

T.C.
ÇANAKKALE ONSEKİZ MART ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI
YÜKSEK LİSANS TEZİ

TUZLA ÇAYI (GÜLPINAR - ÇANAKKALE)
DELTAŞI PLAŞ KUMLARININ AĞIR MİNERAL
İÇERİKLERİ VE BUNLARIN KÖKENİ

Cüneyt BİRCAN

Danışman:
Yrd. Doç. Dr. Mustafa BOZCU

TEMMUZ, 2008
ÇANAKKALE

**TUZLA ÇAYI (GÜLPINAR - ÇANAKKALE)
DELTAŖI PLAŖ KUMLARININ AĞIR MİNERAL
İÇERİKLERİ VE BUNLARIN KÖKENİ**

anakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Yüksek Lisans Tezi

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Cüneyt BİRCAN

Danışman:

Yrd. Doç. Dr. Mustafa BOZCU

TEMMUZ, 2008

ÇANAKKALE

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

Cüneyt BİRCAN tarafından Yrd. Doç. Dr. Mustafa BOZCU yönetiminde hazırlanan TUZLA ÇAYI (GÜLPINAR - ÇANAKKALE) DELTASI PLAJ KUMLARININ AĞIR MİNERAL İÇERİKLERİ VE BUNLARIN KÖKENİ başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

Yrd. Doç. Dr. Mustafa BOZCU

Yönetici

Prof. Dr. Muhittin GÖRMÜŞ

Jüri Üyesi

Yrd. Doç. Dr. Ayten ÇALIK

Jüri Üyesi

Prof. Dr. Mehmet Emin ÖZEL

Müdür
Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Bu tezin hazırlanması da dâhil olmak üzere çalışmamın başından sonuna kadar gerek arazi gerekse büro çalışmalarımın her aşamasında tecrübesi ve yorumları ile beni yönlendiren, danışman hocam Yrd. Doç. Dr. Mustafa BOZCU'ya teşekkürü bir borç bilirim.

Yüksek lisans eğitimim boyunca verdikleri öğretim ve eğitimin yanı sıra hoşgörü ve desteklerini her zaman hissettiğim, Jeoloji Mühendisliği bölümündeki değerli hocalarıma teşekkür ederim.

Arazi çalışmalarım esnasında yardımlarından dolayı sevgili arkadaşım Araş. Gör. İ. Onur TUNÇ'a, ince kesitlerin incelenmesindeki yardımlarından dolayı Araş. Gör. Oya TÜRKDÖNMEZ ve Araş. Gör. Fırat ŞENGÜN'e, tez arazimin Dijital Yükseklik Modelinin (DEM) oluşturulmasında yardımlarını esirgemeyen arkadaşım Araş. Gör. Mustafa AVCIOĞLU'na çok teşekkür ederim.

Tez çalışmalarım sırasında karşılaştığım bazı jeolojik problemlerin çözümünde bana verdikleri bilimsel destek ve yardımlarından dolayı saygıdeğer hocalarım Doç. Dr. Özcan YİĞİT, Yrd. Doç. Dr. Ayşe BOZCU ve Öğr. Gör. Öznur KARACA'ya çok teşekkür ederim.

İ.T.Ü. Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü Laboratuvarları'nda ağır mineral analizi ve manyetik seperasyon çalışmalarım sırasında tecrübesini benimle paylaşan ve değerli yönlendirmeleri ve literatür katkılarından dolayı saygıdeğer hocam Doç. Dr. Nilgün OKAY'a teşekkürü bir borç bilirim.

Laboratuar çalışmalarım sırasında Ç.O.M.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölüm Laboratuvarlarını ve gereçlerini kullanmamda her türlü izin ve yardımlarını benden esirgemeyen Yrd. Doç. Dr. Ayten ÇALIK, Yrd. Doç. Dr. Sevinç KAPAN YEŞİLYURT ve Doç. Dr. Alper BABA'ya teşekkür ederim.

Arazi çalışmalarım sırasında konaklama imkânı sağladıkları için Tuzla Köyü Muhtarı Halil ÜSTÜN'e ve Tuzla Kaplıcası sorumlusu Şakir GÜVEN'e teşekkür ederim.

Tez çalışmalarım sırasında, mikroskofta mineral tanımlamaları için program yazımında ve programın kullanılmasında her türlü yardımını benden esirgemeyen sevgili meslektaşım Jeoloji Mühendisi M. Tufan BİRCAN'a çok teşekkür ederim.

Arazi çalışmalarımda deniz içinden örnek alımları için malzeme temininde yardımlarını esirgemeyen sayın hocalarım, Yrd. Doç. Dr. Uğur ALTINAĞAÇ, Yrd. Doç. Dr. Adnan AYZAZ'a teşekkür ederim.

Arazi çalışmalarımda deniz içinden örnek alımlarında yanımda bulunup beni derin mavide yalnız bırakmayan sevgili arkadaşım Su Ürünleri Yüksek Mühendisi Aytaç ALTIN'a teşekkür ederim.

Laboratuvar çalışmalarımda Ç.O.M.Ü. Meslek Yüksekokulu Zemin Mekaniği laboratuvarlarını ve aletlerini kullanmamda her türlü desteği sağlayan sayın hocam, Şebnem KARAHAN'a ve Zemin Mekaniği Laboratuvarları sorumluları, Ali İhsan BAŞARAN ve Mustafa ÇAĞLI'ya çok teşekkür ederim.

Tüm eğitimin boyunca sevgilerini ve maddi-manevi desteklerini hep hissettiğim AİLEM'e, kendisi yanımda olmasa da varlığını içimde derinden hissettiğim BABAM'a teşekkür ederim.

Cüneyt BİRCAN

KISALTMALAR

km : Kilometre

m : Metre

My : Milyon yıl

Ol : Olivin

Kr : Kromit

Bio: Biyotit

Px : Piroksen

Kal : Kalsit

Q: Kuvars

Ep: Epidot

Plj: Plajiolklas

Zr: Zirkon

REE: Nadir toprak Elementler

ppm: Milyonda bir kısım

MORB: Okyanus Ortası Sırtı Bazaltları

SPT: Sodyum Poly Tungstat

NM: Non Magnetic (Manyetik olmayan)

TUZLA ÇAYI (GÜLPINAR - ÇANAKKALE) DELTASI PLAJ KUMLARININ AĞIR MİNERAL İÇERİKLERİ VE BUNLARIN KÖKENİ

ÖZET

Çalışma alanı, Biga Yarımadası'nın (KB Türkiye) güneybatı kısmında yer almaktadır ve yaklaşık 650 km² lik bir alanı kapsar. Bu alışma, Tuzla ayı'nın güncel sedimanlarındaki ağır mineralleri tanımlamayı ve sedimanların beslenme havzası içindeki ana kayalar ile ilişkisinin ortaya konulmasını amaçlamaktadır.

Çalışma alanının temelini Kazdağ Grubu'na ait granitik gnays, amfibolit, mika şist ve mermer mercikleri içeren yüksek dereceli metamorfik kayalar oluşturmaktadır. Kazdağ Grubu kayaları üzerine, düşük dereceli metamorfizma geçirmiş Çamlıca metamorfileri gelmektedir. Granat mika şist ve eklojitten oluşan “Elliyak eklojiti” tektonik dilim halinde yine Kazdağ Grubu üzerine gelmektedir. Ayrıca, aşırı derecede deforme Çetmi melanjı, tektonik bir dokanakla Kazdağ metamorfileri üzerinde yer alır. Oligo-Miyosen yaşlı Evciler plütonu Kazdağ Metamorfilerini keserek yerleşmiştir. Aynı dönem volkanizmasını temsil eden Alt-Orta Miyosen yaşlı Doyran-Ezine volkanitleri ise çalışma alanında geniş yüzlekler vermektedir.

Çalışma alanının Neojen çökel birimleri, volkanik katkılı kumtaşı şeyllerden oluşan Küçükkuyu formasyonu ile konglomera kumtaşı, çamurtaşlarından oluşan İlyasbaşı formasyonu ve bunlarla uyumsuz olarak bulunan Kirazlı, Bayramiç ve Gülpınar formasyonlarıdır. Miyosen ve Pliyosen yaşlı bu formasyonlar genel olarak kırıntılılardan, gölssel karbonatlardan ve sığ denizel kireçtaşlarından oluşurlar. Kuvaterner yaşlı alüvyon, inceleme alandaki tüm birimlerden türeme çakıl, kum, silt ve killerden oluşur. Genellikle Tuzla ayı boyunca ve Tuzla deltasını oluşturan düzlük alanlarda görölmektedir.

Tuzla deltasını oluşturan Tuzla Çayı Kazdağları'ndan doğmakta ve Ege Denizine dökülmektedir. Tuzla Çayı'nın uzunluğu yaklaşık 52 km dir. Bu çalışmada, Tuzla Çayı ve beslenme havzası dahilinde tüm kollarından sistematik sediman örnekleme yapılmış, ağır minerallerin kaynak kayası olarak düşünülen beslenme havzası içerisinde kalan çevre kayalardan da örnekleme yapılarak kaynak kaya mineralojisi ortaya konulmuştur.

Kaynak kaya belirlenmesinde yararlanılan ağır minerallerden, rutil, turmalin, zirkon, granat, disten, epidot, sfen, amfibol, manyetit, ilmenit, pirit, hematit, olivin, zoisit, kayaç yapıcı minerallerden plajyoklas, kuvars, biyotit, hornblend minerallerine yaygın olarak bulunmuştur.

Elde edilen zirkon görüntülerinden, özşekilli zirkonlar ile yuvarlak zirkonların kaynak kayalarının Kazdağ Metamorfizmi ile Küçükkuşu Formasyonu olabileceği; olivin, epidot ve piroksen minerallerinin ise Çetmi Melanjı içerisindeki serpantinleşmiş ultrabazik ve bazik kayalardan geldiği belirlenmiştir.

Anahtar Sözcükler: Biga Yarımadası, Tuzla çayı deltası, Sediman, Ağır mineral

Hazırlanan bu Yüksek Lisans Tezi, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Komisyonu (BAP) tarafından 2007/39 no' lu proje ile desteklenmiştir.

HEAVY MINERAL CONTENTS OF TUZLA STREAM DELTA DUNES (GÜLPINAR – ÇANAKKALE) AND THEIR ORIGIN

ABSTRACT

The study area is located within southwestern part of Biga Peninsula, NW Turkey and covers an area of approximately 650 km². In this study, focus will be given to the heavy mineral descriptions of current sediments of Tuzla Creek and relationships between these current sediments and host rocks into the catchment area.

The basement of the study area is made up high grade metamorphic rocks (granitic gneiss-amphibolite-mica schist and marble lenses) of Kazdağ Group. Low grade metamorphosed Çamlıca Metamorphics overlie Kazdağ Group, Elliayak eclogite, consisting of garnet mica schist and eclogite, also overlies Kazdağ Group as tectonic slice. In addition, strongly deformed Çetmi Melange overlies Kazdağ Group with a tectonic contact. Kazdag metamorphic rocks are cut by Oligo-Miocene aged Evciler Pluton. Early-Middle Miocene aged Doyran-Ezine volcanites that represent the equal period volcanism, has a wide distribution in study area.

Neogene deposits of the study area are represented by Küçükkuyu formation which is consist of sandstone and shales intercalated with volcanic rocks and İlyasbaşı formation which included conglomerate, sandstone and mudstone situated unconformably with Kirazlı, Bayramiç and Gülpınar formations. Miocene and Pliocene aged these formations are generally consist of clastics, lacustrine carbonates and shallow marine limestones. All units in the study area are overlain with unconformably by Quaternary alluvium deposits which included pebble, sand, silt and clay. Alluvium is generally seen along the Tuzla Creek and in the floors which forms Tuzla delta.

Tuzla Creek which forms Tuzla delta comes from Kazdag and it pours out Aegean Sea. The length of Tuzla Creek is nearly 52 km. In this study, systematic sediment sampling is made in Tuzla Creek, catchment area, its all branches and the rocks that interpreted as a source rock of heavy minerals in the catchment area. Source rock minerology is tried to be explained with the samplings of surrounding rocks which are found in the catchment area.

Heavy minerals such as rutile, turmaline, zircon, garnet, disten, epidote, sfen, amphibole, magnetite, ilmenite, pyrite, hematite, olivine, zoisite and rock forming minerals such as plagioclase, quartz, biotite, hornblend that useful for determination of the source rock have been found.

The zircon images that obtained, the source rocks of euhedral zircons and rounded zircons can be Kazdag Metamorphites and Küçükkuyu Formation; serpentinized ultrabasic and basic rocks of Çetmi Melange are the source rocks of olivine, epidote and pyroxene minerals.

Key words: Biga Peninsula, Tuzla Creek Delta, Sediment, Heavy mineral.

The present M. Sc. was supported by Çanakkale Onsekiz Mart Universty, Scientific Research Committee under the project no of 2007/39.

İÇERİK

Sayfa No

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU.....	ii
TEŞEKKÜR.....	iii
KISALTMALAR.....	v
ÖZET.....	vi
ABSTRACT.....	viii
BÖLÜM 1 – GİRİŞ.....	1
1.1. Çalışma Alanı.....	1
1.2. Çalışmanın Amacı.....	2
1.3. Önceki Çalışmalar.....	2
BÖLÜM 2 - BÖLGESEL JEOLOJİ	11
2. Genel Jeoloji ve Stratigrafi.....	11
2.1. Kazdağ Grubu.....	11
2.2. Çamlıca Metamorfitleri.....	13
2.3. Ezine Grubu.....	13
2.4. Karakaya Kompleksi.....	14
2.5. Denizgören ofiyoliti.....	16
2.6. Çetmi Melanjı.....	17
2.7. Evciler Plütону.....	18
2.8. Biga Yarımadası'ndaki Volkanik Kayaçlar.....	18
2.8.1. Balıklıçeşme Volkanitleri.....	19
2.8.2. Çan Volkanitleri.....	20
2.8.3. Kirazlı Volkanitleri.....	21
2.8.4. Behram Volkanitleri.....	21
2.8.5. Hüseyinfaki Volkanitleri.....	22
2.8.6. Ezine Bazaltı.....	22

	<u>Sayfa No</u>
2.9. Küçükkuyu formasyonu.....	23
2.10. Çanakkale formasyonu.....	24
2.11. Bayramiç formasyonu.....	25
2.12. Alüvyon.....	25
BÖLÜM 3 - MATERYAL VE YÖNTEM.....	27
3. Uygulanan Yöntemler.....	27
3.1 Saha Öncesi Çalışmalar.....	27
3.2. Saha Çalışmaları.....	27
3.2.1 Tane Boyu Dağılımı İçin Alınan Örnekler.....	28
3.2.2 Ağır Mineral Analizi için Alınan Örnekler.....	31
3.2.2.1. Akarsu Boyunca Nehir Yatağı Sedimanlarından Alınan Örnekler.....	31
3.2.2.2. Tuzla Deltası'ndan Alınan Örnekler.....	32
3.2.2.3. Deniz İçinden-Delta Önünden Alınan Örnekler.....	32
3.2.3. Anakaya Tanımlaması İçin Alınan Kayaç Örnekleri.....	34
3.3 Laboratuvar Çalışmaları.....	34
3.3.1 Tane Boyu Dağılım Analizleri.....	35
3.3.2 Ağır Sıvı İçin Yapılan Elek Analizleri.....	41
3.3.3. Ağır Sıvı ile Mineral Ayırma.....	43
3.3.4. Ağır Minerallerin Manyetik Separasyonu.....	49
3.3.5. Kayaç İnce Kesitlerinin Petrografik Olarak İncelenmesi.....	54
3.3.6. Mikroskopta Mineral Tanımlama.....	54
3.3.7. Image Analyses Modellemesi ile Mineral Yüzdesi Tayini.....	55
BÖLÜM 4 – BULGULAR.....	68
4.1. Genel Jeoloji ve Stratigrafi.....	68
4.1.1. Kazdağ Metamorfitleri (PİRka)	71
Amfibolit.....	74

	<u>Sayfa No</u>
Gnays.....	76
Mermer.....	77
Şist.....	78
Yaş.....	79
4.1.2. Elliayak eklojiti (e).....	80
Granat Mikaşist.....	82
Eklojit.....	83
4.1.3. Çamlıca Metamorfitleri (çm).....	85
Metakumtaşı.....	86
Metaşeyl.....	87
4.1.4. Çetmi Melanjı (Kpç).....	88
Matriks.....	89
Mağmatik Kayalar.....	90
Radyolarit Çört-Kırmızı Çamurtaşı Ardalanması.....	91
Kireçtaşı.....	92
4.1.5. Evciler plütonu (Tgr).....	93
4.1.6. Küçükkuş formasyonu (Tkü).....	96
Kızılyar Konglomera Üyesi (Tki).....	99
Arıklı Tüf Üyesi (Tküa).....	100
Adatepe Kumtaşı (Tküad).....	101
4.1.7. Doyran-Ezine Volkanitleri (Td, Tez).....	101
Akpınar Tüf Üyesi (Takp).....	110
4.1.8. İlyasbaşı formasyonu (Ti).....	110
4.1.9. Kirazlı formasyonu (Tki).....	112
4.1.10. Bayramiç formasyonu (Tb).....	113
4.1.11. Gülpınar formasyonu (Tgü).....	114
4.1.12. Alüvyon (Qal).....	116
4.2. Kaynak Alan Jeokimyası.....	116
4.3. Ağır Mineral Çalışmaları.....	119

	<u>Sayfa No</u>
4.3.1. Ağır Mineraller	119
4.3.1.1. Ağır Mineral Çeşitleri	120
4.3.1.1.1. Opak Mineraller	120
4.3.1.1.2. Mikalar	121
4.3.1.1.3. Ultraduraylı Ağır Mineraller	121
4.3.1.1.4. Metaduraylı Ağır Mineraller	122
4.3.1.2. Sedimanların Ağır Mineral İçerikleri ve Provenans Tarihi Yorumları	124
4.3.1.2.1. Kaynak Bölge Kompozisyonu ve Dağılımı	124
4.3.1.2.2 Kimyasal Duraylılık	125
4.3.1.2.3. Kaynak Bölgedeki Zamansal Değişim	126
4.3.1.2.4. Taşınma ve Çökeltme Sırasındaki Seçici Boylanma	127
4.3.1.3. Ağır Mineral Ayrım İşlemleri	128
4.3.1.3.1. Gravite Yöntemi	128
4.3.1.3.2. Manyetik Yöntem ile Ağır Mineral Ayrımı	130
4.3.1.3.3. Sallantılı Masa Yöntemi ile Ağır Mineral Ayrımı	130
4.3.1.3.4. Santrifüj Yöntemi ile Ağır Mineral Ayrımı	131
4.3.1.4 Dünya’da Ağır Minerallere Yönelik Çalışmalar	131
4.3.1.4.1. Batı Atlantik Sahillerinde Yapılan Çalışmalar	132
4.3.1.4.2. Pasifik Okyanusu Sahillerinde Yapılan Çalışmalar	136
4.3.1.4.3. Hint Okyanusu Sahillerinde Yapılan Çalışmalar	137
4.3.1.4.4. Mısır’da Nil Deltası Sahillerde Yapılan Çalışmalar	138
4.3.1.4.5. Avrupa’da Yapılan Çalışmalar	139
4.3.1.5. Türkiye’de Ağır Minerallere Yönelik Çalışmalar	142
4.3.1.6 Çalışma Alanında Yapılan Ağır Mineral Çalışmaları	144
4.3.1.6.1 Toprak Jeokimyası	148
4.3.1.6.2 Sediman Jeokimyası	153

	<u>Sayfa No</u>
BÖLÜM 5 – SONUÇLAR.....	156
KAYNAKLAR.....	158
Ekler.....	I
Tablolar Listesi.....	IV
Şekiller Listesi.....	V
Yaşam Öyküsü.....	X

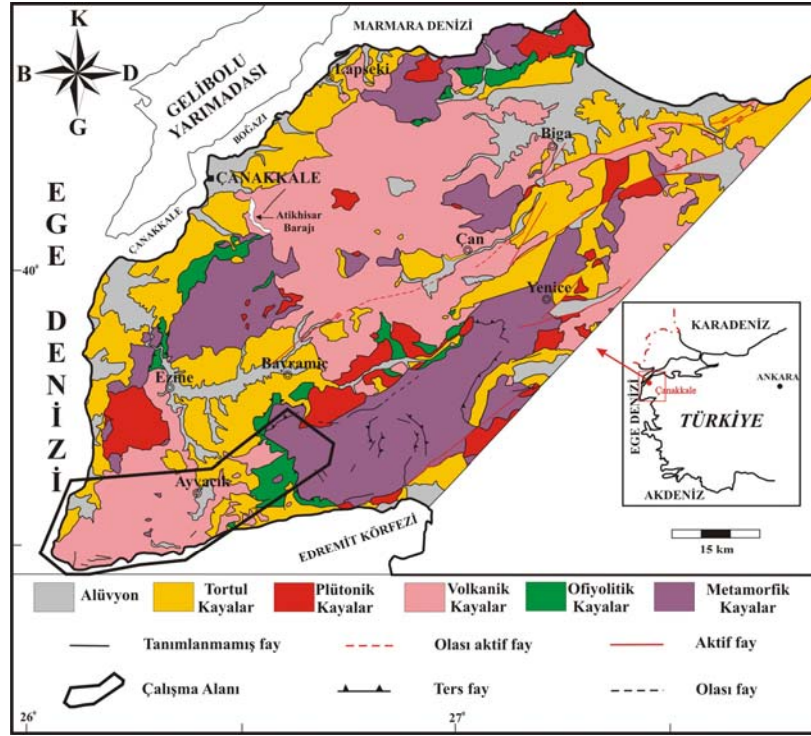
BÖLÜM 1

GİRİŞ

1. GENEL BİLGİLER

1.1. Çalışma Alanı

Çalışma alanı, Biga Yarımadası'nın (KB Türkiye) güneybatı kısmında yer almaktadır ve Çanakkale ili Ezine ve Ayvacık ilçeleri yakın çevresini kapsayan 1/25.000 ölçekli J16 a1, a2, b1, b2 I16 c1, c2, c3, c4, d2, d3, d4, I17 d1, d2, d3, d4 paftalarından oluşan yaklaşık 650 km² lik bir alanı kapsar (Şekil 1.1). Çalışma alanındaki önemli yerleşim birimleri Ezine ve Ayvacık ilçeleri ile Gülpınar ve Assos beldeleridir. Çalışma alanındaki yerleşim yerlerine ulaşım Çanakkale – İzmir karayolları üzerinden yapılmaktadır.



Şekil 1.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası (M.T.A. 1/500000 ölçekli jeoloji haritasından değiştirilmiştir M. Akartuna, M. Akkuş, M. Aslaner, Ş. Abdüsselamoğlu, F. Baykal, E. Chaput, M. Çetinçelik, A. Egger, C. Erentöz, S. Erk, K. Erguvanlı, L. Erentöz, W. Endriss, N. Gökçen, F. Kurtman, A. Kalafatçioğlu, İ. Ketin, V. Der Kaaden, F. Ozansoy, E. Parejas, H. N. Pamir, W. Paeckelmann, W. Penck, F. Toula, N. Tolun, S. Türkünal, Z. Ternek, H. Uysallı, İ. Yalçınlar).

1.2. Çalışmanın Amacı

Bu çalışmada Tuzla Çayı Deltası çökellerinin ve ağır minerallerinin sedimentolojik stratigrafik ve mineralojik açıdan incelenmesi amaçlanmıştır. Bölgede metamorfik, magmatik ve sedimanter kökenli kayalar yüzeyler. Çalışma alanındaki tortullar bu kayalardan türeme çakıl, kum, silt ve killerden oluşur. Tuzla Deltası'nı oluşturan Tuzla Çayı'nın uzunluğu yaklaşık 52 km dir. Bu çalışmada, Tuzla Çayı ve beslenme havzası dahilinde tüm kollarından sistematik sediman örneklemesi yapılmıştır. Bu kumulların içerdiği ağır mineraller belirlenmiş, anakaya ve jeokimyası örnekler alınarak belirlenmiş, ağır minerallerin anakaya ile bağlantısı ortaya konulmaya çalışılmıştır. İstatiksel değerlendirmeler sonucunda kıyının ya da deltanın hangi kuşağında, hangi kaynak kayalara sahip çökelleme bölgesinde tenörün yükseldiğini ve ana kayaçlarla ilişkilerinin irdelenmesi amaçlanmıştır.

1.3. Önceki Çalışmalar

Bugüne kadar çalışma sahası ve çevresiyle ilgili birçok araştırma yapılmıştır. Bu çalışmalar eskiden yeniyeye doğru aşağıda özetlenmiştir.

Bingöl ve diğerleri (1975); Biga Yarımadası'nın jeolojisi ve Karakaya Formasyonu'nun özellikleri konulu çalışmasında, Kazdağı, Balya, Manyas Gölü, Bilecik, Sivrihisar'dan Ankara'ya kadar uzanan Permo-Karbonifer birimleri örten çok az metamorfize olmuş spilit ve grovaklar ile diğer bloklardan oluşan birimi Karakaya Formasyonu olarak tanımlamışlardır.

Siyako ve diğ. (1989), Biga ve Gelibolu Yarımadası'nın Tersiyer jeolojisi ve hidrokarbon olanakları konulu çalışmalarında, Gelibolu yarımadasında Geç Mesozoyik-Tersiyer aralığında, aralarında önemli yükselme ve aşınma safhaları olan, Maastrichtiyen-Erken Eosen, Orta Eosen-Oligosen, Miyosen ve Pliyo-Kuvaterner olarak dört çökelleme evresi ayırt etmişlerdir. Biga Yarımadası'nda Erken-Orta Miyosen'de yoğun bir kalkalkalen volkanizmanın geliştiğini belirterek, Biga Yarımadası'nın iç kesimlerinde, Erken-Orta Miyosen'deki volkanizma ile eş zamanlı karasal bitümlü şeyl, silttaşı, kumtaşı, tuf ve kömürden oluşan karasal birimlerin çökeldiğini belirtmişlerdir.

Okay ve diğ. (1990), Çamlıca metamorfitlelerinin çok monoton bir litolojisinin olduğunu ve bu istifin; uzunluğu 30 km'den fazla, eğimi batıya ve kuzeybatıya doğru 30^0 ile 80^0 arasında değişen Ovacık bindirmesi boyunca Karadağ birimi ve Denizgörendü ofiyolitinin altında tektonik dokunakla yer aldığını belirtmektedir. Kuzeybatı Anadolu'da Gelibolu ve Biga Yarımadaı'nda kuzeydoğu-güneybatı yönünde uzanan Tersiyer öncesi dört tektonik kuşak ayırt etmişlerdir. Bu kuşaklar batıdan itibaren; Gelibolu, Ezine, Ayvacık ve Sakarya kuşaklarıdır. Ezine kuşağının batısında Permo-Karbonifer yaşlı sedimanter bir istifin yeşilist fasiyesinde metamorfizma geçirdiğini, doğuda ise metamorfizma derecesinin arttığını, ayrıca bu istifin Permo-Triyas'ta bir ofiyolitle üzerlendiğini belirtirler.

Ercan ve diğ. (1995) Biga Yarımadaı ile Gökçeada, Bozcaada ve Tavşan adalarındaki Tersiyer volkanizmasının özellikleri isimli çalışmalarında Eosen'den başlayarak Geç Miyosen sonlarına kadar çeşitli evrelerde oluşan volkanik kayalarda saha ve laboratuvar çalışmaları yaparak 6 ana gruba ayırtlamışlardır. Eosen yaşlı "Balıklıçeşme volkanitleri", Oligosen yaşlı "Çan volkanitleri", Üst Oligosen yaşlı "Kirazlı volkanitleri", Erken-Orta Miyosen yaşlı "Behram volkanitleri" Orta Miyosen yaşlı "Hüseyinfakı volkanitleri" ve Geç Miyosen yaşlı "Ezine Bazaltı" olarak adlandırılan ve haritalanan volkanik kayalarda petrografik ve jeokimyasal çalışmaların yanı sıra, K/Ar yöntemi ile radyometrik yaş ölçümleri ile stronsiyum ve neodimyum izotop oran ölçümleri de ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ve $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) yapmışlardır. Eosen-Geç Miyosen arasında oluşan tüm volkanitlerin kalkalkalen, sadece Üst Miyosen yaşlı volkanitlerin alkali nitelikte olduklarını vurgulamışlardır. Jeokimya ve izotop çalışmaları, kalkalkalen volkanizmayı oluşturan magmanın yüksek derecede kabuksal kirlenmeye uğrayıp melez bir nitelik kazandığını, alkali volkanizmayı oluşturan kaynağın ise farklı olup heterojen bir manto malzemesinin kısmî ergimesi ile meydana geldiğini gösterdiğini ileri sürmüşlerdir. Volkanitlerin bölgedeki tektonik rejim ile de ilişkili olup kalkalkalen volkanitlerin, sıkışma rejiminin egemen olduğu bir ortamda alkali volkanitlerin ise bunun tam tersine, gerilme rejiminin etkisiyle meydana geldiklerini ortaya koymuşlardır.

Karacık ve Yılmaz (1998) Ezine bölgesinde yaptıkları çalışmalarında, genç granitik ve volkanik kayaların geniş yayılımının olduğu ve zaman ve mekan açısından yakın ilişkilerinin bulunduğu; mağmatizmanın, metamorfik temel kayaları içine sokulan ve kontak metamorfik hale oluşturan Kestanbol graniti ile başladığını, plütonun, doğuya ve güneydoğuya doğru volkanik hipabisal kayalarca çevrelendiğini belirtmişlerdir. Volkanik kayalar, litolojik özelliklerine göre iki ana gruba ayrılabilir; güney kesimde ignimbritler baskınken, kuzey kesimde lavlar ve lahar çökelleri baskındır. Erken Miyosen sırasında ignimbrit patlamaları, plütonik ve bunlarla ilişkili volkanik kayalarla kısmen eş yaşlı kayaları oluşturmuştur. Bunlar, kaldera çökmesi ile ilgili gibi görünmektedir. Plütonik ve bunlarla ilişkili volkanik toplulukların jeokimyasal özellikleri, magmalar hibrit, kojenetik ve günümüz D-B gidişli Ege grabeninin açılmasının başlangıcındaki sıkışmalı rejimin altında, benzer manto kaynağından oluşmuşlardır.

Şener ve Gevrek (2000); Tuzla hidrotermal sistemini ele aldıkları bu çalışmada, hidrotermal alterasyonların, X-ray difraksiyon, mineralojik-petrografik teknikler ve jeokimyasal analizlerle tespit etmeye çalışmışlardır. Yaklaşık 814-1020 m derinlikleri olan iki sondaj lokasyonundan elde edilen verilere göre, kayalarda oluşan hidrotermal minerallerin; K-feldspat, albit, klorit, alunit, kaolinit, simektit, illit ve opak mineraller olduğunu göstermişlerdir. Çalışma alanında, silisifiye olmuş simektit, illit, alunit ve opal zonları tespit edilmiştir. Bu alterasyon mineral toplulukları, rezervuar sıcaklıkları 150-220⁰C olan jeotermal akışkanların varlığını göstermiştir. Çalışma alanındaki içinde hidrotermal zonlar tespit edilen volkanik kayalar Alt-Orta Miyosen yaşlıdır ve latit, andezit, dasit, riyolit tipi lav, tüf ve ignimbritlerden oluşmaktadır.

Okay ve Satır (2000a), yaptıkları çalışmada, Biga Yarımadası'nın merkezi kesiminde metamorfik kayaların geniş bir bölgede mostra verdiğini ve Çamlıca metamorfikleri olarak isimlendirilen bu kayaların esas olarak kuvars-mika şistlerden yapılmış olduğunu, bu kuvars-mika şistler ile ardalanmalı olarak az oranlarda kalkışit, mermer, kuvarsit ve metabazitlerin de Çamlıca metamorfikleri içinde yer aldığını ileri sürmüşlerdir. Çamlıca metamorfikleri içinde yer alan bazı

metabazitlerde granat+omfasit+glokofan+rutil±paragonit den oluşan eklojit fasiyesi parajenezleri saptayan araştırmacılar, bu ilksel eklojit mineral topluluğunun daha sonra gelişen amfibolit ve yeşilşist fasiyesi metamorfizması sonucu büyük ölçüde tahrip olduğunu ortaya koymuşlardır. Granat ile omfasit arasındaki Fe-Mg dağılımı, ve omfasitlerdeki maksimum jadeit oranı, eklojit fasiyesi metamorfizması sırasında sıcaklığın 510 ± 50 °C, minimum basıncın ise 11 kbar olduğunu ileri süren araştırmacılar, kuvars-mika şistlerdeki beyaz mikaların yüksek fengit içeriği ve metabazitler ile kuvars-mika şistlerin sık sık ardalanmalı olarak bulunmalarının, Çamlıca metamorfitlelerinin tümünün eklojit fasiyesinde metamorfizma geçirdiğine işaret ettiğini dile getirmişlerdir. Araştırmacıların üç kuvars-mika şist numunesinden elde ettikleri fengit Rb-Sr izotopik yaşları 65 ile 69 My arasına düşmektedir ve bu yaşlar eklojit fasiyesindeki metamorfizmanın Maastrichtiyen yaşında olduğunu göstermektedir. Sonuç olarak araştırmacılar, Çamlıca metamorfitleleri'nin, benzer litolojik ve metamorfik özellikler gösteren Rodop metamorfik kompleksinin muhtemel bir parçası olduğunu ortaya koymuşlardır.

Okay ve Satır (2000b), yaptıkları çalışmalarında, Kazdağları'nda yüzlek veren Geç Oligosen yaşlı bir metamorfik çekirdek kompleksten söz etmektedirler. Bu kompleksin taban bloğu 5 ± 1 kbar basınç ve 640 ± 50 °C sıcaklık koşullarında metamorfizma geçirmiş, gnays amfibolit ve mermer içermektedir. Gnayslardaki muskovit ve biyotitlerden alınan ortalama Rb/Sr yaşları 19 My ve 22 My dir ve göreceli olarak bu yaşlar Geç Oligosen sırasında gelişen yüksek sıcaklık metamorfizmasını işaret etmektedir. Tavan bloğu ise Geç Kretase eklojit mercikleri içeren metamorfize olmamış okyanusal yığışım melanjından oluşmaktadır. Taban ve tavan blokları birbirinden 2 km kalınlığındaki gerilmeli sünek makaslama zonu ile ayrılırlar. Milonitler ve altındaki yüksek dereceli metamorfik kayalar, biyotitlerden alınan 21 My yaşlı deforme olmamış, bir granitoyit tarafından kesilmektedir. Metamorfizmanın hesaplanan basıncı ve granitoyit yerleşimi, yüksek dereceli metamorfik kayaların makaslama zonu boyunca Geç Oligosen'de (~24 My), ~14 km derinlikten 7 km derinliğe hızlı bir şekilde yükseldiğini göstermiştir. Metamorfik kayaların sonraki yükselimi ise Pliyosen-Kuvaterner sırasında gerçekleşmiştir.

Kazdağı'ndaki metamorfik kayalar, Geç Oligosen-Erken Miyosen yaşlı kalk-alkalin volkanik ve plütonik kayalarca çevrelenmiştir.

Duru ve diğ. (2004), Kazdağ Grubu olarak adlandırılan yüksek dereceli metamorfik kayaların, Karakaya Karmaşığının altında tektonik bir pencere olarak yüzeylendiğini belirtmişlerdir. Kazdağ Grubu'nun KD-GB gidişli bir antiklinoryumu şekillendirdiğini savunmuşlardır. Araştırmacılar, bölgesel haritalama çalışmaları sırasında metamorfik kayaları 4 alt gruba ayırmışlardır. Buna göre en alt birim, amfibol-gnays, mermer ve minor amfibolit içeren Fındıklı Formasyonu'dur. Fındıklı Formasyonu esas olarak Kazdağ Masifi'nin güney kesimlerinde yüzlek vermektedir. Fındıklı Formasyonu içindeki mermer seviyeleri Altınoluk mermer üyesi ve Babadağ mermer üyesi olarak adlandırılmıştır. Fındıklı Formasyonu'nun üzerine metadunit ve ortoamfibolit içeren Tozlu Formasyonu; Tozlu Formasyonu'nun üzerine Sarıkız Mermeri gelmektedir. En üst birim, Sutuvan Formasyonu'dur. Masifin kuzey kesimlerinde yüzlek verir ve sillimanit-gnays, migmatit ve minör mermer-amfibolit ve granitik gnays içerir. Bütün bu birimler metamorfizma geçirmişlerdir ve ortak bir foliasyonu paylaşmaktadırlar. Kazdağ Grubu'na ait metamorfik kayalar çevrelerindeki Permiyen-Miyosen yaşlı kayalarla tektonik dokunaklıdır ve Oligo-Miyosen granodiyoritleri bunlar içine sokulmuşlardır. Kazdağ Grubu'nu etkileyen en son metamorfizmanın yaşı Oligo-Miyosen'dir. Kazdağ Grubu, post-Miyosen sıyrılma fayları boyunca domsu şekilde yükselen bir metamorfik çekirdek kompleksi olarak bugünkü tektonik pozisyonuna ulaşmıştır.

Çiftçi ve diğ. (2004); Edremit Körfezi civarının Neojen stratigrafisi ve hidrokarbon olanakları isimli çalışmalarında, Edremit Körfezi civarının Neojen birimlerinin görsel kırıntılı kayaçalardan ve yedi ayrı etkinliğe karşılık gelen volkanik kayaçalardan oluştuğunu belirtmişlerdir. Edremit Körfezi civarında aktif hidrokarbon sistemi oluşturabilecek tüm elemanlar tespit edilmiş, en önemli riskin bölgedeki çökel kalınlığının azlığı ve buna bağlı olarak kaynak kaya olgunlaşması, hidrokarbon türümü ve atımı aşamalarında karşılaşılabileceğini vurgulamışlardır. Körfezin içine düşen kesimlerinde ise havzanın açılımını kontrol eden neotektonik dönemle birlikte

daha kalın sediman çökelimi varlığı tespit edilerek gömülme ile ilgili riskin deniz alanaları için daha düşük seviyelerde olduğunu belirtmişlerdir.

Hounslow ve Morton (2004); Manyetik mineral kapanımlarının karakteristikleri, manyetik mineral bolluğu, manyetik tane boyutu, oksidasyon durumu ve manyetik mineral etkileşimi gibi çeşitli manyetik özellikler kullanılarak gerçekleştirdikleri bu çalışmada sedimanterlerdeki kırıntılı tanelerin yapısındaki manyetik Fe-oksit kapanımları, çevreleyen ana silikat tanelerinin kaynağı hakkında bilgiler lede etmişlerdir. Bilinen kaynak kayalardan taşınan güncel sedimanların kullanımı ve diskriminant işlev analizinin kullanımı, Fe-oksit kapanımlarının manyetik özellikleri ilksel kaynaktan farklılıklar gösterdiğini belirtmişlerdir. Denizel Üst Jura (Piper Formasyonu) ve denizel olmayan Triyasik sedimanlardan (Otter Bank Kumtaşı ve Foula Kumtaşı Formasyonu) örnek çalışmaların kullanımı, mineral analizlerinin sonuçları ile açıkca ifade edilmiş kaynak farklılıkları, manyetik mineral kapanımlarında da hassas bir şekilde gösterilmiştir. Kaynak sınıflaması, hiyerarşik küme çözümlemesi ve çok boyutlu ölçekleme temeline dayanmaktadır. Stratigrafik kaynak ayırımı için en uygun olan, manyetik parametrelerinin en temizini tespit etmek için basit istatistiksel aletler geliştirilmiştir. Triyas örnek çalışması, 150 µ'dan geniş sedimentlerin kullanılması durumunda manyetik mineral kapanım tekniğinin en hassas teknik olduğunu göstermiştir.

Beccaletto ve diğ. (2005), Çetmi melanjı'nın; Biga Yarımadası'nın en kuzey kısmında, Biga ilinin kuzeyinde ve yarımadaının en güney kısmında Küçükkuuyu ilçesinin kuzeyinde olmak üzere iki bölgede yüzlek verdiğini belirtmişlerdir. Kuzeyde yeralan melanjın Çamlıca mikaşistleriyle olan dokanağının son dönemlerde gelişen doğrultu atımlı faylarla tektonik olduğu ve bu birimin üzerine uyumsuz bir dokunakla Paleojen-Neojen yaşlı sedimanter ve volkanik kayaçların geldiği belirtilmektedir. Küçükkuuyu ilçesinin kuzeyinde bulunan Çetmi melanjı tektonik bir dokunakla Kazdağ metamorfik masifine ait yüksek dereceli metamorfik kayaların üzerinde yer almakta ve bu kayalar Neojen yaşlı çeşitli tipte sedimanter ve volkanosedimanter kayaçlar tarafından uyumsuz olarak üzerlenmektedir. (Okay ve Satır, 2000b; Beccaletto, 2004). Araştırmacılara göre; Çetmi melanjının, Rodop masifi'ndeki

melanjlarla olan karşılaştırılması; jeolojik evrimi Rodop bölgesiyle ilişkili olan Ezine Zonu' ndan elde edilen sonuçlara göre yapılmıştır. Bu sonuçlara göre; Çetmi melanjı ve Ezine Zonu' ndan oluşmuş Pre-Senozoyik Biga Yarımadası, Rodop Zonunun bir parçasını temsil etmektedir.

Baba ve diğ. (2005); Tuzla (Çanakkale) jeotermal sahasının yeraltı ve yerüstü hidrojeolojik sistemi üzerinde yapılan çevresel değerlendirme çalışmalarının sonuçlarını sunmaktadır. Tuzla sahasının içinde ve dışındaki yüzey sularının ve sığ akiferlerin, Ağustos 2003-Mayıs 2004 arasında incelenmesi, yüzey sularının ve sığ akiferlerin jeotermal akışkanlar sebebiyle kirlendiğini göstermiştir. Bu çalışmada, jeotermal saha içerisindeki kirlenmenin kaynağı, en yaygın kirlenmenin tipi, jeotermal sahanın dışında kirlenmenin yanal ve nicel dağılımı ile birlikte potansiyel çevre riski ve bazı pratik çözüm önerileri içermektedir.

Erkal (2005); Kıyı kumullarında titan aramaları isimli çalışmasında, Karasu ilçesinin Sakarya Nehri kıyı ovasının, özellikle Sakarya Nehri ağzının batısında kalan kesimin jeomorfolojik özelliklerini incelemiş, Sakarya Nehri tarafından taşınarak kıyıya getirilen titan plaserlerinin Orta-Geç(?) Holosen olduğunu belirtmiştir. Bu bağlamda mercerler şeklindeki titan yoğunlaşmalarının konumlarının belirlenmesi için, arazi çalışmalarına dayanan bir kıyı modeli oluşturmuştur. Kıyı modelini esas alarak arama sondajları için jeomorfolojik bilgiler doğrultusunda lokasyon önerilerinde bulunulmuş, yapılan 163 adet makineli ve burgu sondajında titan için belirlenmiş kritik değer üzerinde titan içeren seviyelere ulaşılmıştır.

Okay ve Ergün (2005); Marmara Denizi'nin derin havzalarındaki güncel türbiditlerin kaynağını, Marmara Denizi'nin kıyı sedimanlarıyla bu türbiditlerin ağır minerallerinin karşılaştırılması sonucu tespit etmişlerdir. Marmara Denizi'nin kuzeybatısındaki plaj kumları, ağır mineral açısından kıt ve ana olarak mika ve klorit ile temsil edilmektedir. Marmara Denizi'nin kuzey-orta kesimlerindeki plaj kumları göreceli olarak opak mineraller, epidot ve granatça baskın yüksek ağır mineral oranlarına sahiptir. Marmara Denizi'nin güneyindeki plaj kumları, amfibol+piroksen, epidot ve opak minerallerce baskın, yüksek ağır mineral oranları ile karakteristiktir.

Plaj kumları ile derin havza kumları arasındaki ağır mineral topluluklarının ve oranlarının karşılaştırılması, batıdan Miyosen kumtaşılarından bir sediman taşınmasının göstermektedir. Merkez havza için, tek bir gravite çekirdeğindeki kumlu seviye, Marmara Denizi'nin hem kuzeyinden hem de güneyinden türediğini gösteren çeşitli ağır mineral toplulukları içerdiğini belirtmişlerdir.

Bozkurtoğlu ve diğ. (2006); Tuzla jeotermal alanı ve çevresinde yaptıkları çalışmada, porozite, boşluk oranı ve kuru birim ağırlığının kullanıldığı, özgül ağırlık ve alakalı formüllerle yapılan yoğunluk ölçümleri temeline dayanan ve kayalardaki atmosferik aşınma ve takip eden alterasyonun derecesini belirleyen basit bir metod önermişlerdir. Atmosferik aşınma ve sonrasında gelişen alterasyon süreçleri kayaları; fiziksel, kimyasal, mineralojik, petrografik ve mekanik özelliklerini değiştirerek etkiler. Bu değişiklikler özellikle mühendislik jeolojisi ve inşaat mühendisliği için önemli bilgiler olmasına rağmen, kayaların karmaşık doğaları, uzman olmayanların değerlendirme yapmalarını zorlaştırmaktadır. Bu metodun Tuzla jeotermal sahasında uygulanması fiziksel parametrelerin dağılım haritalarındaki, ölçülmüş kaya değişim değeri ve tüm kaya değişim değerlerinin güçlü benzerlikler gösterdiğini ortaya koymuştur. Bu yeni metod sıcak su kaynakları ve fay düzlemleri boyunca yoğun alterasyonları doğru bir şekilde ortaya koymaktadır.

Yalçın ve diğ. (2006); Bu çalışmada, Karasu kaynağı sedimanlarındaki ağır metal kirlenmeleri incelenmiştir. Bu konuda, Akkaya barajının temelinden baraj çıkışına kadar kaynağın başlangıcından kaynağın ortaya çıktığı kirlenmiş alan boyunca sediman örnekleri toplanmıştır. Ağır mineral konsantrasyonları X-ray Floresans Spektrometresi ile belirlenmiştir. Karasu çayının kobalt, bakır, arsenik, kalay, nikel, çinko, kadmiyum, kurşun, alüminyum, demir, titan, krom ve manganez içerikleri bulunmuştur. Sonuçlar, Karasu çayında kirlenmenin olduğunu göstermiştir. Bütün metal konsantrasyonları, kabul edilebilir limitlerin üzerinde çıkmıştır.

Örgün ve diğ. (2006); Ezine ilçesinin sahil bölgelerindeki ve Kestanbol granitik plütону ve çevresindeki kayalardaki doğal ve radyoaktif çekirdekler

hakkındaki çalışmalarında doğal radyoaktivitenin radyolojik riskine değer biçmek için eşdeğer radyum aktivitesi, emilmiş doz oranı ve dış risk indeksi hesaplayarak ve in situ gama doz oranlarını ölçmüşlerdir. Plütonda ve kumlarda, esas olarak plütondan, zirkon, alanit, monazit, torit, uranotorit ve apatitin varlığından dolayı kaynaklanan yüksek-aktivite konsantrasyonlarını belirlemişlerdir.

BÖLÜM 2

BÖLGESEL JEOLJİ

2. GENEL JEOLJİ VE STRATİGRAFI

Bu bölümde; önceki çalışmalar ışığında Biga Yarımadası'nın jeolojisi özetlenecektir. Biga Yarımadası başlıca metamorfikler, ofiyolitler, Neojen çökelleri ve Oligo-Miyosen'den başlayıp Kuvaterner'e kadar olan dönemde aralıklarla oluşmuş magmatik kayalarla temsil edilmektedir (Şekil 2.1). Aşağıda bu birimlerin Biga Yarımadası genelindeki özellikleri tanıtılacaktır.

2.1. Kazdağ Grubu

Biga Yarımadası'nın güneyinde ve Edremit Körfezi'nin kuzeyinde bulunan Kazdağ yükseliminin çekirdeğini oluşturan ve Bingöl ve diğ. (1975) tarafından Kazdağ Grubu olarak adlandırılan gnays, amfibolit ve mermerlerden oluşan birim; Okay ve diğ. (1990) ile Okay ve Satır (2000b) tarafından Oligo-Miyosen metamorfik çekirdek kompleksi olarak ele alınmıştır. Tektonik olarak Kazdağ Grubu, Sakarya Zonu içerisinde yer alır ve kuzeybatı Türkiye'deki en alt kabuk seviyelerini sergiler (Duru ve diğ., 2004). Miyosen sonrası gelişen gerilmeli tektonik rejimin bir sonucu olarak bugünkü konumuna yükseldiği düşünülen (Okay ve Satır, 2000b; Duru ve diğ., 2004) Kazdağ Masifi yapısal olarak, kıvrım eksenini KD-GB doğrultulu olan ve her iki yöne dalımlı bir antiklinoryumdur (Duru ve diğ., 2004; Yücel-Öztürk ve diğ., 2005). Metamorfizmaya uğramış ultramafik kayalar ve metagabro bu yapının çekirdeğini oluşturur ve yukarı doğru mermer ve amfibolit arakatlı felsik gnaysa geçen mermerce zengin bir seri tarafından örtülür (Bingöl, 1969; Pickett ve Robertson, 1996). Kazdağ Masifi, batı kesimlerde felsik gnays, kalk-silikat gnays, amfibolit, mermer, migmatit ve metaserpantin içerir (Okay ve Satır, 2000b).

Amfibolit fasiyesinde metamorfizma geçirmiş Kazdağ Masifinde (Okay ve Satır, 2000b); Yaltrak ve Okay (2004) tarafından; birbiri ile yapısal dokunak sunan, alttan üste doğru şu birimler ayrılanmıştır; 1) metaofiyolitlerden (metadunit, metagabro, metapiroksenit ve amfibolit) oluşan Babadağ Formasyonu, 2) mermerlerden oluşan Sarıkız Formasyonu, 3) mermer arakatlı amfibolitlerden

oluşan Kavurmacılar Formasyonu, bunların üzerine 4) dereceli geçişle mermer arakatkılı gnayslardan oluşan Altınoluk Formasyonu olarak dört formasyona ayrılırken, Duru ve diğ. (2004) tarafından alttan üste doğru; amfibollü gnays, kalk-silikat gnays ve mermer içeren Fındıklı Formasyonu, bunlar üzerinde metadunit ve amfibolitten oluşan Tozlu Formasyonu, ince bir paragnays seviyesi ile başlayan ve başlıca karbonatlardan oluşan Sarıkız Mermeri ve Sarıkız Mermeri'ni ve Fındıklı Formasyonu'nu keskin bir dokanakla üzerleyen ve başlıca ince kristalli mermer, amfibolit, granitik gnays seviyeleri ve mercikleri içeren feldspatlı gnaystan oluşan Sutuvan Formasyonu olarak yine dörde ayrılmıştır. Böylece Yaltrak ve Okay (2004)'e göre masifin görülür temelinde peridotit, piroksenit ve amfibolitlerden oluşan metaofiyolitik kayalar bulunurken, Duru ve diğ. (2004)'e göre gnays ve mermerler bulunmaktadır.

640±50 °C de ve 5±1 kbar basınçta metamorfizmaya uğradığı düşünülen (Okay ve Satır, 2000b) Kazdağ Masifi gnayslarından tek zirkon Pb evaporasyon yöntemiyle elde edilen yaş Orta Karboniferi (308±16 My) vermektedir ve elde edilen bu Orta Karbonifer yaşı Hersiniyen (yüksek dereceli) metamorfizmasının yaşı olarak yorumlanmıştır (Okay ve diğ., 1996). Bingöl (1969) tarafından gnayslardan elde edilen 233±24 My Rb/Sr yaşı ise Okay ve diğ., (1996) tarafından Karakaya Kompleksinin yerleşimiyle ilgili ikincil düşük dereceli metamorfizma olarak yorumlanmıştır. Ayrıca Kazdağ gnayslarındaki mikalardan alınan K/Ar, 26±3 My ve 27±3 My (Bingöl, 1969) ile Rb/Sr, 20-18 My ve 24-20 My (Okay ve Satır, 2000b) (Oligo-Miyosen) yaşları Alpin metamorfizması ile Kazdağ Grubu kayalarının yükseldiğini işaret etmektedir.

Kazdağ Masifi'nin yükselmesinin iki evrede gerçekleştiği belirtilmektedir. Masifin ilk yükselmesi Geç Oligosen'de (~24 My) sünümlü bir makaslama zonu boyunca ~14 km derinlikten ~7 km derinliğe doğru olmuştur. Makaslama zonu boyunca meydana gelen bu yükselme Geç Oligosen (~24 My) granitoidinin sokulumuyla son bulmuştur. İkinci aşamada yüzeyleme Kuzey Anadolu Fayı'nın kırılma fayları boyunca Pliyosen-Kuvaterner döneminde gerçekleşmiştir (Okay ve Satır 2000b).

2.2. amlıca Metamorfitleri

Biga Yarımadası'nda Ezine'nin kuzeyinde ve Karabiga'nın batısında geniş alanlarda yüzeyleyen metasedimanter kayalar Çamlıca Metamorfitleri olarak isimlendirilmiştir (Okay ve diğ., 1990). Ezine kuzeyinde, Çamlıca Metamorfitlerinin %80'den fazla kesimi gri, kahverengi, yeşilimsi kahverengi, iyi gelişmiş foliasyon gösteren mikaca zengin mikaşistlerden ve bu mikaşistler arasında, kalınlıkları 10 m yi bulan sarımsı kalkşist, beyaz, sarı veya siyah mermer, beyaz metakuvarsit ve albit-klorit şist seviyelerinden oluşur ve Ovacık Bindirmesi boyunca Karadağ Birimi (Ezine Grubu, Beccaletto, 2004) ve Denizgören Ofiyolitinin tektonik olarak altında bulunur (Okay ve diğ., 1990; Okay ve Satır, 2000a).

Şengün (2005) ise, Ezine kuzeyinde, birimi oluşturan kaya topluluklarını arazi gözlemlerine dayanarak formasyon aşamasında, alttan üste doğru; yeşil, sarımsı yeşil renkte metalav, metatüf ve metapelitten oluşan Andıktaş formasyonu, Andıktaş formasyonu ile uyumlu, şist, siyah mermer, kalkşist ve metabazit ardalanmasından oluşan Dedetepe formasyonu, Dedetepe formasyonu ile yine uyumlu fillit, beyaz mermer ve kalkşist ardalanmasından oluşan Salihler formasyonu olarak üçe ayırmış ve Çamlıca Grubu olarak yeniden adlandırmıştır.

Karabiga batısında ise, Çamlıca Metamorfitleri mikaca zengin, iyi foliasyon gösteren, gri, koyu gri, kırmızı, kahverengi kuvars mika şist ve fillatlardan ve bunlar içerisinde 1-100 m kalınlıkta kalkşist, metakuvarsit ve mermer seviyelerinden oluşur. Orta Eosen veya daha genç sedimanter ve volkanik kayalarca uyumsuz olarak örtülür ve Geç Tersiyer yaşta iki büyük granodiyorit tarafından kesilir (Okay ve diğ., 1990). amlıca Metamorfitlerindeki kuvars mika şistlerdeki fengit mineralinde Rb/Sr metoduyla 65-69 my (Geç Kretase) yaşı elde edilmiştir. Buna göre, Çamlıca Metamorfitlerini etkileyen eklojit fasiyesi metamorfizmasının ise Maastrichtiyen yaşında olduğu belirtilmiştir (Okay ve Satır, 2000a).

2.3. Ezine Grubu

Okay ve diğ. (1990) nin Gelibolu ve Biga Yarımadalarında ayırtladıkları KD-GB yönünde uzanan dört büyük tektonik kuşaktan biri olan Ezine Zonu, yine KD-GB

yönünde uzanan üç birimden oluşmuştur: Karadağ Birimi, Denizgören ofiyoliti ve Çamlıca metamorfizmaları.

Beccaletto (2004), yeşilşist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş sedimanter seriyi (Karadağ Birimi, Okay ve diğ., 1990) Ezine Grubu olarak adlandırmış ve stratigrafik özelliklerine göre, monoton, siyah renkli ve kalınlığı yaklaşık 700 m olan rekrystalize kireçtaşları ile karakterize edilen ve içerisindeki Permocalculus alg fosiline göre Orta-Geç Permiyen yaşlı Geyikli Formasyonu, Geyikli Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelen ve başlıca; tabakalı, masif görünümlü gri rekrystalize kireçtaşı, koyu gri, pembe ve beyaz renkli, tabakalı rekrystalize kireçtaşlarından oluşan (Beccaletto, 2004; Şengün, 2005) ve içerisinde Orta-Geç Permiyen (Beccaletto, 2004) ve Geç Permiyen (Kalafatçioğlu, 1963; Gözler, 1986, Okay ve diğ., 1990) fosilleri bulunan Karadağ Formasyonu, yine uyumlu olarak Karadağ Formasyonu üzerine gelen, baskın olarak yeşil renkli metabazitler ile şist ve metaflaş merceklerinden ve kireçtaşlarından oluşan, Denizgören ofiyoliti tarafından tektonik olarak üzerlenen (Şengün, 2005) ve kireçtaşları içerisindeki konodont (*Gladigondella* sp.) fosiline göre Skitiyen-Orta Karniyen yaşlı (Kozur, 1991) Çamköy Formasyonu olarak üç alt gruba ayırmıştır.

2.4. Karakaya Kompleksi

Ege Denizi'nden İran'a (> 1100 km) kadar uzanan (Pickett ve Robertson, 2004) ve ilk kez Bingöl ve diğ. (1975) tarafından tanımlanan; spilitik bazalt, çamurtaşı ve radyolarit-çört arakatkılı feldspatik kumtaşı, kuvarsit, konglomera ve silttaşından oluşan Karakaya formasyonu, Şengör ve diğ. (1984) tarafından Karakaya kompleksi olarak yeniden adlandırılmıştır.

Bingöl ve diğ. (1975) tarafından Orta Triyas karbonatlara göre Erken Triyas yaşı verilen Karakaya formasyonu, düşük dereceli metamorfizmaya maruz kalmıştır ve bulundurduğu Permiyen ve Karbonifer kireçtaşı egzotik blokları ile karakteristiktir (Okay ve Göncüoğlu, 2004).

Okay ve diğ. (1990), Karakaya kompleksinin muhtemelen benzer yaşta birçok Jura öncesi tektonostratigrafik birimden oluştuğunu öne sürmüştür ve Biga Yarımadası'nda Karakaya kompleksini; en alt tektonik birimini oluşturan seyrek mermer ve fillit ardalımalı yeşilist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş metabazit istifinden oluşan Nilüfer Birimi, bunlar üzerinde, Karakaya Kompleksi içinde en yaygın yayılımı olan ve beyaz, açık gri renkli Üst Triyas arkoz ve ardalımalı koyu gri, siyah şeyl ve siltaşlarından oluşan Hodul birimi, bu birim üzerinde büyük bir kısmını sarımsı yeşil, sarımsı kahverengi, kahverengi, çok parçalanmış, çok seyrek tabakalanma gösteren ayrılmış grovaplardan oluşan Orhanlar grovaki, karakteristik olarak grovaplarda içerisinde ince tabakalı, siyah çört ve beyaz silisli şeyl ardalıması içeren Orhanlar grovaki üzerinde başlıca spilitik bazik volkanik ve piroklastik kayalardan, spilit ve Üst Permiyen kireçtaşı bloklu olistostromlardan, grovak şeyl ve seyrek kalsitürbidit, radyolaryalı çört ve pelajik şeyllerden oluşan Çal birimi olarak ayırt etmiştir. Okay ve diğ. (1990)' nin yaptığı bu ayırda karşın Pickett ve diğ. (1995) tamamen litolojik verilere dayanarak yaptığı ayırtta Karakaya kompleksini yine dört birime ayırmışlardır. Bu birimler stratigrafik olarak en alttan üste doğru spilitik birim, bazalt-çört-kumtaşı birimi, fillitik birim ve döküntü akması baskın birimdir. Yaltırak ve Okay (2004) ise Karakaya Karmaşığını alttan üste doğru Fazlıca birimi, Kınar birimi, Kalabak birimi, Nilüfer birimi, Hodul birimi, Tepeoba birimi ve Çal birimi olarak altı farklı birime ayırmıştır.

Nilüfer birimi, başlıca bazik volkanik ve volkanojenik sedimanter kayalar, matriks destekli çakıltaşları ve kireçtaşlarından oluşur. Karakaya Kompleksinin diğer üyelerince tektonik olarak üzerlenir (Pickett ve Robertson, 2004). Birim içerisinde yer alan eklojitler ve mavişistlerdeki fengit minerallerinde Ar-Ar metoduyla yapılan yaşlandırılmada Nilüfer Biriminin yerleşim yaşının Geç Triyas olduğu öne sürülmüştür (Okay ve diğ., 2002). Alt Karakaya Birimi (Nilüfer Birimi) Kretase ve Alpin tektonik hareketlerinden şiddetlice etkilenmiştir (Okay ve Göncüoğlu, 2004) ve Triyas denizaltı dağı olarak yorumlanmıştır (Pickett ve Robertson, 1996; Yaltırak ve Okay, 2004).

Hodul birimi (Okay ve diğ., 1990), arkozik metakumtaşları baskın; şist, seyrek çört arakatkılı az miktarda spilitik arakatkı ve mercekler ile Karbonifer-Permiyen kireçtaşı blokları içeren bir birimdir (Okay ve Göncüoğlu, 2004; Yaltrak ve Okay, 2004). Pickett ve Robertson, (1996), Nilüfer Birimini tektonik olarak üzerleyen bu birimi Ortaoba Birimi olarak adlandırmışlar ve derin denizel radyolarit çörtlerce üzerlenmiş Okyanus Ortası Rift Bazaltı (MORB) tipi okyanusal kabuk olarak yorumlamıştır. Yaltrak ve Okay (2004) ise birimin feldspatik türbiditler ile ardalanmalı spilitler, kimi mercek özelliği gösteren beyaz kireçtaşı blokları ile dalma-batma zonunda yiten okyanus kabuğunun üzerinde gelişen eklenir prizma önü çökelleri olduğunu ileri sürmüşlerdir.

İlk kez Okay ve diğ. (1990) tarafından Kalabak formasyonu olarak isimlendirilen ve Hodul birimini tektonik olarak üzerleyen birim, koyu gri fillit, kuvarsofeldispatik şist ve seyrek seviyeler halinde deforme olmuş konglomera ve rekrystalize kireçtaşlarından oluşur ve okyanus tabanında hemipelajik bir depolanmayı temsil edebilir (Pickett ve Robertson, 1996).

Yapısal olarak en üstteki Çal birimi ise esas olarak döküntü akması, bazalt ve Üst Permiyen kireçtaşı klastları içeren bir birimdir (Okay ve diğ., 1990; Pickett ve Robertson, 1996). Bu döküntü akmaları, bazaltik lav akıntıları, kalsitürbiditler, pelajik kireçtaşları, şeyl, grovak ve radyolarit-çörtlerle arakatkılıdır (Okay ve Göncüoğlu, 2004). Çal birimi, platform içi havzaları oluşturan yaygın Permiyen karbonat platformu olarak yorumlanmıştır (Pickett ve Robertson, 1996).

2.5. Denizgören ofiyoliti

Başlıca, kısmen serpantinitleşmiş harzburjitten oluşan Denizgören ofiyoliti, batıda Ezine Grubu üzerine ve doğuda da Çamlıca Metamorfikleri üzerine tektonik bir dokunakla gelir (Okay ve diğ., 1990).

Beccaletto (2004), peridoditlerde yaptığı tüm kaya jeokimya analizlerinde Pickett ve Robertson (1996) un belirttiği gibi Denizgören ofiyolitinin tektonik olarak dalma-batma zonunun üzerinde bir yerde (suprasubduction) geliştiğini öne

sürmüştür. Denizgören ofiyolitinin tabanında iyi korunmuş amfibolit dilimleri yer almaktadır (Pickett ve Robertson, 1996; Şengün, 2005). Bu amfibolitlerdeki hornblend Ar-Ar yaşları 117 ± 2 My dır ve bu yaş Denizgören ofiyolitinin yerleşme yaşının Alt Kretase olduğunu göstermektedir (Okay ve diğ., 1996). Yine amfibolitlerden elde edilen Ar-Ar 125 ± 2 My yaşı, okyanus sırtında veya çevresinde gelişmiş olan bindirmenin başlangıç yaşı olarak yorumlanmıştır (Beccaletto 2004).

2.6. Çetmi Melanjı

İlk kez Okay ve diğ. (1990) tarafından; spilitleşmiş bazik volkanik ve piroklastik kayalar, Üst Triyas, Üst Jura-Alt Kretase ve Üst Kretase kireçtaşı blokları, şeyl ve grovaktan oluşan birimler Çetmi ofiyolit melanjı olarak tanımlanmıştır. Daha sonra Beccaletto (2004), melanjın Biga Yarımadası'nda kuzey (Biga ilçesinin kuzeyinde) ve güney (Küçükkuşu ile Bayramiç arasında) olmak üzere iki alanda yüzeyletiğini öne sürmüştür. Güney kesimdeki melanjı da, Bayramiç güneyi ve Küçükkuşu kuzeyi olarak yine iki kısımda ele almıştır. Görür ve Okay (1996) ise Çetmi melanjının Trakya Havzasının temelini oluşturabileceğini öne sürmüştür.

Çetmi melanjı esas olarak (~%45) spilitik mafik volkanik kayalar, kireçtaşlarının çeşitli tipleri (~%32), nadir radyolarit-çört ve serpantinit blokları içeren grovak şeyl (~%15) ve eklojitin geniş tektonik dilimleri ve eklojitik mika şistlerden oluşmaktadır (Okay ve Satır, 2000b). Çoğunlukla Erken-Orta Albiyen (Alt Kretase) yaşlı ve grovak-şeyl birlikteliğinden oluşan bir matriksi olan melanjın içerisinde; Orta Triyas kırmızı nodüler kireçtaşı, Geç Triyas kireçtaşı, rekristalize olmamış kireçtaşı, rekristalize kireçtaşı, Orta-Geç Jura-Erken Kretase radyolarit-çamurtaşı blokları yer alır (Beccaletto, 2004).

Beccaletto ve Steiner (2005), Çetmi melanjı'nın bir Tetis yığışım melanjı olduğunu ve azalan bolluk sırasıyla;

- Altere olmuş bazik ve piroklastik kayaların dilim ve blokları
- Üst Triyas yaşlı kireçtaşı blokları
- Eklojit, serpantinit ve lisvenit gibi çeşitli litolojiler
- Triyas yaşlı pelajik kireçtaşı ve radyolarit blokları

- Grovak ve şeyl ardalanmasından oluşan matriks, içerdiğini öne sürmüştür.

Bütün alan, Erken Paleojen'den itibaren, melanjin başlangıçtaki görünüşünü ve diğer birimlerle olan dokunaklarını oldukça değiştiren şiddetli bir gerilme ve doğrultu atım tektoniğinden etkilenmiştir (Beccaletto ve diğ., 2005).

Çetmi melanji içindeki Kazdağ Masifine ait tektonik bir pencere, melanjin dikey yapısal kalınlığının 1,5 km yi geçmediğini göstermektedir ve eklojitler ile bunlarla ilişkili şistlerin dışında, melanjin içindeki kayalar metamorfizmaya uğramamışlardır (Okay ve Satır, 2000b).

Çetmi melanji, Kazdağ Masifi üzerinde tektonik bir dokunakla bulunur (Okay ve Satır, 2000b) ve Küçükkuyu formasyonu'nun sedimanter kayalarınca tektonik olarak üzerlenir (Beccaletto ve Steiner, 2005).

2.7. Evciler Plütönu

Öngen (1978) tarafından tanımlanan Evciler plütönu, Kazdağlarının kuzeyinde yer alan elips biçimli ve kalkalkalen karakterde bir plütöndür. Kazdağ domuna ve Alakeçi makaslama zonuna paralel şekilde, kabaca KD-GB yönünde uzanır ve mineralojik bileşimi monzodiyoritten kuvarsdiyorite ve granodiyorite değişmektedir (Okay ve Satır, 2000b). Evciler plütönu'nun yaşı Rb/Sr metoduna göre $25 \pm 0,3$ My olarak belirtilmiştir (Birkle, 1995). Kazdağ Masifi, Alakeçi makaslama zonu ve Çetmi melanjını kesen Evciler plütönu orta, eş boyutlu taneli ve genellikle deforme olmamıştır. Ancak plütönün güney sınırında birkaç metre kalınlığında ve granitoidin foliasyon ve lineasyon kazandığı yüksek sıcaklık makaslama zonları bulunmaktadır. Foliasyon ve lineasyon genel yapıya uygundur ve bu da Evciler plütönünün kısmen gerilme deformasyonundan etkilendiğini göstermektedir (Okay ve Satır, 2000b).

2.8. Biga Yarımadası'ndaki Volkanik Kayaçlar

Biga Yarımadası'nda Senozoyik yaşlı volkanik kayalar arazi ve laboratuvar çalışmalarına dayanarak 6 gruba ayrılmıştır (Ercan ve diğ., 1995). Bunlar:

- Eosen yaşı Balıklıçeşme volkanitleri
- Oligosen yaşı Çan volkanitleri
- Geç Oligosen yaşı Kirazlı volkanitleri
- Erken-Orta Miyosen yaşı Behram volkanitleri
- Orta Miyosen yaşı Hüseyinfaki volkanitleri
- Geç Miyosen yaşı Ezine bazaltlarıdır.

Ercan ve diğ. (1995) tarafından yapılan radyometrik yaş ölçümleri Eosen–Orta Miyosen arasında oluşan tüm volkanitlerin kalkalkalen, Geç Miyosen’de oluşmuş volkanitlerin ise alkalin olduğunu göstermiştir. Volkanitler, bölgedeki tektonik ile ilişkili olup, kalk-alkalin volkanitler sıkışma rejiminin egemen olduğu bir ortamda, alkalin volkanitler ise gerilme rejiminin etkisiyle meydana gelmişlerdir.

2.8.1. Balıklıçeşme Volkanitleri

Bölgede Tersiyer volkanizması ilk olarak Eosen’de, Biga Yarımadası’nın kuzey kısmında Lapseki-Biga ilçe merkezleri arasında ve daha batıdaki Gelibolu Yarımadası’nda yüzlekler vermeye başlamıştır (Ercan ve diğ., 1995). Bu bölgede andezitik lav ve tüfler Fıçitepe formasyonu olarak adlandırılan (Siyako ve diğ., 1989), kumtaşı, şeyl, ince kömür ara katkılı çakıltaşlarıyla ardalanmalı olarak ortaya çıkmışlardır. Orta Eosen’de bölgede önemli bir transgresyon başlamış, sığ denizel kireçtaşları (Soğucak Kireçtaşı) çökelmiştir. Bu sırada devam eden Eosen volkanizması andezitik türde lavlar oluşturmuştur.

Daha sonra Üst Eosen’e doğru Biga ve Gelibolu Yarımadalarını kapsayan havzanın güney şelfi giderek derinleşmekte ve genellikle türbiditlerden oluşan Ceylan Formasyonu (Ünal, 1967; Siyako ve diğ., 1989) çökelmeye başlamıştır. Tüm Eosen boyunca oluşan bu volkanizma Balıklıçeşme yerleşim merkezi dolayında yüzlekler verdiği için bu volkanitler “Balıklıçeşme volkanitleri” olarak adlandırılmıştır (Ercan ve diğ., 1995).

Ercan ve diğ. (1995) tarafından, Eosen volkanitlerinden alınan örneklerde yapılan petrografik incelemeler sonucunda; andezitik lavların porfirik dokulu,

kloritleşmiş ve killeşmiş plajioklas mikrolitleri, piroksen ve opak mineral bulunduran hamur içerisinde plajioklas fenokristalleri, biyotitleşmiş ve opaklaşmış hornblend kırıntıları ve diyopsitik ojit kristalleri ile belirgin oldukları, dasitik lavların ek olarak kuvars kristalleri içerdikleri saptanmıştır.

Eosen volkanizmasına ait son evrelerde oluşmuş, Balıklıçeşme yakınında alınan dasitik bir lav örneğinde K/Ar yöntemiyle radyometrik yaş tayini yapılmış ve 37.3 ± 0.9 milyon yıllık (Üst Eosen sonu) bir yaş elde edilmiştir (Ercan ve diğ., 1995).

2.8.2. Çan Volkanitleri

Bu bölge Alt Eosen'den itibaren kara haline geçmiş, yükselmiş ve bölgede andezit, dasit, riyodasit türde lav, tuf, aglomeralardan meydana gelen karasal bir volkanizma gelişmiştir. Bu tür kayalar Çan-Etili civarında, Edremit dolaylarında, Çanakkale doğusunda ve Gökçeada'da yüzeylenmiştir.

Tuf ve lavların büyük bir kısmı alterasyona uğramış, pek çoğu da silisleşmiş, yer yer de piritleşmiştir. Ayrıca tüfler içinde hidrotermal kuvars damarları da bulunmaktadır. Ayrıca tüflerin ayrışmasıyla da zengin kaolen yatakları oluşmuştur.

Oligosen volkanizmasına ait Gökçeada'daki yüzleklerden alınan iki örnekte K/Ar yöntemiyle radyometrik yaş ölçümü sonucunda $34,3 \pm 1,2$ ile $30,4 \pm 0,7$ milyon yıllık iki yaş saptanarak volkanizmanın Alt Oligosen sonlarından itibaren etkin olduğu saptanmıştır (Ercan ve diğ., 1995). Ancak Siyako ve diğ. (1989) tarafından Çan volkanitlerine ait yüzlekler "Doyran volkaniti" olarak adlandırılmış ve Alt Miyosen yaşta oldukları kabullenilmiştir.

Çan volkanitlerinde hidrotermal alterasyon son derece yoğun olup, alterasyonun geliştiği yörelerde silisleşmiş zonlar içinde Au, Ag, Pb, Cu, As, Mo ve Hg yataklanmaları oluşmuş ve bunlar binlerce yıldan beri işletilmektedirler.

2.8.3. Kirazlı Volkanitleri

Çan volkanitlerinin yaygın yüzlekler meydana getiren andezitik ve yer yer de dasitik nitelikli lav, tuf ve aglomeraların oluşumlarının son evrelerinde, volkanizma nitelik değiştirmiş ve genellikle dayklar, yer yer de lav akıntıları şeklinde, trakiandezit ve bazaltik türde siyah küçük yüzeylemeler meydana getirmişlerdir. Biga Yarımadası'nın orta kesiminde KB-GD yönünde kırık hatları boyunca gözlenen bu küçük yüzleklerin en iyi izlendikleri Kirazlı yerleşme merkezi göz önüne alınarak "Kirazlı volkanitleri" olarak adlandırılmışlardır (Ercan ve diğ., 1995). Kirazlı volkanitleri bazen bazaltik bazen de trakiandezitik bileşimdedirler.

Ercan ve diğ. (1995) tarafından alınan iki örnekte yapılan radyometrik yaş ölçümleri sonucu trakiandezit türde lavda $31,1 \pm 0,7$ milyon yıl, bazaltik türde lavda ise $27,6 \pm 0,6$ milyon yıllık yaşlar (Oligosen) saptanmıştır.

2.8.4. Behram Volkanitleri

Biga Yarımadası'nda Erken–Orta Miyosen süresince çeşitli evrelerle yoğun bir volkanizma egemen olmuş ve andezit, dasit, riyodasit, latit türde lav, tuf ve aglomeralar ile geniş alanlar kaplayan ignimbiritler meydana gelmiştir. Biga Yarımadası'nda Erken-Orta Miyosen volkanizması Siyako ve diğ. (1989) tarafından "Ezine volkanitleri" olarak adlandırılmış, ancak yaşlarının Orta-Geç Miyosen olduğu öne sürülmüştür. Buna karşın, yapılan tüm radyometrik yaş belirlemeleri 21.5 ile 16.8 milyon yıl arasında (Borsi ve diğ., 1972) Erken-Orta Miyosen yaşını vermektedir.

Ercan ve diğ. (1995) tarafından "Behram volkanitleri" olarak adlandırılan Erken-Orta Miyosen volkanizmasının lavları andezit, dasit, riyodasit, latit türde olup gri, siyah, sarı, pembe ve bordo renklerde izlenir. Yer yer çok sert, bol çatlaklı olan lavlarda tipik akma yapıları gözlenir. Tüfler gri, sarı ve beyaz renklerde olup yer yer kaolenleşmiştir.

2.8.5. Hüseyinfaki Volkanitleri

Biga Yarımadası'nın güney kısmında Behram dolaylarında, Geç-Orta Miyosen yaşlı Behram volkanitlerini meydana getiren volkanizmanın son evrelerinde bunları keserek dayklar ve lav akıntıları şeklinde küçük yüzeylemeler veren bazalt ve trakiandezit türde lavlar saptanmış ve "Hüseyinfaki Volkanitleri" olarak adlandırılmışlardır (Ercan ve diğ., 1995). Hüseyinfaki volkanitleri de Kirazlı volkanitleri gibi bazalt ve trakiandezit türde olup, trakiandezitik lavlar çoğunluğu oluşturmaktadır.

Ejima ve diğ. (1987) tarafından, birimin tipik olarak gözlendiği Ayvacık-Hüseyinfaki köyü yakınından alınan örnekte $15,3 \pm 0,3$ My değerler elde edilmiş ve Hüseyinfaki volkanitlerinin Orta Miyosen yaşta oldukları belirlenmiştir (Ercan ve diğ. 1995).

Ercan ve diğ. (1995) tarafından, Hüseyinfaki volkanitlerinde yapılan petrografik çalışmalar sonucunda, trakiandezit türde olan bazalt görünümlü lavların mikrolitik-porfirik dokuda olup, ince mikrolitler, mafik mineraller, volkanik cam ve küçük opak minerallerden oluşan bir hamur maddesi içinde plajyoklas (labrador ve anortit), daha az olarak da ojit, olivin ve opak mineral kristalleri gözlenmiştir. Plajyoklaslar, mikrolit ve fenokristaller şeklindedir.

