

T.C.
ÇANAKKALE ONSEKİZ MART ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
YÜKSEK LİSANS TEZİ

GANOS FAYI'NIN NEOTEKTONİK ÖZELLİKLERİ
(GAZİKÖY-SAROS KÖRFEZİ)

SERAY ÇINAR

JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

Tezin Sunulduğu Tarih: 30/06/2011

Tez Danışmanı:

Prof. Dr. Salih Zeki TUTKUN

ÇANAKKALE

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

Seray ÇINAR tarafından ve Prof.Dr. Salih Zeki Tutkun yönetiminde hazırlanan “Ganos Fayı’nın Neotektonik Özellikleri (Gaziköy-Saros Körfezi)” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

Prof. Dr. Salih Zeki TUTKUN

Jüri Başkanı

Prof. Dr. Süha ÖZDEN

Jüri Üyesi

Yrd.Doç.Dr.Cahit Çağlar YALÇINER

Jüri Üyesi

Sıra No:.....

Tez Savunma Tarihi:30/06/2011

Prof. Dr. İsmet KAYA
Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürü

AŞIRMA (İNTİHAL) BEYAN SAYFASI

Bu tezde görsel, işitsel ve yazılı biçimde sunulan tüm bilgi ve sonuçların akademik ve etik kurallara uyararak tarafımdan elde edildiğini, tez içinde yer alan ancak bu çalışmaya özgü olmayan tüm sonuç ve bilgileri tezde kaynak göstererek belirttiğimi beyan ederim.

Seray ÇINAR

TEŞEKKÜR

Çalışmalarında beni yönlendiren ve yardımlarıyla bana destek olan değerli danışman hocam Sayın Prof. Dr. Salih Zeki TUTKUN'a,

Arazi ve büro çalışmaları süresince büyük yardımlarını gördüğüm, bilgi ve deneyimlerinden yararlandığım hocam, Sayın Prof. Dr. Süha ÖZDEN'e,

Arazi çalışmalarım sırasında elde ettiğim fosillerin tanımlanmasında ve tarihlendirilmesinde, ayrıca arazi gözlemleri ile katkıda bulunan Sayın Yrd. Doç. Dr. Sevinç Kapan YEŞİLYURT'a,

Uzaktan algılama çalışmalarında beni yönlendiren ve yardımcı olan Sayın Yrd. Doç. Dr. Öznur KARACA'ya,

Depremsellik bölümünde katkı veren Sayın Dr. Selda Altuncu Poyraz'a,

Saha ve büro çalışmalarında bana yardımcı olan hocam, Araştırma Görevlisi Sayın Özkan ATEŞ'e, laboratuvar çalışmalarında destek veren Araştırma Görevlisi Sayın Oya TÜRKDÖNMEZ'e, büro çalışmalarında katkılarından dolayı Araştırma Görevlisi Sayın Deniz ŞANLIYÜKSEL'e, Sayın Jeoloji Mühendisi Fatma ŞENGÜNALP'e ve Öğretim Görevlisi Sayın Erdem GÜNDOĞDU'ya,

Arazi çalışmalarımı gerçekleştirdiğim arkadaşım Fatih MİMAROĞLU'na,

Bana maddî ve manevî her türlü desteği veren aileme en içten teşekkür ve saygılarımı sunarım.

Seray ÇINAR

SİMGELER VE KISALTMALAR

B	Batı
BGB	Batı-Güneybatı
BAAS	Batı Anadolu Açılma Sistemi
BZS	Bitlis-Zagros Sütur Zonu
BKB	Batı-Kuzeybatı
Cm	Santimetre
DKD	Doğu-Kuzeydoğu
D	Doğu
DAFZ	Doğu Anadolu Fay Zonu
DGD	Doğu-Güneydoğu
G	Güney
GPS	Global Positioning System; Küresel Konumlama Sistemi
GD	Güneydoğu
GGB	Güney-Güneybatı
GB	Güneybatı
GGD	Güney-Güneydoğu
K	Kuzey
Km	Kilometre
KKD	Kuzey-Kuzeydoğu
K/Ar	Potasyum/Argon
KAFZ	Kuzey Anadolu Fay Zonu
KDAFZ	Kuzey Doğu Anadolu Fay Zonu
KKB	Kuzey-Kuzey Batı
KAF	Kuzey Anadolu Fayı
M	Metre
Mm	Milimetre
My	Milyon yıl
KB	Kuzeybatı
KD	Kuzeydoğu
UTM	Universal Transverse Mercator (Evrensel Enine Mercatör Projeksiyon)
U/Th	Uranyum/Toryum

ÖZET

Ganos Fayı'nın Neotektonik Özellikleri (Gaziköy-Saros Körfezi)

Seray ÇINAR

Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi

Fen Bilimleri Enstitüsü

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı Yüksek Lisans Tezi

Danışman : Prof. Dr. Salih Zeki TUTKUN

30/06/2011, 122

Aktif, sağ yanal doğrultu atımlı bir fay olan Ganos Fayı boyunca, temelde Kretase yaşlı Yeniköy Karışığı yer almaktadır. Bu temel kayalar üzerine uyumsuz olarak Alt-Orta Eosen yaşlı Gaziköy Formasyonu ve Alt-Orta Eosen yaşlı Keşan Formasyonu ile Orta-Üst Eosen yaşlı Soğucak Formasyonundan oluşan Tersiyer istif gelmektedir. Ayrıca Üst Eosen-Üst Oligosen yaşlı Hisarlıdağ Volkanitlerine ait andezitler gözlenmiştir. Neojen dönemde bu istif, Eosen çökellerini zaman boşluğu ve açısız uyumsuzlukla örten Orta-Üst Miyosen yaşlı Çanakkale Grubu ile devam etmektedir. Çanakkale Grubu içerisindeki fosilli kumtaşlarında gözlenen değişik türden *Avimactra* fosillerine dayanarak birime, Üst Pliyosen (Akçagiliyen) yaşı öngörülmüştür. Çanakkale Grubu üzerinde Üst Pleyistosen yaşlı denizel sekiler yer almaktadır. Tüm bu birimleri Kuvaterner yaşlı Alüvyon örtmektedir.

Ganos Fayı boyunca fay topluluklarının kinematik analizi çalışmaları sonucunda; KB-GD doğrultulu sıkışma rejimi altında gelişen asıl olarak doğrultu atımlı faylanma (transtansiyonel) ve bu rejimle uyumlu olan KD-GB doğrultulu açılma rejimi altında gelişen lokal normal faylanmalar belirlenmiştir. Ayrıca, Ganos fayı ve yakın çevresinde 2003-2010 yılları arasında meydana gelmiş bazı depremlerin odak mekanizması ters çözüm sonuçları, doğrultu atımlı gerilme rejiminin günümüzde aktif olduğunu ortaya koymaktadır. Bu veri, fay topluluklarının kinematik analizinin sayısal sonuçları ile de uyumludur.

Radar görüntüleri üzerinde yapılan Uzaktan Algılama çalışmalarından üretilen çizgisellik analizi gül diyagramına göre; sahadadaki çizgisellikleri oluşturan KB-GD yönlü sıkışma kuvvetinin varlığı belirlenmiştir. Bu çizgiselliklerin de, Ganos Fayı'na yaklaşık paralel doğrultuda uzanan yapılar oldukları söylenebilir.

Anahtar sözcükler: Ganos Fayı, Kinematik Analiz, Neotektonik, Uzaktan Algılama, Deprem

ABSTRACT

Neotectonics Of The Ganos Fault (Gaziköy-Saros Gulf)

Seray ÇINAR

Çanakkale Onsekiz Mart University

Graduate School Master of Science

Advisor : Prof. Dr. Salih Zeki TUTKUN

30/06/2011, 122

Cretaceous aged Yenikoy Melange constitutes the basement of the area along the active and right lateral Ganos strike-slip fault. These units are overlain unconformably by the Tertiary sequences that includes Lower–Middle Eocene aged Gazikoy, Lower–Middle Eocene aged Keşan and Middle–Upper Eocene aged Soğucak Formations. Also, Upper Eocene–Upper Oligocene aged andesites that belongs to Hisarlidağ Volcanics are in this Tertiary sequences. In Neogene, Eocene units overlain with time gap and angular unconformably by Middle–Upper Miocene aged Canakkale Group. This group contains Upper Pliocene (Akschagylian) aged was predicted for sandstones based some *Avimactra* forms. In the study area, this group is overlain by Upper Pleistocene aged marine terrace and Quaternary Alluvium overlies all the units.

The fault kinematics analysis was carried out two tectonic regimes. These are mainly strike-slip faulting regime developed under NW-SE trending compressional regime (transtensional) and a consistent NE-SW trending extensional regime produce a the local normal faulting. Furthermore, between 2003 and 2010 years, many earthquakes have occurred Ganos Fault and its vicinity. The focal mechanism of some earthquakes and these earthquakes joint inversion analysis results indicate that a strike-slip stress regime is active in the study area. These data are consistent with the results of fault kinematic analysis offer as a transtensional character.

According to Rose diagram that was generated by remote sensing lineament analysis on radar images, these lineaments have mainly parallel to the Ganos Fault and segments probably occurred as a fault line under a NW-SE compressional regime were identified.

Key words: Ganos Fault, kinematics analysis, Neotectonics, remote sensing, earthquake.

İÇERİK	Sayfa
TEZ SINAVI SONUÇ FORMU.....	ii
İNTİHAL (AŞIRMA) BEYAN SAYFASI.....	iii
TEŞEKKÜR.....	iv
SİMGELER VE KISALTMALAR.....	v
ÖZET.....	vi
ABSTRACT.....	vii
BÖLÜM 1 – GİRİŞ	1
1.1. Çalışmanın Amacı, Önemi ve Kapsamı.....	1
1.2. Çalışma Alanının Tanıtımı.....	1
1.2.1.İnceleme Alanının Yeri ve Ulaşımı.....	1
1.2.2.İnceleme Alanının Morfolojik Özellikleri.....	3
1.2.3.Çalışma Sahasının İklim ve Bitki Örtüsü Özellikleri.....	4
BÖLÜM 2 – ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR	5
BÖLÜM 3 – MATERYAL VE YÖNTEM.....	11
3.1. Çalışma Yöntemleri.....	11
3.1.1. Literatür Tarama Çalışmaları.....	11
3.1.2. Saha Çalışmaları.....	12
3.1.3. Büro Çalışmaları.....	12
BÖLÜM 4 – ARAŞTIRMA BULGULARI VE TARTIŞMA.....	15
4.1. İnceleme Alanının Jeolojisi.....	15
4.1.1. Yeniköy Karışığı.....	21
4.1.2. Gaziköy Formasyonu.....	23
4.1.3. Keşan Formasyonu.....	29
4.1.4. Soğucak Formasyonu.....	32
4.1.5. Hisarlıdağ Volkanitleri.....	34
4.1.6. Çanakkale Grubu.....	37
4.1.6.1. Gazhanedere Formasyonu.....	38
4.1.6.2. Kirazlı Formasyonu.....	45
4.1.7. Denizel Taraça.....	49
4.1.8. Alüvyon.....	51
4.2. Yapısal Jeoloji.....	52
4.2.1. Kuzeybatı Anadolu'nun Tektoniği.....	52

4.2.2. İnceleme Alanının Tektonik Konumu ve Kuzey Anadolu Fayı ile İlişkisi.....	53
4.2.3. Yapısal Jeolojik Özellikler.....	56
4.2.3.1. Uyumsuzluklar.....	56
4.2.3.2.Kıvrımlar.....	57
4.2.3.3. Faylar.....	59
4.2.3.4.Eklem ve Çatlak ve Sistemleri.....	71
4.3. Kinematik Analiz Çalışmaları.....	73
4.3.1. Fay Topluluklarının Kinematik Analiz Yöntemi.....	73
4.3.2. Fay Topluluklarının Kinematik Analiz Sonuçları.....	77
4.4. Depremsellik.....	87
4.4.1. Şarköy ve Çevresinin Depremselliğine Genel Bakış.....	87
4.4.2. Kandilli Kayıtları'na Göre Aletsel Dönemde Meydana Gelmiş Depremler (1900–2010).....	90
4.4.3. Ganos Fayı ve Yakın Çevresinde 2003 - 2010 Yılları Arasında Meydana Gelmiş Bazı Depremlerin Odak Mekanizması Çözümlemeleri ve Ters Çözümü.....	95
4.5. UZAKTAN ALGILAMA ÇALIŞMALARI.....	100
4.5.1.Görüntü İşleme Çalışmaları.....	105
4.5.1.1.Görsel Yorumlama.....	105
4.5.1.2.Görüntüdeki parazitlerin ortadan kaldırılması (Speckle Suppression).....	106
4.5.1.3.Kenar Belirleme (Edge Detection).....	107
BÖLÜM 5 – SONUÇ VE ÖNERİLER.....	110
KAYNAKLAR.....	113
Çizelgeler.....	I
Şekiller.....	II
Özgeçmiş.....	VII

BÖLÜM 1**GİRİŞ****1.1. Çalışmanın Amacı, Önemi ve Kapsamı**

Ganos Fayı'nın Neotektonik Özellikleri (Gaziköy-Saros Körfezi) isimli bu tez çalışmasının amacı Ganos Fayı'nın yapısal evrimini araştırmaktır.

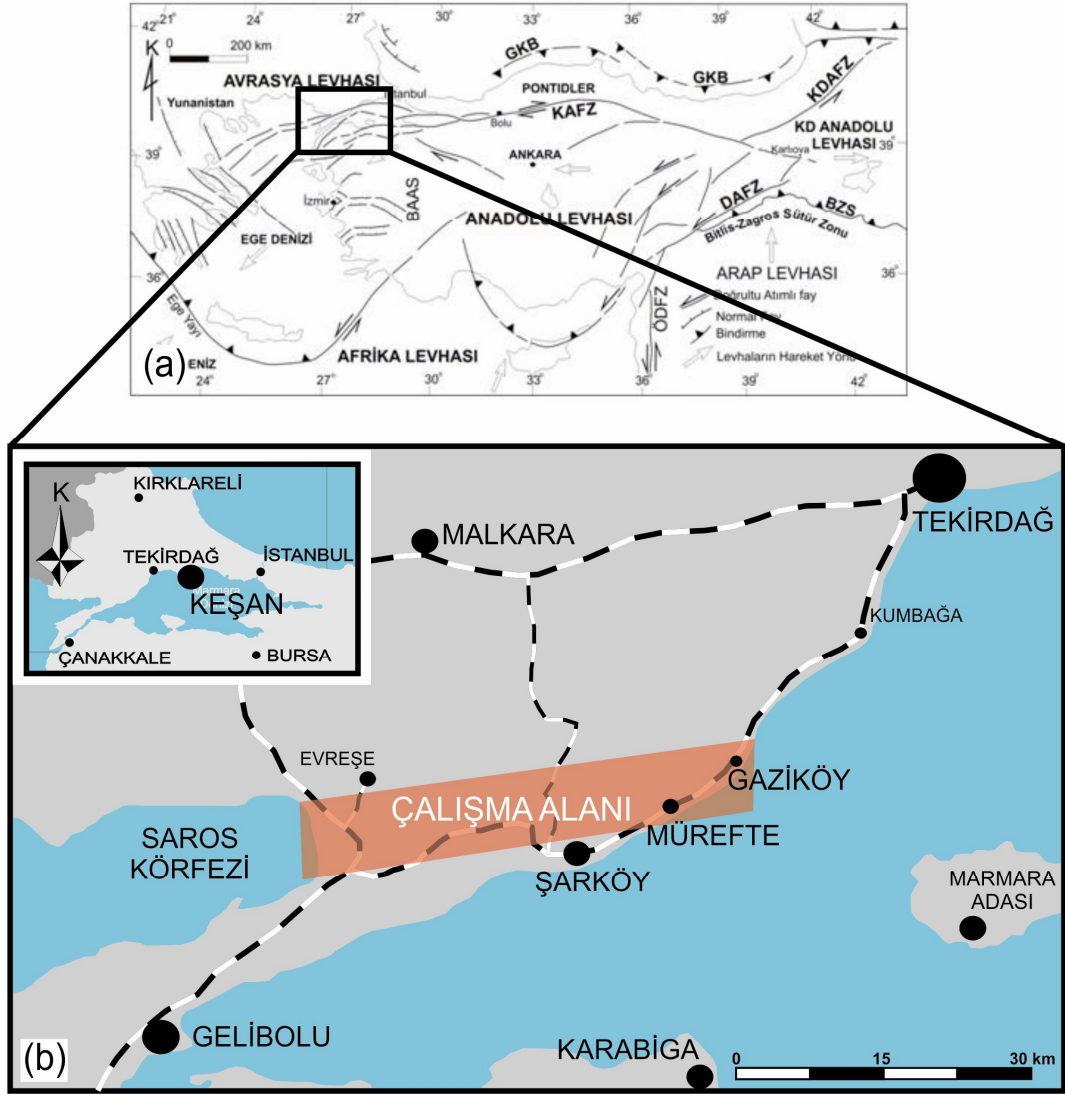
Neotektonik dönemde meydana gelmiş en önemli yapılardan birisi olan Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun kuzey kolu olarak nitelendirilen Ganos Fayı, Gaziköy (Tekirdağ) ile Saros Körfezi arasında yer almaktadır. Ganos Fayı, 1912 yılında magnitüdü 7.3 (Ms) olan, can kaybı ve hasara neden olan Mürefte (Tekirdağ) depremini üretmesi bakımından önemlidir.

Bu tez çalışmasında Ganos Fayı'nın kinematik evrim modelinin ortaya çıkarılması hedeflenmiştir. Bu kapsamda Ganos Fayı ve yakın civarında yüzlek veren kayaç grupları incelenerek 1/25000 ölçekli genel jeoloji haritası oluşturulmuştur. Tektonik özelliklerin belirlenmesi amacıyla Ganos Fayı ve civarında yapısal unsurlar araştırılmıştır. Bu kapsamda diri fay harita alımı, Ganos Fayı'nın kinematik analizi, uzaktan algılama yöntemiyle çizgiselliklerin (yapısal gidişler) belirlenmesi, bölgesel gerilme durumlarının ortaya çıkarılması, fayın aktivitesi ve deprem üretme potansiyelinin değerlendirilmesi çalışmaları gerçekleştirilmiştir.

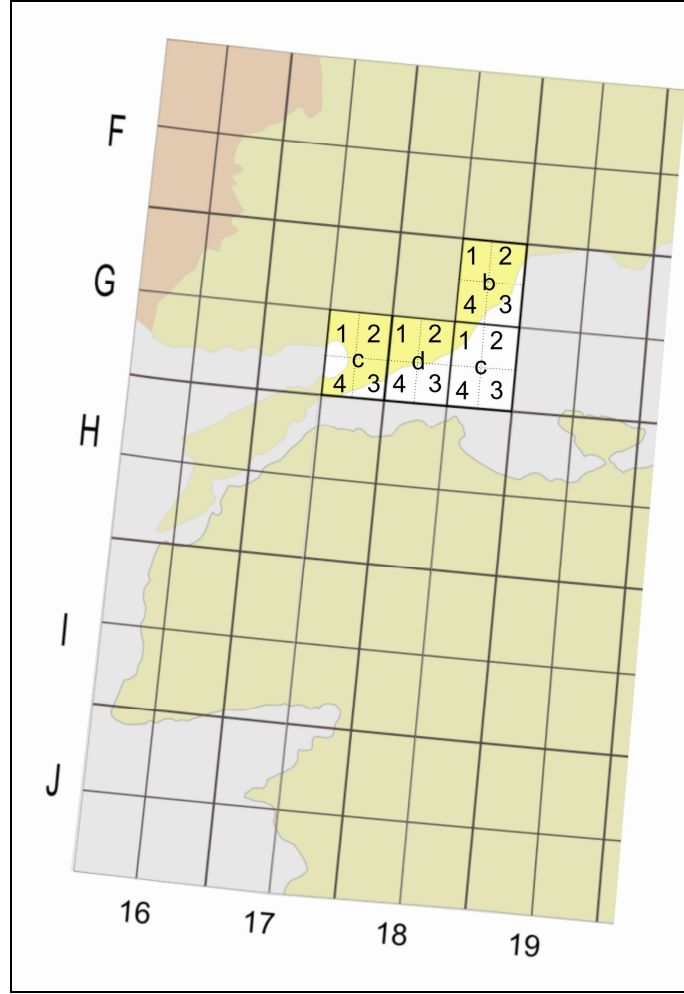
1.2. Çalışma Alanının Tanıtımı**1.2.1. İnceleme Alanının Yeri ve Ulaşımı**

Çalışma alanı Türkiye'nin kuzeybatısında, Marmara Bölgesi'nde, Tekirdağ ilinin Şarköy ilçesi sınırları içerisinde bulunmaktadır. Şarköy, Tekirdağ il merkezine sahil yolu ile 68 km, karayolu ile 93 km uzaklıkta yer almaktadır. Kuzeyinde Malkara, kuzeydoğusunda Tekirdağ, güney ve güneydoğusunda Marmara Denizi ve batısında Çanakkale ilinin Gelibolu ilçesi bulunmaktadır (Şekil 1.1).

İnceleme alanı 1 / 25.000 ölçekli Bandırma G17 c1-c2 paftalarının güneyini, Bandırma G17 c3-c4 paftalarının kuzeyini ve Bandırma G18 b4 paftasının güneybatısını, Bandırma G18 c1 paftasının kuzeybatısını, Bandırma G18c d1-d2 paftalarının güneyini ve Bandırma G18 d4 paftasının kuzeybatısını kapsamaktadır (Şekil 1.2).



Şekil 1.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası (a). Türkiye'nin ana Neotektonik yapıları (Şengör ve ark., 1985), (b). Karayolları Genel Müdürlüğünden alınarak değiştirilmiştir.



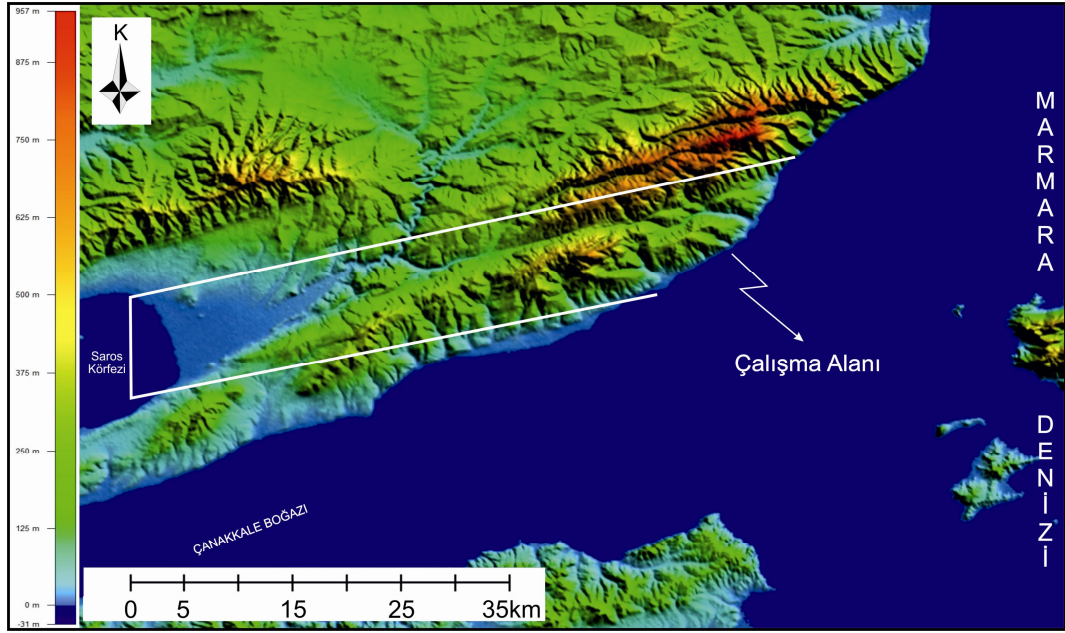
Şekil 1.2. İnceleme alanının 1/100.000 ölçekli Türkiye Pafta İndeksi'ndeki durumu (www.mta.gov.tr adresinden alınarak değiştirilmiştir).

1.2.2.İnceleme Alanının Morfolojik Özellikleri

İnceleme alanının da içerisinde yer aldığı Şarköy ve çevresinde Ganos Dağları hakimdir. 945 m yükseklikte olmasına rağmen bu dağlar deniz kıyısından itibaren ani yükselme göstermektedir. Şarköy'ün kuzey, doğu ve batı yöreleri oldukça engebeli bir morfolojiye sahiptir. Şarköy ilçesinin kıyılarındaki denize ulaşan dere yataklarında Şarköy kıyı ovası oluşmuştur. Şarköy ovası Ganos Dağları'nın güney eteklerinde Hoşköy'den Kızılcaterzi'ye kadar uzanan bir alüvyon ovası şeklindedir. Şarköy ovasının gerisinde kıyı taraçaları yer almaktadır. Özellikle Mürefte ve Şarköy kıyılarındaki bu taraçalar diğer kıyılara oranla daha belirgin şekilde gözlenmektedir.

Çalışma alanı morfolojik açıdan değerlendirildiğinde genelde sarp alanlardan oluştuğu söylenebilir. Ganos Fayı'nın ikiye ayırdığı sahanın güneyi 0 ile 689.50 m arasındaki yüksekliklerde değişen tepeler ve kuzeye oranla daha sığ vadilerden meydana gelmiştir. Güneye göre yükseltisi daha fazla olan kuzey kesimi, Ganos Dağları oluşturur ve

yükseklik burada 800 m yi aşmaktadır. Vadiler daha derin ve dik yarlardan meydana gelmektedir.



Şekil 1.3. İnceleme alanının morfolojik özellikleri.

1.2.3. Çalışma Sahasının İklim ve Bitki Örtüsü Özellikleri

Şarköy ve çevresinde Akdeniz iklim tipi ile Karadeniz iklim tipi arasında geçiş özelliği gösteren yarı nemli iklim tipi görülmektedir. Yazların sıcak ve kurak geçtiği bu iklim tipinde, kışlar genel olarak ılık ve yağışlıdır. Deniz kenarına yakın bölgelere kıyasla iç kesimlerde daha ziyade karasal iklimin etkisi görülmektedir. Yıllık yağış ortalaması 550.6 mm'dir (www.tekirdag.gov.tr). Yazların kurak geçmesi kışın su akışının olduğu derelerde kurumaları meydana getirmekte ve vadiler arasında jeolojik gözlem imkanlarını arttırmaktadır. Aynı zamanda yaya ulaşımı için de alternatif güzergahlar oluşturması bakımından elverişlidir.

İlçenin doğal bitki örtüsü; Marmara Denizi'ne bakan yamaçlarda iklim tipine uygun olarak gelişme gösteren makiler ve fundalıklardır. İç kesimlerde ise yaygın olarak kışın yapraklarını döken meşe türleri, gürgen, dış budak, ıhlamur, çınar ve karağaç görülmektedir. İlçenin sahip olduğu toprakların büyük bir kısmı tarıma elverişli değildir. Bölge ormanlık alan bakımından oldukça zengindir. Bu şekilde ormanlık bitki örtüsünün olduğu alanlar jeolojik amaçlı yapılan saha çalışmalarına elverişli değildir.

BÖLÜM 2**ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR**

Bu bölümde, çalışma alanı ve çevresinde daha önce yapılmış çalışmalardan bazı jeolojik, tektonik ve petrografik çalışmalar verilecektir.

Gökçen (1967), Keşan bölgesinde Eosen-Oligosen sedimantasyonu, Güneybatı Türkiye Trakyası isimli çalışmasında, Eosen-Oligosen yaşlı Keşan Formasyonu'nun petrografik ve sedimantolojik özellikleri üzerinde durmaktadır. Çınarlıdere (alt) ve Şaplıdere (üst) üyelerinden meydana gelmiş olan formasyonun petrografik neticelerine göre, ortalama paleo-akıntı yönlerinin üyelerdeki tamamen farklı durumları göz önüne alınarak, adı geçen formasyon için iki detritik materyal kaynağının varlığını kabul etmişlerdir. Bunlardan birincisi Çınarlıdere üyesinin kayaçları olarak düşünülen ve güneydeki rejyonel metamorfik bir saha olan Truva masifi olup, ikincisi ise Şaplıdere üyesine ait kayaçlar batı veya kuzeybatıdaki Rodop masifi çevresindeki volkanikleridir.

Saner (1985), Saros Körfezi dolayının çökeltme istifleri ve tektonik yerleşimi isimli çalışmasında, alanda birbirlerinden aşınma evreleri ile ayrılan üç çökel istifi olduğunu belirlemiştir. Saros Körfezi ve dolayında da beş ana yapısal unsur saptanmıştır. Bahsedilen her iki yükselim ve Gelibolu bloğu Miyosen öncesi oluşmuş antiklinal yapılarıdır. Miyosen'den itibaren ise Ganos Fayı boyunca görülen faylanmalar ve grabenleşmeler tansiyonel kuvvetlerin egemen olduğunu belirtmiştir.

Sümengen ve Terlemez (1991), Güneybatı Trakya yöresi eosen çökellerinin stratigrafisi isimli çalışmalarında Güneybatı Trakya'da Üst Kretase-Miyosen yaş aralığında çeşitli fasiyeslerde kayaçların yüzeylendiğini belirtmektedir. Tersiyer havzasının temelini, bölgeye yerleşme yaşı Mestrihtiyen öncesi olan ofiyolitli karışık ile konumu belirsiz Mestrihtiyen-Paleosen kireçtaşı oluşturduğunu belirten araştırmacılar, Tersiyer transgresyonunun Gelibolu yarımadasında Alt Eosende başlamış olup üzerinde delta çökellerinin yer aldığını belirtmektedir. Üst Lütseyende tekrar gerçekleşen transgresyon ve bu transgresyonun ilk ürünü olan kireçtaşı ile Üst Eosenden başlayarak denizin derinleşmeye başlamasıyla ilk olarak türbiditik çökellerin oluştuğunu söylemişlerdir. Araştırmacılar Oligosende (?) ise havzanın tamamen kara haline gelmiş olduğu yorumunu yapmaktadır.

Okay ve Tansel (1992), Pontid-İçi Okyanusunun üst yaşı hakkında Şarköy kuzeyinden (Trakya) yeni bir bulgu isimli çalışmalarında, Trakya havzasının güney

kesiminde, Şarköy'ün kuzeyinde yer alan Üst Eosen klastikleri çok sayıda, 500 metreye kadar varan büyüklükte olistolitler kapsadığını belirtmişlerdir. Pelajik kireçtaşı bloklarının bazıları bolca Üst Kretase ve Orta Paleosen yaşta pelajik foramiferler kapsamaktadır. Orta Paleosen pelajik kireçtaşlarının varlığı, bu bölgede ofiyolitli melanj tarafından temsil edilen Pontid-İçi okyanusunun Orta Paleosen'e kadar açık olduğuna işaret etmektedir.

Görür ve Okay (1996), Trakya Baseni için bir yay önu havza kökeni (KB Türkiye) isimli çalışmalarında, hidrokarbon içeren Trakya Havzası'nın orta kısmının yaklaşık 9 km kalınlığa sahip bir Orta Eosen-Oligosen serisi olduğunu belirtmişlerdir. Stratigrafiye dayanarak bu havzanın yapısı ve bölgesel bağlamı, havzanın Intra Pontid okyanusu dalma batma zonunun kuzey kısmı üzerinde Eosen'in ortalarında ve Oligosen'de bir yay önu havzası olarak oluştuğunu söyleyerek, havzanın Miyosen sonrası geçmişi ise başlıca günümüzdeki Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun kuzeybatı kolunun şimdi tekrar aktif olmayan kısmının aktivitesinden oluşan burulma tektoniğinin egemenliğinde olduğunu belirtmişlerdir.

Sakınc ve Yaltırak (1997), Güney Trakya sahillerinin denizel Pleyistosen çökelleri ve paleocoğrafyası, isimli çalışmasında, Orta-Geç Pleyistosen'de güney Trakya sahilleri, bugünkü çizgisinden daha içeride bir çizgiye çekilmesine neden olan bir transgresyonun etkisi altında kaldığını belirtmişlerdir. Farklı paleo-çökelim alanlarında depolanan birimlerin bu dönem ve sonrasında, bir taraftan tektonik olaylarla yükselirken diğer taraftan da regresif karakter kazanarak, tekrar denize taşınmaya başladığını söylemişlerdir.

Tapırdamaz ve Yaltırak (1997), Trakya'da Senozoyik volkaniklerinin Paleomanyetik özellikleri ve bölgenin tektonik evrimi isimli çalışmasında, Trakya'daki Eosen-Oligosen, Oligo-Miyosen ve Pliyo-Kuvaterner yaşlı volkaniklerinin üç farklı tektonik rejimden etkilendiğini belirtmişlerdir.

Çağatay ve ark. (1998), Saros Körfezi'nin jeolojik oluşumu (KD Ege Denizi) isimli çalışmalarında, Saros Körfezi'nin KB Anadolu'da bir Üst Miyosen transtansiyonel bir baseni olduğunu ve Kuzey Anadolu Fayı ile Ege K-G açılma rejiminin birlikte çalışması ile oluştuğunu belirtmişlerdir. Havzanın bugünkü görünümü ana olarak Pliyo-Kuvaterner de Kuzey Anadolu Fayı'nın artan aktivitesi ile meydana geldiğine işaret etmişlerdir.

Yaltırak ve ark. (1998), Saros Körfezi'nin oluşumunu kontrol eden tektonik yapılar (KD Ege Denizi, Türkiye) isimli çalışmalarında, Saros Körfezi'nin oluşumunu kontrol eden tektonik yapılar, yüksek çözünürlüklü sığ sismik data ile birleştirilen jeolojik arazi çalışmaları yapmıştır. Saros Körfezi'nin oluşumu, Trakya ve Gelibolu Yarımadalarının

saat yönünün tersi yönündeki hareketlerine yol açan KB-GD sıkışmaya bağlı olarak Orta-Geç Miyosen döneminde başlamıştır. Bu nedenle Kuzey Anadolu Fay Zonu, Saros Körfezi'nin oluşumunu başlatan aktif bir yapısal unsur olmadığını belirtmiştir.

Tüysüz ve ark. (1998), Saros Grabeni'nin jeolojisi ve Ganos-Saros bölgesinde Kuzey Anadolu Fayı'nın oluşumu için etkileri isimli çalışmalarında, Kuzeybatı Türkiye'de Saros Körfezi'nin paleo ve neotektonik oluşumları, jeolojik haritalama, jeomorfoloji, depremsellik ve GPS ölçümleri ile araştırmışlardır. Bu bölgede Trakya, Enez ve Saros havzaları olarak üç farklı havza ayırtlanmıştır. Bu havzaların fay kontrollü bir açılma havzaları şeklinde oluştuklarını belirtmişlerdir.

Yaltırak ve ark. (2000), Kuzey Anadolu Fayı'nın kuzey kolunun (Ganos Fayı) Marmara ve Saros Körfezi arasındaki kinematığı ve evrimi isimli çalışmasında, Ganos Fayı'nın geçmişteki evrimi dikkate alındığında sağ yanal yapıların, erken Miyosen sonunda gelişmeye başladığı anlaşıldığını belirtmişlerdir. Bu durumda Ganos fay sistemi Trakya-Eskişehir Fayı'ndan ayrılan bir kol olarak canlanmıştır. Aynı zamanda sağ yanal hareketle birlikte saatin ters yönüne dönen Ganos Fay Sistemi geç Pliyosen'de (3,7 my önce) Kuzey Anadolu Fayı'nın Doğu Marmara'ya ulaşmasıyla yaklaşık GGB-KKD konumuyla Kuzey Anadolu Fayı'nın hareketini üzerine almış ve batıya kaçışın sürmesine neden olduğunu işaret etmişlerdir.

Rockwell ve ark. (2001), Kuzey Anadolu Fayı'nın Gaziköy-Saros segmentinin paleosismolojisi (KB Türkiye): Tarihsel ve paleosismolojik kayıtların karşılaştırılması, bölgesel sismik risklerin ortaya konması ve deprem tekrarlanma modeli isimli çalışmalarında, Gaziköy-Saros Segmenti boyunca 5 hendek açmışlardır. Kavakköy yakınlarında, fayın Saros Körfezi'ne girdiği yerde açılan hendekte 1912 kırığına rastlanmıştır. Sınırlı sayıdaki 22 hidrokarbon tarihlendirmesi ile etkilenen sedimanlara ait yaşlar birkaç yüzyıldan daha azdan başlayarak yaklaşık 6000 yıllık yaş aralığı sunmaktadır. Diğer gözlemlerde Gaziköy-Saros Segmenti'nin ortalama tekrarlanma aralığının 250-300 yıl civarında olduğunu desteklediğini belirtmişlerdir ve 18 mm/yıl hareket hızı saptamışlardır.

Yaltırak ve Alpar (2002), Marmara Denizi ve Saros Körfezi arasında Kuzey Anadolu Fayı'nın kuzey kolunun (Ganos Fayı) oluşumu ve kinematığı isimli çalışmalarında, BGB-DKD gidişli Ganos Fayı, güney Marmara vadisi güney batısına paralel olarak uzanan sağ yanal bir doğrultu atımlı fay olduğunu belirtmişlerdir. Sağ yanal yapıların Erken Miyosen döneminde oluşmaya başladığını ve bu zamanda Ganos Fay

Sistemi'nin Trakya-Eskişehir Fay Sistemi'nin bir parçası olarak oluştuğunu, Geç Pliyosen'in başlamasıyla Kuzey Anadolu Transform Fayı Marmara Bölgesi'ne doğru uzandığını ve Ganos Fayı ile birleştiğini belirtmişlerdir.

