

T.C.
BALIKESİR ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANA BİLİM DALI



HİSARALAN (SINDIRGI) YÖRESİNDEKİ TRAVERTEN
OLUŞUMLARININ BÖLGESEL TEKTONİKLE İLİŞKİSİ

YÜKSEKLİSANS TEZİ

ATAHAN ATLI

BALIKESİR, ŞUBAT - 2018

T.C.
BALIKESİR ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANA BİLİM DALI



**HİSARALAN (SINDIRGI) YÖRESİNDEKİ TRAVERTEN
OLUŞUMLARININ BÖLGESEL TEKTONİKLE İLİŞKİSİ**

YÜKSEKLİSANS TEZİ

ATAHAN ATLI

Jüri Üyeleri : Prof. Dr. İbrahim TÜRKMEN (Tez Danışmanı)

Prof. Dr. Mehmet ÖZKUL

Yrd. Doç. Dr. Ali Murat KILIÇ

BALIKESİR, ŞUBAT - 2018

KABUL VE ONAY SAYFASI

Atahan ATLI tarafından hazırlanan “HİSARALAN (SINDIRGI) YÖRESİNDEKİ TRAVERTEN OLUŞUMLARININ BÖLGESEL TEKTONİKLE İLİŞKİSİ” adlı tez çalışmasının savunma sınavı 26.01.2018 tarihinde yapılmış olup aşağıda verilen jüri tarafından oy birliği / oy çokluğu ile Balıkesir Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI YÜKSEKLİSANS TEZİ olarak kabul edilmiştir.

Jüri Üyeleri

İmza

Danışman
Prof. Dr. İbrahim TÜRKMEN

Üye
Prof. Dr. Mehmet ÖZKUL

Üye
Yrd. Doç. Dr. Ali Murat KILIÇ

Jüri üyeleri tarafından kabul edilmiş olan bu tez Balıkesir Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Yönetim Kurulunca onanmıştır.

Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürü

Doç. Dr. Necati ÖZDEMİR

.....

Bu tez çalışması TÜBİTAK tarafından 115Y141 nolu proje ile desteklenmiştir.

ÖZET

HİSARALAN (SINDIRGI) YÖRESİNDEKİ TRAVERTEN OLUŞUMLARININ BÖLGESEL TEKTONİKLE İLİŞKİSİ

Atahan ATLI

Balıkesir Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Yüksek Lisans Tezi

(Danışman: Prof. Dr. İbrahim TÜRKMEN)

BALIKESİR, Ocak- 2018

Bu çalışma, Hisaralan köyü (Sındırgı) ve çevresinde yüzeyleyen travertenlerin bölgesel tektonikle ilişkisinin ortaya konması amacı ile yapılmıştır.

İnceleme alanının litolojik birimleri yaşlıdan gence doğru, rekristalize kireçtaşı, radyolarit, metakumtaşı ve ofiyolitik kayalarından oluşan Bornova flişi (Üst Kretase-Paleosen), dasit, riyolit, aglomera ve tüflerden oluşan Sındırgı volkanitleri (Alt Miyosen) ile onları uyumsuz örten travertenlerden (Kuvaterner) oluşmaktadır.

Travertenlerde yapılan ayrıntılı fasiyes incelemelerinde, nilüfer yaprağı, rafı traverten, kristalin kabuk, zarflı taneler, bantlı traverten ve mikrobiyal traverten litotipleri tanımlanmıştır. Bu litotipler yamaç-şelale tipi, kaynak tümseği tipi, koni (kule) tipi ve sırt tipi morfolojilere sahip travertenlerde gelişmişlerdir.

Bölgedeki volkanitlere ait çatlaklar KB ve KD doğrultusunda gelişmiştir. Bu çalışmada ölçümleri yapılan fayların ve sırt tipi travertenlerin doğrultularının da bu çatlak doğrultuları ile uyumlu olduğu görülmektedir. Bölgedeki sırt tipi travertenler de KD-GB doğrultulu açılma ile ilişkili olarak gelişmiştir. Hisaralan travertenlerini oluşturan jeotermal sistem, Simav fayı ile ilişkili olarak gelişen horst ve grabenlerin yanında KD-GB doğrultulu oblik atımlı faylar tarafından da denetlenmiştir.

ANAHTAR SÖZCÜKLER: Traverten, jeotermal, tektonik, Hisaralan, Sındırgı

ABSTRACT

THE RELATIONSHIP BETWEEN TRAVERTINE FORMATIONS AND REGIONAL TECTONICS IN HİSARALAN (SINDIRGI) REGION

Atahan ATLI

Balikesir University Institute of Science and Technology

Department of Geological Engineering

M. Sc. Thesis

(Supervisor: Prof. Dr. İbrahim TÜRKMEN)

This study was carried out in order to reveal the relationship with travertine occurrences of tectonic elements in Hisaralan region.

Stratigraphically, the basement rock unit of the study area is Bornova Flysch Zone (Late Cretaceous-Paleocene) consisting mainly of recrystallized limestone, radiolarite, metasediments and ophiolitic rocks. These units are cut by Sındırgı volcanics (Early Miocene) comprising dacite, rhyolite, agglomerate and tuffs assemblages. Travertines, the subject of this study, are observed on the volcanic suits. All the units are unconformably covered by Quaternary alluvium.

Based on detailed facies examinations, the travertines are divided into six lithotypes: 1) lily pad travertine, 2) ledge travertine, 3) crystal crust, 4) enveloped granules (oolite, pisolite), 5) banded travertine and 6) microbial travertine. These lithotypes formed in different travertine morphologies such as slope-waterfall-type, spring mound, cone (tower) type and Fissure-ridge type.

It was observed that the faults identified in this study and the directions of the Fissure-ridge travertines are also compatible with these fracture directions. Fissure-ridge type travertines in the region have also developed in relation to NE-SW-directed extensional forces. Not only the geothermal system associated with travertines in Hisaralan region was controlled by oblique NE-SW trending strike-slip faults, but also with horst and graben systems developed in association with Simav fault.

KEY WORDS; Travertine, geothermal, tectonic, Hisaralan, Sındırgı

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa</u>
ÖZET	i
ABSTRACT	ii
İÇİNDEKİLER	iii
ŞEKİL LİSTESİ	iv
TABLO LİSTESİ	v
ÖNSÖZ	vi
1. GİRİŞ	1
1.1 Çalışmanın Amacı.....	1
1.2 İnceleme Alanının Tanıtılması.....	1
1.3 Önceki Çalışmalar.....	3
2. STATİGRAFI	7
2.1 Bornova Fliş Zonu	7
2.2 Sındırgı Volkanitleri.....	12
2.3 Traverten.....	16
3. TRAVERTENLERİN FASİYES VE MORFOLOJİK ÖZELLİKLERİ	18
3.1 İnceleme Alanında Gözlenen Traverten Litotipleri.....	18
3.1.1 Nilüfer Yapağı Traverten.....	18
3.1.2 Rafsı Traverten.....	19
3.1.3 Kristalin Kabuk.....	20
3.1.4 Zarflı Taneler.....	21
3.1.5 Bantlı Traverten.....	22
3.1.6 Mikrobiyal Traverten.....	23
3.2 İnceleme Alanında Gözlenen Travertenlerin Çökeltme Morfolojileri.....	25
3.2.1 Yamaç-Şelale Tipi Depolanma Morfolojisi.....	25
3.2.2 Kaynak Tümseği Depolanma Morfolojisi.....	26
3.2.3 Koni – Kule Tipi Depolanma Morfolojisi.....	26
3.2.4 Sırt Tipi Depolanma Morfolojisi.....	27
4. TEKTONİK	28
4.1 Bölgesel Tektonik.....	28
4.2 İnceleme Alanının Tektonik Özellikleri.....	30
4.2.1 Sındırgı-Sincanlı Fay Zonu.....	31
4.2.2 Simav Fay Zonu.....	32
4.2.3 Serindere Fayı.....	33
4.2.4 Hisaralan Fayı.....	34
4.3 İnceleme Alanındaki Tektonik Yapıların Yorumu.....	36
5. İNCELEME ALANI VE ÇEVRESİNİN DEPREMSELLİĞİ	42
6. EKONOMİK JEOLJİ	45
7. SONUÇLAR	46
8. KAYNAKLAR	48

ŞEKİL LİSTESİ

	<u>Sayfa</u>
Şekil 1.1: İnceleme alanının yer bulduru haritası.....	2
Şekil 2.1: İnceleme alanının jeoloji haritası	10
Şekil 2.2: Bornova Fliş Zonuna ait ultramafik ve radyolaritler.....	11
Şekil 2.3: Bornova Fliş Zonu içerisinde yer alan mermer ve ultramafik kayaç blokları.....	11
Şekil 2.4: İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti.....	13
Şekil 2.5: Sındırgı volkaniklerinin yakından görünümü	14
Şekil 2.6: Hisaralan kaplıcaları ile Simav yolu yol yarmalarında gözlenen tuf seviyesi.....	15
Şekil 2.7: Riyolitleri kesen silis damarı.....	15
Şekil 2.8: İnceleme alanında gözlenen travertenler ve diğer birimler ile olan dokanak ilişkisi	16
Şekil 2.9: İnceleme alanındaki güncel ve eski travertenlerin dağılımı.....	17
Şekil 3.1: Nilüfer yaprağı traverten.....	19
Şekil 3.2: Rafsı traverten.....	20
Şekil 3.3: Açık renkli beyaz kristalin kabuk litotipi.....	21
Şekil 3.4: Zarflı taneler.....	22
Şekil 3.5: Bantlı traverten litotipi	23
Şekil 3.6: Aktif bacada gelişmiş mikrobiyal yaygılar	24
Şekil 3.7: Yamaç-şelale tipi travertenler	25
Şekil 3.8: Tümsek tipi travertenler	26
Şekil 3.9: Koni-Kule tipi travertenler.....	27
Şekil 4.1: Türkiye'nin tektonik birlikleri.....	28
Şekil 4.2: Türkiye'nin Neotektonik yapıları.....	29
Şekil 4.3: İnceleme alanında da etkili olan bölgesel ölçekli büyük faylar...	31
Şekil 4.4: İnceleme alanı içerisinde gözlenen fayların konumu.....	33
Şekil 4.5: Serindere içinde gelişen oblik fay.....	34
Şekil 4.6: Hisaralan Fayı'na ait kayma çizikleri.....	35
Şekil 4.7: Hisaralan jeotermal alanında belirlenen fay düzlemleri ve ilgili kayma çiziklerinin stereografik izdüşümleri.....	37
Şekil 4.8: Hisaralan jeotermal alan içerisinde gözlenen dasitlerdeki çatlaklara ait gül diyagramı.....	38
Şekil 4.9: İnceleme alanında gözlenen KKB doğrultulu sırt tipi traverten.	40
Şekil 5.1: Türkiye deprem bölgeleri haritası.....	42
Şekil 5.2: İnceleme alanı ve çevresinde meydana gelen 5.0 ve üzeri büyüklüğe sahip depremlerin dağılımı.....	43
Şekil 5.3: Türkiye Diri Fay Haritası, Balıkesir NJ 35-3 paftasındaki tarihsel ve aletsel dönem depremlerinin dağılımı.....	43

TABLO LİSTESİ

	<u>Sayfa</u>
Tablo 4.1: Serindere Fayı'na ait doğrultu ve sapma açısı ölçümleri.....	34
Tablo 4.2: Hisaralan Fayı'na ait doğrultu ve sapma açısı ölçümleri.....	35
Tablo 4.3: İnceleme alanında belirlenen fay düzlemleri ve ilgili kayma çiziklerinin dağılımı.....	36
Tablo 5.1: İnceleme alanı ve çevresinde meydana gelen 5.0 M ve üzeri depremler.....	44

ÖNSÖZ

“Hisaralan (Sındırgı) Yöresindeki Traverten Oluşumlarının Bölgesel Tektonikle İlişkisi” adlı bu çalışma, Balıkesir Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı Genel Jeoloji Bilim Dalı’nda gerçekleştirilen yüksek lisans tezi olarak hazırlanmıştır.

Bu tez çalışmasının her aşamasında yardım ve desteğini esirgemeyen danışman hocam Sayın Prof. Dr. İbrahim TÜRKMEN’e teşekkür ederim.

Bu tez aşaması boyunca TÜBİTAK Proje ekibimizden proje yürütücümüz Sayın Prof. Dr. Mehmet ÖZKUL’a (Pamukkale Üniversitesi), hocalarımızdan Sayın Yrd. Doç. Dr. Ali GÖKGÖZ’e (Pamukkale Üniversitesi) ve Sayın Yrd. Doç. Dr. Ali Kamil YÜKSEL’e (Balıkesir Üniversitesi), bursiyerlerimizden değerli Özgün DEMİREL’e (Pamukkale Üniversitesi), Gamze KARVAR’a (Fırat Üniversitesi) ve Gamzenur ÇAĞDAŞ’a (Pamukkale Üniversitesi) verdikleri desteklerden dolayı teşekkür ederim.

Bu çalışma Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu tarafından (TÜBİTAK)’ 115Y141 nolu proje ile desteklenmiştir. İlgili proje kapsamında tarafıma burs sağlanmış olup Kurum yetkililerine teşekkür ederim.

Çalışma süresince değerli görüşlerinden yararlandığım Sayın Yrd. Doç. Dr. Selman AYDOĞAN’a (Balıkesir Üniversitesi) ve Uzm. Cüneyt BİRCAN’a (Balıkesir Üniversitesi) ve sayın Yrd. Doç.Dr. Ayça DOĞRUL SELVER’e (K.Maraş Sütçü İmam Üniversitesi) teşekkür ederim.

Yüksek lisans ve tez süresince desteklerini esirgemeyen Aileme çok teşekkür ederim.

1. GİRİŞ

1.1 Çalışmanın Amacı

“Hisaralan (Sındırgı) Yöresindeki Traverten Oluşumlarının Bölgesel Tektonikle İlişkisi” başlıklı bu çalışmada, Hisaralan ve çevresinin tektonik evriminde rol oynayan faktörler ve özelliklerinin ortaya konması amaçlanmıştır.

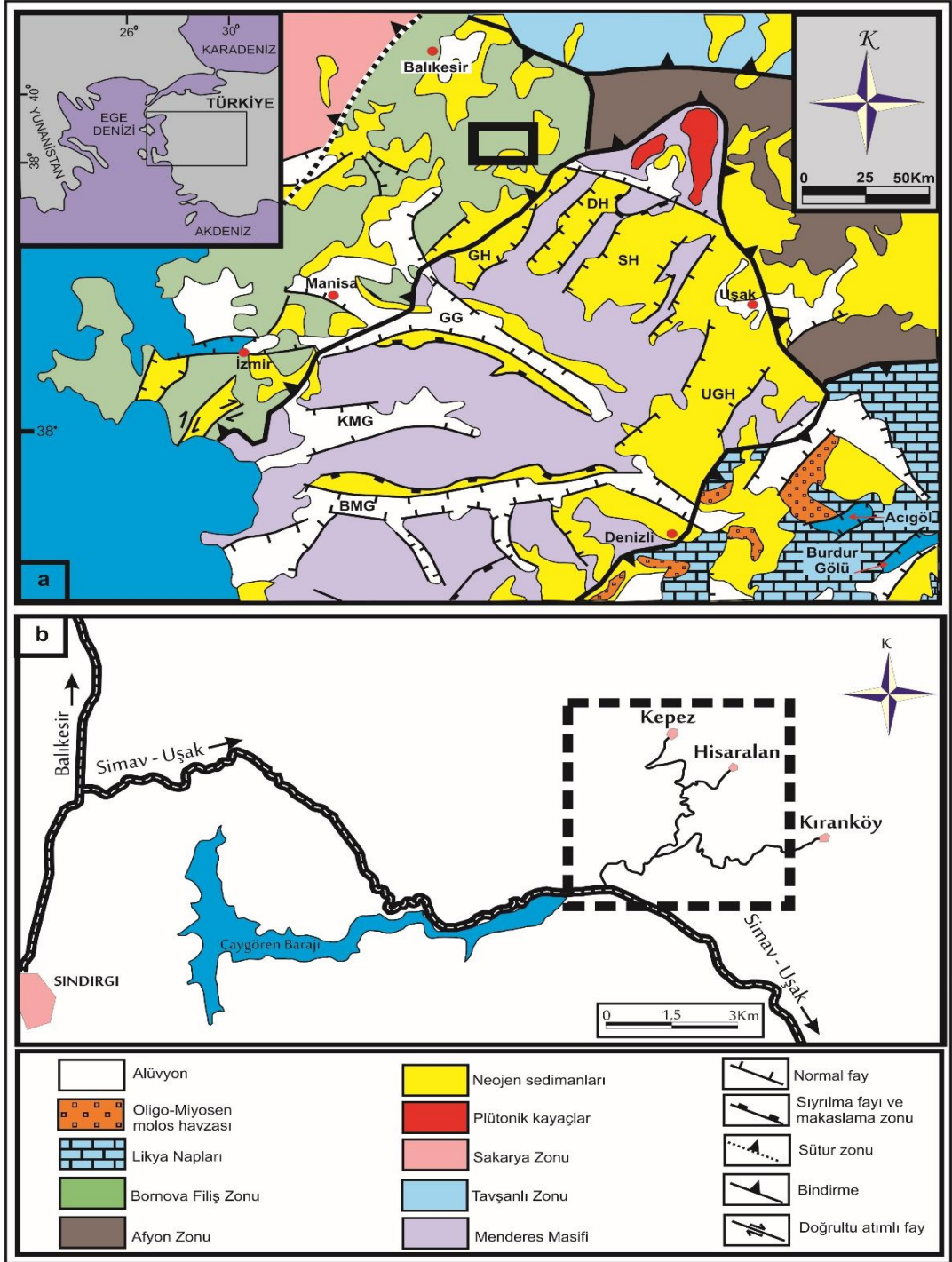
Bu çalışma boyunca gerçekleştirilen çalışmalar, arazi ve büro çalışmaları olmak üzere iki safhada yapılmıştır. Arazi çalışmaları sırasında, inceleme alanında gözlenen birimlerin stratigrafik özellikleri araştırılmıştır. Tezin esas konusunu oluşturan tektonik araştırmalar için kırıklı yapılar belirlenmiş ve bu yapılara (fay ve çatlaklara) ait ölçümler gerçekleştirilmiştir. Yerinde ölçümler, farklı traverten depolanma morfolojilerinin (traverten kuleleri, çatlak sırtları, kaynak tümsekleri, 8 şelale v.b.) GPS konumları ile yükseklik, genişlik, tabaka ve eksen duruşlarını kapsamaktadır.

