

**T.C.  
BALIKESİR ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ  
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**



**BİGADIÇ (BALIKESİR) YÖRESİ NEOJEN ÇÖKELLERİNDEKİ  
YUMUŞAK SEDİMENT DEFORMASYON YAPILARININ  
ÖZELLİKLERİ**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ**

**CANSU DİNİZ AKARCA**

**BALIKESİR, ARALIK - 2014**

**T.C.  
BALIKESİR ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ  
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**



**BİGADİÇ (BALIKESİR) YÖRESİ NEOJEN ÇÖKELLERİNDEKİ  
YUMUŞAK SEDİMENT DEFORMASYON YAPILARININ  
ÖZELLİKLERİ**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ**

**CANSU DİNİZ AKARCA**

**BALIKESİR, ARALIK - 2014**

## KABUL VE ONAY SAYFASI

**CANSU DİNİZ** tarafından hazırlanan “**BİGADIÇ (BALIKESİR) YÖRESİ NEOJEN ÇÖKELLERİNDEKİ YUMUŞAK SEDİMENT DEFORMASYON YAPILARININ ÖZELLİKLERİ**” adlı tez çalışmasının savunma sınavı 19.12.2014 tarihinde yapılmış olup aşağıda verilen jüri tarafından oy birliği / oy çokluğu ile Balıkesir Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı Yüksek Lisans Tezi olarak kabul edilmiştir.

Jüri Üyeleri

İmza

Danışman  
Prof. Dr. İbrahim TÜRKMEN



Üye  
Prof. Dr. Mehmet ÖZKUL



Üye  
Y. Doç. Dr. A.Murat KILIÇ



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

Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürü

Prof. Dr. Cihan ÖZGÜR

.....

**Bu tez çalışması TÜBİTAK tarafından 112Y237 nolu proje ve Balıkesir Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Birimi tarafından 2013/90 nolu proje ile desteklenmiştir.**



## ÖZET

### BİGADIÇ (BALIKESİR) YÖRESİ NEOJEN ÇÖKELLERİNDEKİ YUMUŞAK SEDİMENT DEFORMASYON YAPILARININ ÖZELLİKLERİ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

CANSU DİNİZ AKARCA  
BALIKESİR ÜNİVERSİTESİ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ  
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

(TEZ DANIŞMANI: PROF. DR. İBRAHİM TÜRKMEN)

BALIKESİR, ARALIK - 2014

Bu çalışmada, Bigadiç yöresi Neojen çökellerine ait yumuşak sediment deformasyon yapılarının kökeni onların özellikleri ve morfolojik analizleri esas alınarak ortaya çıkarılmıştır

İnceleme alanının litoloji birimlerini; Temel kayaçları birimi, Taban volkaniti birimi, Tabakalı kireçtaşı birimi, Alt tuf birimi, Alt boratlı birim, Üst tuf birimi ve Üst boratlı birim olmak üzere yedi litoloji birimin oluşturmaktadır.

Bu çalışma sırasında Bigadiç Havzası Neojen çökellerinden stratigrafik ve sedimantolojik amaçlı sekiz adet stratigrafik kesit ölçülmüştür. Havzada ölçülen bu kesitlerin ayrıntılı sedimantolojik analizi sonucu on fasiyes ve bir fasiyes topluluğu tanımlanmıştır. Bu fasiyesler; masif konglomera, masif kumtaşı, silttaşı, organik malzemeli kiltası, masif kireçtaşı, tabakalı kireçtaşı, organik malzemeli kireçtaşı, organik malzemeli kiltası – kireçtaşı aralanması, marn ve boratlardır. Bu fasiyeslerin tamamı göl fasiyes topluluğunu oluşturur.

Bigadiç ve yakın civarında yaygın olarak gözlenen yumuşak çökel deformasyon yapıları yedi grup altında incelenmiştir. Bu yapılar: Slamplar, konvolut laminasyon, yük kalıpları, alev yapısı, klastik dayklar, kopmuş parçalanmış ve karışmış tabakalar ile sinsedimanter faylardır. Bunlar derin göl ortamında gelişmiş sismik kökenli yapılar olup, dünya çapında sismik olarak oluşmuş deformasyon yapılarına benzerlik göstermektedir. Bu yapıların oluşumu ve özellikleri, buradaki ana trigger sisteminin sismik aktivite ile ilişkili ve Miyosen'de bölgede magnitudü 5'in üzerinde çok sayıda depremin etkili olduğuna işaret eder.

**ANAHTAR KELİMELELER:** Bigadiç, sedimantoloji, yumuşak çökel deformasyon yapıları (sismitler), bor.

## **ABSTRACT**

### **CHARACTERISTICAL FEATURES OF THE SOFT SEDIMENT DEFORMATION STRUCTURES OF BIGADIÇ (BALIKESİR) BASIN**

**MSC THESIS  
CANSU DİNİZ AKARCA  
BALIKESİR UNIVERSITY INSTITUTE OF SCIENCE  
GEOLOGICAL ENGINEERING**

**(SUPERVISOR: PROF. DR. İBRAHİM TÜRKMEN)**

**BALIKESİR, DECEMBER 2014**

The purpose of this study is to investigate the characteristics of sediment deformation structures of the Bigadiç Neogene basin.

Geologic units of the study area were consist of seven lithological units which were from bottom to top basement rocks volcanic base unit, bedded limestone, lower tuff, lower borate, upper tuff, upper borated and Quaternary formations.

Eight sections were measured to describe the stratigraphic and sedimentologic characteristics of the Bigadic basin. By this content in Neogene layer ten facies and one facies associations were defined in the Bigadiç basin. These facies are, massive conglomerate, massive sandstone, siltstone, organic material claystone, massive limestone, bedded limestone, organic material-limestone, and organic material limestone alternation of claystone, marl and borates. The lacustrine facies association defined in the area is consists all these ten facies.

Soft-sediment deformation structures widely observed in Bigadiç basin were grouped into seven. These are slumps, convolute lamination, load casts, flame structures, clastic dykes, torn and shredded mixed layers and synsedimentary faults. These structures have been formed into deep lacustrine environment, and also shows similarities to worldwide seismic deformational structures. Forming environment and specialties of these structures shows that during Miocene there were many earthquakes above magnitude 5.

**KEYWORDS:** Bigadiç, Sedimentology, soft- sediment deformation structures (seismites), borates.

# İÇİNDEKİLER

## Sayfa

<b>ÖZET</b> .....	<b>i</b>
<b>ABSTRACT</b> .....	<b>ii</b>
<b>İÇİNDEKİLER</b> .....	<b>iii</b>
<b>ŞEKİL LİSTESİ</b> .....	<b>v</b>
<b>ÇİZELGE LİSTESİ</b> .....	<b>vii</b>
<b>TABLO LİSTESİ</b> .....	<b>viii</b>
<b>ÖNSÖZ</b> .....	<b>ix</b>
<b>1. GİRİŞ</b> .....	<b>1</b>
1.1 Çalışmanın Amacı .....	<b>1</b>
1.2 İnceleme Alanının Tanıtılması .....	<b>2</b>
1.3 Önceki Çalışmalar .....	<b>4</b>
<b>2. GENEL JEOLJİ</b> .....	<b>7</b>
2.1 Stratigrafi.....	<b>9</b>
2.1.1 Temel Kayaçları .....	<b>9</b>
2.1.2 Taban Volkanitleri Birimi .....	<b>9</b>
2.1.3 Taban Kireçtaşı Birimi .....	<b>10</b>
2.1.4 Alt Tüf Birimi.....	<b>10</b>
2.1.5 Alt Boratlı Birim .....	<b>11</b>
2.1.6 Üst Tüf Birimi .....	<b>12</b>
2.1.7 Üst Boratlı Birim .....	<b>14</b>
2.1.8 Kuvaterner Oluşuklar .....	<b>17</b>
<b>3.YAPISAL JEOLJİ</b> .....	<b>19</b>
3.1 Kıvrımlar .....	<b>19</b>
3.2 Kırıklı Yapılar .....	<b>24</b>
3.2.1 Çatlaklar .....	<b>21</b>
3.2.2 Faylar.....	<b>22</b>
<b>4. FASİYESLER VE FASİYES TOPLULUKLARI</b> .....	<b>25</b>
4.1 Fasiyesler.....	<b>25</b>
4.2 Fasiyes Toplulukları .....	<b>32</b>
4.2.1 Göl Fasiyes Topluluğu .....	<b>32</b>
<b>5. YUMUŞAK SEDİMENT DEFORMASYON YAPILARI</b> .....	<b>34</b>
5.1 Morfolojik Özellikler .....	<b>34</b>
5.1.1 Slamplar.....	<b>35</b>
5.1.1.1 Küçük Ölçekli Slamplar .....	<b>35</b>
5.1.1.2 Büyük Ölçekli Slamplar .....	<b>35</b>
5.1.2 Konvolüt Laminasyon .....	<b>58</b>
5.1.3 Yük Kalıpları.....	<b>51</b>
5.1.4 Alev Yapıları .....	<b>53</b>
5.1.5 Klastik Dayklar.....	<b>57</b>
5.1.6 Kopmuş Parçalanmış ve Karışmış Tabakalar.....	<b>59</b>
5.1.7 Sinsedimanter Faylar .....	<b>62</b>
5.2. Yumuşak Çökel Deformasyon Yapılarının Oluşumunu Tetikleyen Mekanizma.....	<b>69</b>

<b>6. BALIKESİR YÖRESİNİN DEPREMSELLİĞİ VE BÖLGEDEKİ GENÇ YAPILARLA İLİŞKİSİ.....</b>	<b>73</b>
6.1 Yenice - Gönen Fayı.....	74
6.2 Havran - Balya Fay Zonu .....	74
6.3 Balıkesir Fayı .....	74
6.4 Düvertepe Fay Zonu.....	74
6.5 Gelenbe Fay Zonu .....	75
<b>7. SONUÇLAR.....</b>	<b>77</b>
<b>8. KAYNAKLAR.....</b>	<b>78</b>
<b>9. EKLER .....</b>	<b>88</b>

## ŞEKİL LİSTESİ

### Sayfa

Şekil 1.1:İnceleme alanının yer bulduru haritası. ....	3
Şekil 2.1:İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti.....	8
Şekil 2.2:Alt Boratlı birimin genel görünüşü.....	12
Şekil 2.3:Kiltaşı, kireçtaşı ve marn içerisinde gelişmiş kayma kıvrımları. ....	12
Şekil 2.4:Alt Boratlı Birim ile üzerindeki gri yeşil renkli Üst Tüf birimi arasındaki stratigrafik ilişki .....	13
Şekil 2.5:Masif zeolitik tüf – zeolitik tüf .....	14
Şekil 2.6: Bor, kiltaşı ve kireçtaşı ardalanması.....	15
Şekil 2.7:Tabakalı ve Yumrulu bor .....	15
Şekil 2.8:Organik kiltaşı kireçtaşı ve tüf ardalanması .....	16
Şekil 2.9:Orta ince taneli laminalı kumtaşı.....	17
Şekil 2.10:Simav Çayı taraça dolguları ardalanması.....	18
Şekil 3.1:Simav senklinalden genel bir görünüş.....	20
Şekil 3.2:Simav senklinalinden görünüş.....	20
Şekil 3.3:Organik malzemeli kiltaşı- kireçtaşı- tüf fasiyesi içerisinde gelişmiş kayma kıvrımları .....	21
Şekil 3.4:Zeolitik tüfler içerisinde gelişmiş yoğun makaslama çatlakları.....	22
Şekil 3.5:Simav fayından genel bir görünüş.....	23
Şekil 3.6:Sedimentasyon sırasında gelişmiş normal fay.....	24
Şekil 4.1:Fasiyes 1. Konglomera .....	29
Şekil 4.2:Fasiyes 2. Masif kumtaşı. ....	29
Şekil 4.3:Silttaşı – kumtaşı ardalanması.....	29
Şekil 4.4:Fasiyes 4.Organik malzemeli kiltaşı ve kireçtaşı.....	29
Şekil 4.5:Fasiyes 5. Masif kireçtaşı. ....	29
Şekil 4.6:Fasiyes 6. Tabakalı kireçtaşı. ....	29
Şekil 4.7:Fasiyes 7. Organik malzemeli kireçtaşı. Çağış kesiti 64-65. metre. ....	30
Şekil 4.8:Fasiyes 8. Organik malzemeli kiltaşı-kireçtaşı .....	30
Şekil 4.9:Fasiyes 9. Marn. İşletme 2 kesiti 3-4.metre .....	30
Şekil 4.10:Fasiyes 10. Tabakalı Bor. Havuz 2 kesiti 29-31. metre .....	30
Şekil 4.11:Fasiyes 10. Işınsal Bor. Havuz 2 kesiti 14-15. metre.....	30
Şekil 5.1:Küçük ölçekli slamplar. Havuz kesiti 45-46. metre .....	36
Şekil 5.2:Küçük ölçekli slamp. Havuz 2 kesiti 14. metre seviyeleri .....	37
Şekil 5.3:Küçük ölçekli slamp. Havuz 1 kesiti 14. metre seviyeleri .....	38
Şekil 5.4:Küçük ölçekli slamplar. Çağış kesiti 105. metre seviyeleri .....	39
Şekil 5.5:Küçük ölçekli slamplar. İşletme 2 kesiti 10-11. metre .....	39
Şekil 5.6:Küçük ölçekli slamplar. Havuz 2 kesiti 13. metre seviyeleri .....	40
Şekil 5.7:Yanal yönde devamlılık gösteren büyük ölçekli slamp. ....	41
Şekil 5.8:Yanal yönde devamlılık gösteren büyük ölçekli slamp. ....	42
Şekil 5.9:Havuz 1 kesitinde gözlenen slamp ve sin sedimanter faylar .....	43
Şekil 5.10:Havuz 1 kesitinde gözlenen küçük ölçekli slamplar .....	44
Şekil 5.11:Havuz 2 kesitinde gözlenen küçük ve büyük ölçekli slamplar .....	45
Şekil 5.12:İşletme 2 gözlenen slamplar .....	46
Şekil 5.13:Havuz 1 kesitinde gözlenen konvolüt laminasyon .....	48

<b>Şekil 5.14:</b> Havuz 1 kesitinde tüfler içerisinde konvolüt laminasyon .	49
<b>Şekil 5.15:</b> Havuz kesiti civarında gözlenen yük kalıpları.	51
<b>Şekil 5.16:</b> Kayalıdere kesitinde gözlenen yük kalıpları	52
<b>Şekil 5.17:</b> Havuz 1 kesitinde alev yapısı. 58. metre seviyeleri	53
<b>Şekil 5.18:</b> Havuz 1 kesitinde gözlenen alev yapısı	54
<b>Şekil 5.19:</b> Havuz 1 kesitinde masif kireçtaşları içerisinde alev yapısı	55
<b>Şekil 5.20:</b> Kayalıdere kesitinde gözlenen klastik dayklar 187. metre	57
<b>Şekil 5.21:</b> Havuz 1 kesitinde karışmış kopmuş parçalanmış tabakalar	59
<b>Şekil 5.22:</b> Normal Fay, kopmuş parçalanmış tabakalar. Çağış kesiti 8. metre.	60
<b>Şekil 5.23:</b> Sinsedimanter faylar. İşletme 2 kesiti 40. metre seviyeleri	62
<b>Şekil 5.24:</b> Sinsedimanter Fay. Simav ocağı	63
<b>Şekil 5.25:</b> Sinsedimanter Fay. Simav ocağı	64
<b>Şekil 5.26:</b> Sinsedimanter Fay. Simav ocağı	65
<b>Şekil 5.27:</b> Sinsedimanter Fay. Simav ocağı	66
<b>Şekil 5.28:</b> Sinsedimanter Fay. Kayaledere kesiti 0-100. metre	67
<b>Şekil 5.29:</b> Bigadiç yöresi Neojen çökellerinin şematik çökelme modeli	71
<b>Şekil 6.1:</b> Türkiye deprem bölgeleri haritası	72
<b>Şekil 6.2:</b> Balıkesir yöresi diri fay haritası	75

## ÇİZELGE LİSTESİ

### Sayfa

**Çizelge 6.1:** Aletsel dönemde Balıkesir yöresinde meydana gelen  $M \geq 6.0$  olan depremlerin tarih, saat, enlem, boylam ve magnitüd değerleri .....72

## TABLO LİSTESİ

	<u>Sayfa</u>
<b>Tablo 4.1:</b> Fasiyesler ve Özellikler. ....	26



## ÖNSÖZ

“Bigadiç (Balıkesir) Yöresi Neojen Çökellerindeki Yumuşak Sediment Deformasyon Yapılarının Özellikleri” 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 çok teşekkür ederim.

Bu tez çalışmasının her aşamasında yardım ve desteğini esirgemeyen TÜBİTAK proje yürütücümüz Sayın Doç. Dr. Calibe KOÇ TAŞGIN’ a (Fırat Üniversitesi) teşekkür ederim.

Paleontoloji çalışmaları sırasında yardımlarını esirgemeyen Yrd. Doç. Dr. Ali Murat KILIÇ’ a ve Prof. Dr. Atike NAZİK’e (Çukurova Üniversitesi) teşekkür ederim.

Bu çalışmayı 2013/90 nolu proje ile destekleyen Balıkesir Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Birimine (BAP) teşekkür ederim. Ayrıca bu çalışma Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu (TÜBİTAK) tarafından 112Y237 nolu proje ile de desteklenmiş ve proje kapsamında adıma burs tahsis edilmiştir. Bu nedenle TÜBİTAK yetkililerine de teşekkürü bir borç bilirim. Ayrıca çalışmalarım sırasında lojistik destek ve yardımlarından dolayı Bigadiç Bor İşletmesi Müdürlüğü yetkililerine teşekkür ederim.

Arazi çalışmaları sırasında yardımcı olan Arş. Gör. Ali Kamil YÜKSEL, Uzm. Cüneyt BİRCAN, Elif Belde ARSLAN, Rıza YILMAZ ve Seda SÜRENKÖK’ e teşekkür ederim.

Bölümümüzün tüm Akademik ve İdari personeline teşekkür ederim.

Bu tez çalışmasının her aşamasında yardımlarını ve desteğini esirgemeyerek gösterdiği sabır ve katkılarından dolayı eşim Can AKARCA’ya, babam Harun DİNİZ’e ve annem Leyla DİNİZ’e çok teşekkür ederim.

# 1.GİRİŞ

## 1.1.Çalışmanın Amacı

“Bigadiç (Balıkesir) yöresi Neojen Çökellerindeki Yumuşak Çökel Deformasyon Yapılarının Özellikleri” adlı bu çalışma Balıkesir – Bigadiç arasında yüzeyleyen Neojen tortulları içerisinde yer alan yumuşak çökel deformasyon yapılarının özelliklerini ve bu yapıların gelişimini tetikleyen faktörleri ortaya çıkarmak amacıyla yapılmıştır.

Bu çalışma arazi, laboratuvar ve büro çalışmaları olmak üzere üç aşamada gerçekleştirilmiştir.

Arazi çalışmaları sırasında istifin en iyi yüzlek verdiği yerlerden sekiz adet stratigrafik kesit ölçülmüştür. Gözlemlenen deformasyon yapıları ve fasiyeler fotoğraflanmıştır. Bu ölçülü kesitlerden dört tanesi Bigadiç yöresindeki Simav bor ocağından ve bir tanesi Tülü bor ocağından alınmıştır. Diğerleri Bigadiç-Sındırgı yolu üzerinden, Kayalidere köyü girişinden ve Çağış köyü civarından ölçülmüştür.

Laboratuvar çalışmalarında ise, arazi çalışması esnasında toplanan yumuşak örnekler perhidrolle çözülerek yıkama yapılmış ve birimin stratigrafik – paleontolojik özellikleri araştırılmıştır.

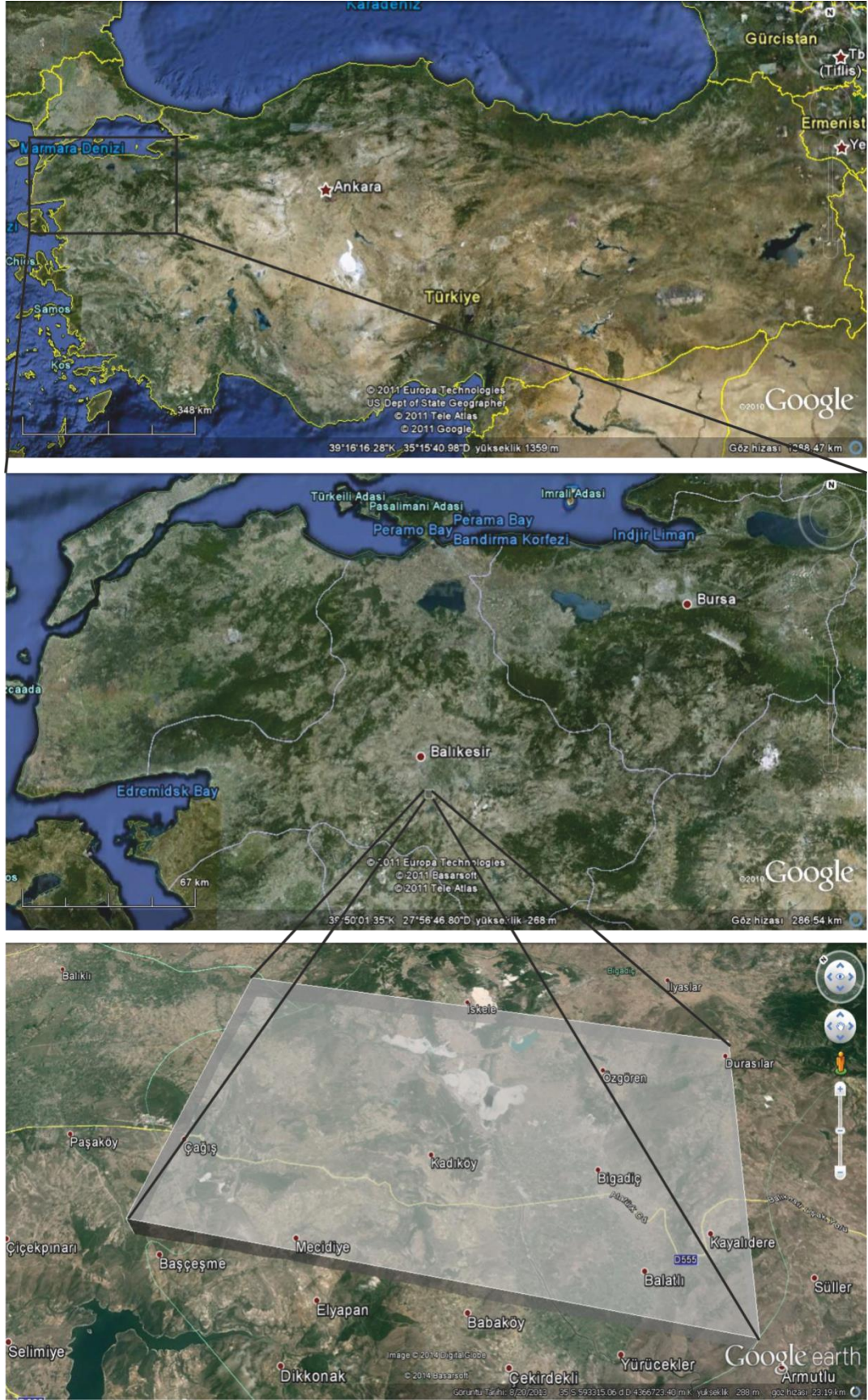
Büro çalışmaları sırasında yörenin jeolojik haritası ve ölçülü kesitleri hazırlanmıştır. Bölgenin yapısal ve genel jeolojisi üzerinde çalışılmıştır, ayrıca sismitler olarak adlandırılan yumuşak çökel deformasyon yapılarının tanımlamaları ve özellikleri ile bu yapıların oluşum mekanizması araştırılmıştır.

## 1.2. İnceleme Alanının Tanıtılması

İnceleme alanı, Balıkesir ilinin 37 km güneydoğusunda bulunan Bigadiç ilçesi ile civarını kapsamaktadır (Şekil 1.1). Balıkesir İ19-c2 ve Balıkesir İ19-b3 paftalarında yer almaktadır.

İnceleme alanı içerisindeki en önemli yerleşim merkezleri Çağış köyü ve Kayalidere köyleridir.

Bölgede yazları kurak ve sıcak kışları ılık ve yağışlı olan Akdeniz iklimi hakimdir. İlin başlıca geçim kaynağı tarım, hayvancılık, maden ve turizmdir.



Şekil 1.1: İnceleme alanının yer bulduru haritası.

### 1.3. Önceki Çalışmalar

Türkiye'nin önemli bor havzalarından biri olan çalışma alanı birçok yer bilimcilerin ve madencilerin çalışma sahası içerisine girmiştir.

İnceleme alanı ve çevresinde ilk olarak volkanitlerle ilgili (Borsi et al. 1972, Yılmaz 1977) ve genel jeolojik amaçlı bazı çalışmalar (Kalafatoğlu 1964) yapılmıştır. Ayrıca borat yatakları ve yan kayaçlarını arazi gözlemleriyle açıklayan bazı MTA raporları (Bekişoğlu 1961, Kutlu 1963) bulunmaktadır.

Yılmaz vd. (1982) istifi yaşlıdan gence doğru; Taban volkanitleri, Alt kireçtaşları, Alt tüf, Alt borat zonu, Üst tüf, Üst borat zonu ve Olivinli bazalt olmak üzere yedi birim adı altında incelemiştir. Buradaki alt ve üst borat seviyelerinin kuru iklim şartlarında yersel volkanik aktivitelerle birlikte, hidrotermal kaynaklarla beslenen göl ortamı çökelimleri olduğu bu incelemede vurgulanmıştır.

