaksiyon	0.05	0.2	1	>1.5
Fenolik Maddeler (uçucu)	0.002	0.01	0.1	>0.1
Mineral Yağlar ve Türevleri	0.02	0.1	0.5	>0.5
Toplam Pestisid (mg/l)	0.001	0.01	0.1	>0.1
C) İnorganik Kirlenme				
Civa (µg Hg/l)	0.1	0.5	2	>2
Kadmiyum (µg Cd/l)	3	5	10	>10
Kuşun (µg Pb/l)	10	20	50	>50
Arsenik (µg As/l)	20	50	100	>100
Bakır (µg Cu/l)	20	50	200	>200
Krom (toplam) (µg Cr/l)	20	50	200	>200
Krom (µg Cr ⁶⁺ /l)	Ölçülmeyecek kadar az	20	50	>50
Kobalt (µg Co/l)	10	20	200	>200
Nikel (µg Ni/l)	20	50	200	>200
Çinko (µg Zn/l)	200	500	2000	>2000
Siyanür (toplam) (µg CN/l)	10	50	100	>100
Florür (µg F ⁻ /l)	1000	1500	2000	>2000
Serbest Klor (µg Cl ₂ /l)	10	10	50	>50
Sülfür (µg S/l)	2	2	10	>10
Demir (µg Fe/l)	300	1000	5000	>5000
Mangan (µg Mn/l)	100	500	3000	>3000
Bor (µg B/l)	1000°	1000°	1000°	>1000
Selenyum (µg Se/l)	10	10	20	>20
Baryum (µg Ba/l)	1000	2000	2000	>2000
Alüminyum (mg Al/l)	0.3	0.3	1	>1
Radioaktivite (pCi/l)				
Alfa-Aktivite	1	10	10	>10
Beta-Aktivite	10	100	100	>100
D) Bakteriolojik				
Fekal Koliform (EMS/100)	10	200	2000	>2000
Toplam Koliform (EMS/100)	100	20000	100000	>100000

Çizelge 4.8. Ömer-Gecek sahası civarında açılan DSİ kuyularının kimyasal analiz sonuçları

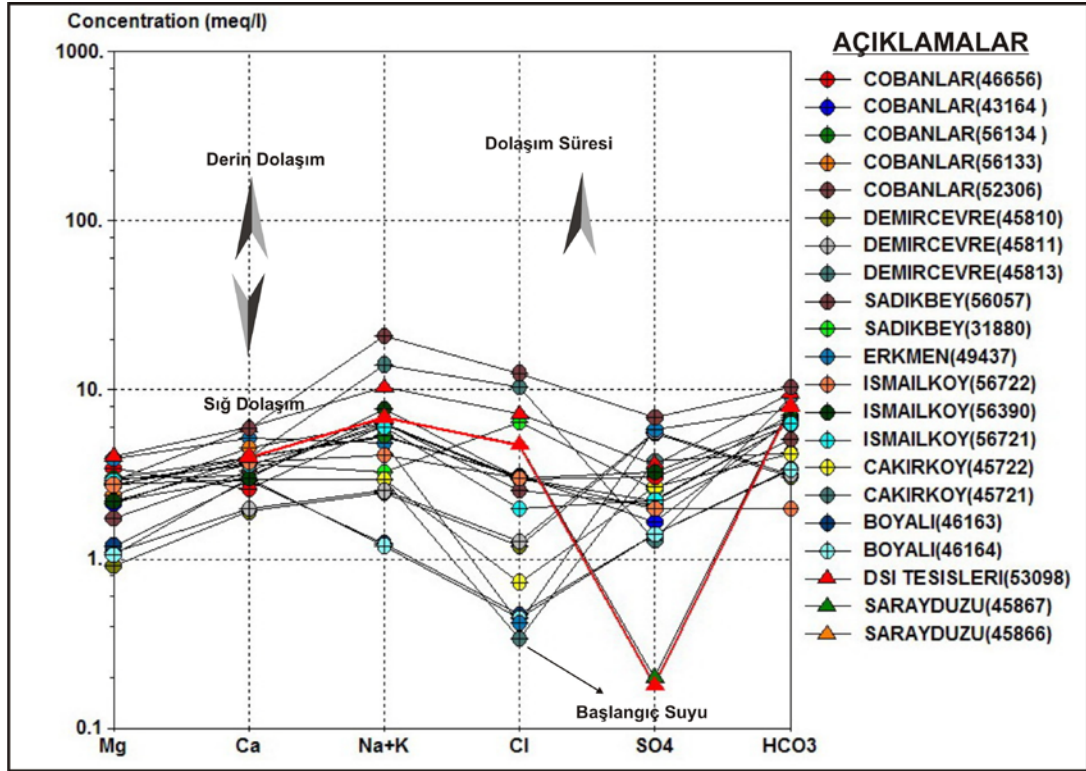
Bölge	S. No	Kuyu No	pH	EC	Na ⁺	K ⁺	Mg+Ca	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ⁻	SAR
K.Çobanlar	1	46659	8.20	1046	5.50	0.72	6.04	6.24	2.98	3.04	3.61
	2	43164	8.10	1070	5.00	0.32	6.12	6.68	3.10	1.66	2.86
	3	56134	7.10	1060	5.00	0.35	7.01	6.94	3.05	2.36	2.80
	4	56133	7.10	1034	4.25	0.34	6.95	6.30	3.03	2.21	2.28
	5	52306	7.60	1080	6.00	0.37	5.11	5.11	2.56	2.08	1.93
	6	52307	7.20	970	5.20	0.9	5.65	6.50	2.56	2.08	3.09
Demirçevre (İnaz)	1	45810	7.70	520	2.25	0.23	3.02	3.07	1.29	5.60	1.91
	2	45811	7.50	530	2.28	0.25	3.10	3.15	1.28	5.67	1.93
	3	45812	6.80	1210	6.30	0.57	6.28	7.58	4.67	1.55	3.75
	4	45813	6.70	2196	13.25	0.90	6.72	9.11	10.47	1.29	7.23
Sadıkbey	1	56057	6.50	2303	20.00	0.77	9.00	10.47	12.60	6.90	9.43
	2	31880	7.00	1540	6.35	0.46	6.45	7.40	4.70	1.65	3.90
Boyalı	1	46163	7.00	460	0.87	0.37	4.10	3.43	0.47	1.45	0.61
	2	46164	7.40	450	0.85	0.35	4.06	3.40	0.45	1.41	0.59
Erkmen	1	49435	7.20	1100	1.60	0.07	3.77	3.83	0.85	7.76	0.69
	2	49437	7.40	1150	4.50	0.36	9.10	7.74	0.42	5.80	2.10
	3	57927	6.80	1200	3.00	0.14	11.20	4.30	0.55	0.55	1.27
İsmailköy	1	56722	7.70	870	4.00	0.13	6.50	2.00	3.03	2.00	2.22
	2	56721	7.30	888	5.87	0.17	4.50	6.31	1.98	2.25	3.91
	3	56390	6.80	1100	7.60	0.17	5.20	6.70	3.03	3.29	4.72
Çakırköy	1	45722	7.90	714	2.85	0.11	4.67	4.20	0.73	2.70	1.86
	2	45721	7.30	760	2.50	0.14	5.75	4.23	0.34	3.82	1.47
	3	57010	6.70	870	4.50	0.17	6.91	4.70	0.30	6.54	2.42
DSİ	1	53098	7.1	1869	10.0	0.38	10.06	9.58	7.23	3.63	4.56
SARAYDÜZÜ	1	45866	7.2	1385	6.28	0.62	6.10	8.10	4.76	0.20	3.60
	2	45867	7.2	1384	6.25	0.60	6.07	8.00	4.74	0.18	2.59

Hidrojeokimyasal analiz verilerinin değerlendirilmesi için görsel olarak sunmak amacıyla uygun grafiklere aktararak yorumlamaları yapılır. Hidrojeokimyasal analiz sonuçları AquaChem v.3.7 ve AquaChem v.5.1 (Waterloo Hydr., 1999, 2004) bilgisayar programı kullanılarak çeşitli diyagramlar (piper, pie, scholler) hazırlanmıştır. Çalışma alanındaki soğuk suların tiplerini belirlemek için Piper diyagramı, suların kökenini belirleyebilmek için Schoeller diyagramları kullanılmıştır.

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

Scholler diyagram incelenirse soğuk sular karmaşık bir yapı sunarlar. Bir kısmının $(\text{Na}^+ + \text{K}^+) > (\text{Ca}^{+2} + \text{Mg}^{+2})$ olup bu kısma giren sular ise tuzlu ve sodalı özelliğindedir. Örnekler $(\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}) > (\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-})$ olup, karbonat alkaliliği $>$ karbonat olmayan alkalilik vardır. Çalışma alanında yer alan soğuk yeraltısuları düşük Na, Cl ve EC, yüksek Ca, $\text{HCO}_3 + \text{CO}_3$ değerleri ile karakteristiktir. Fakat termal karışımdan etkilenen kuyularda bu değerlerden sapma görülmektedir

Scholler diyagramına göre; soğuksuların genellikle Na-Ca- HCO_3 -Cl bakımından zengin sular iken, Erkmen kuyularında Ca-Mg- HCO_3 'ce zengin sular çıkması Ömer-Gecek sahasında termal kuyulara yakın olarak açılan kuyularda Na ve Cl'ce zenginleşme olayı gözükmektedir. Bir kaç kuyu dışında çoğunun grafik üzerinde birbirlerine yakın olmasının sebebi aynı kot ve aynı yağışlardan beslendiğini göstermektedir (Şekil 4.48.)

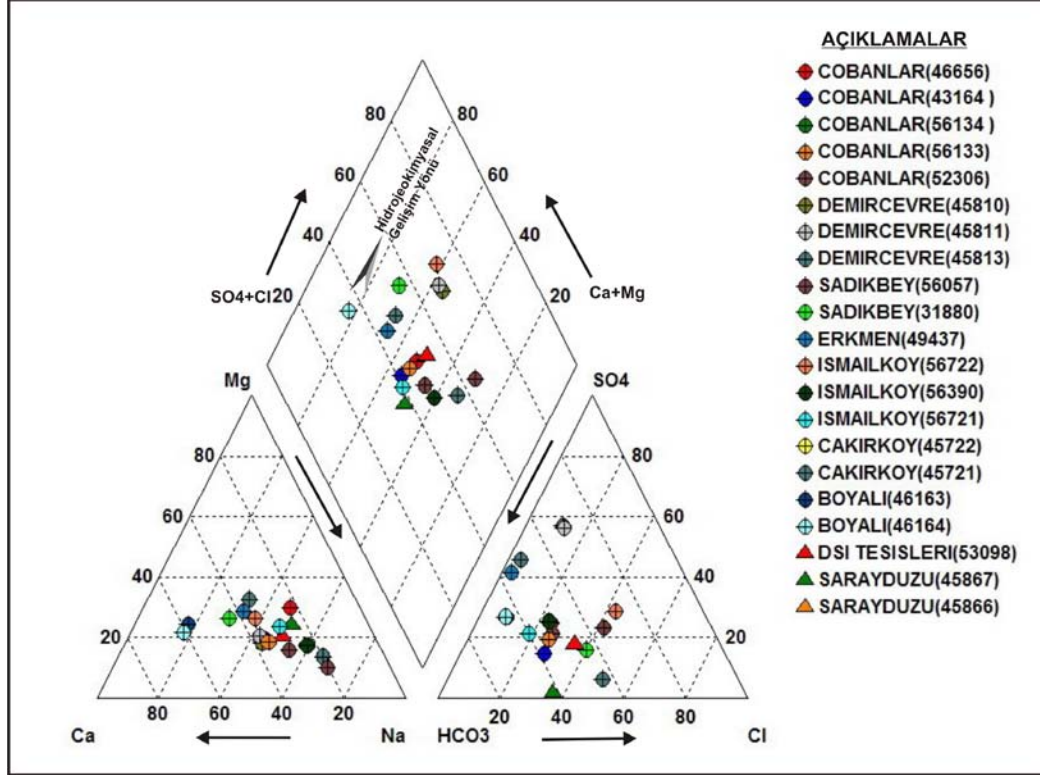


Şekil 4.48. Çalışma sahasında açılan soğuksulara ait Scholler (1965) diyagramı

Piper diyagramı ise, anyon ve katyonların “% meq/lt” cinsinden gösterildiği iki ayrı üçgen tüm iyonların ortaklaşa gösterildiği bir eşkenar dörtgenden oluşmaktadır. Üçgen diyagramlar suların hidrojeokimyasal fasiyes tiplerinin yorumlanmasında kolaylık sağlamaktadır. Bu çalışmada da piper diyagramları kullanarak, çalışma alanında yer alan sıcak ve soğuk su kaynaklarının sınıflandırılması, birbirleriyle karşılaştırılması, ayrıca litoloji ilişkileri ve dolaşım sistemleri boyunca meydana gelen hidrojeokimyasal evrim süreçlerinin ve dönemsel farklılıklarının belirlenmesi amaçlanmaktadır.

Çalışma alanında yer alan derin sondaj kuyuların kimyasal değerleri, Piper diyagramında değerlendirilecek, olursa soğuk yeraltı sularının CaCO_3 tipinde sular oldukları görülmektedir. Fakat termal karışımdan etkilene yeraltısuları ise etkilene derecelerine bağlı olarak, Na-Cl’ca zengin olan termal kökenli sulara doğru kaydıkları izlenmektedir. Hidrojeokimyasal değerlendirmeler termal su karışımının göstergesi olarak kullanılan Na+K, Cl, sıcaklık, elektriksel iletkenlik

parametrelerinin alansal dağılımı soğuk yer altı suyundaki kirlenmenin jeotermal alana yakınlık ile ilişkili olduğunun gösterir. Termal karışımdan etkilenmeyen soğuk yeraltıları düşük Na, Cl ve EC ve yüksek Ca ve CaCO_3 değerleri karakteristiktir (Şekil 4.49.)



Şekil 4.49. Çalışma alanında açılan soğuksulara ait Piper (1946) diyagramı

4.4.5.2. Sulama suyu sınıflaması

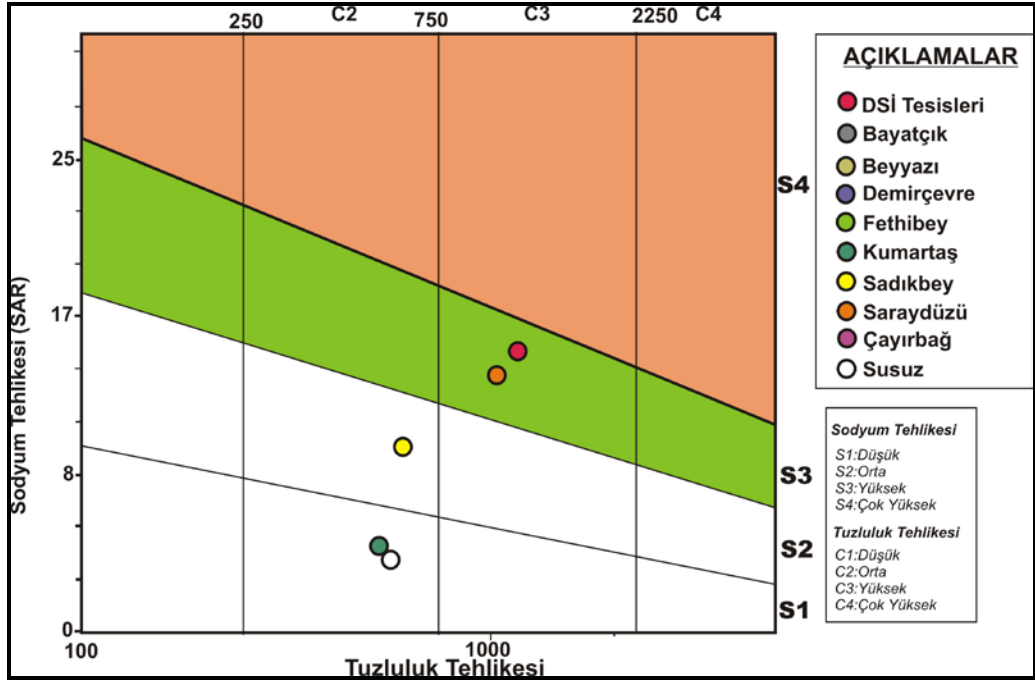
Ömer-Gecek jeotermal alanındaki soğuk su kaynaklarının tarımda sulama suyu olarak kullanımı ABD tuzluluk diyagramı ve Wilcox diyagramlarına göre değerlendirilmiştir.

Wilcox (1955) diyagramı Na yüzdesi (%Na) ve Eİ ($\mu\text{S}/\text{cm}$) değerleri suların sulama suyu olarak kullanımı için “çok iyi-iyi”, “iyi kullanılabilir”, “şüpheli kullanılabilir”, “şüpheli kullanılamaz ve “uygun değildir” bölümlerini kapsamaktadır. Na^+ yüzdesi

suyun toplam majör katyonları içinde % Na değerini ifade eder. İyon derişimleri meq/lt olmak üzere;

$$\% \text{Na} = 100 \times \text{Na} / (\text{Na} + \text{K} + \text{Ca} + \text{Mg}) \quad (4.1)$$

Eşitliği ile ifade edilir. Buna göre çalışma sahasındaki soğuk suların bir kısmı C_2S_1 (iyi kullanılabilir) sınıfına girerken, hatalı kuyu açımı nedeniyle termal karışımdan etkilenen sular C_3S_3 yüksek sodyum, yüksek tuzluluk (şüpheli kullanılabilir) sahasına düşmektedir (Şekil 4.50.).



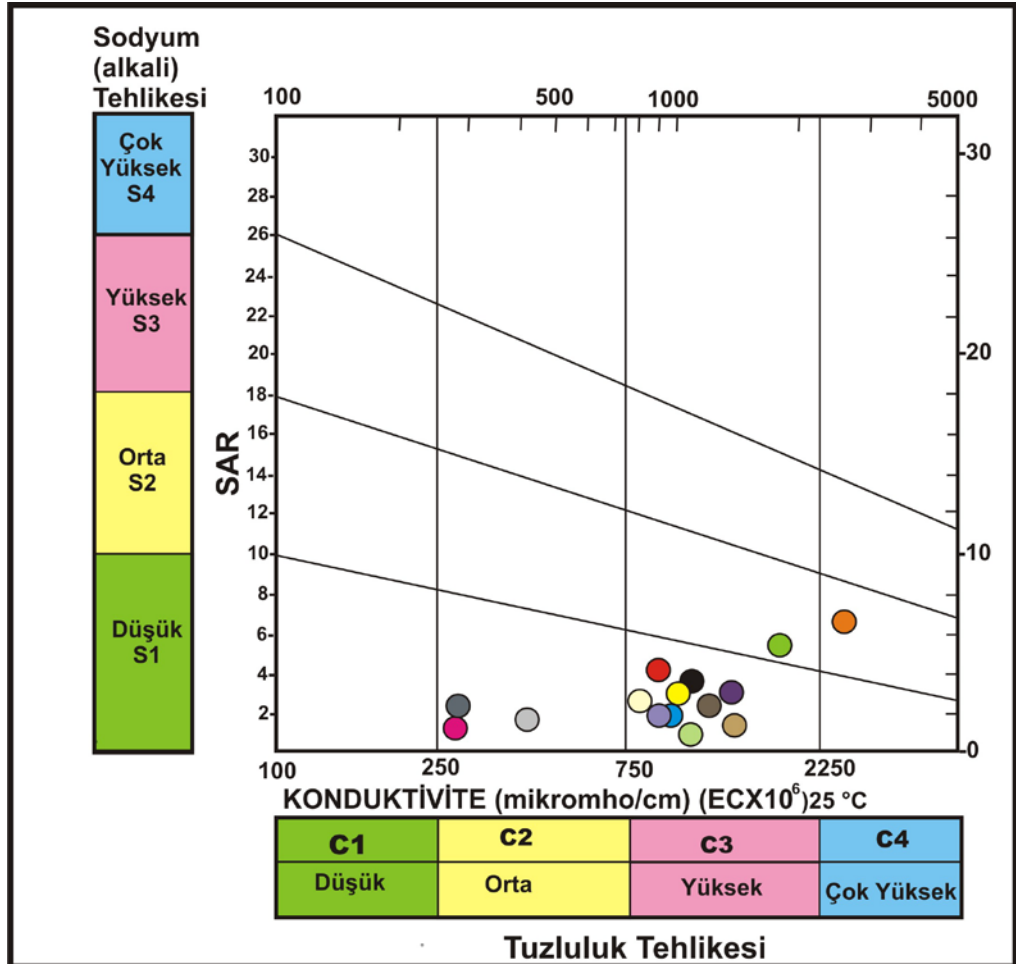
Şekil 4.50. İnceleme alanındaki soğuk sulara ait Wilcox diyagramı

ABD Tuzluluk Laboratuvarı Diyagramı üzerine Sodyum (alkali) tehlikesi ve tuzluluk tehlikesinin belirlenmesi amacıyla Sodyum Adsorpsiyon Oranı (SAR) ve E_1 değerleri işaretlenir.

SAR; Na⁺ iyonun iyon değişim tepkimelerindeki aktifliğin ifadesi olup sodiklik yönünden suların sınıflamsında kullanılan genel bir ölçüdür. Bikarbonat ve karbonat değerleri nispeten düşük olan suların değerlendirilmesi için, SAR kullanılan bir kriterdir. İyon derişimleri meq/lt olmak üzere;

$$SAR = Na / [(Ca + Mg) / 2]^{1/2} \quad (4.2)$$

eşitliği ile hesaplanır. SAR kavramı Na⁺'un tek başın a d ęil Ca⁺² VE Mg⁺² ile karşılıklı etkileşimi ve katyon değişim tepkimelerindeki aktifliğini dikkate aldığı için % Na göre daha hassastır. Ca⁺² ve Mg⁺² suda Na⁺² tehlikesini azaltıcı bir etki göstermektedir (Doğan, 1981). (şekil 4.51.).



şekil 4.51. İnceleme alanındaki soğuk sulara ait ABD tuzluluk diyagramı

Çalışma sahasındaki soğuksulara ait kimyasal analiz sonuçları grafiklere konulduğunda suların bir kısmının C_2S_1 , büyük bir kısmının C_3S_1 , bazı kuyuların ise C_4S_2 sahasına düştüğü görülmektedir (Şekil 4.50.). Burada C_1 , suların orta tuzlulukta olduğu ve orta derecede tuza ihtiyaç gösteren bitkiler için kullanılabileceğini, S_1 , suların az sodyumlu ve sodyuma karşı duyarlı olan bitkilerin dışında her türlü tarım için uygun olduğunu gösterirken, termal su karışımı olan C_4S_2 sınıfı suların tarımda kullanılması uygun değildir.

4.5. Ömer-Gecek jeotermal sahası

Ömer-Gecek jeotermal sahası Batı Anadolu'nun genleşme tektoniği etkisi ile oluşan en önemli jeotermal sahalarından birisidir. Sahada toplam 34 adet kuyu açılmış, bu kuyuların bir kısmı zamanla yıkılmış ya da üretim dışı kalmıştır. Sahada şehir ısıtmasında kullanılan kuyuların hepsi bu sahada bulunmaktadır. Sahada şu an 80-105°C sıcaklıkta, 300 lt/sn akışkan üretilmektedir. Bu akışkanın 175 lt/sn şehir ısıtmasında geriye kalanı ise turistik termal otellerde kullanılmaktadır. 300 lt/sn olarak üretilen jeotermal akışkanın 75 lt/sn'lik kısmı AF-4 ve AF-22 kuyusuna deşarj edilirken, geriye kalan 75 lt/sn'si Akarçay'a deşarj edilmektedir. Deşarj edilen bu su Eber-Akşehir göllerine kadar ulaşarak büyük çevre sorunlarına neden olmaktadır.

İnceleme alanında faylar ve açılma çatlaklarına bağlı olarak oluşmuş birçok sıcaksu kaynağı yer almaktadır. Ancak bunların birçoğu kurumuş veya kurumaya yakın durumdadır. Kurumuş olanların izlerini arazide izlemek mümkündür. Ayrıca traverten oluşumları ve alterasyonlarda eski sıcaksu kaynaklarına işarettir. Örneğin Uyuz-Alaplı-Kızık hamamı arasında geniş traverten oluşumu bu bölgede eskiden sıcaksu kaynağının olduğunu göstermektedir. Kaynakların kurumasına neden hem çalışma zamanının kurak mevsim olması hem de çevrede açılan birçok derin kuyu sondajlarıdır. Mevcut kaynakların debileri çizelge -1 sunulmuştur. Buna göre Ömer-Gecek çevresinde kaynakların sıcaklıkları 25–92°C ve debileri 0,1–3 lt/sn arasında değişmektedir.



Şekil 4.52. Ömer-Gecek sahasından görünüş

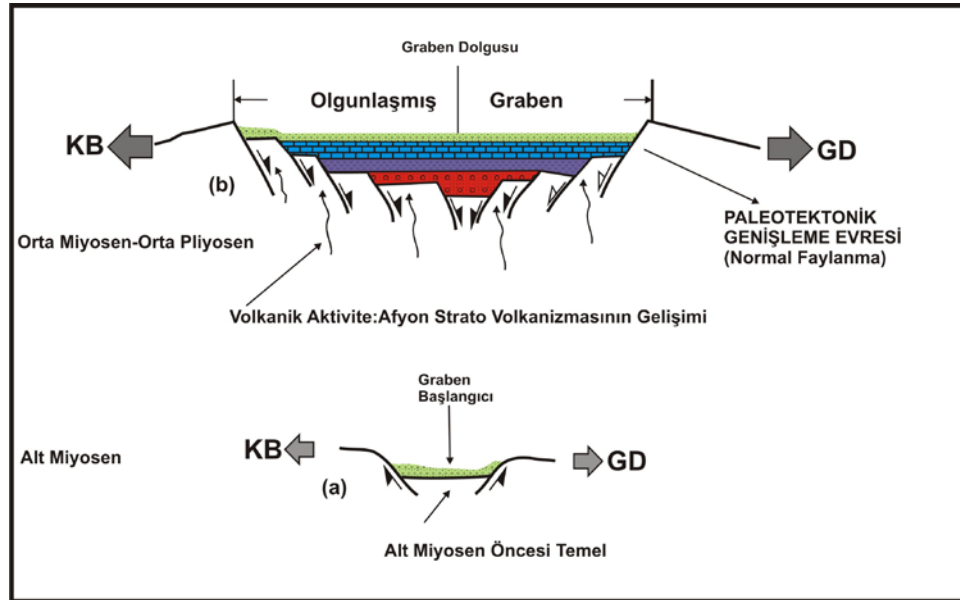
İnceleme alanında sıcaksu ve soğuksu amaçlı başta MTA ve DSİ tarafından birçok kuyu açılmıştır. Bunların yerleri vedebileri Çizelge 4.10.' da kuyu korelasyonları ise EK-7'de gösterilmiştir. Çizelge incelendiğinde Ömer-Gecek bölgesindeki kuyuların sıcaklık ve debilerinin Gazlıgöl'dekiler göre daha yüksek olduğu görülür. Bunun nedeni Gazlıgöl'deki sıcaklık aktivitesinin zayıf olması ve sondajların hepsinin mermerleri kesmeden metamorfik şistleri kesmesidir. Sahada açılan kuyulardan en derin olanı AF-1 kuyusu çok eski tarihlerde açılmış, şu an kullanılmayan bir kuyudur. Çizelge 4.10., incelenirse kuyu başı sıcaklıklarının 105.00 °C'e kadar çıktığı görülmektedir.