Birimlerin stratigrafik ve tektonik özelliklerini en iyi yansıtan mostralardan fotoğraf çekilmiştir.

Büro çalışmaları esnasında, arazi çalışmalarında elde edilen ölçümler dijital ortama aktarılıp stereografik izdüşüm gül diyagramları hazırlanarak yorumlanmıştır. Ayrıca inceleme alanınının 1/ 25.000 ölçekli jeolojik haritası da hazırlanmıştır.

1.2 İnceleme Alanının Tanıtılması

İnceleme alanı Balıkesir ili Sındırgı ilçesinin 25 km kuzeydoğusunda Balıkesir J20-b4 paftasında yer almaktadır (**Şekil 1.1**). İnceleme alanı oldukça sarp bir topoğrafyaya sahiptir. En düşük kot 274 m ile sahayı güneyden sınırlayan Simav Çayı ve Çaygören Baraj Gölü, en yüksek noktası ise 3 km kuzeyde bulunan 942 m kotlu Kepez Tepe'dir. İnceleme alanında bulunan yüksek sıcaklıktaki termal kaynaklar ve bu kaynak sularının oluşturduğu traverten konileri, dünyada ender görülen yapılar olma özellikleri nedeni ile jeopark – jeosit alan olma potansiyeli taşımaktadır.



Şekil 1.1: İnceleme alanının a) Türkiye'nin tektonik birlikleri içindeki konumu (Emre ve Sözbilir, 2007; Sözbilir, 2005'den değiştirilerek) ve b) yer bulduru haritası.(GH: Gördes Havzası, DH: Demirci Havzası, SH: Selendi Havzası, UGH: Uşak-Güre Havzası, GG: Gediz Grabeni, KMG: Küçük Menderes Grabeni, BMG: Büyük Menderes Grabeni)

1.3 Önceki Çalışmalar

İnceleme alanında, birçok araştırmacı tarafından farklı amaçlı jeolojik incelemeler yapılmıştır.

Hafeli (1966) Hisaralan bölgesinde yaptığı çalışmada, 206 adet sıcak su kaynağı ile teras, koni-kule, duvar ve set tipi olmak üzere 4 çeşit traverten oluşumundan bahsetmiştir. Ayrıca termal suların 48-98°C arasında bir sıcaklık değerine sahip olduğunu belirtmiştir.

Brinkmann (1971), Bornova Flişi'ni ilk kez tanımlamış ve bu zonun Menderes Masifi ile İzmir-Ankara Kenet Zonu arasındaki karmaşık oluşturduğunu belirtmiştir.

Yağmurlu (1980), Bornova Flişi'nde üç birime ayırarak haritalamıştır. Araştırmacı bu fliş topluluğunun birinin sığ denizel karbonat istifinin altında, diğer ikisinin ise platform tipi karbonat bloklarının üzerinde yer aldığını belirtmiştir.

Konak (1982), inceleme alanını da etkileyen Simav fayının Pliyosen'de 5,5-6 km'lik sağ yönlü bir atım kazandığını vurgulamıştır.

Şengör vd, (1984) bölgedeki KB-GD ve D-B uzanımlı düşey fayların graben sistemine paralellik sunduğunu ancak, bu fayları kesen KD-GB uzanımlı fayların sistemde yanal yer değiştirmelere sebebiyet verdiğini ve bu fayların suların yüzeye çıkışı doğrultularını da oluşturduğunu belirtmişlerdir.

Erdoğan (1990), Bornova (İzmir) civarındaki çalışmalarında flişe Bornova Karmaşığı adını vermiştir. Birimin, Maesthriyen-Daniyen yaşlı bir matris içerisindedir, boyları 20 km'den fazla kireçtaşı olistolitlerinden oluştuğunu belirtir.

Helvacı ve Alaca (1991), Bigadiç (Balıkesir) borat yataklarında yaptıkları çalışmada, litolojik birimlerin yaşlıdan gence doğru; temel kayaç, taban volkanit birimi, taban kireçtaşı birimi, alt tuf birimi, alt boratlı birim, üst boratlı birim, bazalt ve genç sedimanter kayaçlardan meydana geldiğini belirtmiştir.

Erdoğan ve Güngör (1992), Bornova fliş topluluğuna ait matriks içerisindeki kireçtaşı olistolitlerinin Triyas ile Kampaniyen aralığında değişen yaşlar verdiğini vurgulamıştır.

Helvacı (1995), Bigadiç yöresindeki Miyosen yaşlı playa-göl çökellerinin KD-GB gidişli bir havzada iki farklı zon şeklinde yer aldığını ve Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı temelin üzerine uyumsuzlukla geldiğini belirtmiştir.

Okay (1997) Bornova flişindeki karbonatlı birimlerin Karbonat platformu ve Platform yamacında geliştiğini vurgulamışlardır. Araştırmacıya göre Bornova Fliş Zonu güneybatıya doğru yayılım gösteren, kıtasal bir dalma-batma zonunun batı sınırını oluşturan, litosferik bir yırtılma fayı ile ilişkili olarak gelişen havzada çökelmiş ve deformasyona uğramıştır.

Oygür (1997), inceleme alanına da etkileyen Simav Grabeni'nin Ege Bölgesinin en önemli graben sistemi olduğunu ve bölgedeki birçok jeotermal oluşumun bu sistemle ilişkili olduğunu belirtmiştir.

Işık vd. (2004) çalışmalarında, Simav makaslama zonunun mikro-tektonik özelliklerini ortaya koymuşlardır. Simav sıyrılma fayının alt kısmını oluşturan birimler açılma rejimi içerisinde, sünümlü (milonitik) ve gevrek (kataklastik) olmak üzere iki evre sunar. Makaslama zonu'nun oluşum zamanı ve tektonikle eş zamanlı granitoid intrüzyonlarının yaşlarının ortaya konmasında sırasıyla milonitik gnayslardaki muskovit ve Eğrigöz granitoidindeki biyotitlerden elde edilen Ar40/Ar39 jeokronolojik yaşlarını kullanılmışlardır. Ar40/Ar39 verileri, granitoidin soğuma yaşını 20.19 ± 0.28 my olarak göstermesine rağmen, milonitik evre 22.86 ± 0.47 my olarak göstermektedir. Eğrigöz granitoidi intrüzyonunun oluşumu ve soğumasının 23-20 my arasında gerçekleştiğini ileri süren çalışmacılar, elde edilen bilgilerle kuzey Menderes Çekirdek Kompleksindeki genişleme deformasyonunun Erken Miyosenden önce başladığını ve Batı Anadolu'daki Tersiyer açılma rejiminin erken evrelerini temsil ettiğini belirtmişlerdir.

Erkül vd. (2005), Sındırgı-Bigadiç arasındaki volkanik kayaları incelemiş ve bölgedeki volkanizmayı açılma uyumsuzlukla ayrılan iki evreli volkanik faaliyet olarak tanımlamışlardır. Bunlardan ilk evreyi Kocaiskan volkanikleri, ikinci evreyi ise Bigadiç volkano-sedimanter istifi oluşturmaktadır. Yapılan yaş analizleri (K/Ar) ile ilk evre 23 My, ikinci evre ise 20,6-17,8my olarak belirlenmiştir. Kocaiskan volkanikleri

andezitik türde olmasına rağmen, Bigadiç volkano-sedimanter istifi bazalttan riyolite değişim göstermektedir. İnceleme alanı içerisinde gözlenen volkanik türü kayalar, Bigadiç volkano-sedimanter serisine ait Sındırgı volkanikleri olarak tanımlanmıştır. Sındırgı volkaniklerinin, dasitik-riyolitik karakterde lav, ignimbirit ve kül döküntüleri içeren KD yönelimli volkaniklerden oluştuğu da belirtmişlerdir.

Doğan ve Emre (2006), Soma - Afyon arasında yayılım sunan Sındırgı-Sincanlı fay zonunun (SSFZ), Batı Anadolu açılma sistemi ile KB Anadolu geçiş sistemi arasındaki yapısal sınırı oluşturduğunu belirtmişlerdir. SSFZ, 205 Km uzunluğa sahip, sağ yönlü doğrultu atım karakteri gösteren aktif bir fay zonu olup BKB-DGD uzanımlı 7 segmentten oluştuğunu belirtmişlerdir. Bunlar batıdan doğuya doğru; K 86 B doğrultulu ve 37 km uzunluğundaki Osmanlar, K 77 B doğrultulu ve 56 km uzunluğundaki Simav, K 66 B doğrultulu ve 23km uzunluğundaki Şaphane, K 65 B doğrultulu ve 33 km uzunluğundaki Abide, K 65 B – KG - K 30 D doğrultularında ve 24 km uzunluğundaki Banaz, K 67 B doğrultulu ve 26 km uzunluğundaki Elvanpaşa ile K 53 B doğrultulu ve 19 km uzunluğundaki Çayhisar segmentleri olarak tanımlanmıştır.

Okay ve Altınar (2007), Bornova Fliş Zonu'nun, Üst Kretase - Paleosen yaşlı hamur içerisinde yer alan Mesozoyik karbonat ve ofiyolit bloklarından oluştuğunu belirtmişlerdir.

Erkül vd. (2010), Bigadiç-Sındırgı arasında yaptıkları çalışmada temel kayalar üzerinde yer alan Erken Miyosen yaşlı istiflerin; akarsu ve göl tortulları ile bunları kesen kuzeydoğu doğrultulu volkanitlerden oluştuğunu belirtmişlerdir. İki ayrı evrede gelişen volkanitler; litolojik, petrografik ve kimyasal özelliklerine göre, Kocaiskan volkanik birimi, Gölcük bazaltı, Sındırgı, Kayırlar ve Şahinkaya volkanitleri olmak üzere beş birime ayırarak incelemişlerdir.

Okay vd, (2012)'ne göre, Bornova Fliş Zonu İzmir-Ankara Kenet Kuşağı ile Menderes Masifi arasında yaklaşık olarak 225 km uzunluğunda ve 60 km genişliğinde yayılım gösteren olistostromal-melanj kuşağıdır. Araştırmacılar bu zonun büyük bir kısmının sedimantasyon sonrasındaki tektonizma ile ilişkili blok akıntılarında oluştuğunu ve bu blokların ofiyolitik kökenli gabro, serpantin, diyabaz, bazalt ve radyolarit çörtlere meydana geldiğini belirtmişlerdir. Bu zon içerisinde gözlenen radyolaritli çörtlere yaşları Orta Triyas ile Geç Kretase arasında değişim göstermektedir

Yılmaz vd. (2013), inceleme alanının batısında yer alan Kızıltepe bölgesinde yaptıkları çalışmada bölgenin temelinde Kretase yaşlı ofiyolitik kayaların ve kireçtaşlarının olduğunu, bunların üzerinde ise dasitik - riyolitik arasında değişen lav, breş ve ignimbiritlerin olduğunu belirtmiştir. Çalışmada Hisaralan ve doğusunda temel kayaların KKD-GGB doğrultulu faylar boyunca yüzelediği belirtilmektedir. Yine çalışmacılar tarafından ignimbiritler alt ve üst ignimbirit olmak üzere ikiye ayrılmıştır. Alt ignimbirit biriminin üst seviyelerinin ignimbirit breş türü kayalar içerdiği vurgulanmıştır. Alt ignimbirit biriminin kalınlığının 250-300 m ve plato yaşının ise Ar40/Ar39 yaşlandırma tekniği ile $19,82 \pm 1.14$ My olduğu belirtilmiştir. İgnimbirit breş türü kayaların üstünde ise beyaz-sarı renkli, pumisce zengin piroklastik üst ignimbirit kayaları yer almaktadır.

Gündoğdu vd. (2015), Kütahya'nın Simav ilçesi ve çevresinin jeodinamik evrimine yönelik çalışmalarında, Eğrigöz magmatik kompleksini meydana getiren magmatik kayalar ile bölgede gözlenen tektonik unsurların (Simav Fayı ve Simav sıyrılma fayı) yaşını, arazi verileri ile belirlemeye çalışmışlardır. Çalışmacılar, Simav fayına ait mostra çalışmaları sonucu, Simav fayının başlangıç yaşını 19.3-26.1 My olarak belirtmişlerdir. Erken Miyosen'de doğrultu atımlı çalışmış olan Simav fayı, günümüzde normal fay karakteri göstermektedir. Araştırmacılar bu değişimin sebebini, Kuvaterner'de meydana gelen tektonik rejim değişikliği sonrası Simav fayının genişleme rejimi etkisine girmesini göstermektedir. Araştırmacılar Kuvaterner'deki bu rejim değişikliğinin, Afrika Levhası ile Anadolu Levhası arasındaki dalma – batma hareketi ile ilişkili olabileceğini belirtmektedirler.

Kocabaş vd. (2016) inceleme alanının en az üç hidrotermal alterasyon safhasına maruz kaldığını, bunların ikisinin Erken Miyosen volkanizması ile eş zamanlı ve eş kökenli geliştiğini, son safhanın ise günümüzdeki jeotermal sularla ilişkili olduğunu belirtmişlerdir

2. STRATİGRAFI

Batı Anadolu, geç Senozoyik kıtasal genişlemeye ait metamorfik çekirdek kompleksleri barındırmaktadır (Seyitoğlu ve Işık, 2006). Bunları Rodop, Kazdağı Masifi, Girit ve Menderes Masifi çekirdek kompleksleri oluşturmaktadır (Işık ve diğ., 2004). Batı Anadolu, Geç Oligosen' den itibaren; Menderes Masifi, Sakarya Zonu ve Bornova Fliş Zonu'ndan oluşan temel üzerinde KD doğrultulu havzalar oluşturmuştur (Yılmaz vd., 2000) (**Şekil 1.1**). Bu havzaların oluşumu ile eş zamanlı olarak yaygın volkanizma faaliyetleri gelişmiş ve inceleme alanını da içine alan çok geniş bir bölgede volkanik kayalar üretmiştir (Erkül vd., 2010). Hisaralan ve Sındırgı arasında yayılım sunan bu kayalar Bigadiç volkano -sedimanter serisine ait Sındırgı volkanikleri olarak adlandırılmıştır (Helvacı, 1995; Erkül vd., 2005). Miyosen yaşlı bu volkanik birimler ile inceleme alanının temelini oluşturan Bornova Fliş Zonu kayaları intrüzif dokanak ilişkisine sahiptir.

İnceleme alanının güneyinde yer alan Menderes Masifinin yüzeylemesini, masifin kuzeyindeki Simav sınırlama fayı denetlemektedir (Seyitoğlu ve diğ., 2004) (**Şekil 1.1**). 56 km uzunluğundaki Simav Fayı, Soma ile Afyon arasında uzanan sağ yönlü doğrultu atımlı Sındırgı-Sincanlı Fay zonunun bir segmenti olup inceleme alanındaki en önemli yapısal unsurlardandır (Doğan ve Emre, 2006). Hisaralan jeotermal alanı, Simav grabeninin KB kanadında bulunmaktadır. Simav grabeni boyunca pek çok jeotermal alan (Eynal, Çitgöl, Naşa, Şaphane ve Gediz) yer almaktadır.

İnceleme alanının stratigrafi birimlerini, Bornova Flişi, Sındırgı Volkanitleri ve Travertenler oluşturur.

2.1 Bornova Fliş Zonu

Hisaralan Köyü kaplıcaları (Sındırgı/Balıkesir) ile çevresinde yayılım gösteren ve inceleme alanının temelini oluşturan birim rekristalize kireçtaşı, radyolarit, metakumtaşı ve ofiyolitik kayalarından oluşur(**Şekil 2.1**). İlk kez

Brinkmann (1971) tarafından İzmir-Ankara Kenet Zonu ile Menderes Masifi arasında bulunan karmaşık kayalardan oluşan birime Bornova Fliş Zonu adı verilmiştir. Erdoğan (1985, 1988, 1990)'da yine, İzmir-Bornova çevresindeki çalışmaları sırasında birime Bornova Karmaşığı adını vermiştir. Bu birim, başlıca derin denizel ortamı işaret eden fliş karakterli litolojiler, değişik karbobatlı kayalar ile mafik ve ultramafiklerden oluşmaktadır (Brinkman 1966,1972,1976).

