T.C. SÜLEYMAN DEMİREL ÜNİVERSİTESİ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

MENDERES MASİFİ KITASAL RİFT ZONLARINDA YERALAN JEOTERMAL SULARDAKİ YÜKSEK BOR DEĞERLERİNİN KÖKENİ

DİLEK YAMAN

DOKTORA TEZİ

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

ISPARTA, 2005

MENDERES MASİFİ KITASAL RİFT ZONLARINDA YERALAN JEOTERMAL SULARDAKİ YÜKSEK BOR DEĞERLERİNİN KÖKENİ

Dilek YAMAN

DOKTORA TEZİ JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI ISPARTA 2005 T. C. SÜLEYMAN DEMİREL ÜNİVERSİTESİ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

MENDERES MASİFİ KITASAL RİFT ZONLARINDA YERALAN JEOTERMAL SULARDAKİ YÜKSEK BOR DEĞERLERİNİN KÖKENİ

DİLEK YAMAN

DANIŞMAN PROF.DR. NEVZAT ÖZGÜR

DOKTORA TEZİ JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

ISPARTA, 2005

Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürlüğü'ne,

Bu çalışma jürimiz tarafından JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI'nda DOKTORA TEZİ olarak kabul edilmiştir.

- Başkan : Prof.Dr. Nevzat Özgür
- Üye : Prof.Dr. Cahit Helvacı
- Üye : Prof.Dr. Fuzuli Yağmurlu
- Üye : Prof.Dr. Saim SARAÇ
- Üye : Prof.Dr. Tevfik İsmailov

ONAY

Bu tez 25/10 / 2005 tarihinde Enstitü Yönetim Kurulunca belirlenen yukarıdaki jüri üyeleri tarafından kabul edilmiştir.

..... /..... /2005

Prof. Dr. Çiğdem SAVAŞKAN

İÇİNDEKİLER

Savfa
i
ii
iv
vi
viii
x
1
1
1
13
10
23
38
38
42
44
49
49
49
60
60
61
89
104
110
110
119
119
124
124
125
128
133
136
138
144
168

ÖZET

Bu çalışma kapsamında Menderes Masifi kıtasal rift zonlarında yüzeylenen sıcak suların hidrojeolojik, hidrojeokimyasal, izotop jeokimyasal davranışları incelenmiştir. Büyük Menderes, Küçük Menderes ve Gediz kıtasal rift zonlarında gelişen jeotermal alanların birbirleriyle ilişkileri ve bu sularda bulunan yüksek değerlerdeki borun oluşum koşulları belirlenmiştir.

Büyük Menderes kıtasal rift zonunda yüzeylenen sıcak sular genellikle Na⁺-HCO₃⁻⁻SO₄⁻² / Na⁺-HCO₃⁻² ve Na⁺- (Cl⁻)-HCO₃⁻ tipli su özelliğindedir. Buna karşın Gediz kıtasal rift zonunda gelişen jeotermal sular Na⁺-HCO₃⁻ / (Na⁺) Ca⁺²-HCO₃⁻-SO₄⁻² Küçük Menderes kıtasal rift zonunda yüzeylenen Bayındır jeotermal suları ise Na⁺-Ca⁺²-Mg⁺²-HCO₃⁻ / Na⁺-Ca⁺²-SO₄⁻²-HCO₃⁻ tipli sulardır.

Na⁺-K⁺-Ca⁺²-Mg⁺² katyonları ile Cl⁻-SO₄⁻²-HCO₃⁻ anyonları Menderes Masifinde bulunan tüm sularda kayaç-su etkileşiminin hakim olduğunu gösterir. Pamukkale dışındaki tüm sahalarda plajiyoklas ayrışması hakimdir. Tüm sahalarda en etkin hidrojeokimyasal süreç, jeotermal alanın bulunduğu farklı litolojiye sahip rezervuar kayaçlar ve sıcak suların etkileşimidir. Bu durum; hidrojeokimyasal verilerle belirgin olarak ortaya çıkmaktadır. Na⁺-K⁺-Mg⁺² diyagramına göre Büyük Menderes kıtasal rift zonunda yüzeylenen Gölemezli, Tekkehamam, Yenice ve Pamukkale'deki sıcak sular dengeli olmayan sular, Kızıldere, Salavatlı, Ilıcabaşı ve Germencik sahaları ise su-kayaç ilişkisinin kısmen dengede olduğu sular sınıfına girer. Gediz ve Küçük Menderes kıtasal rift zonunda yüzeylenen jeotermal sular ise dengelenmemiş sular özelliği gösterir. $\delta^{18}O/\delta^{2}H$ verilerine göre Menderes Masifi kıtasal rift zonlarında yüzeylenen tüm jeotermal sular meteorik su özelliği gösterir. Bu ilişkiye göre Kızıldere, Salavatlı ve Germencik sahaları su kayaç etkileşiminin en yüksek olduğu derin dolaşımlı sular, Pamukkale ve Gölemezli'de bulunan sıcak sular ise hızlı çevrime sahip sığ sular özelliği gösterir.

Pamukkale jeotermal alanında trityum değeri 3.3 (TU) iken Germencik jeotermal alanında bu değer 0.7 (TU) değerindedir. Bu durum Pamukkale jeotermal alanında yüksek oranda meteorik soğuk su girişimi ile ilişkilidir. Bu sahalarda düşük sıcaklık ve daha sığ sular etkindir. Salihli jeotermal alanında geniş bir aralık sunan ³H (trityum) değerleri jeotermal sulara graben tektoniği nedeni ile soğuk su girişiminin etkin olduğunu gösterir. Kurşunlu jeotermal sahasında karstik özellikteki mermerler sığ rezervuar kayaları oluşturur. ³H izotopları bu alanda meteorik suların fazla karışımı ile bu veri uyumluluk gösterir. ³H değerinin 3.3±1.3 (TU) değeri Bayındır jeotermal alanındaki sıcak sulara da önemli oranlarda soğuk su karışımı etkinliğini ifade eder.

Salavatlı ve Germencik jeotermal alanlarında Cl⁻ ve Na⁺ değerleri birbirine yakın ve oldukça yüksektir. Bu alanlarda δ^{18} O değerleri deniz suyuna yakın değerler gösterir. Bu alanda Cl⁻ artışına bağlı olarak trityum değerleri belirgin bir azalma gösterir. Bu alanlarda HCO₃⁻ / Σanyonlara bağlı olarak yapılan hesaplamalarda tuzlu su karışımı belirlenmiştir. Tüm bu veriler bu alanlarda tuzlu su karışımı olabileceğini işaret eder.

Su-kayaç etkileşimi Menderes Masifi kıtasal rift zonlarında yüzeylenen sıcak sularda bulunan bor artışının en büyük nedenidir. Büyük Menderes, Küçük Menderes ve Gediz kıtasal rift zonunda bor değerleri açısından farklılıklar gözlenmiştir. Bu değişiklikler su-kayaç etkileşiminin ve hazne kaya özelliği taşıyan birimlerin farklılığından kaynaklanmıştır. Dolayısıyla sıcak suların etkileşim içerisinde bulunduğu litolojinin önemini ortaya çıkmaktadır. Burada, gnays/mikaşist sıcak su etkileşimi sıcak sularda bor artışına neden olmaktadır. Bor, ikincil Na ve Kfeldspatlarda bu minerallerin yapısına katılır. Borun tetrahedral kristal kafes uzunluğu Si-O'dan küçüktür. Bor tetrahedral kristal kafes yapısı içinde Si ve Al yerine geçebilir (Christ ve Harder, 1969; Grew ve Anovitz 1996). Zira kafes boyutu Al-oksit (1.76 A⁰) ve B-oksit (1.48 A⁰) iyonik yarıçaplarına bağlıdır. Menderes Masifi kıtasal rift zonlarında bulunan sıcak sular bikarbonat tipli sulardır ve akışkan içinde CO₂ gazı bulunur. CO₂ gazı ve sıcaklık bor taşıyan minerallerin çözünürlüğünü arttırır.

Bor tipik olarak oldukça dayanıklı turmalin mineralinin ana bileşenidir. Turmalin sıcak sularda çok düşük çözünürlüğe sahiptir. Turmalin minerali pH değeri asidiknötr arasında olan akışkanlar ile etkileşim sonucu duraylı olmasına rağmen, alkali akışkanlarda duraysız hale geçer (Frondel vd., 1947; Frondel ve Collette, 1957; Morgan ve London, 1989; London vd., 1996; Grew, 1996; London ve Morgan, 1996). Menderes Masifinde bulunan jeotermal sular yüksek CO₂ içerikli asidik sulardır. Bu nedenle çalışma alanına ait jeotermal sularda turmalin mineralinden bor getirim olasılığı düşüktür.

Batı Anadolu'da en yüksek He değeri Kula volkanında (2.8 R_A) ve Denizli'de (3.7 R_A) olarak bulunur (Güleç vd., 2002). Batı Anadolu'da Neojen volkanizmasına katılan bir kısım manto helyumu, güncel gerilme tektoniği sonucu, kırık zonları boyunca, kabuğun derin kısımlarına kadar ulaşan yeraltısuları ile yüzeye taşınmaktadır. Denizli'de güncel sismik aktivite vardır. Yüksek R/R_A oranı ve sismik aktivite yeraltında oluşan güncel bir magmatizma ile ilişkili olabilir (Güleç vd., 2002). Batı Anadolu'da Miyosen kalk-alkali volkanizması okyanusun kapanmasından sonra kıta çarpışması ve buna bağlı olarak kabuk kalınlaşması sonucu ortaya çıktığı düsünülmektedir (Yılmaz, 1990). Bu volkanizma yitimle ilişkili olaylar sonucunda zenginleşmiş alt kıta litosferinden türemiştir (Seyitoğlu vd., 1997). Tüm bu magmasal etkiler borun magmadan getirimini sonuçlar. Menderes Masifinde bulunan jeotermal sulardaki bor tümü ile magmadan kaynaklanmamaktadır. Zira tüm jeotermal alanların hidrojeokimyasal, izotop jeokimyasal ve bor değerleri oldukça farklılıklar sunar. Germencik ve Salavatlıda bor değerleri (50.70-74.60 mg/l) Bayındır sahasına (0.70-0.99 mg/l) göre çok yüksektir. Bu fark litolojik değişimlerin B^{+3} açısından önemini ortaya koyar. Pamukkale ve Bayındır jeotermal alanlarında gözlendiği gibi sığ rezervuar kayaç derinlikleri ve aktif fay sistemi jeotermal alanlara getirimine neden olur. Bu da jeotermal suların yüksek oranda yeraltısuyu sıcaklığının düşerek su-kayaç etkileşimin azalmasına ve bor oranının düşmesine neden olur.

ANAHTAR KELİMELER : Menderes Masifi, kıtasal rift zonu, jeotermal sular, sukayaç etkileşimi, bor.

ABSTRACT

The Menderes Massif continental rift zones are divided into three parts as Büyük Menderes, Küçük Menderes and Gediz continental rift zones. The aim of this study is to determine the hydrogeological, hydrogeochemical and isotope geological features and the origin of high boron contents in the geothermal waters in Menderes Massif continental rift zones.

The water types in Büyük Menderes continental rift zone are generally $Na^+-HCO_3^--SO_4^{2^-}/Na^+-HCO_3^{2^-}$ and $Na^+-Cl^-+HCO_3^-$ whereas the geothermal waters in Gediz continental rift zone are of $Na^+-HCO_3^-/Na^+-Ca^{2+}-HCO_3^--SO_4^-$ type and $Na^+-Ca^{2+}-HCO_3^--SO_4^{-2-}$ in Bayındır area of Küçük Menderes continental rift zone.

 Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} cations and Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} anions indicate that water-rock interaction dominate in all geothermal waters in Menderes Massif. Plagioklas weathering dominates in geothermal waters except Pamukkale geothermal area. The most important hydrogeochemical process is interaction with different lithologie of reservoir rocks and hot waters. According to Na⁺-K⁺-Mg²⁺ diagram, the geothermal waters in Gölemezli, Tekkehamam, Yenice and Pamukkale areas Büyük Menderes continental rift zone display non-equilibrium waters whereas Kızıldere, Salavatlı, Ilicabaşı and Germencik areas indicate the partly equilibrium waters. The geothermal waters in Gediz and Küçük Menderes continental rift zones are features of nonequilibrium waters. Germencik area respect to Pamukkale and Gölemezli indicate the deep-circulated waters. Pamukkale, Gölemezli and Yenice areas together with Gediz continental rift zone and Kücük Menderes continental rift zone are made up of shallow-circulated waters having low-temperature. The hydrogeochemical, isotopic and geothermometer values in Germencik, Ilıcabaşı, Bozköy, Salavatlı areas indicate the deep-circulated meteoric waters effect and water-rock interaction with metamorphic rocks of Menderes Massif.

Tritium value is 3.3 (TU) in Pamukkale geothermal waters whereas Germencik Geothermal waters have 0.7 (TU). It is related with mixing high portion of meteoric waters into Pamukkale geothermal area. So, this area has low temperature and shallow-circulated waters. Tritium values show that Salihli, Kurşunlu and Bayındır geothermal area have mixing cold groundwater.

Salavath and Germencik geothermal waters Cl^- and Na^+ ions values are quite high and very close each other. In these areas, while Cl^- values increasing tritium values decreasing clearly. These evaluations and calculation of HCO_3^- / Σ anion values show that mixing with brines in these geothermal waters.

The boron enrichment in the meteoric waters in Büyük Menderes continental rift zone suggests that the water-rock interaction is an important process in the geothermal systems. Bayındır area have very low boron value, display very low water-rock interaction effects. Different lithologies of reservoir rocks and mixing with cold groundwater result from different boron contents of geothermal waters. Boron takes place in secondary minerals of Na and K-feldspars. Boron substitutes for Si and Al in the tetrahedral crystal lattice (Christ ve Harder, 1969; Grew ve Anovitz 1996). In geothermal areas of Menderes Massif HCO_3^- is the dominant ion so these waters include CO_2 . High temperature and CO_2 increase solubility of boron bearing minerals.

Boron is the main component of tourmaline mineral. Tourmailine is quite durable, very low solubility in the hot waters. Although tourmaline is durable acidic-neutral pH values, it is not durable in alcali fluids (Frondel vd., 1947; Frondel ve Collette, 1957; Morgan ve London, 1989; London vd., 1996; Grew, 1996; London ve Morgan, 1996). Geothermal waters of the study area, probability of boron derived tourmalines is low.

The highest He value is in the Kula volcanism (2.8 R_A) and Denizli (3.7 R_A) in west Anatolia (Güleç vd., 2002). Mantle helium with Neogene volcanism transports to the surface along the active fault zones formed extensional tectonism. Denizli has recent seismic activity. High R/ R_A ratio and seismic activity can relate with recent magmatism in the ground. So boron can derive from magma but not completely. Because there are many differences hydrogeochemical, isotope geochemical features and boron contents in the geothermal waters of Menderes Massif. Germencik and Salavatlı geothermal waters have high value in respect of Bayındır geothermal waters (50.70-74.60 mg/l). Geothermal waters circulated in different lithologies and cold groundwater mixing result from different boron contents.

KEY WORDS: Menderes Massif, continental rift zone, geothermal waters, waterrock interaction, boron.

ÖNSÖZ

Bu tez çalışması, 2000 - 2005 yılları arasında Süleyman Demirel Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı ve Jeotermal Enerji Yeraltısuyu ve Mineral Kaynakları Araştırma ve Uygulama Merkezi bünyesinde SDÜ Bilimsel Araştırma Projeleri Yönetim Birimi tarafından parasal desteklenen (i)"Menderes Masifi Kıtasal Rift Zonlarında Yeralan Jeotermal Sulardaki Yüksek Bor Değerlerinin Kökeni" (proje no: 423) ve (ii)"Büyük Menderes Kıtasal Rift Zonunda Bulunan Kızıldere Jeotermal Sisteminin Hidrojeokimyasal İncelenmesi" (proje no: 509) araştırma projeleri kapsamında gerçekleştirilmiştir.

Beni tez öğrencisi olarak kabul eden, yapıcı eleştirileri ile tezi yönlendiren, 2000 - 2005 yılları arasında çeşitli projelerde beraber çalışma imkanı veren ve araştırma laboratuvarında olanaklar sağlayarak bu tezin oluşmasında katkı sağlayan, Sayın Prof. Dr. Nevzat Özgür'e (SDÜ, Isparta) teşekkür ederim.

Arazi ve laboratuvar çalışmalarında katkılarıyla bana eşlik eden meslektaşım Öğr. Gör. Selma Altınkale'ye (SDÜ, İsparta) teşekkür ederim.

Su örneklerindeki izotop analizleri GSF-Institute of Hydrogeology, Neuherberg, Almanya'da gerçekleştirilmiştir. Bu analizlerin yapılmasını sağlayan Manfred Wolf ve Willibald Stichler'e teşekkür etmek istiyorum.

Yapıcı eleştirileri ile tezi yönlendiren değerli görüş ve katkılarından dolayı Sayın Prof. Dr. Fuzuli Yağmurlu'ya (SDÜ, Isparta), Sayın Yrd. Doç. Dr. Ömer Elitok'a (SDÜ, Isparta) ve Sayın Dr. Semih Gürsu'ya (MTA) müteşekkirim.

Tezin jeoloji bölümünün oluşmasında yapıcı görüş ve eleştirileri için Sayın Prof. Dr. M. Cemal Göncüoğlu (ODTÜ) ve Sayın Prof. Dr. Erdin Bozkurt'a (ODTÜ) sonsuz teşekkür ederim.

Yapıcı görüş ve katkılarından yararlandığım Sayın Prof. Dr. Saim Saraç'a (SDÜ, Isparta) ve su jeokimyası konusunda bilgi birikiminden yararlandığım Sayın Doç. Dr. Gültekin Tarcan'a (DEÜ, İzmir) teşekkür ederim.

Varlıkları ile tez çalışmamı her aşamada sabırla destekleyen ve her zaman/her an yanımda olan, eşsiz değerleri ile çalışmama şevk veren ailemin her bir ferdine teşekkür borçluyum.

Dilek YAMAN Ağustos 2005

ŞEKİLLER DİZİNİ

		Sayfa
Şekil 1.1.	Bor elementinin farklı jeolojik ortamlar içindeki döngüsü ve konsantrasyonu	4
Şekil 1.2.	Filosilikat minerallerinde bor dağılımı	6
Şekil 1.3.	Kayaçlarda bor dağılımı	10
Şekil 3.1.	Menderes Masifinin jeolojik haritası	25
Şekil 3.2.	Menderes Masifinin genelleştirilmiş sütun kesiti	27
Şekil 3.3.	Batı Anadolu'da bulunan grabenlerin Erken Miyosen'den günümüze	
	kadar gelişim evrelerini gösteren şematik blok diyagram	31
Şekil 3.4.	Alpin sıkışma ve izleyen gerilme deformasyonları ile ilişkili K-G	
	yönlü şematik enine kesit	32
Şekil 4.1.	Çalışma alanında yerinde ölçümlerden bir görünüm	39
Şekil 4.2.	Arazide örnek alımı ve in-situ ölçümleri	41
Şekil 5.1.	Çalışma alanında bulunan Büyük Menderes, Küçük Menderes ve	
	Gediz kıtasal rift zonlarında gelişen drenaj sistemleri, ana nehirler ve	
	tektonik hatlar	49
Şekil 5.2.	Kızıldere jeotermal alanından bir görünüm	50
Şekil 5.3.	Kızıldere ve çevresindeki jeotermal alanların jeolojik haritası	51
Şekil 5.4.	Kızıldere ve çevresinde bulunan arama ve üretim kuyularındaki	
	kayaç birimlerine ait sütun kesit	52
Şekil 5.5.	Kızıldere jeotermal alanının enine kesiti	53
Şekil 5.6.	Pamukkale hidrotermal alanının GB-KD yönlü enine kesiti	54
Şekil 5.7.	Germencik jeotermal alanının jeoloji haritası	55
Şekil 5.8.	Salavatlı jeotermal alanının jeoloji haritası	56
Şekil 5.9.	Salavatlı jeotermal alanının enine kesiti	57
Şekil 5.10.	Salavatlı jeotermal sahasındaki kuyuların (AS-1 ve AS-2) sütun kesiti	58
Şekil 5.11.	Salavatlı, Germencik (Büyük Menderes kıtasal rift zonu ve Salihli	
	(Gediz kıtasal rift zonu) jeotermal alanlarının basitleştirilmiş kuyu	
	logları	59
Şekil 5.12.	Çalışma alanında bulunan sıcak sulara ait Piper diyagramı	72
Şekil 5.13.	Büyük Menderes kıtasal rift zonlarında yer alan sıcak sulara ait	
	iyonların değer aralıkları ve eşik değerleri	79
Şekil 5.14.	Menderes Masifi kıtasal rift zonlarında gelişen jeotermal sularda	
	sıcaklık/iyon ilişkileri	84
Şekil 5.15.	Menderes Masifi kıtasal rift zonlarında gelişen jeotermal alanların Cl	
	ile diğer iyonlar arasındaki ilişkiler	86
Şekil 5.16.	Menderes Masifi kıtasal rift zonlarında bulunan sıcak suların T	
	(°C)/pH, Eh/pH, O ₂ /T (°C), pH/HCO ₃ ilişkileri	89
Şekil 5.17.	Büyük Menderes kıtasal rift zonunda yüzeylenen jeotermal alanların	
	anyon ve katyon içeriklerinin gözlendiği Pie diyagramı	94
Şekil 5.18.	Büyük Menderes kıtasal rift zonunda yüzeylenen jeotermal alanların	
	anyon ve katyon değişimleri	95
Şekil 5.19.	Büyük Menderes kıtasal rift zonunda yüzey sıcaklıkları ile	
	hesaplanan rezervuar sıcaklıkları arasındaki ilişki	101
Şekil 5.20.	Menderes Masifi kıtasal rift zonunda gelişen jeotermal alanların Na ⁺ -	
	K^+ - Mg^{+2} üçlü jeotermometre değişim diyagramında kaya-su ilişkileri.	102
Şekil 5.21.	Menderes Masifi kıtasal rift zonunda gelişen jeotermal alanların	
	Mg ⁺² -Ca ⁺² / K ⁺ -Na ⁺ ikili jeotermometre değişim diyagramında kaya-	

	su etkileşimi	
Şekil 5.22.	Çalışma alanına ait δ^{18} O değerleri dikkate alınarak jeotermal suların kökensel oluşumlarına ampirik bir yaklaşım	
Salvil 5 22	Colore clare cit S^{18} O us ² U instanlar arounda used a landar barrier	
Şekii 5.25.	Çalışına alanına alt o O've H izotopları arasında yapılan korelasyon	
G 115 04		
Şekii 5.24.	Buyuk Menderes kitasal filt zonunda bulunan jeotermal alanlarin, s^{2} L s^{18} O (t^{16} (s^{3} L) (t^{16} (s^{16} (s^{16} (s^{16}))	
G 1 1 5 95	$\delta^{-}H$, $\delta^{-}O$, trityum (⁻ H) ve Cl (mg/l) ilişkileri	
Şekil 5.25.	Menderes Masifif kitasal rift zonunda yuzeylenen jeotermal sahalarin $P^{+3/OP}$	
G 1 1 5 9 6	B^{+s} CI değişim eğrisi.	
Şekil 5.26.	Buyuk Menderes kitasal rift zonunda yüzeylenen birimlere ait B	
~	ıçerikleri	
Şekil 5.27.	Büyük Menderes kıtasal rift zonunda yüzeylenen kayaçlara ait Al_2O_3 -	
	$K_2O-SiO_2-Na_2O$ oksitlerine karşın B ⁺³ oksit değişim diyagramı	
Şekil 5.28.	Kızıdere ve çevresinde bulunan kayaçlarda yapılan yıkama (leaching)	
	testleri ile elde edilen B^{+3} değerleri	
Şekil 5.29.	Menderes Masifi kıtasal rift zonunda gelişen sıcak suların B^{+3}	
	içeriğine bağlı değişim diyagramları	
Şekil 5.30.	Menderes Masifi kıtaşal rift zonunda gelişen sıcak suların δ^{18} O, δ^{2} H	
	ve ³ H içeriklerinin B ⁺³ konsantrasyonları ile ilişkileri	
Şekil 5.31.	Menderes Masifi kıtasal rift zonunda bulunan sıcak suların oluşumu	
	ve bor zenginleşmesi	
Şekil 5.32.	Gediz kıtasal rift zonunun jeoloji haritası	
Şekil 5.33.	Gediz Grabeni Güney kenarı boyunca alınan basitleştirilmiş enine	
	kesit	
Şekil 5.34.	Gediz grabeninin stratigrafisi ve diğer çalışmalarla karşılaştırılması	
Şekil 5.35.	Bayındır (Küçük Menderes Kıtasal Rift Zonu) ve çevresinin jeoloji	
-	haritası	
Şekil 5.36.	Bayındır jeotermal alanının K-G yönlü enine kesiti	
Şekil 5.37.	Kurşunlu-Çamurlu ve Bayındır jeotermal sularının anyon ve katyon	
-	% içeriklerine ait Pie diyagramı	
	• •	

ÇİZELGELER DİZİNİ

3		Sayfa
Çizelge 1.1.	Jeolojik çevrim içerisinde bor oranları (Smith, 2002)	2
Çizelge 1.2.	Dünyadaki bor yataklarının rezervleri ve tahmini ömürleri	5
	(Helvacı, 2004)	5
Çizelge 1.3.	Farklı kökenli sularda saptanan B konsantrasyon değerleri	11
Çizelge 4.1.	Çalışmada kullanılan yerinde ölçüm cihazları ve özellikleri	40
Çizelge 4.2.	Bu çalışmada analiz yapılan elementler ve çalışma yöntemleri.	43
Çizelge 5.1.	İnceleme alanındaki yeraltısuyu ve jeotermal suların	
	hidrojeokimyasal analiz sonuçları	71
Çizelge 5.2	Büyük Menderes kıtasal rift zonlarında bilinen jeotermal suların	
	Piper diyagramına (Piper, 1953) göre belirlenen su tipleri	73
Çizelge 5.3.	Büyük Menderes kıtasal rift zonunda yüzeylenen jeotermal	
	sahaların in-situ (yerinde) ölçüm değer aralıkları	87
Çizelge 5.4.	Su-kayaç etkileşimine bağlı olarak belirlenen sonuçlar	
~	(Hounslow, 1995'den düzenlenmiştir)	96
Çizelge 5.5.	Na', K', Ca' ² - Mg' ² katyonlari ile Cl ⁻ -SO ₄ ⁻² -HCO ₃ anyon	
	değişimleri ve kalsıt doygunluk indeksi (Hounslow, 1995'den	. –
	důzenlenmiştir).	97
Çızelge 5.6.	Na', K', Ca' ² - Mg' ² katyonlari ile Cl -SO ₄ ² -HCO ₃ anyon	
	degişimlerine bağlı olarak kaya-su etkileşimi (Hounslow,	07
C^{*} 1 C^{*}	1995 denduzenlenmiştir)	97
Çizelge 5./.	Buyuk Menderes kitasal rift zonunda gelişen jeotermal alanların	
	yuzeyde olçulmuş sıcaklık- jeotermometre yontemi kullanılarak	
	nesapianiniş rezervuar sıcaklıkları ve uygulanan jeolermal	100
Cizalga 5 8	yontenner	100
Çizeige 5.8.	Çanşma alanına alt o O, o H ve trityum H[10] izotop analiz	105
	Solluçian	105
Cizolgo 5 0	Suların Biper diyagramına görə belirlənən su tinləri	126
Cizelge 5.10	Sularin Fiper divagramma gore bennenen su upren	120
Çizeige J.10.	CKRZ/KWKRZ hudki sicak sulahi Na, K, Ca - Mg katyonlari ile ClSO4-2-HCO2 anyon değişimleri ve kalsit	
	dovgunluk indeksi (Hounslow 1995'den düzenlenmistir)	135
Cizelge 5 11	GKRZ/KMKRZ'ndaki sıcak suların Na ⁺ K ⁺ Ca^{+2} - M σ^{+2}	155
ç.20160 0.111.	katvonları ile Cl ⁻ -SO ₄ ⁻² -HCO ₃ anvon değisimlerine bağlı olarak	
	kava-su etkilesimi (Hounslow, 1995'den düzenlenmistir)	135

1. GİRİŞ

1.1. Çalışmanın Amacı

Menderes Masifi kıtasal rift zonlarında gelişen jeotermal alanlar, günümüze kadar birçok araştırıcının dikkatini çekmiş ve bölgede jeolojik, jeokimyasal, hidrojeolojik ve izotop jeokimyasal çalışmalar yürütülmüştür. Batı Anadolu'da geniş bir alanda yüzeylenen jeotermal kaynaklardaki kayaç-su etkileşimi ile ilgili tartışmalar günümüze kadar süregelmiştir. Bu çalışmanın amacı öncel çalışmaları dikkate alarak Menderes Masifi kıtasal rift zonlarında (i) hidrojeolojik, hidrojeokimyasal ve izotop jeokimyasal çalışmalarla jeotermal suların kökeni ve jenezinin belirlenmesi, (ii) jeotermal sularda kayaç-su etkileşiminin hidrojeokimyasal modellenmesi ve (iii) bu zonlarda gelişen yüksek bor içeriğinin kökenine jeokimyasal, hidrojeokimyasal ve izotop jeokimyasal çalışmalarla yaklaşımda bulunmaktır.

1.2. Bor

Bor (B) ilk olarak 1808 yılında Sir Humpery Davy ve Gay-Lussac tarafından tanımlanmıştır. Jacques Thenard ise bor trioksidin potasyum ile indirgenmesi ve borik asidin elektrolizi sonucunda bor'u elde etmiştir. Periyodik sistemin 3. grubunda yer alan bor elementi tetragonal-hekzagonal kristal yapısında olup, doğada kristalin ya da amorf bulunuşludur. Atom ağırlığı 10.81, e⁻ konfigürasyonu 1s²2s²2p¹ olan kristalin borun yoğunluğu 2.33 gr/cm³, amorf borun ise 2.34 gr/cm³, tür. 2300 ^oC sıcaklıkta eriyen ve 2550 ^oC sıcaklıkta kaynayan borun sertliği 9.3 (Mohs ölçeğine göre) düzeyindedir ve elmastan sonra en sert doğal gereçtir. Borun elektrik iletkenliği oda sıcaklığında düşük, yüksek sıcaklıklarda ise daha yüksektir (Bayrak vd., 2001). Aynı zamanda borik asit (H₃BO₃ ya da HBO₂⁻) olarak ifade edilen bor, jeotermal çalışmalarda su jenezinin tanımlanmasında kullanılan önemli bir iyondur (Nicholson, 1993).

Üç değerli bor (B^{+3}) iyonik potansiyelinin yüksek olmasından (i = 13.0) dolayı doğada serbest olarak bulunamaz. Bunun yerine volkanik -kökenli- kaynak sularında

ortoborik asit veya bor ve kolemanit türünden boratlar olarak yer alır. Silikatlar ya da O_2 ile birleşmiş olarak bor tuzları bileşikleri de mevcuttur. Bor elementinin Na⁺, Ca⁺² ve Mg⁺² ile oluşturduğu bileşikler ise doğada yaygındır. Na⁺, Ca⁺², Mg⁺², Mg⁺²-Ca⁺², Sr⁺-borat minerallerinin sayısı ise 100'den fazladır (Bayrak vd., 2001, Kistler ve Helvacı, 1994).

Doğada ender olarak bulunan ve en duraysız elementlerden olan bor, yerkabuğunda 10 ppm'den daha az oranda bulunur (Wedepohl, 1978). Borun yerküredeki ortalama dağılımı ise 3 ppm'dir. Bor doğal olarak iki duraylı izotopa sahiptir; ¹⁰B (%18,98) ve ¹¹B (%81,02) (Bainbridge ve Nier, 1950). B iz element olarak üst kabukta (sialik kabuk) 15-36 ppm (Taylor ve McLennan, 1995; Leeman vd., 1992; Wedepohl, 1995), alt kabukta (simatik kabuk) 2 ppm (Shaw vd., 1988; Taylor ve McLennan, 1985; Leeman, 1992), ve mantoda 0.1-0.5 ppm (Taylor ve McLennan, 1995; Leeman ve Sisson, 1996) olarak bulunur (Çizelge 1.1.).

Rezerv	Bor (ppm)
Atmosfer	
Hava	10
Yağmur	0.3 - 15
Hidrosfer	
Okyanus	4.5
Nehir	0.015
Litosfer	
Kıtasal kabuk	
Üst kabuk	17
Alt kabuk	2
Okyanussal kabuk	
Üst kabuk	32
Alt kabuk	3
Manto (magma)	0.08

Cizelge 1.1. Jeolojik cevrim icerisinde bor oranları (Smith, 2002)

Boratlar %57 oranında cam (izolasyon ürünü, cam yünü, tekstil fiberglas, ısıya dayanıklı malzemeler), %18 seramik (cila, sır), %17 deterjan ve sabun ve %8 oranında tarımsal gübre olarak kullanım alanı bulmaktadır (Helvacı, 2004). Bor kimyasının özellikle 2. Dünya Savaşı'ndan sonra hızla gelişmesi bugün konsantre, rafine ürün ve nihai ürün şeklinde borun en az 250'yi aşkın kullanım alanının

oluşmasına neden olmuştur. Bor ilave edildiği malzemelerin katma değerlerini yükseltmekte, bu nedenle bugün sanayinin tuzu olarak adlandırılmaktadır. Gelişen teknolojiler, bor kullanımını ve bora bağımlılığı artırmakta, borun stratejik mineral olma özelliği giderek daha da belirginleşmektedir (DPT, 1988).

Kimyasal karakterlerinden dolayı bor; hareketli ve kolay parçalanma özelliğine sahiptir. Hidrosfer özellikle okyanuslar 4.45 ppm değerinde bor içerir (Çizelge 1.1.; Şekil 1.1.). Borca zengin diğer ana kaynaklar üst kabuk ile alt mantodur. Jeolojik zaman içinde bor hareketinin mantodan üst kıtasal kabuğa doğru olduğunu gösterir. Ayrıca bor simektit killer, demir hidroksitler ve diğer kıtasal mineral fazları üzerine deniz sularından absorbsiyonu nedeniyle üst okyanussal kabukta zenginleşir (Smith, 2002). Su borun hareketini arttıran önemli bir faktördür. Yüksek çözünürlüğü ve yüksek sıcaklığa bağlı uçucular nedeniyle üst kıtasal kabukta bor zenginleşmesi gözlenir. Borun yukarı doğru hareketi magmadaki borun tüketilmesini sonuçlar (Bkz. Çizelge 1.1; Bkz. Şekil 1.1.). Atmosferde bulunan borun varlığı deniz yüzeyinde oluşan uçucular ve havada asılı katı ve sıvı partiküller ile ilişkilidir. Kıtasal kayaçlardaki ayrışma ve erozyon biyosferdeki borun ana kaynağıdır (Şekil 1.1.; Smith, 2002).

Kayaç oluşturan minerallerden filosilikatlar (borat ve borosilikatlar dışında) genellikle çok yüksek konsantrasyonlarda bor içerir (London vd., 1996). Bor karakteristik olarak metamorfik (ve magmatik) mikalarda 10-200 ppm'dir; beyaz mikalar biyotitlere göre çok yüksek değerlerde bora sahiptir (Harder, 1975 a; b; Ahmad ve Wilson, 1981; Truscott vd., 1986). Ditsen (kıyanit) ve andalusit 200 ppm'den daha yüksek oranlarda bor içermezken, sillimanitler 2000-3200 ppm bor içerir (Grew ve Hinthorne, 1983; Grew vd., 1990). Feldspat ve kuvarslar <10 ppm, ve amfibol, piroksen gibi diğer silikatlar <5 ppm bor içerir (Trõscott vd., 1986; Shaw vd., 1988). Yüksek dereceli alüminyumlu protolitler içinde bulunan kornerupin yaklaşık % 4.7 B_2O_3 içerir (Grew, 1983). Reedmergrenit (NaBSi₃O₈) borca zengin sedimenter formasyonlarda (Milton vd., 1960) ve peralkalin pegmatitlerde (Dusmatov vd., 1967; Grew vd., 1993) bulunur.



Şekil 1.1. Bor elementinin farklı jeolojik ortamlar içindeki döngüsü ve konsantrasyonu (Watanabe, 1964). (1) Borun kayaçlardaki ortalama içeriği (g/t); (2) borun ekzojenik konsantrasyonu (%); (3) borun endojenik konsantrasyonu (%); Ss-sasolit; Ux-üleksit; Cl-kolemanit; Pd-pandermit; Ke-kernit; In-inderit; Bc-borasit; Sz-szaibelyit; L-ludvigit; K-kotoit, J-jimboit [Mn₃(BO₃)₂], Dt-datolit; Ax-aksinit; T-turmalin; Br-braunit

Bor; sedimanlar ve sedimenter kayaçlarda, filosilikat, borosilikat minerallerinde (turmalin, aksinit, grandidierit vs.), ve borat mineralleri (boraks, kolemanit ve üleksit vb.) içinde oldukça yüksek oranlarda bulunur (Leeman ve Sisson, 1996). Ekonomik olarak işletilen dünya bor rezervinin büyük bir kısmı sedimenter kayaçlar içerisinde ve denizel olmayan evaporitik yataklarda (non-marine evaporites) gelişmiştir (Palmer ve Swihart, 1996; Palmer vd., 2004, Şekil 1.1.). Bu yataklar özellikle karasal alanlarda ve kapalı-tuzlu-alkalin göl fasiyesinde gelişmiştir ve belirli düzeyde B₂O₃, Na₂O, CaO, ve MgO doygunluğuna ulaşmış doğal eriyiklerden göllerde çökelme ile oluştuğu bilinmektedir. Göl ortamında kimyasal çökelimi denetleyen etmenler çözeltinin bileşimi, pH düzeyi ve sıcaklıktır. Denizel kökenli tuz

yataklarında, tuzların yığışım sırası, buharlaşma süreci ertesinde karbonat-sülfatklorür dizilimini yansıtır (Helvacı, 2003).

Türkiye'deki borat yatakları dünyanın en büyük bor rezervine sahiptir ancak üretim bakımından Türkiye ABD'den sonra ikinci sırada yer almaktadır. (Çizelge 1.2.). Türkiye Senozoyik yaşlı denizel olmayan evaporit yataklara sahiptir ve borat yataklarının tümü bu alanlarda gelişmiştir (Palmer vd., 2004). Bigadiç ve Sultançayır (Balıkesir), Kestelek (Bursa), Emet (Kütahya) ve Kırka (Eskişehir) borat yatakları Batı Anadolu'da Miyosen volkanizması sırasında playa-göl volkanosedimenter tortullar içinde bulunur (Helvacı, 2004). Dünyanın en büyük bor rezervine sahip olan Türkiye bu liderliğini dünya pazarına taşımalıdır.

Çizelge 1.2. Dünyadaki	bor yataklarının rezervle	eri ve tahmini ömü	rleri (Helvacı,
2004)			

Ülke	Bilinen Ekonomik Rezerv (milyon ton)	Toplam Rezerv (milyon ton)	Bilinen Rezervin Ömrü (yıl)	Toplam Rezervin Ömrü (yıl)
Türkiye	244.000	563.000	155	389
ABD	40.000	80.000	28	55
Rusya	40.000	60.000	28	69
Çin	27.000	36.000	19	25
Şili	8.000	41.000	6	28
Bolivya	4.000	19.000	3	13
Peru	4.000	22.000	3	15
Arjantin	2.000	9.000	1	6
Kazakistan	14.000	15.000	10	10
Toplam	363.000	885.000	253	610

Bor pelitik ve psamitik sedimenter kayaçlarda detritik ve diyajenetik turmalin olarak da yoğunlaşabilir. Ancak bu kayaçlarda bor genellikle hacimsel baskınlıkları ve güçlü olarak parçalanmalarından dolayı kil mineralleri içinde yerleşir. Sonuç olarak, güncel pelajik sedimenter kayaçlar ve şeyller nispeten 13-300 ppm aralığında yüksek konsantrasyonda bor içerir (Harder, 1970; Vengosh vd., 1991; Moran vd., 1992). Bor elementini etkin bir şekilde adsorbe ettiğinden illit, serizit gibi bazı kil minerallerinde bor konsantrasyon değeri yüksektir (Şekil 1.2.).



Şekil 1.2. Filosilikat minerallerinde bor dağılımı (Faust vd., 1956; Stavrof ve Khitrov, 1960; Moxham, 1965)

60 ^oC'nin üzerindeki sıcaklıklarda diyajenez sonucunda oluşan (Spivack vd., 1987) bazı denizel istiflerle ilişkili killer 1000-2000 ppm arasında bor içerirler (Eugster ve Wright, 1960; Stubican ve Roy, 1962; Harder, 1975; Şekil 1.2.). Bor kil minerallerine ek olarak bazı organik maddelerce adsorbe edilir (Parks ve White, 1952).

Floyd vd (1998) borat yataklarındaki borun iki ana kaynağı olduğunu belirtir (i) B (ve Li) zenginleşmesine neden olan denizaltı alterasyonuna uğramış okyanussal kabuk, (ii) deniz sularından adsorbe olan pelajik sedimentler. Her iki durumda da bor ikincil filosilikatlar içinde bulunur. Çalışmaya göre okyanussal malzemenin dalmabatma ile ilerleyen metamorfizmaya uğrayarak dehidrasyon sonucunda mantodan borca zengin hidrotermal akışkan serbest kalmaktadır.

Metamorfik kayaçlarda, metamorfik akışkandan bor azalışı veya artışına bağlı olarak yeni mineral topluluğu meydana gelir (Leeman ve Session, 1996). Düşük dereceli metamorfizmalarda turmalin, yüksek bor konsantrasyonuna sahipken düşük ve orta derecelerde muskovit önemli miktarlarda bor içerir (Henry ve Dutrow, 1996). Sperlich (1990)'a göre ilerleyen metamorfizma şartlarıyla birlikte metapelitler içindeki turmalin önemli bir bor kaynağıdır. Ayrıca yüksek dereceli metamorfizma koşulları altında gelişen sillimanit minerali de önemli oranlarda bor içerdiği Grew ve Hinthorne (1983) tarafından iddia edilmiştir. Grew vd. (1990) ise granulit fasiyesinde sillimanit içindeki bor seviyesinin sıcaklığın fonksiyonu olarak arttığını ortaya koymuştur. Bunun yanısıra kornerupin, dumordiyerit, grandiderit ve safirin minerallerin de yüksek miktarlarda bor içeridiği Grew vd. (1990) tarafından belirtilir. Gerileyen metamorfizma esnasında ise borosilikatlar açısından turmaline dönüşümün olağan olduğu Ackermand vd. (1984) ve Visser (1995) tarafından saptanmıştır. Metapelitik kayaçlarda ise bor içeriği 100-1000 ppm arasında değişim gösterir (Grew vd., 1990; Hounslow, 1995). Bor; özellikle kuvars damarlarında, turmalin içeren gnayslarda, illit-klorit-feldspat ve kuvars-klotitçe zengin şistlerde zenginleşirken mermer ve gabroyik kayaçlarda belirgin bir fakirleşme gösterir (Vengosh vd., 2002). Sedimenter şeyller ve kumtaşları ilerleyen metamorfizmaya uğradıklarında, farklı bor içeriğine sahip muskovit, paragonit, kordiyorit ve montmorillonit gibi mineraller oluşur (Henry ve Dutrow, 1996).

Bor tipik olarak oldukça dayanıklı turmalin mineralinin ana bileşenidir. Turmalin, kimyasal ayrışma sırasında çok nadir bozunur ve genel olarak kumtaşı içinde ayrışmamış mineral olarak yer alır (Hounslow, 1995). Sıcak sularda turmalin minerallerinin duraylılığı basınç ve sıcaklıktan çok akışkanın bileşimi ile ilgilidir. Turmalin minerali pH değeri asidik-nötr arasında olan akışkanlar ile etkileşim sonucu duraylı olmasına rağmen, alkali akışkanlarda duraysız hale geçer (Frondel vd., 1947; Frondel ve Collette, 1957; Morgan ve London, 1989; London vd., 1996). Morgan ve London (1989) adlı araştırmacıların yaptıkları deneylerde pH=5.5-6durumunda turmalin-plajiyoklas-hornblend veya turmalin-biyotit-albit mineralleri arasında dengelenme vardır. pH değerinin daha yüksek olduğu durumlarda turmalinler duraysız hale geçer (çözünür veya mineral büyümesi durur). Bu deneylerde kullanılan kayaçlarda toplam B₂O₃ değeri %25 oranındadır. Düşük dereceli metamorfizma gösteren metapelitik kayaçlarda yeralan turmalinlerin birçoğu anateksiye kadar duraylı kalabilir (London vd., 1996).

Mittwede vd. (1992), çalışmalarında Menderes Masifi kayaçlarında farklı petrojenik koşullarda oluşan turmalinler oldukça yaygın olduğunu belirtir. Masifte turmalinitler

7

özellikle çok yüksek konsantrasyonlarda bor içerir. Turmalin sedimentler ve magma içinde bor normal bollukta bulunurken bazı kayaçlarda metamorfik ve metasomatik prosesleri yansıtır. Ayrıca ileri-geç magmatik evrede veya hidrotermal akışkanlarla ilgili olarak granitik kayaçlarla yer değiştirme sonucu ortaya çıkar.

Karasal sedimanlar yaklaşık 100 ppm bor içerirken pelajik denizel killer çoğunlukla 100-1000 ppm bor içerir. Sedimentlerdeki bor konsantrasyonu artışı; kil mineralleri ve filosilikat minerallerinin ayrışması ile ilgilidir (Henry ve Dutrow, 1996; Bkz. Şekil 1.1.).

Kalkerli sedimenter kayaçlarda, kil mineralleri genellikle bor elementinin taşıyıcısıdır (Harder, 1970). Sedimenter kayaçları oluşturan diğer mineraller de az oranda bor içerir. Karbonatlı sahalarda, -özellikle yüksek basıncın etkin olduğu alanlarda gelişen aragonit minerali- bor konsantrasyonu yaklaşık 1.5-2 kat daha fazla zenginleşme gösterir. Az olgunlaşma gösteren sedimenter kayaçlarda (kumtaşı, arkoz) ve denizel karbonatlı kayaçlarda ise bor konsantrasyonu belirgin oranda düşer (Watanabe, 1964; Harder, 1975; Leeman ve Sisson, 1996). Hanry ve Dutrow (1996)'a göre kalkerli metasedimenter kayaçlarda ve skarn zonlarında turmalin, serendibit, danburit, datolit, aksinit ve vezüvyanit gibi mineraller önemli miktarlarda B içerebilir (Henry ve Dutrow, 1996).

Mafik ve ultramafik kayaçlar içindeki birincil magmatik minerallerin bor içerikleri oldukça düşüktür (Henry ve Dutrow, 1996). Altere olmamış mafik kayaçlarda ise bor içeriği 10 ppm den daha düşüktür. (Spivack ve Edmond, 1987; Spivack vd., 1987; Chaussidon ve Jambon, 1994). Bununla birlikte bu kayaçlarda metamorfizma ve alterasyon sonucunda yeni oluşan neo-mineraller (olasılıkla mika mineralleri) önemli miktarlarda bor içerebilir (Henry ve Dutrow, 1996). Örneğin, altere olmamış MORB'da gelişen volkanik camlar 0.5-1 ppm, altere olmamış MORB bazaltları (Mid-ocean ridge basalts) 0.5-2.2 ppm bor içerirken, düşük sıcaklıktaki alterasyon sonucunda bu kayaçlarda bor zenginleşmesi gelişebilir (>200 ppm; Bergeron, 1989; Moran vd., 1992). Ayrışmış okyanussal kabukta ortalama 25 ppm bor gözlenir (Moran vd., 1992). 150 ^oC'nin üzerindeki sıcaklıklarda, bor dolaşım yapan sularla ya

da hidrotermal akışkanlar yoluyla okyanussal kabuktan yıkanarak gelebilir (Seyfried vd., 1984; Bergeron, 1989; Berndt ve Seyfried, 1990; Şekil 1.3.).

Borun ilksel kaynağı ve daha sonra zenginleşmesi yitim ile ilişkili ortamlardır. İlerleyen dehidrasyon sonucunda altere olmuş okyanussal kabuk ve sedimentlerden borca zengin akışkanlar serbest kalır (Floyd vd., 1998). Yay alkali volkanizması borun ana taşıyıcısıdır. Daha sonra bor hidrotermal aktivitelerle ilişkili olarak borat şeklinde yataklanır. Güncel yitimle ilişkili olmayan ve bor içeren volkanizma daha önceden kıta kabuğu içinde yer alan yay kökenli silisik magmatik kayaçları kısmi ergimeye uğratarak boru açığa çıkarır (Floyd vd., 1998). Yitim zonu üzerinde yer alan aktif kıta kenarındaki borun yanal dağılımı pelajik sedimentlerin varlığı ve/veya dalmış olan altere okyanussal kabuğun neden olduğu yersel tektonik ve volkanik koşullarla kontrol edilir (Floyd vd., 1998).

Bor yataklarının birçoğu kıtasal rift zonlarında bulunur. Volkaniklerin püskürme ortamları (a) eş zamanlı olarak yitimle ilişkili kıta kenarları ya da (b) kıtasal çarpışma sıkışma rejimi sonucu oluşabilir (Floyd vd., 1998). Örneğin Batı Anadolu'da Miyosen kalk-alkali volkanizması okyanusun kapanmasından sonra kıta çarpışması ve buna bağlı olarak kabuk kalınlaşması sonucu ortaya çıktığı düşünülmektedir (Yılmaz, 1990). Bu volkanizma yitimle ilişkili olaylar sonucunda zenginleşmiş alt kıta litosferinden türemiştir (Seyitoğlu vd., 1997).

Borca zengin granitik kayaçlar genellikle silisli ve peralüminyum karakterlidir. Peraliminyumlu magmaların tektonik yapısı Prekambriyen yaşlı temel olabilir. Fanerozoyik'te S- tipli granit ve pegmatitler; tipik olarak kıta çarpışması (çarpışma tektoniği) ile şekillenen dağ kuşaklarındaki anateksinin post-tektonik ürünleridir. Bu gibi kayaçların çoğundaki Sr izotop oranı tam olarak kesin olmasa da baskın olarak kıtasal kökeni yansıtır. Bor içeren uçucu elementler juvenil metasedimenter kaynaklardan magmanın derivasyonu ile ilişkilidir. Li, Be, Cs ve B elementlerinin yüksek seviyeleri; çoğu magmanın olası kaynağının beyaz ve siyah mikalar ve kuvars ve plajiyoklas minerallerini bol olarak içeren metasedimantler olduğunu işaret eder (Grew, 1996; London ve Morgan, 1996). Bor içeren uçucu elementlerin bol oranda gözlenmesi, juvenil bir metasedimenter kaynaktan türemiş magmalarla ilişkili olmalıdır (Pearce, 1996).



Şekil 1.3. Kayaçlarda bor dağılımı (Leeman ve Sisson, 1996) ARCS: volkanik ada yayları, OIB: okyanus ada bazaltları, MORB: Okyanus ortası sırt bazaltları

Borca zengin meta-alüminyumlu granitlere doğada daha az oranda rastlanır. Dolayısıyla alkali magmatizma sonucu bor zenginleşmesi ile ilgili veri bugüne kadar gözlenmemiştir (Leeman ve Sisson, 1996). Buna karşın bor, peralüminyum'lu kayaçlarda daha zengindir (Leeman ve Sisson, 1996). Buna ek olarak borca zengin alkali magmalar, su içermeyen peralüminyum özellikli sıvıların, fraksiyonal kristalleşme ile oluşabileceği Grew (1996) tarafından iddia edilir.

Bor volkanik sistemlerde uyumsuz olarak davranır ve kristal parçalanması yolu ile eriyikte zenginleşir. Bu nedenle bor magmatizmanın feslik ve silisli ayrımlaşmasında zenginleşme eğilimindedir (örn; granitlerde). Magmada B olarak korunur (London vd., 1996). Riyolitik tüflerden oluşan derivitifikasyon ürünü olarak oluşan Kfeldspat minarallerinde ise %1 oranında bor gözlenir (Martin, 1971). Bu oran Al⁺³ ile B mineralinin magmatik kökenli feldspatlarda yer değişimi ile ilgili olduğu Grew ve Anovitz (1996) tarafından belirtilir. Bor kaynağı, bor taşıyan mineraller olduğu kadar akışkanlarda olabilir (Çizelge 1.3.). Yeryüzündeki sular su-kayaç etkileşimine bağlı olarak çok geniş aralıklarda bor değerleri sunarlar (Henry ve Dutrow, 1996). Bor, genellikle sularda B(OH)₃ [veya $H_3BO_{3(aq)}$] ve B(OH)₄ [veya $H_2BO_{3(aq)}$] olarak bulunur. pH değerinin 8,7 den küçük olması halinde, sularda B(OH)₃ baskındır ve bor killer tarafından yüksek oranlarda adsorbe edilemez. pH değerinin 8,7 den büyük olması durumunda ise bu sularda B(OH)₄ baskındır ve bor kil mineralleri tarafından kolayca adsorbe edilebilir (Spivack vd., 1987).