Erol (2003), Yeniköy Karışığının (GB Trakya) metamorfik evrimi isimli çalışmasında Güneybatı Trakya'da temeli oluşturan Yeniköy Karışığı'nı incelemiştir. Karışık mavişist ve yeşilşist fasiyesi koşullarında metamorfizma geçirmiş çeşitli kayaç bloklarından oluşmaktadır. Tektonik melanj özelliği sunan birimin Üst Kretase yaşlı olduğunu belirtmiştir. Yeniköy Karışığı, Rodop-Pontid Kıtası ile Sakarya Kıtası arasında bulunan Pontid-içi Okyanusu kabuğunun kıtasal kabuk altına dalması sonucu gelişen gömülme metamorfizması koşulları altında, bazik kökenli kayalardan türediğini belirtmiştir.

İmren ve ark. (2003), Kuzey Anadolu Fayı'nın Marmara Denizi içindeki devamı isimli çalışmalarında, Marmara Denizi'nde toplanmış olan 2200 km'lik çok-kanallı sismik yansıma hatlarının değerlendirilmesi esnasında, kuzey çukurluklarını örten çok ışınlı derinlik verisinden faydalanmışlardır. Marmara Denizi'nin kuzey kesiminin şu anda sürekli aktif doğrultu atımlı bir fay sistemi ile kesildiği sonucuna ulaşılmıştır ve fayı Marmara Fayı olarak adlandırmışlardır.

Kesgin ve Varol (2003), Gökçeada ve Bozcaada'nın Tersiyer jeolojisi (Çanakkale), Türkiye isimli çalışmasında, alandaki birimlerin çökelimlerdeki farklılıklara bağlı olarak, fasiyesi ayırımları yapmışlardır. Gökçeada ve Bozcaada'da, dört ana çökelim dönemi gözlenmiştir. Bunlar Erken Eosen, Orta Eosen-Geç Oligosen, Geç Miyosen ve Pliyosen çökelim dönemleridir. Gökçeada ve Bozcaada'da en önemli tektonik veriler; Geç Miyosen yaşlı, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun batı uzanımı olan Ganos Fayı'dır. Gökçeada ve Bozcaada'da, Geç Miyosen öncesine ait tektonik veri gözlenmemiştir. Ancak deniz alanlarındaki sismik kesitlerin yorumunda, Gökçeada ve Bozcaada'da Miyosen öncesi tektonizma izlerinin gözlenebildiğini belirtmişlerdir.

Okay ve ark. (2003), Ganos Dağı kuzeye eğimli Kuzey Anadolu Fayı üzerinde bir rampa mı oluşturuyor? isimli çalışmalarında, Trakya'nın güneybatısında Tekirdağ ile Şarköy arasındaki alanda yer alan Ganos Dağı morfolojik bir anomali oluşturduğunu belirterek, dağın oluşumunun bölgeden geçen Kuzey Anadolu Fayı ile yakın ilişkili olduğunu işaret etmişlerdir. Yürütülen çalışmada Ganos Dağı'nın doğu kesimindeki jeolojik yapılar ayrıntılı çalışılmış, Ganos Dağı'nı da içine alan geniş bir bölgenin ayrıntılı

bir sayısal arazi modeli çıkarılmış (DEM) ve topografya ile jeoloji arasındaki ilişkiler irdelenmiştir.

Aksoy ve ark. (2005), 9 Ağustos 1912 Mürefte Depremi yüzey kırığının doğu kesiminin morfolojik özellikleri ve paleosismolojik analizi isimli çalışmalarında, Gaziköy'ün 4 km batısında, 1912 depreminin yüzey kırığı üzerinde yer alanda 7 adet hendek açmışlardır. Kazı sahasında gerçekleştirdikleri mikrotopografya çalışması sonucu batıdaki dere yatağında $10,75 \pm 0,5$ m sağ yanal ötelenme ölçülmüştür. Fay tarafından biçilen bir sırt 29 ± 1 m sağ yanal ötelenmiştir. Açılan hendeklerde yapılan analiz ve yaşlandırma sonuçlarına göre Kuzey Anadolu Fayı'nın bölgedeki hızının 18 mm/yıl olduğu hesaplanmışlardır.

Okay ve ark. (2006), Kuzey Anadolu Fayı'nın Trakya'da Oligosen'de ve Orta Miyosen'de aktif olduğuna dair isimli çalışmalarında, Ganos Fayı'na paralel uzanan Ganos Dağı'nın kalınlığı 5 km yi geçen Eosen-Oligosen klastik sedimentler kayalardan yapıldığını belirtmişlerdir. Bu kayalarda yapılan apatit iz (fizyon) sonuçları Ganos monoklinalinin Orta Miyosen'de oluşmaya başladığını göstermiştir. Ayrıca Ganos Fayı'nın kuzey ve güneyindeki Eosen kayalarındaki iz (fizyon) sonuçları, Geç Oligosen ve Miyosen'de fayın hareket halinde olduğunu ifade etmişlerdir.

Aksoy ve ark. (2010), Kuzey Anadolu Fayı'nın (KB Türkiye) 1912 Mürefte (Ganos) depremi segmentinin kırık özellikleri isimli çalışmalarında, 9 Ağustos 1912 Mürefte depremini ($M_w=7.4$) üreten ve Kuzey Anadolu Fayının en batı segmenti olan Ganos Fayında coseismic fay atımları ve fay segmentasyonu ile tarihsel sismik kayıtların analizlerini birleştirerek 1912 depreminin özelliklerini vermektedir. ~45 km uzunluğundaki fay bölümü üzerinde, 45 yerde küçük atlamalar ve engelleyici yapılarla yüzey kırıkları ve 1.5-5.5m sağ yanal atımlar ölçen araştırmacılar, Marmara Denizi ve Saros Körfezi içerisinde belirgin pull-apart havzalar ve taze fay scarpları olarak betimlenen benzer yapılar olduğunu belirtmektedir. 13 Eylül 1912'de $M_w=6.8$ büyüklüğünde meydana gelen ikinci depremin 20-40 km uzunluğunda kırılma meydana getirdiğini belirten araştırmacılar, hasar yayılımı ve sismik kayıtların analizlerinin depremin episentr noktasının Saros Körfezi'nin batı yanından daha uzak, 9 Ağustos kırığının batı ucunun yanında olduğunu söylemektedir. Araştırmacılar, sismik kayıt modeline göre ve iki olay arasındaki göreceli zaman kaynağına göre 40 s kırılma süresince gerçekleşen 9 Ağustos 1912 depreminden dolayı 120 ± 30 km uzunluğunda fay kırığının olduğunu belirtmektedir. İki deprem için kırık

uzunluğu toplam 150±30 km olarak hesaplanmış, fay segmentasyonu offshore ve onshore ile birleştirilerek yorumlanmıştır.

Okay ve ark. (2010), Güney Trakya Havzasında temel tipleri, Alt Eosen serisi, Üst Eosen olistostromları ve havza oluşumu isimli çalışmalarında Güney Trakya Havzası'nın Eosen ile başlayan sedimenter istifinin iki farklı temel üzerinde yer aldığını belirtmektedir: (1) Saros Körfezi'nin kuzeyinde Üst Eosen konglomera ve kireçtaşları, sleyt, koyu renkli kireçtaşı ve fillitten oluşan metamorfik bir temel üzerinde bulunduğunu söyleyen araştırmacılar bu metamorfik kayaların, Yunanistan'daki Rodop Çevresi Kuşağı'nın doğuya doğru olan devamını teşkil ettiğini belirtmektedir. (2) Ganos Fayı güneyinde Şarköy çevresinde ise serpantin, metadiyabaz ve mavişistlerden oluşan, bir temel tektonik dilimi üzerinde uyumsuzlukla geç Bartoniye - erken Priaboniye yaşlı sığ denizel Soğucak Formasyonu kireçtaşlarının yer aldığını belirtmektedirler.

BÖLÜM 3**MATERYAL VE YÖNTEM****3.1. Çalışma Yöntemleri**

Ganos Fayı'nın Neotektonik Özellikleri (Gaziköy-Saros Körfezi)'ni konu alan bu tez çalışmasında; literatür tarama çalışmaları, saha çalışmaları ve laboratuvar çalışmaları gerçekleştirilmiştir. Bu bölümde Ganos Fayı'nı tanımaya ve anlamaya yönelik olarak yapılan literatür araştırmaları, Ganos Fayı ve civarında yapılan gözlemler ve haritalamayı kapsayan saha çalışmaları, sonrasında laboratuvarda gerçekleştirilen tanımlama işlemleri ve uzaktan algılama yöntemi ile çizgisellik analizi hakkında ayrıntılı bilgi sunularak çalışma yöntemleri açıklanacaktır.

3.1.1. Literatür Tarama Çalışmaları

İlk aşama olarak inceleme alanı ve civarı ile ilgili, çeşitli araştırmacılar tarafından yapılan Jeoloji, Jeofizik ve Jeomorfoloji içerikli çalışmalar incelenmiştir. Bir bölgenin yapısal evrimini ortaya çıkarmak, zaman içerisinde bölgede etken olan tüm unsurların bir arada değerlendirilmesiyle mümkündür. Bu kapsamda önceki jeolojik çalışmalarda sunulan, stratigrafi tanımlamalarının, konumlarının, yaşlarının ve oluşum koşullarının iyi anlaşılması, bölgenin jeolojik yapısının tanınması amacıyla öncelikle gereklidir. Ayrıca Jeofizik çalışmalar da matematiksel ve fiziksel temellere dayalı yöntemlerle levha tektoniği ve deprem araştırmaları, sismik yöntemlerle karada ve denizde jeolojik yapıların araştırılmasına olanak sağlamaktadır. Bu kapsamda yapılan jeofiziksel çalışmalar, bölgenin jeolojik evriminin anlaşılmasında faydalı olacaktır. Yer şekilleri bilimi olarak jeomorfoloji, yer kabuğunun şekillenmesi ve bunun gerçekleştiği süreçleri zaman kavramıyla birlikte değerlendiren bilim dalıdır. Yer şekilleri kaya türü, iç ve dış etkenler ile zamana bağlı olarak değişmektedir. Özellikle tektonik çalışmalarında bölgenin morfolojik yapısının bilinmesi ve zaman içerisindeki değişiminin anlaşılması, bölgenin yapısal evrimini yorumlamada önemli ölçüde yardımcı olacaktır.

Daha sonra çalışma alanı ve yakın çevresinin 1/100000 ve 1/25000 ölçekli topografik ve jeoloji haritaları temin edilmiştir. Topoğrafik haritalar üzerinde inceleme yapılarak çalışılacak alan hakkında ayrıntılı bilgi sağlanmıştır. Yerleşim yerleri, morfolojik yapı, bitki örtüsü ve tali yollarla ulaşım olanakları değerlendirilmiştir.

3.1.2. Saha Çalışmaları

Saha çalışmaları, jeolojik harita alımı ve yapısal unsurların belirlenmesi ile kinematik verilerin toplanması olmak üzere iki aşamada gerçekleştirilmiştir. Bu çalışmalar aşağıda kısaca özetlenecektir.

2009 yılının yaz dönemini kapsayan harita alım çalışmaları 2010 yılının yaz döneminde kinematik verilerin toplanması sırasında da devam etmiştir. Harita alımı çalışmalarında temel materyal olarak 1 / 25.000 ölçekli topografik haritalar kullanılmıştır. Bu topografik haritalar üzerine, inceleme alanında bulunan farklı özelliklere sahip kayaç grupları işaretlenerek aynı ölçekte genel jeoloji haritası oluşturulmuştur. Ayrıca bölgedeki önemli çizgisellikler belirlenmiş, litolojilere ait tabaka durumları, eklem-çatlak düzlemleri ölçülerek jeoloji haritası üzerine işaretlenmiştir.

2010 yılının yaz döneminde gerçekleştirilen kinematik ölçümler kapsamında, inceleme alanını DKD-BGB doğrultusunda kesen Ganos Fayı civarında yüzlek veren kayaç grupları içerisindeki fay düzlemlerine ait parametreler ölçülmüştür. Ölçülen faylar içerisinde buldukları kayaç grubuna ve yaşlarına göre gruplandırılmıştır. Fayların yoğun olarak görüldüğü bölgeler birer istasyon olarak belirlenmiştir. İstasyonlar ve çevresinden mümkün olduğunca fazla sayıda fay düzlemi ölçülmüştür.

3.1.3. Büro Çalışmaları

Çalışmanın önemli bir bölümünü oluşturan uzaktan algılama çalışmaları, incelemenin amacına uygun olarak seçilen RADAR görüntüsü kullanılarak yapılmıştır. Bu kapsamda ALOS-PALSAR uydusundan alınan, Level-4.1 uydu görüntüsü kullanılmıştır. Görüntü üzerinde çeşitli filtreler uygulanarak zenginleştirilme işlemi yapılmış ve bu görüntü kullanılarak çizgisellikler belirlenmiştir. Belirlenen çizgiselliklerin değerlendirilmesiyle yapılan analiz çalışmaları sonucu elde edilen veriler jeolojik ve yapısal veriler ile karşılaştırılmıştır.

Tez yazım çalışmaları kapsamında, yapılan çalışmalar sonucu elde edilen veriler değerlendirilip yorumlanarak Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü tez formatına uygun olarak yazılmıştır. Tez yazılırken özellikle kinematik, depremsellik ve uzaktan algılama çalışmaları üzerinde durulmuştur. Bu şekilde ana bölüm olarak hazırlanan tez, başlıca şu bölümlerden oluşmaktadır.

- 1.Giriş
- 2.Önceki Çalışmalar
- 3.Materyal ve Yöntem

4.Araştırma Bulguları ve Tartışma

4.1. Stratigrafi

4.2. Yapısal Jeoloji

4.3. Kinematik Analiz Çalışmaları

4.4. Depremsellik

4.5. Uzaktan Algılama Çalışmaları

5.Sonuçlar ve Öneriler

Kaynaklar

Tezin giriş kısmında öncelikle çalışmanın amacı, önemi ve kapsamı açıklanmıştır. Çalışma alanının coğrafi konumu açıklanarak, içerisinde yer aldığı 1/25000 ölçekli topografik paftalar belirtilmiştir. İnceleme alanının ulaşım olanakları, morfolojik özellikleri, iklim ve bitki örtüsü özellikleri gibi konularda genel bilgiler verilerek inceleme alanı tanıtılmıştır. Önceki çalışmalar başlığı altındaki ikinci bölümde, inceleme alanında önceki araştırmacılar tarafından yapılan araştırmaları kapsayan yayınlar derlenmiştir. Materyal ve yöntem bölümünde gerçekleştirilen çalışmaların teknikleri ve kullanılan materyaller hakkında bilgi verilmiştir.

İnceleme alanında yapılan çalışmalar sonucunda elde edilen veriler ve değerlendirme sonucu ortaya çıkan sonuçlar araştırma bulguları ve tartışma başlıklı bölümde ayrıntılı olarak anlatılacaktır. Çalışma sahasında yüzlek veren kayaç grupları, bunların petrografik özellikleri, dokanak ilişkileri, yayılımları, yaşları, oluşum ortamları stratigrafi başlığı altında sunulacaktır, yapılan haritalar ve kesitler ile açıklanacaktır. Yapısal jeoloji kısmında bölgede yer alan kıvrımlar, çatlaklar, faylar gibi arazi çalışması sırasında elde edilen gözlemler ve veriler sunulacaktır. Kinematik analiz çalışmaları kapsamında arazi çalışmalarında gözlenen faylara ait kinematik veriler gruplandırılıp değerlendirilerek bölgedeki tektonik rejim belirlenmeye çalışılmıştır. Kinematik analiz çalışmaları başlığı altında kinematik analiz yöntemleri ve gerçekleştirilen uygulamalar üzerinde durularak açıklanacaktır. Elde edilen sonuçlar değerlendirilerek bölgenin kinematiği yorumlanmıştır. Bir bölgenin depremselliğinin araştırılması, inceleme alanı ve çevresinde meydana gelen deprem verilerinin toplanması ve değerlendirilmesini gerektirmektedir. Çalışma alanı ve yakın civarında gerçekleşen depremlerden bazılarının ters çözümü ile ilgili bilgiler ve bölgenin deprem potansiyeli hakkındaki değerlendirmeler depremsellik başlığı altında sunulacaktır. Uzaktan algılama çalışmaları, incelemenin en önemli bölümlerinden birini oluşturmaktadır. Uzaktan algılama başlığı altında görüntülerin elde edilmesi, filtrelenmesi

ve yorumlanması gibi teknikler anlatılarak ve inceleme alanını da kapsayan ALOS-PALSAR görüntüsü üzerinde bu tekniklerin uygulamalarına yer verilecektir.

Elde edilen tüm sonuçlar, sonuçlar ve öneriler başlığı altında toplanıp değerlendirilmektedir. Kullanılan yayınlara ait referanslar ise kaynaklar başlığı altında toplanmaktadır.

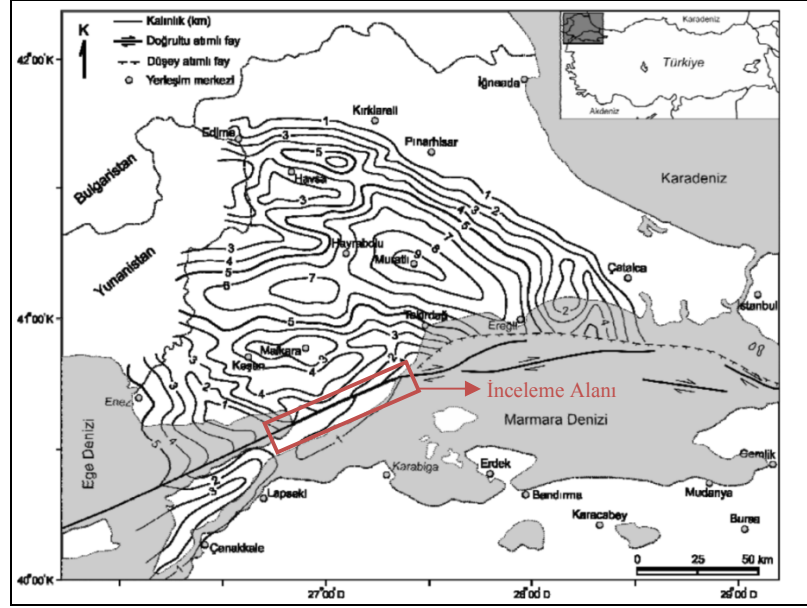
BÖLÜM 4**ARAŞTIRMA BULGULARI VE TARTIŞMA**

Bu bölümde inceleme alanının jeolojik özellikleri ile ilgili bilgiler sunulacaktır. Bu kapsamda inceleme alanında yapılan stratigrafi, yapısal jeoloji, kinematik analiz çalışmaları, depremlerin ters çözümü ve uzaktan algılama çalışmalarında elde edilen sonuçlar yer almaktadır. Bu sonuçlar, önceki araştırmacıların gözlem ve yayınları ile karşılaştırılarak yorumlanmıştır.

4.1. İnceleme Alanının Jeolojisi

İnceleme alanında yüzlek veren kayalar litolojik özellikleri, birbirleriyle olan ilişkileri ve önceki araştırmaların bulguları da dikkate alınarak farklı kaya birimlerine ayrılmış, inceleme alanının 1/25000 ölçekli genel jeoloji haritası oluşturulmuştur.

İnceleme alanı, bölgesel anlamda bakıldığında Trakya Havzası'nın güney kesiminde yer almaktadır. İnceleme alanının temelini Kretase yaşlı Yeniköy Karışığı oluşturmaktadır. İnceleme alanında bu temel üzerinde yer alan litolojiler, Trakya Havzası Tersiyer istifinin güney kısmını oluşturmaktadır. Istranca Dağları güney eteklerinden başlayarak mostra veren ve hemen hemen Trakya'nın tamamını kapsayan Tersiyer istifi yaklaşık 9000 m kalınlığa erişmektedir (Kopp ve ark., 1969; Turgut ve ark., 1983, 1991; Görür ve Okay, 1996; Turgut ve Eseller, 2000, Siyako, 2006) (Şekil 4.1).



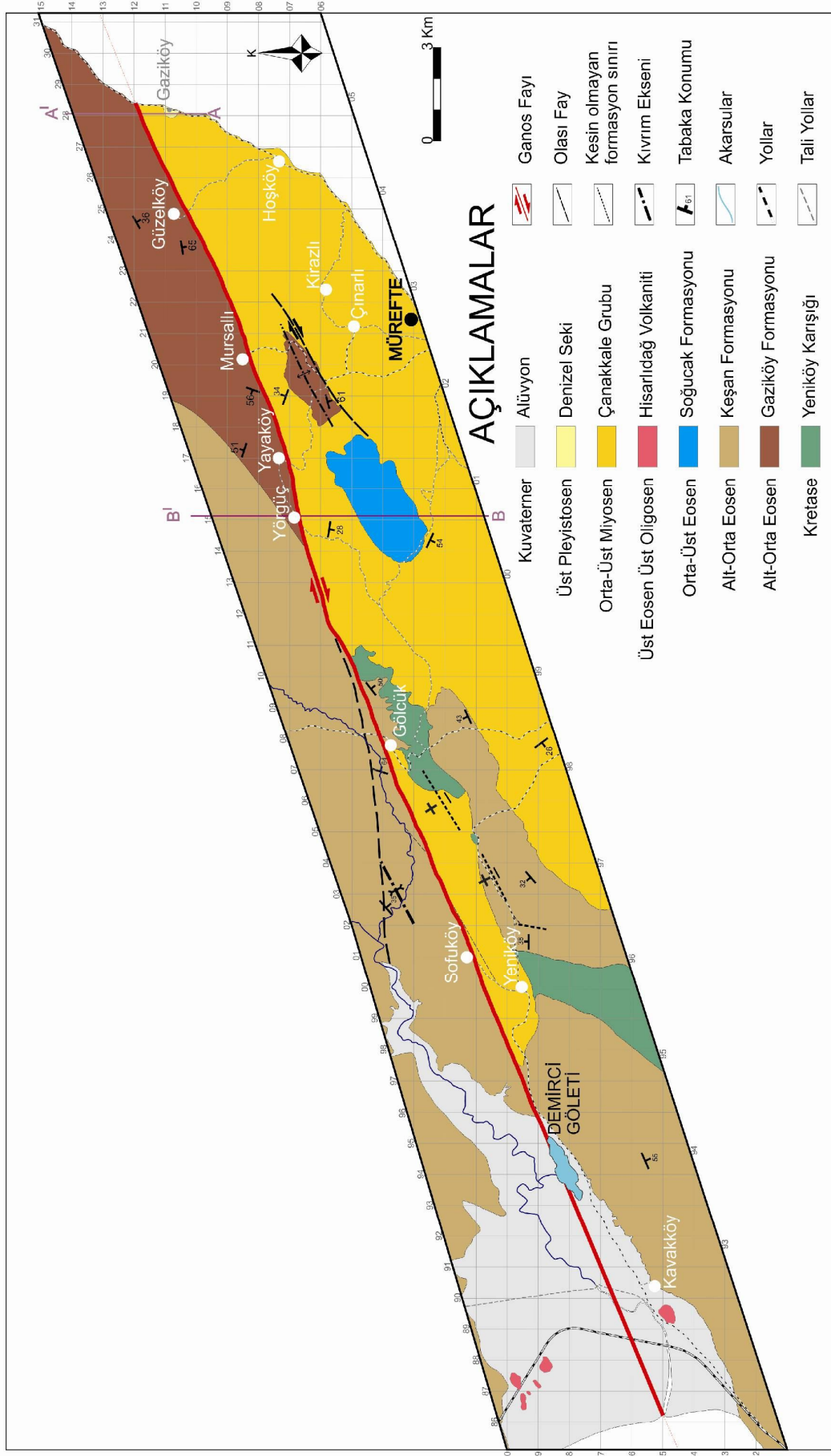
Şekil 4.1. Trakya Tersiyer birimleri toplam kalınlık haritası (Siyako, 2006) ve inceleme alanının Trakya Havzası içerisindeki yeri.

İnceleme alanında birbirlerinden aşınma evreleri ile ayrılan üç çökel istif bulunur; bunlardan birincisi tabanı gözlenemeyen ve üstte regresif olarak son bulan Üst Kretase-Alt Eosen yaşlı sedimanter istif, ikincisi transgresyonla başlayıp regresyonla sonuçlanan Orta Eosen-Oligosen yaşlı sedimanter istif ve üçüncüsü transgresif başlayan sığ denizel Miyosen-Pliyosen-Kuvaterner sedimanter istiftir (Saner, 1985).

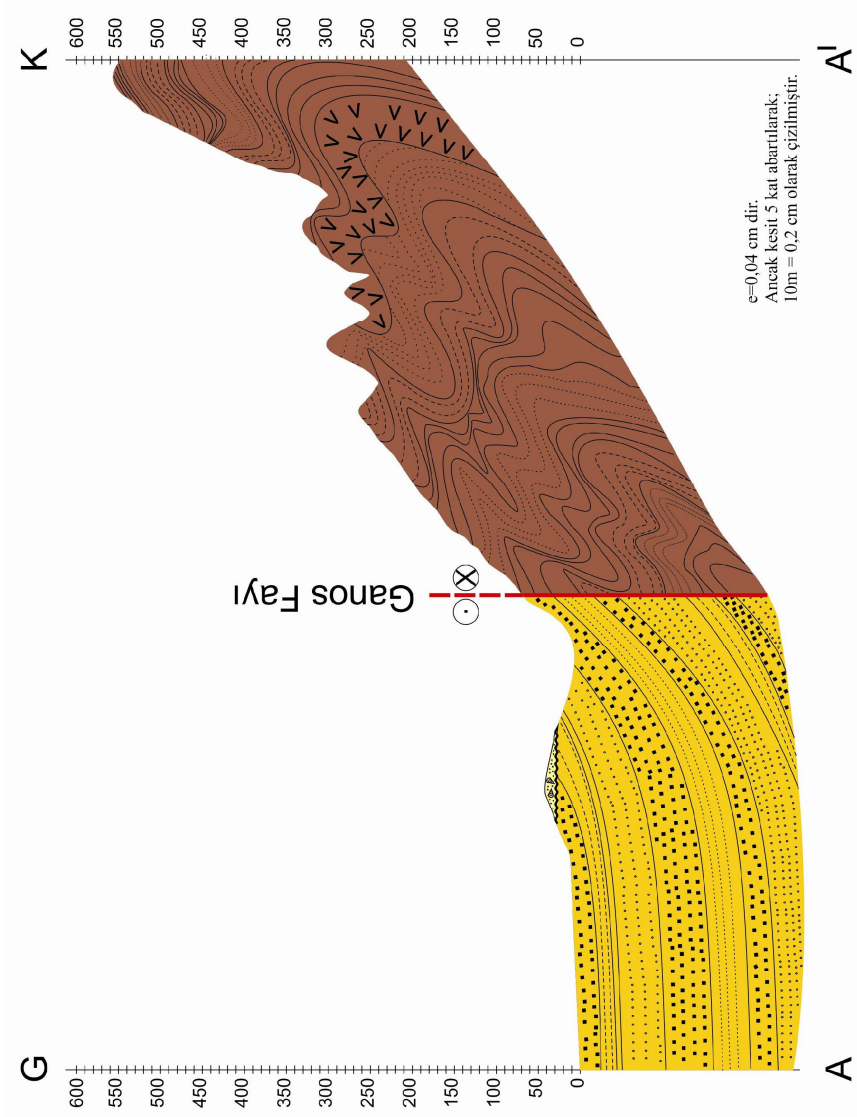
Tersiyer istif, temel kayalar üzerinde uyumsuz olarak bulunan Alt-Orta Eosen yaşlı türbiditik çökellerin oluşturduğu Gaziköy Formasyonu ile başlamaktadır. Üzerinde yine Alt-Orta Eosen yaşlı türbiditik çökellerden meydana gelen Keşan Formasyonu yer almaktadır. Orta-Üst Eosen yaşlı kireçtaşlarının oluşturduğu Soğucak Formasyonu ile devam eden istifte Üst Eosen-Üst Oligosen yaşlı Andezitik bileşimli volkanik kayalardan oluşan Hisarlıdağ Volkanitleri bulunmaktadır. Paleojen dönemine ait bu kayalar üzerinde açıl uyumsuzlukla yer alan, Neojen yaşlı Gazhanedere ve Kirazlı Formasyonları'nın oluşturduğu Orta-Üst Miyosen yaşlı kumtaşı, çakıltaşı, kıltaşı ve çamurtaşı içeren Çanakkale Grubu bulunmaktadır. İstif, Üst Pleyistosen yaşlı Denizel Taraça ve Kuvaterner yaşlı Alüvyon ile son bulmaktadır.

ÜST SİSTEM	KUVATERNER	NEOJEN	MIYOSEN	ORTA ÜST	SOĞUCAK	KEŞAN	GAZİKÖY	KAYA TÜRÜ	AÇIKLAMALAR	YAŞ
SENZOZOYİK	TERSİYER	PALEOJEN	EYOSEN	ORTA ÜST	SOĞUCAK	KEŞAN	GAZİKÖY		<p>ALÜVYON</p> <p>Tabanda konglomera seviyesi ile başlayan, iri taneli kumtaşı tabakalarıyla devam eden denizel seki</p> <p>UYUMSUZLUK</p> <p>Fosilli kumtaşı seviyesi</p> <p>Yatay ve düşey dereceli geçişli, kumtaşı, çakıltaşı, marn ve çamurtaşından oluşan Gazhanedere For. ile sarımsı bej-gri renklerde, kalın tabakalı ve masif kumtaşlarının oluşturduğu Kirazlı For.</p> <p>UYUMSUZLUK</p> <p>Beyaz-gri-sarımsı renklerde, yer yer orta-kalın tabakalı yer yer masif, gözenekli kireçtaşları.</p>	<p><i>Ostrea edulis</i> (Linne) <i>Cylalms variabilis</i>, <i>Cerastoderma</i> (<i>Cerastoderma</i>) <i>edule</i> Lamarck, <i>Glycymeris</i> (<i>G.</i>) <i>glycymeris</i> Lamarck <i>Acanthocardia</i> Sp.</p> <p><i>Avimactra venjukovi</i> (Andrussow), <i>Avimactra ososkovi</i> (Andrussow), <i>Avimactra karabugasica</i> (Andrussow), <i>Avimactra subcaspia</i> (Andrussow)</p>
									<p>Denizel kumtaşı-silttaşı-şeyl tabakalarından oluşan türbiditik özellikteki Keşan Formasyonu, Hisarlıdağ Volkanitlerine ait andezitler tarafından kesilmektedir.</p>	
MESZOZOYİK	KRETASE	YENİKÖY KARIŞIĞI						<p>Kumtaşı-silttaşı-şeyl aralanmasından oluşan ve tuf seviyeleri içeren türbiditik karakterde Gaziköy Formasyonu</p> <p>UYUMSUZLUK</p> <p>Ofiyolit, şist</p>	ÖLÇEKSİZDİR	

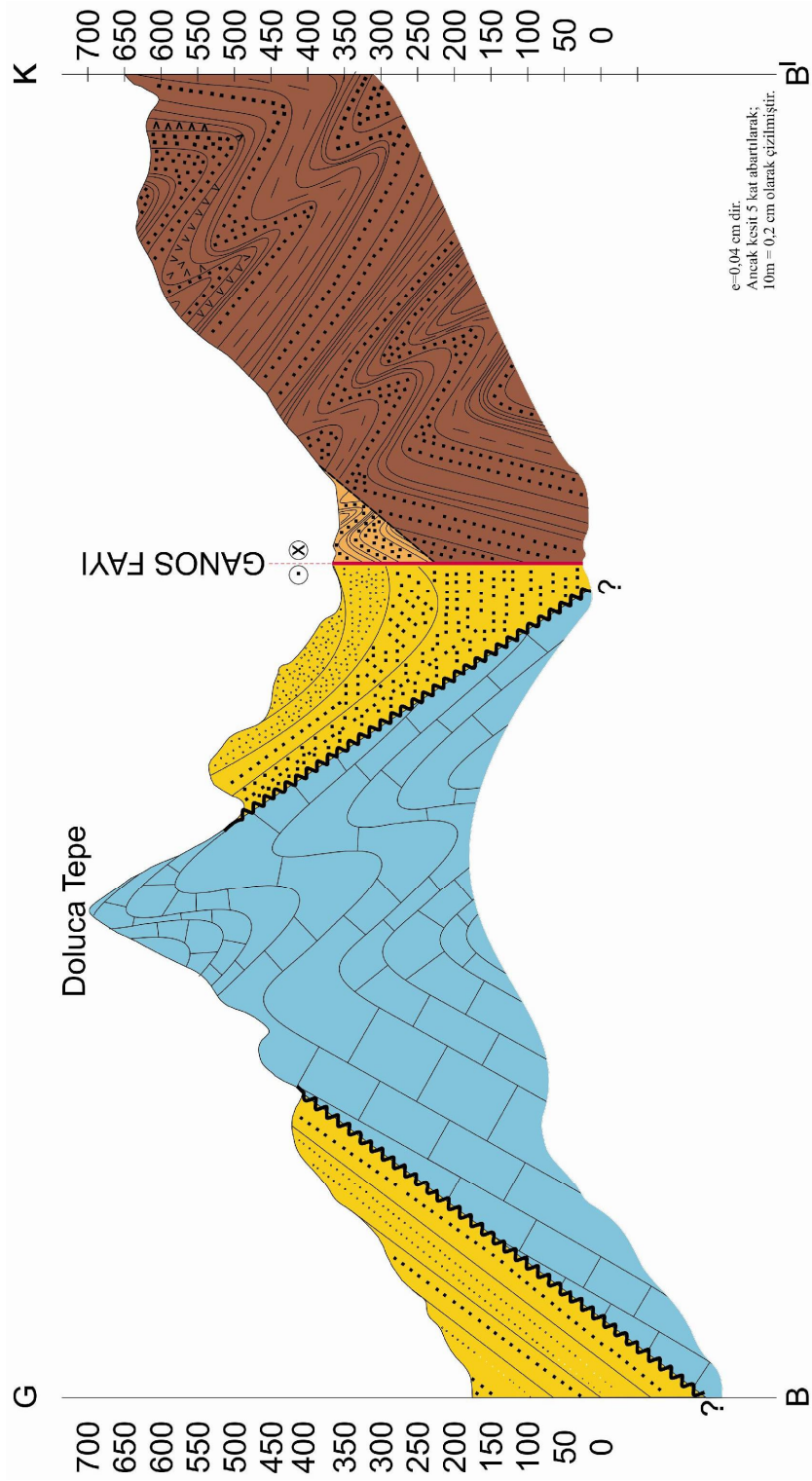
Şekil 4.2. İnceleme alanının genelleştirilmiş Krono-Stratigrafik Dikme Kesiti.



Şekil 4.3. İnceleme Alanının 1/25000 ölçekli Jeoloji Haritası, (a). Güney-Kuzey doğrultulu A-A' hattı boyunca Jeolojik Enine Kesiti, (b). Güney-Kuzey doğrultulu B-B' hattı boyunca Jeolojik Enine Kesiti.



Şekil 4.3. (a). Genel Jeoloji haritasından üretilen Güney-Kuzey doğrultulu A-A' hattı boyunca Jeolojik Enine Kesiti.



Şekil 4.3. (b). Jeoloji haritasından üretilen Güney-Kuzey doğrultulu B-B' hattı boyunca Jeolojik Enine Kesiti.

4.1.1. Yeniköy Karışığı

İnceleme alanının temelini oluşturan metamorfik kayaç topluluğu Şengör ve Yılmaz (1981) tarafından çalışmalarında Pontid-içi Kenedi; Geç Kretase Melanjı olarak tanımlanmış, Şentürk ve Okay (1984) tarafından Yeniköy Karışığı olarak isimlendirilmiştir. Erol (2003), Yeniköy Karışığı'nın mavişist ve yeşilşist fasiyesi koşullarında metamorfizma geçirmiş çeşitli kayaç bloklarından oluştuğunu belirtmiş, glükofan-lavsonitşist, tremolit/aktinolitfels, kloritepidotşist ve serpantinitin, karışığı oluşturan esas kayaç blokları olduğunu ve bunlara ek olarak, hafif rekristalize kireçtaşı, metaçört, metabazit ve irili ufaklı çeşitli volkanik kayaç blokların da bulunduğunu söylemiştir. Tektonik melanj özelliği sunan Üst Kretase yaşlı bu birimin, Rodop-Pontid Kıtası ile Sakarya Kıtası arasında bulunan Pontid-içi Okyanusu kabuğunun kıtasal kabuk altına dalması sonucu gelişen gömülme metamorfizması koşulları altında, bazik kökenli kayalardan türediğini belirtmiştir.

Yeniköy Karışığı inceleme alanının temelini oluşturmaktadır. Gölcük Köyü doğusu ve güneyi ile Yeniköy'ün güneyinde yüzlek vermektedir. Bu metamorfik temel üzerinde uyumsuzlukla Eosen yaşlı formasyonlar yer almaktadır (Şekil 4.4).



Şekil 4.4. Yeniköy Karışığı ile Eosen yaşlı formasyonların ilişkisi (UTM koordinatlar 35 T 0501273 D - 4499241 K; Bakış Yönü: KB'dan GD'ya).

Yeniköy Karışığı içerisinde yüzey rengi gri ve kahverengi tonlarında, belirgin şistozite gösteren metamorfik kayalar ile altere yüzeyi gri-koyu gri, taze yüzeyi yeşil-mavi tonlarında, parlak, bol sayıda eklem ve çatlak içeren, çoğunlukla ofiyolitik kayaların oluşturduğu, yer yer kireçtaşı bloklarının da bulunduğu metamorfik kayalar yer almaktadır (Şekil 4.5, 4.6).



Şekil 4.5. Yeniköy güneyinde bulunan Yeniköy Karışığı'na ait metamorfik kayalar (UTM koordinatlar 35 T 0500771 D - 4599513 K; Bakış Yönü: Batı'dan Doğu'ya).



Şekil 4.6. Gölcük Köyü güneydoğusunda bulunan Yeniköy Karışığı'na ait metamorfik kayaçları gösteren fotoğraf (UTM koordinatlar 35 T 0508308 D - 4502855 K; Bakış Yönü: Güney'den Kuzey'e).

