

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

**SİMAV VE YAKIN ÇEVRESİ JEOTERMAL SULARININ HİDROJEOLOJİK,
HİDROJEOKİMYASAL VE İZOTOP JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ**

Olayinka A BELLO

Danışman: Prof. Dr. Nevzat ÖZGÜR

**YÜKSEK LİSANS TEZİ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**

ISPARTA – 2013

TEZ ONAYI

Olayinka A. BELLO tarafından hazırlanan “Simav ve yakın çevresinin jeotermal sularının hidrojeolojik, hidrojeokimyasal ve izotop jeokimyasal özellikleri” adlı tez çalışması aşağıdaki jüri tarafından oy birliği/oy çokluğu ile Süleyman Demirel Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı’nda **YÜKSEK LİSANS TEZİ** olarak kabul edilmiştir.

Başkan (Danışman): Prof. Dr. Nevzat ÖZGÜR

Süleyman Demirel Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü

Prof. Dr. Mehmet Cengiz Kayacan
Enstitü Müdürü

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

TAAHHÜTNAME

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

OLAYINKA ABIODUN BELLO

İÇİNDEKİLER

Sayfa

İÇİNDEKİLER.....	iv
ÖZET.....	vi
ABSTRACT.....	vii
TEŞEKKÜR.....	viii
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	ix
ÇİZELGELER DİZİNİ.....	x
1. GİRİŞ.....	1
1.1. Jeotermal Akışkanların Kökeni.....	2
1.1.1. Jeotermal sistemlerin jeoloji ayarları.....	3
1.2. Araştırmanın Amacı.....	4
1.3. Çalışma Bölgesinin Jeotektonik Konumu.....	4
2. KAYNAK BİLGİSİ.....	6
3. ÇALIŞMA BÖLGESİNİN JEOLJİSİ.....	11
3.1. Simav Civarının Bölgesel Jeolojisi.....	11
3.2. Simav jeotermal alanı jeolojisi.....	16
3.3. Simav Jeotermal Alanının Özellikleri	20
3.3.1. Eynal termal suları.....	20
3.3.2. Çitgöl termal suları	22
3.3.3. Naşa termal suları.....	22
4. METARYAL VE METOD.....	23
4.1. Metod.....	23
4.1.1. Jeolojik çalışma.....	23
4.1.2. Örnekleme ve in-situ analizleri.....	23
4.1.3. Hidrojeokimyasal analizleri.....	24
4.1.4. Jeotermometreler.....	26
5. ARAŞTIRMA BULGULARI	27
5.1. Kayaçların hidrojeolojisi	27
5.2. Hidrojeokimya.....	28
5.2.1. Hidrojeokimyasal analizler	29
5.2.2. Doygunluk indeksi	33
5.3. Jeokimyasal termometre uygulamalar.....	35
5.3.1. Silika jeotermometresi.....	36
5.3.2. Katyon jeotermometresi.....	38
5.3.2.1. Na/K jeokimyasal termometresi.....	38
5.3.2.2. Na-K-Ca jeotermometresi.....	39
5.3.3. Çalışma alanında termometrelerin jeokimyasal değerlendirmesi.....	40
5.3.4. Karıştırma modelleri.....	40
5.3.4.1. Entalpi-Klorür modeli.....	41
5.4. İzotop jeokimyasal özellikleri.....	42
6. TARTIŞMA.....	46

6.1. Simav jeotermal alanında olası ısı kaynağı, jeotermal sistem ve tektonik arasındaki ilişki.....	46
6.2. Çalışma alanın hidrojeolojik, hidrojeokimyasal ve izotop jeokimyasal Özellikleri.....	48
6.3. Simav jeotermal alanının hidrojeolojik modellenmesi.....	51
7. KAYNAKLAR.....	53
Ekler	
Özgeçmiş	

ÖZET

SİMAV VE YAKIN ÇEVRESİ JEOTERMAL SULARININ HİDROJEOLOJİK, HİDROJEOKİMYASAL VE İZOTOP JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

Olayinka A BELLO

SÜLEYMAN DEMİREL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

Danışmanı: Prof. Dr. Nevzat ÖZGÜR

Simav jeotermal alanı, Türkiye'nin en önemli termal alanlarından biri olup Batı Anadolu Bölgesinde Simav graben sisteminde bulunur. Bu Simav grabeninin doğu kısmında, Simav ilçesinin yaklaşık 4 km kuzeyinde ve yüksek ve dik eğimli Simav Dağı ile ayrılan Simav ovasının KD kesiminde bulunur. Simav ovası yaklaşık 70 km² olan bir alan kapsar, deniz seviyesi üzerinde 780 m yükseklikte bulunur ve 39° 5' 23" K enlem ve 28° 58' 46" D boylamlarındadır.

Simav ve yakın çevresi jeotermal suları artan sırada baskın katyonlar Na+K > Ca > Mg ile Na-HCO₃-SO₄ tipi sular olarak adlandırılabilir. Buna karşın baskın artan baskın anyonlar HCO₃ > SO₄ > Cl şeklindedir. Cl-SO₄-HCO₃ üçgen diyagramı jeotermal suların periferik/olgunlaşmamış sular olduğunu göstermektedir ve bunlar büyük olasılıkla derin rezervuarlardan gelen su buharlarının ısıttığı yeraltı suları ile ilişkili olabilir. Kuvars, aragonit, kalsit ve kalsedon jeotermal suların deşarj sıcaklıklarında doyumluğa erişmiştir. Buna karşın rezervuar bileşimine bağlı olarak hesaplanan sıcaklıklarda sadece kuvars, dolomit ve kalsedon doyumluğa erişmiş olmaktadır. Silika termometresi 83 ile 182 °C arasında değişen rezervuar sıcaklıkları göstermektedir. Na+K-Ca-Mg düzeltme katyon termometresi Eynal'de yerinde ölçülen sıcaklıklara (148 ve 163 °C) oldukça yakın rezervuar sıcaklıkları vermektedir.

δ¹⁸O ve δD diyagramında meteorik su çizgisi boyunca dizilen araştırma alanı jeotermal suları meteorik kökenlidir ve ¹⁸O bakımından zenginleşme göstermektedir. Bu durum, rezervuar yüksek sıcaklığından dolayı sistemde su-kayaç etkileşimin ve/veya kaynamanın varlığına işaret etmektedir.

Anahtar Kelimeler: Simav, Jeotermal, Jeotermometreler, Hidrojeoloji, Hidrojeokimya.

2013, 61 sayfa

ABSTRACT

M. Sc. Thesis

HYDROGEOLOGICAL, HYDROGEOCHEMICAL AND ISOTOPE GEOCHEMICAL FEATURES OF THERMAL WATERS IN SIMAV AND ENVIRONS

Olayinka A BELLO

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

Supervisor: Prof. Dr. Nevzat ÖZGÜR

Simav geothermal field, one of Turkey's most important fields, is located in Kütahya's Simav graben system of western Anatolia. This is on the eastern part of the graben and approximately 4 km North of Simav town and on the NE edge of the Simav plain, which is separated from the mountain by a high and steep escarpment. The plain covers an area of about 70 km² and is at an altitude of about 780 m asl and lies on latitude 39° 5' 23" N and longitude 28° 58' 46" E.

The thermal waters of Simav can be classified as Na-HCO₃-SO₄ type water with the dominant cations in increasing order of Na+K>Ca>Mg while the anions are HCO₃>SO₄>Cl. The Cl-SO₄-HCO₃ ternary diagram shows that the waters are peripheral/immature and more likely related to groundwater heated by steam from deeper reservoirs. Quartz, aragonite, calcite and chalcedony are oversaturated at discharge temperatures while at a recomputed temperature according to the reservoir composition, only quartz, dolomite and chalcedony are oversaturated. The silica geothermometer shows reservoir temperatures between 83 and 182°C. The Na-K-Ca-Mg correction cation geothermometer gave reservoir temperatures close to the measured reservoir temperature on site in Eynal which is between 148 and 163°C.

The waters plot along the meteoric trend line suggesting the source from local meteoric water and are rich in ¹⁸O. This situation points to the existence of fluid-interaction in the system and/or boiling due to the high temperature in the reservoir.

Key words: Simav, Geothermal, Geothermometers, Hydrogeology, Hydrogeochemistry.

2013, 61 pages

TEŞEKKÜR

Sunulan bu yüksek lisans tez çalışması Süleyman Demirel Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinasyon Birimi tarafından desteklenen 3415-YL2-2013 nolu araştırma projesi kapsamında gerçekleştirilmiştir.

Samimi ve takdire değer danışmanım, Sayın Prof. Dr. Nevzat Özgür'e bu tezin tamamlanmasına yönelik verdiği destek, teşvik ve yapıcı eleştirileri için teşekkür ederim. O olmadan bu tezi tamamlayamazdım. Kendisine Süleyman Demirel Üniversitesi'nde bulunduğum sürece şahsım için yaptığı tüm çabaları için çok şey borçluyum.

Simav ve yakın çevresinde arazide su örneklerinin alınmasında yardımcı olan Simav Belediyesi çalışanı Sayın Rıdvan Eroğlu'na ve Simav Belediye Başkanı Sayın Kasım Karahan'a teşekkür ederim. Ayrıca, Yüksek Metalurji Mühendisi Sayın Mustafa Göktepe'ye (Galtek Kimya Sanayi ve Tic. Ltd. Şti., İstanbul) katyon analizleri için, Prof. Dr. Mehmet Kitiş (SDÜ Mühendislik Fakültesi Çevre Mühendisliği Bölümü, Isparta) ve Yard. Doç. Dr. Hale Canbay'a (MAKÜ, Fen Edebiyat Fakültesi, Kimya Bölümü) eser element analizi için ve Gamze Ergin'e (Metrohm, 34330 Levent - İstanbul) anyon analizleri için teşekkür ederim.

Bu çalışmam boyunca Jeotermal Enerji, Yeraltısuyu ve Mineral Kaynakları Araştırma ve Uygulama Merkezi personeli, Jeo. Yük. Müh. Tuğba Arife ÇALIŞKAN'a başaram için özverili ve koşulsuz yardım ettiğinden dolayı teşekkürü bir borç bilirim.

Bu çalışmayı gerçekleştirebilmek için yardımcı olan meslektaşlarıma: Jeo. Müh. İbrahim Abubkar İbrahim bazı şeylerin hazırlanmasında yardımcı olmuştur. Jeo. Müh. İliya Bauchi Danladi ve Jeo. Müh. Adem Maden çalışmaya katkıda bulunmuştur.

Ayrıca, eğitimime tüm zaman boyunca destek olan özellikle anneme teşekkür etmek istiyorum. Her zaman harika destekçim olan eşim Tomilayo Bello ve oğlum Epenetus'a bu çalışma ve tüm program boyunca gösterdiği anlayış için teşekkür ederim.

Olayinka A BELLO

2013

ŞEKİLLER DİZİNİ

	Sayfa
Şekil 1.1 Yerel meteoric sulara göre jeotermal akışkanların.....	3
Şekil 3.1 Ana tektoniği ve Batı Anadolu jeolojik birimleri.....	12
Şekil 3.2 büyük kıtasal blokların ve tektonik bölgeleri.....	13
Şekil 3.3 Simav ve çevresinin basitleştirilmiş jeoloji haritası.....	15
Şekil 3.4 Simav bölgesinin jeoloji haritası.....	18
Şekil 3.5 Kütahya-Simav jeotermal saha yer haritası.....	20
Şekil 3.6 Kütahya-Simav jeotermal alanının jeoloji haritası.....	21
Şekil 4.1 Çalışma alanında in-situ ölçümleri.....	24
Şekil 5.1 Çalışma alanı kayaç birimlerin hidrojeolojik özellikleri.....	28
Şekil 5.2 Çalışma alanında bulunan jeotermal suların Piper diyagramında gösterilmesi.....	32
Şekil 5.3 Çalışma alanında bulunan jeotermal suların Schoeller diyagramı.....	32
Şekil 5.4 Simav ve çevresi jeotermal sularının Cl-SO ₄ -HCO ₃ üçgen diyagramı	33
Şekil 5.5 Simav ve yakın çevresi jeotermal sularının Cl-SO ₄ -HCO ₃ üçgen diyagramı....	34
Şekil 5.6 Simav ve yakın çevresi jeotermal sularının Na+K-Mg-Ca üçgen diyagramı....	34
Şekil 5.7 Na-K-Mg ^{1/2} üçgen diyagramda çalışma alanından termal suların dağılımı.....	41
Şekil 5.8 Çalışma alanı termal suların Entalpi - Klorür diyagramı.....	42
Şekil 5.9 Simav ve yakın çevresi jeotermal sularında δD ve δ ¹⁸ O izotopu ilişkisi	43
Şekil 6.1 Simav jeotermal sisteminin Basitleştirilmiş hidrojeolik oluşum modeli.....	52

ÇİZELGELER DİZİNİ

	Sayfa
Çizelge 4.1 In-situ cihazları ve onların özellikleri.....	25
Çizelge 4.2 Hidrojeokimyasal cihazlar ve özellikleri.....	26
Çizelge 5.1: Simav ve yakın çevresi termal suların in-situ parametreleri.....	30
Çizelge 5.2: Çalışma alanında termal suların hidrojeokimyasal analiz sonuçları.....	31
Çizelge 5.3: İzotop analiz sonuçları.....	44
Çizelge 5.4: Çalışma alanından termal suların çözünen jeotermometresine sonuçları.....	45

1. GİRİŞ

Geleneksel fosil yakıtların sürdürülebilirliğinin olmaması nedeniyle, birçok ülkede odaklanmalar ve dikkatler daha çok alternatif ve yenilenebilir enerji kaynaklarına çevrilmiş bulunmaktadır. Yenilenebilir enerji sürdürülebilir enerjidir. Çünkü bu enerji kaynakları güncel insane topluluklarının artan enerji gereksinimlerine ve taviz vermeyecek bir şekilde gelecek nesillerin yaşam şartlarını da dikkate alarak şekilde belirli bir tarzda kullanılmalıdır.

Jeotermal enerji sürdürülebilirliği nedeniyle yenilenebilir enerjidir ve yerküre içinde bulunan termal sıcaklıkla doğrudan ilişkilidir. Aynı zamanda, termal enerji maddenin sıcaklığını belirleyen enerjidir. Yerkürenin jeotermal enerjisi gezegenimiz olan yerkürenin orijinal formasyonundan (20%) ve minerallerin radyoaktif bozunmasından kaynaklanmaktadır (80%) (Turcotte ve Schubert, 2002). Günümüzde bu kavram yerküre ısısının belirli kısımları için kullanılmaktadır. Bunun için; genellikle olarak çeşitli sondaj yöntemleri ile yerküre ısısına ulaşılır ve elde edilen enerjiden çeşitli amaçlar için yararlanılmaktadır. Jeotermal kaynaklar dünyamızın her tarafında bulunur, ancak işletilebilir jeotermal sistemler genel olarak normal ya da anormal derecede yüksek jeotermal gradyan bölgelerinde bulunur. Yerküre gezegenimizin çekirdeği ile yüzeyi arasındaki sıcaklık farkı olan jeotermal gradyan, yüzeye çekirdekten yüzeye doğru ısı şeklinde termal enerjinin sürekli sürekli kondüksiyonu şeklinde olmaktadır. Jeotermal sıfat olarak, sıcak anlamına gelen Yunancadan kökleri yerkürek anlamında $\gamma\eta$ (ge) ve sıcak anlamına $\theta\epsilon\rho\mu\omicron\varsigma$ (termos) gelen kavramlardan oluşmaktadır.

Jeotermal alanlar dünyada çok alanlarda belirli jeolojik jeolojik formasyonlara bağlı olarak bulunmakta ve bunlar artan bir şekilde enerji kaynakları olarak adlandırılmaktadır. Jeotermal sistemlerin farklı tiplerinin herbiri belirli özelliklere sahiptir ve bunlar aynı zamanda bu özelliklerini kimyasal bileşimlerinde ve çeşitli potansiyel uygulamalarında belirli bir şekilde ortaya koymaktadır. Ancak, hepsi birkaç kilometre derinlikte, ortak bir ısı kaynağı olan ve konveksiyon içine yerkabuğunun üst bölümlerinde bulunan, mevcut su birikimleridir (Nicholson, 1993).

Jeotermal sular, paleolitik çağlardan beri termal banyo ve ayrıca antik Roma döneminden beri de konut ısıtmasında kullanılmaktadır. Buna karşın zamanımızda akıllı bir şekilde elektrik enerjisi üretiminde kullanılmaktadır. Dünya çapında, jeotermal

enerji yaklaşık 10,715 megavat (MW) gücünde 24 ülkede faaliyettedir. Ek olarak, 28 gigavat doğrudan jeotermal ısıtma kapasitesi olan bir sistem bölgesel ısıtma, mekan ısıtması, kaplıcalar, endüstriyel prosesler, arıtma ve tarımsal uygulamalar için kurulmaktadır (Fridleifsson vd, 2008). Jeotermal kuyular yerin derin kısımlarında sıkışıp kalan sera gazlarının serbest bırakılır, ancak bu emisyonların miktarı fosil yakıtlardan daha düşüktür. Sonuç olarak, jeotermal enerji yaygın fosil yakıtların yerine konuşlandırılmış ise küresel ısınmanın azaltılmasına yönelik yardımcı potansiyele sahiptir.

Jeotermal alanlar oldukça geniş aralıkta olan çeşitli jeolojik ortamlar ve kayaç türlerinde ortaya çıkarlar ve benzer türdeki kayaç ortamları farklı tipte jeotermal sistemler meydana getirebilirler, örneğin Kızıldere, ülkemizde benzer kayaçların içinde yüksek ısıda su üretirken, esas olarak kuru buhar üreten Larderello, İtalya da ortaya çıkmıştır. Alanlarında ortak noktaları olmasına rağmen her sahanın birinin kendi özellikleri vardır ve böylece tipik bir jeotermal alanı tanımlamak zordur.

1.1. Jeotermal akışkanların kökeni

Jeotermal akışkanların kökeni uzun zaman tartışma konusu olmuştur. Jeotermal akışkanları oluşturan sular birçok sayıda kökene sahip olsa da, jeotermal akışkanların ağırlıklı olarak meteorik kökenli olduğuna dair herhangi şüphe bulunmamaktadır. Sıvı akışkanlar meteorik yüzey suları olabilir ve bunlar kırıklar veya geçirgen zonlar boyunca birkaç kilometre derinliğe doğru nüfuz edebilirler. Yada derinde sedimanter kayaçlar içinde hapsolmuş sular da bulunabilir. Aynı zamanda metamorfizma ile gelişmiş metamorfik sular ve magma ile ilişkili juvenil sular jeotermal sular için olası bir kaynak oluşturabilmektedir.

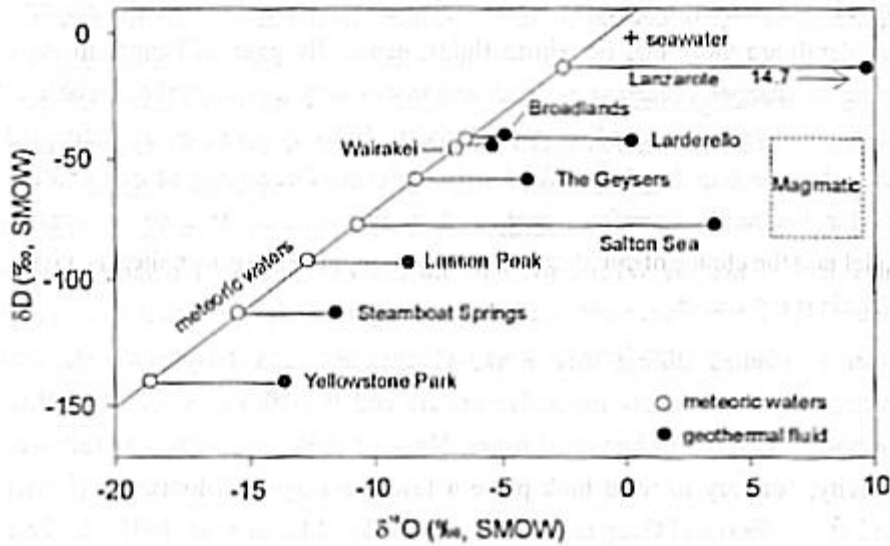
Craig (1963), termal suların döteryum miktarının her zaman, yeraltında birbirine çok yakın olduğunu ortaya koydu (Şekil 1.1). Bu izotopik ölçümü baz alarak, o hidrotermal boşalma alanlarında suların önemli miktarlarının yerel meteorik kökenli olabileceğini ileri sürmüştür. Öte yandan, Ellis ve Mahon (1964, 1967) ve Mahon (1967) jeotermal akışkanlar içinde tüm çözünen iyonların meteorik sular ile onların içinde bulundukları kayaçların arasındaki reaksiyonlardan türediğini kanıtlamıştır.

Giggenbach (1987) magmatic etkilerin jeotermal oluşumlarda tahmin edildiğinden daha fazla etkili olduğunu belgeledi. Bu görüşü desteklemek için, Bonham (1986),

Hedenquist (1987), White ve Hedenquist (1990) maden yatağı oluşumu ile mağmatik bağ arasında artan ikna edici deliller ortaya koymuşlardır. Bu yüzden su-kayaç etkileşimi sulara bulunan erimiş iyonların ana kaynağı olarak adlandırılabilir. Bunlar aynı şekilde formasyon suyunun, deniz suyunun veya magmatik tuzlu su ile karıştırılarak katkısı olabilir (Nicholson, 1993).

1.1.1. Jeotermal Sistemlerin jeolojik konumları

Jeotermal sistemlerinin Jeolojisi oldukça karmaşıktır; burada kayaçların petrografik özellikleri, porozitesi ve geçirgenliği ile birlikte yörenin tektonik konumu önemli rol oynamaktadır. Şüphesiz, bir jeotermal sistemin oluşumu için çeşitli elemanların varlığı şart koşulur. Su, ısı kaynağı, rezervuar kayacı ve geçirgenlik gibi elemanların bulunması ile derinde ısınan su yüzeye doğru hareket ediyor ve yüzeyde böylece jeotermal sular kendini göstermektedir. Bunun yanında, Saemundsson vd. (2009) jeotermal sistemlerle onların doğal özellikleri ve jeolojik konumlarını baz alarak sınıflandırmıştır:



Şekil 1.1. Çeşitli jeotermal sular içinde $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin yerel meteorik sulara göre durumu (Oksijen izotop vardiya Craig sonra değiştirilmiş, 1963).

(a) Volkanik sistemler: Bunlar, volkanik aktiviteler ile ilişkilidir. Bu tip sistemlerin ısı kaynağı magma solkulumlarıdır. Bunlar kalderalar gibi volkanik komplekslerin içinde veya çok yakınında, plaka sınırlarında ve çoğu ve sıcak dom alanlarında bulunurlar.

- (b) Konveksiyon Sistemleri: ısı kaynağı tektonik aktif alanlardaki sıcak derin kabuktur; burada ısı akışı değeri ortalama değerden yüksektir. Ortalama ısı akışı üzerinde olan, tektonik olarak aktif bölgelerdeki derinlikler de sıcaktır. Burada, jeotermal suların dikey çatlaklar boyunca ($>1\text{km}$) derinliğe kadar sirkulasyonu söz konusudur.
- (c) Sedimanter Sistemleri: Bu sistemler, dünyanın ana majör havzaların birçoğunda bulunur. Bu tür sistemlerin varlığını derinde ($>1\text{km}$) bulunan sedimanter katmanlara ve normal değerlerin üzerinde bulunan ortalama jeotermal gradyanlara ($> 30^\circ\text{C}/\text{km}$) borçlu olmaktadır. Bu tür sistemlerde doğal olarak kırıklar ve faylar bazı durumlarda önemli rol oynasa bile konvektiften daha çok konduktiftir. Bazı konvektif sistemler tortul kayalarda gömülü olabilir.
- (d) Geo-basınçlı sistemler: Bunlar jeo-basınçlı petrolü oluşturmaktadır. Buradaki stratigrafik yapıda bulunan sular litostatik basınç üzerinde basınca sahiptir. Bu tür sistemler genellikle derindir ve bu nedenle de bunlar jeotermal sular olarak kategorize edilir.

