

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

**YENİCE (BULDAN, DENİZLİ) VE YAKIN ÇEVRESİ JEOTERMAL
SULARIN HİDROJEOLojİK MODELLEMESİ**

Cihan ASLAN

**Danışman
Prof. Dr. Nevzat ÖZGÜR**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ
JEOLojİ ANABİLİM DALI
ISPARTA - 2019**



© 2019 [Cihan ASLAN]

TEZ ONAYI

Cihan ASLAN tarafından hazırlanan "Yenice (Buldan, Denizli) ve Yakın Çevresi Jeotermal Suların Hidrojeolojik Modellemesi" adlı tez çalışması aşağıdaki jüri üyeleri önünde Süleyman Demirel Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü **Jeoloji Anabilim Dalı**'nda **YÜKSEK LİSANS TEZİ** olarak başarı ile savunulmuştur.

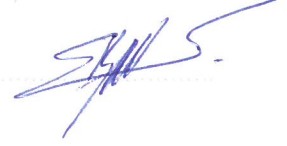
Danışman

Prof. Dr. Nevzat ÖZGÜR
Süleyman Demirel Üniversitesi



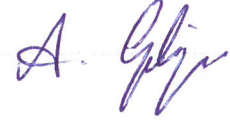
Jüri Üyesi

Prof. Dr. Enis Kemal SAGULAR
Süleyman Demirel Üniversitesi



Jüri Üyesi

Doç. Dr. Ali GÖKGÖZ
Pamukkale Üniversitesi



Enstitü Müdürü

Doç. Dr. Şule Sultan UĞUR



TAAHHÜTNAME

Bu tezin akademik ve etik kurallara uygun olarak yazıldığını ve kullanılan tüm literatür bilgilerinin referans gösterilerek tezde yer aldığını beyan ederim.

Cihan ASLAN



İÇİNDEKİLER

	Sayfa
İÇİNDEKİLER.....	i
ÖZET	ii
ABSTRACT	iii
TEŞEKKÜR.....	iv
ŞEKİLLER DİZİNİ	v
ÇİZELGELER DİZİNİ	vi
SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ	vii
1. GİRİŞ.....	1
1.1. Jeotermal Sistemler.....	3
1.2. Araştırma Amacı	7
1.3. Araştırma Alanının Jeoteknik Konumu	7
2. KAYNAK BİLGİSİ.....	14
3. ARAŞTIRMA ALANININ JEOLojİSİ	20
3.2. Stratigrafi	22
3.2.1. Kızılburun formasyonu.....	23
3.2.2. Sazak formasyonu	23
3.2.3. Kolonkaya formasyonu.....	24
3.2.4. Tosunlar formasyonu.....	24
4. MATERYEL VE METOD	25
4.1. Örnekleme ve İn situ Analizleri.....	25
4.2. Jeokimyasal ve Hidrojeokimyasal Analizler	26
5. ARAŞTIRMA BULGULARI.....	28
5.1. Kayaçların Hidrojeokimyasal Özellikleri	28
5.2. Hidrojeokimya	32
5.2.1. Hidrojeokimyasal analizler	32
5.2.2. Doygunluk indeksi.....	36
5.3. Jeokimyasal Jeotermometreler.....	37
5.3.1. Jeokimyasal jeotermometrele uygulamaları.....	38
5.3.1.1. Silis jeotermometreleri.....	38
5.3.1.2. Katyon jeotermometreleri	39
5.3.2. Birleşik jeotermometreleri uygulamaları	41
5.3.3. Çalışma alanındaki jeotermometre sonuçlarının değerlendirilmesi	43
5.4. İzotop Jeokimyasal Özellikleri	43
6. TARTIŞMA VE SONUÇLAR.....	46
6.1. Yenice, Buldan-Denizli Jeotermal Alanındaki Olası Isı Kaynağı, Jeotermal sistem ve tektonik arasındaki ilişki.....	46
6.2. Çalışma Alanının Hidrojeolojik, Hidrojeokimyasal ve İzotop Jeokimyasal Özellikleri.....	49
KAYNAKLAR	51
ÖZGEÇMİŞ.....	60

ÖZET

Yüksek Lisans Tezi

YENİCE (BULDAN, DENİZLİ) YAKIN ÇEVRESİ JEOTERMAL SULARIN HİDROJEOLJİK MODELLEMESİ

Cihan ASLAN

Süleyman Demirel Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeoloji Anabilim Dalı

Danışman: Prof. Dr. Nevzat Özgür

Bu çalışma Menderes Masifi Gediz kıtasal rift zonunda bulunan Yenice (Buldan, Denizli) jeotermal sularının hidrojeolojik, hidrojeokimyasal ve izotop jeokimyasal yöntemlerle incelenmesini amaçlamaktadır. Menderes Masifi içerisinde yer alan Yenice ve yakın çevresi Paleozik yaşlı metamorfikler, Neojen yaşlı Kızılburun Formasyonu, Sazak Formasyonu, Kolonkaya Formasyonu ve Tosunlar Formasyonu gibi sedimanter kayalarından oluşur. Bunları alüvyon ve travertenler örtmektedir.

İnceleme alanı jeotermal suları meteorik kökenlidir ve yoğun kayaç-su etkileşimi göstermektedir. Bu jeotermal sular $\text{Ca-Na-(SO}_4\text{)-HCO}_3$ su tipi olarak belirlenmiştir. Bunun yanında jeotermal sularda Na+K>Ca>Mg şeklinde katyon dizilimi ve $\text{HCO}_3\text{>SO}_4\text{>Cl}$ şeklinde anyon dizilimi görülmektedir. Jeotermal sular 36 ile 70 °C arasında yüzey sıcaklıkları, 6 ile 6.85 arasında pH değerleri ve 1950 ile 5000 $\mu\text{S/cm}$ arasında değişen elektriksel iletkenlik değerleri göstermektedir. Gerçekleştirilen jeokimyasal jeotermometre hesaplamalarına göre yenice ve çevresindeki jeotermal suların rezervuar sıcaklıkları 173 ile 232 °C arasında değişmektedir ve bu jeotermal sular $\text{Na1/1000-K1/100-}\sqrt{\text{Mg}}$ diyagramına göre ham sular sınıfına girmektedir.

Anahtar Kelimeler: Yenice, Jeotermal sular, Jeotermal, Hidrojeoloji, Hidrojeokimya

2019, 60 sayfa

ABSTRACT

M.Sc. Thesis

HYDROGEOLOGICAL MODELING OF THE GEOTHERMAL WATERS IN YENİCE (BULDAN, DENİZLİ) AND ENVIRONS

Cihan ASLAN

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

Supervisor: Prof. Dr. Nevzat ÖZGÜR

This work is dealing with hydrogeological modelling of geothermal waters of Yenice (Buldan, Denizli) located in the southern shoulder of the continental rift zone of the Gediz within the Menderes Massif by hydrogeological, hydrogeochemical and isotope geochemical methods. In Yenice and environs, Paleozoic metamorphic rocks forms the basement overlain by Neogene sedimentary rocks such as Kızılburun Formation, Sazak Formation, Kolonkaya Formation and Tosunlar Formation. These rocks are overlain by Quaternary alluvium and travertine deposits.

Geothermal waters in the area of Yenice are of meteoric origin and show intense water-rock interaction. These geothermal waters can be considered as Ca-Na-(SO₄) HCO₃ type. Moreover, geothermal waters have an order of cations of Na+K>Ca>Mg and anions of HCO₃>SO₄>Cl. Geothermal waters of the study area are distinguished by surface temperatures from 36 to 70 °C, pH values between 6 and 6.85 and electrical conductivity values ranging from 1950 to 5000 µS/cm. According to calculations of geochemical thermometers, geothermal waters of Yenice show reservoir temperatures between 173 and 232 °C and can be classified as immature waters.

Keywords: Yenice, Geothermal waters, Geothermal, Hydrogeology, Hydrogeochemistry

2019, 60 pages

TEŞEKKÜR

Sunulan bu yüksek lisans tez çalışması Süleyman Demirel Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinasyon Birimi tarafından desteklenen 5096-YL1-17 numaralı araştırma projesi kapsamında gerçekleştirilmiştir.

Bu çalışmanın hazırlık aşamasından sonuçlanmasına kadar her aşamasında samimi ve her türlü destekleyici tutumu, bilgi ve tecrübesiyle bana yardımcı olan tez danışmanım Sayın Prof. Dr. Nevzat Özgür'e en içten ve samimi dileklerimle teşekkür ederim.

Tezimin her aşamasında beni her zaman destekleyen aileme, tez yazım aşamasındaki yardımlarından dolayı arkadaşım ve meslektaşım Mehmet Arıcı'ya sonsuz sevgi ve saygılarımı sunarım.

Cihan ASLAN
ISPARTA, 2019

ŞEKİLLER DİZİNİ

	Sayfa
Şekil 1.1. İdeal bir jeotermal sistemin oluşum şeması	3
Şekil 1.2. Menderes masifinin stratigrafik kesiti	9
Şekil 1.3. Menderes masifinin jeoteknik oluşumu	11
Şekil 1.4. Alpin sıkışması ve izleyen gerilme deformasyonları ile ilişkili K-G yönlü şematik enine kesit	13
Şekil 3.1. Yenicekent-Gölemezli çevresi jeoloji haritası	21
Şekil 3.2. Çalışma alanına ait stratigrafik kolon kesit.....	22
Şekil 4.1. Çalışma alanından alınından su örneği alımı ve in-situ ölçümleri gerçekleştirilmesi	25
Şekil 5.1. Denizli Basın havzasının stratigrafik sütun kesiti	31
Şekil 5.2. Çalışma alanında bulunan jeotermal suların piper diyagramında gösterilmesi	34
Şekil 5.3. Çalışma alanında bulunan jeotermal suların Na+K, Ca, Mg üçgen diyagramında gösterilmesi	34
Şekil 5.4. Çalışma alanında bulunan jeotermal suların Cl, SO ₄ , HCO ₃ üçgen diyagramında gösterilmesi	35
Şekil 5.5. İnceleme alanındaki suların Na-K-Mg diyagramındaki görünümü ve sukayaç dengesıcaklıkları	42
Şekil 5.6. Çalışma alanındaki termal suların çözünen jeotermometresine göre sonuçları.....	43
Şekil 5.7. Yenice ve yakın çevresi jeotermal sularında $\delta^{2}D$ ve $\delta^{18}O$ izotopu ilişkisi	45
Şekil 6.1. Yenice ve yakın çevresinin basitleştirilmiş jeotermal sisteminin basitleştirilmiş hidrojeolojik oluşum modeli.....	48

ÇİZELGELER DİZİNİ

	Sayfa
Çizelge 4.1. İn situ cihazların özellikleri	26
Çizelge 4.2. Su anazlilerinde kullanılan cihazlar ve yöntemler	27
Çizelge 5.1. Çalışma bölgesi ve yakın çevresi termal sularının hidrojeokimyasal analiz sonuçları	33
Çizelge 5.2. İnceleme alanındaki örneklerin su tipleri	35
Çizelge 5.3. Yenice ve yakın çevresi doygunluk indeksleri.....	37
Çizelge 5.4. Silis (SiO ₂) jeotermometreleri ve bağıntıları.....	39
Çizelge 5.5. Na/K jeotermometreleri ve bağıntıları	41
Çizelge 5.6. Çalışma alanındaki termal suların çözünen jeotermometresine göre sonuçları	43



SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

B	: Batı
D	: Doğu
DASZ	: Doğu Anadolu Sıkışma Zonu
D-B	: Doğu-Batı
EC	: Elektiriksel İletkenlik
EGS	: Engineered Geothermal Systems
Eh	: Redoks Potansiyeli
G	: Güney
GB	: Güney Batı
GD	: Güney Doğu
GW	: Gigavat
IC	: İyon Kromatografisi
ICP-MS	: İndüktif Eşleşmiş Plazma Kütle Spektrometresi
ICP-OES	: İndüktif Eşleşmiş Plazma Atomik Emisyon Spektroskopisi
K	: Kuzey
KAF	: Kuzey Anadolu Fayı
KB	: Kuzey Batı
KD	: Kuzey Doğu
KDAF	: Kuzeydoğu Anadolu Fayı
MTA	: Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü
MW	: Megavat
Y-1	: Alınan Su Örneği
$\delta^{18}\text{O}$	: Oksijen
$\delta^2\text{H}$	: Döteryum
$\mu\text{S/cm}$	: microsiemens/santimetre

1. GİRİŞ

Dünya üzerinde her geçen gün artan enerji ihtiyacı ülkeleri yeni ve sürdürülebilir enerji kaynaklarına yöneltmektedir. Hali hazırda enerji konusunda önemli yer tutan kömür, petrol, doğal gaz gibi enerji kaynaklarının yerini yenilenebilir ve çevreye daha az zararlı etkisi bulunan jeotermal, güneş, biyokütle gibi enerji kaynakları almaktadır. Özellikle gelişmiş ülkelerin gelecek enerji planlamasında yenilenebilir enerji kaynakları daha fazla önem tutmaktadır.

Jeotermal enerjinin bilimsel tanımını yapmak gerekirse; Jeotermal enerji: Yeryüzeyindeki havzaların beslemesi ile yerkabuğunun çeşitli derinliklerinde bulunan sularla potansiyelini oluşturan birikmiş ısının meydana getirdiği sıcaklıkları bölgesel olarak değişen ve bünyesinde gazlar erimiş mineral tuzları su ve buhardan oluşan hidrotermal küttedir. İçerisinde su içermeyen yeraltındaki granit gibi sert kayaların oluşturduğu sistemlerde su bulunmamasına rağmen bir jeotermal kaynağı olarak nitelendirilebilir. Yeraltındaki bu sert kayalar herhengi bir akışkan barındırmamasına ve yerin derinliklerindeki sıcak kuru kayalar olmasına rağmen bazı teknik yöntemler ile ısısından yararlanılır. Nihai kavram ile jeotermal enerjiyi oluşturan enerji, yerkabuğundaki depolanan ısı enerjidir. (Kulekçi, 2009).

1960'lı yılların başlarında Türkiye'de jeotermal enerji araması başlamıştır. İlk arama çalışmalarında elektrik üretimi açısından potansiyeli yüksek entalpili sahalar önem kazanılmıştır ve üzerlerinde durulmuştur. Kızıldere ve Germencik gibi sahaların varlığı ortaya konulmuştur. Daha sonraki arama çalışmaları Seferihisar, Simav, Salavatlı, Tuzla, Dikili, Caferbeyli gibi bazı orta entalpili sahaların keşfini sağlamıştır. Daha düşük potansiyeli olan sahaların detaylı bir araştırma yapılmamıştır. Uygun arama yöntemleri uygulanıp, yatırım da yapılırsa, bazı sahalarda daha yüksek entalpili akışkanlar keşfedilebilir (Sermen, 2008).

Çeşitli enerji türlerinde sürdürülebilirlik bu enerjinin yenilenebilir türde bir enerji olduğunu belirler. Yerküre içindeki sıcaklık ile doğrudan ilişkili olan jeotermal enerji sürdürülebilir enerji türündedir. Yerkürenin mineral radyoaktif

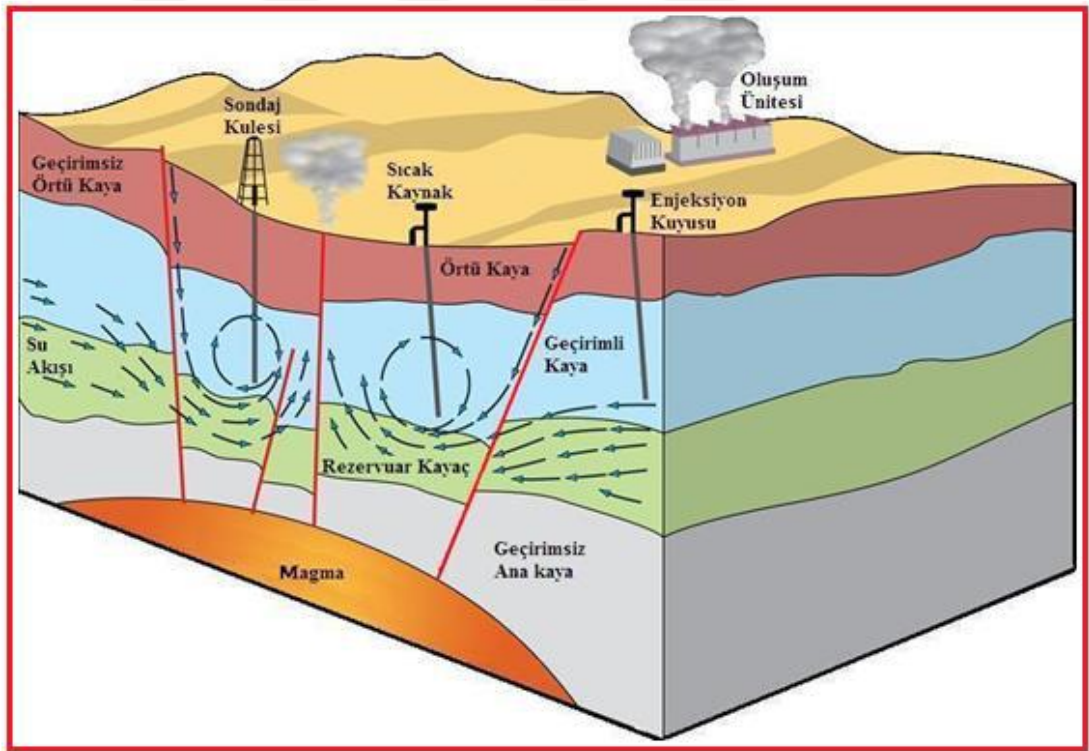
bozunması (%20) ve formasyonlardan (%80) jeotermal enerjinin kaynağıdır (Turcotte ve Schubert, 2002). Günümüzde belirli amaçlara hizmet etmesi için sondaj gibi teknikler ile yerkürenin belirli notlarındaki bu ısıya ulaşılır ve kullanılır hale gelmektedir. Dünyada geniş bir yayılım göstermesine rağmen jeotermal kaynaklar işletilebilir açıdan belirli seviyelere sahip olmaları gerekmektedir. İşletilebilir jeotermal sahaları yerkürenin derinlikleri bağlı olarak gradyanı normal veya anormal derecede yüksek gradyanlara sahip olmaları gerekmektedir. Jeolojik formasyonlara bağlı olarak bulunan birçok jeotermal sahaları birer enerji kaynağı olarak adlandırılmaktadır. Uygulama alanları ve kimyasal bileşimlerinden dolayı çeşitli özelliklere sahip olan jeotermal sistemlerin farklı tiplere ve özelliklere sahiptirler. Farklı özelliklere sahip jeotermal sistemler hepsi biraz daha derinden ortak bir ısı kaynağı olan ve konveksiyon içine yer kabuğunun üst bölümlerinde bulunan, mevcut su birikimleridir (Nicholson, 1993).

Yağmur suları ve yer altı suları yer kabuğunda bir ısı kaynağına doğru yol izlemektedir. Yer kabuğundaki kırık çatlak gibi tektonizmanın aktif olduğu yapısal unsurların arasından bu sular sızarak magma haznesine kadar ulaşabilmektedir. Magma haznesine ile bir araya gelen su yüksek sıcaklık ile kaynatarak buhar oluşturmaktadır. Oluşan bu yüksek buhar basınç etkisiyle sıcak sular tekrar yüzeye harekete geçmeye çalışır. Tekrar yüzeye hareketi sırasında kırık ve çatlakları kullanmaktadır. Eğer bu şartlara uyan bilinen bir ısı kaynağımız var ise yüzeye ulaşamayan sıcak su ve buharı yapay yollar ile yüzeye alabiliriz.

Jeotermal sular, İnsanoğlunun ilk çağlarından beri termal banyo gibi kullanılmaktadır. Konut ısınması olarak ilk olarak antik Roma döneminde kullanılmaktaydı. Günümüzde gelişen teknoloji ile birlikte jeotermal enerji elektrik üretimi için kullanıldığı gözlenmektedir. Dünyada 24 ülke aktif olarak jeotermal enerjisini elektrik üretimi için kullanmakta buda yaklaşık olarak 10 bin megavat (MW) gücündedir. Bölgesel ve mekânsal ısıtma, kaplıcalar, endüstriyel prosesler, arıtma ve tarımsal uygulamalar için günümüzde 28 gigavat (GW) doğrudan kullanılmaktadır (Fridleifsson vd, 2008).

1.1. Jeotermal Sistemler

Jeotermal enerjinin oluşumu; yerkabuğunun derinliklerinde genç bir volkanizma faaliyeti veya soğumasını tamamlamamış bir magma kütlesi jeotermal enerjinin ısı kaynağını oluşturmaktadır. Yerkabuğunda ki tektonik hareketler sonucu oluşan fay, kırık ve çatlakların yardımı yüzeydeki metoroik kökenli sular yerin derinliklerine iletilmektedir. Yerin belirli derinliklerinde geçirimsiz örtü kayalar tarafından kontrol edilen geçirimli ve gözenekli yapılı kayalar bu metoroik kökenli sular için rezervuar kaya görevi görmektedir. Rezervuarda biriken su ısı kaynağı etkisi ile ısınarak yüksen oranda su-kayaç etkileşimine girerek mineral bakımından zenginleşir. Yerkabuğunun derinliklerinde bileşim bakımında zengin olan sıcak sular kırık ve çatlak sistemlerini kullanarak yeryüzüne ulaşarak sıcak su kaynakları oluşturmaktadırlar. (Şekil 1.1)



Şekil 1.1. İdeal bir jeotermal sistemin oluşum şeması (Uzun, 2017).

Jeotermal sistemlerin hidrojeolojik sistemlere göre ısı taşınımı ve faz değişimleri bulunmaktadır. Bu nedenle jeotermal sistemler karmaşık bir yapıya sahip olmaktadır (Akan, 2002). Bu kadar karmaşık sistemlerde meydana gelebilecek

değişimleri ön görebilmek oldukça zordur. Karmaşık jeotermal sistemlerine modelleme yaklaşımı ile ön görüde bulunmak sistemin geleceği açısından büyük bir önem kazanmaktadır. Son yıllarda jeotermal sahaların matematiksel modellemeleri sıkça çalışılmaktadır. Jeotermal sahalarının modellenmesinin önemli nedenleri rezervuar potansiyeli belirlenmesi ve reenjeksiyonun sistem üzerinde etkilerini ortaya koymakla beraber bu sahaların geliştirilmesi ve doğruluğunun kanıtlanması içindir.

