

**Armutlu Yarımadası Kuzey Kesiminin
Jeolojisi, Genç Tektoniği
ve
Bölgenin Jeotermal Kaynakları**

**Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü
Yüksek Lisans Tezi
Jeoloji Mühendisliği Bölümü**

Can ERTEKİN

**Prof. Dr. Erdinç YİĞİTBAŞ
Doç. Dr. Alper BABA**

**Mayıs, 2007
ÇANAKKALE**

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

Can ERTEKİN tarafından, **Prof. Dr. Erdiç YİĞİTBAŞ** ve **Doç. Dr. Alper BABA** yönetiminde hazırlanan “**Armutlu Yarımadası Kuzey Kesiminin Jeolojisi, Genç Tektoniği ve Bölgenin Jeotermal Kaynakları**” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir yüksek lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

.....
Prof. Dr. Erdiç YİĞİTBAŞ

Yönetici

.....
Doç. Dr. Alper BABA

Yönetici

.....
Yrd. Doç. Dr. Mustafa BOZCU

Jüri Üyesi

.....
Doç. Dr. Selahattin YILMAZ

Jüri Üyesi

Prof. Dr. Mehmet Emin ÖZEL

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Bu çalışma konusunu öneren, arazi çalışmasında, bölgenin jeolojisi ve genç tektoniği hakkında yardım ve görüşleriyle yönlendiren Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi öğretim üyesi Prof Dr. Erdiç YİĞİTBAŞ'a, çalışmanın hidrojeoloji kısmında yardım ve görüşleriyle yönlendiren, arazi çalışmasında ve yeraltı suyu numunelerinin analizi konusunda desteğini esirgemeyen Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi öğretim üyesi Doç. Dr. Alper BABA'ya çok teşekkür ederim.

Arazi çalışmasında bilgi ve tecrübesinden yararlandığım, yeraltı suyu numunesi alımında yardım eden ve lojistik destek sağlayan GeoForschungsZentrum Potsdam, Almanya'dan Dr. Heiko WOITH'a, çalışma alanın jeolojisi ve genç tektoniği ile ilgili olarak yardımına başvurduğum Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi öğretim üyesi Yrd. Doç. Dr. Mustafa BOZCU'ya, ayrıca bu yüksek lisans tez çalışmasını araştırma projesi olarak destekleyen Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Komisyonu'na teşekkür ederim.

Bu çalışma esnasında, kendileriyle yayınları sayesinde dolaylı ve bilimsel iletişim kurduğum bütün yerbilimcilere de ayrıca teşekkür ederim.

Bu çalışma, zamanın enginliği içinde var olduğunu düşündüğüm ve sevgisini her zaman hissettiğim, sevgili annem Aynur DÜLGER'e adanmıştır.

Can ERTEKİN

Mayıs 2007, Çanakkale

GEOLOGY, NEOTECTONICS AND GEOTHERMAL RESOURCES OF THE NORTHERN PART OF ARMUTLU PENINSULA

ABSTRACT

This project aims at treatise of neotectonics of northern part of Armutlu Peninsula and its geothermal resources, specifically intercourse between neotectonics of the region and the geothermal province.

In this study, firstly, geological study dealing with Armutlu metamorphic assemblages, volcanics belongs to the region, younger deposits than the basement rocks are schemed as stratigraphic features are to be comprehended. Moreover, regional tectonics is needed to be understood not only geomorphologic attributes but also the geothermal system. Secondly, the other step of this treatise is related to hydrogeological properties; spatial distribution of geothermal springs as related to types of faults, relationship between hydrogeochemical properties and types of faults,... etc. Actually, despite the fact that many scientific studies has been focused one's attention on geothermal hydrogeology, geological data obtained from the study area will be used for a new evaluation of the geothermal system thus accepted geothermal model can be reviewed, and a new model can be suggested.

Keywords: geothermal hydrogeology; geothermal water chemistry; chemical geothermometers; fluid-mineral equilibrium, Armutlu Peninsula, Turkey

This M.Sc. thesis was supported by Çanakkale Onsekiz Mart University Research Fund under the project no of 2005/86.

**ARMUTLU YARIMADASI KUZEY KESİMİNİN
JEOLJİSİ, GENÇ TEKTONİĞİ
VE
BÖLGENİN JEOTERMAL KAYNAKLARI**

ÖZ

Bu projenin araştırma konusu, Armutlu yarımadası kuzey kesiminin genç tektoniği ve bölgenin jeotermal kaynakları, özellikle de jeotermal alan ve bölgenin tektoniği arasındaki ilişkidir.

Bu çalışmanın ilk adımı, stratigrafik özellikleri anlayabilmek için, Armutlu metamorfik topluluğu, bölgeye ait volkanikler ve temel kayaya göre genç olan çökelleri içine alan bir jeolojik çalışma olarak planlanmıştır. Buna ek olarak bölgesel tektoniğin kavranması yalnızca jeomorfolojik özellikler için değil aynı zamanda jeotermal sistem içinde gereklidir. Bilimsel çalışmanın ikinci adımı hidrojeolojik özelliklerle ilgilidir; jeotermal kaynakların fayların çeşitlerine bağlı olarak dağılımı, fayların çeşitleri ve hidrojeokimyasal özellikler arasındaki ilişkiler...vb. Pek çok çalışma jeotermal hidrojeoloji üzerinde yoğunlaşmasına rağmen, aslında çalışma alanından elde edilecek jeolojik veriler jeotermal sistemin yeniden değerlendirilmesi için kullanılabilir böylece geçerli olan jeotermal model gözden geçirilerek yeni bir model önerilebilir.

Anahtar Sözcükler: jeotermal hidrojeoloji; jeotermal su kimyası; kimyasal jeotermometreler; akışkan-mineral dengesi, Armutlu Yarımadası; Türkiye

Bu yüksek lisans tezi, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Komisyonu tarafından 2005/86 no'lu proje ile desteklenmiştir.

İÇİNDEKİLER LİSTESİ

	Sayfa
YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU.....	ii
TEŞEKKÜR.....	iii
ABSTRACT.....	iv
ÖZ.....	v
BÖLÜM 1-GİRİŞ.....	1
1.1. Jeotermal Enerji ve Jeotermal Kaynaklar.....	1
1.2. Türkiye’de Jeotermal Kaynaklar ve Tektonik ile İlişkisi.....	6
1.3. Çalışmanın Amacı ve Kapsam.....	11
1.4. Çalışma Yöntemi.....	12
1.5. Armutlu Yarımadası; Konumu, Morfolojisi, İklimi ve Hidrolojik Bütçesi..	13
BÖLÜM 2-JEOLOJİ.....	18
2.1. Bölgesel Jeoloji.....	18
2.1.1. Sakarya Kıtası.....	19
2.1.2. İstanbul-Zonguldak Birimi.....	21
2.1.3. Pontid İçi Kenedi.....	23
2.2. Bölgesel Morfoloji ve Morfotektonik.....	24
2.2.1. Kuzey Anadolu Fay Zonu.....	24
2.2.2. Marmara Denizi’nin Morfolojisi ve Morfotektoniği.....	25

2.2.3. İzmit Körfezi'nin Morfolojisi ve Morfotektoniği.....	27
2.2.4. Gemlik Körfezi ve İznik Gölü'nün Morfolojisi ve Morfotektoniği.....	28
2.2.5. Trakya-Kocaeli Penepleni.....	28
2.2.6. İzmit-Sapanca Koridoru, Adapazarı Havzası, Adapazarı-Karasu Koridoru, Düzce Havzası.....	29
2.2.7. Çamdağ-Akçakoca Yükselimi.....	30
2.2.8. Kefken-Akçakoca Kıyı Zonu.....	30
2.3. Armutlu Yarımadasının Jeolojisi.....	30
2.3.1. Stratigrafi.....	31
2.3.1.1. Merkez Zon.....	31
2.3.1.2. Kuzey Zon.....	34
2.3.2. Yapısal Jeoloji.....	35
BÖLÜM 3-JEOTERMAL HİDROJEOLJİ.....	39
3.1. Bölgesel Hidrojeoloji ve Jeotermal Potansiyel.....	39
3.2. Armutlu Yarımadası Jeotermal Kaynakları.....	42
3.2.1. Armutlu Jeotermal Kaynağı.....	42
3.2.2. Yalova Kaynakları.....	43
3.2.3. Soğucak Kaynağı.....	44
3.2.4. Keramet Sıcak Su Kaynağı.....	46

3.2.5. Orhangazi Kaynakları.....	47
3.3. Hidrojeokimyasal Fasiyesi.....	48
3.4. Armutlu Yarımadası Jeotermal Su Tipleri.....	60
3.5.Çözünürlük Jeotermometreleri.....	62
3.5.1. Silika Jeotermometreleri.....	63
3.5.2. Na/K Jeotermometreleri.....	64
3.5.3. Na-K-Ca Jeotermometresi.....	65
3.5.4. K/Mg Jeotermometresi.....	65
3.5.5. Mineral Denge-Sıcaklık Diyagramı Jeotermometresi.....	69
3.5.6. Birleşik Jeotermometre Uygulaması.....	73
3.6. Li-Rb-Cs Diyagramı.....	75
3.7. K-Mg-Ca Jeoindikatörü.....	77
3.8. Armutlu Yarımadası Jeotermal Kaynaklarının Tektonizma ile İlişkisi.....	79
BÖLÜM 4-SONUÇLAR.....	83
KAYNAKLAR.....	85

ŞEKİLLER LİSTESİ

	Sayfa
Şekil 1.1. Jeotermal enerji üretiminde artış.....	3
Şekil 1.2. Doğu Akdeniz bölgesinin tektonik haritası.....	7
Şekil 1.3. Türkiye’de sıcak ve mineralli suların dağılımı.....	8
Şekil 1.4. Armutlu Yarımadası ve civarı pafta indeks haritası.....	13
Şekil 1.5. Armutlu Yarımadası yer bulduru haritası.....	16
Şekil 1.6. Armutlu Yarımadası drenaj haritası.....	17
Şekil 2.1. Türkiye tektonik birlikleri.....	19
Şekil 2.2. Sakarya Kıtası genelleştirilmiş stratigrafik kesiti.....	20
Şekil 2.3. İstanbul-Zonguldak birimi genelleştirilmiş stratigrafik kesiti.....	22
Şekil 2.4. Kuzey Marmara çukurları için önerilen çek-ayır havza modeli.....	26
Şekil 2.5. Kuzey Marmara çukurlarını keserek geçen aktif ana Marmara Fayı.....	27
Şekil 2.6. Kuzey Anadolu Fay Zonu’nun Gemlik körfezi doğusundaki kollarının gösteren harita.....	28
Şekil 2.7. Armutlu Yarımadası tektonostratigrafik zonları.....	31
Şekil 2.8. Armutlu Yarımadası yüzey jeolojisi haritası.....	33
Şekil 2.9. Armutlu Yarımadası merkez zon (solda) ve kuzey zon (sağda) genel stratigrafik kesitleri.....	34

Şekil 2.10. Armutlu Yarımadası yapısal haritası.....	37
Şekil 2.11. Armutlu Yarımadası jeotermal kaynaklarının civarı yapısal haritası.....	38
Şekil 3.1. Marmara Bölgesi Bouger Anomali Haritası.....	40
Şekil 3.2. Marmara Bölgesi Hidrojeoloji Haritası.....	41
Şekil 3.3. Yalova 2 no'lu örnek noktası (Esas Kaynağı).....	44
Şekil 3.5. Yalova 4 nolu örnek noktası (Göz suyu).....	45
Şekil 3.6. Yalova 5 nolu örnek noktası (Kızılcıkboğazı çeşmesi).....	45
Şekil 3.7. Keramet kaynağı (Keramet ılıcası).....	47
Şekil 3.8. Orhangazi 9 nolu örnek noktası (Nadir pınarı).....	48
Şekil 3.9. Piper diyagramı sınıflaması.....	58
Şekil 3.10. Armutlu Yarımadası jeotermal kaynaklarına ait Piper diyagramı.....	58
Şekil 3.11. Armutlu Yarımadası kaynaklarına ait Schoeller diyagramı.....	60
Şekil 3.12a. Bölgeye ait ilk dönem (2005) SO ₄ -HCO ₃ -Cl diyagramları.....	61
Şekil 3.12b. Bölgeye ait ikinci dönem (2007) SO ₄ -HCO ₃ -Cl diyagramları.....	62
Şekil 3.13. Armutlu Yarımadası jeotermal kaynakları doygunluk diyagramları.....	70
Şekil 3.14a. Armutlu Yarımadası kaynaklarına ait birinci dönem (2005) Na-K-Mg üçgen diyagramı.....	74

Şekil 3.14b. Armutlu Yarımadası kaynaklarına ait ikinci dönem (2007) Na-K-Mg üçgen diyagramı.....	74
Şekil 3.15a. Li-Rb-Cs diyagramı.-birinci dönem (2005).....	76
Şekil 3.15b. Li-Rb-Cs diyagramı.-ikinci dönem (2007).....	77
Şekil 3.16a. Armutlu Yarımadası K-Mg-Ca Jeoindikatörü-birinci dönem (2005).....	78
Şekil 3.16b. Armutlu Yarımadası K-Mg-Ca Jeoindikatörü-ikinci dönem (2007).....	78

TABLULAR LİSTESİ

	Sayfa
Tablo 1.1. Akışkan sıcaklığı ve kullanımını gösteren Lindal diyagramı.....	5
Tablo 1.2. Muffler ve Cataldi (1978) sınıflaması.....	9
Tablo 1.3. Bazı jeotermal sahaların doğrudan kullanımı, kapasite ve potansiyelleri.....	11
Tablo 1.4. Armutlu Yarımadası Hidrolojik Bütçesi (Eisenlohr, 1995).....	14
Tablo 3.1. Armutlu Yarımadası Örnekleme Noktaları Koordinatları.....	42
Tablo 3.2a. Armutlu Yarımadası jeotermal kaynakları su kimyası sonuçları.-birinci dönem (2005).....	50
Tablo 3.2b. Armutlu Yarımadası jeotermal kaynakları su kimyası sonuçları-ikinci dönem (2007).....	54
Tablo 3.3. Silika Jeotermometre Eşitlikleri.....	64
Tablo 3.4. Na /K jeotermometre eşitlikleri.....	64
Tablo 3.5. Na-K-Ca jeotermometre eşitliği.....	65
Tablo 3.6. Na-K-Ca jeotermometre eşitliği.....	65
Tablo 3.7. K/Mg jeotermometresi.....	65
Tablo 3.8a. Armutlu Yarımadası jeotermal kaynakları jeotermometre hesaplamaları birinci dönem (2005).....	67
Tablo 3.8b. Armutlu Yarımadası jeotermal kaynakları jeotermometre hesaplamaları ikinci dönem (2007).....	68

BÖLÜM 1

GİRİŞ

1.1. Jeotermal Enerji ve Jeotermal Kaynaklar

Jeotermal enerji (yer kökenli ısı enerjisi) terimi ile yerin içerisinde bulunan ve yer yüzeyine doğru yayılan ısı ifade edilmektedir. Bu ısı, gezegenimizin içyapısı ile ilişkilidir. Fiziksel ve kimyasal süreçlerle oluşan ve yer içerisinde dağılan bu ısının, uygun jeolojik ortamlarda ve kabuğun (litosfer) sığ derinliklerindeki parçası, kullanım (üretim, faydalanma) açısından ilgi konusudur. Sığ derinliklerde ısı, kondüksiyon (katılarda-bu çalışmada kayaçları ifade etmektedir-ısı iletim mekanizması) ve konveksiyon (akışkanlarda-bu çalışmada yeraltı suyunu ifade etmektedir-ısı iletim mekanizması) ile yayılmaktadır. Isıyı ileten kayaç ve/veya gözeneklerinde bulunan buhar veya sıvı akışkandır. Akışkan esasen meteorik kökenlidir; diğer bir ifade ile yağmur suyudur. Yer yüzeyinden aşağıya sızan yağmur suyu, yüksek sıcaklık ve basınçta kayacın gözenekleri içerisinde hareket etmektedir. Akışkan, hareket ettiği bu kayaç ortamından doğal akışı ile yüzeye ulaşmakta veya sondajlar ile yüzeye taşınmaktadır; jeotermal sistemin bir parçası olan bu kayaç ortamı, rezervuar veya jeotermal akifer olarak, yüzeye çıkış noktaları da jeotermal kaynak olarak isimlendirilir.

Jeotermal kaynak terimi faydalanma ve kullanım sözcüklerini çağrıştırmaktadır. Bu çağrışımı, tarihsel olarak hak etmektedir çünkü jeotermal enerjinin ilk ve günümüzde de devam eden kullanım biçimleri; doğal yüzey çıkış noktaları olan kaynaklar ve kaynakların civar bölgesinde, yıkanma, yıkama, pişirme, tedavi ve tuz (mineral) elde edilmesi biçimindedir (Barbier, 2002).

Bahsedilen ilk kullanım biçimleri tarih öncesine uzanmaktadır. Romalılar, Yunanlılar, Hintliler, Çinliler, Japonlar, Etrüskler (Batı İtalya'da Toskana olarak bilinen bölgede Etrüsk isimli antik şehrin halkına verilen isim) tedavi amaçlı olarak antik dönemlerde jeotermal kaynaklardan faydalanmışlardır. Milattan sonra (M.S.) 6. yüzyıldan bu yana Japonlar, tinsel (manevi, ruhsal) anlamda bu kaynakları

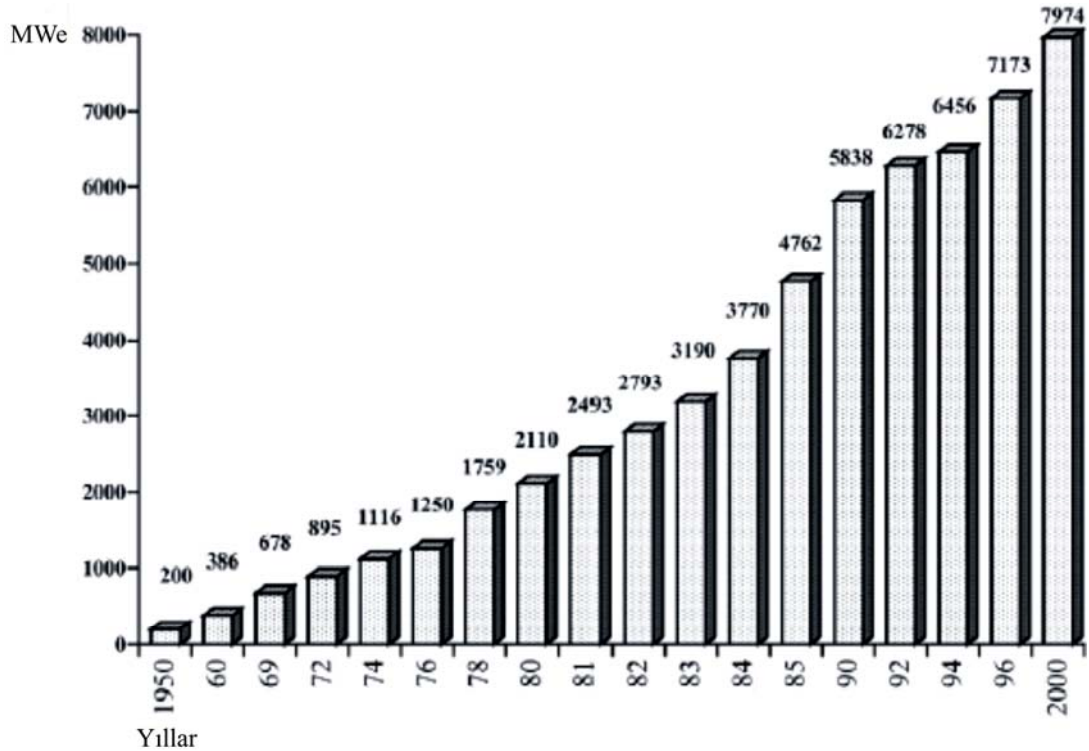
kullanmışlardır. İnanışları gereği, bu kaynaklar ruhun arınmasında önemlidir. Romalılar, bu kaynakları dinlenme (rekreasyon) amacıyla kullanmışlar, kaplıcalar inşa etmişler ve bu kullanım biçimini Akdeniz Bölgesinden İngiltere'ye kadar geniş bir alanda yaygınlaştırmışlardır. Pratik kullanım ve tinsel düşünce dışında bu kaynakları doğal bir olgu olarak kabul eden ilk eser Romalı şair Lucretius'a aittir. De Rerum Natura isimli şiirinde (6.cilt, 747 ile 748. mısralar) Vezuv (İtalya) bölgesindeki termal kaynaklardan (jeotermal kaynaklar; bu bilimsel yazında jeotermal kaynak veya termal kaynak eş anlamlı olarak birbirlerinin yerine kullanılmışlardır) doğal bir oluşum olarak bahsetmiştir. Ortaçağda, Türkler ve Araplar termal banyoların (kaplıca) kullanımını geliştirmiş ve yaygınlaştırmışlardır. Daha sonraları "Türk Hamamı" olarak adlandırılan kullanım biçimi termal kaynaklar ile hastalıkların tıbbi tedavi biçimi olan balneolojinin gelişmesine etki etmiştir (Barbier, 2002).

Alan ısıtma (space heating) olarak Türkçede kullanılan terim yaşam alanlarının ısıtılması olarak kısaca tanımlanabilir. Jeotermal kaynakların yakınında toplu kullanıma açık sıcak suyun, daha uzak mesafelere ve kişisel kullanım alanlarına taşınmasını ifade eder. Yukarıda bahsedilen kullanım biçimlerine göre ise tarihi kayıtları yenidir ve 14. yüzyılda Chaude Aigues (Fransa)'de bilinen ilk örnektir (Barbier, 2002). Fridleifsson ve Freeston (1994)'a göre, alan ısıtmada metal boruların ve radyatörlerin kullanımı, hem daha uzak mesafelere hem de yerleşim yerlerinin ısıtılmasında yaygın kullanıma olanak sağlamıştır. İlk güncel uygulama 1909 yılında İzlanda'nın başkenti Reykjavik'te bir evde gerçekleştirilmiştir. 1930'lu yıllarda ise bu kullanım biçimi şehirde yaygınlaştırılmıştır (Barbier, 2002).

Sıcak su kullanımı 1920'li yıllarda yukarıda bahsedilen doğrudan insan odaklı kullanımının yanında dolaylı olarak da kullanılmaya başlanmıştır. İzlanda bu yıllarda seracılık amaçlı olarak sıcak suyu ilk defa kullanmıştır. Bu kullanım biçimi günümüzde dünyada yaygınlaşmıştır. Son yirmi beş yılda ise jeotermal enerji ahır-kümes ısıtmacılığında, balık çiftliklerinde, gıdaların kurutulmasında ve toprak ısıtmada kullanılmaktadır (Barbier, 2002).

Diğer bir kullanım biçimi, yalnızca akışkanın kendisinden veya taşıdığı ısıdan değil kimyasal bileşimindeki çözülmüş minerallerden, mineral (tuz) elde edilmesi ile ilgilidir. Antik dönemde, yukarıdaki paragraflarda bahsedilen Toskana bölgesindeki Etrüsk antik şehrine ait seramiklerin üzerinde bulunan sır ve boyalardaki boraks tuzlarının izi bu bölgedeki bor içeren sıcak sulara aittir. Antik kentin ve seramiklerin bulunduğu bu yer İtalya'nın borakslı bölgesi olarak bilinen Larderello, coğrafi olarak daha geniş ifade edilirse İtalya'nın batı kesimindeki Toskana'dır. Günümüzde ise Larderello, jeotermal enerjiden elektrik enerjisi üretilen ilk saha olarak bilinir. 1913 yılında 250 KWe (kilowatt elektrik) kapasite ile üretime başlamıştır (Barbier, 2002).

Kısaca yukarıda bahsedilen tarihsel kullanım biçimleri doğrudan kullanım (direct use) olarak tanımlanır. Günümüzde ise, jeotermal enerji çalışmalarının esas hedefi elektrik enerjisi üretimidir. Elektrik enerjisi üretiminde dünya ölçeğindeki belirgin artış MWe (megawatt elektrik) cinsinden yıllara göre aşağıda, Şekil 1.1'de gösterilmiştir.



Şekil 1.1. Jeotermal enerji üretiminde artış (Barbier, 2002)

Bu artışın ve hedefin önemli olmasının nedenlerinden birisi çevre kirliliğinin önemli, telafisi zor boyutlara ulaşması ayrıca jeotermal kaynakların kullanımında

diğer enerji kaynakların kullanımına göre bazı avantajların olmasıdır. Bu avantajlar kısaca aşağıdaki gibi özetlenebilir (Şahinci, 1991):

- Jeotermal kaynaklar aşırı çekim yapılmaz ise fosil kaynaklara göre sonsuzdur.
- Jeotermal enerji diğer enerjilere kolaylıkla dönüşür.
- Çevre kirlenmesine kabul edilebilir düzeyde etkisi vardır.
- Tesislerinin bakımı kolaydır.

Termal kaynakların günümüzdeki kullanım çeşitliliği yukarıda verilen jeotermal kaynak teriminin tanımını genişletmiştir: Jeotermal kaynak, kabul edilebilir bir gelecekte de (genelde 100 yıldan daha kısa; herhangi bir mühendislik yapısının ömrü ölçeğinde) belirli maliyet düzeyinde kullanıma geçirilebilecek ısı veya bu ısıyı taşıyan akışkandır (Muffler ve Cataldi, 1978). Farklı kullanım biçimleri ısı ve sıcaklıkla ilişkilidir. Jeotermal kaynağın sıcaklıklarına göre farklı kullanım biçimleri Lindal diyagramında gösterilmiştir (Tablo 1.1).

Lindal diyagramında da yer alan tarihsel kullanım biçimleri, termal kaynakların doğal çıkışları ile sınırlıdır. Litosferin derin noktalarına sondaj teknolojisi ile ulaşılabilmesi termal kaynakların yüzeydeki boşalıklarından daha da yüksek sıcaklıklara ulaşılabilmeyi sağlamıştır. Jeotermal gradyan olarak bilinen yerin derinliklerine doğru sıcaklık artışı jeotermal kaynakların olduğu bölgelerde ortalama değer olan 30⁰C/km değerden daha yüksektir. Kaynakların dağılımının yeryuvarının sınırlı alanlarında bulunması ve jeotermal gradyanın ortalamadan yüksek olması bu tür alanların jeolojik olarak araştırılması için itici güçtür. Jeolojik olayların bütüncül açıklama gücü taşıyan plaka tektoniği teorisi jeotermal kaynakların dağılımına açıklama getirmektedir.

Genel kabul edilen görüşe göre, jeotermal sahalar genç tektonik ve volkanik (Senozoikten daha genç, günümüzden 65 milyon yıl önce) alanlarda bulunmaktadır. Bu alanlar plaka sınırlarının boyunca sıralanmışlardır. Plaka sınırlarında volkanizma, yüzeye yaklaşan magma ve mantodaki sıcak noktalar jeotermal sistemlerin ana ısıtıcı kaynaklarıdır (Barbier, 2002). Ayrıca faylanma ile ortaya çıkan sürtünme enerjisi,

magmatik kayaların oluşması (magmanın katılaşması) ile yayılan kalıntı ısı, ısı kaynakları olabilmektedir (Şahinci, 1991).

Tablo 1.1 Akışkan sıcaklığı ve kullanımını gösteren Lindal diyagramı (Akkuş, 2002)

SICAKLIK (°C)	KULLANIM ALANLARI	
180	Yüksek derişimli solüsyonların buharlaştırılması Amonyum absorpsiyonu ile soğutma	Elektrik Üretimi
170	Diatomitlerin kurutulması, ağır su ve hidrojen sülfid üretimi	
160	Kereste kurutmacılığı ve balık kurutmacılığı	İkincil (Binary) Akışkan
150	Bayer yöntemi ile alüminyum üretimi	
140	Konserveçilik, çiftlik ürünlerinin hızlı kurutulması	Alan ısıtma ve Soğutma
130	Şeker endüstrisi, tuz endüstrisi	
120	Distilasyonla saf su üretimi	
110	Çimento kurutmacılığı	
100	Organik maddelerin kurutulması (deniz yosunu, çimen, sebze) Yün yıkama ve kurutma	
90	Balık kurutma	
80	Yer ve sera ısıtmacılığı	
70	Soğutma (alt sıcaklık limiti)	
60	Sera, ahır ve kümes ısıtmacılığı	
50	Mantar yetiştiriciliği, balneolojik hamamlar	
40	Toprak ısıtma	
30	Yüzme havuzları, mayalanma işlemi, damıtma	
20	Balık çiftlikleri	

Uzaklaşan plaka sınırlarında oluşan magmatik intrüzyon ve yayılma alanları jeotermal alanların oluşumunu da sağlar. Okyanus ortası sırtlar, İzlanda, Azor Adaları örnek gösterilebilir (Barbier, 2002).

Yakınlaşan plaka sınırlarında, plakalar çarpışmakta veya bir plakanın diğeri altına dalmasıyla dalma-batma zonu oluşmaktadır. Her iki tür plaka davranışı da jeotermal sahaların oluşması için elverişli şartlar sunar. Hindistan-Avustralya'nın kuzeybatı parçası ile Avrasya plakasının çarpışması, Çin-Himalaya jeotermal alanlarının oluşmasına etki etmiştir. Afrika plakasının Avrasya plakası altına dalması jeotermal sahaların oluşmasında etkindir ve Akdeniz bölgesi de bu etkilerin

görüldüğü bir bölgedir. Ege yayı (dalma-batma bölgesi), Ege marjinal havzası, bu bölgede açılma rejimi altında gelişmiş horst ve grabenler bölgenin ana deformasyon unsurlarıdır. Ayrıca bölgeye dağılmış güncel volkanik hareketliliğin izleri ve jeotermal sahalar bu deformasyonların bir parçasıdır. Akdeniz bölgesinde 100°C altında sahalar yaygındır. Fakat İtalya, Yunanistan ve Türkiye’de bu tür alanlara ilaveten elektrik enerjisi üretmeye uygun olabilecek 100°C üzerinde alanlar da bulunmaktadır (Barbier, 2002).

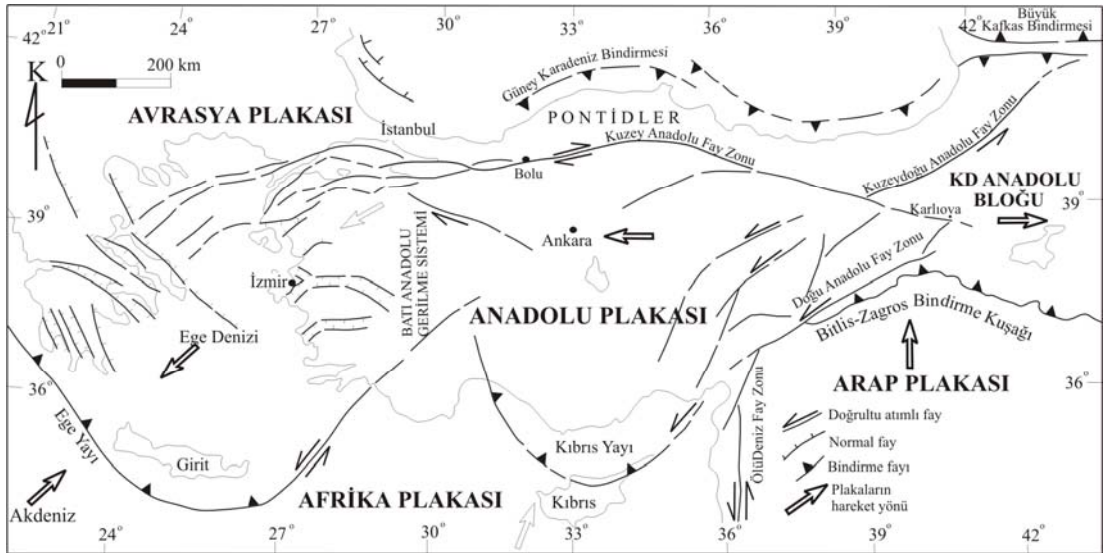
1.2. Türkiye’de Jeotermal Kaynaklar ve Tektonik ile İlişkisi

Ülkemiz, Alp-Himalaya tektonik kuşağı üzerinde olup, etkin bir tektonik aktivite ve dolayısı ile bölgesel volkanik aktivitenin olduğu bir bölgededir. Anadolu plakası, Anadolu bloğu veya Anadolu plakacığı olarak da bilinen (Şengör, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1981) bölgenin hareketini anlamak için Afrika, Avrasya ve Arap plakalarının Anadolu plakası ile olan hareketi ve oluşturdukları deformasyonlar birlikte düşünülmelidir.

Anadolu’nun içinde bulunduğu bu kuşakta, Afrika-Arap plakaları kuzeye doğru hareket etmekte ve Avrasya plakası ile çarpışmaktadır. Bu çarpışma geniş bir deformasyon zonu oluşturmuştur. Bu karmaşık deformasyonun, Doğu Akdeniz bölümünde Anadolu plakası saatin tersi yönünde dönme hareketi ile güneybatıya Ege yayına doğru hareket etmekte (Şengör, 1979), ya da çekilmektedir (Mercier ve diğ., 1989) (Şekil 1.2). Bu hareketin ve deformasyonun gelişimi (evrimi) kısaca aşağıda tanıtılmıştır ve bölgenin jeotermal aktivitesini anlamak için anlamlı olacağı düşünülmüştür.