Çizelge 4.9. Ömer-Gecek Jeotermal sahasında açılan kuyuların genel özellikleri

Sıra No	Kuyu Adı	Derinlik	Debi (lt/sn)	Kuyubaşı Sıcaklığı (°C)	Kullanım Şekli
1	AF-1	910.00	20.00	107.00	Devre dışı
2	AF-2	56.80	150.00	98.00	Blow out
3	AF-3	250.00	110.00	97.00	Devre dışı
4	AF-4	125.70	80.00	97.00	Reenjekisyon
5	AF-5	207.40	15.00	79.00	Devre dışı
6	AF-6	211.40	10.00	92.00	Devre dışı
7	AF-7	210.00	3.00	100.00	Devre dışı
8	AF-8	250.00	10.00	91.00	Devre dışı
9	AF-9	320.00	66.00	51.00	Oruçoğlu
10	AF-10	320.60	100.00	98.00	Turunç Kuyusu
11	AF-11	184.30	55.50	104.00	üretim
12	AF-13	560.00	81.00	50.00	Reenjekisyon
13	AF-14	122.2	27.00	95.00	Üretim
14	AF-15	215.00	-	-	Devre dışı
15	AF-16	215.00	37.50	100.00	Üretim
16	AF-17	260.00	27.00	100.00	Gözlem Kuyusu
17	AF-18	363.00	40.00	105.00	Üretim
18	AF-19	305.00	-	-	Gözlem
19	AF-20	230.00	27.00	101.00	Gözlem
20	AF-21	180.00	64.00	101.00	Üretim
21	AF-22	227.00	35.00	50.00	Reenjekisyon
22	AF-23	250.00	50.00	100.00	Ömer Termal
23	R-260	165.00	22.00	100.00	Gözlem
24	DSİ	530.00	20.00	40.00	Devre dışı

4.5.1. Ömer-Gecek jeotermal sistemin elemanları

Ömer-Gecek sahasında yüksek kotlardan beslenen sular, gravitasyon etkisi ile basamak şekilli graben fayları, çatlak, kıvrım, ve diğer yollardan yeraltına sızarak derinliklere doğru inmekte ve orada mağma odaları ve sokulumlarında (**ısıtıcı kayaçlarda**) ısınarak sıcaklık kazandıktan sonra herhangi bir yoldan tekrar yükselerek yeryüzüne çıkmaktadır. Bugüne kadar yapılan araştırmalarda yeryüzünde bulunan sıcak ve mineralli suların çoğunlukla metorik kökenli oldukları bulunmuştur. Yerkabuğu üzerinden derinlere doğru gidildikçe sıcaklık artmaktadır. Bu durum tünel kazıları, sondaj ve maden galerilerinden gözlenebilmektedir. Sıcak sulara en önemli ısı kaynağı olarak jeotermal gradyan gösterilmekte, volkanik etkinlik, mağmatik yaklaşım ve diğer fiziko-kimyasal reaksiyonlarla birlikte ısı dahada artmaktadır. Ömer-Gecek jeotermal sisteminin ısıtıcı kayaçları olan volkanik birimler, Alt Miyosen’de başlayan ve Batı Anadolu’nun tektonik gelişimi ve volkanizma oluşum modeline uyumlu olarak oluşmuş ve bu oluşumunu Orta Pliyosen’de tamamlamıştır (Koçyiğit ve Deveci, 2007). (4.52.).



Şekil 4.53. Ömer-Gecek jeotermal alanında etkin olan tektonizma ve volkanizmanın olası oluşum modeli (Koçyiğit ve Deveci, 2007’den değiştirilmiştir)

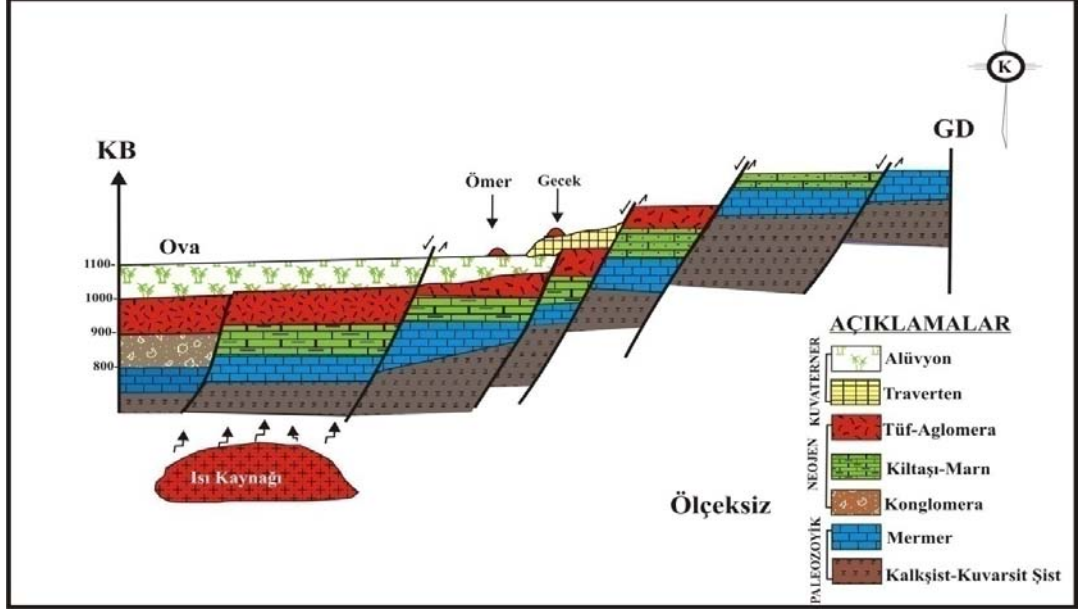
Ömer-Gecek sahasında GSJ-MTA (1992) bu bölgede jeotermal gradyanın yaklaşık olarak 0.6-0.8 °C/10 m olduğunu göstermiştir. Yapılan arazi çalışmaları ve sondajlara göre jeotermal sistemin asıl **akifer kayacı** Paleozoyik yaşlı Oyuklutepe mermerleri ve Mesozoyik yaşlı Çiçeklikaya (inceleme alanı dışında) formasyonu oluşturmaktadır. Bunlar karstik yapılardır. Bunun yanında inceleme alanımızda bulunan Paleozoyik yaşlı kalk şistlerde rezervuar kayaç özelliği taşırlar. Örneğin AF-14 kuyusu açılması sırasında 84-88 m arası takım düşmesi muhtemelen kalkşist-mermer dokanağına işaret eder. Kuyu açılması sırasında girişten itibaren kuyuda birçok kaçak olmuştur. AF-9 kuyusu ise 2. rezervuar bazaltlardan üretim yapmaktadır.. Afyon Metamorfitleri içinde bulunan kuvarsitler çok sert yapılı olup çatlaklıdır. Bu nedenle akifer kayaç özelliğindedir. Bölgede konglomera, kumtaşı, bazalt ve silisleşmiş kireçtaşları ve tüm fay zonları rezervuar niteliğindedir. Ayrıca alüvyon örtüdeki konglomera ve kumtaşı seviyeleri de az ısınmış suların akifer niteliğindedir

Orta-Üst Miyosen yaşlı Ömer-Gecek formasyonunun kıltaşı marn seviyeleri ve alüvyon örtü içindeki killi-siltli seviyeler **örtü kayacı** oluşturur. Bu kayaçlar sayesinde jeotermal sistem ısını muhafaza etmekte ve artezyen basıncı sağlanmaktadır. Ömer-Gecek bölgesinde bazı doğrultular üzerinde yapılmış jeolojik kesitlerde temelin ova ortalarına doğru derinleştiği ve buna paralel olarak da örtü kalınlığının arttığı saptanmıştır. Örneğin DSİ kuyusunda yaklaşık 350 m alüvyon kalınlığı saptanmıştır.

Daha öncede detaylı olarak açıklandığı gibi horst-graben sisteminin ana fayları ve bu horst graben sisteminin ana faylarına KD-GB yönlü fay, ayrıca bu fayların tali fayları, tüy fayları, tüy çatlakları, açılma çatlakları ve bazı doğrultu atımlı faylar gibi **süreksizlik düzlemleri** jeotermal akışkanın yüzeye çıkaran yapılardır (Şekil 4.54.).

Jeotermal sistemi özetlemek gerekirse Oyuklutepe mermerleri üzerine düşen meteorik sular aynı kayaçlar içerisinde derinlere süzülmekte burada Afyon volkanitlerini oluşturan magma odaları veya sokulumları tarafından ısıtılmakta ve ana horst-graben sistemi ile ve bunu dik olarak kesen büyük bir fay ve bunlara bağlı

olarak gelişmiş diğer faylar boyunca yüzeye çıkmaktadır. Ömer-Gecek formasyonunun killi-siltli seviyeleri ise örtü kayacı oluşturmakta dolayısı ile sistemin ısı kaybetmesini engellemek ve sisteme basınç kazandırmaktır .



Şekil 4.54. Ömer-Gecek sahasının şematize edilmiş oluşum şekli

4.5.2. Jeotermal kuyuların jeokimyasal özellikleri

Kimyasal analizi yapılan su örneğinde yapılan hesaplamalarda katyon ve anyonların miliekivalen değerleri birbirine eşit olmalıdır. Katyon ve anyonların miliekivalen değerleri arasındaki fark %6'yı geçmemelidir. %6'yı geçen sularda iyon dengesizliği söz konusudur. Katyon ve anyonların % miliekivalen değerleri de ayrıca hesaplanır. Çünkü bu değerler bazı diyagramların çizimi için gereklidir. Uluslar arası Hidrojeologlar Birliği (AIH), Sıcak ve Mineralli Sular Komisyonu'ca katyonların toplamı (% miliekivalen değerleri) %100, anyonların toplamı %100 olarak alınır. Katyon ve Anyonların sudaki toplam konsantrasyonuna göre ayrı ayrı yüzdeleri hesaplanır. Belli başlı anyon ve katyonların özellikleri şunlardır:

Kalsiyum (Ca): Kalsiyum sıcak akışkanlara, kalsit, aragonit, dolomit, jips, anhidrit, fluorit gibi silikatlı olmayan minerallerin ve albit, anortit, piroksen ve amfibol gibi silikatlı minerallerdeki kalsiyumun eritilmesi ile karışabilir. Suda H^+ iyonunun bulunması kalsiyumun eritilmesini kolaylaştırır. Karbonik asitin çözünmesi ise en önemli H^+ iyonu kaynağıdır. Atmosfer basıncının ve sıcaklığın artması ile sudaki kalsiyum miktarı fazlalaşır.

Magnezyum (Mg): Sıcak akışkanlarda kalsiyumdan sonra en fazla rastlanan katyondur. Sıcak akışkanlara çoğunlukla magnezyumlu kalker, dolomit ve serpantizasyon sonucu açığa çıkan magnezyum karbonatın eritilmesi ile karışır.

Sodyum (Na) ve Potasyum (K): Sıcak sularda en çok plajioکلazların ayrışması ve kil minerallerinin baz değişimi sonucu karışır. Mağmatik ve metamorfik kayalar içerisinde bulunan sıcak akışkanlarda 1-20 mg/lt arasında sodyum bulunur. Sodyum (Na^+) ve potasyum (K^+) konsantrasyonu mineral-akışkan dengesine bağlı olarak sıcaklık ile kontrol edilir. Sodyum jeotermal akışkanının ana kationudur ve konsantrasyonu yaklaşık 200–2000 mg/lt'dir (Nicholson, 1993). Potasyum iyonu da jeotermal akışkandaki major kationdur. Ancak jeotermal sularda potasyum sodyuma göre daha düşük seviyelerde bulunur (yaklaşık 1/10'u kadar). Na^+/K^+ oranı yüksek sıcaklıklı zonlar için iyi bir yol göstericidir. Düşük Na^+/K^+ oranı yüksek sıcaklığa işaret eder. Düşük Na^+/K^+ (~ 15) yüzeye hızlı ulaşan suları belirtir. Bu durum yüksek akışa sahip yapılarla veya daha geçirgen zonlarla ilgilidir. Na^+/K^+ oranının yüksek olması yanıl akışın yüzeye yakın reaksiyonların varlığının ve jeotermal iletken soğumanın göstergesidir (Nicholson, 1993).

Karbonat ve Bikarbonat (CO_3 ve HCO_3): Sıcak akışkanlardaki karbonat ve bikarbonat iyonlarının çoğu, atmosfer ve topraktaki karbondioksitten ve karbonatlı kütlelerin erimesinden oluşmaktadır. Dolayısı ile karbonat ve bikarbonat miktarı karbondioksit miktarına ve suyun pH değerine bağlı kalmaktadır. Sıcak akışkanlardaki bikarbonat miktarı genel olarak 10-2000 mg/lt sınırları arasında değişmektedir. İçerisinde karbonat ve bikarbonat iyonları toplamı 500 mg/lt'den fazla olan ve yalnız karbonat miktarı 300 mg/lt'ye kadar çıkan sular içilebilmektedir.

Derin kökenli akışkanlarda toplam çözünmüş karbonat konsantrasyonu (HCO_3^- , H_2CO_3^* , CO_3^{2-} veya CO_2), karbondioksit kısmi basıncı (PCO_2) ve çözeltinin pH değerine bağlıdır (Nicholson, 1993). Atmosferdeki ($\text{PCO}_2=0,0003$)’dür (Hounslow, 1995). Kaynama sırasında CO_2 gazının azalması pH değerini artırır ve sular alkali özellik kazanır. pH değeri yaklaşık 6-10 arasında ise, çözeltide bikarbonat iyonları (HCO_3^-) hakimdir. Daha alkali sularda ise karbonat (CO_3^{2-}) baskın iyondur $\text{pH} \leq 8$ ise bu sularda çözünmüş CO_3^{2-} , karbonik asit olarak; pH değeri 8 civarında ise ortamda HCO_3^- olarak bulunur (Nicholson, 1993). HCO_3^- ve CO_2 varlığında sulardaki iyon konsantrasyonları kayaçlardaki geçirimsizlik ve yanıl yöndeki akıştan etkilenir. Sonuç olarak; rezervuardan doğrudan beslenen kaynaklarda HCO_3^- , konsantrasyonu en düşük seviyededir. $\text{HCO}_3^-/\text{SO}_4^{2-}$ oranı suyun akış yönünün göstergesidir. Yüksek akım zonundan suyun akışı su-kayaç ilişkisinin artışına dolayısıyla HCO_3^- üretiminin artışına neden olur. Yanıl akışın artışı ile su-kayaç etkileşimi artar ve ortamdan H_2S kaybolarak $\text{HCO}_3^-/\text{SO}_4^{2-}$ oranı artar (Nicholson, 1993). HCO_3^- değerince zengin sularda ($\text{TDI} > 600 \text{ mg/l}$) su kayaç ilişkisi hakimdir. Sıcak sularda bikarbonatın yüksek olması sıcak sularla evaporitik kayaçların etkileşimde olmadığını gösterir (Nicholson 1993). Ca^{+2} - Mg^{+2} - HCO_3^- dolamitlerle, Ca^{+2} - HCO_3^- tipli sular kireçtaşları ile sıcaksuların etkileşimini gösterir. Yüksek K^+ içeren Na^+ - HCO_3^- tipli sular feldspat, plajiyoklas ve piroksen içeren magmatik ve volkanik kayaçlarla sıcaksuların etkileşimini ifade eder (Mazor, 1991).

Klorür (Cl): Sıcak akışkanlardaki klorür, deniz suyundan, evaporitlerden, yağmur ve kar suyundan ya da atmosferden gelebilir. Sıcak akışkanlardaki klorür miktarı yağışlı bölgelerde az, kurak bölgelerde çoktur. Jeotermal kaynaklarda yüksek klor konsantrasyonları doğrudan derin bir rezervuar kayaçtan beslenmeye işaret eder (Nicholson. 1993). Bu durumda soğuma ya da soğuk su ile karışım en alt düzeyde olmalıdır. Sıcak veya kaynayan sulardaki düşük Cl^- seviyeleri, yeraltısu seyrelmelerini yansıtır. Cl^- içeriğinin artması deniz suyu ile ilişkiyi gösterir. 1000 mg/l ve üzerinde Cl^- içeren sular Cl^- tipli sulardır (Nicholson, 1993).

Sülfat (SO_4): Sıcak akışkanlardaki sülfatın büyük bir kısmı jips ve anhidritten ileri gelmektedir. Bunların dışında az miktarda piritin oksidasyonu ile oluşan demir

sülfattan, magnezyum ve sodyum sülfattan gelebilir. Derin kökenli jeotermal akışkanlarda SO_4^{-2} konsantrasyonu genellikle düşüktür. ($<50 \text{ mg/kg}$), ancak hidrojen sülfürün (HS^-) oksidasyonu ile SO_4^{-2} konsantrasyonu artar (Nicholson, 1993). Cl^- konsantrasyonlarından büyük ya da yaklaşık eşit olan yüzey sularındaki yüksek SO_4^{-2} konsantrasyonu genellikle yüzeye yakın sular içinden buhar yoğunlaşmasının varlığını gösterir.

Flor (F^-): Doğal sularda florun kaynağı florit, apatit, mika ve amfibol gibi minerallerdir. Genellikle anyon değişimi sonucunda kaolinitlerin adsorbsiyonu ile oluşur. $\text{pH}=6$ ise adsorbsiyon en yüksek seviyededir ($\text{pH}>7.5$ ve $\text{pH} <4$ olduğunda desorpsiyon gelişir). Alkalın sular genel olarak yüksek F^- içerir. Deniz sularının F^- içeriği $<1 \text{ mg/lt}$ 'dir (Hem, 1992). Hounslow ve Back, (1985)'e göre deniz suyu kaolinitin adsorbsiyonu sonucunda bazı alkali suların F^- içeriği $>1 \text{ mg/lt}$ 'dir. Jeotermal akışkanlarda F^- içeriği genellikle 10 mg/lt 'den düşüktür. F^- kayaç su etkileşimi sonucu farklı mineral fazlarında (mikaların yapısında) bulunabilir. CO_2 basıncı yüksek ise kalsiyum ortamda bulunan F^- ile bileşik oluşturur. Yüksek F^- konsantrasyonu ortamda düşük kalsiyuma işaret eder. Ender olarak F^- değerleri meteorik sular içindeki volkanik gazların (HF^-) yoğunlaşması ile üretilebilir. Bu durumda F^- çok yüksek Cl^- ve SO_4^{-2} değerleri ile birlikte oluşur (Nicholson, 1993). Yüksek F^- konsantrasyonları sedimanter kayaçlara göre, riyolit, pomza ve obsidiyen gibi volkanik kayaçların su-kayaç etkileşimindeki önemini gösterir (Mahon, 1964).

Silisyum (SiO_2): Kuvars gibi kristal haldeki silisyumun çözünürlüğü normal yeraltı suları sıcaklığında oldukça düşük jeotermal sulara ise yüksektir (Truesdell, 1984).

Bor (B^{+3}) ve Klorür (Cl^-): Jeotermal sistemlerde B^{+3} ve Cl^- genellikle suların kökeni ve sistemler içinde farklı rezervuarlar arasındaki karışımı belirlemek amacıyla kullanılır (Truesdell, 1975; 1991; Arnorsson, 1985). Her iki element de mutlak ve göreceli olarak çok değişkenlik sunarlar. Bu nedenle farklı rezervuarlar, karakteristik $\text{Cl}^-/\text{B}^{+3}$ bazaltların yıkanması (leaching) ile oluşan sular orta $\text{Cl}^-/\text{B}^{+3}$ ve yüzey suları değişken ancak genellikle yüksek $\text{Cl}^-/\text{B}^{+3}$ olarak tanımlanır

(Aggarwal vd., 2000). Cl^- ve B^{+3} özellikle $>100\text{ }^\circ\text{C}$ üstündeki jeotermal sularda, ikincil mineral olarak yer alır (Ellis ve Mahon, 1964; 1967). Düşük sıcaklıklarda B^{+3} absorpsiyon yolu kil minerallerinden ve ikincil minerallerden taşınabilir (Seyfried vd., 1984). Arnorsson ve Andresdot'tir (1995), yüksek sıcaklıkdaki jeotermal sistemlerde düşük $\text{Cl}^-/\text{B}^{+3}$ oranını mağmatik uçucuların girişimi veya faz ayrımı olarak açıklar.

Nadir Alkaliler: Li^+ , Rb^+ , Cs^+ elementleri yüzeyde artan hareket ve yanal akışı ile azalır. Tipik yoğunlaşma seviyeleri $\text{Li} < 20\text{ mg/l}$, $\text{Rb}^+ < 2\text{ mg/l}$, $\text{Cs}^+ < 2\text{ mg/l}$ 'dir. Li^+ , Cl^- , SiO_2 ve yüzeye yakın reaksiyonlarla kil mineralleri içine alınır (Nicholson, 1993). Bazı piroksen ve mika gibi Li^+ içeren minerallerde lityum, magnezyum yerine geçebilir. Li^+ bazı tuzlu sularda ve evaporitlerde oluşabilir (Hounslow, 1995). Jeotermal sularda sıcaklık artışı ile Li^+ oranı da artar. Benzer koşullarda Li^+ varlığında Mg^{+2} azalır. Bu nedenle Li/Mg^{+2} kimyasal jeotermometre olarak kullanılır (Kharaka ve Mariner, 1987). Lityum; illit ve diğer kil minerallerinde absorbe olur (Shaw ve Sturchio, 1992). Petrol ile ilgili tuzlu sular tipik olarak $5\text{--}50\text{ mg/l}$ Li^+ içerirken (Collins, 1975), deniz suları $0,17\text{ mg/l}$ Li^+ içerir (Hounslow, 1995).

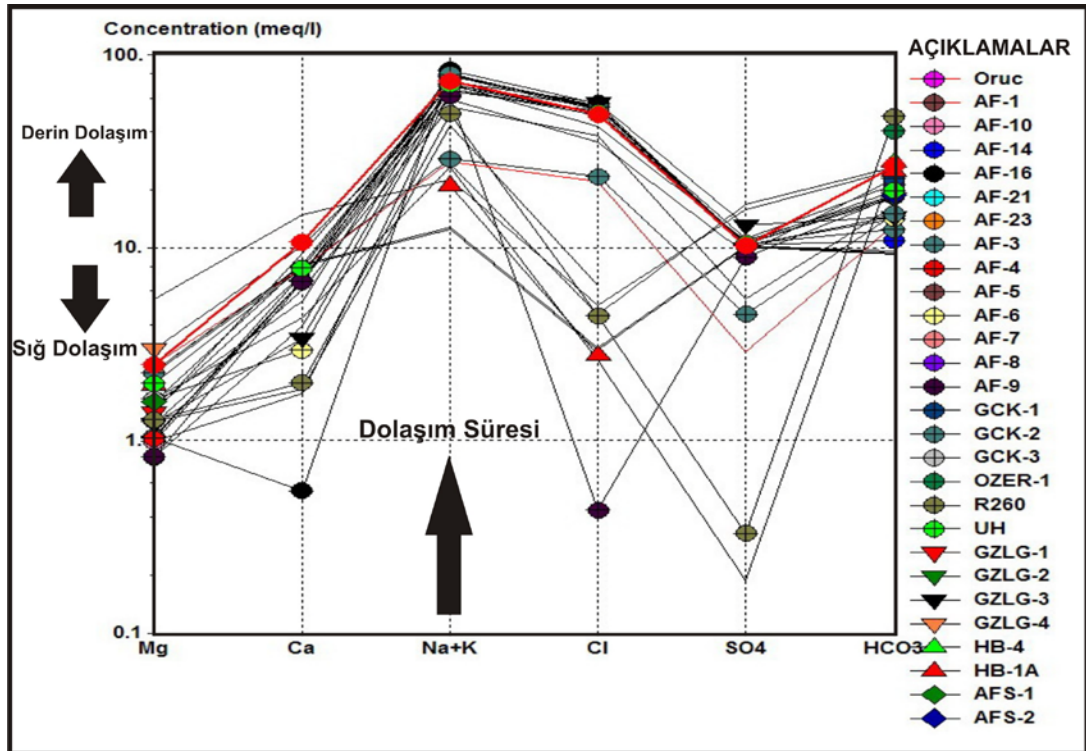
Suyun pH Değeri: Saf su çok az OH^- ve H^+ iyonları içerir. $25\text{ }^\circ\text{C}$ 'de $[\text{OH}^-][\text{H}^+] = 1.008 \times 10^{-14}$ olup, Hidroksil ve Hidrojen iyonlarının konsantrasyonu eşittir. Bu durumda; $[\text{OH}^-][\text{H}^+] = 1.004 \times 10^{-7}$ olur. O halde 10 milyon su molekülü yanında, 1 molekül su OH^- ve H^+ iyonlarına ayrılmıştır. H^+ konsantrasyonunun kologaritması pH değerini verir.

Sıcaklık: Sıcak sular çeşitli şekillerde kazandıkları sıcaklıklarına göre sınıflandırılırlar. Sıcak Su tanımı, kaynak bölgesinin yıllık sıcaklık ortalaması ile ilgilidir. Araştırmacıların çoğu, bölgenin yıllık sıcaklık ortalamasından $6\text{ }^\circ\text{C}$ daha sıcak olan yer altı sularını, sıcak su olarak tanımlarlar. AIH, Sıcak ve Mineralli Sular Komisyonun'ca, sıcaklığı $20\text{ }^\circ\text{C}$ 'den fazla sular "Sıcak Su" olarak tanımlanmaktadır.