Türkiye genelinde 277 alanda jeotermal saha olduğu MTA kaynaklarına göre bilinmektedir. Türkiye'deki jeotermal kaynakların büyüklüğü ve üretim potansiyelinin tespiti açısından İstanbul Teknik Üniversitesi açısından bir çalışma yürütülmektedir. MTA tarafından yayınlanan çalışmalarda jeotermal kaynak enverteri, litaritürdeki ve mevcut çalışmalar ile verileri bir arada kullanarak görünür ve tahmini kapasite çalışmaları yapılmaktadır (Başel, vd., 2011).

Görünür kapasite; ölçülmüş debi ve üretilen akışkanın sıcaklık değerine dayalıdır. Bu konu hakkında 2007 yılında yapılan ayrıntılı çalışmada referans sıcaklığı 20 °C için jeotermal sahalarının toplam görünür sıcaklığı için 3700 MWt bulunmuştur (Satman vd., 2007). Bu çalışma sonrasında, bilinen ve yeni sahalarda yapılan araştırma-geliştirme etkinlikleri sonrasında gözlemlenen / ölçülen ek kapasitelerle birlikte jeotermal görünür kapasitenin 3700 MWt'den daha büyük olduğu tahmin edilmektedir. İkinci aşamada ise elektrik üretimine uygun jeotermal sahalardan elde edilebilecek üretilebilir güç değerleri hacimsel rezerv hesabına göre tahmin edilmiştir. Bu amaçla 11 adet yüksek sıcaklıklı jeotermal sahanın mevcut jeolojik, jeokimyasal, jeofizik ve sondaj verileri değerlendirilerek Monte Carlo simülasyonu kullanılarak üretilebilir güçler hesaplanmıştır. Monte Carlo simülasyonu sonuçlarına göre %90 olasılıkla 11 sahadan üretilebilecek elektrik güç potansiyeli 632 MWe ve üretilebilecek ısıl güç potansiyeli ise 15833 MWt olarak hesaplanmıştır. Kullanılan yöntem ve ayrıntılar (Serpen vd., 2008)'de sunulmaktadır. Üçüncü aşama olarak, doğrudan kullanıma uygun göreceli orta sıcaklıklı jeotermal sahalardan elde edilebilecek üretilebilir ısıl güç potansiyelleri tahmin edilmiştir.

Nüfus, endüstrileşme ve elektrik kullanımının her geçen gün artmasıyla Türkiye' nin enerji ve elektrik gereksinimi sırasıyla her yıl yaklaşık 4,5% ve 7,5% olarak büyümektedir. Türkiye' nin enerji tüketimi yaklaşık 106 milyon ton petrol eşdeğeri ve elektrik üretim kurulu kapasitesi ise yaklaşık 42 000 MWe'dir. Bu artışın büyük 7 bir çoğunluğu ithal edilen ve enerji bağımlılığını arttıran daha fazla fosil yakıtların (özellikle petrol ve doğal gaz) piyasaya girmesinden kaynaklanmaktadır. Yenilenebilir kaynak olarak jeotermal enerji, ülkenin yerli enerji potansiyelinin artmasına az da olsa bir olanak sağlamaktadır.

Jeotermal kaynakların enerji arzını genişleteceği ve bilinen jeotermal kaynakların özelleştirilerek daha fazla katma değer sağlayacağı düşünülmektedir. Türkiye' nin jeotermal kaynakları hidrotermal ve geliştirilmiş jeotermal sistemler (GJS=EGS "Engineered Geothermal Systems") olmak üzere iki sınıfa ayırabiliriz. Günümüzde ülkedeki tüm jeotermal arama ve geliştirme projeleri hidrotermal üzerine yoğunlaşmıştır. Türkiye'nin jeotermal enerji potansiyelinin belirlenmesi amacıyla İstanbul Teknik Üniversitesi'nde bir değerlendirme çalışması yürütülmektedir. Bu değerlendirme çalışmasında, mevcut ve ekonomik hidrotermal kaynaklar ile yerkabuğunda belli derinlik aralığında depolanmış ısı enerjisi (ısı içeriği) araştırılmaktadır. Türkiye'deki geleneksel hidrotermal kaynaklar hem elektrik hem de doğrudan kullanım uygulamalarında kullanılmakta olup, her geçen gün bu uygulama sayısı artmaktadır.

GJS ise Jeotermal Enerji Semineri hidrotermal kaynakların ötesinde olan geliştirilmiş/planlanmış jeotermal sistemlerdir. Bu sistemlerden hem günümüz hem de gelecekteki teknolojiler kullanılarak ısı üretilmesi amaçlanmaktadır. GJS'in dünya üzerindeki uygulamaları şimdilik birkaç adet olmakla birlikte, uzun dönemde bu sistemlerden oldukça yüksek potansiyeller elde edileceğine inanılmaktadır.

Türkiye'de ortalama 529 adet termomineral kaynak vardır. Bunlardan 241 adedi maden suları, 247 adedi 60°C ye kadar, 41 adedi de 60°C - 100°C arasında bulunan kaynaklardır. Bu kaynakların yüksek ısıları olanları bilhassa Batı

Anadolu'da, doğubati doğrultusunda bulunan grabenler içerisinde sıralanmışlardır (Erentöz ve Ternek, 1969s). Derindeki kırıklı ve çatlaklı metamorfik formasyonlardan kolaylıkla yukarı intikal eden ısı, Paleozoik, Mesozoik ve Tersiyer yaşlı (mermer, kalker ve dolomitik kalkerler) rezervuar kayalarındaki suları ısıtır. Bazı Tersiyer marnlı killi formasyonları da örtü tabakası vazifesini görür. Bir kısım kavnaklar Orta Anadolu'da ve bilhassa Doğu Anadolu'da halen CO₂, H₂S neşreder. Bunlar solfatar safhalarının 8 son devirlerini tamamlayan Neojen-Kuaterner ve tarihî zamanların volkanlarının civarlarında krater ve parazit konilerinde kaynaklar halinde bulunur.

Türkiye'deki sıcak kaynakların büyük kısmını asitli, bikarbonatlı, klorürlü, sülfatlı sular teşkil eder. Total mineralizasyondaki bor, NH₄ ve H₂SiO₃ gibi elemanlar muhtemelen çok derinlerden gelmektedir. 1963 yılında İzmir ve batısındaki Agamemnon kaplıcalarında yapılan sondajlarla, 124 °C ısılı tabii buhar elde edilmiştir. Ayrıca 15 Mayıs 1968'de Denizli-Sarayköy'de Kızıldere civarında takriben 450 m derinlikte, yüksek basınçlı tabii buhar elde edilmiştir.

Türkiye'deki sıcak sular jeotermik enerji yönünden de etüdlere tabi tutulmuş ve Anadolu, tarafımızdan, başlıca altı jeotermik enerji provensine ayrılmıştır: Bunlar sırasıyla 1. Ege provensi → Batı Anadolu Bölgesi, 2. Ankara provensi → Batı Orta Anadolu Bölgesi, 3. Kayseri provensi → Doğu Orta Anadolu Bölgesi, 4. Amanoslar provensi → Güney Orta Anadolu Bölgesi, 5. Erzurum provensi → Kuzey Doğu Anadolu bölgesi ve 6. Diyarbakır provensi → Güney Doğu Anadolu Bölgesi şeklindedir.

Türkiye'de halen işletilen meşhur ve çok şifalı kaplıcalar ve maden suları vardır. Bu tesislerin çoğu fizyoterapi aletleriyle de teçhiz edilmiştir. İçme sularından, Kisarna, Çitli maden suları ve bilhassa Afyonkarahisar maden suları ve sodası çok tanınmıştır. İstanbul'a yakın Bursa, Yalova ve Gönen kaplıcaları da meşhurdur. Şimdiye kadar yapılan ve bilhassa 1961 yılından beri daha sistematik olarak ele alınan Türkiye termomineral sularının envanterine göre, rejyonal yıllık ortalama ısıda ekseriya düşük dereceli olan ve maden suları klasifikasyonuna giren kaynaklar Türkiye'de takriben 241 adettir. Bunların bir kısmı dünyaca tanınmış

ve modern tesisleriyle inşa edilmiş bulunmakta, diğerleri ise yerel harcamalar için sarfedilmektedir. Türkiye yüzölçümünü 770 000 km² kabul ettiğimize göre, 1450 - 1500 km² alana ve takriben 55 000 kişiye de bir termomineral kaynak düşmektedir. Uluslararası şöhrete malik birçok kaynak bunlar arasında bulunmakta olup, bu haliyle Türkiye, 9 termomineral bakımından dünya memleketleri arasında sayılı bir mevkide bulunmaktadır. Afyon, Kisarna, Uludağ, Bursa, Yalova, Gönen, Sandıklı, Havza, Kızılcahamam, Haymana, Hasankale v.b. kaplıca ve içmeleri gibi. Bu kaynakların birçokları, kırıklı, faylı, şaryajlı ve deprem bölgelerinde konsantre olmuş bulunmaktadır. Jeolojik ve tektonik etüdler ilerledikçe termomineral kaynaklara daha birçokları ilâve edilmektedir. Ayrıca depremlerle bu gibi yerlerde bazı kaynaklar kaybolmakta veya yenileri çıkmaktadır. Bu kaynakların etüdları devam ederken ve bir klasifikasyona tabi tutulurken, diğer taraftan da jeotermik enerji bakımından jeotermal provenslerin ayırımına çalışılmıştır.

1.2. Araştırmanın Amacı

Bu çalışmanın amacı Yenice (Denizli) ve yakın çevresi jeotermal sahaların jeolojik süreçlerin, jeotermal sahalarının akışkan-kayaç etkileşimini minerolojik, petrografik ve jeokimyasal açıdan ortaya koymak. Jeotermal suların hidrojeolojik, hidrojeokimyasal ve izotop jeokimyasal yöntemlerle oluşumunu ve gelişimini incelemek ve akışkan-kayaç etkileşimi çerçevesinde jeotermal Sistemin oluşumunu bir model içinde ortaya koymaktır.

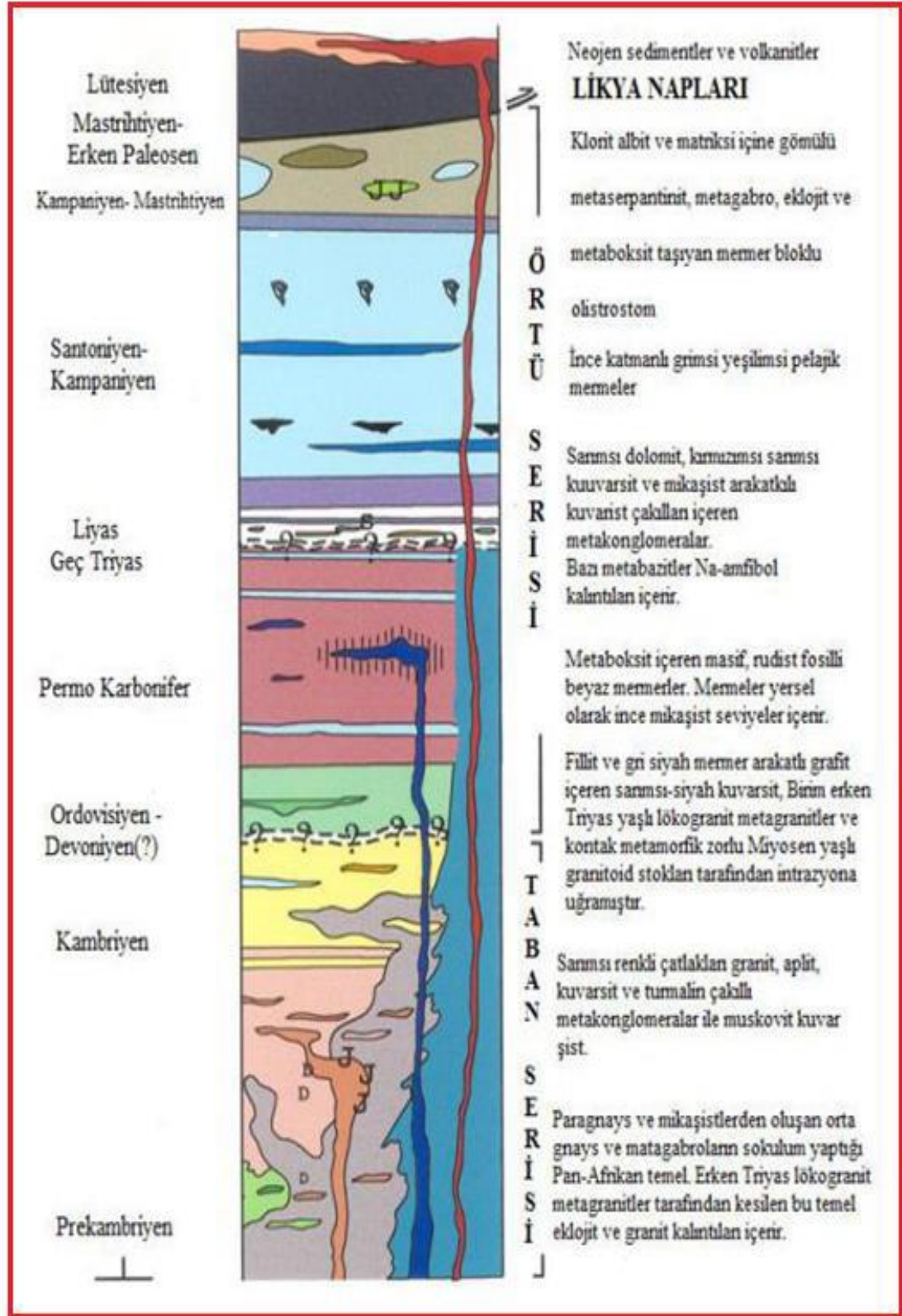
1.3. Araştırma Alanının Jeotektonik Konumu

Türkiye ve yakın çevresinde yer alan levha hareketleri sonucu Türkiye'nin depremselliğini ortaya koymaktadır. Ülkemizde yer alan depremler Alp-Himalaya kuşağında yer almaktadır. Afrika-Arabistan levhalarının kuzey-kuzeydoğuya hareketi sonucu oluşmaktadır. Günümüzde de devam etmek olan Kızıldenizin tabanında uzun eksenine doğru yayılması sonucu Arabistan levhası kuzeye itilmektedir. Arabistan levhasının kuzye itilmesi Avrasya levhasının altına dalmaya zorlanmaktadır. Arabistan levhasının Avrasya levhasının altına itilmesi sonu arada kalan Anadolu levhasında sıkışma gözlemlenmektedir. Milyonlarca

yıldır devam eden bu sıkışma Kuzey Anadolu Fayı ve Doğu Anadolu Fayını ve bunlarla birlikte birçok kırıkları hareketli tutmaktadır. Ülkemizde yaşanan depremlerin birçoğu bu hareketlilik sonucu ortaya çıkmaktadır. Ülkemizi övreleyen levhaların bu hareketleri sonucu Türkiye’de edi tektonik levha bulundurmaktadır; Doğu Anadolu Sıkışma Zonu (DASZ), Kuzeydoğu Anadolu Fayı (KDAF), Kuzey Anadolu Fayı (KAF), Kıbrıs-Helenik Yayı, Orta Anadolu Bölgesi ve Karadeniz Bölgesi, Ege Graben Sistemi (Şengör vd., 1985).

Türkiye tektoniğini Avrasya, Arap ve Afrika plakaları büyük ölçüde etkilemektedir. Bu çarpışmalar sonucu oluşan Menderes graben zonuna ait Batı Anadolu’nun stratigrafik kesiti (Şekil 1.2)’de verilmiştir.

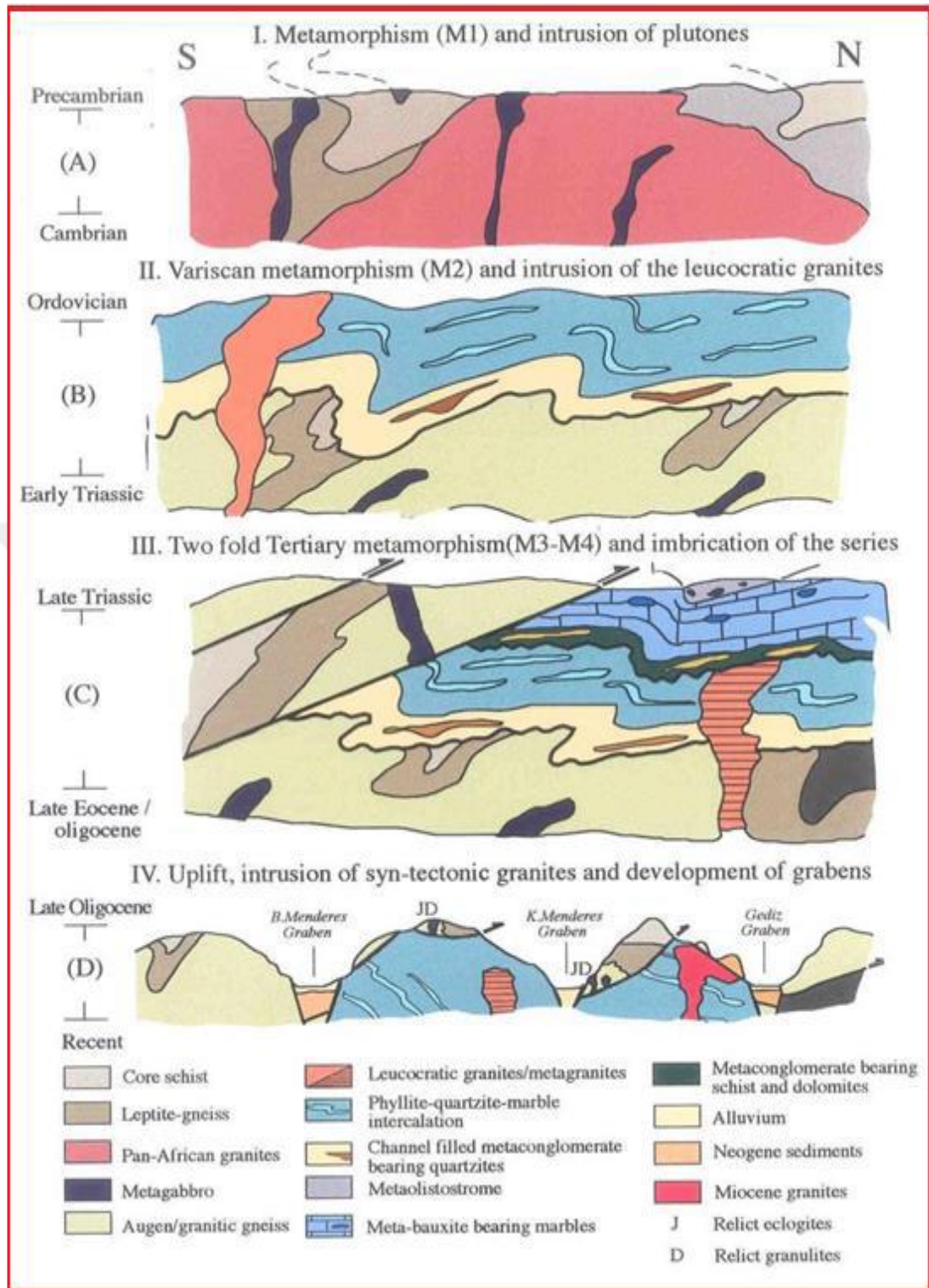




Şekil 1.2. Menderes masifinin stratigrafik kesiti (Dora vd., 1995).

Menderes ve Sakarya bloğunun 50 milyon yıl önce çarpışması sonucu yüksek sıcaklığa sahip metomorfizma ve granit intrüzyonları meydana gelmiştir (Van Hinsbergen vd., 2010). Neojen döneminde ardı ardına gelen faylanma hareketleri Menderes Masifi'nin oluşumuna neden olmuştur. Günümüzdeki çalışmalar iki veya daha fazla Menderes Masifi'nin oluşum süreci geçirdiğini ortaya koymaktadır (Seyitoğlu vd., 2004). Menderes Masifi'nin ortaya çıkışının ilk aşaması, Geç Oligosen (25 milyon yıl) ile Orta Miyosen (16 milyon yıl) (Seyitoğlu vd., 2004) veya En Genç Oligosen (Purvis ve Robertson, 2004) veya En Son Oligosen-Erken Miyosen (Cavazza vd., 2009) arasında olmaktadır, ya da Geç Oligosen (25 Ma) ve Orta Miyosen (16 Ma) veya Son Oligosen (Seyitoğlu vd., 2004) arasında meydana gelen Erken Miyosen zamanıdır (Şekil 1.3.). (Agostini vd., 2010). Menderes Masifi metamorfik kayaçlarının yükselmesini ve böylece ortaya çıkışını graben gerilme tektoniği ve trans-gerilmeli fay sistemlerinin bir sonucu olarak yorumlamaktadır. Bu yüzden (Bozkurt vd., 2011) kuzey Menderes Masifinin gerilme tektoniğine bağlı ortaya çıkışı için (Cavazza vd., 2011) Geç Oligosen (30 milyon yıl) önermektedir.

Menders Masifi'nin ortaya çıkmasında Alp Himalaya deprem kuşağındaki Ege bölgesini etkileyen gerilme tektoniği önemli bir rol oynamaktadır (Şekil 1.4). Bazı çalışmalarda (i) Erken-Orta Miyosen gerilme tektoniği ve Ege hendeğinin geriye dönüşü ve (ii) Geç Miyosen-Pliyo- Kuvaterner gerilim tektoniği ve Batı Anadolu'da dalan Ege levhasının başlangıcı olmak üzere iki belirli bağlantının olduğunu ileri sürmektedirler. Ege Bölgesi graben sistemi gerilme tektoniğinin zamanlaması (Bozkurt ve Sözbilir, 2004, Ersoy vd., 2010) ve (Van Hinsbergen vd., 2010) tarafından detaylı olarak tartışılmıştır. D-B doğrultulu olan üç graben Simav, Gediz ve Büyük Menderes masifini bölmektedir. Batı Anadolu'da graben tipi basenlerin tektonik evrimi epizodik (Bozkurt, 2000; Ersoy vd., 2010) veya darbeli gerilme kuvvetleri (Bozcu, 2010; Purvis ve Robertson, 2004) Geç Senozoyik zamanında kontrol edilir. Bu havzalarda levha içinde oluşan magma sokulumları bulunmaktadır.