Bölgede, Orta Miosen’de Bitlis Zagros bindirme kuşağı (Şekil 1.2) boyunca Anadolu ve Arap plakaları çarpışmıştır. Bu çarpışma ile kıtasal litosfer, okyanusal litosfer gibi davranmadığı için, Anadolu-Arap plakaları arasında dalma-batma süreci yerine Anadolu plakasında (basitçe ifade edilirse, coğrafi olarak Doğu Anadolu Bölgesine karşılık gelmektedir) kalınlaşma başlamıştır. (Şengör, 1980). Bu deformasyon sürekli olarak Anadolu plakası tarafından karşılanamayacağından,

Erken Pliosen’de çarpışma rejimi bu bölgede çarpışma ve açılma tektoniğine dönüşmüştür. Rejim değişikliği, Kuzey Anadolu Fayı (KAF) veya Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ile Doğu Anadolu Fayı (DAF) veya Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) olarak bilinen kıta içi transform fayların (Şekil 1.2) gelişmesinin nedenidir (Şengör, 1980; Bozkurt, 2001). Bu faylar veya fay zonları ile Anadolu plakası, Afrika plakasının okyanusal kabuğu üzerinde hareket etmektedir. Bu hareket, Saros körfezinin hemen batısında KAFZ’nun güneybatı, kuzeydoğu doğrultulu Yunan makaslama zonuna dönüşmesinden, Anadolu plakasının batıya hareketini engellemektedir. Batı Anadolu bu nedenle doğu-batı yönünde sıkışmakta ve bu sıkışma kuzey-güney yönlü açılma (bakınız şekil 1.2’de Batı Anadolu gerilme sistemi) ile karşılanmaktadır (Şengör, 1980; Bozkurt, 2001).



Şekil 1.2 Doğu Akdeniz bölgesinin tektonik haritası (Yiğitbaş ve diğ., 2004b’den değiştirilmiştir)

Şekil 1.2’de KAFZ ile Türkiye’nin güney kıyıları boyunca uzanan Toros dağları arasındaki bölge, Orta Anadolu ova rejimi (Şengör, 1980) veya Bozkurt (2001)’in yaptığı derleme çalışmasında Orta Anadolu kaması (The Central Anatolian wedge) olarak tanımlanmaktadır. Bu bölge Batı Anadolu gerilme sisteminin doğuya doğru tedrici geçen bir bölgesi olarak tanımlanabilir (kinematik açıklama düzeyinde bu bölge Prandtl hücresi olarak tanımlanmaktadır; detaylı açıklama için Şengör, 1980, s:26’da şekil 8 ve s:27). Bu bölgenin tipik morfolojik elemanları Konya ve Tuz Gölü gibi büyük havzalardır. Yapısal unsurları ise KD-GB ve KB-GD doğrultulu faylardır (Şengör, 1980). Basitçe K-G gerilme ve D-B sıkışma geometrisi altında gelişmiş ovalar (Şengör, 1980) oblik doğrultu atımlı faylar ile sınırlıdır (Bozkurt,

2001). Tektonik kontrollü havzalarda, neotektonik dönem öncesinden başlayıp (Alt Kretase) Eosen başına kadar devam eden kalın bir sedimanter istif gelişmiştir.

Batı Anadolu ise Batı Anadolu gerilme sistemi ile tanımlanan çoğunlukla D-B uzantılı horst ve grabenleri içermektedir. McKenzie (1972)'nin derlediği fay çözümlerine göre bölgede yaygın K-G yönlü bir gerilme mevcuttur. Gerilme nedeniyle de sismik açıdan dünyadaki en aktif bölgelerden birisidir (Bozkurt, 2001).

Tektonik olarak aktif olan Anadolu plakası ve civar bölgenin hareketine jeotermal aktivite de katılmakta ve kendisini doğal kaynak çıkışları (boşalım) ve açılan sondajlar ile göstermektedir. Şekil 1.2'de gösterilen haritaya önemli sıcak su çıkış noktaları ve ısıtıcı kaynağı olabilen volkanik alanlar yerleştirilirse (Şekil 1.3) basit bir yargıya varılabilir: Türkiye'deki jeotermal sistemler, tektonik ve volkanik faaliyetlere bağlı olarak gelişmiştir. Bu ilgi nedeniyle de jeotermal enerji araştırmaları önemli tektonik yapılar ve volkanizmanın etkin olduğu alanlarda yoğunlaşmıştır. Bu ilginin başlangıcı da 1962 yılında Maden Tetkik Arama (MTA) Genel Müdürlüğü'nce başlatılan envanter çalışmalarıdır. Çalışmalarda, kaynakların



Şekil 1.3 Türkiye' de sıcak ve mineralli suların dağılımı (Şimşek, 2002)

rezervuar sıcaklıklarının çok farklı değerler gösterdiği bulunmuştur (Akkuş, 2002). Muffler ve Cataldi (1978)'nin hazırladığı hazne kaya sıcaklığı sınıflamasına göre (Tablo 1.2) Türkiye'deki sistemler düşük, orta ve yüksek sıcaklıktadır.

Tablo 1.2 Muffler ve Cataldi (1978) sınıflaması

Hazne Kaya Sıcaklığı Sınıflaması	Sıcaklık ($^{\circ}\text{C}$)
Yüksek sıcaklıklı alanlar	>150
Orta sıcaklıklı alanlar	90-150
Düşük sıcaklıklı alanlar	< 90

Lindal diyagramı (Tablo 1.1) ile (Tablo 1.2) karşılaştırılırsa, 90°C alt sınırının endüstriyel kullanım (ikincil akışkan sistemi) ile ısıtmacılık ve balneolojik kullanım arasındaki eşik sıcaklık değeri olduğu görülecektir. 150°C ise günümüz teknolojik şartlarına göre elektrik enerjisi üretilebilecek alt sıcaklık değeridir. Endüstriyel, ısıtmacılık ve balneolojik kullanım, doğrudan kullanım biçimleridir. Kısacası, Türkiye'deki jeotermal kaynakların sıcaklık dağılımı farklı kullanım biçimlerine olanak sağlayacak özelliktedir.

Harita üzerinde (Şekil 1.3) jeotermal kaynakların sıcaklık dağılımları çeşitlilik gösterir. Yapılan rezervuar sıcaklığı hesaplamalarına göre (Mutlu ve Güleç, 1998), Doğu Anadolu'da maksimum rezervuar sıcaklığı 136°C , Orta Anadolu'da 125°C , Kuzey Anadolu'da 110°C , Ege Bölgesi'nde ise 251°C 'dir. Bu farklılık önceki sayfada değinilen Türkiye'nin genel tektonik çerçevesi içinde incelenirse, en yüksek sıcaklığa sahip alanlar Batı Anadolu Gerilme Sistemi içinde gelişmiştir. Buna karşılık, Orta Anadolu'nun doğusundan-batısına sıkışma rejiminin genişlemeye tedrici geçişi (Batı Anadolu'daki gibi etkin olmayan genişlemeden dolayı) (Mutlu ve Güleç, 1998) ve kalın sedimanter istifin (Görür ve diğ., 1998), kabuk kalınlığını arttırması, buna ilaveten Doğu Anadolu'da sıkışma rejimi (Şengör, 1980) ile başlayan ve görece Batı ve Orta Anadolu'ya göre daha kalın kabuk nedeni ile (Aydın ve diğ., 2005) düşük sıcaklıklı alanlar gelişmiştir (Akkuş, 2002). KAFZ'nda bulunan düşük sıcaklıklı alanlar ise Mutlu ve Güleç (1998)'e göre, olasılıkla çek-ayır havza ile ilintili yerel magmatik aktiviteden kaynaklanmaktadır.

Buradan da anlaşılabilceği gibi jeotermal enerji yönünden önemli potansiyel oluşturan alanlar, Batı Anadolu'da yoğunluk kazanmıştır. Bu bölgede, rezervuar sıcaklıkları elektriğe dönüştürülebilecek niteliktedir. Diğer bölgelerde ise doğrudan kullanıma yönelik sahaların varlığı keşfedilmiştir (Akkuş, 2002).

Bu sahaların veya kaynakların, kullanım biçimlerine göre istatistiksel değerlendirmesi ve geleceğe yönelik tahminler farklı araştırmacılar tarafından yayınlanmıştır (Akkuş, 2002; Mertoğlu vd, 2003; Hepbaşlı ve Özgener, 2004; Kaygusuz ve Kaygusuz, 2004). Türkiye’de toplam 600 dolayında sıcak su kaynağının yer aldığı 170 adet jeotermal alan araştırılmıştır (Akkuş, 2002). Sıcaklık değerleri 40 ile 242⁰C arasında değişmektedir (Hepbaşlı ve Özgener, 2004). Bu değerler tablo 1.2’ye göre değerlendirildiğinde düşük, orta ve yüksek sıcaklığa sahip potansiyel olduğu anlaşılmaktadır. Bunların, % 95’i düşük ve orta sıcaklıklı, % 5’i yüksek sıcaklıklı olup elektrik enerjisi üretimine uygun niteliktedir (Akkuş, 2002). Toplam hesaplanmış (işletilen kaynakların toplam potansiyeli) elektrik enerjisi üretimi kapasitesi 200 MWe, doğrudan kullanım kapasitesi ise 2046 MWt (megawatt termal) düzeyindedir. Toplam tahmin edilen kapasite (var olan sahalarda işletilebilecek olası tüm potansiyel), elektrik enerjisi üretimi için 4500 MWe, doğrudan kullanım için ise 31.500 MWt’dir (Hepbaşlı ve Özgener, 2004). Türkiye hali hazırda, hesaplanan üretim değerinin altındaki kapasiteyi kullanmaktadır. 1998 yılı istatistiklerine göre, elektrik enerjisi üretiminde Türkiye 20 MWe kapasite ile dünya sıralamasında beşinci sıradadır (Şimşek ve diğ., 2001). Ülkemizde, jeotermal enerjiden elektrik enerjisi üreten bir tek santral olduğu için karşılaştırma dünyadaki kurulu kapasitelere göre yapılmıştır (Şimşek ve diğ., 2001; Mertoğlu ve diğ., 2003; Hepbaşlı ve Özgener, 2004).

Doğrudan kullanım ise, ülkemizde yaygın olduğu için farklı sahaların karşılaştırılması, kurulu kapasite ve potansiyellerinin değerlendirilmesi mümkündür. Türkiye, doğrudan kullanımda da önceki paragrafta değinildiği gibi, hesaplanan değerlerin altında bir kapasiteye sahiptir. Sayılarla ifade edilirse, hali hazırdaki kapasitesi (828 MWt), toplam hesaplanmış doğrudan kullanım kapasitesinin (2046 MWt) altındadır (Hepbaşlı ve Özgener, 2004). Bu farklılığı yansıtmak için, tablo1.3’de literatürde (Hepbaşlı ve Özgener, 2004; Kaygusuz ve Kaygusuz, 2004) hem hali hazırdaki kapasite, hem de toplam hesaplanmış doğrudan kullanım kapasitesi olan jeotermal sahalar derlenerek ve bu çalışmadaki sıcaklık değerleri kullanılarak sunulmuştur. Tablo 1.3’deki değerler incelenirse, hali hazır kapasite ile hesaplanmış kapasite arasında farkların olduğu görülecektir. Kullanımdaki kapasite

sıralamasında, alt sıralarda olan sahalardan birisi de bu çalışmanın konusunu oluşturan Armutlu Yarımadası jeotermal kaynakları veya tabloda belirtildiği şekliyle Yalova'dır.

Tablo 1.3 Bazı jeotermal sahaların doğrudan kullanımı, kapasite ve potansiyelleri (Hepbaşlı ve Özgener, 2004; Kaygusuz ve Kaygusuz 2004'den derlenmiştir)

Jeotermal Saha	Kapasite ¹ (MWt)	Potansiyel ² (MWt)	Sıcaklık ^{a,b,c} (°C)	Uygulama ^a
Afyon-Gazlıgöl	0.64 ^a	6.31 ^b	68 ^a	B
Afyon-Ömer	3.888 ^a	220.2 ^b	98 ^a	B, S
Balıkesir-Edremit	9.815 ^a	10.33 ^b	53-60 ^a	S
Çanakkale-Kestanbol	3.82 ^a	4.19 ^b	62.5-73	I, S
Denizli-Gölemezli	0.225 ^a	5.65 ^b	65 ^a , 88 ^b	B, S
Kütahya-Gediz	0.61 ^a	36.90 ^b	78-104 ^a	B, S
Manisa-Alaşehir	0.26 ^a	0.35 ^b	30-73 ^a	B
Nevşehir-Kozaklı	12 ^a	57.65 ^b	42-95 ^a , 93 ^b	I, S
Rize-Ayder	0.24 ^a	3.60 ^b	55 ^a	B
Samsun-Havza	0.07 ^a	10.60 ^b	54 ^b	B
Yalova	0.135 ^a	2.83 ^b	48-66.2 ^a , 56.5-70.5 ^c	S,B

^a Kaygusuz ve Kaygusuz (2004), ^b Hepbaşlı ve Özgener (2004), ^c Bu çalışma

¹ Hali hazırdaki kapasite, ² Hesaplanmış kapasite

(B) = balneoloji, (E) = endüstriyel uygulama (I) = alan-yer ısıtma (S)=seracılık

1.3. Çalışmanın Amacı ve Kapsam

Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı bünyesinde hazırlanan bu yüksek lisans tez çalışmasının kapsamı, Armutlu Yarımadası jeotermal kaynakları, bununla bağlantılı bölgenin jeolojisi ve genç tektoniğidir (neotektonik). Çalışmanın, bu bölgeye yönelmesinin nedenlerinden biri; önceki bölümde Tablo 1.3'de görüleceği üzere, sahaya ait hali hazırdaki kapasite (0.135 MWt) ile toplam hesaplanmış doğrudan kullanım kapasitesi (2.83 MWt) arasındaki oldukça belirgin farktır. Seracılık ve termal turizm yapılan sahanın atıl kalan potansiyeli hem seracılık ve termal turizm açısından daha fazla kullanılabilir, hem de doğrudan kullanım faaliyetlerinin niteliği artırılabilir. Diğer neden ise, Armutlu Yarımadasının KAFZ'nun her iki kolunun uzandığı, genç

tektoniğin etkin olduğu bir bölge olmasıdır. Özellikle, 17 Ağustos 1999 depremi sonrasında doğrudan bölgenin deprem riskinin belirlenebilmesi için ve bölgenin paleotektonik ve neotektonik niteliklerinin anlaşılması amacıyla deprem öncesi ve sonrasında değişik dönemlerde çalışılmıştır. Bu bilgi birikimi, bölgenin neotektonik durumuna eşlik eden jeotermal etkinliğin aydınlatılması için gereklidir. Bu çerçevede, Armutlu Yarımadası'nın jeolojisi ve tektoniği üzerine yapılmış çalışmalardan yararlanılmış, aşağıdaki bölümde genel hatlarıyla bahsedilen çalışma yöntemi takip edilmiştir.

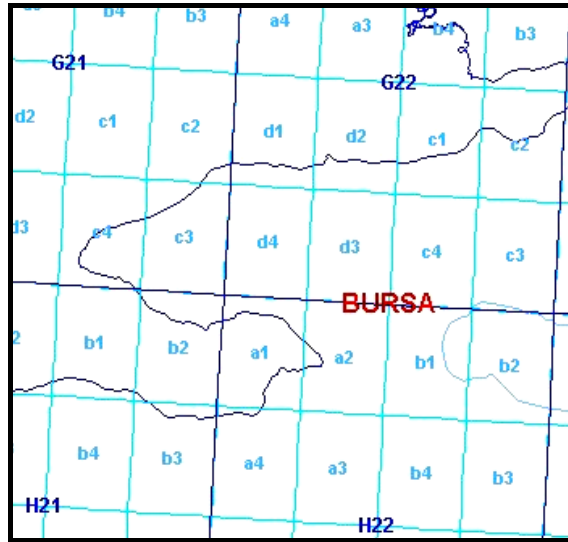
1.4. Çalışma Yöntemi

Çalışma yöntemi; literatür çalışması, üç boyutlu topoğrafik yükseklik modeli ile jeoloji haritasının bilgisayar ortamında hazırlanması, yeraltı suyu numunesi alımı, bunların analizi ve değerlendirilmesi olarak beş ana kısma ayrılmaktadır. Literatür çalışmasında genel olarak, Türkiye'nin jeolojik ve tektonik çerçevesi ile ilgili yayımlar, bölgesel düzeyde ise Armutlu Yarımadası'nın tektonik ilişki de değerlendirildiği Batı Pontidler ve Sakarya Kıtası; morfolojik bütünlük sunduğu Trakya-Kocaeli Penepleni, İzmit Körfezi, Gemlik Körfezi, İznik Gölü, Marmara Denizi ile ilgili yayınlar derlenmiştir. Bölgedeki sismik etkinliği ve bunun ana unsuru olan neotektonik döneme ait KAFZ' nu konu edinen yayınlara da literatür çalışmasında yer verilmiştir. Haritaların hazırlanmasında, 1/25.000 ölçekli topoğrafik haritalardan faydalanılmış, sahanın üç boyutlu topoğrafik yükseklik modeli ErMapper 6.3 yazılımı ile, 1/25.000 ölçekli jeoloji haritaları da CorelDraw 12.0.0.458 yazılımı ile bilgisayar ortamında hazırlanmıştır. Numune alımı için, 22/09/2005–25/09/2005 ve 24/03/2007–23/03/2007 tarihleri arasında yapılan saha çalışmasında, Armutlu Yarımadası jeotermal kaynaklarından (Armutlu, Yalova, Gemlik Orhangazi kaynakları, bkz. Şekil 1.5, Tablo 3.2) iki dönemlik örnek alınmış ve WTW Multi 340i cihazı ile yeraltı sularının sıcaklık (T), pH, elektriksel iletkenlik (EC) değerleri yerinde ölçülmüştür. Yeraltı suyu numunesi alımında, 50 ml polietilen kaplar kullanılmış, yeraltı suyu ile iki veya üç defa yıkandıktan sonra içinde atmosferik gazlar kalmayacak şekilde yeraltı suyu ile tamamen doldurulmuştur. Numunelerin analiz öncesi korunması amacıyla, nitrik asit eklenmiş bu şekilde

yeraltı suyunun pH değeri 2'ye düşürülmüştür. Ana anyon-kasyon, ağır metal ve iz element analizleri ACME Analitik Laboratuvarları-Kanada'da Endüksiyonla Çiftlenmiş Plazma-Kütle Spektrometresi (Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometer, ICP-MS) cihazı ile yapılmıştır. İz element ve ağır metal derişimleri, bu çalışmada elde edilmiş olan ve metin içerisinde değinilen kaynaklarda bulunmayan yeni verilerdir (bkz. Tablo 3.2). Ayrıca, değerlendirmede bahsi geçen yeni verilere dayalı olarak, bu çalışmada değinilen kaynaklarda kullanılmamış olan Cl-SO₄-HCO₃, Li-Rb-Cs üçgen diyagramları, K-Mg-Ca jeoindikatörü ve mineral-denge sıcaklık diyagramı hazırlanmıştır. Analiz ve yerinde ölçümlerin birlikte değerlendirmesinde AquaChem 3.7.42 (Calmbach, 1997), PhreeqcI 2.13.0.1497 (Parkhurst ve Appelo, 1999) yazılımları kullanılmıştır. Çalışma alanına ait jeoloji, neotektonik ve hidrojeokimya çalışmaları birlikte değerlendirilmiştir.

1.5. Armutlu Yarımadası; Konumu, Morfolojisi, İklimi ve Hidrolojik Bütçesi

Armutlu Yarımadası, diğer adıyla Bozburun Yarımadası (Yanmaz, 2004) 1/100.000 ölçekli G21, G22, H21, H22 paftaları içinde yer alır (Şekil 1.4). Coğrafi



Şekil 1.4. Armutlu Yarımadası ve civarı pafta indeks haritası

olarak, Bozburun Yarımadası adıyla bilinmesine rağmen, bu çalışmanın değindiği kaynaklarda Armutlu Yarımadası kullanıldığından, uyum sağlayabilmek için Armutlu Yarımadası ifadesi tercih edilmiştir.

Bu bölge morfolojik olarak İzmit Körfezi, Gemlik Körfezi, Kocaeli Yarımadası, İznik gölü ve Sapanca gölü ile birlikte Doğu Marmara'nın ana coğrafik-morfolojik elemanları arasında yer alır (Şekil 1.5). Bölge aynı zamanda KAFZ içinde olup güney ve kuzeyinden faylarla sınırlanmaktadır. Armutlu Yarımadası, kuzeyde İzmit Körfezi, güneyde Gemlik Körfezi, doğuda Sakarya Nehri ve batıda Marmara Denizi ile sınırlanmaktadır. Bölge D-B doğrultusunda ortalama 117 km uzunluğa, K-G doğrultusunda ise 45 km uzunluğa ve yaklaşık 3000 km² yüzölçümüne sahip bir bölgedir. Morfolojik açıdan ise yarımada D-B uzanımlı bir dağ sırası ile temsil edilmektedir. Bu dağ sırası batıda ortalama 850 m doğuda ise 1250 m'ye ulaşır ve Samanlı Dağları olarak bilinir.

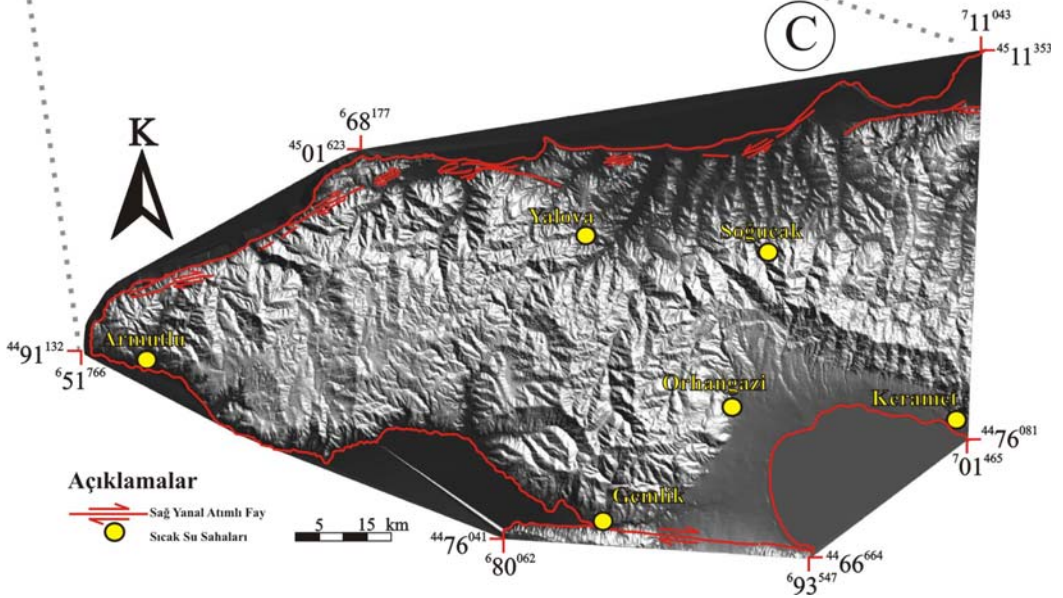
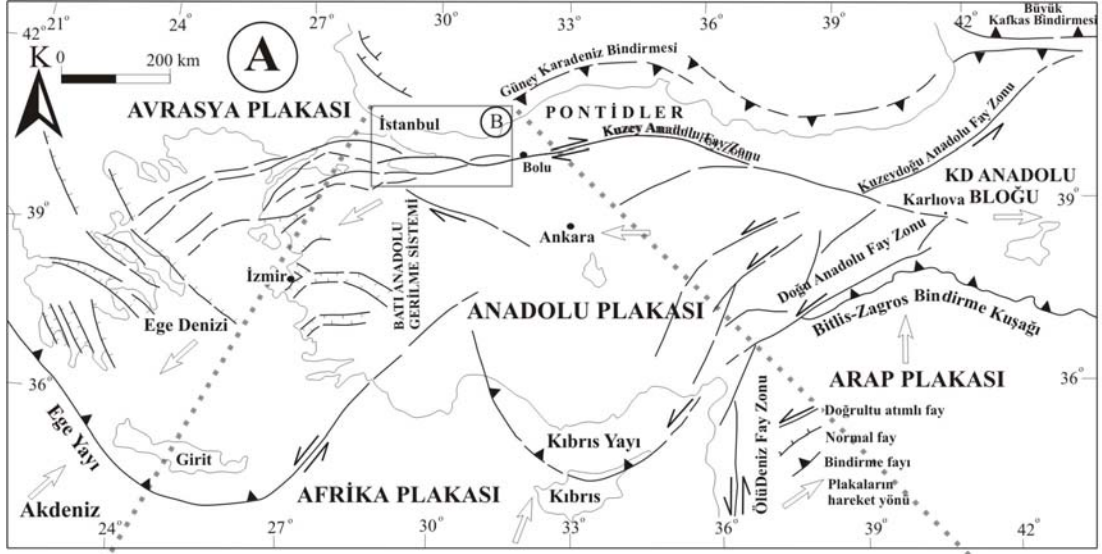
Bölge, Akdeniz, Doğu Avrupa ve Karadeniz iklimleri arasında bir geçiş bölgesidir. Marmara Denizi'nin de iklim üzerinde etkisi vardır. Yağış güzergâhı genelde batıdan kuzeye doğrudur (Erinç ve Sungur, 1964). Belki de bu sebeple ortalama yıllık yağış farklılığı mevcuttur. Örnek olarak, Yalova'da 749 mm, Gemlik'te 684 mm'dir. Bölgede yağışın %70'inden daha fazlası Ekim-Mart ayları arasında düşmektedir. Ortalama yıllık sıcaklık ise belirgin farklılık göstermez. Örnek olarak, Yalova'da 14.3⁰C, Gemlik'te 14.9⁰C'dir. Bölgeye ait hidrolojik bütçenin sonuçları tablo 1.4'de gösterilmiştir.

Tablo 1.4. Armutlu Yarımadası Hidrolojik Bütçesi (Eisenlohr, 1995)

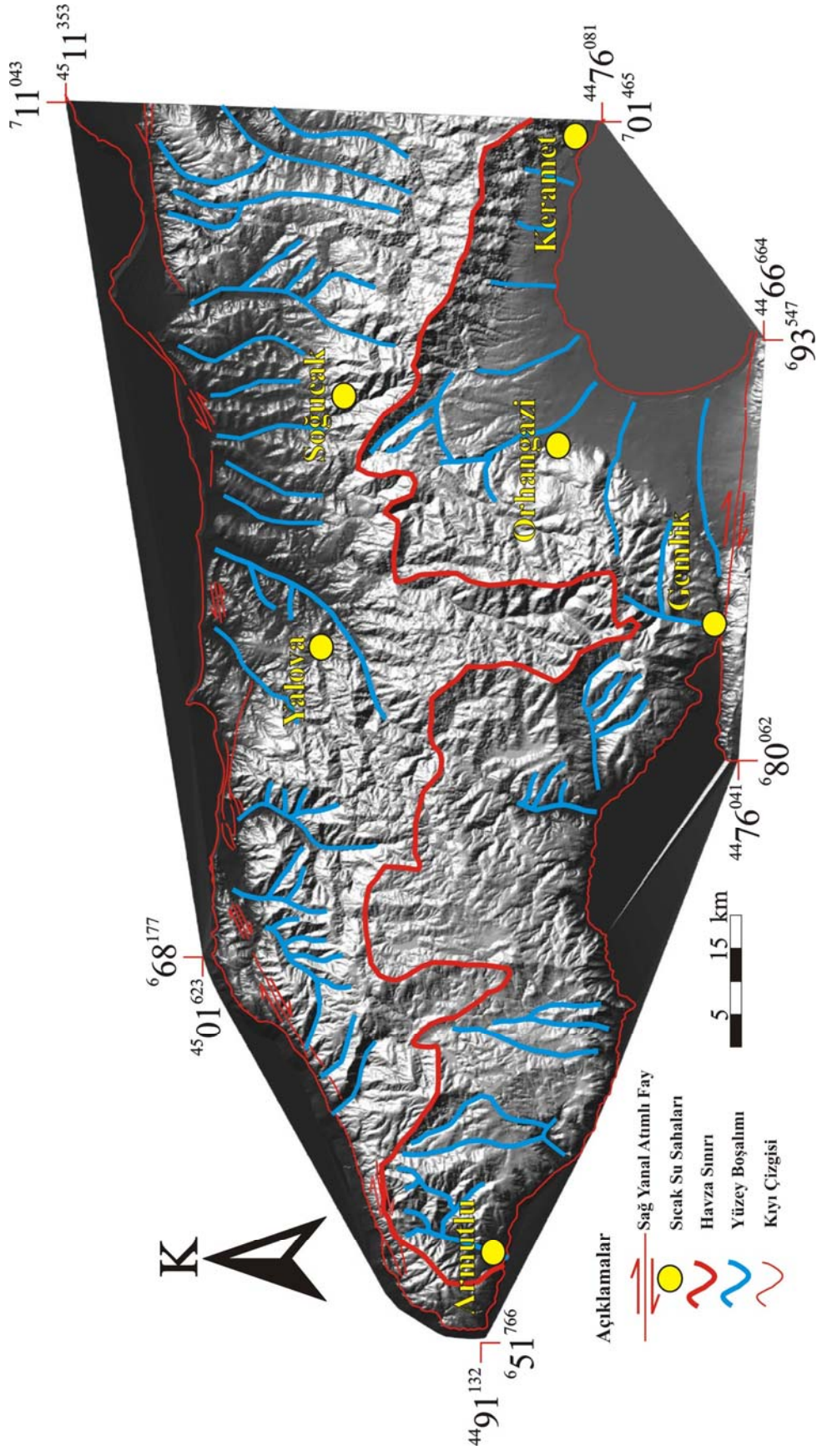
Havza Elemanları	Miktar (mm)	Miktar Yüzdesi (%)
Yağış	800	100
Buharlaşma-Terleme	320	40
Yüzeysel Akış	400	50
Yeraltı suyu beslenimi	80	10

Tabloda yüzeysel akış ile yeraltı suyu beslenimi arasında çarpıcı bir fark vardır. Yüzeysel akış 400 mm ile yeraltı suyu besleniminden (80 mm) beş kat daha büyüktür. Bu durum, bölgenin topoğrafik eğim gradyanının yüksekliğiyle açıklanabilir. Topoğrafik yüksekliği gösteren drenaj ağı haritası (Şekil 1.6) incelenirse K-G doğrultusunda 45 km uzunluğunda bir yarımada olan Armutlu Yarımadası batıda 850m yüksekliğinden deniz seviyesine (Marmara Denizi, İzmit

Körfezi, Gemlik Körfezi) değişen kot farkı ile yüksek eğimli bir topoğrafyaya sahiptir. Topoğrafyanın bilhassa belirgin biçimde K-G doğrultudaki değişimi hem inceleme alanındaki neotektonik etki hem de farklı litolojilerin görülmesiyle ilişkilidir. Topoğrafyanın sebebi olan jeolojik olaylar ise, bir sonraki bölümde bölgeselden inceleme alanına doğru devam eden anlatım biçimiyle sunulmuştur.



Şekil 1.5. Armutlu Yarımadası yer bulduru haritası (Yiğitbaş ve diğ., 2004b' den değiştirilerek)



Şekil 1.6. Armutlu Yarımadası drenaj haritası

BÖLÜM 2

JEOLOJİ

2.1. Bölgesel Jeoloji

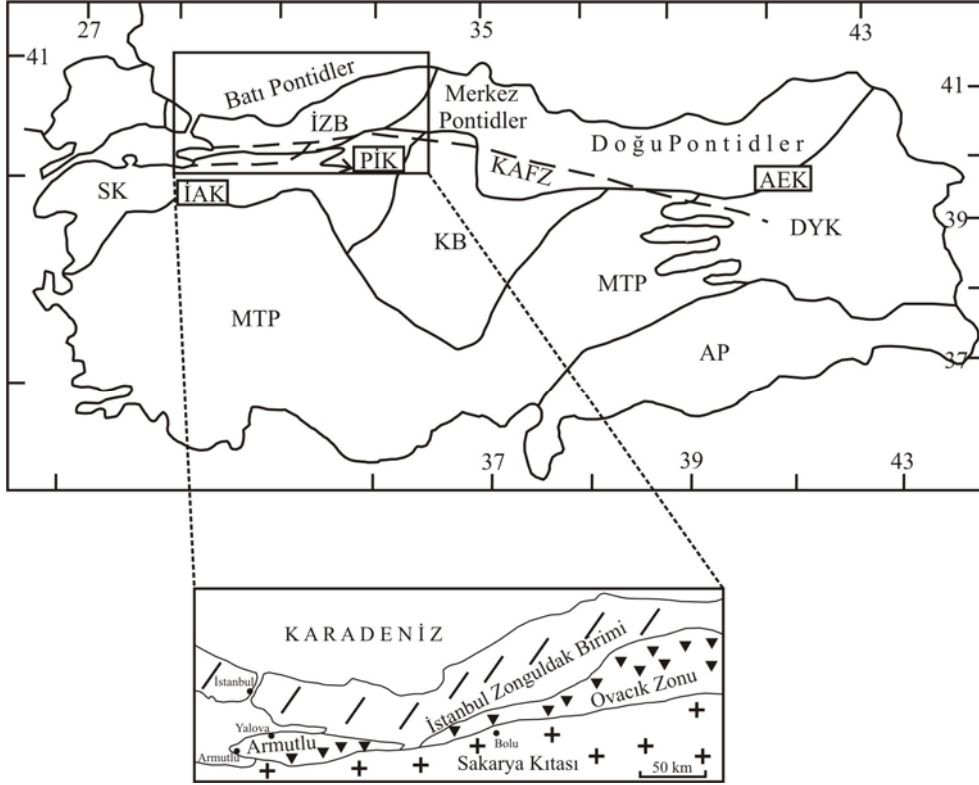
Çalışma alanının jeolojisine değinmeden önce, çalışma alanının tektonik olarak birliktelik gösterdiği, jeolojik evriminin içinde değerlendirildiği, Pontid tektonik birliğinin batı kesimine (Batı Pontidler) değinilecektir. Daha sonra Batı Pontidlerin kendi içerisindeki alt birlikleri olan, İstanbul-Zonguldak Birimi, Sakarya Kıtası ve bu tektonik birliklerin bir araya gelmesiyle oluşan Pontid İçi Kenedi hakkında bilgi verilecektir.

Pontidler olarak isimlendirilen (Ketin, 1966, Şengör ve Yılmaz, 1981) ve Türkiye'nin Karadeniz kıyısında (Şekil 2.1) yaklaşık D-B uzanlı orojenik birliktelik (collage) Tetis orojenik sisteminin bir parçasını oluşturur. Pontid terimi, bu çalışmada Şengör ve Yılmaz (1981)'in çalışmasında yer aldığı şekliyle kullanılmıştır.