Çizelge 4.10. Afyon jeotermal alanlarında açılan termal kuyuların kimyasal analiz sonuçları (mg/lt)

Kuyu No	T (°C)	pH	EC	K ⁺	Na ⁺	Ca ⁺	Mg ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻	Cl ⁻	Fe	Al	SiO ₂	B	As	Br	Referans
AF-1	63	7.2	6950	84.7	1369	120	12.77	1033	387	1850	0.55	0.023	90.4	5.54	2.9	0.4	MTA
R-260	94	7.5	4234	120	1940	186	5.40	1239	508	1945	0.40	0.020	105	9.0	2.2	0.2	Bu çalışma
AF-3	90	8.3	4950	110	1525	59.12	15	867	497	1780	0.10	0.02	88	11.9	2.0	0.3	MTA
AF-4	88	8.3	6950	124	1600	110	20	879	509	1918	0.10	0.01	107	9	1.9	0.2	MTA
AF-5	85	7.2	5500	100	1350	134	10	1130	434	1540	0.10	0.01	59	9	3.2	0.1	MTA
AF-6	90	8.0	6950	120	1560	165	12	1110	502	1907	0.40	0.01	95	8.6	2.8	0.2	MTA
AF-7	82	7.9	7000	128	1600	68	15	883	633	2021	0.50	0.02	111	9.4	1.5	0.0	MTA
AF-8	89	7.0	7000	124	1540	210	25	1348	495	1959	0.20	0.01	55	8.6	1.2	0.2	MTA
AF-9	82	6.99	4275	57.6	777.5	142.5	23.5	917.3	213	830	0.131	0.023	141.9	3.45	1.3	0.3	MTA
AF-10	90	7.7	6400	105	1440	95	42	665	496	1814	0.01	0.04	103	8.4	1.4	0.1	MTA
AF-11	84	7.65	5450	121	1778	128	12.45	1120	483	1900	0.52	0.023	129.2	7.94	3.5	0.5	Bu çalışma
AF-14	86	7.67	5750	120.9	1852	112.8	10.94	926	501	1989	0.066	0.069	126.2	7.79	4.0	0.5	Bu çalışma
AF-16	80	7.68	4550	111.8	1729.7	135.4	12.77	890.6	492	1930	0.098	0.032	131.7	7.53	3.2	0.5	Bu çalışma
AF-21	84	7.61	4790	119.8	1763.5	135.9	12.68	757.0	501	1910	0.178	0.024	128.0	7.75	3.5	0.6	Bu çalışma
AF-23	94	7.94	6400	120.0	1760.5	146.8	12.46	899.5	489	1879	0.064	0.034	128.1	7.82	3.6	0.5	Bu çalışma
ÖMER	50	6.80	3634	117.3	1200	234	38.5	1111	855.4	1177	0.050	0.030	94	7.60	2.2	0.2	Bu çalışma
GCK-1	42	6.3	3750	108.0	1301	163	19.3	1153	525	1505	0.040	0.033	86	8.2	2.6	0.1	Bu çalışma
GCK-2	41	6.7	3940	147	1541	157.6	24.5	1206	509	1784	0.052	0.045	90	6.9	3.5	0.2	Bu çalışma
GZL-1	63	7.45	-	80.2	940	53	15.3	2471	<10	225	2.2	0.02	36	12	-	-	H. Mutlu
GZL-2	64	7.05	-	88	1088	40	15.6	2934	15.4	157	<0.1	<0.02	164	14.8	-	-	H. Mutlu
AFS-1	71	6.49	1528	39	270	164	28	573	490	107	0.1	0.164	64	0.8	-	-	MTA
AFS-2	69	6.79	1494	38	265	162	28	567	484	105	0.1	0.1	64	0.8	-	-	MTA
HB-4	56	6.6	3570	69.1	587	115	220	1603	812	159	<0.1	<0.1	40	4.2	-	<0.1	MTA
HB-1A	56.3	6.7	3890	73.7	478	296	66.2	1539	757	179	<0.1	<0.1	40	3.3	-	<0.1	MTA

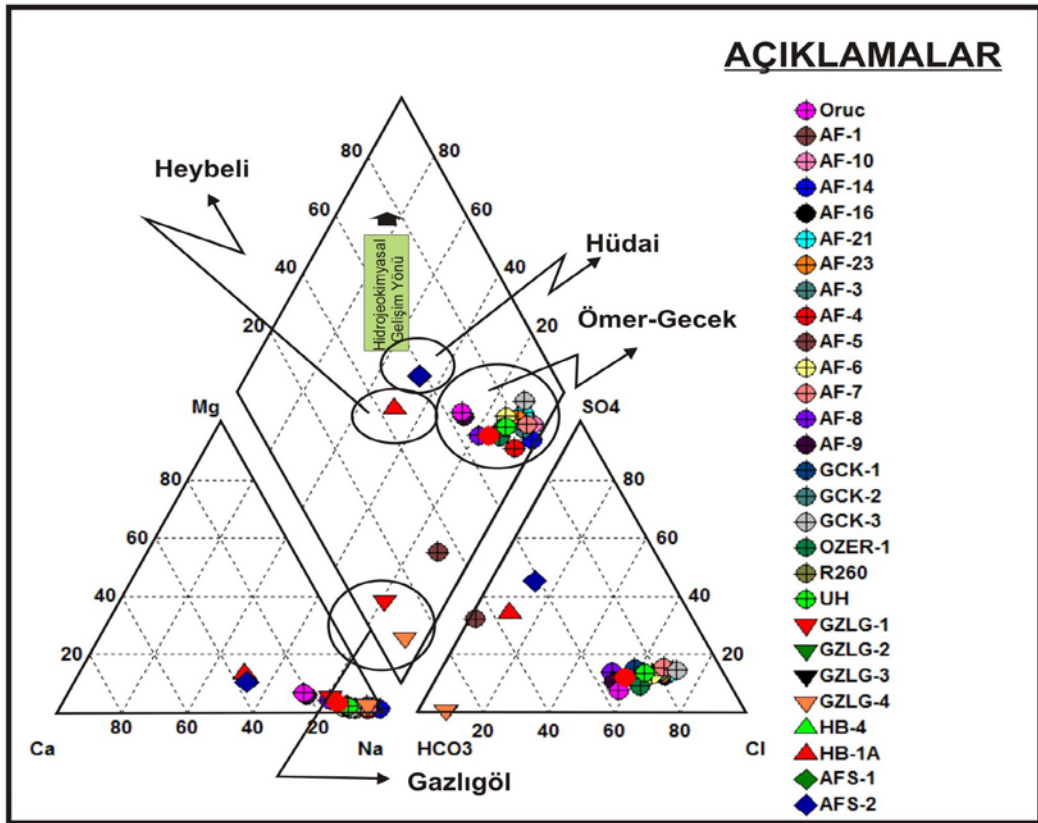
Schoeller(1962), diyagramının diğer bir ismi de yarı logaritmik diyagramdır. Bu diyagramda logaritmik ordinat eksenine litrede miliekivalen değerler, aritmetik apsis eksenine üzerine de eşit aralıklarla soldan sağa doğru ve iyonların sırası değiştirilmeden rCa , rMg , $rNa+rK$, rSO_4 , $rHCO_3+rCO_3$ değerleri işaretlenir. Aynı kağıt üzerinde, eşitli kaynağın farklı zamanlardaki tahlil sonuçları veya farklı kaynaklarla diğer su noktalarının tahlil sonuçları grafik şeklinde gösterilerek, birbirleri ile karşılaştırılır. Kökeni aynı olan suların grafiklerinde, iyonların miliekivalen değerlerini birleştiren doğrular üstelenir veya yakın paralel geçer. Yakın paralel geçmesi, aynı akiferde dolaşan suyun iyonlarca eşitli miktarda zenginleşmemesi sonucudur. Yeraltı suyunun iyonlarca zenginleşmesi, suyun kat ettiği yolun uzunluğuna, katedilen formasyonun cinsine, suyun içinde olduğu kayaçlarla temas süresine, temas yüzeyinin genişliğine, kayaçların gözenek ve çatlaklarının genişliğine bağlıdır. Bu nedenle yer altı suyu, akımı yönünde iyonlarca zenginleşir. Akiferlerin beslenme bölgesinden, boşalma bölgesine doğru yer altı suyundaki iyon konsantrasyonunun artması böyle gerçekleşir (Şahinci, 1985).



Şekil 4.55. İnceleme alanı ve civarındaki termal sulara ait Scholler (1962) diyagramı

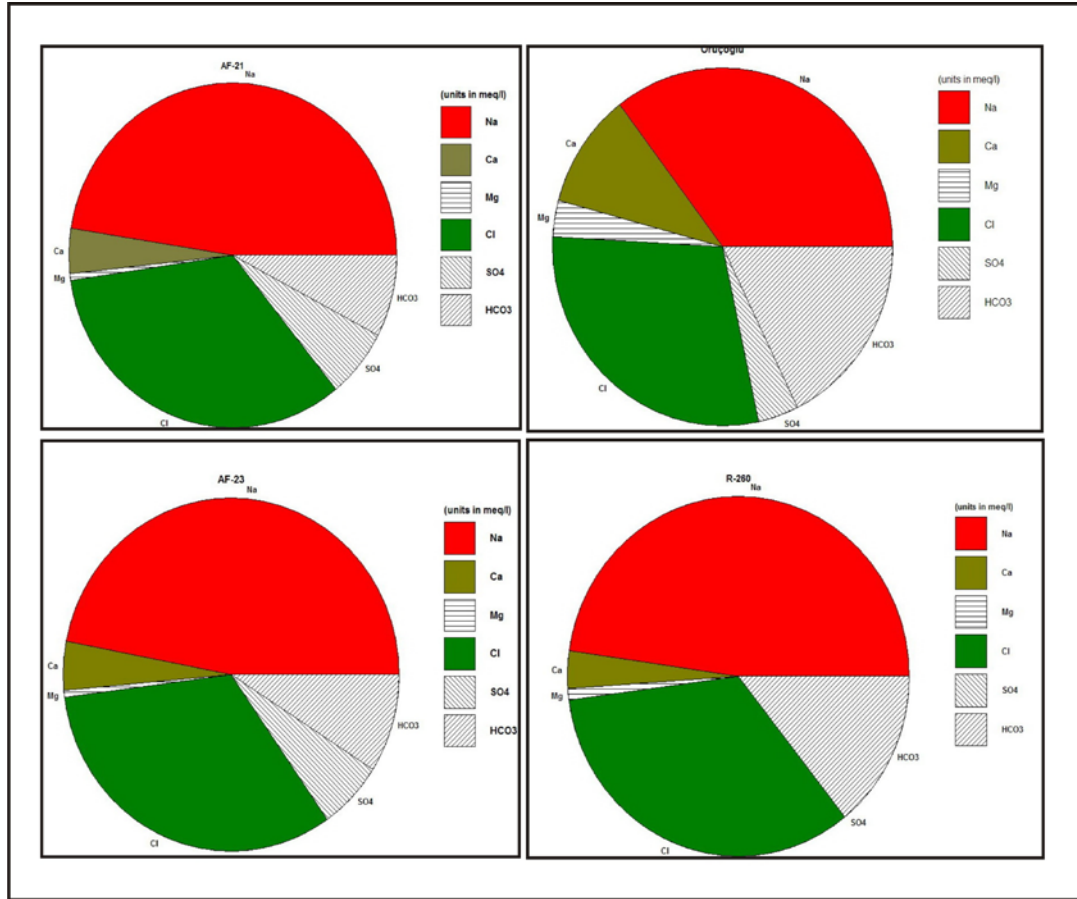
Bu çalışmada diyagrama bakılacak olursa termal kökenli suların Na-Cl-HCO₃ sular olduğu görülmektedir. Yani katyonlar arasında Na+K>Ca>Mg şeklinde anyonlar arasında ise, HCO₃>Cl>SO₄ şeklinde bir sıralama olduğu kolayca görülür. Soğuk su karışımının olduğu (AF-9) kuyusunda Ca⁺ değerinde artışlar görülmektedir.

İnceleme alanındaki termal kökenli suların kimyasal analiz sonuçları aynı zamanda Piper diyagramı ile değerlendirilmiştir. İyonların topluca tek bir diyagramda görüntüleme kolaylığı açısından sık kullanılan diyagramlardan biri olan Piper (üçgen), anyon ve katyonların (% meq/lt cinsinden) ayrı ayrı gösterildiği iki ayrı üçgenden ve tüm iyonların ortaklaşa gösterildiği bir dikdörtgenden oluşmaktadır. Üçgen diyagramlar suların fasiyes tiplerinin görülmesinde, dikdörtgen ise suların sınıflamasında ve karşılaştırılmasında kolaylık sağlamaktadır (şekil 4.56.).



Şekil 4.56. İnceleme alanı ve civarına ait termal suların Piper (1944) diyagramı

Piper diyagramı incelenirse suların genel olarak Na-Cl-HCO₃ kökenli sular olduğu bazı kuyular ise soğuk su karışımından dolayı karışmış sular bölümüne düştüğü görülmektedir. Şekil 4.57’de ‘de görüldüğü gibi Ömer-Gecek sahasında termal kuyuların büyük kısmı Na-Cl-HCO₃ tipinde iken, bazı kuyularda soğuk su karışımından dolayı karışmış sular bölümüne düştüğü görülmektedir. Afyon ovasında çok farklı kökenli suların olduğu görülür. Ömer-Gecek yöresi Na-Cl zengin sulardan oluşurken, Gazlıgöl yöresindeki mineralli sularda hakim iyonlar Na-HCO₃’dür. Derin dolaşimli suları karakteriz eden yüksek Na⁺ ve Cl⁻ değerleri çalışma sahası içinde geçerlidir. Çalışma alanındaki bazı suların iyon yönünden farklılık göstermesinin nedeni bu suların akiferi dolaşım süresince farklı mineraller ile temas etmelerinden kaynaklanmaktadır.



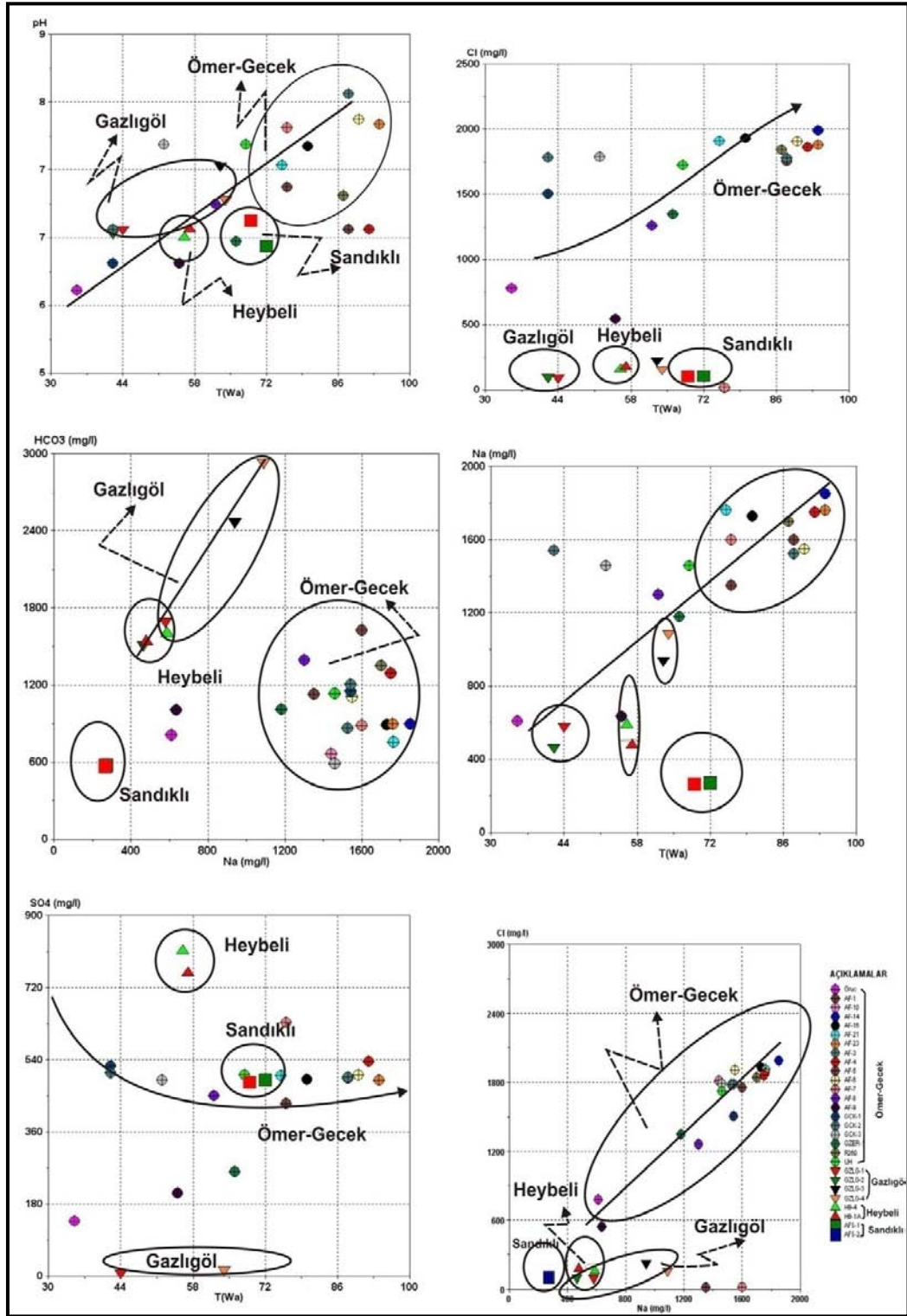
Şekil 4.57. Ömer-Gecek sahasında bulunan termal kuyuların pie diyagramları

Sahada bulunan kuyuların özellikleri Scatter diyagramında da incelenmiş, buna göre:

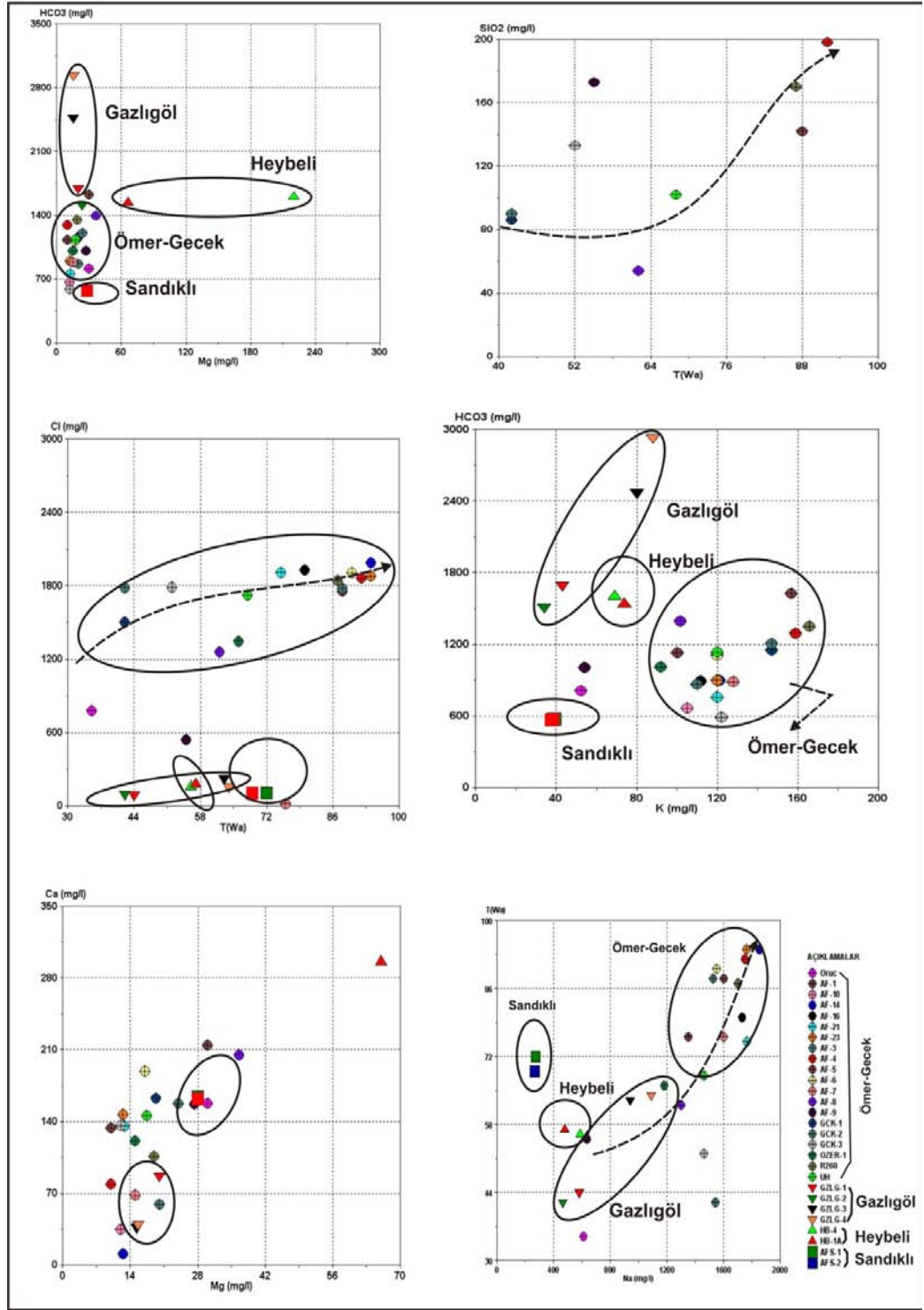
Na^+ sıcaklık değişim Na^+ içerikleri sıcaklık artışına bağlı olarak artar. Ömer-Gecek sahasında Na^+ iyonu artarken sıcaklık da düzenli olarak artar. Sahada sıcaklık 40°C ile 92 °C arasında değişim gösterir. K^+ sıcaklık artışına bağlı olarak düzenli olarak artmaktadır. Sıcaklık 92 °C civarında iken K^+ değeri 165 mg/l gibi yüksek değerler vermektedir.

Ca^{++} bakımından Ömer-Gecek sahasında farklı iki noktada kümeleşme görülür. Birinci kümeleşmede sıcaklık yüksek iken Ca^{+2} düşerken, diğer kümeleşme noktasında ise sıcaklık arttıkça Ca^{+2} yükselmektedir. Düşük sıcaklığa sahip ayrı hidrojeokimyasal özellik gösteren bir alanının var olabileceği ve termal sulara bazı noktalardan soğuk su karışımının yoğun olduğunu gösterir. Ca^{+2} oranının artması termal sulara soğuksu karışımı ile ilgilidir. Jeotermal sulara soğuksu karışımı arttıkça Ca^+ oranının arttığı söylenebilir. İnceleme alanı ve çevresinde yer alan termal sahalarının Na/Ca oranları karşılaştırıldığında Ömer-Gecek sahasının Na^+ iyonunca çok zengin olduğu diğer sahaların ise nispeten daha düşük Na^+ taşıdığı söylenebilir. Bu durum termal sahaların rezervuarlarının farklı kayçlardan oluşması ve kayaç-su etkileşimi ile ilgilidir. Ömer Gecek sahasında yüzeyleyen termal sular için hazırlanan Na ve Cl değişim diyagramında Na^+ ve Cl^- oranında düzenli olarak doğrusal bir artış görülmektedir. Cl^- sıcaklık değişim diyagramı incelendiğinde sıcaklık artışına bağlı olarak Cl^- değerinde belirgin bir artış gözlenir. Ömer-Gecek sahasında meteorik kökenli olan termal sular Cl^- bakımından zengin olması bu durum bu suların derin dolaşimli sular olduğunu gösterir.

HCO_3^- sıcaklık değişim grafiği incelenirse Ömer-Gecek sahasındaki suların HCO_3^- bakımından zengin olduğu gözlenir. Bunun sebebi termal suların rezervuar kaya olan mermerle fazlaca temasından olabilir. SO_4^{-2} sıcaklık değişim grafiği incelenirse termal suların SO_4^{-2} bakımından zengin olduğu fakat dağılımının kaba bir korelasyon sunduğu söylenebilir. Sıcak su çıkışlarına göre sıcaklık artışına bağlı olarak bazı örneklerde SO_4^{-2} bakımından azaldığı görülür.



Şekil 4.58. İnceleme alanı ve civarındaki termal alanların scatter diyagramları



Şekil 4.59. İnceleme alanı ve civarındaki termal alanların scatter diyagramları

Sodyum (Na^{+2}): Ömer-Gecek jeotermal sahasında Na^{+} iyonu yüksek değerler vermektedir. Değerler 775 mg/l ile 1940 mg/l arasında değişirken, eşik değer 1357 mg/l'dir. Sahada ki yüksek Na^{+} değerleri muhtemelen plajiyoklasın ayrışması sonucu oluşmuş olabilir. R-260 kuyusu için $\text{Na}^{+}/\text{K}^{+}$ oranı 16 mg/l değeri alırken bu kuyunun sıcaklığı 94 °C olarak ölçülmüştür. Buna karşın Gecek-1 kuyusunda $\text{Na}^{+}/\text{K}^{+}$ oranı 10.48 mg/l sıcaklık ise 42 °C olarak ölçülmesi bu kuyuya soğuksu karışımını ifade eder. Buna karşın düşük $\text{Na}^{+}/\text{K}^{+}$ oranı yüzeye hızlı ulaşan suları belirtir. $\text{Na}^{+}/\text{K}^{+}$ oranının yüksek olması yanal akışın yüzeye yakın reaksiyonların varlığını ve jeotermal iletkenin soğuma göstergesi olarak kullanılmaktadır.

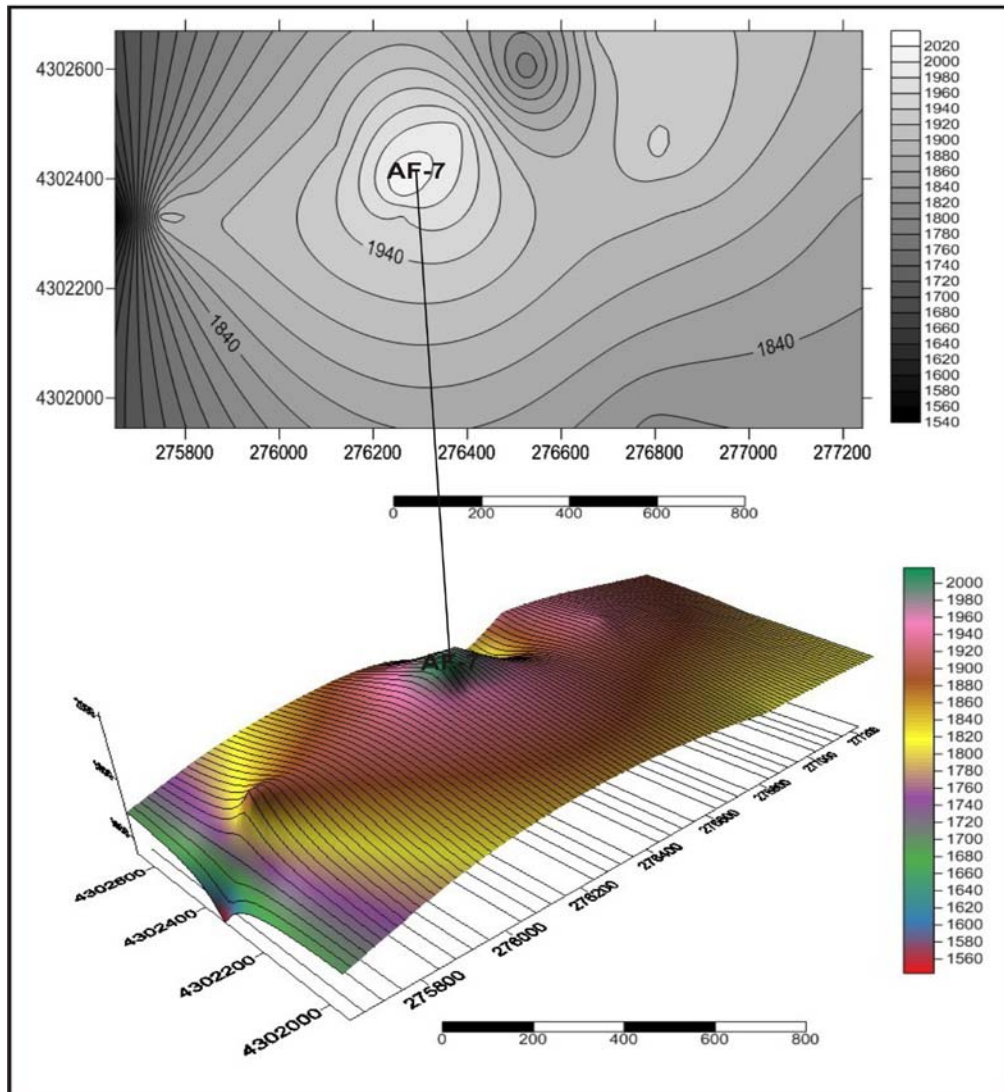
Potasyum (K^{+}): Sahada K^{+} değeri 5.7-147 mg/l arasında, eşik değer ise 102 mg/l'dir . Sodyum termal sahalar için ana katyon iken K^{+} jeotermal akışkan için majör katyondur. Termal alanlarda Na^{+} ve K^{+} konsantrasyonu mineral-akışkan dengesine bağlı olarak sıcaklık ile kontrol edilir.

Magnezyum (Mg^{+2}): İnceleme alanında Mg^{+2} değerleri 5,4 mg/l ile 47 mg/l arasında değişim gösterir. Eşik değer 18.1 mg/l'dir. Sahadaki Mg^{+} termal suyun Oyuklutepe mermerleri ile etkileşiminden kaynaklanmaktadır. AF-9 kuyusunda Mg^{+2} değeri 51 mg/l iken, AF-1 ile R-260 kuyularında bu değer 5,4 mg/l civarındadır. Mg^{+2} genellikle soğuksularla ilgili olduğu için, AF-9 kuyusuna soğuk su girişiminin olduğu yüksek Mg^{+2} değerinden de anlaşılmaktadır.

Kalsiyum (Ca^{+2}): Ömer-Gecek jeotermal sahasında en yüksek Ca^{+2} değeri 210 mg/l ile AF-8 kuyusunda, en düşük değer 68 mg/l ile AF-7 kuyusunda ölçülürken eşik değer 139 mg/l'dir. Termal kuyularda Ca^{+2} yükselmesi kalsit, dolomit gibi kayaçlarla etkileşimden kaynaklanmaktadır. AF-7 kuyusundaki yüksek Ca^{+2} değeri rezervuar kayanın mermer olmasının yanında hatalı teçhiz dolayısı ile soğuk su girişinden kaynaklanmaktadır.

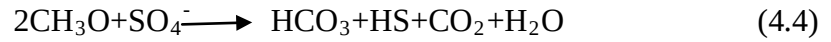
Bor (B^{+3}): İnceleme alanındaki bütün jeotermal kuyularda B^{+3} görülmekte olup, değerler (4.925–11.90 mg/l) arasında değişmektedir. Bor yüksekliği Kırka bor yataklarına yakın olması ile açıklanabilir. Eşik değer 8,6 mg /l civarındadır.

Klor (Cl⁻): Sahada Cl⁻ değeri oldukça yüksek olup, 830-1989 mg/l't'e kadar yükselmektedir. Eşik değeri 1409 mg/l'te bilinmektedir. Jeotermal kaynaklarda yüksek klor konsantrasyonları doğrudan derin bir rezervuar kayaçtan beslenmeye işaret eder (Nicholson. 1993). Sıcak veya kaynayan sulardaki düşük Cl⁻ seviyeleri, yeraltı suyu seyrelmelerini yansıtır. Cl⁻ içeriğinin artması deniz suyu ile ilişkiyi gösterir. Ömer-Gecek sahasındaki suların Na-Cl tipli olduğu ve yüksek Cl⁻ içeriğinden dolayı derin dolaşım sular olarak sınıflandırılmıştır (Şekil 4.60.).