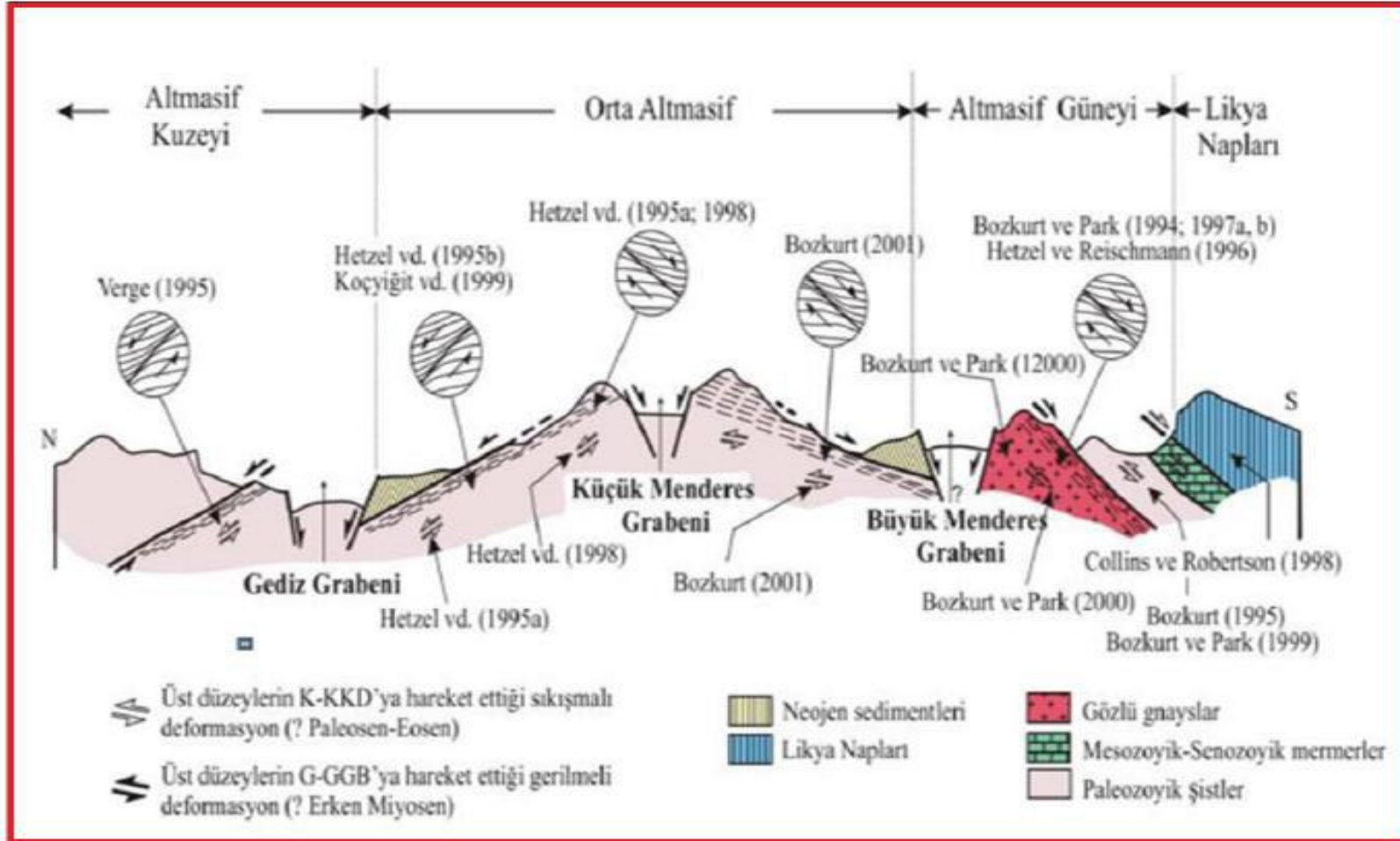


Şekil 1.3. Menderes masifinin jeoteknik oluşumu (Dora vd., 1995).

Menderes masifi içindeki litostratigrafik birimler: Candan vd. (2001) tarafından; (i) Pan-Afrikan temeldeki çekirdek serisi ve (ii) Paleozoyik-Erken Tersiyer metasedimentlerini içeren örtü serisi olmak üzere iki tektono-metamorfik birime ayrılırlar. Prekambriyen-Kambriyen yaşlı olan Pan - Afrikan orojenezi ile ilişkili çok fazlı deformasyon ve metamorfizmaya sahip çekirdek serisi (Oberhansli vd., 1997; Candan ve Dora 1998; Dora vd., 2001); gözlü gnayslar, metagranitler, yüksek dereceli şistler, paragnayslar ve eklojit kalıntıları içeren metagabrolardan oluşur (Şengör vd., 1984; Satır ve Friedrichsen, 1986; Candan, 1995; 1996; Candan vd., 1998; 2001; Oberhansli vd., 1997; 1998). Masifin çekirdeğinde en fazla egemen olan ve en fazla yayılıma sahip litolojiyi oluşturan gözlü gnayslar; iyi gelişmiş milonitik foliasyon ve K - G yönlü mineral uzaması ile karakterize edilen blastomilonitlerden meydana gelir (Bozkurt ve Oberhansli, 2001).

Paleozoyik-Erken Tersiyer yaşlı örtü kayaçları altta Ordovisiyen-Permo-Karbonifer yaşlı düşük-orta metamorfizma dereceleri fillitler, kuvarsitler ve mermerlerden oluşur (Candan vd., 2001). Erken Triyas yaşlı lökogradit granitlerin bu kayaçlara sokulum yaptığı bir çok araştırmacı tarafından belirtilmiştir (Şengör vd., 1984; Reischmann vd., 1991; Dannat ve Reischmann, 1998; Koralay vd., 1998). Bu birimlerin üzerine gelen Geç Triyas-Erken Tersiyer yaşlı kayaçlar, metaboksit içeren platform tipi mermerler ve metaolistrosromlarda oluşur (Candan vd., 2001).

Ege bölgesinde diri ve normal faylar ile sınırlı doğu - batı uzanımlı Büyük Menderes ile kuzeybatı - güneydoğu uzanımlı Gediz grabenlerinin birleştiği bölgede Denizli havzası yer alır. Yaklaşık 50 km. uzunluğunda ve 20 km genişliğindeki bu havza güneyde ve kuzeyde diri-normal faylar ile sınırlanmıştır.(Koçyiğit, 1984; Şaroğlu vd., 1987; Westaway, 1990, 1993).



Şekil 1.4. Alpin sıkışması ve izleyen gerilme deformasyonları ile ilişkili K-G yönlü şematik enine kesit (Bozkurt, 2001).

2. KAYNAK BİLGİSİ

Yenice ve yakın çevresinde birçok çalışma yapılmıştır. Önceki çalışmalar jeolojik, jeokimyasal ve hidrolojik veriler ile Yenice ve yakın çevresinin jeotermal suların ve jeoteknik oluşumuna gelenl olarak bir açıklama getirmişlerdir. Jeolojik olarak Denizli ve çevresinde ilkçalışmalara başlanılmıştır. 1944 yılında da Egeran ve İlhan tarafından bölgede çalışmalar yapılmış ve ilk kez “Menderes Masifi” terimi kullanılmıştır (Dora, 1992).

Erişen (1971), “Alt Pliyosen” ve “Üst Pliyosen” serileri aralarında uyumsuzluk bulunduğunu ve “Denizli Paleoseni” raporunda belirtmiştir. 1971 tarihli, “Denizli – Dereköy Sahasının Jeolojik Etüdü ve Jeotermik Enerji İmkânları” çalışmasında ise, inceleme alanındaki paleontolojik veriler sonucunda sadece Alt Pliyosen çökelleriv var olduğunu ve Üst Pliosen serisinin Alt Pliyoen yaşlı olduklarını ileri sürmüştür.

Taner (1974 a,b), Denizli bölgesi Neojen’inde yaptığı paleontolojik ve stratigrafik incelemede, Paleozoyik yaşlı metamorfitlerin üzerine uyumsuz olarak gelen çökellerin Meosiyen yaşında olduğunu belirlemiştir. Araştırmacı, Pliyosen de küçük kapalı bir havza şeklinde gelişen Denizli havzası göl ortamının az derin ve sakin olduğunu, tatlı su içerdiği, ancak daha sonraları biraz tuzlandığını ileri sürmüştür.

Bilgin (1978), Menderes Masifi Bölgesinde mikaşistlerin metomorfizma ürünü olarak ortaya çıktığını ve en yaşlı kayaçları oluşturmaktadır. Bölge jeolojisinde mineroloji, petrografi ve jeokimyasal olarak çalışmalar yapmıştır.

Şimşek (1984), Araştırmacı, “Denizli-Kızıldere-Tekkehamam-Tosunlar-Buldan-Yenice alanının jeolojisi ve jeotermal enerji olanakları “ adlı çalışmasında: Alt Pliyosen’de Kolonkaya, Sazak, Kızılburun formasyonlarını, Pliyokuvaterner“de Tosunlar formasyonlarını tanımlamayla birlikte Taraça Alüvyon, Traverten ve Yamaç Molozu Kuvaterner’de olduğunu belirtmiştir.

Şimşek (1985), Yöredeki Senozoyik karasal gölssel çökellerin ve Paleozoyik Menderes metamorfizitlerinin stratigrafik birimler olarak belirtmiştir. Bölgedeki fayların graben ve horstlar sonucu oluştuğu normal atımlı ve birbirine paralel yapıdadırlar. Menderes masifindeki grabenlerin oluşumunu açıklayıcı bir model geliştirilmiş, jeotermal olanaklar bu model üzerinde yorumlanmıştır. Günümüzde devam eden Pliyokuvaternerde, bölgesel tektonik etkilerle grabenleşme başlamıştır. Kayıt edilmiş ve bilinen depremlerde bunu doğrulamaktadır. Rezervuar oluşumları bakımından Sazak formasyonu birinci, İçdecik formasyonunun mermer kuvarsitli ardalanması ikinci rezervuarı oluşturmaktadır. Sazak, Kolonkaya ve Kızılburun formasyonları pliyosen birimleri ve örtü kayalardır. Çalışma alanındaki fayzonlarının yüksek geçirimlik özelliğe sahip olmakla beraber Jeotermal rezervuarın geniş besleme olağını belirlemiştir. Bölgeye üçüncü rezervuar olabilcek nitelikteki birimler gnays-kuvarsitlerdir. Jeotermal enerjisi potansiyeli bakımından bölgede Yenice, Buldan, Tekkehamam ve Kızıldere önemli alanlar olduğunu ortaya koymuştur.

Kızıldere jeotermal sahasında rezervuardaki jeotermal akışların ana graben fayları boyunca yükseldikleri ve rezervuar içinde graben ortasına doğru hareket ettikleri belirlenmiştir. Bu modele dayanarak üretim ve reenjeksiyon alanları önerilmiştir. Jeotermal alanlardan, elde edilecek jeotermal akışkanın, başta elektrik üretiminde olmak üzere sera ve kent ısıtıcılığında, dokuma endüstrisinde, turizm ve sağlık tesislerinde CO₂ (kurubuz) ve diğer kimyasal maddelerin üretiminde kullanılması olanaklıdır. Jeotermal alanlarda bütünleşmiş tesislerin kurulması halinde, jeotermal enerji yurdumuz için en ekonomik enerji kaynağı olacaktır.

Hetzel, vd., (1995), Kabuksal ölçekli metamorfik çekirdek kompleksi (Menderes Masifi) ve bu masifi yaklaşık D-B ve KD-GB doğrultusunda parçalayan havzalar Batı Anadolu'nun ana yapılarını oluşturduğundan bahsetmiştir. Bölgede tanımlanan sıyrılma faylarının taban bloğu domsal yükselimli Menderes Masifi çekirdek kompleksi ve tavan bloğu da asimetric supra-detachment havzaların varlığıyla simgelendiğini savunmuştur. Gediz Grabeni'nin güney kenarı boyunca uzanan ve taban bloğunda metamorfik kayaları progressif olarak deforme eden

ve yüzeylenen düşük açılı Gediz sıyrılma fayı, tavan bloğunda milonitik gnayslar, rudist içeren mermer blokları ve amfibolitik mercekleri içeren şistler, Neotetis-ofiyolitleri ve Miyosen tortullarının varlığından bahsetmiştir.

Özgür vd., (1998), Tekkehamam jeotermal suları Büyük Menderes graben zonunun güney kanadında ve Kızıldere jeotermal alanının kuzeyinde yer alır. Bu Tekkehamam jeotermal alanında Kükürtlü sıcak su çıkışı, Tekkehamam sıcak su çıkışı ve Babacık pınarı adlı sıcak su çıkışları bulunmaktadır. Burada su çıkışları 62°C ile 90°C arasında değişmektedir.

Kızıldere, Salavatlı ve Germencik jeotermal alanlarında meteorik suların ısınmasını iki ayrı nedene bağlar, Menderes Masifi kıtasal rift zonlarında kalkalen bazik ve ortaç volkanik kayaçları içeren intrüzif kayaçların Orta Miyosenden başlayarak Kuvaternere kadar aktif volkanizmanın geliştiği birçok çalışma ile ortaya konduğu dolayısıyla mantodan gelen bazik volkanik kayaçları karakterize eden yüksek orandaki manto kaynaklı helyum elementinin Kızıldere ve çevresindeki jeotermal akışkanlar ile etkileşimde olduğunu belirtir. Bu nedenle Büyük Menderes kıtasal rift zonunun derinliklerinde bir magma odasının varlığının kabul edilebilir olduğunu ifade eder.

Yaman (2005), Büyük Menderes kıtasal rift zonunda Germencik, Ilıcabaşı, Bozköy ve Salavatlı sahaları hidrojeokimyasal olarak aynı süreçlerden etkilenmiştir. Bu jeotermal sahalarda derin dolaşimli meteorik suları etkendir ve su-kayaç etkileşimi sonucunda yan kayacı oluşturan meta-pelitler-orta/para gnays kökenli kayaçların etkisi ile sıcak su bileşiminin değişebileceği izlenmiştir. Ayrıca Tekkehamam, Yenice ve Kızıldere sahaları derin dolaşimli olup Tekkehamam ve Yenice alanında soğuk su girişimi daha etkindir. Bu sahalarda içinde Kızıldere jeotermal alanı, Tekkehamam ve Yenice sahalarına göre daha az oranda meteorik su girişimine maruz kalmıştır. Kızıldere'ye göre Tekkehamam ve Yenice sıcak sularının Mg^{+2} iyonunca zenginleşmesi yan kayanın dolomitik etkisine bağlı olarak gelişmiş değildir.

Gölemezli alanı, Tekkehamam, Yenice ve Kızıldere sahalarına göre soğuk yer altı suyu karışımının en fazla olduğu sahadır. Nitekim Gölemezli sahasının litolojik

özellikleri dikkate alındığı zaman daha geçirimli özellik taşıdığı gözlenir. Pamukkale sahası ise Gölemezli sahasına nazaran yeraltısuyu/meteorik su girişiminin en fazla olduğu alandır. Pamukkale ve Gölemezli sahaları derin odaklı olmayıp, soğuk suların etken olduğu bir alanı temsil eder. Bu sahalarda Ca^{+2} içeriği belirgin olarak yüksektir. Pamukkale jeotermal alanına meteorik su girişi fazladır ve bu sular jeotermal sulara oldukça sığ derinliklerde karışır.

Bu veriler ışığında Tekkehamam, Yenice ve Gölemezli benzer yan kaya litolojik özelliklerden etkilenmiş sıcak su çıkış noktaları olmalıdır. Araştırmacı, Tekkehamam jeotermal alanı, Kızıldere jeotermal alanının güneyinde, Büyük Menderes kıtasal rift zonu güney kenarında yer alır ve jeolojik özellikleri Kızıldere jeotermal alanına benzerlik sunar. Tekkehamam ve çevresinde Uyuz hamamı, İnaltı Kaplıcası ve Babacık pınarı sıcak su çıkışları yer alır. Büyük Menderes kıtasal rift zonunda Denizli ilinde bulunan Yenice, Kızıldere ve Tekkehamam sahalarında jeotermal sular

$Na^+ - SO_4^{2-} - HCO_3^-$, Pamukkale ve çevresindeki sıcak sular $Ca^{+2} - Mg^{+2} - SO_4^{2-} - HCO_3^-$ ve Gölemezli $Na^+ - Mg^{+2} - SO_4^{2-} - HCO_3^-$ su karakterlidir.

Özdemir ve Tezelli (2008), Batı Anadolu'da ki incelenen jeotermal sahalar; Afyon, Aydın, Balıkesir, Denizli, İzmir, Kütayha, Manisa, Muğla ve Uşak jeotermal sahalarıdır. Bu sahalardaki su kompozisyonlarının genel eğilimi ise $HCO_3^- - Na$ ve $CaNa$ içerikleri fazla sulardır. Batı Anadoludaki suların genellikle $Na+K$ ve HCO_3 karakterli oldukları görülmektedir. Bunun sebebi ise rezervuarı oluşturan Mesosoyik yaşlı kireçtaşları, Neojen volkanosedimanları, kuvars ve başkalaşım geöirmiş mermerlerdir. Bu haznekayalarla etkileşime giren sular karbonatça zenginleşmektedir. $HCO_3^- - Na$ zenginleşmesinin en çok gözlemlendiği bölgelerin Denizli jeotermal sahalarına ait olduğu söylenebilmektedir. Bölgedeki yüksek orandaki bikarbonattan dolayı traverten oluşumları bunun bir kanıtıdır.

El Desouky vd. (2015), Batı Anadolu Genişleme Bölgesi'nde yer alan Denizli Havzasının, faylı bir Neojen-Kuvaterner depresyonuna bağlı olarak geliştiğini belirtmektedir. Havza, aktif durumda ve fosil (Kuvaterner) traverten bulunan benzersiz bir jeolojik konumdadır. Meteorik kökenli akışkanlar göçle daha

derinde bölgesel yüzeylerde jeotermal gradyanla ısınmaktadır. Daha sonraları nadir görülen bir sementasyon ile daha yüksek bir tuzluluk oranına sahip bir akışkana dönüşür. Bu akışkan Geç Triyas evaporit tabakaları ile etkileşerek tuzluluğunu elde eder. Karbon izotopları, CO₂ gazının termal kaynaklı olduğunu ortaya koymaktadır. Bu sonuçlarla Denizli havzasının sahip olduğu jeolojik veriler genelleştirilmiş traverten yağış modeli ile fosil traverten sistemleri anlayışını geliştirmiştir. Çalışma, Sıvı kapanım araştırmasının yeni uygulama alanlarını vurgulamaktadır. Bulgular, traverten yapılarının ve ana karbonat kaynak kayaçlarının ilgili yer altı hidrokarbon rezervuarlarını oluşturma potansiyeline sahip olduğunu göstermektedir.

Kıymaz (2012), Denizli ve yöresindeki jeotermal suların izotop çalışmasında meteorik kökenli olduğuna değinmiştir. Bu yöredeki yağışların kayaçların süreksizlik düzlemleri boyunca, yeraltına süzülen suların içinden geçtikleri kayaçlarla etkileşime geçerek, onlardan bir takım iyonları bünyelerine aldığını tespit etmiştir. Denizli volkanitlerinin bu suları ısıtma görevinde olduğunu belirtmiştir, ısınan bu suların da konveksiyonel akımlarla yukarıya yükselerek karbonatlı kayaçlardan mermerler içerisinde depolandığını ve killi Kuvaterner çökellerin de Karahayıt yöresi termal sularına örtü kayaç görevinde bulunduğu değinmiştir.