Türkiye'nin günümüzdeki tektonik yapısı, Geç Mesozoik ve Senozoik'te Neotetis Okyanusu'nun birçok kolunun kapanmış olması ile ilişkilidir. Şekil 2.1'de Türkiye'nin ana tektonik birlikleri görülmektedir. Bu birlikler, Türkiye Neotetis evriminin tektonik elemanlarıdır. Bu tektonik unsurlar kuzeyden güneye doğru sıralanırsa (Şekil 2.1), İstanbul-Zonguldak Birimi (İZB), Armutlu-Ovacık Zonu (AOZ) Sakarya Kıtası (SK), Kırşehir Bloğu (KB), Menderes-Toros Platformu (MTP), Arap Platformu'dur (AP). Bu bloklar, Neotetis kenetleri (Ankara-Erzincan Kenedi-AEK, İzmir-Ankara Kenedi-İAK, Pontid İçi Kenedi-PİK) ve Doğu Anadolu Yığışım Karmaşığı (DYK) ile ayrılmışlardır (Yılmaz ve diğ., 1997).

Pontidler olarak isimlendirilen morfolojik ve tektonik unsur, batıda Bulgaristan'dan doğuda Kafkaslara kadar uzanmaktadır (Şekil 2.1'de Bulgaristan ve Kafkaslardaki devamlılığı gösterilmemiştir). Kuzeyde ise, sınırları Karadeniz'in içine uzanmaktadır (Yılmaz ve diğ., 1997). Güney sınır ise Erzincan-Ankara Kenedi'dir.

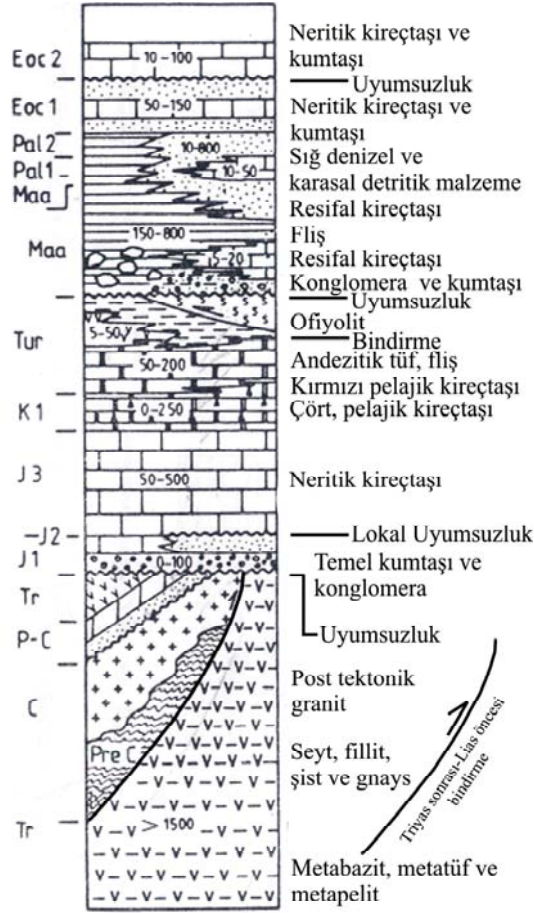
Pontidler kendi içerisinde Batı, Orta ve Doğu Pontidler (Şekil 2.1) olarak ayrılmaktadır (Yılmaz ve diğ., 1997). Bu çalışma, Armutlu Yarımadası (bakınız yer bulduru ve Şekil 2.1) jeotermal kaynakları ve bu bağlamda çalışma alanının jeolojisi-neotektoniği ile ilgili olduğu için Batı Pontidler (SK, İZB) hakkında literatüre dayalı bilgi verilecektir.



Şekil 2.1 Türkiye tektonik birlikleri (Yılmaz ve diğ. 1997; Yiğitbaş ve diğ., 1999'den derlenmiştir; simgeler için bkz. s: 18)

2.1.1. Sakarya Kıtası

Sakarya Kıtası, güneyden İzmir-Ankara Kenedi, kuzeyden Armutlu-Ovacık Zonu ile sınırlanmıştır (Şekil 2.1). Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun güney kolu ise Armutlu-Ovacık Zonu ile Sakarya Kıtası arasındaki sınırdır. Bölgenin stratigrafik kesiti Şekil 2.2' de verilmiştir. Kesitte, Sakarya Kıtası'nın iki farklı metamorfik birliği (Uludağ Grubu ve Yenişehir Grubu) görülmektedir (Yılmaz, 1977). Bu kayalar, bölgenin temel kaya gruplarıdır ve iki metamorfik birlik arasındaki sınır bindirme fayıdır. Metamorfik kaya birimleri, arkoz kumtaşı ile başlayan ve fosilli



Şekil 2.2 Sakarya Kıtası genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Yılmaz ve diğ., 1997)

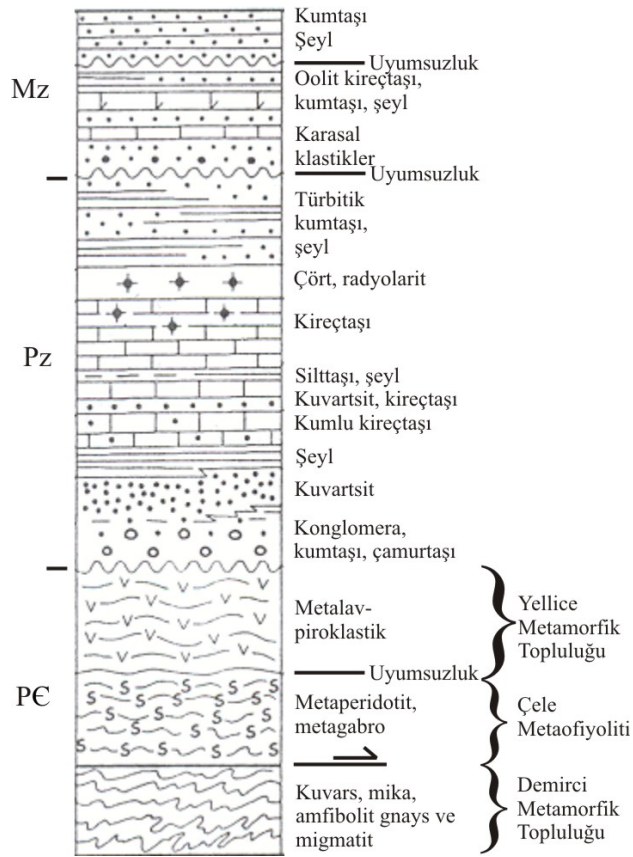
neritik kireçtaşı (Derbent formasyonu) ile devam eden sedimanter istif ile örtülüdür (Genç, 1987; Yılmaz ve diğ., 1997). Bunun üzerinde Lias transgresyonu ile oluşmuş detritik birimler bulunur. Temel kayaları ve üzerindeki sedimanter istifi açısal uyumsuzlukla örten bu birimler, flüvyal kökenli karasal sedimanlardan, sığ denizel birimlere geçiş gösterir (Yılmaz ve diğ. 1995). Ortam tektonikçe aktif bir horst-graben alanıdır (Görür ve diğ., 1983). Alt sedimanter seri ile bunların üzerini açısal uyumsuzlukla örten Lias transgresyonu ile oluşmuş seri arasındaki açısal uyumsuzluk arazi gözlemi ile belirlenememiştir (Yılmaz ve diğ. 1995). Toarsiyen-Batoniyen aralığına karşılık gelen bu uyumsuzluk fosil kayıtlarına dayalıdır (Altınar ve Koçyiğit, 1992). Lias transgresyonu ile oluşan detritik taban konglomera ve kumtaşı (Bayırköy formasyonu), Jura yaşlı neritik kireçtaşları (Bilecik kireçtaşı) ile devam eder (Yılmaz ve diğ., 1997; Koçyiği ve diğ., 1997). Yanal ve düşey olarak, Jura yaşlı kireçtaşları beyaz, ince katmanlı ve çörtlü Kretase yaşlı kireçtaşlarına (Soğukçam kireçtaşı- Altınlı, 1973) geçişlidir. Kretase kireçtaşları üzerinde yaygın

ve ani ortamsal değişimin işareti olan birimler bulunur. Fliş niteliğindeki birimler karbonatlı flişden (Vezirhan formasyonu-Altınlı, 1973) flişe geçiş gösterir. Karbonatlı fliş üzerinde, dolayısıyla Mesozoik platform birimlerinin üzerinde tektonik dilim halinde ofiyolit bulunmaktadır (Yılmaz ve diğ. 1995). Türoniyen yaşlı karbonatlı fliş üzerindeki erozyon seviyesi Koniasiyen-Santoniyen aralığına denk düşmektedir. Uyumsuzluk üzerinde gelişen fliş ise Paleosen'e kadar devamlılık gösterir. Fliş proksimalden orta fana kadar değişen trbit seridir, bazı yerlerde ise tam Bouma serisi gösterecek kadar gelişmiştir (Saner, 1977). Kampaniyen-Maastrichtiyen aralığında fliş içerisine yerleşmiş blok boyutu malzeme, olistostrom ve daha yaşlı birimlerden parçalar bulunur. Blok boyutu malzemeyi takip eden fliş serisi içerisinde ortam derin denizden sığ deniz ortamına değişiklik gösterir; bu tane boyu değişimiyle ve resifal kireçtaşlarıyla (Selvipınar formasyonu- Altınlı, 1973) arazide belirgindir (Saner, 1977; Yılmaz ve diğ., 1990). Mesozoik ve Erken Tersiyer (Paleosen) serilerinin üzerinde, Eosende gelişmiş trangresif seri (Ciciler formasyonu- Altınlı, 1973) bulunur. Sığ denizel ortam ürünü kumtaşı, neritik kireçtaşı araldanmasından oluşur (Yılmaz ve diğ. 1997).

2.1.2. İstanbul-Zonguldak Birimi

İstanbul-Zonguldak Birimi (şekil 2.1) veya İstanbul-Zonguldak tektonik birliği; şengör (1984) tarafından İstanbul Napı olarak tanımlanmıştır. İstanbul-Zonguldak Zonu olarak Yılmaz ve diğ., 1997 tarafından tanımlanan bu tektonik birim, İstanbul-Zonguldak Birimi olarak da literatürde ifade edilmiştir (Yiğitbaş ve diğ., 1999; Elmas ve Yiğitbaş, 2001). Batıda (Trakya-Istranca Masifi) ve doğuda Ballıdağ-Küre birimi ile sınır ilişkileri tektoniktir. Istranca Masifi ile sınırı, Orta-st Eosen sedimanter kayaç örtüsünden dolayı gözlenememektedir. Sınır ilişkisi, transform fay (Okay ve diğ., 1994) veya kenet (Yılmaz ve diğ., 1997) olarak değerlendirilmektedir. Doğu sınır ise, Ballıdağ-Küre birimi üzerinde bindirme fayıdır (Yiğitbaş ve diğ., 2004a). İstanbul-Zonguldak Birimi'nin stratigrafik kesiti şekil 2.3' de gösterilmiştir. Temel kaya yüksek dereceli metamorfik birimlerden oluşur ve Snnice dağında en iyi mostra grlmektedir. Prekambriyen yaşlı kristalin temel, Demirci metamorfik topluluğu, ele metaofiyoliti, Yellice metavolkanit topluluğu

olarak isimlendirilmiştir (Yiğitbaş ve diğ., 1999). Demirci metamorfik topluluğu, gnays ve intrüzif nitelikte granitik-migmatitik kayalardan (Yiğitbaş ve diğ., 1995)



Şekil 2.3 İstanbul-Zonguldak birimi genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Yiğitbaş ve diğ., 1999)

oluşur. Üstte bulunan Çele Metaofiyoliti ile sınır faylıdır. Çele metaofiyoliti, amfibolit fasiyesinde gelişmiş metaperidotit ve metagabrodan oluşur. Yellice metavolkanit topluluğu, Çele metaofiyoliti üzerinde uyumsuzlukla bulunur. Bazalt, riyolit ve buna eşlik eden tüf ve ignimbiritten oluşan piroklastik malzeme içerir. Metamorfik birliklerin üzeri uyumsuz olarak Paleozoik sedimanter istif ile örtülüdür. Sedimanter istifin en altında Erken Ordovisiyen yaşlı kırmızı renkli konglomera, kumtaşı ve çamurtaşından oluşan Kurtköy formasyonu bulunur. Seri, kuvartsit içeren Aydos formasyonu ve koyu renkli şeylden oluşan Gözdağ formasyonu ile devam etmektedir. Formasyon düzeyinde konglomeradan şeyle doğru izlenebilen tane boyu derecelenmesi üzerinde kumlu kireçtaşı ve bitümlü seviyeler içeren Dolayoba formasyonu bulunur (Dean ve diğ., 1993). Devoniyen, kuvarsit'den kireçtaşına geçen Kartal Formasyonu ile başlar, daha ince katmanlı çörtlü kireçtaşı içeren Yılanlı Formasyonu ile devam eder (Yılmaz ve diğ., 1997). Karbonifer, çört ve radyolaritli

Baltalimanı Formasyonu ile başlamaktadır, daha sonra ise sığ denizelden karasal ortama değişen ortamlarda depolanmış türbiditik kumtaşı ve şeylden oluşan Trakya Formasyonu ile temsil edilir. Trakya formasyonu üzerinde uyumsuzlukla temsil edilen erozyon yüzeyi Permiyen'e karşılık gelmektedir. Triyas yaşlı karasal klastikler ile kumtaşı, şeyl ve oolitik kireçtaşı içeren Çakraz Formasyonunun, Trakya Formasyonu ile sınırını bu uyumsuzluk yüzeyi oluşturmaktadır. Yine uyumsuzlukla Çakraz Formasyonu üzerinde Himmetpaşa Formasyonu bulunur; kumtaşı ve şeylden oluşmuştur.

2.1.3. Pontid İçi Kenedi

Pontid içi kenedi Armutlu Yarımadasından, Bolu ve Ovacığa doğru uzanmaktadır (Elmas ve Yiğitbaş, 2001). Kenet (Şekil 2.1), aslında Sakarya Kıtası ve İstanbul-Zonguldak Birimi arasında tektonik bir geçiş zonu olan Armutlu-Ovacık Zonu içerisindedir. Literatürde, Armutlu-Ovacık Zonu (Yiğitbaş ve diğ., 1999; Elmas ve Yiğitbaş, 2001) ayrıca Armutlu-Almacık Yükselimi veya Zonu (Yılmaz ve diğ., 1997; Elmas, 2003; Yiğitbaş ve diğ., 2004) olarak da ifade edilmektedir. Her ikisi de paleotektonik anlamda kullanılmasına rağmen, Armutlu-Almacık Yükselimi neotektonik anlamda da literatürde (Elmas, 2003; Yiğitbaş ve diğ., 2004) kullanılmaktadır. Bu çalışmada, ele alınan bölge Armutlu Yarımadası olduğu için Bölüm 2.3'de bölgenin jeolojisine değinilecektir.

Armutlu-Ovacık Zonu içerisinde batıda Geyve geçidi ve doğuda Bolu arasında görülen, Geç Kretase yaşlı ofiyolitik melanjlara Pontid içi kenet kuşağının bir parçası olarak düşünülmektedir (Yılmaz ve diğ., 1995). Var olduğu kabul edilen Pontid içi okyanusunun kalıntısı olan kenet, kuzey yönüne doğru dalarak kapanmıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981). Bu görüş Arkotdağ melanjı (Tokay, 1973) ve Abant kompleksine (Yılmaz ve diğ., 1981) dayalı olarak desteklenmektedir. Göncüoğlu ve Erendil (1990)'e göre ise, Pontid içi okyanus oblik çarpışma ile kapanmıştır. Bu hipotetik okyanusun açılma yaşı ise, erken Jura olarak ifade edilmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981). Bazı araştırmacılar ise sadece Geç Paleozoik-Erken Mesozoik Paleotetis okyanusunun varlığını kabul etmişler; Erken Mesozoik boyunca da Avrasya Plakası

altına daldığını belirtmişlerdir (Okay, 2000). Diğerleri için ise, Paleotetis okyanusunun dalması güneye; Gondwana Plakasına doğru olmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1981). Bu kompleks birimlerin yeterince tanımlanmaması ve birbiriyle örtüşmeyen ortam ve yaş verileri farklı görüşlerin oluşmasının nedenidir (Elmas ve diğ., 1997). Elmas ve Yiğitbaş (2001) ise Şengör ve Yılmaz (1981)'ın varlığını kabul ettiği Pontid içi okyanusu destekleyecek yeterli verinin olmadığını, arazideki Geç Kretase yaşlı ofiyolitik melanjların Batı Pontid Fayı boyunca (Güncel tektonik etkinlikte, bu paleo çizgiselliği KAFZ takip etmektedir) sol yanal doğrultu atımlı fay ile Neotetis ofiyolitlerinden kopan parçalar olduğunu ve taşındığını söylemişlerdir.

2.2. Bölgesel Morfoloji ve Morfotektonik

Bölgesel morfolojik ve morfotektonik öğeler (Şekil 1.5); KAFZ, Marmara Denizi, İzmit körfezi, Gemlik Körfezi İznik Gölü, Trakya-Kocaeli Penepleni, İzmit Sapanca Koridoru, Adapazarı Havzası, Adapazarı-Karasu Koridoru, Düzce Havzası, Çamdağ-Akçakoca Yükselimi, Kefken-Akçakoca Kıyı Zonu olarak ayrılmıştır (Yiğitbaş ve diğ., 2004). Aşağıda her bir morfolojik-morfotektonik bileşenler hakkında betimleme ve açıklamalara yer verilmiştir.

2.2.1. Kuzey Anadolu Fay Zonu

Kuzey Anadolu Fay Zonu Karlıova'dan başlayarak Yunanistan'a kadar devam eden, yaklaşık 1500 km uzunluğunda, batıya hareket eden Anadolu plakasını kuzeyden sınırlayan sağ yönlü doğrultu atımlı bir faydır (Ketin, 1948). Fay, Avrasya ve Arabistan levhaları arasındaki sınırı oluşturan kıta içi transform bir fay niteliğindedir (Şekil 1.2). Birbirlerine yaklaşan Avrasya ve Arabistan levhaları arasında kalan Anadolu levhası, sırasıyla, sağ yönlü ve sol yönlü doğrultu atımlı faylar olan KAFZ ve DAF boyunca batıya; doğru hareket etmekte (McKenzie, 1972; Şengör, 1979) ya da çekilmektedir (Mercier ve diğ., 1989). KAFZ'nun ortaya çıkış yaşı için farklı görüşler bulunmaktadır. Şengör (1979), Şengör ve diğ. (1985)'ne göre, KAFZ Doğu Anadolu'da Geç Miyosen sonrası oluşmuş ve batıya doğru hareket ile Kuzeydoğu Anadolu'ya Pliyosen-Pleyistosen aralığında ulaşmıştır.

Oluşum zamanı açısından farklı bakış açıları olsa da, kabul edilen görüş, Erken Pliyosene kadar (5My-Barka ve Kadinsky-Cade, 1988 veya 7My-Westaway, 2003) doğrultu atım karakterini kazanmamış olduğu yönündedir. Muhtemelen, Geç Miyosen erken Pliyosen aralığında KAFZ'nun bugünkü biçimde olmaması bunun yerine birbirinden bağımsız fay parçalarının olması farklı yaş ve atımların nedenidir (Şaroğlu, 1988).

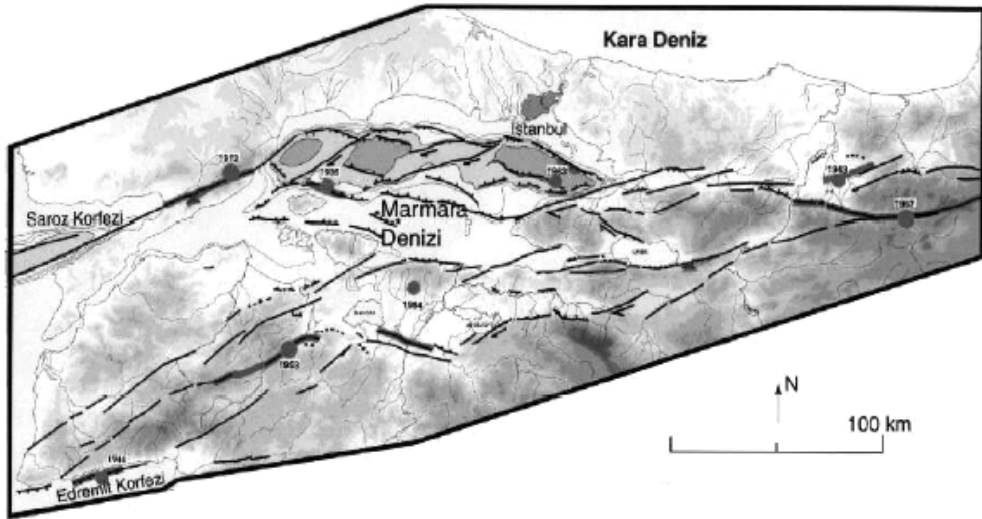
Marmara Denizine doğru uzanan bu fay zonunun Marmara Denizi içi devamlılığı, Marmara Bölgesindeki İznik Gölü, İzmit Körfezi ve Gemlik Körfezi olarak bilinen morfolojik unsurları aşağıda kısaca tanıtılmıştır.

2.2.2. Marmara Denizi'nin Morfolojisi ve Morfotektoniği

Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun (Şekil 1.2) Marmara Bölgesindeki kuzey kolu Anadolu Plakası'nın batıya hareketinin izidir (Şengör, 1980; Bozkurt, 2001). Fay zonunun güney kolu ise KAFZ'nun uzantısı olarak kabul edilmekte veya Batı Anadolu'nun iç deformasyonu olarak görülmektedir (Barka, 1997). Bu farklılığın sebebi her iki koldaki sismik etkinliğin farklı yoğunlukta oluşudur. Bu sismik yoğunluk tarihsel dönem ve aletsel dönem kayıtlarından bilinmektedir (Ambraseys ve Jackson, 2000; Ambraseys, 2000; Ambraseys ve Finkel, 2006). Tarihsel ve aletsel dönemdeki kayıtlar Marmara Denizi içi sismik etkinliğin tarihsel kayıtlarını da barındırmaktadır. Bölgenin sismik kayıt topluluğunu anlaşılır kılmak için, farklı tektonik modeller ileri sürülmüştür (Pınar, 1943; Pfannenstiel, 1944, Crampin ve Evnas, 1986; Şengör, 1987; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Wong ve diğ., 1995; Ergün ve Özel, 1995; Pichon ve diğ., 2001). Her bir araştırmacı veya araştırmacı topluluğunun modellerinden bahsetmeden, tektonik modellerin evrimi kısaca şu şekilde ifade edilebilir: Her iki kolun Marmara Denizi içerisinde devam ettiği modelden (Pınar, 1943), çek-ayır havzaların bulunduğu modele doğru evirilen bir yaklaşım (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Wong ve diğ., 1995; Ergün ve Özel, 1995). Batimetrik verilere göre Marmara Denizi iki farklı bölüme ayrılabilir; kuzey ve güney parçalar. KD-GB uzantılı sırtlar ile ayrılmışlardır. Kuzey bölüm, Sapanca Gölü'nden Saroz Körfezi'ne kadar olan kısım ki, bu Marmara Denizi'nin kuzey

kısmını boydan boya kat edilen iki uç noktası arasındaki bölüm, çek-ayır havzalara ayrılmışlardır (Şekil 2.4). Kuzeydeki havzalar yaklaşık 1200m derinliktedir, güney bölge, geniş bir şelftir ve derinliği 100m'den daha azdır. Bu şelfte KD-GB uzantılı havzalar ve sırtlar sedimanlar ile örtülüdür (Barka, 1997).

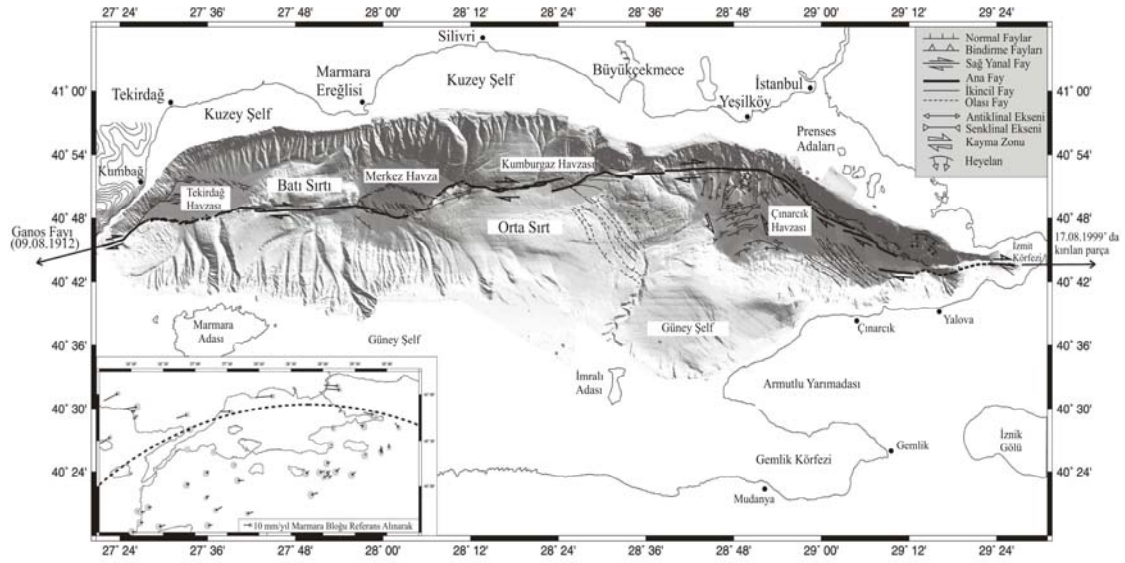
Marmara denizinin kuzey kesimlerini oluşturan derin çukurlar ve dar kuzey şelf alanı kendi içerisinde iki farklı fay sistemiyle denetlenen beş bloğa ayrılmıştır (Wong ve diğ., 1995). Bloklardan üçü derin Marmara çukurluklarını, diğer ikisi ise bunları birbirinden ayıran yükselimleri oluşturmaktadır. Doğudan batıya doğru bu beş blok sırasıyla, Çınarcık çukuru, Orta Marmara yükselimi, Batı Marmara yükselimi ve Tekirdağ çukuru olarak adlandırılmaktadır.



Şekil 2.4 Kuzey Marmara çukurları için önerilen çek-ayır havza modeli (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988'den değiştirilerek)

Bu bloklar; D-B doğrultulu transtansiyonel faylar, bu fayları öteleyen KD-GB doğrultulu yarı düşey, yanal atımlı faylar ve onlara eşlenik olan KB-GD faylardan oluşan bir sistem ile birbirlerinden ayrılmışlardır. Çukurlukları ayıran sırtlar transpresyonel niteliğe sahip yapılardır (Wong ve diğ., 1995; Ergün ve Özel, 1995). Marmara denizindeki çukurlar yakın bir zamana kadar KAFZ'nun kuzey kolu tarafından denetlenen çek-ayır havzalar (Şekil 2.4) olarak kabul edilmiştir (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Wong ve diğ., 1995). Diğer taraftan bölgede 1509, 1766 ve 1894 yılındaki büyüklüğü 7'nin üzerindeki depremlerin gerçekleşmiş olması

(Ambraseys ve Jackson, 2000; Ambraseys, 2000), yukarıdaki çalışmalarda Armutlu Yarımadası batısında gösterilen fayların uzunlukları ile çelişmekte ve bu depremleri üretebilecek uzunlukta (100km'den uzun) bir fayın varlığını akla getirmektedir (Le Pichon ve diğ., 2001). 17 Ağustos 1999 Kocaeli ve 12 Kasım 1999 Düzce depremlerinden sonra yapılan çalışmalar sonucunda, bu görüşe paralel olarak, mevcut tektonik yapının çek-ayır değil, daha önce oluşmuş havzaları keserek İzmit fay kolunu Ganos fayına bağlayan, sağ yönlü yanal atımlı tek bir fay sistemi (Şekil 2.5) ile temsil edildiği görüşü geliştirilmiştir (Le Pichon ve diğ., 2001).



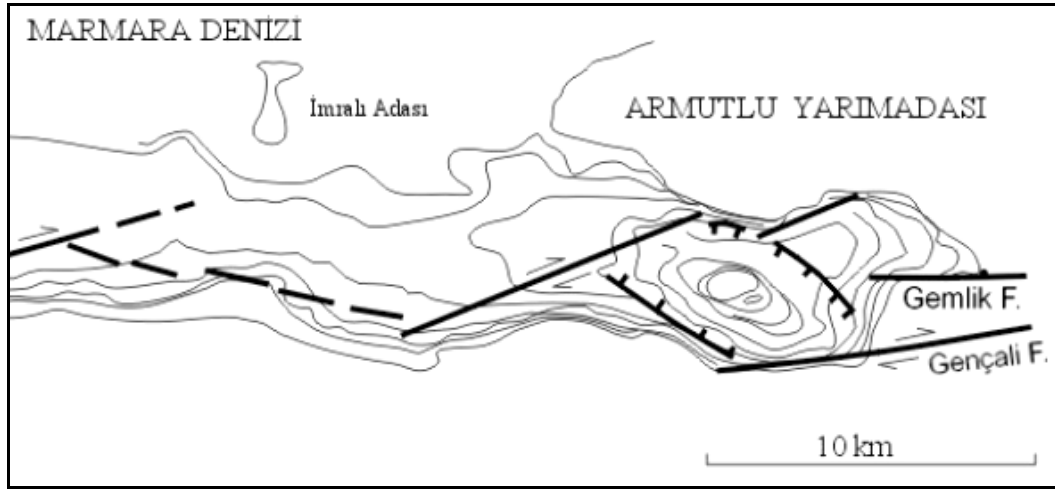
Şekil 2.5 Kuzey Marmara çukurlarını keserek geçen aktif ana Marmara Fayı (Le Pichon ve diğ., 2001'den düzenlenmiştir)

2.2.3. İzmit Körfezi'nin Morfolojisi ve Morfoetektoniği

Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun kuzey kolu üzerinde yer almaktadır. Körfezin Karamürsel-Gölcük arasında KD-GB yönünde çizgisel olarak uzanan kıyı kesimi yanal atımlı bir fay kolu tarafından denetlenmektedir (Barka and Kadinsky-Cade, 1988; Barka, 1997). Bu kolun içerisinde bulunduğu bir yanal atımlı fay sistemi, körfezdeki İzmit ve Karamürsel çek-ayır havzalarını oluşturmuştur (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Barka, 1997). Bu görüş, jeofizik çalışma ile desteklenmiştir (Akgün ve Ergün, 1995). Gökaşan ve diğ., 2001'ne göre, son buzul döneminin bitiminden beri aktif olan gömülü fay, körfezin eksenli boyunca çek-ayır havzaları ve sırtları kesmiştir.

2.2.4. Gemlik Körfezi ve İznik Gölü'nün Morfolojisi ve Morfotektoniği

Gemlik Körfezi (Şekil 2.6) batimetrik derinliği yaklaşık 110m'dir (Kurtuluş, 1985). Uzun eksenini KB-GD uzanımlıdır. Aktif fay kolları üzerindeki sismik kesitlere dayalı olarak Gemlik Körfezi'nin çek-ayır havza olduğu belirtilmiştir (Barka, 1997). Körfezin doğusunda, KAFZ'nun orta kolu iki yan kola ayrılmaktadır. Bunlardan kuzeydeki Gemlik Fayı, D-B yönlü olarak Gemlik'e kadar uzanmaktadır. Güneydeki Gençali Fayı ise, KD-GB yönünde Mudanya'ya kadar devam ederek körfezdeki çukurluğun güney sınırını oluşturmaktadır. Bahsi geçen bu fay yalnızca Gemlik Körfezi'nin doğu sınırını değil, aynı zamanda Gemlik gibi çek-ayır bir havza olan İznik Gölü'nün de güney sınırınıdır.



Şekil 2.6 Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Gemlik körfezi doğusundaki kollarının gösteren harita (Barka, 1997)

2.2.5. Trakya-Kocaeli Penepleni

Trakya-Kocaeli Penepleni (Şekil 1.5) deniz seviyesinden 120-200m yükseklikte uzanan bir erozyon yüzeyidir (Pamir, 1938). Daha ayrıntılı betimlenirse; Trakya bölgesinde erozyon yüzeyi yaklaşık olarak 120-130m yüksekliğindedir, Kocaeli Yarımadasında ise Marmara Denizi kıyısından kuzeye doğru seviye seviye yaklaşık 250m'ye kadar yükselir. Kuzeyden, güneyden ve doğudan fay yarıları, (scarps) peneplen sonrası morfolojik uyumsuzluk olarak tanımlanır; eski fayların tekrar aktif olmasının morfolojik sonuçlarıdır (Elmas, 2003; Yiğitbaş ve diğ., 2004). Peneplen nedeniyle erozyona uğramış Neojen öncesi birimler, İstanbul-Zonguldak

tektonik birliğinin Ordovizyen-Trias yaşlı sedimanları ve Turoniyen-Kampaniyen yaşlı volkanoklastiklerdir. Neojen öncesi birimlerin en üst seviyesini üst Kampaniyen-Alt Lütesyen'e ait sedimanter kayaçlar oluşturur. Neojen seri, İstanbul Boğazının batısında karasal laküstrin tortullar ile temsil edilir. Marmara kıyısı boyunca ise, güneyde Trakya Paleojen havzası üzerinde, kuzeyde İstanbul-Zonguldak Tektonik birliği üzerinde gözlenir (Elmas, 2003).