2.8.6. Ezine Bazaltı

Biga Yarımadası'nda Geç Miyosen sonlarına doğru meydana gelen Senozoyik volkanizmasının son evresi ile alkali olivin bazaltik lavlar oluşmuştur. Bunlar genç açılma çatlakları boyunca yüzeye çıkarak yayılmış ve küçük yüzlekler oluşturmuşlardır. Bazen de ender olarak dayk ve domsal yapı da göstermektedirler. Biga Yarımadası'nda Ayvacık-Ezine arasında ve Tavşan adalarında yüzlekler verirler (Ercan ve diğ. 1995).

Siyako ve diğ. (1989) bu birimleri "Taştepe bazaltı" olarak adlandırmış ve Pliyo-Kuvaterner yaşta meydana gelmiş olabileceklerini belirtmişlerdir. Ercan ve diğ. (1995) tarafından değişik yüzeylerden alınan 5 farklı örnekte K/Ar yöntemi ile

radyometrik yaş ölçümleri yapılarak $11,0\pm 0,4$; $10,1\pm 0,2$; $9,9\pm 0,6$; $9,5\pm 0,3$ ve $8,4\pm 0,3$ milyon yıllık sonuçlar elde edilerek bölgede “Ezine bazaltı” olarak adlandırılan bu alkali bazaltların Üst Miyosen sonlarına doğru oluştuğu saptanmıştır.

Lavlarda yapılan petrografik çalışmalar sonucunda, bunların intergranüler ve mikrolit porfirik dokuda olup, hamur maddesinin irili ufaklı plajioklas çubukları, ufak piroksenler, özşekilli ufak opak taneler ve volkanik camdan oluştuğu, yer yer karbonat dolgusu bulunduğu ve plajioklas, olivin, ojit fenokristalleri içerdikleri saptanmıştır (Ercan ve diğ., 1995).

2.9. Küçükuyu formasyonu

Küçükuyu formasyonu, Biga Yarımadası'nın güneyinde, Oligo-Miyosen volkanizmasıyla eş zamanlı, gösel türbidit çökelleriyle temsil edilmektedir (Siyako ve diğ., 1989). Birim ~20 km uzunlukta ve ~5 km genişlikte küçük bir alanda yüzlek vermektedir (Beccaletto, 2004).

Küçükuyu formasyonu, fasiyes ilişkileri ve benzerliklerine göre, iri taneli kırmızımsı-grimsi renkli kumtaşı ve çakıltaşı bulunduran volkano-döküntü serisinden oluşan ve üste, doğru karbonatlaşma gösteren alt üye, ~400 m kalınlığa sahip ve sarımsı okside siltli şeyl ve silttaşı-kumtaşı türbiditlerinin ritmik ardalamasından oluşan orta üye ve ~20–30 m kalınlıkta bej-sarı renkli tüfitten oluşan üst üye olarak üçe ayrılmıştır (Beccaletto, 2004).

Orta üyenin batı kesimlerinde gözlenen bitümlü şeyl-siltli kireçtaşı ardalanmasından yapılan palinolojik çalışmalara göre Küçükuyu formasyonun yaşı Erken Miyosen'dir (İnci, 1984). Üst üyedeki tüfitlerden alınan biyotitte yapılan Ar-Ar metoduyla alınan $34,4\pm 1,2$ My Geç Eosen (Priaboniyen) yaşı, üst üyenin kaynak kayasını oluşturan volkanizmanın yaşı olarak yorumlanmıştır (Beccaletto, 2004).

Küçükuyu formasyonu altındaki Çetmi melanjına ait birimler formasyon içindeki birimlere kaynak olmuşlardır. Bu da, havza gelişimi sırasında Çetmi

melanjının var olduğunun kanıtıdır. Ancak Kazdağ masifine ait hiçbir metamorfik malzeme Küçükkuşu formasyonu içinde bulunamamıştır (Beccalotto, 2004).

2.10. Çanakkale formasyonu

Şentürk ve Karaköse (1987) tarafından adlandırılan Çanakkale formasyonu, çoğunlukla denizel çökellerden oluşur. Genel litolojisini çakıltaşı, kumtaşı, çamurtaşı, silttaşı, marn, kalkarenit ve oolitik kireçtaşları oluşturur. Kıyı, lagün, gelgit kanalı ve ooid bankları gibi alt ortamlarda çökelen formasyon içinde Güzelyalı üyesi, İntepe üyesi ve Tekkedere üyesi olmak üzere üç üye tanımlanmıştır. Güzelyalı üyesi, çakıltaşı, kumtaşı, silttaşı ve kumtaşından oluşmaktadır ve tip kesit yeri olan Güzelyalı' ya atfen ilk defa (Atabey ve diğ., 2004) Güzelyalı üyesi olarak adlandırılmıştır. Güzelyalı üyesi egemen olarak kaba taneli kumtaşı ile daha az oranda çakılcık-ufak çakıllı çakıltaşı, silttaşı ve çamurtaşından oluşmaktadır. Bu çökeller içinde zaman zaman derinliği birkaç metreye ulaşan kanal dolgusu kumtaşları ve ufak çakıllı konglomeralar yer almaktadır. Kanal dolgusu çökeller içinde omurgalı fosilleri (çene ve diş parçaları) ile boyu 50 cm ye ulaşan silişleşmiş ağaç parçaları tespit edilmiştir (Atabey ve diğ., 2004). İntepe üyesi ile yanal ve düşey yönde geçişler oluşturur. Yanal yönde İntepe üyesinin kumtaşı, silttaşı, kalkarenit ve kilttaşlarına geçmektedir. Güzelyalı üyesinin yaşı; göreceli olarak Geç Miyosen (Üst Miyosen) başı olmalıdır (Atabey ve diğ., 2004).

Taner (1997) tarafından kumtaşı ve kumlu kireçtaşı birimi Gelibolu formasyonunun İntepe üyesi (Atabey ve diğ., 2004), Şentürk ve Karaköse (1987) tarafından ise Çanakkale formasyonunun Çamrakdere üyesi olarak adlandırılmıştır. İntepe üyesi çamurtaşı, silttaşı, kumtaşı ve çakılcıklı konglomera ile kalkarenitten oluşmaktadır. İntepe üyesi altta Güzelyalı üyesine ait kumtaşları ve üstüne gelen Tekkedere üyesinin kumtaşı, kalkarenitleri ile yanal ve düşey yönde geçişlidir (Atabey ve diğ., 2004).

Tekkedere üyesi ince-orta tabakalı ve pelecypodlu kalkarenit, kalın tabakalı kireçtaşı, kalın tabakalı, fosil kavkılı kumtaşı, ince tabakalı stromatolit yapılı (algal-

mat renkli) kireçtaşı, oolitli kireçtaşı, silttaşı, marn ve kiltaşından oluşur. Birim alttaki İntepe üyesi ile geçişlidir (Atabey ve diğ., 2004).

2.11. Bayramiç formasyonu

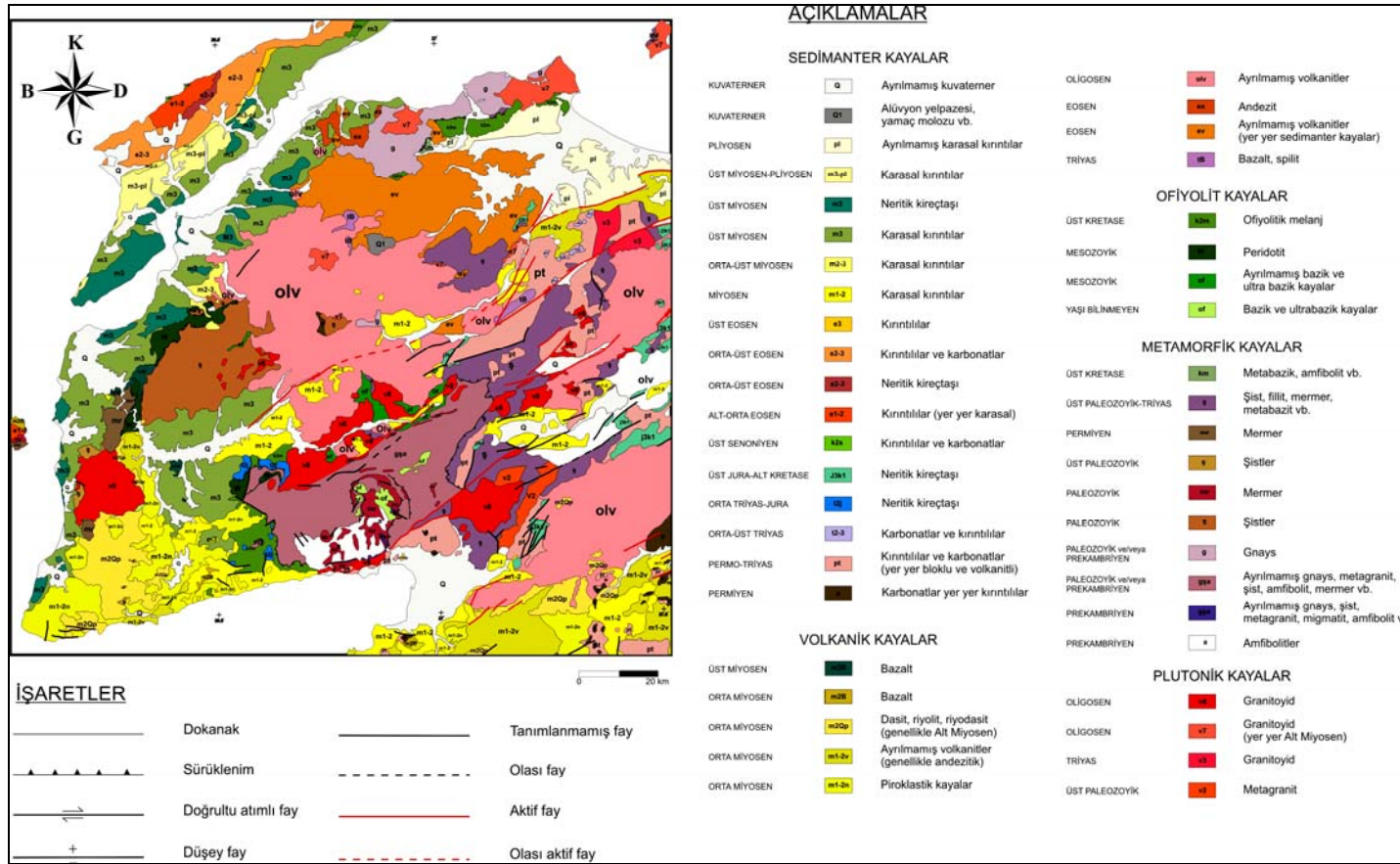
Siyako ve diğ. (1989) Erken-Orta Miyosen'de kalk-alkalin volkanizmayla eş zamanlı olarak, faylarla sınırlanmış ufak göl havzalarında şeyl, silttaşı, tuf ve linyitlerin çökeldiğini belirtmiştir. Pliyo-Kuvaterner'de ise Gelibolu ve Biga Yarımadaı'nda fluviyal çökeller ve gösel karbonatlar depolanmıştır. Erken Miyosen'de Kuzey Anadolu Fayı faaliyete başlamış ve Biga Yarımadaı'nda KD-GB gidişli sağ yanal doğrultu atımlı faylar oluşmuştur (Siyako ve diğ., 1989). Araştırmacılar, Biga ve Gelibolu Yarımadaı'nda, Pliyo-Kuvaterner döneminde çakıltaşı, kumtaşı ve şeylden oluşan flüviyal sedimanlar ile gösel karbonatlardan oluşan birimi Bayramiç formasyonu olarak adlandırmış ve tip yeri olarak Bayramiç Çayı (Karamenderes Çayı kuzeyi), Gönen ve Manyas kuzeyleri olarak vermişlerdir.

Bayramiç formasyonu; fazla kalın olmayan bir taban konglomerası ile başlar. Birim, kırmızımsı rengi ile karakteristik olup, blok-çakıl boyu malzemeden kum boyu malzemeye kadar değişen tane boyuna sahiptir. Birim içerisinde tanımlanabilen bileşenler; kireçtaşı, serpantin, volkanik kayaç parçacıkları, kuvarsit, mermer ve metamorfik kayaç parçacıklarıdır. Birim üste doğru; gösel karbonatlı kayalara geçer ve karasal kırıntılılarla son bulur.

Bayramiç formasyonu içerisinde Ünal Dayıoğlu tarafından karasal omurgalı diş ve kemik kalıntılara rastlanmış ve bunların Ponsiyen'e (Üst Miyosen sonu) ait olduğu Tekkaya (1974) tarafından yazılmıştır.

2.12. Alüvyon

Tüm yarımadaıda düşük kotlarda ve dere yataklarında gözlenen alüvyon ve yamaç döküntüsü bütün birimleri uyumsuz olarak örtmektedir.



Şekil 2.1. Biga Yarımadası'nın Jeoloji Haritası (M.T.A. 2002; 1/500000 ölçekli Jeoloji haritasından alınmıştır.)

BÖLÜM 3

MATERYAL VE YÖNTEM

3. UYGULANAN YÖNTEMLER

Yapılan ağır mineral çalışmasının örnekleme alanı, İ16-İ17-J16 1/100000'lik Türkiye Jeoloji Paftaları içerisinde kalmaktadır. Ağır mineral için örnek alınan çökeller, akarsu, delta, plaj ve delta önü – deniz içi gibi farklı ortamlarda depolanmıştır.

Çalışmalar, saha öncesi, saha çalışmaları ve laboratuvar çalışmaları olmak üzere 3 aşamada gerçekleştirilmiştir.

3.1 Saha Öncesi Çalışmalar

Arazi çalışmalarına hazırlık niteliğindeki bu aşamada, inceleme alanı ile ilgili ve çalışmanın amacını teşkil eden kaynak alana dair daha önce yapılmış olan çalışmalar derlenmiş, bölgenin 1/100000 ölçekli haritaları Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Fen Edebiyat Fakültesi Coğrafya Bölümü'nden tedarik edilmiştir.

Saha çalışmaları sırasında ağır mineral gözlemlerine ilişkin gerekli yayınlar taranarak, gerekli arazi donanımı (GPS, pusula, çekiç, fotoğraf makinesi, numune kabı, elek v.b.) temin edilmiştir.

3.2. Saha Çalışmaları

Saha çalışmaları 4 aşamada gerçekleştirilmiştir; Tuzla Deltasının tane boyu dağılımının belirlenebilmesi için örnek alımları, Ağır minerallerin belirlenebilmesi için örnek alımları, ağır minerallerin plajda ve deniz içindeki dağılımlarının ve zenginleşmelerinin belirlenebilmesi için örnek alımları ve bu bölgeye kaynak alan oluşturan kaynak alandan ana kayanın belirlenmesine yönelik Tuzla Çayı beslenme alanının tümünü kapsayan kayaç örneği alımları şeklinde gerçekleşmiştir (Şekil 3.1).

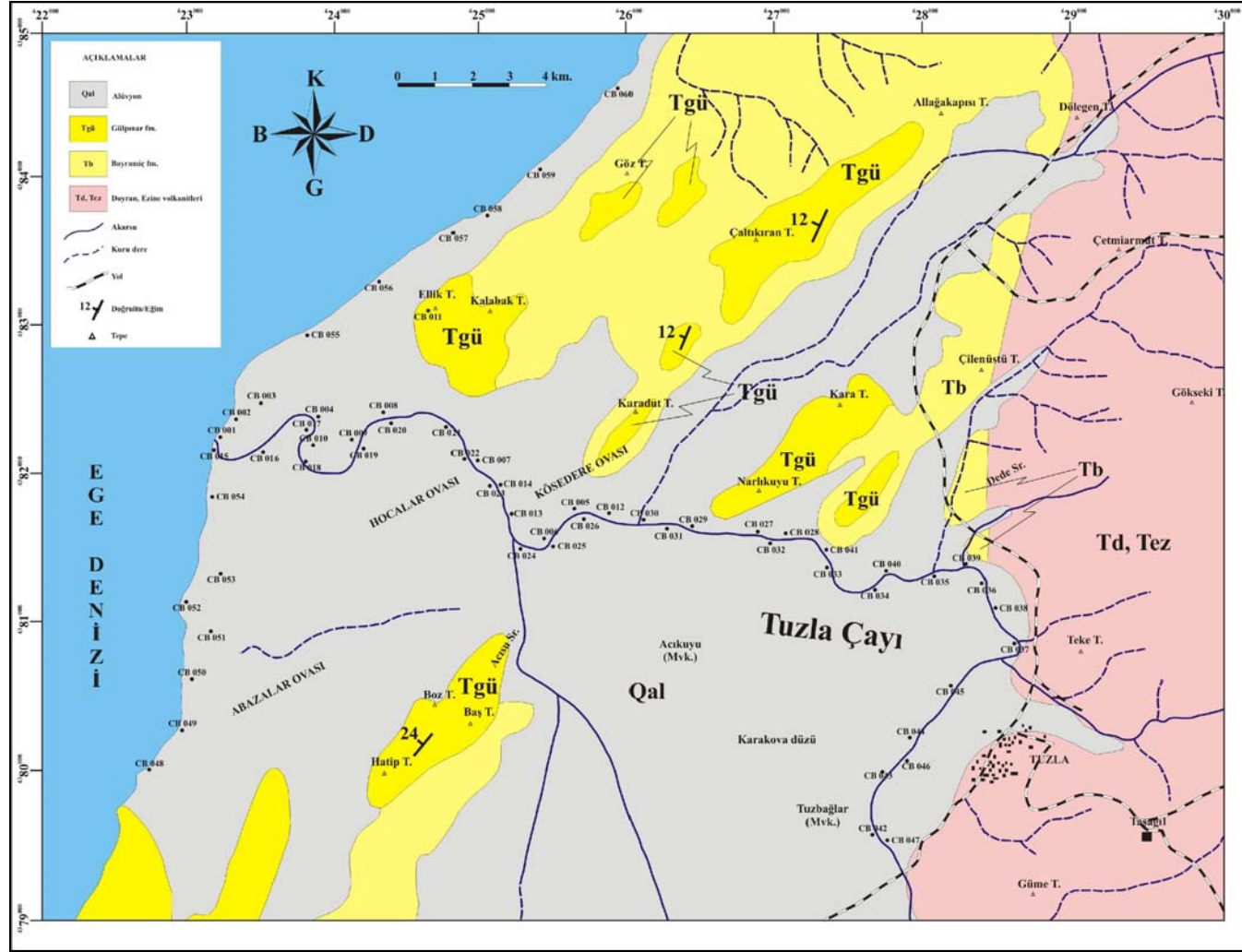


Şekil 3.1. Çalışma alanından tipik bir kum lokasyonu, UTM: 423020;4381274

3.2.1 Tane Boyu Dağılımı İçin Alınan Örnekler

İlk saha çalışmaları 2006 yazında yapılmıştır. Tane büyüklüğü sedimanların en önemli fiziksel özelliğidir. Tane büyüklüğü yüzey olaylarından taşınma ve çökme mekanizmaları ile ilgili dinamik koşulları öğrenmek için çalışılmıştır. Tane büyüklüğü analizindeki amaç kum tanelerinin boyutunun belirlenmesi ve sıklık dağılımını saptayarak numuneyi temsil eden istatistiksel bir yorum yapmaktır. Hızlı ve güvenilir sonuçlar elde etmek için alet ve teknikler kullanılmıştır.

Tane boyu analizi için örnek derleme sistematik olarak gerçekleştirilmiştir. 66 farklı lokasyondan 2'şer kilogramlık örnekler alınmıştır (Şekil 3.2., 3.3., 3.4.). Her istasyonda GPS aleti kullanılarak gerçek koordinatlar saptanmıştır. Her torba üzerine istasyon numarası, yer ismi, koordinatlar yazılmıştır. Her lokasyonun bulunduğu yer ve dere kumunun alındığı yeri gösteren fotoğraflar çekilmiştir. Alınan örneklerin deltanın topoğrafik haritadaki yaklaşık yayılımının tamamına eşit olarak dağılması, böylece deltanın modellenmesi amaçlanmıştır.



Şekil 3.2. Tuzla Deltasından tane boyu dağılımı için derlenen örnekler



Şekil 3.3. Tane Boyu dağılımı için örnek alımları, UTM: 425745; 4381654



Şekil 3.4. Tane boyu dağılımı için alınan örnekler

3.2.2 Ağır Mineral Analizi İçin Alınan Örnekler

3.2.2.1. Akarsu Boyunca Nehir Yatağı Sedimanlarından Alınan Örnekler

Ağır mineral analizi için arazi çalışmaları 2007 yaz aylarında başlamıştır. Örnek alımı Ayvacık Barajı'ndan itibaren Tuzla Çayı boyunca gerçekleştirilmiştir. Arazi çalışmalarında drenaj ağının kesişim yerlerinin özelliklerine göre alınacak kum örneklerinin sıklığı tayin edilmiştir. Mümkün olduğunca yaklaşık 4 kilometre aralıklarla dere boyunca toplam 8 adet kum örneği alınmıştır (Şekil 3.5)..



Şekil 3.5. Tuzla Çayı boyunca nehir yatağı sedimanlarından örnek alımları, Bakış Yönü: Güneye, UTM: 427660; 4381075)

Alınan örneklerde tane büyüklüğü ağır mineral bileşiminde önemli etken olduğundan kum boyutu seçilmiştir. Örneklerin torbalanması ve numaralanması çalışmanın ön aşamasında önemli yer tutar. Örnekler arazide yaklaşık 20'şer kilogramlık çuvallar içine konulmuştur. Her istasyonda GPS aleti kullanılarak gerçek koordinatlar saptanmıştır. Her çuval üzerine istasyon numarası, yer ismi, koordinatlar yazılmıştır. Her lokasyonun bulunduğu yer ve dere kumunun alındığı yeri gösteren fotoğraflar çekilmiştir. Ayrıca örnekleme istasyonu ile ilgili morfolojik, jeolojik tasvirler not alınmıştır.

3.2.2.2. Tuzla Deltası'ndan Alınan Örnekler

Ağır mineral analizi ve deltadaki ağır minerallerin belirlenmesi amacıyla Tuzla deltası içerisinde toplamda 9 adet örnek alımı gerçekleştirilmiştir. Örnek alımlarında deltadaki alüvyonun yayılımına göre alınacak sediman örneklerinin sıklığı tayin edilmiştir. Alınan örneklerde tane büyüklüğü ağır mineral bileşiminde önemli etken olduğundan kum boyutu seçilmiştir (Şekil 3.6.)



Şekil 3.6. Tuzla Deltası alüvyonlarından örnek alımları, Bakış Yönü: Kuzeybatıya, UTM: 425590; 4381495)

Örneklerin torbalanması ve numaralanması çalışmanın ön aşamasında önemli yer tutar. Örnekler arazide yaklaşık 20'şer kilogramlık çuvallar içine konulmuştur. Her istasyonda GPS aleti kullanılarak gerçek koordinatlar saptanmıştır. Her çuval üzerine istasyon numarası, yer ismi, koordinatlar yazılmıştır. Her lokasyonun bulunduğu yer ve delta kumunun alındığı yeri gösteren fotoğraflar çekilmiştir. Ayrıca örnekleme istasyonu ile ilgili morfolojik, jeolojik tasvirler not alınmıştır.

3.2.2.3. Deniz İçinden-Delta Önünden Alınan Örnekler

Bu çalışma 2007 Eylül ayı içerisinde gerçekleştirilmiştir. Dalışlar için gerekli aletlerin tamamı (Dalış kıyafeti, palet, maske, şnorkel, regülatör, denge yeleği, tüp, kemer, ağırlıklar ve sualtı fotoğraf makinesi) Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi

Su Ürünleri Fakültesi'nden temin edilmiştir. Örnek alımında kullanılacak tekne civardaki balıkçılardan kiralanmıştır. Kıyı çizgisine paralel olacak şekilde Tuzla Çayının denize döküldüğü dere ağzının yaklaşık 500 metre açıklarından alınmıştır. Örnek alımı için 5 dalışta ortalama 25'er kilogram toplamda 5 adet örnek alınmıştır (Şekil 3.7.). Alınan her örnek için sualtında örneklerin alındığı yerlerin fotoğrafları çekilmiş ve teknede her istasyonda GPS aleti kullanılarak gerçek koordinatlar saptanmıştır. Her çuval üzerine istasyon numarası, yer ismi, koordinatlar yazılmıştır.

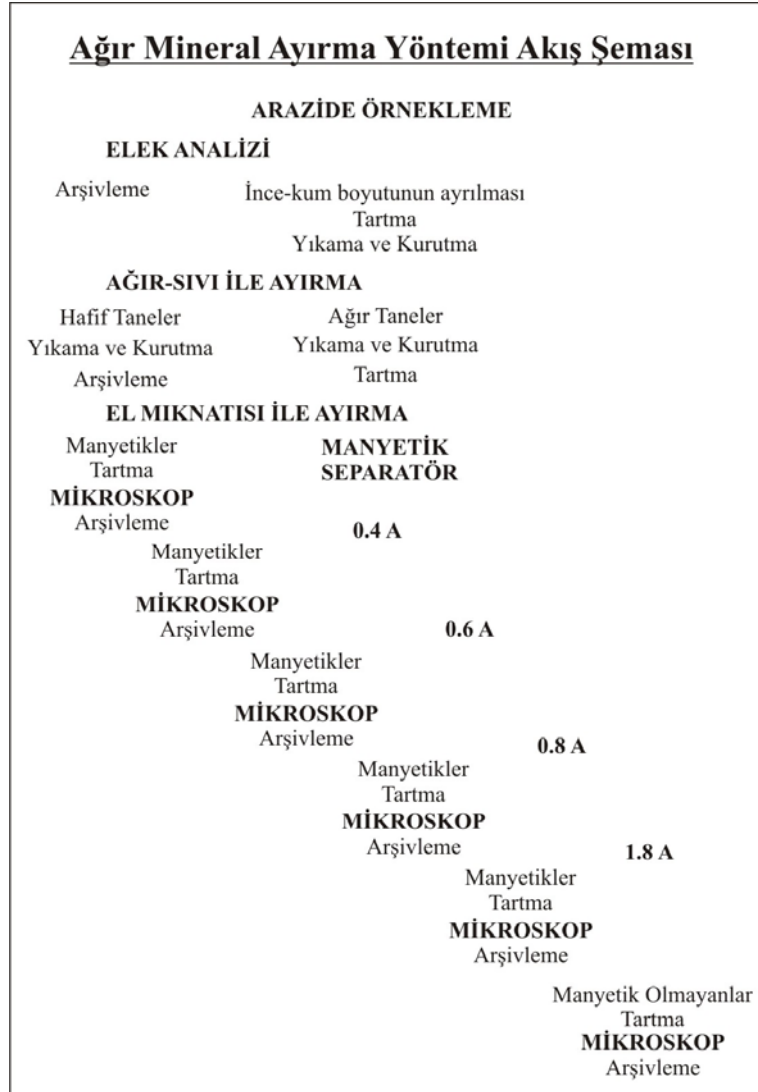


Şekil 3.7. Deniz içi Delta önünden örnek alımları, UTM: 423061; 4382450, Su Derinliği: 4,6 mt., Su Sıcaklığı: 18,8 C⁰.

3.2.3. Anakaya Tanımlaması için alınan Kayaç Örnekleri

Ağır mineral analizi yapılan kum örneklerinin, anakaya ile karşılaştırılabilmesi ve yorumlanması için beslenme havzasının tamamını kapsayan toplam 47 adet kaya örneği alınmıştır. Alınan örneklerden incekesit yapılarak anakayanın petrografik olarak tanımlanması amaçlanmıştır. Ayrıca bazı örneklerden tüm kaya analizleri yapılarak tanımlanması ve ağır minerallerle korelasyonu amaçlanmıştır.

3.3 Laboratuvar Çalışmaları



Şekil 3.8. Yapılan laboratuvar çalışmalarının akış şeması.

Laboratuar çalışmaları 7 aşamada gerçekleştirilmiştir. Bunlar; (1) Deltanın tane boyu dağılımının belirlenmesi amaçlı yapılan tane boyu dağılım analizleri, (2) ağır minerallerin belirlenmesi için alınan örneklerin gerekli boyutlarda fraksiyonlara ayrılması için yapılan elek analizleri, (3) ağır sıvı ile mineral ayırma analizleri, (4) ağır sıvı analiziyle kazanılan ağır minerallerin manyetik fraksiyonlarına ayrılması işlemi, (5) kayaç örneklerinden yapılan ince kesitlerin petrografik olarak tanımlanması, (6) manyetik ayırım sonrası fraksiyonlarına ayrılan ağır minerallerin binoküler mikroskop altında tanımlanmaları, (7) imaj analizi modellemesi ile mineral yüzdesi tayinleri (Şekil 3.8.).

3.3.1 Tane Boyu Dağılım Analizleri

Tane büyüklüğü sedimanların en önemli fiziksel özelliğidir. Tane büyüklüğü yüzey olaylarından taşınma ve çökme mekanizmaları ile ilgili dinamik koşulların öğrenilmesi için çalışılmıştır. Tane büyüklüğü analizindeki amaç kum tanelerinin boyutunun belirlenmesi amaçlanmış ve sıklık dağılımını saptamak ve numuneyi temsil eden istatistiksel bir yorum yapmaktır. Hızlı ve güvenilir sonuçlar elde etmek için alet ve teknikler kullanılmıştır. Tane boyu analizi için örnek derleme sistematik olarak gerçekleştirilmiştir. Kumlar yıkanarak genel olarak kurumaya bırakılmıştır. Örneklerin çoğaldığı durumlarda kurumayı hızlandırmak için ıslak kumlar çok amaçlı fırında yaklaşık 105°C’de fırınlanmıştır (Şekil 3.9.).



Şekil 3.9. Islak kumların ve yıkanmış kumların kurutulmasında kullanılan etüv

Örnekler laboratuvarında standart Amerikan Taylor (ASTM) elek seti kullanılarak fraksiyonlara ayrılmıştır (Şekil 3.10.).



Şekil 3.10. Laboratuvarında kumların farklı tane boylarına ayrılmasında kullanılan elek seti ve vibrasyonlu elek makinesi.

Rech vibrasyonlu elek makinesinde değişik (4mm, 2mm, 1mm, 500 μ m, 250 μ m) mesh elekler kullanılmıştır (Tablo 3.1.). Eleme işlemi yaklaşık 25 dakika yapılmıştır (eleme süresi için değişik araştırmacılar 10 ila 35 dakika arasında değişen süreler vermektedirler: örneğin, Poppe ve diğ., 2002).

Tablo 3.1. Elek Analizi çalışmalarında kullanılan elek boyutları

ASTM Elek Boyutu (mesh)	Elek Boyutu (mm)
5	4
10	2
18	1
35	0.500
60	0.250

Kum örneği üst eleğe yerleştirmek suretiyle işleme başlanmıştır. Burada yapılan işlem sadece taneleri boyutlarına göre değil aynı zamanda büyüklük biçim ve yuvarlaklığına göre ayırmak esas alınmıştır (Poppe ve diğ., 2002). Her elemenden sonra eleklerde kalan çeşitli büyüklükteki kumlar tartılarak ağırlıkları not edilmiştir. Analizlerde hassas terazi kullanılmış ve tartımları yapılmıştır (Şekil 3.11., Şekil 3.12.).



Şekil 3.11. Elek analizinde örneklerin paketlenmesi ve elek takımının temizlenmesi.



Şekil 3.12. Elek analizi sonrası paketlenmiş örneklerin hassas terazide tartım işlemi

Her mesh grubu için toplam ortalama yüzdeler hesaplanmıştır. Her mesh için bir ağırlık tablosu oluşturulmuştur (Tablo 3.2. Tablo 3.3.).

Tablo 3.2. Deltadan derlenen 66 adet örnekten elde edilen elek analizi sonuçları.

Örnek Numarası	4mm üzeri (gr)	2mm-4mm arası (gr)	1mm-2mm arası (gr)	500µ-1mm arası (gr)	250µ-500µ arası (gr)
CB 001	254	599	1389	157	10
CB 002	260	400	137	946	130
CB 003	16	220	2127	318	15
CB 004	395	350	671	716	136
CB 005	89	80	224	686	432
CB 006	844	348	513	346	123
CB 007	402	233	346	457	346
CB 008	725	455	380	267	49
CB 009	436	567	586	307	74
CB 010	934	456	538	388	100
CB 011	X	X	X	X	X
CB 012	9	14	27	98	294
CB 013	3	4	11	26	279

Tablo 3.2. devamı Deltadan derlenen 66 adet örnekten elde edilen elek analizi sonuçları.

CB 014	73	17	17	250	724
CB 015	X	36	736	241	42
CB 016	3	7	29	38	228
CB 017	315	241	384	566	326
CB 018	470	456	484	505	332
CB 019	160	215	646	718	351
CB 020	676	277	430	700	176
CB 021	430	432	694	610	71
CB 022	721	454	468	311	113
CB 023	93	203	456	643	510
CB 024	314	270	497	635	168
CB 025	263	464	726	532	46
CB 026	586	293	584	424	187
CB 027	2	22	376	1055	460
CB 028	604	243	303	306	427
CB 029	1140	553	584	490	103
CB 030	73	246	1226	611	48
CB 031	626	598	671	365	157
CB 032	X	1	2	257	659
CB 033	7	12	23	211	578
CB 034	452	462	642	476	184
CB 035	X	X	2	45	249
CB 036	140	475	849	540	100
CB 037	148	38	52	389	1033
CB 038	1137	332	329	441	297
CB 039	315	219	366	288	132
CB 040	974	623	486	180	163
CB 041	479	204	160	207	622
CB 042	760	301	522	495	146
CB 043	994	469	334	243	117

Tablo 3.2. devamı Deltadan derlenen 66 adet örnekten elde edilen elek analizi sonuçları.

CB 044	1157	776	617	338	71
CB 045	1176	394	452	353	82
CB 046	465	293	641	928	208
CB 047	181	232	579	608	221
CB 048	8	703	1418	13	1
CB 049	3	2	350	1340	348
CB 050	6	60	1323	533	149
CB 051	27	61	1148	768	139
CB 052	365	1068	1000	98	7
CB 053	4	32	594	838	416
CB 054	102	19	1054	957	134
CB 055	39	105	747	1201	178
CB 056	2	171	1524	762	64
CB 057	33	172	1209	830	44
CB 058	3	54	1518	741	39
CB 059	24	130	1297	619	62
CB 060	12	239	1758	234	12
CB 061	61	692	1348	295	58
CB 062	5	32	983	1201	98
CB 063	310	254	1010	400	264
CB 064	546	180	314	735	388
CB 065	X	X	X	X	X
CB 066	452	233	608	539	355

Tablo 3.3.Tane boyu sınıflaması (Friedman ve Sanders, 1978).

<i>Tane Boyu</i>	<i>Wentworth Derecesi</i> <i>d(mm)</i>	$\emptyset = -\log_2 d$ (d: tane çapı)	μ
çok kaba kum	2-1	(-1) to 0	0
kaba kum	1-0.5 (1-1/2)	0 to 1	500
orta kum	0.5-0.25 (1/2-1/4)	1 to 2	250
ince kum	0.25-0.125 (1/4-1/8)	2 to 3	125
çok ince kum	0.125-0.0625 (1/8-1/16)	3 to 4	63

Laboratuvarda yapılan elek analizlerinin sonuçlarından yorumlamalar yapılmaya çalışılmıştır. Elek analizi ile tane boyu dağılımları tespit edilmiştir. Elde edilen veriler genel olarak histogramlarla gösterilmiştir (Ek 1-21). Analiz sonucu elde edilen kum fraksiyonlarının ağırlıkları belirlenmiştir.

3.3.2 Ağır Sıvı İçin Yapılan Elek Analizleri

Ağır sıvı için alınan örnekler etüve konularak kurumaya bırakılmıştır. Örnekler laboratuvarda standart Amerikan Taylor (ASTM) elek seti kullanılarak fraksiyonlara ayrılmıştır. Rech vibrasyonlu elek makinesinde değişik (2mm, 1mm, 500 μ m, 250 μ m, 125 μ m, 63 μ m) mesh elekler kullanılmıştır. Kum örneği üst eleğe yerleştirmek suretiyle işleme başlanmıştır. Eleme işlemi yaklaşık 25 dakika yapılmıştır 63 μ m elek altında kalan örnekler binoküler mikroskop altında görülemeyeceğinden bu fraksiyonun altı atılmıştır. Her elemenden sonra eleklerde kalan çeşitli büyüklükteki kumlar mikroskop altında bakılarak kum örneklerinin tane serbestlenmesine ulaşım ulaşılmadığı kontrol edilmeye çalışılmış, eğer istenilen tane serbestlenmesine ulaşılmış ise eleme işlemi o fraksiyonda durdurulmuştur. Her elemenden sonra eleklerde kalan çeşitli büyüklükteki kumlar tartılarak ağırlıkları not edilmiştir. Analizlerde hassas terazi kullanılmış ve tartımları yapılmıştır. Her mesh grubu için toplam ortalama yüzdeler hesaplanmıştır (Tablo 3.4.).

Tablo 3.4. Ağır Mineral analizi için alınan örneklerin tane boyu dağılımları

Örnek Numarası	63µ'dan Küçük (gr)	63µ-125µ (gr)	125µ-250µ (gr)	250µ-500µ (gr)	500µ-1mm (gr)	1mm-2mm (gr)	2mm'den Büyük (gr)	Toplam (gr)
CBT 01	76	23	1038	1862	1901	13131	2436	20467
CBT 02	117	41	996	9108	10625	3555	197	24639
CBT 03	14	4	44	409	4922	11667	2913	19973
CBT 04	21	7	24	499	7104	11171	888	19714
CBT 05	251	59	1033	4611	6187	3380	5876	21397
CBT 06	61	7	386	5092	10780	2615	1537	20478
CBT 07	80	19	596	4491	7646	3431	2544	18807
CBT 08	26	5	21	484	5581	9721	8545	24383
CBT 09	166	60	825	7380	13014	3904	943	26292
CBT 10	373	42	962	3754	7456	7271	5121	24979
CBT 11	74	14	191	3687	9636	8912	2637	25151
CBT 12	562	186	3666	11690	8286	2114	2117	28621
CBT 13	335	416	6824	10669	4558	1770	1783	26355
CBT 14	376	54	828	2460	6548	8218	6470	24954
CBT 15	527	516	1092	2166	6612	9742	8103	28758
CBT 16	525	25	1287	4422	7376	7266	6504	27405
CBT 17	267	77	502	2051	7136	8614	6717	25364
CBT 18	2856	4463	6516	373	319	269	128	14924
CBT 19	395	299	3767	11500	9073	2064	2596	29694
CBT 20	367	166	2876	3734	7977	10369	9021	34510
CBT 21	544	1892	8060	8486	5695	664	153	25494
CBT 22	2081	4659	9154	395	219	147	244	16899

Elek analizi ile ağır mineral analizi için alınan örneklerin tane boyu dağılımları tespit edilmiştir. Elde edilen veriler genel olarak histogramlarla gösterilmiştir (Ek 23-30). Analiz sonucu elde edilen kum fraksiyonlarının ağırlıkları belirlenmiştir.

3.3.3. Ağır Sıvı ile Mineral Ayırma

Tane boyu analizinden sonra yıkanan ve kurutulan kum örnekleri çeyrekleme yöntemi ile analiz için yeterli miktara indirilmiştir. Burada amaçlanan “ağır” tanelerin (Tablo 3.5) özgül ağırlıklarına ($>2.82 \text{ gr/cm}^3$) göre çökmesi ve “hafif olan tanelerin ise yüzmesidir. Buna göre kumlar ağır ve hafif fraksiyonlara ayrılacaklardır. Ağır mineral verisinin güvenilirliği laboratuarda yapılan hataların minimuma indirilmesine bağlıdır.

Tablo 3.5. Bazı minerallerin özgül ağırlıkları (Okay, 2003).

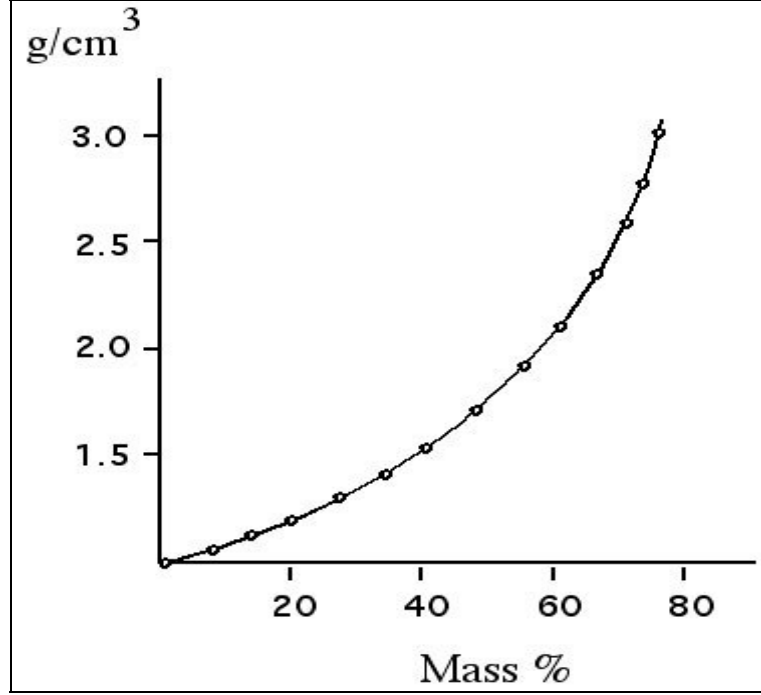
Mineral	gr/cm³
Kuvars	2.66
Feldsparlar	2.5-2.7
Muskovit	2.8-2.88
Biyotit	2.7-3.1
Apatit	3.16-3.22
Hornblend	3.2
Turmalin	3-3.3
Epidot	3.36
Sfen	3.5
Granat	3.5-4.3
Rutil	4.24
Zirkon	4.6-4.72
İlmenit	4.6-4.9
Manyetit	5.17
Hematit	5.2

Kullanılan tekniklere bağı olarak çeşitli çalışmalar araştırılmıştır. Klasik olarak ağır mineralleri ayırmada kullanılan organik oldukça toksik “Bromofom (tribromoethane, 20°C’de 2.89 gr/cm³)” veya zayıf asitik “LST” sıvısı yerine bu çalışmada inorganik “Sodyum Polytungstate” (SPT) ağır sıvısı (3Na₂WO₄•9WO₃•H₂O) kullanılmıştır.

Ağır minerallerin özgül ağırlıklarına göre çökmesi için yoğunluğu oda sıcaklığında yaklaşık 5.47 gr/cm³ olan bu madde belirli miktarda saf su ile karıştırılarak bal kıvamında (yoğunluğu 2.3 ila 3.0 gr/cm³ arasında) ağır bir sıvı elde edilir (Tablo 3.6., Şekil 3.13.). Bu maddenin kullanımı, sağlığa zarar vermemesi ve tekrardan kazanılabilir olması ile pratik ve ekonomik olmaktadır.

Tablo 3.6. Sodyum Polytungstate (SPT) ve arı su karışım miktarları

SPT Yoğunluk (gr/ml)	SPT (gr)	Saf-Su (ml)
2.30	723	277
2.40	752	248
2.50	772	228
2.60	790	210
2.70	805	195
2.80	820	180
2.90	835	165
3.0	850	150



Şekil 3.13. SPT miktarı ile elde edilen ağır sıvının yoğunluğu arasındaki ilişki (Okay 2003)

Mange ve Maurer (1992)'de “gravite” ile “santrifüj” tekniklerini karşılaştırmaktadır. Değişik tekniklerin veya değişik yoğunluklarda ağır sıvıların kullanılması ile elde edilen ağır mineral topluluklarının değiştiği görülmüştür (Okay 2003).



Şekil 3.14. Ağır mineral analizinde saf su ile yıkanıp kurutulmuş, analize hazırlanmış bir örnek.



Şekil 3.15. Ağır mineralleri ayırma işleminde kullanılan ayırma düzeneği

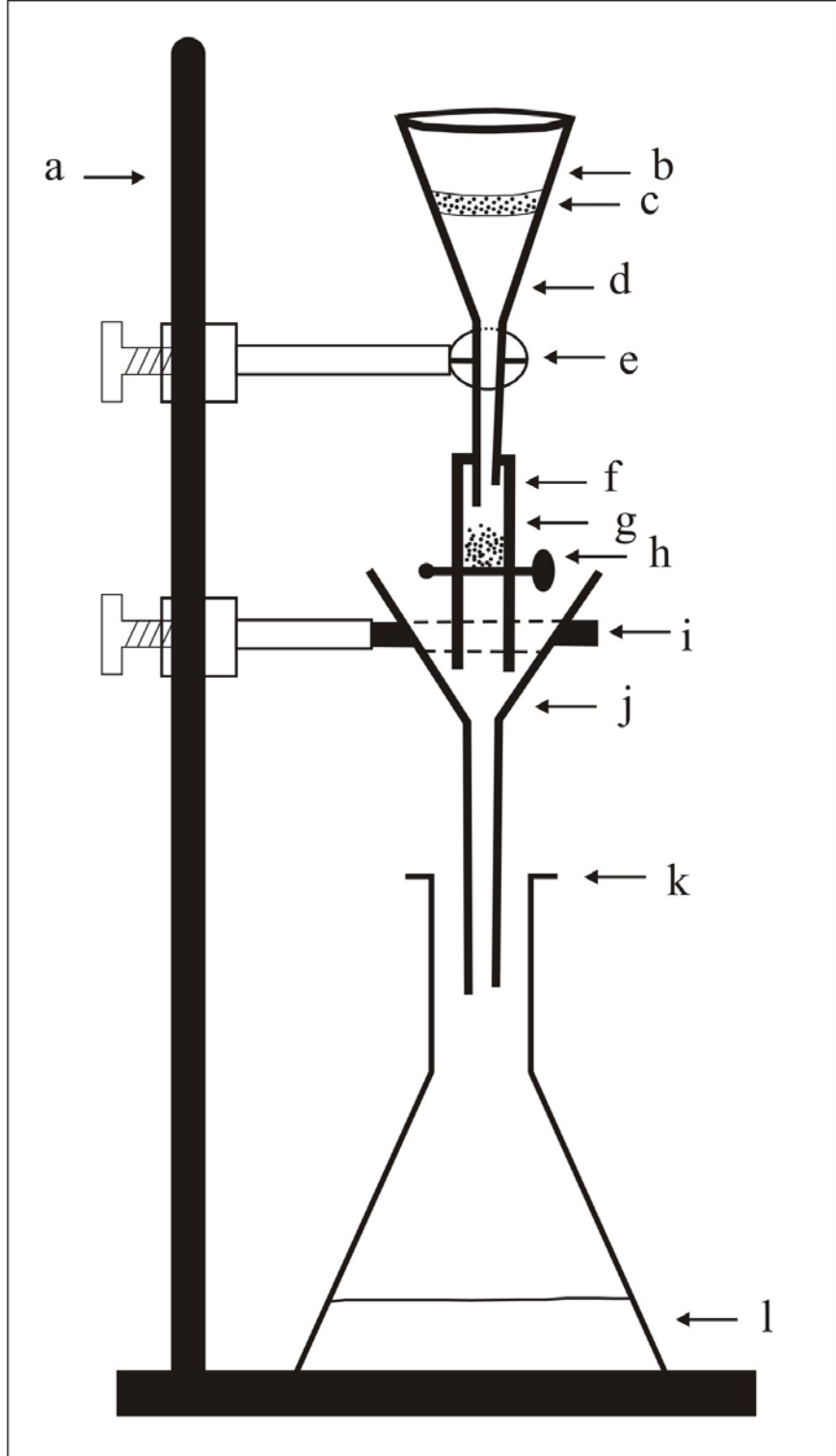
Bu çalışmada SPT maddesi çökme (gravite) yoluyla ayırma tekniği kullanılmıştır. Özel bir havalandırma yöntemi kullanılmadan saf suyla yıkanmış ve kurutulmuş kum boyutundaki örnekler musluklu ayırma hunilerine konulmuştur. Her ayırma işleminde yaklaşık 10 gram kadar ince kum örneği kullanılmıştır

Ayırma işlemleri sırasında literatürden yararlanılarak tasarlanan ve özel olarak yaptırılan 250 ml'lik “musluklu ayırma hunisi” kullanılmıştır (Şekil 3.15.).

Yaklaşık yarım saat süreyle cam bir çubukla karıştırılarak çökme işlemi hızlandırılmıştır. Ayırma sırasında değişik filtre kağıtları denenerek kahve filtresinin daha ucuz ve hızlı sonuç verdiği gözlemlenmiştir (Şekil 3.16.).



Şekil 3.16. Ağır mineral ayırma işleminde gravite etkisini arttırmak ve tanelerin birbirinden tamamen ayrılmasını sağlamak için çam çubukla karıştırma işlemi



Şekil 3.17. Ağır mineral ayırma işleminde kullanılan ayırma seti: (a) spor ayak, (b) huni, (c) hafif taneler, (d) ağır sıvı, (e) destek, (f) toplanma haznesi, (g) ağır taneler, (h) musluk , (i) alt huni için destek , (j) alt huni, (k) toplama hunisi, (l) yeniden kullanılacak ağır sıvı.

Dibe çöken ağır mineraller filtre yerleştirilmiş bir huniye toplanırlar (Şekil 3.18.). Daha sonra aynı süzme işlemi hafif mineraller için de yapılır. Her iki fraksiyon saf suyla yıkanarak kurutulur. Süzülen ve kaplardan saf suyla yıkanarak elde edilen ağır sıvı tekrar kullanılmak (dönüşüm yapılmak) üzere etiketlenmiş kaplarda toplanır.



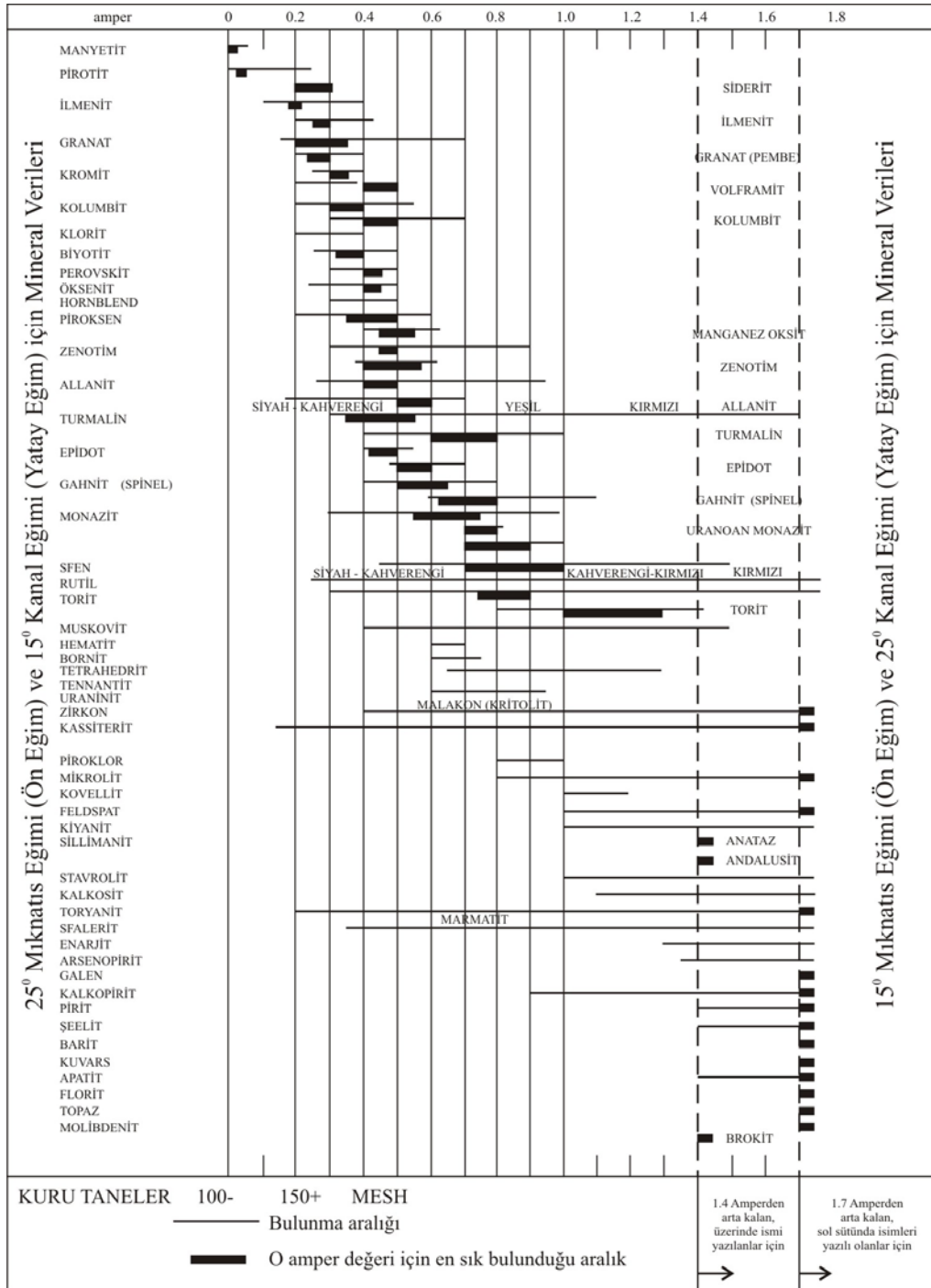
Şekil 3.18. Ağır mineral ayırma işleminde SPT içinde çökelmiş ağır mineraller.

3.3.4. Ağır Minerallerin Manyetik Separasyonu

Bu yöntemde minerallerin manyetiklik özelliğine göre ayırma işlemi esastır. Manyetik ayırıcılar için minerallerin bulunduğu manyetik alan şiddetlerini gösteren tablolar mevcuttur (Terry ve Chillingar, 1995; Okay 2003) (Şekil 3.19.).

Ağır sıvı ile ayrılmış ağır mineral fraksiyonlarına manyetik ayırma işlemlerine başlanmadan önce numunenin içerdiği ferromagnetik mineraller bir el mıknatısı

yardımları ile ayıklanıp, tartılarak mineral tanımlaması için ayrılmıştır (Şekil 3.20., Tablo 3.7.).



Şekil 3.19. Bazı ağır minerallerin manyetik süseptibiliteleri, Frantz İzodinamik Manyetik Seperatöre göre yapılmıştır. Kalın çizgiler en sık aralığı, ince çizgiler bazen oluşan rastlanma aralıklarını göstermektedir (Rosenblum, 1958 ve Flinter, 1959; Okay, 2005)

Tablo 3.7. Ağır sıvı analizinden sonra el mıknatısı ile ayrılan ferromanyetik minerallerin ağırlık ve yüzde değerleri.

Örnek No	Boyut	Giren Örnek (gr)	El mıknatısı ile Ayrılan (gr)	Kalan (gr)	El Mıknatısı (%)
CBT 01	63 μ	3.8222	0.6625	3.1597	17.3329
CBT 02	125 μ	8.2350	3.6907	4.5443	44.8172
CBT 03	63 μ	0.6568	0.1613	0.4955	24.5585
CBT 04	63 μ	0.5281	0.0842	0.4439	15.9440
CBT 05	63 μ	1.3053	0.4581	0.8472	35.0954
CBT 06	125 μ	3.9353	1.3470	2.5883	34.2286
CBT 07	63 μ	2.0030	0.5896	1.4134	29.4358
CBT 08	63 μ	0.2120	0.0665	0.1455	31.3679
CBT 09	63 μ	1.2972	0.6019	0.6953	46.3999
CBT 10	63 μ	1.2930	0.3802	0.9128	29.4045
CBT 11	63 μ	2.0666	0.5954	1.4712	28.8106
CBT 12	63 μ	2.9939	0.9784	2.0155	32.6798
CBT 13	63 μ	2.5954	0.6094	1.9860	23.4800
CBT 14	63 μ	1.4972	0.5262	0.9710	35.1456
CBT 15	63 μ	1.5034	0.2533	1.2501	16.8485
CBT 16	63 μ	2.0676	0.4229	1.6447	20.4537
CBT 17	63 μ	2.2533	1.0695	1.1838	47.4637
CBT 18	125 μ	0.7662	0.0661	0.7001	8.6270
CBT 19	63 μ	8.6366	2.2403	6.3963	25.9396
CBT 20	63 μ	14.3766	3.7353	10.6413	25.9818
CBT 21	63 μ	5.9311	1.2465	4.6846	21.0163
CBT 22	63 μ	1.7237	0.2634	1.4603	15.2811



Şekil 3.20. Manyetik mineralleri ayırmada kullanılan el mıknatısı

Farklı manyetik alan şiddetlerinde çeşitli mineraller içeren fraksiyonlar elde edilmiştir. Bu amaçla yüksek alan şiddetli, diskli kuru manyetik ayırıcı Frantz Magnetic Separator kullanılmıştır (Şekil 3.21.).

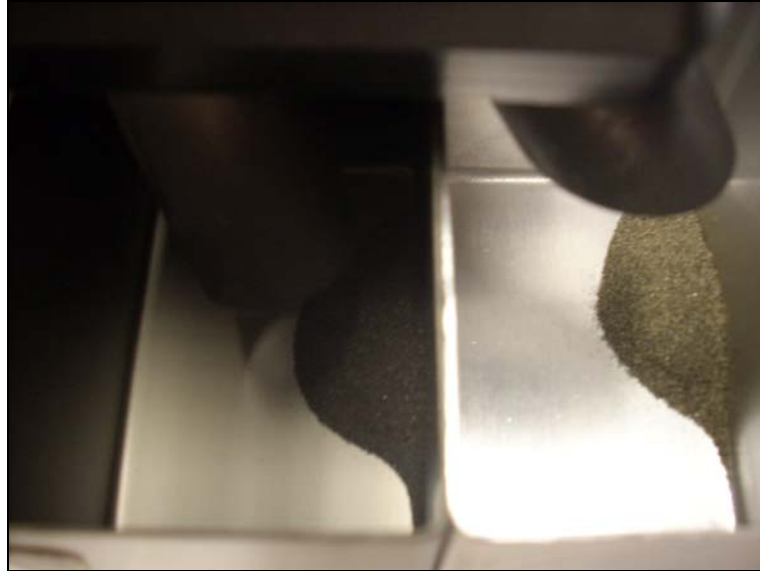
Frantz manyetik ayırıcısı, iki uzun kutup parçasıyla düzenlenmiş bir elektrot çubuğundan ibaret olup, kutuplar arası boşluk birinden diğerine doğru daha da genişler. Kutup parçalarına paralel titreşim yapan bir metal oluk vardır. Mineral parçaları bu oluğun üst tarafından besleme kutusundan verilir ve bunlar en alt tarafa doğru kayarlar.

Yüksek manyetik özelliği olan minerallerin hareketi oluğun kutup açıklığının dar ve manyetik gücün en yüksek olduğu yöne doğrudur. Mineraller besleme hızının artırılıp azaltılması ya da aletin akım şiddetinin artırılmasıyla, elektromıknatısların gücünün ayarlanmakta, mineraller manyetik duraylılıklarına göre farklı amper şiddetlerinde, farklı mineraller alttaki kaba toplanmaktadır (Şekil 3.22.).



Şekil 3.21. Çalışmada kullanılan Frantz İzodinamik Manyetik Seperatör

Ferromanyetik mineral içermeyen kısım ise artan alan şiddeti ile belirli eğim durumları için mineral fazlarına ayrılmıştır. Çalışmada alan şiddeti ve eğimler uygulanırken minerallerin manyetik hassasiyetleri göz önünde bulundurulmuştur. Bu şekilde bir çalışma belirli minerallerce zengin fazın kazanılmasını sağladığından amaca ulaşmada ve optik aşamada ağır minerallerin tanımlanmalarında kolaylaştırıcı olmuştur.



Şekil 3.22. Manyetik duraylılıklarına göre farklı amper şiddetlerinde toplama kaplarında biriken ağır mineraller.

3.3.5. Kayaç İnce Kesitlerinin Petrografik Olarak İncelenmesi

Çalışma alanının jeolojisinin daha iyi anlaşılabilmesi ve ağır minerallerin kaynak kayalarının belirlenmesi amacıyla havza kapsamından sistematik olarak alınan kaya örneklerinden yaptırılan incekesitlerin petrografik incelemeleri polarizan mikroskop altında gerçekleştirilmiştir. Alınan tüm kayaların petrografik ve mineraloji özellikleri ortaya konulmaya çalışılmıştır.

Örneklerden derlenen ince kesitlerin sonuçları ve yorumları petrografi kısmında yer almaktadır. Ayrıca kaynak alandaki formasyonlardan derlenen 10 adet örnek tüm kayaç analizi yapılarak petrokimyasal yönden bu kayaçların kökeni ve olduğu tektonik ortam ilişkisi yorumlanmaya çalışılmıştır.

3.3.6. Mikroskopta Mineral Tanımlama

Kumların mineral bileşimlerinin ortaya çıkarılması için çok sayıda örnek mikroskopta incelenmiştir. Fraksiyonlara ait ince kesitlerde mineral türü ve tane şekillerinin belirlenmesinde binoküler mikroskop kullanılmıştır (Şekil 3.23.).



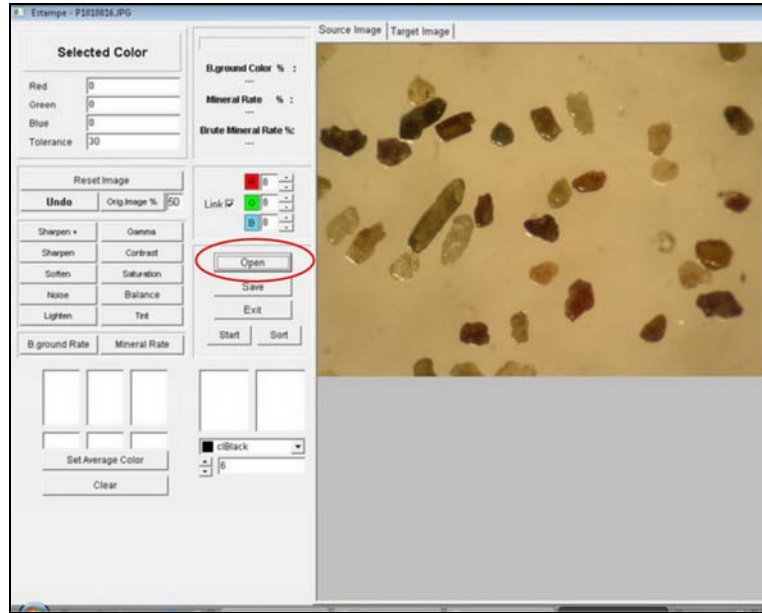
Şekil 3.23. İmaj analizi yöntemi kullanılarak minerallerin tanımlama işlemi.

Ağır mineral analizinin güvenilir sonuç vermesi optik sayma işlemine bağlıdır. Dryden (1931)'in istatistiksel çalışmasında 300 ve üzeri tane sayılırsa hata azalmakta ve işlemin güvenilirliğinin artmakta olduğunu göstermiştir (Okay, 2003).

Serpme tekniği hata içermesine rağmen en yaygın kullanılan tekniktir. Tanelerin homojen bir şekilde dağılmasına özenle dikkat edilmiştir. Mineral taneleri standart optik özelliklerine göre tanımlanmışlardır. Minerallerin optik özellikleri için çeşitli kaynaklardan da faydalanılmıştır (<http://www.consorminex.com>; Okay 2003).

3.3.7. Image Analyses Modellemesi ile Mineral Yüzdesi Tayini

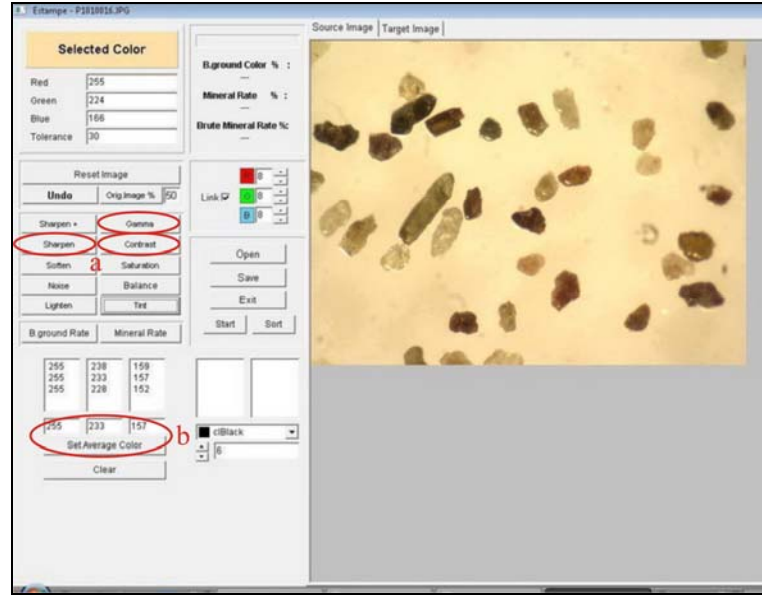
Üstten aydınlatmalı mikroskop altında fotoğraflanan ağır minerallerden hazırlanmış ince kesitler, delphi programlama diliyle geliştirilmiş imaj analizi yöntemi kullanılarak ağır minerallerin yüzdeleri belirlenmeye çalışılmıştır. Her bir incekesitten iki adet fotoğraf içindeki mineraller belirlenip ortalamaları istatistiksel olarak değerlendirilmiştir. Programın çalışma prensibinde minerallerin renk indislerine göre dağılımları ve yüzdeleri verilmesi düşünülmüştür (Şekil 3.24.).



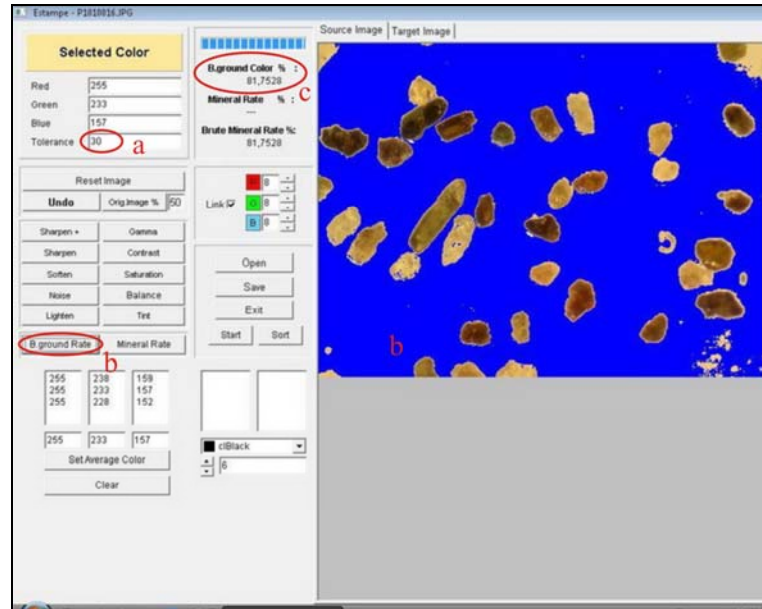
Şekil 3.24. İmaj analizi programı kullanımında programa fotoğrafın eklenme aşaması

Öncelikle eklenen fotoğraflarda kontrast ayarlamaları ve bazı renklerin zenginleştirilmesi işlemi yapılmıştır. (Şekil 3.25., a). Ardından fotoğrafların mineral bulunmayan bölümlerinin yani zemin renklerinin ortamdaki uzaklaştırılması için, taban rengi üzerine fareyle birkaç noktaya tıklanmış ve programda bulunan “Set Average Color” butonu yardımıyla taban renginin ortalama piksel değeri elde edilmiştir (Şekil 3.25., b).

Elde edilen ortamala piksel değeri programın sol üst köşesinde bulunan “Selected Color” sekmesi altında verilmektedir. Burada gözlenen renk değerlerine, tekrar tekrar yapılan tecrübeler ile belirlenmiş en iyi renk toleransı değeri olan ± 30 değeri verilmiştir (Şekil 3.26. a).

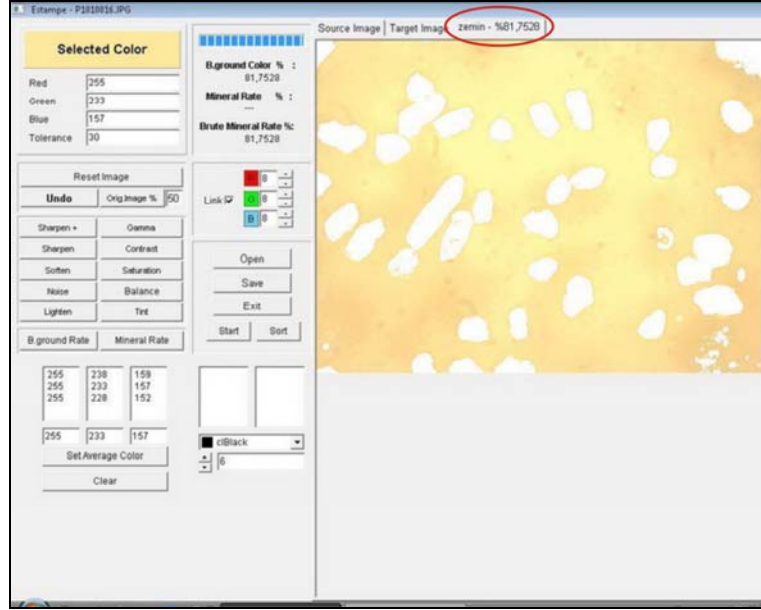


Şekil 3.25. Eklenen fotoğrafın kontrast ayarlarının yapımı ve zemin rengi seçim aşaması.



Şekil 3.26. Seçilen zemin renginin hesaplanma aşaması

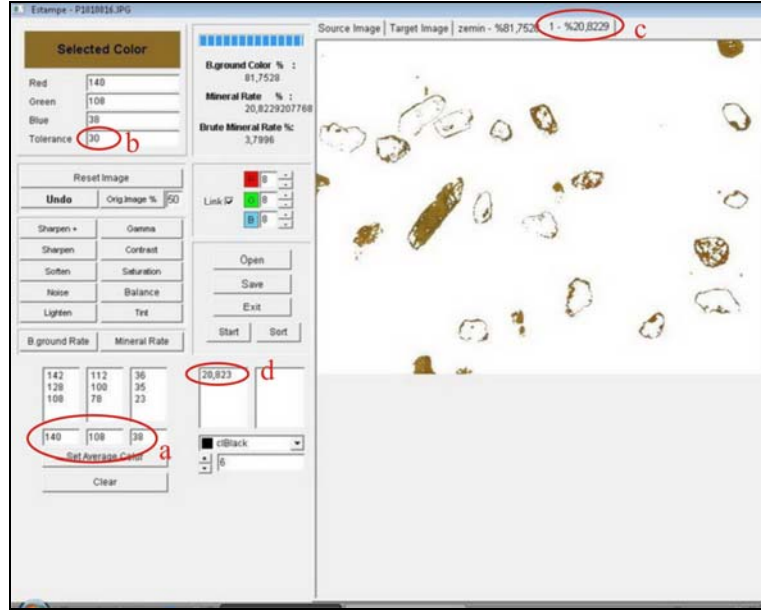
Tölerans değeri verildikten sonra programdaki “Background Rate” butonuna (Şekil 3.26 b) basılarak zemin rengi hesaplaması gerçekleştirilmiştir (Şekil 3.26. c). Hesaplanan zemin rengi değeri tüm alandan çıkarılarak, kalan alanda bulunan minerallerin tamamının %100 olarak kabul edilmesi, programın yazımı aşamasında matematiksel algoritmalar yardımıyla sağlanmıştır (Şekil 3.27.)



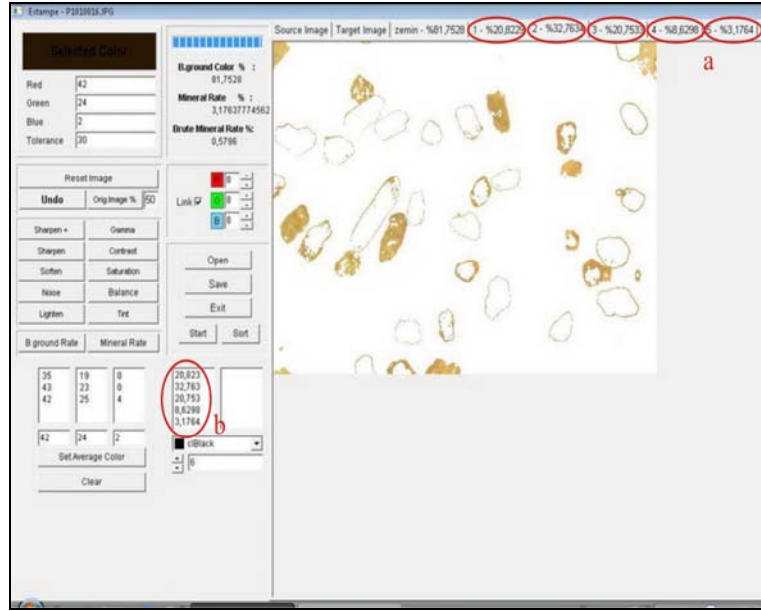
Şekil 3.27. Seçilen zemin renginin tüm alandan çıkarılma aşaması

Mineral seçimleri aşamasında tek bir mineralin üzerinde farklı noktalara tıklanarak elde edilen ortalama piksel değerleri (Şekil 3.28. a) ± 30 tolerans değeri kabul edilmiş (Şekil 3.28. b), program üzerinde bulunan “Mineral Rate” butonuna basılarak hesaplanmıştır (Şekil 3.28. c, d).

Elde edilen bu değerler programda birbirinden şekil ve renkleriyle ayrılan her mineral için tekrarlanmıştır (Şekil 3.29. a, b). Mineral çeşitliliği program öncesi çalışmalarda polarizan ve üstten aydınlatmalı mikroskop çalışmalarında belirlenmiştir.

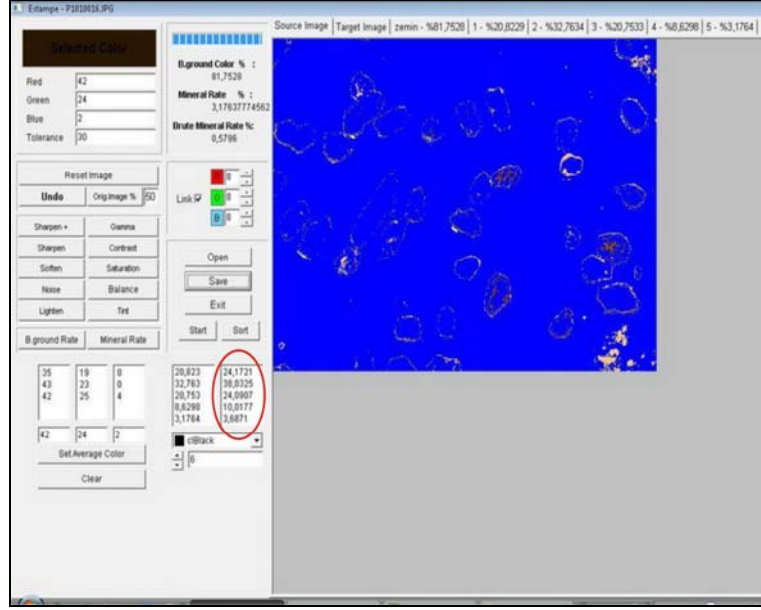


Şekil 3.28. Minerallerin yüzde dağılımlarının hesaplanma aşaması



Şekil 3.29. Tüm mineraller için yüzde dağılımlarının hesaplanması

Fotoğraftaki her mineral için bu yöntem teker teker uygulandıktan sonra, programa eklenen bir komut yardımıyla fotoğraf alanında kalan piksellerin tamamı her mineralin yüzdesiyle orantılı olacak şekilde tüm minerallerin yüzde değerlerine göre dağıtılmıştır (Şekil 3.30.).



Şekil 3.30 Fotoğraf alanında kalan piksel değerlerinin mineral yüzdelere göre dağıtılması

Belirlenen mineraller ve yüzde değerleri Tablo 3.8.'de verilmiştir.