1.2. Araştırmanın Amacı

Bu çalışmanın amacı, (1) Simav jeotermal alanın kaynağını tanımlama (2) Simav ve yakın çevresi jeotermal alanının (Eynal, Çitgöl ve Naşa) genel jeoloji haritasını güncelleştirmek (3) hidrojeolojik, hidrojeokimyasal ve izotop jeokimyasal yöntemlerle termal suların oluşumu ve gelişimi tarihini tanımlamak ve (4) Simav ve yakın çevresi jeotermal sularının oluşumunu hidrojeolojik bir model olarak ortaya çıkarmaktır.

1.3. Çalışma bölgesinin jeotektonik konumu

Türkiye, Alp-Himalaya deprem kuşağı üzerinde Doğu Akdeniz Bölgesinde yer alır ve sık sık yıkıcı depremlere maruz kalmaktadır. Kuzey Anadolu Fayı (KAF), Kuzeydoğu Anadolu Fayı (KDAF), Doğu Anadolu Sıkışma Zonu (DASZ), Ege Graben Sistemi, Kıbrıs-Helenik Yayı, Orta Anadolu Bölgesi ve Karadeniz Bölgesi olmak üzere Türkiye'de yedi ana tektonik bölge bulunmaktadır (Sengor vd., 1985). Türkiye tektoniği büyük ölçüde Arap plakası, Avrasya ve Afrika plakalarının hareketlerinden etkilenir. Simav ve yakın çevresi, Simav Graben olarak bilinen bir çökmüş havza (yükseklik 800 m) içinde yer almaktadır. Simav Dağı, doğu-batıya uzanır ve Simav ilçesinin güneyinde yer alır. Çalışma alanının en önemli tektonik özelliği Simav fayıdır. Bu KB-GD

yönünde yaklaşık 205 km uzunluğunda olan sağ atımlı aktif bir faydır (Konak, 1982; Şaroglu vd. 1987, 1992).

Simav jeotermal alanı, Batı Anadolu Bölgesinde Kütahya ilinin Simav graben sistemi içinde ülkemizin en önemli alanlarından biridir. Araştırma alanı Simav grabeninin KD kısmında olup Simav ilçesinden 4 km uzaklıkta bulunmakta ve yüksek ve dik eğimli dağ tarafından ayrılır. Simav ovası yaklaşık 70 km² olan bir alanı kaplar, 780 m yükseklikte ve 39° 5 '23 " N enlem ve 28° 58' 46" D boylamları üzerindedir.

2. KAYNAK BİLGİSİ

Önceki araştırmacılar Simav ve yakın çevresinde jeolojik, hidrojeolojik ve jeokimyasal araştırmalar yapmış ve bu çevrede jeotermal suların ve yörenin jeotektonik oluşumuna genel olarak açıklama getirmeye çalışmışlardır. Bu konuda yapılan çalışmalar her yöreye ait ve hem de ülkemize ait olmak üzere özetlenmiştir.

Zeschke (1954), Simav Graben içinde bulunan karakteristik litolojiler ilişkin olarak ilk araştırmayı yapmıştır. Akdeniz ve Konak (1979) tarafından hazırlanan MTA raporları çerçevesinde Simav ve yakın çevresi kapsamlı bir şekilde benzer stratigrafi içinde ayrı havzalara ayırmışlardır. Burada; Neojen, Miyosen konglomera ve kumtaşı (Taşbaşı Formasyonu) ile başlar ve marn ve marnlı kireçtaşları ardalanması (Kızılbük formasyonu) ile örtülür. Aglomera ve volkanik tüfler sırasıyla Civandağ tuf ve Akdağ volkanikleri olarak adlandırılır. Burada yapılan çalışmalarda; araştırmacılar daha ileriye giderek Pliyosenin Hisarcık formasyonuna ait kumtaşları ve marnlar ile Emet formasyonuna ait gölsel kireçtaşları tarafından temsil edildiğini ileri sürmüşlerdir. Kuvaterner yaşlı Toklargoğlu ve Naşa volkanikleri, Kuvaterner Neojen yaşlı serinin en üst kısmını oluşturmaktadır.

Konak (1979), çalışmasında, Simav fayının erken Miyosenden bu yana faaliyette olduğunu ileri sürmüş ve Simav fayını Simav doğusunda bulunan metamorfik zonun ötelenmesini baz alarak 6 km olan Geç Miyosen sonrası yer değiştirmeyi dikkate alarak sağ yönlü doğrultu atımlı fay olarak belirlemiştir.

Eyidoğan and Jackson (1985), Simav grabenin kuzey ve güneyinin iki fayla sınırlı olduğunu ve kuzey kısımda bulunan fayın baskın olduğunu ileri sürmüşlerdir. Araştırmacılar bu durumu kuzeye doğru eğimli vadi alanlarının ve basenin kuzey tarafında bulunan drenaj eksenlerinin var olması ile açıklamaktadır. Ancak, **Westaway (1990)** büyük normal fayın basende bulunan Neojen sedimanların güneye doğru dalımı nedeniyle güneyde yer almakta olduğunu savunmuştur.

Seyitoğlu (1997), Simav grabenini KD-GB yönlü Demirci, Selendi ve Akdere havzalarını kesen Pliyosen-Kuvaterner yaşlı tektonik yapı olarak adlandırmıştır. Grabenin güney tarafı kuzeye dalımlı Simav fayı ile sınırlanır. Araştırmacı ayrıca 1969.03.23 Demirci depremin düzeltilmiş episantrının ve fay düzlemi çözümlerinin Simav fayını günümüzde aktif olduğunu gösterdiğini ve bu fayın listrik bir şekle sahip

olduğunu belirtmiştir. Araştırmacı ek olarak grabenin Geç Oligosen-Erken Miyosen zaman aralığında başlayıp Ege Bölgesini etkileyen K-G gerilim tektoniğinin en son ürünleri ile ilişkin olduğunu bildirmektedir.

Öygür ve Erler (2000), Simav grabenin (iç-Batı Anadolu, Türkiye) metalojenezi adlı çalışmalarında, Simav grabeni boyunca meydana gelen bazı mineralizasyonların bulunduğunu ve bunların Batı Anadolu Bölgesinin jeotektonik gelişimine ve hakim iki ana tektono-magmatik olaylar ile ilgili olduğunu belirtmişlerdir. BKB-DGD doğrultulu sağ yönlü doğrultu atımlı Simav fayı, paleo-tektonik dönemde egemen olan sıkışma tektoniği rejimi altında oluşmuştur. Araştırmacılar ayrıca çalışma alanında damar tipi Pb-Zn-Cu cevherleşmelerin bulunduğunu ve bunların Simav fayına paralel olan ve bu zaman zarfında derinde bulunan intrüzyonlara ait mafik dayklarla ilişkili olan kırık ve çatlaklarda bulunduğunu ifade etmektedir. Neotektonik dönem, yörede sıkışma tektoniği olarak başlamış ve bu Pliyosen başında gerilme tektoniğine dönüşüm göstermiştir. Simav grabeni, K-G yönlü gerilim tektoniğinin etkisiyle oluşan Simav fay uzantısı Simav fayının yanal bileşenlerinin aktivasyonu ile oluşmuştur. K-G doğrultulu transfer fayları graben gelişiminin sonraki aşamalarında ana graben fayını kesmiştir. Graben boyunca meydana gelen epitermal kökenli cevherleşmeler bu transfer faylar boyunca oluşmuştur. Bölgede K-G doğrultulu faylar, daha önce oluşturulan Pb-Zn-Cu cevherleşme damarları yerine epitermal cevherleşmeler için birikim alanı oluşturur. Araştırmacılar öte yandan Simav grabeni boyunca Ilıcalar'da (Gediz) bulunan güncel mineral oluşumlarını ve Simav çevresinde bulunan sıcak su kaynaklarını epitermal aktivitelerin güncel eşdeğerleri olarak kabul etmişlerdir. Ayrıca bu epitermal cevherleşmelerin yörede bulunan granitoidlerin son fazını oluşturan porfirik dayklar ile ilişkin olabileceğini ileri sürmektedirler.

Gemici ve Tarcan (2002), ülkemizde Batı Anadolu'da bulunan Simav jeotermal alanının hidrojeokimyasal incelenmesi olarak incelenmesi adlı çalışmalarında, Simav jeotermal sularının Menderes Masifi metamorfik kayalar içinde bulunduğunu ve jeotermal suların faz kırıklarına bağlı olduğunu belirtmişlerdir. Eynal, Çitgöl ve Naşa lokasyonlarında bulunan termal kaynaklar ve jeotermal su sondajları Simav jeotermal alanını oluşturmaktadır. Araştırmacılar sıcak suların önemli fiziksel ve kimyasal özelliklerini ortaya çıkarmak için yörede çalışmalarını gerçekleştirdiler. Onlar açılan

Üretim ve araştırma kuyuların tabanlarında 163 °C olan sıcaklıkları ve burada yaklaşık 2225 mg/kg olan toplam çözünmüş katı miktarlarını belirtmişlerdir. Burada sıcak su kaynaklarının sıcaklıkları 51 ve 90 °C arasında değişmektedir. Tüm termal sular Na-HCO₃-SO₄ tipi sular olarak adlandırılabilir. Soğuk yeraltı suları Ca-Mg-HCO₃ tipidir. Yan kayaç çözünmesi ve jeotermal sistem rezervuarındaki iyon değişim reaksiyonları Ca-Mg-HCO₃ tipi soğuk yeraltı sularını Na-HCO₃-SO₄ tipi termal sular olarak değişime uğratmaktadır. Araştırmacılar jeotermal suların, aragonit, kalsit, kuvars, kalsedon, manyezit ve dolomite yönünden doymuş olduğunu ve böylece karbonatça zenginleşme gösterdiğini belirtmiştir. Termal sular, jips ve anhidrit minerallerince doygun değildir. Termal suların yukarıya çıkışı sırasında oluşan kaynama olayı buhar ve sıvı sıcak su oluştırmakta ve bu deşarj olan termal suların bileşenlerinin konsantrasyonlarının artması sonucuna neden olmaktadır. Sıcaklığı 100°C üzerinde olan jeotermal suların buhar (y) kısmı 0.075 ve 0.119 arasındadır. Jeotermal suların rezervuar pH değeri atmosferik koşullar altında ayrılmış sıvı faz içinde ölçülen pH değerinden daha düşüktür. Son olarak araştırmacılar, çeşitli empirik kimyasal jeotermometreler ve jeokimyasal modellemelerin değerlendirilmesi ile 175°C ve 200°C arasında değişen rezervuar sıcaklığı tespit etmişlerdir.

Bayram and şimşek (2005), Kütahya İli simav ilçesinde bulunan jeotermal alanı hidrojeokimyasal ve izotop jeokimyasal olarak incelemişlerdir. Araştırmacılar, rezervuar kayaçlarda jeotermal suların birbirleri ile ilişkili olduğunu ve bu ilişkilerin faylarla gerçekleştirildiğini belirtmektedir. Rezervuar kayalardan çıkan sıcak sular soğuk yeraltı suyu bölgesine yayıldığında yeraltı suyu bileşimini değiştirmek ve bu sularda bulunan Na, K, NH₄, HCO₃, Cl ve SiO₂ gibi iyonların konsantrasyonu artırmaktadır. Buna karşın Ca ve Mg değerleri azalmaktadır. Ayrıca, sıcak su kaynaklarından ve sondaj kuyularından toplanan örneklerde bulunan gaz içerikleri havada bulunan oksijen ve azotun oranı ve denge durumu dikkate alındığında gazlara hava karışımının göz önünde bulundurulmasını belirtmişlerdir. Ayrıca, araştırmacılar en önemli gaz olarak CO₂ gazına dikkatlerini çekmişlerdir. $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^3\text{H}$ ilişkisi ve Tritiyum (³H) değerleri Eynal termal su kaynağı ve termal kuyularında bulunan suların diğer sulara gore daha derin kökenli olduğunu ortaya koymaktadır. Bunlara ilaveten, bu suların meteorik kökenli olduklarını ve bu jeotermal suların dolaşımının 50 yıldan fazla olduğu belirtilmiştir.

Akay (2008), Simav magmatik kompleksinin jeolojisi ve petrolojisini incelemiş ve bunu KB-Anadolu'da bulunan Oligo-Miyosen granitoidleri ile karşılaştırmıştır. Burada bölgenin Batı Anadolu'nu tektonik evrimi üzerine etkileri araştırılmıştır, Oligo-Miyosen magmatik etkinlik Menderes Masifi, Sakarya kıtası ve iki kıta arasında kalan tektonik dilimi çapraz kesen KB-GD doğrultulu magmatik kuşak oluşturmaktadır. Bu magmatizmanın plütonik fazları doğudan batıya doğru granitic-monzogranitik kökenli Ezine, Kozak, Evciler, Alaçam, Koyunoba, Eğrigöz ve Baklan plütonları tarafından temsil edilir ve subvolkanik-volkanik eşdeğerleri ile yörede kendilerini gösterirler.

Koyunoba ve Eğrigöz granitleri subvolkanik eşdeğerleri ile birlikte Simav magmatik kompleksini oluşturur. Batı Anadolu'da Simav magmatic kompleksi ile diğer Oligo-Miyosen magmatic oluşumlar arasındaki saha gözlemleri ve jeokimyasal benzerlikler magmatizmanın bölgesel sıkışma tektoniğinin bulunduğu bir alanda geliştiğine işaret etmektedir. Simav magmatik kompleksinin arazi özellikleri oluşumun sığ ortamda meydana geldiğini ortaya çıkarmakta ve bu oluşum Menderes Masifi ve Afyon Zonunun metamorfizmasını ve tektonik toplanmasını daha da genç bir yaşa oturtmaktadır. Böylece, her iki jeolojik ünite arasındaki sınır bir ayırma fayı ise Eğrigöz ve Koyunoba plütonları jenetik olarak ayırma zonu olarak adlandırılan yapı ile ilişkili değildir, görüşünü savunmuşlardır.

Palabıyık ve Serpen (2008), yaptıkları çalışmada, su analizleri için jeokimyasal yöntemleri kullanmışlar ve $\text{Na-HCO}_3\text{-SO}_4$ açısından zengin olan termal suların Cl bakımından fakir olan yeraltı sularını etkilediklerini belirtmişlerdir. Araştırmacılar termal suların meteorik kökenli olduklarını belirtmişler ve bunları olgunlaşmamış su grubuna dahil etmişlerdir. Araştırmacılar rezervuar sıcaklıklarını hesaplamak için sırasıyla kuvars ve Na-K jeokimyasal termometreleri kullanarak $70\text{-}195\text{ }^{\circ}\text{C}$ ve $167\text{-}249\text{ }^{\circ}\text{C}$ olarak rezervuar sıcaklıkları hesaplamışlar ve sonra Na-K-Mg jeotermometresi kullanarak yaklaşık $230\text{-}240\text{ }^{\circ}\text{C}$ aralığında rezervuar sıcaklığı bulmuşlardır. Ayrıca, jeotermal sistemin izotopik değerlendirmesi, Simav jeotermal sularının ^{18}O yönünden zenginleştiğini, jeotermal rezervuarın Nadarçam soğuk suyu ile beslendiğini ve jeotermal suların yaşlarının 50 yıldan fazla olduğunu göstermektedir. Alanın alterasyon mineralojisi, bu termal suların $160\text{ ve }250\text{ }^{\circ}\text{C}$ arasında olan rezervuar sıcaklığına işaret eder. Termal suyun aktivite diyagramı su-kayaç etkileşimine işaret etmekte ve suların K-

feldspat, moskovit, albit (Na-feldspat), Mg-klorit ve epidot ile 150 – 250 °C arasında bulunan bir sıcaklık aralığında Epidot mineralleri ile dengede olduğunu göstermektedir. Buna göre, Şu anda alan ve Na-K jeotermometresinin değişmesi mineralojisi ile tutarlı üretimi için kullanılan rezervuar daha sıcak daha derin bir bölgesinde bulunan potansiyel bir kaynak için Mineral denge diyagramları üretim bölgesinde ve silis jeotermometreleri ile elde edilen değerlerle uyum içinde rezervuar sıcaklık değerlerini verir. Onlar mineral denge diyagramlarına göre; kalsit, yüksek sıcaklıklarda çökeltileri ve silika, düşük sıcaklıklarda çökeltileri muhtemel olduğu sonucuna varmışlardır.

3. ÇALIŞMA BÖLGESİNİN JEOLojİSİ

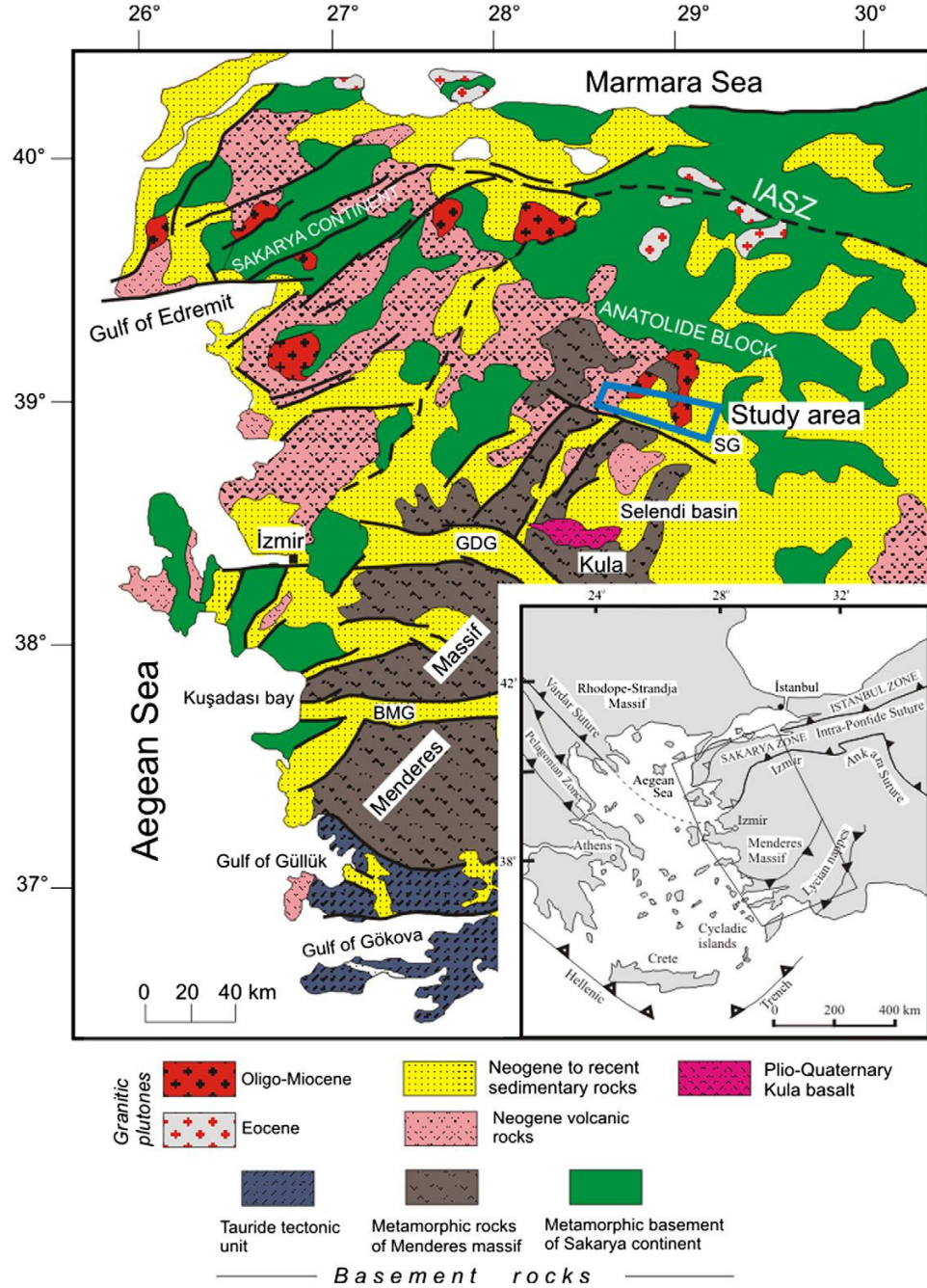
3.1. Simav civarının bölgesel jeolojisi

Türkiye, Alp-Himalaya Dağ Kuşağı içinde yer almaktadır. Batı Anadolu'da litosferik gerilimin Alp-Himalaya zonu kıtasal çarpışması ile ilişkin olduğu bölgede lokalize edilmiş gerilme tektoniği hüküm sürmektedir. Batı Anadolu Bölgesi, D-B gidişli sıradağları ve derin sedimaller ile dolu vadileri ile karakterize edilir. Bölge Geç Miyosen başına kadar, kuzey-güney yönünde basınca maruz kalmıştır. Tortoniyen başında, bölgede bir gerilme tektoniği oluşmuş ve kısmi ergimeye uğrayan kabuk gerilmeye bağlı olarak ince ve kırılğan kabuk oluşmuştur (Yılmaz, 1989; Alptekin vd, 1990; Gemici ve Tarcan, 2002). Bu şekilde ülkemizde Batı Anadolu Bölgesinde DB uzanımlı grabenler bulunmaktadır. Türkiye'nin önemli jeotermal alanlarının çoğu saha bu grabenlerin kenarlarında yer almaktadır. Simav grabeni bunlardan biri ve BKB-DGD doğrultulu ve kuzey dalımlı faylar tarafından oluşmuştur. Simav grabeni bir Pliyosen-Kuvaterner tektonik özellikte ve ülkemizin batısında K-G gerilme tektoniğinin en son ürünlerinden birini temsil eder (Seyitoğlu, 1997, Gemici ve Tarcan, 2002). Graben KD-GB doğrultulu Demirci ve Selendi havzalarının kuzeyinde bulunur ve Soğutçuk ve Simav İlçesi arasında KKB-DGD bir oluşum gösterir. Yörede, yaklaşık 1100 m yüksekliğinde graben havzasından dağ yamaçları ile topografik olarak garbenden ayrılmaktadır (Seyitoğlu, 1997).

Batı Anadolu'da Simav bölgesi, kuzeyde İzmir-Ankara Neothetian suture zone (Şengör ve Yılmaz, 1981, Çoban, vd., 2011) ve güneyde Toroslar (Likya napları) (Collins ve Robertson, 1999) arasında yer alır (Şekil 3.1). Güneyde bulunan Anatolid-Torid Bloku ve kuzeyde yer alan Sakarya Kıtası ve diğer Neotetis okyanusunun kuzey bransının kapanmasıyla meydana gelen kayaç oluşumları KB Anadolu Bölgesinde geniş yayılım gösterirler (Şengör ve Yılmaz, 1981). Örtünme, dalma ve çarpışma fazları esnasında Anatolid-Torid Bloku taban kayacı şeklinde davranış göstermiş, daha sonra kuvvetli deformasyona ve Barrow-Mavişist metamorfizmasına uğramıştır.