Bornova Fliş Zonu İzmir-Ankara Kenet Kuşağı ile Menderes Masifi arasında yaklaşık olarak 225 km uzunluğunda ve 60 km genişliğinde yayılım sunar. Bornova Fliş Zonu ofiyolit blokları, ultramafik kayalar, gabro, serpantinit, diyabaz, bazalt ve radyolarit çörtlere oluşur. Bornova Fliş Zonu, sedimanter ve tektonik olayların denetiminde gelişmiş rejyonel bir olistostromal-melanj kuşağıdır. Bu zonun dolgusunu oluşturan Mesozoyik karbonat ve ofiyolitik bloklar, Üst Kretase-Paleosen yaşlı hamur içerisinde yer alır. Karbonatlı birimler, Okay ve Altınar (2007)'e göre iki tip altında toplanmıştır. Bunlar; 1-) Karbonat platformu tipi; 2-) Karbonat platform yamacı tipi

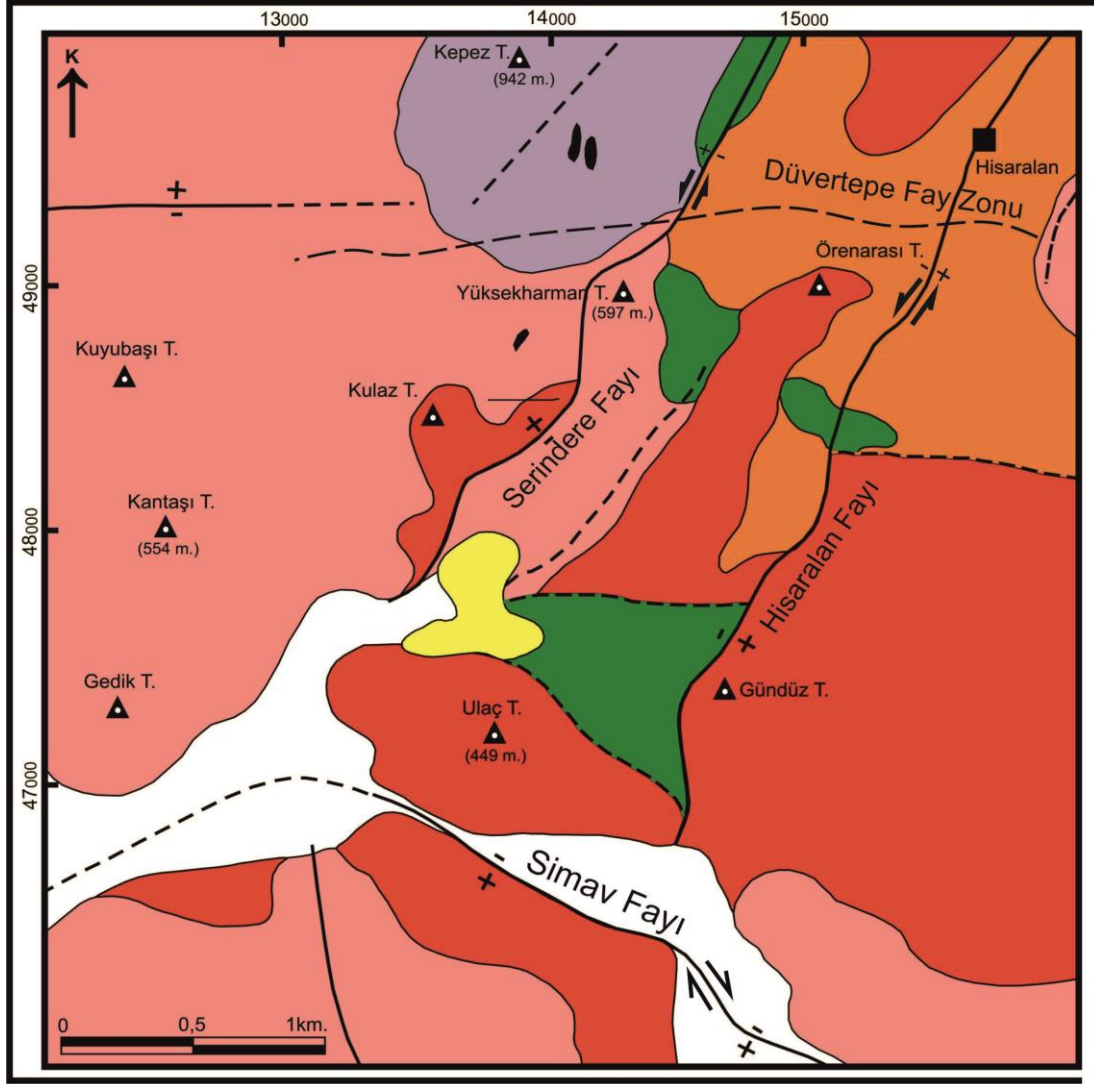
Bornova Fliş Zonu, güneybatıya doğru yayılım gösteren, kıtasal bir dalma-batma zonunun batı sınırını oluşturan, litosferik bir yırtılma fayı ile ilişkili olarak gelişen havzada çökelmiş ve deformasyona uğramıştır (Okay ve Altınar, 2007). Bornova Fliş Zonu Maestrihtiyen-Daniyen yaşlı matris içerisinde boyları 20 km'yi geçen kireçtaşı olistolitleri içermektedir (Okay ve Altınar, 2007; Erdoğan ve Güngör, 1992; Okay vd., 2012).

Birim inceleme alanının kuzey ve orta kesimlerinde çoğunlukla faylı vadiler ve dere yatakları içerisinde sınırlı yüzeylemeler sunar. Bu yüzeylemelerde genellikle mermer, serpantinize ultramafik kayalar ve daha az olarak radyolaritler gözlenmektedir(**Şekil 2.2;2.3**).

Bu zon içerisinde gözlenen radyolarialı çörtlere yaşları Orta Triyas ile Geç Kretase arasında değişim göstermektedir (Okay vd, 2012). Erdoğan ve Güngör (1992) bu olistolitlerin, Triyas ile Kampaniyen arasında değişen farklı yaş aralığına sahip olduğuna değinmişlerdir (Erdoğan ve Güngör, 1992).

Bornova Flişi'nin genel litolojisini oluşturan kumtaşı-kiltaşı araldanmasından oluşan istifin özellikleri, türbidit fasiyesine ait çökelleri temsil etmektedir. Bu istifte konglomeratik kanalların fazlaca bulunduğu kesimlerin, yakınsak türbidit fasiyesini, Kilttaşlarınca zengin kesimlerin iraksak türbidit fasiyesini, yer yer gözlenebilen pelajik

kireçtaşlarının ise havza ortamını temsil ettiği gibi, yamaç-havza ortamında çökelen istif içindeki, boyutları 20 km'ye varan kireçtaşı bloklarının varlığı ve Yayla Melanjı ile ilişkilendirilmesi, kapanmakta olan bir okyanusun trenç ortamını temsil etmektedir. (Erdoğan, 1990). Kampaniyen-Daniyen yaşındaki fliş havzası içindeki kireçtaşı blokları, çökelleme sırasında yerleşmiştir. Bu nedenle blok tabanlarında çökellemele eş zamanlı deformasyon yapıları oluşmuş ve üzeri fliş tarafından sıvanmıştır.



Şekil 2.1: Hisaralan (Sındırgı) ve civarının jeoloji haritası



Şekil 2.2: Bornova Fliş Zonuna ait a) serpantinize ultramafik kayalar ve b) radyolaritler. Serindere ve Hisaralan deresi.



Şekil 2.3: Bornova Fliş Zonu içerisinde yer alan mermer ve ultramafik kayaç blokları. Sındırgı-Emendere yol yarması.

2.2 SINDIRGI VOLKANİTLERİ

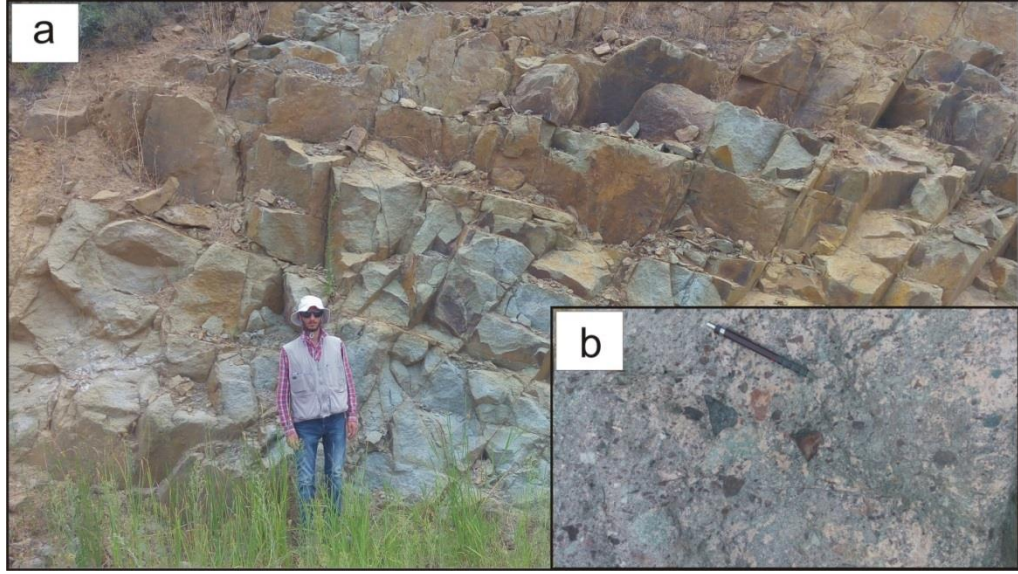
Bigadiç ve civarındaki temel kayaların üzerinde bulunan Erken Miyosen yaşlı gölsel, flüvyal ve evaporitik çökeller ile bunları kesen Kuzeydoğu gidişli lavlar ve piroklastik kayalar ile temsil edilmektedir. Bunlar; Kocaiskan volkanik birimi, Bigadiç volkanosedimanter serisi, Gölcük bazaltı, Sındırgı, Kayırlar ve Şahinkaya volkanik birimleridir (Ercan vd., 1982; Helvacı, 1995; Erkül vd., 2005a, 2005b).

Bigadiç ile Sındırgı-Hisaralan kaplıcaları arasında yer alan bölgede, temel kayalar üzerinde Erken Miyosen yaşlı volkanik ve piroklastik kayalar yayılım sunmaktadır. Erkül vd., (2005) tarafından bu kayalar Bigadiç volkano sedimanter serisine ait Sındırgı volkanikleri olarak adlandırılmıştır. İnceleme alanında çok geniş yayılım sunan bu volkanik ürünler dasitler, aglomeralar, tüfler ve riyolitik kayalar olarak dört farklı gruba ayrılmıştır (**Şekil 2.4**). Dasitler, mor-gri renkli, bol eklemler ve asidik karakterli ürünler olup, Yılmaz vd., (2013) tarafından alt ignimbirit birimi olarak adlandırılmıştır (**Şekil 2.5**).

Birimin inceleme alanında en iyi gözlemlendiği yerler Ulaş Tepe, Gündüz Tepe-Kıran Köyü arası ve Kulaz Tepe-Serindere arasındaki vadidir. Dasitik kayalar üst seviyelerine doğru orta-kaba tane boyutunda yarı yuvarlak-yarı köşeli volkanik-radyolarit ve ultramafik kayaç çakılları içeren, bordo ve yeşil kül renkli matriksli aglomeratik seviyeye geçiş gösterir (**Şekil 2.5**). Bu kayalara ait mostralara ise en iyi Hisaralan Köyü ve çevresinde gözlenmektedir. Yılmaz vd., (2013) yaptığı çalışmada bu kayaların plato yaşını 19.82 ± 0.14 My olarak vermiştir.

MESOZOYİK		S E N O Z O Y İ K				Üst Sistem	
KRETASE	PALEOJEN	N E O J E N		KUVATERNER	Sistem	Litoloji	AÇIKLAMALAR
ÜST	PALEOSEN	A L T M İ Y O S E N			Seri		
Maestrihtiyen	Daniyen	A k i t a n i y e n — B u r d u g a l i y e n			Kat		
Bornova Flişi		S i n d i r g ı V o l k a n i t l e r i			Litoloji Birimi		
							Alüvyon
							Traverten
							Tüf
							Aglomera
							Dasit
							(K-ar, dasit : 19.0± 0.4 My riyolit : 20.2 ± 0.5 My)
							Riyolit
							Matriks içerisinde kireçtaşı, ultramafik kayac ve çört blokları.

Şekil 2.4: İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Erkül vd, 2010'dan değiştirilmiştir).



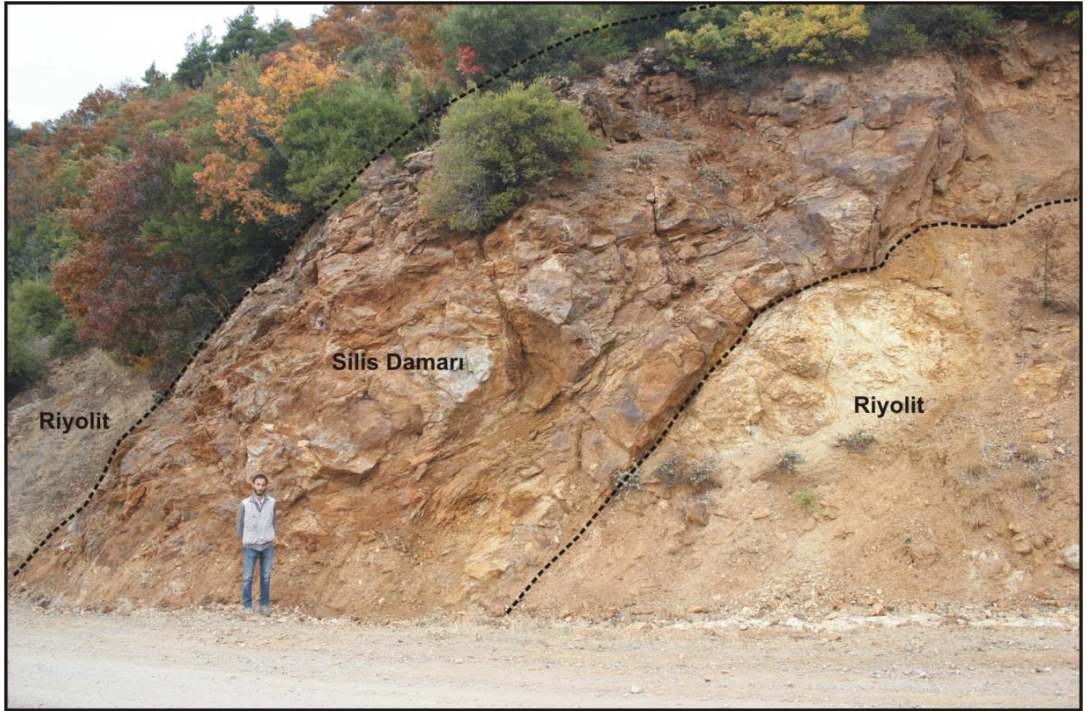
Şekil 2.5: Sındırgı volkaniklerinin en alt seviyesini oluşturan a) mor dasitler ve b) aglomeratik kayaların yakından görünümü.

Volkanizma açısız uyumsuzlukla birbirinden ayrılmış iki birim ile temsil edilir. Bu birimlerden ilki yaklaşık 23my yaşında olduğu belirlenmiş Kocaşkan Volkanitleridir. Bu birimlerin bir diğeri ise yaklaşık 20.6- 17.8 my yaşındaki Bigadiç Volkanikleridir. Sındırgı volkanitleri, dasitik ve riyolitik dom, dayk, masif ve otobreşik lav akıntıları ile piroklastik çökellerin yatay ve dikey intrüzyonları ile oluşmuştur (Erkül vd, 2005).

