

**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**GÜNEYDOĞU (GD) KARADENİZ SAHİL KESİMİNİN (TRABZON YÖRESİ)
DENİZEL TARAÇALARI VE AKTİF TEKTONİĞİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Jeoloji Müh. Serdar KESKİN

**AĞUSTOS 2007
TRABZON**

**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**GÜNEYDOĞU (GD) KARADENİZ SAHİL KESİMİNİN (TRABZON YÖRESİ)
DENİZEL TARAÇALARI VE AKTİF TEKTONİĞİ**

Jeoloji Müh. Serdar KESKİN

**Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünde
“Jeoloji Yüksek Mühendisi”
Unvanı Verilmesi İçin Kabul Edilen Tezdir.**

**Tezin Enstitüye Verildiği Tarih :23.07.2007
Tezin Savunma Tarihi :16.08.2007**

**Tez Danışmanı : Prof. Dr. Osman BEKTAŞ
Jüri Üyesi : Doç. Dr. Mehmet TURAN
Jüri Üyesi : Yrd. Doç. Dr. Hakan KARSLI**

Enstitü Müdürü : Prof. Dr. Emin Zeki BAŞKENT

Trabzon 2007

ÖNSÖZ

Trabzon ili ve çevresindeki denizel taraçaların yaşlandırılması ve bu kapsamda bölgenin aktif tektoniğini ortaya koymayı amaçlayan bu çalışma, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda Yüksek Lisans Tezi olarak hazırlanmıştır.

Bu çalışmanın her aşamasında hoşgörüsünü, yardımını, bilimsel katkılarını ve maddi-manevi desteğini hiçbir zaman esirgemeyen değerli hocam Prof. Dr. Osman BEKTAŞ'a içtenlikle teşekkür ederim.

Erasmus-Socrates programı kapsamında Almanya'nın Eberhard Karls Üniversitesi'ne (Tübingen) gitme olanağını bize sağlayan, bu konuda kişisel önerileriyle bizi daima cesaretlendiren sayın hocam Prof. Dr. M. Burhan SADIKLAR'a teşekkürü bir borç bilirim.

Bu program çerçevesinde, Almanya'daki çalışmalarım boyunca destek ve yardımlarını gördüğüm başta hocam Prof. Dr. Paul BONS'a, Prof. Dr. Muharrem SATIR'a, Prof. Dr. Thomas AIGNER'e, Prof. Dr. James NEBELSICK'e, Dr. Joachim KUHLEMANN'a ve diğer meslektaşlarıma teşekkürlerimi sunarım.

Yüksek lisans eğitimimin her aşamasında, gerek maddi gerekse manevi desteğini hiçbir zaman esirgemeyen, çalışmalar sırasında bilimsel katkı, öneri ve görüşlerini aldığım değerli hocam Arş. Gör. Dr. Yener EYÜBOĞLU'na içtenlikle teşekkür ederim.

Tez çalışmalarım sırasında bilgi ve tecrübelerinden yararlandığım başta sayın hocalarım Doç. Dr. Mehmet TURAN'a, Yrd. Doç. Dr. Hakan KARSLI'ya, Yrd. Doç. Dr. Kemal AKDAĞ'a, Arş. Gör. Dr. Hakan ERSOY'a, Arş. Gör. Dr. Arzu Fırat ERSOY'a, Arş. Gör. Cem YÜCEL'e ve Arş. Gör. Emre AYDINÇAKIR'a şükranlarımı sunarım.

Arazi çalışmaları sırasında araç desteğini esirgemeyen MTA Doğu Karadeniz Bölge Müdürlüğü'ne, Jeoloji Yüksek Mühendisi Sebahattin GÜNER ve ekibine, çalışmanın değişik zamanlarında görev yapan stajyer öğrencilere çok teşekkür ederim. Ayrıca, bu tez çalışmasına maddi destek sağlayan Karadeniz Teknik Üniversitesi Araştırma Fonu'na teşekkür ederim.

Öğrenim hayatım boyunca daima yanımda olan, maddi manevi desteğini hiçbir zaman esirgemeyen aileme içtenlikle teşekkür ederim.

Serdar KESKİN
Trabzon 2007

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa No</u>
ÖNSÖZ	II
İÇİNDEKİLER	III
ÖZET.....	VI
SUMMARY	VII
ŞEKİLLER DİZİNİ	VIII
TABLOLAR DİZİNİ	XI
SEMBOLLER DİZİNİ	XII
1. GENEL BİLGİLER	1
1.1. Giriş	1
1.2. Coğrafik Bilgiler	2
1.2.1. Coğrafik Konum	2
1.2.2. Topoğrafya	2
1.2.3. İklim ve Bitki Örtüsü.....	4
1.2.4. Ulaşım ve Yerleşim	4
1.3. Doğu Karadeniz Bölgesi'nin Genel Jeolojisi.....	4
1.4. Önceki Çalışmalar	6
1.5. Oksijen İzotop Kayıtları, Deniz Seviyesi Değişiklikleri ve Buzularası Dönemler.....	9
1.6. Denizel Taraçalar ile İlgili Türkiye ve Dünya Geneline Yapılan Çalışmalar.....	12
2. YAPILAN ÇALIŞMALAR	16
2.1. Amaç ve Yöntemler	16
2.1.1. Arazi Çalışmaları	16
2.1.1.1. Yörenin Jeolojik Haritasının Hazırlanması	16
2.1.1.2. Hava Fotoğraflarının Değerlendirilmesi	17
2.1.1.3. Yaş Tayini ve Petrografik Amaçlı Örnek Alımı	18

2.1.2.	Laboratuvar Çalışmaları	20
2.1.2.1.	İnce Kesitlerin Hazırlanması	20
2.1.2.2.	Yaşlandırma Analizi Yapılacak Örneklerin Hazırlanması.....	20
2.1.2.3.	Yaşlandırma Analizi İçin Kullanılan Elektron Spin Rezonans Yönteminin Tanımı, Uygulanması ve Geçerliliği.....	21
2.1.2.3.1.	ESR Yönteminin Ana Prensipleri	21
2.1.2.3.1.1.	Doğal Radyasyon	21
2.1.2.3.1.2.	Elektron Spin	21
2.1.2.3.1.3.	Elektron Spin Rezonans (ESR)	22
2.1.2.3.1.4.	Dozimetre	23
2.1.2.3.1.5.	ESR Spektrometresi	23
2.1.2.3.2.	Elektron Spin Rezonans (ESR) Yöntemi'nin Ortaya Çıkışı ve Bu Çalışmada Kullanılma Nedenleri	24
2.1.2.3.3.	Elektron Spin Rezonans (ESR) Yöntemi'nin Fiziksel Alt Yapısı	26
2.1.3.	Büro Çalışmaları	29
3.	BULGULAR	30
3.1.	İnceleme Alanının Genel Jeolojisi, Stratigrafisi ve Jeotektonik Konumu	30
3.1.1.	Çağlayan Formasyonu	30
3.1.1.1.	Yaş	35
3.1.2.	Bakırköy Formasyonu	36
3.1.2.1.	Yaş	38
3.1.3.	Kabaköy Formasyonu	41
3.1.3.1.	Yaş	45
3.1.4.	Kaymaklı Formasyonu	46
3.1.4.1.	Yaş	46
3.1.5.	Beşirli Formasyonu	48
3.1.5.1.	Yaş	51
3.1.6.	Kırmızı Killer	51
3.1.7.	Taraçalar	52
3.1.7.1.	Holosen Yaşlı Denizel Taraçalar	53
3.1.7.2.	Pleyistosen Yaşlı Denizel Taraçalar	54
3.1.7.2.1.	Taraça-1	54
3.1.7.2.2.	Taraça-2	56

3.1.7.2.3.	Taraça-3	58
3.1.7.2.4.	Taraça-4	59
3.1.7.2.5.	Taraça-5	60
3.1.7.2.6.	Taraça-6	63
3.1.7.3.	Yaş	64
3.1.8.	Alüvyon	68
3.2.	Taraçalar, Yükselme Oranları ve Bölgenin Aktif Tektoniği	68
3.3.	Yapısal Jeoloji	76
3.3.1.	Tabakalı Yapılar ve Kıvrımlar	76
3.3.2.	Faylar.....	79
3.3.3.	Uyumsuzluklar	81
4.	İRDELEME VE TARTIŞMA	82
5.	SONUÇLAR VE ÖNERİLER	85
6.	KAYNAKLAR	88
7.	EKLER	98
ÖZGEÇMİŞ		

ÖZET

Uydu görüntüleri, hava fotoğrafları, jeolojik ve jeofiziksel kayıtlardan elde edilen veriler Trabzon yöresinde, Kuzey Anadolu Fayı (KAF), Kuzeydoğu Anadolu Fayı (KDAF) ve Kelkit Fayı'na paralellik gösteren kuzeybatı-güneydoğu (KB-GD), kuzeydoğu-güneybatı (KD-GB) ve doğu-batı (D-B) doğrultulu üç ana kırık sisteminin var olduğunu göstermektedir. Güncel sismik verilere göre her üç doğrultudaki fay da aktif özellik göstermektedir. Trabzon Sahil Kesiminin Fay Sistemi'ni oluşturan KB-GD doğrultulu Yenimahalle, Faroz fayları ile KD-GB doğrultulu Boztepe, Erdoğan ve Fatih fayları Kuvaterner yaşlı denizel taraçaları kesmekte ve yüzeye çıkarmaktadırlar. Bu aktif fayların hareket miktarlarını çıkarabilmek için Trabzon sahilinde yer alan yedi farklı denizel taraçanın arazi etütü, fotojeolojik yorumlamaları ve jeokronolojik ölçümleri gerçekleştirilmiştir. Elde edilen verilere göre, yükseklikleri 1-3 m ile 4-300 m arasında değişen Holosen ve Kuvaterner yaşlı denizel taraçaların oluşumunda bölgesel ölçekli yükselme ve çökme, buzularası deniz seviyesi değişiklikleri ve yersel fay hareketleri etkili olmuştur. Yükseklikleri 1-3 m (H), 4-14 m (T-1), 22-34 m (T-2) , 60-80 m (T-3) arasında değişen denizel taraçalardan toplanan mollusk fosillerinden ESR (Elektron Spin Rezonans) yöntemi ile yaşlandırma yapılmıştır. ESR sonuçları, H, T-1, T-2 ve T-3 taraçalarının yaşlarını sırasıyla, 5.141 ± 0.294 , 124.8 ± 26.0 , 292.5 ± 49.8 ve 407.998 ± 67.475 bin yıl olarak göstermiştir.. Bu taraçalar sırasıyla eski deniz seviyesi kayıtlarını veren denizel izotop evrelerinden (MIS) 1, 5e, 9 ve 11 ile korele edilmektedir. Yeni ESR sonuçları, Doğu Karadeniz Havzası'nın yıllık sübidans miktarı ve Karadeniz'de son 7150 yıl önce meydana gelen ani sel olayı düşünüldüğünde, Holosen ve Pleyistosen yaşlı denizel taraçaların ana yükselme oranları 0.5 ile 1.4 mm/yıl arasında değişmektedir. KAF'ın hareket miktarı 16-25 mm/yıl, DAF'ın hareket miktarı 9 mm/yıl iken Trabzon Sahil Kesiminin Fay Sistemi'ni oluşturan fayların hareket miktarları 0.5-1.4 mm/yıl'dır. Bu ana yükselme oranlarının bir sonucu olarak M=7 büyüklüğündeki bir depremin tekrarlanma süresi birkaç bin yıl içinde olabileceği tahmin edilmektedir.

Anahtar Kelimeler: Fay, denizel taraça, Kuvaterner, yükselme oranı, ESR, jeokronoloji, aktif tektonik, Karadeniz

SUMMARY

Active Tectonics and Marine Terraces of the Southeastern (SE) part of the Black Sea Coast (Trabzon)

The data obtained from landsat imagery, airphotos, geological and geophysical records show that there are three distinctive lineaments in the vicinity of Trabzon, trending northeast-southwest (NE-SW), northwest-southeast (NW-SE) and east-west (E-W), analogous to North Anatolian Fault (NAF), Northeast Anatolian Fault (NEAF) and Kelkit Fault systems. According to current seismic data, the faults, which have three distinctive directions, show active properties. As a result of these Boztepe, Erdoğdu, Fatih (NE-SW directions), Yenimahalle and Faroz faults (NW-SE directions), forming the Fault System of the Trabzon Coast Section, cut and raised the Quaternary marine terraces to the surface. In order to be able to reveal the motion rates and activity of these faults, field surveying, airphoto interpretation and geochronological measurements of seven different marine terraces on the Trabzon coast was carried out. According to available data, the Holocene and Pleistocene marine terraces, at elevations ranging from 1-3 m to 4-300 m, are the result of the interaction between regional scale uplift and subsidence, interglacial sea level changes, and local fault movement. The mollusca shells, collected from these terraces at elevations ranging between 1-3 m (H), 4-14 m (T-1), 22-34 m (T-2), 60-80 m (T-3), were dated by ESR method. The ESR results showed that the ages of H, T-1, T-2 and, T-3 are 5.141 ± 0.294 ka, 124.8 ± 26.0 ka, 292.5 ± 49.8 ka and 407.998 ± 67.475 ka, respectively. The terraces were respectively correlated to the MIS 1, 5e, 9, 11, which correspond to highstands of the paleosea-level curve. Considering the new ESR results, subsidence rate of the East Black Sea Basin and the abrupt drowning of the Black Sea self at 7150 years ago, mean uplift rates of the Holocene and Pleistocene marine terraces are ranging from 0.5 to 1.4 mm/year. The average motion rates of the faults, forming the Fault System of the Trabzon Coast Section, are 0.5-1.4 mm/year while this rate is 16-25 mm/year for NAF and 9 mm / year for NEAF. As a result of these mean uplift rates, the recurrent of the maximum earthquake ($M=7$) is predicted to be a few thousands years.

Key words: Fault, marine terrace, Quaternary, uplift rate , ESR, geochronology, active tectonics, Black Sea

ŞEKİLLER DİZİNİ

	<u>Sayfa No</u>
Şekil 1. İnceleme alanının yer bulduru haritası.....	3
Şekil 2. Doğu Pontidlerin ana yapısal özellikleri ve inceleme alanının bu birlik içindeki yeri	6
Şekil 3. Bahamalar'da yaklaşık son 500 bin yılda buzularası dönemlerde meydana gelen deniz seviyesi yüksekliğini gösteren izotop evreleri.....	11
Şekil 4. Fosil örneklerinin toplanmasında dikkat edilen sınır uzaklıkları.....	19
Şekil 5. ESR spektrometrisi (Köln Üniversitesi, Almanya).....	24
Şekil 6. Kuvaterner yaşlandırma metodunda kullanılan bazı yöntemlerin ortalama yaş aralıkları (Rink, 1997'den değiştirilerek).....	25
Şekil 7. Bir dış manyetik alanda elektron spin enerji seviyelerinin bölünmesini gösteren diyagram (Jonas, 1997'den değiştirilerek).....	27
Şekil 8. ESR spektrumuna ait sinyaller.....	28
Şekil 9 A: Büyüme eğrisinin (ESR sinyal şiddeti- Radyasyon dozu) oluşturulması ve eşdeğer doz oranının bulunması. B: Bu çalışmada analiz edilen mollusk örneğine ait grafiğin elde edilmesi.....	28
Şekil 10. İnceleme alanındaki birimlerin stratigrafik kolon kesiti.....	31
Şekil 11. İnceleme alanının jeolojik haritası (Yılmaz vd., 1998'den değiştirilerek).....	32
Şekil 12. İnceleme alanında yer alan birimlerin enine jeolojik kesiti.....	33
Şekil 13. Çağlayan Formasyonuna ait birimlerin arazideki görünüşleri.....	34
Şekil 14. Üst Kretase yaşlı bazaltların mikroskopik görünüşleri. A: Olivin (Ol), Kpir: Klinopiroksen, Pi: Piroksen ve İg: İgdingisit mineralleri, B: Piroksenlerin oluşturduğu glomeroporfirik doku. (resimler, Ç.N.).....	35
Şekil 15. İnceleme alanında Bakırköy Formasyonu'na ait birimlerin arazideki görünüşü. Tabakaların eğim değerleri 35–90° arasında değişmektedir	37
Şekil 16. Bakırköy Formasyonu içindeki kumlu biyosparit-tanetaşı ve biyomikrit-vaketaşlarının mikroskopik görünüşleri.....	39-40
Şekil 17. Kabaköy Formasyonu'na ait birimlerin arazideki görünüşü	42
Şekil 18. Kabaköy Formasyonu'nu oluşturan bazaltların mikroskopik görünüşü	44
Şekil 19. Boşluklu bazalttaki mineral ve dokuların mikroskoptaki görünüşü.....	44

Şekil 20.	Kaymaklı Formasyonu'na ait birimlerin arazi ve mikroskopik görünümleri.....	47
Şekil 21.	Beşirli Formasyonu'na ait birimlerin arazideki görünümleri	49
Şekil 22.	Bazaltik andezitlerin mikroskopik görünümleri.....	50
Şekil 23.	İnceleme alanında, Holosen yaşlı taraçaların (H) görünümü ve diğer birimlerle olan ilişkisi. Oklar mollusk fosillerini göstermektedir.....	53
Şekil 24.	İnceleme alanında yer alan H taraçasının ölçülü kolon kesiti	54
Şekil 25.	İnceleme alanında yer alan T-1 taraçasının ölçülü kolon kesiti.....	55
Şekil 26.	İnceleme alanında yer alan T-1 taraçasının görünümü ve diğer birimlerle olan ilişkisi.....	56
Şekil 27.	İnceleme alanındaki T-2 taraçasının görünümü ve diğer birimlerle olan ilişkisi. A ve B, fosilsiz birim. C, D ve E, fosilli birim. F: T-2 taraçasının Beşirli Formasyonu üzerine açılmal uyumsuzlukla gelmesi...	57
Şekil 28.	İnceleme alanında yer alan T-2 taraçasının ölçülü kolon kesiti	58
Şekil 29.	İnceleme alanında yer alan T-3 taraçasının ölçülü kolon kesiti.....	59
Şekil 30.	İnceleme alanında yer alan T-4 taraçasının ölçülü kolon kesiti.....	60
Şekil 31.	İnceleme alanında yer alan T-5 taraçasının ölçülü kolon kesiti	61
Şekil 32.	İnceleme alanındaki T-3, T-4, T-5 ve T-6 taraçalarının görünümü. A ve B: T-3, C ve D: T-4, E ve F: T-5, G ve H: T-6 taraçası.....	62
Şekil 33.	İnceleme alanında yer alan T-6 taraçasının ölçülü kolon kesiti.....	63
Şekil 34.	H, T-1, T-2 ve T-3 taraçalarından yaş analizi için toplanan mollusk fosilleri.....	65
Şekil 35.	İnceleme alanında bulunan taraçaların buzularası dönem ve isotop evreleri ile olan ilişkileri (Riser (2002'den değiştirilerek).....	66
Şekil 36.	İnceleme alanındaki denizel taraçaların görünümü ve eski kıyı çizgilerinin belirlenmesi	67
Şekil 37.	(A) Doğu Karadeniz Bölgesi'ndeki aktif faylar, (B)Aktif kıvrımların merkezinde yer alan aktif gizli Trabzon fayı (Kaynak TPAO).....	69
Şekil 38.	Türkiye'de meydana gelmiş olan depremlerin episentir dağılımları (milattan önce 2100'den günümüz 2004'e kadar. Kaynak: Tübitak)....	70
Şekil 39.	İnceleme alanı olan Trabzon ve çevresindeki kırık sistemleri ile denizel taraçaların hava fotoğraflarının yorumlanmasıyla ortaya çıkarılması (ölçeği 1/ 23.000 olan hava fotoğrafı 1986 yılına aittir)....	72
Şekil 40.	Güncel GPS verileri (Kahle vd., 2000).....	73
Şekil 41.	H, T-1, T-2 ve T-3 taraçalarının yükselme oranları ve eski deniz seviyesi ile olan ilişkileri (Lajoie, 1986; Hearty ve Kaufmann, 2000'den değiştirilerek).....	74
Şekil 42.	Doğu Karadeniz sahilinin ve Kafkaslar'ın (A) probabilistik ve (B) deterministik deprem risk haritaları (USGS'den değiştirilerek).....	75

Şekil 43.	İnceleme alanında yer alan yapısal unsurlar. A, B, C, D ve E: Üst Kretase-Paleosen yaşlı Bakırköy Formasyonu içindeki faylar ve kıvrımlar. F, G ve H: Miyosen yaşlı Kaymaklı Formasyonu içindeki küçük ölçekli faylar ve kıvrımlar.....	77
Şekil 44.	Bakırköy formasyonu'na ait genel tabaka eğimleri.....	78
Şekil 45.	İnceleme alandaki fayların kinematiği, hareket miktarları ve aktif olan KAF ve KDAF olan ilişkileri.....	80
Ek Şekil1	Trabzon ve çevresinin örnek alım haritası.....	98
Ek Şekil2	Trabzon ve çevresinde yer alan taraçalara ait jeolojik kesitler.....	99

TABLÖLÄR DİZİNİ

	<u>Sayfa No</u>
Tablo 1. İnceleme alanında yer alan taraçaların konum, yükseklik ve kalınlıkları.	52
Tablo 2. Analiz edilen örneklerin inceleme alanındaki konum ve yaşları.....	64
Tablo 3. Trabzon ili ve çevresindeki tarihsel depremler	71
Tablo 4. İnceleme alanındaki taraçaların yaş, deniz seviyesi değişiklikleri ve yükselme oranları	73
Tablo 5. İnceleme alanındaki fay sistemlerinin hareket miktarları.....	74

SEMBOLLER VE KISALTMALAR DİZİNİ

MIS	: Marine Isotope Stage
MISS	: Marine Isotope Substage
M.y.	: Milyon yıl
Fm	: Formasyon
Kpir	: Klinopiroksen
Ka	: Kalsit
Ku	: Kuvars
Op	: Opak mineral
Pi	: Piroksen
Pr	: Prehmit
İg	: İgdingisit
Ol	: Olivin
Gb	: Gaz boşlukları
Pl	: Plajiyoklas
M	: Mikrit
S	: Sparit
T.N	: Tek nikol
Ç.N.	: Çift nikol

1.GENEL BİLGİLER

1.1.Giriş

Denizel taraça çalışmaları bir bölgenin aktif tektoniğinin aydınlatılmasında çok önemli katkılar sağlamaktadır. Denizel taraçaların (özellikle son Kuvaterner döneminde oluşanların) bugünkü konumu, eski kıyı çizgilerinin yüksekliğini ve deniz seviyelerinin fiziksel kayıtlarını göstermektedir. Denizel taraçaların düzensiz düşey dağılımı hem büyük ölçekli jeodinamik güçlere bağlı bölgesel bir yükselmeyi hem de sismojenik olarak aktif olan faylarla ilişkili olabilecek yerel bir sübsidansı ve/veya yükselmeyi yansıtabilmektedir. Dolayısıyla farklı seviyelerde bulunan taraçalardaki yükselme oranlarının hesaplanması o bölgenin tektonik yükselme miktarını ortaya çıkarmada yardımcı olmaktadır. Bu nedenle, 7 farklı seviyede bulunan taraçaların yüzeyleme verdiği Trabzon sahili, Kuvaterner'den beri bu bölgede meydana gelen yükselme dikkate alındığında böyle bir çalışma için çok iyi bir fırsat sağlamaktadır.

Bu kapsamda çalışma alanı olan Trabzon ili ve çevresi, coğrafik olarak Karadeniz'in Doğu bölümünde yer almakta ve Karadeniz sahillerinin doğusu boyunca uzanan yaklaşık 500 km uzunluğunda, 200 km genişliğinde olan Doğu Pontidler'in Kuzey Zonu'nda yer almaktadır. İlk kez Hamilton (1842) tarafından Karadeniz Dağları için kullanılan "Pontid" terimi, daha sonraki yazarlar tarafından "Doğu Pontid Bloku" (Osswald, 1912) ve "Pontidler" (Ketin, 1966) olarak ifade edilmiştir. Paul Arni (1939), Anadolu'nun bir ucundan diğerine uzanan silindirik yapıları ayırtlamış, Pontidler'i kuzeye devrik kanatlar olarak yorumlamıştır. Ketin (1960), Pontid-Anatolid sınırını Tuz Gölü'nün kuzeyine kadar indirmiş, daha sonra ise Pontidler'i tek bir birim olarak kabul edip, kuzeyde yer alan volkanik ve granitik kayaları güneyde yer alan metamorfik masifler ve ultramafik kayaları ayıran sınırı Pontid-Anatolid sınırı kabul etmiştir. (Ketin,1966).

Bu çalışma, özellikle 7 farklı seviyede yüzeyleme veren taraçaların yaşlarını da kullanarak inceleme alanının aktif tektoniğini uydu görüntüleri, hava fotoğrafları, GPS, jeolojik, jeofiziksel verilerle belirlemek ve Karadeniz sahilleri boyunca yapılan eski çalışmalarla ortak ve farklı yönlerini ortaya koymayı amaçlamaktadır.

1.2. Coğrafi Bilgiler

1.2.1. Coğrafi Konum

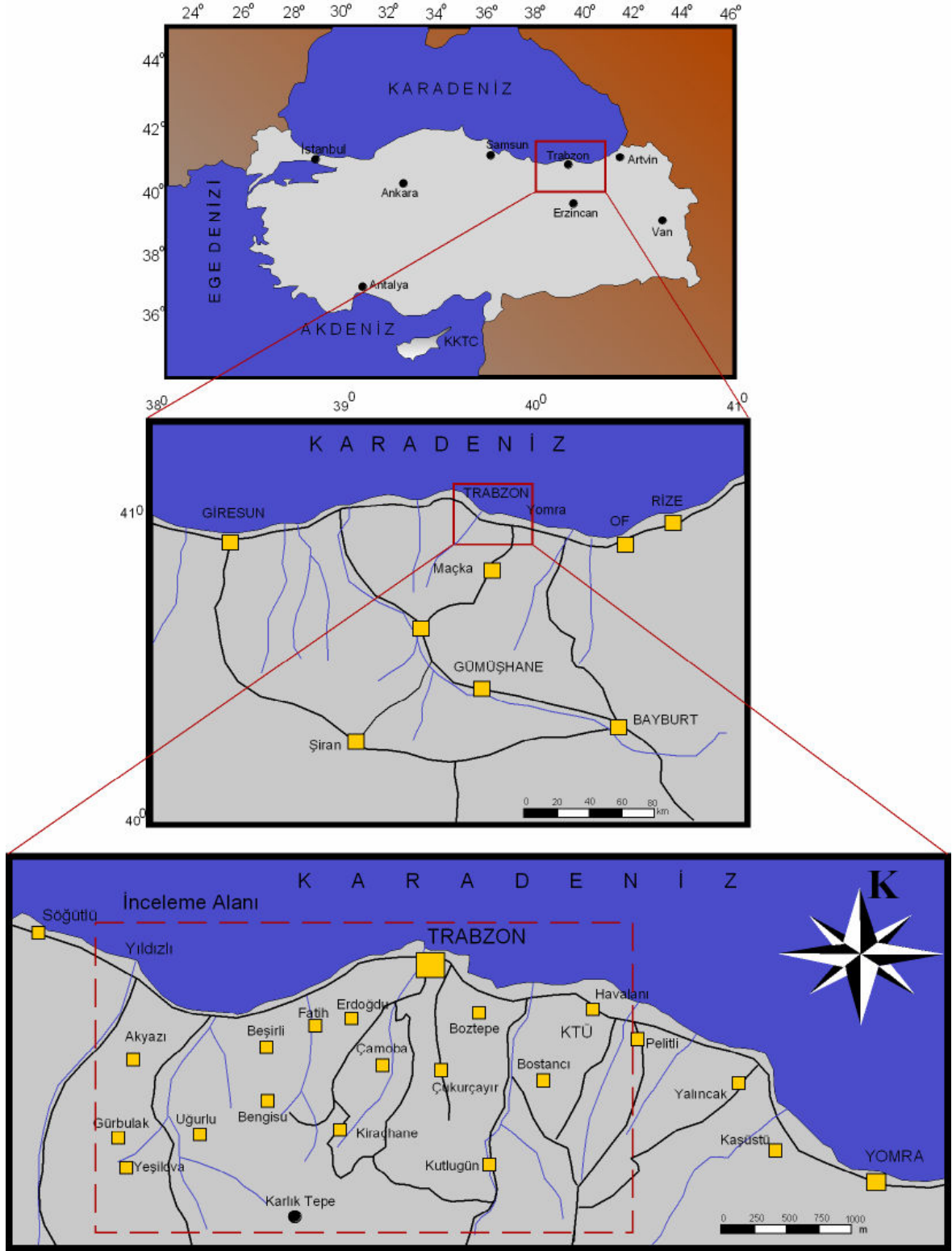
Doğu Karadeniz Bölgesi'nde yer alan inceleme alanı, Trabzon şehir merkezi ile çevre ilçe ve mahallelerini kapsamakta (Yıldızlı- Havaalanı arası) ve 1/25000 ölçekli Trabzon G43-a₂, G43-b₁, Akçaabat F43-d₃ paftaları içinde yer almaktadır (Şekil 1).

1.2.2. Topoğrafya

İnceleme alanı, jeomorfolojik olarak güneye doğru yükseklikleri artan tepeler ile Karadeniz kıyısı boyunca oluşmuş kıyı kuşağı ve bu ikisi arasında akarsular tarafından derin vadilerle yarılmış platoları içermektedir. Deniz seviyesinden başlayarak güneye doğru artan yükseklik, çalışma alanının güney sınırlarında 775 m'yi bulur. Bu kapsamda inceleme alanının en önemli yükseltileri kıyından güneye doğru; Kızıltoprak Tepe (230 m), Boztepe (258 m), Ballıtaş Kayaları (379 m), Kirli Tepe (381 m), Yarımsakal Tepe (405,3 m), Topçu Tepe (460 m), Osmanağa Tepe (445 m), Kalcıoğlu Tepe (445 m), Mollabey Tepe (474,9 m), Güzel Tepe (470 m), Orta Tepe (305 m), Karlık Tepe (774,5 m)'dir.

Yerleşim alanları genellikle topoğrafik eğimin düşük olduğu kıyı şeridinde daha fazla yoğunlaşmaktadır. İç kesimlerde vadi kenarlarında, yamaçlarda ve tepe kesimlerde ise oldukça dağınık bir durum sergilemektedir. En önemli yerleşim alanları, Trabzon şehir merkezi, Beşirli, Yenicuma, İnönü Mah., Fatih, Erdoğan, Yalı Mah, Moloz, Boztepe, Bahçecik, Çamlık, Soğuksu, Yıldızlı, Aşağıkaymaklı Mah. , Değirmendere Mah, Kalkınma Mah, Pelitli, Yalınca, Yeşilova, Bengisu ve Akyazı'dır.

İnceleme alanında akarsu yoğunluğu oldukça fazladır. Özellikle güneyden kuzeye doğru akan Değirmendere, Beşirli, Kirli, Karaoğlan, Kisarna, Kuzgun ve Zağnos dereleri denizel taraçaları boyunca katederek Karadeniz'e dökülmektedirler.



Şekil 1. İnceleme alanının yer buldur haritası.

1.2.3. İklim ve Bitki Örtüsü

Trabzon'da deniz etkisinde kalan ılıman iklim tipine bağlı olarak yazlar orta sıcaklıkta, kışlar ise ılık geçmektedir. Trabzon Meteoroloji Bölge Müdürlüğü verilerine göre yıllık ortalama sıcaklık 14,8 °C dir. Yaz aylarındaki ortalama sıcaklık 25 °C, kış aylarında ise 4 °C yi bulmaktadır. Yıllık yağış miktarı ortalama 75 cm'nin üstünde olup kış aylarında bu oran 1000 mm'ye ulaşmaktadır. Aylık ortalama yağış miktarlarına bakıldığında zaman Temmuz, Ağustos ve Eylül aylarının kurak geçtiği görülmektedir. İliman iklimin hakim olması nedeniyle oldukça nemli bir havaya sahip olan Trabzon'da yıllık maksimum nem oranı genel olarak % 90'nın üzerindedir.

Çalışma alanı yoğun bir bitki örtüsü ile kaplıdır. Yükseltinin az olduğu yerlerde ormanlık ve çayırılık alanlar görülmektedir.

Halkın geçim kaynağı; düz arazilerde sebze ve tütün, az meyilli arazilerde tütün, patates ve fındık, eğimli arazilerde ise fındık ve çaydır. Yöre halkının ana geçim kaynakları arasında balıkçılık ve hayvancılık da yaygındır. Bunun yanı sıra, tahıl ürünlerinden mısır ve mısırdan elde edilen mısır unu az da olsa bir geçim kaynağıdır.

1.2.4. Ulaşım ve Yerleşim

İnceleme alanının Trabzon merkez ve yakın çevresini kapsıyor olması ulaşımı oldukça kolaylaştırmaktadır. Bununla birlikte güney kesimlerdeki yerleşim alanlarına ulaşım stabilize yollar ile sağlanmaktadır.

Topoğrafik yapısı sebebiyle çok dar bir kıyı şeridi ve yerleşim alanına sahip olan Trabzon'da, iç kesimlerde bulunan köy nüfusu hızlı bir şekilde sahil kesimlerine göç etmekte ve genellikle akarsu vadileri, alüvyonel düzlükler, bazen de dere yataklarını mesken tutmaktadırlar.

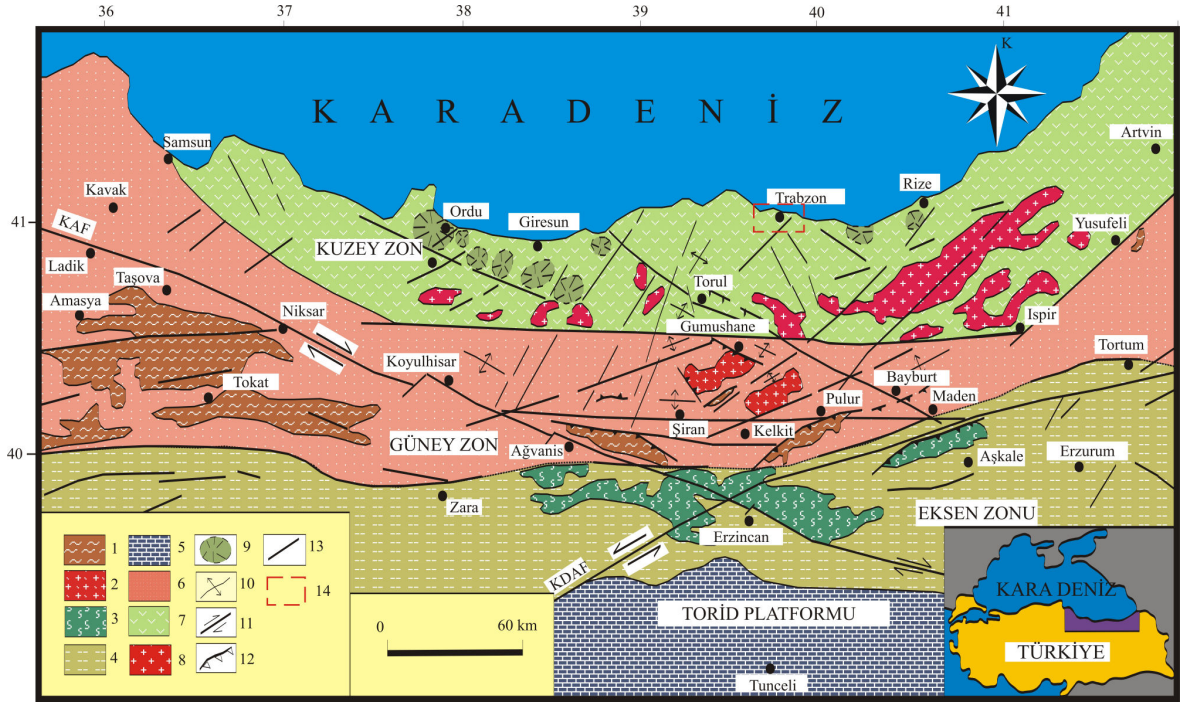
1.3. Doğu Karadeniz Bölgesi'nin Genel Stratigrafisi

Türkiye'nin Doğu Karadeniz Bölümü, 'Doğu Pontidler' olarak isimlendirilen tektonik birime karşılık gelir ve bu tektonik birim farklı kayaç toplulukları, fasiyesleri ve tektonik özelliklerine göre Kuzey, Güney ve Eksen Zonu şeklinde üç zona ayrılır (Bektaş v.d.,

1995; Eyüboğlu vd., 2006). Kuzey Zon, Mesozoyik ve Senozoyik yaşı bimodal özellikli volkanikler ve granitik intrüzyonlar ile, Güney Zon Paleozoyik yaşı granitik intrüzyonlar, metamorfik masifler (Tokat, Ağvanis, Pulur Masifleri) ve Mesozoyik-Senozoyik yaşı sedimanter kayaçlar ile, Eksen Zonu ise Kop ve Erzincan yöresinde yüzeyleme veren mafik-ultramafik kayaçlar ve metamorfik kayaç kalıntıları ile karakteristiktir (Şekil 2).

İnceleme alanı olan Trabzon ve çevresi Doğu Pontidler'in Kuzey Zon'unda yer almaktadır. İnceleme alanının taban kayaçları genellikle güney kesimlerinde (Maçka, Tonya, Araklı) yüzeyleme veren Liyaş yaşı volkano-tortul kayaçlardan oluşmaktadır. Güney Zon'da genellikle tuf ve tüfitlerle ardalanmalı sedimanter ağırlıklı istif ile temsil edilen bu birim, Kuzey Zon'da spilitleşmiş bazaltik-andezitik kayaçlarla karakteristiktir. Formasyon Dogger-Malm-Alt Kretase yaşı sığ platform kireçtaşlarından oluşan Berdiga Kireçtaşı ile örtülür. Güney Zon'da sürekli olarak izlenen ve Berdiga Formasyonu olarak isimlendirilen bu birim, Kuzey Zon'da genellikle parçalanmış bloklu bir yapıya sahiptir. Bu parçalı yapı, Üst Kretase dönemindeki yoğun volkanizma nedeniyle karbonat platformunun parçalanmasından kaynaklanmaktadır (Eyüboğlu, 2000). Kuzey Zon'da Üst Kretase dönemi başlıca iki volkanik dönem ile karakteristiktir (Eyüboğlu vd., 2005). Çatak ve Kızılkaya Formasyonları'nı kapsayan ilk dönem (Turoniyen-Koniasiyen) toleyitik karakterli bazaltik-andezitik volkanizma ile başlayıp toleyitik-kalkalkali karakterli yoğun bir dasitik volkanizmaya geçer. Yoğun volkanizmanın durakladığı dönemlerde kırmızı kireçtaşı ara seviyeleri çökelimi yaygındır. İkinci dönem ise (Kampaniyen-Mestriştiyen) kalkalkalen karakterli ve genellikle bazaltik kayaçları içeren Çağlayan Formasyonu ile başlayıp, alkali karakterli asitik volkanik kayaçlardan oluşan Çayırbağ Formasyonu ile son bulur. Bu birimler, Mestriştiyen-Paleosen yaşı kumlu kireçtaşı, kırmızı renkli biyomikrit ve marn ardalanmasından oluşan Bakırköy Formasyonu tarafından uyumlu olarak örtülür. Senozoyik, özellikle Eosen döneminde Güney Zon'da sedimanter ağırlıklı bir istif ile temsil edilirken, Kuzey Zon'da bu dönem yoğun volkanik faaliyet ile karakteristiktir. Aydın (2003), tarafından bölgenin Kuzey Zonu'nda Neojen (Miyopliyosen) yaşı verilerek adlandırılan "Karadağ Formasyonu" alttaki birimleri keserek yayılmış en genç volkanizma ürünüdür. Bu volkanikler, ilk kez Özsayar (1971) tarafından Ponsiyen Killeri olarak isimlendirilen ve kumlu, killi silttaşlarından oluşan Miyosen yaşı Kaymaklı Formasyonu tarafından üzerlenir (Yılmaz vd., 1998). Bu birim, özellikle sahile yakın kesimlerde yaygın olarak yüzeyleme veren ve başlıca bazaltik ve andezitik aglomera, tuf, kıltaşı-kumtaşı-marn ardalanması, iri taneli kumtaşı, gevşek çimentolu konglomera ve

breşlerden oluşan Pliyosen yaşlı Beşirli Formasyonu tarafından örtülür. Kuvaterner döneminde oluşmuş alüvyon ve taraçalar bölgenin en genç birimlerini oluşturmakta ve Eosen yaşlı Kabaköy Formasyonu ile Pliyosen yaşlı Beşirli Formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelmektedirler.