Akışkan	B range (ppm)	Referans
Deniz suyu	4.52	Spivack ve Edmond, 1987
Tatlı sular	0.01	Arnorrson vd., 1989, Aggarwal vd., 1992
Nehir ve akarsular	0.01-0.02	Drever, 1981
Sedimenter sular	0.2-1.9	Arnorrson vd., 1989, Aggarwal vd., 1992
Tuzlu sular	0.6-2160	Arnorrson vd., 1989, Aggarwal vd., 1992
S1cak sular ve fumeroller	0.0052000	Arnorrson vd., 1989, Aggarwal vd., 1992
Tuz gölleri ve boraks gölleri	0.5-9000	Christ ve Harder, 1978

Çizelge 1.3. Farklı kökenli sularda saptanan B konsantrasyon değerleri

Borun açık denizlerdeki ortalama konsantrasyonu yaklaşık 4.52 ppm (Spivack vd., 1987) olup, nehir ve akarsulara göre (yaklaşık 0.01-0.02 ppm) çok daha yüksektir (Drever, 1981). Bor okyanus sularında Cl⁻ ve diğer halojenlerle birlikte yaklaşık benzer oranlarda bulunur. Borik asit (H₃BO₃ veya HBO₃) olarak da tanımlanan bor, jeotermal çalışmalarda önemli bir yer tutar. Cl⁻/B⁺³ oranı ise ana rezervuar kaynağının oluşum koşullarını belirlenmesi açısından önemlidir. Ancak bu oran kullanılırken dikkat edilmesi gerekir, nitekim aynı rezervuar kaynaklar farklı Cl⁻/B⁺³ oranına sahip olabilirler. Bu farklılıklar daha derinlere gidildikçe litolojinin farklılaşmasını işaret edebilir (örneğin yatay bir sedimenter tabaka veya yanal akış boyunca kil minerallerinin boru absorbe etmesi gibi). Sedimenter kaynaklı bazı rezervuarlarda bor, evaporitlerin ayrışması sonucunda ortaya çıkabilir (Nicholson, 1993).

Bor levha tektoniği ile ilişkili dalma-batma zonlarındaki sıcak kayaçlar (hot rocks) ile jeotermal suların etkileşimi sonucu kayaçlardan yıkanarak zenginleşir (Smith, 2002). Jeotermal sulardaki yüksek bor konsantrasyonu Wildbad (Almanya) ve

Lardello (İtalya)'da olduğu gibi turmalin ve datolit gibi diğer borat minerallerinin kristalleşmesi ile ilgili olabilir. (Cavarretta ve Puxeddu, 1990). Kimyasal ve izotopik çalışmalar, jeotermal sulardaki borun büyük bir kısmının kayaçlardan yıkanarak geldiğini göstermiştir (Palmer ve Sturchio, 1990). Başka bir ifadeyle, jeotermal sular içindeki bor konsantrasyonu, rezervuar kayaçlarla çözeltilerin ilişkisine bağlı olarak gelişmiştir. Örneğin, Giggenbach (1995), Taupo jeotermal alanının (i) düşük B⁺³/Cl⁻ oranına sahip riyolitik kaynaklardan gelen jeotermal suların ve (ii) yüksek B⁺³/Cl⁻ oranına sahip andezitik kaynaktan gelen jeotermal suların iki farklı rezervuara sahip olduğunu belirtir. Leeman ve Sesson (1996) ise, çalışmalarında çözeltiler içindeki çok yüksek bor konsantrasyonu denizel kökenli sedimenter kayaçlardan veya evaporit katmanlarını işaret ederken, düşük bor konsantrasyonunun volkanik kayaclardan olusan bir rezervuarı belirtebileceğini iddia ederler. Jeotermal sular ayrıca hidrokimyasal özellikleri ile birbirinden ayrılırlar. HCO3-SO4-2 ya da asitsülfatlı sular olarak karakterize olan buhar baskın sistemler, genellikle su baskın sistemlerden -borun buharda düşük çözünürlüğü nedeniyle- daha düşük bor konsantrasyonuna sahiptir (Leeman ve Sisson, 1996).

Hidrotermal sistemlerde bor artışının magmatik kökenli olabileceği Wedepohl (1978) tarafından iddia edilir. Yüksek sıcaklıklarda bor magmadan direkt olarak atmosfere karışırken, düşük sıcaklıklarda hidrotermal çözeltiler borun ana kaynağını oluşturabilir ve hidrotermal çözeltilerle karışan yüzey sularında bor konsantrasyonu biraz artabilir (Wedepohl, 1978). Magmatik kayaçlardaki minerallerdeki birincil sıvı kapanımlar, tipik olarak yüksek bor mineralizasyonu (10²-10³ ppm) ile ilgili olabilir (Bottrell ve Yardley, 1988; Campbell vd., 1995). Yitimle ilişkili ortaç bileşimli kayaçlarda bor içerikleri genellikle <50 ppm olmak üzere çoğunlukla <20 ppm'den azdır (Watanabe, 1964; Seyfried vd., 1984; Leeman ve Sisson, 1996).

2. KAYNAK BİLGİSİ

Menderes Masifinin jeolojik gelişimi konusunda yürütülen çalışmalar 19. yüzyıla kadar dayanmaktadır. İlk olarak 1840 yılında Hamilton tarafından başlatılan bu çalışmalar günümüzde de devam etmektedir. Bölgede bugüne kadar yürütülen çalışmalar ile inceleme alanının jeolojik/stratigrafik, tektonik gelişimleri ve kıtasal rift zonlarında gelişen sıcak sularının oluşum koşullarına çeşitli yaklaşımlarda bulunulmuştur.

Bölgenin jeoloji/stratigrafisine yönelik öncel çalışmalar tezin 3. bölümünde "Menderes Masifi Kıtasal Rift Zonlarının Jeotektonik Gelişimi" bölümünde ele alınmıştır. Menderes Masifi kıtasal rift zonlarında gelişen jeotermal sistemler ilk olarak 1960 yılında MTA tarafından çalışmaya başlanmış ve günümüze kadar devam etmiştir. İnceleme alanında yürütülen öncel çalışmalara kısaca değinecek olursak:

1968 yılında MTA tarafından Denizli-Kızıldere jeotermal sahası keşfedilmiş ve Şubat 1984 yılında Türkiye'de ilk jeotermal enerji santrali aynı bölgede 17.5 MW kapasiteyle üretime geçmiştir. MTA, Kızıldere jeotermal alanı ve çevresinde bulunan sıcak suların kullanımı amacıyla 1964 yılında başlattığı çalışmaları günümüzde halen sürdürmektedir.

Keskin (1972), Kızıldere jeotermal sahasında jeokimyasal analizler yaparak bölgede hazne kaya sıcaklığı 260 °C olan üçüncü bir rezervuar kayacın varlığından bahseder.

Şimşek vd. (1980), Germencik-Ömerbeyli jeotermal sahasını detaylı çalışmışlardır. Bu alanda Menderes metamorfiklerinin genel stratigrafik istifi ile sahanın jeotermal potansiyelini ortaya koymuşlardır.

Filiz (1984), Ege Bölgesi'nde yüzeylenen önemli jeotermal alanları (Çeşme-Seferihisar, Dikili-Bergama, Denizli, Sındırgı-Hisaralan, Bayındır-Dereköy, Aydın-Germencik) δ^{18} O, δ^{2} H, δ^{3} H, δ^{13} C izotopları ile incelemiş, Aydın-Germencik yöresi δ^{18} O zenginleşmesinin yüksek olduğu alan olduğunu belirterek Kızıldere jeotermal sahasından daha önemli olduğunu vurgulamıştır.

Şimşek (1985), Kızıldere sahasında yüzeylenen kireçtaşlarından oluşan Pliyosen yaşlı Sazak Formasyonunun birinci rezervuar (198 ⁰C), mermer-kuvarsit-şist birimlerinden oluşan İğdecik Formasyonu'nun ikinci rezervuar (212 ⁰C) olduğunu belirtmiştir. Çalışmada gnays-kuvarsit bileşimli ve rezervuar sıcaklığı 250-260 ⁰C olan üçüncü bir rezervuarın varsayıldığından bahsedilmektedir. Aynı araştırıcı, inceleme alanındaki jeotermal suların ana tektonik hatlar boyunca yükselerek geçirimli zonlarda toplanıp grabenlerin orta noktalarına doğru hareket ettiklerini belirlemiştir.

Güleç (1988), 3He/4He oranına dayanarak Kızıldere jeotermal alanında manto kaynaklı helyumun %30'u aşmayacağını belirtir.

Guidi vd. (1990), Kızıldere jeotermal sularının Na-(SO₄)-HCO₃ tipli sular olduğunu belirtmiş ve birinci rezervuarın 198 °C ve ikinci rezervuarın 216 °C sıcaklıkta olduğunu ortaya koymuştur.

Mittwede vd. (1992), çalışmalarında Menderes Masifi kayaçlarında farklı petrojenik koşullarda oluşan turmalinler oludukça yaygın olduğunu belirtir. Masifte turmalinitler özellikle çok yüksek konsantrasyonlarda bor içerir. Turmalin sedimentler ve magma içinde bor normal bollukta bulunurken bazı kayaçlarda metamorfik ve metasomatik prosesleri yansıtır. Ayrıca ileri-geç magmatik evrede veya hidrotermal akışkanlarla ilgili olarak granitik kayaçlarla yer değiştirme sonucu ortaya çıkar.

Karamanderesi ve Helvacı (1994) ve Karamanderesi (1997), jeotermal alanlarda bulunan kayaçlarda REE ve diğer elementleri ölçmüşlerdir. Çalışmaya göre Salavatlı jeotermal alanında (800-1600 ppm) Ömerbeyli jeotermal alanına (50-230 ppm) göre daha yüksek B oranına sahiptir. Bor içeriklerindeki farklılıklar B/Cl oranında farklılıklar yaratır. B kısmen (azalan sıraya göre) kuvars damarlarında turmalin gnayslarda, illit-klorit-feldspat zonlarında ve kuvars-klorit şist zonlarında artış gösterir. Bunun yanında bor mermer ve gabrolardan gelir. B (ve Li) litolojiye bağlı olarak farklılıklar gösterir. Ömerbeyli jeotermal alanında mermerlerden gelen B (~50 ppm 1400 m) albit-amfibolit şist zonundan gelen bora göre (~200 ppm ~1400 m) daha düşüktür. Çalışmada B/Cl oranlarının farklılığına göre jeotermal sularda bulunun borun tamamen manto kaynaklı olmadığı belirtilir.

Filiz ve Tarcan (1995), Gediz grabeninde yaptıkları çalışmada, sıcak su kaynaklarının yeraltısuyu akiferlerini etkilediğini ve bu suların tehlikeli boyutlarda bor kirliliğine yol açtığı belirtmişlerdir. Araştırmacılar sıcak su ve mineral sularındaki borun denizel sedimanların metamorfizması sırasında oluştuğunu veya manto kaynaklı olabileceğini ifade ederler. Ancak sıcak su ve mineral sularında CO₂ gazında yapılan izotopik analizler sonucunda borun daha çok manto kaynaklı olduğunu, sıcak su ve mineral sularındaki yüksek borun başlıca HCO₃ iyonu ile ilişkili olduğunu saptamışlardır.

Tarcan (1995), Salihli-Turgutlu bölgesinde yüzeylenen jeotermal sulardaki yüksek bor ve CO₂ içeriğinin derin manto kaynağından türemiş olabileceğini iddia eder.

Özgür ve Pekdeğer (1995), δ^{18} O, δ^{2} H ve ³H izotop verilerine bağlı olarak yürüttükleri çalışmada, Kızıldere sahasında yüzeylenen sıcak suların meteorik kökenli olduğunu, bölgenin yoğun olarak su-kayaç ilişkisinden etkilendiğini ifade etmişlerdir. Özgür ve Pekdeğer (1998) kıtasal rift zonlarındaki tektonizmanın etkinliğine bağlı olarak meteorik suların güncel sub-volkanik aktiviteyle ısındığını belirtmiştir. Araştırıcılar, yüksek sıcaklık ve su-kayaç ilişkisine bağlı olarak masifteki kristalli kayaçlarla reaksiyona girdiğini, magmatik CO₂ ve H₂S gaz boşalımı ile reaksiyonun hızlandığını belirtirler. Çalışmada hidrolik basınç etkisiyle geçirimli sedimenter kayaçlar boyunca yükselerek, su-kayaç ilişkisinin sıcak suların kimyasal ve izotop karakteri üzerinde baskın rol oynadığını ortaya koyulmuştur. Özgür (1998), Menderes Masifinde aktif ve pasif jeotermal sistemlerde yaptığı çalışmada jeotermal sistemleri tektonik ve volkanizma yönünden detaylı incelemiştir.

masifte yüzeylenen kayaçlar olacağını, diğer yandan CO₂, HS⁻ ve NH₃⁻ gaz çıkışlarının magmatik bir kaynağı işaret edebileceğini belirlemiştir. Özgür vd. (1998) Kızıldere, Salavatlı ve Germencik jeotermal alanlarında meteorik suların ısınmasını bu çalışmasında iki ayrı nedene bağlar, (i) Menderes Masifi kıtasal rift zonlarında kalkalen bazik ve ortaç volkanik kayaçları içeren intrüzif kayaçların Orta Miyosenden başlayarak Kuvaterner'e kadar aktif volkanizmanın geliştiği birçok calışma ile ortaya konduğu (McKenzie 1972; Yılmaz, 1993; Yılmaz vd., 2000) 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. Özgür (2001), Büyük Menderes Grabeni'nde bulunan Kızıldere ve çevresinde bulunan sıcak sulardaki yüksek bor içeriğinin kökeninin saptanması amacıyla yaptığı çalışmada, inceleme alanındaki sıcak sularda bor çözünürlüğünün su-kayaç ilişkisi ile arttığını; biyotit, mika, turmalin, feldspat ve hornblend minerallerinin potansiyel bor taşıyan mineral fazları olduğunu belirlemiştir. Deneysel yıkama testleri sonucunda gnays ve mikaşistlerin önemli bor kaynağı olduğundan bahseder. Borun bazı feldspatlar mineralleri içinde Al⁺³ yerine yer değiştirdiğini ve ikincil olarak Na ve K-feldspatlarda gelişebileceğini iddia eder. Ayrıca meteorik kökenli sıcak sularda bor konsantrasyonu artışının magma girişimi ile arttığını da ortaya koymuş ve oluşumla ilgili modelleme yapmıştır. Çalışmada Türkiye'de bulunan Neojen yaşlı bor yataklarına eşdeğer yeni bir bor yatağının varlığına bu yüzdende borun su-kayaç ilişkisi yoluyla boraks, kalomanit, üleksit gibi borat minerallerinden yıkanarak geldiği olasılığına işaret edilmiştir. Özgür (2002), Menderes Masifi kıtasal rift zonlarında bulunan Orta Miyosen - güncel yaşlı volkanik kayaçların meteorik yeraltısularının ısınmasına neden olduğunu ortaya koyar. İncelemede Kızıldere ve cevresinde, yüzeyde yoğun ayrışmanın geliştiğini; Paleozoyik yaşlı metamorfik kayaçlarda tipik olarak fillik ve argilik alterasyon zonu, buna karşın Pliyosen yaşlı sedimanter kayaçlar üzerinde karbonitizasyon alterasyon zonunun geliştiğine dikkat çeker. Kızıldere jeotermal alanında δ^{13} C, δ^{34} S, δ^{11} B izotop analizlerine bağlı olarak derinlerde jeotermal rezervuara magmadan uçucu bileşenlerin girdiğini gösterir ve sıcak sularda manto kaynaklı helyumun zenginleşmesinin sıcak suların sub-volkanik aktivite ile ısınmasını işaret eder.

Demirel ve Şentürk (1996), Kızıldere jeotermal alanında yüksek B, NH₄⁻ ve CO₂⁻ konsantrasyonlarının derinlerden magmatik gaz çıkışlarını yansıttığını ortaya koymuştur.

Giese (1997), Menderes Masifi jeotermal alanlarında yaptığı incelemede, sıcak suların dinamik denge koşulları ve gelişimini, çevresel jeolojik koşullarını ve jeotermal sahalarda kabuklaşmaya neden olan etkenlerini araştırmış, tüm alanların enerji ve materyal dengesini saptamıştır. Bu çalışma ile bölgesel ölçekte jeotermal bir model ortaya konmuştur. Çalışma kapsamında çeşitli bilgisayar programları kullanılarak, rezervuar akışkanın karakteristik özellikleri belirlenmiş ve reenjeksiyon için gerekli koşullar belirtilmiştir.

Gallo (1998), Kızıldere ve çevresinde yaptığı incelemede sıcak sulardaki bor kaynağını önceki çalışmalarda belirtildiği gibi yoğun su-kayaç etkileşimine bağlar. Bu çalışma Büyük Menderes grabeninde özellikle Kızıldere jeotermal sahasında yeraltında olası evaporitik bor kaynağından bahseder.

Mutlu ve Güleç (1998), Menderes Masifi kıtasal rift zonlarında gelişen jeotermal suların, bölgede etkin grabenleşmeye bağlı olarak geliştiğini ve tektonizmanın etkinliğine dikkat çekerler. Bu incelemede jeotermal suların rezervuar kayaçlarının Menderes Masifine ait Mesozoyik öncesi mermer, gnays, kuvarsitlerden oluşan metamorfik kayaçlar, Mesozoyik yaşlı kireçtaşları Neojen yaşlı ve volkanasedimanter kayalar olduğu belirtilir. Araştırıcılar Aydın-Germencik sahasındaki Cl⁻ zenginleşmesini olasılıkla fosil sularla ilişkili olabileceğini ayrıca Kızıldere sahasındaki HCO₃ varlığının ise jeotermal rezervuar içindeki karbonatlı kayaçlar ile su-kaya ilişkisi içinde olabileceğini ortaya koyarlar. Kızıldere sahasındaki sularda Ca^{+2} yerine Na^{+} etkinliği, jeotermal sistemde CO_2 'nin varlığı ile karakterize edildiğini, Na⁺'un silisik- klastik kayaçların alterasyonu ile oluştuğunu ifade ederler. Bu çalışma kapsamında Batı Anadolu'da yüzeylenen jeotermal suların

jeotermometre özelliklerinin, genç Neotektonizmaya bağlı olduğunu, dolayısıyla litostatik basınç kaçmasına bağlı olarak manto malzemesinin yükselerek suları etkilediğini belirtmişler ve fay hatları boyunca gelişen suların derin döngüsünün önemli bir etmen olduğu ortaya konulmuştur.

Floyd vd. (1998)'e göre bor yataklarının birçoğu kıtasal rift zonlarında bulunur. Volkaniklerin püskürme ortamları (a) eş zamanlı olarak yitimle ilişkili kıta kenarları ya da (b) kıtasal çarpışma sıkışma rejimi sonucu oluşabilir. Batı Anadolu'da Miyosen kalk-alkali volkanizması okyanusun kapanmasından sonra kıta çarpışması ve buna bağlı olarak kabuk kalınlaşması sonucu ortaya çıktığı düşünülmektedir (Yılmaz, 1990). Bu volkanizma yitimle ilişkili olaylar sonucunda zenginleşmiş alt kıta litosferinden türemiştir (Seyitoğlu vd., 1997). Floyd vd. (1998) çalışmasında borun ilksel kaynağı ve daha sonra zenginleşmesi yitim ile ilişkili ortamlar olduğunu belirtir. İlerleyen dehidrasyon sonucunda altere olmuş okyanussal kabuk ve sedimentlerden borca zengin akışkanlar serbest kalır. Çalışmada yay alkali volkanizması borun ana taşıyıcısı olduğu ve daha sonra bor hidrotermal aktivitelerle iliskili olarak borat seklinde yataklandığı ifade edilir. Güncel yitimle ilişkili olmayan ve bor içeren volkanizma daha önceden kıta kabuğu içinde yer alan yay kökenli silisik magmatik kayaçları kısmi ergimeye uğratarak boru açığa çıkarır. Çalışmayla yitim zonu üzerinde yer alan aktif kıta kenarındaki borun yanal dağılımı pelajik sedimentlerin varlığı ve/veya dalmış olan altere okyanussal kabuğun neden olduğu yersel tektonik ve volkanik koşullarla kontrol edildiği ortaya çıkar.

Şimşek vd. (2000), Pamukkale travertenleri ve jeotermal alanını korumaya yönelik yaptıkları çalışmada septik tankların ve yüzme havuzlarının alandan uzaklaştırılarak travertenler üzerinde yürünmesinin yasaklanmasını, traverten alanlarının daha somut koruma kanalları ile çevrelenmesini ve koruma alanları üzerinde turistik aktivitelerin azaltılmasını önermişlerdir.

Filiz vd. (2000), Germencik jeotermal alanındaki termal suların meteorik kökenli olduğunu ve trityum değerinin en az 50 yılı işaret ettiğini belirtir. Çalışmada Na⁺-Cl⁻-

 HCO_3^- tipli jeotermal suların rezervuar sıcaklıklarının 200-232 °C sıcaklıkta ve tamamen dengeli sular olmadığını açıklamışlardır.

Karamanderesi ve Helvacı (2001), Büyük Menderes vadisinde bulunan yüzey sularının jeotermal sistemler veya Kızıldere sahasının etkileri ile kirletildiğinin yanlış bir görüş olduğunu savunmuşlardır. İncelemede Aşağı Büyük Menderes vadisinde, aşırı yeraltısuyu tüketimi ve su kullanımının kontrolsüz olmasına bağlı olarak; Büyük Menderes nehir yatağında ve su tablasında alçalmanın olumsuz etkilerini ve kirli yüzey sularının yeraltına karıştığı ortaya konmuştur. Bu kirliliğin, Büyük Menderes vadisindeki jeotermal tesislerin üst boşalım bölgelerindeki dengeyi bozduğu, jeotermal sistemleri kirletmeye başladığı şeklinde ifade edilmiştir.

Gemici ve Tarcan (2002), Menderes Masifinde yüzeylenen sıcak suların rezervuar kayaçlarının Menderes Masifi metamorfikleri olduğunu belirtir. Araştırıcılar, gnays ve şistlerin genellikle düşük bor içeriği göstermesine karşın Menderes Masifinde yüzlek veren kayaçlarda bulunan serizit, illit ve turmalin minerallerinin, su-kayaç ilişkisi ile sıcak sulardaki bor artışının nedenlerinden biri olduğunu savunurlar. Çalışmada, gerek düşük gerekse yüksek sıcaklıktaki jeotermal sulardaki HCO₃⁻ ve B arasında gözlenen pozitif korelasyon sonucunda sıcak sularda B içeriğinin öncel çalışmalarda belirtildiği gibi karbonatların çözünürlüğü ile ilgili olduğunu vurgularlar. Bu alanda yüksek ve düşük sıcaklık değeri sunan sıcak sularda Cl/B değişimini olasılıkla iki nedene bağlarlar. Buna göre (i) su-kayaç ilişkisine ek olarak magma sokulumlarından boşalan gaz ile sisteme bor katılımı, (ii) düşük sıcaklığa sahip alanlarda ayrışma sürecinde borun ikincil minerallerin yapısında yer almasının gerekliliği üzerinde durmuşlardır.

Möller (2002), su-kayaç etkileşimini araştırmak amacı ile yaptığı deneysel yıkama testleri sonucunda REE ve Y (ytrium) elementlerinin kayaç alterasyon derecesine göre değişim gösterdiğini belirtmiştir. Çalışmaya göre jeotermal akışkanlarda REE bolluk derecesi yıkanabilir aksesuar mineraller ile, REE elementlerinin kayaç oluşturan minerallerle değişimi ile ve alterasyon mineralleri ile kontrol edilir.

Vengosh vd. (2002), Batı Anadolu'daki termal suların jeotermal özellikleri ile ilgili yaptıkları incelemede; denizel olmayan sıcak sularda - farklı kökenli kayaçları ve farklı derin dolaşımları yansıtan- üç tip kimyasal bileşimli jeotermal sular ayırt etmişlerdir. Na⁺-HCO₃⁻ ve Na⁺-SO₄⁻² tipli sular derin dolaşımlı olup metamorfik kayaçlar ve gnayslarla ilişkili olduğu, Ca⁺²-Mg⁺²-SO₄⁻²-HCO₃⁻ bileşimli suların karbonatlı kayaçlardaki yüzeysel dolaşımı ve soğuk yüzey suları ile karıştığını belirtirler. Çalışmadaki veriler Batı Anadolu'da bulunan sıcak sulardaki yüksek borun, derin mantodan B(OH)₃ gazı olarak boşalımından çok su-kayaç ilişkisi yoluyla geldiğini gösterir. Araştırıcılar jeotermal sulardaki borun kaynağına ilişkin iki model önermişlerdir, (i) Cl⁻, HCO₃⁻, bor olasılıkla derin mantodaki B(OH)₃, HCl, CO₂ gazlarından türemiş olmalıdır, (ii) su-kayaç etkileşimine bağlı olarak bor zenginleşmesinin olabileceğidir. Bor özellikle kuvars damarlarında turmalingnayslarda, illit, klorit, feldispat ve kuvars-klorit şist zonlarında zenginleşirken, gabro ve mermerlerde fakirleşme göstermektedir.

Güleç vd. (2002), Türkiye'de helyum izotopunun tektonik, volkanizma ve güncel sismik aktiviteler ile ilgisini incelemiştir. R/R_A değeri (R: örnek ³He/⁴He ve R_A : hava ³He/⁴He) 0.05-7.87arasında geniş bir aralık sunar ve Türkiye'de birçok alanda manto kaynaklı helyum belirlenmiştir. Doğu Anadolu'da Nemrut volkanında manto katılımı en yüksek seviyelere ulaşırken sıkışma tektoniğinin hakim olduğu orta entalpili batı Anadolu jeotermal alanlarında göreceli olarak düşüktür (<%50). Batı Anadolu'da en yüksek He değeri Kula volkanında (2.8 R_A) ve Denizli'de (3.7 R_A) olarak bulunur. Denizlide güncel sismik aktivite vardır. Yüksek R/RA oranı ve sismik aktivite yeraltında oluşan güncel bir magmatizma ile ilişkili olabilir.

Şimşek (2003), Kızıldere, Germencik ve Aydın jeotermal alanlarında yüksek sıcaklık ile δ^{18} O izotop değerleri arasında gözlenen pozitif korelasyonun, bu bölgelerdeki derin dolaşımı ve su-kayaç ilişkisini işaret ettiğini belirtmektedir. Araştırıcı Pamukkale, Karahayıt, Gölemezli, Yenice alanlarının ve Söke bölgesinin düşük sıcaklıklara sahip olmasını ve küçük izotop değişimlerini sığ dolaşımlı sulara ve yüzeysel soğuk sularla karışıma bağlamıştır. Karamanderesi ve Helvacı (2003) Menderes masifindeki tektonik gelişim ve evreleri ile hidrotermal alterasyonların ilişkili olduğunu ifade eder. Salavatlı jeotermal alanında gözlenen kuvars, albit, klorit, kalsit aragonit, dolomit, kaolinit, illit, montmorillonit, speküler hematit, jips, dikit, vermikülit, pirit, siderit ve hidrobiyotit hidrotermal alterasyon mineralleridir. Bu minerallerin varlığı aktif jeotermal akışkan dolaşımının halen aktif olduğunu göstermektedir. Çalışma klorit, kalsit, illit, kaolinit, dikit, montmorillonit, pirit ve hidrobiyotit mineral parajenezi Salavatlı jeotermal alanının rezervuar sıcaklığının 200 ^oC olduğunu işaret etmektedir. Jeolojik ve jeofiziksel çalışmalar jeotermal aktivitenin aktif fay sistemi ile yakından ilişkili olduğunu gösterir.

Möller vd. (2004) Batı Anadolu'da bulunan sıcak sularda yaptıkları çalışmada REE ve ytriumun (REY) suların kaynak kayacını bulmak için kullanılabildiğini belirtir. REY su-kayaç etkileşimi boyunca oldukça yüksek miktarlarda suya karışır. REY bolluğu kapalı araştırma kuyularında ürerim kuyularına göre daha yüksektir. Su kayaç ilişkisi Eu ve REY elementlerinin varlığı yada yokluğu ile açıklanabilir. Jeotermal alanlardaki derin yerleşimli ve yüksek sıcaklığa sahip kaynak ve kuyu suları REY açısından sığ yerleşimli akiferlere göre önemli farklılıklar sunar. Çalışmada REY elementlerinin faylara, sisteme meteorik su girişine ve ısıtıcı kaynağın yerleşimine bağlı olduğu ortaya koyulur.

Dilsiz vd. (2004) Pamukkale jeotermal alanında kalsiyum karbonatın yüzeyde ve derinlerde çözünme-depolanma sürecinin iklim koşullarına bağlı olduğunu belirtir. Nemli iklim koşullarında yüzeyde soğuk su ile karşımın fazla olmasından dolayı yüzeyde yüksek oranlarda CaCO₃ birikir. Kurak iklim koşullarında derinlerdeki sıcak sular asiditenin yüksek olması nedeni ile aşırı doygun haldedir.

Bulut (2005), Bayındır jeotermal alanının aktif graben fayları ile kontrol edildiğini alanın düşük entalpili hazne kaya sıcaklığı 55-118 °C olarak belirtir. Kimyasal ve izotop jeokimyasal veriler termal suların meteorik kökenli, sığ dolaşımlı ve soğuk yer altı suları ile karıştığını işaret ettiğini ve beslenme alanı içerisinde bulunan ve önceki yıllarda işletilmiş olan Sarıyurt Pb-Zn yatağı ve diğer mineralizasyonlar ağır metal açısından sularda doğal ve yapay kirlenmeye yol açmadığını vurgular.

Şimşek vd. (2005) Kızıldere jeotermal alanında rezervuar yönetimi ve çevresel problemlerin devam ettiğini belirtir. Üretimin sürekliliği jeotermal rezervuarın dikkatli yönetimini ve atık suyun ortamdan atılması için uygun metotların gerekliliğini ortaya koyar. Çalışmada borun ortamdan uzaklaştırılması veya kanal yolu ile denize taşınmasının oldukça pahalı olması neden ile reenjeksiyonun en uygun yöntem olduğu belirtilir. Jeotermal alandan daha fazla enerji elde etmek için derinde ve daha yüksek sıcaklığa sahip üçüncü rezervuardan yararlanılması gerekliliğini savunur.

Tarcan (2005), Türkiye'de <150 0C sıcaklıktaki jeotermal kuyulardan boşalan suların mineral doygunluk ve kabuklaşma eğilimini incelemiştir. Bazılarının dışında tüm jeotermal alanlarda kalsit, aragonit ve selestit yönünden aşırı doygun, jips, anhidrit, florit, Ca-montmorillonit, anortit, illit, kaolinit ve K-feldspat yönünden doygunluk sınırının altındadır. Çalışmaya göre jeotermal kuyulardaki mineral doygunlukları, jeokimyasal çalışmalar ve arazi gözlemleri ile karbonat minerlalleri, amorf silis ve sülfat mineralleri kabuklaşma eğilimi gösterir. Kalsit ve amorf silis kabuklaşma eğilimi Tuzla T-2 kuyusunda (~50-170 0 C) ve Kızıldere'de R-1 ve KD-6 kuyularında (~100 0 C) sıcak enjeksiyonun uygun olduğunu gösterir.
3. MENDERES MASİFİ KITASAL RİFT ZONLARININ JEOTEKTONİK GELİŞİMİ

Türkiye Alp-Himalaya deprem kuşağı üzerinde yer alır. Orta-Geç Miyosende Arabistan-Afrika levhalarının Avrasya levhası ile Helen Yayı ve Bitlis-Zagros sütur kuşağı boyunca çarpışması Türkiye'de Neotektonik dönemi başlatmış ve Anadolu levhasında sıkışma ve kabuk kalınlaşması meydana gelmiştir (Şengör, 1980; Şengör ve Yılmaz 1981; Yılmaz, 1990). Avrasya ile Afrika levhaları arasında sıkışan Anadolu levhası doğrultu atım karakterli Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ve Doğu Anadolu Fayları (DAF) boyunca batıya doğru hareketlenmiştir (Şengör, 1980; Barka vd., 1995). Bu hareketin GB'ya doğru yön değiştirmesiyle batı Anadolu'da K-G yönlü gerilme rejimine bağlı olarak D-B ve BKB-DGD doğrultulu Ege Graben sistemi gelişmiştir (Barka vd., 1995; Richardson-Bunbury, 1996). Menderes Masifinde gelişen grabenler bölgesel büyüklükte olduğundan bu çalışmada bunlara Bates ve Jackson (1987) tanımlamasına göre "kıtasal rift zonları" denilmesi uygun görülmüştür.

Helen Yayı boyunca olan yitim mekanizmasındaki farklılıklar Orta ve Batı Anadolu'da farklı tektonik rejimlerin ortaya çıkmasına neden olmuştur (Şengör, 1984; Seyitoğlu ve Scott, 1991; Barka vd.,1994). Arabistan-Afrika ile Avrasya levhaları arasında gelişen bu hareketler Anadolu'nun farklı kesimlerinde tektonizma kontrolünde gelişen Neojen ve Kuvaterner volkanizmalarının etkinliğine yol açmıştır.

Menderes Masifi genel olarak Batı Anadolu'nun otokton kristalin temel yapısını oluşturur. Masif Alp-Himalaya orojenezinin geniş bir parçasını meydana getirir (300x200 km; Bozkurt ve Oberhänsli, 2001). Masif tektonik olarak; (i) KB'da Bornova Filiş Zonu'nu içine alan İzmir-Ankara Neotetis Sütur Zonu (Şengör ve Yılmaz, 1981), (ii) KD'da Afyon Zonu ve (iii) G'de Likya Napları (Graciansky, 1972; Collins ve Robertson, 1997; 1998; 1999) tarafından üstlenir (Şekil 3.1.).

Menderes Masifi Anadolu levhasının en yaşlı kayaç gruplarından oluşur. Masifin çekirdek bölümünde gözlü gnayslar, metagranitler ve yüksek dereceli şistler paragnayslar ve metagabrolar (Şengör vd., 1984; Satır ve Friedrichsen, 1986;

Candan, 1995, 1996; Candan vd. 1998, 2001; Oberhänsli vd. 1997, 1998) örtü serilerinde ise alçak dereceli şist, mermer, fillit ve rekristallize kireçtaşları ile metasedimanter kayaçlar yeralır (Dürr, 1975; Başarır, 1970, 1975; Evirgen ve Ataman, 1982; Akkök, 1983; Öztürk ve Koçyiğit, 1983; Şengör vd., 1984; Ashworth ve Evirgen 1985a, 1985b; Satır ve Friedrichsen, 1986; Konak vd., 1987; Kun vd., 1988; Bozkurt, 1996; Hetzel vd., 1998; Bozkurt ve Oberhänsli, 2001). Önceki araştırmalarda basit soğan-kabuğu yapısıyla tanımlanan (Dürr, 1975) Menderes Masifi; yakın zamandaki çalışmalarla Geç Alpin sıkışma deformasyonu ile sonuçlanan kompleks nap-yığışım (nap-pile) yapısı ile açıklanır (Dora vd., 1995; Partzsch vd., 1998; Gessner vd., 1998). Masif; sıkışma deformasyonunu izleyen dönemde, Erken Miyosen genleşme tektoniği sonucu ortaya çıkan makaslama zonları ve düşük açılı normal faylar boyunca ortaya çıkmış ve yaklaşık olarak bugünkü konumunu almıştır (Bozkurt ve Park, 1997; Hetzel vd., 1995a; 1995b).

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" (Oberhänsli 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; Oberhänsli vd., 1997; 1998). Masifin çekirdeğinde en fazla egemen olan ve en geniş yayılıma sahip litolojiyi oluşturan gözlü gnayslar; iyi gelişmiş milonitik foliasyon ve K-G yönlü mineral uzaması ile karakterize edilen blastomilonitlerden meydana gelir (Bozkurt ve Oberhänsli, 2001).

Paleozoyik-Erken Tersiyer yaşlı örtü kayaçları altta Ordovisiyen (?)-Permo-Karbonifer yaşlı düşük-orta metamorfizma dereceli fillitler, kuvarsitler ve mermerlerden oluşur (Candan vd., 2001). Erken Triyas yaşlı lökogratik 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 metaolistosromlardan oluşur (Candan vd., 2001).



Şekil 3.1. Menderes Masifinin jeolojik haritası ve örnek noktaları (Şengör, 1982 ve Dora vd., 1995; Özgür, 1998)

Menderes Masifinin genelleştirilmiş sütun kesiti (Dora vd., 2001), Şekil 3.2.'de verilmiştir. Bu istifte gözlenen platform tipi karbonatlar 2-3 km. kalınlık sunar (Dürr, 1975). Mavi şist ve eklojit kalıntıları içeren (Candan vd., 1998) pelajik killi kireçtaşları Ar-Ar metodu ile yaklaşık olarak 40 My (Eosen) yaş verirler (Oberhänsli vd., 1998).

Menderes Masifinde gözlü gnaysların kökeni araştırmacılar için yıllarca tartışma konusu olmuştur. Bu konuda çalışan birçok araştırmacı gözlü gnaysların sedimanter

kökenli (Schuiling, 1962; Başarır, 1970; 1975; Çağlayan vd., 1980; Öztürk ve Koçyiğit, 1983; Meşhur ve Akpınar, 1984; Şengör vd., 1984; Satır ve Friedrichsen, 1986), bazıları da granitik kökenli olduğunu savunmuştur (Graciansky, 1965; Konak, 1985; Konak vd., 1987; Bozkurt vd., 1992; 1993; 1995; Erdoğan 1992; 1993; Koralay vd., 2004; Erdoğan ve Güngör, 2004). Satır ve Friedrischen (1986), Rb/Sr tüm kaya-izokron (whole rock isochron) yöntemi ile yapılan yaşlandırmaya dayanarak gözlü gnaysların köken kayalarının çökeliminin ~750 My önce başlamış olduğuna işaret etmiştir.

Candan vd. (2001)'e göre Pan-Afrikan temelin en yaşlı birimini oluşturan çekirdek kayaçları, yerel olarak migmatize olmuş ve paragnayslar ve orta-yüksek dereceli şistlerden oluşur. Dora vd. (2001) ise, önceki çalışmalarda volkanik kökenli olarak tanımlanan paragnaysların, baskın olarak litarenitik bileşimli sedimentler kayaçlardan olduğunu belirtir. Geç Proterozoyik yaşlı bu metasedimenter kayaçlar, polimetamorfik deformasyon gösteren Prekambriyen yaşlı gabrolar ve post-metamorfik Pan-Afrikan metagranit /ortognayslar tarafından sıklıkla kesilmiştir (Dora vd., 1995; Hetzel ve Reischmann, 1996).

Bozkurt vd. (1995), Menderes Masifindeki gözlü gnaysların metasedimenter kayaçlarla örtülmediğini, aksine bu kayaların Miyosen yaşlı granitler olduğunu ve metasedimenter kayaçlarla kesme ilişkisi gösterdiğini, jeokimyasal analizlere bağlı olarak gözlü gnaysların kökenini granitoid olarak açıklarlar. Bozkurt ve Oberhänsli (2001) ise saha verileri, petrolojik ve radyometrik çalışmalara dayanılarak gözlü gnaysların farklı magmatik evrelerde oluşmuş farklı intruzyonları temsil ettiğini belirtir. Gözlü gnaysların kökeni kalk-alkalın, peralüminyumlu, S-tipi, geç-post tektonik, turmalinli ve iki mikalı lökogranitlerdir (Bozkurt vd., 1995). Benzer şekilde Erdoğan ve Güngör (2004), Bafa Gölü ve çevresideki gözlü gnays-metamorfik kaya ilişkisinin, önceden belirtildiğinin aksine intrüzif olduğunu saptamıştır.



Şekil 3.2. Menderes Masifinin genelleştirilmiş sütun kesiti (Dora vd., 1995; 2001)

Dolayısıyla "Menderes Masifi"ndeki gözlü gnaysların köken kayaçların sadece dokanak ilişkileri değil aynı zamanda yaşları da tartışmalıdır. Daha önceki birçok araştırmacı gözlü gnaysları Prekambriyen yaşlı olarak öngörmektedir (Schuiling, 1962; Graciansky, 1965; Başarır, 1970; 1975; Öztürk ve Koçyiğit, 1983; Şengör vd., 1984; Konak, 1985; Satır ve Friedrichsen, 1986; Konak vd., 1987; Reischmann vd., 1991). Şengör vd. (1984) gözlü gnaysların, Batı Türkiye'de Pan-Afrikan temeli temsil ettiğini belirtir. Son zamanlarda tek zirkon Pb²⁰⁶-Pb²⁰⁷ yası ile Gec Prekambriyen-Erken Kambriyen boyunca granitik (precursor) bir sokulumun varlığı sonucuna varılmıştır (521-572 M.Y. ortalama 550 M.Y: Hetzel ve Reischmann, 1996; Dannat, 1997; Hetzel vd., 1998; Loos ve Reischmann, 1999). Diğer yandan bazı araştırıcılar (i) daha önce oluşan gözlü gnaysların yapısal olarak onları üstleyen şistleri lokal olarak kesmeleri, (ii) en yaşlı uyumsuz olarak üzerlenen sedimanter kayaçların yaşına dayanarak (21±0.4 M.Y; Becker-Platen vd., 1977) gözlü gnaysların köken kayacının Tersiyer (olasılıkla Oligosen) yaşlı olduğu ileri sürülmektedir (Bozkurt vd., 1992; 1993; 1995; Erdoğan, 1992; 1993; Bozkurt ve Park, 1997). Bozkurt vd. (1995) yaşların geniş bir dağılım göstermesinden dolayı (2.555-1.740 M.Y.-Reischmann vd., 1991) zirkonun cesitli kaynaklardan gelebileceğini tartışırlar. Bozkurt ve Oberhänsli (2001)'e göre, Tersiyer yaşı için diğer bir delil, Bafa Gölünün doğu kenarı boyunca gözlenen arazi verilerinden gözlü gnaysların şistler içinde intrüzif olarak bulunması ve mermer zarfının (Geç Triyas-Erken Eosen) karbonatlarının bu intrüzyondan etkilenmesi nedeni ile tüm intrüzif yapılar "Erken Eosen sonrası" yaşlı olmalıdır. Bozkurt ve Park (1997)'ye göre, Prekambriyen radiyometrik yaşları doğru bile olsa, Eosendeki Ana Menderes Metamorfizması sırasında Pan-Afrikan temel remobilize olmuş ve çevre kayaları kesmiştir. Ancak Oligosen yaşlı oldukları iddia edilen gözlü gnaysların (Bozkurt ve Oberhänsli, 2001), Kretase yaşlı meta-karbonatlarla intrüzif dokanağının gözlenmemesi, gözlü-gnayslar için oluşum yaşı olarak önerilen Oligosen yaşının oldukça tartışmalı olduğunu arazi verileri ile ortaya koyar.

Batı Anadolu stratigrafik, yapısal ve metamorfik özellikleri ile birbirinden ayrılan birçok kaya topluluklarından meydana gelmiştir. Bu kaya topluluklarının bir araya gelmesi Erken Tersiyer'de, Neotetis boyunca kıta-kıta çarpışması sonucunda gerçekleşmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1983; Okay, 2001). Orta Miyosen'den sonra tüm Anadolu'da Neotektonik rejim başlar (Şengör, 1980). Bu sistemde Menderes Masifi K-G yönlü genleşme kuvvetlerinin etkisinde kalır. Söz konusu döneme kadar tümüyle rijitleşmiş (katılaşmış) olan Menderes Masifi D-B doğrultulu derin hatlar boyunca kırılarak masifte aktif kıtasal rift zonlarının gelişmesine yol açmıştır (Şengör, 1980). Böylece D-B uzanımlı Büyük Menderes, Küçük Menderes ve Gediz Grabenleri gelişmiştir (Dora vd., 1992, Şekil 3.4.). DB uzanımlı yapılar KD-GB ve KB-GD uzanımlı faylarla biçimlenir. Neojen yaşlı bu grabenler Menderes Masifini kuzey'de Gördes ve Eğrigöz, merkezde Ödemiş-Kiraz ve güneyde Çine olmak üzere üç as masife ayırmıştır (Dora vd., 1992; Dora vd, 2001; Şekil 3.4.). Batı Anadolu'da jeotermal sistemlerin çoğu D-B uzanımlı grabenler ile KB-GD ve KD-GB yönlü fayların kesiştiği alanlarda bulunur (Möller vd., 2004). Menderes Masifinde aktif rift zonlarda bulunan fay sistemleri meteorik suların derin dolaşımını sağlar.

Menderes Masifinin sıkışmalı deformasyonun etkisi altında kaldığı ve sismik olarak dünyanın en aktif/hızlı deformasyon gösteren bölgelerinden birini oluşturduğu bir çok araştırıcı tarafından belirtilir (Jackson ve McKenzie, 1984; Eyidoğan ve Jackson 1985; Ambraseys ve Jackson, 1998, Le Pichon vd., 1995; Reilinger vd. 1997; Altunel, 1999). Masifte Bozdağ horstunun hızlı yükselmesi, yüksek sismik aktivite ve erozyon ile Pliyosen-Kuvaterner yaşlı çok kalın, iri taneli alüvyal ve flüvyal sedimentler Büyük Menderes, Küçük Menderes ve Gediz grabeninde birikmişlerdir (Möller, 2004).

Saros körfezinin batısında Kuzey Anadolu fayının GB-KD doğrultulu Yunan makaslama zonuna dönüşmesi Anadolu levhasının batıya doğru haraketine engel olduğundan tüm Ege ve Batı Anadolu'da D-B yönlü sıkışma rejimi ortaya çıkmıştır. Bu hareketlere paralel olarak aynı zamanda Doğu Akdeniz litosferinin Anadolu levhası altına dalması Menderes Masifinin yükselmesine ve masifte magma intrüzyonlarına neden olmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1881). Menderes Masifindeki bu hareketler Ege graben sisteminin oluşmasına neden olmuştur. Yılmaz vd., (2000)'e göre yapılan şematik blok diyagram Batı Anadolu'da bulunan grabenlerin gelişim evrelerini göstermektedir (Şekil 3.3.). Buna göre; (a) Geç Oligosen boyunca Likya

Naplarının güneye doğru haraketi ile Kale-Tavas Baseni oluşmuştur. Bu haraketle ilgili olarak KB-GD uzanımlı (Ören ve Yatağan gibi) grabenler gelişmiştir. Daha kuzeyde, K-G yönlü kompressiyon kuvvetleri sonucunda oluşan, D-B yönlü gerilme kuvvetlerinin etkisi altında yaklaşık K-G uzanımlı grabenler gelişmeye başlamıştır. (b) Geç Miyosen boyunca K-G yönlü gerilmeler başlamıştır. Bozdağ horstunun yükselmesi ve ana kırılma fayları bu zamanda oluşmuştur. Sıyrılma (detachment) yüzeyinin üzerinde yaklaşık olarak K-G uzanımlı grabenler oluşmaya başlamıştır. (c) Geç Miyosen-Erken Pliyosenden(?) sonra, kısa süreli erozyon ile birlikte harakete geçen K-G gerilmeleri altında, D-B uzanımlı graben basenleri oluşmaya başlamıştır. D-B uzanımlı grabenler üst Miyosen-Alt Pliyosen (?) seviyeleri içeren kayaç birlikleri ve daha eski yapılar ile kesilmiştir (Yılmaz vd., 2000).

Batı Anadolu K-G yönlü gerilmeler sonucu yılda 3-6 cm genleşmektedir. Bunun sonucunda, bölgenin jeolojisinde egemen yapı unsurları olarak D-B gidişli grabenler gelişmektedir. Bu grabenler, kenarlarından normal faylarla sınırlıdır. Grabenlerin kenar fay zonları 100-150 km devamlılık göstermektedir ve bu zon, uzunlukları çoğun 8-10 km'yi geçmeyen kısa faylardan oluşmuş bir fay demeti halindedir. Bu fayların üzerinde, sürekli bir sismik aktivite kaydedilmektedir (Yılmaz, 2000).

Alpin metamorfizması, şist kuşağından çekirdeğe doğru artan dereceli ilerleyen (progresif) metamorfizmayı gösterir (Başarır 1970; 1975; Dürr 1975; Çağlayan vd. 1980; Akkök, 1983; Ashworth ve Evirgen, 1984; 1985a; Şengör vd., 1984; Satır ve Friedrichsen, 1986; Bozkurt, 1996). Bu metamorfizmayı çekirdek ve şist kuşağını içine alan Geç Alpin gerileyen (retrograd) metamorfizma izler. Bu olayı Paleosen çarpışması sırasında (35±5 M.Y; biyotit ve muskovit Rb-Sr yaşı; Satır ve Friedrichsen, 1986) "Menderes Masifi"nin Likya Napları altına gömülür ve Ana Menderes Metamorfizması gelişir. Candan vd. (1998)'e göre yüksekbasınç/alçak-sıcaklık eklojit kalıntıları, Neotetisin kapanması ile ilgili olmalıdır. Güneyde bulunan makaslama zonları muskovit-pegmatitler içerir ve bunların Rb-Sr yaşları 56-52 M.Y. yaş aralığını verirler (Bozkurt ve Satır, 2000). Araştırıcılar, bu yaşın Geç Alpin hareketini işaret ettiğini belirtir (Satır ve Taubald, 2001).



Şekil 3.3. Batı Anadolu'da bulunan grabenlerin Erken Miyosen'den günümüze kadar gelişim evrelerini gösteren şematik blok diyagram (Yılmaz vd., 2000)



Şekil 3.4. Alpin sıkışma ve izleyen gerilme deformasyonları ile ilişkili K-G yönlü şematik enine kesit (Bozkurt, 2001)

Menderes Masifi için birbirinden farklı jeolojik olayların sayısı ve bu olayların oluşma yaşı konusunda birçok tartışma olmasına rağmen masifin kompleks ve polifazlı metamorfik geçmişe sahip olduğu sonuçlarla ortaya konmuştur (Dora vd., 1995; Dora vd., 2001; Bozkurt, 2001). Menderes Masifinin metamorfik geçmişi kısaca özetlenirse;

(i) Leptit-gnays ve çekirdek şistlerin sedimentasyonu, metamorfizma (M1) ve bazik ve asidik pütonların sokulumu: Çekirdek serisine ait temel birimler, Pan-Afrikan kıta-kıta çarpışması ile Prekambriyen-Kambriyen sınırında üst amfibolit granulit fasiyesi koşullarında metamorfizmaya uğrarlar (M1). Bu metamorfizmaya sin ve/veya post metamorfik olan ve yaklaşık 550 M.Y. olarak yaşlandırılan granitoid (Loos ve Reischmann, 1999) ve gabrolar eşlik ederler (Dora vd., 1995).

(ii) Örtü serilerin Paleozoyik birimlerinin birikimi, Variscan metamorfizması (M2), Triyas yaşlı löko-granitlerin sokulumu: Paleozoyik örtü birimleri yukarı doğru sırasıyla kuvars arenit, Pan Afrika temelden gelen granit çakıllı ve kireçtaşı arakatkılı metakonglomeralar, Ordovisiyen(?)-Permo-Karbonifer boyunca aşındırılmış, Pan-Afrikan temelde biriken şeyl ve kuvars arenitlerden oluşur. Bu seriler çekirdekteki birimler gibi Variskan Orojenezinin geç fazları boyunca metamorfizmaya uğramışlar (M2), ve Erken Orta Triyas lökokratik granitler bu birimler arasına sokulmuşlardır. Yaklaşık olarak 240-130 M.Y. yaşlı bu kayaçlar Menderes Masifinde Variscan orojenezini kanıtlar (Dora vd., 1995).

(iii) Örtü serilerin Mesozoyik- Tersiyer(?) yaşlı birimlerinin metamorfizması (M3, M4): Platform tipli karbonatların en alt seviyelerde oluşan konglomeralar Paleozoyik ve Mesozoyik serileri arasındaki süreksizliği kanıtlamaktadır. Alttan üste doğru boksit birikimleri içeren platform tipi karbonatlar ve ofiyolit ve karbonat blokları içeren olistosrom biriminden oluşan örtü kayaçların birimlerin üst zarfı Geç Triyas-Paleosen(?) boyunca birikmişlerdir (Dora vd., 1995). Orta basınç koşullarında gelişen metamorfizmanın son fazları boyunca, sıkışmalı tektonik rejim; çekirdek serilerinin örtü serilerinin üzerine bindirmesinin ve kendi içinde ters faylarla itilmesine neden olmuştur (Dora vd., 1995).