Şekil 4.60. Ömer-Gecek sahasına ait termal kuyuların eş klor haritası

Sülfat (SO₄²⁻): Sülfat derişimide termal sahalar için iyi bir belirteçdir. Sahada sülfat değerleri 213-885 mg/l'te, eşik değeri 534 mg/l'tir. Sıcak akışkanlardaki sülfatın büyük bir kısmı jips ve anhidritten ileri gelmektedir. Fakat çalışma sahasında jips ve anhidrit olamadığına göre, buradaki sülfatın Afyon Volkanitleri içindeki piritin oksidasyonu ile oluşan demir sülfattan, magnezyum ve sodyum sülfattan gelebilir. Derin kökenli jeotermal akışkanlarda SO₄²⁻ konsantrasyonu genellikle düşüktür. (<50 mg/kg), ancak hidrojen sülfürün (HS⁻) oksidasyonu ile SO₄²⁻ konsantrasyonu artar (Nicholson, 1993). Cl⁻ konsantrasyonlarından büyük ya da yaklaşık eşit olan yüzey sularındaki yüksek SO₄²⁻ konsantrasyonu genellikle yüzeye yakın sular içinden buhar yoğunlaşmasının varlığını göster. Bunun yanında düşük SO₄²⁻ derişimlerinde HCO₃⁻'ün diğeri bir kaynağının bakterisel sülfat indirgenmesi olabilir (Mutlu, 1997). Bu tür indirgenmeler aşağıda verilen reaksiyonla kontrol edilmektedir (Berner, 1971):



Bu yüzden sülfat indirgenmesi doğal sularda beklenmedik şekilde düşük SO₄²⁻ derişimlerine sebep olabilmektedir.

Silisyum (SiO₂): Çalışma sahasında 55 mg/l'te ile 142 mg/l'te arasında silis derişimi hesap edilmiştir. Eşik değeri 99 mg/l'te olan sahada, Kuvars gibi kristal haldeki silisyumun çözünürlüğü normal yeraltı suları sıcaklığında oldukça düşük jeotermal sularda ise yüksektir (Truesdell, 1984). Örneğin 94°C sıcaklığa sahip olan AF-23 kuyusunda silis 128 mg/l'te iken sıcaklığın daha düşük olduğu Gazlıgöl sahasında 36 mg/l'te kadar düşmüştür.

Sıcaklık (T °C): Ömer-Gecek sahasında sıcaklık değerleri 50-94°C arasında değişmektedir. Sıcaklık değerleri sahanın D-GD tarafında düşmektedir. Bunun yanında hatalı kuyu açılması da sıcaklık değerlerini düşürmüştür.

pH: Ömer-Gecek sahasında pH değerleri 6.99 ile 8.3 arasında değişmektedir. AF-3 ve AF-4 kuyusu pH değeri 8.3 ile bazik özellik gösterirken, AF-9 dokuz kuyusu pH 6.99 olarak asitik özellik taşır.

EC (Elektrik İletkenlik): Sahanın elektrik iletkenlik değerleri 7000 ile 4234 arasında değişmektedir. EC değerindeki düşmeler soğuk su seyreltmesi ile ilgili olup, ova tarafından soğuk su karışımı olan kuyularda düşük değerler ölçülmüştür.

4.5.3. Doygunluk indeksleri

Bir çözeltinin herhangi bir minerale doymunluk durumu, doymun olmayan ($DI = \log(K_{IAP}/K_T) < 0$), doymun ($DI = 0$) ve aşırı doymun ($DI > 0$) çözelti olarak sınıflandırılabilir. Mineral doymunluk indekslerinin hesaplanması suların üretim ve iletim aşamasında olası çökellerin önceden tahmin edilmesi üretim ve malzeme kaybı olmadan önce alınabilecek önlemler açısından önemlidir. Bu çalışmada yukarıda anlatılan ilke ve hesaplamalar doğrultusunda kimyasal türleştirme ve mineral doymunluk hesaplamaları yapılmış olup, her bir su noktasına ait hidrojeokimyasal hesaplamalar ve mineral doymunluk değerleri PhreeqC (Parkhurst ve Alpel, 1999) programı yardımıyla hesaplanmıştır. Pozitif (+) doymunluk indeksleri çöktürücü, negatif (-) doymunluk indeksleri çözündürücü özelliğe karşılık gelir. CO_2 kısmi basıncında atmosfer kısmi basıncından ($10^{-3.5}$ atm) daha yüksek olması durumunda su çöktürücü ve gaz çıkartıcı olarak özelliğe sahip olarak yorumlanabilir. Yapılan mineral doymunluk hesaplamalarına göre (Çizelge 4.12.), kalsit, aragonit, kısmen dolomit, ikincil olarak kuvars çoğunlukla pozitif (yani doymunluk üstü) değerler vermektedir. Jips ve anhidrit gibi mineraller ise çoğunlukla negatif (yani doymunluk altı) değerler vermektedir. Saha gözlemleri ve mineral doymunluk hesaplamaları bir bütün olarak değerlendirilirse en çok çökebilecek kabuklaşma türünün kalsit, aragonit ve kısmen dolomit gibi karbonat mineraller olduğu; ikinci olarak kuvars, kalsedon ve amorf silis gibi bazı silisli ve sülfatlı minerallerin (anhidrit, sölestin ve barit) de kısmen çökebilme riski taşıdığı söylenebilir. Bu örneklerde de görüldüğü gibi termal kökenli sular genellikle kalsit ve kuvarsa doymundur. Bu durum termal suların rezervuar kayaç olan mermer ile

uzun süre temas halinde olduğunu göstermektedir. İnceleme alanında gözlenen silisleşme olayı da kuvarsa doygunluğu arttırmıştır.

Çizelge 4.11. Çalışma sahasındaki bazı kuyuların doygunluk indeksleri

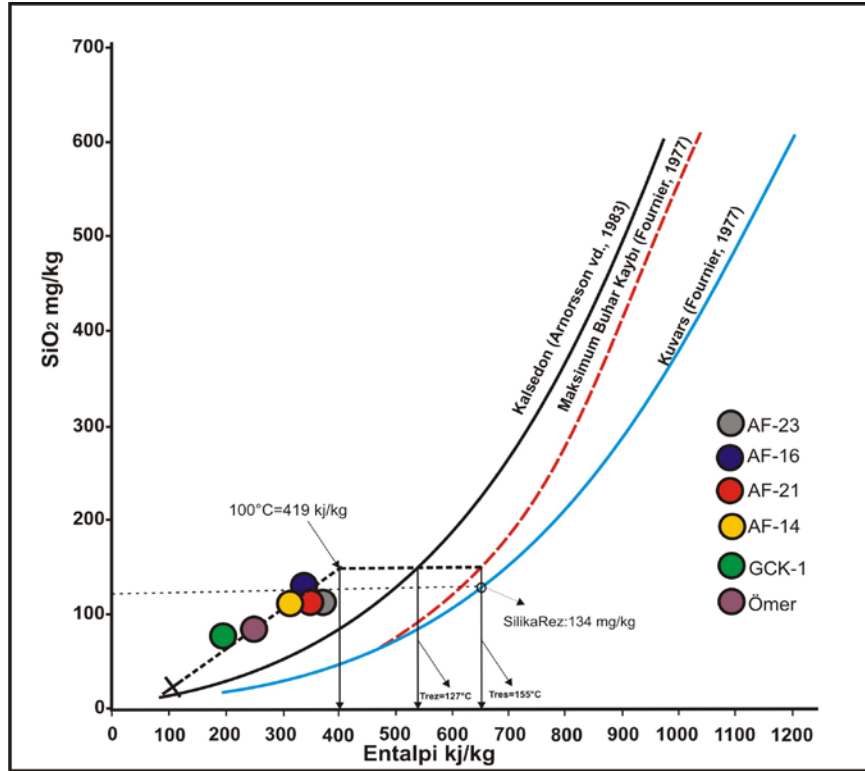
Kuyu Adı	Log PCO ₂	Kalsit	Dolomit	Jips	Kuvars
Akarçay Gecek	-2,8	0,49	-0,61	-1,83	0,412
Demirçevre (48514)	-1,2	-1,06	-2,98	-2,43	-
DSİ tesisleri	-1,5	0,26	-0,1	-1,61	-
Sadıkbey	-1,0	-0,77	-2,31	-2,22	
Ömer-AF-7	-1,7	0,91	0,96	-1,49	0,652
AF-9	-0,2	-0,23	-1,4	-1,37	0,536
Oruçoğlu Özel	-0,1	-0,59	-2,09	-1,46	0,342
ÖZERLER	-0,6	-0,07	-1,19	-1,4	0,127
AF-16	-0,4	-0,136	-1,34	-0,35	0,210
AF-23	-0,35	-0,009	-0,51	-0,96	0,400
AF-14	-1,5	0,71	0,45	-0,71	0,275

4.5.4. Karışım modelleri

Jeotermal alanlarda yapılan sondajlardan jeotermal suların soğuk sulardan daha derinde olduğunu göstermektedir (Arnorsson, 2000). Jeotermal sistemlerde yüzeye erişen sıcak suyun izlediği yol boyunca soğuk sularla karışıp, soğuması sahip olduğu su kimyasını değiştirmektedir. Jeotermometre hesaplamaları ile karışım suyunun tahmine dayalı rezervuar sıcaklıkları belirlemekte iken, karışım modellerinin oluşturulması ile bu suların karışım öncesi sıcak bileşeninin rezervuar sıcaklığı hesaplamakta ve karışım sonucunda değişime uğrayan suyun özelliklerinden sıcak-soğuk su karışım oranları belirlenmektedir. İnceleme alanında entalpi-silika, entalpi-klorür karışım modeli uygulanmıştır.

4.5.4.1. Entalpi-silika karışım modeli

Entalpi-silika karışım modeli, Truesdell ve Fournier (1977) tarafından geliştirilen ve karışıma ya da seyrelmeye uğramış jeotermal suların rezervuar sıcaklıklarını ve rezervuar koşullarındaki silika derişimlerini tahmin etmek için kullanılan yararlı bir tekniktir. Şekil 4.61’da çözünürlük eğrilerini çizmek için silika minerallerinden kalsedona ait veriler Arnorsson vd., (1983)’den, kuvarsa ait termodinamik veriler Fournier (1977)’den alınmıştır. Bu şekil incelenirse silika derişimlerine (mg/kg) karşılık entalpi değerlerine (kJ/kg) bağlı olarak yerleştirilmiştir.

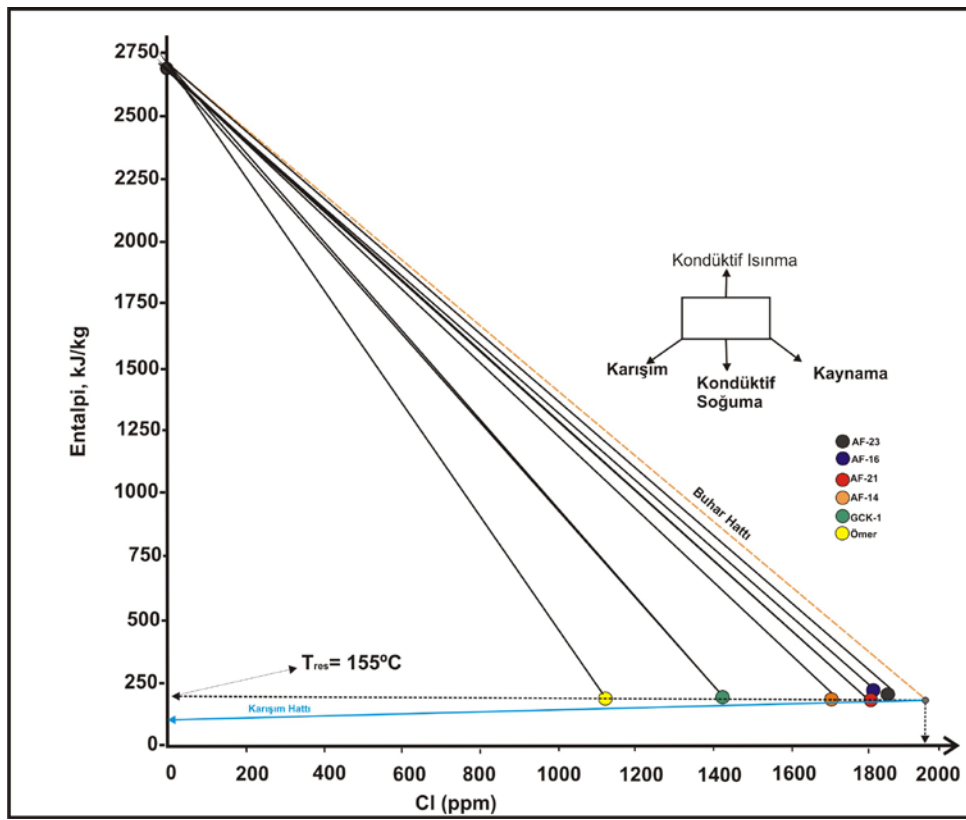


Şekil 4.61. Ömer-Gecek sahasına ait silika-entalpi modeli

Ömer-Gecek sahası için silika jeotermometreleriyle hesaplanan sıcaklık aralıklarına benzer olarak bu doğrunun kalsedon çözünürlük eğisini kestiği nokta 127 °C (530 KJ/kg) değerinde bir rezervuar sıcaklığı önerirken, kuvars çözünürlük eğrisinin kestiği nokta ise 155 °C (650 KJ/kg) değerinde bir rezervuar sıcaklığı önermektedir. Bu değerler diğer jeotermometreler ile uyumludur.

4.5.4.2. Entalpi-klor karışım modeli

Truesdell ve Fournier (1975) ile Fournier (1977) tarafından geliştirilen entalpi-klorür karışım modeli, özellikle bir jeotermal sahanın hidrojeolojik özelliklerini ve yeraltındaki rezervuarla yüzey arasındaki fiziksel prosesleri yorumlamakta kullanılan çok önemli ve etkili bir karışım modelidir. Bu modelde, klorür derişimlerinin kullanılmasının başlıca nedeni, Cl iyonunun diğer iyonlarla en az tepkimeye girme eğilimde olmasıdır (Şekil 4.62.).



Şekil 4.62. Ömer-Gecek sahası klor-entalpi karışım modeli (Fournier (1977))

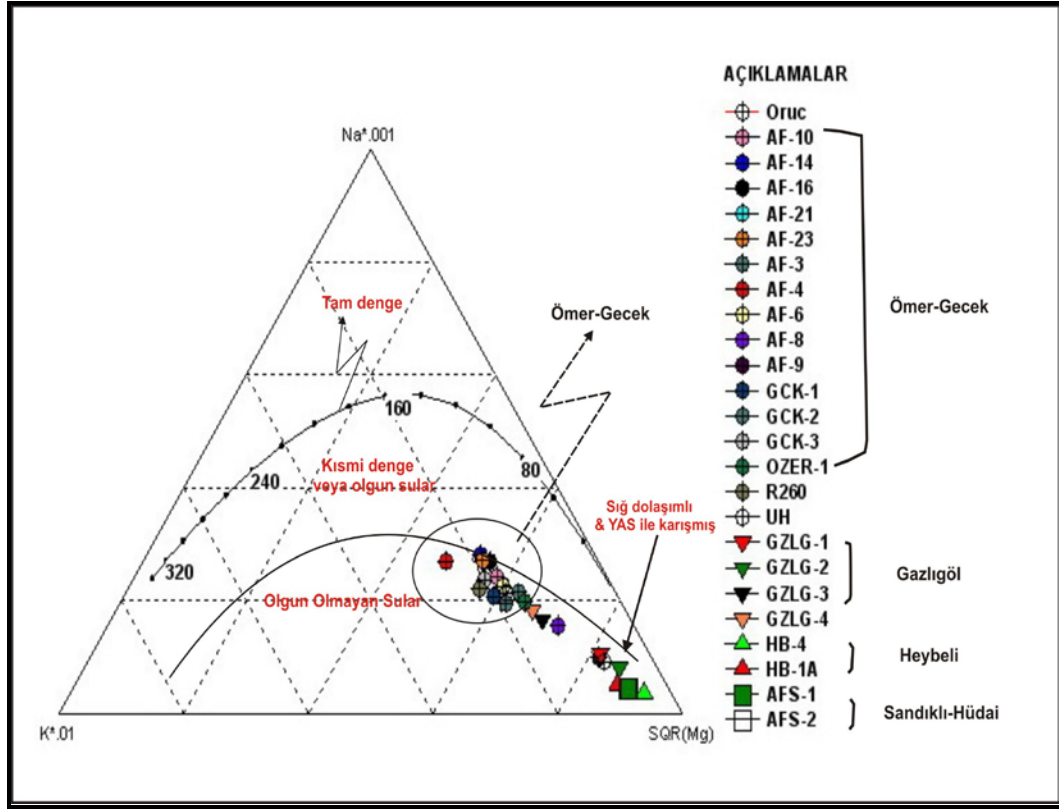
Ömer-Gecek sahasına ait klor-entalpi karışım modeline göre inceleme alanında yüksek klor tuzluluğu göstermektedir. Sahadaki bazı suların karışım hattı altında kalması, bu kuyuların soğuk sularla karıştığının göstergesidir. Bulunan rezervuar sıcaklıkları diğer jeotermetrelerle uyumludur. Yüksek klor içeriği derin dolaşımli sular olarak tanımlanabilir.

4.5.5. Na-K-Mg jeotermometresi

Günümüzde jeotermal alanlarda yapılan çalışmalarda yüzey jeokimyası yanında rezervuar sıcaklığını tayin için Na^{+2} , K^{+} , Mg^{+2} ve Ca^{+2} jeotermometreleri kullanılmaktadır (Truesdell, 1977; Fourneir, 1979 ; Giggenbach 1988). Jeotermal sistemlerin çoğunda rezervuar sıcaklığını belirlemek için özellikle 180°C 'nin üzerinde bulunan jeotermal sularda $\text{Na}^{+}/\text{K}^{+}$ oranı jeotermal çalışmalarda başarı ile kullanılmaktadır. Çalışmalarda $\text{Na}^{+}/\text{K}^{+}$ oranı sıcaklıkla ilişkisini belirtir. Albit ve K-Feldspat arasındaki değişim ile $\text{Na}^{+}/\text{K}^{+}$ oranının sıcaklıkla azalması potasyumun daha derin ve sıcak seviyelerden daha sığ seviyelere transferini yansıtmaktadır. Henley ve Ellis, 1983, Giggenbach, 1988) sıcak suların rezervuar sıcaklığının saptanması ve kayaç su denge durumunun belirlenmesi amacıyla Na^{+} , K^{+} , ve Ca^{+2} bileşenli diyagramlar ile jeokimyasal jeotermometre ilişkileri incelenmiştir. Giggenbach (1988), tarafından önerilen Na^{+} , K^{+} ve Mg^{+2} diyagramları Fornier (1990) tarafından yeniden düzenlenmiş, bu diyagramda kısmen olgunlaşmış sular ile olgunlaşmamış suları birbirinden ayıran eğri doyumluk indeksi (maturity index) olarak tanımlanmıştır.

Na-K jeotermometresi ve K-Mg jeotermometresi farklı sıcaklık verirler. K-Mg jeotermometresinden elde edilen değerler genellikle çok küçüktür. Bunun nedeni akışkanın asıl çıkış bölgesindeki sıcaklığın azalmasına K-Mg jeotermometrelerinin daha hızlı karşılık vermesi yani Mg iyon değişiminin hızla gerçekleşmesidir. Na-K-Mg jeotermometresi söz konusu iki jeotermometrenin $\text{Na}/1000\text{-K}/1000\text{-Mg}^{1/2}$ üçgen diyagram çözümüdür. Suların kökeni, dengeye ulaşp, ulaşmadıklarının kontrolü ve uygun jeotermometre seçiminde kullanılır. Burada jeotermal sular başlıca üç gruba ayrılmaktadır. (i) Na^{+} yönünden fakir su kayaç ilişkisinin dengede olmadığı kısmen olgunlaşmamış(non-equilibrated waters), (ii) Su kaya etkileşiminin kısmen dengede olduğu (partially equilibrated waters) karışmış sular. (iii) Na^{+} yönünden zengin ve su-kayaç etkileşiminin dengede olduğu (full equilibrated waters) dengelenmiş sular. Giggenbach, (1988) $\text{K}^{+2}/\text{Mg}^{+2}$ ve $\text{K}^{+}/\text{Na}^{+}$ jeotermometre eşitlikleri ile elde edilen eş sıcaklık değerlerinin kesişme noktalarının oluşturduğu eğri ile su kayaç ilişkisinin kısmen dengede olduğu alanlar birbirinden ayrılır. Ömer-Gecek sahasındaki

jeotermal sular olgun olmayan sular sınıfına girerken, Heybeli, Sandıklı-Hüda ve Gazlıgöl termal alanlarındaki sular sıg dolaşimli, yeraltısuyu ile karışmış sular sınıfına girmektedir (Şekil 4.63.).

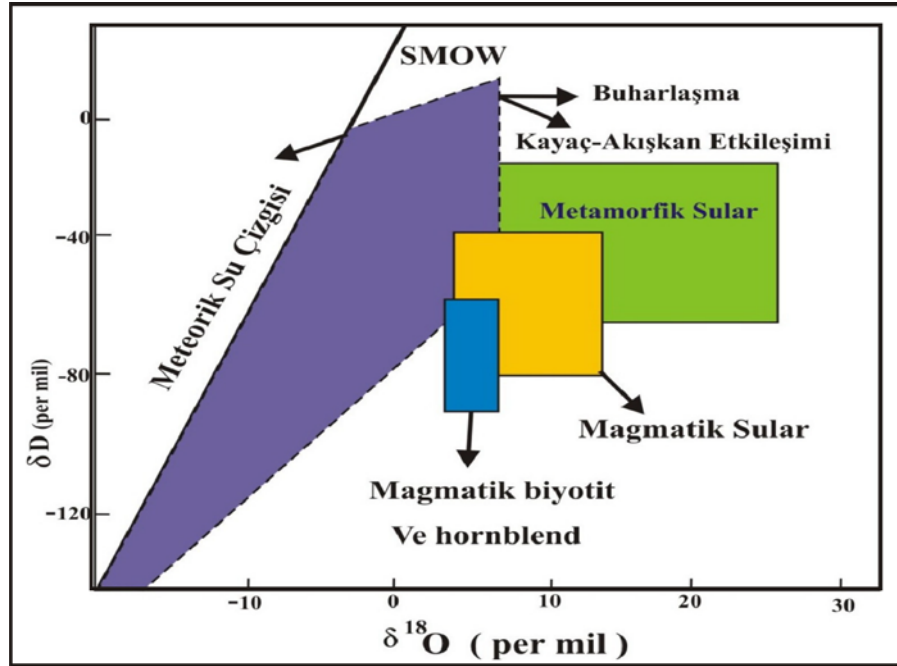


Şekil 4.63. Afyon ve çevresinde bulunan termal alanların Na-K-Mg diyagramı (Giggenbach, 1988)

Ömer-Gecek sahasındaki termal akışkanlar genellikle Na-Cl-HCO₃ tipinde sulardır. Yüksek Cl⁻ içerikleri sahadaki suların derin dolaşimli sular olduğunu ve suların yeraltında (rezervuarda) uzun süre geçirdiklerini işaret etmektedir. Sahadaki termal kuyulara uygulanan kimyasal (katyon+silika) jeotermometrelerden kalsedon, K-Mg, Na-K-Ca-Mg jeotermometreleri 155°C geçmeyecek şekilde birbirleri ile tutarlı sonuçlar ortaya koymuştur.

4.5.6. Ömer-Gecek jeotermal sahasında yapılan izotop çalışması

Jeotermal arama, geliştirme ve izleme çalışmalarında, akışkan kökenlerine ilişkin olarak, hidrolojik koşulları ve akışkan özelliğine etkiyen fiziko-kimyasal süreçleri irdilemede en çok kullanılan izotoplar, hidrojen ve oksijen elementlerinin duraylı izotoplarıdır. Hidrojen elementinin, doğada, 2 adet duraylı (^1H = Hidrojen ve ^2H = D = Döteryum) ve 1 adet radyoaktif (^3H = Trityum) izotopu mevcuttur. Bu izotoplardan, trityum radyoaktif izotopunun yarı-ömrü 12.43 yıldır. Oksijen elementinin doğal olarak bulunan duraylı izotopları ise ^{16}O , ^{17}O ve ^{18}O izotoplarıdır. Yapılan çalışmalar, doğal suların beş ana bileşene (kaynağa) sahip olduğunu göstermiştir. (i) Meteorik sular (yağışlar, akarsu ve göl gibi yüzey suları ve yeraltı suları), (ii) Deniz suyu, (iii) Derin kökenli fosil sular, (iv) Metamorfizma sürecinde salınan metamorfik sular, (v) Magmatik sular (Şekil 4.64.).



Şekil 4.64. Farklı su kaynaklarının izotop bileşimini ve fiziko-kimyasal süreçlerini su bileşimi üzerine etkilerini gösterir $\delta\text{D} - \delta^{18}\text{O}$ diyagramı

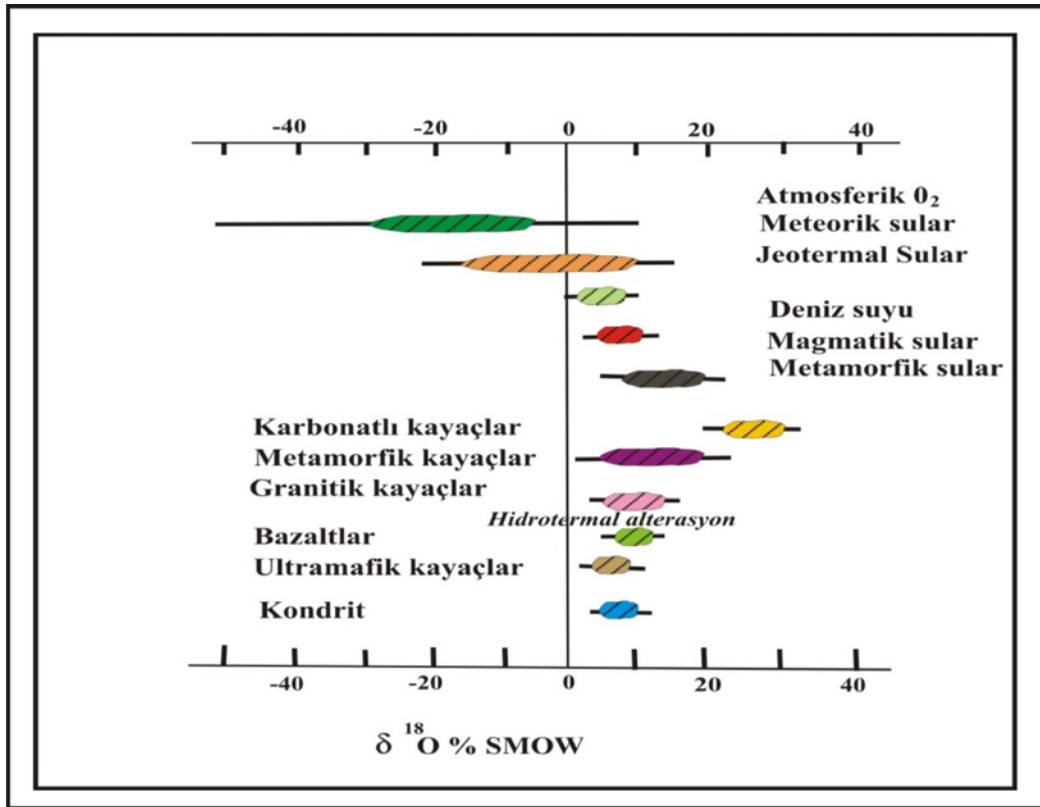
(Veri kaynakları: magmatik sular - Taylor, 1974; Sheppard, 1977; metamorfik sular - Taylor, 1974; Sheppard, 1981; fosil sular - Taylor, 1974; magmatik biyotit ve hornblend – Taylor, 1977).