Şekil 2. Doğu Pontidlerin ana yapısal özellikleri ve inceleme alanının bu birlik içindeki yeri. 1: Paleozoyik metamorfik temel, 2: Paleozoyik granitler, 3: Serpantinitle, 4: Mesozoyik ve Senozoyik kayalar, 5: Platform karbonatlar, 6: Mesozoyik tortul kayalar, 7: Kretase ve Eosen yay volkanitleri, 8: Üst Kretase ve Eosen yay granitleri, 9: Dom, 10: Kıvrım eksenleri, 11: Doğrultu atımlı faylar, 12: Bindirme, 13: Normal fay, 14: İnceleme alanı, KAF=Kuzey Anadolu Fayı, KDAF=Kuzeydoğu Anadolu Fayı (Eyüboğlu vd., 2006)

1.4. Önceki Çalışmalar

İnceleme alanı olan Trabzon ve civarının jeolojisine, petrografisine ve jeotektonik evrimine yönelik çok sayıda çalışma yapılmış olmakla birlikte, bölgenin Neotektoniği'ne ışık tutacak çalışmalar oldukça sınırlıdır. Çalışma alanını da içine alan Doğu Pontidler'de yapılan eski çalışmalar aşağıda özetlenmeye çalışılmıştır.

Mc Kenzie (1972), Türkiye ve dolayındaki Neotektonik olayları ve Anadolu'nun bugünkü deprenselliğini Arap, Afrika ve Avrasya levhalarının göreceli hareketlerine bağlı olarak geliştiğini vurgulamıştır.

Dewey vd. (1973), Pontidler'in kuzeyine Paleotetis'i yerleştirerek Paleozoyik sonundan Eosen'e kadar devam eden güney yönlü bir yitim polaritesini savunmuştur. Üst Paleozoyik'te Anadolu levhası'nın Tetis okyanusunun güneyinde yer aldığını, Avrasya ve Afro-Arap plakası arasındaki alanın Karadeniz sahilini takip ettiğini belirtmiştir.

Türk-Japon ekibi (1974), Trabzon yöresinin 1/50.000 ölçekli jeoloji haritasını çıkartmışlar ve buna göre, tabandaki kayalar Üst Kretase yaşlı kireçtaşı-marn-çamurtaşı ardalanması ile başlamakta ve bu istifi aynı yaşlı andezitik ve dasitik lav ve piroklastikleri izlemektedir.

Adamia vd. (1977) ile Tokel (1981), Orta Anadolu suture zonunu Paleotetis'in kalıntısı olarak benimsemişler ve Doğu Pontidler'de yitim etkinliğinin Paleozoyik'ten Eosen sonlarına kadar güneyden kuzeye doğru olduğunu ileri sürmüşlerdir. İlk ada yayının Karbonifer'de su yüzüne çıktığını ve Geç Kretase' de ada yayının olgunlaştığını belirtmişler ve Eosen sonlarından itibaren de Kuzey Anadolu Tetisi'nin kapandığını söylemişlerdir. Bu görüşe göre Karadeniz, Doğu Pontidler'in kuzeyinde Geç Kretase süresince açılan yay gerisi bir havzanın kalıntısıdır.

Masson ve Miles (1986) ve Lemoine ve Trumpy (1987), Alp Orojenik Kuşağı içinde yer alan Doğu Pontidler'in tektonik yapısını, bu kuşakta yer alan tüm Mesozoyik havzalar gibi Triyas başlarından itibaren Arap-Afrika levhasının Avrasya'ya göre sol yönlü doğrultu atım oluşturacak şekilde dönmesine ve Atlantik Okyanusu'nun açılmasına bağlı olarak geliştiğini belirtmişlerdir.

Bektaş (1987), Doğu Pontid yay ve yay gerisi bölgelerinde paleostres dağılımlarını irdelerek Liyas, Üst Kretase ve Eosen dönemlerinde hakim olan gerilmeli yay sisteminde en büyük basınç gerilmelerinin güneye doğru gerceli olarak azaldığını buna bağlı olarak da yay bölgelerinde doğrultu-atım, yay gerisi bölgelerinde ise doğrultu-normal atımlı fay tektoniğinin hüküm sürdüğünü belirtmiş, Alt-Üst Kretase geçişi, Üst Kretase ve Eosen sonlarında ise sıkışmalı yay sistemine bağlı olarak tüm Pontidler'de doğrultu-atımlı ve ters fayların geliştiğini savunmuştur.

Güven (1993), Doğu Karadeniz Bölgesi'nin 1/25000 ölçekli haritasını hazırlamış, bölgede yapılan eski çalışmalarını yeniden derleyerek bölgeyi Kuzey ve Güney Zon olarak ikiye ayırmıştır. Yazara göre Üst Kretase, tabanda Çatak Formasyonu olarak adlandırılan

ve kumtaşı, silttaşı, marn ve tuf ara katkılı volkanik kayaç ve piroklastikleri ile başlamakta, asitik bir volkanizma olan Üst Kretase yaşlı Kızılkaya Formasyonu ile devam etmektedir. İnceleme alanının taban kayaçlarını oluşturan Üst Kretase yaşlı Çağlayan Formasyonu, kumtaşı-killi kireçtaşı ve tuf ara katkılı bazalt, andezit ve piroklastiklerinden oluşmakta ve Kızılkaya Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelmektedir. Riyolit-riyodasitik ve piroklastiklerinden oluşan Üst Kretase yaşlı Çayırbağ Formasyonu bu istif üzerine uyumlu olarak gelmektedir. Eosen yaşlı Kabaköy Formasyonu bu formasyonlar üzerine uyumsuz olarak gelmekte ve kumtaşı, marn, kumlu kireçtaşı ara katkılı andezit-bazalt ve piroklastiklerinden oluşmaktadır. Güney Zon'da ise Üst Kretase yaşlı Mescitli Formasyonu, Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Berdiga Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelmektedir.

Bektaş vd. (1995), Doğu Pontidler'i Kuzey, Güney ve Eksen Zonu olmak üzere üç alt bölüme ayırmıştır. Yazar'a göre Kuzey Zon, Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı, yitimle ilişkili volkanik ve sokulum kayaçları ile, Güney Zon, Hersiniyen temelini oluşturan metamorfik ve ultramafik kayaçlar ile, Eksen Zon'u ise Alpin tip peridotitler, gabrodiyoritler, Kretase yaşlı kırmızı kireçtaşları ve radyolarit gibi derin deniz pelajik sedimanter kayaçlar ile karakterize edilmektedir.

Çamur vd. (1996), Pontider'in Kuzey Zonu'nda yaptıkları çalışmada volkanik kayaçları oluştukları zaman dilimine göre sınıflandırmış ve bu sınıflandırmaya göre kayaçların magmatizmasını ortaya koymuştur.

Bektaş ve Çapkınoğlu (1997), Doğu Pontidler'de uydu görüntüleri ve hava fotoğraflarına dayandırılarak yaptıkları çalışmada, fotolineasyonların bu bölgedeki KD-GB, KB-GD ve D-B doğrultulu olan faylarla uyumlu, Neotektonik rejimle (Miyosen sonrası) ilişkili olduklarını ve Miyosen öncesinde gelişmiş olanların bir kısmının yeniden aktif hale geçerek diri fay özelliği kazandıklarını vurgulamışlardır.

Bektaş vd. (1999), Doğu Pontid Kuzey Zonu'ndaki Üst Kretase yaşlı volkanitlerin, bimodal (toleyitik-kalkalkali) Güney Zon'daki Üst Kretase kayaçlarına göre genç bir zamanda oluşmuş ada yayı kayaçları olduğunu göstermişlerdir. Bu, yay volkanizmasının güney zonlu bir yitim zonu üzerinde güneye doğru göç ettiğini göstermektedir. Amasya ve Bayburt yörelerinde lösitli ve analsimli yüksek potasyumlu alkali-şoşonitik volkanizmanın varlığı da bu görüşü destekler niteliktedir (Eyüboğlu, 2006).

Barbieri vd. (2000), Doğu Karadeniz'deki volkanitlerin bir kısmını tüm kayaç K/Ar yaşlandırma yöntemleriyle incelemiş ve Trabzon çevresi ile Yoroç civarındaki volkanitlerin yaşını Paleosen-Oligosen olarak belirlemiştir.

Aydın (2003), Değirmendere Vadisi'nde (Trabzon-Esiroğlu) yüzeyleyen özellikle (?) Neojen yaşlı volkanik kayaçların bölgesel dağılımlarını, petrografik, mineralojik ve jeokronolojik olarak irdelemiş, bu kayaçların inceleme alanı ve güneyindeki Üst Kretase yaşlı volkano-tortul istifle olan zamansal, kökensel ve ortamsal ilişkilerini ortaya koymuştur. Yazar, Üst Kretase volkanitlerinin ada yayı ürünleri olduğunu ve denizel bir ortamda patlamalı bir volkanizmaya bağlı olarak geliştiğini, Neojen volkanitlerinin ise daha çok çarpışma sonrası yay ortamında, önce patlamalı, daha sonra da lav akıntıları şeklinde oluştuklarını belirtmiştir. Üst Kretase ve Neojen volkanitlerinin kökensel açıdan farklı derecede zenginleşmiş mantodan oluştuklarını ve Neojen volkanitlerinin Üst Kretase volkanitlerine nazaran daha sığ bir magma odasında kristallendiklerini vurgulamıştır. İz element ve nadir toprak element dağılımlarına göre Üst Kretase volkanitlerinin toleyitik-kalk-alkali özellikte olan Volkanik Yay Bazaltları ile benzer olduğunu, Neojen yaşlı Trabzon Volkaniti'nin ise volkanik yay bazaltları yanında Okyanus Ortası Bazalt'lara olan benzerliğini vurgulamıştır. Ayrıca yazar, bu çalışmada Neojen volkanitlerini, K-Ar radyometrik yaş tayinine göre, 5.1+-1.3 My – 3.2+-2.3 My olarak yaşlandırmıştır.

1.5. Oksijen İzotop Kayıtları, Deniz Seviyesi Değişiklikleri ve Buzularası Dönemler

Oksijen izotop kayıtları buzularası dönemlerde (Interglacials), global deniz seviyesi değişikliklerinin yaklaşık tahminleri olarak kullanılmaktadır. Farklı yaşlandırma metotlarının uygulanması, deniz seviyesi değişikliklerinin ortaya konulmasına yardımcı olmaktadır.

İklim ve deniz seviyesi değişikliklerini yansıtan $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ izotopu yöntemi birçok araştırmacı tarafından çalışılmıştır. Emiliani (1955,1966a ve 1966b), ilk izotopik kayıtları, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ oranlarındaki (Atlantik ve Pasifik okyanuslarında yapılan derin su sondajlarındaki foraminiferlerden elde edilen kayıtlar) değişikliklere dayalı olarak kurmuştur. İzotopik eğrilerin kayıtları araştırmacıya, soğuk veya buzul periyotları ile korele edilebilecek 16 izotopik evre'nin ayırdedilmesine izin vermiştir.

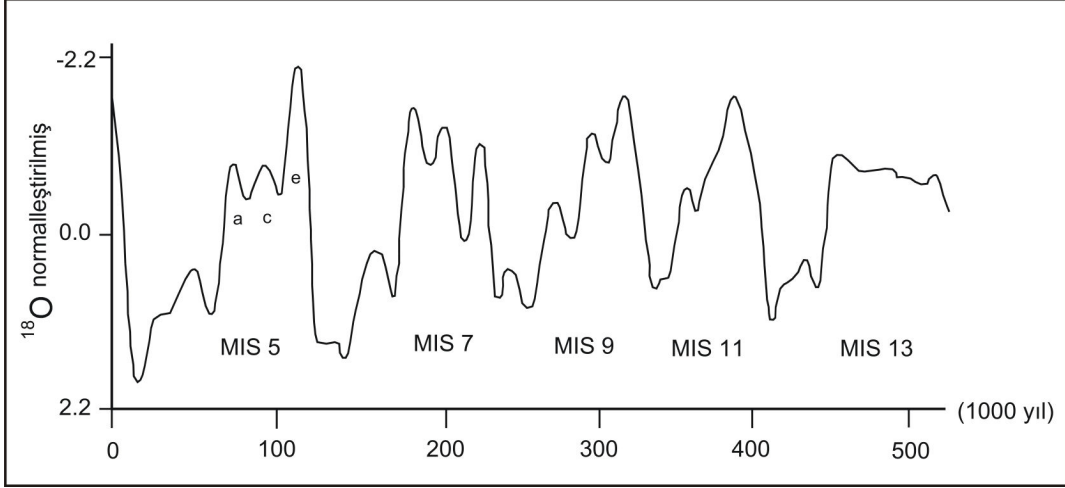
Shackleton and Opdyke (1973, 1976), derin deniz sondajlarında Pleyistosen yaşlı istiflerin oksijen izotop stratigrafisi ile yakından ilişkili olduğunu göstermişlerdir. Bu

izotopik kronostratigrafi, sadece Pleyistosen zamanındaki buzularası ve buzul dönemlerinin hemen hemen tahmini bir yaşını vermektedir. Buna rağmen farklı zaman cetvelleri, değişik araştırmacılar tarafından önerilen derin deniz sondajlarının farklı matematiksel işlemlerine dayalıdır (Shackleton and Opdyke, 1976; Imbrie vd.,1984). Shackleton and Opdyke (1973)' a göre okyanus izotopik bileşimleri asla buz hacminin bir çizgisel (doğrusal) fonksiyonu değildir, bu yüzden okyanus izotopik kayıtlar asla deniz seviyelerinin bir doğrusal fonksiyonu olamaz. Bununla birlikte, ilk oksijen-izotop kayıtlarının, global buz hacmini hemen hemen doğru verdiği ve bu yüzden global deniz seviyesi değişiklikleri de doğruya yakın bir şekilde ortaya çıkardıkları geniş bir şekilde kabul edilmektedir.

Shackleton (1987), deniz seviyesinin detaylı kayıtlarını bentik ve planktonik izotopik kayıtlarıyla karşılaştırmış, farklı izotopik evreler sırasında, deniz seviyesinin durumu hakkında bazı sonuçlar çıkarmıştır. Buzularası dönemleri temsil eden 7, 13, 15, 17 ve 19 izotopik evreler (MIS (Marine Isotopic Stages)) sırasında deniz, günümüz deniz seviyesine ulaşmamış olmalıdır. 1, 9, 11 izotopik evreleri ile 5e alt evresi(Substage ve/veya MISS (Marine Isotopic Substage)) sırasında, deniz seviyelerinin hepsi aynıdır. Bu dönemlerde deniz seviyelerinin birbirinden oldukça farklı seviyelere ulaştığını gösteren herhangi bir delil yoktur (Zazo, 1999).

Deniz seviyesinin topografik yüksekliği, son buzularası (Last Interglacial veya Eemian) özellikle MISS 5e (125 bin yıl) ve şu ana kadar hesaplanamayan günümüz ana deniz seviyesi ile ilişkilidir. Chappell ve Shackleton (1986) , deniz seviyesi yüksekliğinin bu dönemlerde günümüz ana deniz seviyesinden +6 metre yüksekte olduğunu hesaplamışlardır. Daha sonra Bard vd. (1990, 1993), bu seviyenin + 7 metre olduğunu ileri sürmüştür.

Zazo (1999), dünya genelinde yapılan çalışmaları buzularası deniz seviyeleri başlığı altında irdelemiş, denizel taraçalardan elde edilen yaşları oksijen izotop evreleri ile korele etmiştir. Yazar'a göre, oksijen izotop evreleri deniz seviyelerinin değişiminin bir sonucu olup, iklimsel ve östatik hareketler ile ilgilidir.



Şekil 3. Bahamalar'da yaklaşık son 500 bin yılda buzularası dönemlerde meydana gelen deniz seviyesi yüksekliğini gösteren izotop evreleri (Hearty ve Kaufmann, 2000'den değiştirilerek)

Radtke ve Schellmann (2004), Barbados'ta yaptıkları çalışmada denizel taraçaları, ESR yöntemiyle yaşlandırmış ve son buzularası dönemde (MISS 5e-2, 128-132 bin yıl) deniz seviyesinin günümüz ana deniz seviyesinden +6 metre yüksekte olduğunu hesaplamışlardır. Bununla birlikte yazarlar, bu dönemde deniz seviyesinin, 118-123 bin yıl aralarında (MISS 5e-1) düştüğünü ve -11 ± 2 metreye ulaştığını belirtmişlerdir.

Hearty ve Kindler (1995), Johnson ve Libbey (1997), dünya genelinde en iyi bilinen taraçaları son buzularası (Last Interglacial Maximum, MIS 5e) dönemiyle korele etmişlerdir. MIS 5e'nin yaşı 130-116 bin yılları arasında değişmektedir (Kukla vd., 2002). Bununla birlikte, Muhs vd. (2002), Hawaii ve Barbados'ta yaptıkları çalışmada, bu oranın 134-113 bin yılları arasında değiştiğini belirtmişlerdir. Muhs (2002), tektonik olarak dengede olan sahillerde bu yaşı 128-116 bin yıl olarak göstermiştir.

Dünya genelinde iyi bilinen daha yaşlı taraçalar, MIS 9 (303-339 bin yıl) ve MIS 11 (362-423 bin yıl) ile ilişkilidir (Imbrie vd., 1984). Radtke ve Schellmann (2004), Barbados'ta benzer durumdaki taraçaların yaşını MIS 9 (289-334 bin yıl) ve MIS 11 (maksimum 410 bin yıl) ile ilişkilendirmişlerdir.

Yapılan çalışmalar ve derlemeler, MIS 5e, MIS 9 ve MIS 11 sırasında deniz seviyesinin günümüz deniz seviyesinden 3 ± 3 metre ve MIS 7 sırasında da -1 ± 1 metre yüksekte olduğunu göstermektedir (Hearty ve Kindler; 1995; Zazo, 1999; Radtke ve Schellmann, 2004; Padoja, 2006a, 2006b, 2006c). Sonuç olarak MIS 7 (180-240 bin yıl; Imbrie vd. (1984) ve 206-227 bin yıl; Schellmann vd., 2000, 2001b, 2002a, 2002b, 2004a, 2004b)

zamanına denk gelen denizel taraçalar daha az ifade edilmiş ve bazı zamanlar yok sayılmıştır. Bu zamanda oluşan taraçaların yüksekliği, eski östatik deniz seviyesindeki değişikliklerinden daha yüksek olduğu için, bu değişiklikler yorumlamada fazla kullanılmamaktadır.

1.6. Denizel Taraçalar ile İlgili Türkiye ve Dünya Geneline Yapılan Çalışmalar

Global deniz seviyesi kayıtları, tektonik olarak yükselmiş denizel taraçaların çalışılması ile yorumlanabilmektedir. Bununla birlikte, Hearty ve Kindler (1995)'in ifade ettiği gibi eski deniz seviyelerinin yeniden hesaplanması bir takım varsayımlara dayanmaktadır. Bunlar; Papua Yeni Gine (Bloom vd., 1974) ve Barbados (Bender, 1979)'ta olduğu gibi sürekli yükselme, sıcaklık, buz-su hacmi ve/veya derin deniz sondajlarındaki Oksijen izotop kayıtlarından elde edilen tuzluluk hesaplamalarıdır. (Shackleton ve Opdyke, 1973; Chappell ve Shackleton 1986; Shackleton vd., 1988).

Bağımsız olarak Pleyistosen dönemi ve özellikle de alt dönemlerinde oluşmuş eski denizel taraçaları yaşlandırmak oldukça güçtür. Bunun nedeni de, bu zamandaki kıyı çizgisinin, Orta Pleyistosen' de meydana gelen transgresyon ile ve Alt Pleyistosen zamanında meydana gelen deniz seviyesi dalgalanmalarıyla aşınması ve tamamıyla yok olması ile açıklanabilir (Shackleton ve Opdyke, 1976; Ruddiman vd., 1986).

Ardos (1969), Dalongeville ve Sanlaville (1979), güney Anadolu'da Antalya Ovası ve Silifke arasında kalan bölgede yükselmiş denizel taraçaları ve sahil çökellerini tanımlamışlardır. Alanya yakınlarında Kelletat ve Kayan (1983), yükselmenin milattan önce 1545 ± 40 yıllarında meydana gelen bir sismo-tektonik olayla oluştuğunu gösteren delilleri göstermişlerdir. Bunun sonucu olarak yükselmenin 0.5-1.3 m arasında olduğunu belirtmişlerdir.

Erol ve Nuttall (1975) , Erol ve İnal (1980), Batı Anadolu-Çanakkale'de yaptıkları çalışmada, 19. yüzyıldan beri bilinen Kuvaterner yaşlı denizel çökelleri detaylı olarak haritalamış ve bir dizi yükselmiş taraçaları, alüvyonal, denizel ve tatlı su çökelleri olarak ayırmışlardır.

Alt-Orta ve Üst Pleyistosen döneminde oluşmuş denizel taraçalara en iyi örnek Akdeniz ve Pasifik sahillerinden verilebilir. Carobene ve Dai Pra, (1990), İtalya'da 5 farklı seviyedeki taraçayı paleontolojik, sedimantolojik ve morfolojik olarak ayırmış, İzotop evreleri ile korele etmiştir. En yaşlı (1.3-0.8 m.y) taraça 3 km genişliğinde, ana deniz

seviyesinden 550 m yüksekliktedir. İkinci ve üçüncü sıradaki taraça izotop evreleri 21, 19, 17 (Taraça-2) ve 15, 13 (500-600 bin yıl) e karşılık gelmiştir. En genç taraçaların yüksekliği 12-20 m, yaşları 250-360 bin yıl arasında değişmekte ve izotop evreleri 7, 9 ve 11'e karşılık gelmektedir. Goy vd., (1992), Peru'da yaptıkları çalışmada yükseklikleri güncel deniz seviyesi ile 274 m arasında değişen 27 farklı taraçayı ayırt etmişlerdir. Bu taraçalar bir merdiven basamağı şeklinde dizilmiş ve her bir taraça denizel bir diklikle ayrılmıştır. En yaşlı beş taraça Alt Pleistosen döneminde meydana gelmiştir.

Pirazzoli vd. (1991), Hatay'da yapmış oldukları çalışmada Holosen yaşlı denizel taraçaları ^{14}C metodu ile yükselme oranlarını hesaplamış ve deniz seviyesi değişikliklerini ortaya koyarak Pleistosen yaşlı denizel taraçalardan ayırmışlardır. Taraçaların, milattan önce ve sonra meydana gelen depremler sonucu bugünkü konumlarını kazandığını belirten araştırmacılar, yerel fay hatlarının Doğu Anadolu Fayı ile birleşerek ani bir yükselmenin olduğunu ortaya koymuşlardır. Araştırmacılar Holosen yaşlı üç ayrı taraçanın yüksekliklerini sırası ile; 0.8, 1.4 ve 2.5 m, Pleistosen yaşlı denizel taraçaların da yaklaşık 45 m ile 140 m'ye varan yüksekliklerini ortaya koymuştur.

Pirazzoli vd. (1993) , Endonezya'da yaptıkları çalışmada 6 farklı seviyede oluşan taraçaları Th/U ve ESR yöntemiyle yaşlandırmıştır. Bunlardan ana deniz seviyesinden 475 m yükseklikte olan en yaşlı taraçanın yaşı (evre 27) 0.99 m.y, 13 metre yükseklikte olan en genç denizel istiflerin yaşı ise 93 ± 14 ile 142 ± 21 bin yıl (evre 5) arasındadır.

Nesmeyanov (1995), Rusya'nın Kafkas sahilleri boyunca yaptığı çalışmada Karadeniz'in Pleistosen yaşlı taraçalarının deformasyonunu incelemiştir. Bölgesel ölçekte oluşan taraçaların Karadeniz Havzası'nın evrimiyle oluştuğunu, yerel ölçekte oluşan taraçaların ise tektonik olarak aktif olan kıyı hatları boyunca faylar tarafından parçalanması ile bugünkü konumlarını kazandığını belirtmiştir. Taraçaların yerel yükselme yanında, faylanma ve kıvrımlanma olayları sonucunda da yükseldiğini belirten yazar, taraçaların Pleistosen'deki yıllık yükselme oranının yaklaşık 1.6 mm olduğunu ifade etmiştir.

Rostami vd. (2000), Arjantin Patagonya'da yaptıkları çalışmada yükseklikleri 8-10 m ile 170-186 m arasında değişen 6 farklı taraçayı ESR, U-serisi ve ^{14}C metodu ile yaşlandırmış ve Oksijen izotop evreleri ile korele etmişlerdir. Orta Pleistosen'den bu yana meydana gelen tektonik yükselmeyi 0.09 m /1000 yıl olarak hesaplamışlardır.

Schellmann ve Radtke (2000), Arjantin Patagonya sahillerinde yaptıkları çalışmada ESR tekniği ile Kuvaterner yaşlı denizel taraçaları yaşlandırmışlardır. Araştırmacılar

Holosen ve Pleistosen zamanında oluşan taraçaları yaşlarına göre sınıflandırarak buzularası dönemler ve Oksijen izotop evreleri ile korele etmişlerdir.

Ertek ve Aytaç (2001), Karadeniz sahili boyunca 85 ayrı bölgede oluşan denizel taraçaların bir korelasyonunu yapmışlardır. Araştırmacılara göre denizel taraçalar, Trabzon ve çevresi, Giresun-Ünye, Terme-Samsun, Gerze-Sinop-Ayancık, Şile-Sahilköy, Kilyos, Kıyıköy-İğneada olmak üzere 7 morfolojik birimde toplanmıştır. Bu taraçalar 0-250 m arasında bulunmakta ve 63 farklı seviyede görülmektedirler. Denizel taraçaların yükseltilerinin, Karadeniz'in Trakya sahillerindeki Kilyos'da 2-5 m'ler arasında (Göktaşan, 1996), batıda Şile'de maksimum 18-25 m'ler arasında (Ertek, 1992), ortada Sinop'ta 0-100 m'ler arasında (Erinç ve İnandık, 1955; İnandık, 1955; Akkan, 1975; Barka v.d., 1993; Mater v.d., 1995; Uzun, 1995; Tchepalyga v.d., 1997) iken, doğuda en yüksek seviyenin Trabzon'da 250 m'lere kadar (Ardel, 1943,1963) çıkması Karadeniz kıyılarımızın batıdan doğuya doğru genel bir kıyı yükselimine maruz kaldığını göstermektedir. Trabzon merkezinde 10-15 m'deki fosilli denizel taraça (Solmaz, 1990) ile Trabzon çevresinde 6-8 m'lerden 250 m'lere (Ardel, 1943,1963; Erol, 1952) kadar uzanan taraça kademelerinin varlığı, çok kısa mesafelerde ve birbirine yakın sahalardaki bu uyumsuzluğun, yerel tektonik aktiviteden meydana geldiğini göstermektedir. Buna karşılık, Karadeniz'in kuzey ve doğu kıyılarında yapılan kıyı taraçalarının yaş tayinlerine göre; örneğin Kırım'da Karangat Burnu'nda 8-12 m'lerde uzanan Karangat fosilli depolara 80-100 bin yıl, Kafkasya kıyıları önünde 45 m'deki Uzunlar seviyesine karşılık gelen Ashe taraçasına, U/Th yaşlandırması ile 139 bin yıl verilmiştir (Tchepalyga vd., 1997).

Yaltırak vd. (2002), Marmara Denizi'nin GB sahillerinde Pleistosen yaşlı yükselmiş kıyı çökellerinin transgressif ve regressif olaylar sonucu oluştuklarını belirtmişlerdir. U/Th yaşlandırma tekniğine göre denizel çökellerinin yaşlarını yaklaşık 53 bin ile 210 bin yıl olarak belirten araştırmacılar, Oksijen İzotop Evreleri'ni de kullanarak çökellerin yükselme oranlarını 0.27-0.72 mm/yıl arasında hesaplamışlardır.

Rodriguez-Vidal vd. (2004), İspanya-Gilbartar sahillerinde yaptıkları çalışmada 5 ana denizel taraçanın merdiven basamağı şeklinde bir yapı sunduğunu göstermişlerdir. Araştırmacılar, yükseklikleri 1-25 m ile 300 m arasında değişen taraçaları, ESR, U/Th ve OSL yöntemlerini kullanarak yaşlandırmış ve yükselme oranlarını (0.33 ± 0.05 mm/yıl) hesaplamışlardır.

Radtke ve Schellmann (2004), Atlantik Okyanusu'ndaki Barbados Adası'nda yaptıkları geniş ve kapsamlı çalışmada, ESR, U/Th, ^{14}C metotlarını kullanarak adada yer alan tüm

taraçaları yaşlandırmış, buzularası dönemlerle korele etmiş, yükselme oranlarını ve eski deniz seviyesi kayıtlarını ortaya koymuşlardır.

Pedoja vd. (2006a), Rusya-Kamchatka (Ozernoi Yarımadası)'da yaptığı çalışmada, Holosen ve Pleyistosen yaşlı denizel taraçaların yükselme oranlarını hesaplamıştır. Bunlardan Pleyistosen yaşlı T-1, T-2 ve T-3 taraçalarını Oksijen izotop evrelerine göre korele etmiş (MIS 5e, 7, 9 ve 11) ve yükselme oranlarını sırası ile 0.02-1.33 mm/yıl, 0.12-0.51 mm/yıl ve 0.08-0.33 mm/yıl olarak hesaplamışlardır.

Pedoja vd. (2006b), Ekvator ve Kuzey Peru'da yapmış oldukları çalışmalarda, yedi ayrı bölgede yükseklikleri 360 metreye kadar varan 7 farklı taraçayı IRLS tekniğiyle yaşlandırmış ve yükselme oranlarını hesaplamıştır. Yazarlara göre denizel taraçaların bugünkü yüksekliği yitim ile ilişkili olup, yükselme miktarları 0.10 ile 0.50 mm/yıl arasında değişmektedir.

2. YAPILAN ÇALIŞMALAR

2.1. Amaç ve Yöntemler

Bu çalışmada, Trabzon şehir merkezi ve yakın çevresindeki Kuvaterner yaşlı denizel taraçaların oluşum ortamlarını, yanal ve düşey dağılımlarını, eski buzularası deniz seviyesi ile olan ilişkilerini, yükselme miktarlarını ve faylarla olan ilişkilerini; jeolojik, jeomorfolojik ve jeokronolojik olarak belirlenmesi ve bölgenin aktif tektoniğinin ortaya konulması amaçlanmaktadır.

2.1.1. Arazi Çalışmaları

2.1.1.1. Yörenin Jeolojik Haritasının Hazırlanması

Arazi çalışmaları kapsamında, inceleme alanı olan Trabzon ve çevresinin 1 / 25.000 ölçekli jeolojik haritasını oluşturmak için öncelikle çalışma alanının da içinde bulunduğu 1/25.000 ölçekli Trabzon G43-8a₂, G43-b₁ ve Akçaabat F43-d₃ adlı topoğrafik haritalar ile Güven (1993) ile Yılmaz vd., (1998) tarafından yapılan jeolojik haritalar elde edilmiştir. Ayrıca hava fotoğrafları ve uydu görüntüleri kullanılarak tespit edilen kırık sistemleri ve taraçalar arazide teyit edilmeye çalışılmıştır. Arazinin yoğun bitki örtüsü ve zirai toprak ile örtülü ve yerleşim yeri olarak işgal edilmesinden dolayı istenilen kırık sistemleri ve taraçalar tam olarak izlenememiştir. Bunun için inceleme alanını kapsayan topoğrafik haritalar sayısallaştırılarak alanın 2 ve 3 boyutlu görünümü elde edilmiş ve bunlardan yararlanılarak kırık sistemleri ve türleri belirlenmeye çalışılmıştır. Arazide bunun yanı sıra birimlerin litolojik özellikleri, dokanak ilişkileri, yapısal özellikleri ve stratigrafik dizilim sıraları incelenmiş ve sonuçta 1 / 25.000 ölçekli jeolojik harita yapımına geçilmiştir.

Arazi çalışmaları sırasında inceleme alanında gözlenebilen taraçaların ve diğer birimlerin boyutlarını, uzanımlarını, birbirleriyle olan ilişkilerini ortaya koymak amacıyla kesitler alınmıştır.

Özellikle hava fotoğrafları, uydu görüntüleri, drenaj sistemleri ve alanın üç boyutlu görünüşleri kullanılarak elde edilen fayların, bu denizel taraçalar ile olan ilişkileri ortaya konulmaya çalışılmıştır. Daha önceki çalışmalarda stratigrafik ve yüksekliklerine göre sınıflandırılan denizel taraçaların oluşum zamanları irdelenerek yeni bir jeolojik harita oluşturulmaya çalışılmıştır.

2.1.1.2. Hava Fotoğraflarının Değerlendirilmesi

İnceleme alanının yoğun yerleşim yeri ve bitki örtüsü ile kaplı olması nedeniyle çalışmalarımızda hava fotoğraflarından sıkça yararlanılmıştır. Birçok tektonik yapının özellikle faylar ve kırıkların varlığı, çizgisellik özellikleri nedeniyle kolaylıkla teşhis edilebilmektedir.

Bu kapsamda inceleme alanında haritalanmak istenen fay, kırık ve taraçaların bir kısmı 1986 yılında Trabzon sahil şeridi için çekilmiş 1/23.000 ölçekli siyah beyaz (pankromatik) hava fotoğrafları yardımı ile belirlenmeye çalışılmıştır. İnceleme alanında faylar ve kırıklar; akarsu doğrultularının ani olarak değişmesi, kavisli dönüm yapıları, morfolojide ani kesilmeler (Erdoğdu), dik topoğrafik şevler ya da uçurumlar vasıtasıyla tanınabilirler. Hava fotoğraflarında özellikle kıyı bölgelerinde düz bir topografya sunan taraça ve alüvyonlar kolaylıkla tanınmaktadır. Hava fotoğraflarında basamaklı bir şekilde dizilmiş olarak görünen denizel taraçalar (Havaalanı'ndan üniversitenin güneyine doğru), morfolojik olarak düzlük alanlar olarak gözükmektedirler. Bunun nedeni, eskiden uçurum olarak gözüken vadilerin, tabanlarının deniz suyu etkisiyle aşınması ve abrazyon düzlüklerinin oluşumu ile açıklanabilir. Ayrıca Boztepe, Bahçecik, Erdoğdu gibi yerler stereoskop altında üç boyutlu incelendiğinde, düzlük alanlar olarak gözükmekte ve taraçalar olarak karşımıza çıkmaktadır.

İnceleme alanında yer alan alüvyonal (flüviyal) taraçalar, Değirmendere vadisi boyunca yüzeyleme vermektedirler. Hava fotoğraflarında bakıldığında vadi kenarlarında, koyu renkli birimlerin (volkanik kayaların) üzerlerinde açık renkleriyle litolojik olarak kolaylıkla ayırt edilmektedirler. Arazi gözlemleri de bu verileri doğrulamaktadır.

Sonuç olarak, yukarıdaki tüm bilgilerin ışığında, elde edilen faylar, kırıklar ve taraçalar hava fotoğraflarında çizilerek, 1/25.000 ölçekli jeolojik haritaya işlenmiştir. Bu işlem yapılırken 1/23.000 ölçekli hava fotoğrafları üzerlerinde çizilen birimler bir taslağa

geçirilmiş ve daha sonra ölçeğe uyum sağlayacak şekilde büyütülerek 1/25.000 ölçekli jeolojik haritaya işlenmiştir.

2.1.1.3. Yaş Tayini ve Petrografik Amaçlı Örnek Alımı

İnceleme alanında, geniş ölçekte (1/25000) yapılan çalışmada bölgede bulunan kayaç türlerini ayırt etmek ve mineralojik bileşimlerini incelemek amacı ile örnekleme yapılmıştır. Bu kapsamda, inceleme alanındaki volkanik ve tortul kayaçlardan örnekler toplanarak formasyon ayırımına gidilmiştir (Ekşekil 1).

Bunun yanı sıra yüzeyleme veren denizel taraçaların hangi zaman aralığında oluştuğu, birbirleriyle olan ilişkileri, yıllık yükselme miktarları, buzullaşma ve izotop evreleri ile olan ilişkilerini ortaya çıkarmak ve ESR yöntemi ile yaşları belirlenmek üzere içerdikleri fosiller, yaş analizlerinde kullanılmak üzere sistematik bir biçimde toplanılmaya çalışılmıştır (Şekil 1, Şekil 3 ve Şekil 4). Bu kapsamda fosil örnekleri toplanırken aşağıdaki hususlara dikkat edilmeye çalışılmıştır:

1- Yaş analizi için en iyi fosil örneği, hemen hemen üç gram ağırlığında kırılmamış büyük tam bir kavkı örneği olmalıdır.

2- Bu gibi kavkı örneklerinin bulunmaması halinde, yaş analizi için toplam 3 gram ağırlığında daha küçük fosil parçacıklarının toplanması yeterlidir.

3- Farklı türdeki fosil kabukları veya parçacıkları tercihen benzer yaşlandırmalarla (Th / U ve ¹⁴C, OSL gibi) ilgili tortulardan alınmalıdır.

4- 30 cm ve / veya daha derin bir yerde gömülü fosil kabukları yaş tayini için en uygun olanlardır.

5- Fosil kabukları, homojen, aynı çevre koşullarının hakim olduğu (denizel taraçalar için ayrı, nehir taraçaları için ayrı örnekleme yapılmalıdır) yerlerden alınmalıdır.

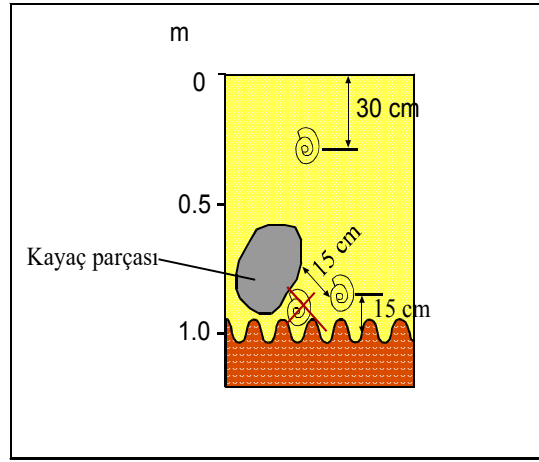
6- Alınan fosil kabukları ana olumsuzluk ve düzensizliklerden uzak, iri kayaç parçası, büyük kayaç ve komşu istifin sınırından uzak yerlerden alınmalıdır (Şekil 4). Bu, yaş tayini için kullanılan toplam doz (D_E) veya yıllık doz oranının (D') daha doğru hesaplanmasına olanak sağlamaktadır.

7- Sedimanlar içinde küçük bir kayaç parçasının bulunması halinde bunlar doğru oranda toprak örneği içinde olması gerekmektedir.

8- Eğer alınan örnekler ıslak ise bunları ışıktan koruyan paketler içine konulmalıdır.

9- Alınan fosil kabukları sıcaktan korunmalı, güneş ışığı, x, alfa ve beta ışınlarına maruz bırakılmaması gerekmektedir.

10- Gömülü alanda, kapalı sedimanlar içinde toplam doz (D_E) veya yıllık doz oranını (D') tahmin etmek için, tortularla bitişik bir örnek alınması gerekir (K, Th, U analizi için). Daha iyi istatistiksel tahminler için üç örneğe yakın numune alınmalıdır. Örnekler yeterince büyük miktarlarda (800 cm^3 , yaklaşık 1 kg) olması gerekir. Bu gamma doza katkı sağlayacak çökellerin hacmini temsil etmede kullanılmaktadır.



Şekil 4. Fosil örneklerinin toplanmasında dikkat edilen sınır uzaklıkları

11- Gömülü fosil örneklerini, nemden koruyabilmek için alındığı yerden birkaç dakika içinde çift plastik kaplı kutular içine koymak gerekmektedir.

12- Fosil örneğinin alındığı gömülü alan hakkında bilgiler de önemlidir. Yaş tayini için alınan fosil örneğinin bulunduğu yerin basit bir krokisi yapılmalı, resimleri çekilmeli, toprak tipi belirtilmeli, alt birimle olan sınırı gösterilmeli ve kroki içinde belirtilmelidir.

13- Yaş tayini sırasında doz oranına etki eden kozmik ışınları hesaplamak için fosil örneğinin alındığı yerin derinliği, enlem ve boylam değerleri de önemlidir.

14- Son olarak alınan örneklerin su içeriği hesaplanmalıdır.

2.1.2. Laboratuvar Çalışmaları

2.1.2.1. İnce Kesitlerin Hazırlanması

İnceleme alanında bulunan kayaç türlerini ayırmak, mineralojik, petrografik ve paleontolojik tayinleri için her bir formasyona ait kayaç türlerinden ince kesitler yapılmıştır. Bunun için örnek alınan kayaçlardan 0.5x2x3.75 cm boyutunda plakacıklar kesilmiştir. Daha sonra bu plakacıklar, 1mm kalınlığında, 2.7x4.7 cm boyutundaki ince kesit camları üzerine kanada balzamu kullanılarak yapıştırılmış ve petrografik tayin için hazır hale getirilmiştir.

Petrografik ve mineralojik incelemelerde kullanılan ince kesitler, toplam 75 tane olup, bir kısmı Almanya'nın Tübingen Eberhard Karls Üniversitesi, Jeoloji Bölümü laboratuvarında, bir kısmı da K.T.Ü Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü ince kesit laboratuvarında hazırlanmıştır.

