T.C.
İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ-CERRAHPAŞA
LİSANSÜSTÜ EĞİTİM ENSTİTÜSÜ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

SARAY VE VİZE BÖLGESİ KÖMÜR VE URANYUM İÇERİKLİ İSTİFİN SEDİMANTOLOJİSİ

Kaan Can ÇELİKKURT

DANIŞMAN
Dr. Öğr. Üyesi Yakup ÇELİK

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Jeoloji Mühendisliği Programı

İSTANBUL-2020

Bu çalışma, [Tarih girmek için burayı tıklatın.] tarihinde aşağıdaki jüri tarafından [.....,
.....]nda [.....] olarak kabul edilmiştir.

Tez Jürisi

[Unvan] [Adı SOYADI](Danışman)
İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa
Fakülte]

[Unvan] [Adı SOYADI]
[Üniversite]
[Fakülte]

[Unvan] [Adı SOYADI]
[Üniversite]
[Fakülte]

[Unvan] [Adı SOYADI]
[Üniversite]
[Fakülte]

[Unvan] [Adı SOYADI]
[Üniversite]
[Fakülte]

20.04.2016 tarihli Resmi Gazete ’de yayımlanan Lisansüstü Eğitim ve Öğretim Yönetmeliğinin 9/2 ve 22/2 maddeleri gereğince; Bu Lisansüstü teze, İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa’nın abonesi olduğu intihal yazılım programı kullanılarak Lisansüstü Eğitim Enstitüsü’nün belirlemiş olduğu ölçütlere uygun rapor alınmıştır.

ÖNSÖZ

Çalışmalar sırasında yardımını esirgemeyen ve iş bölümü yaptığım herkese...

Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü personeli mühendisler ve gerekli izinleri sağlayan yöneticilere teşekkür ederim.

Gerekli izinlerin sağlanmasına olanak tanıyan MTA Enerji Daire Başkanı Sn. İsmail KARA'ya saygılarımı sunarım. Çalışmanın gerçekleştiği dönem aralığında Trakya Kömür Aramaları proje başkanı görevini yürüten; Dr. Lütfi TAŞKIRAN ve kamp şefliği görevini yürüten Oğuz İ. ABİZ ve Olcay İNANÇ ve ismini hatırlayabildiğim takım arkadaşları, Tamer TANSAK, Şehmus ÜNER, Berk ÖZDEMİR'e özverili çalışmaları ve yardımları dolayısıyla teşekkürü bir borç bilirim. Kuyu başında yer alan ve sondajın ilerlemesini sağlayan personellere teşekkür ederim.

Yeni bir çalışmada yer almamı sağlayan ve fırsat veren Dr. Öğr. Üyesi hocam Sn. Yakup ÇELİK'e katkıları ve yardımlarından dolayı ayrıca minnettarım.

Alandan toplanan örneklerin değerlendirilmesi için yapılan laboratuvar çalışmalarını gerçekleştiren ve bölümün saygın araştırıcılarından olan Doç. Dr. Namık AYSAL'a, laboratuvarda işlerin hızlı bir şekilde yürütülmesinde büyük katkı payına sahip Sn. Ersin KAYGISIZ'a teşekkürlerimi sunarım.

Ekipman desteği ve diğer birçok konuda destek sağlayan Sn. Dr. Ziya GÖRÜCÜ'e teşekkür ederim.

Kömür örneklerinin analiz edilmesini sağlayan Hacettepe Üniversitesi'nde görevli Sn. Prof. Dr. Ali İhsan KARAYİĞİT ve ekibine teşekkür ederim.

[Tarih girmek için burayı tıklatın.] [Kaan Can ÇELİKKURT]

İÇİNDEKİLER

Sayfa No

ÖNSÖZ ..... İV
İÇİNDEKİLER v
ŞEKİL LİSTESİ viii
TABLO LİSTESİ xii
SİMGE VE KISALTMA LİSTESİ xiii
ÖZET xiv
SUMMARY xvi
1. GİRİŞ 1
2. GENEL KISIMLAR 2
2.1. ÇALIŞMANIN AMACI 2
2.2. İNCELEME ALANI TANITIMI 2
2.2.1. İnceleme Alanının Konumu 2
2.2.2. Ulaşım 3
2.2.3. Morfoloji 3
2.2.4. İklim ve Bitki Örtüsü 3
2.2.5. Tarım ve Hayvancılık 4
2.2.6. Yerleşim Yerleri 4
2.3. ÖNCEKİ İNCELEMELER 4
2.4. BÖLGESEL JEOLOJİ 10
3. MALZEME VE YÖNTEM 15
3.1. SAHA ÇALIŞMALARI 16
3.2. LABORATUVAR ÇALIŞMALARI 16
3.3. BÜRO ÇALIŞMALARI 16
4. BULGULAR 17
4.1. İNCELEME ALANININ JEOLOJİSİNE GİRİŞ 17
4.2. STRATİGRAFİ 20
4.2.1. İslambeyli Formasyonu (Tei) 20
4.2.2. Kırklareli Kireçtaşı (Tek) 21
4.2.3. Pınarhisar Formasyonu (Top) 21
4.2.4. Süloğlu Formasyonu (Toms) 22

4.2.4.1. Edirköy Üyesi (Tomse) *23*
4.2.5. Ergene Grubu 25
4.2.5.1. Ergene Formasyonu (Tme) *25*
4.2.5.2. Kırcasalih Formasyonu (Plk) *29*
4.3. YAPISAL JEOLOJİ 30
4.3.1. FAYLAR 30
4.3.2. UYUMSUZLUK 33
4.3.3. PALEOAKINTI 34
4.4. SEDİMANTOLOJİ 36
4.4.1. Fasiyes Topluluklarının Belirlenmesi ve Yorumlanması 36
4.4.1.1. Fasiyes 1: Teknemsi Çapraz Tabakalı Kumtaşları (St) *39*
4.4.1.2. Fasiyes 2: Yatay Tabakalı Çakıllı Kumtaşları (Sh) *40*
4.4.1.3. Fasiyes 3: Kırmızı Kumtaşı (St_x) *41*
4.4.1.4. Fasiyes 4: İnce-Orta Yatay Tabakalı Kumtaşları (Shl) *43*
4.4.1.5. Fasiyes 5: Düzlemsel Çapraz Tabakalı Kumtaşları (Sp) *44*
4.4.1.6. Fasiyes 6: Tanjansiyal Çapraz Tabakalı Kumtaşları (Spf) *46*
4.4.1.7. Fasiyes 7: Simetrik Ripıllı Karbonatlı Kumtaşları (Sr) *47*
4.4.1.8. Fasiyes 8: Üste Doğru Kabalaşan Kumtaşları (Smi) *47*
4.4.1.9. Fasiyes 9: Düşük Açılı Çapraz Tabakalı Kumtaşları (Sl) *49*
4.4.1.10. Fasiyes 10: Asimetrik Ripıllı İnce Taneli Kumtaşları-Silttaşları (Fr) *50*
4.4.1.11. Fasiyes 11: Çamurtaşları (Fml) *51*
4.4.1.12. Fasiyes 12: Boz Renkli Kumtaşları-Silttaşları (Fl) *52*
4.4.1.13. Fasiyes 13: Sarı Renkli Çamurtaşı (Fsm) *54*
4.4.1.14. Fasiyes 14: Kumlu Marn-Kireçtaşı (Pi) *55*
4.4.1.15. Fasiyes 15: Marn (Fm) *55*
4.4.1.16. Fasiyes 16: Kömür-Organikçe Zengin Çamurtaşı (C) *56*
4.5. TANIMLANAN FASİYES TOPLULUKLARI 57
4.5.1. Delta Düzlüğü Fasiyes Topluluğu 58
4.5.1.1. Dağıtım Kanalları Fasiyes Topluluğu *58*
4.5.1.2. Terkedilmiş Kanallar Fasiyes Topluluğu *59*
4.5.1.3. Taşkın Düzlüğü Fasiyes Topluluğu *60*
4.5.1.4. Nokta Barı Fasiyes Topluluğu *60*
4.5.2. Göl Fasiyes Topluluğu 65
4.5.3. Delta Önü Fasiyes Topluluğu 66

4.5.3.1. Delta Alınsetleri *67*
4.5.3.2. Delta Tabansetleri *67*
4.6. FASİYES TOPLULUKLARININ KARŞILAŞTIRILMASI 68
4.7. SÜLOĞLU FORMASYONU KÖMÜR ANALİZLERİ 70
4.8. PETROGRAFİK İNCELEMELER 74
4.8.1. Kuvarslar 75
4.8.2. Feldispatlar 75
4.8.3. Litik Parçalar 76
4.8.4. Aksesuar Mineralleri 80
4.8.5. Fosil Bulgular 82
4.9. PALEOCOĞRAFİK EVRİM 86
4.10. EKONOMİK JEOLOJİ 90
5. TARTIŞMA VE SONUÇ 94
KAYNAKLAR 95
EKLER 110
ÖZGEÇMİŞ 111

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa No

Şekil 2.1: İnceleme yapılan paftaların lokasyon haritası. 2

Şekil 2.2: Trakya havzasında eski yapılara dair kalıntılar (Kuzucuoğlu ve diğ., 2019) (Türkçeleştirilerek)..... 14

Şekil 4.1: Genelleştirilmiş Stratigrafik Kolon Kesiti. 19

Şekil 4.2: Edirköy sahası Süloğlu Formasyonu 2.seki – 5.seki arası oluşturulan eskiz. 25

Şekil 4.3: Ergene Formasyonu görülen tabakanın tek kanadının eğimi (K35B-KD33), tekne merkezi gibi akıntı ekseni ise (335°-310°) olan çakıllı kumtaşları (50286D-06782K)..... 28

Şekil 4.4: a) Ergene Formasyonu tabanında görülen açısal uyumsuzluk. b) Erozyon tabanı (kalem ölçek). c) Killi kumtaşı, çamurtaşı seviyeleri üzerine gelen açısal uyumsuzluk..... 28

Şekil 4.5: a) Poyralı üst seviyelerini oluşturan Ergene Formasyonu içerisindeki çamur sıvamış kuvarslar (Poyralı, Ölçek: 15 cm cetvel), b) Ergene Formasyonu farklı seviyeleri (Edirköy maden ocağı güneydoğusu)..... 29

Şekil 4.6: Faylarla farklı kömür zonlarının ilişkisini açıklayan blok modeller..... 31

Şekil 4.7: Tekne ve alınsetlerinden oluşturulan gül diyagramı. 35

Şekil 4.8: a) Teknemsi çapraz tabakalı kumtaşının yakın görünümü, b) Bitki-Saz izli, kötü boylanmalı (Fas.2) karbonatlı çakıllı kumtaşı (ölçek: 15 cm cetvel), c) Beyaz rengi ile dikkat çeken teknemsi çapraz tabakalı karbonat tutturuculu çakıllı kumtaşı, d) Tekne eksenlerine yakın merkezlerinde büyük boyutlu çamur topları gözlenir (Edirköy)..... 40

Şekil 4.9: Kırmızı kumtaşı barındıran kanallar (Tozaklı sahası kuzeybatısı). 42

Şekil 4.10: Büyük boyutlu tekne şekilli çapraz tabakalar ve sideritik nodüllü kanallar (Edirköy, bakış yönü yaklaşık güneydoğu)..... 42

Şekil 4.11: a) Kırmızı kumtaşı (Poyralı), b) Marn, çamur, kırmızı kumtaşı seviyeleri (Tozaklı). 43

Şekil 4.12: a) Delta tavan setleri içinde yatay tabakalı kumtaşları, b) Tavan (üst) setleri içinde görülen karbonat topları (Edirköy). 45

Şekil 4.13: a) Düzlemsel çapraz tabakalanmalı kumtaşları (Fas.5) b) Düzlemsel çapraz tabakalanmalı ince taneli kumtaşı mikro-fasiyesi c) Düzlemsel çapraz tabakaların yakın görünümü (Edirköy). 46

Şekil 4.14: a) Alınsetleri (155°-160°), b) Alınsetlerinin yanal uzanımında yer alan silisleşmiş ağaç gövdesi, c) Gilbert tip tabakalanma (Edirköy). 48

Şekil 4.15: Simetrik ripılların genliği (Fas.7) 40 cm'e varabilmektedir, (Poyralı sahası). 48

Şekil 4.16: a) Üst kısımda görülebilen teknemsi kumtaşları ve üst seviyelerindeki ripıl katmanları b) Delta tabansetleri, küçük boyutlu ters derecelenmeli sekans (Fas.8). 49

Şekil 4.17: Dalga şekilli kumtaşları tabanında gözlenen kömür taneleri. 50

Şekil 4.18: Makroform düşük açılı çapraz tabakalı kumtaşları (Edirköy sahası). 51

Şekil 4.19: Minör ölçekli yanal yığışım yüzeyi ve düzlemsel çapraz tabakalanma seti. 51

Şekil 4.20: Çamurtaşı-marn seviyelerinin genel görümümü (Poyralı Sahası). 52

Şekil 4.21: Yatay ağaç parçalı, kömür izli ince taneli, laminalı bitki izli kumlar (Yanal devamında nokta barı görülür)..... 53

Şekil 4.22: İnce taneli kumtaşı, basamaklı bir görünüme sahiptir (Edirköy sahası güney yamacı). 53

Şekil 4.23: a) Sarı çamurtaşı seviyeleri akıntı yapısı, b) Çamurtaşı içerisinde konik şekilli iz. 54

Şekil 4.24: Alınseti (Fas.6) üzerindeki setlerde konumlanmış silisifiye kireçtaşı (Fas.14) (Edirköy). 55

Şekil 4.25: Boz ve açık renkli marn seviyeleri, organikçe zengin yer yer kömürlü seviye ardalanımı ve siderit nodülü. 56

Şekil 4.26: Nokta barı çökeli KB-GD (185°) Edirköy güney yamacı nokta barı çökeli..... 62

Şekil 4.27: Yanal yığışım tipleri (Rust ve diğ., 1984)'den değiştirilerek. 63

Şekil 4.28: Edirköy Üyesine ait kırmızı tabaklanmalı (St_x) kanal çökellerinin genel görünümü..... 64

Şekil 4.29: Sondajlarda yanal yığışım yüzeylerinin gözlendiği Süloğlu Formasyonu'na ait seviyeler. 65

Şekil 4.30: 155°-160° alınseti tabakaları ve yataya yakın kumlarla ilişkisi (KB GD). 68

Şekil 4.31: Fasiyes topluluklarının kuyular arası korelasyonu. 68

Şekil 4.32: Edirköy, 310 cm kalınlığında ölçülen taban kömürünün düşey kesiti. 70

Şekil 4.33: Cevizköy (C42 kuyusu) derinliğe bağlı; kalorifik değer ve kül verilerinin karşılaştırılması (havada kuru değerler). 73

Şekil 4.34: a) Bol boşluklu kuvars tanesi (Xpl/4x), b) Merkezde ortoklaz etrafını çevreleyen kuvars taneleri (Xpl/10x), c) Dalgalı sönümlenen kuvars (Xpl/4x), d) Kuvars, biyotit, epidot, mika mineralleri (Xpl/10x). 75

Şekil 4.35: a) Deformasyon ikizli plajiyoklaz, ortaklaz minerali (Xpl/10x), b) Ortoklaz'ın belirgin olmayan klivaj düzlemleri, c) Ortoklaz minerali (Xpl/4x), d) Mafik bir hamur içerisinde yer alan Sanidin minerali (Xpl/4x), e) Tartan ikizlenmesi gösteren mikroklin (Xpl/10x), f) Deformasyon ikizlenmesi gösteren plajiyoklaz (Xpl/10x). 76

Şekil 4.36 (devam): a) Biyotit ve muskovitçe zengin muhtemel siltli çamurtaşına ait kırıntı (Xpl/10x), b) Mikrokristalen kuvarslar da içeren volkanik kayaç parçası (Xpl/10x), c) İki adet metamorfik kayaç parçası yanında karlspad ikizlenmesi gösteren plajiyoklaz (Anortit) minerali (Xpl/4x), d) Pertitik doku gösteren ortoklaz ve kuvarsların bir arada gözlendiği magmatik kayaç parçası (Xpl/4x), e) Çamurtaşı ve ince taneli volkanik kayaç parçası (Xpl/10x), f) Mafik magmatik kayaç parçası (Xpl/10x). g) Metamorfik kayaç parçası (Xpl/4x), h) İnce kırıntılı silttaşına ait kayaç parçası (Xpl/4x). 79

Şekil 4.37: C42 kuyusu 3'nolu örnekte yapılan XRD analizi sonucu Klinoklor minerali varlığını ortaya koyar. 80

Şekil 4.38: a) Yer yer mikalarla birlikte uzamış halde çift nikolde farklı girişim renkleriyle seçilebilen klorit (Xpl/10x), b) Klorit mineralinin tek nikolde yeşil rengi ile dikkat çeker (Ppl/10x), c) Seçilebilen klivajıyla Aktinolit minerali dikkat çekmektedir (Xpl/4x), d) Aktinolitin tek nikol görüntüsü, e) Saçaklanmış gibi görülen klorit minerali (Ppl/10x), f) Küresel klorit minerali (Ppl/10x). 81

Şekil 4.39: a) Ostracod fosili (Xpl/10x), b) Miliolidae familyasına ait fosil ile birlikte tek sıra dizilimli fosil, c) Dictyoconid fosili düşey kesiti (Ppl/10x), d) Dictyoconid fosilin tranversal kesiti (Ppl/10x). 82

Şekil 4.40: a) Miliolid ve kavkı parçası (Ppl/10x), b) Biserial foraminifer (Xpl/10x), c) Orbitolinid?, Miliolid ve daire şekilli fosil (Ppl/4x), d) Nummulites aksiyal kesiti (Ppl/4x). 84

Şekil 4.41: a) Endoteba sp. (Ppl/4x) b) Nezzazatidae veya Nezzazatinae-Coxitinae (Ppl/4x), c) Endoteba controversa (Lehrmann ve diğ., 2015). d) Endoteba bithynica-paratip (Vachard ve diğ., 1994). e) Antalyna korayi-holotip, f) Antalyna korayi-paratip, Nazzazatidae (Loeblich ve Tappan, 1988)., g) Endotebanella kocaeliensis-holotip (Beccaletto ve diğ., 2005). h) Antalyna korayi-paratip. i) Marn içerisindeki Gastropodlar ı) D21 kuyusu 6'nolu örnek (Derinlik: 231-231,20m) Pelecypoda benzeri makro el örneği. 85

Şekil 4.42: Yitim karmaşığı bulunan bir ortamdaki ana yapılar (Busby ve Insgersoll, 1995)..... 87

Şekil 4.43: Ege kuzeyindeki sin-post orojenik Tersiyer gerilmesi için tektonik senaryo (Bonev ve Beccaletto, 2007)'den değiştirilerek. 89

Şekil 4.44: Taşkın düzlüğü tabanında ardalanmalı sekansın varlığı yapının önemli bir parçasıdır (Galloway ve Hobday 1983). 91

Şekil 4.45: Kırık düzlemi ile ilişkili olarak zenginleşme gerçekleşebilir (Finch ve diğ., 1985)..... 92

Şekil 4.46: Kömürler havza merkezine doğru kıvrımlı yapı görünümü alır (Topçuköy ve civarı, (GD-KB). 92

Şekil 4.47: Zuhurlar kuzeybatı yönünde artmaktadır ve yeni KB-GD uzanan genç fay ile yakından ilişkilidir (Bakış: GD-KB). 93

Şekil 4.48: Kömür rastlanmayan kuyular dahil havzanın kuzeyinden güneyine bakıldığında kuzeyde yer alan kömür damarlarının sığılaşıp inceldiği gözlenir (D-B kesit). 93

TABLO LİSTESİ

Sayfa No

Tablo 4.1: Tanımlanan fasiyesler ve özellikleri. 37

Tablo 4.2: Edirköy (TSE) kesitinde alınan kömür örnekleri ve Cevizköy (C42) kuyusu kömür örneklerinin yaklaşık 6 ay bekletildikten sonraki değerleri. 72

Tablo 4.3: Cevizköy ve Edirköy kömürlerine ait nihai kısa analiz sonuçları. 73

SİMGE VE KISALTMA LİSTESİ

Simgeler	Açıklama
TSE	**T**ekirdağ-Saray-Edirköy Sahası Düşey Kesiti
KPP	Kırklareli-Pınarhisar-Poyralı Sahası Düşey Kesiti
KPT	Kırklareli-Pınarhisar-Tozaklı Sahası Düşey Kesiti
A-A!	Kesit Güzergahı
SWB	Sığ su ortamı, sahil
FF	Karasal özellikler baskın bataklık ortamı
LF	Gölsel kırıntılılar, göl veya sığ su etkin bataklıklar
CS	Yaygı Çökeli baskın fasiyesler
LV	Set ile ilişkili ortamlar
FM	Makroform alınsetleri
CH	Akarsu ilişkili kanalların tümü
LS	İnce tabakalanmalı kırıntılı çökelleri açıklayan mikro fasiyesler

Kısaltmalar	Açıklama
MTA	Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü
Fm	Formasyon
Fas.	Fasiyes
KD	Kuzeydoğu gibi evrensel yön belirteçleri

ÖZET

SARAY VE VİZE BÖLGESİ KÖMÜR VE URANYUM İÇERİKLİ İSTİFİN SEDİMANTOLOJİSİ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Kaan Can ÇELİKKURT

İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa

Lisansüstü Eğitim Enstitüsü

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Dr. Öğr. Üyesi Yakup ÇELİK

Çalışma, Trakya Havzası kuzeyinde yer alan az sayıdaki kömür damarlarının depolanma ortamlarını oluşturan çökellerin, stratigrafik konumları ve birbirleri ile olan ilişkilerini belirlemek amacıyla gerçekleştirildi. Bu amaç kapsamında sedimantolojik çalışmalar gözlemlerimizin temelini oluşturmaktadır.

Kömür içerikli çökellerin öneminin yanı sıra çevre kayaçların da son derece önemli oldukları ortaya konmuştur. Dahası, kömür içerikli istiflerin çevre kayaçları ile olan mekânsal ilişkileri ve yeri, kömürlü istiflere verilen değeri daha da artırmaktadır.

İnceleme yapılan alanın genişliği göz önüne alındığında kuzeyde Pınarhisar, güneyde Cevizköy, doğuda Vize ve güneydoğuda Edirköy sınırlarını oluşturan dörtgen içerisinde çalışmalar yoğunlaştırılmıştır. Başlıca üç farklı kömür işletme sahasını kapsayan saha gözlemleri, farklı bölgelerde incelenen sondaj karotları ile birleştirilerek yorumlanmıştır.

Bulgular hem saha hem de laboratuvar çalışmaları sonucunda toplu olarak değerlendirildi. Çalışmalar sırasında alınan birçok örnekten toplam olarak 138 adet örnek incelenmiştir. İncelenen örnekler 24 adet XRD, 46 adet ince kesit, 16 adet kömür kısa analizleridir. Saha çalışmaları sırasında biri kömür damarlarını belirlemek için hazırlanan kesit dışında ayrıca

toplam 3 adet sedimantolojik ölçülü kesit oluşturuldu. 17 adet kuyu verisi bir arada değerlendirilerek, 3-boyutlu modellemeler oluşturuldu. Tektonik yapı, kömür damarı gidişleri, sedimantolojik ilişkileri de belirlemek amacıyla 2-boyutlu kesitler hazırlanmıştır. Belirlenen litolojiler sondajlara uyarlanarak bir sonuç elde edilmeye çalışılmıştır.

Süloğlu Formasyonu üst seviyelerinde bulunan kumtaşlarının ayrı bir Üye adı altında adlandırılması uygundur. Üye ağırlıklı olarak menderesli akarsu çökelleri baskın litofasiyesler içerir. Edirköy Üyesi; teknemsi çapraz tabakalanmalı kumtaşlarının tekrarlı halde gözlenmesi sebebiyle Süloğlu Formasyonu taban seviyelerinden farklılaşır. Büyük ve yanal devamlılığı yüksek kanal kompleksleri delta gelişimine neden olmuştur. Fakat, üyenin ayırtlanmasında esas olarak litolojik farklılıklar ön planda tutulmuştur.

Sonuç olarak, farklı seviyelerde Gilbert tip tabakalanmaları işaret eden alınsetlerinin varlığı delta düzlüğünde oluşan sığ göl deltalarının doldurulmasını işaret etmektedir. Oluşturulan fasiyes toplulukları hem Süloğlu Formasyonu hem de Edirköy Üyesi için benzerdir. Menderesli akarsu çökellerinin düşeyde istiflendiği anlaşılmaktadır. Kömür ve uranyum içerikli Süloğlu Formasyonu içerisinde belirlenmiş fasiyeslere göre; dağıtım kanalları, terkedilmiş kanallar, taşkın düzlüğü, nokta barı, delta alınsetleri ve sığ göl veya su gibi fasiyes toplulukları oluşturulmuştur.

Haziran 2020, 141. sayfa.

Anahtar kelimeler: Kömür, delta, Edirköy, menderesli akarsu, sığ göl

SUMMARY

THE SEDIMENTOLOGY OF COAL AND URANIUM BEARING SEQUENCES IN THE SARAY AND VİZE AREA

M.Sc. THESIS

Kaan Can ÇELİKKURT

Istanbul University-Cerrahpasa

Institute of Graduate Studies

Department of Geological Engineering

Supervisor: Assist. Prof. Dr. Yakup ÇELİK

The study was carried out to determine the stratigraphic positions and their relations with each other of the sediments that form the deposition environments of the few coal seams in the north of the Thrace Basin. For this purpose, sedimentological studies form the basis of our observations.

In addition to the importance of coal bearing deposits, the surrounding rocks were also extremely significant. Moreover, the relationships of coal seams with the surrounding rocks will further increase the value given to coal.

When the width of the area covered was taken into consideration, studies were intensified in the square forming the borders of Pınarhisar in the north, Cevizköy in the South, Vize in the east and Edirköy in the southeast. Field observations covering mainly three different mines were interpreted by combining them with drilling cores studied in the different regions.

The findings were collectively evaluated as a result of both field and laboratory studies. A total of 138 samples were examined from the many samples taken during the studies. The

samples examined were 24 XRD, 46 thin section and 16 coal proximate analyses. A total of 3 vertical sections were created, except for one of which was prepared to clear the coal seams during the field work. 3-dimensional modelling was created by evaluating the 17 well data together. 2-dimensional sections were also prepared to determine the tectonic structure, coal seams direction and sedimantological relations. Lithologies determined were adapted to the drillings and an attempt was made to obtain a result.

It is proper to name the sandstones at the upper parts of Süloğlu Formation under the name of a separate Member. The member densely consist of lithofacies of meandering river dominant sediments. Edirköy Member; due to the repetition seen of trough cross-bedded sandstones, the Süloğlu Formation differs from the base levels. The channel complexes with large and lateral continuity caused delta development. However, mainly lithological differences were prioritized in distinguishing the member.

As a consequence, the presence of fore-sets, indicating Gilbert type stratification at different levels, indicates the filling of shallow lake deltas. Generated facies associations are similar for both Süloğlu Formation and Edirköy Member. It is understood that the meandering river deltas stacked vertically. According to the facies determined within the Süloğlu Formation bearing coal and uranium; facies associations such as distribution channels, abandoned channels, flood plain, point bar, delta-foresets and shallow lake or water have been constituted.]

June 2020, [141.] pages.

Keywords: [Coal, delta, Edirköy, meandering river, shallow lake]

1. GİRİŞ

Trakya bölgesi kuzeyinde yer alan kömür maden ocaklarının bölge ekonomisine tarım dışı farklı bir kaynak sunmaları önem arz eder. İnceleme alanının daha kuzeyinde dağ eteklerinde farklı türde maden ocakları olduğu gibi eski kömür ocaklarının varlığı da bilinmektedir. Bölgede hazır olarak işletimine devam edilen üç adet kömür madeni bulunur, Terkedilmiş alanların zamanla doğal gölet oluşturmaları sebebiyle madenlerin periyodik olarak incelenmesi gereklidir.

Daha kuzey bölgelerde Eosen yaşlı birimler ile Alt Oligosen yaşlı birimler görülürken güneye inildikçe görece havza daha da gençleşmektedir. Pınarhisar güneyi ve Poyralı sahalarını kapsayan hat boyunca Oligosen sonrası ve Miyosen birimleri birlikte görülmeye başlamaktadırlar.

Kuzeyde havza kuzeybatı güneydoğu gidişli eski fay sistemlerine paralel gelişen daha genç yaşlı fay sistemlerinin bir bileşeni olarak çökelmeye başlamıştır. Çatalca sırtlarına kadar olan bölgede temeli kesen ölü fay sistemleri de bulunmaktadır. Bu fay sistemlerini kesen kuzeydoğu güneybatı gidişli daha genç faylar sebebiyle bölge günümüzde de şekil değiştirmeye devam etmektedir. Fakat fay sistemlerinin farklı bir yararı vardır. Mineralizasyon zonları ve zenginleşme açısından önemli yapısal süreksizliklerdir. Kömürlere antiklinal görünüm sağlayarak kalınlıklarını ve yüzeye yakınlıklarını arttırdığı alanlar bulunabilir.

İnceleme sahasında ekonomik kömür damarlarının oluşum ortamı incelendiğinde Süloğlu Formasyonu'na ait üst kesimde bulunan ince damarların, taban kömürüne ait sistemden biraz daha farklı bir sedimenter ortamda çökeldiği söylenebilir. Bu sebeple taban kömürü diğer kömürlere göre daha kalın ve farklı türde kil arakesmesi içermektedir. Formasyon üste doğru sarı renkli kum kanalı (kanal kumtaşları) fasiyeslerince baskındır. Bu kum baskın zon, Süloğlu Formasyonu taban seviyeleri ile karşılaştırıldığında, alt kesimlerindeki gibi ekonomik kömür damar çeşidine sahip olmadığı söylenebilir.

2. GENEL KISIMLAR

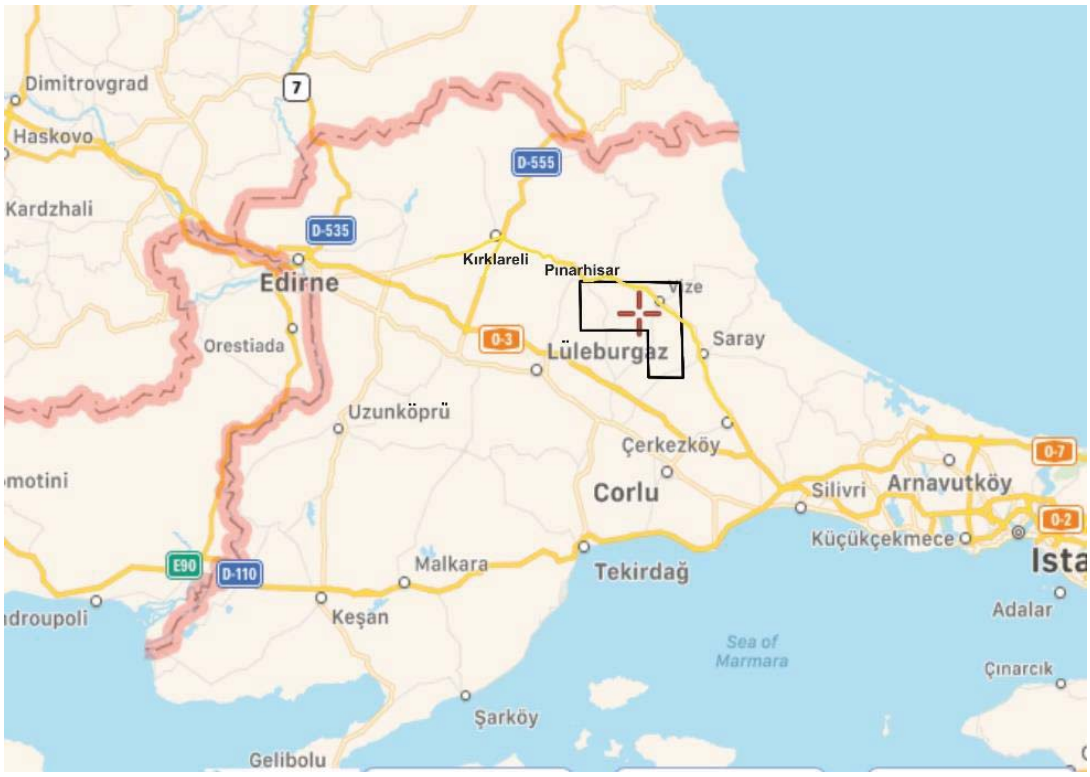
2.1. ÇALIŞMANIN AMACI

Çalışmamızın nihai amacı; birimlerin genel stratigrafik ilişkilerini kuyu verileri ve arazi verileri yardımıyla saptayarak bir araya getirmektir. Arazi gözlemlerimiz sonucu elde edilen fasiyes topluluklarının sondajlarda karşılığını olabildiğince saptanması da amaçlanmıştır. Aynı zamanda litolojik modellemeler oluşturarak, kömür damarlarının yanal ve düşey değişimleri modellenmeye çalışılmıştır.

2.2. İNCELEME ALANI TANITIMI

2.2.1. İnceleme Alanının Konumu

İnceleme Alanı kabaca Saray kuzeybatısında yer alan Edirköy sınırları içerisinden başlayıp Pınarhisar Tozaklı'ya kadar uzanmaktadır. Pafta sınırı kısmen e19-c4, e19-d3, e19-d4, f19-b1 pafta sınırları içerisinde kalan maden sahalarında incelemelerde bulunuldu.



Şekil 2.1: İnceleme yapılan paftaların lokasyon haritası.

2.2.2. Ulaşım

Bölgeye iki türlü ulaşım sağlamak mümkündür. İstanbul'dan Saray bölgesine Eski Edirne asfaltı kullanılarak gidilebilir. Diğer seçenek ise TEM Otoyolu ve E-5 bağlantı yolları kullanılarak ulaşılması mümkündür. Saray bölgesi merkez olarak alındığında köylere ve Kırklareli bölgesine giden şehirler arası otobüsler bulunur. Köylere ana yol üzerinde ise ulaşım sağlamak mümkündür. Edirköy gibi biraz iç kesimlerde kalan bölgelerde maden sahalarına varabilmek için 5 km yürümek gereklidir.

Pınarhisar-Vize çift şeritli yolunu güzergâh olarak belirleyen firmalar bulunur. Seferler saat sabah 6:30 itibari ile başlar. İlk saatler yaklaşık 30 dakikada bir otobüs kaldırılırken sefer süresi yaklaşık 1 saat sürmektedir. İş saatleri sonrası sefer aralıkları saatte bir olmak üzere düşürülür. Hatta daha sefer saati daha fazla esnetilebilmektedir. Saray Çorlu arası otobüsler görece daha yoğunlukta sefer düzenlemektedirler. Günün her 15 dk'da bir minibüs ve otobüsler sefer düzenlemektedir.

Kırklareli ili merkez alındığında Pınarhisar bölgesine sık otobüs seferleri görülmez. Sabah saatleri dışında sanayi bölgesine yoğun serviler bulunur fakat çoğu fabrikalara ait servis firmalarıdır.

2.2.3. Morfoloji

Trakya Penepleni olarak anılan coğrafya gereği deniz seviyesinden çok fazla yüksek olmayan alçak tepelik alanlardan oluşmaktadır. Istranca bölgesi hariç inceleme alanında en yüksek tepelik alanlar 370-380 m'yi geçememektedir.

2.2.4. İklim ve Bitki Örtüsü

İklim kışın oldukça serttir. Genellikle karlı dönemler gözlenmez. Karlı dönemlerin gün sayısı yılda 2 haftayı geçmemektedir. Kış mevsiminde geceleri don olayları olabilmektedir. Yazındaki gündüz ve gece sıcaklık farkları önemli derece farklılıklar olabilir. Kısa otsu bitkiler yaygın olarak gözlenmesinin yanı sıra Ardıç, Ağlat, Meşe, Söğüt ve özellikle Kayın ağaçları yaygın bir dağılıma sahiptir. Yüksek dal ve gövdeli ince uzun ağaçlık yapı Istrancalardan Çilingoz bölgesine, Terkos Gölü'ne kadar uzanmaktadır. Istranca dağının güney eteklerinde Karasal iklim hakimken kuzey eteklerinde Karadeniz iklimi hakimdir.

Özellikle dağ arası geçitlerin uzantısında bulunan yerleşim yerlerinde Karadeniz iklimine benzer yağışlı dönemler gözlenir.

2.2.5. Tarım ve Hayvancılık

Bahar döneminde kanola tarlaları yaygın olarak gözlenen bölgede kanola tarlaları hasadı yapıldıktan sonra yerini gündöndü tarlalarına bırakmaktadır. Havza'da tarım hem yöre insanı hem de ülke değerleri açısından en önemli zenginliktir. Bostan adı verilen yaygın bahçelik alanlar kavun, karpuz, domates, biber yetiştiriciliğinde önemli yer tutar. Dillere destan bağları ve hardaliyesi meşhur olan üzüm, Tekirdağ ve Kırklareli yöresi için vazgeçilmezlerdendir.

Tarımda yerli tohum kullanımı önemli ölçüde yok olmuş olup, farklı sektörlerden firmaların tekeline geçmiş bulunmaktadır.

Büyükbaş hayvan ve küçükbaş hayvan yetiştiriciliği geçtiğimiz birkaç on yıldan itibaren azalma eğilimine girmiştir. Manda yetiştiriciliği de günümüzdeki değerini yitirmek üzeredir. Arıcılık belirli bölgelerde daha çok yapılır.

2.2.6. Yerleşim Yerleri

İnceleme alanına yakın büyük yerleşim yerleri Kırklareli ili doğusu sınır olan Pınarhisar ve Vize ilçesi, havzanın güneydoğusunda yer alan kesimde ise Tekirdağ iline bağlı Saray ilçesi yer almaktadır. İncelenen maden ocakları Pınarhisar ilçesine bağlı Tozaklı ve Poyralı maden sahalarıdır. Bir diğeri Edirköy maden sahasıdır. Bu saha dışında Cevizköy merası, Vize Düzova meralarında açılan sondajlardan yararlanılmıştır.

2.3. ÖNCEKİ İNCELEMELER

Trakya havzasının Türkiye sınırları içerisinde kalan alanın tamamına yakın kesiminin uzun yıllar boyunca çalışıldığı bilinmektedir. Fakat Istranca dağlarını merkez alan temel birimlerine ait daha fazla sayıda çalışma yapıldığı göze çarpmaktadır. Havzayı kapsayan örtü birim ve havza sınırını oluşturan dağlık arazi arasında kalan örtü birimlere ait çalışmaların sınırlı sayıda olduğu görülür. Havza merkezi ve havzanın kuzey örtü birimleri arasında bilinen yapısal unsurlar ve ekonomik yeraltı kaynakları nedeniyle yine bu alanda olan çalışmalar literatürde geniş bir yer kaplamaktadır. Bu bölümde bahsi geçen çalışmalar, havzanın kuzeyinde yapılan çalışmalara ek olarak; havza genelini kapsayan, havzanın kuzey

kesimlerinden de sonuç elde edilen, işlenen konu nedeniyle görece daha önemli çalışmalara ait olacaktır.

Arı (1944); "Pınarhisar'ın Beşerî-İktisadi Durumu" isimli çalışmada bölgenin jeoloji, iklim ve beşeri özelliklerine değinilmiştir. Bölgede mytilus ve nummulitesli kalkerlerin varlığından söz etmektedir.

Aslaner (1966); Pınarhisar kuzeyi ağırlıklı olmak üzere haritalandırmış ve farklı dönemlere ait dört ana formasyonu kısmen fasiyeslerine ayırtlamıştır. Formasyonlar arası geçişlerin olası diskordanslarla sağlandığını belirterek ayrıntılı fosil bulgular ile görüşünü desteklemiştir. Eosen (Lütesiyen-Priaboniyen) yaşını belirten seviyeler içerisinde kömür, manganez ve kuvars kumu gibi oluşumların ekonomik değerinin olduğunu belirtmiştir. Tozaklı köyü maden sahasında yer alan kömür içerikli birimlerden ölçülü stratigrafik kesitler oluşturarak, maden sahasının işleyişi ile ilgili önerilerde bulunmuştur.

Keskin (1966); Güneyde Pınarhisar, kuzeyde Akviran sırtları, batıda Evrencik sınırları içerisine dahil edilen bölge haritalandırılmış olup, Pınarhisar resif kompleksi mikro-fasiyeslerine ayırtlanmıştır.

Turan (1967); Tez çalışmasında havzayı temel ve daha genç depolar olmak üzere kabaca ikiye ayırmıştır. Havza dolgusunun Neojen depolarından oluştuğunu ve iki ayrı fasiyese bölünebileceğini söylemektedir. Eosen arazisinin güneydeki Miyosen arazisi altına daldığını ifade eder. Aynı zamanda bölgenin toprak ve bitki örtüsü açısından durumuna da değinilmiştir.

Lebküchner (1974); Trakya havzasının batı kısmı ve merkez bölgelerinde genel jeoloji haritaları oluşturmuş ve linyit damarlarının haritalanmasında önemli bir katkı sağlamıştır. Linyit damarlarının marn içerisinde bulunduğunu belirterek bu marn şeridin takip edilmesinin önemine dikkat çekmiştir. Dört adet ana litoloji gözlemlemiştir.

Sirel ve Gündüz (1976); Kırklareli il merkezi batı-kuzeybatı dolaylarında gerçekleştirilen arazi çalışmaları sonucu Eosen, Alt-Orta Oligosen kısmen killi ve kumlu kireçtaşlarında ayrıntılı Nummulutik fosil tanımlamaları yapmışlardır. Eosen ve Oligosen yaşını verdikleri çökellerin birbirleri ile uyumlu oldukları ifade edilir.

Arda ve diğ. (1984); İnceleme sahamızı kapsayan alanları kapsamlı şekilde haritalamışlardır. Kuzeyde temele kadar yer alan kesimler dahil Neojen yaşındaki çökellere kadar önemli sayılacak veriler haritalandırılmıştır. Ergene Formasyonu yanı sıra N1b-N2c gibi formasyon mertebesinde haritalama yapılmıştır.

Durmaz ve Güler (1985); LANDSAT görüntüleri kullanılarak Kırklareli-Saray Yöresi'ndeki çizgisellikler belirlenmiştir. Olası santralin yapılacağı alanla ilgili fay bulguları belirlenmeye çalışılıp bunların aktif faylar olup olmadığı konusunda herhangi kesin bilgiler bulunamamış olsa da çizgiselliğin belirlenmesi için önemli bir kaynak teşkil eder.

Ülkümen (1990); Daha önce bulunan balık fosillerine ek olarak "Diplomystus marmorensis" türü balık ve Brotia gibi gastropod fosillerinin Miyosen yaşını destekler nitelikte olduğu ve farklı seviyelerde bulunan sporların Orta Miyosen yaşına denk geldiği sonucuna varmışlardır. Edirköy civarında sporlardan elde edilen yaş Üst Oligosen' den Miyosen'e kadardır

Perinçek (1991); 180 adet sismik veri ve 54 kuyu verisi yardımıyla Trakya fay sisteminin başlangıç yaşı ve yanal yer değiştirmeleri hakkında bilgi vermeyi amaçlamıştır. Trakya fay sisteminin üç yarı paralel doğrultu atımlı fay sistemini bünyesinde barındırdığını belirtmiştir.

Akyol ve Akgün (1995); Yapılan palinolojik çalışmalarla, Trakya linyitlerinin yaşını Orta-Geç Oligosen, bu linyitlerden farklı olarak Ağaçlı linyitlerinin yaş itibari ile Miyosen'e kadar uzanabileceğini ifade ederler.

Coşkun (1997); Pınarhisar, Vize güney hattından başlayarak kuzey batıya doğru Süloğlu'na varan hat boyunca elde edilen kuyu verilerinden faydalanarak havzanın depolanma modelini ortaya koymuştur. Bununla birlikte Istranca dağları uzanımına paralel giden bu hattın tektonik yapılarını ortaya çıkartmıştır. Faylar, kırıklar gibi tektonik yapıların Eosen ve Miyosen dönemlerinde, havzanın gelişimine paralel olarak farklı davrandıklarını düşünmektedir. Trakya Havzası'nda meydana gelen bu olayların Anadolu'nun güneyinde gözlenen plaka hareketleri ile başlayan sürecin günümüze kadar birbirinden bağımsız olamayacağını öne sürmektedir. Nihayetinde bu yapılar havza sedimantasyonunu farklı yönde şekillendirebilecek güce sahiptir. En önemli bulgularından birisi de havza temelinin en derin noktasının 4000 m'den daha fazla derinlikte konumlandığını belirtmesidir.

Koral (1997); Trakya havzasının doğusu ve İstanbul ilinin batısını kapsayan çalışma alanında Neotektonik dönem yapıları incelenmiş olup aynı zamanda Orta Eosen'den Alt Miyosen'e kadar etkili tektonik yapıların çökelim süreçlerini nasıl etkilediğine dair yorumlara yer verilmiştir.

Aksoy (1998); Doktora tezi çalışmaları sırasında Kırklareli güneyi ve bastısında açılan sondaj kuyularında incelemelerde bulunmuştur. Keşan doğusunda ise stratigrafik ölçülü kesitler hazırlamıştır. Oluşturduğu kum oranı haritaları ile deltanın konumu hakkında yorum yapmıştır.

Sakınç ve Yaltırak (1999); Trakya Havzası'nın genelini kapsayan çalışmalarında Trakya Neojen Havzası'nın gelişiminde etken olan fay sistemlerinin tarihsel gelişimi açıklanmaktadır. Saray ve güneybatısında yer alan Kurtdere Formasyonu'nun Ergene Formasyonu ile olan ilişkisini gözlemlemeleri önem taşımaktadır.

Turgut ve Eseller (2000); Geç Eosen'den Alt Miyosen'e uzanan stratigrafik istifte beş adet sekans belirlemişlerdir. Taşıdığı fasiyes özellikleri bakımından sekans-3 olarak adlandırılan dağıtım kanalı kumları ve dağıtım kanalı istiflerinin iyi bir rezervuar kaya özelliğinde olduğunu ve bunun yanı sıra aynı sekansın şeyl ve marnlarının iyi birer kaynak kaya niteliği taşıyabileceğini ortaya koymuşlardır.

Atalay (2002); İstanbul, Tekirdağ, Edirne civarında bulunan açık maden ocaklarından litolojik ve sedimantolojik özelliklerini temsilen oluşturduğu ölçülü kesitler önem taşımaktadır. Bunları dört ana fasiyes topluluğu altında değerlendirmiştir.

Saraç (2003); Arazi çalışmaları sırasında Kırklareli batı, kuzey batısında yer alan Dolhan köyü civarında eski bir tür gergedan fosiline rastlamışlardır. Oligosen dönemini işaret eden kıyı düzlüğü çökellerinde yer alan bu fosil bulgu, Avrupa'daki örnekleriyle korele edilebildiği için büyük bir önem taşıdığını belirtmişlerdir.

Ekmekçi (2005); Trakya havzasını kapsayan litolojik birimlerin karstlaşma (erozyon) işlemlerinden bahsederek, hangi zaman periyodu içerisinde bu işlemlerin gerçekleştiğini açıklamaktadır. Tektonik ve iklimsel döngülerin karstlaşma tipinin belirlenmesinde etken olduğunu ancak bu gibi ana faktörlerin zamanla değişiminin vurgulanması gerektiğini önemle

belirtmiştir. Neojen döneminin çoğunlukla karst olmayan litolojilerden oluştuğunu ifade ederek bunların limnik ve akarsu ortamında çökelen birimlerden oluştuğunu belirtir.

Güler (2005); Yüksek lisans çalışmasına konu olan Saray-Vize-Pınarhisar illerini kapsayan hat boyunca kireçtaşlarında ayrıntılı fasiyes ölçümleri gerçekleştimiştir. Soğucak Formasyonu rezervuar özellikleri hakkında deneysel çalışmalar yapmıştır.

Türkiye Stratigrafi Komitesi (2006): "Stratigrafi Komitesi Litostratigrafi Birimleri Serisi-2" birimi için hazırlanan Trakya Havzası'nda yer alan bilinen formasyonların tüm stratigrafik özellikleri açıklayıcı bir dille anlatılmıştır.

Varol ve diğ. (2007); Yapmış oldukları geniş kapsamlı çalışmalarda Vize yöresi dahil olmak üzere birçok kesimden ölçülü stratigrafik kesitler alarak yeni yaş bulguları elde edilmesi amacıyla çalışmalar yapmışlardır. Çalışmacılar tarafından Trakya havzasının güney ve kuzeyindeki tersiyer karbonatları stratigrafik açıdan incelenerek toplam ölçülen 17 adet ölçülü stratigrafik kesite çalışmalarında yer vermişlerdir. Havzanın kuzeyinde Soğucak Formasyonu için Geç Eosen-Erken Oligosen yaş aralığını işaret etmişlerdir.