İnceleme alanındaki aglomeratik seviyenin üstüne ise açık renkli (beyaz-sarımsı-açık mavimsi) tuf seviyeleri gelmekte olup bu birimler en iyi Hisaralan kaplıcaları ile Simav yolu yol yarmalarında ve Kulaz Tepe batısında gözlenmektedir. Birim volkanik ve fliş kökenli her boyuttan çakıl parçaları içermektedir. Hisaralan kaplıcaları ile Simav yolu üzerinde ise tane boyu aralanmalı olarak artıp azalmaktadır(Şekil 2.6). Yüksekharman Tepe BKB'sında ise riyolitik kayalar tarafından kesilmektedir. Yılmaz vd., (2013), üst ignimbirit seviyesi olarak adlandırdığı bu seviyenin plato yaşını 18.96 ± 0.11 My olarak belirtmiştir. İnceleme alanında yayılım gösteren tüm volkanik birimler ise beyaz-gri renkli silis damarları tarafından kesilmektedir (Şekil 2.7). Bu silis damarlarının en iyi gözlemlendiği yerler ise Kepez Köyü-Çoturtepe Köyü arası yol yarmalarıdır



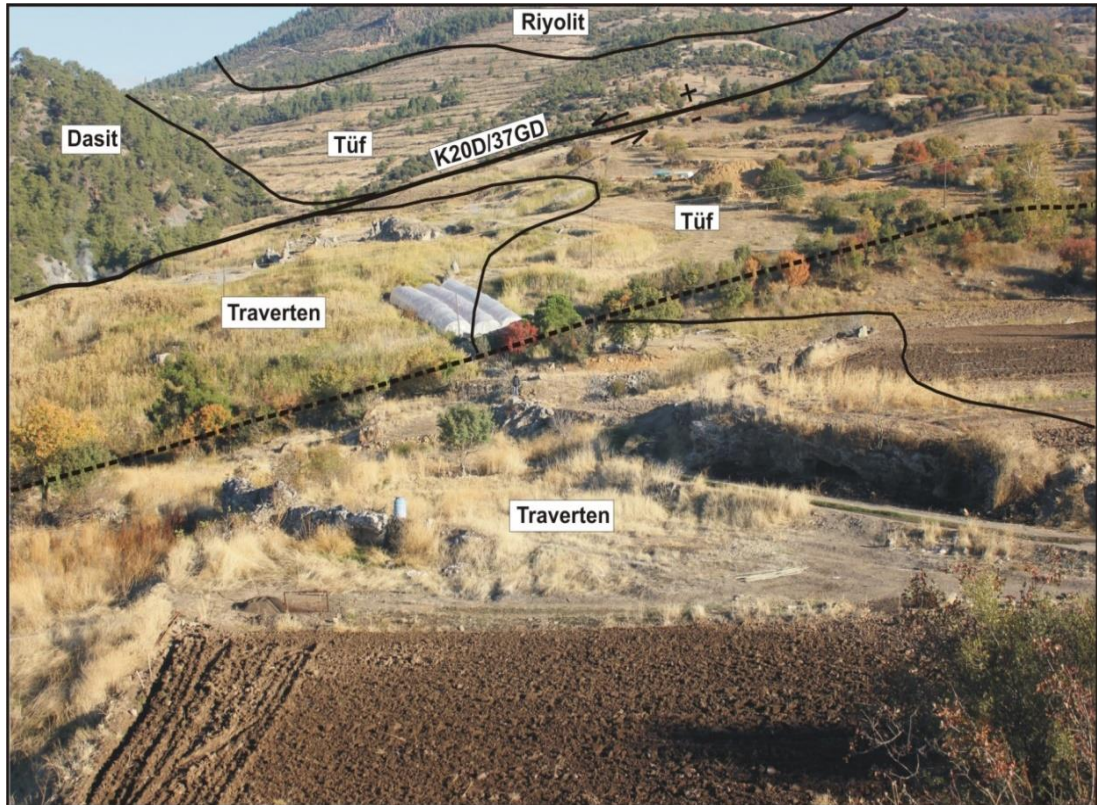
Şekil 2.6: Hisaralan kaplıcaları ile Simav yolu yol yarmalarında gözlenen tuf seviyesi



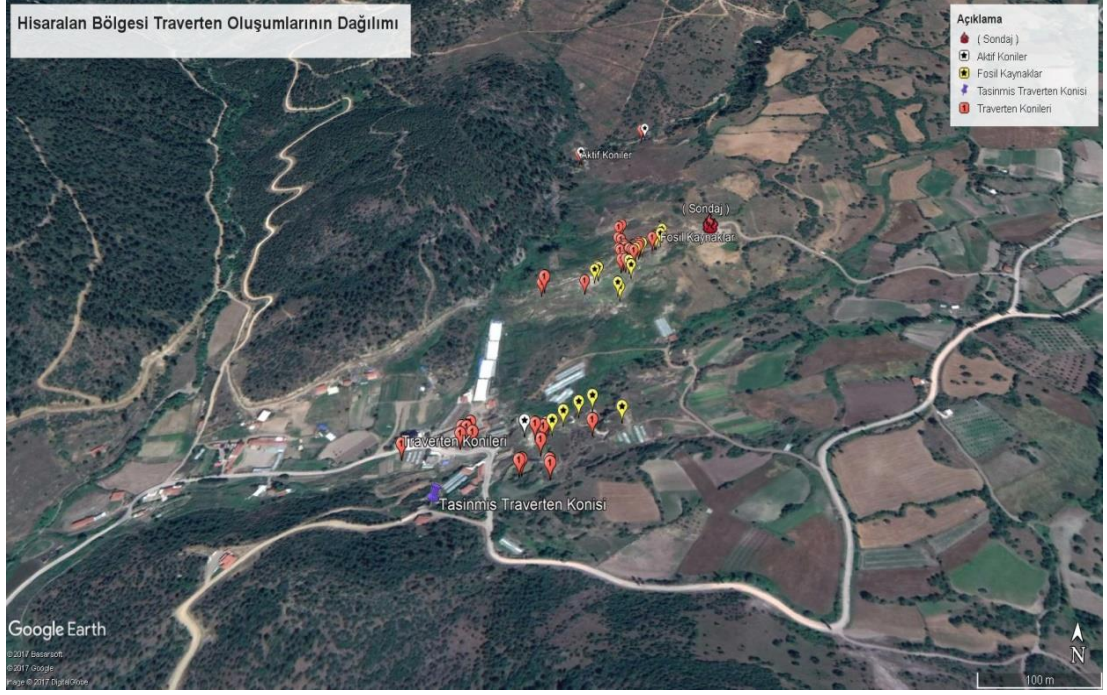
Şekil 2.7: Riyolitleri kesen silis damarı (Kepez-Çoturtepe yolu)

2.3 TRAVERTEN

Bölgede hem güncel hem de eski traverten oluşumları, bölgede bulunan litolojik birimlerle iç içe bir şekilde yer alır (**Şekil 2.8**). İnceleme alanında tespit edilen tüm su çıkışları kayıt edilmişse de sonraki arazi çalışmalarında kaynak sayısı ile sıcaklıkların değiştiği, bazı kaynakların kuruduğu ve yeni kaynakların meydana geldiği saptanmıştır. Bu durumun başlıca sebepleri, kaynak çıkışlarında çökelen karbonatların (kalsit-aragonit) çıkışı tıkanması ile yeni çıkış yolları oluşması, sahadaki yoğun insan müdahaleleri ile inceleme alanındaki tektonik faaliyetlerdir. İnceleme alanında, 20 adet fosil kaynak, 1 adet aktif sırt, 7 adet aktif baca ve 1 adet taşınmış baca olmak üzere toplamda 77 adet traverten oluşumu tespit edilmiştir (**Şekil 2.9**). Güncel travertenler sıcak su kaynakları ile ilişkili olarak çökelmektedirler. Bunlar belirli bir doğrultu üzerinde gelişmişlerdir. Oldukça zengin fasiyesler (litotipler) sunmakta olup bunların ayrıntılı özelliklerine aşağıda değinilecektir.



Şekil 2.8: İnceleme alanında gözlenen travertenler ve diğer birimler ile olan dokanak ilişkisi (Bakış yönü: Kuzey)



Şekil 2.9: İnceleme alanındaki güncel ve eski travertenlerin dağılımı(Google Earth)

3. TRAVERTENLERİN FASİYES ve MORFOLOJİK ÖZELLİKLERİ

İnceleme alanında genellikle dasitler üzerinde gelişmiş olan travertenler değişik fasiyes (litotipler) ve morfolojik özellikler sunmaktadır.

3.1 İnceleme Alanında Gözlenen Traverten Litotipleri

İnceleme alanının güneyinde yer alan traverten sahasında yapılan çalışmalarda, koni-kule tipi, yer yer mikro teraslanma, nilüfer yaprağı (lilypad) traverten, rafsı (ledge) traverten, kristalin kabuk, zarflı taneler, bantlı traverten, mikrobiyal traverten gibi bir çok traverten litotipleri gözlenmiştir.

3.1.1 Nilüfer Yaprığı Traverten

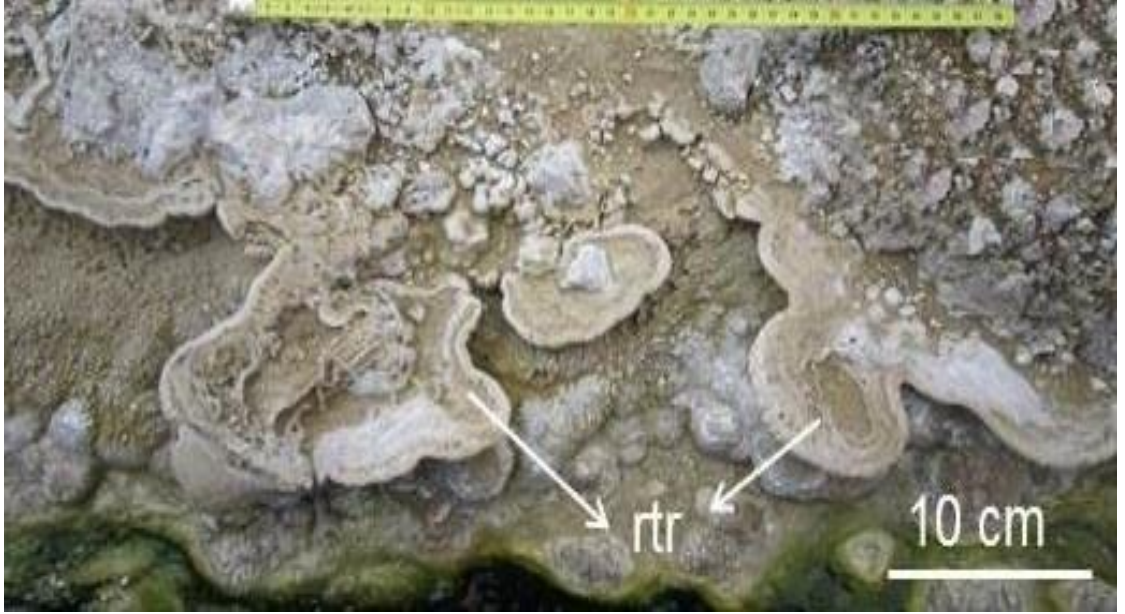
Bu traverten türü, inceleme alanında yüksek sıcaklığa sahip kaynak ağzında ve boşalım kanalının ilk 10 metresinde yüzeyde ya da yüzeyin hemen altında gözlenmektedir. Bir çekirdekten dışa doğru düzenli bir şekilde gelişen gelişen bu yapıların çapları 10 cm'ye kadar çıkmaktadır. Üstleri düz, dairesel şekilli ve kanal tabanına tutunmuş haldedir. Dış bölgeleri beyaz iç kısımları ise kahverengi – yeşil renklindedir (**Şekil 3.1**).



Şekil 3.1: Nilüfer yaprağı traverten. nyp tr; nilüfer yaprağı traverten, rfs tr; rafsı traverten litotipleri.

3.1.2. Rafsı Traverten

Rafsı traverten türü nilüfer yaprağı traverten türü ile benzerlikler gösterir. Kaynak çıkışı çevresinde ve boşalım kanalı kenarına tutunmuş halde gözlenen büyüme yapılarıdır. Nilüfer yaprağı ve rafsı traverten tiplerinin oluşumunda, hızlı CO₂ salınımı ve yüksek sıcaklık (>75°C) önemli faktörlerdir (Jones ve Renaut, 1998; Renaut, vd., 1999). Benzer traverten oluşumları mağara tabanlarındaki havuzlarda, buharlaşma tavalarında ve donma sırasında meydana gelirler. (**Şekil 3.2**).



Şekil 3.2: Rafsı traverten

3.1.3. Kristalin Kabuk

Kristalin kabuk inceleme alanında yaygın rastlanan bir litotiptir. Kalsit (veya aragonit) kristalleri çökeltme yüzeyine dik gelişmiştir. Kabuk kalınlığı birkaç cm'ye kadar değişim gösterebilir. Volkanik malzeme üzerinde gelişen kristalin kabuk mor – pembe renge sahiptir. Bu tip travertenler, hızlı CO₂ kaçıışı ile birlikte CaCO₃ bakımından doymuş ve hızlı akan sular tarafından eğimli depolanma yüzeylerinde çökeltiştir. Bu litotip inceleme alanında yamaç, şelale, kaynak tümsekleri ve traverten kulelerinde gözlenir (**Şekil 3.3**).



Şekil 3.3: Açık renkli beyaz kristalin kabuk litotipi.

3.1.4 Zarflı Taneler

Oolit ve pizolit gibi zarflı taneler kaynak çıkışına yakın kısımlarda kaynamaya (fokurdamaya) bağlı yüksek enerji ile oluşan bir traverten çeşididir. Silis bileşimli bu yapılar torba ya da tıkaç şeklinde gözlenir. iç içe girmiş mikrit ve sparit-mikrosparit düzeylerinden meydana gelmiş bu yapıların tane çapları mm ile cm arasında değişir. (**Şekil 3.4**). Bu zarflı taneler kaynak ağızlarında fokurdayarak kaynayan yani çalkantılı, yüksek enerji şartlarında meydana gelir.



Şekil 3.4: Zarflı taneler

3.1.5 Bantlı Traverten

Bantlı traverten, açılma çatlaklarının kenarlarında düşey ya da düşeye yakın bir konumda gelişen iri kristalli bir traverten litotipidir. Bantlar genellikle, gri – kahve – mor renkli olup kalınlıkları 20 cm'ye kadar ulaşabilmektedir. Bantlı travertenler çatlak kanatlarından çatlak boşluğuna gidildikçe gençleşir (Altunel ve Hancock, 1993). Bunlar açılma çatlakları veya fay düzlemleri boyunca boşalan termal suların çatlak duvarlarında geliştirdiği iri kristalli bir traverten litotipidir (**Şekil 3.5**)



Şekil 3.5: Bantlı traverten litotipi.

3.1.6 Mikrobiyal Traverten

Traverten konilerinin dış yüzeyinde görülen genellikle açık renkli, boşluklu, kaba laminalı - ince tabakalı bir traverten çeşididir. İnceleme sahasının batısında Serindere içerisinde gelişen aktif bacaların tepe noktalarından alt kısımlara doğru beyazdan kahverengi – yeşil renkte mikrobiyal yaygılar belirlenmiştir. Beyaz renkli yaygılar tepe noktasına yakın yerde yüksek sıcaklık koşullarında ortaya çıkmıştır. (**Şekil 3.6**). Bu travertenler kule deliğinden çıkan sıcak suların aşağı doğru yavaş ve ince bir zar şeklinde süzülürken kulelerin dış yüzeylerinde gelişen mikrobiyal yaygıların CaCO_3 ile kaplanması sonucu oluşmuş olmalıdır.



Şekil 3.6: Aktif bacada gelişmiş mikrobiyal yaygılar

3.2 İnceleme Alanında Gözlenen Travertenlerin Çökme Morfolojileri

Hafeli (1966), daha önce bölgede yaptığı çalışmada 206 adet kaynak tespit etmiş ve inceleme alanında 4 adet traverten tipi gözlemlemiştir. Bunlar; Traverten terasları, Traverten koni ve kuleleri, Traverten duvarları, Traverten setleri. Bu 4 yataklanma tipi rölyefe ve suyun basıncı ile ilişkilidir. Düşük basınç koşullarında teras veya set tipi travertenler oluşurken, yüksek basınç koşullarında ise koni-kule ve traverten duvarları meydana gelmektedir (Hafeli, 1966).

Bu çalışma sırasında inceleme alanında aşağıdaki depolanma morfolojileri belirlenmiştir. Bunlar;

- Yamaç - şelale,
- Kaynak tümseği,
- Traverten sırtı
- Traverten kuleleri (konileri)

3.2.1 Yamaç – Şelale Tipi Depolanma morfolojisi

İnceleme alanında bu morfoloji aktif ve aktif olmayan kaynak önlerinde gelişmiştir. Jeotermal alanda bu tip depolanma şeklinin yüksekliği 8 m, yanıl yayılımı 70 m'ye varan yüzlekler vermektedir. Baskın traverten litotipi kristalin kabuktur. Aktif yamaçlarda suyun bol ve hızlı aktığı orta kısımlar beyaz, kenar kısımlar ise mikrobiyal faaliyetler sebebiyle kahverengi – yeşil renktedir (**Şekil 3.7**).



Şekil 3.7: Yamaç-şelale tipi travertenler

3.2.2 Kaynak Tümseği Tipi Depolanma Morfolojisi

Kaynak tümseği morfolojisi, 0.5 -1.0 m yükseklik ve 6-7 m arasında değişen genişliğe sahiptir. Tümseğin zirve kısmından yüzeye doğru değişik yönlerde 10-40 cm arasında değişen çatlaklar içermekte olup bu çatlakların duvarları düşey bantlı travertenler ile kaplanmıştır. Tümsek yüzeyi üzerinde, yer yer zarflı taneler bulunmaktadır. Bu tanelerin bulunduğu yer tümsek üzerindeki çıkışların yerini belirlemede kanıt niteliğindedir (**Şekil 3.8**).



Şekil 3.8: Tümsek tipi travertenler

3.2.3 Koni – Kule Tipi Depolanma Morfolojisi

Jeotermal sahanın en tipik depolanma morfolojisi kule tipi travertenlerdir. Araştırmalar sırasında 57 kule tespit edilmiş olup bunların boyları en çok 4,8 m taban genişlikleri ise 4,6 m olarak ölçülmüştür. Bunlardan birkaç tanesi aktif durumdadır. Az sayıdaki aktif kule oluşumları sahanın batısında, Serindere yatağında bulunmaktadır.