Tablo 3.8. Tanımlanabilen Ağır Minerallerin yüzde değerleri

NUMUNE (%)	Fotoğraf Numarası	Mineral 1 (%)	Mineral 2 (%)	Mineral 3 (%)	Mineral 4 (%)	Mineral 5 (%)	Mineral 6 (%)	Mineral 7 (%)	Mineral 8 (%)	Tanımlanamayan (%)
01-0.2	P1010004	15.3464	6.9609	56.6625	21.0302					
	Mineral Adı >>>	Olivin	Granat	Manyetit	İlmenit					
01-0.2	P1010005	48.9712	32.0337	18.9951						
	Mineral Adı >>>	Manyetit	Rutil	Olivin						
01-0.4	P1010009	34.5245	43.3163	14.1441	8.0151					
	Mineral Adı >>>	Olivin	Rutil	Kromit	Granat					
01-0.4	P1010013	49.9484	28.4998	21.5518						
	Mineral Adı >>>	Olivin	Rutil	Kromit						
01-0.6	P1010016	39.7241	12.2192	9.0552	13.7063	13.4953	3.2345	8.5654		
	Mineral Adı >>>	Rutil	Olivin	Hornblend	Epidot	Kuars	Biyotit	Zirkon		
01-0.6	P1010020	37.2852	12.0641	3.1956	10.4666					36.9885
	Mineral Adı >>>	Rutil	Hornblend	Granat	Zirkon					Tanımlanamayan
01-0.8	P1010003	64.8598	13.7023	3.621	17.8169					
	Mineral Adı >>>	Diyopsit	Epidot	Granat	Zirkon					
01-0.8	P1010006	56.6656	35.6022	5.9864						1.7458
	Mineral Adı >>>	Diyopsit	Epidot	Zirkon						Tanımlanamayan
01-1.0	P1010010	83.2533	4.2048	6.6163	4.0802					1.8454
	Mineral Adı >>>	Zirkon	Turmalin	Olivin	Epidot					Tanımlanamayan
02-0.4	P1010013	38.866	39.9059	9.661	11.5671					
	Mineral Adı >>>	İlmenit	Kromit	Granat	Olivin					
02-0.6	P1010019	36.0703	24.3443	31.5474	8.038					
	Mineral Adı >>>	Olivin	Rutil	Epidot	Hornblend					
03-0.4	P1010016	24.1721	38.0325	24.0907	10.0177					3.687
	Mineral Adı >>>	Granat	Olivin	Rutil	Epidot					Tanımlanamayan
03-0.4	P1010021	30.9376	24.3543	22.6488						22.0593
	Mineral Adı >>>	Olivin	Epidot	Rutil						Tanımlanamayan

Tablo 3.8. devamı Tanımlanabilen Ağır Minerallerin yüzde değerleri

NUMUNE (%)	Fotoğraf Numarası	Mineral 1 (%)	Mineral 2 (%)	Mineral 3 (%)	Mineral 4 (%)	Mineral 5 (%)	Mineral 6 (%)	Mineral 7 (%)	Mineral 8 (%)	Tanımlanamayan (%)
04-0.2	P1010013	26.4435	4.1293	35.4173	7.968					26.0419
	Mineral Adı >>>	Granat	Olivin	İlmenit	Kloritoid					Tanımlanamayan
04-0.4	P1010005	35.8647	22.4807	12.9114	28.7432					
	Mineral Adı >>>	Rutil	Diyopsit	Hornblend	Olivin					
04-0.6	P1010010	65.9874	32.1597	1.8529						
	Mineral Adı >>>	Olivin	Epidot	Hornblend						
04-0.6	P1010011	60.8644	32.6985	6.4371						
	Mineral Adı >>>	Olivin	Epidot	Hornblend						
05-0.2	P1010002	24.6909	20.5418	17.3417	8.792	25.3466				3.287
	Mineral Adı >>>	Turmalin	Rutil	Olivin	Granat	İlmenit				Tanımlanamayan
05-0.2	P1010007	30.9964	18.2979	4.4447	13.1453	28.3297				4.786
	Mineral Adı >>>	Kromit	Biyotit	Olivin	Granat	İlmenit				Tanımlanamayan
05-0.4	P1010014	30.2096	31.4567	31.2034						7.1303
	Mineral Adı >>>	Rutil	Biyotit	Epidot						Tanımlanamayan
05-0.6	P1010017	33.072	14.4508	6.6843	4.3018	1.4444	4.0965	20.0122		15.938
	Mineral Adı >>>	Diopsit	Biyotit	Olivin	Rutil	Kromit	Kuvars	Epidot		Tanımlanamayan
05-0.6	P1010023	32.4273	20.6646	7.8137	8.7332	4.9637	21.0033			4.3942
	Mineral Adı >>>	Zirkon	Epidot	Rutil	Biyotit	Olivin	Diyopsit			Tanımlanamayan
06-0.2	P1010012	45.5045	32.5564	21.9391						
	Mineral Adı >>>	Rutil	Kromit	Olivin						
06-0.2	P1010014	30.4435	34.0526	17.1763	18.3276					
	Mineral Adı >>>	Rutil	Granat	Kromit	Olivin					
06-0.4	P1010019	14.5315	43.8124	41.6561						
	Mineral Adı >>>	Olivin	Kromit	İlmenit						
06-0.4	P1010023	19.5547	15.0338	30.6134	19.3212					15.4769
	Mineral Adı >>>	Olivin	Kromit	Granat	İlmenit					Tanımlanamayan

Tablo 3.8. devamı Tanımlanabilen Ağır Minerallerin yüzde değerleri

NUMUNE (%)	Fotoğraf Numarası	Mineral 1 (%)	Mineral 2 (%)	Mineral 3 (%)	Mineral 4 (%)	Mineral 5 (%)	Mineral 6 (%)	Mineral 7 (%)	Mineral 8 (%)	Tanımlanamayan (%)
06-0.6	P1010003	42.6042	37.6458	19.75						
	Mineral Adı >>>	Olivin	Rutil	Granat						
06-0.6	P1010007	37.1383	31.0564	15.2904	16.5149					
	Mineral Adı >>>	Olivin	Rutil	Biyotit	Epidot					
07-0.2	P1010021	26.4576	29.9201	39.3072	4.3151					
	Mineral Adı >>>	Rutil	İlmenit	Kromit	Olivin					
07-0.2	P1010023	25.8291	25.2431	18.1128	4.0963	19.2378				7.4809
	Mineral Adı >>>	Rutil	Olivin	Kromit	Kuvars	İlmenit				Tanımlanamayan
07-0.4	P1010003	31.7371	34.5816	16.537	17.1443					
	Mineral Adı >>>	Biyotit	Hornblend	Olivin	Granat					
07-0.4	P1010004	25.916	31.0172	23.5808	9.1822					10.3038
	Mineral Adı >>>	Biyotit	Rutil	Olivin	Kromit					Tanımlanamayan
07-0.6	P1010014	42.9115	11.2821	6.8431	3.9345	35.0288				
	Mineral Adı >>>	Zirkon	Epidot	Biyotit	Kuvars	Rutil				
08 Tek	P1010001	23.0987	19.6241	35.9805	12.29					9.0067
	Mineral Adı >>>	Biyotit	Rutil	Olivin	Granat					Tanımlanamayan
08 Tek	P1010005	36.3865	32.8189	10.1812	10.4083	10.2051				
	Mineral Adı >>>	Biyotit	Olivin	Granat	Kromit	Epidot				
08 Tek	P1010006	17.3057	34.0092	37.1302	6.2432	5.3117				
	Mineral Adı >>>	Turmalin	Olivin	Rutil	Epidot	Zirkon				
09-0.2	P1010013	39.0064	20.8732	40.1204						
	Mineral Adı >>>	Kromit	Olivin	İlmenit						
09-0.4	P1010018	21.4464	31.3768	36.1667	2.0059					9.0042
	Mineral Adı >>>	Biyotit	Olivin	Rutil	Kuvars					Tanımlanamayan
09-0.4	P1010022	31.7367	38.9638	9.1995	9.1716	10.9284				
	Mineral Adı >>>	Biyotit	Olivin	Epidot	Granat	Rutil				

Tablo 3.8. devamı Tanımlanabilen Ağır Minerallerin yüzde değerleri

NUMUNE (%)	Fotoğraf Numarası	Mineral 1 (%)	Mineral 2 (%)	Mineral 3 (%)	Mineral 4 (%)	Mineral 5 (%)	Mineral 6 (%)	Mineral 7 (%)	Mineral 8 (%)	Tanımlanamayan (%)
09-0.6	P1010003	16.5154	8.2593	14.9057	20.3202	9.8923				30.1071
	Mineral Adı >>>	Hipersten	Rutil	Epidot	Zirkon	Kuars				Tanımlanamayan
09-0.6	P1010005	19.4569	49.4529	2.7976	18.0556	10.237				
	Mineral Adı >>>	Granat	Olivin	Biyotit	Epidot	Zirkon				
10-0.2	P1010020	33.8463	18.2805	15.7275	30.0676	2.0781				
	Mineral Adı >>>	Biyotit	Rutil	Olivin	Kromit	B. Mika				
10-0.2	P1010023	34.4899	35.3559	12.154	5.0271					12.9731
	Mineral Adı >>>	Biyotit	Olivin	Rutil	B. Mika					Tanımlanamayan
10-0.4	P1010004	16.1011	32.9253	36.0667						14.9069
	Mineral Adı >>>	Hornblend	Epidot	Olivin						Tanımlanamayan
10-0.4	P1010006	29.4779	42.9575	14.0488	13.5158					
	Mineral Adı >>>	Hornblend	Olivin	Biyotit	Epidot					
11-0.2	P1010017	5.6314	15.5916	29.5208	17.3626	30.9917				0.9019
	Mineral Adı >>>	Rutil	Kromit	Olivin	Kuars	Biyotit				Tanımlanamayan
11-0.4	P1010002	7.4337	19.8619	52.186	7.931					12.5874
	Mineral Adı >>>	Biyotit	Rutil	Olivin	Granat					Tanımlanamayan
12-0.2	P1010018	21.7551	36.0307	42.2142						
	Mineral Adı >>>	Olivin	Kromit	İlmenit						
12-0.2	P1010021	38.2904	31.8092	29.9004						
	Mineral Adı >>>	Olivin	Kromit	İlmenit						
12-0.4	P1010002	49.1252	20.1208	16.0884	14.6656					
	Mineral Adı >>>	Olivin	Rutil	Hornblend	Granat					
12-0.4	P1010007	39.6543	5.5885	28.1002	24.6556					2.0014
	Mineral Adı >>>	Rutil	Kuars	Hornblend	Olivin					Tanımlanamayan
12-0.6	P1010011	46.92	22.4901	2.3539	8.49					19.746
	Mineral Adı >>>	Kuars	Granat	Olivin	Biyotit					Tanımlanamayan

Tablo 3.8. devamı Tanımlanabilen Ağır Minerallerin yüzde değerleri

NUMUNE (%)	Fotoğraf Numarası	Mineral 1 (%)	Mineral 2 (%)	Mineral 3 (%)	Mineral 4 (%)	Mineral 5 (%)	Mineral 6 (%)	Mineral 7 (%)	Mineral 8 (%)	Tanımlanamayan (%)
12-0.8	P1010022	45.943	12.4231	4.4016	1.7113	30.4702				5.0508
	Mineral Adı >>>	Zirkon	Epidot	Granat	Beril	Kuvars				Tanımlanamayan
12-0.8	P1010024	32.4864	5.2312	11.3881	33.9842					16.9101
	Mineral Adı >>>	Olivin	Hornblend	Zirkon	Epidot					Tanımlanamayan
12-1.0	P1010005	45.3445	9.9189	3.7029	12.1952					28.8385
	Mineral Adı >>>	Zirkon	Diopsit	Granat	Kuvars					Tanımlanamayan
12-1.0	P1010006	32.2687	38.1801	9.0375	4.022					16.4917
	Mineral Adı >>>	Diopsit	Zirkon	Kuvars	Granat					Tanımlanamayan
13-2.0	P1010017	33.4624	19.6837	2.7195	20.3415					23.7929
	Mineral Adı >>>	Olivin	Turmalin	Granat	Kromit					Tanımlanamayan
13-2.0	P1010020	20.2856	6.0105	18.8284	25.9493	28.9262				
	Mineral Adı >>>	Rutil	Granat	Olivin	kromit	İlmenit				
13-0.4	P1010001	11.8414	21.6248	23.4429	14.5803	10.4978	10.0752			7.9376
	Mineral Adı >>>	Hornblend	Rutil	Olivin	Turmalin	Granat	Kuvars			Tanımlanamayan
13-0.4	P1010004	25.7006	36.848	4.672	10.0407	16.2184				6.5203
	Mineral Adı >>>	Olivin	Rutil	Kuvars	Turmalin	Hornblend				Tanımlanamayan
13-0.6	P1010010	40.1616	16.7974	6.0457	25.3232					11.6721
	Mineral Adı >>>	Zirkon	Rutil	Diopsit	Kuvars					Tanımlanamayan
14-0.2	P1010001	28.7619	29.8838	21.3342	20.0201					
	Mineral Adı >>>	Turmalin	Rutil	Olivin	Kromit					
14-0.2	P1010006	31.1501	15.1606	22.3387	23.1424					8.2082
	Mineral Adı >>>	Olivin	Kuvars	Biyotit	Kromit					Tanımlanamayan
14-0.4	P1010009	11.6694	12.3306	20.5465	24.8731	7.8203	4.363			18.3971
	Mineral Adı >>>	Rutil	Hornblend	Biyotit	Olivin	Kuvars	Epidot			Tanımlanamayan
14-0.4	P1010010	18.5155	41.9087	21.3694	14.8031	3.4033				
	Mineral Adı >>>	Biyotit	Olivin	Rutil	Kuvars	Hornblend				

Tablo 3.8. devamı Tanımlanabilen Ağır Minerallerin yüzde değerleri

NUMUNE (%)	Fotoğraf Numarası	Mineral 1 (%)	Mineral 2 (%)	Mineral 3 (%)	Mineral 4 (%)	Mineral 5 (%)	Mineral 6 (%)	Mineral 7 (%)	Mineral 8 (%)	Tanımlanamayan (%)
15-0.2	P1010003	22.5504	14.9377	32.3116	30.2003					
	Mineral Adı >>>	Olivin	Biyotit	Kromit	İlmenit					
15-0.2	P1010005	26.4567	31.0467	16.318	4.003					22.1756
	Mineral Adı >>>	Olivin	Biyotit	Rutil	Kuvars					Tanımlanamayan
15-0.4	P1010011	20.959	35.9741	10.0334	12.0213					21.0122
	Mineral Adı >>>	Turmalin	Olivin	Rutil	Granat					Tanımlanamayan
15-0.4	P1010013	14.9239	12.2233	32.4454	13.1673					27.2401
	Mineral Adı >>>	Biyotit	Rutil	Olivin	Granat					Tanımlanamayan
16-0.2	P1010002	17.5079	21.6637	28.5977	1.2277	14.3934				16.6096
	Mineral Adı >>>	Granat	Kromit	Olivin	Rutil	Biyotit				Tanımlanamayan
16-0.2	P1010007	35.6535	20.3644	9.9817	3.7518	7.8926				22.356
	Mineral Adı >>>	Kromit	İlmenit	Granat	Olivin	Rutil				Tanımlanamayan
16-0.4	P1010012	25.3427	27.8711	19.9995	6.2644	5.4493				15.073
	Mineral Adı >>>	Diopsit	Olivin	Biyotit	Kuvars	Granat				Tanımlanamayan
17-0.2	P1010013	26.5863	22.48	11.5978	2.0792					37.257
	Mineral Adı >>>	Rutil	Biyotit	Olivin	Kuvars					Tanımlanamayan
17-0.2	P1010014	33.1218	28.4626	16.0423	2.3754					19.9979
	Mineral Adı >>>	Epidot	Kromit	Olivin	Kuvars					Tanımlanamayan
17-0.4	P1010021	23.8453	5.1787	6.7426	6.0712	12.8469				45.3153
	Mineral Adı >>>	Zirkon	Biyotit	Olivin	Kuvars	Turmalin				Tanımlanamayan
18-0.2	P1010013	31.8349	38.1665	22.4223						7.5763
	Mineral Adı >>>	Kromit	Biyotit	İlmenit						Tanımlanamayan
18-0.2	P1010018	31.9926	31.0102	29.9873						7.0099
	Mineral Adı >>>	Kromit	Biyotit	İlmenit						Tanımlanamayan
18-0.4	P1010023	22.177	40.9382	32.5072						4.3776
	Mineral Adı >>>	Olivin	Biyotit	Granat						Tanımlanamayan

Tablo 3.8. devamı Tanımlanabilen Ağır Minerallerin yüzde değerleri

NUMUNE (%)	Fotoğraf Numarası	Mineral 1 (%)	Mineral 2 (%)	Mineral 3 (%)	Mineral 4 (%)	Mineral 5 (%)	Mineral 6 (%)	Mineral 7 (%)	Mineral 8 (%)	Tanımlanamayan (%)
18-0.4	P1010024	22.7791	34.0333	13.5758						29.6118
	Mineral Adı >>>	Granat	Olivin	Biyotit						Tanımlanamayan
18-0.4	P1010025	12.9991	26.6522	31.3486	18.2345					10.7656
	Mineral Adı >>>	Granat	Biyotit	Olivin	Hornblend					Tanımlanamayan
19-0.2	P1010014	44.2237	12.6062	43.1701						
	Mineral Adı >>>	Kromit	Olivin	İlmenit						
19-0.4	P1010020	40.2815	25.6298	12.267	1.8224	19.9993				
	Mineral Adı >>>	Olivin	Hornblend	Rutil	Biyotit	Diopsit				
19-0.4	P1010023	35.2583	20.7314	19.0101	19.8344	5.1658				
	Mineral Adı >>>	Olivin	Diopsit	Hornblend	Rutil	Biyotit				
19-0.6	P1010001	25.2094	31.2901	5.19	8.78					29.5305
	Mineral Adı >>>	Zirkon	Rutil	Epidot	Kuvars					Tanımlanamayan
19-0.6	P1010004	6.796	52.886	8.6255	2.437	8.7655				20.49
	Mineral Adı >>>	Epidot	Zirkon	Rutil	Biyotit	Kuvars				Tanımlanamayan
19-0.8	P1010016	29.3909	16.2524	21.9938	3.0887	3.7031				25.5711
	Mineral Adı >>>	Zirkon	Kuvars	Rutil	Epidot	Biyotit				Tanımlanamayan
20-0.2	P1010009	40.1949	27.5115	7.5115						24.7821
	Mineral Adı >>>	Kromit	İlmenit	Olivin						Tanımlanamayan
20-0.2	P1010010	20.9663	54.0128	25.0209						
	Mineral Adı >>>	Rutil	Kromit	Olivin						
20-0.4	P1010021	29.2865	19.5878	21.1306	29.9951					
	Mineral Adı >>>	Granat	Biyotit	Olivin	Rutil					
20-0.4	P1010024	20.0539	13.5948	29.4477	3.5073					33.3963
	Mineral Adı >>>	Olivin	Rutil	Biyotit	Kuvars					Tanımlanamayan
20-0.6	P1010001	30.2479	12.4054	5.0382	38.0357					14.2728
	Mineral Adı >>>	Olivin	Epidot	Rutil	Zirkon					Tanımlanamayan

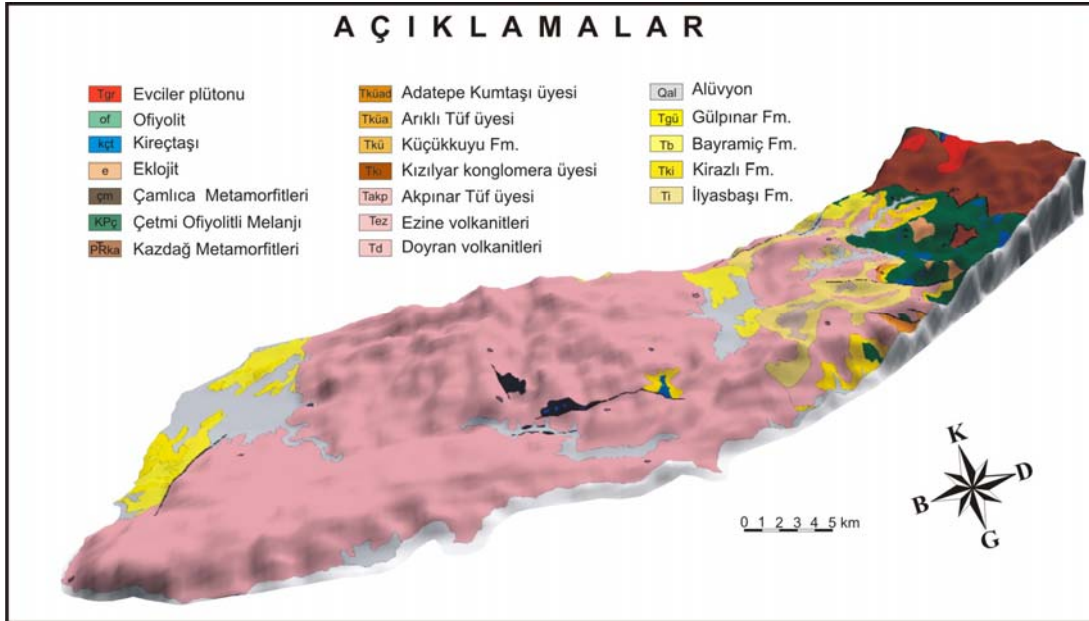
Tablo 3.8. devamı Tanımlanabilen Ağır Minerallerin yüzde değerleri

NUMUNE (%)	Fotoğraf Numarası	Mineral 1 (%)	Mineral 2 (%)	Mineral 3 (%)	Mineral 4 (%)	Mineral 5 (%)	Mineral 6 (%)	Mineral 7 (%)	Mineral 8 (%)	Tanımlanamayan (%)
20-0.8	P1010010	27.3283	22.2758	5.6428	8.8675	1.5698	7.2662			27.0496
	Mineral Adı >>>	Zirkon	Epidot	Kuvars	Granat	Biyotit	Diopsit			Tanımlanamayan
20-1.0	P1010019	29.3017	11.7841	40.9511	3.5006					14.4625
	Mineral Adı >>>	Zirkon	Diopsit	Rutil	Granat					Tanımlanamayan
21-0.2	P1010004	41.7092	25.4121	32.8787						
	Mineral Adı >>>	Kromit	İlmenit	Olivin						
21-0.4	P1010009	29.3732	18.746	12.1988	10.7965					28.8855
	Mineral Adı >>>	Rutil	Diopsit	Hornblend	Granat					Tanımlanamayan
21-0.4	P1010010	17.8783	35.0761	11.0428	5.6209					30.3819
	Mineral Adı >>>	Olivin	Rutil	Hornblend	Biyotit					Tanımlanamayan
21-0.6	P1010020	31.2256	43.6654	2.8599	2.3197					19.9294
	Mineral Adı >>>	Rutil	Zirkon	Olivin	Biyotit					Tanımlanamayan
21-0.8	P1010003	31.7074	23.3244	7.6181	16.9915	11.9925				8.3661
	Mineral Adı >>>	Epidot	Rutil	Kuvars	Diopsit	Zirkon				Tanımlanamayan
22-0.2	P1010021	47.1296	27.4166	14.8269	10.6269					
	Mineral Adı >>>	Kromit	Biyotit	Kuvars	Olivin					
22-0.4	P1010003	20.6036	26.1589	29.1098	21.5785					2.5492
	Mineral Adı >>>	Biyotit	Olivin	Granat	Zirkon					Tanımlanamayan
22-0.4	P1010007	20.4737	21.7464	14.4828	16.8317	10.3012				16.1642
	Mineral Adı >>>	Olivin	Granat	Biyotit	Kuvars	Rutil				Tanımlanamayan
22-0.6	P1010012	35.2039	9.2084	19.3043	22.0788	6.4906	3.4713			4.2427
	Mineral Adı >>>	Zirkon	Rutil	Olivin	Granat	Epidot	Biyotit			Tanımlanamayan
22-0.8	P1010025	10.7735	35.8253	20.3531	8.0353	6.8821				18.1307
	Mineral Adı >>>	Zirkon	Epidot	Rutil	Olivin	Kuvars				Tanımlanamayan

BÖLÜM 4 BULGULAR

4.1 Genel Jeoloji ve Stratigrafi

Çalışma alanında yüzeyleyen kayalar 12 litostratigrafi birimine ayrılmıştır. Bunlar; çalışma alanının temelini oluşturan Kazdağ Metamorfileri, tektonik dilimler halinde gözlenen Elliayak eklojiti, onları tektonik olarak üzerleyen Çamlıca metamorfileri ve Çetmi Melanjı bu birimleri yer yer intrüzyonlar halinde kesen Evciler Plütону daha çok bölgenin batı-güneybatısında geniş alanda yayılım gösteren Doyran-Ezine volkanitleri, bu volkanik kayalarla ara katkılı olarak bulunan Küçükkuşu Formasyonu, bunları uyumsuzlukla örten İlyasbaşı Formasyonu, Kirazlı Formasyonu ve çalışma alanında Neojen gölsel çökellerinin oluşturduğu Bayramiç Formasyonu, üzerine uyumlu olarak gelen Gülpınar Formasyonu ve alüvyondan meydana gelmektedir. Çalışma alanında yer alan bu birimler DEM (Digital Elevation Model) görüntüsü üzerinde gösterilmiştir (Şekil 4.1.).



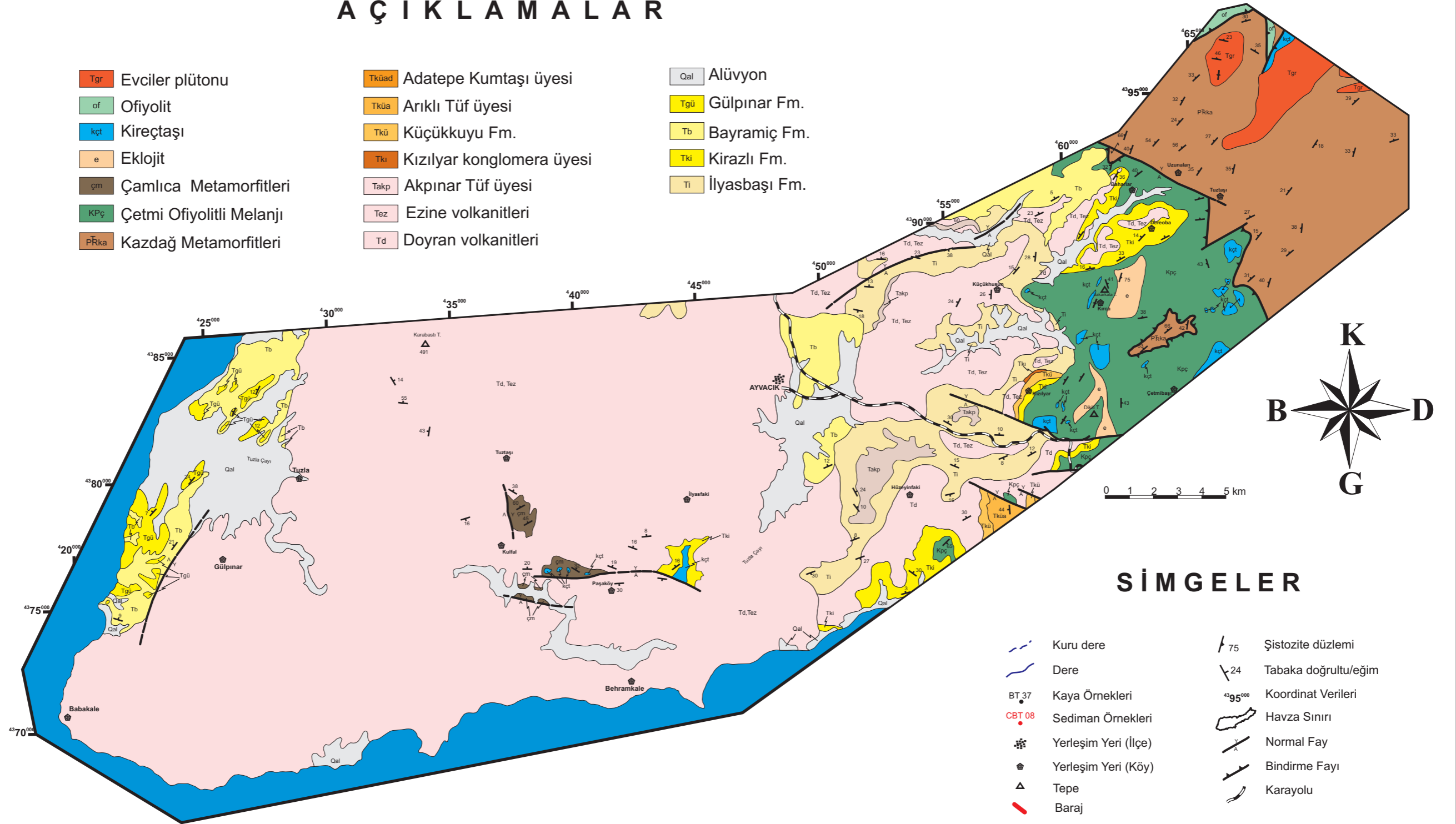
Şekil 4.1. Çalışma alanının DEM görüntüsü üzerindeki Jeoloji haritası

Üst Sistem	Sistem	Seri	Kat	Fm.	Üye	Litoloji	Açıklamalar																																											
Senozoyik	Tersiyer	Holosen		Alüvyon																																														
								Neojen	Pliyosen	Gülpınar Formasyonu	15	Beyaz, grimsi beyaz renkli, sert, kırıklı, bol fosilli, 1-2 mt. katmanlanmalı çok gözenekli																																						
													Bayramiç Formasyonu	14	Gri, ayrışma yerinde pembe renkli, gevşek ince silttaşı, tutturulmamış kumtaşı bantlı, çakıltaşları																																			
																Kirazlı Formasyonu	13	Sarımsı gri renkli, gevşek ince silttaşı bantlı kömürlü, bol çapraz laminalı kumtaşları																																
																			Alpınar Tuf Üyesi	12	Volkanoklastik çakıltaşı düzeyli, beyaz renkli, asidik tuf.																													
																						İlyasbaşı Formasyonu	11	Gri, sarımsı gri renkli orta taneli kumtaşları, silttaşları, yer yer fosilli boşluklu kireçtaşı ve yeşilimsi gri renkli şeyller.																										
																									Arıklı Tuf Üyesi	10	Beyazımsı, açık gri renkte orta - kaba taneli, asidik bileşimli tuf.																							
																												Adatepe Kumtaşı Üyesi	9	Tuf içerikli, kumtaşı-ince çakıltaşı tane boyu aralığındaki sedimanlar																				
																															Kumtaşı - Şeyl Üyesi	8	Şeyl, silttaşı, kumtaşı ardalanması																	
																																		Kızılyar Konglomera Üyesi	7	Kızıl renkli, zayıf tutturulmuş çakıltaşı ve kumtaşları.														
																																					Doyran-Ezine Volkanitleri	6	Açık yeşilimsi gri yer yer açık mor renkli, sert, yüzeyde çok ayrılmış andezitik tuf, tüfit ve diğer piroklastik volkanitler. Andezitik lav, bordo renkli, yüzeyde altere.											
																																								Küçükkuşu Formasyonu	5	Yer yer mafik anklavlar içeren, altere yüzeyi sarı-kahverengi, taze yüzeyi grimsi renkte granitler.								
																																											Üst Kretase	Çetmi Melanjı	4	<p>Matriks: kataklastik şeyl grovak ardalanması, kumtaşı, volkanik ve volkano - klastik kayalar</p> <p>Bloklar: Spilitik magmatik kayalar, serpantin, radyolarit çört, çamurtaşı, kireçtaşı</p>				
																																															Kretase	Çamlıca Metamorfittleri	3	İyi gelişmiş foliasyon gösteren mikaca zengin mikaşistler, kalkışit, mermer ve metakuvarsit
Paleozoyik	Kazdağ Metamorfittleri	1	Mermer, Şist, Amfibolit, Granitik Gnays Ardalanması																																															
				Evciler Plütonu	?																																													

Şekil 4.2. Çalışma Alanının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Ölçeksizdir)

AÇIKLAMALAR

Tgr Evciler plütönu	Tküad Adatepe Kumtaşı üyesi	Qal Alüvyon
of Ofiyolit	Tküa Arıklı Tüf üyesi	Tgü Gülpınar Fm.
kçt Kireçtaşı	Tkü Küçükkuşu Fm.	Tb Bayramiç Fm.
e Eklojit	Tki Kızılyar konglomera üyesi	Tki Kirazlı Fm.
çm Çamlıca Metamorfiteri	Takp Akpınar Tüf üyesi	Ti İlyasbaşı Fm.
KPç Çetmi Ofiyolitli Melanjı	Tez Ezine volkanitleri	
Pırka Kazdağ Metamorfiteri	Td Doyran volkanitleri	



Şekil 4.3. Çalışma alanının Jeoloji haritası (T.P.A.O., 1990, 1/100.000 ölçekli Jeoloji haritasından değiştirilmiştir. K.A. BÜRKAN, A.OKAY, M. SİYAKO)

4.1.1. Kazdağ Metamorfitleri (PİRka)

Biça Yarımadası'nın güneyinde ve Edremit Körfezi'nin kuzeyinde bulunan Kazdağı'nın çekirdeğini oluşturan ve Bingöl (1975) tarafından Kazdağ Grubu olarak adlandırılan gnays, amfibolit ve mermer; Okay ve diğ., (1990) ve Okay ve Satır, (2000b) tarafından Oligo-Miyosen metamorfik çekirdek kompleksi olarak ele alınmıştır.

Miyosen sonrası gelişen gerilmeli tektonik rejimin bir sonucu olarak yükseldiği düşünülen Kazdağ Grubu, tektonik olarak Sakarya Zonu içerisinde yer alır ve kuzeybatı Türkiye'deki en alt kabuk seviyelerini sergiler (Duru ve diğ., 2004). Kazdağ Masifi yapısal olarak, kıvrım eksenini KD-GB doğrultulu olan ve her iki yöne dalımlı bir antiklinoryumdur (Duru ve diğ., 2004; Yücel-Öztürk ve diğ., 2005). Metamorfizmaya uğramış ultramafik kayalar ve metagabro bu domun çekirdeğini oluşturur ve yukarı doğru mermer ve amfibolit arakatkılı felsik gnaysa geçen mermerce zengin seri tarafından örtülür (Bingöl, 1969; Pickett ve Robertson, 1996).

Kazdağ Masifi, batı kesimlerde felsik gnays, kalk-silikat gnays, amfibolit, mermer, migmatit ve metaserpantinit arakatkıları içerir ve amfibolit fasiyesinde metamorfizma geçirmiştir (Okay ve Satır, 2000b).

Kazdağ Grubu'na ait kayalar çalışma alanının kuzeydoğu kesiminde yüzeylenmektedir. Özellikle Uzunalan köyünün kuzeyinde ve batısında çok geniş bir alanda, şist-amfibolit-mermer ve granitik gnays ardalanması şeklinde temsil edilmektedir.

Uzunalan köyü kuzeydoğusunda yer alan Kazdağ tatil köyü civarındaki Somaklıtaş Sırtı, Oğlan Tepe, Ayvacık Alanı ve Yapı Kooperatifi çevresi Kazdağ Grubu'na ait granitik gnaysların en iyi gözlemlendiği yerlerdir (Şekil 4.4.).



Şekil 4.4. Uzunalan köyü ile Kazdağ yapı kooperatifi arasındaki yolda gözlenen granitik gnaylardan bir görünüm (Bakış Yönü: Kuzeybatıya, UTM; 467259; 4393424).

Kazdağ Grubu'na ait şistler, çalışma alanı içerisinde, Uzunalan köyü kuzeyinde Uzunada Tepe, Aliköseduran Tepe ve Çakıllıkıran Tepe'de gözlenmektedir (Şekil 4.5.).



Şekil 4.5. Alakeçi köyü güneydoğusunda gözlenen şistlerden bir görünüm (Bakış Yönü: Kuzeye, UTM; 466030; 4391980)

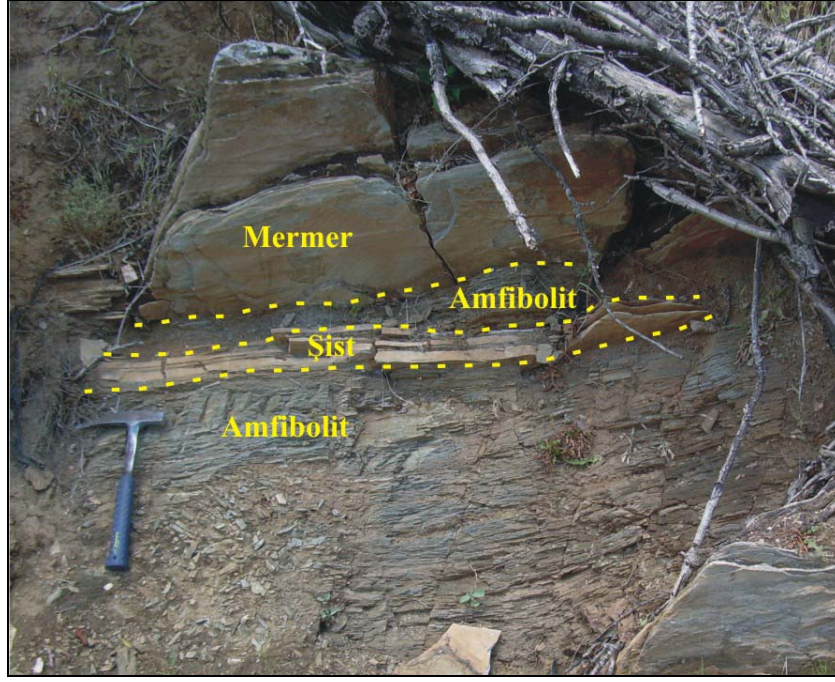
Uzunalan köyü kuzeybatısındaki Kır Tepe, kuzeydoğusundaki Sırıklıkırı Tepe ve Çıplak Tepe, güneydoğusundaki Kapıkaya Tepe, Sivritaş Tepe ve Uzunalan köyü kuzeydoğusundaki Dede Dağı'nda ise Kazdağ Grubuna ait mermerleri iyi bir şekilde gözlemek mümkündür (Şekil 4.6.).



Şekil 4.6. Uzunalan köyü kuzeydoğusunda gözlenen Kazdağ grubuna ait mermerlerden bir görünüm (Bakış Yönü: Kuzeybatıya, UTM; 466230; 4392295)

Uzunalan köyünün kuzey-kuzeybatısındaki Kır Tepe ve kuzeybatısındaki Uzunada Tepe (Şekil 4.7.); şist-amfibolit-mermer ardalanmasının iyi gözlemlendiği alanlardır.

Kazdağ metamorfiklerine ait mostralar çalışma alanının kuzeydoğusunda Uzunalan, Baharlar, Tuztaş köyleri ve çevresinde yer almaktadır ve bu birime ait şist, gnays, amfibolit, mermer ve metalavlar gözlenmiştir.



Şekil 4.7. Uzunalan köyü kuzebatısında Uzunada Tepede gözlenen amfibolit-şist-mermer ardanmasından görünüm (Bakış Yönü: Kuzeybatıya, UTM 462738; 4395236).

Amfibolit

Altere yüzeyleri koyu yeşil, yeşilimsi siyah renkte olan amfibolitlerin taze yüzeyleri siyah renktedir. İçerdiği amfibol mineralleri gözle görülebilmektedir. Amfibolitleri yerel olarak granitik gnayslar içerisinde mercek olarak görmek mümkündür. Ayrıca amfibolitler yine yerel olarak, kalınlıkları 5-10 cm arasında değişen aplit damarları içermektedir (Şekil 4.8.).

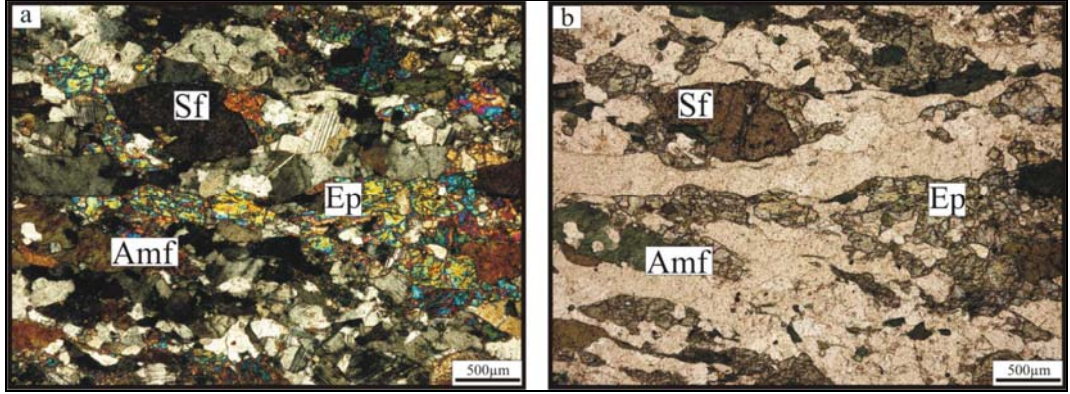
Çalışma alanında Uzunalan köyü kuzey-kuzeybatısında Kırtepe civarında amfibolit-şist-mermer ardanması yaygın olarak gözlenir. Bunlar arazide koyu yeşil renkleri ve foliasyonlu dokusuyla diğer kaya birimlerinden kolaylıkla ayrılabilir.



Şekil 4.8. Amfibolitler içinde gelişen aplit damarları (Bakış Yönü: Batıya, UTM; 466417; 4392505)

Çalışma alanında gözlenen amfibolitler başlıca amfibol, kuvars, plajyoklas ve epidot minerallerini içermektedirler (Şekil 4.9.). Bunların yanı sıra çok az miktarda zirkon ve aksesuar mineral olarak da sfen gözlenmektedir. Opak mineraller ise nadir olarak gözlenir. Petrografik incelemelerde amfibol + plajyoklas + kuvars + granat + biyotit + klorit mineral bileşimine sahip olduğu görülen amfibolitlerde nematoblastik doku gözlenmektedir

Amfiboller, yeşilimsi pleokroizma ve çift yönde gelişmiş dilimleri ile diğer minerallerden kolaylıkla ayırtedilmektedirler. Kesitlerinde öz şekilsizdirler ve eğik sönme gösterirler. **Kuvars**, özşekilsiz ve iri kristaller halinde yer alır. Çift nikolde birinci dizinin girişim renklerini gösterirler, tek nikolde ise düşük rölyefe sahiptirler ve dilinim izleri bulundurmazlar. **Epidot**, öz şekilsiz kristaller halinde gözlenmektedirler. Bunlar çift nikolde sarı, mavi, turuncu, yeşil gibi canlı renkler, tek nikolde ise yüksek rölyefleri ve dilinimsiz olmaları ile diğer minerallerden kolaylıkla ayırt edilebilmektedirler. **Sfen**, kayaç içinde aksesuar mineral olarak yer almakta, krem, bej renk girişimleri, paralel sönmesi, yüksek rölyefler ile kolaylıkla tanınabilmektedir. Diğer bir aksesuar mineral olarak bulunan **Zirkon**, çok ufak kristaller halinde canlı girişim renkleri ve yüksek rölyefleri ile ayırt edilirler.

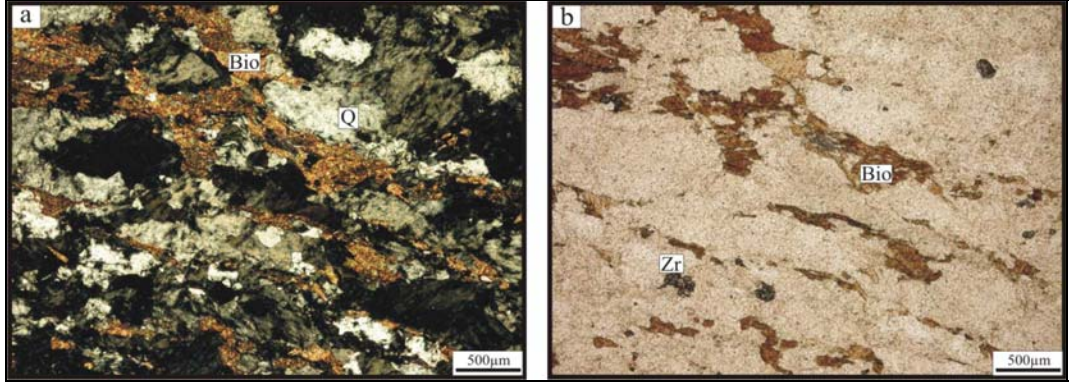


Şekil 4.9. Kazdağ metamorfikleri içinde gözlenen amfibolitten genel bir görünüm. a) Çift nikol b) Tek nikol (Amf, Amfibol; Ep, Epidot; Sf, Sfen).

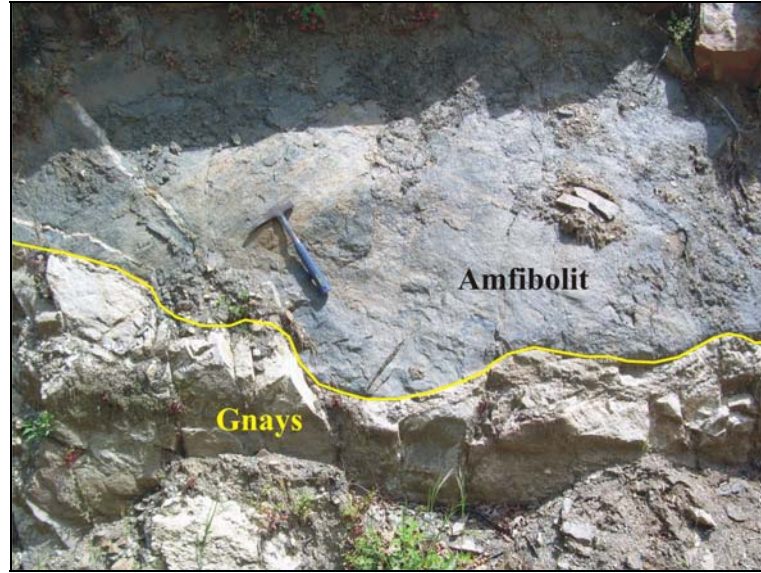
Gnays

Granitik gnaysların altere yüzeyleri grinin tonlarında gözlenmektedir. Taze yüzeylerinde koyu renkli minerallerin oluşturduğu bantları görmek mümkündür. Çalışma alanındaki gnayslar üzerinde yapılan mikroskobik çalışmalarda, bu kayaların başlıca kuvars, biyotit ve az olarak da plajioklas minerallerini içerdiği gözlenmiştir (Şekil 4.10.). Zirkon ve apatit gibi mineraller ise kayaçta aksesuar mineral olarak yer alırlar. Granoblastik dokuda gözlenirler. İçinde bulundurduğu minerallerde göz önüne alındığında bu bölgedeki gnaysların granitik kökenli oldukları söylenebilir. Granitik gnayslar içinde yer yer amfibolit mercikleri gözlenmektedir (Şekil 4.11.).

Kuvars, genellikle iri fenokristaller şeklinde gözlenirler. Gri, beyaz renklerde ve metamorfizma etkisiyle dalgalı sönme gösterirler. **Biyotit**, genellikle öz şekilsiz olarak sarımsı, kahve renklerde gözlenirler. Kahverenkli kuvvetli pleokroizmaları, tek yöndeki mükemmel dilinimleri ve yüksek rölyefleri ile kolaylıkla tanınırlar. **Plajioklas**, öz şekilsiz kristaller halinde bulunmakta ve bunlar polisentetik ikizlenme göstermektedirler. **Zirkon**, mikro kristaller halinde canlı renkleri ve yüksek rölyefleri ile ayırt edilirler.



Şekil 4.10. Kazdağ metamorfikleri içinde gözlenen gnaystan genel bir görünüm. a) Çift nikol b) Tek nikol (Bio, Biyotit; Q, Kuvars; Zr, Zirkon).



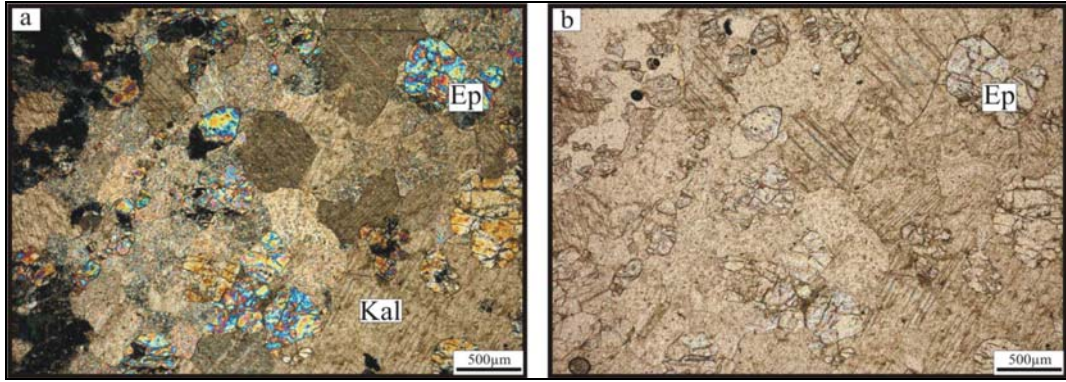
Şekil 4.11. Granitik gnays içerisinde amfibolit merceği, (Bakış Yönü: Güneydoğuya, UTM: 466978; 4392926)

Mermer

Sahanın genelinde merccekler şeklinde gözlenen mermerler, altere yüzeylerinin gri, taze yüzeylerinin süt beyaz renkli olmasıyla tanınmaktadırlar. Çalışma alanında geniş yüzlekler veren mermerler, dayanımlı yapılarıyla yüksek kotlarda yer alırlar.

Yapılan ince kesit tanımlamalarında, çalışma alanında gözlenen mermerler çoğunlukla kalsit ve daha az epidot mineralleri bulundurmaktadır (Şekil 4.12.). Mermerler içinde yer alan epidotlar, bu kayaçların bir intrüzif kontağına yakın olduğunu bize gösterebilmektedir. Granoblastik doku gösterirler.

Kalsit, krem-bej renkleri ve çift yöndeki mükemmel dilinimleri ile kolaylıkla tanınırlar. Simetrik sönme gösterirler. Tek nikelde rölyepleri ise düşüktür. **Epidot**, öz şekilsiz kristaller halinde sarı, mavi, pembe ve turuncumsu renklerde gözlenirler. Dilinimleri yoktur ancak üzerinde çatlaklar mevcuttur. Tek nikelde yüksek rölyefi ve dilinimsiz olmaları ile ayırtedilebilirler.



Şekil 4.12. Kazdağ metamorfikleri içinde gözlenen mermerden genel bir görünüm. a) Çift nikol b) Tek nikol (Kal, Kalsit; Ep, Epidot).

Şist

Çalışma alanında Kazdağ Grubu birimleri içinde en geniş yayılıma sahip olan muskovit kuvars şistler arazide, taze yüzeyleri sarımsı beyaz, grimsi renkli, altere olmuş yüzeyinde kahverengi-boz renklerde görülmektedir. Kuvars ve beyaz mika (muskovit) mineralleri boldur ve çok iyi gelişmiş foliasyona sahiptirler.

Kuvars mika şistlerin petrografik incelemelerinde, kuvars, biyotit ve plajyoklas kristalleri içerdiği gözlenmiştir. Kuvarslar, iri ve özşekilsiz kristaller şeklinde bulunmaktadır. Dalgali sönme gösteren kuvarslar arasında, belli bir yönelime sahip, tek nikelde kuvvetli pleokroizmaları ve tek yönde gelişmiş mükemmel dilinimleri ile

biyotit kristalleri rahatlıkla ayırt edilebilmektedir. Kayaç genel olarak lepidoblastik doku sunmaktadır (Şekil 4.13.)



Şekil 4.13. Kuvars-mika şistlerde gözlenen tipik lepidoblastik dokunun incekesit görünümü (Bio: Biyotit, Q: Kuvars)

Yaş

Bu çalışmada Kazdağ Grubunu oluşturan birimlerde herhangi bir yaşlandırma yapılmadığından daha önceki çalışmalarda elde edilen yaşlar özetlenecektir.

Kazdağ Grubu'na ait yüksek dereceli metamorfik kayaçların metamorfizma ve yükselme yaşlarıyla ilgili bugüne kadar birçok çalışma yapılmıştır. Bunlar; Bingöl (1969) ve Okay ve diğ., (1996)'dır. Kazdağ Masifi gnayslarından tek zirkon Pb evaporasyon yöntemiyle elde edilen yaş Orta Karbonifer (308 ± 16 My) vermektedir ve elde edilen bu Orta Karbonifer yaşı Hersiniyen (yüksek dereceli) metamorfizmasının yaşı olarak yorumlanmıştır (Okay ve diğ. 1996). Bingöl (1969) tarafından gnayslardan elde edilen 233 ± 24 My Rb/Sr yaşı ise Okay ve diğ., (1996) tarafından Karakaya Kompleksinin yerleşimiyle ilgili ikincil, düşük dereceli metamorfizma yaşı olarak yorumlanmıştır. Ayrıca Kazdağ gnayslarındaki mikalardan alınan K/Ar 26 ± 3 My ve 27 ± 3 My (Bingöl 1969) ve Rb/Sr 20-18 My ve 24-20 My (Okay ve Satır 2000b) (Oligo-Miyosen) yaşları Alpin metamorfizması ile Kazdağ Grubu kayalarının yükseldiğini işaret etmektedir.

4.1.2. Elliayak eklojiti (e)

İlk olarak Okay ve diğ., (1990) tarafından Elliayak Sirtında tanımlanan, eklojit fasiyesinde metamorfizma geçirmiş granat mika şist ve eklojitten oluşan birimler bu kısımda anlatılacaktır.

Çalışma alanında Kırca köyü kuzeydoğusunda Elliayak Sirtı, Hasanoba mahallesi doğusunda Erikli Tepe’de ve kuzeydoğusunda Oğlanmezarı Tepe civarı, granat mika şistlerin ve bunlar içinde düzelyer şeklinde bulunan eklojitlerin en iyi gözleendiği yerlerdir (Şekil 4.14.).



Şekil 4.14. Kırca köyü kuzeydoğusundaki Oğlanmezarı Tepe civarındaki Eklojitlerden bir görünüm. (Bakış Yönu: Kuzeydoğuya, UTM: 463616; 4388528)

Granat mika şistler arazide, çok parlak, gümüş grisi renkleriyle kolayca ayırt edilebilmektedir. İnce-orta taneli olan bu birimlerin içindeki kahverengi-bordo renkli iri granat minerallerini ve muskovit minerallerini gözle ayırt etmek mümkündür. Taze yüzeyleri ise açık gri renkte olup çok iyi gelişmiş şistoziteye sahiptirler (Şekil 4.15.).



Şekil 4.15. Erikli Tepe Güneydoğu yamacında Granat mikaşistlerden bir görünüm. (Bakış Yönü: Kuzeybatıya, UTM: 462438; 4381983)

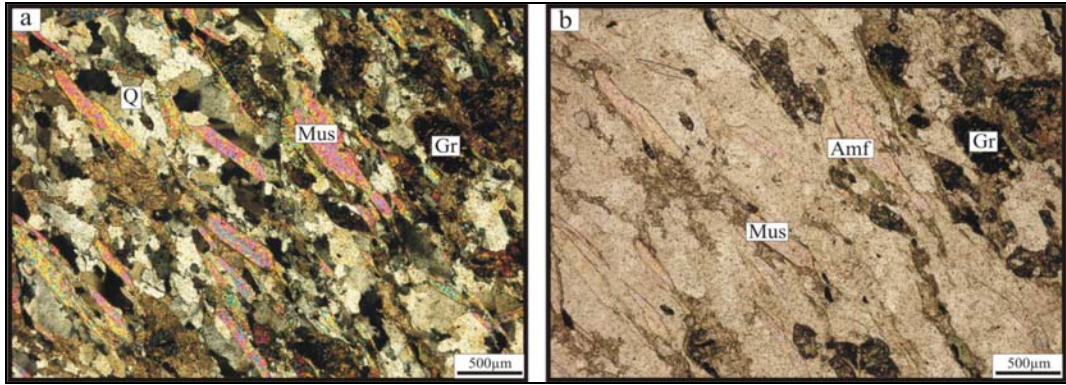
Eklojitler, altere yüzeylerinin koyu yeşil, taze yüzeylerinin yeşil-koyu yeşil renkte olması, sert, masif ve bantlı yapıları ve ağırlıklarıyla dikkati çekmektedir.

Eklojitleri mineral bileşimlerine göre 3'e ayırmak mümkündür (Coleman ve diğ., 1965). Bunlar; **A tipi eklojitler**; Ana bileşen olarak içerdikleri omfasit ve pirop-almandin granatı yanı sıra, kayaçta tali olarak disten, rutil, korund ve filogopit mineralleri de bulunabilir. Kayaçta sillimanit mineraline hiçbir şekilde rastlanmaz. Bu tip eklojitler, yaklaşık 100-200 km derinliklere karşılık gelen çok yüksek basınçlar altında kristalleşen granat-peridotitler içinde mercer veya bantlar şeklinde, kimberlitler içinde ksenolit veya yumrular şeklinde bulunurlar. **B tipi eklojitler**; Omfasit ve granat minerallerinin yanı sıra, hornblend ve/veya zoisit mineralleri de içerirler. Hornblendler Na ve Al bakımından zengin barroyizit bileşimindedir. Bu eklojitler, orta-yüksek dereceli metamorfizma geçirmiş bölgelerde küçük bloklar

şeklinde özellikle amfibolit ve gnayslarla birlikte bulunmaktadır. Petrografik olarak bu kayalar hornblend-eklojit şeklinde de adlandırılmaktadır. **C tipi eklojitler**; Bu tip eklojitler, omfasit ve granat ile birlikte birincil glokofan ve epidot mineralleri de içerirler. Petrografik olarak glokofan-eklojit şeklinde de adlandırılırlar. Çok yüksek basınç ve alçak sıcaklık koşullarını karakterize eden glokofan-lavsonit fasiyesi kayaları içinde mercerler, küçük bloklar şeklinde bulunurlar. Yapılan incelemeler, eklojitlerin içerdikleri granatların kimyasal bileşimi ile oluşum koşulları arasında bir ilişkinin bulunduğunu göstermektedir. Buna göre, A tipi eklojitlerdeki granatların pirop bakımından zengin olduğu ve pirop içeriğinin B ve C tipi eklojitlere doğru giderek azaldığı saptanmıştır (Coleman ve diğ., 1965).

Granat Mikaşist

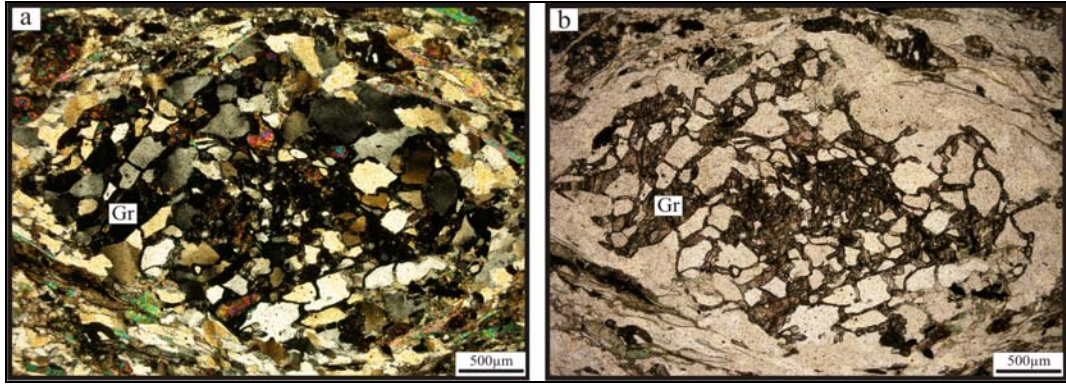
Granat mikaşistler başlıca kuvars, muskovit, nadir olarak amfibol ve granat minerallerinde oluşmaktadır. Bunların yanı sıra epidot ikincil mineral olarak yer alır. Kayaçta lepidoblastik dokunun (Şekil 4.16. a, b) yanı sıra yer yer iri granat minerallerinin etrafını göz gibi çevreleyen mika mineralleri porfiroblastik dokuyu oluşturmaktadır (Şekil 4.17. a, b).



Şekil 4.16. Grano-lepidoblastik dokulu granat-mikaşistlerin mikroskop görüntüsü, Q, Kuvars; Mus, Muskovit; Gr, Granat (a: çift nikol, b:tek nikol)

Kuvars, kayaç içinde genellikle öz şekilsiz, orta taneli, beyaz ve gri renklere gözlenir. Ayrıca kuvars minerallerini granat porfiroblastı içinde ve kenarları boyunca da görmek mümkündür (Şekil 4.17. a, b). **Muskovit**, çift nikolde pembe, sarı, mavi

renkte, paralel sönmeleri ve çubuksu şekilleri ile tek nikolde pleokroizma göstermemesi, rölyefinin düşük olması ve tek yöndeki mükemmel dilinimleri nedeniyle kolaylıkla tanınmaktadır. Muskovit minerallerinin kuvars mineralleri ile birlikte belli bir yönde yönelim göstermesi lepidoblastik dokunun oluşmasına imkân vermektedir. **Amfibol**, kayaç içinde diğer minerallere göre daha nadir görülmektedir. Özşekilsiz olarak yer alırlar ve yeşil tonlarındaki pleokroizmaları ve yüksek rölyefleri ile diğer minerallerden ayırt edilebilmektedirler. **Granat**, kayacın anahtar mineralini oluşturmaktadır. Granat minerallerinin bir kısmı ufak kristaller şeklinde yer alırken bir kısmı da iri porfiroblastlar şeklinde gözlenirler. İzotrop bir mineraldir, çift nikolde siyah renkte gözlenirler. Tek nikolde ise yüksek rölyefe sahiplerdir.

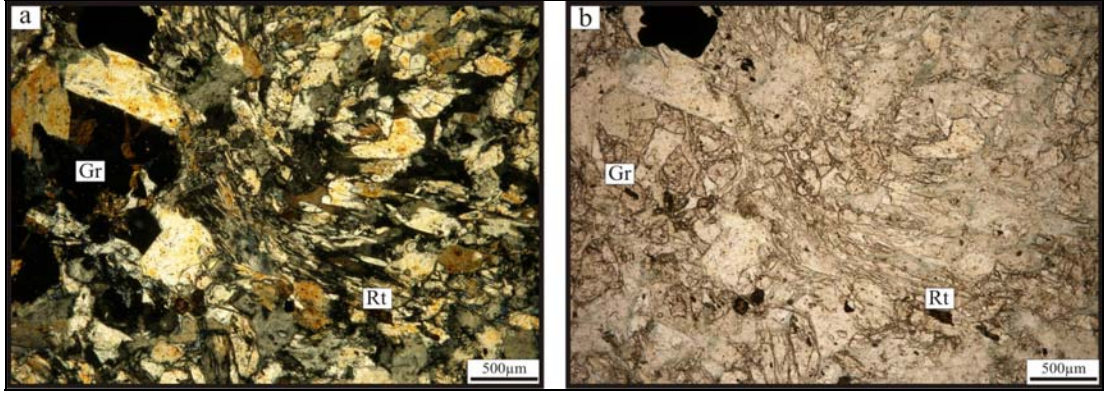


Şekil 4.17. Granat porfiroklastını saran muskovit tanelerinin oluşturduğu kartopu dokusunun a) çift nikol görüntüsü b) Tek nikol görünümü (Q, Kuvars; Mus, Muskovit; Amf, Amfibol; Gr, Granat)

Eklojit

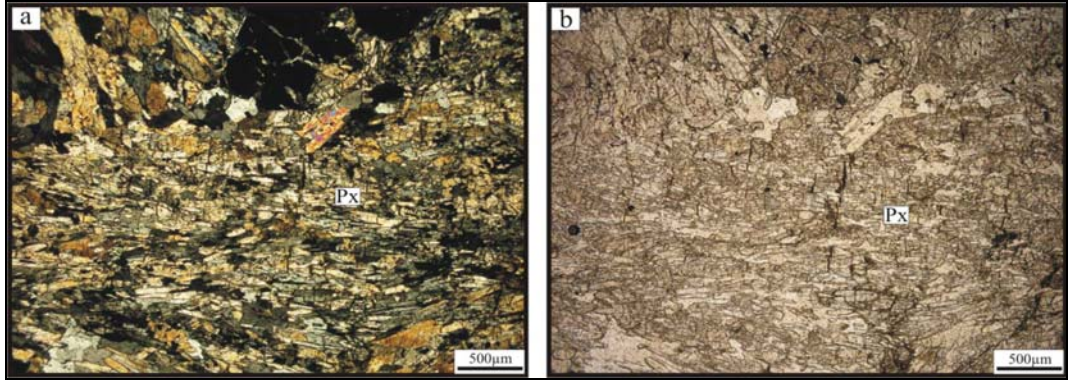
Granat ve piroksen kayacın ana minerallerini oluşturmaktadır. Bunların yanı sıra kuvars, klinozoisit, epidot ve aksesuar mineral olarak rutil bulunmaktadır.

Granat, özşekilli ve yarı özşekilli olarak gözlenirler. Ayrıca bunlar inklüzyon içermemektedir. Yüksek rölyefi ve çift nikoldeki ışığı geçirmeme özelliklerinden dolayı kolaylıkla tanımlanmaktadır (Şekil 4.18. c, d).



Şekil 4.18. a) Eklojit içinde gözlenen granat ve rutil mineralleri çift nikol görüntüsü b) Tek nikol görünümü (Rt, Rutil; Gr, Granat)

Eklojit içerisindeki granatların bir kısmı retrograd metamorfizma sonucu klorite dönüşmüştür. **Piroksen**, kayada en yaygın olarak bulunan minerallerdir. Bu mineraller metamorfizma etkisiyle belirli bir yöne doğru foliasyon kazanmışlardır (Şekil 4.19. a, b).



Şekil 4.19. a) Foliasyon gösteren piroksen minerali çift nikol görüntüsü b) Tek nikol görünümü (Px, Piroksen)

Özşekilsiz olarak gözlenirler ve tek nikolde yüksek rölyefleri birbirini dik kesen dilinimleri ve yeşilimsi renkte düşük pleokroizma göstermeleri ile tanınmaları mümkündür. **Kuvars**, özşekilsiz olarak ve diğer minerallere göre daha nadir gözlenirler. Kuvarlar genellikle piroksenlerle birlikte bir dizilime sahiplerdir. **Epidot ve Klinozoisit**, genellikle kayada birlikte gözlenmektedirler. Epidotlar sarı, mavi, yeşil gibi canlı girişim renkleri, yüksek rölyefli kristalleri ve dilinimleri

ile piroksenlerden ayırt edilmektedir. Zoisit, ise çift nikoldeki tipik mavimsi rengi kolayca gözlemlenir. **Rutil**, tipik koyu kahverengi ve yüksek rölyefi ile kaya içinde aksesuar minerali olarak yer alır (Şekil 4.18. a, b).

Bu çalışmada inceleme alanında yer alan eklojit, granatlı mikaşist ve amfibolit şistten oluşan kayaçlarda herhangi bir yaşlandırma yapılmadığından daha önceki çalışmalarda elde edilen yaşlar özetlenecektir.

Okay ve Satır (2000b), Elliayak sırtında gözlenen eklojitlerdeki fengit minerallerinde Rb/Sr yöntemiyle yaptığı yaşlandırmada $100,3 \pm 2,8$ My ve $99 \pm 6,1$ My (Orta Kretase) yaşlarını elde etmişlerdir. Lips (1998); eklojitlerdeki beyaz mikalarda Ar/Ar metoduyla yaptığı yaşlandırmada ($100,7 \pm 16,34$ My) benzer yaşları elde etmiştir. Buna göre bu kayaçlar Orta Kretase döneminde eklojit fasiyesinde metamorfizmaya uğramışlardır.

4.1.3. Çamlıca Metamorfitleri (çm)

Biga Yarımadası'nda Ezine'nin kuzeyinde ve Karabiga'nın batısında geniş alanlarda yüzeyleyen metasedimanter kayalar Çamlıca Metamorfitleri olarak isimlendirilmiştir (Okay ve diğ., 1990). Ezine kuzeyinde, Çamlıca Metamorfitlerinin %80'den fazla kesimi gri, kahverengi, yeşilimsi kahverengi, iyi gelişmiş foliasyon gösteren mikaca zengin mikaşistlerden ve bu mikaşistler arasında, kalınlıkları 10 m yi bulan sarımsı kalkşist, beyaz, sarı veya siyah mermer, beyaz metakuvarsit ve albit-klorit şist seviyelerinden oluşur.

Şengün (2005) ise, Ezine kuzeyinde, birimi oluşturan kaya topluluklarını arazi gözlemlerine dayanarak formasyon aşamasında, alttan üste doğru; yeşil, sarımsı yeşil renkte metalav, metatüf ve metakumtaşından oluşan Andıktaş formasyonu, Andıktaş formasyonu ile uyumlu, şist, siyah mermer, kalkşist ve metabazit araldanmasından oluşan Dedetepe formasyonu, Dedetepe formasyonu ile uyumlu fillit, beyaz mermer ve kalkşist araldanmasından oluşan Salihler formasyonu olarak üçe ayırmış ve Çamlıca Grubu olarak yeniden adlandırmıştır.

Karabiga batısında ise, Çamlıca Metamorfikleri mikaca zengin, iyi foliasyon gösteren, gri, koyu gri, kırmızı, kahverengi kuvars mika şist ve fillatlardan ve bunlar içerisinde 1-100 m kalınlıkta kalkşist, metakuvarsit ve mermer seviyelerinden oluşur. Orta Eosen veya daha genç sedimanter ve volkanik kayalarca uyumsuz olarak örtölür ve Geç Tersiyer yaşıta iki büyük granodiyorit tarafından kesilir (Okay ve diğ., 1990).

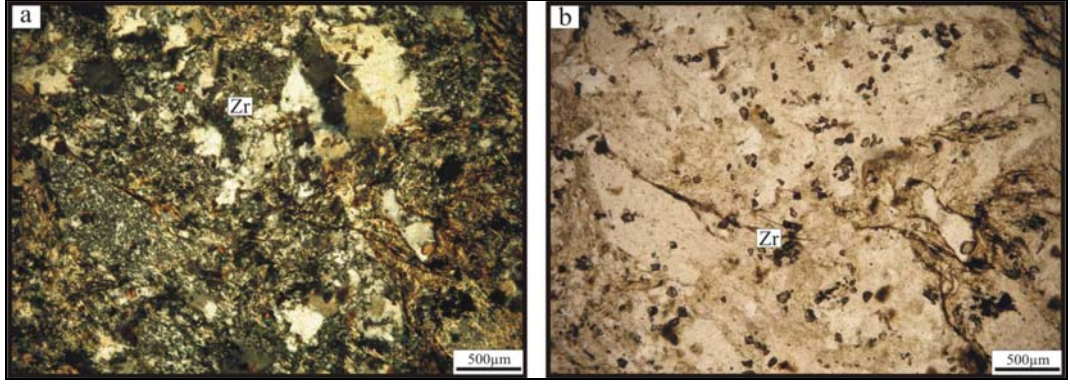
amlıca Metamorfiklerindeki kuvars mika şistlerdeki fengit mineralinde Rb/Sr metoduyla 65-69 my (Geç Kretase) yaşı elde edilmiştir. Buna göre, Çamlıca Metamorfiklerini etkileyen eklojit fasiyesi metamorfizmasının ise Maastrichtiyen yaşıta olduğu belirtilmiştir (Okay ve Satır, 2000a).

amlıca metamorfikleri, çalışma alanında Kulfal köyü kuzeyinde Malkayası Tepe civarında, Korubaşı köyünün kuzeydoğusunda Değirmentepe ve çevresinde yüzeylemeleri görölmektedir.

Metakumtaşı

Kayaç plajiolklas, kuvars, feldispat, biyotit, nadir olarak muskovit mineralleri ve mikrokristalin kuvars kristallerinden oluşmuş kaya kırıntıları içermektedir.

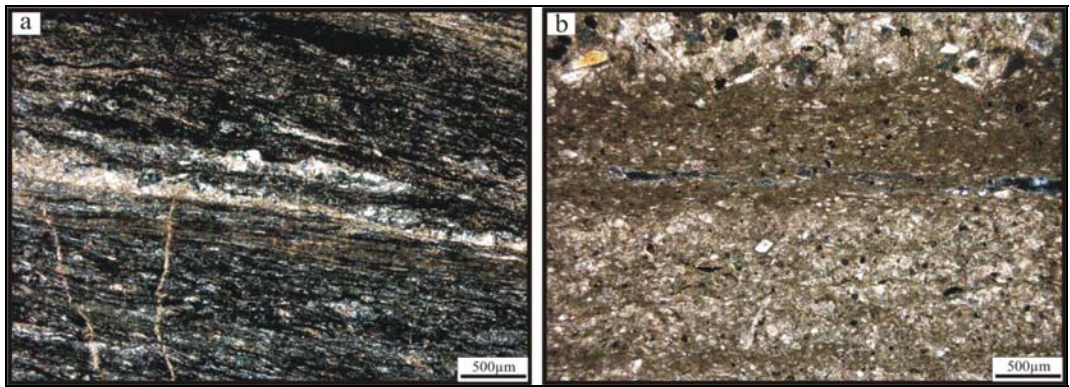
Kuvars, çoğunlukla özşekilsiz kristaller halinde gözlenmektedir ve bir kısmı da polikristalin kuvarslardan oluşturmaktadır. Metamorfizma etkisiyle kuvarslar üzerindeki dalgalı sönme yaygın olarak gözlenmektedir. Ayrıca kuvars mineralleri arasındaki sınırların düzensiz olması dinamik bir rekristalizasyonu işaret etmektedir. **Zirkon**, kayaç içinde bol miktarda aksesuar minerali olarak gözlenir (Şekil 4.20. a, b). Bunlar sarı, mavi, yeşilimsi gibi canlı girişim renkleri ve tek nikelde yüksek rölyefleri ile kolaylıkla ayırt edilebilirler.



Şekil 4.20. Metakumataşı içinde gözlenen aksesuar zirkon mineralleri. a) Çift nikol, b) Tek nikol görünümü (Zr, Zirkon).

Metaşeyl

Metaşeyl örnekleri üzerindeki petrografik çalışmalarda, mineral bileşimlerinin çoğunlukla kuvars, feldispat, plajiyoklas ve kalsit minerallerinden oluştuğu gözlenmektedir. Bu minerallerinin yönlendiği ile lepidoblastik doku oluşmaktadır (Şekil 4.21. a, b). Mikro kristal halinde bulunan kuvarlar gri, beyaz renkte, öz şekilsiz olarak gözlenirler ve dalgalı sönme gösterirler. Yapraklanma ya da laminalanma düzlemleri boyunca opaklaşmalar gözlenir. Bu opaklaşmanın nedeni; şeylin içerisinde birincil olarak yer alan organik maddeden kaynaklandığı gibi, ikincil olarak demirli suların şeylerin zayıflık zonları boyunca dolaşımından kaynaklanmış olabilir.



Şekil 4.21. Metaşeyllerde gözlenen lepidoblastik doku. a) Çift nikol, b) Çift nikol.

Ovacık Bindirmesi boyunca Karadağ Birimi (Ezine Grubu, Beccaletto, 2004) ve Denizgören Ofiyolitinin tektonik olarak altında bulunur (Okay ve diğ., 1990; Okay ve Satır, 2000a).

4.1.4. Çetmi Melanjı (Kpç)

İlk kez Okay ve diğ. (1990) tarafından; spilitleşmiş bazik volkanik ve piroklastik kayalar, Üst Triyas, Üst Jura-Alt Kretase ve Üst Kretase kireçtaşı blokları, şeyl ve grovaktan oluşan birimler Çetmi ofiyolit melanjı olarak tanımlanmıştır. Daha sonra Beccaletto (2004), melanjın Biga Yarımadası'nda kuzey (Biga ilçesinin kuzeyinde) ve güney (Küçükuyu ile Bayramiç arasında) olmak üzere iki alanda yüzelediğini öne sürmüştür. Güney kesimdeki melanjı da, Bayramiç güneyi ve Küçükuyu kuzeyi olarak yine iki kısımda ele almıştır. Görür ve Okay (1996) ise Çetmi melanjı' nın Trakya Havzasının temelini oluşturabileceğini öne sürmüştür.

Çetmi melanjı esas olarak (~%45) spilitik mafik volkanik kayalar, kireçtaşlarının çeşitli tipleri (~%32), minör radyolarit-çört ve serpantinitle içeren grovak şeyl matriks (~%15) ve eklojitin geniş tektonik dilimleri ve eklojitik mika şistlerden oluşmaktadır (Okay ve Satır, 2000b). Erken-Orta Albiyen (Alt Kretase) yaşlı ve grovak-şeyl birlikteliğinden oluşan bir matriksi olan melanjın içerisinde; Orta Triyas kırmızı nodüler kireçtaşı, Geç Triyas kireçtaşı, rekristalize kireçtaşı, Orta-Geç Jura-Alt Kretase radyolarit-çamurtaşı blokları yer alır (Beccaletto, 2004).

Çetmi melanjı olarak adlandırılan birim; Baharlar-Uzunalan köyleri arasındaki ve Güzelköy-Kırca köyleri arasındaki yol yarmalarında en iyi şekilde gözlenmektedir.

Çetmi melanjı; çökel-volkanik-volkanoklastik bir matriks ile bu matriks içerisindeki Erken Mesozoyik yaşlı bloklardan oluşmaktadır. Bu birimi oluşturan litolojiler matriks ve bloklar olmak üzere iki kısımda ele alınacaktır.

Matriks

Matriks, aşırı derecede deforme olmuş, kırıklı çatlaklı kataklastik şeyl-grovak ar dalanması ve volkanik, volkanoklastik kayalardan oluşmaktadır (Şekil 4.22.) Yaşı, grovaklar içerisindeki dinoflagellat fosillerine göre Erken-Orta Albiyen' dir (Alt Kretase) (Beccaletto, 2004; Tunç, 2008).

Matriksi oluşturan şeyller, siyahımsı kahverengi, ince-orta tabakalı ve kırılğan kayalardır. Bej-açık kahve renkli, orta tabakalı grovaklar ise şeyllere göre daha dayanımlıdır. Aşırı derecede deforme olmuş matriksin diğer litolojilerle olan dokanaklarında ve kendi içinde makaslama zonları görmek mümkündür (Tunç, 2008).



Şekil 4.22. Matriksi oluşturan kumtaşlarından görünüm (Bakış Yönü: Kuzeye, UTM: 464480; .4390973)

Matriks içerisindeki kumtaşları, Tuztaşı köyünün güneyinde, Gelinmezarlığı Sırtı ve Kocaburun Tepede bej renkli, orta tabakalı olarak yüzeylenmektedir. Çevresindeki volkanitlerle ve matriksle tektonik kontağa sahip olduğu düşünülen bu kumtaşlarının yaşının, içerisindeki kırmızı radyolaritlerden elde edilen ve Geç Bajosiyen-Erken Bathoniyen'den Geç Kimmeridgiyen-Erken Tithoniyen'e değişen yaşları karakterize eden *Mirifusus guadalupensis* fosiline göre Geç Jura olabileceği düşünülmüştür (Beccaletto, 2004; Tunç, 2008).

Matriksi oluşturan kumtaşlarında Beccaletto (2004) nun yaptığı petrografik incelemelerde, kumtaşlarının ince-kaba taneli arenit sınıfına girdikleri tespit edilmiştir. Ayrıca bu kumtaşlarının killi ve siltli bir hamur içerisinde, köşeli-yarı yuvarlak tanelerden oluştuğu gözlenmiştir.