Sünnetçioğlu (2008); Doktora tezi çalışmaları kapsamında sismik hat ve sondaj verilerinden yararlanarak fay zonunun yapısal durumunu inceleyen araştırıcı, havzanın güneyi ve kuzeyinde sekans stratigrafik verilerden depolanma modelleri oluşturmuştur.

İslamoğlu ve diğ. (2010); Tozaklı köyü içerisinde yer alan kömür maden sahası, çalıştığımız maden sahası ile birebir örtüşmektedir. Devasa gövde ve kök sistemlerinin çevresinde Pelecypoda makro örnekleri tanımlanmıştır.

Şafak (2010); Edirne ve Kırklareli bölgesinde açılan sondajlardan elde edilen numunelerle paleontolojik çalışmalar gerçekleştirerek bölgenin stratigrafisi hakkında değerlendirmelerde bulunmuşlardır.

Elmas (2012); Kıtasal ve denizel sedimantasyonun havzanın kuzeyinde biraz daha geç yaşta (Lütesiyen) başladığını ifade etmektedir. Kuzeyde fay aktivitesinin Erken Eosen boyunca aktif olduğunu ve bu Balkan-Trakya sağ yanal fay zonunun Bulgaristan güneydoğusuna kadar uzandığını düşünmektedir. Ve bu yapısal unsur Erken Eosen'de birimlerin depolanmasında etkin bir rol oynamaktadır.

Elmas ve Şengül (2013); Arazi gözlemlerinde güneyde Neojen birimlerine ağırlık veren çalışmacılar havzanın kuzeyinde yer alan Safaalan-Bahçeköy sınırları dahil olmak üzere havzanın hem kuzeyinden hem de güneyinden kesitler oluşturmuşlardır. Ergene Formasyonu içerisinde daha önceki litoloji tanımlamalarına ek olarak debris akıntısı ve olistrostromal zonlar tanımlanmıştır. Havzanın kuzeyinde ve güneyinde paleoakıntı ölçümlerinin birbirlerine zıt nitelik taşıdığı belirtilmektedir.

Selim (2013); Kırklareli ilini ve yakın çevresi merkez alarak gerçekleştirdiği çalışmalar sonucu Kırklareli Fayı'nın uzanımı, formasyonlarla olan ilişkisini değerlendirmiştir. Bu fayın dağlık arazi ile çöküntü alanları arasında bir sınır teşkil ettiğini belirtmektedir. Sondajlar, sismik veriler, dere morfolojileri ve tarihi kayıtlardan yaralanarak fayın normal bileşene de sahip olduğunu vurgulamaktadır.

Yusufoğlu ve diğ. (2014); Söz konusu inceleme alanı Istranca Masifi güney sınırını kapsayan alan ile havzanın orta kesimleridir. Arazi çalışmaları sonucunda bazı birimleri yeniden adlandırma ihtiyacı duymuşlardır. Temel üzerine Poyralı Grubu'na ait birimlerin geldiğini ifade ederler.

Perinçek ve diğ. (2015); Miyo-pliyosen (Ergene Grubu) çökelleri kalınlık haritası oluşturulması amacı ile birçok kuyu verisi ve sismik kesitlerden yararlanılmış olup bu çökel birimlerin daha az kalınlığa sahip noktalardan sondaj konumları belirlemişlerdir. Osmancık formasyonu yapı haritası yardımıyla Danışment Formasyonu kalınlık haritaları oluşturularak linyit seviyelerinin yüzeye yakın olduğu yerleri saptamayı amaçlamışlardır.

Şafak ve Güldürek (2015); Bölgede ayrıntılı paleontolojik çalışmalar yapan yazarlar, genel anlamda havzanın kuzeyi ve güneyini oluşturan birimlerin farklı litostratigrafik özelliklerini betimlemişlerdir. Özellikle Vize–Hasbuğa (Hasbağlar) köyünde açılan sondaj havzanın kuzey-kuzeydoğusu stratigrafisini anlamada önemli bir rol oynamaktadır. Toplamda 4 adet kuyudan incelemeler yaparak Ostrocod faunasını Avrupa'daki eşdeğerleri ile karşılaştırmışlardır. Paleortam açısından oluşturulan modelde havzanın güneyi ve kuzeyinde benzerlikler olduğu kadar farklılıklarında önemine dikkat çekmişlerdir.

Kuvanç (2016); Yüksek lisans tez çalışmaları kapsamında kuyu verilerinden elde edilen sismik verilerden yararlanarak, tektonik yapıların 3 boyutlu modellenmesi çalışmaları

yapmıştır. Miyosen tektonizmasından etkilenen antiklinal yapılarda petrol kapanları oluşma ihtimaline değinmiştir. Toplam 3 kuyu verisi değerlendirmiştir.

Erarslan ve Örgün (2017); Çalışmasında Saray ve Pınarhisar kömür sahalarında kömürlerin iz element içeriği, mineralojik ve petrografik özellikleri yanı sıra sülfür tipleriyle ilgili bulgular sunulmuştur. Toplam üç farklı ocakta yapmış olduğu çalışmalarda Saray ve Pınarhisar kömürlerini elementel ve petrografik özelliklerine göre birbirleriyle karşılaştırmıştır.

Kök ve Yıldırım (2019); Saray bölgesi kömürlerinin gazlaştırma davranışını saptamayı amaçlayan termogravimetri deneyleri gerçekleştirmişlerdir. Kurutulmuş kömür numunelerinin gazlaştırma reaktivitesi, alınan ön işlem görmemiş kömürlerden daha yüksek olduğu saptanmıştır.

2.4. BÖLGESEL JEOLOJİ

Tüm Alpin coğrafyasında olduğu gibi Tetis Okyanusu'nun varlığı Anadolu coğrafyasında da önemli bir yer tutar. Anadolu ve yakın çevresindeki bölge içerisinde Tetis okyanusunun varlığı, çeşitli dönemlerde geçirmiş olduğu deformasyon ve dönüşüme göre farklı isimlendirilmiştir. Bu sebeple, var olan okyanusun yitimi birçok araştırmaya konu olmuştur.

Ana olarak bu yitim; kuzey yönlü, güney ve kuzey-güney yönlü olmak üzere üç ana problem altında incelenir. Veriler, çoğunlukla kuzey kenarının altında tekrarlanan yitim ile kaybolan kama şeklinde bir Tetis okyanusunu göstermektedir (Ricou ve diğ., 1986). Bunun sonucunda günümüz coğrafyası şekillenmiştir.

Istranca Zonu, metamorfik birlikler içeren nap-yığışım kompleksiyle karakterizedir (Güncüoğlu, 2010). Özellikle Paleozoyik-Triyas geçişini betimleyen bu kayalar, bilinenin aksine uyumsuzlukla temsil edilen bir dokanak oluşturmadığı (Natal'In ve diğ., 2016) ifade edilmiştir. Bu napların bir kısmı (Bedi ve diğ., 2013) yapılan çalışma sonucunda Mahya, Sarpdere ve Doğanköy naplarının haritalandırılması ile Triyas sonuna kadar bir araya getirildikleri belirtilirken, yapısal olarak en üst tektono-stratigrafik kısmı temsil eden Doğanköy napının içerisinde yer alan Tekedere Grubu metasedimenter kayaçlarında, yerel migmatitleşmeye kadar varan yüksek sıcaklıklardan etkilendiği ifade edilir. Triyas öncesi kaya oluşumları en az bir Paleozoyik metamorfik olaydan etkilenmiştir (Lilov ve diğ., 2004). Bu Paleozoyik metasedimenter ağırlıklı temel, (Natal'in ve diğ., 2016) Karbonifer'den

Triyas'a kadar uzun dönem magmatizma gözlenen, Permo-Triyas metasedimenter istifiyle uyumsuz olarak örtülen Kırklareli kompleksi ile Geç Karbonifer intrüzyonları içeren Ordovisyen-Karbonifer örtüsüyle uyumsuz olarak örtülen, Neoproterozoik-Kambriyen granitleri ve Paleozoyik metasedimenter kayalarından (Tekedere Grubu) almış oldukları numuneleri analiz eden Sunal ve diğ. (2008) detriyal zirkon yaşları 449 ile 430 My aralığında sonuç elde etmiştir, aksine Geç Karbonifer ortognayslar 300-315 My yaş aralığındadır. Maksimum çökelme yaşı ile ortognayslardan elde edilen yaş verisi aralıkları karşılaştırıldığında, metasedimentin protolitinin depolanma yaş aralığı tahmin edilebilir. Bu yan kayaçlara ait tarihler Ordovisyen-Silüriyen'dir. Kambriyen İhsaniye ve Çatalca metagranitleri, ilk defa (Şahin ve diğ., 2014) elde edilen 535-546 My yaş verisiyle bölgede, Kodemian orojenezi öncesi Andean tip bir yay magmatizmasını işaret etmektedir. Bölgede granitlerle kesilmiş Neoproterozoyik yaşlı Vize kompleksine ev sahipliği yapmaktadır. Paleozoyik metasedimenter kayaçlar, çeşitli granitik gnayslarla temsil edilen Geç Karbonifer granitoidleri tarafından kesildiği görülür ve her ikisi de Erken Permiyen Kırklareli plutonları tarafından kesilir (Natal'In ve diğ., 2012; Sunal ve diğ., 2008). Bu masifin temelini oluşturan granit ve felsik gnayslar, Istranca Masifi'nin güneybatı kenarı boyunca İstanbul yakınından batıya Topolovgrad'a ortalama 13 km genişliğinde, 240 km uzunluğunda devamsız bir zincir oluşturur (Okay ve diğ., 2001). Karbonifer ve Permiyen magmatik kayaçlarına ait jeokimyasal özellikler, Bulgaristan'ın Balkan Zonu'nda yüzeyleyen eş yaşlı kayalarla benzer olarak dalma-batma ile ilintili bir tektonik ortamı işaret etmektedir (Natal'In ve diğ., 2012). Kırklareli Birliği Permo-Triyas dönemini aydınlatılmasında son derece önemli veriler içermektedir. Bu ifadelerden de anlaşıldığı üzere Paleozoyik Istranca Zonu'na ait bazı temel kayaların, bu dönem süresince iki farklı orojenez evresine maruz kaldığı düşünülebilir.

Triyas sekansı Alman Triyas fasiyeslerine benzer gelişim gösterir ve Lavrasya benzerliği nettir (Okay ve Tüysüz, 1999). Bu benzerlik, (Okay ve diğ., 2001) Variskan temelini meydana getiren ve ağırlıkça felsik gnays metamorfiklerden oluşan birimin yükselmesi sonucu Triyas metasedimenter istifin çökelim süreciyle ilişkilendirilmiştir. İstanbul'daki Triyas havzası, Istranca Masifi'nden aldığı kırıntılar ile Istranca Masifi'nin Triyas metasedimenter birimlerinin devamı olarak düşünülebilir (Ülgen ve diğ., 2018). Kırklareli Birimi Paleozoyik kayaçlarını uyumsuzlukla üzerleyen metasedimentlerdeki klastiklerin yeşil rengi ve klorit, epidot minerallerinin varlığı, magmatik aktiviteyle aynı anda bölgenin erozyonunu gösterir (Natal'In ve diğ., 2016). Triyas'ta açılmaya başlayan ve kuzeye doğru derinleşen çanakta,

Koruköy Formasyonu'nu oluşturan arkozlar platform çökelleri olarak gelişmeye başlar (Üşümezsoy, 1990). Bu Triyas metasedimenter örtü, taban konglomerası ve arkozik kumtaşı ile başlayan istif üste doğru kalın metakumtaşı yığını ve metakum/pelitik şist ardalanmasına geçtiği, en üst seviyesinin kalkerli metakum ve siyah sleytlerden oluşur (Natal'In ve diğ., 2012).

Mesozoyik sırasında ("Kimmerian" tektonik olayları) Paleotetis'in yitiminin konumu ve zamanlamasının ve Neotetis'in yitiminin başlaması (Alpin tektonik olayları) tartışma konusu yakından ilişkilidir (Sosson ve diğ., 2010). Bu dönemde tektonik genişlemenin varlığı (Elmas ve diğ., 2011) yapılan çalışmalar ile ortaya konması dolayısıyla orojenez sonrası dönemden bahsedilebilir. Bu sebeple aydınlatılabilmesi için Triyas-Jura istiflerinin birbirleri ve diğer birimlerle olan ilişkisi önem kazanmaktadır. Genelde, bu okyanusal döngü daha kısa sürede kapanan okyanusların varlığı çeşitli araştırıcılar tarafından ifade edilmiştir. Yani kısa ömürlü okyanuslar anlaşmazlıkların temelini oluşturur.

Alt-Orta Jura istifleri, özellikle batı ve orta Pontidlerde, çoğun sığ denizeldir (Ustaömer ve Robertson, 2010). Jura dönemi aynı zamanda naplar dönemi olarak da adlandırılmaktadır. Trakya havzasında Üst Jura denizel karbonatların şüpheli oluşu, tam anlamıyla açıklanamaması bu dönemde meydana gelen farklı olaylardan etkilenmiş olmalarından kaynaklanmaktadır. Yine bu dönem sürecinde hem kuzeye üzerleyen hem de güneye üzerleyen alanların olduğu bilinmektedir. Kesin olan şudur ki geriye kalan okyanus henüz tamamiyle kapanmamıştır.

Vardar sütur bölgesinin doğu ucu Circum-Rodop Kuşağı ile temsil edilen bölgenin kanıtları incelendiğinde, Bonev ve diğ. (2015) yapılan deneysel sonuçlara göre Evros ofiyolitinin tek yönlü okaynus-içi güneye yitimi 160 Ma önce maksimuma ulaşmıştır ve daha sonra Geç Jura faylanmalarıyla beraber ofiyolit, kuzeydeki Rodop kenarı üzerine bindirilmiştir. Aynı dönemde bu yitimle beraber geriye kalan okyanus kabuğunun davranışı önem taşımaktadır. Bahsedilen bu sürecin sonunda (Beccaletto, 2003) Rodop orojenezi etkin bir rol oynayıp, Çetmi ve Denizgören ofiyolitlerinin benzer bir yöntemle Rodoplara üzerlediği görüşü belirtilir. Çetmi melanjında mavişistlerin varlığı yitim-eklenme kökenini açıkça göstermektedir; melanjdan elde edilen biyostratigrafik veriler, okyanusal kabuğun yitimi ve Triyas'tan Geç Kretase'ye pasif bir kıta kenarını işaret etmektedir. Çetmi Melanjı'nın tektonik ortamı, bu okyanusun Sakarya Zonu ile Rodop-Istranca Masifi arasında yer aldığını

göstermektedir (Aygül ve diğ., 2012). İç-Pontid melanjları, Çetmi Melanjı'ndan daha gençtir (Beccaletto ve diğ., 2005). İç-Pontid süturu, doğu segmenti İstanbul ve Sakarya zonu arasında ve batı segmenti Rodop-Istranca ve Sakarya Zonu arasında olan iki segmente ayrılabilir (Okay ve Tüysüz, 1999). Metamorfik fasiyes, yaş ve İç-Pontid kenedinin merkezi ve batı kısımlarının yerleşimi arasındaki fark, çarpışma esnasında süturun merkezine ait yitim-eklenme karmaşığının geç Kretase kısımlarının batıya kaçmasından kaynaklanıyor gibi görünmektedir (Akbayram ve diğ., 2017). İç-Pontid okyanusu Orta Paleosen'e kadar açıktı (Okay ve Tansel, 1992).

Ofiyolitlerin yerleşimini takiben geriye kalan okyanusla kabuk kuzeye doğru yitimiyle başlamıştır. Istranca, İstanbul Zonları, Geç Kretase-Erken Tersiyer sırasında Tetis okyanusunun İzmir-Ankara-Erzincan ve İç-Pontid kollarının kapanması sonucu olarak kaynaşmışlardır (Kuzucuoğlu ve diğ., 2019). Geç Jura-Erken Kretase Balkan Orojenezi'nin ardından Senoniyen'de yay ilişkili magmatizma gelişmiş olup bu yay Jura Vardar Okyanusu'nun kuzeye Rodop Masifi altına yitilmesi nedeniyle gelişmiştir (Görür ve Okay, 1996).

Bu dönem kendisi içerisinde sorunludur. Çünkü; Istranca ve İstanbul Zonu'nun birleşmesi sorunludur. İstanbul Zonu'nun günümüzdeki konumuna göre Triyas öncesi Istranca Zonu'nun güneyinde yer almaktaydı (Ülgen ve diğ., 2018). Daha geç dönemlerde kuzeye doğru hareket söz konusu olduğuna göre Karadeniz'in açılmasına bağlı olarak, tekrar aynı zona eklenmesi ilginç olacaktır.

Naplar ve tektonik dokanakların her ikisi kalk alkalin granodiyorit-diyoritler sokulmuş Üst Kretase sedimenter ve volkanik kayaçlar tarafından örtülür, Neotetis Vardar okyanusal plakasının kuzeye doğru yitimi sırasında oluşmuş yay plutonları olarak yorumlanır (Güncüoğlu, 2010).

Tüm eski birimler gibi volkanosedimenter ardalanmaları hem de tüm daha yaşı birimler, dağınık Geç Santoniyen-Kampaniyen biyotit ve hornblend içeren granodiyorit stokları tarafından kesilir (Cattò ve diğ., 2017). Daha sonra yükselip yüzeyleyen bu metamorfik kayaların üzerine çökelen ilk sedimenter paket İğneada Grubu'dur (Türkiye Litostratigrafi Komitesi, 2006). İğneada Grubu, bir ön-ülke havzası veya yay-önü havzasını oluşturan ilk filiş çökellerini temsil etmesi sebebiyle önemli bir veri oluşturmalıdır.

Kalıntı okyanusal kollardan birinin kapanması süreciyle gelişen Karadeniz havzası, gittikçe derinleşmiştir. Karadeniz ve Trakya Havzası Eosen-Oligosen sekanslarının temasta olduğu tek yer İstanbul'un batısındaki Çatalca bölgesidir (Okay ve diğ., 2017). Bu sekansları takiben Miyosen yaşlı tortullar ile son tektonik döneme ulaşıldığı söylenebilir. Bu dönemde, orojenezin çeşitli dönemlerindeki deformasyon evrelerine bağlı olarak, havzanın çökel dolgusu etkilenmiş olmalıdır.

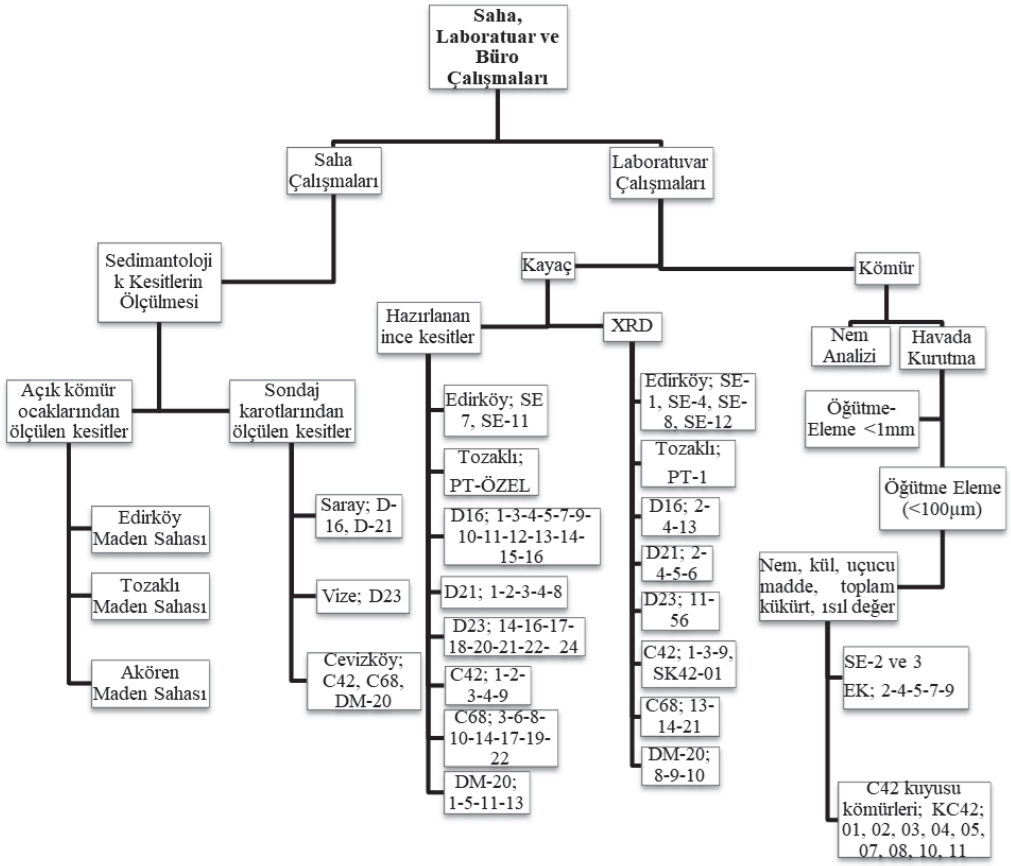


Şekil 2.2: Trakya havzasında eski yapılara dair kalıntılar (Kuzucuoğlu ve diğ., 2019) (Türkçeleştirilerek).

Eosen-Miyosen'den yana güneyde yer alan kıtasal zonlar (Moix ve diğ., 2008) Afrika plakasından dalma-batma yoluyla kademeli olarak ayrıldı ve Laurasya'ya eklendi.

3. MALZEME VE YÖNTEM

Saha çalışmalarında 1 ve 1,5 metrelik şerit metreler, çekiç, pusula, Gps'e ek olarak 15 ve 30 cm'lik cetvel kullanılarak ölçüm yapılmıştır. Sondaj karotları MTA'nın sağladığı ortamlarda incelenerek alttan üstte litoloji özellikleri belirlenerek farklı derinliklerden örnekler alınmıştır. Hazırlatılan ince kesitler mikroskop altında incelenmiş olup, önemli seviyelerden XRD analizleri üniversitemiz bünyesinde yapılmıştır.



Şekil 3.1: Yapılan örneklem noktalarını ve analizleri gösteren iş akış şeması.

İnce kesitler Pamukkale Üniversitesi'nde hazırlatılmıştır. Kömür analizleri ise Hacettepe Üniversitesi bünyesinde analiz edilmiştir.

3.1. SAHA ÇALIŞMALARI

Saha çalışmaları kapsamında Tozaklı, Edirköy, Poyralı sahalarında inceleme yapılmıştır. Akören maden sahasında da incelemelerde bulunulmuştur. MTA ekibinin desteği ile yürütülen arazi çalışmaları, depolardaki sondajların incelenmesi ile devam edilmiştir.

3.2. LABORATUVAR ÇALIŞMALARI

Hazırlatılmış olan ince kesitler Amscope MU 300 kamera ile kayıt altına alınmıştır. Kömür analizlerinin sağlanabilmesi için örnekler hazırlanmıştır. Laboratuvar çalışmalarının büyük bir çoğunluğu kömür numunesi hazırlama ve mikroskop altında kesit inceleyerek gerçekleştirildi.

3.3. BÜRO ÇALIŞMALARI

Farklı 3 boyutlu çizim yapabilme kabiliyeti olan programların bir araya getirilmesi sonucu veriler değerlendirildi. CorelDraw 2018, Seequent, Sedlog, Strater, RockWORKS 17 gibi farklı programlar kullanılarak jeolojik modeller hazırlandı. Yardımcı programlar olarak GlobalMapper ve GoogleEarthPro programları kullanıldı. Her programın kendine has kolay yanları bulunur. Entegre olarak kullanıldıkları takdirde yarar sağlanabilmektedir. Çünkü; üç boyutlu çizim yapabilen programlar interpolasyon gibi yöntemlerle çalışmaktadır. Girilen verileri karşılaştırılmasında verimlidirler. Fakat Seequent gibi kullanıcının jeoloji bilgisini de dahil eden uygulamalar daha fazla seçeneğe sahiptir. Çünkü; kullanıcıyı temele alan bir programdır. Böylece, veri setine sahip olunmasa bile kişinin bilgisi dahilinde kişiyi olayın içine katarak yeni veri üretme konusunda çok yatkındır.

4. BULGULAR

4.1. İNCELEME ALANININ JEOLOJİSİNE GİRİŞ

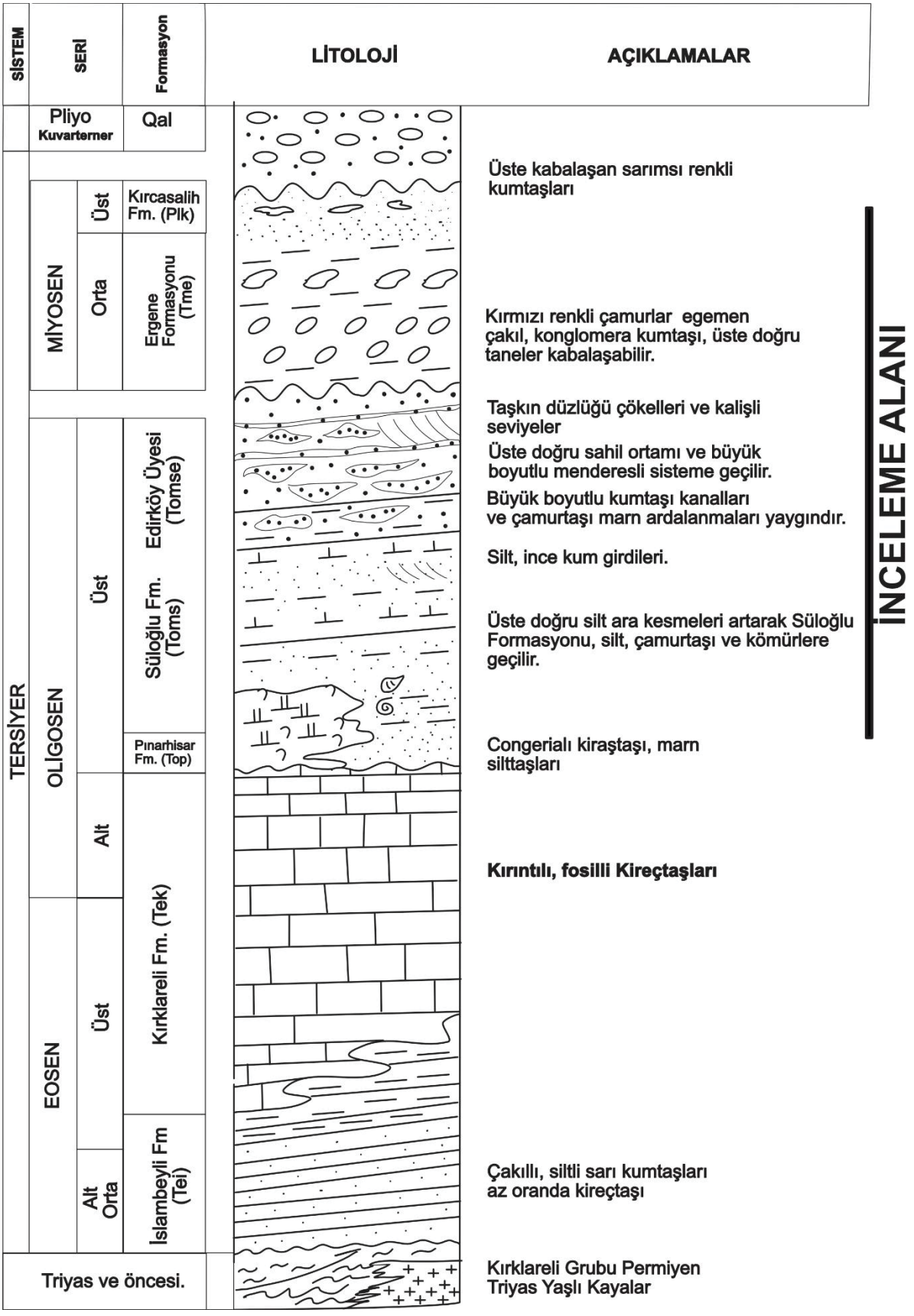
Trakya havzası 9.000 metreden fazla sedimentle dolu bir Tersiyer depresyonudur (Beccaletto, 2003; Perinçek, 1991). Paleojen sedimenter istifin 2-3 km olduğu tahmin edilmesine karşın, Ege denizine doğru kalınlık 9 km'e varmaktadır (Kilias ve diğ., 2015). Dolgu çoğunlukla Orta Eosen ile Erken Oligosen' de yukarı doğru sığlaşan klastik (türbiditik) sekanslardan oluşturulur (Beccaletto, 2003). Eosen öncesi birimler; (Okay ve Tansel, 1992) İç-Pontid okyanusuna ait melanj içerisinde yer alan olistostromlar, radyolaryalar, serpantinit gibi farklı litolojik topluluklar içeren ofiyolitik bir melanjdan oluşmaktadır. Daha önce bahsedilen Eosen birimleri ve bu melanja ait birimlerin, havza güneyinde uyumsuz oldukları birçok araştırıcı için ortak bir veri oluşturur. Havza kuzeyinde yer alan Hamitabat Formasyonu, havza güneyinde ve orta kesimlerinde yer alan Karaağaç, Fıçıtepe, Gaziköy ve Keşan Formasyonları ile aynı zaman aralığında çökelmiştir (Perinçek ve diğ., 2015). Koyunbaba Formasyonu yer yer Hamitabat Formasyonu'nu uyumsuz olarak üzerler, ancak başka yerde onunla yanal olarak giriktir (Turgut ve Eseller, 2000). Havza kuzeyinde Koyunbaba Formasyonu yerine; Keskin (1966) İslambeyli Formasyonu (Sahil Kırıntılıları ve Marnlar) adı kullanılmıştır. İnceleme alanı kuzeyindeki Akören köyü mevkii civarında gözlenir. Kırklareli Kireçtaşı altındaki İslambeyli Formasyonu ile uyumludur (İslamoğlu ve Taner, 1995). Orta Eosen-Oligosen yaşlı Kırklareli Kireçtaşı üzerinde de uyumlu olarak İhsaniye Formasyonu bulunmaktadır (Örgün ve Öztürk, 2003). Pınarhisar Formasyonu alt sınırında Kırklareli Kireçtaşı ile yer yer uyumsuz olarak gözlenebilir (Şafak ve Güldürek, 2015). Saha çalışmaları sırasında İhsaniye Formasyonu gözlenemediğinden Pınarhisar Formasyonu ile olan ilişkisi hakkında net bir yorum yapılamaz. Ceylan, Mezardere Formasyonu yanı sıra Danışmend Formasyonu da Yenimuhacir Grubu adı altında değerlendirilmiştir (*Trakya Bölgesi Litostratigrafi Komitesi*, 2006).

Pınarhisar Formasyonu Danışment içerisindeki bir üye olarak değerlendirilmiştir. Danışment ve altındaki Osmancık Formasyonu (Lebküchner, 1974) linyitli kumtaşları olarak da adlandırılmıştır. Havzanın kuzeyinde ise Süloğlu Formasyonu bulunur. Kömürlü ve kumlu

düzeyler, Danışment Formasyonu'nun kısmen karşılığı olmalıdır (Şafak ve Güldürek, 2015). Formasyon üzerine Ergene ve Kırcasalih Formasyonları gelir.

Osmancık Formasyonu, Danışment Formasyonu'nun hemen altındadır ve bu iki birim konkordandır (Perinçek ve diğ., 2015). Ergene Formasyonu Çelebi ve Sinanlı üyelerinden oluşmakta ve Karatepe volkanikleri üzerine gelmektedir (Şafak, 2019).

Çalışmaların gerçekleştirildiği konum itibari ile Edirköy ve Tozaklı'ya doğru uzanan hat içerisinde yükselim noktalarının olduğu söylenebilir. Bahsedilen sahalar etraflarındaki coğrafyaya göre daha tepelik alanlarda konumlanmışlardır. Her iki uçta konumlanan bu sahalar, kısmen hem kuzeylerinde hem de güneylerinde kalan kesimlerinden yüksekte konumlanmışlardır. Fakat bu çöküntü alanları daha kuzeye doğru tepelik ve dağlık morfolojilere dönüşür. Yani, kuzeydeki alanlar Tersiyer öncesi temel formasyonları barındırır.



Şekil 4.1: Genelleştirilmiş Stratigrafik Kolon Kesiti.

4.2. STRATİGRAFİ

4.2.1. İslambeyli Formasyonu (Tei)

Adlandırma: İlk adlandırma Keskin (1966) tarafından yapılmıştır. Araştırıcı kendisinden önce yapılan çalışmalardaki taban selintisi olarak adlandırılan birimin, İslambeyli Formasyonu'na karşılık geldiğini savunur.

Stratigrafik ilişkiler: Temel birimlerin üzerine açısal uyumsuzlukla Orta Eosen yaşlı bej, beyaz, sarı, gri renkli tabanda volkanik kırıntılı, kumlu, killi kireçtaşı, kumtaşı ve marndan oluşan İslambeyli Formasyonu ve Üst Eosen yaşlı beyaz, gri yer yer sarı renkli, bol fosilli, kumlu-killi resifal Kırklareli kireçtaşları gelmektedir (Taşkıran ve diğ., 2019).

Litolojik özelliği: Formasyon, Yusufoğlu ve diğ. (2014) tarafından üste doğru incelerek devam eden ince taneli çakıltaşı, çakıllı kumtaşı, kumtaşı, silttaşı ve kumlu kireçtaşlarından oluşan litolojik birimler olarak tanımlanır. Kırklareli Yoğuntaş barajı güneyinde yer alan alanlarda yol yarmalarında görülebilir. Stratigrafik olarak üzerinde yer alan kireçtaşları ile uyumlu olduğu düşünülür.

Fosil bulgusu ve yaş: D23 sondajı taban seviyelerinde rastlanılan çeşitli kırıntılı kireçtaşı seviyelerinde fosiller tanımlanmıştır. Fosiller taşınmış olmalıdır. Formasyon içerisinde yer alan fosiller; Endoteba, Nezzazatidae, Textularia, Dictyoconid, Orbitolid, Miliolid gibi ortak Foraminifera filumuna ait fosiller görülmüştür. Daha derin metreleri temsil eden ince kesitlerde kayaç parçası oranının daha fazla olduğu anlaşılmıştır.

Priyaboniyeni veren pelecypodlardan ve kısmen ostrocod faunalarından elde ettiği verilere dayanan İslamoğlu ve Taner (1995), formasyonun stratigrafik konum itibari ile Erken Priyaboniyen yaşına denk olduğu sonucuna varırlar.

Kalınlık ve çökelim ortamı: Birkaç metreden 100 metreye kadar çıkar (Türkiye Stratigrafi Komitesi, 2006). Ölçülen kalınlığı 60 metre civarındadır (Keskin 1966).

Havzanın açılımıyla ilişkilendirilen kırıntılılardan oluştuğu (Kilias ve diğ., 2011; Elmas, 2012) ve olistostrom, aluviyal-fan çökellerini karakterize ettikleri ifade edilir. Havza açılımıyla ilgili olarak İslambeyli Formasyonu'na karşılık gelen Koyunbaba Formasyonu,

Akalan Formasyonu (Elmas, 2012) gibi çeşitli isimlerle adlandırılan formasyonlardır. Formasyonlar kısmen denk seviyeler içermektedir.

4.2.2. Kırklareli Kireçtaşı (Tek)

Adlandırma: Kireçtaşı istifinin Kırklareli Kireçtaşı veya Soğucak Formasyonu olarak adlandırıldığı bilinir. Holmes (1961) Soğucak Formasyonu adını vermiştir (Zinet, 1996). Bu çalışmada Keskin (1966) tarafından oluşturulan adlama esas alındı.

Stratigrafik ilişkiler: Kırklareli Kireçtaşı, altındaki İslambeyli Formasyonu ile konkordan ve geçişlidir. Üzerindeki Süloğlu Formasyonu ile açısal diskordans oluşturur (Zinet, 1996). İhsaniye (Ceylan) Formasyonu'nun olmadığı yerlerde ise, Pınarhisar Formasyonu tarafından açısal ve koşut uyumsuz olarak örtülür (Gedik ve diğ., 2014, syf.18).

Litolojik özelliği: Birim, genellikle kalın tabakalanmalı grimsi, beyaz renklerde v bol boşluklu kireçtaşları halinde gözlenir. Yer yer görülen yama resifi fasiyesleri, Pınarhisar civarında daha fazladır (Türkiye Stratigrafi Komitesi, 2006).

Fosil bulgusu ve yaş: Erken Lütesiyen, Geç Lütesiyen, Bartoniyen ve Geç Priaboniyen'i temsil eden foraminiferler saptandığı bilinir. Soğucak Formasyonu Erken Lütesiyen-Geç Priaboniyen (Orta Eosen-Geç Eosen) aralığını temsil eder (Talay ve diğ., 2017).

Kalınlık ve çökelim ortamı: Petrol kuyularından alınan bilgilere göre (Türkiye Stratigrafi Komitesi, 2006) en kalın görüldüğü yerde, kalınlığın 400 metreye kadar erişebildiği belirtilir.

Soğucak kireçtaşı sığ ve dalgalı denizel bir ortamda, sıcak iklimde oluşmuş bir biyostermdir (Talay ve diğ., 2017).

4.2.3. Pınarhisar Formasyonu (Top)

Adlandırma: Keskin (1966) tarafından önce kompleks adını verdiği formasyonu daha sonra formasyon mertebesine dahil etmiştir.

Stratigrafik ilişkiler: Birim Süloğlu Formasyonu ile geçişlidir, kendinden daha yaşlı birimler ile ilişkisi değişken olup, Eosen birimleri üzerinde genellikle uyumsuz konumlandığı bilinir.

Litolojik özelliği: Birim genellikle kavkı parçalı, çakılcıklı yapısı olan bir görünüme sahiptir.

Fosil bulgusu ve yaş: Birimin Oligosen yaş aralığında çökeldiği ortaya konmuştur (Şafak, 2010).

Kalınlık ve çökelim ortamı: Sondajlarda nadir olarak rastlanılan kireçtaşları, diğer kireçtaşlarına oranla daha dağılgan yapıda ve beyaz renklidir. Bol kavkı parçaları gelişigüzel saçılmış gibidir. Süloğlu Formasyonu tabanına doğru içerisindeki konjerya fosili içeren kireçtaşları ile varlığı belirgindir fakat düşey devamlılığı sınırlıdır. Konjeryalı kireçtaşının sondajda rastlanması nedeniyle oluşturuldu.

4.2.4. Süloğlu Formasyonu (Toms)

Adlandırma: Danişmen Formasyonu olarak tanımlanan linyitli kumtaşlarının üst seviyelerine karşılık gelmektedir (Şafak ve Güldürek, 2016). Aslaner (1966)'in yapmış çalışmada işletilen sahada Ponsiyen yaşını verdiği marn, kum, kil gre birimleri ve Sarmasiyen'i karakterize eden kalker ara katkılı marnlarla birebir örtüşmektedir.

Stratigrafik ilişkiler: Daha yaşlı birimler ile olan ilişkisi inceleme yapılan maden sahalarında gözlenemedi. Süloğlu Formasyonu'nun Soğucak Formasyonu ve Koyunbaba Formasyonu ile ilişkisini Kırklareli Fay'ı üzerinden geçirdiği profil kesitlerle saptamaya çalışan Taş, (2002) faylı dokanaklar çizmiştir. Mikro-paleontolojik veriler ışığında da birimin alt sınırında Pınarhisar Formasyonu ile uyumlu, üst sınırında Balıklı seri ile yanal geçişli konumda olduğu belirtilebilir (Şafak ve Güldürek, 2015). Arazide kendisinde daha genç yaşta olduğu düşünülen Ergene Formasyonu ile aralarındaki dokanak açısal uyumsuzdur. Açılı uyumsuzluk, havzanın kuzeybatısında görüldüğü gibi güneydoğusunda da görülmektedir.

Litolojik özelliği: Birim tabanda yeşil kil içeren birim üzerine gelen taban kömürleri ile başlayıp, maksimum 4 farklı seviyede kömür görülebilen istiflerden oluşur. Marn ağırlıklı litolojiler masif olabileceği gibi laminalı, bol gastropod fosili içeren krem, boz-yeşil renkli, içerisinde farklı tipte konkresyonlar gözlenebilen seviyeler halinde görülür. Marnlar, gri-boz renkli silt içeren birimlerle formasyonun üst kısımlarına doğru bir ardalanma içerisindedir. Siltlerin yanal devamlılığı oldukça yüksek olup, bazı durumlarda uzun mesafeler kat ettikten sonra sonlanabildikleri görüldü. Birimin üst seviyelerine gelindiğinde ksilitik kömür damarlarında belirli bir incelme görülen birim içerisinde sarımsı ince kum, siltli kil seviyeleri eklenerek birkaç sekans sonra formasyon tamamiyle akarsu baskın dağıtım kanalı fasiyeslerine evrilir. Sondaj loglarında daha sert karbonatlı, yer yer tüfitik kumtaşı bileşenine

sahip litolojilerin varlığına farklı seviyelerde rastlanır. Gölsel çökeller (sığ su) ile ilişkilendirilmişlerdir. Tabanında konjeryalı kireçtaşı dahi görülebilecek derinliğe erişir.

Fosil bulgusu ve yaş: Sondajlardan elde edilen numunelerde ostrocod fosili yaygın halde gözlenir. Süloğlu kömürlerinde bulunan gastropodlar ile memelilerden "Antrocothere" fosilleri bölge kömürleri için önceden verilmiş olan Oligo-Miyosen yaşını bir kez daha desteklemektedir (Ülkümen ve Öngen, 2009). Benzer kömür çökelim ortamlarındaki kömürlerin yaş aralığı Batı (1996) tarafından yapılan polen, spor analizleri sonucu Geç Oligosen olarak verilmiştir. Süloğlu Formasyonu esas kömür içeren seviyeleri kapsar. Trakya Havzası'nda kömürlere 1150 metre ve daha derin kesimlerde rastlanılmaz. (Mustafa Akpınar ile sözlü görüşme).

Kalınlık ve çökelim ortamı: Üzerindeki Ergene Formasyonu'nun kalın olmadığı veya gözlenmediği alanlarda en fazla 488 m'e kadar derinliğe uzanmaktadır.

Tuncay (2017), arazi gözlemleri sonucu köpek balığı fosillerine ulaşılmış olması buranın kıyı şeridi olabileceği görüşünü destekleyebilir. Köpekbalığı ve bulunan mangan denizel ortamları işaret ediyor olsa da farklı bir yaklaşım ihmal edilmemelidir.

Süloğlu Formasyonu genel olarak kanal sistemleri ve bu sistemlerden etkilenen fasiyes topluluklarından oluşur.

4.2.4.1. Edirköy Üyesi (Tomse)

Adlandırma: İlk defa bu çalışmada adlandırılmıştır. Süloğlu Formasyonu'nun kömürlü kesimleri içeren kumtaşı, çamurtaşı, marn litolojilerine oranla daha kaba kum, sarımsı, kırmızı renkli kumtaşlarının varlığı sebebiyle üye olarak ayırtlanması uygun görüldü. Edirköy sahası adlandırma için en iyi lokasyondur.

Stratigrafik ilişkiler: Ergene Formasyonu tarafından açılı uyumsuzlukla örtülür. Edirköy Üyesi Süloğlu Formasyonu'nu oluşturan en üst ince kömür zonu ile girik ilişki içerisindedir. Yani alt sınırında Süloğlu Formasyonu'nun taşkın düzlüğü çökelleri ile ilişkisi açıkça görülür. Birim üste doğru daha kaba kırıntılı birimlere geçebilmektedir. Teknemsi çapraz tabakalanmaların boyutları artmaktadır. Delta kanalları ve sahil (sığ su) çökelleri olmak üzere üye altında toplu halde değerlendirilmiştir. Üye, ripıllı kumtaşlarının olmadığı kesimlerde

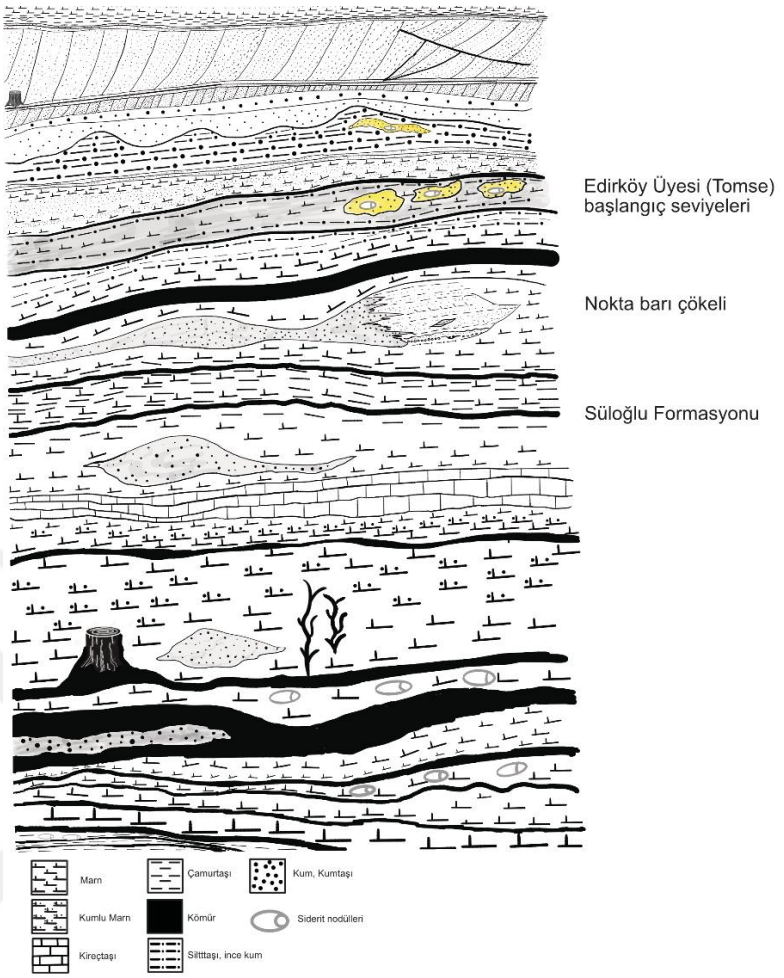
taşkın düzlüğü ve kalişli çökel topluluğu ile Ergene Formasyonu açılı uyumsuzdur. Bu yöntemle sondajlardaki muhtemel ripıllı düzeylerin varlığına ek olarak paleokanalların yönelimi ve konumları da görülebilir.

Litolojik özelliği: Edirköy Üyesi kumtaşı baskın fasiyeslerce kuruludur. Özellikle sarı renkli genellikle iyi boylanmalı kumtaşı litolojileri hakimdir. Menderesli akarsu sistemine ait birimler teknemsi çapraz tabakalı kumtaşları (Fas.1), yatay tabakalı çakıllı kumtaşları (Sh), kırmızı kumtaşı (Stx), ince-orta yatay tabakalı kumtaşları (Shl), düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşları (Sp), tanjansiyal çapraz tabakalı kumtaşları (Spf), simetrik ripıllı karbonatlı kumtaşları (Sr), üste doğru kabalaşan kumtaşları (Smi), düşük açılı çapraz tabakalı kumtaşları (Sl), sarı renkli çamurtaşı (Fsm) fasiyeslerinden kuruludur. Az sayıda kömür görülebilir. Edirköy Üyesi'nin Süloğlu Formasyonu ile ilişkisinin yanalda da girik olduğu düşünülür. Fakat kırmızı kumtaşı (Fas.3) ve (Fas.6) haricinde yeterli kanıt yoktur.

Fosil bulgusu ve yaş: Herhangi bir fosile rastlanılmamıştır. Fakat çamurtaşları içerisinde (Fas.13) konik fosil benzeri izler görülür. Stratigrafik konumuna göre, Ergene Formasyonu altında konumlandığından Üst Oligosen' den Alt Miyosen'e kadar tarihlenebilir. Herhangi bir bulgu yoktur.

Kalınlık ve çökelim ortamı: Edirköy kesiti 25. m ve üzeri, Tozaklı kesiti 17. m sonrası seviyelerde düşey olarak takip edilebilir. Kalınlık itibari ile 150 m'ye kadar erişmesi havza genelinde olağandır. Fakat daha derine 230 m'ye kadar ulaşabilmektedir. Ağırlıklı olarak menderesli akarsu ortamına ait dağıtım kanalı sistemi içerisinde delta düzlüğü ortamında depolanmıştır. Fakat yanalda Gilbert tip tabakalanmaların varlığı sebebiyle delta önü fasiyeslerinde de depolandığı anlaşılır.