Yarisına yakınının Kule boyları 1 – 2 m arasında değişmektedir. Kulelerin tepelerinde dairesel, oval veya merceksi şekilli, çapı 70 cm'ye kadar değişiklik

gösteren delikler - bacalar yer alır. Baca boşluğunun kenarları kahverengi - gri renkli, iri kristalli bir tabaka ile kaplıdır. Kristalin tabakanın kalınlığı 1 cm ile 5 cm arasında değişir. Kulelerin dış kısımlarında kristalin kabuk, mikrobiyal traverten gibi değişik traverten litotiplerinden gözlenmiştir. Kuleler inceleme alanında tek başına veya gruplar halinde gözlenmektedir. Bazı kuleler, belirli bir hat üzerinde dizilirken, bazıları da gelişmiş güzel dağılmış durumdadır. Bacaların üst kısmındaki beyazlık aşağı doğru yerini yeşil-kahverengi bir mikrobiyal örtüye bırakmıştır (**Şekil 3.9**).



Şekil 3.9: Koni-Kule tipi travertenler

3.2.4 Sırt Tipi Depolanma Morfolojisi

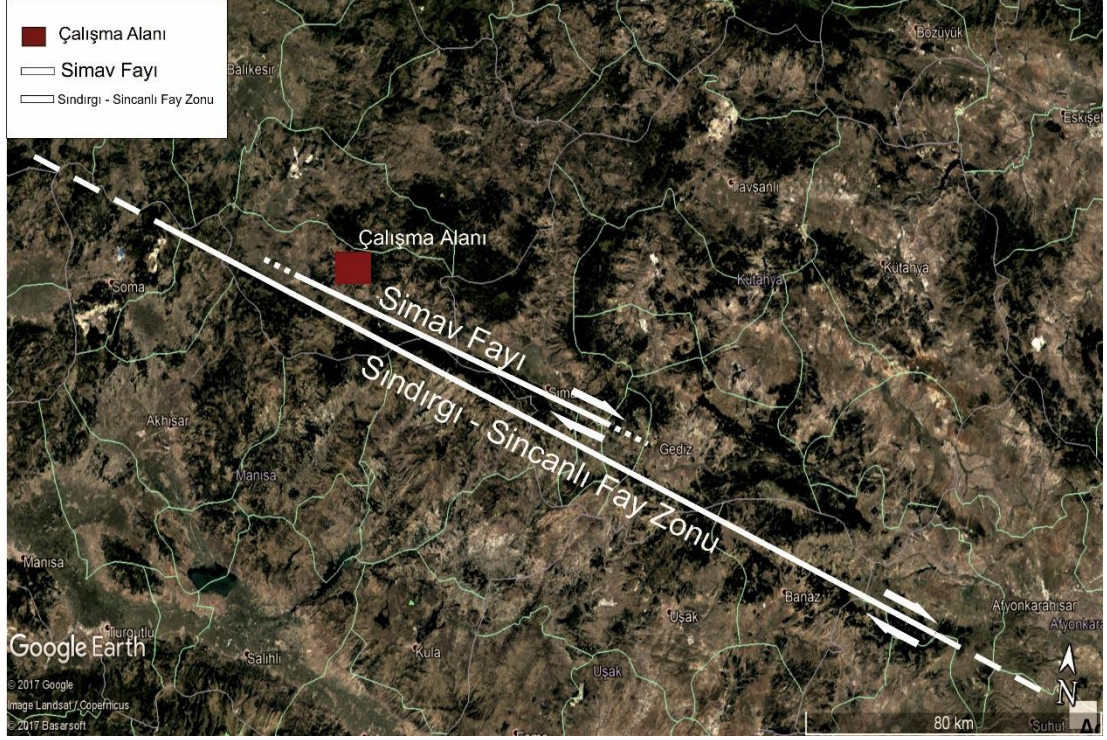
Sırt tipi depolanma morfolojisi, inceleme alanının batısında bulunmakta olup KB- GD doğrultulu bir uzanıma sahiptir. Uzun ve kısa kol olmak üzere toplam uzunluğu 139 m'dir. Sırt üzerinde gelişen açılma çatlaklarının kenarları gri – kahverenkli iri kalsit kristalli, kalınlığı 3 – 16 cm arasında değişen düşey bantlı traverten ile kaplıdır. Sırt eksenini üzerinde ya da kenarlarında kule oluşumları gözlenmiş olup bu durum Sırt tipi depolanma morfolojilerinde önemli bir özellik olarak kabul edilir. Bu depolanma morfolojisi ile ilgili daha detaylı bilgiler aşağıda "İnceleme alanının tektonik özellikleri" bölümünde verilmiştir (**Şekil 4.9**).

4.2 İnceleme Alanının Tektonik Özellikleri

İnceleme alanının temelini oluşturan Bornova Fliş Zonuna ait kayalar ve Miyosen yaşlı Sındırgı volkanikleri içinde Erken Miyosen-Kuvaterner döneminde değişik tür ve doğrultuda fay ve eklem takımları gelişmiştir. Eğim atımlı, doğrultu atımlı ve oblik faylar Miyosen yaşlı volkanik kayaları kesmiş ve bu faylanmalarla ortaya çıkan sıcak sularla ilişkili olarak travertenler çökelmiştir. Bölgedeki traverten oluşumlarını control eden bu faylar genel olarak D-B, KD-GB ve KB-GD doğrultusunda uzanmaktadır (**Şekil 4.7**).

Balıkesir-Uşak arasında yer alan Demirci, Gördes ve Selendi gibi Miyosen yaşlı KD doğrultulu havzaların oluşumunda KD doğrultulu fay sistemleri etkin rol oynamıştır (Seyitoğlu ve Scott, 1996; Yılmaz vd., 2000). Hisaralan jeotermal alanını doğu ve batıdan sınırlayan KD doğrultulu fayların fay düzlemleri üzerindeki kinematik veriler, bu fayların sağ ve sol yanallı atım bileşenli eğim atımlı normal faylar olduğunu göstermektedir. Serindere ve Hisaralan Köyünden geçen dere yataklarında gözlenen bu faylara ait sapma açıları (rake) 35°-75° arasında değişmektedir (**Şekil 4.5**).

İnceleme alanında gözlenen KD doğrultulu faylar ayrıca Bornova Fliş Zonuna ait kayalar ile Miyosen yaşlı volkanik kayalar arasındaki tektonik dokanağı oluşturmakta ve temel kayaların yüzeylemesini sağlamaktadır. 56 km uzunluğundaki Simav Fayı, Soma ile Afyon arasında uzanan sağ yönlü doğrultu atımlı Sındırgı-Sincanlı Fay zonunun bir segmenti olup inceleme alanındaki en önemli ve yaklaşık D-B doğrultulu yapısal unsurlardandır (Doğan ve Emre, 2006) (**Şekil 4.3**). İnceleme alanının güneyinde Simav çayı içerisinde gözlenen Simav fayı, Hisaralan jeotermal alanını güneyden sınırlamaktadır. Sındırgı-Sincanlı Fay Zonu, Batı Anadolu gerilme tektoniği ile ilişkili sistem ile KB Anadolu geçiş sistemi arasında gözlenen yapısal bir unsurdur. Bu zon, Soma ile Afyon arasında gözlenen BKB-DGD gidişli ve doğrultu atımlı (sağ yönlü) aktif bir tektonik hattır (Doğan ve Emre, 2006; Emre ve Duman, 2011; Emre ve diğ., 2011a; Emre ve diğ., 2011b; Emre ve diğ., 2011c; Emre ve diğ., 2011d). Özden vd. (2012), 60 km uzunluğundaki Simav fayının, Simav havzasını güneyden sınırlayan, kuzeye eğimli bir normal fay olarak tanımlamıştır. Ayrıca, normal fay sistemi ile karakteristik olan Simav Fayı, Erken Miyosen'de doğrultu atımlı özellikli çalıştığı; fay düzlemi üzerinde yapılan tektonik araştırmalar ile ortaya konulmuştur (Gündoğdu vd. 2015).



Şekil 4.3: İnceleme alanında da etkili olan bölgesel ölçekli büyük faylar.

4.2.1 Sındırgı-Sincanlı Fay Zonu (SSFZ)

Batı Anadolu'da gözlemlenen tektonik yapılar Kuzey Anadolu Fay Zonu ile Ege Graben Sistemi etkisi altında oluşmuştur. Bölgede doğrultu atımlı fayların ters fay veya bindirme fayı bileşenine sahip olması bölgede karmaşık bir tektonik yapının bulunduğunu göstermektedir. Bu karmaşık tektonik yapı bölgenin Kuzey Anadolu Fay Zonu ile Ege Graben Sistemi arasında geçiş zonu oluşturduğu sonucunu ortaya çıkarmıştır (Doğan ve Emre, 2006).

Sındırgı-Sincanlı Fay Zonu, Soma ile Afyon arasında yaklaşık 205 km uzunluğa sahip sağ yönlü doğrultu atım karakteri gösteren bir fay zonudur (**Şekil 4.3**). Bu fay zonu batıda doğrultu atım karakteri gösteren Gelenbe Fay Zonu ile, doğuda Sultandağı fayına bağlı olarak gelişen Afyon-Akşehir graben sistemi ile ilişkilidir. BKB-DGD doğrultusu boyunca uzanan bu fay zonu, 7 segmentten meydana gelmektedir. Bu segmentler batıdan doğuya doğru; 37 km uzunluğunda, K86B doğrultulu Osmanlar, 56 km uzunluğunda K77B doğrultulu Simav, 23 km uzunluğunda K66B doğrultulu Şaphane, 33 km uzunluğunda K65B doğrultulu Abide, 24 km uzunluğunda K65B-KG-K30D doğrultulu iç bükey şeklindeki Banaz, 26 km

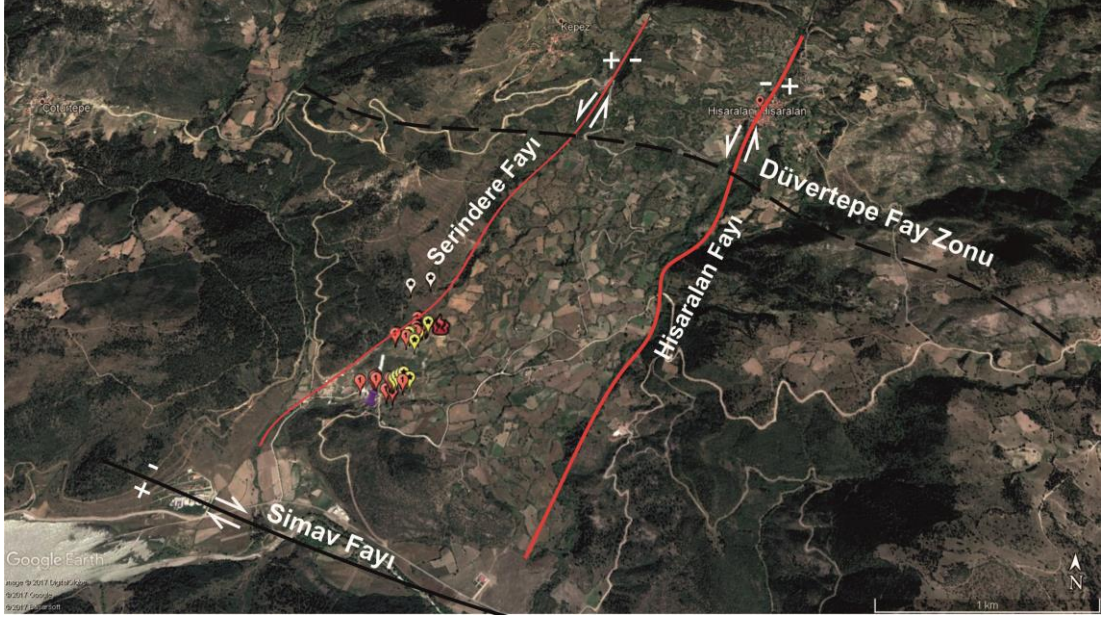
uzunluğunda K67B doğrultulu Elvanpaşa ve 19 km uzunluğunda K53B doğrultulu Çayhisar segmentleridir (Doğan ve Emre, 2006).

4.2.2 Simav Fay Zonu

Sındırgı-Sincanlı fay zonunun 7 segmentinden biri konumundaki Simav fay zonu, Özden vd (2012) tarafından, yaklaşık olarak 60 km uzunluğa sahip K77B doğrultulu ve Simav havzasını güneyden sınırlayan kuzeye eğimli, derinlerde normal fay olarak tanımlanmıştır (**Şekil 4.3**). Günümüzde normal fay karakterindeki Simav fayı derin kesimlerinde listrik normal fay özelliği göstermektedir. İnceleme alanındaki normal faylar bölge tektoniğinde etkili olan açılma sisteminin ürünleri olup, yer yer yüksek açılı yer yer ise oblik fay karakteri ile Kuvaterner'de etkin rol oynamışlardır (Özden vd. 2012). Gündoğdu vd. (2015), Simav fayı hakkında yaptıkları kinematik çalışmalar neticesinde, günümüzde normal fay karakteri gösteren Simav fayının geçmişte doğrultu atım karakterine sahip olduğunu belirtmişlerdir. Yine aynı çalışmada simav fayının başlangıç yaşının 19.3 My ile 26.1 My arasında olduğu belirtilmiştir. (Gündoğdu vd. 2015).

Simav fayı, Sındırgı'dan başlayarak doğuya doğru Simav Çayı boyunca Şaphane ve Abide (Gediz) üzerinden geçerek Gediz fayına bağlanır. Yaklaşık 150 km uzunluğundaki bu fay zonu Simav ovasının morfolojisini denetleyerek graben görünümü kazandırmıştır. Simav fay zonunun güney kesiminde bulunan birimlerin fayın kuzey kesiminde kalan karşılıklarının yaklaşık 5,5-6 km doğuya doğru atım kazandığı gözlenmiştir (Konak, 1982). Akdeniz ve Konak (1979a) yaptıkları çalışmalar ve arazi üzerindeki bulgularına göre Miyosen'de meydana gelen şiddetli yükselme sonucu bölgede ciddi bir aşınma sürecinin başladığını ileri sürmektedirler (Akdeniz ve Konak, 1979a). Ancak fayın doğrultu atımının hem Miyosen hem de Miyosen öncesi birimlerinde birbirine yakın değerlerde olması fayın yaşının Üst Miyosen veya daha genç olması gerektiğini ortaya koymaktadır. Buna göre başlangıçta doğrultu atım karakteri sunan Simav fayının Üst Pliyosen ya da Kuvaterner'de normal fay karakteri kazandığı düşüncesi kuvvetle muhtemeldir (Konak, 1982). Gündoğdu vd (2015), birimler üzerinde doğrultu atım karakteri gözlenebilen düzlemlerde yaptıkları analizlerde ise, Simav fayının 25.3 ± 0.8 milyon yıl (Geç Oligosen/Şattiyen) ile 19.8 ± 0.5 (Erken Miyosen/Burdigaliyen), Simav fayının ise 26.5 ± 0.9 milyon yıl (Geç Oligosen/Şattiyen) ile 20.6 ± 0.6 milyon yıl (Erken Miyosen/Akitaniyen) yaş aralığına sahip olduğunu belirtmişlerdir. Ayrıca Simav fayının, Simav sıyrılma fayını kesiyor olması Simav fayının daha genç

olduğunun kanıtı durumundadır. Bu iki fayın hemen hemen aynı yaşlara sahip olması birlikte çalışmış olabilecekleri şeklinde yorumlanmıştır (Gündoğdu vd, 2015). Simav fayı günümüzde tektonik aktivitesini devam ettirmektedir.



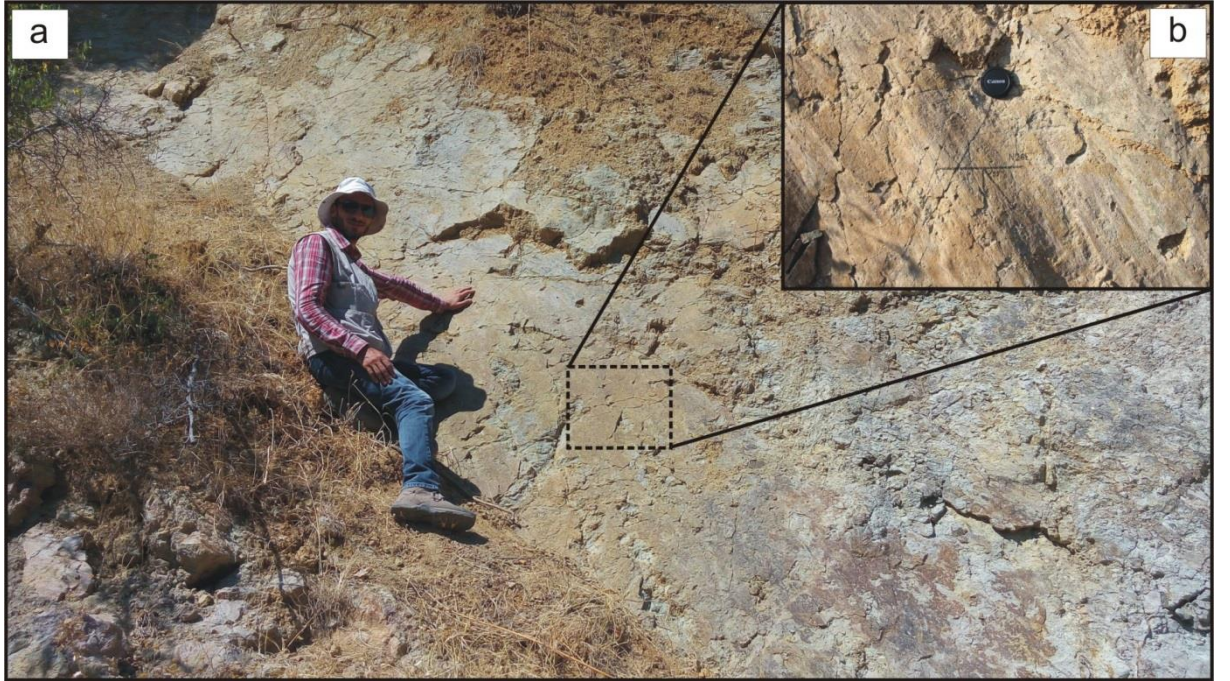
Şekil 4.4: İnceleme alanı içerisinde gözlenen fayların konumu.