2.1.2.2. Yaşlandırma Analizi Yapılacak Örneklerin Hazırlanması

Biyolojik organizmaların çoğu, iskeletlerinde CaCO₃ içermektedirler. Biyo-organizmalar öldükten sonra CaCO₃, Kuvaterner yaşlı çökellerin yaşlandırılmasında kullanılan önemli bir araç haline gelmektedir.

Çoğunlukla denizel çökellerde, mollusk, mercan ve foraminiferlerin mineralize olmuş dokuları fosil olarak kalmakta ve ESR yaşlandırma yöntemi ile yaşlandırılmaktadırlar. Bu kapsamda, inceleme alanında değişik seviyelerde yüzlek veren taraçalardan sedimanlarla birlikte mollusk kavkuları toplanmıştır. Taraçalara ait örnekler, K.T.Ü. Maden Mühendisliği Bölümü Laboratuvarı'nda 105 °C sıcaklıkta 3 gün süreyle kurutulmuştur. Elde edilen kuru örneklerin, etü yapılmadan önce ve sonraki ağırlıkları hesaplanarak ASTM (94), ISRM (1981) ve CANMET (1977) standartlarına göre su içerikleri belirlenmiştir. Kurutulan örnekler, yaş analizi yapılmak üzere Köln Üniversitesi'ne gönderilmiştir. Burada her bir taraçaya ait mollusk kavkuları sedimanlardan ayırtılarak toz haline getirilmiştir. Toz haline getirilen fosil kavkuları 3 cm uzunluğundaki tüplere konularak ESR spektrometresine yerleştirilmiş ve böylece ESR vasıtasıyla yaşlandırılmasına çalışılmıştır.

2.1.2.3. Yaşlandırma Analizi İçin Kullanılan Elektron Spin Rezonans Yöntemi'nin Tanımı, Uygulanması ve Geçerliliği

2.1.2.3.1. ESR Yönteminin Ana Prensipleri

Elektron Spin Rezonans (ESR) veya diğer bir deyişle Elektron Paramanyetik Rezonans (EPR) yaş tayini metodu, radyoaktiviteden dolayı çıkan enerjinin madde içinde biriktirilmesi olayına dayanır. Bu metod, minerallerin yaşları, volkanik aktiviteler veya sedimentlerin çökelme zamanları gibi jeolojik olayları yaşlandırmada kullanılmaktadır.

2.1.2.3.1.1. Doğal Radyasyon

Jeolojik kayaç ve minerallerin yapısında çok az miktarda da olsa radyoaktif element vardır. Bu elementlerin başında uzun yarı ömürlü ($\approx 10^9$ yıl) ^{238}U , ^{232}Th ve ^{40}K gelir. Jeolojik zamanlar boyunca kayaç ve minerallerdeki bu radyoaktif elementler radyoaktif bozunmaya uğrar ve γ (gama)-ışınları ya da β (beta), α (alfa) gibi yüksek enerjili parçacıklar salarlar. Kayaç ya da mineral içerisinde salınan bu ışınlar yapıdaki bazı elektronları serbest hale getirirler. Serbest elektronların bazılarının kristal örgü yapısındaki bozukluklar (kristal örgü kusurları) tarafından tuzaklanmaları sonucunda örnek içerisinde ESR spektroskopisine duyarlı merkezler oluşur. Jeolojik örneklerde bu tür merkezlerin varlıklarının gözlenmesi, ESR yönteminin bu alana uygulanmasına olanak sağlamıştır. ESR spektroskopisine duyarlı merkezlerin sayısı kayaç ve minerallerin α , β , γ ve kozmik ışın radyasyonlarından soğurmuş oldukları toplam radyasyon dozuyla orantılıdır. ESR ile tarihlendirme metodu esas, minerallerde kristalleşmelerinden günümüze kadar geçen süre içerisinde depolanan bu toplam radyasyon dozunu ölçmeye dayanır.

2.1.2.3.1.2. Elektron Spin

Normalde, elektronlar bağlı oldukları atomun çekirdeği etrafında dönerken kendi eksenleri etrafında da dönerler (spin hareketi) ve zıt yönde spin hareketi yapan elektron çiftleri şeklinde bulunurlar. ^{238}U , ^{232}Th ve ^{40}K gibi uzun yarı ömürlü radyoaktif elementlerin bozunumu sonucu açığa çıkan alfa, beta ve gama radyasyonları, mineral içerisindeki çiftlenmiş elektronları iyonize ederek birbirinden ayırır. Bu çiftlenmemiş

serbest elektronlar kristal örgü yapısındaki bozukluklar (defects) içerisinde tuzaklanır ve paramanyetik merkezler (radikaller) oluştururlar. Klasik fiziğe göre çiftlenimsiz bir elektron negatif bir parçacık olup onun spin hareketi elektrona manyetik bir özellik kazandırır ve bu elektron bir mıknatıscık (manyetik dipol) gibi düşünülebilir. Bu özelliğe sahip maddelere paramanyetik maddeler denir. Dış bir manyetik alana konmadığı takdirde madde içindeki bu mıknatıscıklar (manyetik dipoller) gelişi güzel yönlerde dağılmışlardır ve hepsi aynı enerjiye sahiptirler. Madde dış bir manyetik alana konduğunda bu mıknatıscıklar ya manyetik alan yönünde ya da buna zıt yönde yönlendirilir. Manyetik alan H ise, H nın zıt yönünde yönlenenlerin enerjileri μH kadar artacak, H nın aynı yönünde yönlenenlerin enerjileri ise aynı miktar (μH) azalacaktır. Burada μ çiftlenimsiz elektronun manyetik dipol momenti olup $\mu = \frac{1}{2} g \beta$, $\frac{1}{2}$: elektron spin kuvantum sayısı, β : Bohr magnetonu ve g : elektronun çekirdek etrafında dolanmasının ve spin hareketinin mıknatıs (manyetik dipol) özelliğine katkı derecesini gösteren faktör (spektroskopik yarıma çarpanı). Böylece elektronlar dış manyetik alanla aynı yönde yönlenenler ile zıt yönde yönlenenler olarak iki gruba ayrılırlar (Şekil 7). İki grubun enerjileri farklı değerdedir ve aralarında $\Delta E = g\beta H$ kadar enerji farkı vardır. Enerjisi bu enerji farkına eşit olan bir elektromanyetik dalga (mikrodalga) maddeye gönderilirse düşük enerjiye sahip elektronlar bu enerjiyi alıp yüksek enerjili elektron grubuna dönüşürler. Diğer bir deyişle, H dış manyetik alanı yönünde yönlendirilmiş elektron mıknatısları elektromanyetik enerjiyi alınca H manyetik alanının zıt yönünde yönlendirilir. Bu olaya Elektron Spin Rezonans (ESR) olayı denir ve ESR spektrometresinde bu olay bir ESR spektrumuyla kendini gösterir (Şekil 8). Bu spektrumun şiddeti madde içindeki çiftlenimsiz elektronların (manyetik dipollerin = radikallerin) sayısına, başka bir deyişle, maddenin soğurduğu radyasyonun dozuna bağlıdır.

2.1.2.3.1.3. Elektron Spin Rezonans (ESR)

Bir mineral içerisindeki çiftlenmemiş elektron spinleri yukarıda değinildiği gibi dış manyetik alana (H) ya paralel ya da zıt olarak yönlendirilmektedirler. Bu iki farklı yönelime karşılık gelen enerjiler arasındaki farka eşdeğer enerjide bir mikrodalga fotonu ($E = h\nu$, h : Plank sabiti, ν : mikrodalga fotonunun frekansı) örneğe dışarıdan uygulanırsa spinleri yukarıda sözü edildiği gibi yönlendiren bir rezonans hali oluşur ($\Delta E = g\beta H = h\nu$). Diğer bir

deyişle, mikrodalgadan bir enerji soğurulması olur. Bu enerji soğurulması olayı ESR spektrumu olarak görülür.

2.1.2.3.1.4. Dozimetre

Gözlenen ESR spektrum sinyallerinin şiddeti, tuzaklanmış elektron sayısına (radikal), tuzaklanmış elektron sayısı da jeolojik örnek içindeki radyoaktif elementlerin (U,Th,K) bozunması sonucu oluşan ışınım (α , β , γ) dozuyla doğrudan ilişkilidir. ESR yöntemiyle bu ilişkiyi ortaya çıkarmak demek, göz önüne alınan jeolojik mineralin oluşumundan bu yana, radyoaktif bozunmadan ötürü oluşan enerji dozu hakkında bilgi edinmek demektir. Bu dozun zamana çevrilmesi işlemi, o örneğin ESR yaşını verir. Bu yüzden ESR yaş tayininde iki parametreye ihtiyacımız vardır:

- 1- Toplam jeolojik doz, D_E (ESR sinyal şiddetinin ölçülmesinden elde edilen doz değeri)
- 2- Yıllık doz değeri, D' (Kozmik ışınlardan ve numunenin kendi içerisindeki ve çevresindeki uzun yarı ömürlü radyo izotoplardan (^{238}U , ^{232}Th , ^{40}K) çıkan radyasyonun yıllık değeri)

Toplam jeolojik doz değeri eklemeli doz yöntemiyle belirlenir. Bunun için tarihlenecek örnek günümüzdeki yaşından başlanarak, yapay radyasyon dozu ile laboratuvar ortamında yaşlandırılır ve oluşumundan günümüze değin yutmuş olduğu doğal ışınım dozu D_E bulunur. D_E 'nin bulunabilmesi için örnek eşit miktarlara bölünerek değişik yapay gama radyasyon dozlarına tutulur. Artan radyasyon dozuyla tarihlemeye kullanılan ESR sinyal şiddeti arasındaki değişimi karakterize eden doz-cevap eğrisi oluşturulur. Bu eğride sinyal şiddeti ile yapay ışınlama dozu arasındaki matematiksel formülasyon çeşitli bilgisayar programlarıyla belirlenir. ESR sinyal şiddetinin yapay radyasyon dozuna göre çizilen grafiğinde doğrunun veya eğrinin yatay ekseni (x-ekseni) kestiği değer jeolojik yıllar boyunca tarihlenecek örnekte biriken doğal radyasyonun toplam doz miktarı D_E yi verir (Şekil 9).

2.1.2.3.1.5. ESR Spektrometresi

Atomik orbitallerinde bir ya da daha çok çiftlenimsiz elektron bulunduran molekül veya molekül parçalarına radikal denir. Diğer bir deyişle her bir radikal bünyesinde bir

çiftlenimsiz elektron bulundurur yani bir manyetik dipol momente karşılık gelir. Radikaller kimyasal tepkimelerin ürünü olarak ortaya çıkabileceği gibi radyasyonla, ışınlamayla, ısıyla ya da mekaniksel yollarla da oluşturulabilir. ESR spektrometreleri mineraller içerisinde çeşitli yollarla oluşan radikal sayıları ile orantılı şiddetlerde ESR sinyallerini çizerler. ESR sinyallerinin şiddeti diğer bir deyişle bu sinyaller altındaki alan değeri o sinyali oluşturan radikallerin sayısı ile orantılıdır.

Köln Üniversitesi, Coğrafya Bölümü'nde iki adet ESR spektrometresi kullanılmaktadır: Bruker ELEXYS500- Spektrometresi ve Bruker ESP300-E X bandı- Spektrometresi (Şekil 5). Bu iki cihaz da örnek cinsine göre oda sıcaklığında ve düşük sıcaklıklarda yaş tayini yapabilmektedirler.



Şekil 5. ESR spektrometresi (Köln Üniversitesi, Almanya)

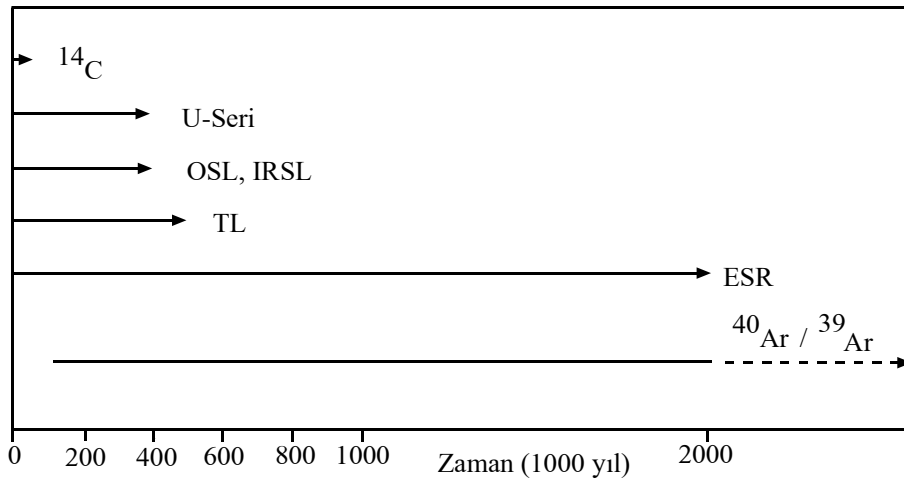
2.1.2.3.2. Elektron Spin Rezonans (ESR) Yöntemi'nin Ortaya Çıkışı ve Bu Çalışmada Kullanılma Nedenleri

ESR tarihlendirme tekniği 15 yılı aşkın bir zamandır denizel mollusk kavkılarının yaşlandırılmasında kullanılmaktadır. Bu kapsamda yapılan çalışmaların çoğu ümit verici sonuçlar vermektedir. Bu çalışmalardan bazıları, sahil boyunca meydana gelen tektonik hareketleri ve eski deniz seviyesi değişiklikleri gibi deniz ve kıyısal araştırmalarda ortaya

çıkan problemlerin çözülmesine katkı sağlamaktadır. 1944 yılında Zavoisky'nin Elektron Spin Rezonans'ı (ESR) keşfinden beri bu yöntem, Fizik, Kimya, Biyoloji, Arkeoloji, Radyasyon Fiziği, Jeoloji, Antropoloji gibi birçok bilim dalında kullanılmaktadır.

Yeni ESR yaş tayini uygulamaları; fay zonlarını kullanarak eski depremlerin oluş zamanını, kıyı hatları boyunca mercan ve mollusk fosillerini kullanarak neotektonik aktivitelerin zamanlarını, kuvarsa zengin kayaç ve tortulları kullanarak, geçmişte olmuş volkanik patlamaların oluşum zamanları gibi jeolojideki önemli olayları belirlemede kullanılmaktadır.

^{14}C yaş tayini gibi geçerli bir metot olan ESR yaşlandırma tekniği dünyada birçok bilim adamı tarafından kullanılmakta ve gelişmekte olan bir yöntemdir. ESR yaşlandırma metodunun diğer Kuvaterner yaşlandırma metotlarından avantajı, uygulandığı ve içerdiği zaman aralığıdır (son birkaç bin yıldan 2 My.'a kadar olan zaman aralığı). ESR yaşlandırma metodunun diğer bir avantajı da ^{14}C metodunun üzerine çıkamadığı ve Ar-Ar metodunun da alt sınırına inemediği 40.000-200.000 yılları arasındaki zaman dilimine uygulanmasıdır. Ayrıca U yaşlandırma metodu ile kıyaslandığında, %5-15 arasında bir hata payı içermesine rağmen, 350.000 yıl ve üzerine U yaşlandırma metodunun uygulanmadığı zaman dilimine uygulanması, ESR yaşlandırma yönteminin ne kadar güçlü bir yöntem olduğunu göstermektedir (Şekil 6).



Şekil 6. Kuvaterner yaşlandırma metodunda kullanılan bazı yöntemlerin ortalama yaş aralıkları (Rink, 1997'den değiştirilerek).

2.1.2.3.3. Elektron Spin Rezonans (ESR) Yöntemi'nin Fiziksel Alt Yapısı

ESR spektroskopisi, değişik enerjilere sahip elektron spin enerji seviyeleri arasında geçiş prensibine dayanmaktadır. Net bir manyetik dipol momente sahip elektron spin enerji seviyeleri, manyetik alan yokluğunda dejenere olmuşlardır. Fakat güçlü bir manyetik alan altında elektron seviyelerindeki bu dejenerelik ortadan kalkar ve yarılmalar gözlenir.

Serbest bir elektron için sadece elektron spinini (S) toplam açısal momentuma katkıda bulunur. Spinin (S) S_z bileşeni $S_z = \pm \frac{1}{2} \hbar$ şeklinde yazılır. Burada $\hbar = h/2\pi$ dir (h = Plank sabiti). Manyetik moment (μ) ile spin (S) arasında şu ilişki mevcuttur:

$$\mu = -g\mu_b S / \hbar$$

g (spektroskopik yarıma çarpanı) burada boyutsuz bir büyüklük olup serbest elektronlar için 2.0023 değerine sahiptir. $\mu_b = \beta$ ise Bohr magnetonudur. Manyetik momentin (μ) bir dış manyetik alanla (H) etkileşimi ek bir enerji katkısı sağlamaktadır:

$$E = \pm \left(\frac{1}{2}\right) \mu H = \pm \left(\frac{1}{2}\right) g\mu_b H$$

Dolayısıyla elektron seviyeleri arasındaki enerji farkı;

$$\Delta E = g\mu_b H \text{ formülü ile verilir.}$$

Termal dengede manyetik alana paralel yönde yönelmiş elektronlarla (N_{\uparrow}), manyetik alana antiparalel olarak yönelmiş (N_{\downarrow}) elektronlar arasında Boltzmann dağılımı geçerlidir:

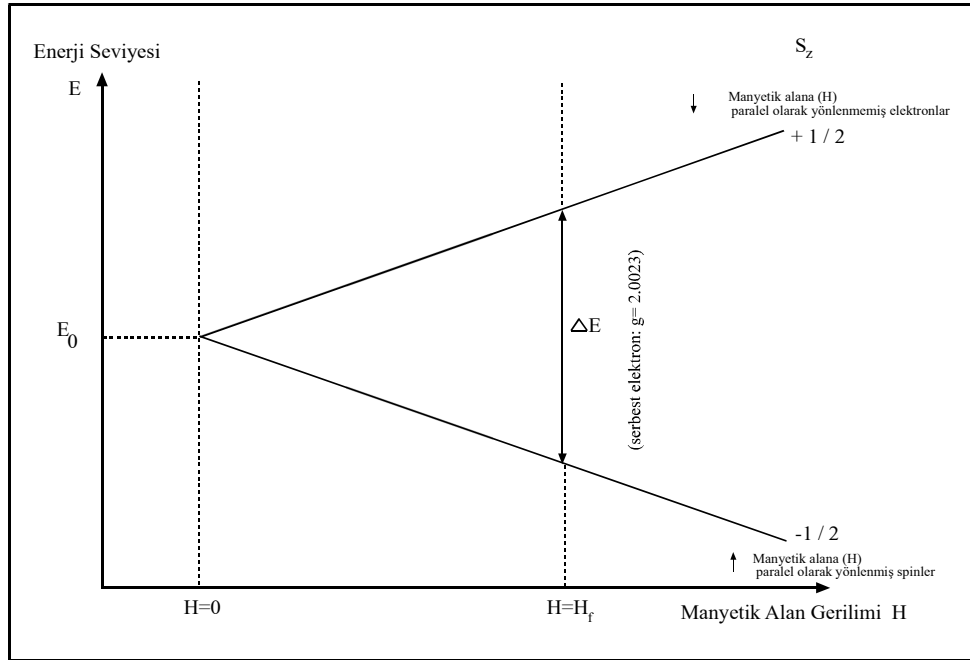
$$\frac{N_{\downarrow}}{N_{\uparrow}} = e^{\frac{-\Delta E}{kT}}$$

Burada T ; sıcaklık, k ise Boltzmann sabitidir. Eğer sistem $\omega = 2\pi\nu$ açısal frekanslı bir elektromanyetik dalga fotonuyla etkileşirse $\Delta E = \hbar\omega$ rezonans şartı sağlanır (Şekil 7).

N_{\uparrow} ve N_{\downarrow} durumları arasındaki geçişler, yeterince güçlü bir enerji verilirse indüklenir ve iki ayrı enerji durumunda farklı yönelmiş elektron sayıları eşitlenir.

$$N_{\uparrow} = N_{\downarrow}$$

Sistem, denge durumunu korumak için dışarıdan gelen bu sabit elektromanyetik güce ihtiyaç duyar. İşte ESR, bu dışarıdan gelen güç katkısını (spin sisteminde soğurulan mikrodalgayı) ölçme tekniğine dayanarak, analizi yapılan örneklerin yaşlarını böylelikle belirler (Jonas, 1997).



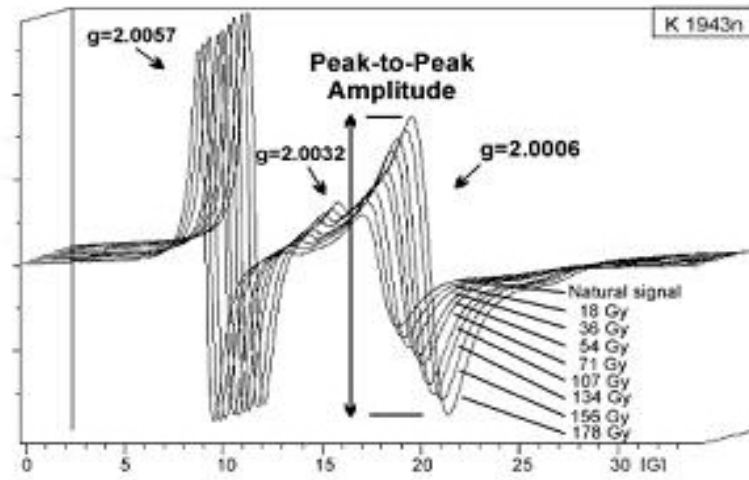
Şekil 7. Bir dış manyetik alanda elektron spin enerji seviyelerinin bölünmesini gösteren diyagram (Jonas, 1997'den değiştirilerek).

Şekil 8'de verilen tipik bir ESR spektruma bakalım. Bu spektrumda 3 tipik pik göze çarpmaktadır (g değerleri: 2.0057, 2.0032 ve 2.0006). Buna göre ESR, dışarıdan verilen radyasyon ışınlamasıyla oluşturulan piklerin şiddetlerinin ölçümünü kullanarak örneklerin oluşumlarından günümüze kadar geçen sürede soğurdukları toplam radyasyon dozunu ölçerek örnekleri tarihlendirebilen bir dozimetrik metottur. Şekilde görülen $g=2.0006$ 'daki ESR sinyalinin şiddeti, artan radyasyon dozuyla artar. Örneklerin radyasyona karşı davranışı, dışarıdan örneklere verilen değişik radyasyon dozlarıyla tahmin edilebilir.

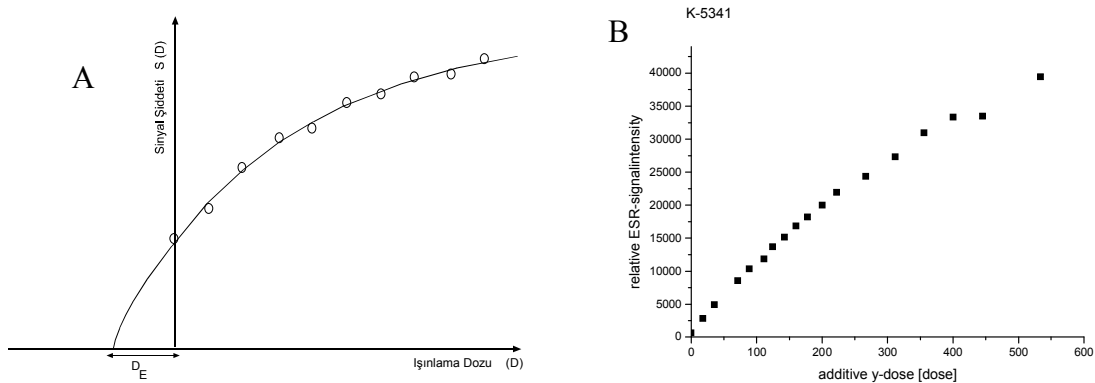
Yukarıda verilen bilgilerin ışığında, bir örneğin ESR yaşı, numunenin aldığı toplam dozun (D_E), yıllık doza (D') oranıyla elde edilmektedir.

$$\text{ESR yaşı} = \frac{D_E(\text{Gy})}{D'(\text{Gy/yıl})}$$

Bu iki parametrenin hassas bir şekilde ölçümü, ESR yaşlandırma metodunun kesin sonuçlar vermesi için çok önemlidir. Yıllık doz iç ışınım (radyasyon) dozu ve dış ışınım



Şekil.8. ESR spektrumuna ait sinyaller (Radtke ve Schellmann, 2004).



Şekil 9. A: Büyüme eğrisinin (ESR sinyal şiddeti- Radyasyon dozu) oluşturulması ve eşdeğer doz oranının (D_E) bulunması (Jonas, 1997). B: Bu çalışmada analiz edilen mollusk örneğine ait grafiğin elde edilmesi.

dozunun toplamından ibarettir. İç ışıyım dozu tarihlenecek maddenin içerisinde eser miktarda bulunan uzun yarı ömürlü ^{238}U , ^{232}Th ve ^{40}K elementlerinden yayınlanan α , β ve γ radyasyonlarından kaynaklanmaktadır. Dış ışıyım dozu ise maddenin çevresindeki toprakta (sediment) bulunan yine aynı elementlerden ve kozmik ışınlardan kaynaklanmaktadır. İç doz hızı, maddenin içindeki ^{238}U , ^{232}Th ve ^{40}K elementlerinin konsantrasyonlarının saptanması ve bunlardan salınan ışıyım (radyasyon) katkılarının hesaplanmasıyla belirlenir. Dış doz hızı ise, örneklerin alındıkları yerdeki çevre toprağındaki (veya sediment) ^{238}U , ^{232}Th ve ^{40}K konsantrasyonlarının bulunması ve bu elementlerden salınan ışıyım katkılarının hesaplanmasıyla bulunabileceğı gibi, örneklerin alındıkları yerlere gama radyasyonuna duyarlı birkaç adet Termoluminesans dozimetre (TLD) gömerek de belirlenebilir. D_E doz oranının eklemeli doz yöntemiyle nasıl belirlenebileceğı daha önceki başlıklarda anlatılmıştır (FIT-SIM programı kullanılarak) (Şekil 9).

2.1.3. Büro Çalışmaları

Arazi ve laboratuvar çalışmalarımda elde edilen tüm veriler büroda birlikte değerlendirilmiştir. Öncelikle topoğrafik ve jeolojik haritalar ile bunların sayısallaştırılması ile elde edilen iki ve üç boyutlu görünümüleri kullanılarak uygun bilgisayar programları yardımı ile inceleme alanının 1/ 25.000 ölçekli jeolojik haritası ve uygun jeolojik kesitler oluşturulmuştur. Bunun yanı sıra TPAO, Tübitak, Kandilli Rasathanesi verileri ve gravite kayıtları (Maden, 2004) yorumlanarak, jeolojik haritada çizilen yapılar desteklenmiştir.

Mollusk fosillerinden elde edilen yaşlar ile ilgili grafik ve şekiller çizilerek, alanda yüzeyleme veren taraçaların konumları detaylı bir şekilde değerlendirilmiştir. Sonuçta tüm veriler derlenip yorumlandıktan sonra bu tezin yazımı gerçekleştirilmiştir.

3. BULGULAR

3.1. İnceleme Alanının Genel Jeolojisi, Stratigrafisi ve Jeotektonik Konumu

İnceleme alanı Trabzon ile, çevre ilçe ve mahallelerini içermekte (Yıldızlı, Beşirli, Akyazı, Yeşilova, Çukurçayır, Erdoğan, Pelitli, Fatih, Bengisu, Gürbulak, Soğuksu, Bostancı, Boztepe, Bahçecik, Yenicuma, Kaymaklı, Kutlugün, Kireçhane, Yeşiltepe, Havaalanı, Kalkınma, Üniversite, Değirmendere) ve yaklaşık 70 km²'lik bir alanı kapsamaktadır.

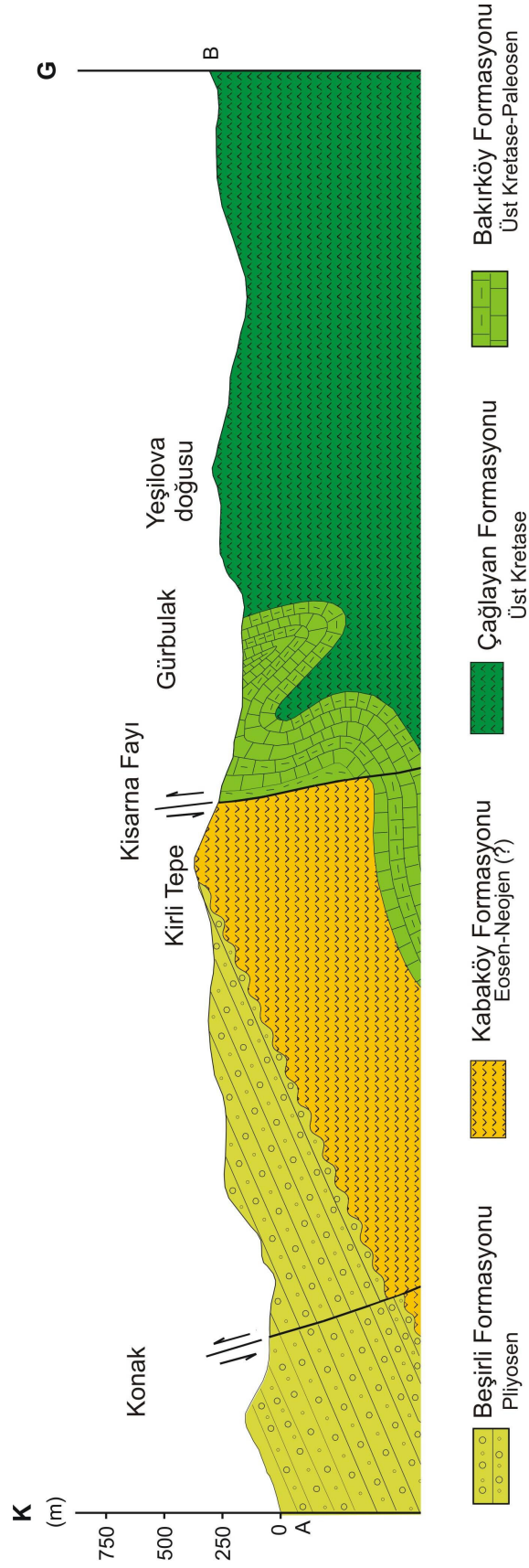
İnceleme alanında yüzeyleme veren birimlerin yaşlıdan gence doğru stratigrafik dizilimi şu şekildedir (Şekil 10):

Alüvyon	(Kuvaterner)
Taraçalar (H: en genç, T-6: en yaşlı)	(Holosen-Pleyistosen)
Ponsiyen Killeri	(Pliyo-Kuvaterner)
Beşirli Formasyonu	(Pliyosen)
Kaymaklı Formasyonu	(Miyosen)
Kabaköy Formasyonu	(Eosen- Neojen (?))
Bakırköy Formasyonu	(Üst Kretase-Paleosen)
Çağlayan Formasyonu	(Üst Kretase)

Bu bölümde çalışmanın amacına uygun olarak çalışılan alandaki birimlerin stratigrafisi ve genel özellikleri verilmiş, taraçalar ve bölgenin aktif tektoniği ayrıntılı olarak sonraki bölümde ele alınmıştır.

3.1.1. Çağlayan Formasyonu

Doğu Pontidler'in Kuzey Zonu'nda yer alan ve ilk kez Güven (1993) tarafından "Çağlayan Formasyonu" olarak adlandırılan birim genellikle bazalt, andezit lav ve piroklastlarından oluşmakta olup inceleme alanının güneybatısında, Yeşilova, Karlık Tepe ve Gürbulak'ın güney kesimleri ile Karlık Tepe civarında yüzeyleme vermekte ve yaklaşık 10 km²'lik bir alanı kapsamaktadır (Şekil 11).



Şekil 12. İnceleme alanında yer alan birimlerin enine jeolojik kesiti.



Şekil 13. Çağlayan Formasyonu'na ait birimlerin arazideki görünüşleri. A, B ve C: Bazalt, andezit ve yastık lavlar, D: Birimin üst sınırla olan ilişkisi.

Genellikle koyu gri ve siyah renklerle gözlenen bazalt, andezit, ve yastık lavlar Yeşilova'nın güney ve doğusunda yüzlekler vermektedir. Masif görümlü olan bazalt ve andezitlerde, kloritleşme, karbonatlaşma gibi ayrışma ürünlerine sıkça rastlanılmaktadır. Özellikle formasyon sınırlarında ayrışmadan dolayı, bazalt ve andezitler, yeşil, beyaz ve kahverenginin değişik tonları ile temsil edilmektedirler (Şekil 13D). Yeşilova ve yakın kuzeyinde görülen bazaltlar çatlaklı bir yapıya sahip olup, bu çatlaklar kalsit mineralleri ile doldurulmuştur. Çağlayan Formasyonu'nun üst sınırı inceleme alanında da yer alan Üst Kretase yaşlı Bakırköy Formasyonu (Güven, 1993) ile uyumlu olup, alt sınırı inceleme alanında gözlenememiştir. Bu nedenle kalınlığı hakkında bir fikir yürütme olanağı yoktur. (Şekil 12).

Çağlayan Formasyonu'na ait birimlerin mineralojik ve petrografik incelemesinde, volkaniklerin genellikle ojit ve olivince zengin kayalardan oluştuğu belirlenmiştir (Şekil 14).

Plajiyoklas: Çok küçük kristaller halinde, mikrolitik boyuttadır. İri kristalleri yarı öz şekilli olup polisentetik ikizlenme göstermektedirler. Nadiren akma dokusu gösteren plajiyoklaslar çok küçük boyutta olduklarından cinsleri belirlenememiştir.

Olivin: Öz ve yarı öz şekilli kristaller halindedir. Kırıkları boyunca serpantinleşme, igdingisitleşme, kalsitleşme ve kloritleşme görülmektedir. Kayaçta bol miktarda bulunmaktadır.

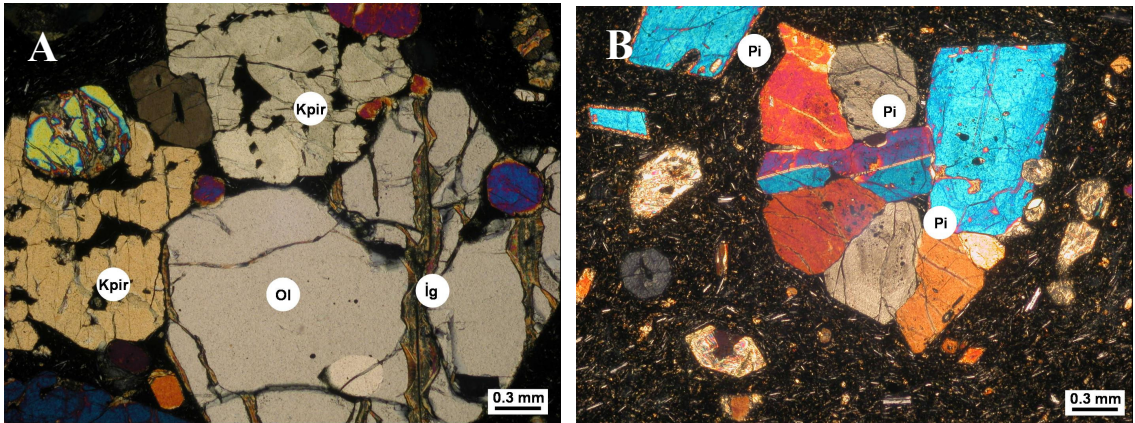
Ojit: Öz ve yarı öz şekilli kristeller halindedir. Dilinimli ve kırıklı bir yapıya sahiptirler. Hamur tarafından kemirilmiş ve yenmiştir. Kayaçta bol miktarda bulunmaktadır. Dilinimleri boyunca kalsitleşmiş ve serizitleşmişlerdir. Zonlu yapı, ikizlenme ve bir arada bulunmaları sonucu glomeroporfirik doku göstermektedirler (Şekil 14B).

İkincil mineraller: Kalsit, serizit ve kloritlerden oluşmaktadır.

Hamur: Plajiyoklas, ojit ve olivin minerallerinden oluşmaktadır.

Doku: Mikrolitik porfirik

Kayaç adı: Olivin-ojit bazalt



Şekil 14. Üst Kretase yaşlı bazaltların mikroskopik görünüşleri. A: Olivin (Ol), Kpir: Klinopyroksen, Pi: Piroksen ve İg: İgdingisit mineralleri, B: Piroksenlerin oluşturduğu glomeroporfirik doku (resimler, Ç.N.).

3.1.1.1. Yaş

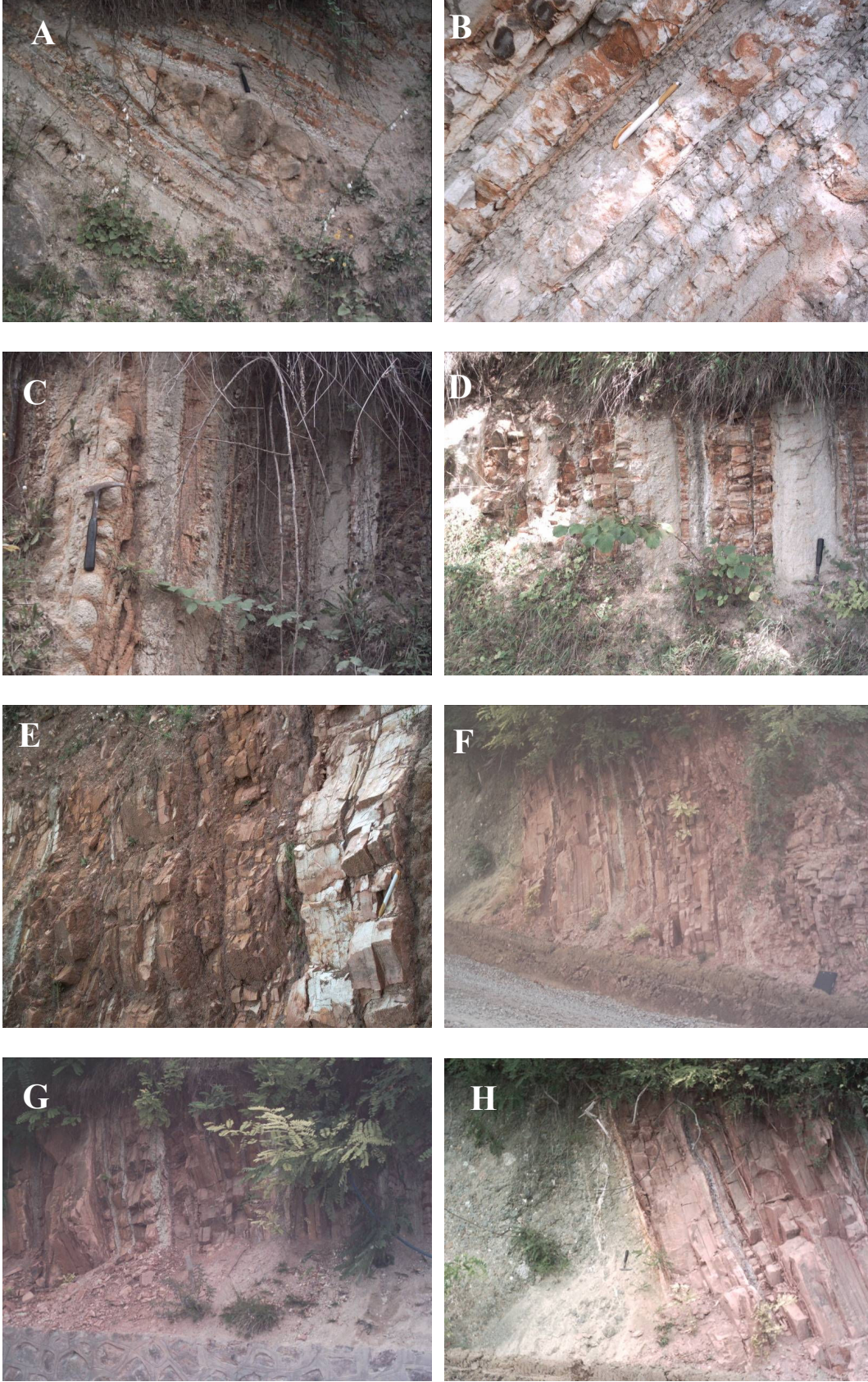
İnceleme alanında, alınan örneklerden birime yaş verebilecek herhangi bir bulguya rastlanılmamıştır. Güven (1993), inceleme alanı ve civarında yaptığı çalışmalarda, Çağlayan Formasyonu içindeki kırmızı renkli mikritik kireçtaşlarından almış olduğu örneklerde mikropaleontolojik incelemeler sonucunda, *Globotruncana lapparenti*

tricarinata (QUER), *Globotruncana arca* (CUSMAN), *Globotruncana coronata* (BOLLİ), *Globotruncana cf. bulloides* (VOGLER), *Globigerina sp.*, *Gumbelina sp.*, gibi mikrofosiller bulmuş ve formasyonun yaşını Üst Kretase (Kampaniyen-Mestriştiyen) olarak belirlemiştir. Bu çalışmada da birimin yaşı, diğer birimlerle olan stratigrafik ilişkilerine bakılarak Üst Kretase olarak alınmıştır.