Tipik Kesiti: En iyi görüldüğü yer Tekirdağ Saray ilçesine bağlı Edirköy kömür madeni sahasının üst seviyeleridir. Tabandan tavana bakıldığında sarı çamurtaşı (Fas.13) ile başlayan istif tam anlamıyla kırmızı kumtaşı (Fas.3) seviyeleri ile üzerine gelen sarımsı beyaz renkteki kum ve çakıllı kum istifi ile tanınır (Fa.1), en üstte ise orta tabakalanmalı sarı renkli (Fas.4) ile son bulur. Yanalda Gilbert tip tabakalanmaya geçildiği görülür.



Şekil 4.2: Edirköy sahası Süloğlu Formasyonu 2.seki – 5.seki arası oluşturulan eskiz.

4.2.5. Ergene Grubu

4.2.5.1. Ergene Formasyonu (Tme)

Adlandırma: Lebküchner (1974) yaptığı çalışmasında Hochstetter'e atıfta bulunarak Kırcasalih Formasyonu ile birlikte "Trakya Katı" olarak adlandırılmasını uygun görmüşlerdir. Perinçek (1991) çalışmalarında Kırcasalih Formasyonu'nu Ergene Formasyonu ile birlikte, Ergene Grubu adı altında incelemişlerdir (Perinçek ve diğ., 2015). Farklı araştırıcılar tarafından farklı isimlerle adlandırılmıştır.

Stratigrafik ilişkiler: Belirgin erozyon dönemini takiben, kıtasal Miyo-Pliyosen Ergene Formasyonu çökeltilerinin açısal uyumsuzlukla çökelimi Trakya Havzası'nın tamamını örter (Gürgey, 2015). Tabanında Süloğlu Formasyonu'na ait kalkritli, yeşil renkli dağılgan çamurlar üzerine uyumsuz olarak gelmektedir. Yani, formasyon genelde playa düzlüğü

çökellerini açılı uyumsuzlukla örter. Arazide tüm kesitlerde yaygın gözlenen birim Edirköy'de dar alanda gözlenen kalkritlerle ilişkisi net değildir. Özellikle Tozaklı sahası güneybatısı ile Poyralı sahası kuzeydoğusunda yer alan kömür, kil-kum ocaklarını çevreleyen alanda açılı uyumsuzluk gözlenir. Kalkritli seviyeler altında bulunan karbonatlı killi kumtaşı ve dağılgan yeşil marnlarla ilişkisi de açısaldır. Sığ su-ripıl tabakalanmalı litolojilerle de açılı uyumsuzdur. Ergene Formasyonu üzerine; belirgin bir hat boyunca dizili gibi duran, bol kuvars çakıllı farklı kalkritik seviye gelir. Kalkritlerin varlığı uyumsuzluğa işaret edebilir bir belirteç olmasına rağmen, kayda değer bir uyumsuzluk gözlenemez. Kömür sahaları çevresinde kendisinden daha genç birimlerle olan ilişkisi tam olarak belirgin değildir (Gedik ve diğ. 2014).

Litolojik özelliği: Saray-Kırklareli-Edirne ekseninin kuzeyinde çeşitli akarsu kökenli klastiklerden oluşur (Sakınç M. ve diğ., 1999 s. 30). Rengi kızıl bordo veya şarabi renklerde istiflerden oluşur. İçerisinde kaba konglomeralar çoğunlukta olsa da boylanması kötüdür. Yer yer kızıl çamurlu birimler içerisinde belirli bir dizilim gösterebilen kuvars çakılları yoğunluktadır. Az oranda mermer ve metamorfik (meta gnays) benzeri çakıllar da bulunur. Genellikle tabanda sıralı dizilime sahip teknemsi daha içince çakıllı, iyi yuvarklaklaşmış birimler bazen 15-20 cm çaplı toplar içerebilmektedir. Teknemsi çapraz tabaka benzeri bur aradalanım içerisinde bitki izleri, yer yer kömürleşmiştir. Saha çalışmaları sırasında arazide görülebilen teknemsi çapraz tabakalardan alınan paleoakıntı ölçümleri 310°-335° olarak ölçülmüştür (Şekil 4-3). İncelemeye konu olan üç adet sahada, birimin en kalın gözlendiği saha; Poyralı maden sahasıdır. Ergene Formasyonu taban seviyelerinin ağırlıklı olarak konglomera ve yassılaşmış gibi görülebilen çakıllardan oluştuğu görülmektedir. Daha küçük çakıllar, yukarı konkav 30-50 cm arasında çakıllı birime geçer fakat sık rastlanmaz. Bu seviyeden itibaren üste doğru tabakalar daha düzensiz bir hal alır ve taneler kabalaşır ve tekrar incelir. Alt seviyeleri, üst seviyeleri ile kendisini belli eden yukarı konkav bir blokla ve bazen büyük konglomera ile ayrılyor gibi görülür. Çakılcıklı alt seviyelere sık rastlanmaz.

Fosil bulgusu ve yaşı: Arazi çalışmalarımız sırasında gözle görülebilir herhangi bir fosil bulgusuna rastlanılamamıştır. Sahada görülen açısal uyumsuzluk, yaş için önemli bir stratigrafik veridir. Ergene Formasyonu içerisinde bulunan ostrokodlar üzerine yapılan incelemelerde Şafak ve Güldürek (2015) atfen formasyon yaşı Geç Miyosen-Pliyosen olarak tanımlamıştır.

Kalınlık ve çökelim ortamı: Cevizköy'den Tozaklı'ya doğru asfalt döşeli ana yolun batısındaki tepelikler ve ağaçlı kesimlerde mostra verebilmektedir. Edirköy sahası hariç tüm maden sahalarında iyi yüzlekler vermiştir. Tabandan tavana ölçüm yapılabilecek yüzlekler mevcuttur. Sahada yapılan ölçümlerde kalınlık 4m'ye varır. Genellikle tarla yollarında renk ve içerdiği kuvars çakıllarıyla tanınması mümkündür. Formasyon çökelim ortamı akarsularla ilintilidir. Sondajlarda tespit edebildiğim kadari ile C42 kuyusunda 49,50 m'ye kadar derinliğe inebilmektedir. Sık sık Süloğlu Formasyonu içerisindeki kanallarla karıştırılır.

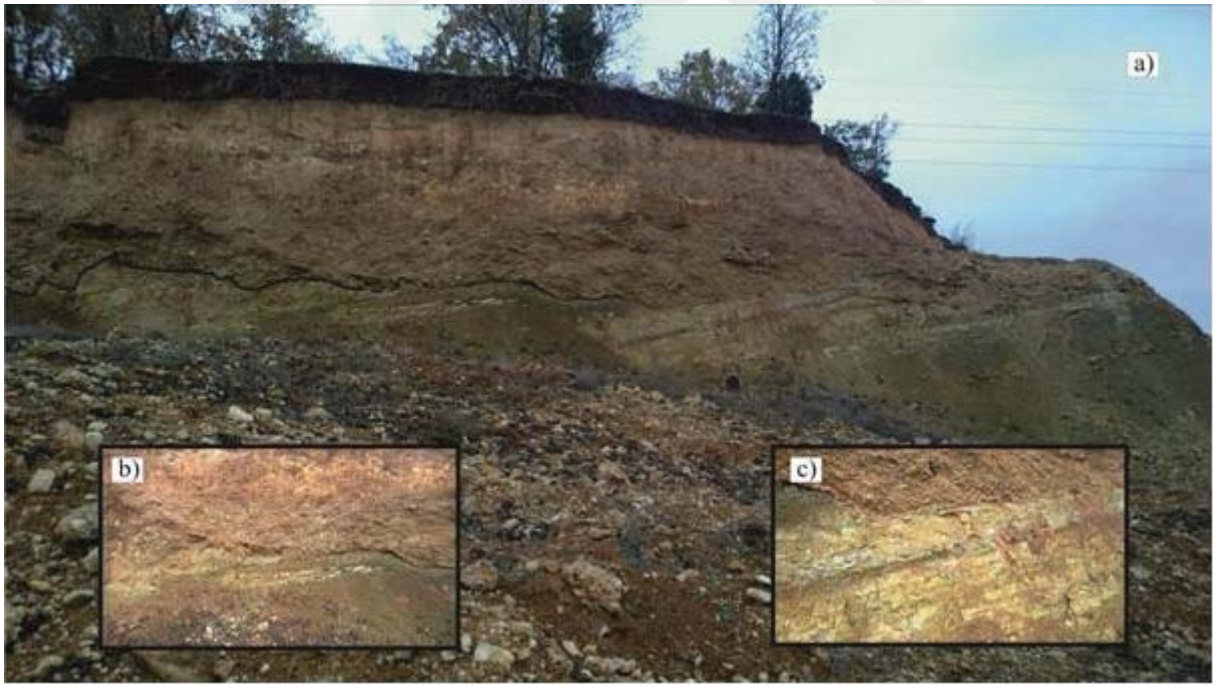
Tipik kesiti İstanbul Belgrad ormanlarıdır (Şafak ve Güldürek, 2015). Saha gözlemlerinde ise Tozaklı ve Poyralı köyü gibi inceleme alanının kuzeybatısında yer alan kömür sahalarında daha net şekilde görülmektedir. Formasyon kalınlığının havza kenarlarında inceldiği havza merkezine doğru ise kalınlıkların artarak devam ettiği çoğu araştırıcı tarafından ifade edilmiştir. Kalınlığın havza ortasında 1300 m'yi geçtiği saptanmıştır (Perinçek ve diğ., 2015). Havzanın kenarlarındaki dolgu kalınlığının, havza ortasına doğru sabit kalınlıklarda olamayacağı beklenen bir olgudur. Miyo-Pliyosen istifinin kalınlığı 1350 metreye kadar çıkmakta olup, bunun yaklaşık 800-1000 metresi Ergene formasyonuna aittir (Türkiye Stratigrafi Komitesi, 2006, syf. 50). Bölgede Ergene Formasyonu'nun kalınlığını bilmek için öncelikle Kırcasalih Formasyonu ile iyi bir şekilde ayırtlanması gerekir. Fakat oldukça güçtür. Çünkü; bu iki birim arasında yanal geçiş daha hâkim olmalıdır. Düşeyde ilişki net değildir.

Ergene Formasyonu sahadaki belirgin kızıl rengi ile rahatlıkla tanınmaktadır. Sondaj kesitlerinde dahi gözlenebilirler. Çok büyük 9 cm'e kadar çakıllar içerir.

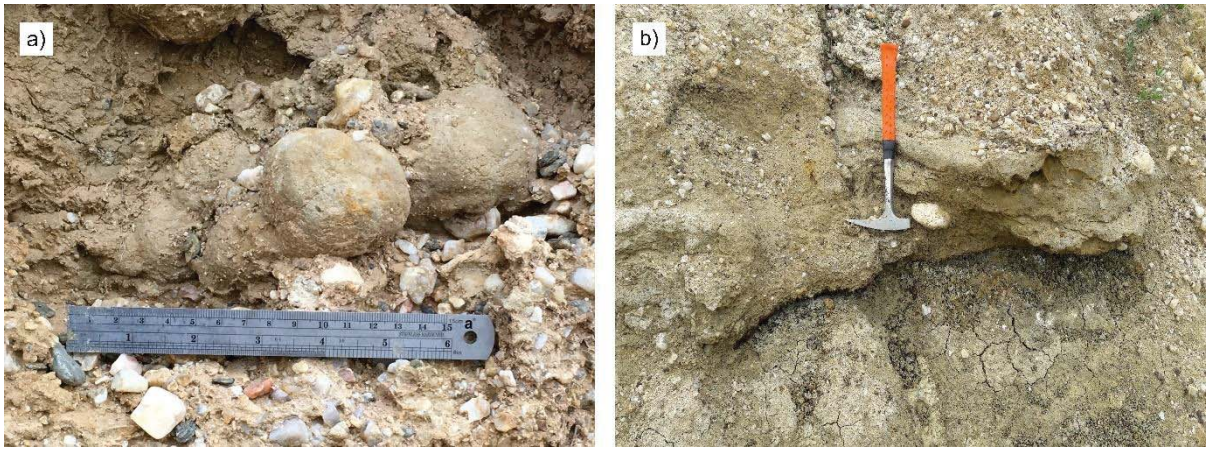
Ergene Formasyonu Tozaklı ve Poyralı kesitlerinde açısal uyumsuzlukla karakterizeyken, Edirköy gibi menderesli sistemin egemen olduğu orta-üst seviyeler gibi teknemsi çaprazların ve çapraz tabakaların yaygın gözlendiği birim üzerinde açık bir şekilde gözlenemez. Açısal uyumsuzluk genellikle gölsel-sahil çökelleri olarak adlandırılan ripıllı kumtaşları ile ilişkilendirilmiştir. "Zırhlı çamur topları" adıyla literatürde yer alan bu konkresyonlar Pleyistosen-Miyosen çökellerinde yaygın olarak gözlenmesine rağmen Jura gibi daha yaşlı çökeller içerisinde de oluşabilmektedir. Tanner (1996) siferik çamur topları gözlenmesinin yanı sıra, uzamış zırhlı çamur toplarının varlığından bahsederek, bu tür çamur toplarının hem gel-git hem de akarsu ortamında görülebileceğini ifade etmiştir. Ergene Formasyonu içerisinde gözlenenler çok iyi küresellik sergilemelerine rağmen, küreselliği iyi, çamur sıvalı kuvars (Şekil 4.5.a) çakıllarıdır.



Şekil 4.3: Ergene Formasyonu görülen tabakanın tek kanadının eğimi (K35B-KD33), tekne merkezi gibi akıntı ekseni ise (335°-310°) olan çakıllı kumtaşları (50286D-06782K).



Şekil 4.4: a) Ergene Formasyonu tabanında görülen açısal uyumsuzluk. b) Erozyon tabanı (kalem ölçek). c) Killi kumtaşı, çamurtaşı seviyeleri üzerine gelen açısal uyumsuzluk.



Şekil 4.5: a) Poyralı üst seviyelerini oluşturan Ergene Formasyonu içerisindeki çamur sıvamış kuvarslar (Poyralı, Ölçek: 15 cm cetvel), b) Ergene Formasyonu farklı seviyeleri (Edirköy maden ocağı güneydoğusu).

4.2.5.2. Kırcasalih Formasyonu (Plk)

Adlandırma: Sakınç ve diğ. (1999)'ne göre daha önceki çalışmalarda Trakya Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Hatta farklı kaynaklarda Sinanlı Formasyonu veya Üyesi olarak ifade edilen kireçtaşları Kırcasalih Formasyonu kapsamında değerlendirilmiştir.

Stratigrafik ilişkiler: İnceleme sahasında çok sık rastlanmadığı açıktır, sondajlarda dahi tam bir derinlik, kalınlık belirtilemez. Ergene Formasyonu'na ait iri kuvars çakılları ve bazen çamurların yer aldığı sondajlardaki açılı uyumsuzluk rahatlıkla yakalanabilir. Arazi sahası dışında Süloğlu-Kırklareli uzantısında inşa halindeki Kırklareli-Edirne otobanı şantiye sahalarında görülebilir. Sahadaki yüzleklerde Ergene Formasyonu olarak adlandırılan birimin üzerinde şeridi andıran kalişli bir zon içerisindeki sarımsı kumlar Kırcasalih Formasyonu'na ait olduğu düşünülebilir. Genellikle kara toprak tarafından örtülüdür.

Litolojik özelliği: Sarımsı kumlardan ve çamurlarda oluşan birim oldukça dağılgan yapıdadır.

Fosil bulgusu ve yaşı: Formasyon fazlasıyla aşınmaya uğraması nedeniyle çoğun takip edilemez.

Kalınlık ve çökelim ortamı: Ergene Formasyonu ile ilişkisinin net olmayışı, kalınlıkların belirlenmesini zorlaştırır. Ergene Formasyonu ile bir düşünülmelidir. Paşayeri, Dolhan güneyi, İnece köyü (Kırklareli) yol yarmalarında (inceleme alanı dışı) tanımlanabilir. Alüvyal yelpaze çökellerini temsil eder.

4.3. YAPISAL JEOLOJİ

4.3.1. FAYLAR

Bölgede bilinen fay sistemleri havzanın görece kuzey orta-iç kesimlerinde yer alan Sergen Fayı ile paralellik gösterebilen yapılardan oluştuğu bilinmektedir. Havzanın, daha güney-orta kesimlerinde yer alan fayların; Kuzey Osmancık Fayı ve Terzili Fay sistemlerine ait olduğu söylenebilir. Ana yapısal elementler kuzeybatı güneydoğu uzanımlı sağ yanal doğrultu atımlı faylardır (Sünnetçioğlu, 2008). Dahası, Terzili Fay sisteminin görece havzanın orta kesimlerine yakın olduğu bilinir. Kuzey Osmancık ve Terzili faylarından oluşan kuzey kısım Yunanistan'dan Marmara Denizi'ne kadar uzanır (İslamoğlu ve diğ., 2010). Merkez Trakya Doğrultu Atımlı Fay Zonu, Balkan Yarımadası'nın doğu kesiminde Üst Kretase-Paleosen çökellerinin depolanmasını kontrol eden Balkan–Trakya Sağ Yönlü Fay Zonu'nun doğu bölümünü oluşturmaktadır (Elmas, 2012). Daha önceleri bu fay zonuna ait bilgiler Perinçek (1991) ve Koral (1997) gibi yapılan farklı çalışmalarda Trakya Fay Sistemi veya Trakya Fayı olarak isimlendirilmiştir.

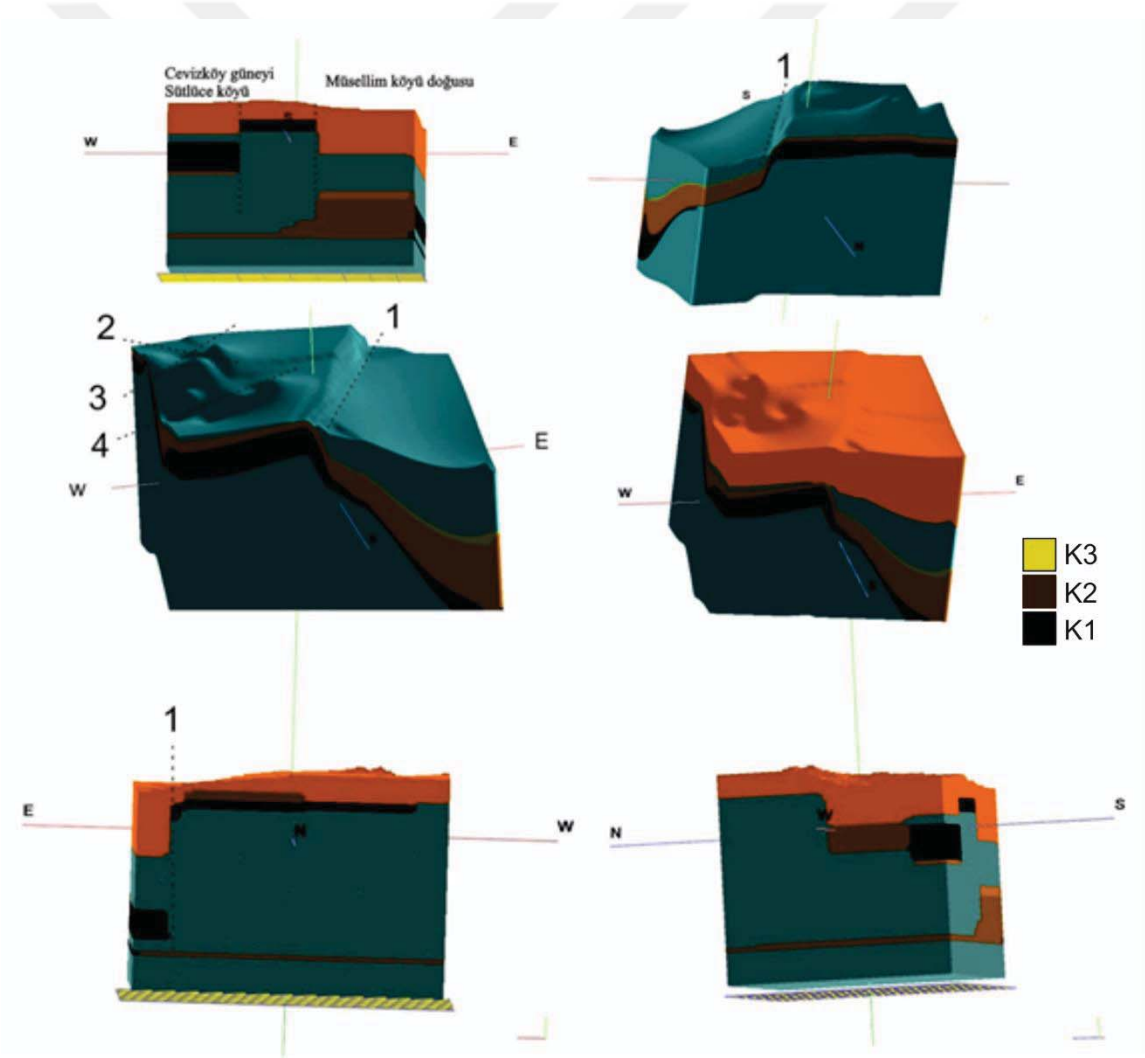
Havza'nın güneyinde ise Kuzey Anadolu Fayı ile ilişki yapısal unsur olan Ganos Fayı yer almaktadır. Bu fay, Trakya-Eskişehir Fay Zonu'nu üç noktada keserek batıya doğru Trakya-Eskişehir Fay Zonu kollarıyla KAF'nın taşınmasını sağlar (Yaltırak ve diğ., 2015). Bu dönemde (Ates ve diğ., 2003; Zattin ve diğ., 2010) gibi çalışmalara göre Kuzey Anadolu Fay (KAF) sisteminin Marmara bölgesine ulaştığı ve farklı evrelerde dönüşerek günümüzdeki konumuna geldiği belirtilmiştir.

Miyosen dönemine gelindiğinde ise Kırklareli fay zonunun aktivitesi görülür. KB-GD ve D-B yönlerindeki büyük yayılım gösteren faylar Kuzey Anadolu Fay Zonunun sırasıyla Kırklareli Fay Zonu ve KAF'nın Saros bölümünü temsil etmektedir (Etiz ve diğ., 2007).

Trakya Havzası'nın açılımına bağlı olarak gelişmiş düşük açılı, büyük normal faylar bulunmaktadır (Okay ve diğ., 1995). Bunlardan biri olan ve Okay ve diğ. (2017) tarafından bahsedilen fay, havzayı daha güneydoğu ucundan sınırlandırdığı düşünülen Çakıl Fayı olmalıdır. Çakıl Fayı'na paralel havza sınırından daha içeri doğru uzanan fay sistemlerinin olması mümkündür.

Havzanın kuzeyinde son yapılan çalışmalar; (Akgündüz ve Koral, 2018) Istranca Masifi ile Tersiyer çökellerini sınırlayan "Batı Istranca Fay Zonu" ismi verilen fay topluluğunun dokanağının ilk defa Elmas (2012) tarafından adlandırılan, Akalan Formasyonu'nun çakılları ile temas halinde oldukları ve bu formasyonun üzerinde geçişli olduğu Eosen karbonatları tarafından fayın uyumsuzlukla örtüldüğü ifade edilir.

Açılan sondajlarda belirlenen formasyon derinliklerine göre fayların Süloğlu Formasyonu'nu dahi etkilediği, Ergene Formasyonu içerisinde ise fayın türüne bağlı olarak sınırlı bir etkinin varlığından söz edilebilir. Daha yaşlı faylar Ergene Formasyonu'nu etkileyememiş olması gerekir.



Şekil 4.6: Faylarla farklı kömür zonlarının ilişkisini açıklayan blok modeller.

Blok modellemelerde görülen üç ana çizgisellikler dört veya daha üzeri unsurlara ayırtlanabilir. Blok diyagramlarda taban kömür zonu bol kil arakesmesi içermesi nedeniyle

K1 olarak adlandırıldı, kil ve az oranda silt arakesmesi içeren kömür zonu K2 ve yüksek oranda kum arakesmesi içeren birim ise K3 olarak modellenmiştir. Kömür zonları kömürlerin gerçek kalınlıkları değildir. Arakesmeler dahil zonun içerisinde kömürle birlikte kömürün yan kayaçlarını da barındırır.

Dört çizgisellik yakınlaşarak, belirli bir noktada birleşip hâkim yön olan kuzeydoğu güneybatı yönelimli düşey bileşeni belirgin, daha genç bir sisteme dönüşmektedir.

Blok şekiller (Şekil 4.6) içerisinde (1) nolu çizgisellik en belirgin genç fay zonuna karşılık gelir. Bir (1) numaralı fay, Vize'nin batısında bulunan dar vadi boyunca kuzeydoğu güneybatı yönlü uzanmaktadır. Bu fay zonu Soğucak dere boyunca uzanan fay zonunun eşleniği gibi görünmektedir. Yani; Soğucak dere, Topçuköy batısında Topgürgen sırtı ve kuzeyinde çatallanarak devam eder. Fakat basitleştirilerek tek bir fay zonu olarak değerlendirilmiştir. Ana kol Pazarlı kuzeyinde bulunan Sivrikaya Sırtına kadar uzandığı anlaşılmaktadır. Diğer kolu ise Vize'ye daha yakın konumdaki Kocabayırsırtı olmalıdır.

İki (2) numara ile işaretli fay zonu yönelimi genç faylara göre tamamen farklı yönde gelişmiştir. Paleo yükselimleri takip edercesine kuzeybatı güneydoğu yönelime sahiptir. Kırklareli Fay Zonu'na ait bir bileşen gibi görünmektedir.

Üç (3) ve (4) numaralı faylar ise havzanın açılmasını sağlayan fay sistemlerinden yönelimi itibari ile daha genç faylar olmalıdır. Fakat faylar, (1) numaralı fay sisteminin sınırında son buluyor gibi görünür.

Daha güneyde Topçuköy'ün hemen batısındaki sırtlardan devam ederek Ahmetbey'e ulaşan çizgiselliktir. Bu fay daha önce haritalanan ve daha yaşlı temel birimleri de kesen Vize'nin hemen kuzeyinde yer alan fay sisteminin devamını teşkil eden daha genç bir fay sistemi olmalı.

Bir diğer önemli çizgisellik eski çalışmalarda bir kısmı haritalandırılmış Evrenli ve Çakıllı köyleri arasından geçip Vize deresini takip ederek Karapürçek ve Sinanlı köylerini aşarak güneye uzanan fay sistemidir. İnceleme yapılan sondajlar bu alana dahil değildir. Arazide Edirköy, Yuvalı civarından Vize taraflarına doğru bakıldığında bu yapıyı anlamak mümkündür. Edirköy maden ocağı ile Vize arasında kalan paralellikte gözlenir ve Vize yönünde düşey atım sergilemiştir. Maden ocağı yükselen kesimi kapsar.

Tüm çizgisellikler Durmaz ve Güler (1985) yer alan çizgisellikler ile örtüşmektedir. Ve fayları temsil ettikleri sonucuna varıldı.

Maden ocakları içerisinde yer alan faylar;

Tozaklı maden sahasını yükselten fay zonu Terzili Fay Zonu'na bağlı kollardan birine ait olmalıdır. Yönelim açısında Kırklareli Fay Zonu'na ait bir kol görünümüne sahiptir.

Tozaklı maden sahası içerisinde maden sahasını bir uçtan bir uca kat ettiği düşünülen bir fay gözlenir. Fay kömür madeninin güneydoğu ucu ile kuzeybatı ucu arasında belirti vermektedir. Tam olarak 2 m düşey atım bileşeni vardır, doğrultu atım bileşeni tam anlamıyla saptanamamıştır. K25B 65GB doğrultu eğimli bir normal fay sistemidir. Güneybatı kısımda kalanlar bölgeler görece alçalmıştır. Sahanın güneydoğu ucunda yüksek oranda beyaz fay kili, kaolen benzeri killer egemen alanlarla dikkati çeker.

Edirköy sahasının güney ucunda çok daha sınırlı bir alanda belli belirsiz bulunur. Muhtemelen burada gözlenen killer de bir fayla ilişkilidir. Daha önce bahsedilen Evrenli, Çakıllı, Sinanlı köylerini aşan faylarla ilişkilidir.

Poyralı sahasında gözlenen bir diğer fay sistemi ölçülü kesit güzergahında da yer alan fay sistemi ters bileşenli ve çok küçük ölçekli düşey atıma sahip fay sistemidir. Öyle ki kızıl renkli karbonatlı kumtaşlarını tam anlamıyla düşeyde bir miktar öteler. 22 cm'lik ters bileşenli düşey atım 34-35 cm'lik yanal atımla desteklenmektedir. Düşey atım bileşeni farklılıklar gösterir ancak çok düşüktür bazen 30 cm civarında tabaka kalınlıklarını tam anlamıyla öteleyememiştir. K65B 50-55KD doğrultu eğimli ter faydır.

4.3.2. UYUMSUZLUK

Arazide görülen tek uyumsuzluk Ergene Formasyonu'nun hemen altında sahil veya benzeri üye üzerinde gelişen açısal uyumsuzluktur. Bu formasyon lagüner istifin benzeri yapıyı üzerlediği gibi playa vb. çökel olarak yorumlanabilecek taşkın düzlüğü, kalişli sedimentleri uyumsuzlukla üzerler. Arazide yapılan ölçümlerde Ergene Formasyonu içerisinde K35B 33KD yönelimli tabaka ile Süloğlu Formasyonu'nu temsil eden (sığ su) göl-sahil benzeri istifin taban ve tavanı (simetrik ripıllı kumtaşları) arasında yapılan ölçümler karşılaştırılmıştır. Yani bu uyumsuzluk düzlemi gerçekleşmeden önce sığ sahil çökellerinin konumu saptanmaya

çalışıldı. K35B 33KD ile ölçülü kesitte ilk ölçüme başlandığı ikinci metreden alınan K85D 22KB tabaka ölçümleri kıyaslandığında uyumsuzluk gerçekleşmeden öncesi, belirtilen sığ sahil çökellerinin konumunun aynı olduğu sonucuna varılır. Sahil merkezi (kanal sisteminin görüldüğü) tam gelişemeden evvelki konumu K37D 41B olarak saptanır. Daha sonraki değerlendirme ise uyumsuzluğun aynı seviyesi ile Süloğlu Formasyonu'nun üstte eğiminin giderek arttığı ripıllı seviyelerin sonunu teşkil eden seviye üzerinde K82D 40KB olarak ölçülen kesimdir. Bu veriler de karşılaştırıldığında son deformasyon evresi gelişmeden önceki konum K50D 61B olarak ölçülür. Yeni oluşan K37D 41B ve K50D 61B düzlemlerinin arasındaki açının 22° saptanabilir. Ölçüm yapılan kesitin bir kısmı aşınmış olmalıdır. Daha üst kısımlarda da buna benzer sekanslar mevcuttur fakat aşınmıştır. Lineer bir aşınma düşünecek olursak 244° gidişli 22 GB'a dalımlı bir aşınmanın güneybatı yönünde daha fazla olduğu düşünülebilir. Neticede sahil kumullarının merkezini teşkil eden kanalın çekirdeği (6-7,20 m arası) konumunu büyük oranda korur.

Fakat önce sahada gözlenen ters bileşenli sağ yönlü doğrultu atımlı fayın görece fazla olan doğrultu atım bileşeni ve ters bileşen hesaba katılmadan yapılan bir hesaplamadır. Eğim derecelerinde kuzeye yönelim ilk duruma göre az da olsa değişmiştir. Bunda gömülü ölü bir fayın etkisin olduğu kaçınılmazdır. ÖSK hattını iki farlı uçtan kesmektedir. Tahminimce toplam atımı (düşey-yanal) 6 m'yi geçemez.

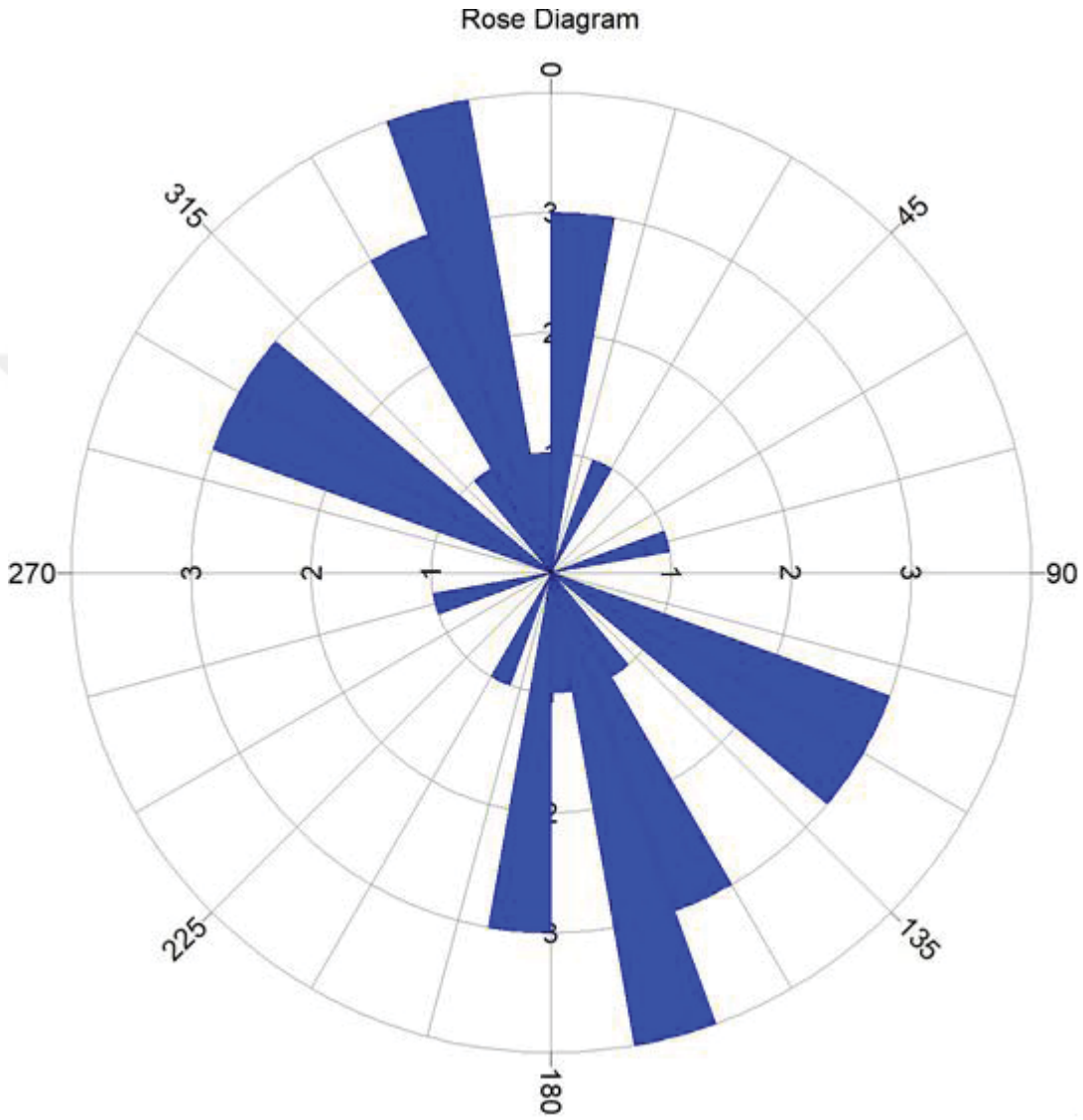
Tozaklı sahasında Ergene Formasyonu görece daha düşük uyumsuzluk açısı sergiler. K65B KD20 derecedir.

4.3.3. PALEOAKINTI

Yapılan ölçümlerin değerlendirme sonuçları, tekne eksenleri ve alınseti tabakalarına benzer yapı veya düşük açılı çaprazlardan alınan verileri kapsar. Düzlemsel laminalı çapraz tabakalı birimlerden sadece eğim ölçümü yapıldığından değerlendirmeye tutulmamıştır.

Hâkim akıntı yönünün 345°-300° ve doğrultularında baskın olduğu ve akıntıların aynı doğrultularda terslenebileceğini gösterir. Bu tip zıt akış tipine çok yönlü akış denir (Boggs, 2014). Sığ denizel, deltayik ve fluviyal çökellerden yapılan ölçümler, çapraz tabakalanma kullanıldığında baskın akıntı yönünü/yönlerini en iyi şekilde temsil eder (Tucker, 2001). Sadece tekne eksenlerine bakıldığında 300° ve tersi yönleri baskındır. Gilbert tip delta fan delta çökeli olması dolayısı ile akarsularla yakından ilişkilidir. Bu sebeple verilerin bir arada

değerlendirilmesi uygun görüldü. Son olarak (Potter ve Pettijohn, 1977) tekne eksenleri alınsetlerine göre daha iyi eski akıntı analizi belirtirler. Çünkü; düşük açılı çapraz veya alınsetlerinden yapılan ölçümler gelgit ortamını gösterebilir ve yanıltıcı olabilir.



Şekil 4.7: Tekne ve alınsetlerinden oluşturulan gül diyagramı.

4.4. SEDİMANTOLOJİ

4.4.1. Fasiyes Topluluklarının Belirlenmesi ve Yorumlanması

Sahada gözlenen fasiyes toplulukları Miall (1985)'in oluşturduğu tablolar, Miall (1996) tarafından yazılmış "The Geology Of Fluvial Deposits" kitabı içerisinde yer alan benzer tablolar ve yine Miall (2016) tarafından yazılmış "Stratigraphy A Modern Synthesis" kitabı içindeki ortamsal yorumlar değerlendirilerek oluşturuldu. Litofasiyes toplulukları hakkında arazi gözlemleri ve sondaj verilerinden elde edilen bulgular ilişkilendirilmeye çalışılmıştır. Bölümde, alt fasiyes topluluklarının birleştirilmesi yoluyla çökelim ortamı hakkında bir sonuca varmak hedeflenir.

Fasiyes 1: Teknemsi Çapraz Tabakalı Kumtaşları (St)

Fasiyes 2: Yatay Tabakalı Çakıllı Kumtaşları (Sh)

Fasiyes 3: Kırmızı Kumtaşları (St_x)

Fasiyes 4: İnce-Orta Tabakalı Yatay Kumtaşları (Shl)

Fasiyes 5: Düzlemsel Çapraz Tabakalı Kumtaşları (Sp)

Fasiyes 6: Tanjansiyal Çapraz Tabakalı Kumtaşları (Spf)

Fasiyes 7: Simetrik Ripıllı Kumtaşları (Sr)

Fasiyes 8: Üste Doğru Kabalaşan Kumtaşları (Smi)

Fasiyes 9: Düşük Açılı Çapraz Tabakalı Kumtaşları (Sl)

Fasiyes 10: Asimetrik Ripıllı İnce Taneli Kumtaşları-Silttaşları (Fr)

Fasiyes 11: Çamurtaşları (Fml)

Fasiyes 12: Boz Renkli Kumtaşları (Fl)

Fasiyes 13: Çamurtaşları (Fml)

Fasiyes 14: Kumlu Marn-Kireçtaşı (Pi)

Fasiyes 15: Marn (Fm)

Fasiyes 16: Kömür-Organikçe Zengin Çamurtaşı (C)

Sondajlarda bazı fasiyeslerin görülememesi litoloji temelli değerlendirmeyi esas kılmıştır. Örneğin; ripıllı seviyeler sondajlarda görülmedi. Fakat yanal yığışım yüzeyleri ve büyük boyutlu çapraz tabakalanmalar rahatlıkla tanınabilmektedir. Ayrıca, düşey ölçekte litoloji temelli ardalanım daha iyi anlaşılmaktadır.

Tablo 4.1: Tanımlanan fasiyesler ve özellikleri.

Fasiyes No:	Fasiyes Kodu:	Fasiyes Adı	Özellikler	Yorum
F1	St	Teknemsi Çapraz Tabakalı Kumtaşları	Kumtaşları kötü boylanmalı, iyi yuvarlaklaşmış, karbonat çimentolu çakıllar ile birlikte büyük boyutlu teknemsi çapraz tabakalar ve iyi boylanmalı sarı renkli görece daha küçük tekne geliştiren kumtaşları	Menderesli dağıtım kanalları
F2	Sh	Yatay Tabakalı Çakıllı Kumtaşları	Oldukça kötü boylanmalı, Teknemsi yapılardakilere benzer karbonat oranı yüksek çakıllı kumtaşları	Terkedilmiş Kanallar
F3	St_x	Kırmızı Kumtaşları	Teknemsi çapraz tabakalanmalı kumtaşları, diğer teknemsi tabakalanmalardan litolojik bazda daha farklıdır.	Menderesli dağıtım kanalları
F4	Shl	İnce-Orta Yatay Tabakalı Kumtaşları	İyi boylanmalı, karbonat içeriği olabilen, ince-orta taneli genellikle sarı renkli kumtaşları	Taşkın düzlüğü, Setüstü çökelleri, Nokta barları
F5	Sp	Düzlemsel Çapraz Tabakalanmalı Kumtaşları	İnce taneli kumtaşları, silttaşları	Nokta barı, taşkın düzlüğü ve menderesli akarsu sistemi

F6	Spf	Tanjansiyal Çapraz Tabakalı Kumtaşları	İnce tabakalanmalı, büyük düzlemsel çapraz tabakalara benzer	Delta alınsetleri
F7	Sr	Simetrik Ripıllı Karbonatlı Kumtaşları	Simetrik yüksek genlikli karbonatlı kumtaşları	Sahil-göl çökelleri
F8	Smi	Üste Doğru Kabalaşan Kumtaşları	Bulantı akıntısı benzeri yapılar ve üste doğru kabalaşma	Delta Taban Setleri
F9	Sl	Düşük Açılı Çapraz Tabakalı Kumtaşları	İnce-orta taneli kumtaşları, Makroform veya mikroform ölçekte olabilir.	Dirsek barı, nokta barları
F10	Fr	Asimetrik Ripıllı İnce Taneli Kumtaşları-Silttaşları	İnce taneli kumtaşları, grimsi, boz renkli litolojiler içerisinde	Nokta barı çökelleri, Alt Akış rejimini karakterize eder
F11	Fml	Çamurtaşları	Sondajlarda yeşil mavi kil litolojileri ve çamurtaşları, sahada kaliçli seviyeler, kahvemsi, boz renkli çamurlar	Taşkın düzlüğü (Playa) bataklıkları veya kanallar-arası bataklıklar
F12	Fl	Boz Renkli Kumtaşları-Silttaşları	Gevşek tutturulmuş, çoğu zaman ince yatay tabakalı kumtaşları	Yaygı kanalları veya dağıtım kanalları
F13	Fsm	Sarı Renkli Çamurtaşı	Çoğu zaman karbonatça zengin, ince-orta katmanlı çamurtaşı	Taşkın düzlüğü, Yaygı Çökelleri
F14	Pi	Kumlu Marn-Kireçtaşı	Oldukça sert, silisifiye litolojiler, sert kireçtaşı	Taşkın Düzlüğü Ortamı vey sığ su ortamı
F15	Pi	Marn	Grimsi-boz ve bej renklerde, çoğun orta katmanlı, bazen masif litolojiler	Göl kıyısı ve sığ su bataklıkları
F16	C	Kömür-Organikçe Zengin Çamurtaşı	Ksilitik-ağaçsı, linyit-alt bitümlü linyit kömürler, siyah renkli çamurlar	Taşkın düzlüğü veya sığ su bataklıkları

Tablo 4.1(devam)

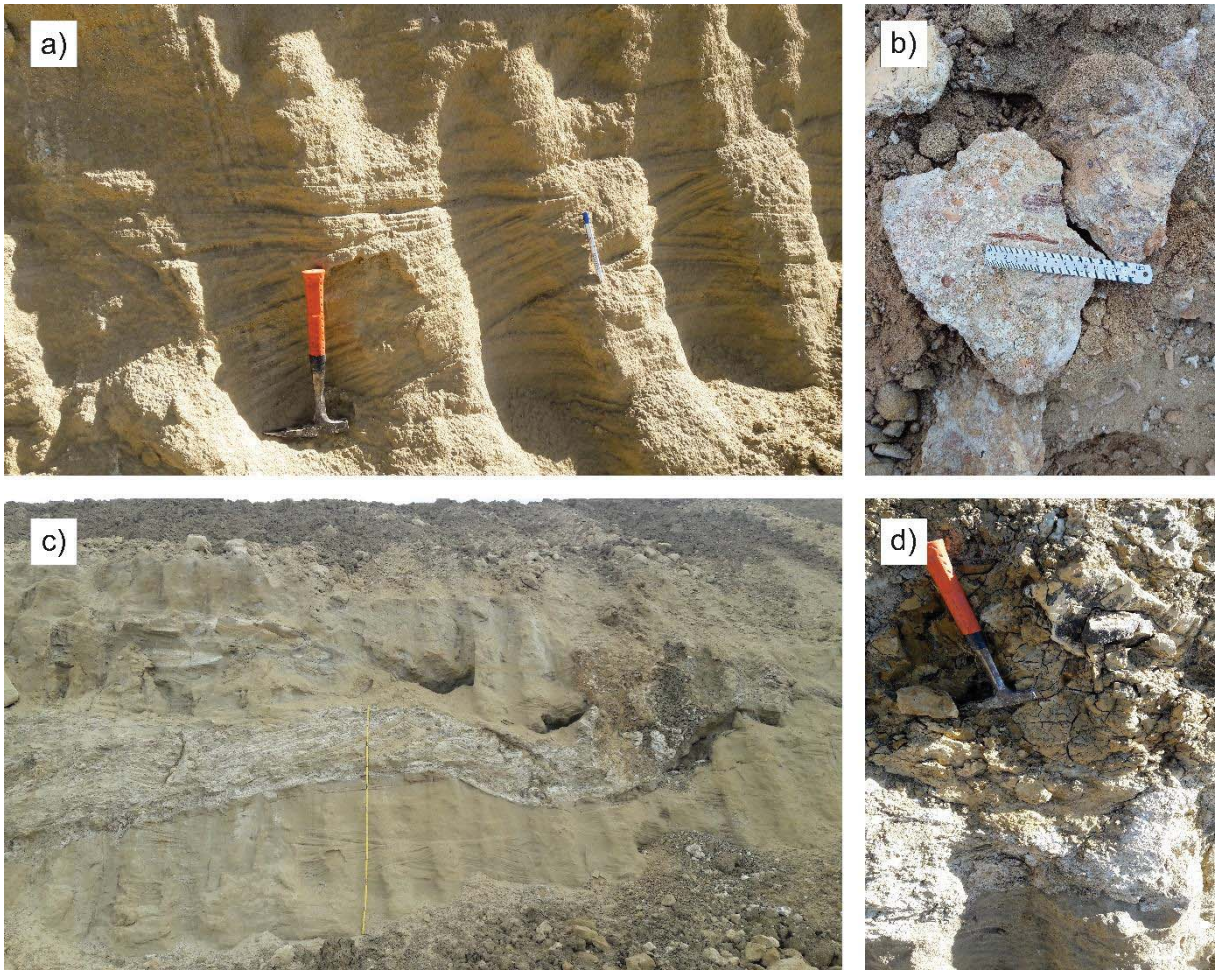
4.4.1.1. Fasiyes 1: Teknemsi Çapraz Tabakalı Kumtaşları (St)

Fasiyesi temsil eden litoloji ağırlıklı olarak sarımsı-beyaz renkte olup, içerisinde farklı boyutlarda çakıllar içermektedir. Yer yer tane destekli, orta-kötü boylanmalı, iyi yuvarlaklaşmış birim, karbonat çimentolu ve gevşek tutturulmuştur. İç yapısında düzlemsel çapraz tabakalanmalar gözlenebilir. Yanal devamlılığı oldukça fazladır. Mostrada tabaka eksenleri arasındaki mesafe yaklaşık 1,5-2 m'dir. 40-60 cm'lik kalınlıktaki birimler bazen masif görünümlüdür. Çamur toplarının olduğu tekne ekseni merkezlerinde 115° paleoakıntı yönü ölçülmüştür. Düzlemsel çapraz tabakalardan alınan eğimler (Fas.5) 30-45° güneydoğuya doğru olarak ölçüldü. Üst sınırları ve alt sınırlarından daha ince taneli sarı renkli, görece daha ince taneli teknemsi çapraz tabakalı kumtaşlarına geçer. Edirköy-TKİ'nin günümüzde üretim yaptığı ocakta gözlenir. Bu ocak içerisinde yaklaşık KD-G yönlü ölçülen kesitte (TSE) üst kesimlerindeki yaygın litolojidir. Bu birimin en önemli karakteristiği içinde yaklaşık çapı 60 cm ve daha fazla uzunlukta yeşilimsi, gri devasa çamur topları içermesiyle karakterizedir. Edirköy sahasında alınsetleri (Fas.6) yanal geçişlidir.