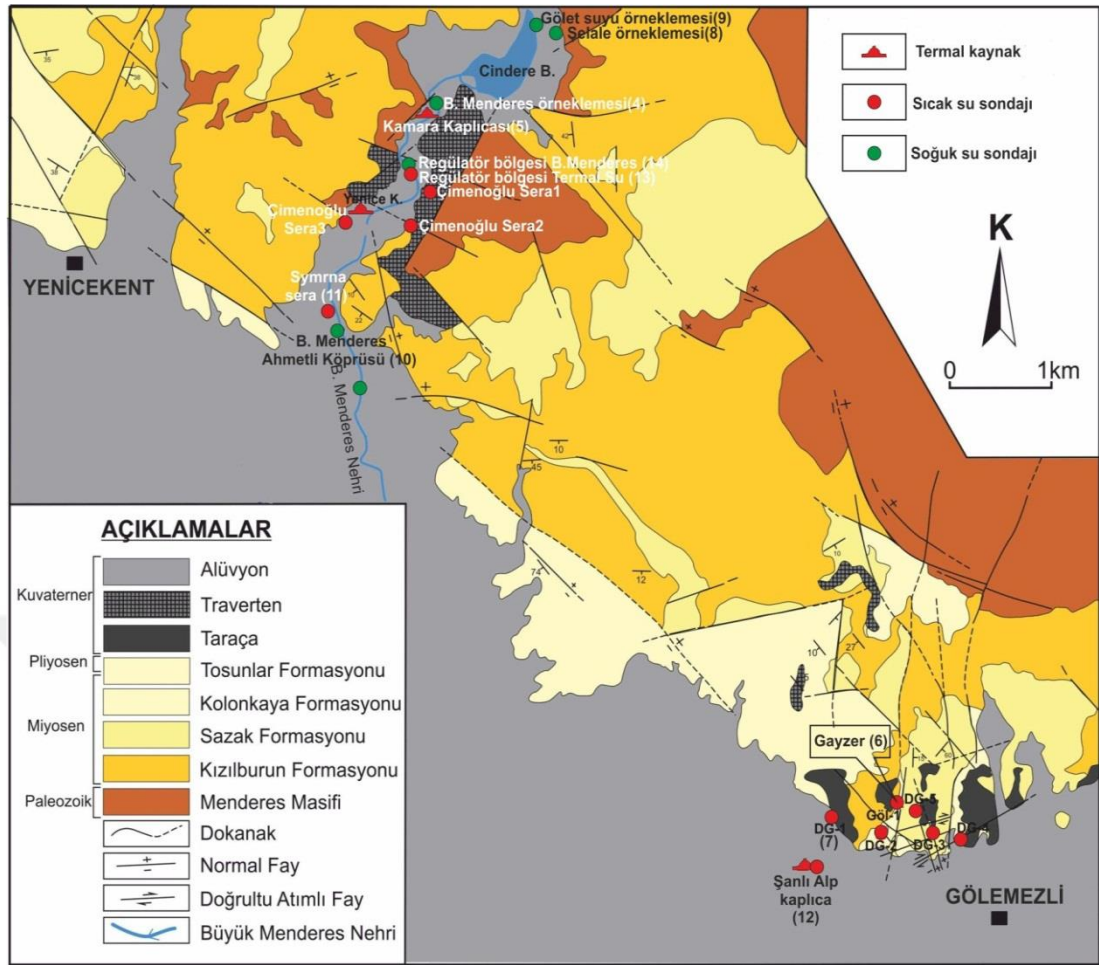
Kutlu (2015), Çalışmasında Pamukkale ve yakın çevresi jeotermal suları $Ca > Na + K > Na$ baskın katyonlar ve $HCO_3 > SO_4 > Cl$ baskın anyonlar olarak sınıflandırılmış, jeotermal suların rezervuar sıcaklıklarının 160-250°C arasında olduğunu gözlemlemiştir. Çalışma bölgesindeki sular doygunluk indekslerine göre incelendiğinde Pamukkale Kaynak, Plütonyum Kaynak ve Karahayıt (Pamukkale) Kaynak mineral doygunluk indeksleri dikkate alındığında birbirlerine yakınlık gösterdiğini belirtmiştir. Sülfat içeriğinin fazlalığının Sazak formasyonunun evaporitik ortam ürünü olan jipsli seviyelerinden kaynaklandığını ve yaptığı çalışmada elde edilen analiz sonuçlarına göre Denizli çevresi jeotermal sıcak su kaynakları; Ca-Mg-HCO₃ su tipleri içerisinde yer aldığını analiz etmiştir.

Aliçiçek vd. (2017), Türkiye'nin güneybatı Anadolu'da termal suların (Kamara ve Çizmeli) ve Yenice Jeotermal Alanındaki soğuk su kaynaklarının kimyasal ve izotopik özellikleri kavramsal bir hidrojeokimyasal-hidrojeolojik model oluşturmak için incelenmiştir. Menderes masifinde bulunan faylar boyunca ortaya çıkan termal sular genellikle sera ve turizm amaçlı kullanılmaktadır. Kamara için termal sular ortalama 51°C, Çizmeli için ise ortalama 47°C sıcaklığa sahiptir. amara ve Çizmeli termal suları çoğunlukla Na-Ca-HCO₃-SO₄ tipinde iken, derin yeraltı suları Ca-Mg-HCO₃ ve Mg-Ca-HCO₃ tipleri ve sığ yeraltı suları ağırlıklı olarak Mg-Ca-SO₄-HCO₃ ve Ca-Mg-HCO₃ tipleri.

Bu çalışma, kavramsal bir hidrojeokimyasal çerçeve oluşturmak için çalışma alanının ana kimyasal ve izotopik bileşimlerini yeniden yapılandırdı. Kamara ve Çizmeli termal sularının $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ ve trityum değerleri derin dolaşımdaki meteorik kökenlerini göstermektedir. Bu sular muhtemelen yağmur suyunun kırık ve faylar yoluyla derin sıcak rezervuarlara sızmasından kaynaklanmaktadır. Daha sonra ısıtma, kıtasal kabuğun incilmesi ile ilgili yüksek jeotermal gradyanın mevcudiyetinin iletilmesiyle gerçekleşti. Daha sonra, sular hidrotermal yollar olarak işlev gören faylar ve kırıklar boyunca yüzeye çıkar. Yüksek $\delta^{13}\text{C}$ değerleri termal sulardaki karbonun metamorfik CO₂ kaynaklı olduğunu, soğuk suların ise tatlı su karbonatının kökenini gösterdiğini gösterir.

3. ARAŞTIRMA ALANININ JEOLojİSİ

Arap ve Anadolu levhaları çapışması sonucu ortaya çıkan Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu transform fayları boyunca Anadolu levhası Neoteknik dönemde batıya itilmiştir. Anadolu levhasının batıya hareketi sonucu Yunan makaslama zonu tarafından engellenmektedir. Batı Anadolu'da bu engelleme sonucu D-B yönlü bir sıkışma gelişmiştir. Anadolu levhasının altına dalım gösteren Levant okyanus kabuğu Menderes Masifinin yükselmesiyle beraber masifin alt kısımlarında asit intrüzyonlar gelişmesine ve anateksis zonunun oluşmasına neden olmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1981). Batı Anadolu'da görünen bu etkiler sonucu Ege graben sistemi ve genellikle yüksek sıcaklık jeotermal sahalar gelişmiştir. Ege Graben fay zonları üzerinde sürekli bir sismik aktivite kayıtlarına alınmaktadır. Bu fay zonları genellikle 100-200 km devamlılıkta olup uzunlukları ise 8-10 km arasında kısa faylardan oluşan fay demeti şeklindedir (Yılmaz, 2000). Ege bölgesinde yapılan sismik çalışmalar sonucu büyük fay hareketliliğine ($M > 6$) işaret etmektedir (Eyidoğan ve Jackson, 1985; Jackson ve McKenzie, 1988). Aktif gerilme, Batı Anadolu bölgesinde yılda 3-4 cm hızla gelişmeye devam etmektedir. Sismik aktivite, yıkıcı depremlerin nedeni olurken, litosferin incilmesi de bölgedeki jeotermal enerji potansiyelini artırır (Yılmaz, 2000; Şekil 3.1).



Şekil 3.1. Yenice-Gölemezli çevresi jeoloji haritası (Demirel ve Tamgaç, 2004, Aydın ve Çakmakoğlu, 1990, Şengün, 2011'den değiştirilip uyarlanmıştır).

Denizli havzası, Menderes masifi metamorfiklerinin çevreleyerek yüksek topoğrafya oluşturduğu ve Pliyosen formasyonları ile kaplı bir bölgede yer almaktadır (Özgüler vd., 1984);Paleozoyik metamorfikler: Tabanı oluşturan kayalar kendi içerisinde alttan üste doğru bir şekilde gözlü gnays, gnayslı şist, kuvarsit, mikaşist ve mermer birimleridir.Kuvaterner çökelleri: Bu çökelleri temsil eden bozuşum kayaları alüvyon, yamaç molozu ve hidrotermal bozuşum kayalarıdır. İlk kez MTA tarafından yapılan 1: 500.000 ölçekli Türkiye jeoloji haritasında Denizli havzasındaki travertenler gösterilmiştir. Pamukkale bölgesinde yapılan daha sonraki çalışmalarda genellikle bölgedeki suların kimyası (Gökalp, 1971; Koçak, 1976), sıcak sular ve travertenlerdeki sorunlar (Canik, 1978; Altunel ve Hancock 1993; Atiker, 1993) tartışılmıştır.

3.2. Stratigrafi

Yenice ve çevresinde yer alan birimler sırasıyla şu şekildedir; Paleozoik yaşlı Menderes Masifi Metamorfikleri, Senozoyik yaşlı Kızılburun Formasyonu, Sazak Formasyonu, Kolonkaya Formasyonu, Tosunlar Formasyonu, Kuvaterner yaşlı alüvyon ve travertenler'dir (Şekil 3.2). Kuvarsitler genellikle, gnaysların üzerinde ve şistlere geçiş zonunda görülmektedirler. Kuvarsitler; beyaz, sert, keskin, kırıklı, ince ve orta katmanlı, bol eklemli ve kırıklı ve çoğunlukla mikalıdır (Şengün, 2011).

Y A Ş	FORMASYON VE KALINLIK	LİTOLOJİ	AÇIKLAMA
Kuvaterner	Alüvyal yelpaze, alüvyon, traverten		Konglomera, kumtaşı, çamurtaşı, traverten AÇISAL UYUMSUZLUK
	Tosunlar Formasyonu (50- 250m)		Az pekleşmiş çakıltası, kumtaşı ve çamurtaşı AÇISAL UYUMSUZLUK
Orta-geç Miyosen Geç Pliyosen	Kolonkaya Formasyonu (200-500m)		Memeli fosili; Tosunlar, Kıranyer Konglomera, kumtaşı, silttaşı Memeli fosili; Babadag, Güzelpınar ve Mahmutgazi Az pekleşmiş kumtaşı, kiltası, silttaşı, siyah şeyl, marn, killi kireçtaşı Çamurtaşı, silttaşı, marn
Orta-Geç Miyosen	Sazak Formasyonu (150-300m)		Jips, halit, jipsli çamurtaşı ve şeyl Çörtlü kireçtaşı Memeli fosili; Pamukkale, Hayrabey Kiltası, silttaşı, marn, çamurtaşı, killi kireçtaşı
Erken-Orta erken Miyosen	Kızılburun Formasyonu (300-450m)		Memeli fosili; Bostanyeri ve Kabaagaç Kömür, killi kireçtaşı Konglomera, kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşı UYUMSUZLUK
Paleozoik	Menderes Masifi		Mermer, kuvarsit, çeşitli şist aralanması Kalk şist, biyotit şist, klorit şist, muskovit şist, gnays, fillit, rekristalize dolomitik kireçtaşı

Şekil 3.2. Çalışma alanına ait stratigrafik kolon kesit (Alçiçek vd., 2007, Şengün, 2011)

3.2.1. Kızılburun formasyonu

Kızılburun formasyonu Buldan ilçesine içerisinde yenice yerleşim yeri ve yakın çevresinde yer almaktadır. Formasyon ilk olarak Şimşek (1984) tarafından adlandırılmıştır. Kızılburun Formasyon adını yörede bulunan Kızılburun Tepesinden almaktadır. Kızılburun Formasyon çalışma ve yakın çevresinde oldukça fazla yayılım göstermektedir ve sedimanter serinin en alt seviyesinde konglomerası özelliği olarak oluşturmaktadır. Kızılburun formasyonun üst seviyelerinde tane boyu inceler ve karbonat miktarı artar (Göktaş, 1990). Önceki araştırmacılar tarafından yapılan çalışmalarda mikro ve makro fosiller dayanarak Kızılburun Formasyonu için çeşitli yaş tayininde bulunulmuştur. Formasyonun yaşı, , Taner (1974), Şimşek (1984) ve Kastelli (1971) 'e göre Alt Pliyosen, Sun (1990) 'a göre Üst Miyosen, Sözbilir (1995)'e göre Geç Miyosen-Erken Pliyosen, Alçiçek vd. (2007)'ne göre Erken-Orta Miyosen olarak verilmiştir. Kızılburun Formasyonu üst seviyelerinde gevşek tutturulmuş kil, kum ve çakıldan oluşmuştur (Semiz, 2000). Formasyon kalınlığı yaklaşık olarak 0-300 m olup farklı litolojik özellikler göstermektedir (Şimşek, 1985). Kızılburun formasyonu Sazak formasyonu ile sınırlı uyumludur ve Menderes Masifi metamorfikleri üzerinde olan konglomera üzerinde yer alır.

3.2.2. Sazak formasyonu

Formasyonun ilk adlandırılması en iyi gözlemlendiği yöre olan Sazak köyünden almaktadır (Şimşek, 1984). Sazak Formasyonu alt seviyelerde kiltası, kumtaşı ve konglomera aralanması, üst seviyelerde silisifiye marn, beyaz sarımsı marn ve gölssel kireçtaşlarından oluşur. Marnlar sarımsı ve boz renklerde olup gastropod fosiller içerir (Özler, 1996). Formasyonda düşük enerjili bir göl ortamında karbonatlı çözümler fazlasıyla gözlenmektedir (Taner, 1974). Sazak Formasyonunda tektonik yapıdan kaynaklı olarak kırık çatlak sistemi gelişmiştir ve bu yapısından dolayı sığ jeotermal saha oluşturmaktadır (Şimşek, 1984). Jeotermal olarak tali rezervuar görevi yapmaktadır. Kolonkaya Formasyonu ik uyumlu dokanaklar sunmaktadır. Sazak formasyonun yaşının Geç Miyosen-Erken Pliyosen olabileceğini belirtmektedir (Sözbilir 1995).

3.2.3 Kolonkaya formasyonu

Kolonkaya formasyonu marn, silttaşı, çakıllı kum ve zayıf tutturulmuş kumlardan oluşmaktadır. Formasyon tipik olarak fan delta özelliklerini yansıtmaktadır, özellikle orta taneli, zayıf tutturulmuş kumlar, silttaşları ve marnlar içerisinde çok sayıda yumuşak-çökel deformasyon yapısına rastlanmaktadır. Bu yapılardan yük kalıpları, damla yapıları, alev yapıları, kırıntılı sokulumlar (dayklar), bozulmuş tabakalar, slump yapıları ve sinsedimanter faylar formasyonda gözlenmektedir (Topal, 2006). Sazak Formasyonu'nun adlamasını ilk kez Simşek (1984) yapmıştır. Formasyon adını Kolonkaya Tepe'den almaktadır. Kolonkaya Formasyonu, Akköy-Gölemezli'de; doğuda Kavakbaşı köyünün doğusunda, Arpaalanı Tepe'nin batı yamacında, Senekçi mahallesinde, Kartmak Tepe batı yamacında, batıda Gölemez Tepe'nin batısındaki tepelerde, Buldan Yenicekent'te ise Kale tepe çevresinde yayılım gösterir (Şengün, 2011).

3.2.4 Tosunlar formasyonu

Başlıca alacalı kırmızı ve sarımsı çakıltası, kumtaşı, fosilli kiltasından oluşan formasyon Akköy- Gölemezli'de inceleme alanının batısında yaygın olarak görülür. Çakıl taşının bileşen taneleri gnays, çeşitli şist, kuvarsit, mermer, Mesozoyik yaşlı kireçtaşları, Kızılburun, Sazak ve Kolonkaya formasyonları'na ait çakıl ve bloklardır. Birim az pekleşmiş olup, taneler kötü-iyi arasında yuvarlaklaşmıştır (Şengün, 2011).

Katmanlanma belirsiz ya da az belirgindir. Kumtaşı ve silttaşlarının rengi biraz daha koyu ve kırmızımsı sarımsı tondadır. İnce orta katmanlı olan kumtaşları ve silttaşları içinde çakıltası düzeyleri de içerir. Birimin belirgin özellikleri düşük kotlarda bulunması, az pekişmiş, dayanımsız olmaları ve belirsiz katmanlanma sunmalarıdır. Katmanlar genelde yatay olup kalınlıkları yaklaşık 90 cm'dir (Gökgöz, 1998). İri blokların da bu birim içinde yer almaları, gereçlerin çok yakından ve kısa sürede taşındığını gösterir. Bundan dolayı üst Pliyosen öncesi topografyanın durumuna ve su dışında kalan alanların litolojilerine göre Pliyo-Kuvaterner'de farklı alanlarda farklı birimler çökelmiş ve kısa mesafede çökel bileşeni değişebilmiştir (Şimşek, 1984).

4. MATERYAL VE METOD

Araştırmanın bu bölümünde tüm aşamaları içeren jeoloji, su örnekleri alımı, jeotermal suların hidrojeokimyası, izotop jeokimyası, analizleri sonuçlarının değerlendirilmesi ve yorumlanması yöntemleri tartışılmaktadır.

4.1.Örnekleme ve İn Situ Analizler

Arazide su örnekleri alımında bunların fiziksel ve kimyasal özellikleri gibi bazı parametreler göz önünde bulundurulmalıdır. Örneğin, su örneklerini hidrojeokimyasal analiz etmek için 100 ml olan polipropilen şişelerde katyon ve anyon olarak ayrı ayrı örnekler alınır. Toplanan numunelerin kapağını kapatırken hava kalmaması için ağzına kadar su doldurularak kapatılmalıdır (Şekil 4.1). Yapılan saha çalışmalarında anyon ve katyon analizleri için toplam 1 adet su örneği toplanmıştır. Bu örneklerde in-situ analizleri yanısıra hidrojeokimyasal analizler de gerçekleştirilmiştir. Sıcaklık, pH, elektriksel iletkenlik (EC), toplam çözünmüş oksijen (O_2), redoks potansiyeli (Eh), alkalinite ve toplam sertlik gibi analizler arazide yapılmıştır.



Şekil 4.1. Çalışma alanından alınından su örneği alımı ve in-situ ölçümleri gerçekleştirilmesi

Bu çalışma kapsamında, su örneklerinin in-situ analizleri Süleyman Demirel Üniversitesi Jeotermal ve mineral kaynakları araştırma laboratuvarı bünyesinde gerçekleştirilmiştir.

Çizelge 4.1. İn situ cihazları özellikleri

In-situ Parametreleri	Ölçüm Birimleri	Cihaz adı ve marka
Sıcaklık	°C	Thermometer-Testo-95-1
pH		pH meter-WTW 330i
Elektriksel iletkenlik (EC)	$\mu\text{S}/\text{cm}$	Electrical conductivity measurement- WTW cond 330i and 340i
Çözünmüş oksijen (O_2)	Mg/l	Oximeter-WTW Oxi 340
Redoks Potansiyeli (Eh)	mV	pH meter-WTW pH 95
Alkalinite	Mmol/l	Alkalinity Test kit- Merck Aquamerck 11109

4.2. Jeokimyasal ve hidrojeokimyasal analizler

Yenice (Buldan, Denizli) ve yakın çevresinde 1 (bir) adet jeotermal su örneği alınmış. Çalışma alanının hidrojeokimyasal özelliklerini anlamak için, alanda bulunan farklı kaynaklardan toplam alanı temsil eden 1 adet su örneği alınmıştır. Su örneklerinin alınmasından önce, bölgede her lokasyonda in-situ ölçümleri gerçekleştirilmiştir. Ölçülen in-situ parametreleri sıcaklık, pH, redoks potansiyeli (Eh), çözünmüş oksijen (O_2), elektriksel iletkenlik (EC) ve alkalinite olmaktadır. Belirtilen katyonlar ve elementler, Na^+ , Ca^{+2} , Mg^{+2} , K^+ , Si^{+4} , B^{+3} ICP-OES ve ICP-MS analiz yöntemleri kullanılarak analiz edilmiştir. Buna karşın belirtilen anyonlar F^- , SO_4^{-2} , Cl^- , NO_3^- , HCO_3^- , CO_3^{-2} iyon kromatografisi (IC) yöntemi ile analiz edilmiştir. HCO_3^- ve CO_3^{-2} değerleri arazide gerçekleştirilen alkalinite ölçümlerinde hesaplanmıştır. Hidrojeokimyasal analizlerin değerlendirilmesinde, Aquachem v.3.7 (Waterloo Hydr., 1999), spreadsheet (Powell ve Cumming, 2010) kullanılmıştır. Hidrojeokimyasal analizler sunulmaktadır. Hidrojeokimyasal analizler için kullanılan cihazlar ve hidrojeokimyasal parametreler Çizelge 4.2’de verilmiştir.Çizelge 4.2. Su analizlerinde kullanılan cihazlar ve yöntemler

Şekil 4.2. Çalışma alanından su örneği alımı ve in-situ ölçümleri gerçekleştirilmesi.

Analiz parametreleri	Analiz cinsi	Cihaz ismi
HCO_3^{-2} , CO_3^{-2}	Titrasyon yöntemi	Merck-Aquamerck testkitleri
Na^+ , Ca^{+2} , Mg^{+2} , K^+ , Pb^{+2} , Zn^{+2} , Cu^{+2} , Al^{+3} , Si^{+3} , As, Cr	Optik emisyon spektrometresi	Perkin Elmer ICP-OES 2100 DV
F^- , Cl^- , Br^- , SO_4^{-2} , NO_3^- , NO_2^- , PO_4^{-2}	İyon kromatografisi	Dionex ICS-3000

5. ARAŞTIRMA BULGULARI

Çalışma alanı ve çevresinde temelde Menderes Masifi nin metamorfik kayaçları yer alır. Masif içerisinde bulunan mermerler, ana hazne kayayı oluştururlar. Mermerler yer yer erime boşluklu olup, tektonik etkilerle çatlaklı kırıklı bir yapı kazanmışlardır. Bu özelliklerinden dolayı yüksek porozite ve permeabilite gösterirler. Mermerler altında ve üstünde yer alan mikaşistler düşük porozite ve permeabiliteye sahiptirler. Şistler bu özellikleri ile örtü kaya konumundadırlar (Karahan vd., 2000). Gnayslar çalışma alanında gerek faylanma, gerekse mermerlerle yakın ilişkide bulunmaları nedeni ile yüksek porozite ve permeabilite gösterebilmektedirler(Karamanderesi, 1989). Temel birimler üzerine gelen Neojen tortullarının gevşek tutturulmuş kumlu, çakıllı bölümleri yüksek porozite ve permeabiliteye sahip olup hazne özelliği gösterirler. Bu birimlerin sıkı tutturulmuş bölümleri ile killi seviyeleri ise örtü kaya konumundadır (Karahan vd., 2000).

5.1. Kayaçların Hidrojeokimyasal Özellikleri

Çalışma Alanı ve çevresinde, Denizli Havzası'ndaki ılımlı sıcaklık jeotermal alanlarından biridir. Bu alan, 4204000 - 4210000 N boylamları ile ~ 15 km² alana sahip enlemler ile 0675000 - 0680000 E arasındadır. . Bölge iklimi yarı kuraktır, sonbahar ve kış aylarında en fazla yağış ve yaz aylarında en az yağış görülmektedir. Yağış ve sıcaklık için ortalama yıllık değerler sırasıyla 584 mm ve 15 °C'dir. Çalışma alanı ve çevresinde, bir termal kaynak ve birkaç termal kuyu, Tripolis (Yenice) fay yaya duvarına yerleştirilmiştir. Kaynak, 42 °C'de 6 litre su akıtır. 2001–2003 yıllarında, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA) tarafından beş adet arama kuyusu açılmıştır. Ek olarak, 2008 yılında ve 2010'da Denizli Valiliği tarafından iki adet arama kuyusu da açılmıştır. Ayrıca, özel şirketler tarafından da 140-600 m derinliğe ulaşan ek kuyular açılmıştır. Tüm Çalışma alanı ve çevresindeki kuyuları spa ve sera tesislerinde yaygın olarak kullanılmaktadır. Çalışma alanı ve çevresinde, iki kaya birimi (Neojen oluşumları ve Menderes Masifi) yerel olarak yüksek geçirgenlik gösterebilir ve bunlar rezervuar olarak kabul edilir.