3.1.2. Bakırköy Formasyonu

İnceleme alanının güneybatısında geniş olarak yüzlek veren birimin, Güven (1993) tarafından Bakırköy Formasyonu olarak adlandırılan birimle benzer litolojik özellikler gösterdiğinden, bu çalışmada da aynı adla adlandırılması uygun görülmüştür.

Birim başlıca kumtaşı, marn, kiltası, kırmızı ve beyaz renkli kireçtaşı, şeyl, tüf, tüfit ve killi kireçtaşlarından oluşmaktadır. Bu birimler inceleme alanının güneybatısından başka (Yeşilova, Gürbulak), Uğurlu, Akyazı, Bengisu güneyi, Bahçecik, Yıldızlı ve Yenicuma civarlarında da çok küçük yüzlekler halinde görülmekte ve yaklaşık 9 km²'lik bir alanı kapsamaktadır. Birim içindeki kumtaşları genellikle beyaz, sarı ve grinin tonları şeklinde görülmektedir. İnce-orta katmanlamaya sahip olan kumtaşlarında kuvars taneleri gözle ayırt edilebilmektedir. Tabaka kalınlıkları genellikle 5-40 cm arasında olup derecelenme göstermezler. Marnlar; kiltası, killi kireçtaşı, tüf ve tüfitlerle ardalanmalı olarak yüzeylenmektedir. Genellikle ince-orta katmanlı olarak görünen ve gri-yeşil tonlarının hakim olduğu marnlar 5-30 cm arasında değişen tabaka kalınlıklarına sahiptir. Kiltaları ise sarının tonları renginde, ince tabakalı olup, marn-kumtaşı-tüfit ve kireçtaşları ile ardalanmalı olarak görülmektedir. Bu ardalanmada tüfitlerin kalınlıkları 1 metreye kadar çıkmaktadır. Yer yer, yumrular şeklinde görülen tüfler ise, gri-sarı renk tonlarına sahiptir. Killi-kumlu kireçtaşları genellikle mercek tabakalı yapılar sunmakta, kirli sarı, açık kahverengi ve beyaz renklerde, diğer birimlerle ardalanmalı olarak görülmektedirler (Şekil 15). Bakırköy Formasyonu'nda hakim olan litolojilerden biri de kırmızı ve beyaz renkli kireçtaşlarıdır. İnceleme alanında kıvrımlı yapılar gösteren kırmızı ve beyaz renkli kireçtaşları, ardalanmalı olarak Bakırköy Formasyonu'nun en üst seviyesinde görülmektedirler. İnce-orta tabakalı olan kireçtaşlarının katman kalınlıkları 3-70 cm arasında değişmektedir. Fay zonlarına yakın yerlerde genellikle gri-beyaz renkli olup dağılgan bir yapı göstermektedirler. Kırmızı renkli kireçtaşları çatlaklı bir yapıya sahiptir ve bu çatlaklar kuvars ve kalsit dolguludur.



Şekil 15. İnceleme alanında Bakırköy Formasyonu'na ait birimlerin arazideki görünümü.

Kireçtaşlarının yapıları mikroskopik incelemeler sonucunda, kumlu biyosparit-tanetaşı ve biyomikrit-vaketaşı bileşiminde oldukları tespit edilmiştir (Şekil 16).

Biyomikrit-vaketaşları içindeki bileşenlerin yaklaşık % 60-80 kadarını mikrit oluşturmaktadır. Allokemlerin tamamı biyoklastlardan meydana gelmiştir. Kayaçların yaklaşık % 15'ini biyoklastlar, % 5-15 kadarını opak mineraller oluşturmaktadır. Kayaç içindeki biyoklastlar çoğunlukla pelajik foraminiferlerden globotruncana, heterohelicidae ve globigerinelloides'lerden oluşmaktadır.

Kumlu biyosparit-tanetaşlarının bileşenlerinin genellikle % 60-70'i allokemler teşkil eder. Allokemlerin çoğunu biyoklastlar oluştururken sparitik çimento oranı yaklaşık % 20 civarındadır. Kayaç içerisindeki kırıntılı materyal oranı yaklaşık %10-30 arasında değişmekte ve çoğunlukla volkanik kayaç parçalarından oluşmaktadır. Ekinid plakaları, kırmızı algler, rudist, bentik ve planktonik foraminiferler biyoklastları oluşturmaktadır.

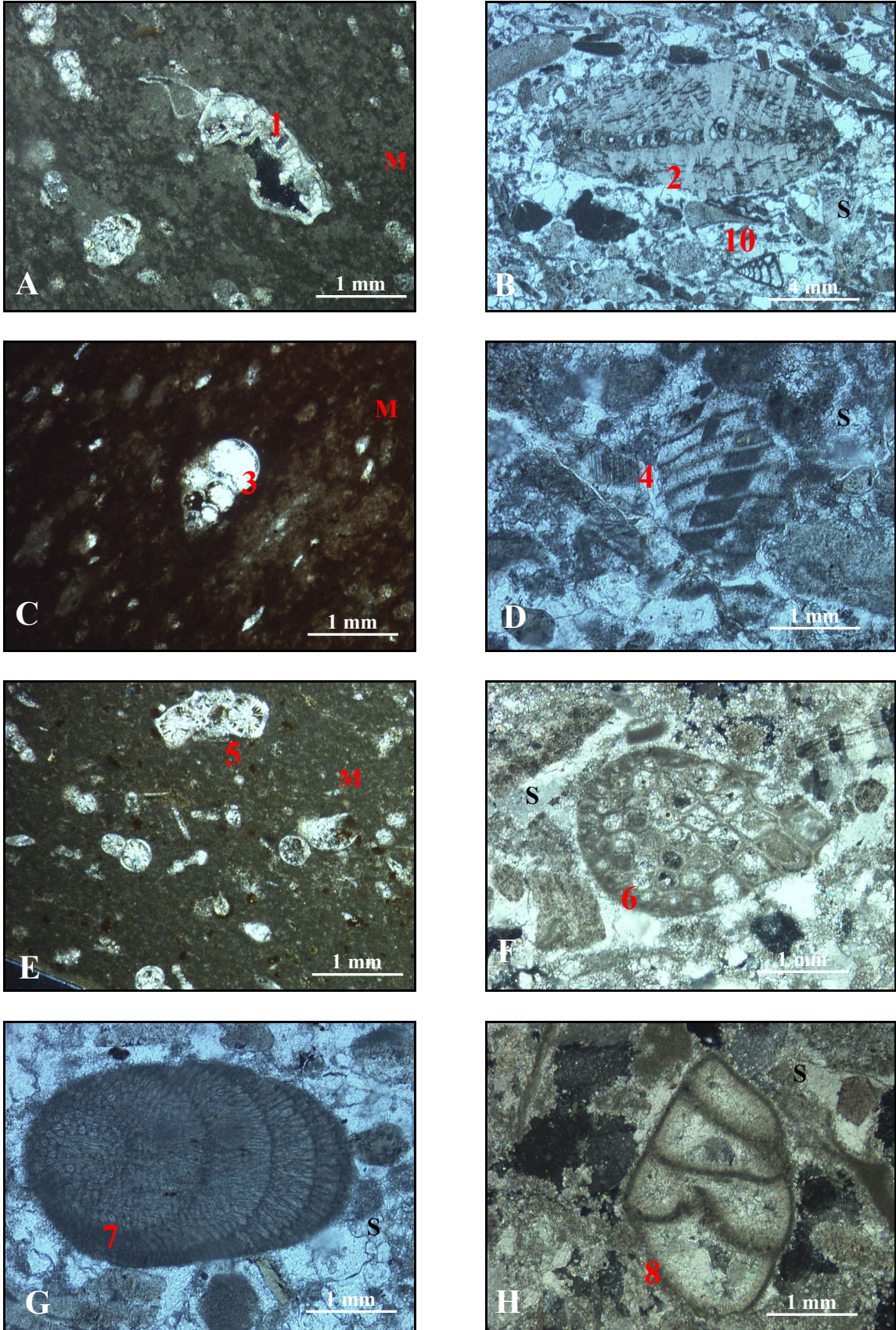
Bakırköy Formasyonu'na ait birimler üzerinde yapılan sedimantolojik ve paleontolojik incelemeler, sığ ve derin deniz ortamlarına işaret etmektedir. Globotruncana gibi planktonik fosillerin bulunuşu düşük enerjili, derin deniz ortamını, Orbitoides, alg, bryozoa gibi fosiller yüksek enerjili, sığ deniz ortamını belgelemektedir.

3.1.2.1. Yaş

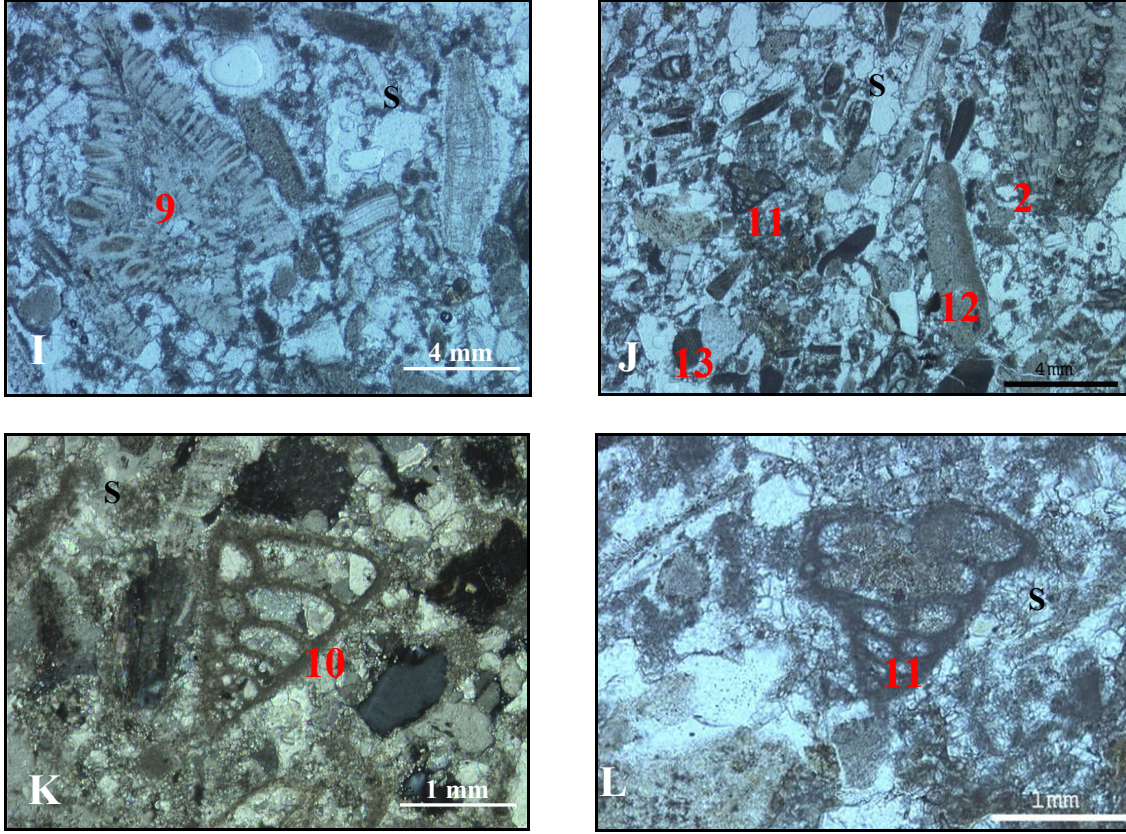
Doğu Pontidler'in Kuzey Zonu'nda yer alan Bakırköy Formasyonu ilk kez Güven (1993) tarafından irdelenmiş ve içindeki *Globotruncana arca* (CUSMAN), *Marsonella cf. oxycona* (REUSE), *Globigerina sp.*, *Gumbelina sp.*, *Orbitolides sp.*, *Robulus sp.*, *Discocyclina sp.*, *Textularia sp.*, *Miliolidea sp.* fosillerinden oluşan mikrofaunaya bağlı olarak Üst Kretase-Paleosen yaşı verilmiştir. Bu çalışmada, inceleme alanında birime yaş verebilecek kırmızı kireçtaşları ve kumtaşlarından yapılan mikrofosil tayinlerinde, sığ ve derin denizel ortamlarda yaşayan çok sayıda fosile rastlanılmıştır. Bunlar; küçük ve büyük foraminiferler, orbitoidler, globotruncana, kırmızı algler ve bryozoalardır (Prof. Dr. James NEBELSICK ile sözlü görüşme 2005, Almanya). Aşağıdaki örneklerin incelenmesi sonucu, (tayin Doç. Dr. Kemal TASLI, 2007) şu fosiller ayırt edilmiştir:

Gaudryina sp.

Pseudosiderolites sp.



Şekil 16. Bakırköy Formasyonu içindeki kumlu biyosparit-tanetaşı ve biyomikrit-



Şekil 16'nın devamı. A, C ve E; biyomikrit, diğerleri biyosparit. Mikrit (M), Sparit (S). 1- *Globotruncana bulloides* (VOGLER), 2-*Orbitoides* sp. , 3-*Heterohelicidae* , 4-Rudist kavkı parçası, 5-*Globotruncana bulloides* , 6-Bryozoa , 7-Coralline alga (*Archaeolithothamnium* sp.), 8- *Gaudryina* sp., 9- *Pseudosiderolites* sp., 10- *Textularia*, 11- *Gaudryina* sp., 12 ve 13- Echnid parçası ve plakası (Resimler, T.N.).

Globotruncana bulloides (VOGLER)

Globotruncana gr. *linneiana* (D'ORBIGNY)

Coralline alga (*Archaeolithothamnium* sp.),

Orbitoides sp.

Gaudryina sp.

Coralline alga,

Heterohelicidae

Globigerinelloides sp

Orbitoides ve *Pseudosiderolites* gibi büyük boy bentik foraminiferler Kampaniyen-Mestrişiyen'i, *Globotruncana bulloides* ve *Globotruncana* gr. *linneiana* gibi planktonik

foraminifer türleri Kampaniyen- Alt Mestriştıyen'i karakterize etmektedir. Sonuç olarak birimin yaşı daha önceki çalışmalar da dikkate alınarak Üst Kretase-Paleosen olarak kabul edilmiştir.

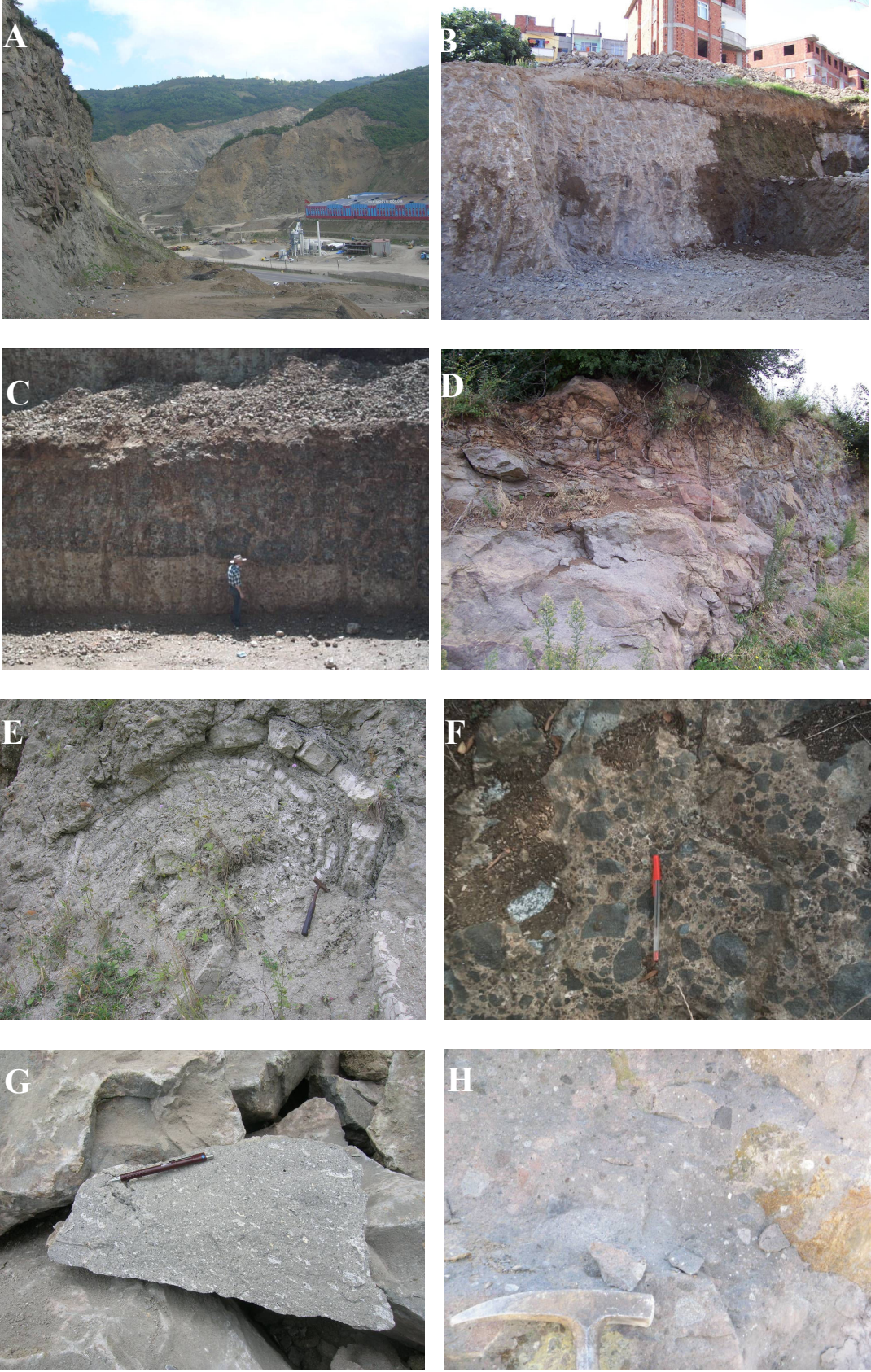
3.1.3. Kabaköy Formasyonu

İnceleme alanında başlıca Trabzon ili ve çevresinde, Beşirli'nin doğusu, Bahçecik, Boztepe, Erdoğan, Yenicuma, Kalkınma, Konaklar, Kirli Tepe, Bostancı, Havaalanı, Değirmendere Vadisi, Bulak, Çamlık ve Çukurçayır civarlarında yüzlekler vermekte olan birim, ilk kez Güven (1993) tarafından Kabaköy Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Birim, inceleme alanında benzer litolojik özellikler gösterdiğinden dolayı bu çalışmada da aynı adla adlandırılması uygun görülmüştür.

İnceleme alanında oldukça geniş bir yayılım gösteren bu birim, volkanik kayaların hakim olduğu bir litolojiye sahiptir. Birim genellikle, kumtaşı-kumlu kireçtaşı-tüf arakatlı seviyeler içeren, gri renkli andezit lav ve piroklastları ile siyah-yeşilimsi gri renkli bazalt lav ve piroklastlarını içermektedir.

Kabaköy Formasyonu'nu oluşturan volkanitler birçok araştırmacıya konu olmuştur. Önceki çalışmalarda (Özsayar, 1987; Güven, 1993; Hoskin ve Wysoczanski, 1998; Barbieri vd., 2000; Aydın, 2003) oldukça detaylı olarak çalışılan formasyon bu çalışmada özet olarak anlatılmıştır.

Formasyonu oluşturan volkanitler genellikle gri olmak üzere değişik renk tonlarında, bazalt, andezit ve piroklastları şeklinde görülmektedir. Bunlardan bazaltlar, kahverengi-sarı renk tonlarında, boşluklu bir yapıya sahiptir (gaz boşlukları) ve bu boşluklar zeolitler tarafından doldurulmuştur. Andezit örneklerinde biyotit ve piroksen mineralleri gözle ayırt edilebilmektedir. Andezitik ve bazik tüflerde kayaç içindeki olivin, piroksen minerallerinin yanı sıra volkanik kayaç parçaları kolayca tanınmaktadır. Birim içinde büyüklükleri birkaç metreden onlarca metreye kadar varan elipsoidal şekilli volkanik kayaç bloklarına rastlanılmıştır. Birim içinde özellikle volkanitlerin içinde yer yer blok düşmeleri (debris flow) yer almakta (Şekil 17E) ve bunlar genellikle, kumtaşı-marn-kiltaşı aralanması şeklinde görülmektedirler. Bunlar denizaltı heyelanları sonucu kütle hareketlerine bağlı olarak gelişmişlerdir.



Şekil 17. Kabaköy Formasyonu'na ait birimlerin arazideki görünümü. E: Blok düşmeleri (Debris flow), F:volkanik çakıl. H:Volkanik piroklastikler.

Blok düşmelerini (debris folw) oluşturan kumtaşı-marn-kiltaşı, mineralojik incelemeler sonucu Üst Kretase yaşlı mikrofosiller içermektedir. Mikrofosil bulgularına bakılarak bu birimleri oluşturan kayaç parçalarının, Neojen (?) volkanitlerinden daha yaşlı olduğunu göstermekte ve Neojen (?) sırasında oluşan volkanizmadan sonra denizaltı heyelanlarına bağlı olarak kendinden daha genç olan volkanitlerin içinde yer eden birimler olarak karşımıza çıkmaktadırlar.

Birimin alt sınırı Bakırköy Formasyonu ile uyumlu olarak görülmekte, üst sınırı ise özellikle Bostancı civarında üstteki birimlerle uyumlu bir durum sergilemektedir (Şekil 12). Trabzon kıyı yöresinde yüzeylenen bu birime ait volkanitlerin oluşum ortamları Aydın (2003), tarafından detaylı bir şekilde anlatılmıştır.

Bazalt ve andezitlerden yapılan mineralojik ve petrografik incelemeler sonucunda, formasyonu oluşturan volkanik kayaçların mikrolitik porfirik, glomeroporfirik, amigdaloidal, sferolitik ve vaküoler dokulu olduğu görülmektedir (Şekil 18).

Plajiyoklas: Öz ve yarı öz şekilli kristaller halinde, buna karşın hamurda ise küçük kristaller halinde bulunmaktadır. Genelde albit ikizlenmesi ve zonlanma göstermektedirler. Serisit ve kloritleşme ey yaygın ayrışma ürünleridir. Elek dokusu gösteren plajiyoklaslarda, kloritleşmeler elek içindeki cam bileşimlerinden itibaren görülmektedir. Plajiyoklaslar, oligoklas-andezin cinsinden olup, andezin içerikleri An_{25-32} arasında (010'a dik kesitlerde) değişmektedir. Kayaçı oluşturan minerallerin yaklaşık % 60'ını oluşturmaktadır (Şekil 18A ve 18B).

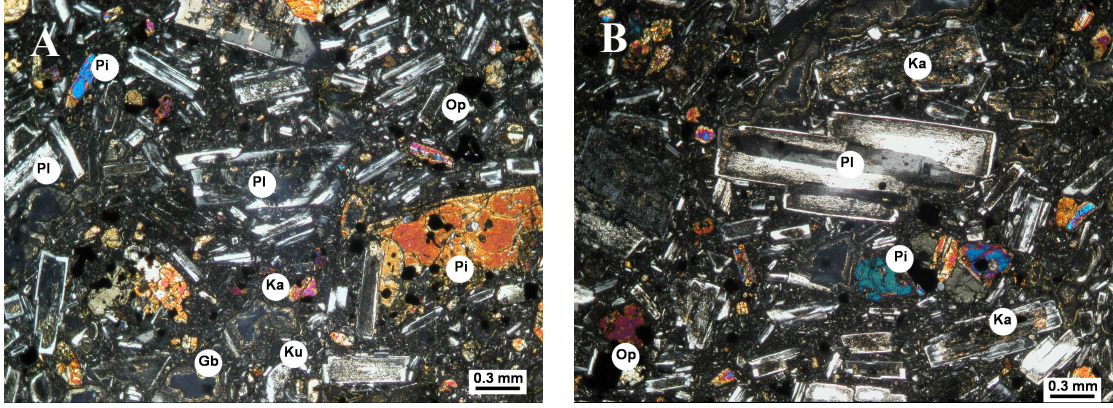
Ojit: Öz ve yarı öz şekilli kristaller halinde, yer yer ikizlenme göstermektedirler (h'100 ikizlenmesi). Piroksen minerallerinin yan yana gelmesi sonucu glomeroporfirik doku göstermektedirler. Kayaç içinde yaklaşık % 20-25 oranında bulunmaktadır. Hamur tarafından kemirilmiş, kenarları boyunca ayrılmışlardır.

Olivin: Genellikle öz şekilsiz kristaller halinde, bol çatlaklı olarak görülmektedirler. Kesit içerisinde yaklaşık % 5 oranında bulunmaktadır. Opak mineraller: Yarı öz şekilli kristaller halinde kısmen de öz şekilsiz kristaller halinde görülmektedirler.

İkincil mineraller: Kalsit, klorit ve serizit gibi ikincil mineraller feno-kristallerin ayrışması sonucu kısmen de, boşluklarda gelişmişlerdir. Hamur: Plajiyoklas, olivin ve ojit minerallerinden oluşmaktadır.

Doku: Mikrolitik porfirik

Kayaç adı: Ojitli bazalt



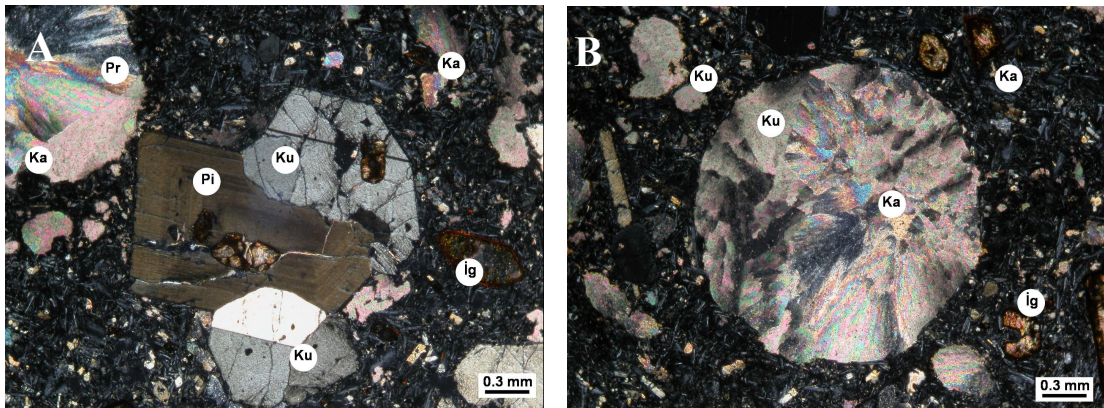
Şekil 18. Kabaköy Formasyonu'nu oluşturan bazaltların mikroskopik görünümü
Pi:Piroksen, Op: Opak mineraller, Pl: Plajiyoklas, Gb: Gaz boşlukları, Ka: Kalsit, (Resimler Ç. N.)

Birimden alınan örneklerin mikroskopik inceleme sonuçları aşağıdaki gibidir:

Plajiyoklas: Mikrolit ve çok küçük latalar şeklinde bulunmaktadır. Çoğu kalsitleşmiş ve serizitleşmişlerdir. İri kristalleri zonlanma göstermektedir. Çok küçük kristaller halinde buldukları için cins tayini yapılamamıştır.

Piroksen: Piroksenler genellikle ojit türünden olup, öz şekilli ve yarı öz şekilli kristaller halinde bulunmaktadır. İri kristalleri zonlanma göstermektedir. Kısmen çatlaklı olup, yer yer dilinim göstermektedirler (Şekil 19).

Olivin: Yarı öz şekilli kristaller halindedir. Kesitte yaklaşık % 10 oranında bulunmaktadır. Olivinler önce igdingisitleşmiş, daha sonra opaklaşmışlardır. Üzerlerinde de kalsitler gelişmiştir.



Şekil 19. Boşluklu bazalttaki mineral ve dokuların mikroskoptaki görünümü.
A:Sferolitik doku. Pr: Prehnit, İg: İgdingisit, Pi: Zonlu yapı gösteren piroksen, Ku: Kuvars, Ka: Kalsit, (Resimler, Ç.N.).

İkincil mineraller: Kalsit, igdingisit, prehnit gibi minerallerden oluşmaktadır.

Kalsitler yer yer ferro-magnezyen mineralleri üzerinde gelişmişlerdir. Genellikle gaz boşluklarını dolduran ve hamur malzemesi içinde bulunan kalsitler sferolitik doku göstermektedirler.

Prehnitler kayaç içerisinde kalsitlerle birlikte bulunmakta ve gaz boşluklarını doldurmaktadırlar. Genelde yelpazeye benzer dizilimli olan prehnitler amigdaloidal dokuyu oluşturmaktadırlar (Şekil 19A).

Hamur: Çoğunlukla plajiyoklaslardan kısmen de piroksen ve kalsit minerallerinden oluşmaktadırlar.

Doku: Mikrolitik porfirik

Kayaç adı: Boşluklu Bazalt

3.1.3.1.Yaş

İnceleme alanında geniş olarak yüzeyleme veren Kabaköy Formasyonu'nun yaşlandırılmasına yönelik çok sayıda çalışma bulunmaktadır (Özsayar, 1987; Güven, 1993; Korkmaz ve Van., 1995; Hoskin ve Wysoczanski, 1998; Aydın, 2003). Özsayar (1987), Kabaköy Formasyonu içinde tesbit ettiği Gastropod fosillerine göre birimin yaşını Üst Miyosen olarak belirlemiştir. Güven (1993), formasyon içindeki mikrofaunaya bağlı olarak (*Nummilites cf. globus* (LEYMERIE), *Assilina cf. exponens* (SOWERBY), *Assilina cf. Spira*, *Nummilites sp.*, *Discoyclina sp.*, *Asterocyclina sp.*, *Actinocyclina sp.*, *Amphistegina sp.*, *Alveolina sp.*) birimin yaşını Alt-Orta Eosen olarak belirlemiştir. Korkmaz ve Van (1995), (Yrd. Doç. Dr. Ali VAN ile sözlü görüşme, 2007), Tonya civarlarında Foldere Formasyonu'nda yaptıkları çalışmalarda birimin *Nummilites*'li kumlu-killi seviyeler içerdiği ve yaşının Lütésiyen (Orta Eosen) olduğunu belirlemişlerdir. Hoskin ve Wysoczanski (1998), Değirmendere civarında almış oldukları volkanik kayaç örneğinden Rb-Sr izotop analizi yapmışlar ve birimin yaşını Orta Miyosen (13 ± 1 My.) olarak belirlemişlerdir. Bununla birlikte Aydın (2003), inceleme alanından (Boztepe) almış olduğu volkanik kayaç örneğinden Ar-Ar izotop analizi yapmış ve birim içindeki volkaniklerin yaşını 5.1 ± 1.3 My. olarak belirlemiştir. Sonuç olarak, Kabaköy Formasyonu'nun bu zamana kadar elde edilen verilere göre yaşı Eosen-Neojen(?)'dir.

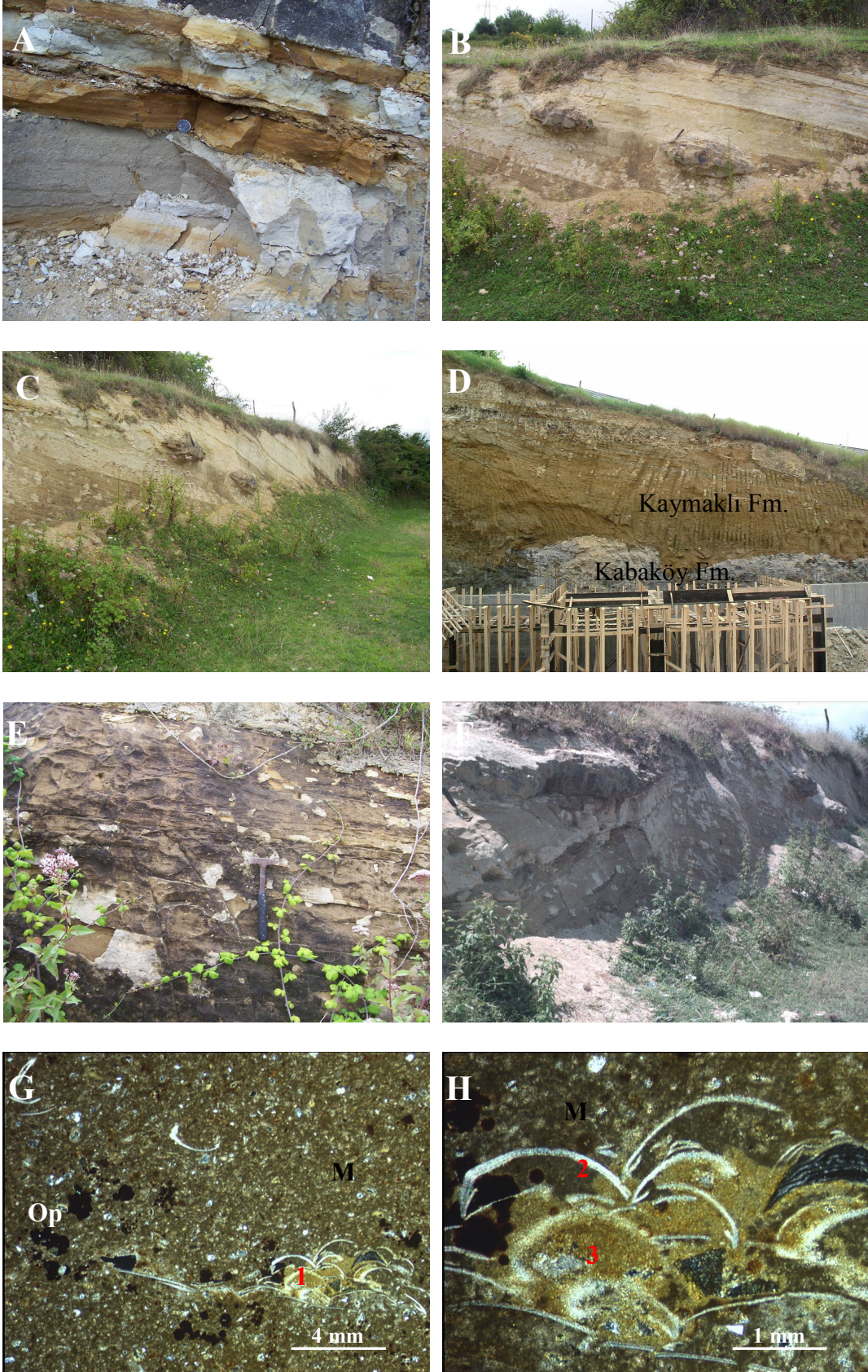
3.1.4. Kaymaklı Formasyonu

İlk kez Özsayar (1971) tarafından Ponsiyen Killeri olarak adlandırılan birim, daha sonra Güven (1993) tarafından Kaymaklı Formasyonu olarak tanımlanmıştır Birim, inceleme alanında benzer litolojik özellikler göstermesi nedeniyle bu çalışmada da aynı adla adlandırılması uygun görülmüştür.

İnceleme alanında, Bostancı, Aşağı Kaymaklı, Yukarı Kaymaklı ve Kalkınma M. civarlarında görülen birim, sarımsı-gri renkli kumlu killi silttaşı, açık gri-yeşil renkli marn ve kilttaşlarından oluşmakta olup, Eosen-Neojen (?) yaşlı Kabaköy Formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelmektedir (Şekil 20). Sarımsı, beyaz ve açık kahverengi renk tonlarına sahip olan birim, arazide kolaylıkla tanınabilmektedir. Marnlar genellikle, gri-yeşil renk tonlarına sahip ve katmansız bir yapı sunmaktadır. Bunlara kilttaşları içinde yumrular şeklinde rastlanılmaktadır. Kilttaşları, sarı ve beyazın tonları renginde, ince katmanlı ve gevşek çimentoludur. El ile kolaylıkla parçalanabilmektedir. Silttaşların da ise sarımsı-gri renk tonları hakimdir. Yer yer tabakalanma gösteren silttaşlarının tabaka kalınlıkları 5-20 cm arasında değişmektedir. Silttaşlarından yapılan ince kesitlerin incelemesinde, birimin % 20 oranında Fe'li mineral içerdiği görülmektedir. Opak mineraller çok küçük kristaller halindedir. Az miktarda kuvars ve kalsit bulunmaktadır. Biyoklastların % 5' ini ostracod fosilleri oluşturmaktadır (Şekil 20G ve 20H). Ostracod fosillerinin yanı sıra çift kavkılı fosil parçaları da bulunmaktadır.

3.1.4.1. Yaş

İnceleme alanında birime yaş verebilecek mikrofauna bulgularına rastlanılmamıştır. Bostancı civarlarında yüzeylenen silttaşları içinde mikroskopik çalışmalar sonucunda Ostracoda fosilleri belirlenmiştir. Ostracoda fosillerinin yaşı teşhis edilememiştir. Bununla birlikte birimin yaşlandırılmasına yönelik ilk çalışmalar Özsayar (1971) tarafından yapılmıştır. Araştırmacı, birim içindeki makro fosillerin yardımıyla birimin yaşını Üst Miyosen (Ponsiyen) olarak belirlemiştir. Bu çalışmada da birimin yaşı Üst Miyosen olarak kabul edilmiştir.

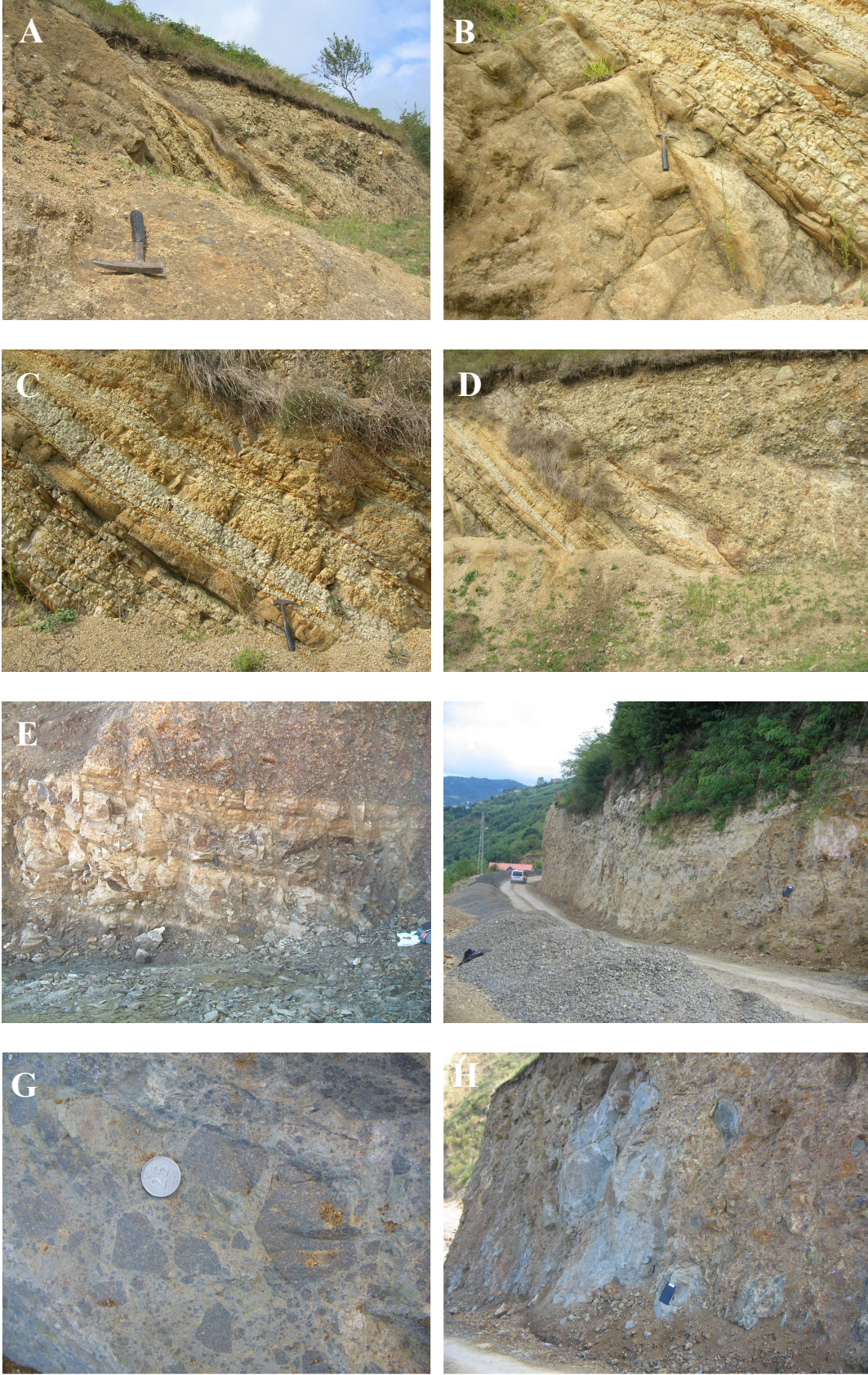


Şekil 20. Kaymaklı Formasyonu'na ait birimlerin arazi ve mikroskopik görünüşleri.
 M: Mikrit, Op: Opak mineraller, 1- Ostracod topluluğu, 2-Ostracod kavrısı,
 3-Ostracod embriyosu. G ve H, T.N.