Paleosende kıtasal çarpışma başından itibaren, Anatolid-Torid Bloku içten parçalanmış ve güney güneydoğu yönlü tektonik yapılar oluşturmuştur (Okay, 2004). Bölgede temel kayalar, Menderes Masifi ve Afyon Zonunda bulunan çeşitli kayaç grupları tarafından temsil edilir (Akdeniz ve Konak, 1979) (Şekil 3.1). Menderes Masifi Ege Denizi'nde

Kiklad masifinin doğuya doğru devamı olarak yorumlanan bir KD-GB doğrultulu, büyük ölçekli dom şeklinde metamorfik komplekstir, (Oberhänsli vd., 1997). Menderes masifinin bölgesel metamorfizması yüksek dereceli gnays,

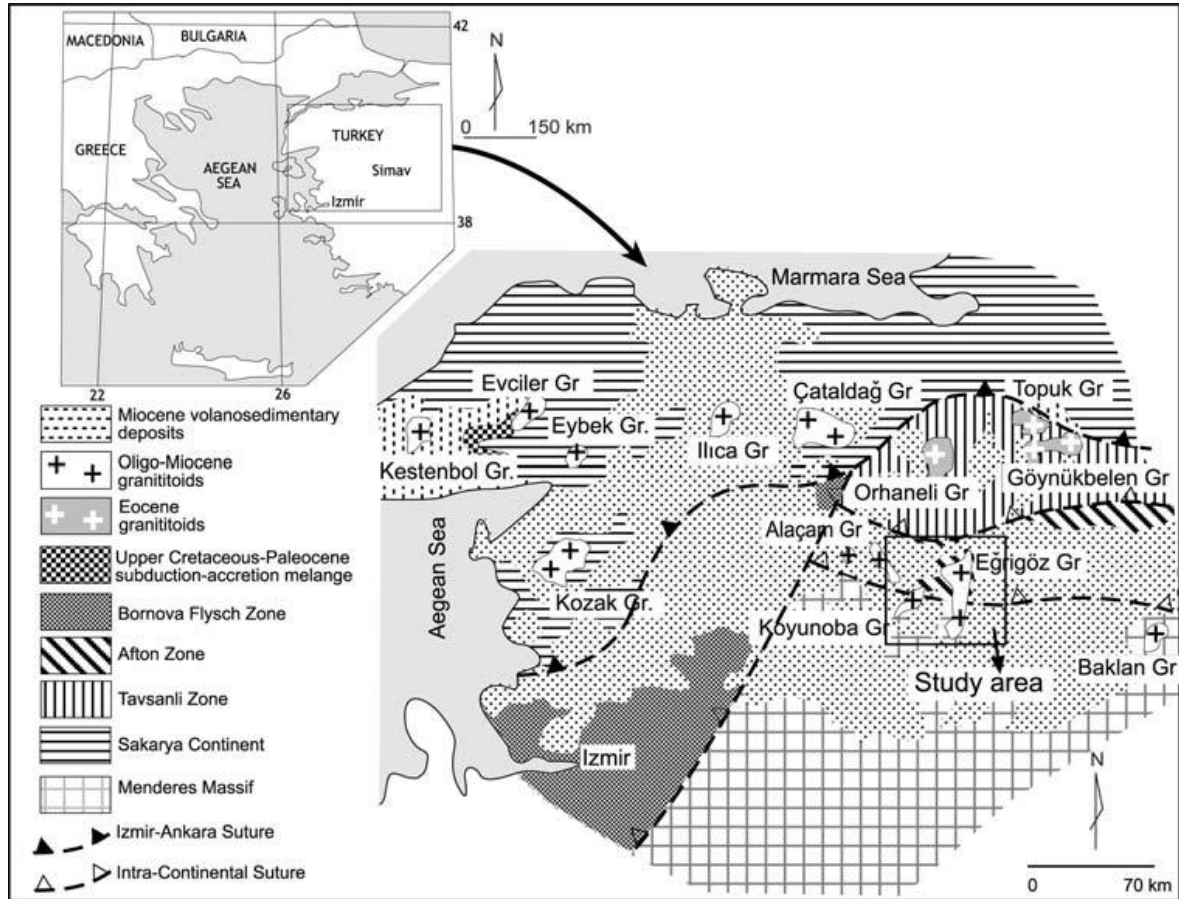


Şekil 3.1. Ana tektoniği ve Batı Anadolu jeolojik birimleri. IAKZ: İzmir-Ankara Kenet Zonu, SG: Simav graben, GG: Gediz grabeni, BMG: Büyük Menderes graben (Yılmaz vd., 2000).

granitik gnays, metapelit ve büyük kalınlıktaki karbonat kayaçlardan oluşur ve bunlar strafigarfik olarak tabanı oluştururlar. Güneyden kuzeye olan bindirme zonu içinde iki farklı tektonik kuşak ile ayırteedilmektedir:

(1) Menderes Masifini kuzey sınırı boyunca tektonik olarak örten, göreceli olarak küçük bilinen, HP-LT kuşağı; Afyon Zonu

(2) Metaklastitler, ofiyolitler ve ofiyolit melanjlarından oluşan Keratase yaşlı Mavişist kuşağı: Tavşanlı Zonu (Okay vd., 1996) Bornova fliş zonu Menderes Masifini KB kenarı boyunca tektonik olarak örtmektedir (Okay 2004, 2007; Okay vd. 1996, 1998, 2005) (Şekil 3.2).



Şekil 3.2. Büyük kıtasal blokların ve tektonik bölgeleri gösteren Batı Anadolu'nun

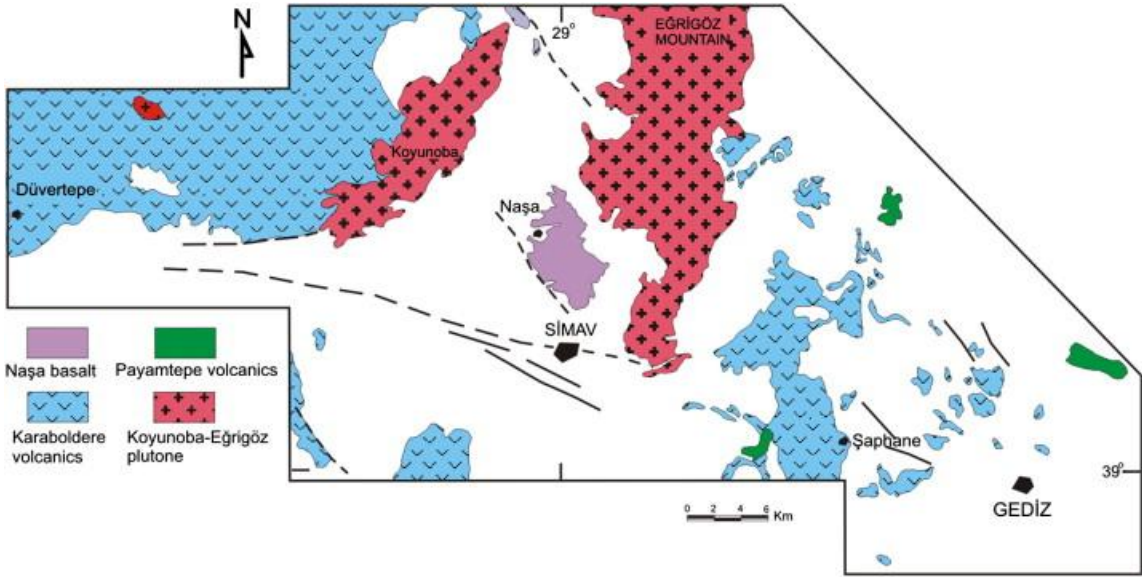
Basitleştirilmiş tektonik haritası (Okay vd., 1996).

Menderes bloğu 50 milyon yıl önce Sakarya Bloğu ile çarpışmış ve daha sonra yüksek sıcaklık metamorfizması ve granit intrüzyonları meydana gelmiştir (van Hinsbergen vd., 2010b). Menderes Masifi'nin ortaya çıkması Neojen döneminde birbiri ardına meydana gelen faylar boyunca oluşmuştur. Güncel çalışmalar, Menderes Masifi'nin iki veya daha

fazla oluşum süreci yaşadığını göstermektedir (Seyitoğlu vd., 2004. Dudaklar vd., 2001). Menderes masifinin ortaya çıkışının ilk aşaması, Geç Oligosen (25 milyon yıl) ile Orta Miyosen (16 milyon yıl) (Seyitoğlu vd., 2004) veya en geç Oligosen (Purvis ve Robertson, 2005) veya En Son Oligosen-Erken Miyosen (Cavazza vd., 2009) arasında olmaktadır, ya da geç Oligosen (25Ma) ve Orta Miyosen (16 Ma) veya son Oligosen (Seyitoğlu vd., 2004) arasında meydana gelen erken Miyosen zamanıdır. Agostini vd. (2010) Menderes Masifi metamorfik kayaçlarının yükselmesini ve böylece ortaya çıkışını ve graben gerilme tektoniği ve trans-gerilmeli fay sistemlerinin bir sonucu olarak yorumlamaktadır. Bu yüzden, Bozkurt vd. (2011) kuzey Menderes Masifinin gerilme tektoniğine bağlı ortaya çıkışı için Geç Oligosen (30 milyon yıl) nermektedir. Cavazza vd. (2011) Ege Bölgesini etkileyen gerilme tekoniğinin Menderes Masifinin ortaya çıkmasında bölgesel anlamda önemli rol oynadığını belirtmektedir. Bazı alışmalar da (i) Erken-Orta Miyosen gerilme tektoniği ve Ege hendeğinin geriye dönüşü ve (ii) Geç Miyosen-Pliyo-Kuvaterner gerilim tektoniği ve Batı Anadolu'da dalan Ege levhasının başlangıcı olmak üzere iki belirli bağlantının olduğunu ileri sürmektedirler. Ege Bölgesi graben sistemi gerilme tektoniğinin zamanlaması ve Bozkurt ve Sözbilir, 2004), Ersoy vd. (2010) ve van Hinsbergen vd. (2010b) tarafından detaylı olarak tartışılmıştır.

D-B doğrultulu olan üç graben, Simav, Gediz ve Büyük Menderes Menderes Masifini bölmektedir (şekil 3.1). Batı Anadolu'da graben tipi basenlerin tektonik evrimi epizodik (rneğin: Bozkurt, 2000; Ersoy vd., 2010) veya darbeli gerilme kuvvetleri (Bozcu, 2010; Purvis ve Robertson, 2004) Geç Senozoyik zamanında kontrol edilir. Bu havzalarda levha içinde oluşan magma sokulumları bulunmaktadır. Simav grabeni Pliyo-Kuvaterner yaşlı bir oluşum, 150 km olan bir uzunluğa sahip ve belirli bir topografik alaklıktadır (şekil 3.3). Graben KD-GB doğrultulu Demirci, Selendi ve Akdere havzalarını keser ve Geç Oligosen- Erken Miyosen zamanında gelişmeye başlayan Ege graben sistemine karşın (Seyitoğlu vd., 1997) K-G doğrultulu gerilme tektoniğine bağlı olarak oluşan mağmatik ürünlerle ilişkilidir. Simav yarı grabeninin güney kesimi Neojen havzalarını ve aynı zamanda Simav sıyrılma fayını keser. Bozkurt vd. (2011) epizodik Simav sıyrılma fayı aktivitesinin 30 ile 8.0 milyon yıl arasında meydana geldiğini ileri sürmektedir. Granitoidlerin yaşı ve Eğrigöz granitoidlerinin

milonitik deformasyonları baz alınarak bazı araştırmacılar (Işık vd, 2004;. Halka ve Collins, 2005, Işık ve Tekeli 2001 Thomson ve Halka, 2006). Batı Anadolu'da gerilme tektoniğinin Erken Miyosen öncesi başladığını ve burada Tersiyerin erken fazlarını temsil ettiklerini belirtmektedir. Cavazza vd. (2009) Kuzey Ege Bölgesinde Neojen genişleme tektoniğinin Erken-Orta Miyosen ve Pliyo-Kuvaterner zamanında vurmali kuvvetlerle epizodik olduğunu ileri sürmüştür.



Şekil 3.3. Simav ve çevresinin basitleştirilmiş jeolojik haritası (Seyitoğlu, 1997).

Burada havzalar içinde sedimantasyon akarsu konglomeraları ile başlar ve yaklaşık 200 m kalınlık oluşturan akarsu çökelleri ve istif içinde yukarıya doğru volkanik tüflerle aralanmalı olan kireçtaşları ile devam ederler (Akdeniz ve Konak, 1979; Ercan vd., 1982; Ersoy vd., 2010). Radyometrik yaş tayinleri baz alınırsa çökellerin yaşı 24.2 ile 14.9 milyon yıl olarak ortaya çıkmakta ve bunun için Erken Miyosen yaşı kabul edilebilir. Burada volkanik kayalara radyometrik yaşlar verilmiştir (Ercan vd., 1996; Ersoy vd., 2011; Purvis ve Robertson, 2004; Seyitoğlu vd., 1997).

Yukarı doğru volkanik ürünlere alternatif olan (Şekil 3.3). Ersoy vd., 2011; Çökellerin yaşı volkanik (Ercan vd., 1996) radyometrik yaş verileri olarak 24.2 Ma ve 14.9 Ma arasında değişen temelinde erken Miyosen olarak kabul edilir. Purvis ve Robertson,

2004, Seyitoğlu vd., 1997). Ersoy ve diğ. (2010) kabuksal gerilme tektoniğinin volcano-sedimanter havzalarla senkronize bir şekilde Menderes Masifini ortaya çıkardığı sonucuna varmışlardır. Özet olarak, graben tipi yapılarda çökeller ile ardalı olarak bulunan volkanik kayaçların varlığı ve bölgenin gerilme tektoniğine bağlı yükselimi bölgede Erken-Orta Miyosen zamanında ada yayı gerisinde (back-arc) gerilme tektoniği rejimi koşulları altında magmatik aktivitenin oluştuğunu göstermektedir. Doğudan batıya, Oligo-Miyosen yaşlı Ezine, Evciler, Kozak, Eybek, Alaçam, Koyunoba, Eğrigöz ve Baklan granitoidleri KB-GD doğrultulu bir magmatik kuşak oluşturmaktadır. Bu magmatic ürünler kuzeyde Sakarya kıtası, güneyde Menderes Masifi ve/veya bu iki kıtasal bloktan ayrılarak farklı dilimler oluşturan yapılar içinde sokulum yapmaktadır (Şekil 3.2). Simav çalışma alanı tanımlanan bu magmatik kuşağın doğusunda bulunur. Burada Menderes Masifi tabanda Afyon ve Tavşanlı zonlarına ait tüm kayaç serilerini tektonik olarak örter. Burada bulunan Oligosen-Miyosen yaşlı granitoidler tüm kayaçları kesmektedir.

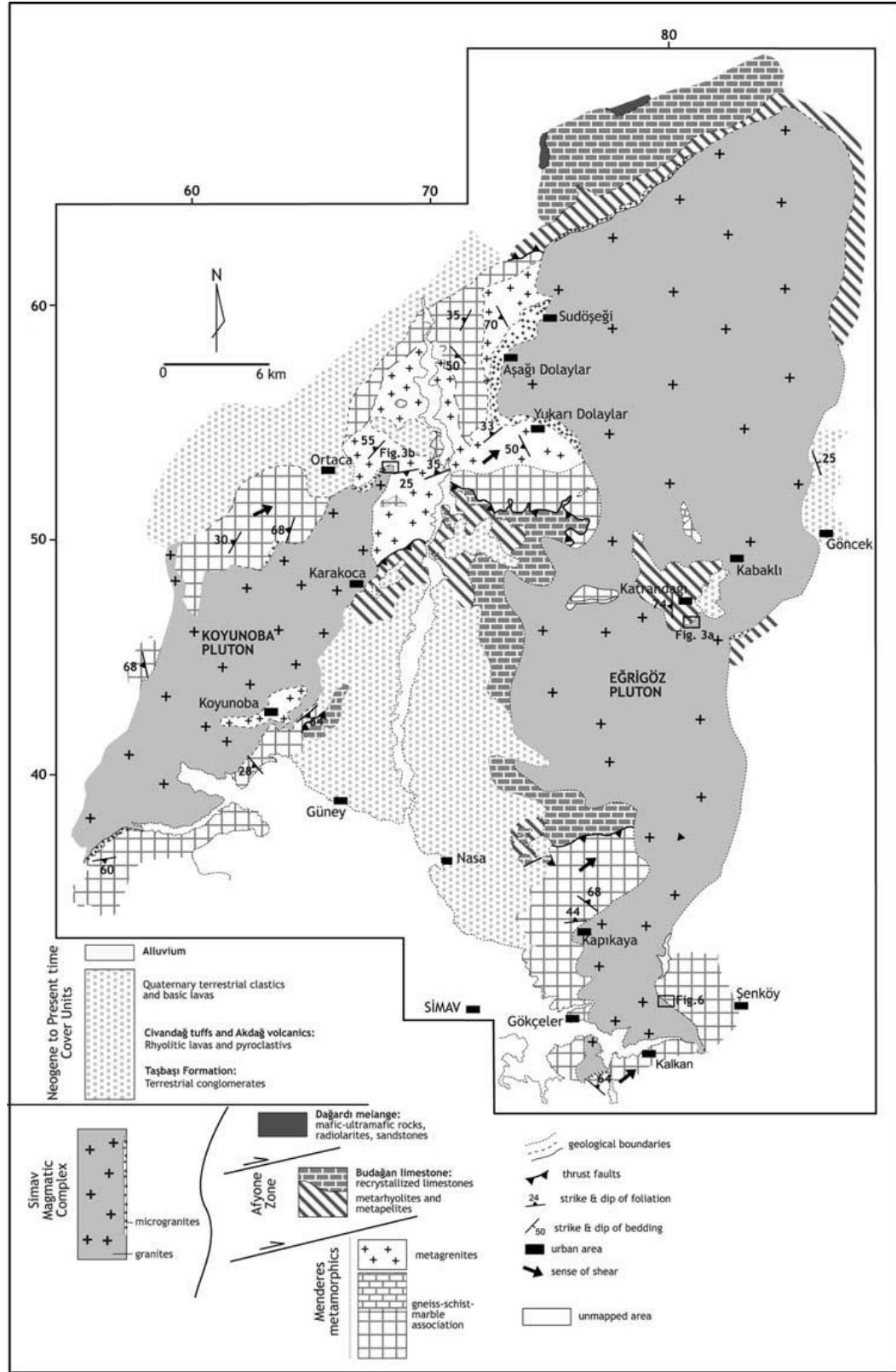
Çalışılan alanda beş ana kayak grubu bulunmaktadır (Şekil 3.4): (1) Menderes masifi gnays-şist-mermer serileri ve metagranitler, (2) metapelitler ve Afyon Zonu karbonat kayaları, (3) serpantinitle, çörtler ve Tavşanlı Zonu denizaltı bazaltik lavları, (4) Simav magmatik kompleksi plütonik, volkanik-subvolkanik kayaçları ve (5) Neojen tortul ve volkanik istifleri kapsamaktadır. Simav magmatik kompleksi plütonik ve subvolkanik kayaçları doğrudan Menderes Masifi metamorfikleri ve HP/LT Afyon Zonu metapelitlerini kesmiştir. Ayrıca, Afyon Zonu ve Menderes Masifine ait oldukça kocaman çatı yapısına benzer bir şekil Eğrigöz ve Koyunoba plutonları (Şekil 3.4). Ofiyolit karmaşığı ve okyanusal lav akıntıları afyon zonu karbonat kaya istifini tektonik olarak örtmektedir. Çalışma alanında tüm birimleri uyumsuzluk ile Orta Miyosen volkano-sedimanter kayaçları tarafından örtülmektedir.

3.2. Simav Jeotermal Alanı Jeolojisi

Simav jeotermal alanı Simav grabeninin, doğu kesiminde Simav ilçesinin yaklaşık 4 km kuzeyinde ve yüksek ve dik eğimli dağlar ile ayrılan Simav ovasının KD kenarında bulunur (Şekil 3.5 ve Şekil 3.6). Simav ovası yaklaşık 70 km² olan bir alan kapsar ve deniz seviyesinden 780 m yükseklikte yer almaktadır. Buna karşılık, ovanın güneyinde yer alan Simav Dağı bir horst yapısındadır ve 1780 m yüksekliğe kadar ulaşır.

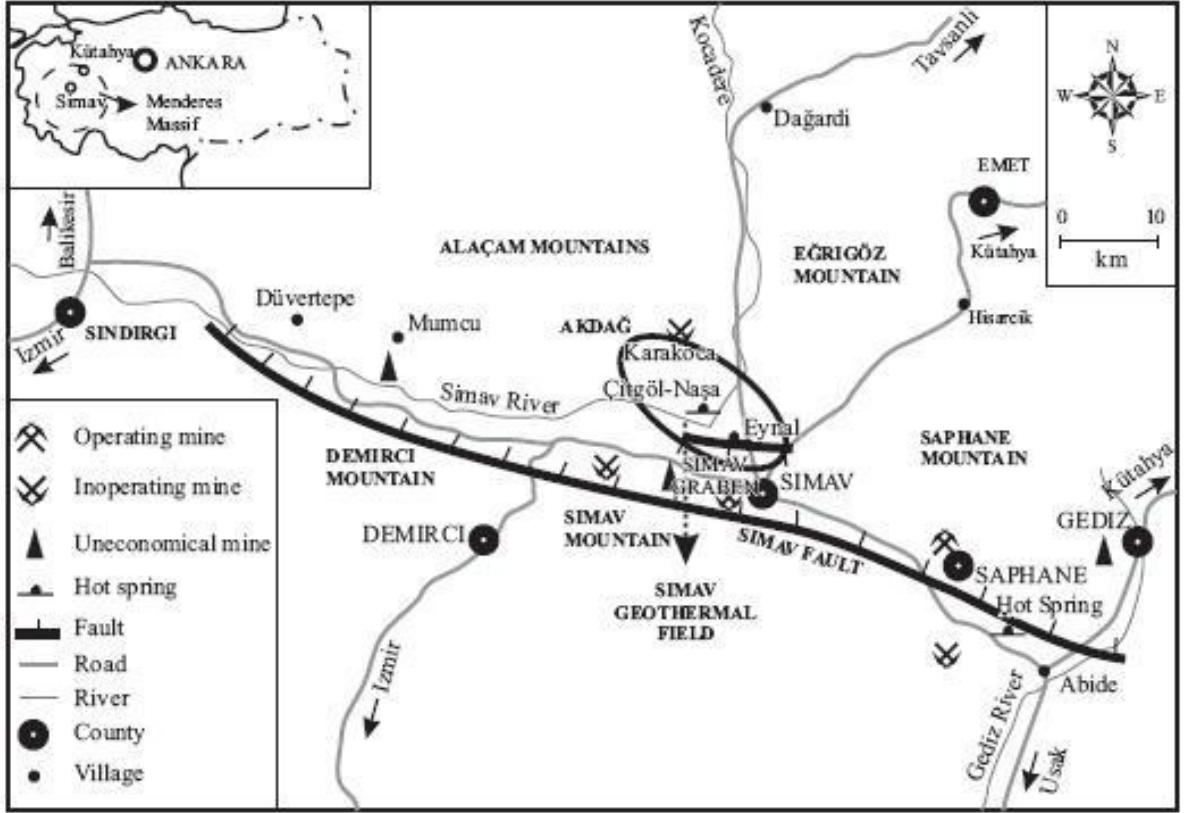
Simav ve yakın çevresi kayaçlarının stratigrafik istifi Şekil 3.6'da verilmiştir. Paleozoyik yaşlı metamorfik kayaçlar, bölgede kayaç istifinin tabanında yer almaktadır. Bu kayaçlar grabeni her iki tarafından sınırlayan dağları oluşturur ve bu dağlarda oldukça sık mosttra verirler. Ayrıca, graben içinde bu kayaç birimlerinin genç tortul kayaçlar tarafından yüzeylendiği bilinmektedir. Metamorfik kayaçlar Alt Mezozoyik yaşlı seviyeler ve Jura yaşlı metamorfizmaya uğramamış kayaçlar tarafından örtülmektedir. Bu kayaçlar aynı zamanda hem grabenin güneyinde Simav horstunu hem de grabenin kuzeyinde az yüksek olan Akdağ horstunu oluşturan metamorfik kayaçları örtmektedir. Bu kayaçlar volkanik kayaçlar ve graben içinde KKD-GGB eksenini boyunca depolanmış veya graben ilişkisine bağlı olarak oluşmuş Miyosen yaşlı tortullar tarafından örtülür. Bu kayaç formasyonları hem grabenin güneyinde Simav horstunda ve hem de grabenin kuzey kısmında bulunan koldaki az yükseltisi olan sırtta ortaya çıkmaktadır. Bu kayaçları daha sonra Simav grabeni ile aynı yaşta veya ondan daha sonra oluşmuş tortullar takip etmektedir (Akdeniz ve Konak, 1979). Bu kayaçlar graben içinde Simav grabeninin her iki tarafında bulunan horstlarla karşılaştırıldığında oldukça önemli dercede aşağı düşmüş alanlarda oluşmuşlardır.