Neojen oluşumları (yani Denizli Grubu), yoğun kırılma geliştiğinde sığ (ilk) rezervuarı temsil eden termal sular için yerel olarak iyi bir akiferdir. Denizli Grubu, aşağıdan yukarıya doğru dört oluşumdan oluşur:

I. Rezervuar kayacı:

Sazak Formasyonu, 300 m kalınlığa kadardır ve alttan üste üç birime bölünmüştür: (i) biyoklastik kireçtaşı, yeşil marn, lamine çamurtaşı ve killi kireçtaşı değişimlerinden oluşan göl kenarı birimi; (ii) kireçtaşları ve dolostonları içeren sığ göl ünitesi ve (iii) jipsarenit, selenit, şeyl, alçıtaşı çamurtaşı dönüşümleri içeren tuzlu su göl ünitesi. Birincil geçirgenlik ve yoğun şekilde Fay ve çatlak olması nedeniyle, bu oluşum termal sular için iyi bir rezervuardır ve bu nedenle ilk üst (sığ) rezervuarı temsil eder. Bu rezervuar birimi sınırlı bir yanıl süreklilik göstermektedir ve çalışma alanında 85 m kalınlığa kadar (Kamara kuyusu; Şekil 5.1)

II. Rezervuar kayacı:

Paleozoyik Kızılburun Formasyonu kuvarsit, mermer ve şist alternatiflerini içerir. Sazak Formasyonu'ndaki ilk üst rezervuarın aksine, bu ünite yeraltı yüzeyinde yaygın olarak yayılmıştır ve fay ve kırıkların neden olduğu göreceli olarak yüksek ikincil gözeneklilik ve geçirgenlik ile karakterize edilir. Bu nedenle, ikinci (derin) ve ana rezervuar kayasını yansıtır ve çalışma alanında 228 m'ye kadardır. 54 m (57 °C) ile 238.8 m (67 °C) arasında pozitif bir sıcaklık gradyanı vardır. Ancak, sıcaklık 250 m derinlikte ters çevrilir (36 °C), muhtemelen soğuk suyun alan boyunca hareket etmesi nedeniyle negatif jeotermal gradyanı gösterir (Sudo ve Hurst, 1998).

III . Örtü kayacı:

Tosunlar ve Kolankaya formasyonları, ilk rezervuar için ana kaya görevi görür (Sazak Formasyonu). 150 m kalınlığa kadar olan Tosunlar Formasyonu, önceki formasyonlarla uyumsuz olarak kaplanır (Şek. 5.1). Formasyon iki ünite içerir: (i) proksimal ve medial alüvyal fan ünitesi: konglomera, kumtaşı, silttaşı ve

çamurtaşı değişimleri ve (ii) fluvial ünite: kumtaşı, siltata, çamurtaşı ve marn değişimleri. 500m kalınlığa kadar olan Kolankaya Formasyonu, Sazak Formasyonu'na uygundur ve havzanın kuzeyindeki metamorfik ana kayaya uyumsuz bir şekilde uzanır (Şek. 5.1). Bu oluşum, aşağıdan yukarıya doğru dört birimden oluşur: (i) sığ göl birimi: lamine çamur taşı-silt taşı ve marn değişimleri, (ii) alt gölle profidal göl birimine: alternatif marn-kiltaşı, kumtaşı ve killi kireçtaşı, (iii) littoral birim: konglomerat, kumtaşı ve silttaşı değişimleri ve (iv) alüvyal fan yatakları: konglomera, kumtaşı, silt taşı ve çamurtaşı değişimleri. Kızılburun Formasyonu, iyi konsolide olması nedeniyle ikinci ve ana rezervuar (İğdecik Formasyonu) alanında ikinci bordür taşı olarak görev yapan ilk üst rezervuarın (Sazak Formasyonu) altında bulunur (Şekil 5.1). Bu oluşum 450 m kalınlığa kadardır, ana kayaya uyumsuz bir şekilde üst üste gelir ve Sazak Formasyonu'na yukarı doğru geçer (Şek. 5.1). Altan üste iki üniteden oluşur: (i) konglomerat, kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşı değişimlerini içeren proksimal-medial alüvyal fan ve (ii) kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı, kömür ve killi kireçtaşı ihtiva eden distal alüvyonlu fan

Geochronology	Period		Unit and thickness	Environment	Lithology	Fossils	Hydro-geological units
	Period	Age					
	QUATERNARY	Holocene Pleistocene					
NEOGENE	QUATERNARY	Pleistocene	Tosunlar Fm. 150 m	Alluvial fan Fluvial Travertine Angular unconformity Alluvial fan Fluvial Travertine Angular unconformity	Conglomerate, sandstone, mudstone, siltstone, travertine Conglomerate, sandstone, mudstone, siltstone, travertine		
			Kolankaya Fm. 500 m	Alluvial fan Fluvio-Deltaic Littoral lake Sublittoral lake Profundal lake Shallow lake	Cong., sandst., siltst. Conglomerate, gyp. sandstone, siltstone, mudstone Conglomerate, gypsum-bearing sandstone, siltstone Sandstone, claystone, siltstone, marl and clayey limestone Mudstone, siltstone	Tosunlar molluscs MN 17-MNQ18; Tosunlar, Kiranyer localities Babadag molluscs MN 11-12; Babadağ, Güzelpınar, Mahmutgazi localities	Shallow (first) reservoir unit
	NEOGENE	middle middle-early late Miocene	Sazak Fm. 300 m	Saline lake Shallow lake Marginal lake	Gypsum, gypsarenite, halite, shale, organic mudstone Cherty limestone, dolomite Claystone, siltstone, marl, organic mudstone and clayey limestone	MN 6-8; Pamukkale-Haytabey locality	
		late early-early middle Miocene	Kızılburun Fm. 450 m	Anastomosing river Meandering river Braided river Alluvial fan	Coal, clayey limestone, siltstone, mudstone Conglomerate, sandstone, siltstone and mudstone Conglomerate, sandstone, siltstone Conglomerate, sandstone, siltstone, mudstone	MN 5-6; Bostanyeri, Kabağaç localities Mammals Molluscs Ostracods	Deep (second) reservoir unit
	MESOZOIC	Juras.-Cretac.	Çök.Fm. 1000 m	Limestone, dolomitic limestone, evaporite-dolomite			
		Trias.-Juras.	Sel.Fm. 250 m	Metaclaystone, metasiltstone, metasandstone, metaconglomerate			Deep (third) reservoir unit
PALEOZOIC-EARLY PALEOZOIC	PALEOZOIC	Permian-Carboniferous	Göktepe Fm. (İğdecik) 1400 m	Marble, metaquartzite, micaschist, phyllite			
		Late Devonian-early Carboniferous	Ortaköy Fm. > 2000 m	Garnet micaschist, micaschist, quartzo-feldspathic schist			
	PRECAMBRIAN-EARLY PALEOZOIC		Çine Group > 1000 m	Augen gneiss, metagranite, migmatite, gabbro with some granulite and eclogite relics, medium- to high-grade metamorphic schist			?

Şekil 5.1 Denizli Basın Havzaasının Stratigrafik sütun kesiti (Alçiçek vd., 2016).

5.2. Hidrojeokimya

Çalışma alanının hidrojeokimyasal özelliklerini belirlemek için, alanda bulunan bir su çıkışından temsili olarak örnek alınmıştır. Bu su örneği Y-1 olarak adlandırılmıştır. Yenice ve yakın çevresinde yapılan daha önceki çalışmalardan elde edilen veriler ile birlikte değerlendirilmiştir. Y-1 su örneğinde öncelikli olarak in-situ ölçümleri gerçekleştirilmiştir. Ölçümler için kullanılan in-situ cihazları (çizelge 4.1), yararlanılmıştır. Ölçülen in-situ parametreleri sıcaklık, pH, redoks potansiyeli (Eh), çözülmüş oksijen (O_2), elektriksel iletkenlik (EC) ve alkalinite olmaktadır. Yenice ve yakın çevresi için yapılan in-situ ölçümlerinde Y-1 su örneğinde ve daha önceki çalışmalardan alınan örnekler dahilinde sıcaklık 36 ile 70 °C arasında, pH 6 ile 6.85 arasında ve elektriksel iletkenlik 1950 ile 5000 $\mu S/cm$ arasında değişmektedir. Na^+ , Ca^{+2} , Mg^{+2} , K^+ , Pb^{+2} , SiO_2 , Zn^{+2} , Al^{+3} , Cr^{+3} , Cu^{+2} ve As^{+3} , ICP-37 OES ve ICP-MS naliz yöntemleri kullanılarak analiz edilmiştir. Buna karşın aşağıdaki anyonlar F^- , Br^- , Cl^- , SO_4^{-2} , NO_3^- , NO_2^- ve PO_4^- iyonkromatografisi (IC) yönetmi ile analiz edilmiştir. HCO_3^- and CO_3^{-2} değerleri arazide gerçekleştirilen alkalinite ölçümlerinde hesaplanmıştır. Hidrojeokimyasal analizlerin değerlendirilmesinde, Aquachem v.3.7 (Calmbach, L., 1999) kullanılmıştır. Hidrojeokimyasal analizleri, Çizelge 5.1'de sunulmaktadır.

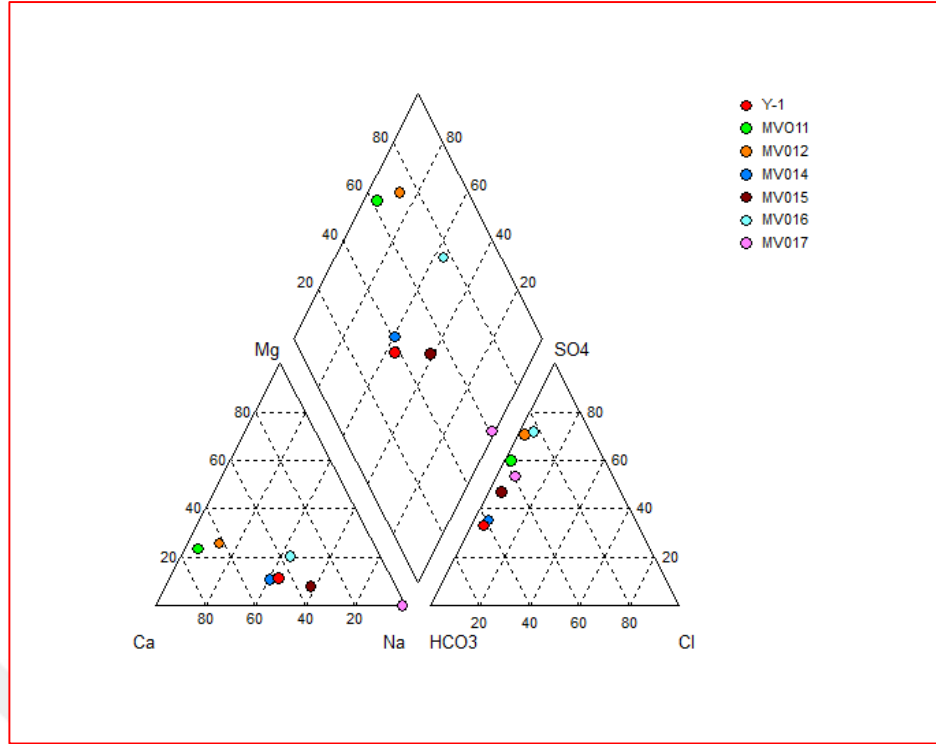
5.2.1. Hidrojeokimyasal analizler

Piper diyagramı anyon ve katyonların (% mek/l cinsinden) ayrı ayrı gösterildiği iki ayrı üçgenden ve tüm iyonların ortaklaşa gösterildiği bir eşkenar dörtgenden oluşmaktadır. Üçgen diyagramlar suların hidrokimyasal su tiplerinin görülmesinde, dörtgen ise suların sınıflamasında ve karşılaştırılmasında kolaylık sağlamaktadır. Suları isimlendirmek, birbiri ile karşılaştırmak, iyonlar arası etkileşimleri araştırmak ve kökeni ile ilgili yorum yapabilmek amacıyla suların hidrojeokimyasal su tipinin belirlenmesine yönelik çeşitli yöntemler önerilmiştir. Hidrojeokimyasal fasiyes kavramı, suların içerdikleri başlıca iyonların oranlarına bağlı olarak sınıflandırılması esasına dayanmaktadır. Suda çözünen başlıca iyonlardan anyonlar ve katyonlar ayrı ayrı olmak üzere mek/l cinsinden %50'den fazla olan iyonlar hidrokimyasal su tipini belirtmektedir. Eğer iyonların hiçbirisi miktar olarak %50'yi geçmiyorsa karışık su tipini belirtmektedir.

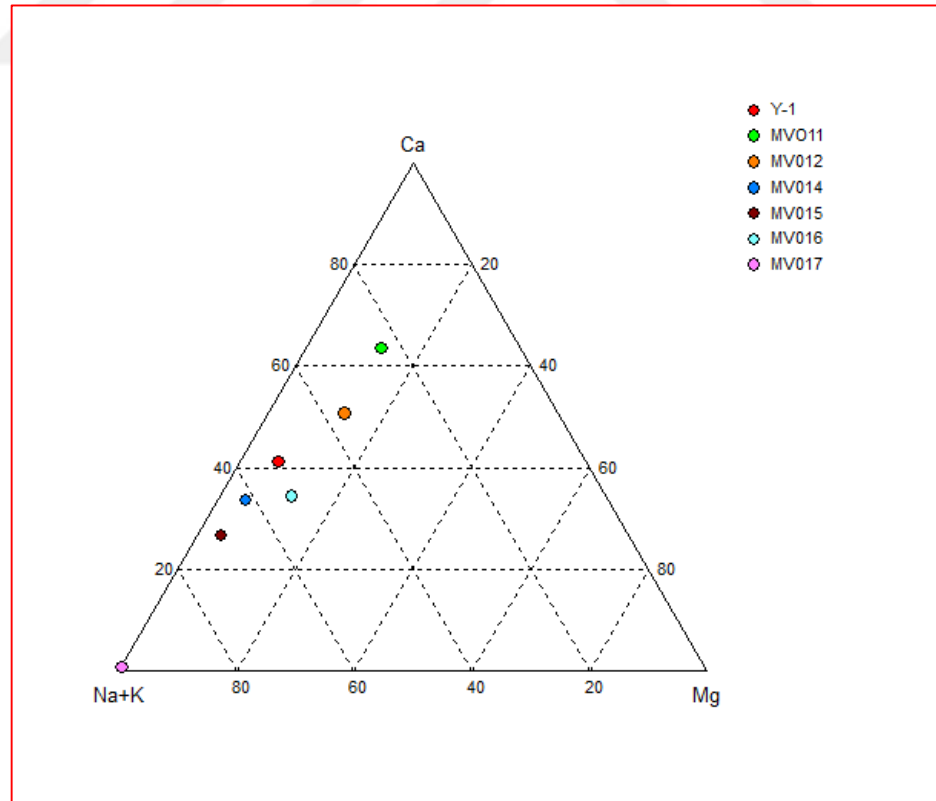
Çizelge 5.1. Çalışma bölgesi ve yakın çevresi termal sularının hidrojeokimyasal analiz sonuçları

Örnek No	Lokasyon	Sıcaklık (°C)	pH	Eh (mV)	EC (µS/cm)	TDS (mg/l)	O ₂ (mg/l)	Ca ⁺² (mg/l)	Mg ⁺² (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	CO ₃ ⁻ (mg/l)	Cl (mg/l)	SO ₄ ⁻² (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	NO ₂ ⁻ (mg/l)	PO ₄ ⁻² (mg/l)	F ⁻ (mg/l)
Y-1	Yenice	45.8	6.13	32	2110	1477	4.28	226.4	34.78	250.2	36.31	994.3	-	45.17	418.02	26,26	bdl	bdl	2.20
MV011	Pamukkale	36	6.13	136	1950	2243	1.20	470	95	38	136	549		19.4	688	0.9			1.54
MV012	Karahayıt	52	6	232	2440	2909	0.60	480	122	111	232	589		32.6	1220	0.4			2.38
MV014	Yenice 1	40	6.15	261	2300	2115	2	295	40.50	279	261	702		39.8	334	0.1			2.55
MV015	Yenice 2	54	6.59	173	3130	2909	4.40	283	40.50	557	173	934		55.7	725	0.2			3.37
MV016	Gölemezli	51	6.11	121	4330	3797	0.20	390.9	135.30	543	61	671		95.0	1665	0.5			2.27
MV017	Uyuzhamamı	70	6.85	50	5000	3567	0.68	11.51	0.58	1176	120	958		106.0	1030	0.1			11.50

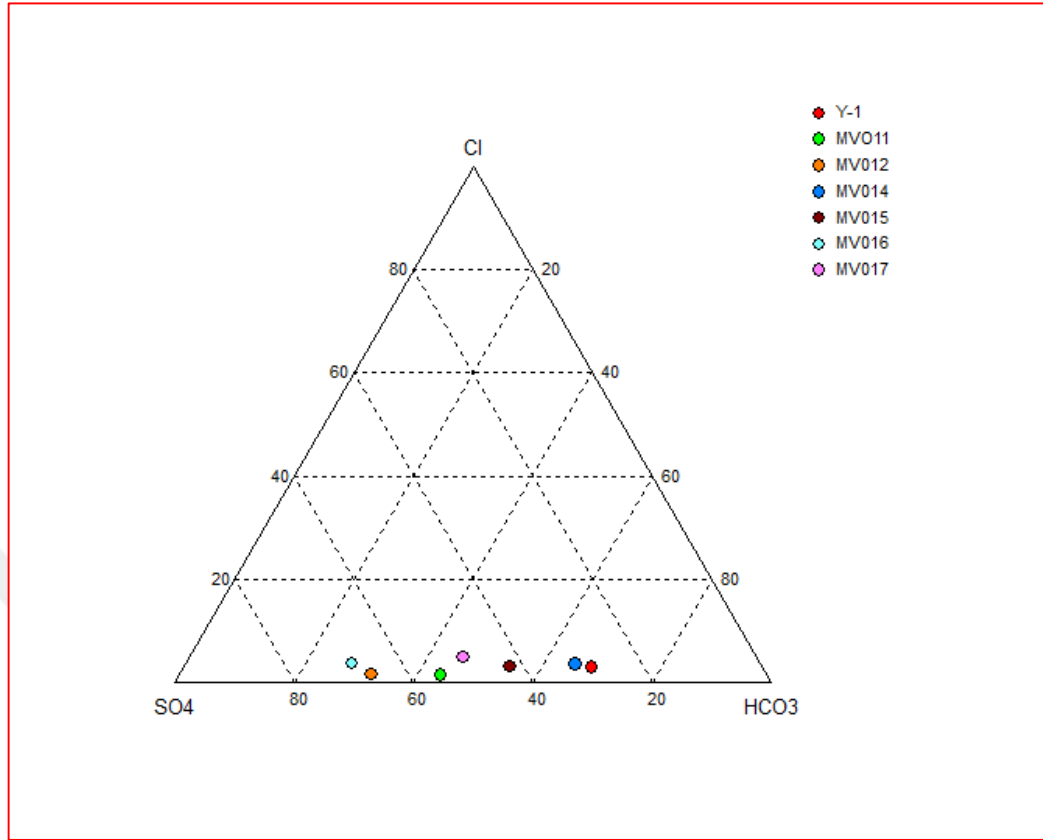
Örnek No	Si (mg/l)	Al (mg/l)	Fe (mg/l)	Mn (mg/l)	Pb (mg/l)	Zn (mg/l)	Cu (mg/l)	Cr (mg/l)	Ni (mg/l)	Sr (mg/l)	Ba (mg/l)	Li (mg/l)	B (mg/l)	Sb (mg/l)	As (mg/l)	Ag (mg/l)	Au (mg/l)
Y-1	11	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.24	bdl	bdl	1.94	bdl	0.41	2.29				
MV011	5	0.16	0.05	0.06	0.001	0.08	0.001			6.10	0.011	0.13	1.50	0.003	0.5	0.001	0.001
MV012	6	0.06	0.15	0.08	0.001	0.16	0.001			9.80	0.016	0.33	2.50	0.001	0.5	0.001	0.001
MV014	10	0.04	1.40	0.15	0.001	0.02	0.003			4.60	0.028	0.48	2.90	0.002	0.055	0.001	0.001
MV015	25	0.02	0.55	0.06	0.001	0.02	0.001			7.40	0.014	0.95	6.3	0.001	0.150	0.001	0.001
MV016	20	0.20	0.10	0.14	0.001	0.02	0.006			14.44		1.80	7.6	0.005	0.01	0.001	0.001
MV017	62.5	0.09	0.10	0.02	0.001	0.01	0.001			0.28		4.75	22	0.173	0.173	0.001	0.001



Şekil 5.2. Çalışma alanında bulunan jeotermal suların piper diyagramında gösterilmesi.



Şekil 5.3. Çalışma alanında bulunan jeotermal suların Na+K-Ca-Mg üçgen diyagramı



Şekil 5.4. Çalışma alanında bulunan jeotermal suların Cl-SO₄-HCO₃ üçgen diyagramı

Çalışma alanının ve yakın çevresi jeotermal sular için hazırlanan Ca-Na+K-Mg diyagramı (şekil 5.3) şekilde tüm örneklerin Na+K>Ca>Mg katyonlarının baskın katyon olduğu göstermektedir. Cl-SO₄-HCO₃ üçgen diyagramında (Şekil 5,4) ise baskın anyonların HCO₃> SO₄>Cl olduğu görülmektedir. Piper diyagramında (Şekil 5.2) çalışma alanı ve yakın çevresinin jeotermal suların verileri farklı su tipleri (Çizelge 5.2) göstermektedir.