2.2.6. İzmit-Sapanca Koridoru, Adapazarı Havzası, Adapazarı-Karasu Koridoru, Düzce Havzası

İzmit-Sapanca Koridoru, Adapazarı Havzası, Adapazarı-Karasu Koridoru Trakya-Kocaeli Penepleni ve Armutlu-Almacık/Çamdağ-Akçakoca Yükselteleri arasındaki komşu ve düşük kotlu alanlardır (Şekil 1.5). Bu alanlar Neojen-Kuvaterner yaşlı kayalar ile karakteristiktir. Adapazarı-Karasu Koridoru'nda Neojen yaşlı birimler Sakarya vadisi ve Karadeniz kıyısı boyunca uzanan sırtlarda görölmektedir. Bu bölgede fasiyesler kıyısız, flüvyal ve taşkın ovası niteliğindedir. Adapazarı-Karasu Koridoru'nun güney kısmında ise karasal klastikler temel kaya üzerinde lokal olarak konumlanmışlardır. Benzer birimler Adapazarı Havzasında da görölmektedir (Elmas, 2003).

Adapazarı-Karasu Koridoru güneyden kuzeye dört morfotektonik sektöre ayrılmıştır: Göktepe-Ferizli (Söğütlü ve Göktepe Ovaları), Aktefek-Sinanoğlu, Seyfiler-Karapınar (Gölkent Ovası), Akkum-Karasu sektörleri (Yiğitbaş ve diğ., 2004b). Seyfiler-Karapınar ve Göktepe-Ferizli sektörleri taşkın ovalarıdır ve Sakarya Nehri burada menderesli kanalda akar. Her iki ovanın D-B kenarları KD-GB uzanımlı sol-yanal doğrultu uzanımlı faylardır. Göktepe-Ferizli sektörü Adapazarı Ovası ve Adapazarı-Karasu Koridoru arasında geçiş zonedir. Aktefek-Sinanoğlu ve Akkum-Karasu sektörleri D-B uzanımlı sağ yanal doğrultu atımlı faylar ile sınırlı yüksek kotlu alanlardır ve bu faylar KAFZ'na paraleldirler. Bu alanlarda Sakarya Nehri derin ve dar vadiler boyunca akar (Yiğitbaş ve diğ., 2004b).

2.2.7. Çamdağ-Akçakoca Yükselimi

Bu bölge Sakarya Nehri'nin doğusundaki dağlık alandır (Şekil 1.5). Yaklaşık 1000m yüksekliğinde belirgin jeolojik ve morfolotektonik özelliklere haizdir. Tektonik ve östatik değışimler Geç Miyosenden bu yana bu alanda etkilidir. Drenaj biçimi belirgin değildir (İnandık, 1953). Kuaterner boyunca östatik değışimlerin sonucu olarak gelişmiştir. Nehir taraçaları, Miyosen-Pliyosen yaşlı faylarca kontrol edilmektedir. Nehrin oluşturduğu erozyon 800-850m yüksekliğe kadar ulaşmıştır (Yiğitbaş ve diğ., 2004b).

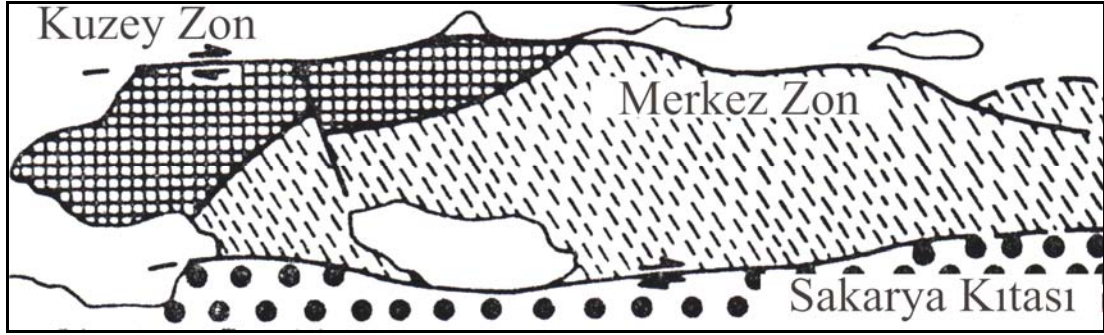
2.2.8. Kefken-Akçakoca Kıyı Zonu

Kefken-Akçakoca Kıyı Zonu (Şekil 1.5). Trakya-Kocaeli Penepleni'nden ve Çamdağ-Akçakoca Yükselimi'nden 75-80m yüksekliğindeki fay yüzeyi (scarp) ile ayrılmaktadır. Bu kıyı zonu Karadeniz kıyısına paralel uzanmaktadır. Kum tepeleri ve bataklık gölleri bulunmaktadır. Bu zon, güneybatı Karadeniz kıyı ovalarının en uzun ve genişlikte olanıdır. Sakarya nehri ile iki kısma ayrılmıştır. Bu kıyı zonu, Sakarya Nehri'nin taşkın deltası olarak değerlendirilebilir. Bu zonda, Sakarya Nehri'nin kıyından çıkış ağzında Karadeniz'e doğru 1500-2000m derinliğinde denizaltı kanyonu bulunmaktadır (Yiğitbaş ve diğ., 2004b).

2.3. Armutlu Yarımadasının Jeolojisi

Armutu Yarımadası D-B gidişli bir yapısal yükselimdir (Şekil 1.6). Bu bölge Armutlu-Ovacık Zonu (Yiğitbaş ve diğ., 1999; Elmas ve Yiğitbaş, 2001), Armutlu-Almacık Zonu veya Yüksekliği (Yılmaz ve diğ., 1997; Elmas, 2003; Yiğitbaş ve diğ., 2004b) olarak da tanımlanır. Yarımada, belirtilen morfolotektonik tanımlamalara göre, Gemlik Körfezi'nden Marmara Denizi'ne doğru uzanan kara parçasıdır. Tektonostratigrafik olarak, Yılmaz ve diğ. (1995)'ne göre kuzey ve merkez zon olarak ayrılmaktadır (Şekil 2.7). Şekil 2.7'de kuzey ve merkez zonu ayıran kuzeye dalımlı düşük açılı bir bindirme görülmektedir. Bu sınır KAFZ ile kesilmektedir ve

bindirmenin arazideki izi KAFZ 'dan dolayı belirgin değildir. Aşağıdaki alt başlıklar altında her iki zonun stratigrafik özellikleri ve yapısal unsurları anlatılacaktır.



Şekil 2.7. Armutlu Yarımadası tektonostratigrafik zonları (Yılmaz ve diğ., 1995)

2.3.1. Stratigrafi

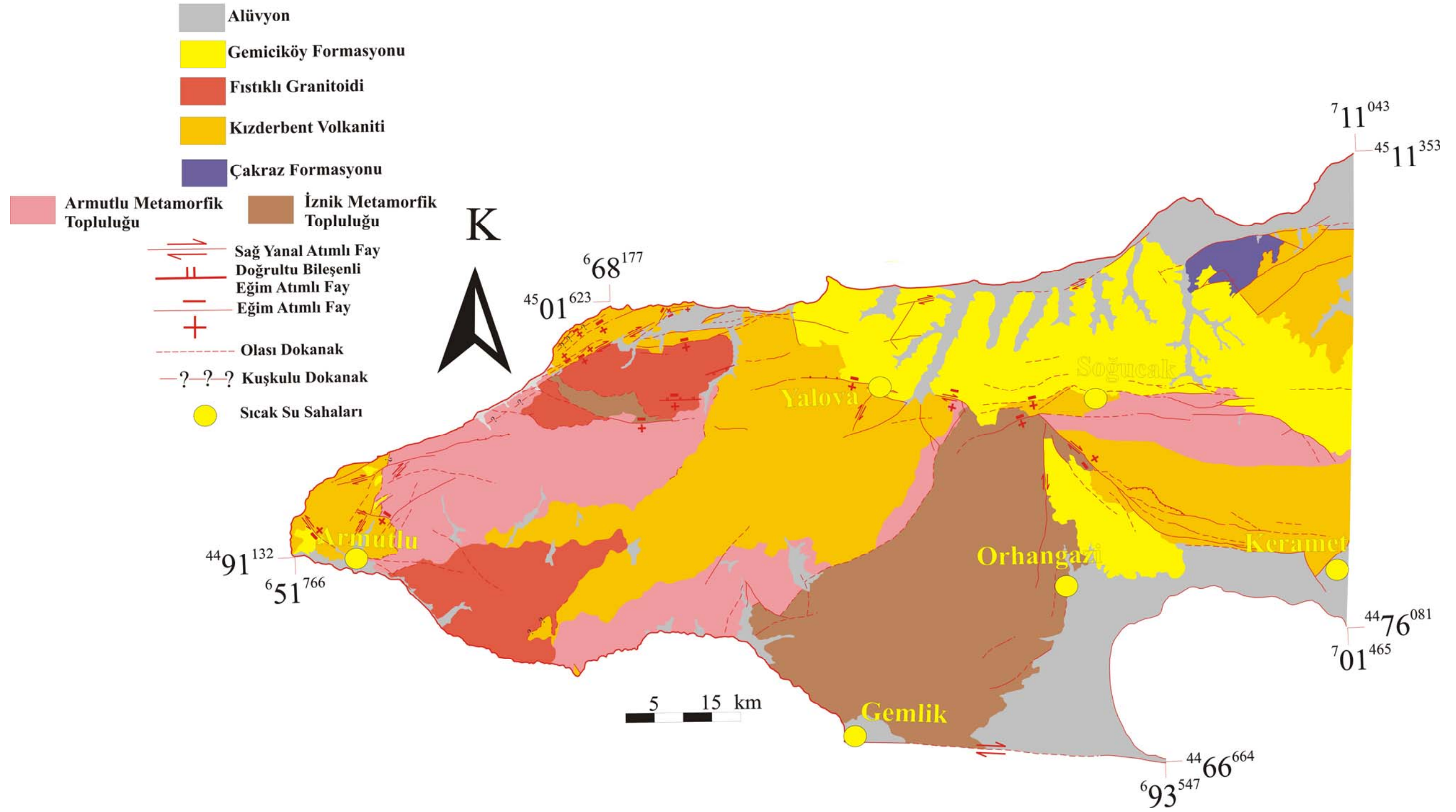
2.3.1.1. Merkez Zon

İznik metamorfik topluluğu, merkez zonda yaygın yüzlek veren kaya grubudur (Şekil 2.8). Bu kaya topluluğu bölgesel metamorfizma göstermekte ve derine nüfuz etmiş (penetratif) şistozite göstermektedir. Merkez zona ait genelleştirilmiş stratigrafik kesit şekil 2.9'da gösterilmiştir. Kesitteki yaşlar, metapelitik ve rekristalize kayalardan elde edilmiştir (örneğin, Akartuna, 1968). Metamorfik topluluk, kalın Paleozoik ve Mesozoik seri içermektedir. Mesozoik seri üst Kretase'ye kadar uzanmaktadır. Bazı birimler, örnek olarak rekristalize kireçtaşları ve mermerler, genelde yatay olarak deformasyona uğramıştır. Muhtemelen yüksek dirençli olmaları ve çevre kayacın metapelitik olması (kireçtaşı ve mermere göre farklı direnç gösteren kayaç olarak) ile bağlantılıdır. Metamorfizma, stratigrafik kesite göre (şekil 2.9) üste doğru azalmaktadır. Bunun sonucu olarak serinin en yukarıdaki birimler yalnızca düşük derecede metamorfize olmuştur. İznik metamorfik topluluğu, Sakarya Kıtası'nın metamorfik bir parçasını temsil etmektedir. Topluluğunun en üst kayaları olan düşük derecede metamorfik birimler, Geç Kretase yaşlı pelajik kireçtaşı-çamurtaşı-radyolarit ile temsil edilmektedir ve bazaltik lavlar ile ardalanma gösterir. Yanal olarak düşük derecede metamorfize olmuş fliş serisine geçiş gösterir. Fliş içerisinde bol miktarda rekristalize kireçtaşı-mermer ve ofiyolit blokları bulunmaktadır. Bloklar, iyi foliasyonlu metasedimanter

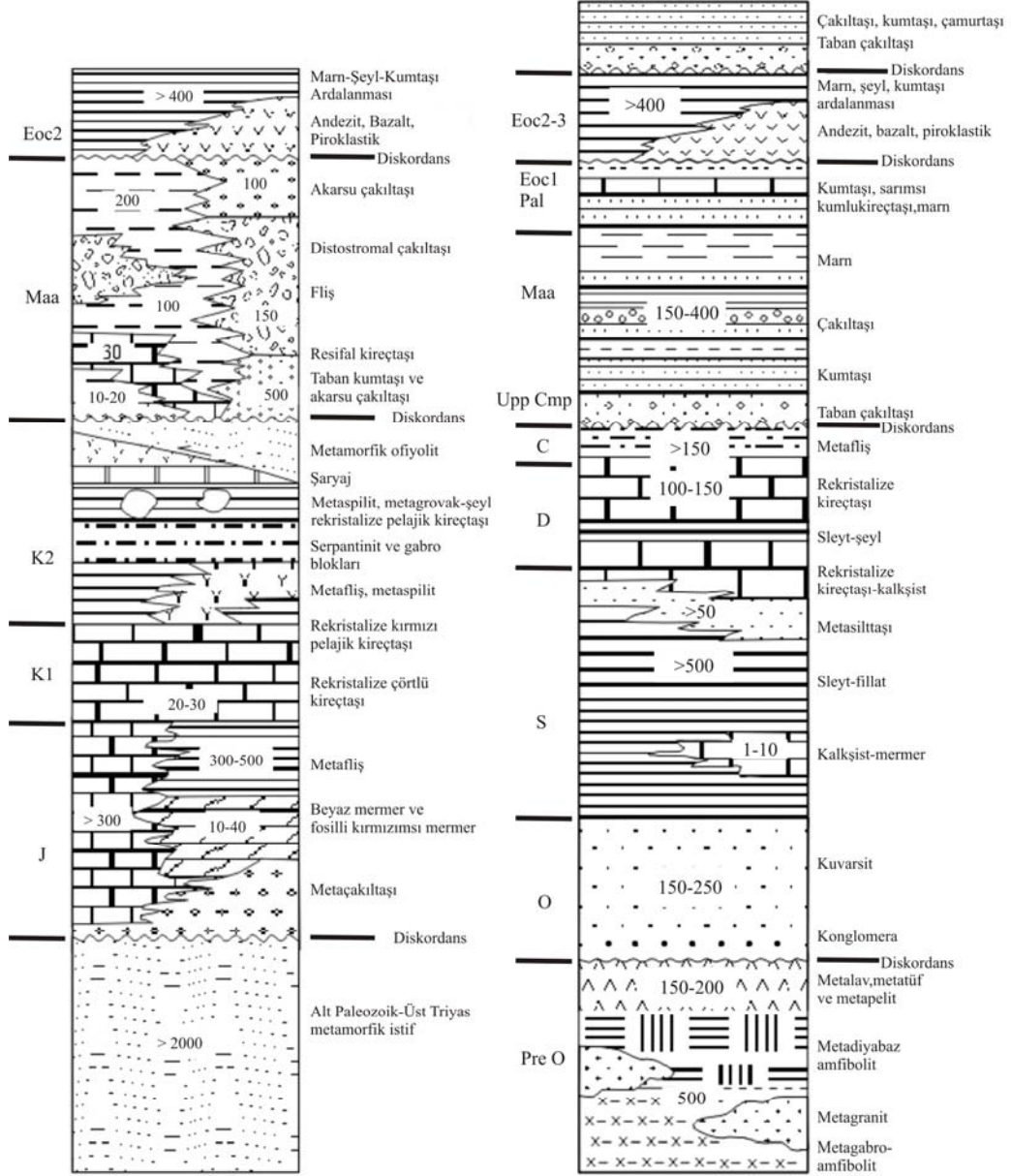
matriks içinde gelişmiş, uzamış mercek şeklinde arazide gözlenmektedir (Yılmaz ve diğ., 1995).

Metamorfik olmayan en eski sedimanter birim İznik metamorfik topluluğu'nun stratigrafik olarak üzerinde yer alır. Kampaniyen-Maastrichtiyen yaşlıdır. Bu durum metamorfizmanın Türoniyen sonrası Geç Kretase öncesinde geliştiğinin işaretidir. Bu dönem güney zonda şiddetli bir deformasyonun işaretidir ve bölgeye ofiyolit dilimi (Geyve metaofiyoliti) yerleşimi ile denk düşmektedir. Bu birliktelik, metamorfizmanın ofiyolit yerleşimi ve bölgesel deformasyon gelişimi ile kökensel ilişkisinin güçlü bir delilidir (Yılmaz ve diğ., 1995).

Açıklamalar



Şekil 2.8. Armutlu Yarımadası yüzey jeolojisi haritası (Yılmaz ve diğ., 1990'den değiştirilerek)



Şekil 2.9. Armutlu Yarımadası merkez zon (solda) ve kuzey zon (sağda) genel stratigrafik kesitleri (Yılmaz ve diğ., 1995 ve Yiğitbaş ve diğ., 1999)

2.3.1.2. Kuzey Zon

Armutlu metamorfik topluluğu, Armutlu Yarımadası'nın batı kısımlarında (kuzey zon) yüzlek vermektedir (Şekil 2.8). Bu metamorfik topluluk, topoğrafik olarak merkez zona göre daha yüksekte duran, genelde zayıf metamorfik birlikteliklerle temsil edilir. Armutlu metamorfik topluluğu'nun tabanındaki metamorfik topluluk amfibolit, hornblend şist, metabazit ve metamorfizma geçirmiş

intrüziv granit (Şekil 2.9) litolojilerini içermektedir (Yılmaz ve diğ., 1995). Bütün bu kayaç topluluğu bölgesel metamorfizma altında, yeşilist fasiyesi sınırları içerisinde sünek deformasyona uğramıştır (Yılmaz ve diğ., 1990). Daha sonra, yaygın kataklasizma ile birlikte retrograd metamorfizma gelişmiştir. Yüksek dereceli metamorfik temel üzerinde düşük dereceli metamorfik seri uyumsuz olarak bulunur. Düşük metamorfik dereceli serinin tabanında ignimbrit ve felsik lav içeren zayıf mertamorfize olmuş felsik piroklastik malzeme vardır. Arazide bazı lokasyonlarda epiklastik kökenli metapelitik ara katmanlar görülmektedir. Metavolkanik kayaçlar kalın kuvarsitlerle birliktelik gösterir. Koyu renkli ve rekrystalize kireçtaşı mercekleri ve blokları içermektedir. Stratigrafik olarak masif, koyu gri, yerel olarak fosilli Devoniyen kireçtaşı içeren seriye geçer (Abdüsselamoğlu, 1955). Sırayla, bu serinin üzerinde zayıf metamorfik blok ve olisostromlu fliş bulunur. Metamorfik olmayan örtü kaya; taban çakıltası ile başlamaktadır. Kanal dolgusu ortamında gelişmiş volkanojenik fliş içeren ardalımalı kumtaşı-marn taban konglomerasını takip etmektedir. Taban konglomerası ve fliş geç Kampaniyen-Maastrichtiyen yaşlıdır (Akartuna, 1968). Bu türbiditik fliş serisi stratigrafik olarak Paleosen ve Erken Eosen yaşlı sığ denizel kumtaşı ve marna geçiş gösterir.

2.3.2. Yapısal Jeoloji

Marmara bölgesi, günümüzde iki farklı tektonik rejimin etkisi altındadır. Bunlar Kuzey Anadolu Fay Zonu ile karakterize edilen sağ yanal atımlı deformasyon ve K-G yönlü tüm batı Anadolu'yu etkileyen gerilme rejimidir. Bölgenin aktif yapıları ve morfolojik özellikleri yaklaşık D-B yönlüdür.

Armutlu Yarımadası'nın da morfolojik yapısı, aktif faylarla denetlenmiştir. Armutlu Yarımadası kuzeyinde temel kayalarının mostra verdiği alanlarda kıyı çizgisi oldukça dik ve çizgisel iken, Neojen ve Kuvaterner yaşlı istiflerin bulunduğu alanlarda (Yalova-Çınarcık) kıyı çizgisi az eğimlidir. Faylar, hem Neojen incesi temeli, hem de Neojen yaşlı örtü kayalarını kesmektedirler bundan dolayı da yaşları olasılıkla en azından geç Pliyosen ve/veya Kuvaterner'dir.

İnceleme alanında farklı doğrultuya sahip iki fay grubu gelişmiştir; D-B ile KB-GD ve KD-GB doğrultu fay sistemleri. Bunlardan KD-GB ve KB-GD doğrultulu olanlar eşlenik faylar, yaklaşık D-B doğrultulu olanlar ise güncel morfolojide kendini daha belirgin olarak gösteren ve diğer fayları kesen sağ yönlü faylar ile temsil edilmektedir (Şekil 2.10). KD-GB ve KB-GD doğrultulu faylar genellikle K30⁰D-K50⁰D veya K30⁰B-K50⁰B doğrultularında uzanmaktadır. Fayların dağılımına bakılırsa, Samanlı Dağı'nın D-B uzantısının İznik Gölüne doğru yön değiştirdiği; KB-GD uzanımının görüldüğü, bölge yaklaşık Orhangazi-Keramet arasında kalan, KD-GB ve KB-GD uzanımlı iki fay kolunun kesiştiği yarımada boyutunda çöküntü alanıdır. Jeotermal kaynakların civarı değerlendirilirse, kaynakların eğim atımlı faylanmaya bağlı, genişleme rejimli düşük kotlu alanlarda geliştiği görülmektedir (Şekil 2.11). Yarımada aslında KAFZ içerisinde gelişmiş bir basınç sırtıdır. Bu sırt içerisinde sıkışma ve yükselmeye bağlı gelişen açılma bölgeleri sıcak su çıkışları için elverişlidir.



Şekil 2.10. Armutlu Yarımadası yapısal haritası



Şekil 2.11. Armutlu Yarımadası jeotermal kaynaklarının civar haritası (Yılmaz ve diğ., 1990'dan değiştirilerek)

BÖLÜM 3

JEOTERMAL HİDROJEOLOJİ

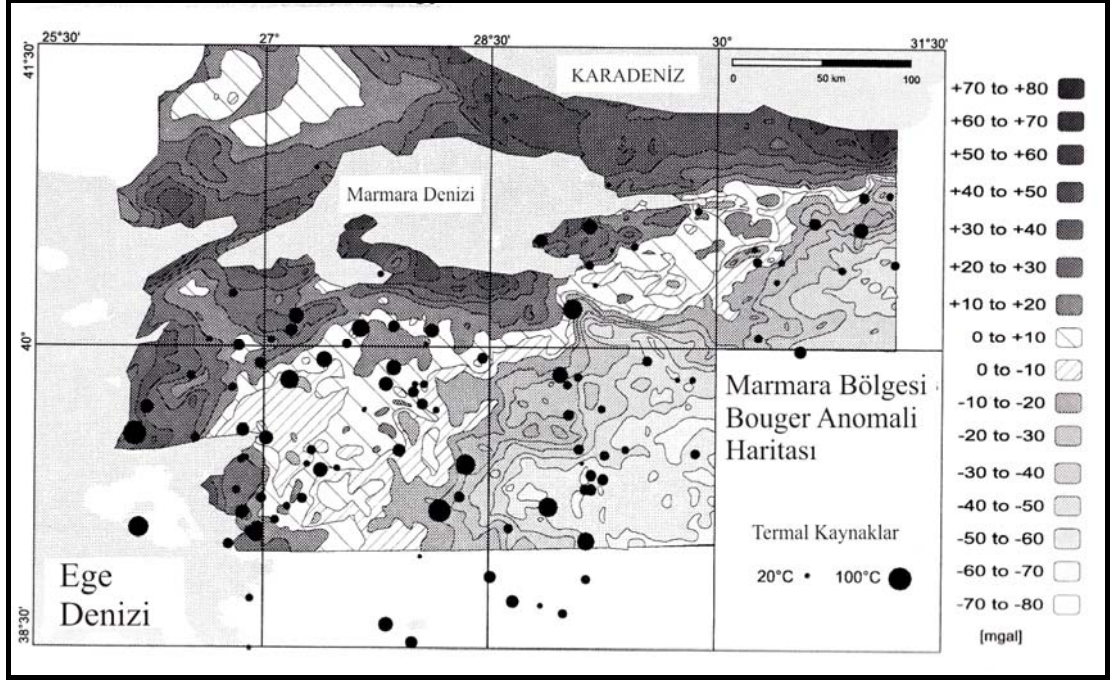
3.1. Bölgesel Hidrojeoloji ve Jeotermal Potansiyel

Hem yaygın bir tektonik aktivitenin sonucu hem de Kuvaterner ve Tersiyer volkanizmasının sonucu olarak (Şekil 1.3), Türkiye’de ve çalışma alanının içinde yer aldığı Marmara Bölgesi’nde farklı litolojiler ve düşük-orta sıcaklıklı jeotermal sistemler ve kaynaklar gelişmiştir.

Bölgeyi genel olarak değerlendirmek için gravite verileri ve açılmış sondajlarda ölçülmüş sıcaklık değerleri bir fikir verebilir. Ekingen (1971, 1978) tarafından yapılmış Marmara Bölgesi Bouger Anomalisi sonuçlarına göre Marmara Bölgesi keskin farklılıklar sunmaktadır (Şekil 3.1). Özellikle çalışma alanındaki anomali değerlerine dikkat edilirse KAFZ’nun yarımadadan geçen yaklaşık D-B uzanımlı kuzey ve güney kolları ile paralellik gösterdiği fark edilebilir. Ayrıca Tersiyer öncesi kayaç grupları da; nedenlerine anlatımın kendi içi dizgesi gereği girmeden görülebilir ki daha genç kayaçlardan pozitif anomali değerleri ile ayrılabilir (Şimşek, 1997).

Genel olarak MTA tarafından 1960’lı yıllardan bu yana yapılan sondaj çalışmalarında kuyulardan elde edilen verilere göre sıcaklıklar 20⁰C ile 174⁰C arasında değişen değerler vermektedir. Bunun yanı sıra, rezervuar kayaçlar, örtü kaya dediğimiz (rezervuarın üzerinde bulunan-hidrojeolojik özelliklerine göre soğuk su içeren) birimlerde değişiklik göstermektedir. Kalkışist ve kuvarsitin rezervuar olarak değerlendirildiği Armutlu jeotermal kaynağı örnek verilebilir. Örtü kaya genellikle Neojen yaşlı volkanik tüfler ve sedimanter serilerdir (Şimşek, 1997).

Gravite değerleri belirgin şekilde fay zonları ile paralellik gösterse de fayların kendi içerisinde rezervuar sıcaklıkları ile birlikte değerlendirilmesi Şekil 3.1’de gösterilen harita ile pek mümkün gözükmemektedir. Bu çalışmada kaynaklardan örnekler ile hazırlanmış Li-Rb-Cs üçgen diyagramı (Giggenbach,1988), fay zonlarını



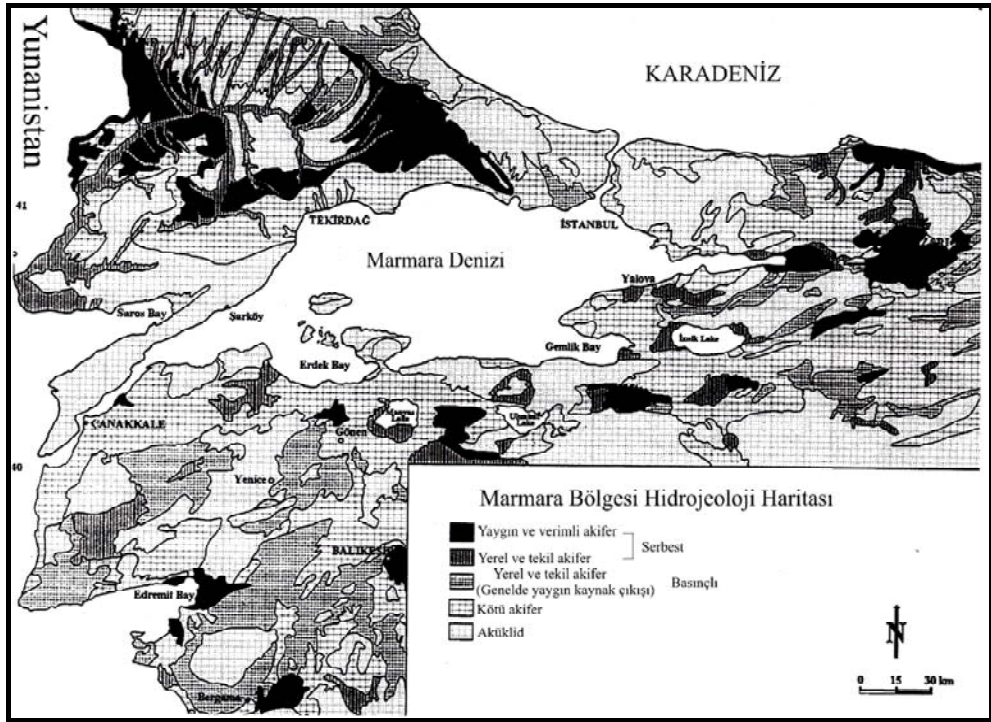
Şekil 3.1. Marmara Bölgesi Bouger Anomali Haritası (Şimşek, 1997)

kendi içerisinde nitel olarak değerlendirmekte kullanılabilir. Yukarı akış (upflow-büyük olasılıkla fayların kollarının görece diğerine göre daha dik olduğu bölge) ve dışa akış (outflow-büyük olasılıkla fayların kollarının görece diğerine göre daha az dik olduğu bölge) ayırt edilebilir.

Marmara bölgesinde değişiklik gösteren sıcaklık değerleri farklı kullanımlara olanak sağlamaktadır. Armutlu Yarımadası için en önemli uygulama kapasitesi seracılık olarak ifade edilmesine rağmen (Şimşek, 1997), bu çalışmada yapılmış olan jeotermometre hesaplamalarına göre Armutlu Yarımadasındaki Armutlu ve Yalova kaynakları alan ısıtmada da kullanılabilir niteliktedir.

Fayları nitel olarak değerlendirmek dışında, Marmara Bölgesinde rezervuar kaya veya daha genel olarak akiferlerin dağılımı incelenmiş ve sınıflandırılmıştır (Yüzer; 1997). Yaygın, yerel, kötü, aküklid şeklindeki bu sınıflama akifer debilerine ve akifer litolojisine göre Marmara Bölgesi için yapılmıştır (Şekil 3.2). Bu sınıflamaya göre, özgül kapasitesi 2 l/s/m olan formasyonlar yaygın ve verimli, 0,5-2 l/s/m arasında olanlar yerel ve tekil akifer, 0,1-0,5 l/s/m arasında olanlar kötü akifer, 0,1 l/s/m'den daha az olanlar ise aküklid olarak değerlendirilmektedir.

Yaygın akiferler, Marmara Bölgesinde Kuvaterner-Pliosen yaşlı sedimanlar, alüvyonlar olarak değerlendirilmektedir. Yerel ve tekil olan akiferler kum, çakıl vb. pekleşmemiş birimler, farklı yaşlardaki kumtaşları, konglomera, fliş, mermer, kireçtaşı, tuf olabilmektedir. Kötü akifer sınıfına Neojen yaşlı kumtaşları, marn, kireçtaşı örnek verilebilir. Çok kötü akifere ise Neojen, Pliosen-Kuvaterner yaşlı kil, kum, çakıl, Kuvaterner-Pliosen yaşlı kil, çakıl örnek verilebilir (Yüzer, 1997). Bu sınıflama jeotermal kaynak kullanımı açısından değil daha ziyade soğuk su kaynaklarının kullanımına göre hazırlanmış bir sınıflamadır. Bu sebeple çalışma alanı için değerlendirme yapılırken Neojen ve Pliosen yaşlı kayalar örtü kayaç olarak değerlendirilmiştir. (Şekil 2.3, Şekil 2.9). Stratigrafik kesitler de, rezervuar kayaç ve örtü kayacı saha bazında belirlemek için elverişli olması dışında su-kayaç etkileşiminde faylar ile yüzeye çıkan jeotermal akışkanın olası su-kayaç etkileşimini değerlendirmek amacıyla, kayacın tahmini mineral içeriği hakkında bilgi vermektedirler.



Şekil 3.2. Marmara Bölgesi Hidrojeoloji Haritası (Yüzer, 1997)

Akifer sınıflaması ile beraber Marmara Bölgesi sularının genel özelliklerine bakılırsa, genelde karbonatlı-bikarbonatlı su tipinde olduğu ifade edilmektedir (Yüzer, 1997). Elektriksel iletkenlik açısından değişkenlik göstermektedir (274-1387 μ S/cm). Bunu nedeni deniz suyu girişi ve jeotermal akışkanın bulunmasıyla

bağdaştır. Jeotermal sular için önemli bir özellik olan çökelme veya korozyon etkisi için ise yalnızca kabataslak bir değerlendirme yapılmıştır. Buna göre, özellikle Orhangazi kuzeyinde sular korozif etkilidir (Yüzer, 1997). Bu çalışmada ise hidrojeokimyasal değerlendirme yöntemlerinde olan doygunluk indeksi grafikleriyle, Armutlu Yarımadası için bu değerlendirme yapılmıştır.

Bu ve diğer hidrojeokimyasal değerlendirmeler için suların fiziksel ve kimyasal özelliklerinin bilinmesi gerekeceğinden aşağıda her bir kaynağın bu özelliklerine değinilmiştir.

3.2. Armutlu Yarımadası Jeotermal Kaynakları

Bölgede örnekleme yapılan jeotermal kaynaklar, Armutlu, Yalova, Soğucak, Keramet ve Orhangazi kaynaklarıdır. Bu kaynakların genel tanıtımı aşağıda yapılmıştır.

3.2.1 Armutlu Jeotermal Kaynağı

Armutlu jeotermal kaynağı, Armutlu Yarımadası'nda, adanın en batı ucunda bulunan bir kaynaktır. Koordinatları, enlem ve boylam sırasıyla, $44^{\circ}89^{749}$, $65^{\circ}691$ 'dir (Tablo 3.1). Kaynak, alandaki özel teşebbüse ait turistik tesiste termal turizm amacıyla kullanılmaktadır.