İri taneli karasal tortullar, bazaltik lav akıntıları ve kalın alüvyon çökelleri graben içinde yüzlerce metre kalınlığa ulaşan bir katman oluşturur (Öngür, 2004). Çalışma alanında bulunan sondaj kuyuları baz alındığında, Tersiyer yaşlı volkano-sedimanter katman örtü kayaçlarını oluştururken sıcak su üreten çatlaklı ve kırıklı rezervuar kayaçları, Naşa bazaltları, Simav metamorfik kayaçları ve Mesozoyik kireçtaşlarıdır. Batı Türkiye ve Southern Basin and Range-ABD, kıtasal gerilim tektoniğine verilebilecek dikkat çekici benzerlikleri ve kendilerine özgün farklılıkları olan kıyaslamalı iki örnektir. Her iki bölge gerilme tektoniğinin kaynağının farklı olmasına rağmen metamorfik çekirdek kompleksi, gerilme tektoniği kıvrımları, şir zonları, ayrılma yüzeyleri gibi özgün gerilme tektoniği yapıları göstermektedir (Çemen vd., 2002). Southern Basin ve Range-ABD, ve Batı Anadolu Bölgesi, Türkiye, gibi gerilim tektoniği hüküm süren alanlarda bu tektonik oluşuma bağlı ayrılma fayları jeotermal sistemler için uygun yapılar olmaktadır.



Şekil 3.4 Simav bölgesinin jeoloji haritası (Akay, 2008).

Ring vd.(2003) tarafından Menderes Masifinde merkez çekirdek, yapı ve soğumasında farklılık gösteren kuzey ve güney submasifleri olmak üzere üç kabuki segmenti tespit edilmiştir. Daha sonra oluşan Simav ayırım fayı Kiklad-Menderes bindirmesini tepkili etti ve bunun hareketi ile Eğrigöz granitlerinin oluşumu gerçekleştirilmiştir (Ring vd., 2003). Miyosen sonrası, Batı Anadolu'da genleşme tektoniği rejimi hakim oldu ve bu da yörenin şimdiki gerçek neden olmuştur. Bu proses asimetrik bir yapıya sahip olan Simav grabenini meydana getirmiştir. Simav grabeninin güneyi Simav D-B yönünde yaklaşık 80 km uzanan ve graben ovasını Simav Dağından ayıran Simav fayı tarafından sınırlanır. Simav jeotermal sistemine ek olarak, Simav fayının (Düvertepe ve Şaphane) her iki ucunda jeotermal sular vardır. Uzanan bir koridor gibi dar yapı gösteren Simav fayı Simav ovası içinde bulunur, pull-apart basen şekline sahip tipik graben benzeri bir yapının özelliklerini gösterir. Ayrıca bu graben birkaç gerilme tektoniği fayları ile sınırlandırılmıştır (Eynal ve Naşa). Simav fayı Simav grabeninin güney kanadında yaklaşık 1000 m olan kayma ile bugünkü yerini almıştır. Graben muhtemelen Pliyosen azmanında Menderes Masifinin diğer ana grabenleri ile birlikte oluşmuştur. Eynal, Çitgöl ve Naşa termal suları Simav grabeninin güney kanadına Eynal ve Naşa fayları boyunca boşalım gösterirler ve bunun yanında jeofizik çalışmalar ile ortaya çıkarılan derin konduktif anomaliler de Simav fayına yakın olarak grabenin güney kanadında bulunurlar. Bu derin konduktif anomaliler Eynal ve Naşa lokasyonlarında bulunan sığ konduktif anomalileri ile ilgilidir. Bu yüzden, derinde kayan Simav fayının moderat jeotermal sistemlere göre kökensel rol oynadığı belirtilmektedir ve bu termal suların hepsinin en önemli kırık sistemleri ile ilişkide olduğu ileri sürülmektedir (Serpen ve Mıhçakan, 1999). Olası ısı ve kütle transferini açıklayabilmek için konseptual hidrojeolojik model geliştirilebilir. Simav fayı metamorfik kabuk içinde meteorik suları doğal olarak sirküle eden derin sıcaklık hücreleri ile ilişkide bulunarak çok derine nüfuz etmektedir.



Şekil 3.5. Kütahya-Simav jeotermal saha Yer Haritası, Türkiye (Öygür and Erler, 2000).

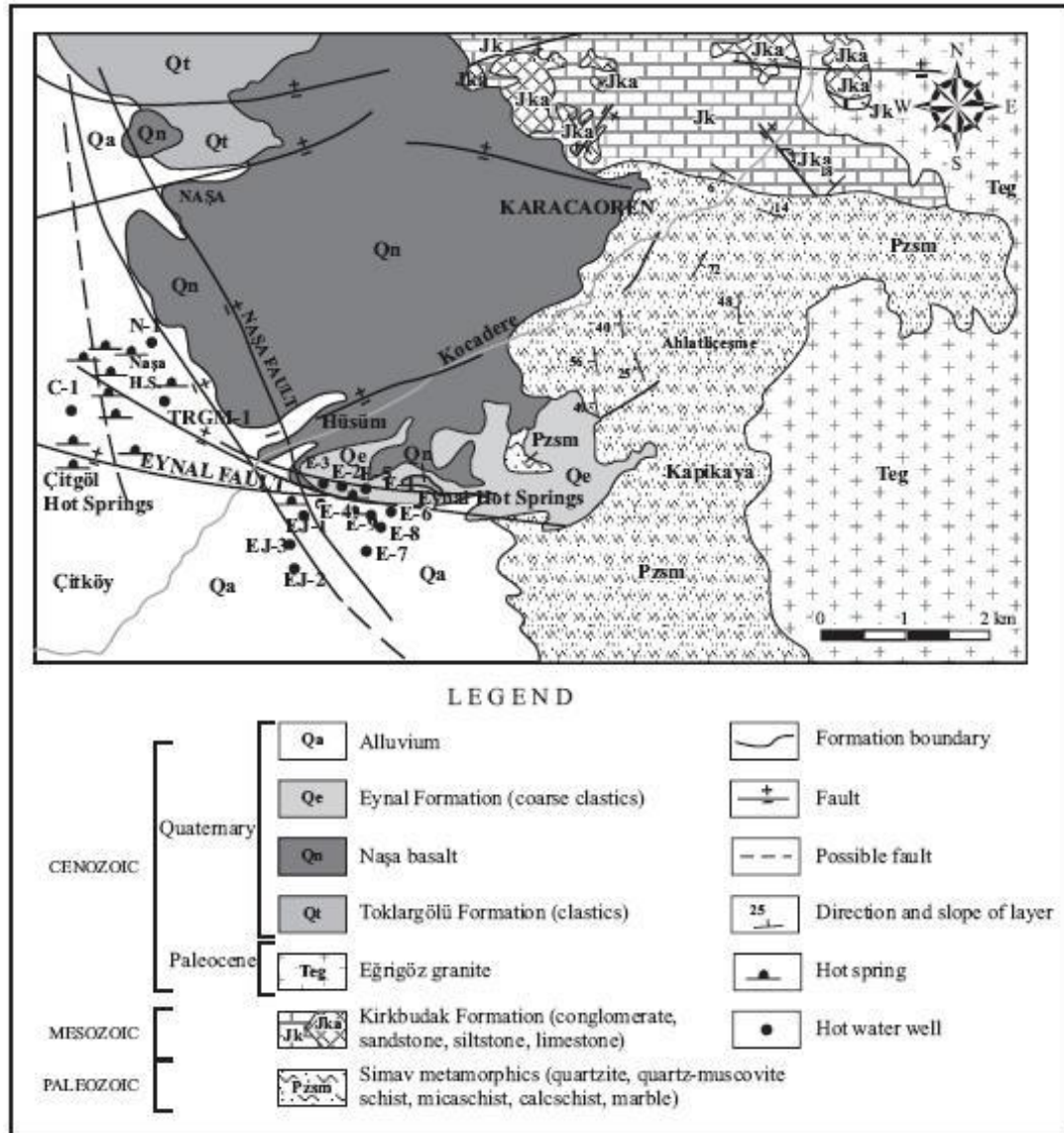
3.3. Simav jeotermal alanının özellikleri

Simav jeotermal alanı ülkemizin batı kısmında Simav grabeninin güney kanadında bulunur ve Eynal, Çitgöl ve Nasa termal suları ile temsil edilir (Şekil 3.6). Bu sistem ülkemizin en önemli jeotermal alanlarından biridir ve 163°C ölçülmüş bir rezervuar sıcaklığı bulunmaktadır. Bu sistem sıcak su kaynaklarının lokasyonlarına ve sondaj kuyularına bağlı olarak üç ana birim halinde incelenir. Bunlar, Eynal, Çitgöl ve Naşa jeotermal alanlarıdır.

3.3.1. Eynal Termal suları

Eynal termal su kaynakları D-B doğrultulu normal fay sistemi boyunca yüzeye çıkarlar (Şekil 3.6). Bu su kaynakları 60 ile 96°C arasında değişen sıcaklıklara sahiptir. Bu doğal su kaynakları güncel kalsit mineralizasyonu oluşturmaktadır. MTA (Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü) yörede derinlikleri 65 ile 958 m arasında değişen derinlikleri olan çok sayıda sondaj gerçekleştirmiştir. Eynal termal alanda yapılan sondaj çalışmaları yörede 163°C rezervuar sıcaklığı ve 72 l/s artezyen deşarj oranı ile

önemli jeotermal potansiyel bulunduğunu göstermiştir. Buna karşın, bazı derin kuyuların (E-1, EJ-2) çok düşük artezyen deşarj oranları vardır ve bunlar yüksek rezervuar sıcaklıklarına rağmen terk edilmişlerdir. Termal sular (E-8) 225 m derinliğe sahip ve Eynal jeotermal alanında bulunan Simav Belediyesi SPA otelini ısıtmakta kullanılmaktadır. Yaklaşık 0.1 km² olan alana sahip seraların ısıtılması E-6 kuyusundan (169 m) sağlanmaktadır (Gemici ve Tarcan, 2002).



Şekil 3.6. Kuthaya-Simav jeotermal alanının jeoloji haritası (Akkus vd., 2005).

3.3.2. Çitgöl Termal suları

Çitgöl Termal alanı Eynal termal alanının yaklaşık 3 km batısında yer almaktadır (Şekil 3.6). Termal sular kuyulardan elde edilir ve bunun yanında otel ısıtması ve kaplıca amaçlı kullanılır. Burada MTA (1996) raporlarına göre sıcaklıkları 77 ile 83 °C arasında değişen ve 2 l/s toplam deşarjı olan üç sıcak su kaynağı bulunmaktadır. Ancak, yerleşim yerinde açılan kuyular su kaynaklarının kaybolmasına neden olurlar. Sadece 51 °C sıcaklık ve çok düşük deşarj oranı (< 0.3 l/s) ile tek bir kaynak gözlenir. Yerleşim alanında derinlikleri 80 ile 134 m arasında değişen altı adet kuyu vardır (Gemici ve Tarcan, 2002).

3.3.3. Naşa Termal suları

Eynal ve Çitgöl termal alanlarına göre Naşa termal suları daha düşük bir sıcaklıklı bir sistemdir. Bu sistem 2.5 km Çitgöl termal alanının kuzeyinde yer almaktadır. Termal sular sadece kaplıca amaçlı olarak kullanılır. Çitgöl alanına benzer şekilde, burada bulunan ve sıcaklıkları 43 ile 63 °C arasında değişen 7 adet kaynak sondaj kuyuların yolu ile daha fazla termal su çekilmesiyle kaybolmuştur (MTA, 1996). Burada güncel olarak sadece tek bir kaynak görülebilir. Kaynakta herhangi bir mineral oluşumu gözlenmez. 90 °C olan bir sıcaklıkla Naşa termal su kuyusu Naşa kaplıcalarını beslemektedir (Gemici and Tarcan, 2002).

4. METARYAL VE METOD

Çalışma alanında hidrojeolojik, hidrojeokimyasal ve izotop jeokimyasal özelliklerinin anlaşılmasını kolaylaştırmak için Simav jeotermal alanında ayrıntılı bir araştırma yürütülmüştür. Bu hedefe ulaşmada yapılan çalışmanın bir kısmında su örnekleri alınmış ve bu örnekler gerekli standartlar ve uygun analiz yöntemleri kullanılarak analiz edilmiştir. Bu bölümde, kullanılan malzemeler, saha çalışmalarında kullanılan yöntemler, laboratuvar analizleri ve veriler yorumlanarak tartışılmıştır. Arazi çalışmaları arazide ölçülen in-situ parametrelerini ve oradan alınan sıcak su örneklerini içermektedir. Su örnekleri çalışma alanının farklı lokasyonlarından temsili olacak şekilde toplanmıştır. Daha sonra bunlar fiziksel parametreleri, anyon ve katyonların belirlenmesi için analiz edilmiştir.

4.1. Metod

Bu bölümde, araştırmanın tüm aşamalarını içeren jeoloji, jeotermal suların hidrojeokimyası izitop jeokimyası, su örnekleri alımı, laboratuvar analizleri ile elde edilen verilerin değerlendirilmesi ve yorumu yöntemleri tartışılmaktadır.

4.1.1. Jeolojik çalışma

Çalışma alanının stratigrafi ve yapısal jeoloji özelliklerinin belirlenmesi için farklı jeolojik haritalar hazırlanmış bulunmaktadır. Önceki çalışmalar ayrıntılı olarak incelenmiş ve var olan veriler arazide yapılan gözlemlerle desteklenmiştir, jeolojik enine kesitler hazırlanarak genelleştirilmiş stratigrafik kesitler kontrol edilmiş ve buradan giderek 1.25.000 ölçekli jeolojik haritanın tamamlanması gerçekleştirilmiştir.

4.1.2. Örnekleme ve in-situ analizler

Arazide su örnekleri alımında bunların fiziksel ve kimyasal özellikleri gibi bazı parametreler göz önünde bulundurulmalıdır. Bununla ilgili olarak tüm laboratuvar standartları göz önünde bulundurulmalı ve uygulanmalıdır. Örneğin, su örneklerini hidrojeokimyasal analiz etmek için 100 ml olan polipropilen şişelerde katyon ve anyon olarak ayrı ayrı örnekler alınır. Toplanan numunelerin kapağını kapatırken hava kalmaması için ağzına kadar su doldurularak kapatılmalıdır. Katyon analizi için su örneğinde bazı maddelerin çökelp reaksiyon göstermesini önlemek için derişik HNO₃ konularak pH değeri 2.0 ile 3.0 arasına getirilir ve kapağı kapatılır. Su örnekleri daha sonraki analizler için laboratuvar da 4 °C'de bekletilir.



Şekil 4.1: Çalışma alanında in-situ ölçümleri.

Yapılan saha çalışmalarında anyon ve katyon analizleri için toplam 10 adet su örneği toplanmıştır. Bu örneklerde in-situ analizleri yanısıra hidrojeokimyasal analizler de gerçekleştirilmiştir. Sıcaklık, pH, elektriksel iletkenlik (EC), toplam çözünmüş oksijen (O_2), redoks potansiyeli (Eh), karbonat tayini için alkalinite ve toplam sertlik gibi analizler (Şekil 4.1) arazide yapılmıştır. In-situ cihazları ve ölçülen birimler Çizelge 4.1’de verilmiştir.

4.1.3. Hidrojeokimyasal analiz

Bu çalışma kapsamında, su örneklerinin in-situ analizleri Jeoser Yerbilimleri Servisi Ltd. Şti., Isparta bünyesinde gerçekleştirilmiştir. Hidrojeokimyasal analizler Galtek Kimya Sanayi ve Tic. Ltd. Şti., İstanbul, Süleyman Demirel Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi Çevre Mühendisliği Bölümü ve Metrohm (34330 Levent–İstanbul) gerçekleştirilmiştir. Hidrojeokimyasal analizler için kullanılan cihazlar ve Hidrojeokimyasal parametreler Çizelge 4.2’de verilmiştir.

ICP-OES (Bağı Eşleşmiş Plazma-Optik Emisyon Spektroskopisi) hareketli atomları ve belirli bir elemanın karakteristik dalga boyunda elektromanyetik radyasyon yayan iyonları üretmek için indüktif plazma birleştiğinde kullanılan emisyon spektroskopisi türüdür. Bu emisyon yoğunluğu örnek içinde elementlerin konsantrasyonu göstergesidir. Mekanizmaları ile ilgili ayrıntılar birçok metin ve Stefansson ve diğ. (2007) gibi makalelerde tarif edilmiştir.

Çizelge 4.1. In-situ cihazları ve özellikleri

In-situ Parametreleri	Ölçüm birimleri	Cihaz adı ve marka
Sıcaklık	⁰ C	Thermometer-Testo-95-1
pH		pH meter-WTW 330i
Redoks Potansiyeli (Eh)	mV	pH meter-WTW pH 95
Elektriksel İletkenlik (EC)	µS/cm	Electrical conductivity measure-WTW cond 330i and 340i
Çözünmüş Oksijen (O ₂)	Mg/l	Oximeter-WTW Oxi 340
Alkalinite	mmol/l	Alkalinity Test kit- Merck Aquamerck 11109

IC (İyon Kromatografi) kendi şarja dayalı iyon ve polar moleküllerin ayrılmasını sağlayan bir süreçtir. Enjekte edilecek çözelti, genellikle bir örnek olarak adlandırılır ve ayrı ayrı bileşenlerin analizleri olarak adlandırılır. Örnek hacimi bir örnek döngü içine, elle veya otomatik örnekleyici ile de tanıtıldı. Mobil faz olarak bilinen tamponlu, sulu bir çözelti hareketsiz faz malzeme döngü içeren bir kolon üzerine örnek taşır. Hedef analit sabit faz üzerinde muhafaza edilir, ancak ikinci durağan faz, analit iyonlarının yerini aynı yüklü türlerin konsantrasyonunun arttırılması ile ayrıştırılır. İlgilenilen analit daha sonra, tipik iletkenliği veya UV/VIS ışık absorbe ile, bazı yöntemlerle tespit edilmelidir.

Çizelge 4.2. Hidrojeokimyasal cihazlar ve özellikleri

Analiz parametreleri	Cihaz ismi	Analiz cinsi
Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Pb^{2+} , Zn^{2+} , Cu^{2+} , Al^{3+} , Si^{4+} , As, Cr	Perkin Elmer ICP-OES 2100 DV	Optik Emisyon spektrometresi
F^- , Cl^- , Br^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , NO_2^- , PO_4^{2-}	Dionex ICS-3000	İyon Kromatografisi
HCO_3^- , CO_3^{2-}	Merck-Aquamerck test kitleri	Titrasyon Yöntemi

ICP-MS burada kütle spektrometresi ile yüksek sıcaklık ICP kaynağından oluşmaktadır. ICP kaynağı burada örnek içinde element atomlarını iyonlara dönüştürür. Bu iyonlar burada ayrılır ve sonar kütle spektrometresi tarafından belirlenir.

4.1.4. Jeotermometreler

Jeokimyasal termometreler. jeotermal sistemlerin araştırılması ve geliştirilmesi için önemli bir vasıta olmaktadır. Bu termometreler aynı zamanda jeotermal rezervuarların üretimi esnasında etkilenmesinin izlenmesi bakımından önemlidir.

Arama aşamasında esnasındanda, jeotermometreler sondaj çalışmalarında beklenen çıkış sıcaklığı gibi yeraltı sıcaklığını tahmin etmek için de kullanılır. Burada sıcak suların ve fumarollerin kimyasal ve izotop jeokimyasal bileşimi kullanılır. Jeotermal geliştirme ve izlemelerin son aşamasında jeokimyasal termometreler kuyularda üretim seviyelerinin yerlerine riayet ederek kuyu deşarzının bileşimini yorumlayabilmek için kullanılır. Jeokimyasal termometreler ayrıca kuyu çevresinde deşarj oluşturan soğuk sular tarafından geliştirilen kaynama ve/veya basınç olayları sonucu oluşan azalma zonlarında oluşan kimyasal reaksiyonları açıklamak için faydalıdır.

5. ARAŞTIRMA BULGULARI

5.1. Kayaçların hidrojeolojisi

Neotektonik aktivitelerden oluşan fay kırıkları ve çatlaklar kireçtaşları ve mermerlerde ikincil porozite ve yüksek geçirgenliğe neden olmuştur. Çalışma alanında, üç farklı rezervuar kayacı belirlenmiştir (Şekil 5.1).

I. Rezervuar kayacı: Kuvaterner içinde bulunan Naşa bazaltları sığ rezervuar kayacıdır. Naşa bazaltları ve Toklargoğlu formasyonu çalışma alanında 84 km² lik bir alanı kapsamaktadır. Naşa'da bazaltlar alüvyon ve Eynal formasyonu tarafından örtülür ve burada jeotermal su üretimi C-1 aktif, C-2 (C-3, C-4, C-5 terkedilmiş), N-1 ve N-2 kuyularından yapılmaktadır. Ayrıca, sıcak sular sondaj kuyularının bazıları yoluyla ilk rezervuardan sağlanmaktadır. Derinliği 105 m olan C-1 kuyusunda ilk rezervuarda ölçülen en yüksek sıcaklık 105⁰C olmuştur.

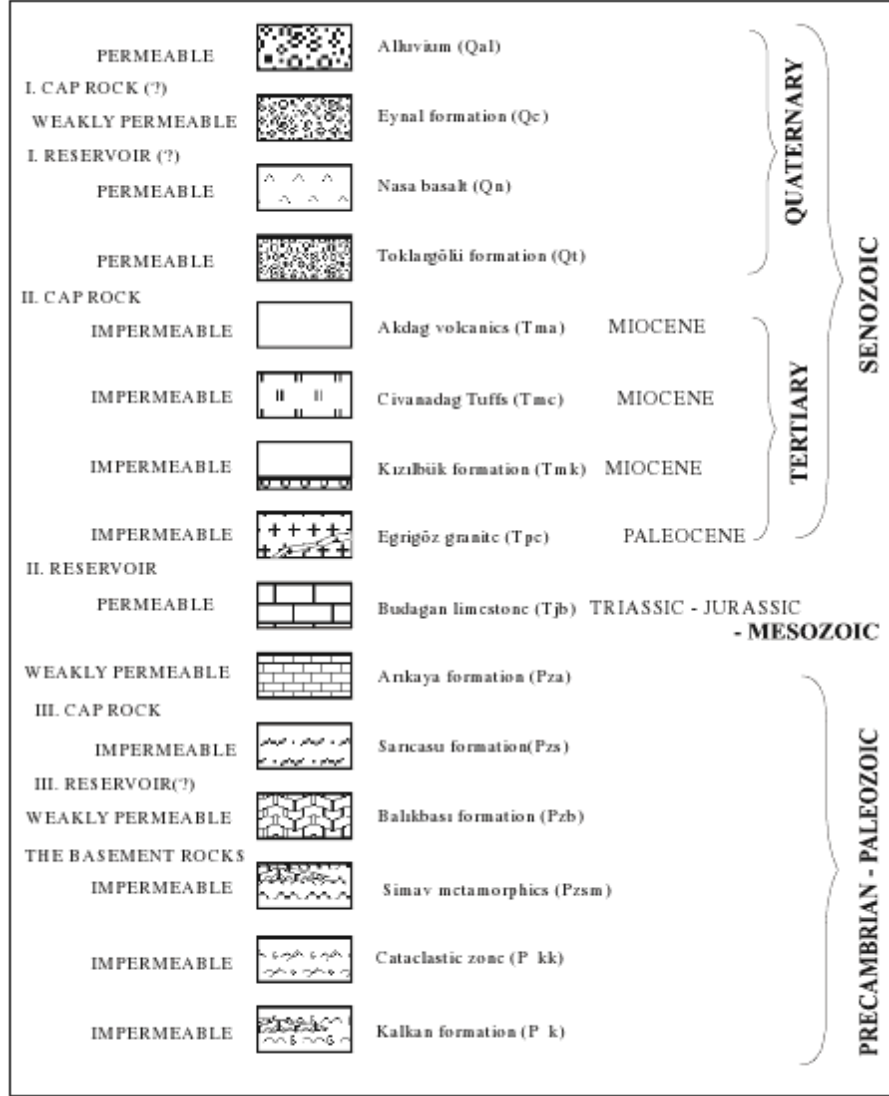
II. Rezervuar kayacı: İkincil porozite ve geçirgenliğe sahip olan Budağan kireçtaşı ve Arıkaya formasyonu ikinci rezervuar kayacıdır. Bu kayaçlar 25 km² olan bir alanda bulunur. Bu kayaçlar daha uzun yanal uzantılar göstermekte ve ilk rezervuar kayaçlardan daha derinde bulunmaktadır. Bu yüzden, yüksek sıcaklıklar burada elde edilmiştir. EJ-1, EJ-2, E-2, E-3, E-4, E-5, E-6, E-7, E-8, ve E-9 sıcak suları bu rezervuardan çekilir. 162.47°C ile en yüksek sıcaklık EJ-1 kuyusunda ölçülmüştür (Bayram ve Şimşek, 2005).