Çizelge 5.2. İnceleme alanındaki örneklerin su tipleri

Örnek No	Lokason	Su Tipi
Y-1	Yenice	Ca-Na-HCO ₃ -SO ₄
MV011	Pamukkale	Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃
MV012	Karahayıt	Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃
MV014	Yenice 1	Ca-Na-K-HCO ₃ -SO ₄
MV015	Yenice 2	Na-Ca-HCO ₃ -SO ₄
MV016	Gölemmezli	Na-Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃
MV017	Uyuzhamamı	Na-SO ₄ -HCO ₃

5.2.2. Doygunluk indeksi

Farklı kullanım alanlarıyla insanlığa hizmet eden termal suların bir yerden bir yere taşınması sırasında kabuklaşma ya da korozyon gibi çok önemli sorunlar yaşanabilmektedir. Bu sorunların yaşanmasında suyun mineral doygunluğu, çökme ve çözülme özellikleri büyük ölçüde etkindir.

Genellikle çökel ürünü olarak gözlenen kalsit, dolomit ve jips minerallerinin farklı sıcaklık değerlerinde mineral doygunluk indekslerinin hesaplanması ve diyagramının çizilmesi, bu sorunların önlenmesinde etkin rol oynamaktadır. Bunun için kullanılan mineral sıcaklık diyagramlarında Pozitif doygunluk indeksi çökeltici özelliği, negatif doygunluk indeksi ise çözündürücü özelliği ifade etmektedir. Doygunluk indeksleri, jeotermal sistemde kayaç ile su arasında meydana gelen kimyasal dengelenmeyi değerlendirmede yararlıdır. Bu, hidrotermal alterasyona uğrayan kayaçları oluşturan minerallerin çözünürlüğü ve bu minerallerin aktiviteleri ile ilgili bilgilerin toplanması ile sonuçlandırılır. Çözeltielerde iyonların, iyon çiftlerinin ve komplekslerin çok sayıda olması nedeniyle, her tip mineral ve bunların aktiviteleri için doygunluk indeksleri geliştirmek yazılım programı kullanımını zorunlu kılmaktadır. (Fournier, 2017)

Bu çalışmada Phreeq c programı doygunluk indeksini hesaplamak için kullanılmıştır. Mineral doygunluk indekslerinin hesaplamasında basınç 1 atm olarak alınmış ve pH sabit tutulmuştur. Bulunan bu değerler Excel programı aktararak mineral sıcaklık denge diyagramı oluşturulmuştur (Çizelge 5.3).

Çizelge 5.3. Yenice ve yakın çevresi doygunluk indeksleri

	Y-1	MV011	MV012	MV014	MV015	MV016	MV017
Anhidrit	-0.93	-0.62	-0.28	-0.99	-0.62	-0.29	-1.68
Aragonit	-0.02	-0.12	-0.07	-0.09	0.54	-0.07	-0.45
Kalsit	0.11	0.02	0.05	0.04	0.67	0.06	-0.33
Kalsedon	-0.41	-0.65	-0.73	-0.39	-0.13	-0.20	0.12
Florit	-0.34	-0.30	-0.16	0.03	-0.02	-0.36	-0.51
Jips	-0.25	-0.43	-0.25	-0.85	-0.61	-0.26	-1.83
Halit	-6.60	-7.79	-7.13	-6.61	-6.20	-5.99	-5.63
Götüt		4.41	5.25	6.12	7.34	5.28	6.71
Hematit		10.87	12.61	14.31	16.81	12.68	15.61
Kuvars	-0.04	-0.25	-0.38	-0.01	0.22	0.16	0.43
Talk	-7.22	-8.26	-7.19	-7.51	-2.31	-4.61	-3.75

5.3. Jeokimyasal jeotermometreler

Termal sular yer altında farklı sıcaklık ve basınç koşulların altında bulunur ve bulunduğu kayaç ile etkileşime girer. Bu etkileşim rezervuar kayacın mineralojisine bağlı olarak su kimyasını da değiştirir. Jeotermometreler su kimyasındaki bu değişimden yola çıkarak rezervuar sıcaklığını hesaplamaya yönelik oluşturulmuş denklemlerdir.

Jeotermometre eşitlikleri kullanılış şekillerine göre ikiye ayrılmaktadır. Bunlar; Birleşik (kombine) Jeotermometre uygulamaları ve Kimyasal jeotermometre uygulamalarıdır. Kimyasal jeotermometre uygulamaları da kendi içerisinde Silis jeotermometreleri ve katyon jeotermometreleri olarak ikiye ayrılır.

Her jeotermometre kendi içerisinde bulunduğu hidrojeokimyasal durumu yansıtır, bu nedenle bazı jeotermometreler yapılan hesaplamalarda afaki değerler vermiştir. Bu duruma yüzeyde ölçülen sıcaklık değerinden daha düşük akifer sıcaklığı veren K/Mg jeotermometresi bir örnektir. Amorf silis (Fournier, 1977), Amorf silis (Arnorsson, 1995), Alfa ve Beta Kristobali (Fournier 1977) ve Ma-gonit (Gislason vd., 1996) gibi silis jeotermometreleri de benzer olumsuz sonuçları verdiği için tablolarda gösterilmemiştir. Grafik ve tablo sonuçları dikkatli bir şekilde irdelenmiş ve yorumlamanın daha gerçekçi sonuçlara ulaşması hedeflenmiştir. Çalışma alanına ait rezervuar kayacın sıcaklığının

belirlenmesinde Na-K, Na-K-Ca, Na-K-Ca-Mg, jeotermometrelerinden yararlanılmıştır. (Khorshid, 2013)

5.3.1. Kimyasal jeotermometre uygulamaları

Çalışma alanında seçilmiş olan sıcak su örneklerinin, akifer sıcaklıklarını hesaplamada kullanılan bir diğer yöntem ise kimyasal jeotermometre uygulamalarıdır. Kimyasal jeotermometre eşitlikleri kullandıkları kimyasal reaksiyon açısından başlıca iki sınıfa ayrılmaktadır. Bunlardan biri; mineralin sıcaklığa bağlı çözünürlüğünü temel alan jeotermometre yani Silis jeotermometreleri, diğeri ise çözünmüş iyonların sıcaklığa bağlı iyon takas (ion exchange) reaksiyonlarına dayanan jeotermometre yani katyon jeotermometreleridir (Na-K, Na-Ca, Na-K-Ca, K-Mg, Li-Na; Doğdu, 2004).

5.3.1.1. Silis jeotermometreleri

Silis jeotermometreleri, silisin su içerisindeki çözünürlüğüne bağlı jeotermometrelerdir (Tablo 5.4). Silisin çözünürlüğü sıcaklık ve basınç ile değişim gösterir. Silis minerali su içerisinde; kuvars, kalsedon, kristobalit, opal ve amorf gibi çeşitli formlarda bulunur. Bu formlar su içerisinde birbirinden farklı kinetik özellik gösterir. Bu farklılıktan yararlanarak hazne kaya sıcaklığını tahmin etmede kullanılan silis jeotermometreleri her silis formu için farklı hesaplamalar içerir. Yüksek sıcaklıklarda rezarvuar kayaktan yüzeye doğru hareket eden sıcak akışkanda hızlı silis çökelişi gözlenmektedir. Sıcaklığı 180 °C'den düşük olan jeotermal sistemlere kalsedon jeotermometresi, 180 °C'den daha yüksek jeotermal sistemlerde ise kuvars jeotermometresinin uygulanması daha uygun görülmektedir (D'Amore ve Arnorsson, 2000).

Kuvars çözünürlüğüne bağlı jeotermometreler, rezarvuar (hazne) sıcaklığının saptanmasında geniş ölçüde kullanılmaktadır. Bu jeotermometreler 150-225 °C sıcaklıklar arasında iyi sonuç vermektedirler. Daha yüksek sıcaklıklarda akiferden, yüzeye doğru hareket eden sıcak akışkanda hızlı silis çökelişi gözlenir. Bu nedenle sıcaklığı 225 °C'nin üzerindeki hazne kayalardan gelen sulara gerçek sıcaklığı yansıtmaz. Silis jeotermometreleri, kimyasal tepkimeyi etkileyen akifer

sıcaklığına veya sıcak suyun yükselirken soğumasına dayanılarak hazırlanmıştır. Silisyumun sıcaklıkla çözünürlüğü artmaktadır. Silisin bu özelliğinden yola çıkılarak çeşitli sıcaklıklar için jeotermometre bağıntıları hazırlanmıştır (Tarcan, 2002).

Çizelge 5.4. Silis (SiO₂) jeotermometreleri ve bağıntıları (Tüm derişimler mg/l)

No	Silis SiO ₂ Jeotermometreleri	Jeotermometre bağıntıları	Değınilen Belgeler
1	SiO ₂ (Amorf silis)	$t=731/(4.52-\log \text{SiO}_2)-273.15$	Fournier, 1977
2	SiO ₂ (α Kristobalit)	$t=1000/(4.78-\log \text{SiO}_2)-273.15$	Fournier, 1977
3	SiO ₂ (β Kristobalit)	$t=781/(4.51-\log \text{SiO}_2)-273.15$	Fournier, 1977
4	SiO ₂ (Kalsedon)	$t=1032/(4.69-\log \text{SiO}_2)-273.15$	Fournier, 1977
5	SiO ₂ (Kuvars)	$t=1309/(5.19-\log \text{SiO}_2)-273.15$	Fournier, 1977
6	SiO ₂ (Kuvars buhar kaybı)	$t=1522/(5.75-\log \text{SiO}_2)-273.15$	Fournier, 1977
7	SiO ₂ (Kuvars buhar kaybı)	$t=1112/(4.91-\log \text{SiO}_2)-273.15$	Amorsson vd., 1983
8	SiO ₂ (Kuvars buhar kaybı)	$t=1264/(5.31-\log \text{SiO}_2)-273.15$	Amorsson vd., 1983
9	SiO ₂ (Kuvars buhar kaybı)	$t=1021/(4.69-\log \text{SiO}_2)-273.15$	Amorsson vd., 1983
10	SiO ₂ (Kuvars buhar kaybı)	$t=1164/(4.90-\log \text{SiO}_2)-273.15$	Amorsson vd., 1983
11	SiO ₂ (Kuvars buhar kaybı)	$t=1498/(5.70-\log \text{SiO}_2)-273.15$	Amorsson vd., 1983

5.3.1.2. Katyon jeotermometreleri

Bir çözeltideki iyonların başka iyonlarla yer değıştirmesinden yola çıkarak oluşturulmuş jeotermometrelerdir (Çizelge 5.5). Na/K jeotermometresi, Na-K-Ca jeotermometresi ve Magnezyum düzeltmeli Na-K-Ca jeotermometresi katyon jeotermometrelerine birer örnektir. Her jeotermometre bağıntısı kendi içerisinde bulunduğu hidrojeokimyasal durumu yansıttığından, aynı element kullanılmasına karşın formüller doğmuştur. Mutlu (1999)'ya göre; katyon jeotermometreleri, belirli çözünmüş elementlerin oranlarını sabitleyen sıcaklık bağımlı değışim reaksiyonlarını esas almaktadır. Oluşum birlikteliğı gösteren alkali feldispatlar arasındaki Na ve K değışimi katyon jeotermometrelerinin esas alındığı temel için verilebilecek en güzel örnektir.

Na/K jeotermometreleri suda fazla miktarda Ca iyonu bulunuyorsa, hazne kaya sıcaklığı hesaplamalarında yüksek değerler verir. Na/K jeotermometrelerinin uygulanacağı sıcak suların pH değeri nötre yakın veya hafif alkali, karbonat çökelmelerinin oluşmaması, $\log(\sqrt{Ca}/Na)$ değerinin 0,5'den az olması koşulları aranmalıdır. Na/K jeotermometreleri, nötr ve alkali, alkali klorürlü, 180-35 °C sıcaklıktaki hazne kayadan gelen sulara iyi sonuçlar vermektedir (Özen, 2002). Na-K-Ca jeotermometrelerinde Ca/Na (mol/l) oranının birden büyük olduğu durumlarda Na/K jeotermometre bağıntıları, hazne kaya sıcaklığı hesaplamalarında çok yüksek değerler vermektedir (Özen, 2002). Jeotermometrenin bu olumsuz yönünü gidermek için Fournier ve Truesdell (1976) tarafından aşağıdaki bağıntı geliştirilmiştir.

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1647}{\log(Na/K) + \beta \log(\sqrt{Ca}/Na) + 2,24} - 273,15$$

Bağıntıda Na, K, Ca, mol/l olarak alınır. B bir katsayıdır. Eğer $\log(\sqrt{Ca}/Na)$ değeri (-) ise $\beta=1/3$, (+) ise $\beta=4/3$ olarak bağıntıya konur. Ayrıca $\beta=4/3$ olarak hesaplanan hazne kaya sıcaklığı 100°C'den fazla ise $\beta=1/3$ alınarak hazne kaya sıcaklığı tekrar hesaplanabilir (Özen, 2002).

Çizelge 5.5 Na/K jeotermometreleri ve bağıntıları (Tüm derişimler mg/l)

No	Silis SiO ₂ Jeotermometreleri	Jeotermometre bağıntıları	Değinilen Belgeler
1	Na/K	$t=933/(0.933+\log \text{Na/K})-273.15$	Amorsson vd., 1983
2	Na/K	$t=1319/(1.699+\log \text{Na/K})-273.15$	Amorsson vd., 1983
3	Na/K	$t=777/(0.70+\log \text{Na/K})-273.15$	Amorsson vd., 1983
4	Na/K	$t=856/(0.857+\log \text{Na/K})-273.15$	Truesdell, 1976
5	Na/K	$t=1217/(1.483+\log \text{Na/K})-273.15$	Fournier, 1976b
6	Na/K	$t=1178/(1.470+\log \text{Na/K})-273.15$	Nieva ve Nieva, 1987
7	Na/K	$t=1390/(1.1470+\log \text{Na/K})-273.15$	Giggenbach vd., 1988
8	Na/K(mmol)	$t=908/(0.692+\log \text{SiO}_2)-273.15$	Fournier, 1979a
9	K/Mg	$t=4410/(13.95+\log \text{SiO}_2)-273.15$	Giggenbach vd., 1983
10	Li/Mg	$t=2200/(5.470+\log \text{SiO}_2)-273.15$	Kharaka ve Mariner, 1989
11	Na/Li	$t=1590/(0.779+\log \text{SiO}_2)-273.15$	Kharaka vd., 1982
12	Na/Li (mmol) Cl>0.3	$t=1000/(0.389+\log \text{Na/K})-273.15$	Fouillac ve Michard, 1981
13	Na/Li (mmol) Cl<0.3	$t=1195/(0.130+\log \text{Na/K})-273.15$	Fouillac ve Michard, 1981
14	Na/Ca	$t=1096(3.08+\log \text{Na/K})-273.15$	Tonani, 1980
15	K/Ca	$t=1930/(3.861+\log \text{Na/K})-273.15$	Tonani, 1980

5.3.2. Birleşik jeotermometre uygulamaları

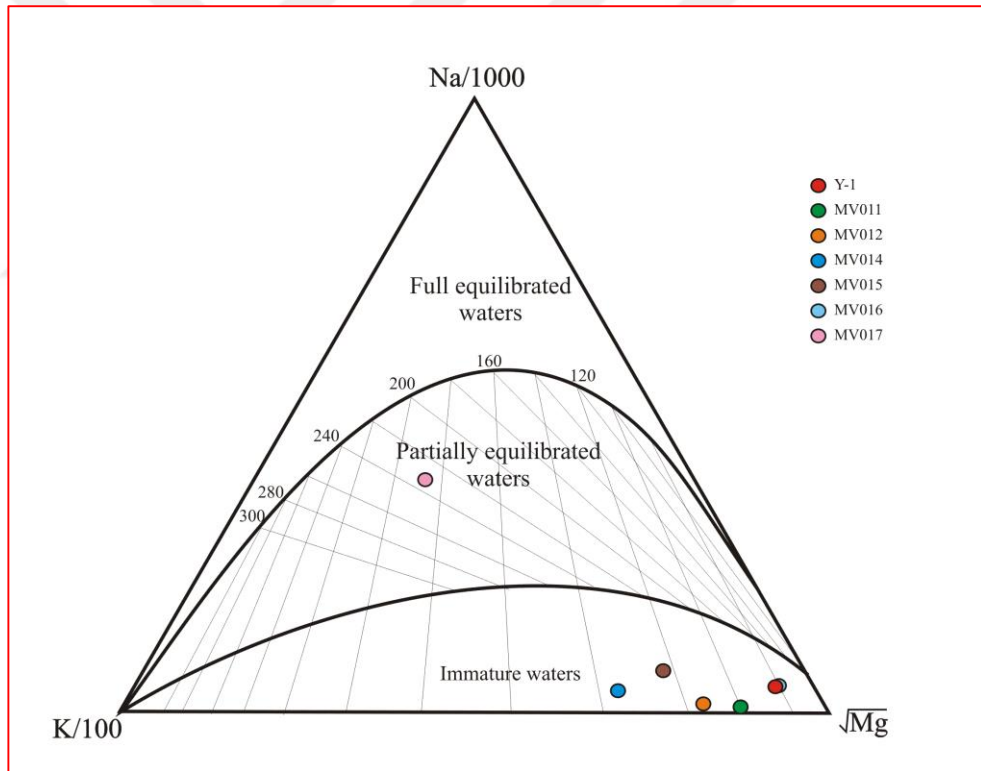
Giggenbach (1988) hazırladığı diyagramla suları içerdikleri Na, K ve Mg iyonlarının mg/l değerlerine dayalı olarak sınıflamıştır. Bu sınıflamaya göre; I.bölgeye düşen sular; su kayaç ilişkisi açısından kısmen dengede, II.bölgeye düşen sular ise su-kayaç ilişkisi bakımından kimyasal dengelenmenin sağlanmamış olduğu sulardır.

Giggenbach (1988)'ın hazırladığı bu diyagramı Fournier (1990) yılında revize etmiş ve diyagram şimdiki halini almıştır. Buna göre diyagram üç bölgeden oluşmaktadır. I. bölgede; Su kayaç ilişkisi bakımından dengede sular, II.bölgede; Kısmen dengelenmiş sular, III.bölgede; Ham sular bulunmaktadır. Fournier II. ve III. Bölgelerin ayırımı, oluşturduğu "Olgunluk Derecesi" (Maturity Index) kavramına dayandırmıştır. Olgunluk indeksi (MI) 2.0'ın altında bulunan sular ham sular sınıfına girerken (III.bölge), olgunluk indeksi değeri 2.0'ın üzerinde bulunan sular ise kısmen veya tamamen olgunlaşmış, su-kaya ilişkisi dengede olan sular sınıfına girmektedir (I ve II. Bölge). Burada bahsedilen olgunlaşma su-

kayaç arasındaki kimyasal dengeye karşılık gelmektedir. Na-K-Mg jeotermometrelerinin sağlıklı sonuçlar verebilmesi için örneklerin mg/l değerlerinin diyagramda dengelenmiş sular sınıfına (I. bölge) düşmesi gerekmektedir.

$$\text{Olgunluk İndeksi (MI)} = [0.315 \log (K^2/Mg)] - [\log (K/Na)] \text{ (Giggenbach, 1998)}$$

Na-K-Mg^{1/2} üçgen diyagramı çözünen termometre uygulamaları ile rezervuar sıcaklığı uygun jeotermal sular arasında açık ayırım yapmak için bir yöntem olarak Giggenbach (1988) tarafından önerilmiştir. Yenice ve yakın çevresinin jeotermal alanından alınan su örneklerinin MV017 “Kısmi Dengelenmiş Sular” diğer tüm sular ise “Ham Sular” sınıfına düşmektedir(Şekil 5.5).



Şekil 5.5. İnceleme alanındaki suların Na-K-Mg diyagramındaki görünümü ve su kayaç denge sıcaklıkları (Giggenbach, 1988)

5.3.3. Çalışma alanındaki jotermometre sonuçlarının değerlendirilmesi

Çalışma alanındaki rezervuar sıcaklığını anlamak için jeotermal suların hidrojeokimyasal analiz sonuçları Aquachem v.3.7 (Calmbach, L., 1999) bilgisayar programında değerlendirilmiştir. Jeokimyasal jeotermometre sonuçları Çizelge 5.6.'da verilmiştir. Uygun jeotermometreler Na/Li ve Na-K-Ca seçilmiş ve rezervuar sıcaklığı 173 ile 232 °C arasında yaklaşık olarak belirlenmiştir.

Çizelge 5.6. Çalışma alanındaki termal suların çözünen jeotermometresine göre sonuçları.