4.2.3 Serindere Fayı

Serindere Fayı, Kepez'in kuzeydoğusundan Simav çayına kadar yaklaşık 4 km'lik KD doğrultulu bir uzanıma sahiptir. Fay üzerinde doğrultu ölçümleri yapılmış ve sapma açıları tespit edilmiştir (**Tablo 4.1; Şekil 4.5**). Fayın GD bloğu düşmüş KB bloğu yükselmiştir. Serindere Fayı inceleme alanında yüzeyleyen dasit-tüf ve aglomera-riyolit birimleri arasındaki tektonik sınırı oluşturduğu görülür. Buna ek olarak fayın Yüksekharman Tepe'nin kuzeydoğusunda, Bornova flişine ait kayaları sola doğru ötelediği de görülür (**Bkz.Şekil 2.1**). İnceleme alanındaki traverten yüzlekleri bu faya yaklaşık paralel olarak dizilmiş olup travertenlerin fay zonu ile ilişkili olarak geliştiğini göstermektedir.

Tablo 4.1: Serindere Fayı'na ait doğrultu ve sapma açısı ölçümleri

Koordinat	Fay Düzlemi (Doğrultu/Eğim Miktarı ve Yönü)	Sapma Açısı (Rake) ve Yönü
N 39.27165 E 028.31623	K55D/70GD	9° B
N 39.27222 E 028.31664	K70D/75GD	10° GB
N 39.27550 E 028.32030	K45D/50GD	35° KD
N 39.27559 E 28.32042	K26D/37GD	55° KD



Şekil 4.5: Serindere içinde gelişen a) oblik atımlı fay (K26D/37GD, Sapma:55°) ve b) yakından görünümü (Koordinat: 13.937-48.352)

4.2.4 Hisaralan Fayı

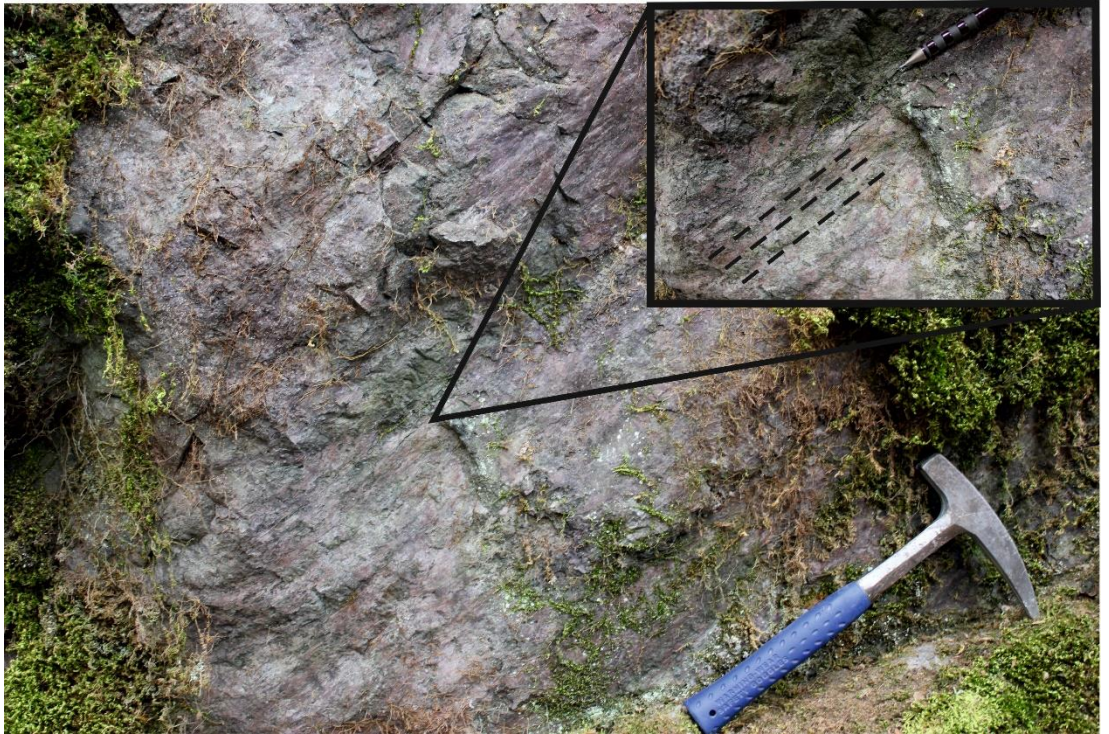
Serindere Fayına paralellik gösteren Hisaralan fayı, Hisaralan köyünün kuzeydoğusundan Simav çayına kadar KD doğrultusunda yaklaşık 4 km'lik uzanımına sahiptir. Ölçüm yapılan bazı mostraların söz konusu fayın büküm yaptığı noktalara denk gelmesi nedeniyle yer yer farklı doğrultu değerleri gözlenmiştir. Bu faya ait doğrultular ölçülüp sapma açıları tespit edilmiştir (**Tablo 4.2**). Bu ölçümlerle beraber fay üzerinde oblik, eğim atımlı normal ve doğrultu atım karakteri gösteren

mostraların varlığı ortaya konmuştur.(**Şekil 4.6**). Hisaralan fayının, aglomeraları kestiği ve ultramafikler ile dasitler arasında sınır oluşturduğu gözlenmiştir. Fayın KB bloku düşmüş GD bloku yükselmiştir.

Tablo 4.2: Hisaralan Fayı'na ait doğrultu ve sapma açısı ölçümleri

Koordinat	Fay Düzlemi (Doğrultu/Eğim Miktarı ve Yönü)	Sapma Açısı (Rake) ve Yönü
N 39.27744 E 028.33488	K20D/88KB	40° KB
N 39.27608 E 028.33347	K70B/25GB	85° KB
N 39.27616 E 028.33359	K10B/80GB	70° KB
N 39.27631 E 028.33350	K30B/40GB	40° KB
N 39.28347 E 028.33570	K62B/35GB	36° KB

Sındırgı-Sincanlı Fay Zonu ve Simav Fayı gibi bölgesel fayların haricinde, Hisaralan bölgesinde bulunan Serindere Fayı ile Hisaralan Fayı'na ait ölçümler yapılmış ve haritalanmıştır. MTA diri fay haritasında belirtilen Düvertepe fay zonu gerek inceleme alanı dışında, gerek inceleme alanı içerisinde net bir yüzlek vermemesi nedeniyle olası fay olarak haritaya işlenmiştir (**Şekil 4.4**).



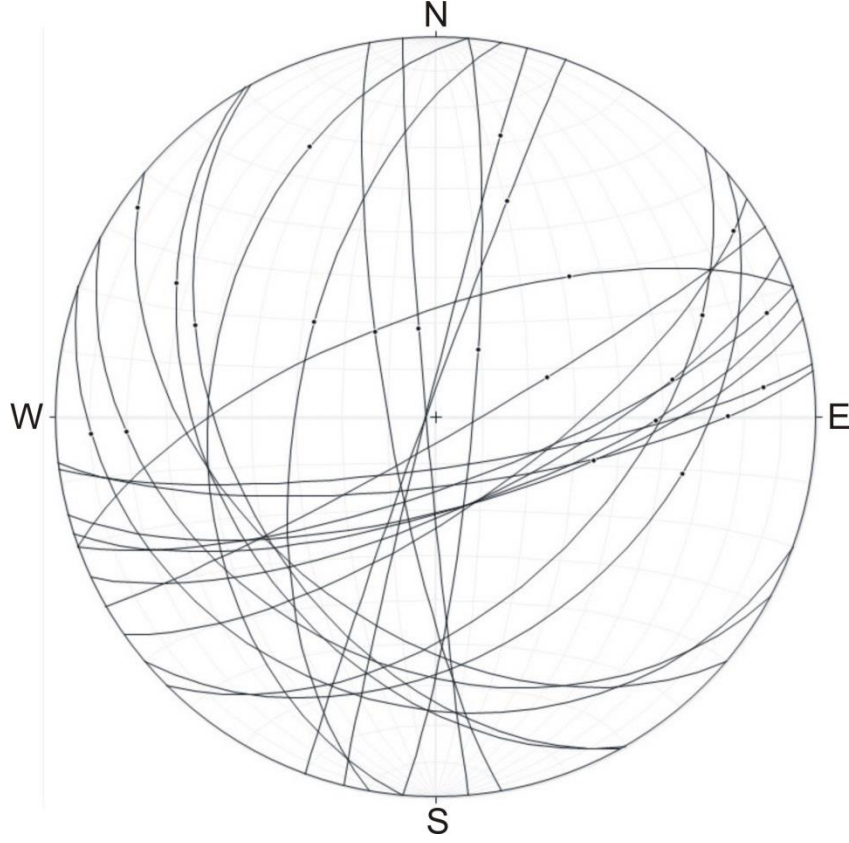
Şekil 4.6: Hisaralan Fayı'na ait kayma çizikleri.

4.3 İnceleme Alanındaki Tektonik Yapıların Yorumu

İnceleme alanında belirlenen yaklaşık D-B doğrultulu yüksek açılı normal faylar bölgede etkin olan genişleme rejiminin ürünleridir. Arazi çalışmalarında belirlenen yedi adet KB doğrultulu fay ise inceleme alanının değişik kesimlerinde küçük fay düzlemleri şeklinde gözlenmektedir. KB doğrultulu fayların eğim yönleri güneybatı, sapma açıları (rake) ise 7° ile 85° arasında değişmektedir. (**Tablo 4.3**)

Tablo 4.3: İnceleme alanında belirlenen fay düzlemleri ve ilgili kayma çiziklerinin dağılımı.

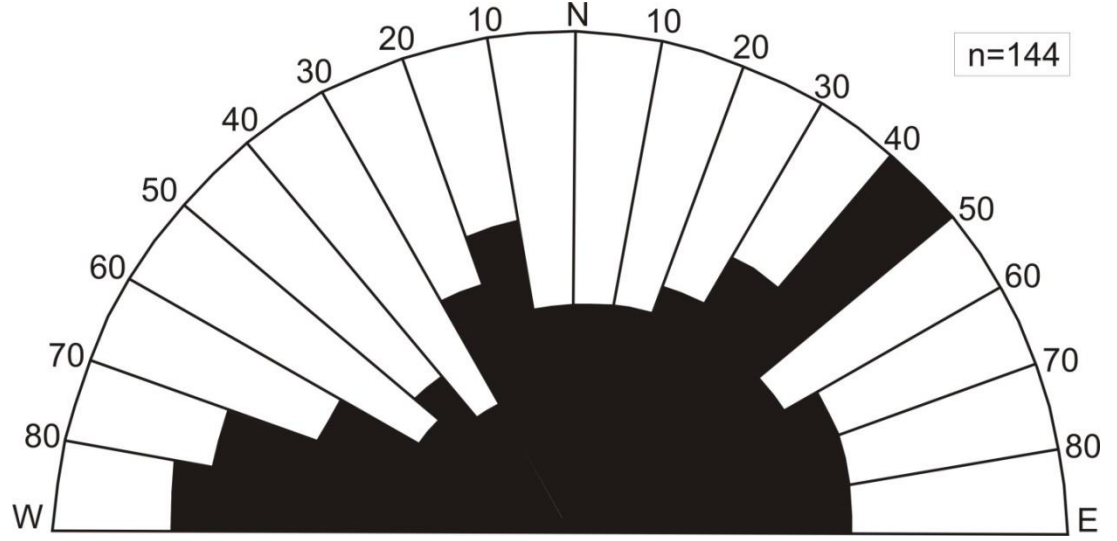
Koordinat	Fay Düzlemi (Doğrultu/Eğim Miktarı ve Yönü)	Sapma Açısı (Rake) ve Yönü
N 39.26659 E 028.32059	K70D/68KB	53° GB
N 39.27498 E 028.33344	K72D/70GD	45° GB
N 39.28388 E 028.33607	K5D/40KB	37° KB
N 39.26693 E 028.31212	K14D/88KB	25° GB
N 39.28769 E 028.32276	K82D/79GD	15° GB
N 39.28807 E 028.32276	K60D/85GD	65° KB
N 39.26749 E 028.31757	K60D/56KB	65° KB
N 39.28846 E 028.32640	K83D/75GD	25° KD
N 39.28852 E 028.32676	K10D/60KB	75° KD
N 39.26983 E 028.33970	K5D/82GD	75° GB
N 39.27042 E 028.34577	K65D/70GD	40° GB
N 39.28795 E 028.32306	K50B/45GB	7° GB
N 39.27618 E 028.33358	K5B/88GB	71° KB
N 39.27623 E 028.33331	K29B/45GB	50° KB



Şekil 4.7: Hisaralan jeotermal alanında belirlenen fay düzlemleri ve ilgili kayma çiziklerinin stereografik izdüşümleri

Asal gerilmeler etkisinde karakteristik özellikler sunan çatlaklar, bölgesel gerilme yönlerinin belirlenmesinde etkin rol oynamaktadır. Hisaralan jeotermal alanı ve çevresinde yaygın olarak mostra veren volkanik kayalarda, özellikle dasitlerde gözlenen yanal ve düşey yer değiştirme göstermeyen tüm açıklıklar bu çalışma kapsamında çatlak olarak tanımlanmış ve ölçümleri yapılmıştır (**Şekil 4.8**). Burada inceleme alanındaki çatlak sistemlerinin dağılımı görülmektedir. Hisaralan jeotermal alanında sırt tipi traverten oluşumları gözlenmiştir. Çatlaklar boyunca yüzeye çıkan sıcak sular uygun koşullar altında çatlak doğrultusunda sırt tipi traverten oluşturmaktadır. İnceleme alanında belirlenen sırt tipi travertenler iki farklı doğrultuda uzanım sunmaktadır. Sırt tipi travertenlerden uzun kol K10-30B arasında, kısa kol ise K55-70B doğrultusunda uzanım göstermektedir. Hisaralan jeotermal alanı içerisinde gözlenen sırt tipi travertenlerin çevresinde geniş yayılım sunan dasitlerde yapılan çatlaklara ait gül diyagramı, sırt tipi travertenlerin doğrultularına paralel bir sunum göstermektedir. Ancak gül diyagramında, sırt tipi travertenlerin gidiş doğrultusundan farklı yönde gelişen çatlak hattı da (K40-50D) ortaya çıkmıştır. Bu farklı doğrultuda çıkan çatlak yöneliminin ise gerek arazi ve gerek morfolojik

olarak aynı gerilme alanı içinde olmayıp, farklı gerilme alanları etkisinde geliştiğini göstermektedir. İnceleme alanında belirlenen üç farklı doğrultuya sahip fay sistemi de bunun göstergesidir.