Helvacı (1983) Kırka yöresi dışında kalan tüm yataklarda egemen mineralin kolemanit olduğunu, kolemanitin çökmesinden sonra Na-Ca boratların çökeldiğini ileri sürmüştür.

Helvacı ve Alaca (1984) Bigadiç bor yataklarının tüf, tüfit, kil, marn ve kireçtaşlarıyla arakatlı olduklarını ve buradaki bor mineralizasyonunun alt boratlı zonda kolemanit, üleksit, havlit, probertit ve hidroborasit; üst boratlı zonda ise inyoit, meyerhofferit, pandemit, terçit, hidroborasit, havlit ve tünellit bulunduğunu ayrıca kalsit, anhidrit, jips, höylendit, montmorillonit ve kloritin birlikte bulunduğunu belirtmişlerdir.

Helvacı ve Dora (1985) Bigadiç borat yataklarında kolemanit ve üleksitin baskın mineral olduğunu, özellikle alt boratlı zonda kimi üleksit seviyelerinde 1 m'ye ulaşan probertit bantlarına rastlandığı ve bunların üleksitle aynı kimyasal şartlarda, buharlaşmanın daha yüksek olduğu bir dönemi simgelediğini açıklamışlardır.

Baysal vd. (1986)'ne göre Bigadiç borat havzası ve yakın çevresindeki litolojiler alttan üste doğru Miyosen öncesi üç adet temel birimleri, Alt Miyosen yaşında iki, Orta Miyosen yaşında bir adet taban birimi ile Üst Miyosen yaşında borat içeren seviyelerin bulunduğu dört adet volkanosedimanter birim şeklinde

sıralanmışlardır. Yazarlar en üstte görülen Pliyo-Kuvaterner ve Kuvaterner oluşukları da örtü kayaçları olarak adlandırmışlardır. Ayrıca işletilen ocaklardaki mineral türlerini tayin etmişler ve bölgenin jeolojik haritasını yapmışlardır.

Helvacı ve Alaca (1991), Bigadiç yöresi Neojen birimlerini tabandan tavana doğru Taban volkanit birimi, Taban kireçtaşı, Alt tuf birimi, Alt boratlı zon, Üst tuf, Üst boratlı zon ve Bazalt olmak üzere 7 litoloji birimine ayırarak incelemişlerdir.

Helvacı (1995), Bigadiç borat havzasının stratigrafisini, mineralojisini ve oluşumunu depolanma modelleri ile açıklamışlardır.

Helvacı ve Orti (1998), Batı Anadolu'daki Miyosen yaşlı kolemanit-üleksit içeren çökellerin sedimentolojik ve diyajenetik incelemesini yapmışlardır. Bu havzaların kenarlarında Ca boratların merkezinde ise Na boratların oluştuğunu ve nodüler kolemanit ile nodüler üleksitin birincil kökenli olduğunu belirtmişlerdir.

Helvacı (2001), Batı Anadolu borat yataklarının jeolojik konumu, ekonomik önemleri ve bor politikaları ile ilgili bilgiler vermektedir. Bor yataklarının Tersiyer başında tüm Batı Anadolu'yu etkileyen büyüme fayları ve grabenleşme ile volkanik ve sismik yönden aktif sahalarda gelişmiş dağ arası kapalı havzalardaki playa göllerinde oluştuğu belirtilmektedir.

Erkül vd. (2002a) Bigadiç, Soma ve Sındırgı çevresinde yüzlek veren bor çökelleriyle ilişkili volkanik kayaçların stratigrafisini incelemişlerdir. Çalışma alanında birbirinden uyumsuzlukla ayrılan üç farklı volkanik istif belirlenmiştir. Bunlar yaşlıdan gence doğru; andezitik-bazaltik seri, dasitik volkanosedimanter seri ve riyolitik seriden oluşur.

Erkül vd. (2002b) Bigadiç'te Miyosen yaşlı bor içeren volkanosedimanter evaporitik gölsel tortulların temelini oluşturan andezitik-bazaltik bileşimli volkanitleri sınıflandırmış, bor mineralleri içeren gölsel volkanosedimanter istifin litolojik ve stratigrafik olarak birbirinden ayrılan iki piroklastik seviye ile ardalandığı, ayrıca gölsel tortullar içerisinde ara düzeyler şeklinde volkanojenik epiklastik tortulların yer aldığını ileri sürmüşlerdir.

Günen 2004, Bigadiç bor yataklarının sedimentolojisini incelemişlerdir.

Günen ve Varol 2004, Alt Boratlı düzeylerdeki sinsedimanter deformasyon yapılarının özelliklerini inceleyerek bunların tektonik kökenli olduklarını belirtmişlerdir.

Helvacı (2003), Miyosen gölsel ortamında depolanan bor minerallerinin çakıltası, kumtaşı, kıltaşı, şeyl, marn, kireçtaşı ve tuf aralanmalı istifin, kıltaşı, şeyl ve tüfleri içerisinde oluştuğunu belirtmiştir.

Erkül vd. (2005a) Bigadiç bor havzasındaki volkanizmanın 23 My önce başlayıp 17,8 My'a kadar süren iki evreli bir faaliyet olduğunu ifade etmişlerdir. Bu evrelerin ürünlerini Kocaiskan volkanitleri ve Bigadiç volkano-sedimanter serisi olarak belirtilmiştir.

Erkül vd. (2005b) Batı Anadolu'nun Miyosen'den beri K-G yönlü açılma rejiminin etkisinde olduğunu, Kocaiskan volkanitlerinin 23 My yaşında, Bigadiç volkano-sedimanter serisinin ise 20,6-17,8 My arasında yaşa sahip olduğunu K/Ar yöntemi ile belirlemişlerdir.

Gemici vd. (2008) Bigadiç yöresi yer altı sularını incelemişlerdir. Yer altı suyu kirlenmelerinde yatağın etkili olduğu ve su kalitesini doğrudan etkilediğini belirtmişler, Tülü'de suyun Ca-SO<sub>4</sub> ve HCO<sub>3</sub>, Simav ve Acep ise Na-HCO<sub>3</sub>-SO<sub>4</sub> tipte olduğunu vurgulamışlardır. B ve As iki önemli kirlilik nedeni olarak belirtilmiş; As kireçtaşı ve tufün yıkanmasıyla, B ise akiferin borat zonuna kadar uzamasıyla ilişkilendirilmiştir.

## **2. GENEL JEOLojİ**

### **2.1. Stratigrafi**

Çalışma alanında önceki çalışmalarda tanımlanmış olan litostratigrafi birimlerinin büyük çoğunluğu gözlenmektedir.

İnceleme alanının litolojisini tabandan tavana doğru aşağıdaki birimler oluşmaktadır:

2.1.1. Temel Kayaçları Birimi

2.1.2. Taban Volkaniti Birimi

2.1.3. Tabakalı kireçtaşı Birimi

2.1.4. Alt Tüf Birimi

2.1.5. Alt Boratlı Birim

2.1.6. Üst Tüf Birimi

2.1.7. Üst Boratlı Birim

2.1.8. Kuvaterner Oluşuklar



Eratem	S E N O Z O Y İ K						LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
	Sistem	Seri	Kat	Birim	Kalınlık			
PALEOZOYİK MESOZOYİK	KUVATERNER							Çakıl, Kum, Silt
ALT MIYOSEN	ORTA MIYOSEN	ÜST PANNONİYEN	PANNONİYEN	ÜST PANNONİYEN	ÜST BORATLI BİRİM	75 m		Zayıf tutturulmuş Konglomera - Kumtaşı
ALT MIYOSEN	ALT MIYOSEN	ALT PANNONİYEN	PANNONİYEN	ALT PANNONİYEN	ALT BORATLI BİRİM	35-130 m		Orta-İnce Taneli Kumtaşı
ALT MIYOSEN	ALT MIYOSEN	ALT PANNONİYEN	PANNONİYEN	ALT PANNONİYEN	ALT BORATLI BİRİM	35-130 m		Bol Slampli Organik Malzemeli Kilitaşı, Kireçtaşı, Marn.
ALT MIYOSEN	ALT MIYOSEN	ALT PANNONİYEN	PANNONİYEN	ALT PANNONİYEN	ALT BORATLI BİRİM	35-130 m		Bor, Kilitaşı - Kireçtaşı
ALT MIYOSEN	ALT MIYOSEN	ALT PANNONİYEN	PANNONİYEN	ALT PANNONİYEN	ALT BORATLI BİRİM	35-130 m		Tüf - Marn - Kireçtaşı Ardalanması
ALT MIYOSEN	ALT MIYOSEN	ALT PANNONİYEN	PANNONİYEN	ALT PANNONİYEN	ALT BORATLI BİRİM	35-130 m		İnce Taneli Tüf
ALT MIYOSEN	ALT MIYOSEN	ALT PANNONİYEN	PANNONİYEN	ALT PANNONİYEN	ALT BORATLI BİRİM	35-130 m		Zeolitik Tüf
ALT MIYOSEN	ALT MIYOSEN	ALT PANNONİYEN	PANNONİYEN	ALT PANNONİYEN	ALT BORATLI BİRİM	35-130 m		Bol Slampli Kilitaşı - Kireçtaşı Ardalanması
ALT MIYOSEN	ALT MIYOSEN	ALT PANNONİYEN	PANNONİYEN	ALT PANNONİYEN	ALT BORATLI BİRİM	35-130 m		Kolemanit
ALT MIYOSEN	ALT MIYOSEN	ALT PANNONİYEN	PANNONİYEN	ALT PANNONİYEN	ALT BORATLI BİRİM	35-130 m		Kilitaşı Marn Tüf Ardalanması
ALT MIYOSEN	ALT MIYOSEN	ALT PANNONİYEN	PANNONİYEN	ALT PANNONİYEN	ALT BORATLI BİRİM	35-130 m		Tüf
ALT MIYOSEN	ALT MIYOSEN	ALT PANNONİYEN	PANNONİYEN	ALT PANNONİYEN	ALT BORATLI BİRİM	35-130 m		Kireçtaşı - Marn
ALT MIYOSEN	ALT MIYOSEN	ALT PANNONİYEN	PANNONİYEN	ALT PANNONİYEN	ALT BORATLI BİRİM	35-130 m		Andezit, Bazalt, Dasit, Tüf ve Aglomera
ALT MIYOSEN	ALT MIYOSEN	ALT PANNONİYEN	PANNONİYEN	ALT PANNONİYEN	ALT BORATLI BİRİM	35-130 m		Mermer

Şekil 2.1: İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Helvacı ve Alaca 1991'den değiştirilmiştir).

### **2.1.1. Temel Kayaçları**

İnceleme alanının Temel kayaçlarını Metamorfitler ve Rekrystalize Kireçtaşları oluşturmaktadır.

Bigadiç Neojen havzasının kuzeydoğu kesiminde gözlenen ve ilk kez Yılmaz ve diğ (1982) tarafından tanımlanan Temel Metamorfitini çoğunlukla mermer, şist, koyu gri ve yeşilimsi renkli karbonat çimentolu metakumtaşları oluşturmaktadır. Temel Metamorfitlerin içerisinde bulunan şistler albit – serisit ve klorit – epidot – muskovit bileşimindedir. Mermerler genel olarak ince kristalli ve şistlerle ardalanmalı olarak gözlenmektedir (Helvacı ve Alaca 1991).

Temel rekrystalize kireçtaşları koyu gri yer yer siyaha yakın renklerde olup, demiroksit, kalsit ve yer yer kuvarsla doldurulmuş kırık ve çatlaklar içerir. Tabanı görülmeyen birimlerin kalınlığı tespit edilememiştir. Birim taban volkanitleri tarafından uyumsuz olarak örtülür.

Temel metamorfit biriminin yaşı, Yılmaz ve diğ., (1982) tarafından Miyosen öncesi olarak, Helvacı ve Alaca (1991) tarafından Paleozoyik olarak verilmiştir. Rekrystalize Kireçtaşı biriminin yaşı Miyosen öncesi (Baysal ve diğ., 1985), bazı araştırmacılar (Helvacı ve Alaca, 1991) tarafından Mesozoyik olarak verilmiştir.

### **2.1.2. Taban Volkanitleri Birimi**

Taban Volkanitleri çoğunlukla bazaltik ve andezitik kayaçlardan oluşmuştur. Çalışılan bölgede yaygın olarak gözlenmektedir. Önceki çalışmalarda Taban Volkaniti ve Taban Volkanoklastiti olarak ayrı başlıklar altında incelenmiştir (Yılmaz ve diğ., 1982; Baysal ve diğ., 1985, 1986). Bu çalışmada birimin adı Taban Volkaniti olarak kabul edilmiştir.

Taban volkanitleri andezit, bazalt, trakiandezit, dasit, aglomera ve tüflerden oluşur. Bazaltın taze yüzeyleri yeşilimsi siyah renkli altere olmuş kesimleri ise kırmızımsı kahverenkli. Tüf ve aglomeralarla ardalanmalı dasitler ise kuvars,

feldspat ve amfibol içerirler. Tüf ve aglomeralar çoğunlukla ayrıışmışlardır (Helvacı ve Alaca, 1991).

Birim tabanındaki temel kayaçları uyumsuz olarak örterken, Taban kireçtaşı tarafından uyumsuz olarak üzerlenir.

Yılmaz (1977) radyometrik yöntemlerle (K-Ar Metodu) birimin yaşını 17 milyon yıl (Alt Miyosen) olarak vermiştir.

### **2.1.3. Taban Kireçtaşı Birimi**

İnceleme alanında kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı, kiltası, tüf aralanması ile temsil edilen birim “Taban Kireçtaşı” olarak adlandırılmıştır (Helvacı ve Alaca 1991).

Sarı, krem renkli ince tabakalı ve laminalı, marn, dolomitik kireçtaşı, kiltası ve tüflerden oluşan birim inceleme alanında Çömlekçi köyü çevresinde yüzeyleyir.

Birim bol çatlaklı ve kırıklı bir yapıya sahip dolomitik kireçtaşları ile başlar, üste doğru tüf bantlı, plaketli kireçtaşı-marn aralanmasına, en üst düzeylerinde ise, kiltası – kireçtaşı – tüf aralanmasına geçer.

Birim “Taban Volkanitlerini” uyumsuz olarak örterken, tavanında Alt Tüf Birimi tarafından uyumlu olarak üstlenir.

Birimin yaşı stratigrafik konumuna göre “Alt Miyosen” olarak verilmiştir (Gündoğdu, 1984).

### **2.1.4. Alt Tüf Birimi**

Bigadiç – Çağış arasında geniş yüzeylemeler sunan birim kaba taneli ve kaba tabakalı gri – beyaz renkli tüflerle temsil edilir. Birimin üst düzeylerinde yer alan ince taneli tüfler ise konkoidal kırıklı olup ileri derecede ayrıışmıştır. Feldspat ve

kuvars kristalleri içermektedir. Birim gölsel ortamla ilişkili volkanizmaya bağlı olarak gelişmiştir.

Birim tabanında Taban Kireçtaşı birimini uyumlu olarak üzerlerken tavanında Alt Boratlı birim tarafından uyumlu olarak örtülür. Birimin kalınlığı 200 – 300 m arasında değişmektedir (Baysal ve diğ., 1986).

Birimin yaşı tabanındaki Taban Kireçtaşı ve tavanındaki Alt Boratlı birim ile olan ilişkisine göre Orta Miyosen olarak verilmiştir (Gündoğdu, 1984).

### **2.1.5. Alt Boratlı Birim**

İnceleme alanında ekonomik öneme sahip olan bu birim kireçtaşı, çörtlü kireçtaşı, tüfit, kıltaşı ve marnlardan oluşur (Şekil 2.2). Birim Bigadiç Neojen Havzası'nda Tülü ve Simav açık ocakları ile Çağış köyü batısında yol yarmasında yüzeyleme vermektedir. Ayrıca Uzun Tepe ve Kocadağ boyunca KD-GB doğrultusunda yayılım gösterir.

Kireçtaşları oldukça değişken kalınlığa sahip olup, yoğun çört bantları içermektedir. Bunlar bazı yüzleklerde kireçtaşı – marn - tuf aralanması, bazen de kalın kireçtaşları ile temsil edilir. Birim boratla birlikte gri renkli tuf, plaketsli kıltaşı – kireçtaşı aralanması ve ince tabakalı kireçtaşı, kıltaşı ara bantları içerir. İçerisinde yoğun kayma kıvrımları (slamplar), sinsedimanter faylar gibi yapılar da bulunmaktadır (Şekil 2.3).

Tabanında Alt Tuf Birimini uyumlu olarak üzerlerken tavanında Üst Tuf Birimi (Zeolitik Tuf fasiyesi) ile geçişlidir. Bazı alanlarda ise Taban Volkaniti'ni uyumsuz olarak örter.

Gündoğdu (1984), derlediği örneklere ait ostrakod fosillerine göre birime Alt Pannoniyen yaşını vermiştir.



**Şekil 2.2:** Alt Boratlı Birimin genel görünüşü. Tülü açık işletmesi.



**Şekil 2.3:** Kiltaşı, kireçtaşı ve marn içerisinde gelişmiş kayma kırınımları. Çağış köyü doğusu. Balıkesir – Bigadiç yol yarması.

### **2.1.6. Üst Tüf Birimi**

Birim alt düzeylerinde “Zeolitik karakterli” tüfler, üst düzeylerinde ise ince taneli tüflerle temsil edilir. Birim en iyi yüzleklerini Simav açık işletmesi ve çevresinde vermektedir.

Tabanında Alt Boratlı birime, tavanında Üst Boratlı Birim ile uyumludur (Şekil 2.4).

Birimin alt düzeylerini oluşturan Zeolitik tüfler, yeşilimsi renkli olup yoğun olarak iri taneli pomza parçaları içerir. Masif görünümlü olup yoğun çatlaklar içermektedir. Birimin üst düzeylerini oluşturan ince taneli tüfler ise ileri derecede ayrışmış ve kile dönüşmüş olup konkoidal bir yapı sunmaktadır. Kalınlığı yaklaşık 70 m kadardır.

Birimin tabanındaki zeolitik tüflerle üzerindeki ince taneli tüfler ara katmanlı geçişlidir (Şekil 2.5). Birimin orta seviyelerinde zeolitik tüflerle ince taneli tüfler ardalanmalı olup üst düzeylerinde ise tamamen ince taneli tüflerle temsil edilir.

Yılmaz ve Diğ., (1982) ve Gündoğdu (1984) birimin tabanındaki Alt Boratlı Birim ile olan ilişkisine göre Pannoniyen yaşı vermişlerdir. Bu çalışmada aynı yaş benimsenmiştir.



**Şekil 2.4:** Alt Boratlı Birim ile üzerindeki gri yeşil renkli Üst Tüf birimi arasındaki stratigrafik ilişki. Tülü açık işletmesi.





**Şekil 2.5:** Altta masif zeolitik tuf (sağ tarafta) üste doğru ince taneli tuf – zeolit ardalanması en üst düzeylerde ise ince taneli tüflerle temsil edilir. Sol tarafta görünen koyu renkli organik malzemeli düzeyler ise Üst Boratlı Birime aittir. Simav açık işletmesi.

### **2.1.7. Üst Boratlı Birim**

Birim alt düzeylerinde Bor – Kıltaşı – Kireçtaşı - Tuf ardalanması, orta düzeylerinde Organik malzemeli kıltaşı – Kireçtaşı – Tuf ardalanması en üst düzeylerinde ise orta-ince taneli laminalı Kumtaşı ile temsil edilir.

Tabanında ince taneli tuf fasiyesini örten birim alt düzeylerinde masif bor ile başlar. Laminalı bor-kireçtaşı-tuf ardalanması ile devam eder (Şekil 2.6, 2.7). Daha üst düzeylerde ise tuf ara seviyeleri içeren kireçtaşları ile bor ardalanmasından oluşur. Tabakalı bor seviyeleri çoğunlukla tuf - kıltaşları ile ardalanmalı olup yer yer dalgalı tabakalanma gösterir. Birimin bazı seviyelerinde slamp yapıları (kayma-oturma yapıları) ve bunlarla ilişkili sinsedimanter faylar gelişmiştir (Şekil 2.6, 2.8). Borlar bazen yumrulu bazen tabakalı (Şekil 2.7) bazen de masif özellik sunmaktadır. Fasiyesin kalınlığı yaklaşık 75 m kadardır.



**Şekil 2.6:** Bor-Kiltaş-Kireçtaşı ardalanması ve üzerinde kayma kıvrımları içeren organik malzemeli kiltaşları. Simav açık işletmesi.



**Şekil 2.7:** Tabakalı ve yumrulu bor. Simav açık işletmesi.



Birimin orta seviyeleri yoğun organik malzemeli kilaşı, şeyl, tuf, killi kireçtaşı ve kireçtaşından kuruludur (Şekil 2.8). Alt seviyelerinde çoğunlukla tabakalı kireçtaşı-tuf ardalanması ile başlar, üst seviyelerine doğru tuf, kilaşı, kireçtaşı ardalanmasına geçer. Kilaşı-kireçtaşı düzeyleri yoğun olarak kayma-oturma yapıları (slamplar) içermektedir (Şekil 2.8). Sedimantasyon sırasında oluşmuş kayma-oturma yapılarının (slamp yapılarının) da çoğunlukla organik malzemeli kilaşları içerisinde meydana geldiği görülür.



**Şekil 2.8:** Organik malzemeli kilaşı-kireçtaşı- tuf ardalanması ve sedimantasyon sırasında gelişmiş kayma kıvrımları (slamplar).

Kumtaşı fasiyesi birimin en üst düzeylerini oluşturmakta olup çoğunlukla orta ince taneli kumtaşlarından kuruludur. Kumtaşları tane boyu yukarıya doğru incelen ardalanmalı istiflerden meydana gelmiştir (Şekil 2.9). Bu ardalı istiflerin alt düzeylerini masif – kalın tabakalı orta taneli kumtaşları orta düzeylerini ince taneli kumtaşları en üst düzeylerini ise laminalı siltaşları oluşturur. Kumtaşları iyi yuvarlaklaşmış ve boylanmış olup zayıfça tutturulmuşlardır. Yoğun olarak mika

pulları içermektedir. Bu mikalar gerek kumtaşlarında gerekse silttaşlarındaki laminasyon düzlemleri boyunca yapraklanmalara da neden olmuşlardır. Gündoğdu'nun 1982'de yaptığı çalışmaya dayanılarak birimin alt ve orta seviyelerine Üst Pannoniyen, üst seviyelerine de Alt Ponsiyen yaşı verilmiştir.



şekil 2.9: Orta-ince taneli laminalı kumtaşı

### 2.1.8. Kuvaterner Oluşuklar

İnceleme alanındaki derelerde, tane boyu bloktan kum boyutuna kadar değişen gevşek malzemelerin oluşturduğu alüvyonel birikintiler bölgedeki başlıca Kuvaterner oluşuklarıdır.

Simav ayının taraasını oluşturan yatay konumlu çökeller ise kendinden daha yaşlı birimleri açılı uyumsuz olarak örter. Bu fasiyes çakıl ve kumlu düzeylerin ardalanmasından oluşur. akıllı düzeylerde çok iyi gelişmiş kiremitli düzeyler bulunmaktadır (şekil 2.10). Genellikle tutturulmamış nadiren de zayıfça tutturulmuştur. Metamorfik kökenli mermer, şist, çört ve gnays parçalarının



oluşturduğu çakıllar iyi yuvarlaklaşmış - boylanmış olup çapraz tabakalanmalar içermektedir. Simav ayının taraalarında ölçülen kalınlığı 10 m.'dir.



**şekil 2.10:** Simav ayı taraça dolęuları. Buradaki kiremitlenmelerin taşınma yönünün KD'ya yani bugünkü Simav ayı'nın akış yönüne paralel olduğu grlr. Simav açık işletmesi.

### **3.YAPISAL JEOLJİ**

İnceleme alanında yoğun kıvrımlı ve kırıklı yapılar gözlenmektedir. Bu yapılar taraça çökelleri hariç diğer bütün birimleri etkilemiştir.

#### **3.1. Kıvrımlı Yapılar**

İnceleme alanının kıvrımlı yapısını Simav Senklinali oluşturur (Şekil 3.1). Bu kıvrım taraça dolgularının dışındaki bütün fasiyesleri etkilemiştir. Kıvrım yaklaşık KD-GB doğrultusunda uzanmakta olup KD'ya dalımlı ve asimetric karakterlidir. Bu kıvrımın çekirdek kısmına doğru KB kanadının eğimi 20-40 derece arasında, GD kanadının eğimi ise 75-90 derece arasında değişir (Şekil 3.2). Bütün bu özellikleriyle eğik asimetric karakterli KD'ya dalımlı bir senklinaldir. Senklinal ekseninden itibaren GD'ya doğru gidildikçe GD kanadının eğiminin 90 dereceye kadar çıktığı ve yer yer de tabakaların devrildiği de görülmektedir (Şekil 3.2).

Ayrıca havza içerisinde özellikle organik malzemeli kiltası-kireçtaşı-tüf fasiyesleri içerisinde çökme ile eş yaşlı ve çökme sonrasında gelişmiş çok sayıda kayma kıvrımları görülmektedir (Şekil 3.3). Bu kıvrımların altındaki ve üstündeki seviyelerde kıvrımlanma ve eğim değişmesi görülmez. Tortullaşma sonrası oluşmuş kıvrımların eksen yönleri genellikle KD-GB dir.



**Şekil 3.1:** Simav senklinalinden genel bir görünüş. Simav açık işletmesi. Bakış KD'ya doğrudur.



**Şekil 3.2:** Simav senklinalinin GD kanadını oluşturan tabakaların genellikle dik ve dike yakın konumda olduğu görülmektedir. Bakış KD'ya doğru gelişmiştir.



**Şekil 3.3:** Organik malzemeli kilitaşı-kireçtaşı-tüf fasiyesi içerisinde gelişmiş kayma kıvrımları (slamp). Simav açık işletmesi.