3.1.5. Beşirli Formasyonu

İnceleme alanında başlıca, Trabzon il merkezinde, Beşirli, Akyazı, Yıldızlı, Boztepe ve Bahçecik civarlarında yüzeylenen birim, ilk kez Güven (1993) tarafından Beşirli Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Birim, inceleme alanında benzer litolojik özellikler gösterdiğinden, bu çalışmada da aynı adla adlandırılması uygun görülmüştür.

Birim başlıca, bazaltik ve andezitik aglomera, tuf, kıltaşı-kumtaşı-marn ardalanması, iri taneli kumtaşı ve kötü katmanlı, gevşek çimentolu konglomera ve breşlerden oluşmaktadır. Yıldızlı civarında yüzeylenen kıltaşı-kumtaşı-marn ardalanması, gevşek çimentolu ve kötü katmanlıdır. Açık gri-yeşil ve ayrışmadan dolayı sarı renk tonlarına sahiptir. Tabaka kalınlıkları 5-30 cm arasında değişmektedir (Şekil 21). Akyazı ve güneyinde yüzlek veren tuf-killi kumtaşı- kumlu kıltaşı ardalanmasında, beyaz, gri ve sarı renk tonlarına hakimdir. Tabaka kalınlıkları 3-10 cm arasında değişmektedir. Bu birimler oldukça gevşek çimentolu, kırıntılı ve ayrışmıştır. Konglomera ve breşler ile ardalanmalı olarak görülmektedir. Konglomera ve breşler genellikle kaba ve ince taneli ve gevşek çimentolu olup, mm-cm boyutunda küçük volkanik kayaç (andezit, bazalt ve piroklastikleri) parçalarından oluşmaktadır. Tane boyutları genellikle 0.1-10 cm arasında değişmektedir. Aglomeraların taze kırık yüzeyi genellikle koyu gri, siyahımsı renklerde, ayrışma yüzeyleri sarı ve kahverenginin tonları şeklindedir. Andezitik ve bazaltik kayaç çakıllarından oluşan aglomeraların ayrışması genellikle kendini killeşme ve kloritleşme ile belli etmektedir. Tüfler ise sarı, beyaz, gri renk tonları ile temsil edilmekte ve aglomeralarla birlikte görülmektedirler. Beşirli Formasyonu genellikle çatlaklı bir yapıya sahiptir ve bu çatlaklar çoğunlukla kalsitle doldurulmuştur. Beşirli Formasyonu, inceleme alanında yer yer tabanda kaba taneli konglomera ve breşler ile başlamakta, ince taneli konglomera ile devam etmekte ve en üstte kıltaşı-kumtaşı-marn ardalanması ile son bulmaktadır. Ara seviyelerde, zaman zaman tuf-killi kumtaşı- kumlu kıltaşı ardalanması görülmekte ve istif tekrarlanmaktadır. Bu tekrarlanmadaki her bir sekans bir fay hareketine karşılık gelmekte ve bu faylara bağlı olarak yükselmektedir. Kaba taneli konglomeralar arazi gözlemleri sonucunda Neojen (?) yaşlı birimlerin üzerine uyumsuz olarak gelmekte ve Beşirli Formasyonu'nun en alt birimlerini oluşturmaktadır. Bu durum, kaynak alanın, çökme alanından uzaklaşmasıyla üste doğru ince taneli malzemeler gelmesiyle açıklanabilir.



Şekil 21. Beşirli Formasyonu'na ait birimlerin arazideki görünüşleri. A-E: kilttaşı-silttaşı-marn-tüf-konglomera ardalanması, F ve H: Volkanik kayalar, G: Aglomera.

Alttan yukarıya doğru incelme gösteren bu istif, tabaka kalınlığında azalma, tane çapında küçülme (thinnig-finning upward sequence) göstermekte ve bu da riftleşmeyi karakterize etmektedir. Bu durum Beşirli Formasyonu'nun oluşumu sırasında ekstansiyonel rejiminin devam ettiğini ya da en azından etkili olduğunu göstermektedir (Şekil 21A, B, C, D ve E).

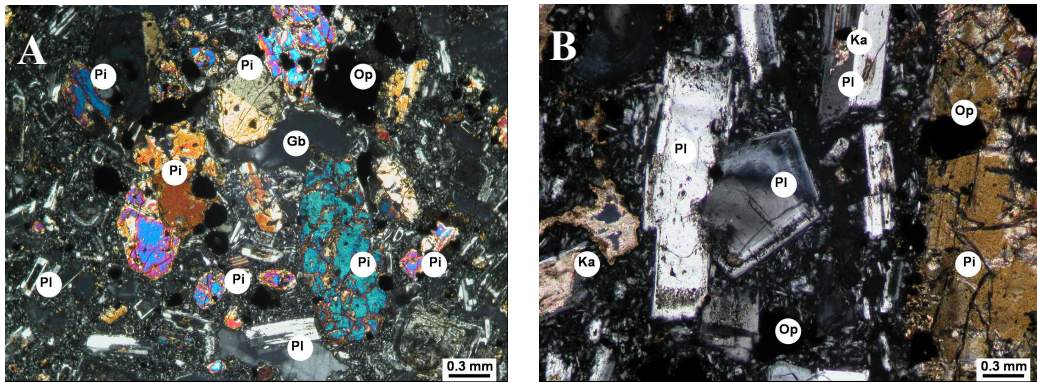
Beşirli Formasyonu'ndan alınan volkanik kayaç örneklerinin mineralojik ve petrografik incelemeleri sonucunda, bazalt, bazaltik andezit ve andezitlerden oluştukları belirlenmiştir (Şekil 22).

Plajiyoklas: Öz ve yarı öz şekilli kristaller halinde, albit ve polisentetik ikizlenme gösterirler. Merkez kısımları genellikle kloritleşmiş olan plajiyoklaslarda elek dokusu hakimdir. Yer yer zonlanma gösteren plajiyoklaslarda serizitleşme ve kalsitleşme de yaygındır (Şekil 22B). Plajiyoklaslar labrador bileşiminde olup, anortit içerikleri 010'a dik kesitlerde (An_{54})'dür.

Ojit: İrili ufaklı kristaller halinde yer yer zonlanma ve ikizlenme gösterirler. Yarı öz şekilli kristaller halinde olup, bol çatlaklı bir yapıya sahiptirler. Ojitler bir arada bulunarak glomeroporfirik dokuyu oluşturmaktadırlar (Şekil 22A).

Olivin: Yarı öz şekilli kristaller halinde, çatlaklı bir yapıya sahiptir. Kesitte en az bulunan ferro-magnezyen mineralidir.

Opak mineraller: Kesit içerisindeki hamur malzemesi içinde oldukça ince taneli ve tamamen opak yığışımalar şeklinde ve ikinci olarak da feno-kristaller halinde yarı öz- öz şekilli olarak görülmektedirler.



Şekil 22. Bazaltik andezitlerin mikroskopik görünüşleri. A:Glomeroporfirik doku, Pl: Piroksen, Ka: Kalsit, Op: Opak mineraller, Gb: Gaz boşlukları Pl: Plajiyoklas, B:mikrolotik porfirik doku (Ç.N).

İkincil mineraller: Kloritleşmeler boşluk kenarlarında ve ayrışan minerallerin merkez kısımlarında kalsit ile birlikte bulunmaktadır. Zeolitler gözeneklerden itibaren gelişmiştir. Analsim türü olan bu zeolitler bol miktarda bulunmakta ve plajiyoklas ile piroksen minerallerinin etrafında kümelenmektedirler.

Hamur: Plajiyoklas, ojit ve opak minerallerden oluşmaktadır.

Doku: mikrolitik porfirik

Kayaç adı: Bazaltik andezit

3.1.5.1. Yaş

İnceleme alanında Eosen-Neojen (?) yaşlı Kabaköy Formasyonu ve Miyosen yaşlı Kaymaklı Formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelen Beşirli Formasyonu'nun yaşı daha önceki çalışmalarda alttaki birimlerle olan konumuna göre, göreceli olarak Pliyosen olarak düşünülmüştür (Güven, 1993; Yılmaz vd., 1998). Bununla birlikte, bu çalışmada yaş analizi yapılan denizel taraçaların konumu (Beşirli Formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelmesi) ve yaşları dikkate alındığında, Beşirli Formasyonu'nun oluşumu, Pliyosen'den daha genç, en azından Pliyosen'nin son dönemlerine karşılık gelmelidir. İleride taraçalar kısmında da bahsedileceği üzere birimin yaşı bu çalışmada, alt, üst sınırlarına ve stratigrafik konumuna göre Pliyosen olarak alınmaktadır.

3.1.6. Kırmızı Killer

İnceleme alanında, Bostancı ve civarı, Soğuksu, Bengisu'nun kuzeyi, Boztepe ve Pelitli civarlarında yüzeyleyen kırmızı renkli killer, Eosen-Neojen (?) yaşlı Kabaköy Formasyonu'nun en üst seviyelerinde gözükmektedir.

Özellikle temeldeki volkanik kayaçların ayrışması sonucu oluşan kırmızı killer, derine doğru ayrışmamış volkanik kayaçlara geçiş gösterir. İnceleme alanında tabakalı yapı göstermeyen kırmızı killer, fosil faunası içermemesi nedeni ile karasal kökenli olduğu düşünülmektedir. Killer içindeki volkanik çakılların varlığı, killerin kaynağının Eosen-Neojen (?) yaşlı Kabaköy Formasyonu olduğunu göstermektedir.

3.1.7. Taraçalar

Daha önceki çalışmalarda (Yılmaz vd.,1998; Yılmaz vd., 2005) topoğrafik yüksekliklerine göre altı farklı seviyede haritalanan denizel taraçalar inceleme alanında, Trabzon merkez ve çevresinde, Yıldızlı, Yalı M., Havaalanı, KTÜ sahil tesisleri, Faroz, Değirmendere, Emniyet Sarayı, Asri Mezarlık, Fatih, Üniversite Yenicuma, Ayasofya, İnönü M. Bahçecik M. kuzeyi, Erdoğan, Yenicuma, Bostancı, Tıp Fakültesi güneyi, AKL, Eski Cephanelik, Bektaş M. doğusu, Boztepe, Atapark, Bahçecik M. ve Cezaevi civarlarında yüzlek vermektedirler (Tablo 1). Dünya genelinde yapılan çalışmalarda, en genç ve yükseklik olarak en düşük seviyede olan taraçalar “T-1”, en yaşlı ve yükseklik olarak en yüksek seviyede olan taraçalar incelendikleri alandaki sayılarına göre “T-2, T-3, T-4,” olarak adlandırılmaktadırlar (Radtke vd., 1988, 1989, 1990, 2004; Schellmann vd., 2000, 2001b, 2002a, 2002b, 2004a, 2004b; Podoja vd., 2006a, 2006b, 2006c; Dumas vd., 2005 ve 2006; Pirazzoli vd., 1991, 1993 ve 2004; Potter vd., 2004; Yamaguchi ve Ota 2004; Lee vd., 2006; Kindler, 2007). Bu çalışmada yükseklik ve yaş ilişkilerine göre sınıflandırılıp, haritalanan taraçalardan en genç olan “T-1”, en yaşlı olan “T-6” olarak adlandırılmıştır (Tablo 1, Keskin vd., 2007a).

Tablo1. İnceleme alanında yer alan taraçaların konum, yükseklik ve kalınlıkları.

Taraça	Konum	Yükseklik (m)	Kalınlık (m)
H	Yıldızlı	1-3	1-6
T-1	Yıldızlı, Yalı M., Havaalanı, KTÜ sahil tesisleri, Faroz, Değirmendere	4-14	1-14
T-2	Yıldızlı, Değirmendere, Havalanı, Emniyet sarayı, Asri Mezarlık, İnönü M, Fatih	22-34	3-12
T-3	Üniversite kuzeyi, Yenicuma, Ayasofya, Fatih, İnönü M., Gazipaşa M.	60-80	1-8
T-4	Bahçecik M. kuzeyi, Üniversite güneyi, Erdoğan, Yenicuma güneyi	100-123	3-8
T-5	Bostancı, Tıp Fakültesi güneyi, AKL, Eski cephanelik	135-200	10
T-6	Bektaş M. doğusu, Boztepe, Bostancı güneyi, Bahçecik M. ve Cezaevi	260-300	12

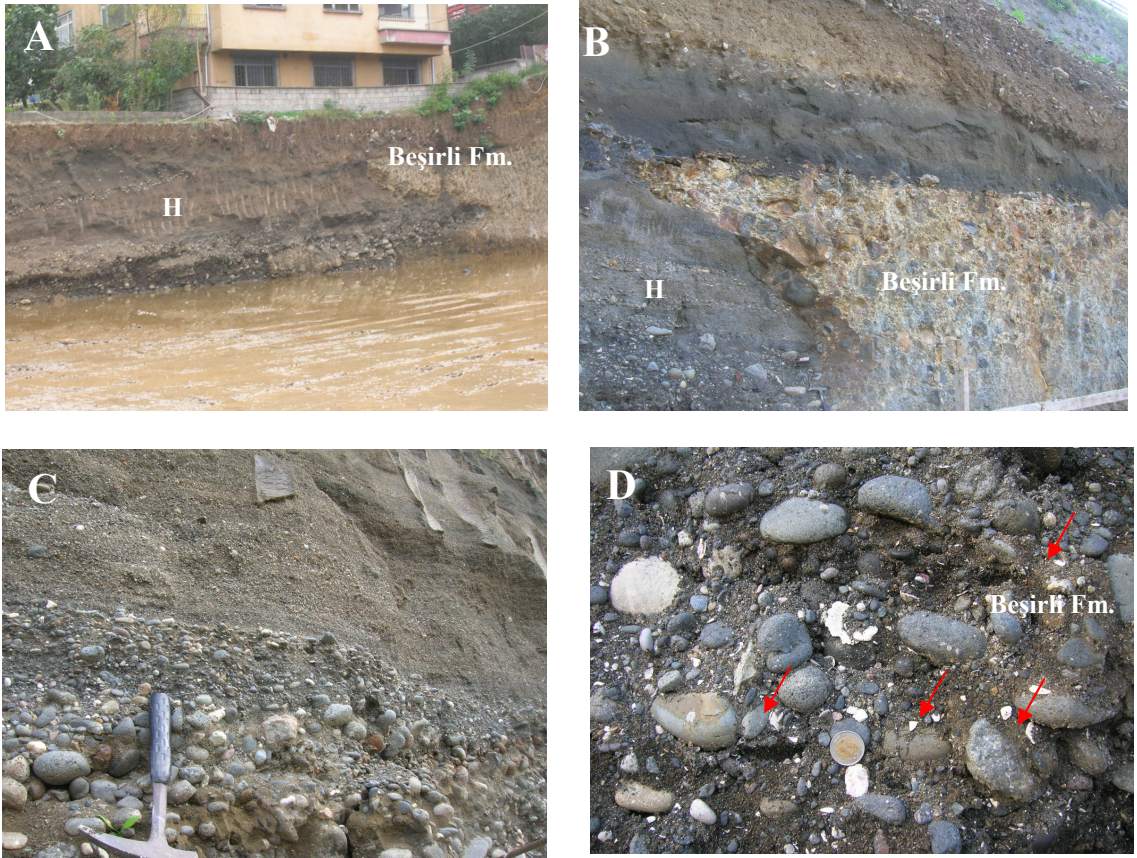
İnceleme alanında yüzlek veren taraçalar genellikle blok, çakıl, kum, silt, kil gibi malzemelerden oluşmaktadır. Volkanik ve sedimanter kayaç parçalarından oluşan blok ve çakılların boyutları 0.5 cm ile 40 cm arasında değişmektedir. Taraçaların içerdiği fosil topluluğu genellikle, mollusk kavkılarında oluşmaktadır. H, T-1, T-2, T-3 taraçaları gastropoda, bivalves ve mollusk fosilleri içermektedir. Fosil kabukları oldukça parçalanmış ve yuvarlaklaşmışlardır. Bu çalışmada, fosil kavkılarında elde edilen yaş bulgularına göre

taraçalar, Holosen ve Pleyistosen olarak iki ayrı zaman dilimine göre gruplanmışlardır. Bu kapsamda Holosen (H) ve Pleyistosen yaşlı taraçalar ayrı olarak değerlendirilmiştir.

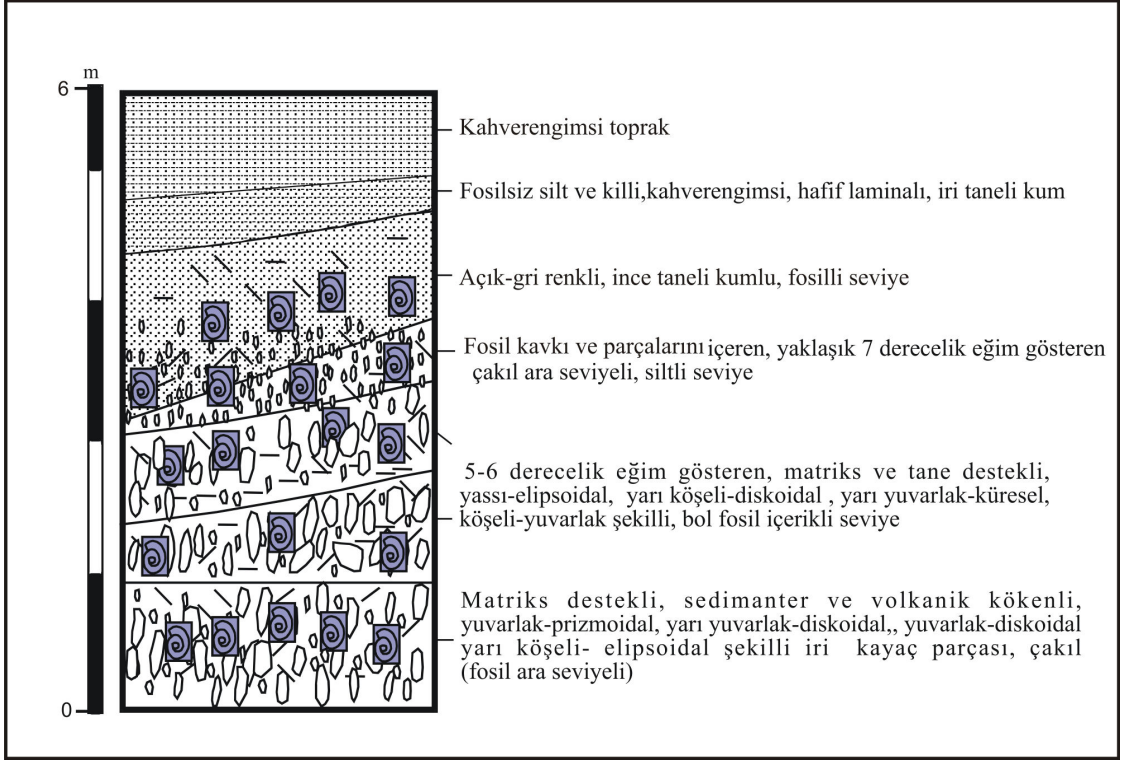
3.1.7. 1. Holosen Yaşlı Denizel Taraçalar

İnceleme alanında güncel plaj kesimini oluşturan Holosen yaşlı denizel istifler, daha önceki çalışmaların hepsinde Pliyo-Kuvaterner yaşlı olarak düşünülmüşlerdir. Bu çalışmada Holosen yaşlı denizel istiflerden yapılan ESR yaşlandırma yöntemi sonuçlarına göre bu denizel taraçaların Holosen’de oluştuğu belirlenmiştir (Tablo 2).

Plaj kesiminde genellikle kum, kil, silt boyutu malzeme içeren birim, iç kesimlere doğru gidildikçe çakıl, blok gibi daha iri taneli malzemelere geçiş göstermektedir. Birimin en iyi görüldüğü yer Yıldızlı ve civarındadır (Şekil 23). Günümüz sahil çizgisinden 1-3 m yükseklikte ve kalınlıkları 1-6 m arasında (Şekil 24) görülmektedirler. Bu çalışmada ‘‘H’’ olarak adlandırılan (Tablo 1) birim, bol mollusk fosilleri içermektedir.



Şekil 23. İnceleme alanında, Holosen yaşlı taraçaların (H) görünümü ve diğer birimlerle olan ilişkisi. Oklar mollusk fosillerini göstermektedir.



Şekil 24. İnceleme alanında yer alan H taraçasının ölçülü kolon kesiti

Birimi oluşturan taneler genellikle sedimanter ve volkanik kayaç parçalarıdır. Birim içindeki blok ve çakıllar genellikle 0.1-20 cm çapında, matriks destekli, yassı-elipsoidal, yuvarlak-diskoidal, yarı yuvarlak-küresel, köşeli-yuvarlak, yarı köşeli-elipsoidal şekillidir. Açık gri renkli olan kum boyutu malzemeler genellikle ince ve orta tanelidir. H taraçasını oluşturan malzemeler genellikle 5-7°'lik eğime sahiptir.

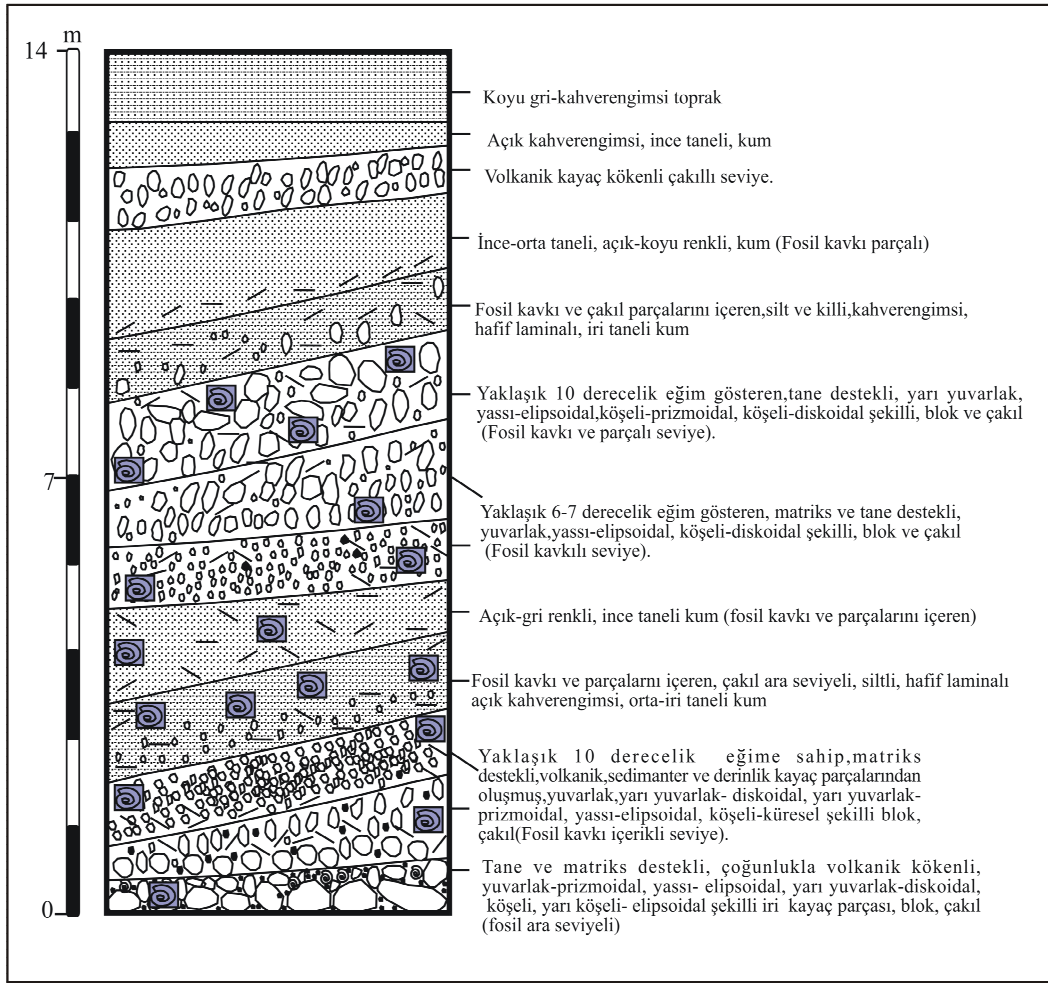
ESR yaşlandırma analizi sonuçlarına göre H taraçasının yaşı 5.008 ± 0.533 bin ve 5.141 ± 0.294 bin yıl olarak bulunmuştur (Tablo 2).

3.1.7. 2. Pleyistosen Yaşlı Denizel Taraçalar

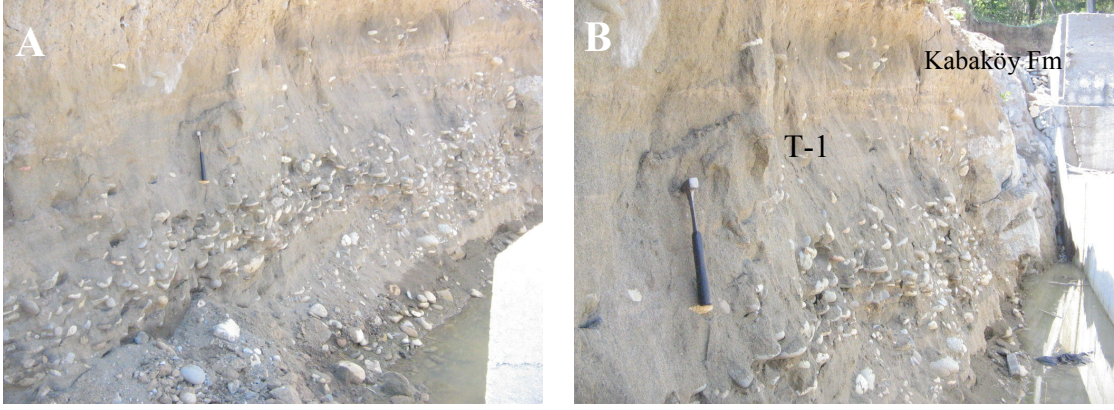
3.1.7. 2. 1. Taraça -1

T-1 taraçası inceleme alanında Yıldızlı, Yalı M., Havaalanı, KTÜ Sahil Tesisleri, Faroz ve Değirmendere'de yüzeyleme vermektedir. Günümüz sahil çizgisinden 4-14 m arası yüksekliklerde ve 1-14 m arasında değişen kalınlıklarda görülmektedir. En iyi görüldüğü

yerler Yıldızlı ve KTÜ Sahil Tesisleri olan bu taraçalar kil, silt boyutundan blok, çakıl ve iri kayaç parçalarına kadar değişik boyut ve çaptaki sedimanter ve volkanik kayaç parçaları ile bol miktarda mollusk kavrıkları içerir (Şekil 25 ve 26). Blok ve çakıllar genellikle 0.4-40 cm çapında, tane ve matriks destekli, yassı-elipsoidal, köşeli-diskoidal, yarı yuvarlak, yuvarlak-prizmoidal, yarı köşeli-elipsoidal şekillidir. Kum boyutu malzemeler ince, orta ve iri taneli, renk olarak da açık-koyu kahverengimsi ve gri renklidir. Yer yer çakıl ara seviyeli, killi, siltli ve fosil içeriklidir. T-1 taraçasını oluşturan malzemeler genellikle 6-10°'lik eğime sahiptir. Birim Eosen-Neojen yaşlı Kabaköy Formasyonu ile Pliyosen yaşlı Beşirli Formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelmektedir. Birim içindeki mollusk kavrıklarından elde edilen ESR sonuçlarına göre birimin yaşı 124.8 ± 26.0 bin yıl olarak bulunmuştur (Tablo 2).



Şekil 25. İnceleme alanında yer alan T-1 taraçasının ölçülü kolon kesiti.



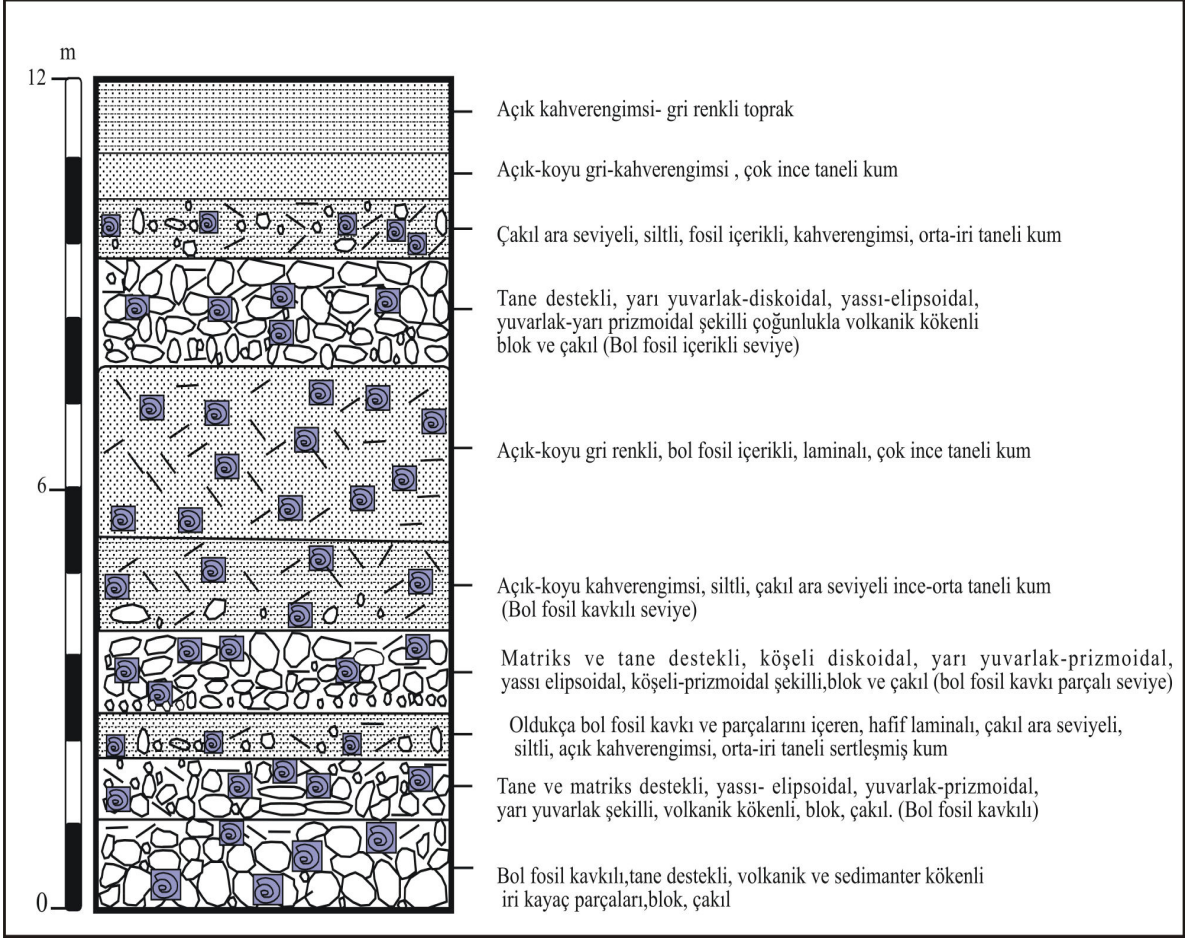
Şekil 26. İnceleme alanında (KTÜ Sahil Tesisleri'nde) yer alan T-1 taraçasının görünümü ve diğer birimlerle olan ilişkisi.

3.1.7. 2. 2. Taraça -2

İnceleme alanında, Yıldızlı, Değirmendere, Havaalanı, Emniyet Sarayı, Asri Mezarlık, İnönü M, Fatih, Kemer kaya M. güneyi ve Avni Aker Stadyumu civarında yüzeyleme vermekte olan “T-2” taraçası, 22-34 m arası yüksekliklerde ve 3-12 m arasında değişen kalınlıkta görülmektedir (Şekil 27 ve 28). En iyi görüldüğü yerler Yıldızlı ve civarıdır. T-1 taraçasını oluşturan malzemelerin konumu dikkate alındığında, T-2 taraçasını oluşturan malzemeler yatay bir istif sunmaktadır. Malzemeler genellikle silt, kum, blok ve çakıl boyutunda ve bol fosil içermektedirler. Blok, çakıl ve iri kayaç parçaları 0.2-45 cm çapında çoğunlukla volkanik kökenli, tane ve matriks destekli, yuvarlak- prizmoidal, yassı-elipsoidal, yarı yuvarlak-diskoidal ve köşeli diskoidal şekillidir. Kum boyutu malzemeler, siltli, fosilli ve çakıl ara seviyeli, açık-koyu gri ve kahverengimsi renk tonlarındadır. Kum boyutu taneler ince, orta ve iri tanelidir. T-2 taraçası Pliyosen yaşlı Beşirli Formasyonu üzerine uyumsuzlukla gelmektedir. Taraça içindeki mollusk kavkılarından elde edilen ESR sonuçlarına göre birimin yaşı 292.5 ± 49.8 bin yıl olarak bulunmuştur (Tablo 2).



Şekil 27. İnceleme alanındaki T-2 taraçasının görünümü ve diğer birimlerle olan ilişkisi. A ve B, fosilsiz birim. C, D ve E, fosilli birim. F: T-2 taraçasının Beşirli Formasyonu üzerine açılal uyumsuzlukla gelişi.

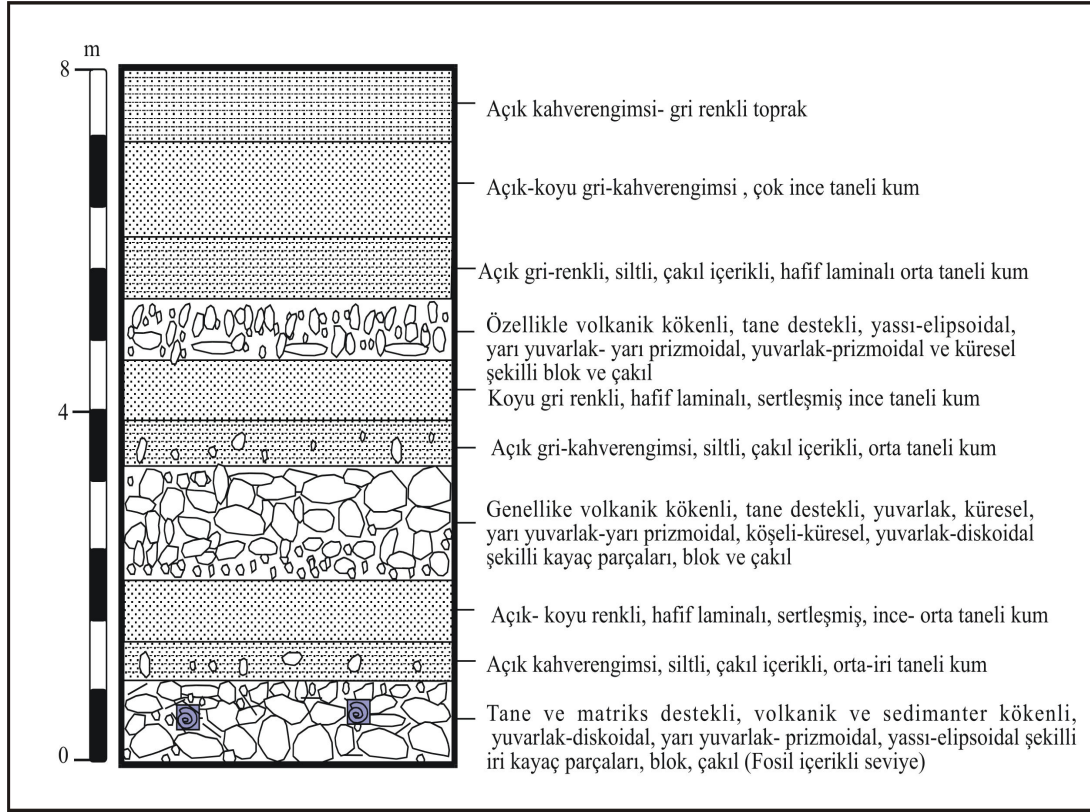


Şekil 28. İnceleme alanında yer alan T-2 taraçasının ölçülü kolon kesiti.

3.1.7. 2. 3. Taraça -3

İnceleme alanında Üniversite kuzeyi, Yenicuma, Ayasofya, Fatih, İnönü M., Atapark, Gazipaşa M, Erdoğan kuzeyi, Çömlekçi M. güneyi ve Değirmendere civarında yüzeyleme veren “T-3” taraçası, 60-80 m arası yüksekliğinde ve 1-8 m arası kalınlığında görülmektedir (Şekil 29, 32A ve 32B). En iyi görüldüğü yerler, Fatih ve Ayasofya civarıdır. Taraçayı oluşturan malzemeler, değişik çap ve boyuttaki silt, kum, çakıl, blok ve iri kayaç parçalarından oluşmaktadır. Kum boyutu malzemeler, fosilsiz, siltli, bazalt ve andezitik çakıl ara seviyeli, hafif laminalı, ince-orta-iri taneli, gri ve kahverenginin tonları şeklindedir. İri kayaç parçası, blok ve çakıllar, bazalt ve andezitik kayaç parçaları ile kireçtaşlarından oluşmakta, 0.2-50 cm çapında, tane destekli, yuvarlak-diskoidal, yarı yuvarlak-prizmoidal, yassı-elipsoidal, yarı yuvarlak- yarı prizmoidal, köşeli-küresel

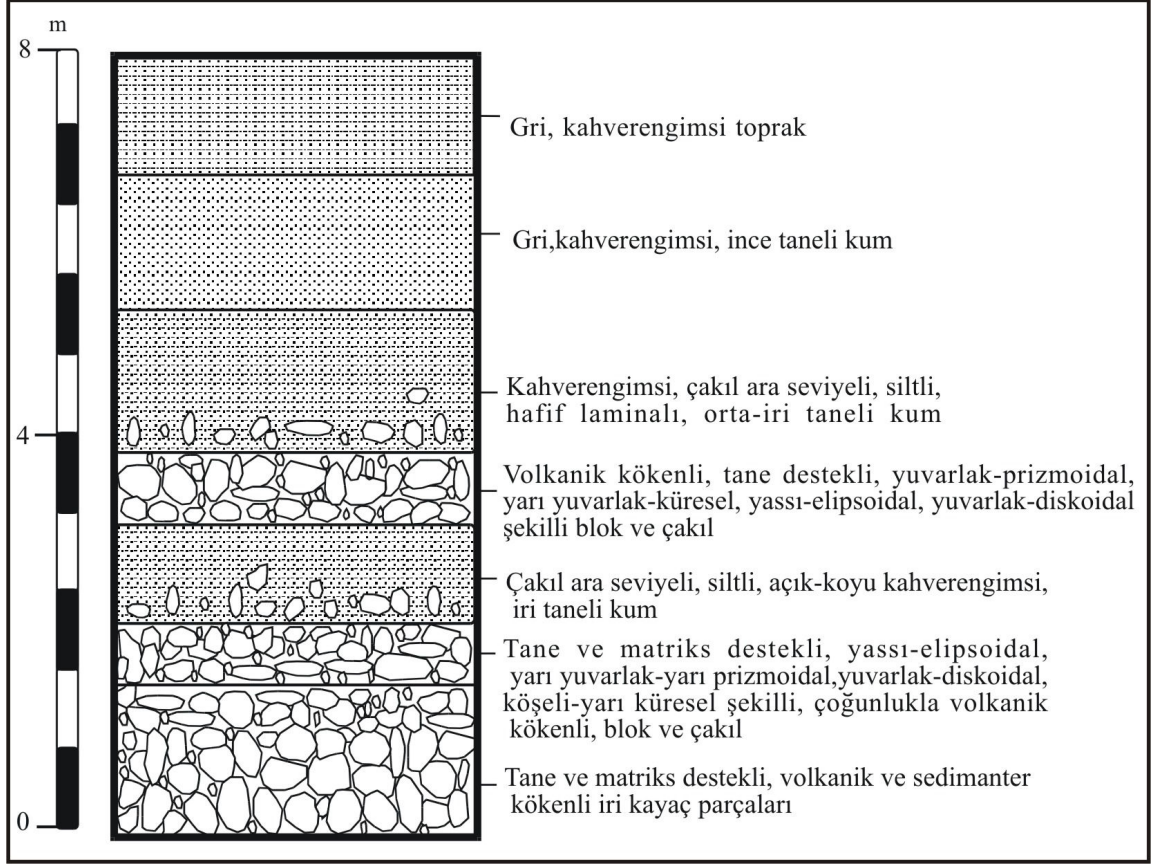
şekillidirler. Birim içindeki mollusk kavkılarından yapılan ESR analiz sonuçlarına göre birimin yaşı 407.998 ± 67.475 ve 410 ± 28.3 bin yıl olarak bulunmuştur (Tablo 2).