Örnek No	Y-1	MV011	MV012	MV014	MV015	MV016	MV017	
Ölçülen Sıcaklık	45.8	36.0	52	40	54	51	70	Bagıntılar
Kuvars	70	41		66	105	95	154	Fournier 1977
Kuvars	74	49	55	71	105	96	147	Fournier 1977
Mg/Li	53			55		74	217	Kharaka 1989
Na/Li	173	217	208	176	175	215	228	Kharaka 1989
Na/Li	69	111	102	71	71	109	122	Fouillac 1981
Na/Li	75	111	103	77	76	109	119	Fouillac 1981
Na/K	232				370	198	186	Fournier 1973
Na/K	232				354	201	190	Truesdell 1976
Na/K	276				376	249	240	Fournier 1979
Na/K	251				338	227	219	Fournier 1979
Na-K-Ca	186	380	360	319	249	181	226	Fournier 1979
Na-K-Ca	94	161	136	185	135		225	Fournier 1979

5.4. İzotop Jeokimyasal Özellikleri

İzotop, bir atomun aynı sayıda protona, buna karşın farklı sayıda nötrona sahip olan türevleridir. Atomun ağırlığı proton ve nötronların toplam sayısına bağlı olduğundan, aynı atomun izotopları farklı atomik ağırlıklara (atomic mass unit; amu: atomik kütle birimi) sahiptirler. Söz konusu atomik ağırlık farklılığı aynı atomun farklı izotoplarının fiziksel ve kimyasal süreçlerde farklı davranmasına

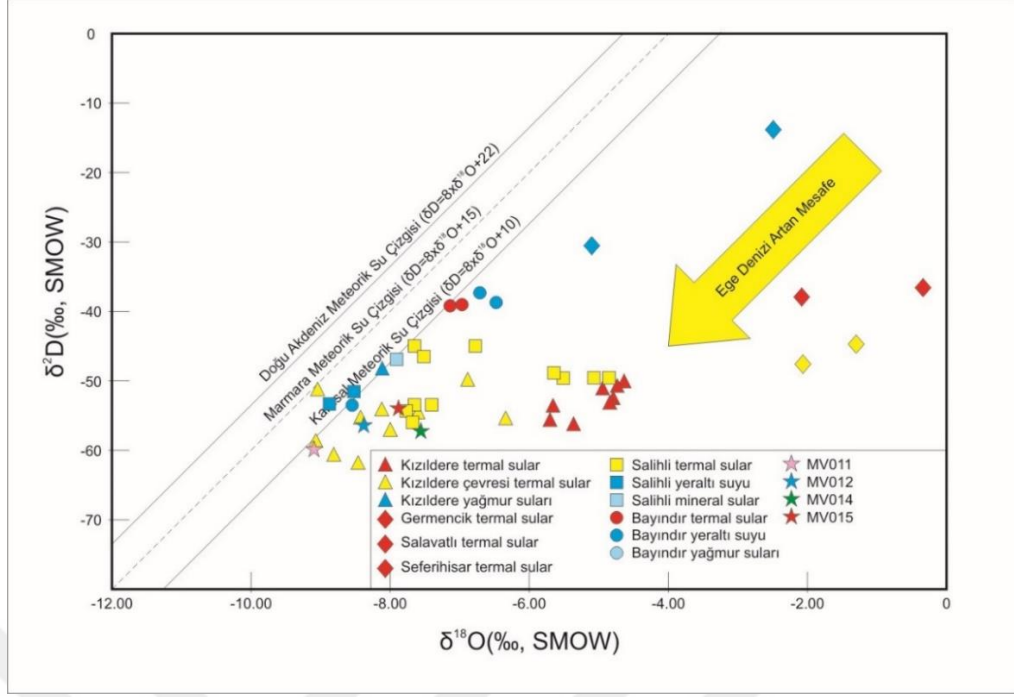
neden olur. Bu durumun bir sonucu olarak; örneğin su molekülünü oluşturan hidrojen ve oksijen atomlarının farklı izotoplarının birbirine olan oranları değişmektedir. Anılan izotop oranlarındaki değişimin incelenmesi sonucunda herhangi bir suyun etkilendiği fiziksel ve kimyasal süreçler belirlenebileceği gibi farklı sular arasındaki olası karışımlar hakkında da yorumlamalar yapılabilir. İzotoplar; sıcaklık ve su kayaç etkileşimine hassasiyetlerinden dolayı jeotermal araştırmalarda etkin bir akifer izleme yöntemi olarak kullanılmaktadır. Oksijen ($\delta^{18}\text{O}$), Döteryum ($\delta^2\text{H}$) ve Tritiyum izotopları termal suların kökeni, yaşı, beslenme alanı, yüksekliği ve yer altında kalış sürelerini tahmin etmede kullanılır. İnceleme alanı ve çevresinde yer alan kaynaklara ait sıcak su örnekleri duraylı Oksijen ($\delta^{18}\text{O}$), Döteryum ($\delta^2\text{H}$) ve Tritiyum içerikleri bakımından incelenmiş, analiz sonuçları (Şekil 5.7)'da verilmiştir. Bu verilere göre yeraltı suyunun dolaşım sistemi ve hidrojeolojik özellikleri aydınlatılmaya çalışılmıştır.

Global Meteorik Su Doğrusu; (GMWL); $\delta\text{D}=8*\delta^{18}\text{O}+10 \text{ ‰}$ (SMOW)

Akdeniz Meteorik Su Doğrusu; $\delta\text{D}=8*\delta^{18}\text{O}+22 \text{ ‰}$ (SMOW) (Gat ve Carmi, 1970)

Marmara Meteorik Su Doğrusu; $\delta\text{D}=8*\delta^{18}\text{O}+18 \text{ ‰}$ (SMOW)

Yenice ve yakın çevresinden alınan Döteryum ($\delta^2\text{D}$), Oksijen ($\delta^{18}\text{O}$) değerleri Özgür(1998) tarafından gerçekleştirilen izotop analizlerine dayanmaktadır. Bu izotop analizlerinde döteryum ($\delta^2\text{D}$) -7,68 ile -9,14 arasında, oksijen($\delta^{18}\text{O}$) -54,9 ile -60,11 arasında değişmektedir. Bu değerler döteryum ($\delta^2\text{D}$) ve oksijen ($\delta^{18}\text{O}$) diyagramına işlenmiştir (Şekil 5.7).



Şekil 5.7. Yenice ve yakın çevresi jeotermal sularında $\delta^2\text{D}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotopu ilişkisi (Özgür, 1998).

6. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

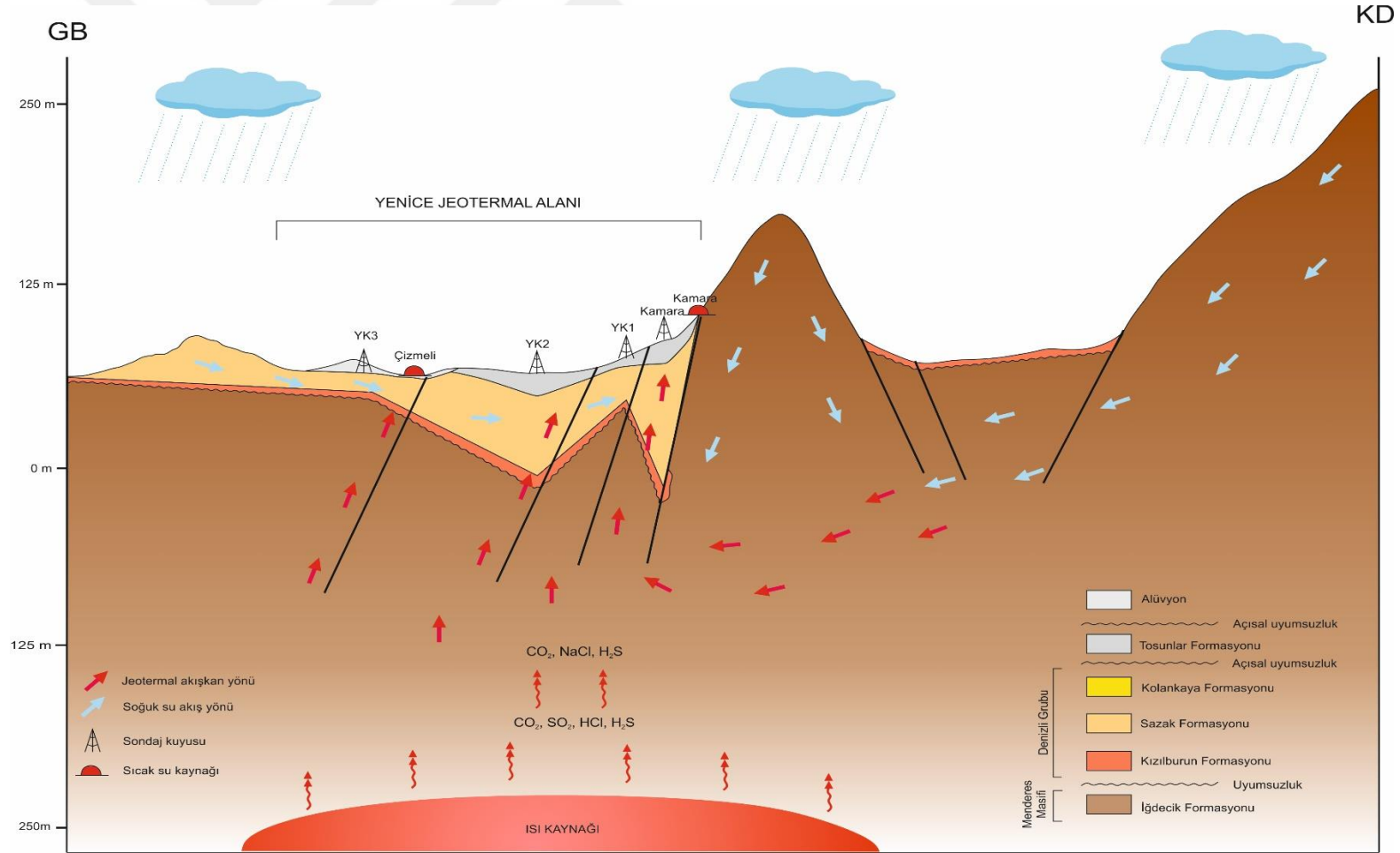
6.1. Yenice, Buldan-Denizli Jeotermal Alanındaki Olası Isı Kaynağı, Jeotermal Sistem ve Tektonik Arasındaki İlişki

Ülkemizde birçok düşük ve orta sıcaklıkta jeotermal kaynak bulunmakta ve bunların çoğu oldukça önemli kırık sistemleri bağlı oluşmaktadır (Serpen ve Mihçakan, 1999; Palabıyık ve Serpen, 2008). Aynı şekilde, Batı Anadolu Bölgesinde bulunan jeotermal sistemlerde benzerdir. Ülkemiz, Alp-Himalaya Dağ Kuşağı içinde yer almaktadır. Batı Anadolu Bölgesinde sınırları belirlenmiş gerilme tektoniği hüküm sürmekte ve burada litosferik gerilim daha çok Alp-Himalaya zonu levhalarının kıtasal çarpışması ile ilişkili olmaktadır. Batı Anadolu Bölgesi, D-B doğrultulu dağlarla ve kalın tortullarla dolu vadiler ile karakterize edilir. Bölge Geç Miyosen başlangıcına kadar, K-G yönünde kısalma yaşamıştır. Tortoniyen başında, bölgede gerilme tektoniği hasıl olmuş, burada kısmi ergimiş kabuk gerilmekte sonrasında ise ince ve kırılğan kabuk şekil almıştır (Yılmaz, 1989; Alptekin vd., 1990; Gemici ve Tarcan, 2002). Türkiye'nin batısında birkaç D-B yönlü uzanım gösteren grabenler vardır. Türkiye'nin önemli jeotermal alanlarının çoğu saha bu grabenlerinde yer almaktadır. Büyük Menderes grabeni bunlardan biri ve D-B uzanımlı olup Denizli'nin doğusundan başlayarak Ege Denizi içinde devam ederek yaklaşık 200 km'ye ulaşır. Büyük Menderes grabeni, Söke'de 35 km, Nazilli'de 35 km, Denizli'de 40 km, Salavatlı'da 10 km ve Buharkent'te 5 km genişlik sunar (Şimşek, 1984). Menderes bloğu 50 milyon yıl önce Sakarya bloğu ile çarpışmış ve daha sonra yüksek sıcaklık metamorfizması ve granit intrüzyonları meydana gelmiştir(Van Hinsbergen vd., 2010), Menderes Masifi'nin ortaya çıkması Neojen döneminde birbiri ardına meydana gelen faylar boyunca oluşmuştur. Güncel çalışmalar, Menderes Masifi'nin iki veya daha fazla oluşum süreci yaşadığını göstermektedir (Seyitoğlu vd., 2004. Dudaklar vd., 2001).

Menderes Masifi'nin ortaya çıkışının ilk aşaması, Geç Oligosen (25 milyon yıl) ile Orta Miyosen (16 milyon yıl) (Seyitoğlu vd., 2004) veya En Genç Oligosen (Purvis ve Robertson, 2005) veya En Son Oligosen-Erken Miyosen (Cavazza vd., 2009)

arasında olmaktadır, ya da Geç Oligosen (25 My) ve Orta Miyosen (16 My) veya Son Oligosen (Seyitoğlu vd., 2004) arasında meydana gelen Erken Miyosen zamanıdır (Agostini vd., 2010). Menderes Masifi metamorfik kayaların yükselmesini ve böylece ortaya çıkışını graben gerilme tektoniği ve transgerilmeli fay sistemlerinin bir sonucu olarak yorumlamaktadır. Bu yüzden Bozkurt vd. (2011) kuzey Menderes Masifinin gerilme tektoniğine bağlı ortaya çıkışı için Geç Oligosen (30 milyon yıl) önermektedir. Cavazza vd. (2011) Ege bölgesini etkileyen gerilme tektoniğinin Menderes Masifinin ortaya çıkmasında bölgesel anlamda önemli rol oynadığını belirtmektedir. Bazı çalışmalarda (i) Erken-Orta Miyosen gerilme tektoniği ve Ege hendeğinin geriye dönüşü ve (ii) Geç Miyosen-Pliyo-Kuvaterner gerilim tektoniği ve Batı Anadolu'da dalan Ege levhasının başlangıcı olmak üzere iki belirli bağlantının olduğunu ileri sürmektedirler. Ege Bölgesi graben sistemi gerilme tektoniğinin zamanlaması Bozkurt ve Sözbilir (2004), Ersoy vd., 2010 ve van Hinsbergen vd. (2010) tarafından detaylı olarak tartışılmıştır. D-B doğrultulu olan üç graben Simav, Gediz ve Büyük Menderes masifini bölmektedir. Batı Anadolu'da graben tipi basenlerin tektonik evrimi epizodik (Bozkurt, 2000; Ersoy vd., 2010) veya darbeli gerilme kuvvetleri (Bozcu, 2010, Purvis ve Robertson, 2004) Geç Senozoyik zamanında kontrol edilir. Bu havzalarda levha içinde oluşan magma sokulumları bulunmaktadır.

Yenice ve yakın çevresindeki en yaşlı birim şist, gnays, mermer ve kalkıştilleri barındıran Paleozoyik yaşlı Menderes Masifidir. Menderes Masifi üzerine sırasıyla Senozoyik yaşlı Kızılburun Formasyonu, Sazak Formasyonu, Kolonkaya Formasyonu ve Tosunlar Formasyonu gelir. Bunları üzerleyen en genç birim ise Kuvaterner yaşlı alüvyon ve travertenlerdir. Açılmaya bağlı gelişen horst graben tektonizması derin kırıklara ve kıtasal kabuğun incelmeye neden olmuştur. İncelen kabuktan kırıklar vasıtasıyla yükselen magma, jeotermal sistemin ısı kaynağını oluşturur. Kuvaterner yaşlı Alüvyon, Sazak Formasyonundaki ait silisifiye kireçtaşları ve Menderes Masifine ait bol kırık çatlaklı şist ve mermerler hazne kaya özelliği gösterirken, Kolonkaya ve Tosunlar Formasyonları Sazak formasyonunu ve Menderes masifini üzerleyerek örtü kaya özelliği gösterir.



Şekil 6.1. Yenice ve yakın çevresinin basitleştirilmiş jeotermal sisteminin basitleştirilmiş hidrojeolojik oluşum modeli (Alçıçek, 2016' den uyarlanmıştır).

6.2. Çalışma Alanının Hidrojeolojik, Hidrojeokimyasal ve İzotop Jeokimyasal Özellikleri

İnceleme alanı olan Yenice ve yakın çevresini gösteren jeolojik haritadan da görülebileceği gibi çalışma sahasının alandaki en yaşlı birim şist, gnays, mermer ve kalkşistleri barındıran Paleozoyik yaşlı Menderes Masifidir. Menderes Masifi üzerine sırasıyla Senozoyik yaşlı Kızılburun Formasyonu, Sazak Formasyonu, Kolonkaya Formasyonu ve Tosunlar Formasyonu gelir. Bunları üzerleyen en genç birim ise Kuvaterner yaşlı alüvyon ve travertenlerdir. Açılmaya bağlı gelişen horst graben tektonizması derin kırıklara ve kıtasal kabuğun incelmesine neden olmuştur. İncelen kabuktan kırıklar vasıtasıyla yükselen mağma, jeotermal sistemin ısı kaynağını oluşturur. Kuvaterner yaşlı Alüvyon, Sazak Formasyonundaki ait silisifiye kireçtaşları ve Menderes Masifine ait bol kırık çatlaklı şist ve mermerler hazne kaya özelliği gösterirken, Kolonkaya ve Tosunlar Formasyonları Sazak formasyonunu ve Menderes masifini üzerleyerek örtü kaya özelliği gösterir.

Bu çalışma esnasında kullanılan Jeokimyasal jeotermometre sonuçları Çizelge 5.6.'da verilmiştir. Uygun jeotermometreler Na/Li ve Na-K-Ca seçilmiş ve rezervuar sıcaklığı 173 ile 232 °C arasında yaklaşık olarak belirlenmiştir. (Çizelge 5.6)

Çalışma sahasının hidrojeokimyasal özelliklerini yorumlayabilmek için sahada bulunan farklı lokasyon noktalarından toplamda 5 su örneği alınmıştır. Sahada belirlenen her lokasyonda in-situ ölçümleri gerçekleştirilmiş, su örnekleri bu ölçümlerden sonra alınmıştır. Ölçülen in-situ parametreleri şunlardır; sıcaklık, redoks potansiyeli (Eh), pH, elektriksel iletkenlik (EC) çözünmüş oksijen(O₂), ve alkalinite olmaktadır. Özet olarak 36 ile 70 °C arasında, PH 6 ile 6.85 arasında ve elektriksel iletkenlik 1950 ile 5000 µS/cm arasında değişkenlik göstermektedir. Detaylı analiz sonuçları bölüm 5'te çizelge 5.1'de gösterilmiştir.

Katyonlar için alınan su örnekleri mümkün olan bakterilere karşı korumak amacıyla derişik HNO₃ koyularak pH değeri 2 ile 3 arasında olacak şekilde asitlenerek muhafaza edilmiştir. Su örnekleri laboratuarda 4 °C'de diğer analizleri yapabilmek maksadıyla bekletilir.

Aşağıdaki katyonlar ve elementler; Na^+ , K^+ , Mg^{+2} , Ca^{+2} , Mg^{+2} , K^+ , Pb^{+2} , SiO_2 , Zn^{+2} , Al^{+3} , Cr^{+3} , Cu^{+2} ve As^{+2} , ICP-OES ve ICP-MS analiz yöntemleri kullanılarak analizleri yapılmıştır (Çizelge 4.1). Buna karşılık anyonlar F^- , Cl^- , NO_2^- , NO_3^- , Br^- , SO_4^{-2} , and PO_4^- iyonkromatografisi (IC) yöntemi ile analizleri gerçekleştirilmiştir (Çizelge 4.1). The HCO_3^- and CO_3^{-2} değerleri arazide gerçekleştirilen alkalinite ölçümleriyle hesaplamaları yapılmıştır. Hidrojeokimyasal analizlerin değerlendirilmesinde, Aquachem v.3.7 (Calmbach, L., 1999) ve PHREEQ C Interactive kullanılmıştır. Hidrojeokimyasal analizleri, çizelge 5.2' de gösterilmektedir.

Yenice ve yakın çevresinin alınan su örneklerinin hidrojeokimyasal analiz sonuçları AQUACHEM v.3.7 (Calmbach, L., 1999) kullanılarak değerlendirmeleri yapılmıştır. Jeotermal sularını tanımlayabilmek ve grafiksel olarak gösterebilmek için de Piper ve üçgen diyagramları hazırlanmıştır (şekil 5.2). Piper diyagramına göre yapılan analiz sonuçları neticesinde çalışma sahası suları genel olarak Ca-Na-HCO₃-SO₄ tipi sular mevcuttur (Çizelge 5.1).

Yenice ve yakın çevresinin jeotermal bölgesi içinde yer alan sular için yapılan izotop analiz değerleri sonucunda yöredeki sıcak suların atmosferik ve antropojenik kökenli olduğu görülmüş olup yoğun kayaç su etkileşimin olduğu da belirlenmiştir. Yine Analiz değerlendirmeleri sonucunda yoğun bir buharlaşma olduğu da belirlenmiştir. Aynı şekilde K/100-Na/1000-(Mg)^{0.5} diyagramında Yenice ve çevresindeki mevcut suların olgun olmayan sular ile kısmi dengelenmiş arasında yer aldığı belirlenmiştir.

Sıcak ve mineralli suların bir diğer sınıflaması da başlıca anyonlara göre (Cl , HCO_3 , SO_4) yapılabilmektedir (Giggenbach, 1991). Çalışma alanındaki sıcak sular bu diyagrama göre SO_4 ve HCO_3 yönünden zengin iken Cl yönünden oldukça fakirdir (Şekil 5.4).

Çalışma sahasındaki jeotermal sular için Ca-Na+K-Mg üçgen diyagramı hazırlanmıştır. Alınan su örneklerinin içerdikleri katyon miktarına (meq/l) göre $\text{Na}+\text{K} > \text{Ca} > \text{Mg}$ şeklinde sıralanabilir (Şekil 5.3).

KAYNAKLAR

- Agostini, S., Tokcaer, M., Yılmaz Savaşçın, M., 2010. Volcanic rocks from Foça Karaburun and Ayvalık lesves grabens (Western Anatolia) and their petogenic-geodynamic significance. Turkish Journal of Earth Sciences 19, S. 57-184.
- Akan, B., 2002, Afyon Ömer-Gecek Sıcak Su Akiferi Hidrojeolojik Modeli, Hacettepe Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 90 S.
- Alçıçek, H., Varol, B., ve Özkul, M. 2007, Sedimentary facies, depositiona environments and palaeogeographic evolution of the Neogene Denizli Basin of SW Anatolia, Turkey. Sedimentary Geology, 202, S. 596-637.
- Alçıçek, H., Bülbül, A., ve Alçıçek, M.C., 2017, Hydrogeochemistry of the thermal waters from the Yenice Geothermal Field (Denizli Basin, Southwestern Anatolia, Turkey). Journal of Volcanology and Geothermal Research 309 (2016) S. 118–138
- Altunel, E., Hancock, P.L., 1993, „Pamukkale Travertenleri Kaç Yaşında. Tübitak Bilim ve Teknik Dergisi 308, S. 496-498.
- Atiker, M., 1993, Pamukkale: TÜBİTAK Bilim ve Teknik Dergisi, 26, 308, S.495-98
- Aydın, H. ve Çakmakoglu, A. 1990, Denizli Yöresi Jeoloji Haritaları, Uşak L21-c3, L22-d4 ve Denizli M22-a1, M22-b2 paftaları, 1:25000.
- Bilgin, A., 1978. Denizli-Babadağ Dolayının Jeolojisi Petrorafisi ve Petrolojisi Doktora, Atatürk.Üniversitesi, Fen Fakültesi, 124 S.
- Bozcu, M., 2010, Geology of Neogene basins of Buldan-Sarıcaova region and their importance in Western Anatolia neotectonics. International Journal of Earth Sciences, S. 851-861.
- Bozkurt, E., Park, R.G. 1994. Southern Menderes Massif: an incipient metamorphic core complex in western Anatolia, Turkey. Journal of the Geological Society London, 151, S. 213-216.
- Bozkurt, E., Park, R.G. 1997a. Evolution of a mid-Tertiary extensional shear zone in the southern Menderes massif, western Turkey. Bulletin de la Societe Geologique de France 168, S. 3-14.
- Bozkurt, E., Park, R.G. 1997b. Microstructures of deformed grains in the augen gneiss of southern Menderes massif, western Turkey and their tectonic significance. International Journal of Earth Sciences 86, S. 109-119.