Beccaletto (2004), kumtaşlarında en yaygın mineralin kuvars olduğunu, kuvarslardan sonra ise en yaygın minerallerin feldspatlar olduğunu ileri sürmüştür. Feldspatlardan plajioklaslar yaygın, potasyum feldspatlar nadirdir. Aksesuar olarak muskovitler yer almaktadır. İkincil mineral olarak ise; klorit, demiroksit, epidot, kalsit, dolomit, zirkon ve sfen bulunmaktadır (Tunç, 2008).

Magmatik Kayalar

Çetmi grubu içerisindeki en genç litolojiyi oluşturan grovak-kataklastik şeyl ardalanmasından oluşan matriks içinde yer yer yastık lav yapısı sunan bazik volkanikler ve piroklastik kayalar, Orta Triyas yaşlı kırmızı nodüler kireçtaşı, Geç Triyas kireçtaşı, kireçtaşı, rekristalize kireçtaşı, Orta-Geç Jura-Erken Kretase yaşlı radyolarit-çamurtaşı blokları yer alır (Beccaletto, 2004; Tunç, 2008).

Melanj içerisindeki en yaygın litolojiyi oluşturan bazik volkanik ve piroklastik kayaların dış yüzeyleri, muhtemelen hidrotermal alterasyon sebebiyle kahverengi-bordomsu renkli, taze yüzeyleri siyahımsı yeşil renktedir. Kırca köyünün kuzeybatındaki Pireli Tepe yamacında bazik volkanik kayalar yastık lav yapısı sunmaktadırlar (Şekil 4.23.).

Beccaletto (2004); magmatik kayalarda yaptığı petrografik incelemelerde, bu kayaların bazalttan andezite değişen kayalar olduğunu ve yaptığı tüm kaya jeokimya analizlerinde de bu kayaların; biri kıtasal karışmanın olduğu volkanik yay, diğerinin okyanusal ada yayı veya rift olmak üzere iki farklı ortamda gelişmiş olabileceklerini öne sürmektedir (Tunç, 2008).



Şekil 4.23. Çetmibaşı Mahallesi kuzeybatısındaki Çetmibaşı Tepedeki volkanik kayalarda gözlenen yastık lav yapısından görünüm (UTM: 464603; 4384068).

Radyolarit Çört-Kırmızı Çamurtaşı Ardalanması

Melanj içerisinde bloklar şeklinde bulunan radyolarit çört-çamurtaşı ardalanması, arazide çok küçük yüzleklerle temsil edilmektedir. Radyolarit-çörtlerin altere yüzeyleri siyahımsı bordo, taze yüzeyleri bordo renklidir (Şekil 4.24.). Çamurtaşları ise kırmızımsı bordo renkli ve ince tabakalıdır.

Çetmi melanji çalışma sahasının doğu-kuzeydoğu kesimlerinde Oğlanmezarı ve Erikli tepelerde yüzeyleyen granat mika şist-eklojitin, Çetmibaşı Mahallesi civarında, Kocataş ve Hamaz Tepe civarlarında metapelit-metabazitten oluşan istifin ve Adatepebaşı köyü ve çevresinde Kazdağ Grubuna ait kayaların tektonik olarak üzerindedir.



Şekil 4.24. Çetmi melanjı içerisindeki bir radyolarit-çört bloğundan ve kumtaşı-şeyl matriksten görünüm (Bakış Yönü: Kuzeydoğuya UTM: 460720; 4392215).

Çetmi melanjına ait kayalar, güneyde Hasanoba Mahallesi civarında, normal bileşeni olan sol yanal atımlı bir fay boyunca Küçükkuşu formasyonuna ait volkanik, sedimanter ve volkano-sedimanter kayalarla dokunağa gelir. Çetmi melanjı, bu alan dışında Küçükkuşu formasyonu tarafından uyumsuz olarak üzerlenir. Uzunalan ve Baharlar köylerinin kuzeyinde ise Çetmi melanjı kayaları KB-GD uzanımlı ve normal bileşeni olan sol yanal doğrultu atımlı bir fay boyunca Kazdağ Grubu kayalarını üzerler (Tunç, 2008).

Kireçtaşı

Birim içerisinde farklı fasiyes ve yaşlarda kireçtaşı blokları yer almaktadır (Şekil 4.25.) (Okay ve diğ., 1990). Bunlar arasında en yaygın olanı, Çaltı köyü Yenioba Mahallesi kuzeybatısındaki Medetsiz Tepede, batısındaki Beşik Tepede, Kırca Köyü kuzeyindeki Sakarkaya Tepede gözlenen; açık bej-gri renkli, masif görümlü, karstik boşluklar içeren, bol kırıklı-çatlaklı kireçtaşlarıdır (Tunç, 2008).



Şekil 4.25. Kırca köyü kuzeyinde, Çaltıcak dere kenarında gözlenen pembe renkli kristalize kireçtaşlarından görünüm (Bakış Yönü: Güneydoğuya, UTM: 461482, 4387125).

4.1.5. Evciler plütönu (Tgr)

Öngen (1978) tarafından tanımlanan Evciler plütönu, Kazdağlarının kuzeyinde yer alan eliptik şekilli ve kalk-alkalin karakterde bir plütöndür. Mineralojik bileşimi monzodiyoritten kuvars diyorite ve granodiyorite değişmektedir (Okay ve Satır, 2000b). Evciler plütönu'nun yaşı Rb/Sr metoduna göre $25\pm 0,3$ My olarak belirtilmiştir (Birkle, 1992). Kazdağ Masifi, Alakeçi makaslama zonu, Örenli metamorfitleri ve Çetmi melanji içine sokulduğu düşünülen Evciler plütönu orta, eş boyutlu taneli ve genellikle deforme olmamıştır. Ancak plütönün güney sınırında birkaç metre kalınlığında ve granitoidin foliasyon ve lineasyon kazandığı yüksek sıcaklık makaslama zonları bulunmaktadır. Foliasyon ve lineasyon genel yapıya uygundur ve bu da Evciler plütönünün kısmen gerilme deformasyonundan etkilendiğini göstermektedir (Okay ve Satır, 2000b).

Çalışma alanının kuzeydoğu kesimlerinde yer alan plütön, Uzunalan köyünün kuzeydoğusunda ve Alakeçi köyünün doğusunda yüzlekler vermektedir (Şekil 4.26.).



Şekil 4.26. Uzunalan köyü kuzeybatısı, Evciler plütonundan bir görünüm. (Bakış Yönü: Güneybatıya, 67259; 93424)

Granitik bileşimli Evciler plütonu içerisinde gözle görülebilir boyutta kuvars, amfibol, biyotit ve feldispat mineralleri bulunmaktadır. Granitlerin tamamı faneritik ve porfirik dokudadırlar.

Arenalaşma gösteren granitlerin altere yüzeyi sarı-kahverengi tonlarında olup; taze yüzeylerinin rengi grimsi-beyazımsıdır. Ayrıca granitler içerisinde yer yer ortaç ve mafik anklavlar da gözlenmiştir. Granitler çok fazla çatlak düzlemi içermektedirler. Evciler plütonu harita alanının kuzeydoğu kesimlerinde yüzeylenmektedir.

Çalışma alanında yer alan plütonik kayalar granitik bileşimdedirler ve bu kayalarda kuvars, alkali feldispat, plajioklas yaklaşık eşit oranlardadır. Granitik kaya örneklerinin arazi gözlemleri faneritik ve porfiritik dokuludur. İnce kesitlerde ise holokristalen, hipidiyomorfik doku gösterirler.

Bölgedeki plütonik kayaların bileşiminde gözlenen mineraller, başlıca plajioklas, kuvars, ortoklas, amfibol (hornblend) ve biyotit minerallerinden oluşmaktadır.

Plajioklas feldspatlar, granitik kayaçların bileşiminde büyük oranda yer alırlar ve genellikle ilk evrede kristallenmişlerdir. Orta-iri taneli, öz şekilli ya da yarı öz şekilli kristaller halindedirler. Plajioklas kristallerinin tümü polisentetik ikizlenme gösterirler. Bazı kesitlerde plajioklaslarda ikizlenme ile bir arada zonlanma da görülmektedir. Alkali feldspatlardan ortoklas ise orta-iri kristalli, öz şekilli ve yarı öz şekilli olarak gözlenmektedir. Ortoklas minerali üzerinde poiklitik dokuyu görmek de mümkündür. İkizlenme göstermeyen kristalleri kuvars minerallerinden dilinimleri ve rölyefleri ile ayırt edilir. Ayrıca bazı granit örneklerinde yer yer alkali feldispat kristali ile birlikte gelişmiş kuvarslar mirmekitik dokuyu oluşturmuştur (Şekil 4.27.).



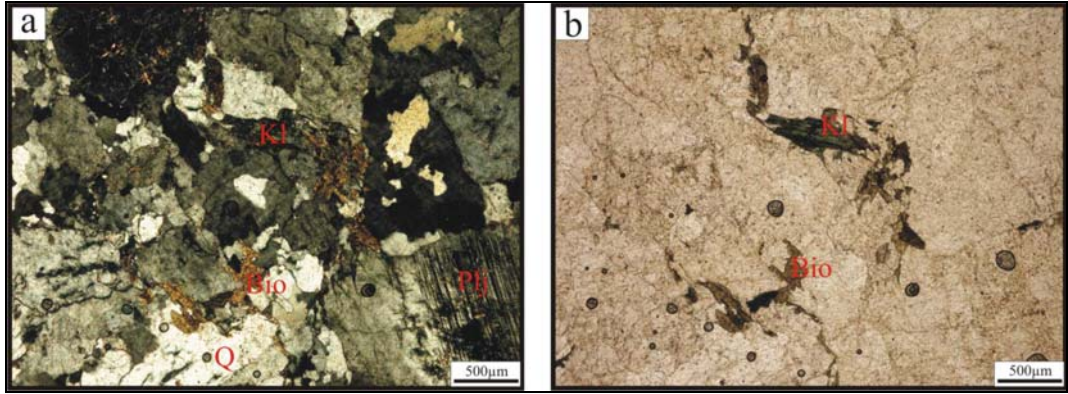
Şekil 4.27. Granit kayası içinde gözlenen mirmekitik doku. (Plj; plajioklas, Bio; Biyotit, Or; Ortoklaz, Q; Kuvars)

Kuars; Çalışma alanındaki plütonik kayaçlarda bol bulunan bir mineral olup çoğunlukla öz şekilsizdir. Dalgalı sönme gösteren kuvarslar, magmadan son olarak kristallenen mineraller olduklarından feldispat ve mafik minerallerin ara boşluklarını dolduracak şekilde yer almaktadır.

Amfibol; Bölgedeki granit kayalarında başlıca mafik mineraller olarak yer alır. Amfibol minerali olarak gözlenen hornblendler, genellikle sarımsı, turuncumsu ve kahve girişim renkleriyle, tek nikoldeki yüksek rölyefi, açıktan koyu yeşile değişen

pleokroizması kolaylıkla tanınırlar. Ayrıca çubuksu yapılar, bakla ve dilinim izleri çok karakteristiktir.

Biyotit; yaygın olarak gözlenen diğer mafik mineraldir. Kahverengimsi girişim renkleri, tek nikoldeki yüksek rölyefi, kahverengi-kırmızımsı pleokroizması ve tek yönde gözlenen mükemmel dilinimleri ile ayırt edilirler. Bazı örneklerinde biyotit minerallerinin kloritleşmiş olduğu görülür (Şekil 4.28. a, b).



Şekil 4.28. Biyotit minerali üzerinde gerçekleşmiş kloritleşme. a) Çift Nikol, b) Tek Nikol. Bio; Biyotit, Kl; Klorit, Q; Kuvars, Plj; Plajioklas.

Bu çalışmada Evciler plütunu olarak kabul edilen birimden herhangi bir yaşlandırma yapılmadığı için daha önceki çalışmalarda elde edilmiş yaşlar kabul edilecektir. Evciler plütoununda Rb/Sr ve K/Ar yöntemlerini kullanarak çeşitli yaşlandırmalar yapılmıştır. Birkle ve Satır (1995) yaptıkları yaşlandırmada Rb/Sr yöntemini kullanarak $25 \pm 0,3$ My, Okay ve Satır (2000) Rb/Sr yöntemiyle $20,5 \pm 0,2$ My. Delaloye ve Bingöl (2000) K/Ar yöntemiyle yaptıkları yaşlandırmada ise $26,4 \pm 0,6$ My'dan $36,0 \pm 1,4$ My'a değişen yaşlar bulmuşlardır (Türkdönmez, 2007).

4.1.6. Küçükkuyu Formasyonu (Tkü)

Küçükkuyu formasyonu, Biga Yarımadası'nın güneyinde, Oligo-Miyosen volkanizmasıyla eş zamanlı, gösel türbidit çökelleriyle temsil edilmektedir (Siyako ve diğ., 1989). Saka (1979), birimi Küçükkuyu formasyonu olarak isimlendirmiş ve birim içinde iki üyeye ayırmıştır. Birim, Beccalotto, (2004) tarafından fasiyes

ilişkileri ve benzerliklerine göre, iri taneli kırmızımsı-grimsi renkli kumtaşı ve çakıltaşı bulunduran volkano-döküntü serisinden oluşan ve üste doğru karbonatlaşma gösteren alt üye, ~400 m kalınlığa sahip ve sarımsı okside siltli şeyl ve silttaşı-kumtaşı türbiditlerinin ritmik ardalamasından oluşan orta üye ve ~20-30 m kalınlıkta bej-sarı renkli tüfitten oluşan üst üye olarak üçe ayrılmıştır. Orta üyenin batı kesimlerinde gözlenen bitümlü şeyl-siltli kireçtaşı ardalanmasından yapılan palinolojik çalışmalara göre Küçükkuşu formasyonu'nun yaşı Erken Miyosen'dir (İnci, 1984).

Küçükkuşu formasyonu'nun üst üyesindeki tüfitlerden alınan biyotitte yapılan Ar-Ar metoduyla alınan $34,4 \pm 1,2$ My Geç Eosen (Priaboniyen) yaşı, üst üyenin kaynak kayasını oluşturan volkanizmanın yaşı olarak yorumlanmıştır (Beccalotto, 2004). Çiftçi ve diğerleri (2004) yaptıkları çalışmada önceki çalışmalarını da göz önüne alarak Küçükkuşu formasyonunu 4 harita birimi şeklinde tanımlamışlardır. Bunlar alttan üste doğru, Kızılyar konglomera üyesi, Şeyl-kumtaşı üyesi, Arıklı tüf üyesi ve Adatepe kumtaşı üyesi şeklinde tanımlamışlardır. Çalışma alanında farklı fasiyesi özellikleri ile ayrılabilen bu üyeler Şekil 4.29.'de gösterilmiştir.

Küçükkuşu formasyonu, tipik fasiyesi olan şeyl, silttaşı ve kumtaşı ardalanması şeklinde devam eder. Organik maddece zengin olan bu kesimler düşük enerjili, organik madde korunumunu kolaylaştıran gölsel bir ortamda çökelmişlerdir. Şeyler yeşilimsi gri, kahverengimsi gri renkli olup, ince tabakalı, laminalı, küresel ayrışma özelliği göstermektedir. Şeylerle ardalanmış silttaşı – kumtaşı seviyelerinde yer yer eksikli Bouma dizileri gözlenmektedir. Bu da havza içerisinde düşük yoğunluklu türbiditik akıntıların gelişebileceğini ve havzaya yoğun sediman gelişimini göstermektedir (Çiftçi ve diğ., 2004).

Birimin geneline hakim olan şeyl, silttaşı, kumtaşı istifinde üste doğru gidildikçe kumtaşı içeriği artmaktadır. Bu kesimlerde ince tabakalar halinde riyodasit-andezit ve bazaltik andezit bileşimli tüf ve lav seviyeleri sedimanlar ile ara katkılar yapmaktadır. Daha üst kesimlere doğru kabalaşma devam etmekte ve kumlu çakıltaşı seviyeleri kumtaşları ile ardalanmalı olarak gözlenmektedir. Bu tane boyu

kabalaşması havzanın yavaş yavaş dolmakta olduğunun göstergesidir. Bununla birlikte üst kesimlerde volkanik kökenli malzemedeki artış belirgin ve çakıltaşı-kumlu çakıltaşı seviyelerinin matriksinde tuf içeriği yer yer oldukça yoğundur (Çiftçi ve diğ., 2004).

Yaş	Fm.	Üye	Litoloji	Açıklama
M İ Y O S E N	Alt - Orta	K ü ç ü k k u y u F o r m a s y o n u	Adatepe Kumtaşı Üyesi	Tuf içerikli, kumtaşı-ince çakıltaşı tane boyu aralığındaki sedimanlar
			Ariklı Tuf Üyesi	Beyazımsı, açık gri renkte orta - kaba taneli, alt kesimlerinde ince tabakalı, üst kesimlerde kalın tabakalı, feldspat, biyotit, kuvars ve diğer kaya kırıntıları içeren asidik bileşimli tuf.
			Şeyl-Kumtaşı Üyesi	Şeyl, silttaşı, kumtaşı ardalanması üste doğru kumtaşı içeriği ve kabalaşma artmakta, kumlu çakıltaşı seviyeleri ve kumtaşları ardalanmalı gözlenmektedir.
			Kızılyar Konglomera Üyesi	Kızıl renkli, zayıf tutturulmuş çakıltaşı ve kumtaşları.

Şekil 4.29. Küçükkuuyu formasyonundaki farklı fasiyes özellikleri gösteren litolojik üyeleri gösteren şematik kesit (Ölçeksizdir)

Küçükkuuyu formasyonuna ait kayalar çalışma alanının kuzeydoğu kesimlerinde, Kızılyar köyü ve çevresinde dar bir alanda yüzeylenmektedir. Küçükkuuyu formasyonu, Kızılyar köyü civarında Çetmi grubu birimleri üzerine uyumsuz olarak gelir.

Küçükkuşu formasyonu, çalışma alanında çakıltası-kumtaşı ardalanması, bu sedimanter serinin üzerine piroklastikler ve andezitler gelecek şekilde gözlenmektedir. Çakıltaları, kırmızı-bordo renkli, yataya yakın ve orta tabakalanmalıdır. İçerisinde, Çetmi grubuna ait litolojilerden çakıllar görmek mümkündür (Şekil 4.30.).



Şekil 4.30. Küçükkuşu formasyonunu oluşturan çakıltası-kumtaşı ve piroklastik kaya ardalanmasından bir görünüm (Bakış Yönü: Güneybatıya, UTM: 458993; 4382758).

Çiftçi ve diğ., (2004) Küçükkuşu Formasyonu'ndan yaş tayinine yönelik aldıkları örneklerin palinolojik incelemesi sonucu Erken-Orta miyosen için karakteristik sporlar, indeks takson olarak kabul edilen Compositae, Monoporopollenites gramineoides ve Umbelliferae türü polenler bulmuşlardır. Bulunan bu palinomorflar ve daha önceki çalışmaları da göz önüne alarak Küçükkuşu Formasyonu'nun yaşını Erken-Orta Miyosen olarak saptamışlardır.

Kızılyar Konglomera Üyesi (Tkı)

Kızılyar konglomerası ilk kez Saka (1979) tarafından ayırtlanmış ve adlandırılmıştır. Çalışma alanında Kızılyar köyü kuzeyinde Kıran tepenin kuzeybatı yamacında yüzlek vermektedir. Birim, kırmızı renkli, zayıf tutturulmuş çakıltası ve

kumtaşlarından oluşur. Kırmızımsı ve beyazımsı renkli, masif andezit lav ve tuf arakatkıları içerir (Şekil 4.31.).



Şekil 4.31. Kızılyar köyü kuzeyinde gözlenen Kızılyar konglomeralarından görünüm (Bakış Yönü: Kuzeybatıya, UTM: 483550; 4358920)

Kızılyar konglomerası, çökelinin dik bir yamaç önünde alüvyal fan niteliğinde başladığına işaret etmektedir. Bu veri ayrıca Küçükkuşu havzasının kısmen fay kontrollü olarak açılmış olabileceğine dair destek niteliğindedir. Kızılyar konglomerası yer yer alterasyona uğramış felsik bir tuf tabakası tarafından üzerlenir (Çiftçi ve diğ., 2004).

Arıklı Tuf Üyesi (Tküa)

Arıklı Tuf Üyesi, beyazımsı ve açık gri renkte, asidik bileşimli ve kaba tanelidir. Tuf, üste doğru bileşimce Küçükkuşu kumtaşı düzeylerine derecelenir. Beyaz, kirli beyaz, açık gri renkli, orta-kaba taneli feldspat, biyotit, kuvars ve diğer kaya kırıntıları içeren alt kesimde ince tabakalı, üstte çok kalın tabakalıdır (Saka, 1979).Tuf seviyesinin üzerinde Küçükkuşu Formasyonu birimin tipik fasiyesi olan şeyl, silltaşı ve kumtaşı ardalanması şeklinde devam eder.

Adatepe Kumtaşı (Tküad)

Küçükkuuyu Formasyonunda gözlenen en üst litolojidir. Önceki çalışmalarda (Siyako ve diğ., 1989.; Yılmaz ve Karacık, 2001) Arıklı Tüfü'nün üzerinde Adatepe Köyü'nde tanımlanan Adatepe kumtaşları esasında Arıklı Tüfü'nün altında yer alan ve geniş yayılım gösteren, tuf içerikli, kumtaşı-ince çakıltası tane boyu aralığındaki sedimanlardır (Çiftçi ve diğ. 2004).

4.1.7. Doyran-Ezine Volkanitleri (Td, Tez)

Biga yarımadasında Alt-Orta Miyosen boyunca çeşitli evrelerle yoğun bir volkanizma egemen olmuş ve andezit, dasit, riyodasit, latit türde lav, tuf ve aglomeralar ile geniş alanlar kaplayan ignimbitler meydana gelmiştir (Ercan ve diğ. 1995).

Kuzeybatı Anadolu'da geniş alanlar kaplayan Alt-Orta Miyosen volkanizması, ilk kez Akyürek ve Soysal (1983) tarafından Bergama güneyinde Yuntdağ volkanitleri olarak adlandırılmış, yaşını Alt-Orta Miyosen olarak belirtmişlerdir. Daha sonra Edremit, Korucu, Bigadiç ve Bozcaada dolaylarında Ercan ve diğerleri (1984a, 1984b, 1984c) tarafından tanımlamaları yapılmıştır. Ercan ve diğerleri (1995) yaptıkları çalışmada Bozcaada lavlarından alınan örneklerle K/Ar yöntemi ile yapılan radyometrik yaş ölçümlerinde $19,6\pm 0,4$, Edremit doğusundan alınan örneklerde ise $21,9\pm 0,6$ milyon yıllık değerler saptamışlardır.

Biga yarımadasında Alt-Orta Miyosen volkanizması Siyako ve diğerleri (1989) tarafından Ezine volkanitleri olarak adlandırmış, yaşlarının Orta-Üst Miyosen olarak belirtmişlerdir. Borsi ve diğerleri (1972) tarafından yapılan çalışmada ise Ayvacık civarındaki ignimbitlerden yapılan radyometrik yaş ölçümlerinde 17.1 milyon yıl, Midilli adası ignimbitlerinde 16.9 milyon yıl yaşları ignimbitlerin Alt-Orta Miyosen volkanizmasının son evrelerinde meydana geldiğini belirtmektedir.

Çalışma alanında Gülpınar güneyinde, İlyasfaki, Paşaköy, Tuztaşı köyleri ve çevrelerinde geniş yüzlekler veren Doyran-Ezine volkanitleri çoğunlukla andezit,

dasit, riyodasit, latit türde olup gri, siyah, sarı, kirli sarı, pembe ve bordo renklerde gözlenir (Şekil 4.32.).



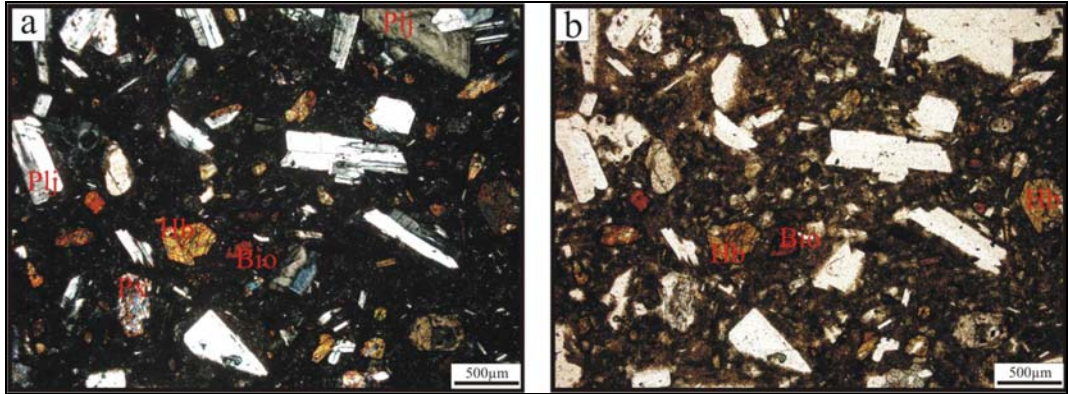
Şekil 4.32. Kulfal Köyü ile Tuzla arasındaki yolda gözlenen Andezitik lavlardan bir görünüm (Bakış Yönü: Batı'ya, UTM: 437613; 4377530)

Tüfler, gri, sarı beyaz renklerde olup yer yer kaolinleşmiştir. Ezine volkantlerinde ayrıntılı volkanolojik incelemeler yapan Öngür (1973), volkanik etkinliğin Ayvacık-Babakale-Behram (Assos) olmak üzere üç volkanik merkezde toplandığını, Ayvacık volkanının latit ve kuvarslatit türde “Ayvacık Lavı” ve ondan türemiş laharik breşlerden, Babakale volkanının çok sayıda lav ve volkanik breş ar dalanmasından kurulu olduğunu ve bunun günümüzde denizaltında kalmış bir volkan konisinin yamacından arta kalan tipik bir stratovolkan olduğunu, Behram volkanının ise patlama indisi en yüksek volkanik merkez olup, ilk dönem etkinliklerinin kuvarslatit, latit, dasit ve riyodasit türde lav püskürmeleri olduğunu, ikinci etkinlik döneminde ise çok sayıda ignimbrit püskürmeleri meydana geldiğini ve bu püskürmelerin çok geniş bir alana yayıldığını belirtmektedir (Ercan ve diğ., 1995).

Çalışma alanında çok geniş bir alanda gözlenen Doyran-Ezine volkaniklerine ait kayaçlar çoğunlukla andezit daha ender olarak da trakibazalt, bazaltik andezit,

latit ve riolit bileşimlerinden oluşurlar. Volkanik kayalar genellikle afanitik ve porfiritik dokuda gözlenmektedir. Bu kayaları oluşturan başlıca mineraller; plajioklas, biyotit, hornblend ve piroksenden oluşmaktadır (Şekil 4.33.). Andezitik kayalarda, başlıca plajioklas, biyotit ve hornblend yer alırken bazaltik andezit kayalarında plajioklasların yanı sıra başlıca piroksen mineralleri dikkati çekmektedir. Riyolitlerde ise kuvars ve biyotit başlıca mineralleri oluştururlar.

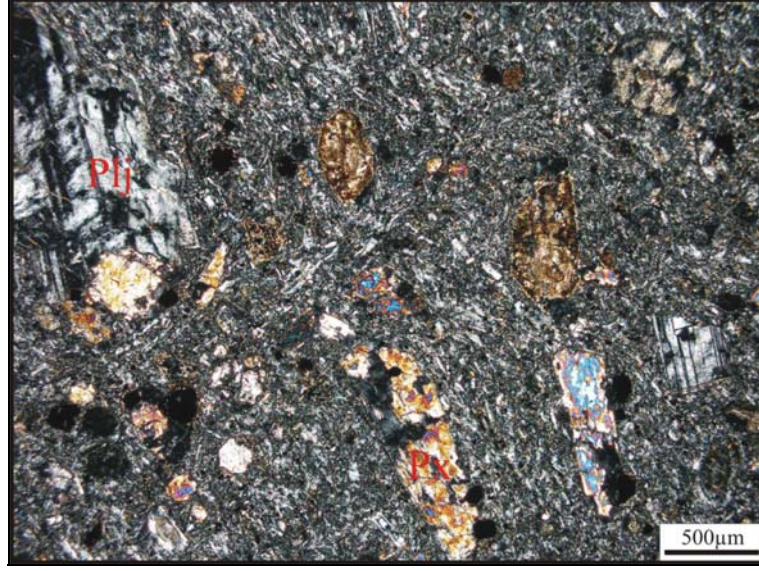
Doyran-Ezine volkaniklerine ait kayaç örneklerindeki mikroskobik çalışmalar, bu kayaların çoğunun hipokristalen dokuda olduğunu (Şekil 4.33.) ve hamurunun çoğunlukla mikrolitik ya da volkanik camdan oluştuğunu göstermiştir. Ayrıca hamur içindeki volkanik cam ve mikrolitlerin göreceli miktarlarına göre bazı örneklerde pilotaksitik veya intersertal dokular gözlenmektedir (Şekil 4.34.). Bölgedeki volkanik kayaçlardan özellikle andezitlerdeki plajioklaslarda serizitleşme yaygın olarak gelişmiştir.



Şekil 4.33. Andezitik kayaçta gözlenen hipokristalen doku a) Çift Nikol, b) Tek Nikol. Plj; plajioklas, Bio; Biyotit, Hb; Hornblend, Px; Piroksen.

İncekesitler üzerinde volkanik kayaları oluşturan minerallerin özelliklerine bakıldığında, **Plajioklaslar**; andezitik kayalardaki en yaygın minerallerdir. Bunlar, hem fenokristal olarak hemde mikrolitler halinde bulunurlar. Fenokristaller genellikle öz şekilli ya da yarı öz şekillidirler. Plajioklasların hemen hemen tamamı polisentetik izlenmeye sahiptirler. Nadir olmakla birlikte plajioklaslarda zonlanma da

görülmektedir. Bazı plajyoklasların üzerinde ve çevresinde alterasyon ürünü olarak serizitleşme gerçekleşmiştir (Şekil 4.35.).



Şekil 4.34. Bazaltik andezit örneğinde gözlenen pilotaksitik doku. Plj; plajyoklas, Px; Piroksen.



Şekil 4.35. Trakibazalt örneğinde plajyoklası çevrelemiş serizit mineralleri. Plj; plajyoklas, Px; Piroksen.

Biyotit, andezitik kayalarda en yaygın bulunan mafik mineraldir. Çift nikolde kahvemsî renklerde olup, tek nikolde kırmızımsî kahve ve kahverengi renkte belirgin bir pleokroizmaya sahiptirler. Genellikle çubuksu kristaller halinde fenokristal ve/veya mikrokristal olarak gözlenirler. Tek yönde mükemmel bir dilinime sahiptirler ve paralel sönme gösterirler. Kesitlerde gözlenen biyotit minerallerinin çoğunda opasitleşme gözlenmektedir. Hatta bu opasitleşme bazı biyotit minerallerinin tamamını kaplamaktadır. Bazı kesitlerde biyotit minerallerinde kloritleşme de gözlenmektedir.

Hornblend, çift nikolde kahverengi-yeşil renklerde olup, tek nikolde yüksek rölyef ve yeşil tonlarında pleokroizma göstermektedirler. Genellikle öz şekilli ve yarı öz şekillidirler, bazı kesitlerde de öz şekilsiz fenokristal şeklinde gözlenmektedir. Çift yönde mükemmel dilinim sahipleridir ve eğik sönme gösterirler. Hornblend kristallerinde de biyotitlerde olduğu gibi opasitleşme yaygın olarak gözlenmektedir. Opaklaşma bazen mineralin sınırları boyunca gelişirken bazılarında da dilinim izleri boyunca meydana gelmiştir.

Kuvars; bölgede riyolitik kayalar içinde yer alırlar. Kuvars mineralleri genel olarak özşekilsiz fenokristaller şeklinde gözlenirler.

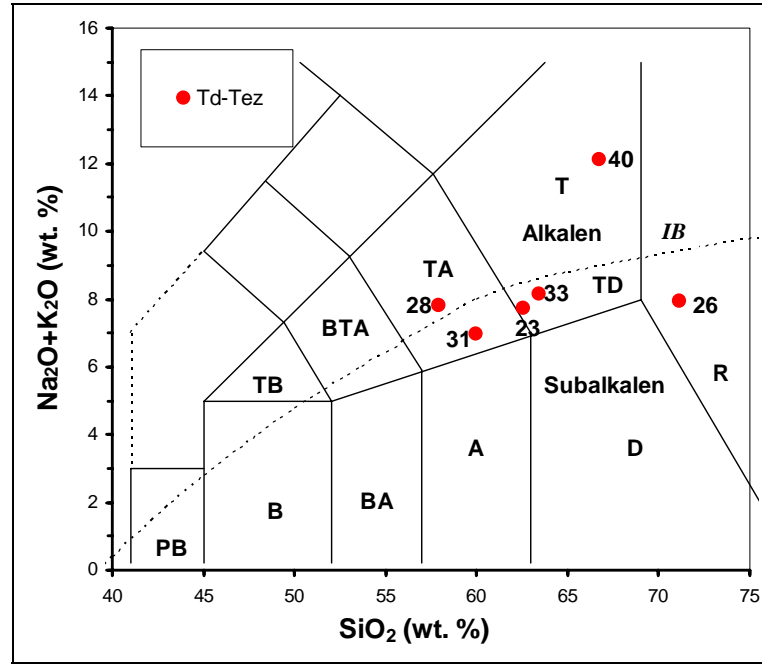
Çalışma alanındaki Doyran-Ezine volkanitlerine ait toplam 6 adet örnek Acme (Kanada) Laboratuvarlarında jeokimyasal analiz yaptırılmıştır. Örneklerin ana element, iz element ve nadir toprak element (REE) analiz sonuçları Tablo 4.1.'de örnek numaraları ile birlikte verilmiştir.

Çalışma alanındaki volkanik örneklerin SiO₂ içerikleri % 57.9 ile 71,17 arasında değişirken Al₂O₃ % 12.82-17.12, Fe₂O₃ % 2.01-6.54, CaO % 0.33-5.24, MgO % 0.31-2.66, Na₂O % 0.84-3.56, K₂O % 3.4-11.28, TiO₂ % 0.28-0.76 arasında değişmektedir.

Çalışma alanındaki volkanik kayaların mineralojik bakımdan bileşimlerini belirleyebilmek amacıyla örnekler silise karşı-toplam alkali element (SiO₂ / Na₂O + K₂O) oksitlerinin birlikte kullanıldığı Le Maitre (1989) diyagramına aktarılmıştır

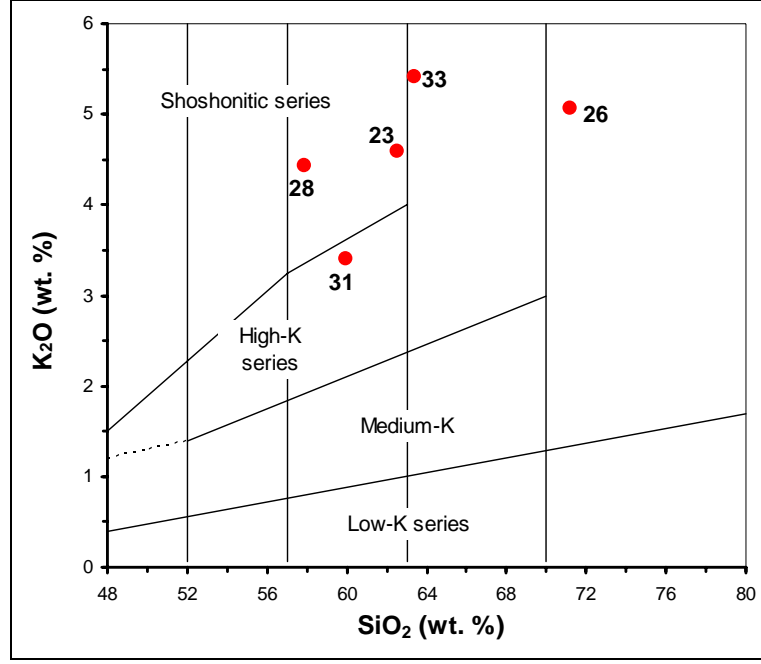
(Şekil 4.36.). Bu diyagrama iz düşürülen örnekler bazalttan riyolit bileşimine değişen alanda gözlenmektedir.

Bölgede yer alan volkanik örneklerin potasyum içeriklerini belirlemek için Le Maitre (1989)'un $\text{SiO}_2 / \text{K}_2\text{O}$ diyagramı kullanılmıştır (Şekil 4.37.). Diyagramda Doyran-Ezine volkaniklerine ait ürünlerin genel olarak yüksek potasyuma sahip oldukları gözlenmektedir.

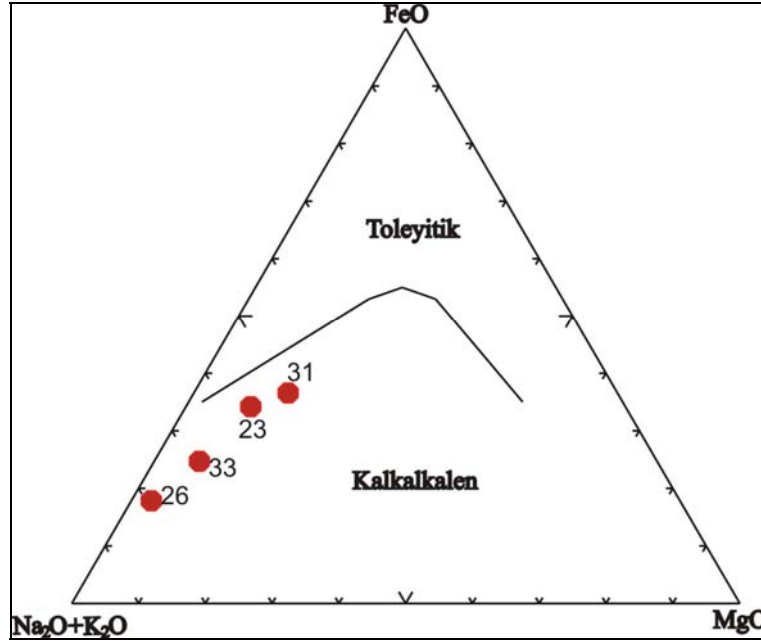


Şekil 4.36. Volkanik kayaların Le Maitre (1989) toplam alkali-silika diyagramında adlanması. (B, Bazalt; BA, Bazaltikandezit; TA, Trakiandezit; T, Trakit; TD, Trakidasit; R, Riyolit).

Ayrıca bu örnekler Irvin ve Baragar (1971) tarafından oluşturulmuş alkali-subalkali ayırım çizgisinin BT-28 ve BT-40 nolu örnekler dışında subalkali alanında yer aldığı görülür. Bu sonuçlar yapılan petrografik çalışmalar ile de hemen hemen uyumludur. Subalkalen örneklerin kalkalkalen mi, toleyitik mi olduğunun belirlenebilmesi için Irvin ve Baragar (1971) ait $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO})$ AFM üçgen diyagramı kullanılmıştır (Şekil 4.38.). Bu diyagramlarda örneklerin çoğunluğu kalkalkalen alanda bulunmakta ve kalkalkalen trend göstermektedir.

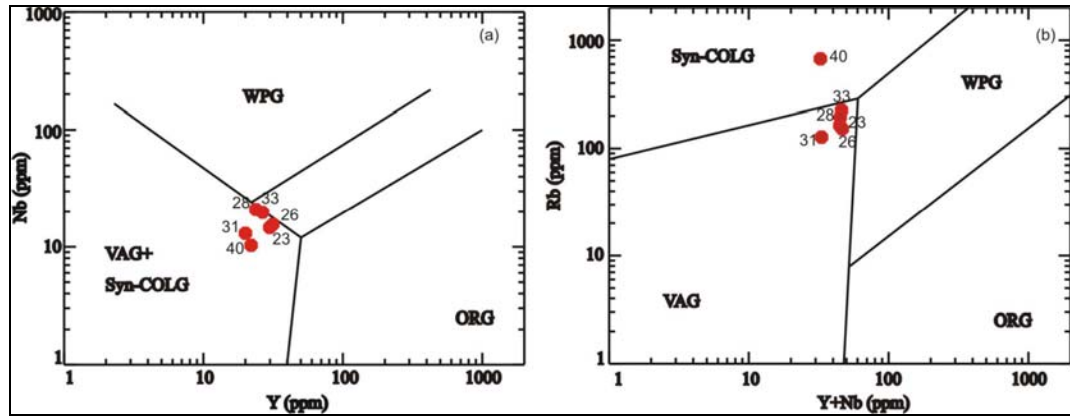


Şekil 4.37. Çalışma alanındaki volkanik kayaların Le Maitre (1989)'un SiO₂ / K₂O diyagramında sınıflaması.



Şekil 4.38. Irvin ve Baragar (1971) ait (Na₂O+K₂O-FeO-MgO) AFM üçgen diyagramına toleyitik-kalkalkalen ayrımı.

Bölgedeki volkanik kayaların oluştuğu ortama yaklaşımda bulunabilmek için Pearce ve diğ., (1984) tarafından tektonik sınıflama Rb, Y ve Nb gibi iz elementleri kullanarak oluşturulan diyagrama aktarılmıştır. Bu diyagramlar Nb'a karşı Y ve Rb'a karşı Y+Nb iz düşürülerek oluşturulmuştur. Nb'a karşı Y'un iz düşürüldüğü diyagramda volkanik örneklerin tümü VAG+Syn-COLG bölgesinde kümelenmiştir (Şekil 4.39. a). Daha sonra VAG+Syn-COLG ortamlarını birbirinden ayırmak amacıyla Rb/Y+Nb diyagramı kullanılmıştır (Şekil 4.39. b). Bu diyagramlarda da görüldüğü gibi 40 nolu örnek dışında volkanik örneklerin tümü volkanik yay granitleri alanında bulunmaktadır.



Şekil 4.39. Çalışma alanındaki volkanik kayaların Pearce ve diğ., (1984) tektonik sınıflandırma diyagramındaki konumları

Tablo 4.1. Doyran-Ezine volkaniklerine ait örneklerin majör (% cinsinden), iz element ve REE (ppm cinsinden) oranları

Örnek No.	BT-23	BT-26	BT-28	BT-31	BT-33	BT-40
SiO ₂	62.54	71.17	57.9	59.94	63.42	66.74
Al ₂ O ₃	15.5	12.82	15.6	17.12	16.15	15.56
Fe ₂ O ₃	5.23	2.01	6.54	5.74	3.28	2.18
MgO	1.32	0.31	2.66	2	0.8	0.73
CaO	2.97	2.2	5.24	5.04	1.88	0.33
Na ₂ O	3.12	2.87	3.4	3.56	2.73	0.84
K ₂ O	4.59	5.07	4.43	3.4	5.42	11.28
TiO ₂	0.54	0.28	0.7	0.76	0.54	0.43
P ₂ O ₅	0.163	0.707	0.379	0.274	0.127	0.147

Tablo 4.1. devamı Doyran-Ezine volkaniklerine ait örneklerin majör (% cinsinden), iz element ve REE (ppm cinsinden) oranları

MnO	0.04	0.03	0.08	0.06	0.04	<0.01
Cr ₂ O ₃	<0.002	0.003	0.018	0.014	0.002	<0.002
Ni	106	<20	21	<20	<20	<20
Sc	11	6	17	14	9	7
LOI	3.7	2.2	2.7	1.7	5.1	1.5
Toplam	99.74	99.71	99.61	99.65	99.53	99.72
Ba	630	1342	1216	1225	2408	1046
Be	3	4	6	2	4	3
Co	9.2	2.5	13.1	13.3	3.9	5.6
Cs	4.3	1.9	7.7	2.7	12	14
Ga	15.3	13.2	17.8	17.5	18.2	16.5
Hf	5.3	7.9	7.3	6.3	9.2	5.4
Nb	14	15.2	20.3	12.6	18.5	10.2
Rb	158.1	147.9	190.6	126	213.7	660.5
Sn	1	3	3	2	3	2
Sr	343.3	495.2	926.2	771.3	480.3	162.5
Ta	1	0.9	1.5	0.7	1	0.7
Th	22.2	36.7	55.3	20.1	42.4	18.4
U	4.8	19.9	13.6	3.1	8.5	3.8
V	81	17	151	94	33	62
W	1.7	1.2	4.8	1.3	3.8	23.9
Zr	189.2	308	249.2	229.1	344.4	189.3
Y	28.7	30.4	23.1	19.7	24.9	21.7
Mo	0.4	0.7	1.8	0.7	0.2	0.3
Cu	16.5	2.4	40.3	11.9	10.5	9
Pb	7	17.4	9.4	8.3	10.9	4
Zn	42	12	45	27	26	24
Ni	106.7	2.8	24.2	12.9	4.5	7.2
As	7.1	6.9	6	1.8	1.4	44.3
Sb	0.4	0.5	0.8	0.2	0.2	3
Bi	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	1
Ag	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1

Tablo 4.1. devamı Doyran-Ezine volkaniklerine ait örneklerin majör (% cinsinden), iz element ve REE (ppm cinsinden) oranları

Au	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	1	36.3
Tl	0.1	<0.1	<0.1	0.1	0.1	0.3
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
La	46.9	64.8	77.2	54.1	88.7	47
Ce	70.1	115.1	143.9	90.5	153.5	87.6
Pr	9.61	12.6	16.61	11.2	17.69	10.05
Nd	36.5	44.5	60.2	41.1	60.6	38.6
Sm	6.45	6.8	9.94	6.61	8.8	6.35
Eu	1.29	1.37	2.1	1.57	1.74	1.28
Gd	5.64	5.25	7.21	5.07	6.18	5.06
Tb	0.85	0.77	0.96	0.73	0.87	0.75
Dy	4.64	4.44	4.67	3.56	4.71	3.8
Ho	0.93	0.95	0.82	0.73	0.89	0.73
Er	2.7	2.84	2.11	1.98	2.55	2.03
Tm	0.42	0.47	0.32	0.31	0.39	0.3
Yb	2.75	3.08	2	1.88	2.33	1.83
Lu	0.44	0.55	0.32	0.3	0.39	0.28

Akpınar Tüf Üyesi (Takp)

Birim ilk kez Saka 1979 tarafından Akpınar tüf formasyonu olarak adlandırılmıştır. Siyako ve diğ 1989'da Ezine volkanitleri içinde Akpınar tüf üyesi olarak ele almıştır.

Birim beyaz renkte asitik tüften oluşur. Çalışma alanında Hüseyinfaki köyü kuzeyinde ve Kızılyar köyü güneybatısında Akpınar tüf üyesi İlyasbaşı formasyonu üzerine uyumlu olarak oturur. Tüfler içerisinde volkanoklastik çakıllarla çakıltaşı düzeyleri yer alır. Birim içinde, kuvars, feldspat, biyotit egemen minerallerdir, kaolinleşme yaygındır. Bazı yerlerde düzenli tabakalanma gösterir (Saka 1979).

4.1.8. İlyasbaşı formasyonu (Ti)

Edremit Körfezi çevresinde görülen bir diğer birim İlyasbaşı Formasyonu'dur (Saka, 1979). Bu birim Küçükkuşu-Ayvacık ve Burhaniye-Ayvalık arasındaki alanda

mostra verir. Tabanda kızıl-kahverenkli, polijenik elemanlı, yer yer bloklu bir çakıltaşı seviyesi yer alır.

Üst seviyeler ise, şeyl, karbonat şeyl, kumtaşı, tuf ve kireçtaşlarından oluşur. Bitümlü şeyl katkıları oldukça yaygındır. Birimin toplam kalınlığı 500 metre kadar olup birim çalışma alanında Hüseyinfaki köyü kuzeyi ve kuzeydoğusundan, Kızılyar köyünün güneyine, Dibekli köyü güneyinden Çaltı Köyünün kuzeydoğusuna kadar geniş alanlarda yüzlekler verir.

Ayvacık doğusunda Doyran volkanitleri, Kızılyar Formasyonu ve Çetmi Melanji üzerine açılı diskordan olarak gelir. Formasyonun üzerinde ise Ezine volkanitleri olarak adlanan ve Doyran volkanitleri ile birlikte Biga Yarımadası'nda geniş yayılımı olan volkanik kayalar görülmektedir. Dokanak ilişkilerine göre İlyasbaşı formasyonu muhtemelen Geç Miyosen yaşındadır (Siyako ve diğ. 1989).

Bölgede Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı çökeller açısız uyumsuzluk ile Küçükkuşu formasyonu ve/veya volkanik kayaçları üzerinde gözlenirler. Ayvalık ilçesi Mutluköy civarında tip kesit kalitesinde yüzlekler veren bu çökeller Çiftçi ve diğ. 2004 tarafından Mutlu Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Bu formasyon Siyako vd., 1989'da tanımlanan İlyasbaşı formasyonunun eşleniğidir.

Birim yatay ya da yataya yakın bir tabakalanma ile daha yüksek eğimli ve yer yer kıvrımlanmış erken-orta Miyosen istifini farklı bir çökel döneminin ürünü olarak üzerlemektedir.

Mutlu Formasyonu'nun tabanda kahvemsî gri renkli, orta-kalın tabakalı, çört, silika ve granit çakıllı, iyi yuvarlaklaşmış ve çapraz tabakalı çakıltaşları ile başlamaktadır. İstifin genelinde yaygın olan bu çakıltaşlarında çakıl boyutu 4cm'den 12cm'ye kadar ulaşabilmektedir. Çakıltaşlarında tekne şekilli çapraz tabakalanma ve çakıl kiremitlenmeleri belirgin olup çakıllar genellikle yuvarlak ve disk şekillidirler. Bazı kesimlerde kanal geometrisi gözlenmektedir.

Üste doğru tane boyu incelererek matriks destekli kaba kum-granül taşına dönüşen istifte tekne şekilli çapraz tabakalanma ve FeCO₃ nodülleri yaygındır. Daha üstlerde tane boyu daha da incelererek istif açık sarı- sarımsı kahve renkli, ince-orta taneli, ince tabakalı, orta boylanmalı ve çapraz tabakalı kumtaşlarına geçmektedir. Bu kumtaşı tabakalarında belirgin dalga kırışıkları mevcuttur.

Kumtaşları beyaz-açık gri renkli, orta-kalın tabakalı ve killi kireçtaşı ve marn seviyeleri tarafından üzerlenirler. Birim gri-bej renkli, kalın tabakalı, genellikle volkanik, silika ve killi kireçtaşı çakılları içeren, kötü boylanmalı, derecelenme ve iç yapı göstermeyen çakıltaşları ile son bulmaktadır (Çiftçi ve diğ. 2004).

4.1.9. Kirazlı formasyonu (Tki)

Üyenin ilk tanımlanması ve adlanması Sfondrini (1961) ve Druitt (1961) tarafından Cevizli Birimi; Kellog (1973) tarafından Anafarta Formasyonu; Önem (1974) tarafından Pırnallı Üyesi; Saltık (1976) tarafından Kirazlı Formasyonu; Şentürk ve Karaköse (1987) tarafından da, Anafarta Üyesi olarak yapılmıştır. Bu çalışmada birim Kirazlı formasyonu adıyla tanımlanmıştır.

Çalışma alanında Kirazlı Formasyonu, Kızılyar köyü güneyinde ve Baharlar köyü güneybatısında yüzeyler vermektedir.

Yaygın kaya türleri kumtaşı, çakıltaşı, miltaşı, kıltaşı ve çamurtaşları olan üye, bu kaya türlerinin yanal ve düşey geçişleriyle ve yer yer de ardalanmalarından oluşmuştur. Kirazlı Formasyonu'nu oluşturan kumtaşları, miltaşları, kıltaşları, çakıltaşları yanal ve düşey geçişlerle birbirlerine geçmekte, yer yer mercekler ve kamalanmalar göstermektedir.

Genellikle akarsu kökenli kırıntılılardan oluşan Kirazlı Formasyonu, kıltaşı, miltaşı, kumtaşı ve çakıltaşından oluşmaktadır. Yüzeyletiği kesimlerde yer yer hakim olan taşkın ovası çökelleri, kimi seviyelerde kıt kömürleşme zonları da içermektedir (Sümengen ve diğ. 1987)

4.1.10. Bayramiç formasyonu (Tb)

Siyako ve diğ., (1989) tarafından, Biga ve Gelibolu Yarımadalarında, çakıltaşı, kumtaşı ve şeylden oluşan flüviyal sedimanlar ile gölsel karbonatlardan ve Kazdağ Masifi' nin yükselmesi sırasında sağlanan kaotik kütleler ve yüksek enerjili akarsu materyallerinden (Turgut, 2002), oluşan Bayramiç formasyonu'nun tip yeri olarak Bayramiç Çayı (Karamenderes Çayı kuzeyi), Gönen ve Manyas kuzeyleri olarak verilmiştir (Siyako ve diğ., 1989).

Bayramiç formasyonu içerisinde Ünal Dayıoğlu (1970) tarafından karasal omurgalı diş ve kemik kalıntılarına rastlanmış ve bunların Ponsiyen'e (Üst Miyosen sonu) ait olduğu Tekkaya (1974) tarafından yazılmıştır.

Çalışma alanında Söğütlü Köyü batısında, Baharlar köyü batısında ve Gülpınar beldesi batısında yüzlekler vermektedir (Şekil 4.40.).



Şekil 4.40. Gülpınar beldesi Kumbağlar mevkiine giden yol yarmalarından Bayramiç Formasyonuna ait gölsel kireçtaşlarından bir görünüm. (Bakış Yönü: Güneybatıya, UTM: 424719; 4378243)

Bayramiç formasyonu; inceleme alanında fazla kalın olmayan bir taban çakıltaşı ile başlar. Karasal ortam koşulları gereği egemen rengi kırmızımsı-kahverengimsi olan formasyon, blok-çakıl boyu malzemeden kum boyu malzemeye

kadar değişen tane boyuna sahiptir. Birim içerisinde tanımlanabilen bileşenler; kireçtaşı, serpantin, volkanik kayaç parçacıkları, kuvarsit, mermer ve metamorfik kayaç parçacıklarıdır. Tane yuvarlaklık derecesinin kötü oluşu, kaynak alana yakınlığı işaret etmektedir. Birim üste doğru; görsel karbonatlı kayalara geçer. Birim içerisindeki görsel karbonatlı kayalar, Gülpınar beldesinden Kumbağlar mevkiine giden yol üzerinde gözlenebilmektedir. İnceleme alanında Bayramiç formasyonunun en üst kesimlerini ise karasal kırıntılılar oluşturur. Bayramiç Formasyonu ile uyumlu olarak Gülpınar Formasyonu ile örtülmektedir.

4.1.11. Gülpınar Formasyonu (Tgü)

Birimi ilk olarak, Sfondrini (1961) ve Druit (1961), Kilitbahir ve Alçıtepe birimleri olarak adlandırmış ve tanımlamışlardır. Daha sonra aynı birimi, Kellog (1973) Kilitbahir Formasyonu, Önem (1974) Alçıtepe Üyesi, Saltık (1976) Alçıtepe Formasyonu, Şentürk ve Karaköse (1987) de Bayraktepe üyesi olarak adlandırmışlardır. Siyako ve diğ. (1989) bu bölgede üyeyi Gülpınar Formasyonu olarak ilk adlandırmışlardır. Daha önceki çalışmalarda yapılan fosil içerikleri ve litolojik özellikleri bakımından ele alındığında çalışma alanındaki Gülpınar Formasyonu Çanakkale Formasyonu Bayraktepe Üyesi'nin yanall eşleniğidir.

Lagün, kıyı ve kıyı ötesi ortamlarında çökemiş; yaygın kaya türleri kumtaşı, kireçtaşı, kumlu kireçtaşı, çakıltası ve miltaşı olan üye; bu kaya türlerinin yanall ve düşey geçişleri ile yer yer de ardalanmalarından oluşmuştur. Birim çalışma alanında Gülpınar batısında Bayramiç Formasyonu üzerinde uyumlu olarak geldiği gözlenmektedir (Keskin, 2004). Ayrıca Tuzla kuzeybatısındaki Ellik tepe, Çaltıkıran tepe, Karadut tepe ve Yelkenpare tepede, Tuzla batısında Boz tepede Bayramiç Formasyonu üzerinde uyumlu olarak yüksek kotlarda gözlenmektedir (Şekil 4.41.).

Gülpınar Formasyonu, Bayramiç Formasyonu üzerine tedrici geçişle ve uyumla gelirken, iki formasyon arasındaki yanall ve düşey tedrici geçişler, pek çok yüzeylemede açık bir biçimde gözlenmektedir.



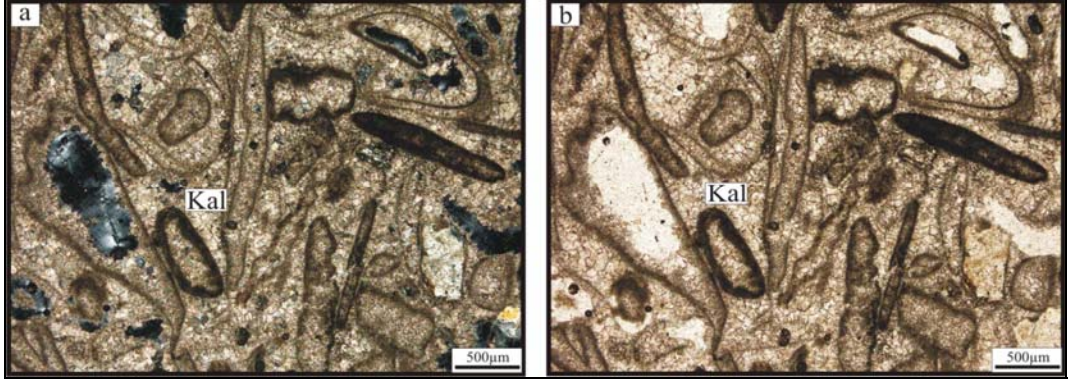
Şekil 4.41. Tuzla kuzeybatısındaki Ellik tepedeki Gülpınar Formasyonuna ait bol fosilli kireçtaşları (Bakış Yönü: Güneydoğuya, UTM: 424607; 4382829)

Üye, bol miktarda fosil içermektedir. Bunlardan pelecypod ve gastropod kavkıları, bazı düzeylerin büyük bir kesimini oluştururken, çoğunlukla kırık kavkılardan meydana gelmiştir (Şekil 4.42.).



Şekil 4.42. Tuzla kuzeybatısındaki Ellik tepedeki Gülpınar Formasyonuna ait bol fosilli kireçtaşları (Bakış Yönü: Güneydoğuya, UTM: 424607; 4382829)

Kireçtaşları sarımsı külrenkli, kirli beyaz ve beyaz renklidir. Bol fauna içerikli kireçtaşları, daha çok ostracod, pelecypod ve gastropod fosillerini içermektedir (Şekil 4.43. a, b).



Şekil 4.43. Gülpınar formasyonu içinde gözlenen fosilli kireçtaşı görünümü. a) Çift nikol, b) Tek nikol (Kal, Kalsit).

Genellikle kıyı ve kıyı ötesi kıvrıntılıları, ve karbonatlardan oluşan Gülpınar Formasyonu, kimi yerde Bayramiç Formasyonu'nun kıyı ovası çökelleri üzerine gelmektedir.

4.1.12. Alüvyon

Bölgedeki çeşitli litolojilerin tutturulmamış ve kötü boylanmış çakıl, kum, silt, kil boyutunda malzemelerinden oluşmaktadır.

4.2. Kaynak Alan Jeokimyası

Çalışma alanındaki anakayalara ait toplam 10 adet örnekte Acme (Kanada) Laboratuvarlarında jeokimyasal analiz yaptırılmıştır. Örneklerin ana element, iz element ve nadir toprak element (REE) analiz sonuçları Tablo 4.2.'de örnek numaraları ile birlikte verilmiştir.

Tablo 4.2. Anakayadan alınan 10 adet örneğin ana element, iz element ve nadir toprak element (REE) analiz sonuçları

Örnek No.	BT-03	BT-04	BT-05	BT-09	BT-23	BT-26	BT-28	BT-31	BT-33	BT-40
SiO ₂	56.59	70.22	69.38	49.02	62.54	71.17	57.9	59.94	63.42	66.74
Al ₂ O ₃	14.88	15.57	15.89	13.76	15.5	12.82	15.6	17.12	16.15	15.56
Fe ₂ O ₃	7.59	2.49	2.66	12.98	5.23	2.01	6.54	5.74	3.28	2.18
MgO	3.51	0.63	0.73	7.36	1.32	0.31	2.66	2	0.8	0.73
CaO	12.04	2.35	2.93	9.53	2.97	2.2	5.24	5.04	1.88	0.33
Na ₂ O	1.74	3.89	3.41	3.79	3.12	2.87	3.4	3.56	2.73	0.84
K ₂ O	0.58	3.24	3.48	0.06	4.59	5.07	4.43	3.4	5.42	11.28
TiO ₂	0.78	0.24	0.37	1.98	0.54	0.28	0.7	0.76	0.54	0.43
P ₂ O ₅	0.067	0.102	0.117	0.302	0.163	0.707	0.379	0.274	0.127	0.147
MnO	0.15	0.04	0.04	0.21	0.04	0.03	0.08	0.06	0.04	<0.01
Cr ₂ O ₃	<0.002	<0.002	<0.002	0.023	<0.002	0.003	0.018	0.014	0.002	<0.002
Ni	<20	<20	<20	56	106	<20	21	<20	<20	<20
Sc	37	4	5	46	11	6	17	14	9	7
LOI	1.8	1	0.7	0.8	3.7	2.2	2.7	1.7	5.1	1.5
Toplam	99.75	99.73	99.68	99.8	99.74	99.71	99.61	99.65	99.53	99.72
Ba	67	1252	1309	8	630	1342	1216	1225	2408	1046
Be	3	2	3	<1	3	4	6	2	4	3
Co	16.3	2.3	2.8	34.3	9.2	2.5	13.1	13.3	3.9	5.6
Cs	4.4	1.8	2	0.2	4.3	1.9	7.7	2.7	12	14
Ga	13.8	15.7	18.8	15.3	15.3	13.2	17.8	17.5	18.2	16.5
Hf	5.5	4.5	7.6	3.8	5.3	7.9	7.3	6.3	9.2	5.4
Nb	8.7	8.5	11.9	2.9	14	15.2	20.3	12.6	18.5	10.2
Rb	20.8	94.6	127.5	1	158.1	147.9	190.6	126	213.7	660.5
Sn	3	3	3	1	1	3	3	2	3	2
Sr	935.6	523.9	699.9	36.1	343.3	495.2	926.2	771.3	480.3	162.5
Ta	0.5	0.4	1.2	0.2	1	0.9	1.5	0.7	1	0.7
Th	3.9	17.2	23	0.5	22.2	36.7	55.3	20.1	42.4	18.4
U	2	1.8	3.5	0.4	4.8	19.9	13.6	3.1	8.5	3.8
V	194	19	26	333	81	17	151	94	33	62
W	0.5	<0.5	<0.5	0.7	1.7	1.2	4.8	1.3	3.8	23.9

Tablo 4.2. devamı Anakayadan alınan 10 adet örneğin ana element, iz element ve nadir toprak element (REE) analiz sonuçları

Zr	228.4	147.6	243.8	125.4	189.2	308	249.2	229.1	344.4	189.3
Y	24.4	10.5	17.1	42.1	28.7	30.4	23.1	19.7	24.9	21.7
Mo	0.3	0.2	0.2	0.2	0.4	0.7	1.8	0.7	0.2	0.3
Cu	11	4.2	2	66.5	16.5	2.4	40.3	11.9	10.5	9
Pb	8.8	2.7	3.6	0.2	7	17.4	9.4	8.3	10.9	4
Zn	23	36	43	16	42	12	45	27	26	24
Ni	2.4	0.8	2	10	106.7	2.8	24.2	12.9	4.5	7.2
As	0.8	<0.5	<0.5	0.5	7.1	6.9	6	1.8	1.4	44.3
Cd	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1
Sb	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.4	0.5	0.8	0.2	0.2	3
Bi	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	1
Ag	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Au	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	1	36.3
Hg	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01
Tl	<0.1	0.3	0.3	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	0.1	0.1	0.3
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
La	12.7	29.2	47.9	5.8	46.9	64.8	77.2	54.1	88.7	47
Ce	26.5	50.8	88.6	17.4	70.1	115.1	143.9	90.5	153.5	87.6
Pr	3.35	5.69	10.27	3.06	9.61	12.6	16.61	11.2	17.69	10.05
Nd	14.4	21.2	36.5	16.9	36.5	44.5	60.2	41.1	60.6	38.6
Sm	3.25	3.32	6.03	5.68	6.45	6.8	9.94	6.61	8.8	6.35
Eu	0.8	0.86	1.33	2	1.29	1.37	2.1	1.57	1.74	1.28
Gd	3.31	2.57	4.32	7.14	5.64	5.25	7.21	5.07	6.18	5.06
Tb	0.62	0.38	0.6	1.2	0.85	0.77	0.96	0.73	0.87	0.75
Dy	3.85	1.86	3.03	7.41	4.64	4.44	4.67	3.56	4.71	3.8
Ho	0.83	0.36	0.57	1.56	0.93	0.95	0.82	0.73	0.89	0.73
Er	2.57	1.08	1.6	4.57	2.7	2.84	2.11	1.98	2.55	2.03
Tm	0.38	0.17	0.24	0.7	0.42	0.47	0.32	0.31	0.39	0.3
Yb	2.59	0.92	1.43	4.43	2.75	3.08	2	1.88	2.33	1.83
Lu	0.43	0.15	0.21	0.69	0.44	0.55	0.32	0.3	0.39	0.28

4.3. Ağır Mineral Çalışmaları

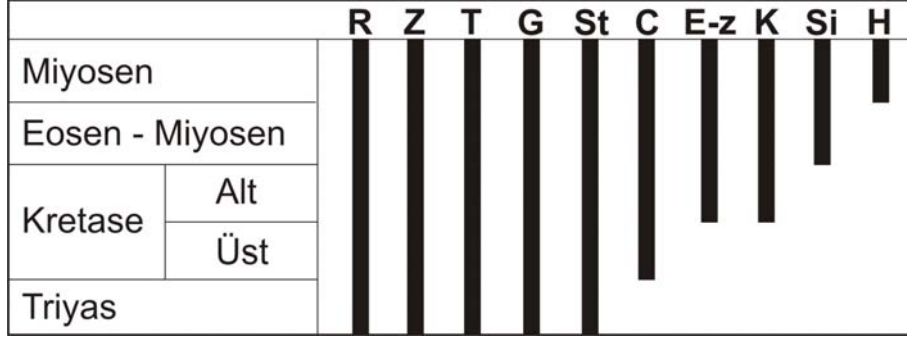
4.3.1. Ağır Mineraller

Ağır mineraller kırıntılı kayaların son derece önemli unsurlarıdır ve genel olarak özgül ağırlığı 2.89 gr/cm^3 'ten büyük olan minerallere ağır mineral denmektedir. Bu gruba suda çözünebilir mineraller ve karbonatlar dahil değildir. Kuvars, feldspat veya kalsit gibi hafif ($\sim 2.7 \text{ gr/cm}^3$) minerallerden bromoform, tetrabrometan gibi ağır sıvılar ile ayrılırlar. Ağır mineraller çok çeşitli olmalarına karşın kırıntılı bileşenlerinin ancak %0.1-0.5'ini oluştururlar. Miktar olarak az olmalarına karşın tortul kayaçların kaynak bölge, taşınma ve ayrışma zamanlarının araştırılmasında ve sonuç olarak paleocoğrafik yorumlarının yapılmasında büyük önem taşırlar.

Ağır mineraller 1950'li yıllara değin stratigrafik korelasyonlarda kullanılmasına karşın bu tarihten sonra jeofizik yöntemler ve mikrofosil çalışmaları bu uygulamaların yerini almıştır (Yılmaz, 1997). Günümüzde ağır mineral çalışmaları kaynak litolojileri ve bunların dağılım desenleri ile diyajenetik tarihçe, erozyon öncesi alterasyon ve kaynak bölgenin tektonik tarihçesini yorumlamada önemli bilgiler sağlamaktadır. Tortul kayaçlar tane şekli yönünden karşılaştırıldıklarında kuvars gibi sert mineraller değil de yumuşak ağır minerallerin kullanılması daha kesin sonuçlar vermektedir. Örneğin tortul bir kayaç içerisinde yuvarlak ve köşeli zirkon taneleri ya da köşeli hornblent ile yuvarlak turmalin minerallerinin bulunması o tortul kayacın farklı bir kaynaktan türediğinin en açık kanıtıdır (Yılmaz, 1997).

Kırıntılı bir kayaç içerisindeki ağır mineral türleri ağır mineral topluluklarını oluşturur ve farklı topluluklar içeren düşey bir istifteki ağır mineral birlikleri ağır mineral zonlarını oluşturur. Ağır minerallerin çeşitliliği stratigrafik kolonun üst kısımlarına doğru artarken alttaki daha yaşlı birimlerde tabaka içi eriyikler nedeniyle bu çeşitliliğin azaldığı görülür (Şekil 4.44.) (Yılmaz, 1997). Ağır mineraller miktar olarak oldukça az olmalarına karşın plajlarda, dere kumlarında ve rüzgarın etkili olduğu alanlardaki kumtaşlarında yoğunlaşabilir, ekonomik boyuta ulaşabilirler. bunun yanında ağır mineraller genellikle iyi boylanmış sedimanlar içinde $1/4 \text{ mm}$ ile $1/16 \text{ mm}$ boylarında daha yaygın olarak bulunurlar. Bu nedenle ağır mineral

analizlerinde tüm tane boylarının incelemeye tabi tutulmasına karşın, ince kum boyu taneler tercihli olarak kullanılmalıdır (Pettijohn, 1975; Yılmaz, 1997).



Şekil 4.44. Maryland kıyı düzlüğü sedimanlarındaki ağır mineral zonları. Kısaltmalar; R=Rutil, Z=Zirkon, T=Turmalin, G=Granat, St=Stavrolit, C=Klorit, E-z=Epidot-Zoisit, K=Kyanit, Si=Sillimanit, H=Hornblend (Pettijohn, 1975).

Ağır mineral birlikleri çeşitli faktörlerden etkilenirler ve doğru bir yorumlama için bu faktörler dikkate alınmalıdır. Her ne kadar bu birliği belirleyen ana faktör kaynak kaya bileşimi ise de mineral şekli, özgül ağırlığı, taşınma faktörü kaynak alanın iklimi, tektonik koşulları ve havzaya aktarılan minerallerin kimyasal duraylılıkları onların sedimanter kaya içerisindeki çeşitlilik ve miktarlarında başlıca etmenleri oluştururlar. Bu faktörlerden dolayı sedimanter bir kaya içerisindeki ağır mineral birlikleri tam anlamıyla kaynak kayadan türeyen orjinal mineral birliklerini karşılamayabilir (Yılmaz, 1997).

4.3.1.1. Ağır Mineral Çeşitleri

Ağır mineraller genellikle opak mineraller, mikalar, ultraduraylı ve metaduraylı ağır mineraller olarak dört grup altında incelenirler.

4.3.1.1.1. Opak Mineraller

Opak mineraller genellikle yüksek oranda demir içerikleri nedeniyle yüksek özgül ağırlıklara sahiptirler. Ağır mineraller, sedimanlar içerisinde yüksek oranda bulunmalarına rağmen sedimanter petrograflar için sorun teşkil ederler ve genellikle provenans çalışmalarında pek kullanılmazlar. Magnetit, ilmenit, pirit, hematit,

kromit, limonit, lökoksenden oluşan ağır mineraller birçok araştırmacı tarafından modal analiz çalışmalarında, tanıma güçlüklerinden dolayı bu mineralleri "opak mineraller" olarak bir grup altında incelerler (Yılmaz, 1997).

Opak minerallerin provenans çalışmalarındaki güçlüklerine ve yararsızlıklarının belirtilmesine karşın, magnetit ve ilmenit genellikle mağmatik ve metamorfik kısımda mafik ve ara bileşimli kayalardan türemektedir. Magnetitteki titanyumun varlığı kırıntılı tanenin türediği mağmatik kayadaki silis yüzdesinin belirlenmesinde kullanılabilir. Granitik kayalardan türeyen bir magnetit içindeki titanyum oranı % 5 iken, gabroik bir kayadan türeyen bir magnetitteki titanyum oranı % 7-12 arasında olup, metamorfik bir kayadan türeyen magnetitteki titanyum oranı kristalizasyon sıcaklığı ile ilgili önemli bilgiler sağlamaktadır (Blatt ve diğ., 1980; Yılmaz, 1997).

Kromit provenans tespiti için önemli bir opak mineraldir ve yalnız ultramafik kayalardan türemektedir. Birçok sedimenter petrograf provenans çalışmalarında kromit mineralinin önemine dikkat çekmişlerdir. Hematit, limonit ve lökoksene ise genellikle ayrışma ürünü olarak kırıntılılar içerisinde yer alırlar (Blatt ve diğ., 1980).

4.3.1.1.2. Mikalar

Mikalar ağır sıvılar içinde her zaman tam olarak ökmedikleri için ağır mineral analizleri ile bulunan miktarları güven verici değildir. Mikaların özgül ağırlıklarının değişimi bileşimsel değişime; bunların hidrolik davranışlarındaki değişim ise tane şeklindeki değişimlere neden olur (Yılmaz, 1997).

4.3.1.1.3. Ultraduraylı Ağır Mineraller

Ultraduraylı grup zirkon, turmalin ve rutil'den ibarettir. Zirkonun genellikle sedimanlardaki ağır minerallerde bol ve her yerde bulunduğu kabul edilir ve kristalen kayaaların çoğunda bulunur. Kuvarstan daha dayanıklı olan zirkon, klivaj içermez ve silisli kayalarda mafiklere oranla biraz daha bol olarak bulunur. Zirkonun şekli kaynak kaya için ve taşıma unsuru için iyi bir ayırtman olarak kabul edilir. Zira mağmatik kaya çalışmaları zirkonların çoğunun öhedral şekilli olduğunu ortaya koymaktadır. Halbuki, paraşist ve paragnayslardaki zirkonlar yuvarlaktır. Bunun

yanında sedimanter kökenli zirkonlarda da yuvarlaklık artmıştır. Renksizden zonlu renklilere kadar değişen renklere sahip olan zirkonların pembe, sarı kahverengi, mavi, eflatun (mor) renkli olanları vardır ve genellikle inklüzyon boşlukludurlar. Kimyasal ve mekanik alterasyonlara karşı oldukça dayanıklı olan zirkonlar, kaynaktan uzak alanlarda, dayanımlarından dolayı kuvarsla birlikte zenginleşirler (Yılmaz, 1997).

Turmalin minerali opak olmayan ağır mineraller içinde zirkondan sonra en dayanıklı ve bol görülen mineraldir. Turmalinler daha çok renklerine göre sınıflandırılırlar. Örneğin demirli olanlar “vardellit”ler yeşil renkli, manganezli “rubellitler”ler pembe renkli, “indikolit” mavi renkli olup “schorlit” kristalleri içindeki demir kapsamındaki değişiklikler nedeniyle turmalinler zonlu olarak gözlenirler. Bunun yanında turmalinlerin “achorit” gibi demirce fakir olanları ise renksizdir (Yılmaz, 1997).

Turmalinin renk ve kaynak kayaç ilişkisi konusunda yazarların hepsinin görüşü kahverengi, sarı-kahverengi olan türlerin metamorfik kökenli kayaçlardan, diğer renklerdekilerin ise granitik ve pegmatitik kayaçlardan türediği şeklindedir. Bunun yanında jeokimyasal incelemeler sonucunda hidrotermal turmalinlerde, granatlardakine göre daha az demir ve daha yüksek magnezyum, kalsiyum, stronsiyum, ve kalay bulunduğu tespit edilmiştir. Ayrıca hidrotermal kökenli turmalinlerde granitik kökenli olanlara göre daha fazla krom, nikel, scandiyum ve vanadyum olduğu belirlenmiştir. Opak olmayan ağır mineraller içinde üçüncü bollukta gözlenen rutil minerali yüksek dereceli metamorfizma koşullarında duraylı olup düşük dereceli metamorfizma koşullarında duraysızdır. Niobium, tantalium yada demir içeren rutil jeotermometre olarak kullanılmaktadır (Force, 1976; Yılmaz, 1997).

4.3.1.1.4. Metaduraylı Ağır Mineraller

Metaduraylı grup olivin, apatit, amfibol, piroksen, granat, epidot, klinozoisit, disten, sillimanit, andalusit ve stavrolit gibi birçok minerali içerir.

Ağır mineraller içerisinde sedimanter petrolojik incelemelerde en kullanışlı olanlardan biri granatlardır. Renklerine göre farklı isimler (almandin, andradit, grossularit, pirop, spesartin) alan granatlar plütönik kayaçlardan, pegmatitlerden veya metamorfik kayaçlardan türeyebilirler (Tablo 4.3.). Granatlar mekanik aşınma koşullarına karşı en dayanıklı ağır minerallerdir. Tortul bir kaya içindeki miktar olarak çokluğu kesinlikle metamorfik kaynak kayacı gösterir. Kimyasal alterasyonlara karşı çok farklı duraylılıklar sunarlar (Wright, 1938).

Olivin, kırıntılı kayalarda ender olarak bulunur. Yalnız kuru iklimsel koşullarda hızlı aşınma ile sedimanlar içinde görülebilir. Temel olarak bazik kayaçlardan türer. Apatit orta derecede duraylıdır. Fakat bulunuşu düzensizdir. Genellikle volkanik ikincil olarakta bazik ve asidik derinlik kayaçları belirtir (Pettijohn, 1975).

Tablo 4.3. Farklı kayaç tiplerindeki 5 ana granat türünün ortalama dağılımları (Wright, 1938; Yılmaz, 1997).