Tablo 3.1. Armutlu Yarımadası Örnekleme Noktaları Koordinatları

Örnek No	X (Doğuya doğru)	Y (Kuzeye doğru)
1-Armutlu	655^{691}	4489^{749}
2-Yalova	683^{640}	4497^{215}
3-Yalova	683^{585}	4497^{178}
4-Yalova	683^{702}	4497^{245}
5-Yalova	682^{038}	4498^{300}
6-Soğucak	692^{761}	4496^{355}
7-Keramet	709^{879}	4486^{175}
8-Orhangazi	695^{803}	4482^{446}
9-Orhangazi	694^{019}	4487^{414}
10-Gemlik	683^{305}	4477^{156}

Kaynak şekil 2.11’de görüldüğü gibi yanal atımlı fayların kesiştiği gerilme şartlarında oluşmuş bir alandır. Aynı zamanda kaynağın bulunduğu yer (Şekil 2.11 ve Şekil 2.5) Marmara çukurluğuna deniz içinde eğim atımlı fay ile açılan bir bölgedir. Faylanmaların doğrultusu KD-GB gidişlidir. Kaynakların sıcaklık değeri 68⁰C, pH 6.2, elektriksel iletkenliği 2970µS/cm olarak verilmektedir (Eisenlohr, 1997). MTA tarafından 1973 yılında 507 m derinliğe kadar açılan sondajda 75⁰C sıcaklık değeri, elektriksel iletkenlik değeri de 2850µS/cm verilmiştir. (Başkan, 1981). Bu çalışmada kuyu başında yapılan ölçümde sıcaklık 70,5⁰C, pH 5;98, elektriksel iletkenlik 2710µs/cm olarak ölçülmüştür. Kuyu debisi ise, 0.056 l/s olarak hesaplanmıştır. Bu çalışmada 1 numaralı örnek veya 1-Armutlu olarak isimlendirilmiştir. Bu ölçüm noktası Eisenlohr (1997) çalışmasına göre ise, sondaj olarak isimlendirilen ölçüm noktasıdır

3.2.2 Yalova Kaynakları

Yalova jeotermal kaynağı Armutlu Yarımadası’nın kuzeyinde yaklaşık 54m ile 156m kotları arasında farklı üç sıcak su noktası bulunan bir kaynak grubudur. Bu çalışmada hem bu üç sıcak su noktası hem de soğuk su kaynağı olan dereden örnekler alınarak yerinde ölçümler yapılmıştır. Örnekleme noktaları 2’den 5’e kadar numaralanmış; 2-Yalova, 3-Yalova, 4-Yalova, 5-Yalova olarak isimlendirilmiştir. Bu örnekleme noktalarından, 2-Yalova Eisenlohr (1997)’un çalışmasında Esas Kaynağı, 4-Yalova ise Göz suyu olarak ifade edilmiştir. Örnekleme noktalarının koordinatları, enlem-boylam ve örnekleme numarası sırasıyla, ⁶83⁶⁴⁰-⁴⁴97²¹⁵, ⁶83⁵⁸⁵-⁴⁴97¹⁷⁸, ⁶83⁵⁸⁵-⁴⁴97¹⁷⁸, ⁶83⁷⁰²-⁴⁴97²⁴⁵, ⁶82⁰³⁸-⁴⁴98³⁰⁰, dür. Termal turizm yapılan bölge, Yalova Termal adıyla bilinmektedir. Tarihsel dönemlerden beri kullanılan bu kaynağın bulunduğu yerin adı *Stiropolis* olarak bilinmektedir (Hotz, 1989). KD-GB doğrultulu sağ yanal eğim atımlı fay ile KD-GB doğrultulu doğrultu ve eğim atım bileşenli fayın kesişme bölgesinde kaynaklar boşalmaktadır (Şekil 2.11). 2-Yalova kaynağı (Şekil 3.3)’nda yapılan ölçümlerde sıcaklık değeri 63,5⁰C, pH 7,33, elektriksel iletkenlik değeri 1808 µS/cm ölçülmüştür. Daha önce yapılmış ölçüm (Eisenlohr, 1997) ile uyumluluk söz konusudur: sıcaklık 65⁰C, pH 7,3 değeri ve elektriksel iletkenlik 1920 µS/cm’a aittir. Sırasıyla, 3 nolu örnek noktası için sıcaklık, pH, elektriksel iletkenlik değerleri,



Şekil 3.3. Yalova 2 no'lu örnek noktası (Esas Kaynağı)

16,7⁰C, 8.15, 267µS/cm, 4 nolu örnek (Şekil 3.4) için bu değerler; 56.5⁰C, 7.32, 1873 µS/cm, 5 nolu örnek için (Şekil 3.5) 16,9⁰C, 8,25, 962 µS/cm'dir. 4 nolu örnek noktası Göz suyu olarak da bilinmekte ve göz rahatsızlıkları için yararlanılmaktadır. Daha önce yapılan ölçüm değerleri (Eisenlohr, 1997), sıcaklık için 59.6⁰C, pH için 7.5, elektriksel iletkenlik için 1900 µS/cm olarak verilmiştir. Belirgin ve anlamlı olabilecek bir farklılık söz konusu değildir. Yalova 3 v 5 nolu örnekler soğuk su sınıfına giren yeraltı suyu örnekleridir.

3.2.3. Soğucak Kaynağı

Soğucak kaynağı, sıcaklığı 20⁰C 'nin altında ölçüldüğü için sıcak su sınıfına alınmamıştır. Ancak Eisenlohr (1997)'a göre yıl boyunca sıcaklığı 20⁰C'nin üzerindedir. Sıcaklığı, sıcak su eşik değerinde dolaşan bu tip yeraltı suyu örnekleri için ölçüm anındaki değere göre ölçüt koymanın en uygun olduğu düşünülmüş, bu



Şekil 3.5. Yalova 4 nolu örnek noktası (Göz suyu)



Şekil 3.6. Yalova 5 nolu örnek noktası (Kızılcıkboğazı çeşmesi)

sebeple de jeotermometre hesaplamalarına dâhil edilmemiştir. Koordinatları (Tablo 3.1), enlem ve boylam sırasıyla, 692^{761} ve 4496^{355} , dir. Soğucak basamaklı eğim jeotermometre hesaplamalarına dâhil edilmemiştir. Koordinatları (Tablo 3.1), enlem ve boylam sırasıyla, 692^{761} ve 4496^{355} , dir. Soğucak basamaklı eğim atımlı (horst-graben) fay sistemi içerisindeki bir sistemde oluşmuş bir kaynaktır (Şekil 2.11). Yerinde ölçüm sonuçları sıcaklık için $19,1^{\circ}\text{C}$, elektriksel iletkenlik için $929 \mu\text{S/cm}$, pH için ise $6,65$ 'dir. Eisenlohr (1997), sıcaklık için $20,3^{\circ}\text{C}$, elektriksel iletkenlik için $925 \mu\text{S/cm}$, pH için $6,4$ ölçüm sonuçlarını çalışmasında sunmuştur. Örnek numarası 6 veya 6-Soğucak olarak verilmiştir, Eisenlohr (1997) çalışmasında Soğucak acı su ölçüm noktasına karşılık gelmektedir. Debi ölçümü bu kaynakta yapılmış ve $0,4 \text{ l/s}$ hesaplanmıştır.

3.2.4. Keramet Sıcak Su Kaynağı

Keramet kaynağı, Armutlu Yarımadasının güneyinde İznik Gölü kıyısındadır (Şekil 2.11, Şekil 3.7). koordinatlar, enlem boylam sırasıyla (Tablo 3.1) $709879, 4486175$ 'dir. Orhangazi ve Keramet içinde bulunduğu çöküntü alanı (Şekil 2.11) Samanlı dağlarının D-B uzanımından saptığı alan içerisindeki. Geniş çöküntü alanı birbiri ile kesişen KB-GD doğrultulu normal bileşenli sağ yanal atımlı iki fay kolunun kesişmesi ile oluşmuştur. Kaynak alanı havuz şekline dönüştürülmüş ve ılıca olarak kullanılmaktadır (Şekil 3.7). Kaynak giriş ve çıkışlarında debi ölçümü yapılmış, sırası ile $59,86 \text{ l/s}$ ve $53,15 \text{ l/s}$ bulunmuştur. Bu kaynağın hidrolojik dengede olduğunu göstermektedir. Bu çalışmada 7 nolu örnek veya 7-Keramet olarak isimlendirilen örnek noktası, Eisenlohr (1997)'un çalışmasında Keramet ılıca olarak belirtilmektedir. Yerinde yapılan ölçümlerde sıcaklık, $31,5^{\circ}\text{C}$, elektriksel iletkenlik $888 \mu\text{S/cm}$ ve pH değeri $6,57$ olarak belirlenmiştir. Eisenlohr (1997) çalışmasında sıcaklık, elektriksel iletkenlik ve pH değerlerini sırası ile $31,20^{\circ}\text{C}$, $890 \mu\text{S/cm}$, $6,$ olarak belirtmektedir. Sonuçlar birbiri ile örtüşmektedir.



Şekil 3.7 Keramet kaynağı (Keramet ılıcası)

3.2.5. Orhangazi Kaynakları

Orhangazi sıcak su kaynağı ve soğuk su kaynağından (Şekil 3.8) oluşan bir kaynak grubudur.

Sırası ile 8, 9 veya 8-Orhangazi, 9-Orhangazi olarak isimlendirilmiştir. Bu kaynağın oluşum mekanizması da (Şekil 2.11) Keramet sıcak su kaynağı ile aynıdır. Kaynakların; 8 ve 9, sırası ile yerinde ölçüm sonuçları, sıcaklık için $19,4^{\circ}\text{C}$ ve $14,2^{\circ}\text{C}$, elektriksel iletkenlik için 548 ve 382 $\mu\text{S/cm}$, pH değerleri için 7,09 ve 7,24'tür. Eisenlohr (1997) yaptığı çalışmada bu kaynakları Ilıpınar ana kaynak (8-Orhangazi), ve Nadir pınarı (9-Orhangazi) olarak isimlendirmiştir. Yerinde ölçümlerde, 8 nolu örnek için sıcaklık $20,2^{\circ}\text{C}$, elektriksel iletkenlik için 530 $\mu\text{S/cm}$, pH değeri 7,1, 9 nolu örnek için sıcaklık $13,4^{\circ}\text{C}$, elektriksel iletkenlik için 380 $\mu\text{S/cm}$, pH değeri 6,4 bulunmuştur. Kaynak boşalımları, Şekil 3.8'de sağ ve sol tarafta görülmektedir. Sağ taraftaki kaynağın boşalım debisi 0,3 l/s, sol taraftaki kaynağın boşalım debisi ise 0,35 l/s olarak hesaplanmıştır.



Şekil 3.8 Orhangazi 9 nolu örnek noktası (Nadir pınarı)

3.3. Hidrojeokimyasal Fasiyes

Yukarıda özetlenen örnek noktalarında yerinde ölçümler yapılmış ve aynı noktalarda su örnekleri alınmıştır. Bölüm 1.4’de verilen şekliyle toplanan örneklerden, ACME Analitik Laboratuvarları-Kanada’da yapılan ölçüm sonuçları tablo 3.2’de verilmiştir. Bu tabloda gösterilen ana anyon ve katyonlar; Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , SO_4^{2-} , Cl^- , HCO_3^{2-} iyonları ile ilgili yapılan değerlendirmelerde Piper (Piper, 1944) ve Schoeller (Schoeller, 1955) diyagramlarından faydalanılmıştır. Bu şekilde yapılan sınıflama hidrojeokimyasal fasiyes kavramı üzerine kuruludur.

Hidrokimyasal fasiyes kavramı ilk olarak suların üçgen diyagramlarındaki izdüşümü yerlerine göre Back (1966) tarafından geliştirilmiştir. Buna göre, suda çözünen başlıca iyonlardan anyon ve katyonlar ayrı ayrı olmak üzere, mek/l cinsinde %50’den fazla olan iyonlar, hidrojeokimyasal fasiyes tipini belirtmektedir. Eğer iyonların hiçbirisi %50’yi geçmiyorsa karışık su tipini belirtmektedir. AIH (Uluslararası Hidrojeologlar Birliği) sınıflamasında ise suda çözülmüş başlıca

iyonların, anyon ve katyonlar ayrı ayrı olmak üzere yine mek/l olarak % 20'den fazla çözünmüş bulunan iyonlar su tipini belirtmektedir (Başkan ve Canik, 1983).

Hidrojeokimyasal çalışmalarda kullanılan değerlendirme yöntemler yukarıdaki belirtilen mek/l dışında farklı derişim birimleri cinsinden de yapılabilmektedir. Aşağıda kısaca Piper ve Schoeller diyagramları tanıtılarak bu ve benzeri grafiklerde kullanılan derişim birimleri anlatılacaktır.

Su içindeki iyonlar, litrede gram veya miligram olarak tanımlanır. Miligram/litre (mg/l) en yaygın olarak kullanılan birimdir. Bu birim: Çözünmüş maddenin, bir litrede miligram (mg/l) olarak ifadesidir. Bazı kimyasal incelemelerde iyonların su içindeki ağırlıkları yerine kimyasal tepkimeye giren miktarların saptanması istenir. Kimyasal tepkimelerde iyonların miktarı, mek/l ve molarite (mol/l) olarak tanımlanabilir. Buraya kadar anlatılan derişim birimleri hacime oranla kütle değerleri veya iyon dengi değerleridir. Kütleyle oranla kütle değerini gösteren derişim birimi ppm'dir. Laboratuar analiz sonuçları sıklıkla bu şekilde de verilmektedir. ppm milyonda kısım anlamına gelmekte başka bir deyişle 1kg çözücü içerisinde mg olarak çözünmüş iyon veya elementi ifade etmektedir. Tablo 3.2a ve b'de ki sonuçlarda ppm cinsinden verilmiştir.

$$\text{mek/l} = (\text{mg/l}) (P/Z)$$

P: İyonun atom ağırlığı

$$\text{molarite} = (\text{mg/l}) P \cdot 10^{-3}$$

Z: İyon değeri

Bu derişim birimlerinden mek/l, Piper ve Schoeller diyagramlarını çizmek ve değerlendirmekte kullanılmaktadır. Piper diyagramı kısaca şu şekilde açıklanabilir:

Piper'ın geliştirdiği diyagramda mek/l değerleri kullanılarak anyon ve katyon üçgen grafiklerde su örneklerinin derişim değerlerine göre yerleştiği noktalar bulunur ve noktalar paralel kenar diyagrama taşınarak kesiştiği nokta belirlenir. Paralel kenar diyagramda farklı alanlar baskın iyon miktarına göre kısımlara ayrılmıştır (Şekil 3.9) ve fasiyesi belirlemektedir. Akifer içerisinde fasiyesi değişimi ise litoloji değişimi, kirli suların karışımı, deniz suyu girişimi, vb. nedenlerden dolayı olabilir (Deutsch, 1997).

Tablo 3.2a. Armutlu Yarımadası jeotermal kaynakları su kimyası sonuçları-birinci dönem (2005)

Örnek No	^α 1-Armutlu	^β 2-Yalova	^δ 3-Yalova	^β 4-Yalova	^δ 5-Yalova	^δ 6-Soğucak	^β 7-Keramet	^δ 8-Orhangazi	^δ 9-Orhangazi	^α 10-Gemlik
pH	5,98	7,33	8,15	7,32	8,25	6,65	6,57	7,09	7,24	7,20
T (°C)	70,5	63,5	16,7	56,5	16,9	19,1	31,5	19,4	14,2	35,8
Ag	< 0,5	< 0,05	0,18	0,31	0,10	< 0,05	< 0,05	0,06	< 0,05	< 0,05
Al	21	14	206	10	329	9	7	34	15	5
As	17,9	5,5	1,9	4,9	3,0	1,4	1,5	0,6	< 0,5	0,9
Au	< 0,5	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
B	1926	517	22	518	210	26	139	22	7	17
Ba	43,88	12,08	14,43	11,07	40,10	25,45	33,26	22,13	9,67	57,18
Be	0,84	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
Bi	< 0,5	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
Br	402	138	8	131	95	< 5	7	< 5	< 5	< 5
^a Ca	273,076	159,682	28,970	162,814	38,244	171,911	128,225	106,141	72,587	51,536
Cd	< 0,5	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
Ce	< 0,1	< 0,01	0,19	0,01	0,73	0,01	0,01	0,05	0,02	0,01
^a Cl	188	64	7	62	25	5	9	8	4	14
Co	< 0,2	< 0,02	0,13	< 0,02	0,21	0,02	< 0,02	0,07	< 0,02	< 0,02

^a derişim birimi ppm' dir.

(α) = jeotermal kuyu, (β) = sıcak su kaynağı, (δ) = soğuk su kaynağı

Tablo 3.2a. bir sonraki sayfada devam etmektedir

Örnek No	^α 1-Armutlu	^β 2-Yalova	^δ 3-Yalova	^β 4-Yalova	^δ 5-Yalova	^δ 6-Soğucak	^β 7-Keramet	^δ 8-Orhangazi	^δ 9-Orhangazi	^α 10-Gemlik
Cr	< 5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	1,0	0,5	1,3
Cs	134,94	7,56	0,04	7,07	0,12	0,73	1,97	0,06	< 0,01	0,15
Cu	3,3	2,5	0,8	2,9	1,3	0,4	1,0	2,4	0,3	0,1
Dy	< 0,1	< 0,01	0,02	< 0,01	0,1	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
Er	< 0,1	< 0,01	0,01	< 0,01	0,06	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
Eu	< 0,1	< 0,01	0,01	< 0,01	0,03	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
^a Fe	1,548	< 0,01	0,352	0,011	0,388	0,081	0,272	0,015	0,011	< 0,01
Ga	< 0,5	0,39	< 0,05	0,36	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
Gd	< 0,1	< 0,01	0,03	< 0,01	0,11	< 0,01	< 0,01	0,01	< 0,01	< 0,01
Ge	9,91	4,94	< 0,05	4,83	< 0,05	0,09	0,18	< 0,05	< 0,05	< 0,05
Hf	< 0,2	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02
Hg	< 1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1
In	< 0,1	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
Ir	< 0,5	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
^a K	22,198	3,323	1,455	3,063	3,478	1,205	1,820	0,881	0,412	0,720
La	< 0,1	< 0,01	0,10	0,01	0,40	0,01	0,01	0,03	0,02	< 0,01
Li	1190,3	104,6	0,9	105,1	23,3	8,5	26,2	1,7	0,5	2,7
Lu	< 0,1	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
^a Mg	24,639	0,257	5,656	0,461	10,909	28,103	35,951	9,794	5,831	16,902

Tablo 3.2a. bir sonraki sayfada devam etmektedir

Örnek No	^a 1-Armutlu	^β 2-Yalova	^δ 3-Yalova	^β 4-Yalova	^δ 5-Yalova	^δ 6-Soğucak	^β 7-Keramet	^δ 8-Orhangazi	^δ 9-Orhangazi	^a 10-Gemlik
Mn	261,65	14,03	32,86	19,75	16,70	26,10	3,51	9,53	0,92	0,16
Mo	11,4	6,3	2,2	11,3	4,2	1,0	2,3	0,2	0,2	0,5
^a Na	32,214	284,097	18,238	277,188	176,608	6,028	26,782	7,895	3,037	11,968
Nb	< 0,1	0,01	< 0,01	0,01	0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
Nd	< 0,1	< 0,01	0,12	< 0,01	0,49	0,01	0,01	0,03	0,02	< 0,01
Ni	< 2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	0,8	< 0,2	< 0,2	0,3	< 0,2	< 0,2
Os	< 2	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
P	< 200	26	117	24	124	41	31	50	48	48
Pb	1,9	0,3	0,7	1,0	2,1	0,8	2,4	2,3	0,2	1,0
Pd	< 2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2
Pr	< 0,1	< 0,01	0,02	< 0,01	0,11	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
Pt	< 0,1	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
Rb	153,79	13,63	1,53	12,93	7,96	4,66	6,16	0,72	0,26	1,26
Re	< 0,1	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
Rh	< 0,1	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
Ru	< 0,5	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
^a S	260	248	5	241	33	7	11	6	4	5
Sb	5,56	0,48	0,10	0,42	0,07	0,15	0,53	0,08	0,07	0,17

Örnek No	^α 1-Armutlu	^β 2-Yalova	^δ 3-Yalova	^β 4-Yalova	^δ 5-Yalova	^δ 6-Soğucak	^β 7-Keramet	^δ 8-Orhangazi	^δ 9-Orhangazi	^α 10-Gemlik
Sc	< 10	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Se	< 5	0,9	< 0,5	0,7	0,6	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
^α Si	45,161	22,726	13,073	22,100	13,853	5,083	9,881	5,244	4,181	7,881
Sm	< 0,2	< 0,02	0,03	< 0,02	0,11	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02
Sn	1,19	0,09	0,06	0,11	< 0,05	0,08	0,10	0,3	0,14	0,11
Sr	1888,84	603,47	117,88	589,77	172,37	144,04	374,64	105,52	67,04	304,07
Ta	< 0,2	0,03	< 0,02	0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02
Tb	< 0,1	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
Te	< 0,5	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
Th	< 0,5	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
Ti	< 100	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Y	0,21	0,01	0,16	0,01	0,69	0,03	0,02	0,03	0,05	0,01
Yb	< 0,1	< 0,01	0,01	< 0,01	0,05	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
Zn	29,0	2,4	1,1	2,8	5,4	2,3	11,5	4,9	0,7	2,1
V	< 2	0,4	2,3	0,3	1,2	< 0,2	< 0,2	0,4	< 0,2	0,9
W	22,31	23,98	0,03	24,29	0,06	< 0,02	0,04	< 0,02	< 0,02	0,02
Y	0,21	0,01	0,16	0,01	0,69	0,03	0,02	0,03	0,05	0,01
Yb	< 0,1	< 0,01	0,01	< 0,01	0,05	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
Zn	29,0	2,4	1,1	2,8	5,4	2,3	11,5	4,9	0,7	2,1
Zr	< 0,2	< 0,02	0,10	0,04	0,12	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02

Tablo 3.2b. Armutlu Yarımadası jeotermal kaynakları su kimyası sonuçları-ikinci dönem (2007)

Örnek No	^α 1-Armutlu	^β 2-Yalova	^δ 3-Yalova	^β 4-Yalova	^δ 5-Yalova	^δ 6-Soğucak	^β 7-Keramet	^δ 8-Orhangazi	^δ 9-Orhangazi	^α 10-Gemlik
pH	5,97	7,42	8,0	7,30	8,45	7,00	6,57	7,09	7,24	7,12
T (°C)	70,5	63,5	16,7	56,5	16,9	19,1	31,5	19,4	14,2	35,8
Ag	< 0,5	< 0,05	0,18	0,31	0,10	< 0,05	< 0,05	0,06	< 0,05	< 0,05
Al	21	12	206	10	329	9	7	34	15	5
As	17,9	5,5	1,9	4,9	3,0	1,4	1,5	0,6	< 0,5	0,9
Au	< 0,5	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
B	1926	517	22	244	245	9	145	22	7	17
Ba	43,88	12,08	14,43	11,07	40,10	25,45	33,26	22,13	9,67	57,18
Be	0,84	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
Bi	< 0,5	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
Br	402	130	8	131	95	< 5	7	< 5	< 5	< 5
^a Ca	320,076	169,45	28,78	140,355	38,244	171,911	128,225	106,45	75,450	53,458
Cd	< 0,5	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
Ce	< 0,1	< 0,01	0,19	0,01	0,73	0,01	0,01	0,05	0,02	0,01
^a Cl	178	64	7	62	25	5	9	8	4	14
Co	< 0,2	< 0,02	0,13	< 0,02	0,21	0,02	< 0,02	0,07	< 0,02	< 0,02

^a derişim birimi ppm' dir.

(α) = jeotermal kuyu, (β) = sıcak su kaynağı, (δ) = soğuk su kaynağı

Tablo 3.2b. bir sonraki sayfada devam etmektedir

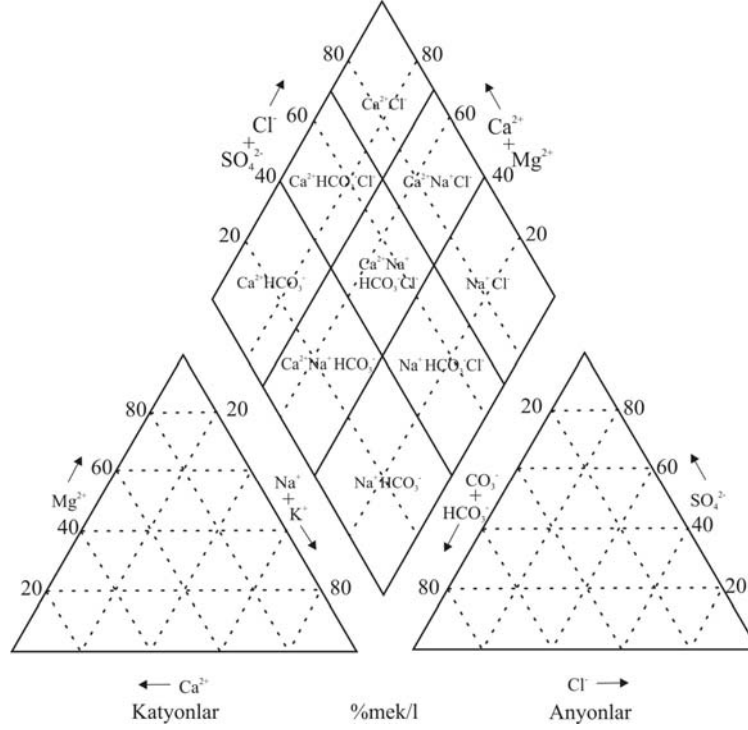
Örnek No	^a 1-Armutlu	^β 2-Yalova	^δ 3-Yalova	^β 4-Yalova	^δ 5-Yalova	^δ 6-Soğucak	^β 7-Keramet	^δ 8-Orhangazi	^δ 9-Orhangazi	^a 10-Gemlik
Cr	< 5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	1,0	0,5	1,3
Cs	134,94	7,56	0,04	7,07	0,12	0,73	1,97	0,06	< 0,01	0,15
Cu	3,3	2,5	0,8	2,9	1,3	0,4	1,0	2,4	0,3	0,1
Dy	< 0,1	< 0,01	0,02	< 0,01	0,1	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
Er	< 0,1	< 0,01	0,01	< 0,01	0,06	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
Eu	< 0,1	< 0,01	0,01	< 0,01	0,03	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
^a Fe	1,548	< 0,01	0,352	0,011	0,388	0,081	0,272	0,015	0,011	< 0,01
Ga	< 0,5	0,39	< 0,05	0,36	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
Gd	< 0,1	< 0,01	0,03	< 0,01	0,11	< 0,01	< 0,01	0,01	< 0,01	< 0,01
Ge	9,91	4,94	< 0,05	4,83	< 0,05	0,09	0,18	< 0,05	< 0,05	< 0,05
Hf	< 0,2	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02
Hg	< 1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1
In	< 0,1	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
Ir	< 0,5	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
^a K	22,198	3,323	1,455	3,063	3,478	1,205	1,820	0,881	0,412	0,720
La	< 0,1	< 0,01	0,10	0,01	0,40	0,01	0,01	0,03	0,02	< 0,01
Li	1190,3	104,6	0,9	105,1	23,3	8,5	26,2	1,7	0,5	2,7
Lu	< 0,1	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
^a Mg	24,639	0,257	5,656	0,461	10,909	28,103	35,951	9,794	5,831	16,902

Tablo 3.2b. bir sonraki sayfada devam etmektedir

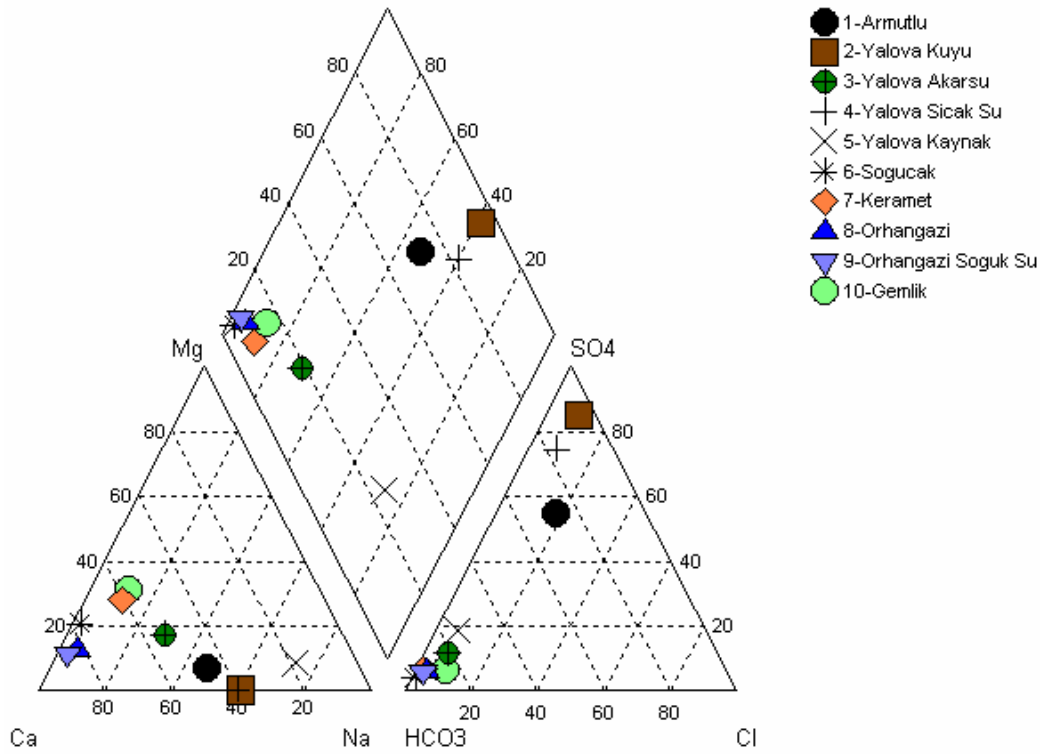
Örnek No	^a 1-Armutlu	^β 2-Yalova	^δ 3-Yalova	^β 4-Yalova	^δ 5-Yalova	^δ 6-Soğucak	^β 7-Keramet	^δ 8-Orhangazi	^δ 9-Orhangazi	^a 10-Gemlik
Mn	261,65	14,03	32,86	19,75	16,70	26,10	3,51	9,53	0,92	0,16
Mo	11,4	6,3	2,2	11,3	4,2	1,0	2,3	0,2	0,2	0,5
^a Na	32,214	284,097	18,238	277,188	176,608	6,028	26,782	7,895	3,037	11,968
Nb	< 0,1	0,01	< 0,01	0,01	0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
Nd	< 0,1	< 0,01	0,12	< 0,01	0,49	0,01	0,01	0,03	0,02	< 0,01
Ni	< 2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	0,8	< 0,2	< 0,2	0,3	< 0,2	< 0,2
Os	< 2	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
P	< 200	26	117	24	124	41	31	50	48	48
Pb	1,9	0,3	0,7	1,0	2,1	0,8	2,4	2,3	0,2	1,0
Pd	< 2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2
Pr	< 0,1	< 0,01	0,02	< 0,01	0,11	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
Pt	< 0,1	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
Rb	153,79	13,63	1,53	12,93	7,96	4,66	6,16	0,72	0,26	1,26
Re	< 0,1	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
Rh	< 0,1	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
Ru	< 0,5	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
^a S	260	248	5	241	33	7	11	6	4	5
Sb	5,56	0,48	0,10	0,42	0,07	0,15	0,53	0,08	0,07	0,17

Örnek No	^a 1-Armutlu	^β 2-Yalova	^δ 3-Yalova	^β 4-Yalova	^δ 5-Yalova	^δ 6-Soğucak	^β 7-Keramet	^δ 8-Orhangazi	^δ 9-Orhangazi	^a 10-Gemlik
Sc	< 10	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Se	< 5	0,9	< 0,5	0,7	0,6	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
^a Si	45,161	22,726	13,073	22,100	13,853	5,083	9,881	5,244	4,181	7,881
Sm	< 0,2	< 0,02	0,03	< 0,02	0,11	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02
Sn	1,19	0,09	0,06	0,11	< 0,05	0,08	0,10	0,3	0,14	0,11
Sr	1888,84	603,47	117,88	589,77	172,37	144,04	374,64	105,52	67,04	304,07
Ta	< 0,2	0,03	< 0,02	0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02
Tb	< 0,1	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
Te	< 0,5	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
Th	< 0,5	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
Ti	< 100	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Y	0,21	0,01	0,16	0,01	0,69	0,03	0,02	0,03	0,05	0,01
Yb	< 0,1	< 0,01	0,01	< 0,01	0,05	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
Zn	29,0	2,4	1,1	2,8	5,4	2,3	11,5	4,9	0,7	2,1
V	< 2	0,4	2,3	0,3	1,2	< 0,2	< 0,2	0,4	< 0,2	0,9
W	22,31	23,98	0,03	24,29	0,06	< 0,02	0,04	< 0,02	< 0,02	0,02
Y	0,21	0,01	0,16	0,01	0,69	0,03	0,02	0,03	0,05	0,01
Yb	< 0,1	< 0,01	0,01	< 0,01	0,05	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
Zn	29,0	2,4	1,1	2,8	5,4	2,3	11,5	4,9	0,7	2,1
Zr	< 0,2	< 0,02	0,10	0,04	0,12	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02

Yukarıda kısaca değinilen Piper diyagramı, çalışma sahasının tablo 3.2'de verilen değerlerine göre AquaChem 3.7.42 (Calmbach, 1997) kullanılarak çizilmiştir (Şekil 3.10).