4.1.2. Gaziköy Formasyonu

4.1.2.1. Genel Tanım

Gaziköy adı ilk defa üye aşamasında N.V. Turkse Shell (1972) tarafından kullanılmıştır. Fakat tek bir litolojiden oluşmadığından Kasar ve ark. (1983), Turgut ve ark. (1983) ve Sümengen ve ark. (1987) tarafından yaptıkları çalışmalarda formasyon seviyesinde adlandırılmıştır.

İnceleme alanında gözlenen kumtaşı-silttaşı ardalanması ile tuf ara katkılarında oluşan birim, benzer litolojik özellikleri ve önceki çalışmaların da verilerine göre Gaziköy Formasyonu olarak isimlendirilmiştir.

4.1.2.2. Yayılım ve Konum

Gaziköy formasyonu fayın kuzey kesiminde geniş yüzlekler vermektedir. Güney kesimde de dar bir alanda mostra sunmaktadır. Fayın kuzey kesiminde Gaziköy Formasyonu doğuda Marmara Denizi kıyısındaki Gaziköy'den başlayarak batıda Yörgüç Köyü'ne kadar uzanmaktadır. Güney kesimde ise Güztepe doğusu ve Karnaval Sırtı

civarında üzerinde uyumsuz olarak yer alan Miyosen yaşlı kayaçların aşınması sonucu yüzlek veren, eksenini yaklaşık KKD-GGB uzanımlı bir antiklinal yapısında gözlenmiştir.

Birimin genel doğrultusu KD-GB olup, KB ya eğimlidir ancak deformasyonun etkisiyle doğrultu ve eğim yönleri değişkenlik sunmaktadır.

4.1.2.3. Kaya Türü

İnceleme alanında Gaziköy Formasyonu kumtaşı-silttaşı-şeyl ardalanması ve tuf ara katkılarında oluşmaktadır. Formasyonun kumtaşları altere yüzeyleri sarımsı kahverenkli, taze yüzeyi sarımsı bej renkli, ince-orta taneli, orta-iyi dayanımlı, iyi, ince-orta tabakalı olarak gözlenmiştir (Şekil 4.7). Şeyller ise altere yüzeyi koyu grimsi-kahverenkli, taze yüzeyi gri, koyu gri, yeşilimsi gri renkli, iyi tabakalanmalı, çoğunlukla kırıklı yapıda, kurşun şekilli parçalar halinde dağılmış olup, formasyonun farklı seviyelerinde değişik kalınlıklarda gözlenmiştir (Şekil 4.8, 4.9). Kumtaşları dayanımlı bir yapıya sahip olduğundan tabakaları çıkıntılar şeklinde gözlenirken, şeyl tabakaları girintiler halinde gözlenmiştir.



Şekil 4.7. Güzelköy'ün KB'sındaki sırtta gözlenen Gaziköy Formasyonu'na ait kumtaşlarının genel görünümü (UTM koordinatlar 35 T 0524471 D - 4511203 K; Bakış Yönü: DKD'dan BGB'ya).



Şekil 4.8. Güzelköy KD'sunda gözlenen Gaziköy Formasyonu'ndaki şeyl tabakalarının genel görünümü (UTM koordinatlar 35 T 0525009 D - 4510980 K; Bakış Yönü: KD'dan GB'ya).



Şekil 4.9. Güzelköy KD'sunda gözlenen Gaziköy Formasyonundaki şeyl tabakalarının yakından görünümü (UTM koordinatlar 35 T 0525009 D - 4510980 K; Bakış Yönü: KD'dan GB'ya).

Formasyon içerisinde farklı düzeylerde iki tuf seviyesi belirlenmiştir. Alt seviyelerde genellikle masif halde, altere yüzeyi gri-yeşil renklere gözlenen tüfler (Şekil 4.10), üst seviyelerde yeşilimsi kirlili sarı renkli, kırıklı yapıda, genellikle orta-kalın tabakalı olarak yer almakta ve diğer katmanlarla uyumlu ilişki sunmaktadır (Şekil 4.11).



Şekil 4.10. Mursallı Köyü kuzeyinde gözlenen Gaziköy Formasyonu içerisindeki tüfler (UTM koordinatlar 35 T 0519525 D - 4508716 K; Bakış Yönü: Doğu'dan Batı'ya).

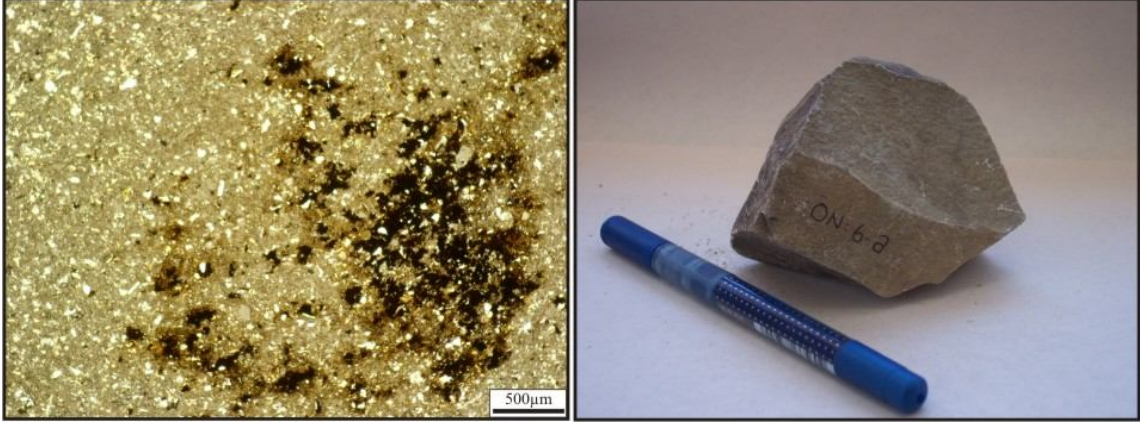


Şekil 4.11. Mursallı Köyü kuzeyinde gözlenen Gaziköy Formasyonu'ndaki tüflerin genel görünümü (UTM koordinatlar 35 T 0519972 D - 4508980 K; Bakış Yönü: Güney'den Kuzey'e).

Çalışma alanında, Gaziköy Formasyonu'ndan alınan tüf örneklerinden yapılan ince kesitlerde, tüf, felsik tüf ve kristalin tüf karakterinde olduğu belirlenmiştir.

Tüflerde yapılan ince kesit çalışması sonucu kayacın yaygın olarak kripto kristalin ve orta-ufak boyutta kuvars kristallerinden oluştuğu ve nadiren plajiyoklas içerdiği belirlenmiştir. Mika minerali olarak ince çubuksu biyotit ile muskovit pulcukları yer almaktadır. Matriks volkan camından ibaret olup aksesuar mineral olarak epidot bulunmaktadır. Örneklerin bazılarında serizitleşme ve kloritleşme, bazılarında ise karbonatlaşma ve demirli alterasyonları gözlenmiştir.

Felsik tüf örneklerinde kayacın tamamı orta-iri boyutta kuvars kristallerinden ve kriptokristalin kuvarslardan oluşmaktadır. Matriks olarak volkanik cam bulunmaktadır. Yine bu kayaç üzerinde karbonatlaşmaları gösteren kalsitler yaygın olarak görülmektedir. Mika minerallerinden muskovitler ince çubuklar halinde ve nadir olarak yer almaktadır. Alterasyon ürünü demirli mineraller ve nadir olarak da kloritleşme görülmektedir. Ayrıca epidot mineralleri aksesuar olarak bulunmaktadır (Şekil 4.12).



Şekil 4.12. Tüfe ait el örneği ve tüflerin polarizan mikroskop altındaki görüntüsü.

4.1.2.4. Fosil İçeriği ve Yaş

İnceleme alanında litolojinin yaşını belirlemek amacıyla fosil içeriği konusunda ayrıntılı bir çalışma yapılamadığından yaş verisi sunulamamaktadır.

Saltık (1974) ve Başkan (1990), Gaziköy Formasyonu içinde buldukları taşınmış *Discoysclina sp.*, *Operculina sp.*, *Nummulites sp.*, *Miliolidea*, *Rotalidea*, Alg fosilleri ve kavkı parçalarına dayanarak Gaziköy Formasyonu'nun görülebilen kesimlerinde yaşının Alt-Orta Eosen'den genç yada eş yaşlı olması gerektiğini belirtmişlerdir. Gaziköy Formasyonu'nun yaşı Kasar ve ark. (1983) tarafından dokanak ilişkilerine göre Orta Eosen olarak verilirken, Sümengen ve ark. (1987) ise çalışmalarında birimin üst seviyelerinden aldıkları nannoplanktonlara dayanarak Orta-Geç Eosen yaşını önermişlerdir. Yaltrak (1995), daha önceki çalışmaları ve birimin kalınlığını göz önünde bulundurarak formasyonun yaşını Alt-Orta Eosen olarak kabul etmiştir. Siyako (2006), formasyonun tabanının görülmemesi nedeniyle ve bölgesel jeolojiye göre sedimantasyonunun Erken Eosen'de başlamış olabileceği yorumunu yapmıştır.

4.1.2.5. Kalınlık

İnceleme alanında Gaziköy Formasyonu'nun tavan ve taban sınırları gözlenemediğinden kalınlığı belirlenememiştir.

Gaziköy Formasyonu'nun kalınlığı Sümengen ve ark. (1987) tarafından belirlenen Gaziköy-Uçmakedere yolundaki tip kesitinde 637 m. olarak ölçülmüştür. Gaziköy Formasyonu'nun alt dokanağı güneyde Ganos Fayı ve doğuda Marmara Denizi ile sınırlandığından belirsiz olup, kalınlığının 1000 m. kadar olabileceği belirtilmektedir (Siyako, 2006).

4.1.2.6. Ortamsal Yorum

Gaziköy Formasyonu'nun tabaka kalınlıklarının tabandan tavana değişimi, kumtaşlarının tipik olarak Bouma (1962) T_c-c dizisini kapsamaması (Sümengen ve Terlemez, 1991), T_a ve T_b seviyelerinin eksikliği, taban yapılarının azlığı, laminalı ince taneli kumtaşlarının varlığı, çamur-kum oranının tabana doğru artması, organik madde oranının yüksek olması ve tabaka kalınlıklarının yanal yönde devamlılığı, üstte deniz altı yelpaze çökelleri ile geçişli olması (Sümengen ve Terlemez, 1991), formasyonun derin denizel ortamda ve iraksak-ortaç türbidit fasiyesinde çökeldiğini göstermektedir (Yaltrak, 1995).

4.1.3. Keşan Formasyonu

4.1.3.1. Genel Tanım

Keşan Formasyonu adı ilk defa Gökçen (1967) tarafından kullanılmıştır. Kasar ve ark. (1983) çalışmalarında Gaziköy ile Yenimuhacir Grubu arasında kalan klastik istif Keşan Grubu olarak adlandırmış, ancak sonraki çalışmalarda tekrar formasyon aşamasına indirilerek bu klastik istif Keşan Formasyonu olarak kabul edilmiştir.

4.1.3.2. Yayılım ve Konum

Keşan Formasyonu, Ganos Fayı'nın kuzeyinde Yörgüç Köyü'nün kuzeydoğusundan başlayarak, Gölcük ve Sofuköy kuzeyinde geniş yüzlekler sunmakta, Evreşe'ye kadar uzanmaktadır. Fayın güneyinde ise Gölcük Köyü'nün güneyi ile Yeniköy'ün doğusu arasında ve Yeniköy'ün batısı ile Kavakköy arasında yüzlek vermektedir.

Formasyonun genel doğrultusu KD-GB olup, KB ve GD olmak üzere farklı iki yönde eğim sunmaktadır. Ancak deformasyonun etkisiyle formasyon yer yer farklı doğrultu ve eğimler göstermektedir.

4.1.3.3. Kaya Türü

Keşan Formasyonu çalışma alanında kumtaşı-şeyl ar dalanmasından oluşmaktadır. Litoloji yer yer çakıltaşı seviyeleri de içermektedir. Kumtaşları sarı ve açık kahverenkli, ince-orta taneli, orta-iyi dayanımlı, ince-orta ve orta-kalın tabakalı olarak gözlenirken, şeyller yeşilimsi kahverengi renkli, orta-kötü dayanımlı, laminalı ve ince tabakalı olarak gözlemlenmiştir.



Şekil 4.13. Yeniköy doğusu, Dermançeşme mevkiinde, Keşan Formasyonuna ait kumtaşı-şeyl ardalanmasının genel görünümü (UTM koordinatlar 35 T 0502187 D - 4499768 K; Bakış Yönü: Güney'den Kuzey'e).

Keşan Formasyonu içerisinde iki farklı konglomera seviyesi gözlenmiştir. Formasyon içerisinde kalın tabakalı, orta-iyi yuvarlaklaşmış, orta-kötü boylanmalı, çakıl tane büyüklükleri üst seviyelere doğru azalan çakıltaşları bulunmaktadır. Bu konglomeratik seviye tabanda ince taneli, ince-orta tabakalı kumtaşlarının üzerine gelmiştir. Üzerinde ise kaba-orta taneli, orta-kalın tabakalı kumtaşları bulunmaktadır. Keşan Formasyonu içerisindeki diğer konglomera seviyesi, kumtaşları ile ardalanma sunan, ince-orta tabakalı, tane boyu ve yuvarlaklaşma özellikleri değişkenlik gösteren çakıltaşı tabakalarıdır. Bu tabakaların bazılarında tane boyutu küçük ve yuvarlaklaşma iyi olmakla birlikte tabaka içinde homojendir. Bazı tabakalarda ise tane boyu orta ve yuvarlaklaşma kötü iken, tabaka içinde heterojendir.



Şekil 4.14. Akkayalık Mevkii kuzeyinde gözlenen Keşan Formasyonu içerisindeki çakıltaşları tabakalarının görünümü (UTM koordinatlar 35 T 0503654 D - 4500457 K; Bakış Yönü: GB'dan KD'ya).

Keşan Formasyonuna ait çakıltaşları içerisinde boyutu 0.5 ile 20 cm arasında değişen, çört, kumtaşı, kuvarsit, şist, serpantinit ve şeyl çakılları içerdiği gözlemlenmiştir.



Şekil 4.15. Keşan Formasyonu içerisindeki çakıltaşlarını gösteren fotoğraf (UTM koordinatlar 35 T 0503654 D - 4500457 K; Bakış Yönü: Güney'den Kuzey'e).

4.1.3.4. Fosil İçeriği ve Yaş

Keşan Formasyonunun yaşını Sümengen ve ark. (1987) yaptıkları paleontoloji çalışmaları ile nannoplankton fosillerine dayanarak Üst Eosen olarak belirtmişlerdir. Siyako (2006) Keşan Formasyonu'nun stratigrafik ilişkilerini göz önünde bulundurarak alt kesimlerinin Orta Eosen yaşlı olabileceğini belirtmiştir. Keşan Formasyonu için paleontolojik determinasyon yapılmadığından tarafımızdan herhangi bir yaş önerilememiştir.

4.1.3.5. Kalınlık

Keşan Formasyonunun kalınlığı Sümengen ve Terlemez (1991) tarafından 1000 m olarak belirtilmiştir. Siyako (2006) ise formasyon kalınlığının 2500-3000 m. kadar ulaşabileceğini belirtmiştir.

4.1.3.6. Ortamsal Yorum

Keşan Formasyonu çökelleri Sümengen ve Terlemez (1991) tarafından tabanda kalın ve birleşik tabakalı, çakıllı ve masif kumtaşları ile başlayan ve üste doğru klasik türbiditik kumtaşı ve çamurtaşlarına geçen, üste doğru incelen diziler denizaltı orta yelpaze sisteminde oluşan dağılım kanal dolgusu çökelleri, bunlarla birlikte bulunan siltaşı, kumtaşı fasiyesi de kanal arası çökelleri olarak yorumlanmıştır.

4.1.4. Soğucak Formasyonu

4.1.4.1. Genel Tanım

Soğucak adı ilk defa Holmes (1961) tarafından, Kırklareli Formasyonunun bir üyesi olarak kullanılmıştır. Çoğunlukla kireçtaşlarının oluşturduğu bu litoloji daha önce bir çok araştırmacı tarafından tanımlanmış ve farklı adlandırmalar yapılmıştır.

Önceki çalışmalar da formasyon için tip yerler arasında belirtilen Doluca Tepe'de gözlemlenen kireçtaşları, Soğucak Formasyonu olarak benimsenmiştir.

4.1.4.2. Yayılım ve Konum

Soğucak Formasyonu inceleme alanında Tepeköy kuzeyinde; Gedikyol sırtı, Karatepe, Doluca Tepe, Açma Tepe, Kel Tepe ve Ufak Tepe civarında gözlenmiştir.

Formasyonun genel doğrultusu KB olup, eğim yönü GB olarak belirlenmiştir. Ancak formasyonun kıvrımlı yapıda olması nedeniyle konumu farklılık gösterebilmektedir.

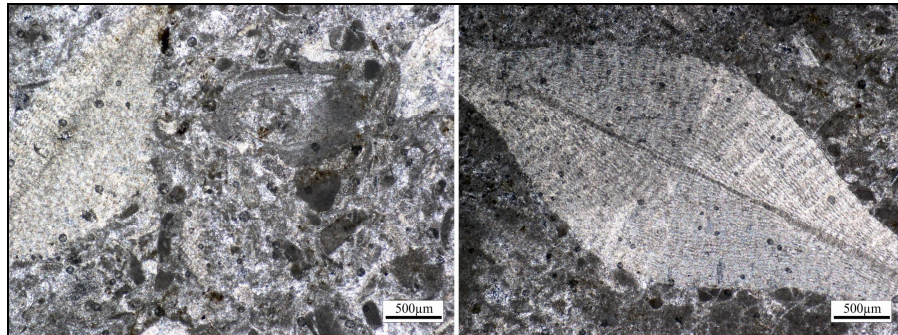
4.1.4.3. Kaya Türü

Önceki çalışmalarda araştırmacılar Soğucak Formasyonunun çoğunlukla kireçtaşı; kumtaşı, kiltası, marn ve seyrek çakıltası ara katkılarından oluştuğunu saptamışlar ve kuyu verilerine dayanarak tüf ve tüfit seviyeleri içerdiğini belirtmişlerdir.

İnceleme alanında Soğucak Formasyonu altere yüzeyi kahverengi sarı ve gri renklerde, taze yüzeyi pembemsi sarı, beyaz ve krem renklerde, yer yer masif yer yer orta-kalın tabakalı, orta-iyi dayanımlı, gözenekli ve kıvrımlı yapıda gözlenen kireçtaşlarından oluşmaktadır.



Şekil 4.16. Soğucak Formasyonu kireçtaşlarının görünümü (UTM koordinatlar 35 T 0514361 D - 4502752 K; Bakış Yönü: Kuzey'den Güney'e).



Şekil 4.17. Soğucak Kireçtaşlarının polarizan mikroskop altındaki 4X büyütme, çift nikol görüntüsü.

4.1.4.4. Fosil İçeriği ve Yaş

Önceki çalışmalarda Trakya Havzasında farklı alanlarda incelenen Soğucak Formasyonuna çeşitli araştırmacılar tarafından Geç Eosen ile Erken Oligosen arasında yaşlar verilmiştir. İnceleme alanında gözlemlenen Soğucak Formasyonu için yaşlandırma yapılmadığından formasyona yaş verilmemiştir.

4.1.4.5. Kalınlık

Soğucak Formasyonu'nun kalınlığı Sümengen ve Terlemez (1991) tarafından Doluca Tepe'de 100-200 m. olarak belirtilmiştir. İnceleme alanında gözlenen Soğucak Formasyonu kireçtaşlarının gerçek kalınlığı tespit edilememiştir.

4.1.4.6. Ortamsal Yorum

Soğucak Formasyonu'nun çökeltme ortamı, Sümengen ve Terlemez (1991) tarafından yapılan çalışmalarda alınan kireçtaşı örneklerinin mikroskopik incelemelerine göre, ayrıca karbonatların içerdiği fauna ve kumtaşlarındaki sedimanter yapılar dikkate alınarak şelf mikro fasiyes ortamında çökeldiği belirtilmiştir. Siyako (2006) ise kireçtaşlarının şelf ortamında çökelen karbonatlardan oluştuğunu belirtmiştir.

4.1.5. Hisarlıdağ Volkanitleri

4.1.5.1. Genel Tanım

Trakya bölgesinde, Keşan ve civarında önceki araştırmacılar tarafından incelenen volkanik kayalar Hisarlıdağ yükseliminin adı verilerek Hisarlıdağ Volkanitleri olarak adlandırılmıştır.

Sümengen ve ark. (1987) Hisarlıdağ volkanitlerinin, altta riyodasitik tüfler, andezit, altere olmuş andezitik tüflerle başlayıp, üste doğru riyolitik tuf, riyodasit, andezit, bazalt ve aglomeralardan oluştuğunu belirtmiştir.

4.1.5.2. Yayılım ve Konum

İnceleme alanı içerisinde Hisarlıdağ volkanitleri kuvaterner çökellerinin meydana getirdiği düzlük alanda, Evreşe güneybatısında andezitlerden oluşan tepelikler şeklinde gözlenmektedir. Keşan formasyonunu ile uyumsuzdur ve volkanitlerin Keşan Formasyonunu kestiği gözlenmektedir.

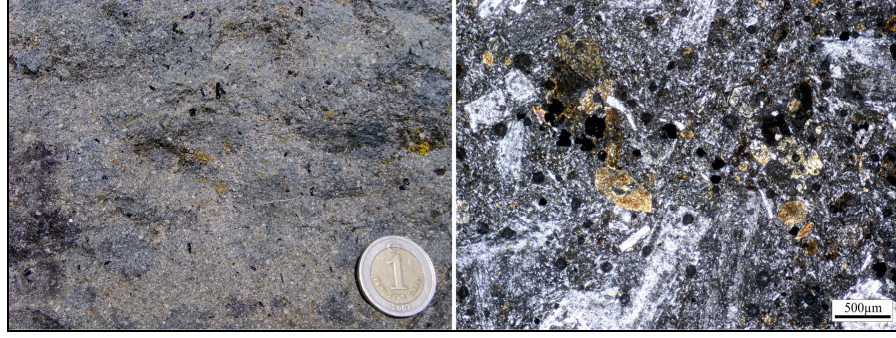


Şekil 4.18. Hisarlıdağ Volkanitleri içerisinde yer alan andezitler ve Keşan Formasyonu ile ilişkisi (UTM koordinatlar 35 T 0487161 D - 4499572 K; Bakış Yönü: Batı'dan Doğu'ya).

4.1.5.3. Kaya Türü

Tapırdamaz ve Yaltrak (1997), Trakya Bölgesinde üç farklı tektonik rejim sonucu oluşmuş volkanik kayaların bulunduğunu belirtmiştir. Bunlardan ilk grup, çarpışma kökenli Üst Eosen Üst Oligosen yaşlı kalkalkalen ve yüksek potasyumlu kalkalkalen volkanik kayalardır (Ercan, 1992). İkinci grup volkanik kayalar Üst Miyosen yaşlı kabuk ve manto karışımı, şoşonitik nitelikli melez bir volkanizmanın ürünleridir (Sümengen ve ark., 1987). Bunlar sıkışma sonrası rahatlama döneminde oluşan fay zonları boyunca yüzeye ulaşmışlardır (Ercan, 1992). Bölgede son grup olarak bulunan Pliyo-Kuvaterner yaşlı manto kökenli, alkali nitelikte bazaltik kayalar ise Neotektonik dönemin ürünüdür (Tapırdamaz ve Yaltrak, 1997).

İnceleme alanında Hisarlıdağ Volkanitleri, andezit ve bazaltik andezit olarak gözlenmektedir. Makro olarak incelendiğinde taze yüzeyi genel olarak açık gri-gri renklerde. İnceleme alanında bulunan volkanik kayalardan örnek alınmış ve ince kesitleri yaptırılarak mikroskopta tanımlanmıştır. Andezitler, amfibol, plajiyoklas ve piroksen fenokristallerinden oluşmaktadır. Plajiyoklas fenokristalleri yarı özşekilli olarak gözlenirken, az sayıda özşekilsiz piroksen mineralleri mevcuttur. Hamur pilotaksitik doku sunarkan, ana dokusu hipokristalendir.



Şekil 4.19. Andezite ait makro görünüm ve andezitin polarizan mikroskop altındaki 4X büyütme, çift nikol görüntüsü.

4.1.5.4. Yaş

Sümengen ve ark. (1987) Hisarlıdağ Volkanitlerinin Danişment Formasyonu'nun üzerinde, Ergene ve Çanakkale Grubu'nun da altında yer aldığını belirterek Hisarlıdağ Volkanitleri için Orta Oligosen veya Üst Eosen yaşında olabilecekleri yorumunu yapmıştır. Sümengen ve ark. (1987) volkaniklerin üst seviyelerinden aldıkları andezit numunelerinden K/Ar yöntemiyle yaptıkları yaş tayini sonucu birime 35.0 ± 0.9 my (Priaboniyen-Rüpelien) yaş vermişlerdir. Benzer bileşimdeki volkanik ürünlerin yer aldığı Keşan, İpsala ve Malkara'nın güneydoğusundaki volkanik kayalarında Hisarlıdağ volkanitleriyle benzer yaşa sahip oldukları tespit edilmiştir (Ercan, 1992). Yunanistan ve Batı Trakya'da geniş yer kaplayan andezit, andezitik dasit, riyodasit ve riyolit türde lavlarda fytikas ve ark. (1984) ile Innocenti ve ark. (1984) K/Ar yöntemi ile radyometrik yaş belirlemeleri yaparak 23,6-33,1 my arasında çeşitli yaşlar elde etmişlerdir.

4.1.5.5. Ortamsal Yorum

Hisarlıdağ Volkanitlerinin oluştuğu volkanizma olasılıkla bölgede yer alan Tetis Okyanusunun kapanmaya başlaması ve kuzeye doğru hareket eden Afrika Kıtası'nın Avrasya Kıtası ile Eosen döneminde çarpışması sonucunda meydana gelmiş olup (Fytikas ve ark., 1980 ve 1984; Ercan ve ark., 1986) bir aktif kıta kenarında oluşan ve çoğunlukla okyanusal kabuk köken özelliklerini taşıyan kalkalkalen yüksek potasyumlu kalkalkalen ve yer yer de şoşonitik niteliklerde lavlar yüzlekler vermektedirler. Volkanizma bir kaç evrede etkin olmuş (Ercan ve Gedik, 1986) ve oluşturduğu ürünler zamanla giderek okyanusal kabuk özelliklerinin yanı sıra daha fazla manto ve kıtasal kabuk özellikleri taşımaya başlamışlardır.

4.1.6. Çanakkale Grubu

Çanakkale adı ilk defa Şentürk ve Karaköse (1987) tarafından formasyon mertebesinde kullanılmış, Siyako (2006) tarafından grup aşamasına çıkartılmıştır. İnceleme alanında Çanakkale Grubu içerisinde yer alan Gazhanedere ve Kirazlı Formasyonları gözlemlenmiştir. Ancak birbiriyle dereceli geçiş sunan bu formasyonlar ayırtlanmamıştır.

Çanakkale Grubu formasyonları, daha yaşlı birimler üzerine uyumsuzlukla yerleşmiştir ve açısız diskordans sunmaktadır (Şekil 4.20). Formasyonları kumtaşı, silttaşı, kiltası başta olmak üzere çakıltası ve çamurtaşı oluşturmaktadır (Şekil 4.21). Çanakkale Grubu için önceki çalışmalarda Orta-Geç Miyosen yaşı belirlenmiştir.



Şekil 4.20. Gölcük kuzeybatısı Göl Tepe mevkiinde gözlenen Eosen yaşlı çökeller ile Çanakkale Grubu arasındaki açısız uyumsuzluğu gösteren fotoğraf (UTM koordinatlar 35 T 0507288 D - 4504105 K; Bakış Yönü: Doğu'dan Batı'ya) (Beyaz çizgi uyumsuzluk, siyah çizgiler tabaka ifadesidir).



Şekil 4.21. Çanakkale Grubu'nun genel görünümü (UTM Koordinatlar 35 T 0515622 D - 4503275 K; Bakış Yönü: Batı'dan Doğu'ya).

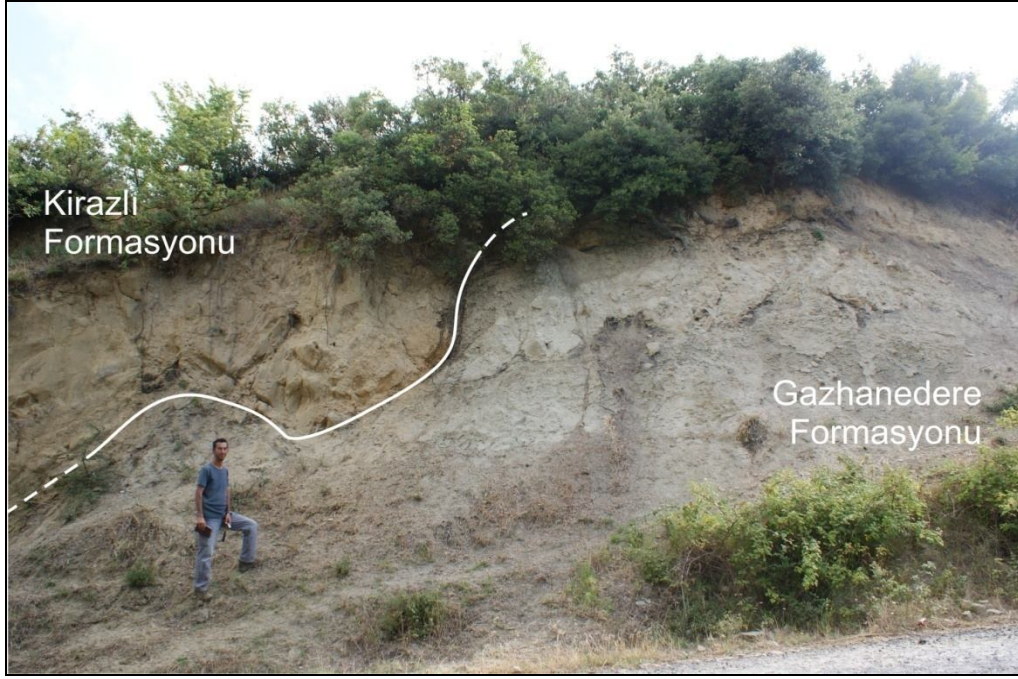
4.1.6.1. Gazhanedere Formasyonu

4.1.6.1.1. Genel Tanım

Çanakkale Grubu'na dahil edilen bu formasyon ilk defa Saltık (1974) tarafından adlandırılmıştır. İnceleme alanında formasyona adını veren Gazhanedere Mevkiinde gözlemlenen kumtaşı-silttaşı litolojisi, Ganos Fayının güneyinde yaygın şekilde gözlemlenmiştir. Bu litoloji, arazi çalışmaları ile önceki araştırmacıların çalışmalarından yararlanılarak Gazhanedere Formasyonu olarak benimsenmiştir.

4.1.6.1.2. Yayılım ve Konum

Gazhanedere Formasyonu tip kesit yeri olan Gazhanedere Mevkii ve çevresi başta olmak üzere çalışma alanının güneyinde geniş yüzlekler vermektedir. Kuzeyde Eosen yaşlı formasyonlarla sınırı Ganos Fayı ile tektonik dokanaktır. Altındaki yaşlı birimleri uyumsuzlukla örten Gazhanedere Formasyonunun aşındığı alanlarda Eosen yaşlı formasyonlar ve temel kayalar yüzlek vermektedir. Gazhanedere Formasyonu, üzerine yerleşen Kirazlı Formasyonu ile yatay ve düşey dereceli geçiş sunmaktadır.



Şekil 4.22. Yörgüç Köyü güneybatısında gözlenen Gazhanedere ve Kirazlı Formasyonlarının stratigrafik ilişkisi (UTM koordinatlar 35 T 0514435 D - 4505802 K; Bakış Yönü: Doğu'dan Batı'ya) (Beyaz çizgi formasyonlar arasındaki sınırı ifade etmektedir).

4.1.6.1.3. Kaya Türü

Gazhanedere Formasyonu, içerisinde litolojik ve oluşum ortamları ile farklılıklar göstermektedir. Bu sebeple bazı araştırmacılar tarafından formasyon üyelerine ayrı ayrı incelenmiştir.

Çalışma alanında Gazhanedere Formasyonu kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşı ile yer yer marn ve çakıltaşından oluşmaktadır. Formasyona ait kumtaşları sarımsı kahverengi, gri ve bej renklerde olup, tane boyu değişkenlik sunmaktadır. Yer yer ince-orta taneli, yer yer orta-kaba taneli kumtaşları gözlenmiştir. Genellikle masif olarak izlenen kumtaşları bazı bölgelerde orta-kötü tabakalanma göstermekte, bazı alanlarda ise belirgin tabakalanma sunmaktadır.



Şekil 4.23. Mursallı Köyü güneyinde gözlenen Gazhanedere Formasyonuna ait silttaş-kumtaşlarının görünümü (UTM koordinatlar 35 T 0519600 D - 4507925 K; Bakış Yönü: GD'dan KD'ya).



Şekil 4.24. Gazhanedere Mevkii, Armutluk Tepe güneyinde gözlenen Gazhanedere Formasyonuna ait kumtaşları (UTM koordinatlar 35 T 0521687 D - 4508545 K; Bakış Yönü: KD'dan GB'ya).

Şarköy'ün kuzeyinde Gazhanedere Formasyonuna ait konglomera, kumtaşı, silttaşından oluşan istif gözlenmiştir. Konglomera seviyeleri orta-iri taneli, orta-kötü yuvarlaklaşmış, dağılgan, kötü boylanmalı, kuvars, kumtaşı ve metamorfik kayaç parçaları

içermekte ve orta-kalın tabakalardan oluşmaktadır. Kumtaşları sarımsı kahverenginde, kaba taneli ve az pekleşmiş halde dağılgan olup, orta-kalın tabakalanma göstermektedir.



Şekil 4.25. Şarköy kuzeyinde gözlenen Gazhanedere Formasyonuna ait çakıltaşı-kumtaşı tabakaları (UTM koordinatlar 35 T 0508408 D - 4498394 K; Bakış Yönü: KD'dan GB'ya).

Gazhanedere Formasyonu içerisindeki kumtaşları bazı lokasyonlarda kalın tabakalı mostralara sunmaktadır. Kalın tabakalı kumtaşları genellikle altere yüzeyleri koyu gri-sarı renklerde, taze yüzeyleri krem renklerde gözlemlenmiştir. Orta-kaba taneli olan kumtaşlarının bazı seviyeleri orta-kötü tutturulmuş ve dayanımsız olup girintiler oluştururken, bazı seviyeler orta-iyi tutturulmuş ve daha dayanımlı olduğundan çıkıntılar şeklinde gözlemlenmiştir.



Şekil 4.26. Yeniköy batısında gözlemlenen Gazhanedere Formasyonuna ait kalın tabakalı kumtaşları (UTM koordinatlar 35 T 0498113 D - 4499757 K; Bakış Yönü: Kuzey'den Güney'e).

Şarköy'ün kuzeybatısında Gazhanedere Formasyonu'nuna ait sarı-bej renkli kıltaşı ile bej-gri renkli marn arakatkılı ve kömür seviyeleri içeren açık sarı renkli, ince taneli, kalın tabakalı, orta-kötü dayanımlı kumtaşları gözlenmiştir. Kumtaşları bazı alanlarda çapraz tabakalanmalar sunmaktadır (Şekil 4.27). Formasyonun karakteristik bir özelliği de kırmızı, yeşil ve gri renklerde bantlar içermesidir (Şekil 4.28).



Şekil 4.27. Şarköy'ün kuzeybatısında gözlenen Gazhanedere Formasyonuna ait kilaşı ve marn arakatkılı kumtaşları (UTM koordinatlar 35 T 0508098 D - 4498507 K; Bakış Yönü: GD'dan KB'ya).



Şekil 4.28. Gazhanedere formasyonunun çapraz tabakalanma sunan istifi (UTM koordinatlar 35 T 0508098 D - 4498507 K; Bakış Yönü: GD'dan KB'ya).



Şekil 4.29. Gazhanedere Formasyonu'ndaki kırmızımsı ve gri renkte bantlar (UTM koordinatlar 35 T 0519255 D - 4507478 K; Bakış Yönü: Güney'den Kuzey'e).

4.1.6.1.4. Fosil İçeriği ve Yaş

Ünay ve Bruijn (1984) tarafından Şarköy doğusunda yer alan Hoşköy çevresinde Gazhanedere Formasyonu'nda tanımlanan mikromemelilere, Erken Miyosen'in üst kesimlerine (Burdigaliyen) karşılık gelen Orleaniyen yaşı verilmiştir, Sümengen ve ark. (1987) tarafından aynı bölgeden derlenen mikromemelilerin, Geç-Erken Miyosen–Orta Miyosen (Geç Burdigaliyen-Serravaliyen) yaşı verdiği belirtilmiştir. Bu verilere göre Gazhanedere Formasyonu'nun yaşı Erken-Orta Miyosen olarak kabul edilmekle beraber, stratigrafik konumuna göre birimin yaşı Orta-Geç Miyosen olmalıdır (Siyako, 2006).

4.1.6.1.5. Kalınlık

Gazhanedere Formasyonu'nun kalınlığı Saltık (1974) tarafından Gazhanederede 270 m, Şentürk ve Karaköse (1987) tarafından Göksu derede 200 m olarak belirtilmiştir. Formasyonun kalınlığı 500 metreye kadar çıkabilmektedir (Siyako, 2006).