III. Rezervuar kayacı: Bu kapağı ve rezervuar kayaların interbeddinge bağlı olarak üçüncü rezervuar kaya varlığını dikkate almak mümkündür. Balıkbası formasyonu çalışma alanında 6 km² lik bir alanın dışındadır. Bu ikincil gözeneklilik ve geçirgen mermer oluşumu ve şapka kaya özelliklerine sahip Sarıcasu oluşumunun altını çiziyor. EJ-1 ve EJ-2 kuyuları bu rezervuarın sıcak suyunu (Bayram ve Şimşek, 2005) verir. Çalışma alanında, ağaç mühürleme kapağına sahip kayalar geçirimsiz özellikleri ile belirlenmiştir .

I. örtü kayacı: Eynal formasyonu Naşa bazaltları karşısında bazı lokasyonlarda geçirimsiz killi seviyeler içerir. Naşa ve Çitgöl kaplıcaları civarında, alüvyondan sonra geçirimsiz seviyeler diğer kayaçlar tarafında kesilir. Bu bu kayaçların örtü kaya özelliğine sahip olduğunu gösterir. Bu kayaçlar burada çalışma alanında 2 km² lik bir alan kapsamaktadır.

II. örtü kayacı: Akdağ volkanik kayaçları, Civanadag tüfleri ve Kızılbük formasyonu bir kalın örtü kayacı oluşturur. Tüm bu birimler çalışma alanında 140 km² lik bir alanı kapsamaktadır. Sıcaklık bu örtü kayanın varlığı nedeniyle 162 °C'ye yükselir. Bu arada, bu örtü kayacının altında bulunan rezervuarda 105 °C olan bir sıcaklık ölçülmüştür.

III. örtü kayacı: : Sarıcasu formasyonu üçüncü rezervuar kayacı ile yanal ve düşey geçişi bulunmaktadır. Bu kayaçlar çalışma alanında 19 km² bir alan kapsamaktadır.



Şekil 5.1. Çalışma alanı kayaç birimlerin hidrojeolojik özellikleri (Bayram ve Şimşek, 2005).

5.2. Hidrojeokimya

Çalışma alanının hidrojeokimyasal özelliklerini anlamak için, alanda bulunan farklı kuyulardan toplam alanı temsil eden 10 su örneği alınmıştır. Bu 10 adet örnekten biri

Simav jeotermal alanının dışından alınmıştır. Su örneklerinin toplanmasından önce, yörede her lokasyonda in-situ ölçümleri gerçekleştirilmiştir. Ölçümler için kullanılan in-situ cihazları (Çizelge 4.1), Jeoser Yerbilimleri Servisi Ltd. Sti., Isparta tarafından sağlanmıştır.

Ölçülen in-situ parametreleri sıcaklık, pH, redoks potansiyeli (Eh), çözülmüş oksijen (O_2), elektriksel iletkenlik (EC) ve alkalinite olmaktadır. Özet olarak, sıcaklık 61.6 ile 91 °C arasında, pH 7.40 ile 8.78 arasında ve elektriksel iletkenlik aralıkları arasında 1620 ile 2990 $\mu S/cm$ arasında değişmektedir. Detaylı sonuçları Çizelge 5.1 'de verilmiştir.

Aşağıdaki katyonlar ve elementler, Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Pb^{2+} , SiO_2 , Zn^{2+} , Al^{3+} , Cr^{3+} , Cu^{2+} ve As^{3+} , ICP-OES ve ICP-MS analiz yöntemleri kullanılarak analiz edilmiştir. Buna karşın aşağıdaki anyonlar F^- , Br^- , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , NO_2^- and PO_4^- iyon kromatografisi (IC) yönetmi ile analiz edilmiştir. The HCO_3^- and CO_3^{2-} değerleri arazide gerçekleştirilen alkalinite ölçümlerinde hesaplanmıştır. Hidrojeokimyasal analizlerin değerlendirilmesinde, Aquachem v.3.7 (Waterloo Hydr., 1999), spreadsheet (Powell and Cumming, 2010) ve Solveq (Reed and Spycher, 2001) kullanılmıştır. Hidrojeokimyasal analizleri, Çizelge 5.2 'de sunulmaktadır.

5.2.1. Hidrojeokimyasal analizler

Simav ve yakın çevresinden alınan su örneklerinin hidrojeokimyasal analiz sonuçları AQUACHEM v.3.7 (Waterloo Hidro., 1999) ve Liquid analysis spreadsheet (Powell ve Cumming, 2010) kullanılarak değerlendirildi. Aynı şekilde Simav ve yakın çevresi jeotermal suların tanımlamak için grafiksel olarak gösterebilmek için Piper, Schoeller ve üçgen diyagramları hazırlanmıştır. Piper diyagramına göre (Şekil 5.2), Simav ve yakın çevresi jeotermal suları $Na-HCO_3-SO_4$ tipi sular olarak adlandırılabilir. Buna karşın Ilıcasu kaplıcalarından alınan TW-10 $Na-Ca-SO_4-HCO_3$ tipidir.

Schoeller diyagramını (Şekil 5.3) kullanılarak, Simav ve yakın çevresi jeotermal suları $Na+K>Ca>Mg$ baskın katyonlar ve $HCO_3>SO_4>Cl$ baskın anyonlar olarak sınıflandırılabilir. Majör anyonlar $Cl-SO_4-HCO_3$ baz alındığında (Giggenbach, 1988), bu üçgen diyagramı jeotermal suları sınıflandırmak için kullanılır. Bu olgunlaşmamış kararsız suları ayırt etmeye yardımcı olur ve karıştırma ilişkileri coğrafi gruplaşmalar bir ilk göstergesidir. Bu çalışma alanında ulunan duraysız suları ayırtlamaya yarar ve

burada bulunan suların karışım ilişkileri ile ilgili belirteçleri verir. Çalışma alanından alınan örneklerin Cl-SO₄-HCO₃ üçgen diyagramı (Şekil 5.4). Simav ve yakın çevresi jeotermal sularının periferik su bölgesine düştüğünü göstermektedir. Bu üçgen diyagramının bikarbonat köşeli baskın şekil dolayısı ile bikarbonat su olarak tanımlanır (Şekil 5.5). Bu suların daha çok derinde bulunan rezervuardan gelen sıcak buhar ile olası olarak ısınmış yeraltı suları ile doğrudan ilişkili olmaktadır. Bu nedenle, bu jeokimyasal termometreyi kullanarak rezervuar sıcaklığı en iyi sonucu vermeyebilir.

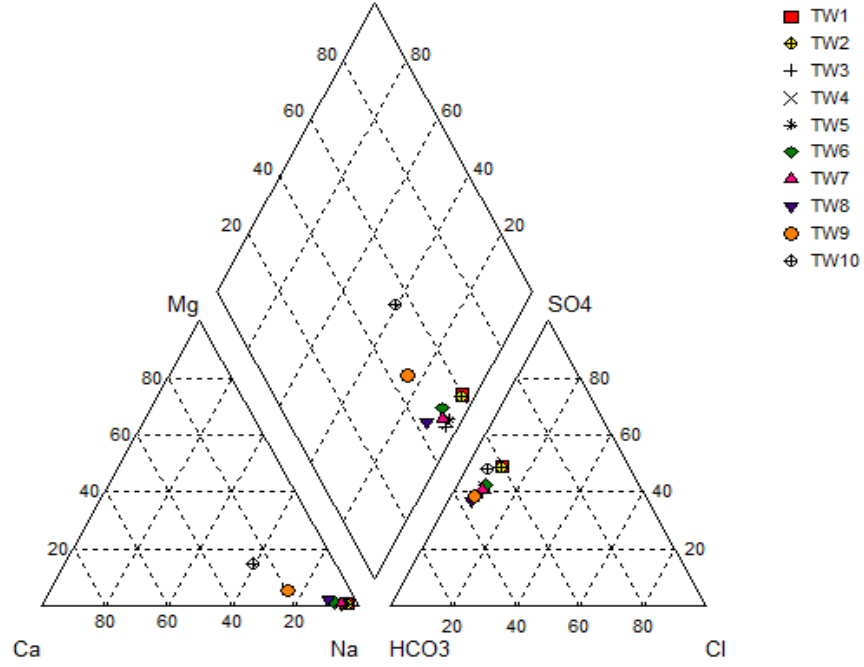
Çizelge 5.1. Simav ve yakın çevresi termal suların in-situ parametreleri.

S/No	örnek ID	konum	sıcaklık (°C)	pH	Eh (mV)	çözülmüş O ₂	EC (µS/cm)	Alkalinite
1	TW-1 (E-9)	Eynal	84	8.77	253.4	1.9	2110	10.07
2	TW-2 (E10)		90.2	8.72	269.24	7.8	2080	10.07
3	TW-3 (EJ-1)		70.1	8.44	281.5	2.2	2360	10.40
4	TW-4 (E-6)		70.2	8.57	298.4	2.8	2410	13
5	TW-5 (E-8)		91	8.56	328	2.3	2320	13.5
6	TW-6 (EJ-5)		72	8.78	240	3.1	1903	11.8
7	TW-7 (EJ-3)		76.1	8.61	281	2.3	2110	13.4
8	TW-8	çitgöl	63.7	7.77	50	3.5	1620	9.5
9	TW-9	Naşa	61.6	7.86	96.5	3.4	1712	10
10	TW-10	Ilicasu	72.5	7.40	115	3.0	2990	16.3

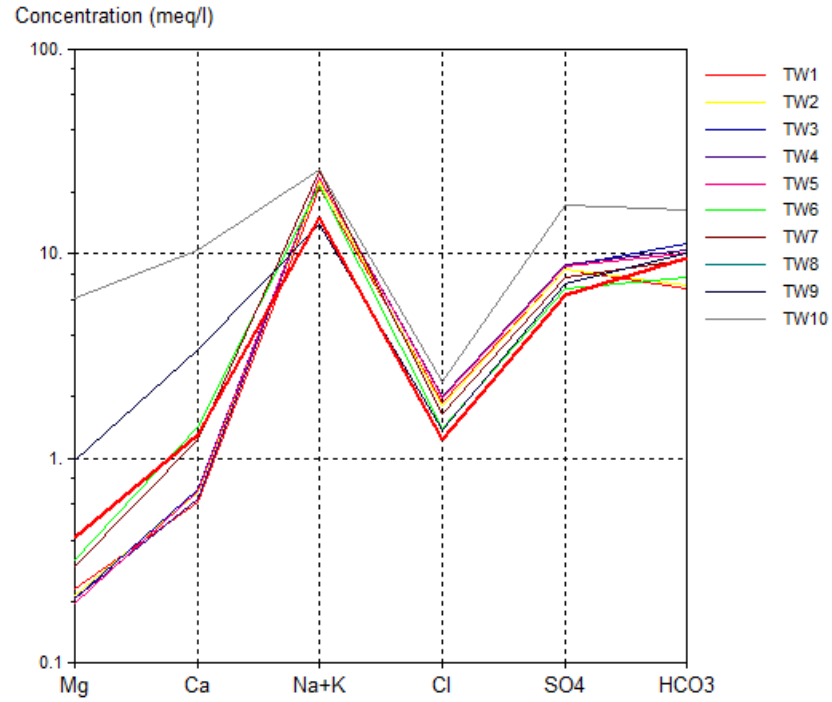
Sample ID	Temp	pH	Eh	EC	O ₂	Ca	K	Mg	Na	F	Cl	Br	NO ₃	NO ₂	PO ₄	SO ₄	HCO ₃	CO ₃	SiO ₂	Cr	Al	Zn	Pb	Cu	As	This Study
	(°C)		(mV)	(µS/cm)	mg/l																					
TW1	84,0	8,77	-253,4	2110	1,9	12,3	63,7	2,8	445,5	19,91	65,9	2,44	30,56	0	32,4	401,27	414,8	108	295	0,003	0,19	0,01	0,002	0,005	0,48	
TW2	90,2	8,72	-269,24	2080	7,8	13,7	63,7	2,6	633,5	19,6	64,49	2,44	31,55	0	0	402,67	427	90	382,3	0,003	0,22	0,03	0,004	0,02	0,43	
TW3	70,1	8,44	-281,5	2360	2,2	14,2	54,2	2,5	509,2	14,75	71,82	2,47	30,52	0	0	419,51	683,2	54	367,3	0,003	0,24	Nd	Nd	0,002	0,5	
TW4	70,2	8,57	-298,4	2410	2,8	12,8	50,1	2,5	506,5	17	71,41	2,47	30,55	0	0	423,45	640,5	60	332,7	0,005	0,22	0,13	0,001	0,01	0,6	
TW5	91,0	8,56	-328,0	2320	2,3	14	52,5	2,4	509,2	15,76	70,71	2,44	30,53	0	0	415,81	610	90	325,4	0,006	0,18	Nd	Nd	0,002	0,46	
TW6	72,0	8,78	-240,0	1903	3,1	28,6	62	3,9	567,2	11,45	49,71	0	0	0	0	323,12	469,7	108	349,6	0,005	0,12	0,06	0,002	0,005	0,43	
TW7	76,1	8,61	-281,0	2110	2,3	24,6	60,3	3,6	545	12,71	58,86	0	0	0	0	364,85	573,4	78	332,1	0,003	0,002	Nd	Nd	0,002	0,31	
TW8	63,7	7,77	50	1620	3,5	26	29,6	5	328	6,3	43,64	0	0	2,84	0	299,21	579,5	bdl	181,9	0,003	0,005	Nd	Nd	0,002	0,24	
TW9	61,6	7,86	96,5	1712	3,4	68,2	29,6	11,8	302	3,49	48,64	0	0	3,08	0	344,08	610	bdl	160,2	0,008	0,008	Nd	Nd	0,002	0,3	
TW10	72,5	7,40	115,0	2990	3,0	209	69,7	74,1	548,2	2,21	83,53	2,48	0	0	0	827,21	994,3	bdl	355	0,002	Nd	Nd	Nd	0,004	0,09	

Sample ID	Temp	pH	EC (µS/cm)	Na	K	Ca	Mg	Cl	HCO ₃	SO ₄	CO ₃	SiO ₂	Li	Al	B	Gemici and Tarcan, 2002.
	(°C)															
EJ-1	163	9	2300	506	55	12	4,9	80	678	471	52,8	364	0,4	0,4	2,7	
E-6	160	9	2280	532	62	6,4	5,8	80	652	456	57,6	349	0,4	0,4	1,1	
E-8	150	9	2300	523	58	8,4	4,6	81	578	446	101	338	0,4	0,4	1,1	
Eynal Spring	78	9	2200	530	48	1,6	3,9	71	588	424	110	264	0,3	0,1	1,3	
E-4	98	7	2280	520	56	32	5,1	75	830	460	na	307	0,4	0,3	1,1	
Citgol Dw1	140	7	1460	289	36	55	9	48	559	272	na	155	0	<0.0472	0,6	
Citgol Dw2	162	8	1826	410	39	26	5,6	65	595	393	na	250	0,1	0,1	0,2	
Citgol Sp	51	7	2090	453	39	56	12	80	637	495	na	275	0,3	<0.0472	1,1	
Nasa DW	90	7	1612	334	36	48	11	56	593	323	na	223	0,1	0,1	0,9	
Cold Sp	13	7	853	27	18	108	38	31	420	80,7	na	35	0,1	<0.0472	<0.15	
Eynal Spring	60	8	1200	450	54	5,5	1,3	70	518	454	na	131	0,8	n.d	5,2	
Citgol Sp	83	7	1000	340	44	34	5,3	57	573	376	na	151	n.d	n.d	4,2	
Nasa Sp	64	7	1000	395	42	39	9,4	52	604	394	na	123	n.d	n.d	3,4	

Çizelge 5.2. Çalışma alanında termal suların hidrojeokimyasal analiz sonuçları.



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

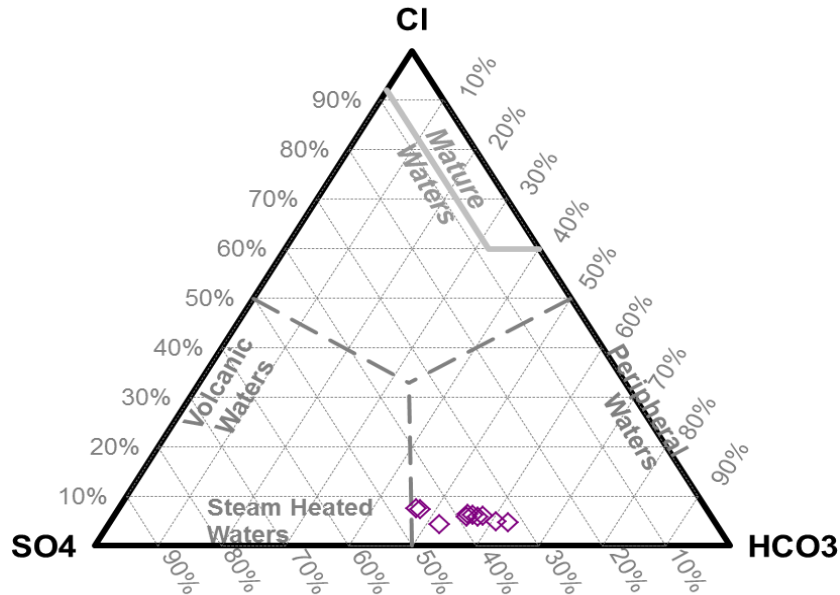


Şekil 5.3. Çalışma alanında bulunan jeotermal suların Schoeller diyagramı.

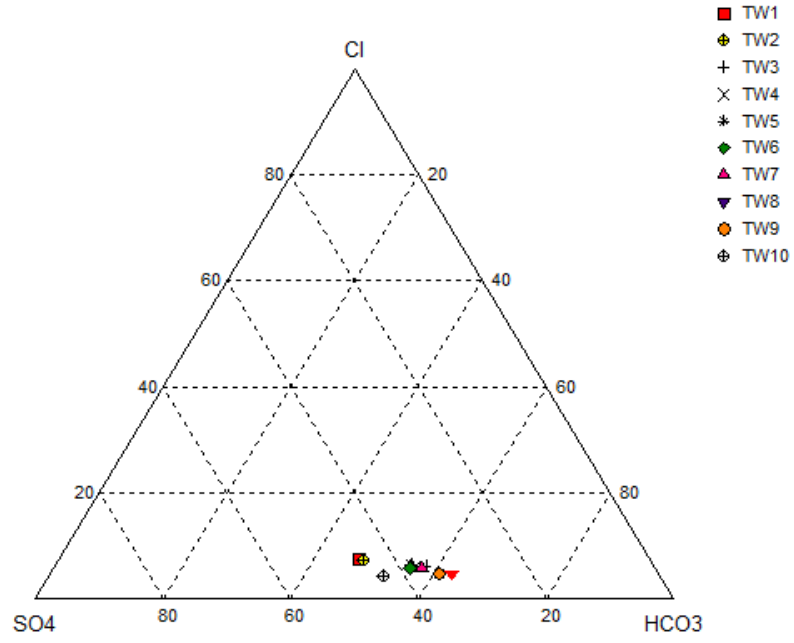
Çalışma alanı jeotermal suları için hazırlanan Na+K-Mg-Ca üçgen diyagramı (Şekil 5.6) şekilde Na+K katyonlarının bir noktaya yöneldiği gibi baskın katyonların Na+K olduğunu göstermektedir. Bu beklenen bir durumdur, çünkü artan sıcaklıklarla Na^+ değeri artmakta ve buna karşın ise Ca^{2+} ve Mg^{2+} içeriği azalmaktadır. Bu nedenle çalışma alanının jeotermal sularında Ca^{2+} ve Mg^{2+} düşük değerlerdedir. Ancak, TW-10 örneğine sıcak sular kalsit içeren karbonat kayaçlarda sirkulasyon gösterdiklerinden yüksek Ca^{2+} içeriğine sahiptir. Bu doğru örneğin alındığı hangi bölgede kireçtaşı varlığı düşünülür.

5.2.2. Duygunluk indeksi

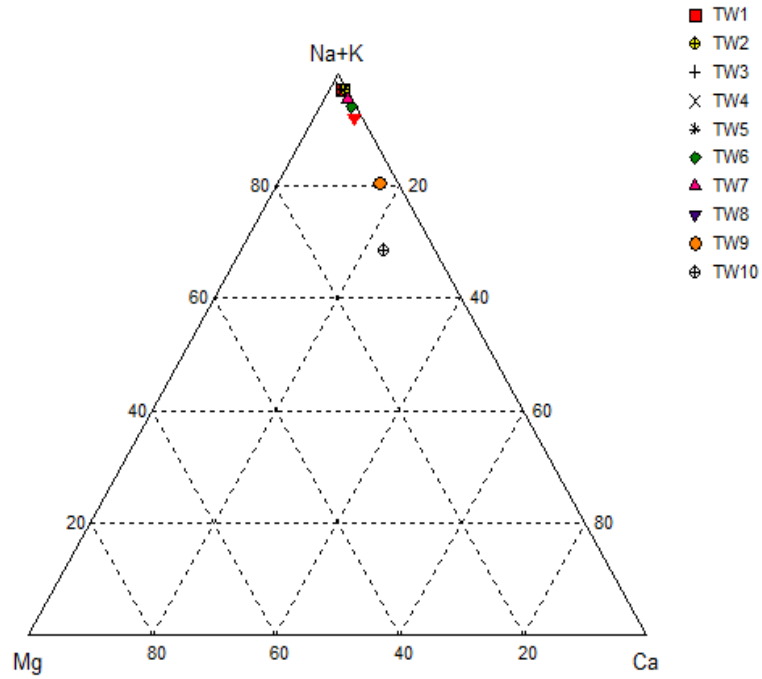
Bazı karbonat minerallerinin (genellikle kalsit, aragonit ve dolomit, azınlıkla siderit ve manyezit), sülfat minerallerinin (genellikle jips ve anhidrit) ve silisyum minerallerinin (genellikle kuvars ve kalsedon) doygunluk indeksleri bu minerallerin hangisinin ekstraksiyon esnasında oluştuğunu tahmin etmede ve jeotermal sistemi kullanmamızda yardımcı olur. Bu hesaplamalar reaktif minerallerin varlığının belirlemede ve bir yeraltı suyu sisteminde mineral reaktivitelerinin tahmininde yararlıdır (Deutsch, 1997; Gemici ve Tarcan, 2002)



Şekil 5.4. Simav ve çevresi jeotermal sularının Cl-SO₄-HCO₃ üçgen diyagramı.