Şekil 29. İnceleme alanında yer alan T-3 taraçasının ölçülü kolon kesiti

3.1.7. 2. 4. Taraça -4

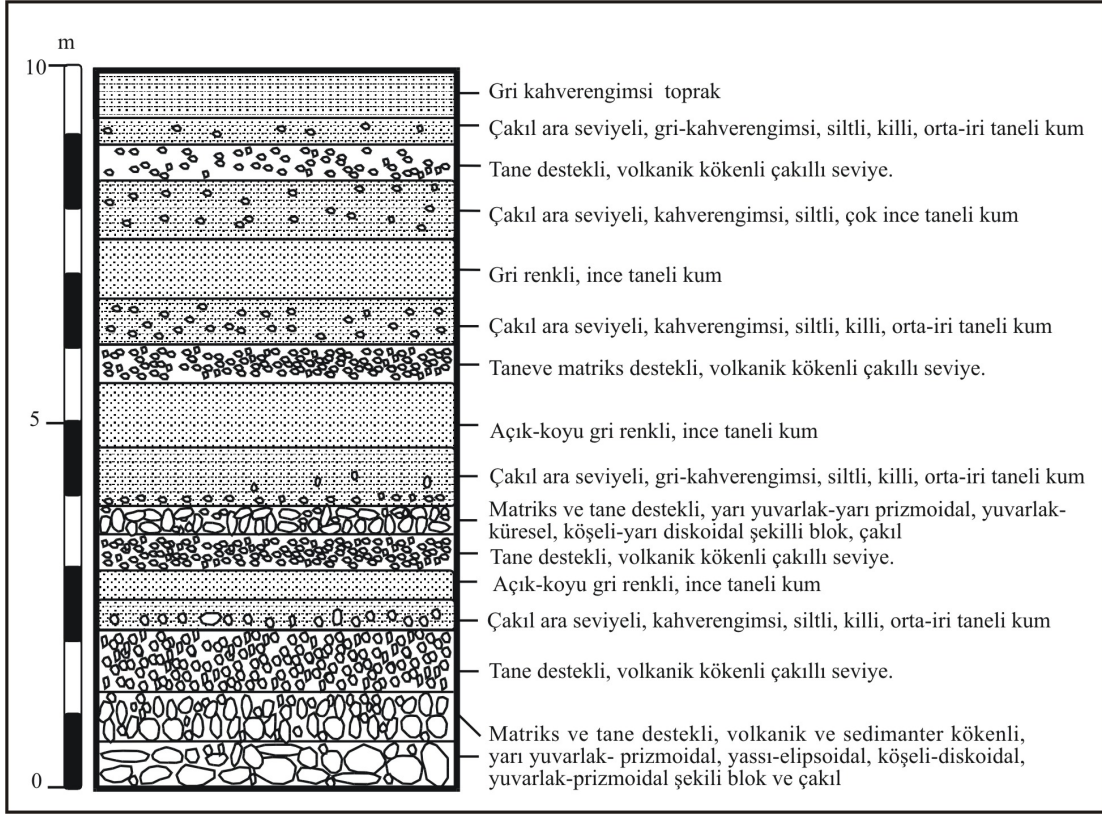
İnceleme alanında Bahçecik M. kuzeyi, Beşirli, Üniversite güneyi, Yenicuma güneyi ve Erdoğan'da yüzeyleme veren "T-4" taraçası 100-123 m yükseklikte yer almaktadır. En iyi yüzeyleme verdiği yerler Beşirli ve civarıdır. Değişik çap ve boyuttaki malzemelerin oluşturduğu birimin kalınlığı 3-8 m'dir (Şekil 30, 32C ve 32D). Genellikle kum boyutu malzemenin hakim olduğu birimde, blok ve çakılların boyutu 0.2-30 cm arasındadır. Kum boyutu malzemeler, fosilsiz, siltli, bazalt ve andezitik çakıl ara seviyeli, hafif laminalı, gri-kahverengimsi tonlarda, ince-orta-iri tanelidir. Blok ve çakıllar, çoğunlukla bazalt, andezit gibi volkanik kökenli kayaçlardan oluşmuş, yassı-elipsoidal, yarı yuvarlak-yarı elipsoidal, köşeli-yarı küresel, yuvarlak-diskoidal şekillidir. Birim fosil içermemektedir.



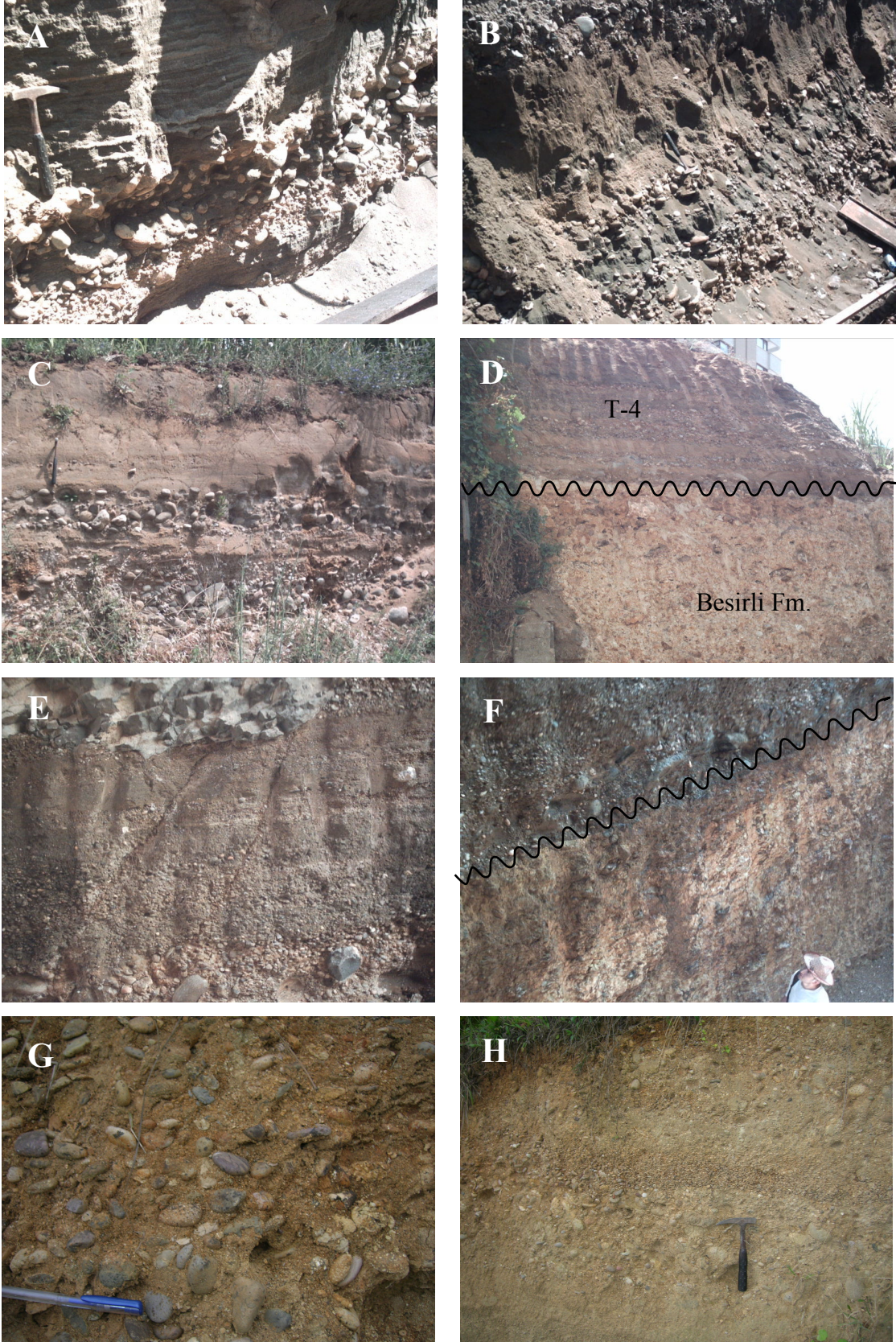
Şekil 30. İnceleme alanında yer alan T-4 taraçasının ölçülü kolon kesiti.

3.1.7. 2. 5. Taraça -5

İnceleme alanında Bostancı, Tıp Fakültesi güneyi, Afgan Kitapçıoğlu Lisesi (AKL), Eski cephanelik ve Bahçecik'in kuzeyinde yüzeyleme veren "T-5" taraçası, 135-200 m yüksekliğindedir. Değişik boyut ve çaptaki silt, kum, blok ve çakılın oluşturduğu birimin kalınlığı 10 m 'dir (Şekil 31, 32E ve 32F). Blok ve çakıllar bazalt, andezit ve kireçtaşı kökenli, 0.2-40 cm boyutunda, tane ve matriks destekli, yuvarlak-prizmoidal, yarı yuvarlak- prizmoidal, köşeli-yarı diskoidal, yuvarlak-küresel, yassı elipsoidal şekillidir. Kum boyutu malzelemer, açık-koyu gri, kahverengimsi renk tonlarında, silt ve çakıl ara seviyeli ve fosilsiz, ince-orta ve iri tanelidir. Birim fosil içermemektedir.



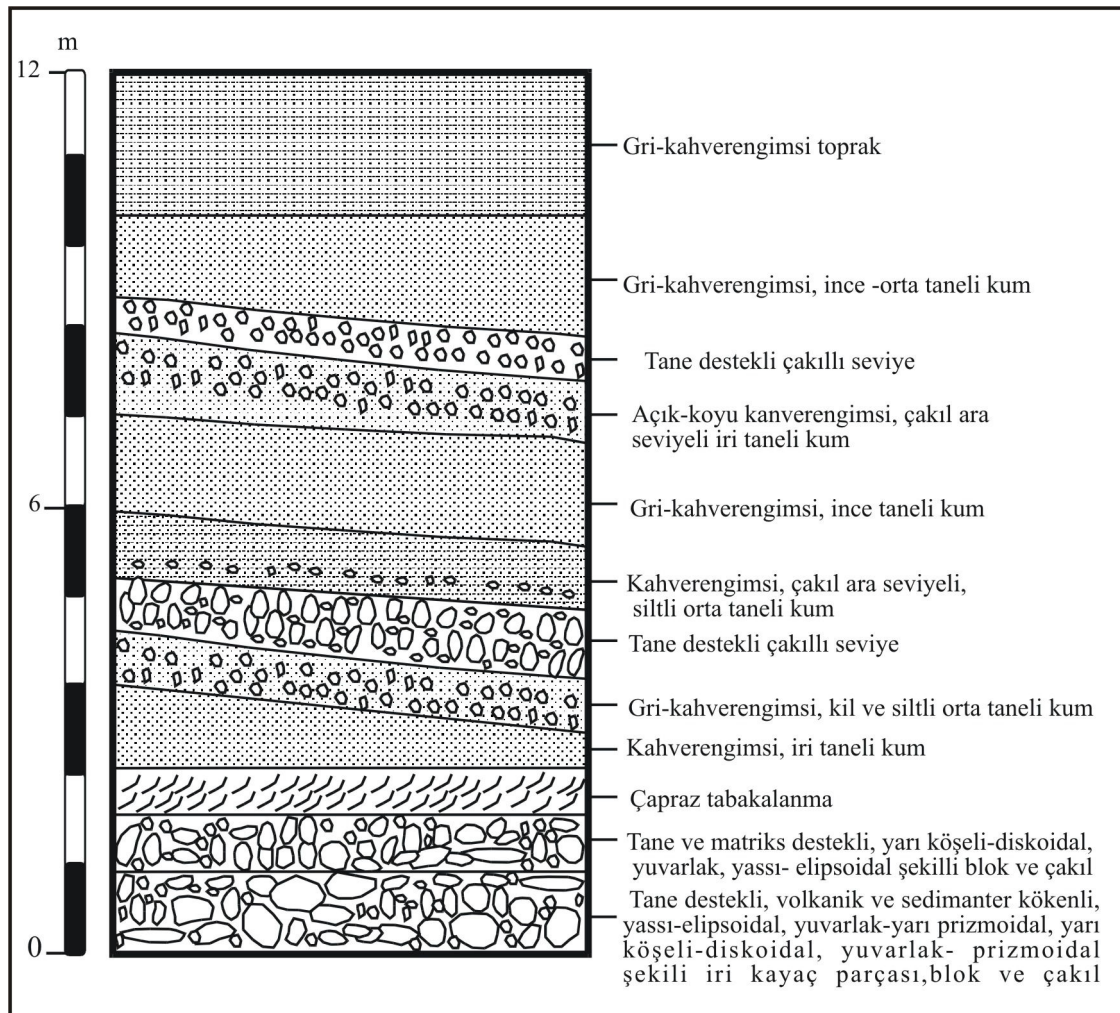
Şekil 31. İnceleme alanında yer alan T-5 taraçasının ölçülü kolon kesiti.



Şekil 32. İnceleme alanındaki T-3, T-4, T-5 ve T-6 taraçalarının görünümü. A ve B: T-3, C ve D: T-4, E ve F: T-5, G ve H: T-6 taraçası.

3.1.7. 2. 6. Taraça -6

İnceleme alanında Bektaş M. doğusu, Boztepe, Bostancı güneyi, Bahçecik M. ve Cezaevi civarında yüzeyleme veren birim, 260-300 m yüksekliktedir. Birimin en iyi görüldüğü yer Bahçecik ve civarıdır. Kil, kum boyutundan blok ve çakıla kadar değişik boyutlarda malzeme içeren birimin kalınlığı 12 m'dir (Şekil 32G, 32H ve 33). Blok ve çakıllar, 0.2-30 cm boyutunda, genellikle tane destekli, volkanik ve sedimanter kökenli, yassı elipsoidal, yuvarlak, yarı yuvarlak- prizmoidal, yarı köşeli-diskoidal, yuvarlak-prizmoidal şekillidir. Kum boyutu malzemeler ince-orta ve iri taneli, killi, siltli ve çakıl ara seviyeli, gri-kahverengimsi renk tonlarındadır. Birim fosil içermemektedir.



Şekil 33. İnceleme alanında yer alan T-6 taraçasının ölçülü kolon kesiti.

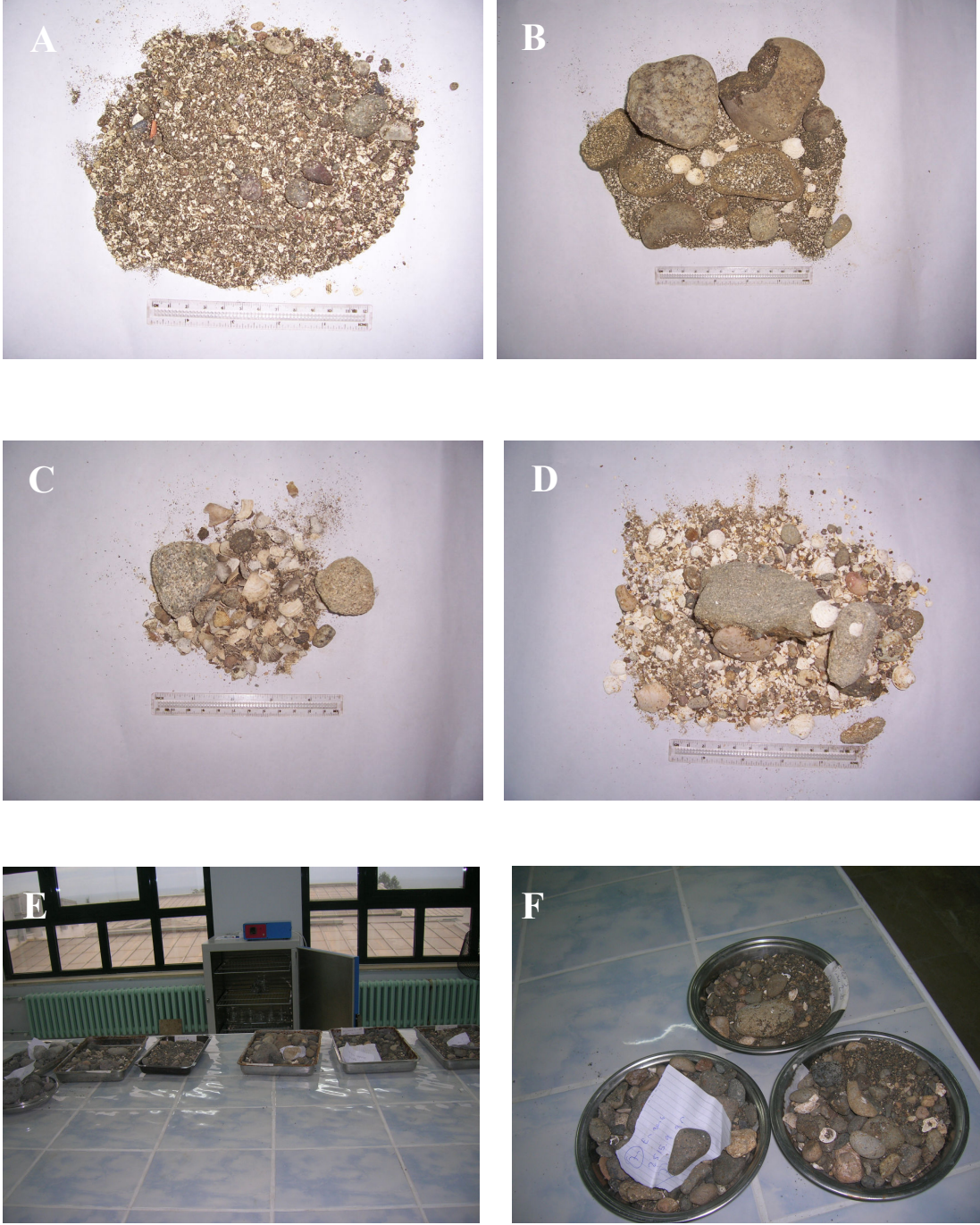
3.1.7.3. Yaş

İnceleme alanında Eosen-Neojen (?) yaşlı volkanik kayalar ve Pliyosen yaşlı Beşirli Formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelen taraçalar, daha önceki çalışmalarda stratigrafik konumları dikkate alınarak Pliyo-Kuvaterner yaşlı oldukları düşünülmüştür (Yılmaz vd., 1998; Yılmaz vd., 2005). Bu çalışmada Holosen ve Pleyistosen yaşlı H, T-1, T-2 ve T-3 taraçalarından toplanan mollusk kavkılarında (Şekil 34) ESR yöntemi ile yaşlandırma yapılmış (Tablo 2), ESR sonuçlarına göre elde edilen veriler, oksijen izotop evreleri ile korele edilmiş (Tablo 2, Şekil 35) ve eski deniz seviyesi değişiklikleri ortaya konulmuştur (Şekil 36). ESR sonuçları H, T-1, T-2 ve T-3'ün yaşlarını sırasıyla 5.008 ± 0.533 , 124.8 ± 26.0 , 292.5 ± 49.8 ve 407.998 ± 67.475 bin yıl olarak göstermektedir. Buna göre; H taraçasının yaşı Holosen, T-1 taraçasının yaşı Üst Pleyistosen, T-2 ve T-3 taraçalarının yaşı Orta Pleyistosen'dir (Şekil 34). H taraçası oksijen izotop evresi MIS 1, T-1 taraçası oksijen izotop alt evre (MISS) 5e, T-2 taraçası oksijen izotop evresi MIS-9 ve T-3 taraçası MIS-11'e denk gelmektedir (Şekil 34) (Lajoie, 1986; Zazo, 1999; Hearty ve Kaufmann, 2000; Kukla vd., 2002). T-1, T-2 ve T-3 taraçaları sıra ile son buzularası dönem (Last Interglacial, Eemian), 3. Buzularası (3rd Interglacial) dönem ve 4. Buzularası döneme (4th Interglacial) denk gelmektedir (Radtke ve Schellmann, 2004). H taraçası ise günümüz buzularası dönemde oluşmuştur.

İnceleme alanındaki T-4, T-5 ve T-6 taraçalarında yapılan detaylı arazi çalışması sonucu ESR yöntemi ile yaşları belirlenebilecek herhangi bir fosil bulgusuna rastlanılmamıştır. Bu denizel taraçalar, daha önceki stratigrafik konumlarına ve bu çalışmada elde edilen bulgulara bakılarak Pleyistosen olarak düşünülmektedir.

Tablo 2. Analiz edilen örneklerin inceleme alanındaki konum ve yaşları.

Örnek yeri	Örnek		Enlem	Boylam	Yükseklik (m)	ESR yaş (bin yıl)	MIS ve MISS
	No	Lab No					
Fatih	X-35	K-5310	39°41' 30.20"	40° 59' 53.67"	67±9	410±28.3	11
Fatih	8	K-5335	39°42'19.20"	41° 0'3.22"	60±2	407.998 ± 67.5	11
Yıldızlı	X-2a	K-5311	39° 37' 15.65"	41° 0' 30.65"	30±3	292.5±49.8	9
KTÜ Sahil Tes.	X-42	K-5312	39°46' 39.48"	41° 0' 3.81"	9±4	124.8±26.0	5e
Yıldızlı-DSİ	2	K-5341	39°37'33.58"	41° 0'26.84"	0±3	5.141 ± 294	1
Yıldızlı-DSİ	1	K-5339	39°37'31.59"	41° 0'26.00"	0±3	5.008 ±533	1



Şekil 34. H, T-1, T-2 ve T-3 taraçalarından yaş analizi için toplanan mollusk fosilleri.

K U V A T E R N E R	Yıl (1000)	$\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}$	ALPLER		TARAÇALAR
			ALPLER	TARAÇALAR	
Holosen	0	1			H
	10				
Üst Pleistosen	20	2	WÜRM	Üst Wurm	
	30				
	40	3		Orta Wurm	
	50				
	60	4			
	70				
	80				
	90	a			
	100	b			
	110	c			
Orta Pleistosen	120	d			
	130	e			T-1
	140				
	160	6		Riss	
	180				
	200	7			
	300	8		Buzularası Mindel-Riss	
	400	9			T-2
	500	10			T-3
	600	11			
Alt Pleistosen	700	12			
	800	13			
	900	14		Mindel	
	1000	15			
		16			
		17			
		18			
		19		Buzularası Günz-Riss	
		20			
		21			
	22				
	23				
				Günz	

Şekil 35. İnceleme alanında bulunan taraçaların buzularası dönemler ve isotop evreleri ile olan ilişkileri (Riser 2002'den değiştirilerek).

3.1.8. Alüvyon

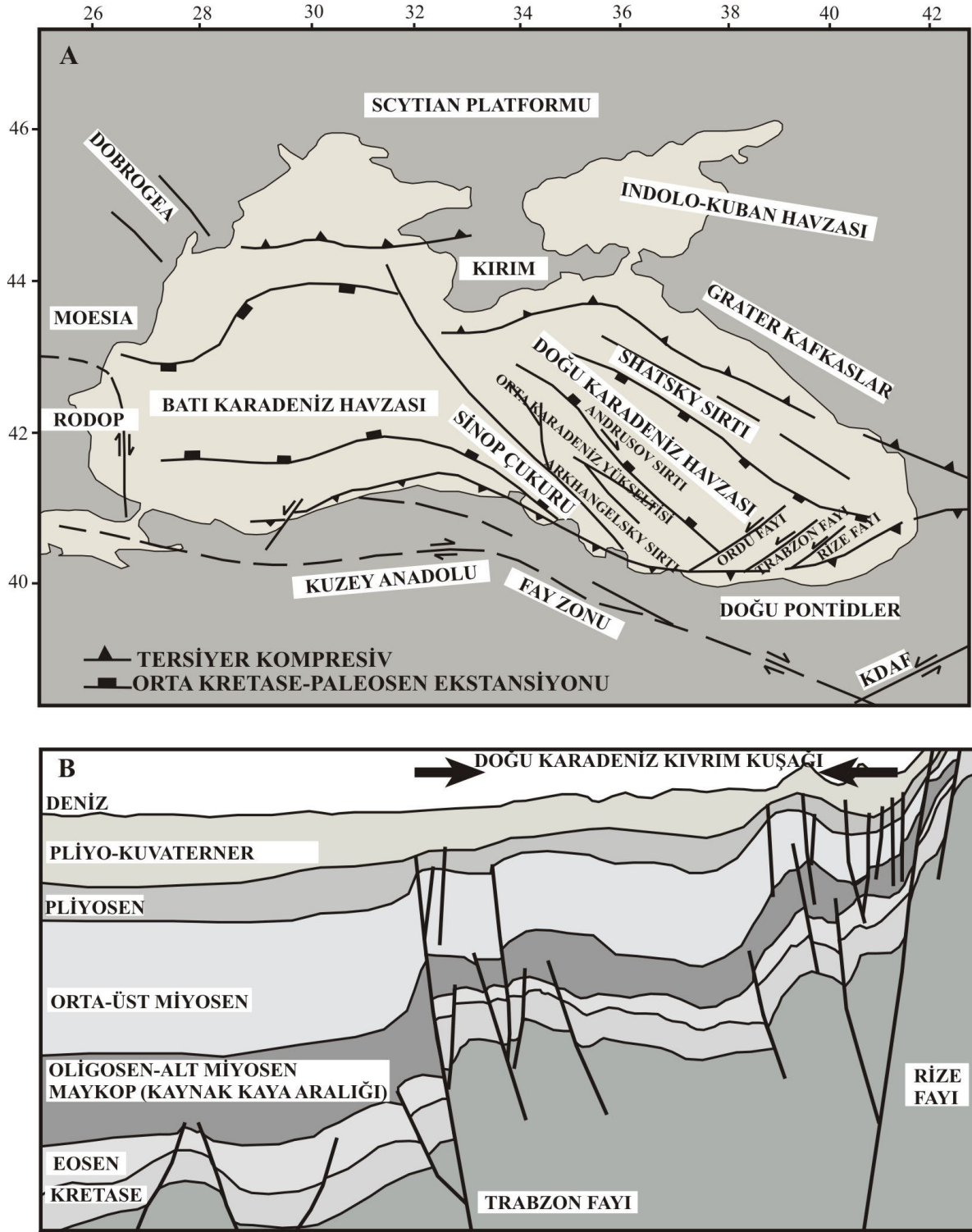
İnceleme alanında özellikle güneyden kuzeye doğru akan Değirmendere, Beşirli, Kirli, Karaoğlan, Kisarna, Kuzgun, Zağnos dereleri boyunca gözükten alüvyonlar blok, çakıl, kum, kil ve silt gibi malzemelerden oluşmaktadır.

3.2.Taraçalar, Yükselme Oranları ve Bölgenin Aktif Tektoniği

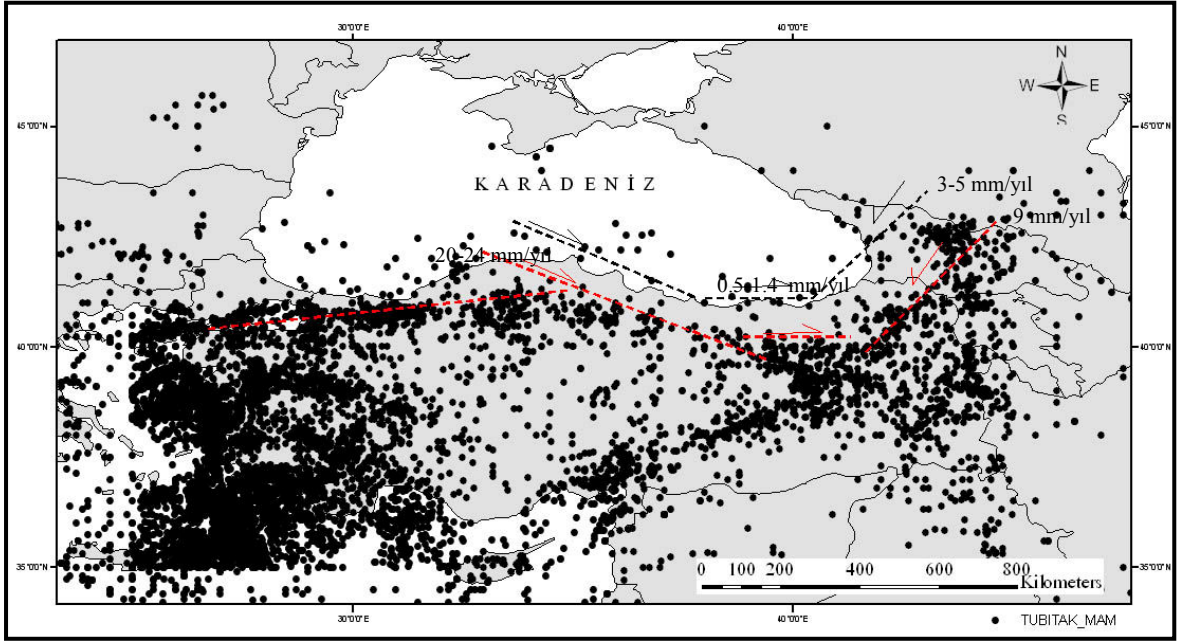
Avrupa'dan başlayıp Karadeniz kıyıları boyunca Türkiye'yi aşan ve İran'daki Elbruz Dağları ile Hint platformuna ulaşan Alp-Himalaya dağ oluşumunun bir parçası olan Doğu Pontidler ve Kafkaslar'da, Miyosen'den sonra Arap plakasının kuzeye doğru hareketiyle çarpışma tipi tektonik rejim gelişmiştir. Güncel jeolojik, jeofizik ve GPS çalışmaları Gürcistan'daki aktif ters fay ve kıvrım sisteminin Karadeniz'e doğru devam ettiğini ve aktif basınç deformasyonunun Kafkaslar'dan Karadeniz'e doğru azaldığını göstermektedir. Karadeniz'in shelf bölgesini derin basen kısmından ayıran basınç deformasyonuna ait aktif ters faylar, Trabzon sahilinden yaklaşık 5-20 km uzaklıkta, sahile paralel uzanmaktadır (Şekil 37).

Şekil 37A'da görüleceği üzere Anadolu ile Avrasya levhalarını sınırlayan D-B doğrultulu ters fayın gerçekte tek bir fay olarak değil, üç ayrı fay sistemi (KB-GD, D-B ve KD-GB) olarak çalıştığı görülmektedir. Güncel ve tarihsel depremlerin episantır dağılımları (Şekil 38) bunu açık bir şekilde göstermektedir. Bu faylardan KB-GD doğrultulu olanlar KAF ve inceleme alanındaki KB-GD doğrultulu faylara, D-B doğrultulu olan, inceleme alanındaki D-B doğrultulu olan faylara, KD-GD doğrultulu olanlar da KDAF sistemine ve inceleme alanındaki KD-GB doğrultulu fay sistemlerine paralellik göstermektedir.

Episantır dağılımları göz önüne alınarak çizilen bu fayların en büyük delillerinden birisi Trabzon-Rize-Hopa açıklarında petrol aramalarına yönelik yapılan ve günümüzdeki jeolojik ve jeofizik çalışmaların (TPAO) sonucunda ortaya çıkarılan aktif faylardır. Sahilden güneye devam etmekte olan ve sahile paralellik gösteren bu faylar, Doğu Karadeniz Kıvrım Kuşağı olarak adlandırılan bir kıvrım-itki kuşağı içinde bulunan Pliyosen-Pleyistosen yaşlı aktif kıvrımın merkezinde bulunup gizli faylar (blind fault)



Şekil 37. Doğu Karadeniz Bölgesi'ndeki aktif faylar (A), Aktif kıvrımların merkezinde yer alan aktif gizli (B) Trabzon fayı (Kaynak TPAO)



Şekil 38. Türkiye’de meydana gelmiş olan depremlerin episentir dağılımları (milattan önce 2100’den günümüz 2004’e kadar. Kaynak: Tübitak).

olarak görülmektedir (Şekil 37B). Bölgede meydana gelen mikro ölçekli depremlerin episentir dağılımları bu aktif fayların varlığını doğrulamaktadır (Şekil 38).

Petrol aramalarına yönelik yapılan sismik çalışmalar (Rangin vd., 2002), Karadeniz’deki normal fay sistemlerinin inversiyona uğrayarak aktif ters faylara dönüştüğünü göstermiştir. Bu aktif ters faylar (blind fault), Doğu Karadeniz’de Trabzon Fay Zonu’nu oluşturmakta ve yukarıda da belirtildiği gibi aktif kıvrımların içinde yer almaktadır (Şekil 37B).

Karadeniz’in güneye doğru oblik yitiminden kaynaklanan aktif deformasyon, şelf bölgesindeki itki fayları ve karadaki doğrultu atımlı faylar tarafından farklı oranlarda paylaşılmıştır. Bu nedenle KAF’ın yıllık sağ yanal hareketi GPS verilerine göre 20-24 mm/yıl, Kafkaslar’ın 3-5 mm/yıl ve KDAF’ın ise 9 mm/yıl iken (McClusky vd., 2000), Doğu Pontidler’in kuzeye doğru itilmesi yılda birkaç mm’dir (Bektaş ve Eyüboğlu, 2003).

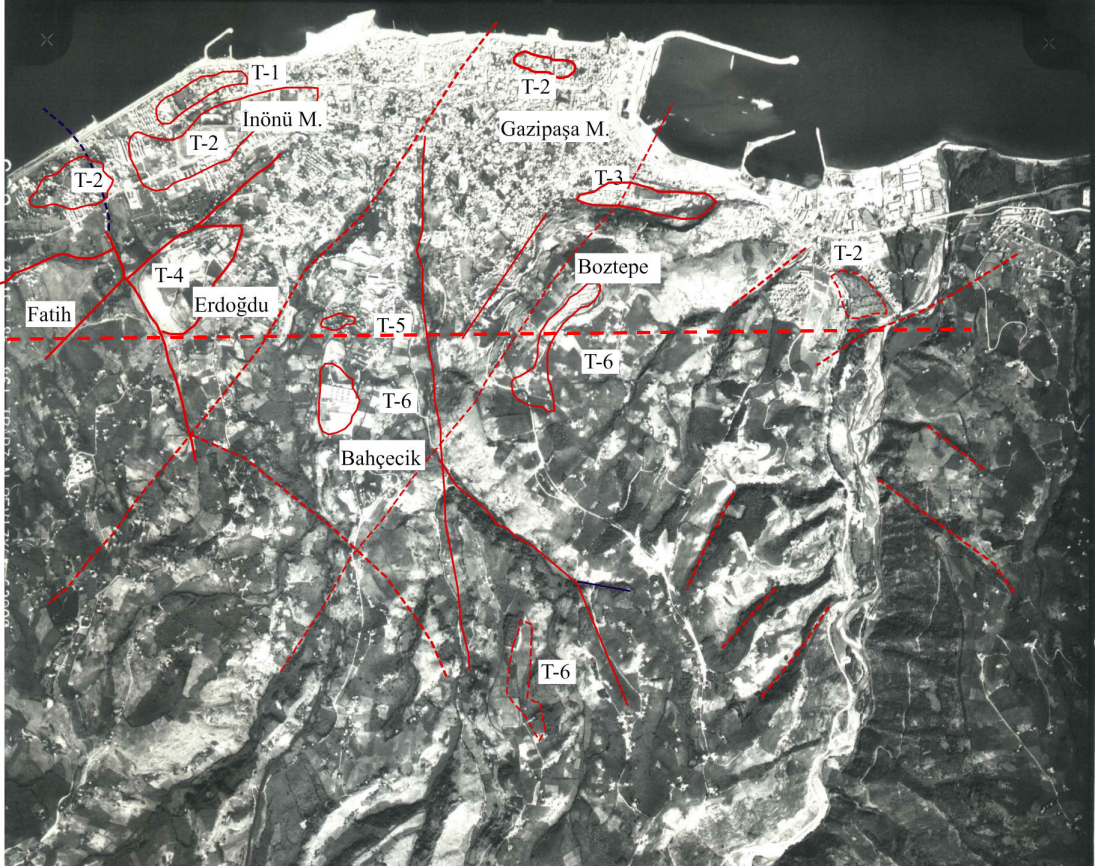
İnceleme alanında yürütülen çalışmalarda, bölgede var olan fayların Karadeniz’deki fay sistemlerine paralellik gösterdiği saptanmıştır. Jeolojik (Şekil 2 ve 11), jeofiziksel (Şekil 37) ve hava fotoğraflarından (Şekil 39) elde edilen verilerde Trabzon ve çevresinde Doğu Pontid aktif ve paleo kırık sistemine paralellik gösteren KD-GB, D-B ve KB-GD olmak üzere üç ana kırık sisteminin varlığını ortaya koymaktadır (Bektaş ve Çapkınoğlu, 1997; Eyüboğlu vd., 2006).

Tablo 3. Trabzon ili ve çevresindeki tarihsel depremler (Ergin vd., 1967)

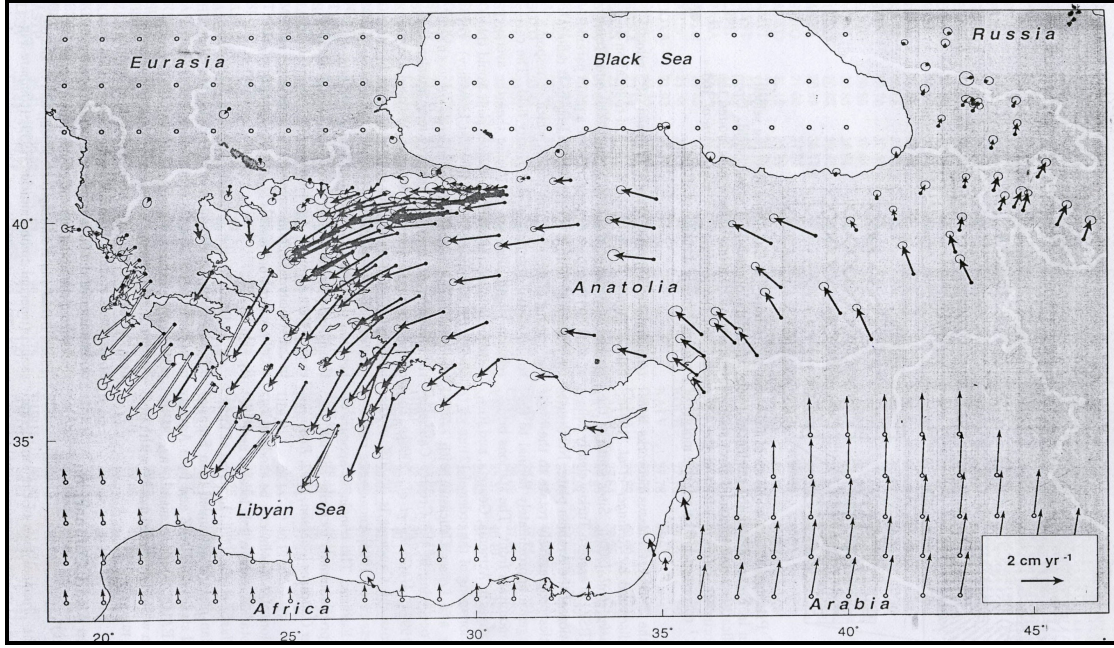
Tarih	Odak Merkezi	Yer	Şiddet	Referans
16-28.09.1890	41,0° N 39,7° E	Trabzon	V	T.D.İ.K
11.1891	41,0° N 39,9° E	Trabzon	VI	T.D.İ.K
07.1902	41,0° N 39,7° E	Trabzon	VI	T.D.İ.K
07.03.1937	41,0° N 39,7° E	Trabzon	VI	T.D.İ.K
11.1937	41,0° N 39,7° E	Trabzon	VI	T.D.İ.K
08.12.1948	40,4° N 38,2° E	Trabzon	V	ISS

Bu çalışmada Trabzon Sahil Kesiminin Fay Sistemi (Boztepe Fayı, Erdoğan Fayı, Fatih Fayı, Yenimahalle Fayı, Faroz Fayı) olarak adlandırılan KD-GB ve KB-GD doğrultulu kırıklar denizel taraçaları kesip parçalamaktadırlar (Şekil 11 ve 39). Güncel aletsel verilere göre her üç doğrultudaki kırıklar aktif özellik göstermektedir. Tarihsel ve güncel deprem verilerine göre Trabzon ve çevresinde can ve mal kaybına sebebiyet veren deprem olmamasına karşın magnitüdü $M=6$ büyüklüğüne kadar olan deprem kayıtları mevcuttur (Tablo 3). Bu depremlerin odak merkezleri faylara paralellik göstermektedir. Fayların hareket miktarları hakkında kesin veriler olmamasına rağmen güncel GPS verilerine (Tari vd., 2000; McClusky vd, 2000; Kahle vd., 2000) göre Trabzon yöresi yılda birkaç mm KB'ya doğru hareket etmektedir (Şekil 40). Güncel olarak aktif olan bu fayların hareket miktarlarını daha güvenilir bir şekilde hesaplamak için taraçaların yaşları, oluşumu sırasındaki deniz seviyesinin durumu, günümüzdeki yükseklikleri, Karadeniz Havzası'nın yıllık sübidans miktarı ve Karadeniz'de 7150 yıl önce meydana gelen ani sel olayında (Ryan vd., 1997; Görür vd., 2001) eski deniz seviyesinin de bilinmesi gerekmektedir. Meredith ve Egan (2002)'a göre, Doğu Karadeniz Havzası'ndaki sübidans miktarı Tersiyerin başından bu yana 12 km'dir. Nikishin vd., (2003)' ne göre tektonik sübidans oranı Üst Kretase- Eosen zaman aralığında 0.07-0.08 mm/yıl, Oligosen-Miyosen'de 0.02-0.03 mm/yıl, Pliyosen-Kuvaterner'de ise 0.085 mm/yıl'dır. Nesmeyanov (1995)'e göre Karadeniz'in kuzey sahilleri boyunca meydana gelen toplam yükselme oranı Kuvaterner zamanında 0.5 mm/yıl, Üst Pleyistosen ve Holosen de ise 1.6 mm/yıl'dır. 7150 yıl önce meydana gelen sel olayında Ryan vd., (1997)'e göre eski kıyı çizgisi, günümüz deniz seviyesinden 100 m'den daha aşağıda bir seviyedir. Ballard vd., (2000) 'e göre, bu rakam 155 m'dir. Görür vd., (2001)'e göre ise bu zamandaki eski deniz seviyesi, günümüz deniz

seviyesinden 18 m daha aşağıda bir seviyedir. D.Dimitrov ve P.Dimitrov (2006) ise bu rakamın 90-120 m arasında olduğunu ileri sürmektedirler.