(iv) Gerilme tektoniği rejimi, sintektonik granitlerin intrüzyonu, sıyrılma (detachment) faylarının gelişimi ve Menderes Masifinin yükselerek açığa çıkması: Seyitoğlu ve Scott, (1991); Hetzel, (1995); Hetzel vd., (1995) Batı Anadolu'da Erken Miyosen boyunca oluşan gerilme tektoniği rejimi büyük sıyrılma faylar ve kataklastiklere eşlik eden Menderes Masifinin yükselmesine ve açığa çıktığını iddia ederler. Yaklaşık 19.5±1.4 m.y. yaşlı (Hetzel vd., 1995a; 1995b) sintektonik granitler bu rejim boyunca örtü kayaçlar içine sokulum yaparak çevre kayaçlarda kontak metamorfizmanın oluşmasına neden olur. Ödemiş-Kiraz alt-masifinin yükselerek açığa çıkmasıyla, plastik ile kırılgan arasında değişen koşullar altında, büyük sıyrılma (detacment) fayları ve yaklaşık 100 m. kalınlıkta kataklastik kayacların gelişmesine neden olmuştur (Hetzel ve Dora, 1994). Oldukça kırılgan koşullar altında gelişen D-B uzanımlı normal faylar, temelde izlenen kataklastik kayaçlar ile metamorfik olmayan Neojen tortullarını keserler. Gediz Grabeninde genç normal faylar boyunca, Neojen yaşlı sedimenter kayaçlar kataklastik kayaçların üstünde yer alırlar. Orta Üst Miyosen yaşlı ortaç-bazik bileşimli volkanik kayaçlar (Karaoğlu ve Çalapkulu, 1990) ve Menderes Masifinin orta kesimlerinde yer alan jeotermal kaynaklar grabenleşmeye yol açan gerilmeli sistem ile doğrudan ilişkilidir (Dora vd., 1995; Özgür ve Pekdeğer, 1995).

Türkiye'de Neojen-Kuvaterner volkanizması, Alpin-Akdeniz kuşağının Neotektonik evrimi ile yakından ilişkilidir. Genel olarak bölgedeki volkanik ürünlerin petrojenetik oluşum ve zaman aralığı ilişkileri Arap ve Avrasya levhaları arasında karmaşık ilişkiyi yansıtır (Güleç vd., 2002). Türkiye'de Batı, Orta, Doğu Anadolu ve Galata volkanik provensi olmak üzere dört ana volkanik bölge tanımlanmıştır (Güleç vd., 2002). Batı Anadolu'da iki magmatik faz ayırt edilir (Borsi vd. 1972; Fytikas vd. 1984; Yılmaz 1989; 1990; 1997). İlk magmatik faz Oligosen-Erken Miyosen döneminde olusmus, bu dönemde granitik plütonlar sığ kabuk seviyelerine sokulum yapmış, ortaç ve felsik bileşimli birlikler (Kozak ve Ezine-Kestanbol gibi) ortaya çıkmıştır (Yılmaz vd., 2000). Bu fazda oluşan magmatik birlikler genel olarak yüksek potasyumlu, kalk-alkalin ve hibrid petrokimyasal karakteristiğe sahiptir. Bu birliklerde mantodan gelen magma %50'den fazla oranda kabuk malzemesi ile karışmıştır (Borsi vd. 1972; Yılmaz 1989; 1990; 1997; Güleç, 1991). Yüksek orandaki kabuk bileşeni Oligosen-Erken Miyosen'de magmanın kalın bir kabuk içinden geçerek geldiği izlenimini verir. İkinci magmatik faz, alkali bazalt lavların püskürmesi sonucunda Geç Miyosen-Pliyosen döneminde meydana gelmistir (Fytikas vd., 1984; Ercan vd., 1985; Yılmaz, 1989; 1990; 1997; Seyitoğlu vd., 1997). Geç Miyosen-Pliyosen bazaltları kıtasal rift zonlarında oluşan lavlar ile benzer petrokimyasal özellikler gösterir (Fytikas vd., 1984; Ercan vd., 1985; Yılmaz, 1990; 1997). Bu veri bu zamandaki Batı Anadolu'nun tektonik yapısı ile uyumluluk sağlar. Savaşçın ve Güleç (1990), sıkışma rejimi ile ilişkili gelişen volkaniklerin genellikle kalkalkalen, gerilme rejimi ile ilişkili gelişen volkaniklerinde daha çok alkalen ancak bazen gerilme rejimi içerisinde gelişen volkaniklerinde kalk-alkalen karakter taşıdıklarını belirtmişlerdir. Dolayısıyla Batı Anadolu'da sıkışma rejiminden gerilme rejimine geçişin her zaman kalk-alkalen volkanizmadan alkalen volkanizmaya geçişle temsil edilmediğini, gerilme rejimine geçişte yer yer kalk-alkalen volkanizmanında halen etkinliğini sürdürdüğünü ifade etmişlerdir. Aynı araştırıcılar kalk-alkalin volkanizmanın manto ve kabuksal kaynak etkileşimi, alkalen volkanizmanın gerilme rejimi içerisinde kıtasal kabuğun incelmesine bağlı olarak kabuksal kirlenmenin ihmal edilebilir derecede düşük olduğu ve direkt manto kökenli olduğu üzerinde durmuşlardır. Yine Anadolu'da Geç Miyosen'e kadar devam eden sıkışma rejiminin daha sonra gerilme rejimine dönüşmesinin kalk-alkalen volkanizmadan alkalen volkanizmaya geçişle temsil edildiği görüşü Yılmaz (1990), Güleç (1991), Savaşçın (1991) tarafından iddia edilmiştir. Kıtasal kabuk içerisinde gelişen bu volkanik aktiviteler üzerine yapılan çalışmalarda; genelde volkanizmanın kökeni, karakteri ile bölgesel ölçekteki tektonik yapılar ve tektonik rejimler (sıkışma yada gerilme tektoniği) arasındaki ilişkiler aydınlatılmaya çalışılmış olmakla birlikte tartışmalar halen devam etmektedir.

Batı Anadolu'da gelişen geç volkanizma (Oligo-Miyosen); baskın olarak kalk-alkalin bazaltik andezit ve Geç Miyosen-Kuvaterner döneminde gelişmiş alkalın bazaltlar ile karakterize olur. Bu alanda gelişen volkanizma, bölgede sıkışma tektoniğinden gerilme tektoniğine geçişe yaklaşık olarak paralellik sunar (Innocenti vd., 1975; Yılmaz, 1990; Güleç, 1991; Yılmaz vd., 2000; Güleç vd., 2002).

Francalanci vd. (2000); Batı Anadolu'da Erken-Orta Miyosen kalk-alkalin volkanizmasına eşlik eden şosonitik ultrapotasik-lamproitik birlikteliklerinin, Ege bölgesinde Sakarya ve Anadolu kıtalarının, Kretase-Eosen çarpışmasından sonra gelişen, okyanussal dalma-batma ile ilişkili olduğunu belirtir. İkinci alkalin volkanik faz ise Orta Miyosen'de başlamış zamanla hacimsel olarak genişlemiş ve Üst Miyosenden sonra en etkin hale gelmiştir (Möller, 2004). Genç trakibazaltik-bazaltik volkanik kayaçlar ve ultrapotasik-lamproidik kayaçlar ise kıta içi gerilme tektoniği sonucu gelişmiştir (Doglioni vd., 2002; Innocenti vd., 2004). Bu gelişime bağlı olarak önce kalk-alkalın strato-tip volkanizma daha sonra ise alkalın ürünler gelişmiştir (Möller vd., 2004).

Yılmaz vd. (2000) Masifinin orta bölümünde K-G doğrultusunda gelişen grabenleşmenin Erken Miyosen'den itibaren D-B doğrultusunda açıldığını ifade etmişlerdir. Araştırmaya göre K-G doğrultusunda gelişen açılma Geç Miyosen'den itibaren başlar. Batı Anadolu'da ortaç ve felsik bileşimli ilk granitik plütonlar Oligosen-Erken Miyosen döneminde sığ kıtasal kabuğa sokulum yapmışlardır. Bu kayaçlar yüksek potasyum içerikli kalkalkalen ve hibritik özellik gösterirler ve kıtasal kabukla yüksek oranda kontamine olmuşlardır (Yılmaz, 1990; Güleç, 1991). Menderes Masifi bölgesinde izlenen diğer bir magmatik faz ise Kula yöresinde Geç Miyosen-Pliyosen döneminde gelişmiş olup kırık hatları boyunca alkali bazaltik lavlardan meydana gelmiştir (Fytas vd., 1984; Ercan vd., 1985). Bu volkanizmanın Geç Miyosen-Erken Pliyosen döneminde gelişen K-G yönlü açılmaya bağlı olarak erozyon sonucunda yüzeylenir. Menderes Masifinde bazik volkanizmaya Kula, Kiraz ve Söke yörelerinde rastlanılmaktadır. Masifin graben zonları içinde saptanan zengin jeotermal kaynaklar, volkanik aktivitenin günümüzde de sürdüğünü göstermektedir (Dora vd., 1992).

KD uzanımlı basenlerin önemli karakteristiği plütonik ve volkanik kayaçlar üreten geniş yayılımlı magmatizmanın varlığıdır (Erkül vd., 2005). Günümüze kadar verilen radyometrik yaş tayinleri Türkiye'nin batısında Senozoyik yaşlı volkanizmanın zaman zaman oluştuğunu açıkça gösterir. Magmatik fazların kökeni ve nedenleri günümüzde de tartışma konusudur (Erkül vd., 2005). Bu konuda üç tür model ortaya atılmıştır. (i) Doğu Akdeniz okyanussal tabanının Ege hendeği boyunca dalması sonucu K-G sıkışma rejimleri altında gelişen magmatizma (Fytikas vd., 1984; Pe-Piper ve Piper, 1989, 2001). (ii) İkinci model farklı zamanlarda farklı karakterde magmatizma faaliyeti gelişimi ile ilgilidir. Bunlardan birincisi Geç Oligosen-Erken Miyosen boyunca K-G sıkışma rejimi ile oluşan kalk-alkalin, yüksek K'lı şosonitik kayaçlarla karakterize olur. Daha sonraki magmatizma dönemi Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı K-G gerilme rejimi altında oluşan alkali eğilimli bazaltik kayaçlarla temsil edilir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör vd., 1985; Yılmaz, 1989, 1990; Savascın ve Gülec, 1990; Gülec, 1991). (iii) Magmatik fazlara ait ücüncü görüs Gec Oligosen'den başlayarak devam eden N-G gerilme rejimi altında gelişmiş magmatizmadır (Seyitoğlu ve Scott 1991, 1992; Seyitoğlu vd., 1997).

Güleç vd. (2002), Türkiye'de helyum izotopunun tektonik, volkanizma ve güncel sismik aktiviteler ile ilgisini incelemiştir. R/R_A değeri (R: örnek ³He/⁴He ve R_A : hava ³He/⁴He) 0.05-7.87 arasında geniş bir aralık sunar ve Türkiye'de birçok alanda manto kaynaklı helyum belirlenmiştir. Doğu Anadolu'da Nemrut volkanında manto katılımı en yüksek seviyelere ulaşırken sıkışma tektoniğinin hakim olduğu orta entalpili batı Anadolu jeotermal alanlarında göreceli olarak düşüktür (<%50). Batı Anadolu'da en yüksek He değeri Kula volkanında (2.8 R_A) ve Denizli'de (3.7 R_A) olarak bulunur. Batı Anadolu'da R/R_A değeri daha önceki çalışmalarda kıtasal gerilme alanlarında belirtilen değerlere göre düşüktür (Hooker vd., 1985, Oxburgh

vd., 1986, Smith ve Kennedy, 1985; Polyak ve Tolstikhin, 1985; Martel vd., 1989). Ancak manto helyumu Neojen-Kuvaterner volkaniklerle çevrili alanlardan daha geniş alanlara yayılmıştır. Helyumun manto ergiyiğinden litosfere transferi en olası mekanizmadır ve helyum 10^{6} - 10^{8} yıl kabukta depolanabilir (Kamensky vd., 1990). Batı Anadolu'da Neojen volkanizmasına katılan bir kısım manto helyumu, güncel gerilme tektoniği sonucu, kırık zonları boyunca, kabuğun derin kısımlarına kadar ulaşan yeraltısuları ile yüzeye taşınmaktadır. Magmatik aktivite bölgesel metamorfizmaya göre daha geniş ³He dağılımı sunar (Güleç vd., 2002). Kula volkanizmasında R/R_A oranı (1.72-2.84) Denizli jeotermal alanından (2.52-3.68) daha düşüktür. Denizlide güncel sismik aktivite vardır. Yüksek R/R_A oranı ve sismik aktivite yeraltında oluşan güncel bir magmatizma ile ilişkili olabilir (Güleç vd., 2002).

4. MATERYAL VE METOD

Hidrojeokimyasal çalışmalar, arazi ve laboratuvar çalışmaları olmak üzere iki bölümden oluşur; (i) su sıcaklığı, pH, Eh (redoks potansiyeli, mV), EC (elektriksel iletkenlik, μ s/sn), suda çözünmüş O₂ miktarı (mg/l), HS⁻ (mg/l), alkalinite-asidite (mg/l), HS⁻ (mg/l) gibi parametrelerin yerinde ölçülmesi ve laboratuvar çalışmaları için örnek alınması arazi çalışmalarını oluşturur. (ii) Laboratuvar çalışmaları ise, anyon-katyon (Na⁺, K⁺, Ca⁺², Mg⁺², Fe⁺², Ba⁺², Li⁺, Cl⁻, B⁺³, SO₄⁻², F⁻ vs.) ve izotop analizlerinin (δ O¹⁸, δ H², H³) belirlenmesi / değerlendirilmesi aşaması oluşturur.

4.1. Yerinde Ölçümler

Yeraltısularının içinde bulundukları koşulları yansıtması açısından önemli hidrojeokimyasal parametrelerin yerinde ölçülmesi gerekir. Yerinde ölçümler (i) su örneklerindeki su sıcaklığı, pH, Eh (redoks potansiyeli, mV), EC (elektriksel iletkenlik, μs/sn), çözünmüş O₂ miktarı (mg/l), alkalinite-asidite (mg/l), HS⁻ (mg/l) değerleri gibi bazı parametrelerin örnekleme noktasından laboratuvar ortamına getirilene kadar değişmesi, (ii) su kalitesine ilişkin doğrudan bilgi sağlanması ve (iii) arazi verileri ile laboratuvar verileri ile karşılaştırma yapılması amacıyla yürütülür. Bu çalışma kapsamında, inceleme alanında bulunan jeotermal suların hidrojeoloji, hidrojeokimya ve izotop jeokimyasal özelliklerinin belirlenmesi amacıyla 26 adet sıcak su noktasında in-situ ölçümleri (su sıcaklığı, pH, Eh, EC, çözünmüş O₂ miktarı, alkalinite-asidite ve HS⁻ değeri) yapılmış, anyon-katyon ve izotop çalışmaları için örnekleri alınmıştır (Şekil 4.1.). Bu çalışmada kullanılan yerinde ölçüm cihazları, bu cihazlara ait özellikler ve dedeksiyon limitleri Çizelge 4.1.'de verilmiştir.

Arazi çalışmalarında yerinde yapılan ölçümlerden sonra laboratuarda anyonkatyon ve amaca uygun olarak ölçülecek diğer parametreler içim örnek alınır.



Şekil 4.1. Çalışma alanında yerinde ölçümlerden bir görünüm (Babacık Pınarı, 19.10.2002)

Alınacak su örneklerinin bölgeyi temsil etmesi gerekir. Bu çalışma kapsamında çalışma alanında yer alan jeotermal alanlardaki sıcak suları hidrojeokimyasal olarak değerlendirmek amacıyla 26 adet tanımlayıcı örnek alınmıştır. Örneklerin hidrojeokimyasal olarak değerlendirilmesi / yorumlanması amacı ile su örneklerinin anyon ve katyon (Na⁺, K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, Fe²⁺, B⁺³, Ba⁺², Li⁺, Cl⁻, SO₄²⁻, HCO₃⁻ ve F⁻) analizleri yapılmıştır. Anyon/katyon ölçümleri Süleyman Demirel Üniversitesi, Jeotermal Enerji, Yeraltısuyu ve Mineral Kaynakları Araştırma ve Uygulama Merkezi'nde yürütülmüştür. Suda çözünmüş iyon analizleri için genellikle 500 ml'lik polipropilen örnekleme şişeleri kullanılmıştır (Şekil 4.2.). Ayrıca çalışma alanında bulunan diğer jeotermal alanlarla karşılaştırmaların yapılması amacıyla Menderes Masifi Kıtasal rift zonlarında daha önce çalışan çeşitli araştırıcıların (Özgür, 1998; Giese, 1997; Karamanderesi, 1997; Karamanderesi, vd., 1991; Khayat, 1998; Vengosh vd., 2001; Kasap, 1984 ve Şimşek, 1985, Karamanderesi ve Helvacı, 2003) verileri dikkate alınmış ve 71 adet analiz değeri hidrojeokimyasal olarak değerlendirmiştir (Çizelge 5.1). Bu çalışmada, inceleme alanındaki jeotermal

Fizkokimyasal Parametrele	Birim	Cihaz Adı	Cihazın Markası	Ölçüm aralığı	Kullanılan Solüsyon
Sıcaklık	[⁰ C]	Termometre	Testo 95-1	- 50 °C ile 400 °C	/
pH değeri		pH-metre	WTW pH 95 ile pH probu	0.00 ile 14.00 / \pm 0.01 pH ve 0 ile 100 0 C	WTW pH tampon çözeltileri (pH 7/pH 4; pH 10)
Eh değeri (Redox potansiyeli)	[mV]	pH-metre	WTW pH 95 ile Eh probu	\pm 1250 mV/ \pm 1 mV ve 0 - 100 0 C	Mettler Toledo Eh tampon çözeltisi
EC (Elektriksel iletkenlik)	[µS/cm]	Elektriksel İletkenlik ölçer	WTW LF-95 ile EC probu	0.00 μ S/cm ile 1999 mS/cm ve -5 ile 50 0 C	WTW redox tampon çözeltisi
Çözünmüş O2 içeriği	[mg/l]	Oksimetre	WTW Oxi-340 ile oksijen probu	0-50 mg/l O_2 ve 0 ile 50 ^{0}C	Elektrolit çözeltisi (ELY/G), temizlik çözeltisi (RL/C
Alkalinite değeri	[mmol/l]	Alkalinite testi	Merck Aquamerck® 1.11109.0001	0.1-10 mmol/l	İndikatör p, indikatör m ve titrasyon solüsyonu
Asidite değeri	[mmol/l]	Asidite Testi	Merck Aquaquant® 1.11108	0.1-10 mmol/l	İndikatör p, indikatör m ve titrasyon solüsyonu
HS	[mg/l]	Hidrojen Sülfid Test	Merck Aquaquant® 1.13316.0001	0.0225 mg/l S ²⁻	

Çizelge 4.1. Çalışmada kullanılan yerinde ölçüm cihazları ve özellikleri

kaynakların izotop jeokimyasal karşılaştırmasını yapabilmek amacıyla 25 adet jeotermal su noktasından döteryum (δH^2), oksijen18 (δO^{18}) ve trityum (³H) analizleri için örnek alınmıştır. Örneklemede δD ve $\delta^{18}O$ izotop çalışmaları için 50 ml'lik polipropilen şişeler kullanılmıştır. Trityum (³H) analizleri için 1 l'lik cam şişeler kullanılmıştır.



Şekil 4.2. Arazide örnek alımı ve in-situ ölçümleri (Bozköy-Alangüllü, 14.09.2002).

Çalışmada δO^{18} , δH^2 duraylı izotopları ile H³ duraysız izotop analizleri GSF Hidroloji Enstitüsü (Neuherberg, Almanya)'da yürütülmüştür. Ayrıca bu alanda yürütülmüş öncel çalışmalara (Özgür, 1998; Union, 1983; Correia vd., 1990; Şimşek, 2003) ait izotop verileri dikkate alınarak, bu çalışma kapsamında elde edilen verilerle tamamlanmıştır. Örneklerin laboratuar ortamına ulaşıncaya kadar korunması amacıyla 100 ml örnek için pH<2 oluncaya kadar 65%'lik HNO₃ eklenmiştir.

4.2. Analiz Yöntemleri

Hidrojeokimyasal çalışmalarda analiz sonuçlarının doğruluğu ve güvenilirliği, detaylı ve hassas laboratuar çalışmalarına bağlıdır. Jeokimyasal çalışmalarda her element dedeksiyon limitleri dikkate alınarak ve çalışmanın amacına göre farklı analitik yöntemler/aletler kullanılarak analizleri yapılır. Bu çalışma kapsamında, örnekler laboratuvar ortamına getirildikten sonra hızla çalışmalara başlanılmıştır. Kesinlik (precision), doğruluk (accuracy) ve ölçülebilir değer limiti (detection limit) analitik yöntemin uygunluğu tekrar edilen analizlerle devamlı kontrol altında tutulmuştur.

Bir elementin karakteristik dalga boyunda yaptığı ışıma, optik bir filtre tarafından toplanır ve bir fotodetektör ile ölçülen şiddeti elektrik sinyaline çevrilerek elektriksel işlemlerden sonra numune miktarı ile aynı boyutta sayısal bir çokluğa dönüşür. Bu çalışma çerçevesinde PEP 7 marka düşük sıcaklıkta çalışan, tek kanallı Na⁺, K⁺ iyonları ile Li⁺, Ca⁺² ve Ba⁺² analizlerini yapabilecek filtre düzeyine sahip alev emisyon fotometresi kullanılmıştır (Çizelge 4.2.).

Spektrofotometre, monokromatik ışın üreten bir cihazdır. Kaynaktan çıkan ışın demeti, monokromotör yardımıyla tek dalgaboylu ışına dönüşür ve bu ışın cam bir küvetin içindeki sıvı örneği aydınlatır. Örnekten geçen ışının bir bölümü soğrulur. Soğrulan fotonların miktarı konsantrasyonla ilgilidir. Soğrulmuş ışın dedektör tarafından algılanır ve algılanan ışın elektrik enerjisine dönüştürülerek ölçüm yapılır. Bu çalışma kapsamında laboratuvar ortamında analizi yapılan elementlere ait kullanılan cihazlar, analiz metodu ve ölçüm aralıkları Çizelge 4.3.'de verilmiştir. İyonmetrelerde her element için farklı kitler kullanılarak su içindeki element analizleri mg/l olarak ölçülebilir. Bu çalışmada 26 adet su örneğinde bulunan Cl⁻, SO₄⁻², F⁻, NO₃⁻, Mg⁺², Fe⁺² ve B⁺³ iyonları MERCK Nova 60 markalı spektrofotometre ile ölçülmüştür (Çizelge 4.2.).

Döteryum (δ^2 H), oksijen-18 (δ^{18} O) ve trityum (³H) izotopları hidrojeolojide çok kullanılan çevresel izotoplardır. Bu çalışmada duraylı izotoplardan δO^{18} , δH^2

duraylı izotopları ile H³ duraysız izotop analizleri kütle spektrometresi (MS) ile, δ^{3} H analizleri GSF Hidroloji Enstitüsü (Neuherberg, Almanya) tarafından yürütülmüştür. Çalışmada kapsamında 26 adet sıcak su noktasında δ^{2} H, δ^{18} O ve ³H izotop analizi yapılmıştır.

Element	Kullanılan Cihaz	Analiz Metodu	Ölçüm aralığı
Na ⁺	Flame Photometer JENWAY PFP 7	Fotometrik	120-160 mmol/l
\mathbf{K}^+	Flame Photometer JENWAY PFP 7	Fotometrik	0-10.0
Ca ⁺² , Li ⁺	Flame Photometer JENWAY PFP 7	Fotometrik	
Mg ⁺²	MERCK Spektroquant [®] , Nova 60	Fotometrik	5.0-50 mg/l
SO4 ⁻²	MERCK Spektroquant [®] , Nova 60	Fotometrik	100-1000 mg/l
HCO ₃ ⁻	MERCK, Aquamerck [®]	Titrimetrik	0.1-10 mmol/l
F	MERCK Spektroquant [®] , Nova 60	Fotometrik	0.10-1.50 mg/l (Round cell)
Fe ⁺²	MERCK Spektroquant [®] , Nova 60	Fotometrik	0.05-5.00 mg/l (10 mm cell)
B ⁺³	MERCK Spektroquant [®] , Nova 60	Fotometrik	0.050-0.800 mg/l (10 mm cell)
Cl	Dr LANGE Lasa [®] Aqua	Fotometrik	1-70 mg/l
HS	MERCK, Aquaquant [®]	Kolorimetrik	0.02-0.25 mg/l
NO ₃ ⁻	Dr LANGE Lasa [®] Aqua	Fotometrik	1-60 mg/l
δ ³ H	MS	Liquid scintillation counting	
δ^2 H, δ^{18} O	MS		

Çizelge 4.2. Bu çalışmada analiz yapılan elementler ve çalışma yöntemleri

Uygun yöntemler kullanılarak yapılan analizlerin doğruluğunu kontrol etmek son derece önemlidir. Yeraltısularında yapılan birçok analizin doğruluk değeri kolayca kontrol edilebilir. Su içindeki anyon ve katyonların laboratuvar ortamında değeri genellikle mg/l olarak belirlenir. Ancak eriyik haldeki sıvının kimyasal reaksiyon gücü, bunların ağırlıkları ile değil tepkimeye giren equivalent sayısı ile ilişiklidir. Yani çözeltilerin elektriksel olarak yüklerinin eşit olması gerektiğinden, çözeltilerdeki toplam katyonlar meq/l cinsinden eşit olmalıdır. Yapılan bu işeme iyon bilançosu denir.

 \sum Katyon = \sum Anyon

İyonik denge yüzde olarak:

(\sum Katyon - \sum Anyon / \sum Katyon + \sum Anyon) * 100 formülü kullanılarak saptanır.

Hesaplanan değer %5 'ten küçük ise yapılan analizler doğrudur. Yine hesaplanan değer % 5 'in üzerinde ise; (i) yapılan analizler doğru değildir, (ii) hesaplanan iyonik denge formülünde başka bileşenler mevcuttur, (iii) su oldukça asidiktir ve hesaplamada H⁺ iyonları dahil edilmemiştir, (iv) su önemli miktarlarda organik iyon içerir (Hounslow, 1995).

4.3. Hidrojeokimyasal Çalışmalarda Anyon ve Katyon Değerleri

Klor: Jeotermal kaynaklarda yüksek klor (Cl⁻) konsantrasyonları, doğrudan derin bir rezervuar kayaçtan beslenmeyi işaret eder (Nicholson, 1993). Bu durumda, soğuma ve ya soğuk su ile karışım en alt düzeyde olmalıdır. Sıcak veya kaynayan sulardaki düşük Cl⁻ seviyeleri, yeraltısuyu seyrelmelerini yansıtır. Cl⁻ içeriğinin artması deniz suyu kontaminasyonu ile ilişkiyi de gösterir. 1000 mg/l ve üzerinde klor içeren sular Cl⁻ tipli sulardır (Nicholson, 1993).

<u>Sülfat:</u> Derin kökenli jeotermal akışkanlarda SO_4^{-2} konsantrasyonu genellikle düşüktür (<50 mg/kg), ancak hidrojen sülfürün (HS⁻) oksidasyonu ile SO_4^{-2} konsantrasyonu artar (Nicholson, 1993). Cl⁻ konsantrasyonlarından büyük yada yaklaşık eşit olan yüzey sularındaki yüksek SO_4^{-2} konsantrasyonları genellikle yüzeye yakın sular içinden buhar yoğunlaşmasının varlığını gösterir (Nicholson, 1993).

Derin akışkanlarda toplam çözünmüş karbonat <u>Bikarbonat:</u> kökenli konsantrasyonu (HCO₃^{-,}, CO₃⁻², H₂CO₃ veya CO₂), karbondioksit kısmi basıncı (P_{CO2}) ve çözeltinin pH değerine bağlıdır (Nicholson, 1993). Atmosferdeki 0.003% (P_{CO2}=0.0003)'tür (Hounslow, 1995). Kaynama sırasında CO₂ gazının azalması, çözeltinin pH değerini arttırır ve sular alkali özellik kazanır. pH değeri yaklaşık 6-10 arasında ise, çözeltide bikarbonat iyonları (HCO₃) baskındır. Daha düşük pH değerlerinde, ortamda karbonik asit (H₂CO₃) hakim olur; daha alkali sularda ise karbonat (CO₃⁻²) baskın iyondur. pH \leq 3,8 ise bu sularda çözünmüş CO_3^{-2} , karbonik asit olarak; pH değeri 8 civarında ise ortamda HCO_3^{-1} olarak bulunur (Nicholson, 1993). HCO_3^- ve CO_2 varlığında sulardaki iyon konsantrasyonları kayaçlardaki geçirimlilik ve yanal yöndeki akıştan etkilenir.

Sonuç olarak; rezervuardan doğrudan beslenen kaynaklarda $HCO_3^$ konsantrasyonu en düşük seviyededir. HCO₃^{-/}SO₄⁻² oranı, suyun akış yönünün göstergesidir. Yüksek akım zonundan suyun akışı su-kayaç ilişkisinin artışına, dolayısıyla HCO₃⁻ üretiminin artışına neden olur. Yanal akışın artışı ile su- kayaç HCO₃^{-/}SO₄⁻² oranı artar etkileşimi artar ve ortamdan H₂S kaybolarak (Nicholson, 1993). HCO₃⁻ değerince zengin sularda (TDI>600 mg/l) su-kayaç ilişkisi hakimdir. Sıcak sularda bikarbonatın yüksek olması sıcak sularla evaporitik kayaçların etkileşimde olmadığını gösterir (Nicholson, 1993). Ca⁺²- HCO_3^{-} tipli sular kirectaşları ile, Ca^{+2} - Mg^{+2} - HCO_3^{-} tipli sular dolomitler ile sıcak suların etkileşimini belirtir. Yüksek K⁺ içerikli Na⁺-HCO₃⁻ tipli sular ise feldspat, plajiyoklas ve piroksen içeren magmatik ve volkanik kayaçlarla sıcak suların etkileşimini ifade eder (Mazor, 1991).

Flor: Doğal sularda florun kaynağı; florit, apatit, mika ve amfibol gibi minerallerdir. Genellikle anyon değişimi sonucunda kaolinitlerin adsorbsiyonu ile oluşur; pH=6 ise adsorbsiyon en yüksek seviyededir. (pH>7.5 ve pH<4 olduğunda desorpsiyon gelişir). Alkalin sular genel olarak yüksek F⁻ içerir. Deniz sularının F⁻ içeriği <1 mg/l'dir (Hem, 1992). Hounslow ve Back, (1985)'e göre kaolinitten adsorbsiyon sonucunda bazı alkali suların F⁻ içeriği >1 mg/l'dir. Jeotermal akışkanlardaki F⁻ içeriği, genellikle 10 mg/l'den düşüktür. F⁻ kayaç-su etkileşimi sonucu farklı mineral fazlarında (iz olarak mikaların yapısında) bulunabilir. CO₂ basıncı yüksek ise kalsiyum, ortamda bulunan F⁻ ile bileşik oluşturur (Nicholson, 1993). Yüksek F⁻ konsantrasyonu, ortamda düşük kalsiyumu işaret eder. Ender olarak yüksek F⁻ değerleri meteorik sular içinde volkanik gazların (HF⁻) yoğunlaşması ile üretilebilir. Bu durumda F⁻ çok yüksek CI⁻ ve SO4⁻² değerleri ile birlikte oluşur (Nicholson, 1993). Yüksek F⁻ konsantrasyonları, sedimenter kayaçlara göre, riyolit, pomza, ve obsidiyen gibi volkanik kayaçların su-kayaç etkileşimindeki önemini gösterir (Mahon,1964).

Brom: Deniz suları 67 mg/l (Hounslow 1995), doğal tuzlu sular (natural brines) 100-1000 mg/l Br⁻ (Collins, 1975) içerir. Jeotermal sularda Br⁻ genel olarak düşüktür. Ancak jeotermal sulara deniz suyu karışımı olduğunda Br oranı yükselir. Br/Cl ve Br/I oranı sulara denizsuyu karışımı olup olmadığını belirlemek amacıyla kullanılan iyi bir indikatördür (Nicholson, 1993).

İyot: Yüksek seviyelerdeki iyot içeriği organik maddelerce zengin sedimanter kayaçlar ile ilişkilidir. Yüzeye yakın zonlarda organik materyalce zengin zonlarda bulunur (Nicholson, 1993).

<u>Sodyum ve Potasyum:</u> Sodyum (Na⁺) ve potasyum (K⁺) konsantrasyonu mineral-akışkan dengesine bağlı olarak, sıcaklıkla kontrol edilir. Sodyum jeotermal rezervuar akışkanın ana katyonudur ve konsantrasyonu yaklaşık 200-2000 mg/l'dır (Nicholson, 1993). Potasyum iyonu da jeotermal akışkanlardaki major katyondur. Ancak jeotermal sularda potasyum, sodyuma göre daha düşük seviyelerde bulunur (kabaca Na⁺ konsantrasyonunun onda biri kadar K⁺). Na⁺/K⁺ oranı yüksek sıcaklıklı zonlar için iyi bir yol göstericidir. Düşük Na⁺/K⁺ oranı yüksek sıcaklığı işaret eder. Düşük Na⁺/K⁺ oranı (~<15) yüzeye hızlı ulaşan suları belirtir. Bu durum yüksek akışa sahip yapılarla veya daha geçirgen zonlarla ilgilidir. Na⁺/K⁺ oranının yüksek olması yanal akışın yüzeye yakın reaksiyonların varlığının ve jeotermal sularda iletken soğumanın göstergesidir (Nicholson, 1993).

<u>Kalsiyum ve Magnezyum:</u> Doğal sularda kalsiyumun kaynağı kalsit (CaCO₃), aragonit (CaCO₃), dolomit ((CaMg(CO₃)₂), jips (CaSO₄. 2H₂O), anhidrit (CaSO₄), florit (CaF₂), plajiyoklas (anortit, CaAl₂Si₂O₈), piroksen (diyopsit, CaMgSi₂O₆) ve amfiboller (NaCa₂(Mg,Fe,Al)Si₈O₂₂(OH)₂) olabilir. Genellikle calsit, jips ve montmorillonitlerde yer alır (Hounslow,1995).

Minerallerin çözünürlüğünü etkileyen faktörler jeotermal akışkanlarındaki Ca⁺² seviyesini de etkiler. Burada özellikle CO₂ basıncı önemlidir. Sularda kaynama sırasında CO₂ miktarının azalışı, kalsit çökelimini ifade eder (Nicholson, 1993). Yüksek sıcaklıktaki akışlarda kalsiyum konsantrasyonu genellikle düşük seviyededir (<~50mg/kg). Buna karşın asitlik ve tuzlulukla Ca⁺² artar. Na⁺/Ca⁺² oranı, Na⁺/K⁺ oranı gibi yüksek değerlerde daha fazla rezervuardan direkt beslenimi göstermek amacıyla kullanılabilir (Nicholson, 1993). Doğal sularda magnezyumun kaynağı dolomitlerdir ((CaMg(CO₃)₂). Ayrıca magnezyum; olivin ((Mg,Fe)₂SiO₄), piroksen (diyopsit, CaMgSi₂O₆), amfibol (NaCa₂(Mg,Fe,Al)Si₈O₂₂(OH)₂ ve mikalardan (K(Mg,Fe)₃(AlSi₃)O₁₀(OH)₂) da gelebilir. Başlıca monmorillonitlerde bulunur (Hounslow,1995). Yüksek sıcaklıktaki jeotermal akışkanlarında Mg⁺² seviyesi genellikle çok düşüktür (0,01- 0,1 mg/kg) Çünkü Mg⁺² ikincil, alterasyon minerali olarak illit, montmorillonit ve özellikle kloritin yapısına kolayca katılır. Yüksek konsantrasyondaki Mg⁺² yüzeye yakın yersel kayaçlardan Mg⁺² yıkanmasını (leaching) veya nipeten Mg⁺²; ce zengin yeraltısularıyla ilişkiyi işaret eder (Nicholson, 1993).

<u>Alüminyum:</u> Kloritli sularda alüminyum çok düşük seviyelerde oluşur ($<\sim$ 0,02 mg/kg). Rezervuar akışkanının Al⁺³ konsantrasyonu, genellikle < 2mg/kg'dır. Buna karşın hareketsiz element olarak adlandırılır ve genellikle silis ile birlikte hareket eder. Asitik sular ise kayaç ilişkisi nedeniyle yüksek (yaklaşık 100 mg/l) Al⁺³ içerir (Nicholson, 1993).

Nadir Alkaliler: Li⁺, Rb⁺, Cs⁺ elementleri yüzeyde artan hareket (migration) ve yanal akış ile azalır. Tipik konsantrasyon seviyeleri Li⁺<20 mg/l, Rb⁺<2 mg/l Cs⁺<2 mg/l' dir. Li⁺; Cl⁻, SiO₂ ve yüzeye yakın reaksiyonlarla kil mineralleri içine alınır (Nicholson, 1993). Bazı piroksen ve mika gibi Li⁺ içeren minerallerde lityum, magnezyumun yerine gecebilir. Li⁺ bazı tuzlu sularda ve evaporitlerde oluşabilir (Hounslow, 1995). Jeotermal sularda sıcaklık artışı ile Li⁺ oranıda artar. Benzer koşullar altında Li⁺ varlığında Mg⁺² azalır. Bu nedenle Li⁺/Mg⁺² kimyasal jeotermometre olarak kullanılır (Kharaka ve Mariner, 1987). Lityum; illit ve diğer kil minerallerinde adsorbe olur (Shaw ve Sturchio, 1992). Petrol ile ilgili tuzlu sular tipik olarak 5-50 mg/l Li⁺ içerirken (Collins, 1975), deniz suları 0.17 mg/l Li⁺ içerir (Hounslow, 1995). <u>Silisyum:</u> Kuvars gibi kristal haldeki silisyumun çözünürlüğü normal yeraltısuları sıcaklığında oldukça düşük jeotermal sularda ise yüksektir (Truesdell, 1984).

Bor ve Klor: Jeotermal sistemlerde B⁺³ ve Cl⁻ genellikle suların kökenini ve sistemler içinde farklı rezervuarlar arasındaki karışımı belirlemek amacıyla kullanılır (Truesdell, 1975; 1991; Arnorssón, 1985; Arnorssón ve Andrésdóttir, 1995). Her iki elementinde mutlak ve göreli oranları çok değişkenlik sunar. Bu nedenle farklı rezervuarlar, karakteristik Cl⁻/B⁺³ oranlarına sahiptir. Deniz suları, yüksek Cl⁻/B⁺³); magmatik uçucular, düşük Cl⁻/B⁺³; bazaltların yıkanması (leaching) ile oluşan sular ortaç Cl⁻/B⁺³ ve yüzey suları değişken ancak genellikle yüksek Cl⁻/B⁺³ olarak tanımlanır (Aggarwal vd., 2000). Cl⁻ ve B⁺³ jeotermal sularda çözünürlüğü yüksek olan elementlerdir. Cl⁻ ve B⁺³ özellikle >100 ⁰C üstündeki jeotermal sularda, ikincil mineral olarak yer alabilirler (Ellis ve Mahon, 1964; 1967). Düşük sıcaklıklarda B⁺³ absorbsiyon yolu ile kil minerallerinden veya ikincil minerallerden taşınabilir (Keren ve Mezuman, 1981; Seyfried vd., 1984). Arnorssón ve Andrésdóttir (1995) yüksek sıcaklıktaki jeotermal sistemlerde düşük Cl⁻/B⁺³ oranını magmatik uçucuların girişimi ya da faz ayrımı ile açıklar.

5. ARAŞTIRMA BULGULARI

5.1. Büyük Menderes Kıtasal Rift Zonu

5.1.1. Jeoloji

Büyük Menderes rift zonunda Kızıldere, Tekkehamam, Gölemezli, Yenice, Pamukkale, Germencik, Bozköy, Ilıcabaşı ve Salavatlı jeotermal alanları bulunmaktadır. Kızıldere jeotermal alanı Batı Anadolu Bölgesi rift sistemleri içinde yer alır (Şekil 5.1.). Büyük Menderes kıtasal rift zonu, D-B uzanımlı olup Denizli'nin doğusundan başlayarak Ege Denizi içinde devam ederek yaklaşık 200 km'ye ulaşır (Şekil 5.1.). Büyük Menderes kıtasal rift zonu Söke'de 30 km, Nazilli'de 35 km, Denizlide 40 km, Salavatlı'da 10 km, ve Buharkent'te 5 km genişlik sunar (Şimşek, 1988). Kızıldere jeotermal alanı derinliği 500-1000 m arasında değişen sekiz üretim kuyusu ile Türkiye'de ilk elektrik enerjisi üretilen jeotermal santraldir (Şekil 5.2.).



Şekil 5.1. Çalışma alanında bulunan Büyük Menderes, Küçük Menderes ve Gediz kıtasal rift zonlarında gelişen direnaj sistemleri, ana nehirler ve tektonik hatlar (Şaroğlu vd., 1992'dan düzenlenmiştir)



Şekil 5.2. Kızıldere jeotermal alanından bir görünüm (12.05.2004)

Kızıldere jeotermal alanı, jeolojik olarak Prekambriyen-Kambriyen yaşlı metamorfik (orto ve para gnayslar) ve Pliyosen yaşlı sedimanter kayaçlardan oluşur (Şekil 5.11., Şimşek, 1985). Temelde yer alan Paleozoyik yaşlı Menderes metamorfitleri gnays, mika şist, ve birbirleri ile geçişli mika şist, kuvarsit ve mermer içerikli İğdecik formasyonundan oluşur (Şimşek, 1985; Özgür, 2001; Şekil 5.3.).

İğdecik formasyonunda bulunan kalın mermer seviyeleri genellikle şistlerin en üst seviyelerinde şistlerle ve kuvarsitlerle ardalanma sunar. Mermerler genellikle koyu gri ve açık renkli, iri kristalli, mika pullu, bol eklemli, ince-orta, belirgin katmanlıdır (Şimşek, 1985). Temeldeki metamorfik kayalar, Pliyosen yaşlı ve dört farklı litolojiye ayrılan sedimanter kayaçlar ile üstlenir (Şimşek,1985; Şekil 5.3.): (i) Masif üzerine uyumsuzlukla Kızılburun formasyonu gelir. Formasyonun kalınlığı 0-300 m olup farklı litolojik özellilkler sunar (Şimşek,1985). Kızılburun formasyonu tabanda kalın, kızıl-kahve renkli taban çakıltaşı ile başlar ve kumtaşı, miltaşı, kiltaşı ardalanması ile devam eder. Kızılburun formasyonu, yüksek kil içeriğinden dolayı

sıcak sular için iyi bir örtü kayaç niteliğindedir. (ii) Kızılburun formasyonuyla düşey yönde geçişli Erken Pliyosen yaşlı Sazak formasyonu gelir (Şimşek, 1984). Birim başlıca gri renkli kireçtaşı, marn, miltaşı, kiltaşı ve diyatomitten oluşmuştur. Karbonat oranının artışı bu birimi diğerlerinden ayırır ve kalınlığı 150-400 m arasında değişir. Sazak formasyonu kırıklı, çatlaklı tektonik yapısından dolayı Kızıldere jeotermal alanında -800 m derinlikte ve 198 ⁰C sıcaklığa sahip - birinci sığ rezervuar kayayı oluşturur (Şimşek, 1984).



Şekil 5.3. Kızıldere ve çevresindeki jeotermal alanların jeolojik haritası (Şimşek, 1985 ve Özgür, 1998'den düzenlenmiştir)

(iii) Sazak formasyonu üzerinde dereceli geçişli gelen Kolonkaya formasyonu, kumtaşı-marn ardalanmasından oluşur ve 350-500 m kalınlık sunar (Şimşek, 1985). (Şekil 5.3.). Özgür (2001)'göre bu birim, sıcak suların çıkış noktalarında gözlenen yersel hidrotermal silisik alterasyon ve hematitleşme ile diğer birimlerden ayrılır. (iv) Pliyo-Kuvaterner yaşlı Tosunlar formasyonu, Erken Pliyosen yaşlı birimleri, uyumsuz olarak üzerler (Şimşek, 1985). 500 m.'den daha fazla kalınlık sunan birim, alacalı kırmızı sarımsı çakıltaşı, kumtaşı ve fosilli kil birimleri içeren çamurtaşı ve kireçtaşından oluşur (Şimşek, 1985; Şekil 5.3.).

Kızıldere jeotermal sahasında, Büyük Menderes nehrinin Kuvaterner yaşlı alüvyon dolgusu yüzeysel hakim litolojiyi oluşturur ve çakıl, kum, mil ve kil ardalanmasından oluşur (Şekil 5.3.). Gediz ve Büyük Menderes kıtasal rift zonlarını birleştiren alanda alüvyon genişliği 15 km'ye kadar ulaşır. Derelerin rift zonlarındaki düzlüğe açıldığı bölgelerde geniş alüvyon yelpazeleri gelişmiştir. Jeotermal alanda yüzeylenen yamaç molozları, fay şevlerinin etkisiyle gelişmiştir. İnceleme alanında yüzeylenen yamaç molozları, köşeli yer yer çok iri bloklu çakıllı kumlu milli ve killi malzemeden oluşmuştur (Şimşek, 1985). Şekil 5.4.'de inceleme alanına ait arama ve üretim yapılan kuyularındaki kayaç birimlerine ait şematik sütun kesit verilmiştir.



Şekil 5.4. Kızıldere ve çevresinde bulunan arama ve üretim kuyularındaki kayaç birimlerine ait şematik kolon kesit (Vogel, 1997)

Kızıldere jeotermal alanı, jeolojik olarak tektonizmanın etkin olduğu bir alanda yer almaktadır (Şekil 5.5). Erişen vd. (1996)'ne göre sıyrılma fayları olarak haritalanan kırık hatlarının hemen hepsi derine doğru eğimleri gittikçe azalan normal faylardır. Bölgesel yapıyı kontrol eden kırık hatları, D-B, KD-GB, KB-GD doğrultuludur. Bu alanda sığ nitelikli birinci rezervuarı Sazak formasyonu oluşturur. İkincil rezervuar derin olup İğdecik formasyonu içerisinde gelişmiştir. Şimşek (1985) gnays-kuvarsit bileşimli ve rezervuar sıcaklığı 250-260 ⁰C olan üçüncü bir rezervuarın varlığından bahseder. En yüksek sıcaklığa sahip bu rezervuar derin odaklı olup metamorfik temelde yer alır (Erişen vd., 1996; Şimşek, 2003; Bkz. Şekil 5.3; Şekil 5.5.).



Şekil 5.5. Kızıldere jeotermal alanının GGB-KKD yönlü enine kesiti (Özgür, 1998)

Tekkehamam jeotermal alanı, Kızıldere jeotermal alanının güneyinde, Büyük Menderes kıtasal rift zonu güney kenarında yer alır (Bkz. Şekil 5.1) ve jeolojik özellikleri Kızıldere jeotermal alanına benzerlik sunar (Bkz. Şekil 5.3). Tekkehamam ve çevresinde Uyuz Hamamı, İnaltı Kaplıcası ve Babacık Pınarı gibi sıcak su çıkışları yer alır. Bu alanlar çalışma kapsamında Tekkehamam olarak adlandırılmıştır.

Pamukkale jeotermal alanında bulunan sıcak sular Çürüksu grabeninde yer alır. Çekirdek kayaçları kuvarsit, şist ve mermer gibi Paleozoyik yaşlı Menderes Masifi metamorfik kayaçlarından oluşur (Şekil 5.6.). Bu kayaçlar mikaşist, kuvarsit ve mermer ardalanması ile üzerlenir. Tüm birimler farklı oranlarda granat ve biyotit mineralleri içerir. Kalın-çok kalın mermer katmanları genellikle gri renkli ve mika fenokristalleri içerir. Temeldeki bu kayaçlar çok güçlü tektonik hareketlere maruz kalmıştır. Metamorfik temel kayaçlar ince Pliyosen ve Kuvaterner kayaçlarla üzerlenir. Pliyosen kayaçlar konglomera, kumtaşı, kil taşı ve killi kireçtaşı seviyelerden oluşur. Kuvaterner yaşlı alüvyon ve travertenler bölgenin en genç kaya birimleridir. Alüvyon Çürüksu vadisi boyunca uzanır. Geç Pleistosen-Güncel (Holosen) yaşlı travertenler yaklaşık 20 km²'lik bir alan kaplar (Şekil 5.6; Şimşek, 2000).

Bölge Üst Miyosen-Kuvaterner boyunca bölgesel tektonik hareketlerden etkilenmiştir. Ege graben sisteminin oluşmasına bağlı olarak oluşan faylar listrik karakterde normal faylardır. Lateral faylar normal faylara göre daha fazla yanal genleşmeye neden olur. Buradaki sıcak suların çıkışları KB-GD doğrultulu fay hattına bağlı olarak gelişmiştir (Bkz. Şekil 5.1). Pamukkale jeotermal sahasında Paleozoyik yaşlı karstik mermer ve Mesozoyik yaşlı kireçtaşları akifer kayaçları oluşturur (Şekil 5.6; Şimşek, 2000).



Şekil 5.6. Pamukkale hidrotermal alanının GB-KD yönlü enine kesiti (Dilsiz vd., 2004)

Germencik jeotermal alanı, Büyük Menderes kıtasal rift zonunda bulunan yüksek entalpiye sahip ülkemizin önemli jeotermal sahalarından biridir. Temelde Paleozoyik yaşlı Menderes Masifine ait kayaçlar yer alır (Şekil 5.7., Şekil 5.11.). Bu kayaçlar gnays, şist, metakuvarsit ve şistler içinde bulunan mermer merceklerinden oluşur. Gnayslar şistler üzerine bindirmeli dokanakla gelir (Bozköy bindirmesi). Menderes Masifi kayaçları uyumsuz olarak Neojen yaşlı karasal sedimentlerle üzerlenir (Şimşek, 1984; Şekil 5.7., Şekil 5.11). Kuvaterner alüvyon alandaki en genç birimdir (Filiz, 2000). Germencik jeotermal alanı Bozköy-Çamur ve Ömerbeyli jeotermal alanı olarak iki guruba ayrılır. Buradaki sıcak suların çoğu grabenin tektonik olarak aktif olan kuzey kenarında yer alır ve Büyük Menderes grabeninde şekillenen D-B uzanımlı faylarla kontrol edilir (Filiz vd., 2000; Şekil 5.7.). Neojen öncesi gelişen bindirme fayına bağlı olarak kataklastik etkiler kataklazmaya uğrayan gnayslarda belirgindir. Bindirme ve graben tektoniğinin yüksek geçirimlilik ve gözeneklilik oluşturması ile jeotermal sular için rezervuar oluşmuştur (Şimşek, 1983). Karamanderesi vd. (1991) ve Güner vd. (1986) tarafından sedimenter sığ jeotermal sular, derin temel rezervuar olmak üzere iki rezervuara ayrılırlar. Paleozoyik yaşlı kırıklı kuvars şist, gnays ve karstik mermerler birinci rezervuarı, Neojen yaşlı kumtaşı ve konglomeralar ikinci rezervuarı oluşturur (Filiz, 2000).



Şekil 5.7. Germencik jeotermal alanının jeoloji haritası (Şimşek, 1984; Filiz vd., 2000).

Salavatlı jeotermal alanı Büyük Menderes grabeninin orta kesimlerinde bulunur ve D-B uzanımlı faylarla karakterize olur. Jeotermal alanın tektonik ve stratigrafik özellikleri Germencik jeotermal alanına benzer (Şekil 5.11.). Salavatlı jeotermal



Şekil 5.8. Salavatlı jeotermal alanının jeoloji haritası (Karamanderesi, 1997)

alanında jeolojik olarak ortognays ve paragnayslar, gözlü gnays, mikaşist, kuvars şist, metakuvarsit ve mermer birimlerinden oluşur. Gnayslar şist ve mermerler üzerine bindirmeli olarak gelir (Şekil 5.8., Karamanderesi, 1997). Grabenleri dolduran Tersiyer sedimenter kayaçlar neotektonik aktiviteler sonucunda gelişmiş olup metamorfik temel üzerinde birikmişlerdir Şekil 5.11.). Neojen yaşlı sedimenter kayaçlar iri-ince taneli kumtaşı, silttaşı ve iyi çimentolanmış konglomeralardan oluşur. Bu birimler taban kayaçlardan ince bir linyit tabakası ile birbirinden ayrılır. Mineral parajenezine dayanarak Menderes Masifi metamorfik kayaçları orta-yüksek sıcaklık ve basınçta oluşan rejyonal metamorfizma ile simgelenir. Allokton gözlü gnayslar ve örtü şistler içinde mineral parajenezi olarak klorit-biyotit-muskovitgranat-stavrolit-kıyanit-sillimanit bulunur. Neotektonik aktiviteler sonucunda gelişen fisür ve kırık zonlarında kuvarş, kalsit ve klorit damarları oluşmuştur (Şekil 5.8., Karamanderesi ve Helvacı, 2003). Enjeksiyon ve üretim testleri sıcaklık ölçümleri sonucunda bölgenin oldukça yüksek gözenekli ve geçirimli zonlardan oluştuğunu gösterir Şekil 5.9.).



Şekil 5.9. Salavatlı jeotermal alanının enine kesiti (Karamanderesi ve Helvacı, 2003)

Menderes Masifindeki tektonik gelişim ve evreleri ile hidrotermal alterasyonlar ilişkilidir (Karamanderesi ve Helvacı, 2003). Jeotermal alanda gözlenen kuvars, albit, klorit, kalsit aragonit, dolomit, kaolinit, illit, montmorillonit, speküler hematit, jips, dikit, vermikülit, pirit, siderit ve hidrobiyotit hidrotermal alterasyon mineralleridir. Bu minerallerin varlığı aktif jeotermal akışkan dolaşımının halen aktif olduğunu göstermektedir. Klorit, kalsit, illit, kaolinit, dikit, montmorillonit, pirit ve hidrobiyotit mineral parajenezi Salavatlı jeotermal alanının rezervuar sıcaklığının 200 ⁰C olduğunu işaret etmektedir. Jeofizik ve jeofiziksel çalışmalar jeotermal aktivitenin aktif fay sistemi ile yakından ilişkili olduğunu gösterir (Şekil 5.8; Şekil 5.9, Karamanderesi ve Helvacı, 2003).