Jeotermal sular tek bir kaynağa sahip olabileceği gibi farklı kaynaklardan türeyen suların bir karışımından da oluşabilirler. Nitekim uzun yıllar boyunca jeotermal suların magmatik kökenli veya meteorik+magmatik katkılı sular olduğu düşünülmüştür. Ancak meteorik ve magmatik suların karışımından oluşan jeotermal suların izotop bileşimlerinin, meteorik su çizgisinden magmatik sular alanına doğru uzanan yönelimler göstermesi beklenirken, pek çok jeotermal sahada suların meteorik su bileşimine yakın bileşimler verdiği (ancak $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin pozitif değerlere doğru sapma gösterdiği) gözlenmiştir. Bu nedenle, bugün çoğu jeotermal suların esas olarak meteorik kökenli olduğu ve derin dolaşımları sırasında jeotermal gradyan etkisi ile ısındıkları kabul edilmektedir. ^{18}O değerlerine sahip oluşu ise suların yeraltı dolaşımları sırasında yan kayaçlar ile etkileşimde bulunmasına bağlanmaktadır. Ağır izotoplar açısından zengin kayaçlar ile jeotermal akışkan arasındaki etkileşim sonucu akışkan ağır izotoplarca zenginleşmekte ve bileşimi pozitif $\delta^{18}\text{O}$ değerlerine doğru değişmektedir. Hidrojen ise kayaçların ana bileşenlerinden biri olmadığından (kayaçtaki hidrojen miktarı akışkan örneklerine oranla çok daha düşük olduğundan), kayaç-akışkan etkileşimi jeotermal suların δD değerleri üzerinde bir değişikliğe neden olmamaktadır.

Günümüzde jeotermal sistemlerde yapılan araştırmalarda nükleer tekniklerin vazgeçilmez bir araç haline gelmesi başlıca iki nedenden kaynaklanmaktadır. İzotop oranları sıcaklıktaki değişme su-kayaç ilişkisine, karışım ve buhar ayrışması gibi diğer fizikokimyasal süreçlere karşı oldukça hassasdır. İzotoplar suyun kökeninin ve bölgesel akım yolunun belirlenmesinde izleyici olarak kullanılabilir. ^{18}O ve ^2H duraylı izotoplar hidrolojik koşullar ve akışkanı etkileyen süreçlerin değerlendirilmesinde belirgin rol oynamaktadır. Öte yandan ^3H gibi radyoaktif izotoplar, yaş tayini ve jeotermal rezervuara güncel soğuksu karışımının belirlenmesi için kullanılmaktadır.

Geçmişde jeotermal sular kırık ve çatlaklar aracılığı ile yeryüzüne çıkan juvenil veya magmatik kökenli sular olarak kabul edilmekteydi. Ancak jeotermal sistemlerde izotop hidrolojisi çalışmaları bu suların büyük oranda meteorik kökenli sular olduğunu ortaya çıkarmıştır.

Oksijen yerkabuğunda en fazla raslanan elementtir. Şekil 4.65’de çeşitli su ve kayaç rezervuarlarında bulunan ^{18}O miktarı hakkında bilgi verilmektedir. Burada görüldüğü gibi ^{18}O genellikle kayaç rezervuarlarında fazlaca bulunmaktadır (Clark ve Fritz, 1997). ^{18}O tersine ^2H genelde minerla ve kayaçlardan çok sularda bulunmaktadır. Bu iki izotopun zıt yapısı, yüksek sıcaklık içeren sistemlerde suyun izotop değerlendirmesi açısından (Clark ve Fritz, 1997). Truesdall ve Hulston (1980), dünyadaki jeotermal sistemlerin bazılarında yeraltısuları ile termal sular arasındaki etkileşim çeşitli diyagramlarla açıklanmaktadır. Bu çalışmaya göre grafikte görülen meteorik doğrudan olan sapmalar, soğuk yeraltısuyunun magmatik veya jüvenil sularla karışımı sonucunda meydana gelmektedir. White (1974) magmatik suların izotopik bileşimi $^{18}\text{O}=6-9\%$ ve $^2\text{H}=(-40)-(-80)$ olarak belirlemiştir. Bu durumda karışım eğrisinin bu kompozisyona yaklaşımı beklenmektedir (Clark ve Fritz, 1997).



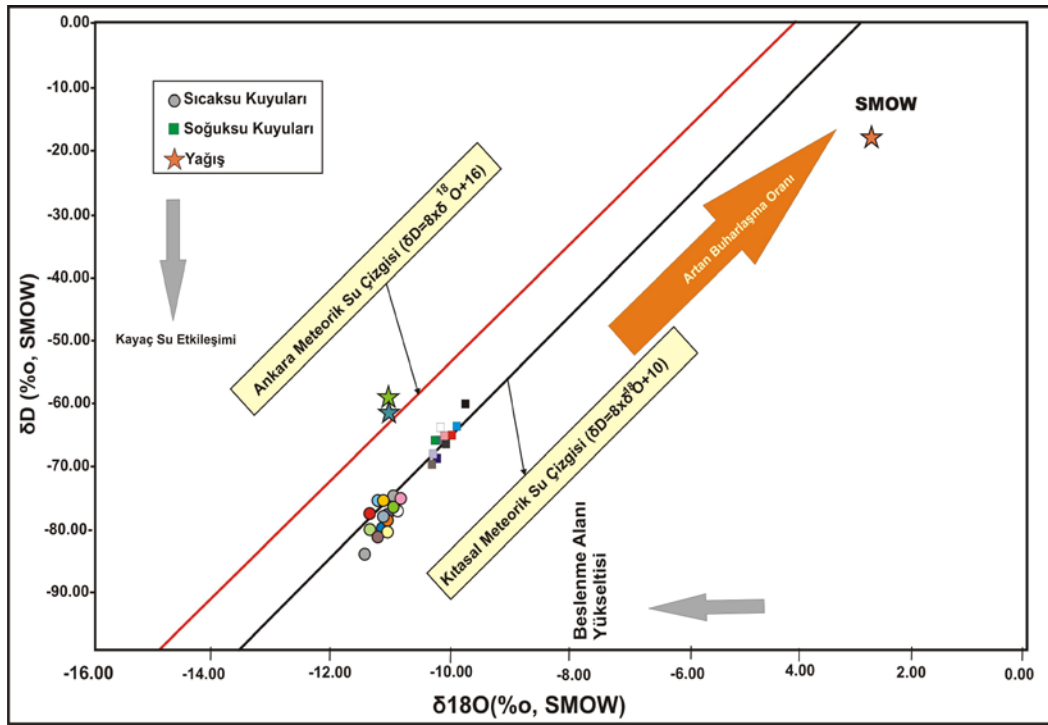
Şekil 4.65. Çeşitli kayaç ve su tiplerinin $\delta^{18}\text{O}$ içeriği (Clark and Fritz, 1997)

Çizelge 4.12. Ömer-Gecek jeotermal sahasına ait izotop analiz sonuçları

	Örnek No.	Örnekleme Tarihi	^{18}O	^2H	^3H	Referans
JEOTERMAL KUYULAR	AF-1	04.92	-10.30	-78.00	-	Şimşek, 1999
	R-260	03.04	-10.70	-78.00	2.3	Bu çalışmada
	AF-4	09.01	-10.80	-80.00		Tezcan vd. 2002
	AF-5	09.01	-10.70	-72.00		Tezcan vd. 200
	AF-6	04.92	-11.56	-83.65		Şimşek, 1999
	AF-7	07.99	-10.64	-73.66		Tezcan vd. 2002
	AF-8	09.01	-11.00	-79.00		Şimşek, 1999
	AF-9	07.99	-11.06	-71.27		Şimşek, 1999
	AF-10	08.92	-11.20	-83.00		Şimşek, 1999
	AF-11	03.04	-10.40	-78.00	2.6	Bu çalışmada
	AF-13	03.04	-10.90	-78.00	1.9	Bu çalışmada
	AF-15	03.04	-11.09	-83.5	2.2	Bu çalışmada
	AF-16	03.04	-11.50	-82.70	1.8	Bu çalışmada
	AF-17	03.04	-10.75	-84.50	2.5	Bu çalışmada
	AF-21	03.04	-11.00	-82.40	3.9	Bu çalışmada
	AF-22	03.04	-10.78	-83.90	1.9	Bu çalışmada
	AF-23	03.04	-11.56	-83.65	1.7	Bu çalışmada
	GECEK-1	04.92	-10.30	-72.00		Şimşek, 1999
	Uyuz H.	03.93	-10.90	-79.00		Şimşek, 1999
	Özerler	07.99	-11.07	-73.38		Tezcan vd. 2002
SOĞUKSU KUYULARI	Demirçevre-	07.99	-9.40	-67.40	-	Tezcan vd. 2002
	Demirçevre-	07.99	-9.20	-65.90	7.1	Bu çalışmada
	Demirçevre-	07.99	-9.53	-63.76	9.1	Bu çalışmada
	İscehisar-30082	07.99	-9.40	-73.29		Tezcan vd. 2002
	İsmailköy-41912	07.99	-8.20	-54.00	8.3	Bu çalışmada
	Oruçoğlu	07.99	-10.00	-73.32		Tezcan vd. 2002
	Ömer Soğuksu	07.99	-9.97	-66.00		Tezcan vd. 2002
	Gecek Soğuksu	07.99	-10.70	-73.00		Tezcan vd. 2002
	Ömer Soğuksu-2	07.99	-9.60	-60.00		Tezcan vd. 2002
YAGIŞ	Mart	03.99	-9.83	-65.60		Tezcan vd. 2002
	Mart	04.99	-10.62	-61.62	10.	Bu çalışmada
	Nisan	05.99	-7.40	-9.40		Tezcan vd. 2002
	Nisan	05.04	-2.72	-10.84	7.9	Bu çalışmada

4.5.6.1. Oksijen-18 (^{18}O)- döteryum(^2H) ilişkisi

Bu çalışma kapsamında oksijen-18, döteryum, trityum, izotopları kullanılması planlanmıştır. Oksijen-18, döteryum ve trityum analizleri DSİ-Teknik Araştırma ve Kalite Kontrol Dairesinde yaptırılmıştır. Örnekleme noktaları arasında en çok örnek kuyulardan alınmıştır. Kuyular dışında kaynak, çeşme, nehir, göl, sıcak su, yağmur ve kar örnekleri de toplanmıştır (Şekil 4.66.). Örnek noktalarının havza içinde ve çevresinde dağılımları Çizelge 4.13’de sunulmuştur.



Şekil 4.66. inceleme alanındaki farklı kökenli suların oksijen-18 döteryum değişim grafiği

Ömer-Gecek jeotermal sisteminde yapılan izotop çalışmaları sonucunda bu suların büyük oranda meteorik kökenli sular olduğu gerçeğini ortaya çıkarmıştır. Jeotermal suların izotopik bileşimi genellikle yerel meteorik sularla ilişkili olduğu halde grafiklerde meteorik suların bulunduğu doğru üzerinde yer almamaktadır. Bu durum yüksek sıcaklıklarda su ve kayacı oluşturan ^{18}O zengin mineraller arasındaki izotop değişim ile açıklanabilir.

Termal suların ^2H içeriğinde bir değişme görülmemektedir. Çünkü kayaç oluşturan minerallerde H'e az raslanmaktadır. Ömer-Gecek jeotermal sahasında yapılan izotop çalışmalarında, sıcak sulara ait örneklerin global meteorik yağış doğrusun sağında yer aldığı ve soğuk sulara göre daha negatif ^{18}O değeri aldığı görülmektedir. Meteorik kökenli olan sıcak sular, soğuk sulara göre daha yüksek kotlardan beslenmektedir ve yeraltında daha uzun dolaşım süresine sahiptir. Örneğin AF-22 ve AF-23 kuyusu daha yüksek kotlardan beslenmektedir. Buna bağlı olarak da ^{18}O içeriğinde yüksek sıcaklıktan kaynaklanan su kayaç etkileşimine bağlı olarak doğrusal bir artış gözlenmektedir.

4.5.6.2. Jeotermal sahanın beslenme yüksekliği

Meteorik suların herhangi bir yerdeki izotop değerinin enlem, boylam ve yüksekliğe bağlı olarak değiştiği göz önüne alındığında, su örneklerin izotopik değişiminden sistemin ortalama yüksekliği tahmin edilebilir. Mizutani (1988), tarafından geliştirilen ve bir jeotermal sahanın ortalama beslenme yüksekliğini veren bağıntı;

$$H=40*(\delta D_1- \delta D_2) \quad (4.5)$$

ile hesaplanabilir. Bu denklemde, δD_1 = meteorik suyun döteryum değeri, δD_2 = termal suyun döteryum değeri, H=Ortalama beslenme yüksekliği (m).

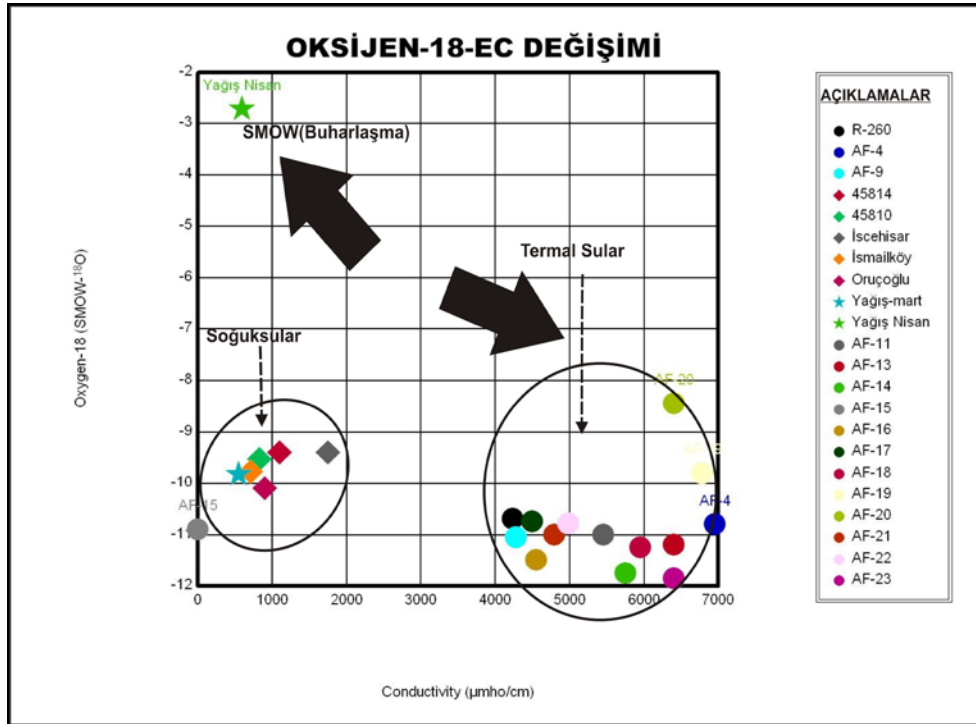
Çizelge 4.13. Ömer-Gecek sahası için ortalama beslenme yüksekliği

Örnek No	H (m)	H' (m)
AF-9	210	1225
AF-7	480	1490
AF-4	560	1572
AF-10	480	1495
AF-8	520	1550
Demirçevre	56	1066
Ömer-Soğuksu	40	1050

Çizelge 4.13’de bakıldığında termal kuyuların beslenme yüksekliği 1225 m ile 1572 metre arasında değişmektedir. Oysa soğuk sular deniz seviyesine göre 1050 ile 1066 m arasında değişmektedir. Termal kuyuların beslenme yükseklikleri, çalışma alanı dışında yüzeyleyen Çatkuyu kireçtaşlarına karşılık gelmektedir.

4.5.6.3. ^{18}O -EC ilişkisi

İnceleme alanında ^{18}O değerleri termal kuyular yüksek değerler alırken, soğuksularda bu değerler daha düşük sonuçlar vermektedir. Buna karşın EC (elektriksel iletkenlik) termal sularda $7000\mu\text{mho/cm}$ değerler alırken soğuk sularda bu değer $1000\mu\text{mho/cm}$ olarak ölçülmüştür. Yüksek EC değerleri derin dolaşımli termal suların uzun süreli kayaç-su etkileşimi ile ilgilidir. Sahada açılan termal kuyularda gözlenen kabuklaşma problemlerinin nedeni yüksek ^{18}O değerleri ile ilgilidir. Termal kuyulardaki yüksek ^{18}O değerlerinin buhar kaybı sürecinin artık sıvıya ağır oksijen atomunca zenginleştirdiği düşünülmektedir (Şekil 4.67.).

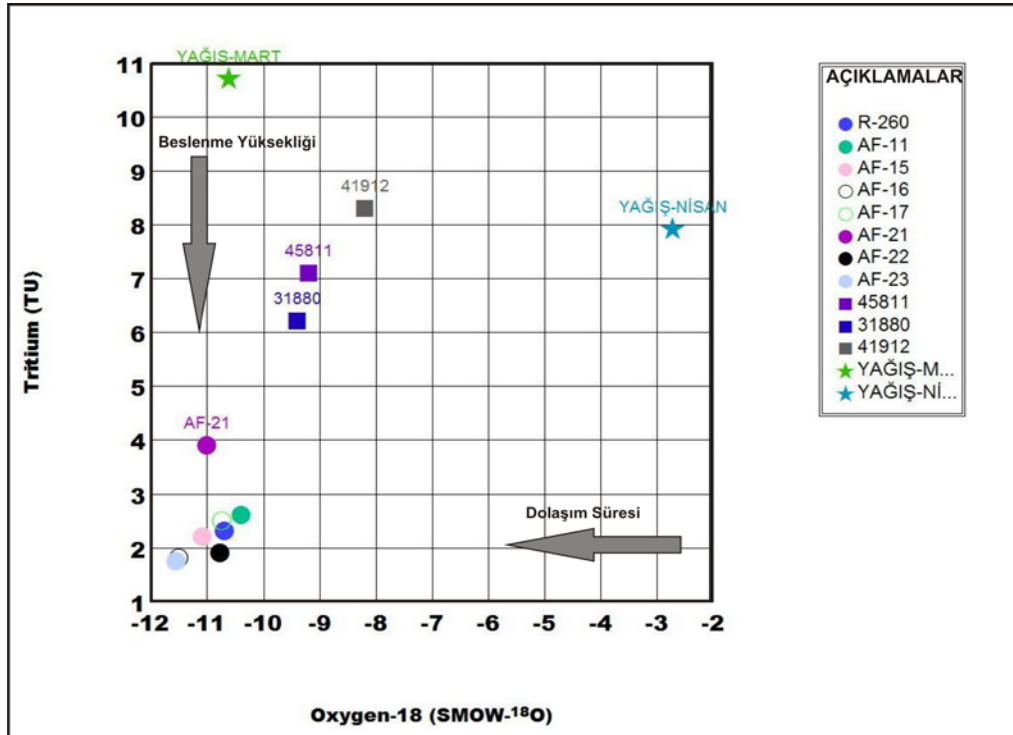


Şekil 4.67. İnceleme alanındaki farklı kökenli suların Oksijen-18-EC değişim grafiği

4.5.6.4. Oksijen-18 (^{18}O)-trityum (^3H) ilişkisi

Trityum hidrojeninin yarılanma ömrü kısa ve 12.43 olan yıl olan radyoaktif bir izotoptur (Clark ve Fritz, 1997). Kozmik radyasyonla hem doğal hemde yapay olarak üretilen tridyum hidrolik sisteme yağış ile girer ^{18}O - ^3H grafiği kaynak sularının beslenme yükseklikleri ile akifer içinde kalış süreleri arasındaki ilişkiyi yansıtır (Şekil 4.68).

Grafiğin düşey ekseni (^{18}O) boyunca 0 değerine yaklaştıkça beslenme alanı yükseltisi düşmekte, yatay ekseni (^3H), boyunca orijine yaklaştıkça akiferde kalış süresi artmaktadır. Buna göre sıcak sular yüksek kotlardan beslenirken, soğuksu kuyuları orta yükseklikteki kotlardan beslenmektedir. Bağlı geçiş süreleri açısından soğuksu kuyuları en genç sular, termal kuyular ise en yaşlı sular gurubuna girmektedir. Ömer-Gecek sahasında ^{18}O -Trityum arasındaki ilişkisi farklı kökenli sular arasındaki ilişkiyi yansıtmaktadır.



Şekil 4.68. Ömer-Gecek jeotermal sahasında Oksijen-18-Tridyum grafiği

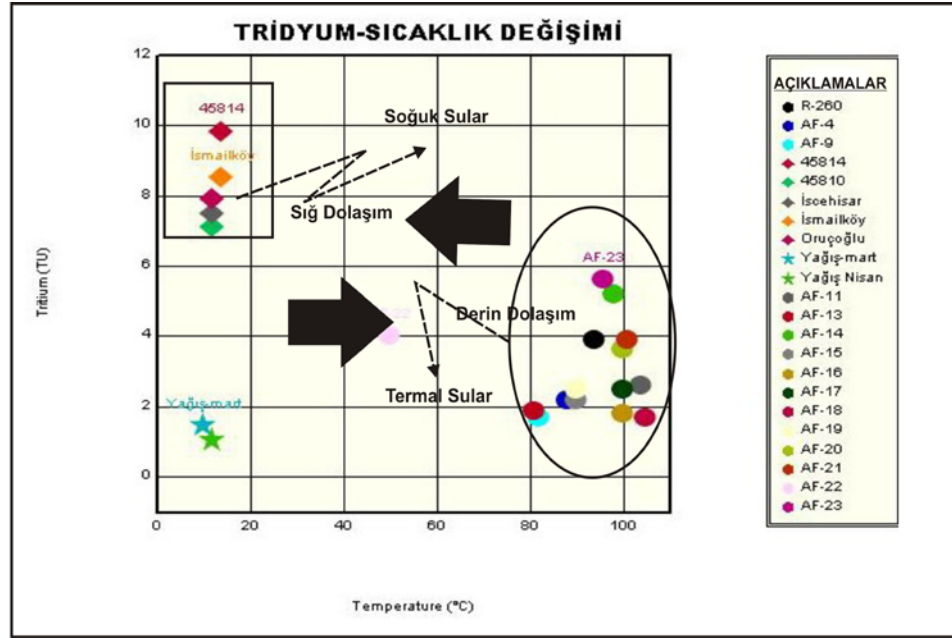
Sahadaki termal suların trityum değerleri 1-4 TU arasında değişirken, soğuk suların trityum değerleri 7-11 TU arasında değişmektedir. Clark ve Fritz (1997), kıtasal bölgelerde trityum içeriği 0.8-4 TU olan suların güncel ve eski suların karışımı olduğunu belirtmişlerdir. Bu değerler kaynakları, yeni yağışlar ile 1952 yılı nüklüer denemeler öncesi yağışların belli oranda karışımı ile beslendiğini göstermektedir. Buna göre Ömer-Gecek termal suları derin dolaşımllı, Soğuksular ise güncel sular yani düşük kotlardan beslenen genç sulardır.

4.5.6.5. Trityum-sıcaklık-EC ilişkisi

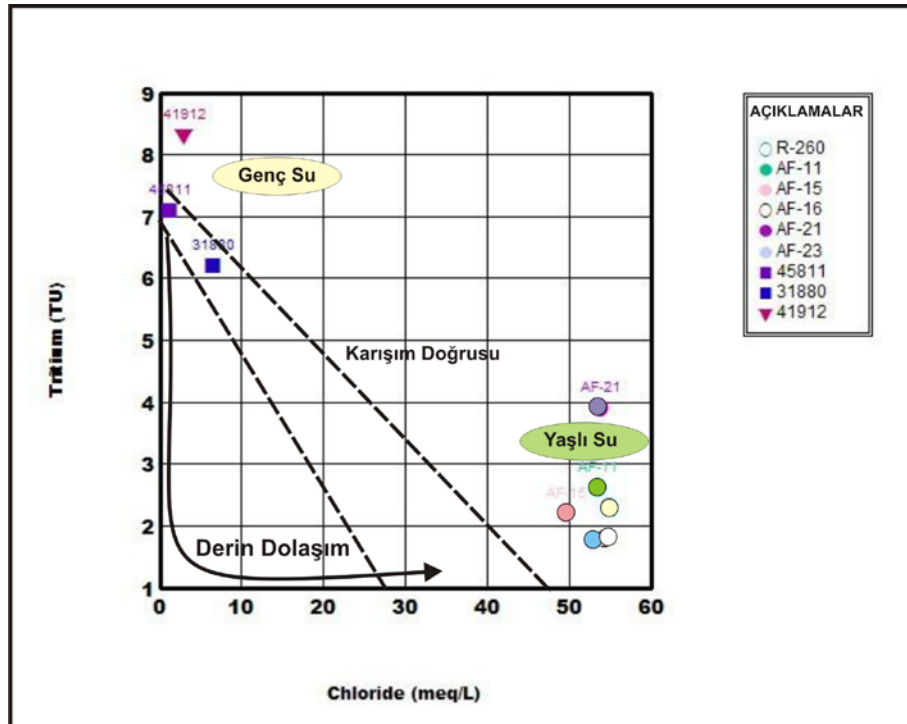
Trityum bozunmaya uğrayarak parçalanır, , bu özelliği ile sulardaki derişimi zamanla azalan trityum izotopu sıcak termal kuyularda düşük değerler alırken, soğuk sularda yüksek değerler de seyretmektedir. Yüksek sıcaklık derin dolaşımllı sulara karşılık gelirken, düşük sıcaklıklar sığ dolaşımllı sulardır. Aynı ilişkiyi Trityum-EC arasında da görmek mümkündür. EC yükseldikçe trityum değeri düşmektedir (Şekil 4.69.) . Yüksek tridyum düşük EC geçişsüresinin kısa, düşük trityum yüksek EC geçiş süresinin uzun olamsına işaret eder. Akiferle temas süresi arttıkça kayaç-su arasındaki etkileşimle iyon açığa çıkar.

4.5.6.6. Klor (Cl)-trityum (³H) ilişkisi

Klor-Trityum grafiğine göre bölgede üç ayrı dolaşım sistemi bulunmaktadır. Tatlı su kaynakları yüksek trityum ve düşük klor içerikleri bakımından bölgedeki ara yer altı suyu sistemini yansıtmaktadır. Düşük trityum içeriği kaynağın temsil ettiği akiferin göreceli olarak uzun süreli geçiş zamanına (termal sular), sahip yer altı suları ile beslendiğini, soğuk su kuyuları ise düşük klor, yüksek trityum içeriği bakımından genç sular grubuna düşmektedir (Şekil 4.70.).



Şekil 4.69. Ömer-Gecek jeotermal sisteminde yer alan sıcak su ve soğuk suların Oksijen-18- Sıcaklık içeriklerinin karşılaştırılması



Şekil 4.70. Ömer-Gecek jeotermal sisteminde yer alan sıcak su ve soğuk suların Tridyum(^3H)-Cl içeriklerinin karşılaştırılması

5. SONUÇ

Ömer-Gecek jeotermal sahası Batı Anadolu'da egemen olan genleşme (kabuk incilmesi ve graben oluşumu) ortamında oluşmuş, tektonik açıdan aktif bir bölgedir. Bölgenin jeotermal kapasitesi de bu gerçeği yansıtmaktadır. Önceki çalışmaların aksine, Doglioni vd., (2002)'de önerdikleri GB yönlü geri kaçış modeli ve Miyosen'den itibaren geçerli olan genleşme evreleri bütün Batı Anadolu'da olduğu gibi, Ömer-Gecek sahası içinde geçerlidir. Başlangıçta orojenik dönemde etkinliğini gösteren kalkalkali volkanizma, sıkışma rejimi etkisi altında volkanik ısı kaynaklı jeotermal sistemlerle kerekterize edilirken, bu sırada eski plütonlar derin sokulumlar şeklinde katmanlar arasına yerleşmiştir. Daha sonra KB-GD yönlü ana grabenleşmelere uygun küçük boyutlarda alkali volkanizma etkinliği hakimdir. Bu genleşme tektoniği süreci boyunca jeotermal ısı kaynağı zaman içinde aktif kıta içi volkanik ısı kaynaklı jeotermal sistemlerin yerini, kabuk incilmesi ve güncel jeotermal sistemler almıştır. Bu evrede oluşan volkanitlerin bir kısmı bazalt, bir kısmı ise trakit bileşimli olarak oluşmuştur. Bir kaç istisna dışında volkanitlerinin ise tamamı kalkalkalen ve yüksek potasyum içeriğine sahiptir. Ayrıca bu volkanitler dalma-batma zonuyla ilişkili olan volkanik kayalardır.