Şekil 39. İnceleme alanı olan Trabzon ve çevresindeki kırık sistemleri ile denizel taraçaların hava fotoğraflarının yorumlanmasıyla ortaya çıkarılması (ölçeği 1/ 23.000 olan hava fotoğrafı 1986 yılına aittir).

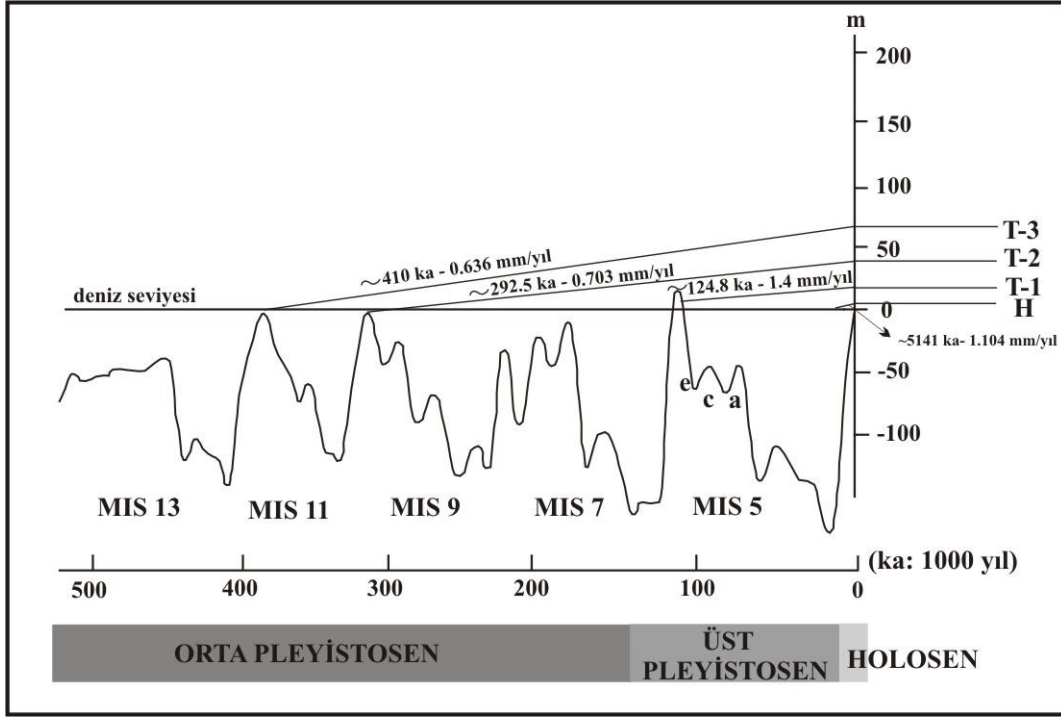


Şekil 40. Güncel GPS verileri (Kahle vd., 2000).

Tablo 4. İnceleme alanındaki taraçaların yaş, deniz seviyesi değişiklikleri ve yükselme oranları (Keskin vd., 2007b'den değiştirilerek).

Taraça	Yükseklik (m)	Yaş (bin yıl)	MIS ve MISS	Deniz seviyesi (m)	Yükselme oranı (mm/yıl)
H	0±3	5.141 ± 0.294	1	0	1.104±0.420
T-1	9±4	124.8±26.0	5e	3±3	1.343±0.057
T-2	25±7	292.5±49.8	9	3±3	0.687±0.016
T-3	67±9	407.998 ± 67.5	11	3±3	0.622±0.014

Yukarıdaki bilgilerin ışığında H, T-1, T-2 ve T-3 taraçalarının ESR yaş sonuçları, eski deniz seviyesinin durumu ve yıllık sübidans miktarı göz önüne alınarak yükselme oranları sırası ile 1.104±0.420 mm/yıl, 1.343-0.057 mm/yıl, 0.687±0.016 mm/yıl ve 0.622 ± 0.014 mm/yıl'dır (Tablo 4, Şekil 41).



Şekil 41. H, T-1, T-2 ve T-3 taraçalarının yükselme oranları ve eski deniz seviyesi ile olan ilişkileri (Lajoie, 1986; Hearty ve Kaufmann, 2000'den değiştirilerek)

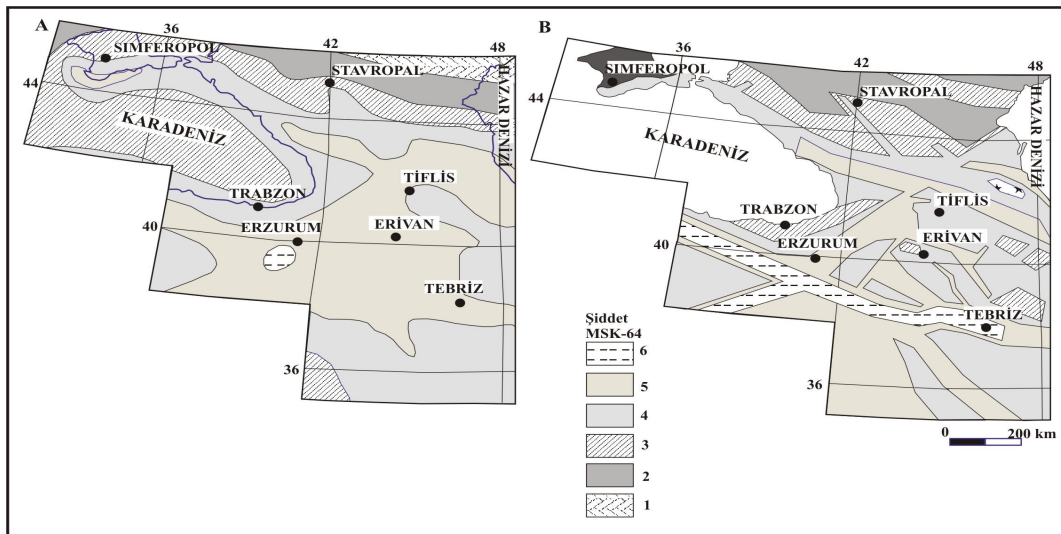
Tablo 5. İnceleme alanındaki fay sistemlerinin hareket miktarları

Faylar	Fayların kestiği ve atıma uğrattığı taraçalar	Fayların hareket miktarları (mm/yıl)
Yenimahalle	T-2, T-4	0.687±0.016
Faroz	H, T-1, T-2, T-4, T-6	0.687-1.4
Fatih	H, T-1, T-2, T-3	0.622-1.4
Erdoğan	H, T-2, T-4	0.687-1.104
Boztepe	H, T-3	0.622-1.104

İnceleme alanında Trabzon Sahil Kesiminin Fay Sistemi'ni oluşturan ve denizel taraçaları kesen KB-GD doğrultulu Yenimahalle ve Faroz fayları, D-B doğrultulu faylar ve KD-GB doğrultulu Boztepe, Erdoğan ve Fatih faylarının hareket miktarları 0.5-1.4 mm/yıl arasında değişmekte (Tablo 5) ve bu hareket miktarları, Karadeniz'de yapılan GPS çalışmaları sonucunda elde edilen verilere (Şekil 40) paralellik göstermektedir (Tari vd., 2000; McClusky vd., 2000; Kahle vd., 2000). Kafkas sahillerinde taraçalara yönelik yapılan çalışmalarda da ortaya çıkarılan ve denizel taraçaları kesen fayların hareket miktarları (Nesmeyanov, 1995) inceleme alanındaki taraçaları kesen fayların hareket miktarlarına uyumluluk göstermektedir.

Modern depremlerin dağılımları yukarıda da belirtildiği gibi Karadeniz sahilleri boyunca yoğunlaşmaktadır. Bu depremlerin en büyüğü 1968 Bartın depremi ve 1950 yılındaki Batum depremidir. Trabzon ve çevresinde can ve mal kaybına sebebiyet vermeyen bu gibi depremlerin tekrarlanma süresi Kuzey Anadolu Fayı'ndan oldukça farklıdır. KAF'ın bu büyüklükteki bir depremi meydana getirme süresi 50-100 yıllık bir zaman dilimini gerektirirken (Bektaş vd., 2007) Trabzon'da bu büyüklükte bir depremin tekrarlanma süresi, elde edilen verilere göre birkaç bin yılı almaktadır. Bunun en büyük sebebi, fayların hareket miktarlarından kaynaklanmaktadır. KAF'taki hareket miktarı GPS verilerine göre 24 mm/yıl (McClusky vd., 2000) iken Doğu Pontidler'de bu hareket 0.5-1.4 mm/yıl'dır (Şekil 38). Bu da Anadolu levhası ve Avrasya levhasının çarpışması sırasında meydana gelen deformasyonun tek bir fay üzerinde değil, birden çok fay üzerinde paylaşılmasından kaynaklanmaktadır.

Kuzey Anadolu Fay sisteminin üretebileceği en büyük depremi dikkate alan ve bugün kullandığımız deterministik deprem risk haritaları, Doğu Karadeniz sahil kesiminin gerçek deprem potansiyelini yansıtmaz. Buna karşın hem KAF'ın hem de Doğu Karadeniz'in deprem riskini dikkate alan probabilistik haritalar daha gerçekçidir. Sadece KAF'ın özelliği dikkate alınarak çizilen deterministik deprem risk haritalarında Doğu Karadeniz sahil kesimi 3. ve 4. dereceden deprem risk bölgesinde yer alırken, probabilistik deprem risk haritalarında aynı bölgeler KAF'dan sonra gelen 2. deprem risk kuşağında yer almaktadır (Şekil 42).



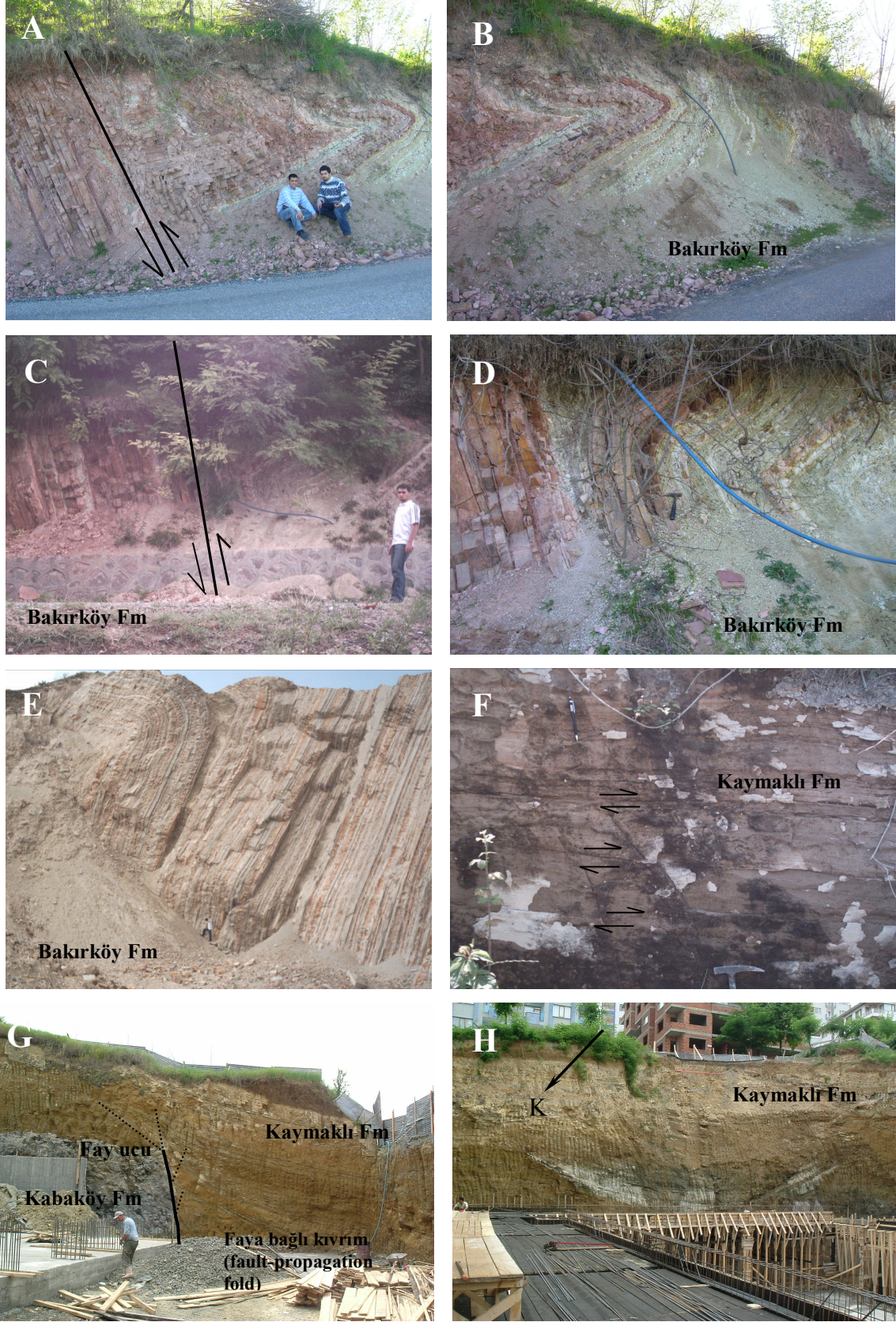
Şekil 42. Doğu Karadeniz sahilinin ve Kafkaslar'ın (A) probabilistik ve (B) deterministik deprem risk haritaları (USGS'den değiştirilerek).

3.3. Yapısal Jeoloji

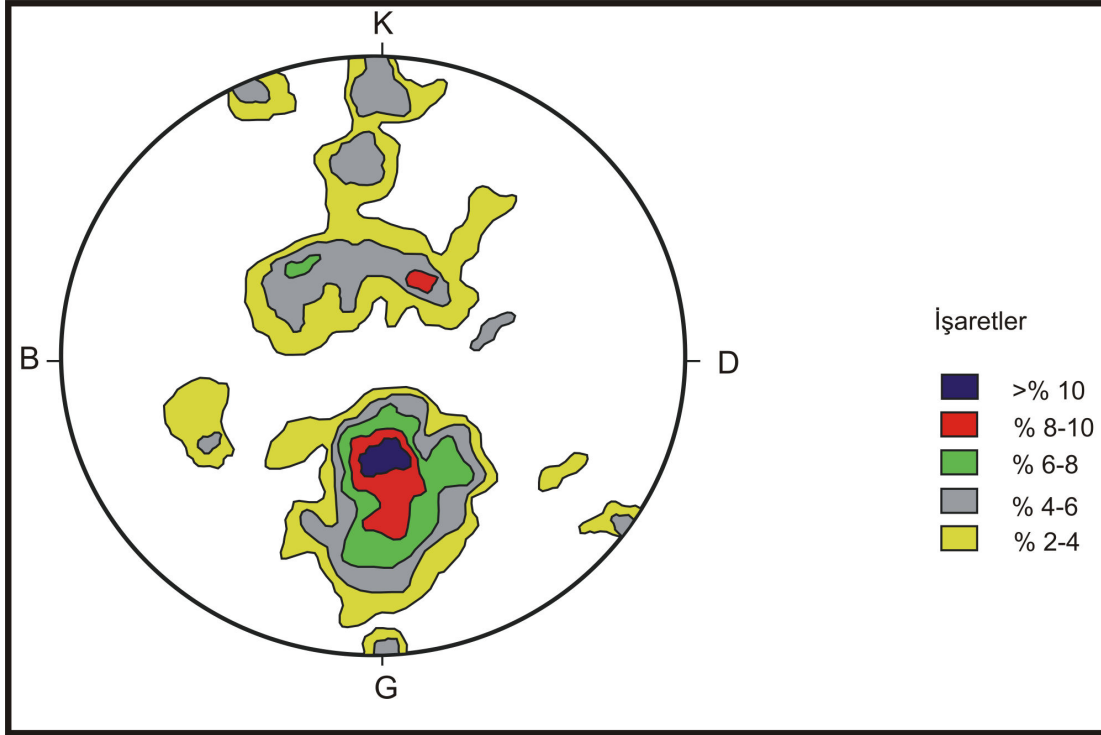
Doğu Pontid Tektonik Birliği'nin Kuzey Zon'unda yer alan inceleme alanında Hersinyen ve Alpin dağ hareketlerinin etkisi sonucu, tabakalı yapılar, kıvrımlar, uyumsuzluklar ve kırık sistemleri gelişmiştir.

3.3.1. Tabakalı Yapılar ve Kıvrımlar

İnceleme alanında yüzeyleme veren Bakırköy, Beşirli ve Kaymaklı Formasyonlarına ait birimlerde tabakalı yapılara rastlanmaktadır. Özellikle Bakırköy Formasyonu içindeki marn, kiltası, kırmızı ve beyaz renkli kireçtaşı, şeyl, tuf, tüfit ve killi kireçtaşlarının arılanması geniş bir yayılım göstermekte ve kıvrımlı bir yapıya sahip olduğu görülmektedir. (Şekil 43). İnceleme alanının güneybatı kesiminde, Gürbulak ve Yeşilova civarında yüzeyleme veren formasyon genellikle antiklinal ve senklinal tipi kıvrımlı yapılar içermektedir. Antiklinalin kıvrım ekseninin doğrultusu yaklaşık D-B doğrultuludur. Kıvrım ekseninin kuzey kanadında yer alan marn-kumtaşı-kiltası-tuf arılanmasının oluşturduğu tabakalı yapıların doğrultuları KB-GD olup, 45-87 ° arasında değişen eğimlerle KB'ya doğru eğimlidir. Kıvrım ekseninin güney kanadında bulunan kumtaşı-kiltası-killi kireçtaşı-marn arılanmasının oluşturduğu tabakalı yapılar D-B ve KB-GD doğrultulu olup, 20-85° arasında değişen eğimlerle G-GD'ya doğru eğimlidir. Kirli Tepe'nin güneyi, Gürbulak'ın kuzeyinde yer alan senklinal 1/25000 ölçekli haritada gösterilemeyecek boyuttadır. Kıvrım ekseninin duruşu antiklinalinki gibi D-B doğrultuludur. Kıvrım ekseninin kuzeyinde kalan tabakalar KB'ya, güneyindekiler ise GD'ya eğimli olup bu senklinalin her iki kanadını oluştururlar. Bakırköy Formasyonu içinde haritalanabilecek kıvrım eksenlerinin dışında, 1/25000 ölçekli haritada gösterilemeyecek boyutta kıvrımlı yapılar mevcuttur. İnceleme alanında Uğurlu ve Akyazı civarlarında, Bakırköy Formasyonu'nun en üst seviyesini oluşturan kırmızı ve beyaz renkli kireçtaşlarında görülen bu kıvrımların eksenleri yaklaşık D-B doğrultuludur. Kireçtaşlarının oluşturduğu tabakaların eğim değerleri 30-89 ° arasındadır (Şekil 43). Bakırköy Formasyonu'na ait tabakalardan alınan ölçümlerle hazırlanan kontur diyagramında, formasyon içindeki kıvrımların eksenlerinin genel olarak D-B doğrultulu



Şekil 43. İnceleme alanında yer alan yapısal unsurlar. A, B, C, D ve E: Üst Kretase-Paleosen yaşlı Bakırköy Formasyonu içindeki faylar ve kıvrımlar. F, G ve H: Miyosen yaşlı Kaymaklı Formasyonu içindeki küçük ölçekli faylar ve kıvrımlar.



Şekil 44. Bakırköy Formasyonu'na ait tabaka duruşlarına göre hazırlanmış kontur diyagramı.

olduğu görülmektedir (Şekil 44).

İnceleme alanında Boztepe M. doğusu ve Bostancı da yüzeyleme veren Kaymaklı Formasyonu'nda yer alan siltaşı-kiltaşı-marn ardalanması tabakalı yapı göstermekte ve kıvrımlı bir yapıya sahiptir. Tabakalı yapıların en iyi görüldüğü yer Bostancı civarındır. 1/25000 ölçekli haritada gösterilmeyecek kadar küçük olan kıvrımların eksenleri KB, GD, D-B, KD ve GB doğrultuludur (Şekil 43). Marn-kumtaşı-kiltaşı-siltaşı ardalanmasının oluşturduğu tabakalı yapılar genellikle 10-35° lik eğim değerlerine sahiptir. Kaymaklı Formasyonu içinde haritalanabilecek olan kıvrım eksenlerinin duruşları, formasyon içinde bulunan tabakalı yapıların konumlarına göre çizilmiştir.

İnceleme alanında Yıldızlı, Akyazı, Yeşiltepe civarlarında yüzeyleme veren Beşirli Formasyonu içinde yer alan kumtaşı-marn-kiltaşı ardalanması tabakalı yapı göstermektedirler. Tabakalı yapılar 15-65° arasında değişen açılarla K, KB ve KD'ya doğru eğimlidirler. Birim herhangi bir kıvrımlı yapı göstermemektedir.

İnceleme alanında Değirmendere civarında yüzeyleme veren konglomera-kumtaşı-kiltaşının oluşturduğu flüvyonal malzemeler tabakalı yapı göstermekte ve sedimentasyonla eş yaşlı (syn-sedimentary) faylanmalar sonucu, değişik eğim değerlerine sahip

olmaktadırlar. Tabakalı yapılar 36-55 ° arasında değişen eğim açılarıyla KD'ya eğimlidirler.

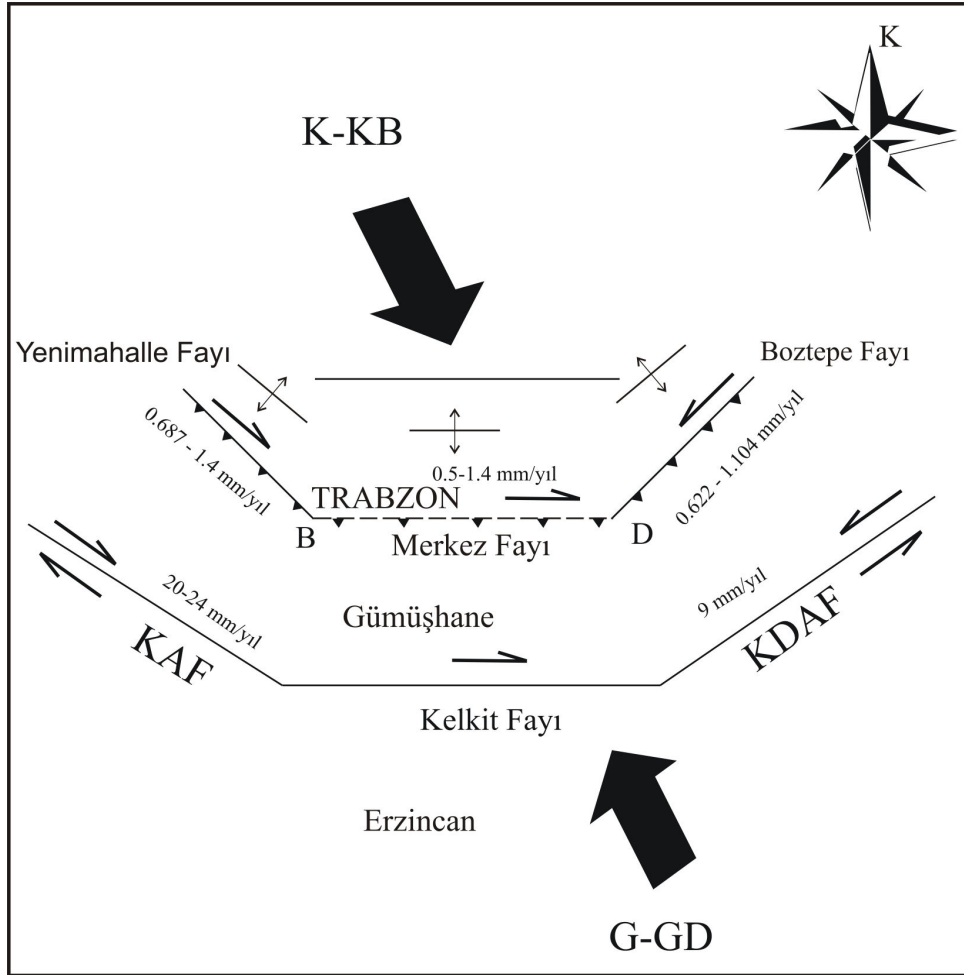
3.3.2. Faylar

İnceleme alanında büyük ve küçük ölçekli çok sayıda fay bulunmuştur. İnceleme alanındaki faylar haritalanırken arazi verileri, sismik veriler, güncel ve tarihsel depremlerin episantır dağılımları, fotojeolojik ve jeomorfolojik incelemeler baz alınmıştır. Haritalanan faylar genellikle D-B, KB-GD ve KD-GB doğrultuludur.

İnceleme alanındaki D-B doğrultulu fayların çoğu ters fay niteliğindedir. Bunlardan en önemlilerinden birisi inceleme alanının G-GB'sında yer alan, Gürbulak'tan Viranköy'ün kuzeyine kadar devam eden, Kabaköy ve Bakırköy formasyonlarının sınırı oluşturan yaklaşık 9-10 km uzunluğundaki ters faydır. Hava fotoğrafları ve stratigrafik ilişkiler göz önüne alınarak çizilen ve Kisarna Fayı olarak adlandırılan bu fay, Bengisu civarında bulunan düşey faylar tarafından kesilmektedir. Bu ters fay boyunca Üst Kretase yaşlı Bakırköy Formasyonu, Eosen-Neojen (?) yaşlı Kabaköy Formasyonu üzerine itilmiştir (Şekil 11). İnceleme alanındaki diğer D-B doğrultulu, sağ yanal bileşenli (transpressif fay) ters fay olan bu olası fay, Kisarna Fayı'na paralel yaklaşık 10-12 km uzunluğunda olan Merkez Fayı'dır (Şekil 11 ve 12). Bu fay boyunca Beşirli Formasyonu içindeki birimler atıma uğramışlardır. Bundan başka inceleme alanında, Yenicuma, Değirmendere, Fatih, Kaymaklı, Bostancı, Çukurçayır, Uğurlu ve Yeşiltepe civarlarında irili ufaklı birçok normal ve ters faylar bulunmaktadır (Şekil 43). Bunlardan jeomorfolojik ve fotojeolojik olarak en kolay saptanabilen fay Viranköy'ün kuzeyinden güneybatıya doğru uzanan normal faydır.

İnceleme alanındaki Trabzon Sahil Kesiminin Fay Sistemi'ni oluşturan KB-GD doğrultulu Yenimahalle ve Faroz fayları, ve KD-GB doğrultulu Boztepe, Erdoğan ve Fatih fayları, ters fay bileşenli doğrultu atımlı faylar olup, inceleme alanındaki Kuvaterner yaşlı denizel taraçaları kesip parçaladıkları düşünülmektedir. Hava fotoğrafları, jeolojik ve jeomorfolojik gözlemler (Şekil 11 ve 39) sonucu çizilen bu fayların uzunlukları 3.5-10 km arasındadır. Bu faylar, Doğu Pontid Tektonik Birliği içindeki aktif ve paleo kırık sistemlerine paralellik göstermektedir. KB-GD doğrultulu olan Yenimahalle ve Faroz fayları ters fay bileşenli sağ yanal faylar olup, Kuzey Anadolu Fayı'na (KAF) paralellik göstermektedir. KD-GB doğrultulu olan Boztepe, Erdoğan ve Fatih fayları, ters fay

bileşenli sol yanal faylar olup, Kuzey Anadolu Fayı'na (KDAF) paralellik göstermekte ve D-B doğrultulu olan Kisarna ve Merkez fayları da Kelkit Fayı'na paralellik göstermektedir. (Şekil 45).



Şekil 45. İnceleme alandaki fayların kinematığı, hareket miktarları ve aktif olan KAF ve KDAF olan ilişkileri.

Karadaki bu faylar Karadeniz'deki tarihsel ve güncel episantır dağılımlarına göre çizilen (Ergin vd., 1967; TPAO ve Kandilli verileri) KB-GD, D-B ve KD-GB doğrultulu aktif fay sistemlerine paralellik göstermektedirler.

İnceleme alanında bu faylar dışında 1/25000 ölçekli haritaya çizilemeyecek kadar küçük birçok normal, ters ve doğrultu atımlı faylar bulunmaktadır (Şekil 43). Bu faylardan Miyosen yaşlı Kaymaklı Formasyonu içerisindeki kayaçların kıvrımına sebep olan faya "faya bağlı kıvrım" (fault propagation fold) adı verilmektedir (Şekil 43G).

Gerek kıvrım eksenlerinin duruşu gerek ise yukarıda sözü edilen fayların kinematiği incelendiğinde, Trabzon ve çevresinin KKB-GGD yönünde bir basınç kuvvetinin etkisinde kaldığı görülmektedir (Şekil 45).

3.3.3. Uyumsuzluklar

İnceleme alanında yapılan çalışmalarda birçok uyumsuzluk gözlenmiştir. Bunlardan ilki bölgedeki daha yaşlı birimler (Çağlayan, Kabaköy, Bakırköy, Beşirli formasyonları) ile Kuvaterner yaşlı alüvyonlar arasındaki uyumsuzluktur. İkincisi, Kabaköy ve Beşirli formasyonları ile Kuvaterner yaşlı denizel taraçalar arasındaki aşınma ve açılmal uyumsuzluklardır. İnceleme alanında gözlenen diğer uyumsuzluklar Miyosen yaşlı Kaymaklı Formasyonu, Pliyosen yaşlı Beşirli Formasyonu ve Eosen-Neojen yaşlı Kabaköy Formasyonu arasındaki uyumsuzluktur.

4. İRDELEME VE TARTIŞMA

Trabzon ili ve çevresinde yüzeyleme veren tüm birimlerin jeolojik, yapısal ve stratigrafik özellikleri önceki bölümlerde detaylı olarak verilmiş olup, bu bölümde elde edilen bulgular irdelenmiştir.

Daha önceki çalışmalarda, denizel taraçaların yükseliminin östatik hareketlerin bir sonucu olarak düşünölmekteydi. Karadeniz'de yapılan çalışmalara bakıldığında, kıyı kesiminin batıdan doğuya doğru bir yükselime maruz kaldığı görölmektedir. Trabzon ili ve çevresinde yükseklikleri 1-3 m'den 260-300 m'lere kadar uzanan taraçaların varlığı ve birbirine yakın sahalardaki bu uyumsuzluğun, yersel tektonik aktiviteden meydana geldiğini göstermektedir (Ardel, 1943, 1963; Erol, 1952). Bununla birlikte Kafkas sahilleri boyunca yapılan çalışmalara da bakıldığında, bölgesel ölçekte oluşan taraçaların Karadeniz Havzası'nın evrimiyle ilişkili olduğu, yersel ölçekte oluşan taraçaların ise tektonik olarak aktif olan kıyı hatları boyunca faylar tarafından parçalanması ile bugünkü konumlarını kazandığı bilinmektedir (Nesmeyanov, 1995). Özellikle sismik aktivitelerden dolayı değişen kıyı çizgisinin olduğu bu gibi yerlerde, çeşitli faylar ve depremlerin sebep olduğu yükselme miktarını işaret eden ve eski deniz seviyesini gösteren bu gibi taraçalar oluşmaktadır. Faylar ve depremler sonucu yükseltilmiş bu denizel taraçalar uzun mesafelerde takip edilebilir ve birbirleri ile kıyaslanabilirler. Böyle bir taraçanın yükseltisindeki değişiklikler yükselim hızındaki değişimleri gösterir. Denizel taraçalar ve diğer kıyı şekilleri kosismik ve uzun süreli yükselimlerin yanı sıra bazen deformasyon hızı ve şekli hakkında da bilgi sağlarlar. Çoğu kıyı şekilleri iyi zaman sınırları sağlarlar. Denizel bir taraçaya ait kıyı çizgisi açısı ve bir plaj sırtının tepesi ise bunların oluştuğu deniz seviyesi için mükemmel işaretçilerdir. Bu nedenle kıyı şekilleri, faylanma ve çarpılma gibi deformasyonları hassas olarak gösterebilirler. Diğer düzlemlerin aksine denizel taraça yüzeylemelerine hassas bir biçimde yaş verilebilir. Eğer bir fay bu tür yaş verilebilen bir taraçayı kesmiş ya da bu tür bir taraça ile örtölmüş ise faya yaş verilebilir. Faydaki düşey atım en hassas bir şekilde dalga düzlüğü platformunun atılmış kesimlerinin yükseklikleri kıyaslanarak belirlenebilir. (Tüysüz, 2002).

Bu bulgular ışığında Trabzon yöresinin aktif tektoniğini ortaya koymak için alandaki denizel taraçaların jeolojik, fotojeolojik, jeomorfolojik ve jeokronolojik etütleri gerçekleştirilmiş, yersel fay hareketleri ile olan ilişkileri ortaya konulmuştur.

İnceleme alanında var olan faylar hava fotoğrafları, uydu görüntüleri ve jeolojik veriler kullanılarak çizilmiştir. Arazinin yoğun bitki örtüsü ve toprak ile kaplı olması, yerleşim yeri olarak işgal edilmesi ve herhangi bir jeofiziksel çalışma olmamasından dolayı istenilen kırık sistemleri tam olarak izlenememiştir. Trabzon Sahil Kesiminin Fay Sistemi olarak bu çalışmada adlandırılan KD-GB doğrultulu Boztepe, Erdoğan ve Fatih fayları ile KB-GD doğrultulu Yenimahalle ve Faroz faylarının, inceleme alanındaki 7 farklı seviyedeki denizel taraçaları kesip parçaladığı düşünülmektedir. Güncel sismik veriler ve tarihsel depremlerin episentir dağılımları da bu fayların varlığını doğrulamaktadır. Bu aktif fayların hareket miktarları denizel taraçaların yükselme miktarları ile ilişkilidir. Bu amaçla inceleme alanındaki taraçalardan yükseklikleri 1-3 m (H), 4-14 m (T-1), 22-34 m (T-2) ve 60-80 m (T-3) arasında olanlardan toplanan mollusk fosillerinden ESR (Elektron Spin Rezonans) yöntemi ile yaşlandırma yapılmıştır. ESR sonuçları, H, T-1, T-2 ve T-3 taraçalarının yaşlarını, 5.141 ± 0.294 , 124.8 ± 26.0 , 292.5 ± 49.8 ve 407.998 ± 67.475 bin yıl olarak göstermektedir.

ESR yaşları, Doğu Karadeniz Havzası'nın yıllık sübsidans miktarı ve Karadeniz'de son 7150 yıl önce meydana gelen ani sel olayı birlikte düşünüldüğünde, inceleme alanındaki denizel taraçaların yükselme oranları 0.5 ile 1.4 mm/yıl arasında değiştiği görülmektedir. (Tablo 4).

İnceleme alanında bulunan fayların hareket miktarları, taraçaların yükselme oranları ve fayların taraçalarla olan ilişkileri göz önüne alınarak hesaplanmıştır (Tablo 5). Fayların hareket miktarları, güncel GPS verilerine (Tari vd., 2000; McClusky vd., 2000) ve Doğu Karadeniz ile Kafkaslar'da elde edilen verilere paralellik gösterdiği saptanmıştır. İnceleme alanında haritalanan ve hareket miktarları hesaplanan Trabzon Sahil Kesiminin Fay Sistemi'ni oluşturan bu faylar KAF ve DAF sistemlerine, Doğu Pontid kırık sistemine ve bölgede meydana gelen depremlerin episentir dağılımlarına da paralellik göstermektedir. İnceleme alanında bu fayların etkinliğinin düşük olmasının başlıca sebepleri; aktif deformasyonun KAF ve DAF gibi tek bir fay üzerinden ziyade birden çok fay üzerinde paylaşılması ve levha içine doğru gidildikçe hareket miktarlarının azalmasından kaynaklanmaktadır.

Elde edilen ESR yaşları oksijen izotop evreleri ve buzularası deniz seviyesi değişiklikleri ile korele edilmiştir. H, T-1, T-2 ve T-3 sırasıyla eski deniz seviyesi kayıtlarını veren denizel izotop evrelerinden (MIS) 1, 5e, 9 ve 11 e karşılık gelmektedir. Bu taraçalardan H, Holosen zaman aralığında, T-1, Üst Pleyistosen, T-2 ve T-3 de Orta

Pleyistosen zaman aralıklarında oluşmuştur. İnceleme alanındaki T-4, T-5 ve T-6 taraçaları yaşlandırılmamıştır. Bunun en büyük nedenlerinden biri bu zamandaki kıyı çizgilerinin Orta-Alt Pleyistosen'de meydana gelen transgresyon olayı ve deniz suyu dalgalanmalarıyla aşınması ve tamamıyla yok olmasından kaynaklanmasıdır. Dolayısıyla T-4, T-5 ve T-6 taraçalarının yaşları, stratigrafik ve yaş ilişkileri göz önüne alınarak Pleyistosen olarak düşünülmüştür.

5. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Doğu Pontidler'in Kuzey Zon'unda yer alan, Trabzon ili ve çevre ilçelerini kapsayan bu çalışmada, denizel taraçaların oluşumu, konumu ve yaş ilişkileri belirlenmiş, elde edilen sonuçlar, jeofizik, GPS verileri ve güncel kayıtlarla birlikte kullanılarak bölgenin aktif tektoniği ispatlanmış ve şu sonuçlar elde edilmiştir:

1. İnceleme alanının 1/25000 ölçekli jeolojik haritası yapılmış, Çağlayan Formasyonu (Üst Kretase), Bakırköy Formasyonu (Üst Kretase-Paleosen), Kabaköy Formasyonu (Eosen-Neojen), Kaymaklı Formasyonu (Miyosen), Beşirli Formasyonu (Pliyosen), Taraçalar (Holosen-Pleyistosen) ve Alüvyon (Kuvaterner) olmak üzere 7 birim ayırt edilmiştir.

2. Çalışma alanında 7 ayrı seviyede bulunan denizel taraçalardan toplanan mollusk kavkılarında ESR (Elektron Spin Rezonans) metodu ile yaşlandırma yapılmış ve bu taraçalar arasındaki yaş ilişkileri ortaya konulmuştur.

3. Günümüz deniz seviyesinden 1-3 m yükseklikte bulunan en genç denizel taraçanın (H) yaşı, ESR sonuçlarına göre 5.141 ± 0.294 bin ve 5.008 ± 0.533 bin yıl olarak bulunmuştur.

4. İnceleme alanında bulunan ve daha önceki çalışmalarda Pliyo-Kuvaterner olarak düşünülen taraçalardan T-1'in yaşı ESR sonuçlarına göre, 124.8 ± 26.0 bin yıl, T-2 taraçasının yaşı 292.5 ± 49.8 bin, T-3 taraçasının yaşı ise 407.998 ± 67.475 ve 410 ± 28.3 bin yıl olarak bulunmuştur.

5. ESR yöntemi ile yaşlandırılan taraçalardan H, Holosen zaman aralığında, T-1, Üst Pleyistosen, T-2 ve T-3 de Orta Pleyistosen zamanlarında oluşmuştur.

6. T-4, T-5 ve T-6 taraçaların yaşları, inceleme alanındaki stratigrafik konumlarına ve diğer taraçaların yaş ilişkilerine dayandırılarak Pleyistosen olarak düşünülmektedir.