Sarı renkli teknemsi çapraz tabakalanmalı kumlar çok daha iyi korunmuş biçimdedir. Teknemsi çapraz tabakalanmalı çakıllı kumtaşlarına göre daha küçük boyutlu tekne sisteminin bir parçası gibi görünürler. Küçük ölçekli kahverengimsi topakçıklar ve nodül benzeri yapılara rastlanabilir.

Karbonat tutturuculu çakıllı kumtaşı litolojisi ile sarı renkli, iyi boylanmalı, teknemsi kumtaşları birbirleriyle yakın ilişki içerisinden olmalarında dolayı birlikte değerlendirildi.

Yorum: Temel olarak üç adet, benzer kumtaşı litolojisinin oluşturduğu birimdir. İlki karbonat tutturuculu çakıllı kumtaşları, ikincisi daha ince taneli sarı renkli kumtaşları ve üçüncüsü kırmızı renkli, görece daha sıkı tutturulmuş kumtaşlarıdır. Tekneler, dünlerin veya sinüs doruklu mega-ripılların göçü ile oluşur (Miall, 2016). Talvek kotu merkezine doğru daha derin kesimlerdeki zamanla oluşan alt akış yükünde teknemsi çapraz tabakalı kumtaşı setlerinin gelişmesi, sinüs doruklu (Ellenve diğ., 2019) yatak şekillerinin göçünü gösterir. Edirköy Üyesi içerisinde görülen teknemsi kanal yapıları ile belirgin seviyelerdir.



Şekil 4.8: a) Teknemsi çapraz tabakalı kumtaşının yakın görünümü, b) Bitki-Saz izli, kötü boylanmalı (Fas.2) karbonatlı çakıllı kumtaşı (ölçek: 15 cm cetvel), c) Beyaz rengi ile dikkat çeken teknemsi çapraz tabakalı karbonat tutturuculu çakıllı kumtaşı, d) Tekne eksenlerine yakın merkezlerinde büyük boyutlu çamur topları gözlenir (Edirköy).

4.4.1.2. Fasiyes 2: Yatay Tabakalı Çakıllı Kumtaşları (Sh)

Karbonat tutturuculu, kötü boylanmalı, çakıllı kumtaşları ile karakterizedir. Yatay veya yataya yakın tabakalanmalar halinde görülür. İçerisinde bitki, saz izi gibi kalıntılar vardır. "Rip-up clast" benzeri yapı sergiler. Edirköy sahasında net olarak gözlenebilir. Tozaklı ve Poyralı sahasında gözlenememektedir. Bazen eğimli bir görünüm kazanabilirler. Düşeyde Alınsetleriyle (Fas.6) yakından ilişkili oldukları görülür.

Yorum: Fasiyes, bir numaralı fasiyes ile yanal geçişlidir. Edirköy sahasında teknemsi çapraz tabakalanma sistemlerinin yanal devamında devamını teşkil eder. Alınsetleriyle yakından ilişkili olmaları ve kanal sistemlerinin devamını oluşturmaları sebebiyle terkedilmiş kanal

sistemleri olarak yorumlanabilir. Yatay ve yataya yakın tabakalanma ve az oranda düşük açılı çapraz tabakalanma karakteristiği sergileyebilir.

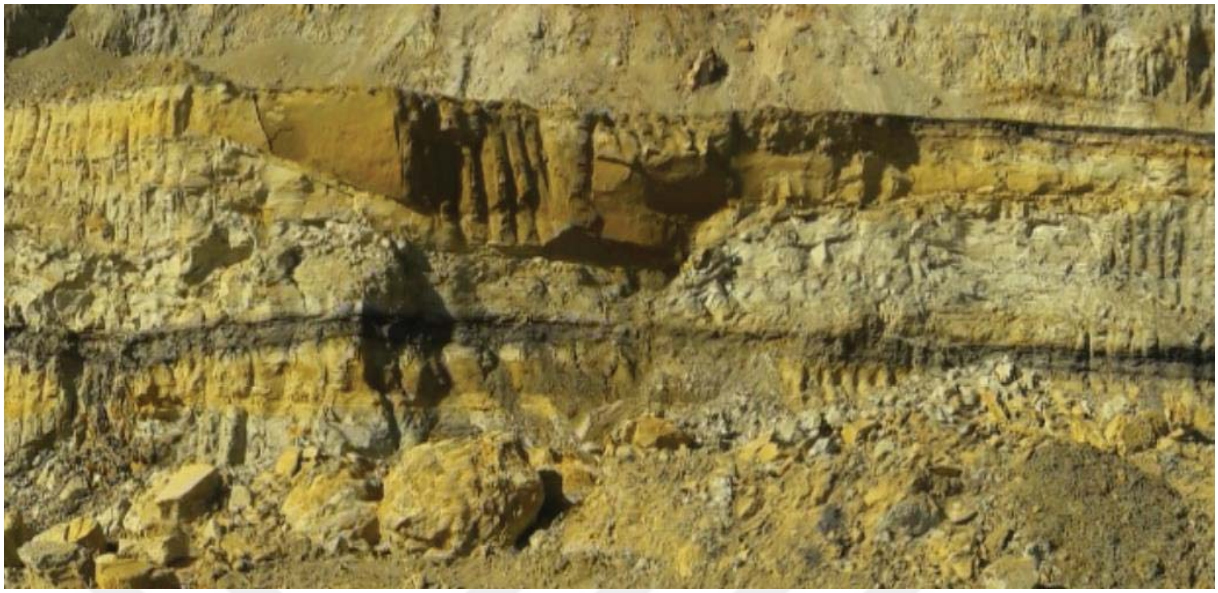
4.4.1.3. Fasiyes 3: Kırmızı Kumtaşı (St_x)

Edirköy (TSE), Tozaklı (KPT), Poyralı (KPP) kesitlerinde görülebilen kırmızı renkli kumtaşlarıyla temsil edilir. Daha üst seviyelerinde yer alan karbonat tutturuculu, teknemsi çakıllı kumtaşı ve sarı renkli teknemsi kumtaşlarından farklı olarak tüm sahalarda takip edilebilen karbonatlı kırmızı kumtaşı (Şekil 4.11) litolojisi baskın seviyelerdir. Kumtaşı özelliği itibari ile karbonatlıdır ve çok sert yapılıdır. Poyralı sahasında aynı litolojiye ait seviyeler daha farklı ve küçük ölçekte kırıntılı karbonatlı birimlere karşılık gelir. Poyralı (KPP) kesitinde küçük bir oluk barını andıran, ince tabakalı kanallar geliştirdiği anlaşılır. Tozaklı ve Edirköy sahalarında çok büyük boyutlu farklı birimler ile birleşerek tekne yapılı tabakalar oluşturabildiği anlaşılır. Tozaklı sahasındaki mostranın gözlendiği kesimlerde, ince kömür damarını ikiye bölen ve bunun üst kömür damarın üzerinde yer alan kanallar içerisinde gözlenen birim 4 m kalınlığa erişebilir. Marn (Fas. 15), sarı çamurtaşı (Fas.13) düşeyde ardalanır, aynı fasiyeslerle yanalda da geçişlidir.

Edirköy sahasında 2-2,5 metreye varan tabaka kalınlıkları söz konusudur. Tekne geliştirdiği (Şekil 4.10) yerlerde tabaka eksenlerinden alınan ölçümler 110°-120° arasındadır.

Tozaklı ve Poyralı sahası karşılaştırıldığında, kıyı ile ilişkilendirdiğimiz beyaz renkli karbonatlı kumtaşlarına (vake) geçiş, bu seviyenin biraz öncesinde marn ve sarı çamurtaşları (Fas.13) başlıyor olmalıdır.

Yorum: Bu çökeltilerin kaynağı yavaşça akan akarsulardır. Kırmızı renk bileşeni düşünüldüğünde içerisinde bulunan demir oksitler beslenme alanından uzak bir sistemin son temsilcisi olduklarını düşündürür. Gerek litolojik özellikleri gerekse diğer litolojilerle ilişkileri göz önüne alındığında sıcak, ılıman ve sakin bir ortamda çökeldikleri sonucuna varılır. Karbonat bileşeni yüksek litolojilerde de çapraz tabakalanma gelişebildiği bilinmektedir. Kırıntılı kireçtaşlarında sık sık çapraz tabakalanmanın varlığı, kireçtaşlarının karbonat içermeyen sedimentlerle aynı şekilde depolandığını gösterir (Harbaugh, 1959).

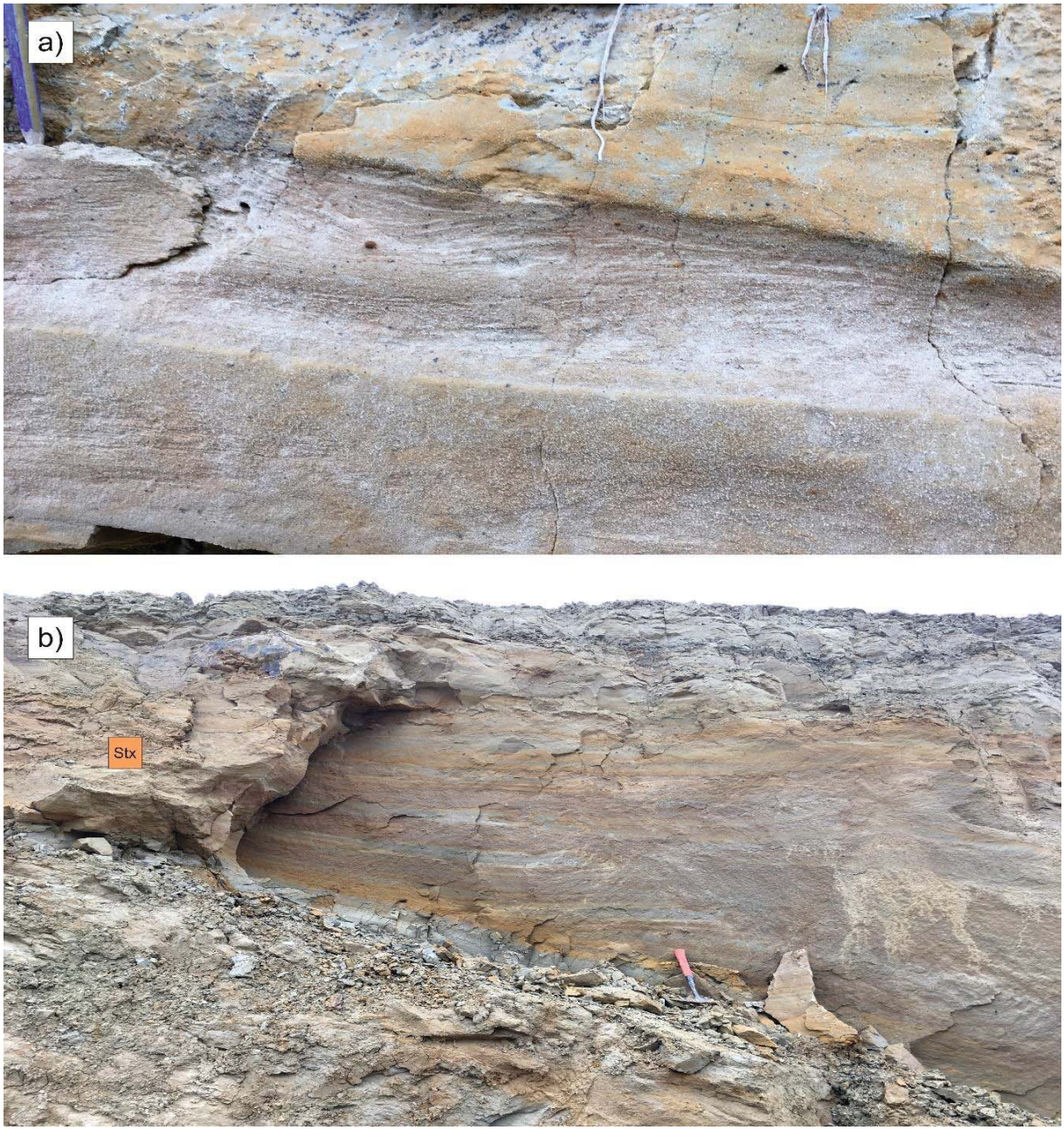


Şekil 4.9: Kırmızı kumtaşı barındıran kanallar (Tozaklı sahası kuzeybatısı).



Şekil 4.10: Büyük boyutlu tekne şekilli çapraz tabakalar ve sideritik nodüllü kanallar (Edirköy, bakış yönü yaklaşık güneydoğu).

Kırmızı renkli kumtaşları Tozaklı sahasında yanalda ardalanım içerisinde ve yataya yakın konumda olduğu görülür. Tekne geliştiği yerlerde (Şekil 4.9) tekne asimetrik görünümde olabilir.



Şekil 4.11: a) Kırmızı kumtaşı (Poyralı), b) Marn, çamur, kırmızı kumtaşı seviyeleri (Tozaklı).

4.4.1.4. Fasiyes 4: İnce-Orta Yatay Tabakalı Kumtaşları (Shl)

Sarı renkli, ince tabakalanmalı, homojen, iyi boylanmalı kumtaşlarını temsil eder. Düşeyde bazı seviyelerde sarı kumlar kalın tabakalanmalı olabilir. Süloğlu Formasyonu kömürlü

seviyeleri içinde yer alan ve daha sonra nokta barı olarak yorumladığımız birimlerde gri renkli ve ince tabakalanmalı kumları teşkil ederler.

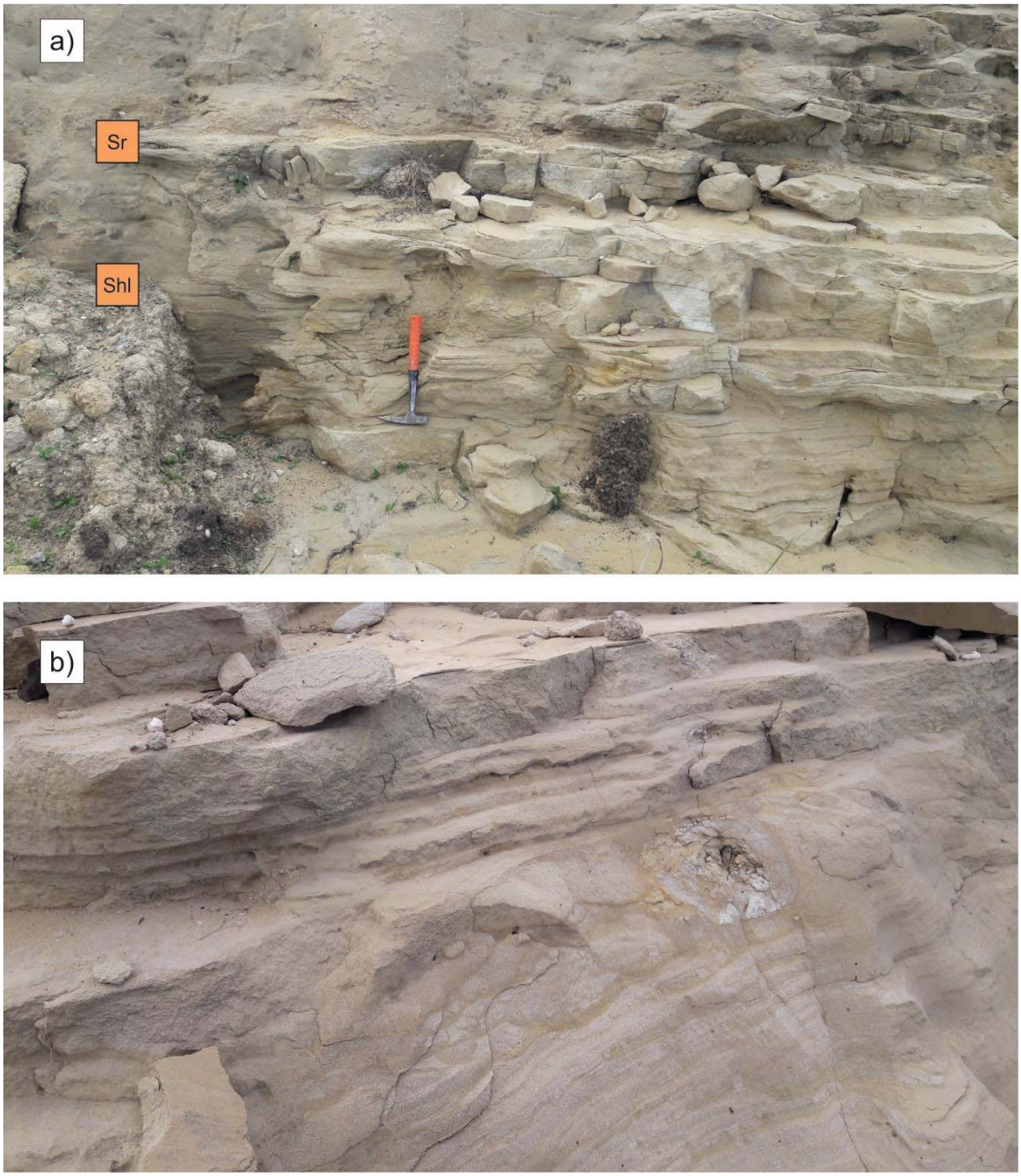
Yorum: Nokta barı çökelleri içerisinde, setüstü çökelleri, delta tabansetleri gibi farklı ortam ürünü olabilen kumtaşları, geniş bir oluşum ağına sahiptir. Genellikle ince tabakalanmalı birimleri karakterize ederler. Delta "topsets" üst setlerinde (Şekil 4.12) yatay tabakalı kumtaşları tabanda ince tabakalanmalı sarı kumtaşları ile başlayarak orta tabakalanmalı yatay tabakalı kumtaşlarına ve ripıllı seviyelere geçmektedir. Üste doğru tabaka kalınlıklarının arttığı söylenebilir. İstif içerisinde yük kalıbına benzer yapılar vardır. Aynı zamanda bu seviyelerin tabanlarında karbonat topları yaygın olarak bulunur. Üst akış veya alt akış rejiminde (Miall, 1990) gelişebilirler.

Sedimantolojik özelliklerine bakılarak ortamı yorumlanabilir. Bazen setüstü çökellerini temsil edebilirler. Bu düzeyde kumlu seviyeler Süloğlu Formasyonu taban seviyelerinde görülmemektedir. Birimin yanal devamlılığı yüksektir ve yanalda genellikle kırmızı tabakalanmalar içeren tekne çapraz tabakalı birimlere geçmektedirler.

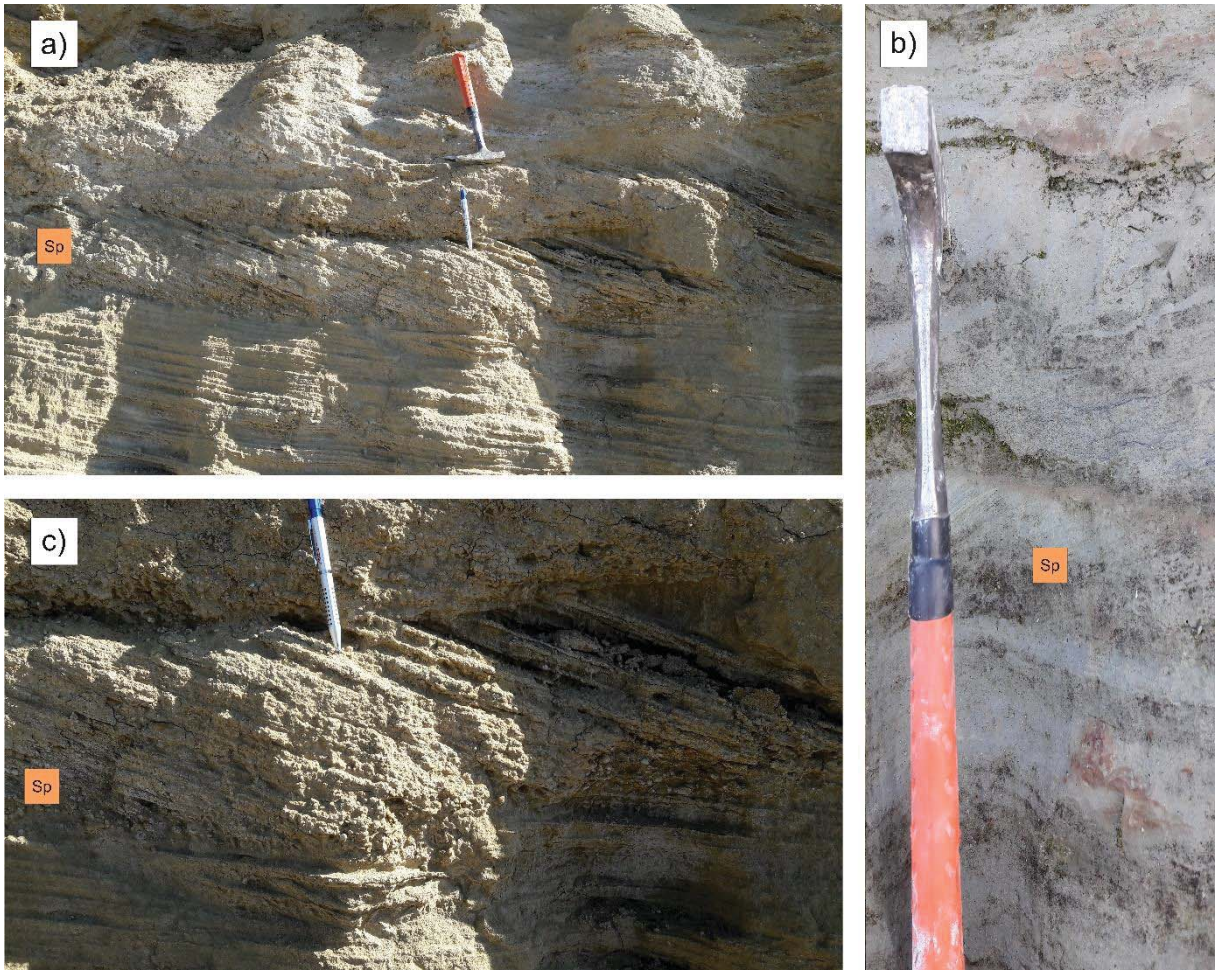
4.4.1.5. Fasiyes 5: Düzlemsel Çapraz Tabakalı Kumtaşları (Sp)

Sarı renkli, ince taneli kumtaşları ile çakıllı kumtaşı seviyeleri içerisinde gözlenmiştir. Kumlu litolojilerin olduğu kısımlarda görülebilir. Beyaz, krem renklerde olabilen kumtaşları içerisinde de nokta barı çökeli olarak yorumlanan (Şekil 4.13.c) kumtaşı litolojisinde de görülebilir.

Yorum: Tabaka sınırlarında sonlanan sigmoid şekilli çapraz tabakalar, bunlar şekil itibari ile sigmoid şekilli dünlere benzeseler de düzlemsel çapraz tabakalı setler, daha büyük bir ripıl sisteminin bir bileşeni gibi durmaktadırlar. Edirköy Üyesi (Tomse) üst seviyelerinde yaygın olarak gözlenebilirler. Zaman zaman, çakıllı kumtaşı litolojisi içinde yer alan, büyük boyutlu çamur topu sistemlerinin taban kesimine doğru bir eğilim içerisinde gibi durmaktadırlar. Bazı katmanların iç yapısını oluşturan tabakalar veya laminalar, katmanların sınırlayıcı yüzeylerine bir açıyla yerleştirilir ve çapraz tabakalar veya laminalar olarak adlandırılır (Boggs, 2014). Düz doruklu megaripıllar tarafından üretilen iki boyutlu yatak şekilleridir (Tucker, 200; Miall 2016).



Şekil 4.12: a) Delta tavan setleri içinde yatay tabakalı kumtaşları, b) Tavan (üst) setleri içinde görülen karbonat topları (Edirköy).



Şekil 4.13: a) Düzlemsel çapraz tabakalanmalı kumtaşları (Fas.5) b) Düzlemsel çapraz tabakalanmalı ince taneli kumtaşı mikro-fasiyesi c) Düzlemsel çapraz tabakaların yakın görünümü (Edirköy).

4.4.1.6. Fasiyes 6: Tanjansiyal Çapraz Tabakalı Kumtaşları (Spf)

İnce çapraz tabakalanmalı, karbonat tutturuculu sarı renkli fasiyes düzlemsel çapraz tabakalara sahiptir. Oldukça büyük ölçekli çapraz tabakalar (2-3 m'lik) var olduğu gibi daha küçük (20-40 cm'lik) çapraz tabakalar da mevcuttur. Buna benzer daha üst seviyelerde paleo akıntı ölçümleri 155°-160° saptanmıştır. Bazı farklı kesimlerde 180° kadar ulaşabilen ölçümler alınmıştır. Bu tabakalar düşeyde taban ve üst seti "bottomset ve topset" karbonat tutturuculu çakıllı, kötü boylanmalı oldukça sert, ince-orta yatay tabakalanmalı kumtaşları ile sonlanır. Alınseti içerisinde mostranın güneybatısına doğru küçük ölçekli teknemsi çapraz tabakalanmalar gelişmiştir. Bu istif delta alınsetlerini karakterize etmesi açısından önemli bir fasiyestir. Teknemsi çapraz tabakalı kumtaşları ile yanal olarak geçişli görülebilmektedir. Düşeyde terkedilmiş kanallar izlenimi veren karbonat tutturuculu çakıllı kumtaşları ile

ardalanımlı (Fas.2) şekilde görülmektedirler. Bu yönüyle alınseti ardalanımları ile ilişkisi görülebilir. Yani taban ve üst setlerde terkedilmiş kanallara ait birimler görülebilir.

Yorum: Alınseti ardalanmaları daha doğru bir ifade ile Gilbert tip delta istifi düşeyde birkaç seviye ardalanır. Stratigrafik olarak daha alt bölümlerde yer alan küçük ölçekli alınseti tabakalanmaları üste doğru kalınlıkları artan şekilde (Şekil 4.14.a) görülür. Alınseti tabakalarının eğimi genellikle 15 ile 25 derece arasındadır (Kübler, 1977). Akış hızı ve sediment taşıma hızına bağlı olarak yatayla açısal veya tanjansiyal alt dokanağı olabilir (Tucker, 2001). Alınsetinin yüksekliği, deltanın geliştiği suyun derinliği tarafından belirlenir ve yüksekliği birkaç on metreden 500 metreye kadar değişir (Nichols, 2009). İlk olarak, teknemsi alınsetleri ve oygu tabanları düzlemsel alınsetlerinden ayırt edilir (Decelles ve diğ., 1983). Sahada oygu yapısının gözlenmemesi tablamsı özellikler içerdiğinin kanıtıdır. En üstte ise delta üstü çökelleri temsilen daha ince taneli fakat üste doğru tabakalarının kalınlıkları arttığı görülen delta üstü mikrofasiyesi (Şekil 4.14.c) üzerine, tekrar kanal gibi bir yapı ile kesintiye uğratılmış gibi görülmektedir. Bristow (1993) alınsetlerinin korunmasının çok yüksek oranda sedimantasyona işaret ettiğini belirtir ve yaptığı çalışmada tabaka sonlarındaki tırmanan dalgalı ripıllardan (Şekil 4.13.a) bahseder.

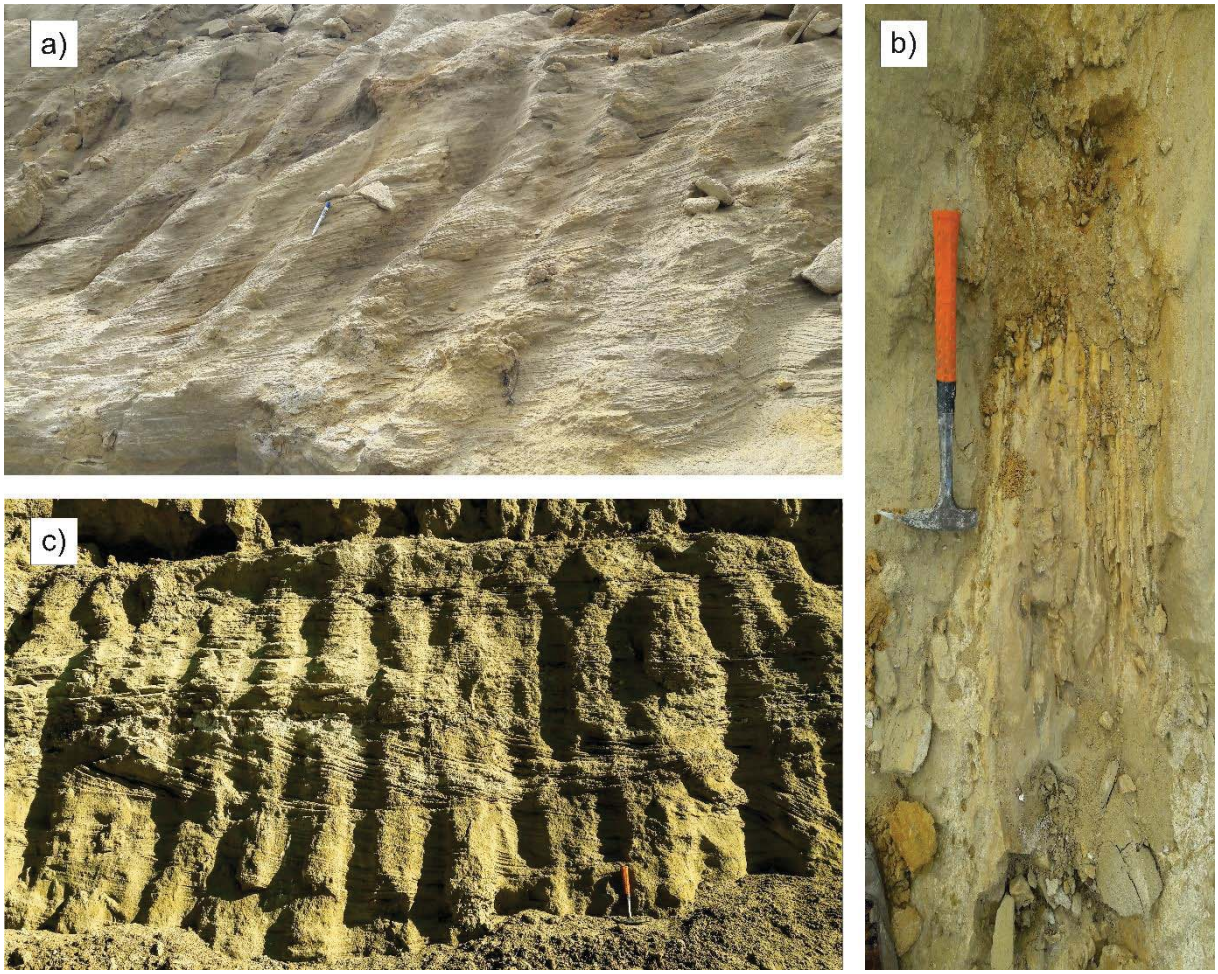
4.4.1.7. Fasiyes 7: Simetrik Ripıllı Karbonatlı Kumtaşları (Sr)

Karbonatça zengin karbonatlı, killi kumtaşlarıdır. Litolojik özelliği sebebiyle vaketaşı olarak isimlendirilebilir. Genellikle simetrik ripıllı katmanlar halinde görülür. Bazı seviyelerde ripıl genlikleri 40 cm'e kadar erişebilmektedir (Şekil 4.15). Beyaz mika varlığı gözle görülebilir. Poyralı sahasında hâkim litolojilerdendir.

Yorum: İçerisinde yer alan sert kalker kılıflı çamur topları ile karakteristiktir. Edirköy sahasının üst seviyelerinde yer alan çok büyük boyutlu çamur toplarından daha farklıdırlar. Herhangi bir fosile rastlanılmadı. Muhtemelen sahil, göl kıyısı çökellerini temsil ediyor olmalılar.

4.4.1.8. Fasiyes 8: Üste Doğru Kabalaşan Kumtaşları (Smi)

Sarı renkli kumtaşları oldukça ince taneli orta tabakalanmalı olarak görülür. Bu sekans üste yüzeyine doğru çok küçük boyutlu çakılcıklı, ince katmanlı birkaç seviye gelir (Şekil 4.16.b). Bu birim üst ve alt yüzeyinde (Fas.4)'e ait ince-orta tabakalanmalı kumtaşları görülmektedir.

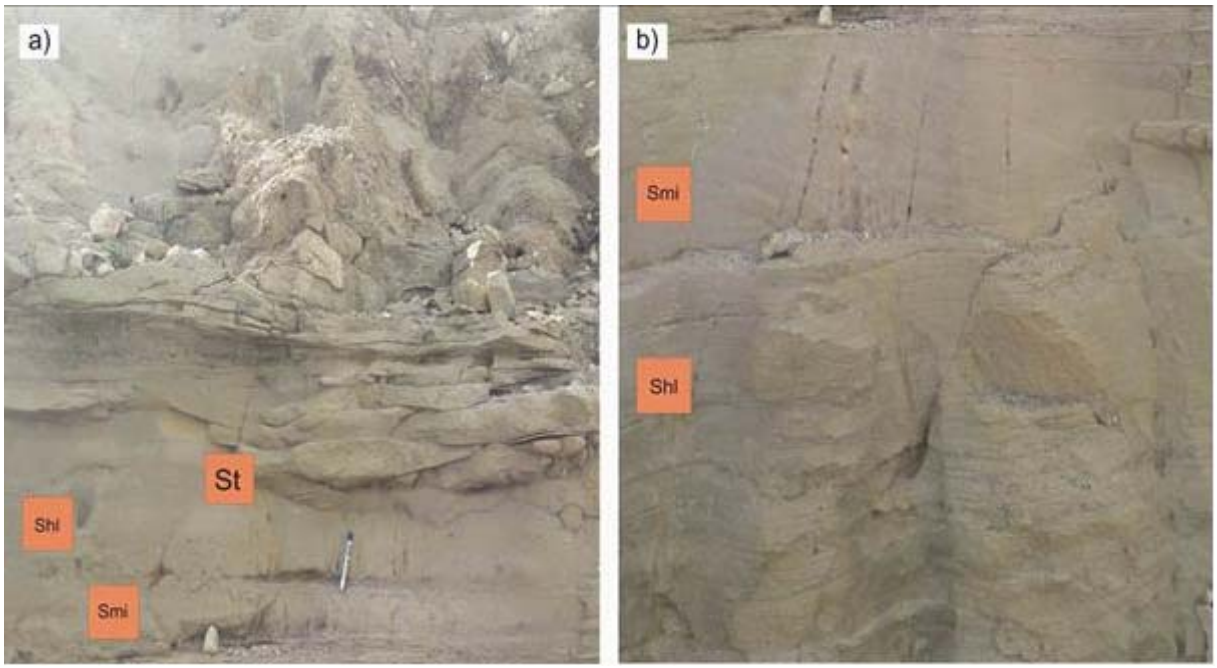


Şekil 4.14: a) Alınsetleri (155°-160°), b) Alınsetlerinin yanal uzanımında yer alan silisleşmiş ağaç gövdesi, c) Gilbert tip tabakalanma (Edirköy).



Şekil 4.15: Simetrik ripılların genliği (Fas.7) 40 cm'e varabilmektedir, (Poyralı sahası).

Yorum: Bu ve buna benzer yapılar (Martinez, 2015) kaşık şekilli yapılar (Şekil 4.16.a) olarak ifade edilir. Tekne yapılı çapraz tabakaların gözlemlenmesi, (Selected Water Resources Abstracts, 1972) çapraz tabaka setlerini oluşturan ripıllı kumların, güçlü tek yönlü akıntının etkisiyle akıntı yönünde bu tepe noktalarının çapraz olarak uzamasına sebep olur. Daha öncesinde Fas.8'in gözlenmesi ise delta gelişiminin başlangıcına işaret ediyor olmalı. Kısa süreli bulantı akıntısını takiben teknemsi çapraz tabakalar (Fas.1) gelişmiş olduğu görülür.



Şekil 4.16: a) Üst kısımda görülebilen teknemsi kumtaşları ve üst seviyelerindeki ripıl katmanları b) Delta tabansetleri, küçük boyutlu ters derecelenmeli sekans (Fas.8).

Yanal devamlılığı ortam şartları sebebiyle kesin olarak saptanamamıştır. Ancak tabanında ve tavanında yer alan birimler ile tahmini bir çıkarım yapılabilir.

4.4.1.9. Fasiyes 9: Düşük Açılı Çapraz Tabakalı Kumtaşları (Sl)

Yaygın bir halde gözlenmeyen genellikle ince-orta taneli kumtaşlarından oluşan istiftir. Tabaka içi veya makroform olarak görülebilir. Genellikle yanal yığışım yüzeylerini temsil etmektedirler (Şekil 4.19). Bazen tabanda oygu dolgu yapısı ile gelen bir yığışım yüzeyi fasiyesi sondajlarda gecikme çökelleri ile ilintili olabileceği düşünülür. Bu sebeple ayrı bir fasiyes oluşturulmadı. Edirköy Üyesi (Tomse) içerisinde dirsek barı şeklinde görülürken daha alt seviyelerde yer alan eski menderesli sistem Süloğlu Formasyonu içindeki boz renkli birimlerde ise oygu tabanlı olarak görülebilir.

Yorum: Tanjansiyal alınsetlerinden farkları açısal ve taban-tavan ilişkileri bakımından temel farklardan kaynaklanır. Tabaka setlerinin düşük açılı yönelimleri önemlidir. Ağız barlarındaki klinoformların eğimi nokta barı çökellerinin yanal yığışım yüzeylerine çok benzer (Schomacker ve diğ., 2010). Fakat Edirköy sahasında gözlemlediğimiz litofasiyes, önemli ölçüde dirsek barı ve kanal kompleksleri ile ilişkilendirilmiştir (Şekil 4.18).

4.4.1.10. Fasiyes 10: Asimetrik Ripıllı İnce Taneli Kumtaşları-Silttaşları (Fr)

Süloğlu Formasyonu kapsamında yer alan boz renkli nokta barı istifini temsil eden litolojiler içinde gözlenir. Daha ince taneli, boz renkli kumtaşı, silttaşı litolojilerinden oluşmaktadır (Şekil 4.17). Ondülasyon şeklin tabakalanmalar ve ripıllar karakteristiktir.

Yorum: Asimetrik ripıllar sadece nokta barı çökelleriyle ilişkili, nadiren yanal yığışım yüzeyleri ile setler halinde görülür. Tabaka kalınlıkları 20 cm geçemeyen tabakalarda yaygındırlar. Akıntı ripılları (dalgalı tabakalanma) birkaç on santimetreden daha az dalga boylarına ve birkaç santimetreden daha az yüksekliğe sahip küçük ölçekli yatak şekilleridir (Tucker, 2001).

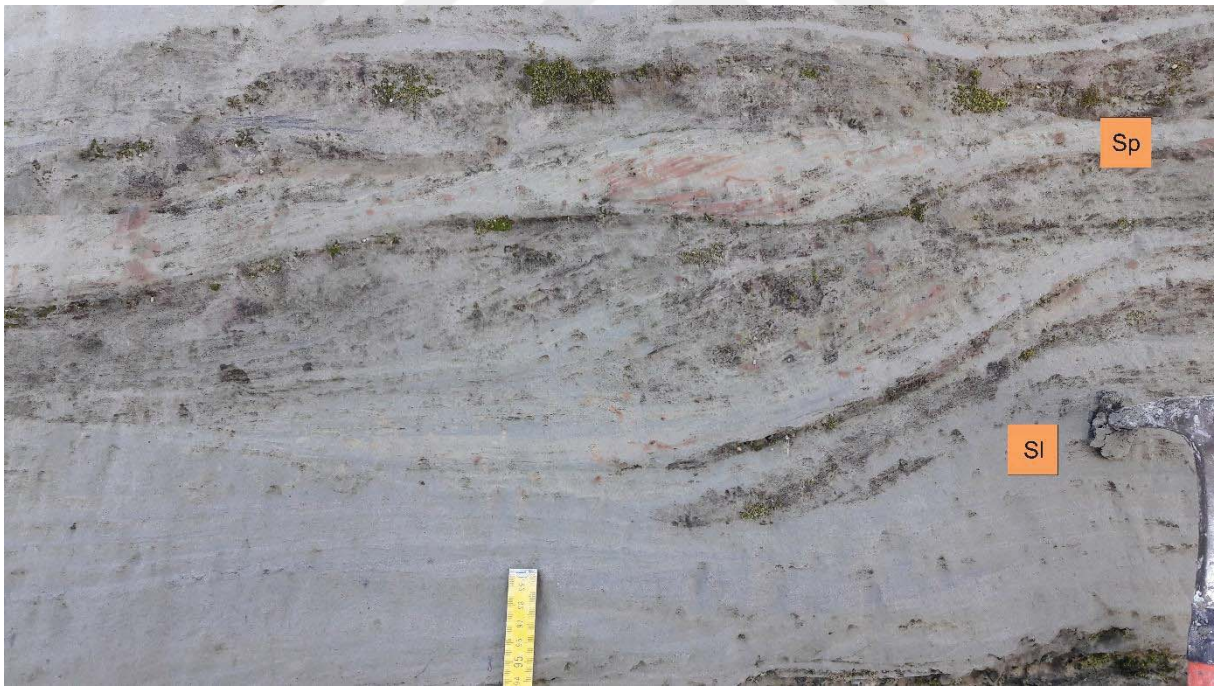


Şekil 4.17: Dalga şekilli kumtaşları tabanında gözlenen kömür taneleri.

Kömür sıvama çakılları birkaç farklı seviyede çıkıntı benzeri yapı geliştirerek yanal olarak devam eder. Yani, tabaka boyunca birkaç farklı seviyede benzer kömür çakıllarına rastlanılır.



Şekil 4.18: Makroform düşük açılı çapraz tabakalı kumtaşları (Edirköy sahası).



Şekil 4.19: Minör ölçekli yanal yığışım yüzeyi ve düzlemsel çapraz tabakalanma seti.

4.4.1.11. Fasiyes 11: Çamurtaşları (Fml)

Poyralı kesitinde görülebilen litoloji ağırlıklı olarak kahverengimsi-yeşil dağılgan çamurtaşı birimlerden oluşmaktadır. Boz marnlarla benzer renk özellikleri taşımalarına rağmen daha

dağılgan özellik sergilerler. Sondajlarda da kahvemsi-boz renkli çamurtaşı birimlerini temsil ederler. Tozaklı (KPT) ve Poyralı (KPP) sahası kesitlerinde Ergene Formasyonu'nun oluşturduğu açılı uyumsuzluğun hemen alt kesimlerindeki kaliçli seviyelere karşılık gelirler. *Yorum:* Bol kaliçli seviyeler playa gölü ortamında çökelmiş çamurtaşları olmalıdır. Taşkın düzlüğü çökelleri içerisinde çamurtaşlarının yaygın gözlendiği bilinir. Çamurtaşları, kumtaşları gibi kırıntı içeren birimlerdir. Sondajlarda da marnlı birimlerden farklı olarak asit ile köpürmezler. Sondajlar için önemli bir fasiyestir. Bu sebeple ayrılması gerekli kılınmıştır.



Şekil 4.20: Çamurtaşı-marn seviyelerinin genel görümümü (Poyralı Sahası).

4.4.1.12. Fasiyes 12: Boz Renkli Kumtaşları-Silttaşları (Fl)

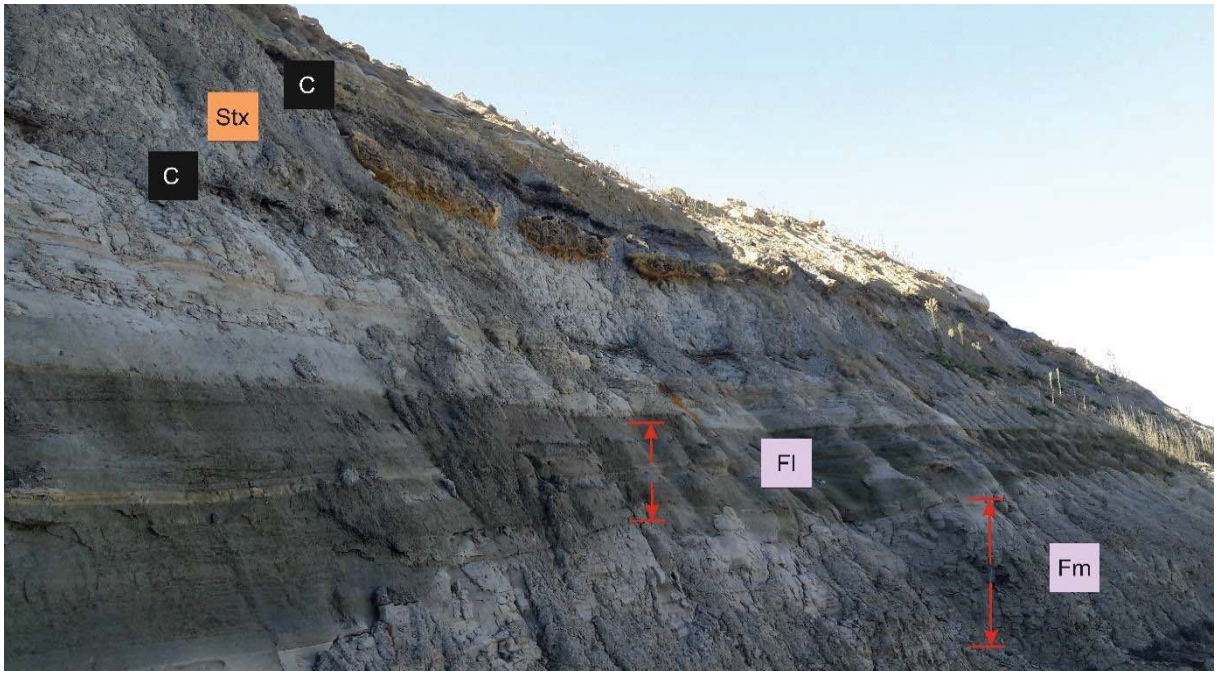
Çoğun ince kum, silt boylu malzemeden oluşan birim, grimsi-boz renkler egemen, bitki, kömür izli, gevşek tutturulmuş kumtaşlarından oluşur. Paketin kalınlığı 2 m'ye erişebilir. Tozaklı sahasında Edirköy sahasındaki kadar yanal devamlılık göstermezler. Poyralı sahasında ise görülmez. Fasiyes yaygı çökelleri ve dağıtım kanallarını karakterize etmesi sebebiyle önemlidir (Şekil 4.22). Ancak ikisini birbirinden ayırmak güçtür.

Yorum: Bazen kömür damarlarının çatallanmasına neden olmaktadırlar. Kömürlerde var olan çatallanmanın (Thomas, 2013) setüstü çökelleri içerisindeki yaygı çökellerini karakterize ettiğini, ek olarak yanal devamlılıklarına bağlı kısmen denizel etkinin altında gelişebilecek

kesmelerin de var olabileceğini belirtir. Ana kıyıdan içeride dağıtım kanalları ve doğal setleri, nokta barları, yaygı çökelleri olduğu gibi deniz seviyesine yakın bataklıklarla temsil edilen kanallararası körfezlerden oluşan alanlar da vardır (Schwartz, 2006).



Şekil 4.21: Yatay ağaç parçalı, kömür izli ince taneli, laminalı bitki izli kumlar (Yanal devamında nokta barı görülür).