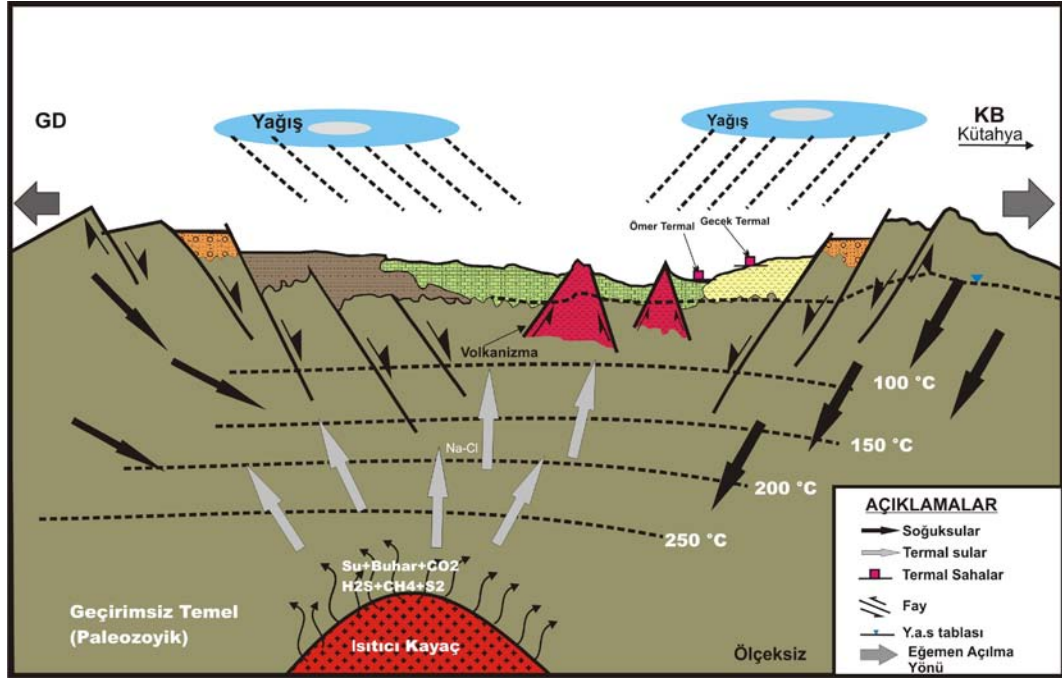
Ömer-Gecek sahasının ısı kaynağını katmanlar arasına sokulan plütonların oda ve odacıkları oluşturarak, oluşan sistemin rezervuarı Bayramgazi Metamorfikleri içindeki kalkışit ve kuvarsit şistlerin çatlaklı ve kırıklı seviyeleri ile Oyuklutepe mermerlerinin karstik boşluklarından ibarettir. Bayramgazi metamorfiklerinin killi şist seviyeleri geçirimsiz bariyer özelliği gösterirken, Ömer-Gecek formasyonunun killi-marnlı seviyeleri sisteme basınç kazandırmıştır.

Afyon Ömer-Gecek sularının kökeni meteoriktir. Çalışma sahasında Alaplı dere gibi akarsuların, termal suların rezervuarına olabilecek bir beslenme katkısı, ovada alüvyon kalınlığı 30 m olduğu için izotop hidrojeolojisi açısından mümkün değildir. Sahanın beslenme yüksekliği Bayramgazi metamorfikleri ve Oyuklutepe mermerlerine karşılık gelmektedir. Beslenme alanına düşen yağış K-KD istikametinde basamaklı faylar aracılığı ile yeraltına süzülerek magmadan direk veya indirek konvektif

akımlar vasıtası ile ısınarak tekrar yeryüzüne ulaşmaktadır. Manto kökenli olduğu düşünülen CO₂ gazının kökeninin ise denizel kireçteşi özellikli olması bunu desteklemektedir.

En çok bilinen hidrojeoloji kuralına göre, en üst kotlardaki sular en alt seviyelere kadar inebilmekte (örneğin 4000m veya daha derin) ve ısınarak tekrar yükselebilmektedir. Ömer-Gecek sisteminin modellenmesine göre ise; sıcaksuların beslenmesi yüksek kısımlarda yüzeyleyen Paleozoyik yaşlı Bayramgazi Metamorfikleri yada bu birimin örtülü olduğu kısımlarda ise örtü kayacın geçirimli kısımları aracılığı ile dolaylı olarak fay hatları boyunca gerçekleşmektedir. Dolayısı ile beslenme bölgesinde yer alan Paleozoyik yaşlı metamorfiklerin üzerine düşen yağış derin bir dolaşım yolunu takip ederek, kırık ve çatlaklar boyunca derinlere süzülme ve jeotermal gradyanın da etkisi ile bir miktar sıcaklık kazanmaktadır. MTA (1992) bu bölgede jeotermal gradyanın yaklaşık olarak 0,6–0,8°C /10 m. olduğunu bildirmiştir.

Derinlere inen meteorik kökenli suların magma odalarının ve plütonik sokulumlarından kaynaklanan ısı akısının da etkisi ile sıcaklığı artmaktadır. Sıcak volkaniklerden gelen CO₂, SO₂, HCl, H₂S, HB, HF ve He gibi magmatik uçucular da sıcak su rezervuarına ulaşmaktadırlar. Burada kayaçlar, gazlar ve sirkulasyonlu sular arasında dengelenme koşulları ayarlanmaktadır. Bu sular sıcak ve soğuk sular arasındaki yoğunluk farkından da kaynaklanan, basınç ve bölgede yer alan faylar aracılığı ile yükselerek yüzeye ulaşmaktadır. Yukarıya doğru yükselen sular daha çok CO₂, H₂S ve NaCl içermektedirler. Hidrotermal kökenli konveksiyon akımı ısınan sıcak suları düşük olan yoğunlukları nedeniyle yeryüzüne çıkmasını sağlamaktadır. Bu sıcak sular böylece tektonik zayıf zonlar üzerinden yeryüzüne gelerek kendilerini sıcak su kaynakları, su buharları ve sıcak gaz çıkışları olarak göstermektedirler (Şekil 5.1.).



Şekil 5.1. Ömer-Gecek jeotermal sisteminin kavramsal modeli

İnceleme alanında yer alan soğuk yeraltısuları düşük Na, Cl ve EC, yüksek Ca, HCO_3+CO_3 değerleri ile karakteristiktir. Piper diyagramına göre de soğuk yeraltı sularının CaCO_3 tipinde sular oldukları görülmektedir. Bu durum soğuksuların kireçtaşı tarafından beslendiğini göstermektedir. Fakat termal karışımdan etkilenen yeraltısuları ise etkilenme derecelerine bağlı olarak, Na-Cl 'ca zengin olan termal kökenli sulara doğru kaydıkları izlenmektedir. Hidrojeokimyasal değerlendirmeler termal su karışımının göstergesi olarak kullanılan Na+K, Cl, Li, B, sıcaklık elektriksel iletkenlik parametrelerinin alansal dağılımı soğuk yeraltısuyundaki kirlenmenin jeotermal alana yakınlık ile ilişkili olduğunu gösterir. Termal karışımdan etkilenmeyen soğuk yeraltısuları düşük Na, Cl ve EC ve yüksek Ca ve CaCO_3 değerleri karakteristiktir.

Çalışma sahasındaki soğuk sular ABD tuzluluk diyagramına konulduğunda suların bir kısmının C_2S_1 , büyük bir kısmının C_3S_1 , bazı kuyuların ise C_4S_2 sahasına düştüğü görülmektedir. Bunun nedeni ovada derin ve hatalı kuyu dizaynı neden ile soğuksu kalitesinde gittikçe artan bozulmalar olduğu görülmektedir.

Hidrojeokimyasal değerlendirmeler jeotermal alanda bulunan termal suların $\text{Na} > \text{K} > \text{Ca} > \text{Mg}$ ve $\text{Cl} > \text{HCO}_3 > \text{SO}_4$ karakterli olduğu görülmektedir. Bu karakterden sapmalar ise soğuksu karışımın fazla olduğu ve gaz  kışlarının etkili olduğu örneklerdir. Uygulanan jeotermometrelere göre hazne kaya sıcaklığının muhtemelen 115–150  C civarındadır. Genelde sıcak suların kimyasal karakterleri sistemin oldukça yüksek bir ısıya sahip olduğunu göstermektedir. Jeotermal alanda bulunan değişik kökenli suların doyma indislerine göre suların kalsit, dolomit ve jips’ce doymun olmadığını özellikle termal suların yüksek oranda CO_2 gazı içermesi nedeniyle üretim borularında ve bazı kuyu başlarında yüksek oranda kabuklaşma (CaCO_3) görülmektedir. Bunun  nlenmesi için inhibitör uygulamasına devam edilmelidir.

Jeotermal alanda değişik kökenli sular üzerinde yapılan izotop çalışmalarında burada bulunan sular meteorik kökenli sular olup, jeotermal suların izotopik bileşimi genellikle yerel meteorik sularla ilişkilili olmasına rağmen grafiklerde meteorik suların bulunduğu doğru üzerinde yer almamaktadır. Bu durum yüksek sıcaklıklarda su ve kayacı oluşturan ^{18}O ‘ce zengin mineraller arasındaki izotopik değişim ile açıklanabilir. Termal suların ^2H değişim görülmemektedir. Çünkü kayaç oluşturan minerallerde H’e az bulunmaktadır. Ömer-Gecek jeotermal alanına ait örneklerin izotop verilerinin incelenmesi sonucunda sıcak sulara ait örneklerin global meteorik yağış doğrusunun sağ tarafında yer aldığı ve soğuk yeraltısularına göre daha negatif ^{18}O değeri aldığı görülmektedir. Meteorik kökenli olan sıcak sular, soğuk sulara göre daha yüksek kotlardan beslenmektedir ve yeraltında daha uzun bir dolaşım süresine sahiptir.

Afyon Ömer-Gecek bölgesinde yer alan sıcak sulara ait kimyasal analiz sonuçları incelendiğinde bu suların, $\text{Na} + \text{K}$ ve Cl ’ca zengin sular olduğu görülmektedir. Sıcak suların yüksek Cl içeriğinin, bölgedeki suların derin dolaşımlı olması ve rezervuarda uzun bir geçiş dönemine sahip olmasından kaynaklandığı belirlenmiştir. İnceleme alanında yapılan izotop çalışmaları sonucunda elde edilen bilgilere göre, bölgede yer alan termal sular, meteorik kökenli olup, soğuk sulara göre daha yüksek kotlardan beslenmektedir ve yeraltında daha uzun bir dolaşım süresine sahiptirler. Buna bağlı

olarak da ^{18}O içeriğinde, yüksek sıcaklıktan kaynaklanan su-kayaç etkileşimine bağlı olarak belirgin bir artış gözlenmektedir.

Sahadaki trityum değerlerine, sıcak sular yüksek kotlardan beslenirken, soğuksu kuyuları orta yükseklikteki kotlardan beslenmektedir. Bağlı geçiş süreleri açısından soğuksu kuyuları en genç sular, termal kuyular ise en yaşlı sular grubuna girmektedir. Ömer-Gecek sahasında ^{18}O -Trityum arasındaki ilişkisi farklı kökenli sular arasındaki ilişkiyi yansıtmaktadır.

Afyon civarında yer alan jeotermal sahalarda akışkan sınırlıdır. Bu akışkandan optimum yararlanmak için çok akışkan üretmek yerine kayaçların ısısından daha fazla yararlanmak ve çekilen akışkanın aynı şartlarla rezervuara verilmesi sürdürülebilir jeotermal gelişim için çok önemlidir. Ömer-Gecek sahasında jeotermal kuyuların ortak özelliği fazla derin olmayışı ve rezervuarın tam olarak kesilememesidir. Bu sahada çok kuyu açmak yerine 2. ve 3. rezervuarın kullanılabileceği daha derin kuyular açmak daha faydalı olacaktır. Afyon kentinin tamamının ısıtılması için termal akiferin yeterli olup olmadığı konusunda bir bilgi ve çalışma bulunmamaktadır. Bu aşamada sıcak ve mineralli su kaynakları yönetim planı hazırlanması zorunluluğu ortaya çıkmaktadır. Bu amaçla jeotermal alanlar için entegre kullanım kapasitesi belirlenerek sıcak su kaynaklarının işletilmesinin tek bir elden kontrolünün yapılması kaynakların etkin ve verimli kullanımı açısından büyük önem taşımaktadır.

6. KAYNAKLAR

- Akal, C., 2003. Mineralogy and Geochemistry of Melilite Leucitites, Balçıkhisar, Afyon(Turkey). Turkish Journal of Earth Sciences, vol:12, 215-239p.
- Akan, B., 2002. Afyon Ömer-Gecek Su Akiferi Hidrojeolojik Modeli, Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Hidrojeoloji Anabilim Dalı Doktora Tezi, 90s. Ankara
- Akan, B., 2002. Jeotermal Sistemlerde Yapılan İzotop Hidrojeolojisi Çalışmaları: Ömer-Gecek Jeotermal Sistemi. Hidrojeolojide İzotop Teknikleri Kullanılması Sempozyumu. 89-96s. Adana
- Akkök, R., 1983. Structural and metamorphic evolution of the northern part of the Menderes Massif: new data from the Derbent area and their implication for the tectonics of the massif. Journal of Geology, vol: 91, 342-350p.
- Akyol, N., Zhu, L., Mitchell, B.J., Sözbilir, H., ve Kekovalı, K., 2006. Crustal structure and local seismicity in Western Anatolia, Journal of Geophys Int., vol:166/3, 1259-1269p.
- AqQA., 2003. Quality assurance and presentation graphics for water analyses RockWare Inc., 2221 East Street, Golden CO, 80401, USA, Web page: www.rockware.com. Erişim Tarihi:20.06.2009
- Arpat, E., ve Bingöl, E., 1969. Ege Bölgesi Graben Sisteminin Gelisimi Üzerine Düşünceler, M.T.A. Derg., sayı:73, 1-9s. Ankara
- Arnorsson, S., Gunnlaugsson, E., ve Svavarsson, H., 1983. The chemistry of geothermal waters in Iceland-II. Mineral equilibria and independent variables controlling water compositions, Geochim.Cosmichim. Acta. 47. 547-566p
- Arnorsson, S., Andresdottir, A., 1995. Studies of the chemical evolution of natural waters in the Hrepper-Land Geothermal Field, Iceland: An aid to geothermometry interpretation. Proceedings of The World Geothermal Congress, 18-31 May 1995, International Geothermal Association (IGA), vol: 2, 1001-1006p. Florence, Italy
- Arnorsson, S., 2000. İsoptopik and Chemical Techniques in Geothermal Exploration, Development and Use, Sampling Methods, Data Handling, Interpretation, International Atomic Energy, 351p. Vienna
- Atalay, İ., 1975. Tektonik hareketlerin Sultandağları'nın jeomorfolojisine olan etkileri: Türkiye Jeol. Kur. Bült.,sayı: 18, 21-26s. Ankara
- Atilla A.Ö., 2003. Afyon Ovası soğuk su akifer sisteminde kirlenme modeli, Yerbilimleri Dergisi, Sayı.28, 49-63s. Ankara.

- Aydar, E., Bayhan, H., Zimitoğlu, O., 1996. Investigation of volcanological and petrological evolution of Afyon stratovolcano. Hacettepe Univ. Earth Sci. Vol.18, 87-107s, in Turkish.
- Back, W., 1966. Hydrochemical facies and groundwaterflow patters in northern part of Atlantic Coastal Plain. U.S. Geology Survey Professional paper, vol: 498-A, 42p.
- Başarır, E., ve Kun, N., 1982. Afyon kalesi çevresindeki volkanik kayaların petrografik incelemesi; KTÜ Yerbilimleri Dergisi, 26-37s. Trabzon.
- Becker-Platen, J., Benda, L. ve Steffens, P., 1977. Litho-und biostratigraphische Deutung und radiometrischer Altersbestimmungen aus dem Jungtertiar der Türkei : Geol. Jb, B.25,139-167p.
- Berner, R. A., 1971. Principles of Chemical Sedimentology, Mc Garw-Hill Inc., 240 s.
- Besang, C., Eckhart, F.J., Harre, W., Kreuzer, H.,Muller, P., 1977.. Radiometrische Alterbestimmungen an Neogenen Eruptigesteinen der Türkei, Geol. Jb. B.25, 139-167p.
- Blumenthal, M.M., 1951. Batı Toroslar'da Alanya ard ülkesinde jeolojik incelemeler : Maden Tetkik ve Arama Enst. Yayın No 5, 194 s. Ankara
- Brinkmann, R., 1971. The geology of western Anatolia; in Campbell, A.S., ed., 'The Geology and History of Turkey': *Petroleum Expl. Soc. Of Libya*, 171-190p.
- Bozkurt, E., Park, R.G., Winchester, J.A., 1992. Evidence against the core/cover concept in the southern sector of the Menderes Massif. International Workshop: Work in Progress on the Geology of Türkiye. Keele University,22p
- Bozkurt, E., Park, R.G., Winchester, J.A., 1993. Evidence against the core/cover interpretation of the southern sector of the Menderes Massif, west Turkey. *Terra Nova*, 5, 445-451.
- Bozkurt, E., Winchester, J.A., Park, R.G. 1995. Geochemistry and tectonic significance of augen gneisses from the southern Menderes Massif (west Turkey). *Geol. Magazine*, Cambridge Univ. Pres, 132, 287-301.
- Bozkurt, E., 2001. Timing of extension on the büyük Menderes Graben, Western Turkey, and its tectonic implications, *Geological Society*, v.173, 385-403p.
- Bozkurt, E., Sözbilir, H., 2004. Tectonic evolution of the Gediz Graben: field evidence for an episodic, two-stage extension in western Turkey. *Geol. Magazine*, Cambridge Univ. Pres, 141, 63–79.

- Candan, O., Çetinkaplan, M., Oberhansli, R., Rimmele, G., Akal, C., 2005. Alpine high-P/low-T metamorphism of the Afyon Zone and implications for the metamorphic evolution of Western Anatolia, Turkey. *Lithos*, vol. 84, 102-124p.
- Craig, H., 1961. Isotopic variations in meteoric water. *Science* v.133, 1702-1703p.
- Clark, I ve Fritz, P., 1997. Environmental isotopes in hydrogeology, Levis Publ. Boca Raton, New York, 328p. Web page: www.science.uottowa.ca/~eih. Erişim Tarihi:08.09.2009
- Çevikbaş, A., Ercan, T., Metin. S., 1988. Geology and regional distrubition of Neogene Volcanics between Afyo-Şuhut Middle East Tech. Univ. *Pure Appl Sci* 21(1-3), 479-499p.
- Cox, K.G., Bell, J.D., ve Pankhurst, R.J., 1979. The interpretation of igneous rocks, George, Allen ve Unvin, London.
- Demir, S., 2008. Isparta ve Çevresi Yeraltısularının Hidrojeolojik, Hidrojeokimyasal ve İzotop jeokimyasal İncelenmesi ve içme Suyu Kalitesinin İncelenmesi. Doktora Tezi, 171s. Isparta
- Demirkol, C., Sipahi, H., İpek, S., Barka, A. ve Sönmez, Ş., 1977. Sultandağ Dolayının Stratigrafisi ve Jeolojik Evrimi. MTA Derleme No: 6305, 86 s. (Yayınlanmamış).
- Dewey, J.F. ve Şengör, AM.C., 1979. Aegean and Surrounding regions : complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone : *Geology Society of America Bulletin.*, vol.90, 84-92p.
- Doğdu, M.Ş., 2001. Akarçay (Afyon) Havzası'nda jeotermal kökenli yüzey suyu ve yeraltısuyu kirliliğinin araştırılması.Doktora Tezi Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara (yayınlanmamış).
- Doğdu, M.Ş. ve Bayarı, C.S., 2005. Environmental impact of geothermal fluids on surface water, groundwater and streambed sediments in the Akarçay Basin, Turkey, *Environmental Geology*, 47, 325-340.
- Doglioni, C., Agostini, S., Crespi, M., Innocenti, F., Manetti, P., Riguzzi, F., Savaşçın, M.Y., 2002. On The Extension in Western Anatolia and The Aegean Sea. *Virtual Explorer*, vol.8, 169-183p.
- Doğan, L., 1981. Hidrojeolojide Su Kimyası, DSİ yayınları, 178s, Ankara.
- Dora, O., Savaşçın, M.Y., Kun, N., ve Candan, O., 1987. Post-metamorphic plutons in the Menderes Masif. *Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Dergisi*. Sayı: 14,79-89s. Ankara.

- DSİ, 1977. Akarçay Havzası Hidrojeolojik etüt raporu. T.C.Enerji ve Tabii Kaynaklar Bakanlığı DSİ Genel Müdürlüğü, 64s. Ankara.
- Durak, S., Küçük, O., 2000. Afyon Ömer-Gecek jeotermal sahası test raporu. MTA Ankara.
- Ellis, A.J. ve Mahon, W.A. 1977. Chemistry and Geothermal Systems. New York: Academic Press.
- Ellis, A.J., 1979. Chemical Geothermometry in Geothermal Systems. Geothermics, vol.25. 219-226p.
- Ercan, T., Dinçel, A. ve Günay, E. 1998. Uşak volkanitlerinin petrolojisi ve plaka tektoniği açısından Ege bölgesindeki yeri : Türkiye Jeol. Kur. Bült., sayı 22, 185-198s. Ankara
- Erişen, B., Akkuş, İ., Uygur, N ve Koçak, A., 1972. Türkiye Jeotermal Envanteri. MTA Genel Müdürlüğü 480s., Ankara.
- Erişen, B., 1972. Afyon-Heybeli (Kızılkilise) jeotermal araştırma sahasının jeolojisi ve jeotermal enerji olanakları. MTA Raporu No:5490, Ankara
- Erişen, B., 1976. Afyon Bölgesi Ömer-Gecek jeotermal alanında yapılan AF-1 ve AF-3 sondajlarına ilişkin kuyu bitirme raporu. MTA Der. Rap. No:5623, 96s, Ankara.
- Erkan, Y., Bayhan, H., Tollluoğlu, Ü., Aydar,E., 1996. Afyon Yöresi Metamorfik ve Volkanik kayaçlarının Petrografik ve Jeokimyasal İncelenmesi TÜBİTAK Proje Raporu. YBAG-0044/DPT Projesi Raporu, Ankara
- Erkül, F., Helvacı, C., ve Sözbilir, H., 2005. Evidence for two episodes of volcanism in Bigadic borat basin and tectonic implications for Western Turkey. Geol. J. 40, 1-26p.
- Fouillac, C. and Michard, G., 1981. Sodium/lithium ratios in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs. Geothermics, 10,55-70p.
- Fournier, R. O. Ve Truesdell, A.H., 1973. An empirical Na-K-Ca geothermometer for geothermal waters. Geochim. Cosmochim. Acta., n. 37, 1255-1275p.
- Fournier, R.O. and Potter, R.W., 1979. Magnesium correction to the Na-K-Ca chemical geothermometer. Geochimica et Cosmochimica Acta, N.43 1543-1550p
- Fournier, R.O. ve Potter, R.W., II, 1982. A revised and expanded silica (quartz) geothermometer. Geothermal Resources Council Bull., n.11 (10), 3-12p.

- Foley, S.F., Venturelli, G., Green, D.H., Toscani, L., 1987. The ultrapotassic rocks: Characteristics, classification and constraints for petrogenetic models. *Earth Science Rev.* 24., 81-134p.
- Gülay, A., 1973. Afyon Ömer-Gecek jeotermal enerji, rezistivite etüt ve sonuçları. MTA Rapor No:4852, Ankara.
- Giese, L.B., 1997. Geotechnische und umwelt geologische aspekte bei der energie am beispiel des geothermal feldes Kizildere und des umfeldes, W-Anatolien/Turkei. Ph.D. thesis FU Berlin:201p..
- Güleç, N., Hilton, D.R., ve Mutlu, H., 2002. Helium isotope variations in Turkey: relationship to tectonics, volcanism and recent seismic activities. *Chemical Geology Rev.*187, 129– 142p.
- Gülen, L., 1990. Isotopic characterization of Aegean magmatism and geodynamic evolution of the Aegean Subduction. *International Earth Science Colloquium on the Aegean Regio, Proceedings Rev.*2, 143-167p.
- Fitton, J.G., James, D., Kempton, P.D., Ormerod, D.S. and Leeman, W.P. 1988. The role of lithospheric mantle in the generation of late Cenozoic basic magmas in the Western United States, *Journal of Petrology, Special Issue*, 331-349p.
- Floyd, P.A. ve Winchester, J.A., 1978. Identification and discrimination of altered and metaorphosed rock using immobile elements, *Chemical Geology Rev.*21, 291-306p.
- Floyd, P.A, Helvacı. C., Mittwede, S.K., 1998. Geochemical discrimination of volcanic rocks associated with borate deposits: an exploration tool ? *Journal of Geochemical Exploration*, vol.60, 185-200p.
- Fritz, P., and Fontes, J.Ch., 1980. *Handbook of Environmental İsopte Geochemistry, Volum 1 , The Terrestrial Environment*, A, Elsevier Scientific Publishing Company, 545p.
- Fournier, R. O., 1977. Chemical Geothermometers and mixing models for geothermal systems. *Geothermics*, 5, 41-50p
- Fournier, R.O., 1990. The interpretation of Na-K-Mg relations in geothermal waters, *Geothermal Resource Council Trans., Rev.*14, 1421-1425p.
- Fournier, R.O., 1991. Water Geothermometers Applied to Geothermal Enery. In D'amore, F., Co-ordinator, *Application OF Geochemistry in geothermal Reservoir development*, 37-69p. Unita, USA.

- Güleç, N., Hilton D.R., Mutlu, H., 2002. Helium isotope variations in Turkey:relationship to tectonics, volcanism and recent seismic activities Chem.Geol., Rev.18, 129-142p.
- Giggenbach, W.F., 1988. Geothermal solute equilibria.Derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators. Geochim. Cosmochi. Acta, Rev. 52, 2749-2765
- GSJ-MTA, 1992. Summary of the GSJ-MTA cooperative project on the geothermal system in Turkey, examples at Hasandağ-Zığa and Sivrihisar- Sofular-Acıgöl areas in Central Anatolia and Afyon area in Western Anatolia, 12 pp (yayınlanmamış)
- Heflin, M., et.al., 2001. Web page. <http://sideshow.jpl.nasa.gov/mbh/series.html>. Erişim Tarihi: 20.08.2009
- Huang, Y., Hawkesworth, C., Smith, I., Calsteren, P. and Black, P., 2000. Geochemistry of late Cenozoic basaltic volcanism in Northland and Coromandel, New Zealand: implications for mantle enrichment processes, Chemical Geology, Rev.164, 219-238p.
- Hounslow, A.W., Back, D.B., 1985. Evaluation of Chemical Data from Water Supplies in Southwestern Oklahoma. Final report to the Oklahoma Water Resources Board, 125-130p.
- Hounslow, A.W., 1995. Water Quality Data: Analysis and Interpretation. Lewis Publishers, 54p.
- Henley, R.W. ve Ellis, A.J., 1983. Geothermal systems ancient and modern, a geochemical. review: Earth Sciences Rev.19, 1-50p.
- Henley, R.W., Truesdell, A.H., Barton, P.B., Whitney, J.A., Robertson, J.M. (Eds), 1983. Fluid-mineral equilibria in hydrothermal systems”, Society of Economic Geologists, Reviews in Econ. Geol., 1.
- IAH (International Association of Hydrogeologists), 1979. Map of Mineral and Thermal Water of Europe. International Association of Hydrogeologists, United Kingdom
- Irvine, T.N. ve Baragar, W.R.A., 1971. “A guide to the chemical classification of common volcanic rocks”: Canadian Journal of Earth Sciences 8: 523-548.
- Işık, V., Tekeli, O. ve Seyitoğlu, G. 2004. The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 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, Rev.23, 555-566p.