Kaya Tipi	Almandin	Andradit	Grossularit	Pirop	Spessartin
Pegmatitler	41.8	-	-	-	47.1
Granitler	56.8	-	-	-	36.0
Silisli Kontak Kayalar	56.4	-	-	-	-
Biyotit Şistler	73.0	-	6.0	13.8	-
Amfibol Şistler	53.6	-	20.7	20.3	-
Eklojitler	39.1	-	18.5	37.3	-
Kimberlit ve Peridotitler	13.4	-	9.0	72.3	-
Bazik Kayalar	34.4	15.6	28.7	20.7	-
Kalkerli Kontak Kayalar	-	40.8	51.5	-	-

Amfibol ve Piroksen, Orta derecede duraysızdırlar. Metamorfik ve mağmatik kayalardan türeyebilirler. Fakat çok miktarda bulunmaları volkanik veya metamorfik bir kaynak kayacı belirtir. Kahverengi hornblend bazaltik kaynak kayaçların ayırtmanıdır. Glokofan, tremolit ve diğer amfiboller kesin olarak metamorfik kaynak kayacı gösterirler. Piroksenler, kimyasal etkenlerle kolaylıkla aşındırıldıkları için çökmeden sonra tabaka içi eriyikler ile yok edilirler bu nedenle terrijen sedimanlarda ender olarak bulunurlar. Epidot, klinozoisit, zoisit, orta derecede duraylıdırlar ve metamorfik veya hidrotermal kaynak kayacı gösterirler. Disten, sillimanit, andalusit ve stavrolit, metamorfik kaynak kayaç için yumuşak olmalarına karşın çok iyi ayırtmandırlar. (Pettijohn, 1975; Yılmaz, 1997).

4.3.1.2. Sedimanların Ağır Mineral İçerikleri ve Provenans Tarihi Yorumları

Ağır mineraller, sedimanlar içerisinde, yukarıda bahsedilen birçok faktörün sonucu olarak yer alırlar ve bu değişkenlerin yorumlanmasında petrograflar için önemli bilgiler sağlarlar.

4.3.1.2.1. Kaynak Bölge Kompozisyonu ve Dağılımı

Tek bir kaynaktan ya da farklı kaynak alanlarından çökel alanına aktarılan ağır minerallerden bazıları (zirkon ve rutil gibi) kaynak kayada nadir olarak bulunur, diğer bazdan ise kaynak kayada çok bulunmalarına karşın nispeten duraysızdırlar ve kaynak bölgedeki alterasyon sırasında parçalanırlar. Bu nedenle ağır mineraller tortul kayalar içerisinde çok az miktarda bulunurlar. Tablo 4.4.'de görüldüğü gibi ağır minerallerin bir çoğunun kökeni belirli kaya tipleri için sınırlıdır (Pettijohn, 1975). Bu nedenle ağır mineraller kaynak bölgenin litolojik karakteri ve kökeni konusunda önemli bilgiler sağlarlar. Örneğin tortul içerisinde yer alan öz şekilli bir zirkon volkanik bir kaynak göstergesidir.

Tablo 4.4. Kaynak kayaların tipik ağır mineral birlikleri (Pettijohn, 1975)

Kaynak Kaya Tipi	Kırlntılı Mineral Birlikleri
Yeniden İşlenmiş Sediman	Barit, glokonit, lökoksen, turmalin (yuvarlak), zirkon (yuvarlak)
Düşük Metamorfik	Sleyt ve fillat parçaları, biyotit ve muskovit, lökoksen, turmalin (karbonat inklüzyonlu, özşekilli, kahverenkli)
Yüksek Metamorfik	Granat, hornblend, kyanit, sillimanit, andalüsit, stavrolit, muskovit ve biyotit, epidot, zoisit, magnetit.
Asit Mağmatik	Apatit, biyotit, hornblend, monazit, muskovit, sfen, zirkon (özşekilli), magnetit, turmalin (pembe renkli, özşekilli)
Bazik Mağmatik	Anatas, ojit, brookit, hipersten, ilmenit ve magnetit, kromit, lökoksen, olivin, rutil, serpantin
Pegmatitik	Florit, turmalin, (mavi renkli-indikolit), granat, monazit, muskovit, topaz

Krom minerallerinin yer aldığı bir kumtaşında ultramafik bir kaynaktan beslenmeden ya da ağır mineral olarak başlıca ilmenit, piroksen, ve amfiboller ile az miktarda granat, zirkon, monazit, rutil ve titanit'in bulunduğu bir sedimanter kayacın başlıca granitik ya da granodiyoritik ikincil olarakta volkanik ve metamorfik bir kaynak kaya ile sedimanter bir kayadan malzeme temin ettiği anlamına gelmektedir (Yılmaz, 1997).

4.3.1.2.2 Kimyasal Duraylılık

Kaynak alandaki ya da çökeltme alanındaki kimyasal koşullar ağır mineral dağılımını büyük ölçüde etkilemekte ve duraysız minerallerin yok olmasına neden olmaktadır (Tablo 4.5.). Bu nedenle sedimanter bir kaya içerisindeki minerallerden mağmatik kayalarda daha soğuk ve sulu şartlardaki son evrelerde kristallenen mineraller, çökeltme ortamlarındaki normal sıcaklık veya suya daha kolaylıkla uyabilmeleri nedeniyle tortullar içindeki en dayanıklı minerallerdir (Goldich, 1938; Yılmaz 1997).

Tablo 4.5. Minerallerin kimyasal duraylılıkları (Goldich, 1938)

Mineraller		Duraylılık
Olivin	Kalsik plajiyoklas	Az
Ojit	Kalsi-Alkalik plajiyoklas	
Hornblend	Alkali-kalsik plajiyoklas	
Biyotit	Alkalik plajiyoklas tektonik	
	Potasyum feldspat	
	Muskovit	
	Kuvars, zirkon, turmalin	Çok

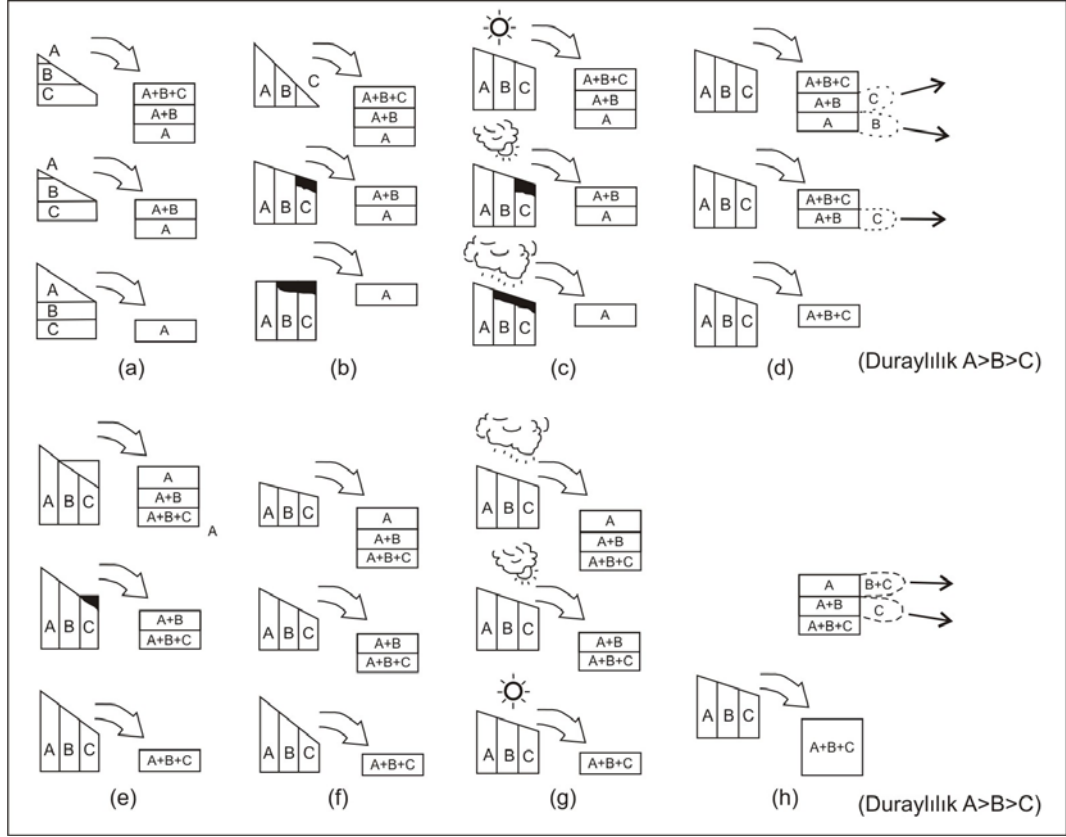
4.3.1.2.3. Kaynak Bölgedeki Zamansal Değişim

Bir sedimanter istifin kaynak kayaç karakterine göre çökelirken değişiklikler geçirmesi muhtemeldir. Kaynak alandaki her değişiklik doğal olarak ağır mineral zonlarına da yansımaktadır. Bu tür değişiklikler ağır mineral zonlarında ardalanma şeklinde açığa çıkmakta ve daha yaşlı tabakalarda az duraylı mineraller bulunmaktadır. Bu birkaç jeolojik devir içerisinde çökelmeyi kapsamaktadır. Bu durumu açıklamak için birkaç hipotez tasarlanmıştır.

Bunlardan biri, ilerleyen erozyon ve yeni kaynak kayaların açığa çıkmasını kapsamaktadır (Şekil 4.45. a). Bir diğeri yükselim ve artan akarsu eğimlerini içerir (Şekil 4.45. b). Bu durumda başlangıçta en duraylı mineraller istifte yerini alırken, artan eğim ve hızlandırılan aşındırma ile birlikte daha az duraylı minerallerin erozyonuna neden olur ve sedimanter basende yerini almasına neden olur. Üçüncü hipotez ise iklimsel değişimi kapsar, başlangıçta nemli iklimin sebep olduğu iklimsel ayrışmaya yalnızca en duraylı türler karşı koyabilirler, diğerleri ise parçalanırlar (Şekil 4.45. c). En son aşamada ise kuru iklim hakim olur ve az duraylı mineraller ortam koşulu ve çökel alanına aktarılmaya dayanıklı hale gelir (Pettijohn, 1975).

Genç tabakalardaki ağır mineral zonları bazı durumlarda eski tabakalardan daha az kompleks olabilir. Bu olayı açıklayabilecek hipotez tek bir formasyonla

sınırlandırılır ve sediman kamasının kaynak kayayı giderek örtmesi (Şekil 4.45. e), akış eğiminin giderek azalması (Şekil 4.45. f) ve kaynak bölgede kuru iklimden nemli iklime dönüşümü (Şekil 4.45. g) deki gibi açıklanabilir (Anderson, 1948; Yılmaz, 1997).



Şekil 4.45. Ağır mineral zonlaşmasını açıklayan modeller. Üste doğru artarak kompleksleşen zonlar (a)-(d), alta doğru kompleksleşen zonlar (e)-(h)'da gösterilmiştir (Pettijohn, 1975).

Bunların dışında çökeltme sonrası ayrışma ve tabaka içi eriyiklerin daha az duraylı mineralleri de yok etmesi söz konusudur.

4.3.1.2.4. Taşınma ve Çökeltme Sırasındaki Seçici Boylanma

Mineraller taşınma ve çökeltme sırasında çeşitli boy ve özgül ağırlıklarına ayrılabilirler. Bu durum Rhone deltası ağır mineral birliklerinde görülmektedir (Van Andel, 1959; Yılmaz, 1997). Burada kıyıya yakın sedimanlarda hornblendler

hakimken delta dışı sedimanlarda ikincil mineral durumundadır. Hornblendler bu istifte diğer minerallerden (örneğin epidot ve piroksen) daha kabadır ve bu durum tercihli boylanmaya neden olur. Her ne kadar ağır mineraller ince taneli fraksiyonlarda yoğunlaşsa da, farklı yoğunluk ve boyda mineraller bir sediman içinde gelişigüzel dağılabilir. Bu nedenle yapılacak incelemelerde birkaç farklı boyda ağır minerallerin dağılımı tespit edilmelidir (Yılmaz, 1997).

4.3.1.3. Ağır Mineral Ayırım İşlemleri

Yoğunluğu 2.89 gr/cm^3 'ten büyük olan ağır mineralleri, hafif minerallerden ayırmak için gravite yöntemi, manyetik ayırma, sallantılı masa ve santrifüj (merkezkaç) yöntemi gibi, farklı uygulamalar bulunmaktadır. Yapılacak olan ayırmada, eldeki malzemelerin ya da aletin mevcudiyeti ile analizin amacına göre bu yöntemlerden biri seçilebilmektedir.

Bu çalışmada gravite ve santrifüj yöntemi birlikte seçilmiş olup, tez çalışmasının amacı olan kaynak kaya kökeninin belirlenmesi ve ağır minerallerin belirlenmesi için en iyi sonucu vereceği düşünülmüştür.

4.3.1.3.1. Gravite Yöntemi

Bu yöntemin esası, ayırma sıvıları içerisinde hafif minerallerin ($<2,9 \text{ gr/cm}^3$) yüzeyde yüzmeleri ve ağır minerallerin ise, dibe çökmeleri şeklinde gerçekleştirilir. Ayırma işlemi üste konulmuş ayırma hunisi ve alttaki toplama hunisi ve beherden oluşan bir düzenek yardımıyla gerçekleştirilmektedir. Bunların dışında analiz sırasında aseton, piset, filtre kağıdı, hunilerin kurulduğu tutturucu, sıvıyı karıştırmada kullanılan cam çubuk, ayırma işleminde sonra örneklerin konacağı beherler ve örneklerin kurutulduğu etüv gibi yardımcı araç ve gereçlere de gereksinim duyulmaktadır.

Gravite yönteminde kullanılan sıvıların oldukça pahalı, aynı zamanda zehirli olması ile ayırma işleminin oldukça uzun zaman alması (yaklaşık 2-3 saat) bu yöntem için bir dezavantaj olarak kabul edilmektedir. Bunun için bütün deneyler iyi havalandırılmış bir ortamda ya da çeker ocaklarda gerçekleştirilmelidir. Kullanılan

huninin ayarlı (Musluklu) ve kapaklı olması sıvının ortama yayılmasını önlemesi açısından tercih edilmelidir. Ayırma işleminde ağır sıvı olarak farklı özgül ağırlıkta sıvılar kullanılmaktadır. Bunun yanında, özgül ağırlığı 20 C⁰'de 2,96 gr/cm³ olan pahalı ve zehirli olan tetrabrometan (C₂H₂Br₄) yerine kömür yıkamada kullanılan ve özgül ağırlığı 2,82 gr/cm³ olan bromoform'un (CHBr₃) kullanılması tercih edilebilir (Çopuroğlu, 1995).

Bu yöntemde ayırma işlemine üstteki ayırma hunisine 200 mililitre ağır sıvının konmasıyla başlanır. Huni musluğu kapalı iken yaklaşık 10 gr'lık tercihen 63µ-125µ boyutundaki numune ayırma hunisine yavaş bir şekilde boşaltılır ve cam çubukla karıştırılarak, numunenin sıvı içerisinde homojen bir şekilde dağılması temin edilir. Bir süre sonra cam çubukla karıştırma işlemine beşer dakika arayla devam edilir, özellikle dibe çöken kısım karıştırılarak ağır minerallerin üzerine binerek dibe çöken ya da onlara yapışık olarak dibe çöken hafif minerallerin yukarı çıkmaları sağlanır. Bu arada ayırma hunisinin yan duvarlarına yapışık minerallerin süspansiyona katılması için ayırma hunisi belli aralıklarla sağa sola sallanmalıdır. Böylece en son karıştırma işleminden 20 dakika sonra ayırma hunisinin musluğu açılarak dibe çöken ağır minerallerin alttaki filtre kağıdı takılı huniye boşaltılması sağlanır sonra musluk kapatılır.

Filtre kağıdındaki ağır sıvı en alttaki behere süzildikten sonra filtre kağıdındaki ağır mineraller aseton dolu pipet yardımıyla bir behere boşaltılır. Beherdeki aseton pisete aktarılarak yeniden kullanılması temin edilir. Ağır mineraller etüve konarak kurumaya bırakılır.

Ağır minerallerin ayrılmasından sonra aynı işlemler hafif mineraller içinde tekrarlanır ve hafif minerallerde farklı bir beherde, etüve yerleştirilir. Ayırma hunisi, hafif minerallerinde boşaltılmasından sonra asetonla iyice yıkanarak, kenarlarına yapışık haldeki hafif minerallerden temizlemesi sağlanmalıdır. Yalnız bu işlemi yaparken alttaki ağır sıvı toplama kabı yerine başka bir kap yerleştirilmelidir. Tüm bu işlemler sırasında ayrılan minerallerin düzenli olarak etiketlenmesine, kullanılan sıvıların israf edilmemesine özen gösterilmelidir. Özellikle ağır sıvının lavaboya

dökülmemesi gerekmektedir. Çünkü bromoform su ile karışmadığı için kanalda uzun süre kalınca demir aksamın çürümesine neden olmaktadır.

4.3.1.3.2. Manyetik Yöntem ile Ağır Mineral Ayrımı

Bu yöntem iki şekilde gerçekleştirilmektedir. Bunlardan birincisi ve en basit olanı bir el mıknatısı yardımıyla yapılan ayırım olup bu yöntemde ağır minerallerin sahip oldukları farklı manyetik özelliklerden faydalanılmaktadır (Çopuroğlu 1995). Bu işlem el mıknatısının doğrudan, numune ile temas ettirilerek, mıknatısa yapışan ferromanyetik minerallerin ayrılması şeklinde gerçekleştirilebilmektedir.

Manyetik özelliği olan diğer ağır minerallerin ayrımı için güçlü elektro manyetik alan oluşturabilen aletlere ihtiyaç duyulmaktadır. Günümüzde bu amaçla üretilen farklı elektro manyetik cihazlar (Eisenblaetter manyetik ayırıcısı, Frantz manyetik izodinamik manyetik ayırıcı gibi) bulunmaktadır.

Bu cihazlardan Frantz manyetik ayırıcısı, iki uzun kutup parçasıyla düzenlenmiş bir elektrot çubuğundan ibaret olup, kutuplar arası boşluk birinden diğerine doğru daha da genişler. Kutup parçalarına paralel titreşim yapan bir metal oluk vardır. Mineral parçaları bu oluğun üst tarafından besleme kutusundan verilir ve bunlar en alt tarafa doğru kayarlar. Yüksek manyetik özelliği olan minerallerin hareketi oluğun kutup açıklığının dar ve manyetik gücün en yüksek olduğu yöne doğrudur. Mineraller besleme hızının artırılıp azaltılması ya da aletin akım şiddetinin artırılmasıyla, elektromıknatısların gücünün ayarlanmakta, mineraller manyetik duraylılıklarına göre farklı amper şiddetlerinde, farklı mineraller alttaki kaba toplanmaktadır. Dikkat edilmesi gereken konu bu cihazda ayırım yapılmadan önce numune içerisindeki manyetitlerin mıknatıs yardımıyla alınması gerekmektedir. Alınmadığı takdirde manyetitler ayırım sırasında cihazın mıknatıslarına yapışmaktadır (Çopuroğlu 1995).

4.3.1.3.3. Sallantılı Masa Yöntemi ile Ağır Mineral Ayrımı

Sallantılı masalarda özgül ağırlık farkına dayanarak zenginleştirme yapan ve son derece yaygın olarak kullanılan aygıtlardır. Sallantılı masa, üzerinde tabaka

halinde akışkan su olan, yamuk geometrik şekle sahip, farklı uzunlukta birbirine paralel olukları olan ve ileri geri hareket edebilen bir tabladan oluşmaktadır. Masa hareket ettirilerek özgül ağırlığa bağlı olarak kuşaklanma sağlanır. Gelişen kuşaklar iri-hafif, ince-hafif-iri ağır ve ince ağır olmak üzere üç şekildedir. Her bir kuşağa ait malzeme değişik kanallardan alınır (Çopuroğlu 1995).

4.3.1.3.4. Santrifüj Yöntemi ile Ağır Mineral Ayrımı

Bu yöntemde 1000-4000 devirle çalışabilen santrifüj makinesine ihtiyaç vardır. Ayırma işlemi, ince silt boyu malzemelerde tercih edilmekte olup, az zaman alması ve ayırım için ihtiyaç duyulan örnek miktarının az olması yöntem için bir avantaj olarak kabul edilebilir. Numune hazırlanması önceki işlemlerdeki gibi olup, 1-3 gramlık numuneler santrifüj tüplerine konur üzerlerine bromoform ilave edilir. Makine çalıştırılarak santrifüj işlemine başlanır. Tüpler makineden çıkarılır çıkarılmaz sıvı havaya daldırılarak tüp içindeki mineral sıvı karışımının donması sağlanır. Tüpün üzerindeki hafif mineraller alınır ve dibe çökmüş olan ağır mineral bromoform karışımı filtre kağıdına aktarılır. Böylece aynı ve kısa zamanda birden fazla numune için ağır mineral ayırımı gerçekleştirilmiş olur. Yalnız ayırım için gerekli olan sıvı hava her laboratuarda bulunmayacağı için bunun yerine katı eterli buz (CO₂) ya da -60 °C'den -100 °C'ye kadar soğutabilen soğutucular da kullanılabilir (Çopuroğlu 1995).

4.3.1.4 Dünya'da Ağır Minerallere Yönelik Çalışmalar

Önceleri sahillerde kolayca ortaya çıkarılan ağır mineral depolarını günümüzde bulmak giderek zorlaşmaktadır. Geçmişte ağır mineral aramalarında araştırmacılar alüvyal plaser yatakları için nehirleri, sahil plaserleri için plajları araştırırlardı. Geniş yatakların yerlerinin belirlenmesi, ortaya çıkarılması ve ağır mineral oluşumlarına yönelik aramalar hala zor ve günümüzde oldukça sınırlıdır (Okay, 2003).

Dünya'da uranyum aramaları 80'li yıllarda giderek artmış ve ağır mineral araştırmaları önem kazanmıştır. Geiger aletleri ile monazit ve diğer ağır minerallerin aranmasını hızlandıran çalışmalar yapılmaktadır (Okay, 2003). Grozs, 1987'deki çalışmasında Amerika'nın doğu kıyılarında Carolina ve Virginia eyaletleri sınırında

Fall zonu boyunca geniş bir ağır mineral deposu bulunmuştur (Okay, 2003). Toplanan nehir kumlarının jeokimyasal analizleri sonucunda bu depoda yüksek oranda titanyum oksit bulunmuş ve bu çalışmalar sonunda yüksek miktarda ilmenit barındıran plaser yatakları ortaya çıkarılmıştır (Pirke ve diğ., 1991; Okay, 2003).

Plajlarda ağır mineral depolarının araştırılmasında kıyı boyunca jeolojik gözlemler ve laboratuvar analizleri; plaj kumu kalınlığı ve dağılımı için ise yüksek ayırmalı kıyı ötesi sığ sismik çalışmalar yapılmaktadır (US Congress, 1987; Okay, 2003). Chirp türü sonar ile yapılan çalışmalar plaj kumlarının kalınlıklarını ve denize doğru uzanımlarını saptamakta önemli yer tutmaktadır. Su altına batmış nehir vadileri, karadaki vadilerin uzantılarıdır. Bunların deniz altındaki uzanımları sonar ve sismik yöntemlerin yanısıra batimetri çalışmalarıyla tespit edilmektedir (Berquist ve Hobbs, 1986; Berquist, 1990; Okay, 2003).

Okyanus kıyılarında yapılan ayrıntılı çalışmalarda araştırma denizaltıları ve sualtı kamerası ve örnekleyicilerle donatılmış uzaktan kumandalı cihazlar da kullanılmaktadır (US Congress, 1987 Okay, 2003). Deniz yüzeyinden alınan örnekler ağır minerallerin özellikleri, deponun derecelendirilmesi, kalınlık ve yayılımı konularında bilgi vermektedir (Berquist, 1990; Okay, 2003). Deniz kıyılarında gerek yatay yönde gerek ise düşey yönde sedimanların tane boyu ve ağır mineral dağılımları değişebildiğinden değişik yönlerde çok sayıda örnek almak gerekmektedir. Manyetik ve radyometrik araştırmalar ise manyetik ve radyoaktif ağır mineraller bakımından zengin gömülü plaserlerin ortaya çıkmasını sağlamaktadır. Örneğin, Florida'daki ilmenit plaserleri bu yöntemlerle bulunmuştur (US Congress, 1987; Okay, 2003).

4.3.1.4.1. Batı Atlantik Sahillerinde Yapılan Çalışmalar

Kumlar içinde bulunan ağır mineral grupları, sediman taşınması ve kaynak araştırmaları için yıllardır analiz edilmekte ve bu analizler eski ve güncel sedimanter birimlere başarıyla uygulanmaktadır (Komar ve diğ., 1989; Okay, 2003). Sahil kumlarının özellikleri konusunda yapılan ilk çalışmalar, daha çok Amerika Birleşik Devletleri'nin doğu kıyılarında başlatılmıştır. Bu çalışmalar, sedimentolojik

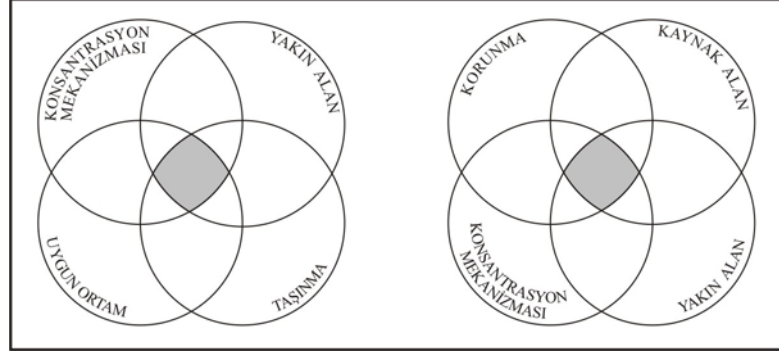
özellikleri benzer olan kumların ağır mineral içeriklerinin çeşitliliğini ortaya koyması bakımından önemlidir. Ağır mineral içerikleri ve sedimanter özelliklerin bölgenin jeoloji ve morfolojisine bağlı olduğu bu araştırmalarda ortaya çıkmıştır (Neiheisel, 1962; Pilkey, 1963; Okay, 2003).

Özellikle, sahil boyunca etkili faktörlerin (rüzgar, dalga ve akıntı) ağır mineral birikimlerini kontrol ettiği görülmüştür. Neiheisel (1962) ağır-minerallerin daha çok üst kıyı kumul bölgesinde yoğunlaşmasında bu faktörlerin etkili olduğunu ortaya koymaktadır (Okay, 2003).

Ayrıca bu çalışmalar, farklı yaşlardaki kumların sedimentolojik özelliklerinin benzer olduğunu, fakat ağır mineral içeriklerinin farklılık gösterdiğini ortaya koymaktadır. Güney Atlantik pasif kıta kenarı boyunca Pilkey (1963) tane boyu, boylanma gibi sedimenter çalışmalar yapmıştır (Okay, 2003).

Kuzey Florida'daki Trail sırtında bulunan ağır minerallerin kaynağını Kuzey Highland dağları oluşturur (Pirkle ve diğ., 1991, 1994; Okay, 2003). Zimmerle (1973)'e göre bir yatağın oluşumu ağır minerallerinin konsantrasyonu için mekanizma gerektirir. Buna göre Trail sırtı ve kıyıdaki plaserlerin oluşmasında rüzgar, dalgalar ve kıyı çizgisi boyunca aktif akıntılar etkili olmuştur (Okay, 2003). Regresyonla oluşan ağır mineral depoları genellikle transgresyonla kaybolur. Kıyı çizgisi kenarında oluşan depolar deniz seviyesi alçaldığında korunurlar.

Bununla beraber nehirlerin erozyonu ve yüzey yıkaması depoların yerlerini değiştirebilir. Buna göre bir ağır mineral deposunun oluşması için orjinal kaynak alan ve yakın kaynak olması gerektiği gibi konsantrasyon ve korunmaya ihtiyaç vardır. Bu mekanizma Venn diyagramı ile özetlenmektedir (Pirkle ve diğ., 1994; Okay, 2003) (Şekil 4.46.).



Şekil 4.46. Venn diyagramları (Pirkle, 1991) (ağır-mineral deposunun oluşması için çeşitli faktörlere (kaynak alan, taşınma, yakın alan ve uygun ortam, konsantrasyon mekanizması, korunma) bağlı olarak oluşumunu göstermektedir)

Kaynak alan belirleme üzerine bir başka öncü çalışmada, Davies ve Moore (1970) Meksika körfezi kuzeyinde ağır mineral içerik ve özelliklerine göre 4 farklı kaynak belirlemiştir. Araştırmacılar ağır mineral dağılımından, klastik sedimanların beslendiği kaynak ve taşınmalarında etkili faktörleri açıklayabilmektedirler (Okay, 2003). Genelde araştırmalar, kum boyutlu minerallerin araştırması üzerine yoğunlaşırken, silt boyutlu tanelerin analiz çalışmaları da başka ilginç sonuçlar vermektedir. Poppe ve Commeau (1996) çalışmasında kuzey Amerika kıtasının güney doğu kıyılarında yapılan araştırmalarda kum boyutlu ağır minerallerle silt boyutlu ağır mineraller arasında içerik farklılıkları olduğunu ortaya koymaktadır (Okay, 2003). Müller ve Uptegrove (1997) aynı bölgede Okyanus Delme Programı (ODP) kapsamında gerçekleştirilen sondaj sırasında alınan örneklerinden Pleistosen-Üst Miyosen yaşlı kumlardaki ağır minerallerin yaygın bir şekilde alterasyon göstermesinden ortamda önemli bir iklim değişikliğinin olduğu sonucuna varmaktadır (Okay, 2003).

Maden şirketleri tarafından 1960 ile 1991 yılları arasında işletilen ekonomik bakımdan önemli ilmenit, rutil, zirkon içerikli bu kumların açık denizde devamını araştırmak için New Jersey şelf alanında çalışmalar başlatılmıştır. Yapılan çalışmalardan elde edilen sonuçlar ağır mineral dağılımının tane boyu, morfoloji ve batimetri ile sıkı bir ilişkisi olduğunu göstermektedir (Grozs ve diğ., 1989, 1990; Morton ve Hallsworth, 1999; Okay, 2003). Şelfteki kumların ve ağır minerallerin

kaynağını ortaya çıkarmak amacıyla yüzey örnekleri ve vibro karotlarda tane boyu analizleri ve mineralojik çalışmalar yapılmıştır (Uptegrove ve diğ., 1991, 1992; Okay, 2003). Genel olarak yüzey sedimanlarında ağır mineral içeriğinin daha yüksek olduğu görülmektedir. Kepçe ile alınan yüzey sedimanları ağır mineral dağılımının tane boyu ve bölgenin morfolojisi ve su derinliği ile ilişkili olduğunu göstermiştir (Okay, 2003).

İyi boylanma gösteren ayrılmış kıyı önü ve kıyı yüzü sedimanları ağır mineral bakımından oldukça zengindir. Özellikle ince kumlar daha fazla ilmenit içermektedir (Grosz ve diğ., 1990; Uptegrove, 1991; Okay, 2003). Kaba kum ve çakıl arttıkça ilmenitin azaldığı görülmüştür. Bu çalışmalarda ağır mineral dağılımının yerel çeşitliliği de ortaya çıkmıştır; örneğin New Jersey sahillerinde ilmenit, hemen çok yakınında bulunan Hudson nehri açıklarında ise granat yoğun olarak bulunmaktadır (Grosz ve diğ., 1990; Uptegrove, 1991; Okay, 2003).

Tane boyu analizlerinden yakın kaynak sedimanlarının orta kum boyutunda olduğu bulunmuştur. Ağır minerallerin yoğun olduğu kumlarda benzer hidrolojik özelliklere sahip hafif mineral olan iri kuvarlarla birlikte bulunmuştur (Grosz ve diğ., 1990; Okay, 2003). McMaster (1954) çalışmasında New Jersey kıyı önü sedimanlarının tane boyu azaldıkça ağır minerallerin arttığını göstermektedir. Buna göre yakın alan sedimentlerinin tane boyu azaldıkça kumlarda bulunan ağır mineral miktarı artmaktadır (Okay, 2003).

Mississippi nehri ağzı ve Alabama açıklarında Drummond ve Stow (1979) tarafından yapılan çalışmada daha küçük taneli, yoğunluğu yüksek ağır mineral tanelerinin (ilmenit, zirkon, rutil) daha çok “düşük-enerjili” ortamlarda bulunurken daha büyük taneli, yoğunluğu düşük ağır mineral tanelerinin (turmalin, silimanit gibi) “yüksek-enerjili” ortamlarda bulunduğu dikkat çekmektedir (Okay, 2003).

Texas’ın güneyindeki kıta sahanlığında yapılan bir çalışmada da ağır minerallerin biçimine göre boylanmasının yoğunluğa göre boylanması kadar önemli olduğu vurgulanmıştır. Burada Holosen transgresyon sırasında kama şeklinde ağır

mineral deposunda amfibol yerine daha çok epidot, granat gibi minerallerce zenginleşme ortaya konmaktadır (Okay, 2003).

Puerto Riko şelfinde yapılan bir çalışmada da silt boyutu ağır minerallerin daha çok nehir ağızlarında yoğunlaştığı ve denize doğru azaldığı belirtilmektedir (Poppe ve diğ., 1995; Okay, 2003). Güney Atlantik'te Rio kumlarında yapılan bir çalışmada farklı büyüklük ve yoğunluktaki tanelerin aynı çökme hızına sahip olabilecekleri ortaya konmaktadır (Rittenhouse, 1943; Okay, 2003). Hidrolik eşitlik aynı hidrolik hıza sahip farklı tanelerin aynı koşullarda çökeldiğini tanımlar. Örneğin, aynı büyüklükte bir kuvars tanesi ile aynı tane büyüklüğündeki ağır mineral aynı hıza sahip olabilir. Van Andel (1950) büyüklükten ziyade kaynağa olan uzaklığın önemli parametre olduğu görüşü ile katkıda bulunmaktadır (Okay, 2003).

4.3.1.4.2. Pasifik Okyanusu Sahillerinde Yapılan Çalışmalar

Pasifik kıyılarındaki ilk araştırma Trask (1952) Kaliforniya plajlarındaki kumların hareketini çalışmış ve kumların, sahilin yaklaşık 160 km kuzeyinden geldiğini ortaya koymuştur (Okay, 2003).

Montrey (Kaliforniya) sahili boyunca bulunan cep plajlar arası sediman dağılımı ve taşınması, genelde kuzeybatı yönlü görülen morfolojik yapılar ve bölgede aktif olan oşionografik sistemler tarafından kontrol edilmektedir (Storlazzi ve Field, 2000; Okay, 2003). Kumların hareket etmesine mani olan bu yapısal engeller ve dalga enerjisi sürekli kumların cep plajlar arasında ne zaman ve ne kadar taşınacağını kontrol eden başlıca faktörler olduğunu, fırtınalarla dalga enerjisinin artmasıyla bu taşınmanın daha da artmakta olduğunu ortaya koymuştur (Okay, 2003). Wong (2001) çalışmasında güney Kaliforniya Palos Verdes kıta kenarında plaser rezervine yönelik faktör analizi yapmış ve ağır mineralleri haritalamıştır (Okay, 2003.)

Pettijohn ve Ridge (1932) ilk defa bu kıyılarda ağır minerallerin tane boylarını çalışmış, hatta tanelerin birikme hızlarını incelemiştir. Kaynaktan uzaklaştıkça ağır minerallerin tane boylarının azaldığını göstermiştir. Amerika'nın kuzeybatı

kıyılarında yukarıda Kolombiya nehrine yaklaştıkça uzun plajlardaki kumlarda ağır mineraller artmakta ve kıyıdan uzaklaştıkça sistematik olarak azalmakta olduğunu belirtmiştir (Okay, 2003). Li ve Komar (1992) kuzeybatı Amerika kıtasındaki Kolombiya nehrinin Pasifik okyanusuna döküldüğü sahil boyunca uzanan plajlarda yoğun siyah kumların bulunduğu işaret etmektedir (Okay, 2003).

Komar ve Wang (1984) ve Li ve Komar (1992) Oregon ve Washington sahillerindeki kumlarda yaptıkları ayrıntılı çalışmalarda plajlardaki dalga enerjisinin iri taneli hafif mineralleri taşıdığını ve ince taneli ağır mineralleri bıraktıklarını ortaya koymaktadır. Daha önemlisi ağır minerallerin toplam ağırlığı ve özellikle yoğun, siyah opak minerallerin yerlerinde kalarak erozyona maruz kaldıklarını göstermektedirler (Okay, 2003). Daha fazla erozyon oldukça daha çok ağır mineral birikecek ve her erozyonla yeni küçük taneli ağır mineraller gelecektir. Bu araştırmacılar kıyı çizgisinin geçmişteki değişimlerini, kıyıdaki güncel erozyonu ve depolanmayı açıklamak için plaj kumlarının bileşimi ve tane boyu analizlerini kullanmaktadır (Okay, 2003).

4.3.1.4.3. Hint Okyanusu Sahillerinde Yapılan Çalışmalar

Hindistan kıyılarında çok sayıda ağır mineral çalışmaları yapılmaktadır. İlk çalışmalardan biri Seylan'daki kumlarda Vitanage (1957) tarafından yapılmıştır; zirkon minerallerinin biçimlerini inceleyerek ve geldikleri kaynaklar üzerine yorumlarda bulunmuştur (Okay, 2003). Batı Hindistan şelfindeki ağır mineral depolarında kıyı morfolojisi ve jeolojisi ve sahil akıntıları önemli rol oynadığını göstermişlerdir (Rao ve Wagle, 1997; Okay, 2003).

Güneydoğu Hindistan kıyıları boyunca bulunan ağır mineral dağılımından kumların zirkon, granat, klorit ve biyotit içerdiği görülmüştür (Angusamy ve Rajamanickam, 2000; Okay, 2003). Zirkon ve granat minerallerinin dönüşümlü sedimanlardan, diğerlerinin de düşük derece metamorfik kayalardan geldiğini belirtmişlerdir. Güneydoğu Hindistan kıyıları boyunca yapılan granülometrik çalışmalar ağır minerallerin kıta yamacına doğru arttığını, tane boyu küçülürken boyulanmanın da arttığını göstermektedir (Unnikrishnan ve diğ., 2000; Okay, 2003).

Sedimanların taşınma yönlerinden ağır minerallerin hafif minerallerden farklı olarak hareket ettiğini ve çoğunlukla açık denize doğru depolandığını belirtmektedir. Araştırmacılar bölgenin jeolojisi ile mineroloji ve tane büyüklüğünden bu ağır mineral depolarının Holosen deniz seviyesinin yükselmesi sırasında paleoplaj depolarından aşınıp dalgalarla taşınmış ve tekrar depolanmış olduğunu göstermektedir (Okay, 2003).

Macdonald ve Rozendaal (1995) güney Afrika'da Namaqualand sahilindeki Geewal Karoo güncel ağır mineral deposunda yaptığı çalışmada yüksek titanyum içerikli ilmenit (% 51) ve granat içeren kumların kaynağının metamorfik kayalardan geldiğini ortaya koymuştur. Bu bölgede 35 metre yükseklikte bulunan denizel taraçalarda ağır mineralce zengin tabakalar ortaya çıkarılmıştır. Bu çalışma alterasyon görülmediğinden kumların daha çok arid bir iklimde oluştuğu ve soğuk Atlantik dalgaları ile taşındığını ortaya koymaktadır (Okay, 2003).

Avustralya'nın doğu kıyısında yapılan çalışmalarda dalganın kırıldığı yerdeki mineral tanelerinin hidrolik olarak boylanması incelenmiştir. Ağır mineral taneleri hafif mineral tanelerinden daha küçük çap ve yerleşme hızına sahiptir. Plaj tipi de boylanma mekanizmasında önemli bir rol oynadığına dikkat çekilerek güneydoğu Avustralya şelfinde yapılan çalışmalardan çeşitli ağır mineral depoları için gerekli ortam şartları arasında bir ağır mineral grubunun oluşması için az miktarda klastik sediment ve daha uzun sürede ayrışma, ve ağır mineralleri şelften kıyıya hareket etmesini sağlayan deniz seviyesi değişimleri (özellikle transgresyonlar) sayılmaktadır (Roy, 1999; Hughes ve diğ., 2000; Okay, 2003).

4.3.1.4.4. Mısır'da Nil Deltası Sahillerde Yapılan Çalışmalar

Mısır'da Nil deltası çevresindeki sahillerde çeşitli ağır mineral çalışmaları yapılmaktadır. Bu uzun dönemli çalışmalarda sahil akıntıları ile taşınan sediman hareketleri, Nil deltasının zaman içindeki ötelenmeleri incelenmiştir. Sonuçlarda kıyı çizgisinin değişim oranı ile ağır mineral grupları ve sedimanların tane boyları arasındaki ilişki ortaya konmaktadır (Okay, 2003).

Nil deltası boyunca yapılan ağır mineral ve tane boyu çalışmaları erozyonun yüksek olduğu sahil şeridinde ağır mineral konsantrasyonun arttığını göstermektedir (Frihy ve Komar, 1993; Okay, 2003). Bu araştırmacılar ağır mineral konsantrasyonun artmasının tane boyunun azalması ile açıklamaktadır.

Frihy ve Lofty (1994) ağır minerallerin nehrin ağzına yakın bulunan ince taneli kumlarda daha yoğun olduğunu, düzenli bir biçimde yığılma alanları boyunca kaba taneli kumların yığıldığı sahil boyunca uzaklıkla azalmakta olduğunu göstermektedir. Özellikle iki grup ağır mineral: (1) granat ve yüksek yoğunluklu opak mineralleri çok ince tanelilerden oluşmakta, (2) daha düşük yoğunluklu mineraller (daha büyük taneler) hornblend, epidot gibi aşınan yerlerden taşınmakta ve sistematik olarak Nil nehrinden uzaklaştıkça artmaktadır. Bu çalışma tane boyu, ağır mineral konsantrasyonu ve ağır mineral grupları arasındaki yakın ilişkiyi ortaya koymaktadır (Okay, 2003).

4.3.1.4.5. Avrupa’da Yapılan Çalışmalar

Avrupa’daki çalışmalarda da diyajenezis, ayrışma olayları, klastik kayaların kaynak alanlarının belirlenmesinde yaygın olarak ağır mineral analizleri kullanılmıştır. Çalışmalar ağır minerallerin hafif minerallere göre sayısız avantajını vurgulamaktadır. Öncelikle ekonomik amaçlı olarak Alpler, kuzey Alman havzası, Bavyera, İngiltere’de çeşitli klastik kayalar (konglomera, kumtaşı, silt taşı), kristalen kayalar, metamorfikler (şist, kuvarsit) ve piroklastik kayalarla (tuf, lahar, ignimbit), güncel nehir kumları ağır mineraller bakımından araştırılmıştır. Bu çalışmalarda amaç, tektonik yükselme ve aşınma olaylarında ağır minerallerin değişimi ile ilişkisini göstermek, kaynağın özelliklerini belirlemektir (Okay, 2003).

Durağan olan ağır minerallerin (rutil, turmalin, zirkon) ile az durağan veya durağan olmayan ağır minerallerin (epidot grup, sfen, granat, amhibol, biyotit) varlığı tektonik hareketlerle açıklanmaktadır (Okay, 2003). Apatit, turmalin, granat, amfibol daha çok alüvyal çökellerde, zirkon çoğunlukla manyetit gibi diğer ağır mineraller sahil kumlarında bulunmaktadır. Özellikle durağan ağır mineraller sedimanların tekrar tekrar aşınması, yıkanması ve depolanmasıyla yoğunlaşmaktadır.

Bu durum eski denizel ağır mineral depolarının transgresyon sırasında tekrar tekrar aşınması, yıkanması ve depolanmasıyla kıyı boyunca örneğin zirkon zenginleşmesi şeklinde açıklanabilir. Bu özellik sedimanların dağılımını haritalamak için kullanılabilir (Mange ve Maurer, 1992; Okay, 2003).

Dewey ve Mange (1999), İngiltere ve İrlanda'da bindirmeler ile ilişkili kısa sürede (yaklaşık 10 milyon yıl gibi) meydana gelmiş orojenik bir olayın oluşumu, zamanı, oluş süresini ve hemen ardından oluşan tektonik yükselme ve aşınmasıyla metamorfik kayaların tümüyle aşınıp kaybolmasını ağır minerallerle açıklayabilmişlerdir (Okay, 2003). Tektonik olaylar kaynak alanını değiştirdiği gibi aşınmayı hızlandırmakta ve ayrışan sedimanların taşınması ise yine tektonik olayların kontrolüne bağlı olmaktadır. Oluşan yeni sedimanların mineralojisi kaynak kayalarının değişimi ve zamanı ile ilgili bilgiler vermektedir (Okay, 2003). Çalışmalar özellikle sedimanlarda belirli bir kaynak için indeks minerallerin belirlenmesiyle yükselmenin ve ana litolojilerinin aşınma zamanı belirlenebildiğini göstermektedir (Van Andel, 1950; Allen ve Mange-Rajetzky, 1992; Okay, 2003). Taşınmış ve tekrardan çökelmiş yeni sedimanlarda yeni sedimanter ortamı etkileyen faktörlerin etkisiyle orijinal ağır mineraller değişir. Bu faktörlerin başında (1) taşınma esnasındaki hidrolik süreçler (tane büyüklüğü, biçimi, yoğunluğuna bağlı boylanma), (2) çökme sonrası çözünme gelmektedir. Ağır-mineraller diyajenezis sırasında kimyasal durağanlıkları ile dengede kalır. Sedimanlar sadece yüksek durağanlıktaki ağır minerallerle (zirkon, apatit, turmalin, rutil gibi) zenginleştiklerinde mineralojik olgunluğa erişmektedir (Wagreich ve Marschalko, 1995; Lihou ve Mange-Rajetzky, 1996; Okay, 2003). Bu araştırmacılar İsviçre Alplerindeki bir havzanın paleocoğrafik modellemesini sedimentolojik ve petrografik bulgulara göre belirlemişlerdir (Okay, 2003).

Çeşitli litolojiler farklı sedimanları oluşturduğundan ağır mineraller de çeşitlilik göstermektedir. Bu çeşitlilik aynı mineralin değişik tip, renk, şekilde olmasına yol açar. Her bir çeşit ayrı kaynağa ve sedimantolojik oluşuma işaret eder (Vitanage, 1957; Mange ve Maurer, 1992; Okay, 2003). Bu kaynak çalışmalarında özellikle durağan olan ağır minerallerden zirkon incelenmiştir. Değişik biçim ve

renklerde zirkon mineralleri geldiği kaynak hakkında bilgi verir. Örneğin, keskin uzun altıgen (euhedral) zirkon kristalleri volkanik ve granit sokulumlarından; bozunmuş altıgen (subhedral) zirkon taneleri gnays, migmatit ve bazı mafik kayalardan; yuvarlak, yassı zirkon kristalleri aşınmış ve tekrar çökelmiş sedimanter ve metasedimanter kayalardan, ve pembe yuvarlak zirkon taneleri ise metamorfik kayalardan geldiği gösterilmektedir (Okay, 2003).

Morton (1985) tarafından Kuzey Denizi'nde yapılan çalışmalar özetlenerek ağır minerallerin kimyasal durağanlığının dissolüsyon ile ilgisini ortaya koymaktadır. Bu konuda az veri olmasına karşın asidik (nemli, tropik) ortamlarla alkalın (çöl) ortamlara farklı davranan ağır mineral grupları vardır. Örneğin, apatit Kuzey Denizi'nde (3800 metrede bile) yoğun olarak bulunurken ortamın geçici olarak asidik (asidik ayrışmaya maruz kalarak) olmasından dolayı yer yer kaybolmaktadır (Okay, 2003). Skocek ve Valecka (1983) çalışmasında sıcak nemli iklimle kuvvetli kaolin aşınması etkisi orta Avrupa havzasındaki ağır mineral gruplarıyla yakın ilişkisi olduğunu göstermiştir (Okay, 2003). Yapılan çeşitli çalışmalarda hornblend “durağan olmayan”, epidot, garnet, sfen, silimanit “yarı durağan”, apatit, rutil, zirkon turmalin “durağan” ağır mineraller olduğu ortaya konmuştur (Mange ve Maurer, 1992; Okay, 2003).

Çoğu ağır mineral toplulukları sadece durağan ağır mineralleri içerir. Kaynak alanın litolojisi (düşük dereceli metamorfikler, karbonat kayalar, aşınıp tekrardan çökerek olgunlaşmış sedimanlar), çökme öncesi kayıp (ileri derece kimyasal aşınma, düşük eğim, yavaş çökme, aşındırıcı yeraltı sularının varlığı), çökme sonrası dissolüsyon ile durağan olmayan mineraller (diyajenez ile) kaybolur. Kumtaşları ise durağan olmayan ağır mineraller bakımından zengindir (Okay, 2003).

Özellikle, sedimantasyon hızının uzunca bir jeolojik dönem boyunca sabit kaldığı kaynak bölgelerde ağır mineral analizi doğru sonuç vermekte yetersiz kalmaktadır (Mange and Maurer, 1992; Okay, 2003). Litostratigrafik birimler genellikle belirli ağır mineral toplulukları ile ilişkilidir. Bu da ağır minerallerin stratigrafik önemini vurgular. Örneğin, ağır mineral analizi ile Eosen ve Miyosen

stratigrafik birimlerinin tanımlanması ve ayırt edilebilmesi mümkün olmuştur (Mange and Maurer, 1992; Okay, 2003).

Tektonik bakımdan aktif olan kaynak ile sedimantasyonun ilişkisini tanımlamada ağır mineral grupları önemli yer tutmaktadır. Havzayı dolduran sedimanlardaki ağır mineral topluluklarının düşey ve stratigrafik sürekliliği tektonik olaylarla kaynak alanların aşınmasını aydınlatılabilir. Orojenik kuşaklarda aşınan ve tekrardan çökelen sedimanlarda, ağır mineral grupları düşey doğrultuda giderek daha kompleks olurlar, bu gelişim yükselme ve yükselmeye ortaya çıkan aşınmayı göstermektedir (Okay, 2003).

Ağır mineral grupları özellikle sedimantasyonun ve çökmenin yüksek olduğu eğimli sedimanter ortamda iyi korunurlar. Alp Molasse havzası Alplerdeki tektonizma sonucu gelişmiştir. Havzadaki ağır minerallerin sıralanışı Alp birimlerinin kademeli yükselmesini aydınlatmıştır. Erken Alp metamorfizmasında oluşan mineraller sonraki metamorfizma hareketleri, bindirmeler altında derinlere gömülmelerine karşın bu havzada iyi biçimde korunmuşlardır (Mange and Maurer, 1992; Okay, 2003).

4.3.1.5. Türkiye’de Ağır Minerallere Yönelik Çalışmalar

Türkiye genelinde ağır minerallerin taşınma mekanizması, çökme koşulları ve oluşum alanları ile ilgili yapılan çalışmalar oldukça azdır. Yaklaşık 7000 km uzunluktaki kıyılarımızın 65.000 km²'si plaj alanlarıdır (Okay, 2003). Plaser yataklar olarak, ekonomik bakımdan önemli değilse de, Türkiye’de deniz kıyılarında, özellikle Marmara ve Karadeniz içlerinde nehirlerin getirdikleri manyetit kumları vardır (Okay, 1967; Okay, 2003).

Deniz kenarındaki kumlarla ilgili ilk çalışma Andaç (1971) tarafından kuzey Ege’deki sahil kumlarının mineralojisi ve kaynak araştırmasına yönelik olarak yapılmıştır. Geyikli, Bozcaada ile güney Gökçeada civarındaki sahillerde bulunan siyah kumlarda zirkon, manyetit ve radyoaktif mineral plaserlerin varlığı bilinmektedir (Andaç, 1971).

Batı Karadeniz sahili kumları içerisinde bulunan ağır minerallerle kuvars ve feldspar rezerv araştırmasına yönelik bir çalışmada Önal (1981) ve Pirkle ve diğ. (1994) tarafından yapılmıştır (Okay, 2003). Bilinen araştırmalar ise daha çok akarsu ve dere kumlarında ağır mineral çalışmaları plaser yataklarına yönelik olarak Gültekin ve Yavuz (1995) ve Gültekin ve diğ. (1996) tarafından yapılmıştır.

Güney Marmara sahilinde yapılan bir çalışmada Kocasu deltası plaj sedimentlerinin sedimentolojik ve mineralojik özelliklerinin araştırılmasına yöneliktir (Turan, 2007).

İlk petrolojik incelemelerden kumlarda tanınan piroksen minerallerin bölgede yaygın olarak izlenen ofiyolitik melanja ait ultramafik kayalardan, glokofan, krossit, lavsonit mineralleri Kütahya çevresinde bilinen mavişistlere özgü kayalardan, epidot, biyotit, hornblend, rutil gibi minerallerin de Kocasu nehrinin geniş bir beslenme alanından gelmesi nedeniyle Biga ve çevresi kaynak alanındaki tüm kayalardan türediği bilinmektedir (Okay ve diğ., 1996). Biga yarımadasının güneyi özellikle magmatik kökenli benzer kayaların Limni, Midilli adaları çevresinde de devam ettiğini göstermektedir (Perissoratis ve diğ., 1987; Okay, 2003).

Türkiye'nin batı Akdeniz kıyılarındaki dere ve sahil kumları üzerine yapılan diğer bir ağır mineral çalışmasında da kumlar içinde bulunan glokofan minerali, kaynak alanda yüksek basınç/düşük sıcaklıkta oluşmuş metamorfik kayaların varlığını göstermiştir. Metamorfik Alanya masifinin yer aldığı alandaki plaj kumlarında amfibol, lavsonit ve granat mineralleri bulunmuştur (Mange-Rajetzky, 1981; Okay, 2003).

Sahil kumlarında manyetik ve radyasyon ölçümleri ile alınan örneklerin laboratuvarında süseptibiliteleri ölçülmüştür. Bu çalışmalara göre doğu Karadeniz kıyılarında yer yer bol miktarda manyetit ve hematit bulunduğu saptanmıştır (Gündem, 1972; Özkaynak, 1974-75; Öztürk ve Acar, 1975; Okay, 2003). Aramalar kıyı kumları içinde önemli titanyum plaserlerinin varlığını ortaya koymaktadır (Okay, 2003).

Özellikle Çarşamba ve Ünye arasındaki kıyılarda titanyum, manyetitli kum rezervleri tespit edilmiştir. Alınan örneklerin jeokimyasal analizlerinde manyetitin yanı sıra krom, zirkon, rutil, altın, platin mineralleri de saptanmıştır (Karaköse, 1985; Okay, 2003).

Karadeniz dip çökellerinde ise uranyum içeriğine rastlanmıştır. Bu havzanın güncel çökelleri arasında uranyum, kobalt, nikel, molibden, bakır, vanadyum, demir ve manganez gibi değerli elementlere rastlanır. Batı Karadeniz kıyıları özellikle Şile civarındaki kumlarda yüksek miktarda zirkon olduğu bilinmektedir (Önal, 1981; Okay, 2003).

4.3.1.6 Çalışma Alanında Yapılan Ağır Mineral Çalışmaları

Çalışma alanından ağır mineral analizi için derlenen toplam 22 adet sediman örneğinden elek analizi ve sonrasında ağır sıvı analizleri yapıldıktan sonra elde edilen ağır mineral miktarı ve yüzde değerleri aşağıdaki tabloda verilmiştir.

Ağır sıvı analizinden sonra Frantz manyetik separatör ile manyetik ayırım işlemine tabi tutulan 22 adet örnek toplamda değişik süseptibilitelerde 93 fraksiyona ayrılmıştır. Her bir fraksiyondan ayrı ayrı iki adet ince kesit yapılmıştır. İlk bölümüyle elde edilen kesitlerden üstten aydınlatmalı mikroskopta mineraller kristal şekillerine ve renklerine göre, ikinci bölümüyle elde edilen ince kesitlerden ise polarizan mikroskopta, minerallerin polarizan özelliklerine ve kristal şekillerine göre adlandırılmaya ve tanımlanmaya çalışılmıştır.

Tablo 4.6. Ağır Mineral analizi sayısal verileri

Örnek No	Boyut	Hafif Mineral (gr)	Hafif Mineral (%)	Ağır Mineral (gr)	Ağır Mineral (%)
CBT 01	63 µ	8.5197	68.8525	3.8399	31.1475
CBT 02	125 µ	3.2039	28.0234	8.3015	71.9766
CBT 03	63 µ	4.8588	87.7551	0.6615	12.2449
CBT 04	63 µ	8.2317	93.5454	0.5331	6.4546
CBT 05	63 µ	9.0879	87.2073	1.3118	12.7927
CBT 06	125 µ	7.4172	65.2551	3.9436	34.7449
CBT 07	63 µ	10.3444	83.3633	2.0210	16.6367
CBT 08	63 µ	7.1021	96.3114	0.2163	3.6887
CBT 09	63 µ	10.0036	94.2272	0.5987	5.7728
CBT 10	63 µ	11.0084	87.2080	1.3673	12.7920
CBT 11	63 µ	11.5188	91.2325	1.0401	8.7675
CBT 12	63 µ	8.0473	72.1674	2.9939	27.8326
CBT 13	63 µ	9.7209	78.8516	2.5954	21.1484
CBT 14	63 µ	11.4352	89.2518	1.4972	10.7482
CBT 15	63 µ	11.8295	93.3609	0.6955	6.6391
CBT 16	63 µ	11.4150	92.6324	0.9065	7.3676
CBT 17	63 µ	11.3462	91.6225	0.9738	8.3775
CBT 18	125 µ	11.8626	97.8633	0.2547	2.1367
CBT 19	63 µ	51.5801	85.4639	8.6366	14.5361
CBT 20	63 µ	46.1159	76.1085	14.3766	23.8915
CBT 21	63 µ	53.8019	89.7703	5.9311	10.2297
CBT 22	63 µ	58.9505	96.3255	1.7237	3.6745

Polarizan mikroskop tanımlamalarında:

Rutil mineraline yaygın olarak rastlanmıştır. İnce kesitlerde içerdiği Fe miktarına bağlı olarak sarımsı-kırmızımsı kahverengi arasında değişen renkler gösterir. Eş boyutludan iğneye kadar değişen farklı şekillerde görülmüştür. Paralel sönme gösterip, optik engebesi ve çift kırması çok yüksektir. Bazı tanelerin içinde sıvı kapanımlar gözlenmiştir (Levha 1, Levha 2).

Zirkon mineraline yaygın olarak rastlanmıştır. İnce kesitte renksizdir, bazı preparatlarda soluk kahverengimsi ender olarak da yeşilimsi bir renk gösterir. Çoğu zaman özşekilli genelde küçük boyutlu tanelerden oluşmuştur. Özşekilli tanelerinin yanı sıra bazı kesitlerde damla şekilli yuvarlağımsı zirkon taneleri gözlenmiştir. Özşekilli kimi kristallerinde tali mineral kapanımları gözlenmiştir (Levha 2, Levha 3 a, b).

Turmalin ince kesitlerde yaygın olarak mavimsi-gri, siyahımsı renklerde ve ters pleokroyizma özelliğiyle tanınır. Kısa prizmatikten ince uzuna kadar değişen şekillerde görülmüştür. Optik engebese yüksek olup, orta-kuvvetli arasında değişen çift kırılmaya sahiptir (Levha 10, a,b,c).

Granat grubu minerallere az miktarda rastlanmıştır. İnce kesitte soluk renklerde gösterir. Özşekilli kristaller halinde bulunur, kimi zaman boyuttan aynaklanan yarı özşekilli parçalarına rastlanmıştır. Tipik olarak düzgün olmayan çatalakların varlığı gözlenmiştir. Optik engebese yüksek-çok yüksek olup, izotrop bir mineraldir (Levha 9).

Sfen, ince kesitlerde büyük çoğunlukla renksiz olup, Fe bakımından zengin türleri zayıf kahverengimsi bir renk ve pleokrayizma gösterir. Genellikle özşekilsiz halde gözlenmiştir. Tam sönme göstermezler, optik engebeleri çok yüksek olup çift kırması kuvvetli-çok kuvvetlidir (Levha 4 c,d,e,f).

Biyotit, ince kesitte kahverengimsi yeşil, kahverengi, kırmızımsı kahverengi gibi renkler gösterir. Kristalleri levhamsı ve psdöhegzagonal bir şekle sahiptir. İyi gelişmiş tek yönde dilinime sahiptir. Genel olarak paralel sönme gösterir. Optik engebese yüksek olup, çift kırması kuvvetli-çok kuvvetlidir (Levha 5, a,b,c,d,e).

Disten, ince kesitte renksizdir, genellikle uzun şekilli olup kristalleri çoğunlukla kırıklı parçalıdır. Özellikle büyük kristallerde iyi gelişmiş dilinimlere sahiptir. İnce kesitte eğik sönme gösterir, optik engebese yüksektir. Çift kırması ortadır (Levha 6).

Zoisit, ince kesitlerinde renksiz olup, özşekilsiz veya çubuksal taneler halinde görülür. Paralel sönme gösterir ve optik engebesi yüksek, çift kırması zayıftır.

Hornblend, ince kesitlerde Fe içeriğinin artmasıyla yeşil renk ortaya çıkar. Belirgin bir pleokroyizmaya sahiptir. İki yönde amfibol dilinimine sahiptir. Eğik sönme gösterir, optik engebesi yüksek olup, çift kırması ortadır (Levha 13, a).

Kuvars, ince kesitlerinde renksizdir. Özşekilsiz olarak bulunan kuvars kristalleri genelde dalgalı sönme gösterir. Çift kırması zayıftır. Bazı kuvars kristalleri içinde rutil iğnecikleri gözlenmektedir (Levha 10, d,e,f).

Plajiyoklas, ince kesitlerde renksiz olarak gözlenmiştir. yarı özşekilli ve özşekilsiz kristaller halinde bulunmaktadır. Polisentetik ikizlenmeler ve karlsbat ikizlenmeleri karakteristik olarak gözlenmektedir. Eğik sönme gösterirler, çiftkırması zayıf ve optik engebesi ortadır (Levha 12).

Piroksen, ince kesitlerde ender olarak belirgin renklere sahip, çoğunlukla kahverengi ve gri tonlarda soluk yeşilimsi renklere ve zayıf pleokroyizma gösterirler (Levha 13, c, d, e, f).

Apatit, ince kesitlerde renksiz, kısa prizmatik şekillerde kimi zamanda iğnemi çubuklar şeklinde gözlenmiştir. Paralel sönme gösterir, optik engebesi orta, çift kırması çok zayıftır (Levha 11, b).

Olivin, ince kesitlerde renksiz, Fe'ce zengin olanlarında yeşilimsi sarı renklere gözlenmektedir. Genelde özşekilli kristaller şeklinde görülmesinin yanı sıra kimi kesitlerde kırıklı yarı özşekilli olivin minerallerine rastlanmıştır (Levha 8).

Epidot, ince kesitlerde engelde renksiz, az Mn içeren türleri ise hafif pembemsi bir renk ve pleokroyizma gösterir. Paralel sönme gösterir. Çift kırmaları zayıftır (Levha 7).

Üstten aydınlatmalı mikroskop tanımlamalarında:

Hematit, ince kesitlerde, metalik parlaklığa ve çelik grisi-siyah bir renge sahiptir. Masif kristalleri ince kesitlerde tamamen opakdır.

İlmenit, ince kesitlerde opakdır. Kristalleri kısmen rombohedral, kısmen levhamsı şekle sahiptir. İnce kesitlerde genelde şekilsiz taneler halinde bulunmaktadır.

Kromit, ince kesitlerde hemen hemen tamamen opakdır. Çoğunlukla köşeleri yuvarlatılmış oktaeder yuvarlakça taneler halinde gözlenmiştir (Levha 11, f).

Manyetit, ince kesitlerde yansıyan ışıkta siyah bir renk gösterir, yarı metalik bir parlaklığa sahiptir. Genelde özşekilli oktaeder olarak bulunmakta, kimi zaman özşekilsiz tane kırıkları şeklinde gözlenmektedir.

Pirit, ince kesitlerde opakdır. Yansıyan ışıkta ise metal parlaklığı ve açık pirinç sarısı rengi ile gözlenir. Genelde özşekilli kristaller halinde ve çoğunlukla küp şeklinde bulunur (Levha 3, f).

Bu minerallerin dışında mikroskop tanımlamalarında adularya (Levha 11,a), apatit (Levha 11, b) ve beril (Levha 11, c, d) minerallerine rastlanmıştır.

4.3.1.6.1 Toprak Jeokimyası

Baba ve diğ. (2005) yaptıkları çalışmada, çalışma alanında toplam 22 noktada profil derinliğinde 0-30, 30-60, 60-90, 90-120 cm olmak üzere toprak profil derinliğinin kısıtlayıcı etmenlere bağlı olarak toplam 86 toprak örneği almışlardır (Şekil 4.47.). Profilde toprak örnekleri auger burgu kullanılarak alınmış ve arazide etiketlenmiştir. Toprak örnekleri laboratuarda kurutulmuş, 2mm'lik elekten elenmiş ve analize hazır hale getirilmiştir. Örneklerde (Tablo 4.7.),

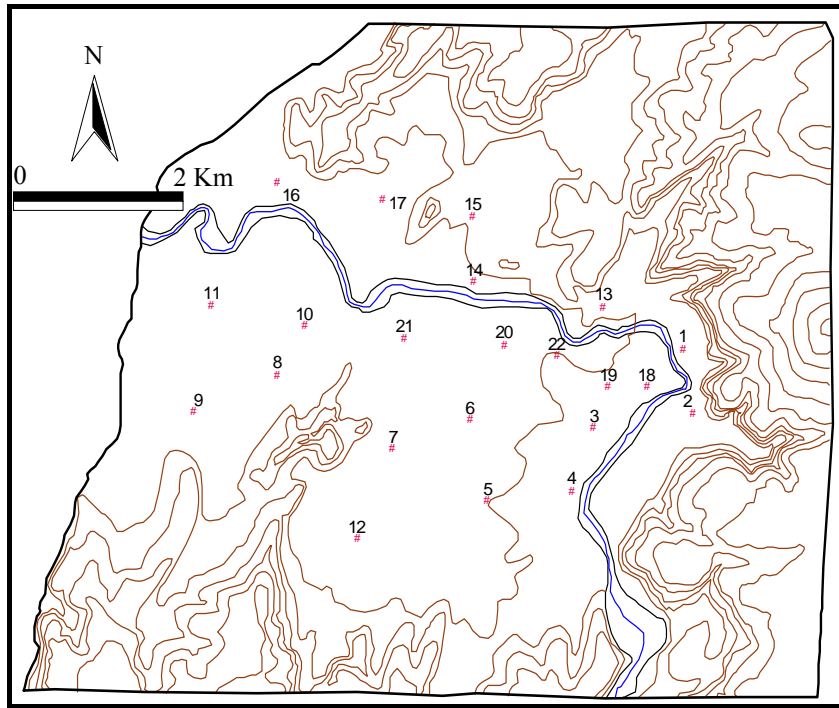
Toprak tekstürü: Toprak tane irilik dağılımı (toprak tekstürü) 2 mm'lik elekten elenmiş, bozulmuş toprak örneklerinde 2 paralelli olarak Bouyoucos (1951)'de belirtilen esaslara göre hidrometre yöntemiyle yapmışlardır.

Total tuz: Örnekler saf su ile 1:2.5 oranında karıştırılmış ve LF 320 model WTC marka EC metre ile ölçülmüştür.

pH: Örnekler saf su ile 1:2.5 oranında karıştırılmış ve hidrojen iyonu konsantrasyonu 420A model Orion marka pH-metre ile potansiyometrik olarak ölçülmüştür.

Kireç: Kireç, Scheibler kalsimetresi ile belirlemişlerdir (Schlichting ve Blume, 1966).

Organik Madde: Dikromat oksidasyon tekniği kullanarak belirlemişlerdir (Nelson ve Sommers, 1996).



Şekil 4.47. Toprak örnekleme noktaları (Baba ve diğ., 2005)

Tablo 4.7. Toprak numune lokasyonu bilgileri (Baba ve diğ., 2005)

X	Y	Kuyu no	örnek sayısı
428539	4381091	1	4
428634	4380500	2	4
427653	4380372	3	4
427433	4379792	4	4
426594	4379706	5	4
426418	4380443	6	4
425652	4380180	7	4
424503	4380854	8	4
423673	4380511	9	4
424774	4381301	10	4
423850	4381483	11	4
425298	4379356	12	4
427700	4381250	13	4
426386	4381638	14	2
426185	4381882	15	4
424505	4382391	16	4
425558	4382455	17	4
428126	4380535	18	4
427797	4380737	19	4
427451	4380539	20	4
425240	4381188	21	4
427404	4380798	22	4

22 lokasyonda 0-30 ve 30-60 cm derinliklerinden alınan toprak örneklerden Zn, Sr, Pb, Na, Mn, Mg, K, Fe, Cu, Cr, Cd, Ca ve Al analizleri yapılmıştır. Genel olarak Zn, Sr, Pb, Na, Mn, Cd ve Ca iyonları inceleme alanın doğusunda, sıcaqsu kaynaklarının çevresindeki, topraklarda yoğunlaşmaktadır. Buna karşılık Mg, Fe ve K özellikle tarımsal amaçlı gübre olarakta inceleme alanı topraklarında kullanıldığı için bu elementler genel olarak tüm bölgede bulunmuştur (Baba ve diğ., 2005). Kirlenmiş suların tarımsal sulamada kullanılması sonucu kirleticiler toprak bünyesine geçmektedir. Bu gün toprak alanları, bir yandan kentleşme ve altyapı alanları olarak kullanılarak daralırken diğer yandan kirlilik gibi çok ciddi bir çevre

sorunu tehditi altındadır. Tarımsal üretimin miktar ve kalitesini artırmak amacıyla ticari gübreler, pestisidler, toprak düzenleyiciler ve hormonların kullanılması, katı ve sıvı atıkların deşarjı, atık çamur uygulamaları, kirli suların tarımsal sulamada kullanılması, atmosferik çökelmeler, radyoaktif serpintiler ve jeotermal sızıntılar nedeniyle topraklar kirlenmektedir (Tok, 1996; Baba ve diğ., 2005). Toprak minerallerinin ana kaynağı kayaçlar oluşturmaktadır. Ancak, toprağın kimyasal ve mineralojik özellikleri toprağı oluşumunda rol oynayan ayrışma faktörlerinin etkinliğı nedeniyle farklılaşmaktadır (Sayın, 1999; Baba ve diğ., 2005). Tablo 4.8.'te kayaçlarda ve topraklarda bulunan bazı elementler ve yüzde değerleri verilmiştir.

Tablo 4.8. Yerkabuğunda ve toprakta elementlerin bolluğı (Sayın, 1999)

Element	Yerkabuğı (%)	Toprak (%)
O	46.4	53.6
Si	28.2	32.5
Al	8.2	6.0
Fe	5.6	2.7
Ca	4.1	1.2
Na	2.4	0.8
Mg	2.3	0.55
K	2.1	1.5
Ti	0.57	0.29
H	0.014	1.1
P	0.0105	0.07
S	0.026	0.06
Mn	0.0095	0.12
Cl	0.0013	-

Baba ve diğ. (2005) Tuzla Deltası topraklarında farklı derinlikte analizi yapılan elementler normal bir dağılım gösterdiğini istatistiksel olarak bir farklılaşma sağlamadığını görmüşlerdir. Bu nedenle analizi yapılan elementlerin dağılımları ile ilgili olarak bir modelleme yapmamışlardır. İnceleme alanındaki topraklardan ölçülen parametrelerin genel tanımlayıcı istatistikleri Tablo 4.9.'da verilmiştir.

Tablo 4.9. Genel tanımlayıcı istatistik (Baba ve diğ., 2005).

Parametre	Değişim Aralığı		Minimum		Maksimum		Ortalama		Standart Sapma		Çarpıklık		Basıklık	
	0-30cm	30-60cm	0-30cm	30-60cm	0-30cm	30-60cm	0-30cm	30-60cm	0-30cm	30-60cm	0-30cm	30-60cm	0-30cm	30-60cm
Al (ppm)	1256.11	1196.423	673.284	693.716	1929.39	1890.139	1266.99	1272.957	320.46	296.90	0.194	0.417	-0.438	0.207
Ca (ppm)	1430.96	1871.363	185.406	159.054	1616.36	2030.417	629.495	683.234	363.61	473.28	1.217	1.359	1.224	1.780
Cd (ppm)	0.039	0.027	0.001	0	0.040	0.027	0.018	0.0144	0.0095	0.0072	0.141	0.222	0.003	-0.235
Cr (ppm)	3.309	3.019	0.750	0.843	4.059	3.862	2.736	2.674	0.961	0.974	-0.744	-0.652	-0.409	-0.859
Cu (ppm)	1.031	1.853	1.033	1.173	2.064	3.026	1.609	1.734	0.300	0.407	-0.234	1.613	-0.838	3.726
Fe (ppm)	536.245	846.220	775.364	622.294	1311.60	1468.514	1160.83	1126.218	147.92	209.51	-1.081	-1.119	0.546	1.275
K (ppm)	300.896	368.514	138.043	111.500	438.939	480.014	243.717	238.675	74.13	79.60	0.903	1.519	0.878	3.232
Mg (ppm)	231.186	226.794	121.072	106.206	352.258	333.00	279.703	261.378	56.62	56.235	-1.479	-1.404	1.952	1.666
Mn (ppm)	119.204	50.615	13.969	14.747	133.173	65.362	40.471	34.803	22.62	10.683	3.515	0.760	14.620	2.116
Na (ppm)	833.023	590.396	20.429	22.163	853.452	612.56	114.017	88.565	237.64	132.038	3.035	3.391	7.992	12.563
Pb (ppm)	2.676	4.375	0.990	0.937	3.666	5.312	1.518	1.791	0.69	1.117	2.206	2.265	4.445	4.880
Sr (ppm)	41.564	28.371	3.404	3.025	44.968	31.396	8.781	8.794	9.71	7.865	3.044	2.146	9.618	3.589
Zn (ppm)	7.361	6.759	2.255	2.337	9.616	9.096	3.229	3.275	1.48	1.392	4.107	3.803	18.271	15.983
EC dS/m	46.097	29.862	0.103	0.138	46.200	30.00	4.771	2.565	13.19	6.66	3.034	0.329	7.992	15.077
pH	0.700	0.98	7.110	7.04	7.810	8.02	7.453	7.49	0.18	0.265	0.074	0.329	-0.704	-0.285
%OM	3.080	2.64	0.740	0.16	3.820	2.80	1.562	1.17	0.73	0.65	1.789	1.36	3.615	2.148
%CaCO ₃	8.860	13.86	0.160	0	9.020	13.86	2.590	3.61	2.87	3.63	1.142	1.22	0.035	1.48
%Kil	64.00	64	6.000	4	70.00	68	22.45	21.95	13.15	13.68	2.260	1.943	7.824	5.313

4.3.1.6.2. Sediman Jeokimyası

Çalışma alanında, Tuzla deltasında bulunan sedimanların kökenlerine bir yorum getirebilmek amacıyla, arazideki farklı kaya litolojilerinden elde edilen jeokimyasal analizler ile Tuzla deltasından derlenen 21 adet sediman örneğinin jeokimyasal analiz sonuçları Tablo 4.10'da karşılaştırılmıştır. Örneklerin beslenme havzasında hemen hemen her türden mağmatik, metamorfik ve sedimanter kayaç türleri bulunduğundan, elde edilen analiz sonuçları ilgili yorum yapmak oldukça güç olmaktadır. Ancak anomali gösteren bazı elementler aşağıda yorumlanmaya çalışılmıştır.

Demir, magnezyum, kalsiyum ve manganez ana elementler olup, hem ham örneklerde bol miktarda bulunmakta hem de ağır mineral fraksiyonlarında olivin, amfiboller, piroksenler, biyotit, granat ve epidot gibi çok rastlanan ağır mineraller nedeniyle bağıl olarak birkaç kata varan artışlar göstermektedir.

Tablo 4.10'da kaya majör oksitler ile sedimanların majör oksitleri arasında fark görülmemekle birlikte, çoğu sedimanların kaynağının bölgede geniş alanlarda yüzlekler veren volkanik kayaçlardan türedikleri düşünülmektedir. Bunun yanı sıra bazı sediman örneklerindeki (C6, C9) MgO ve CaO değerlerinin volkanik kayaçlarda var olandan daha fazla çıkması, bu bölgede yer alan sedimanların, diğer kaya türlerinden türemiş olabileceğini göstermektedir. Dikkat çeken diğer bir durum da delta alanında yer alan sedimanlarda Cr_2O_3 miktarının bölgede yapılmış olan kaya analizlerinden oldukça fazla çıkmasıdır. Bu durum bölgedeki çeşitli kayalardan türemiş manyetik minerallerin sedimanlar içerisinde zenginleşmesi ile açıklanmaktadır.