Salavatlı jeotermal alanında MTA tarafından açılan AS-1 (1510 m) ve AS-2 (962 m) kuyuları bulunmaktadır (Şekil 5.10.). Bölgede fay zonları boyunca sığ derinliklere kadar sokulan dayklar bulunur (Karamanderesi ve Helvacı, 2003). Jeotermal alanında rezervuar kayaçlar Menderes Masifi kayaçları tarafından üstlenen mermerlerdir (Karamanderesi, 1997). Bu zonlar oldukça geçirimli ve gözenekli ortamlara sahiptir. Bölgede Miyosen-Pliyosen yaşlı sedimenter kayaçlar örtü kayaç niteliğindedir.



Şekil 5.10. Salavatlı jeotermal sahasındaki kuyuların (AS-1 ve AS-2) sütun kesiti (Karamanderesi, 1997)


Şekil 5.11. Kızıldere, Salavatlı, Germencik (Büyük Menderes kıtasal rift zonu) ve Salihli (Gediz kıtasal rift zonu) jeotermal alanlarının basitleştirilmiş kuyu logları (Möller vd., 2004)

5.1.2. Hidrojeoloji ve Hidrojeokimya

5.1.2.1. Hidrojeoloji

Büyük Menderes kıtasal rift zonunda bulunan Büyük Menderes Nehri, yılın tüm zamanı akan bir nehirdir. Büyük Menderes Nehrinin ortalama debisi kış ve ilkbahar aylarında 16 m³/s, yaz ve sonbahar aylarında kurak mevsim etkisi ile ortalama 2 m³/s civarındadır (Özgür, 2002). Büyük Menderes Nehri, Akçay, Çine Çayı gibi irili ufaklı birçok kollara ayrılır ve bu kollar zaman zaman mevsimsel değişikliklere bağlı olarak kurak dere özelliği gösterir (Bkz. Şekil 5.1).

Kızıldere jeotermal alanında bulunan yeraltısuları konumu ve ilişkisi morfolojik kriterler ve çeşitli korelasyonlar ile ortaya çıkarılabilir. Çalışma alanının kuzey kısmında, özellikle Buldan Horstu üzerinde, yeraltısuyu akım yönü daha çok güneye doğru olmaktadır. Burada jeotermal su rezervuarı doğrudan beslenmektedir. Kızıldere jeotermal sisteminden çevresinde bulunan su bölümü çizgisine uzaklık yaklasık 10 km kadar olmaktadır. Jeotermal sistemin su beslenim alanı yaklasık 100-150 km kadardır. Çalışılan alan 430,15 mm yıllık ortalama yağış miktarı ve 17,6 °C yıllık ortalama sıcaklığına sahiptir (Simşek, 1985). Yıllık yağışın önemli bir miktarı Aralık ayından Mart ayına kadar olan kış mevsiminde düşmektedir. Buna karşın yılın diğer mevsimleri genel olarak kurak geçmektedir. Yılın kurak mevsimleri yeraltısularının azalmasına neden olmaktadır. Bu mevsimde yüzey suları jeotermal suların beslenmesinde önemli rol oynamamaktadır. Atık sıcak sular boşaltma kanalı üzerinden 8,1-8,5.10⁶ m³/a ile Büyük Menderes nehrine akmaktadır: bunun 4,0- $4,2.10^5$ m³/a kısmı boşaltma kanalı üzerinden atmosfere karışmaktadır (Giese, 1997). Bütün bu suların boşaldığı yer Dinar yakınlarında karst kaynağı olarak doğan, Sarayköy, Aydın ve Söke'yi geçip Akköy yakınlarında Ege Denizine dökülen Büyük Menderes nehridir.

Bu çalışma kapsamında Büyük Menderes kıtasal rift zonlarında yüzeylenen Gölemezli, Yenice, Tekkehamam, Kızıldere, Pamukkale, Bozköy, Ilıcabaşı, Salavatlı sıcak su çıkış noktaları ve Gencelli soğuk su noktalarından örnekleme yapılmış ayrıca Küçük Menderes kıtasal rift zonunda yüzeylenen Bayındır sıcak suları ve Gediz kıtasal rift zonunda yüzeylenen Kurşunlu-Çamurlu (Salihli) sıcak sularında öncel çalışmalarla saptanan veriler (Kasap, 1984; Khayat, 1988; Karamanderesi vd. 1991; Karamanderesi, 1997; Giese, 1997; Özgür, 1998; Tarcan vd., 2000; Vengosh vd., 2002; Gemici ve Tarcan, 2002) aynı diyagramlarda kullanılarak incelenmiştir.

İnceleme kapsamında bu çalışma ve diğer incelemelere ait toplam 72 adet sıcak su örneği kullanılmıştır. Elde edilen veriler Çizelge 5.1.'de verilmiştir. Büyük Menderes rift zonlarında bulunan jeotermal alanlardan; Gölemezli sahasından 2, Yenice sahasından 4, Kızıldere sahasından 9, Pamukkale sahasından 3, Bozköy sahasından 1, Ilıcabaşı sahasından 1, Tekkehamam sahasından 4, Salavatlı termal banyo kaynağından 1 olmak üzere toplam 25 adet sıcak su örneği alınmıştır. Ayrıca; öncel çalışmalarda Büyük Menderes kıtasal rift zonunda yer alan Germencik sahasından 16, Salavatlı sahasından 4; Küçük Menderes kıtasal rift zonunda bulunan Salihli jeotermal alanından (Kurşunlu-Çamurlu) 21, Gediz kıtasal rift zonunda yüzeylenen Bayındır sahasından 4 adet örnek bu çalışma kapsamında kullanılmıştır (Çizelge 5.1.; Bkz. Şekil 5.1). Bu çalışma kapsamında 25 adet sıcak su noktasından in-situ (yerinde) ölçüm (su sıcaklığı, pH, Eh -redoks potansiyeli-, EC -elektriksel iletkenlik-, suda çözünmüş O₂ miktarı, HS', alkalinite-asidite vs.) ve laboratuvar şartlarında iyon ve izotop analizleri yapılmıştır. In-situ (yerinde) ölçümler Eylül-Kasım 2002 aylarında gerçekleştirilmiştir.

5.1.2.2. Hidrojeokimya

Jeotermal sular içinde dolaştıkları rezervuar kayaçların litolojik özelliklerinden etkilenir. Sert ve kırılgan litolojiler sonucunda oluşan kırık ve çatlaklar aktif graben tektonizması yoluyla ikincil geçirimliliğin oluşmasına neden olmuştur. Denizli ve çevresinde bulunan jeotermal sularda sığ rezervuar kayaçlar Pliyosen yaşlı kireçtaşları, Aydın ve çevresinde Miyosen konglomeralardır. İkinci rezervuar kayaçlar ise mermer-kuvarsit birimidir (Şimşek 2003).

Büyük Menderes kıtasal rift zonunda yüzeylenen Gölemezli, Yenice, Tekkehamam, Kızıldere, Pamukkale, Salavatlı, Bozköy, Ilıcabaşı, Germencik sahalarından alınan 25 adet örneğin Na⁺, K⁺, Ca⁺², Li⁺, Mg⁺², Fe⁺², B⁺³, Cl⁻, SO₄⁻², HCO₃⁻, CO₂⁻², F⁻, NO₃⁻ analizleri, Süleyman Demirel Üniversitesi Jeotermal Enerji Yeraltısuyu ve Mineral Kaynakları Araştırma ve Uygulama Merkezi'nde gerçekleştirilmiştir (Cizelge 5.1.) Bu değerler Piper diyagramında Ca⁺², Na⁺, Mg⁺², HCO₃⁻, Cl⁻, SO₄⁻² bilesenleri dikkate alınarak değerlendirilmiş ve çalışma alanının su tipleri belirlenmiştir. Buna göre; Büyük Menderes kıtasal rift zonunda yüzeylenen Gölemezli sahası Na⁺-Mg⁺²-SO₄⁻²-HCO₃⁻, MTA sondajı I (Yenice) ve Yenice II Na⁺-SO₄⁻²-HCO₃⁻, iken, Yenice I ve MTA sondajı II (Yenice) Na⁺-Ca⁺²-SO₄⁻²-HCO₃⁻ karakterlidir (Şekil 5.13.). Tekkehamam sıcak su kaynakları Na⁺-SO₄⁻²-HCO₃⁻, Babacık kaynağı Na⁺-Ca⁺²-SO₄⁻² ve Uyuz hamamı Na⁺-SO₄⁻²-HCO₃⁻ karakterlidir. Kızıldere sahasındaki sular ise genel olarak Na⁺-SO₄⁻²- HCO₃⁻ iken, Pamukkale sahasında Ca⁺²-Mg⁺²-SO₄⁻²-HCO₃, Bozköy jeotermal alanındaki sular Na⁺-Cl⁻- HCO_3^- , Ilıcabaşı sahasında yüzeylenen termal sular, $Na^+-HCO_3^-$ su tipine sahiptir. Salavatlı termal banyo kaynağı ise Mg⁺²-Ca⁺²-HCO₃⁻ karakterli suları temsil eder (Sekil 5.12.).

Karamanderesi vd. (1991), Özgür (1998) ve Vengosh vd. (2002) verilerine göre; Germencik sahasında Na^+ -Cl⁻-HCO₃⁻ su tipi belirlenmiştir (Şekil 5.12.). Salavatlı sahası ise Özgür (1998) ve Karamanderesi (1997) verilerine göre Na^+ -Cl-HCO₃⁻ tipli sulardır (Şekil 5.12.). Büyük Menderes kıtasal rift zonuna ait su tipleri Şekil 5.12. ve Çizelge 5.2.'de verilmiştir.

No	Örnek	Lokasyon	Tarih	t (C ⁰)	рН	Eh (mV)	EC(mS/cm)	Li ⁺ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	$Mg^{+2}(mg/l)$
1	D-4	Gölemezli (MTA yeni sondajı)	14.09.2002	70.7	6.46	-170	2760	1.15	494.30	100.44	142.2
2	D-5	Gölemezli Çamur banyoları	14.09.2002	58.4	6.29	-324	4340	1.50	646.40	80.35	178.4
3	D-8	Bozköy	14.09.2002	58.3	6.68	-223	7610	6.52	1470.60	106.10	51.2
4	D-7	Yenice I (Çöken yer)	14.09.2002	36.4	6.21	-184	1540	0.52	317.10	104.10	70.8
5	D-10	MTA Sondajı II (Yenice)	19.10.2002	66.3	7.12	-26	3130	0.99	666.70	100.50	84.5
6	D-11	MTA Sondajı I (Yenice))	19.10.2002	53.4	6.85	-11	3150	1.02	705.90	103.30	75.3
7	D-12	Yenice II (Kamara Kaplıcası)	19.10.2002	54.8	6.56	-70	3250	1.02	725.50	103.30	77.3
8	D-13	Aydın Ilıcabaşı	19.10.2002	54.9	7.18	-41	6420	4.52	1784.30	167.60	45.3
9	D-14	Gencelli (Soğuk su kaynağı)	19.10.2002	19.6	7.36	147	101.5	0.05	7.70	6.90	10.5
10	D-15	İnaltı Ilıcası	19.10.2002	94.8	7.56	-199	3890	2.35	1019.60	100.50	38.9
11	D-16	Tekkehamam (Çavuşoğlu Tesisleri)	19.10.2002	68.5	7.19	22	5170	5.44	1392.20	134.00	42.3
12	D-17	Bubacık Pınarı	19.10.2002	57.7	6.37	-283	3150	2.06	546.70	61.40	97.3
13	D-18	Uyuz Hamamı (Kükürtlü Kaynağı)	19.10.2002	59.0	7.4	24	4200	4.88	1235.30	117.30	38.9
14	D-9	Kızıldere (R-1)	14.09.2002	96.1	9	-350	6130	6.20	1549.00	203.90	14.0
15	D-19	Kızıldere/KD13	16.11.2002	95.1	9.09	-308	6400	5.50	1431.40	153.60	<5
16	D-20	Kızıldere/ KD 22	16.11.2002	99.2	8.95	-356	6280	5.75	1411.80	159.20	<5
17	D-21	Kızıldere/KD16	16.11.2002	95.5	8.96	-356	6540	6.2	1509.80	162.00	<5
18	D-22	Kızıldere/KD14	16.11.2002	95.8	9.14	-383	6410	5.96	1451.00	164.80	<5
19	D-23	Kızıldere/ KD15	16.11.2002	95.5	9.67	-362	6450	5.96	1451.00	184.30	<5
20	D-24	Kızıldere/KD21	16.11.2002	96.2	8.92	-355	6350	6.01	1431.40	175.90	<5
21	D-25	Kızıldere/KD06	16.11.2002	96.9	9.07	-260	5980	5.3	1372.50	178.70	<5
22	D-30	Kızıldere/ KD 20	29.03.2003	94.8	9.06	-350	5800	6.01	1304.02	158.50	<5
23	D-26	Salavatlı (Termal Banyo Kaynağı)	16.11.2002	31.9	6.07	50	1440	0.38	47.00	6.10	216.0
24	D-27	Havuz Pamukkale (Özel İdare)	16.11.2002	35.0	6.22	152	2350	0.16	68.60	7.50	150.0
25	D-28	Askeriye (Pamukkale Jandarma)	16.11.2002	35.0	6.04	120	2340	0.16	68.60	7.50	140.0

Çizelge 5.1. İnceleme alanındaki yeraltısuyu ve jeotermal suların hidrojeokimyasal analiz sonuçları.

No	Örnek	Lokasyon	Tarih	t (C ⁰)	μd	Eh (mV)	EC(mS/cm)	Li ⁺ (mg/l)	$Na^{+}(mg/l)$	$\mathbf{K}^{+}(\mathbf{mg/l})$	$Mg^{+2}(mg\Lambda)$
26	D-29	Karahayıt (Pamukkale)	16.11.2002	51.9	6.54	-19	2880	0.35	176.50	33.50	167.0
27	ÖB3	Germencik (ÖB-3) ¹		83	7.31	-150.00	7440.00	9.40	1425.00	155.00	0.1
28	ÖB6	Germencik (ÖB-6) ¹		94				9.20	1404.00	146.00	1.4
29	ÖB9	Germencik (ÖB-9) ¹ a		95				9.30	1384.00	147.00	0.2
30	ÖB9	Germencik (ÖB-9) ¹ b		95.0	8.33	-274.00		11.20	1800.00		
31	ÖB1	Germencik (ÖB-1) ¹		20.0	6.07	-47.00	6440.00	7.90	1345.00		
32	ÖB3	Germencik (ÖB-3) ²							1420.00	160.00	1.0
33	ÖB4	Germencik (ÖB-4) ¹		99.0	7.96	-127.00		9.70	1460.00		
34	ÖB9	Germencik (ÖB-9) ²						8.50	1550.00	160.00	15.0
35	GMW-75	Germencik (ÖB-3) ⁵		77.9	7.31	-150.00	7440.00	10.605	1602.90	167.66	0.1
36	SV1	Salavatlı 1 (SV-1) ¹		90.0	8.02	-395.00	5100.00	5.60	1195.00	94.00	7.5
37	SV2	Salavatlı 2 (SV-2) ¹		90.0	8.25	71.00	5000.00	5.90	1260*	103.00	1.2
38	AS-1	Salavatlı (AS-1) ^{3,4}	27.08.1987	25	8.71		5400.00	6.00	1500.00	85.00	0.0
39	AS-2	Salavatlı (AS-2) ^{3,4}	28.01.1987	20	7.67		4600.00	6.00	1100.00	90.00	1.1
40	GMW-73	Salavatlı (Hamam) ⁵		34.1	6.16	-11.00	1510.00	0.02	25.997	3.6562	98.98
41	GMW-74	Aydın ⁵		51.7	7.19	121.00	7100.00	5.454	1821.00	155.54	21.2
42	1_{S}	Germencik ⁶ (Khayat)		60	6.66				1199.00	125.00	25.0
43	2s	Germencik ⁶		50	6.90				1101.00	109.00	58.0
44	3w	Germencik ⁷			8.50			7.2	2050.00	85.00	1.0
45	4w	Germencik ⁸			8.50			8	1355.00	45.00	1.0
46	5w	Germencik ⁷			8.00			7.4	2810.00	191.00	2.0
47	6w	Germencik ⁸			8.70			18	1600.00	145.00	1.2
48	9w	Salihli ⁹		85	6.30				462.00	55.00	13.0
49	10w	Salihli ⁹		95	6.03				431.00	50.00	13.0
50	11w	Salihli ⁹		155	7.80				680.00	70.00	6.0

71

Çizelge 5.1. (devam)

am)
(dev
5.1.
izelge
Çizelge

No	Örnek	Lokasyon	Tarih	t (C ⁰)	pH	Eh (mV)	EC(mS/cm)	Li ⁺ (mg/l)	$Na^{+}(mg/l)$	$\mathbf{K}^{+}(mg/l)$	$Mg^{+2}(mg/l)$
51	12s	Salihli ⁹		51	6.03			1.8	199.00	24.00	23.0
52	13s	Salihli ⁹		42	5.98			1.8	500.00	62.00	15.0
53	14s	Salihli ⁹		06	4.85			1.84	426.00	51.00	9.0
54	KW1	Salihli, Kursunlu (TW) ¹		94.0	7.28	-191	1995	3.84	415.1	50.50	14.1
55	KW2	Salihli, Kursunlu (TW) ¹		97.0	7.86	-166	2210	3.84	409.1	50.50	16.1
56	KW3	Salihli, Kursunlu (TW) ¹		67.9	6.86	-95	2670	5.15	542.4	66.66	8.7
57	KW4	Salihli, Kurşunlu (TW) ¹		34.7	6.85	312	2430	1.42	529.2	50.50	21.2
58	KW6	Salihli, Kursunlu (TW) ¹		74.0	7.10	-83	1956	3.43	371.7	46.46	18.7
59	KW7	Salihli, Kursunlu (TW) ¹		96.0	7.03	-199	2120	4.24	453.5	60.60	13.0
60	KW8	Salihli, Kursunlu (TW) ¹		40.0	6.33	363	1920	0.78	106.1	12.93	42.4
61	KW9	Salihli, Kursunlu (TW) ¹		36.0	6.40	215	1890	0.03	14.5	3.87	55.5
62	K1	Salihli, Kurşunlu sıcak suyu ²	06.10.1995						350.0	60.00	12.0
63	K2	Salihli, Kurşulu minaral suyu ²	06.10.1995						210.0	6.00	50.0
64	CW1	Salihli, Urganli (TW) ¹		79.0	6.95	-318	2260	1.35	484.8	47.47	18.2
65	CW2	Salihli, Urganli (TW) ¹		74.0	7.00	-326	2240	1.36	487.8	47.47	16.3
66	CW3	Salihli, Urganli (TW) ¹		64.0	6.42	-234	2340	1.37	496.9	48.48	19.2
67	U1	Salihli, Urganli ²	06.10.1995						520.0	50.00	14.0
68	CW4	Salihli, Camurlu (TW) ¹		51.0	6.21	-266	1720	1.64	188.9	24.24	23.2
69	BW2	Bayındır (BW2) ¹		46.0	6.87	-94	1015		226.0	10.10	6.2
70	BW15	Bayındır (BW15) ¹		46.3	6.88	-105	1045		203.0	9.10	6.6
71	80s	Bayındır ¹⁰		45.0	6.96				211.4	9.70	6.9
72	81s	Bayındır ¹⁰		45.0	7.04				191.7	9.80	10.4

CI ⁻ (mg/l)	40.0	86.0	1260.0	30.0	60	56	68	228	L	150	150	125	175	200.0	136	140	128	136	140	112	112	139.5	40	15	15
F ^(mg/l)	0.99	2.48	3.96	2.84	3.68	3.56	3.40	4.50	0.06	12.54	15.40	11.31	13.91	9.52	14.84	16.15	21.08	21.12	20.52	21.20	15.30	21.15	0.90	1.48	1.48
O ₂ (mg/l)	0.87	0.55		3.4	2.3	2.2	1.2	2.94	8.03	0.51	1.79	1.14	1.46	1.6	1.63	1.39	1.67	1.65	1.76	2.62	2.38	2	2.46	2.36	0.93
Si(IV) (mg/l)		20^{*}		10^*			25*			125.00*		37.5*	62.5*		175*	87.5*	200*	125*	200*	175*	150.00*	150.0^{*}			5.0^{*}
Al ⁺³ (mg/l)		0.2^{*}	0,60	0.04^{*}			0.02*			1.9^{*}		0.26^{*}	0.09*		0.5^{*}	0.6^{*}	0.78*	0.92^{*}	0.66^{*}	0.75*	0.48^{*}	0.9^{*}			0.16^{*}
B ⁺³ (mg/l)	5.76	7.74	39.65	2.55	3.61	3.56	4.16	40.20	<0.05	15.85	12.00	9.45	18.15	22.80	21.00	19.50	27.75	29.05	26.35	24.05	18.92	23.35	<0.05	0.72	0.70
$Zn^{+2}(mg/l)$		0.02*		0.02*			0.02*			0.09*		0.02*	0.01^{*}		0.07^{*}	0.02^{*}	0.02^{*}	0.02^{*}	0.02^{*}	0.03*	0.02*	0.03*			0.08
Fe ⁺² (mg/l)	0.53	0.07	<0.005	3.02	7.14	2.9	2.19	0.56	0.42	0.034	0.07	0.039	0.047	<0.005	0.05	0.14	0.1	0.07	0.08	0.06	0.07		4.69	0.06	0.05
$Mn^{+2}(mg/l)$		0.14*		0.15			0.06*			0.02*		0.02*	0.02*		0.02^{*}	0.02*	0.04^{*}	0.04^{*}	0.04^{*}	0.02*	0.04^{*}	0.02*			0.06*
$Ba^{+2}(mg/l)$				0.028*			0.014*			0.024^{*}		0.034^{*}			0.026*	0.193*	0.085*	0.112^{*}	0.068^{*}	0.126^{*}	0.201^{*}	0.06^{*}			0.011^{*}
$\mathrm{Sr}^{+2}(\mathrm{mg/l})$		14.44*	1.57^{**}	4.6^{*}			7.4*	1.7^{**}		5.3*		10.6^{*}	0.28*		0.11^{*}	0.05*	0.12*	0.2^{*}	0.36^{*}	0.13^{*}	0.12^{*}	0.16^{*}			6.1^{*}
$Ca^{+2}(mg/l)$	136.40	226.00	11.10	31.30	234.90	177.20	197.80	24.70	0.80	8.70	12.00	181.30	06.6	12.80	11.50	11.50	12.00	12.40	11.50	12.00	10.70	8.1	108.35	350.27	364.65
Örnek	D-4	D-5	D-8	D-7	D-10	D-11	D-12	D-13	D-14	D-15	D-16	D-17	D-18	D-9	D-19	D-20	D-21	D-22	D-23	D-24	D-25	D-30	D-26	D-27	D-28
No	1	2	3	4	5	9	7	8	6	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25

73

Çizelge 5.1. (devam)

No	Örnek	$Ca^{+2}(mg/l)$	$\mathrm{Sr}^{+2}(\mathrm{mg/l})$	$Ba^{+2}(mg/l)$	$Mn^{+2}(mg/l)$	Fe ²⁺ (mg/l)	$Zn^{+2}(mg/l)$	B ⁺³ (mg/l)	Al ⁺³ (mg/l)	Si(IV) (mg/l)	O ₂ (mg/l)	F ⁻ (mg/l)	CI ⁻ (mg/l)
26	D-29	377.10	9.8^{*}	0.016^{*}	0.08^{*}	2.45	0.16^{*}	1.06	0.06*	6.0^{*}	2.37	2.80	29
27	$\ddot{O}B3^{1}$	2.40	0.36						4.20			5.37	1704
28	$\ddot{OB6}^{1}$	50.00	0.78						0.06			5.15	1607
29	ÖB9 ¹	18.90	0.94						0.31			4.07	1610
30	ÖB9 ¹						0.03	74.60					2531
31	$\ddot{O}B1^{1}$						0.03	43.80					2236
32	$\ddot{O}B3^2$	20.00	2.00					50.70				5.70	1470
33	$\ddot{O}B4^{1}$						0.03	62.80					2262
34	$\ddot{O}B9^2$	20.00	11.00					54.20				5.60	1570
35	GMW-75 ⁵	7.777	0.18	0.00	0.04	0.76		62.60	0.66	200.00	1.95	6.71	1758
36	$SV1^{1}$	46.00	0.23		0.37	22.00	0.11	56.20					2658
37	$SV2^{1}$	17.00	0.22		0.08	19.00	0.04	61.70					2641
38	$AS-1^{3,4}$	6.00				<0.1		00.99		63.108			297
39	$AS-2^{3,4}$	14.00				1.20		42.00		83.209			233
40	GMW-73 ⁵	181.80	1.313		0.72	4.04	0.01			7.50		1.31	30
41	GMW-74 ⁵	58.58	2.1715	0.00	0.04	0.91	0.03	50.00	0.00	25.00	2.58	3.63	244
42	$1s^6$	69						41.00					1212
43	$2s^6$	66						45.00					1115
44	$3w^7$	3.2						63.00					1747
45	$4w^8$	6.4						45.00					1586
46	$5 w^7$	4.2						63.00					1948
47	$6w^8$	9						50.00					1790
48	$9w^9$	130						65.00					69
49	$10w^9$	31						31.00					90
50	$11w^9$	42						67.00					115
(1)	*)Özgür (1998), $(^{2})$	Vengosh, v	vd.(2001), (³)Karamai	nderesi (19	97), (⁴)Kara	amanderesi	vd. (1991)), (⁵)Giese (1	$(^{0}), (^{0})$	Khayat (]	(988),
$(^{7})\mathbf{K}$	asap (198	34), (⁸)Şim	şek (1985), (⁹)Tarcai	n vd. (2000)), (¹⁰)Gem	ici ve Tarca	ın (2002)				1	

Çizelge 5.1. (devam)

	· · · ·	_	-	-	_		-	-	-	-	-		_					_		-		
CI ⁻ (mg/l)	37.00	68.00	64.00	72.2	80.9	82.9	72.7	62.7	76.7	28.1	17.1	70.0	20.0	67.7	69.0	69.7	70.0	36.2	14.2	14.9	17.0	14.0
F ⁻ (mg/l)				2.52	2.46	2.53	4.86	1.97	2.38	0.61	0:30	2.20		4.86	4.84	4.94	4.50	1.18	1.70	1.53		
$O_2 (mg/l)$				2.00	2.40	3.60	3.20	2.90	2.30	2.60	4.20			3.00	1.80	1.50		2.00	1.5	0.7		
Si(IV) (mg/l)				57.70	56.10	67.70	29.60	79.10	58.60	24.00	11.40			29.47	30.16	29.00		43.70	31.77	27.50		
Al ⁺³ (mg/l)				lbu	0.005	0.044	lbu	0.100	0.045	lbu	lbu			lbu	lbu	0.800		0.040	0.01	lbu		
B ⁺³ (mg/l)	13.00	23.00	38.00	20.10	36.40	69.70	16.00	10.20	48.90	9.70	1.00	33.00	1.30	10.20	11.40	12.20	9.10	14.40	0.99	0.85	0.70	0.80
$\mathbf{Zn}^{+2}(\mathbf{mg/l})$																			lbu	lbu		
Fe ⁺² (mg/l)				lbu	lbu	0.25	lbu	0.35	1.2	0.6	4.5			lbu	lbu	lbu		lbu	0.1	0.05		
$Mn^{+2}(mg/l)$				lbu	lbu	0.34	lbu	lbu	0.06	0.26	0.52			lbu	udl	0.02		0.29	0.06	0.05		
$Ba^{+2}(mg/l)$																			0.99			
Sr ⁺² (mg/l)				0.19	0.49	0.57	1.04	0.52	0.42	0.9	0.8	0.6		1.04	1.05	1.22		0.82	1.04	0.9		
$Ca^{+2}(mg/l)$	134	45	10	10.10	75.75	62.62	43.43	91.91	43.43	298.96	380.77	10.00	90.00	25.25	37.37	48.48	15.00	177.76	56.00	57.00	54.80	56.10
Ornek	$12s^9$	$13s^9$	$14s^9$	$KW1^{1}$	$KW2^{1}$	$KW3^{1}$	$KW4^{1}$	$KW6^{1}$	$KW7^{1}$	$KW8^{1}$	$KW9^{1}$	$K1^2$	$K2^{2}$	$CW1^{1}$	$CW2^{1}$	$CW3^{1}$	$U1^2$	$CW4^{10}$	$BW2^{10}$	$BW15^{10}$	$80s^{10}$	$81s^{10}$
No	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72

(1988),
(⁶)Khayat (
²)Vengosh, vd.(2001), (³)Karamanderesi (1997), (⁴)Karamanderesi vd. (1991), (⁵)Giese (1997), (⁶)Kh ⁱ imşek (1985), (⁹)Tarcan vd. (2000), (¹⁰)Gemici ve Tarcan (2002), udl: dedeksiyon limit altı.
Özgür (1998), ap (1984), (⁸)
(¹) (*) (⁷)Ka:

Çizelge 5.1. (devam)

No	Örnek	NH4 (mg/l)	$H_2CO_3 (mg/l)$	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	CO ₃ ⁻² (mg/l)	NO ₃ (mg/l)	PO4 ⁻³ (mg/l)	HS ⁻ (mg/l)	$H_2S(mg/l)$	$SO_4^{-2}(mg/l)$	TDS (mg/l)
1	D-4			2033.50	0	<1				610	1707.80
2	D-5	12*	174^{*}	1293.62	0	<1	0.07*	2*	2.06^{*}	1740	3217.00
ю	D-8			2123.50	0	≤ 1	<1,84**			29	3108.00
4	D-7	3*	137*	1045.10	0	\sim	0.02^{*}	0.02*	0.02*	186	1025.00
5	D-10			2086.88	0	2				699	1977.60
9	D-11			2031.97	0	<1				684	1839.80
7	D-12	5*	87*	2007.56	0	<1	0.05*	0.02*	0.02^{*}	202	2090.40
8	D-13			5137.88	0	<1				48	2473.40
6	D-14			71.63	0	1				10	73.40
10	D-15	10^{*}	37*	689.53	0	<1	0.06*	0.03*	*£0.0	1576	3250.70
11	D-16			2526.23	0	<1				1336	3102.20
12	D-17	10^{*}	149^{*}	347.81	0	<1	0.04^{*}	5.07*	5.22*	1416	2708.90
13	D-18	5*	56*	1629.23	0	1	*60.0	0.1^{*}	0.1^{*}	1184	2997.20
14	D-9			1580.41	1034	<1				820	2840.80
15	D-19	3*		1720.76	830	<1	0.19^{*}	0.32*	0.33*	707	2871.80
16	D-20	17^{*}		1263.11	1040	<1	0.16^{*}	0.36^{*}	0.37*	665	2644.20
17	D-21	5*		1647.54	1028	<1	0.24^{*}	1^*	1*	700	3012.80
18	D-22	4*		1800.09	838	<1	0.19^{*}	1.04^{*}	1.04^{*}	749	2854.50
19	D-23	4*		1800.09	694	<1	0.24^{*}	0.8^{*}	0.82^{*}	882	3166.60
20	D-24	3*		1464.48	1014	<1	0.31^{*}	0.6^{*}	0.62^{*}	721	2895.10
21	D-25	3*		1333.90	1006	<1	0.28*	0.32*	0.33*	672	2721.90
22	D-30	3*		1586.52	958	<1	0.2^{*}	0.58*	0.6^{*}	765	
23	D-26			969.87	0	<1				267	1663.60
24	D-27			1177.69	0	<1				630	1739.40
25	D-28	*0		1202.09	0	<1	0.02^{*}	0.02*	0.02^{*}	630	1746.10
$(^{1})($	*)Özgür	$(1998), (^2)Ve$	ngosh, vd.(200	1), (³)Karamano	deresi (1997),	, ⁽⁴)Karaman	deresi vd. (1	991), (⁵)Gie:	se (1997), (⁶)	Khayat (1988	3),
$(^{7})\mathbf{K}$	asap (15)84), (⁸)Şimşe	sk (1985), (⁹)Та	rcan vd. (2000)	, $(^{10})$ Gemici v	ve Tarcan (20	002)			I	

Çizelge 5.1. (devam)

TDS (mg/l)	2127.50	3331.50	3309.30	3211.40	4461.60	3664.90	4720.00	3825.50	5000.00		4246.10	4265.70															×
$SO_4^{-2}(mg/l)$	889.00	24.00	19.00	20.00	41.50	32.20	20.00	30.60	80.00		161.00	156.50														Thayat (1988)	
H ₂ S (mg/l)	0.01^{*}																									s (1997), (⁶)K	
HS ⁻ (mg/l)	0.01^{*}									0.01					0.01	0.01										91), (⁵)Giese	
PO ₄ ⁻³ (mg/l)	0.03*									0.28			0.00			0.36										eresi vd. (199)2).
NO ₃ (mg/l)	~	lbu	lbu	ldu						0.10			2.00	<0.5	0.10											⁴)Karamande	Tarcan (200
CO ₃ ⁻² (mg/l)	0												138.00	0.00												sresi (1997), ((¹⁰)Gemici ve
HCO ₃ ⁻ (mg/l)	1348.54	1068.39	1323.33	1164.83			1600.00		1600.00	1647.40			3208.00	2831.00	787.10	4930.10	2426.00	2355.00	2123.00	1324.00	1531.00	00.006	1378.00	1220.00	1983.00), (³)Karamande	an vd. (2000).
H ₂ CO ₃ (mg/l)	*66									43.40					235.70	204.70										gosh, vd.(2001)	(1985) , $(^{9})$ Tarc
NH4 (mg/l)	*0									7.00			7.10	22.00		20.00										998), (²)Venξ	4). (⁸)Simsek
Örnek	D-29	$\ddot{O}B3^{1}$	$\ddot{O}B6^{1}$	$\ddot{O}B9^{1}$	$\ddot{O}B9^{1}$	$\ddot{O}B1^{1}$	$\ddot{O}B3^2$	$\ddot{O}B4^{1}$	$\ddot{O}B9^2$	GMW-75 ⁵	$SV1^{1}$	$SV2^{1}$	$AS-1^{3,4}$	$AS-2^{3,4}$	GMW-73 ⁵	GMW-74 ⁵	$1s^6$	$2s^6$	$3w^7$	$4w^8$	$5w^7$	$6w^8$	$9w^9$	$10w^9$	$11 w^9$)Özgür (1	asan (1984
No	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	(1)(*)	$\tilde{(7)}$ K

LL

Çizelge 5.1. (devam)

TDS (mg/l)																						
$SO_4^{-2}(mg/l)$	81	119	107	08	61	74	25	102	67	254	250	06		17	15	19	8	38	24.7	19.4	99	148
(I/gm) S ₂ H																						
HS ⁻ (mg/l)																			0.02	0.02		
$PO_4^{-3}(mg/l)$																			0.02	0.07		
NO ₃ (mg/l)				0.30	0.10	0.10	5.40	0.10	0.10	0.10	0.10			0.10	0.10	0.10		0.10	2.00	0.10		
CO ₃ ⁻² (mg/l)																						
HCO ₃ ⁻ (mg/l)	1076.00	1513.00	1080.00	1159.3	1355.8	1626.1	1562	1122.7	1336.2	1061.7	1086.1	1110	820	1452.2	1458.3	1342.3	1440	1110.5	784.1	710.8	659.0	691.0
$H_2CO_3 (mg/l)$				40.3	34.1	207.8	167.5	105.4	86.8	911.7	564.4			105.4	195.4	437.3		837.3	167.5	164.4		
NH4 (mg/l)				20.00	15.00	17.00	lbu	10.00	20.00	0.50				0.40	0.40	15.00		50.00				
Örnek	$12s^9$	$13s^9$	$14s^9$	$KW1^{1}$	$KW2^{1}$	$KW3^{1}$	$KW4^{1}$	$KW6^{1}$	$\mathbf{K}\mathbf{W}7^{1}$	$KW8^{1}$	$KW9^{1}$	$K1^2$	$K2^{2}$	$CW1^{1}$	$CW2^{1}$	$CW3^{1}$	$U1^2$	$CW4^{10}$	$BW2^{10}$	$BW15^{10}$	$80s^{10}$	$81s^{10}$
No	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72

Çizelge 5.1. (devam)

(¹) (^{*})Özgür (1998), (²)Vengosh, vd.(2001), (³)Karamanderesi (1997), (⁴)Karamanderesi vd. (1991), (⁵)Giese (1997), (⁶)Khayat (1988), (⁷)Kasap (1984), (⁸)Şimşek (1985), (⁹)Tarcan vd. (2000), (¹⁰)Gemici ve Tarcan (2002).



Şekil 5.12. Çalışma alanında bulunan sıcak sulara ait Piper diyagramı (Piper, 1953)

Büyük Menderes kıtasal rift zonunda yüzeylenen ve sekiz ayrı su tipi ile tanımlanan jeotermal alanların anyon ve katyon değişimleri incelenirse:

<u>Sodyum (Na⁺)</u> : Gölemezli, Yenice, Bozköy, Pamukkale'de yüzeylenen sıcak sular, 1000 mg/l altında Na⁺ değerleri gösterirken, Ilıcabaşı, Kızıldere, Salavatlı, Germencik sahalarındaki Na⁺ değerleri 1000-2810 mg/l aralığındadır. Büyük Menderes kıtasal rift zonundaki sıcak sularda en yüksek Na⁺ değerine Germencik sahasındaki sıcak sular sahiptir. Salavatlı hamamı düşük Na⁺ değerine göstermektedir Tekkehamam sahası ile 546.7-1235.3 mg/l arasında değer vermektedir (Bkz. Çizelge 5.1).

No	Örnek	Lokasyon	Su Tipi	Ref. ¹
1	D-4	Gölemezli (MTA yeni sondajı)	Na ⁺ -Mg ⁺² -SO ₄ ⁻² -HCO ₃ ⁻	Bu çalışma
2	D-5	Gölemezli çamur banyoları	$Na^{+}-Mg^{+2}-SO_{4}^{-2}-HCO_{3}^{-2}$	Bu çalışma
3	D-8	Bozköy Alangüllü	Na ⁺ -Cl ⁻ -HCO ₃ ⁻	Bu çalışma
1	D-7	Yenice I (Çöken yer)	Na ⁺ -Mg ⁺² -HCO ₃ ⁻	Bu çalışma
5	D-10	Yenice MTA Sondajı (Kuyu II)	Na ⁺ -Ca ⁺² -SO ₄ ⁻² -HCO ₃ ⁻	Bu çalışma
5	D-11	Yenice MTA Sondajı (Kuyu I)	Na ⁺ -SO ₄ ⁻² -HCO ₃ ⁻	Bu çalışma
7	D-12	Yenice II (Kamara Kaplıcası)	Na ⁺ -SO ₄ ⁻² -HCO ₃ ⁻	Bu çalışma
3	D-13	Aydın Ilıcabaşı	Na ⁺ -HCO ₃ ⁻	Bu çalışma
)	D-14	Gencelli (Soğuk su kaynağı)	Mg ⁺² -Na ⁺ -HCO ₃ ⁻	Bu çalışma
0	D-15	İnaltı Ilıcası	Na ⁺ -SO ₄ ⁻² -HCO ₃ ⁻	Bu çalışma
1	D-16	Tekkehamam (Çavuşoğlu Tesisleri)	Na ⁺ -SO ₄ ⁻² -HCO ₃ ⁻	Bu çalışma
2	D-17	Bubacık Pınarı	Na ⁺ -Ca ⁺² -SO ₄ ⁻²	Bu çalışma
13	D-18	Uyuz Hamamı (Kükürtlü Kaynağı)	Na ⁺ -SO ₄ ⁻² -HCO ₃ ⁻	Bu çalışma
14	D-9	Kızıldere (R-1 üretim Kuyusu)	Na ⁺ -CO ₃ ⁻² -HCO ₃ ⁻² -HCO ₃ ⁻²	Bu çalışma
15	D-19	Kızıldere/KD13	$Na^{+}-CO_{3}^{-}-SO_{4}^{-2}-HCO_{3}^{-2}$	Bu çalışma
6	D-20	Kızıldere/ KD 22	Na ⁺ -CO ₃ ⁻ - HCO ₃ ⁻	Bu çalışma
7	D-21	Kızıldere/KD16	Na ⁺ -CO ₃ ⁻ - HCO ₃ ⁻	Bu çalışma
8	D-22	Kızıldere/KD14	Na ⁺ -CO ₃ ⁻ -SO ₄ ⁻² -HCO ₃ ⁻	Bu çalışma
19	D-23	Kızıldere/ KD15	Na ⁺ -CO ₃ ⁻² -HCO ₃ ⁻² -HCO ₃ ⁻²	Bu çalışma
20	D-24	Kızıldere/KD21	Na ⁺ -CO ₃ ⁻² -HCO ₃ ⁻² -HCO ₃ ⁻²	Bu çalışma
21	D-25	Kızıldere/KD06	Na ⁺ -CO ₃ ⁻ -SO ₄ ⁻² -HCO ₃ ⁻	Bu çalışma
22	D-30	Kızıldere/ KD 20	Na ⁺ -CO ₃ ⁻ - HCO ₃ ⁻	Bu çalışma
23	D-26	Salavatlı (Termal Banyo Kaynağı)	Mg ⁺² -Ca ⁺² -SO ₄ ⁻² -HCO ₃ ⁻	Bu çalışma
24	D-27	Havuz Pamukkale (Özel İdare)	Ca ⁺² -Mg ⁺² -SO ₄ ⁻² -HCO ₃ ⁻	Bu çalışma
25	D-28	Askeriye (Pamukkale jandarma)	Ca ⁺² -Mg ⁺² -SO ₄ ⁻² -HCO ₃ ⁻	Bu çalışma
26	D-29	Karahayıt (Pamukkale)	Ca ⁺² -Mg ⁺² -SO ₄ ⁻² -HCO ₃ ⁻	Bu çalışma
27	ÖB3	Germencik (ÖB-3) ¹	Na ⁺ -Cl ⁻ -HCO ₃ ⁻	Özgür, 1998
28	ÖB9	Germencik (ÖB-9) ¹ a	Na ⁺ -Cl ⁻ -HCO ₃ ⁻	Özgür, 1998
29	ÖB9	Germencik (ÖB-9) ¹ b	Na ⁺ -Cl ⁻ -HCO ₃ ⁻	Özgür, 1998
30	ÖB1	Germencik (ÖB-1) ¹	Na ⁺ -Cl ⁻ -HCO ₃ ⁻	Özgür, 1998
31	ÖB3	Germencik (ÖB-3) ²	Na ⁺ -Cl ⁻ -HCO ₃ ⁻	Vengosh ve diğ., 2002
32	ÖB4	Germencik (ÖB-4) ¹	Na ⁺ -Cl ⁻ -HCO ₃ ⁻	Özgür, 1998
33	SV1	Salavatlı 1 (SV-1) ¹	Na ⁺ -Cl ⁻ -HCO ₃ ⁻	Özgür, 1998
34	SV2	Salavatlı 2 (SV-2) ¹	Na ⁺ -Cl ⁻ -HCO ₃ ⁻	Özgür, 1998
35	AS-1	Salavatlı (AS-1) ³	Na ⁺ -HCO ₃ ⁻	Karamanderesi, 1997
36	AS-2	Salavatlı (AS-2) ³	Na ⁺ -HCO ₃ ⁻	Karamanderesi, 1997
37	AS-1	Salavatlı (AS-1) ⁴	Na ⁺ -HCO ₃ ⁻	Karamanderesi ve diğ. 1991

Çizelge 5.2. Büyük Menderes kıtasal rift zonlarında bilinen jeotermal suların Piper diyagramına göre belirlenen su tipleri

Çizelge 5.2. (devam)

No	Örnek	Örnek Yeri	Su Tipi	Ref. ¹
38	AS-2	Salavatlı (AS-2) ⁴	Na ⁺ -HCO ₃ ⁻	Karamanderesi ve diğ. 1991
39	SV	Salavatlı (SV) ²	Na ⁺ -HCO ₃ ⁻	Vengosh ve diğ., 2002
40	GMW-74	Aydın ⁵	Na ⁺ -HCO ₃ ⁻	Giese, 1997
41	GMW-75	Germencik (ÖB-3) ⁵	Na ⁺ -Cl ⁻ -HCO ₃ ⁻	Giese, 1997
42	1s	Germencik ⁶	Na ⁺ -Cl ⁻ -HCO ₃ ⁻	Khayat, 1988
43	2s	Germencik ⁶	Na ⁺ -Cl ⁻ -HCO ₃ ⁻	Khayat, 1988
44	3w	Germencik ⁷	Na ⁺ -Cl ⁻ -HCO ₃ ⁻	Kasap, 1984
45	4w	Germencik ⁸	Na ⁺ -Cl ⁻ -HCO ₃ ⁻	Şimşek, 1984
46	5w	Germencik ⁷	Na ⁺ -Cl ⁻ -HCO ₃ ⁻	Kasap, 1984
47	бw	Germencik ⁸	Na ⁺ -Cl ⁻ -HCO ₃ ⁻	Şimşek, 1984

Potasyum (K⁺) : Kızıldere jeotermal alanı, 153.60-203.9 mg/l K⁺ içerir. Pamukkale ve Salavatlı hamamı ise 7.50-33.5 mg/l aralığında değişen düşük K⁺ değeri gösterir. Ilıcabaşı, Kızıldere, Salavatlı, Germencik, Yenice, Gölemezli, Bozköy, Tekkehamam alanlarındaki sıcak sularda ise bu değer 60-203.9 mg/l arasında değişmektedir (Bkz. Çizelge 5.1).

<u>Magnezvum (Mg⁺²)</u> : İnceleme alanında Mg⁺² değerleri Germencik jeotermal alanında 10-15 mg/l ile düşük değerler gösterir. Aynı şekilde Salavatlı ve Kızıldere sahaları da düşük Mg⁺² değerine sahiptir (1-21.21 mg/l). Buna karşın Bozköy, Ilıcabaşı, Yenice ve İnaltı alanlarında Mg⁺² içeriği 38.90-90.97 mg/l ile temsil edilir. Gölemezli, Denizli-Pamukkale de bu değer 140-178.4 mg/l arasında değişim gösterir (Bkz. Çizelge 5.1).

<u>Kalsiyum (Ca⁺²)</u>: Pamukkale sıcak suları en yüksek Ca⁺² değerlere sahiptir. Ayrıca Salavatlı, Yenice, Gölemezli, Tekkehamam sahalarında Ca⁺² değerleri diğer sıcak su kaynaklarına göre daha yüksektir. Salavatlı, Germencik, Bozköy, Ilıcabaşı ve Kızıldere jeotermal alanlarındaki sıcak sular Ca⁺² içeriği belirgin olarak düşüktür (Bkz. Çizelge 5.1).

Bor (\mathbf{B}^{+3}) : İnceleme alanındaki Salavatlı, Germencik, Ilıcbaşı, Kızıldere, Bozköy sahalarında \mathbf{B}^{+3} içeriği oldukça yüksek değerler (18.925-74.60 mg/l), Yenice,

Gölemezli, Pamukkale alanlarında sıcak sular ise düşük değerler (1.06-7.74 mg/l) gösterir. Tekkehamam sahasında ise bor içeriği 9.10-22.8 mg/l arasında değişim gösterir (Bkz. Çizelge 5.1).

Flor (F') : Kızıldere jeotermal alanı oldukça yüksek F⁻ değerine sahiptir (9.52-21.20 mg/l). Tekkehamam sahası, Kızıldere jeotermal alanı gibi yüksek F⁻ değerleri gösterir. Pamukkale ise F⁻ yönünden en düşük aralığa sahiptir (0.90-1.48 mg/l). Gölemezli, Yenice, Bozköy, Ilıcabaşı sahalarında ise bu değer 0.59 - 4.5 mg/l arasında bulunmaktadır (Bkz. Çizelge 5.1).

Klor (CI) : Salavatlı ve Germencik sahalarında 233-2641 mg/l, Kızıldere, Tekkehamam ve Ilıcabaşı sıcak sularında 112-228 mg/l, Pamukkale ve çevresindeki sahalarda ise 15.40 ile 29.0 mg/l arasında değişen Cl⁻ iyon değerleri belirlenmiştir. Gölemezli ve Yenice sahalarında ise bu değerler 30-68 mg/l arasındadır. Bozköy sahasında Cl⁻ değeri oldukça yüksek olup 1260 mg/l olarak saptanmıştır (Bkz. Çizelge 5.1).

<u>Bikarbonat (HCO_3</u>) : Büyük Menderes kıtasal rift zonunda saptanan HCO₃⁻ değerleri 689.53-3208.0 mg/l arasında geniş dağılım gösterir. Ilıcabaşı'nda bu değer 5137.88 mg/l'dir. Gölemezli, Yenice, Bozköy, Kızıldere ve Germencik sahaları ise birbirine yakın HCO₃⁻ değerleri verirken (1045.10 - 2086.88 mg/l), Tekkehamam sahasında daha geniş bir aralık izlenir (689.53- 2526.23 mg/l). Salavatlı sıcak suları ise en yüksek HCO₃⁻ değeri ile diğer alanlardan belirgin olarak farklılık göstermektedir (2831-3208 mg/l; Bkz. Çizelge 5.1).

<u>Sülfat (SO₄⁻²)</u> : Gölemezli, Kızıldere, Tekkehamam ve Pamukkale sahalarındaki bu değer 610.0-1740.0 mg/l arasında değişir. Yenice sahasındaki sıcak sular ise SO₄⁻² değerleri 156.0-704.0 mg/l arasında geniş bir aralık sunar. İnceleme alanında SO₄⁻² içeriği en zengin sıcak sular Tekkehamam'da 1154.0-1576.0 mg/l olarak belirlenmiştir. Salavatlı sahasında 300 mg/l altında düşük SO₄⁻² değerler saptanırken Bozköy, Ilıcabaşı sahalarında 80 mg/l'den düşük (19.0-41.5 mg/l) değerler, Germencik sahasında ise bu değer 156.5-196.0 mg/l değerine ulaşır (Bkz. Çizelge 5.1).

Lityum (Li⁺) : Büyük Menderes kıtasal rift zonunda bulunan sıcak sularda Li⁺ değerleri 0.38-18.00 mg/l arasında geniş bir dağılım gösterir. Gölemezli (1.15-1.50 mg/l), Yenice (0.52-1.02 mg/l), Pamukkale (0.16-0.35 mg/l) jeotermal alanları oldukça düşük Li⁺ değerleri verirken, Bozköy (6.52 mg/l), Ilıcabaşı (4.52 mg/l), Tekkehamam (2.06-5.44 mg/l), Kızıldere (5.30-6.20 mg/l) sahaları ise Yenice, Pamukkale sahalarına göre daha yüksek Li⁺ değerlerini verir. Germencik sahası, inceleme alanındaki en yüksek Li⁺ değerleri sunar (5.45-18.00 mg/l). Li⁺ değerleri dikkate alınırsa Denizli-Pamukkale, Salavatlı termal banyo diğerlerinden belirgin olarak ayrılır. Gölemezli, Yenice sahaları ise çok düşük Li⁺ değerleri ile diğer alanlardan ayrılır (Bkz. Çizelge 5.1).

Demir (Fe^{+2}) : Büyük Menderes kıtasal rift zonunda yüzeylenen 11 adet jeotermal lokasyonda ölçülen Fe^{+2} değerleri Salavatlı ve Yenice sahası dışında düşük değerdedir (0.05-2.45 mg/l). Salavatlı sahasında diğer sahalara nazaran daha yüksek Fe^{+2} gözlenmiştir (19-22 mg/l) (Karamanderesi, 1997). Aynı şekilde Yenice sahası 2.19-7.14 mg/l Fe^{+2} değerine sahiptir. Bozköy sahası ise Fe^{+2} ; ce oldukça fakirdir (<0.05 mg/l) (Bkz. Çizelge 5.1).

Karbonat (CO_3^{-2}) : Kızıldere jeotermal alaı yüksek pH değerleri nedeniyle 694 – 1040 mg/l arasında değişkenlik gösteren CO_3^{-2} değerleri vermektedir (Bkz. Çizelge 5.1).

<u>Silisyum (Si⁺⁴)</u> : Tekkehamam, Kızıldere ve Germencik sahalarında yüksek Si⁺⁴ değerleri gözlenmiştir (25-200 mg/l; Özgür 1998). Buna karşın Yenice sahasında 10-25mg/l Si⁺⁴ ölçümleri elde edilmiştir (Özgür 1998). Pamukkale sahasında ise bu değer 5-6 mg/l arasında değişir (Bkz. Çizelge 5.1).