- İçağa, Y., Yurtçu, Ş., Ulutürk, Y., 2007. Yeraltı suyu Seviye Değişiminin Stokastik Modellemesi: Akarçay Afyon Alt Havzası Örneği SDÜ Fen Bilimleri Dergisi, 180-186s. Isparta.
- Karamanderesi, İ. H., 1972. Afyon K24 paftası detay jeoloji etüdü ve jeotermal olanaklar hakkında rapor. MTA Rapor No:5733, Ankara.
- Karamanderesi, İ. H., 2008. Afyonkarahisar Jeotermal Sahalarının Jeolojik ve Mineralojik Evrimi. Termal ve Maden Suları Konferansı, 55-70s. Afyonkarahisar.
- Keller, J., 1983. Potassic lavas in the orogenic volcanism of the Mediterranean area. Journal of Volcanology and Geothermal Research, Rev.18: 312-335p.
- Keller, J. Villari . L., 1982. Rhyolitic ignimbrites in the Afyon-Central Anatolia. Bulletin of Volcanology, Rev. 36, 342-358p.
- Keskin, M., 2003. Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction-accretion complex: An alternative model for collision-related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey, Geophys. Res. Lett., 30(24), 8046.
- Ketin, İ., 1966. Anadolu'nun Tektonik Birlikleri. MTA Derg., Sayı. 66, 20-34s, Ankara.
- Kharaka, Y.K. Lico, M.S. ve Law, L.M., 1982. Chemical geothermometers applied of formation waters Gulf of Mexico and California Basins. American Association Petroleum Geologists Bulletin Rev.66, 558p.
- Kharaka, Y.K., Mariner, R.H., 1987. Chemical geothermometers and their application to formation waters from sedimentary basins. In: Thermal History of Sedimentary Basins (Naeser, D., McCulloh, T.H., -eds), 75-102p, New York.
- Kibici, Y., Yıldız, A., Bağcı, M., 2001. Afyon kuzeyinin jeolojisi, ve mermer potansiyelinin araştırılması. Türkiye III. Mermer Sempozyumu Bildiriler Kitabı, 73-84s, Afyonkarahisar.
- Kinsman, D.J.J., 1969. Model of formation sedimentary associations and diagenetic features of shallow water and supratidal evaporites. Bull.America Association Petrol. Geology, Rev.53, 830-840p.
- Koçak, A. 2009. Jeotermal Sistemler ve Detaylı Jeotermal Etüt Çalışmaları, Jeotermal Eğitim Semineri Kitabı, 163-212s, Afyonkarahisar.
- Koçyiğit, A., 1984. Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişim. TJK Bülteni, Sayı. 27/1, 1-15s. Ankara.

- Koçyiğit, A. ve Özacar, A. A. 2003. Extensional neotectonic regime through the NE edge of the outer Isparta Angle, SW Turkey : New field and seismic data, Turkish Journal of Earth Sciences, Vol. 12, 67-90p.
- Koçyiğit, A. ve Deveci, Ş. 2007. A N-S-trending Active Extensional Structure, The Şuhut (Afyon) Graben: Commencement Age Of The Extensional Neotectonic Period in the Isparta Angle, SW Turkey. Turkish Journal Earth Sciences). Vol.10, 391-416pp. Ankara.
- Koga, A., 1994. "Hydrothermal geochemistry – Textbook for the fifth international group training course on geothermal energy (advanced)". Kyushu, Kyushu University. Japan.
- Kuşcu, M., Yıldız, A., 2001. Ayazini Tüflerinin Yapıtaşı Olarak Kullanılabilirliğinin Araştırılması, Türkiye III. Mermer Sempozyumu (Mersem'2001) Bildiriler Kitabı, 85-98s. Afyonkarahisar.
- Langelier, W ve Ludvig, H., 1942. Graphical methods for indicating the mineral character of naturel waters J, Amer, W, W. Assoc. 34, 335-352p.
- La Bas, M.J., Le Marte, R.W., Strekeisen, A., ve Zanettin, B., 1986. A Chemical classifaction of volkanik rocks based on the total alkali-silica diagram, Journal of Petrology, Rev.27, 745-750p.
- Le Maitre, R.W., 2002. "İgneous Rocks" a Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the İnternational Union Geological Sciences Subcommission on the Systematic of İgneous Rocks. 2nd. Ed Cambridge Universty Press. New York.
- Le Pichon, X. ve Angelier, J., 1979. The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area: Tectonophysics 60, 1-42p.
- Lund, J.W., Lienan, P.J., Lunis, B.C. (Editors), 1998. Geothermal Direct-Use, Engineering and Design Guidebook, Geo-Heat Center, Oregon Institute of Technology,
- Mahon, W.A., 1966. Silica of hot water discharged from drill holes at Wairakie, N.Z.J. Sci. 9, 144-165p. New Zeland.
- Maniar, P.D., and Picolli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society America Bulletin, Rev. 101, 635-643p.
- Mazor, E., 1997. Chemical and isotopic groundwater hydrology, Applied Approach, 158-166p.

- Metin, S., Genç, Ş.ve Bulut, V., 1987. Afyon ve dolayının jeolojisi. MTA derleme No:8103, 74s. Ankara. (yayınlanmamış).
- Mercier, J. L., Sorel, D. ve Vergely, P., 1989. Extensional tectonic regimes in the Aegean basins during the Cenozoic. Basin Research, rev.2, 49-71p.
- McKenzie, D., 1978. Active Tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions: Geophys. Journal of the Royal Astronomical Society, rev. 55, 217-254p.
- McClusky, S., vd., 2000. Global Positioning System Constraints on Plate Kinematics and Dynamics in the Eastern Mediterranean and Caucasus, J. Geophys. Res, 105, 5695-5719p.
- Mizutani, Y., 1988. Stable Isotope Geochemistry. University of Göttingen. Goldschmidtstr. I. 6 th Edition. Germany.
- Mitchell, R.H., and Bergman, S.e. 1991. Petrology of Lamproites, Pentium Press., 447 p. New York and London.
- Moser, H ve Rauert, W., 1980. Isotopenmethoden in der Hydrologie. Lehrbuch der Hydrogeologie, Band&Gebrüder Borntraeger, 400p Berlin-Stuttgart, Germany.
- Mutlu, H., 1996. Geochemical assessment of thermal waters from the Afyon Area: geothermometry applications and fluid mineral equilibria. Ph.D. Thesis Middle East Technical University, Graduate School of Natural and Applied Sciences, 169p. Ankara (unpublished).
- Mutlu, H., 1996. Afyon jeotermal alanındaki termal suların jeokimyasal değerlendirmesi; jeotermometre uygulamaları ve akışkan-mineral dengesi: Doktora Tezi, ODTÜ, 169s. Ankara.
- Mutlu, H., 1998. Ömer-Gecek Thermal Waters, Afyon area, Turkey: Journal of Volcanology and Geothermal Research. Vol. 80, no:3-4, 303-321p.
- Mutlu, H., Güleç, N., 1998. Hydrogeochemical outline of thermal waters and geothermometry applications in Anatolia Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 85, 495–515p.
- Nazik, M., Boytaş, T., Altuğ, A., 1965. Afyon Ovası Hidrojeolojisi Hakkında Not, 2 s, Rapor No: 1104/2-PR, DSİ Jeoteknik Hizmetler ve Yeraltısuları Dairesi Başkanlığı, Ankara.
- Nicholson, K., 1993. Geothermal Fluids, Chemistry and Exploration Techniques. Springer-Verlag, 263p. Berlin.

- Okay, A. İ ve Tüysüz, O., 1999. Tethyan Sutures of Northern Turkey, Geological Society, London, Special Publications, v. 156; 475-515p.
- Öğdüm, F., Kozan, T., Bircan, A., Bozbay, E. ve Tüfekçi, K. 1991. Sultandağları ve çevresindeki havzaların jeomorfolojisi ve genç tektoniği. MTA, Rapor No: 9123. Ankara.
- Öktü, G., Kara, İ., Önder, İ., 1997. Afyon ilinde yer alan Ömer-Gecek-Uyuz-Hamamı, Alaplı-Kızık Hamamı ve Gazlıgöl jeotermal alanlarının detaylı etüdü. MTA derleme No:10097, 41s. Ankara (yayınlanmamış).
- Özgür, N., 2002. Geochemical signature of the Kızıldere geothermal field, Western Anatolia, Turkey. Int. Geol. Rev., 44, 153-163p.
- Özkoçak, M.O., 1993. Afyon Volkanizması ve sıcaksu kaynaklarının altın ve gümüş aramaları yönünden önemi. 46. Türkiye Jeoloji Kurultayı 1993 Bildiri Özleri, Sayfa:40. Ankara.
- Öztürk, E.M., Dalkılıç, H., Ergin, A. ve Avşar, Ö.P., 1986. Sultandağı güneydoğusu ve Anamasdağı dolayının jeolojisi MTA derleme no: 8191, 140s. Ankara (yayınlanmamış).
- Parejas, E., 1942. Sandıklı, Dinar, Burdur, Isparta ve Eğridir bölgesinde yapılan jeolojik löveler hakkında rapor. MTA Rapor No: 1390. Ankara.
- Piper, A.M., 1953. Agraphic procedure in the geochemical interpretation of water analyses. U.S. Geological Survey Ground Water, No:12.
- Piper, A.M., 1979. Interpretation of water analyses. Geol. Surv. Water Res. Div. No.12.
- Ritmann, A., 1952. Nomenclature of volcanic rocks: volcon, 12, 75-102p.
- Ronner, F., 1962. Sandıklı Ovası çöküntüsü, genç tektonik ve volkanik durumlar: MTA Dergisi, Sayı.59, 69-88s, Ankara.
- Satman, A., Onur, M., Serpen, Ü., 2005. Afyonkarahisar Ömer-Gecek jeotermal sahası rezervuar ve üretim performansı raporu. 30s. Afyonkarahisar.
- Savaşçın, M.Y., and Güleç, N. 1990. Neogene volcanism of western Anatolia. International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region, Field excursion B3 Guide book 78p.
- Şahinci, A., 1985. "Genel hidrojeoloji" D.E.Ü. Müh. Mim. Fak.Yayını, 169s, İzmir.
- Şahinci, A., (1991). Jeotermal Sistemler ve Jeokimyasal Özellikleri, 250s. İzmir.

- Savaşçın, M.Y., 1991. Magmatic activities of Cenozoic compressional and extensional tectonic regime in Western Anatolia. In "Intern. Earth Sci. Collq. On the Aegean Region - IESCA 90, Proceedings", Vol. 2, 420-434p.
- Savaşçın, M.Y., ve Oyman, T. 1998. Tectono-Magmatic Evolution of Alkaline Volcanics at the Kırka-Afyon-Isparta structural trend, SW Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences, V.7, 3, 201-214p.
- Schoeller, H., 1962. Les eaux souterraines. Masson et Cie., 642p. Paris.
- Seyfried, W.E., Janecky, D.R., Mottl, M.J., 1984. Alteration of the oceanic crust: implications for geochemical cycles of B and Li. Geochim. Cosmochim. Acta, 79, 819-823p.
- Şengör, A.M.C., 1979. The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance. Geological Society of London, 136, 269-282p.
- Şengör, A.M.C., 1980. Türkiye'nin Neotektoniğinin Esasları. Türkiye Jeoloji Kurumu Konferanslar Serisi, No:2, 40s., Ankara.
- Şengör, A.M.C., 1982. Egenin neotektoniğini yöneten etkenler: TJK Batı Anadolu'nun Genç Tektoniği ve Volkanizması Paneli, özel sayı, 59-71s., Ankara.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1983. Türkiye'de Tetisin Evrimi. Levha tektoniği açısından bir yaklaşım. T.J.K. Yerbilimleri Dergisi Sayı:75, 181-241s., Ankara.
- Şengör, A.M.C., Satır, M., Akkök, R., 1984. Timing of the tectonic events in the Menderes Massif, western Turkey: implications for tectonic evolution and evidence for Pan-African basement in Turkey. Tectonics, vol.3, 693-707p.
- Seyitoğlu, G., Scott, B.C., ve Rundle, C.C., 1992. Timing of Cenozoic extensional tectonics in west Turkey: II. Geological Society of London, vol.149, 533-538p.
- Seyitoğlu, G., Scott, B.C., 1991. Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey. Geological Magazine, vol.128, 155-166p.
- Sheppard, D.S., Giggenbach, W.F. and Johnston, J.R. 1985. A listing of chemical and isotopic analyses on waters and gases from the Ngawha geothermal system and environs. DSIR CD Report 2359.
- Şimşek, Ş., Doğdu, M.S., ve Çelik, N., 1993. Isotope Survey of Geothermal Systems of Central Anatolia, Coordinated Research Program on "The Use of Isotope Techniques in Problems Related to Geothermal Exploitation" IAEA, RC No: 6716/RB, Final Report, Ankara.

- Sözbilir, H., Erkül, F., ve Sümer, Ö., 2003. Gümüldür (İzmir) ve Bigadiç (Balıkesir) arasında uzanan Miyosen sonrası yaşlı KD-doğrultulu Accommodation zonuna ait saha verileri, Batı Anadolu, 56. Türkiye Jeoloji Kurultayı, 85-86s, Ankara.
- Sözbilir, H., 2005. Oligo-Miyosen extension in the Lycian orogen: evidence from Lycian molasse basin, SW Turkey, *Geodinamica Acta*, vol. 18/3, 257- 284p.
- Stoll, H. M., and D.P.Schrag (2001), Sr/Ca variations in Cretaceous carbonates: Relation to productivity and sea level changes, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 168, 311-336
- Tatlı, S., 1973. Afyon-Gazlıgöl-Susuz Alanının Jeolojisi ve Jeotermal Enerji Olanakları. MTA, Rapor No:2588, Ankara.
- Tarcan vd., 2005. Dikili (İzmir) ılıcaları çevresinin hidrojeolojik su kimyası açısından incelenmesi. Hidrolojide İzotop Teknikleri Sempozyumu, 169-183s, İzmir.
- T.C.Resmi Gazete, 1991. “Su Kirliliği Kontrol Yönetmeliği Teknik Unsurlar Tebliği, Arıtılmış Atıksuların Sulamada kullanılması” Bölüm:7, sayı:20748, Ankara.
- Tamgaç, Ö.F., Güner, A., Sarp, S., ve Yıldırım, N., 2004. Afyon (Ömer-Gecek) koruma alanları, test ve potansiyel değerlendirme raporu. MTA derleme No:10388, 86s (yayınlanmamış).
- Taylor, S.R., Mc Lennan, S.M., 1985. The composition and evolution of the continental crust; rare earth element evidence from sedimentary rocks: *Philosophical Transactions of the Royal Society London. A* 301,381-399.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of Geophysics*, 33, 241-265.
- Temel, A., Gündoğdu, M. N., and, Gourgau, A., 1998. Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calc-alkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey, *Journal of Volc. and Geothermal Res.*, 85, Issues 1-4, p 327-354.
- Tezcan, L., 1992. Karst akifer sistemlerinin trityum izotopu yardımıyla matematiksel modellemesi, Doktora tezi, H.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, 121 s. Beytepe, Ankara,
- Tezcan, L., 1998. Revize hidrojeolojik etüd kapsamında Akarçay Havzası hidrojeolojisi ve YAS akım modeli birinci ara rapor Hacettepe Üniversitesi Uluslararası Su Kaynakları Uygulama ve Araştırma Merkezi, 74s. Ankara.

- Tezcan, L., 1999. Akarçay Havzası hidrojeolojisi ve yeraltısuyu akım modeli , ikinci ara raporu. Hacettepe Üniversitesi Uluslararası Su Kaynakları Uygulama ve Araştırma Merkezi, 191s. Ankara.
- Tezcan, L., 2002. Akarçay Havzası hidrojeolojisi ve yeraltısuyu akım modeli , final raporu. Hacettepe Üniversitesi Uluslararası Su Kaynakları Uygulama ve Araştırma Merkezi, 325s. Ankara.
- Tezcan, L., Meriç, B.T., Doğdu, N., Atilla, A.O, Kurttaş, T., 2002. Hacettepe Üniversitesi-Uluslar arası Karst Su Kaynakları Uygulama ve Arştırma Merkezi (UKAM)-Devlet Su İşleri (DSİ) Genel Müdürlüğü “Akarçay Havzası Hidrojeolojisi ve Yeraltısuyu Akım Modeli” Final Raporu, Ankara (yayınlanmamış).
- Thornthwaite, C.W., 1948. An approach a rational classification of climate, the geographical review, p. 55-94, volume 38, 1948, New York.
- Truesdell, A.H., Fournier, R.O., 1975. Calculation of deep temperatures in geothermal systems from the chemistry boiling spring waters of mixed origin.Proc. Second UN Symposium on Geothermal Resources, ,CA, ,837-844p., San Francisco
- Truesdell, A.H., 1976. Summary of section III. Geochemical techniques in exploration. Proceedings 2nd UN Symposium on the development and use of geothermal resources, vol.1. San Francisco.
- Truesdell, A.H.,ve Hulston, J.R., 1980. Isotope Evdence on Environments of Geothermal System, Handbook of Environmental Isotope Geochemistry (Fritz. P., Fontes, Ch.J.,eds). Vol.1. 179-226p.
- Tolluoğlu, Ü.A., Erkan, Y. ve Yavaş, F., 1997. Afyon metasedimenter grubunun Mesozoyik öncesi metamorfik evrimi. Türkiye Jeoloji Bülteni 40 (2), 1-17s.
- Tokçær, M., 2000. Geochemistry of Kula Geothermal Area. MSc. Thesis, Graduate School of Natural and Applied Sciences of Dokuz Eylül University, İzmir. (Yayınlanmamış).
- Tokçær, M., ve Savaşçın, M.Y., 2007. Batı Anadolu’daki Jeotermal Alanlar Ve Jeodinamik Konumları, Geo Sound Yerbilimleri Dergisi, No.48-49. Ankara.
- Tokel, S., 1984. Yeryuvarının yapısı ve bileşimi: “Jeokimya- Temel Kavramlar ve İlkeler” Türkiye Jeoloji Kurumu Yerbilimleri Eğitim Dizisi, 207-238s. Ankara.
- Türker, E., Ulutürk, Y., Yıldız, A., Bağcı, M., Dumlupınar, İ., Erdem, A., 2008. Afyonkarahisar’da alternatif jeotermal alanlar ve mevcut jeotermal alanların geliştirilebilirliği. Termal ve Maden Suları Konferans Kitabı, 27-44s, Afyonkarahisar.

Umut, M., Karabıykoğlu M., Saraç, G., Bulut, V., Demirci, A.R., Erkan, M., Kurt, Z., Metin, S. ve Özgönül, E., 1987. Tuzlukçu-Ilgın-Doğanhisar (Konya İli) ve Dolayının Jeolojisi. MTA Derleme No: 8246, 39s, Ankara. (Yayınlanmamış).

URL. <http://www.visionsofthecosmos.co.uk>. Erişim Tarihi:20.08.2009

Ulutürk, Y., Yıldız, A., Bağcı, M., Özdeğirmenci, N., 2008. Kızılay (Gazlıgöl-Afyonkarahisar) Maden Suyunun Koruma Alanlarının Belirlenmesi. Termal ve Maden Suları Konferansı. 381-393s.

Uysallı, H., Keskin, B., 1971. Denizli-Sarayköy KD-1, KD-II, TH-I, TH-1A, KD-III, IV, VI, IX, XII, XIII, XIV derin jeotermik sondajların bitirme raporu. Yayınlanmamış MTA Raporu. No. 4491, Ankara.

Vengosh, A., Helvacı, C., Karamandere, İ.H., 2002. Geochemical constraints for the origin of thermal waters from Western Turkey. Applied Geochemistry, Vol.17, 163-183.

Yalçınlar, İ., 1957. Sultan Dağları Strüktürü Üzerine Yeni Müşahadeler (Orta Anadolu). İst. Üniv.Coğr. Ens. Der.Sayı: 8, 102-103s.

Yalçınlar, İ., 1969, Strüktürel morfoloji: İst. Üniv. Yay., Sayı: 878, 943 s.

Yalçınkaya, S., Ergin, A., Taner, K., Afşar, Ö.P., Dalkılıç, H., Özgönül, E., 1986, Batı Toroslar'ın jeoloji raporu: M.T.A. Rapor no: 7898 Ankara. (Yayınlanmamış).

Yağmurlu, F., 1987. Salihli güneyinde üste doğru kabalaşan Neojen yaşlı alüvyonel yelpaze çökelleri ve Gediz Grabeni'nin tektonosedimanter gelişimi. Geol. Bull.Türk.30, 33-40p.

Yağmurlu, F., Savaşçın, Y. ve Ergün, M., 1997. Relation of Alkaline Volcanism and Active Tectonism within the Evolution of the Isparta Angle, SW-Turkey. The Journal of Geology. Vol. 105, 717-728 s.

Yağmurlu, F. ve Şentürk, M., 2003. Acıgöl ve Burdur Gölleri arasındaki bölgenin sismotektonik özellikleri. SDÜ Araştırma projesi sonuç raporu 70s. Isparta.

Yaman, D., 2005. Menderes Masifi Kıtasal Rift Zonlarında Yeralan Jeotermal Sulardaki Yüksek Bor Değerinin Kökeni. SDÜ. Doktora Tezi. 151s. Isparta.

Yılmaz, Y., 1981. Atlantik tip bir kıta kenarının Pasifik tip bir kıta kenarına dönüşümüne Türkiye'den örnek: Türkiye Jeoloji Kurumu Yayın, 27 s., Ankara.

Yılmaz, Y., 1989. An approach to the origin of young volcanic rocks of western and Eastern Anatolia Under Compressional Regime; A Review. Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol.44, 69-87p.

- Yılmaz, Y. 1990. Comparison of Young Volcanic Associations of Western and Eastern Anatolia Under Compressional Regime; A Review. Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol. 44, 69-87p.
- Yıldırım, N., 1999. "Uygulamalı Jeokimya - 2000'li yıllarda jeotermal enerji, yaz okulu ders notları", Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir.
- Waterloo Hydrogeologic, 1999. Aqua Chem v.3.7: Aqueous geochemical analyses, plotting and modelling. 184 p.
- White, D. E., 1970. Geochemistry applied to the discovery, evaluation and exploitation of geothermal energy resources Geothermics, Special Issue, 2(1), 58-80p.
- Wilcox, L.V., 1955, Classification and use irrigation waters, U.S. Dept. Agric. Circ., vol.969, 19p, Washington D.C
- Winchester, J.A. ve Floyd, P.A., 1977. Geochemical Discrimination of Different Magma Series and Their Differentiation Products Using Immobility Elements, Chemical Geology, vol.20, 325-343p.
- Wood, D.A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establish the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. Earth and Planetary Science Letters, vol.50, 11-30p.

EKLER

Ek-1. Çalışma Sahasının 1/25.000 Ölçekli Jeoloji Haritası

Ek-2. Enine kesitler

Ek-3. Hidrojeoloji Haritası

Ek-4. Jeotermal Kuyuların Özellikleri

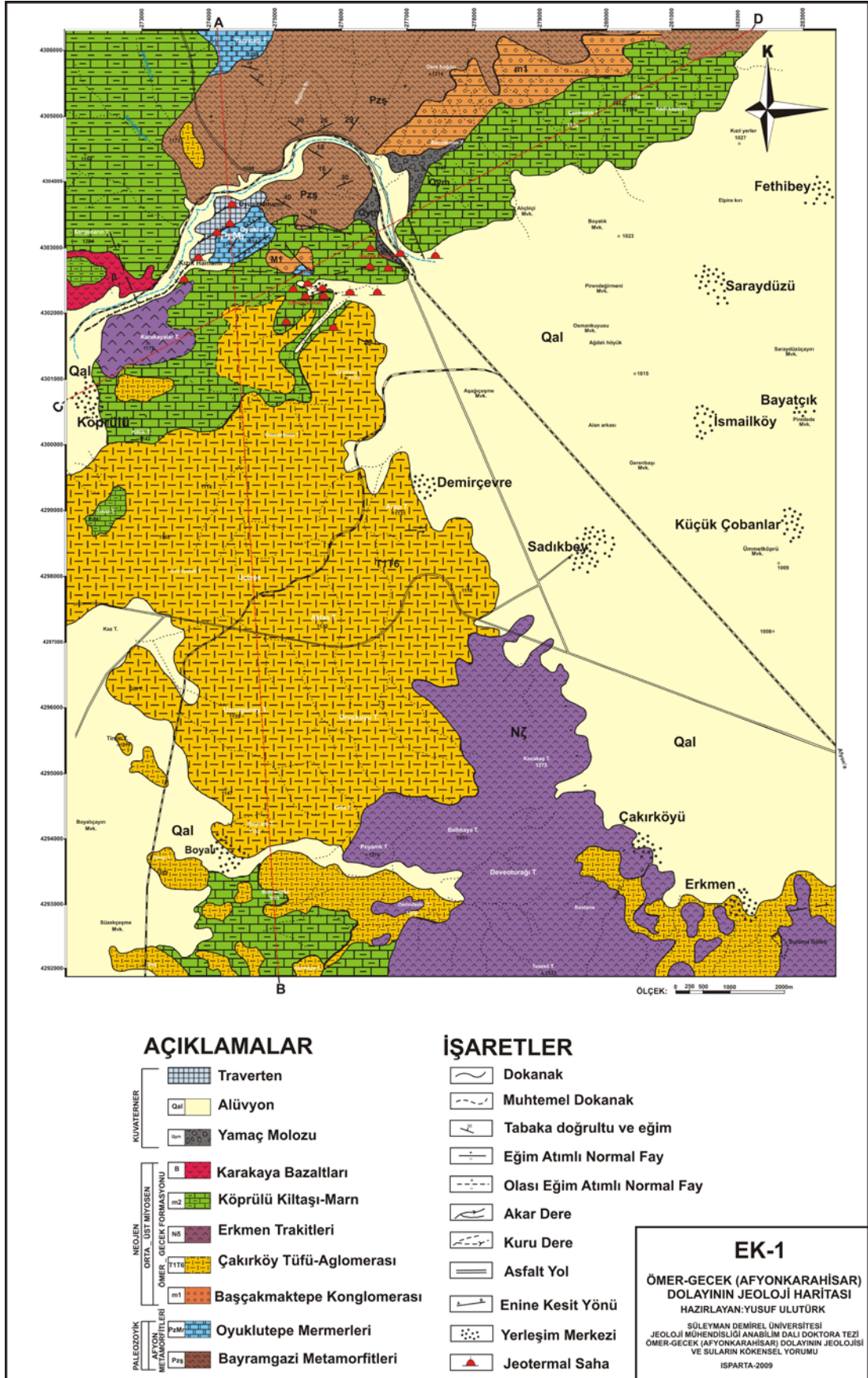
EK-5. AF-1 Jeotermal Kuyusuna ait Sondaj Logu

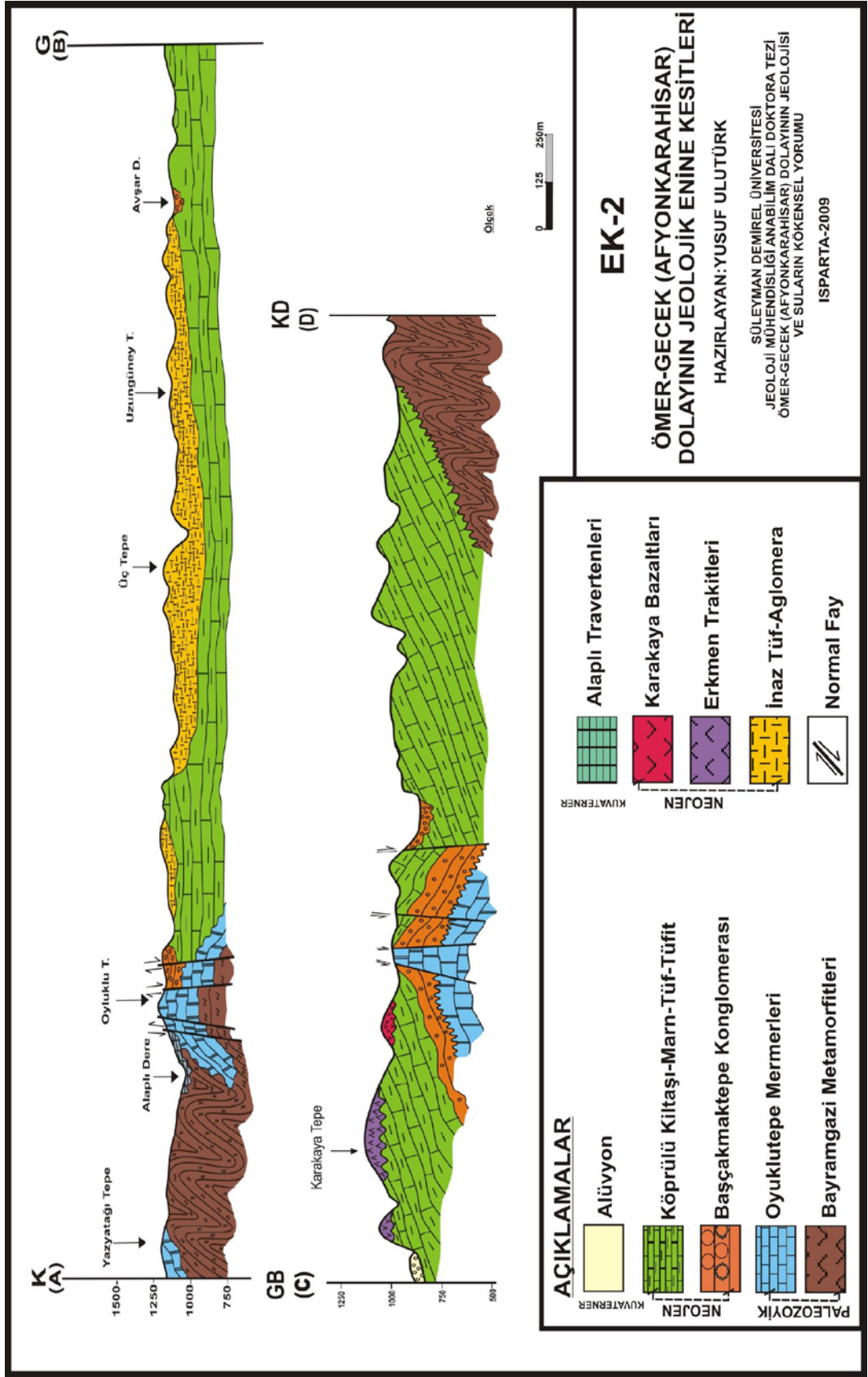
Ek-6. AF-22 Jeotermal Kuyusu Sondaj Logu