4.1.6.1.6. Ortamsal Yorum

Gazhanedere Formasyonuna ait litolojiler akarsu, taşkın ovası ve yer yer de göllerde çökelmiştir (Siyako, 2006). Gazhanedere Formasyonu'nda çapraz tabakalanmaların varlığı litolojilerin akarsu ortamında çökeceğini ve kırmızımsı renklerde çökeller içermesi, okside

olduğunu yani karasal ortamda oluştuğunu göstermektedir. İstif içerisinde ince taneli kumtaşları ile ince tabakalı kıltaşı ve siltaşı litolojilerinin olması, laminalanma şeklinde çamurtaşı arakatkılarının varlığı taşkın ovası ortamına işaret ederken, kanal dolgusu çökellerinin varlığı menderesli akarsu ortamını göstermektedir.

4.1.6.2. Kirazlı Formasyonu

4.1.6.2.1. Genel Tanım

Birimin ilk adlanması Kirazlı Formasyonu olarak Saltık (1974) tarafından yapılmıştır (Siyako, 2006). Önceki araştırmacılar tarafından Kirazlı Formasyonu'nun tanımlandığı Kirazlı Köyü ile Gazhanedere Mevkii arası tip kesiti olarak belirtilmiştir. Sarımsı beyaz ve açık kahverenginde yüzlek veren, kötü tutturulmuş, masif yada kalın tabakalı kumtaşlarının oluşturduğu formasyon, Ganos Fayının güneyinde geniş alanlarda mostra sunmaktadır. Bu litoloji, arazi çalışmaları ile önceki araştırmacıların çalışmalarından yararlanılarak Kirazlı Formasyonu olarak benimsenmiştir.

4.1.6.2.2. Yayılım ve Konum

İnceleme alanında Kirazlı Formasyonu Ganos Fayı'nın güneyinde bir çok yüzlek vermektedir. Kirazlı ve Çınarlı köyleri çevresi başta olmak üzere Zaratumba Tepe, Hacı Tepe ve Zurna Tepe'yi içerisine alarak, güney de Mürefte'den Gaziköy'e kadar yayılım sunar. Ayrıca Gölcükten başlayarak batıya doğru, Yeniköy ve doğusunda mostra vererek Sofuköy'ün batısına kadar uzanmaktadır. Formasyonun genel doğrultusu Kuzeydoğu-Güneybatı olup, düşük açılarla Güney'e eğimlidir.

4.1.6.2.3. Kaya Türü

Çalışma alanında gözlenen Kirazlı Formasyonu farklı dayanım ve tane boyutuna sahip kumtaşları içermektedir. Yaygın olarak altere yüzeyi sarımsı kahve renkli, taze yüzeyi sarımsı beyaz renkli, dayanımsız, bazen tabakalı, bazen tabakalanma sunmayan, ince-orta taneli kumtaşlarından ve plaj kumu çökellerinden oluşmaktadır. Kumtaşları içerisinde yer yer çakıl, bazen blok boyutunda parçalar görülmektedir.



Şekil 4.30. Kirazlı Formasyonu'na ait kumtaşları (UTM koordinatlar 35 T 0524917 D - 4509645 K; Bakış Yönü: Batı'dan Doğu'ya).

4.1.6.2.4. Fosil İçeriği ve Yaş

Kirazlı Formasyonu'na Ünay ve Bruijn (1984) tarafından Şarköy doğusundaki Kalamış ve Mürefte çevresinden tanımlanan mikromemelilere göre geç Erken Miyosen-Orta Miyosen'e (Burdigaliyen-Serravaliyen) karşılık gelen Orleaniyen-Astrasiyen yaşı verilmiştir (Siyako, 2006). Daha sonra Sümengen ve ark. (1987) tarafından Kirazlı Formasyonu'nun alt kesimlerinden alınan mikromemelilerin geç Orta Miyosen (Geç Aragoniyen), üst kesimlerinden alınanların ise erken Geç Miyosen'e karşılık gelen Vallesiyen yaşında olduğu belirtilmiştir (Siyako, 2006). Şentürk ve Karaköse (1987) tarafından formasyondan elde edilen ostrakodlara ise erken Geç Miyosen'e karşılık gelen Erken-Orta Panoniyen yaşı verilmiştir (Siyako, 2006). Taner (1981) tarafından Lamellibrans ve gastropod faunasına göre ise, birimin Romaniyen (Geç Pliyosen) yaşında olduğu belirtilmektedir (Siyako, 2006). Ancak, Siyako (2006) tarafından Kirazlı Formasyonu'nun stratigrafik konumuna göre yaşının Orta Miyosen-Erken Geç Miyosen olması gerektiği söylenmektedir.

Palamut Tepe batısında ve kuzey yamaçlarında, sarı-gri renkli, ince taneli, iyi tutturulmuş, ince orta tabakalanma sunan fosilli kumtaşlarında (Şekil 4.31.) gözlenen *Avimactra venjukovi* (Andrussow), *Avimactra ososkovi* (Andrussow), *Avimactra karabugasica* (Andrussow), *Avimactra subcaspia* (Andrussow) fosillerine dayanarak (Şekil

4.Ç32) Üst Pliyosen (Akçagiliyen) yaşı öngörülmüştür (Sevinç Kapan-Yeşilyurt, sözlü görüşme, 2008). Buna göre Çanakkale Grubu'nun Alt Miyosen-Üst Pliyosen yaşında olduğu söylenebilir.



Şekil 4.31. Kirazlı Formasyonu'na ait fosilli kumtaşları (UTM koordinatlar 35 T 0518997 D - 4507560 K; Bakış Yönü: Batı'dan Doğu'ya).



Şekil 4.32. Kirazlı Formasyonu'na ait fosilli kumtaşlarının içerdiği Avimactra türleri (UTM koordinatlar 35 T 0518997 D - 4507560 K; Bakış Yönü: Batı'dan Doğu'ya).

4.1.6.2.5. Kalınlık

Kirazlı Formasyonu'nun kalınlığı Sümengen ve ark. (1987) tarafından Gazhanedere'den Kirazlı Köyü'ne kadar olan tip kesitinde yaklaşık 220 m olarak belirtilmiş, Saltık (1974) birimin kalınlığını Cintepede 250 m, Şentürk ve Karaköse (1987) formasyon kalınlığını İntepe Köyü'nde 132 m, Bayrak Tepe'de 157 m ve Çamrak Dere'de 204 m ölçmüşler, Gelibolu Yarımadası'nda ise, kalınlığın 500 m kadar çıkabileceğini belirtmişlerdir (Siyako, 2006).

4.1.6.2.6. Ortamsal Yorum

Kirazlı Formasyonu'na ait çökeller Orta-Geç Miyosen dönemlerinde akarsu ve gölsel niteliktedir. Üst seviyelerdeki fosilli kumtaşlarının tane boyu ve fosillerin türü havzanın ortamı hakkında bilgi vermektedir, buna göre Pliyosen döneminde havza denizel hale gelmeye başlamış ve derinleşmiştir.

4.1.7. Denizel Taraçalar

4.1.7.1.Genel Tanım

Gaziköy'ün de üzerinde kurulduğu tepede Gutzwiller (1923) tarafından önce denizel taraça olarak, daha sonra da Bargu, (1989; 1990); Yaltırak, (1995c) tarafından formasyon mertebesinde Marmara Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Lokalitenin denizden yüksekliği yaklaşık 30 m, görünen kalınlığı ise yaklaşık 20-30 m civarındadır.

4.1.7.2.Yayılım ve Konum

Denizel taraça çalışma alanında Gaziköy'ün kurulu olduğu tepede, dar bir alanda gözlenmektedir ve yanal devamlılığı bulunmamaktadır. Kirazlı Formasyonu'nun üzerinde yatay olarak uyumsuz konumda yer almaktadır (Şekil 4.33).



Şekil 4.33. Gaziköy civarında gözlenen denizel seki (UTM koordinatlar 35 T 0528285 D - 4511863 K; Bakış Yönü: Kuzey'den Güney'e) (Beyaz çizgi; denizel seki ile Kirazlı Formasyonu arasındaki sınırı ifade etmektedir).

4.1.7.3. Kaya Türü

Taraça kötü boylanmış, iri bloklu, gevşek tutturulmuş çakıl-kum matriksli, konglomera seviyesiyle başlamaktadır. İyi boylanmış, ince ve iri taneli kumlardan oluşan tabakaların tekrarlanması halinde devam eder ve içerisinde güneye doğru kamalanarak kaybolan 1 m ye yakın bir konglomera seviyesi içermektedir (Şekil 4.34.).



Şekil 4.34. Denizel sekiye ait litoloji ve içerisindeki fosiller (UTM koordinatlar 35 T 0528106 D - 4510896 K; Bakış Yönü: Güney'den Kuzey'e).

4.1.7.4. Fosil İçeriği ve Yaş

Bu lokalite önceki araştırmacılar tarafından Enez'den başlayarak kıyı boyunca Marmara'nın kuzey sahilini takip ederek, İstanbul'a kadar geniş bir alan dahilinde incelenmiştir. Paluska ve ark. (1989), yaptıkları çalışmalarda İzmit Körfezi güneyindeki lokalitelerin (Altınova ve Subaşı Köyleri) denizel depolarından elde ettikleri fosil kavkı örneklerinde TL (Termolüminesans), U/Th ve C14 yöntemleri ile yapılan tarihlendirme çalışmalarında bu çökeller için 260.000-40.000 yıl arası yaş değerleri elde edilmiştir. Denizel depoların deniz içindeki eşleniklerinde (Hersek deltası-Karamürsel) yapılan deniz sondajında ise Meriç ve ark. (1995), belirttiği üzere ESR yöntemiyle elde edilen yaş tayininde 817.000-105.000 yıl arası yaşlar bulunmuştur. Bu da yaş elde edilen çökelin içindeki fosillerin taşınmadığının kabul edildiği düşünüldüğünde, Marmara Formasyonu'nun deniz içindeki tabanının daha yaşlı olduğu anlaşılmaktadır. Gelibolu'da,

Hamzaköy Formasyonu'nda Bakuniyen yaşlı fosillerin bulunduğu (Taner, 1983) çökellerin yanal olarak Akdeniz formları ile karışan birimlere geçtiği düşünüldüğünde ESR yaşlarıyla bu depoların çökelim yaşının uyumlu olduğu görülmektedir (Sakinç ve Yaltırak, 1997).

Çalışma alanında yapılan incelemelerde çakıltası seviyesinin üzerinde yer alan kumtaşlarının, *Ostrea edulis* (Linne) içeriği bakımından zengin olduğu gözlenmiştir. Mostra güneye doğru takip edildiğinde lokalitenin alt kısımlarında fosil içeriği *Ostrea edulis* bakımından azalırken, *Cylayms variabilis*, *Cerastoderma* (*Cerastoderma*) *edule Lamarck*, *Glsymeris* (G.) *glcymeris Lamarck* ve *Acanthocardia Sp.* çok sayıda gözlenmiştir. Bu bulgulara dayanarak birim için Geç Pleyistosen yaşı verilmiştir (Sevinç Kapan-Yeşilyurt sözlü görüşme, 2008).

4.1.7.5. Kalınlık

Marmara Formasyonu'nun kara alanlarında 4-34 m arasında deniz kesimlerinde ise 25-100 m arasında kalınlıkta olduğu belirtilmiştir (Yaltırak ve ark., 2002b, Alpar ve Yaltırak, 2002; Yaltırak ve Alpar, 2002).

Çalışma alanında litolojinin taban sınırı gözlenememiştir fakat deniz seviyesine göre değerlendirildiğinde görünen kalınlığı 30 m. kadardır.

4.1.7.6. Ortamsal Yorum

Marmara Formasyonu'na ait bu çökeller denizel taraça ürünleridir ve Marmara Denizi kıyılarında bulunan çok sayıdaki benzer taraçalar Kuvaterner döneminin özelliğini yansıtır.

4.1.8. Alüvyon

İnceleme alanındaki en genç tortulların oluşturduğu alüvyon, Saros Körfezi'nin doğusunda gözlemlenmiştir. Kuvaterner döneminde oluşan ve tüm litolojileri uyumsuzlukla örten alüvyon değişik tane boyutlarındaki sedimanlardan oluşmaktadır.

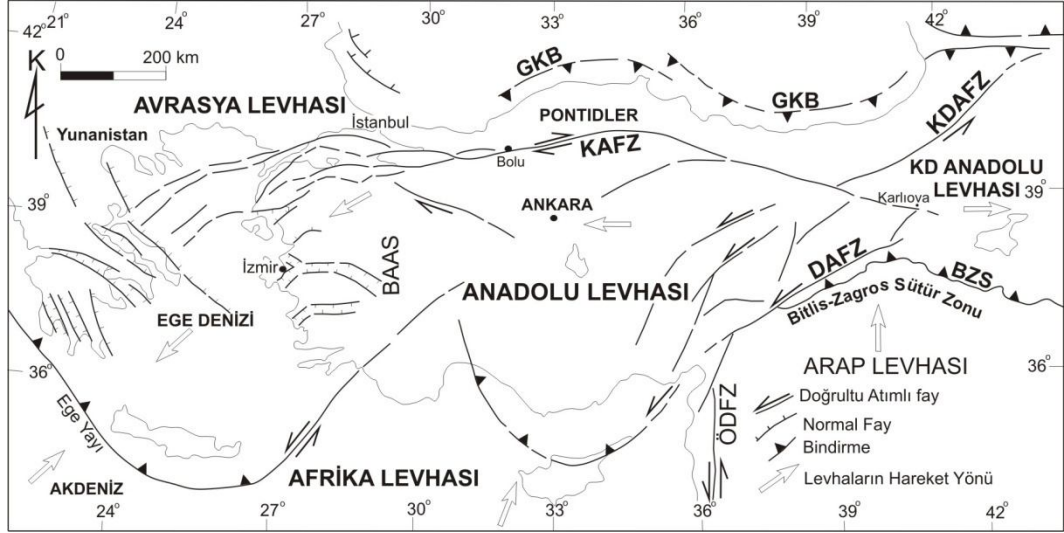
4.2.YAPISAL JEOLJİ

İnceleme alanının içerisinde yer aldığı Trakya Bölgesi'nde Geç Miyosen'e kadar etkili olan ve Trakya Fay Zonu olarak isimlendirilen fay sisteminden söz edilmektedir. Neotektonik dönemden itibaren ise Kuzey Anadolu Fay Zonu bölgede etkisini göstermiş ve günümüzde Ganos Fayı olarak inceleme alanında aktivitesini sürdürmektedir. Kuzey Anadolu Fay Zonu ve kolları, Marmara Bölgesi'nde etkin olarak, tektonik yapıyı oluşturmaktadır. İnceleme alanı Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ)'nun kuzey kolu üzerinde yer almaktadır. Çalışma alanı, Marmara Denizi batı kıyısından Gaziköy'de karaya çıkarak Saroz Körfezi'ne uzanan yaklaşık K70⁰D doğrultulu Ganos Fayı tarafından kesilmektedir. Bölgede etkin olan tektonik kuvvetler jeolojik birimlerin oluşumunu denetlemek ile birlikte, kıvrım, eklem-çatlak ve fay gibi tektonik yapıların oluşumuna neden olmuştur.

4.2.1. Kuzeybatı Anadolu'nun Tektoniği

Bir bölgede son tektonik rejim değişikliğinden önceki dönem paleotektonik dönem, sonraki dönem ise neotektonik dönem olarak adlandırılmaktadır. Paleotektonik dönemde kuzeybatı Türkiye'de, Neotetis'in kuzeye Pontidler'in altına dalmasına bağlı olarak Üst Kampaniyen-Alt Maastrichtiyen döneminde İstanbul-Zonguldak ünitesi ve Sakarya Kıtası İnter-Pontid süturu boyunca, Sakarya Kıtası ile Anatolid-Torid Bloğu ise Üst Paleosen'de İzmir-Ankara süturu boyunca çarpışmışlardır (Okay ve Tüysüz, 1999). Bu çarpışmalı tektonik dönemi izleyen Üst Eosen-Oligosen döneminde ise Batı Pontidler'de, kompresyonel kuvvetlerin etkisiyle gelişen yapılar sıkışmalı tektonik dönemin büyük ölçekli temel yapısal özelliklerini oluşturmuşlardır (Gürbüz, 2005).

Türkiye'de Neotektonik dönem Doğu Anadolu'da kıta-kıta çarpışmasını takiben, 12 milyon yıl önce, Anadolu Levhası'nın Kuzey Anadolu Fay Zonu ve Doğu Anadolu Fay Zonu boyunca batıya doğru hareketi ile başlamıştır (Şekil 4.35).

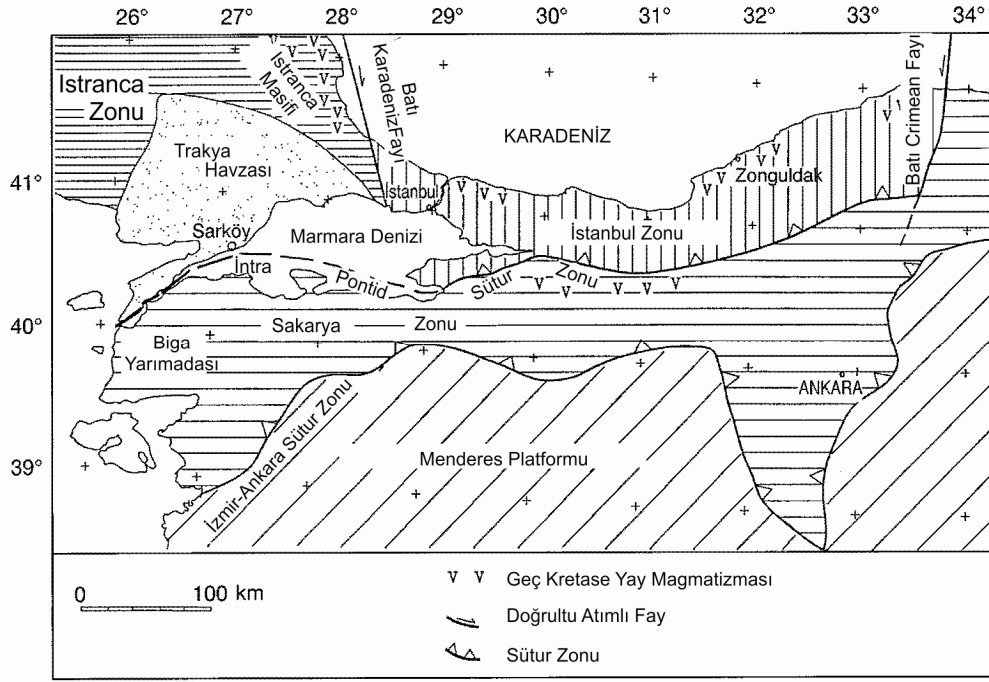


Şekil 4.35. Türkiye'nin ana Neotektonik yapıları (Şengör ve ark., 1985) (BAAS: Batı Anadolu Açılma Sistemi; KAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu; KDAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu; DAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu; BZS: Bitlis-Zagros Sütür Zonu; ÖDFZ: Ölü Deniz Fay Zonu; GKB: Güney Karadeniz Bindirmesi).

Kuzey Anadolu Fay Zonu, dünyanın en iyi bilinen doğrultu atımlı faylarından birisidir. Türkiye'nin doğusundan Yunanistan'a kadar yaklaşık 1500 km lik bir yay biçiminde uzanır. Sağ yanal bir sistem olup, birkaç yüz metre ile 40 km genişliğinde bir zonlu ifade eder. Kuzeydeki Avrasya Plakası ile güneydeki Anadolu Plakası arasındaki sınırı oluşturduğu için bir kıta içi transform fay olarak nitelendirilmektedir. Marmara Denizi'nin doğusunda Bolu-Dokurcun civarlarında kuzey ve güney kol olmak üzere iki kola ayrılmaktadır. Marmara Denizi'nin güneyini sınırlayan kolu, güneye büküm yaparak Ege Denizi'ne ulaşmaktadır (Şengör ve ark., 2004). Kuzey kolu Marmara Denizi içerisinden geçerek ve Saros Körfezi'ne uzanır.

4.2.2. İnceleme Alanının Tektonik Konumu ve Kuzey Anadolu Fayı ile İlişkisi

İnceleme alanının içerisinde yer aldığı Trakya Havzası, paleotektonik dönemde gelişen kuzeyde Istranca Zonu, doğuda İstanbul Zonu ve güneyde Sakarya Zonu arasında konumlanmıştır (Şekil 4.36). Trakya Havzası, Görür ve Okay (1996) tarafından Intra Pontid okyanusu dalma batma zonunun kuzey kısmı üzerinde oluşan yay önu kökenli bir havza olarak yorumlanmıştır.



Şekil 4.36. Trakya Havzası'nın tektonik konumu (Görür ve Okay (1996)'dan Türkçe'ye çevrilerek alınmıştır.).

Şengör ve Yılmaz (1981) kuzeyde Istanca ve güneyde Sakarya Zonu arasında yer alan ofiyolitik melanjı, İntra-Pontid Okyanusu'nun suture zonu olarak tanımlamıştır. Bu suture için başlıca kanıt, Marmara Denizi doğusunda İstanbul ve Sakarya zonlarının tümüyle farklı iki temel olarak ayrılması ve şiddetli makaslanmış ofiyolit zonu beraberindeki örtü stratigrafilerdir (Şengör ve Yılmaz 1981; Yılmaz 1990). Şengör ve Yılmaz (1981), Görür ve ark. (1984) okyanusun Lias döneminde açılmaya başladığını ve kapanmasının Geç Kretase-Paleosen döneminde olduğunu belirtmektedir. Okay ve Tansel (1992) Şarköy ve civarında yaptıkları gözlemlere dayanarak, Pontid İçi Okyanusu'nun Orta Paleosen'e kadar derin bir havza ve muhtemelen okyanus olma özelliğini koruduğunu belirtmektedir. Okay ve ark. (1994)' e göre İstanbul Zonu, Geç Kretase-Paleosen dönemi boyunca iki transform fay ile güneye taşınmaktadır. İstanbul Zonu Erken Eosen döneminde, güneyde bulunan Sakarya Zonu ile karşılaşmakta ve İntra-Pontid Okyanusu'nun doğusu kapanarak yitilmekte, İstanbul Zonu güneye yerleşmektedir. Okay ve Görür (1995)'e göre İntra-Pontid Okyanusu'nun batı kısmı açık ve Eosen dönemi boyunca kuzeye doğru dalma-batma devam etmektedir. İstanbul ve Sakarya Zonları arasındaki görece hareketin oluşturduğu çekme kuvveti ile Rodop-Pontid Magmatik Yayı gelişmekte, Istanca Zonu üzerinde rift ve genişlemeye sebep olmakta ve böylece Trakya Havzası meydana gelmektedir. Bu havzada kalkalkalin volkanik materyal, denizel sedimentasyon oluşumunun devam etmesi, İntra-Pontid Okyanusal Kabuğu'nun tüketimi

ve devamında çarpışmanın Oligosen sonuna kadar sürdüğünü belirtmektedir (Okay ve Görür, 1995).

İlk olarak Rodop-Pontid İç Okyanusu'nun kuzeye dalması esnasında oluşan, eklenir prizmanın kuzeyinde, diklenen bindirmelerin üzerinde, Erken-Orta Eosen'de sol yanal yükselen çiçek yapısı olarak ortaya çıkan Ganos Fay Sistemi, okyanusun kapanmasının ardından Orta-Geç Eosen'de, Istranca Masifi ile Sakarya Kıtası arasında KD-GB uzanan üçgen biçiminde bir alanda, çarpışmanın yarattığı etki ile sol yanal sıkışmalı sisteme dönüşerek, gerilmeli bir karakter alır ve Geç Oligosen-Erken Miyosen'de ise sistem çarpışmanın artan etkisi sonucu GD-KB yönlü bir sıkışmanın etkisi ile sağ yanal yükselen çiçek yapısına dönüşür (Yaltırak, 1996). Sağ yanal atımlı Kuzey Anadolu Fayı'nın batı uzanımında yer alan Ganos Fayı, Orta Eosen öncesi (olasılı Üst Kreatese-Alt Eosen) oluşmuş bir paleotektonik hattı izler (Saner, 1985). Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun bugün üzerinde yer alan ve karadaki en batı ucunu oluşturan Ganos Fayı'na bakıldığında çok daha eski dönemlerde aktif olduğunu düşündüren bir çok yapı bulunmaktadır; Ganos Dağı, Doluca Tepe, Helva Tepe ve Gelibolu Yükselimi bunların en önemlileridir (Tapırdamaz ve Yaltırak, 1997).

Gelibolu Yarımadası'nda Eosen-Oligosen birimlerinde görülen ve yarımadaya paralel uzanan kıvrımların (Önal, 1984) üzerini açısal uyumsuz olarak örten Miyosen çökellerinin de yer yer benzer doğrultuda sıkışması (Yaltırak, 1995a), Anafartalar Fayı'nı oluşturan GD-KB doğrultulu sıkışmanın en azından erken Miyosen'de de var olduğunu düşündürür. Doluca Tepe'deki türbiditler ve kireçtaşları, Helva Tepe'de melanj ve üzerinde uyumsuz bulunan diğer birimleri örten Miyosen birimlerin Mürefte, Eriklice ve Hoşköy'de açılan arama kuyularında üste doğru oldukça aşındığı, benzer bir aşınmanın da Eosen-Oligosen birimlerinde de (Yaltırak, 1995c) görülmesi; Trakya Havzası'nın Ganos Dağı'ndan başlayarak Tekirdağ'a kadar Orta Eosen-Üst Oligosen uyumlu birimlerinin özellikle Kumbağ ve çevresindeki deltaik formasyonların bu kuyularda görülmemesi, Ganos Fayı'nın Oligo-Miyosen'de de aktif olduğunu göstermektedir.

Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun kuzey kolu olarak nitelendirilen Ganos Fayı'nın, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun oluşum yaşı olan Orta Miyosen ile eş yaşlı olduğu varsayılmaktadır (Saner, 1980; Şengör, 1979; Şengör ve ark., 1985; Şengör, 1990). Bunlar dışında Yaltırak ve ark. (1998); Sakıncı ve ark. (1999) Yaltırak ve ark. (2000a.b), Ganos Fay Zonu'nun Erken Miyosen sonundan bu yana sağ yanal bir fay olarak var olduğunu belirtmiş, Kuzey Anadolu Fay Zonu ile ilişkili olduğu dönemi geç Pliyosen ve sonrası olarak belirlemiştir. Araştırmalara göre Ganos Fayı, Trakya-Fay Zonu'ndan ayrılan Erken

Miyosen-Erken Pliyosen yaşlı sağ yanal bir fay olarak erken Neotektonik dönemde aktiftir (Yaltırak, 2000). Ganos Fayı üzerinde meydana gelen 1912 depreminden dolayı tektonik olarak halen etkin olduğu bilinmektedir (Ambraseys ve Finkel, 1987; Kalafat, 1989).

Armijo ve ark. (1999) Marmara Denizi'nin batısından Saros Körfezi'ni kat eden Ganos Fayı'ndaki atım miktarı için ilk toplam atımı 70-85 km olarak saptamış ve yer değiştirmenin başlaması (Batı Marmara'da) ile ilgili 7-5 my lık bir yaş önermişlerdir. Yaltırak ve ark. (2000a, 2000b) ve Yaltırak (2000) palinspastik olarak bölgeyi modellerken GPS vektörlerini yapı denetimli dikkate alarak Ganos Fayı'nın son aktivitesine ait başlangıç yaşını 3,7-3,4 milyon yıl arasında, Ganos Fayı boyunca belirlenen GPS hızlarına göre beklenmesi gereken atım 57-63 km arasında değişen bir miktarda olduğunu öne sürmüştür.

4.2.3. Yapısal Jeolojik Özellikler

4.2.3.1. Uyumsuzluklar

İnceleme alanında yapılan jeolojik gözlemler ile 3 adet bölgesel uyumsuzluk belirlenmiştir. İlk uyumsuzluk, Metamorfik kayalar üzerine yerleşen sedimanter kayaların oluşturduğu ayrımlı kaya uyumsuzluğu (nankonformite)'dir. Yeniköy Karışığı üzerinde bazı alanlarda Eosen yaşlı Keşan Formasyonu, bazı alanlarda ise Miyosen yaşlı Gazhanedere ve Kirazlı formasyonları yer almaktadır. Eosen ve Miyosen yaşlı bu formasyonlar, Geç Kretase yaşlı Yeniköy Karışığı'nı uyumsuzlukla örtmektedir. Bölgedeki diğer bir uyumsuzluğu, Eosen yaşlı kıvrımlı formasyonlar üzerine yerleşen Miyosen yaşlı düşük dereceli eğime sahip formasyonlar arasında bulunan açısal diskordans (ankonformite) ve zaman boşluğu oluşturmaktadır. Bölgedeki son uyumsuzluk denizel taraça ile Miyosen yaşlı formasyonlar arasında bulunmaktadır. Üst Pleyistosen yaşlı Denizel Taraça, Miyosen yaşlı Kirazlı Formasyonu üzerine yatay olarak uyumsuzlukla yerleşmektedir.



Şekil 4.37. Gölcük kuzeybatısı Göl Tepe mevkiinde gözlemlenen Eosen yaşlı birimler ile Miyosen yaşlı birimler arasında görülen uyumsuzluk (UTM koordinatlar 35 T 0507288 D - 4504105 K; Bakış Yönü: Doğu'dan Batı'ya) (Beyaz çizgi; uyumsuzluk, siyah çizgiler; tabaka ifadesidir).

4.2.3.2.Kıvrımlar

İnceleme alanında yapılan jeolojik gözlemlerde genellikle Eosen yaşlı çökellerin kıvrımlı yapılar sunduğu belirlenmiştir. Trakya Havzası'nda Oligosen dönemi sonunda bölgede etkin olan tektonik kuvvetler sonucu litolojilerin kıvrımlandığı anlaşılmaktadır.

İnceleme alanında lokal ve bölgesel sıkışma yapıları gözlenmiştir. Lokal alanlarda kıvrım yapıları küçük ölçekli yer yer simetrik yer yer asimetrik, bazen devrik kıvrımlar meydana getirmektedir (Şekil 4.38). Bu litolojilere ait tabakalarda ani doğrultu değişimleri ve eğim miktarı değişimlerinin olması kıvrımlı yapıların varlığını işaret etmektedir. Çalışma alanında bölgesel sıkışma ürünü olarak büyük ölçekli bir kıvrımın varlığı saptanmıştır. Ganos Fayı'nın güneyinde yer alan Karnaval sırtı boyunca gözlenen, Gaziköy Formasyonu'nun oluşturduğu kıvrım kanadı, Miyosen birimlerin aşındığı alanda yüzlek vermektedir. K75D/61GD konumlu kıvrım kanadının Miyosen birimlerle dokanağı olası bir doğrultu atımlı fay ile sınırlanmaktadır (Şekil 4.39).



Şekil 4.38. Derman Çeşme mevkiinde yer alan, Keşan Formasyonu'na ait litolojilerde görülen, eksenini K50B gidişli antiformal devrik kıvrım (UTM Koordinatlar 35 T0502187 D / 4499768 K; Bakış Yönü: Güney'den Kuzey'e).



Şekil 4.39. Palamut Tepe güneyinde izlenen Gaziköy Formasyonu'na ait kıvrım kanadı ile Miyosen yaşlı formasyonlar arasındaki doğrultu atımlı fay (UTM Koordinatlar 35 T 0520358 D / 4506817 K; Bakış Yönü: Batı'dan Doğu'ya) (Kırmızı çizgi; fay, beyaz çizgiler tabaka ifadesidir).

Bölgenin önemli yükseltilerinden birini oluşturan Doluca Tepe'de gözlemlenen Orta-Üst Eosen yaşlı Soğucak Formasyonuna ait kireçtaşlarında kıvrımlanma

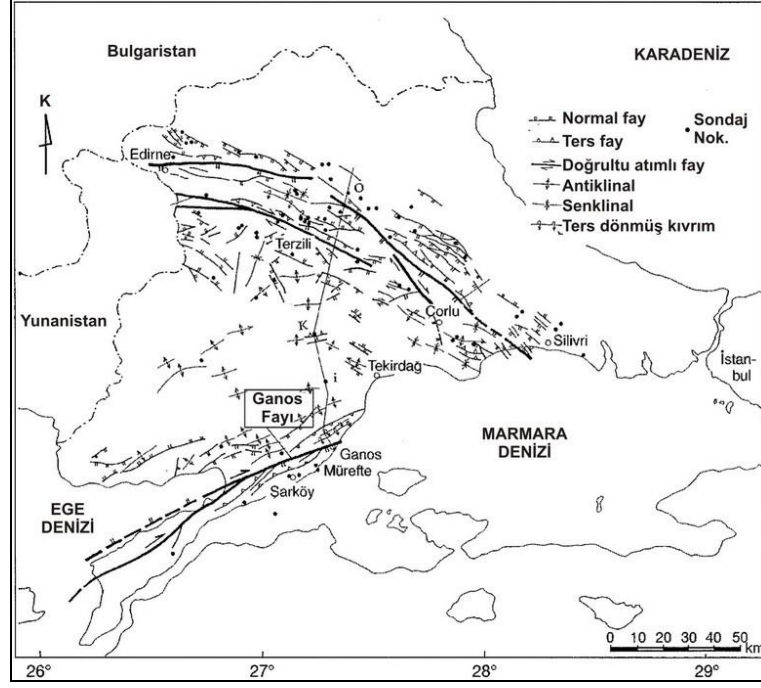
gözlenmektedir. Bu kıvrımlanma ve sonucunda gelişen yükselme, bu yüksek kotlu tepelerin meydana gelmesinin de kaynağını oluşturmaktadır.



Şekil 4.40. Doluca Tepe güneybatısında gözlemlenen Soğucak Formasyonu'na ait kireçtaşı tabakalarının oluşturduğu kıvrımlar (UTM Koordinatlar 0515622 D / 4503275 K; Bakış Yönü: Güney'den Kuzey'e).

4.2.3.3. Faylar

Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun (KAFZ) kuzey kolu olarak nitelendirilen Ganos Fayı, Marmara Denizi'nin batısında yer alan Gaziköy'de sahil noktasından karaya çıkar ve Saros Körfezi'ne ulaşarak Ege Denizi içerisine girer (Şekil 4.41.). Ganos Fayı ilk defa Gutzwiller (1923) tarafından normal fay olarak tanımlanmıştır. Bölgede birçok araştırmacı tarafından çalışmalar yapılmış ve Ganos Fayı'nın evrimi ile ilgili çeşitli modeller oluşturulmuştur. Ketin (1948) in yanal atımlı aktif bir fay olarak KAFZ'nu tanımlamasının ardından Pavoni (1961) Ganos Fayı'nı, KAFZ' nun en kuzey kolu olarak belirtmiştir. Wong ve ark. (1995) ile Ergun ve Özel (1995) Marmara Denizi'nde yaptıkları çalışmalar ile Marmara Çukurluğu'nun uzantısı olarak belirttikleri Ganos Fayı'nı, karada doğrultu atımlı, denizde ise normal fay olarak tanımlamışlardır.

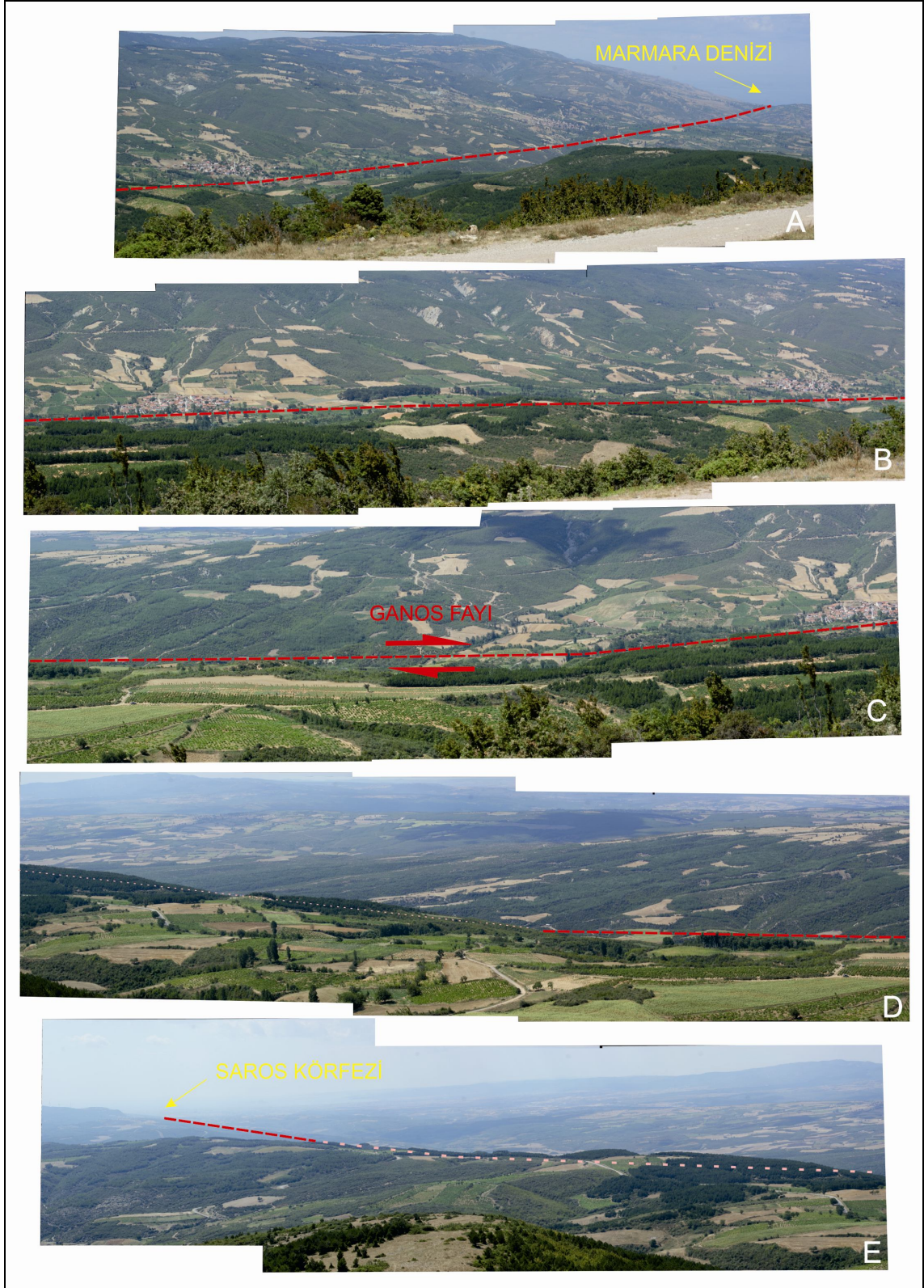


Şekil 4.41. Trakya Havzası ve Ganos Fayı'nın yapısal jeoloji haritası (Görür ve Okay, 1996 dan alınmıştır.).