Şekil 3.9. Piper diyagramı sınıflaması (Deutsch, 1997)

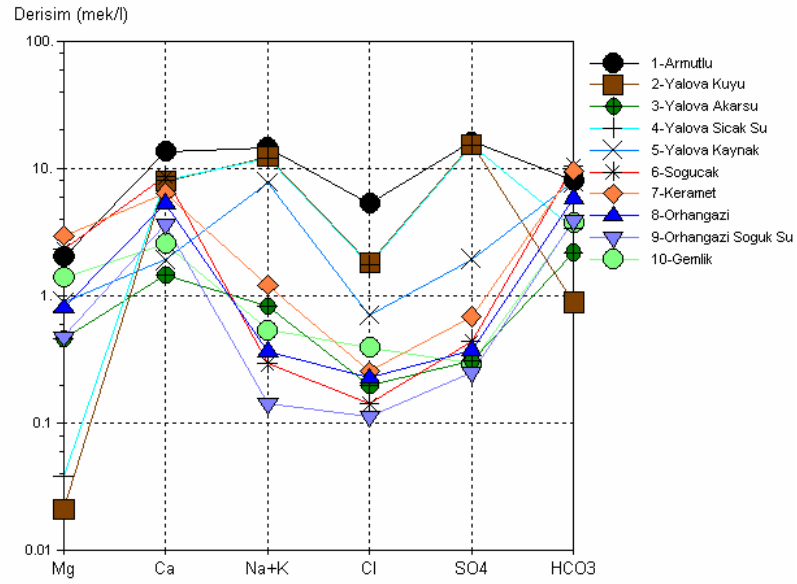


Şekil 3.10 Armutlu Yarımadası jeotermal kaynaklarına ait Piper diyagramı

Piper diyagramında sularda kümeleşme dikkati çekmektedir. Armutlu Yarımadası'nın güneyinde İznik Gölü civarındaki kaynaklar (6-Soğucak, 7-Keramet, 8-Orhangazi, 9-Orhangazi, 10-Gemlik) $\text{Ca}^{2+}\text{HCO}_3^-$ fasiyesinde, coğrafi olarak yarımadanın kuzeyinde kalan sulardan (1-Armutlu, 2-Yalova, 4-Yalova), 1-Armutlu $\text{Ca}^{2+}\text{Na}^+\text{HCO}_3^- \text{Cl}^-$ fasiyesinde diğerleri ise (2 ve 4) Na^+Cl^- fasiyesinde görülmektedir. Her iki gruptan farklı olarak 5-Yalova, $\text{Na}^+\text{HCO}_3^-$ fasiyesindedir. Sıcaklığı düşük ($16,9^{\circ}\text{C}$) bu sebeple de Na içeriğinin daha düşük olması gereken bu örnekte yüksek Na, Ca ve Na iyonları arasında olabilecek iyon değişimi (Kehew, 2001) ile açıklanabilir. Bu tür bir sürecin kendisinden Balderer (1997)'de (bkz. bölüm 3.8) bahsetmektedir. Sonuç olarak farklı üç su tipi olduğu rahatlıkla söylenebilir. 5-Yalova kaynağında olduğu düşünülen iyon değişimi için genelleştirilmiş stratigrafik kesit (Şekil 2.9' da kuzey zona ait olan) incelenebilir. Rezervuar kayacı olan metamorfik temelden yükselen akışkan ile kil içerebilen sedimanlar arasında muhtemelen iyon değişimi söz konusudur.

Schoeller diyagramı ile de yapılacak bir değerlendirme bu kanıyı desteklemektedir (Şekil 3.11). Diyagrama bakıldığında İznik Gölü civarındaki kaynaklar (6-Soğucak, 7-Keramet, 8-Orhangazi, 9-Orhangazi, 10-Gemlik) birlikte aynı deseni vermektedir. Benzer durum, 1-Armutlu, 2-Yalova, 4-Yalova örnekleri için söylenebilir. Yalnızca 5-Yalova örneği her iki kaynak topluluğunun desenine uymamakta ve her ikisinin arasında görülmektedir.

Eisenlohr (1997) çalışmasında da Schoeller diyagramı ve fasiyes sınıflaması yaparak; Gemlik, Orhangazi, Soğucak ve Keramet kaynaklarının $\text{Ca}^{2+}\text{Mg}^{2+}\text{HCO}_3^-$ tipinde (fasiyesinde), Yalova'nın, ise $\text{Na}^+\text{Ca}^{2+}\text{SO}_4^{2-}$, aynı şekilde Armutlu kaynağının da $\text{Ca}^{2+}\text{Na}^+\text{SO}_4^{2-}\text{HCO}_3^- \text{Cl}^{2-}$ tipinde geliştiğini ifade etmiştir. Bu çalışma ve Eisenlohr'un yaptığı çalışma paralellik göstermektedir.



Şekil 3.11. Armutlu Yarımadası kaynaklarına ait Schoeller diyagramı

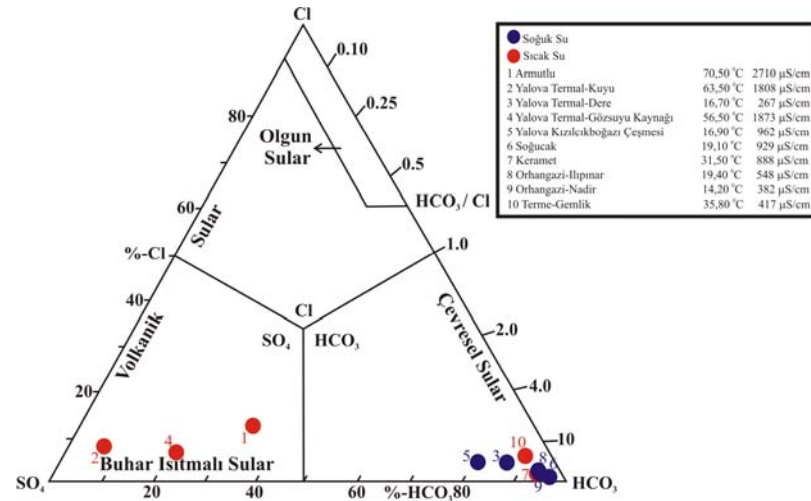
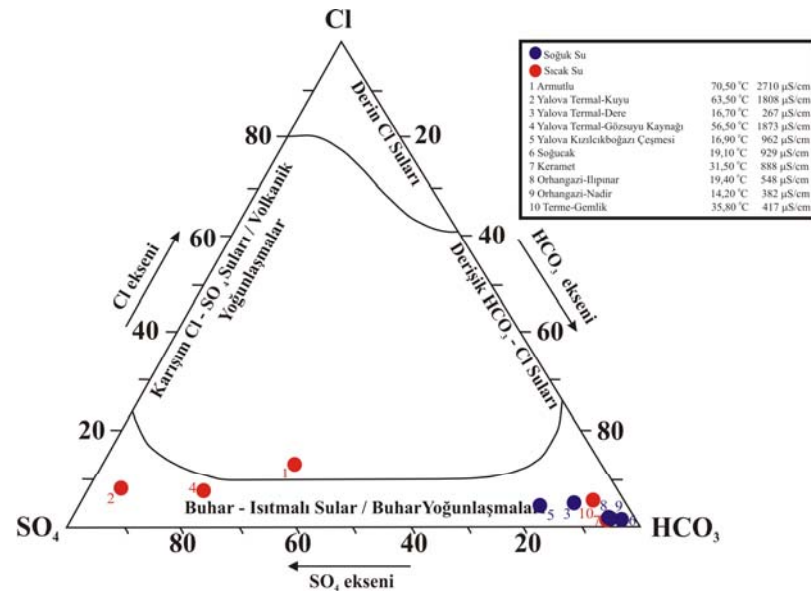
3.4. Armutlu Yarımadası Jeotermal Su Tipleri

Fasiyes dışında suyun tipi hakkında değerlendirme yapabilmek için farklı diyagramlar kullanmak gerekmektedir. Bu çalışmada Giggenbach (1988)'a ait Cl-SO₄-HCO₃ üçgen diyagramı ve daha farklı fakat işlevi aynı olan diğer bir Cl-SO₄-HCO₃ üçgen diyagramı (Nicholson, 1993) kullanılmıştır (Şekil 3.12a,b).

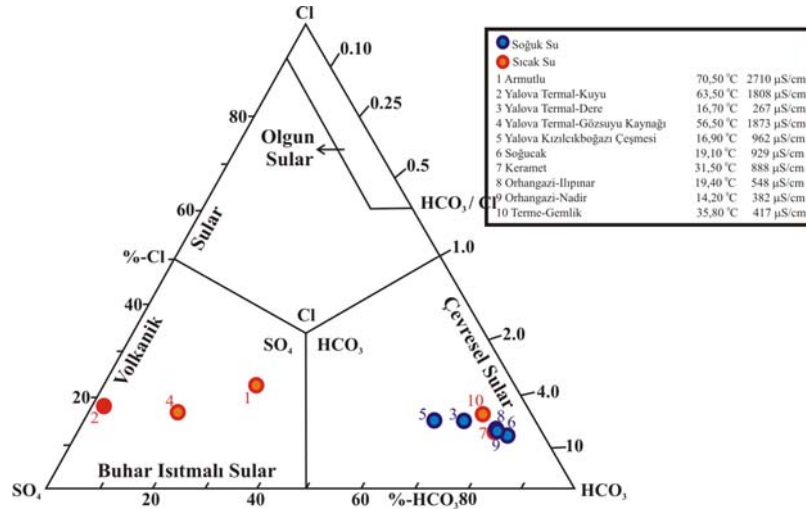
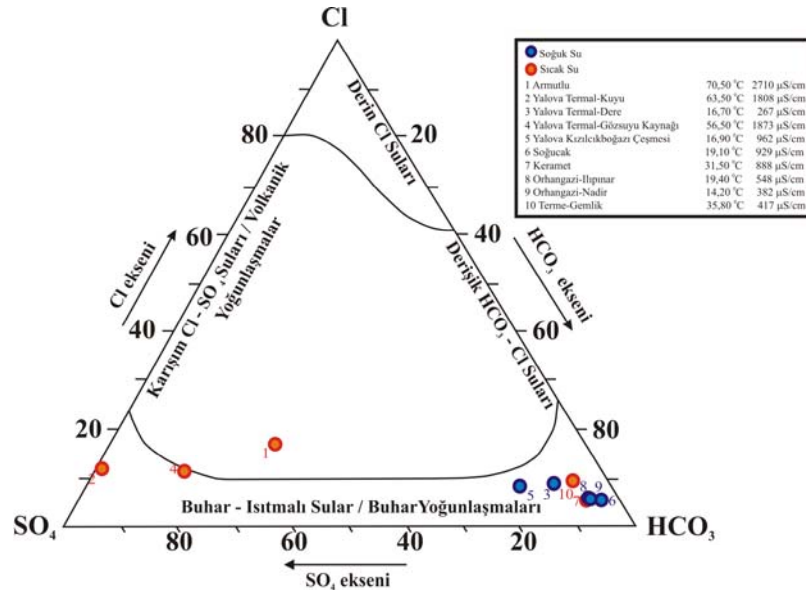
Bu diyagramlardaki üç uç bileşen farklı nitelikteki su tiplerini gösterir. Cl tipi su, yüksek entalpili alanlarda gözlenebilir Yüksek Cl derişimleri derin rezervuar ile yüzeye arasındaki bağlantı demektir. Bu geçirgen zonun gelişmesiyle mümkündür. SO₄ tipi sular ise oksijen içeren yüzey yakınında jeotermal gazların yoğunlaşmasıyla oluşurlar Köken olarak jeotermal gazlar ve Cl ile birlikte hareket etmesine rağmen kaynamanın olduğu derinlikte SO₄ kimyasal olarak Cl dan farklı davranmaktadır. HCO₃ niteliğindeki sular da HCO₃ oksijence pek de zengin olmayan yeraltı şartlarında buhar ve gazın yoğunlaşmasıyla (Nicholson, 1993) veya çevresel kökenli CO₂ girdisinden oluşmaktadır (Kehew, 2001).

Şekil 3.12a ve b'ye bakılırsa iki tip suyun olduğu görülmektedir. SO₄ içeriği zengin olan su ve HCO₃ açısından zengin olan su. Her iki su tipindeki kümeleşme Piper ve Schoeller diyagramlarında (Şekil 3.10, Şekil 3.11) görüldüğü şekliyle aynı

örneklerin birlikteliğine dayalıdır. Kuzey ve güneydeki kaynaklar bu diyagramlarda da ayrılmışlardır. Bu farklılaşma çıkış sıcaklıklarının farklılıkları ile paralellik sunmaktadır (Tablo 3.2a, Tablo 3.2b). Daha düşük sıcaklığa sahip olanlar, HCO_3 açısından zengindir. Bu sebeple rezervuar sıcaklık hesaplamaları yapılmış ve karşılaştırılmıştır. Ayrıca HCO_3 tipindeki sularda, çevresel ve / veya derin kökenli CO_2 girdisinden HCO_3 'ün türeyip türemediğini anlamak Na-K-Mg-Ca jeoindikatör hazırlanmış ve değerlendirilmiştir.



Şekil 3.12a. Bölgeye ait ilk dönem (2005) $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Cl}$ diyagramları



Şekil 3.12b. Bölgeye ait ikinci dönem (2007) SO₄-HCO₃-Cl diyagramları

3.5. Çözünürlük Jeotermometreleri

Çözünürlük jeotermometreleri ve diğer jeotermometreler (gaz ve izotop) akifer sıcaklığını belirlemek için kullanılmaktadır. Ayrıca, yeni jeotermal alanların belirlenmesi ve üretimdeki jeotermal sistemlerin hidrolojik olarak izlenebilmesi içinde elverişli araçlardır (Nicholson, 1993).

Pek çok çözünürlük jeotermometreleri, 1960'dan 1980'lerin sonuna kadar geliştirilmiştir. En çok kullanılanları, Silika (Kuvars ve Kalsedon), Na/K ve Na-K-Ca jeotermometreleridir. Diğer jeotermometreler, Na/Li, Li/Mg, K/Mg oranlarına bağlı

olarak geliştirilmiştir. Kuramsal olarak, herhangi bir katyon oranı veya su içerisindeki yüksüz herhangi bir bileşen, kimyasal denge (metin içerisinde kısaca denge) oluşmuş ise jeotermometre olarak kullanılabilir (Arnórsson ve Svavarsson, 1985). Aşağıdaki varsayımlar, jeotermometrelerin kullanımlarında ve jeotermal akiferin değerlendirilmesinde dikkate alınmalıdır (Fournier ve diğ., 1974; Truesdell, 1976; White, 1970) :

-Jeotermometrede kullanılan element veya bileşenlerin derişimleri yalnızca sıcaklıkla değişen mineral-akışkan tepkimeleriyle kontrol edilir.

-Denge tepkimelerinde kullanılan mineraller akiferde yaygın olarak bulunmaktadır.

-Tepkimeler jeotermal akifer şartlarında dengeye ulaşmıştır.

-Hızlı bir akış ile akışkan yüzeye ulaşmaktadır ve akiferden uzaklaşmasıyla (değişen sıcaklık) tekrar denge tepkimesi oluşmamıştır.

-Jeotermal akışkan ile sığ yeraltı suları karışmamış veya jeotermal akışkanda seyrelme olmamıştır. Bu varsayım, eğer seyrelme veya karışım olduğu düşünülüyorsa göz önüne alınmayabilir.

Yukarıda değinilmiş olan çözünürlük jeotermometrelerini kalibre etmek için iki yöntem kullanılmaktadır. Bunlardan bir tanesi kuramsal, diğeri deneysel veya jeokimyasaldır. Kuramsal kalibrasyon, laboratuarda jeotermometre eşitliğindeki mineral çözelti tepkimelerinin denge sabitleri değerlerine dayalı olarak gerçekleştirilir. Jeokimyasal veya deneysel kalibrasyon, su örnekleri içerisindeki belirli bileşenlerin kuyu içerisinde ölçülmüş akifer sıcaklığı ile korelasyonunu ifade etmektedir (D'Amore ve Arnórsson, 2000).

3.5.1 Silika Jeotermometreleri

Kuyudan boşalımdan elde edilen silika miktarı ve jeotermal akifer sıcaklığı arasındaki ilişki Mahon (1966) tarafından incelenmiştir. İzleyen yıllarda bir çok araştırmacı silika jeotermometresini geliştirmiştir (Morey ve diğ., 1962; Fournier ve Rowe, 1966; Fournier, 1977; Fournier ve Potter, 1982a,b; Fournier, 1983; Fournier

ve Marshall, 1983; Fournier, 1991). Geliştirilmiş denklemler yaklaşık 250⁰C' ye kadar geçerlidir ve aşağıda verilmiştir (Tablo 3.3).

Tablo 3.3. Silika Jeotermometre Eşitlikleri

Silika Jeotermometre Eşitlikleri		
SiO ₂ (Buhar kaybı yok)	$t^0C = [1309/(5.19 - \log SiO_2)] - 273$	Fournier, 1977
SiO ₂ (100 ⁰ C' de maksimum buhar kaybı)	$t^0C = [1522/(5.75 - \log SiO_2)] - 273$	Fournier, 1977
Kalsedon	$t^0C = [1032/(4.69 - \log SiO_2)] - 273$	Fournier, 1977
α -Kristobalit	$t^0C = [1000/(4.78 - \log SiO_2)] - 273$	Fournier, 1977
β -Kristobalit	$t^0C = [781/(4.51 - \log SiO_2)] - 273$	Fournier, 1991
Amorf Silika	$t^0C = [731/(4.52 - \log SiO_2)] - 273$	Fournier, 1977

$t < 250^0C$ ve SiO₂ derişimi mg/kg' dır.

3.5.2 Na/K Jeotermometreleri

Na/K oranının, yüksek sıcaklıklarda düşük olması ve sıcaklığa bağlı değişiminin duyarlı kalibrasyonu sayesinde, yüksek sıcaklığa sahip sistemlerde Na /K jeotermometresi oldukça kullanışlıdır. Bu sistemlerde sodyum ve potasyumun sıcaklığa bağlı dağılımı bu elementler ile alkali feldispatlar arasındaki iyon değişimine bağlıdır (Nicholson, 1993). Deneysel olan jeotermometre eşitlikleri White (1957, 1965), Ellis ve Moahon (1967), Ellis (1970), Truesdell (1976), Fournier (1979a,b) ve Giggenbach (1988) tarafından geliştirilmiştir. Bu eşitlikler 180-350⁰C arasında uygun sonuçlar vermektedir. Fakat 120⁰C altında sonuçların çok anlamlı olmadığı belirtilmiştir (Nicholson, 1993). 120⁰C altında sodyum ve potasyum derişimleri yalnızca iyon değişimi değil, killer ile olan kimyasal tepkimelerden de etkilenirler (Tablo 3.4).

Tablo 3.4. Na /K jeotermometre eşitlikleri

Na/K Jeotermometre Eşitlikleri	
$t^0C = 856/[\log(Na/K) + 0.857] - 273$	Truesdell, 1976
$t^0C = 883/[\log(Na/K) + 0.780] - 273$	Tonani, 1980
$t^0C = 933/[\log(Na/K) + 0.993] - 273$	Arnórsson, 1983
$t^0C = 1319/[\log(Na/K) + 1.699] - 273$	Arnórsson, 1983
$t^0C = 1217/[\log(Na/K) + 1.483] - 273$	Fournier, 1979b
$t^0C = 1178/[\log(Na/K) + 1.470] - 273$	Nieva ve Nieva, 1987
$t^0C = 1390/[\log(Na/K) + 1.750] - 273$	Giggenbach, 1988

$t < \sim 120^0C$ ve Na, K derişimi mg/kg' dır.

3.5.3 Na-K-Ca Jeotermometresi

Na/K jeotermometreleri ile yapılan hesaplamalar, kalsiyum miktarı yüksek ve düşük sıcaklıklı sistemlerde beklenen değerlerden çok yüksektir. Düşük sıcaklıklı ve kalsiyum miktarı yüksek olan sistemlerde Ca, Na ve K ile silikat mineralleri arasında iyon değişimi meydana gelir. Kalsiyumu hesaplamalarda dikkate almak gerektiği için Na-K-Ca jeotermometresi geliştirilmiştir (Fournier ve Truesdell, 1973). Bu jeotermometre 180⁰C' den yüksek sıcaklıklarda kabul edilebilecek sonuçlar vermekte daha düşük sıcaklıklarda ise karbondioksit kısmi basıncından kaynaklanan kalsiyum miktarı ve magnezyum hesaplamalarda hataya yol açacaktır. Bu nedenle magnezyum düzeltilmesi, Fournier ve Potter (1979) tarafından önerilmiştir (Tablo 3.5, Tablo 3.6).

Tablo 3.5. Na-K-Ca jeotermometre eşitliği

Na-K-Ca Jeotermometre Eşitlikleri	
$t^0C = 1647 / \{ \log(Na/K) + \beta [\log(Ca^{1/2} / Na) + 2.24] \} - 273$	Fournier ve Truesdell, 1973
Na, K ve Ca derişimi mg/kg' dir. $\beta = 4/3$ eğer $t < 100^0C$, $\beta = 1/3$ eğer $t > 100^0C$	

Tablo 3.6. Na-K-Ca jeotermometre eşitliği

Na-K-Ca Jeotermometresi için Mg Düzeltmesi	
$R = [Mg / (Mg + 0.61Ca + 0.31K)] \times 100$	
$\Delta t_{Mg} = -1.03 + 59.971 \log R + 145.05 (\log R)^2 - 36711 (\log R)^2 / T_{Na-K-Ca} - 1.67 \times 10^7 \log R / T_{Na-K-Ca}^2$	(1 numaralı eşitlik)
$\Delta t_{Mg} = 10.66 - 4.7472 \log R + 325.87 (\log R)^2 - 1.032 \times 10^5 (\log R)^2 / T_{Na-K-Ca} - 1.968 \times 10^7 \log R / T_{Na-K-Ca}^2 + 1.605 \times 10^7 \log R / T_{Na-K-Ca}^2$	(2 numaralı eşitlik)

3.5.4 K/Mg Jeotermometresi

Mg ile düşük sıcaklıklarda hızla gerçekleşen yerdeğiştirme tepkimelerinden dolayı, K/Mg oranları jeotermal sistemde kaynak boşalımından önce meydana gelen su-kayaç etkileşimini temsil eden oranlar olarak değerlendirilebilirler. Mg derişimi sıcaklık artışıyla azaldığı için düşük sıcaklıklı su-kayaç dengesiyle ilişkili olduğu düşünülebilir (Nicholson 1993). K/Mg jeotermometresi ilk olarak Giggenbach ve diğ., (1983) tarafından önerilmiş ve Giggenbach (1988) tarafından bir eşitlik geliştirilmiştir (Tablo 3.7).

Tablo 3.7. K/Mg jeotermometresi

K/Mg ve Li/Mg Jeotermometre Eşitlikleri	
$t^{\circ}\text{C} = 4410 / [\log(\text{K/Mg})^{1/2} + 14.0] - 273$	Giggenbach, 1988
K, Mg derişimleri mg/kg' dır.	

Yukarıda açıklanan jeotermometre eşitlikleri her bir sıcak su örneğine uygulanarak, rezervuar sıcaklıkları hesaplanmıştır (Tablo 3.8a,b). Bu değerlere göre Armutlu sıcak su kaynağı için Silisyum^{a,b,c} (Fournier, 1977) jeotermometresi kabul edilebilecek sonuçlar vermekte ve rezervuar sıcaklığı 108⁰C ile 143⁰C arasında değişen değerler olarak hesaplanmaktadır. Yalova kaynakları için Silisyum^{a,b} (Fournier, 1977), Na-Kⁱ (Arnórsson, 1983), Na-K^j (Fournier, 1979) Na-K^l (Giggenbach ve diğ., 1988) jeotermometreleri uygundur ve 69⁰C ile 120⁰C arasında değişen değerler vermektedir. Keramet ve Gemlik için ise Silisyum^{a,b} (Fournier, 1977) ve K-Mgⁿ (Giggenbach, 1988) jeotermometreleri anlamlı sonuçlar vermektedir. Sonuçlar 57⁰C ile 77⁰C arasında değişmektedir. Eisenlohr (1997)'un yaptığı çalışmada, Armutlu ve Yalova termal kaynaklarının sırası ile 100⁰C -130⁰C ve 70⁰C -100⁰C rezervuar sıcaklığına sahip olduğu, Gemlik, Keramet, Orhangazi, Ilıpınar ve Soğucak termal kaynaklarının da, sırası ile 53⁰C, 60⁰C, 37⁰C, 35⁰C rezervuar sıcaklığına sahip olduğu, jeotermometre olarak da Silisyum jeotermometresinin uygun olduğu belirtilmiştir. Na-K jeotermometresinin Yalova için uygun olması, iyon değişiminin dengeye ulaşacak kadar uzun sürebilmesiyle ilgilidir. Jeotermometre hesaplamalarında su-kayaç arasında dengenin oluştuğu kabul edildiğinden ayrıca Yalova kaynakları için iyon değişimi söz konusu olduğundan (Balderer, 1997; ayrıca bu çalışmada bkz. bölüm 3.8); bu çalışmada Silisyum^{a,b} jeotermometresi dışında Na-Kⁱ (Arnórsson, 1983), Na-K^j (Fournier, 1979) Na-K^l (Giggenbach ve diğ., 1988) jeotermometrelerinde Yalova kaynağı için uygun olduğu düşünülmektedir.

Tablo 3.8a. Armutlu Yarımadası jeotermal kaynakları jeotermometre hesaplamaları-birinci dönem (2005)

Örnek No	1-Armutlu	2-Yalova	4-Yalova	7-Keramet	10-Gemlik
Ölçülen sıcaklık	70,5	63,5	56,5	31,5	35,8
Si ^a	135	101	99	65	57
Si ^b	131	101	100	71	63
Si ^c	108	70	69	33	25
Si ^d	85	50	49	16	8
Si ^e	36	3	2	-28	-35
Si ^f	15	-15	-16	-44	-51
Na-K ^g	151	34	31	150	139
Na-K ^h	182	53	50	180	168
Na-K ^l	160	46	43	159	148
Na-K ⁱ	188	90	88	187	179
Na-K ^j	187	83	81	186	177
Na-K ^k	175	73	71	174	165
Na-K ^l	205	105	102	203	195
Na-K-Ca ^m	-198	-200	-200	-202	-202
K-Mg ⁿ	43	30	33	57	58

^{a,b,c,d,f} Fournier (1977), ^e Fournier (1997),

^g Tuesdell (1976), ^h Tonani (1980), ⁱ Arnórsson (1983), ^j Fournier (1979), ^k Nieva ve Nieva (1987), ^l Gigggenbach ve diğ. (1988)

^m Fournier ve Truesdell (1973)ⁿ Gigggenbach (1988)

Tablo 3.8b. Armutlu Yarımadası jeotermal kaynakları jeotermometre hesaplamaları-ikinci dönem (2007)

Örnek No	1-Armutlu	2-Yalova	4-Yalova	7-Keramet	10-Gemlik
Ölçülen sıcaklık	72	67	56,5	43	35,8
Si ^a	143	120	100	65	59
Si ^b	131	101	100	77	69
Si ^c	111	70	69	33	25
Si ^d	90	45	49	16	8
Si ^e	36	3	7	-28	-35
Si ^f	15	-15	-19	-44	-51
Na-K ^g	151	34	31	170	139
Na-K ^h	184	45	50	180	168
Na-K ⁱ	160	56	43	159	148
Na-K ^j	200	90	88	187	189
Na-K ^k	187	83	81	186	177
Na-K ^l	175	73	71	174	165
Na-K ^l	205	105	102	209	205
Na-K-Ca ^m	-200	-200	-200	-208	-202
K-Mg ⁿ	43	30	33	65	67

^{a,b,c,d,f} Fournier (1977), ^e Fournier (1997),

^g Tuesdell (1976), ^h Tonani (1980), ^{i,j} Arnórsson (1983), ^j Fournier (1979), ^k Nieva ve Nieva (1987), ^l Giggenbach ve diğ. (1988)

^m Fournier ve Truesdell (1973)ⁿ Giggenbach (1988)

3.5.5. Mineral Denge-Sıcaklık Diyagramı Jeotermometresi

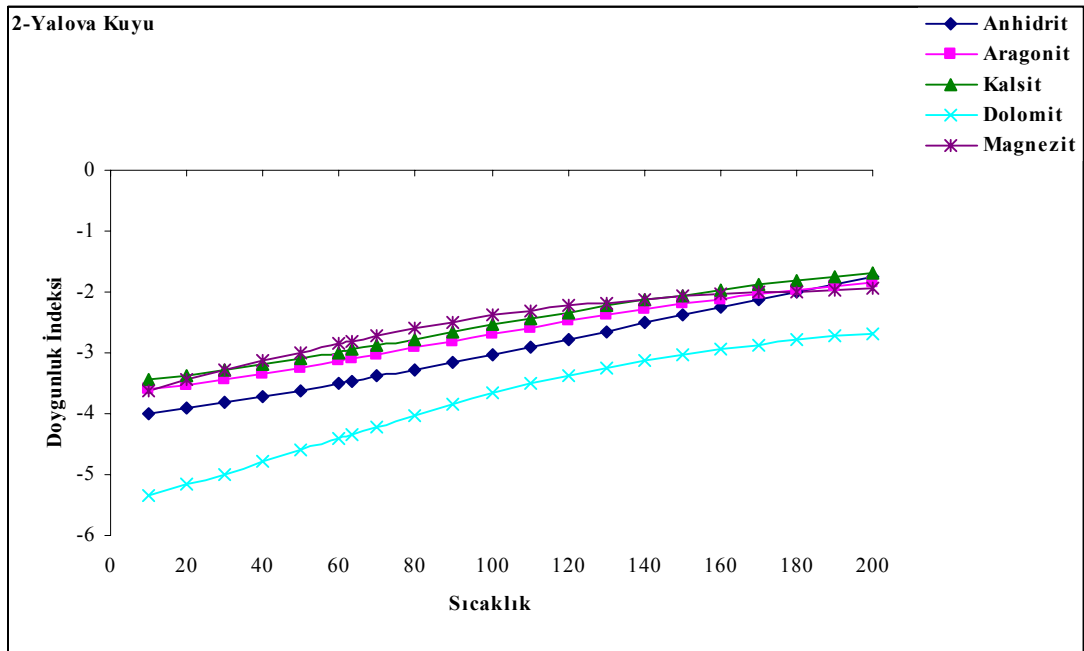
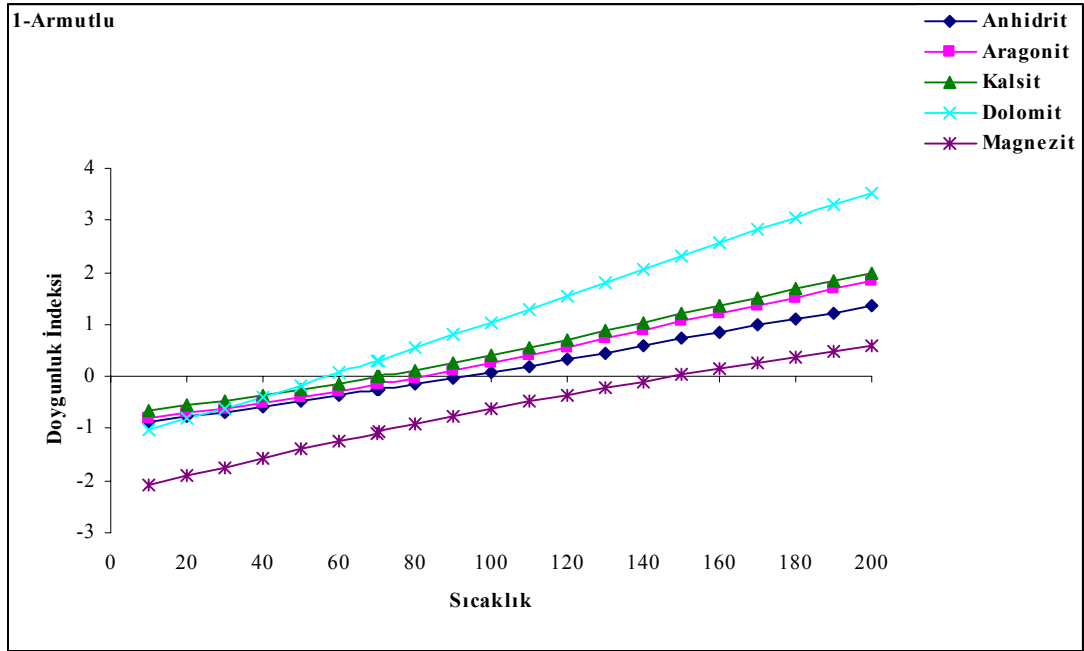
Reed ve Spycher (1984) jeotermal alanlardaki hazne sıcaklığı belirleyebilmek için mineral doygunluk indekslerini (kısaca doygunluk indeksi) kullanmayı önermişlerdir. Bu yöntem minerallerin sıcaklığa bağlı doygunluk indekslerinin değişimine dayalıdır. Denge sabitleri sıcaklık dışında basınçtan etkilenmelerine rağmen 1-200 bar arasındaki etki ihmal edilebilir düzeydedir (D'Amore ve Arnórsson, 2000). Bu sebeple doygunluk indeksi hesaplamalarında farklı sıcaklık değerlerine göre hesaplama yapılmalıdır. Bu hesaplama için farklı hidrojeokimyasal modelleme yazılımları kullanılabilir. Yorumlamada, doygunluk indeksleri denge doğrusunu (SI=0) belirli bir sıcaklık noktası civarında kesiyor ise hazne sıcaklığı bu sıcaklık noktası olarak değerlendirilir. Denge doğrusu yukarısındaki kesişme, sudan buhar ayrılması ve farklı sıcaklıktaki suların karışımı, denge doğrusu altındaki kesişme, farklı sıcaklıktaki akışkanların karışımını ve bu akışkanların sıcaklıklarını belirtebilir (Tarcan, 2002).

Bu çalışmada daha önceki çalışmalarda kullanılmamış olan mineral denge diyagramları, PhreeqcI (Parkhurst ve Appelo, 1999) yazılımı ile farklı sıcaklık değerleri için hesaplanmıştır (Şekil 3.13).