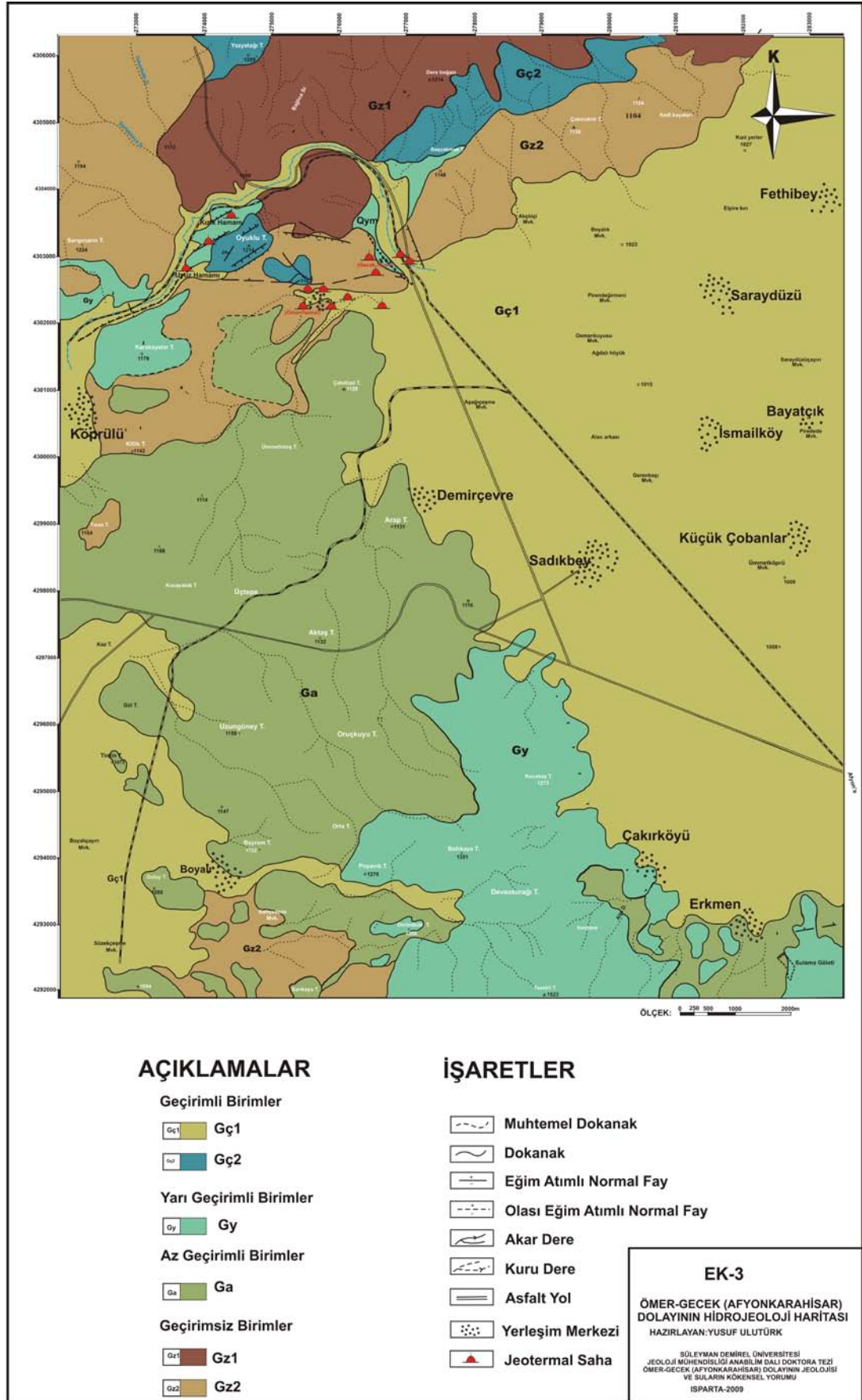
Ek-7. AF-13 Jeotermal Kuyusu Sondaj Logu

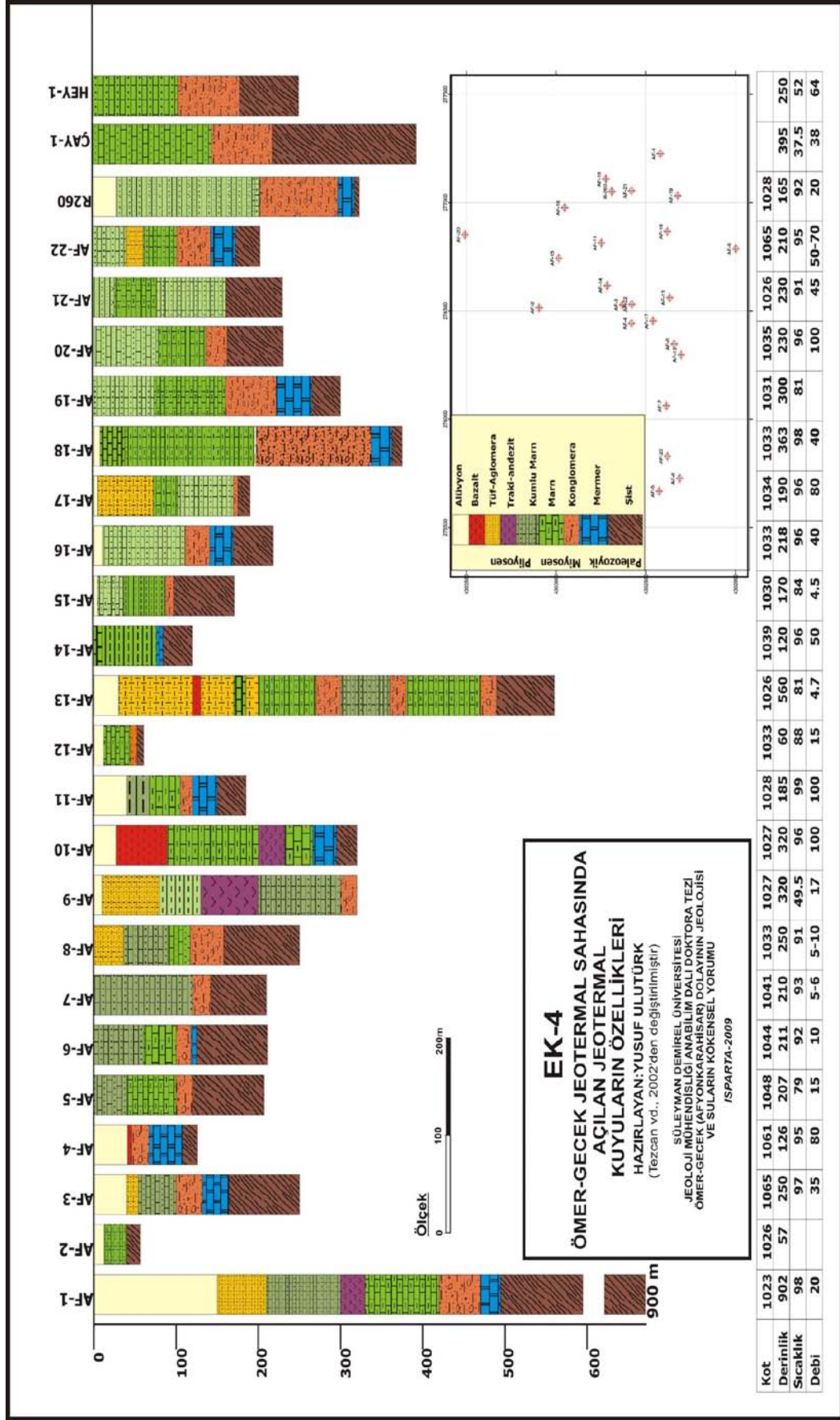
Ek-8. Jeotermal Kuyuların Korelasyonu

Ek-9. Aqchem 3.7 bilgisayar programı ile hesaplanan rezervuar sıcaklığı

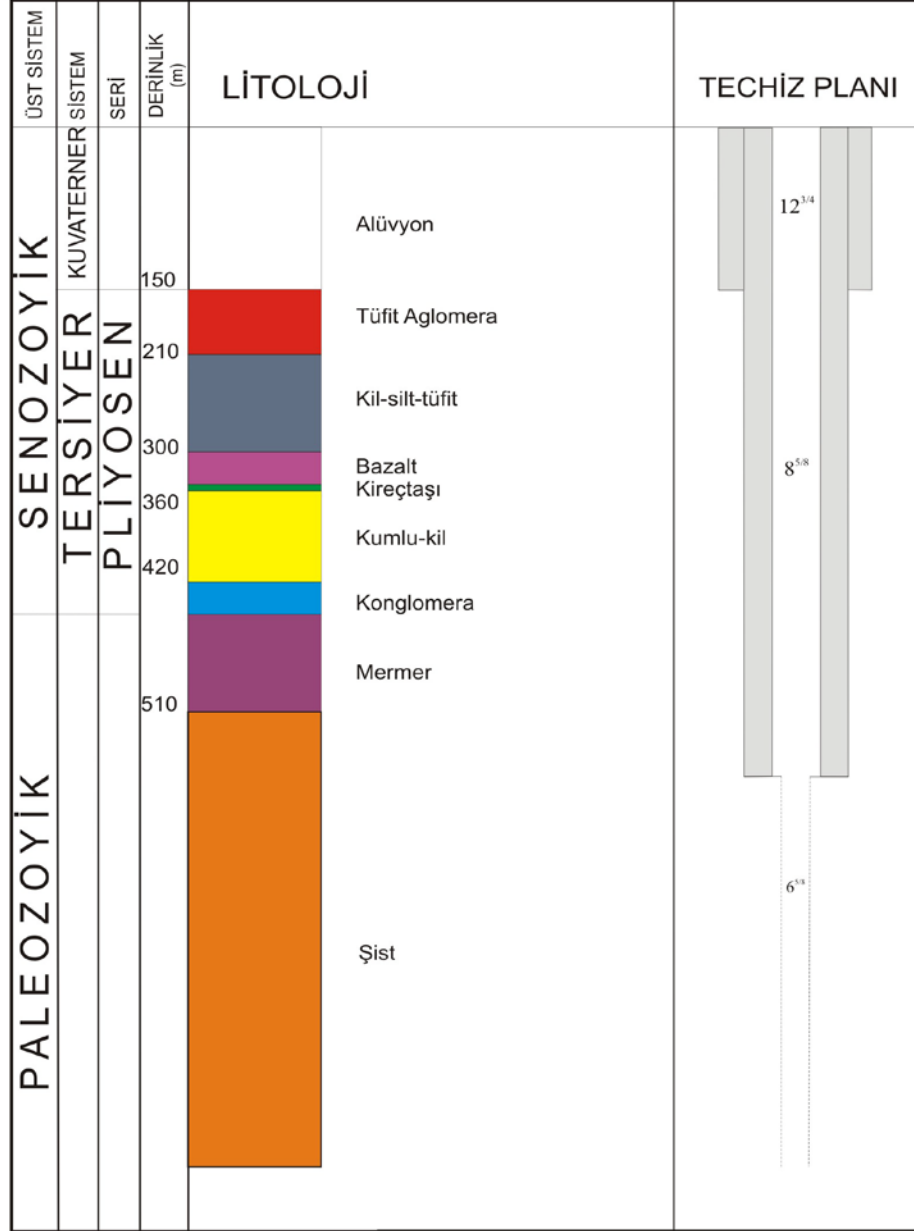








**AFYON ÖMER GECEK JEOTERMAL SAHASI
AF-1 SONDAJI**



EK-5

**ÖMER-GECEK (AFYONKARAHİSAR)
AF-1 JEOTERMAL KUYUSU
SONDAJ LOGU**

HAZIRLAYAN: YUSUF ULUTÜRK
(Tezcan vd., 2002'den değiştirilmiştir)

SÜLEYMAN DEMİREL ÜNİVERSİTESİ
JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI DOKTORA TEZİ
ÖMER-GECEK (AFYONKARAHİSAR) DOLAYININ JEOLJİSİ
VE SULARIN KÖKENSEL YORUMU
ISPARTA-2009

Ölçeksiz

**AFYON ÖMER GECEK JEOTERMAL SAHASI
AF-22 SONDAJI**

ÜST SİSTEM	SİSTEM	SERİ	DERİNLİK (m)	LİTOLOJİ	TECHİZ PLANI
PALEOZOYİK	TERSİYER	PLİYOSEN	41	Kum-kil-çakıl	
			62	Aglomera-tüf	
			103	Kum-kil-çakıl	
			160	Konglomera	
			210	Mermer	

Ölçeksiz

EK-6

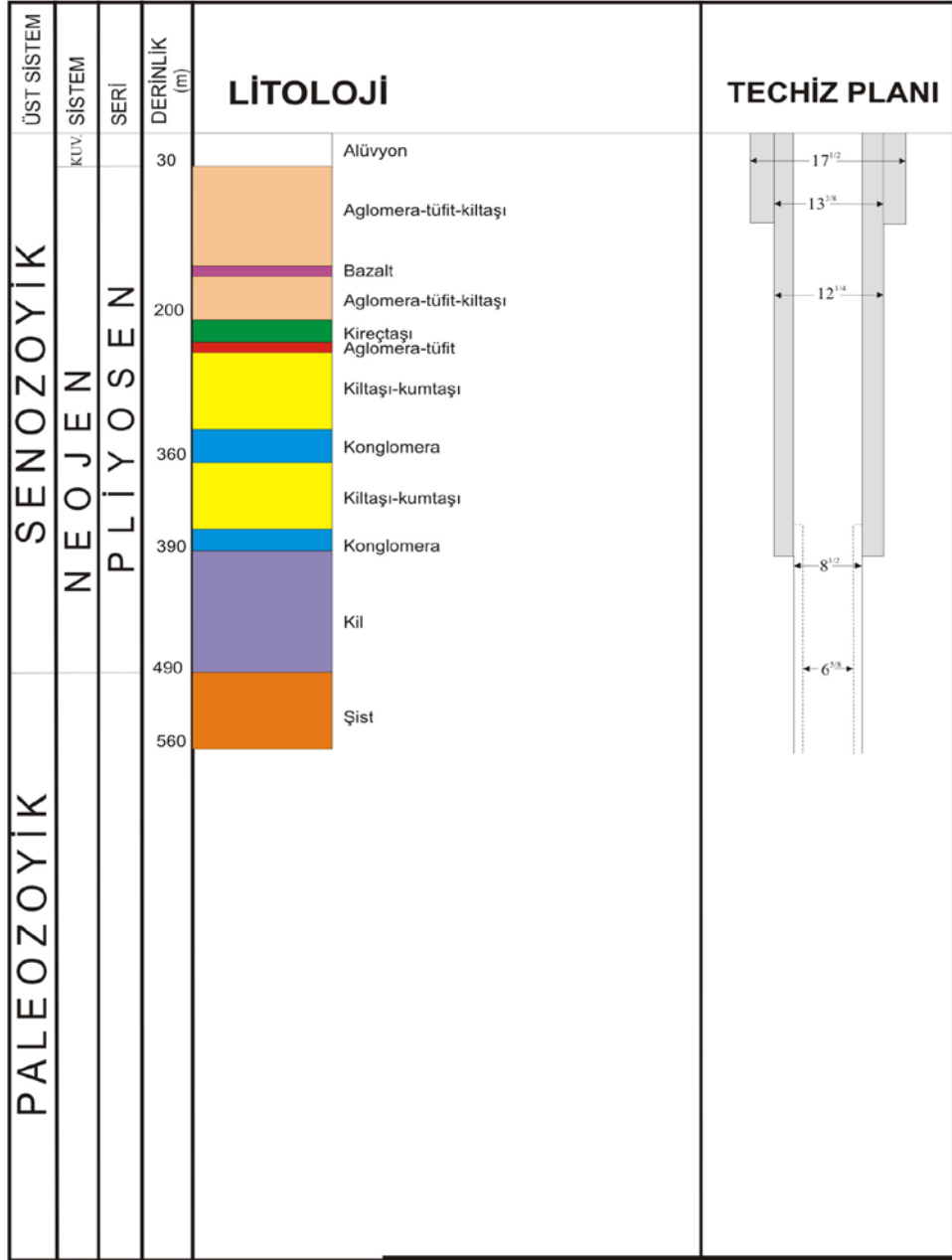
**ÖMER-GECEK (AFYONKARAHİSAR)
AF-22 JEOTERMAL KUYUSU
SONDAJ LOGU**

HAZIRLAYAN: YUSUF ULUTÜRK
(Tezcan vd., 2002'den değiştirilmiştir)

SÜLEYMAN DEMİREL ÜNİVERSİTESİ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI DOKTORA TEZİ
ÖMER-GECEK (AFYONKARAHİSAR) DOLAYININ JEOLOJİSİ
VE SULARIN KÖKENSEL YORUMU

İSPARTA-2009

**AFYON ÖMER GECEK JEOTERMAL SAHASI
AF-13 SONDAJI**



EK-7

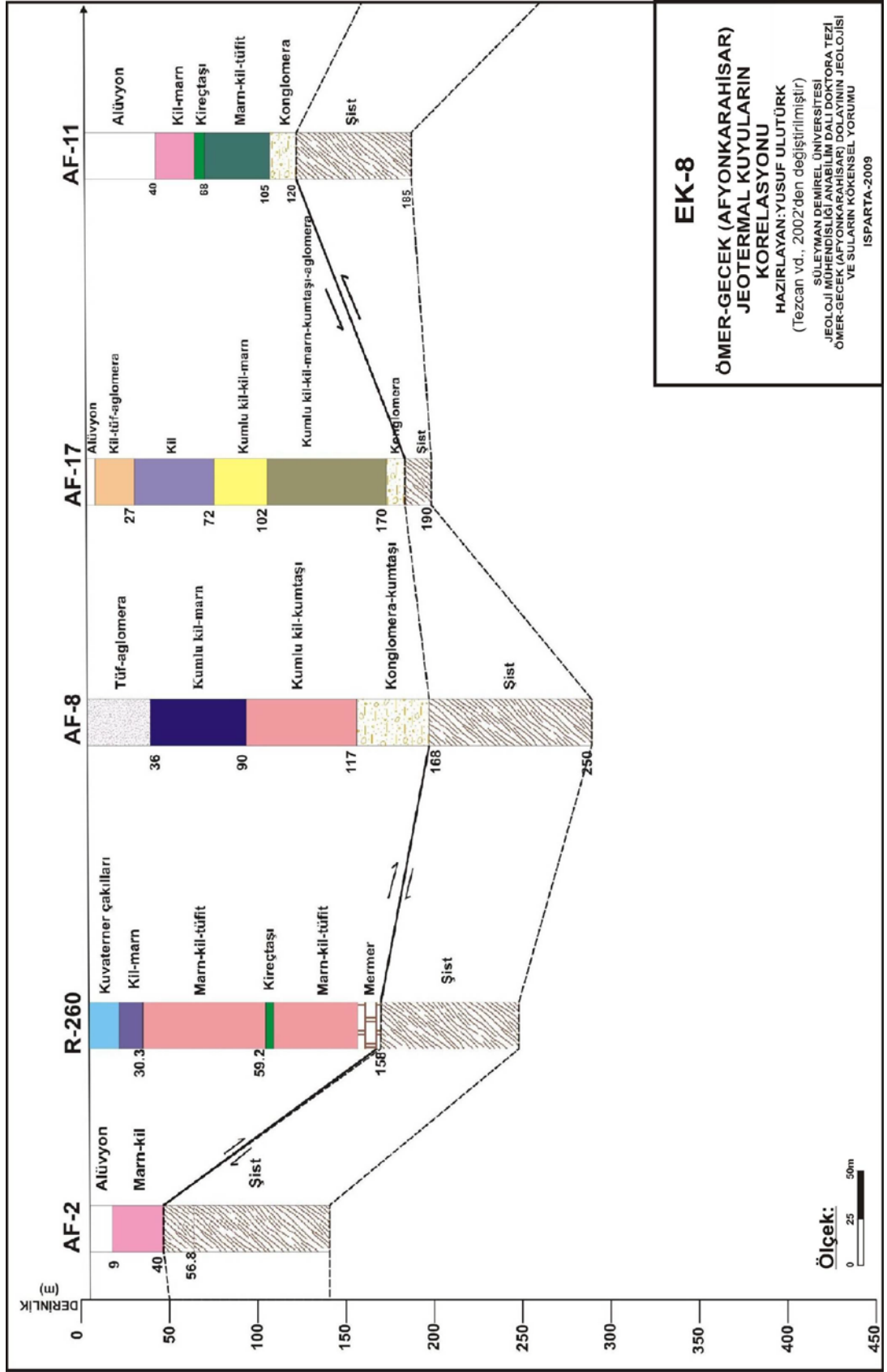
**ÖMER-GECEK (AFYONKARAHİSAR)
AF-13 JEOTERMAL KUYUSU
SONDAJ LOGU**

HAZIRLAYAN: YUSUF ULUTÜRK
(Tezcan vd., 2002'den değiştirilmiştir)

SÜLEYMAN DEMİREL ÜNİVERSİTESİ
JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI DOKTORA TEZİ
ÖMER-GECEK (AFYONKARAHİSAR) DOLAYININ JEOLJİSİ
VE SULARIN KÖKENSEL YORUMU

ISPARTA-2009

Ölçeksiz



Ek-9. Aquachem 3.7 Bilgisayar Programı ile Hesaplanan Rezervuar Sıcaklıkları.

AF-14 AF-14 SIST-MERMER Na-CI 0020(03)				
Temperature °C: Sample = 94.0				
Thermometer	Calc Temp	Remarks	Reference	Range
K/Mg	21		Giggenbach 1983	
Na/K	139		Fournier 1973	
Na/K	146		Truesdell 1976	100-275
Na/K	200		Sournier & Potter 19	
Na/K	183		Fournier 1979	100-275
Na-K-Ca	208	Beta=1/3	Fournier 1979	100-350
Na-K-Ca Mg corrected	87	R = 21.9	Fournier 1979	100-350
AF-23 Af-23 SIST-MERMER Na-CI 0021(06)				
Temperature °C: Sample = 94.0				
Thermometer	Calc Temp	Remarks	Reference	Range
K/Mg	21		Giggenbach 1983	
Na/K	143		Fournier 1973	
Na/K	150		Truesdell 1976	100-275
Na/K	203		Sournier & Potter 19	
Na/K	186		Fournier 1979	100-275
Na-K-Ca	184	Beta = 1/3	Fournier 1979	100-350
Na-K-Ca Mg corrected	144	R = 9.	Fournier 1979	100-350
AF-9 AF-9 MERMER Na-Ca-HC03-CI 0009(13)				
Temperature °C: Sample = 55.0 Formation (mes) = 48.0				
Thermometer	Calc Temp	Remarks	Reference	Range

Amorphous Silica	27		Fournier 1977	0-250
Cristobalite Alpha	103		Fournier 1977	0-250
Cristobalite Beta	54		Fournier 1977	0-250
Chalcedony	129		Fournier 1977	0-250
Quartz	154		Fournier 1977	0-250
Quartz steam loss	147		Fournier 1977	0-250

K/Mg	35		Giggenbach 1983	
MG/LI	82		Kharaka 1989	0-350
NA/LI	176		Kharaka 1989	0-350
Na/Li CI<10000 ppm	72		Fouillac 1981	
Na/Li CI<10000 ppm	77		Fouillac 1981	
Na/K	166		Fournier 1973	
Na/K	171		Truesdell 1976	100-275
Na/K	223		Fournier & Potter 19	
Na/K	203		Fournier 1979	100-275
Na-K-Ca	177	Beta = 1/3	Fournier 1979	100-350
Na-K-Ca Mg corrected	89	R = 19.6	Fournier 1979	100-350
R-260 R-260 MERMER Na-CI-HCO3 0002(18)				
Temperature °C: Sample = 87.0				
Thermometer	Calc Temp	Remarks	Reference	Range
Amorphous Silica	26		Fournier 1977	0-250
Cristobalite Alpha	102		Fournier 1977	0-250
Cristobalite Beta	53		Fournier 1977	0-250
Chalcedony	128		Fournier 1977	0-250
Quartz	153		Fournier 1977	0-250
Quartz steam loss	146		Fournier 1977	0-250
K/Mg	22		Giggenbach 1983	
MG/LI	99		Kharaka 1989	0-350
NA/LI	145		Kharaka 1989	0-350
Na/Li CI<10000 ppm	43		Fouillac 1981	
Na/Li CI<10000 ppm	52		Fouillac 1981	
Na/K	181		Fournier 1973	
Na/K	185		Truesdell 1976	100-275
Na/K	235		Fournier & Potter 19	
Na/K	215		Fournier 1979	100-275
Na-K-Ca	207	Beta = 1/3	Fournier 1979	100-350
Na-K-Ca Mg corrected	124	R = 14	Fournier 1979	100-350

ÖZGEÇMİŞ

Adı Soyadı: Yusuf ULUTÜRK

Doğum Yeri ve Yılı: Yozgat-1966

Medeni Hali: Evli

Yabancı Dili: İngilizce

Eğitim Durumu (Kurum ve Yılı)

Lise : Yozgat Lisesi, 1980-1983

Lisans: Akdeniz Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği, 1984-1988

Yüksek Lisans : Akdeniz Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği, 1991-1993

Çalıştığı Kurum ve Yıl :

DSİ 24. Bölge Müdürlüğü Çüngüş/Diyarbakır, 1988-1990

DSİ 18.11. Sondaj Şube Müdürlüğü/Afyonkarahisar, 1990-

Yayınlar:

İçağa, Y., Yurtçu, Ş., Ulutürk, Y., 2007. Yeraltı suyu Seviye Değişiminin Stokastik Modellemesi: Akarçay Afyon Alt Havzası Örneği SDÜ Fen Bilimleri Dergisi, 180-186s. Isparta

Türker, E., Ulutürk, Y., Yıldız, A., Bağcı, M., Dumlupınar, İ., Erdem, A., 2008. Afyonkarahisar'da alternatif jeotermal alanlar ve mevcut jeotermal alanların geliştirilebilirliği. Termal ve Maden Suları Konferans Kitabı. 27-44s, Afyonkarhisar.

Ulutürk, Y., Yıldız, A., Bağcı, M., Özdeğirmenci, N., 2008. Kızılay (Gazlıgöl-Afyonkarahisar) Maden Suyunun Koruma Alanlarının Belirlenmesi. Termal ve Maden Suları Konferansı. 381-393s. Afyonkarhisar

Ulutürk, Y., Bağcı, M., Engin, İ., 2008. İscehisar (Afyonkarahisar) maden ve jeotermal suların jeokimyasal özellikleri ve potansiyel kullanım alanları. Termal ve Maden Suları Konferans Kitabı. 27-44s. Afyonkarhisar.

Türker, E., Ulutürk, Y., Yıldız, A., Bağcı, M., 2008. Determination of the water quality, pollution level and protection areas of Anamur Stream (Mersin). Reginol Meeting on Water in Mediterranean Basin, 09-11 October 2008, 116-119s. KKTC