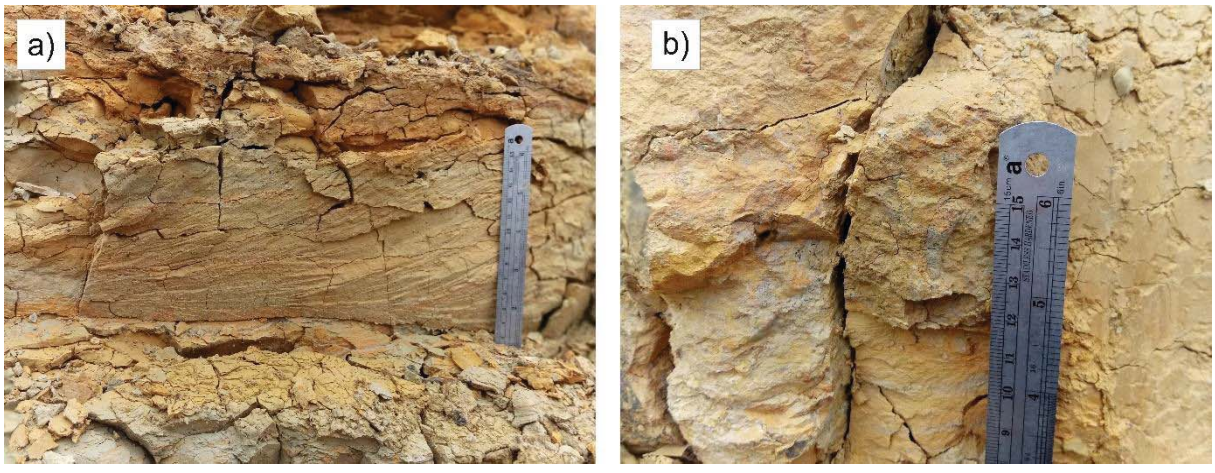


Şekil 4.22: İnce taneli kumtaşı, basamaklı bir görünüme sahiptir (Edirköy sahası güney yamacı). İnce taneli, gevşek tutturulmuş kumtaşı seviyelerinin yanal devamlılığı yüksektir.

4.4.1.13. Fasiyes 13: Sarı Renkli Çamurtaşı (Fsm)

Sarı renkli çamurtaşı-kumtaşıdır. Yanal devamlılığı oldukça yüksek olan litoloji Edirköy ve Tozaklı sahalarında aynı seviye aralığında takip edilebilir. Yanal yönde kaolen benzeri killerle ilişkilidirler. Poyralı sahasında ise daha çok oksidize zonlara benzer ince şeritler şeklinde görülür. İçerisinde küçük ölçekli, devamlı olmayan çapraz tabaka benzeri yapılar görülebilir. Oksidize olmuş seviyeler ile ilintili olabilirler. Süloğlu Formasyonu orta seviyelerinde dahi rastlanıldığı alanlar vardır.

Yorum: Görece karbonatlı oluşu ve ince taneli malzemeden oluşması duraylı bir ortamda çökeldiği izlenimi uyandırır. Plumoz yapısı benzeri devamlı olmayan lamina benzeri yapılar içerir. Beklenilenin aksine bütün Solarak bir plumoz yapısı geliştiği söylenemez. Çünkü; merkezden geçen ekseni tam belirgin değildir. Bu tür yapılarda (Şekil 4.23.a) kırığın ilerlemesinin betimlemesi yapılmıştır, buna göre soldan sağa doğru bir kırık gelişiminin Allen (2012, syf. 157) varlığından söz edilebilir. Bir farklı çalışmasında ise yazar farklı bir görüş öne sürer. Bu tür erozyona sebep olmak için güçlü akımlar gerekir, elde kolayca şekil verilebilen bu tip çamurlar, bir zayıflık noktasında yataktan yayılan akışa paralel olarak, ince ve dar tabakalar şeklinde kırılır ve daha sonra bir halı gibi akış yönünde büzülür (Allen, 1982, syf. 70). Yani aynı kişi, yapıyı iki farklı çalışmada hem kırık hem de akıntı ile ilişkilendirmiştir. Benzer laminalanma veya kırık gelişimi, farklı bir çalışmada (Turner ve Tester, 2006) plaket şeklindeki lentikular alınsetleri olarak adlandırılmıştır. Fakat yukarı doğru akışı ifade ettikleri ifade edilir.



Şekil 4.23: a) Sarı çamurtaşı seviyeleri akıntı yapısı, b) Çamurtaşı içerisinde konik şekilli iz.

2 cm boyutunda köpek dişi geometrisine benzer dikey konumlu cisim, doldurulmuş gibidir.

Fosil rastlanmayan bu birim içerisinde küçük kırmızı demir çakıllarının bulunması şaşırtıcıdır. Kırmızı çakıl taneleri belirli yerlerde birkaçı küme oluşturacak şekilde görülür.

4.4.1.14. Fasiyes 14: Kumlu Marn-Kireçtaşı (Pi)

Beyaz renkli, orta-kalın tabakalanmalı, kumlu marn-sert kireçtaşı seviyeleridir. Herhangi bir makro fosile rastlanılamamıştır. Fasiyes 15 ile yanal olarak geçişlidirler. Düşeyde ise ardalanma şeklinde görülebilir. Beyaz-krem renkli marn seviyeleriyle yakından ilişkilidirler. Sondajlarda sert yer yer tüfitik karakterdeki beyaz renkli kumlu marn-vaketaşlarını (Şekil 4.24) betimlemek için oluşturuldu. Kireçtaşı baskın litoloji değildir.

Yorum: Sığ lakustrin veya gölsel depolanma ortamı içinde çökeldiği düşünülebilir. Bir deltaya ait sisteminin kıyı çizgisine yakın gölsel sığ su alanları temsil ettiği sonucuna varılabilir.



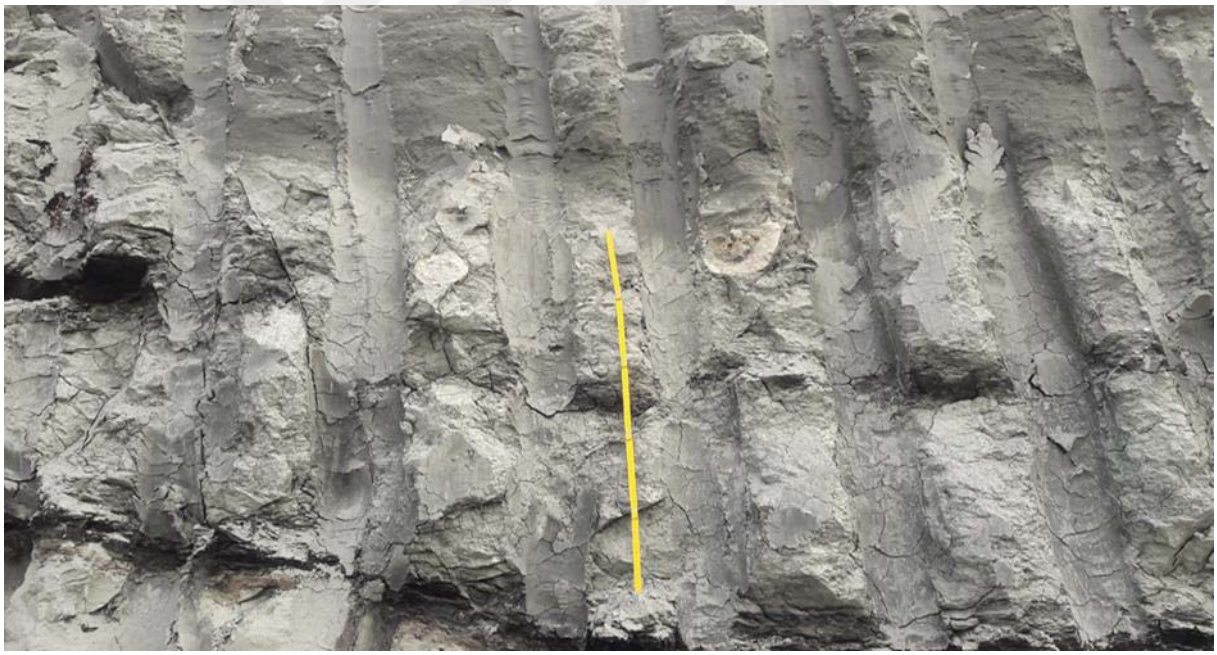
Şekil 4.24: Alınseti (Fas.6) üzerindeki setlerde konumlanmış silisifiye kireçtaşı (Fas.14) (Edirköy).

4.4.1.15. Fasiyes 15: Marn (Fm)

Marnlar tüm sahalarda hâkim litoloji olarak görünmektedir. Sondajlarda da durum farklı değildir. Boz renkli marn fasiyesleri bazı seviyelerde çok ince tabakalanma gösterebilmektedir. Açık renkli (beyaz) marn fasiyesleri ise yanalda çok sert, merceksi silisifiye zonlara (Fas.14) ayrılabilmektedirler. Beyaz renkli marnların bazı seviyelerinde, boz

renkli marnlarda olduğu gibi gastropodlu seviyeler mevcuttur. Bu yönüyle Miall'in Fcf fasiyesi ile deneştirilebilir. Marnlı seviyeler ince kömür damarları barındırabilir. Yanal ve düşey değişimlerle karbonat oranı artmaktadır. Fasiyes 14 ile yanalda geçişli olduğu anlaşılır. Marnlar, Süloğlu Formasyonu içindeki boz ince kumtaşı, silttaşları (Fa.12) ile kesintiye uğratılabilirler. Marnlar içerisinde; yaprak fosilleri, ağaç gövdeleri, elipsoidal piritik nodüller ve seyrek olarak ostrakod fosilleri gözlenmektedir. Bazen sert boz gri seviyeler içerisinde piritleşmiş zonlar da yer alır (Şekil 4.25).

Yorum: Boz ve bej renkli marn seviyeleri muhtemelen bir delta sisteminin kıyı çizgisine yakın bataklıklarda çökelmiştir. Bunlar kanallar-arası veya taşkın düzlüğü bataklıkları olmalıdır. İki ortamı birbirinden ayırmak güçtür. Ancak taşkın düzlüğü bataklıkları olması daha muhtemel bir sonuçtur. Çünkü; Süloğlu Formasyonu içinde yer alan eski menderesli sisteme ait nokta barı çökellerinin varlığı taşkın düzlüğü alanlarını güçlendirir.



Şekil 4.25: Boz ve açık renkli marn seviyeleri, organikçe zengin yer yer kömürlü seviye ardalanımı ve siderit nodülü.

4.4.1.16. Fasiyes 16: Kömür-Organikçe Zengin Çamurtaşı (C)

Ksilitik kömürler ve organikçe zengin seviyeler bir arada değerlendirilmiştir. Böylece, sondajlarda korelasyonun daha basitleştirilmesi hedeflenmiştir. Kömür ve kömüre yakın fasiyesleri betimler.

Yorum: Sığ suda delta gelişimi, geniş bir düzlüğü alanının gelişimine neden olacaktır. İklim bol bitki gelişimi için uygunsa, düzlüğün delta kanallarından uzak kısımlarında turba bataklıkları gelişebilir ve bu nedenle sığ su ortamında gelişen delta katmanları kömür yatakları içerebilir (Nichols, 2009). Dünya genelinde daha önce yapılan çalışmalarda bataklık ortamlarını tanımlamak için birçok farklı sınıflandırma oluşturulmuştur. Farklı çalışmalarda bataklık ortamları "wetlands-swamps" gibi genel terimlerle adlandırılmışlardır. Bataklıklar ayrıca kıyı bataklıkları, göl bataklıkları ve akarsu bataklıkları gibi çeşitli sınıflar halinde gruplandırılabilir (Kunkel, 1970). Bu bataklık ortamlarını sadece sedimantolojik ortama göre yorumlamak yanıltıcı olabilir.

4.5. TANIMLANAN FASİYES TOPLULUKLARI

Edirköy, Tozaklı, Poyralı maden sahasında yapılan incelemelerde 16 adet litofasiyes oluşturulmuş olup, bu fasiyes toplulukları iki ana depolanma ortamı altında birleştirilmesi uygun görülmüştür.

Sahada üst delta düzlüğü kömürleri kil ile bölünmüş halde ve ince damarlar şeklinde gözlenmektedir. Daha üst seviyelerde ise kısmen kumlu birimler arasında gözlenmektedir. Alt delta düzlüğü olarak yorumladığımız kömürlerde ise yeşil kil arakesmeleri daha az oranda gözlenir. Gölsel çamurlar ve beyaz renkli kil-marn arakesmeleri egemendir.

Üst delta düzlüğü alt fasiyesleri genelde yakınsak dağıtım kanalları, terkedilmiş kanallar ve taşkın düzlüğü çamur mikro fasiyeslerinden oluşur; göl suyunun etkilemediği alanlarda ve çoğunlukla sadece akarsuyun etkisindedirler. Alt delta düzlüğü alt fasiyesleri genellikle hem akarsu hem gölün etkisindeki alanlarda yer alan ıraksak dağıtım kanalı, ıraksak yaygı çökeli, göl kıyısı çamur mikro fasiyeslerinden oluşur (Yanping ve diğ., 2010). Bu fasiyeslerin birbirleri ile olan ilişkisine bakıldığında oldukça karmaşık ve iç içe bir depolanma ortamında çökeldikleri söylenebilir.

Akarsu yer değiştirmesi çökelleri tarafından üretilen yapılar deltalardır (Gilbert, 1890, syf. 109). Deltalar ilk olarak göllerde, ikincisi iç denizlerde, üçüncüsü okyanus kenarlarında oluşanlar olarak ayırtlanabilir (Lyell ve Deshayes, 1830). Genellikle kıyı yüzüne ilerlediği ve tipik olarak pro delta sedimanlarının şelfe uzanabildiği tipik depolanma ortamlarını içerse de göllere veya lagünlere açılan büyük deltaların varlığı bilinen bir gerçektir. Bazen, paleo-akarsuların sonundaki dağıtım biçimi denizden uzak olan deltayik sistemlerin bileşenleri

olarak yorumlanır ve akarsular sığ su göllerine ve bataklıklara (marsh, swamps) akar vaziyetteydi (Friend ve diğ., 2007). Ancak, Gilbert (1890) tarafından ifade edildiği üzere akarsuyun taşıdığı sedimanlar çoğu zaman açık göl sistemine ulaşamayarak akarsu ağızları, koy gibi alanlarda tutulabilir, göl seviyesi geri çekildiğinde bu birikintiler akarsu kanalları ile tekrar kendi çökelleri tarafından aşındırılabilir.

Sahada gözlem konusu olan bu delta sistemi, literatürde sığ su veya sığ göl deltaları olarak adlandırılmaktadır. Gölsel sığ su delta düzlüğünün özellikleri denizel deltanın karakteristiğine benzer fakat gölsel havzalar, denizel havzalara kıyasla daha küçüktür ve sualtı niteliklerinde bazı farklılıklar vardır (Huang ve diğ., 2018). Bunun sebebi bölgede bulunan akarsu kollarının veya kolunun yatak şekli gibi suyun akışını etkileyen çeşitli fiziksel veya iklimsel faktörlerin olmasının yanı sıra kıyı çizgisinin eğimindeki değişikliklerin de etkin olabileceği unutulmamalıdır. İki farklı ortamdaki yaygın delta gelişiminin birbirinden ayrılması için daha belirgin faktörler olmasına rağmen göl veya lagüner deltaların birbirlerinden ayırmak oldukça güç olabilir ve farklı uzmanlık alanları gerektirmektedir. Fasiyes topluluklarının ilişkisi olabildiğince bir araya getirilerek yorumlanabilmesi, çökelim ortamı karakteristiğinin betimlenebilmesi için önem arz eder.

Edirköy Üyesi (Tomse) içerdiği birbirine benzer akarsu ağlarıyla karakterizedir. Ve bu ağlar yanal olarak alınsetlerine geçmektedir. Edirköy'de delta üstü çökelleri ve delta önü çökelleri çok iyi bir şekilde gelişmiştir. Edirköy Üyesi (Tomse) Poyralı sahasında ve görece Tozaklı sahasında Edirköy sahasındaki gibi belirgin şekilde gelişmemiştir.

4.5.1. Delta Düzlüğü Fasiyes Topluluğu

Üst delta ve alt delta düzlüğü olarak ikiye ayırmak mümkündür. Fakat çalışmamızda sınırlarının keskin bir şekilde ayrılamayacağı düşünülmektedir.

4.5.1.1. Dağıtım Kanalları Fasiyes Topluluğu

Ayrıntılı olarak üst ve alt delta düzlüğü fasiyeslerine ayırtlanmasına ihtiyaç duyulmamıştır. Dağıtım kanalları fasiyes topluluğu teknemsi çapraz tabakalanmalı kumtaşları, çakıllı kumtaşları (Fas.1), teknemsi çapraz tabakalanmalı kırmızı kumtaşı (Fas.3), nasıl yorumlanacağına bağlı olarak Süloğlu Formasyonu içindeki boz renkli, ince taneli kumtaşları (Fas.12) dahil edilebilir.

Yorum: Genellikle menderesli sisteme ait fluviyal kanallarla ilişkilidirler. Dağıtım kanallarının yatak yükü, genellikle 5-30 m arasındaki derinliklerde doğrudan karasal deltanın önüne depolanır, geniş alüvyal düzlüklere boşalan büyük akarsu sistemlerinin sediment yükü (kıyıdan uzak dağlık alanlar dışında) genellikle ince tanelidir (Einsele, 1992, syf. 151). Dağıtım kanalı fasiyesleri ve sekansları fluviyal kanallara benzemesine rağmen, daha büyük boyutlu ve genellikle daha devamlı boşalım karakteristiğindeki yüksek kıvrımlı (sinüslü) kanallardır (Elliot, T., 1983, s. 23). Eski bir çökel ortamda, üst delta düzlüğü kanallarının fluviyal kanallardan ayırt edilmesi, özellikle gel-git etkisi yoksa çok zor olabilir (Bhattacharya, 2006). Kırmızı tabakalanmalar, paleosoller, kök izleri ve kuruma çatlağı gibi karasal özelliklerin olmaması da delta önü bölgesinde ağız barlarına, uç dağıtım kanalları kökenine işaret eder (Schomacker ve diğ. 2010). Sığ göl fasiyesleri ile ıraksak fluviyal kanallar arasındaki geçiş taşkın düzlüğü ile göl arasındaki sınırın zamanla değiştiğini ve iki ortamın bitişik olduğunu göstermektedir (Friend ve diğ. 2007). Tüm bu tanımlamalara bakıldığında Edirköy sahasında gözlenen (Fas.3) bu tanımlamaya tam anlamıyla içeriğindeki kırmızı kumtaşlarının olması sebebiyle uymamaktadır. Uç dağıtım kanallarına uygun olmasa da ıraksak dağıtım yakınsak bir kanal olma ihtimali değerlendirilebilir. Fasiyes üçün (Fas.3) teknemsi tabakalarının konumları, iyi boylanmalı kumtaşı fasiyeslerince baskın olması gibi birçok faktör yüksek sinüslü bir akarsuya ait çökeller olduğu sonucuna varılır.

4.5.1.2. Terkedilmiş Kanallar Fasiyes Topluluğu

Terkedilmiş kanallar, teknemsi çapraz tabakalı kumlar ile çevrelenmiş görülebilir fakat delta alınsetleri ile (Fas.6) düşeyde ilişkidirler. Yani, terkedilmiş kanalları temsilen (Fas.2) baskındır. Bu fasiyeslere ek olarak teknemsi tabakalı kumtaşı fasiyesleri (Fas.1) ve yanalda düşük açılı kumtaşı fasiyesleri (Fas.9) görülebilir.

Yorum: Birim sadece Edirköy (TSE) kesitinde önemli ölçüde belirti vermektedir ve 30–36. m'ler arasında alınsetleriyle ilişkileri görülebilir. Literatürde bu tip deltalar (Scholle ve Spearing, 1982) dağıtıcı kanalı üzerinde alt delta düzlüğünde terkedilerek ilerleyen kanallar olarak geçmektedir. Edirköy kesitinde alınsetleriyle ardalanmalı olarak bulunan birimleri karakterize etmektedirler.

4.5.1.3. Taşkın Düzlüğü Fasiyes Topluluğu

Genellikle kaliçli görülen çamurtaşları (Fas.11), sarı çamurtaşı (Fas.13), ince-orta katmanlı yatay kumtaşları (Fas.4) ve kömür-organikçe zengin çamurtaşlarını (Fas.16) temsil ettiği bir topluluktur. Taşkın düzlüğü ve göl bataklıkları kesin sınırlar ile ayrılamaz. Bu sebeple kömürler gölsel bataklıklarda da gelişmiştir.

Yorum: Hem Süloğlu Formasyonu (Toms) üst kesimlerini hem de Edirköy Üyesi (Tomse) üst seviyelerini karakterize eder. Her ikisinde de gözlenir. Delta düzlüğü sistemlerine dahil etmek uygun olur. Taşkın düzlüğü alanları Süloğlu Formasyonu gibi görece büyük delta sistemlerinde kanallararası fasiyesleri veya taşkın düzlüğü çökelleri ile ilişkili olabilirler. Fakat buna değinilmeyecektir. Bu kısımda karasal etkilerin yanı sıra göl veya lagün sistemine ait olduğunu düşünülen çamurların etkisi söz konusudur (Fas.13). Süloğlu Formasyonu içinde 40 cm'lik kılavuz kömürün gelişimini sağlayan sistemin bir paçası olmalıdır.

Var olan gölün giderek sığlaştığı playa göllerine benzemektedirler. Yer yer bu kalişler kaolinleşerek birer topluluk haline gelerek daha geniş alanlar kaplayabilirler. Yeşilimsi, az oranda karbonat içeren çamurtaşları ile ardalanmalı olarak gözlenen birim kaolinite benzer beyaz renge sahip kil minerallerinden oluştuğu söylenebilir. Az oranda karbonatlı grimsi yeşil çamurtaşları ile ardalanmalı bu birim taşkın düzlüğü olarak yorumlanmıştır. Kalkritlerin oluşumu, palustrin (bataklık) ortamlarını çevreleyen "kalkrit kuşağı" düzlükte hem pedojenik hem de su tablası karbonat çökelimiyle gerçekleşmiş olabilir (Armenteros ve Huerta, 2006). Hanneman ve Wideman (2006)'da palustrin karbonatların alüvyal sekanslarda sıklıkla kalkritlerle birlikte yaygın olarak gözlenebildiğini ve bölgesel uyumsuzluklara işaret etmesi dolayısıyla önemli olduklarını belirtmişlerdir. Kaliş örtüsünün (Mercer, 1983) açısal uyumsuzluk ile daha eski formasyonları örten jeomorfolojik bir yüzey olduğu belirtilmişse de playa düzlüğü çökellerine dahil edilmesi uygun olacaktır.

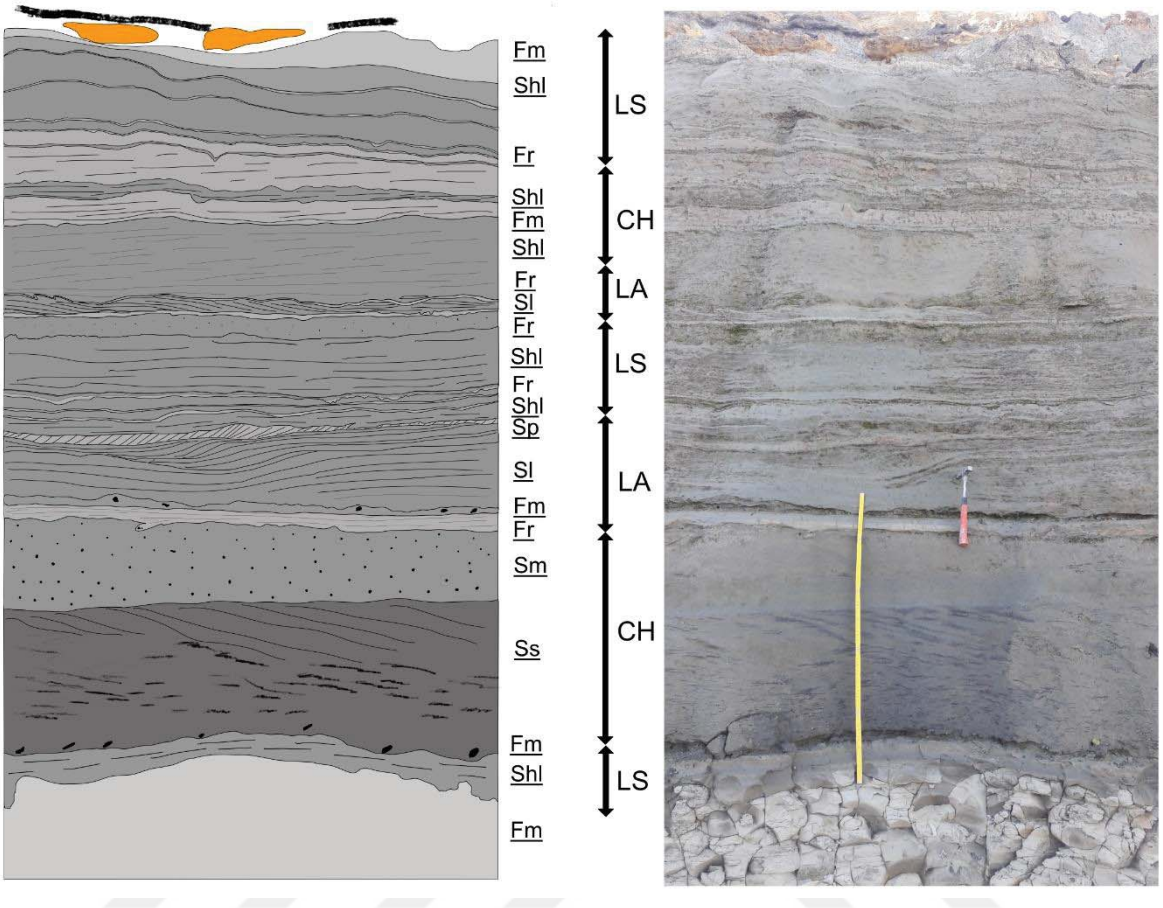
4.5.1.4. Nokta Barı Fasiyes Topluluğu

Yanal yığışım yüzeyini temsil eden yapılar oldukça sık gözlenir. Edirköy (TSE) sahası kesitinde 18-19,40 metreler arasına karşılık gelen dağıtım kanalı olarak yorumlanabilecek çökelin güneye doğru yanal devamını teşkil eder (Şekil 4.26). Eski menderesli sistem olarak yorumlanan birim Süloğlu Formasyonu'nu temsil etmektedir. Edirköy Üyesi sınırları içerisinde görülen sarı kum fasiyeslerinde ise daha büyük boyutlu dirsek barlarından (Şekil

4.18) söz edilebilir. Fasiyes 5, 9, 10, 15 gibi fasiyeslerden oluşur. Muhtemelen alt delta düzlüğü alanlarında karasal ortamda oluştukları söylenebilir. Yanalda krevaseler ve dağıtım kanalı olarak yorumlanabilecek grimsi-boz renkli kumtaşları (Fa.12) ile geçişlidir. Bir diğer yanal geçişli olduğu birim beyaz renkli kumlu marn (Fas.14) fasiyesleridir. Nokta barı bu birim sınırına doğru yanalda sonlanır. Gölsel bataklıklar ile taşkın düzlüğü sınırında gelişmiş gibi görünür.

Yorum: Alt delta düzlüğünü oluşturan kanallar aktif ve terkedilmiş olmak üzere ikiye ayrılırlar ve aktif kanallarda nokta barı çökelleri yaygın değildir (Caruccio, 1977; Donselaar ve Overeem 2007). Üzerindeki kömür gelişiminden anlaşılacağı üzere zamanla terkedilmiş bir alt delta düzlüğüne ait kanal nokta barı çökeli gelişebilmektedir. Akış sisteminin tipine bağlı olarak (menderesli veya çatallanmalı) akarsu çökelleri çoğunlukla kömür damarları ile çeşitli boyutta ilişkiler ortaya koyan nokta barı veya kanal dolgu birikintilerinden oluşur (Diessel, 1992).

Yapılan saha çalışmalarında Fielding (2010) tarafından "crosset" olarak adlandırılan hem yanal yığışım hem de düzlemsel çapraz tabakanın gözlenmesinin alt delta düzlüğünde ilerleyen bir dağıtım kanalına ait oldukları belirtilmiştir (Şekil 4.26). Nokta barı çökeli incelendiğinde (Şekil 4.26) söylemek istenen konu anlaşılacaktır. Yanal yığışım (LA) bölgesinde dikkati çeken bu yapı güneydoğu yönündeki ilerlemeyi ifade etmesiyle önemlidir. Üste doğru akıntının küçük ölçekli alınseti veya düşük açılı yanal yığışımlarla terslendiği söylenebilir. Nokta barı çökeli içerisinde düzlemsel çapraz tabakalanmalar bazı durumlarda oygu yapmış gibi durmakta ve tabanlarında sıvanmış kömür parçaları içermektedirler (Fas.9). Kömür sıvama parçaları çift çamur çakılcıkları (double mud drapes-coaly drapes) (olarak adlandırılmış (Durkin ve diğ., 2017) olup, gel-git ile ilişkili oldukları belirtilmiştir (Fas.9). Fakat yeterli kanıt oluşturmaz.



Şekil 4.26: Nokta barı çökeli KB-GD (185°) Edirköy güney yamacı nokta barı çökeli.

Üstteki şekil (Şekil 4.26) nokta barını karakterize ederken, tabanda basamaklı yapının yaygı çökelleri ile ilgili olduğu arazide net bir şekilde gözlemlenmiştir. Kanal birimleri, esasen düz taban yüzeyli yanal olarak devamlı ince kumtaşı plakalarıyla korunmuştur (Rust ve diğ., 1984). Gözlemlediğimiz yanal yığışım yüzeyi tabanda ve üst kesimde, yatay laminalı ince kum ve silttaşlarıyla ardalanmalı bir paket ile sınırlandırılır. Rust ve diğ. (1984) yapmış olduğu çalışmada yanal yığışım yüzeylerinin, nokta barlarının sonraki taşkınlardan geriye kalan düşük evredeki ince taneli sedimentlerin korunduğu yerlerde meydana geldiği belirtilerek, bu korunmanın dalgalanma evresindeki nokta barı çökellerinin çeşitli şekilde yer değiştirmesi ile ilişkilendirdiği anlaşılır. Değişken iç geometriye ve litofasiyeslere sahip olan yanal birikim çökelleri (nokta bar çökelleri dahil) yüzeyleri hafifçe ana kanala doğru eğimlidir (Einsele, 1992). Aksine Rust ve diğ. (1984) yanal yığışım yüzeylerindeki iç yapıların yaygın olarak gözlenmediği belirtilmiştir. Menderesli nehrin nokta barının yanal göçündeki evreler bazen kanal dolgusu çökelleri içinde eğimli (inkiline olmuş) yüzeyler olarak kabul edilebilir (Nichols, 2009). Bu nedenle Einsele (1992) en önemli depolanma sürecinin yanal yığışım

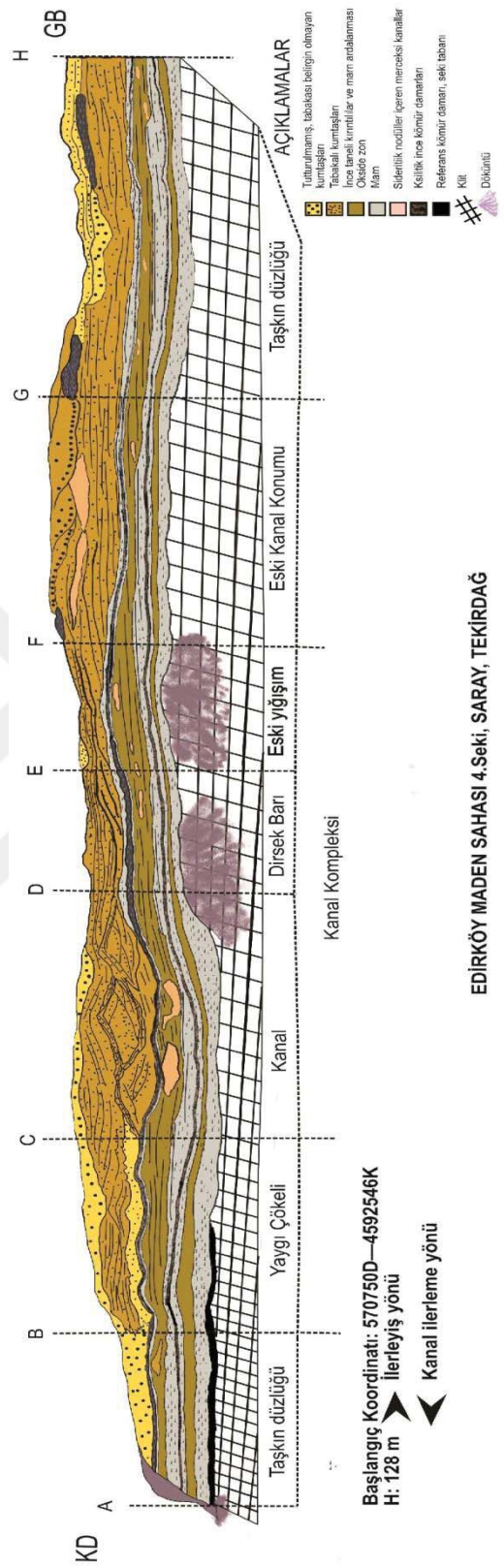
süreci olduğunu bunu sırasıyla alt-akış ve üst-akış birikim süreçlerinin takip ettiğini vurgulamıştır.



Şekil 4.27: Yanal yığışım tipleri (Rust ve diğ., 1984)'den değiştirilerek.

Nokta barları (dirsek barları) diyakron, zaman geçişken, yanal olarak devamlı, üste doğru incelen sekanslardır (Pondrelli, 2014). Nokta barının (Dirsek barı) yanal seviyelerinde yer alan (Fas.6)' nın temsilcisi Şekil (4.28)'de görülen yanal yığışım yüzeyleri ile temsil edilirler. Su seviyesi dalgalanmaları nokta barı ve set yapısının inşasında rol oynayan ana etmendir (Gugliotta ve diğ., 2018). Menderesli akarsuya ait kanal taban akış seviyesinin altında ve üstünde tekrar eden erozyon ve depolanma sekanslarına sahiptir (Raven ve Holmes, 2019). Doğal sellenmeler akarsuyun ana yatağına dik yöndeki bazı krevaslarla kesilebilirler (Kerey ve Erkal, 2014). Üste doğru incelenerek devam eden yanal yığışım yüzeylerinin varlığı sebebiyle, nokta barının üst kısımlarını üzerinde bulunan setüstü çökellerinden ayırmak güçtür (Smith ve Rogers, 2009).

Edirköy sahasında gözlenen ve tarifi yapılan kanal sistemi içerisinde kanal eksenin zaman içerisinde kuzeydoğuya doğru yer değiştirdiği sonucuna varılır. Kesitteki (Şekil 4.28) konumlarına terkedilmeden önceki konumuna değin yaygı çökelleri vasıtasıyla yatak değiştirmiş bir sistemin ürünü gibi dursalar da gerçekler biraz daha farklıdır. Muhtemelen direkt ana kanala bağlı birimlerin yanal yer değiştirmesi söz konusu olmalıdır. Yani, devamında avulsiyon gösteren menderesli akarsu istifidir. Kanalın kendisi hareket halindedir.



Şekil 4.28: Edirköy Üyesine ait kırmızı tabaklanmalı (St_x) kanal çökellerinin genel görünümü.



Şekil 4.29: Sondajlarda yanal yığışım yüzeylerinin gözlendiği Süloğlu Formasyonu'na ait seviyeler.

4.5.2. Göl Fasiyes Topluluğu

Sahil çökelleri ile ilişkilendirdiğimiz Gilbert tip deltaların varlığı sebebiyle çok sığ ortamda oluşan göl seviyeleri söz konusudur. Hem Edirköy Üyesi (Tomse) hem de Süloğlu Formasyonu (Toms) içinde Gilbert tip deltaların bulunması sebebiyle göl sisteminin muhtemelen alt delta düzlüğü olarak adlandırılabilecek sistem içinde gelişen sığ su gölleri olduğu sonucu çıkarılabilir. Sahil ve sığ su bataklıkları bir arada değerlendirilmiştir. Fasiyes 7, 13, 14, 15 gibi fasiyeslerden oluşur. Sondajlarda sert kumlu marn (Fas.14) gözlendiği seviyeler sığ gölsel sahil çökelleri ile (SWB) ve sarı çamurtaşı, kumtaşı birimleri (Fas.13) ilişkilendirilirken, sığ su bataklıkları; (LF) marn (Fas.15), küçük dağıtım kanalı kumtaşları, sittaşları (Fas.12) içerebilen gölsel bataklıklardır. Gölsel bataklık çökelleri (LF) bölgesindeki marnlarda gastropod fosili yaygın olarak görülür. Sığ göl-sahil ortamında ripıllı kumtaşı birimlerin içinde ise fosil gözlenmedi.

Yorum: Normal bir delta oluşumunda kanal aktif ajandır, göl pasiftir ve dalgalar önemli bir rol oynamaz (Gilbert, 1890, syf. 65). Üst delta düzlüğüne kadar ulaşabilen sahil şeridine sahip olabilirler.

Edirköy (TSE) ve Tozaklı (KPT) kesitlerinde taban kömürün hemen üst zonunda dikey ağaç gövdesini andıran bitki materyalleri gözlenmektedir. Genellikle odunsu ve yaprak izli kömür

oluşumları gözlenmesi nedeniyle kömür oluşumuna neden olan turba tipi hakkında yorum yapılabilir. Bundan dolayı sahada ksilitik kömürlerin yaygın şekilde gözlenmesi odunsu materyal içeren turba tipine işaret etmektedir. Çoğu tropik ve yarı tropik bataklıkların (oligotrofik olanlar da dahil) önemli bir ağaca benzeyen odunsu bileşen içerdiği görülür (Styan ve Bustin, 1983). Bu botanik bileşimdeki varyasyonlar, turba oluşturan ortamda trofik koşullardaki değişiklikleri yansıtır; bunlar yerel topografya, hidroloji, ph ve mevcut besleyici madde gibi çeşitli faktörlerle kontrol edilirler (Chague-Goff ve diğ., 1996). Havza tabanının gradyanı, çevre karasal ortamlardaki su tablasının derinliğini etkiler, göl kenarlarındaki dalgalanma değişimlerini, oksijenli sığ gölsel suların boyutunu ve kısmen gölün derinliğini belirler (Scott ve diğ., 2012). Bunun gibi birçok faktör havza kenarı veya alüvyal düzlükte bulunan bataklık ortamlarının gelişmesinde etkin rol oynamaktadır. Delta düzlüğünde göl oluşumu ve gelişimi bitişiğindeki yaygı deltalarından kaynaklanan menderesli kanaldan gelen kırıntılı girişlerinden etkilenmiş olabilir (Flores ve Hanley, 1984).

Eski oligotrofik göller (Baykal, Ohri, Tanganika) gastropod çeşitliliğinin kesişim noktalarıdır ve ayrıca kayda değer sayıda alt nehir havzaları (Kongo, Mekong ve Mobile Bay gibi) havzalar da vardır (Strong ve diğ., 2008). Aksine, küçük ve düşük enerjili sığ göller marnlarda saçılı birkaç mollusk cinsiyle karakterize edilirken daha büyük göllerde su derinliği substratın kireç içeriği temelinde farklı yumuşakça habitatları belirlenebilir (Diessel, 1992). Boz marn ve krem rengi marn seviyelerinde birçok (Edirköy ve Tozaklı sahası) gastropod fosiline rastlanılır. Bazı sondaj seviyelerinde karşılaşmış bulunmaktayız. Sığ su fasiyesleri göl kıyısı şeridinden başlayarak litoral, yarı litoral kesimlere kadar devam edebilir.

4.5.3. Delta Önü Fasiyes Topluluğu

Küçük ölçekli ağız barları tarafından üretilenlere benzer yukarı doğru kabalaşan sekansların Elliot, (1986) tarafından ifade edildiği üzere sığ göllerin küçük deltalarla doldurulmasını yansıttığı ve göl deltalarının oluşmasını sağlayan fluviyal kanalları temsil eden yanal yığışım yapıları ve kanallar ile erozyona uğratılmış olması olası istiflerdir. Sığ su delta önü ağız barları az ve kum tabakalanmaları oldukça incedir (Huang ve diğ., 2018). Yani, akarsu nokta barı çökellerinde çok sık teknemsi çapraz tabakaların gözlenmesi ve daha az oranda dalgalı tabakalanma yapılarının varlığı ile karakterizeyken, ağız barlarında teknemsi tabakaların dalgalı (ripıllı) tabakalanmaya oranla daha az gözlenebilmesi (Schomacker ve diğ., 2010) göre bu iki benzer yapının birbirinden ayırtlanması için evrensel bir metot teşkil edemeyeceği

kanısına varılır. Gilbert tip deltalarda yapının kendisi ağız barı özellikleri sergileyebilir. Hatta kendisi delta lobudur.

Delta üst setlerinde görülen yukarı yönlü tabaka kalınlıklarının ve karbonat içeriklerinin artışı dikkat çekicidir. Birim üst kesimlerinde ripıllı karbonatlı kumtaşlarına geçer. Ve daha üstte ise düzensiz daha kaba tabakalanmalı bir hal alır.

4.5.3.1. Delta Alınsetleri

Delta alınsetlerinin oluşumu hakkında (Gilbert, 1890) akarsuyun akış hızından ziyade, durgun suya ulaşan tanelerin boyutlarının ve göl sahil şeridi eğiminin asıl önemli faktör olduğu anlatılır. Tanjansiyal çapraz tabakalanmalı kumtaşları (Fas. 6) ile temsil edilir. Edirköy sahasında iki farklı seviyede görülürler. Birincisi Edirköy Üyesi (Tomse) içinde ikinci Süloğlu Formasyonu (Toms) taban kömürü üst seviyelerinde konumlandığı saptandı. Ölçülü kesitte tabanda 7.-11. metreler arası ve yaklaşık 30.-35. metreleri arasında görülür. Teknemsi çapraz tabakalanmalı kumlar (Fas.1) ile yanalda geçişlidirler.

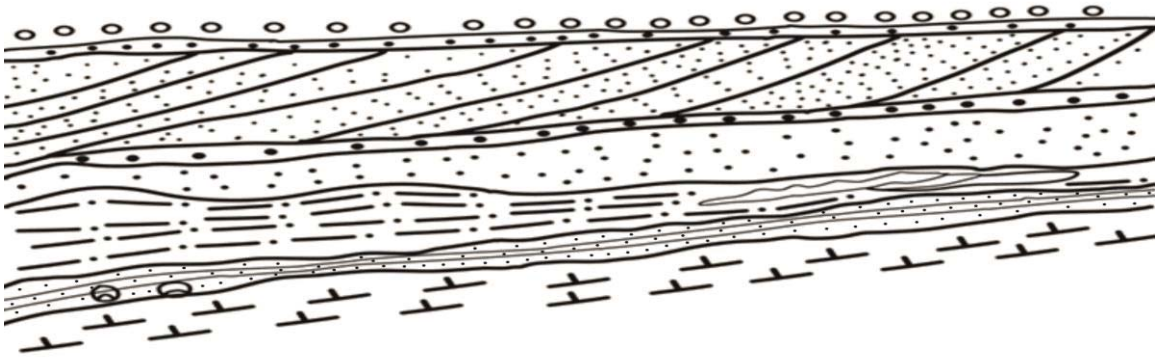
Yorum: Alınseti tabaklanması az oranda karbonat içermesi ve düşeyde (Fas.2) kumtaşları ile ardalanması önemlidir. Gilbert tip bir delta ilerledikçe, alınsetleri tabansetlerinin üzerine gelir ve sırayla tavan-set fasiyesleri tarafından örtülür (Nichols, 2009).

4.5.3.2. Delta Tabansetleri

En iyi şekilde Edirköy sahasında gözlenirler. Delta ilerisi olarak bahsedilebilir. Ancak Gilbert tip bir deltanın bileşeni olduğundan büyük bir yapıdan söz etmek mümkün değildir. Üste doğru kabalaşan kumtaşları (Fas.8), İnce-Orta yatay tabakalı kumtaşları (Shl) benzeri fasiyeslerden oluşur. C-42 ve DM-20 kuyusu 400. metrelerde ise LV ve üzerine gelen FM fasiyesi yoruma bağlı olarak daha derin bir sistemin ağız barını işaret ediyor olabilir.

Yorum: Sondajlarda gerçek prodeltayı temsil eden üste doğru kabalaşan tabakalanmalar ile karakteristiktir. Bunlar su altı levee sistemleri olarak yorumlanmıştır. Bazen üst kısımlarına alınsetleri gelerek bir ağız barının varlığına işaret ediyor olmalıdırlar. Bu tür yapıların (Clifton ve diğ., 2005) gelişebilecekleri ve dağıtıcı kanal sistemi temsil ettikleri öne sürülür. Set çökelleri ve Gilbert tip alınsetlerinin üst üste gelmesi ağız barı olarak yorumlandığı çalışmalar vardır.

Büyük delta sistemleri ile küçük delta sistemlerinin tabanseti itibari ile tamamen aynı olması beklenemez. Bu sebepledir ki farklı yorumlamalara açıktır. Çünkü alt delta düzlüğü sınırları içerisinde de küçük ölçekli delta sistemlerinin geliştiği bir gerçektir.

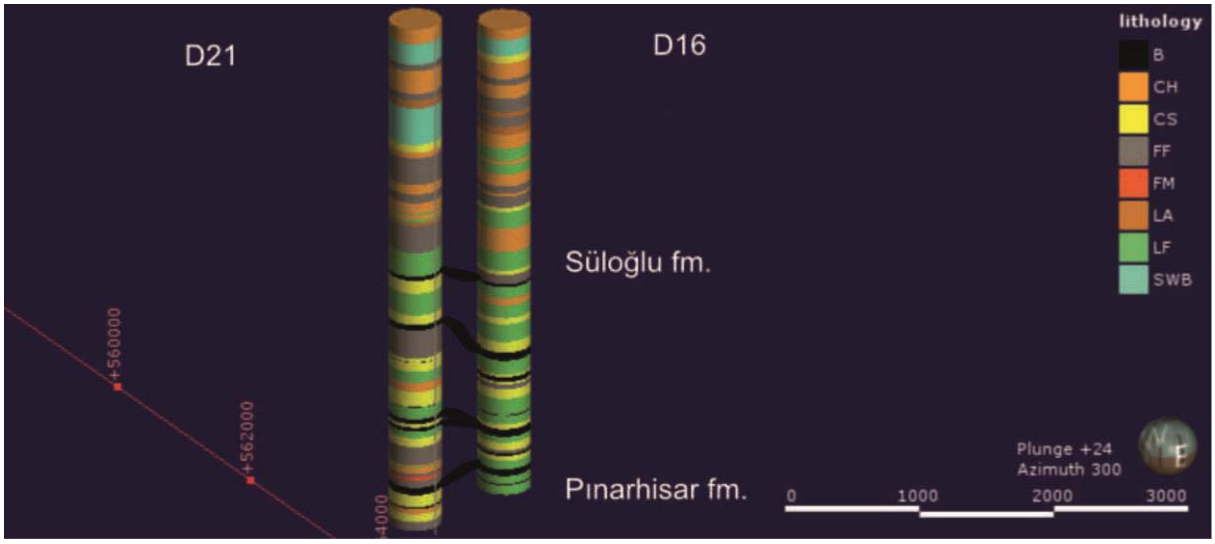


Şekil 4.30: 155°-160° alınseti tabakaları ve yataya yakın kumlarla ilişkisi (KB GD).

Birimin yanal kuzeybatı devamın birazda aşağı kotlarda türbülant akışa benzer çökelim sergilemiştir.

Prodelta sistemine uzanan bulgular sondajlardan elde edilmiştir. Görülen su altı set sistemleri olarak düşünülen LV ve üzerine FM oluşmaktadır.

4.6. FASİYES TOPLULUKLARININ KARŞILAŞTIRILMASI



Şekil 4.31: Fasiyes topluluklarının kuyular arası korelasyonu.

Ek kısmında yer alan EK 6 D-D' kesitiyle birlikte değerlendirilmesi uygun olur.

D21 kuyusu tabanında çapraz alınsetine benzeri tabakalanmalı birimler rahatlıkla gözlenebilir. (FM) Taban kömürünün hemen üst zonuna yer alması ve tabanında kalın kömür damarı içermesi sebebi ile Edirköy sahasında gözlemlediğimiz benzer seviyeler oldukları düşünülebilir.

Bataklık ortamları (B) sık kömür marn veya çamurtaşı ile ardalanmalı seviyeleri temsil eder. Yan kayaçlarına bakıldığında bataklığın depolanma ortamı hakkında fikir edinilmesi mümkündür. Öyle ise çevre kayaçların birbirleri ile geçişli olması kaçınılmazdır. Çamurtaşı az oranda silt kanalları içeren birimler taşkın düzlüğü (FF) fasiyes topluluğuna, daha gölsel veya karbonatlı çamurtaşı marn ardalanmalı istifler ise (LF) gölsel ince taneli sedimentlere karşılık gelir. Gölsel çamurtaşları ince taneli kanal veya yatay tabakalı kumlar ile ince seviyeler halinde ardalanabilir. Ancak baskın litolojiye göre gölsel ince taneli kırıntılılara dahil edilmesi uygun olacaktır.