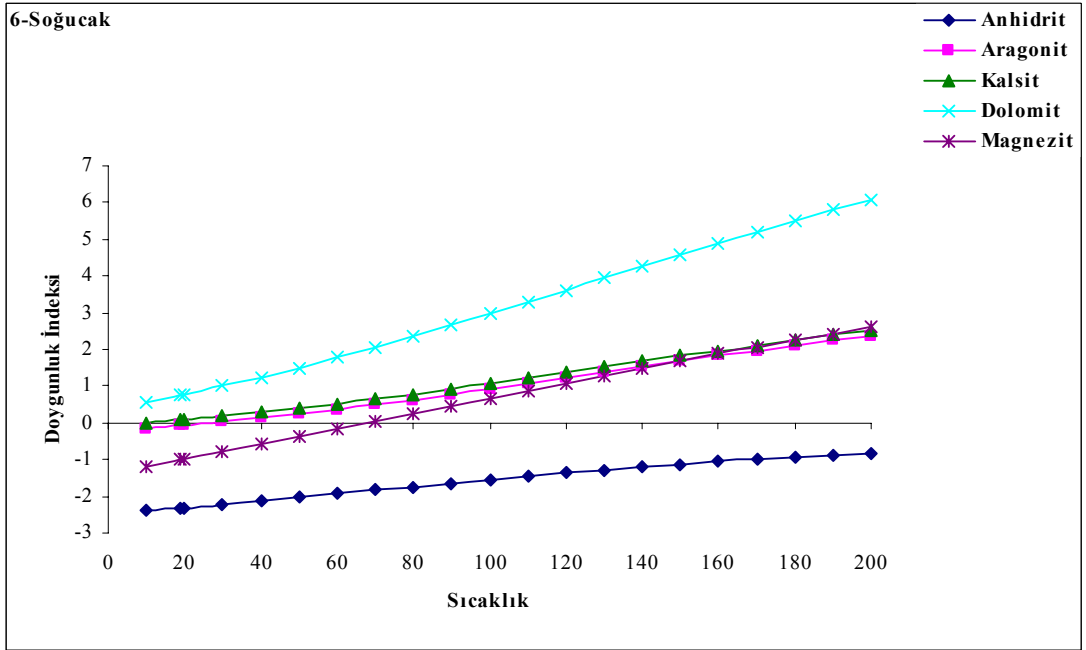
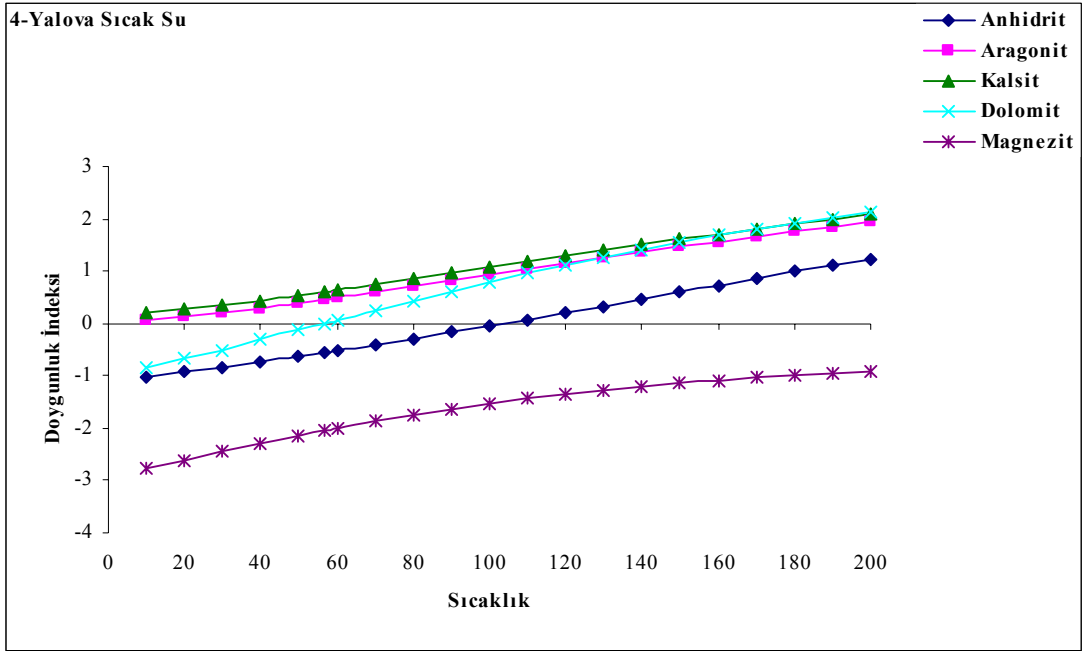
Şekil 3-13'de gösterilen 1-Armutlu sıcak su kaynağına ait diyagramda, eğriler denge doğrusunda 80°C ile 100°C arasında kesişmektedir. Bu değer silisyum jeotermometreleri ile hesaplanan değerle uyum içindedir. 2-Yalova sıcak su kuyusunda farklı nitelikte yeraltı sularının karışımını düşünmek gerekir. Bu sebeple de Na-K-Ca ve K-Mg jeotermometreleri doğru sonuçlar vermemektir. Bu durum Ca ve Mg 'un 2-Yalova sıcak su kuyusuna karışmasıyla açıklanabilir. Mg'un yüksek olması muhtemel soğuk suyun kuyu içine sızmasıdır. 4-Yalova sıcak su kaynağı da benzer şekilde farklı suların karışımını yansıtmaktadır. Ca ve Mg içeren suyun sıcak suya karışımı nedeni ile Na-K-Ca ve K-Mg jeotermometrelerinin anlamsız sonuçlar çıkarması bu şekilde anlaşılır olmaktadır. Armutlu Yarımadası güney tarafındaki kaynaklarda (7-Keramet ve 10-Gemlik) birbirleri ile benzer grafikler göstermektedir. Aynı nitelikte su oldukları, Schoeller ve Piper diyagramları (Şekil 3.10, Şekil 3.11) dışında bu şekilde de anlaşılır olmaktadır. Güney koldaki kaynakların düşük

sıcaklıkta oluşu ve Na-K, Na-K-Ca, K-Mg jeotermometreleri ile anlamlı sonuçlar vermemesi atmosferik kaynaklı beslenme ile bu tür minerallerin sürekli çözünebilmesi ve denge oluşmamasıdır. Atmosferik CO₂ büyük olasılıkla sisteme girmektedir.

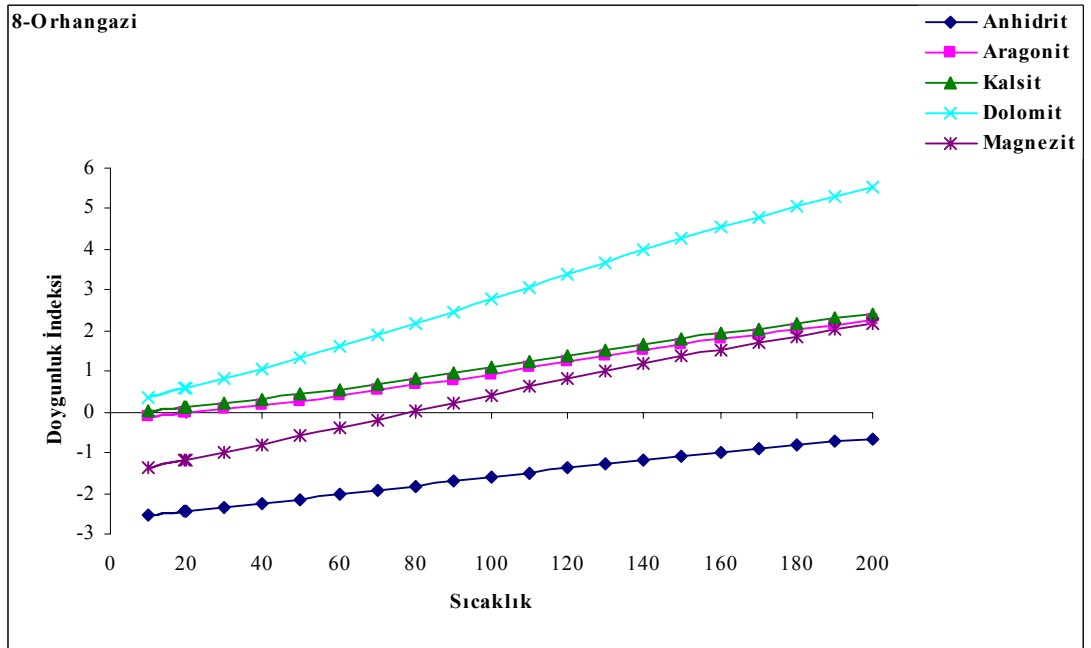
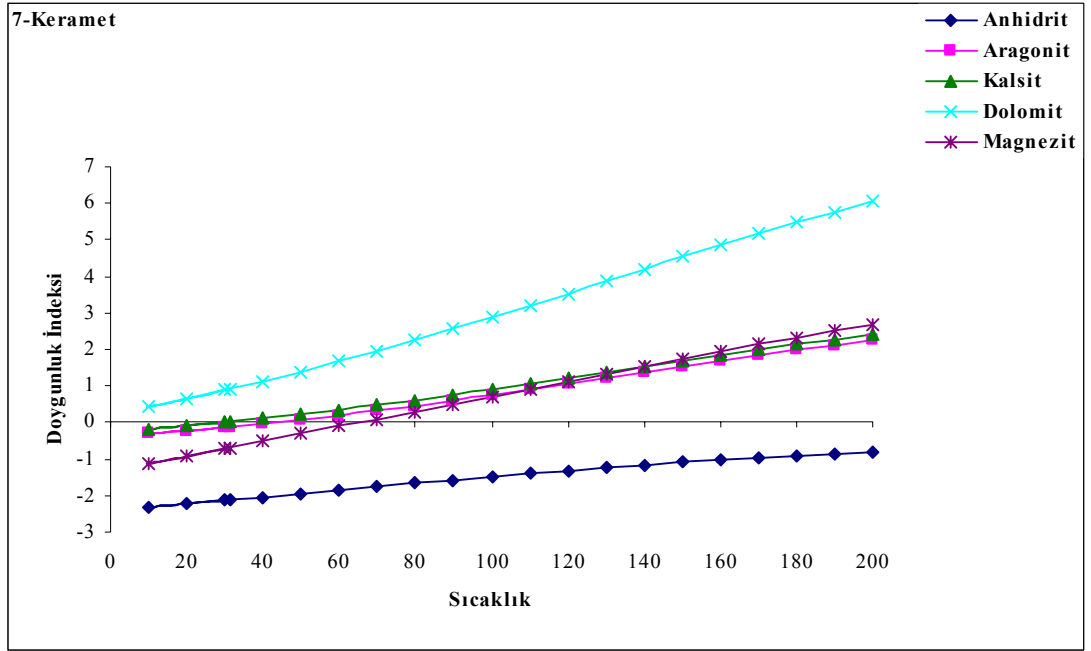
Şekil 3.13. Armutlu Yarımadası jeotermal kaynakları doygunluk diyagramları

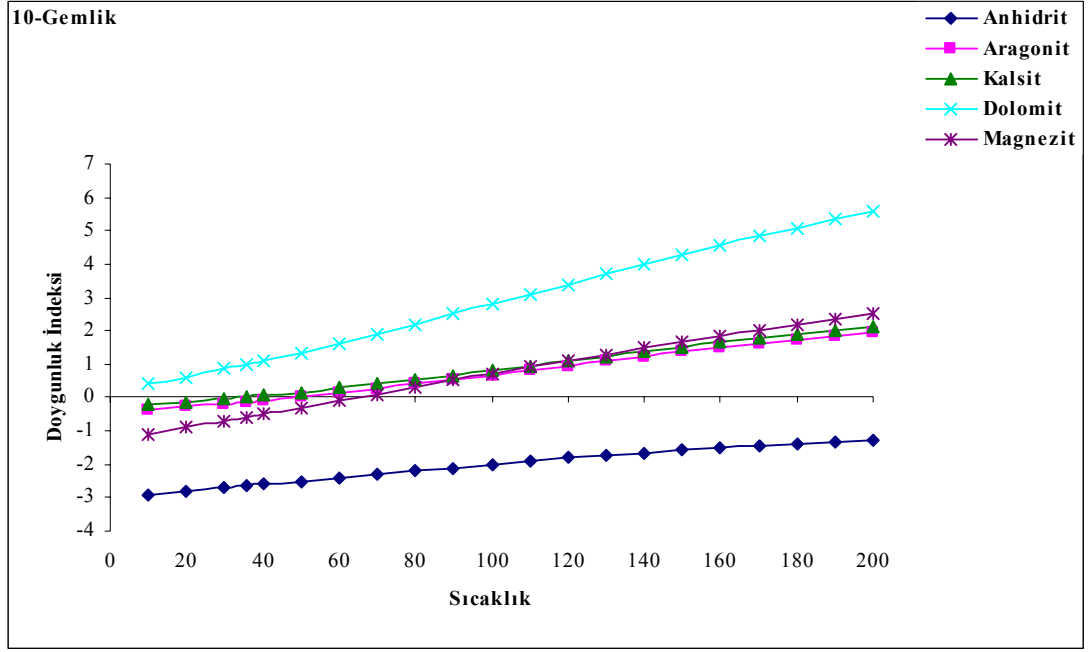


Şekil 3.13 diğer sayfada devam etmektedir



Şekil 3.13 diğer sayfada devam etmektedir

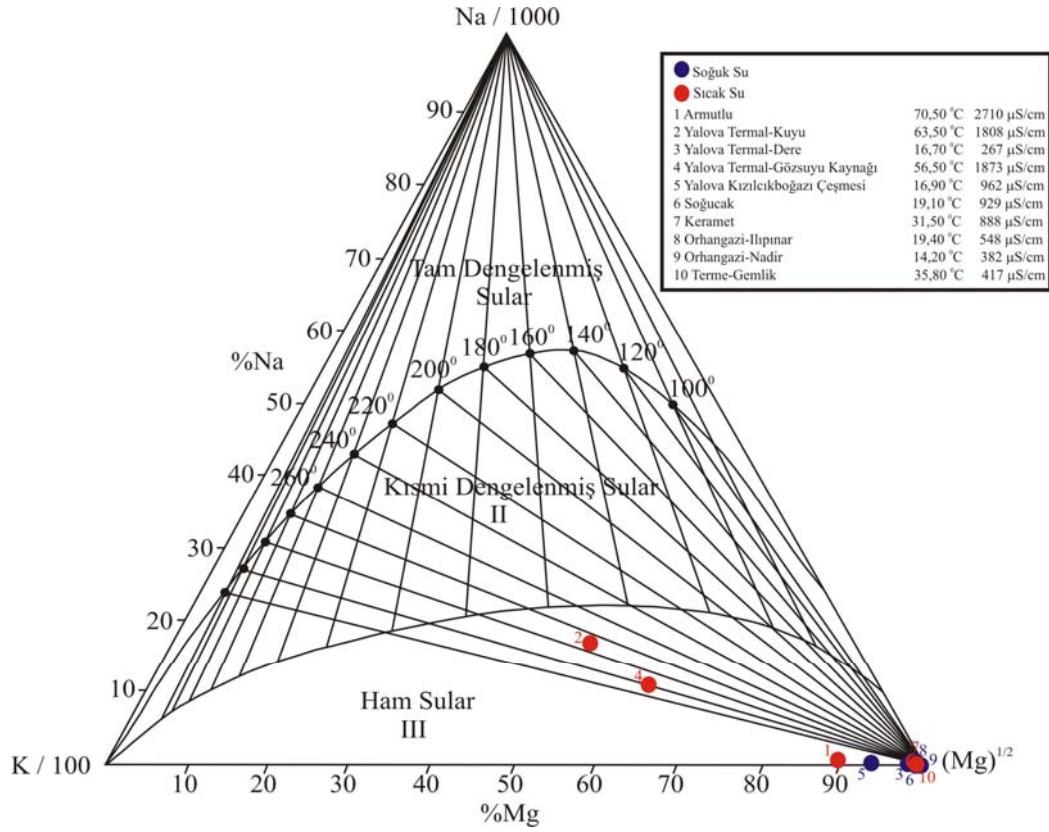




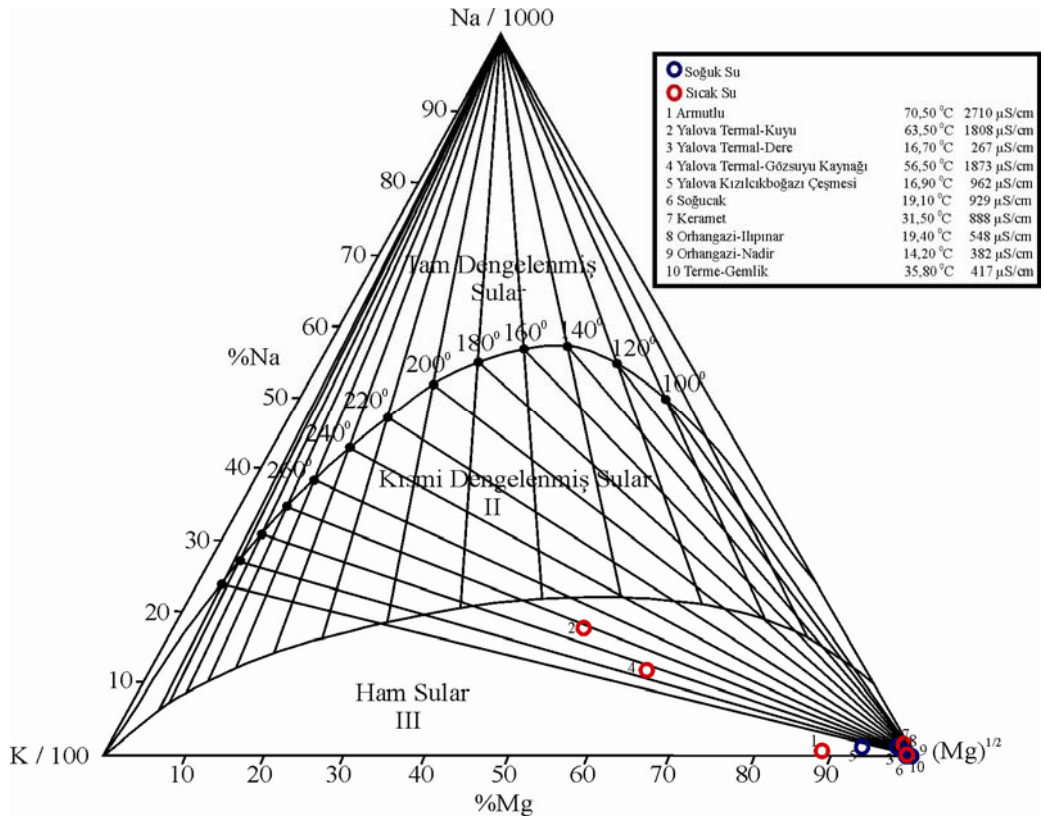
3.5.6 Birleşik Jeotermometre Uygulaması

Giggenbach (1988) tarafından sıcak suların hazne kaya sıcaklıklarının saptanması ve suların ilişkide olduğu kayaçlarla olan denge durumlarının belirlenmesi için geliştirilmiş olan Na-K-Mg birleştirilmiş jeotermometresi ile hem sıcak suların hazne sıcaklığı hızlı olarak yorumlanabilmekte, hem de daha önce belirtilen katyon jeotermometre uygulamalarının geçerliliği sınanmaktadır (Fournier, 1990). Bu diyagram üzerinde bazı düzenlemeler yaparak, en güvenilir sonuçların bu üçgen diyagramdan oluşan jeotermometre uygulaması ile alınabileceğini öne sürmektedir. Diyagram, kısaca su kayaç ilişkisinin dengede olduğu, su kayaç ilişkisinin dengede olmadığı (ham sular), su kayaç ilişkisinin kısmen dengede olduğu sular olmak üzere üç bölümden oluşmaktadır. Giggenbach (1988), ham sular bölümüne düşen suların katyon jeotermometre sonuçlarına şüpheyle bakılması gerektiğini belirtmektedir.

Aşağıda, Şekil 3.14a ve b'de Armutlu Yarımadasına ait suların diyagramı çizilmiştir. Bu diyagrama göre, hepsi ham su sınıfındadır. Ancak, Şekil 3.14a ve b'de, 2-Yalova ve 4-Yalova olarak isimlendirilen sıcak su noktaları kısmi dengelenmiş sular çizgisine diğer su noktalarından daha yakındırlar. Diğer su noktalarındaki kümeleşme ve bu sıcak su noktalarının ayrıklığı şekillerde belirgindir.



Şekil 3.14a Armutlu Yarımadası kaynakları birinci döneme (2005) ait Na-K-Mg üçgen diyagramı



Şekil 3.14b Armutlu Yarımadası kaynakları ikinci döneme (2007) ait Na-K-Mg üçgen diyagramı

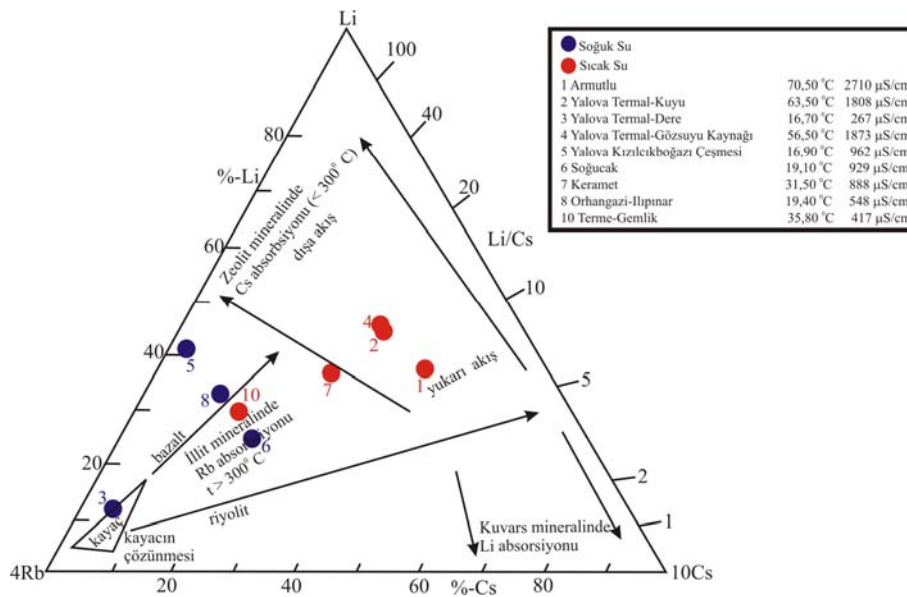
İyon değişiminden (Balderer,1997) dolayı, 2-Yalova ve 4-Yalova sıcak su noktaları, Na-K-Mg üçgen diyagramlarında (Şekil 3.14a ve b) kısmi dengelenmiş su çizgisine yakındırlar. Bu nedenle de Na-Kⁱ (Arnórsson, 1983), Na-K^j (Fournier, 1979), Na-K^l (Giggenbach ve diğ., 1988) jeotermometrelerinin sonuçları; her ne kadar bu sıcak su noktaları ham su bölgesi içinde olsalarda, kabul edilebilir düzeydedir. 1-Armutlu sıcak su noktasının, 2-Yalova ve 4-Yalova sıcak su noktalarına göre yüzey çıkış sıcaklığı daha yüksek de olsa, karbonat minerallerinin çözünmesinden dolayı (Şekil 2.9 kuzey zona ait stratigrafik kesitte Devoniyen yaşlı rekristalize kireçtaşı, Silüriyen yaşlı rekristalize kireçtaşı-kalkşist ve Silüriyen yaşlı kalkşist-mermer ayrıca Armutlu sondaj kuyusunda rastlanan kalsit, dolomit ve kalkerli şistler için bkz. Eisenlohr, 1997) yalnızca Silisyum^{a,b,c} (Fournier, 1977) jeotermometreleri uygun sonuçlar göstermektedir. Na-K-Mg üçgen diyagramlarının sonuçlarına göre (Şekil 3.14a ve b), 1-Armutlu sıcak su noktasının ham sular sınıfında yer alması, diğer bir deyişle Na derişiminin 2-Yalova ve 4-Yalova sıcak su noktalarına göre daha düşük olması (Tablo 3.2a ve b), katyon jeotermometrelerinin sonuçlarının 1-Armutlu sıcak su noktası için güvenli olmadığını ifade etmektedir. Kısaca ifade etmek gerekir ise, Na-K-Mg üçgen diyagramında, ham sular bölümüne yerleşen suların katyon jeotermometre sonuçları (2-Yalova ve 4-Yalova haricinde diğer tüm sıcak su noktaları) güvenilir değildir (Giggenbach, 1988).

3.6. Li-Rb-Cs Diyagramı

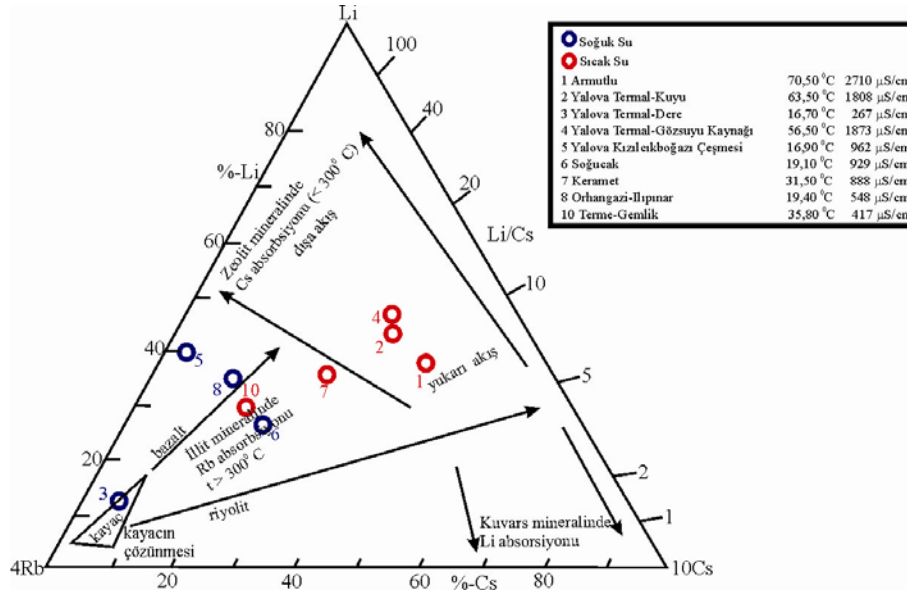
Çalışma alanında değerlendirilen kaynakların farklı nitelikte olduğuna daha önceki bölümlerde değinilmiştir. Kısaca özetlenirse; çalışma alanının tümü için tek bir çözünürlük jeotermometresi değil, farklı çözünürlük jeotermometreleri kabul edilebilir sonuçlar üretmiştir ve farklı rezervuar sıcaklıkları hesaplanmıştır. Cl-SO₄-HCO₃ diyagramlarına (Şekil 3.12a ve b) göre ise, güney kısımdaki 6-Soğucak, 7-Keramet, 8-Orhangazi, 10-Gemlik su noktaları çevresel sular (soğuk sular ile karışan) sınıfına girmekte, 1-Armutlu, 2-Yalova, 4-Yalova sıcak su noktaları da buhar ısıtmalı sular sınıfına (derin dolaşımly-yüksek sıcaklığı absorbe etmiş sular) girmektedir. Su noktaları arasındaki bu farklılık nedeni ile Armutlu Yarımadası jeotermal kaynakları arasında coğrafi olarak yukarı akış (upflow) ve yana akış (outflow) ayrımı (bkz. Nicholson, 1993 s: 13) yapılabilir. Bunun için Giggenbach 1991'a ait olan Li-Rb-Cs diyagramı, her bir örnekleme dönemi için hazırlanmıştır.

Diyagramlara (Şekil 3.15 a ve b), soğuk sulardan elde edilen sonuçlar da yerleştirilmiştir. Bu diyagram sıcak sular için kullanılmaktadır ancak sıcaklıkları sırasıyla 19,10°C ve 19,40°C olan 6-Soğucak ve 8-Orhangazi kaynakları sıcak su sınıfına da dâhil edilmektedirler (Eisenlohr, 1997). Bu nedenle diğer kaynaklar ile ilişkisini, özellikle de güneydeki kaynaklar ile olan kümeleşmeyi irdeleyebilmek için Li-Rb-Cs diyagramına dâhil edilmişlerdir. Diyagramlarda jeotermal su noktalarından 1-Armutlu, 2-Yalova, 4-Yalova, diğer su noktalarından (7-Keramet, 10-Gemlik, 6-Soğucak, 8-Orhangazi) farklı olarak diyagramın yukarı akış kısmında bulunmaktadırlar. Soğuk sular sınıfındaki 3-Yalova (16,7°C) ve 5-Yalova (16,9°C) su noktaları ise kökensel farklılıklarından dolayı (3-Yalova yüzey suyu, 5-Yalova soğuk su kaynağı), diğer su noktalarındaki kümeleşmeden ayrıktırlar. Bunu vurgulanmak için de diyagramlara dâhil edilmişlerdir.

Diyagramda da gösterilen yukarı akış zonunda, yana akış zonuna göre permeabilitenin daha yüksek ve faylanmanın daha dik olması beklenmektedir. Yukarı akış zonunda yer alan 1-Armutlu, 2-Yalova, 4-Yalova su noktaları güney taraftaki kaynakların çıkışını sağlayan fay zonuna göre muhtemelen daha dik bir fay zonundan yüzeye çıkmaktadırlar. Bu şekilde çevresel sular ile etkileşimleri güneydeki kaynaklara göre daha kısa süreli olması beklenmektedir. Sıcaklıklarının yüksek olması da bu çalışma kapsamında geliştirilen bu görüşleri desteklemektedir.



Şekil 3.15a Li-Rb-Cs diyagramı-birinci dönem (2005)



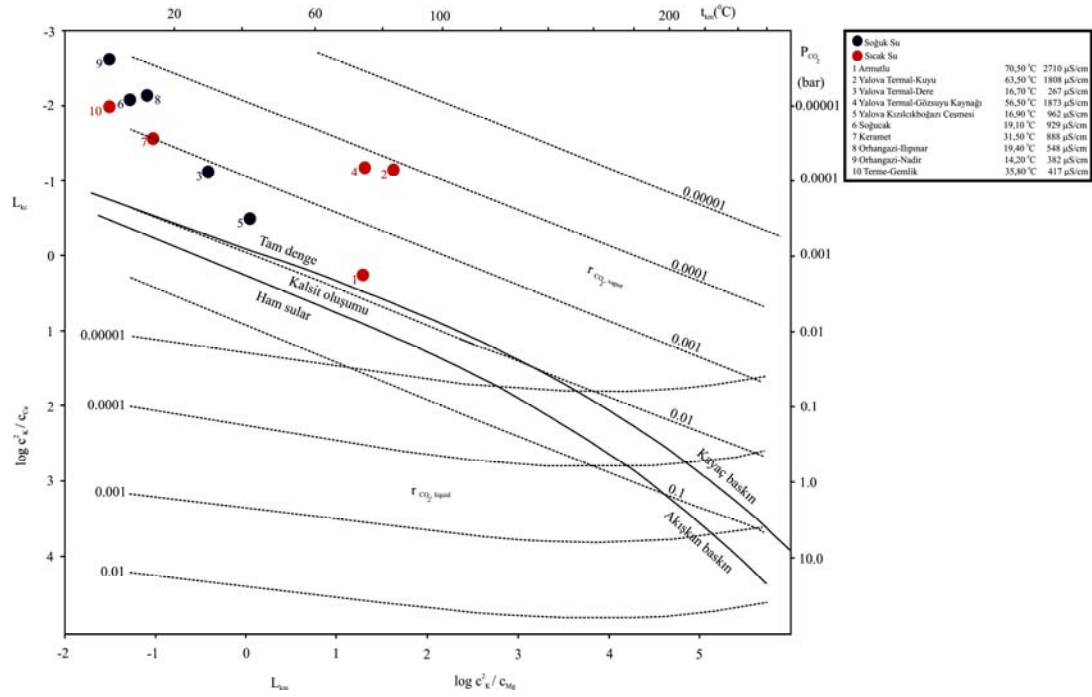
Şekil 3.15a Li-Rb-Cs diyagramı-ikinci dönem (2007)

3.7. K-Mg-Ca Jeoindikatörü

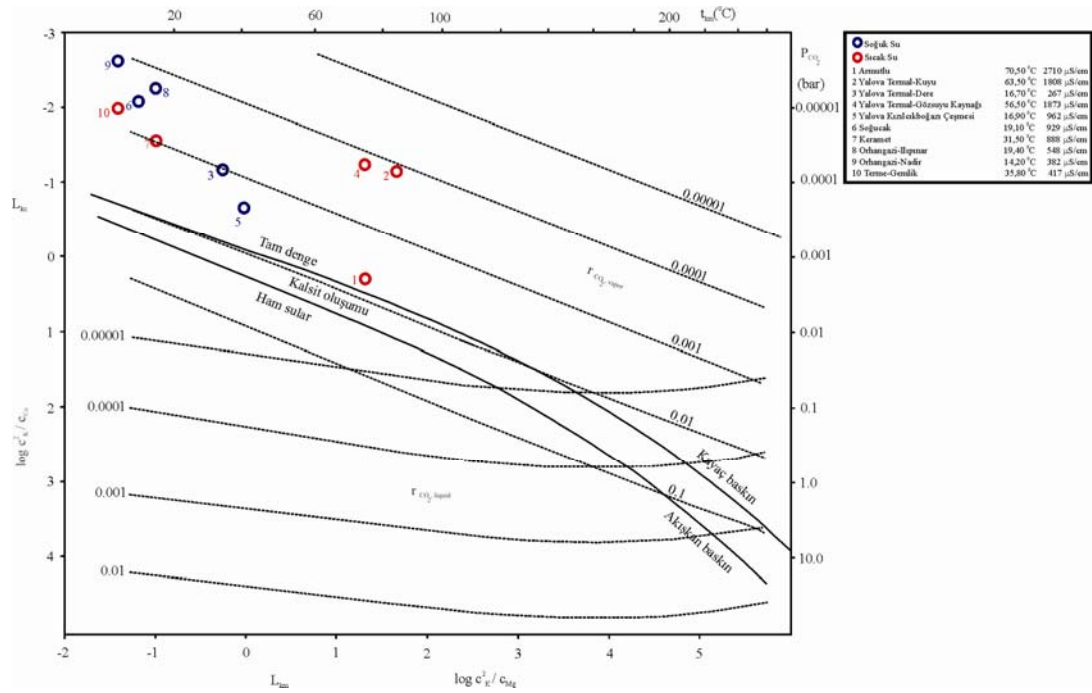
Bir önceki bölümde kullanılan Li-Rb-Cs diyagramı ile Armutlu Yarımadası jeotermal kaynaklarının yukarı akış zonu ve yana akış zonu; sırası ile kuzey ve güney kaynaklar, belirlenmiştir. Yukarı akış zonunda akışkan daha çabuk yüzeye taşınabileceği için CO₂ akışkandan hemen ayrılamayacaktır (Giggenbach, 1991). Yana akış zonunda (bkz. Nicholson, 1993 s: 13) ise soğuk sular ile karışım kimyasal olarak belirleyici olduğundan, bu zonda CO₂ gazı esasen dış kaynaklıdır (Giggenbach, 1991). Kısaca ifade etmek gerekir ise yukarı akış ve yana akış zonu ayrımı derin veya çevresel kökenli (dış kaynaklı) CO₂ gazı ayırımına göre yapılabilir. Bunun sebeple de bu çalışmada, K-Mg-Ca jeoindikatörü (Giggenbach, 1988) kullanılmıştır.