## **3.2. Kırıklı Yapılar**

İnceleme alanında yoğun kırıklı yapılar görülmektedir. Bu yapıları faylar ve çatlaklar oluşturur. Buradaki kayma hareketleri çoğunlukla tabakalar arasında gelişmiştir.

### **3.2.1. Çatlaklar**

İnceleme alanında yoğun çatlakların geliştiği görülür. Bunlar özellikle ince taneli tüf, zeolitik tüf ve kumtaşı fasiyeslerinde görülür. Çoğunlukla makaslama çatlakları şeklinde gelişmişlerdir (Şekil 3.4). Makaslama çatlaklarının doğrultuları ise KB-GD ve GB-KD şeklinde gelişmiştir. Burada gelişmiş makaslama çatlaklarının dar açı ortayları ve paralel gelişmiş çatlakların doğrultuları bölgedeki sıkışmanın çoğunlukla GD-KB doğrultusunda geliştiğini göstermektedir.





**Şekil 3.4:** Zeolitik tüfler içerisinde gelişmiş yoğun makaslama çatlakları. Simav açık işletmesi.

### 3.2.2. Faylar

İnceleme alanında bir kısmı sedimantasyon sırasında bir kısmı da sedimantasyon sonrası gelişmiş faylar bulunmaktadır.

**Kocadağ Fayı:** Kocadağ'ın batı yamacında gelişmiş doğrultu atım karakterli bir faydır. KB – GD doğrultusunda yaklaşık 300 m'lik bir alanda izlenmektedir. Yaklaşık 100 m'lik yatay atıma sahiptir. Bu fay ince taneli tuf fasiyesi ile bor-kireçtaşı-kiltaşı-tuf fasiyesini karşı karşıya getirmiştir.

**Simav Fayı:** İnceleme alanının kuzeyinde gelişmiş KB – GD doğrultulu eğim atımlı normal bir faydır (Şekil 3.5). Fay düzleminin eğimi 50 derece olarak ölçülmüştür. Organik malzemeli kiltaşı – kireçtaşı - tuf fasiyesi ile kumtaşı fasiyesini karşı karşıya getirmiştir.



**Şekil 3.5:** Simav normal fayından bir görünüş.

Yukarıda belirtilen faylardan başka sedimantasyon sırasında gelişmiş normal faylar da görülmektedir. Sedimantasyon sırasındaki kaymaya bağlı olarak taban bloktaki tabakaların fay düzlemine yakın kısımlarda yoğun deformasyonun olduğu görülmektedir (Şekil 3.6).





**Şekil 3.6:** Sedimentasyon sırasında gelişmiş normal fay. Kayma sırasında taban bloktaki sedimanlarda yoğun deformasyon izleri görülmektedir.

İnceleme alanında gelişen faylar KB-GD doğrultulu ve normal karakterlidirler. Bir başka ifade ile bölge sedimentasyon sırasında genellikle KD-GB doğrultusunda genişlemiştir. Makaslama çatlaklarının konumu da bu durumu desteklemektedir. İnceleme alanının tamamını etkileyen Simav senklinalinin eksenini de KD-GB doğrultusunda uzanır. Buradaki kıvrımlı yapıların konumları, bölgenin olasılıkla Miyosen sonrasında KB-GD doğrultulu sıkışma rejiminin etkisinde kaldığını göstermektedir.

## **4. FASİYESLER VE FASİYES TOPLULUKLARI**

### **4.1. Fasiyesler**

Neojen çökellerinin litolojisi, geometrisi, sedimanter yapısı, bileşimi, dokusal özellikleri, tane boyu ve renk özellikleri esas alınarak 10 fasiyes ayırtlanmıştır. Fasiyesler iri taneliden ince taneliye doğru sıralanarak tablo içerisine yerleştirilmiştir.

Bu fasiyesler;

Masif Konglomera

Masif Kumtaşı

Silttaşı

Organik Malzemeli Kiltası

Masif Kireçtaşı

Tabakalı Kireçtaşı

Organik Malzemeli Kireçtaşı

Organik Malzemeli Kiltası – Kireçtaşı Ardalanması

Marn

Boratlar

**Tablo 4.1:** Fasiyesler ve Özellikleri.

<b>Fasiyes</b>	<b>Özellikleri</b>	<b>Yorum</b>
<b>1- Masif Konglomera</b>	Tane-matriks destekli ve matriksi kil ve kum oluşturur. Bileşenlerini tabanında yer alan kireçtaşı, piroklastik kayaç ve bor çakılları oluşturur. Kalınlığı 2-3 m arasında (Ek-7,9), maximum tane boyu 50 cm, ortalama 10 cm, iyi yuvarlaklaşmıştır (Şekil 4.1).	Havza içinde sedimantasyon sırasında gelişmiş faylarla ilişkili moloz akması çökelleridir (Hooke 1967, Bull 1972, Gloppen ve Stell,1981).
<b>2- Masif Kumtaşı</b>	Masif ve laminalı, maksimum kalınlığı 7 m ortalama 50 cm (Ek- 3, 4, 6, 9), gri – yeşil renkli, iyi olgunlaşmış, bol mikalı ve formasyon içi kiltası parçalı (Şekil 4.2).	Üst akış rejiminde gelişmiş sığ yaygı akıntularına ait yatak yükü çökelleridir (Simons ve diğ., 1965; Collinson, 1991).
<b>3- Silttaşı</b>	Laminalı, gri bej renkli, bitki kalıntılı, maksimum kalınlığı 2,5 m, ortalama 75 cm (Ek 4, 6,7,9), fasiyesin ortalama kalınlığı ise 75 cm, masif kumtaşı (Fas. 2) ile ardalanmalı (Şekil 4.3).	Düşük enerjili ortamlarda gelişmiş süspansiyon yükü çökelleridir (Mangano vd., 2000).
<b>4- Organik Malzemeli Kiltası</b>	Ölçülü kesitlerde yaygın olarak görülen fasiyes çoğunlukla laminalı ve yer yer de tabakalı, gri-yeşil ve boz renkli, organik malzemeli, çok ince laminalı, maksimum 3,70 m, ortalama 30 cm, çoğunlukla masif kireçtaşı (Fas.6) ve organik malzemeli kireçtaşı (Fas.8) ile yer yer de kumtaşı (Fas.2) ve tuf (Fas.3) fasiyesleri ile düşey ilişkili (Şekil 4.4).	Organik malzeme bakımından zengin benzer tortullar Kırıntılı malzeme geliminin az olduğu bataklık veya kıyı ovaları ile ilişkili sığ sulara ait oksijensiz su tabanı veya bu tabana yakın alanlar (Kelts, 1988, Besly ve Collinson, 1991, Mangano vd. 2000).

**Tablo 4.1:** (devam)

<b>5- Masif kireçtaşı</b>	Bütün kesitlerde gözlenir, maksimum kalınlık 6 m, organik malzemeli kireçtaşı (Fas.8), tuf (Fas.3), bor (Fas.10) ve organik malzemeli kilitaşı (Fas.5) fasiyesleri ile düşey ilişkili, gri ve krem renkli, bazen breşik özellikte (Şekil 3.5), yer yer organik malzemeli, organik malzemeli kilitaşı (Fas.5), masif kireçtaşı (Fas.6), tuf (Fas.3) ve bor (Fas.10) ile ardalanmalı (Şekil4.5).	Karbonat girişinin olduğu derin göl ortamı, breşleşme ise erken diyajenetik evrede lakustrin karbonat çamuru üzerinde bitki köklerinin etkisiyle oluşur (Ramos – Guerrero vd, 2000).
<b>6- Tabakalı Kireçtaşı</b>	Bütün ölçülü kesitlerde gözlenir, mikritik bileşimli, tabakalı-laminalı, bazen dalgalı tabakalı, beyaz ve krem renkli, maksimum kalınlığı 4 m, tabaka kalınlıkları genel olarak 10 ile 50 cm arasında, genellikle organik malzemeli kilitaşı (Fas.5), tuf (Fas.3) ve laminalı boratlar(Fas.10) ile düşey ilişkili ve yer yer ardalanmalı (Şekil 4.6).	Laminalı – tabakalı düzeyler kısmen derin göl, dalgalı tabakalı düzeyler ise sığ ve çalkantılı göl alanlarını karakterize eder (Ramos – Guerrero vd, 2000).
<b>7- Organik Malzemeli Kireçtaşı</b>	Bitki kalıntıları ve kömür parçalarının yoğunlaştığı organik düzeyler, bazen de 0.5 cm kalınlığında bol organik malzemeler içeren ara seviyeler içermektedir, maksimum kalınlığı 3,5 m, çoğunlukla bor (Fas.10), masif kireçtaşı (Fas.6), masif kumtaşı (Fas.2) ve organik malzemeli kilitaşı (Fas.5) fasiyesleri ile düşey ilişkilidir (Şekil 4.7).	Nehirler veya kıyı erozyonu ile karbonat kırıntılarının girişi veya daha fazla oranda yüzey veya yeraltı suları ile çözelti halindeki $Ca^{+2}$ , $Mg^{+2}$ ve $HCO_3^{-1}$ iyonlarının çökmesiyle oluşabilir. Organik malzemece zengin fasiyesler ise sürekli tabakalanma ile ilişkili oksijensiz ortamda çökebilir (Platt ve Wright, 1991).

**Tablo 4.1:** (devam)

<p><b>8- Organik Malzemeli Kilitaşı ve Kireçtaşı Ardalanması</b></p>	<p>Kilitaşıları bol organik malzemeli ve laminalı, kireçtaşıları seyrek organik malzemeli ve yatay yer yer dalgalı laminalı, organik malzemeli kilitaşının kireçtaşına oranı değişmekle beraber çoğunlukla, fasiyesin maksimum kalınlığı 1,9 m ortalama 50 cm'dir. Düşey olarak bor (Fas.11), tuf (Fas.3), organik malzemeli kilitaşı (Fas.5), tabakalı kireçtaşı (Fas.7) ve marn (Fas.10) ile ilişkilidir (Şekil 4.8).</p>	<p>Mevsimsel değişikliklerle ilişkilili phytoplankton üretimindeki değişikliklere bağlı olarak gelişmiş karbonat ve organikçe zengin korunmuş ardalanmalı düzeylerdir (laminitler) (Platt ve Wright, 1991).</p>
<p><b>9- Marn</b></p>	<p>Gri, yeşil ve boz renkli, konkoidal yapıli, bazı düzeylerinde bor kristalleri ve kükürt yoğunlaşmaları, seyrek organik malzemeli, masif, maksimum kalınlığı 3,5 m, ortalama 15 cm, Fasiyes düşey yönde masif kireçtaşı (Fas.6) ve organik malzemeli kilitaşı (Fas.5) ile ilişkilili (Şekil 4.9).</p>	<p>Gölsel (lakustrin) şartlarda ince taneli karışık sedimentlerin süspansiyon yüküdür (Ramos – Guerrero vd, 2000).</p>
<p><b>10- Boratlar</b></p>	<p>Fasiyes tabakalı, laminalı, yumrulu ve masif, çoğunlukla kilitaşı, marn, ince tabakalı kireçtaşı ve tüflerle yanal-düşey ilişkilili, tabakalı boratların kalınlığı 10-15 cm, masif boratların kalınlığı 40-400 cm, yumrulu boratların kalınlığı ise 20-80 cm arasında değişir, yumrulu boratlar genellikle ışınsal özellikte olup gri-yeşil kilitaşıları ile çevrenmiştir (Şekil 4.10, 4.11)</p>	<p>Borat çökelleri arid iklim şartlarında lokal volkanik aktivite ile ilişkilili hidrotermal kaynaklar ile beslenen uzun ömürlü tuzlu göllerde oluşuklarıdır (Warren, 1999).</p>





**Şekil 4.1:** Fasiyes 1. Konglomeralar. Formasyon içi konglomera, bileşenlerinin çoğunu tabandaki kireçtaşlarından almış. Kuzey kesiti 49 – 51 metreler arası.



**Şekil.4.4:** Fasiyes 4. Organik malzemeli kiltası ve kireçtaşı.



**Şekil 4.2:** Fasiyes 2. Masif kumtaşı.



**Şekil 4.5:** Fasiyes 5. Masif Kireçtaşı. Masif kireçtaşından tabakalı kireçtaşına geçiş.

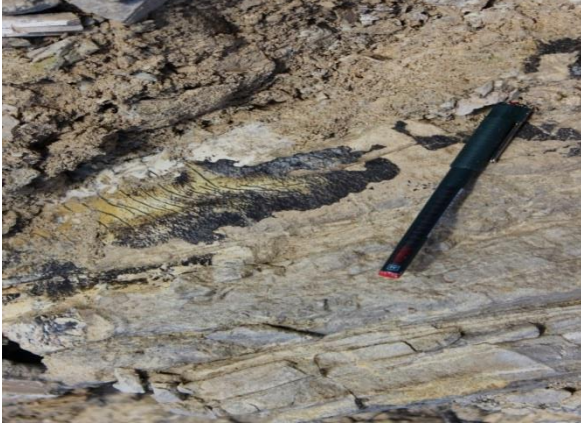


**Şekil 4.3:** Fasiyes 3. Silttaşı (açık renkli) – kumtaşı (koyu renkli) arıdanması



**Şekil 4.6:** Fasiyes 6. Tabakalı kireçtaşları, Çağış kesiti 13- 14 metre aralıkları





**Şekil 4.7:** Fasiyes 7. Organik malzemeli kireçtaşı. Çığış kesiti 64 – 65 metre aralıkları.



**Şekil 4.10:** Fasiyes 10. Tabakalı bor, üst seviyelerde de yumurulu bor gözlenmektedir. Havuz 2 ölçülü kesiti 29 – 31 metre aralıkları



**Şekil 4.8:** Fasiyes 8. Organik malzemeli kiltası - kireçtaşı Havuz 2 Kesiti 19- 20 metre aralıkları.



**Şekil 4.11:** Fasiyes 10. Bor. Işınsal özellik gösteren bor. Havuz 2 kesiti 14 – 15 metre aralıkları.



**Şekil 4.9:** Fasiyes 9 Marn. İşletme 2 kesiti 3 – 4 metre aralıkları

## 4.2. Fasiyes Toplulukları

### 4.2.1 Göl Fasiyes Topluluğu

Topluluk, konglomera (Fas.1), masif kumtaşı (Fas.2), tuf, silttaşı (Fas.3), organik malzemeli kiltası (Fas.4), masif kireçtaşı (Fas.5), tabakalı kireçtaşı (Fas.6), organik malzemeli kireçtaşı (Fas.7), organik malzemeli kiltası – kireçtaşı ardalanması (Fas.8), marn (Fas.9) ve bor (Fas.10) ile temsil edilmektedir. Göl ortamı içerisinde kırıntılı ve kimyasal çökeller birbirleri ile geçişli ve ardalanmalı olarak gözlenmektedir. Fasiyes topluluğu İşletme 1 ve 2, Havuz 1 ve 2, Çağış, Kuzey ve Tülü kesitlerinde gözlenmiştir. Kayalidere kesitinde de gözlenmekte fakat söz konusu kesitin büyük çoğunluğunda yer alan aglomera ve lapilli taşı kapsamamaktadır. Fasiyes topluluğu inceleme yapılan bölgede Çağış köyü civarında, Kayalidere köyü civarında, Simav ocağında ve Tülü ocağında gözlenmiştir. Söz konusu topluluk Kayalidere ölçülü kesitinde 100 – 104 m , 106 – 140 m , 150 – 305 m aralıklarında gözlenmiş olup, yoğun olarak kireçtaşı ve tuf fasiyeslerinden oluşmuştur. Topluluk Havuz 1, 2, İşletme 1, 2, Çağış, Kuzey ve Tülü kesitlerinin tamamını oluşturmaktadır. Topluluğun kalınlıkları Havuz 1 kesitinde 69m., Havuz 2 kesitinde 24m., İşletme 1 kesitinde 30m., İşletme 2 kesitinde 46m., Kuzey kesitinde 144m., Çağış kesitinde 133m., ve Tülü kesitinde ise 45 m olarak ölçülmüştür. İncelenen Neojen havzada ölçülen kesitlerden Tülü ölçülü kesiti ve Çağış ölçülü kesiti Alt Boratlı Birimden, Havuz 1 ve 2, İşletme 1 ve 2, Kayalidere ve Kuzey ölçülü kesitleri ise Üst Boratlı Birimden ölçülmüştür.

**Yorum:** Karbonat-kırıntılı-organik laminalı fasiyesler; mikritik karbonatlar, silt boyu kırıntılı malzeme ve organizmaca zengin seviyelerin ardalanmasından oluşmaktadır. Bunların çok tuzlu olmayan, mevsimsel tabakalaşma gösteren bir gölün soğuk, az hareketli olan ve altta bulunan kısmında oluştuğu düşünülmektedir (Donovan, 1980). Burada tanımlanan fasiyeslerde kıyı (palustrin) ve sığ bölgeleri işaret edecek herhangi bir bulguya (palustrin ortamlar için kaliş, kuruma çatlakları; sığ ortamlar için dalga ile oluşan yapılar, fosil çeşitliliği) rastlanmamıştır. Yoğun



yumuşak sediment-deformasyon yapısının gözlenmesi sedimantasyon sırasında gölün tektonizma ile denetlendiğini işaret eder.

Borat çökelleri arid iklim şartlarında lokal volkanik aktivite ile ilişkili hidrotermal kaynaklar ile beslenen uzun ömürlü tuzlu göllerde oluşur (Warren, 1999). Boratlar kimyasal karbonat tortullarının çökmesini izlediğinden playa göl suyunda Ca zenginliğinden dolayı ilk çökelen boratlar Ca-boratlar olacaktır. Ca-borat çökelişi olurken çökeltide Na artması olur. Dolayısıyla çökelişin ilerlemesi ve buharlaşmanın hızla devam etmesi ile ortamda Ca-Na boratların çökelişi başlar.

Bigadiç borat havzasında Na-borat çökelişi olmamıştır. Buna neden de olasılıkla yatak geliştiren çözeltilerin Na'ca yeterince zengin olmayışıdır. Na boratların çökmemesi nedeniyle tekrar Ca-Na boratlar çökelmiştir. Bu olayların ardışıklı olarak devam etmesi sonucu Bigadiç borat yatakları oluşmuştur (Helvacı ve Alaca, 1991).

## 5.YUMUŞAK SEDİMENT DEFORMASYON YAPILARI

Suya doymuş ve kohezyonsuz sedimanlarda yumuşak çökel deformasyon yapılarının gelişmesi için en önemli faktör sıvılaşmadır. Bu yapılar genellikle, ince çakıllı, kumlu ve siltli sedimanlarda, üst basınç, fırtına kökenli dalgaların etkisi, ani yeraltı su seviyesi değişimleri, yoğunluk akıntıları ya da *deprem kökenli (sismitler)* sarsıntılarla oluşabilmektedir (Allen, 1982; Owen, 1987, 1996; Molina vd., 1998; Koç-Taşgın, 2009'dan).

Deprem kaynaklı sarsıntılarla oluşan her türlü yapı sismit olarak tanımlanmaktadır (Seilacher, 1969). Birçok çökeltme ortamında olduğu gibi, sismitlere görsel çökellerde de sıklıkla rastlanmaktadır (Sims, 1975; Hempton vd., 1983; Seilacher, 1984; Davenport ve Ringrose, 1987; Ringrose, 1989; Mohindra ve Bagati, 1996; Alfaro vd., 1997; Calvo vd., 1998; Rodriguez Pascua vd., 2000; Bowman vd., 2004; Neuwerth vd., 2006; Moretti ve Sabato, 2007).

### 5.1. Morfolojik Özellikler

Slamplar

Konvolut Laminasyon

Yük Kalıpları

Alev Yapısı

Klastik Dayklar

Kopmuş Parçalanmış ve Karışmış Tabakalar

Sinsedimanter Faylar

### **5.1.1. Slamplar**

İnceleme alanında gözlenen slamplar büyük ölçekli slamp ve küçük ölçekli slamp olmak üzere 2 gruba ayrılarak incelenmiştir.

#### **5.1.1.1. Küçük Ölçekli Slamplar**

Küçük ölçekli slamplar inceleme alanında Çağış, Kayalidere, Havuz 1-2, İşletme 1-2 ve Tülü ölçülü kesitlerinde gözlenmiştir. Boyutları 10 cm ile 1 m arasında değişmektedir. Çağış ölçülü kesitinde organik malzemeli kireçtaşlarını, Havuz 1 kesitinde tüfleri, organik malzemeli kilitaşlarını ve kilitaş-kireçtaşı ardaalanmalarını, Havuz 2 ölçülü kesitinde kireçtaşı-bor ardaalanmasını ve organik malzemeli kilitaş-bor ardaalanmasını etkilemiştir. Kayalidere ölçülü kesitinde tabakalı kireçtaşlarında ve tüflerde, İşletme 1 ve 2 ölçülü kesitlerinde organik malzemeli kilitaşlarında, organik malzemeli kireçtaşlarında ve organik malzemeli kilitaş-kireçtaşı ardaalanmalarında, Tülü ölçülü kesitinde kireçtaşlarında gözlenmiştir (Şekil 5.1, 5.2, 5.3, 5.4, 5.5). Küçük ölçekli slamplar deforme olmamış tabakalarla sınırlı olup, slamp kıvrım eksen düzlemleri yatay, verev ve düşey yönde eğimlidir.

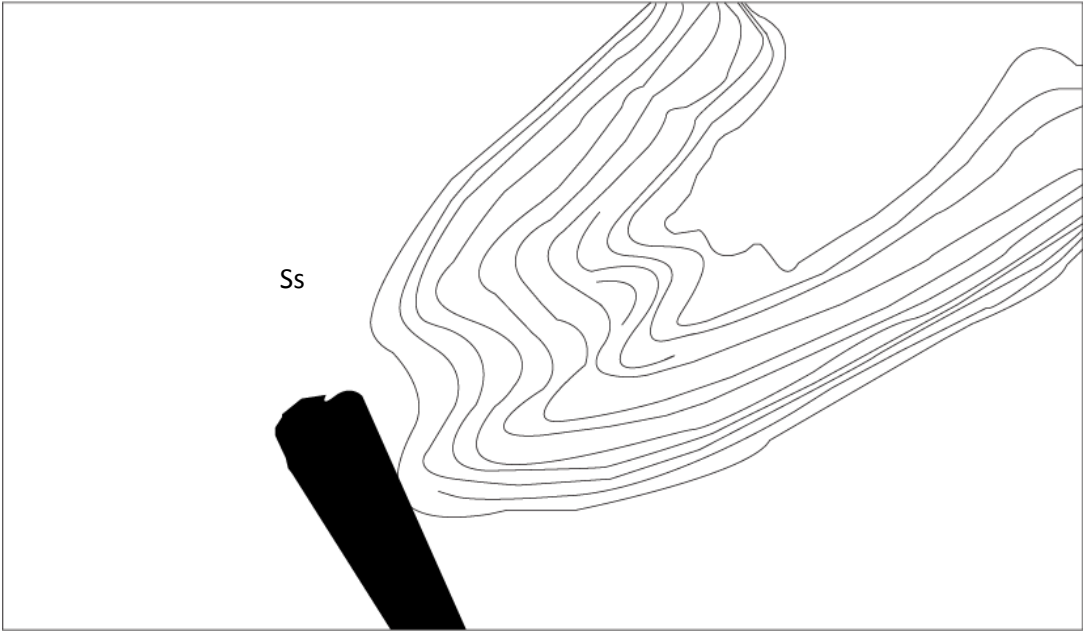
#### **5.1.1.2. Büyük Ölçekli Slamplar**

Büyük ölçekli slamplar İşletme 2 ölçülü kesitinin tamamını, Çağış ölçülü kesitinin orta ve üst seviyelerini, Havuz 1 kesitinin alt ve orta seviyelerini, Havuz 2 ölçülü kesitinin alt ve üst seviyelerini, İşletme 1, Kuzey, Tülü ve Kayalidere ölçülü kesitlerinin orta seviyelerini etkilemiştir (Şekil 5.7, 5.8, 5.9, 5.10). Büyük ölçekli slampların gözleendiği fasiyesler genellikle organik malzemeli kilitaşları ve boratlardır. Havzada büyük ölçekli slamplar tarafından deforme olmuş birim kireçtaşı, kumtaşı ve bor'dur. Slampların yüksekliği 1,5 m ile 8 m arasında değişmektedir. Büyük ölçekli slampların en kalın gözleendiği kesit Havuz 2 kesitidir.

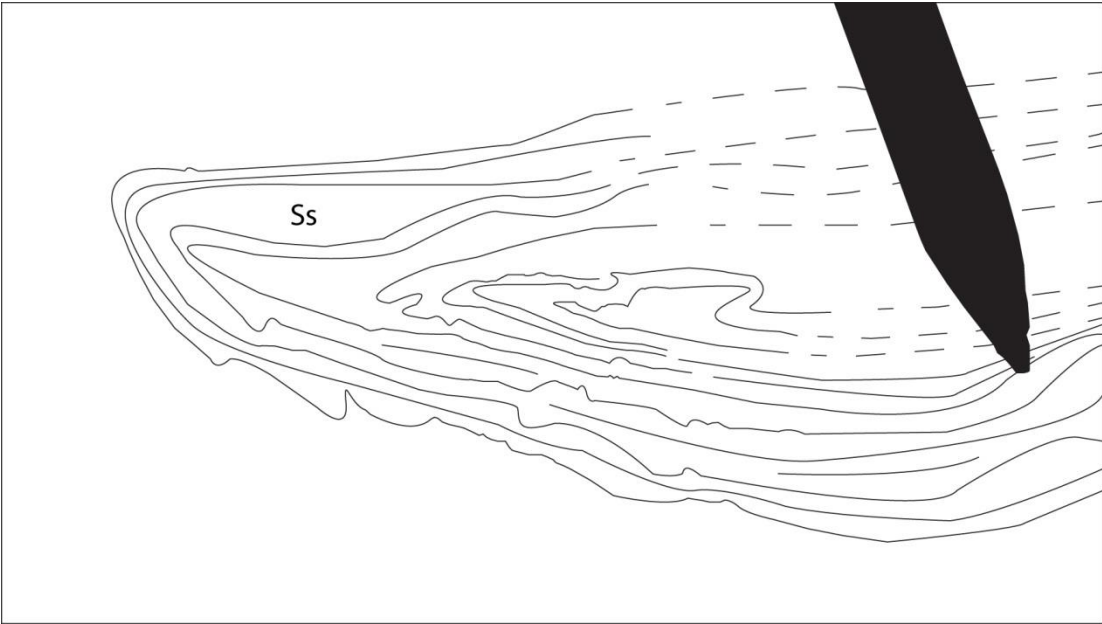
Genel olarak slamplar deforme olmamış tabakalarla sınırlandırılmıştır. Slamp kıvrım eteklerinde deformasyona bağlı olarak oluşan sinsedimanter faylar gözlenmektedir. Slampların gözlendiği tabakalar genellikle eğimli olup yer yer düşey konumdadır. Yanal olarak devamlılık göstermektedir.