Tablo 4.10. Sediman ve tüm kaya jeokimyası karşılaştırmaları

Örnek		UTM		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Cr ₂ O ₃	Ni	Sc	LOI	Toplam
		X	Y	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	PPM	PPM	%	%
CM 1	Sediman	425451	4383993	71.77	12.21	4.18	1.03	1.60	2.31	3.94	0.50	0.213	0.05	0.011	32	7	1.9	99.72
CM 2	Sediman	424989	4383638	66.78	13.39	6.12	1.37	2.10	2.48	4.12	0.74	0.252	0.08	0.031	43	9	2.2	99.67
CM 3	Sediman	424211	4382774	58.05	15.66	5.97	2.30	2.96	1.82	3.35	0.78	0.269	0.13	0.021	80	14	8.4	99.70
CM 4	Sediman	424337	4382692	59.40	15.43	5.93	2.15	2.77	2.02	3.44	0.78	0.263	0.12	0.022	67	14	7.3	99.66
CM 5	Sediman	424438	4382330	68.45	13.39	4.62	1.17	1.77	2.30	4.39	0.57	0.243	0.05	0.011	26	8	2.7	99.68
CM 6	Sediman	425635	4382725	44.06	13.24	4.91	2.96	10.52	0.71	2.65	0.54	0.165	0.10	0.011	44	12	19.9	99.72
CM 7	Sediman	428324	4381238	67.45	13.19	5.70	1.35	2.31	2.44	3.97	0.68	0.236	0.09	0.026	23	9	2.2	99.64
CM 8	Sediman	425629	4380627	65.48	12.78	4.58	1.16	4.06	2.60	3.86	0.55	0.255	0.11	0.014	33	8	4.2	99.68
CM 9	Sediman	425296	4381401	55.21	12.17	4.54	1.53	9.73	1.80	3.60	0.56	0.614	0.10	0.016	40	9	9.9	99.73
CM 10	Sediman	425887	4381048	56.56	15.74	5.84	2.46	3.36	1.76	3.37	0.74	0.225	0.13	0.018	77	15	9.5	99.67
CM 11	Sediman	427642	4380742	60.34	15.04	5.59	2.07	2.88	2.18	3.51	0.74	0.314	0.11	0.025	67	12	6.9	99.67
CM 12	Sediman	423653	4380622	63.27	13.93	5.23	1.64	2.17	1.99	3.79	0.67	0.225	0.09	0.018	46	10	6.7	99.68
CM 13	Sediman	424175	4380875	61.85	14.18	5.24	1.53	3.19	2.19	4.09	0.69	0.257	0.10	0.016	45	10	6.3	99.66
CM 14	Sediman	424803	4379591	53.82	13.81	5.11	3.75	3.48	1.69	3.25	0.65	0.234	0.11	0.022	114	12	13.7	99.68
CM 15	Sediman	425352	4379975	54.93	15.28	5.68	2.76	4.25	1.87	3.16	0.73	0.240	0.13	0.018	69	14	10.6	99.68

Tablo 4.10. devamır Sediman ve tüm kaya jeokimyası karşılaştırmaları

Örnek		UTM		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Cr ₂ O ₃	Ni	Sc	LOI	Toplam
		X	Y	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	PPM	PPM	%
CB 012	Sediman	425745	4381654	68.11	13.5	4.03	1.12	1.56	2.05	4.84	0.54	0.222	0.05	0.006	26	8	3.7	99.69
CB 015	Sediman	423187	4382050	69.2	13.53	4.06	0.96	1.71	2.46	4.68	0.51	0.214	0.04	0.007	27	7	2.3	99.67
CB 023	Sediman	425110	4381840	68.48	13.93	4.04	0.96	1.69	2.4	4.83	0.52	0.213	0.05	0.006	32	7	2.6	99.66
CB 029	Sediman	426375	4381570	68.96	13.59	4.19	0.98	1.84	2.39	4.52	0.52	0.21	0.04	0.011	36	7	2.4	99.63
CB 034	Sediman	427665	4381210	68.87	13.47	4.31	1.1	1.92	2.43	4.41	0.52	0.201	0.05	0.01	26	7	2.4	99.67
CB 038	Sediman	428465	4381020	66.63	13.61	5.11	1.4	2.42	2.41	4.26	0.59	0.226	0.09	0.031	76	9	2.9	99.64
BT-03	Kaya	466488	4392725	56.59	14.88	7.59	3.51	12.04	1.74	0.58	0.78	0.067	0.15	<0.002	<20	37	1.8	99.75
BT-04	Kaya	467035	4393107	70.22	15.57	2.49	0.63	2.35	3.89	3.24	0.24	0.102	0.04	<0.002	<20	4	1	99.73
BT-05	Kaya	467259	4393424	69.38	15.89	2.66	0.73	2.93	3.41	3.48	0.37	0.117	0.04	<0.002	<20	5	0.7	99.68
BT-09	Kaya	463616	4388528	49.02	13.76	12.98	7.36	9.53	3.79	0.06	1.98	0.302	0.21	0.023	56	46	0.8	99.8
BT-23	Kaya	454323	4385926	62.54	15.5	5.23	1.32	2.97	3.12	4.59	0.54	0.163	0.04	<0.002	106	11	3.7	99.74
BT-26	Kaya	455548	4383215	71.17	12.82	2.01	0.31	2.2	2.87	5.07	0.28	0.707	0.03	0.003	<20	6	2.2	99.71
BT-28	Kaya	442266	4382645	57.9	15.6	6.54	2.66	5.24	3.4	4.43	0.7	0.379	0.08	0.018	21	17	2.7	99.61
BT-31	Kaya	440702	4375188	59.94	17.12	5.74	2	5.04	3.56	3.4	0.76	0.274	0.06	0.014	<20	14	1.7	99.65
BT-33	Kaya	434321	4373016	63.42	16.15	3.28	0.8	1.88	2.73	5.42	0.54	0.127	0.04	0.002	<20	9	5.1	99.53
BT-40	Kaya	431153	4382674	66.74	15.56	2.18	0.73	0.33	0.84	11.28	0.43	0.147	<0.01	<0.002	<20	7	1.5	99.72

BÖLÜM 5

SONUÇLAR

Yüksek lisans çalışması olarak yapılan bu araştırmada elde edilen veriler aşağıdaki şekilde maddeler halinde özetlenmiştir.

1. Yapılan arazi çalışmaları ile Tuzla Deltası'nın sınırları belirlenerek, derlenen 66 adet sediman örneği üzerinde gerçekleştirilen elek analizi işlemleri sonucunda, Tuzla Deltası'nın tane boyu dağılımı ortaya konulmaya çalışılmıştır.
2. Kaynak kaya jeokimyasının ve petrografisinin belirlenmesi amacıyla beslenme havzası içinden Tuzla Çayı'nın drenaj sistemi dikkate alınarak örnek derlemeleri yapılmış ve ağır mineral analizleri sonucu elde edilen sonuçlarla kaynak kaya mineral bileşimleri korelasyonu yapılmaya çalışılmıştır.
3. Arazi çalışmalarında Tuzla Çayı boyunca alınan 22 adet sediman örneğinin ağır sıvı analizi sonucunda, kaynak kaya belirlenmesinde yararlanılan ağır minerallerden, rutil, turmalin, zirkon, granat, disten, epidot, sfen, amfibol, manyetit, ilmenit, pirit, hematit, olivin, zoisit, kayaç yapıcı minerallerden plajyoklas, kuvars, biyotit, hornblend minerallerine yaygın olarak rastlanmıştır. Bunların yanında eser oranda adularya, apatit, beril (akuamarin) minerallerine rastlanmıştır.
4. Yapılan ağır mineral tanımlamaları sonucunda elde edilen veriler bize bölgede ağır minerallerde rutil, zirkon ve turmalin miktarlarının yüksek olduğunu ve bölge genelinde ultraduraylı ağır minerallerin çoğunlukta olduğunu göstermektedir. Ayrıca yapılan polarizan mikroskop tanımlamalarında elde edilen zirkon görüntülerinden, özşekilli zirkon minerallerinin çokluğu bölgedeki zirkonların mağmatik ve metamorfik kökenli olduğunu, eser miktarda gözlenen damla şekilli yarı yuvarlak zirkon tanelerinin ise bölgedeki kumtaşı siltaşı ardalı sedimanter istiflerden kaynaklandığını gösterir.

5. Ham kum örneklerinden yapılan bazı incekesitlerde gözlenen dalgalı sönmeli kuvarslar ile biyotit ve epidot minerallerinin çokluğu bölgenin doğusunda yer alan metamorfik kayalardan kaynaklanmaktadır.
6. İnce kesitlerden yapılan mikroskop incelemelerinde kum tanelerinin köşeli olmaları ve yuvarlaklaşmış tanelerin azlığı, çökelme alanına yakın mesafelerden geldiğini düşündürmektedir. Bazı özşekilli zirkon taneleri, sertlikleri ve duraylı oluşları nedeniyle havzanın en uç bölgesinden alınan (CBT 20 numaralı deniziçi) sediman örneğinde bile bol miktarda bulunmaktadır.
7. Ağır sıvı analizleri sonrasında örneklerin manyetik ayrımı aşamasında bazı örneklerin yüksek miktarda (neredeyse %50) manyetik mineral (manyetit, hematit) içerdikleri gözlenmiş ve bu artışın yatak eğiminin yüksek olduğu kesimlerde daha fazla olduğu dikkat çekmektedir.
8. Sedimanların kaynak kayalarının belirlenmesi amacıyla bölgedeki tüm kayaçların mineral parajenezlerinden yararlanılmıştır. Buna göre Kazdağ metamorfitlerinden, Evciler plütonundan, asidik ve ortaç volkanik kayalardan ve Küçükkuyu Formasyonundan yüksek oranda mineral taşınımı olduğu belirlenmiştir.

KAYNAKLAR

- Akyürek B. ve Soysal Y., 1983. Biga Yarımadası Güneyinin (Savaştepe-Kırkağaç-Bergama-Ayvalık) Temel Jeoloji Özellikleri. *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi*, 95/96: 1-12.
- Allen P.A. ve Mange-Rajetzky M.A., 1992. Devonian-Carboniferous Sedimentary Evolution of the Clair Area, Offshore Northwestern United Kingdom, Impact of Changing Provenance. *Marine and Petroleum Geology*, 9: 29-52.
- Andaç M., 1971. Biga Yarımadasında Tarihi Truva Harabelerinin Güneyindeki Radyoaktif Sahil Kumlarının Mineralojisi ve Bunların Ana Kayaçlarının Petrolojisi. *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi*, 76: 75-79.
- Anderson J.K., 1948. Cretaceous and Tertiray Subsurface Geology, Maryland Department of Geology. *Mines Water Resources Bulletin*, 2: 1-113
- Angusamy N. ve Rajamanickam G.V., 2000. Beach Morphology and the Interferences From Heavy Mineral Assemblage of Mandapam to Kanyakumari Coast, Southeast Coast of India. *Indian Journal of Marine Sciences*, 29: 283-294.
- Atabey E., Ilgar A., Sakitaş A., 2004. Çanakkale Havzasının Orta-Üst Miyosen Stratigrafisi, Çanakkale. *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi*, 128: 79-97.
- Baba A., Özcan H., Yılmaz S., Kavdır Y., Deniz O., Yiğini Y., Yılmaz S., Baba B., 2005, Tuzla (Çanakkale) Jeotermalinin Bölgedeki Akifere Toprağa ve Suyu Etkilerinin Araştırılması. YDABAG-103Y010 Raporu (yayımlanmamış).
- Beccaletto L., 2004. Geology, Correlations and Geodynamic Evolution of the Biga Peninsula, Northwest Turkey. PhD Dissertation, Mémoires the Géologie (Lausanne), no 43: 146.
- Beccaletto L., Bartolini A.C., Martini R., Hochuli P.A., Kozur H., 2005. Biostratigraphic Data From the Cetmi Melange, Northwest Turkey. *Palaeogeographic and tectonic implications, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 221: 215-244.

- Beccaletto L., Steiner C., 2005. Evidence of Two-Stage Extensional Tectonics From the Northern Edge of the Edremit Graben, Northwest Turkey. *Geodinamica Acta*, 18 (3-4): 283-297.
- Berquist C.R., Jr. ve Hobbs C.H., III., 1986. Assessment of Economic Heavy Minerals of the Virginia Inner Continental Shelf. *Virginia Division Mineral Resources*, Report, 88 (1): 74 p.
- Berquist C.R., 1990. Heavy Mineral Studies-Virginia Inner Continental shelf. *Virginia Division Mineral Resources Publication*, 103: 124 p.
- Bingöl E., 1969. Geology of the Central and Southeastern Parts of the Kazdağ Massif. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey*, 72: 110-23.
- Bingöl E., Akyürek B. ve Korkmazer B., 1975. Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Karakaya Formasyonu'nun Bazı Özellikleri. *Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi, Tebliğler, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü*, 70-76.
- Birkle P., Satır M. 1995. Dating, Geochemistry and Geodynamic Significance of the Tertiary Magmatism of the Biga Peninsula, Northwest Turkey. *Geology of the Black Sea Region. Mineral Research and Exploration Institute of Turkey*, 171-180.
- Birkle P., Satır M., 1992. Petrology, Geochemistry and Geochronology of a Quartz-Monzonite Intrusion "Kestanbol-Granite" and Their Host Rocks Near Ezine, Biga Peninsula, Northwest Anatolia, Turkey. *Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft*, 1-29.
- Blatt H., Middleton G. ve Murray R., 1980. *Origin of the Sedimentary Rocks* (2.nd ed.), Prentice-Hall Incorporate, Englewood Cliffs, New Jersey. 305-329,
- Bozkurtoğlu E., Vardar M., Suner F., Zambak C., 2006. A New Numerical Approach to Weathering and Alteration in Rock Using A Pilot Area in the Tuzla Geothermal Area, Turkey. *Engineering Geology*, 33-47.
- Borsi S., Ferrara C., Innocenti F. ve Mazzuoli R., 1972. Geochronology and Petrology of Recent Volcanics of Eastern Aegean Sea. *Bulletin of Volcanology*, 36: 473-496.
- Bouyoucos G.J., 1951. A Recalibration of the Hydrometer Method for Making Mechanical Analysis of Soils. *Agronomy Journal*, 43: 434-438.

- Coleman R.G., Lee D.E., Beatty L.B. ve Brannock W., 1965. Eclogites and eclogites: Their Differences and Similarities. *Geological Society of America Bulletin*, 76: 483-508.
- Çiftçi N.B., Temel R.Ö., Terzioğlu M.N., 2004. Edremit Körfezi Civarının Neojen Stratigrafisi ve Hidrokarbon Olanakları, *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, Cilt 16, Sayı 2: 81-104.
- Çopuroğlu İ., 1995, Ağır Mineral Analiz Yöntemleri. Niğde Üniversitesi Mühendislik Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, No 14: 2-37, Niğde.
- Davies D.K. ve Moore W.R., 1970. Dispersal of Mississippi Sediment in the Gulf of Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40: 339-353.
- Delaloye M. ve Bingöl E., 2000. Granitoids From Western and Northwestern Anatolia: Geochemistry and Modeling of Geodynamic Evolution. *International Geology Review*, 42:, 241-268.
- Dewey J. ve Mange M., 1999. Petrography of Ordovician and Silurian Sediments in the Western Irish Caledonides: Tracers of a Short-Lived Ordovician Continent-Arc Collision Orogeny and the Evolution of the Laurentian Appalachian-Caledonian Margin, *Geological Society of London, Special Publications*, 164: 55-107.
- Duru M., Pehlivan Ş., Şentürk Y., Yavaş F., ve Kar H., 2004. New Results on the Lithostratigraphy of the Kazdağ Massif in Northwest Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13: 177-186.
- Druit C.E., 1961. Report on the Petroleum Prospect of Thrace, Turkey. Turkish Gulf Oil Corporation.
- Drummond S.E. ve Stow S.H., 1979. Hydraulic Differentiation of Heavy Minerals, Off Shore Alabama and Mississippi, *Geological Society of America Bulletin*, 90: 1459-1457.
- Dryden A.L., 1931. Accuracy in Percentage Representation of Heavy Mineral Frequencies. *Journal of Sedimentary Petrology*, 1: 91-95.

- Ejima Y., Fujina T., Takagi H., Shimada K., Iwanaga T., Yoneda Y. ve Murakomi Y., 1987. The Prefeasibility Study on the Dikili-Bergama Geothermal Development Project in the Republic of Turkey-Progress Report II (yayımlanmamış).
- Ercan T., Günay E., ve Türkecan A., 1984a, Edremit-Korucu Yöresinin (Balıkesir) Tersiyer Stratigrafisi, Mağmatik Kayaçların Petrolojisi ve Kökensel Yorumu, *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni*, 27 (1): 21-30.
- Ercan T., Türkecan A., Akyürek A., Günay E., Çevikbaş A., Ateş M., Can B., Erkan M., Özkirişçi C., 1984b, Dikili-Bergama-Çandarlı (Batı Anadolu) Yöresinin Jeolojisi ve Mağmatik Kayaçların Petrolojisi, *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 20: 47-60.
- Ercan T., Çevikbaş A., Ateş M., Can B., Küçükayman A., Erkan M., 1984c, Bigadiç Çevresinin (Balıkesir) Jeolojisi ve Mağmatik Kayaçların Petrolojisi, *Türkiye Jeoloji Kurultayı 1984 bildiriler kitabı*: 75-85.
- Ercan T., Satır M., Steinitz G., Dora A., Sarıfakıoğlu E., Adis C., Walter H.J. ve Yıldırım T., 1995. Biga Yarımadası ile Gökçeada, Bozcaada ve Tavşan Adalarındaki (Kuzeybatı Anadolu) Tersiyer Volkanizmasının Özellikleri. *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi*, 117: 55-70.
- Erkal T., 2005., Kıyı Kumullarında Titan Aramaları: Karasu (Sakarya) Örneği, *Türkiye Kuvaterner Sempozyumu, Turqua V*: 66-70.
- Force E.R., 1976. Metamorphic Source Rocks of Titanium Placer Deposits-A Geochemical Cycle, *United States Geological Survey*, 959B: 16-40.
- Friedman G., ve Sanders J., 1978. *Principles of Sedimentology*. John Wiley Publishing, New York.
- Frihy O.E. ve Komar P.D., 1993. Long-Term Shoreline Changes and Concentration of Heavy Minerals in Beach Sands of Nile Delta, Egypt. *Marine Geology*, 115: 253-261.
- Frihy O.E. ve Lotfy M.F., 1994. Mineralogy and Textures of Beach Sands in Relation to Erosion and Accretion Along the Rosetta Promontory of the Nile Delta, Egypt. *The Journal of Coastal Research*, 10 (3): 588-599.
- Goldich J.W., 1938. A Study in Rock Weathering: *Journal of Geology*, 46: 17-58.

- Görür N. ve Okay A.İ., 1996. A Fore Arc Origin For the Thrace Basin Northwest Turkey, *Geological Rundschau*, 85: 662-668.
- Gözler M.Z., 1986. Kazdağ Batısı Mıhlı Dere Vadisinin Jeolojik, Petrografik İncelemesi, *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni*, 29: 133-142.
- Grosz A.E., Berquist C.R. Jr. ve Fisher C.T., 1990. A Procedure For Assessing Heavy Mineral Resources Potential of Continental Shelf Sediments, Heavy mineral Studies-Virginia Inner Continental Shelf, *Virginia Division Mineral Resources Publication*, 103: 13-30.
- Gültekin A.H., ve Yavuz F., 1995. Heavy Minerals in the Fluvial Sediments of Rahmanlar Area, Ödemiş, Western Turkey, The Bulletin of The İstanbul Technical University, 48: 551-568. *Mineral Research and Exploration Institute of Turkey, Report*, Ankara.
- Gültekin A.H., Yavuz F. ve Budakoğlu M., 1996. Çiniyeri-Küre (Tire, İzmir) Plaser Titanyum Sahasından Alınan Toprak ve Dere Kumları Titanyum İçeriklerinin Yönelim Yüzeyi Yöntemiyle İncelenmesi. *Turkish Journal of Earth Science*, 5: 1-10.
- Gündem A., 1972. Ordu-Divane Burnu-Çarşamba Sahil Plaserleri Manyetik Etüdü. *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Raporu*, Ankara.
- Hounslow M.W., Morton A.C., 2004. Evaluation of Sediment Provenance Using Magnetic Mineral Inclusions in Clastic Silicates: Comparison With Heavy Mineral Analysis, *Sedimentary Geology*, 171: 13-36.
- Hughes M.G., Keene J.B. ve Joseph R.G., 2000. Hydraulic Sorting of Heavy Mineral Grains by Swash on a Medium-Sand Beach. *Journal of Sedimentary Research*, 70 (5): 994-1004.
- Irvine T.N. ve Baragar W.A.R., 1971. A Guide to Chemical Classification of Common Volcanic Rocks, *Earth Sciences*, 8: 523-547.
- İnci U., 1984. Demirci ve Burhaniye Bitümlü Şeylerinin Stratigrafik ve Organik Özellikleri, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 5: 27-40.
- Kalafatçıoğlu A., 1963. Ezine Civarının ve Bozcaada'nın Jeolojisi, Kalker ve Serpantinitlerin Yaşı, *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi*, 60-69.

- Karacık Z. ve Yılmaz Y., 1998. Geology of the Ignimbrites and the Associated Volcano-Plutonic Complex of the Ezine Area, Northwestern Anatolia, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85: 251-264.
- Karaköse C., 1985. Denizlerde Cansız Kaynak Araştırmaları, Yeryuvarı ve İnsan, 10 (1-2): 22-25.
- Kellog H.E., 1973. Geology and Petroleum Prospects Gulf of Saros and Vicinity Southwestern Thrace, Turkey: Ashland Oil of Turkey, Inc. *Türkiye Petrol İşleri Genel Müdürlüğü Arşivi*.
- Keskin Y., 2004. Kuzeydoğu Ege kıyı ve Deniz Alanlarının Tersiyer Jeolojisi ve Sedimentolojisi, Doktora Tezi, Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara.
- Komar P.D. ve Wang C., 1984. Processes of Selective Grain Transport and the Formation of Placers on Beaches. *Journal of Geology*, 92: 637-655.
- Komar P.D., Clemens K.E., Li Z. ve Shih S.M., 1989. The Effects of Selective Sorting on Factor Analyses of Heavy mineral Assemblages. *Journal of Sedimentary Petrology*, 59 (4): 590-596.
- Kozur H., 1991. The Evolution of the Meliata-Hallstatt Ocean and its Significance for the Early Evolution of the Eastern Alps and Western Carpathians. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 87: 109-135.
- Le Maitre R.W., 1989. *A Classification of Igneous Rock and Glossary of Terms*. Blackwell, 193 p.
- Li Z. ve Komar P.D., 1992. Longshore Grain Sorting and Beach Placer Formation Adjacent to the Columbia River. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62: 429-441.
- Lihou J.C. ve Mange-Rajetzky M.A., 1996. Provenance of Sardona Flysch, Eastern Swiss Alps: Example of High-Resolution Heavy Mineral Analysis Applied to an Ultrastable Assemblage. *Sedimentary Geology*, 105: 141-157.
- Lips A.L.W., 1998. Temporal Constraints on the Kinematics of the Destabilization of an Orogen; Syn-to Post-Orogenic Extensional Collapse of the Northern Aegean Region. PhD Dissertation, Utrecht University.

- Macdonald W.G., ve Rozendaal A., 1995. The Geelwal Karoo Heavy Mineral Deposit: a Modern Day Beach Placer. *Journal of African Earth Sciences*, 21 (1): 187-200.
- Mange-Rajetzky M.A., 1981. Detrital Blue Sodic Amphibole in Recent Sediments, Southern Coast. Turkey. *Journal of the Geological Society*, 138: 83-92.
- Mange M.A. ve Maurer F.W., 1992. *Heavy Minerals in Colour*, Chapman & Hall, London.
- McMaster R.L., 1954. Petrography and Genesis of the New Jersey Beach Sands: *New Jersey Geological Survey Bulletin.*, 63: 239-263.
- Morton A.C., 1985. Heavy Minerals in Provenance Studies: Provenance of Arenites, NATO ASI Series C 148: 249-277.
- Morton A.C., ve Hallsworth C.R., 1999. Processes Controlling the Composition of Heavy Mineral Assemblages in Sandstones. *Sedimentary Geology*, 124: 3-29.
- Müller F.L. ve Uptegrove J., 1997. Data Report: Heavy Mineral Analysis of the Upper Miocene (?) to Pleistocene Sands, Cape May Site. ODP, Scientific Research, 150X: 75-79.
- Neiheisel J., 1962. Heavy Mineral Investigation of Recent and Pleistocene Sands of Lower Coastal Plain of Georgia. *Geological Society of America Bulletin*, 73: 365-374.
- Nelson D.W. ve Sommers L.E., 1996. Total Carbon, Organic Carbon and Organic Matter. In: Sparks, D.L.(Ed.), *Methods of Soil Analysis: Part 3. SSSA Book Series 5 ASA and SSSA Madison, WI*, 961-1010.
- Okay A.C., 1967. *Mineralbilim*, Acar Matbaası, İstanbul, 342 s.
- Okay A.İ., Siyako M., Bürkan K.A., 1990. Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi, *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 2 (1): 83-121.
- Okay A.İ., Satır M., Maluski H., Siyako M., Monie P., ve Akyüz S., 1996. Paleo and Neo-Tethyan Events in Northwestern Turkey: Geologic and Geochronologic Constraints, *Cambridge University Press*, 420-441.
- Okay A.İ. ve Satır M., 2000a. Upper Cretaceous Eclogite-Facies Metamorphic Rocks From the Biga Peninsula, Northwest Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 9: 47-56.

- Okay A.İ. ve Satır M., 2000b. Coeval Plutonism and Metamorphism in a Latest Oligocene Metamorphic Core Complex in Northwest Turkey, *Geological Magazine*, 137 (5): 495-516.
- Okay A.İ., Monod O., Monie, P., 2002. Triassic Blueschists and Eclogites From Northwest Turkey: Vestiges of the Paleo-Tethyan Subduction, *Lithos* 64: 155-178.
- Okay N., Okay A.İ., Gürkan V., 2003. Marmara Denizi Sahil Kumlarının Oluşumu ve Ağır-Mineraller Bakımından Araştırılması, TÜBİTAK-YDABAG 199Y082 Raporu, 172 s.
- Okay A.İ., ve Göncüoğlu C., 2004. The Karakaya Complex: A Review of Data and Concepts, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13: 77-95.
- Okay N., Ergün B., 2005., Source of Basinal Sediments in the Marmara Sea Investigated Using Heavy Minerals in the Modern Beach Sands, *Marine Geology*, 216: 1-15.
- Önal G., 1981. Die Bewertung von Schwermineralsanden aus der Northwestlichen Türkei. *Erzmetall*, 34 (7-8): 411-416.
- Önem Y., 1974. Gelibolu ve Çanakkale Dolaylarının Jeolojisi: *Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Raporu*, 877 s.
- Öngen S., 1978. Petrographie und Petrochemie des Çavuşlu-Karaköy Granitoid Massivs. *İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecmuası*, Seri B 43: 93-115.
- Öngür T., 1973. Çanakkale-Tuzla Yöresinin Volkanolojisi ve Jeotermal Enerji Olanakları, *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Raporu* (yayımlanmamış).
- Örgün Y., Altınsoy N., Şahin S., N., Güngör Y., Gültekin A., H., Karahan G., Karacık Z., 2006. Natural and Antropogenic Radionuclides in Rocks and Beach Sands From Ezine Region (Çanakkale), Western Anatolia, Turkey, *Applied Radiation and Isotopes*, 1-9.
- Özkaynak M., 1974-1975. Karadeniz Sahil Plaserlerinin Çarşamba-Ünye Arası Manyetik Etüdü, *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Raporu*, Ankara.
- Öztürk M. ve Acar M.A., 1975. Türkiye Sahillerinin Manyetik Plaserleri Envanterini Çıkarmak İçin Karadeniz Sahillerinde Yapılan Manyetik Etüt, *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Raporu*, Ankara.

- Pearce J.A., Haris N.B.W., Tindle A.G., 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 25 (4): 956-983.
- Perissoratis C., Angelopoulos I. ve Mitropoulos D., 1987. Exploring the Offshore Area of Northern East Greece for Placer Deposits: Geologic Framework and Preliminary Results. *Marine Geology*, 57-70.
- Pettijohn F.J. ve Ridge J.D., 1932. A Textural Variation Series of Beach Sands From Cedar Point, Ohio. *Journal of Sedimentary Petrology*, 2: 76-88.
- Pettijohn F.J., 1975. *Sedimentary Rocks* (3rd ed.). New York: Harper & Bross., 403-506.
- Pickett E.A., Robertson A.H.F. ve Dixon J.E., 1995. The Karakaya Complex, NW Turkey: A Palaeo Tethyan Accretionary Complex, *Geology of the Black Sea Region*, 11-23.
- Pickett E.A. ve Robertson A.H.F., 1996. Formation of the Late Paleozoic-Early Mesozoic Karakaya Complex and Related Ophiolites in NW Turkey by Paleotethyan Subduction-Accretion. *Journal of the Geological Society of London*, 153: 995-1009.
- Pickett E.A., Robertson A.H.F., 2004. Significance of the Volcanogenic Nilüfer Unit and Related Components of the Triassic Karakaya Complex for Tethyan Subduction/Accretion Processes in NW Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13: 97-143.
- Pilkey O.H., 1963. Heavy Minerals of the US South Atlantic Continental Shelf and Slope. *Geological Society American Bulletin*, 74: 641-648.
- Pirkle F.L., Pirkle E.C., Reynolds J.G., Pirkle W.A., Jones D.S., Spangler D.P. ve Goodman T.A., 1991. Cabin Bluff Heavy Mineral Deposits of Southern Georgia. *Economic Geology*, 86: 436-443.
- Pirkle F.L., Reynolds J.G., Akaser M. ve Spangler D.P., 1994. Models for Exploration and Evaluation of Heavy Mineral and Sand Deposits as Applied to Western Black Sea Coast of Turkey, *Progress in Mineral Processing Technology*, Rotterdam, 251-263.

- Poppe L.J., Commeau J.A. ve Luepke G., 1995. Silt Fraction Heavy Mineral Distributions in a Lateritic Environment: the Rivers and Insular Shelf of North-Central Puerto Rico. *Sedimentary Geology*, 95: 251-268.
- Poppe L.J. ve Commeau J.A., 1996. Silt Heavy Mineral Distributions of the Southeastern United States. *Geo-Marine Letters*, 16: 115-122.
- Poppe L.J., Eliason A.H., Fredericks J.J., Rendinds R.R., Blackwood D., ve Polloni C., F., 2002. Grain-Size Analysis of Marine Sediments, *U.S. Geological Survey, Report*, 358.
- Rao V.P., Wagle B.G., 1997. Geomorphology and Surficial Geology of the Western Continental Shelf and Slope of India: A Review. *Current Sciences*, 73 (4): 330-350.
- Rittenhouse G., 1943. Transportation and Deposition of Heavy Minerals. *Geological Society American Bulletin*, 54: 1725-1780.
- Roy P.S., 1999. Heavy Mineral Beach Placers in Southeastern Australia: Their Nature and Genesis, *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, 94 (4): 567-588.
- Saka K., 1979. Edremit Körfezi ve Civarı Neojen'inin Jeolojisi ve Hidrokarbon Olanakları, *Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Arama Grubu*, 1342, 1-17.
- Saltık O., 1976. I. Bölge Malkara-Tekirdağ-Işıklardağı Sahalarının Jeoloji ve Petrol Olanakları, *Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Raporu*, 918.
- Sayın M., 1999 *Toprak Mineralojisi*. Çukurova Üniversitesi Ziraat Fakültesi, Genel Yayın No: 227, Ders Kitapları Yayın No:A-72, Adana.
- Schlichting E. ve Blume E., 1966. *Bodenkundliches Praktikum*, Verlag Paul Parey, Hamburg und Berlin.
- Sfondrini G., 1961. Surface Geological Report on AR/TGO/1/338 & 537 (Eceabat-Çanakkale Areas): *Turkish Gulf Oil Corporation Report, Turkish Petrol, Archives*, Ankara.
- Siyako M., Bürkan K.A., Okay A.İ., 1989. Biga ve Gelibolu Yarımadaları'nın Tersiyer Jeolojisi ve Hidrokarbon Olanakları, *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 1 (19), 183-189.

- Skocek V. ve Valecka I., 1983. Paleogeography of the Late Cretaceous Quadersandstein of Central Europe. *Paleogeography Paleoclimatology, Paleoecology*, 55: 71-92.
- Storlazzi C.D. ve Field M.E., 2000. Sediment Distribution and Transport Along a Rocky, Embayed Coast: Monterey Peninsula and Carmel Bay, California, *Marine Geology*, 170 (3-4): 289-316.
- Sümengen M., Terlemez İ., Şentürk K., Karaköse C., 1987. Gelibolu Yarımadası ve Güneybatı Trakya Tersiyer Havzasının Stratigrafisi, Sedimentolojisi ve Tektoniği, *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Raporu*, Ankara.
- Şener M., ve Gevrek A.İ., 2000. Distribution and Significance of Hidrotermal Alteration Minerals in the Tuzla Hydrothermal System, Çanakkale, Turkey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 96: 215-228.
- Şengör A.M.C., Görür N., Oktay F.Y., Seymen I., 1984. Paleotectonic Evolution of the Tuzgölü Basin Complex, Central Turkey: Sedimentary Record of a Neo-Tethyan Closure. In: The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean (Ed A.H.F. Roberstson), *Geological Society of London, Special Publication*, London, 17: 467-482.
- Şengün F., 2005. Salihler, Çamlıca ve Kuşçayıri Çevresinde Yeralan Metamorfik Birimlerin Jeolojisi ve Petrografisi, Yüksek Lisans Tezi, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi.
- Şentürk K. ve Karaköse C., 1987. Çanakkale Boğazı ve Dolayının Jeolojisi. *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Raporu*, 9333, Ankara (yayımlanmamış).
- Taner G., 1997. Das Pliozan des Östlichen Dardanellen-Beckens, Türkei. Mollusken Fauna und Stratigraphie. *Annual Naturhistory Museum Wien*, 98A: 35-37.
- Tekkaya İ., 1974. Gülpınar'daki Fosil Bovidae Kalıntıları Hakkında Bir Not, *Bulletin of Geological Society Turkey*, 77-87.
- Terry R.D., ve Chillingar G., V., 1995. Comparison Charts For Visual Estimation of Percentage Composition. *Journal of Sedimentary Petrology*, 25: 229-234.
- Tok H.H., 1996. *Çevre Kirliliği*. Trakya Üniversitesi, Tekirdağ Ziraat Fakültesi Yayın No:244, Ders Kitabı No:30, Tekirdağ, 335s.

- Trask P.D., 1952. Sources of Beach Sand at Santa Barbara, California, as Indicated by Mineral Grain Studies: Beach Erosion Board Technologie Memo, No. 28, *U.S. Army Corps of Engineers*, 24.
- Tunç İ.O., 2008. Bayramiç (Çanakkale) Güneyindeki Kazdağ Masifi Kayalarının Jeolojisi, Yüksek Lisans Tezi, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi. Çanakkale.
- Turan S.D., Sayılı İ., S., 2007. Kocasu Deltası (Bursa-Karacabey) Kıyı ve Bataklık Çökellerinin Granülometrik, Mineralojik ve Jeokimyasal İncelenmesi, *Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Dergisi*, 28(1): 55-67.
- Turgut, M., 2002. Ezine-Bayramiç (Çanakkale) Havzasının Stratigrafisi ve Tektonik Özellikleri. *Uygulamalı Yerbilimleri Dergisi* No:7.
- Türkdönmez O., 2007, Etili (Çanakkale) Güneydoğusu'ndaki Mağmatik Kayaçların, Jeolojisi ve Petrografisi, Yüksek Lisans Tezi, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Çanakkale.
- Unnikrishnan E., Dinesh A.C., Nambiar A.R. ve Gangadharan A.V., 2000. Granulometric Study of Placer Sands Across a Multi-Berm Beach at Chavara, Southwest Coast of India. *Indian Journal of Marine Sciences*, 29 (4): 295-304.
- Uptegrove J., Grosz A.E., Mharaj S.V., Müller F., Muessig K., Farnsworth J., Burbank G., P. ve Cheung T., 1991. Preliminary Textural and Mineralogic Analyses of Vibrocore Samples Collected Between Absecon and Barnegat Inlets, New Jersey. *New Jersey Geological Survey*, 91 (3), 11.
- U.S. Congress, 1987. Marine Minerals: Exploring Our New Ocean Frontier. Office of Technology Assessment, Washington DC, *US Government Printing Office*.
- Ünal O., 1967, Trakya Jeolojisi ve Petrol İmkanları: *Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Arama Grubu Raporu*, 391 (yayımlanmamış).
- Van Andel T.J.H., 1950. *Provenance, Transport and Deposition of Reine Sediments*, Veenman, Wageningen, Netherlands, 1950, 129 p.
- Van Andel T.J.H., 1959. Reflection on the Interpretation of Heavy Mineral Analyses. *Journal of Sedimentary Petrology*, 29: 153-163.

- Vitanage P.W., 1957. Studies of Zircon Types in Ceylon Pre-Cambrian Complex, *Journal of Geology*, 2 (65): 117-127.
- Wagreich M. ve Marschalko R., 1995. Late Cretaceous to Early Tertiary Paleogeography of the Western Carpathians (Slovakia) and the Eastern Alps (Austria): Implications From Heavy Mineral Data. *Geological Rundschau.*, 84: 187-199.
- Wong F.L., 2001. Heavy Minerals From the Palos Verdes Margin, Southern California: Data and Factor Analysis. *United States Geological Survey*, 01-153.
- Wright W.I, 1938. *American Mineralogist*, USA, 436-449.
- Yalçın M.G., Narin İ., Soylak M., 2006. Heavy Metal Contents of the Karasu Creek Sediments, Niğde, Turkey. *Environmental Monitoring Assessment*, 128: 351-357.
- Yaltrak C. ve Okay A.İ. 2004. Edremit Körfezi Kuzeyinde Paleotetis Birimlerinin Jeolojisi, *İstanbul Teknik Üniversitesi Dergisi*, 3 (1):67-79.
- Yılmaz Y., Karacık Z., 2001. Gology of the Northern Side of the Gulf of Edremit and its Tectonic Significance for the Development of the Aegean Grabens, *Geodinamica Acta* 14: 31-43.
- Yılmaz İ., 1997. Cingöz Formasyonu (Adana Kuzeyi) Türbidit Kumtaşlarının Ağır Mineral Analizi ve Provenansı. Yüksek Lisans Tezi, Çukurova Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Adana.
- Yücel-Öztürk Y., Helvacı C., Satır M., 2005. Genetic Relations Between Skarn Mineralization and Petrogenesis of the Evciler Granitoid, Kazdağ, Çanakkale, Turkey and Comparison with World Skarn Granitoids, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 14: 255-288.
- Zimmerle W., 1973. Fossil Heavy Mineral Concentrations. *Geological Rundschau*, 62: 536-548.

EKLER

Levha 1 Ağır minerallerin ve ham kumların Polarizan mikroskop görüntüleri

Levha 2 Ağır minerallerin ve ham kumların Polarizan mikroskop görüntüleri

Levha 3 Ağır minerallerin ve ham kumların Polarizan mikroskop görüntüleri

Levha 4 Ağır minerallerin ve ham kumların Polarizan mikroskop görüntüleri

Levha 5 Ağır minerallerin ve ham kumların Polarizan mikroskop görüntüleri

Levha 6 Ağır minerallerin ve ham kumların Polarizan mikroskop görüntüleri

Levha 7 Ağır minerallerin ve ham kumların Polarizan mikroskop görüntüleri

Levha 8 Ağır minerallerin ve ham kumların Polarizan mikroskop görüntüleri

Levha 9 Ağır minerallerin ve ham kumların Polarizan mikroskop görüntüleri

Levha 10 Ağır minerallerin ve ham kumların Polarizan mikroskop görüntüleri

Levha 11 Ağır minerallerin ve ham kumların Polarizan mikroskop görüntüleri

Levha 12 Ağır minerallerin ve ham kumların Polarizan mikroskop görüntüleri

Levha 13 Ağır minerallerin ve ham kumların Polarizan mikroskop görüntüleri

Ek 1 Tuzla Çayı deltasından derlenen plaser örneklerinin tane boyu ve yüzde dağılım grafikleri.

Ek 2 Tuzla Çayı deltasından derlenen plaser örneklerinin tane boyu ve yüzde dağılım grafikleri.

Ek 3 Tuzla Çayı deltasından derlenen plaser örneklerinin tane boyu ve yüzde dağılım grafikleri.

Ek 4 Tuzla Çayı deltasından derlenen plaser örneklerinin tane boyu ve yüzde dağılım grafikleri.

Ek 5 Tuzla Çayı deltasından derlenen plaser örneklerinin tane boyu ve yüzde dağılım grafikleri.

Ek 6 Tuzla Çayı deltasından derlenen plaser örneklerinin tane boyu ve yüzde dağılım grafikleri.

Ek 7 Tuzla Çayı deltasından derlenen plaser örneklerinin tane boyu ve yüzde dağılım grafikleri.

Ek 8 Tuzla ayı deltasından derlenen plaser örneklerinin tane boyu ve yüzde dağılım grafikleri.

Ek 9 Tuzla ayı deltasından derlenen plaser örneklerinin tane boyu ve yüzde dağılım grafikleri.

Ek 10 Tuzla ayı deltasından derlenen plaser örneklerinin tane boyu ve yüzde dağılım grafikleri.

Ek 11 Tuzla ayı deltasından derlenen plaser örneklerinin tane boyu ve yüzde dağılım grafikleri.

Ek 12 Tuzla ayı deltasından derlenen plaser örneklerinin tane boyu ve yüzde dağılım grafikleri.

Ek 13 Tuzla ayı deltasından derlenen plaser örneklerinin tane boyu ve yüzde dağılım grafikleri.

Ek 14 Tuzla ayı deltasından derlenen plaser örneklerinin tane boyu ve yüzde dağılım grafikleri.

Ek 15 Tuzla ayı deltasından derlenen plaser örneklerinin tane boyu ve yüzde dağılım grafikleri.

Ek 16 Tuzla ayı deltasından derlenen plaser örneklerinin tane boyu ve yüzde dağılım grafikleri.

Ek 17 Tuzla ayı deltasından derlenen plaser örneklerinin tane boyu ve yüzde dağılım grafikleri.

Ek 18 Tuzla ayı deltasından derlenen plaser örneklerinin tane boyu ve yüzde dağılım grafikleri.

Ek 19 Tuzla ayı deltasından derlenen plaser örneklerinin tane boyu ve yüzde dağılım grafikleri.

Ek 20 Tuzla ayı deltasından derlenen plaser örneklerinin tane boyu ve yüzde dağılım grafikleri.

Ek 21 Tuzla ayı deltasından derlenen plaser örneklerinin tane boyu ve yüzde dağılım grafikleri.

Ek 22 Tuzla ayı deltasından derlenen plaser örneklerinin tane boyu ve yüzde dağılım grafikleri.

Ek 23 Tuzla ayı üzerinden ağır mineral analizi için derlenen plaser örneklerinin tane boyu ve yüzde dağılım grafikleri

Ek 24 Tuzla ayı üzerinden ağır mineral analizi için derlenen plaser örneklerinin tane boyu ve yüzde dağılım grafikleri

Ek 25 Tuzla ayı üzerinden ağır mineral analizi için derlenen plaser örneklerinin tane boyu ve yüzde dağılım grafikleri

Ek 26 Tuzla ayı üzerinden ağır mineral analizi için derlenen plaser örneklerinin tane boyu ve yüzde dağılım grafikleri

Ek 27 Tuzla ayı üzerinden ağır mineral analizi için derlenen plaser örneklerinin tane boyu ve yüzde dağılım grafikleri

Ek 28 Tuzla ayı üzerinden ağır mineral analizi için derlenen plaser örneklerinin tane boyu ve yüzde dağılım grafikleri

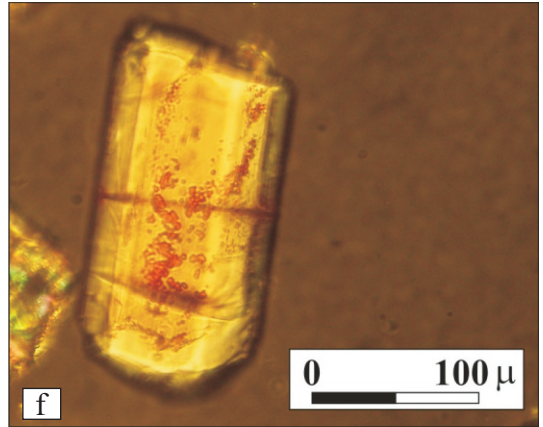
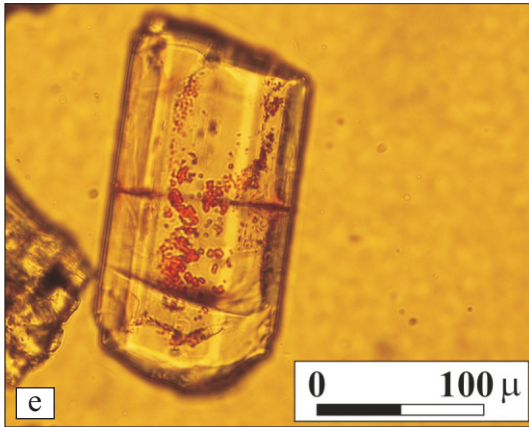
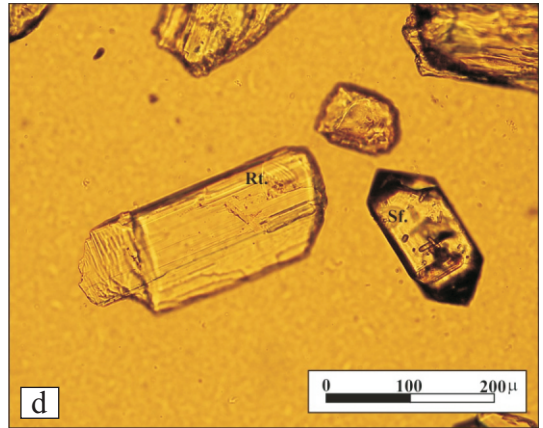
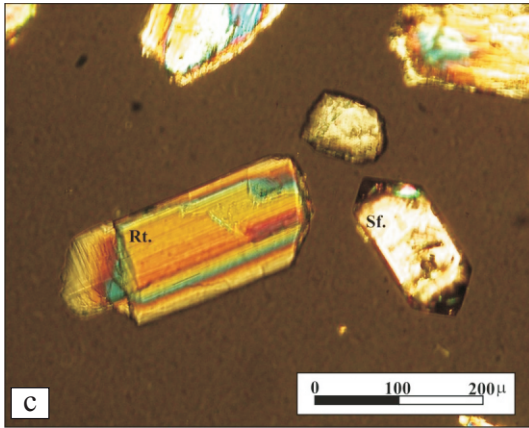
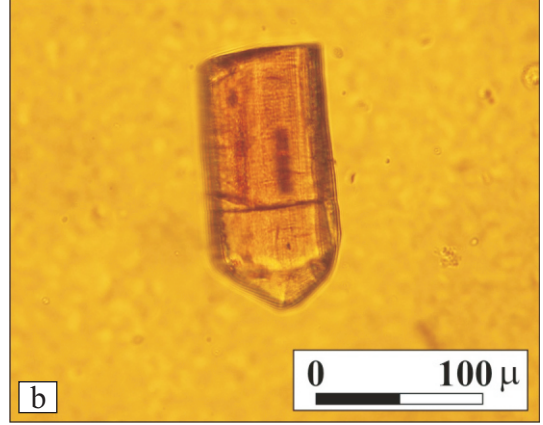
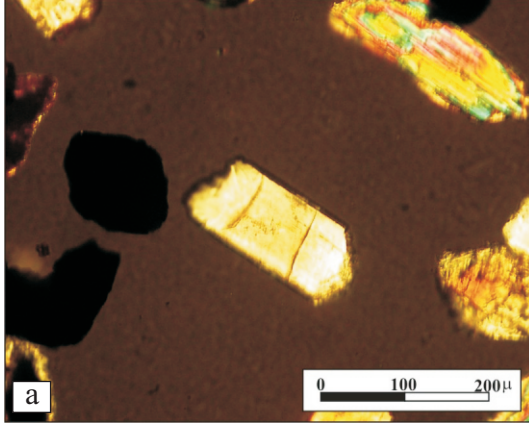
Ek 29 Tuzla ayı üzerinden ağır mineral analizi için derlenen plaser örneklerinin tane boyu ve yüzde dağılım grafikleri

Ek 30 Tuzla ayı üzerinden ağır mineral analizi için derlenen plaser örneklerinin tane boyu ve yüzde dağılım grafikleri

Ek 31 alışma alanından derlenen sedimanlarda yapılan ağır mineral yüzde dağılımını gösteren jeoloji haritası (1/100 000 ölçekli)

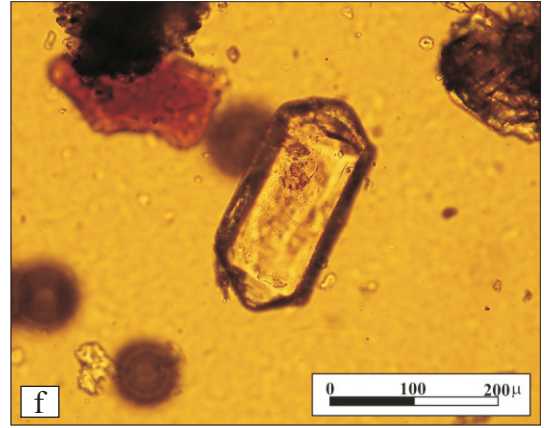
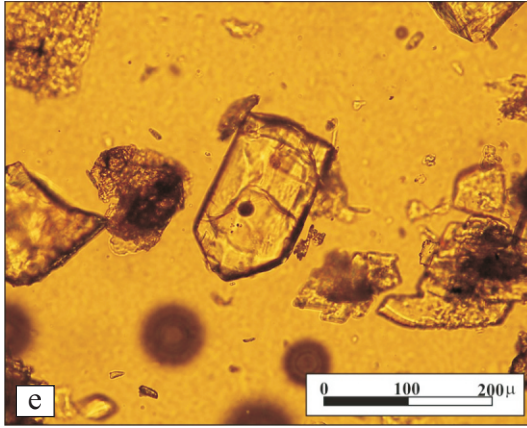
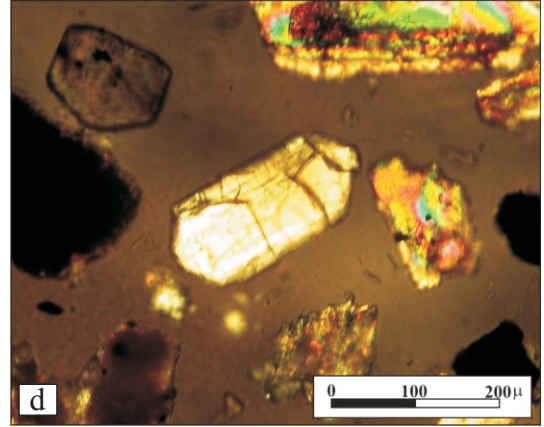
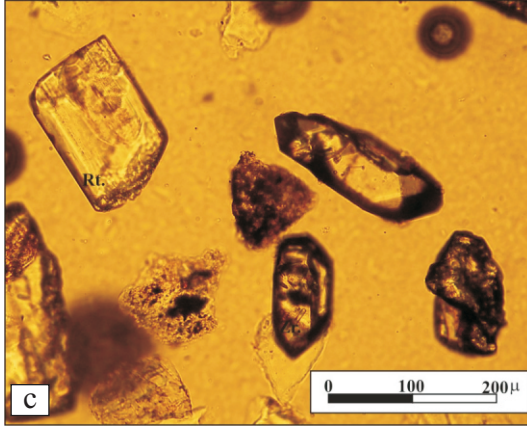
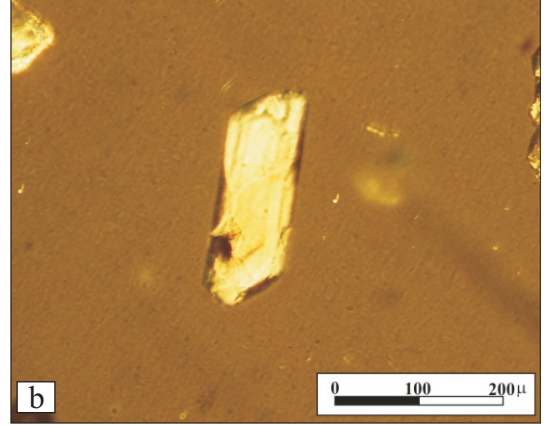
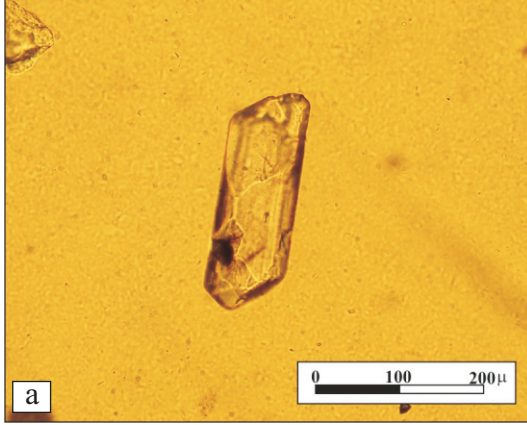
Ek 32 alışma Alanının Jeoloji Haritası (1/100.000 lekli)

Levha 1



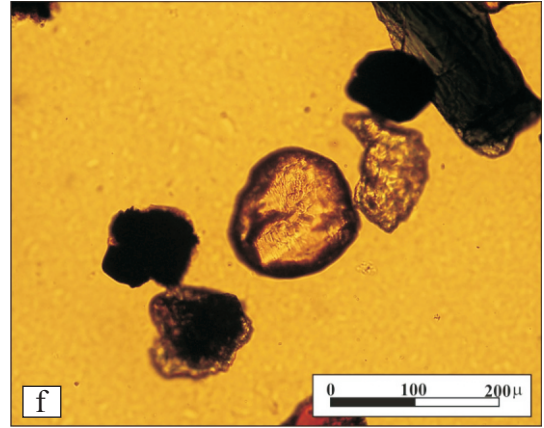
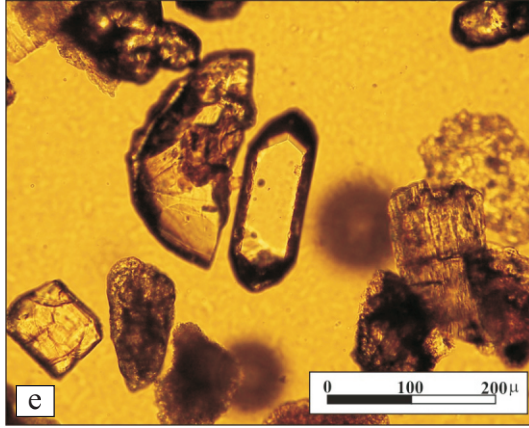
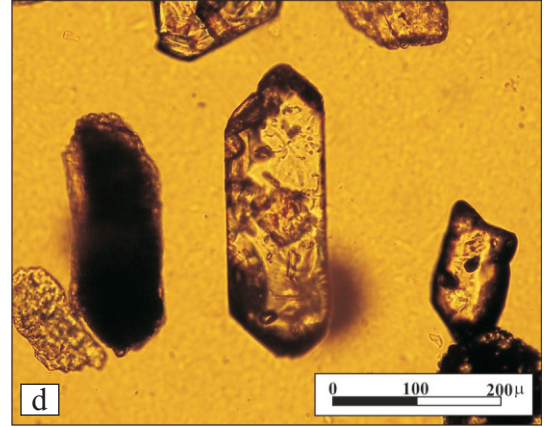
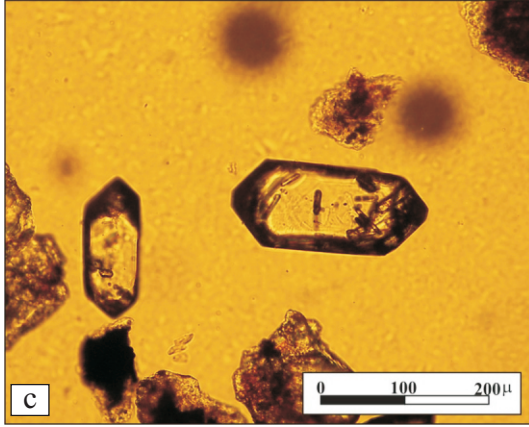
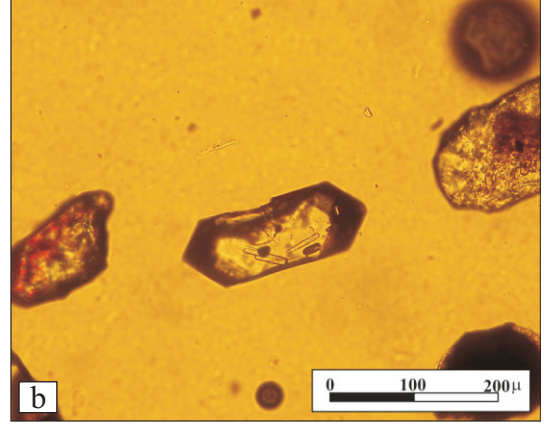
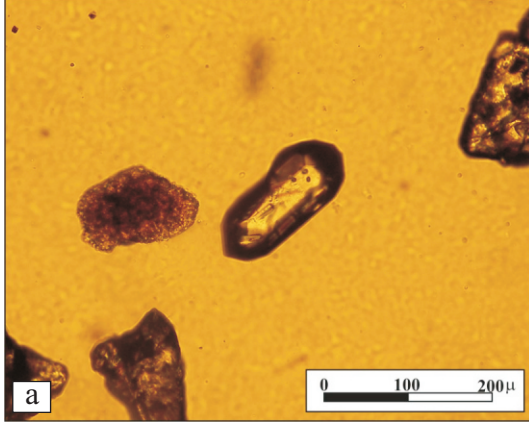
- a) Rutil, 10X, Çift Nikol, Örnek No: CBT 05, Amper: 0,6
b) Rutil, 20X, Tek Nikol, Örnek No: CBT 07, Amper: 0,2
c) Rutil ve Sfen, Çift Nikol, Örnek No: CBT 07, Amper: 0,6
d) Rutil ve Sfen, Tek Nikol, Örnek No: CBT 07, Amper: 0,6
e) Rutil içinde sıvı kapanım, Tek Nikol, Örnek No: CBT 07, Amper: 0,6
f) Rutil içinde sıvı kapanım, Tek Nikol, Örnek No: CBT 07, Amper: 0,6

Levha 2



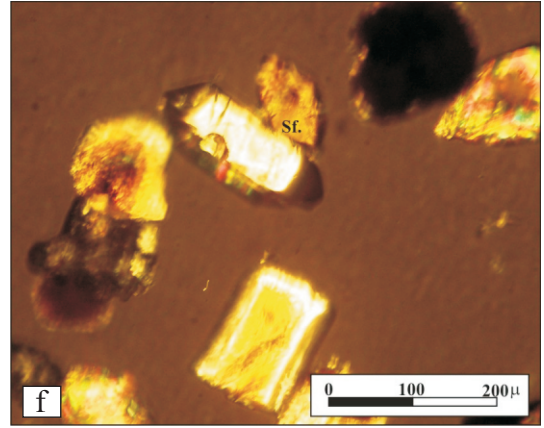
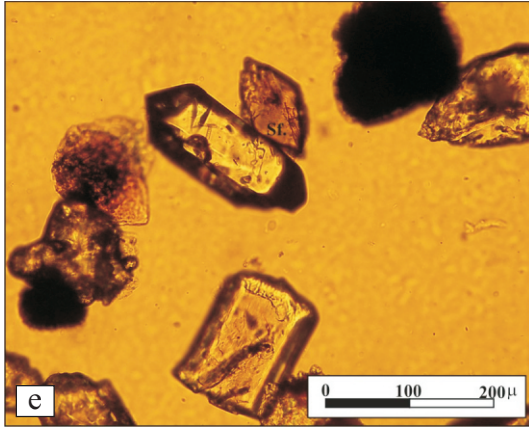
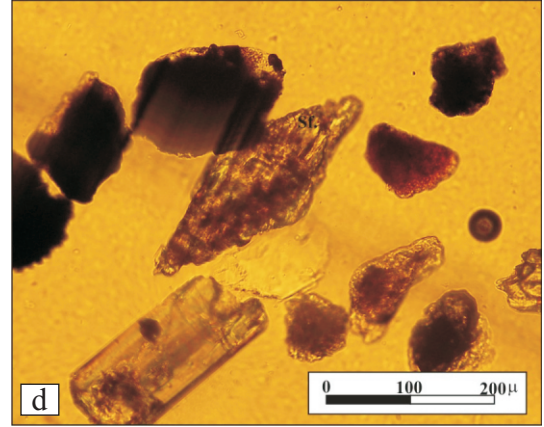
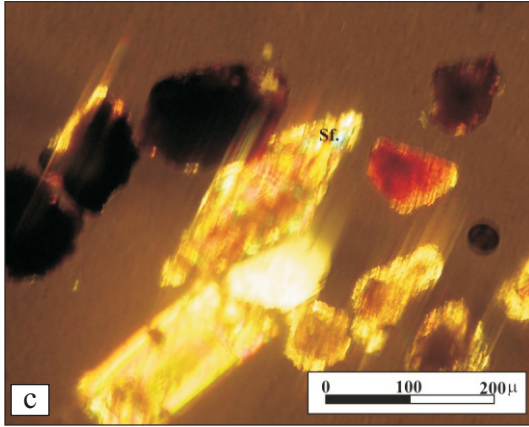
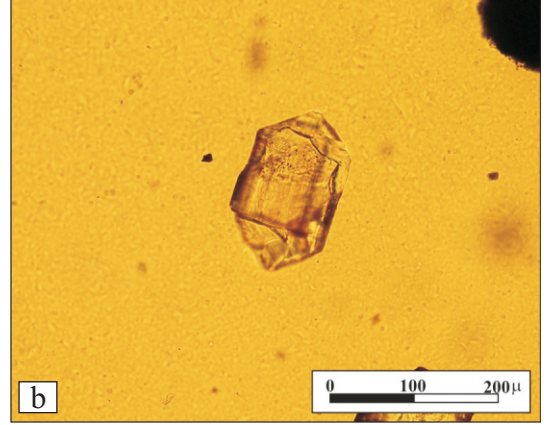
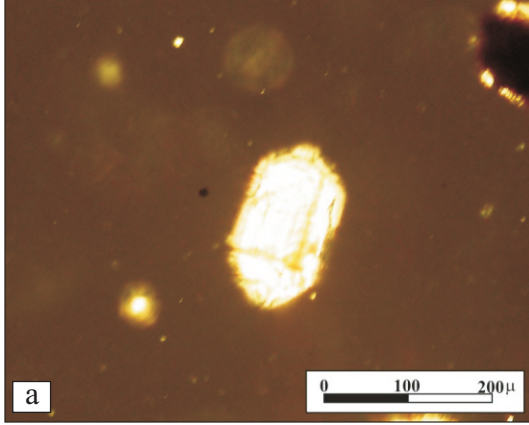
- a) Rutil, 10X, Tek Nikol, Örnek No: CBT 12, Amper: 1,0
b) Rutil, 10X, Çift Nikol, Örnek No: CBT 12, Amper: 1,0
c) Rutil ve Zirkon, 10X, Tek Nikol, Örnek No: CBT 12, Amper: N.M.
d) Rutil, 10X, Çift Nikol, Örnek No: CBT 17, Amper: 0.2
e) Rutil, 10X, Tek Nikol, Örnek No: CBT 17, Amper: N.M.
f) Rutil, 10X, Tek Nikol, Örnek No: CBT 17, Amper: N.M.

Levha 3



- a) Zirkon, 10X, Tek Nikol, Örnek No: CBT 20, Amper: 1,2
b) Zirkon, 10X, Tek Nikol, Örnek No: CBT 20, Amper: N.M.
c) Zirkon, 10X, Tek Nikol, Örnek No: CBT 05, Amper: N.M.
d) Zirkon içinde inklüzyon, 10X, Tek Nikol, Örnek No: CBT 05, Amper: N.M.
e) Zirkon, 10X, Tek Nikol, Örnek No: CBT 07, Amper: N.M.
f) Zirkon (damla), 10X, Tek Nikol, Örnek No: CBT 20, Amper: 0,2

Levha 4



a) Zirkon, 10X, Çift Nikol, Örnek No: CBT 20, Amper: 0,8

b) Zirkon, 10X, Tek Nikol, Örnek No: CBT 20, Amper: 0,8

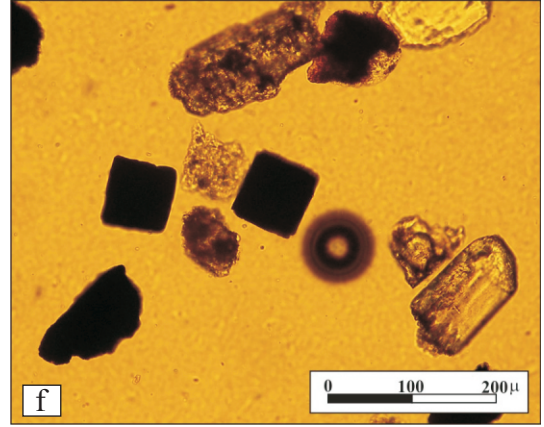
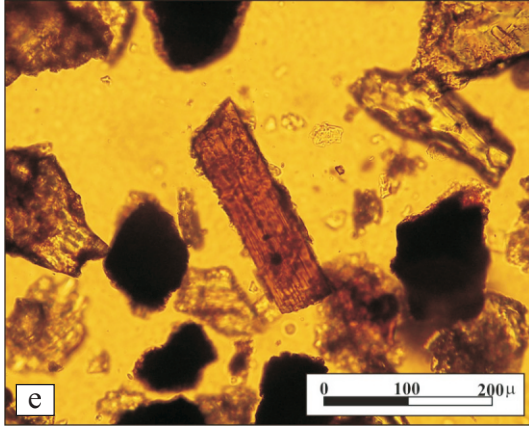
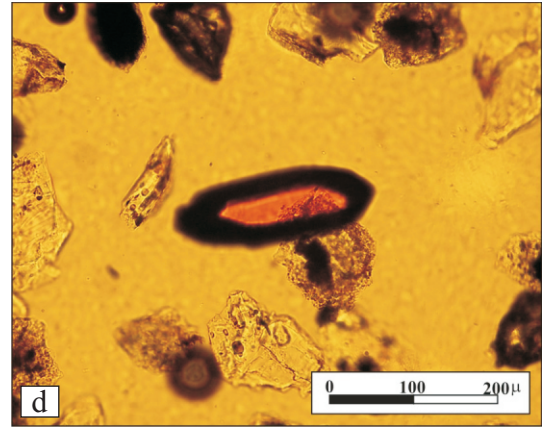
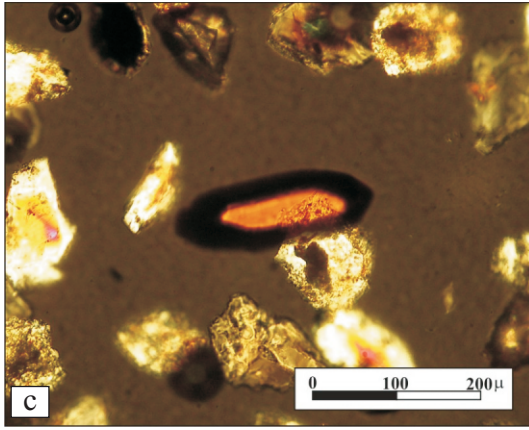
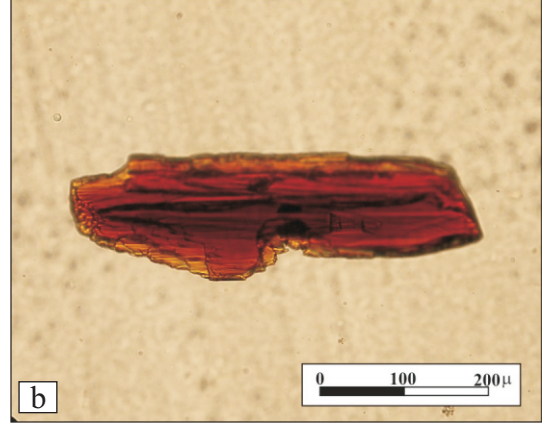
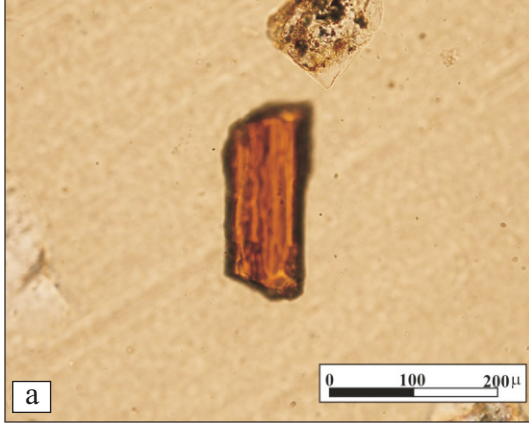
c) Sfen, 10X, Çift Nikol, Örnek No: CBT 05, Amper: 0,4

d) Sfen, 10X, Tek Nikol, Örnek No: CBT 05, Amper: 0,4

e) Sfen, 10X, Tek Nikol, Örnek No: CBT 12, Amper: 0,6

f) Sfen, 10X, Çift Nikol, Örnek No: CBT 12, Amper: 0,6

Levha 5



a) Biotit, 10X, Tek Nikol, Örnek No: CBT 07, Ham örnek.

b) Biotit, 10X, Tek Nikol, Örnek No: CBT 19, Ham örnek.

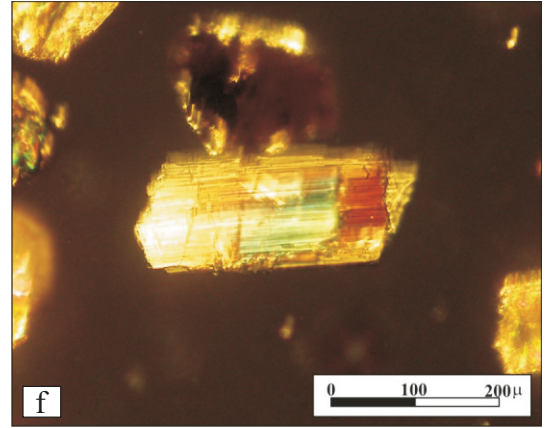
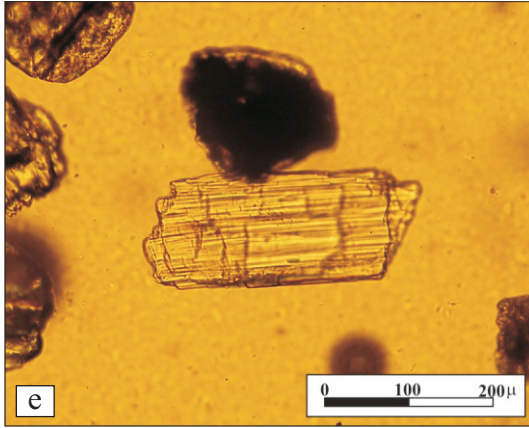
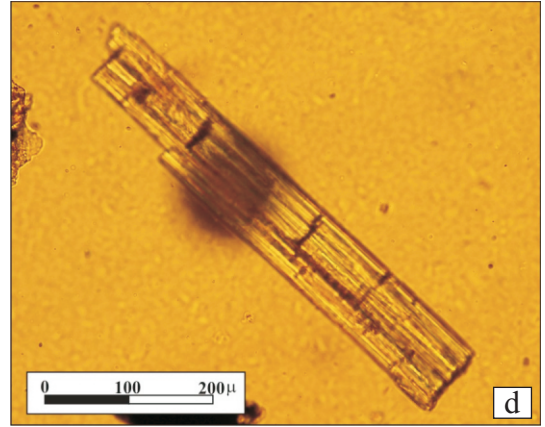
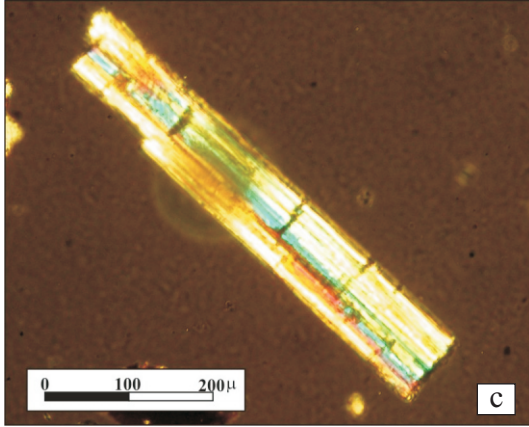
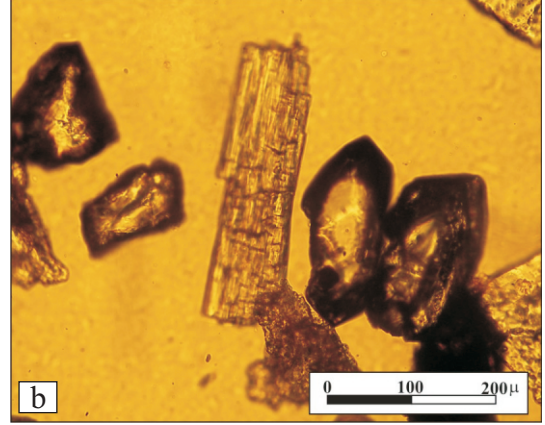
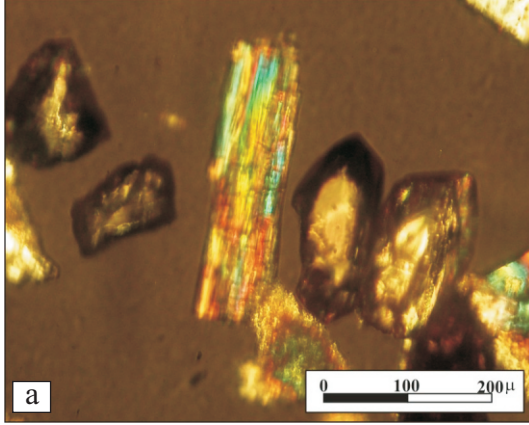
c) Opaklaşmış Biotit, 10X, Çift Nikol, Örnek No: CBT 12, Amper: 1,0

d) Opaklaşmış Biotit, 10X, Tek Nikol, Örnek No: CBT 12, Amper: 1,0

e) Biotit, 10X, Tek Nikol, Örnek No: CBT 17, Amper: 0,4

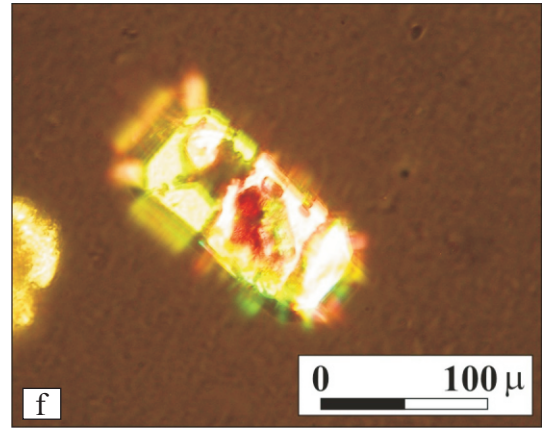
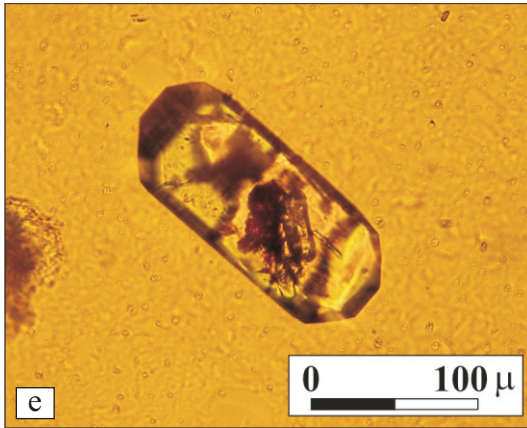
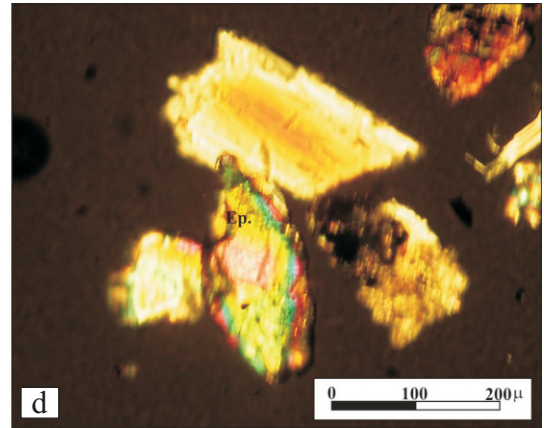
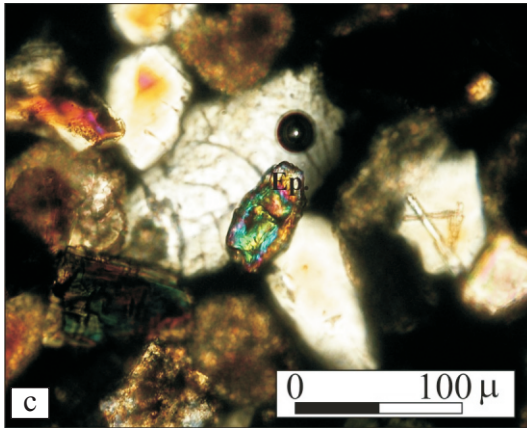
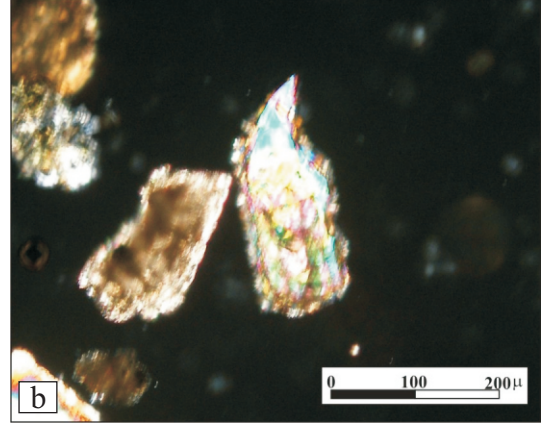
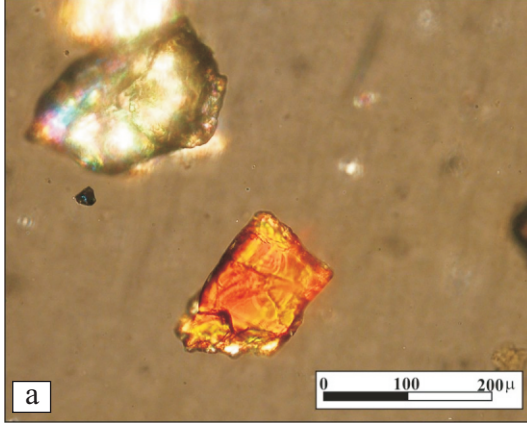
f) Pirit, 10X, Tek Nikol, Örnek No: CBT 05, Amper: 0,6

Levha 6



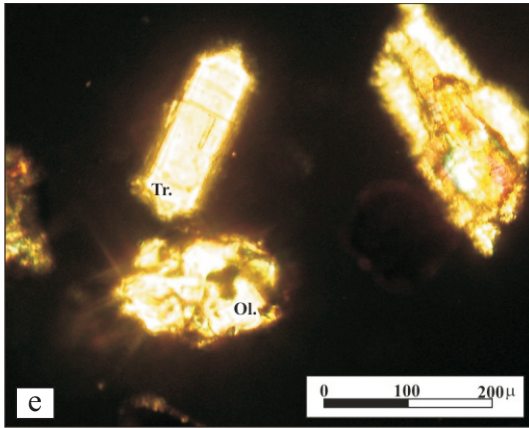
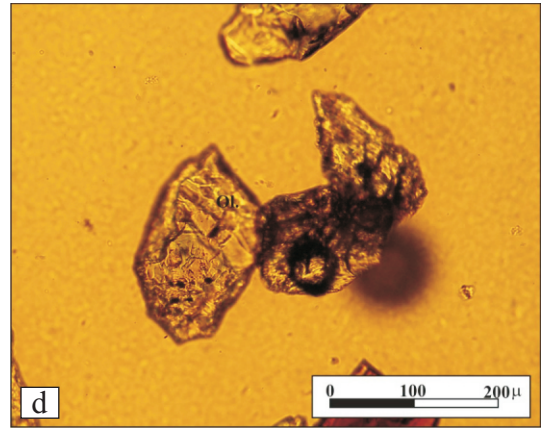
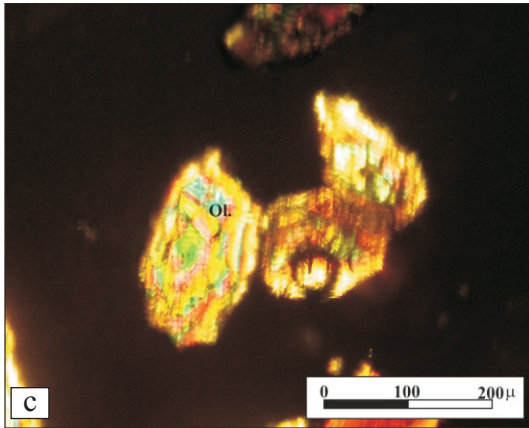
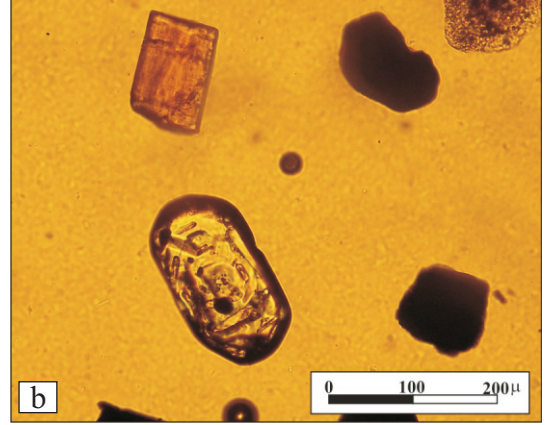
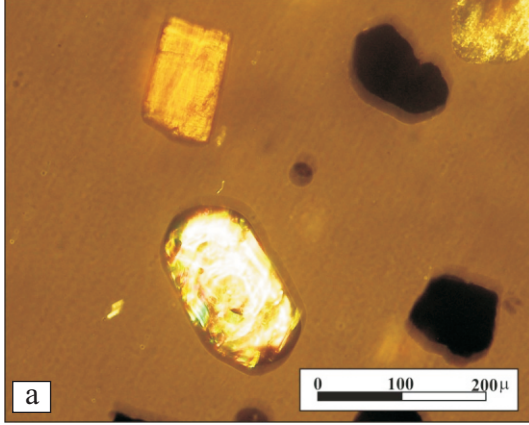
- a) Disten, 10X, Çift Nikol, Örnek No: CBT 07, Amper: N.M.
b) Disten, 10X, Tek Nikol, Örnek No: CBT 07, Amper: N.M.
c) Disten, 10X, Çift Nikol, Örnek No: CBT 07, Amper: N.M.
d) Disten, 10X, Tek Nikol, Örnek No: CBT 07, Amper: N.M.
e) Disten, 10X, Tek Nikol, Örnek No: CBT 20, Amper: 0,6
f) Disten, 10X, Çift Nikol, Örnek No: CBT 20, Amper: 0,6

Levha 7



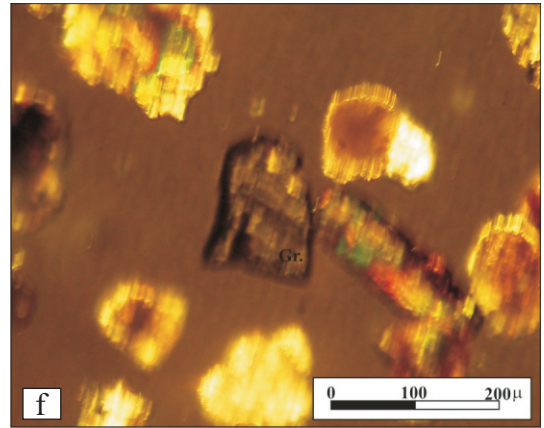
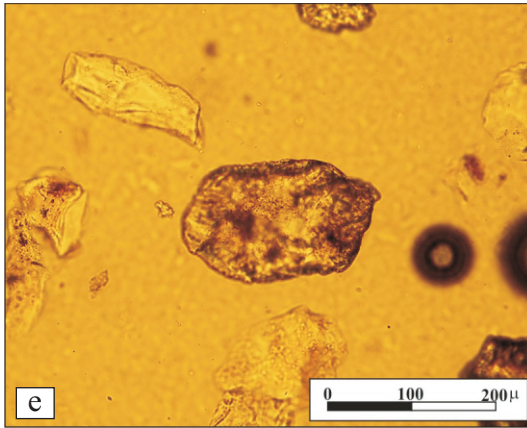
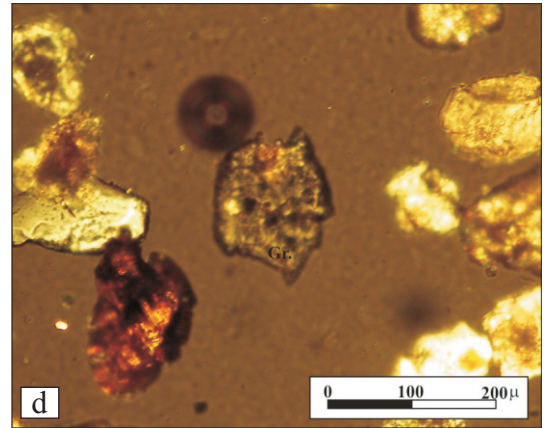
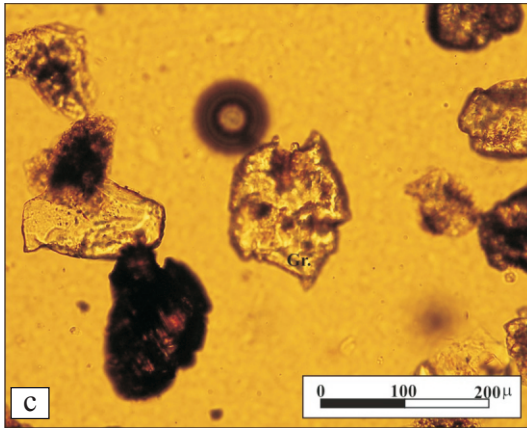
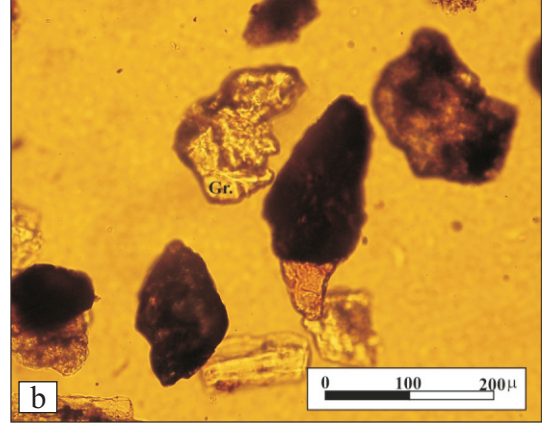
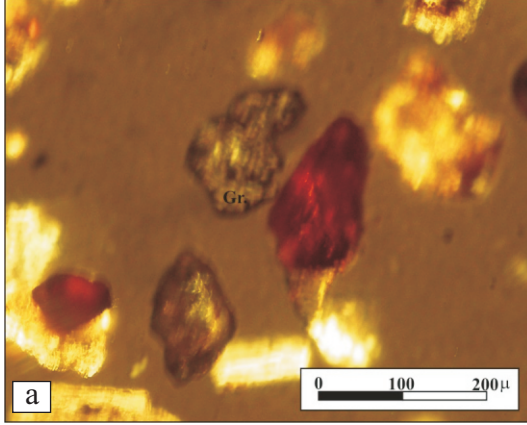
- a) Epidot, 10X, Çift Nikol, Örnek No: CBT 01, Ham örnek
b) Epidot, 10X, Çift Nikol, Örnek No: CBT 10, Ham örnek
c) Epidot, 20X, Çift Nikol, Örnek No: CBT 13, Ham örnek
d) Epidot, 10X, Çift Nikol, Örnek No: CBT 12, Amper: 0,4
e) Epidot, 20X, Tek Nikol, Örnek No: CBT 07, Amper: N.M.
f) Epidot, 20X, Çift Nikol, Örnek No: CBT 07, Amper: N.M.