<u>Alüminyum (Al⁺³)</u> : Al⁺³ içerikleri 0.02-4.20 mg/l arasında değişim gösterir. Gölemezli, Bozköy, Yenice, Germencik alanlarında Al⁺³ değeri <1 mg/l'dir. Pamukkale'de bu değer 4.20 mg/l'e çıkarken, Kızıldere ve Tekkehamam sahalarında 0.09-1.26 mg/l arasıda bulunur (Bkz. Çizelge 5.1; Özgür, 1998). <u>**Hidrojen sülfid (HS⁻)</u>** : İnceleme alanında ölçülen HS⁻ değerleri, Pamukkale, Salavatlı ve Kızıldere, sahalarında düşük değerler gösterir (0.01-1.04 mg/l). Babacık pınarında bu değer 5.07 mg/l'ye ulaşırken; Gölemezli'de 2.7 mg/l'dir (Bkz. Çizelge 5.1; Özgür, 1998).</u>

<u>Cözünmüş Oksijen (O₂) :</u> İnceleme alanındaki O₂ değerleri 0.55-6.71 mg/l oranında değişirken; Gölemezli sahasındaki O₂ değerleri 0.55-0.87 mg/l arasında iken, en yüksek değerler ise Germencik jeotermal alanında (3.63-6.71 mg/l) saptanmıştır. Kızıldere sahasında ise bu değer 1.39-2.62 mg/l arasındadır (Bkz. Çizelge 5.1).

Büyük Menderes kıtasal rift zonunda özellikle B⁺³ açısından Salavatlı, Germencik, Ilıcabaşı, Bozköy, Kızıldere sahaları 9 ile 75 mg/l değer aralığındadır. Oysa Gölemezli, Yenice, Salavatlı termal banyo, Pamukkale alanları B⁺³'ca belirgin fakirlik sunar. Salavatlı, Germencik, Kızıldere, Tekkehamam, Ilıcabaşı, sahaları, yüksek Na⁺ içeriği gösterirken; Gölemezli, Bozköy, Yenice, Pamukkale jeotermal alanlarında bu değer 1000mg/l'nin altındadır. Ca⁺² iyonu açısından Pamukkale, Salavatlı termal banyo ve Yenice sahaları 30-400 mg/l Ca⁺² ile Kızıldere Ilıcabası, Bozköy, Germencik, sahalarında ayrılır. İnceleme alanında en yüksek F değeri, Kızıldere, Tekkehamam sahasında gözlenirken (9-25 mg/l) diğer sahalarda bu değer 0.5-5 mg/l arasındadır. Cl⁻ açısından Salavatlı, Germencik, Bozköy sahaları Ilıcabaşı, Tekkehamam, Kızıldere jeotermal alanına nazaran çok yüksek değerlere ulaşır. (230-2700 mg/l) Gölemezli, Yenice, Salavatlı termal banyo, Pamukkale sahaları Cl⁻'ca fakirdir (15-45 mg/l). HCO3⁻ açısından Salavatlı sahası Gölemezli, Yenice, Bozköy, Kızıldere, Tekkehamam, Germencik sahalarına göre yüksek, Ilıcabaşı sahasına (5000-5500 mg/l) nazaran düşük değerler sunmaktadır (2500-3500 mg/l). SO₄⁻² iyonu açısından Gölemezli, Tekkehamam, Kızıldere, Pamukkale sahaları Salavatlı sahasına (150-200 mg/l) göre yüksek değerler sunar (600-2000 mg/l). Bozköy, Ilıcabaşı ve Germencik jeotermal alanları SO4-2, değererince fakirlik gösterir (0-80 mg/l).

Suda çözünmüş toplam iyon miktarı (TDS) açısından Kızıldere, Tekkehamam, Ilıcabaşı, Yenice, Gölemezli sahaları; Bozköy, Germencik sahalarına göre (3000-5000 mg/l) daha düşük değer gösterir (1000-3500 mg/l).

Köken kayaç-su etkileşimi açısından önemli bir veri olan Li⁺, Mg⁺² ve Fe⁺² içerikleri açısından; Germencik, Salavatlı, Kızıldere, Tekkehamam, Ilıcabaşı ve Bozköy alanları kabaca benzer değerler gösterir. Salavatlı termal banyo, Pamukkale, Yenice, kısmen Gölemezli de ise belirgin farklılıklar izlenir. Bu farklılıklar, olasılıkla kayaçların litolojik özelliklerinden kaynaklanmaktadır. Bu durum, kayaç-su etkileşimi bölümünde detaylı olarak irdelenecektir.

Anyon ve katyon değerlerine göre Germencik, Salavatlı, Kızıldere, Tekkehamam, Ilıcabaşı kısmen benzer değerler sunar. Yenice, Gölemezli Pamukkale, Salavatlı termal banyo ise kendi içinde benzerlikler gösterir. Bozköy sahası ise kısmen Kızıldere, Salavatlı, Germencik sahalarına benzerken Ca⁺², F⁻, Cl⁻, SO₄⁻², Mg⁺² değerleri ile bu sahalardan ayrılır. Olasılıkla Salavatlı, Germencik, Kızıldere, Ilıcabaşı sahaları benzer hidrojeolojik süreçlerden etkilenirken, rezervuar kayacın litolojisi, önemli bir belirteç oluşturabileceğini gösterir. İnceleme alanına ait jeotermal alanların iyon değer aralıkları ve eşik (background) değerleri Şekil 5.13.'de verilmiştir.

Bu tez kapsamında Büyük Menderes kıtasal rift zonunda yüzeylenen jeotermal suların, anyon-katyon değerlerinin birbirleri ile olan değişim diyagramları kısaca incelenmiştir. Bu değişimleri kısaca grafiksel anlamda incelersek;

Na⁺ - sıcaklık değişim diyagramı Büyük Menderes kıtasal rift zonu ile Gediz kıtasal rift zonu ve Küçük Menderes kıtasal rift zonunda yüzeylenen sıcak su kaynaklarını belirgin olarak ayırır. Büyük Menderes kıtasal rift zonunda Na⁺ içerikleri sıcaklık artışına bağlı olarak artar (Şekil 5.14.). Özellikle Kızıldere, Germencik, Tekkehamam, Bozköy, Salavatlı sahalarında zenginleşme gösterir ve yüzey sıcaklık aralığı 46-100 °C arasında değişir. Gölemezli-Yenice sahası düşük Na⁺ ve düşük



Şekil 5.13. Büyük Menderes kıtasal rift zonlarında yer alan sıcak sulara ait iyonların değer aralıkları ve eşik değerleri.1-Gölemezli, 2-Bozköy, 3-Yenice, 4-Ilıcabaşı, 5-Tekkehamam, 6-Kızıldere, 7-Pamukkale, 8- Germencik-Salavatlı jeotermal alanları

sıcaklık değerlerine sahiptir. Pamukkale ve Salavatlı termal banyo sahalarında ise düşük Na⁺ - düşük sıcaklık etkindir (Şekil 5.14.).

Büyük Menderes kıtasal rift zonunda sıcaklık artışına bağlı olarak K⁺ değeri artmaktadır. Kızıldere ve Germencik alanları yüksek K⁺ iyon değerlerine karşı nispeten yüksek sıcaklık (>75 °C) değere sahiptir (Şekil 5.14.). Büyük Menderes kıtasal rift zonunda yüzeylenen jeotermal alanlar, Gediz ve Küçük Menderes kıtasal rift zonunda yüzeylenen alanlara göre daha yüksek K⁺ içeriğine sahiptir. Gölemezli, Yenice, Bozköy ve Salavatlı sahaları nispeten K⁺ iyonu açısından benzerlik sunarken Salavatlı, Germencik, Kızıldere, Tekkehamam alanları yüksek sıcaklık (>70 °C) ve yüksek K⁺ iyonu (90 mg/l) değeri gösterir (Şekil 5.14.).

Cl⁻ - sıcaklık değişim diyagramında; Germencik, Salavatlı sahalarında sıcaklık artışına bağlı olarak Cl⁻ değerleri belirgin olarak artar (Şekil 5.14.). Cl⁻ bakımından zengin olan bu sahaların yanı sıra, Ilıcabaşı, Tekkehamam, Yenice, Gölemezli, Bozköy ve Kızıldere sahaları Cl⁻ iyonunca fakirdirler. Cl⁻sıcaklık diyagramına bağlı olarak, Büyük Menderes kıtasl rift zonunda yüzeylenen Germencik, Salavatlı sahalarının kendi içinde homojenleştiği görülür (Şekil 5.14.). Gediz ve Küçük Menderes kıtasl rift zonunda yüzeylenen sıcak sular ise Cl⁻ yönünden oldukça fakirdirler (Şekil 5.14.).

 F^- - sıcaklık diyagramında ise Tekkehamam ve Kızıldere sahalarında F^- içerikleri belirgin olarak yüksektir. Buna karşın Germencik, Ilıcabaşı, Bozköy, Salavatlı, Yenice ve Gölemezli sahalarında F^- içerikleri 7.5 mg/l'den düşüktür. Gediz kıtasal rift zonunda yüzeylenen Salihli (Kurşunlu-Çamurlu) sahalarında F^- iyonunca fakirleşir (Şekil 5.14.).

 SO_4^{-2} - sıcaklık değişim diyagramında ise Tekkehamam, Yenice, Gölemezli sahasındaki değerler SO_4^{-2} bakımından zengin olup kaba bir korelasyon sunar. Kızıldere sahası ise Büyük Menderes kıtasal rift zonundaki sıcak su çıkışlarına göre belirgin olarak farklı değer sunar ve sıcaklık artışına bağlı olarak SO_4^{-2} içeriğinin azaldığı görülür (Şekil 5.7.). Gediz ve Küçük Menderes kıtasal rift zonundaki sıcak sular, SO_4^{-2} , ca fakirdirler (Şekil 5.7.).

Li⁺ - sıcaklık değişim diyagramı incelendiği zaman; Germencik, Salavatlı ve Kızıldere sahaları belirgin olarak Bozköy, Ilıcabaşı, Tekkehamam, Yenice, Gölemezli sahalarından ayrılır. Bu sahalar kabaca sıcaklık artışına bağlı olarak Li⁺ yönünden zenginleşme gösterir. Diğer yandan Küçük Menderes kıtasal rift zonunda yüzeylenen jeotermal alanlar, daha düşük Li⁺ değerine sahiptir. Pamukkale, Gölemezli ve Yenice sahaları ise çok düşük-düşük Li⁺ değerine sahiptirler. Gediz kıtasal rift zonundaki jeotermal alanlar, Kurşunlu hariç fakir Li⁺ değerine sahiptir ve kabaca sıcaklığa bağlı olarak yatay yönelim gösterirler (Şekil 5.14.).

 HCO_3^- - sıcaklık değişim diyagramında ise; Ilıcabaşı sahası diğer alanlardan belirgin olarak ayrılır. Kızıldere sahası ise sıcaklığa bağlı olarak HCO_3^- iyonunca fakirleşirken; benzer durum Germencik sahası içinde geçerlidir. Tekkehamam sahaları ise HCO_3^- değerince dağınıklık gösterir (Şekil 5.14.). Küçük Menderes kıtasal rift zonunda ise HCO_3^- değerleri açısından yatay bir yönelim gösterirken Gediz kıtasal rift zonunda ise oldukça fakirdir (Şekil 5.14.).

 Mg^{+2} içeriği sıcaklık artışına bağlı olarak artış gösterir. Büyük Menderes kıtasal rift zonundaki jeotermal sular, Gediz ve Küçük Menderes kıtasal rift zonundaki sıcak sulara göre Mg^{+2} açısından belirgin bir zenginleşme gösterirler (Şekil 5.14.).

Ca⁺² - sıcaklık arasında ise Büyük Menderes kıtasl rift zonu ile Gediz ve Küçük Menderes kıtasal rift zonu arasında belirgin bir fark gözlenmez. Fakat Pamukkale sahası tipik olarak Ca⁺², ca zengindir. Pamukkale-Yenice sahasında sıcaklık artışına bağlı olarak Ca⁺² içeriği artar; buna karşın Gölemezli sahasında Ca⁺² ile sıcaklık arasında negatif bir ilişki vardır (Şekil 5.14.). Kızıldere, Germencik, Salavatlı, Tekkehamam ve Ilıcabaşı jeotermal alanların Ca⁺² içeriği düşüktür. Ca⁺² bakımımdan, Kurşunlu sahası öncel çalışmalardan elde edilen verilere göre iki ayrı kümelenme gösterir. Buna göre; Kurşunlu sahasının yoğunluğu sıcaklık artışına bağlı olarak Ca⁺² bakımından fakir iken, diğer iki örnek yüksek sıcaklık-düşük Ca⁺² hidrojeokimyasal özellik gösteren başka bir alanın var olabileceğini gösterir (Şekil 5.14.).

İnceleme alanındaki Germencik, Salavatlı, Kızıldere sahalarında B^{+3} içeriği, Yenice, Gölemezli, Tekkehamam'na nazaran daha yüksek sıcaklık ve B^{+3} içeriğine sahiptir. Buna karşın Ilıcabaşı ve Bozköy sahaları orta-yüksek B^{+3} içeriği (40-60 mg/l) ve nispeten daha düşük sıcaklık aralığı gösterirler. Gediz kıtasal rift zonunda B^{+3} içeriği ise oldukça değişkendir. Küçük Menderes kıtasal rift zonunda ise B^{+3} içeriği düşüktür (Şekil 5.14.).

Menderes Masifi kıtasal rift zonlarında yüzeylenen sıcak suların Cl⁻ ile değişim diyagramları hazırlanmıştır. Bu farklı Cl⁻ değerleri olasılıkla kökensel olarak bir farklılığı yansıtabilir. Na⁺ ve Cl⁻ değişim diyagramında Kızıldere ve Tekkehamam sahalarında Na⁺ artışına bağlı olarak Cl⁻ ile bir korelasyon görülmektedir. (Şekil 5.15.). Germencik ve Ilıcabaşı sahalarında Na⁺ ve Cl⁻ içeriği belirgin olarak artarken Gediz kıtasal rift zonu jeotermal sularında Na⁺ artışına karşın Cl⁻ artışı çok küçük değerler sunmaktadır (Şekil 5.15.).

 Ca^{+2} ve Cl^{-} açısından ise Pamukkale ve Kurşunlu sahasına ait veriler yüksek Ca^{+2} düşük Cl^{-} içeriği gösterirler. Germencik ve Bozköy alanları ise tipik olarak düşük Ca^{+2} değerleri gösterir.

 K^+ ve Cl^- değişimi açısından baktığımızda tüm jeotermal sularda pozitif bir korelasyon gösterir. Bozköy ve Germencik alanları K^+/Cl^- oranı dikkate alındığında iyi bir korelasyon gösterir ve diğer jeotermal alanlardan ayrılır.

 SO_4^{-2} açısından incelendiğinde Büyük Menderes kıtasal rift zonunda üç farklı jeotermal alan ayrılabilir; (i) yüksek Cl⁻ ve yüksek SO_4^{-2} içeriği ile Bozköy ve Germencik sahalarında bir yoğunlaşma, (ii) Gölemezli ve Tekkehamam sahalarında yüksek SO_4^{-2} düşük Cl⁻ değerleri, (iii) Ilıcabaşı ve İnaltı düşük SO_4^{-2} ve düşük Cl⁻ değerleri, Germencik Salihli (Kurşunlu-Çamurlu-Urganlı) ve Bayındır

sahaları ise düşük SO₄⁻² düşük Cl⁻ ile Büyük Menderes kıtasal rift zonundan ayrılır (Şekil 5.15.).

F⁻ açısından benzer durum Germencik ve Bozköy sahalarında izlenir. Öte yandan yüksek F⁻/Cl⁻ içeriğine sahip Kızıldere ve Tekkehamam sahaları pozitif korelasyon gösterir. Germencik sahasında bulunan diğer bir lokasyon ise, Gediz ve Küçük Menderes kıtasal rift zonu ile birlikte düşük düşük F⁻/Cl⁻ oranlarına sahiptir.

HCO₃⁻ ve Cl⁻ incelendiğinde Ilıcabaşı yüksek HCO₃⁻/Cl⁻ oranına sahip olup pozitif korelasyon gösterir. Buna karşın HCO₃⁻ azalmasına bağlı olarak Germencik sahaları Büyük Menderes kıtasal rift zonundaki diğer alanlardan ayrılır. Gediz ve Küçük Menderes kıtasal rift zonlarındaki jeotermal alanlar düşük - çok düşük HCO₃⁻/Cl⁻ oranı gösterir (Şekil 5.15.).

Cl⁻ bakımından Ilıcabaşı ve Germencik sahaları aynı kıtasal rift zonunda gelişen diğer jeotermal alanlardan belirgin farklılık sunar (Şekil 5.15.). Bu durum Cl⁻ zenginleşmesini yansıtmaktadır. Bu veri Ilıcabaşı ve Germencik sahalarında ciddi bir deniz suyu girişimi olduğunu veya bölgedeki eski bir denizin varlığını gösterebilir.



Şekil 5.14. Menderes Masifi Kıtasal Rift zonlarında gelişen jeotermal sularda sıcaklık / iyon ilişkileri.



Şekil 5.14 (devam)



Şekil 5.15. Menderes Masifi Kıtasal Rift Zonları'nda gelişen jeotermal alanların Cl⁻ ile diğer iyonlar arasındaki ilişkiler.

Büyük Menderes kıtasal rift zonunda yüzeylenen jeotermal sahalara ait in-situ (yerinde) ölçüm değerleri Çizelge 5.3.'de verilmiştir.

In-situ (yerinde) ölçüm parametreleri	t(°C)		РН		Eh (mV)		EC(mS/cm)		O ₂ (mg/l)						
Örnek Yerleri	Min.	Mak.	Ort	Min.	Mak.	Ort	Min.	Mak.	Ort	Min.	Mak.	Ort	Min.	Mak.	Ort
Gölemezli	58.4	70.7	64.55	6.29	6.46	6.37	-170	-324	-247	2760	4340	3550	0.55	0.87	0.71
Bozköy	58.3		6.7		-223		2776								
Yenice	36.3	66.3	52.72	6.21	7.22	6.68	-11	-184	-72	1540	3250	2768	1.2	3.4	2.3
Ilıcabaşı	54.9		7.18		-41		6420		2.94						
Tekkehamam	57.4	97.8	70	6.37	7.56	7.13	22	-283	-109	3890	5170	4103	0.51	1.79	1.2
Kızıldere	95.1	96.1	96.12	8.92	9.67	9.1	-260	-383	-341	5980	6540	6315	1.39	2.62	1.85
Pamukkale	35	51.9	38.45	6.07	6.54	6.21	-19	152	98	1440	2880	2253	0.93	2.37	1.88
Salavatlı T. Banyo	31.9		6.07		50		1440		2.46						
Salavatlı		90		8.02	8.25	8.13	-395	71	162	5000	5100	5050			
Germencik	50	99	74.9	6.07	8.7	7.65	-274	-47	-149.6	6440	7440	7106			

Çizelge 5.3. Büyük Menderes kıtasal rift zonunda yüzeylenen jeotermal sahaların in-situ (yerinde) ölçüm değer aralıkları

Büyük Menderes kıtasal rift zonunda yüzeylenen sıcak su kaynaklarından bu çalışma ile ölçülen sıcaklık aralıkları 31.9 ila 99.2 ^oC arasında değişkenlik gösterir. Tekkehamam ile Kızıldere jeotermal alanı birbirine benzer sıcaklık aralığına sahipken Ilıcabaşı, Bozköy, Yenice, Gölemezli sıcaklık açısından kendi içinde homojenleşme gösterir (Şekil 5.16.).

pH değeri açısından Kızıldere, Tekkehamam birbirine benzer değerler verirken Yenice, Pamukkale, Gölemezli sahaları asidik özellik taşır (Şekil 5.16.). Kızıldere jeotermal sahasına ait Eh (mV) ve EC (μ S/cm) değerleri bu zonda yüzeylenen sıcak sulardan belirgin olarak farklıdır (Şekil 5.16.). Asidik karakterdeki Gölemezli, Bozköy, Yenice ve Pamukkale sahaları daha düşük Eh (mV) ve EC (μ S/cm) değerlerine sahiptir (Şekil 5.16.). Büyük Menderes kıtasal rift zonunda yüzeylenen Germencik alanı Özgür (1998) ve Vengosh vd. (2001) verilerine göre değerlendirilmiştir. Bu verilere göre; pH, 6.07-8.7 arasında asidik - bazik bileşim aralığındadır. Salavatlı sahasında ise sıcaklık 90 °C olup daha bazik karakterlidir. Bu alanda pH, 8.03; Eh (mV); EC, μ S/cm) değerleri ise Kızıldere sahasına benzer özellik gösterir. Germencik alanında sıcaklık 50-77.9 °C arasında değişir. Karamanderesi (1997,Karamanderesi ve Helvacı, 2003)'e göre Salavatlı sahasında jeotermal rezervuar sıcaklığı162-174 °C, pH ise 7.67-8.71 arasında değişken olup nispeten bazik karakterlidir. Eh (mV) ve EC (µS/cm) değerleri ise Kızıldere, Tekkehamam sahasına benzerlik gösterir. Bu kesimde rezervuar sıcaklığı 200-231 °C arasında değişir (Şimşek, 1985; Tarcan vd., 2000).

Gediz kıtasal rift zonunda yüzeylenen ve daha önceki çalışmalarla saptanan değerlere göre Salihli sahasındaki sıcaklık ölçümleri geniş bir aralık sunmakta ve daha çok asidik karakter göstermektedir. Salihli (Kurşunlu) alanına ait sıcaklık değerleri ise 51-95 °C olarak değerlendirilmiştir (Bkz. Çizelge 5.1; Şekil 5.16.). Bu alanda yüzeylenen suların rezervuar sıcaklıkları ise Tarcan vd. (2000)'e göre 155 °C'dir. Salihli (Kurşunlu) jeotermal alanında pH değeri 6.33-7.80 ise EC değeri 1890-2670 µS/cm arasında değişir. Salihli (Çamurlu) alanında bulunan sıcak sular daha asidik olup sıcaklık 51.0-79.0 °C (ortalama 67.00 °C); pH 6.21-7.00 (ortalama 6.645); Eh, -234/-318 mV (ortalama -286 mV); EC, 1720-2340 µS/cm (ortalama 2140 µS/cm) arasında değişmektedir (Bkz. Çizelge 5.1; Şekil 5.16.). Küçük Menderes kıtasal rift zonunda yüzeylenen Bayındır jeotermal sahasındaki sıcaklık değeri 45-46 °C arasında olup asidik bileşimlidir (Bkz. Çizelge 5.1; Şekil 5.16.).

Bu çalışma kapsamında önceki çalışma verileri kullanılarak T(°C)-pH, HCO₃-pH, sıcaklık (T°C)-suda çözünen oksijen miktarı (O₂) ve pH-Eh değişimleri incelenmiştir. Genel olarak bakıldığında sıcaklık, pH, Eh, EC değerleri dikkate alındığında Salavatlı, Ilıcabaşı, Tekkehamam alanlarındaki sıcak sulara göre Kızıldere sahasının daha bazik karakterli olduğu görülür. Buna karşın Yenice ve Pamukkale alanları daha asidik bileşimlidir. Germencik sahasında ise daha önceden belirtildiği gibi asidik ve bazik olmak üzere farklı iki köken söz konusu olabilir. Gediz kıtasal rift zonunda yüzeylenen Salihli (Çamurlu) jeotermal alanları asidik karakterli su özelliğinde iken, Salihli (Kurşunlu) alanı asidik-daha bazik özellik sunar. Küçük Menderes Kıtasal rift zonunda gelişen sıcak sular ise asidik özelliktedir (Bkz. Çizelge 5.1; Şekil 5.16.).



Şekil 5.16. Menderes Masifi kıtasal rift zonlarında bulunan sıcak sularda T (°C) / pH, Eh / pH, O_2 / T (°C), pH / HCO₃ ilişkileri.

5.1.3. Kayaç-Su Etkileşimi

İnceleme alanında yüzeylenen jeotermal sahalara ait iyonik anyon-katyon değerleri ile in-situ (yerinde) ölçülen değerlerin korelasyonunda Menderes Masifi kıtasal rift zonunda özellikle HCO₃⁻, SO₄⁻², Cl⁻, F⁻ anyonları ve Na⁺, K⁺, Ca⁺², Li⁺ katyonlarınca belirgin ipuçları vermektedir. Bu değerlere göre yapılan sınıflamada Pamukkale sahası Büyük Menderes kıtasal rift zonunda yüzeylenen sıcak su kaynaklarından farklılık göstermektedir. Cl⁻ açısından Bozköy, Salavatlı ve Germencik sahaları da benzer değerlere sahiptir. Yenice, Ilıcabaşı, Tekkehamam, Kızıldere ve Gölemezli sahaları yaklaşık anyon ve katyon değerleri gösterir. Büyük Menderes kıtasal rift zonunda yüzeylenen Gölemezli, Pamukkale, Yenice, Ilıcabaşı, Tekkehamam, Kızıldere, Bozköy, Salavatlı ve Germencik sahaları için Na⁺, K⁺, Ca⁺², Mg⁺², Li⁺, B, F⁻, Cl⁻, SO₄⁻² ve HCO₃⁻ anyon ve katyon değerleri Pie diyagramlarına düşürülmüş ve diyagramlarda iyonlara ait yüzde oranları verilmiştir (Şekil 5.17). Bu sahalar içinde Ilıcabaşı, Kızıldere, Tekkehamam, Yenice, Bozköy, Salavatlı, Germencik sıcak su alanlarında Na⁺ hakim katyondur. Bu değer % 35-53 arasında diğer iyonlara göre değişir (Şekil 5.17.). HCO₃ iyonu Ilıcabaşı, Salavatlı, Yenice, Kızıldere, Tekkehamam, Bozköy ve Germencik sahalarında tedrici olarak % 19-31 arasında değişir. Bözköy, Salavatlı ve Germencik sıcak sularında Cl⁻ değeri % 24-34 arasında değişirken, Yenice, Ilıcabaşı, Tekkehamam, Kızıldere sahalarında bu oran % 2-4 arasındadır. Ilıcabaşı, Tekkehamam, Kızıldere, Bozköy, Salavatlı ve Germencik sahalarında K⁺, Ca⁺², Mg⁺², Li⁺, SO₄⁻² değerleri % 0.5-5 arasında değişir. Yenice sahasında ise bu iyonlar % 0.5-12 arasındadır ve bu sahalarda Ca⁺², Mg⁺² değerleri oldukça yüksektir. Bor içeriği ise Ilıcabaşı, Tekkehamam, Kızıldere, Bozköy, Salavatlı ve Germencik sahalarında % 2-4 arasında değişir (Şekil 5.17.). Pamukkale, Yenice ve Gölemezli sahaları dışındaki diğer alanlarda Na⁺/K⁺ oranının yüksek olması; söz konusu sahaların (Ilıcabaşı, Tekkehamam Kızıldere, Bozköy, Salavatlı ve Germencik) daha yüksek sıcaklık zonunu karakterize eden - daha derin dolaşımlı su özelliği gösterdiğini ortaya koymaktadır (Sekil 5.17.). Yüksek sıcaklıktaki jeotermal sulardaki Ca⁺² iceriğinin düsük konsantrasyonu Ilıcabası, Tekkehamam, Kızıldere, Bozköy, Salavatlı ve Germencik sahalarında tipik olarak izlenir. Düşük sıcaklıktaki Pamukkale, Yenice ve Gölemezli sahalarında ise Ca⁺² oranı yüksektir (Şekil 5.17.). Pamukkale, Yenice ve Gölemezli sahalarında gözlenen yüksek Mg⁺² içeriği (% 8 sahalarda sıcak su rezervuarına Mg⁺²'ca zengin yeraltısuyu 17) bu karışımının/litolojinin etkin olabileceğini gösterir. Bu durum SO4-2 iyonu ile de desteklenmektedir. Yenice, Gölemezli, Pamukkale ve Tekkehamam sahalarında SO₄ ² konsantrasyonu % 16-26 arasında değişmektedir. Bu durum genellikle yüzeye yakın sular içindeki buhar yoğunlaşmasını gösterirken, nispeten düsük SO4-2 iceriğine sahip Ilıcabaşı, Bozköy, Salavatlı, Germencik sahalarındaki sıcak suların $(SO_4^{-2}: \% 0.5-2)$ derin dolaşımlı jeotermal akışkanların hakim etkisi altında olduğunu gösterir (Şekil 5.17.). Büyük Menderes kıtasal rift zonunda HCO₃^{-/}SO₄⁻² oranının yüksek olduğu gözlenir (Şekil 5.17.). Yenice, Gölemezli, Pamukkale ve Tekkehamam ve Kızıldere sahalarına göre; Ilıcabaşı, Bozköy, Salavatlı ve

Germencik sahalarında kayaç-su etkileşiminin etkinliğini ortaya koymaktadır (Şekil 5.17.).

SO₄⁻² - HCO₃⁻ - Cl⁻ diyagramda Bozköy, Salavatlı, Germencik sahaları diğer jeotermal alanlardan açık biçimde ayrılmaktadır (Şekil 5.18.). Mg⁺²-Ca⁺²-Na⁺ diyagramında ise Pamukkale sahalarının Ca⁺²'ca zengin olduğu görülürken, diğer sahalar Na⁺²'bakımından zengindir. Na⁺/K⁺ - HCO_3^{-7}/SO_4^{-2} değişim diyagramında ise Salavatlı, Germencik sahalarında Na⁺/K⁺ oranı daha diğer jeotermal alanlara göre yüksektir. Si⁺⁴ - Al⁺³ diyagramında Kızıldere sahasında Si⁺⁴ artışına bağlı olarak Al⁺³ oranında artış gözlenmesi, su kayaç etkileşimini açıkça ortaya koymaktadır (Şekil 5.18.). Na⁺/K⁺ ve Na⁺/Ca⁺² diyagramında ise Salavatlı, Germencik ve Bozköy sahaları, diğer alanlardan belirgin farklılık sunar. Bu durum, söz konusu sahalardaki suların Na⁺ bakımından zenginleştiğini gösterir. Na⁺ su- yan kayaç etkileşimi esnasında temelde izlenen Menderes Masifi metamorfiklerinden sulara katılmış olmalıdır. Na⁺/Ca⁺² iceriği Germencik, Salavatlı, Kızıldere, Tekkehamam, Ilıcabası ve Bozköy sahalarında belirgin olarak yüksek değerler sunar ve Na⁺/K⁺ içeriği arttıkça artış gösterir. Na^+/K^+ içeriğindeki artış bu alanlarda yüzeylenen sıcak suların doğrudan rezervuar'dan beslendiğini gösterir. F/SO_4^{-2} - F/CI^{-1} diyagramında Bozköy ve Germencik sahalarında yüksek F/SO_4^{-2} ve düşük F/Cl^{-1} oranı bu jeotermal alanları Büyük Menderes kıtasal rift zonundaki alanlardan ayrırır (Şekil 5.18.). Yenice, Tekkehamam ve Kızıldere sahalarında F^{-}/SO_{4}^{-2} oranı F^{-}/Cl^{-} oranına bağlı olarak artmaktadır. Bu durum, Salavatlı ve Ilıcabaşı sahalarında da benzerdir Cl⁻ dışında Yenice, Ilıcabaşı, Tekkehamam, Kızıldere, Bozköy, Salavatlı ve Germencik sıcak sularının sedimanter kayaçlara göre felsik bileşimli magmatik kayalarla kontaminasyonunu işaret edebilir. F^{-}/SO_{4}^{-2} - HCO_{3}^{-}/SO_{4}^{-2} diyagramlarında da kabaca F/SO_4^{-2} arttıkça HCO_3^{-7}/SO_4^{-2} artar ve pozitif bir ilişki görülmektedir. HCO_3^{-7}/SO_4^{-2} diyagramında Salavatlı ve Germencik sahalarının Kızıldere, Tekkehamam ve Yenice sahalarına göre daha derin dolaşımlı olduğu görülür. $Cl^{-}/SO_4^{-2} - HCO_3^{-}/SO_4^{-2}$ ve HCO₃^{-/}SO₄⁻² - F⁻/Cl⁻ diyagramlarında Ilıcabaşı, Germencik, Bozköy sahaları belirgin olarak diğerlerinden ayrılır (Şekil 5.18.). Büyük Menderes kıtasal rift zonunda bulunan diğer jeotermal sahalar ise kendi içinde pozitif korelasyon gösterir. Dolayısıyla Germencik, Ilıcabaşı, Bozköy sahalarında yeraltısuyu karışımı çok az olmalıdır, buna karşın benzer litolojik özellik gösteren Kızıldere, Tekkehamam ve Yenice ve Gölemezli sahalarında yeraltısuyu karışımı olabileceğini gösterir.

Möller vd. (2004) REY (REE ve ytrium) elementleri ile yaptığı çalışmada Kızıldere ve çevresindeki (Tekkehamam, Babacık ve Gölemezli) jeotermal sularının derin yerleşimli akiferlerle ilişkili olduğunu ve Pliyosen sedimenter kayaçları ile etkileşimin çok düşük olduğunu belirtir. Bu alanda temel kayaçlardaki mermerler ve Pliyosen kireçtaşları sıcak sularda önemli akiferi temsil eder. Temel kayaçlarda bulunan mikaşist ve mikaşist arakatmanlı litolojiler REY kontrol eden en olası kaynaktır. REY bolluğuna göre Kızıldere ve çevresinde CO₂ gazınca zengin yüksek debi ve yüksek sıcaklığa sahip jeotermal sular yaklaşık 230 ^oC sıcaklıkta baskın olarak mikaşistler tarafından kontrol edilir. Sular bu kayacın altındaki gnayslara kadar ulaşmaz (Möller vd., 2004, Şekil 5.11.). Sadece CO₂ daha derin seviyelerden gelir ve olasılıkla fay zonları boyunca gnayslardan geçerek sıcak sulara karışır (Giese, 1997).

Büyük Menderes kıtasal rift zonunda Germencik, Ilıcabası, Bozköy ve Salavatlı sahaları hidrojeokimyasal olarak aynı süreçlerden etkilenmiştir. Bu jeotermal sahalarda derin dolaşımlı meteorik suların etkendir ve su-kayaç etkileşimi sonucunda yan kayaçı oluşturan metapelitler-orto/para gnays kökenli kayaçların etkisi ile sıcak su bileşiminin değişebileceği izlenmiştir. Ayrıca Tekkehamam, Yenice ve Kızıldere sahaları derin dolaşımlı olup Tekkehamam ve Yenice alanında soğuk su girişimi daha etkindir. Bu sahalar 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 olmalıdır. Gölemezli alanı Tekkehamam, Yenice ve Kızıldere sahalarına göre soğuk yeraltısuyu 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 girişimi fazladır ve bu sular jeotermal sulara oldukça sığ derinliklerde karışır. Bu veriler ışığında Tekkehamam, Yenice Gölemezli benzer yan kaya litolojik özelliklerden etkilenmiş sıcak su çıkış noktaları olmalıdır.

Na⁺, K⁺, Ca⁺²- Mg⁺² katyonları ile Cl⁻-SO₄⁻²-HCO₃⁻ anyonları dikkate alınarak Büyük Menderes kıtasal rift zonunda yüzeylenen sıcak su kaynaklarının olası köken kayaçsu ilişkileri (Hounslow, 1995) belirlenmiştir (Çizelge 5.4.; Çizelge 5.5.; Çizelge 5.6.). Bu çizelgeler, Pie ve iyonik değişim diyagramlarında saptanan verilerin birbiriyle uyumluluk gösterdiği izlenir (Bkz. Sekil 5.17; Bkz. Sekil 5.18). Bu verilere göre tüm sıcak su kaynaklarının oluşmasında kayaç ayrışması etken olmaktadır (Çizelge 5.6.). Gölemezli ve Yenice jeotermal alanları dışında dedolomitleşme gözlenmemiştir ve Pamukkale dışındaki tüm sıcak su kaynaklarında plajiyoklas ayrışması tipik süreçtir (Çizelge 5.6.). Buna bağlı olarak Gölemezli, Pamukkale ve Yenice sahalarında iyonik değişimler egemendir ve burada karbonatlaşma etkin bir alterasyon süreç olarak gelişmiştir. (Çizelge 5.6.). Tekkehamam, Kızıldere, Bozköy, Salavatlı ve Germencik sahalarında su-kayaç etkileşiminde olduğu üzere silikat ayrışması hakimdir. Çizelge 5.6.'da görüldüğü gibi Bozköy, Salavatlı ve Germencik alanlarında deniz suyu girişimi görülmekte olup (veya bölgede eski bir denizin varlığı), buna karşın Tekkehamam, Kızıldere, Gölemezli, Pamukkale ve Yenice sahalarında jips oluşması etken görünmektedir (Çizelge 5.6.). Ayrıca Ilıcabaşı'nda silikat ayırtman ve karbonatlaşma etkin süreçtir (Çizelge 5.6.). Büyük Menderes kıtasal rift zonunda bulunan Kızıldere ve Salavatlı yöresindeki sıcak sular, kalsitçe aşırı doygun olup buna karşın diğer sıcak sular kalsitce doygun-az doygun özellikler gösterir (Çizelge 5.5.). Tüm sahalarda en etkin hidrojeokimyasal süreç, jeotermal alanın bulunduğu rezervuar ve etkileşim halinde bulunan farklı litolojilerdir. Bu durum; hidrojeokimyasal verilerle de belirgin olarak ortaya çıkmaktadır.



Şekil 5.17. Büyük Menderes kıtasal rift zonunda yüzeylenen jeotermal alanların anyon ve katyon içeriklerinin gözlendiği Pie diyagramı


Şekil 5.18. Büyük Menderes kıtasal rift zonunda yüzeylenen jeotermal alanların anyon ve katyon değişimleri.

Parametreler	Değer aralıkları	Olası Sonuçlar
$Na^+ + K^+ - Cl^-$	>0.2 ve <0.8	Olası plajiyoklaz ayrışması
$Na^{+} + K^{+} - Cl^{-} + Ca^{2+}$	<0.2 ya da >0.8	Plajiyoklaz ayrışması
	>0.5	Halit – albit dışındaki farklı sodyum kaynağı,
	0	iyon değişimi
<u>Na⁺</u>	=0	Halit çözeltisi
$Na^+ + Cl^-$	<0.5 TDS >500	I atlilaşmaya donuş, deniz suyu
	<0.5 TDS <500 >50	Yağmursuyu
	$\frac{HCO_3^-}{SiO_2} > 10$	Karbonat ayrışması
	= 0.5	Dolomit avrismasi
21	<0.5	Kireçtaşı-dolomit ayrışması
$\frac{Mg^{2+}}{2}$	>0.5	Dolomit çözeltisi, kalsit çökelimi
$Ca^{2+} + Mg^{2+}$		veya deniz suyu
	$\frac{HCO_3^-}{SiO_2} < 5$	Silikat ayrışması
	>0.5	Ferromagnezyen mineraller
	<0.5	Granit ayrışması
	= 0.5	Jips çözeltisi
2+	<0.5 pH <5.5	Pirit oksidasyonu
$\frac{Ca^{2+}}{Ca^2 + SO_4^{2-}}$	<0.5 nötr	Kalsiyum ayrılması – iyon değişimi veya kalsit çökelimi
	>0.5	Jipsten farklı kalsiyum kaynağı – karbonat veya silikatlar
$\frac{Ca^{2+} + Mg^{2+}}{SO_4^{2-}}$	>0.8 ve <1.2	Dedolomitleşme
	>500	Karbonat ayrışması, tuzlu sular veya deniz
105	<500	Silikat ayrışması
	>0.8 TDS >500	Deniz suyu,tuzlu sular veya evaporitler
$\frac{\nabla anyon}{\nabla anyon}$	>0.8 TDS <100	Yağmur suyu
	<0.8	Kayaç ayrışması
	>0.8	Sılıkat ve ya karbonat ayrışması
$\frac{HCO_3^-}{\sum anyon}$	<0.8 Yüksek sülfat	Jips çözeltisi
	<0.8 Düşük sülfat	Deniz suyu veya tuzlu sular
	Positif	Kalsitçe aşırı doygun çözelti
Doygunluk indeksi	0	Kalsitçe doygun çözelti
	Negatif	Kalsıtçe doymamış çözelti

Çizelge 5.4. Su-kayaç etkileşimine bağlı olarak belirlenen sonuçlar (Hounslow, 1995'den düzenlenmiştir).

Jeotermal	(Na ⁺ +K ⁺ -Cl ⁻) /	Na ⁺ /	${ m Mg}^{2+}$ /	Ca ⁺² /	(Ca ⁺² +Mg ⁺²)/	CI ⁻ /	HCO3 ⁻² /	Kalsit
Sistemler	$(Na^+ + K^+ - CI^- + Ca^{+2})$	$(Na^++C\Gamma)$	$(Ca^{+2}+Mg^{+2})$	$(Ca^{+2} + SO4^{-2})$	SO_4^{-2}	Sanyon	Sanyon	SI
Gölemezli	0.74	0.93	0.59	0.26	0.91	0.03	0.51	0.435 (Kalsitçe Doygun)
Pamukkale	0.19	0.89	0.41	0.55	0.25	0.02	0.57	0.33 (Kalsitçe Doygun)
Yenice	0.77	0.95	0.44	0.41	1.23	0.05	0.57	0.56 (Kalsitçe Doygun)
Ilıcabaşı	0.98	0.92	0.75	0.55	5.96	0.07	0.92	0.7 (Kalsitçe Doygun)
Tekkehamam	0.94	0.92	0.63	0.08	0.25	0.08	0.39	0.04 (Kalsitçe Doygun)
Kızıldere	0.99	0.94	0.67	0.03	0.11	0.09	0.57	1.4 (Kalsitçe Aşırı Doygun)
Bozköy	0.98	0.84	0.88	0.48	7.89	0.50	0.49	0.35 (Kalsitçe Doygun)
Salavatlı	0.94	0.57	0.16	0.24	0.35	0.44	0.53	1.75 (Kalsitçe Doygun)

Çizelge 5.5. Na⁺, K⁺, Ca⁺², Mg⁺² katyonları ile Cl⁻, SO₄⁻², HCO₃⁻ anyon değişimleri ve kalsit doygunluk indeksi (Hounslow, 1995'den düzenlenmiştir).

Çizelge 5.6. Na⁺, K⁺, Ca⁺², Mg⁺² katyonları ile Cl⁻, SO₄⁻², HCO₃⁻ anyon değişimlerine bağlı olarak kaya-su etkileşimi (Hounslow, 1995'den düzenlenmiştir)

0.43

1.35

0.52

0.46

0.96

Germencik

0.65

0.44

Jeotermal	(Na ⁺ +K ⁺ -Cl ⁻)/	Na ⁺ /	Mg ²⁺ /	Ca ⁺² /	(Ca ⁺² +Mg ⁺²)/	CI ⁻ /	HCO3 ⁻ /
Sistemler	$(Na^{+}+K^{+}-Cl^{-}+Ca^{+2})$	(Na^++Cl^-)	$(Ca^{+2}+Mg^{+2})$	$(Ca^{+2}+SO4^{-2})$	SO_4^{-2}	anyon	anyon
Gölemezli	Olası Plj Ayrışması	İyon Değişimi	Karbonat	Kalsit Çökelimi	Dedolomitleşme	Kayaç Ayrışması	Olası Jips Çözeltisi
Pamukkale	-	İyon Değişimi	Karbonat	Kalsit Çökelimi	Dedolomitleşme yok	Kayaç Ayrışması	Olası Jips Çözeltisi
Yenice	Olası Plj Ayrışması	İyon Değişimi	Karbonat	Kalsit Çökelimi	Kısmi Dedolomitleşme	Kayaç Ayrışması	Olası Jips Çözeltisi
Ilıcabaşı	Plj Ayrışması	Na-Zenginleşme	Karbonat+Silikat	Silikat Çökelimi	Dedolomitleşme yok	Kayaç Ayrışması	Silikat ve Karbonat Ayrışması
Tekkehamam	Plj Ayrışması	Na-Zenginleşme	Silikat	İyon Değişimi	Dedolomitleşme yok	Kayaç Ayrışması	Olası Jips Çözeltisi
Kızıldere	Plj Ayrışması	Na-Zenginleşme	Silikat	İyon Değişimi	Dedolomitleşme yok	Kayaç Ayrışması	Olası Jips Çözeltisi
Bozköy	Plj Ayrışması	Na-Zenginleşme	Silikat	İyon Değişimi	Dedolomitleşme yok	Kayaç Ayrışması	Deniz Suyu veya Tuzlu Su
Germencik	Plj Ayrışması	Na-Zenginleşme	Silikat	İyon Değişimi	Dedolomitleşme yok	Kayaç Ayrışması	Deniz Suyu veya Tuzlu Su
Salavatlı	Plj Ayrışması	Na-Zenginleşme	Silikat	İyon Değişimi	Dedolomitleşme yok	Kayaç Ayrışması	Deniz Suyu veya Tuzlu Su

0.96 (Kalsitçe Doygun)

Büyük Menderes kıtasal rift zonunda yüzeylenen jeotermal suların hidrojeokimyasına bağlı olarak jeotermometre çalışmalarında Na⁺, K⁺, Mg⁺², Ca⁺² iyonları kullanılarak rezervuar sıcaklıkları hesaplanmıştır (Truesdell, 1977; Fournier, 1979; Henley ve Ellis, 1983; Giggenbach, 1988). Jeotermal sistemlerin coğunda rezervuar sıcaklığını belirlemek için özellikle 180 ⁰C'nin üzerine bulunan jeotermal sularda Na^+/K^+ oranı jeokimyasal jeotermometre calışmalarında başarılı şekilde kullanılmaktadır (Henley ve Ellis, 1983). Truesdell (1975) ve Fourier (1979) calısmalarında Na⁺/K⁺ oranının sıcaklıkla ilişkisini belirtir. Albit ve K-feldspat arasındaki değişim ile Na^+/K^+ oranının sıcaklıkla azalması potasyumun daha derin ve sıcak seviyelerden daha sığ seviyelere transferini yansıtmaktadır (Henley ve Ellis, 1983). Giggenbach (1988) sıcak suların rezervuar sıcaklıklarının saptanması ve kayaç-su denge durumunun belirlenmesi amacıyla Na⁺-K⁺-Ca⁺² bilesenli diyagramlar ile jeokimyasal jeotermometre ilişkilerini incelemiştir. Giggenbach (1988) tarafından önerilen $Na^+-K^+-Mg^{+2}$ diyagramları Fournier (1990) tarafından veniden düzenlenmiştir. Bu diyagramda kısmen olgunlaşmış sularla olgunlaşmamış suları birbirinden ayıran eğri doygunluk indeksi (maturity index) olarak tanımlanmıştır

Burada jeotermal sular başlıca üç alt gruba ayrılır: (i) Na⁺ yönünden fakir, su kayaç ilişkisinin dengede olmadığı olgunlaşmamış sular (non-equilibrated waters), (ii) sukaya etkileşimin kısmen dengede olduğu (partially equilibrated waters) karışmış sular; (iii) Na⁺ yönünden zengin ve su-kayaç etkileşimin dengede olduğu dengelenmiş sular (full-equilibrated waters) oluşturur (Giggenbach, 1988). K⁺/Mg⁺² ve K⁺/Na⁺ jeotermometre eşitlikleri ile elde edilen eş sıcaklık değerlerinin kesişme noktalarının oluşturduğu eğri ile su-kayaç ilişkisinin kısmen dengede olduğu alanlar birbirinden ayrılır. Giggenbach (1988) ve Giggenbach ve Glower (1992), Na⁺, K⁺, Ca⁺² ve Mg⁺² katyonlarına bağlı olarak su-kayaç dengesini incelemişlerdir. Büyük Menderes kıtasal rift zonunda yüzeylenen jeotermal sahalarda Gölemezli, Yenice, Tekkehamam, Kızıldere, Pamukkale, Ilıcabaşı, Bozköy, Salavatlı ve Germencik sahalarının yüzey sıcaklığı ve hesaplanan rezervuar sıcaklığı kullanılan jeotermometre yöntemleri ve referanslar Çizelge 5.7.'de verilmiştir. Şekil 5.19.'da aynı alanlara ait yüzey sıcaklıkları ve hesaplana rezervuar sıcaklıkları arasındaki ilişki görülmektedir.

Büyük Menderes kıtasal rift zonunda yüzeylenen Gölemezli, Bozköy, Yenice ve Tekkehamam alanlarında saptanan yüzey sıcaklığı 55 ile 71 °C arasında değişirken, hesaplanan rezervuar sıcaklıkları 185 ile 225 °C arasında bulunmaktadır. Na⁺/K⁺, $Na^+-K^+-Ca^{+2}$, K^+/Mg^{+2} jeotermometreleri Fournier (1979)'a göre hesaplanmıştır. Salavatlı ve Germencik verileri Kasap (1984), Şimşek (1985), Giese, (1997), Özgür (1998), Vengosh vd. (2002) tarafından saptanan değerlerden alınmıştır. Kızıldere ve Germencik jeotermal alanlarda ölçülen yüzey sıcaklıkları 83 ile 99.2 °C arasında değişir (Çizelge 5.7.). Bu jeotermal suların Fournier (1979)'e göre, Na⁺/K⁺ hidrojeokimyasal jeotermometre kullanılarak hesaplanan rezervuar sıcaklıkları ise 220 ile 241 °C arasında değişir (Çizelge 5.7.). Pamukkale sahası ise 30 ile 52 °C arasında yüzey sıcaklığı gösterirken. Na⁺-K⁺-Ca⁺² jeotermometresi (Fornier, 1979) 154 ile 190 °C arasında değişen rezervuar sıcaklığı vermektedir (Cizelge 5.7.). Germencik sahasında yüzey sıcaklığı 50-60 °C ve Fornier ve Potter (1979)'a göre Na^+/K^+ jeotermometresi kullanılarak hesaplanmış rezervuar sıcaklıları ise 204 ile 227 ^oC arasındadır. Salavatlı sahasında ise Na⁺/K⁺ jeotermometre yöntemi ile (Fornier, 1979) 200 -202 °C rezervuar sıcaklığı hesaplanmıştır (Karamanderesi, 1997). Büyük Menderes kıtasal rift zonunda yüzeylenen Gölemezli, Tekkehamam, Yenice ve Pamukkale'deki sıcak sular $Na^+-K^+-Mg^{+2}$ diyagramında dengeli olmayan sular bölgesine düşmekte (Şekil 5.20.) olup bu jeotermal alanlarda su-kayaç etkileşimi dengede olmadığını görülmektedir. Kızıldere, Salavatlı, Ilıcabaşı ve Germencik sahaları ise su-kayaç ilişkisinin kısmen dengede olduğu sular bölgesine düşmektedir (Sekil 5.20.). Na⁺-K⁺-Mg⁺² üçlü diyagramında Gediz ve Küçük Menderes kıtasal rift zonunda yüzeylenen jeotermal sular, su-kayaç etkileşimin dengede olmadığı, dengelenmemis sular olduğu gözlenir (Şekil 5.20.). Na⁺, K⁺, Ca⁺² ve Mg⁺² değişim diyagramında da Büyük-Küçük Menderes ve Gediz kıtasal rift zonunda gelişen jeotermal sular, kısmı dengeli-dengesiz sular özelliğindedir (Şekil 5.21.).