Deformasyon en çok görsel çökellere ait kireçtaşlarını etkilemiştir. Deforme olan tabakalar organik malzemeli kiltası, bor ve kireçtaşları ile sınırlandırılmışlardır. Küçük ölçekli slampların en yaygın ve en kalın gözlendiği kesit de Havuz Kesitidir. Söz konusu kesitin 45 – 46 metreleri arasında 90 cm kalınlığında gözlenmiş ve deformasyon tüflerle sınırlandırılmıştır. Slampların yanal olarak devamlılığı gözlenmekte, slamp kıvrım eksenleri genellikle yatay yer yer de düşey olarak gözlenmiştir. Slamplar genellikle deforme olmamış tabakalarla sınırlandırılmıştır.

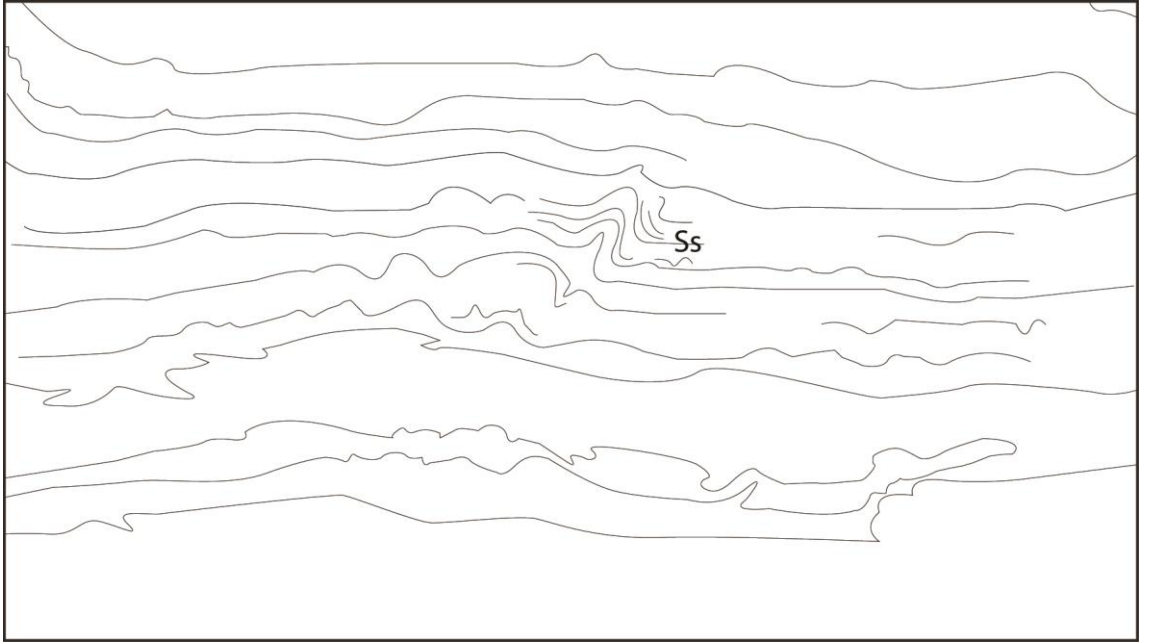
**Yorum:** Slamplar sedimentlerde duraylılık açısından değişme (dikleşme) veya bir deprem olduğu zaman oluşur (Mills, 1983). Owen (1987)'e göre sin-sedimanter faylar deformasyonun ileri safhasında sıvılaşmadan sonra tane-tane dokanağının tekrar düzenlenmesi ile oluşur. Slampların oluşumu için dik yamaçlar gereklidir fakat 1 derece kadar düşük eğimli yamaçlarda da slamplar oluşabilir (Shepard, 1955; Mills, 1983). Düşük eğimli ortamlarda slampların ve kaymaların oluşması sismik aktivitelerle ilişkilidir.



Şekil 5.1: Küçük ölçekli slamplar (Ss). Havuz 1 ölçülü kesiti 45 – 46 metre seviyeleri.



**Şekil 5.2:** Küçük ölçekli slump (Ss), Havuz 2 ölçülü kesiti 14 metre seviyeleri, Bor ve kireçtaşı ardalanmaları arasında gözlenen slump.

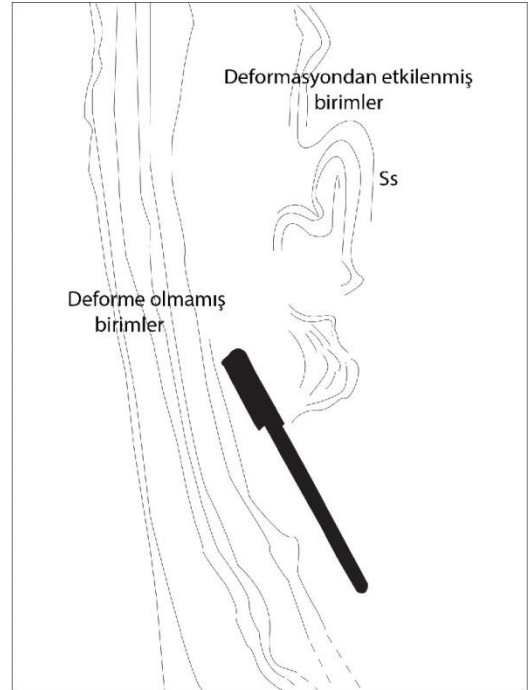


**Şekil 5.3:** Küçük ölçekli slamp, Havuz 1 ölçülü kesiti 14 metre seviyeleri, marn ile kireçtaşı ardalanmaları arasında gözlenen slamp.



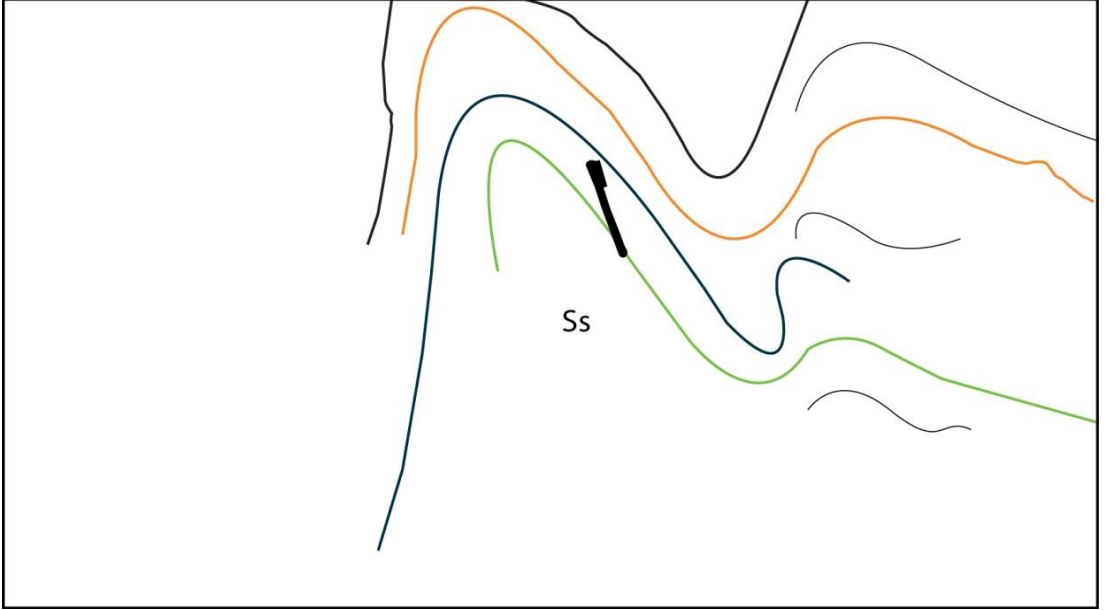


**Şekil 5.4:** Küçük ölçekli slamplar (Ss). Organik malzemeli kireçtaşlarını etkilemiştir.Çağış kesiti 105 metre seviyeleri.

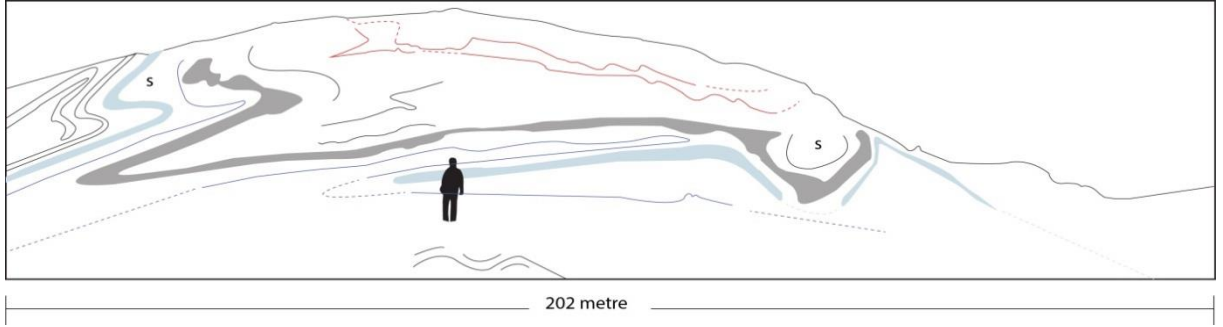


**Şekil 5.5:** Küçük ölçekli slamplar (Ss). Bor ve kireçtaşlarını etkilemiştir. İşletme 2 kesiti 10 – 11 metre aralıkları.

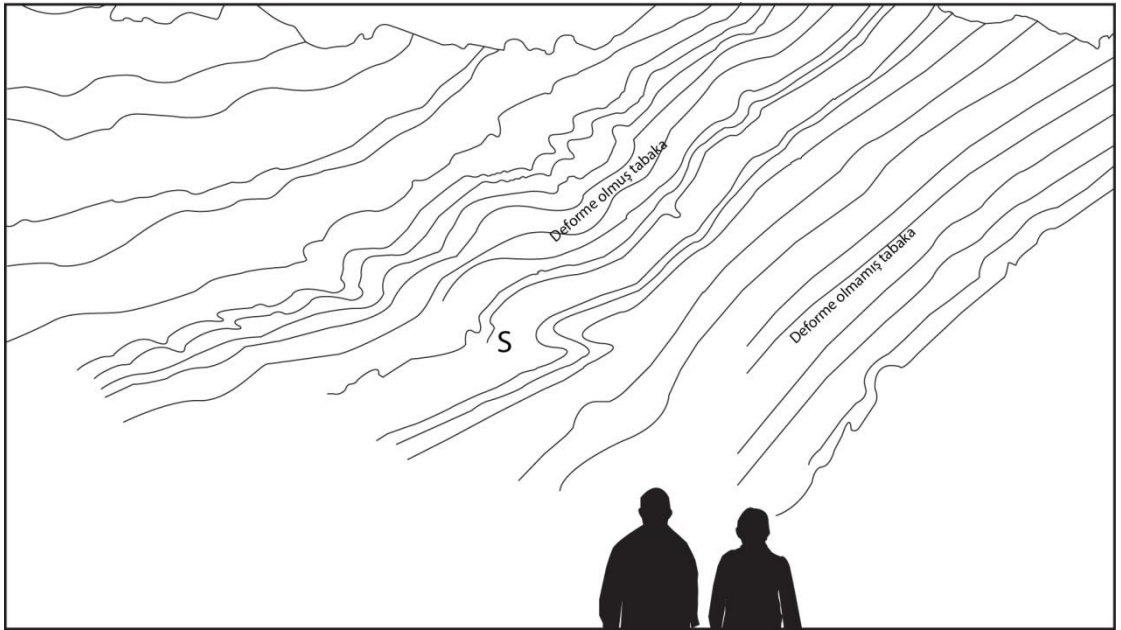
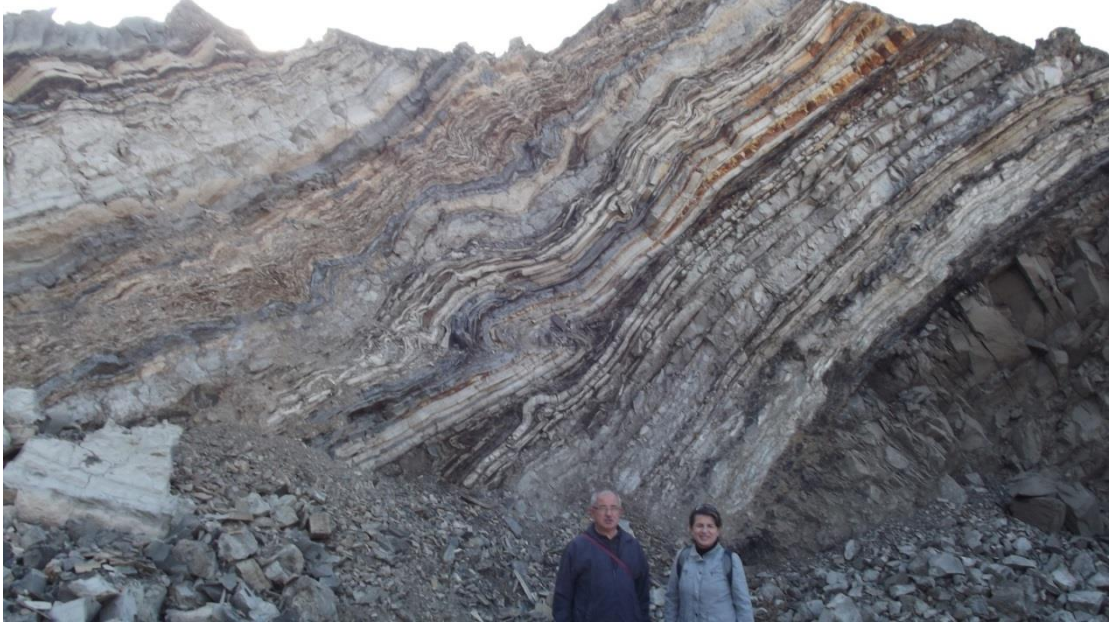




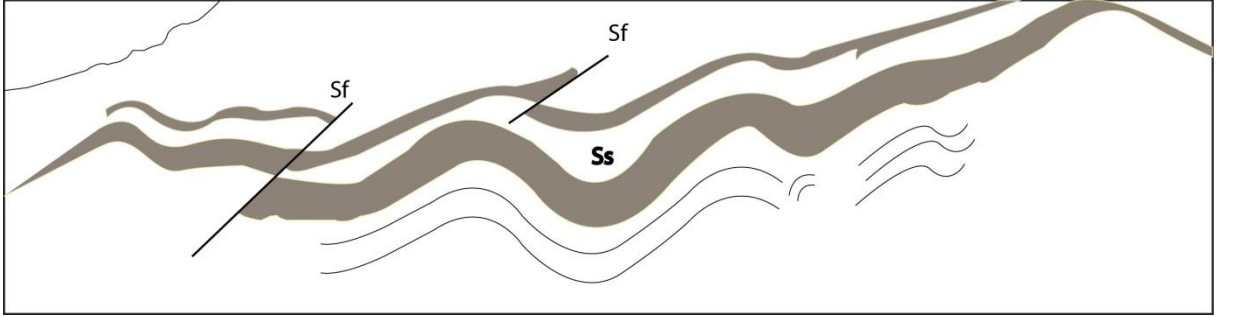
**Şekil 5.6:** Küçük ölçekli slamp (Ss), Havuz 2 ölçülü kesiti 13 metre seviyeleri, kıvrım eksenleri gözlenmekte. Ölçek: Kalem (14cm)



**Şekil 5.7:** Yanal yönde devamlılık gösteren büyük ölçekli slamp. İşletme 2 ölçülü kesiti 8. metre

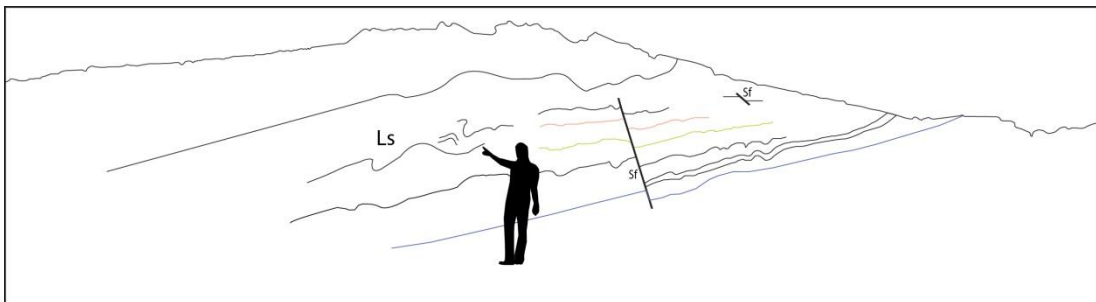
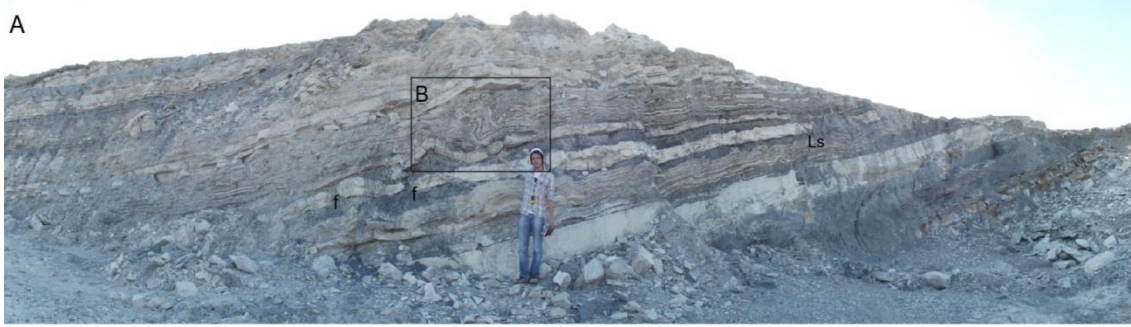


**Şekil 5.8:** Yanal yönde devamlılık gösteren büyük ölçekli slump (S). İşletme 1 ölçülü kesiti 17 .metre.



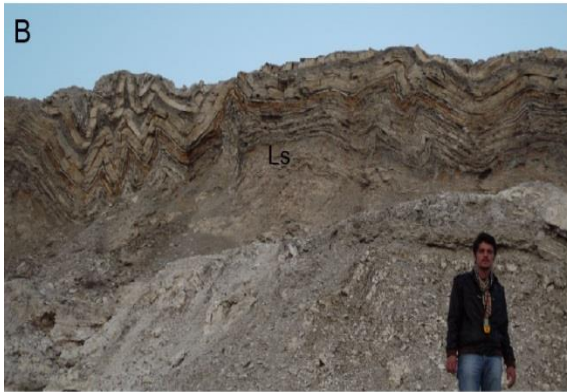
**Şekil 5.9:** Havuz 1 ölçülü kesitinde gözlenen slamp(Ss) ve sinsedimanter faylar (Sf).





Şekil 5.10: Havuz 1 ölçülü kesitinde gözlenen küçük ölçekli slamplar.





**Şekil 5.11:** İşletme 2 ölçülü kesitinde gözlenen küçük ve büyük ölçekli slamlar.



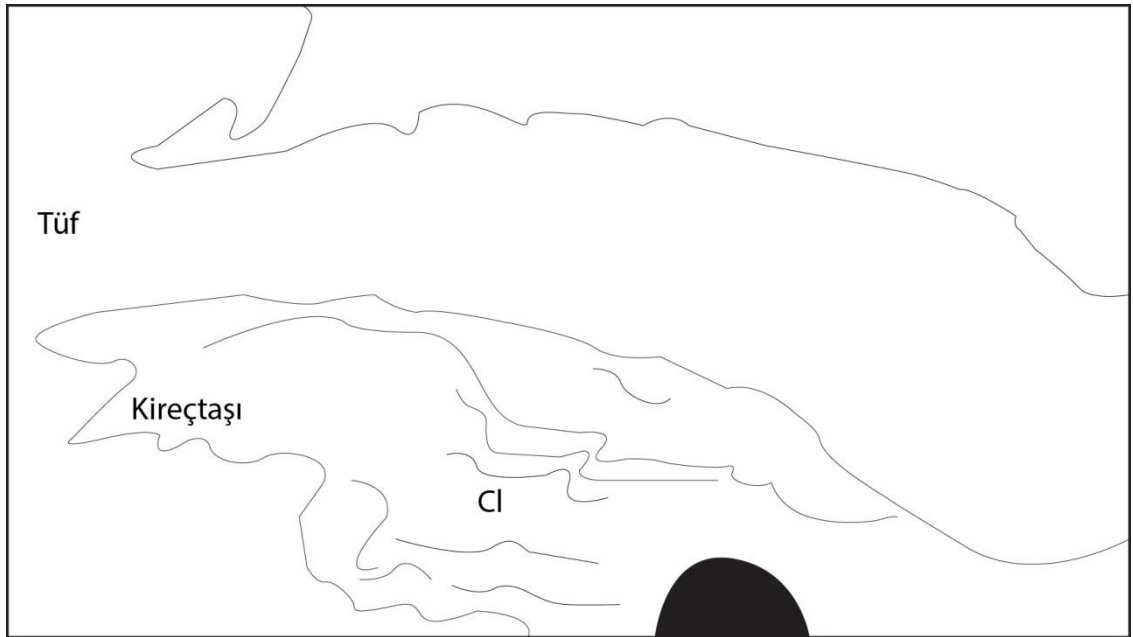
**Şekil 5.12:** İşletme 2 ölçülü kesitinde gözlenen slamplar.

### 5.1.2. Konvolüt Laminasyon

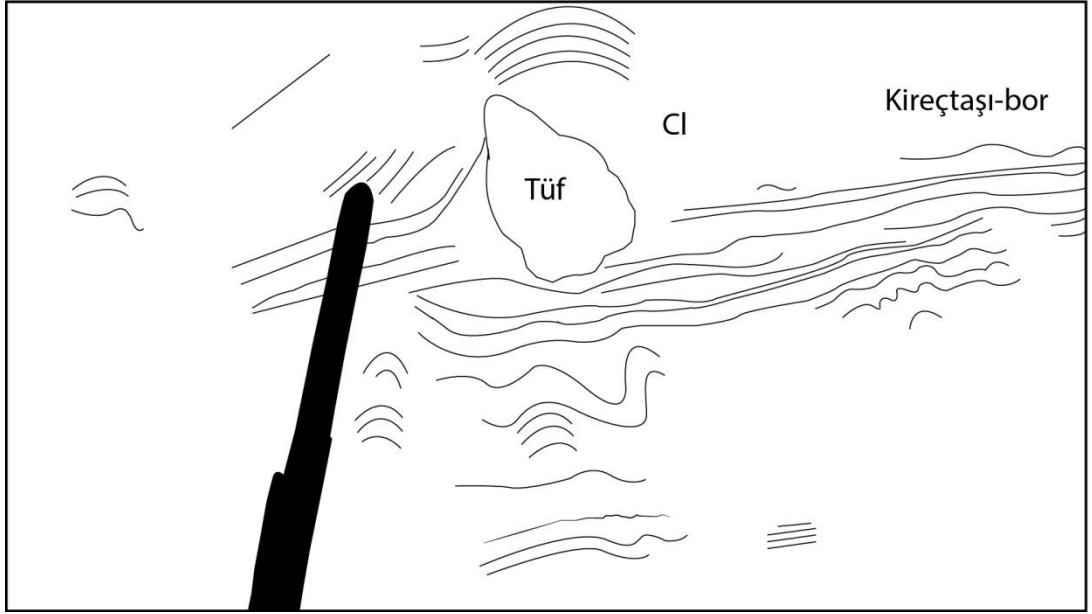
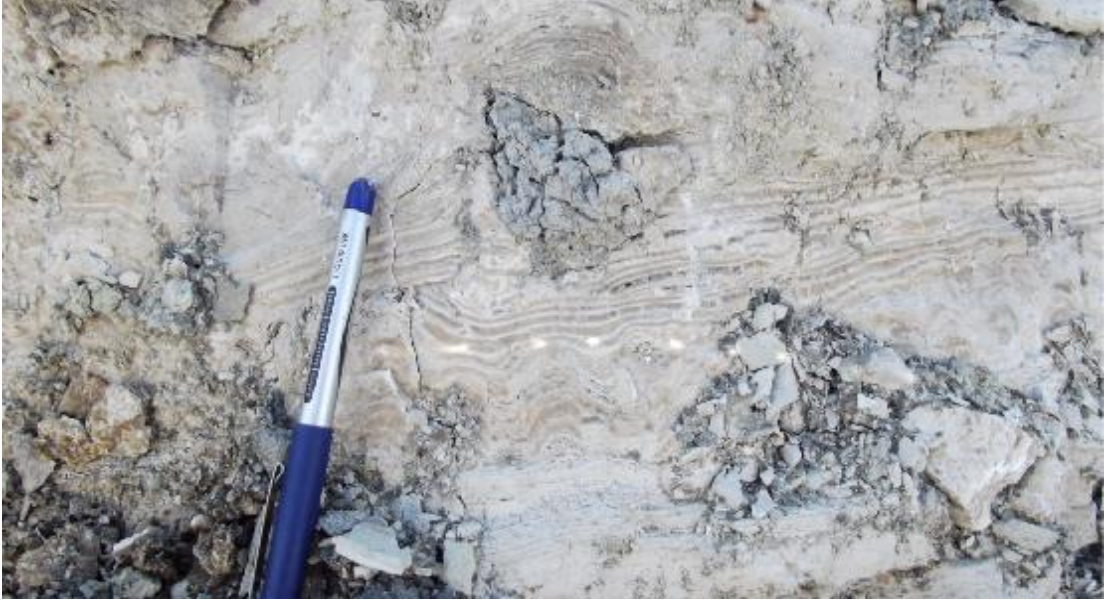
Konvolüt laminasyonla deforme olmuş tabakalar 10-20 cm kalınlığında olup yer yer 30 cm.ye kadar ulaşabilir. Konvolüt laminasyon yanal olarak ardalanmalı konveks ve konkav şekiller oluşturur.İnceleme alanında Havuz 1 ve 2 kesitlerinde gözlenmiştir (Şekil 5.13, 5.14). Söz konusu deformasyon kireçtaşlarını ve ince taneli kumları etkilemiştir.