Levha 8



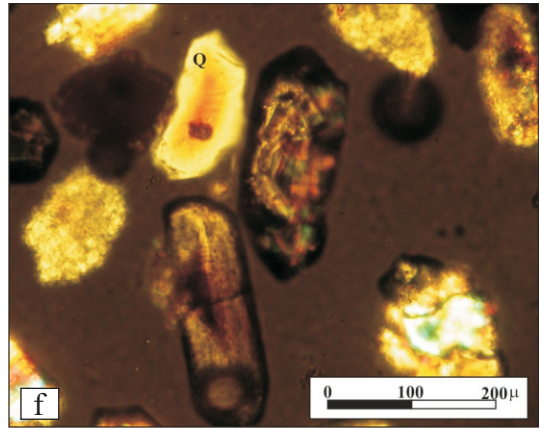
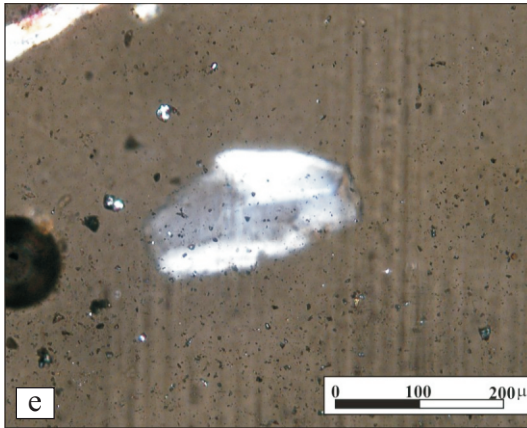
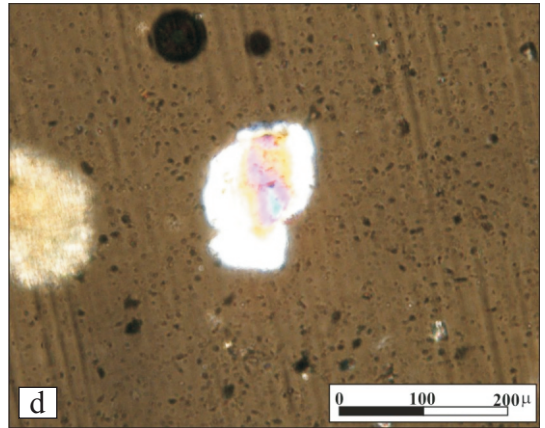
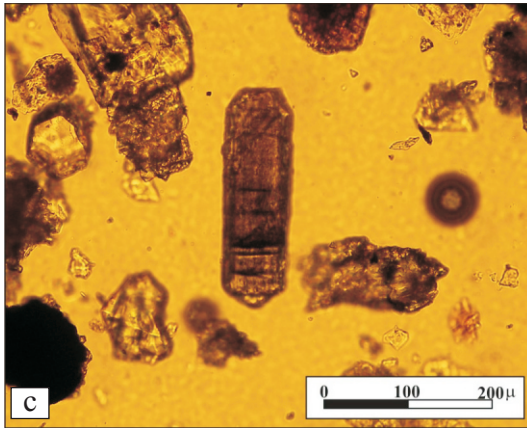
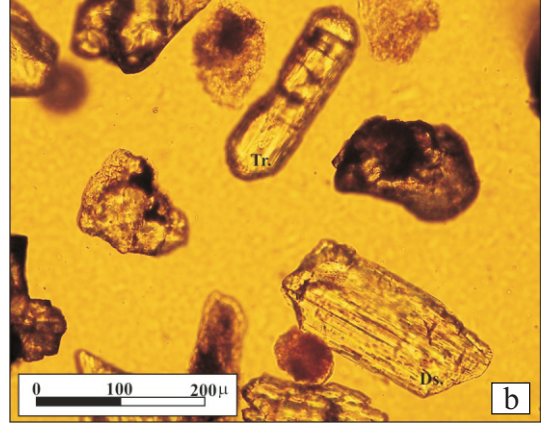
- a) Olivin, 10X, Çift Nikol, Örnek No: CBT 05, Amper: 0,6
b) Olivin, 10X, Tek Nikol, Örnek No: CBT 05, Amper: 0,6
c) Olivin, 10X, Çift Nikol, Örnek No: CBT 20, Amper: 0,4
d) Olivin, 10X, Tek Nikol, Örnek No: CBT 20, Amper: 0,4
e) Olivin ve Turmalin, 10X, Çift Nikol, Örnek No: CBT 20, Amper: 0,8
f) Olivin ve Turmalin, 10X, Tek Nikol, Örnek No: CBT 20, Amper: 0,8

Levha 9



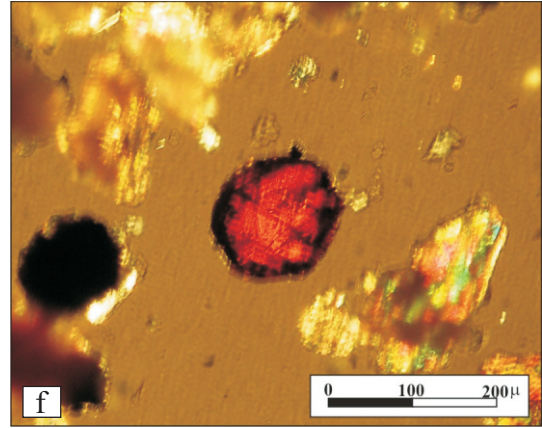
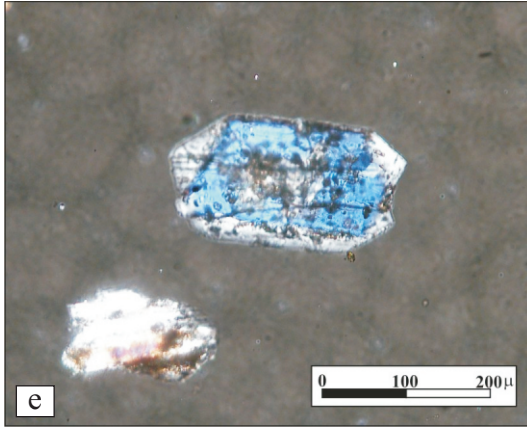
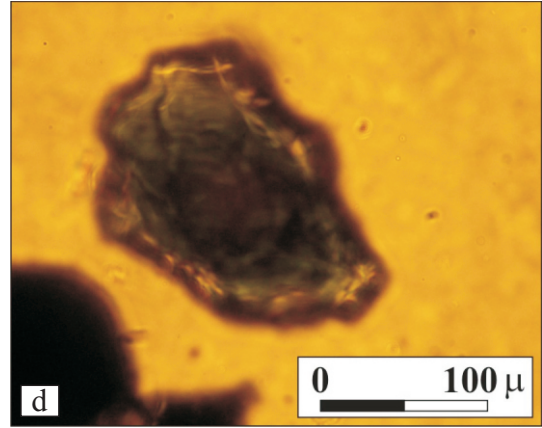
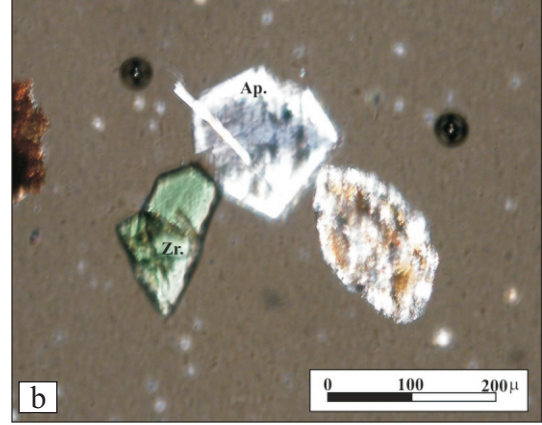
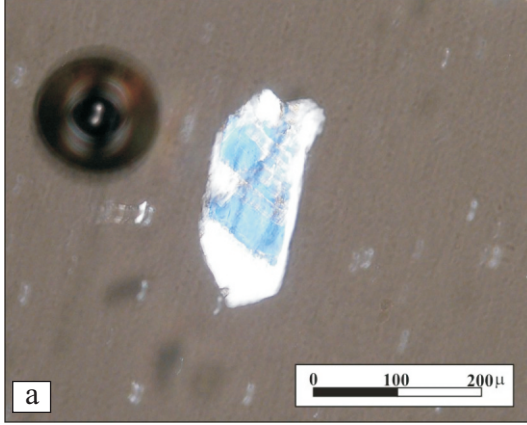
- a) Granat parçası, 10X, Çift Nikol, Örnek No: CBT 12, Amper: 0,8
b) Granat parçası, 10X, Tek Nikol, Örnek No: CBT 12, Amper: 0,8
c) Granat, 10X, Tek Nikol, Örnek No: CBT 12, Amper: 1,0
d) Granat, 10X, Çift Nikol, Örnek No: CBT 12, Amper: 1,0
e) Granat, 10X, Tek Nikol, Örnek No: CBT 12, Amper: N.M.
f) Granat, 10X, Çift Nikol, Örnek No: CBT 12, Amper: 0,6

Levha 10



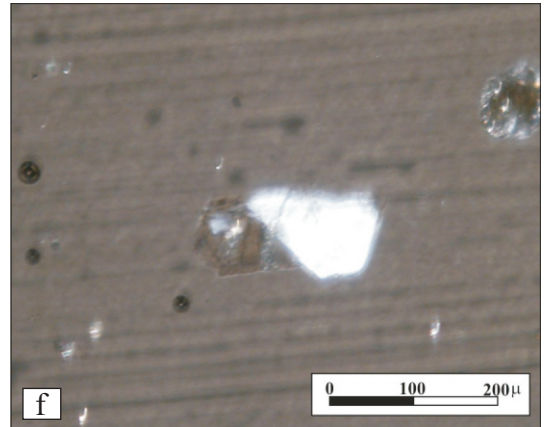
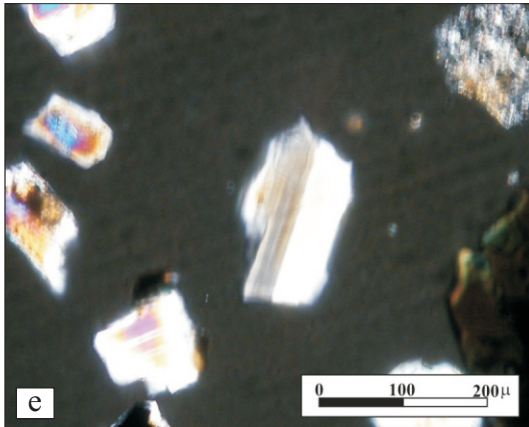
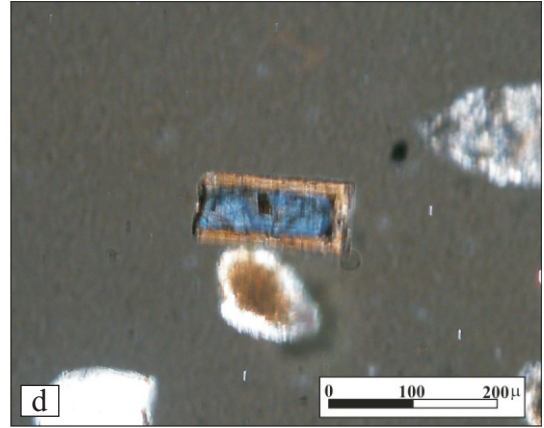
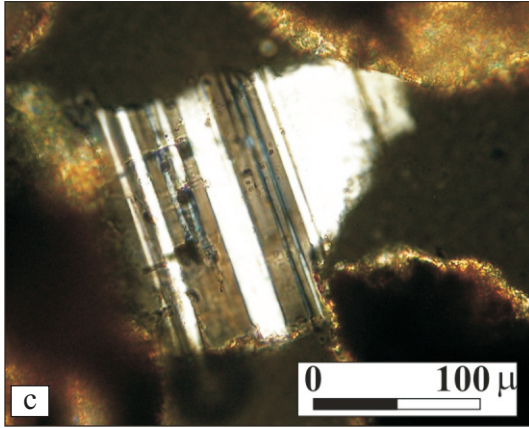
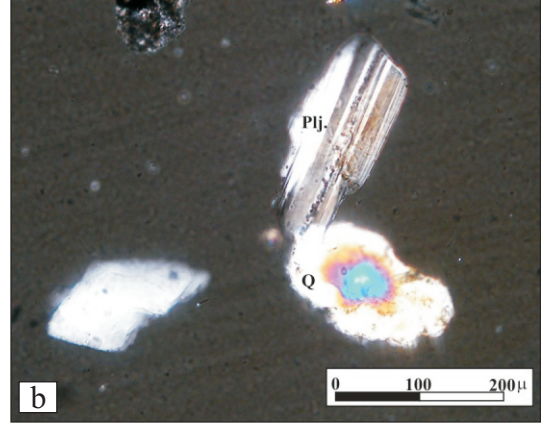
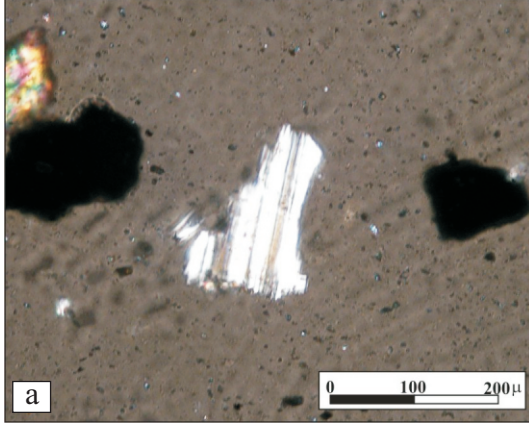
- a) Turmalin, 10X, Çift Nikol, Örnek No: CBT 18, Ham örnek
b) Turmalin ve Disten, 10X, Tek Nikol, Örnek No: CBT 12, Amper: 0,6
c) Turmalin, 10X, Tek Nikol, Örnek No: CBT 17, Amper: 0,4
d) Kuvars, 10X, Çift Nikol, Örnek No: CBT 01, Ham örnek
e) Kuvars (dalgalı sönme), 10X, Çift Nikol, Örnek No: CBT 01, Ham örnek
f) Kuvars içinde inklüzyon, 10X, Çift Nikol, Örnek No: CBT 05, Amper: N.M.

Levha 11



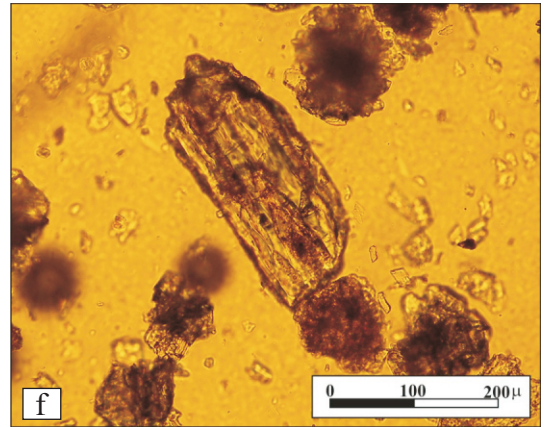
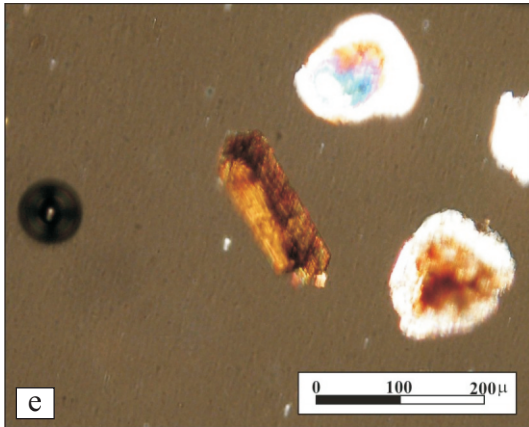
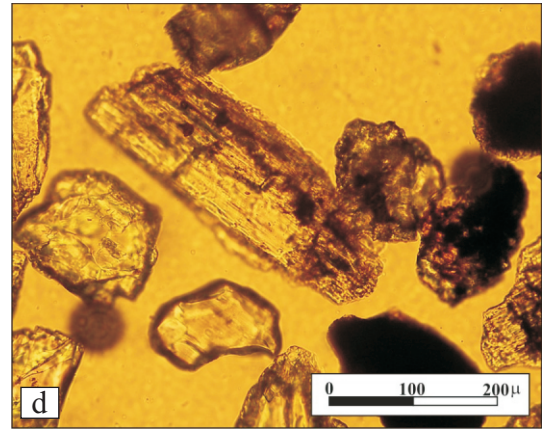
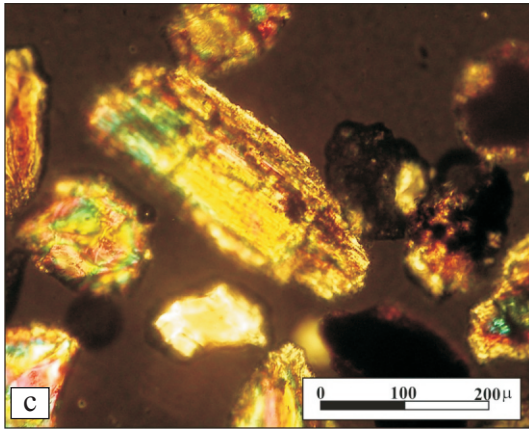
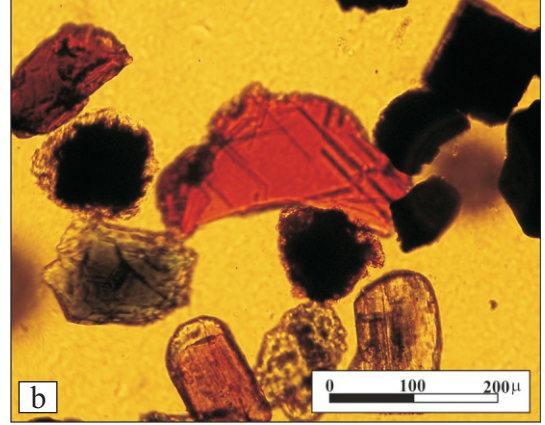
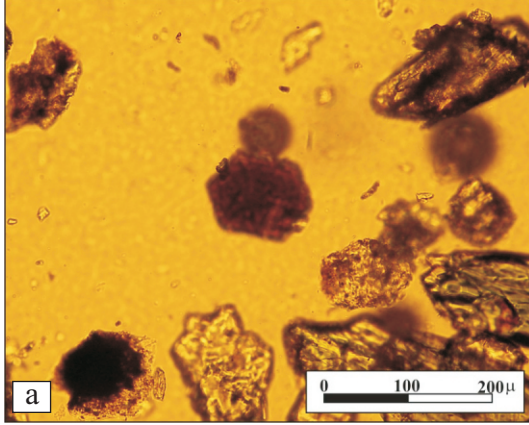
- a) Adularya, 10X, Çift Nikol, Örnek No: CBT 20, Ham örnek
b) Apatit ve Zirkon, 10X, Çift Nikol, Örnek No: CBT 21, Ham örnek
c) Aquamarin, 10X, Çift Nikol, Örnek No: CBT 12, Ham örnek
d) Beril, 20X, Tek Nikol, Örnek No: CBT 07, Amper: 0,2
e) Feldspat, 10X, Tek Nikol, Örnek No: CBT 17, Ham örnek
f) Kromit, 10X, Tek Nikol, Örnek No: CBT 17, Amper: 0,2

Levha 12



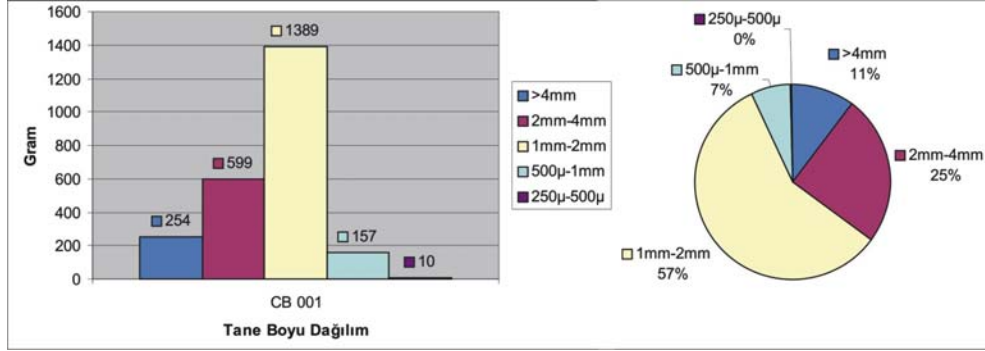
- a) Plajioklas, 10X, Çift Nikol, Örnek No: CBT 01, Ham örnek
b) Plajioklas, 10X, Çift Nikol, Örnek No: CBT 02, Ham örnek
c) Plajioklas, 20X, Çift Nikol, Örnek No: CBT 13, Ham örnek
d) Zonlu sönmeli Plajioklas, 10X, Çift Nikol, Örnek No: CBT 16, Ham örnek
e) Plajioklas, 10X, Çift Nikol, Örnek No: CBT 22, Ham örnek
f) Plajioklas (mikro faylı), 10X, Çift Nikol, Örnek No: CBT 22, Ham örnek

Levha 13

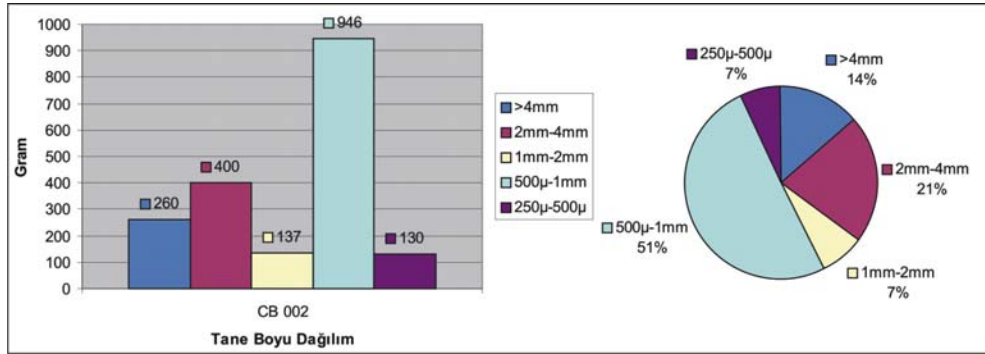


- a) Honblend, 10X, Tek Nikol, Örnek No: CBT 17, Amper: 0,4
b) Oksihornblend Piroksen, 10X, Tek Nikol, Örnek No: CBT 07, Amper: 0,2
c) Piroksen, 10X, Çift Nikol, Örnek No: CBT 07, Amper: 0,6
d) Piroksen, 10X, Tek Nikol, Örnek No: CBT 07, Amper: 0,6
e) Piroksen, 10X, Çift Nikol, Örnek No: CBT 20, Ham örnek
f) Piroksen, 10X, Tek Nikol, Örnek No: CBT 17, Amper: N.M.

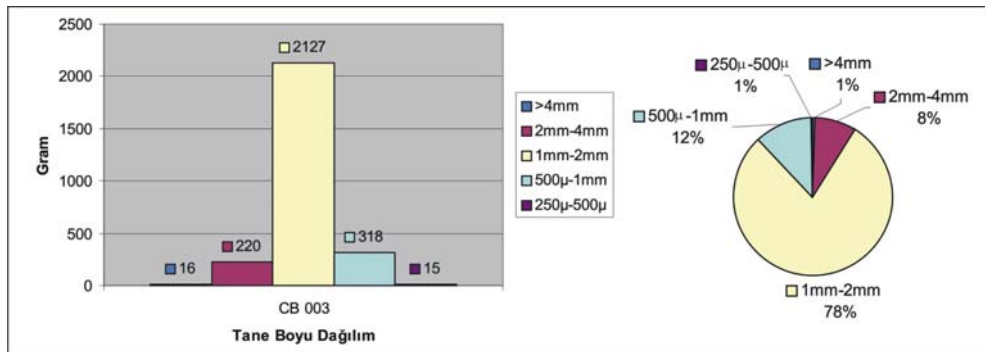
Ek 1



a) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB001 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzdeleri Dağılımı

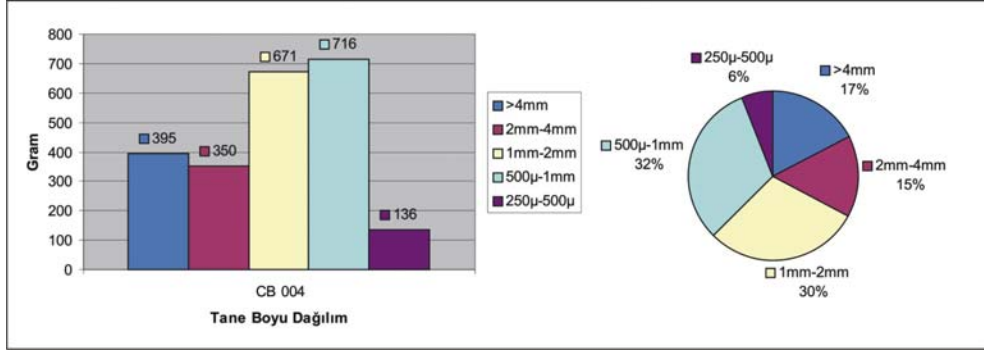


b) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB002 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzdeleri Dağılımı

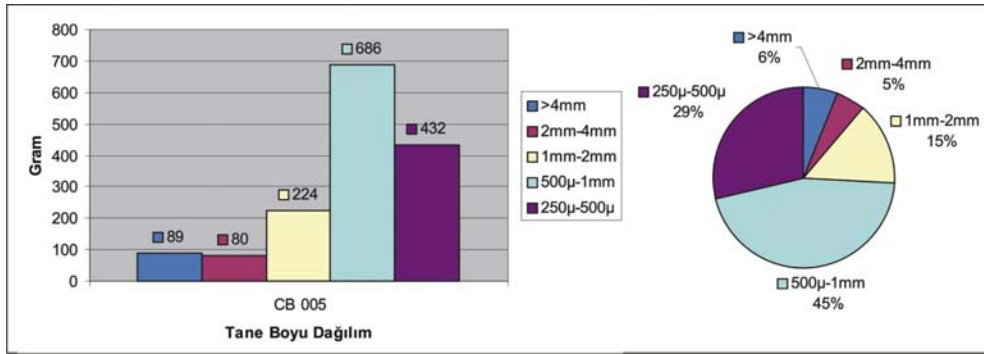


c) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB003 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzdeleri Dağılımı

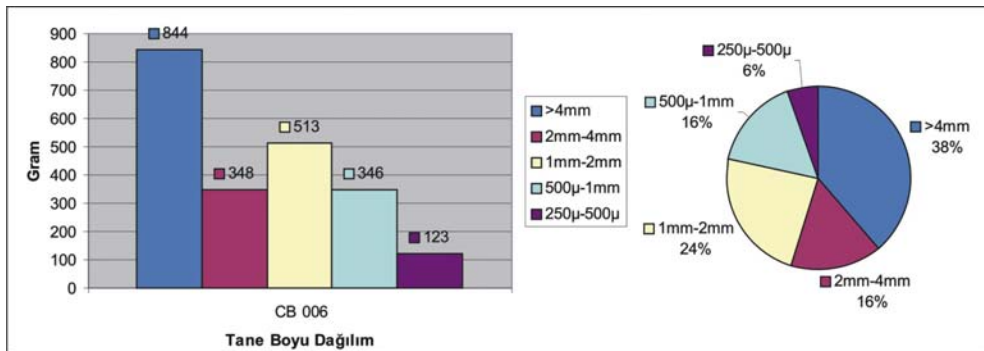
Ek 2



a) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB004 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

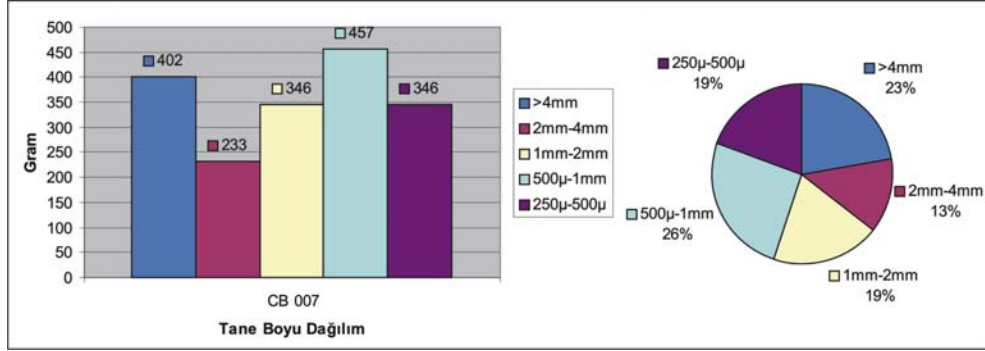


b) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB005 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

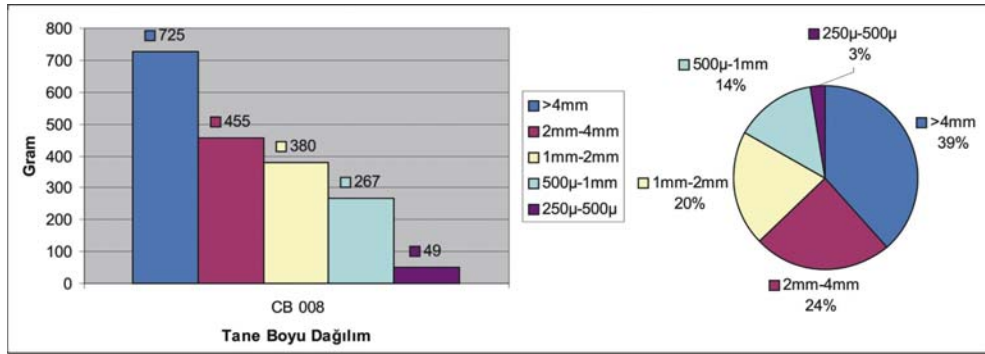


c) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB006 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

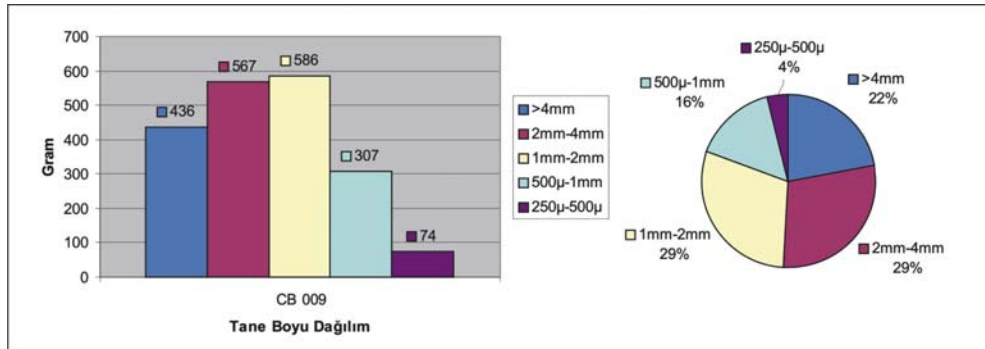
Ek 3



a) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB007 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

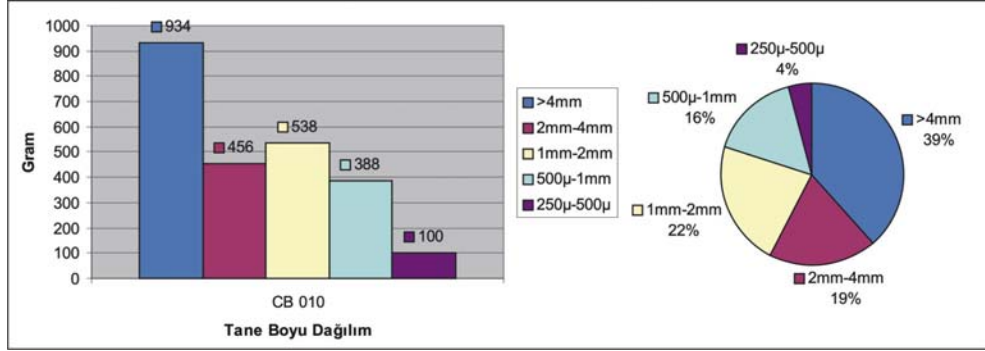


b) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB008 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

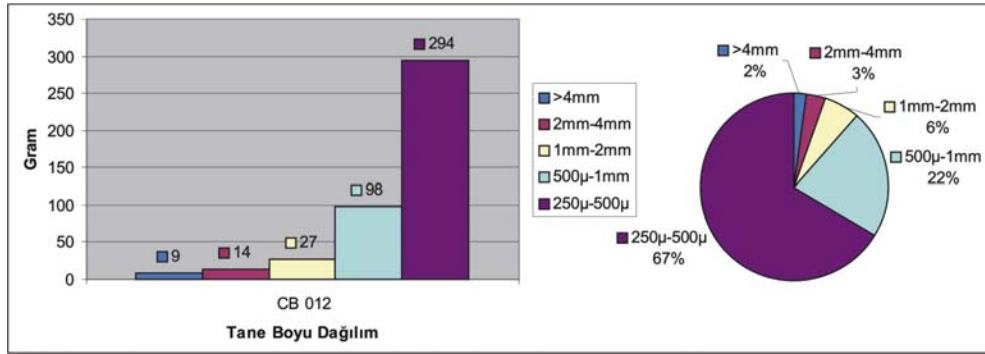


c) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB009 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

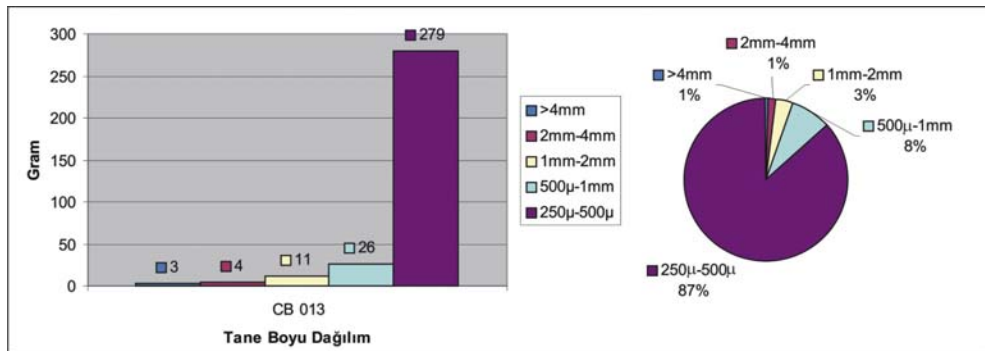
Ek 4



a) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB010 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

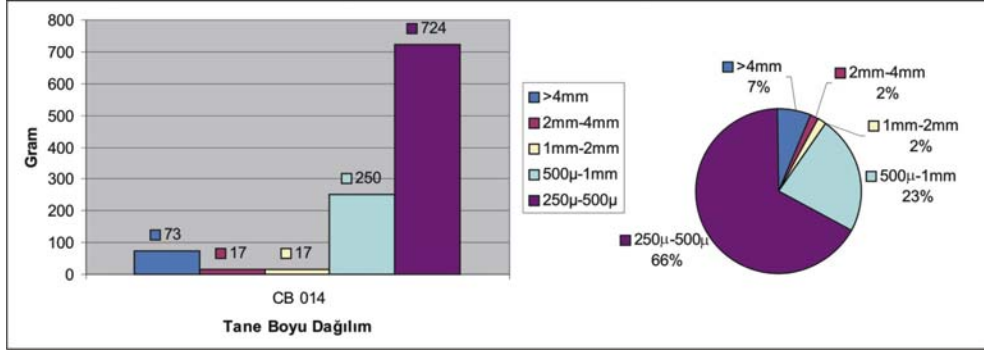


b) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB012 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

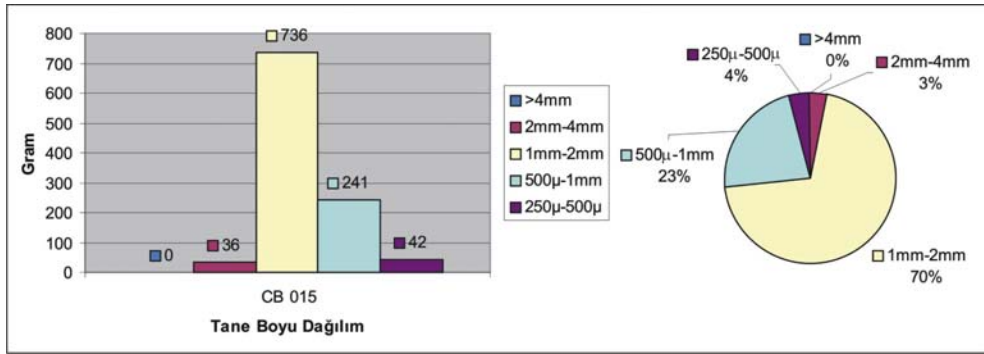


c) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB013 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

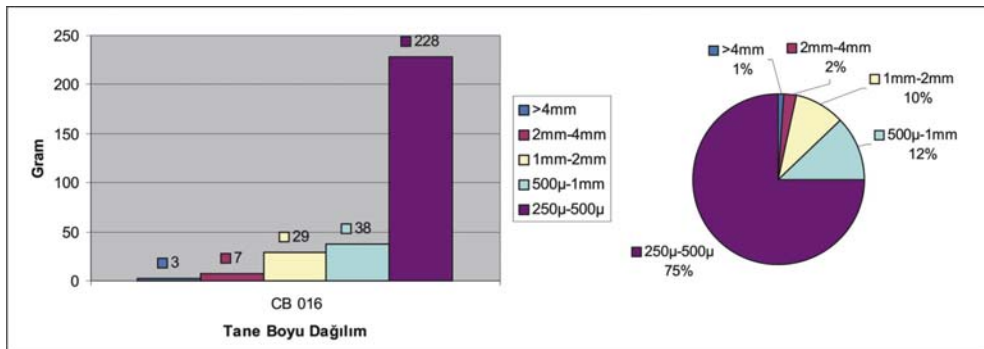
Ek 5



a) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB014 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

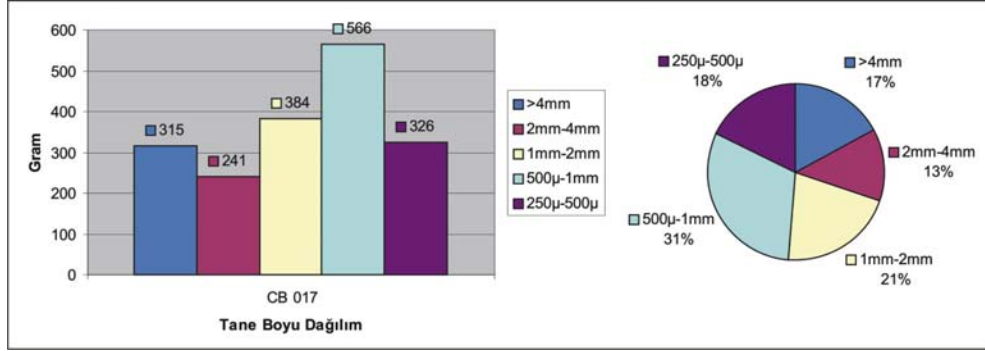


b) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB015 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

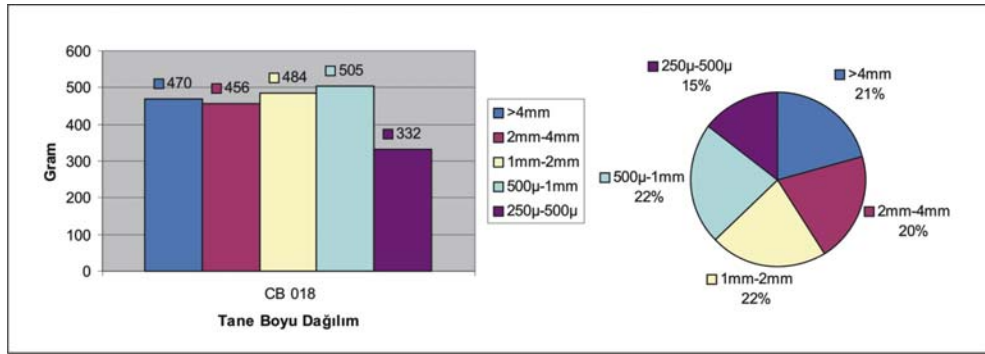


c) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB016 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

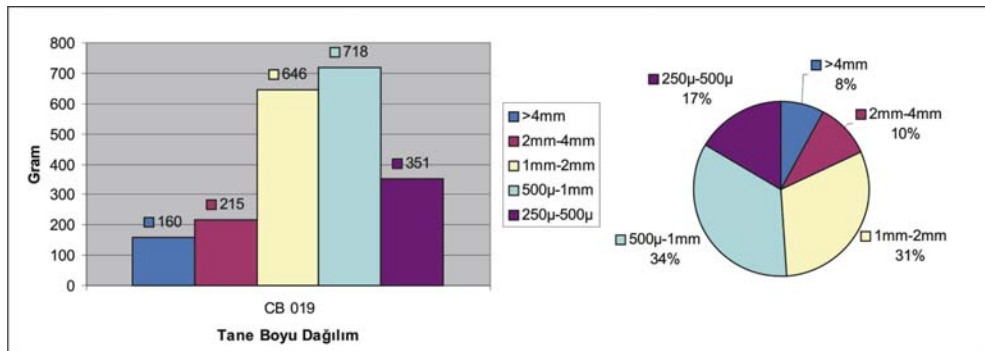
Ek 6



a) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB017 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

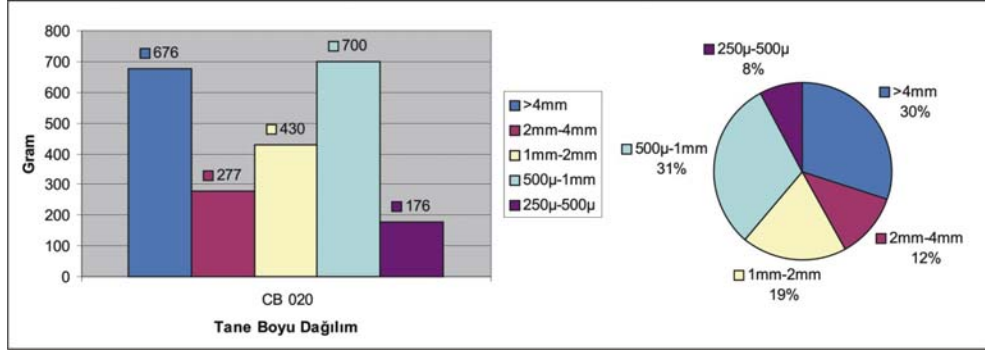


b) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB018 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

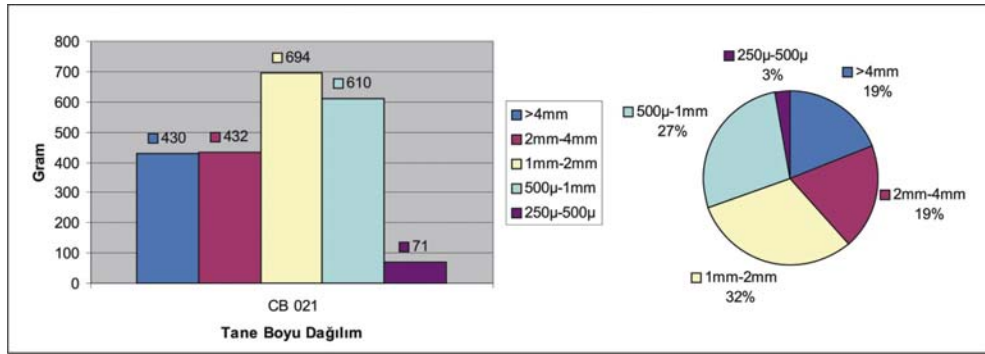


c) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB019 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

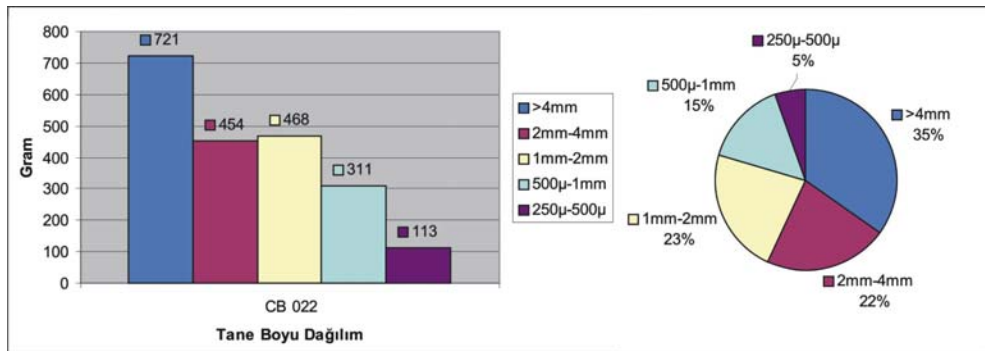
Ek 7



a) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB020 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

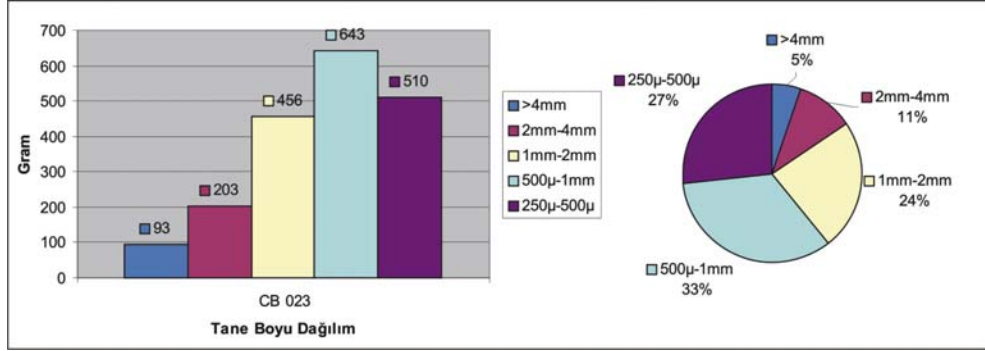


b) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB021 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

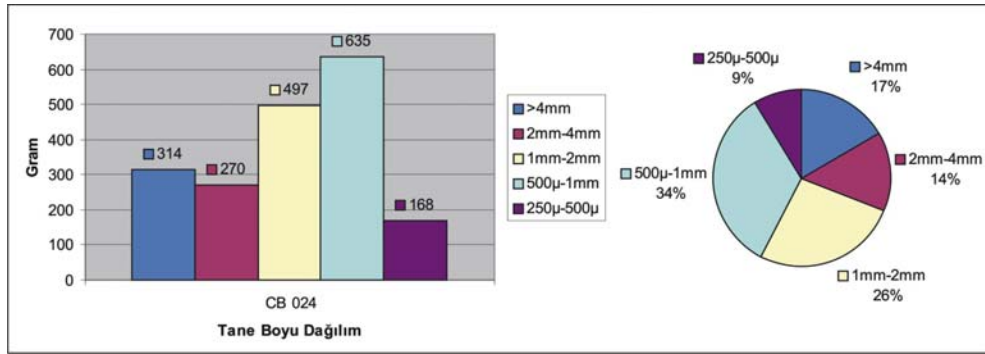


c) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB022 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

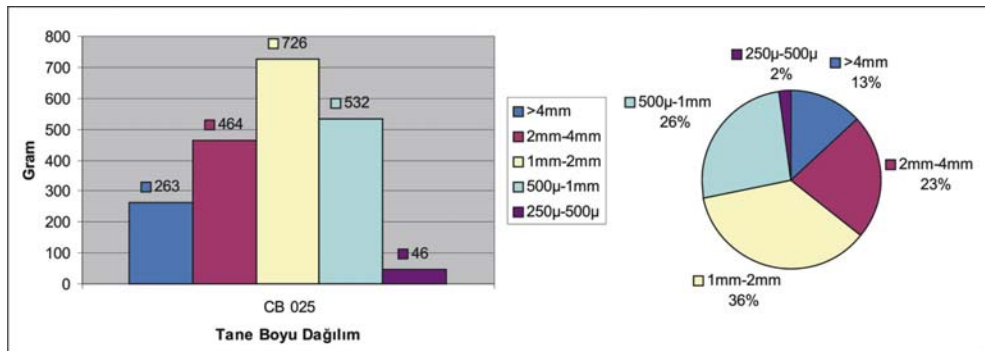
Ek 8



a) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB023 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

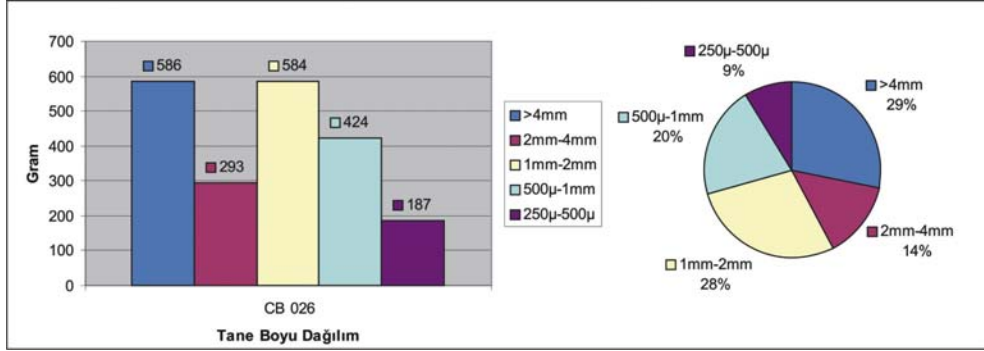


b) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB024 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

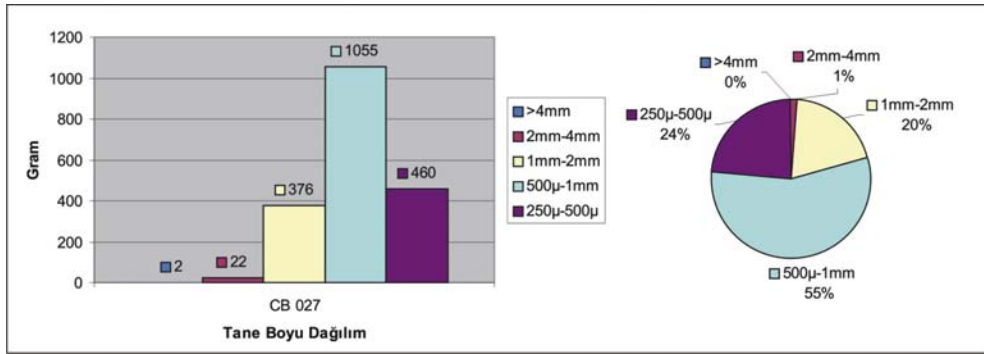


c) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB025 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

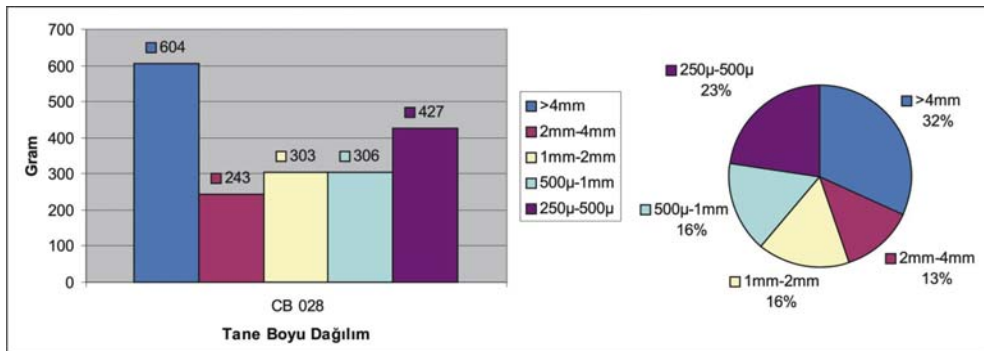
Ek 9



a) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB026 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

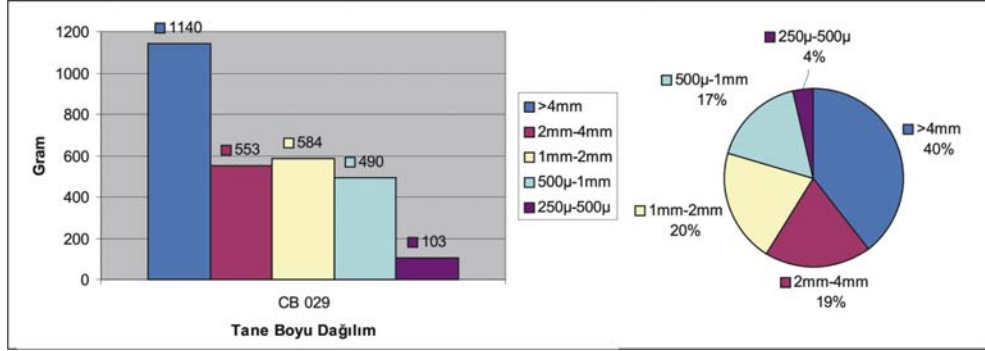


b) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB027 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

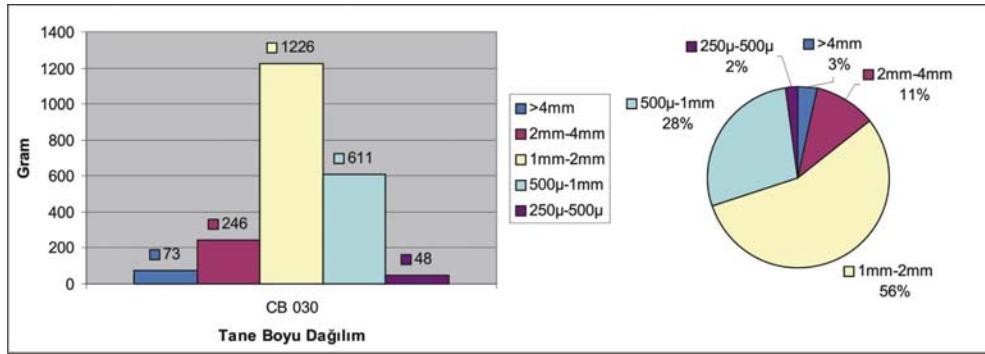


c) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB028 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

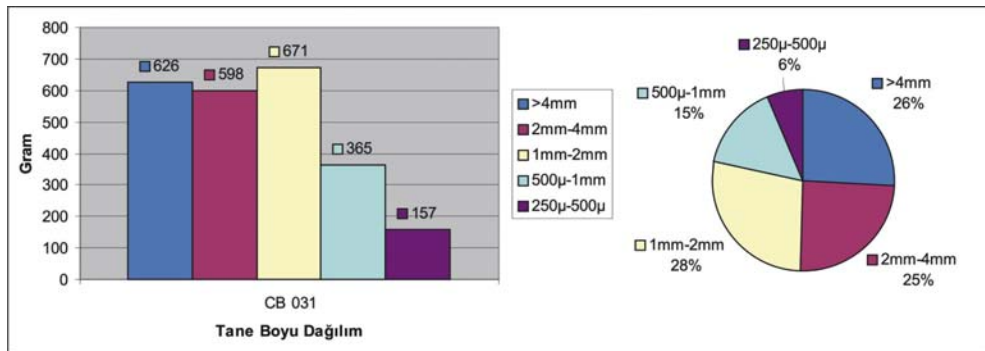
Ek 10



a) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB029 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

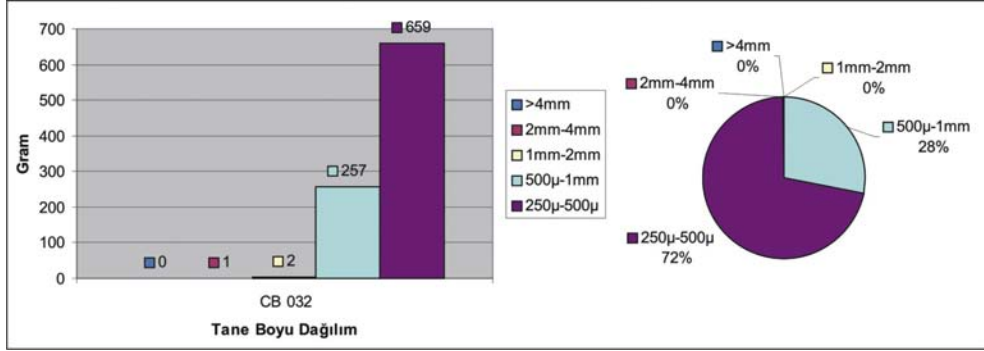


b) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB030 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

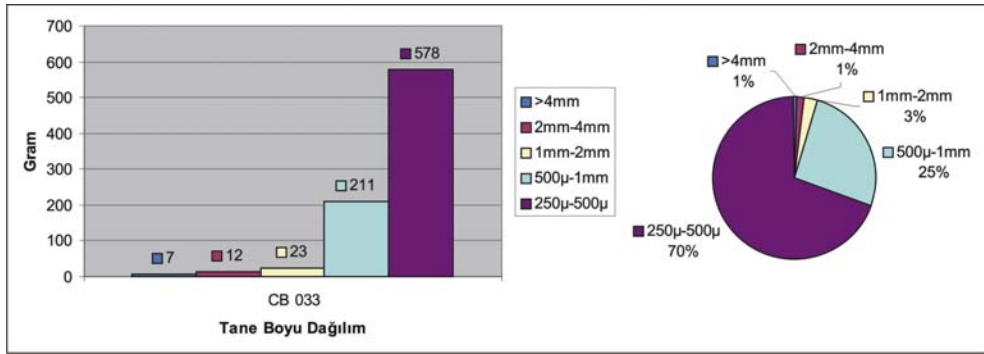


c) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB031 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

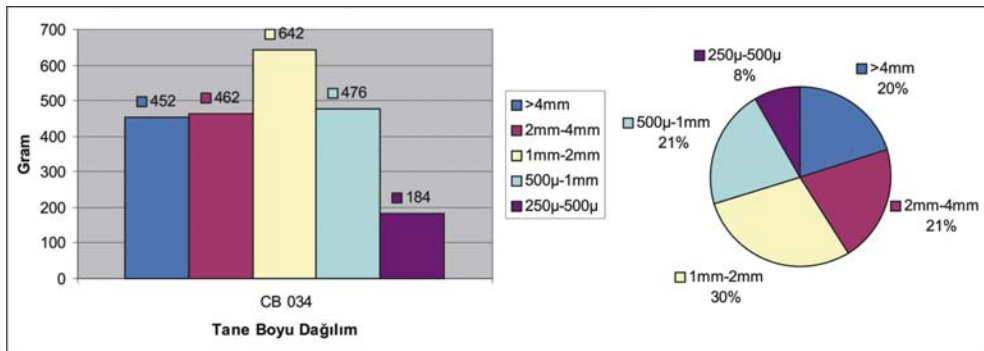
Ek 11



a) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB032 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

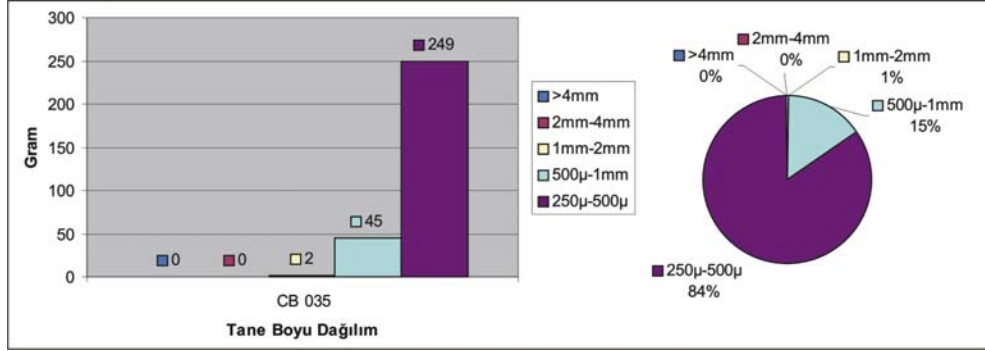


b) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB033 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

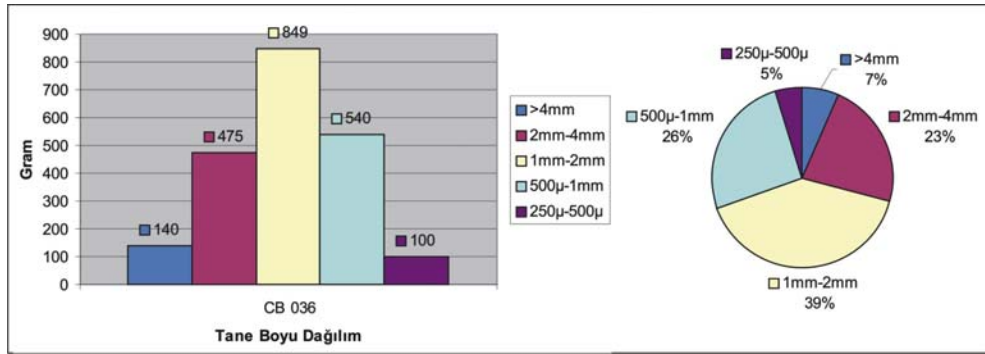


c) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB034 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

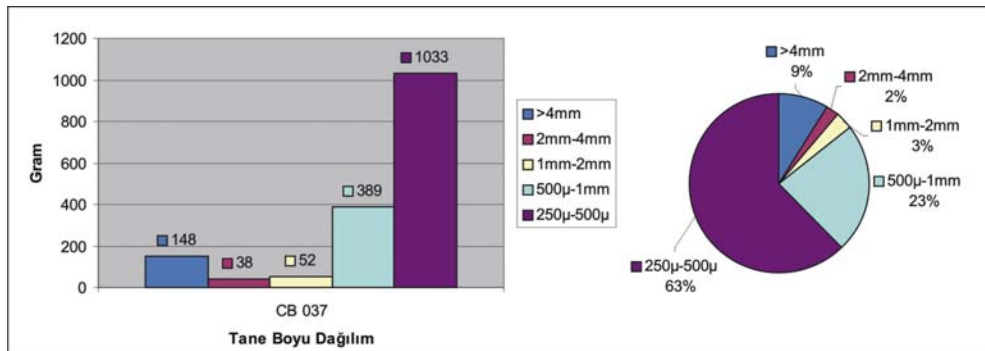
Ek 12



a) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB035 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

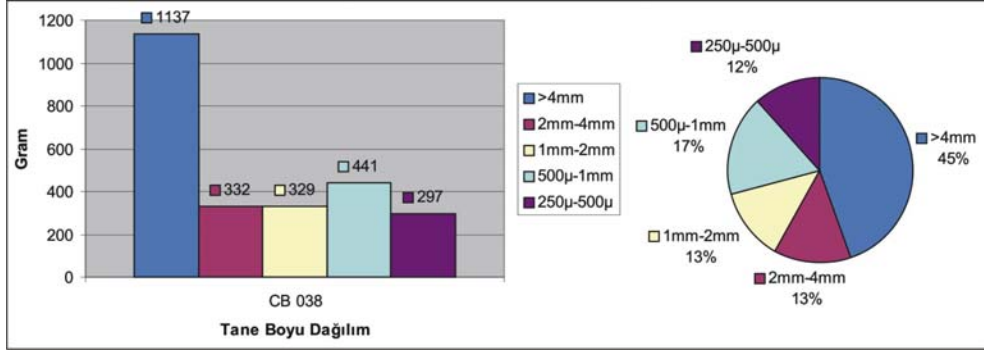


b) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB036 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

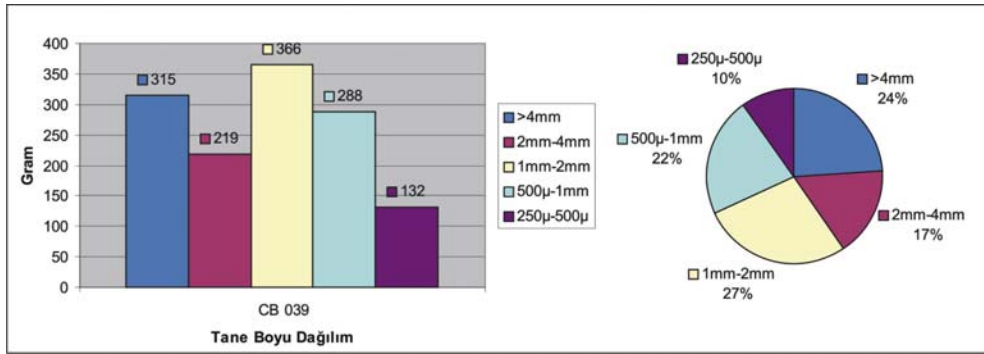


c) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB037 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

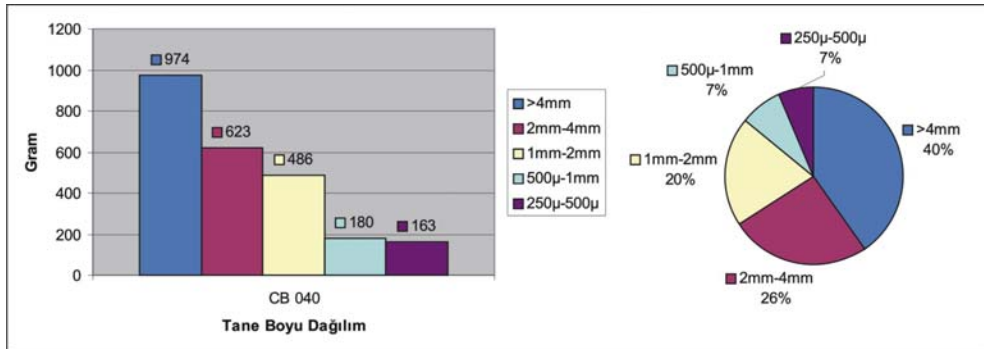
Ek 13



a) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB038 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

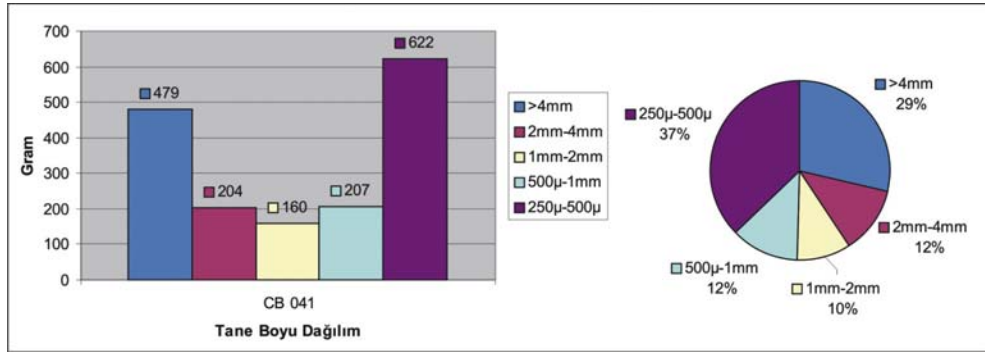


b) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB039 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

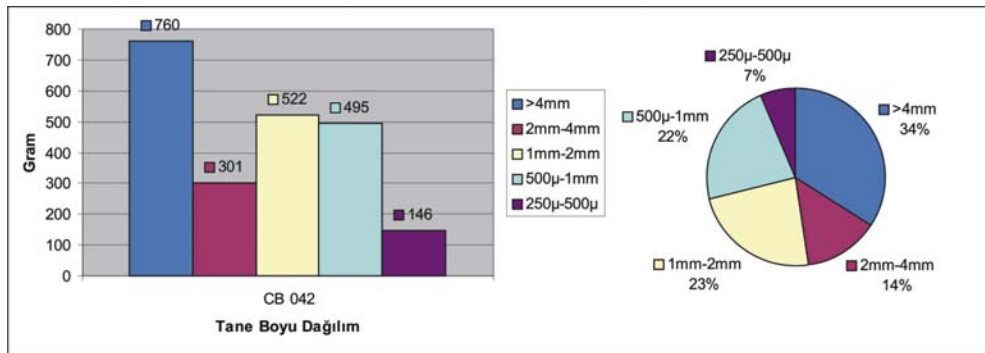


c) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB040 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