Şekil 5.5: Simav ve yakın çevresi jeotermal sularının Cl - SO₄ - HCO₃ üçgen diyagramı.



Şekil 5.6: Çalışma alanından jeotermal suların Na+K-Mg-Ca üçgen diyagramı

Doygunluk endeksleri, bir jeotermal sistemde kayaç ile su arasında meydana gelen kimyasal dengelenmeyi değerlendirmede yararlıdır. Bu, hidrotermal alterasyona uğrayan kayaçları oluşturan minerallerin çözünürlüğü ve bu minerallerin aktiviteleri ile ilgili bilgilerin toplanması ile sonuçlandırılır. Çözeltilerde iyonların, iyon çiftlerinin ve komplekslerin çok sayıda olması nedeniyle, her tip mineral ve bunların aktiviteleri için doyunluk endeksleri geliştirmek yazılım programı kullanımını zorunlu kılmaktadır.

Bu bağlamda, Solveq (Reed ve Spycher, 2001) doyunluk indeksini hesaplamak için kullanılmıştır. Termal suların doyunluk endeksleri termal suların deşarj sıcaklıklarında ve simülasyon olarak artan sıcaklıklarda ve pH değerlerinde hesaplanmıştır. Kuvars, aragonit, kalsit ve kalsedon deşarj sıcaklıklarda doyunluk göstermektedir. Buna karşın rezervuar kimyasal bileşimine göre hesaplanan sıcaklıklarda kuvars, dolomit ve kalsedon doyunluğu vardır. Bu doyunluk endekslerine göre, jeotermal sistemde karbonat minerallerinin çökmesi ile oluşan kabuklaşma beklenebilir. Bu Simav ve yakın çevresinde üretim esnasında kuyularda gözlenen kabuklaşma oluşumları ile birebir uyumaktadır. İnhibitörler sondajlardaki kabuklaşmanın önlenmesi için kullanılmaktadır.

5.3. Jeokimyasal termometre Uygulamaları

Jeokimyasal termometreler, jeotermal araştırmalar bağlamında jeokimyanın kullanımına bağlı olarak jeotermal rezervuar sıcaklığının değerlendirilmesi olarak anlaşılır. Jeotermal çözeltilerin bileşimi büyük ölçüde akışkan ile kayaç arasındaki yersel ve kısmi kimyasal dengelenme tarafından kontrol edilir. Bu kimyasal dengelenme çok durumlarda sıcaklık yönünden hassastır; örneğin akışkanın bileşimi sistemde sıcaklığın fonksiyonudur. Jeokimyasal jeotermometreler ölçülen akışkan bileşimlerinden yüzey sıcaklıklarından anlam çıkarmayı mümkün kılmaktadır.

Jeokimyasal termometrelerin kullanımı konusunda temel varsayımlardan biri jeotermal rezervuar içinde erişilen kısmi kimyasal denge durumudur. Jeotermal çözeltiler içinde çözülmüş kimyasal bileşenler ya tutucu komponentler ya da kayaç oluşturuç komponentler olarak ifade edilir. Cl⁻ kaynak akışkanlarında ve kayaç çözeltilerinde suların konsantrasyonları onların başlangıç konsantrasyonları tarafından belirlenir. Reaktif bileşenlerin konsantrasyonları, öte yandan, akışkan ve akışkan ile kontantaki kayaçta bulunan mineraller arasındaki dengelenme ile kontrol edilir. Jeotermal çözeltiler

içinde çözünmüş major ve minor elementlerin çoğu reaktif komponentler olarak kabul edilir.

Başka bir temel varsayım farklı jeotermal akışkanların kompozisyonu yolda yüzeye kadar kaynama dışında ikincil proseslerden etkilenmez. Bu varsayım bazı durumlarda geçerli iken, bu olay doğa kanunu anlamında değildir. Jeotermal su buharları çıkış yolunda yüzey gelinceye kadar kondensasyon olayından etkilenir; bu bir prosestir ve su buharı içinde bulunan gazların konsantrasyonunu artırır. Benzer şekilde, kaynayan ve/veya soğuyan jeotermal çözeltiler yüzeye doğru çıkarken yolda kayalarla değişen sıcaklık koşulları altında tekrar denge durumuna erişmek için reaksiyon gösterirler. Öyle ki bir dizi jeokimyasal termometre bulunmaktadır ve bunlar ikincil değişimlerden farklı yollarla etkilenir.

Sonuç olarak, jeotermal akışkan örnekleri için mümkün olduğu kadar çok jeokimyasal termometre kullanımı çok önemlidir; bu buhar veya sıvı olabilir, farklı jeokimyasal termometre sonuçları arasındaki diskrepans akışkanları etkileyen ikincil prosesler için yol gösterici olabilir (D'Amore ve Arnórsson, 2000a). Jeokimyasal jeotermometreler, silika ve katyon termometreleri olmak üzere iki gruba ayrılabilir.

5.3.1. Silika jeotermometresi

Bödvarsson (1960) İzlanda çalışmalarına dayalı olarak empirik ve niteliksel silika jeotermometrelerini önerdi. Kuvars çözünürlüğü üzerinde gerçekleştirilen deneysel çalışmalar Kennedy (1950) ve Morey vd. (1962) tarafından gerçekleştirilmiştir. Bu araştırmacılar silika termometresi kullanımı adı altında bir teori kurdu. Mahon (1966) Yeni Zelanda jeotermal sularında silikanın kuvars çözünürlüğü tarafından kontrol edildiğini gösterdi ve Fournier ve Rowe (1966) rezervuar sıcaklığını belirlemek için bir yöntem tanımlamıştır.

Dikkat edilecek hususlar:

- Yüzeye yakın sular için en iyi çalışır $T > 150\text{ }^{\circ}\text{C}$
- Yüzeye yakın kaynama dolayısıyla ayrılmış buharın etkisi olabilir
- Örneklemeden önce SiO_2 çökmesi olabilir
- Kuvars dışında katılar tarafından kontrol edilen çözünmüş SiO_2
- Kuvars çözünürlüğüne pH Etkisi.

- Seyreltme.

Sıcaklık aralığı – deneysel olarak elde edilen ve kuvars çözünürlüğünü tanımlayan denklemler yaklaşık ± 2 °C doğruluk oranı ile 0-250 °C arasında olmaktadır; > 250 °C sıcaklıkta kuvars çözünürlüğünü tanımlamak için farklı denklemler gereklidir. Buhar ayrışması (adiyabatik ve konduktif soğuma), 120-130 kg/dakika miktarından daha fazla kütle transferi ile sıcak suların kuvvetlice kaynaması adiyabatik soğuyacağını ve bu yüzden buhar kaybı dolayısıyla silika konsantrasyonun düzeltileceği varsayılan denklem kullanılır (silika kaynama üzerinde buharlaşmaz). Düşük deşarj oranlı ve sıcaklıkları kaynamadan az olan sistemlerde için, adiyabatik ve konduktif soğutma kombinasyonu olasıdır. Trusdell vd. (1977) bu konuda daha detaylı olarak tartıştı ve eğer jeotermal akışkan 13 kg/min kütle transferi gerçekleştirirse 200 °C sıcaklıkta ve 500 m derinlikte bulunan rezervuar akışkanlarının 200 ile 100 °C arasında sıcaklıkta konduktif soğumaya maruz kaldığını belirtmişlerdir.

Silika çözünürlüğü: kuvars en fazla duraylı ve az çözünür katı silika biçimidir, kuvars sıcaklığı > 150°C olan sıcak sularda silika çözünürlüğünü kontrol eder. Ancak kalsedon ve amorf silika gibi diğer silika komponentleri çözeltilerle ile kontakta olduklarında kuvarsa göre daha yüksek çözünürlüklere sahiptir. Bu sıcaklıklar altında çözeltiler kuvarsa karşı silika çözünürlüğünü tercih etmektedir (Fournier, 1973).

pH etkisi: Artan pH (alkalin çözeltiler) ile kuvars çözünürlüğü artar; ancak, bu jeotermal sistemlerin yüzey deşarjlarının alkali eğiliminde olmasına rağmen, birçok jeotermal akışkanlar için büyük bir sorun değildir. Çoğu durumlarda klorürlü sularda alkalinite kaynama ve CO₂ kaybına bağlıdır. Bu koşullar altında çözünmüş silika pH değeri nötr veya hafif asidik eğilimli rezervuar içinde daha çok kaynama meydana gelmeden önce elde edilir. Bazı çok nadir durumlarda pH için bir düzeltme gerekebilir.

Seyreltme: Jeotermal akışkanların yüzeye yakın alanlarda seyreltilmesi silika içeriklerinin azaltılmasına yol açar. Akışkan ile kayaç arasında bir denge durumu gerçekleştiğinde jeokimyasal silika jeotermometresi daha soğuk şartları yansıtan sıcaklık belirtir; alternatif olarak, eğer Sıvı ve kaya arasında denge elde edilir ise, silika jeotermometresine bu soğuk koşulları yansıtan bir sıcaklık veren; denge eldesi alternatif değilse, daha sonra silika jeotermometresi hatalı sıcaklıkları verecektir.

Kimya laboratuvarları tarafından en çok kullanılan silica jeotermometreleri aşağıdaki gibidir: Kuvars-buhar kaybı olmayan (0-250 °C), Fournier (1977), bu kuyu içi örnekleri esas olarak uygulanır:

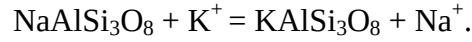
$$t \text{ } ^\circ \text{C} = 1309 / (5.19 - \log \text{SiO}_2) - 273.15$$

Kuvars-maksimum buhar kaybı olan (0-250 °C), Fournier (1977), atmosferik basınca ayrılmış su kaynakları ve kuyularında genellikle kullanılır

$$t \text{ } ^\circ \text{C} = 1522 / (5.75 - \log \text{SiO}_2) - 273.15$$

5.3.2. Katyon termometresi

En çok kullanılan katyon oranlarından yararlanan termometre Na/K termometresidir. Empirik ve teorik olarak çeşitli kalibrasyonları yayınlanmıştır. Genel olarak jeotermal çözeltilerde Na/K oranı jeotermal çözelti ile Na- ve K-feldspat arasında eş zamanlı dengelenme tarafından sınırlandırıldığı kabul edilir ve aşağıdaki denklemle tanımlanır:

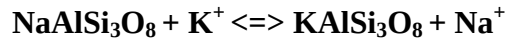


Bununla birlikte, Na/K oranının Na- ve K-kil mineralleri arasındaki iyon değişimi dengelenmesi tarafından control edildiği varsayılır. Katyon oranı termometreleri kalibrasyonu yapıldı ve K/Mg, Na/Ca, K/Ca, Na/Li ve Li/Mg gibi katyon çifti termometreleri yayınlandı (D'Amore ve Arnórsson, 2000b).

5.3.2.1. Na/K jeokimyasal termometresi

Tarihi bilgi: Bir çok araştırmacı doğal akışkanlar ve deneysel çalışmalara dayalı sıcaklıklar ile ilgili olarak Na/K değerindeki sistematik değişiklikleri kaydetti (White, 1965; Ellis ve Mahon, 1967; Fournier ve Truesdell, 1973; Fournier, 1979; Giggenbach vd., 1983).

Dikkat edilecek hususlar: Bu jeotermometrenin temeli olarak akışkanların kayalarda bol ve ortak olarak bulunan hidrotermal Na-feldspat (albit) ve K-feldspat (adularya) minerallerinin ile denge durumuna erişildiğinin varsayılmasıdır:



Albit

Adularya

Bu jeokimyasal termometre sıcaklığı > 180 °C olan termal alandan çıkan ve düşük Ca^{2+} içeren akışkanlarda çok iyi çalışmaktadır. Bu termometrenin diğerlerine göre en seyreltme ve buhar fazı ayırımından daha az etkilenmesidir; burada seyreltilen akışkanın

az Na ve K içerdiği varsayılır. Ayrıca, kaynağın debisinin kuvars jeotermometresine uygulanması için gerekli olandan daha az olması gerekmektedir.

Fournier ve Truesdell (1973) tarafından önerilen Na/K/Ca jeokimyasal termometresi ile rezervuar sıcaklığını tahmin etmek için her iki Na/K ve Na/Ca^{0.5} oranları kullanır. Bu yöntem bir çok durumda başarılı olarak uygulandı ve düşük sıcaklıktaki sistemlerde güvenilebilir sonuçlar vermiştir (D'Amore and Arnórsson, 2000b).

Na – K (düşük albit /K - feldspat)

$t\text{ }^{\circ}\text{C} = 933/(0.993 + \log \text{Na/K}) - 273.15$	25-250 °C	(a)
$t\text{ }^{\circ}\text{C} = 1319/(1.699 + \log \text{Na/K}) - 273.15$	250-350 °C	(b)
$t\text{ }^{\circ}\text{C} = 1217/(1.483 + \log \text{Na/K}) - 273.15$	>150 °C	(c)
$t\text{ }^{\circ}\text{C} = 855.6/(0.8573 + \log \text{Na/K}) - 273.15$	>150 °C	(d)

5.3.2.2. Na-K-Ca jeotermometresi

Tarihi bilgi: Fournier ve Trusdell (1973) Na/K termometresi ile anormal derecede yüksek sıcaklık veren relatif yüksek Ca²⁺ içeren akışkanlara açıklama getirmek için bu jeokimyasal termometreyi hazırlamışlardır.

Dikkat edilecek hususlar: Bu termometre birçok sayıda jeotermal su ve petrol kuyusu suları içeren çeşitli akışkanların analizlerinden empirik olarak belirlendiği gibi oldukça karmaşıktır.

Akışkan mineral dengelenmesinin, Na-ve K-feldspatlar, kalsik mineraller (kalsiyum feldspat, epidot, kalsit) ve kil mineralleri arasında kurulduğunu varsayar. Aşağıdaki kurallar uygulanır: İlk olarak $\beta = 4/3$ uygulanır ve sıcaklık hesaplanır, ve katyon konsantrasyonları ya mg/l veya ppm olarak belirlenir. Hesaplanan sıcaklık < 100 °C ve bu oran $[\log (c\text{Ca}^{1/2}/c\text{Na}) - 2.06]$ ise pozitif, o zaman bu hesaplanan akışkan sıcaklığı uygundur. Ancak, $\beta = 4/3$ hesaplanan sıcaklık >100°C veya $[\log (c\text{Ca}^{1/2}/c\text{Na}) - 2.06]$ ise negatif, akışkan sıcaklığını hesaplamak için $\beta = 1/3\beta$ kullanılır. Açıkçası, Na-K-Ca termometresine Na/K termometresine göre daha çok sıcaklık aralıklı akışkanlar için daha iyi kullanışlıdır. Bu termometre kaynama ve seyreletmeden etkilenir. Kaynamanın temel sonucu çözünmüş Ca²⁺ konsantrasyonunu zaltan kalsit (CaCO₃) oluşumudur. Yüksek Mg²⁺ konsantrasyonları içeren akışkanlar ilunmaktadır (Giggenbach, 1988; Fournier ve Potter, 1979).

Bir jeotermometrenin denklemi:

$$t\text{ }^{\circ}\text{C} = 1647/(\log \text{Na/K} + \beta[\log(\text{Ca/Na}) + 2.06] + 2.47) - 273.15$$

$$\text{eğer } <100^{\circ}\text{C } \beta = 4/3, >100^{\circ}\text{C } \beta = 1/3$$

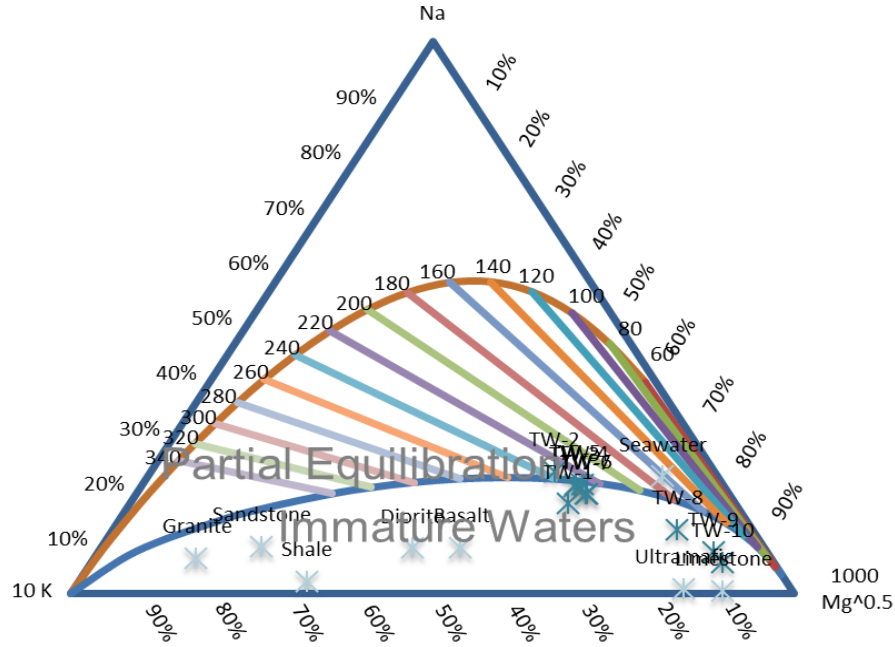
5.3.3. Çalışma alanında termometrelerin jeokimyasal değerlendirmesi.

Çalışma alanındaki rezervuarın sıcaklığını anlamak için çalışma alanı jeotermal suları hidrojeokimyasal analiz sonuçları değerlendirilmiştir. Jeokimyasal termometrelerin sonuçları Çizelge 5.4'de verilmiştir. Kuvars termometresi (adiyabatik ve kondüktif) ile Çitgöl (TW8), Naşa (TW9), and Ilıcasu kaplıcaları (TW10) 163-174 $^{\circ}\text{C}$, 156-166 $^{\circ}\text{C}$ ve 203-225 $^{\circ}\text{C}$ arasında değişirken Eynal jeotermal alanı (TW1-TW7) için 191 ile 231 $^{\circ}\text{C}$ arasında sıcaklıklar hesaplanmıştır. Eynal jeotermal alanında, Fournier (1977) tarafından önerilen α -kristobalit, β -kristobalit ve amorf silika 83–182 $^{\circ}\text{C}$ arasında rezervuar sıcaklıkları vermektedir; Çitgöl, Naşa ve Ilıcasu kaplıcaları için için 50-124 $^{\circ}\text{C}$, 43-115 $^{\circ}\text{C}$ ve 98-175 $^{\circ}\text{C}$ arasında değişen rezervuar sıcaklığı değerleri vermektedir. Na+K-Ca-Mg düzeltme termometresi Eynal jeotermal sistemi rezervuarında ölçülen değerlere yakın rezervuar sıcaklıkları vermiştir. Eynal için hesaplanan sıcaklık değerleri 148-163 $^{\circ}\text{C}$ arasındadır. Buna karşın diğer katyon termometreleri daha çok yüksek değerler vermektedir (Çizelge 5.4).

Na-K-Mg^{1/2} üçgen diyagramı solute termometre uygulamaları ile rezervuar sıcaklığı uygun jeotermal sular arasında açık ayırım yapmak için bir yöntem olarak Giggenbach (1988) tarafından önerilmiştir. Simav jeotermal alanından gelen sular olgunlaşmamış sular alanına düşmektedir (Şekil 5.7). Eynal jeotermal suları (TW1-TW7) kısmi dengelenmiş suların sınırına yakın bulunmaktadır. Diğer üç örnek (TW8 - TW10) Eynal jeotermal sularına göre daha çok yer altı suları ile karışımın olduğu alana düşmektedir.

5.3.4. Karışım modelleri

Karışım modelleri, jeotermal araştırmaların her aşamasında etkili bir araçtır. Bunlar zaman içerisinde jeotermal üretimde proses davranışını izlemek için imkan sağlar ve genel olarak enerji potansiyeli ve yeni jeotermal kaynakların akış yapılarının erken aşamaların değerlendirilmesi için faydalıdır (Nicholson, 1993). Entalpi-klorür karışım modeli bu çalışmada uygulanacaktır.



Şekil 5.7: Na-K-Mg^{1/2} üçgen diyagramda çalışma alanından termal suların dağılımı (Giggenbach, 1988).

5.3.4.1. Entalpi-klorür modeli

Entalpi-klorür diyagramları bir jeotermal alanın hidrolojisini anlamada büyük bir değer taşımaktadır. Bunlar yüzeye yakın proseslerde (kaynama, seyreltme-karıştırma ve kondüktif-soğuma) ve bir alanda akışkan grupları veya kuyular arasındaki içsel ilişkileri etkin olarak tanımlar. Ayrıca, bu model rezervuarların tuzluluk ve sıcaklıklarını tahin etmede kullanılır. Dolayısıyla jeokimyasal termometre hesaplamalarında oldukça faydalı control olanağı yaratır. Bu bağlamda, bu tür modeller genel olarak jeotermal suların soğuk sularla karıştığı veya suların denge durumunda bulunduğu sığ rezervuarlarda faydalıdır (Fournier, 1979; Fournier vd., 1979, Nicholson, 1993).

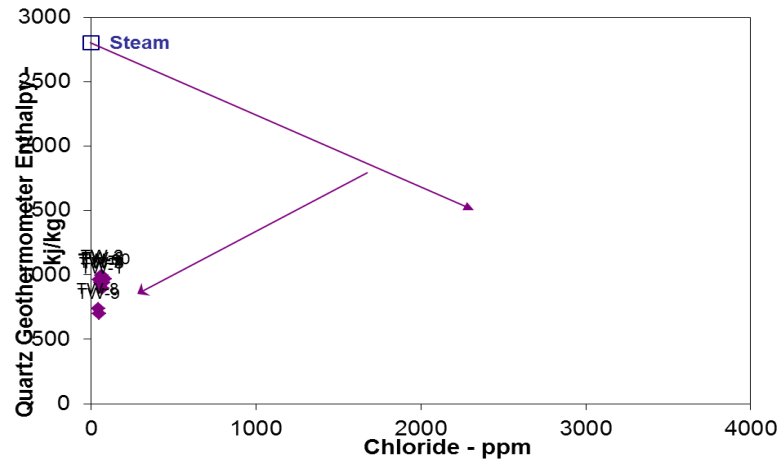
Bu çalışmada, kuvars jeotermometresi bazlı entalpi ile entalpi-klorür modeli kullanılmıştır. 80 ve 340 °C arasında saf su entalpisi bir dördüncü dereceden polinom eğrisi kullanarak kuvars jeotermometresi türetilmiştir Fournier ve Potter (1982). Buhar pozisyonu (2800 kJ/kg) "entalpi" ekseninde bir veri noktası olmakta ve 200 ve 260 °C arasında bulunan ayrılmış buhar temsili olmaktadır (Powell ve Cummings, 2010). Bu genel olarak buhar ayrışması ve seyreltmesi şüphelenilen alanlarda kullanmada yararlıdır. Şekil 5.8'e göre buhar ısıtmalı sular altında bulunan termal sulu alan buhar ısıtmalı sular

tarafından seyreltilmiştir. Buhar ile ısıtılmış suyun klorürü düşüktür, ancak yüksek sıcaklık olabilir. Buhar ısıtılmalı sular klorür içeriği yönünden oldukça fakir olup yüksek sıcaklıklara gösterebilirler.