**Yorum:** Araştırmacılar konvolüt laminasyonu oluşturan deformasyon mekanizmasını farklı şekillerde yorumlamışlardır. Bazı yazarlar akıntı sürüklenmesi veya tabaka içerisindeki makaslama kuvvetleri ile, bazıları da slampların oluşumu ile ilişkili olduğunu belirtmişlerdir (Mills, 1983; Plaziat ve Ahmamou, 1998). Buradaki mekanizmanın graviteye bağlı duraysızlığın aksine muhtemelen su kaçma ile ilişkili olduğu vurgulanır (Owen, 1996; Rosetti, 1999; Neuwerth vd., 2006). Tepe ve çökme yapısı gösteren kıvrımlar, deformasyonun sedimantasyonla eş zamanda oluştuğunun bir kanıtıdır (Rosetti ve Goes, 2000). Owen (1987)'e göre kohenyonsuz kumlardaki deformasyon mekanizması, sıvılaşma ile ilişkili olup deformasyonu başlatan güç yoğunluk farkına bağlıdır. İnceleme alanında gözlenen konvolüt laminasyonların büyük bir çoğu slamp oluşumuna bağlı olarak meydana gelmiştir.





Şekil 5.13: Havuz 1 ölçülü kesiti karışmış tabakalar içerisinde gözlenen konvolut laminasyon (Cl).



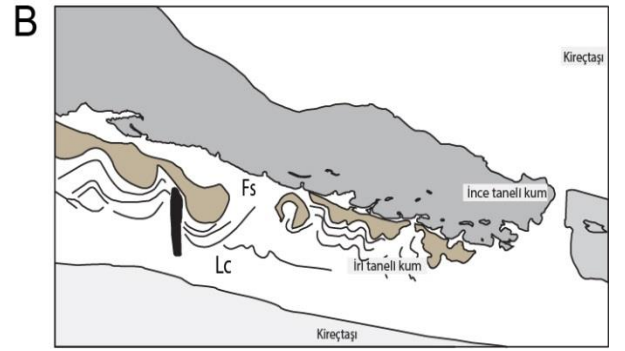
**Şekil 5.14:** Havuz 1 ölçülü kesitinde tüfler içerisinde gelişmiş konvolüt laminasyon (Cl). Ölçek : kalem (14 cm).



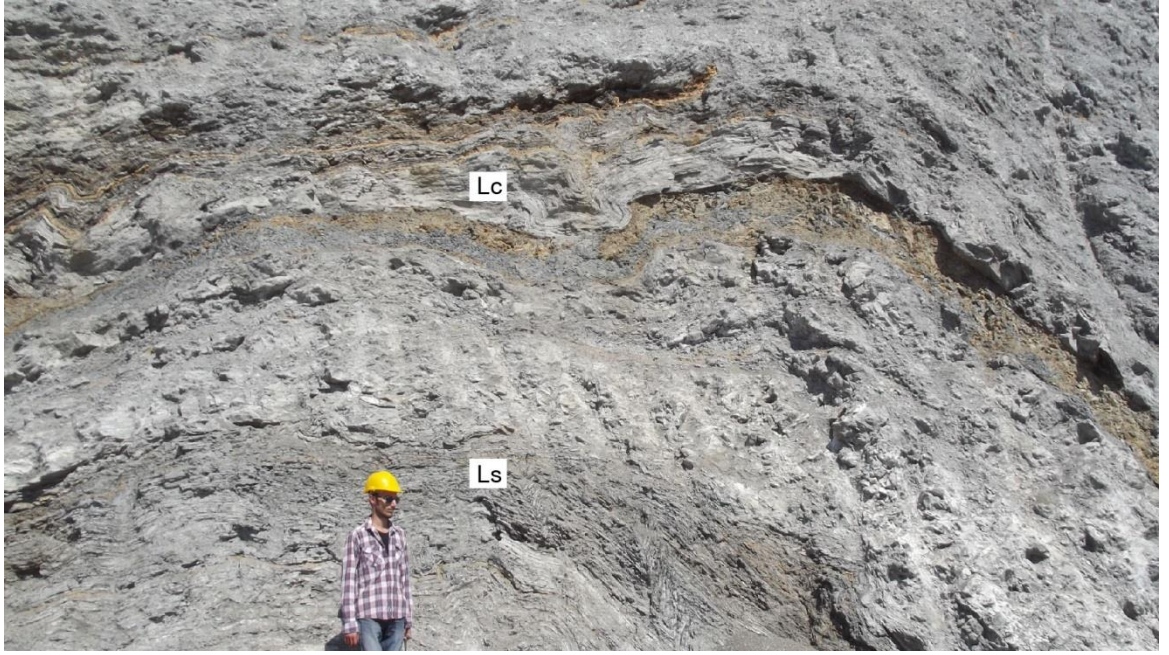
### 5.1.3. Yük Kalıpları

Owen (2003)'n sınıflaması esas alınarak yk kalıpları basit yk kalıpları ve asılı yk kalıpları olmak üzere ikiye ayrılırlar. İnceleme alanında basit yk kalıpları Havuz kesiti yakın kesimlerinde, Kuzey kesiti 44. metre seviyelerinde ve Kayalıdere kesitinin 116 ve 130 metrelerinde gözlemlenmiştir (5.15, 5.16). Deformasyon farklı litojiler arasında, orta-ince taneli kum ile kıltaşı arasında gerçekleşmiştir. Kayalıdere kesitinde karşımıza çıkan yk kalıbı tf ve kıltaşı kireçtaşı ardalanması arasında gözlenmiştir. Söz konusu kesitte aynı seviyede alev yapısı da gözlemlenmiştir. Söz konusu deformasyon konkav bir profile sahip olup alttaki tabakaya hafif bir şekilde nüfuz etmiştir. Altteki laminalar kıvrımlanmıştır. Boyları yaklaşık 10 cm ile 1 m arasında değişmektedir.

**Yorum:** İnceleme alanında gözlenen basit yk kalıplarının kökeni yoğunluk farkı ile ilişkilidir (Anketell vd., 1970). Basit yk kalıpları “knt yk kalıplarına” benzerdir (Alfaro vd., 1997). Yük kalıpları suya doymuş şartlarda yoğunluğu fazla olan sedimanlar, yoğunluğu az olan sedimanları zerlediğinde mekanik bir kararsızlık nedeniyle ortaya çıkar. Bu süreç Rayleigh-Taylor kararsızlığı olarak bilinir (Selker, 1993).



**Şekil 5.15:** Havuz ölçülü kesiti yakın civarında gözlenen basit yük kalıpları (Fs), iri kumtaşları ince kumtaşları içerisine sokulum yapmış. Alev yapısı ve yük kalıbı beraber gözlenmektedir.



**Şekil 5.16:** Kayalidere ölçülü kesitinde gözlenen yük kalıpları (Lc).

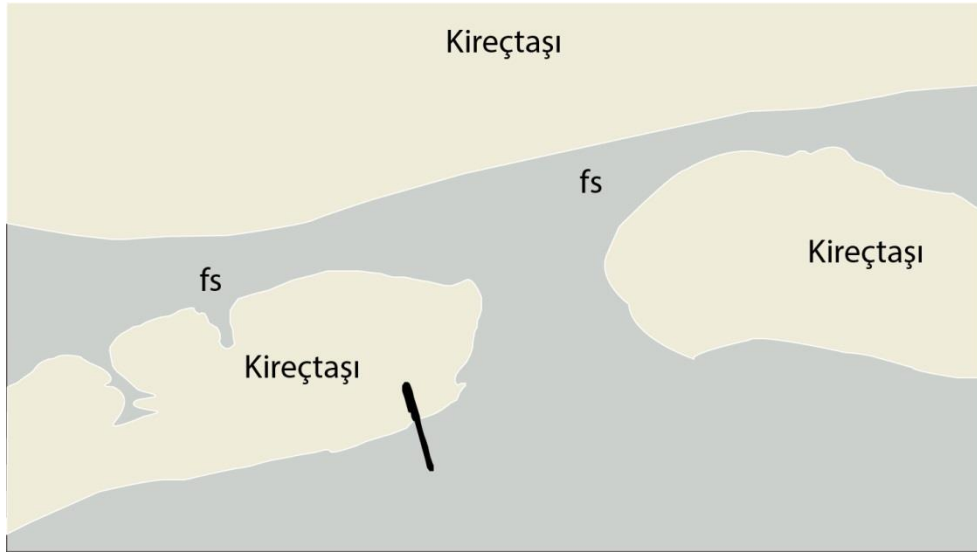
#### 5.1.4. Alev Yapıları

İnceleme alanından gözlenen alev yapıları Havuz 2 kesitinin 57 – 58 metre seviyelerinde tüflü kumtaşları ve kireçtaşları arasında ve Kayalidere kesitinin 120. metre seviyelerinde laminalı kilitaşı kireçtaşı ardalanması ve tuf arasında meydana gelmiştir (Şekil 5.17, 5.18, 5.19). Alev yapılarının boyutu 30 cm kadardır. Kireçtaşlarının tüflü kumtaşları içerisine sokulum yapmasıyla meydana gelmiştir.

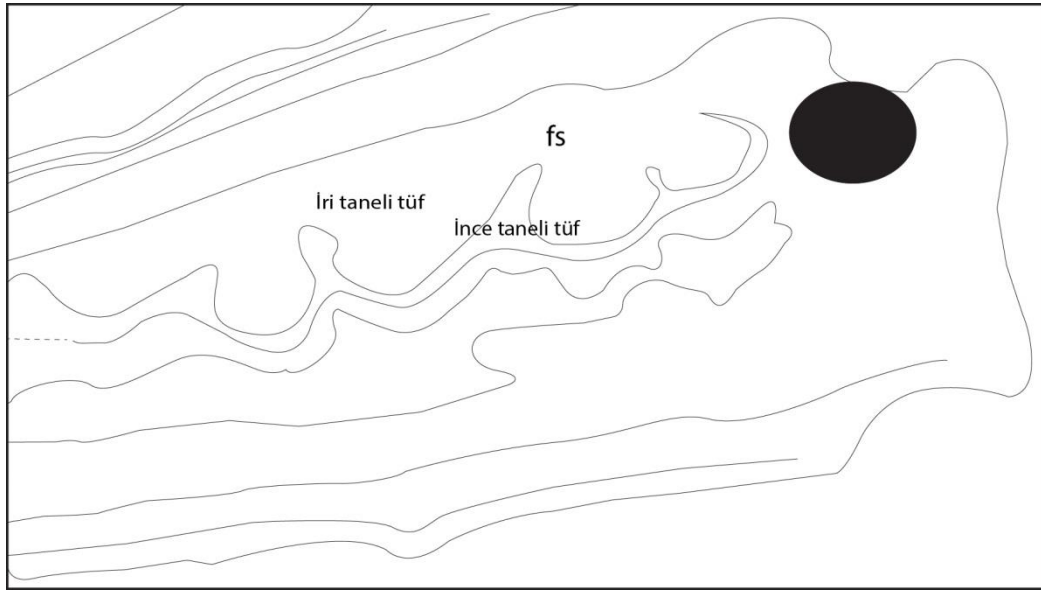
**Yorum:** Alev yapıları, tabakalar arasındaki büyük çaplı dinamik viskozite farklılığı sonucu oluşmaktadır. Altındaki tabakaların dinamik viskozitesi yüksektir (Ankatell vd., 1970). Alev yapıları ince taneli sedimentlerin diapirik sokulumu sonucu oluşur (Mills, 1983). Yük yapılarının morfolojisindeki nisbi viskozitesi dikkate alınmalıdır. Çünkü büyüme oranı, antiformların (alev yapıları) ve sinformların (yük kalıpları) oluşumunda önemli rol oynar (Owen, 2003; Neuwerth vd., 2006). Sıvılaşma sonucu tabakalar arası ara yüzeyi graviteye bağlı duraysızlık nedeniyle deformasyona maruz kalır. Üstteki yuvarlaklaşmış birimler alttaki kum



içerisine doğru batma eğilimi gösterir (Dasgupta, 1998). Genel olarak üst basınç etkisi ile oluşan alev yapıları, deprem kökenli sarsıntılarla oluşabilmektedir.

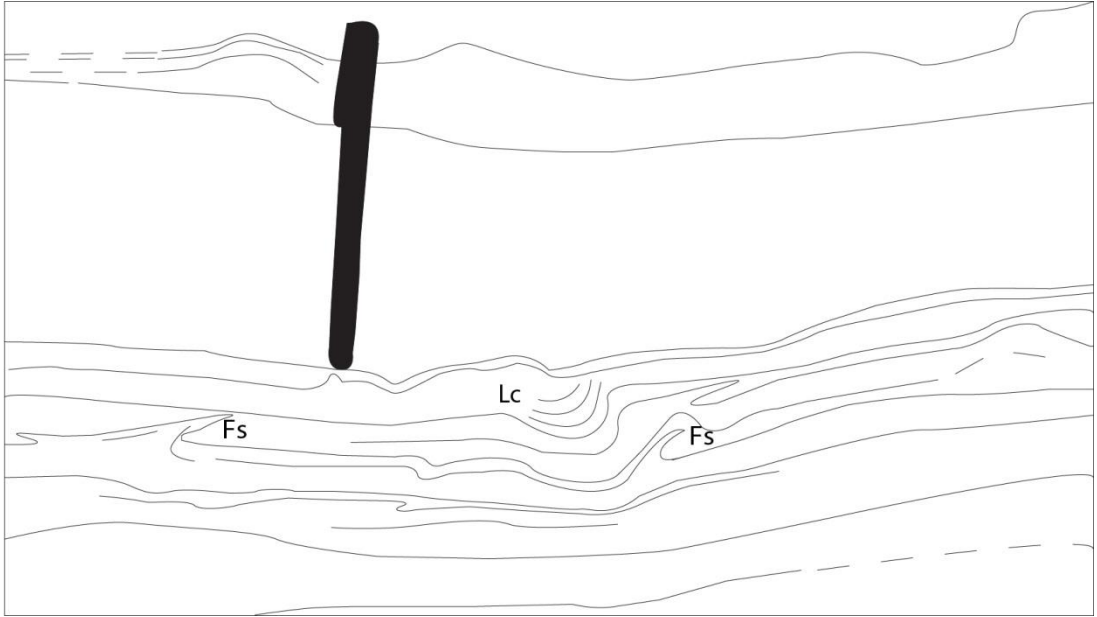


**Şekil 5.17:** Havuz 1 Ölçülü kesitinde 58. metre seviyesinde gözlenen Tüf ve kireçtaşları içerisinde meydana gelmiş alev yapısı (fs). Ölçek : kalem (14 cm).



Şekil 5.18: Havuz 1 ölçülü kesitinde gözlenen Alev yapısı (fs).



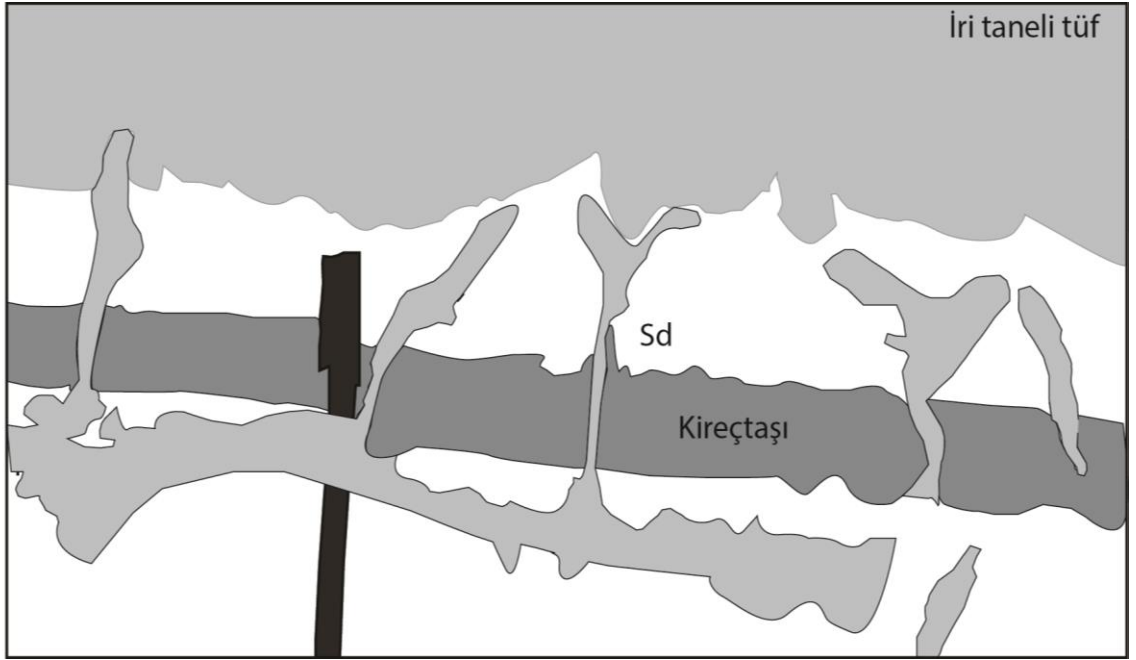


**Şekil 5.19:** Masif kireçtaşları içerisinde meydana gelmiş alev yapısı (Fs). Havuz 1 ölçülü kesiti 58 – 59 metre aralıkları. . Ölçek : kalem (14 cm).

### 5.1.5. Klastik Dayklar

İnceleme alanında gözlenen klastik dayklar Kayalidere kesitinin 189. metresinde kireçtaşı, orta taneli ve ince taneli tuf arasında gerçekleşmiştir (Şekil 5.20). Söz konusu deformasyon yapısının yanal devamlılığı onlarca metre devam etmektedir. Alt seviyelerde bulunan ince taneli tüfler kireçtaşları içerine sokulum yaparak deformasyonu meydana getirmiştir. Yer yer sokulumun düşey olarak uzunluğu 30 cm'ye ulaşmaktadır ve üst seviyede bulunan orta taneli tüfleri kesmektedir. Sokulum çok ince çatlak dolgusu şeklinde başlamış ve kalınlığı maksimum 7 cm'ye kadar ulaşmıştır.

**Yorum:** Dayklar yüksek basınç altında alttaki materyalin yukarıya doğru sokulum yapması ve yerleşmesi sonucu oluşur (Montenant ve diğ. 2007). Bu tür kırıntılı dayklar üstteki tabakanın basıncı altında, akıcı hale gelmiş sedimentin yukarıya doğru akış yolunu yansıtır (Daley, 1971; Rossetti, 1999).



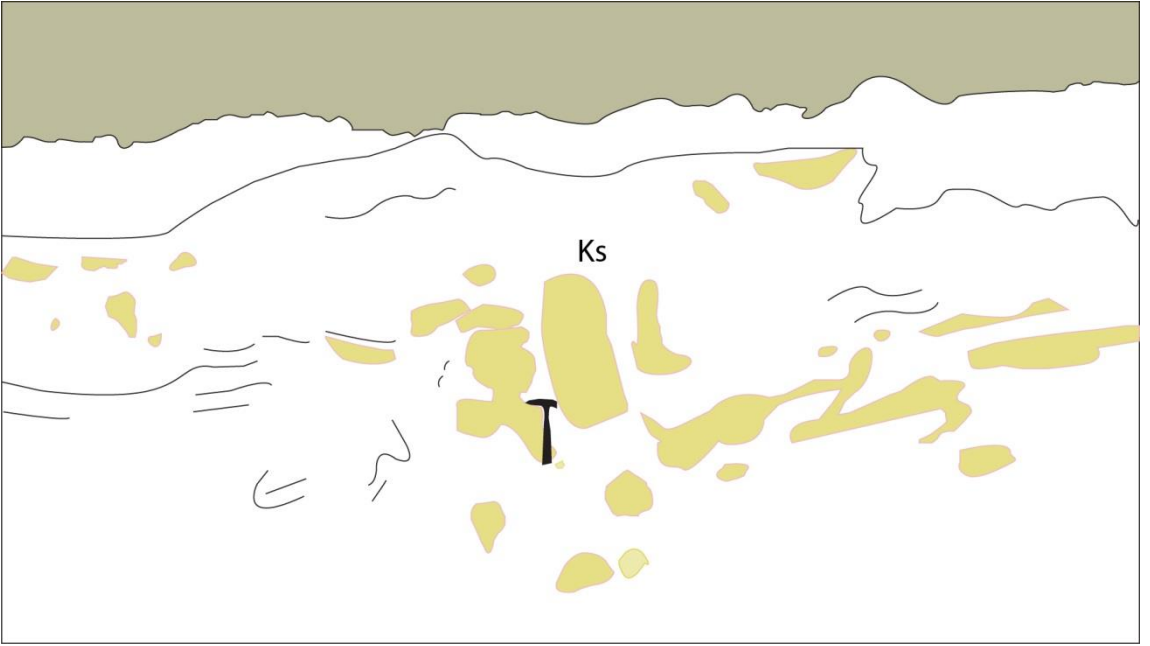
**Şekil 5.20:** Kayalıdere ölçülü kesitinde gözlenen klastik dayklar (Sd). 187. metre. Ölçek: kalem (14 cm).

### 5.1.6. Kopmuş Parçalanmış ve Karışmış Tabakalar (Kaotik çökeller)

İnceleme alanında bu deformasyon yapısı Kayalidere, Çağış ve Havuz 1 kesitinde gözlenmektedir (Şekil 5.21, 5.22). Kayalidere kesitinde gözlenen seviyelerde aglomera, tuf ve lapilli taşının koparak parçalandığı ve deformasyon yapısı oluşturduğu gözlenmiştir. Yoğun olarak 0 – 100 metre arasında gözlenir. Havuz 1 kesitinde ise kireçtaşları ve tuf arasında gözlenen bu deformasyon, bu seviye de daha çok kopma sonucunda meydana gelmiştir. Parçalar tek ve/veya laminit takımlarından oluşmuş birkaç milimetre uzunluğundadır. Karışmış tabaka istifinin kalınlığı ve kıvrımlanmış alt dokanağı 4 cm. ile 10 cm. arasında değişir. Karışmış tabakanın üst kısmı keskin bir şekilde yatay laminalı çökeller tarafından örtülmüştür.