(FM); makroform alınsetleri sınıfına dahil birimler daha taban seviyelerde, genellikle kanal sistemleri kadar kalın olmayan birimleri içerir. Üste doğru tabakaların kalınlaştığı taban seviyelerinin üzerine geliyor gibi görülebilirler.

(LA); yanal yığışım yüzeyleri tabanında çakılcık içeren kanallar ile temsil edilirler. Kanal fasiyeslerine dahil edilmemesinin nedeni olarak açıklanabilir. Eşleniği kanal fasiyesleri (CH) genellikle normal derecelenme sunan kalın katmanlı seviyelere karşılık getirilmiştir.

Yaygı kanalları (CS) ince taneli ve sık ardalanmaları önemli özellikleridir. Bataklık ortamı ve kömürler sık ardalanmaları sebebiyle etkilenmiş alanlar olarak yorumlanmıştır.

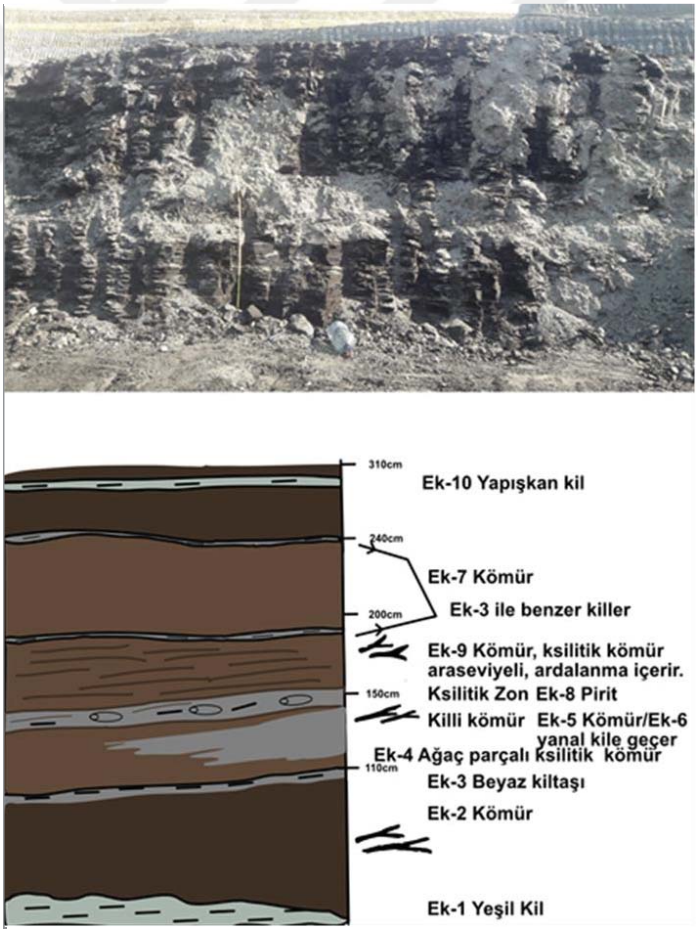
(SWB); en önemli sığ su, sahil kırıntılıları fasiyes topluluğu ve aydınlatılmaya ihtiyacı olan birimdir. Süloğlu Formasyonu gölsel kumtaşı-vaketaşı veya benzer ortamı karakterize eden kumlu kireçtaşları ile temsil edilen sık, sert, kısa mesafeli ardalanımıyla diğer fasiyes topluluklarından ayrılır. Genellikle Ergene Formasyonu ilişkisi önemli ve referans seviyesidir. Tabanında ise menderesli sistem ile ilişki içerisinde olup, kısmen Süloğlu Formasyonu taşkın düzlüğüyle de bir ilişkisi varmış gibi görünmektedir. Çizilen kesitlerde litoloji toplulukları ve minör fasiyes birliktelikleri daha iyi anlaşılmaktadır.

LV: Üste doğru tabaka kalınları kademeli olarak artan ve sondajlarda set çökelleri olarak yorumlanabilir. C42 kuyusu ve DM-20 kuyusu alt seviyelerinde görülebilir.

4.7. SÜLOĞLU FORMASYONU KÖMÜR ANALİZLERİ

Araziden toplanan kömür örnekleri genellikle taban kömürü olarak nitelendirilen, diğer kömür oluşumlarından daha kalın seviyeli ve kaliteli olan allakton kömürlerdir. Allakton kömürler zaman içerisinde hemen üst sekilerinde yer alan dikey ağaç parçaları ile Tozaklı farklı bir otokton kömür fasiyeslerine bağlanabilirler.

Arazi çalışmalarının yapıldığı yaz aylarında dahi Tozaklı kömür sahasındaki taban kömürünün önemli bölümü su altındadır. Edirköy sahasındaki taban kömürü bütünüyle gözlenebilir durumdadır. Poyralı sahasında ise tamamen sazlık ve küçük göller nedeniyle taban kömürüne erişilemez ve 2020 yılı itibari ile işletilmemektedir.



Şekil 4.32: Edirköy, 310 cm kalınlığında ölçülen taban kömürünün düşey kesiti.

Edirköy taban kömürüne ait veriler değerlendirildiğinde 295 – 5432 kcal/kg net kalorifik değerlere ulaştığı hesaplanmıştır. Sadece taban kömürü değil, bir üst seviyede gözlenen

ksilitik kömürün de kalorifik değeri 4152 kcal/kg'a varan (SE-2 ve SE-3) değerlere ulaşabilmektedir. Bu değerler itibari ile yarı taşkömürü sınıfına dahil edilebilecek kömürler içerdiği görülür. Fakat tek başına yeterli bir kanıt değildir. Edirköy taban seviyelerini temsil eden kömürlerdeki değerlere bakıldığında, taban kömürünün en alt seviyelerini (EK-2 ve EK-4/0 -1,10 m) temsil eden örneklerin kalorifik değerlerinin üste doğru arttığı, buna karşın sülfür ve kül içeriği değerlerinin azaldığı gözlenir. Bir üst seviyeyi temsil eden (EK-5/1,10 -1,40 m) numunesinin kil girdilerinden etkilenmesi sebebiyle kül içeriğinin fazla oranda yükselmesine katkı sağladığı anlaşılabilir. EK-9 ve EK-7 örnekleri yüksek oranda benzerdirler. Taban kömürü orta seviyelerinin, taban kömürü üst ve alt kesimlerine oranla daha kötü kalitede ve sülfür açısından da fakir olduğu anlaşılır. İkinci sekinin tabanına yakın kısımlarda bulunan ksilitik kömürlerde (SE-2 ve SE-3) 4,10-6,50 m'lik çoğunlukla marn arakesmesi bulunurken nadiren kömür damarları siltler ile ayrılmaktadır. İnce kum ve siltli dağıtım kanalları ile çatallanması sağlanan SE-3'ü görece daha kalın damardan alınan örnekte kömür kalitesi oldukça düşüktür. Sekinin tabanına yakın yer alan SE-2 numunesi (4,10-4.20 m) daha ince damar kalınlığına sahip olmasına rağmen kül içeriğinin düşük olduğu hesaplanmıştır.

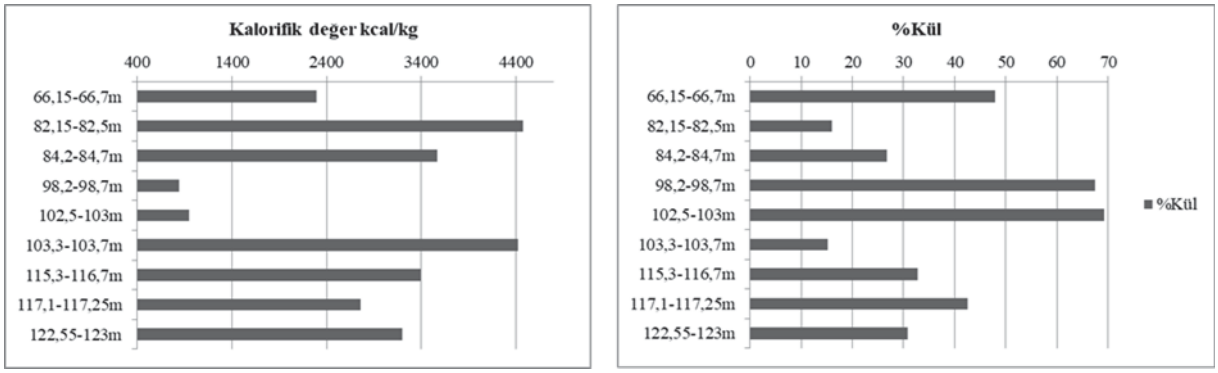
Kül oranları çok değişkenlik göstermesine rağmen, uçucu madde içeriği ile ters orantılı bir ilişki söz konusudur. Kül içeriğinin bu denli yüksek olması, kömürleşme derecesi hakkında bir ip ucudur. Yüksek sülfür içeren örnekler ile kül oranlarının düşük olduğu örnekler doğru orantılıdır. Yüksek kül içeriğine sahip kömürlerin, daha düşük sülfür yüzdesine sahip olduğu sonucuna varılır. Bu ifadeye dayanarak, belki de sülfürün organik kökeninin daha yoğun varlığını işaret edebilir. Bu veri, kuyudan alınan örnekler içinde geçerli olması sebebiyle dikkate değerdir. Kül içeriği turba sınıflamasında da önemli bir yer tutmasının yanı sıra günümüz deltalarında kül içeriğinin %50'ye varabileceği rapor edilmiştir. Özellikle Gilbert tip deltalardan bu oran, %30'u geçemeyebilir (Çalışma notları).

Diğer yandan, sülfür yüzdesinin olağanın biraz daha üzerinde olması çeşitli faktörlere bağlıdır. Ancak, döngüde sülfürün asıl egemen olduğu kısım, muhtemelen kömürleşme öncesi turbalaşma ve hümifikasyon evreleri olmalıdır. Düşük kükürtlü kömür içindeki kükürtün büyük kısmı, orta-yüksek kükürtlü kömür içindeki kükürtün bir kısmı turba birikimi sırasında biriktirilir ve pirit ve organik kükürt bileşikleri kömürün erken diyajenezi esnasında oluşur (Chou, 2012). Pirit nodülleri çamurtaşlarında son derece yaygındır ve bakteriyal sülfat indirgenme yoluyla üretilerek sülfat indirgeyicilerle organik maddenin bakteriyal diyajenez

oranını kaydederler (Potter ve diğ., 2005). Nitekim taban kömürü üst kısımlarındaki marnlı seviyeler içerisinde yumrumsu piritler gözlenir. Taban kömürü ise daha çok kilit düzlemlerine doldurulan ksilitik kömürlerle ilişkilidir. Odunsu yapının içerisini dolduran özelikleri dikkat çekicidir. İnorganik kükürt, çokça saçılım halinde framboidal taneler, mikronodüller, nadir tek kristaller ve içinde piritin yaygın ve markazitin az olduğu demir sülfür kristal agregaları olarak meydana gelir ve iğnemsi, radyal kristaller içeren siferik nodüllerin bazıları, piritin dimorfu olan markazit ile karıştırılabilir (Shimoyama, T., 1984; Rickard, 2015). Doğada; yüzey gerilimi sebebiyle sadece kübik yüzlerden oluşan bir pirit kristali tek koşul olarak pirit küpü üretmez: kenarları üst ve alt kısımdan daha uzun olan kare prizma üretebilir (Rickard, 2015).

Tablo 4.2: Edirköy (TSE) kesitinde alınan kömür örnekleri ve Cevizköy (C42) kuyusu kömür örneklerinin yaklaşık 6 ay bekletildikten sonraki değerleri.

Gönderilen Numune	% Toplam nem	Üst Kalorifik Değer (U.I.D) kcal/kg	Net Kalorifik Değer (N.C.V) kcal/kg
SE-2	26,81	3396	3240
SE-3	20,38	309	190
EK-2	25,41	3800	3652
EK-4	31,29	4192	4009
EK-5	21,65	534	408
EK-7	23,38	4356	4220
EK-9	37,31	3722	3504
KC42-01	28,26	1917	1753
KC42-02	42,64	2981	2732
KC42-03	34,39	2725	2524
KC42-04	27,48	760	600
KC42-05	25,43	858	709
KC42-07	40,75	3097	2860
KC42-08	34,97	2589	2385
KC42-10	34,74	2105	1903
KC42-11	24,76	2797	2653



Şekil 4.33: Cevizköy (C42 kuyusu) derinliğe bağlı; kalorifik değer ve kül verilerinin karşılaştırılması (havada kuru değerler).

C-42 kuyusunda da benzer özelliklere sahip, numunelerin olduğu ve genellikle sülfür oranlarının yüksek olduğu görülür. KC42/11 (122,55-123 m) arasındaki numunenin en yüksek toplam sülfür oranı 11,05 ile oldukça fazla ve diğer tüm örneklere göre en yüksek veridir. Verilen numunelerin derilikleri sırasıyla en derin KC42/11 olacak şekilde sıralanmıştır. Tabana doğru sülfürün artış içerisinde olması ve orta kesimlerde daha düşük olması arazi gözlemleri sonucu toplanan kömürler ile birebir örtüşmektedir.

Tablo 4.3: Cevizköy ve Edirköy kömürlerine ait nihai kısa analiz sonuçları.

	SE-2	**SE-3**	**EK-2**	**EK-4**	**EK-5**	**EK-7**	**EK-9**	**KC42/01**	**KC42/02**	**KC42/03**	**KC42/04**	**KC42/05**	**KC42/07**	**KC42/08**	**KC42/10**	**KC42/11**
% Nem	5,29	4,02	8,92	6,47	5,62	8,7	8,32	7,39	8,72	8,44	7,61	6,69	10,19	8,93	8,04	8,15
%Uçucu Madde	45,86	18,99	41,84	44,15	17,71	43,5	44,25	31,79	42,62	39,06	21,9	21,41	42,61	37,24	33,77	36,78
% Kül	18,64	76,49	15,18	5,6	73,53	11,47	8,03	47,87	16,05	26,82	67,42	69,18	15,16	32,74	42,57	30,85
%Bağlı Karbon	30,22	0,5	34,06	43,78	3,15	36,33	39,41	12,95	32,61	25,68	3,08	2,72	32,05	21,09	15,62	24,22
UID kcal/kg	4395	372	4640	5706	644	5191	5443	2475	4744	3803	968	1073	4695	3626	2967	3414
NCV kcal/kg	4152	295	4381	5432	554	4913	5162	2294	4478	3570	846	953	4422	3394	2763	3200
%TS	1,091	2,544	4,315	2,113	1,052	3,322	3,11	3,504	2,905	5,635	1,111	1,55	3,36	3,455	2,642	11,05

OrjNCV	OrjGCV	Qmad	Qm-hk	Qh	H seyler	%C
3075,83	3396,41	156,342	30,8194	212,532	4,078	55,1
145,39	308,805	118,846	23,4425	53,7266	1,0309	8,64
3482,3	3799,95	148,178	52,0168	206,938	3,971	56,1
3836,02	4191,76	182,467	37,7297	235,871	4,5262	66,9
360,788	534,185	126,251	32,7437	56,7953	1,0898	12,2
4029,51	4356,34	136,34	50,7338	226,992	4,3558	61,3
3344,78	3721,75	217,572	48,4887	233,123	4,4735	63,9
1645,31	1917,5	164,798	43,0946	138,627	2,6602	32,2
2597,53	2980,99	248,654	50,8505	214,515	4,1164	56,9
2393,11	2724,96	200,544	49,2177	183,229	3,5161	46
538,578	759,74	160,22	44,3484	77,6381	1,4898	16,7
644,696	857,612	148,265	39,0126	80,8919	1,5522	16,4
2718,94	3097,47	237,633	59,3936	213,588	4,0986	56,2
2257,09	2589,37	203,927	52,0751	179,757	3,449	43,5
1791,55	2105,29	202,586	46,8851	156,631	3,0057	36,4
2516,15	2796,92	144,387	47,546	166,487	3,194	40,8

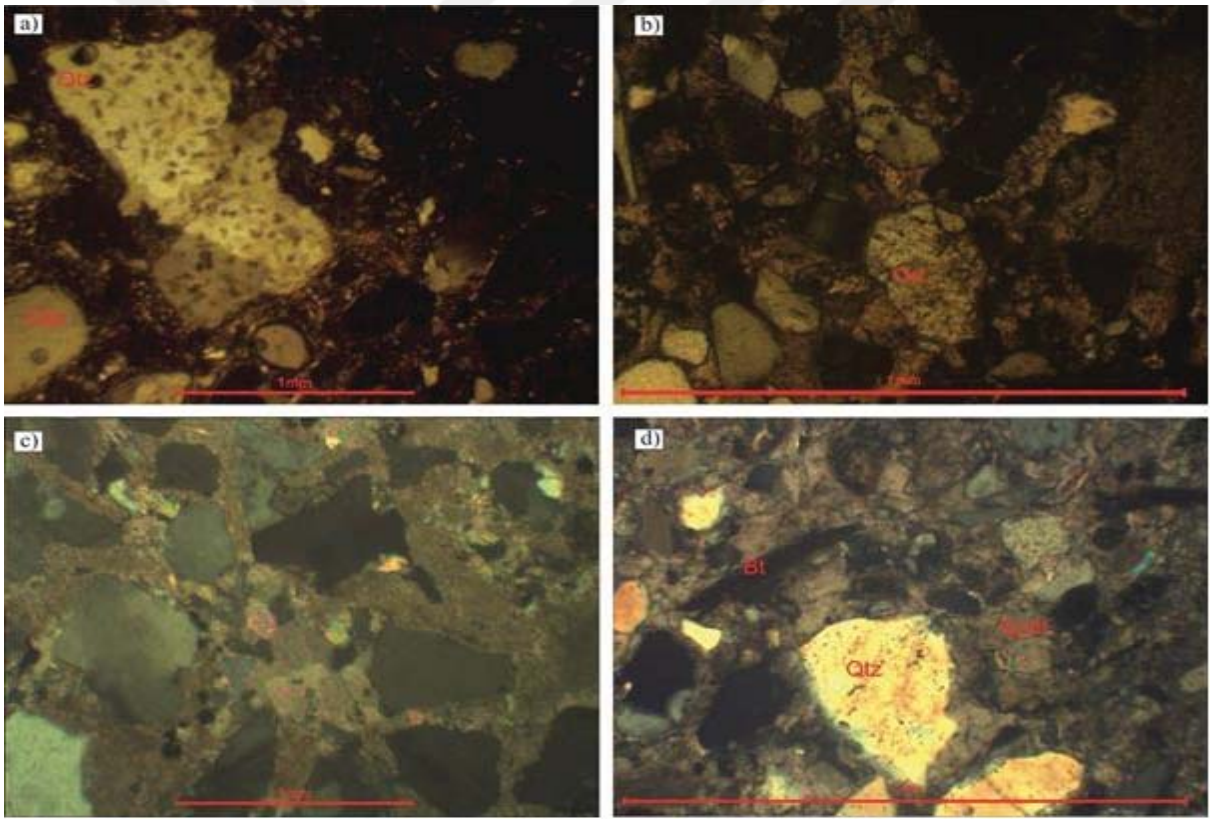
Tablo 4.3 (devam).

4.8. PETROGRAFİK İNCELEMELER

Büyük bir çoğunluğunu sondaj karotlarından elde edilen numunelerden oluşturulmuş ince kesitler karakteristik olarak silt, ince kum boyutlu mineral ve sedimanlar içermektedir. Mineral tanımlamada iki aşamalı bir yol izlenerek XRD verileriyle birlikte değerlendirildi. Mikroskop altındaki incelemelerde alınan örnekler çoğunlukla ince taneli silttaşı, çamurtaşı litolojilerinin egemen olduğu sonucuna varıldı. Kumtaşı olarak adlandırılan örneklerde ise daha yüksek oranda litik grovak ve feldispatik litarenit az oranda kuvars vake (kirli kumtaşı) sınıfları tanımlandı. Özellikle kirli kumtaşlarında boylanmanın bazı örneklerde belirgin derece de kötü boylanmaya neden olabildiği kanısına varıldı. Mineral tayini sırasında kumtaşlarını oluşturan mineral ve kayaç parçaları incelenerek, kaynak alanın kökeni yorumlandı. Kil veya çamurtaşı hariç tüm ince taneli bu birimlerin ortak noktası mika grubu minerallerinden muskovitin yoğun olarak gözlenmesidir. Yaygın kalsit çimento bazen de mikalardan oluşan matriks bulunabilir. İncelenen kumtaşlarından tanımlanan mineraller ve kayaç parçaları; kuvarslar, feldispatlar, aksesuar mineraller, volkanik, metamorfik ve sedimenter kayaç parçalarıdır. Ek olarak saçaklı halde görülebilen bitkisel bir materyale ait olabilecek izler de mevcuttur.

4.8.1. Kuvarslar

Farklı sınıf kumtaşlarına ait olan resimlerde kuvarslar rahatlıkla görülebilmektedir. Kötü boylanmalı, yer yer tane destekli, orta-iyi yuvarlaklaşmış, orta küresellikte taneler içeren, metamorfik kayaç parçalarının daha iri gözlenebildiği ve hidrotermal kapanım izlenimi veren kuvarslar da içeren (Örnek: D16/9) feldispatik litarenit (Şekil 4.34.a). Diğer şekilde (Şekil 4.34.b) ise kalsit çimento içeren, kayaç parçaları çok iyi yuvarlaklaşmış, kuvarsların feldispatlara oranla daha yüksek görüldüğü (Örnek: D21/2) sublitarenit içerisinde merkezde yer alan ortoklaz etrafında dalgalı sönümlenen kuvarslar. Feldispatik litarenit içerisindeki dalgalı sönümlenen kuvarslar (Şekil 4.34.c) açık bir şekilde kaynak alan belirtemezler (Örnek: D16/4). İnce kırıntılı yer yer karbonatlar da gözlenen, orta boylanmalı sublitarenit (C68/14).

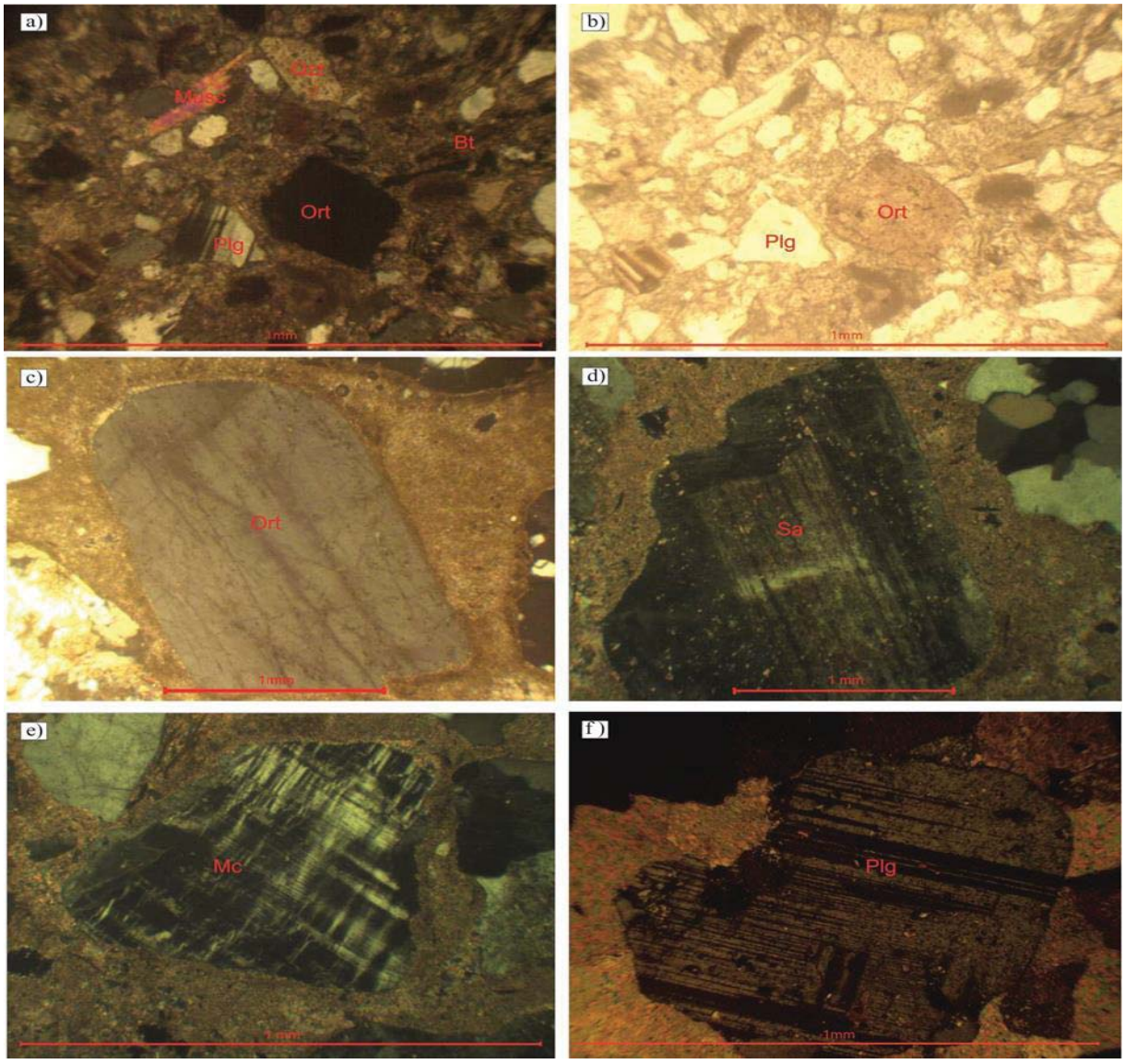


Şekil 4.34: a) Bol boşluklu kuvars tanesi (Xpl/4x), b) Merkezde ortoklaz etrafını çevreleyen kuvars taneleri (Xpl/10x), c) Dalgalı sönümlenen kuvars (Xpl/4x), d) Kuvars, biyotit, epidot, mika mineralleri (Xpl/10x).

4.8.2. Feldispatlar

Feldispatların kumtaşlarında bulunması genellikle volkanik kaynak alanla ilişkilidir. Kimyasal veya mekanik aşınmaya karşı dirençli oldukları düşünülür. Uzun mesafe

taşınabilmeleri dayanıklılık açısından önemli bir kanıt niteliğindedir. Şekil (4.35) a ve b Feldispatik litarenite (Örnek: C42/9), c ve d kötü boylanmalı litik grovak (Örnek: DM20/11) içerisindeki feldispatlar, oldukça ince taneli mikaca zengin feldispatik litarenit /Örnek: D16/3).



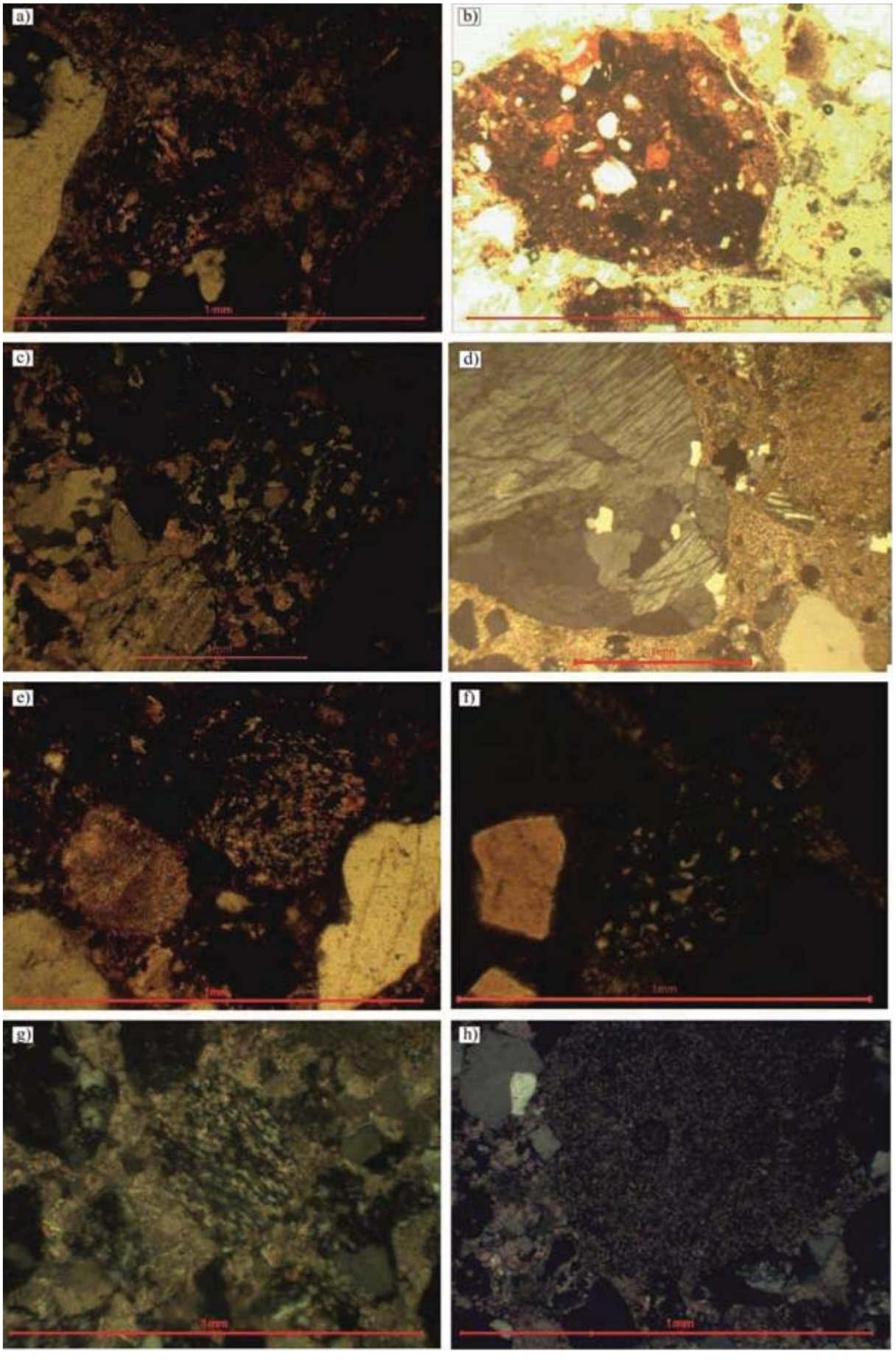
Şekil 4.35: a) Deformasyon ikizli plajiyoklaz, ortaklaz minerali (Xpl/10x), b) Ortoklaz'ın belirgin olmayan klivaj düzlemleri, c) Ortoklaz minerali (Xpl/4x), d) Mafik bir hamur içerisinde yer alan Sanidin minerali (Xpl/4x), e) Tartan ikizlenmesi gösteren mikroklin (Xpl/10x), f) Deformasyon ikizlenmesi gösteren plajiyoklaz (Xpl/10x).

4.8.3. Litik Parçalar

Kayaç parçaları kaynak alan açısından ve tarihsel jeolojinin canlandırılması için sistematik bir temel oluşturulmasında en önemli etkendir. Petrografik ve petrolojik çalışmaların birleşimiyle

kurgulanan yöntemsel metodlar, kumtaşlarının günümüz koşullarına kadar hangi süreçlerden geçtiği konusunda fikir sahibi olmamızı sağlar. Bu sebeple tek bir mineralin betimlemiş olduğu fiziksel ve kimyasal koşulların aksine kayaç parçası veya litik kırıntının sağlayacağı ipucu çeşitliliğinin daha fazla olması beklenir. Böylece kumtaşlarının köken olarak sınıflanmasının başlangıcından bu yana bu litik kırıntı kavramı değişiklikler geçirmiştir. Özellikle taşınma mesafesi ve bozunma gibi etmenler başlangıçta aynı kökene ait iki kırıntıyı tanınmayacak şekilde ayrıştırabilir. Bu nedenle klasik Gazzi-Dickonson metoduna ilave olarak Rooney ve Basu (1993) kuvars ve kayaç parçalarını litik kırıntılılar olarak değerlendirilmiş ve tane boyutundan bağımsız olarak sınıflama yapılamayacağı vurgulanmıştır. Bu sebeple Trakya'nın farklı bölümlerinde köken çalışmaları yapılmıştır. Esas olarak (Caracciolo ve diğ., 2012) güneybatı ve kuzeybatı Trakya Havzası olarak ikiye ayrılır ve üç ana petrofasiyes oluşturularak havzaya gelen kırıntılıların kaynak alanlarının farklı olduğu ifade edilir. Bunun yanı sıra Perri ve diğ. (2016) havzanın termal geçmişi ve kaynak alan hakkında yapılan çamurtaşı analizleri sonucu; az bilinen mafik kaynak alanlar ile felsik magmatik kayaçların havzayı beslediği görüşünde birleşirler. Probiyen-Rupeliyen kumtaşları batı sektörindeki Rodop Masifi'nden yüksek dereceli metamorfik kırıntının yoğun gelimini yansıtır ve kuvarsofeldispatik bir petrofasiyes bileşim tanımlar (Caracciolo ve diğ., 2014). Denizel kumtaşları kuvarsofeldispatik petrofasiyeslerce baskındır (Caracciolo ve diğ., 2012). Volkanoklastik petrofasiyes, kuvarsofeldispatik fasiyes ile hem karasal hem de denizel çökeller içerisinde ara tabakalanmalıdır (Caracciolo ve diğ., 2011, 2012, 2014). Trakya Havzası arenitleri genellikle düşük ve orta kompozisyonel olgunluğa sahip litik arkoz ve arkozik litarenitlerden oluşur (Cavazza ve diğ., 2013). Tüm bu verilere istinaden gelişen teknolojiyle birlikte kumtaşlarının jeokimyasal açıdan incelenmesi konusunda çalışmaların arttığı görülür.

Sahada alınan örneklerin çoğunluğu Süloğlu Formasyonu içerisinde yer alması dolayısı ile siltçe baskın birimler ince taneli kumtaşları olarak görülürler. Bu sebeple çamur bileşenli daha ince kırıntıların varlığı ince kesitlerde saptanabilmektedir.


a)
b)
c)
d)
e)
f)
g)
h)

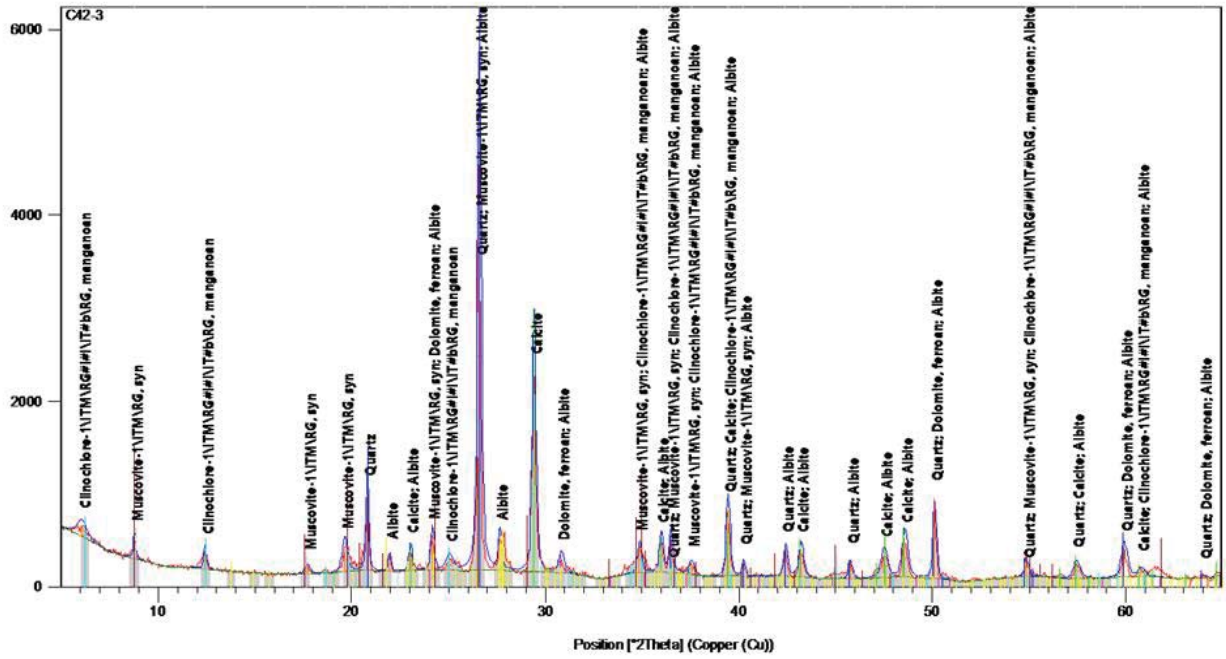
Şekil 4.36 (devam): a) Biyotit ve muskovitçe zengin muhtemel siltli çamurtaşına ait kırıntı (Xpl/10x), b) Mikrokristalen kuvarslar da içeren volkanik kayaç parçası (Xpl/10x), c) İki adet metamorfik kayaç parçası yanında karlspad ikizlenmesi gösteren plajiyoklaz (Anortit) minerali (Xpl/4x), d) Pertitik doku gösteren ortoklaz ve kuvarsların bir arada gözlendiği magmatik kayaç parçası (Xpl/4x), e) Çamurtaşı ve ince taneli volkanik kayaç parçası (Xpl/10x), f) Mafik magmatik kayaç parçası (Xpl/10x). g) Metamorfik kayaç parçası (Xpl/4x), h) İnce kırıntılı silttaşına ait kayaç parçası (Xpl/4x).

Sırasıyla iri taneli feldispatik litarenit örneğine (Örnek: D16/4) ait muhtemelen çok iyi yuvarlaklaşmış sedimenter kökenli konglomera (Şekil 4.36.a) tanesi. Kötü boylanmalı, matriks destekli nadiren kalsit ikizlenmesine benzer mineraller de içeren, orta-iyi küresellikte, iyi yuvarlaklaşmış litik grovak (Örnek: D16/8) içerisinde gözlenen volkanik kayaç (Şekil 4.36.b) parçasıdır. Bol feldispatın varlığı belirgin sarı renkle karaktirizedir ve kil boyutlu opak minerallerin bulunması olasıdır (Strasser ve diğ., 2014). Tane sınır göçü gözlenebilen kuvars (Şekil 4.36.c) metamorfik kaynak alanı işaret edebilir, diğer benzer metamorfik tanede ise hem tane hem de içerisindeki minerallerin aynı eksen boyunca uzamış oldukları metamorfik kayaç parçası olduklarını kanıtlar niteliktedir. Karlspad ikizlenmesi gözlenen ve tek nikolde ayırtlanabilen anortit minerali bazı örneklerde az sayıda bulunur. Örnek genelinde kötü boylanmalı, volkanik tanelerin metamorfik tanelere göre daha büyük gözlenebildiği, polijenetik kökenli feldispatik litarenite (Örnek: D16/7) ait örnektir. Pertitik doku gösteren ortoklaz mineralini (Şekil 4.36.d) içeren felsik magmatik kayaç parçasına ait görünüm; oldukça iri kristallenmiş bir yapısıyla dikkat çeker. Kayaç parçasının bulunduğu örnek itibari ile matriks tutturuculu litik grovak (Örnek: DM20/11) sınıfına dahil edilebilir. İnce kırıntılı muhtemelen çamurtaşına (Şekil 4.36.e) ait kırıntı ile ince taneli felsik magmatik kayaca ait kayaç kırıntılıları çok iyi küresellik ve yuvarlaklaşmış şekilde görülen, feldispatik litarenitlere göre daha küçük taneli ve kötü boylanmalı olan matriks tutturuculu (Örnek: D16/10) çok kötü boylanmış litik grovaktır. Az sayıda, kayaç parçalarına göre daha iri ve kötü küresellikte feldispatlar gözlenir. Ağırlıklı kalsit çimento gözlenen, iyi boylanmalı, iyi küresellik gösteren ve sedimenter ve volkanik kırıntılılarca zengin litik grovak (Örnek: D21/4) içerisinde yer alan camsı bir hamur içerisinde kuvarsların gözlendiği volkanik kayaç (Şekil 4.36.f) parçasıdır. Protoliti hakkında tahmin yapmanın güç olduğu ince taneli metamorfik kayaç parçası (Şekil 4.36.g) kayaç parçalı litarenit (Örnek: TSE/11) içerisinde yer almaktadır. Aynı kayaç içerisindeki olası siltli-çamurtaşı sedimenter kayaç parçası.

4.8.4. Aksesuar Mineralleri

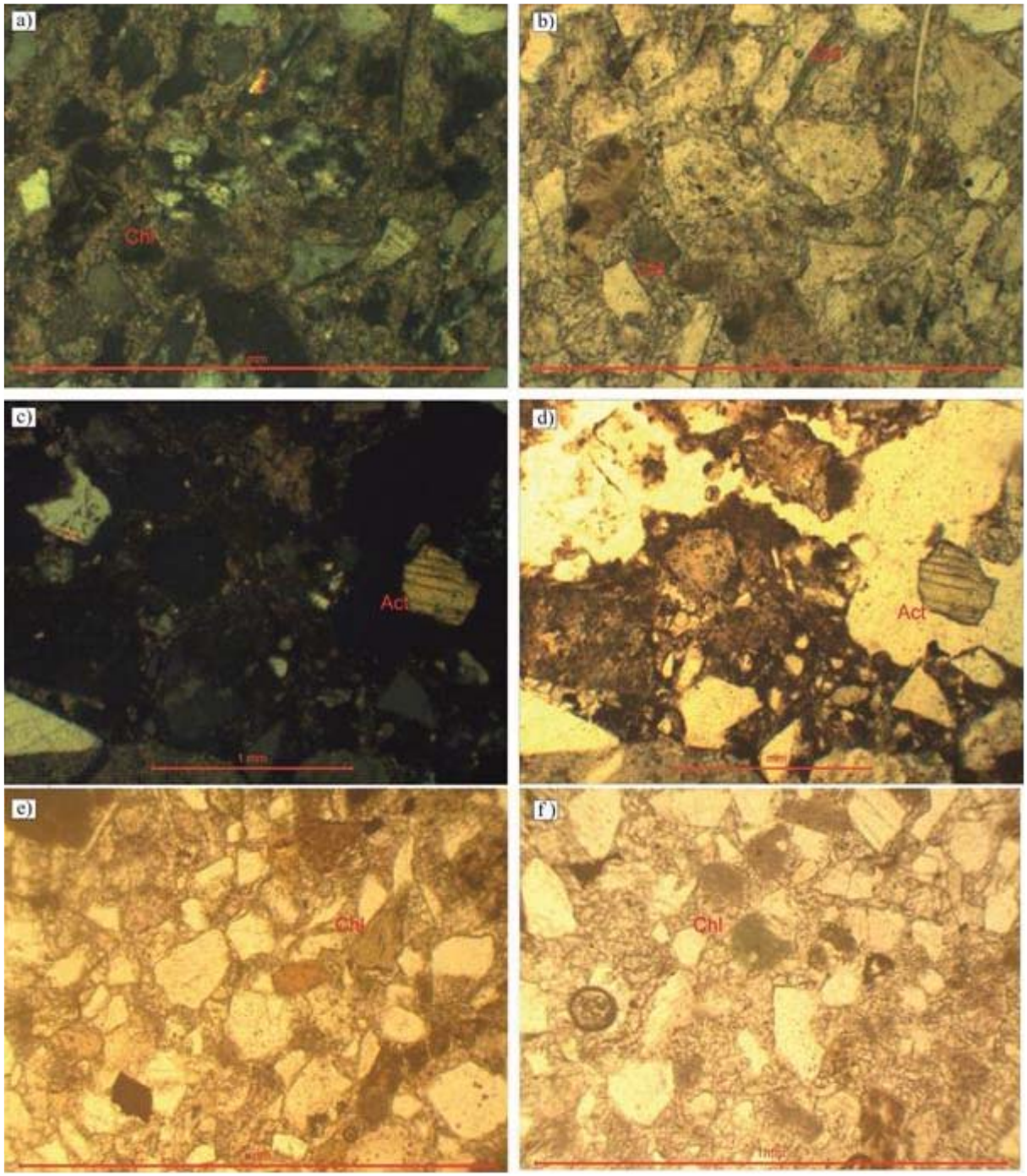
Mineralojik olgunluğun derecesine bağlı olarak herhangi bir mineralin bir kum veya kumtaşı içinde bulunabilmesi mümkün olduğundan, çeşitli başka minerallerin olması da mümkündür ("Sandstones and Conglomerates," 2019.). Ağır mineral topluluklarının bileşimi; ayrışma, taşıma aşamaları sırasında değişebilse de aksine depolanmanın kendisi sırsında değişen hidrodinamik koşullar veya sonrasında diyajenezle gelişen varyasyonların doğası gereği, mineraller tüm bu süreçlerden etkilenirler (Morton ve Hurst, 1995).

Mikroskop altında tanımladığım örnek içerisinde klorit grubuna ait minerallerin yaygın olduğu görülür. Nadiren bunlar epidota benzer özellikler taşır. XRD verileri ile birlikte değerlendirildiğinde bunların klinoklor üyesine ait magnezyumca zengin elementel bileşimle kurulu olduğu anlaşılır. Aktinolit grubu minerallere göre Epidot grubu minerallere kesitlerde rastlanılmamıştır. Kirli kumtaşlarında bu gibi minerallerin bir arada görülebilmesi metamorfik bir kaynak alana işaret ediyor olabilir. Ancak aktinolit grubu mineraller, farklı örneklerden elde edilen XRD sonuçlarında yoktur.



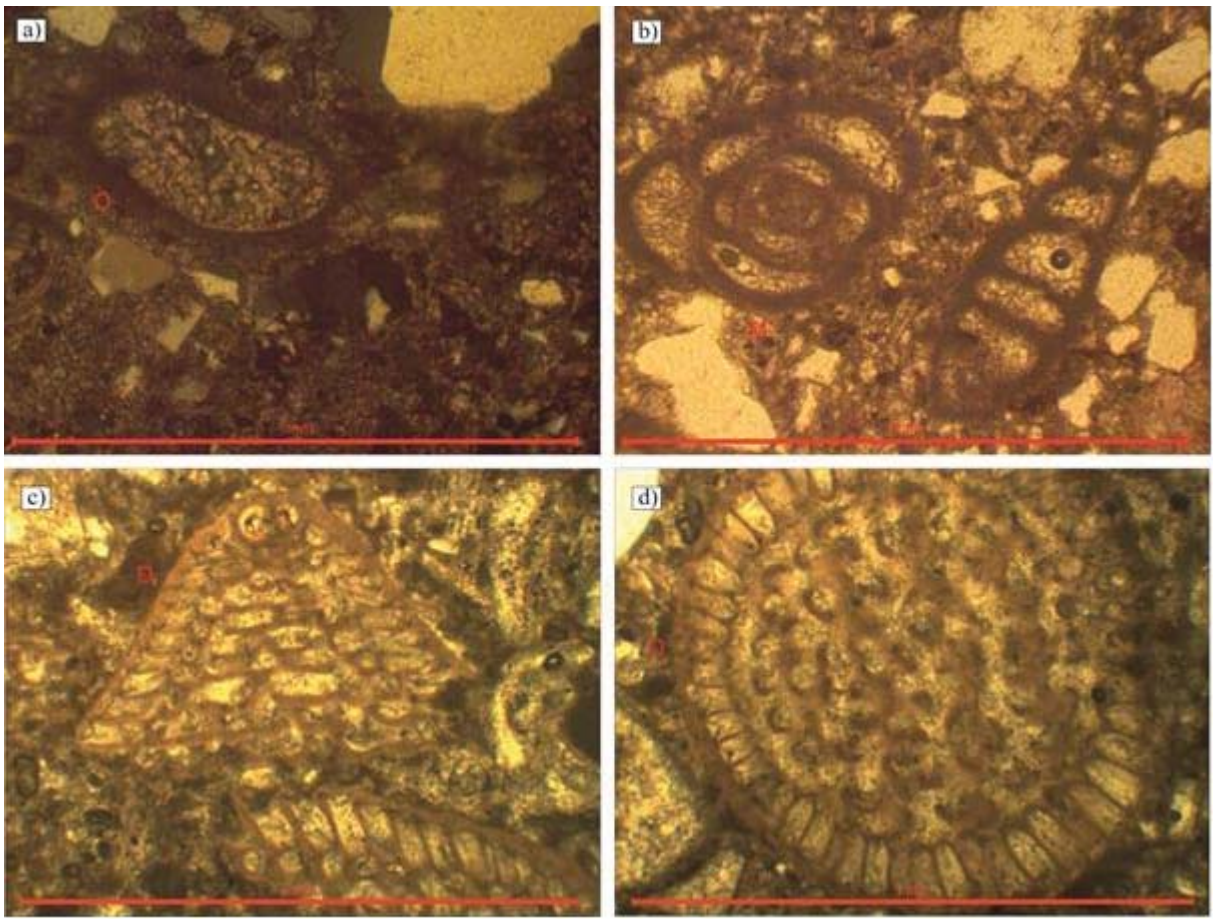
Şekil 4.37: C42 kuyusu 3'nolu örnekte yapılan XRD analizi sonucu Klinoklor minerali varlığını ortaya koyar.