	öı		Yüzey	Hesaplanan	Jeotermometre	
No	Ornek No	Örnek Yeri	Sıcaklığı (⁰ C)	Rezervuar	Yöntemi	Referans
	110			Sıcaklığı (⁰ C)		
1	D-4	Gölemezli (MTA yeni sondajı)	70.7	225	Na ⁺ -K ⁺ -Ca ⁺²	Fournier, 1979
2	D-5	Gölemezli Çamur banyoları	58.4	195	Na ⁺ -K ⁺ -Ca ⁺²	Fournier, 1979
3	D-8	Bozköy Alangüllü	58.3	191	Na ⁺ /K ⁺	Fournier, 1979
4	D-7	Yenice I (Çöken yer)	36.4	190	Na ⁺ -K ⁺ -Ca ⁺²	Fournier, 1979
5	D-10	MTA Sondajı II (Yenice)	66.3	207	Na ⁺ -K ⁺ -Ca ⁺²	Fournier, 1979
6	D-11	MTA Sondajı I (Yenice)	53.4	209	Na ⁺ -K ⁺ -Ca ⁺²	Fournier, 1979
7	D-12	Yenice II (Kamara Kaplıcası)	54.8	207	Na ⁺ -K ⁺ -Ca ⁺²	Fournier, 1979
8	D-13	Aydın Ilıcabaşı	54.9	212	Na ⁺ /K ⁺	Fournier, 1979
9	D-14	Gencelli (Soğuk su kaynağı)	19.6	56	K ⁺ /Mg ⁺²	Fournier, 1979
10	D-15	İnaltı (Kükürtlü Kaynağı)	94.8	213	Na ⁺ /K ⁺	Fournier, 1979
11	D-16	Tekkehamam	68.5	214	Na ⁺ /K ⁺	Fournier, 1979
12	D-17	Bubacık Pınarı	57.7	185	Na ⁺ -K ⁺ -Ca ⁺²	Fournier, 1979
13	D-18	Uyuz Hamamı	59.0	211	Na ⁺ /K ⁺	Fournier, 1979
14	D-9	Kızıldere (R-1 Kuyusu)	96.1	242	Na ⁺ /K ⁺	Fournier, 1979
15	D-19	Kızıldere/KD13	95.1	223	Na ⁺ /K ⁺	Fournier, 1979
16	D-20	Kızıldere/ KD 22	99.2	228	Na ⁺ /K ⁺	Fournier, 1979
17	D-21	Kızıldere/KD16	95.5	223	Na ⁺ /K ⁺	Fournier, 1979
18	D-22	Kızıldere/KD14	95.8	228	Na ⁺ /K ⁺	Fournier, 1979
19	D-23	Kızıldere/ KD15	95.5	238	Na ⁺ /K ⁺	Fournier, 1979
20	D-24	Kızıldere/KD21)	96.2	235	Na ⁺ /K ⁺	Fournier, 1979
21	D-25	Kızıldere/KD06	96.9	241	Na ⁺ /K ⁺	Fournier, 1979
22	D-26	Salavatlı (Termal Banyo Kayağı)	31.9	154	Na ⁺ -K ⁺ -Ca ⁺²	Fournier, 1979
23	D-27	Havuz Pamukkale (Özel İdare)	35.0	146	Na ⁺ -K ⁺ -Ca ⁺²	Fournier, 1979
24	D-28	Askeriye (Pamukkale jandarma)	35.0	146	Na ⁺ -K ⁺ -Ca ⁺²	Fournier, 1979
25	D-29	Karahayıt (Pamukkale)	51.9	190	Na ⁺ -K ⁺ -Ca ⁺²	Fournier, 1979
26	ÖB3	Germencik (ÖB-3)(Özgür, 1998)	83	224	Na ⁺ /K ⁺	Fournier, 1979
27	ÖB6	Germencik (ÖB-6)(Özgür, 1998)	94	220	Na ⁺ /K ⁺	Fournier, 1979
28	ÖB9	Germencik (ÖB-9)(Özgür, 1998)	95	222	Na ⁺ /K ⁺	Fournier, 1979
29	ÖB9	Germencik (ÖB-9)(Özgür, 1998)	95	220	Na ⁺ /K ⁺	Fournier, 1979
30	ÖB3	Germencik (ÖB-3)(Vengosh, vd.,2001)		227	Na ⁺ /K ⁺	Fournier, 1979
31	ÖB4	Germencik (ÖB-4)(Özgür, 1998)	99		Na ⁺ /K ⁺	Fournier, 1979
32	ÖB9	Germencik (ÖB-9(Vengosh, vd.,2001)	95	220	Na ⁺ /K ⁺	Fournier, 1979
33	SV1	Salavatlı 1 (SV-1)(Özgür, 1998)		202	Na ⁺ /K ⁺	Fournier, 1979
34	AS-1	Salavatlı (AS-1)(Karamanderesi, 1997)		200	Na ⁺ /K ⁺	Fournier ve Potter, 1979
35	AS-2	Salavatlı (AS-2)(Karamanderesi, 1997)		200	Na ⁺ /K ⁺	Fournier, 1979
36	GMW-74	Germencik (ÖB-3) (Giese, 1997)		204	Na ⁺ /K ⁺	Fournier, 1979
37	GMW-75	Germencik (ÖB-3) (Giese, 1997)		227	Na ⁺ /K ⁺	Fournier, 1979
38	1s	Germencik (Khayat, 1988)	60	221	Na ⁺ /K ⁺	Fournier, 1979
39	2s	Germencik (Khayat, 1988)	50	216	Na ⁺ /K ⁺	Fournier, 1979
40	5w	Germencik (Kasap, 1984)		203	Na ⁺ /K ⁺	Fournier ve Potter, 1979
41	бw	Germencik (Şimşek, 1984)		228	Na ⁺ /K ⁺	Fournier, 1979
42	9w	Salihli (Tarcan vd., 2000)	85	192	Na ⁺ -K ⁺ -Ca ⁺²	Fournier, 1979

Çizelge 5.7. Menderes Masifi kıtasal rift zonlarında gelişen jeotermal alanların yüzeyde ölçülmüş sıcaklık- jeotermometre yöntemi kullanılarak hesaplanmış rezervuar sıcaklıkları ve uygulanan jeotermal yöntemler

Çizelge 5.7. (devam)

No	Örnek No	Örnek Yeri	Yüzey Sıcaklığı (⁰ C)	Hesaplanan Rezervuar Sıcaklığı (⁰ C)	Jeotermometre Yöntemi	Referans
43	10w	Salihli (Tarcan vd., 2000)	95	203	Na ⁺ -K ⁺ -Ca ⁺²	Fournier, 1979
44	11w	Salihli (Tarcan vd., 2000)		202	Na ⁺ -K ⁺ -Ca ⁺²	Fournier, 1979
45	12s	Salihli (Tarcan vd., 2000)	51	177	Na ⁺ -K ⁺ -Ca ⁺²	Fournier, 1979
46	14s	Salihli (Tarcan vd., 2000)		216	Na ⁺ -K ⁺ -Ca ⁺²	Fournier, 1979
47	15s	Salihli (Tarcan vd., 2000)	42	206	Na ⁺ -K ⁺ -Ca ⁺²	Fournier, 1979
48	KW-01	Salihli (Kurşunlu) (Özgür, 1998)	94	216	Na ⁺ -K ⁺ -Ca ⁺²	Fournier, 1979
49	KW-02	Salihli (Kurşunlu) (Özgür, 1998)	97	197	Na ⁺ -K ⁺ -Ca ⁺²	Fournier, 1979
50	KW-03	Salihli (Kurşunlu) (Özgür, 1998)	67.9	204	Na ⁺ -K ⁺ -Ca ⁺²	Fournier, 1979
51	KW-04	Salihli (Kurşunlu) (Özgür, 1998)	34.7	192	Na ⁺ -K ⁺ -Ca ⁺²	Fournier, 1979
52	KW-05	Salihli (Kurşunlu) (Özgür, 1998)		173	Na ⁺ -K ⁺ -Ca ⁺²	Fournier, 1979
53	KW-06	Salihli (Kurşunlu) (Özgür, 1998)	74	194	Na ⁺ -K ⁺ -Ca ⁺²	Fournier, 1979
54	KW-07	Salihli (Kurşunlu) (Özgür, 1998)	96	209	Na ⁺ -K ⁺ -Ca ⁺²	Fournier, 1979
55	KW-08	Salihli (Kurşunlu) (Özgür, 1998)	40	159	Na ⁺ -K ⁺ -Ca ⁺²	Fournier, 1979
56	KW-09	Salihli (Kurşunlu) (Özgür, 1998)	36	164	Na ⁺ -K ⁺ -Ca ⁺²	Fournier, 1979
57	CW-01	Salihli (Çamurlu-Urganlı) (Özgür, 1998)	79	197	Na ⁺ -K ⁺ -Ca ⁺²	Fournier, 1979
58	CW-02	Salihli (Çamurlu-Urganlı) (Özgür, 1998)	74	193	Na ⁺ -K ⁺ -Ca ⁺²	Fournier, 1979
59	CW-03	Salihli (Çamurlu-Urganlı) (Özgür, 1998)	64	191	Na ⁺ -K ⁺ -Ca ⁺²	Fournier, 1979
60	CW-04	Salihli (Çamurlu-Urganlı) (Özgür, 1998)	51	176	Na ⁺ -K ⁺ -Ca ⁺²	Fournier, 1979
61	BW02	Bayındır (Özgür, 1998)	46	137	Na ⁺ -K ⁺ -Ca ⁺²	Fournier, 1979
62	BW15	Bayındır (Özgür, 1998)	46.3	136	Na ⁺ -K ⁺ -Ca ⁺²	Fournier, 1979
63	80s	Bayındır (Gemici ve Tarcan, 2002)	45	138	Na ⁺ -K ⁺ -Ca ⁺²	Fournier, 1979
64	81s	Bayındır (Gemici ve Tarcan, 2002)	45	141	Na ⁺ -K ⁺ -Ca ⁺²	Fournier, 1979



Şekil 5.19. Büyük Menderes kıtasal rift zonunda yüzey sıcaklıkları ile hesaplanan rezervuar sıcaklıkları arasındaki ilişki



Şekil 5.20. Menderes Masifi kıtasal rift zonlarında gelişen jeotermal alanların Na⁺-K⁺-Mg⁺² üçlü jeotermometre değişim diyagramında kaya-su ilişkileri (Giggenbach, 1988'den düzenlenmiştir)



Şekil 5.21. Menderes Masifi kıtasal rift zonunda gelişen jeotermal alanların Mg⁺²-Ca⁺²/K⁺-Na⁺ ikili jeotermometre değişim diyagramında kaya-su etkileşimi (Giggenbach, 1988'den düzenlenmiştir)

5.1.4. İzotop Jeokimyası

İzotoplar, bir elementin farklı sayıda nötrona sahip çeşitleridir. İzotopların kimyasal bileşimleri aynı olmasına karşın kütlelerinde farklılıklar vardır (Hoefs, 1997). İzotoplar genel olarak duraylı ve duraysız izotoplar olmak üzere iki gruba ayrılırlar. Duraylı izotoplar radyoaktif bozuşma özelliği göstermezler. Hidrojenin ¹H, ²H (D, döteryum) ve ³H (TU trityum) izotopları vardır ve trityum izotopu radyoaktiftir. Oksijen (¹⁶O, ¹⁸O), karbon (¹²C, ¹³C) ve kükürt (³²S, ³⁴S) izotopları yaygın kullanım alanları bulmaktadır. Radyojenik izotoplar α , β ve γ radyasyonları yayarak radyoaktif bozuşma yoluyla başka bir elemente dönüşen izotoplardır. ⁸⁷Rb, ¹⁴⁷Sm, ^{235,238}U, ²³²Th ve ⁴⁰K gibi radyojenik izotoplar, yaygın olarak radyometrik yaş tayinlerinde kullanılırlar.

Duraylı izotoplar, buharlaşma ve yoğunlaşma gibi fiziko-kimyasal olayların etkilerine rağmen zaman içinde radyoaktif bozuşma göstermeyen izotoplardır. Oksijen-18 (δ^{18} O) ve döteryum (δ^{2} H) izotopları hidrojeolojide çok kullanılan duraylı izotoplardır (Rollinson, 1993). Bunların dışında karbon-13 (δ^{13} C), azot-15 (δ^{15} N) ve sülfür-34 (δ^{34} S) biyokimyasal değişimler ve su kaynaklarının kirliliğini izlemekte kullanılır. Bu izotoplar (i) bölgedeki yeraltısuyunun kökeni ile ilişkili olabilecek yeraltısuyu tipine işaret edecek veriler sağlamak, (ii) kökene bağlı olarak farklı bölgelerin su karışımlarını saptamak, (iii) suyun akış hızı ve yönü hakkında bilgi sağlamak, (iv) suyun yeraltında oluşum zamanına ait veriler sağlamakta kullanılır.

Hidrojeokimyasal incelemelerde en çok kullanılan radyoaktif izotoplar ise ³H ve ¹⁴C'dür (Dansgaard, 1964). ³H hidrojen elementinin kısa-ömürlü radyoaktif izotopu olup, atmosferde ¹⁴N izotopunun kozmik ışınlar ile tepkimesi sonucu oluşmaktadır. Yeraltısularının yaşı, suların beslenim/boşalım noktaları arasında yeraltında kaldıkları süre olarak tanımlanmaktadır. Bu süreyi belirlemede en yaygın olarak kullanılan izotoplar radyoaktif trityum ³H izotopu ile trityumun bozuşması sonucu oluşan radyojenik ³He izotopudur. Trityumun meteorik sulardaki derişimi Trityum Birimi (Tritium Unit, TU) cinsinden ifade edilmektedir. 1 TU = 1 atom ³H / 10⁸ atom H'dir.

Bu çalışma kapsamında Büyük Menderes kıtasal rift zonundan alınan sıcak su örneklerinde δ^{18} O, δ^{2} H kararlı ve ³H kararsız izotopları kökensel açıdan değerlendirilmiştir. Çalışma kapsamında 25 adet sıcak su noktasında yürütülen δ^{18} O ve δ^{2} H duraylı izotopları ile ³H duraysız izotop analizleri, GSF Hidroloji Enstitüsü'nde (Neuherberg, Almanya) kütle spektrometresi kullanılarak yapılmıştır.

Bu çalışma kapsamında Büyük Menderes kıtasal rift zonuna ait izotopik çalışmalar ile Küçük Menderes kıtasal rift zonuna ait öncel çalışmalara ait izotop verileri değerlendirilmiştir (Çizelge 5.8.).

Duraylı izotop verilerine göre Büyük Menderes kıtasal rift zonunda yüzeylenen sular, meteorik su özelliğindedir. Kızıldere, Tekkehamam, Bozköy, Germencik, Salavatlı, Ilıcabaşı'na göre Pamukkale, Gölemezli ve Yenice belirgin bir farklılık gözlenir. δ^2 H açısından benzer ilişki incelendiği zaman Büyük Menderes kıtasal rift zonunda yüzeylenen tüm sıcak suların ayırımı yapılmamaktadır. Bu durum δ^{18} O diyagramı kullanıldığı zaman tüm suların meteorik sulara ait olduğu açıkça ortaya çıkar (Şekil 5.22.).

Büyük-Küçük Menderes kıtasal rift zonu ve Gediz kıtasal rift zonunda bulunan jeotermal sular için $\delta^{18}O/\delta^2H$ izotop ilişkisi (Craig, 1963) Şekil 5.23.'de görülmektedir. Bu şekilde Menderes Masifi kıtasal rift zonunda yüzeylenen jeotermal suların meteorik su özelliği taşıdığı gözlenir (Şekil 5.23.). Bu zonda gelişen sıcak su kaynaklarında $\delta^{18}O$ artışına bağlı olarak δ^2H değerleri pozitif olarak artar. Büyük Menderes kıtasal rift zonunda yüzeylenen sulardan soğuk su ile karışımın fazla olanları kıtasal meteorik su çizgisi ile çakışırlar. Soğuk su karışımı az olan veya soğuk su karışımı olmayan sıcak sular bu ilişkide kıtasal meteorik su çizgisi dışına düşmektedir. Bu durum yoğun oranda su-kayaç etkileşimini yansıtmaktadır. Aynı şekilde $\delta^{18}O$ ve δ^2H artışı suların buharlaşma ilişkilerine bağlı olmaktadır. Kızıldere, Tekkehamam, Bozköy, Ilıcabaşı, Germencik ve Salavatlı sahalarına göre Pamukkale, Gölemezli ve Yenice alanları daha yüksek trityum (³H) ve düşük $\delta^{18}O$ değerleri verir. Bu durum, Pamukkale, Yenice ve Gölemezli sahalarına meteorik soğuk su girişimi ile ilişkildir. Bu sahalarda trityum (³H)

No	Örnek Adı	Örnek Yeri	δ ¹⁸ O[‰]	δ ² H[‰]	³ H[TU]	Excess[‰]	Referans
1	D-4	Gölemezli (MTA yeni sondajı)	-8.32	-57.8	<0.7	8.8	Bu çalışma
2	D-5	Gölemezli Çamur Banyo	-8.32	-60.4	<1.3	6.2	Bu çalışma
3	D-8	Bozköy Alangüllü	-2.64	-40.8	<1.0	-19.7	Bu çalışma
4	D-7	Yenice I (Çöken yer)	-7.50	-50.2	<0.7	9.8	Bu çalışma
5	D-10	MTA Sondajı II (Yenice)	-8.16	-57.1	<0.9	8.2	Bu çalışma
6	D-11	MTA Sondajı I (Yenice)	-8.26	-57.6	<0.9	8.5	Bu çalışma
7	D-12	Yenice II (Kamara kaplıcası)	-8.28	-57.8	<0.8	8.5	Bu çalışma
8	D-13	Aydın Ilicabasi	-3.55	-48.7	<0.7	-20.3	Bu çalışma
9	D-15	Inalti Ilıcası	-6.03	-56.0	<1.1	-7.8	Bu çalışma
10	D-16	Tekkehamam (Çavşoğlu tesisleri)	-5.84	-55.0	<1.0	-8.3	Bu çalışma
11	D-17	Bubacık Pınarı	-6.87	-51.8	<1.0	3.2	Bu çalışma
12	D-18	Uyuz Hamami	-5.27	-52.6	<1.1	-10.4	Bu çalışma
13	D-9	Kızıldere (R-1 üretim kuyusul)	-4.31	-52.9	<0.8	-18.4	Bu çalışma
14	D-19	Kızıldere/KD13	-5.31	-54.1	<1.0	-11.6	Bu çalışma
15	D-20	Kızıldere/KD 22	-5.40	-55.1	<0.7	-11.9	Bu çalışma
16	D-21	Kızıldere/KD 16	-5.08	-54.6	<0.7	-14	Bu çalışma
17	D-22	Kızıldere/KD14	-5.06	-54.7	<0.7	-14.2	Bu çalışma
18	D-23	Kızıldere/KD15	-4.96	-53.5	<0.7	-13.8	Bu çalışma
19	D-24	Kızıldere/KD21	-5.65	-55.2	1.6	-10	Bu çalışma
20	D-25	Kızıldere/KD 6	-6.14	-57.6	<0.7	-8.5	Bu çalışma
21	D-30	Kızıldere/KD20	-5.76	-60.00	<0.7	-13.9	Bu çalışma
22	D-26	Salavatlı (Termal Banyo Kaynağı)	-6.58	-38.4	3.6	14.3	Bu çalışma
23	D-27	Havuz Pamukkale (Özel İdare)	-9.14	-61	3.3	12.2	Bu çalışma
24	D-28	Askeriye (Pamukkale jandarma)	-9.23	-60.9	2.9	12.9	Bu çalışma
25	D-29	Karahayıt (Pamukkale)	-8.74	-58.5	<0.7	11.4	Bu çalışma
26	MW13	Buldan	-9.26	-51.4	6.5		Özgür, 1998
27	ÖB4	Germencik	-2.14	-38.9	<0.7		Özgür, 1998
28	ÖB6	Germencik	-1.3	-33	<1		Correia vd., 1990
29	ÖB9	Germencik	-0.43	-35.7	<0.7		Özgür, 1998
30	SV1	Salavatlı	-2.17	-47.8	<1.3		Özgür, 1998
31	SV2	Salavatlı	-1.36	-45	<0.8		Özgür, 1998
32	BW2	Bayındır	-6.93	-39.8	_		Özgür, 1998
33	BW29	Bayındır	-6.57	-35.6			Özgür, 1998
34	BW30	Bayındır	-6.47	-37.3			Özgür, 1998
35	BW15	Bayındır	-7.07	-40.04	3.3±1.3		Özgür, 1998
36	CW1	Salihli (Urganlı)	-7.72	-55.70	<1.1		Özgür, 1998
37	CW2	Salihli (Urganlı)	-7.64	-54.8	<0.7		Özgür, 1998
38	CW3	Salihli (Urganlı)	-7.7	-56	<1.2		Özgür, 1998
39	CW4	Salihli (Çamurlu)	-6.72	-45.9	<8.4±1.8		Özgür, 1998
40	CW5	Salihli (Çamurlu)	-8.88	-53.4			Özgür, 1998
41	KW1	Salihli (Kurşunlu)	-5.76	-48.9	4.4±1.3		Özgür, 1998
42	KW2	Salihli (Kurşunlu)	-5.16	-49.9	4.0±0.7		Özgür, 1998

Çizelge 5.8. Çalışma alanına ait δ^{18} O, δ^{2} H ve trityum ³H[TU] izotop analiz sonuçları.

No	Örnek Adı	Örnek Yeri	δ ¹⁸ Ο[‰]	δ ² H[‰]	³ H[TU]	Excess[‰]	Referans
43	KW4	Salihli (Kurşunlu)	-7.36	-53.6	1.1±0.7		Özgür, 1998
44	KW6	Salihli (Kurşunlu)	-5.66	-50.5	4.2±0.7		Özgür, 1998
45	KW7	Salihli (Kurşunlu)	-5.39	-50.2	3.3±0.7		Özgür, 1998
46	KW8	Salihli (Kurşunlu)	-7.41	-47.2	7.6±0.7		Özgür, 1998
47	KW9	Salihli (Kurşunlu)	-7.6	-48.6	9.4±0.7		Özgür, 1998
48	KW14	Salihli (Kurşunlu)	-8.63	-51.7	10.6±0.8		Özgür, 1998
49	KW15	Salihli (Kurşunlu)	-7.92	-47.6	_		Özgür, 1998



Şekil 5.22. Çalışma alanına ait δ^{18} O değerleri dikkate alınarak jeotermal suların kökensel oluşumlarına ampirik bir yaklaşım (Rollinson, 1993'den)

Çizelge 5.8. (devamı)

değerleri 1'den büyüktür (Bkz. Çizelge 5.8). Gölemezli ve Yenicede trityum (³H) değeri 0.7-1.3 arasında değişir ve soğuk su karışımı daha düşük değerlerdedir (Bkz. Çizelge 5.8). Tekkehamam ve Kızıldere sahası ise kendi içinde bir bütünlük gösterir ve δ^2 H artışına bağlı olarak δ^{18} O değerleri artar (Sekil 5.23.). Ilıcabaşı, Bözköy, Germencik jeotermal alanları belirgin olarak Tekkehamam ve Kızıldere sahalarından daha yüksek δ^2 H ve δ^{18} O izotop değerleri ile Büyük Menderes kıtasal rift zonundaki diğer alanlardan ayrılır (Sekil 5.23.). Bu sahalar yüksek Cl⁻ değerine sahip olup $\delta^2 H$ izotop verileri ile de yüzeysel buharlaşmanın hakim olduğunu görülür. Bu etki Ilıcabaşı sahasında en az, Bozköy, Salavatlı ve Germencik alanlarında giderek artan değerlere ulaşır (Bkz. Çizelge 5.8; Şekil 5.23.). δ^{18} O / δ^{2} H verilerine bağlı olarak Bozköy ve Germencik sahaları yüzeysel buharlaşmadan etkilenmiştir. Tekkehamam ve Kızıldere sahası ise su-kayaç etkileşiminin daha hakim olduğu sahalardır. Yenice, Gölemezli ve Pamukkale sahaları ise su-kayaç etkileşimi/yüzeysel buharlaşma etkilerinin en az olduğu sahaları oluşturur. Bozköy, Ilıcabaşı, Salavatlı ve Germencik jeotermal alanında yüzeysel buharlaşma harici yoğun su-kayaç etkileşimini de izlenir. δ^{18} O değerlerine bağlı olarak Cl⁻ içeriği incelendiğinde Bozköy-Germencik sahaları su tipi açısından Cl⁻ yönünden oldukça zengindir. Pamukkale, Yenice ve Gölemezli sahaları ise soğuk su karışımın en fazla olduğu sahalar olup SO4-2 yönünden zengin, buna karşın δ^{18} O değerleri ise düşüktür (Şekil 5.23.).

Şekil 5.24.'de Büyük Menderes kıtasal rift zonunda bulunan jeotermal alanların, trityum (TU) ve Cl⁻ (mg/l) değerleri gösterilmiştir. Burada Cl⁻ değeri Pamukkale sahasından Germencik sahasına doğru belirgin artış gösterirken trityum değerleri, δ^{18} O, δ^{2} H izotop değerlerine bağlı olarak belirgin azalma gösterir (Şekil 5.24.). Büyük Menderes kıtasal rift zonunda gelişen jeotermal alanlardan Pamukkale sahasında trityum değeri 3.3 (TU) iken, diğer uç bileşeni oluşturan Germencik jeotermal alanında bu değer 0.7 (TU) değerine kadar düşer.



Şekil 5.23. Çalışma alanına ait oksijen-18 (δ^{18} O) ve döteryum (δ^{2} H) izotopları arasında yapılan korelasyon diyagramı. Doğu Akdeniz Havzası-Marmara bölgesi için metorik su cizgisi ve kıtasal meteorik su çizgisi Craig (1963)'den alınmıştır. * : Özgür (1998), **: Correia vd. (1990)

Germencik jeotermal alanında Cl⁻ artışına bağlı olarak trityum değerleri belirgin bir azalma gösterir (Şekil 5.24.). Bu durum, Büyük Menderes kıtasal rift zonundaki Germencik, Salavatlı, Bozköy sahasında derin dolaşımlı yaşlı tuzlu su karışımının etkinliğini gösterir. (Bkz. Çizelge 5.8; Şekil 5.24.). Trityum içerikleri Gölemezli ve Pamukkale sahalarında genç meteorik suların daha hakim olduğunu ve derin dolaşımlı tuzlu sular ile karışmadığını gösterir. Bu sularda trityum değerleri >1 TU civarındadır (Bkz Çizelge 5.8). Dolayısıyla bu sahalarda düşük sıcaklık ve daha sığ suların (shallow circle waters - Gat ve Gonfiantini, 1981) etkin olduğunu gösterir Bu alanda yüzeylenen jeotermal sular, Büyük Menderes kıtasal rift zonunda bulunan diğer jeotermal alanlara göre trityum değerleri açısından daha gençtirler. Yenice, Tekkehamam, Kızıldere, Ilıcabaşı, Bozköy, Salavatlı ve Germencik sahalarında bu çalışmayla ölçülen trityum içerikleri 0.98 ile 1.3 TU arasında değişmektedir. (Şekil 5.24.).



Şekil 5.24. Büyük Menderes kıtasal rift zonunda yüzeylenen jeotermal alanların, δ^2 H, δ^{18} O, trityum (³H) ve Cl⁻ (mg/l) ilişkilerini gösteren diyagram.

5.1.5. Bor

Büyük Menderes kıtasal rift zonunda gelişen jeotermal alanlardaki sıcak suların B⁺³ içerikleri ve kökeni birçok araştırıcının ilgisini çekmiştir (Özgür, 1998; Özgür, 2001; Gemici ve Tarcan, 2002; Vengosh vd., 2002). Borun kökeni ile ilişkili tartışmalar ise güncelliğini korumaktadır. Doğada B^{+3} minerali meta-pelitik kayalar ve evaporitik oluşumların etken olduğu alanlarda zenginleşme gösterir. Jeotermal alanlarda B⁺³/Cl⁻ oranı, jeotermal suların jenezi açısından önemlidir. Büyük Menderes kıtasal rift zonunda bulunan Gölemezli, Yenice, Tekkehamam, Pamukkale, Bozköy ve Germencik alanları ile Küçük Menderes ve Gediz kıtasal rift zonlarındaki jeotermal alanlar B⁺³/Cl⁻ oranlarına göre değerlendirilmiştir. Burada Menderes Masifi kıtasal rift zonlarında gelişen sıcak su kaynakları dört alt bölüme ayrılmıştır (Şekil 5.25.). Birinci grupta su kaynaklarının B^{+3}/Cl^{-} oranları çok düşük-düşük olup 0.0-0.2 arasındadır. Bu durum Menderes Masifi kıtasal rift zonunda bulunan bazı lokasyonlarda (Gölemezli, Yenice, Tekkehamam, Pamukkale, Bozköy, Germencik, Salihli, Bayındır jeortemal alanları) gelişen sıcak su kaynaklarının B⁺³/Cl⁻ oranı yönünden fakir olduğunu gösterir. Gölemezli, Yenice, Tekkehamam, Pamukkale, Bozköy ve Germencik jeotermal alanlarındaki sıcak suların B^{+3}/Cl^{-} oranları 0.0 ile 0.1 arasında değişir ve en yüksek kümülatif değer aralığı sunarlar (Şekil 5.25.). Ayrıca B⁺³/Cl⁻ oranları Gölemezli, Tekkehamam, Kızıldere, Salavatlı ve Ilıcabaşı alanlarında 0.1-0.2 arasındadır. Kızıldere, Salavatlı ve Germencik alanlarında B⁺³/Cl⁻ 0.3 değerine kadar ulaşır. Büyük Menderes kıtasal rift zonunda gelişen sıcak sular Cl açısından yüksek, B⁺³ açısından orta-düşük değerdedir. Büyük Menderes kıtasal rift zonunda yüzeylenen sıcak suların kaynaklarının B^{+3} içerikleri 5 ile 75 mg/l arasında değişirken, Ilıcabaşı, Bozköy, Germencik ve Salavatlı alanlarında bu değer 40 ile75 mg/l arasında bulunmaktadır. Kızıldere ve Tekkehamam alanında 10-30 mg/l, Yenice ve Gölemezli sahalarında 2-8 mg/l, Pamukkale sahasında ise 1 mg/l dır. Bu alanlardaki Cl⁻ içerikleri Bozköy, Ilıcabaşı, Salavatlı ve Germencik sahalarında 1250-2700 mg/l olarak ölçülmüştür. Kızıldere ve Tekkehamam'da Cl- değeri 100-200 mg/l iken Yenice ve Gölemezli sahlarında ise 30 mg/l civarında olup bu alanlar incelenen iyon yönünden fakirleşme gösterir.

Büyük Menderes kıtasal rift zonunda gelişen jeotermal alanlar diğer kıtasal rift zonunda bulunan jeotermal alanlardan ayrılır (Şekil 5.25.). B^{+3}/Cl^{-} oranına göre, Büyük Menderes kıtasal rift zonunda gelişen jeotermal alanlar su-kayaç etkileşimi açısından büyük benzerlikler gösterir. Bu zonda gözlenen farklı B^{+3} değerleri, rezervuar özelliği taşıyan akifer kayaçların litolojisine ve bu akifer kayaçlara olan yeraltısuyu karışımına bağlıdır.



Şekil. 5.25. Menderes Masifi kıtasal rift zonunda gelişen jeotermal alanların B⁺³/Cl⁻ değişim eğrisi

Büyük Menderes kıtasal rift zonunda gelişen jeotermal alanlarda izlenen kayaçların litolojik özelliklere göre temel birimleri oluşturan gnaysların B⁺³ içerikleri 6 - 28.151 ppm (ortalama 191 ppm) aralığındadır (Şekil 5.27; Özgür, 2001). Bu birimin üzerine gelen mika-şist, kuvarsit ve mermer ardalanmasından oluşan İğdecik Formasyonu'nda ise B⁺³ 6-241 ppm (ortalama 166 ppm)'dir. Çakıltaşı, kumtaşı, miltaşı ve kiltaşı ardalanmasından oluşan Kızılburun Formasyonunda ise B⁺³ içeriği 9-79 ppm (ortalama 53 ppm) ve bu birimleri üzerleyen kireçtaşı, marn, miltaşı ve diyatomitten oluşan Sazak formasyonunda ise 4-24 ppm (ortalama 16 ppm) B⁺³ saptanmıştır. Silisleşme gösteren kumtaşı-marn ardalanmasının egemen olduğu Kolonkaya Formasyonunda ise B⁺³ içeriği 2 - 268 (ortalama 15 ppm) ve çakıltaşı,

kumtaşı, fosilli kireçtaşı, çamurtaşı litolojilerinin izlendiği Tosunlar Formasyonunda ise 15 - 63 ppm (48 ppm) belirtilmiştir. Özgür (2001) Kızıldere ve çevresinde güncel mineral çökelimi sonrası B⁺³ konsantrasyonunun ortalama 56 ppm olduğunu belirtir (Şekil 5.26.).



Şekil 5.26. Büyük Menderes kıtasal rift zonunda yüzeylenen birimlere ait B⁺³ içerikleri (Özgür, 2001)

Büyük Menderes kıtasal rift zonunda yüzeylenen temel birimlerin silikat jeokimyası açısından saptanan Al₂O₃, K₂O, SiO₂, Na₂O ve B⁺³ değerleri sıcak sulardaki yüksek borun kökensel ilişkisini belirlemek için değişim diyagramları hazırlanmıştır (Şekil 5.27; Özgür, 2001). Buna göre B⁺³ konsantrasyonunun İğdecik Formasyonu ve gnayslara doğru belirgin olarak arttığı görülür (Şekil 5.27.). Kireçtaşı, marn, miltaşı ve diyatomitten oluşan Sazak Formasyonu, çakıltaşı, kumtaşı, kireçtaşı, çamurtaşı ardalanmasından oluşan Tosunlar Formasyonu ve çakıltaşı, kumtaşı, miltaşı ve kiltaşı ardalanmasından oluşan Kızılburun Formasyonu B⁺³ açısından İğdecik Formasyonu ve temelde izlenen gnayslara göre daha az ihtimalle bor kaynağı özelliği taşır (Şekil 5.27.). Menderes masifi metamorfik kayaçlarında yüksek oranlarda bor bulunur. Güncel mineral çökelimleri, mikaşist, kuvarsit ve mermer ardalanmasından oluşan İğdecik Formasyonu ve temeli oluşturan gnayslar su-kayaç etkileşimi açısından en önemli B⁺³ kaynağını oluşturmaktadır. Bu ilişki kayaçlarda yapılan leaching (yıkama) testleri ile belirginleşir (Şekil 5.29). Klorit-mika şist, kuvarsit gibi metamorfik kayaçlar yüksek B⁺³ içeriğine sahip kayaçlardır (Grew ve Anovitz, 1996). Büyük Menderes kıtasal rift zonundaki jeotermal alanlardaki B⁺³ artışının temel nedeni su-kayaç etkileşimin etken olduğu kayaçların litolojik farklılıklardan kaynaklanmaktadır. Germencik, Ilıcabaşı, Bozköy ve Salavatlı sahalarının benzer hidrojeokimyasal süreçlerden etkilendiği su-kayaç etkileşiminin izlendiği belirlenmiştir. Bu etkileşimde olası rezervuar kayalar bu alandaki temel birimleri oluşturan orto/para gnayslardır. Benzer olarak Tekkehamam, Yenice ve Kızıldere sahalarında da su-kaya etkileşimi gözlenir. Pamukkale sahasının içinde bulunduğu alanda geniş yayılım gösteren kirectaşları nedeniyle sıcak sular yüksek Ca⁺² içeriğine sahiptirler (Bkz. Şekil 5.17). Pamukkale sahasında soğuk Yeraltısuyu karışımı hakimdir. Tüm bu veriler kaya-su etkileşimi açısından önemli veriler sunmaktadır. Ayrıca Gölemezli ve Yenice jeotermal sahalarında da kireçtaşı-su etkileşimi belirgin olarak izlenir (Bkz. Şekil 5.17).



Şekil 5.27. Büyük Menderes kıtasal rift zonunda yüzeylenen kayaçlara ait Al₂O₃-K₂O-SiO₂-Na₂O oksitlerine karşın B⁺³ oksit değişim diyagramı (Özgür 2001)



Şekil 5.28. Kızıdere ve çevresinde bulunan kayaçlarda yapılan yıkama testleri ile elde edilen B değerleri (Özgür, 2001)

Büyük Menderes kıtasal rift zonunda yüzeylenen sıcak su kaynakları, içinde bulunduğu rezervuar kayalarının litolojik özelliklerinden belirgin olarak etkilenmiştir. Şekil 5.28. Kızıldere jeotermal alanında kayaçlardaki bor konsantrasyonu ile yıkanmış kayaçlar arasında korelasyon olduğunu gösterir ve sıcaklığa bağlı olarak çözeltinin pH'ı kayaç çözünürlüğünde etkinliği ortaya çıkar.

Menderes Masifi kıtasal rift zonlarında yüzeylenen farklı sıcak su kaynaklarının B^{+3} karşı anyon ve katyon değişim diyagramları incelenmiştir (Şekil 5.29.). Al⁺³ içeriğine bağlı olarak tüm alanların B^{+3} içeriği artış göstermektedir. Menderes Masifi metamorfik kayaçlarda bulunan feldspat, muskovit, biyotit, turmalin ve hornblend gibi mineraller bor taşıyan minerallerdir. Bor feldspatlar içinde tetraedral kristal kafesinde Si ve Al yerine geçebilir. Burada kafes boyutu Al-oksit (1.48 A⁰) ve B-oksit (1.76 A⁰) iyonik yarıçaplarına bağlıdır (Grew ve Anovitz, 1996, Christ ve Harder, 1969). Menderes Masifi kıtasal rift zonlarında K⁺, Na⁺ ve Si⁺⁴ artışına bağlı olarak bor içeriklerinin artması Büyük Menderes kıtasal rift zonundaki sıcak suların diğer kıtasal rift zonlarına göre su-kayaç etkileşiminden etkilendiğini ve bor

içeriğinin yan kayaç ile etkileştiğini gösterir. Menderes Masifi kıtasal rift zonundaki tüm jeotermal kaynaklarda $Li^+ B^{+3}$ ile pozitif korelasyon gösterir (Şekil 5.29.). Özellikle Bozköy (6.5 mg/l) ve Germencik (7-18 mg/l) sahalarında en yüksek değere ulaşır. Salavatlı (5-6 mg/l), Tekkehamam (2-6.5 mg/l) ve Kızıldere (5-6.5 mg/l) alanları ise daha düşük Li^+ içeriğine sahiptir (Bkz. Çizelge 5.1). Gölemezli (1-1.5 mg/l) ve Yenice (0.5-1.0 mg/l) Li^+ içerir ve oldukça düşük B^{+3} içeriğine sahiptirler (Bkz. Çizelge 5.1). Bu özellik, Li^+ ve B^{+3} , un kökeni açısından belirleyici iyon olduğunu gösteren bir delildir. Li^+ , meta-magmatik kayaçlara göre meta-sedimanter kökenli kayaçlarda daha bol oranda bulunur (Grew, 1996).

 F^- ve B^{+3} açısından bakılırsa B^{+3} oranı arttıkça F^- değeri artar. Bu durum özellikle Kızıldere, Tekkehamam ve Salavatlı sahalarını Büyük Menderes kıtasal rift zonunda yüzeylenen bazı diğer jeotermal kaynaklarından ve Gediz ve Küçük Menderes kıtasal rift zonlarında gelişen sıcak su kaynaklarından ayırır. Kızıldere, Tekkehamam ve Salavatlı sahalarında önemli bir alan kaplayan gnayslar içerdikleri K-feldspat, muskovit, biyotit, hornblend ve turmalin gibi mineraller dolayısıyla sulardaki yüksek bor değerleri için B^{+3} kaynağını oluşturmaktadır. Germencik, Bozköy ve Ilıcabaşı sahalarında ise kökenli gnaysların bor için kaynak olabileceğini gösterir. Bu durum K⁺-B⁺³ ve Na⁺-B⁺³ değişim diyagramlarında da gözlenir (Şekil 5.29.). K⁺-B⁺³ değişim diyagramında Kızıldere, Tekkehamam alanları Germencik ve Ilıcabaşı jeotermal alanlarından ayrılır. Kızıldere, Tekkehamam, Yenice ve Gölemezli jeotermal alanları daha yüksek K⁺ içeriğine sahipken B⁺³ konsantrasyonları düşüktür (Şekil 5.29.). Buna karşın Germencik, Ilıcabaşı ve Salavatlı sahaları daha yüksek B⁺ ve kısmen daha düşük K^+ içeriğine sahiptir. Aynı durum Na^+-B^{+3} değişim divagramında da izlenir. δ^{18} O - Na⁺, δ^{18} O - Mg⁺², δ^{18} O - Li⁺ ve Cl⁻ - B⁺³ değisim diyagramlarında da Büyük Menderes kıtasal rift zonunda yüzeylenen sıcak sular, diğer kıtasal rift zonunda gelişen je
otermal alanlardan ayrılır. $B^{+3}\text{-}\ \delta^{18}O$ değişim diyagramında Kızıldere-Tekkehamam, Germencik-Ilıcabaşı-Salavatlı-Bozköy ve Pamukkale-Gölemezli-Yenice-Salavatlı Termal Banyo-Bayındır jeotermal alanları kendi içerisinde bütünlük gösterir (Sekil 5.30.). ³H - B⁺³ diyagramında da Büyük Menderes kıtasal rift zonu ile diğer iki kıtasal rift zonunda bulunan jeotermal alanlarda farklılık belirgindir (Şekil 5.30.). $\delta^2 H$ - B⁺³ değişim diyagramında ise

Kızıldere-Tekkehamam, Germencik-Ilıcabaşı-Bozköy ve Pamukkale-Gölemezli-Yenice-Salavatlı Termal Banyo- Bayındır jeotermal alanları kendi içerisinde bütünlük gösterir.



Şekil 5.29. Menderes Masifi kıtasal rift zonunda gelişen sıcak suların B^{+3} içeriğine bağlı değişim diyagramları



Şekil 5.30. Menderes Masifi kıtasal rift zonunda gelişen sıcak suların δ^{18} O, δ^{2} H ve ³H içeriklerinin B⁺³ konsantrasyonları ile korelasyon diyagramları

Menderes Masifi kıtasal rift zonlarında bulunan sıcak suların oluşumu ve bor zenginleşmesiyle ilgili üç boyutlu diyagram Şekil 5.31.'de verilmiştir. Bu modellemede Menderes Masifi kıtasal rift zonunda yüzeylenen meteorik kökenli sıcak suların su-kaya etkileşimine bağlı olarak hidrojeokimyasal özelliklerinin değiştiği ortaya konmaktadır.



Şekil 5.31. Menderes Masifi kıtasal rift zonunda bulunan sıcak suların oluşumu ve bor zenginleşmesi (Şimşek, 1985 ve Özgür, 1998'den değiştirilerek).

5.2. Gediz Kıtasal Rift Zonu (Salihli Jeotermal Alanı) ve Küçük Menderes Kıtasal Rift Zonu (Bayındır Jeotermal Alanı)

5.2.1. Jeoloji

140 km uzunluğunda 10-15 km genişliğindeki Gediz (Alaşehir) kıtasal rift zonu yaklaşık D-B uzanımlı faylarla kontrol edilir (Sözbilir, 2002). Asimetrik yapılı yay şekilli Gediz kıtasal rift zonunda aktif normal faylar güney kenarda yer alır (Şekil 5.32., Arpat ve Bingöl, 1969; Eyidoğan ve Jackson, 1985). Güney kenar daha basamaklı ve sismik olarak daha aktiftir (Yılmaz vd., 2000). Daha az öneme sahip normal faylar kuzey kenarda bulunur (Paton, 1992; Yusufoğlu, 1996).

Gediz kıtasal rift zonunda bulunan Salihli jeotermal alanında (Bkz. Şekil 5.1) temel birimleri Paleozoyik yaşlı metamorfik kayaçlar oluşturur ve istif Miyosen-Pliyosen yaşlı sedimanter kayaçlar tarafından uyumsuz üzerlenir (Yılmazer, 1988; Şekil 5.32.). İstif, Kuvaterner yaşlı alüvyon birimleri ile devam eder. Prekambriyen-Kambriyen yaşlı temel birimleri oluşturan gnayslar, jeotermal sahanın güney kesiminde yüzeylenir. Temel birimler içerisinde değerlendirilen gnayslar, fillit arabantlı kuvarsit ve mermer ardalanmalı mika şistler tarafından üzerlenir (Şekil 5.32.).

Jeotermal sulara ilişkin rezervuar kayaçlar kuvars şist, gnays ve granodiyoritler ile karstik mermerlerden oluşur (Tarcan, 1997). Jeotermal sular bu alanda tektonik hareketler bağlı olarak gelişmişlerdir (Şekil 5.33). Kurşunlu ve Çamurlu alanlarında yaklaşık 20'ye yakın sıcak su kaynağı gözlenir (Erişen vd., 1996).

Gediz rift sisteminin yapısı ve bölgesel jeolojisine özellikle rift sedimentlerine ait birçok çalışma yapılmıştır (Yılmaz, 1986, Yağmurlu, 1987, Hetzel vd., 1995 a,b; Cohen vd., 1995; Dart vd., 1995, Purvis ve Robertson, 1997, 2001; Yusufoğlu vd., 1998; Koçyiğit vd., 1999; Yılmaz vd., 2000; Sözbilir, 2001). Alanda birçok araştırmacı çalışmış olmasına karşın graben dolgularının yaşı konusunda uyumsuzluklar söz konusudur (Şekil 5.34.). Sedimentlerde gözlenen yanal ve dikey yöndeki hızlı geçişler nedeniyle sedimentlerin stratigrafik yapısı hakkında bazı



Şekil 5.32.Gediz kıtasal rift zonunun jeoloji haritası (Sözbilir, 2002).



Şekil 5.33. Gediz Grabeni Güney kenarı boyunca alınan basitleştirilmiş enine kesit (Bozkurt ve Sözbilir, 2004)

farklılıklar vardır (Bozkurt ve Sözbilir, 2004). Gediz Grabeni güney kenarında farklı litolojilerden oluşan Miyosen sedimenter birlikler vardır (Şekil 5.34.). Bu birliklerden A birimi temel üzerinde bulunan en yaşlı sedimentlerden oluşur. Sarımsı gri renkli ayrışma yüzeyleri ile tanınan birim kumtaşı-şeyl ardalanmasından oluşur. B birimi beyaz-gri kırmızı kumlu kireçtaşı mercekleri içeren kırmızı çamurlu kumtaşları ve konglomeralardan oluşur. C birimi soluk-parlak sarı renkli, zayıf katmanlı, bir miktar kumtaşı ve çamurtaşı içeren konglomeralardan meydana gelir. Holosen yaşlı D birimi ise güncel alüvyonlardan oluşmaktadır (Şekil 5.34. Bozkurt ve Sözbilir, 2004).



Şekil 5.34. Gediz grabeninin stratigrafisi ve diğer çalışmalarla karşılaştırılması (Bozkurt ve Sözbilir, 2004).

Gediz ve Büyük Menderes kıtasal rift zonları arasında yaklaşık D-B doğrultulu Küçük Menderes rift zonunun kuzey kenarı üzerinde yer alan Bayındır jeotermal alanındaki sıcak sular, rift zonunun kuzey kenarını oluşturan tektonik hatlar üzerindedir (Bkz. Şekil 5.1.). Küçük Menderes kıtasal rift zonunda bulunan Bayındır jeotermal alanı, İzmir ilinin Bayındır ilçesi, Ergenli köyü sınırları içinde, Paşa-suyu deresi ile Ilıca deresinin kesiştiği yerde bulunur.

Bayındır ve çevresinde Menderes Masifine ait çekirdek ve örtü kayaçlar yüzeylenir. Çekirdek kayaçlar Prekambriyen yaşlı şisti gnayslarla temsil edilir. Bunların üzerine Triyas yaşlı mikaşist, kloritşist, kalkşist-mermer ve kuvarsitlerden oluşan Bayındır formasyonu gelir. Mikaşistlerin içerisinde ince mermer mercekleri bulunur. Bu metamorfikler içinde kuvarsitler bantlar halinde yer alır. Sahada görülen örtü metamorfik kayaçlar birbiri ile girift olarak bulunur. Grabenin kenarlarında yer alan yamaç molozları ve Küçük Menderes havzasındaki alüvyonlar Bayındır ve çevresindeki en genç birimlerdir (Bulut, 2005; Şekil 5.35.). Birimin üzerine düşey ve yanal yönde geçişli bir dokanakla, alt düzeylerinde mikaşist ve mermer ardalanması, üst düzeylerinde ise dolomitik mermerlerden yapılı Kayaaltı formasyonu gelir. Bu



dereceli geçiş Bayındır çevresinde birkaç km kalınlıktadır (Erdoğan ve Güngör 1992).

Şekil 5.35. Bayındır (Küçük Menderes kıtasal rift zonu) ve çevresinin jeoloji haritası (Bulut, 2005).

Bayındır formasyonunda bulunan kuvarsitler 50 ila 1000 m arasında değişmektedir. Mineralojik olarak %60-70 kuvars, %23-35 beyaz mika ve %5 opak minerallerden oluşur. Bunun dışında aksesuar mineral olarak feldispat, turmalin, klorit, kalsit, rutil ve zirkon içermektedir. Opak mineraller grafit, hematit, pirit ve demir hidroksitten oluşur. Mika şistler kuvarsit ve mermerler ile ardalanma sunar. Mika şistler %25-65 muskovit, %30 kuvars, %15-20 aksesuar minerallerden (zeosit, klinozeozit, turmalin, feldispat, biyotit, hematit ve zirkon) oluşur. Mermer ara bantlar mineroljik olarak %50-85 kalsit, %15-35 kuvars-beyaz mika, %10 aksesuar mineraller (klorit, zeosit, zirkon) ve opak minerallerden (grafit, manyetit, limonit ve pirit) oluşturur . Bayındır jeotermal alanında mika şistler bazik-ortaç bileşimli lamprofir daykları tarafından kesilir. Bu lamprofirler Menderes Masifinde bulunan bazik-ortaç kökenli Orta Miyosen yaşlı volkanik kayaçlar ile ilişkilidir (Neumann, 1997; Rüter, 1996).

Bayındır ve çevresinde genel olarak şiztozite ve katmanlanma duruşları K75D/45GD yönlüdür. Oldukça çatlaklı bir yapıya sahip olan bu kayaçlarda hakim çatlak sistemi DKD-BGB ve KKD-GGB doğrultuludur (Bulut, 2005; Şekil 5.36.). Kırık sistemleri jeotermal su rezervuarları için büyük önem taşımaktadır. Bu alanda yüzeye çıkan jeotermal sular KB-GD, KD-GB ve D-B doğrultulu tektonik hatlara bağlı olarak yükselmiştir (Neumann, 1997) ve jeotermal sular, düşük entalpili sıcak su özelliği taşır. Mika şistler, geçirimsiz olup kırık ve çatlak sistemleri iyi gelişmiş olan kuvarsit ve mermerler içinde sıcak su rezervuarı açısından önemli rol oynamaktadır. İstifte izlenen mermer oluşumları mika şistler ile ardalanma sunar. Yer yer kalınlıkları olarak 10-200 m arasında değişir. Mermer bantlarının kırık ve çatlak sistemleri iyi gelişmiş olup rezervuar açısından önem teşkil eder.

Morfolojik ve jeolojik yapılar Bayındır jeotermal alanını destekler. Nitekim su ayrım çizgisi içinde güneye doğru su akım ağları ile aynı yönde eğimli şistozite ve katmanlar suların derinlere süzülmesini sağlar. Kırık, çatlak, şistozite ve katmanlanma yüzeyleri yolu ile derinlere süzülerek ısınan sular Dereköy fayı boyunca yüzeyler (Bulut, 2005; Şekil, 5.36.).



Şekil 5.36. Bayındır jeotermal alanının K-G yönlü enine kesiti (Bulut, 2005)

5.2.2. Hidrojeoloji ve Hidrojeokimya

5.2.2.1. Hidrojeoloji

Kurşunlu ve Çamurlu jeotermal alanlarında yeraltısuyu akım yönü Bozdağ zirvesinden kuzeye doğrudur. Bu bölgedeki sıcak su rezervuarları genellikle meteorik kökenli yeraltısuları tarafından beslenmektedir. Bozdağ zirvesinden Çamurlu ve Kurşunlu lokasyonlarına kadar uzaklık yaklaşık 10 km'dir. Her iki jeotermal alanın birikim alanı yaklaşık 150 km² dir. Çamurlu ve Kurşunlu jeotermal alanlarında yıllık yağış ortalaması 652 mm dir. Bölgedeki ortalama sıcaklık 16.6 °C olup semi-arid iklim izlenir. Yağışın önemli kısmı Aralık-Mart aylarındadır. Diğer aylar ise kurak geçmektedir. Bu yüzden kuraklık yöredeki yeraltısuyu eksikliğine neden olur. Bu eksiklik nedeniyle Gediz kıtasal rift zonlarında tarımsal sulama amaçlı derin yeraltısuyu sondajları yapılmaktadır. Ayrıca yaz aylarındaki tarımsal sulamaları yeraltısuyu seviyesinin düşmesine ve dolayısıyla su azalışına neden olmaktadır. Gediz nehri Kula doğusundan doğmakta ve bir çok yan nehirlerle beslenir ve İzmir kuzeyinde denizle buluşur. Gediz nehrinin debisi kış aylarında 20-25 m³/s, yaz aylarında 3 m³/s dir (Özgür, 1998).

Bayındır jeotermal alanında bulunan yeraltısuyu ilişkileri yörenin jeolojik özelliklerine bağlı olarak tanımlanabilir. Çalışılan alanda yeraltısuyu akımı kuzeyde Bozdağ zirvesinden güneye doğrudur. Burada jeotermal su rezervuarı meteorik sular tarafından beslenir ve özellikle Bayındır alanında devamlı akan Ilıca deresi önemli rol oynamaktadır. Bozdağ zirvesi çizgisinden Bayındır jeotermal alanına kadar 10 km²'lik bir alan bulunmaktadır. Yörede yıllık 652 mm lik yağış miktarı ve 17.4 °C ortalama sıcaklık ve semi-arid iklim gözlenir (Giese, 1997). Yıllık yağış miktarının büyük miktarı Aralık-Mart ayları arasında gözlenir. Diğer aylarda genellikle kurak iklim hakimdir. Bu kuraklık yörede yeraltısuyu eksikliğine yol açar. Bu nedenle Küçük Menderes kıtasal rift zonunda sulama amaçlı olarak derin yeraltısuyu eksikliğine yol açar. Bu yörede önemli rol oynayan Küçük Menderes nehri, Kiraz yakınlarında Bozdağ bölgesinden doğar, Ödemiş ve Bayındır yakınlarından geçerek Selçuk yakınından denize karışır. Bu nehrin kış ve bahar aylarındaki debisi 5.7 m³/s civarındadır.

5.2.2.2. Hidrojeokimya

Gediz kıtasal zonunda bulunan jeotermal suların rezervuar kayacı kırık ve çatlaklı yapıları ile Menderes Masifinde bulunan kuvars şist, gnays, granodiyorit ve karstik özellikteki mermerlerdir. Kurşunlu sahasında rezervuar kaya mermerlerdir. Mermerler karstik özellikleri nedeni ile yüksek debiye sahiptir. Neojen kayaçlardaki tortul kayaçların killi seviyeleri jeotermal sistemlerin örtü kayacını oluşturur (Tarcan ve Filiz, 1998).