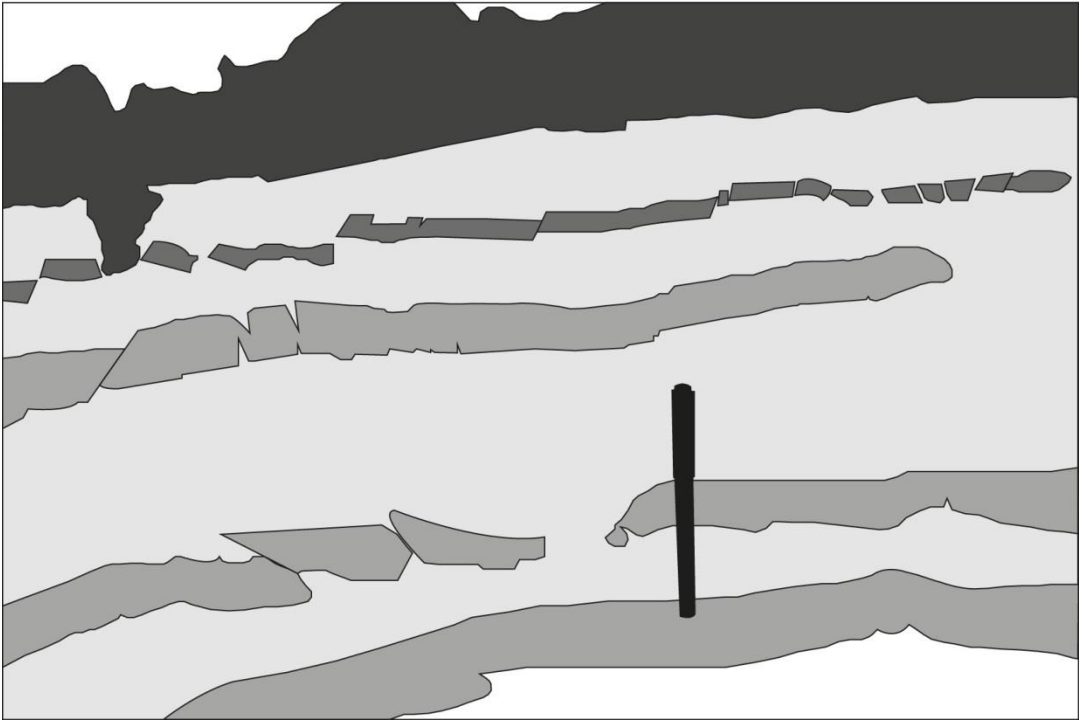
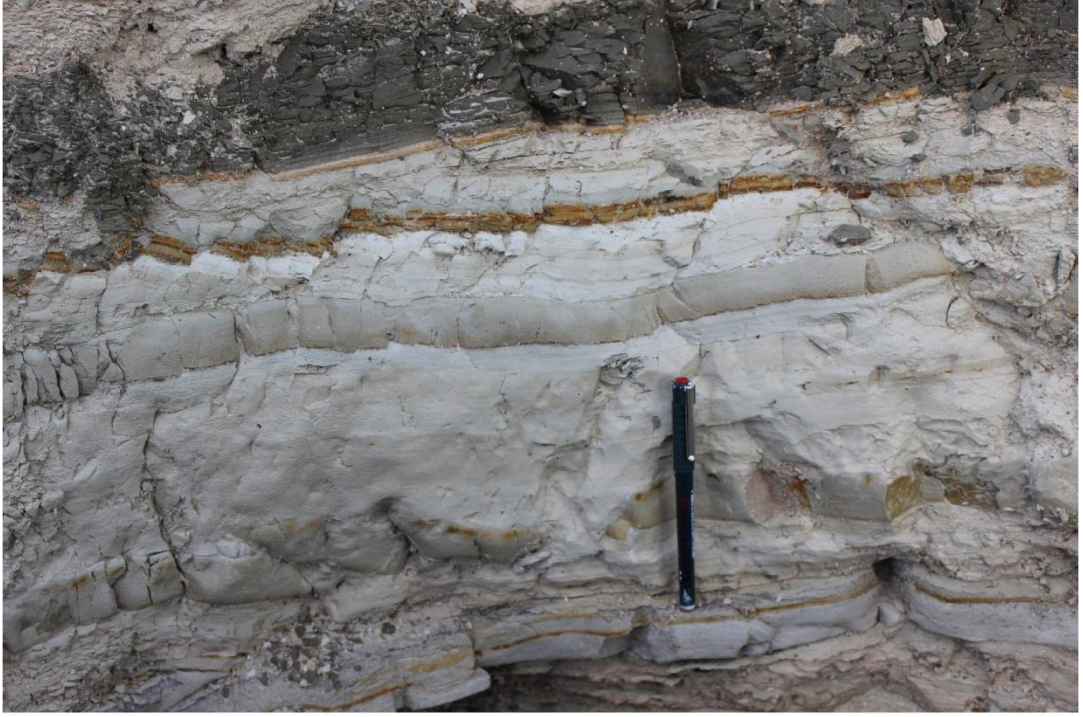
**Yorum:** Laminit veya tabaka parçalarının ihmal edilebilecek ölçüde yer değiştirmesi alttaki tabakalar içerisinde daha aşağı konumdaki parçaların orijinal konuma getirilmesi ile desteklenir (Marco ve Agnon, 1995'den değiştirilmiştir.). Bu gözlemlerle birlikte karışmış tabaka özelliği gösteren istifin kohezyonlu bir zeminde deformasyonun aşağı doğru göçünü sağlayan tek bir sismik olay sonucu olduğu yorumlanabilir (Rodriguez-Pascue vd., 2000). Lokal olarak karışmış tabaka istifi üstteki sıvılaşmış kesim olmadan da meydana gelebilir. Bu, deprem büyüklüğünün laminit çökellerini sıvılaştıracak kadar büyük olmadığı gerçeği ile açıklanabilir (Marco ve Agnon, 1995).





**Şekil 5.21:** Karışmış kopmuş ve parçalanmış tabakalar (Ks). Havuz 1 ölçülü kesiti, Ölçek: çekiç (24 cm).



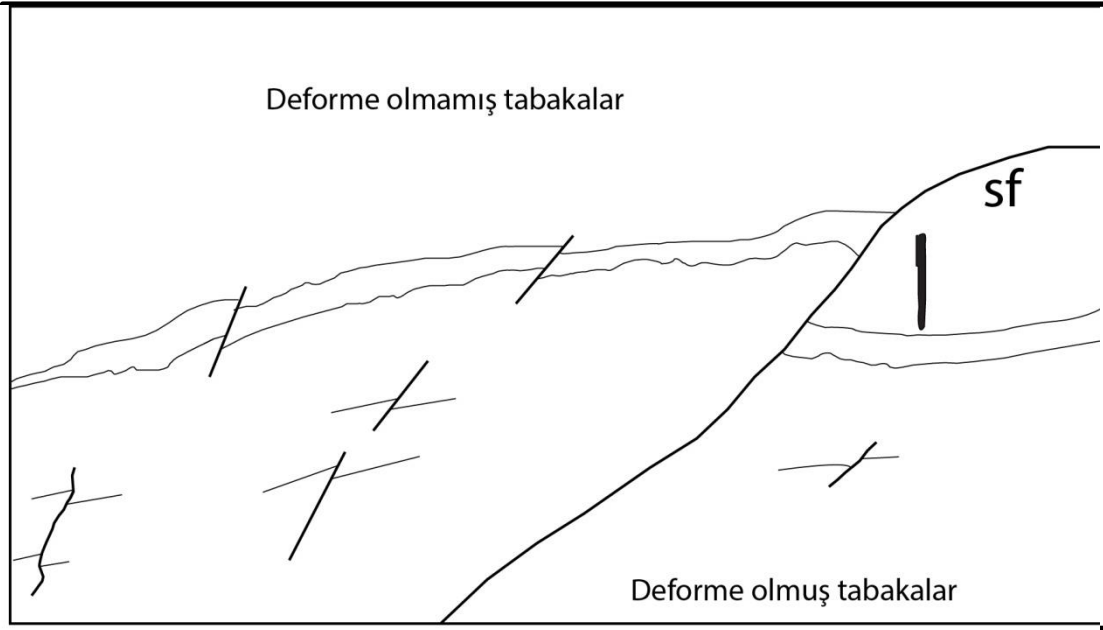


**Şekil 5.22:** Normal fay, kopmuş parçalanmış tabakalar. Çağış kesiti 8. metre. Ölçek: kalem (14 cm).

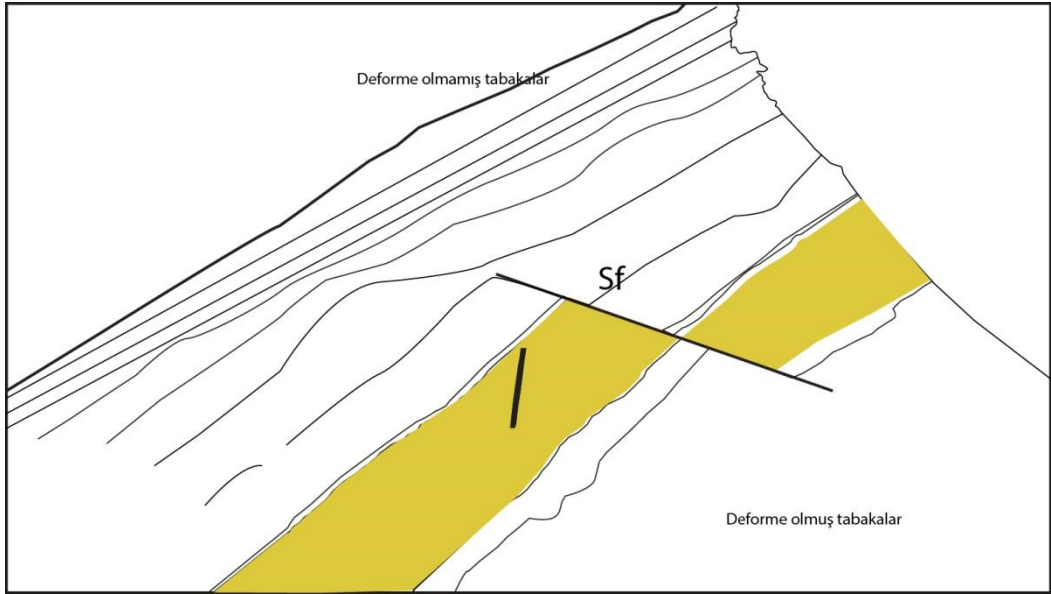
### 5.1.7. Sinsedimanter Faylar

Sinsedimanter faylar incelenen havzada İşletme 1, Havuz 1 ve Kayalidere kesitlerinde gözlenmiştir (Şekil 2.23, 5.26, 5.27, 5.28). Kayalidere içerisinde meydana gelen sinsedimanter faylar aglomera, tuf, kireçtaşını etkilemiştir (Şekil 5.24, 5.25). Havuz 1 kesitinde meydana gelen deformasyon ise yoğun olarak kireçtaşlarını etkilemiştir. Sinsedimanter fayları normal fay ve ters fay olarak inceleyebiliriz. Sığ göl çökellerini etkileyen normal faylar horst ve graben oluşturmuşlardır. Fayların atım miktarları 3 cm ile 1 m arasında değişmektedir. Slamp kıvrım kanatlarında sinsedimanter fay gözlenmektedir.

**Yorum:** Sinsedimanter fayların diğer yumuşak çökel deformasyon yapıları ile birlikte gözlenmesi, bu yapıların oluşumunun köken olarak sıvılaşma prosesi ile ilişkili olduğunu gösterir. Sin-sedimanter faylar sıvılaşmanın son evresinde kalıntı stres nedeniyle gelişir. Tane-tane ilişkisi tekrar düzenlendiği zaman sedimentler nispeten gevrek bir davranış gösterir (Lindholm, 1982; Owen, 1987; 1996). Yumuşak sedimentlerde gözenek suyu basıncı arttığı zaman, bu basınç sedimenti sıvılaştıracak kadar kuvvetli olmazsa gevrek deformasyon oluşur (Owen, 1987; Vanneste ve diğ. 1999).

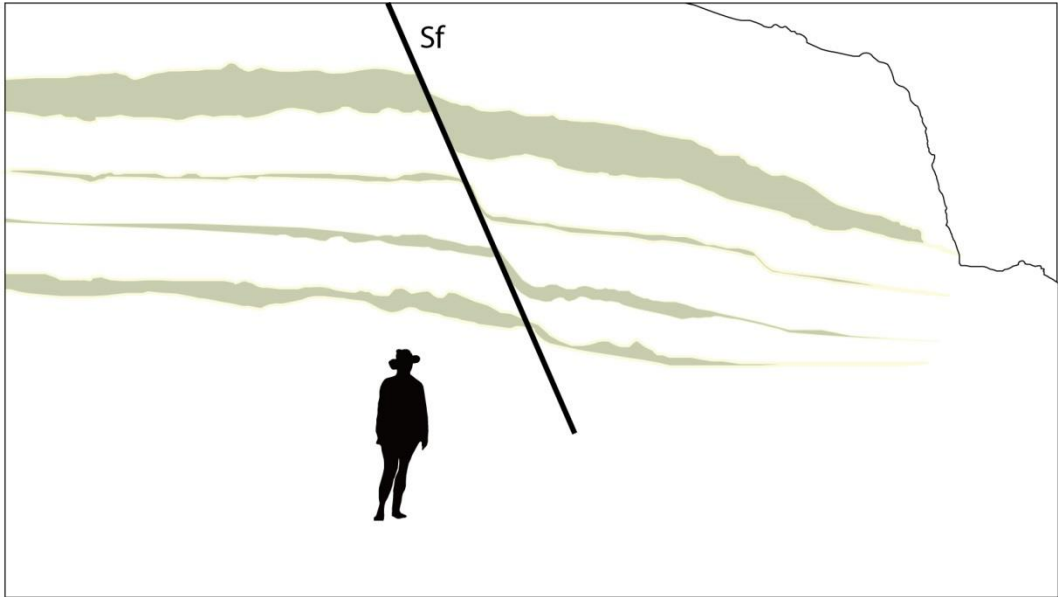


**Şekil 5.23:** Sinsedimanter faylar (Sf). İşletme 2 kesiti 40 metre seviyeleri. Ölçek: kalem (14 cm).



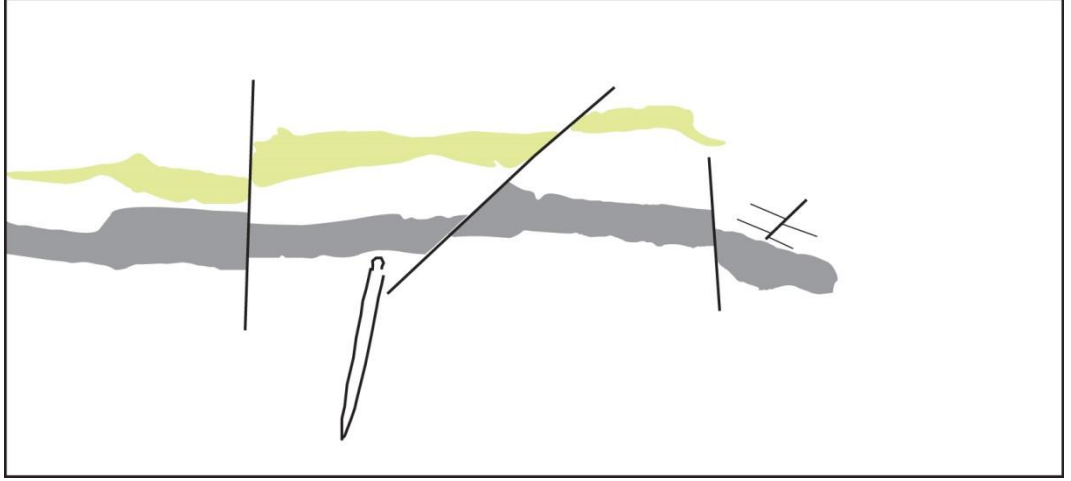
**Şekil 5.24:** Simav ocağında Havuz 1 ölçülü kesiti yakın civarında gözlenen sinsedimanter fay (Sf).  
Ölçek: Kalem (14 cm).



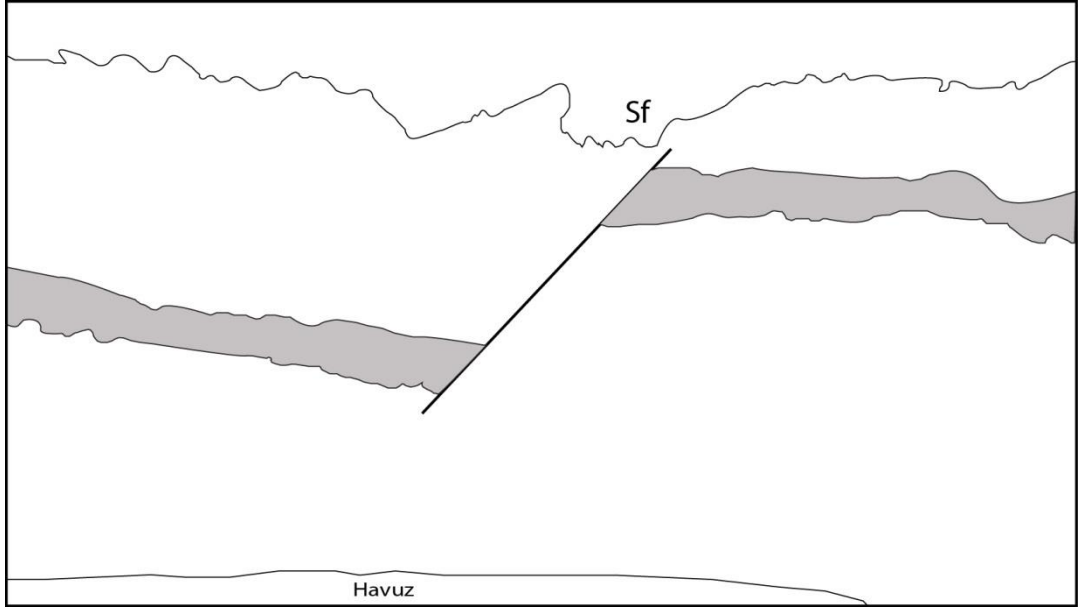


Şekil 5.25: Simav Ocağı havuz 1 kesiti civarında gözlenen sinsedimanter fay (Sf).

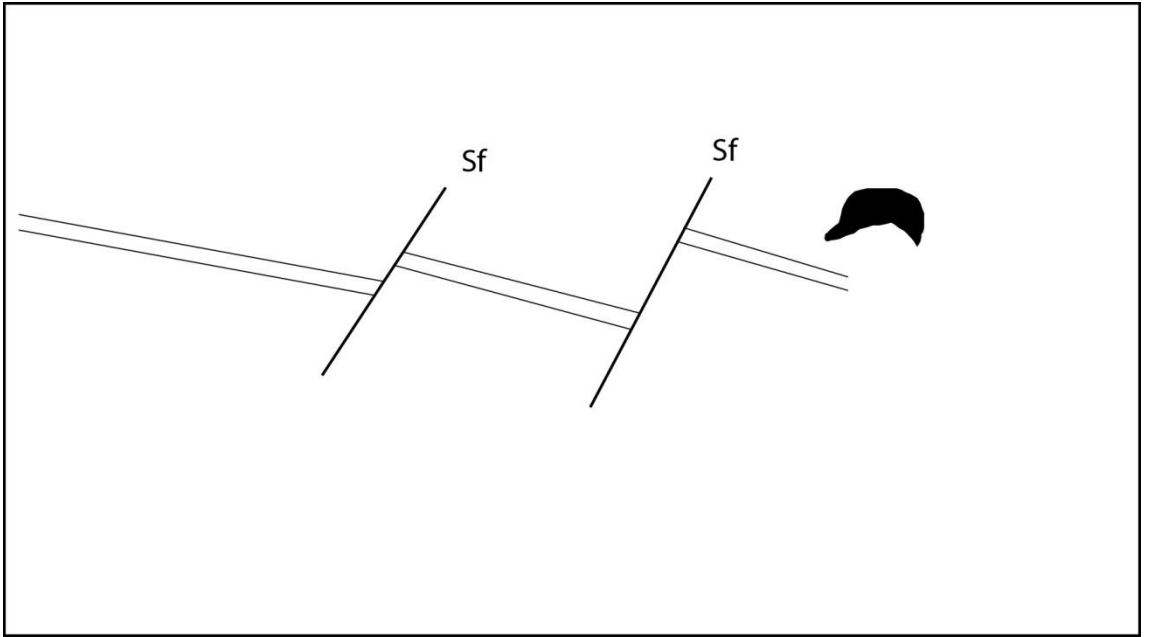




**Şekil 5.26:** Simav ocağında gözlenen sinsedimanter faylar. Ölçek: kalem (14 cm).



**Şekil 5.27:** Simav ocağında gözlenen sinsedimanter faylar (Sf).



**Şekil 5.28:** Kayalıdere ölçülü kesiti 0 – 100 metre aralığında gözlenen sinsedimanter fay (Sf).

## 5.2. Yumuşak Çökel Deformasyon Yapılarının Oluşumunu Tetikleyen Mekanizma

Slamplar aşırı yükleme (hızlı sedimantasyonla ilişkili) ve depolanma, yamaçların dikleşmesi, su tablasının yükselmesi ve depremlerle ilişkili olarak oluşmaktadır (Allen, 1982; Keefer, 1984; Owen 1987; Van Loon ve Brodzikowski, 1987; Moretti, 1996). Hızlı sedimantasyon artan sediment yükü ile ilişkili olarak slamp oluşumunu başlatabilir. Hızlı sedimantasyon sırasında su, taneler arasında kapanlanır ve böylece gözenek suyu basıncı artar, sedimentler etkili bir şekilde zayıflar. İnceleme alanında ani bir kaba taneli fasiyes gelimi gözlenmemiştir. Su tablasının yükselmesi ile genellikle düşey yönde su kaçma yapıları oluşabilmektedir (Massari vd., 2001; Spalluto vd., 2007). Henüz tam sıkılaşmamış sedimentlerde slampların oluşabilmesi için en olası neden yamaçların dikleşmesidir. Tabakalı sedimentlerde sedimentlerin normal duraylılık açısına göre daha fazla eğim kazandığı sırada kayma-oturma yapıları oluşur. Tabakalardaki söz konusu eğim artışı depolanmayla ve/veya tektonik hareketlerle oluşabilir. Su akıntıları veya türbiditik akıntılar ile erozyonal oyma sonucu oluşabilir (Mills, 1983). Çalışma alanının fasiyes ve ortamsal özelliklerine göre buradaki sedimantasyon sırasındaki eğim değişiminin nedeni depolanma ve akıntı faaliyetleri olmamalıdır. Dolayısıyla bu çalışmada gözlenen slamplar tektonik hareketlerle ilişkili olarak tabakalardaki eğim değişimi sonucu, özellikle organik malzemelerin ve borların da kaydırıcı etkisine bağlı olarak (sismik sarsıntılar kaymayı tetikler) oluşmuştur.

Birçok araştırmada konvolut laminasyonun oluşumunun slamplarla ilişkili olduğu belirtilmiştir (Mills, 1983; Plaziat ve Ahmamou, 1998). İnceleme alanında gözlenen konvolut laminasyonlar da slamp eteklerinde gelişmiş olup bu görüşü destekler durumdadır. Ölçülen stratigrafik kesitlerde havuz 1 ölçülü kesitinde gözlenmiştir.

Yük yapılarının oluşumundaki ana prosesler sıvılaştırmanın çeşitleri olan sıvılaştırma, su akıcılığı, akıcılığı olmayan bir sıvı gibi davranma ve akıcı kil davranışlarıdır. Sıvılaştırma, gözenek basıncındaki artışla başlatılabilir. Basıncıdaki bu artış sismik sarsıntılar veya su dalgaları ile ilişkili basınç değişimleri veya kırılan dalgalar, taşkımlar, hızlı sediment depolanması ile ilişkili şoklarla oluşabilir (Owen,

2003). Yük kalıpları ve alev yapılarını başlatan mekanizma incelenen havzada da aynı olup hızlı sediment birikimi yani aşırı yüklenme ile ilişkilidir (Moretti vd., 2001). Çalışılan havzada yük kalıpları ve alev yapıları Havuz 1 kesiti ve kesitin yakın civarında gözlenmiştir.

Klastik dayklar suya doygun durumda olan kumların veya tüflerin sıvılaşması sonucu oluşmuşlardır (Topal, 2002). Bu yapılar incelenen havzada da tüflerin yoğun olduğu Kayalidere ölçülü kesitinde gözlenmiştir.

Kopmuş, parçalanmış ve karışmış tabakaların oluşumunu başlatan mekanizma yüksek sismik şoklardır (Marco ve Agnon, 1995). İlk aşamadaki kuvvet sonucunda konsolide olmamış laminalar kıvrımlanır. Daha sonra deprem devam ederken belli bölgeler koparak alt seviyelere inerken makaslama gerilimi ile üstteki seviyeler de koparak gelişigüzel tabaka içerisine dağılırlar. İnceleme alanında bu deformasyon yapısına Havuz 1 ölçülü kesitinde rastlanmıştır. Gevrek ve yumuşak deformasyonun birlikte gözlenmesi ve deformasyonun yukarıya doğru gelişmesi kompleks deformasyon mekanizmasını yansıtır ve sismik şoklarla başlatılır. Benzer yumuşak çökel deformasyon yapıları sismik aktivite ile oluşmuştur (Seilacher, 1969; Davenport ve Ringrose, 1987; Koç Taşgın ve Türkmen, 2009).

Çalışma bölgesindeki sinsedimanter faylar bölgedeki tektonik aktiviteye bağlı sismik hareketlerle ilişkili olarak oluşmuştur.