Eğer, herhangi bir jeotermal sahada yeraltı suyu kalsit ile dengede ise, CO₂ gazının kaynağı derin kökenli olarak yorumlanabilir, eğer kalsit ile CO₂ dengede değil ise CO₂ çevresel kökenli olarak düşünülmelidir (Giggenbach, 1991). Şekil 3.16a ve b'de görülen diyagramlarda 1-Armutlu su noktası, tam denge çizgisinin hemen hemen üzerinde olduğu için kalsit ile dengededir; kalsitin çözünme ve çökmesine etki eden CO₂ gazı derin kökenlidir. 1-Armutlu su noktası için bölüm 3.5.6'da stratigrafik kesit ve literatüre dayalı tahmin edilmiş olan karbonat minerallerine bağlı çözünme (Ca²⁺ iyonu içeriği), K-Mg-Ca jeoindikatöründen elde edilen sonuç ile uyumludur. Derin kökenli CO₂ gazına bağlı olarak oluşan kalsit ve

Ca²⁺ iyonu arasındaki denge tepkimesi, 1-Armutlu jeotermal kaynağı için karbonata bağlı çözünmenin olduğuna işaretler. Diğer kaynaklar denge çizgisinden uzakta ve dağıntık olmalarından dolayı CO₂ atmosferik (çevresel) niteliktedir (bkz. bölüm 3.5.5).



Şekil 3.16a Armutlu Yarımadası K-Mg-Ca Jeoindikatörü -birinci dönem (2005)



Şekil 3.16b Armutlu Yarımadası K-Mg-Ca Jeoindikatörü -ikinci dönem (2007)

3.8. Armutlu Yarımadası Jeotermal Kaynaklarının Tektonizma ile İlişkisi

Armutlu Yarımadasının jeotermal kaynakları ve tektonik yapısı arasındaki ilişkiye, bu çalışmadaki verilere dayalı olarak aşağıda değinirken, Marmara Çoklu Projesi-Marmara Poly Project, (kısaca MÇP, Balderer, 1997; Eisenlohr, 1997), Ercan ve diğ. (1995) ve Güleç ve diğ. (2002)' den derlenmiş sonuçlara da yer verilmiştir. Bu şekilde okuyucu farklı çalışmaların sonuçlarını toplu olarak kolaylıkla değerlendirebilir.

MÇP kapsamında bölgedeki yeraltı sularının yaşları $\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$, ^3H , $\delta^{34}\text{S}$, ^{14}C , $\delta^{13}\text{C}$ ve $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ izotoplarına göre belirlenmiştir ve jeotermal suları etkileyen kimyasal süreçler hakkında da bilgi vermektedir. Bunlardan, $\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$, ^3H izotopları en yaygın ve jeotermal araştırmalarda öncelikle kullanılan izotoplardır. Bunun nedeni büyük çoğunlukla jeotermal kaynakların meteorik su kökenli olmasıdır. ^2H ve $\delta^{18}\text{O}$ izotopları arasındaki doğrusal ilişki suyun meteorik kökenli olduğunu gösterir (Craig, 1961). Doğrusal ilişkiden sapma ise, buharlaşma, formasyon suyu ile karışım ve oksijen izotopunca zenginleşmeyi ifade etmektedir (Nicholson,1993). İzotoplar arasındaki doğrusal ilişki iklimsel şartlara bağlıdır; farklı iklimsel bölgelerdeki beslenme rejimi ile ilişkilidir. Bu sebeple çalışma alanını (Şekil 1.5) karakterize eden $\delta^2\text{H}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ doğrusal ilişkisi (Marmara meteorik doğrusu) kullanılmıştır (Eisenlohr, 1997). Genel olarak bölge ve özel olarak Armutlu jeotermal kaynakları güncel meteorik kaynaklı sulardır.

Meteorik suyun yaşı için verilebilecek en düşük değer veya en düşük alt sınır değeri (yaklaşık 50 yıl) ise ^3H (trityum) izotopu ile mümkündür. Bu izotopun yarı ömrü 12,4 yıldır. Nükleer testlerin başladığı ellili yıllarda artış göstermiş ve testlerin durdurulmasıyla günümüzde doğal değerine (baz değer) düşmüştür (Mazor, 2004). Armutlu Yarımadası ve MÇP kapsamında değerlendirilen tüm kaynaklarda ^3H değerleri analitik belirleme limitleri altındadır. En az 50 yıllık (dolaşım süresi en az 50 yıl olan) sulardır. Yalnızca Gemlik, Orhangazi, Soğucak ve Keramet termal kaynakları ^3H içermeyen yeraltı suyu ve çok az ^3H içeren yeraltı suyu ile karışmaktadır bu nedenle de en az 50 yıllık ve 50 yıldan genç sular karışımı bu kaynaklar için karakteristiktir (Balderer, 1997; Eisenlohr, 1997).

Trityum izotop değeri en küçük yaşları verdiği için daha uzun yarı ömrü olan izotoplar MÇP’de kullanılmıştır. Bunlardan iki tanesi ^{14}C ve $\delta^{13}\text{C}$ izotoplarıdır. Yarı ömrü 5730 yıl olan ^{14}C duyarlı analitik işlem ve öncesinde örnekleme ile yaklaşık 40.000 yıla kadar sonuçlar verebilmektedir. ^{14}C değerleri de Trityum gibi nükleer denemelerden etkilendiğinden, fosil yakıtlarla atmosfere karıştığından, bitkilerde, toprakta ve yeraltı suyunda artış göstermiştir. Bu baz değer kayaçlardaki karbonat minerallerinin çözünmesi veya çökmesiyle de değişmektedir. Bu nedenle de ^{14}C analizlerinde düzeltme faktörü $\delta^{13}\text{C}$ izotopu da kullanılmaktadır (Domenico ve Schwartz, 1990, Mazor, 2004). Bu her iki izotop kullanılarak, Armutlu jeotermal kaynağı için yaklaşık 14.000 yıllık yaş bulunmuştur. Bu yaş değerinden daha büyük değerler ise $\delta^2\text{H}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotoplarının sonuçlarına göre Armutlu Yarımadası için anlamlı değildir. Gemlik kaynağı ise hesaplamalarda 6000 yıllık yaş vermektedir. Daha düşük yaş değeri sığ ve derin dolaşım suların karışımı nedeniyledir (Balderer, 1997; Eisenlohr, 1997).

Jeotermal kaynakların sülfat içeriği $\delta^{34}\text{S}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ ilişkisine bağlı olarak açıklanmıştır. Armutlu jeotermal kaynaklarındaki sülfatın kökeni, kristalin kayaç ortamında sülfid minerallerinin (birincil sülfid) çözünmesi ve oksidasyonu (redoks) ile oluşan sülfattır. Gemlik ve Soğucak kaynaklarındaki sülfatın kökeni ise büyük olasılıkla bakteriyel süreçlere bağlıdır. Yalova kaynağın da her iki sürece bağlı sülfat oluşumu mevcuttur (Eisenlohr, 1997). $\delta^{34}\text{S}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotopları, Armutlu Yarımadasındaki jeotermal kaynaklarda redoks süreçlerinin varlığının belirteçleridir. Ayrıca kristalin kayaç ortamında ki sülfidin oksidasyonu ve bakteriyel süreçler, sırasıyla derin dolaşımın ve güncel yağıştan kaynaklanan sığ dolaşımın etkin olduğunun da işaretleridir. Derin dolaşımı sağlayan ana tektonik elemanda bölgedeki KAFZ’nun kuzey ve güney kollarıdır.

Uzun süreli (derin) dolaşım, faylanma ile oluşabileceğinden manto kökenli, sedimanter kökenli ve atmosferik (meteorik) kökenli CO_2 ayrımı da yapılabilir. Jeotermal kaynağın gaz kompozisyonunda genelde CO_2 gazı hacimsel olarak diğer gazlara göre daha fazladır (D’Amore, 1991). Bu gazın ^{13}C ve $\delta^{18}\text{O}$ izotop içeriğine göre kökeni belirlenebilmektedir (Balderer, 1997). Bu çalışmada, CO_2 ’in atmosferik ve derin köken ayrımı K-Mg-Ca jeoindikatörüne (Giggenbach, 1988) göre yapılmıştır. Değerlendirme sonucunda 1-Armutlu kaynağının diğer kaynaklardan

belirgin biçimde CO₂ gazının kökeni açısından farklılık gösterdiği belirlenmiştir. Derin dolaşımli CO₂, 1-Armutlu kaynağında kalsitin dolaylı olarak da potasyumun sudaki miktarını kontrol etmektedir. Tablo 3.2a ve b de görüleceği gibi kalsit ve potasyumun derişimleri 1-Armutlu kaynağında, en yüksek değerlere ulaşmaktadır. Diğer sıcak su noktalarına göre yukarı daha hızlı taşınması için muhtemel olarak KAFZ'nun kuzey kolunun güney koluna göre daha dik olması gerektiği düşünülmektedir. Bu şekilde 1-Armutlu sıcak su noktasının çevresel (sığ) sular ile etkileşimi görece düşük düzeyde olabilir. Morfolojik olarak dik bir şelf ile denize açılan KAFZ 'nun kuzey kolunun batı ucu (1-Armutlu sıcak su kaynağının kuzey tarafı, bkz. Şekil 2.10 ve 2.11) hem doğrultu atımlı bileşen hem de morfolojik olarak güney şelf ile temsil edilen, Marmara denizi içerisindeki eğim atımlı bileşenden dolayı, permeabilitesi daha yüksek olan bir zondur. Permeabilitesi yüksek olan bu zon Li-Rb-Cs diyagramına göre yukarı akış zonu olarak değerlendirilmiştir. Derin ve çevresel CO₂ gazını belirlemek için kullanılan K-Mg-Ca jeoindikatörü ve buradan elde edilen yorumu destekleyen morfoloji, Armutlu Yarımadasının kuzey ve güney tarafındaki kaynakların kimyasal farklılığını vurgulamaktadır. Armutlu Yarımadası jeotermal kaynaklarında yapılan $\delta^{13}\text{C}$ analizleri de (Eisenlohr, 1997), CO₂ gazının derin ve çevresel kökeni hakkında bilgi vermektedir. Bölgenin kaynaklarından, 1-Armutlu sıcak su kaynağındaki CO₂ gazının kökeni manto ve denizel karbonat arasında geçiş göstermektedir. 8-Orhangazi ve 10-Gemlik kaynaklarında ise CO₂ gazı organik malzemenin ayrışmasından oluşmaktadır. Diğer bir deyişle, topraktan sızan (atmosferik) kökenli gazdır. 7-Keramet kaynağında ise yalnızca atmosferik kökenli değil, manto kökenli CO₂ gazının olabileceği ifade edilmiştir (Eisenlohr, 1997). K-Mg-Ca jeoindikatörüne göre ise bu kaynak için CO₂ gazının çevresel kökenli olduğu belirtilmiştir. Kalsitin oluşumu temeline dayanan bir diyagram olduğu için manto kökenli bileşenin çok düşük oranını belirlemek mümkün değildir. Ancak K-Mg-Ca jeoindikatörüne göre tam denge çizgisinin yukarısında olduğu için atmosferik köken oransal olarak yüksek (pratik olarak tamamen) kabul edilebilir. Aynı görüş, Eisenlohr 1997 tarafından da ifade edilmiştir.

Manto katkısının oranını bulmak için ise ³He, ⁴He, ²⁰Ne, ²¹Ne asal gazları kullanılmıştır. 1-Armutlu jeotermal kaynağı için manto katkısı %3,0, 2-Yalova kaynağı için %3,6, 10-Gemlik için %1,2, 8-Orhangazi için %2,4'dür (Eisenlohr, 1997). Bu çalışmada geliştirilen bir düşünce olarak, KAFZ'nun Armutlu

Yarımadadaki kuzey kolunun güney kola göre muhtemelen daha dik olması nedeniyle, farklı kimyasal kompozisyonlar kaynaklar arasında (kuzey ve güney kaynaklar) gelişmiştir. Güneyde bulunan 8-Orhangazi kaynağının, güneydeki diğer bir kaynak olan 10-Gemliğe göre 2 kat daha yüksek manto katkısı da kuzey kola daha yakın olması ile ilgilidir. KAFZ'nun batı kolu olan Armutlu Yarımadası ve genel olarak Marmara Bölgesindeki manto katkısı Ercan ve diğ. (1995) ve Güleç ve diğ. (2002)'nin çalışmalarında %10'nu geçmemektedir. Her iki çalışmanın sonuçları, Eisenlohr (1997)'un çalışması ile uyum içindedir.

Derin dolaşımın ve manto katkısının olduğu bu jeotermal sahalarda magmadan kaynaklanan çözülmüş gazların (N₂, CO₂, O₂, H₂S, CH₄ ve Ar) analiz sonuçları da derin dolaşım ve sığ dolaşım farklılığını destekler sonuçlar verir. (Şahinci, 1991; Nicholson, 1993). Bu sonuçlara göre, 10-Gemlik, 8-Orhangazi ve 7-Keramet gaz kompozisyonları açısından atmosferik gaz içeriğine yakın sonuçlar göstermektedir. Bu durum, karstik nitelikteki bu boşalımların gaz içeriğinin, atmosferik gazlar ile benzer olduğu ve gazların beslenme bölgesinden karstik kanallar ile boşalımlara taşındığı şeklinde açıklanabilir. Yalova kaynağında, hemen hemen yalnızca N₂ gazının bulunması ve O₂ belirlenememesi, suyun derin kökenli CO₂ ile temasta olmadığını ve beslenme bölgesindeki infiltrasyonun suyun kaynağı olduğunu göstermektedir. 1-Armutlu kaynağı gaz içeriğinin ise hemen hemen tümünün CO₂ olması, derin dolaşımın olduğunu ifade etmektedir (Eisenlohr, 1997). Bu çalışmada ise CO₂ gazının niteliği için K-Mg-Ca jeoindikatörü kullanılmıştır ve benzer sonuçlar bulunmuş, ek olarak 1-Armutlu sıcak su noktasında kalsiyum çözünürlüğünün CO₂ gazı ile bağlantılı olduğu belirtilmiştir.

Bu bölümde önceki çalışmalar ile birlikte değerlendirilen veriler ve onlara dayalı geliştirilmiş düşünceler, sonuçlar bölümünde maddeler halinde sunulmuştur.

BÖLÜM 4

SONUÇLAR

Çalışmada kullanılan değerlendirme yöntemleri ile varılan sonuçlar ve geliştirilen düşünceler aşağıda maddelenmiştir:

— Armutlu Yarımadası'nın güneyindeki kaynaklar (6-Soğucak, 7-Keramet, 8-Orhangazi, 9-Orhangazi, 10-Gemlik) $\text{Ca}^{2+}\text{HCO}_3^-$ fasiyesindedir. Yarımadanın kuzeyindeki kaynaklardan (1-Armutlu, 2-Yalova, 4-Yalova), 1-Armutlu $\text{Ca}^{2+}\text{Na}^+\text{HCO}_3^- \text{Cl}^-$ fasiyesinde, diğerleri ise Na^+Cl^- fasiyesinde görülmektedir. Her iki gruptan farklı olarak 5-Yalova, $\text{Na}^+\text{HCO}_3^-$ fasiyesindedir

— Yarımadanın kuzeyindeki kaynaklar, 1-Armutlu, 2-Yalova, 4- Yalova kaynakları SO_4^{2-} açısından zengin ve buhar ısıtmalı sular sınıfındadır. Güneydeki kaynaklar (6-Soğucak, 7-Keramet, 8-Orhangazi, 9-Orhangazi, 10-Gemlik) ise HCO_3^- açısından zengin, çevresel sular sınıfında yer alır.

— Yalova ve Armutlu Kaynakları Sülfatlı diğerleri ise karbonat ve bikarbonat ağırlıklıdır. Bikarbonatın ağırlıklı olmasa da Armutlu kaynağında da bulunması kalsitin çözünmesiyle ilgilidir. Stratigrafik kesitlerde görüleceği üzere temel kaya ile dokanak ilişkisi olan mermerler derin köklere sahip bu sebeple kalsit doygunluğu derin kökenli ve çözünme için gerekli olan CO_2 atmosferik değildir.

— 1-Armutlu sıcak su kaynağı için Silisyum^{a,b,c} (Fournier, 1977) jeotermometresi kabul edilebilecek sonuçlar vermekte ve rezervuar sıcaklığı 108°C ile 143°C arasında değişen değerler olarak hesaplanmaktadır. Yalova kaynakları için Silisyum^{a,b} (Fournier, 1977), Na-K^i (Arnórsson, 1983), Na-K^j (Fournier, 1979) Na-K^l (Giggenbach ve diğ., 1988) jeotermometreleri uygundur ve 69°C ile 120°C arasında değişen değerler vermektedir. Keramet ve Gemlik için ise Silisyum^{a,b} (Fournier, 1977) ve K-Mg^n (Giggenbach, 1988) jeotermometreleri ile yapılan hesaplar anlamlıdır, sıcaklık değerleri 57°C ile 77°C arasında değişmektedir.

— Yalova kaynakları için iyon değişimi söz konusu olduğundan, bu çalışmada

Silisyum^{a,b} jeotermometresi dışında Na-Kⁱ (Arnórsson, 1983), Na-K^j (Fournier, 1979) Na-K^l (Giggenbach ve diğ., 1988) jeotermometrelerinde Yalova kaynağı için uygun olduğu düşünülmektedir.

— Bu çalışmada daha önceki çalışmalarda kullanılmamış olan mineral denge diyagramları, PhreeqcI (Parkhurst ve Appelo, 1999) yazılımı ile farklı sıcaklık değerleri için hesaplanmıştır. 1-Armutlu sıcak su kaynağına ait diyagramda, eğriler denge doğrusunda 80⁰C ile 100⁰C arasında kesişmektedir. Diğer jeotermal kaynaklarda eğriler denge doğrusunda kesişmediği için farklı suların karışımı söz konusudur.

— 1-Armutlu, 2-Yalova, 4-Yalova su noktaları güney taraftaki kaynakların çıkışını sağlayan fay zonuna göre muhtemelen daha dik bir fay zonundan yüzeye çıkmaktadırlar.

— Derin kökenli CO₂ gazına bağlı olarak oluşan kalsit ve Ca²⁺ iyonu arasındaki denge tepkimesi, 1-Armutlu jeotermal kaynağında karbonata bağlı çözünmenin olduğuna işarettir. Diğer kaynaklarda CO₂ atmosferik (çevresel) niteliktedir.

KAYNAKLAR

Akartuna, M., 1968, Armutlu Yarımadasının jeolojisi, 1st. Univ. Fen Fak. Monogr., 20, 105p

Akkuş, İ., 2002 Jeotermal Uygulamalar ve MTA, Jenarum Yaz Okulu Ders Notları,

Ates, A., Kayıran, T., Sincer, I., 2003, Structural interpretation of the Marmara region, NW Turkey, from aeromagnetic, seismic and gravity data, Tectonophysics, 367, 41-99.

Andrews, J.N., 1985, The isotopic Composition of Radiogenic Helium and its Use to Study Groundwater movement in Confined Aquifers, Chemical Geology, 49,339-351.

Arnórsson, S., Sigurdsson, S., Svavarsson, H., 1982, The chemistry of geothermal waters in Iceland I, calculation of aqueous speciation from 0⁰ to 370⁰, Geochim. Cosmochim. Acta, 46 : 1513-1532.

Arnórsson, S. (ed.), 2000, Isotopic and Geothermal Techniques in Geothermal , Development and Use, IAEA Publications, Vienna

Arnórsson, S., Svavarsson, H., 1985, Applied of chemical geothermometry to geothermal exploration and development, Geotherm. Resources Council Trans. 9, : 293-298.

Barbier , E., 2002, Geothermal Energy technology and current status, Renewable and Sustainable Energy Reviews (6), :3-65

Bozkurt, E., 2001. Neotectonics of Turkey—a synthesis. Geodinamica Acta 14, 3–30.

Balderer, W., 1997, Mechanisms of processes of groundwater circulation in tectonically active areas, In Schindler, C., Pfister, M. (eds.), 1997, The Marmara Poly Project, vdf Hochschulverlag AG an der ETH Zürich.

Balderer, W., Synal, H.A., 1997, Use of Chlorine 36 as tracers for the evolution of waters in geothermal and tectonically active areas in Western Turkey, Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B, 123, 387-393.

Barnes, I., Irwin, W. P. and White, D. E., 1978, Global distribution of Carbon Dioxide, Discharges and Major Zones of Seismicity. US: Geological Survey Water Resources Investigations 78-79, Open-File Report, 12.

Başkan, E., 1981, Gemlik-Armutlu kaplıcası sıcak su kaynaklarının hidrojeoloji incelemesi, yayınlanmamış, Konya, 51p.

Barka, A., Kadinsky-Cade, K. 1988, Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. Tectonics, 7, 663-684.

Barka, A., and 21 others, 2000, The August 17, 1999 İzmit earthquake, M=7.4 Eastern Marmara region, Turkey: study of surface rupture and slip distribution. In: The 1999 İzmit and Düzce earthquakes: Preliminary results (eds. Barka et al.), İstanbul Tech. Univ.,p.15-30.

Calmbach, L., 1997, AquaChem Computer Code-Version 3.7.42, Waterloo hydrogeologic. Waterloo, Ontario, Canada, N2L 3L3.

Craig, H., 1961, Isotopic Variations in Meteoric Waters, Science 133, s:1702-1703.

D'Amore, F. ve Arnórsson, S., 2000, Geothermometry, In: Arnórsson, S., Isotopic and Chemical Techniques in geothermal exploration,-development and use-sampling methods data handling interpretation, IAEA, Vienna, 352s.

Elmas, A., Yiğitbaş, E., 2001, Ophiolite Emplacement by Strike-Slip tectonics between The Pontide Zone and the Sakarya Zone in Northwestern Anaotolia in Turkey, *Int J Earth Sciences*, 90, p.257-269.

Elmas, A., 2003, Late Cenezoic, tectonics and stratigraphy of northwestern Anatolia: the effects of the North Anatolain Fault to the region, *Int J Earth Sci*, 92, 380-396.

Elmas, A., Gürer, A., 2004, A comparison of the geological and geoelectrical structures in the Eastern Marmara Region (NW Turkey), *Journal of Asian Earth Sciences*, 23, 153-162.

Ellis, A.J. ve Wilson, S.H., 1960, The geochemistry of alkali metal ions in the Wairakei hydrothermal system, *N.Z.J. Geol. Geophys.*, 3, s: 593-617.

Ellis, A.J. ve Mahon, W.A.J., 1967, Natural hydrothermal systems and experimental hot-water /rock interactions (Part II), *Geochim, Cosmochim. Acta*, 31, s: 519-538.

Ellis, A.J., 1970, Quantitative interpretation of chemical characteristics of hydrothermal systems, *Geothermics, Special Issue*, 2, 1, s: 516-528.

Eisenlohr, T., 1995, Die Thermalquellen der Armutlu-Halbinsel (NW-Turkei) und deren Beziehung zu Geologie und Tektonik, *Diss. ETH Zurich N r. 11340*, 1 65p.

Ercan, T., Matsuda, J., Nagao, K., Kita, I., 1995, Noble Gas Isotopic Compositions in Gas and Water Samples from Anatolia, *Int. Symp. On the Geology of the Black Sea Region, Ankara, Turkey*, 197– 206.

Fridleifsson IB, Freeston DH., 1994; Geothermal energy research and development. *Geothermics* 23: 175–214.

Fouillac, C., ve Michard, G., 1981, Sodium / lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs, *Geothermics*, 10, s: 55-70.

Fournier, R.O. ve Rowe, J.J., 1966, Estimation of underground temperatures from the silica content of water from hot springs and wet-steam wells, *Amer. J. Sci.*, 264, s: 685-697.

Fournier, R.O. ve Truesdell, A.H., 1973, An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, s: 1255-175.

Fournier, R.O., 1977, Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems, *Geothermics*, 5, s: 41-50.

Fournier, R.O., 1979a, A revised equation for the Na/K geothermometer, *Geoth. Res. Council Trans.*, 3, s: 221-224.

Fournier, R.O., 1979b, Geochemical and hydrological considerations and the use of enthalpy-chloride diagrams in the prediction of underground conditions in hot-spring systems, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 5, s: 1-16.

Fournier, R.O. ve Potter, R.W., 1982a, An equation correlating the solubility of quartz in water from 25⁰C to 900⁰C at pressures up to 10,000 bars, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, s: 1969-1974.

Fournier, R.O. ve Potter, R.W., 1982b, A revised and expanded silica (quartz) geothermometer, *Geoth. Res. Council Bull.*, November, s: 3-12.

Fournier, R.O., 1983, A method of calculating quartz solubilities in aqueous sodium chloride solutions, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, s: 579-586.

Fournier, R.O., Marshall, W.L., 1983, Calculation of amorphous silica solubilities at 25⁰C to 300⁰C and apparent cation hydration numbers in aqueous salt solutions using the concept of effective density of water, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, s: 587-596.

Fournier. R.O., 1991, Water geothermometers applied to geothermal energy, Applications of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development (Coordinator: D'Amore, F.), UNITAR publication, Rome, s: 37-69.

Giggenbach, W.F., Confiantini, R., Jangi, B.L. ve Truesdell, A.H., 1983, Isotopic and chemical composition of Partabi Valley geothermal discharges, northwest Himalaya, India, Geothermics, 12, s: 199-222.

Giggenbach, W.F., 1988, Geothermal solute equilibria- Derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators, Geochim. Cosmochim. Acta, 52, s: 2749-2765.

Hepbasli, A. Ozgener, L, 2004, Development of geothermal energy utilization in Turkey: a review, Renewable and Sustainable Energy Reviews 8 (2004) 433–460

İbrahim A., Halil İ. K. , Ali K., 2005, Curie-point depth map of Turkey, Gophysics J. Int., 162 633-640

Kaygusuz, K., Kaygusuz, A., Geothermal energy in Turkey: the sustainable future, Renewable and Sustainable Energy Reviews 8 545–563

Kharaka, Y.K, Lico, M.S. ve Law, L.M., 1982, Chemical geothermometers applied to formation waters, Gulf of Mexico and California basins, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull, 66, s: 588.

Kharaka, Y.K. ve Mariner, R.H., 1989, Chemical geothermometers and their application to formation waters from sedimentary basins, In: Naeser, N.D. ve Mcculloch, T.H. (eds), Thermal history of sedimentary basins: methods and case histories, Springer-Verlag, New York, s: 99-117.

Mahon, W.A.J., 1966, Silica in hot water discharged from drillholes at Wairakei, New Zealand, N.Z.J. Sci., 9, s: 135-144.

McKenzie, D.P., (1972); Active tectonics of the Mediterranean regions, Geophys. J. R. Astr. Soc., 30, 109-185 p

Muffler, P. ve Cataldi, R., 1978, Methods for regional assessment of geothermal resources

Mercier, J.L., Sorel, D., Simeakis, K., (1987); Changes in the state of stress in the overriding plate of a subduction zone the Aegean Arc from the Pliocene to the Present, *Anales Tectonicae*, 1/1, 20-39.

Mertoglu O., Bakir N., Kaya T., 2003, Geothermal applications in Turkey, *Geothermics* 32 (2003) 419–428

Minissale, A.A. ve Duchi, V., 1988, Geothermometry on fluids circulating in a carbonate reservoir in North-Central Italy, *J. Volcanol, Geotherm. Res.*, 35, s: 237-252.

Morey, G.W., Fournier, R.O., Rowe, J.J., 1962, The solubility of quartz in water in temperature interval from 25⁰C to 300⁰C, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 26, s:1029-1043.

Muffler LJP, Cataldi R., 1978 Methods for regional assessment of geothermal resources. *Geothermics* ;7:53–89.

Mutlu, H., Güllüç, N., 1998. Hydrogeochemical outline of thermal waters and geothermometry applications in Anatolia (Turkey). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 85, 495–515.

Naci G, Tüysüz A., Şengör, A.M.C., 1998, Tectonic Evaluation of Central Anatolia Basins *Internationa Geological Review* 40: 831-850.

Nicholson, K., 1993, *Geothermal fluids-chemistry and exploration techniques-*, Springer-Verlag, Berlin, 263s.

Parkhurst, D.L. ve Appelo, C.A.J., *User's guide to PHREEQC (Version2)- a computer program for speciation, batch reaction, one dimensional transport and*

inverse geochemical calculations-, Water resources investigation report 99-4259, Denver-Colorado, 326s.

Reed, M. ve Spycher, N., 1984, Calculation of pH and mineral equilibria in hydrothermal waters with application to geothermometry and studies of boiling and dilution, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48, s: 1479-1492.

Robertson. A.H.F., Ustaömer, T., 2004, Tectonic Evolution of the Intra-Pontide suture zone in the Armutlu Peninsula, NW Turkey, *Tectonophysics*, 381, 175-209.

Schindler, C., Pfister, M. (eds.), 1997, *The Marmara Poly Project*, vdf Hochschulverlag AG an der ETH Zürich.

Schindler, C., 1997, *Geology of Northwestern Turkey*. In Schindler, C., Pfister, M. (eds.), 1997, *The Marmara Poly Project*, vdf Hochschulverlag AG an der ETH Zürich.

Şahinci, A., 1991b, *Jeotermal Sistemler ve Jeokimyasal Özellikleri*. Reform Matbaası, No.37/4 Beyler-İzmir, 247 s.

Şengör, A.M.C., 1979, On some 50 % extension in the Aegean area and its implications for orogenic reconstructions in the Taurides, *Rapp. Comm. Int. Mer. Mediterranean*, 25/26, 2a, 41-42

Şengör, A.M.C., 1980, *Türkiye Neotektoniğinin Esasları*, Türkiye Jeoloji Kurumu Konferanslar Serisi, 2:40

Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y. (1981); Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics* , 75, 181-241.

Şimşek, Ş., 1997, *Geothermal Potential of Turkey*, Marmara Poly Project, VDF:111-125

Şimşek, Ş., Yıldırım N., Şimşek, Z.N., Karakuş, H., 2002, Deprem Bölgelerindeki Jeotermal Kaynaklarda Görüşlen Değişimler ve Önemi, Niğde Üniversitesi Aksaray Mühendislik Fakültesi Jeoloji ve Çevre Mühendisliği Bölümleri Orta Anadolu Jeotermal Enerji ve Çevre Sempozyumu, 08-11 Ekim 2002, Aksaray, s: 1-12.

Şimşek, S., Mertoglu, O., Koçal, A., Dokuz, I., Bakir, N., Durak, S., Dilemre, A., Sahin, H., Aklilli, H., Suludere, Y., Karakaya, C., Tan, E.(2001). "D.P.T. 8. Bes yıllık Kalkınma Planı Jeotermal Enerji Çalışma Grubu Raporu", Ankara.

Tarcan, G., 2002, Jeotermal su kimyası-geothermal water chemistry-, Jeotermalde yerbilimsel uygulamalar yaz okulu ders notları, Dokuz Eylül Üniversitesi jeotermal enerji uygulama ve araştırma merkezi-JENARUM-, s: 258.

Truesdell, A.H., 1976, Summary of Section III. Geochemical techniques in exploration, Proceedings 2nd UN Symposium on the development and use of geothermal resources, San Fransisco, 1975, 1, liii-lxxix.

Yılmaz, Y., Gürpınar O., Genç, C., Bozcu, M., Yılmaz K., Şeker H., Yiğitbaş, E., Keskin M., 1990, Armutlu Yarımadası ve Dolayının Jeolojisi, İTÜ, YBYK Uygur Merkezi, s: 210.

Yılmaz, Y., Genç, Ş., C., Yiğitbaş, E., Bozcu, M. and Yılmaz, K., 1995, Geological evolution of the Late Mesozoic continental margin of Northwestern Anatolia. Tectonophysics, 243, s: 155-171.

Yiğitbaş, E., Elmas, A., Yılmaz, Y., 1999, Pre-Cenozoic tectono-stratigraphic components of the Western Pontides and their geological evolution, Geological Journal, 34, 55-74.

Yiğitbaş, E., Kerrich R, Yılmaz Y, Elmas A, Xie Q., 2004a, Characteristics and geochemistry of Precambrian ophiolites and related volcanics from the Istanbul–Zonguldak Unit, Northwestern Anatolia, Turkey: following the missing chain of the

Precambrian South European suture zone to the east, *Precambrian Research*, 132, 179-206.

Yiğitbaş, E., Elmas, A., Sefunç, A., Özer, A., 2004b, Major Neotectonic features of eastern Marmara region, Turkey: development of the Adapazarı – Karasu Corridor and its tectonic significance, *Geological Journal*, 39, 179-198.

Yaltrak, C., Alpar, B., 2002, Evolution of the middle strand of North Anatolian and shallow seismic investigation of southeastern Marmara Sea (Gemlik Bay), *Marine Geology*, 190, 307-327.

Yanmaz, N., 2004, Marmara Batimetri Haritası, MTA, Ankara.

White, D.E., 1957, Magmatic, connate and metamorphic waters, *Bull. Geol. Soc. Amer.* 68, s: 1659-1682.

White, D.E., 1965, Saline water of sedimentary rocks, In: *Fluids in subsurface environments – A symposium*, *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 4, s: 342-366.

White, D.E., 1970, Geochemistry applied to the discovery, evaluation and exploitation of geothermal energy resources, *Geothermics*, Special Issue 2, 1, s: 58-80.