XRD analizi sonuçları ince kesitlerle ortak değerlendirildiğinde kayacın mineral bileşimi ve olgunluğu hakkında önemli bilgiler vermektedir.



Şekil 4.38: a) Yer yer mikalarla birlikte uzamış halde çift nikolde farklı girişim renkleriyle seçilebilen klorit (Xpl/10x), b) Klorit mineralinin tek nikolde yeşil rengi ile dikkat çeker (Ppl/10x), c) Seçilebilen klivajıyla Aktinolit minerali dikkat çekmektedir (Xpl/4x), d) Aktinolitin tek nikol görüntüsü, e) Saçaklanmış gibi görülen klorit minerali (Ppl/10x), f) Küresel klorit minerali (Ppl/10x).

4.8.5. Fosil Bulgular



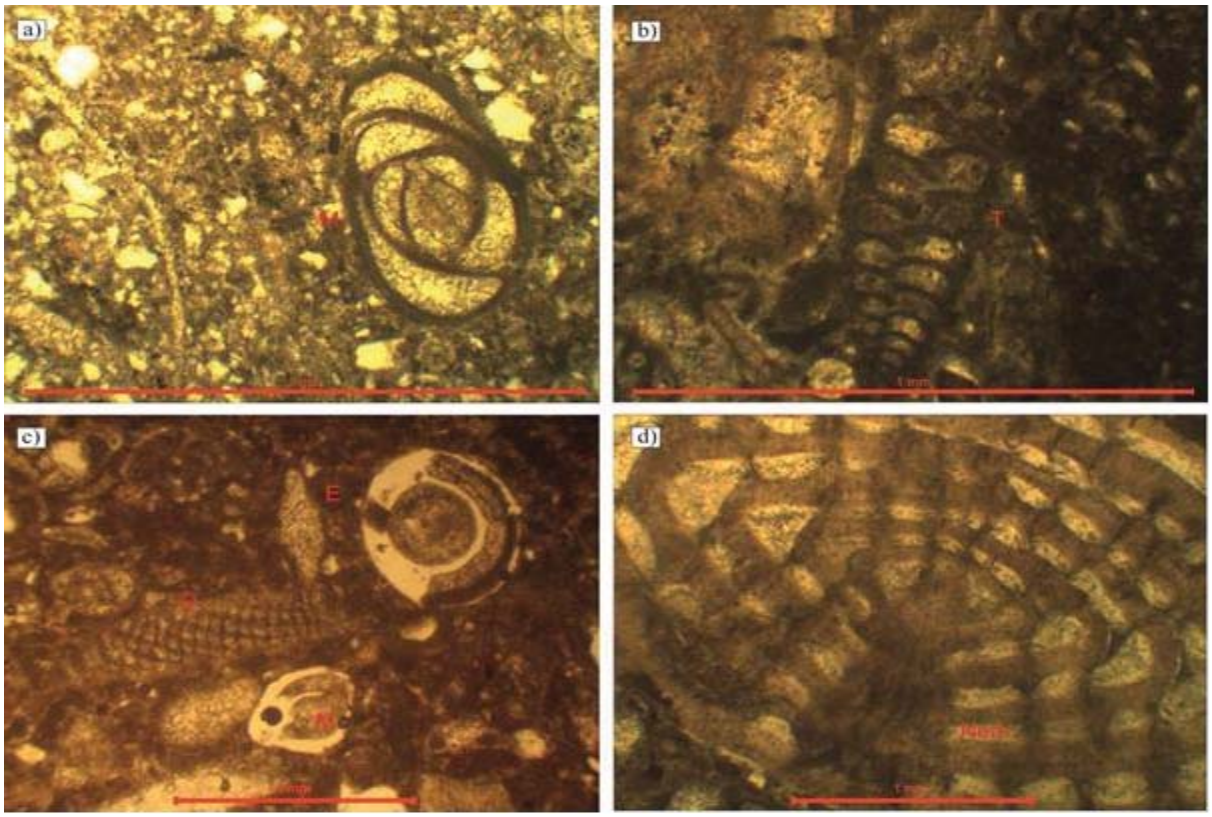
Şekil 4.39: a) Ostracod fosili (Xpl/10x), b) Miliolidae familyasına ait fosil ile birlikte tek sıra dizilimli fosil, c) Dictyoconid fosili düşey kesiti (Ppl/10x), d) Dictyoconid fosilin tranversal kesiti (Ppl/10x).

Ostracod'un yaşam alanının oldukça geniş olduğu ve çoğunlukla bataklık alanlarda yaşadığı bilinir. Bol kalsit ve aragonit dolguyla görülmektedir. Çoğu ostrocod türü bentikir, substratta sürünürerek, yarı sulak vejatasyon alanları veya sedimentin üzerinde yüzerek taneler arasında geçiş yapar (Fest ve diğ., 1994). Miliolidea (-cea) süperfamilyasına ait Miliolidae familyası üyesi fosil bulunur. Transvers kesitinde yumak şekliyle (Şekil 4.39.b) dikkati çekmektedir. 8 bölmeli Quinqueloculina cinsidir (Mathieu ve diğ., 2011). Bu familya Triyas'tan günümüze kadar tarihlenebilir (İzver Özkar Öngen ders notları). Polonya Miyosenine ait tanımladığı miliolid toplulukları (Luczkowska, 1974) Tortoniyen'de Quinqueloculina türüyle baskın olup, Asya ve Akdeniz'de Miliolid familyasının sıcak, tropikal acı veya tuzlu sularda 60 m derinliğe kadar yaşadığı yazılıdır. Uniserial sarılım gösteren kesit, karbonat kavkılı farklı bir foraminifere ait olabilir. Dictyoconidlere ait fosil örnekleri düşey ve transvers kesitinde (Şekil

4.39.c ve d) görülüğü gibidir. Her ne kadar Orbitolina'ya benziyor olsa da mikrogronüler kavkı ihtiva etmediği görülür ve konik kavkı tabanı itibari ile daha düz, yayvan olmayan ve simetrik bir konik şekle sahiptir. Konik çok bölmeli (Horowitz ve Potter., 1971, s. 114) ve konik kısmın üst bölgesinde başlangıç locası (protokonk) iki veya üç parçalı olabilen, bazen ilk locası görülemeyen örnekler kesitte gözlenmiştir. Merkez konik kısmın içerisinde bölmecikler bazen birbiriyle bağlantılı olabilen yapılar şeklinde gözlenir. "Chapmanina?" olarak adlandırılan (Davies, 1939, s. 778) serbestçe yüzerek hareket ettiği sonucuna varmıştır. Özellikle transvers kesitinde Orbitolina'dan ve diğer Dictyoconid cinslerinden farklı olarak dış bölmeleri ışınsal dikdörtgen gibi merkeze diktir ve içerisindeki bölmelerle sınırının kapalı olmasıyla ayırt edilebilir. Yani, düzgün dikdörgen şekle sahip ve dış çeperi tek sıra dizlimlidir. Orbitolinalarda tranvers kesitte bölmecikler dışa doğru belirli bir kalınlığa ulaştıktan sonra incelmektedir ve yani bu dış sarmalın üç farklı birbiriyle geçişli yarı düzenli geometri sergileyen daha küçük bölmecikler söz konusudur. Dictyconidlerin diğer cinslerinde ise pilyelere benzer yapılar tranvers kesitte bölmecikler keser gibi görünür ve kısa bir yol katederek daire merkezine doğru yönelmektedir. Kesinlik kazanan olgu; bunların Dictyonid olduğudur. İyi küresellikte gözlenen fosil (Şekil 4.39.c) muhtemelen por içeren elipsoid şekilli bir foraminifer ailesine ait olabilir. Bir ooid'e aitmiş gibi durmasına rağmen ağız açıklığının varlığı nedeniyle canlıya ait bir fosil olma özelliği ağırlık kazanmaktadır. Orbitolid transvers kesitine benzer bir kesit görülür ve bunun yanında ağız açıklığı görülen Miliolid bulunur. Miliolid'e ait uzunlamasına kesit (Şekil 4.40.a), Biserial sarılıma sahip görülen (Şekil 4.40.b) foraminifer Textularia'dır. İnce kesitlerde çok sayıdaki Nummulites aksiyal kesiti pilyelerinin varlığı ile dikkat çeker. "V" şekilli evolut sarılım önemli bir özelliğidir. Nummulitlerden oluşan kireçtaşları Tetis'in Akdeniz bölgesindeki Eosen ve Oligosen'in karakteristiğidir (Haynes, 1981). Numulites cinsi Geç Paleosen Erken Oligosen aralığındadır (Jones, 2014).

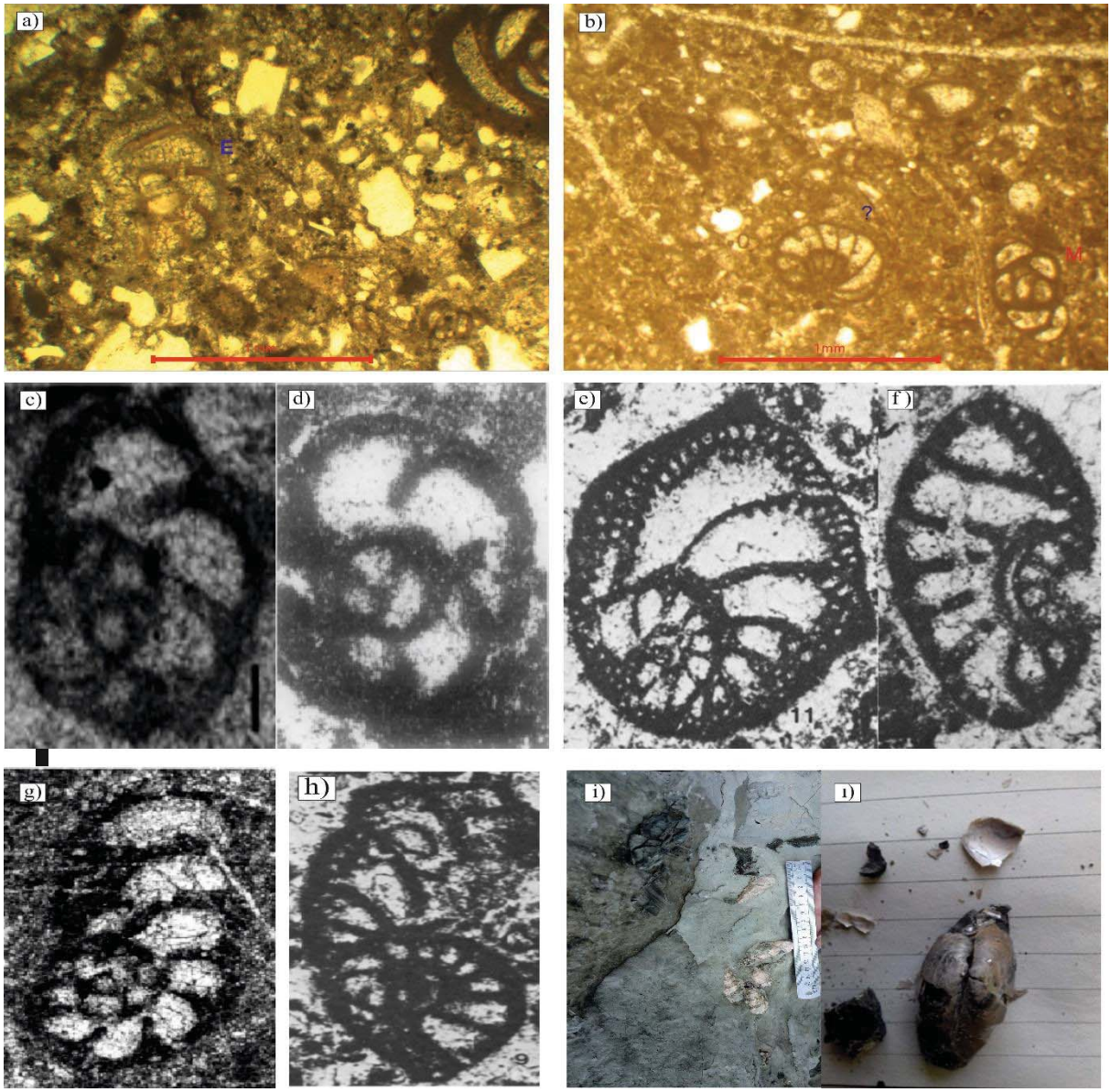
Nezzazatidae adlandırılmasında Loeblich ve Tappan, (1988, s. 1007)'den yararlanılmıştır. Trochospiral sarılım (Şekil 4.41.b) göstermektedir. "Antalyna korayi" olarak adlandırılan cins ile benzerliği dikkat çekmektedir. D23/22 numunesi içindedir. Nazzazatidae'nin ilk defa 1985'te Farinacci ve Köylüoğlu tarafından tanımlanan fosile ait yaş verisi Loeblich ve Tappan (1988) tarafından Üst Kretase olarak raporlanır. Antalyna korayi denizel ve feminin özellik sergilemektedir (The World Foraminifera Database, 2020). Ayrıca, D23/22 nolu 425-425,15 m derinlikten elde edilen örnek yerli yerinde Dictyoconid, Miliolid, uniserial sarılımlı foraminiferler ve Orbitolites aksiyal kesitleri ile bir topluluk oluşturduğu görülür ve kırıntı

itibari ile daha küçük ve genelde kuvarslardan oluşur ve kayaç parçası gözlenmemiştir. Sondajın daha sığ kesimlerinde ise D23/24 gibi 414,80-414,95 m derinlikteki örneklerde Dictyoconid, Miliolid, Ostrocod baskındır. Bu veri lagüner bir ortama işaret ediyor olmalıdır. Açık lagün ortamı zamanla daha sığ bir hal almış olabilir.



Şekil 4.40: a) Miliolid ve kavkı parçası (Ppl/10x), b) Biserial foraminifer (Xpl/10x), c) Orbitolinid?, Miliolid ve daire şekilli fosil (Ppl/4x), d) Nummulites aksiyal kesiti (Ppl/4x).

Bir diğer önemli fosil ise Endoteba sp.'dir. Fosil cinsi, protokonk üç localı olması ve sarılım sayısının uygun olması sebebiyle Endoteba bithynica olarak adlandırlmıştır. D23/14 örneği 443,80 m derinliktedir. Etrafındaki fosillerle birlikte incelendiğinde taşınmış kireçtaşı kırıntısı içerisinde gözlenen Dictyoconid'lerin varlığı göze çarpar. Çeşitli boyda taşınmış kırıntılar da göze çarpmaktadır. Ek olarak, aynı örnek içerisinde Ortoklaz minerali, Miliolid, Ostrocod gözlenir. Verilerden elde edilen sonuçlara göre; İslambeyli Formasyonu içerisinde kırıntılı birimlerin olduğu bilinir, ek olarak kendisinden daha yaşlı ve kendisi ile eş yaşlı birimlerden kırıntı alması çok olası gözükmektedir. Çünkü; Endoteba'ların (Boudagher-Fadel, 2018) ifade edilen yaş aralığı Geç Permiyen-Geç Triyas aralığıdır. Stratigrafik olarak, fosilin taşınmış olması gerekir.



Şekil 4.41: a) Endoteba sp. (Ppl/4x) b) Nezzazatidae veya Nezzazatinae-Coxitinae (Ppl/4x), c) Endoteba controversa (Lehrmann ve diğ., 2015). d) Endoteba bithynica-paratip (Vachard ve diğ., 1994). e) Antalyna korayi-holotip, f) Antalyna korayi-paratip, Nazzazatidae (Loeblich ve Tappan, 1988)., g) Endotebanella kocaeliensis-holotip (Beccaletto ve diğ., 2005). h) Antalyna korayi-paratip. i) Marn içerisindeki Gastropodlar ı) D21 kuyusu 6'nolu örnek (Derinlik: 231-231,20m) Pelecypoda benzeri makro el örneği.

Görüldüğü üzere Nezzazatidae ve Endoteba paratip ve holotipleri arasında sarılım farkları vardır. Nezzazatidae sinistral evolut, Endoteba ise dekstral envolut sarılımlıdır. Bir diğer fark canlıların süslerinden kaynaklanmaktadır. Mikroskop altında kavkı tipleri benzerdir.

4.9. PALEOCOĞRAFİK EVRİM

Erken Kimmeriyen çarpışmasının (Golonka ve diğ., 2006) bir sonucu Triyas süresince açılan okyanus Geç Triyas'ta kapanmamıştır fakat daha kuzeyde yay gerisi bir havza olarak Erken-Orta Jura'da açılan Meliata Okyanusu Geç Jura'da kapanmıştır. Bu süreçler sonucunda ister güneye yitim ister kuzeye yitim olsun, sonuçta geriye tek bir okyanus (Vardar ve devamı) kalma ihtimali yüksektir.

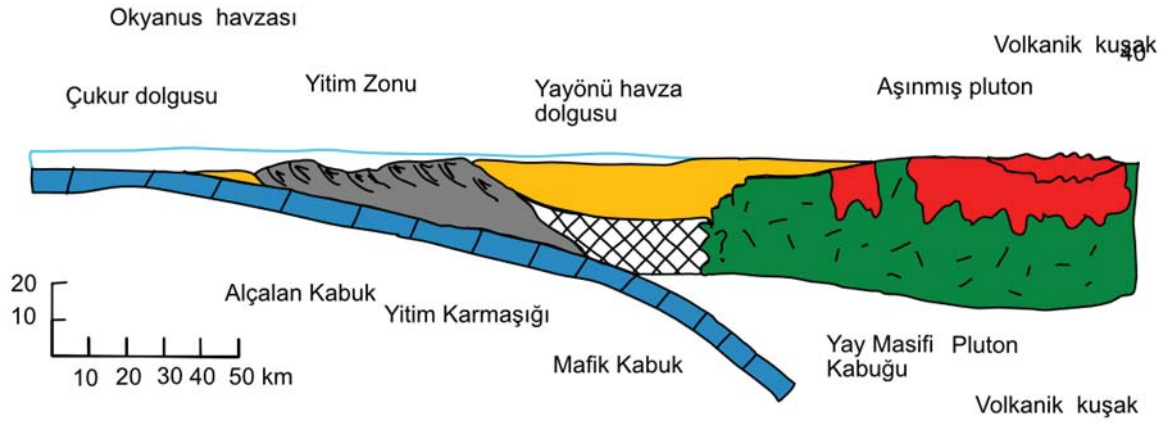
Istranca Birimi, granitlerle kesilen, düşük derece Alt Paleozoyik metamorfiklerden oluşur ve Moesian platformu ve balkandakilere çok benzer Balkan tip olarak bilinen, transregresif olarak Erken Triyas'dan Jura ortasına, kıtasaldan sığ denizele değişen sekanslardan oluşur (Bergerat ve diğ., 2010). Jura karbonatlarına ek olarak, Meinhold ve Kostopoulos, (2013) göre Yunanistan'da adlandırılan Melia ve Makri gibi klastik çökeller de içeren birimlerin, Orta Jura-Kretase arasını kapsadığı ifade edilerek, uyumsuzluk ve çeşitli intrüzif kayaçlardan elde edilen veriler dışında tektonik ilişkilere bakılarak Melia Formasyonu'nun Erken-Orta Kreatase aralığında ön-ülke havzasında çökeldiği ifade edilmiştir. Tersiyer öncesi temel içerisinde küçük oranda farklılıkların gözlenmesi, okyanusal havzanın farklı bölgelerinde aynı zaman aralığında kapanmadığı ortaya koyar.

Genellikle Trakya Havzası'nın dolgusunun ana katkıları için üç kaynak alan tanımlanır: Batı ve kuzeybatı depolanma alanı için Rodop Istranca Masifleri, batı ve güneybatı Trakya'da Circum Rodop Kuşağı (CRB) ve güney Trakya için İç-pontid ve İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağı bölgeleridir (Caracciolo ve diğ., 2014). Özellikle Trakya Havzası'nın Türkiye sınırları içerisinde kalan alanda yapılan çalışmalarda d'Atri ve diğ. (2012) tarafından ifade edildiği gibi havzanın güneyi ve kuzeyinde farklı tipte kayaçların yer alması, havza dolgusunun esasen iki farklı ana kaynaktan etkilendiğini açıkça ortaya koyar.

Havza'nın Kretase sonrası gelişimine yönelik ana görüş ve düşünce; yay-önü havza görüşüdür. Görür ve Okay (1996) tarafından tanımlanan tipik bir yay-kıta çarpışması neticesinde havzanın oluşumu söz konusudur. Ancak havza oluşumuna ilişkin Tersiyer eklenir prizmasının pozisyonu ve varlığı hakkında yeterli bir kanıt yoktur (Kilias ve diğ., 2015). Bu tür havzalarda yay-önü bölge eklenme prizmasının büyümesiyle ve dalma kompleksinin okyanusa doğru ilerlemesiyle havza daha da genişler (Besbelli, 1996). Sedimenter çökelim karakteristiği ilerleyen özelliktedir ve kum açısından zengin türbiditik

istif egemendir (Maravelis ve diğ., 2016). Tüm bunlara ek olarak Catto ve diğ. (2017) tarafından öne sürülen görüş; Bulgaristan ve Kuzey Ege bölgesinde çekirdek kompleksi yapılarının gözlenmesi, litosfer gerilmesi ile ilişkilendirilmiş olup, Vardar-İzmir-Ankara okyanusunun en son Kretase'de kapanması ardından kıta çarpışmasıyla oluşan bir havza tipinde olduğu ve öncesinde var olan Kimmer yapılarının davranışlarının terslenmesinin de etkili olabileceği yönündedir. Yani, orojenezle gelişen bir havza olarak düşünülebilir. Daha sonra Pontidlerde, Tersiyer süresince Alpid orojeneziyle yoğun deformasyon ve metamorfizma gerçekleşmediğinden (Ilgaz ve Ağvaniz hariç) eski Paleozoyik ve Kimmerid orojenezlerine ait litolojik, stratigrafik ve tektonik yapılar korunabilmiştir (Kuzucuoğlu ve diğ., 2019).

Diğer görüşler havzanın farklı bölgelerinde çeşitlenmektedir. Ön-ülke havzası veya yay içi havza gibi birçok farklı model ileri sürülmüştür.



Şekil 4.42: Yitim karmaşığı bulunan bir ortamdaki ana yapılar (Busby ve Insgersoll, 1995).

Bu tür olgun yay-önü havzalarda (Busby ve Ingersoll, 1995) zamanla yay masifi drenaj oluşturması nedeniyle, bitişik yaydan gelen ana kaynağında etkisi altında ilk çökel dolguyu oluşturan türbiditlerin, şelf ve denizel olmayan tabakalarca örtülmesine olanak tanır. İdeal bir yay-önü havzasını Einsele (1992) üstten alta şu şekilde sıralamıştır:

a) Fluviyal ve deltayik kumlar (yayın yükselen kesiminden türemiş); volkanik, volkanik materyal içermeyen alüvyal fanlar, kaba taneli tüflerle ve piroklastik çökellerle girik olabilir.

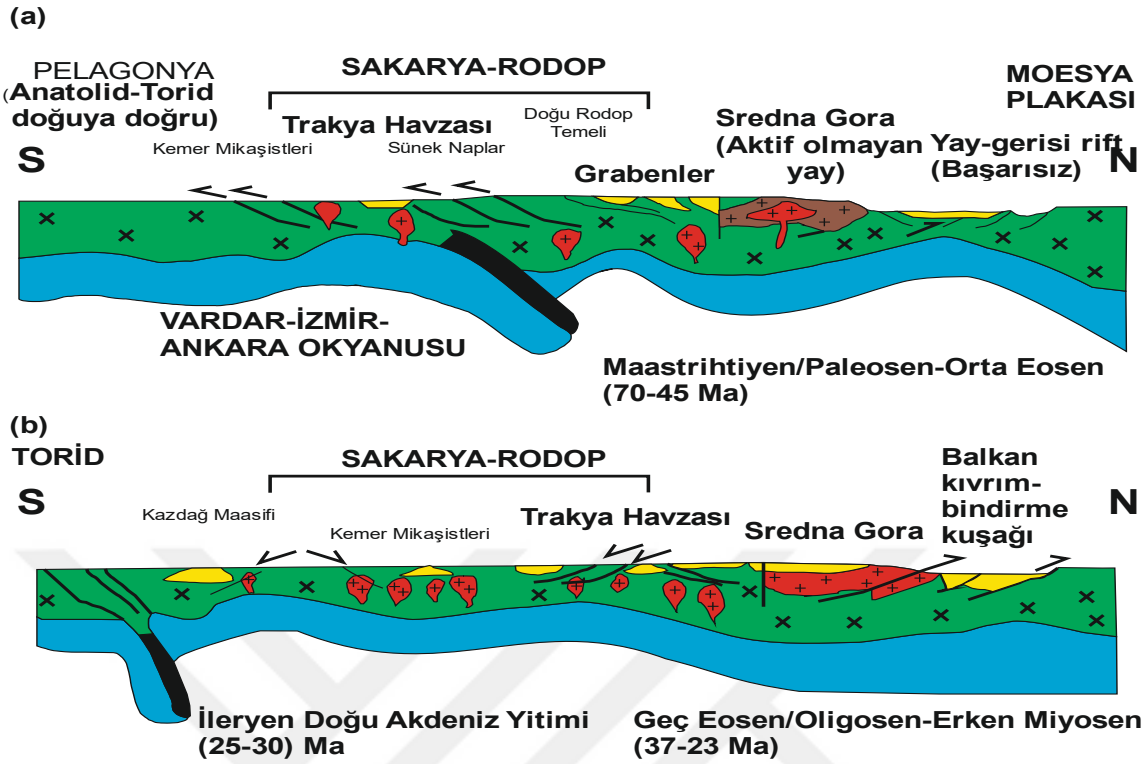
b) Sığ denizel ortamda çökelen kumlar ve şeyller (şelf denizi); hızlı sediment birikimi ve karasal materyalin yüksek oranda girişi neticesinde yüksek oranda volkanoklastik materyal

c) Daha kaba taneli türbiditlerin üste doğru artmasıyla fliş benzeri şeyl-kumtaşı sekansı, şeyller biraz karbonat içerebilir kısmen görece yüksek karbon içeriğine sahip olabilir.

d) Karbonatsız montmorillonitik şeyller, ince taneli tüf çökelleri ve ince taneli türbiditler içeren abisal düzlük sedimentleri.

Kıtasal ve denizel sedimantasyon havzanın güneybatı kesiminde Erken Eosen'de, merkez kesimde Orta Eosen'de ve havzanın kuzey-kuzeydoğu kesiminde Geç Lutesiyen'de başladı (Elmas, 2012). Trakya Havzası, İç-Pontid Kenet Kuşağı ve Rodop-Pontid magmatik yayı arasındaki mekansal, zamansal ve yapısal ilişkiler Trakya Bölgesinde İç-Pontid Okyanusu'nun tamamen yok olmasının Lutesiyen sırasında veya hemen öncesinde meydana geldiğini ortaya koyar (Görür ve Elbek, 2013). Sedimantasyon başlangıç bulguları değişmekle birlikte bir diğer veri (Kilias ve diğ., 2015) dayandırılarak Üst Eosen (Bartoniyen) zamanında sedimantasyonun bir molas havzasını simgeleyen kumtaşı, konglomera, breş gibi karasal çökellerle başladığı ve Geç Oligosen-Eosen dönemlerinde ise denizel türbiditik çökeller ile kireçtaşlarına geçtiği belirtilmiştir. Karbonat kayaçları türbiditleri üzerler ve derin denizel sedimantasyonun kesildiğine işaret eder (Caracciolo ve diğ., 2012). Ek olarak molasik tip sedimantasyon olan Trakya Havzası'nda Üst Eosen'den Oligosen'e kalk alkalin, kısmen şoşonitik tip asit-ortaç bileşimli volkanik birimler de bulunur ve geniş bir alanda volkanik aktivite söz konusudur (Kilias ve diğ., 2013; Caracciolo ve diğ., 2014).

Türkiye'deki Neotetis (Güncüoğlu, 2010) okyanusunun kapanması İç-Pontid, İzmir-Ankara ve Amanos-Elazığ-Van-Zağros okyanusal havzalarının okyanusal eklenir prizma karmaşıklarının sırasıyla güneye doğru Sakarya, Anatolid-Torid ve Güneydoğu Anadolu mikro plakaları üzerine yerleşmesine neden oldu. Son iki deformasyon evresinde (Kaymakçı ve diğ. 2010) Arap Plakası'nın kuzeye doğru Avrasya içine indentasyon olması Orta Miyosen'de yeni fay sistemlerinin ortaya çıkmasına neden olmuştur. Böylece Anadolu'da Neotektonik dönemin başlangıcı simgeleyen Afrika ve Anadolu plakalarının çarpışması yeni havza sistemlerinin gelişmesinde öncü olmuştur. Özellikle yeni fay sistemleri, eski var olan fay sistemlerinin değişim ve dönüşümü ile oluşabileceği gibi, havza içi süreçlerle de yeni dönem süresince yeni faylar gelişebilmektedir.



Şekil 4.43: Ege kuzeyindeki sin-post orojenik Tersiyer gerilmesi için tektonik senaryo (Bonev ve Beccaletto, 2007)'den değiştirilerek.

Üst Kretase ve sonrası döneme ait veriler değerlendirildiğinde depolanma sisteminin Eosen'de yoğunluk kazandığı söylenebilir. Yiten okyanusa ilişkin kapanma süreci tam anlamıyla son bulmadan önce havzanın kuzeyindeki ilk çökel dolguyu oluşturan sedimentlerin hangi ortamda depolandığı ile ilgili sorular yanıtsızdır. Fakat Neotektonik dönemin başlangıcı ile (Orta-Miyosen civarı) Trakya Havzası'nda bir takım tektonik olayları değiştirmiştir.

Soğucak formasyonun tabanında farklı bir transregresif istiften daha bahsedilmektedir. Havza güneyinde kanıtlar daha tutarlı ve açıktır.

Kuzey bölgelerdeki bazı kompleksler yay için birer ip ucudur. Orta Eosen sonrası istif, ön-ülke havzalarıyla benzer nitelikler taşısa da tektonik olarak uygun bir yorum değildir. Dönem içerisinde en önemli bulgu tüfitik katkıların bulunması olarak açıklanabilir. Tüfitik seviyelerin varlığı en Erken Oligosen'e doğru azalarak devam eder. Soğucak formasyonunun Geç Eosen resifal kireçtaşları, son Eosen deniz seviyesindeki düşüşün ardından yüzeyleyerek, aşınmıştır (Simmons ve diğ., 2020). Ergene havzasının iki farklı etkin zaman dilimi içinde gelişim gösterdiği söylenebilir (Şenel, 2005).

İnceleme alanı saha gözlemlerine dayanarak Süloğlu Formasyonu'nun genel anlamda Edirköy Üyesi çökellerinden (Tomse) daha ince taneli oluşu ve kırmızı, sarı tonlarında renklerin yaygın görünmesi önemlidir. Büyük ölçüde regresif bir delta istifi olduğu basitçe ifade edilebilir. Açık denizle bağlantısı gittikçe kesilen ortam, sığ bir iç deniz ortamına dönüşmüş ve acı su özelliği kazanmaya başlamıştır (İslamoğlu ve Taner 1995). Bu sebeple, sığ su (acısu) deltalarında küçük ölçekli deltaların geliştiği sonucu çıkarılabilir. Ve bu deltalar regresif karakterde olup ortamın zamanla sığlaşmasını ve delta sisteminin kendi çökellerini Edirköy Üyesi ile daha kaba taneli bir ortama taşıdığı anlaşılır.

4.10. EKONOMİK JEOLOJİ

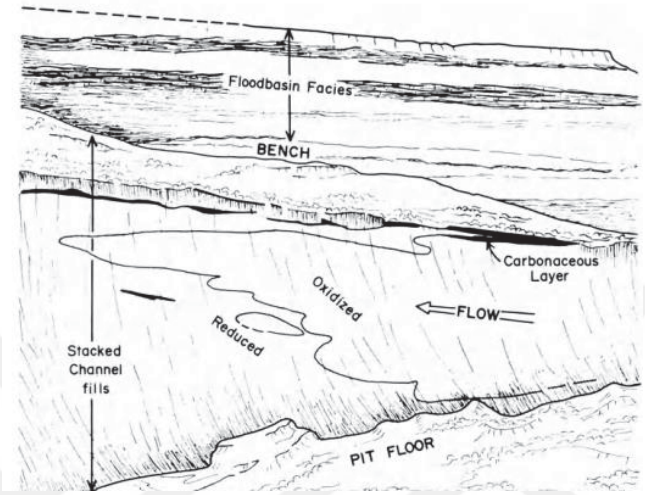
Batı Asya'da, Orta İran'da ve Türkiye'de kumtaşı tipinde bazı küçük metasomatit tip yataklar bulunmaktadır (Dahlkamp, 2009). Bu tür oluşumlar metamorfik ve magmatik kayaçların orojenez esnasında ve sonrasında başlarına gelen alterasyonlardan kaynaklı (Skirrow ve diğ., 2009) bölgesel zenginleşmeler gösterebilir. Fakat, temel içerisindeki cevherin varlığı her zaman zenginleşme ile sonuçlanamayabilir. Kayaların uranyum ve diğer bileşenler için elverişli kaynak oluşturabilmesi için çözeltilerin materyale erişimi olmalıdır ve taşınacak kimyasal bileşenler hareketli veya çözünür bir biçimde olmalıdır (Romberger, 1984). Bazı alterasyon zonları uranyum içeren birimleri açığa çıkarmaları açısından incelenebilir. Bundan sonraki çalışmalarda kuyulardaki renk değişimi ayrıntılı olarak kayıt alınması elzemdir. Kuyuların açılması ile eş zamanlı sahada yapılacak gözlemler büyük önem taşımaktadır.

Trakya gibi gaz ve petrolce zengin havzalar içerisinde uranyum genelde bulunur. Kömür ve petrol bulunan zonlar arasında yapılan incelemelerde Feng ve diğ. (2016) önemli zenginleşmelerin sığ petrol kapanlarından uzakta, kömür zonlarına yakın alanlarda yer alması nedeniyle kömürün petrole kıyasla daha iyi bir indirgeyici ortam sağladığını belirtmişlerdir.

Uranyum konsantrasyonunun azalması ve uranyumun bozunumuna neden olan faktörler Degens ve diğ. (1977)'ne göre mineral bağlayıcı suyun kaybı, sülfür içeren uçucuların azlığı, tuzluluğun kaybolması, karbonatların kalsinasyonu ve organik maddenin yanmasıyla açıklamışlardır. Böylelikle zenginleşmenin gerçekleşmesi için gerekli şartlardan olan organik maddeye bağlı bileşenlerin varlığı önem kazanır.

Çalışma sahasında cevher mineralizasyonu ağırlıklı olarak tabakalı veya tabular olup, nadiren "yuvarlanma cepheli-ay çöreği tiplidir (Çelik, 2019). Tabular (düzlemsel) uranyum yatakları

indirgen ortamlarda bulunan düzensiz uranyum içeren merceklerden oluşur (Aydın, 2016). Yerel olarak; uranyum ana kayaları terkedilmiş kanallar, nokta barları ve Gilbert tip delta çökelleri gibi alt alüvyal düzlüklerdir (Survey (U.S.), 1978). Nokta barları metalik mineraller içinde önemli seviyeler oldukları bilinir.

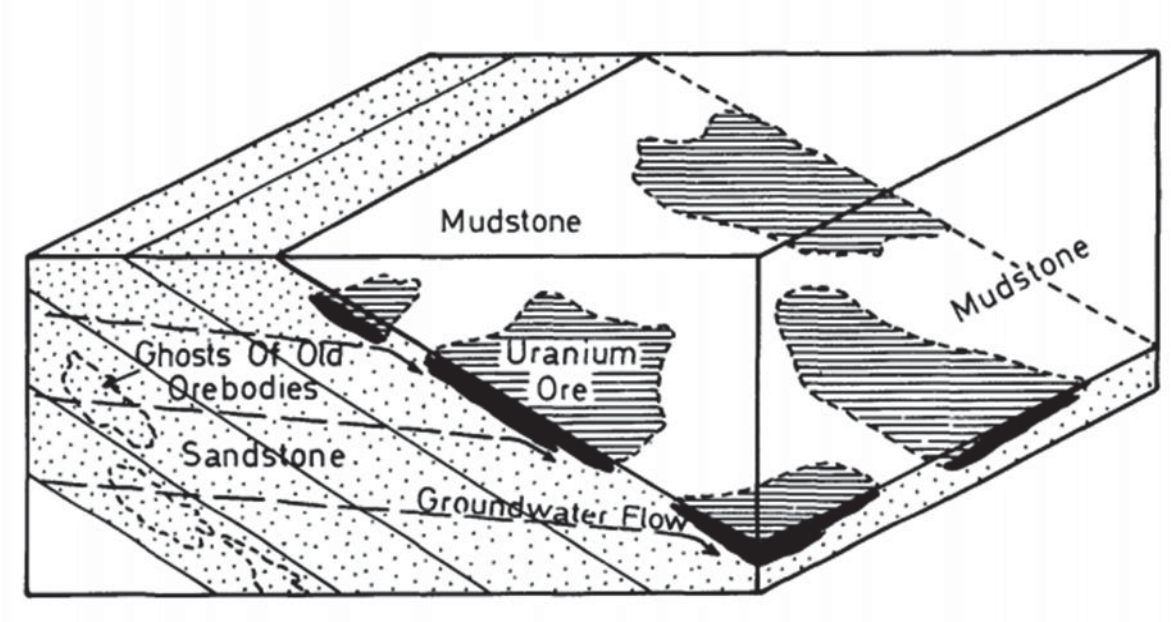


Şekil 4.44: Taşkın düzlüğü tabanında ardalanmalı sekansın varlığı yapının önemli bir parçasıdır (Galloway ve Hobday 1983).

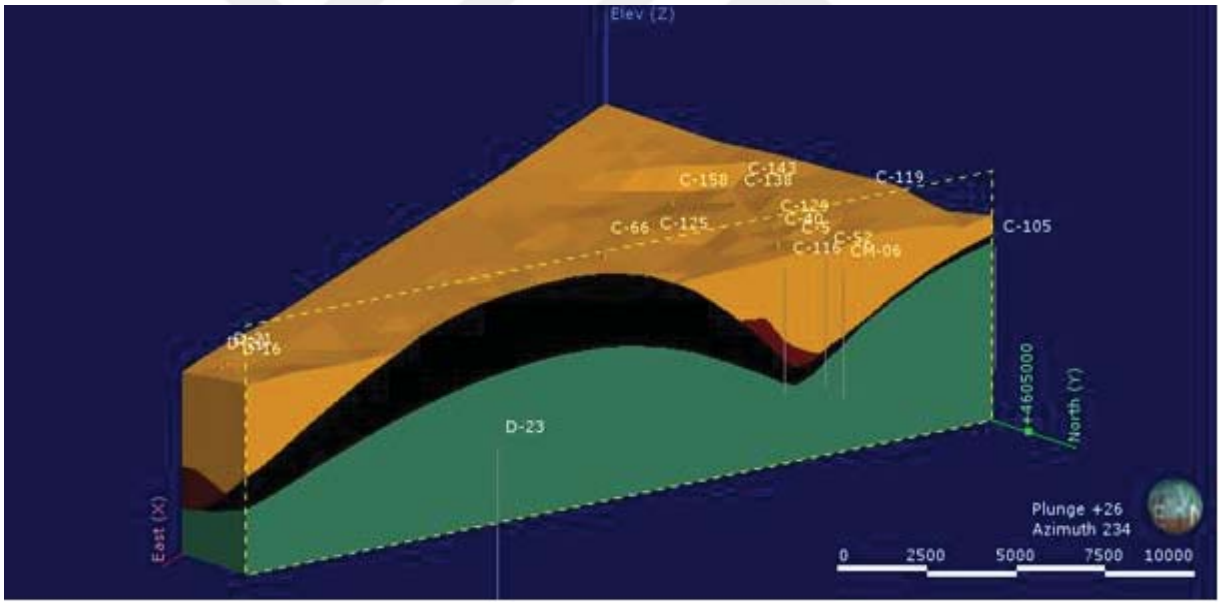
Sahada, sedimantolojik olarak benzer istiflenmeyi yaygın ve devamlı şekilde görmekteyiz. Sahanın geneline yayılmış sistemin derinlerdeki devamını aydınlatılması, diğer tip zenginleşmeleri gün yüzüne çıkarabilir. Ay çöreği tip olarak bilinen zenginleşme tipinin, sahadaki yaygın fay sistemleri ile önemli bir ilişki içerisinde olacakları açıktır. Bu nedenle belirli seviye, iş yükünü önemli derecede azaltacaktır.

Ekonomik kömür damarları ve uranyum zenginleşmeleri büyük oranda kömür ve kömürü kesen litolojilerle ilişkilidir. Faylanmanın etkin rol oynadığı bilinen bölgede işletilebilecek zonların sayısı bunlarla da sınırlı değildir. Görece daha olan Tozaklı kömürleri 1960'lı yıllardan beri işletilmektedir. Tabii kömürün yanıcı özelliğinin yanı sıra, katma değerini önemli ölçüde arttıracak işlemlere gidilmesi önem taşır. Daha derine gömülü olarak antiklinalin kanatlarını anımsatan (Şekil 4.46) damarların daha genç birimlerle veya formasyonlarla ilişkileri açısından daha önemli zonlar bulundurdukları düşünülebilir.

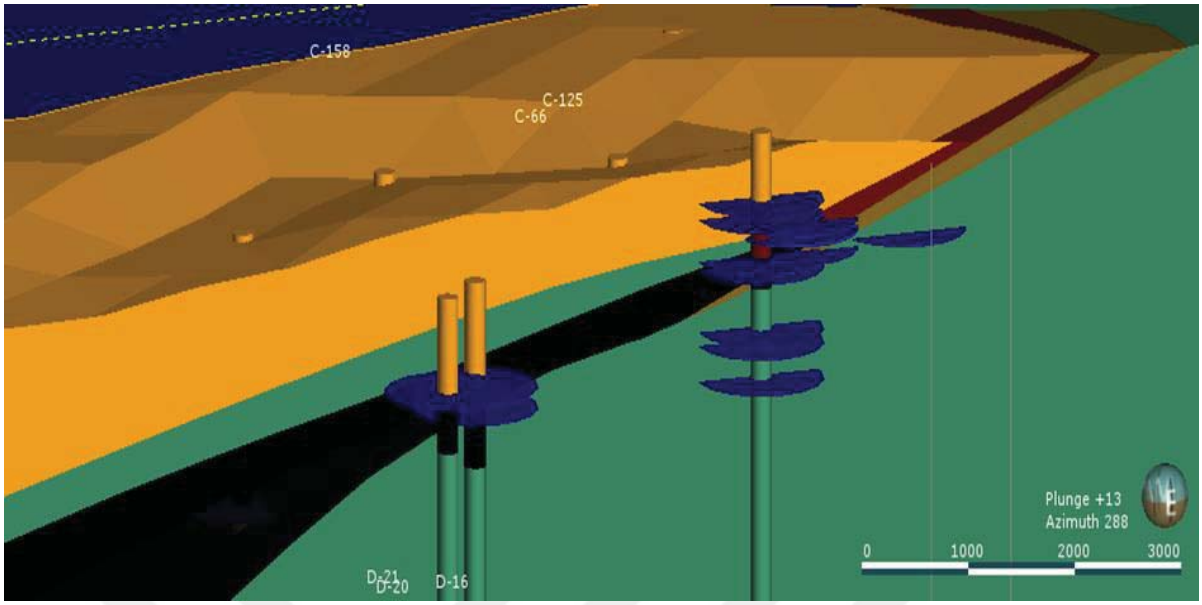
Gerek arazi gerek sondaj ve dem verilerinden rahatlıkla görülebilen fay zonları kuzeybatı güneydoğu gidişlidir. Fay zonlarının geç tektonik dönemde oluşan sağ yanal doğrultu atım sistemli faylar olduğu görülür.



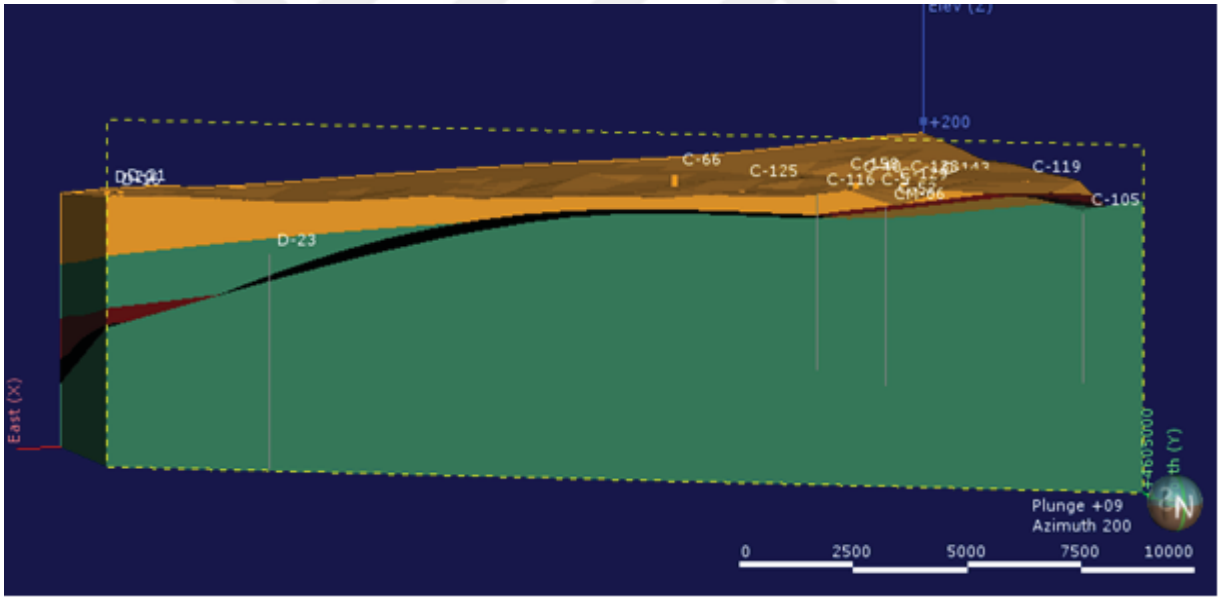
Şekil 4.45: Kırık düzlemi ile ilişkili olarak zenginleşme gerçekleşebilir (Finch ve diğ., 1985).



Şekil 4.46: Kömürler havza merkezine doğru kıvrımlı yapı görünümü alır (Topçuköy ve civarı, (GD-KB).



Şekil 4.47: Zuhurlar kuzeybatı yönünde artmaktadır ve yeni KB-GD uzanan genç fay ile yakından ilişkilidir (Bakış: GD-KB).



Şekil 4.48: Kömür rastlanmayan kuyular dahil havzanın kuzeyinden güneyine bakıldığında kuzeyde yer alan kömür damarlarının sığılaşıp inceldiği gözlenir (D-B kesit).

Tozaklı sahasındaki kömürlerin çoğunlukla K1 ve K3 zonuna ait olduğu görülür. Pınarhisar kömürlerinin Edirköy kömürlerinin aksine Se, W, U ve nadir toprak elementleri açısından daha zengin olduğu Erarslan ve Örgün (2017) tarafından bildirilmiştir.

5. TARTIŞMA VE SONUÇ

1) İnceleme yapılan sondajların ortalama 350 metre derinliğe erişmekle beraber daha sığ sondajlarda havzanın kuzeyinde tanımlanan kömür damarlarının yakalanması için yeterlidir. Litolojik temel alınarak hazırlanan sondaj kesitlerinde kömür damarı gidişleri ve faylar işaretlenmiştir.

2) Kömürlü ve zuhur içeren seviyeler Süloğlu Formasyonu içerisindeki taşkın düzlüğü ile çevrelenmiş dağıtım kanalları (kum, silt) ve yaygı çökelleri ile ilişkilidir.