Küçük Menderes kıtasal rift zonunda bulunan Bayındır jeotermal alanında çatlaklı ve kırıklı yapıya sahip kalkşist ve mermerler rezervuar kayaç özelliğini taşır. Bu kayaçlarla geçişli olarak bulunan mikaşist ve kuvarsitler örtü kayaç özelliğini taşır (Bulut, 2005). Kıtasal rift zonları ile faylar boyunca yükselen magma ısıtıcı kaynak niteliğindedir.

Bu çalışma kapsamında Büyük Menderes kıtasal rift zonunda yüzeylenen jeotermal alanlar ile korelasyon amacıyla öncel çalışmalarla (Kasap, 1984; Khayat, 1988; Karamanderesi vd., 1991; Karamanderesi, 1997; Giese, 1997; Özgür, 1998; Tarcan vd., 2000; Vengosh vd., 2002; Gemici ve Tarcan, 2002) elde edilen veriler yeniden yorumlanmıştır. Bu amaç doğrultusunda Küçük Menderes kıtasal rift zonunda yüzeylenen Salihli jeotermal alanından 21, Bayındır jeotermal alanından 4 olmak üzere toplam 25 örnek dikkate alınmıştır (Bkz. Çizelge 5.1.).

Gediz ve Küçük Menderes kıtasal rift zonunda yüzeylenen Salihli (Kurşunlu-Çamurlu) ve Bayındır jeotermal alanlarından elde edilen Na⁺, K⁺, Ca⁺², Li⁺, Mg⁺², Fe⁺², B⁺³, Cl⁻, SO₄⁻², HCO₃⁻, CO₂, F⁻, NO₃⁻ iyon değerleri Çizelge 5.1.'de verilmiştir. Bu değerler Piper diyagramında değerlendirilerek, Gediz ve Küçük Menderes kıtasal rift zonunda bulunan sıcak suların su tipleri belirlenmiştir. Buna göre; Gediz kıtasal rift zonunda yüzeylenen Salihli jeotermal alanındaki sıcak sular; Özgür (1998) ve Vengosh vd (2000) verilerine göre Kurşunlu sahası Na⁺-HCO₃⁻/Ca⁺²-SO₄⁻²- HCO₃⁻ ve Na⁺-Ca⁺²-SO₄⁻²-HCO₃⁻ tipli su özelliğindedir. Özgür (1998)'e göre Kurşunlu ve Çamurlu alanlarındaki sıcak sular Na⁺-HCO₃⁻/Ca⁺²-HCO₃⁻ tipli sular özelliğindedir. Küçük Menderes kıtasal rift zonunda bulunan Bayındır jeotermal alanı ise Na⁺-Ca⁺²-HCO₃⁻/Na⁺-Ca⁺²- SO₄⁻²-HCO₃⁻ tipli su özelliğindedir (Özgür, 1998; Gemici ve Tarcan, 2002).

No	Örnek No	Örnekleme Yeri	Su Tipi	Referans
7	KW1	Salihli (Kursunlu)	Na ⁺ -HCO ₃ ⁻	Özgür, 1998
8	KW2	Salihli (Kursunlu)	Na ⁺ -HCO ₃ ⁻	Özgür, 1998
9	KW3	Salihli (Kursunlu)	Na ⁺ -HCO ₃ ⁻	Özgür, 1998
10	KW4	Salihli (Kursunlu)	Na ⁺ -HCO ₃ ⁻	Özgür, 1998
11	KW5	Salihli (Kursunlu)	Na ⁺ -Ca ⁺² -SO ₄ ⁻² -HCO ₃ ⁻	Özgür, 1998
12	KW6	Salihli (Kursunlu)	Na ⁺ -HCO ₃ ⁻	Özgür, 1998
13	KW7	Salihli (Kursunlu)	Na ⁺ -HCO ₃ ⁻	Özgür, 1998
14	KW8	Salihli (Kursunlu)	Ca ⁺² -SO ₄ ⁻² -HCO ₃ ⁻	Özgür, 1998
15	KW9	Salihli (Kursunlu)	Ca ⁺² SO4 ⁻² -HCO3 ⁻	Özgür, 1998
16		Salihli (Kursunlu)	Na ⁺ -HCO ₃ ⁻	Vengosh vd., 2001
17		Salihli (Kursunlu)	Na ⁺ -HCO ₃ ⁻	Vengosh vd., 2001
18	CW1	Salihli (Urganlı)	Na ⁺ -HCO ₃ ⁻	Özgür, 1998
19	CW2	Salihli (Urganlı)	Na ⁺ -HCO ₃ ⁻	Özgür, 1998
20	CW3	Salihli (Urganlı)	Na ⁺ -HCO ₃ ⁻	Özgür, 1998
21	CW4	Salihli (Çamurlu)	Ca ⁺² -Na ⁺ -HCO ₃ ⁻	Özgür, 1998
22	BW2	Bayındır	Na ⁺ -Ca ⁺² -HCO ₃ ⁻	Özgür, 1998
23	BW15	Bayındır	Na ⁺ -Ca ⁺² -HCO ₃ ⁻	Özgür, 1998
24	80s	Bayındır	Na ⁺ -Ca ⁺² -HCO ₃ ⁻	Gemici ve Tarcan, 2002
25	81s	Bayındır	Na ⁺ -Ca ⁺² SO ₄ ⁻² -HCO ₃	Gemici ve Tarcan, 2002

Çizelge 5.9. Gediz ve Küçük Menderes kıtasal rift zonunda bulunan jeotermal suların Piper diyagramına göre belirlenen su tipleri

Salihli ve Bayındır jeotermal alanlarında bulunan sıcak sulara ait anyon ve katyon değişim durumları incelenmiştir:

Sodyum (Na⁺), Potasyum (K⁺), Kalsiyum (Ca⁺²) ve Magnezyum (Mg⁺²) :

Salihli jeotermal alanında Na⁺ değerleri 14.5 - 680 mg/l, K⁺ değerleri 3 - 70 mg/l, Ca⁺² 6.0-23.0 değerleri mg/l ve Mg⁺² değerleri 6-56 mg/l arasında değişir (Bkz. Çizelge 5.1). Bayındır jeotermal alanında Na⁺ içeriği 191.7-226.0 mg/l, K⁺ değeri 9.10- 110 mg/l, Mg⁺² içeriği ise 6.20 - 10.4 mg/l arasındadır.

Bor (\mathbf{B}^{+3}) : Salihli jeotermal alanında \mathbf{B}^{+3} konsantrasyonu 1 - 49 mg/l değerleri ile.Büyük Menderes kıtasal rift zonunda yüzeylenen alanlara göre daha düşük değerler gösterir. Bayındır jeotermal alanı ise \mathbf{B}^{+3} açısından çok fakirdir ve 0.70 - 0.99 mg/l değerlerini vermektedir (Bkz. Çizelge 5.1).

Flor (F⁻) ve Klor (Cl⁻) : 1.18-4.49 mg/l değerleri ile Salihli ve Bayındır jeotermal alanlarındaki sıcak sular F⁻ yönünden fakirdir (Bkz. Çizelge 5.1.). Salihli jeotermal alanında 17.1-115 mg/l arasında değişen Cl⁻ değerleri saptanmıştır. Bayındır alanında bu değer 14-17 mg/l aralığındadır (Bkz. Çizelge 5.1).

<u>**Bikarbonat (HCO₃) ve Sülfat (SO₄₋⁻²) :</u> Salihli ve Bayındır jeotermal alanlarındaki sıcak sular 659-1460 mg/l arasında değişen HCO_3^- değerine sahiptir. SO_4^{-2} açısından ise değişik değer aralıkları gösterirler (8 - 254 mg/l) (Bkz. Çizelge 5.1).</u>**

Lityum (Li⁺), Demir (Fe⁺²), Silisyum (Si⁺⁴) ve Alüminyum (Al⁺³) : Li⁺ açısından Salihli ve Bayındır jeotermal alanlarındaki sıcak sular geniş bir değer aralığı gösterir (0.03 - 5.15 mg/l). Fe⁺² açından ise Salihli jeotermal alanında 0.25-4.50 mg/l, Bayındır jeotermal alanında 0.05-0.10 mg/l değer saptanmıştır. Salihli alanında Si⁺⁴ içeriği 11.40 - 70.10 mg/l ve Bayındır alanında ise 27.50 -31.77 mg/l arasında değişir. Her iki alanda yüzeylenen jeotermal sular, Al⁺³ açısından fakirdirler (0.040 -0.10 mg/l; Bkz. Çizelge 5.1).

Na⁺ - sıcaklık değişim diyagramı Gediz ve Küçük Menderes kıtasal rift zonu ile Büyük Menderes kıtasal rift zonunda gelişen jeotermal alanların farklılığını göstermektedir (Bkz. Şekil 5.14.). Büyük Menderes kıtasal rift zonunda sıcaklık artışına bağlı olarak K⁺ değeri artarken, Gediz ve Küçük Menderes kıtasal rift zonunda artış daha az oranda olmaktadır (Bkz. Şekil 5.14.). Bayındır jeotermal alanında bulunan sıcak sulardaki Na/K oranı >35 civarındadır (Özgür, 1998).

 Ca^{+2} - sıcaklık diyagramında ise her Küçük Menderes ve Gediz rift zonunda gelişen jeotermal alanlarda belirgin bir fark gözlenmemektedir (Bkz. Şekil 5.14.). SO_4^{-2} -

sıcaklık açısından ise Gediz ve Küçük Menderes kıtasal rift zonu daha fakirdir (Bkz. Şekil 5.14.). Bu iki rift zonunda bulunan jeotermal alanlarda Li⁺, Mg⁺² değerleri ile sıcaklık değişimleri dikkate alındığında daha düşük değerler gösterir. Küçük Menderes kıtasal rift zonunda yüzeylenen Bayındır sahasında sıcaklık ve B⁺³, HCO₃⁻ ve Mg⁺² değerleri Gediz Kıtasal rift zonuna göre daha düşük değerlerdedir (Bkz. Şekil 5.14.). Na⁺ - CI⁻, K⁺ - CI⁻, Ca⁺² - CI⁻, SO₄⁻ - CI⁻, F⁻ - CI⁻, HCO₃⁻ - CI⁻ diyagramlarında Gediz ve Küçük Menderes kıtasal rift zonunda bulunan jeotermal alanlar, Büyük Menderes Kıtasal rift zonundaki alanlardan daha açık olarak ayrılır (Bkz Şekil 5.14.). CI⁻ açısından bakıldığı zaman, Salihli (Kurşunlu-Çamurlu) ve Bayındır sahaları, Büyük Menderes Kıtasal rift zonunda yüzeylenen Ilıcabaşı ve Germencik alanlarına göre daha düşük CI⁻ içerirler (% 2-4). Bu durum CI⁻ açısından Gediz ve Küçük Menderes kıtasal rift zonunda gelişen jeotermal alanlarda önemli olabilecek derecede bir deniz suyu girişiminin olmadığını gösterir. Özgür (1998) Kurşunlu ve Çamurlu sıcak sularındaki F⁻, SO4⁻², As, Sb düşük değerleri ve Mg⁺² ve Ca⁺² yüksek değerleri ile Kızıldere jeotermal alanlarından ayrıldığını belirtir.

Salihli jeotermal alanında yüzey sıcaklık değerleri 36-97 °C arasında değişir. pH değerleri ise Salihli sahasında 4.85-7.86 arasında değişir ve asidik bileşimlidir. Eh değerleri ise –326- +363 mV arasında, EC değerleri; 1720-2340 µS/cm değerleri arasındadır. Bayındır jeotermal alanında yüzey sıcaklıkları 45 - 46.3 °C, pH değerleri ise 6.87-7.04 olup asidik bileşimlidir (Özgür, 1998). Eh içerikleri –94/-1005 mV ve EC değerleri 1015-1045 µS/cm arasındadır (Bkz. Şekil 5.16.). Salihli ve Bayındır jeotermal alanında gelişen sıcak sular, Büyük Menderes kıtasal rift zonuna göre daha asidik bileşimdedir.

5.2.3. Kayaç-Su Etkileşimi

Salihli ve Bayındır jeotermal alanında bulunan sıcak sular, Büyük Menderes kıtasal rift zonunda gelişen jeotermal alanlara göre HCO_3^- , SO_4^{-2} , CI^- ve F⁻ anyonları ve Na⁺, K⁺, Ca⁺² ve Li⁺ katyonları yönünden farklılıklar sunarlar (Bkz. Şekil 5.14, 5.15). Bu farklılıklar suların içinde dolaştıkları rezervuar kayaların litolojisi ile ilgilidir. Kurşunlu ve Çamurlu alanları ile Bayındır jeotermal alalarına ait Na⁺, K⁺, Ca⁺²,

 Mg^{+2} , Li⁺, B⁺³, F⁻, Cl⁻, SO₄⁻² ve HCO₃⁻ anyon ve katyon değerlerine göre Pie diyagramları oluşturulmuş ve bu diyagramlarda iyonlara ait yüzde oranları belirlenmiştir (Şekil 5.38.). Kurşunlu ve Çamurlu jeotermal alanları Na⁺, K⁺, Ca⁺², Mg^{+2} , B⁺³, Cl⁻, Li⁺, F⁻, SO₄⁻² ve HCO₃⁻ değerleri açısından birbirlerine büyük benzerlik gösterirler (Şekil 5.38.). Bu alanlarda Na⁺ ve HCO₃⁻ değerleri diğer anyon ve katyon değerlerine oranla daha baskın konumdadır. Bu alanlarda Na⁺ anyonu % 29-37 arasında değişirken HCO₃⁻ içeriği % 40-44 arasındadır. % 2 ile 7 arasında B⁺³ içeren Salihli jeotermal alanında, Ca⁺² içerikleri % 6-11 ve Mg⁺² içerikleri ise %2 ila 4 arasında değişim gösterir. Kurşunlu-Çamurlu ve Bayındır jeotermal alanlarında gözlenen düşük Mg⁺² içeriği, bu alanlarda sıcak su rezervuarına Mg⁺² yönünden zengin yeraltısuyu karışımının çok az olabileceğini göstermektedir.

Salihli jeotermal alanında SO₄⁻² konsantrasyonu % 2 ile 5 arasında değişmektedir (Şekil 5.37.). Yüksek SO₄⁻² konsantrasyonu genellikle yüzeye yakın sular içindeki buhar yoğunlaşmasını gösterirken bu alanlarda saptanan düşük SO₄⁻² içeriği (% 0.5-2) sıcak suların, derin dolaşımlı jeotermal akışkanların etkisi altında olabileceğini gösterir.

Küçük Menderes kıtasal rift zonunda bulunan Bayındır jeotermal alanında ana iyonlar Na⁺ ve HCO_3^{-} dir. Bu iyon oranları % 33-43 arasında değişir. Diğer önemli iyonları ise Ca⁺² ve SO₄⁻² oluşturur ve sırasıyla % 8-10 arasındadır. Menderes Masifi kıtasal rift zonlarında Bayındır jeotermal alanı B⁺³ yönünden düşük değerler gösterir (Şekil 5.37., Bkz. Çizelge 5.1).

Kurşunlu ve Çamurlu jeotermal alanında HCO₃^{-/}SO₄⁻² oranları 3.7 ila 30.2 arasında değişirken; Bayındır alanında bu oran 4.7 ile 10.0 arasındadır. Kurşunlu ve Çamurlu jeotermal alanında gelişen sıcak sular düşük Na⁺/K⁺ ve Na⁺/Ca⁺² içerikleri ile doğrudan rezervuardan beslenimin az etkin olduğunu ortaya koymaktadır (Hounslow, 1995; Bkz. Şekil 5.18.). Na⁺/K⁺ içeriğinin 15'den küçük olması, Gediz kıtasal rift zonunda bulunan Kurşunlu ve Çamurlu sıcak sularının kolaylıkla yüzeye ulaşabilen su özelliğinde olduğunu gösterir (Hounslow, 1995). Bayındır jeotermal alanındaki sıcak sular Kurşunlu-Çamurlu ve Kızıldere ve çevresindeki jeotermal sulara göre yüksek Na^+/K^+ ve çok düşük Na^+/Ca^{+2} oranlarına sahiptir (Bkz. Şekil 5.18). Bu durum Bayındır jeotermal alanında gelişen sıcak suların doğrudan rezervuardan beslenmediğini ve dolayısıyla su-kaya etkileşimin önemli bu alanlarda daha az etkili olduğunu ortaya koymaktadır.



Şekil 5.37. Kurşunlu-Çamurlu ve Bayındır jeotermal sularının anyon ve katyon % içeriklerine ait Pie diyagramı
HCO₃^{-/}SO₄⁻² oranına bağlı olarak gözlenen pozitif yönelimin Salihli jeotermal alanında su-kayaç etkileşiminin geliştiğini gösterir (Bkz. Şekil 5.18).

SO₄⁻²-HCO₃⁻⁻Cl⁻ diyagramında Kurşunlu-Çamurlu ve Bayındır jeotermal alanında bulunan sıcak sular HCO₃⁻ yönünden zenginlik gösterirken, Mg⁺²-Ca⁺²-Na⁺ diyagramında da Na⁺ açısından zenginlik gösterirler. Na⁺/K⁺ - HCO₃^{-/}SO₄⁻² değişim diyagramında Kurşunlu, Çamurlu ve Bayındır jeotermal alanında gelişen sıcak sularda belirgin farklılık izlenir (Bkz. Şekil 5.18.). Bayındır jeotermal alanı, Kurşunlu ve Çamurlu jeotermal alanlarına göre daha yüksek Na⁺/K⁺ oranına sahiptir ve Büyük Menderes kıtasal rift zonunda bulunan Bozköy sahasına benzerlik gösterir. Aynı benzerlik Na⁺/K⁺ - Na⁺/Ca⁺² diyagramında da izlenir (Bkz. Şekil 5.18.). Bu durum Bayındır jeotermal sahasının Na⁺ iyonu yönünden kısmen zenginleştiğini gösterir. Küçük Menderes kıtasal rift zonunda kısmi Na⁺ zenginleşmesi su-kayaç etkileşimi ile gelişmiş olabilir ve doğrudan metamorfik kayaçlarla ilgilidir (Bkz. Şekil 5.18). Çamurlu ve Kurşunlu alanlarının bir bölümü F⁻/SO4⁻² oranı arttıkça F⁻ /Cl⁻ yönünden zenginleşme gösterir (Bkz. Şekil 5.18). HCO3⁻/SO4⁻² - F⁻/Cl⁻ değişim diyagramında, Salihli ve Bayındır jeotermal alanları pozitif "trend" gösterirler. Aynı benzerlik Cl⁻/SO4⁻² - HCO3⁻/SO4⁻² diyagramında da gözlenir.

Kurşunlu ve Çamurlu jeotermal alanlarında anyon ve katyon değerlerine bağlı olarak Büyük Menderes kıtasal rift zonunda gelişen sıcak sulara benzer daha zayıf su-kayaç etkileşimi izlenir. Kurşunlu jeotermal alanında mermerler rezervuar kayaç özelliği taşımaktadır. Bu nedenle bu alanlar yüksek debiye sahip olur Yeraltısuyu karışımı yüksektir. Bu sahalarda Ca⁺² içeriğinin % 6-11 arasında olması, karbonatlı kayaların su-kayaç etkileşiminde litolojinin etkisini belirtir. Gerek Kurşunlu ve Çamurlu gerekse Bayındır jeotermal alanlarında Ca⁺² içeriğinin % 11'e kadar yükselmesi, bu alanda mika şistler ile ardalanma gösteren mermerlerden kaynaklanır. Mg⁺² içeriğinin düşük, buna karşın Ca⁺² içeriğinin yüksek olması da alanda mermerlerin rezervuar kayaç olduğunu gösterir. Nitekim Bayındır jeotermal alanında su-kaya etkileşimin oldukça zayıf geliştiği, anyon ve katyon değişim diyagramlarından saptanmıştır. Hounslow (1995)'a göre Na⁺, K⁺, Ca⁺²- Mg⁺² katyonları ile Cl⁻-SO₄-²-HCO₃⁻ anyonları dikkate alınarak hazırlanan Çizelge 5.10.'da; Kurşunlu-Çamurlu ve Bayındır jeotermal alanında gelişen sıcak su kaynaklarının köken kayaç-su etkileşimleri ise Çizelge 5.11.'de verilmiştir. Bu verilere göre, tüm sıcak su kaynaklarının oluşumunda kayaç ayrışması hakimdir (Çizelge 5.11.). Tüm sıcak su kaynaklarında plajiyoklaz ayrışması en tipik olarak gelişen süreçtir. Buna bağlı olarak Na-zenginleşmesi ve kalsit çökelimi ile belirginleşen kayaç ayrışması etken süreçler olarak gözlenir. Kurşunlu-Çamurlu ve Bayındır jeotermal alanındaki sıcak sular, Hounslow (1995)'e göre kalsitçe doygun-az doygun özellik gösterir (Çizelge 5.10.).

Kurşunlu ve Çamurlu alanında Özgür (1998), Gemici ve Tarcan (2002) ve Vengosh (2001) tarafından verilen yüzey sıcaklıkları 42 ile 95 °C arasında değişir. Buna bağlı olarak Na⁺-K⁺-Ca⁺² jeotermometre yöntemi (Fournier, 1979) kullanılarak hesaplanan rezervuar sıcaklıkları, 177 ile 216 °C arasındadır (Bkz. Çizelge 5.7). Bu sahalar Na⁺-HCO₃⁻ bakımından zengin su tipindedir. Yüzeyde ölçülen sıcaklıklar 74 ile 97 °C arasında değişir (Bkz. Çizelge 5.7). Na⁺-K⁺-Ca⁺² jeotermometre yöntemi (Fournier, 1979) kullanılarak hesaplanan rezervuar sıcaklıkları 194-216 °C arasında değişir. Kurşunlu sahasındaki diğer jeotermal alan ise Ca⁺²-HCO₃⁻-SO₄⁻²/Na⁺-Ca⁺²-SO₄⁻²-HCO₃⁻ su tiplidir. Yüzey sıcakları 36-67.9 °C arasında değişim gösterir (Özgür, 1998). Na⁺-K⁺-Ca⁺² jeotermometre yöntemi (Fournier, 1979) kullanılarak hesaplanan rezervuar sıcaklıkları. Aynı araştırıcının Çamurlu alanında ölçtüğü, yüzey sıcaklık değerleri 51-79 °C'dir. Na⁺-K⁺-Ca⁺² jeotermometre yöntemi (Fournier, 1979) kullanılarak hesaplanan rezervuar sıcaklık değerleri 51-79 °C'dir. Na⁺-K⁺-Ca⁺² jeotermometre yöntemi (Fournier, 1979) kullanılarak hesaplanan rezervuar sıcaklık değerleri 51-79 °C'dir. Na⁺-K⁺-Ca⁺² jeotermometre yöntemi (Fournier, 1979) kullanılarak hesaplanan rezervuar sıcaklık değerleri 51-79 °C'dir. Na⁺-K⁺-Ca⁺² jeotermometre yöntemi (Fournier, 1979) kullanılarak hesaplanan rezervuar sıcaklık değerleri 51-79 °C'dir. Na⁺-K⁺-Ca⁺² jeotermometre yöntemi (Fournier, 1979) kullanılarak hesaplanan rezervuar sıcaklık değerleri ise

Bayındır jeotermal sahasında; Özgür (1998) ve Gemici ve Tarcan (2002) verilerine göre yüzeyde ölçülen sıcaklık değerleri 45 - 46.3 °C dir (Bkz. Çizelge 5.7). Na⁺-K⁺- Ca⁺² jeotermometre yöntemi (Fournier, 1979) kullanılarak hesaplanan rezervuar sıcaklıkları ise 136-141 °C arasındadır (Bkz. Çizelge 5.7).

Giggenbach (1988) tarafından önerilen Na⁺-K⁺-Mg⁺² diyagramda ise Salihli ve Bayındır jeotermal alanlarında, su-kaya etkileşimi yönünden dengeli olmayan sular sınıfına girer (Bkz. Şekil 5.20.). Ancak Kurşunlu ve Çamurlu jeotermal alanında kaya-su etkileşimi çok zayıf iken, Bayındır jeotermal alanında su-kaya etkileşimi Büyük Menderes kıtasal rift zonunda bulunan sıcak sulara göre etkin değildir (Bkz. Şekil 5.21). Na⁺-K⁺-Ca⁺²-Mg⁺² değerleri açısından Salihli ve Bayındır jeotermal alanındaki sıcak sular, dengelenmiş su çizgisinden oldukça uzak bir alana düşer (Bkz. Şekil 5.21.). Dolayısıyla bu alanlarda su-kayaç etkileşimi zayıftır. Bu zayıf etkileşimde gerek Salihli gerekse Bayındır alanındaki jeotermal sulara, soğuk su karışımının etkin olabileceğini bir kez daha gösterir.

5.2.4. İzotop Jeokimyası

Bu çalışma kapsamında, Gediz ve Küçük Menderes kıtasal rift zonunda öncel çalışmalarla belirlenen (Özgür, 1998; Correia vd., 1990) sıcak su örneklerinden δ^{18} O, δ^{2} H kararlı ve ³H kararsız izotopları kökensel açıdan yeniden değerlendirilmiştir. Bu alanda 18 adet sıcak su noktası değerlendirilmiş ve δ^{18} O, δ^{2} H duraylı izotopları ile ³H radyoaktif izotop analizleri Büyük Menderes kıtasal rift zonunda gelişen jeotermal alanlara ait izotop verileri ile korale edilmiştir (Bkz. Çizelge 5.8).

Craig (1961) tarafından önerilen δ^{18} O/ δ^2 H izotop değişim diyagramında Salihli ve Bayındır jeotermal alanları, Büyük Menderes kıtasal rift zonuna göre farklılık gösterir (Bkz. Şekil 5.23; Bkz. Şekil 5.24.). Diyagramda Salihli ve Bayındır jeotermal alanındaki sıcak su kaynaklarının meteorik su özelliği taşıdığı izlenir (Bkz. Şekil 5.23; Bkz. Şekil 5.24.). Bayındır alanına göre Salihli jeotermal alanında gelişen sıcak sularda, su - kaya etkileşimi ve kısmi yüzeysel buharlaşma etkisi belirgindir. Kurşunlu-Çamurlu alanlarında Özgür (1998) tarafından ölçülen değerlere göre trityum ³H değerleri sırasıyla <1.2 (TU) ve 1.1 - 10.6 (TU) arasındadır. Salihli jeotermal alanında geniş bir aralık sunan ³H değerleri jeotermal sulara graben tektoniği nedeni ile soğuk su girişimi etkin olduğunu gösterir. Bayındır sahasında ³H değerinin 3.3±1.3 (TU) değeri Bayındır jeotermal alanındaki sıcak sulara da ciddi oranlarda soğuk su karışımı etkinliğini ifade eder. (Bkz. Şekil 5.24.). Kurşunlu jeotermal sahasında karstik özellikteki mermerler sığ rezervuar kayaları oluşturur. ³H izotopları bu alanda yüksek meteorik suların karışımı ile bu veri uyumluluk gösterir. Bu nedenle bu alanda anyon ve katyon değerleri Kızıldere jeotermal sularına göre daha düşüktür.

Kurşunlu ve Çamurlu jeotermal alanlarında düşük Cl⁻ içeriği $\delta^{18}O/\delta^2H$ izotop değişim diyagramında da yüzeysel buharlaşmanın en az olduğunu gösterir (Bkz. Sekil 5.24.). Ayrıca Kursunlu ve Camurlu jeotermal alanlarındaki sıcak suların, δ^{18} O içeriğinin artmasına bağlı olarak belirgin bir yatay yönelim göstermesi, su-kayaç etkileşimini de gösterir (Bkz. Şekil 5.23.). Bayındır jeotermal alanı Salihli jeotermal alanında ve Büyük Menderes kıtasal rift zonunda gelişen jeotermal alanlardan belirgin olarak farklıdır (Bkz. Sekil 5.23.). Bu alanlarda yüzeylenen sıcak sular, düşük δ^{18} O ve nispeten daha yüksek δ^{2} H değerine sahiptir. Salihli jeotermal alanında cok değişken değerler sunan ³H içerikleri (1.1 - 10.6 TU) ile soğuk su katılımının etkinliğini gösterir. Kurşunlu sahasında rezervuar kayalar mermerlerden oluşur. Kurşunlu jeotermal alanının bir kışmında çok daha düşük ³H (<1.2 TU) değerlerinin belirlenmesi, jeotermal sulara sıcak su girişinin etkinliğinin olasılıkla tektonik hatlara bağlı olarak arttığını gösterebilir. Ancak gerek Salihli gerekse Bayındır alanındaki sıcak suların, yüksek ³H içerikleri bu alanların, Büyük Menderes kıtasal rift zonunda gelişen diğer alanlardan farklı olduğunu gösterir. Bu alanlarda gelişen jeotermal sularda daha düşük sıcaklık ve daha sığ suların varlığını ifade eder ve bu alanlarda soğuk yeraltısuları ile karışım yüksektir. Bu veriye ek olarak ³H içeriklerine bağlı olarak Salihli ve Bayındır jeotermal alanında Büyük Menderes kıtasal rift zonunda gelişen jeotermal alanlara göre daha genç sular (< 50 yıl) etkindir (Bkz. Şekil 5.24.).

Çizelge 5.10. Gediz ve Küçük Menderes kıtasal rift zonunda gelişen sıcak suların Na⁺, K⁺, Ca⁺², Mg⁺² katyonları ile Cl⁻, SO₄⁻², HCO₃⁻ anyon değişimleri ve kalsit doygunluk indeksi (Hounslow, 1995'den düzenlenmiştir)

Jeotermal	$(Na^{+}+K^{+}-Cl^{-})/$	Na ⁺ /	Mg ²⁺ /	Ca ⁺² /	(Ca ⁺² +Mg ⁺²)/	CI ⁻ /	HCO3 ⁻ /	Kalsit SI
Alanlar	$(Na^++K^+-Cl^-+Ca^{+2})$	(Na ⁺ +Cl ⁻)	$(Ca^{+2}+Mg^{+2})$	$(Ca^{+2}+SO4^{-2})$	SO_4^{-2}	Σanyon	Σanyon	
Salihli (Kurşunlu)	0.87	0.86	0.17	0.42	0.83	0.05	0.89	0.47 (Kalsitçe Doygun)
Salihli (Çamurlu)	0.87	0.87	0.23	0.75	4.06	0.04	0.94	0.28 (Kalsitçe Doygun)
Bayındır	0.78	0.93	0.12	0.34	0.59	0.02	0.85	0.29 (Kalsitçe Doygun)

Çizelge 5.11. Gediz ve Küçük Menderes kıtasal rift zonundaki sıcak suların Na⁺, K⁺, Ca⁺², Mg⁺² katyonları ile Cl⁻, SO₄⁻², HCO₃⁻ anyon değişimlerine bağlı olarak kaya-su etkileşimi (Hounslow, 1995'den düzenlenmiştir)

Jeotermal	(Na ⁺ +K ⁺ -Cl ⁻)/	Na ⁺ /	Mg ²⁺ /	Ca ⁺² /	(Ca ⁺² +Mg ⁺²)/	CI ⁻ /	HCO3 ⁻ /
Alanlar	$(Na^++K^+-Cl^-+Ca^{+2})$	(Na^++Cl^-)	$(Ca^{+2}+Mg^{+2})$	(Ca ⁺² + SO4 ⁻²)	SO_4^{-2}	Σanyon	Σanyon
Salihli (Kurşunlu)	Olası Plj Ayrışması	Na-Zenginleşme	Silikat Ayrışması	Kalsit Çökelimi	Dedolomitleşme	Kayaç Ayrışması	Silikat veya Karbonat Ayrışması
Salihli (Çamurlu)	Olası Plj Ayrışması	Na-Zenginleşme	Silikat Ayrışması	Kalsit Çökelimi	Dedolomitleşme yok	Kayaç Ayrışması	Silikat veya Karbonat Ayrışması
Bayındır	Olası Plj Ayrışması	Na-Zenginleşme	Silikat Ayrışması	Kalsit Çökelimi	Dedolomitleşme yok	Kayaç Ayrışması	Silikat veya Karbonat Ayrışması

5.2.5. Bor

Kurşunlu ve Çamurlu jeotermal alanında B^{+3} içeriği 10-70 mg/l arasında ve Cl⁻ içerikleri ise 15-115 mg/l arasında değişir (Bkz. Çizelge 5.1). Bayındır jeotermal alanında bu oranlar 0.1 mg/l ve 15 mg/l'dir. B^{+3}/Cl^{-} oranı arttıkça kümülatif frekans eğrisinin Büyük Menderes kıtasal rift zonundan Salihli jeotermal alanına doğru negatif yönelim verdiği gözlenir (Bkz. Şekil 5.18). Bu Salihli ve Bayındır jeotermal alanlarındaki sıcak suların B^{+3}/Cl^{-} yönünden fakirleştiğini gösterir. Bu fakirleşme bu alanlarda gelişen jeotermal sularda daha düşük sıcaklık ve daha sığ suların etkin olduğunu ve soğuk yeraltısuları ile karışım yüksek olduğunu gösterir.

 $AI^{+3} - B^{+3}$ değişim diyagramında Salihli ve Bayındır jeotermal alanlarında bor artışına bağlı olarak yatay bir yönelim izlenir. Bu durum su-kayaç etkileşiminin az etkin olduğu gösterir (Bkz. Şekil 5.29.). Salihli jeotermal alanında bulunan sıcak suların yan kayaç etkileşimi K⁺, Na⁺, Si⁺⁴, Li⁺ - B⁺³ diyagramında izlendiği gibi düşüktür. Bu diyagramlarda Bayındır alanındaki sıcak suların yan kaya ile etkileşimi de gelişmediği izlenir (Bkz. Şekil 5.29.).

 $δ^{18}$ O - Na⁺, $δ^{18}$ O - Mg⁺², $δ^{18}$ O - Li⁺ ve Cl⁻ - B⁺³ değişim diyagramlarında Büyük Menderes kıtasal rift zonunda gelişen jeotermal alanlara göre Salihli ve Bayındır jeotermal alanları belirgin farklılık sunar (Şekil 5.30.). Kurşunlu jeotermal alanında olası iki farklı etkileşim nedeniyle 1-20.10 mg/l ila 33.0-69.70 mg/l B⁺³ saptanmıştır. Çamurlu alanında ise 9.10-14.40 mg/l B⁺³ saptanmıştır. Bayındır jeotermal alanında B⁺³ değerleri 0.70-0.99 mg/l arasında değişir ve hidrojeokimyasal özellikleri açısından bor açısından en steril özellik taşıyan, su-kayaç etkileşiminin gözlenmediği jeotermal su özelliğindedir. Yukarıda sözü edildiği üzere düşük F⁻ içeriği nedeniyle Salihli jeotermal alanındaki sıcak suların su-kaya etkileşiminde etken rezervuar kayacın meta-magmatik kayaçlar olduğu üzerinde durulmuştur. B⁺³ - $δ^{18}$ O/ $δ^{2}$ H değişim diyagramında Bayındır jeotermal alanı diğer jeotermal alanlardan farklılık sunar ve Büyük Menderes kıtasal rift zonunda bulunan Pamukkale-Yenice-Gölemezli jeotermal sahalarına büyük benzerlik gösterir (Bkz. Şekil 5.30.). Tüm hidrojeokimyasal veriler birlikte değerlendirildiğinde; Salihli jeotermal alanlarda B⁺³ değerlerinin 9 ile 70 mg/l arasındaki değişiklik göstermesi, Kurşunlu alanında (Çamurlu alanları dışında) meta-pelitik kayaçların da kısmi etkinliğini gösterir. Bayındır jeotermal alanında çatlaklı ve kırıklı yapıya sahip kalkşist ve mermerler rezervuar kayaç özelliğini taşır. Bu alanda soğuk yeraltısuyu karışımı hakimdir. Bayındır jeotermal alanında gelişen sıcak sularda çok düşük B⁺³ içeriği (0.70- 0.99 mg/l) soğuk su karışımına dolayısıyla sıcaklığa bağlı olarak su-kayaç etkileşiminden az etkilendiği ifade edilebilir.

6. TARTIŞMA ve SONUÇLAR

Menderes Masifi Anadolu levhasının en yaşlı kayaç gruplarından oluşur. Bu kaya topluluklarının bir araya gelmesi Erken Tersiyer'de, Neotetis boyunca kıta-kıta çarpışması sonucunda gerçekleşmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1983; Şengör vd., 1984). Orta Miyosen'den sonra tüm Anadolu'da Neotektonik rejim başlar (Şengör, 1980). Bu sistemde Menderes Masifi K-G yönlü genleşme kuvvetlerinin etkisinde kalır. Söz konusu döneme kadar tümüyle rijitleşmiş olan masif D-B doğrultulu derin hatlar boyunca kırılarak masifte aktif kıtasal rift zonlarının gelişmesine yol açmıştır (Şengör, 1980). Böylece D-B uzanımlı Büyük Menderes, Küçük Menderes ve Gediz Grabenleri gelişmiştir. Menderes Masifinde aktif rift zonlarında bulunan fay sistemleri meteorik suların derin dolaşımını sağlar. Batı Anadolu'da jeotermal sistemlerin çoğu D-B uzanımlı grabenler ile KB-GD ve KD-GB yönlü fayların kesiştiği alanlarda bulunur (Möller vd., 2004).

Bu çalışma kapsamında Menderes Masifi kıtasal rift zonlarında yüzeylenen sıcak suların hidrojeolojik, hidrojeokimyasal ve izotop jeokimyasal davranışları incelenmiştir. Büyük Menderes, Küçük Menderes ve Gediz kıtasal rift zonlarında gelişen jeotermal alanların birbirleriyle ilişkileri ve bu sularda bulunan yüksek değerlerdeki borun oluşum koşulları belirlenmiştir.

Menderes Masifi stratigrafik, yapısal ve metamorfik özellikleri ile birbirinden ayrılan birçok kaya topluluklarından meydana gelmiştir. Pan-Afrikan temeldeki çekirdek serisi gözlü gnayslar, metagranitler ve yüksek dereceli şistler paragnayslar ve metagabrolardan (Şengör vd., 1984; Satır ve Friedrichsen, 1986; Candan, 1995, 1996; Candan vd. 1998, 2001; Oberhänsli vd. 1997, 1998), örtü serilerisi ise alçak dereceli şist, mermer, fillit ve rekristallize kireçtaşları ile metasedimanter kayaçlardan oluşur (Dürr, 1975; Başarır, 1970, 1975; Evirgen ve Ataman, 1982; Akkök, 1983; Öztürk ve Koçyiğit, 1983; Şengör vd., 1984; Ashworth ve Evirgen 1985a, 1985b; Satır ve Friedrichsen, 1986; Konak vd., 1987; Kun vd., 1988; Bozkurt, 1996; Hetzel vd., 1998; Bozkurt ve Oberhänsli, 2001). Büyük Menderes kıtasal rift zonunda yüzeylenen Kızıldere ve çevresindeki jeotermal alanlar jeolojik olarak tektonizmanın etkin olduğu alanda yer almaktadır. Bölgesel yapıyı kontrol eden kırık hatları, D-B, KD-GB, KB-GD doğrultuludur. Bu alanda sığ nitelikli birinci rezervuarı Sazak formasyonu oluşturur. İkincil rezervuar derin olup İğdecik formasyonu içerisinde gelişmiştir. Şimşek (1985) Kızıldere'de gnays-kuvarsit bileşimli ve yüksek rezervuar sıcaklığına sahip üçüncü bir rezervuarın varlığından bahseder. En yüksek sıcaklığa sahip bu rezervuar derin odaklı olup metamorfik temelde ver alır (Erişen vd., 1996; Simşek, 2003). Pamukkale jeotermal alanında Paleozoyik yaşlı karstik mermer ve Mesozoyik yaşlı kireçtaşları akifer kayaçları oluşturur (Şimşek, 2000). Germencik jeotermal alanında Paleozoyik yaşlı kırıklı kuvars şist, gnays ve karstik mermerler birinci rezervuarı, Neojen yaşlı kumtaşı ve konglomeralar ikinci rezervuarı oluşturur (Güner vd. 1986; Karamanderesi vd., 1991; Filiz, 2000). Salavatlı jeotermal alanında rezervuar kayaçlar Menderes Masifi kayaçları tarafından üstlenen mermerlerdir (Karamanderesi, 1997). Gediz kıtasal rift zonunda yüzeylenen jeotermal alanlarda rezervuar kayaçlar kuvars şist, gnays ve granodiyoritler ile karstik mermerlerden oluşur (Tarcan, 1997). Küçük Menderes kıtasal rift zonunda Bayındır jeotermal alanında Triyas yaşlı metamorfik formasyonlar içinde bulunan kalkşist ve mermerler jeotermal sistemin rezervuar kayaçlarıdır.

Büyük Menderes kıtasal rift zonunda Denizli ilinde bulunan Yenice, Kızıldere ve Tekkehamam sahalarındaki 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. Aydın ilinde bulunan Germencik, Salavatlı Bozköy jeotermal alanları $Na^+-Cl^--HCO_3^-$, Ilıcabaşı jeotermal suları $Na^+-HCO_3^-$ su tipindedir. Gediz kıtasal rift zonunda bulunan Kurşunlu ve Çamurlu alanlarındaki sıcak sular $Na^+-HCO_3^-/Ca^{+2}-HCO_3^-$ tipli ve küçük Menderes kıtasal rift zonunda bulunan Bayındır jeotermal alanı $Na^+-Ca^{+2}-Mg^{+2}-HCO_3^-/Na^+-Ca^{+2}-SO_4^{-2}-HCO_3^-$ tipli su özelliği gösterir.

 $Na^+-K^+-Ca^{+2}-Mg^{+2}$ katyonları ile $Cl^--SO_4^{-2}-HCO_3^-$ anyonları arasında Hounslow, 1995'e göre belirlenen hesaplamalara göre Menderes Masifinde bulunan tüm sularda kayaç-su etkileşimi hakimdir. İyonlar arasında yapılan korelasyon diyagramları ile

bu sonuç uyumluluk göstermektedir. Pamukkale dışındaki tüm sahalarda plajiyoklas ayrışması hakimdir. Tüm sahalarda en etkin hidrojeokimyasal süreç, jeotermal alanın bulunduğu rezervuar ve sıcak suların etkileşim halinde bulunduğu farklı litolojilerdir. Bu durum; hidrojeokimyasal verilerle de belirgin olarak ortaya çıkmaktadır.

Na⁺-K⁺-Mg⁺² diyagramına göre Büyük Menderes kıtasal rift zonunda yüzeylenen Gölemezli, Tekkehamam, Yenice ve Pamukkale'deki sıcak sular dengeli olmayan sular bölgesine düşmektedir. Kızıldere, Salavatlı, Ilıcabaşı ve Germencik sahaları ise su-kayaç ilişkisinin kısmen dengede olduğu sular sınıfına girer. Gediz ve Küçük Menderes kıtasal rift zonunda yüzeylenen jeotermal sular ise dengelenmemiş sular özelliği gösterir.

 δ^{18} O/ δ^{2} H izotop korelasyon diyagramında Menderes Masifi kıtasal rift zonlarında yüzeylenen tüm jeotermal sular meteorik su özelliği gösterir. Bu ilişkiye göre Kızıldere, Salavatlı ve Germencik sahaları su kayaç etkileşiminin en yüksek olduğu derin dolaşımlı sular, Pamukkale ve Gölemezli'de bulunan sıcak sular ise hızlı çevrime sahip sığ sular özelliği gösterir. Salihli jeotermal alanında gelişen sıcak sularda Bayındır alanına göre, su - kaya etkileşimi ve kısmi yüzeysel buharlaşma etkisi belirgindir.

Büyük Menderes kıtasal rift zonunda gelişen jeotermal alanlardan Pamukkale sahasında trityum değeri 3.3 (TU) iken Germencik jeotermal alanında bu değer 0.7 (TU) değerine kadar düşer. Bu durum Pamukkale jeotermal alanında yüksek oranda meteorik soğuk su girişimi ile ilişkilidir. Bu sahalarda düşük sıcaklık ve daha sığ suların etkindir. Salihli jeotermal alanında geniş bir aralık sunan ³H (trityum) değerleri jeotermal sulara graben tektoniği nedeni ile soğuk su girişiminin etkin olduğunu gösterir. Kurşunlu jeotermal sahasında karstik özellikteki mermerler sığ rezervuar kayaları oluşturur. ³H izotopları bu alanda meteorik suların fazla karışımı ile bu veri uyumluluk gösterir. Bu nedenle bu alanda anyon ve katyon değerleri Kızıldere jeotermal sularına göre daha düşüktür. ³H değerinin 3.3±1.3 (TU) değeri Bayındır jeotermal alanındaki sıcak sulara da önemli oranlarda soğuk su karışımı etkinliğini ifade eder.

Salavatlı ve Germencik jeotermal alanlarında Cl⁻ (1458-2670 mg/l) ve Na⁺ (1195-2800 mg/l) değerleri birbirine yakın ve oldukça yüksektir. Bu alanlarda δ^{18} O değerleri deniz suyuna yakın değerler gösterir. Bu alanda Cl⁻ (1458-2670 mg/l) artışına bağlı olarak trityum değerleri belirgin bir azalma gösterir. Germencik ve Salavatlı jeotermal alanları HCO₃⁻ / Σanyonlara bağlı olarak yapılan hesaplamalarda tuzlu su karışımı belirlenmiştir.

Menderes Masifi metamorfik kayaçlarda bulunan feldspat, muskovit, biyotit, turmalin ve hornblend, sillimanit gibi mineraller bor taşıyan minerallerdir (Harder, 1975 a, b; Ahmad ve Wilson, 1981; Truscott vd., 1986; Grew ve Hinthorne, 1983; Grew vd., 1990; Shaw vd., 1988; Leeman ve Sisson, 1996). Su-kayaç etkileşimi Menderes Masifi kıtasal rift zonlarında yüzeylenen sıcak sularda bulunan bor artışının en büyük nedenidir. Bu alanda bor değerleri artışı açısından Büyük Menderes, Küçük Menderes ve Gediz kıtasal rift zonunda farklılıklar gözlenmiştir. Bu değişiklikler su-kayaç etkileşiminin ve hazne kaya özelliği taşıyan birimlerin farklılığından kaynaklanmıştır. Dolayısıyla sıcak suların etkilesim içerisinde bulunduğu litolojinin önemini ortaya çıkmaktadır. Burada, gnays/mikaşist sıcak su etkileşimi sıcak sularda bor artışına neden olmaktadır. Bu görüş deneysel leaching testleri ile de desteklenmektedir (Özgür, 1998). Bor bazı feldspatlarda Al yerine geçer. İkincil Na ve K-feldspatlarda bor bu minerallerin yapısına katılır. Borun tetrahedral kristal kafes uzunluğu Si-O'dan küçüktür. Bor tetrahedral kristal kafes yapısı içinde Si ve Al yerine geçebilir (Christ ve Harder, 1969, Grew ve Anovitz 1996). Zira kafes boyutu Al-oksit (1.76 A⁰) ve B-oksit (1.48 A⁰) iyonik yarıçaplarına bağlıdır.

Menderes Masifi kıtasal rift zonlarında bulunan sıcak sular bikarbonat tipli sulardır ve akışkan içinde CO₂ gazı bulunur. CO₂ gazı ve sıcaklık bor taşıyan minerallerin çözünürlüğünü arttırır.

Bor tipik olarak oldukça dayanıklı turmalin mineralinin ana bileşenidir. Turmalin sıcak sularda oldukça düşük çözünürlüğe sahiptir. Sıcak sularda turmalin

minarallerinin duraylılığı basınç ve sıcaklıktan çok akışkanın bileşimi ile ilgilidir. Turmalin minerali pH değeri asidik-nötr arasında olan akışkanlar ile etkileşim sonucu duraylı olmasına rağmen, alkali akışkanlarda duraysız hale geçer (Frondel vd., 1947; Frondel ve Collette, 1957; Morgan ve London, 1989; London vd., 1996; Grew, 1996; London ve Morgan, 1996). Bu nedenle çalışma alanına ait jeotermal sularda turmalin mineralinden bor getirim olasılığı düşüktür.

Çalışma alanında magmadan B^{+3} getiriminin etkin olduğunu belirten araştırıcılar (Tarcan 1995; Demirel ve Sentürk, 1996; Giese, 1997; Floyd, vd., 1998; Gallo, 1998; Özgür, 1998; Özgür, 2001; Vengosh vd., 2002; Filiz ve Tarcan, 2002) yüksek helyum içeriklerinin ve CO₂ çıkışlarının bu yorumu desteklediklerini belirtmişlerdir. Güleç vd. (2002), Türkiye'de helyum izotopunun tektonik, volkanizma ve güncel sismik aktiviteler ile ilgisini incelemiş ve çalışmasında birçok alanda manto kaynaklı helyum belirlemiştir. Doğu Anadolu'da Nemrut volkanında manto katılımı en yüksek seviyelere ulaşırken sıkışma tektoniğinin hakim olduğu orta entalpili Batı Anadolu jeotermal alanlarında göreceli olarak düşüktür (<%50). Manto helyumu Neojen-Kuvaterner volkaniklerle çevrili alanlardan daha geniş alanlara yayılmıştır. Helvumun manto ergiviğinden litosfere transferi en olası mekanizmadır ve helyum 10⁶-10⁸ yıl kabukta depolanabilir (Kamensky vd., 1990). Batı Anadolu'da Neojen volkanizmasına katılan bir kısım manto helyumu, güncel gerilme tektoniği sonucu, kırık zonları boyunca, kabuğun derin kısımlarına kadar ulaşan yeraltısuları ile yüzeye taşınmaktadır. Magmatik aktivite bölgesel metamorfizmaya göre daha geniş ³He dağılımı sunar (Güleç vd., 2002). Kula volkanizmasında R/R_A oranı (1.72-2.84) Denizli jeotermal alanından (2.52-3.68) daha düşüktür. Denizli'de güncel sismik aktivite vardır. Yüksek R/R_A oranı ve sismik aktivite yeraltında oluşan güncel bir magmatizma ile ilişkili olabilir (Güleç vd., 2002).

Bor yataklarının birçoğu kıtasal rift zonlarında bulunur. Volkaniklerin püskürme ortamları (a) eş zamanlı olarak yitimle ilişkili kıta kenarları, (b) kıtasal çarpışma sıkışma rejimi sonucu oluşabilir (Floyd vd., 1998). Batı Anadolu'da Miyosen kalkalkali volkanizması okyanusun kapanmasından sonra kıta çarpışması ve buna bağlı olarak kabuk kalınlaşması sonucu ortaya çıktığı düşünülmektedir (Yılmaz, 1990). Bu volkanizma yitimle ilişkili olaylar sonucunda zenginleşmiş alt kıta litosferinden türemiştir (Seyitoğlu vd., 1997). Tüm bu magmasal etkiler borun magmadan getirimini sonuçlar.

Menderes Masifinde bulunan jeotermal sulardaki bor tümü ile magmadan kaynaklanmamaktadır. Zira tüm jeotermal alanların hidrojeokimyasal, izotop jeokimyasal ve bor değerleri oldukça farklılıklar sunar. Germencik Salavatlı değerleri (50.70-74.60 mg/l) Bayındır sahasına (0.70-0.99) göre çok yüksektir. Bu fark litolojik değişimlerin B⁺³ açısından önemini ortaya koyar. Pamukkale ve Bayındır jeotermal alanlarında gözlendiği gibi sığ rezervuar kayaç derinlikleri ve aktif fay sistemi jeotermal alanlara yüksek oranda yeraltısuyu getirimine neden olur. Buda jeotermal suların sıcaklığının düşerek su-kayaç etkileşimin azalmasına ve bor oranının düşmesine neden olur.

7. KAYNAKLAR

- Ackermand, D., Herd, R,K., Windley, B.F., 1984. Kornerupine replacement reactions involving tourmaline, Fiskenasset region, W. Greenland. N. Jahrb Mineral Mh., 490-500.
- Ahmad, R., Wilson, C.J.L., 1981. Uranium and boron distributions related to metamorphic microstructure evidence for metamorphic fluid activity. Contrib. Mineral Petrol., 76, 24-32.
- Aggarwal, J,K., Palmer, M,R., Bullen, T.D., Arnorssón, S., Ragnarsdóttir, K,V., 2000. The boron isotope systematics of Icelandic geothermal waters: 1. Meteoric water charged systems, Geochim. Cosmochim. Acta, 64 (4), 579-585.
- Akkök, R., 1983. Structural and metamorphic evolution of the northern part of the Menderes Massif: new data from the Derbent area and their implication for the tectonics of the massif. J Geol., 91, 342-350.
- Aksoy, N., Filiz, Ş., 2001. Balçova-Narlıdere Jeotermal Sahasının Çevresel İzotoplarla İncelenmesi. 1. Çevre ve Jeoloji Sempozyumu, yeraltısuları ve Çevre Semp. Bild. Kit., 289-295.
- Aksu, A,U., Calon, T.J., Piper, D.J.W., Turgut, S., İzdar, E., 1992. Architecture of late orogenic Quaternary basins in northeastern Mediterranean Sea. Tectonophysics, 210, 191-213.
- Ambraseys, N.N., Jackson, J.A., 1998. Faulting associated with historical and recent earthquakes in the eastern Mediterrenean region. Geophys J. Int., 133, 390-406.
- Appelo, C.A.J., Postma, D., 1993. Geochemistry, groundwater and pollution. Balkema-Rotterdam. Brookfield, 1996.
- Arnorssón, S., 1985. The use of mixing models and chemical geothermometers for estimating underground temperatures in geothermal systems. J. Volcanol. Geotherm. Res., 23, 299-335.
- Arnorssón, S., Andrésdóttir, A., 1995. Processes controlling the distribution of boron and chlorine in natural waters in Iceland, Geochim. Cosmochim. Acta, 20(59), 4125-4146.
- Arpat, E., Bingöl, E. 1969. The rift system of Western Turkey: Thoughts on its developments. Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA) Bull. 73, 1-19.