İnceleme alanının en önemli yapısal unsuru olan Ganos Fayı, yaklaşık $K70^{\circ}D$ doğrultu olarak uzanmaktadır. Gaziköy'den itibaren karada gözlenen Ganos Fayı Güzelköy, Mursallı, Yayaköy ve Yörgüç köylerinin güneyinden geçerek Gölcük'e uzanmaktadır. Gölcük içerisinde batıya doğru Sofuköy'ün güney yamaçlarından, Demirci Göleti'ne kadar devam etmektedir. Göletin batısında benzer doğrultuda gözlenen Ganos Fayı, Saros Körfezi'ne ulaşmaktadır (Şekil 4.42, Şekil 4.43).

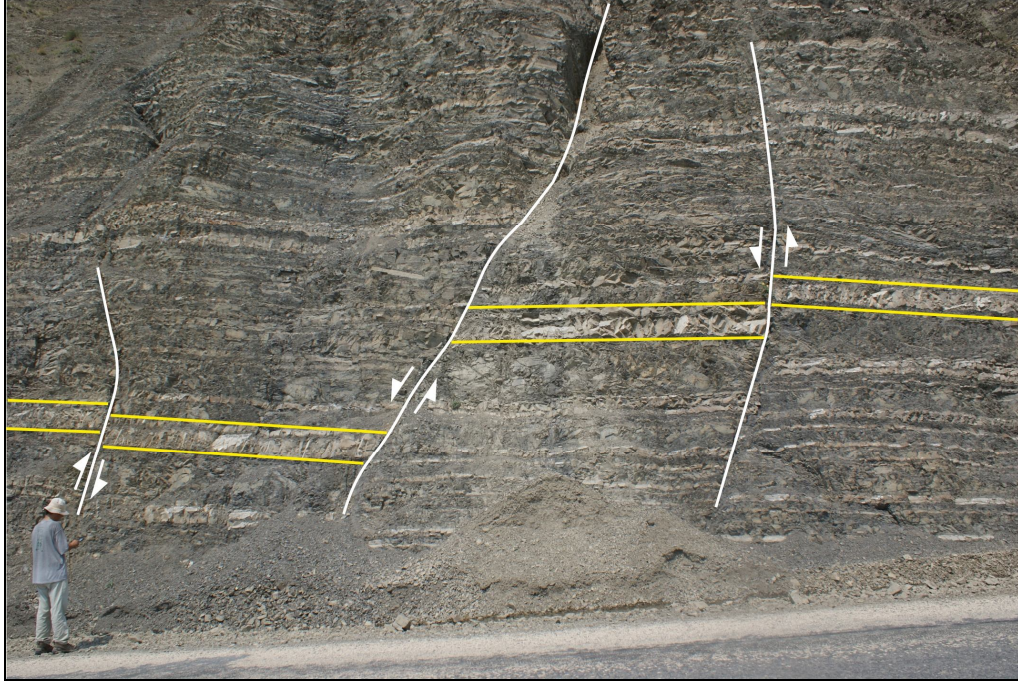


Şekil 4.42. Ganos Fayı'nın konumunu görünümü ve uzanımı (Görüntü Google Earth'den alınmıştır).



Şekil 4.43. Ganos Fayı'nın panoramik fotoğraflarından oluşan genel görünümü ve uzanımı (Fotoğrafların A'dan E'ye dizilimi, Doğu'dan Batı'yadır).

Ganos Fayı inceleme alanının doğusunda, Gaziköy'ün kuzeyinde karaya çıkmaktadır. Bu alanda oldukça geniş yüzlekler vermekte olan Gaziköy Formasyonu bol kırıklı bir yapı sunmaktadır. Mostranın genelinde, yanal atım bileşeni olan normal ve ters faylar ile düşey atım bileşeni olan doğrultu atımlı faylar bulunmaktadır. Formasyonun Gaziköy'den Uçmaktdere'ye kadar devam eden mostralarında 15 cm ile 2 m arasında düşey yer değiştirmeler gözlenmektedir (Şekil 4.44.). Bunun yanında sahil boyunca Gaziköy Formasyonu'nda metrik boyutta fay düzlemleri ve yanal atım hareketini sergileyen düzlemler gözlenmektedir (Şekil 4.45.).



Şekil 4.44. Ganos Fayı'nın Gaziköy Formasyonu'nun, Gaziköy ve kuzeyindeki mostralarda meydana getirdiği kırıklı yapı ile normal ve ters faylar (UTM Koordinatlar 35 T 0528313 D / 4511845 K; Bakış Yönü: GD'dan KB'ya) (Beyaz çizgiler; fayları, sarı çizgiler tabaka taban ve tavan sınırlarını ifade etmektedir).



Şekil 4.45. Gaziköy-Uçmakedere arası sahil yolunda mostra veren Gaziköy Formasyonu'nda gözlenen metrik fay düzlemleri ve yanal atım (UTM Koordinatlar 35 T 0528920 D / 4512700 K; Bakış Yönü: GB'dan KD'ya) (Beyaz ok; fay çiziklerini temsil etmektedir).

Ganos Fayı, Eosen ve Miyosen yaşlı birimlerin kontağını oluşturan eski bir paleotektonik hattı (Şengör, 1995) takip eder. İnceleme alanının tam ortasında yer alan Ganos Fayı, kuzeyinde geniş yüzlekler veren Eosen yaşlı Gaziköy ve Keşan Formasyonları ile güneyinde mostra sunan Miyosen yaşlı Çanakkale Grubu'nun kontağını oluşturmaktadır (Şekil 4.46).

Güzelköy'ün 500 metre kadar kuzeyinde, Gaziköy Formasyonu içinde $K75^0D/76^0KB$ konumlu düşey bileşenli faylar gözlenmiştir. Ganos Fayı'na yaklaşık paralel olan bu faylarda yanal atım izlenememiş fakat düşey yer değiştirme görülmüştür. Fay düzlemlerinin eğimli olduğu KB yönündeki bloklar düştüğünden ve yanal atım belirlenemediğinden bu faylar normal fay olarak değerlendirilmektedir. (Şekil 4.47).



Şekil 4.46. Armutluk Tepe'nin kuzeyinde Alt-Orta Eosen yaşlı Gaziköy Formasyonu ile Miyosen yaştaki Çanakkale Grubu formasyonlarının dokanağını sınırlayan Ganos Fayı (UTM Koordinatlar 35 T 0522389 D / 4509169 K; Bakış Yönü: BGB'dan, DKD'ya).



Şekil 4.47. Güzelköy'ün kuzeyinde (Tekirdağ yolu), Gaziköy Formasyonu'nda görülen normal faylar (UTM Koordinatlar 35 T 0524544 D/4510924 K; Bakış Yönü: Doğu'dan, Batı'ya) (Beyaz çizgiler; fayı, sarı çizgiler tabaka taban sınırını ifade etmektedir).

Çalışma alanında görülen diğer bir fay, Mursallı Köyü'nün batısında yer alan Şenil Dere'nin batı yamacında bulunmaktadır. Gaziköy Formasyonu'nun Tüf seviyesi içerisinde gözlenen fay, K17⁰D/88GD konumlu olup sol yanal bileşenli, verrev atımlı ters fay karakterindedir (Şekil 4.48).



Şekil 4.48. Mursallı Köyü'nün kuzeybatısında yer alan Gaziköy Formasyonu tüflerinde gözlenen verrev atımlı ters fay (UTM Koordinatlar 35 T 0519510 D / 4508719 K; Bakış Yönü: BGB'dan, DKD'ya) (Beyaz ok; fay çiziklerini temsil etmektedir).

Yeniköy'ün yaklaşık 2 km doğusunda, Derman Çeşme mevkiinde, Keşan Formasyonu içerisinde K10⁰B/56KD konumlu fay düzlemi gözlenmiştir (Şekil 4.49). K-G doğrultusunda bakıldığında Keşan Formasyonu ait tabakaların düşey olarak yer değiştirdiği görülmüş, ancak yer değiştirme miktarı belirlenememiştir. Bu düzlem üzerinde 77⁰B gidişli fay çizikleri bulunmaktadır. Düzlem üzerindeki kayma kertikleri de incelendiğinde bu fayın sağ yanal atım bileşeni olan normal fay olduğu belirlenmiştir. Aynı alanda K10⁰D/58GD konumlu fay düzlemi ve düzlem üzerinde 21⁰G gidişli fay çizikleri bulunan sağ yanal doğrultu atımlı fay gözlenmiştir.

Keşan Formasyonu içerisinde görülen diğer bir faylanma Akkayalık Mevkiinde gözlenmiştir. Kumtaşı-çakıltası ardalanmasından oluşan mostrada K52⁰D/46GD, K60⁰D/74GD ve K48⁰D/38GD konumlu normal faylar bulunmaktadır (Şekil 4.50).

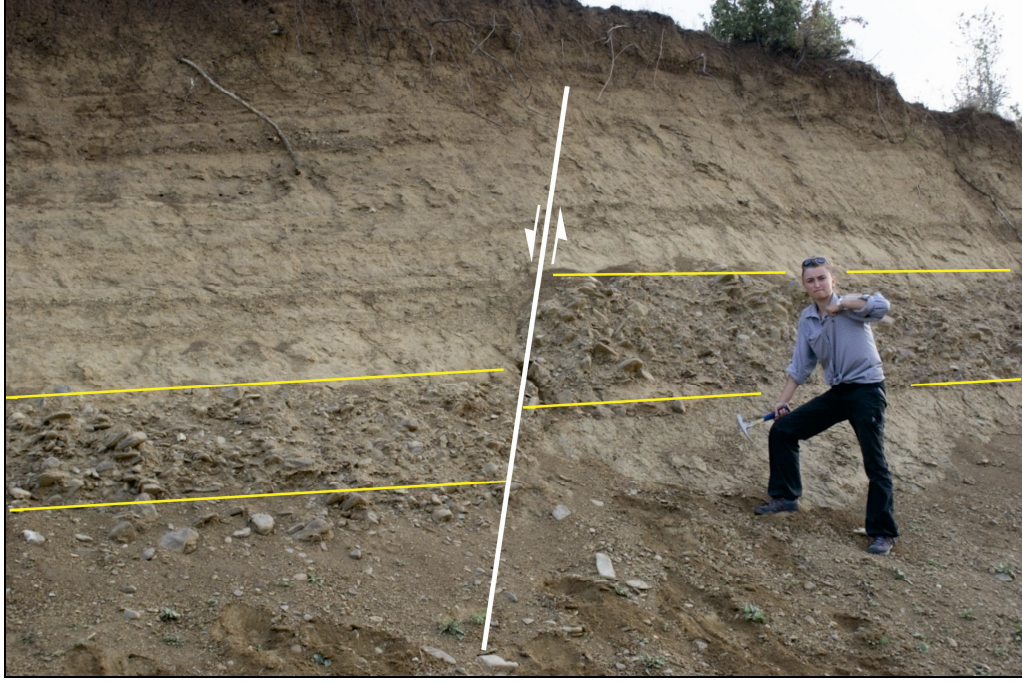


Şekil 4.49. Derman Çeşme mevkiinde gözlenen bir normal fay ve doğrultu atımlı fay (UTM Koordinatlar 35 T 0502187 D / 4499768 K; Bakış Yönü: Kuzey'den, Güney'e).



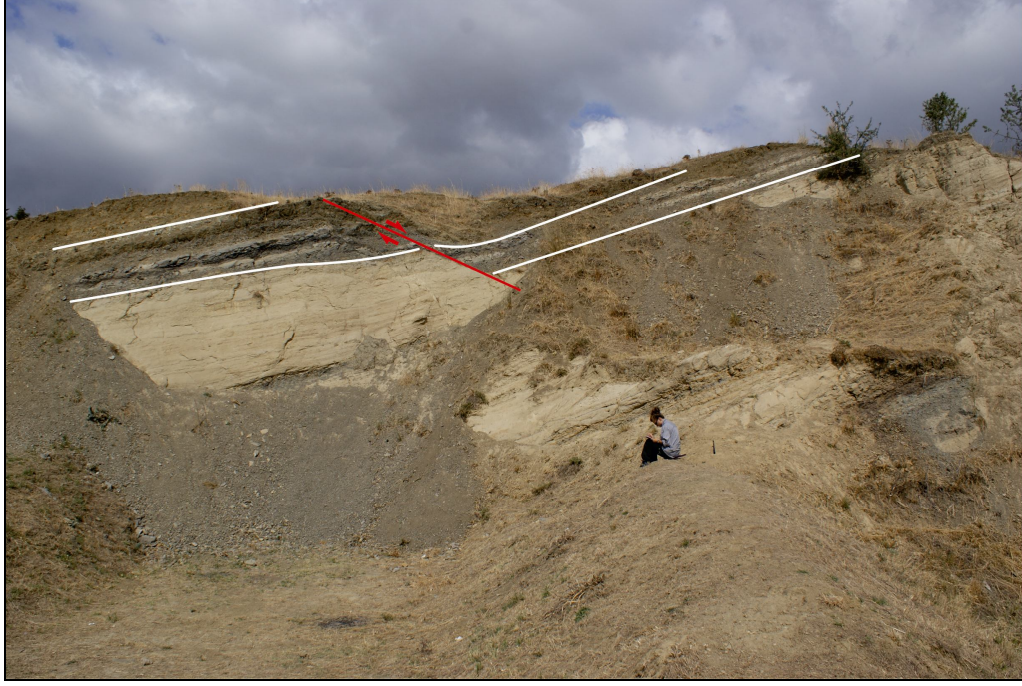
Şekil 4.50. Akkayalık Mevkiinde mostra veren Keşan Formasyonu içerisinde görülen normal faylar (UTM Koordinatlar 35 T 0503654 D / 4500457 K; Bakış Yönü: GB'dan, KD'ya) (Beyaz çizgiler; fayları, sarı çizgiler tabaka sınırlarını ifade etmektedir).

Gölcük'ün yaklaşık 3 km batısında, Alibey Mevkii'nin yaklaşık 1 km doğusunda bulunan kumtaşı-çakıltaşı litolojisi içerisinde yaklaşık 90 cm düşey yer değiştirme sunan normal fay gözlenmiştir. Fay düzleminin konumu K50D/66GD 'dur.



Şekil 4.51. Gölcük güneybatısında gözlemlenen normal fay (UTM Koordinatlar 35 T 0504697 D / 4502975 K; Bakış Yönü: KD'dan, GB'ya) (Beyaz çizgi; fayı, sarı çizgiler tabaka sınırını ifade etmektedir).

Şarköy Göleti'nin batısında mostra veren Miyosen yaşlı Çanakkale Grubuna ait kumtaşları içerisinde K50D/80KB ve K40B/70KD konumlu fay düzlemi gözlenmektedir (Şekil 4.52). Mostranın devamında küçük miktarda düşey yer değiştirmelerin görüldüğü, yanal atımın gözlenemediği çok sayıda normal ve ters fay ve sinsedimanter faylar gözlenmektedir. Bu fayların son dönemde etkin olan tektonik kuvvetlerin oluşturduğu faylar tarafından kesildiği görülmektedir (Şekil 4.53).

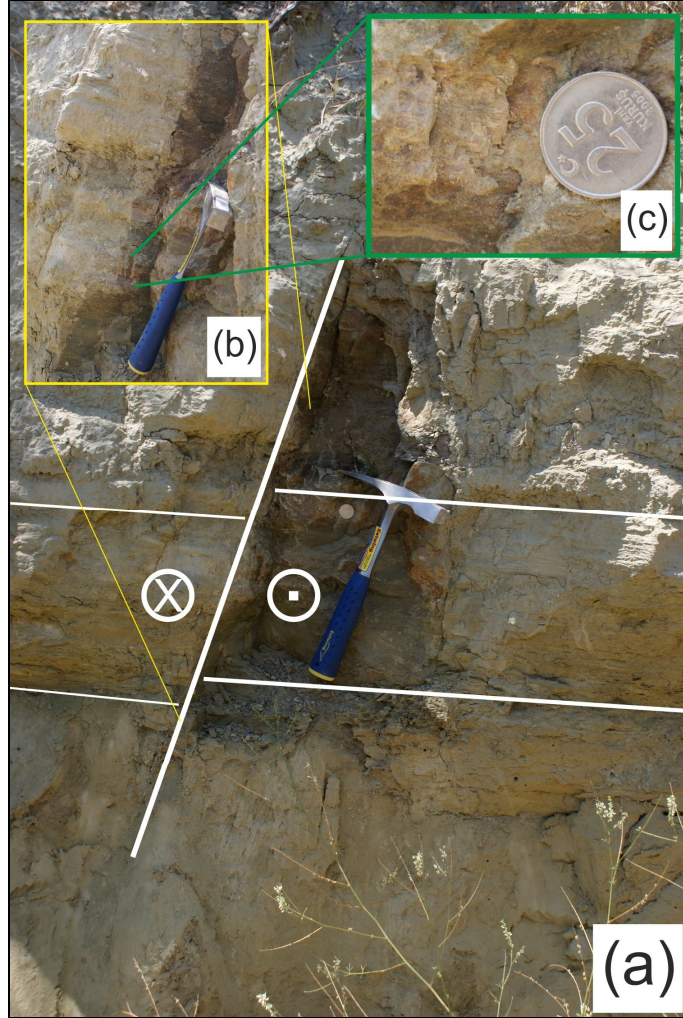


Şekil 4.52. Şarköy Göleti güneybatısında gözlenen normal fay (UTM Koordinatlar 35 T 0508116 D / 4498343 K; Bakış Yönü: Doğu'dan, Batı'ya) (Kırmızı çizgi; fayı, beyaz çizgiler tabaka sınırlarını ifade etmektedir).



Şekil 4.53. Şarköy Göleti batısında gözlemlenen normal ve ters faylar (UTM Koordinatlar 35 T 0508098 D / 4498507 K; Bakış Yönü: Doğu'dan, Batı'ya).

İnceleme alanında Mürefte'nin kuzeydoğusunda yer alan Manastır yolu mevkiinde, Kirazlı köy yolunun batısında bulunan vadide, Kirazlı Formasyonu kumtaşlarında K74⁰D/80GD konumlu fay düzlemi ve 14⁰ B gidişli fay çiziklerine sahip sol yanal doğrultu atımlı fay gözlenmiştir.

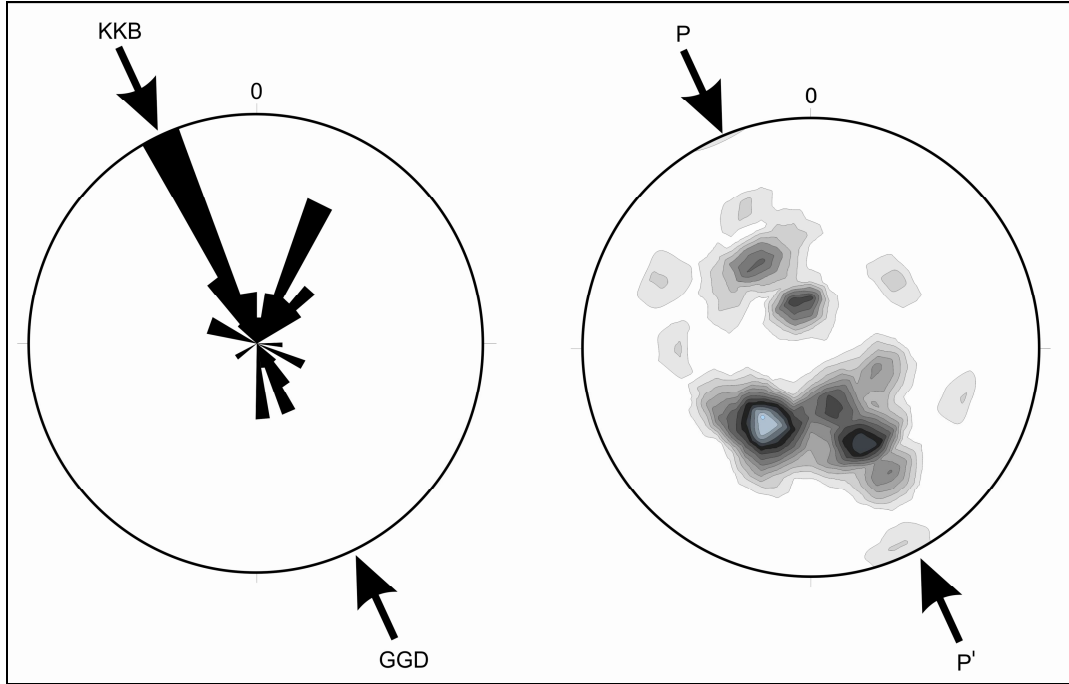


Şekil 4.54. Kirazlı Formasyonu kumtaşlarında gözlenen bir doğrultu atımlı fay (UTM Koordinatlar 35 T 0523219 D / 4504125 K; Bakış Yönü: (a) için; Doğu'dan Batı'ya, (b) için; Kuzey'den Güney'e, (c) için; Kuzey'den Güney'e).

4.2.3.4.Eklem ve Çatlak Sistemleri

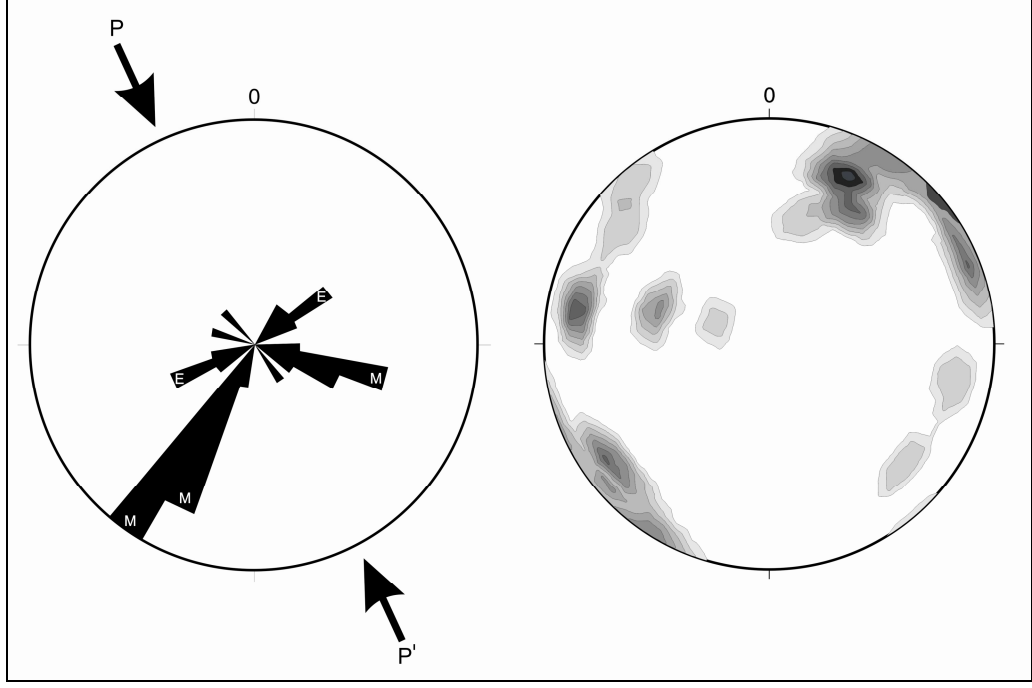
Çalışma alanındaki Gaziköy Formasyonu'nda ölçülen tabaka düzlemi durumları ile eklem sistemleri ölçümü sonucunda kontur ve gül diyagramları hazırlanarak bu yapıların oluşumu hakkında yorum yapılmıştır.

Gaziköy Formasyonu'na ait litolojilerde yapılan tabaka düzlemi ölçümlerinin Wulf ağı alt yarımküresi üzerindeki izdüşümlerinin kontur ve gül diyagramında değerlendirilmesi sonucu birimlerin genel eğim yönünün KB ve GD yönünde yoğunluk kazandığı görülmüştür. Yine bu diyagrama bakıldığında sıkışma yönlerinin KKB-GGD yönlü olduğu belirlenmiştir.



Şekil 4.55. Gaziköy Formasyonu'nda ölçülen tabaka düzlemlerinin eğim yönlerine göre hazırlanan gül ve kontur diyagramı.

Gaziköy Formasyonu'ndan alınan eklem düzlemi ölçümlerinin Wulf ağı alt yarımküresi üzerindeki izdüşümlerinin kontur ve gül diyagramında değerlendirilmesi sonucunda egemen iki eklem takımının varlığı saptanmıştır. Bu eklem takımlarının yönleri, formasyonun tabaka düzlemlerinin konumlarına göre hazırlanan gül diyagramından belirlenen sıkışma yönlerine göre yorumlanmıştır. Buna göre K60D ve G70B ya eğimli olanlar boyuna, G30-40B ile G70-80D ya eğimli olanlar makaslama eklemleri olarak yorumlanmıştır.



Şekil 4.56. Gaziköy Formasyonu'nda ölçülen eklem düzlemlerinin eğim yönlerine göre hazırlanan gül ve kontur diyagramı.

4.3. KİNEMATİK ANALİZ ÇALIŞMALARI

İnceleme alanı içerisinde bulunan fayları oluşturan kuvvet yönlerinin ve güncel tektonik rejimin belirlenmesi için fay topluluklarının kinematik analizi çalışmaları yapılmıştır. Ganos Fay Zonu boyunca yüzlek veren ve özellikle genç kayalarda fay düzlemlerinin yoğun olarak gözleendiği bölgelerden ölçülen fay düzlemlerine ait parametreler (fayın doğrultusu, eğim miktarı, eğim yönü, rake değerleri) değerlendirilerek fay topluluklarının kinematik analizi gerçekleştirilmiştir. Bu kapsamda; 24 istasyonda, 138 adet fay düzlemi ölçülerek Carey (1979)'in sayısal analiz yöntemiyle hesaplanmıştır.

4.3.1. Fay Topluluklarının Kinematik Analiz Yöntemi

Bu çalışmada kullanılan analiz yöntemi, ilk defa Carey (1979) tarafından bulunan ve daha sonra farklı araştırmacılar tarafından geliştirilen bir yöntemdir. Bu yöntemin uygulanmasında dikkat edilecek bir takım kriterler mevcuttur.

Tektonik deformasyonun geliştiği birçok bölgede, bu deformasyonun ürünü olan kırık sistemleri de iyi gelişmiş olarak gözlenebilmektedir. Bununla birlikte kaya türü ve mostra koşulları uygun olduğu takdirde hareketin özelliklerini yansıtan veriler fay düzlemi üzerinde korunabilmektedir. Bu tür verilerin saha içerisinde birçok lokasyonda ölçülmesiyle, hem fay sistemlerinin geometrisi ortaya konmakta hem de geniş bir alanda deformasyonun ana karakteri belirlenebilmektedir. Bu veriler, üst kırılğan kabukta tektonik fazlar sırasındaki gerilme durumuyla yapısal deformasyon ilişkisinin belirlenmesini sağlamaktadır.(Carey - Gauilhardis ve Mercier, 1987).

Bir faya ait mostranın gözleendiği yerde, fayın doğrultusu, eğimi, kayma vektörü(pich), fayın hareket yönü ile fayın türü belirlenebilir. Özellikle fayın hareket yönünün belirlenmesi kinematik analiz açısından büyük önem taşımaktadır. Bunlar kırıkların oluşturdukları fay takımlarının geometrik ve kinematik karakterlerinin belirlenebilmesi için ilk verileri oluşturacaktır.

Tüm kırıklar, diğer süreksizliklerle ilişkilerinden sadece geometrik olarak(arakesitler, gerilmeler) değil, bununla birlikte aynı fay düzlemi üzerinde gelişen ve birbirini üzerleyen kayma vektörleri sayesinde tektonik rejime ait (kronolojik) farklı fazların ayırt edilmesinde önemli rol oynamaktadır.

Daha iyi sonuç elde edebilmek için oldukça fazla fay parametresinin derlenmesi gerekmektedir. Bu parametreler, inceleme alanının farklı bölgelerine dağılmış ve fay düzlemlerinin yoğun olarak görüldüğü istasyonlardan toplanmaktadır. İstasyonlardan

toplanan verilerin sınıflandırılıp stereonet üzerine aktarılması da verilerin toplanması kadar önemlidir.

Fayların geometrisi de diğer düzlemsel ve çizgisel veriler gibi klasik stereografik izdüşüm ile gösterilmektedir. Tektonik arazilerde Wulf veya Schmidt'in eş alanlı alt yarım küre projeksiyonu kullanılmaktadır. Bu diyagramda fay düzlemleri üzerinde yer alan kayma çizikleri yardımıyla hareket yönleri gösterilebilmektedir. Hareketlerin yönleri, düzleme ait doğrultu çizgisi ve eğim yayı üzerine çizilen oklarla(pitch) gösterilir. Genellikle bu küçük okların içe doğru ters, dışa doğru olanları normal hareketleri ve/veya bunların bileşenlerini ifade etmektedir (Angelier ve Mechler, 1977).

Üzerinde hareket yönünü gösteren fay toplulukları birçok farklı yöntemle değerlendirilebilir. Bu tür fay toplulukları, grafik yöntemlerden Arthaud (1969) yöntemi, deprem odak çözümlerinde kullanılan ve sismik faylara Pegoraro (1972), Angelier ve Mechler (1977) tarafından uygulanan standart diedron yöntemi (diédres droid) ve Carey (1976, 1979) ile aynı temel kuralları içeren Angelier (1975 ve 1984), Armijo ve Cíternas (1974) tarafından uygulanan sayısal analiz yöntemi şeklinde üç yöntemle belirlenebilmektedir.

Arthaud (1969) yönteminde, üzerinde kayma çizgilerinin yönelimlerini içeren faylar kullanılarak bir tektonik faza ait bölgesel deformasyonun ana eksenlerinin belirlenmesi olanaklıdır. Arthaud (1969), fay düzlemine dik olan ve kayma çizgisini taşıyan düzlemi hareket düzlemi olarak ifade etmektedir. Bu düzlem, bölgesel deformasyona ait üç ana yönden X, Y, Z eksenlerinden birisini içermektedir. Bundan dolayı, tüm hareket düzlemlerinin arakesitleri, bu üç ana eksene karşılık gelmek zorundadır. Arthaud (1969), her bir faya ait hareket düzleminin kutup noktasını stereografik olarak iz düşürmektedir. Böyle bir diyagramda, hareket düzlemlerinin normaline dik olan birkaç hareket düzleminin ortak olduğu bir ana yön bulunur. Bu yön hareket düzlemlerinin kutup noktalarını içeren düzlemin normaline karşılık gelir.

İdeal olarak, hareket düzlemlerinin kutup noktaları üç ana yön boyunca birbirine dik üç düzlem boyunca uzanmaktadır. Bu yönlerden hangisinin kısalma, uzama ve ortaç eksene karşılık geldiğinin belirlenmesinde faylarla ilgili açılma çatlaklarının, stilolitlerin yönelimlerinden faydalanılabilir. Stilolitlerin uzama yönüne ve açılma çatlaklarının kısalma yönüne dik olması durumundan yararlanılabilir. Eğer bunlar mevcut değilse, kısalma ve uzama eksen yönlerini değişik doğrultulardaki faylar üzerindeki hareket yönlerini kullanarak saptayabiliriz. Kısalma ve uzama yönleri, tüm fayların hareket yönleri ile uyumlu olmak zorundadır. Eğer fayların büyük çoğunluğu kullanılarak elde edilen üç

ana yönle uyum sağlamayan bazı kırıklar varsa, bu kırıkların bir başka tektonik faz sırasında şekillenmesi ve hareketlenmesi olasıdır. Bununla beraber, eğer bir faya ait kronolojiyi gösterir saha verileri elde edilmişse, kırıkların ayrılması ve tektonik fazların belirlenmesi olanaklıdır (Arthaud, 1969).

Arthaud yöntemi, üç ana eksen (X, Y, Z) boyunca değişik değerlerde deформasyonun geliştiği durumlarda, bu eksenler boyunca çok farklı değerlere sahip bölgesel gerilmeler altında hareketlenen faylar için kullanılması oldukça güçtür (Bles ve Feuga, 1987).

Eş alan (diédre droid-standart diedron) yöntemini ilk olarak Pegoraro (1972) tanımlamış olup, daha sonra Angelier ve Mechler (1977) tarafından geliştirilerek deprem odak mekanizması çözümlenmelerine ve fay topluluklarına uygulanmıştır. Burada, her bir fay üzerindeki hareketle fay düzlemi ve kayma çizgisine dik olan yardımcı bir düzlem ile dört bölgeye (diédre droid) ayrılabilir. Bu bölgelerden fayın hareket yönüne bağlı olarak karşılıklı bulunan ikisi sıkışma ve diğer ikisi de açılmaya karşılık gelmektedir. Yönetimin temel prensibi başlangıçta öncel zayıflıkları içeren kaya kütlelerinde gözlenen fayların aynı tektonik dönemde, orta gerilme durumunda geliştiği ve üniform olarak kaya kütleleri içerisinde dağıldığı kabul edilmektedir. Böylece incelenen bölgede birbirine dik üç ana gerilme yönü, stres elipsoidinin eksenleri, maksimum sıkışma gerilmesi Sigma 1 (σ_1), orta gerilme eksenini Sigma 2 (σ_2), ve en küçük gerilme bileşeni Sigma 3 (σ_3), olmak üzere malzemenin süreksizliğine ve heterojenliğine bağlı olarak değişir. Aynı şekilde fay boyunca kaymalar da değişir. Değişik faylar üzerindeki hareket her zaman birbirinden bağımsız değildir. Burada sunulan ikinci koşul ise, bir fay düzleminin fay hareketlenmeden hemen önce makaslama üreten bir tanjansiyel gerilme sunmasıdır. Bott (1959); hareketin bu makaslama yönünde olduğunu kabul etmektedir. Böylelikle bu durumun her bir fay için hareket yönünde ana gerilmelerden Sigma 1 (σ_1)'in sıkışma bölgesinde, Sigma 3 (σ_3)'ün ise açılma bölgesinde yer aldığını göstermektedir (Angelier ve Mechler, 1977).

Bir deprem odak çözümlenmesinde birbirine dik iki düzlem vardır. Bunlardan biri esas (ana) düzlem, diğer ise yardımcı düzlemdir. Fakat bunların birbirinden kesin olarak ayrılması önemli bir problem oluşturur. Bunlar kesişen iki düzlemin normalleridir. Burada bir sıkışma eksenini, bir de genişleme eksenini belirlemektedir ve aynı zamanda bu eksenler sıkışma ve genişleme bölgelerinin iç simetri eksenlerine karşılık gelmektedir. Bu yöntemin uygulaması el çizimi yardımıyla stereografik çizim yöntemlerinden Wulff veya Schmidt ağı üzerinde yapılabildiği gibi, bilgisayar destekli programlarla da oluşturulabilir.

Wallace (1958), Bott (1959), ve Price (1966)'nın mekanik yaklaşımlarının kullanılmasıyla birçok araştırmacı (Carey ve Brunier, 1974; Carey, 1976, 1979; Etchecopar

ve ark., 1981) kırılmış kaya kütlelerindeki fayların kinematığının yorumlanması için bilgisayar destekli kantitatif yöntemler hazırlanmıştır. Bu yöntemler için bazı temel ön koşullar şöyle sıralanabilir.

1. Kaya kütlesi bir tektonik faz, tek bir homojen stres tensörü ile karakterize edilmektedir.

2. Bu tektonik faz için malzemenin izotropik ve homojen olduğu, her bir fay düzlemi üzerinde gelişen atımın kayma (S_i) çizgisi bu fay düzlemi üzerinde etkim çözümlenmiş makaslama gerilmesinin (τ_i) doğrultusunda ve yönünde olduğu kabul edilir.

3. Faylarla ayrılmış bloklar arasında sürekli deformasyonun olmadığı, deformasyon sırasında fay düzlemi rotasyonlarının olmadığı ve kayma çizikleri üzerindeki atımın bağımsız ve fay genişliğinden küçük olduğu kabul edilmektedir. Böylece kaya kütlelerinin deformasyonu, faylar boyunca rijit blokların görelî yer değiştirmesiyle meydana gelmektedir. Makaslama tensöründeki fark, blokların hareketine neden olan çözümlenmemiş gerilme tensöründen sorumludur. Yukarıdaki koşullar sağlandığında bir tektonik faz ile ilişkili gerilme tensörü, bu fazın sonunda ortaya çıkan bağımsız kayma çizgilerinden elde edilebilir (Angelier ve Mechler, 1977)

Her bir çözülmüş kayma çizgisi (1) için bir fay düzlemine uygulanan gerilme (σ_1), $\sigma_1 = \sigma_{ni} + \tau$ olarak belirlenir. Yukarıda belirtilen hipotezi, öngörülen atım vektörü (τ_i) ile gözlenen atım vektörü (s_i) arasındaki açının sifıra yaklaştığını gösterir. (τ_i) bileşenleri dört parametrenin fonksiyonudur. Bunlar bir coğrafik referans noktasına göre üç ana gerilme doğrultusunu veren üç Euler açısı ve ana gerilmeleri arasındaki R oranıdır (Carey, 1976; Carey-Gailhardis ve Mercier, 1987).