7. Denizel taraçaların oluşumu eski deniz seviyelerinin değişimi sonucudur. ESR sonuçlarına göre Holosen yaşlı olan H taraçası Oksijen isotop evresi (MIS) 1'e, Üst Pleyistosen yaşlı T-1 taraçası MIS 5e'ye, Orta Pleyistosen yaşlı T-2 taraçası MIS 9'a, Orta Pleyistosen yaşlı T-3 taraçası da MIS 11'e denk gelmektedir.

8. Üst Pleyistosen yaşlı T-1 taraçası son buzularası dönem (Last Interglacial), Eemian zamanında oluşmuştur.

9. Orta Pleyistosen yaşlı T-2 ve T-3 taraçaları sıra ile, 3. Buzularası (3rd Interglacial) dönem ve 4. Buzularası dönemlerde (4th Interglacial) oluşmuştur.

10. Denizel taraçaları içinde bulunduran alan üzerinde haritalanan kırık sistemleri Doğu Pontid aktif ve paleo kırık sistemine, Kuzey Anadolu Fayı, Doğu Anadolu Fay sistemlerine ve bölgede meydana gelen depremlerin episantr dağılımlarına paralellik gösterdiği saptanmıştır.

11. Tarihsel ve güncel depremlerin episantr dağılımları Doğu Karadeniz’de, KB-GD, D-B ve KD-GB doğrultulu aktif fay sistemlerinin üzerinde toplanmaktadır. Mikro ve orta büyüklükteki depremlerin üzerlerinde toplandığı bu üç farklı doğrultudaki aktif fay sistemleri, inceleme alanındaki fay sistemleriyle uyumluluk göstermektedir.

12. Bu kırık sistemlerinden D-B doğrultulu olanlar ters fay niteliğindedir.

13. Trabzon Sahil Kesiminin Fay Sistemi’ni (Boztepe Fayı, Erdoğan Fayı, Fatih Fayı, Yenimahalle Fayı, Faroz Fayı) oluşturan ve bu çalışmada adlandırılan KD-GB ve KB-GD doğrultulu kırıklar denizel taraçaları parçalayıp gün yüzüne çıkarmaktadır.

14. İnceleme alanında denizel taraçaları parçalayıp atıma uğratan bu aktif fayların hareket miktarları, denizel taraçaların yükselme oranlarıyla ilişkilidir.

15. Bu faylardan KB-GD doğrultulu olan Yenimahalle ve Faroz faylarının hareket miktarları sırasıyla, 0.687 ± 0.016 mm/yıl ve $0.687-1.4$ mm/yıl olarak hesaplanmıştır.

16. Diğer yandan KD-GB doğrultulu olan bu faylardan Fatih, Erdoğan ve Boztepe faylarının hareket miktarları $0.622-1.4$ mm/ yıl, $0.687-1.104$ mm/yıl ve $0.622-1.104$ mm/yıl arasında değişmektedir.

17. ESR yaş sonuçları, Doğu Karadeniz Havzası’nın yıllık sübsidans miktarı ve bölgede 7150 yıl önce meydana gelen ani sel olayı gibi olaylar göz önüne alınarak H, T-1, T-2 ve T-3 taraçalarının ortalama yükselme oranları sırasıyla 1.104 ± 0.420 , 1.343 ± 0.057 , 0.687 ± 0.016 ve 0.622 ± 0.014 mm/yıl olarak hesaplanmıştır.

18. Yükselme oranları göz önüne alındığında Holosen ve Üst Pleyistosen’de meydana gelen yükselme ve fay hareketleri, Orta Pleyistosen’de meydana gelen yükselme ve fay hareketlerinden daha fazladır.

19. İnceleme alanındaki KB-GD ve KD-GB doğrultulu olan kırık sistemleri inceleme alanını D-B yönünde kateden ve sahilden 5-20 km uzaklıkta, D-B uzanımlı olan faylara paralellik gösteren sağ yanal bileşenli ters fay (transpressif fay) olan Merkez Fayı’nı oluşturmaktadır.

20. İnceleme alanındaki fayların hareket miktarları KAF ve DAF'ın hareket miktarları ile kıyaslandığında, oldukça düşüktür. Bu da levha içine doğru gidildikçe hareket miktarının azalmasından ileri gelmektedir.

21. Karadeniz sahil kesiminde büyük depremlerin gözükmemesi, buradaki fayların hareket miktarlarının çok az olmasından kaynaklanmaktadır. Buna sebep olan en büyük faktör, Anadolu ile Avrasya levhaları arasındaki deformasyonun tek bir fay üzerinde değil, birden çok fay üzerinde paylaşılmasıdır.

22. Kuzey Anadolu Fayı'nda M=6-7 büyüklüğündeki bir depremin tekrarlanma süresi 50-100 yıllık bir zaman dilimini alırken, bu büyüklükteki bir depremin Doğu Karadeniz'de tekrarlanma süresi birkaç bin yılı almaktadır.

23. Beşirli Formasyonu içindeki birimlerin tabanında kaba taneli konglomera ile başlayıp, yukarıya doğru ince taneli ile devam etmesi ve ara seviyelerde tabakalı yapı içermesi, tane boyutunda küçülme, tabaka kalınlığında inceleme (*thinning-finning upward sequence*) olarak bilinmektedir. Her bir tekrarlanma bir fay hareketine karşılık gelmekte ve ekstansiyonel rejimi göstermektedir. Bu da Beşirli Formasyonu'nun oluşumu sırasında ekstansiyonel rejimin etkili olduğunu göstermektedir. İnceleme alanında Kretase'den beri meydana gelen kompressiyonel olaylar dikkate alındığında, uzun süreli ekstansiyonel rejimleri, kısa süreli kompressiyonel olaylar kesmiştir.

24. Yapılan çalışmalar ve elde edilen bulgular göz önüne alınarak, bu çalışmanın bir sonraki ayağı, jeofiziksel çalışmalar olmalı ve daha fazla yaş analizleri yapılmalıdır.

25. Denizel taraçaların yanı sıra bölgede güncel tektoniğe ışık tutan flüviyal taraçaların detaylı olarak çalışılması ve yaş tayinlerinin yapılması gerekmektedir.

26. ESR sonuçları, Trabzon ve çevresinde daha genç denizel istiflere ¹⁴C, TL, OSL ve U/Th metotlarının uygulanabileceği göstermektedir.

27. Doğu Karadeniz'in aktif tektoniğinin tam olarak aydınlatılması için, Gürcistan sınırından başlayıp, Samsun'a kadar olan aralıkta denizel istiflerin yaşlandırılması, tarihi depremlerin olduğu yerlerde etütler yapılması, jeolojik, jeofizik çalışmaların yürütülmesi ve GPS istasyonlarının kurulması gerekmektedir.

6. KAYNAKLAR

- Adamia, S.A., Zakariade, G.S. ve Lordkipanizde, M.B., 1977. Evolution of the ancient active continental margin, as illustrated by Alpine History of the Caucasus, Geotectonics, 11, 4, 209-309.
- Akkan, E., 1975. Sinop Yarımadasının Jeomorfolojis, Ankara Üniv. Dil ve Tarih-Coğrafya Fak. Yay. No. 261.
- Ardel, A., 1943. Trabzon ve Civarının Morfolojisi Üzerine Gözlemler. Türk Coğ. Der. Cilt 1, 71-82.
- Ardel, A., 1963. Samsun ile Hopa Arasındaki Kıyı Bölgesinde Coğrafi Müşahadeler. İ.Ü. Coğ. Ens. Der. Cilt 7., 13, 36-49.
- Ardos, M., 1969. Problemes geomorphologiques du versant sud du Taurus (Turquie meridionale). Mediterranee, 3, 233-256.
- Arni, P., 1939. Şarki Anadolu ve Mücavir Mıntıklarının Tektonik Ana Hatları, MTA Yayını serisi, 4, Ankara.
- Aydın, F., 2003. Değirmendere Vadisi (Trabzon-Esiroğlu, KD Türkiye) volkaniklerinin mineral kimyası, petrolojisi ve petrojenezi, KTÜ Fen. Bil. Enstitüsü, Doktora Tezi, Trabzon.
- Ballard, R. D., Coleman, D. F. ve Rosenberg, G. D., 2000. Further evidence of abrupt Holocene drowning of the Black Sea shelf, Marine Geology, 170, 253-261.
- Barbieri, M., Conforto, L., Garbarino, C., Masi, U., Nicoletti, M. ve Akıncı, Ö., 2000. Geochemistry of Hydrothermally-Altered Volcanic Rocks of the Upper Volcanic Cycle from the Eastern Pontides (NE Turkey), Chem. Erde, 60, 81-95.
- Bard, E., Hamelin, B. ve Fairbanks, R.G., 1990. U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130,000 years, Nature 346, 456-458.
- Bard, E., Stuiver, M. ve Shackleton, N., 1993. How accurate are our chronologies of the Past? In: Eddy, J.A., Oeschger, H. (Eds), Global Changes in the Perspective of the Past. Wiley and Sons Ltd., 109-120.
- Barka, A. ve Sütçü, F. Y., 1993. Sinop Yarımadası Çevresindeki Geç Pleyistosen (Karangat) Çökellerinin Özellikleri ve Tektonik Yorumu. İTÜ Maden Fak., İstanbul Kuvaterneri Workshop Bild. Öz., 17-18 Kasım.

- Bektaş, O. ve Van, A., 1987. Boynukalın, S., Doğu Pontidlerde (Kuzeydoğu Türkiye) Jura Volkanizması ve Jeotektoniği, TJK Bülteni, 30, 9-19.
- Bektaş, O., Yılmaz, C, Taslı, K., Akdağ, K. ve Özgür, S., 1995. Cretaceous, Rifting of the Eastern Pontide Carbonate Platform (NE Turkey); The Formation of Carbonate Breccias and Türbidites as Evidiance of a Drowned Platform, Giornale di Geologia, 57.
- Bektaş , O. ve Çapkinoğlu , Ş., 1997. Doğu Pontid Magmatik Arkında (KD , Türkiye) Neptuniyen Dayklar ve Blok Tektoniği , Yerbilimleri , Geosound, 30, 1, 451-463.
- Bektaş, O., Şen, C., Atıcı, Y. ve Köprübaşı, N., 1999. Migration of the Upper Cretaceous Subduction Related Volcanism Towards the Back-arc Basin of the Eastern Pontide Magmatic Arc (NE Turkey), Geological Journal, 34,95-106.
- Bektaş, O. ve Eyüboğlu, Y., 2003. Seismotectonic Features and Seismic Hazard of the Eastern Turkish Black Sea Coast, Doğu Karadeniz Bölgesi'nin Jeolojisi ve Maden Potansiyeli Sempozyumu, 22-25 Ekim 2003, Trabzon, Türkiye.
- Bektaş, O., Eyüboğlu, Y. ve Maden, N., 2007. Different Modes of Stress Transfer in a Strike-slip Fault Zone: an Example From the North Anatolian Fault System in Turkey, Turkish Journal of Earth Sciences., 16, 1-12.
- Bender, M.I., Fairbanks, R.G., Taylor, F.W., Mathews, R.K., Goddard, J.G. ve Broecker, W.S., 1979. Uranium series dating of the Pleistocene reef tracts of Barbados, West Indies, Geological Society of America Bulletin, 90, 577.
- Bloom, A.L., Broecker, W.S., Chappell, J.M.A., Mathews, R.K. ve Mesolella, K.J., 1974. Quaternary sea level fluctuations on a tectonic coast: New 230Th/234U dating from the Huon Peninsula. New Guinea. Quaternary Research, 4, 185-205.
- Carobene, L. ve Dai Pra, G., 1990. Genesis, Chronology and Tectonics of the Quaternary marine terraces of the Tyrrhenian coast of Northern Calabria (Italy). Their correlation with climates variations. II Quaternario, 3, 2, 75-94.
- Chappell, J. ve Shackleton, N.J., 1986. Oxygen isotopes and sea level. Nature, 324, 137-140.
- Çamur, M. Z., Güven, İ. H. ve Er, M., 1996. Geochemical characteristics of the Eastern Pontide volcanics: An example of multiple volcanic cycles in arc evolution: Turkish Journal of Earth Sciences, 5, 123-144.
- Çoğulu, E., 1975. Gümüşhane ve Rize Granitik Plütonlarının Mukayeseli Petrojeolojik ve Jeokronometrik Etüdü, Doçentlik Tezi, İTÜ Maden Fakültesi, İstanbul.
- Dalongeville, R. ve Sanlaville, P., 1979. Les rivages holocenes de Turquie meridionale. Bull. Lab. Rhodan. Geomorphol., 4-5, 5-15.

- Dewey, J.F., Pitman, W.C., Ryan, W.B.F. ve Bonin, J., 1973. Plate Tectonics and the Evolution of the Alpine system, Geol. Soc. Am. Bul., 84, 3137-3180.
- Dimitrov, D. ve P. Dimitrov, P., 2006. Synchronous Climatic And Geological Events in the Black Sea And Aegean Sea During The Last 25 Ky, Geophysical Research Abstracts, Vol. 8, 00075, European Geosciences Union 2006.
- Dumas, B., Gueremy, P. ve Raffy, J., 2005. Evidence for sea-level oscillations by the “characteristic thickness” of marine deposits from raised terraces of Southern Calabria (Italy), Quaternary Science Reviews 24, 2120–2136.
- Dumas, B., Hoang, C.T. ve Raffy, J., 2006. Record of MIS 5 sea-level highstands based on U/Th dated coral terraces of Haiti, Quaternary International, 106–118
- Emiliani, C., 1955. Pleistocene temperatures. Journal of Geology, 63, 538-578.
- Emiliani, C., 1966a. Palaeotemperature analysis of Caribbean cores P 6304-8 and P 6304-9 and a generalised temperature curve for the last 425,000 years. Journal of Geology 74, 109-126.
- Emiliani, C., 1966b. Isotopic palaeotemperatures. Science 154, 851-857.
- Ergin K., Güçlü, U. ve Uz, Z., 1967. Türkiye ve Civarının Deprem Kataloğu. İstanbul Teknik Üniversitesi Maden Fakültesi, Arz Fiziği Enstitüsü Yayınları, 24.
- Erinç, S. ve İnandık, H., 1955. Les Dépôts Pleistocènes Observés Sur La Côte Nord De La Turquie. Review of the Geog. Ins. of the University of Istanbul, 2, 85-92.
- Erol, O., 1952. Trabzon Sekileri Hakkında Bir Not. Ankara Üniv. Dil ve Tarih-Coğrafya Fak. Der. Cilt 10.,125-136.
- Erol, O. ve Nuttall, C.P., 1975. Çanakkale Yöresinin bazı denizel Kuvaterner depoları. Coğrafya Araştırmaları Der., 5-6, 27-103.
- Erol, O. ve İnal, A., 1980. Çanakkale Yöresi Karacaviran köyü çevresindeki Kuvaterner depoları ve denizel fosilleri, Jeomorfoloji Dergisi, 9, 1-35.
- Ertek, T. A., 1992. Kuzeybatı Anadolu Kıyılarında Jeomorfolojik Araştırmalar (Şile-Kefken). Türk Coğ. Der. 27, 139–154.
- Ertek, T.A.ve Aytaç, A., 2001. Karadeniz Kıyılarımızda Denizel Taraçaların Korelasyonu, Kuvaterner Sempozyumu 3, İTÜ, İstanbul, 71-74.
- Eyüboğlu, Y., 2000. Tirebolu-Doğankent (Giresun) Arasının Jeolojisi ve Jeokimyasal Özellikleri, KTU Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, Trabzon.

- Eyüboğlu, Y., Tüysüz, N. ve Korkmaz, S., 2005. Two Cycles of the Upper Cretaceous volcanism in the Northern Part of the Eastern Pontide Magmatic Arc: A new Approach to Exploration Volcanogenic Massive Sulfides, Harsit Valley (Giresun, NE Turkey), DMG, Aachen, Germany.
- Eyüboğlu, Y., Bektaş, O., Seren, A., Nafız, M., Jacoby, W.R. ve Özer, R., 2006. Three-directional extensional deformation and formation of the Liassic rift basins in the eastern Pontides (NE Turkey), Geologica Carpathica, 57, 5, 337-346.
- Eyüboğlu, Y., 2006. Doğu Pontid Magmatik Yayını'nda (KD Türkiye) Alaska-tip mafik-ultramafiklerin tanımı ve jeotektonik önemi, Doktora Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Goy, J.L., Machare, J., Ortlieb, L. ve Zazo, C., 1992. Quaternary shorelines and neotectonics in southern Peru: the Chala embayment. Quaternary International 15-16, 99-112.
- Göktaşan, E., 1996. Anadolu'nun Karadeniz Kıyılarının Neotektoniđine Bir Yaklaşım. Yerbilimleri, 29, Ç.Ü., Adana.
- Görür N, Çađatay, M.N., Emre, Ö., Alpar, B., Sakınç, M., İslamoğlu, Y., Algan, O., Erkal, T., Keçer, M. ve Akkök, R., 2001. Is the abrupt drowning of the Black Sea shelf at 7150 yr BP a myth?. Marine Geology, 176, 65-73.
- Güven, İ. H., 1993. Doğu Pontidlerin Jeolojisi ve 1/250 000 ölçekli kompilasyonu. MTA, Ankara.
- Hamilton, W.J., 1842. Researches in Asia Minor, Pontus and Armenia, London.
- Hearty, P.J. ve Kindler, P., 1995. Sea-level highstand chronology from stable carbonate Platforms (Bermuda and the Bahamas). Journal of Coastal Research, 11, 675-689.
- Hearty, P.J. ve Kaufmann, D.S., 2000. Whole-rock aminostratigraphy and Quaternary sea-level history of the Bahamas. Quaternary Research, 54, 163-173.
- Hoskin, P.W.O. ve Wysoczanski, R.J., 1998. In situ accurate and precise lead isotopic analysis of ultra small analyte volumes (10^{-16} m³) of solid inorganic samples by high mass resolution secondary ion mass spectrometry Journal of Analytical Atomic Spectrometry, 13, 597-601.
- Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.L., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W. ve Shackleton, N.J., 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine ¹⁸O record. In: Berger, A., Imbrie, J., Hays, J., Kukla, G., Saltzman, B., (Eds), Milankovitch and Climate, 269-305. Reidel, Dordrecht.
- İnandık, H., 1955. Sinop- Terme Arasındaki Kıyıların Morfolojik Etüdü. I. Makale. Türk Coğ. Der., 15-16, 21-42.

- Johnson, M.E., ve Libbey, L., 1997. Global review of upper Pleistocene (substage 5e) rocky shores: Tectonic segregation, substrate variation, and biological diversity: Journal of Coastal Research, 13, 297–307.
- Jonas, M., Concepts and Methods of ESR Dating, 1997. Radiation Measurements, 27, 943-973.
- Kahle, H.G., Cocard, M., Peter, Y., Geiger, A., Reilinger, R., Barka, A. ve Veis, G., 2000. GPS derived strain rate field within the boundary zones of the Eurasian, African, and Arabian Plates, J. Geophys. Res., 105, 353–370.
- Kelleat, D. ve Kayan, İ., 1983. Alanya batısındaki kıyılarda ilk ¹⁴C tarihlendirmelerinin ışığında Geç Holosen tektonik hareketleri. Türk. Jeol. Kurumu Bül., 26, 329-349.
- Keskin, S., Bektaş, O., Eyüboğlu Y. ve Yücel, Cem., 2007a. GD Karadeniz Sahil Kesiminin (Trabzon Yöresi) Aktif Tektoniği, İstanbul Teknik Üniversitesi Kuvaterner VI, İstanbul, 138-150.
- Keskin, S., Bektaş, O. ve Eyüboğlu, Y., 2007b. Coastal uplift, sea level changes and active tectonics of the southeastern Black Sea: Evidences from Quaternary marine terraces, Trabzon coast, NE Turkey. Goldschmidt Conference Abstracts 2007, Germany.
- Ketin, İ., 1960. 1/2500000 ölçekli Türkiye tektonik haritası hakkında açıklama, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi, 54, 1-56.
- Ketin, İ., 1966. Anadolu'nun Tektonik Birlikleri, MTA Dergisi, Ankara, 66, 20-34.
- Kindler, P., Reyss, J-L., Cazala, C. ve Plagnes, V., 2007. Discovery of a composite reefal terrace of middle and late Pleistocene age in Great Inagua Island, Bahamas. Implications for regional tectonics and sea-level history. Sedimentary Geology, 194, 141-147.
- Korkmaz, S. ve Van, A., 1995. Trabzon Kıyı Bölgesinin Stratigrafisi, K.T.Ü. Jeoloji Müh. Bölümü 30.Yıl Sempozyumu, Bildiri Özleri, 107, Trabzon.
- Kukla, G. J., Michael, L. B., de Beaulieu, J-L., Bond, G., Broecker, W. S., Cleveringa, P., Gavin, J. E., Herbert, T. D., Imbrie, J. ve Jean Jouzel, J., 2002. Last Interglacial Climates, Quaternary Research, 58, 2–13.
- Kindler, P., Reyss, J-L., Cazala, C. ve Plagnes, V., 2007. Discovery of a composite reefal terrace of middle and late Pleistocene age in Great Inagua Island, Bahamas. Implications for regional tectonics and sea-level history, Sedimentary Geology 194, 141–147.
- Lajoie, K.R., 1986. Coastal tectonics, in Active tectonics: Impact on society: National Academy Press, Studies in Geophysics, 95–124.

- Lee, H.K. ve Yang, J.S., 2006. ESR dating of the Eupchon fault, South Korea, Quaternary Geochronology, *In Pres.*
- Lemoine, M. ve Trumpy, R., 1987. Pre-oceaning rifting in the Alps, Tectonophysics, 133, 819-838.
- Maden, N., 2004. Doğu Pontid Orojenik Kuşağı Kabuk Yapısı ve Kabuk Stilinin Jeofiziksel Metodlarla İncelenmesi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, Trabzon.
- Mason, D.G. ve Miles, P.R., 1986. Development and Hydrocarbon Potential of Mesozoic Sedimentary Basins around Margins of North Atlantic. AAPG Bull., 70, 723-729.
- Mater, B., Ertek, T. A., Gürpınar, E., Gönençgil, B., Turoğlu, H. ve Uludağ, M., 1995. Batı Karadeniz: İğneada-Sinop Arası Kıyı Bölgesinin Ekolojik Envanteri. İ.Ü. Araş. Fonu Projesi, 614/210994.
- McClusky, S., S. Balassania, A. Barka, C. Demir, S. Ergintav, I. Georgiev, O. Gurkan, M. Hamburger, K. Hurst, H. Kahle, L. Kastens, G. Kekelidze, R. W. King, V. Kotzev, O. Lenk, S. Mahmoud, A. Mishin, M. Nadariya, A. Ouzounis, D. Paradissis, Y. Peter, M. Prilepin, R. Reilinger, I. Sanli, H. Seeger, A. Taeleb, M. N. Toksöz, ve G. Veis, 2000. GPS constraints on plate motions and deformation in the Eastern Mediterranean: Implications for plate dynamics, J. Geophys. Res., 105, 5695–5719.
- McKenzie, D., 1972. Active Tectonics of Mediterranean Region, Geophys. J. R. Astro. Soc. 30, 109-185.
- Meredith, D.J. ve Egan, S. S., 2002. The geological and geodynamic evolution of the eastern Black Sea basin: insights from 2-D and 3-D tectonic modelling, Tectonophysics, 350, 157-179.
- Muhs, D.R., 2002. Evidence for the timing and duration of the Last Interglacial period from high-precision uranium series ages of corals on tectonically stable coastlines: Quaternary Research, 58, 36–40.
- Muhs, D.R., Simmons, K.R. ve Steinke, B., 2002. Timing and warmth of the last interglacial period: new U-series evidence from Hawaii and Bermuda and a new fossil compilation for North America, Quaternary Science Reviews, 21, 1355-1383.
- Nesmeyanov, S.A., 1995. Pleistocene deformation of Black Sea terraces along the Caucasus coast, Geotectonics., 29, 3, 259-269.
- Nikishin A.M., Korotaev, M. V., Ershov A. V, Brunet, M.-F., 2003. The Black Sea basin: tectonic history and Neogene–Quaternary rapid subsidence modelling. Sedimentary Geology, 156, 149-168.
- Osswald, F., 1912. Armenian-Handbuch der Regionalien Geologie, 10, 3, Heidelberg.

- Özsayar, T., 1971. Paläontologie und Geologie des Gebietes Östlich Trabzon (Anatolien), Gieben, Geol. Schrift., Gieben, 1.
- Özsayar, T., Pelin, S., ve Gedikoğlu, A., 1981. Doğu Pontidler`de Kretase, K.Ü. Yerbilimleri Dergisi, Cilt 1, 2, 65-114, Trabzon.
- Özsayar, T., 1987. Trabzon kıyı bölgesinde volkanitlerin yaşına ilişkin veriler, Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özetleri Kitabı, 37.
- Pedoja, K., Bourgeois, J., Pinegina, T., ve Higman, B., 2006a. Does Kamchatka belong to North America? An extruding Okhotsk block suggested by coastal neotectonics of the Ozernoi Peninsula, Kamchatka, Russia, Geological Society of America, 34, 5, 353-356.
- Pedoja, K., Ortlieb, L., Dumont, J.F., Lamothe M., Ghaleb, B., Auclair, M. ve Labrousse, B., 2006b. Quaternary coastal uplift along the Talara Arc (Ecuador, Northern Peru) from new marine terrace data., Marine Geology, 228, 73–91.
- Pedoja, K., Dumont, J.F., Lamothe, M., Ortlieb, L., Collot, J.-Y., Ghaleb, B., Auclair, M., Alvarez, V. ve Labrousse, B., 2006c. Plio-Quaternary uplift of the Manta Peninsula and La Plata Island and the subduction of the Carnegie Ridge, central coast of Ecuador, Journal of South American Earth Sciences, In pres.
- Pirazzoli P.A., Laborel J., Saliege F., Erol O., Kayan İ. ve Person A., 1991. Holocene raised shorelines on the Hatay coasts (Turkey), Palaeoecological and tectonic implications, Marine Geology., 96, 295-311.
- Pirazzoli, P.A., Radtke,U., Hantoro,W.S., Jouannic, C., Hoang, C.T., Causse, C. ve Borel Best, M., 1993. A one million-year-long sequence of marine terraces on Sumba Island, Indonesia. Marine Geology, 109, 221–236.
- Pirazzoli, P.A., Reyss, J.-L., Fontugne, M., Haghypour, A., Hilgerse, A., Kasperf, H.U., Nazarid, H., Preussere, F. ve Radtke, U., 2004. Quaternary coral-reef terraces from Kish and Qeshm Islands, Persian Gulf: new radiometric ages and tectonic implications. Quaternary International, 120, 15–27
- Potter, E-K., Esat, T. M., Schellmann, G., Radtke, U., Lambeck, K. ve McCulloch, M.T., 2004. Suborbital-period sea-level oscillations during marine isotope substages 5a and 5c. Earth and Planetary Science Letters, 225, 191– 204.
- Radtke, U., Grün, R. ve Schwarcz, H.P., 1988. Electron spin resonance dating of the Pleistocene coral reef tracts of Barbados. Quat. Res., 29, 197– 215.
- Radtke, U., 1989. Marine Terrassen und Korallenriffe—Das Problem der quartären Meeresspiegelschwankungen erläutert an Fallstudien aus Chile, Argentinien und Barbados. Dusseld. Geogr. Schr. 27 (Dep. of Geography, University of Düsseldorf).

- Radtke, U. ve Grun, R., 1990. Revised reconstruction of middle and late Pleistocene sea level changes based on new chronologic and morphologic investigations in Barbados, West Indies. J. Coastal Res., 6, 3, 699–708.
- Radtke, U., Schellmann, G., Scheffers, A., Kelletat, D., Kasper, H.U. ve Kromer, B., 2003. ESR and C-14 dating of coral deposited by Holocene tsunami events on Curaçao, Bonaire and Aruba (Netherlands Antilles). Quaternary Science Reviews, 22, 1309–1315.
- Radtke, U. ve G. Schellmann, 2004. The Marine Quaternary of Barbados, Kölner Geographische Arbeiten, Heft 81, Geographisches Institut der Universität zu Köln, Germany, 137, 0454-1294.
- Rangin, C., Bader, A. G., Pascal, G., Ecevitoglu B. ve Görür, N., 2002. Deep structure of the Mid Black Sea High (offshore Turkey) imaged by multi-channel seismic survey (BLACKSIS cruise), Marine Geology, 182, 265-278.
- Rink, W.J., 1997. Electron Spin Resonance (ESR) Dating and ESR Applications in Quaternary Science and Archaeometry. Radiation Measurements, 27, 975-1025.
- Riser, J. A.M., 2002. Quaternary Geology and the Environment. Praxis Publishing, 290, 1, 85233–3200, Springer.
- Rodriguez-Vidal, J., Caceres, L.M., Finlayson, J.C., Gracia, F.J. ve Martinez-Aguirre, A., 2004. Neotectonics and shoreline history of the Rock of Gibraltar, southern Iberia. Quaternary Science Reviews, 23, 2017–2029.
- Rostami, K., Peltier, W.R. ve Mangini, A., 2000. Quaternary marine terraces, sea-level changes and uplift history of Patagonia, Argentina: comparisons with predictions of the ICE-4G (VM2) model of the global process of glacial isostatic adjustment. Quaternary Science Reviews, 19, 1445– 1525.
- Ruddiman, W.F., Raymo, M.E. ve McIntyre, A., 1986. Matuyama 41.000 year MMUs: North Atlantic Ocean and northern ice sheets. Earth and Planetary Science Letters, 80, 117-129.
- Ryan, W. B. F., Pitman, W.C., Major, C. O., Shimkus, K., Moskalenko, V., Jones, G. A. Dimitrov, P., Görür, N., Sakiñç, M., ve Yüce H., 1997. An abrupt drowning of the Black Sea shelf., Marine Geology, 138, 119-126.
- Schellmann, G., 1998. Coastal development in Southern South America (Patagonia and Chile) since the Younger Middle Pleistocene sea-level changes and neotectonics. In: Kelletat, D. (Ed.), German Geographical Coastal Research: The Last Decade. Institute for Scientific Co-operation Tubingen, IGU Sonderband, Tubingen, 289-304.
- Schellmann, G., ve Radtke, U., 2000. ESR dating stratigraphically well-constrained marine terraces along the Patagonian Atlantic coast (Argentina), Quaternary International, 68-71, 261-273.

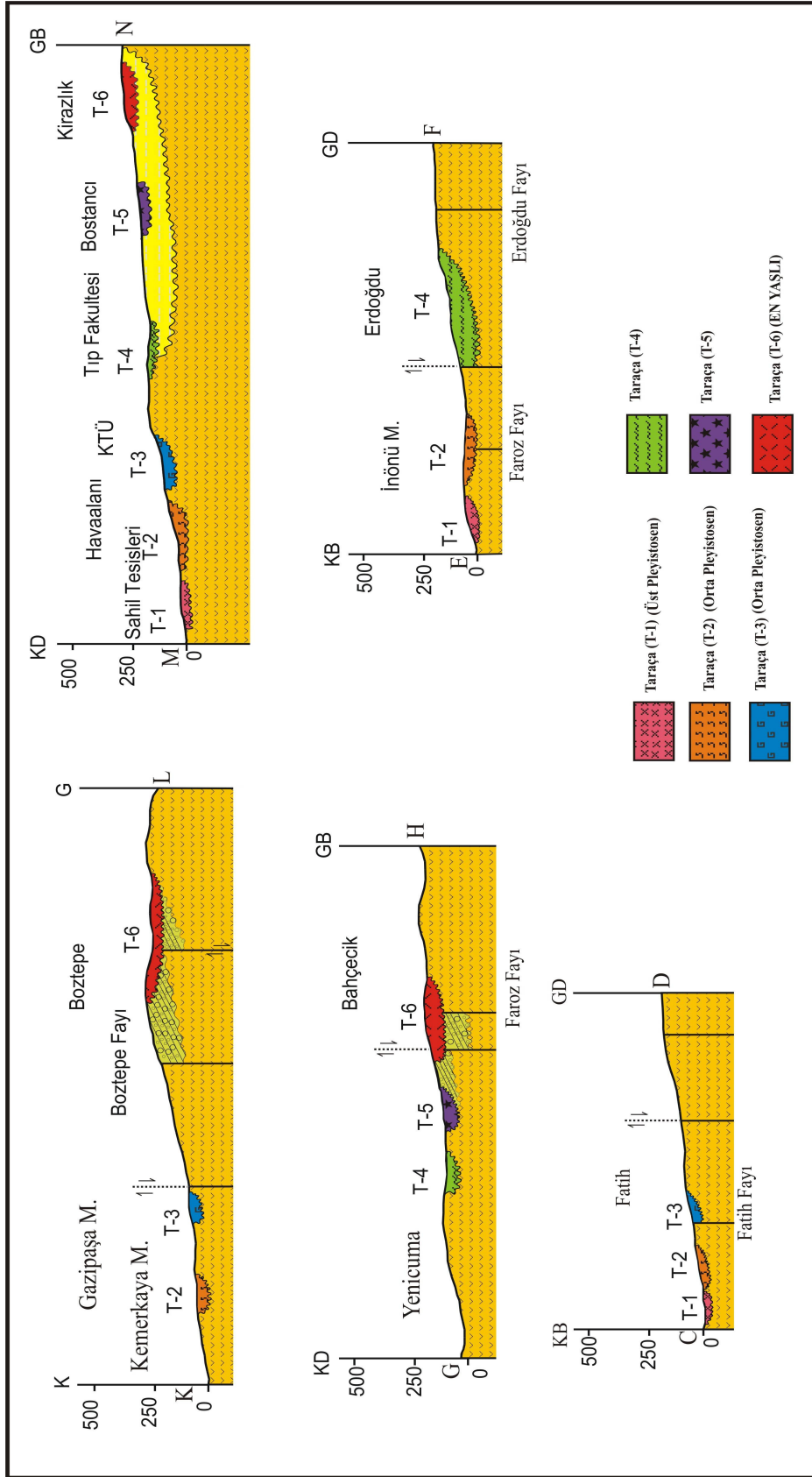
- Schellmann, G. ve Radtke, U., 2001a. Progress in ESR dating of young and middle quaternary corals—a new approach of DE determination. Quat. Sci. Rev. 20, 1015– 1020.
- Schellmann, G. ve Radtke, U., 2001b. Neue Ergebnisse zur Verbreitung und Altersstellung gehobener Korallenriffterrassen im Süden von Barbados. *Bamb. Geogr. Schr.*, 20, 201– 224 (Dep. of Geography, University of Bamberg).
- Schellmann, G. ve Radtke, U., 2002a. (with a contribution by Whelan, F.). The coral reef terraces of Barbados—a guide. Barbados 2002—International Conference on “Quaternary Sea Level Change” with field trips and 4th annual meeting of IGCP Project 437 “ Coastal Environmental Change during sea level highstands: A global synthesis with implications for management of future coastal change”. INQUA Commission on Coastlines, IGU Commission on Coastal Systems. 26 October– 2 November 2002, Barbados (W.I.). Department of Geography, University of Bamberg. 118, with numerous figures and tables.
- Schellmann, G., Radtke, U., Potter, E.-K., Esat, T.M. ve McCulloch, K., 2002b. Comparing ESR and TIMS U/Th age measurements of oxygen isotope stage 5c and 5a coral from Barbados. LED 2002, 10th International Conference on Luminescence and Electron Spin Resonance Dating, 24– 28 June 2002, Reno (Nevada). Book of Abstracts.
- Schellmann, G., ve Radtke, U., 2004a. A revised morpho- and chronostratigraphy of the Late and Middle Pleistocene coral reef terraces on Southern Barbados (West Indies) Earth-Science Reviews, 64, 3-4, 157-187.
- Schellmann, G., Radtke, U., Potter, E.-K., Esat, T. M. ve McCulloch, M.T., 2004b. Comparison of ESR and TIMS U/Th dating of marine isotope stage (MIS) 5a, 5c, and 5e coral from Barbados—implications for palaeo sea-level changes in the Caribbean, Quaternary International, 120, 41-50.
- Shackleton, N.J. ve Opdyke, N.D., 1973. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core 28-238: Oxygen isotope temperature and ice volumes on a 105 year and 106 year time scale. Quaternary Research, 3, 39-55.
- Shackleton, N.J. ve Opdyke, N.D., 1976. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core 28-239, late Pliocene to latest Pleistocene. *Geological Society of America Memoir* 145, 449–464.
- Shackleton, N.J., 1987. Oxygen isotopes, ice volumes and sea level. Quaternary Science Reviews 6, 183-190.
- Shackleton, N.J., Imbrie, J. ve Pisias, N.G., 1988. The evolution of oceanic oxygen-isotope variability in the North Atlantic over the past three million years. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. B.*, 318, 679-688.

- Shishikura, M., Echigo, T. ve Kaneda, H., 2007. Marine reservoir correction for the Pacific coast of central Japan using 14C ages of marine mollusks uplifted during historical earthquakes, Quaternary Research, 67, 286–291
- Solmaz, F., 1990. Vakfıkebir-Yomra Arası Kıyı Şeridinin Morfolojisi ve Taraçalar. İ.Ü., Sos. Bil. Ens., Y. Lisans Tezi, İstanbul.
- Tari, E., Sahin, M., Barka, A., Reilinger, R., King, R. W., McClusky, S., ve Prilepin, M., 2000. Active tectonics of the Black Sea with GPS, Earth Planets Space, 52, 747–751
- Tchepalyga, L. A., Şengör, A. M. C. ve İslamoğlu, Y., 1997. Late Pleistocene Marine Terraces on the Anatolian Coast of the Black Sea. The Late Quaternary in the Eastern Mediterranean International Symposium, MTA, Ankara, 1-4.
- Tokel, S., 1981. Plaka Tektoniğinde Magmatik Yerleşimler ve Jeokimya, Türkiye’den Örnekler, Yeryuvarı ve İnsan, 6, 3-4, 55-65.
- Türk-Japon Ekibi, 1974. Report on Geological Survey of Trabzon Area, NE Turkey, Trabzon, phase, 1, 125, 185.
- Türk-Japon Ekibi, 1985. The Republic of Turkey Report on the Cooperative Mineral Exploration of Gümüşhane Area, phase, 1, 72.
- Tüysüz, O., 2002. Aktif Tektonik ve Kıyıları. Ders notları, İstanbul Teknik Üniversitesi.
- Uzun, A., 1995. Gerze-Alaçam Arası Kıyı Bölgesinin Jeomorfolojisi, Konya.
- Yaltırak C., Sakiç M., Aksu A.E., Hiscott R.N., Galleb B. ve Ulgen U.B, 2002. Late Pleistocene uplift history along the southwestern Marmara Sea determined from raised coastal deposits and global sea-level variations. Marine Geology, 190, 1, 283-305.
- Yamaguchi, M., ve Ota, Y., 2004. Tectonic interpretations of Holocene marine terraces, east coast of Coastal Range, Taiwan, Quaternary International, 115–116, 71–81
- Yılmaz, B.S., Güç, A.R., Gülibrahimoğlu, İ., Yazıcı, E.N., Konak, O., Yaprak, S. ve Köse, Z., 1998. Trabzon ilinin çevre jeolojisi ve doğal kaynakları, MTA Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Yılmaz, C., Şen, C., Şener, Ş., Kandemir, R., Karşı, O. ve Bak T. K., 2005. Trabzon Kıyı Bölgesinin Pliyo-Kuvaterner Stratigrafisi, Türkiye Kuvaterner Sempozyumu, Turqua, 111-117.
- Zavoisky, E., 1945. Spin-magnetic resonance in paramagnetics, J.Phys., 9, 245.
- Zazo, C., 1999. Interglacial sea levels, Quaternary International, 55, 101-113.

7.EKLER



Ek Şekil 1. Trabzon ve çevresinin örnek alım haritası.



Ek Şekil 2. Trabzon ve çevresinde yer alan taraçalara ait jeolojik kesitler

ÖZGEÇMİŞ

Serdar KESKİN, 1981 yılında İstanbul'da doğdu. 1988-1999 yılları arasında ilk, orta ve lise öğrenimini İstanbul'da tamamladı. 1999 yılında KTÜ Gümüşhane Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde Lisans öğrenimine başladı. 2003 yılında lisans öğrenimini tamamladıktan sonra aynı yıl KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü'nde Yüksek Lisans öğrenimine başladı. Ocak 2005'de KTÜ Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Genel Jeoloji Ana Bilim Dalı'na Araştırma Görevlisi olarak atandı. 2005-2006 öğrenim yılında Erasmus-Socrates bursu ile Eberhard Karls Universitat Tübingen (Tübingen -Almanya)'de yüksek lisans öğrencisi olarak 1 yıl öğrenim gördü. Halen, KTÜ Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde Araştırma Görevlisi olarak görev yapan Serdar KESKİN, İngilizce bilmektedir.