5.4. İzotop jeokimyasal özellikleri

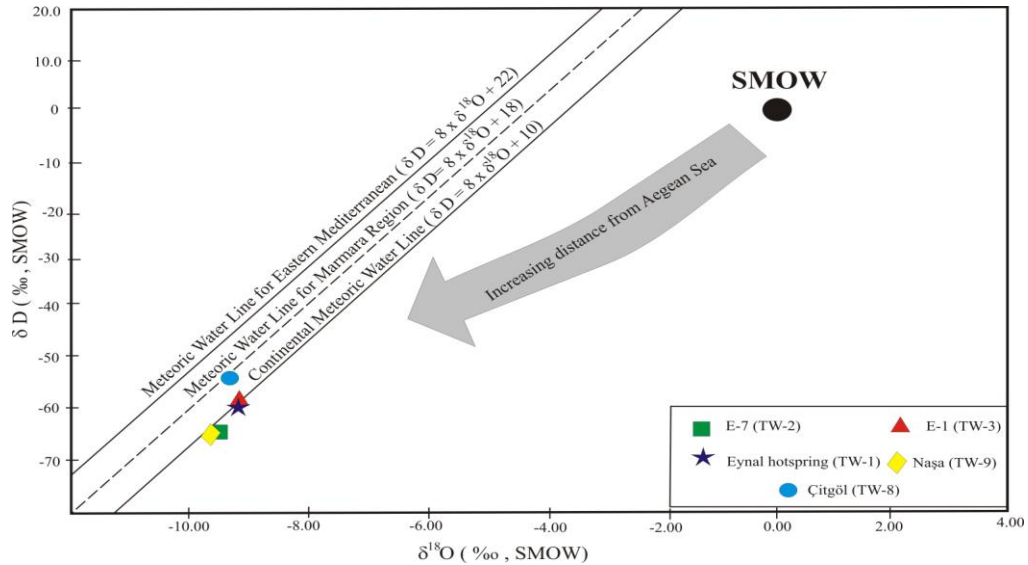
Okyanus sularında, δD ve $\delta^{18}O$ 0 ‰ (SMOW) değerine yakındır. Buharlaştırma hafif izotopları hafif izotopları tercihen kendi yolunu bulan için bulutların oluşmasına neden olur. Bulutlar muhtemel olarak yağmur olarak yere düşer ve çeşitli faktörlere bağlı olan konsantrasyondur; hafif ve ağır izotopların konsantrasyonunda çöktürülmüş ve nispeten daha düşük izotop oranları daha yüksek yağış bulunan yerlerde, düşük izotop oranları deniz kenarında düşük enlemlerde, irtifa ve mesafesi daha yüksek bulunur, hafif ve ağır izotoplar konsantrasyonu çeşitli faktörlerde, yani enleme bağlılığı vardır ve düşük yüksekliklerde ve kıyıda kısa mesafelerde daha yüksektir.

Geçici etkiler aynı yerde izotopik farklılıklarına neden olabilir. Tek sağınak farklı mesafelerde hareket edebilir ve kompozisyon bulut kökeni ve yoğunlaşma sıcaklığına bağlıdır. Mevsim değişiklikleri düşük izotop oranları ile yaz aylarına göre kış aylarında düşük izotop oranları gözlenir. Bu etki düşük enlemlerde daha yüksek ve daha belirgindir. Uzun vadeli iklim değişiklikleri soğuk iklimlerde sıcak iklim dönemlerinde daha yüksek olanlardan yağışı düşük, izotop oranları ile benzer bir etkidedir. Bir nicel etkisi bazen izotop oranları ve yağış miktarı arasında ters bir ilişki olarak görülmektedir.



Şekil 5.8: Çalışma alanı termal suların Entalpi - Klorür diyagramı (Fournier ve Potter, 1982)

Bu etki alçak enlemlerde yüksek enlemlere daha belirgindir (Truesdell ve Hulston, 1980). Su kökenini izlemek için duraylı izotop oranlarının kullanılabilirliğinin nedeni yağış sonrası suyun izotoplarında çok az değişim olması ve suların uzun mesafeler katetmesidir. Yağış için yerel yıllık ortalama yağış ortalamaları sistemi oluşturulmuştur (Craig, 1961) ve bunlar burada tüm sapmaların olmasına rağmen bütün dünyada kabul edilen δD ile $\delta^{18}O$ ilişkisi tanımlayan meteorik çizgiyi gösterir. Ancak, jeotermal su değerleri aslında onların kökenini akla getirir, karışım, kayak-su etkileşimi, buhar yoğunlaşması ve yaş ilişkisinin dikkate alınması gerekmektedir. Bir jeotermal sistemin izotop jeokimyası jeotermal akışkanın kalma süresi, kökeni, yaşı, jeotermal suların kalma süresi, suyun maruz kaldığı fiziksel prosesler, kayak su etkileşimi ve rezervuar hakkında bilgi verir. Bu çalışma kapsamında, izotop verileri (Bayram ve Simsek, 2005) araştırma alanı ve yakın çevresi jeotermal sularının kökenini değerlendirmek için kullanılmıştır (Çizelge 5.3). Çalışma alanı jeotermal suları meteorik kökene işaret eden meteorik su çizgisi boyunca dizilmiştir (Şekil 5.9). Ayrıca, bu sular $\delta^{18}O$ yönünden zenginleşmiştir. Bu durum rezervuardaki yüksek sıcaklıktan dolayı sistemde kayak-su etkileşiminin ve/veya kaynamanın varlığına işaret etmektedir. Ayrıca, jeotermal sular içindeki δD içeriği değişimi sistemin yüksek kısımlardan veya uzun mesafelerden beslendiğine işaret etmektedir.



Şekil 5.9. Simav ve yakın çevresi jeotermal sularında δD ve $\delta^{18}O$ izotopu ilişkisi

Çizelge 5.3. İzotop analiz sonuçları.

Sample ID	$\delta^{18}\text{O}$.	δD	$\delta^3\text{H}$
E-7 (TW-2)	-9.34	-65.3	0.78
Eynal hotspring	-8.94	-62.1	0.83
E-1 (TW-3)	-9.08	-60.1	0.36
Çitgöl (TW-8)	-9.23	-55.9	0.64
Naşa (TW-9)	-9.62	-66.7	1.44

Çizelge 5.4: Çalışma alanından termal suların çözünen jeotermometresine sonuçları.

Sample Name	Amorphous Silica	Alpha Cristobalite	Beta Cristobalite	Chalcedony conductive	Quartz conductive	Quartz adiabatic	Na-K-Ca	Na-K-Ca Mg corr	Na/K Fournier 1979	Na/K Truesdell 1976	Na/K Giggenbach 1988	Na/K Tonani 1980	Na/K Nieva & Nieva 1987	Na/K Arnorsson 1983	K/Mg Giggenbach 1986
TW-1	83	160	110	192	209	191	226	163	250	230	263	270	236	235	136
TW-2	104	182	132	217	231	207	210	161	217	188	233	224	204	196	137
TW-3	101	178	128	213	227	205	209	157	222	194	237	231	209	201	132
TW-4	93	170	120	203	219	198	205	150	216	186	231	222	203	194	130
TW-5	91	168	118	201	217	197	207	156	220	191	235	227	206	198	132
TW-6	97	174	124	208	223	202	200	148	225	197	240	234	211	204	129
TW-7	93	170	120	203	219	198	204	149	226	199	241	235	212	206	130
TW-8	50	124	74	152	174	163	155	97	208	177	224	211	195	185	104
TW-9	43	115	66	142	166	156	125	87	215	185	231	221	202	193	92
TW-10	98	175	125	209	225	203	138	47	238	215	252	254	225	221	90

6. TARTIŞMA

6.1. Simav jeotermal alanında olası ısı kaynağı, jeotermal sistem ve tektonik arasındaki ilişki

Ülkemizde düşük ve orta sıcaklıkta jeotermal kaynaklar bulunmakta ve bunların çoğu oldukça önemli kırık sistemlerine bağlı oluşmaktadır. (Serpren ve Mıhçıkan, 1999; Palabıyık ve Serpren, 2008). Aynı şekilde, Batı Anadolu Bölgesinde bulunan jeotermal sistemler de benzerdir. Ülkemiz, Alp-Himalaya Dağ Kuşağı içinde yer almaktadır. Batı Anadolu Bölgesinde sınırları belirlenmiş gerilme tektoniği hüküm sürmekte ve burada litosferik gerilim daha çok Alp-Himalaya zonu levhalarının kıtasal çarpışması ile ilişkili olmaktadır. Batı Anadolu Bölgesi, D-B doğrultulu dağlarla ve kalın tortullarla dolu vadilerle karakterize edilir. Bölge Geç Miyosen başlangıcına kadar, K-G yönünde kısalma yaşamıştır. Tortoniyen başında, bölgede gerilme tektoniği hasıl olmuş, burada kısmi ergimiş kabuk gerilimekte ve sonra ince ve kırılğan kabuk şekil almıştır (Yılmaz, 1989; Alptekin vd.,1990; Gemici ve Tarcan, 2002). Türkiye'nin batısında birkaç D-B uzanımlı grabenler vardır.

Türkiye'nin önemli jeotermal alanlarının çoğu bu grabenlerin kenarlarında bulunmaktadır. Simav ve yakın çevresi jeotermal alanı bunlardan biri ve BKB-DGD doğrultulu ve kuzeye dalımlı fay üzerinde bulunmaktadır. Simav grabeni Pliyosen-Kuvaterner tektonik özelliklikte ve Türkiye'nin batısında K-G yönlü gerilme tektoniği en son ürünlerinden birini temsil eder (Seyitoğlu, 1997; Gemici ve Tarcan, 2002). Simav grabeni yaklaşık 150km uzunluğu ve belirli bir topografik depresyon ile Pliyosen-Kuvaterner yapıdadır. Graben KD-GB doğrultulu Demirci, Selendi ve Akdere havzalarını keser ve Geç Oligosen-Erken Miyosen esnasında başlayıp gelişen Ege Bölgesi grabenlerine karşın D-B doğrultulu gerilme tektoniğinin en son ürünleri ile çok yoğun ilişkilidir (Seyitoğlu vd., 1997). Simav yarım grabeninin güney kenarı Neojen havzalarını keser ve ayrıca Simav sıyrma fayını da keser.

Bozkurt vd. (2011) yaklaşık 30 ve 8 Ma arasında epizodik Simav sıyrılma fayının faaliyette olduğunu bildirmişlerdir. Volkanik kayaların oluşumu graben tipi yapılarda çökelleri ile ardaalanmalı ve bölgenin gerilme canlandırıcı Simav bölgesinde (Erken orta Miyosen) magmatizmanın bir yay-ardı pozisyonunda bir genişlemeli tektonik rejim altında

gerçekleştğini göstermektedir. Batıdan doğuya, Oligo-Miyosen Ezine Evciler, Kozak, Eybek, Alaçam, Koyunoba, Eğrigöz ve Baklan granitoid formu güney ve/kuzey, Menderes Masifi için Sakarya Kıtası KB-GD doğrultulu magmatik kemer ya da iki kıta blok da (Okay vd., 1996) ayırma itme farklı dilimler şeklindedir. Simav (Kütahya) bölge tektoniği, Afyon ve Tavşanlı Bölgeleri ve Oligo-Miyosen granitoide örten, Menderes metamorfikleri tabanında bu magmatik kuşağın doğu kesiminde yer almaktadır. (1) gnays-şist-mermer ve Menderes masifinin metagranitlerden, (2) metapelitlerde ve Afyon Bölgesi karbonat kaya, (3) serpantinitle: alanında mostranın yaptığı beş ana kaya (Akay, 2008) vardır, çört ve Tavşanlı bölgesi denizaltı bazaltik lavlar, (4) Simav Magmatik Kompleksi ve (5) Neojen tortul ve volkanik istifin plütonik, volkanik-subvolkanik kayalar. Simav Magmatik Kompleksi plütonik ve subvolkanik kayaları Doğrudan Menderes metamorfikleri ve HP/Afyon Bölgesi Yerel metapelitlerle kesti. Ayrıca, Afyon Bölgesi ve Eğrigöz ve Koyunoba plütonları (Akay, 2008) bulunan Menderes Masifi daha büyüktür. Simav Magmatik Kompleksi volkanik kayaları (bazalt NASA) Simav jeotermal alanın ısı kaynağı olarak hizmet vermektedir.

Simav fayı, büyük bir kuzey-daldırma normal fayı ile güneyden sınırlıdır. Bu fay batı Türkiye genelinde uzanır ve bazı Konaklamalı doğrultu atımlı yer değiştirme olabilir DB çarpıcı fay zonu için büyük, yarı-sürekli BKB bir parçasıdır. Çok daha az yer değiştirme ile güney-daldırma antitetik normal faylar bir sistem havzanın normal kenarını sınırlar (Faulds vd., 2010).

Simav ilçesinde, Simav grabeni olarak bilinen bir çökmüş havza (yükseklik 800m) içinde yer almaktadır. Bu Simav grabeni Paleozoyik Metamorfik (kuvarsit, mika-şist ve mermer) ve bu Orta Miyosen Naşa bazalt dizisi ve ~20 mA Eğrigöz graniti (Işık vd., 2003b) olarak Senozoyik magmatic kayalar tarafından katlı, Neojen ve Kuvaterner çökelleri oluşmaktadır; (Faulds vd., 2010). Simav fayı doğal olarak metamorfik kabuğunda meteorik suların konveksiyonu derin bir ısı ile süpürmeyle iletişim kurmayla çok derinlere nüfuz eder. Hochstein vd (1990), Kabuğunun ince kıta türü (yani, Havzası'nda sistemleri ve ABD ve Türkiye Menderes Masifi aralığı tektonik il) bindirmiş alanlarda ortaya çıkar; normal ısı akışı daha yüksek oluşur, kırık bölgesi sistemlerine dikkat çekmiştir. Kassoy ve Zebib (1978) tarafından daha önce teorik

Çalışma aynı zamanda sıvı konveksiyon normal sıcaklık ile bir kabuk ortamda duran bir kırık bölgesinde oluşabildiğini göstermiştir. Simav jeotermal sistemi, aktif Simav fayı tarafından kontrol edilmesi düşünülen ve muhtemelen Normal ısı akışı 110mW/m^2 (Ilkisik, 1995; Palabıyık ve Serpen, 2008) den daha yüksek, Türkiye'nin Ege bölgesinde ve araziye bağlı konveksiyonu zorlamaktadır. Kırık bölgesinin rezervuarı içinde ekonomik derinliklerinde (daha az 1km) 160°C 'nin hakim olduğu sıcaklıklar da, Simav jeotermal sistemin Hochstein tarifi (1990) "süpürme tabanında yüksek sıcaklıklar ile kırık bölgesi sistemleri" benzerdir.

6.2. Çalışma Alanının hidrojeolojik, hidrojeokimyasal ve izotop jeokimyasal özellikleri

Çalışma alanında neotektonik faaliyetinden kaynaklanan çatlak ve faylar kireçtaşlarında ve mermerlerde ikincil gözeneklilik veya yüksek geçirgenlik gelişmelerine neden olmuştur. Çalışma alanında, dört farklı rezervuar kayacı bulunur. Rezervuar kayaları, Naşa bazaltları, Budağan kireçtaşları, Arıkaya oluşumu ve Balıkbaşı formasyonudur. Bunlar bünyesinde jeotermal sular içermektedir. Ayrıca, alışma alanında üç farklı örtü kayacı belirlenmiş olup bunlar Eynal formasyonu, Akdağ ve Sarıcasu formasyonlarıdır.

Jeotermal sular 61.6 ile 91°C arasında değişen yüzey sıcaklıklarına sahip ve $\text{Na-HCO}_3\text{-SO}_4$ tipi sular olarak sınıflandırılır; buna karşın Ilıcasu Kaplıcaları suları (TW-10) $\text{Na-Ca-SO}_4\text{-HCO}_3$ tipi olarak sınıflandırılır. Ayrıca, bunlar Schoeller diyagramında baskın katyonlara Na+K>Ca>Mg ve anyonlara $\text{HCO}_3\text{>SO}_4\text{>Cl}$ göre sınıflandırılabilir. Bu durum aynı zamanda Gemici ve Tarcan (2005) ve Palabıyık ve Serpen (2008) ile uyumludur.

Çalışma alanından alınan örneklerin $\text{Cl-SO}_4\text{-HCO}_3$ gen diyagramı Simav ve yakın çevresi jeotermal sularının periferik su bölgesine düştüğünü göstermektedir. Bu gen diyagramının bikarbonat köşeli baskın şekil dolayısı ile bikarbonat su olarak tanımlanır. Bu suların daha çok derinde bulunan rezervuardan gelen sıcak buhar ile olası olarak ısınmış yeraltı suları ile doğrudan ilişkili olmaktadır. Bu nedenle, bu jeokimyasal termometreyi kullanarak rezervuar sıcaklığı en iyi sonucu vermeyebilir.

Termal suların yzeeye yükselimi bunların buhar ve akışkan olarak ayrılmasına neden olmakta, bu durumda bunlar deşarj esnasında içinde bulunan uçucu olmayan

komponentlerin artmasına sebebiyet vermektedir ve böylece bu gözlemlerimizle Gemici ve Tarcan (2005) ile uyum sağlanmaktadır.

Çalışma alanı jeotermal suları için hazırlanan Na+K-Mg-Ca üçgen diyagramı şekilde Na+K katyonlarının bir noktaya yöneldiği gibi baskın katyonların Na+K olduğunu göstermektedir. Bu beklenen bir durumdur, çünkü artan sıcaklıklarla Na^+ değeri artmakta ve buna karşın ise Ca^{2+} ve Mg^{2+} içeriği azalmaktadır. Bu nedenle çalışma alanının jeotermal sularda Ca^{2+} ve Mg^{2+} düşük değerlerdedir. Ancak, TW-10 örneğine sıcak sular kalsit içeren karbonat kayalarda sirkulasyon gösterdiklerinden yüksek Ca^{2+} içeriğine sahiptir. Bu doğru örneğin alındığı bölgede kireçtaşı varlığı düşünülür.

Termal suların doygunluk endeksleri termal suların deşarj sıcaklıklarında ve simülasyon olarak artan sıcaklıklarda ve pH değerlerinde hesaplanmıştır. Kuvars, aragonit, kalsit ve kalsedon deşarj sıcaklıklarda doygunluk göstermektedir. Buna karşın rezervuar kimyasal bileşimine göre hesaplanan sıcaklıklarda kuvars, dolomit ve kalsedon doygunluğu vardır. Bu doygunluk endekslerine göre, jeotermal sistemde karbonat minerallerinin çökmesi ile oluşan kabuklaşma beklenebilir. Bu Simav ve yakın çevresinde üretim esnasında kuyularda gözlenen kabuklaşma oluşumları ile birebir uyuşmaktadır. İnhibitörler sondajlardaki kabuklaşmanın önlenmesi için kullanılmaktadır. Öte yandan, kalsedon, kuvars ve denge sıcaklığına gelene kadar düşük sıcaklıklarda, muskovit çöktürülmesine ulaşılır, fakat sıcaklık arttıkça jeotermal sıvı içinde çözülür. Kalsit Bununla birlikte, hemen hemen her sıcaklıkta doymuştur ve çöker.

Çalışma alanındaki rezervuarın sıcaklığını anlamak için çalışma alanı jeotermal suları hidrojeokimyasal analiz sonuçları değerlendirildi. Kuvars termometresi (adiyabatik ve kondüktif) ile Çitgöl (TW8), Naşa (TW9), and Ilıcasu kaplıcaları (TW10) 163-174 °C, 156-166 °C ve 203-225 °C arasında değişirken Eynal jeotermal alanı (TW1-TW7) için 191 ile 231 °C arasında sıcaklıklar hesaplanmıştır. Eynal jeotermal alanında, Fournier (1977) tarafından önerilen α -kristobalit, β -kristobalit ve amorf silika 83–182 °C arasında rezervuar sıcaklıkları vermektedir; Çitgöl, Naşa ve Ilıcasu kaplıcaları için 50-124 °C, 43-115 °C ve 98-175 °C arasında değişen rezervuar sıcaklığı değerleri vermektedir. Na+K-Ca-Mg düzeltme termometresi Eynal jeotermal sistemi rezervuarında ölçülen değerlere yakın rezervuar sıcaklıkları vermiştir. Eynal için hesaplanan sıcaklık değerleri

148-163 °C arasındadır. Buna karşın diğer katyon termometreleri daha çok yüksek değerler vermektedir. Silika termometresi ve Na+K-Ca-Mg düzeltmeli katyon termometresi jeotermal akışkanların lokasyonunda ölçülen rezervuar sıcaklığına yakın rezervuar sıcaklığı sonucu olarak kabul edilir. Bu çalışma bulguları Gemici ve Tarcan (2005) ve Palabıyık ve Serpen (2008) ile uyushmaktadır.

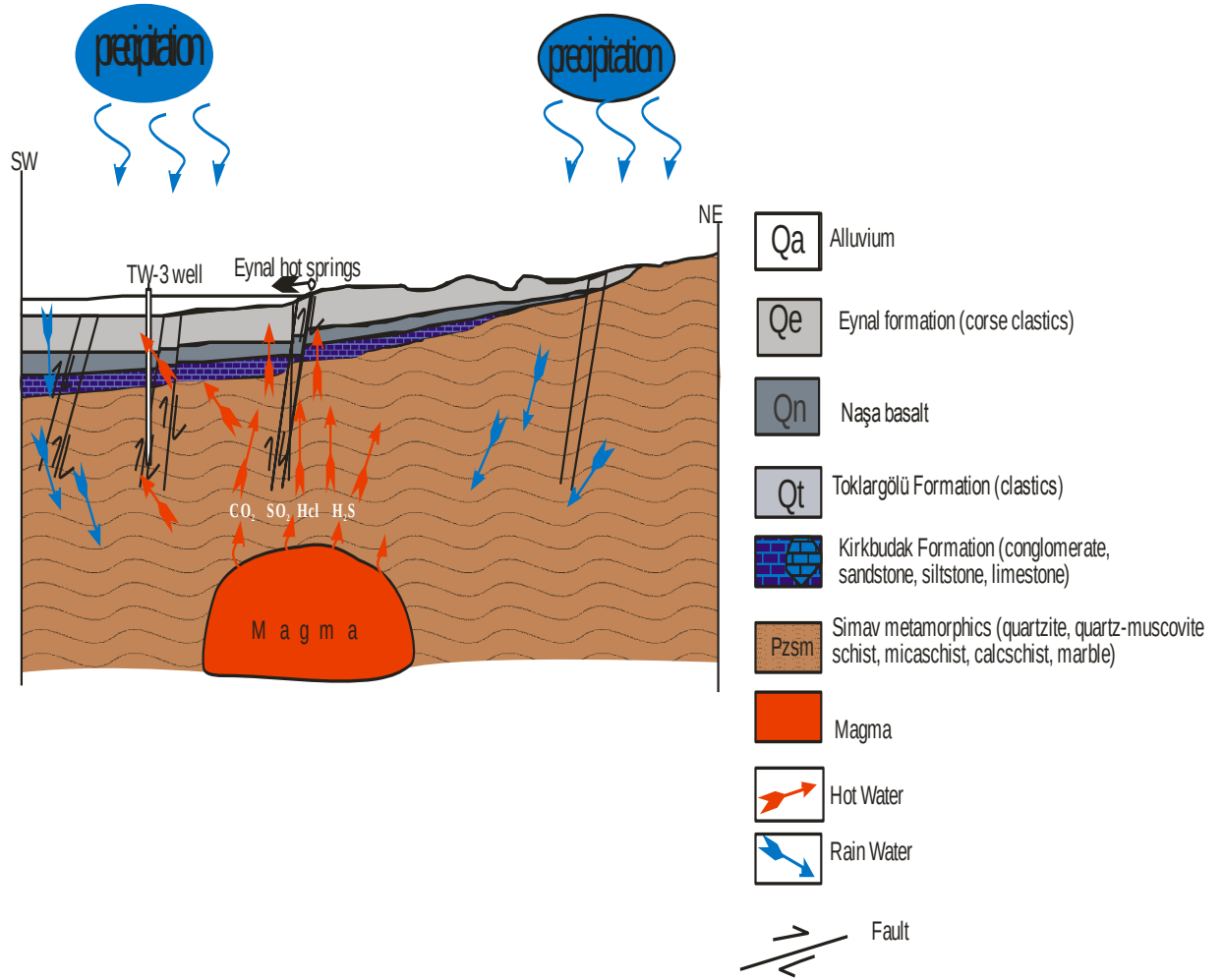
Na-K-Mg^{1/2} üçgen diyagramı solute termometre uygulamaları ile rezervuar sıcaklığı uygun jeotermal sular arasında açık ayırım yapmak için bir yöntem olarak Giggenbach (1988) tarafından önerilmiştir. Simav jeotermal alanından gelen sular olgunlaşmamış sular alanına düşmektedir. Eynal jeotermal suları (TW1-TW7) kısmi dengelenmiş suların sınırına yakın bulunmaktadır. Diğer üç örnek (TW8-TW10) Eynal jeotermal sularına göre daha çok yer altı suları ile karışımın olduğu alana düşmektedir. Palabıyık ve Serpen (2008) Eynal jeotermal sularının kayaç-su etkileşimi için tamamlanmış dengelenme çizgisine en yakın olduğunu tespit etmiştir. Bu gerçekleştirilen bu çalışma ile uyushmaktadır. Entalpi-Cl⁻ diyagramı jeotermal suların özellikle buhar fazları tarafından ısıtıldığı alanlarda seyreltildiğini göstermektedir. Bu aynı şekilde suların buhar fazı tarafından ısıtıldığını gösteren Cl-SO₄-HCO₃ üçgen diyagramı ile uyushmaktadır.