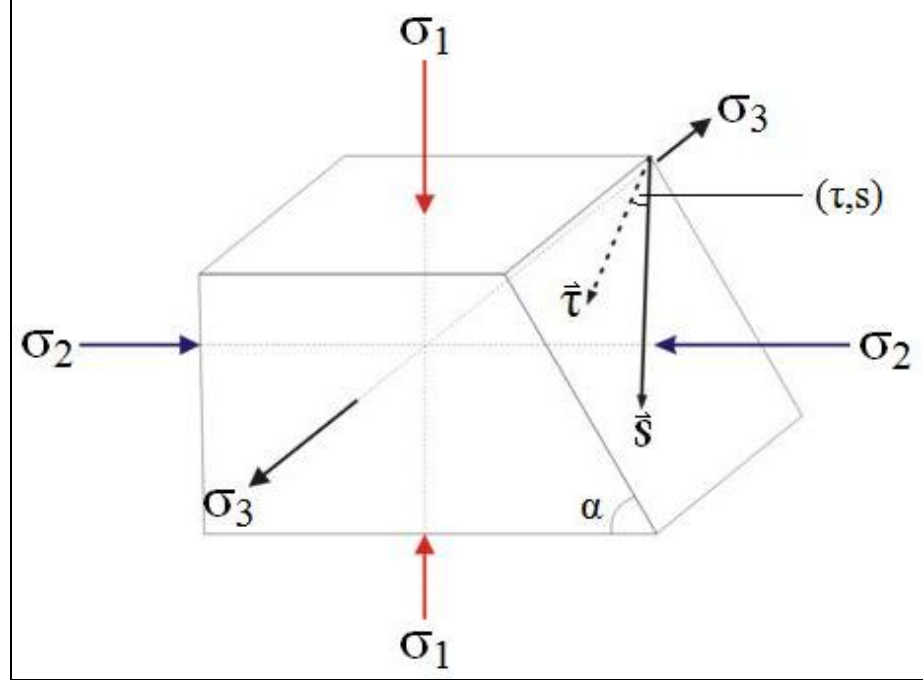
$$R = \sigma_2 - \sigma_1 / \sigma_3 - \sigma_1$$

σ_2 , σ_1 , σ_3 , sırasıyla sıkışma, ortaç gerilme ve genişleme olmak üzere üç ana gerilme değerini vermektedir. R değeri 1 ($\sigma_2 = \sigma_3$) ve ($\sigma_1 = \sigma_2$) arasında değişmektedir. Dört değer (τ_i, s_i) $\rightarrow 0$ ile uyumlu olması ve bu nedenle aşağıdaki fonksiyonun minimum olduğu durumda dört değer ile belirlenmektedir.

$$F = -\sum_{i=1}^N k_i \cos^2(\tau_i, s_i)$$

Burada N, fay düzlemlerinin sayısını ifade ederken, eğer (τ_i, s_i) < 90 ise $k_i=1$, (τ_i, s_i) ≥ 90 ise $k_i=-1$ dir. Pratikte, indirgenme matematiksel olarak, (τ_i, s_i) açısı 20'den küçük olduğunda iyi sonuç vermektedir (Carey, 1979). Çünkü histogram üzerindeki dağılım daha yakın bir aralıkta ve benzer faylar için bu sonucu verebilir. Pratikte, (τ_i, s_i) açılarının %80'i 20'den küçük olması durumunda da sonuç güvenilir olarak kabul edilir. Açı arttıkça,

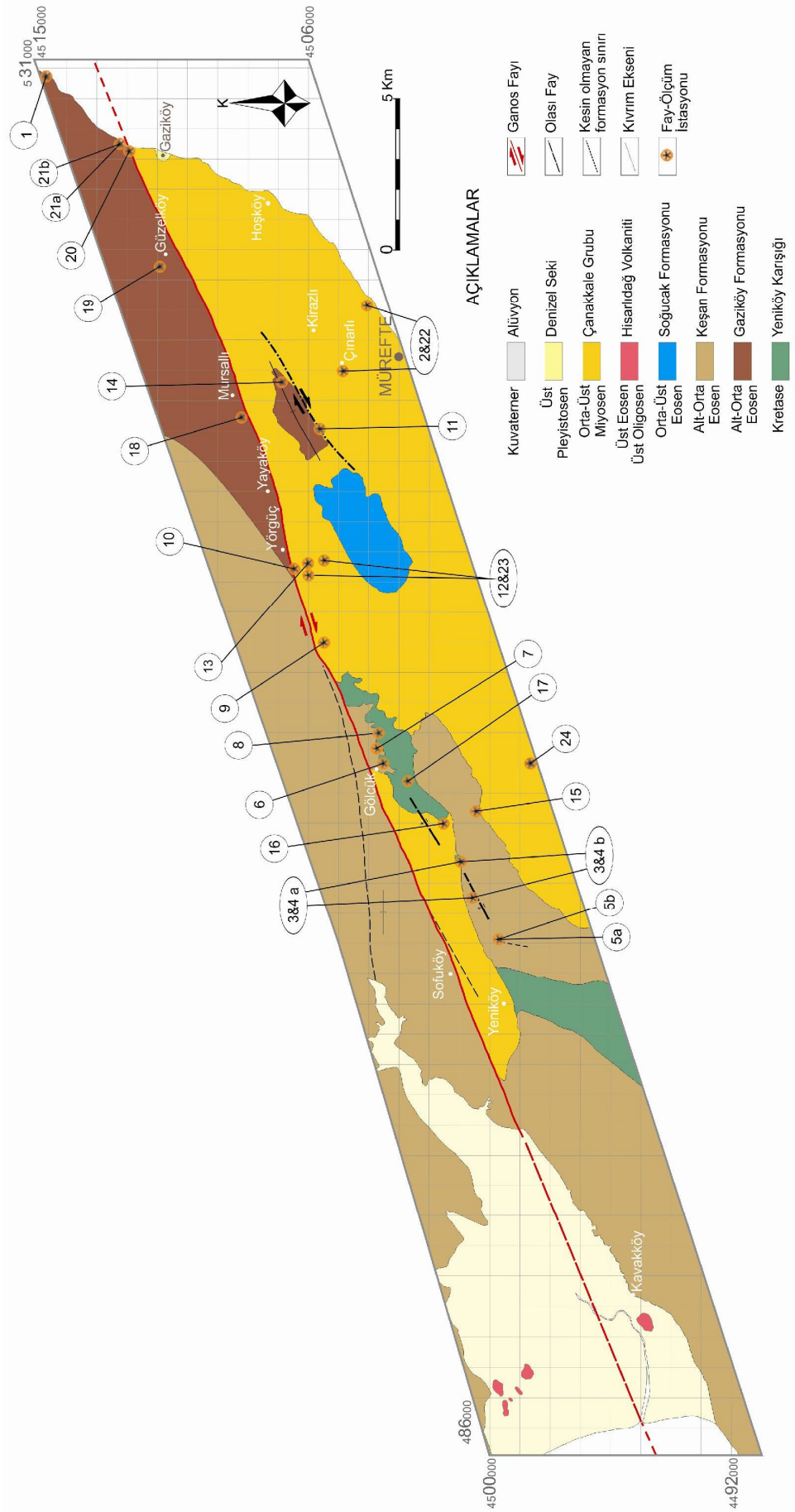
çözümün doğruluğu ve ikinci minimum daha da uzaklaşmaktadır. Birden fazla tektonik faza karşılık gelen verilerin ayrılmasında daha karmaşık hesaplamalar kullanılır (Carey, 1979; Etchecopar ve ark., 1981; Armijo ve ark., 1982). Bu metot, seçilmiş sismik fay düzlemlerinin odak mekanizması çözümlerine de uygulanabilir (Özden, 1998).



Şekil 4.57. Bir faya ait blok diyagram üzerinde öngörülen kayma vektörü (τ) ile ölçülen kayma vektörü (S) arasındaki açı (σ_1 , σ_2 ve σ_3 sırasıyla sıkışma, ortaç ve genişleme ana gerilme yönleri)(Över ve ark., 2001).

4.3.2. Fay Topluluklarının Kinematik Analiz Sonuçları

İnceleme alanından derlenen fay parametreleri, Carey (1979)'in fay topluluklarının kinematik analizi için geliştirmiş olduğu metot kullanılarak değerlendirilmiş ve kinematik analiz sonuçları elde edilmiştir. Fay parametrelerinin derlendiği 24 adet istasyon çalışma sahası ve yakın civarının jeoloji haritası üzerinde gösterilmiştir (Şekil 4.58). İstasyonlara ait litoloji ve yaş bilgileri de aşağıda yer almaktadır (Çizelge 1).



Şekil 4.58. Çalışma sahası ve yakın civarının jeoloji haritası üzerinde fay topluluklarının kinematik analizleri için ölçüm yapılan istasyonların yerlerinin görünümü.

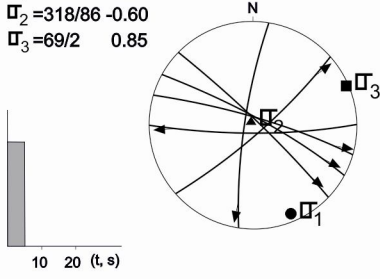
Çizelge 4.1. Proje sahasından elde edilen fay-ölçüm istasyonlarının; koordinatları, yükseklikleri, fayların ölçüldüğü jeolojik birimlerin yaş ve litolojileri.

İst. No	Enlem (N)	Boylam (E)	Yükseklik (m.)	Yaş	Litoloji	Formasyon
1	4514923	35 T 0530926	3	Eosen	Kumtaşı	Gaziköy
2	4504125	35 T 0523219	5	Miyosen	Kumtaşı	Kirazlı
3	4500988	35 T 0504798	310	Eosen	Kumtaşı	Keşan
4	4500457	35 T 0503654	300	Eosen	Kumtaşı	Keşan
5	4499768	35 T 0502187	265	Eosen	Kumtaşı	Keşan
6	4503531	35 T 0508005	150	Eosen	Kumtaşı	Keşan
7	4503822	35 T 0508504	130	Eosen	Kumtaşı	Keşan
8	4503861	35 T 0509108	160	Eosen	Kumtaşı	Keşan
9	4505685	35 T 0512191	220	Miyosen	Kumtaşı	Gazhanedere
10	4506425	35 T 0514597	350	Miyosen	Kumtaşı	Gazhanedere
11	4505792	35 T 0519230	270	Eosen	Kumtaşı	Gaziköy
12	4505927	35 T 0514435	400	Miyosen	Kumtaşı	Gazhanedere
13	4505927	35 T 0514457	380	Miyosen	Kumtaşı	Gazhanedere
14	4506805	35 T 0520409	200	Eosen	Kumtaşı	Gaziköy
15	4500428	35 T 0506455	180	Eosen	Kumtaşı	Keşan
16	4501536	35 T 0506158	270	Kretase	Serpantinit	Yeniköy Karışığı
17	4502750	35 T 0507486	190	Kretase	Serpantinit	Yeniköy Karışığı
18	4508330	35 T 0519419	275	Eosen	Kumtaşı	Gaziköy
19	4510924	35 T 0524538	340	Eosen	Tüf	Gaziköy
20	4511863	35 T 0528285	10	Eosen	Kumtaşı	Gaziköy
21	4511845	35 T 0528313	30	Eosen	Kumtaşı	Gaziköy
22	4504936	35 T 0521144	280	Miyosen	Kumtaşı	Kirazlı
23	4506508	35 T 0514713	370	Miyosen	Kumtaşı	Gazhanedere
24	4498343	35 T 0508116	50	Miyosen	Kumtaşı	Gazhanedere

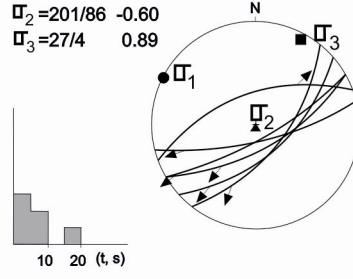
Çizelge 4.2. KB-GD doğrultulu sıkışma rejimi altında gelişen ters ve doğrultu atımlı faylara ait lokasyonlarda gerçekleştirilen kinematik analiz sonuçları.

İstasyon	N	σ_1	σ_2	σ_3	R
		Az/ dip	Az/ dip	Az/ dip	
2&22	6	159/4	318/86	69/2	0.24
3&4a	6	297/0	201/86	27/4	0.20
5a	3	338/0	68/18	246/72	0.26
5b	8	320/7	122/82	230/2	0.88
9	7	148/38	311/51	52/8	0.53
10	5	137/34	2/47	244/23	0.55
11	5	278/9	165/66	11/22	0.57
13	3	128/16	240/52	27/33	0.90
14	12	87/27	265/63	357/1	0.91
16	4	347/12	213/73	80/12	0.97
17	5	132/12	225/60	41/30	0.47
18	9	324/42	147/48	55/2	0.21
19	7	109/5	228/79	18/9	0.46
21a	7	306/26	148/63	40/9	0.87
24	5	110/10	229/69	17/18	0.27
SS.1	92	$\sigma_1=130/16, \sigma_2= 84/66, \sigma_3=53/13,$			Rm= 0.49

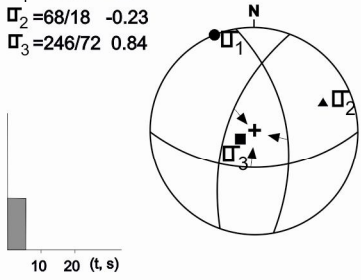
2&22
 $R=0.248$
 $\sigma_1=159/4 -0.24$
 $\sigma_2=318/86 -0.60$
 $\sigma_3=69/2 0.85$



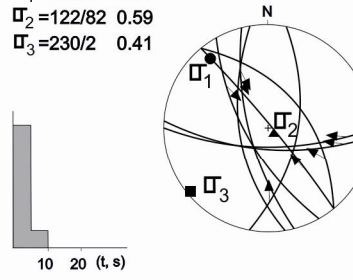
3-4a
 $R=0.204$
 $\sigma_1=297/0 -0.29$
 $\sigma_2=201/86 -0.60$
 $\sigma_3=27/4 0.89$



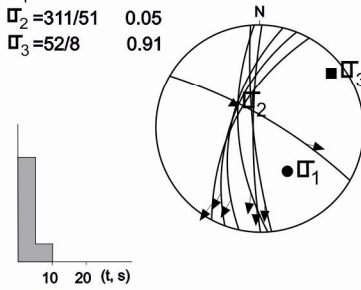
5a
 $R=0.264$
 $\sigma_1=338/0 -0.61$
 $\sigma_2=68/18 -0.23$
 $\sigma_3=246/72 0.84$



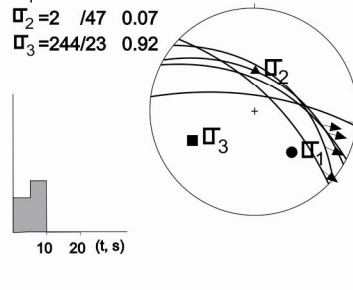
5b
 $R=0.884$
 $\sigma_1=320/7 -0.99$
 $\sigma_2=122/82 0.59$
 $\sigma_3=230/2 0.41$



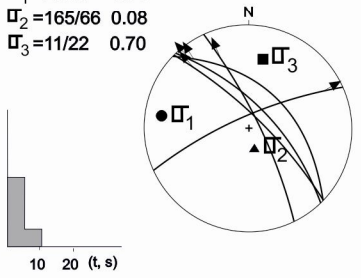
9
 $R=0.539$
 $\sigma_1=148/38 -0.96$
 $\sigma_2=311/51 0.05$
 $\sigma_3=52/8 0.91$



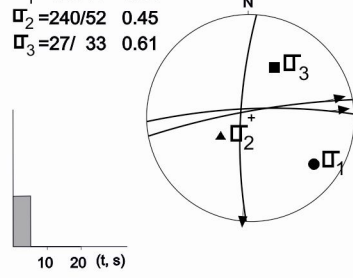
10
 $R=0.556$
 $\sigma_1=137/34 -1.00$
 $\sigma_2=2 /47 0.07$
 $\sigma_3=244/23 0.92$

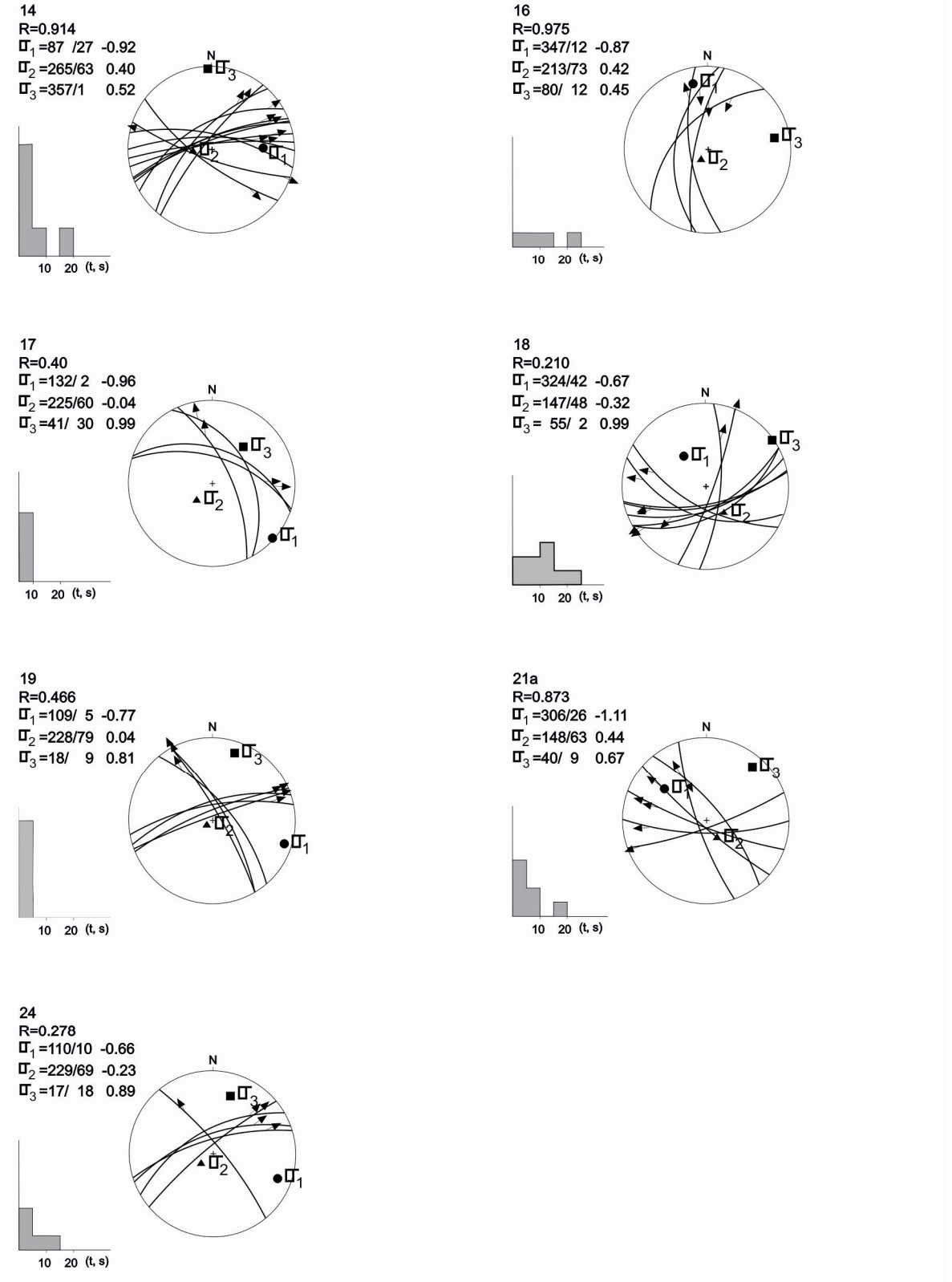


11
 $R=0.578$
 $\sigma_1=278/9 -0.78$
 $\sigma_2=165/66 0.08$
 $\sigma_3=11/22 0.70$



13
 $R=0.905$
 $\sigma_1=128/16 -1.06$
 $\sigma_2=240/52 0.45$
 $\sigma_3=27/ 33 0.61$





Şekil 4.59. KB-GD doğrultulu sıkışma rejimi altında gelişen doğrultu atımlı faylara ait lokasyonlarda gerçekleştirilen kinematik analiz sonuçları, eşit açılı alt yarımküre (Wulf) üzerinde (öngörülen kayma vektörü (τ) ile hesaplanan kayma vektörü (s) arasındaki sapma açısının dağılımı histogramlarda verilmiştir) görülmektedir.

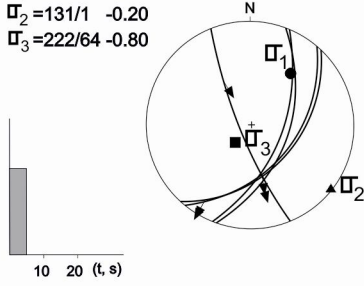
KB-GD doğrultulu sıkışma rejimi altında gelişen doğrultu atımlı faylanma rejimi

Ganos Fayı boyunca ölçülen istasyonlara (Şekil 4.59 ve Çizelge 4.2) göre en büyük asal gerilme ekseninin (σ_1) durumu $130 \pm 16^\circ$, en küçük asal gerilme ekseninin (σ_3) durumu $53 \pm 13^\circ$ olarak hesaplanmıştır. Burada en büyük asal gerilme eksenini (σ_1) ve en küçük asal gerilme ekseninin (σ_3) yatay konumda, ortaç gerilme ekseninin ise (σ_2) düşey konumda olduğu doğrultu atımlı faylanmayla karşımıza çıkan bir tektonik rejimdir (Şekil 7-15). Rm oranı 0.49 olarak hesaplanmıştır. Yukarıdaki veriler sonucunda, bu bölgedeki sıkışma doğrultusu (σ_1) yönünde olup, K 50° B dir. Buna karşın açılma doğrultusu (σ_3) yönünde olup, K 53° D dur. Bu da bize Saros Körfezinde KAF'ın oluşumu ile birlikte gelişen ve çalışma sahamızda belirleyebildiğimiz günümüzdeki tektonik rejiminin, KB-GD doğrultulu sıkışma rejimi altında gelişen doğrultu atımlı faylanma rejimi olduğunu göstermektedir. Rm=0.49 oranından hareketle, Rm oranının 0,50 ten küçük olması da bize bu doğrultu atımlı faylanmanın transtansiyonel bir karakterde olduğunu göstermektedir. Ayrıca, bu bölgede gelişen son büyük depremin (1912, Mw=7.3) doğrultu atımlı faylanmayı vermesi, elde etmiş olduğumuz sonucu destekler niteliktedir. Bu veriler, Anadolu'nun Neotektonik dönemdeki yapılarından birisi olan KAF'ın, Ganos fayı ve yakın civarında güncel sağ yanal doğrultu atımlı deformasyonunu da açıklamaktadır (Özden ve ark., 2008). KAF'ın batı, orta ve doğu kesimi üzerinde daha önce yapılan kinematik çalışmalarda ise (Över, 1996; Bellier ve ark., 1997; Özden ve ark., 2002, Özden ve ark., 2006; Özden ve ark., 2008), KAF'ın gelişiminin transpresiyonel (ters bileşenli doğrultu atımlı rejim) karakterde başlayıp, transtansiyonel (normal bileşenli doğrultu atımlı rejim) bir karaktere Kuvaterner'de dönüştüğü ve bu rejimin de günümüzde etkin olduğu vurgulanmaktadır. Buna göre bölgede günümüzde etkin olan tektonik rejim, doğrultu atımlı faylanmayı vermektedir. Bu doğrultu atımlı faylanmayla (sıkışma rejimi) uyumlu olarak (Ganos Fayı) lokal normal faylanma (açılma) rejimi de mevcuttur.

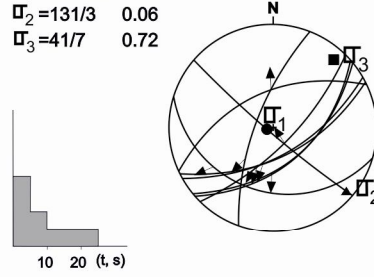
Çizelge 4.3. KD-GB doğrultulu lokal açılma rejimi altında gelişen normal faylara ait lokasyonlarda gerçekleştirilen kinematik analiz sonuçları.

İstasyon	N	σ_1	σ_2	σ_3	R
		Az / dip	Az / dip	Az / dip	
1	5	40/26	131/1	222/64	0.33
3&4b	9	247/82	131/3	41/7	0.55
6	5	282/81	113/9	22/2	0.44
7	4	218/70	98/10	5/17	0.54
8	5	153/62	267/12	3/24	0.55
12&23	6	18/77	125/4	216/12	0.74
15	4	87/64	314/18	218/17	0.51
20	8	279/57	113/32	19/6	0.23
21b	5	182/75	316/10	48/10	0.74
SS.2	51	$\sigma_1=67/66$	$\sigma_2=119/11$	$\sigma_3=28/18$	Rm= 0.57

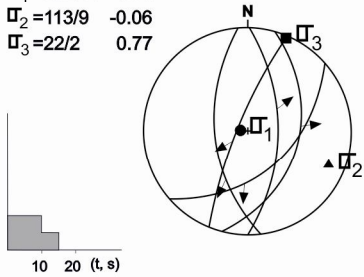
1
 $R=0.336$
 $\sigma_1=40/26$ 0.99
 $\sigma_2=131/1$ -0.20
 $\sigma_3=222/64$ -0.80



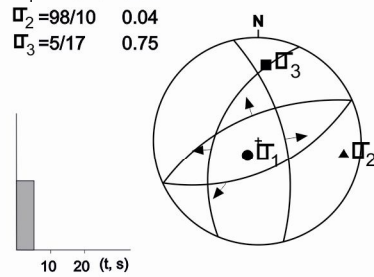
3-4b
 $R=0.557$
 $\sigma_1=247/82$ -0.78
 $\sigma_2=131/3$ 0.06
 $\sigma_3=41/7$ 0.72



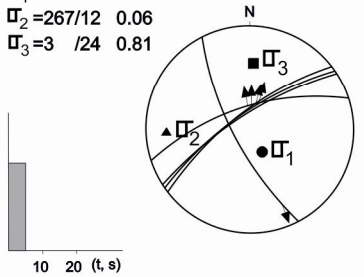
6
 $R=0.443$
 $\sigma_1=282/81$ -0.71
 $\sigma_2=113/9$ -0.06
 $\sigma_3=22/2$ 0.77



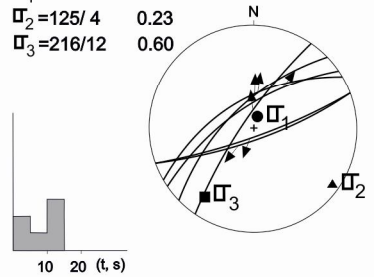
7
 $R=0.540$
 $\sigma_1=218/70$ -0.80
 $\sigma_2=98/10$ 0.04
 $\sigma_3=5/17$ 0.75



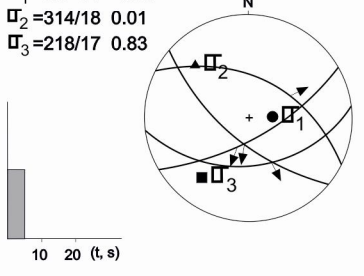
8
 $R=0.553$
 $\sigma_1=153/62$ -0.87
 $\sigma_2=267/12$ 0.06
 $\sigma_3=3/24$ 0.81



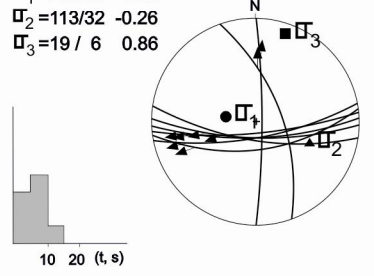
12&23
 $R=0.741$
 $\sigma_1=18/77$ -0.83
 $\sigma_2=125/4$ 0.23
 $\sigma_3=216/12$ 0.60

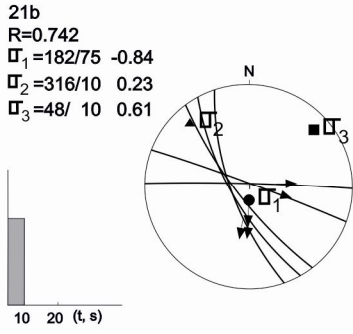


15
 $R=0.512$
 $\sigma_1=87/64$ -0.84
 $\sigma_2=314/18$ 0.01
 $\sigma_3=218/17$ 0.83



20
 $R=0.231$
 $\sigma_1=279/57$ -0.60
 $\sigma_2=113/32$ -0.26
 $\sigma_3=19/6$ 0.86





Şekil 4.60. KD-GB doğrultulu açılma rejimi altında gelişen lokal normal faylara ait lokasyonlarda gerçekleştirilen kinematik analiz sonuçları, eşit açılı alt yarımküre (Wulf) üzerinde (öngörülen kayma vektörü (τ) ile hesaplanan kayma vektörü (s) arasındaki sapma açısının dağılımı histogramlarda verilmiştir) görülmektedir.

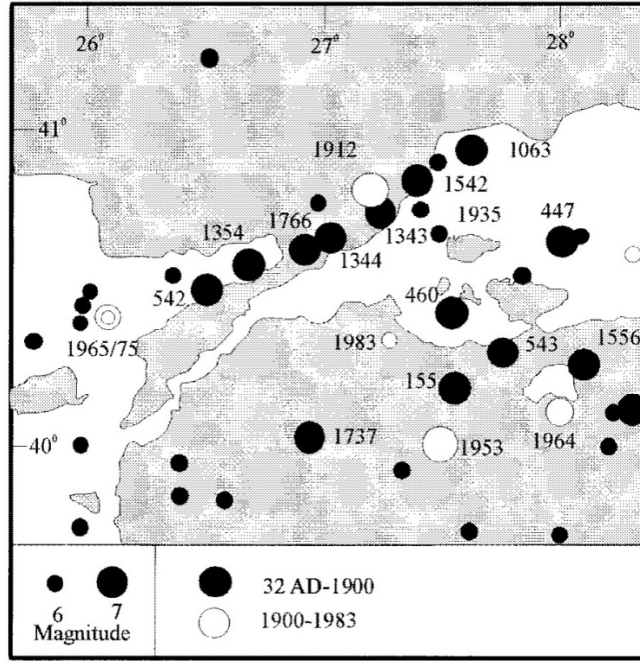
KD-GB doğrultulu açılma gerilmesi altında gelişen lokal normal faylanma rejimi

Ganos Fayı boyunca ölçülen istasyonlardan (Şekil 4.60 ve Çizelge 4.3) göre en büyük asal gerilme ekseninin (σ_1) durumu $67 \pm 66^\circ$, en küçük asal gerilme ekseninin (σ_3) durumu $28 \pm 18^\circ$ olarak hesaplanmıştır. Burada ortaç asal gerilme eksenini (σ_2) ve en küçük asal gerilme ekseninin (σ_3) yatay konumda, en büyük gerilme ekseninin ise (σ_1) düşey konumda olduğu normal faylanmayla karşımıza çıkan bir açılma rejimidir (Şekil 7-15). Rm oranı 0.57 olarak hesaplanmıştır. Yukarıdaki veriler sonucunda, bu bölgedeki açılma doğrultusu (σ_3) yönünde olup, K 28° D dur. Ganos Fayı boyunca elde edilen KD-GB doğrultulu açılma rejimi ile ilişkili oluşan normal fayların, sağ yanal doğrultu atımlı bir fay olan Ganos Fayı üzerinde bu fayı oluşturan KB-GD doğrultulu sıkışma rejimi ile uyumlu yersel (lokal) bir açılmayı temsil ettiğini göstermektedir. KAF'ın batı, orta ve doğu kesimi üzerinde daha önce yapılan kinematik çalışmalarda (Över, 1996; Bellier ve ark., 1997; Özden ve ark., 2002, Özden ve ark., 2006; Özden ve ark., 2008) bu türden yersel açılma rejimleri saptanmıştır. Bu veriler, doğrultu atımlı ve özellikle transtansiyonel çalışan faylarda çok genç havzaların oluşumunu da denetlemektedirler.

4.4. DEPREMSELLİK

4.4.1. Şarköy ve Çevresinin Depremselliğine Genel Bakış

Trakya Havzası'nın güneyinde yer alan Şarköy ve çevresi, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun en batı ucu olan Ganos Fayı'nın içerisinde yer alması sebebiyle deprem aktivitesi fazla olan bir bölgedir. Tarihsel dönem verilerine göre 542, 824, 1063, 1343, 1344, 1354, 1542 ve 1766 yıllarındaki depremler ($M > 6$) bölgenin aktivitesine işaret etmektedir. Bu bölgede tarihsel ve aletsel dönem içerisinde meydana gelmiş birçok yıkıcı deprem bulunmaktadır (Şekil 4.61).



Şekil 4.61. Ganos Fayı ve çevresinde tarihsel ve aletsel dönemde meydana gelmiş $M > 6$ depremler (Ambraseys ve Finkel, 1991).

Tarihsel dönemde meydana gelen, Mart-1354 depremidir. Marmara denizinin kıyıları boyunca bütün yerleşim yerleri yıkılmıştır. Tekirdağ'dan Hacıabat'a kadar hatta Gelibolu, Trakya'daki diğer yerleşim yerlerinde can kayıplarına neden olmuştur. İstanbul'da evlerde ve surlarda, ayrıca Trakya ve Makedonya'daki, boğazlardaki yerleşim yerlerinde zarar meydana getirmiştir. Bu depremde Gelibolu Yarımadası'ndaki şehir surları çökmüştür.

Çizelge 4.4. Ganos Fayı ve yakın çevresinde tarihsel dönemde (1900 öncesi) meydana gelmiş deprem parametreleri (www.koeri.boun.edu.tr).

TARİH	ENLEM	BOYLAM	ŞİDDET	YER
03 / 1354	40.70	27.00	IX	Gelibolu,Bolayir,Malkara



Şekil 4.62. Şarköy ve yakın çevresinde tarihsel dönemde (1900 öncesi) meydana gelmiş depremler (Deprem verileri www.koeri.boun.edu.tr adresinden alınmıştır).

Aletsel dönemde ise bölgede meydana gelen en önemli deprem, 9 Ağustos 1912 tarihli Mürefte-Şarköy depremidir. 26-27 Temmuz 1328 (1912) tarihinde, gece saat 3'te meydana gelen deprem, Mürefte ve Şarköy civarı ile Tekirdağ, Gelibolu ve Çanakkale'yi etkilemiştir. Bu depremin sebep olduğu hasarlar ve can kayıpları, Doktor Yüzbaşı M.Sadi tarafından 28 Ağustos 1328 (1912) tarihinde yazılan, “Marmara havzası'nın 26-27 Temmuz 1328 (1912) hareket-i arzının esbabı” adlı tahkikat ve tesbitlerden oluşan yazısında yer almaktadır. Bu yazıda, deprem esnasında kuvvetli uğultu ile gürültülerin olduğu ve minarelerin, evlerin, saat kulelerinin yıkıldığı ve yangınların çıktığı aktarılmaktadır. Artçı depremlerin bir buçuk ay süreyle devam ettiği belirtilmiştir. Mürefte-Şarköy köylerinde bulunan dağlar arasındaki vadilerde 50cm genişliğinde, 20-30m uzunluğunda bir çok yarık olduğu yazar tarafından gözlenmiştir. Yazıda bir de Fransızca İstanbul Gazetesi'nin haberine yer verilerek, Mürefte Köyü'nde 400m uzunluğunda ve 5 metre derinliğinde bir çatlak gözlendiği aktarılmaktadır.

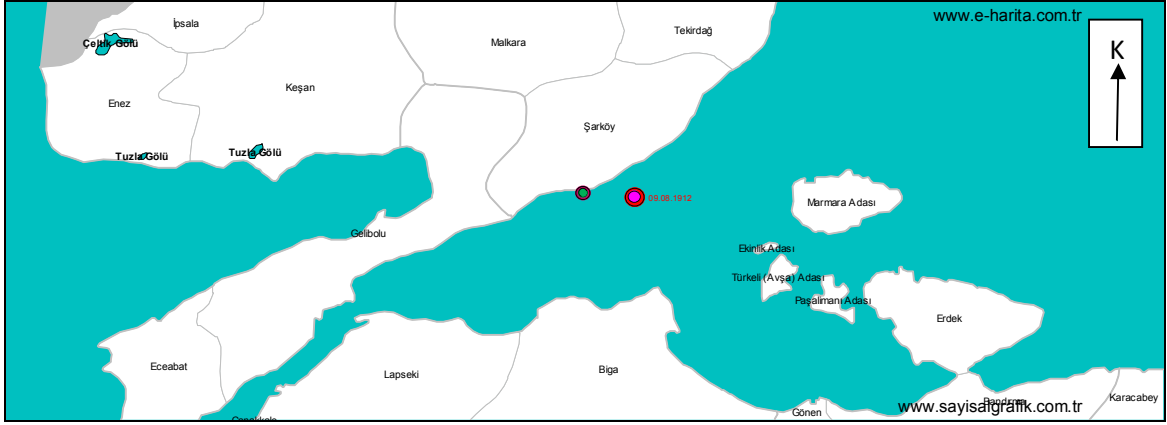


Şekil 4.63. Mürefte'de hareket ve yangından harap olan mahallelerle bir cami (“Marmara havzası’nın 26-27 Temmuz 1328 (1912) hareket-i arzının esbabı” adlı yazıdan alınmıştır).

Bu yazıda belirtildiği üzere 3736 adet evin 3382 tanesi yıkılmış, 22705 kişiden 707 kişi hayatını kaybetmiş ve 343 kişi ağır şekilde yaralanmıştır. Aynı zamanda İstanbul’da bulunan Haydarpaşa Garı’nın saat kulesi ile Çanakkale sahilinde bulunan Yunan Konsolosluğu’nda da hasar medana geldiği tesbit edilmiştir.