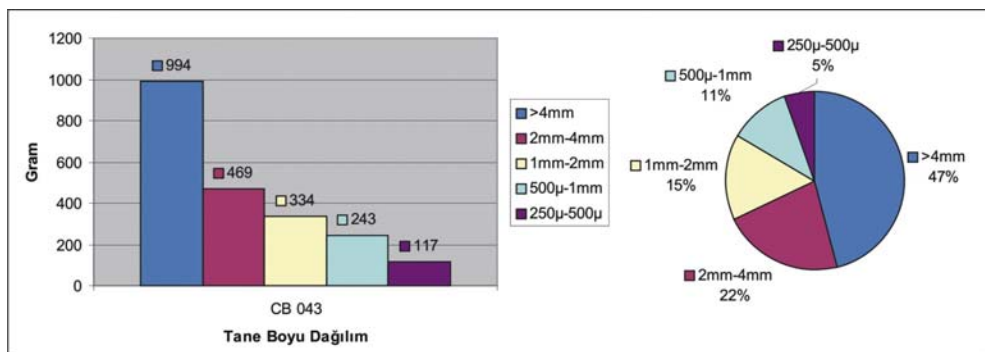
Ek 14



a) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB041 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

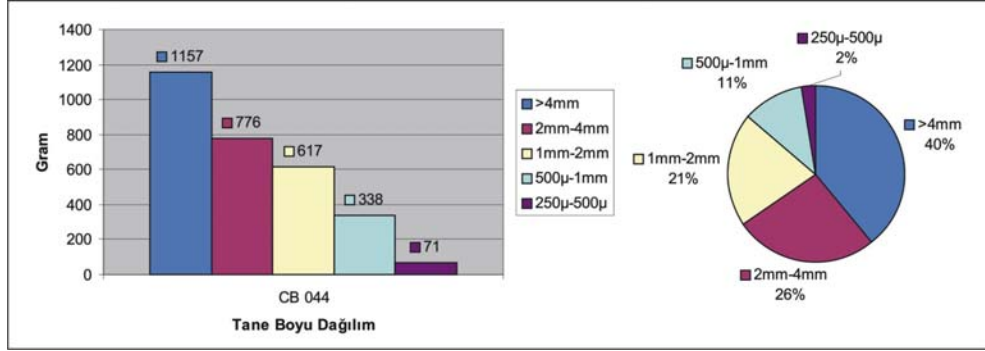


b) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB042 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

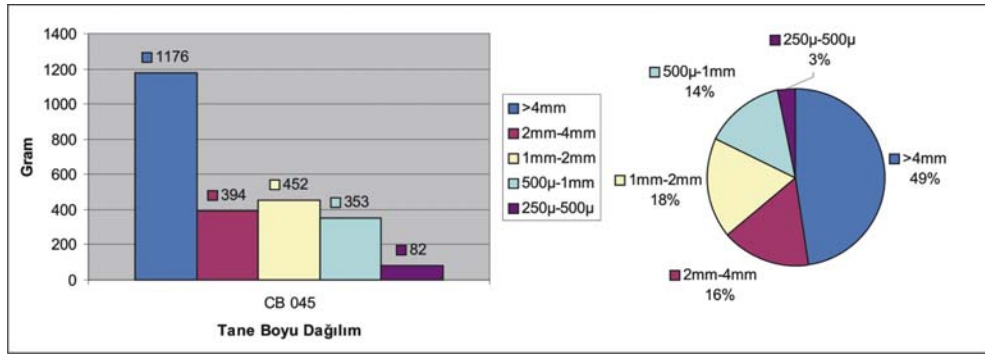


c) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB043 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

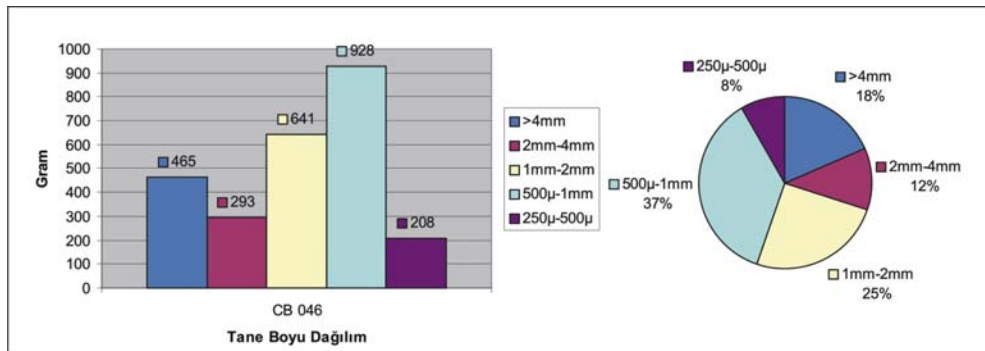
Ek 15



a) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB044 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

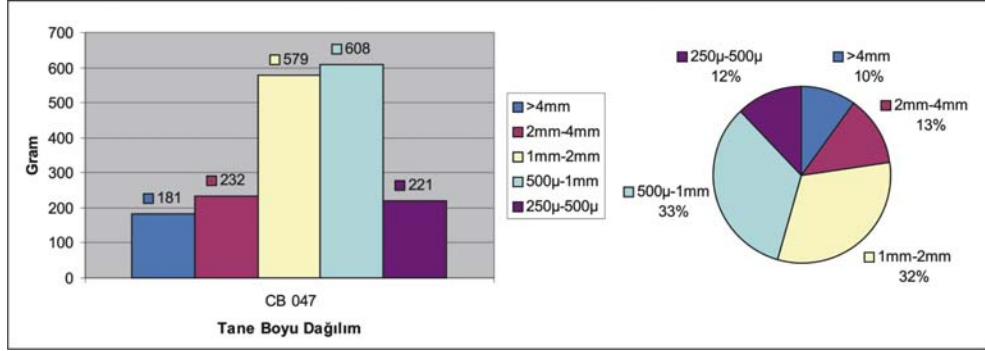


b) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB045 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

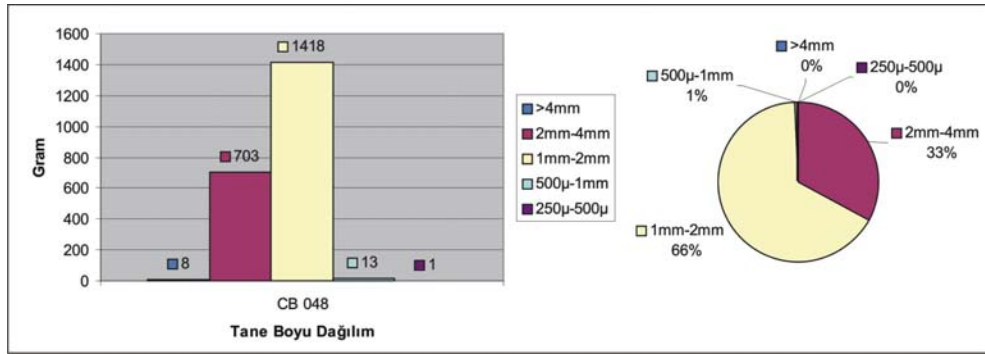


c) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB046 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

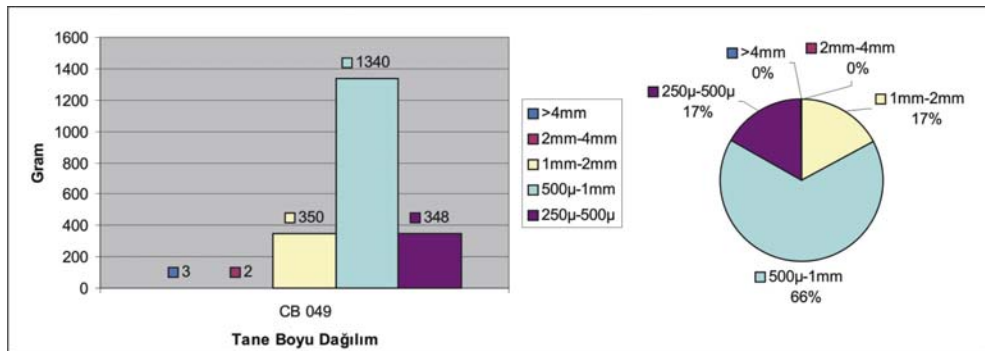
Ek 16



a) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB047 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

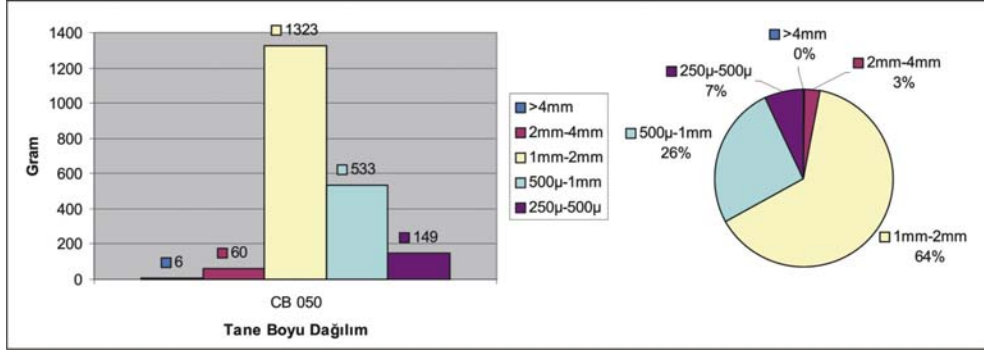


b) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB048 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

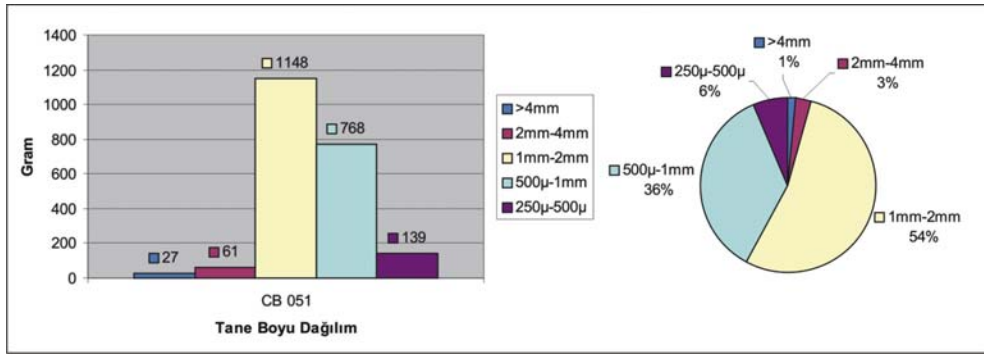


c) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB049 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

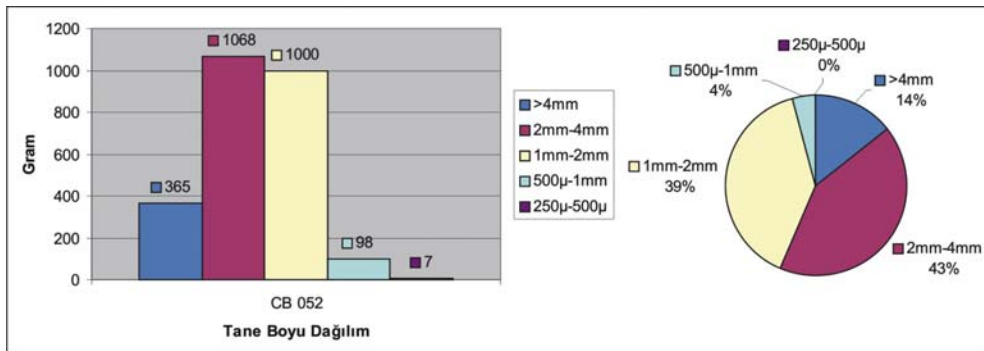
Ek 17



a) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB050 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

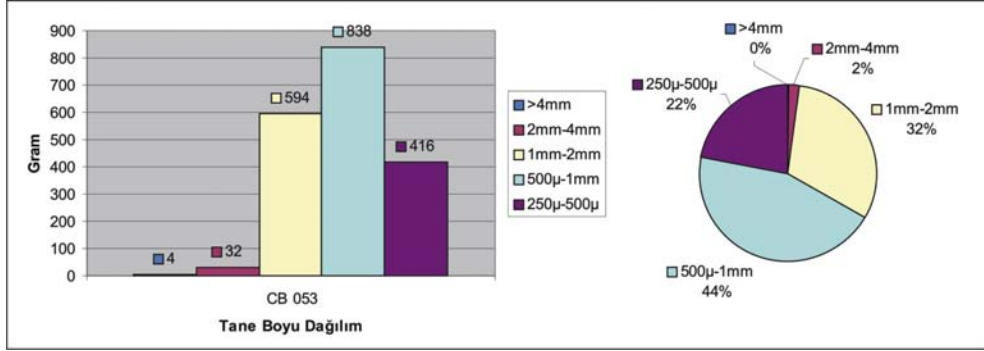


b) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB051 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

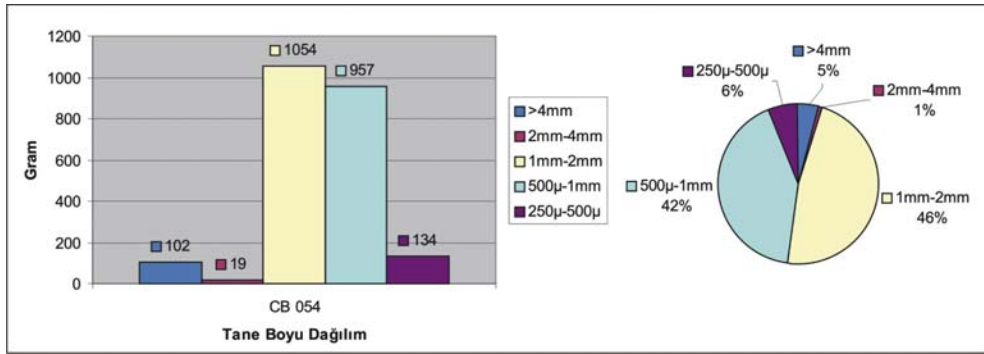


c) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB052 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

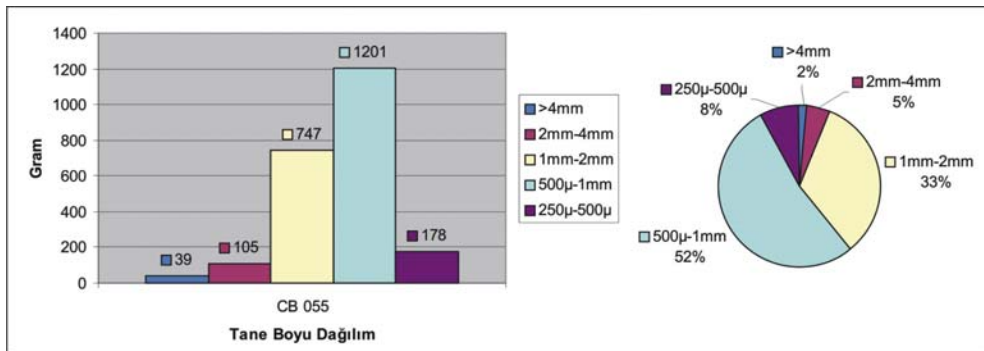
Ek 18



a) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB053 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

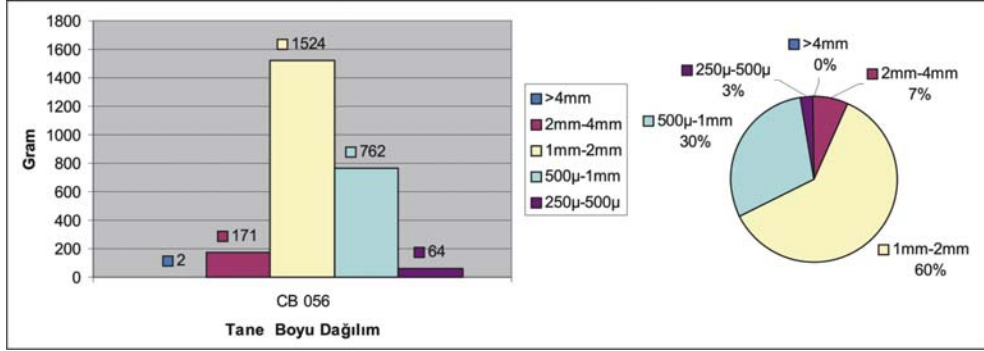


b) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB054 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

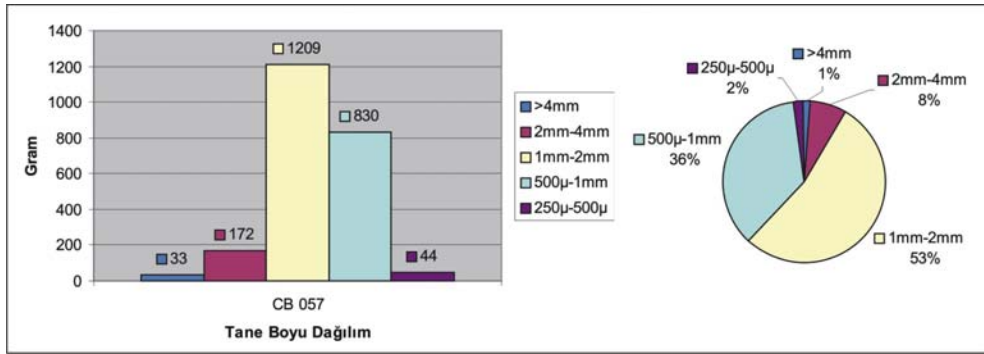


c) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB055 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

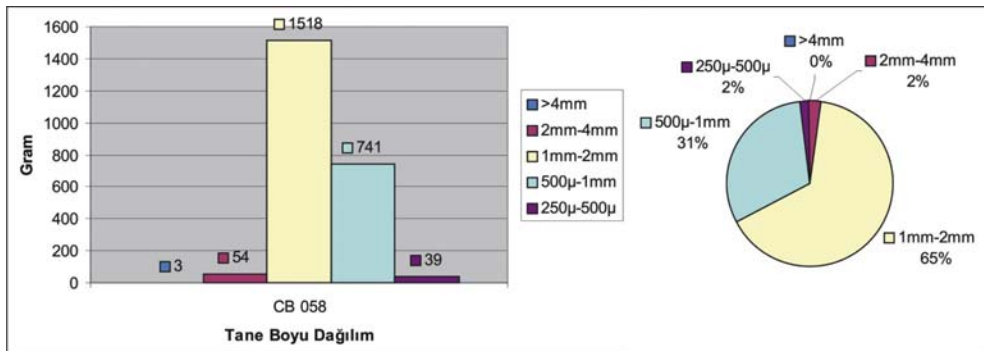
Ek 19



a) Tuzla ayı Deltasından derlenen CB056 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

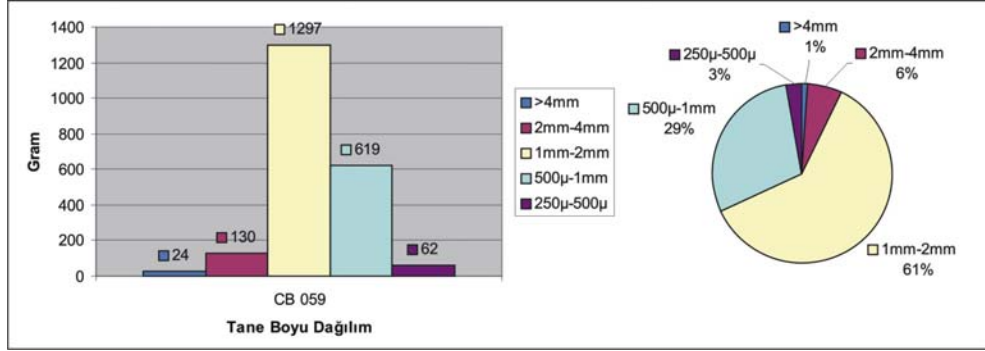


b) Tuzla ayı Deltasından derlenen CB057 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

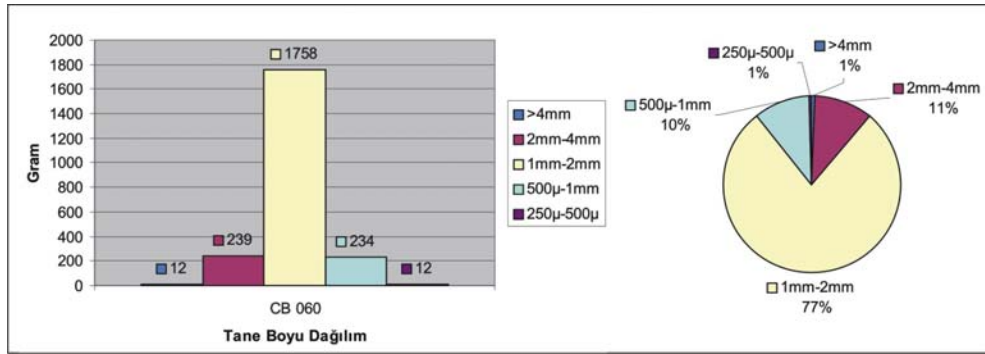


c) Tuzla ayı Deltasından derlenen CB058 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

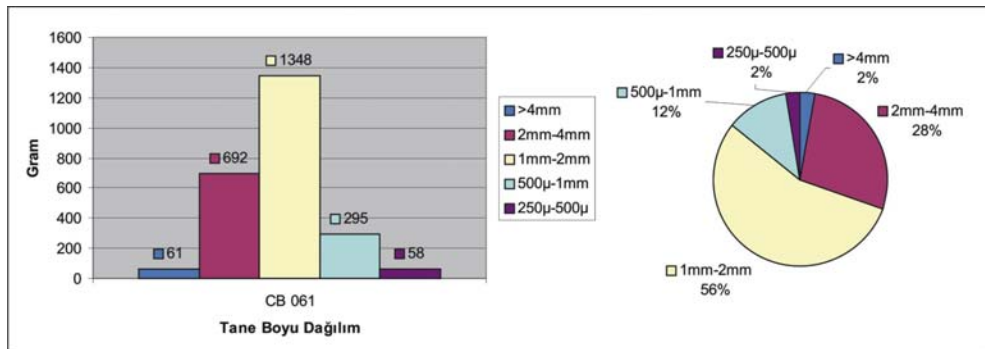
Ek 20



a) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB059 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

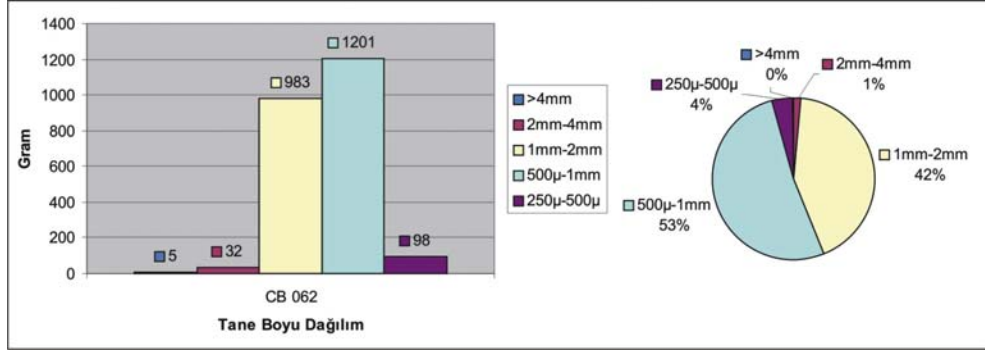


b) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB060 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

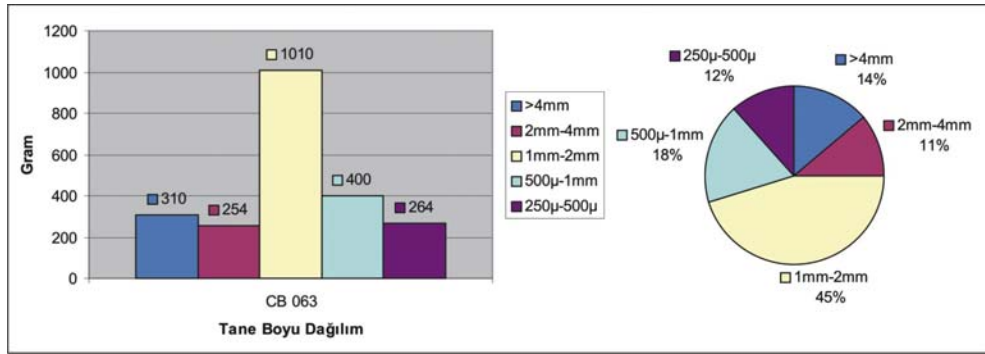


c) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB061 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

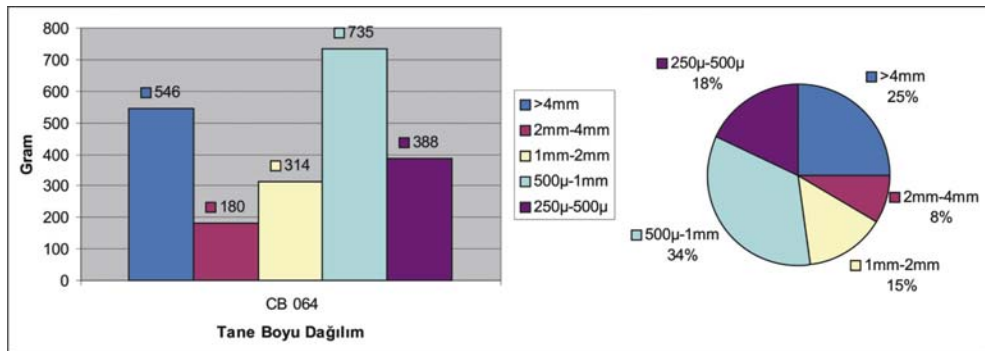
Ek 21



a) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB062 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

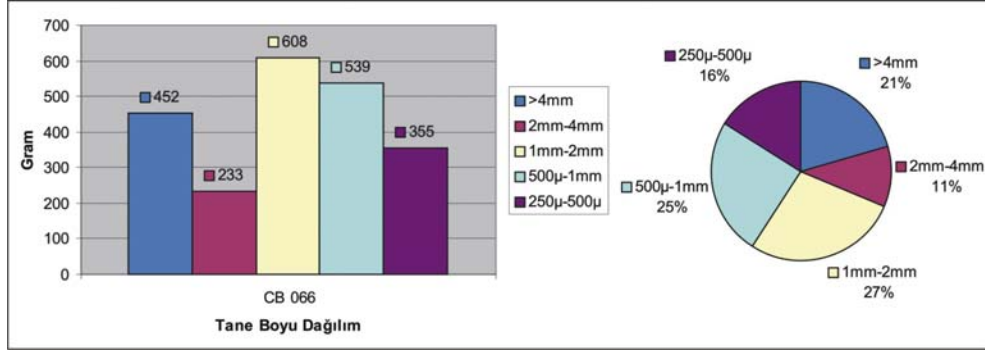


b) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB063 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı



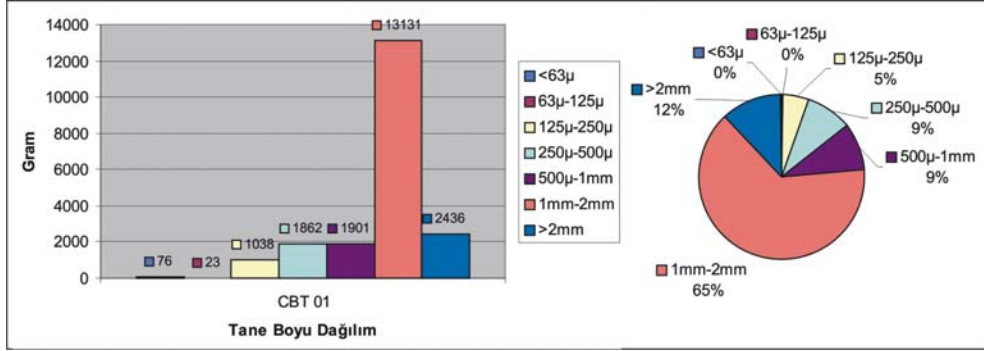
c) Tuzla Çayı Deltasından derlenen CB064 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

Ek 22

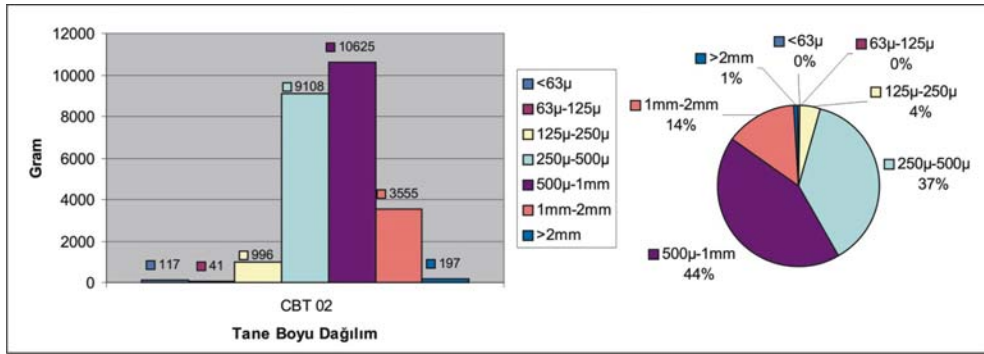


a) Tuzla ayı Deltasından derlenen CB066 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

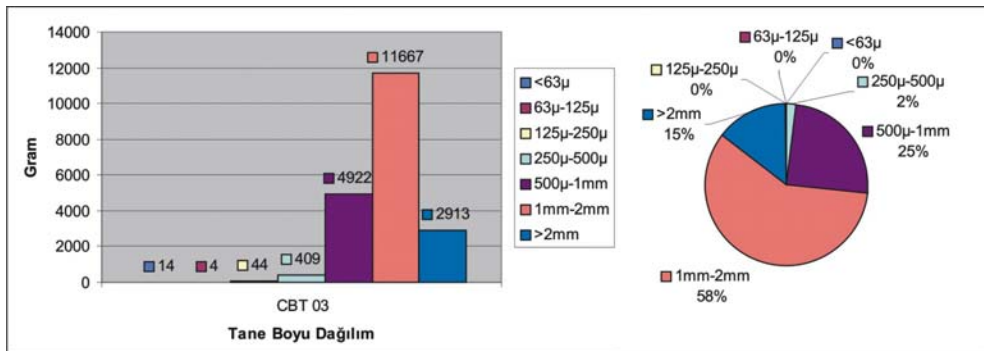
Ek 23



a) Tuzla Çayı üzerinden Ağır Mineral analizi için derlenen CBT 01 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

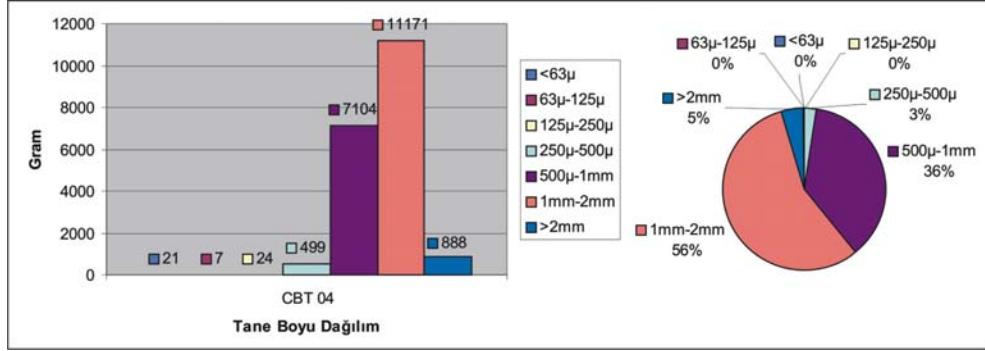


b) Tuzla Çayı üzerinden Ağır Mineral analizi için derlenen CBT 02 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

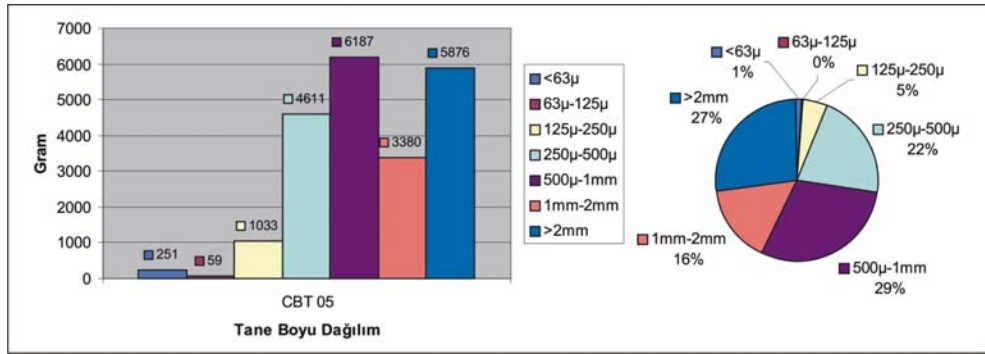


c) Tuzla Çayı üzerinden Ağır Mineral analizi için derlenen CBT 03 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

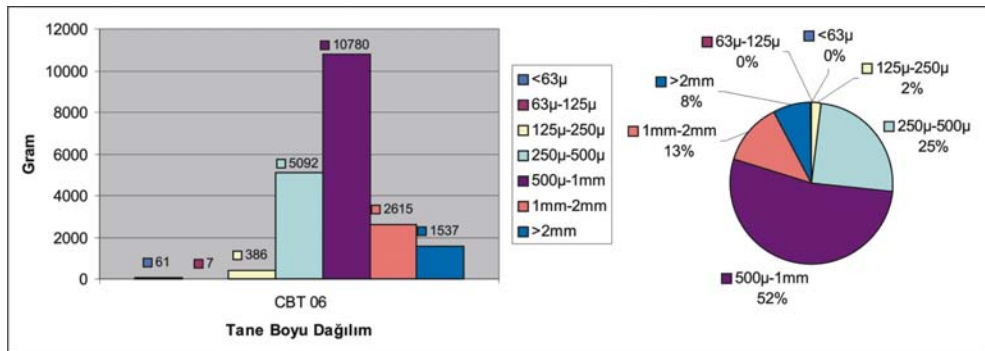
Ek 24



a) Tuzla Çayı üzerinden Ağır Mineral analizi için derlenen CBT 04 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

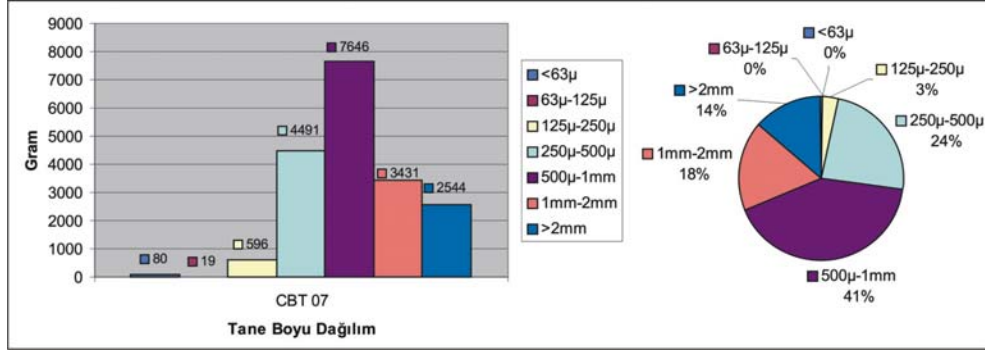


b) Tuzla Çayı üzerinden Ağır Mineral analizi için derlenen CBT 05 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

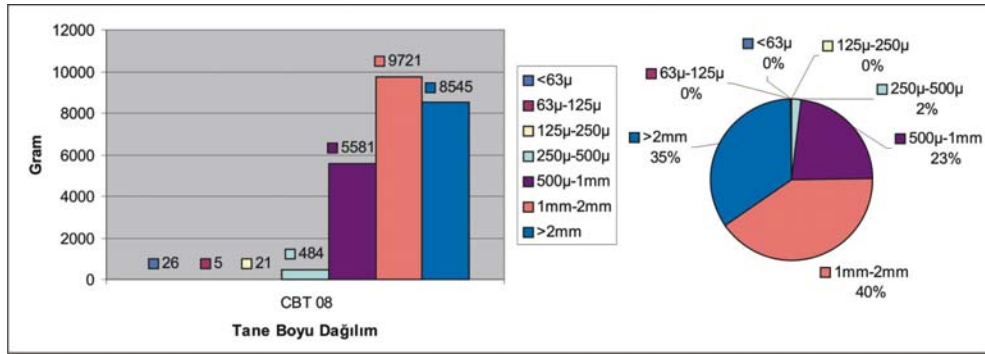


c) Tuzla Çayı üzerinden Ağır Mineral analizi için derlenen CBT 06 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

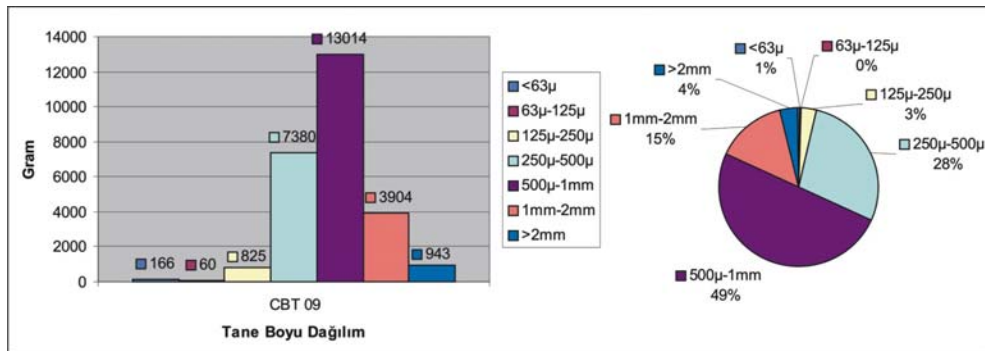
Ek 25



a) Tuzla Çayı üzerinden Ağır Mineral analizi için derlenen CBT 07 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

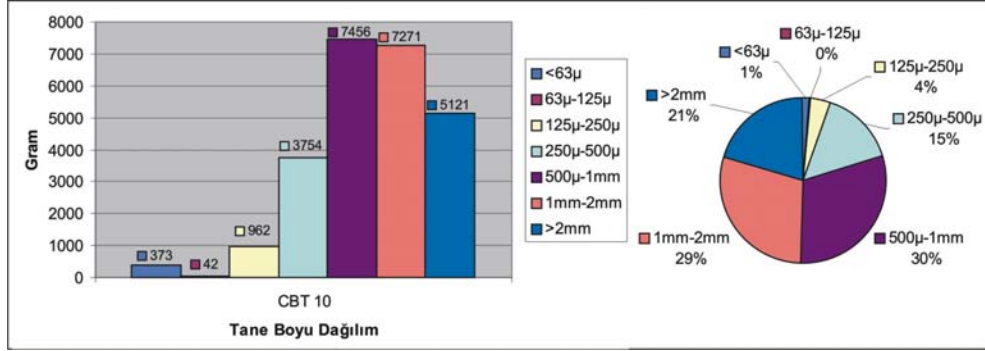


b) Tuzla Çayı üzerinden Ağır Mineral analizi için derlenen CBT 08 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

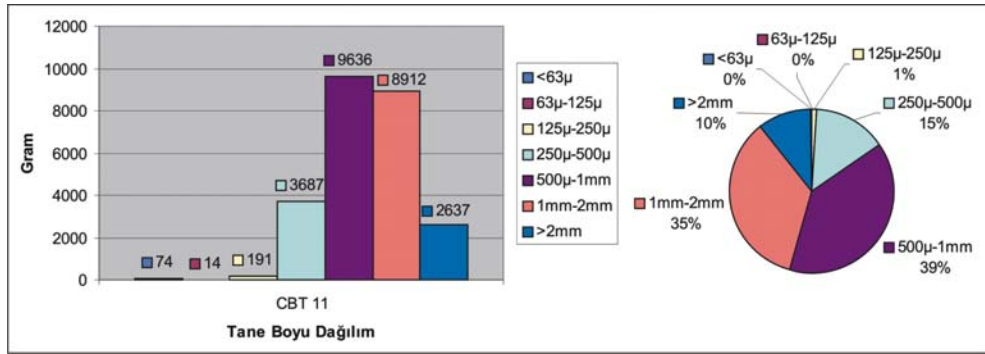


c) Tuzla Çayı üzerinden Ağır Mineral analizi için derlenen CBT 09 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

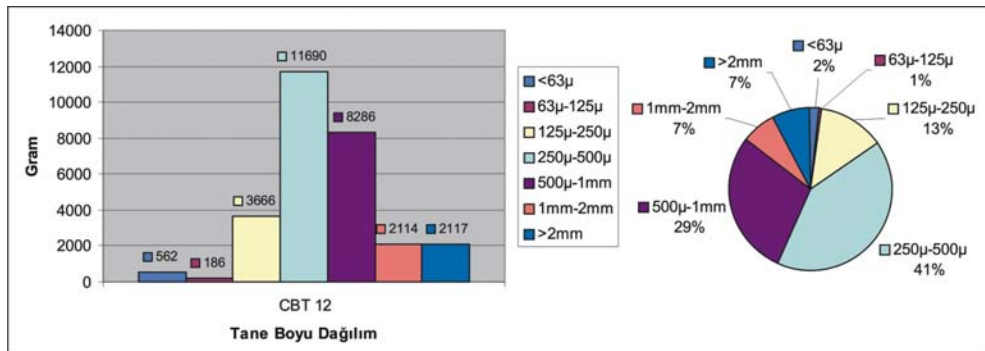
Ek 26



a) Tuzla Çayı üzerinden Ağır Mineral analizi için derlenen CBT 10 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

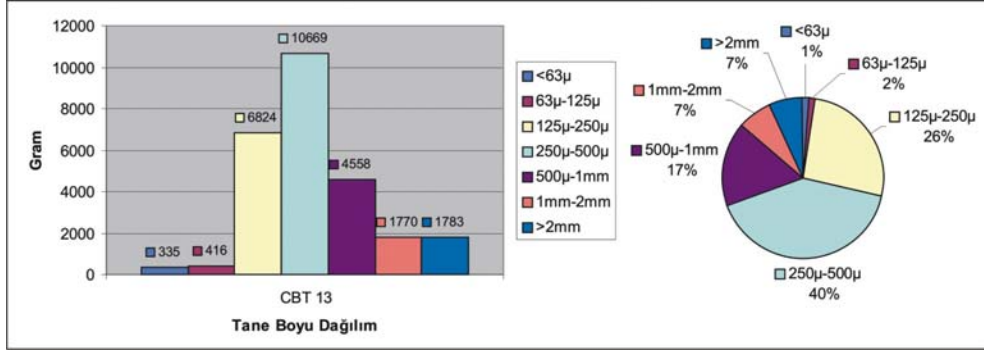


b) Tuzla Çayı üzerinden Ağır Mineral analizi için derlenen CBT 11 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

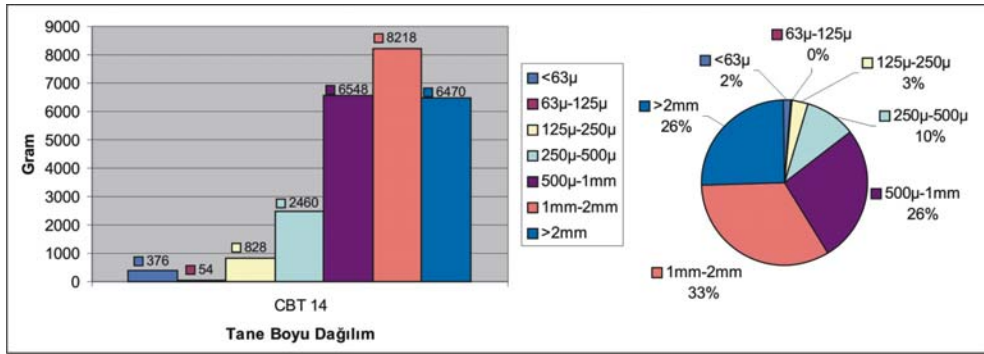


c) Tuzla Çayı üzerinden Ağır Mineral analizi için derlenen CBT 12 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

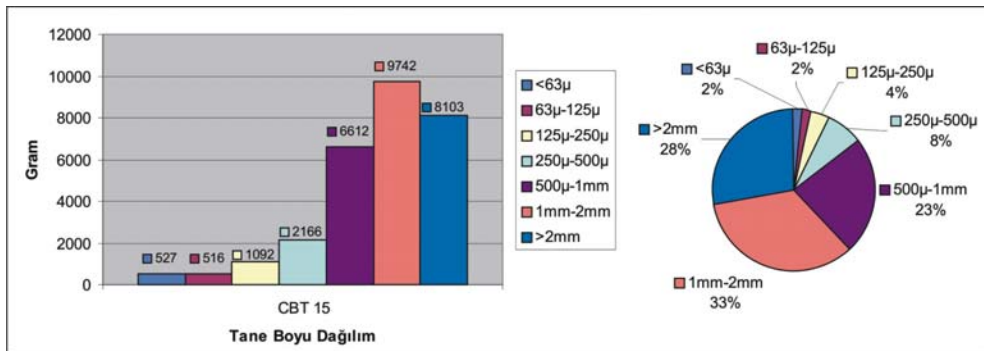
Ek 27



a) Tuzla Çayı üzerinden Ağır Mineral analizi için derlenen CBT 13 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

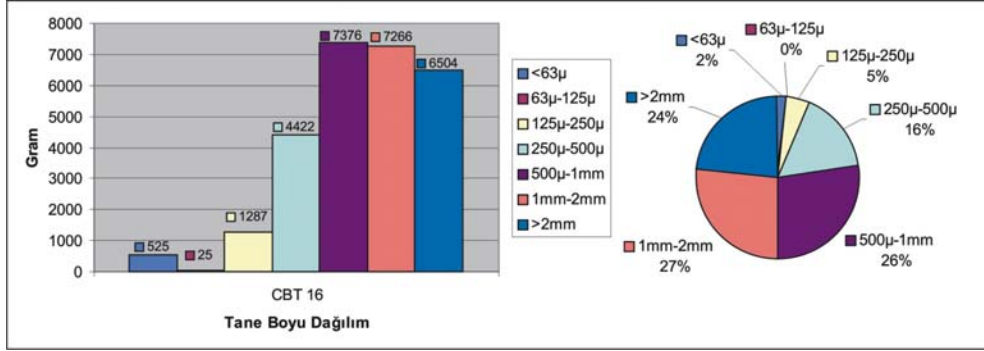


b) Tuzla Çayı üzerinden Ağır Mineral analizi için derlenen CBT 14 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

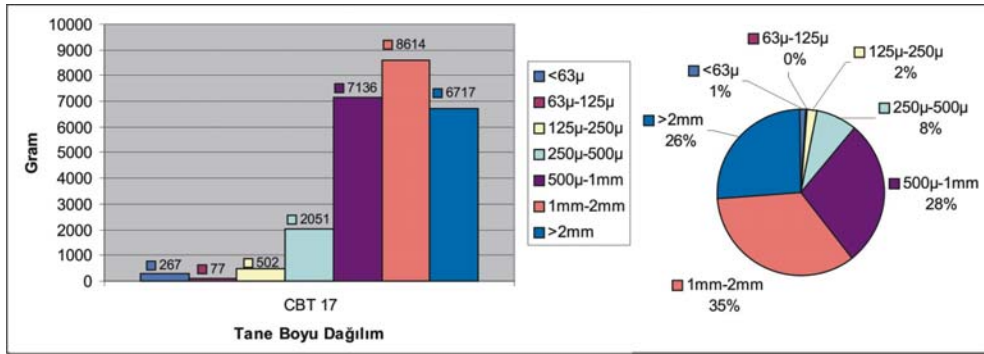


c) Tuzla Çayı üzerinden Ağır Mineral analizi için derlenen CBT 15 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

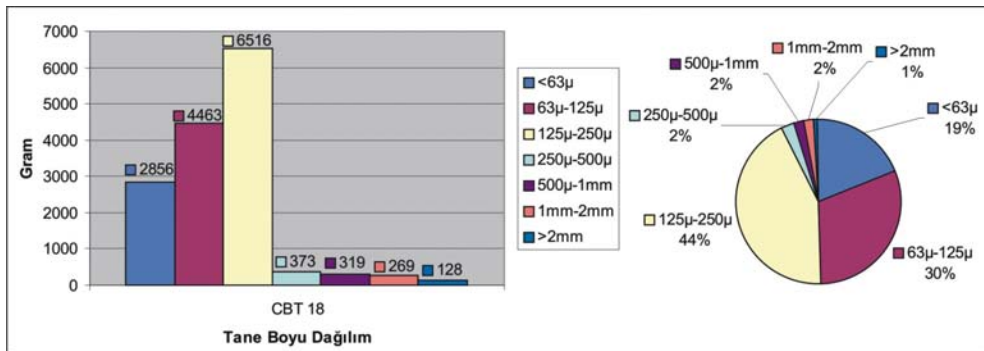
Ek 28



a) Tuzla Çayı üzerinden Ağır Mineral analizi için derlenen CBT 16 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

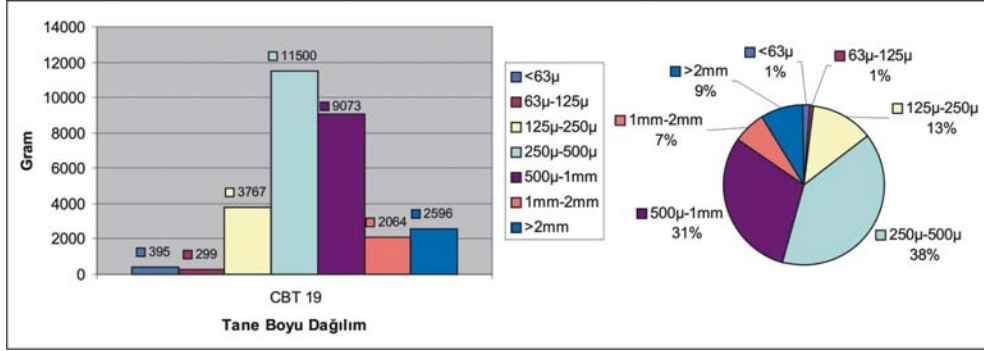


b) Tuzla Çayı üzerinden Ağır Mineral analizi için derlenen CBT 17 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

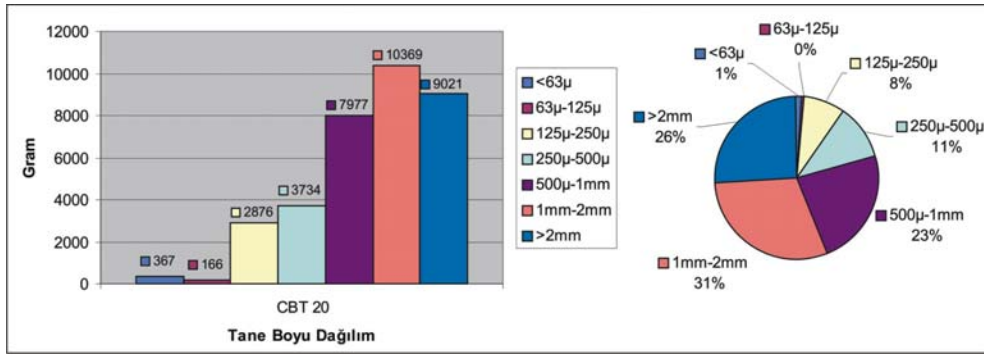


c) Tuzla Çayı üzerinden Ağır Mineral analizi için derlenen CBT 18 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

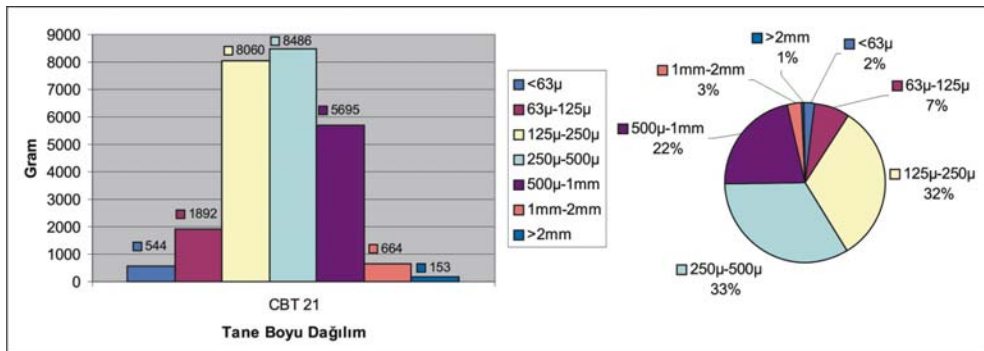
Ek 29



a) Tuzla Çayı üzerinden Ağır Mineral analizi için derlenen CBT 19 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

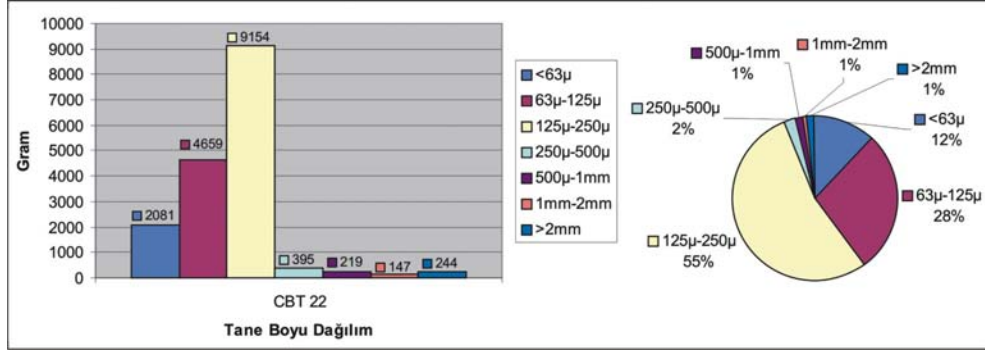


b) Tuzla Çayı üzerinden Ağır Mineral analizi için derlenen CBT 20 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı



c) Tuzla Çayı üzerinden Ağır Mineral analizi için derlenen CBT 21 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

Ek 30

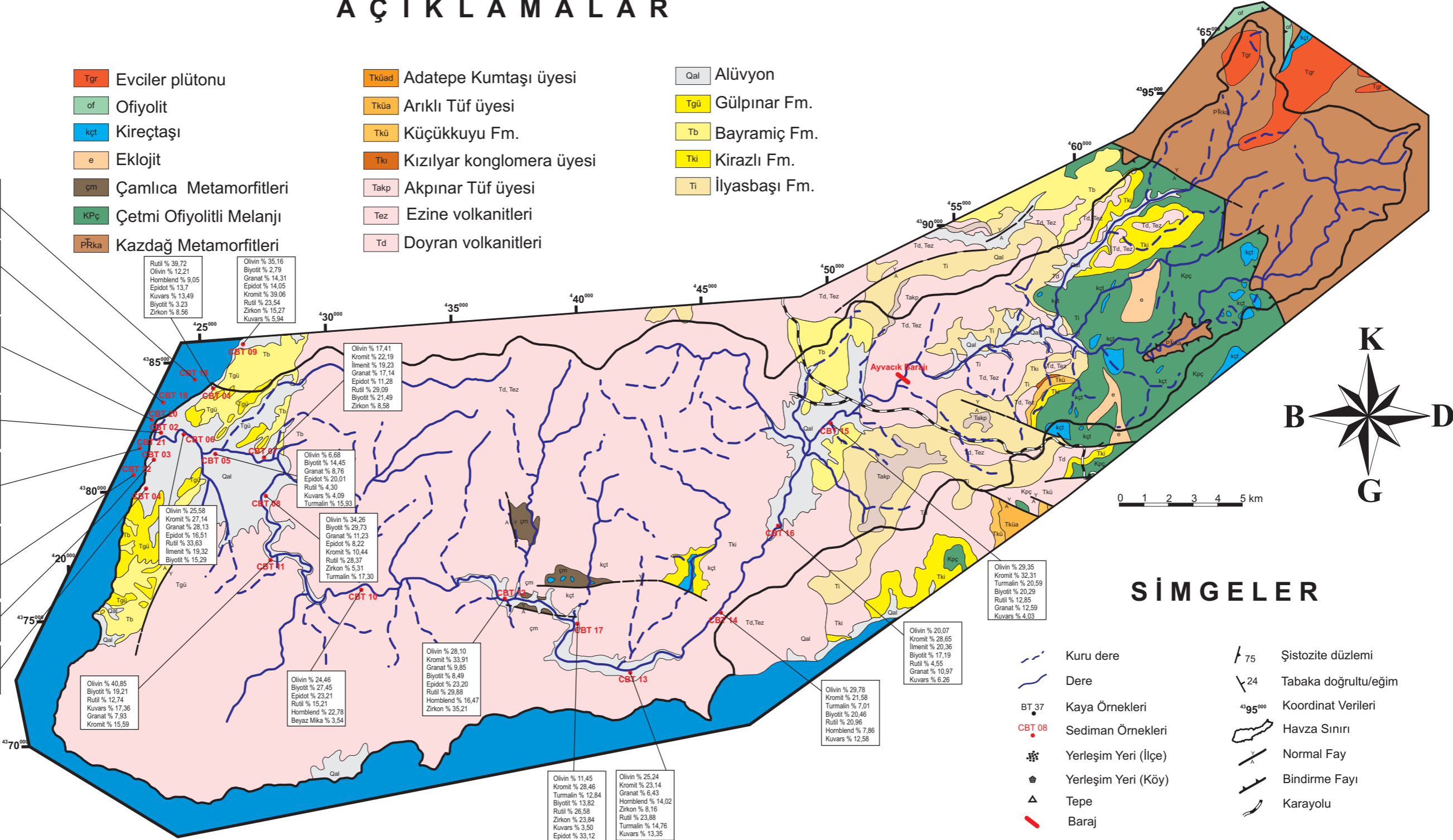


a) Tuzla ayı zerinden Ağır Mineral analizi için derlenen CBT 22 numaralı plaser örneğinin Tane Boyu ve Yüzde Dağılımı

AÇIKLAMALAR

Tgr Evciler plütönu	Tküad Adatepe Kumtaşı üyesi	Qal Alüvyon
of Ofiyolit	Tküa Arıklı Tüf üyesi	Tgü Gülpınar Fm.
kçt Kireçtaşı	Tkü Küçükkuyu Fm.	Tb Bayramiç Fm.
e Eklojit	Tki Kızılyar konglomera üyesi	Tki Kirazlı Fm.
çm Çamlıca Metamorfittleri	Takp Akpınar Tüf üyesi	Ti İlyasbaşı Fm.
KPç Çetmi Ofiyolitli Melanji	Tez Ezine volkanitleri	
Pİka Kazdağ Metamorfittleri	Td Doyran volkanitleri	

Kromit % 31,91 Olivin % 29,18 Hornblend % 18,23 İlmenit % 26,20 Biyotit % 30,06 Granat % 22,75
Kromit % 44,22 Olivin % 29,37 Rutil % 18,79 Hornblend % 22,31 Biyotit % 3,27 Zirkon % 35,99 Kuars % 11,26 Epidot % 5,02
Kromit % 42,25 Olivin % 26,27 Rutil % 24,23 Granat % 13,88 Biyotit % 15,50 Zirkon % 31,55 Kuars % 4,57 Epidot % 17,33
İlmenit % 38,86 Olivin % 8,03 Kromit % 39,90 Epidot % 31,54 Hornblend % 8,03 Granat % 9,61
Kromit % 41,70 Olivin % 17,86 Rutil % 29,74 Granat % 10,79 Biyotit % 3,96 Zirkon % 27,82 Kuars % 7,61 Hornblend % 11,61
Kromit % 29,17 Olivin % 21,74 Rutil % 13,28 Granat % 24,89 Biyotit % 19,02 Zirkon % 17,67 Kuars % 12,84 Epidot % 21,15
Olivin % 34,48 Rutil % 23,36 Epidot % 17,18 Granat % 24,17
Olivin % 39,95 Hornblend % 7,06 Epidot % 32,42 Granat % 28,44 Rutil % 35,86



SİMGELER

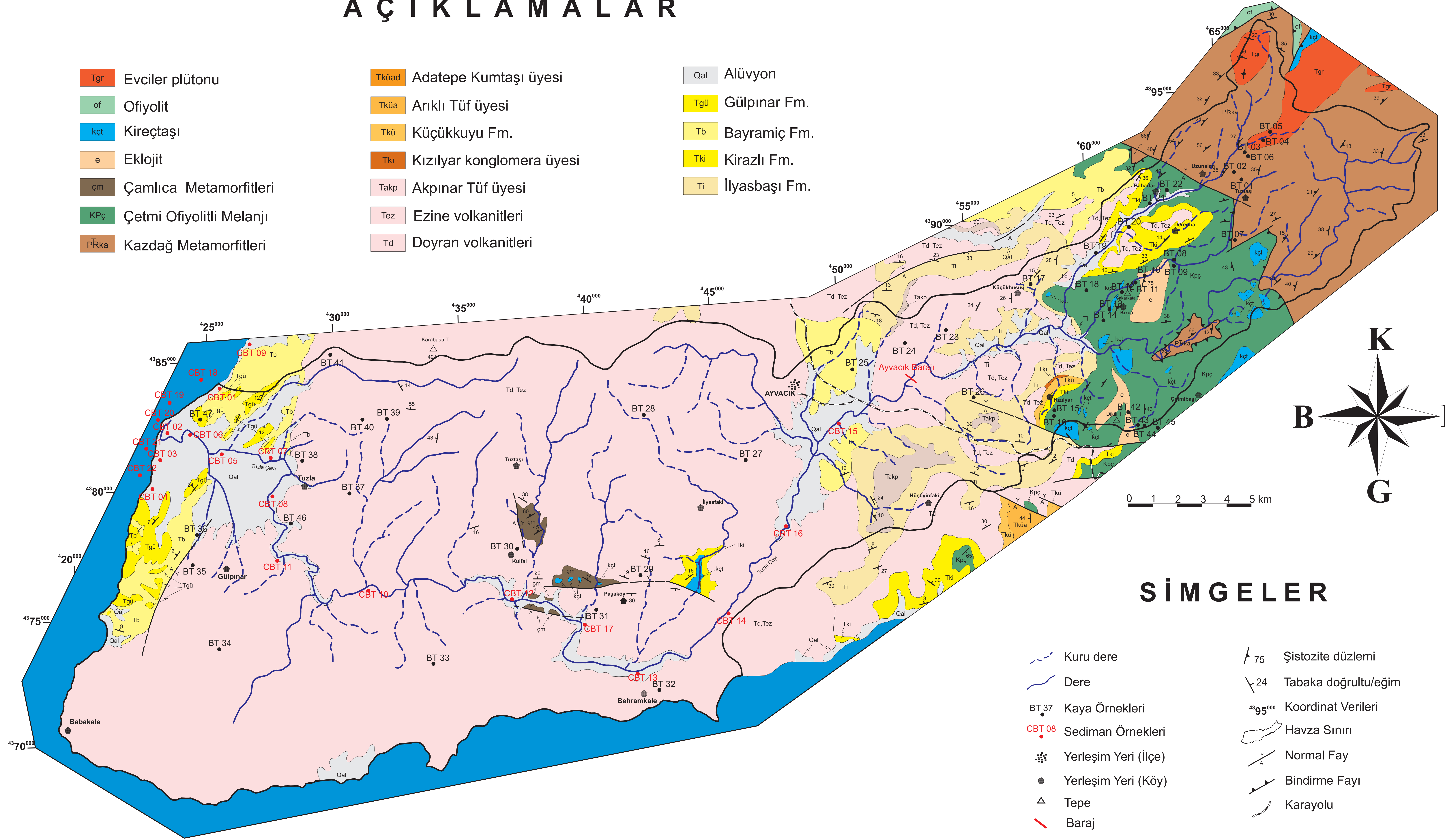
	Kuru dere		Şistozite düzlemi
	Dere		Tabaka doğrultu/eğim
	Kaya Örnekleri		Koordinat Verileri
	Sediman Örnekleri		Havza Sınırı
	Yerleşim Yeri (İlçe)		Normal Fay
	Yerleşim Yeri (Köy)		Bindirme Fayı
	Tepe		Karayolu
	Baraj		

T.P.A.O., 1990, Jeoloji haritasından değiştirilmiştir (K.A. Bürkan, A. Okay, M. Siyako)

Ek 31: Çalışma alanından derlenen sedimanlarda yapılan ağır mineral yüzde dağılımını gösteren jeoloji haritası

AÇIKLAMALAR

Tgr Evciler plütonu	Tküad Adatepe Kumtaşı üyesi	Qal Alüvyon
of Ofiyolit	Tküa Arıklı Tüf üyesi	Tgü Gülpınar Fm.
kçt Kireçtaşı	Tkü Küçükkuşu Fm.	Tb Bayramiç Fm.
e Eklojit	Tki Kızılyar konglomera üyesi	Tki Kirazlı Fm.
çm Çamlıca Metamorfiteri	Takp Akpınar Tüf üyesi	Ti İlyasbaşı Fm.
KPç Çetmi Ofiyolitli Melanjı	Tez Ezine volkanitleri	
PRka Kazdağ Metamorfiteri	Td Doyran volkanitleri	



SİMGELER

Kuru dere	Şistozite düzlemi
Dere	Tabaka doğrultu/eğim
Kaya Örnekleri	Koordinat Verileri
Sediman Örnekleri	Havza Sınırı
Yerleşim Yeri (İlçe)	Normal Fay
Yerleşim Yeri (Köy)	Bindirme Fayı
Tepe	Karayolu
Baraj	

TABLULAR LİSTESİ

Sayfa No

BÖLÜM III

Tablo 3.1. Elek Analizi çalışmalarında kullanılan elek boyutları.....	37
Tablo 3.2. Deltadan derlenen 66 adet örnekten elde edilen elek analizi sonuçları.	38
Tablo 3.3. Tane boyu sınıflaması.....	41
Tablo 3.4. Ağır Mineral analizi için alınan örneklerin tane boyu dağılımları.....	42
Tablo 3.5. Bazı minerallerin özgül ağırlıkları.....	43
Tablo 3.6. Sodyum Polytungstate (SPT) ve arı su karışım miktarları.....	44
Tablo 3.7. Ağır sıvı analizinden sonra el mıknatısı ile ayrılan ferromanyetik minerallerin ağırlık ve yüzde değerleri.....	51
Tablo 3.8. Tanımlanabilen Ağır Minerallerin yüzde değerleri.....	60

BÖLÜM IV

Tablo 4.1. Doyran-Ezine volkaniklerine ait örneklerin majör (% cinsinden), iz element ve REE (ppm cinsinden) oranları.....	108
Tablo 4.2. Anakayadan alınan 10 adet örneğin ana element, iz element ve nadir toprak element (REE) analiz sonuçları.....	117
Tablo 4.3. Farklı kayaç tiplerindeki 5 ana granat türünün ortalama dağılımları...	123
Tablo 4.4. Kaynak kayaların tipik ağır mineral birlikleri.....	125
Tablo 4.5. Minerallerin kimyasal duraylılıkları.....	126
Tablo 4.6. Ağır Mineral analizi sayısal verileri.....	145
Tablo 4.7. Toprak numune lokasyonu bilgileri.....	150
Tablo 4.8. Yerkabuğunda ve toprakta elementlerin bolluğu.....	151
Tablo 4.9. Genel tanımlayıcı istatistik.....	152
Tablo 4.10. Sediman ve tüm kaya jeokimyası karşılaştırmaları.....	154

ŞEKİLLER LİSTESİ

Sayfa No

BÖLÜM I

Şekil 1.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası.....1

BÖLÜM II

Şekil 2.1. Biga Yarımadası'nın Jeoloji Haritası..... 26

BÖLÜM III

Şekil 3.1. Çalışma alanından tipik bir kum lokasyonu..... 28

Şekil 3.2. Tuzla Deltasından tane boyu dağılımı için derlenen örnekler.....29

Şekil 3.3. Tane Boyu dağılımı için örnek alımları..... 30

Şekil 3.4. Tane boyu dağılımı için alınan örnekler..... 30

Şekil 3.5. Tuzla Çayı boyunca nehir yatağı sedimanlarından örnek alımları.....31

Şekil 3.6. Tuzla Deltası alüvyonlarından örnek alımları.....32

Şekil 3.7. Deniz içi Delta önünden örnek alımları..... 33

Şekil 3.8. Yapılan laboratuvar çalışmalarının akış şeması..... 34

Şekil 3.9. Islak kumların ve yıkanmış kumların kurutulmasında kullanılan etüv... 35

Şekil 3.10. Laboratuvar da kumların farklı tane boylarına ayrılmasında kullanılan
elek seti ve vibrasyonlu elek makinesi..... 36

Şekil 3.11. Elek analizinde örneklerin paketlenmesi ve
elek takımının temizlenmesi..... 37

Şekil 3.12. Elek analizi sonrası paketlenmiş örneklerin hassas
terazide tartım işlemi..... 38

Şekil 3.13. SPT miktarı ile elde edilen ağır sıvının yoğunluğu arasındaki ilişki... 45

Şekil 3.14. Ağır mineral analizinde saf su ile yıkanıp kurutulmuş,
analize hazırlanmış bir örnek.....45

Şekil 3.15. Ağır mineralleri ayırma işleminde kullanılan ayırma düzeneği..... 46

Şekil 3.16. Ağır mineral ayırma işleminde gravite etkisini arttırmak ve tanelerin birbirinden tamamen ayrılmasını sağlamak için çam çubukla karıştırma işlemi.....	47
Şekil 3.17. Ağır mineral ayırma işleminde kullanılan ayırma seti.....	48
Şekil 3.18. Ağır mineral ayırma işleminde SPT içinde çökelmiş ağır mineraller...	49
Şekil 3.19. Bazı ağır minerallerin manyetik süseptibiliteleri.....	50
Şekil 3.20. Manyetik mineralleri ayırmada kullanılan el mıknatısı.....	52
Şekil 3.21. Çalışmada kullanılan Frantz İzodinamik Manyetik Seperatör.....	53
Şekil 3.22. Manyetik duraylılıklarına göre farklı amper şiddetlerinde toplama kaplarında biriken ağır mineraller.....	53
Şekil 3.23. İmaj analizi yöntemi kullanılarak minerallerin tanımlama işlemi.....	54
Şekil 3.24. İmaj analizi programı kullanımında programa fotoğrafın eklenme aşaması.....	55
Şekil 3.25. Eklenen fotoğrafın kontrast ayarlarının yapımı ve zemin rengi seçim aşaması.....	56
Şekil 3.26. Seçilen zemin renginin hesaplanma aşaması.....	56
Şekil 3.27. Seçilen zemin renginin tüm alandan çıkarılma aşaması.....	57
Şekil 3.28. Minerallerin yüzde dağılımlarının hesaplanma aşaması.....	58
Şekil 3.29. Tüm mineraller için yüzde dağılımlarının hesaplanması.....	58
Şekil 3.30 Fotoğraf alanında kalan piksel değerlerinin mineral yüzdelerine göre dağıtılması.....	59

BÖLÜM IV

Şekil 4.1. Çalışma alanının DEM görüntüsü üzerindeki Jeoloji Haritası.....	68
Şekil 4.2. Çalışma Alanının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Ölçeksizdir).....	69
Şekil 4.3. Çalışma alanının Jeoloji haritası (T.P.A.O., 1990, 1/100.000 ölçekli Jeoloji haritasından değiştirilmiştir, A3 boyutunda).....	70
Şekil 4.4. Uzunalan köyü ile Kazdağ yapı kooperatifi arasındaki yolda gözlenen granitik gnayslardan bir görünüm.....	72

Şekil 4.5. Alakeçi köyü güneydoğusunda gözlenen şistlerden bir görünüm.....72

Sayfa No

Şekil 4.6. Uzunalan köyü kuzeydoğusunda gözlenen Kazdağ grubuna ait mermerlerden bir görünüm..... 73

Şekil 4.7. Uzunalan köyü kuzebatısında Uzunada Tepede gözlenen amfibolit-şist-mermer ar dalanmasından görünüm.....74

Şekil 4.8. Amfibolitler içinde gelişen ap lit damarları..... 75

Şekil 4.9. Kazdağ metamorfikleri içinde gözlenen amfibolitten genel bir görünüm. a) Çift nikol b) Tek nikol (Amf, Amfibol; Ep, Epidot; Sf, Sfen)..... 76

Şekil 4.10. Kazdağ metamorfikleri içinde gözlenen gna ystan genel bir görünüm..77

Şekil 4.11. Granitik gna ys içerisinde amfibolit merceği..... 77

Şekil 4.12. Kazdağ metamorfikleri içinde gözlenen mermerden genel bir görünüm. a) Çift nikol b) Tek nikol (Kal, Kalsit; Ep, Epidot)..... 78

Şekil 4.13. Kuvars-mika şistlerde gözlenen tipik lepidoblastik dokunun incekesit görünümü.....79

Şekil 4.14. Kırca köyü kuzeydoğusundaki Oğlanmezarı Tepe civarındaki Eklojitlerden bir görünüm.....80

Şekil 4.15. Erikli Tepe Güneydoğu yamacında Granat mikaşistlerden bir görünüm..... 81

Şekil 4.16. Grano-lepidoblastik dokulu granat-mikaşistlerin mikroskop görüntüsü , Q, Kuvars; Mus, Muskovit; Gr, Granat (a: çift nikol, b:tek nikol).....82

Şekil 4.17. Granat porfiroklastını saran muskovit tanelerinin oluşturduğu kartopu dokusunun a) çift nikol görüntüsü b) Tek nikol görünümü...83

Şekil 4.18. a) Eklojit içinde gözlenen granat ve rutil mineralleri çift nikol görüntüsü b) Tek nikol görünümü.....84

Şekil 4.19. a) Foliasyon gösteren piroksen minerali çift nikol görüntüsü b) Tek nikol görünümü..... 84

Şekil 4.20. Metakumataşı içinde gözlenen aksesuar zirkon mineralleri..... 87

Şekil 4.21. Metaşeyllerde gözlenen lepidoblastik doku..... 87

Şekil 4.22. Matriksi oluşturan kumtaşlarından görünüm..... 89

Sayfa No

Şekil 4.23. Çetmibaşı Mahallesi kuzeybatısındaki Çetmibaşı Tepedeki volkanik kayalarda gözlenen yastık lav yapısından görünüm..... 91

Şekil 4.24. Çetmi melanji içerisindeki bir radyolarit-çört bloğundan ve kumtaşı-şeyl matriksten görünüm..... 92

Şekil 4.25. Kırca köyü kuzeyinde, Çaltıcak dere kenarında gözlenen pembe renkli kristalize kireçtaşlarından görünüm.....93

Şekil 4.26. Uzunalan köyü kuzeybatısı, Evciler plütonundan bir görünüm..... 94

Şekil 4.27. Granit kayası içinde gözlenen mirmekitik doku..... 95

Şekil 4.28. Biyotit minerali üzerinde gerçekleşmiş kloritleşme.....96

Şekil 4.29. Küçükkuuyu formasyonundaki farklı fasiyes özellikleri gösteren litolojik üyeleri gösteren şematik kesit..... 98

Şekil 4.30. Küçükkuuyu formasyonunu oluşturan çakıltaşı-kumtaşı ve piroklastik kaya ardalanmasından bir görünüm.....99

Şekil 4.31. Kızılyar köyü kuzeyinde gözlenen Kızılyar konglomeralarından görünüm..... 100

Şekil 4.32. Kulfal Köyü ile Tuzla arasındaki yolda gözlenen Andezitik lavlardan bir görünüm.....102

Şekil 4.33. Andezitik kayaçta gözlenen hipokristalen doku.....103

Şekil 4.34. Bazaltik andezit örneğinde gözlenen pilotaksitik doku.....104

Şekil 4.35. Trakibazalt örneğinde plajioklası çevrelemiş serizit mineralleri..... 104

Şekil 4.36. Volkanik kayaçların Le Maitre (1989) toplam alkali-silika diyagramında adlanması..... 106

Şekil 4.37. Çalışma alanındaki volkanik kayaçların Le Maitre (1989)'un SiO_2 / K_2O diyagramında sınıflaması..... 107

Şekil 4.38. Irvin ve Baragar (1971) ait $(Na_2O+K_2O - FeO - MgO)$ AFM üçgen diyagramına toleyitik-kalkalkalen ayrımı.....107

Şekil 4.39. Çalışma alanındaki volkanik kayaçların Pearce ve diğ. (1984)

tektonik sınıflandırma diyagramındaki konumları..... 108

Sayfa No

Şekil 4.40. Gülpınar beldesi Kumbağlar mevkiine giden yol yarmalarından Bayramiç Formasyonuna ait görsel kireçtaşlarından bir görünüm..... 113

Şekil 4.41. Tuzla kuzeybatısındaki Ellik tepedeki Gülpınar Formasyonuna ait bol fosilli kireçtaşları..... 115

Şekil 4.42. Tuzla kuzeybatısındaki Ellik tepedeki Gülpınar Formasyonuna ait bol fosilli kireçtaşları..... 115

Şekil 4.43. Gülpınar formasyonu içinde gözlenen fosilli kireçtaşı görünümü..... 116

Şekil 4.44. Maryland kıyı düzlüğü sedimanlarındaki ağır mineral zonları..... 120

Şekil 4.45. Ağır mineral zonlaşmasını açıklayan modeller..... 127

Şekil 4.46. Venn diyagramları..... 134

Şekil 4.47. Toprak örnekleme noktaları..... 149

YAŞAM ÖYKÜSÜ

Yazar 1982 yılında İstanbul'da doğmuştur. İlköğrenimine Mareşal Fevzi Çakmak İlk Okulu'nda başlamış ve 1993 yılında mezun olmuştur. Ortaöğrenimine Zeynep Bedia Kılıçlıoğu Orta Okulu'nda başlamış ve 1996 yılında bitirmiştir. Aynı yılda Florya Tefvik Ercan Lisesi'nde lise eğitime başlayan yazar 1999 yılında mezun olmuştur. 2000-2004 öğretim yılları arasında Süleyman Demirel Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde lisans eğitimi tamamlayan yazar, "Eğirdir (Isparta) - Bedre Koyu Çevresinin Güncel Göl Sedimanlarının İncelenmesi" adlı tez çalışmasını tamamlayarak 2004 yılı Eylül ayında mezun olmuş ve Jeoloji Mühendisi ünvanını almıştır. Yazar 2005 yılı Eylül ayında Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde Yüksek Lisans eğitime başlamıştır.