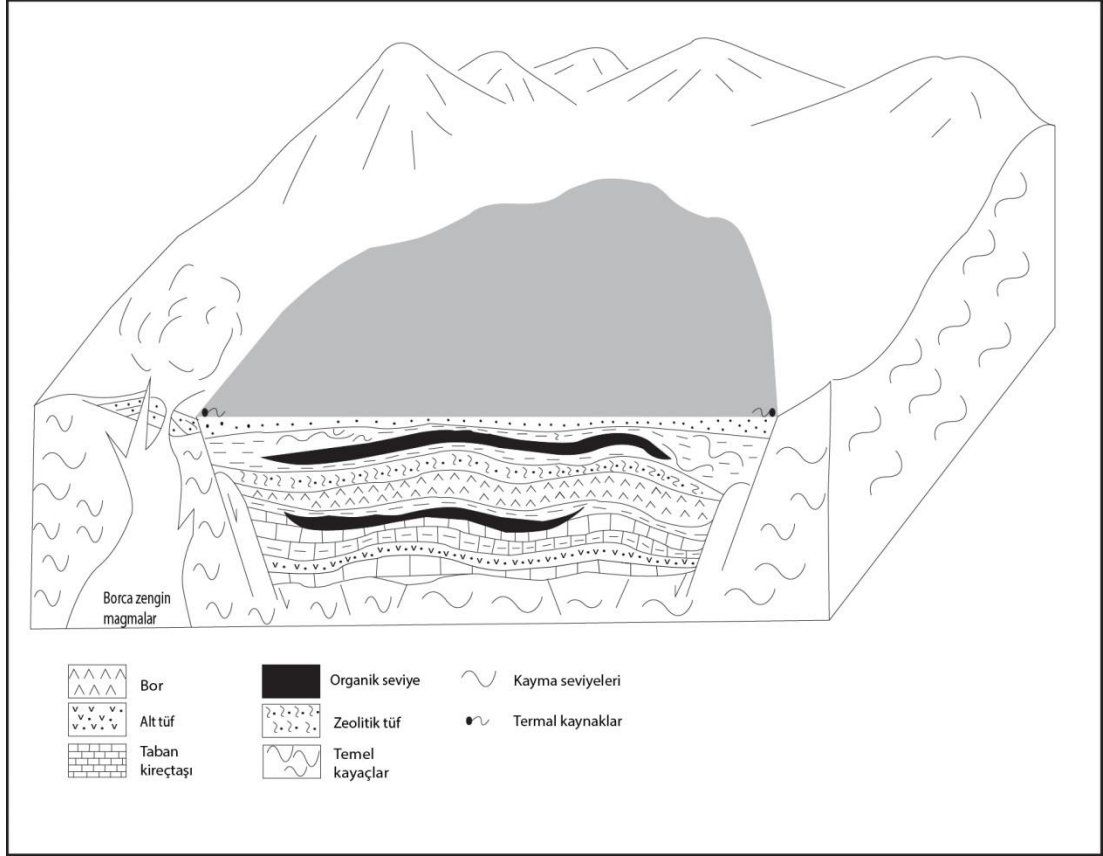
Sıvılaşma çeşitli faktörlere bağlı olarak başlatılabilir. Bu faktörler depolanma ortamını dıştan ve içten etkileyen faktörlerdir. Dıştan etkileyen faktörler (allojenik) tektonik hareketler ve depremlerdir. Depolanma ortamını içten etkileyen faktörler ise, otojenik karakterli olup bunlar; dalga hareketleri, dalga kırılmasına bağlı çarpmalar, kuvvetli su akışlarında fırtınalı basınç dalgalanmaları, tsunami, gel-git hareketlerine bağlı makaslama, hızlı sediment yüklemesi, kötü drene olmuş sedimentlerde buzul erimesi veya yer altı suyu hareketleridir (Owen and Moretti, 2011). İnceleme alanında çökel deformasyon yapılarının oluşumunu başlatabilecek otojenik faktörleri destekleyen her hangi bir kanıt bulunamamıştır. Bu durumda çalışma alanında gözlenen deformasyon yapılarının oluşumunda allojenik faktörler etkili olmuş olmalıdır. Birim içerisinde tektonik kıvrımlar gözlenmektedir. Kıvrım kanatlarında gözlenen slamplarda çok fazla kırılma kopma gözlenmemesi kıvrımların sedimantasyondan kısa bir süre sonra geliştiğini yansıtmaktadır. Dolayısıyla inceleme alanındaki bu slamplar hem sismik hareketler (özellikle küçük ölçekli



slamplar), hemde tektonik hareketlere bağlı olarak (özellikle büyük ölçekli slamplar) oluşmuştur (Şekil 5.29).

Sismik şoklar, sıkılaşmamış sedimentlerde sıvılaşma ve/veya suyun hareketine sebep olabilir (Seilacher, 1969, Lowe, 1975, Sims, 1975). Faylarla sınırlı havzalarda (Mastalerz ve Wojewoda, 1993; Bhattacharya ve Bandyopadhyay, 1998; Koç Taşgın ve Türkmen, 2009; Koç Taşgın, 2011; Koç Taşgın vd. 2011) sismik aktivitelerin oluşma eğilimi daha yüksektir. Sıvılaşmanın oluşabilmesi için en küçük deprem magnitudünün 5'den büyük olması gerekmektedir (Audemard ve De Santis, 1991, Rodriguez-Pascua vd., 2000). Buna göre bölgede magnitudü 5 den büyük depremlerin oluştuğu söylenebilir.

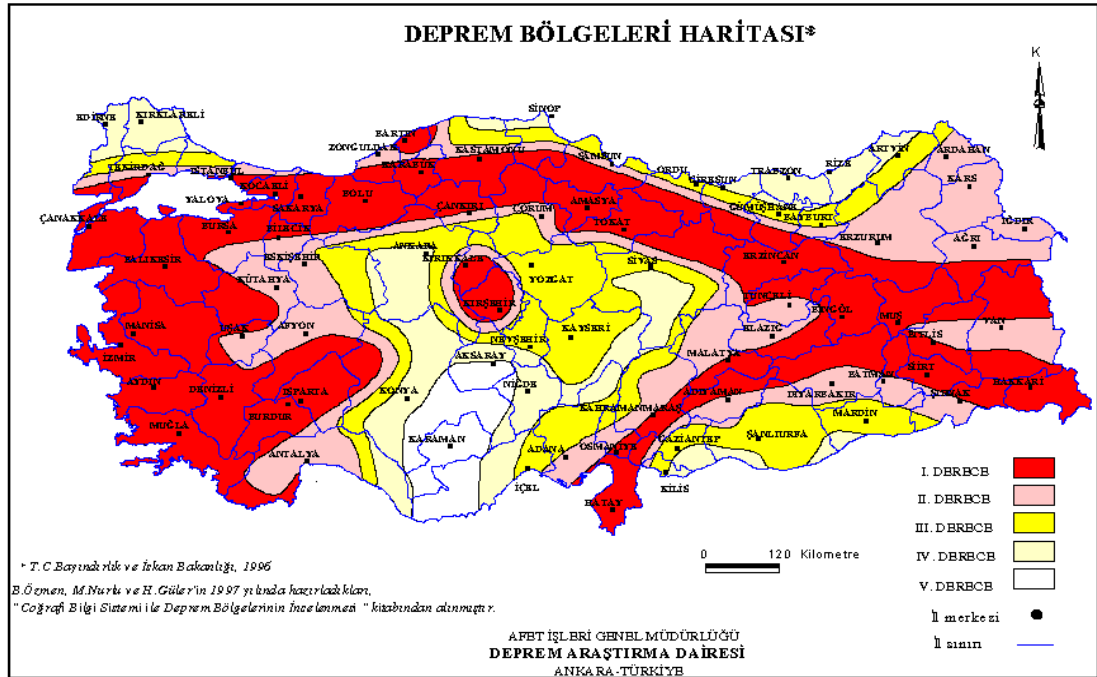
Alt- Orta Miyosen'de bölgeyi etkileyen gerilme tektoniğine bağlı olarak gelişen düşey hareketlerle temel kayalar bloklanmış ve bu kırıklarla ilişkili gelişen grabende göl oluşmuştur. Gölde gelişen epiklastik malzemeye ilerleyen dönemlerde kimyasal çökeller de eşlik etmiştir. Zaman zaman etkili olan volkanik faaliyetler sonucu lav akıntıları ve piroklastik malzeme de sedimantasyona eşlik etmiştir. Havzada sedimantasyon sırasında da devam eden tektonik faaliyetler tabakaların kıvrımlanmasına dolayısıyla henüz taşlaşmamış yumuşak sedimentlerin deformasyonuna neden olmuştur (Şekil 5.29).



**Şekil 5.29:** Bigadiç yöresi Neojen çökellerin şematik çökelme modeli ve yumuşak sediment deformasyon yapılarının konumu (Helvacı 2004' den değiştirilmiştir).

## 6. BALIKESİR YÖRESİNİN DEPREMSELLİĞİ VE BÖLGEDEKİ GENÇ YAPILARLA İLİŞKİSİ

Aşağıda Türkiye deprem bölgeleri haritasında görüldüğü gibi Balıkesir yöresi I. Derece deprem bölgesinde yer almaktadır (Şekil 6.1).



Şekil 6.1. Türkiye deprem bölgeleri haritası (Bayındırlık ve İskan Bakanlığı, 1996).

**Çizelge 6.1:** Aletsel dönemde Balıkesir yöresinde meydana gelen  $M \geq 6.0$  olan depremlerin tarih, saat, enlem, boylam ve magnitüd değerleri (Tağıl 2004).

Yıl	Saat	Enlem	Boylam	Magnitüd (M)	Lokalite
04.01.1935	14:41	40°40' N	27°49'E	6.40	Erdek
15.11.1942	17:01	39°55' N	28°58'E	6.10	Bigadiç
06.10.1944	02:34	39°48' N	26°56'E	6.80	Ayvalık
18.03.1953	19:06	39°09' N	27°36'E	7.20	Yenice-Gönen
06.10.1964	14:31	40°30' N	28°23'E	7.00	Manyas

### **6.1. Yenice – Gönen Fayı**

Yenice-Göner fayının uzunluğu toplam 67 km olup K65<sup>0</sup>D doğrultuludur. 1953 Yenice-Göner depremiyle (M:7.2) sağ yönlü doğrultu atımlı yüzey kırığı gelişmiş olup odak derinliği 10-12 km kadardır (Emre ve diğ. 2009) (şekil 6.2).

### **6.2. Havran – Balya Fay Zonu**

Havran-Balya Fay zonu Edremit Körfezi ile Balıkesir il merkezi arasında KD-GB doğrultusunda yaklaşık 90 km izlenen sağ yönlü doğrultu atımlı bir faydır. Miyosen volkanitlerini kesen bu fay vadilerde 100 – 500 m arasında değişen yanal atımlara neden olmuştur (Emre ve diğ. 2009, 2011) (şekil 6.2). Bu fay zonu üzerinde magnitüdü 5 ile 6 arasında değişen 2 deprem etkili olmuştur.

### **6.3. Balıkesir Fayı**

Balıkesir'in İvrindi – Kepsut ilçeleri arasında DKD-BGB doğrultusunda yayılım gösteren 65 km uzunlukta sağ yönlü doğrultu atımlı bir faydır (şekil 6.2). Gökçeyazı çevresinde bu fay zonu üzerinde gelişen grabenler genç sedimentlerle doldurulmuş olup bölgede Miyosen yaşlı birimleri kesmiştir. 1897 yılında Balıkesir il merkezinde büyük hasara neden olan depremin bu fayla ilişkili olduğu tahmin edilmektedir (Emre ve diğ. 2009). Ayrıca aletsel dönemde bu fay zonuna yakın alanlarda magnitüdü 5-6 arasında olan 2 deprem gelişmiştir, (Emre ve diğ. 2011).

### **6.4. Düvertepe Fay Zonu**

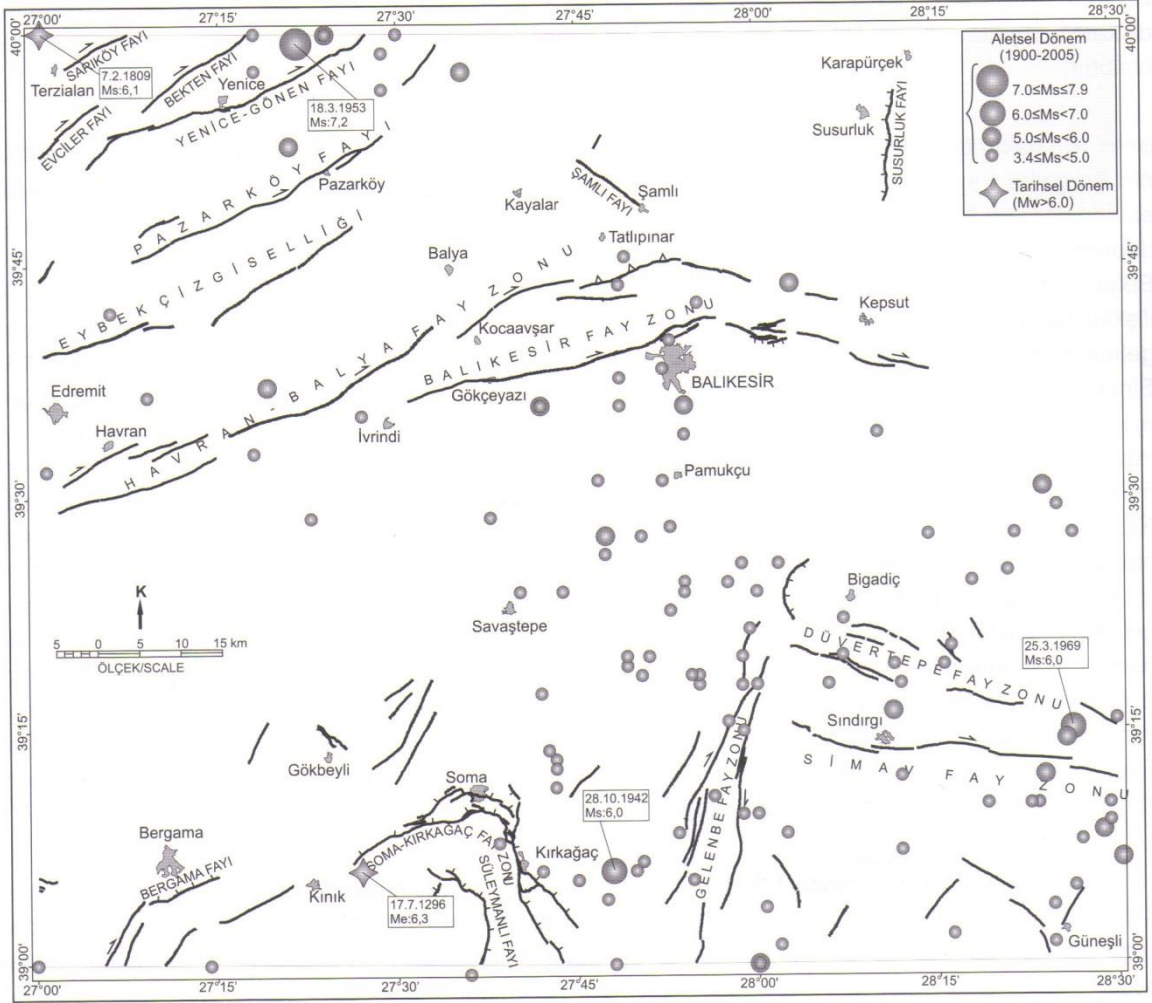
Bigadiç - Düvertepe arasında 50 km uzunluğunda KB-GD doğrultusunda uzanır (Emre de diğ. 2011). Fayın Miyosen yaşlı volkanit ve volkano-sedimanter kayalarları kestiği ve bölgedeki Kuvaterner morfolojisini denetlediği görölür. Fayın GD kesiminde 25.03.1969 yılında magnitüdü 6.0 olan deprem meydana gelmiştir. Ayrıca bu fay zonunda Magnitüdü 5-6 arasında değişen 2 deprem de etkili olmuştur (Emre de diğ. 2011) (şekil 6.2).

## 6.5. Gelenbe Fay Zonu

Bigadiç (Balıkesir) ile Akhisar (Manisa) arasında KKD-GGB doğrultusunda uzanan sağ yönlü doğrultu atımlı faylar Gelenbe Fay Zonu olarak adlandırılmıştır (Şaroğlu ve diğ. 1987, 1992). Fay Miyosen yaşlı volkanit ve volkano-sedimanter kayalar keser. Gelenbe fay zonunda magnitudü 3.4 ile 5 arasında değişen yaklaşık 10 adet deprem etkili olmuştur (Emre ve diğ. 2011) (Şekil 6.2).

Yukarıdaki veriler değerlendirildiğinde Balıkesir Yöresinde alelsel dönem içerisinde magnitudü 6'nın üzerinde birçok depremin geliştiği görülmektedir (Çizelge 6.1). Buradaki soft sediment deformasyon yapıları, Miyosen'de de bölgede 5'in üzerinde çok sayıda depremlerin etkili olduğunu işaret etmektedir (Rodriguez-Pascua vd., 2000). Bir başka ifade ile gerek günümüzde gerekse Miyosen'de bölgenin sismik bakımdan aktif olduğu söylenebilir.





**Şekil 6.2:** Balıkesir yöresi Diri Fay Haritası, Balıkesir NJ 35-3 paftasındaki tarihsel ve aletsel dönemi depremlerinin dağılımı (Emre ve diğ. 2011).

## 7. SONUÇLAR

İnceleme alanında yapılan çalışmalar neticesinde aşağıdaki sonuçlar elde edilmiştir.

1. İnceleme alanının stratigrafi birimlerini, Taban volkaniti birimi, Tabakalı kireçtaşı birimi, Alt tuf birimi, Alt boratlı birim, Üst tuf birimi ve Üst boratlı birim olmak üzere altı birim oluşturur.
2. İncelenen havzada sekiz adet stratigrafik kesit ölçülmüş ve bu kesitlerden on adet fasiyes ayırtlanmıştır. Bu fasiyesler; masif konglomera, masif kumtaşı, tuf, silttaşı, organik malzemeli kiltası, masif kireçtaşı, tabakalı kireçtaşı, organik malzemeli kireçtaşı, organik malzemeli kiltası – kireçtaşı ardalanması, marn ve bor'dan oluşur. Bu fasiyeslerin tamamı volkanik faaliyetlerin etkili olduğu tektonik kontrollü gölde çökelmiştir.
3. Bölgede Alt ve Üst boratlı birimde gözlenen yumuşak çökel deformasyon yapılarının gölün derin kısımlarında geliştiği tespit edilmiş ve oluşum mekanizmaları ortaya konulmuştur. Gözlemlenen deformasyon yapıları; Slamplar, konvolut laminasyon, yük kalıpları, alev yapısı, klastik dayklar, kopmuş parçalanmış - karışmış tabakalar ve sinsedimanter faylardır. Bunlar sözkonusu fasiyeslerin çökeldiği göl'ün derin kısımlarında gelişmiş sismik kökenli yapılar olup, dünya çapında sismik olarak oluşmuş deformasyon yapılarına ve laboratuvar şartlarında deneysel olarak oluşturulan deformasyon yapılarına benzerlik göstermektedir.
4. Bu deformasyon yapıları Miyosen'de bölgede magnitudü 5'in üzerinde çok sayıda depremlerin etkili olduğuna işaret eder.

## 7. KAYNAKLAR

- Akyol, E. ve Akgün, F. (1990). Bigadiç, Kestelek, Emet ve Kırka boratlı Neojen tortullarının palinolojisi. *MTA Dergisi*, 111, 165-173.
- Alfaro, P., Delgado, J., Estevez, A., Molina, J.M., Moretti, M., and Soria, J.M. (2002). Li quefaction and fluidization structures in Messinian storm deposits (Bajo Segura Basin, Betic Cordillera, southern Spain). *International Journal Earth Science*, 91, 505 – 607.
- Alfaro, P., Moretti, M. and Soria, J.M. (1997). Soft-sediment deformation structures induced by earthquakes (seismites) in Pliocene lacustrine deposits (Guadix-Baza Basin, Central Betic Cordillera). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 90, 531–540.
- Allen, J. R. L. (1986). Earthquake magnitudefrequency, epicentral distance and soft-sediment deformation in sedimentary basins. *Sedimentary Geology*, 46, 67 – 75.
- Allen, J. R. L. (1982). Sedimentary structures: their character and physical basis developments in Sedimentology. *Elsevier*, 30.
- Ankatell, J. M., Cegla, J. and Dzulynski, S. (1970). On the deformational structures in systems with reversed densit gradients. *Annales de la Societe Geologique de Polone*, 40, 3 – 30.
- Audemard, F. and De Santis, F. (1991). Survey of liquefaction structures induced by recent moderate earthquakes. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 44, 1-16.
- Baysal, O. (1972). Mineralogic and Genetic Studies ofthe Sarikaya (Kırka) Borate Deposits, *PhD thesis, Hacettepe University*, 157.
- Baysal, O., Batman, B., Yılmaz, O., Görmüş, S., Şahbaz, A., Cerit, O., Yalçın, H., Karayığit A.İ., Salancı, B. ve Bayhan, H. (1986). Bigadiç Borat havzası ve

yakın çevresinin jeolojik incelenmesi. *H.Ü. Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi, Proje no: 85-1 (Yayımlanmamış)*, 90.

Bekişoğlu, K. A. (1961). Türkiye'de bor yatakları. *MTA Rap*, 3400 (Yayımlanmamış).

Besly, B. M. and Collinson, J. D. (1991). Volcanic and tectonic controls of lacustrine and alluvial sedimentation in the Stephanian coal-bearing sequence of the Malpas Short Basin, *Catalonian pyrenees, Sedimentology*, 38, 3-26.

Bhattacharya, H. N. (1998). Sandip Bandyopadhyay, Seismites in a Proterozoic tidal succession, Singhbhum, Bihar, India *Original Research Article Sedimentary Geology*, 119, 239-252.

Borsi, S., Ferrara, G., Innocenti, F. and Mazzuoli, R. (1972). Geochronology and petrology of recent volcanism in Eastern Aegean Sea. *Bullerin of Volcanology*, 36, 473 – 496.

Bowman, D., Korjenkov, A. and Porat, N. (2004). Late Pleistocene seismites from Lake Issyk Kul, The Tien Shan range. *Kyrghyztan. Sedimentary Geology*, 163, 211 –228.

Bull, W.B. (1972). Recognition of alluvial - fan deposits in the stratigraphic record. *Recorgrition of Ancient Sedimentary Enviroments. Spec. Publ. Spem.*, 16, 68 – 83.

Daley, B., Edwards, N. and Armenteros, I. (2000). The upper Eocene Benbridge limestone formation, Hampshire basin, England, in: E.H. gierlowski – Kordesch, K.R. Kelts (eds), *Lake Basins Through Space an Time, AAPG Studies in Geol.*, 46, 369-378.

Daley, R. (1971). Minimal-Program Complexity of Pseudo-Recursive and Pseudo-Random Sequences *technical Report*, 71-28.

Dalziel, M. C. and Donovan, T. J. ( 1980). Chemical and isotopic data for some plants, soils, and carbonate cements in sandstone outcrops, Recluse oil field, Wyoming: U. S. *Geological Survey Open*, 80 -783.

Emre, Ö., Doğan, A. ve Yıldırım, C. (2009). Biga Yarımadasının diri fayları ve deprem potansiyelleri. (Biga Yarımadasının Genel ve Ekonomik Jeolojisi, Edit. E. Yüzer ve G. Tunay), *MTA Genel Müdürlüğü Raporu*.

- Emre, Ö., Doğan, A. ve Özalp, S. (2011). 1/250. 000 ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası Balıkesir (NJ 35 -3) Paftası. Seri no: 4, *MTA Genel Müdürlüğü*.
- Erkül, F., Helvacı, C., Sözbilir, H. (2005a). Evidence for two episodes of volcanism in the Bigadiç Borate Basin and tectonic implications for western Turkey. *Geological Journal*, 40, 545-570.
- Erkül, F., Helvacı, C., Sözbilir, H. (2005b). Stratigraphy and geochronology of the Early Miocene volcanic units in the Bigadiç borate basin, Western Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 14, 227-253.
- Erkül, F., Helvacı, C., Sözbilir, H. (2006). Olivine basalt and trachyandesite peperites formed at the subsurface/surface interface of a semi-arid lake: an example from the Early Miocene Bigadiç basin, western Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 149, 240-262.
- Erkül, F., Helvacı C. ve Sözbilir, H. (2002a). Bor çökelleriyle ilişkili volkanik kayaların stratigrafisi ve tektonik ortamı, Bigadiç- Soma- Sındırgı sahası: T.J.K. 55. *Bilimsel ve Teknik Kurultay Bildiri Özetleri*, 80-81.
- Erkül, F., Helvacı C. ve Sözbilir H. (2002b). Bigadiç bor havzası ve çevresindeki volkanik fasiyesler: T.J.K. 55. *Bilimsel ve Teknik Kurultay Bildiri Özetleri*, 83-84
- Gloppen T. G. ve Stell, R. J. (1981). The deposits, internal structure and geometry in six alluvial fan delta bodies (Devonian - Norway): a study in the significance of bedding sequence in conglomerates; In: Recent and Ancient Nonmarine Depositional Environments. Models for Exploration, (Eds: F. G. Ethridge and R.M. Flores ) *Spec. Pub. SAPEM*, 31, 49 - 69.
- Gündoğdu, M. N. (1982). Neojen yaşlı Bigadiç sedimanter baseninin jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal incelenmesi. Doktora Tezi. *Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü*, 286.
- Güven, E. (2004). Bigadiç Bor yataklarının sedimantolojik özellikleri. *Ankara Ün. Fen Bilimleri Enst., Yüksek lisans Tezi*.
- Güven, E. ve Varol, B. E. (2004). Bigadiç Neojen Havzasında sedimantasyonla yaşıt tektonik yapılar. *Evaporitler – Tuzlar Semineri, 19-23 Ocak 2004, TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları*, 81, 317-328.



- Helvacı, C. (1983). Mineralogy of the Turkish Borate Deposits. *Jeoloji Mühendisliği*, 17, 37-54.
- Helvacı, C. (1994). Mineral assemblages and formation of the Kestelek and Sultançayır borate deposits. *Proceedings of 29th International Geological Congress, Kyoto Part A*, 245-264.
- Helvacı, C. (1995). Stratigraphy, mineralogy, and genesis of the Bigadiç borate deposits, western Turkey. *Economic Geology*, 90, 1237-1260.
- Helvacı, C. (2001). Türkiye Borat Yatakları. *Jeoloji Mühendisleri Odası Yayını No.*, 71, 34.
- Helvacı, C. (2003). Türkiye Borat Yatakları. Jeolojik Konumu, Ekonomik Önemi ve Bor Politikası, *BAÜ Fen Bilimleri Enst. Dergisi*, 5,(1), 4-41.
- Helvacı, C. (2004). Bor yatakları ve oluşum modelleri, Evaporitler – Tuzlar Semineri, 19-23 Ocak 2004, *TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları*, 81, 10-19.
- Helvacı, C., Alaca, O. (1984). Bigadiç borat yataklarının jeolojisi ve mineralojisi. *Türkiye Jeoloji Kurumu 38. Bilimsel ve Teknik Kurultay Bildiri Özleri*, 110-111.
- Helvacı, C., Alaca, O. (1991). Bigadiç Borat yatakları ve çevresinin jeolojisi ve mineralojisi. *MTA Dergisi*, 113, 61-92.
- Helvacı, C. and Dora, Ö. (1985). Bigadiç Borat yataklarında mineral oluşumları hakkında yeni görüşler. *Türkiye Jeoloji Kurumu 39. Bilimsel ve Teknik Kurultay Bildiri Özleri*, 75-76.
- Helvacı, C. and Orti, F. (1998). Sedimentology and diagenesis of Miocene colemanite – ulexite deposits (Western Anatolia, Turkey). *Jour. of Sedimentary Research*, 68, 5, 1021-1033
- Helvacı, C. (2004). Türkiye Borat Yatakları. Jeolojik Konumu, Ekonomik Önemi ve Bor Politikası. 5. *Endüstriyel Hammaddeler Sempozyumu*, 11-27.
- Helvacı, C., Mordoğan, H., Çolak, M. and Gündoğan, İ. (2004). Presence and distribution of lithium in borate deposits and some recent lake waters of West-Central Turkey. *International Geology Review*, 46, 177-190.
- Hempton, M.R., Dewey, J.S. (1983). Earthquake-induced deformational structures in young lacustrine sediments, East Anatolian Fault, southeast Turkey. *Tectonophysics*, 98, 14-17.