Çizelge 4.5. 1912 Mürefte-Şarköy depremleri ve bu depremlere ait parametreler (www.sayisalgrafik.com.tr).

Tarih	Saat (GMT)	Enlem	Boylam	Derinlik	Büyükük	Simge
09.08.1912	01:29	40.60	27.20	16	7.3	●
10.08.1912	09:23	40.60	27.10	15	6.3	●
10.08.1912	18:30	40.60	27.10	15	5.3	●
11.08.1912	07:20	40.60	27.10	15	4.4	●
11.08.1912	08:19	40.60	27.20	0	5.0	●



Şekil 4.64. 1912 Mürefte-Şarköy depremlerinin dağılımları (www.sayisalgrafik.com.tr).

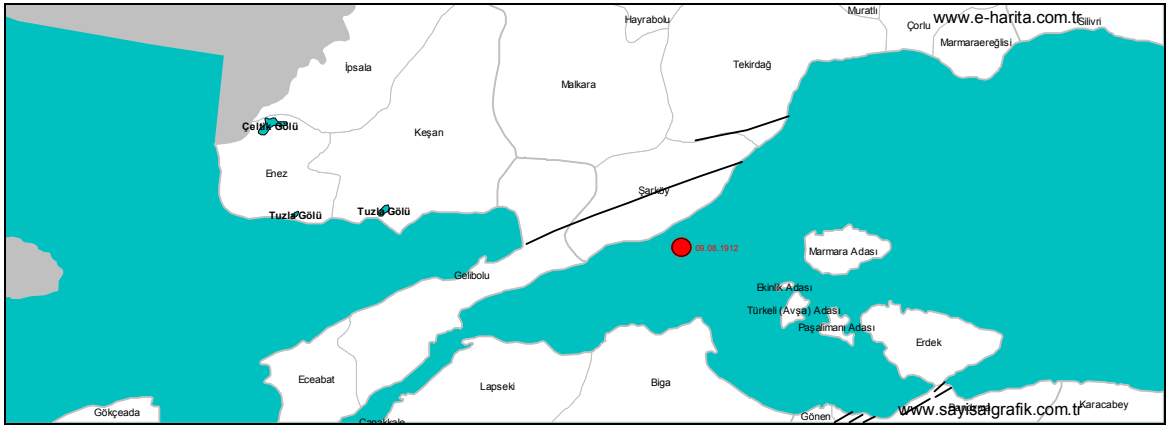
4.4.2. Kandilli Kayıtları'na Göre Aletsel Dönemde Meydana Gelmiş Depremler (1900–2010)

Büyükülüğü $M_w > 7$ Olan Depremler

Şarköy ve çevresinde büyükülüğü 7'nin üzerinde olan bir tane deprem bulunmaktadır.

Çizelge 4.6. Ganos Fayı üzerinde 1900-2010 yılları arasında meydana gelmiş $M_w > 7$ olan depremler (Kandilli Kayıtları'na göre)

Tarih	Saat (GMT)	Enlem	Boylam	Derinlik (km)	Büyüklük
09.08.1912	01:29	40.60	27.20	16	7.3



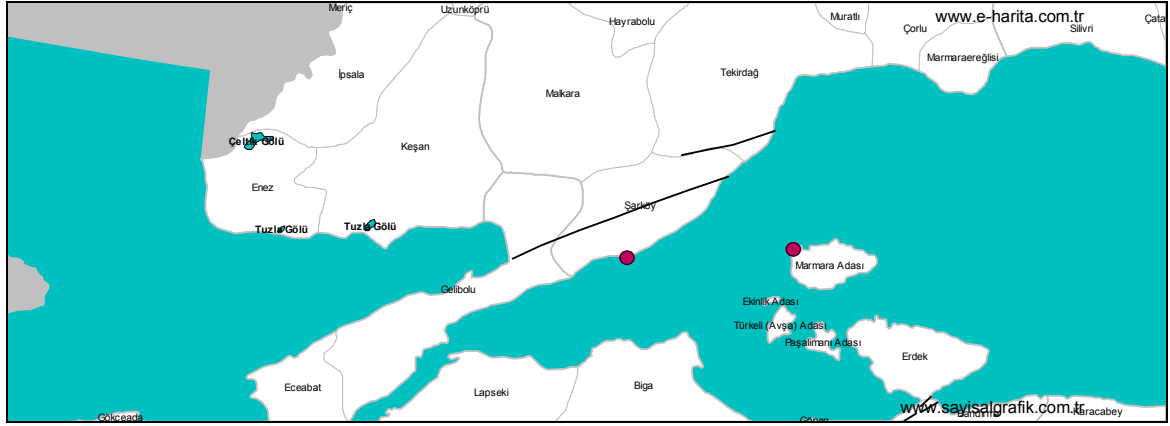
Şekil 4.65. Büyükülüğü $M_w > 7$ olan depremleri gösterir harita (www.sayisalgrafik.com.tr).

Büyükülüğü $M_w = 6 - 6,9$ Olan Depremler

Şarköy ve çevresinde büyükülüğü 6 – 6,9 arasında olan iki adet deprem bulunmaktadır.

Çizelge 4.7. Ganos Fayı üzerinde 1900-2010 yılları arasında meydana gelmiş $M_w=6 - 6,9$ olan depremler (Kandilli Kayıtları'na göre)

Tarih	Saat (GMT)	Enlem	Boylam	Derinlik (km)	Büyüklik
04.01.1935	14:41	40.64	27.51	30	6.4
10.08.1912	09:23	40.60	27.10	15	6.3



Şekil 4.66. Büyüklüğü $M_w=6 - 6,9$ olan depremleri gösterir harita (www.sayisalgrafik.com.tr).

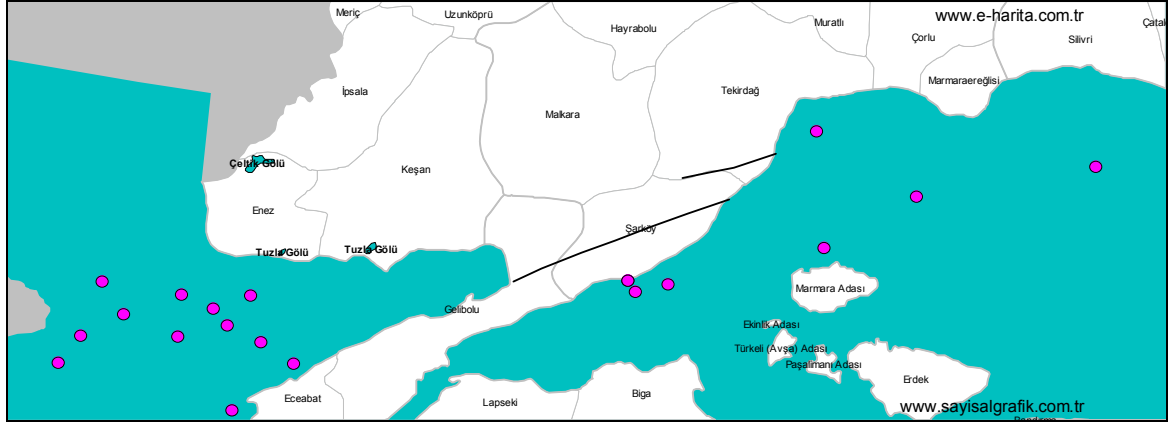
Büyüklüğü $M_w=5 - 5,9$ Olan Depremler

Şarköy ve çevresinde büyüklüğü 5 – 5,9 arasında olan onsekiz adet deprem bulunmaktadır.

Çizelge 4.8. Ganos Fayı üzerinde 1900-2010 yılları arasında meydana gelmiş $M_w=5 - 5,9$ olan depremler (Kandilli Kayıtları'na göre)

Tarih	Saat (GMT)	Enlem	Boylam	Derinlik (km)	Büyüklik
28.12.2008	22:58	40.40	25.76	9	5.2
15.06.2004	12:02	40.45	25.86	11	5.2
06.07.2003	19:10	40.42	26.21	9	5.3
29.03.1975	02:06	40.42	26.00	33	5.3
27.03.1975	05:15	40.45	26.12	15	5.5
17.03.1975	05:35	40.48	26.08	18	5.0
23.08.1965	14:08	40.51	26.17	33	5.6
29.03.1963	03:09	40.29	26.15	50	5.1
06.01.1956	12:15	40.39	26.29	10	5.5
02.06.1955	23:34	40.35	25.71	10	5.3
29.05.1923	11:35	40.51	25.80	60	5.2

27.12.1917	07:42	40.50	26.00	0	5.0
20.09.1999	21:28	40.69	27.58	16	5.0
26.07.1959	17:07	40.91	27.54	10	5.4
23.03.1954	12:58	40.58	27.12	10	5.1
16.06.1942	05:42	40.80	27.80	20	5.6
10.04.1917	19:40	40.60	27.10	15	5.3
11.08.1912	08:19	40.60	27.20	0	5.0



Şekil 4.67. Büyüklüğü $M_w=5 - 5,9$ olan depremleri gösterir harita (www.sayisalgrafik.com.tr).

Büyüklüğü $M_w=4 - 4,9$ Olan Depremler

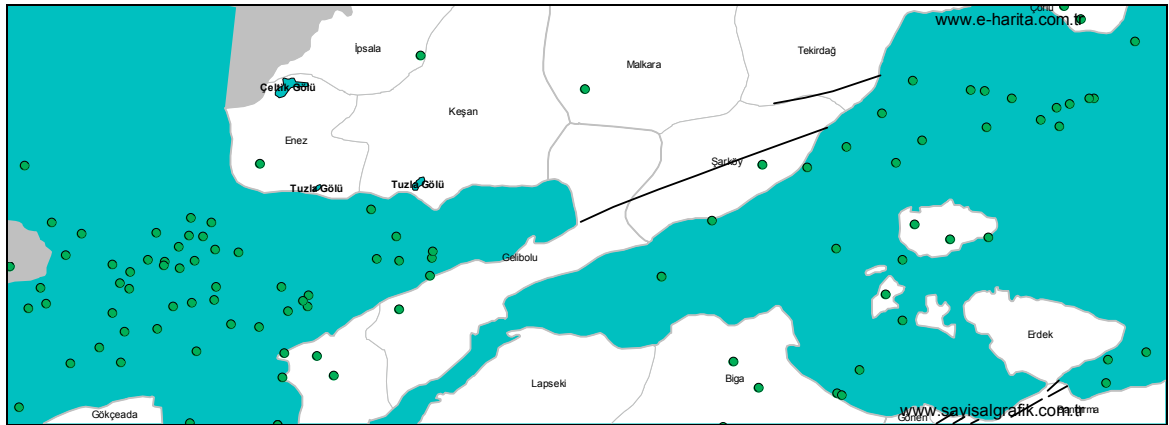
Şarköy ve çevresinde büyüklüğü 4 – 4,9 arasında olan çok sayıda deprem bulunmaktadır.

Çizelge 4.9. Ganos Fayı üzerinde 1900-2010 yılları arasında meydana gelmiş $M_w=4 - 4,9$ olan depremler (Kandilli Kayıtları'na göre).

Tarih	Saat (GMT)	Enlem	Boylam	Derinlik (km)	Büyüklük
26.12.2010	05:08	40.33	25.85	9	4.3
27.04.2009	19:03	40.76	27.54	15	4.1
24.01.2009	15:58	40.81	27.80	8	4.2
28.08.2007	12:44	40.36	25.68	13	4.6
21.02.2006	02:20	40.45	25.71	13	4.0
04.11.2005	20:12	40.70	27.30	13	4.1
09.04.2005	19:28	40.49	25.74	38	4.0
31.08.2003	07:50	40.46	25.99	18	4.2
18.07.2003	05:44	40.45	25.92	11	4.0
13.07.2003	06:32	40.40	25.85	5	4.3
13.07.2003	05:09	40.86	27.51	11	4.0

10.07.2003	01:26	40.43	25.85	8	4.1
09.07.2003	22:31	40.45	25.89	5	4.3
06.07.2003	22:42	40.45	25.92	8	4.1
06.07.2003	22:05	40.40	26.04	10	4.1
06.07.2003	20:48	40.44	25.96	8	4.3
06.07.2003	20:10	40.52	26.02	7	4.9
05.07.2003	21:58	40.43	26.18	14	4.0
10.06.2003	01:01	40.35	25.64	9	4.1
23.03.2002	02:36	40.84	27.86	14	4.8
14.03.2001	20:34	40.85	27.64	6	4.0
09.09.1999	08:15	40.39	25.66	18	4.9
09.09.1999	08:12	40.36	26.08	33	4.5
25.10.1997	00:38	40.49	26.43	10	4.1
14.04.1996	08:31	40.80	27.45	11	4.3
22.03.1996	15:28	40.34	25.92	5	4.0
18.04.1995	05:36	40.80	27.84	13	4.2
13.04.1995	04:08	40.85	27.67	12	4.3
08.02.1995	21:24	40.83	27.83	12	4.4
06.09.1994	07:25	40.41	25.83	13	4.0
19.08.1994	09:02	40.50	25.67	0	4.0
05.04.1992	00:48	40.85	27.90	26	4.0
12.10.1991	16:32	40.19	25.64	12	4.8
28.05.1991	18:26	40.53	26.42	8	4.1
08.03.1991	09:23	40.85	27.91	11	4.5
30.05.1988	16:47	40.28	25.85	9	4.1
24.04.1987	16:34	40.50	25.97	5	4.0
27.04.1985	12:33	40.74	27.38	9	4.4
29.07.1984	22:22	40.39	25.99	25	4.2
20.02.1980	22:55	40.42	26.04	10	4.2
19.02.1980	01:54	40.44	25.81	10	4.2
15.02.1980	19:21	40.38	25.95	10	4.5
08.10.1979	03:54	40.84	27.73	2	4.0
16.09.1978	21:54	40.42	25.59	33	4.0
15.06.1978	00:26	40.79	27.68	28	4.6
18.05.1977	17:24	40.41	26.44	9	4.1
07.05.1975	17:59	40.47	26.50	44	4.0
22.04.1975	05:03	40.28	26.20	36	4.0
30.03.1975	13:03	40.57	26.36	0	4.5
28.03.1975	08:32	40.29	26.31	0	4.0

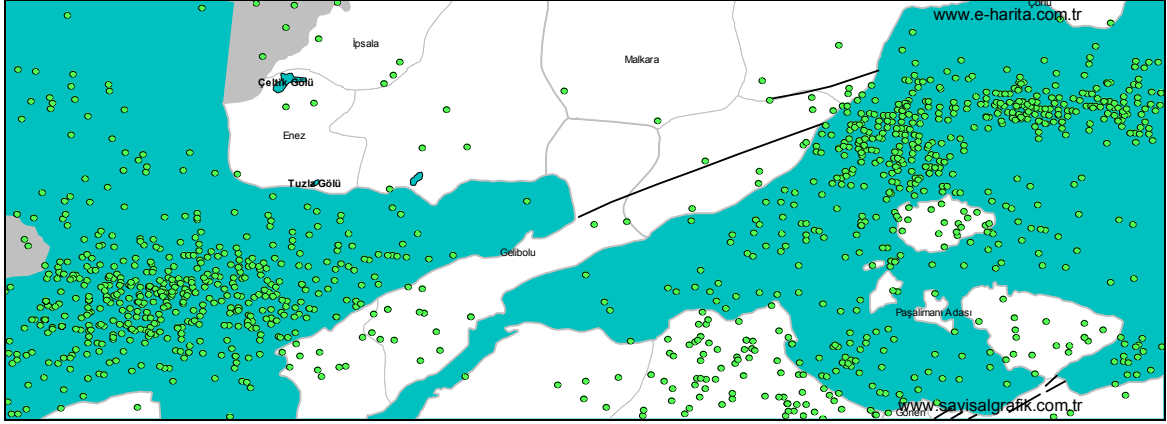
27.03.1975	21:16	40.42	26.24	0	4.0
27.03.1975	19:42	40.48	26.08	5	4.5
27.03.1975	07:51	40.32	26.27	0	4.0
27.03.1975	06:43	40.51	26.50	56	4.0
27.03.1975	06:15	40.41	26.23	22	4.7
19.03.1975	09:26	40.31	26.01	0	4.0
17.03.1975	05:17	40.40	26.24	5	4.8
17.03.1975	05:11	40.48	25.95	22	4.9
17.03.1975	02:06	40.48	26.03	2	4.5
16.03.1975	08:37	40.36	26.14	5	4.3
27.06.1973	11:50	40.72	27.49	5	4.2
30.12.1972	15:21	40.27	25.74	14	4.3
15.04.1972	15:41	40.42	25.59	0	4.0
09.08.1969	00:42	40.53	25.97	0	4.0
02.12.1968	00:22	40.30	25.80	0	4.0
28.09.1968	00:53	40.49	26.38	28	4.4
20.02.1968	06:27	40.50	25.90	33	4.4
02.08.1967	02:29	40.70	27.20	0	4.0
04.04.1967	03:47	40.32	26.20	32	4.5
24.08.1965	23:57	40.39	26.20	18	4.2
09.03.1960	08:35	40.50	26.50	0	4.1
03.02.1952	20:44	40.36	25.82	70	4.7
19.06.1922	00:39	40.50	26.00	0	4.9
21.10.1912	09:31	40.50	27.00	15	4.5
11.08.1912	07:20	40.60	27.10	15	4.4



Şekil 4.68. Büyüklüğü $M_w = 4-4,9$ olan depremleri gösterir harita (www.sayisigrafik.com.tr).

Büyükülü $M_w=3 - 3,9$ Olan Depremler

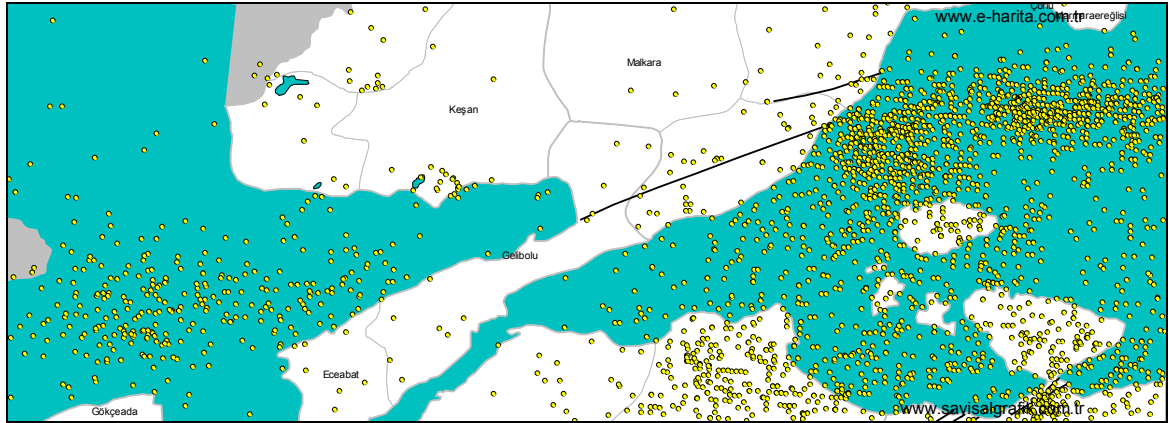
Şarköy ve çevresinde büyükülü 3–3,9 arasında olan çok sayıda deprem bulunmaktadır.



Şekil 4.69. Büyükülü $M_w=3 - 3,9$ olan depremleri gösterir harita (www.sayisalgrafik.com.tr).

Büyükülü $M_w<3$ Olan Depremler

Şarköy ve çevresinde büyükülü 3'den küçük olan çok sayıda deprem bulunmaktadır.



Şekil 4.70. Büyükülü $M_w<3$ olan depremleri gösterir harita (www.sayisalgrafik.com.tr).

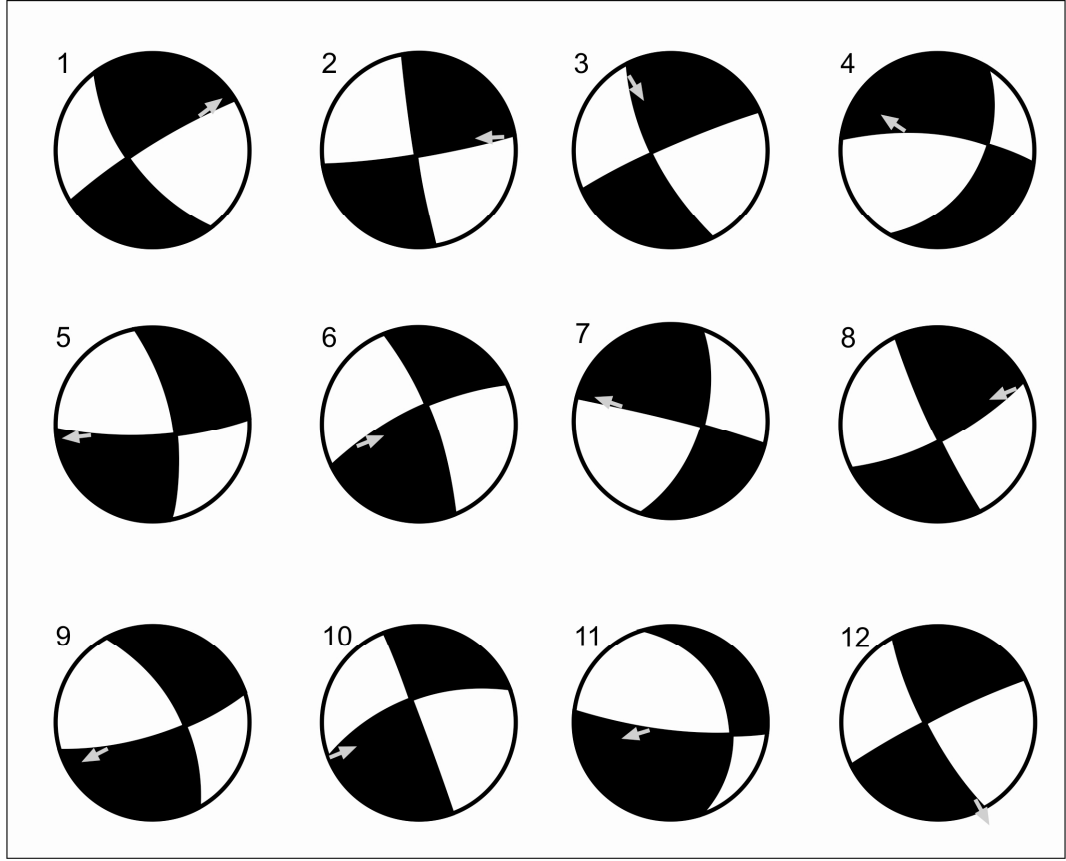
4.4.3. Ganos Fayı ve Yakın Çevresinde 2003 - 2010 Yılları Arasında Meydana Gelmiş Bazı Depremlerin Odak Mekanizması Çözümlemeleri ve Ters Çözümü

Bu bölüm kapsamında, Ganos Fayı'nın günümüzdeki davranış biçimini ortaya çıkarmak amacıyla, Boğaziçi Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü'nün 2003-2010 yılları arasındaki verileri arasından seçilen 12 adet depremin odak mekanizması çözümlemeleri, Dr. Selda Altuncu Poyraz tarafından üç bileşen dalga formu modellemesi

yöntemiyle (Dreger, 2002) yapılmış, ardından Carey-Gailhardis (1987) tarafından geliştirilen sayısal analiz yöntemiyle ters çözümleri yapılmıştır. Daha sonra çözümden yardımcı düzlemler çıkarılarak daha sağlıklı bir sonuç elde edilmiştir. Yapılan çözüme göre; en büyük asal gerilme eksenini (σ_1) ve en küçük asal gerilme ekseninin (σ_3) yatayda ve dış yayda; ortaç gerilme ekseninin ise merkezde ve düşey konumda olduğu bir doğrultu atımlı gerilme rejimini ifade etmektedir. Bu eksenlerin durumuna baktığımızda; en büyük asal gerilme ekseninin (σ_1) durumu $\sigma_1 = 276^\circ / 7^\circ$, en küçük asal gerilme ekseninin (σ_3) durumu $\sigma_3 = 6^\circ / 6^\circ$ olarak hesaplanmıştır. Rm oranının da 0.44 olduğu dikkate alınırsa Ganos Fayı'nın günümüzde transtansiyonel bir fay olarak çalıştığı söylenebilmektedir.



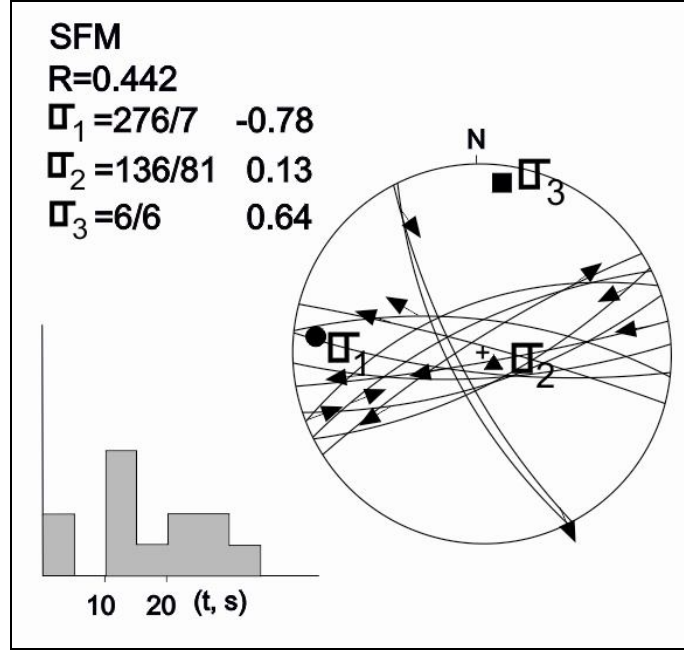
Şekil 4.71. İnceleme alanı ve çevresinde 2003-2010 yılları arasında meydana gelmiş olan ve odak mekanizması çözümlenmeleri ile ters çözümleri yapılan depremlerin episantrlarının uydu görüntüsünde gösterimi.



Şekil 4.72. İnceleme alanı ve çevresinde 2003-2010 yılları arasında meydana gelmiş bazı depremlerin odak mekanizması ters çözümleri.

Çizelge 4.10. İnceleme alanı ve çevresinde 2003-2010 yılları arasında meydana gelmiş ve çözümlenen bazı depremlere ait parametreler.

No	Date (d.m.y)	Time- GMT (s.dk.sn)	Latitude (N)	Longitude (E)	M_w	n (M T)	Plane 1			Plane 2		
							Rake	Dip	Strike	Rake	Dip	Strike
1	05.07.2003	21:58:29	40.4652	26.0653	4.0	8	238	81	-151	143	61	-10
2	06.07.2003	19:10:28	40.4155	26.2088	5.5	10	170	85	6	80	84	174
3	06.07.2003	20:10:13	40.5005	26.0483	5.1	16	246	83	159	153	69	7
4	06.07.2003	22:05:47	40.4688	25.9523	4.3	10	30	42	-150	277	70	-52
5	31.01.2004	03:09:14	40.7893	27.3005	3.3	12	87	75	-155	350	66	-16
6	15.06.2004	12:02:36	40.4512	25.7523	4.9	12	339	74	19	244	72	163
7	13.08.2004	15:13:44	40.8271	26.4106	3.9	10	285	86	-36	18	54	-175
8	04.04.2005	05:25:31	40.4156	26.3528	3.6	12	155	83	18	63	72	172
9	04.11.2005	20:12:08	40.7040	27.2861	3.9	16	72	72	-146	331	59	-20
10	28.12.2008	22:58:58	40.3995	25.8176	5.1	12	340	89	34	249	56	179
11	27.04.2009	19:03:07	40.7383	27.5560	3.9	8	96	78	-115	343	28	-26
12	03.11.2010	02:51:27	40.4283	26.3372	5.4	15	243	84	-165	152	75	-6



Şekil 4.73. İnceleme alanı ve çevresinde 2003-2010 yılları arasında meydana gelmiş bazı depremlerin Carey - Gaulhardis (1987)'in geliştirdiği metod ile ortak ters çözümleri.

Biga yarımadası ile özelde Ganos fayı ve çevresi depremsellik açısından aktif bir alanı oluşturmaktadır. Bu bölgede tarihsel deprem kayıtları açısından KAF'ın kuzey kolu üzerindeki etkinliğe bağlı olarak oldukça çok deprem bildirilmiştir (Şekil 4.71-73). Bu depremlerden Ganos bölgesini de etkilediği bildirilen son yüzyılda 1912 Ganos depreminin de varlığı bilinmektedir. Tarihsel depremlerin yanısıra, aletsel dönemde kaydedilen depremlerde aktif hatları izlemektedir (Şekil 4.71-73; Çizelge 4.10).

Sonuç olarak, Ganos fayı üzerinde günümüzde, bu bölgede KB-GD yönlü bir sıkışma rejiminin etkin olduğunu ve bunun ürünü olarak, sağ yönlü doğrultu atımlı fayların ve buna eşlik eden ve bu rejimle uyumlu yersel normal faylanmaların geliştiğini göstermektedir. Ayrıca, Ganos Fayının, 7.0'den büyük deprem üretme olasılığının yüksek olduğu sonucuna varılmıştır.

4.5. UZAKTAN ALGILAMA ÇALIŞMALARI

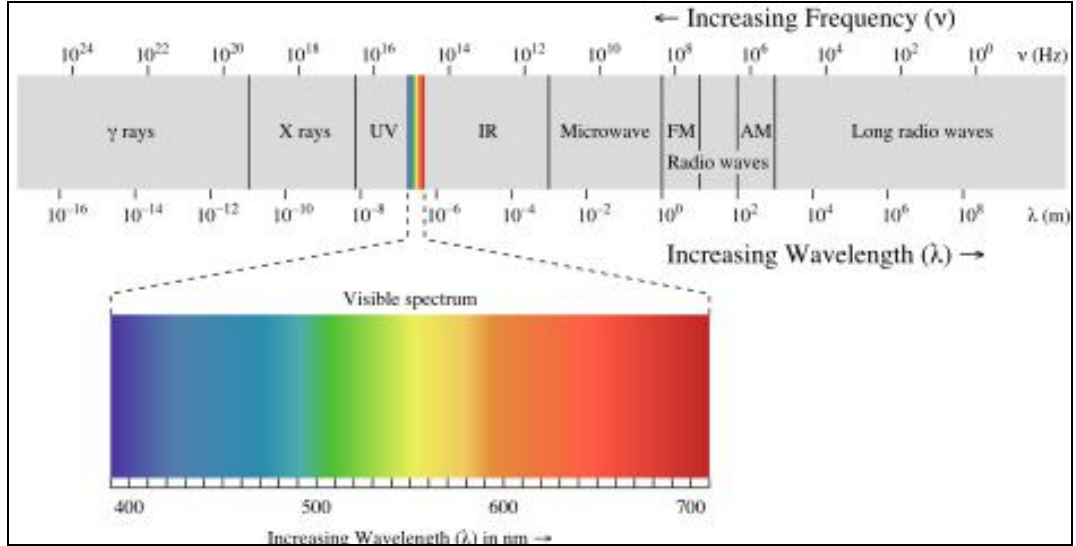
Günümüzde teknolojinin hızla ilerlemesi ile her alanda yaygın bir şekilde kullanılmaya başlayan tekniklerden birisi olan uzaktan algılama yöntemleri jeolojik çalışmalar için de oldukça büyük önem kazanmış, hatta vazgeçilemez bir materyal haline gelmiştir. Jeolojik çalışmaların, araziden önceki hazırlık kısmında, inceleme alanındaki belirli yapısal ve morfolojik unsurların tespit edilmesi ve çalışılacak kilit noktaların bulunması sırasında oldukça büyük kolaylık sağlamaktadır. Bu sayede arazi çalışmaları sırasında çalışma kilit noktalarda yoğunlaştırılarak daha verimli bir çalışma sağlanabilmektedir.

Uzaktan algılama; yeryüzünden belirli uzaklıklara, atmosfere veya uzaya yerleştirilen platformlara monte edilmiş ölçüm aletleriyle yeryüzünde bulunan doğal ve yapay objeler hakkında bilgi alma ve değerlendirme teknikleri olarak tanımlanabilmektedir. Bilimsel araştırmaların vazgeçilmez bir parçası haline gelen uzaktan algılama yöntemleri, jeolojik çalışmalarda; yeryüzü şekillerinin izlenmesi, doğal afetler, yapısal jeoloji ve özellikle doğal kaynakların incelenmesi gibi alanlarda kullanılmaktadır. Bunların dışında Hidrojeoloji, botanik, tarım ve meteoroloji ve daha birçok alanda etkili şekilde kullanılmaktadır.

Doğada, her cisim aynı ışık kaynağına farklı tepkiler vermektedir. İnsan gözü ise bu tepkileri renk olarak algılamaktadır. Ancak insan gözünün algılayabildiği alan elektromagnetik spektrumun sadece küçük bir bölümünü oluşturmaktadır. Uzaktan algılama yöntemleri sayesinde insan gözü tarafından algılanamayan dalga boyları görünür hale getirilerek bunlardan veri sağlanabilmektedir. Uzaktan algılamanın da temel prensibi budur.

Elektromagnetik spektrumun 1mm – 1m dalga boyları arasında kalan bölge mikrodalga bölgesi olarak adlandırılır. Bu bölgedeki ışınlar gazlardan ve atmosfer şartlarından, karanlıktan ve bulutlardan hiç etkilenmeden görüntü sağlayabilmektedirler. RADAR görüntüleme sistemi de bu mikrodalgaları kullanarak görüntü elde etmektedir. Ayrıca bu dalgalar; yer yüzeyi ve yüzey örtüsüne karşı da hassastırlar.

Uzaktan algılama kullanılan kaynağın cisine göre aktif ve pasif kaynaklı sistemler olarak ikiye ayrılmaktadır. Doğal kaynak kullanan sistemler pasif, yapay kaynak kullanan sistemler ise aktif sistemlerdir. Mikrodalgalar da yeryüzünden doğal olarak yayılabildikleri gibi yapay olarak üretilebilmektedirler. Yani mikrodalgaları kullanan radar sistemleri hem aktif hem pasif olarak çalışabilmektedir.



Şekil 4.74. Elektromagnetik spektrumun dalga boyları

(<http://image.absoluteastronomy.com>).

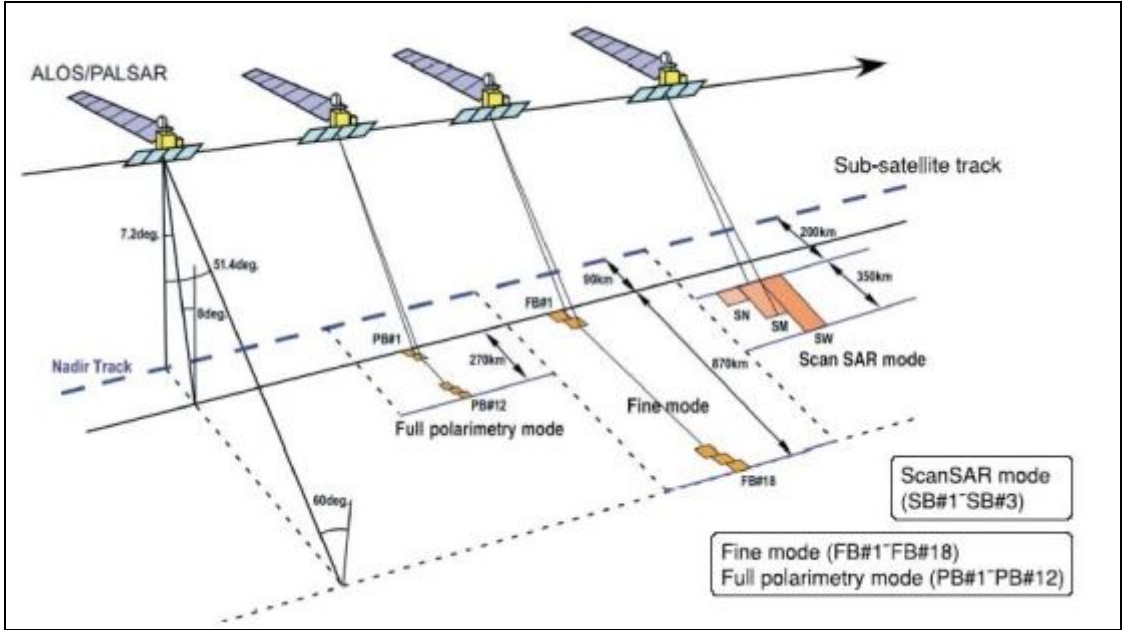
Bu çalışma kapsamında, amaca uygun olarak aktif sistemlere dahil olan (L) bandında 1.27GHz frekansında ALOS – PALSAR(Level-4.1) uydu görüntüsü kullanılmıştır. Görüntü (Fine Mode) tipinde olup Single (HH) polarizasyondur.

Çizelge 4.11. ALOS-PALSAR uydusunun genel özellikleri.