- Ashworth, J.R., Evirgen, M.M., 1984. Garnet and associated minerals in the southern margin of the Menderes Massif, southwestern Turkey. Geol Mag., 121, 323-337.
- Ashworth, J.R., Evirgen, M.M., 1985a. Plagioclase relations in pelites, central Menderes Massif, Turkey. I. The periterite gap with coexisting kyanite. J. Met. Geol., 3, 207-218.
- Ashworth, J.R., Evirgen, M.M., 1985b. Plagioclase relations in pelites, central Menderes Massif, Turkey. II. Perturbation of garnet-plagioclase geobarometers. J. Met. Geol. 3, 219-229.
- Bainbridge, K.T., Nier, A.O., 1950. Relative isotopic abundances of elements. Prelim., Rep. No. 9, Nuclear Science Series, Nat. Res. Council, Washington DC.
- Barka, A., Sakınç, M., Gorür, N., Yılmaz, N., Şengor, A.M.C., Ediger, V., 1994. Is Aegean extension a consequence of the westerly escape of Turkey?. EOS Transaction of the American Geophysical Union, 75, 116-117.
- Barka, A., Teilinger, R., Şaroğlu, F., Şengör, A.M.C., 1995. The Isparta angle: its importance in neotectonics of the eastern Mediterranean region. Proc. Int. Earth. Sci. Congr. On Aegean Region, 3-17.
- Başarır, E., 1970. Bafa Gölü doğusunda kalan Menderes Masifi güney kanadının jeolojisi ve petrografisi. Ege University Publications No:102.
- Başarır, E., 1975. Çine güneyindeki metamorfitlerin petrografisi ve bireysel indeks minerallerin doku içerisindeki gelişimleri. Ege Universitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi (yayınlanmamış), 135 s, Izmir.
- Bates R.L., Jackson J.A., 1987. Glossary of Geology, American Geological Institute. 788 p.
- Bayrak, D., Bozbeyoğlu, F., Çağlan, D., Cengiz, İ., Çelebi, A., 2001. Özelleştirmenin odağındaki bor. TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları 59. Teknik klavuzlar serisi No:7.
- Becker-Platen, J.D., Benda, L., Steffens, P., 1977. Litho-und biostratigraphische deutung radiometrischer Altersbestimmungen aus dem Jungtertiary der Turkei. Geol. jahrbuch, 25. 139-167.
- Bergeron, M., 1989. Disribution and behavior of boron in the oceanic crust. Can J. Earth Sci., 26, 782-790.
- Berndt, M.E., Seyfried W.E.J., 1990. Boron, bromine, and other trace element chemistry as clues to the fate chlorine in mid-ocean ridge vent fluids. Geochim. Cosmochim. Acta, 54, 2235-2245.

- Borsi, S., Ferrara, G., Innocenti, F., Mazzuoli, R., 1972. Geochronology and petrology of recent volcanics in the Eastern Agean Sea. Bull. of Volcanology, 36, 473-496.
- Bottrell, S.H., Yardley B.W.D., 1988. The composition of a primary granite-derived ore fluid from S.W. England, determined by fluid inclusion analysis. Geochim Cosmochim Acta, 52, 585-588.
- Bozkurt, E., 1996. Metamorphism of Palaeozoic schists in the Southern Menderes Massif: field, petrographic, textural and microstructural evidence. Turkish J. Earth Sci., 5, 105-121.
- Bozkurt, E., 2001. Late Alpine evolution of the central Menderes Massif, Western Turkey. International Journal of Earth Sciences, 89, 728-744.
- Bozkurt, E., Park, R.G., 1997. Microstructures of deformed grains in the augen gneisses of Southern Menderes Massif and their tectonic significance. Geol Rundsch, 86, 103-119.
- Bozkurt, E., Satır, M., 2000. The southern Menderes Massif (western Turkey): geochronology and exhumation history. Geol.l J., 35, 285-296.
- Bozkurt, E., Oberhänsli, R., 2001. Menderes Massif (Western Turkey): structural, metamorphic and magmatic evolution a synthesis. International Journal of Earth Sciences, 89, 679-708.
- Bozkurt, E., Park, R.G., Winchester, J.A., 1992. Evidence against the core/cover concept in the southern sector of the Menderes Massif. International Workshop: Work in Progress on the Geology of Turkiye. Keele University, Keele, 22.
- Bozkurt, E., Park, R.G., Winchester, J.A., 1993. Evidence against the core/cover interpretation of the southern sector of the Menderes Massif, west Turkey. Terra Nova, 5, 445-451.
- Bozkurt, E., Winchester, J.A., Park, R.G. 1995. Geochemistry and tectonic significance of augen gneisses from the southern Menderes Massif (west Turkey). Geol. Magazine, Cambridge Univ. Pres, 132, 287-301.
- Bozkurt, E., Sözbilir, H., 2004. Tectonic evolution of the Gediz Graben: field evidence for an episodic, two-stage extension in western Turkey. Geol. Magazine, Cambridge Univ. Pres, 141, 63–79.
- Bulut, M., 2005, Bayındır (İzmir) Dolaylarının Hidrojeolojisi ve Jeotermal Olanaklarının İncelenmesi, Doktora Tezi, DEU, Fen Bil. Enst., 200 sayfa.

- Candan, O., 1995. Menderes Masifinde kalıntı granulit fasiyesi metamorfizmasi. International Journal of Earth Sciences, 4, 35-55.
- Candan, O., 1996. Çine Asmasifindeki (Menderes Masifi) gabroların metamorfizmasi ve diğer asmasiflerle karşılaştırılması. Turkish J. Earth Sci., 4, 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, 1-35.
- Candan, O., Dora, O.Ö., Oberhänsli, R., Çetinkaplan M., Partzsch J.H., Dürr, S., 1998. Pan-African high-pressure metamorphism in the Prekambrian basement of the Menderes Massif, Western Anatolia, Turkey. Abstract 3th Int Turkish Geol Symp, 275.
- 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, 793-811.
- Campell, A.R., Banks, D.A., Phillips, R.S., Yardley B.W.D., 1995. Geochemistry of Th-U-REE mineralizing fluids Capitan Mountains New Mexico. Econ. Geol., 92, 1271-1287.
- Cavarretta, G., Puxeddu, M., 1990. Schorl-derivite-ferridravite tourmalines deposited by hydrothermal magmatic fluids during early evolution of the Lardello geothermal field Italy. Econ. Geol., 85, 1236-1251.
- Chaussidon M., Jambon, A., 1994. Boron content and isotopic composition of oceanic basalts: Geochem. Cosmochem. Imp. Earth Planet Sci. Lett., 121, 277-291.
- Cohen, H.A., Dart, C.J., Akyüz, H.S., Barka, A.A., 1995. Syn-rift sedimentation and structural development of Gediz and Büyük Menderes graben, western Turkey. Journal of Geological Society, London 152, 629-38.
- Collins, A.G., 1975. Geochemistry of Oil-Field Waters. Elsevier, 125p. New York.
- Collins, A.S., Robertson, A.H.F., 1997. The Lycian Melange, southwest Turkey: an emplaced accretionary complex. Geology, 25, 255-258.
- Collins, A.S., Robertson, A.H.F., 1998. Processes of Late Cretaceous to Late Miocene episodic thrust-sheet translation in the Lycian Taurides, SW Turkey. J. Geol. Soc. Lond., 155, 759-772.

- Collins, A.S., Robertson, A.H.F., 1999. Evolution of the Lycian allochthon, western Turkey, as a north-facing Late Pal-aeozoic-Mesozoic rift and passive continental margin. Geol. J., 34, 107-138.
- Correia, H., Escobar, C., Gauthier, C., 1990. Germencik geothermal field feasibility report Part 2. MTA Yayını, 20-35.
- Craig, H., 1961. Isotopic variations in meteoric waters. Science, 133, 1702-1703.
- Çağlayan, M.A., Öztürk, E.M., Öztürk, Z., Sav, H., Akat, U., 1980. Menderes Masifi güneyine ait bulgular ve yapısal yorum. Geol. Eng. Turkey, 10, 9-19.
- Dannat, C., 1997. Geochemie, Geochronologie und Nd-Sr-Isoto-pie der granitoiden Kerngneise des Menderes Massivs, SW-Ttirkei. Johannes Gutenberg University, PhD Thesis, Mainz.
- 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, 6.
- Dansgaard, W., 1964. Stable isotopes in precipitation. Tellus, 16, 436-469.
- Dart, C.J., Cohen, H.A., Akyüz, H.S., Barka, A., 1995. Basinward migration of riftborder faults: implications for facies distribution and preservation potential. Geology 23, 69–72.
- Demirel, Z., Şentürk, N., 1996. Geology and hydrogeology of deep thermal aquifers in Turkey. In: Integration of Information between Oil Drilling and Hydrogeology of Deep Aquifers, the Inter-Islamic Network of Water Reseurces Development and Management (Al-Beuriti, S.N., Bino, M.J.-eds), Royal Scientific Society Printing Press, Amman, Jordan.
- Dilsiz, C., Marques J.M., Carreira, P.M.M., 2004. The impact of hydrological changes on travertine deposits related to thermal springs in the Pamukkale area (SW Turkey). Environmental Geology, Springer-Verlag, 45, 808-817.
- Doglioni, C., Agostini, S., Crespi, M., Innocenti, F., Manetti, P., Riguzzi, F., Savascin, M.Y., 2002. On the extension in western Anatolia and the Agean Sea. J. Virtual Explor., 8, 169-183.
- Dora, O.Ö., Kun, N., Candan, O., 1992. Menderes Masifi'nin metamorfik tarihcesi ve jeotektonik konumu. Türkiye Jeol. Bült., 35, 1-14.
- Dora, O.Ö., Savascin, M.Y., Kun, N., Candan, O., 1988. Postmetamorphic plutons in the Menderes Massif. Yerb., 14, 1-11.
- Dora, O.Ö., Candan, O., Dürr, H., Oberhansli, 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, Tarcan, G. -eds), 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, 832 - 847.
- D.P.T., 1988. T.C. Devlet Planlama Teşkilatı Özel İhtisas Komisyon Raporları.
- Dürr, S., 1975, Über Alter und geotektonische Stellung des Menderes Kristallins/SW-Anatolien und seine Äquivalente in der mittleren Ägäis. Habilitationsschrift, Universität Marburg/Lahn, 107.
- Ellis, A.J., Mahon, W.A.J., 1964. Natural hydrothermal systems and experimental hot water/rock interactions. Geochim. Cosmochim. Acta, 28, 1323-1357.
- Ellis A.J., Mahon W.A.J., 1967. Natural hydrothermal systems and experimental hot water/rock interactions. Part II. Geochim. Cosmochim. Acta, 31, 519-538.
- Ercan, T., Satır, M., Kreuzer, H., Türkecan, A., Günay, E., Çevikbaş, A., Ateş, M., Can, B., 1985. Batı Anadolu Senozoyik volkanitlerine ait yeni kimyasal, izotopik ve radyometrik verilerin yorumu. Türk. Jeol. Kurumu Bül., 28, 121 - 136.
- Erdoğan, B., 1992. Problem of core-mantle boundary of Menderes Massif. Geosound, 20(3), 14-315.
- Erdoğan, B., Güngör, T., 1992. Menderes Masifinin kuzey kanadının stratigrafisi ve tektonik evrimi. TPJD Bült., 4/1, 9-34.
- Erdoğan, B., 1993. Menderes Masifinin kuzey kanadının stratigrafisi ve çekirdekörtü ilişkisi. Geological Congress of Turkey, Ankara, 56.
- Erdoğan, B., Güngör, T., 2004. The problem of the core-cover boundary of the Menderes Massif and an emplacement mechanism for regionally extensive gneissic granites, Western Turkey. Turkish J. Earth Sci., 13, 15-36.
- Erişen, B., Akkuş, İ., Uygur, N., Koçak, A., 1996. Türkiye Jeotermal Envanteri. MTA, Ankara, 480.
- Erkül F., Helvacı, C., Sözbilir, H., 2005, Evidence for two episodes of volcanism in the Bigadiç borate basin and tectonic implications for Western Turkey, Geol. J., 40, 545-570.
- Eugster, H.P., Wright, T.L., 1960. Synthetic hydrous boron micas. U.S. Geol. Surv. Profess. Papers, 400B, 441.

- Eyidoğan, H., Jackson, J.A., 1985. A seismological study of normal faulting in the Demirci, Alaşehir and Gediz earthquakes of 1969-70 in western Turkey: implications for the nature and geometry in the continental crust. Geophys J. R. Soc. Astron. Soc., 81:569-607.
- Evirgen, M.M. Ataman, G., 1982. Étude de metamorphisme de la zone centrale du Massif du Menderes. Isogrades. pressions et temperature. Soc. Geol. Fr. Bull. 2, 309-319
- Faust, G.T., Murata, K.J., Fahey, J.J., 1956. Relation of minor element content of serpentines to their geological origin. Geochim. Cosmochim. Acta, 10, 316.
- Filiz, Ş., 1984. Investigation of the Important Geothermal Areas by Using, C, H, O Isotopes, Seminar on Utilization of Geothermal Energy for Electric Power Production and Space Heating, Florence, 25-26.
- Filiz, Ş., Tarcan, G., 1995. High boron content in the aquifer systems of the Gediz basin (on the Aegean region of Turkey), In: Proc. Internat. Earth Sci. Colloquium on the Aegean Region (Piskin, G., Ergün, M., Savascin, M.Y., Tarcan, G.,-eds), 681-692, İzmir.
- Filiz, Ş., Tarcan, G., Gemici, U., 2000. Geochemistry of the Germencik Geothermal Fields, Turkey. In: Proceedings World Geothermal Congress, Kyushu -Tohoku, Japan, 1010-1012.
- Floyd, P.A, Helvacı.C., Mittwede, S.K. 1998. Geochemical discrimination of volcanic rocks associated with borate deposits: an exploration tool ? Journal of Geochemical Exploration, vol.60, p.185-20
- Fournier, R.O., 1979. A revised equation for the Na-K geothermometer. Geothermal Res. Council Trans., 3, 221-224.
- Fornier, R.O., Potter, R.W., 1979. Magmesium correction to the Na-K-Ca chemical geotermometer. Geochim. Cosmochim. Acta., 43, 1543-1550.
- Fournier, R.O., 1990. The interpretation of Na-K-Mg relations in geothermal waters. Geoth. Res. Counc. Trans., 14, 1421-1425.
- Francalanci, L., Innocenti, F., Manetti, P., Savaşçın, M.Y., 2000. Neogene alkaline volcanism of the Afyon Isparta area, Turkey: petrogenesis and geodynamic implications. J. Mineral. Petrol., 70, 285-312.
- Frondel, C., Hurlbut C.S., Collette, R.C., 1947. Synthesis of tourmaline. Am. Mineral, 32, 680-681.
- Frondel, C., Collette, R.C., 1957. Synthesis of tourmaline by reaction of mineral grains with NaCl-H₃BO₃ solution, and its implications on rock metamorphism. Am. Mineral, 42, 754-758.

- Fytikas M, Innocenti F, Manetti P, Mazzuoli R, Peccerillo A, Villari L. 1984. Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region. In The Geol. Evolution of the Eastern Mediterranean, Dixon JE, Robertson AHF (eds). Spec. Publ., Geol. Soc. London 17, 687–699.
- Gallo, A., 1998. Borgehalte in der Riftzone des Büyük Menderes im Menderes-Massiv, W-Anatolien/Turkei: Unpubl. Diplom. thesis, Freie Universität Berlin, 59p.
- Gat, N., Gonfiantini, T., 1981. Stable isotope hydrology, deuterium and oxygen 18 in the water cycle. Technical reports series, No: 228. 151 p. Vienna.
- Gemici, U., Tarcan, G., 2002. Distribution of boron in thermal waters of western Anatolia, Turkey, and examples of their environmental impacts, Environmental Geology, 12, 125-132.
- Gessner, K., Ring, U., Lackmann, W., Passchier, C.W., Güngör, T., 1998. Structure and crustal thickening of the Menderes Massif, Southwest Turkey and consequences for large-scale correlations between Greece and Turkey. Report No:120.
- Giese, L., 1997. Geotechnische und umweltgeologische Aspekte bei der Förderung und Reinjektion von Thermalfluiden zur Nutzung geothermischer Energie am Beispiel des Geothermalfeldes Kizildere und des Umfeldes, W.-Anatolien/Türkei: Unpubl. Ph.D. thesis, Freie Universität Berlin, 201p.
- Giggenbach, W.F., 1988. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators. Geochim. Cosmochim. Acta, 52, 2749-2765.
- Giggenbach, W.F., 1995. Variations in the chemical and isotopic composition of fluids discharged from the Taupo volcanic zone. New Zeland. J. Volc. Geotherm. Res., 68, 89-116.
- Giggenbach, W.F., Glower, R.B., 1992. Tectonic regime and major processes governing the chemistry of water and gas discharges from the rotorua geothermal field, New Zeland, Geothermics, 21 (1-2), 121-140.
- Gökten, E., Havzaoğlu, T., Şan, Ö., 2001. Tertiary evolution of the central Menderes Massif based on structural investigations of metamorphics and sedimentary cover rocks between Salihli and Kiraz (western Turkey), Int. J. Earth Sci., 89, 745–756.
- Göncüoğlu, M.C., Dirik, K., Kozur, H., 1997. General characteristics of pre-Alpine and Alpine Terranes in Turkey: explanatory notes to the terrane map of Turkey. Annales Geologique de Pays Hellenique, 37, 515-536.

- Graciansky, P.C., 1965. Menderes Masifi güney kıyısı boyunca görülen metamorfizma hakkında açıklamalar. MTA Dergisi, 64, 88-121.
- Graciansky, P.C., 1972. Reserches géologiques dans le Taurus Lycien occidental. Ph.D Thesis, University de Paris-Sud, Orsay.
- Grew, E.S., 1983. A grandidierite-sapphirine assseblage from India. Mineral Mag., 47, 401-403.
- Grew E.S., Chernosky J,V., Werding G., Abraham K., Marquez N., Hinthorne, J.R., 1990. Chemistry of kornerupine and associated Minerals, a wet chemical, ion microprobe, and x-ray study emphasizing Li, Be, B ve F contents. J. Petrol., 31, 1025-1070.
- Grew, E.S., 1996. Beryllium and boron mineralization in granitic pegmatites in granulite-facies complexes. Geol. Assoc. Canada, Joint Annual Meeting, 21, 38.
- Grew, E.S., Hinthorne, J.R., 1983. Boron in sillimanite. Science, 221, 547-549.
- Grew, E.S., Anovitz, L.M., 1996. Boron: mineralogy, petrology and geochemistry. Rev. in Mineral., 33, 862-870.
- Grew, E.S., Chernosky, J.V., Werding, G., Abraham, K., Marquez, N., Hinthorne, J.R., 1990. Chemistry of kornerupine and associated minerals a wet chemical, ion probe and X-ray study emphasizing Li, Be, B and F content. J. Petrology, 31, 1025-1070.
- Guidi, M., Marini, L., Principe, C., 1990. Hydrogeochemistry of Kizildere geothermal system and nearby region: Geothermal Resources Council Transactions, 14, 901-908.
- Güleç, N., 1988. The distribution of helium-3 in Western Turkey. General Directorate of Mineral Research and Exploration (MTA) Bulletin 108, 35-42.
- Güleç, N., 1991. Crust-mantle interaction in western Turkey: Implications from Sr and Nd isotope geochemistry of Tertiary and Quaternary volcanics. Geol. Mag., 128 (5), 417-435.
- Güleç, N., Hilton D.R., Mutlu, H., 2002. Helium isotope variations in Turkey: relationship to tectonics, volcanism and recent seismic activities. Chem. Geol., 187, 129-142.
- Güner, A., Karamanderesi, İ.H., Çiçekli, K., 1986. Aydın-Germencik Ömerbeyli Jeotermal sahası Ömerbeyli-8 derin jeotermal sondaj bitirme raporu. MTA rapor no: 8688. 150s. Ankara.

- Hedenquist, J. W. ve Lowenstern, J. B., 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits: Nature 370, 519-527.
- Helvacı, C., 2003, Türkiye borat yatakları: Jeolojik konumu, ekonomik önemi ve bor politikası. TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası yayınları, Ankara, 71, 34 s.
- Helvacı, C., 2004. Türkiye Borat Yatakları: Jeolojik konumu, ekonomik önemi ve bor politikası. 5. Endüstriyel Hammaddeler Sempozyumu, 13-14 Mayıs, İzmir, 11-27.
- Harder, H., 1970. Boron content of sediments as a tool in facies analysis. Sedimentary Geology, 4, 153-175.
- Harder, H., 1975a. Contribution to the geochemistry of boron: II. Boron in sediments. In: Geochemisry of Boron (Walker, C.T., -eds), 83-104, Pennsylvania.
- Harder, H., 1975b. Contribution to the geochemistry of boron: III. Boron in metamorphic rocks and in the geochemical cycle. In: Geochemisry of Boron (Walker, C.T., -eds), 70-77, Pennsylvania.
- Harder, H., 1975c. Contribution to the geochemistry of boron: I. Boron in minerals and igneous rocks. In: Geochemisry of Boron (Walker, C.T.,-eds), 47-63, Pennsylvania.
- Hem, J.D., 1985. Study and interperation of the chemical characteristics of natural water. 3rd ad. U.S. Geol. Survey Water Supply, 2254.
- Hem, J.D., 1992. Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water. U. S. Geol Surv. Water-Supply, 2254.
- Henley, R.W., Ellis A.J., 1983. Geothermal systems, ancient and modern. Earth Sci. Rev., 19, 1-50.
- Henry, D.J., Dutrow B.L. 1996. Metamorphic Tournaline and Its Petrologic Applications. In: Reviews in Mineralogy, BORON Mineralogy, Petrology and Geochemistry (Grew, E.S., Anovitz, L.M., -eds) Mineralogical Society of America, 33, 503-557.
- Hetzel, R., 1995. The Alpine tectono-metamorphic evolution of the central Menderes Massif, southwestern Turkey. Univ. Mainz, Msc. Thesis (unpublished), 79.
- Hetzel, R., Dora. O.Ö., 1994. Miocene extensional tectonics in the Menderes Massif, Southwestern Turkey. 7. Cong. of the Geol. Soc. of Greece., 55.
- Hetzel, R., Passchier, C.W., Ring, U., Dora, O.Ö., 1995a. Bivergent extension in orogenic belts: the Menderes Massif (southwestern Turkey). Geology, 23, 455-458.

- Hetzel, R., Ring, U., Akal, C., Troesch, M., 1995b. Miocene NNE-directed extensional unroofing in the Menderes Massif, southwestern Turkey. J Geol Soc Lond., 152, 639-654.
- Hetzel, 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. Geol Mag., 133, 565-572.
- Hetzel, R., Römer, R.L., Candan, O., Passchier, C.W., 1998. Geology of the Bozdag area, central Menderes Massif, SW Turkey: Pan-African basement and Alpine deformation. Geol Rundsch, 87, 394-406.
- Hoefs, J., 1997. Stable isotope geochemistry. Springer-Verlag, 201p.
- Hooker, P.J., O'Nions, R.K., Oxburgh, E.R., 1985. He isotopes in North Sea gas fields and the Rhine rift. Nature, 318, 273–275.
- Hounslow, A.W., Back, D.B., 1985. Evaluation of Chemical Data from Water Supplies in Southwestern Oklahoma. Final report to the Oklahoma Water Resources Board, 125-130.
- Hounslow, A.W., 1995. Water Quality Data: Analysis and Interpretation. Lewis Publishers, 54.
- Innocenti, F., Mazzuoli, R., Pasquare, G., Racidati Brozolo, F., Villari, L., 1975. The Neogene calcalkaline volcanism of Central Anatolia: geochronological data on Kayseri-Nigde area. Geol. Mag., 112, 349-360.
- Innocenti, F., Agostini, S., Di Vinzenzo, G., Doglioni, C., Manetti, P., Savaşçın, M.Y., Tonarini, S., 2004. Neogene and Quaternary volcanism in Western Anatolia: magma sources and geodynamic evolution. Marine Geology, Special Issue Eastern Mediterranean.
- Jackson, J.A., McKenzie, D., 1984. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan: Geophys. R. Astr. Soc., 77, 185-264.
- Jarvis, K.E., Williams, J.G., 1989. The analyses of geological semples by slurry nebulasition inductively coupled plasma spectrometry (ICP-MS). Chem. Geol., 77, 53-63.
- Kamensky, I.L., Tolstikhin, I.N., Vetrin, V.R., 1990. Juvenile helium in ancient rocks: I.³He excess in amphiboles from 2.8 Ga charnokite series-crust-mantle fluid in intracrustal magmatic processes. Geochim. Cosmochim. Acta 54, 3115–3122.

- Karamanderesi, İ.H., Yakabağı, A., Çiçekli, K., Üstün, Z., Çağlav, F., 1991. Aydın-Sultanhisar-Salavatlı Jeotermal Sahası, AS-1 ve AS-2 Kuyularının Bölgesel Değerlendirme Raporu, MTA Rapor No; 153s, Ankara.
- Karamanderesi, İ. H., Helvacı, C. 1994. Geology and hydrothermal alteration of the Aydın-Salavatlı geothermal field, Western Anatolia, Turkey. IAVCEI, 1994 Ankara, Abstract, Theme-9 Experimental Petrology.
- Karamanderesi, İ. H. 1997. Geology of and Hydrothermal Alteration Processes of the Salavatlı-Aydın Geothermal Field. PhD Thesis, Dokuz Eylül Üniversity Graduate School of Natural and Applied Sciences, İzmir, Turkey [unpublished].
- Karamanderesi, İ.H., Helvacı, C. 2001. Büyük Menderes vadisindeki jeotermal kaynakların yeraltısularına etkisi. Yeraltı Suları ve Çevre Sempozyumu Bildiri Özleri, 339-350.
- Karamanderesi, İ.H., Helvacı, C. 2003. Geology and hydrotermal alteration of the Aydın-Salavatlı geothermal field, Western Anatolia, Turkey. Turkish J. Earth Sci., 12, 175-198.
- Karaoğlu, N., Çalapkulu, R., 1990. The investigation of antimony mineralizations in Emirli (Odemiş-Izmir/Turkey) village. IESCA Proceedings, 225, Izmir.
- Kasap, İ., 1984. Geotermal resource evalution of Germencik-Ömerbeyli (Western Anatolia) geothermal field of Turkey. Seminer on Utilization of Geothermal Energy for elecrtric Power Production and Space Heating-Florence (Italy), 15-25.
- Keren, R., Mezuman, U., 1981. Boron adsoption by clay minerals using a phenomenological equation. Clays and Clay Minerals, 29, 198-204.
- Keskin, B., 1972. Kızıldere Jeotermal sahası jeokimyasal analizleri ve 3. rezervuar varlığı hakkında rapor, MTA Rapor No: 785, 180s. Ankara.
- Kharaka, Y.K., Mariner, R.H., 1987. Chemical geothermometers and their application to formation waters from sedimentary basins. In: Thermal History of Sedimentary Basins (Naeser, D., McCulloh, T.H., -eds), 75-102, New York.
- Khayat, J.R., 1988. Germencik-Kızılcapınar (Aydın) ve çevresinin hidrojeolojik incelenmesi, sıcak ve soğuk suların jeokimyasal yorumlanması. Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi (yayınlanmamış), 104s, İzmir.
- Kistler, R.B. ve Helvacı, C., 1994. Boron and Borates. In: Industrial Minerals and Rocks (Donald D. Carr editor) 6th Edition. Society of Mining, Metalurgy and Explaration, Inc., 171-186.

- Konak, N., 1985. A discussion on the core-cover relationships on the basis of recent observations (Menderes Massif). Geol. Congr. Turkey, 33-34.
- Konak, N., Akdeniz N., Öztürk, E.M., 1987. Geology of the south of Menderes Massif, IGCP project no. 5. Correlation of Var-iscan and pre-Variscan events of the Alpine Mediterranean mountain belt, field meeting. Min. Res. Expl. Inst., 92, 42-53.
- Konak, N., Akdeniz N., Öztürk, E.M., 1987. Geology of the south of Menderes Massif, IGCP project no. 5. Correlation of Var-iscan and pre-Variscan events of the Alpine Mediterranean mountain belt, field meeting. Min. Res. Expl. Inst., 92, 42-53.
- Koçyiğit, A., Yusufoğlu, H., Bozkurt, E., 1999. Evidence from the Gediz graben for episodic two-stage extension in western Turkey J. Geol. Soc. London, 156, 605-616.
- Koralay, E., Satır, M., Dora, O.Ö., 1998. Geochronologic evidence of Triassic and Precambrian magmatism in the Menderes Massif, west Turkey. Third Int. Turkish Geol. Symp., 285-286.
- Koralay, E., Satır, M., Dora, O.Ö., 2001. Geochemical and geochronological evidence for Early Triassic calc-alkaline magmatism in the Menderes Massif,western Turkey. Int. J. Earth Sci., 89, 822-835.
- Koralay, E., Dora, O., Chen, F., Satır, M., Candan, O., 2004. Geochemistry and geochronology of orthogneisses in the Derbent (Alaşehir) Area, eastern part of the Ödemiş-Kiraz Submassif, Menderes Massif: Pan-African Magmatic Activity. Turkish J. Earth Sci., 13, 37-61.
- Kun, N., Candan, O., Dora, O.O., 1988. Kiraz Birgi yoresinde (Ödemiş-Menderes Masifi) metavolkanitlerin (leptitlerin) varlığı (in Turkish with English Abstract). Geol. Soc. Turkey Bull. 31, 21-28.
- Leeman, W.P., Sisson, V.P., Reid, M.R., 1992. Boron geochemistry of the lower crust: evidence from granulite terranes and deep crustal xenoliths. Geochim. Cosmochim. Acta, 56, 775-788.
- Leeman, W.P., Sisson V.B., 1996. Geochemistry of boron and its implications for crustal and mantle processes. In: Reviews in Mineralogy, Boron Mineralogy, Petrology and Geochemistry (Grew, E.S., Anovitz, L.M., -eds), Mineral. Soc. America, 33, 645-695.
- Liss, P.S., Pointon, M.J., 1972. Removal of dissolved boron and silicon during esturine mixing of sea and river waters. Geochim. Cosmochim. Acta, 37, 1493-1498.

- London D., Morgan G.B., Wolf, M.B., 1996. Boron in granitic rocksand their contact aureoles. In: Reviews in Mineralogy, Boron Mineralogy, Petrology and Geochemistry (Grew, E.S., Anovitz, L.M., -eds) Mineral. Soc. America, 33, 299-330.
- Loos, S., Reischmann, T., 1999. The evolution of the southern Menderes Massif in SW Turkey as revealed by zircon datings. J. Geol. Soc. Lond., 156, 1021-1030.
- Martel, D.J., Deak, J., Dövenyi, P., Horvath, F., O'Nions, R.K., Oxburgh, E.R., Stegena, L., Stute, M., 1989. Leakage of helium from the Pannonian Basin. Nature 342, 908–912.
- Martin, R.F., 1971, Disordered authigenic feldspars of the seies KAlSi₃O₈-KBSi₃O₈ from southern California. American Mineral., 56, 281-291.
- Mahon, W.J.A., 1964. Flourine in the natural thermal waters of New Zeland, N.Z.J. Sci., 7, 3-28.
- Mazor, E., 1997. Chemical and isotopic groundwater hydrology, Applied Approach, 158-166.
- McKenzie, D.P., 1972. Active tectonics of the Mediterranean Region. Geophys, J.R. Astr. Soc., 30, 109-185.
- Meşhur, A., Akpınar, M., 1984. Yatağan-Milas-Bodrum ve Karacasu-Karıh-Acıpayam-Tavas çivarının jeolojisi ve petrol olanakları. Turkish Petroleum Coorporation Report No: 1963, 150s. Ankara.
- Mittwede, S.K., Helvacı, C., Karamanderesi, İ.H., Kun, N., Candan, O., 1992. Modes and implications of tournaline occurrences in the Menderes Massif, Western Anatolia, Türkiye. 1 st International Symposium on Eastern Meditarranean Geology, Geosound Special Issue, No. 20, 179-190.
- Moxham, R,L., 1965. Disturibution of minor elements in coexisting hornblendes and biotites. Can. Mineral., 8, 204-240.
- Moran, A.E., Sisson, V.B., Leeman, W.P., 1992. Boron depletion during progressive metamorphism: implications for subduction processes. Earth Planet Sci. Lett., 111, 331-349.
- Morgan G.B, London, D., 1989. Experimental reactions of amphibolite with boron bearing aqueous fluids at 200 MPa: implications for tourmaline stability and partial melting in mafic rocks. Contrib. Mineral. Petrol, 102, 218-297.
- Moser, H., Rauert, W., 1980. Isotopenmethoden in der Hydrologie. Lehrbuch der Hydrogeologie, Band 8, Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart, 400p.

- Möller, P., 2000. Rare earth elements and yttrium as geochemical indicators of the source of mineral and thermal waters. In: Stober, I., Bucher, K. (Eds.), Hydrogeology of Crystalline Rocks. Kluwer Academic Publishing, Dodrecht, Netherlands, 227–246.
- Möller, P., Dulski, P., Savaşçın M.Y., Conrad M., 2004. Rare earth elements, yttrium and Pb isotope ratios in thermal spring and well waters of West Anatolia, Turkey: a hydrochemical study of their origin. Chemical Geology, 206, 97-118.
- Mutlu, H., Güleç, N., 1998. Hydrogeochemical outline of thermal waters and geothermometry applications in Anatolia Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Res., 85, 495–515.
- Neumann, V., 1997. Geologie und Hydrologie im Raum Dereköy/Bayındır (Westlicher Teil), Westanatolien sowie Untersuchungen zum Verhalten von Silizium in Thermalwässern am Beispiel Kizildere, Westanatolien/Türkei. Diplomkartierung und arbeit, Freie Univ. Berlin, 102p.
- Nicholson, K., 1993. Geothermal Fluids, Chemistry and Exploration Techniques. Springer-Verlag, Berlin, 263p.
- Onur, M., Zeybek, A.D., Serpen, Ü., Gök İ.M., 2003. Application of modern well test analysis techniques to pressure transient tests in Kizildere geothermal field, Turkey, Geothermics, 32, 147-170.
- Oberhansli, R., Candan, O., Dora O.Ö., Dürr, H., 1997. Eclogites within the Menderes Massif, western Turkey. Lithos, 41, 135-150.
- Oberhansli, R., Monie, P., Candan, O., Warkus, F.C., Partzsch, J.H., Dora O.Ö., 1998. The age of blueschist metamorphism in the Mesozoic cover series of the Menderes Massif. Schweiz Mineral Petrograp., 78, 309-316.
- Okay, A.I., 2001. Stratigraphic and metamorphic inversions in the central Menderes Massif: a new structural model. Int. J. Earth Sci., 89, 709-727.
- Oral, M, B., Reilinger, R.E, Toksöz, M.N., King, R.W., Barka, A.A., Kınık, I., Lenk, O, 1995. Global positioning system offers evidence of plate motions in eastern Mediterranean. Eos., 76(2), 9-11.
- Oxburgh, E.R., O'Nions, R.K., Hill, R.I., 1986. Helium isotopes in sedimentary basins. Nature, 324, 632–635.
- Özgür, N., 1998. Active und fossile Geothermalsysteme in den kontinentalen Riftzonen des Menderes-Massives, W-Anatolien/Turkei: Habilitationschrift, Freie Universität Berlin, 171p.

- Özgür, N., Pekdeger, A., 1995. Active geothermal systems in the rift zones of the Menderes Massif, western Anatolia, Turkey: in: Kharaka, Y. K. and Chudaev, O. V. (eds.): Proc. Internat. 8th Symp. on Water-Rock Interaction, Vladivostok/Russia, p. 529-532.
- Özgür, N., Pekdeger, A., Wolf, M., Stichler, W., Seiler, K.-P. and Satır, M., 1998. 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 studies: 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, p. 645-648.
- Özgür, N., Vogel, M. Pekdeger, A., 1998, A new type of hydrothermal alteration of the Kizildere geothermal field in the rift zone of the Büyük Menderes, western Anatolia, Turkey: 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, p. 679-682.
- Özgür, N., 2001, Origin of the high boron contents in the thermal waters of the rift zones of the Menderes Massif, Western Anatolia, Turkey. Int. Geol. Rev., 43, 910-920.
- Özgür, N., 2002. Geochemical signiture of the Kızıldere geotermal field, Western Anatolia, Turkey. Int. Geol. Rev., 44, 153-163.
- Öztürk, A., Koçyiğit, A., 1983. Menderes grubu kayalanmn temel-örtü ilişkisine yapısal bir yaklaşım (Selimiye-Muğla). Geol. Soc. Bull. Turkey, 26, 99-106.
- Palmer, R.M., Swihart, G.H., 1996. Boron isotope geochemistry: an overview. In: Reviews in Mineralogy, Boron Mineralogy, Petrology and Geochemistry, (Grew, E.S., Anovitz, L.M., -eds.) Mineral. Soc. America, 33, 709-744.
- Palmer, M.R., Sturchio, N.C., 1990. The boron isotope systematics of the Yallowstone National Park (Wyoming) hydrothermal system: a reconnaissance study. Geochim. Cosmochim Acta., 54, 2811-2815.
- Palmer, M.R., Helvacı, C., Fallick, A.E., 2004. Sulphur, sulphate oxygen and strontium isotope composition of Cenozoic Turkish evaporates. Chem. Geol., 209, 341-256.
- Parks, W.L., White, J.L., 1952. Boron retention by clay and humus systems saturated with various cations. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 16, 298.
- Paréjas, E., 1940. La tectonique transversale de la Turquie. Univ İstanbul Geogr. Inst. Rev., 5, 133-244.
- Partzsch, J.H., Oberhansli, R., Candan, O., Warkus, F.C., 1998. The evolution of the Central Menderes Massif, West Turkey: a complex nappe pile recording 1.0

Ga of geological history. In: 7th Symposium Tektonik-Strukturgeolo-gie-Kristallingeologie (Kroner, A., -eds), 166-168, Freiberg.

- Paton, S., 1992. Active normal faulting, drainage patterns and sedimentation in southwestern Turkey. J. Geol. Soc. (Lond.), 149, 1031–1044.
- Pearce, J.A., 1996. Sources and setting of granitic rocks. Episodes, 19, 120-125.
- Pe-Piper, G., Piper, D.J.W., 1989. Spatial and temporal variation in Late Cenozoic back-arc volcanic rocks, Aegean Sea Region. Tectonophysics, 169: 113–134.
- Pe-Piper, G., Piper, D.J.W., 2001. Late Cenozoic post-collisional Aegean igneous rocks: Nd and Sr isotopic constraints on petrogenetic and tectonic models. Geol. Mag., 138: 653–668.
- Piper, A.M., 1953. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analyses. U.S. Geol. Surv. Ground Water, No:12.
- Polyak, B.G., Tolstikhin, I.N., 1985. Isotopic composition of the Earth's helium and the problem of tectogenesis. Chem. Geol. 52, 9 33.
- Purvis, M., Robertson, A.H.F., 1997. Multiphase rifting in rapidly extending continental crust (west Turkey). Terra Nova 9, 398.
- Purvis, M., Robertson, A.H.F., 2001. Sedimentological evidence of the existence of an early Miocene E–W trending Alaşehir (Gördes) half-graben in W Turkey. 4th Turkish Int. Geol. Symp., Adana, Abstract, 32.
- 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 Abstracts, 3, 35.
- Rollinson, H., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. John Wiley&Sons, New York, 352p.
- Rüter, H., 1996. Geologische und hydrogeologische Untersuchungen der Thermalwasser-Vorkommen bei Dereköy/Bayındır (östlicher Teil), Westanatolien/Türkei: Diplomkartierung und –arbeit, Freie Universität Berlin, 104.
- Satır, M., Friedrichsen, H., 1986. The origin and evolution of the Menderes massif, W Turkey: a rubidium/strontium and oxygen isotope study. Geol. Rundsch., 75, 703-714.
- Satır, M., Taubald, H., 2001. Hydogen and oxygen isotope evidence for fluid-rock interactions in the Menderes massif, western Turkey. Int. J. Earth Sci., 89, 812-821.

- Savaşçın, M.Y., 1991. Magmatic activities of Cenozoic compressional and extensional tectonic regimes in western Anatolia. Proc. Int. Earth Sci. Congr. On Aegean Regions, 420-434.
- Savaşçın, M.Y., Güleç, N., 1990. Relationships between magmatic and tectonic activities in western Turkey. In: Int.Earth Sci. Congr. On Aegean Region-IESCA proceedings (Savaçın, M.Y., Eronat, H.A. -eds), 300-314.
- Schuiling, K.D., 1962. On the petrology, age and structure of the Menderes migmatites complex (SW Turkey). Min. Res. Exp. Inst. Turkey Bull., 58, 71-84.
- Seyfried, W.E., Janecky, D.R., Mottl, M.J., 1984. Alteration of the oceanic crust: impications for geochemical cycles of B and Li. Geochim. Cosmochim. Acta, 79, 819-823.
- Seyitoğlu, G., Scott, B.C., 1991. Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey. Geol. Mag., 128, 155-166.
- Seyitoğlu, G., Scott, B., 1992. Late Cenozoic volcanic evolution of the northeastern Aegean region. Journal of Volcanology and Geothermal Research 54: 157– 176.
- Seyitoğlu, G., B.C., Scott, B.C., 1996. The age of the Alaşehir Graben (west Turkey) and its tectonic implications, Geol. J., 31, 1–11.
- Shaw, D.M., Sturchio, N.C., 1992. Boron-lithium relationships in rhyolites and associated thermal waters of young silicic calderas, with comments on incompatible element behavior. Geochim. Cosmochim. Acta, 56, 3723-3731.
- Smith, S.P., Kennedy, B.M., 1985. Noble gas evidence for two fluids in the Baca (Valles Caldera) geothermal reservoir. Geochim. Cosmochim. Acta 49, 893–902.
- Smith, R.A., 2002. Basic geology and chemistry of borate. American Ceramic Soc. Bull., 81 (8), 240-255.
- Sözbilir, H., 2001. Extensional tectonics and the geometry of the related macroscopic structures from the Gediz detachment, Western Turkey. Turk. J. Eart. Sci. 10, 51–68.
- Sözbilir, H., 2002. Geometry and origin of folding in the Neogene sediments of the Gediz Graben, western Anatolia, Turkey, Geodinamica Acta, 15, 277-288.
- Sperlich, R., 1990. Zoning and crystal chemistry of tourmalines in prograde metamorphic sequences of the Central Alps. University of Basel, PhD Thesis (unpublished), 140p, Basel.

- Spivack A.J., Edmond, J.M., 1987. Boron isotopic fractionation between seawater and oceanic crust. Geochim. Cosmochim. Acta, 51, 1033-1043..
- Spivack, A.J., Palmer M.R., Edmond J.M., 1987. The sedimentary cycle of the boron isotopes. Geochim. Cosmochim. Acta, 51, 1939-1949.
- Stavrov, O. D., Khitrov, V.G., 1960. Boron in rocks and pegmatites of eastern Sayan. Geochemistry, 5, 482.
- Stubican, V., Roy, R., 1962. Boron substitution in micas and clays. American Mineralogist, 47, 1166-1173.
- Stumm, W., Morgan, J.J., 1970. Aquatic chemistry. An introduction emphasizing chemical equilibria in natural waters. Wiley Interscience, A Division of John Willey and Sons, Inc., 583p., New York.
- Şaroğlu, F., Emre Ö., Kuşçu, İ., 1992. Türkiye diri fay haritası, MTA Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Şengör, A.M.C., 1980. Principles of the neo-tectonics of Turkey. Geol. Soc. of Turkey, 40, 141-175.
- Şengör, A.M.C., 1982. Egenin neotektoniğini yöneten etkenler: In: Bati Anadolunun Genc Tektonigi ve Volkanizmasi (Erol, O., Öygür, V. -eds.), Türkiye Jeol. Bült., 59-71.
- Şengör, A.M.C., 1984. The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia. Geol. Soc. America, 195, 82-120.
- Şengör, A.M.C., 1985. Die Alpiden und die Kimmeriden: die verdoppelte Geschichte der Tethys. Geol. Rdschau, 74, 181-213.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. Tectonophysics, 75, 181-241.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1983. Türkiye'de Tetisin Evrimi. Levha tektoniği açısından bir yaklaşım. T.J.K. Yerbilimleri Özel Dizisi.
- Şengör, A.M.C., Satır, M., Akkök, R., 1984. Timing of the tectonic events in the Menderes Massif, western Turkey: implications for tectonic evolution and evidence for Pan-African basement in Turkey. Tectonics, 3, 693-707.
- Şengör, A.M.C., Görür, N., Saroğlu, F., 1985. Strike-slip-faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. Soc. Econ. Paleont. and Min., 227-264.

- Şimşek, Ş., Uygur, N., Özbayrak, İ.H., Coşkun, B., Dikmeoğlu, T., Aras, A., 1980. Aydın (Germencik-Söke) alanının jeotermal enerji olanakları. Türkiye IV. Bil. Kong., 251-264.
- Şimşek, Ş., 1984. Aydın-Germencik-Omerbeyli Field of Turkey. Seminar on Utilisation of Geothermal Energy for Electric Power Production and Space Heating, 14-17 May, Florence, Italy. Sem. Ref. No. EP/SEM.9/R.37.
- Şimşek, Ş., 1985. Geothermal Model of Denizli, Sarayköy Buldan Area, Geothermics, 14(2/3), 393-417.
- Şimşek, Ş., 1986. Geothermal Activity in Turkey. In: United Nations, Workshop on the Development and Exploitation of Geothermal Energy in Developing Countries, 15-17, Reykjavic, Iceland.
- Şimşek, Ş., Günay, G., Elhatip, H., Ekmekçi, M., 2000. Environmental protection of geothermal waters and travertines at Pamukkale, Turkey. Geothermics, 29, 557-572.
- Şimşek, Ş., 2003. Hydrogeological an isotopic survey of geothermal fields in the Buyuk Menderes Graben, Turkey. Geothermics, 32, 669-678.
- Şimşek, Ş., Yıldırım N., Gülgör, A., 2003. Developmental and environmental effects of the Kızıldere geothermal power Project, Turkey. Geothermics, 34, 239-256.
- Tarcan, G., 1995. Hydrogeological study of the Turgutlu hot springs. Dokuz Eylul University Graduate Sch. of Natural and App. Sciences. PhD thesis (unpublished). 214 p.
- Tarcan, G.,1997. Hydrogeology of the Turgutlu geothermal field. Turkish journal of Earth Sciences, 6, 43-64.
- Tarcan, G., Filiz, S., Gemici, U., 2000. Geology and geochemistry of the Salihli geothermal fields Turkey. In: Proceedings of WGC-2000 World Geothermal Congress, 1829-1834, Kyushu-Tohoku, Japan.
- Tarcan, G., 2005. Mineral saturation and scaling tendencies of waters discharged from wells (<150 ⁰C) in geothermal areas of Turkey, Journ. of Volc. and Geoth. Res., 142, 263-283.
- Taylor, S.R., Mc Lennan, S.M., 1985, The continental crust: its composition and evolution, Blackwell, Oxford.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1995. The geochemical evolution of the continental crust. Reviwes of Geophysics, 33, 241-265.

- Tchobanoglous, G., Schroeder, E.D., 1987. Water Quality, characteristics, modeling, modification. University of California at Davis, Addison Wesley Longman, Canada, 65-106.
- Till, R., 1974. Statistical methods for the earth scientist: an introduction. Macmillan, Oxford.
- Truesdell A.H., 1975. Summary of Section III Geochemical Tech-niques in Exploration. In: Proceedings of the Second United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, 25-50, San Francisco.
- Truesdell, A.H., 1977. Geothermal reservoir temperatures estimated from the oxygen isotope compositions of dissolved sulfate and water from hot springs and shallow drillholes, Geothermics, 5 (1-4), 51-61.
- Truesdell A.H. 1991. Effects of physical processes on geothermal fluids. In: Applications of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development (coordinator F. D'Amore), 71-92.
- Truesdell, A.H., Fournier, R.O. 1975. Calculation of deep temperatures in geothermal systems from the chemistry of boiling spring waters of mixed origin.In: Proc. 2nd UN Symp. On the Dev. and Use of Geotherm. Res., 1, 837-844, San Francisco.
- Truscott M.G., Shaw D.M., Cramer J.J., 1986. Boron abundance and localization in granulites and the lower continental crust. Bull. Geol. Surv. Finnland, 58, 169-177.
- Union, 1983. Union Geothermal Division, Union Oil Company of California Report No: 2099, California.
- Vengosh, A., Chivas, A. R., McCulloch, M.T., Starinsky, A., Kolodyn, Y., 1991. Boron isotope geochemistry of Australian salt lakes. Geochim Cosmochim Acta, 55, 2591-2606.
- Vengosh, A., Helvacı, C., Karamanderesi, İ.H., 2002. Geochemical constrains for the origin of thermal waters from Western Turkey. Applied Geochemistry, 17, 163-183.
- Visser, D., 1995. Kornerupine in a biotite-spinel-garnet schist near Böylefossbru, Bamble Sector, south Norway: implications for early and late metamorphic fluid activity. N Jahrb Mineral Abh., 169, 1-34.
- Vogel, M., 1997. Zur Geologie und Hydrogeochemie des Geothermalfeldes von Kizildere und seiner Umgebung in der Riftzone des Büyük Menderes, W-Anatolien/Türkei: Diplomarbeit und –kartierung, Freie Universität Berlin, 92.

- Watanabe, T., 1964. Geochemical cycle and concentration of boron in the earth's crust. V.I. Verdenkii Inst. Geochim. Anal. Chem., 2, 167-177.
- Wedepohl, K.F., 1978. Handbook of Geochemistry. Springer-Verlag, Berlin.
- Wedepohl, K.F., 1995. The composition of the continental crust. Geochim Cosmochim Acta, 59, 1217-1232.
- Wolf, M. B., London, D., Morgan, G.B., 1994. Effects of boron on the solubility of cassiterite and tantalite in granitic liquids. Geol. Soc. Am., 26, 450.
- Yağmurlu, F., 1987. Salihli güneyinde üste doğru kabalaşan Neojen yaşlı alüvyonel yelpaze çökelleri ve Gediz Grabeni'nin tektonosedimanter gelişimi. Geol. Bull. Turk. 30, 33–40.
- Yılmaz, Y., 1989. An approach to the origin of young volcanic rocks of western Turkey. In: Tectonic Evolution of the Tethyan Region (Şengör, A.M.C., eds.), 159-189, Kluwer.
- Yılmaz, Y., 1990. Comparison of the young volcanic associations of the west and the east Anatolia under the compressional regime: a review. J. Volcanol. Geotherm. Res., 44, 69-87.
- Yılmaz, Y., 1993. New evidence and model for the evolution of the southeast Anatolian orogen. Geol. Soc. Am. Bull., 195, 251-271.
- Yılmaz, Y., 1997. Geology of western Anatolia. Active tectonics of Northwestern Anatolia. The Marmara Poly-Project, A Multidisciplinary Approach by Spacegeodesy, Geology, Hydrogeology, Geothermics and Seismology, 31-53, Zurich.
- Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Gürer F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş., Elmas, A., 2000. When did the western Anatolian grabens begin to develop?. In: Tectonics and Magmatism in Turkey and Surrounding Area, Bozkurt E., Winchester J.A., Piper J.D.A., (Eds.), Geological Society, London, Special Publications, 173, 353-384.
- Yılmazer, S., 1986. Geological geophysical studies in the Dikili-Bergama (İzmir) geothermal field of Turkey. MTA report no:8782.
- Yusufoğlu, H., 1996. Northern margin of the Gediz Graben: age and evolution. Turk. J. Eart. Sci. 5, 11–23.
- Yusufoğlu, H., Kocyiğit, A., Bozkurt, E., 1998. 3rd International Turkish Geology Symposium, Middle East Technical University, Ankara, Abstract, 190.

ÖZGEÇMİŞ

Adı Soyadı : Dilek YAMAN

Doğum Yeri : İzmir

Doğum Yılı : 28 / 06 / 1973

Medeni Hali : Bekâr

<u>EĞİTİM VE AKADEMİK DURUMU :</u>

Lise	:	1987 / 1990	İzmir Kız Lisesi
Lisans	:	1990 / 1995 I Bölümü, Gene	Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği el Jeoloji Anabilim Dalı
Yüksek Lisans	:	1995 / 1999 I Bölümü, Uygu	Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği ılamalı Jeoloji Anabilim Dalı
Yabancı Dil	:	İngilizce	

<u>İş Deneyimi :</u>

1999 / 2005 Süleyman Demirel Üniversitesi Araştırma Görevlisi