- Hempton, M.R. (1983). Sedimentation in pillpart basins:Active example in eastern Turkey. *The Journal of Geology*, 92, 513-530.
- Hooke, R. L.E. B. (1967). Processes on arid- region alluvial fans; *J. Geol.*, 75, 438 - 460.
- Kalafatçioğlu, A. (1964). Balıkesir-Kütahya arasındaki bölgenin jeolojisi: *Türkiye Jeol. Kur. Bull.*, 9, 46-63.
- Kelts K. (1988). Environments of deposition of lacustrine petroleum source rocks: an introduction. In: Fleet A., Kelts K. and Talbot M.R. (eds). *Lacustrine Petroleum Source Rocks. Geological Society Special Publication*, 40, 3–26.
- Ketin, İ. (1977). Van Gölü ile İran sınırı arasındaki bölgede yapılan jeoloji gözlemlerinin sonuçları hakkında kısa bir açıklama. *Türk. Jeol. Kur. Bül.*, 20, 79–85.
- Koç Taşgın, C. (2009). Çaybağı Formasyonu'nun (Elazığ Doğusu) Stratigrafik ve Sedimentolojik Özellikleri. *Doktora Tezi, Fırat Üniv. Fen Bilimleri Enstitüsü*, 165.
- Koç Taşgın, C., Türkmen, I. (2009). Analysis of soft-sediment deformation structures in Neogene fluvio-lacustrine deposits of Çaybağı Formation. Eastern Turkey. *Sediment Geo.*, 218, 16–30.
- Koç Taşgın, C., Türkmen, I., Orhan, H., Aksoy, E. (2009a). Soft-sediment deformationstructures in the late Miocene Şelmo Formation around Adıyaman area,southeastern Turkey. In: Pascucci, V., Andreucci, S. (Eds.), *Sedimentary Environments of Mediterranean Island(s). 27th Meeting, International Association of Sedimentologists, Book of abstract*, 223.
- Koç Taşgın, C., Türkmen, I., Aksoy, E. (2009b). Soft-sediment deformation structures inNeogene deposits around Elazığ–Malatya Area, eastern Turkey. In: Pascucci, V.,Andreucci, S. (Eds.), *Sedimentary Environments of Mediterranean Island(s). 27thMeeting, International Association of Sedimentologists*, 20–23, 23.
- Kutlu, R. (1963). Ali Meydan'a ait bor tuzu ruhsat sahası (*Balıkesir*). *M.T.A. Rap. No. 1001*, 25.

- Lindholm, G.F. and Goodell, S.A. (1986). Irrigated acreage and other land uses on the Snake River Plain, Idaho and eastern Oregon: U.S. *Geological Survey Hydrologic Investigations Atlas* HA-691, scale 1:500,000.
- Lowe, D.R. (1975). Water escape structures in coarse grained sediments. *Sedimentology*, 22, 157-204.
- Mangano, M.G., Buatois, L.A., Xiantao, W., Junmin, S. and Guocheng, Z. (2000). Triassic lacustrine sedimentation from the Tanzhuang formation, Jiyuan-Yima basin, southeastern China. In: E.H. Gierlowski-Kordesch, K.R. Kelts (eds), *Lake basins Through Space and Time. AAPG Studies in Geol.*, 46, 133-140,
- Marco, S., Agnon, A. (1995). Prehistoric earthquake deformations near Massada, *Dead Sea Graben. Geol.*, 23, 695–698.
- Mastalerz K. and Wojewoda J. (1993). Alluvial fan sedimentation along an active strike slip fault Plio- Pleistocene Pre-Kaczawa fan, SW Poland. *International Association of Sedimentology, Special Publications*, 17, 293 - 304
- Mills, P.C. (1983). Genesis and diagnostic value of soft-sediment deformation structures areview. *Sediment. Geol.*, 35, 83–104.
- Mohindra, R., Bagati T.N. (1996). Seismically induced soft-sediment deformation structures (seismites) around Sumdo in the lower Spiti valley (Tethys Himalaya). *SedimentaryGeology (Elsevier)*, 1, 69.
- Montenat, C., Barrier, P., Di Geronimo, I. (1987). The Messina Strait, past and present: areview. In: Barrier, P., Di Geronimo, I., Montenat, C. (Eds.), *Le Détroit de Messine(Italie). Evolution tectono-sédimentaire récente (Pliocène et Quaternaire) etenvironnement actuel. Doc. Et Trav. IGAL, Paris*, 11, 7–14.
- Montenat, C., Barrier, P., Ott d'Estevou, P.,Hibsch, C. (2007). Expression error: Missing operand for "Seismites: An attempt at critical analysis and classification. *Sedimentary Geology*, 196, 530.
- Moretti, M. (1996). Le strutture sedimentarie deformative. Studio delle modalità dideformazione e dell'origine attraverso esempi fossili e modellizzazione in laboratorio. *PhD Dissertation, Università degli Studi di Bari, Italy*.

- Moretti, M., Sabato, L. (2007). Recognition of trigger mechanisms for soft-sediment deformation in the Pleistocene lacustrine deposits of the Sant 'Arcangelo Basin (Southern Italy) seismic shock vs. overloading. *Sediment. Geol.*, 196, 31–45.
- Moretti, M., Alfaro, P., Caselles, O., Canas, J.A. (1999). Modelling seismites with a digitalshaking table. *Tectonophysics*, 304, 369–383.
- Moretti, M., Soria, J.M., Alfaro, P., Walsh, N. (2001). Asymmetrical soft-sediment deformation structures triggered by rapid sedimentation in turbiditic deposits (Late Miocene, Guadix basin, Southern Spain). *Facies*, 44, 283–294.
- Neuwerth, R., Suter, F., Guzman, C.A., and Gorin, G. E. (2006). Soft-sediment deformation in a tectonically active area: The Plio-Pleistocene Zarzal Formation in the Cauca Valley (Western Colombia). *Sedimentary Geology*, 186, 67–88.
- Owen, G., Moretti, M. and Alfaro, P. (2011). Recognising triggers for soft-sediment deformation: current understanding and future directions, in G. Owen, M. Moretti, and P. Alfaro, eds., *Recognising Triggers for Soft-Sediment Deformation: Current Understanding and Future Directions: Sedimentary Geology*, 235, 133-140.
- Owen, G. (1987). Deformation processes in unconsolidated sands. In: Jones, M.E., Preston, R.M.F.(Eds.), *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks, Geol. Soc. (London) Spec.*, 29, 11–24.
- Owen, G. (2003). Load structures: gravity-driven sediment mobilization in the shallow subsurface. In: Van Rensebergen, P., Hillis, R.R., Maltman, A.J., Morley, C.K.(Eds.), *Subsurface Sediment Mobilization. Geol. Soc. Spec. Pub.*, 216, 21–34.
- Platt, N. H. and Wright, V. P. (1991). Lacustrine carbonates: facies models, facies distributions and hydrocarbon aspects, In: P. Anadon, L. I. Cabrera and K. Keslt (eds), *Lacustrine Facies Analysis, IAS Spec. Publs.*, 13, 57-74.
- Plaziat, J. C. Ahmamou, M. (1998). Les differents mecanismes a l'origine de la diversite des seismites, leur identification dans le Pliocene du Saiss de Fes et de Meknes (Maroc) et leur signification tectonique. *Geodinamica Acta.*, 11, 03 – 83.

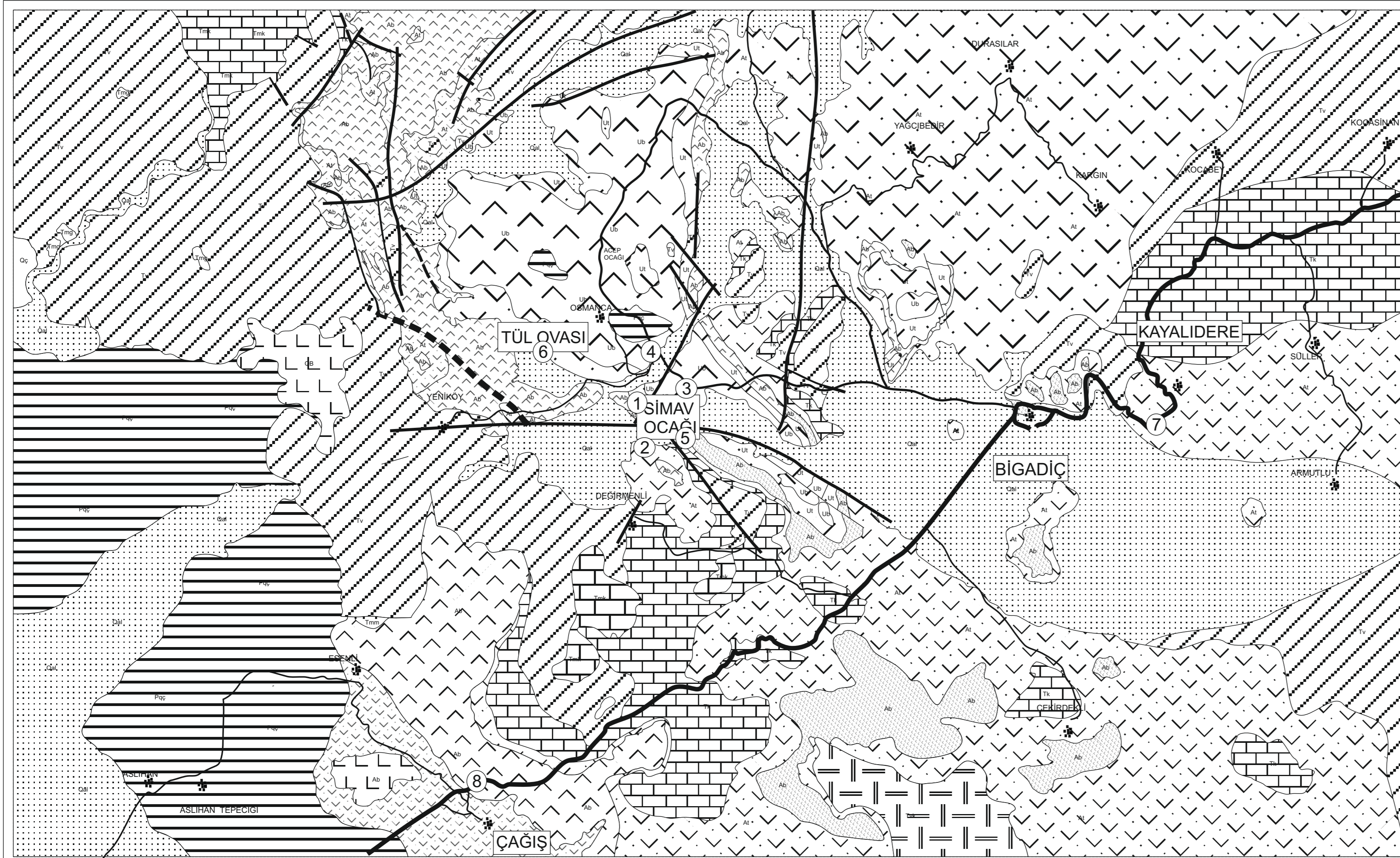
- Ramos, E., Busquets, P. and Verges, J. (2002). Interplay between longitudinal fluvial and transverse alluvial fan systems and growing thrusts in a piggyback basin (SE Pyrenees). *Sediment. Geol.*, 146, 105-131.
- Ramos - Guerrero, E., Berrio, I., Fernos, J. J., Moragues, L. (2000). The Middle Miocene Son Verdera Lacustrine-Palustrine system (Santa Margalida Basin, Mallorca), In: E.h. Gierlowski-Kordesch K.R. Kelts (eds), *Lake Basins Through Space and Time, American Assoc. of Petrol. Geol. Studies in Geol.*, 46, 441-448.
- Ringrose, P. S. (1989). Paleosismic liquefaction event in late Quaternary lake sediments at Glen Roy, Scotland. *Terra Nova*, 1, 57-62.
- Rodríguez - Pascua, M. A., Calvo, J. P., De Vicente, G. and Gómez - Gras, D. (2000). Soft-sediment Deformation Structures Interpreted as Seismites in Lacustrine Sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and Their Potential use as Indicators of Earthquake Magnitudes During the Late Miocene. *Sediment. Geol.*, 135, 117-135.
- Rossetti, D.F. (1999). Soft-sediment deformational structures in late Albian to Cenomanian deposits, Sao Luis Basin, northern Brazil: evidences for aseismicity. *Sedimentology*, 46, 1065–1081.
- Seilacher, A. (1969). Fault graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology*, 13, 155–159.
- Seilacher, A. (1984). Late Precambrian and Early Cambrian Metazoa: preservational or real Extinctions in HD Holland and AF Trendall. *Patterns of Change in Earth Evolution. Springer Verlag*, 159-168.
- Selker, J.S. (1993). Expressions for the formation of load casts in soft sediment. *J.Sediment. Petrol*, 63, 1149–1151.
- Shepard, F. (1955). Delta front valleys bordering the Mississippi distributaries, *The Geological Society of America*, 1.
- Sims, J. D. (1973). Earthquake-induced structures in sediments in Van Norman Lake, San Fernando. *California. Science*, 182, 161–163.
- Sims, J. D. (1975). Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. *Tectonophysics*, 29, 141-152.



- Simon, D. B., Richardson, E. V., and C. F. (1965). Sedimentary structures generated by flow in aluvial channels, in Middleton, G. V. *Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation*, 12, 34 – 52.
- Spalluto, L., Moretti, M., Festa, V. and Tropeano, M. (2007). Seismically-induced slumps in Lower-Maastrichtian peritidal carbonates of the Apulian Platform (southern Italy). *Sedimentary Geology*, 196, 81–98.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö. Ve Boray, A. (1987). Türkiye'nin Diri Fayları ve Depremsellikleri. MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etüdüleri Dairesi Başkanlığı, *MTA Rapor No: 8174*, Ankara.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö. ve Kuşçu, İ. (1992). Türkiye Diri Fay Haritası, ölçek 1:2.000.000, *MTA Genel Müdürlüğü*, Ankara.
- Tağıl, Ş. (2004). Balıkesir Ovası ve Yakın çevresinin Neotektonik özellikleri ve depremselliği. *Coğrafi Bilimler Dergisi*, 2, (1), 73-92.
- Tanner, L. H. (2002). Borate formation in a perennial lacustrine setting. Miocene-Pliocene Furnace Creek Formation. *Death Valley*, 1-2, 259-274.
- Taşgın, C. K. and Türkmen, İ. (2009). Analysis of soft-sediment deformation structures in Neogene fluvio - lacustrine deposits of Çaybağı formation, eastern Turkey. *Sedimentary Geology*, 218, 16–30.
- Topal, S. (2002). Deprem kökenli deormasyon yapıları ve deprem büyüklükleri, *Pamukkale Üniversitesi, yüksek lisans seminer çalışması*, 25.
- Topal, S. ve Özkul, M. (2003). Deprem kökenli deformasyon yapıları ve deprem büyüklükleri ile ilişkileri. *Pamukkale Üniversitesi Mühendislik Bilimleri Dergisi*, 9-2, 245-252.
- Van Loon, A.J., Brodzikowski, K. and Gotowała, R. (1985). Kink structures in unconsolidated fine-grained sediments. Sedimentology of siltstone and mudstone. *Sedimentary Geology*, 41, 283– 300.
- Vanneste, K., Meghraoui, M. and Camelbeek, T. (1999) Late Quaternary earthquake-related soft-sediment deformation along the Belgian portion of the Fildbiss Fault, Lower Rhine Graben system. *Tectonophysics*, 309, 1999, 57-79
- Warren., J. (1999). Evaporites. Their Evolution and Economics. *Oxford Blackwell Science Geological Magazine*, 137, 476-477
- Yılmaz, O., Gündoğdu, M. ve Gümüş, S. (1982). Neojen Yaşlı Bigadiç Volkanosedimanter Havzasının Jeolojisi, *Etibank Proj.* (Yayımlanmamış).

Yılmaz, O. (1997). Bigadiç bölgesi bazaltik volkanizmasının mutlak yaşı. *Doğa Temel Bil.*, 210-212.

Yılmaz, İ. (1977). Bigadiç bölgesi bazaltik volkanizmasının mutlak yaşı: *Doğa Tem. Bil.*, 1, 210-212



KUVATERNER	Qal	Kuvaterner Alüvyon
	QB	Kuvaterner Bazalt
PLİYOSEN-KUVATERNER	Pqç	Pliyokuvaterner Çökel
ÜST MİYOSEN	Ub	Üst Boratlı Birim
	Ut	Üst Tüf
	Ab	Alt Boratlı Birim
	At	Alt Tüf
ORTA MİYOSEN	Tk	Taban Kireçtaşı
	Tvk	Taban Volkanoklastiti
ALT MİYOSEN	Tv	Taban Volkaniti
MİYOSEN ÖNCESİ	Tms	Temel Serpantiniti
	Tmk	Temel Rekristalize Kireçtaşı
	Tmm	Temel Metamorfiti
	①	Ölçülü Kesit Lokasyonları

0 1 2 km



(Baysal ve diğ., 1986'dan alınmıştır).

# ÖLÇÜLÜ KESİTLERLE İLGİLİ AÇIKLAMALAR



Matriks destekli konglomera



Formasyon içi konglomera



Kumtaşı



Tüf



Bor



Kiltaşı



Silttaşı



Kireçtaşı



Marn



Yatay laminasyon



Tane boyu yukarıya doğru incelen ve kabalaşan istifler



Örnek alım noktaları



Slamp



Alev yapısı



Yük kalıpları



Organik malzeme



Konvolüt laminasyon



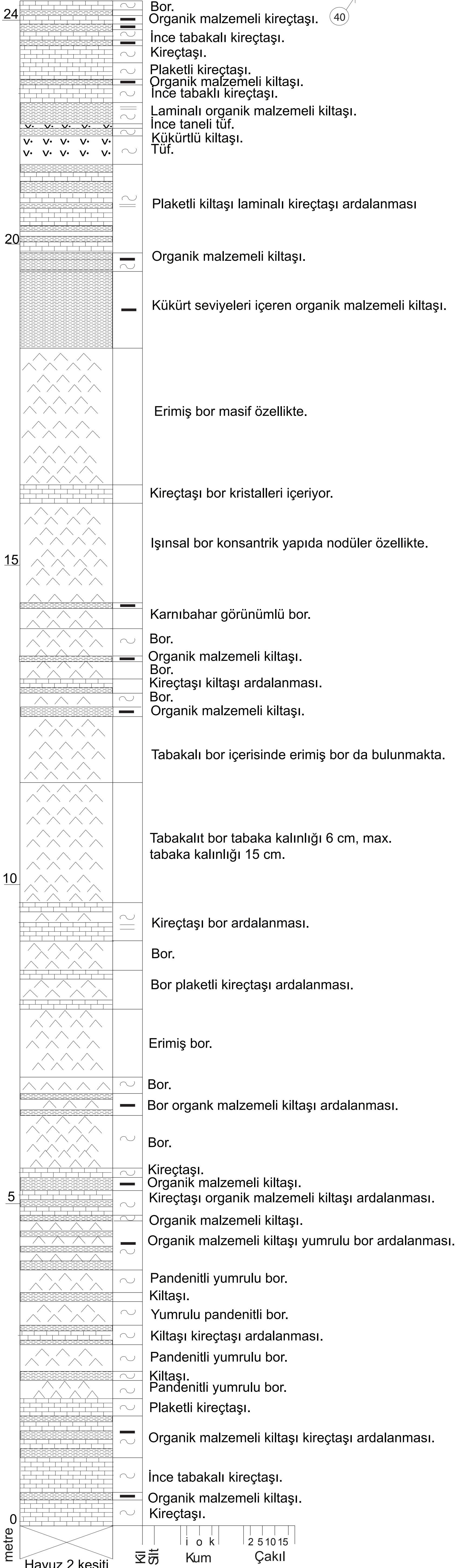






**Ek-5. Havuz 2 Ölçülü Kesiti**

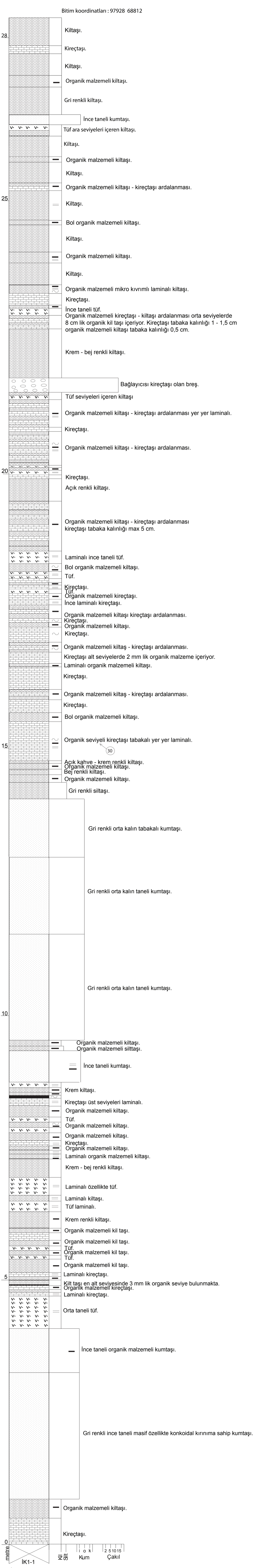
Bitim koordinatları: 97520 69254



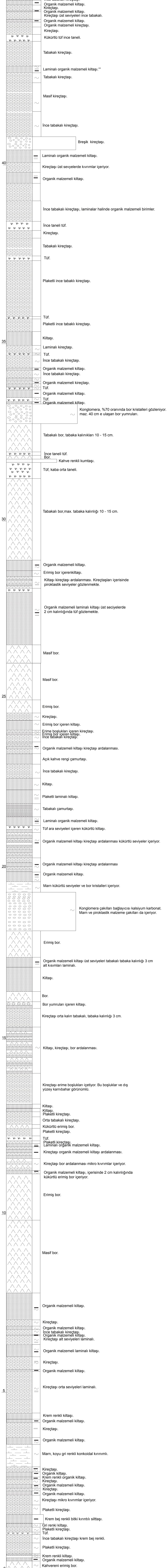
Başlangıç Koordinatları: 97442 69141



## Ek-6. İşletme 1 Ölçülü Kesiti

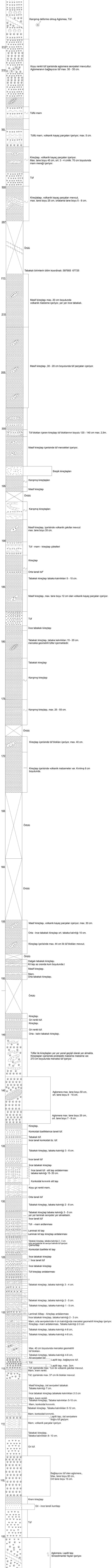


## Ek-7. İşletme 2 Ölçülü Kesiti



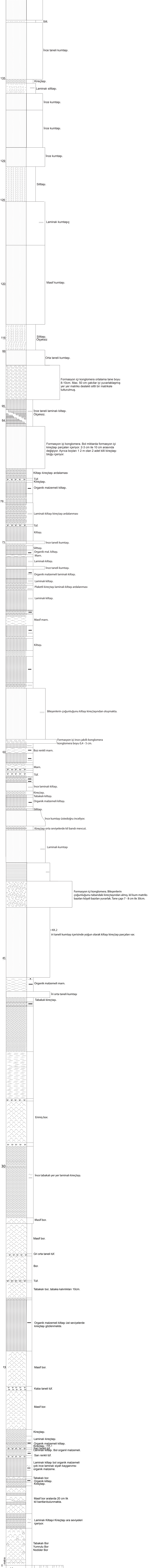


## Ek-8. Kayalidere Ölçülü Kesiti



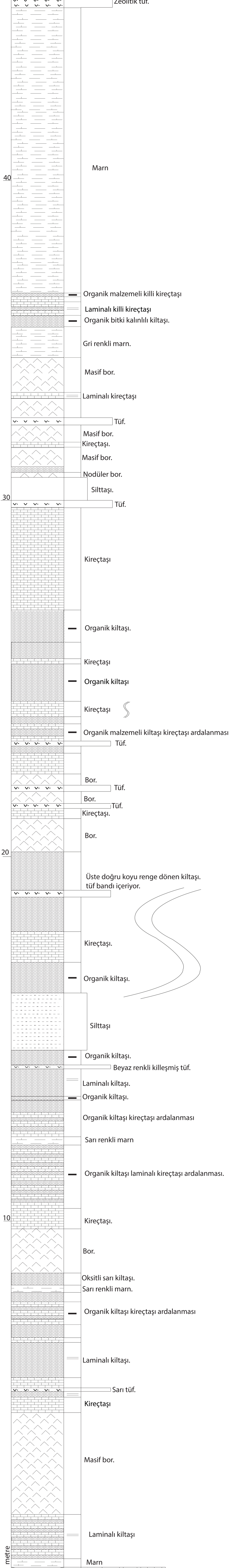


## Ek-9. Kuzey Ölçülü Kesiti



## Ek-10. Tülü Ölçülü Kesiti

Bitim koordinatları:35S0598068 4372409



Tülü Kesiti TK1

Başlangıç Koordinatları: 35S05597916 4372512