Çalışma alanı jeotermal suları meteorik kökene işaret eden meteorik su çizgisi bouynca dizilmiştir. Ayrıca, bu sular δ¹⁸O yönünden zenginleşmiştir. Bu durum rezervuardaki yüksek sıcaklıktan dolayı sistemde kayak-su etkileşiminin ve/veya kaynamanın varlığına işaret etmektedir. Ayrıca, jeotermal sular içindeki δD içeriği değişimi sistemin yüksek kısımlardan veya uzun mesafelerden beslendiğine işaret etmektedir. Jeotermal sulardaki δD- δ¹⁸O ilişkisi ve ³H değerleri Eynal kaynağı ve kuyu sularının diğer sıcak sulara göre daha derinlerde dolaşıma katıldıkları, bunların kökenlerinin meteorik olduğu ve yaşlarının en az 50 yıl olduğu belirlenmiştir (Bayram ve Şimşek, 2005).

6.3. Simav Jeotermal Alanının hidrojeolojik modellemesi

Simav ve yakın çevresinde grabenin kuzey kenarı boyunca alüvyonlar içinde 61.6 ile 91 °C arasında değişen yüzey sıcaklıkları ile sıcak sular çıkmaktadır. Burada tortul birimler Naşa bazaltlarına karşı kompleks boyunca yan yana dizilmişlerdir ve bu kompleks güneye eğimli antitetik fayın bir parçası olmaktadır. Bu fayların bazıları Kuvaterner fay

aynaları ile işaretlenmiştir. Eynal jeotermal alanında D-B doğrultulu olarak sıcak su kaynaklarının dizilim çizgisi normal antitetik fayın örtü kayaçları içinde yer aldığı görülür. Burada sıcak su kaynaklarında opale benzer sinter oluşumları nedeni ile derinde yüksek sıcaklık ($> 180\text{ }^{\circ}\text{C}$) jeotermal sistemi bulunmaktadır. Mevcut üretim ve geri basma kuyularının şimdiki derinliği en fazla 958 m civarındadır. Şimdiye değin burada büyük rezervuar henüz keşfedilmemiştir. Bu rezervuar temel metamorfik kayaçlarda ve kısmen Miyosen yaşlı volkanik kayaçlarda olabilir (Faulds vd., 2010). Eynal'de jeotermal aktivite öncelikle güneye dalımlı anastomoz normal fay sistemi içindedir; Bu vasıta ile akışkan dolaşımı için yüksek kırıklı dik eğimli yollar dolaşım yolları oluşumunu sağlamıştır. Derinde, sular ısıtılmış kayaçlar ile ilişkidir. CO_2 , SO_2 , HCl ve H_2S magmadan yükselir ve rezervuara ve akışkan ile kayak arasında dengelenme hasil olur. Böylece, termal sular tektonik zonlar boyunca yüzeye çıkar ve Simav'da olduğu gibi sıcak su kaynakları olarak adlandırılır (Şekil 6.1).



Şekil 6.1: Simav jeotermal sisteminin basitleştirilmiş hidrojeolojik oluşum modeli.

7. KAYNAKLAR

- Agostini, S., Tokcaer, M., Yilmaz Savaşçın M., 2010. Volcanic rocks from foça-kara burun and Ayva lik-lesves grabens (Western Anatolia) and their petrogenic-geodynamic significance. Turkish journal of Earth Sciences 19, 57-184.
- Akay Erhan (2008). Geology and Petrology of the Simav Magmatic complex (NW A natolia) and its comparison with The Oligo-Miocene granitoids in NW Anatolia: Implications on Tertiary tectonic evolution of the region. Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch) (2009) 98:1655-1675.
- Akdeniz, N and Kunak, N. 1979. Simav-Emet-Tavşanlı-Dursunbey-Demirci yörelerinin jeolojisi –(Geology of Simav –Emet-Tavşanlı-Dursunbey-Demirci area)- MTA report no:6547.
- Alptekin, Ö., Ezen, U., Uçer, S.B., 1990. Heat flow, seismicity and the crustal structure of Western Anatolia. International Earth Sciences Congression Aegean Regions, Proceedings Vol-II, İzmir.
- Bayram Ferhat A. and Şimşek Sakir, 2005. Hydrogeochemical and Isotopic Survey of Kütahya-Simav geothermal field. Procedings World Geothermal Congress 2005, Antalya, Turkey, 24-29 April 2005.
- Bonham, H.R., 1986. Models for Volcanic-hosted epithermal precious metal deposits: A review. Proc, 5th International Volcanology Cong., Auckland, N2, 13-17.
- Bozcu, M., 2010. Geology of Neogene basins of Buldan-Sarıcaova regions and their importance in Western Anatolia neotectonics. International J. Of Earth SCI (Geol Rundsch) 99, 851-860.
- Bozkurt, E., 2000. Timing of extension on the Büyük Menderes graben, Western Turkey and its tectonic implications. In: Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piper JDA (eds), tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area. Geological society of London special publication. 173, pp.385-403.
- Bozkurt E., Sözbilir, H., 2004. Tectonic evolution of the Gediz Graben: field evidence for an episodic, two stage extension in Western Turkey. Geological Magazine 141, 63-79.
- Bozkurt E., Satır, M., Buğdaycıoğlu, Ç., 2011. Surprisingly young Rb/Sr ages from the Simav extensional detachment fault zone, northern Menderes Massif, Turkey. Journal of geodynamics 52, 406-431.
- Cavazza, W., Okay, A.I., Zatin, M., 2005. Rapid early middle Miocene exhumation of the Kazdağ metamorphic core complex (Western Anatolia). Int. J. Earth Science 98, 1935-1947.

- Cavazza W., Federica, I., Okay, A.I., Zatin M., 2011. Apatite fission-track thermochronology of the Western Pontides (NW Turkey). Rapid communication: Geological Magazine, PP.1-8.
- Cemen, I., Seyitoğlu, G., Işık, V., 2002. Extensional tectonics in Southern Basins and Ranges, United States and in Western Turkey: A review of similarities, differences and problems. Geological Society of America, Annual Meeting, Denver, Colorado, USA, Paper 79-1.
- Collins A.S., Robertson A.H.F., 1999. Evolution of the Lycian Allochton, Western Turkey, as a North facing late paleozoic to Mesozoic rift and passive continental margin, Geological Journal 34, 107-138.
- Craig, H., 1963. The Isotopic geochemistry of water and Carbon on geothermal areas. In: Tongiorgi, E. (ed), Nuclear geology in geothermal areas, spoletto, 1963. Consiglio Nazionale delle Ricerche, Laboratorio di Geologia Nucleare, Pias, 17-53.
- Çoban Hakan, Karacık Zekiye, Ömer Işık Ece. 2011. Source contamination and tectonomagmatic signals of overlapping Early to middle Miocene orogenic magmas associated with shallow continental subduction and asthenospheric mantle flows in Western Anatolia: A record from Simav (Kütahya) region Lithos 140-141 (2012) 119-141.
- Ellis, A. J., and Mahon, W.A.J., 1964. Natural hydrothermal systems and experimental hot-water/rock interaction. Geochim, cosmochim, Acta, 28, 1323-1357.
- Ellis, A.J., and Mahon, W.A.J., 1967. Natural hydrothermal systems and experimental hot-water/rock interaction (part III). Geochim, Cosmochim. Acta 31, 519-538.
- Ercan, T., Günay, E., Savaşçın, M.Y., 1982. Simav ve çevresindeki senozoyik yaşlı volkanizmanın bölgesel yorumlanması. Bulletin of the mineral research and Exploration institute of Turkey (MTA) 97 (98), 86-101.
- Ercan, T., Satır, M., Sevin, D., Türkecan, A., 1996. Evalution of the recently conducted radiometric age measurements of the Tertiary and Quartenary-aged volcanic rocks located in Western Anatolia. Bulletin of the mineral research and exploration institute of Turkey (MTA) 119, 103-112.
- Ersoy, Y., Helvacı, C., Sözbilir, H., 2010. Tectono-stratigraphic evolution of the NE-SW-trending superimposed Selendi basin: implication for late Cenozoic Crustal extension in Western Anatolia. Tectonophysics 488, 210-232.
- Eyidoğan, H. and Jackson, J. 1985, A seismological study of normal faulting in the Demirci, Alaşehir and Gediz earthquakes of 1967-70 in Western Turkey. Implications for the nature and geometry of deformation in the continental crust. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, London, 81. 569-607.

- Fridleifsson, Ingvær B; Bertani, Ruggero; Huenges, Ernst; Lund, John W; Rignarsson Arni; Rybach Ladislaus., 2008. The possible role and contribution of geothermal energy to the mitigation of climate change. Huebeck, Germany, pp 59-80, retrieved 2009-04-06.
- Gemici Ünsal and Tarcan Gültekin., 2002. Hydrogeochemistry of the Simav geothermal field, Western Anatolia, Turkey. Elsevier Journal of Volcanology and geothermal research 116 (2002) 215-233.
- Giggenbach, W.F., 1987. Redox process governing the chemistry of fumarolic gas discharges from white Island, New Zealand. Appl. Geochem., 2, 143-161
- Hedenquist J.W., 1987. Mineralisation associated with volcanic-related hydrothermal systems in the Circum-Pacific Basin. Trans, 4th Circum-Pacific energy and mineral resources conference, Singapore 513-524.
- Hochstein, M.P., 1990. Geothermal resources: classification and assessment of geothermal resources: Pisa, Italy, International Institute for Geothermal Research, International school of geothermics, 2; 31-57.
- Hochstein, M.P., Zhongke, Y., Ehara, S., 1990. The Fuzhou geothermal system (People's Republic of China): Modelling study of a low temperature fracture-zone system: Geothermics, 19 (1), 43-60.
- Işık V., Tekeli, O., 2001. Late orogenic crustal extension in the northern Menderes Massif (Western Turkey): evidence for metamorphic core complex formation. Int J. Earth Sci. 89, 757-765.
- Işık, V., Tekeli, O., Seyitoğlu, Ç., 2004. The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of extensional ductile deformation and granitoid intrusions in the Northern Menderes core complex: Implications for the initiations of extensional tectonics in Western Turkey. Journal of Asian Earth Science 23, 555-566.
- Ilkisik, M., 1995. Regional heat flow in Western Anatolia using silica temperature estimates from thermal springs: Tectonophysics, 244, 175-184.
- Kassoy, D.R., Zebib, A., 1978. Convection fluid Dynamics in a model of a fault zone in the earth crust: Journal of fluid mechanics, 88 769-792.
- Konak, N., 1979. Simav grabeni ve getirdiği Kentleşme sorunları (Simav Graben and related problems of urbanisation). Türkiye Jeoloji Mühendisliği 1. Bilimsel ve Teknik Kongresi Bildiriler. 157-164.
- Konak, N., 1982. Simav surrounding geology and the evolution of its metamorphic rocks. İstanbul Geosci. 313-337.
- Lips A.L.W, Cassard D., Sözbilir H. 2001. Multistage exhumation of the Menderes Massif, Western Anatolia Turkey. Int J. Earth Sci 89: 781-792.

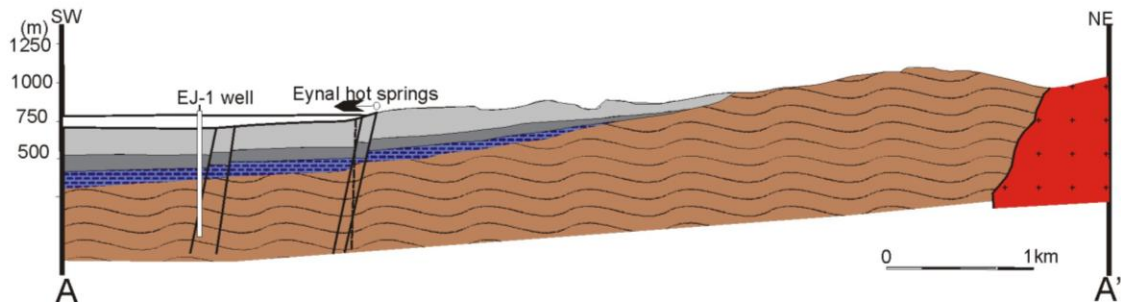
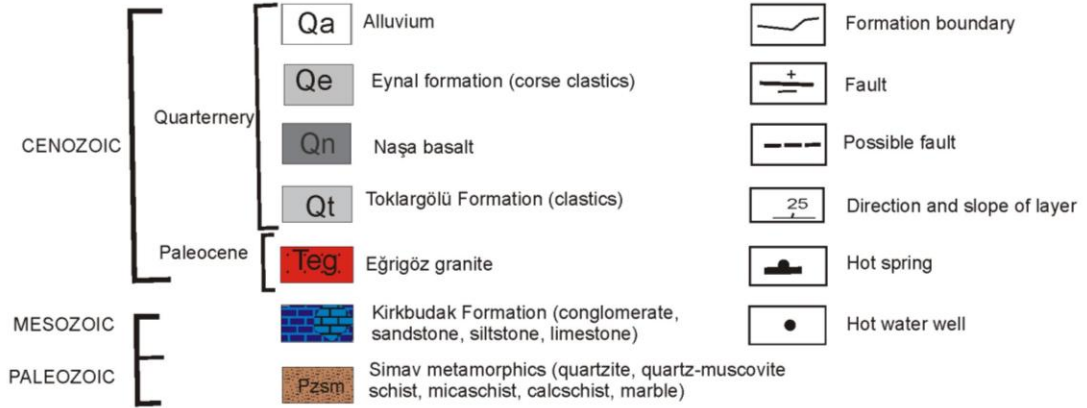
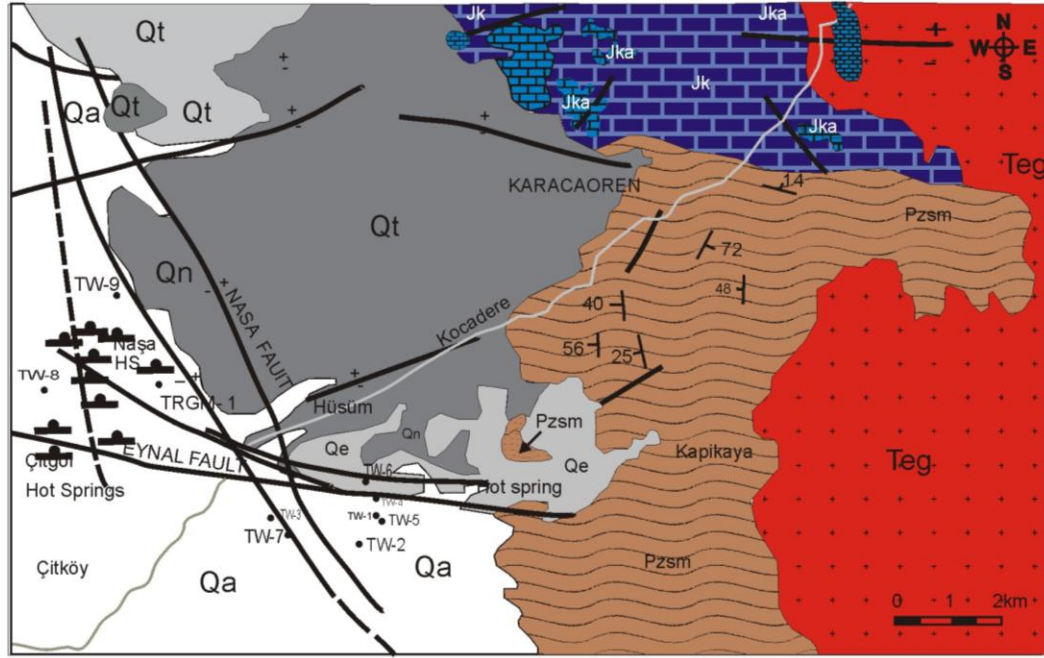
- Mahon W.A.J., 1967. Natural hydrothermal systems and the reaction of hot water with sedimentary rocks. *NZ.Jour. Sci.* 10, 206-221.
- MTA, 1996. Türkiye Jeotermal Envanteri, MTA Genel Müdürlüğü, Ankara. Pp 12-24.
- Nicholson Keith., 1993. *Geothermal Fluids, Chemistry and exploration techniques*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, Germany.
- Oberhänsli, R., Candan, O., Dora, O. Ö., Dürr, S., 1997. Eclogites within the Menderes Massif, Western Turkey. *Lithos* 41, 135-150.
- Okay, A.I., Satır M., Maluski H. (1996). Paleo and Neo-Tethyan events in Northwestern Turkey: geologic and geochronologic constraints. In: Yin A, Harrison M (eds) *The tectonic evolution of Asia*, Cambridge University Press, Cambridge pp 420-441.
- Okay A.I, Haris NBW, Kelley S.P., 1998. Exhumation of a blue-schist along a Tethyan suture in Northwest Turkey. *Tectonophysics* 285: 275-299.
- Okay A.I., 2004. Tectonics and high pressure metamorphism in Northwest Turkey. 32nd Geological Congress. Field trip guide book, İstanbul.
- Okay A.I., 2007. The Tavşanlı zone-the subducted northern margin of the Taurides Colloquim on Menderes Massif, Extended abstract 34-38.
- Okay A.I, Tansel I, Tüysüz O., 2005. Obduction, subduction and collision as reflected in the upper Cretaceous-lower Tertiary sedimentary record of Western Turkey. *Geol mag* 138: 117-142.
- Ongur, T., 2004. Simav jeotermal alanının kapasitesi. Jeoloji değerlendirmesi, Ege Enerji A.Ş., unpublished, İstanbul.
- Öygür Vedat and Erler Ayhan., 2000; Simav Grabeninin metalojenisi (İç-batı Anadolu, Türkiye) (metallogeny of the Simav graben (Inner-Western Anatolia, Turkey) *Türkiye Jeoloji Bülteni* cilt. 43, no.1, 7-19.
- Palabıyık Yıldırım and Serpen Umran., 2008. Geochemical assessment of Simav geothermal field, Turkey. *Revista mexicana de Ciencias Geologicas*, V.25, num,3, P.408-425.
- Purvis M, Robertson AHF., 2004. A pulsed extension model for the Neogene-Recent E-W trending Alaşehir Graben and the NE-SW trending Selendi and Gördes Basins, Western Turkey, *Tectonophysics* 391:371-201.
- Ring, U., Johnson, C., Hetzel, R., Gessner, K., 2003. Tectonic denudation of a late Cretaceous-Tertiary collisional belt: Regionally symmetric cooling patterns and their relation to extensional faults in Anatolide belt of Western Turkey: *Geological Magazine*, 140 (4), 421-441.

- Ring, U., Collins, A.S., 2005. U-Pb sims dating of synkinematic granites: timing of core-complex formation in the northern Anatolide belt of Western Turkey. *Journal of the Geological Society, London*. 162, 289-298.
- Saemundsson, K., Axelsson G, and Steingrímsson B., 2009. Geothermal systems global perspective; short course on surface exploration for Geothermal resources, El-Salvador, United Nations University Geothermal Training Programme.
- Saroğlu, F., Boray, A., and Emre, O., 1987. Active faults of Turkey, Mineral Res. Explor. Inst. Turkey, unpubl. Report 8643, 394pp.
- Saroğlu, F., Emre, O., and Kusu, I., 1992. 1:1000000 Active fault map of Turkey, MTA.
- Serpen, U., Mihçakan, M., 1999. Heat flow and related geothermal potentials of Turkey. Geothermal Resources Council (GRC) Annual Meeting. GRC transactions, 23, 485-490.
- Seyitoğlu Gürol., 1997. The Simav Graben: An example of young E-W trending structures in the late Cenozoic extensional system of western Turkey. *Tr J. of Earth Sciences* 6 (1997) 135-141 (TÜBİTAK).
- Şeyitoğlu G., Işık V., Çemen İ., 2004. Complete Tertiary exhumation history of the Menderes Massif, Western Turkey: an alternative working hypothesis. *Terra Nova* 16/6: 358-364.
- Şengör, A.M.C., Gori, N., and Varoğlu, F., 1985. Strike-Slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape; Turkey as a case study, strike-slip deformation, Basin formation and sedimentation, Society of Economic paleontologists and mineralogists, special publication: 37.
- Şengör AMC, Yılmaz Y. 1985. Tethyan evolution of Turkey; a plate tectonic approach. *Tectonophysics* 75: 181-241.
- Thomson, S.N., Ring, U., 2006. Thermochronological evaluation of post-collision extension in the Anatolide orogen, Western, Turkey. *Tectonics* 25, TC3005, DOI: 10.1029/2005TC001833.
- Turcotte, D.L; Schubert, G., 2002. "4", *Geodynamics* (2nd edition), Cambridge, England, UK; Cambridge University Press, pp 136-137.
- Van Hinsbergen, D.J.J., Dekkers, M.J., Bozkurt, E., Kopman M., 2010b. Exhumation with a twist: paleomagnetic constraints on the evolution of the Menderes metamorphic core complex, Western Turkey. *Tectonics* 29. DOI: 10.1025/2009T/002596.
- Westaway. R. 1990. Block rotation in Western Turkey 1.Observational evidence. *Journal of Geophysical research*. 95/B12. 9 857-19 884.
- White N.C. and Hedenquist J.W., 1990. Epithermal environments and styles of mineralisation: variations and their causes, and guidelines for exploration. *J. Geochem. Explor.* 36, 445-474.

- Yılmaz, Y., 1989. An approach to the Origin of Young Volcanic rocks of Western Turkey. In: Tectonic evaluation of Tethyan Regions 159-189. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Yılmaz, Y., 2000. When did the Western Anatolia Grabens begin to develop? In: Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area. Geological Society London Special Publications, 173, 333-384.
- Zeschke, G., 1954. Der Simav graben und seine gestine-Bulletin of the Geological Society of Turkey. 5. 179-189.

EKLER

Ek-A. Simav jeotermal alanı kesit ve örnek yerleri.



ÖZGEÇMİŞ

Adı Soyadı : Olayinka Abiodun BELLO

Doğum Yeri ve Yılı : Lagos, Nijerya. 1979



Medeni Hali : Evli

Eğitim Durumu

Lise : 1991-1997 Ijebu-ode Grammar School, Ogun state, Nijerya

Lisans : 2000-2006 Obafemi Awolowo University, Ile-ife, Nijerya
Jeoloji Bölümü

Yüksek Lisans : 2012- Süleyman Demirel Üniversitesi, Isparta, Türkiye.
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı.

Yayınlar:

Bello, O.A. ve Demer, S., 2013. Isparta ili yeraltısularındaki bazı seçilmiş metallerin kimyasal türleştirilmesi (GB Türkiye): 66th Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ankara.