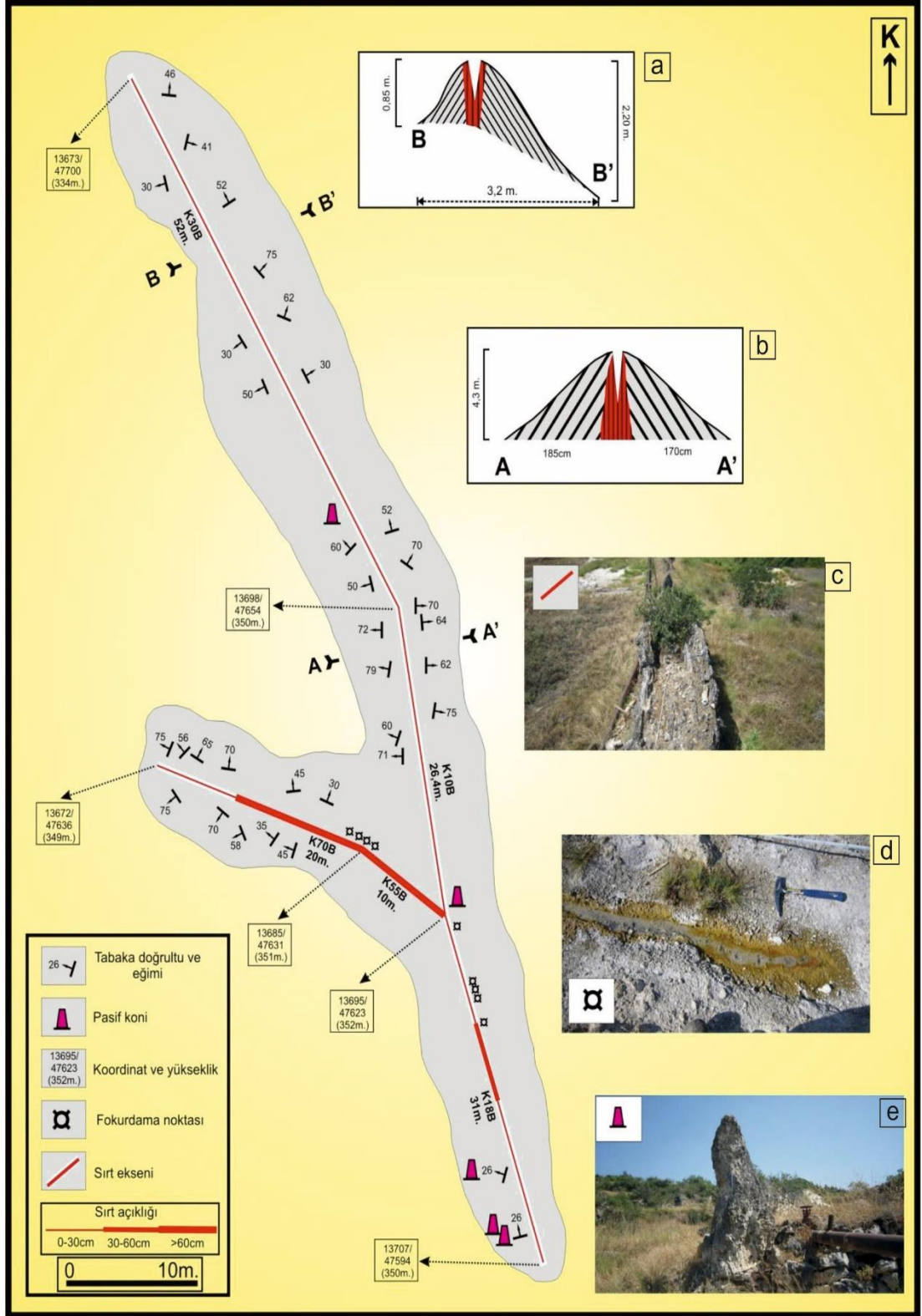


Şekil 4.8: Hisaralan jeotermal alan içerisinde gözlenen dasitlerdeki çatlaklara ait gül diyagramı

Çalışma sahasının da içinde bulunduğu KB-GD uzanımlı Simav Grabeni, Ege Bölgesinin en önemli graben sistemi durumunda olup bölgeyi etkileyen tektonizmanın esas sebebinin oluşturur. Ege Bölgesinde bulunan jeotermal kaynakların bir çoğu bu sistemin ürünüdür (Oygür, 1997). Bölgede bulunan faylar, genellikle KB-GD ve D-B yönlü düşey faylar olup genel graben sistemine paralellik sunsalar da bu sistemleri kesen KD-GB uzanımlı faylar graben sisteminde yanıl yer değiştirmeye sebebiyet vermiştir. Ayrıca bu faylar sıcak suların yüzeye çıkış doğrultularını oluşturmuştur (Şengör vd, 1984).

İnceleme alanında bulunan travertenlerin depolanma şekilleri de, bölgenin maruz kaldığı bu tektonizmanın daha net anlaşılması için büyük bir önem arz etmektedir. Bu depolanma türlerinden tektonikle en yakın ilişkiyi işaret edenlerin başında sırt tipi travertenler gelir. Kırık ve çatlaklar boyunca yüzeye çıkan sıcak suların çöktüğü karbonatlar, zamanla çatlak boyunca sırtlar oluşturur. Sırt tipi travertenler çatlak boyunca çıkan akışkanların düşük eğimli çift taraflı yüzey üzerinde çökmesiyle meydana gelir. Bu kırık bir fay ise düşen blok üzerinde çökme daha fazladır. Bu tür oluşumlar fay önü traverten olarak adlandırılmaktadır (Aksoy, 2009).

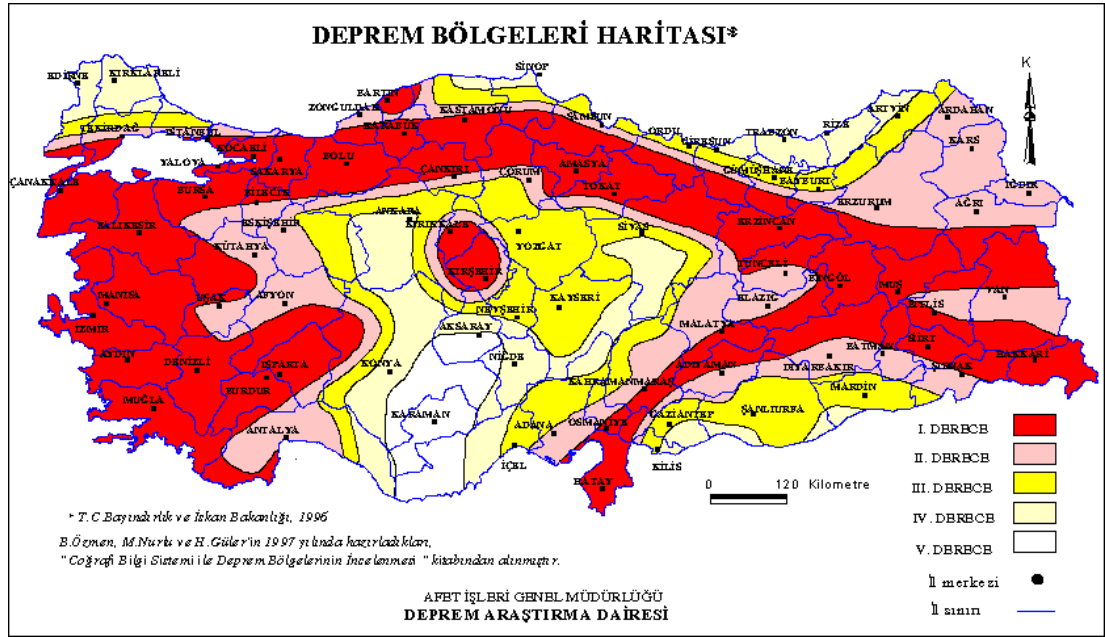
İnceleme alanında gözlenen KB doğrultulu sırt tipi traverten, başlangıç noktasından itibaren 31. metreye kadar aynı doğrultuda devam ederken, bu metrede çatallanarak ikinci bir kola ayrılmakta olup sırt eksenini boyunca yer yer farklı doğrultu değerleri gösterdiği saptanmıştır (**Şekil 4.9**). Eksenin uzun kolunun uzunluğu 109 metre ve kısa kolunun uzunluğu 30m'dir. Sırt ekseninin uzun kolunun gidişi $K10^{\circ}B$, $K18^{\circ}B$ ve $K30^{\circ}B$ arasında değişmektedir. Kısa kolun gidişi $K55^{\circ}B$ ile $K70^{\circ}B$ arasında ölçülmüştür. Sırt eksenindeki açılma çatlağının genişliği 10 -173 cm arasında değişmektedir. Çatlak kenarları gri kahve renkli, iri kalsit kristalli düşey bantlı travertenle kaplıdır. Bantlı travertenin kalınlığı 3 cm ile 16 cm arasında değişir. Travertenlerin eğimleri oldukça yüksektir. Oldukça yüksek eğime ($25-80^{\circ}$) sahip olan travertenler, sırt kanatlarında kristalli kabuk-tipi tabakalı yapılar sunmaktadır. Kanatlarda ve eksen üzerinde traverten kuleleri (konileri) gelişmiş olması, sırtın göstermiş olduğu tipik özelliklerdendir. Ayrıca, kısa kolun eksenini üzerinde birkaç alanda çıkış noktaları da görülmüştür (Yüksel vd, 2016).



İnceleme alanı ve yakın çevresinde yer alan Miyosen yaşı volkanik kayalardan alınan çatlak ölçümleri, K0/30°B, K50/90°B ve K30/50°D arasında değişmektedir. Buna ek olarak, inceleme alanında fay düzlemlerindeki kayma çizikleri üzerinde çalışmalar gerçekleştirilmiştir. Bu çalışmalar neticesinde, bu fayların eğim atımlı normal fay karakterinde olduğu ve ölçümü yapılan çatlakların gidişine paralel ya da yarı paralel olarak olduğu saptanmıştır. Bu durumda, traverten sırt eksenlerinin doğrultu değerleri ile çalışma alanının farklı kesimlerinde ölçülen çatlak ve fay düzlemlerinin doğrultu değerleri birbirleri ile uyumludur. İnceleme alanında yapılan tektonik çalışmalar, Hisaralan sırt-tipi travertenlerinin KD-GB doğrultulu açılmaya bağlı olarak hidrotermal getirimler sonucu meydana geldiğini göstermiştir. Dolayısıyla Hisaralan travertenlerini oluşturan jeotermal sistem, Neotektonik dönemde, özellikle Batı Anadolu'da etkin olan Simav fayı ile ilişkili horst ve grabenleşme ile KD-GB doğrultulu oblik atımlı faylar sonucu oluşmuştur. Ayrıca inceleme alanındaki KD-GB doğrultulu faylar jeotermal sistemden yüzeye çıkan suların yönelimini de kontrol etmektedir.

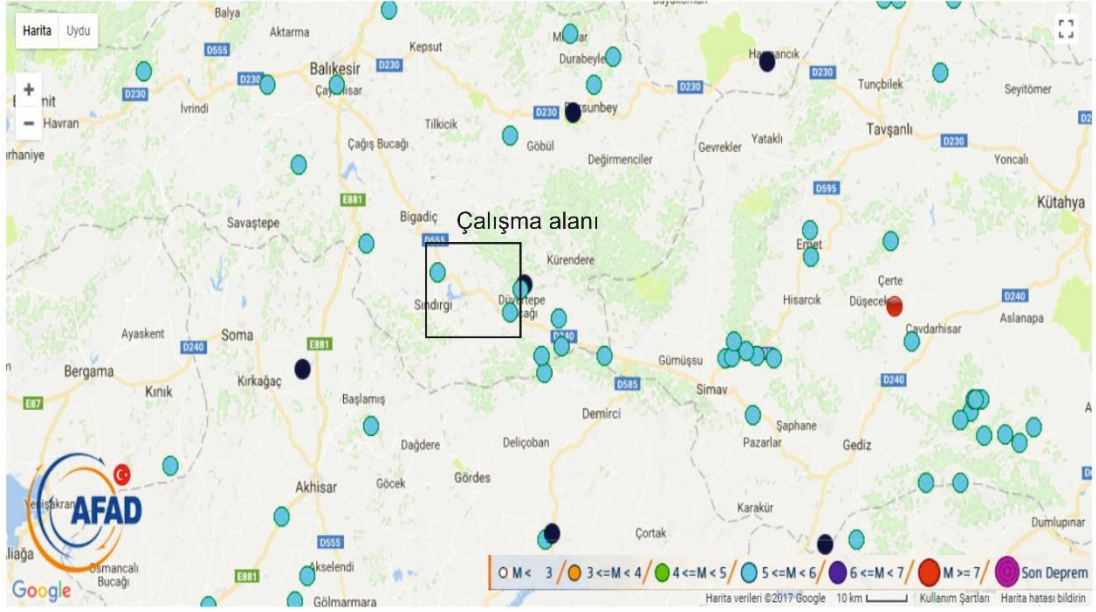
5. İNCELEME ALANI VE ÇEVRESİNİN DEPREMSELLİĞİ

İnceleme alanı ve çevresi 1. Derece deprem bölgesinde yer almaktadır(Şekil 5.1).

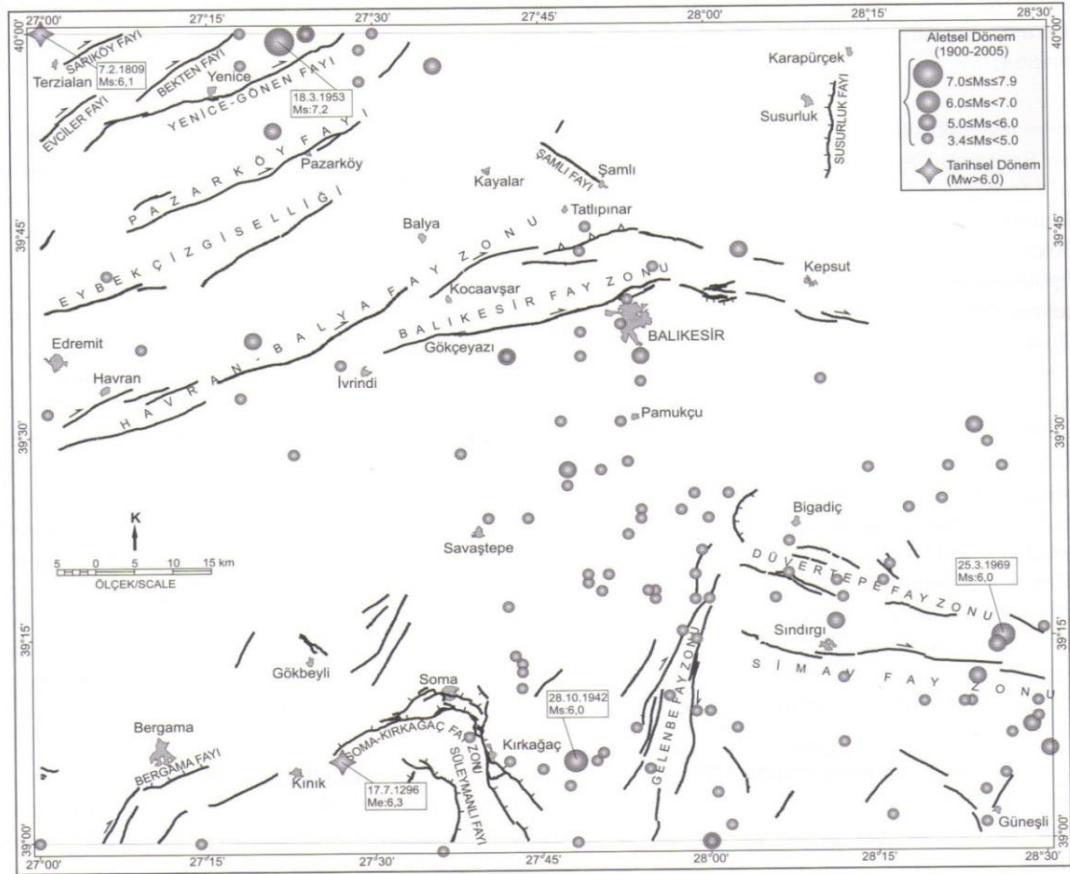


Şekil 5.1: Türkiye deprem bölgeleri haritası (Afet İşleri Genel Müdürlüğü).

İnceleme alanını da etkileyen KB – GD uzanımlı Simav Grabeni, Ege bölgesinin en önemli tektonik yapılarından birisidir. Sındırgı-Sincanlı fay zonu'nun bir segmenti olan Simav fayının yanı sıra Serindere fayı, Hisaralan fayı ve Düvertepe fay zonu gibi yerel faylanmalar bölgenin tektonik gelişiminde etkin rol oynamıştır. Tarih boyunca bu faylar üzerinde büyüklüğü 5.0 ve üzeri yaklaşık 92 deprem gelişmiştir. Bunların bazılarının yıkıcı özellikte olduğu kayıtlara geçmiştir (Şekil 5.2; 5.3).



Şekil 5.2: İnceleme alanı ve çevresinde meydana gelen 5.0 ve üzeri büyüklüğe sahip depremlerin dağılımı (AFAD Deprem Kataloğu).



Şekil 5.3: Türkiye Diri Fay Haritası, Balıkesir NJ 35-3 paftasındaki tarihsel ve aletsel dönem depremlerinin dağılımı (Emre ve diğ. 2011; Diniz Akarca 2013'den).

Balıkesir ilini etkileyen kuzeyden güneye doğru; 67 km uzunluğunda sağ yönlü atım karakteri gösteren Gönen – Yenice fayı, 90 km uzunluğunda sağ yönlü atım karakteri gösteren Havran – Balya fay zonu, 65 km uzunluğunda sağ yönlü atım karakteri gösteren Balıkesir fay zonu, 50 km uzunluğunda Düvertepe fay zonu, yaklaşık 40 km uzunluğunda sağ yönlü atım karakteri gösteren Gelenmbe fay zonu, 60 km uzunluğunda sağ yönlü atım karakteri gösteren Simav fayı bölgenin depremselliğini oluşturmaktadır. Bu faylar üzerinde tarih boyunca birçok depremin meydana geldiği kayıt altına alınmıştır(**Tablo 5.1**).

Tablo 5.1: İnceleme alanı ve çevresinde meydana gelen 5.0 M ve üzeri depremler(Ambraseys vd, 2006.,Tağıl, 2004).