3) Öncelik olarak CH, LA, CS, FF fasiyes elementleri sondajlarda yorumlanmıştır. Bu bilinen bileşenlere ek olarak arazi gözlemleri ile örtüştüğü düşünülen bölümler FM (alınseti), LV (levee) ve yine göl fasiyesleri ile ilişkili olduğu düşünülen SWB (sığ su sahil çökelleri), LF (lacustrine fine) gibi sığ su bataklık fasiyes toplulukları oluşturuldu. (Şekil 4.31, EK- 6 ve 10).

4) Saha gözlemleri sonucu Edirköy kesiti (TSE) 25. metre ve üzerinde konumlanan kumların belirgin şekilde Süloğlu Formasyonu'nun kum ve silt bileşenli birimlerden farklı olduğu görülmüştür. Edirköy Üyesi olarak adlandırılmıştır.

5) Oluşturulan fasiyes toplulukları delta düzlüğü; fluviyal dağıtım kanalları, terkedilmiş kanal fasiyes topluluğu, taşkın düzlüğü fasiyes topluluğu; nokta (dirsek) barı fasiyes topluluğu belirlenmiştir. Delta düzlüğü menderesli akarsu sistemi baskın çökelim mimarisine sahiptir. Gilbert tip delta fasiyesleri de vardır. Göl fasiyes topluluğu; sığ göl sahil çökelleri (SWB) ve gölün (sığ suyun) baskın olduğu bataklıklar (LF) olarak yorumlanmıştır. Edirköy Üyesi içerisine sığ göl sahil çökelleri (SWB) ile yataydaki Gilbert delta ile geçişli olduğu düşünülür. Poyralı sahasında buna dair belirteç (Fas.3 ve Fas.7)'nin düşey konumlarıdır. Süloğlu Formasyonu ise menderesli sisteme ait ince kırıntılılar (CS v.b) ve marnlarca (LF) baskındır.

6) Süloğlu Formasyonu içinde tanımlanan gölsel fasiyes topluluğunun, boz renkli çökelleri oluşturan menderesli dağıtım kanallarının taşkın düzlüğü fasiyesleriyle ilişkisi giriktir. Farklı bataklık tiplerinin girift oluşu kömür gelişimini sağlamıştır. Fakat Edirköy Üyesi içerisinde buna benzer grift ilişki görülmediği ve taşkın düzlüğü bataklıklarının daha çok setüstü çökelleri ile doldurulduğu belirlenmiştir.

KAYNAKLAR

Akbayram, K., Şengör, A.M.C., Özcan, E., 2017, The evolution of the Intra-Pontide suture: Implications of the discovery of late Cretaceous–early Tertiary mélanges, in: Tectonic Evolution, Collision, and Seismicity of Southwest Asia, In Honor of Manuel Berberian's Forty-Five Years of Research Contributions, *Geological Society of America*. https://doi.org/10.1130/2016.2525(18)

Akgündüz, S., Koral, H., 2018, KB Trakya Havzasında Eosen Yaşlı Alüviyal Fan Çökelleri ve Oluşum Mekanizması, *Kapadokya Yerbilimleri Sempozyumu* in: Şener, M. (Ed.), Niğde.

Aksoy, Zihni.M., 1998, *Trakya Havzası Oligosen Yaşlı Deltayik İstifinin Yeraltı Verileri Kullanılarak Ayrıntılı Sedimantolojik İncelenmesi,* Doktora, Çukurova Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Adana.

Akyol, E., Akgün, F., 1995, Trakya Karasal Tersiyer 'inde yaş tayinleri, *Trakya Havzası jeolojisi sempozyumu bildiriler kitabı*, ss. 28–29.

Allen, J.R.L., 1982, Chapter 2 Entrainment and Transport of Sedimentary Particles, in: Developments in Sedimentology, *Elsevier*, pp. 57–110. https://doi.org/10.1016/S0070-4571(08)70996-8

Arda, A., 1987, *Yıldız Dağları Tersiyer Projesi*, 1/25.000, Maden Tetkik Arama.

Allen, J., 2012, *Principles of Physical Sedimentology*, Springer Science & Business Media.

Arı, N., 1944, *Pınarhisarın Beşeri-İktisadi Durumu*, Tez, İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Coğrafya Enstitüsü, İstanbul.

Armenteros, I., Huerta, P., 2006, *The role of clastic sediment influx in the formation of calcrete and palustrine facies: A response to paleographic and climatic conditions in the southeastern Tertiary Duero basin (northern Spain),* Paleoenvironmental Record and Applications of Calcretes and Palustrine Carbonates, The Geological Society of America in: Alonso-Zarza, A.M., Tanner, L.H. (Eds.), pp. 119–132.

Aslaner, M., 1966, Tozaklı-Poyralı Linyitleri ve Pınarhisar Civarının Jeolojisi, *Maden Tetkik ve Arama Dergisi,* 126–142.

Atalay, Z., 2002, Trakya Bölgesindeki Linyitli Formasyonların (Danışmen ve Ağaçlı Formasyonları) Stratigrafisi, Fasiyes Ve Çökelme Ortamı Özellikleri, *Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi*, Sei A-Yerbilimleri, 19, 61–80.

Ates, A., Kayıran, T., Sincer, I., 2003, Structural interpretation of the Marmara region, NW Turkey, from aeromagnetic, seismic and gravity data, *Tectonophysics*, 367, 41–99. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00044-1

Aydın, Nasu., 2016, *Temrezli (Sorgun-Yozgat) Uranyum Yatağının Jeolojisi, Jeokimyası ve İşletilebilirliğinin İncelenmesi,* Doktora, Balıkesir Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.

Aygül, M., Topuz, N., Okay, A.I., Satir, M., Meyer, H.-P., 2012, The Kemer Metamorphic Complex (NW Turkey): A Subducted Continental Margin of the Sakarya Zone, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21, 19–35.

Batı, Z., 1996, Palynostratigraphy And Coal Petrography Of The Upper Oligocene Lignites Of The Northern Thrace Basin, NW Turkey, Doktora Tezi, (yayınlanmamış) Orta Doğu Teknik Üniversitesi, 341 s.

Beccaletto, L., 2003, *Geology, correlations, and geodynamic evolution of the Biga Peninsula (NW Turkey)*, Doktora, Université de Lausanne.

Beccaletto, L., Bartolini, A.-C., Martini, R., Hochuli, P.A., Kozur, H., 2005, Biostratigraphic data from the Çetmi Melange, northwest Turkey: Palaeogeographic and tectonic implications, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 221, 215–244. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.02.011

Bedi, Y., Vasilev, E., Dabovski, C., Ergen, A., Okuyucu, C., Dogan, A., Tekin, U., Ivanova, D., Boncheva, I., Lakova, I., Sachanski, V., Kuscu, I., Tuncay, E., Saydam Demiray, D.G., Soycan, H., Göncüoglu, M.C., 2013, New age data from the tectonostratigraphic units of the Istranca "Massif" in NW Turkey: A correlation with SE Bulgaria, *Geologica Carpathica*, 64, 255—277. https://doi.org/10.2478/geoca-2013-0019

Bergerat, F., Vangelov, D., Dimov, D., 2010, *Brittle deformation, paleostress filled resconstruction and tectonic evolution of the Eastern Balkanides (Bulgaria) during Mesozoic and Cenozoic times,* Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform in: Pankhurst, B. (Ed.), p. 82.

Besbelli, B., 1996, *Levha Kinematiği ve Çökel Sistemleri*, Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü.

Bhattacharya, J.P., 2006, Deltas, *SEPM Special Publications*, 237–292.

Boggs, S., 2014, *Principles of sedimentology and stratigraphy*, 5. ed., Pearson new internat., Pearson, Harlow.

Bonev, N., Beccaletto, L., 2007, *From syn- to post-orogenic Tertiary extension in the north Aegean region: constraints on the kinematics in the eastern Rhodope–Thrace, Bulgaria–Greece and the Biga Peninsula, NW Turkey,* The Geodiynamics of the Aegean and Anatolia, in: Taymaz, T., Yılmaz, Y., Dilek, Y. (ed.), Geological Society Special Publication 291, Bodmin, ISBN 978-1-86239-239-7, 113-142.

Bonev, N., Marchev, P., Moritz, R., Collings, D., 2015, Jurassic subduction zone tectonics of the Rhodope Massif in the Thrace region (NE Greece) as revealed by new U–Pb and 40Ar/39Ar geochronology of the Evros ophiolite and high-grade basement rocks. *Gondwana Research,* 27, 760–775. https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.08.008

Boudagher-Fadel, M.K., 2018, *Evolution and Geological Significance of Larger Benthic Foraminifera*, UCL Press. ed.

Bristow, C.S., 1993. Sedimentary structures exposed in bar tops in the Brahmaputra River, Bangladesh, *Geological Society*, London, Special Publications 75, 277–289. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1993.075.01.17

Busby, C., Insgersoll, R.V., 1995, *Tectonics of Sedimentary Basins*, Blackwell Science.

Caracciolo, L., Critelli, S., Cavazza, W., Meinhold, G., Von Eynatten, H., Manetti, P., 2014, The Rhodope Zone as a primary sediment source of the southern Thrace basin (NE Greece and NW Turkey): evidence from detrital heavy minerals and implications for central-eastern Mediterranean palaeogeography, *International Journal of Earth Sciences*, 104, 815–832. https://doi.org/10.1007/s00531-014-1111-9

Caracciolo, L., Critelli, S., Innocenti, F., Niko, Kolios, Piero, Manetti, 2011, Unravelling provenance from Eocene-Oligocene sandstones of the Thrace Basin, North-east Greece. Sedimentology 58, 1988–2011. https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2011.01248.x

Caracciolo, L., Von Eynatten, H., Tolosana-Delgado, R., Critelli, S., Manetti, P., Marchev, P., 2012, Petrological, Geochemical, and Statistical Analysis of Eocene-Oligocene Sandstones of the Western Thrace Basin, Greece and Bulgaria, *Journal of Sedimentary Research,* 82, 482–498. https://doi.org/10.2110/jsr.2012.31

Caruccio, F.T., 1977, *Paleoenvironment of Coal and Its Relation to Drainage Quality*, Environmental Protection Agency, Office of Research and Development, Environmental Monitoring and Support Laboratory.

Cattò, S., Cavazza, W., Zattin, M., Okay, A.I., 2017, No significant Alpine tectonic overprint on the Cimmerian Strandja Massif (SE Bulgaria and NW Turkey), *International Geology Review*, 60, 513–529. https://doi.org/10.1080/00206814.2017.1350604

Cavazza, W., Caracciolo, L., Critelli, S., d'Atri, A., Zuffa, G.G., 2013, Petrostratigraphic evolution of the Thrace Basin (Bulgaria, Greece, Turkey) within the context of Eocene-Oligocene post-collisional evolution of the Vardar-İzmir-Ankara suture zone. *Geodinamica Acta*, 26, 12–26. https://doi.org/10.1080/09853111.2013.858943

Chague-Goff, Catherine, Goodarzi, Fariborz, Fyfe, William S., 1996, Elemental Distribution and Pyrite Occurrence in a Freshwater Peatland, Alberta, *The Journal of Geology,* 104, 649–663.

Chou, C.-L., 2012, Sulfur in coals: A review of geochemistry and origins, *International Journal of Coal Geology,* 100, 1–13. https://doi.org/10.1016/j.coal.2012.05.009

Clifton, H.E., 2005, Coastal Sedimentary Facies, in: Schwartz, M.L. (Ed.*), Encyclopedia of Coastal Science*, Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 270–278. https://doi.org/10.1007/1-4020-3880-1_84

Çelik, Y., 2019 "*Trakya Bölgesinin Radyoaktif Hammadde Yönünden Araştırılması*" Projesi Ön Raporu (yayınlanmamış) s.22.

Coşkun, B., 1997, Oil and gas fields-transfer zone relationships, Thrace basin, NW Turkey, *Marine and Petroleum Geology*, 14, 401–416.

D'Atri, A., Zuffa, G.G., Cavazza, W., Okay, A.I., Di Vincenzo, G., 2012, Detrital supply from subduction/accretion complexes to the Eocene–Oligocene post-collisional southern Thrace Basin (NW Turkey and NE Greece), *Sedimentary Geology*, 243–244, 117–129. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2011.10.008

Dahlkamp, F.J., 2009, *Uranium Deposits of the World*, 508, ISBN: 978-3-540-78557-6.

Data report: atlas of lithic grain types at Site C0002; reference for petrographic provenance analysis in the Kumano Basin and upper Nankai accretionary prism., 2014, *Integrated Ocean Drilling Program*. https://doi.org/10.2204/iodp.proc.338.2014

Davies, Lieut.-C.L.M., 1939, XXIX.-An Early Dictyoconus, and the Genus Orbitolina: Their Contemporaneity, Structural Distinction, and Respective Natural Allies, *Trans. R. Soc. Edinb*., 59, 773–790. https://doi.org/10.1017/S0080456800017439

Decelles, G. P., Langford, P. R., Schwartz K. R., 1983, Two new methods of paleocurrent determination from through cross-stratification, *Journal of Sedimentary Petrology*, 53, 2, 629-642, 0022-4472/83/0053-0629/$03.00

Degens, Egon, T., Khoo F., Michaelis W., 1977, Uranium anomaly in Black Sea sediments, *Nature,* 269, 566-569.

Diessel, C.F.K., 1992, *Coal-Bearing Depositional Systems*, Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-75668-9

Donselaar, Marinus E., Overeem, Irina., Connectivity of fluvial point-bar deposits: An example from the Miocene Huesca fluvial fan, Ebro Basin, Spain., *AAPG Bulletin*, V. 92, NO.9, 1109-1129.

Durkin, P.R., Boyd, R.L., Hubbard, S.M., Shultz, A.W., Blum, M.D., 2017, Three-Dimensional Reconstruction of Meander-Belt Evolution, Cretaceous Mcmurray Formation, Alberta Foreland Basin, Canada, *Journal of Sedimentary Research,* 87, 1075–1099. https://doi.org/10.2110/jsr.2017.59

Durmaz, L., Güler, H.H., 1985, *Trakya Bölgesi Saray Çevresinin Landsat MSS Görüntülerinden Çizgisellik ve Genç Tektonik An*alizi.

Einsele, G., 1992, *Sedimentary basins: evolution, facies, and sediment budget*, Springer-Verlag, Berlin; New York.

Ekmekçi, M., 2005, Karst in Turkish Thrace: Compatibility between Geological History and Karst Type, *Turkish Journal of Earth Science*, 73–90.

Ellen, R., Browne, M., A., E., Mıtten, A., J., Clarke, S., M., Leslie., A., G., Callaghan, E., 2019, Sedimentology, architecture and depositional setting of the fluvial Spireslack Sandstone of the Midland Valley, Scotland: insights from the Spireslack surface coal

mine, *Geological Society, London, Special Publications,* 488, 1, 181-204. Doi: 10.1144/SP488.2

Elliot, T., 1986, *Deltas*, in: Environments and Facies, Oxford, pp. 113–154.

Elliot, T., 1983, *Facies Sequences And Sandbodies Of The Principal Clastic Depositional Environments*, 1–56.

Elmas, A., 2012, The Thrace Basin: stratigraphic and tectonic-palaeogeographic evolution of the Palaeogene formations of northwest Turkey, *International Geology Review,* 54, 1419–1442. https://doi.org/10.1080/00206814.2011.644732

Elmas, A., Şengül, A., 2013, Miocene formations and NE-trending right-lateral strike–slip tectonism in Thrace, northwest Turkey: geodynamic implications, *International Geology Review,* 55, 705–729. https://doi.org/10.1080/00206814.2012.734041

Elmas, A., Yılmaz, İ., Yiğitbaş, E., Ullrich, T., 2011, A Late Jurassic–Early Cretaceous metamorphic core complex, Strandja Massif, NW Turkey, *Int J Earth Sci (Geol Rundsch),* 100, 1251–1263. https://doi.org/10.1007/s00531-010-0540-3

Erarslan, C., Örgün, Y., 2017. Mineralogical and geochemical characterization of the Saray and Pınarhisar coals, Northwest Thrace Basin, Turkey, *International Journal of Coal Geology*, 173, 9–25. https://doi.org/10.1016/j.coal.2017.01.015

Etiz, A., Dolmaz, M.N., 2007, *Trakya Bölgesinin havadan mağnetik anomalilerinin incelenmesi*, Süleyman Demirel Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Isparta.

Feng, Zhihing., Nie, Fengjun., Deng Juzhi., Zhang Hujun., Liu, Baohua., 2017, Spatial-temporal collocation and genetic relationship among uranium, coal, and hydrocarbons and its significance for uraniumprospecting: A case from the Mesozoic-Cenozoic uraniferous basins, North China, *Russian Geology and Geophysics*, 58, 611-623.

Fest, Manuel R. Palacios, Cohen, Andrew S., Anadon, Pere, 1994, Use of Ostrocodes as Paleoenvironmental Tools in the Interpretation of Lacustrine Records. *Revierse Espanolaoe Peleonrolocie,* 9, 145–164.

Fielding, C.R., 2010, Planform and Facies Variability in Asymmetric Deltas: Facies Analysis and Depositional Architecture of the Turonian Ferron Sandstone in the Western Henry Mountains, South-Central Utah, *U.S.A. Journal of Sedimentary Research*, 80, 455–479. https://doi.org/10.2110/jsr.2010.047

Finch, W., Pretorius, D., Fuchs, H., Ferguson, J., Toens, D., 1985, *Geological Environments Of Sandstone-type Uranium Deposits* (Technical Document). Vienna.

Flores, R.M., Hanley, J.H., 1984, *Anastomosed and associated coal-bearing fluvial deposits: Upper Tongue River Member, Palaeocene Fort Union Formation, northern Powder River Basin, Wyoming, U.S.A.*, Sedimentology of Coal and Coal-Bearing Sequences in: Rahmani, R.A., Flores, R.M. (Eds.), Special Publication No. 7 of the International Association of Sedimentologists, Blackwell Scientific, Oxford, pp. 85–103.

Friend, P.F., Nichols, G., Williams, E., Paola, C. (Eds.), 2007, Sedimentary processes, environments, and basins: a tribute to Peter Friend, *International Association of Sedimentologists*, Special publication, Blackwell Pub, Malden, MA.

Galloway, W.E., Hobday, D.K., 1984, *Terrigeneous Clastic Depositional Systems*, Springer-Verlag, DOl: 10.1007/978-1-4684-0170-7

Gedik, İ., Timur, E., Umut, M., Bilgin, A.Z., Bilgin, Z.R., Pehlivan, Ş., Duru, M., Şentürk, K., Özcan, İ., Çelik, Y., 2014. 1:50.000 Türkiye Jeoloji Haritaları Kırklareli F-20-a Paftası (Araştırma No. 18). *Maden Tetkik ve Aarama Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi*, Ankara.

Gilbert, G.K., 1890, *Lake Bonneville*, Government Printing Office, Washington.

Golonka, J., Gahagan, L., Krobicki, M., Marko, F., Oszczypko, N., Ślączka, A., 2006, *Plate-tectonic Evolution and Paleogeography of the Circum-Carpathian Region*, The Carpathians and Their Foreland: Geology and Hydrocarbon Researces: AAPG Memoir 84, The American Association of Petroleum Geologists, in: Golonka, J., Picha, F.J. (Eds.), Tulsa, Oklahoma, U.S.A., pp, 11–46. https://doi.org/10.1306/985606M843066

Görür, N., Elbek, Ş., 2013, Tectonic events responsible for shaping the Sea of Marmara and its surrounding region, *Gedinamica Acta,* 1–11. https://doi.org/10.1080/09853111.2013.859346

Görür, N., Okay, A.I., 1996, A fore-arc origin for the Thrace Basin, NW Turkey, *Geol Rundsch 85*, 662–668. https://doi.org/10.1007/BF02440103

Gugliotta, M., Saito, Y., Ben, B., Sieng, S., Oliver, T.S.N., 2018, Sedimentology of Late Holocene fluvial levee and point-bar deposits from the Cambodian tract of the Mekong River, *Journal of the Geological Society* 175, 176–186. https://doi.org/10.1144/jgs2017-047

Güler, B., 2005, *Pınarhisar-Saray (Trakya Havzası Kuzeyi) Arasında Yüzeylenen Soğucak Formasyonunun Rezervuar Özelliklerinin İncelenmesi*, Yüksek Lisans, Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.

Güncüoğlu M. Cemal., 2010, Introductıon To The Geology Of Turkey: Geodynamic Evolutıon Of The Pre-Alpine And Alpine Terranes, *Researchgate*, Ankara.

Gürgey, K., 2015, Estimation of oil in-place resources in the lower Oligocene Mezardere Shale, Thrace Basin, Turkey, *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 133, 543-565.

Hanneman, D.L., Wideman, C., 2006, Calcic pedocomplexes-Regional sequence boundary indicators in Tertiary deposits of the Great Plains and western United States., in: M, A.-Z., Tanner, L.H. (Eds.), Paleoenvironmental Record and Applications of Calcretes and Palustrine Carbonates. Colarado (Boulder), *The Geological Society of America*, pp. 1–17.

Harbaugh, J.W., 1959, Small Scale Cross-Lamination in Limestones, *Journal of Sedimentary Petrology*, 29, 8.

Haynes, J.R., 1981, *Foraminifera*, Palgrave Macmillan UK, London. https://doi.org/10.1007/978-1-349-05397-1

Horowitz, Alan S., Potter, Paul E., 1971, *Introductory Petrography of Fossils*, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.

Huang, C., Wang, H., Zhang, H., Wu, J., Liu, Y., 2018, Oligocene shallow-water lacustrine deltas of the Baxian sag of Bohai Bay Basin, eastern China: Depositional response during rift-to-thermal tectonic subsidence transition, *Bulletin*, 102, 2389–2408. https://doi.org/10.1306/04251816530

İslamoğlu, Y., Taner, G., 1995, Pınarhisar (Kırklareli) Çevresinin Tersiyer Mollusk Faunası Ve Stratigrafisi, *Maden Tetkik Arama Dergisi*, 149–169.

İslamoğlu, Y., Harzhauser, M., Gross, M., Jiménez-Moreno, G., Coric, S., Kroh, A., Rögl, F., van der Made, J., 2010, From Tethys to Eastern Paratethys: Oligocene depositional environments, paleoecology and paleobiogeography of the Thrace Basin (NW Turkey), *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)*, 99, 183-200. https://doi.org/10.1007/s00531-008-0378-0

Jones, R.W., 2014, *Foraminifera And Their Applications*, Cambridge Press, Cambridge.

Kaymakçı, N., İnceöz, M., Ertepınar, P., Koç, A., 2010, *Late Cretaceous to Recent kinematics of SE Anatolia (Turkey), Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucaus to the Arabian Platform* in: Sosson, M., Kaymakçı, N., Stephenson, R.A., Bergerat, F., Starostenko, V. (Eds.), *The Geological Society of London*, pp. 409–435.

Kerey, E.İ., Erkal, T., 2014, *Sedimantoloji*, 1. Basım, ed. Nobel Akademi, Ankara.

Keskin, C., 1966, Pınarhisar resif karmaşığı mikrofasiyes incelemesi, *İÜ Fen Fakültesi Mecmuası Seri B XXX1*, 109–146.

Kilias, A., Falalakis, G., Sfeikos, A., Papadimitriou, E., Vamvaka, A., Gkarlaouni C., 2011, Architecture of Kinematics and Deformation History of the Tertiary Supradetachment Thrace Basin: Rhodope Province (NE Greece), IntechOpen, ISBN: 978-953-307-594-5.

Kilias, A., Falalakis, G., Sfeikos, A., Papadimitriou, E., Vamvaka, A., Gkarlaouni, C., 2013, The Thrace basin in the Rhodope province of NE Greece -A tertiary supradetachment basin and its geodynamic implications, *Tectonophysics*, 595–596, 90–105. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.05.008

Kilias, A., Vamvaka, A., Falalakis, G., Sfeikos, A., Papadimitriou, E., Gkarlaouni, C., Karakostas, B., 2015, The Mesohellenic Trough and the Paleogene Thrace Basin on the Rhodope Massif, their Structural Evolution and Geotectonic Significance in the Hellenides, *J Geol Geosci*, 04. https://doi.org/10.4172/2329-6755.1000198

Kök, M.V., Yildirim, B., 2019, Gasification profiles of Thrace region coal under CO2, N2/CO2, and N2/DRY air environments, *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 175, 237–245. https://doi.org/10.1016/j.petrol.2018.12.050

Koral, H., 1997, Trakya Havzası Doğusunun Neotektoniği, *Trakya'da Sanayileşme ve Çevre Sempozyumu 2*.

Kunkel, F., 1970, *The Depoists Of The Colorado River On The Fort Mojave Indian Reservation In California*, Water Resources Division.

Kuvanç, M., 2016, *Seismic Reflection, Well Log, And Gravity Analysis Of The Thrace Basin* Northwestern Turkey, Thesis (PhD), Missouri State Master of Natural Applied Sciences.

Kuzucuoğlu, C., Çiner, A., Kazancı, N. (Eds.), 2019, *Landscapes and Landforms of Turkey, World Geomorphological Landscapes*, Springer International Publishing, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-030-03515-0

Kübler Markus, 1977, *The Sedimentology And Uranium Mineralization of the Beaufort Group in the Beaufort West-Fraserburg, Merweville Area, Cape Province*, Phd, Faculty of Science University of the Witwatersrand.

Lebküchner, R.F., 1974, Orta Trakya Oligosen'inin Jeolojisi Hakkında, *Maden tetkik ve arama dergisi*, 83, 1-30.

Lehrmann, D.J., Stepchinski, L., Altiner, D., Orchard, M.J., Montgomery, P., Enos, P., Ellwood, B.B., Bowring, S.A., Ramezani, J., Wang, H., Wei, J., Yu, M., Griffiths, J.D., Minzoni, M., Schaal, E.K., Li, X., Meyer, K.M., Payne, J.L., 2015, An integrated biostratigraphy (conodonts and foraminifers) and chronostratigraphy (paleomagnetic reversals, magnetic susceptibility, elemental chemistry, carbon isotopes and geochronology) for the Permian–Upper Triassic strata of Guandao section, Nanpanjiang Basin, south China, *Journal of Asian Earth Sciences*, 108, 117–135. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.04.030

Lilov, P., Maliakov, Y., Kedosa, B., 2004, K-Ar dating of metamorphic rocks from Strandja massif, SE Bulgaria, *Bulgarian Academy of Science*, 107–120.

Loeblich, A.R., Tappan, H., 1988, *Foraminiferal Genera and Their Classification*, Springer US, Boston, MA. https://doi.org/10.1007/978-1-4899-5760-3

Luczkowska, E., 1974, *Miliolidae (foraminiferida) from the miocene of poland part ıı*, Biostratigraphy, palaeoecology and systematics, 201.

Lyell, S.C., Deshayes, G.P., 1830, *Principles of Geology, An Attempt To Explain the Former Changes Of the Earth's Surface*, William Clowes. ed. London.

Maravelis, A.G., Boutelier, D., Catuneanu, O., Seymour, K.St., Zelilidis, A., 2016, A review of tectonics and sedimentation in a forearc setting: Hellenic Thrace Basin, North Aegean Sea and Northern Greece, *Tectonophysics*, 674, 1–19. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.02.003

Martinez, M.J., 2015, *Architecture and origin of fluvial cross-bedding based on flume experiments and geological examples field case studies: Rillo de Gallo, Spain and Northumberland*, Phd of East Anglia.

Mathieu, R., Bellier, J.-P., Granier, B., 2011, *Manuel de Micropaléontologie*, Carnets de géologie (Notebooks on geology), https://doi.org/10.4267/2042/45793

Meinhold, G., Kostopoulos, D.K., 2013, The Circum-Rhodope Belt, northern Greece: Age, provenance, and tectonic setting. *Tectonophysics*, 595–596, 55–68. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.03.034

Mercer, J.W., 1983, Geohydrology of The Waste Isolation Pilot Plant Site, Los Medanos Area, Southeasthern New Mexico, *Geological Survey*.

Miall, A.D., 2016, *Stratigraphy: A Modern Synthesis*, Springer International Publishing, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-319-24304-7

Miall, A.D., 1996, *The Geology Of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*, Springer, ISBN: 3-540-59186-9

Miall, A.D., 1990, *Principles of Sedimentary Basin Analysis*, Springer Science, Business Media, Newyork.

Miall, A.D., 1985, Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits, *Earth-Science Reviews,* 22, 261–308. https://doi.org/10.1016/0012-8252(85)90001-7

Moix, P., Beccaletto, L., Kozur, H.W., Hochard, C., Rosselet, F., Stampfli, G.M., 2008, A new classification of the Turkish terranes and sutures and its implication for the paleotectonic history of the region, *Tectonophysics*, 451, 7–39. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.044

Morton, A., Hurst, A., 1995, Correlation of sandstones using heavy minerals: an example from the Statfjord Formation of the Snorre Field, northern North Sea, Geological Society, London, *Special Publications,* 89, 3–22. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1995.089.01.02

Natal'in, D.B.A., Sunal, D.G., Gun, M.E., Wang, D.B., Zhiqing, D.Y., 2016, Precambrian to Early Cretaceous rocks of the Strandja Massif (NW Turkey); evolution of a long lasting magmatic arc, Can. *J. Earth Sci*, 66.

Natal'In, B.A., Sunal, G., Satir, M., Toraman, E., 2012, Tectonics of the Strandja Massif, NW Turkey: History of a Long-Lived Arc at the Northern Margin of Palaeo-Tethys, *(Turkish J. Earth Sci.),* 755–798. https://doi.org/doi:10.3906/yer-1006-29

Neubauer, T.A., Harzhauser, M., Kroh, A., Georgopoulou, E., Mandic, O., 2015, A gastropod-based biogeographic scheme for the European Neogene freshwater system, *Earth-Science Reviews*, 143, 98–116. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.01.010

Nichols, G., 2009, *Sedimentology and stratigraphy*, 2nd ed. ed. Wiley-Blackwell, Chichester, UK; Hoboken, NJ.

Nikishin, A.M., Okay, A., Tüysüz, O., Demirer, A., Wannier, M., Amelin, N., Petrov, E., 2015, The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data, Part 2: Tectonic history and paleogeography, *Marine and Petroleum Geology,* 59, 656–670. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.08.018

Okay, A.I, Satır, M., Tüysüz, O., Akyüz, S., Chen, F., 2001, The tectonics of the Strandja Massif: late-Variscan and mid-Mesozoic deformation and metamorphism in the northern Aegean, *Int J Earth Sci,* 90, 217–233. https://doi.org/10.1007/s005310000104

Okay, A.I., Özcan, E., Hakyemez, A., Siyako, M., Sunal, G., Kylander-Clark, A.R.C., 2017, The Thrace Basin and the Black Sea: the Eocene–Oligocene marine connection, *Geol. Mag.,* 156, 39–61. https://doi.org/10.1017/S0016756817000772

Okay, A.I., Tansel, İ., 1992, *New Data On The Upper Age Of The Intra-Pontide Ocean From North Of Şarköy (Thrace),* 23–26.

Okay, A.I., Tüysüz, O., 1999, Tethyan sutures of northern Turkey, Geological Society, London, *Special Publications*, 156, 475–515. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.156.01.22

Okay, A.I., Tüysüz, O., Akyüz, S., 1995, Istranca Masifi'nin Kuzeye Dilimli Tektonik Yapısı, in: Istranca Masifi Tektonik-Yapısal Jeoloji Oturumu. *Trakya Havzası Jeolojisi Sempozyumu*, I.

Örgün, Y., Öztürk, A., 2003, *İstanbul-Çatalca-Muratbey Civarında Yapılan Madencilik Faaliyetlerinin Büyük Çekmece Göl Havzasında Yer alan Yeraltı Yüzey Sularında Ve Çevreye Olan Etkisi*, 8.

Perinçek, D., 1991, Possible Strand of the North Anatolian Fault in the Thrace Basin, Turkey-An Interpretation, *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin,* 75, 241–257.

Perinçek, D., Ataş, N., Karatut, Ş., Erensoy, E., 2015, Danişmen Formasyonu Stratigrafisi ve Birim İçindeki Linyit Düzeylerinin Havzadaki Dağılımı, Trakya Havzası, Türkiye. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 58, 19–62. https://doi.org/10.25288/tjb.298677

Perinçek, D., Ataş, N., Karatut, Ş., Erensoy, E., 2015, Geological Factors Controlling Potentıal Of Lignite Beds Within The Danışmen Formation In The Thrace Basin. *Bull.Min.Res.Exp*, https://doi.org/10.19111/bmre.65462

Perri, F., Caracciolo, L., Cavalcante, F., Corrado, S., Critelli, S., Muto, F., Dominici, R., 2015, Sedimentary and thermal evolution of the Eocene-Oligocene mudrocks from the southwestern Thrace Basin (NE Greece), *Basin Res*, 28, 319–339. https://doi.org/10.1111/bre.12112

Pondrelli, M., 2014, *Lateral Accretion Patterns*, in: Encyclopedia of Planetary Landforms. Springer New York, New York, NY, pp. 1–5. https://doi.org/10.1007/978-1-4614-9213-9_512-1

Potter, P.E., Maynard, J.B., Depetris, P.J., 2005, *Mud and mudstones: introduction and overview*, Springer, Berlin ; New York, ISBN 3-540-22157-3.

Potter, P.E., Pettijohn, F.J., 1977, *Paleocurrents and Basin Analysis*, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-61887-1

Raven, P., Holmes, N., 2019, *Rivers: A natural and not-so-natural history*, Bloomsbury Publishing.

Rickard, D.T., 2015, *Pyrite: a natural history of fool's gold*, Oxford University Press, New York.

Ricou, L.E., Dercourt, J., Geyssant, J., Grandjacquet, C., Lepvrier, C., Biju-Duval, B., 1986, Geological constraints on the alpine evolution of the Mediterranean Tethys, *Tectonophysics,* 123, 83–122. https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90194-0

Romberger, S., 1984, *Tranport and deposition of uranium in hydrothermal systems at temperatures up to 300°C: geological implications*, Uranium geochemistry, mineralogy, geology, exploration and resources In: De Vivo, B., Ippolito, F., Capaldi, G., Simpson, P.R. (Eds.), 1984, Uranium geochemistry, mineralogy, geology, exploration and resources. Springer Netherlands, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-94-009-6060-2

Rooney, C.B., Basu, A., 1994, Provenance Analysis of Muddy Sandstones 6, *Journal of Sedimentary Resarch*, A64, pp. 2-7. Copyright © 1994, SEPM (Society for Sedimentary Geology) 1073-130X/94/0A64-2/$03.0

Rust, B.R., Gibling, M.R., Legun, A.S., 1984, *Coal deposition in an anatomosing~fiuvial system., in: Sedimentology of Coal and Coal-Bearing Sequences*, Specıal Publıcatıon Number 7, The Internatıonal Associatıon Of Sedımentologısts, pp. 105–120.

Şafak, Ü., 2019, Paleoenvıronmental Features And Ostracod Investıgatıon Of Paleogene-Neogene Sequences In Babaeski- Lüleburgaz- Muratlı-Çorlu Regıon (Southeastern Thrace, Turkey), *Bulletin Of The Mineral Research and Exploration*, 1–10. https://doi.org/10.19111/bulletinofmre.502805

Şafak, Ü., 2010, Envıronmental Properties And Ostracod Fauna Of Lignite- Bearing Sediments Of Oligocene Age In The Pınarhisar- Vize/Kırklareli (Nw Anatolia) Region. *TPJD*, 22, 11–29.

Şafak, Ü., Güldürek, M., 2015, Edirne-Kırklareli Yöresi Tersiyer Çökellerinin (Edirne-Uzunköprü-Çavuşlu, Edrine-Keşan-Küçükdoğanca, Edirne-Süloğlu-Yağcılar,Kırklareli Vize-Hasbağköyü Sondajları) Mikropaleontolojik İncelenmesi, in: Görmüş, M., Demircan, H. (Eds.), *16. Paleontoloji Stratigrafi Çalıştayı Program ve Bildiri Özleri Kitabı "Paleontoloji ve Paleoekoloji*, Rize, pp. 123–144.

Şafak, Ü., Güldürek, M., 2016, Edirne-Trakya Bölgesi Paleojen-Neojen Çökellerinin (Edirne-Keşan, Uzunköprü, Meriç, Süloğlu Sondajları) Mikropaleontolojik İncelenmesi. *Ç.Ü.Müh.Mim.Fak.Dergisi* 31.

Sakınç M., Yaltırak C., Oktay F.Y., 1999, Paleogeographical evolution of the Thrace Neogene Basin and the Tethys-Paratethys relations at northwerstern Turkey (Thrace), *Palaeo,* 17–40.

Sandstones and Conglomerates, URL: http://www.tulane.edu/~sanelson/eens212/sandst&cong.htm (accessed 4.1.20).

Saraç, G., 2003, Discovery of Protaceratherium albigense (Rhinocerotidae, Mammalia) in Oligocene coeastal deposits of Turkish Thrace, *Deinsea*, .), Distrubution and Migration of Tertiary Mammals in Eurasia, in: Reumer, J.W.F., Wessels, W. (Eds, , pp. 509–517.

Scholle, P.A., Spearing, D., 1982, *Sandstone Depositional Environments*: AAPG Memoir 31. AAPG.

Schomacker, E.R., Kjemperud, A.V., Nystuen, J.P., Jahren, J.S., 2010, Recognition and significance of sharp-based mouth-bar deposits in the Eocene Green River Formation, Uinta Basin, Utah: Green River Formation mouth-bar deposits, *Sedimentology*, 57, 1069–1087. https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2009.01136.x

Schwartz, M., 2006, *Encyclopedia of Coastal Science*, Springer Science & Business Media.

Scott, J.J., Buatois, L.A., Mángano, M.G., 2012, *Lacustrine Environments*, in: Developments in Sedimentology, Elsevier, pp. 379–417. https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53813-0.00013-7

Selected Water Resources Abstracts, 1972, 5 (22-24), The Center.

Selim, H.H., 2013, Tectonics of the buried Kırklareli Fault, Thrace Region, NW Turkey, *Quaternary International,* 12.

Şenel, H., 2005, *Trakya (Ergene) Baseni – Hisarlıdağ Resurgent Kalderasının Gravimetrik İncelemesi Ve Jeotermal Potansiyeli*, Deprem Sempozyumu, Kocaeli.

Şengüler, İ., 2013, Ergene (Trakya) Havzasının Jeolojisi Ve Kömür Potansiyeli, *Mta Doğal Kaynaklar Ekonomi Bülteni,* 109.

Shimoyama, T., 1984, *Sulphur concentration in Japanese Palaeogene coal*, Sedimentology of Coal and Coal-Bearing Sequence in: Rahmani, R.A., Flores, R.M. (Eds.), pp. 361–374.

Simmons, M.D., Bidgood, M.D., Connell, P.G., Ćorić, S., Okay, A.İ., Shaw, D., Tulan, E., Mayer, J., Tari, G.C., 2020, Biostratigraphy and paleoenvironments of the Oligocene succession (İhsaniye Formation) at Karaburun (NW Turkey), *Turkish Journal of Earth Sciences*, 29, 28–63.

Sirel, E., Gündüz, H., 1976, Kırklareli Yöresi (Kuzey Trakya) Denizel Oligosen'inin Stratigrafisi ve Nummulites türleri, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni,* 19, 155–158.

Skirrow, R.G., Jaireth, S., Huston L., D., Bastrakov, E., 2009, *Uranium mineral systems: processes, exploration criteria and a new deposit framework*, Geoscience Australia, Canberra, ISSN 1448-2177.

Smith, N.D., Rogers, J., 2009, *Fluvial Sedimentology VI*, John Wiley & Sons.

Sosson, M., Kaymakçı, N., Stephenson, R.A., Bergerat, F., Starostenko, V., 2010, *Sedimentary basin tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform: Introduction*, Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform in: Pankhurst, B. (Ed.), Geological Society Special Publication. Geological Society, London.

Strong, E.E., Gargominy, O., Ponder, W.F., Bouchet, P., 2008, *Global diversity of gastropods (Gastropoda; Mollusca) in freshwater*, Freshwater Animal Diversity Assessment in: Segers, H. (Ed.), Springer, pp, 149–166.

Styan, W.B., Bustin, R.M., 1983, Sedimentology of Fraser River Delta Peat Deposits: A Modern Analogue For Some Deltaic Coals, *International Journal of Coal Geology* ,101–143.

Sunal, G., Satir, M., Natal'in, B.A., Toraman, E., 2008, Paleotectonic Position of the Strandja Massif and Surrounding Continental Blocks Based on Zircon Pb-Pb Age Studies, *International Geology Review*, 50, 519–545. https://doi.org/10.2747/0020-6814.50.6.519

Sünnetçioğlu, M.A., 2008, *A sequence stratigraphic approach to the depositional history analysıs of the Upper Eocene sedimentary Succession, northwest of the Thrace Basin, Turkey*, PhD, Middle East Technical University.

Survey (U.S.), G., 1978, Geological Survey Research 1978: A Summary of Recent Significant Scientific and Economic Results Accompanied by a List of Geologic and Hydrologic Investigations in *Progress and a Report on the Status of Topographic Mapping*, U.S. Government Printing Office.

Talay, T., Akmeşe İ., Bostancıoğlu, İ., Aksoy, P., Yeşiltaş, A., Mehmetoğlu, H., Tekin, M., 2017, *İstanbul İli, 1/25000 Ölçekli Arazi Kullanımına Esas Jeolojik Etüd Raporu.*

Tanner, L., 1996, Armoured mud balls revisited, *Atlantic Geology*, 32. https://doi.org/10.4138/2082

Taş, K. Ö., 2002, *Kırklareli-Vize Çizgiselliğinin ve Sergen Fay'ının Karakteri*, Yüksek Lisans, İTÜ, Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü.

Taşkıran, L., İnanç, O., Abiz, O., Küçük, M., Arslan, G., Destur, M., Alaca, A., Yas, T., Kurdal, S., Emiroğlu, E., 2019, Trakya Bölgesinin Hammadde Yönünden Araştırılması, *MTA Bilimsel Etkinlikler Haftası*, Ankara

Thomas, L., 2013, *Coal Geology*, 2nd ed. ed. John Wiley & Sons, Chichester, West Sussex ; Hoboken, NJ.

Trakya Bölgesi Litostratigrafi Birimleri: Stratigrafi Komitesi Litostratigrafi Birimleri Serisi-2 (Stratigrafi Komitesi No. 2), 2006, *MTA*, Ankara.

Tucker, M.E., 2001, *Sedimentary Petrology*, Blackwell Science, Durham, ISBN 0-632-05735-1

Tuncay, E., 2017, *Çerkezköy (Tekirdağ) kuzeydoğusunda Istranca masifi ve tersiyer tortul istifinin Stratigrafik özellikleri*, Süleyman Demirel Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.

Turan, S., 1967, *Pınarhisar Çevresinin Fiziki Coğrafya Etüdü,* (Yüksek Lisans), İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Coğrafya Enstitüsü, İstanbul.

Turgut, S., Eseller, G., 2000, Sequence stratigraphy, tectonics and depositional history in eastern Thrace Basin, NW Turkey, *Marine and Petroleum Geology,* 17, 61–100. https://doi.org/10.1016/S0264-8172(99)00015-X

Turner, B.R., Tester, G.N., 2006, The Table Rocks Sandstone: A fluvial, friction-dominated lobate mouth bar sandbody in the Westphalian B Coal Measures, NE England, *Sedimentary Geology*, 190, 97–119. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.05.007

Ülgen, S.C., Lom, N., Sunal, G., Gerdes, A., Şengör, A.M.C., 2018, The Strandja Massif and the İstanbul Zone were once parts of the same palaeotectonic unit: new data from Triassic detrital zircons, *Geodinamica Acta,* 30, 212–224. https://doi.org/10.1080/09853111.2018.1475447

Ülkümen, N.-R., 1990, Neue Ergebnisse zum Alter der miozanen Fisch-Schichten in Nord-Thrakien (Turkei) Stratigraphie 1, *Mitt.Bayer.Staatsslg.Palaont.hist.Geol*, 27–37.

Ülkümen, N.-R., Öngen, İ.Ö., 2009, Doğu Paratetis'in Ergene Havzası'ndaki (KB Türkiye) Paleobiyocoğrafik Özellikleri, *İstanbul Yerbilimleri Dergisi,* 22, 119–140.

Ustaömer, T., Robertson, H.F.A., 2010, *Late Paleozoic-Early Cenozoic tectonic developmenet of the Eastern Pontides (Artvin Area)*, in: Pankhurst, B. (Ed.), Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform. Geological Society, London, p. 314.

Üşümezsoy, Ş., 1990, Istranca orojeni; Karadeniz çevresi kimmerid orojen kuşakları ve masif sülfit yatakları, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni,* 33, 21.

Vachard, D., Martini, R., Rettori, R., Zaninetti, L., 1994, Nouvelle classificationdes Foraminifères Endothyroïdes du Trias, *Geobios,* 27, 543–557. https://doi.org/10.1016/S0016-6995(94)80249-1

Varol, B., Sirel, E., Ayyildiz, T., Baykal, M., 2007, Bozcaada' da (Çanakkale) Soğucak Formasyonu' nda Saptanan Yeni Paleontolojik Ve Sedimantolojık Bulgular, *Maden Tetkik ve Arama Dergisi,* 135, 83–86.

Yaltırak, C., Aksu, A.E., Hall, J., Elitez, I., 2015, Old stories and lost pieces of the Eastern Mediterranean puzzle: a new approach to the tectonic evolution of the Western Anatolia and the Aegean Sea. *EGU2015* 1.

Yanping, L., Shumin, C., Yongzhong, S., Erhua, Z., Jiagang, S., Jianbin, Z., 2010, A New Understanding of Channel Patterns and Facies Models of the Shallow Lake Delta Facies of Fuyu Oil Reservoir in Songliao Basin, China, *Acta Geologica Sinica* - English Edition 82, 596–609. https://doi.org/10.1111/j.1755-6724.2008.tb00610.x

Yusufoğlu, H., Bedi, Y., Ergen, A., Doğan, A., Bozkurt, A., Tuncay, E., Aylan, E., Istranca Masifi'nin Tersiyer Örtüsü Ve Trakya Havzasının Stratigrafisi, *MTA Bilimsel Etkinlikler Haftası Bildiri Özleri*, 2014, Ankara, p. 9.

Zattin, M., Cavazza, W., Okay, A.I., Federici, I., Fellin, M.G., Pignalosa, A., Reiners, P., 2010, A precursor of the North Anatolian Fault in the Marmara Sea region, *Journal of Asian Earth Sciences*, 39, 97–108. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.02.014

EKLER

Sırasıyla;

EK-1 Kuyu lokasyon haritası (A4).

EK-2 Kömür Zonu, kömürün yan kayaları ile birlikte oluşturulmuş kesit (Enine Kesit Özel) (A4).

EK-3 Kömür Zonu kalınlıklarını gösteren üç boyutlu blok diyagram (A4).

EK-4 Blok diyagram enine kesit, kömür zonları (A4).

EK-5 A-A'. B-B', C-C' enine kesitleri, litolojik ilişkiler ve yapısal unsurları gösterirler (A4).

EK-6 D-D' Süloğlu Formasyonu içerisinde tanımlanan fasiyes topluluklarının korelasyonu (A4). Ek 9 ile birlikte değerlendirilmeleri yarar sağlar.

EK-7 Ergene Formasyonu açısal uyumsuzluk seviyelerinin kuyular arası korelasyonu (A4).

EK-8 Tozaklı madeni taban kömürü hariç kömürlerin konumunu gösterir özet kesit (A5).

EK-9 TSE, KPT, KPP ölçülü stratigrafik kesileri (A3).

EK-10 Sondajlar arası ayrıntılı litofasiyes ve tanımları.

EK-11 Jeoloji Haritası ve E-E' kesit (A2).

ÖZGEÇMİŞ

Kişisel Bilgiler	
Adı Soyadı	Kaan Can Çelikkurt
Doğum Yeri	Bakırköy/İstanbul
Doğum Tarihi	24.08.1995
Uyruğu	☑ T.C.43003060848 ☑ Diğer:
Telefon	538-850-94-13
E-Posta Adresi	kcelikkurt@gmail.com
Web Adresi	



Eğitim Bilgileri	
Lisans	
Üniversite	İstanbul Üniversitesi
Fakülte	Mühendislik Fakültesi
Bölümü	Jeoloji Mühendisliği
Mezuniyet Yılı	2017

Yüksek Lisans	
Üniversite	İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa
Enstitü Adı	Lisansüstü Eğitim Enstitüsü
Anabilim Dalı	Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı
Programı	Jeoloji Mühendisliği

Makale ve Bildiriler