- Bozkurt, E., Park, R.G. 1999. The structure of the Paleozoic schists in the southern Menderes Massif, western Turkey: a new approach to the origin of the Main Menderes metamorphism and its relation to the Lycian Nappes. *Geodinamica Acta* 12, S. 25-42.
- Bozkurt E. ve Oberhansli, R., 2001, Menderes Massif (western Turkey): Structural, Metamorphic and Magmatic Evolution- Asynthesis. *International Journal of Earth Sciences*, 89, S. 679-708.
- Bozkurt E., Sözbilir, H., 2004. Tectonic evolution of the Gediz Graben: field evidence for an episodic, two stage extension in Western Turkey. *Geological Magazine* 141, S. 63-79
- Bozkurt E., Satır, M., Buğdaycıoğlu, Ç., 2011. Surprisingly young Rb/Sr ages from the Simav extensional detachment fault zone, northern Menderes Massif, Turkey. *Journal of geodynamics* 52, S. 406-431.
- Calmbach, L., 1999. AquaChem Computer code-Version 3.7: Aqueous geochemical analyses, plotting and modelling. Waterloo Hydrogeologic, Waterloo, Ontario, Canada, 184 S.
- Candan, O., 1995. Menderes Masifinde kalıntı granulit fasiyesi metamorfizması. *International Journal of Earth Sciences* 4, S. 35-55.
- Candan, O., 1996, Çine Asması'ndeki (Menderes Masifi) Gabroların Metamorfizması ve Diğer Asmasılarla Karşılaştırılması, *Doğa-Türk Yerbilimleri Dergisi*, 5, S. 123-139.
- Candan, O., Dora, O.Ö., 1998. Granulite, eclogite and blueschists relics in the Menderes Massif: an approach to Pan-African and Tertiary metamorphic evolution. *Geol. Bull. Turkey* 41, S. 1-35.
- Candan, O., Dora, O.Ö., Oberhänsli, R., Çetinkaplan, M., Partzsch, J.H., Warkus, F.C., Dürr, S., 2001. Pan-African high-pressure metamorphism in the Prekambrian basement of the Menderes Massif, western Anatolia, Turkey. *Int. J. Earth Sci.* 89, S. 793-811.
- Canik, B., 1978, Denizli - Pamukkale sıcak su kaynaklarının sorunları. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi* 5, S. 29-33.
- Cavazza, W., Okay, A.I. & Zattin, M., 2009, Rapid early-middle Miocene exhumation of the Kazdağ metamorphic core complex (Western Anatolia). *International Journal of Earth Sciences* 98, S. 1935-1947.
- Cavazza, W., Federica, I., Okay, A.I., Zattin, M., 2011. Apatite fission-track thermochronology of the Western Pontides (NW Turkey). *Rapid communication Geological Magazine*, S. 1-8.

- D'Amore, F., and Arnórsson, S., 2000: Geothermometry. In: Arnórsson, S. (ed.), Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration, development and use. Sampling methods, data handling, interpretation. International Atomic Energy Agency, Vienna, S. 152-199.
- Dannat, C., Reischmann T., 1998. Single zircon ages of migmatites from the Menderes Massif, SW Turkey. Programm des Workshop "Das Menderes Massiv (Türkei) und seine Nachbargebiete, Mainz, S. 68.
- Dora, O.Ö., Kun, N., Candan, O., 1992. Menderes Masifi'nin metamorfik tarihçesi ve jeotektonik konumu. Türkiye Jeoloji Bülteni 35, S. 1-14.
- Dora, O.Ö., Candan, O., Dürr, H., Oberhänsli, R., 1995. New evidence on the geotectonic evolution of the Menderes Massif. In: Proceedings of the International Earth Sci. Col. On the Aegean Region (Pişkin Ö., Ergün, M., Savasçın M.Y, Tarcın, G. -eds), S. 53-72, İzmir.
- Dora, O.Ö., Candan, O., O, Kaya., Koralay, E., Dürr, S., 2001, Revision of Leptitegneiss in the Menderes Massif: a supracrustal metasedimentary origin In: Menderes Massif (Western Turkey): structural, metamorphic and magmatic evolution (Bozkurt, E., Oberhänsli, R.-eds), Int. J. Earth Sci 89, S. 832 - 847.
- El Desouky, H.A. ve diğerleri, 2015, Novel applications of fluid inclusions and isotope geochemistry in unravelling the genesis of fossil travertine systems, The Journal Of International Association Of Sedimentologists, Sedimentology 62, S 27-56.
- Erentöz, C., Ternek, Z., 1968. Türkiyede Termomineral Kaynaklar Ve Jeotermik Enerji Etüdleri, Maden Tetkik Ve Arama Enstitüsü, S. 1-5, Ankara.
- Erişen, B., 1971, Denizli – Dereköy Sahasının Jeolojik Etüdü ve Jeotermal Enerji İmkanları, M.T.A Raporu, No:4665. 34 S.
- Ersoy, Y., Helvacı, C., Sözbilir, H., 2010. Tectono-stratigraphic evolution of the NE-SW trending superimposed Selendi basin: implication for late Cenozoic Crustal extension in Western Anatolia. Tectonophysics 488, S. 210-232.
- Fournier, R.O. and Truesdell, A.H. 1973, An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters, Geochim Cosmochim. Acta, vol. 37, S. 515-525.
- 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. Geothermal Res. Council Trans. 3, S. 221-224.

- Fournier, R.O., 1979b: Geochemical and hydrologic considerations and the use of enthalpy-chloride diagrams in the prediction of underground conditions in hot spring systems. *J. Volc. & Geoth. Res.*, 5, S. 1-6.
- Fouillac, C., Michard, G., 1981, Sodium/lithium ratios in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs. *Geothermics* 10 S. 55-70.
- Fridleifsson, Ingvar B.; Bertani, Ruggero; Huenges, Ernst; Lund, John W.; Ragnarsson, Arni; Rybach, Ladislaus (2008-02-11), O. Hohmeyer and T. Trittin, ed., The possible role and contribution of geothermal energy to the mitigation of climate change (PDF), IPCC Scoping Meeting on Renewable Energy Sources, Luebeck, Germany, S. 59-80.
- Giggenbach, W. F., 1983, Gonfiantini, R., Panichi, C., Geothermal Systems. In: International Atomic Energy Agency, Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology, Tech. Report Series No. 91, IAEA, Vienna, S. 359-379
- Giggenbach, W.F., 1988. "Geothermal solute equilibria - Derivation of Na-K-Mg-Ca Geoindicators. *Geochim Cosmochim Acta* 52, S. 2749-2765.
- Giggenbach, W.F., 1991: Chemical techniques in geothermal exploration. In: D'Amore, F. (coordinator), Application of geochemistry in geothermal reservoir development. UNITAR/UNDP publication, Rome, S. 119-144.
- Gökalt, E., 1971, Pamukkale (Denizli) bölgesinin jeoloji ve hidrojeoloji etüdü: MTA Rap., 4561, 18 S. (yayımlanmamış).
- Gökgöz, A., 1998, Geochemistry of the Kizildere-Tekkehamam-Buldan-Pamukkale geothermal fields, Turkey, Geothermal Training in Iceland 1998, pp. 115-156. Georgsson, L.S. (Ed.), United Nations University Geothermal Training Programme, Reykjavik, Iceland, Tarcan, G., 2005, Mineral saturation and scaling tendencies of waters discharged from wells (>150°C) in geothermal areas of Turkey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 142 S. 263-83
- Göktaş, F. 1990. Denizli M22-b1, b2, b3, paftalarının jeolojisi; MTA Rap. no. 9114, (yayımlanmamış) Ankara.
- Gürel, H. (1997). Kaklık ve Dolayının Jeolojik İncelenmesi, Pamukkale Üniv. Fen Bil. Enst., Yüksek Lisans Tezi, 73 S. (yayımlanmamış).
- Hetzl, R., Ring, U., Akal, C., and Troesch, M., 1995a, Miocene NNE-directed extensional unroofing in the Menderes Massif, southwestern Turkey. *Journal of the Geological Society, London* 152, S. 639-654.
- Hetzl, R., Passchier, C.W., Ring, U., Dora, Ö.O., 1995b, Bivergent extension in orogenic belts: The Menderes massif (southwestern Turkey). *Geology* 23, S. 455-458.

- Hetzl, R., Reischmann, T. 1996. Intrusion age of Pan- African augen gneisses in the southern Menderes massif and the age of cooling after Alpine ductile extensional deformation. *Geological Magazine* 133, S. 565-572.
- Hetzl, R., Romer, R.L., Candan, O., Passchier, C.W. 1998. Geology of the Bozdağ area, central Menderes massif, SW Turkey: Pan-African basement and Alpine deformation. *Geologische Rundschau*, 87, 394-406.
- Karahan, Ç., Kara, İ., Özkan, R. ve Ceyhan, S. (2000). Aydın- Alangüllü –Bozköy sıcaksu sondajı (A-2) Kuyu bitirme raporu, M.T.A derleme no 10469, 43 S.
- Kastelli, M. (1971). Denizli vilayeti güneyinin jeoloji incelemesi ve jeotermal alan olanakları, MTA rapor no:4573, 35 S. (Yayımlanmamış).
- Kharaka, Y.K., Lico, M.S., and Law, L.M., 1982, Chemical geothermometers applied to formation waters, Gulf of Mexico and California basins (abs.). *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 66,588, 145 S.
- Khorshtd, T., 2013, Yenicekent Gölemezli çevresindeki jeotermal alanların hidrojeolojik ve hidrojeokimyasal incelenmesi, Dokuz Eylül Üniversitesi, fenbilimleri enstitüsü, yüksek lisans tezi, 137 S.
- Kıymaz, İ., 2012, Karahayıt (Denizli) yöresinin jeotermal potansiyeli. Süleyman Demirel Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, 46 S.
- Koçak, A., 1976, Denizli–Pamukkale ve Karahayıt Kaplıcalarının Hidrojeoloji Etütü: MTA Rap. No:5670, 21 S., Ankara.
- Koçyiğit, A., Yusufoglu, H., and Bozkurt, E., 1999, Evidence from the Gediz graben for episodic two-stage extension in western Turkey. *Journal of the Geological Society, London* 156, S. 605-616.
- Koralay, O. E., Satır, M. and Dora, O. Ö.,1998, Geochronologic Evidence of Triassic and Precambrian Magmatism in the Menderes Masif, West Turkey, 3rd Int. Turkish Geol. Symp., Abstracts, S. 285, Ankara.
- Kutlu, Ş. D., 2015, Pamukkale (Denizli) Ve Yakın Çevresi Jeotermal Sularının Hidrojeolojik, Hidrojeokimyasal Ve İzotop Jeokimyasal Özellikleri, Süleyman Demirel Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, 90 S.
- Nicholson, K., 1993, *Geothermal Fluids, Chemistry and Exploration Techniques*. Springer- Verlag, Berlin, 263 S.
- Nieva, D. and Nieva, R. 1987, Developments in geothermal energy in Mexico. XII. Acatonic composition geothermometer for prospection of geothermal resources", *Heat Recovery Systems & CPH* 7, S. 243-258.

- Oberhansli, R., Candan, O., Dora O.Ö., Dürr, H., 1997, Eclogites within the Menderes Massif, Western Turkey. *Lithos* 41, S. 135-150.
- Oberhansli, R., Monie, P., Candan, O., Warkus, F.C., Partzsch, J.H., Dora O.Ö., 1998, The age of blueshist metamorphism in the Mesozoic cover series of the Menderes masif. *Schweiz Mineral Petrograp.* 78, S. 309-316.
- Özdemir, A., Tezelli, O., 2008, Türkiye Jeotermal Sularının Jeokimyasal Özelliklerinin Değerlendirilmesi. *Sondaj Ve Uygulamalı Yerbilimleri Dergisi.* 7, S. 52-67.
- Özen, T., 2002. Jeotermal Sahalarda Jeolojik Ve Jeofizik Arama İlke Ve Stratejiler. *Jeotermal Enerji Semineri*
- Özgüler, M.E. Turgay, M.I. ve Şahin, H. 1984, Denizli Jeotermal Alanlarında Jeofizik Çalışmalar, *Maden Tetkik ve Arama Dergisi* 99, S. 129-142.
- Özgür, N., 1998, Aktive und fossile Geothermalsysteme in den kontinentalen Ristzones des Menderes Massives, Wanatolien, Türkei: *Habilitationsschrift, Freie Universität Berlin*, 171 S.
- Özgür, N. ve Karamandere, İ. H., 2015, An Update of the Geothermal Potential in the Continental Rift Zone of the Büyük Menderes, Western Anatolia, Turkey, *PROCEEDINGS, Thirty-Ninth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California, January 26-28, 2015, SGP-TR-204.*
- Özgür, N., Pekdeger, A., Wolf, M., Stichler, W., Seiler, K.-P. und Satir, M., 1998b, Hydrogeochemical and isotope geochemical features of the thermal waters of Kizildere, Salavatli, and Germencik in the rift zone of the Büyük Menderes, western Anatolia, Turkey: preliminary: in: Arehart, G.B. and Hulston, J.R. (eds.): *Proc. Internat. 9th Symp. on Water-Rock Interaction, Taupo, New Zealand, 30 March – 3 April 1998*, S. 645-648.
- Özler, H.M., 1996, Büyük Menderes Havzası Yukarı Çürüksu kesimini hidrojeolojisi incelemesi. *İstanbul Univ., Fen Bilimleri Enst., Doktora Tezi*, 175 S. (Yayınlanmamış).
- Palabıyık, Y., Serpen, U., 2008. Geochemical assessment of Simav geothermal field Turkey. *Revista mexicana de Ciencias Geologicas*, V.25, num,3, S. 408-425.
- Piper, A.M., 1953, A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analyses. *United States Geological Survey, Ground Water* 12, S. 14.
- Powell, T. and Cumming, W.. 2010. Spreadsheet for geothermal waters and gas geochemistry, *Proceedings 35th workshop on geothermal reservoir engineering, Stanford University, California, SGP-TR-188.*

- Purvis M, Robertson AHF., 2004, A pulsed extension model for the Neogene-Recent E-W trending Alaşehir graben and the NE-SW trending Selendi and Gördes Basins, Western Turkey Tectonophysics 391, S. 371-201.
- Reischmann, T., Kröner, A., Todt, W., Dürr, S., Şengör A.M.C., 1991, Episodes of crustal growth in the Menderes Massif, W Turkey, inferred from zircon dating. Terra Abstract, 3, S. 35
- Satır, N., Friedrichsen, H., 1986, The origin and evolution of the Menderes Massif, W. Turkey; a rubidium/strontium and oxygen isotope study. Gel. Rundsch. 75, S. 703-714.
- Semiz, B., 2000, Kocabaş (Denizli) ve yakın çevresi travertenlerinin jeolojisi, Pamukkale Üniversitesi; Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği, Bitirme Tezi, Denizli, S. 44.
- Serpen, U., Mihçakan, M., 1999. Heat flow and related geothermal potentials of Turkey. Geothermal Resources Council (GRC) Annual Meeting. GRC transactions, 23, 485-490.
- Sudo, Y. and A. W. Hurst, 1998: Temperature changes at depths to 150 metres near the active crater of Aso Volcano: Preliminary analysis of seasonal and volcanic effects. J. Volcanol. Geotherm. Res., 81, S. 159-172, doi: 10.1016/S0377-0273(98)00003-1.
- Sun, S. (1990). Denizli - Uşak arasının jeolojisi ve linyit olanakları. M.T.A. raporu, No.9985, 25 S.
- Seyitoğlu, G., Işık, V., Çemen, I., 2004, Complete Tertiary exhumation history of the Menderes Massif, western Turkey; an alternative working hypothesis. Terra Nova 1616, S. 358-364.
- Sözbilir, H. (1995). Stratigraphy and provenance of the Paleocene-Eocene Alakaya Basin in the Denizli Province, southwestern Turkey, IESCA, 1, S. 309-329.
- Şaroğlu, F., Boray, A., Emre, O., 1987, Active faults of Turkey, Mineral Res. Explor. Inst. Turkey, unpubl. Report 8643, 394 S.
- Şengör, A.M.C., 1982, Egenin neotektoniğini yöneten etkenler: In: Batı Anadolunun Genç Tektoniği ve Volkanizması (Erol, O., Öygür, V. -eds.), Türkiye Jeoloji Bülteni. S. 59-71.
- Şengör, A.M.C., Görür, N. and Varoğlu, F., 1985, Strike-Slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape; Turkey as a case study, strike-slip deformation, Basin formation and sedimentation, Society of Economic paleontologists and mineralogists special publication 37, S. 227-264.

- Şengör A.M.C., Yılmaz Y. 1985, Tethyan evolution of Turkey; a plate tectonic approach. *Tectonophysics* 75, S. 181-241.
- Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics* 75, 181-241.
- Şengün, R., 2011, Yenicekent ve Gölemezli çevresinin hidrojeolojisi bitirme tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik Fakültesi (Yayınlanmamış), S. 13-54.
- Şimşek, Ş., 1984, Denizli-Kızıldere-Tekkehamam-Tosunlar-Buldan-Yenice Alanının Jeolojisi ve Jeotermal Enerji Olanakları, Mineral Res. Expl. Direct. Turkey (MTA), Scientific Report No: 7846, 85 S.
- Şimşek, Ş., 1985, Geothermal model of Denizli, Saraykoy-Buldan Area, *Geothermics* 14, S. 393-417.
- Tamgaç, Ö.F, Demirel, V., (1999). Denizli-Gölemezli jeotermal enerji aramaları etüt raporunda, bölgeye ait jeotermal amaçlı jeolojik harita alımı ve jeofizik rezistivite etüdü, MTA dergisi.
- Taner, G., 1974,a, Denizli Bölgesi Neojen'inin Paleontolojik ve Stratigrafik Etüdü, M.T.A. Dergisi, 82, S. 89-125, Ankara.
- Tarcan, G. (2002), Jeotermal Su Kimyası, Jeotermalde Yerbilimsel Uygulamalar, Yaz Okulu Ders Kitabı-JENERUM D.E.Ü.-Mühendislik Fakültesi, İzmir Yayın No:306, S. 198-245.
- Tonani, F., 1980, Some remarks on the application of geochemical techniques in geothermal exploration. In:Proc. Adv. Eur. Geoth. Res.,Second Symposium, Strasbourg, S. 428-443.
- Topal, S. (2006). Kolonkaya formasyonunda ki yumuşak-çökel deformasyon yapıları ve tetikleme mekanizmaları Denizli Havzası, ATAG 10, Poster Sunumu.
- Truesdell, A.H., 1976 Summary of section III. Geochemical techniques in exploration. Proceeding 2nd UN symposium on the development and use of geothermal resources, San Francisco
- Turcotte, D.L; Schubert, G., 2002, *Geodynamics* (2nd edition), Cambridge, England, UK; Cambridge University Press, S. 136-137.
- Uzun, S., 2017, Pamukkale (Denizli) travertenleri oluşumu, geçmişi ve korunması, Süleyman Demirel Üniversitesi, Fenbilimleri enstitüsü, yüksek lisans tezi, 97 S.

- Van Hinsbergen, D.J.J., Dekkers, M.j., Bozkurt, E., Kopman M., 2010b, Exhumation with a twist: paleomagnetic constraints on the evolution of the Menderes metamorphic core complex, Western Turkey. *Tectonics* 29. DOI: 10.1025/2009T/002596.
- Waterloo Hydrogeologic, AquaChem 3.7: Aqueous geochemical analyses, plotting and modelling, (1999) 184 S.
- Westaway, R., 1990, Block rotation in Western Turkey. 1. Observational evidence: *Journal of Geophysical Research*, 95, 19857-19884., 1993, Neogene evolution of the Denizli region of Western Turkey: *Journal of Structural Geology* 15, S37 Wright, J.S. 2000, Tufa accumulations in ephemeral streams: Observations from the Kimberley, NW Australia. *Australian Geographer* 31, S. 333- 347.
- Yaman, D., 2005, Menderes masifi kıtasal rift zonlarında yer alan jeotermal sulardaki yüksek bor değerlerinin kökeni: Süleyman Demirel Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 166 S.
- Yılmaz, Y., 1989. An approach to the Origin of Young Volcanic rocks of Western Turkey. In: *Tectonic evaluation of Tethyan Regions* S. 159-189. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Yılmaz, Y., 2000, Ege Bölgesinin Aktif Tektoniği. Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu (BADSEM 2000). Bildiriler, S. 3-14, 24-27 Mayıs 2000, İzmir.

ÖZGEÇMİŞ

Adı Soyadı : Cihan Aslan

Doğum Yeri ve Yılı : İzmit,1991

Medeni Hali : Bekar

Yabancı Dili : İngilizce

E-posta : aslancihan32@outlook.com



Eğitim Durumu

Lise : 2005-2009 Eğirdir Anadolu Lisesi

Lisans :2009-2015 Süleyman Demirel Üniversitesi Jeoloji
Mühendisliği

Mesleki Deneyim

Metamar A.Ş. 2015-2016

BR Group 2016- Devam Ediyor