Tarih	Enlem / Boylam	Lokalite	Fay	Magnitüd (M)
15.11.1942	39 ° 55' N 28 ° 58' E	Bigadiç		6.1 M
1944	38 ° 74' N 29 ° 00' E	Şaphane	Şaphane segmenti	6.2 M
17.02.2009	39 ° 15 N 29 ° 08 E	Simav	Simav Fayı	5.2 M
19.05.2011	39 ° 15 N 29 ° 08 E	Simav	Simav Fayı	5.9 M
28.05.2011	39 ° 15 N 29 ° 08 E	Simav	Simav Fayı	5.0 M
03.05.2012	39 ° 24 N 29 ° 23 E	Hisarcık / Kütahya	Şaphane segmenti	5.1 M
18.03.1953	39 ° 99 N 27 ° 36 E	Gönen	Gönen- Yenice Fayı	7.2 M
06.10.1964	40 ° 30 N 28 ° 23 E	Manyas	Manyas Fay Zonu	7.0 M
04.01.1935	40 ° 40 N 27 ° 49 E	Erdek	Edincik Fayı	6.4 M
06.10.1944	39 ° 48 N 26 ° 56 E	Ayvacık	Edremit Fayı	6.8 M
21.09.1577	39 ° 39 N 27 ° 53 E	Balıkesir	Balıkesir Fayı	7.0 M
03.03.1969	39 ° 99 N 27 ° 36 E	Gönen	Gönen- Yenice Fayı	6.0
29.01.1898	39 ° 39 N 27 ° 53 E	Balıkesir	Balıkesir Fayı	7.2

6. EKONOMİK JEOLOJİ

İnceleme alanı içerisinde bulunan jeotermal alan, bölge tektoniğinin ortaya konmasında olduğu kadar bölgeye yakın yerleşim yerleri için de büyük önem arz etmektedir. Sıcak sulara yapılan incelemelerde, 54,5°- 98,9° arasında sıcaklık, 6,10 – 8,78 arasında pH ve 1193 – 1659 arasında ise EC ($\mu\text{S}/\text{cm}$) değerleri ölçülmüştür. Sıcaklıklarının yüksek olması sebebiyle bu sular bölgede çeşitli amaçlar için kullanılmaktadır. Kaynaklara yakın yerlerde kurulan pansiyonlar kaplıca özelliği ile hizmet vermektedir. Bu pansiyonlar sıcak su ihtiyaçlarını kurdukları boru ve havuz sistemleriyle sağlamakta olup aynı zamanda ısınma ihtiyaçlarını da bu şekilde karşılamaktadır. Bu kaynakların bazıları (<60°) balık yetiştiriciliği ve seralarda kullanılmaktadır. Ayrıca bu sıcak sularla Sındırgı ilçesinin ısınma ihtiyacı da karşılanmaktadır.

Sıcak suların bölgeye sağladığı en büyük avantaj Sındırgı ilçesinin ısınma problemine bir alternatif oluşturmasıdır. 1989 yılında T.P.A.O tarafından yapılan 987 m derinliğindeki sondajda 30 l/s debi, 106° derin 98,9° yüzey sıcaklık değerleri ölçülmüş ve inceleme sonuçlarının değerlendirilebilir olması ile sondaj noktasından yaklaşık 18 km'lik izolasyonlu boru hattı ile sındırgı merkezine ulaştırılan suların ısınma, seracılık ve termal turizmde kullanılması sağlanmıştır (sindirgijeotermal.com). 18 km'lik boru merkezden konutlara dağılarak yaklaşık 25km'lik bir boru hattı oluşturmaktadır. Bu boru hattında taşınan suda yaklaşık 15° lik bir ısı kaybı olduğu görülse de bu kayıp jeotermal suyun konut ısıtmasında kullanılmasına bir engel teşkil etmemektedir. Isınmadan arta kalan su ise seralara gönderilerek suyun dönüşümü sağlanmaktadır.

Ayrıca, inceleme alanın 7 km batısında, Yusufçam köyünün ise doğusunda bulunan epitermal altın yatağı özel bir maden şirketi tarafından işletilmektedir.

7. SONUÇLAR

Bu çalışma kapsamında Balıkesir ili Sındırgı ilçesinin Hisaralan köyü çevresinde yaklaşık 20 km²'lik bir bölgenin tektonik özellikleri belirlenmiş ve travertenlerin bölgedeki tektonik yapılarla ilişkisi ortaya çıkarılmıştır.

Travertenler üzerinde yapılan fasiyes incelemeleri sonucu; Nilüfer yaprağı, rafı traverten, kristalin kabuk, zarflı taneler, bantlı traverten ve mikrobiyal traverten litotipler belirlenmiştir. Ayrıca bu travertenlerin yamaç-şelale tipi, kaynak tümseği tipi, koni(kule) tipi ve sırt tipi morfolojilerde geliştiği ortaya çıkarılmıştır.

Farklı dönemlerde yapılan arazi çalışmaları sırasında kaynak sayılarının sürekli değiştiği (var olan kaynakların kuruması/yeni kaynak oluşumları) gözlemlenmiştir. Yakın mesafeli kaynaklarda görülen bu sıcaklık ve basınç farklılıkları, inceleme alanındaki tektonik aktivitenin halen devam ettiğini ve farklı doğrultuya sahip çatlak sistemlerinin bölgede var olduğuna işaret etmektedir..

KB-GD doğrultulu Simav Grabeni içerisinde yer alan inceleme alanında gözlenen Miyosen yaşlı volkanitlerden alınan çatlak doğrultuları, K0 ile 30°B, K50 ile 90°B ve K30 ile 50°D arasında değişmektedir. Bu çalışmada ölçümleri yapılan fayların ve sırt tipi travertenlerin doğrultularının da bu çatlak doğrultuları ile uyumlu olduğu görülmektedir. Bu durum bölgede bulunan sırt tipi travertenlerin, KD-GB doğrultulu açılmaya bağlı olarak oluştuğunu göstermektedir. Dolayısıyla Hisaralan travertenlerini oluşturan jeotermal sistem, Neotektonik dönemde, özellikle Batı Anadolu'da etkin olan Simav fayı ile ilişkili olarak gelişen horst ve grabenlerin yanında KD-GB doğrultulu oblik atımlı faylar tarafından da denetlenmiştir. Ayrıca bu faylar jeotermal sistemden yüzeye çıkan suların yönelimini de kontrol etmiştir.

8. KAYNAKLAR

Akdeniz, N. ve Konak, N. (1979). Simav–Emet–Dursunbey–Demirci yörelerinin jeolojisi (*yayınlanmamış*) [Geology of the Simav–Emet–Dursunbey–Demirci areas]. *Bulletin of Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (unpublished) Report No: 6547.*

Aksoy, N., Demirkıran, Z., Şimşek, C. (2009). Sındırgı-Hisaralan (Balıkesir) Jeotermal Sahasının Jeokimyasal Özelliklerinin Değerlendirilmesi. *Jeotermal Enerji Semineri*, 61-72. İzmir.

Altunel, E. and Hancock P.L. (1993). Morphology and structural setting of Quaternary Travertines at Pamukkale, Turkey. *Geological Journal* 28, 335 – 346.

Ambraseys, N. N., Finkel, C. ve Koçak, M. U. (2006). *Türkiye’de ve komşu bölgelerde sismik etkinlikler: tarihsel inceleme 1500-1800.* TÜBİTAK.

Başbakanlık, TC. (2017). Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı Deprem Dairesi Başkanlığı Deprem kataloğu. <https://deprem.afad.gov.tr/>.

Brinkmann, R. (1966). Geotektonische Gliederung von Westanatolien: *Neus Jahrb. Geol. Paläontol., Monatsh*, 10, 603-618.

Brinkmann, R. (1971). The geology of western Anatolia. *Geol. and Hist. of Turkey, Petrol. Expl. Soc. of Libya, Tripoli*, 171-190.

Brinkmann, R. Flügel, E., Jacobshagen, V., Lechner, H., Rendel, B. ve Trick, P. (1972). Trias, Jura und Unterkreide der Halbinsel Karaburun (West-Anatolien): *Geologica et Paleontologica*, 6, 139-150.

Brinkmann, R. (1972). Mesozoic troughs and Crustal structure in Anatolia: *Geol.Soc. America Bull.*, 83, 819-826.

Brinkmann, R. (1976). *Geology of Turkey: enke*, Stuttgart, 158.

Doğan, A. ve Emre, Ö. (2006). Ege Graben Sistemi'nin Kuzey Sınırı: Sındırgı-Sincanlı Fay Zonu. 59. *Türkiye Jeoloji Kurultayı, 20-24 Mart 2006, Bildiri Özleri Kitabı* s. 83-84, Ankara.

Emre, T., and Sözbilir, H. (1997). Field evidence for metamorphic core complex, detachment faulting and accommodation faults in the Gediz and Büyük Menderes grabens, western Anatolia. In *International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region*, Izmir-Güllük, Turkey (pp. 73-93).

Emre, Ö. ve Duman, T.Y. (2011). 19 Mayıs 2011 Simav (Kütahya) Depremi Ön Değerlendirmesi Raporu. *MTA Jeoloji Etütleri Dairesi Yer Dinamikler Araştırma ve Değerlendirme Koordinatörlüğü Aktif Tektonik Araştırmaları Birimi*.

Emre, Ö., Özalp, S. ve Duman, T.Y., Türkiye Diri Fay Haritası Serisi, 1:250.000 Ölçekli UÇak (NJ 35-8) Paftası, Seri No:11. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara-Türkiye, (2011a).

Emre, Ö., Doğan, A. ve Özalp, S., .—Türkiye Diri Fay Haritası Serisi, 1:250.000 Ölçekli Balıkesir NJ 35-3) Paftası. Seri No:4. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara-Türkiye, (2011b)

Emre, Ö., Duman, T.Y. ve Özalp, S., Türkiye Diri Fay Haritası Serisi, 1:250.000 Ölçekli Kütahya (NJ 35-4) Paftası. Seri No:10, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara-Türkiye, (2011c).

Emre, Ö., Duman, T.Y., Özalp, S., Olgun, Ş., ve Elmacı, H., Türkiye Diri Fay Haritası Serisi, 1:250.000 Ölçekli Afyon (NJ 36-5) Paftası. Seri No:16, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara-Türkiye, (2011d).

Ercan, T., Günay, E., ve Savaşçın, M. Y. (1982). Simav ve çevresindeki Senozoyik yaşlı volkanizmanın bölgesel yorumlanması. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 97(97, 98).

Erdoğan, B. (1985). Bornova karmaşığının bazı stratigrafik ve yapısal özellikleri: *Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri Özetleri*, 14.

Erdoğan, B. (1988). İzmir-Ankara Zonu ile Karaburun Karbonat istifinin tektonik ilişkisi: *Hacettepe Üniversitesi Yerbilimlerinin 20.yılı Sempozyumu, Bildiri Özleri*, Ankara, 16.

Erdoğan, B., Altıner, D., Özer, S. ve Güngör, T. (1988). Karaburun Yarımadası (İzmir) karbonat istifinin stratigrafisi: *Hacettepe üniversitesi Yerbilimlerinin 20.yılı Sempozyumu, Bildiri Özleri*, Ankara, 22.

Erdogan, B. (1990). İzmir-Ankara Zonu'nun İzmir ile Seferihisar arasındaki bölgede stratigrafi özellikleri ve Tektonik Evrimi. *TPDJ Bulteni*, 2, 1-20.

Erdoğan, B. ve Güngör, T. (1992). Menderes Masifi'nin kuzey kenarının stratigrafisi ve tektonik evrimi (Stratigraphy and tectonic evolution of the northern Margin of the Menderes Massif). *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 4, 9-34.

Erkül, F., Helvacı, C. and Sözbilir, H. (2005). Evidence for two episodes of volcanism in the Bigadiç borate basin and tectonic implications for western Turkey. *Geological Journal* 40, 545–570.

Erkül, F., Tatar Erkül, S., Helvacı, C. (2010), Erken Miyosen Bigadiç bor havzasındaki volkanik birimlerin petrografik ve jeokimyasal özellikleri: magma karışımının kanıtları, Batı Anadolu-Türkiye. *Yerbilimleri*, 31 (2): 141-168.

Gündoğdu, E., Özden, S., Güngör, T., (2015). Simav (Kütahya) ve yakın civarının geç Senozoyik yaşlı jeodinamik evrimi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 58, 3, 23-37.

Hafeli, C. J. (1966). Hisaralan (Batı Anadolu) ılıcaları bölgesinde yapılan jeolojik ve hidrolojik etüdüleri. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 67(67).

Helvacı, C. ve Alaca, O. (1991). Bigadiç borat yatakları ve çevresinin jeolojisi ve mineralojisi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 113(113).

Helvacı, C. (1995). Stratigraphy, mineralogy, and genesis of the Bigadiç borate deposits, Western Turkey. *Economic Geology*, 90(5), 1237-1260.

Işık, V., Tekeli, O., Seyitoğlu, G. (2004). The Ar⁴⁰/ Ar³⁹ age of extensional ductile deformation and granitoid intrusion in the northern Menderes core complex: implications for the initiation of extensional tectonics in western Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences* 23, 4, 555-566.

Işık, V., Seyitoğlu, G. (2006). Menderes metamorfik çekirdek kompleksinde sıyrılma fayları ve ilişkili makaslama zonları, Batı Anadolu. 59. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri*, s. 21-24

Ketin, İ. (1966). Anadolu'nun tektonik birlikleri. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 66(66).

Kocabaş, C., Tokçaeer, M., Çolak, M. (2016). Clay Mineralogy and Geochemistry of Fossil and Active Hydrothermal Alteration in the Hisaralan Geothermal Field (Sındırgı-Balıkesir), western Turkey. *AKU J. Sci. Eng.* 16, 132-134.

Konak, N. (1982). Simav dolayının jeolojisi ve metaforf kayalarının evrimi. *İstanbul Yerbilimleri Dergisi*, 3(1-2).

Naumann, E. (1886). Die Grundlinien Anatoliens und Zentralasien. *Geogr. Zs.* 2.

Okay, A. I. and Tüysüz, O. (1999). Tethyan sutures of northern Turkey. *Geological Society, London, Special Publications*, 156(1), 475-515.

Okay, A. and Altıner, D. (2007). A Condensed Mesozoic Succession North of İzmir: A Fragment of the Anatolide-Tauride Platform in the Bornova Flysch Zonell, *Turkish Journal of Earth Sciences* 16, 257–279.

Okay, A. I., İşintek, İ., Altıner, D., Özkan-Altıner, S., and Okay, N. (2012). An olistostrome–mélange belt formed along a suture: Bornova Flysch zone, western Turkey. *Tectonophysics*, 568, 282-295.

Oygür, V. (1997). Anatomy of an epithermal mineralization: Mumcu (Balıkesir-Sındırgı), Inner Western Anatolia, Turkey. *Mineral Research Exploration Bulletin*, 119, 29-39.

Özden, S., Tutkun, S.Z., Bekler, T., Karaca, Ö., Komut, T., Kalafat, D., vd. (2012). Simav Fayı ile Kütahya Fayı (Emet-Orta Batı Anadolu) Arasında Kalan Bölgenin Neotektonik ve Sismotektonik Özellikleri. 109Y103, TÜBİTAK Projesi Final Raporu, 212 s.

Özmen, B., Güler, H. ve Nurlu, M. (1997). *Coğrafi bilgi sistemi ile deprem bölgelerinin incelenmesi*. Bayındırlık ve İskan Bakanlığı Afet İşleri Fenel Müdürlüğü.

Renaut, R.W., Jones, B., Le Turdu, C. (1999). Calcite lily pads and ledges at Lorusio Hot Springs, Kenya Rift Valley: travertine precipitation at the air– water interfacell, *Canadian Journal of Earth Science* 46, 649– 666.

Seyitoğlu, G. and Scott, B. C. (1996). Age of the Alaşehir graben (west Turkey) and its tectonic implications. *Geological Journal*, 31(1), 1-11.

Sözbilir, H. (2005). Oligo-Miocene extension in the Lycian orogen: evidence from the Lycian molasse basin, SW Turkey. *Geodinamica Acta*, 18(3-4), 255-282.

Şengör, A. C., Yılmaz, Y. and Ketin, I. (1980). Remnants of a pre–Late Jurassic ocean in northern Turkey: Fragments of Permian-Triassic Paleo-Tethys?. *Geological Society of America Bulletin*, 91(10), 599-609.

Şengör, A.M.C., (1980). Türkiye'nin neotektoniğinin esasları: *Türkiye Jeol. Kur. Konferans dizisi*, 40 s.

Şengör, A. M. C., Yılmaz, Y. and Sungurlu, O. (1984). Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: nature and evolution of the western termination of Palaeo-Tethys. *Geological Society, London, Special Publications*, 17(1), 77-112.

Tağıl, Ő. (2004). Balıkesir ovası ve yakın çevresinin neotektonik özellikleri ve depremselliği. Ankara Üniversitesi, *Coğrafi Bilimler Dergisi*, 2, 73-90.

Yağmurlu, F. (1980). Bornova (İzmir) gneyi fliş topluluklarının jeolojisi. *Bulletin of the Geological Society of Turkey*, 23, 141-52.

Yılmaz, Y., Gen, S.C., Grer, F., Bozcu, M., Yılmaz,K., Karacık, Z., vd. (2000). When did the western Anatolian grabens begin to develop? E. Bozkurt, J.A. Winchester ve J.D.A. Piper (Ed.), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area. Geological Society, London, Special Publications* 353-384.

Yılmaz, H., Snmez, N. F., Akay, E., Őener, A. K., Tufan, S.T. (2013). Low-Sulfidation Epithermal Au-Ag Mineralization in the Sındırđı District, Balıkesir Province, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences* 22,485–522.

Yksel, A.K., zkul, M., Gökgöz, A., Atlı, A., ađdaŐ, G. (2016). Hisaralan (Sındırđı, Balıkesir) Jeotermal Sahası'nda sırt tipi traverten geliŐimi ve bölgesel tektonik içindeki konumu. *ATAG20 Aktif Tektonik Araştırma Grubu Toplantıları*, Denizli.