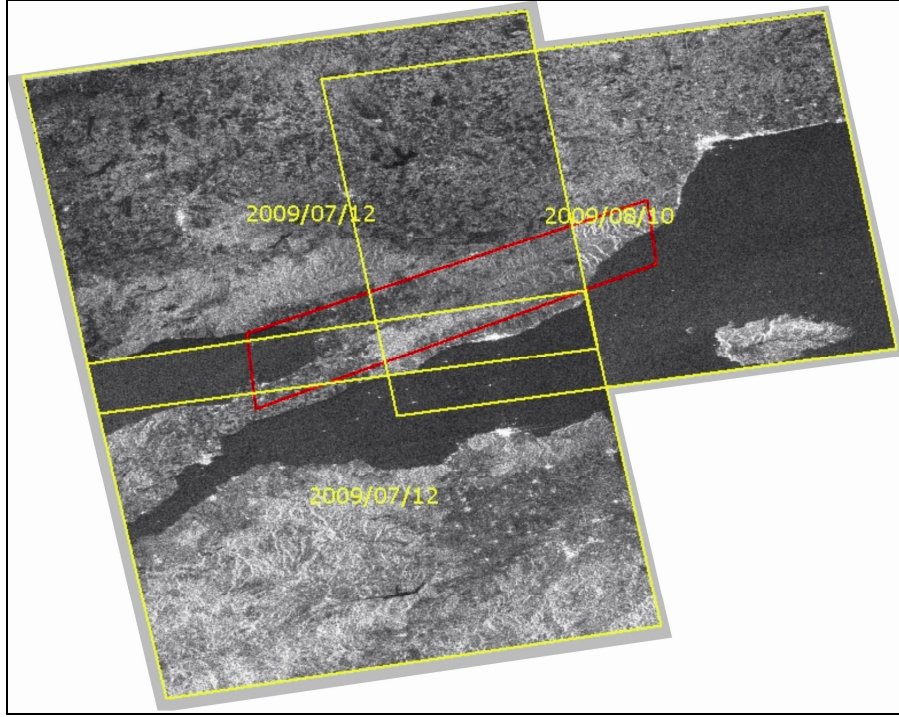
PALSAR'IN GENEL ÖZELLİKLERİ		
Gözlem Modu	Yüksek çözünürlük	SCAN SAR
Frekans	L-band (1.27GHz)	
Polarizasyon	HH,VV,HH&HV,VV&VH	HH,VV
Çözünürlük	10m	100m
Görüntü Sayısı	2	8
Alan Genişliği	70km	20 – 350km
Off – Nadir Açısı	10 – 51 deg	
Nesigma0	Approx. -23dB	

ALOS (üzerinde yer alan PALSAR sensörü ile) güneş – senkronlu yörünge içerisinde, her 100 dakikada bir veya bir günde 14 defa dünya çevresinde dönmektedir.

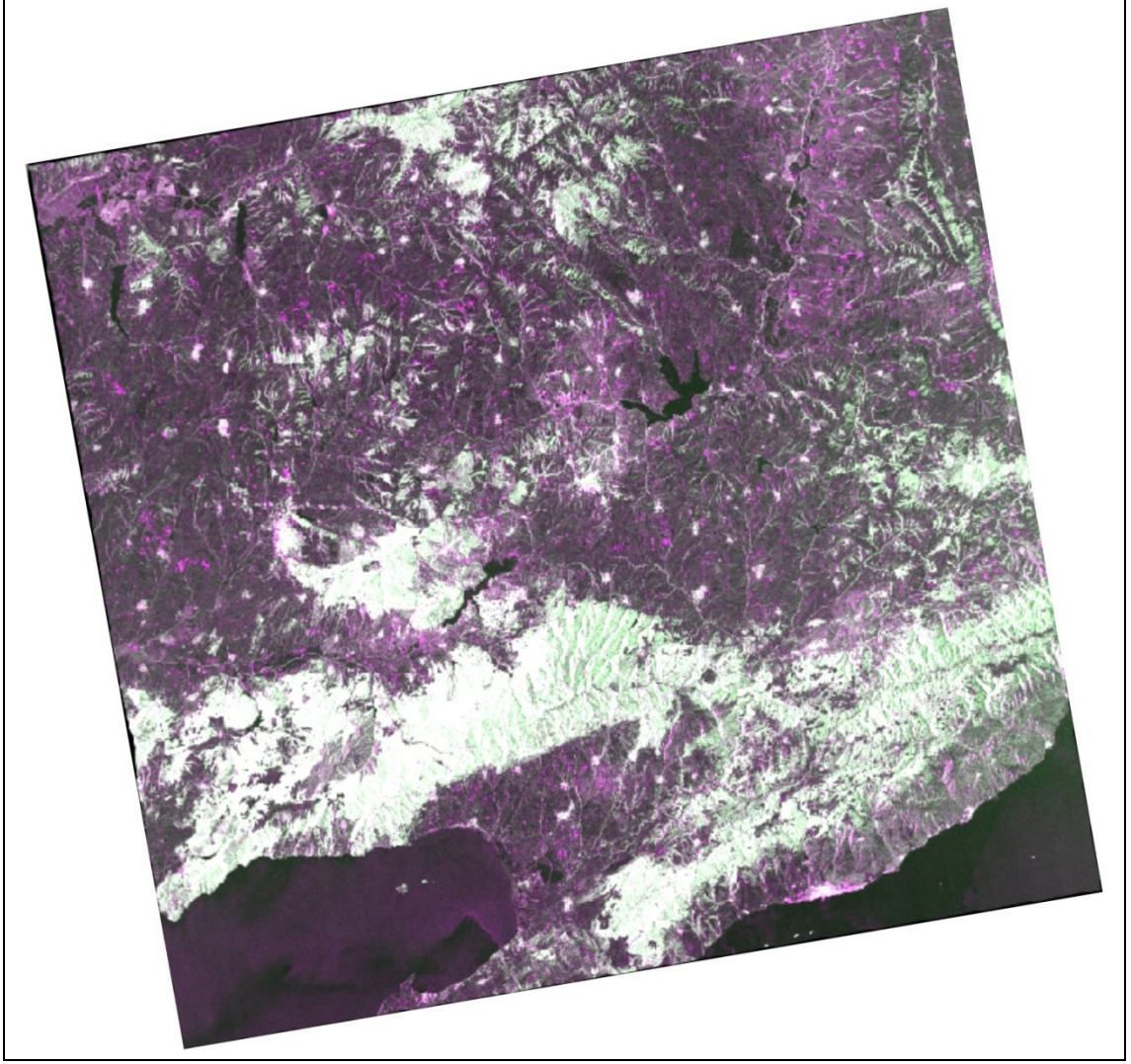
ALOS, her 46 günde (tekrarlayan devir ile) bir kendi rotasında dönmektedir ve iç yörüngesi ekvatorun yaklaşık olarak 59.7 km uzaklıktadır. ALOS (Advanced Land Observing Satellite), kartografya, afet takibi, kaynakların incelenmesi ve bölgesel gözlemlere katkıda bulunmak için geliştirilmiştir. PALSAR (Aşamalı donanımlı L – band tipindeki sentetik açıklıklı radar) algılayıcısı olarak ALOS üzerine yerleştirilmiştir. PALSAR, L – band frekansını kullanan, Japonlara ait ikinci SAR uydusudur. Japon Yer Araştırma Uydusu – 1 (JERS – 1) üzerinde yer alan Sentetik Açıklıklı Radar (SAR)’a göre, geliştirilmiş fonksiyonları ve performansı sayesinde daha ileri bir teknoloji sunmaktadır. PALSAR, hava koşullarına bağlı olmaksızın gece ve gündüz gözlem yapabilme yeteneğine sahip olan aktif bir mikrodalga sensörüdür. Yeryüzünde gerçekleşen doğal afetler, çevresel etkilerin denetimlerinde ve kaynak araştırmaları gibi konularda büyük katkıları olacağı beklenmektedir (www.mta.gov.tr).



Şekil 4.75. ALOS-PALSAR uydusunun yeryüzünü tarama modları ve farklı özelliklere sahip görüntü elde edilmesi (www.nik.com.tr).



Şekil 4.76. ALOS-PALSAR uydusu inceleme (Fine Mode) tipinde tarama yaparken inceleme alanı üzerinden aldığı görüntüler (2009/07/12 tarihli çerçeve inceleme alanını içine alıyor).



Şekil 4.77. Bu çalışma kapsamında kullanılan ve inceleme alanını da kapsayan HH+HV polarizasyonlu, 10 metre çözünürlüğe sahip (Fine Mode) tipinde ALOS-PALSAR görüntüsü.

Uzaktan algılama yöntemiyle çizgisellik analizinde kullanılan görüntü üzerinde, incelemelerin yapılabilmesi için öncelikle iyileştirme çalışmaları yapılmıştır. Görüntünün inceleme alanını içerisine alan kısmı kesilerek, sadece çalışılan alanlarda çizgisellik çalışmaları gerçekleştirilmiştir. RADAR görüntülerinin özelliği sayesinde, gökyüzünden bakılınca bitki örtüsü veya hava şartları gibi çeşitli nedenlerden dolayı görüleme imkanı olmayan topografya görülebilmektedir. Gerçekleştirilen görüntü iyileştirme çalışmaları neticesinde yer yüzeyine yakın olan çizgisel yapılarını görme imkanı bulunabilmekte, ayrıca yansılardaki zıtlıklardan yararlanılarak jeolojik birimler de ayırt edilebilmektedir.

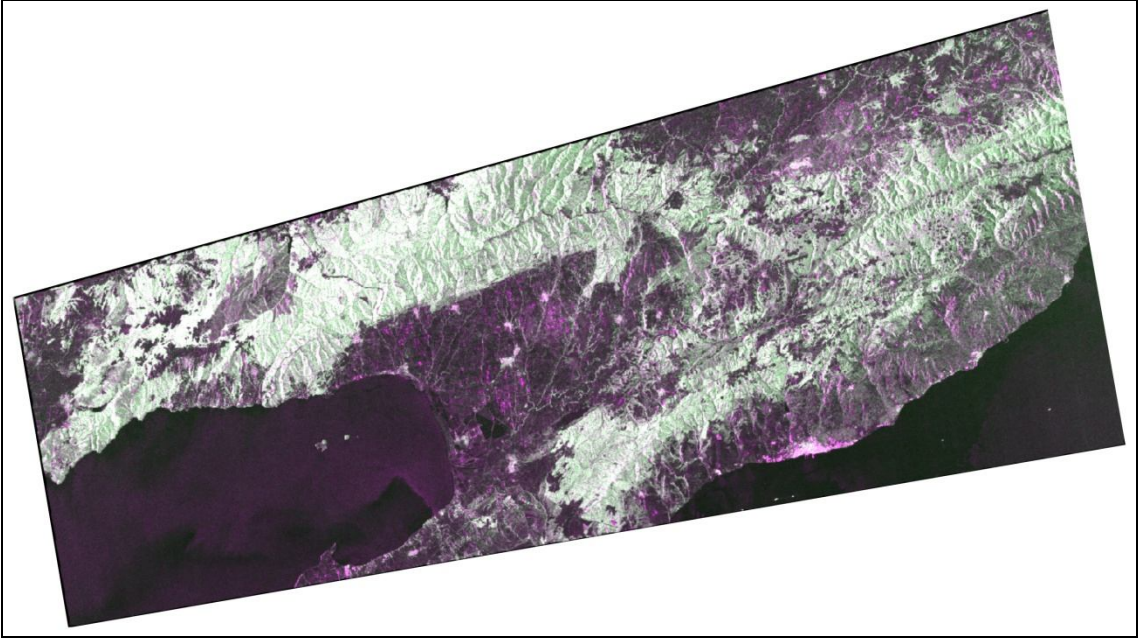
Bu çalışma kapsamında kullanılan ALOS-PALSAR görüntüleri Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Bilimsel Araştırmalar ve Projeleri Komisyonu tarafından temin edilmiştir. Görüntünün analizi için ERDAS 9.1 görüntü işleme programı kullanılmıştır.

4.5.1.Görüntü İşleme Çalışmaları

Görüntü işleme çalışmaları; inceleme alanı içerisindeki çizgiselliklerin tespit edilmesi ve yorumlanması amacıyla, ALOS-PALSAR görüntüsü üzerinde yapılan işlemlerden oluşmaktadır. Bu işlemler; görsel yorumlama, parazitlerin ortadan kaldırılması(speckle suppression) ve kenar belirleme(edge detection) olmak üzere üç kısımdan oluşmaktadır.

4.5.1.1.Görsel Yorumlama

ALOS-PALSAR görüntüsü içerisinde inceleme alanı belirlenerek görüntü kesilmiş ve hedeflenen alan için iyileştirme çalışmalarına başlanmıştır. Erdas 9.1 programında, Raster görüntü formatında açılan uydu görüntüsü üzerinde geliştirme çalışması (enhance) yapılmıştır.



Şekil 4.78. İnceleme alanını kapsayan kesilmiş ve geliştirme çalışması yapılan görüntü.

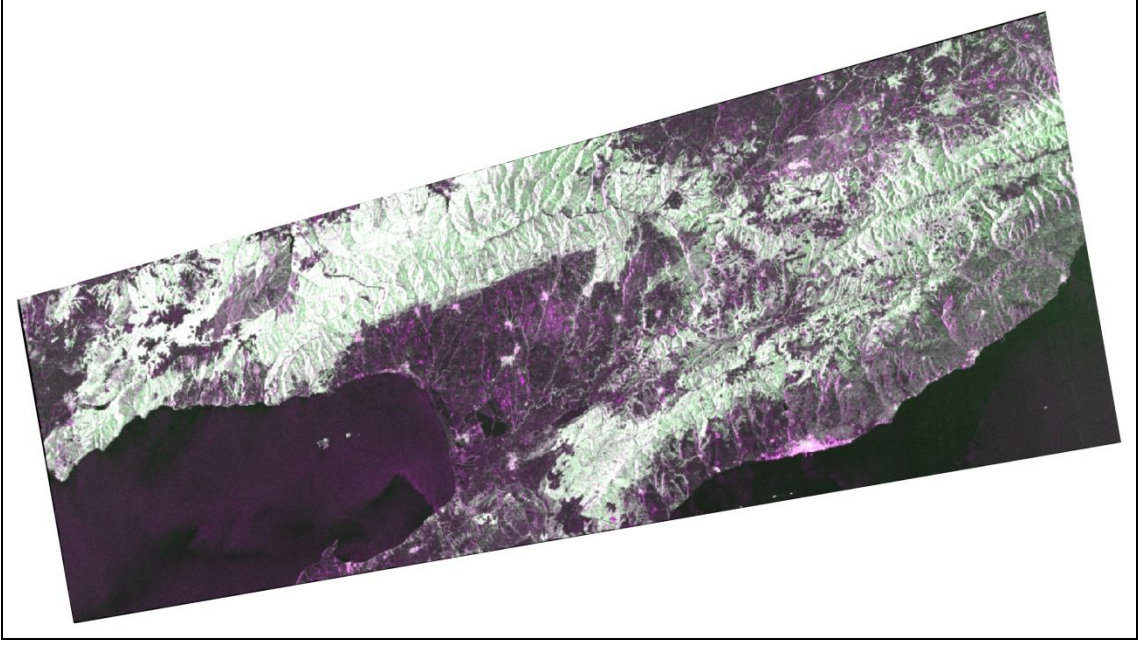
Çalışma alanını içerisine alan ALOS-PALSAR uydu görüntüsü çıplak gözle incelendiğinde göze çarpan en belirgin yapılar, yüksek tepeler ve derin vadilerdir. Yükseltelerin tepe noktaları parlak ve beyaza yakın açık yeşil tonlarında görülmektedir. Bununla birlikte drenaj ağları da parlak yeşil tonlarda renk verirken oldukça belirgindir. Baraj gölleri ve göletler ise siyaha yakın tonlarda koyu mor renkli olarak görülmektedir. Morfolojik bu yapıların yanı sıra KAFZ'ın kuzey kolu olan ve yaklaşık K70D doğrultulu Ganos Fayı, Marmara Denizi ile Ege denizi arasında, Gaziköyden Saros Körfezi'ne kadar uzanan bir çizgisellik olarak netçe görülmektedir. Ganos Fayı kuzeyinde yer alan Ganos

Dağı ile güneyinde mevcut olan yükseltiler arasında oldukça belirgindir. İnceleme alanı içerisindeki çizgisel yapıların tespit edilebilmesi için görüntünün bazı filtrelerden geçirilmesi gerekmektedir.

4.5.1.2. Görüntüdeki parazitlerin ortadan kaldırılması (Speckle Suppression)

Uydulardan alınan radar görüntülerinden daha verimli şekilde faydalanabilmek için görüntü üzerinde iyileştirme çalışmaları yapılmakta ve bu kapsamda filtreler kullanılmaktadır. Radar görüntülerinin orijinal hallerine bakıldığında oldukça parazitli ve net olmayan bir görüntü mevcuttur. Görüntüden daha fazla veri ve amacımıza uygun görüntüyü sağlayabilmemiz için görüntünün daha net bir hale getirilmesi gerekmektedir. Bu amaçla görüntü işleme yazılımları tarafından görüntüye uygulanan temelinde matematiksel fonksiyonların kullanıldığı hazır filtreler kullanılır.

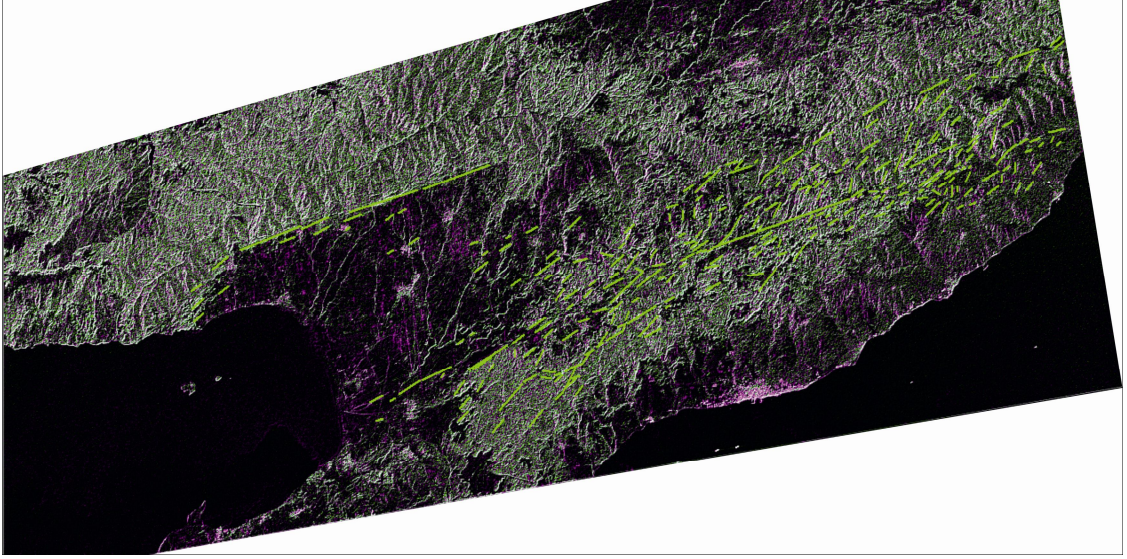
Bu çalışma kapsamında kullanılan ve inceleme alanını da kapsayan HH+HV polarizasyonlu, Level 4.1 tipinde ALOS-PALSAR görüntüsünün hali (Şekil 4.77)'deki gibi görünürken Erdas 9.1 programı ile çeşitli filtreler uygulanarak görüntüdeki parazitler en aza indirilmeye çalışılmıştır. Uygulanan filtreler içerisinde en yüksek kalite Lee-Sigma filtresi kullanıldığında elde edilmiştir. Diğer filtrelerin anlaşılabilirlikleri Lee-Sigma filtresine nazaran daha düşük, anlaşılabilirlikleri daha azdır. Filtre uygulamasında sonra görüntüden elde edebileceğimiz veri miktarı da oldukça artmaktadır. Bu sebeple analiz çalışmalarında Lee-Sigma fitresi tercih edilmiştir. İnceleme alanındaki en belirgin çizgisellik olan ve çalışma alanını yaklaşık olarak K70D doğrultusunda kesen Ganos fayı görüntüde net olarak izlenebilmektedir (Şekil 4.79).



Şekil 4.79. İnceleme alanını içerisine alan ALOS-PALSAR görüntüsünün parazitlerin ortadan kaldırılmasına yönelik Lee-Sigma filtresi uygulandıktan sonraki görünümü.

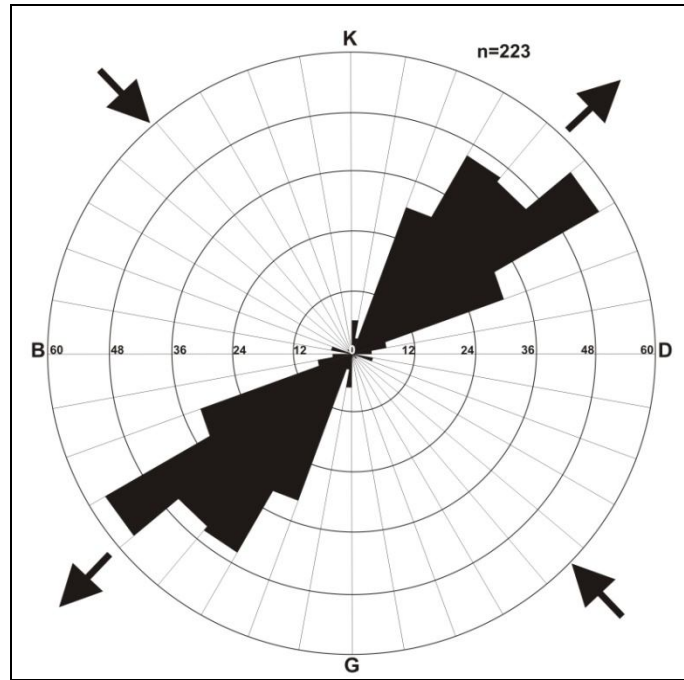
4.5.1.3. Kenar Belirleme (Edge Detection)

Çalışma alanında bulunan çizgiselliklerin RADAR görüntüleri içerisinde belirlenmesine yönelik olarak kenar belirleme (Edge Detection) işlemleri yapılmaktadır. Bu işlem; RADAR görüntüsüne farklı yönlerden ışık verilerek belirli yöndeki çizgiselliklerin ortaya çıkarılmasını hedefler. Aslında görüntüdeki parazitleri gidermek için kullandığımız ve bilgisayar programı yardımıyla görüntüye uygulanan farklı bir matematiksel fonksiyondur. RADAR görüntüsü üzerinde kenar belirleme işlemleri yapılırken, farklı yönlerden ışık kullanılarak çizgisellikler ortaya çıkartılmaya çalışılmıştır. Ancak kuzeybatıdan verilen ışık ile daha iyi sonuç elde edilmiştir (Şekil 4.80). Bunun dışında, filtreler sayesinde diğer yönlerden verilen ışık sayesinde farklı yönlerdeki çizgisellikler tespit edilmiştir. Çizgisellikler tespit edilirken, görüntüdeki, yollar, drenaj ağları, tarla sınırları diğer çizgisellikler ayırt edilmiştir.



Şekil 4.80. İnceleme alanını içerisine alan ALOS-PALSAR görüntüsüne, kuzeybatıdan ışık verilerek kenar belirleme filtresinin uygulandıktan sonraki görünümü ve tespit edilen çizgisellikler (Yeşil çizgiler ile gösterilmiştir).

ALOS-PALSAR radar görüntüsünde tespit edilen çizgisellikler kullanılarak bölgeye ait gül diyagramı hazırlanmıştır.



Şekil 4.81. ALOS-PALSAR radar görüntüsünde tespit edilen çizgisellikler kullanılarak hazırlanan gül diyagramı.

Radar görüntülerinden elde edilen çizgiselliklerin çoğunlukla, bu bölgede, BKB-DGD doğrultularında yoğunlaştığı görülmektedir. Bu yapısal unsurların (çizgisellikler) bölgedeki aktif fayın doğrultusuna paralel geliştikleri anlaşılmaktadır. Bu çizgiselliklerin bu bölgede etkin olan KB-GD doğrultulu sıkışma rejimi altında gelişen Ganos Fayı'nın oluştuğu rejim altında geliştikleri düşünülmektedir. Bu çizgiselliklerin, faylar yada sırt eksenleri gibi yapılar oldukları, onları oluşturan kuvvet yönlerinin, fayların kinematik analizi çalışmalarının sonuçları ve depremlerden elde edilen odak mekanizması sonuçları, ile de uyumlu oldukları görülmüştür.

BÖLÜM 5**SONUÇLAR VE ÖNERİLER**

Ganos Fayı'nın Neotektonik Özellikleri (Gaziköy-Saros Körfezi) isimli bu tez çalışmasında, Gaziköy (Tekirdağ) ile Saros Körfezi arasında yer almakta olan ve Neotektonik dönemde meydana gelmiş en önemli yapılardan; Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun kuzey kolu olarak nitelendirilen Ganos Fayının yapısal evrimi araştırılmıştır.

Ganos Fayı ve civarında yapılan saha çalışmalarında, temel materyal olarak 1/25000 ölçekli topografik haritalar kullanılarak, yüzlek veren kayaç grupları ayırtlanmış, yapısal unsurlar belirlenmiş ve çalışma alanının Genel Jeoloji Haritası oluşturulmuştur. İnceleme alanının temelini Kretase yaşlı Yeniköy Karışığına ait ofiyolitik kayaçlar oluşturmaktadır. Bu temel kayalar üzerine uyumsuz olarak Tersiyer istif gelmektedir. Tersiyer istifini tabandan tavana incelediğimizde Alt-Orta Eosen yaşlı türbiditik çökellerden oluşan Gaziköy Formasyonu ve üzerinde bulunan Alt-Orta Eosen yaşlı türbiditik özellikteki Keşan Formasyonu ile Orta-Üst Eosen yaşlı kireçtaşlarının oluşturduğu Soğucak Formasyonu yer almaktadır. Ayrıca Üst Eosen-Üst Oligosen yaşlı Hisarlıdağ Volkanitlerine ait andezitler bulunmaktadır. Neojen dönemde bu istif, Eosen çökellerini zaman boşluğu ve açısız uyumsuzlukla örten Orta-Üst Miyosen yaşlı kumtaşı, çakıltası, kıltaşı ve çamurtaşı içeren Çanakkale Grubu ile devam etmektedir. Çanakkale Grubu içerisindeki çökellerin üst seviyesi olarak yorumlanan, fosilli kumtaşı tabakasında gözlenen *Avimactra venjukovi* (Andrussow), *Avimactra ososkovi* (Andrussow), *Avimactra karabugasica* (Andrussow), *Avimactra subcaspia* (Andrussow) fosillerine dayanarak bu seviye için Sevinç Kapan-Yeşilyurt (sözlü görüşme, 2008) tarafından Üst Pliyosen (Akçagiliyen) yaşı öngörülmüştür. Bu veriler göz önüne alındığında Çanakkale Grubu'nun Alt Miyosen-Üst Pliyosen yaşında olduğu söylenebilmektedir. Çanakkale Grubu üzerinde Üst Pleyistosen yaşlı Denizel seki yer almaktadır. Tüm bu birimleri yatay konumlu olarak Kuvaterner Alüvyon örtmektedir.

Gaziköy Formasyonunda yapılan tabaka düzlemi ölçümlerinin Wulf ağı alt yarımküresi üzerindeki izdüşümleri kontur ve gül diyagramında değerlendirilmiştir. Genel eğim yönünün KB ve GD yönünde yoğunluk kazandığı ve sıkışma yönlerinin KKB-GGD yönlü olduğu belirlenmiştir. Aynı Formasyonda eklem düzlemi ölçümlerinin kontur ve gül diyagramında değerlendirilmesi sonucunda egemen iki eklem takımının varlığı saptanmıştır. Bu eklem takımlarının yönleri, tabaka düzlemlerinin konumlarına göre

belirlenen sıkışma yönleri göz önünde bulundurularak değerlendirilmiştir. Buna göre K60D ve G70B ya eğimli olanlar boyuna, G30-40B ile G70-80D ya eğimli olanlar makaslama eklemleri olarak yorumlanmıştır.

Tektonik özelliklerin belirlenmesi amacıyla Ganos Fayı ve civarında yapısal unsurlar araştırılmıştır. Bu kapsamda diri fay harita alımı gerçekleştirilerek, Ganos Fayı incelenmiştir. Yaklaşık K70⁰D doğrultu olarak gözlenen Ganos Fayı, Gaziköy'den itibaren karaya çıkarak Güzelköy, Mursallı, Yayaköy ve Yörgüç köylerinin güneyinden geçer ve Gölcük'e ilerler. Ganos fayı, Gölcük içerisinde batıya doğru Sofuköy'ün güney yamaçlarından, Demici Göleti'ne kadar devam etmekte, göletin batısında benzer doğrultuda ilerleyerek Saros Körfezi'ne ulaşmaktadır. Ganos Fay Zonu boyunca yapılan çalışmalarda, ters bileşenli doğrultu atımlı faylar ile normal faylar gözlenmiştir.

Ganos Fay Zonu boyunca yüzlek veren kayalarda gözlenen fay düzlemlerine ait parametreler (fayın doğrultusu, eğim miktarı, eğim yönü, rake değerleri), 24 istasyonda, 138 adet fay düzlemi üzerinde belirlenerek değerlendirilmiştir. Fay topluluklarının kinematik analizi, Carey (1979)'in sayısal analiz yöntemiyle hesaplanarak gerçekleştirilmiştir. Yapılan bu analiz çalışmalarına göre bölgede birbiriyle uyumlu olan iki tektonik rejimin var olduğu görülmektedir. Bunlar KB-GD doğrultulu sıkışma rejimi altında gelişen doğrultu atımlı faylanma rejimi ve KD-GB doğrultulu açılma gerilmesi altında gelişen lokal normal faylanma rejimidir. En büyük asal gerilme ekseninin (σ_1) durumu $130 \pm 16^\circ$, en küçük asal gerilme ekseninin (σ_3) durumu 53 ± 13 olarak ve Rm oranı 0.49 olarak hesaplanmıştır. Bu verilere göre en büyük asal gerilme eksenini (σ_1) ve en küçük asal gerilme eksenini (σ_3) yatay konumda, ortaç gerilme eksenini ise (σ_2) düşey konumdadır. Bu da doğrultu atımlı faylanmayı oluşturan tektonik rejimin varlığını göstermektedir. Bu değerlere göre bölgedeki sıkışma doğrultusu σ_1 yönünde, K 50° B ve açılma doğrultusu σ_3 yönünde, K 53° D dur. Rm oranının 0.49 olması da doğrultu atımlı faylanmanın transtansiyonel bir karakterde olduğunu göstermektedir.

Bölgede etkin olan ve doğrultu atımlı faylanmayı oluşturan rejim ile uyumlu olarak normal faylanma (açılma) rejiminin de mevcut olduğu saptanmıştır. İstasyonlardan toplanan verilere göre en büyük asal gerilme ekseninin (σ_1) durumu $67 \pm 66^\circ$, en küçük asal gerilme ekseninin (σ_3) durumu $28 \pm 18^\circ$ olarak belirlenmiştir. Ortaç asal gerilme eksenini (σ_2) ve en küçük asal gerilme ekseninin (σ_3) yatay konumda olması, en büyük gerilme ekseninin ise (σ_1) düşey konumda olması bize normal faylanmayla karşımıza çıkan bir açılma rejiminin varlığını göstermektedir. Bu hesaplamalar sonucunda bölgedeki

açılma doğrultusu σ_3 yönünde olup, K 28 D dur. Ganos Fay Zonu boyunca KD-GB doğrultulu açılma rejimi ile oluşan normal fayların, sağ yanal doğrultu atımlı Ganos Fayı üzerinde, bu fayı oluşturan KB-GD doğrultulu sıkışma rejimi ile uyumlu lokal bir açılmayı temsil etmektedir.

Ganos fayı ve çevresinde 2003 - 2010 yılları arasında meydana gelen 12 adet depremin odak mekanizması çözümlenmeleri ve ters çözümü yapılarak, en büyük asal gerilme eksenini (σ_1) ve en küçük asal gerilme ekseninin (σ_3) yatayda ve dış yayda; ortaç gerilme ekseninin ise merkezde ve düşey konumda olduğu belirlenmiştir. Doğrultu atımlı gerilme rejimini ifade eden bu sonuçlara göre; en büyük asal gerilme ekseninin (σ_1) durumu $\sigma_1 = 276^\circ / 7^\circ$, en küçük asal gerilme ekseninin (σ_3) durumu $\sigma_3 = 6^\circ / 6^\circ$ olarak, Rm oranı da 0.44 olarak belirlenmiştir. Bu sonuçlara dayanarak, Ganos Fayı'nın günümüzde transtansiyonel bir fay olarak çalıştığı söylenebilmektedir ve fay topluluklarının kinematik analizi ile elde edilen sonuçlar ile birbirini desteklemektedir.

Uzaktan algılama yöntemi kullanılarak yapılan çizgisellik analizi çalışmalarında kullanılan ALOS-PALSAR; HH+HV polarizasyonlu, Level 4.1 tipinde uydu görüntüsü üzerinde Erdas 9.1 programı ile çeşitli filtreler uygulanmış ve çizgisellikler belirlenerek, değerlendirilmesi yapıldıktan sonra bu çizgiselliklere ait gül diyagramı oluşturulmuştur. Gül diyagramına göre KB-GD yönlü sıkışma kuvvetlerinin ve KD-GB yönlü gerilme kuvvetlerinin var olduğu belirlenmiştir. Bu çizgiselliklerin bölgede etkin olan KB-GD doğrultulu sıkışma rejiminin ve Ganos Fayı'nı da oluşturan kuvvetlerin etkisi ile oluştuğu düşünülmektedir. Uzaktan algılama çalışmaları sonucunda belirlenen kuvvet yönleri, fayların kinematik analizi çalışmalarının sonuçları ve depremlerden elde edilen odak mekanizması sonuçları ile de uyumludur.

Bu tez çalışması ile Ganos Fayı ve civarında günümüzde KB-GD yönlü bir sıkışma rejiminin etkin olduğu ve bunun ürünü olarak, sağ yönlü doğrultu atımlı fayların ve buna eşlik eden ve bu rejimle uyumlu yersel normal faylanmaların geliştiği saptanmıştır. Ayrıca, Ganos Fayı'nın, büyüklüğü 7.0 ve üzeri büyüklükte deprem üretme olasılığının yüksek olduğu sonucuna varılmıştır.

KAYNAKLAR

- Aksoy M.E., Meghraoui M., Vallée M., ve Çakır Z., 2010. Rupture characteristics of the A.D. 1912 Mürefte (Ganos) earthquake segment of the North Anatolian fault (western Turkey), *Geological Society of America, GEOLOGY, November 2010*, v. 38; no. 11; p. 991–994.
- Ambraseys N.N. ve Finkel C.F., 1987, The Saros Marmara Earthquake of 9 August 1912: Earthquake, *Eng. and Structural Dynamikes*, 15, 189-211.
- Ambraseys N. ve Finkel C., 1991. Long-term seismicity of Istanbul and of the Marmara Sea region, *Terra* 3, 527-539.
- Angelier J., 1975. Sur L'analyse Des Mesures Recueillies Dans Des Sites Failleâs: L'utilité D'une Confrontation Entre Les Méthodes Dynamiques Et Cinématiques. *C.R. Acad. Sci.* 281(II): 1805-1808.
- Angelier J. ve Mechler P., 1977. Sur Methode Graphique de Recherche des Contraintes Principales Egalement Utilisable en Tectonique et en Sismologie: La Methode Diédre Droit. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 19: 1309-1318.
- Angelier J., 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets, *Geophys. Res.*, 89, 5835-58489.
- Arabu N., 1917. Remarques stratigraphiques sur les formations tertiaires du bassin de la merde Marmara. *Bull. Soc. Géol. de France*, t. XVII.
- Armijo R., Meyer B., King G.C.P., Rigo A. ve Papanastassiou D., 1996. Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implications for the Late Cenozoic evolution of the Aegean, *Geophys. J. Int.* 126, 11-53
- Armijo R., Meyer B., Hubert A. ve Barka A., 1999. Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean: Timing and Kinematics, *Geology*, 27, 3, 267-270.
- Armijo R. ve Cisternas A., 1979. Un Problème Inverse en Microtectonique Cassante. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 287: 595-598.
- Arthaud F., 1969. Méthode De Détermination Graphique Des Directions de Raccourcissement, D'allongement et Intermédiaire D'une Population de Failles. *Bull. Soc. Géol. France*, 11:729-737.
- Aykol A. ve Tokel S., 1991. The geochemistry and tectonic setting of the Demirköy pluton of the Srednogora–Istranca granitoid chain, NW Turkey, *Mineral. Mag.* 55, 249-256.

- Bargu S., 1989-90. Kuzey Anadolu Fayı'nın Gaziköy ve Mürefte (Tekirdağ) Dolaylarında Yapısal özellikleri ve hareket mekanizması: *İÜ Yerbilimleri Derg.*, 7,1-2, 77-97. (Basım1993).
- Barka A. A. ve Gülen L., 1988. New constraints on age and total offset of the North Anatolian fault zone; Implications for tectonics of the Eastern Mediterranean region: In "1987 Melih Tokay Symp." *Spec. Publ. METU. Ankara, Turkey*, 39-65.
- Barka A.A. ve Hancock P.L., 1985. Tectonic interpretation of enigmatic structures in the North Anatolian fault zone, *J. Struct. Geol.*, 5, 217-220.
- Barka A.A., 1992. The North Anatolian Fault Zone, *Ann Tectonicae* 6, 164-195
- Başkan H.G., 1990. Ganos Dağı'nın merkezi kesiminin jeolojisi, *İ.T.Ü. Maden Fakültesi, Lisans Tezi. (Yayınlanmamış)*
- Bellier O., Över S., Poisson A. ve Andrieux J., 1997. Recent temporal change in stress state and modern stress field along the North Anatolian Fault Zone (Turkey). *Geophys. J. Int.*, 131 : 61-86.
- Bott M. H. P., 1959. The Mechanism of Oblique Slip Faulting. *Geol. Mag.* 96: 109–117.
- Carey E. ve Brunier B., 1974. Analyse theorique et numerique d'une modele mecanique elementaire applique à l'etude d'une population des failles, *C. R. Hebd. Acad. Sci, Lett.* 270 : 891-894.
- Carey E., 1976. Analyse numérique d'un mod`ele mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles: Calcul d'un tenseur moyen des contraintes à partir des stries de glissement: Unpublished PhD thesis, Tectonique Générale, Univ. Paris-Sud, Orsay, 138p.
- Carey E., 1979. Recherche des Directions Principales de Contraintes Associées au Jeu D'une Population de Failles, *Revue Geological Dynamic and Géography Physic.* 21: 57-66.
- Carey-Gailhardis E. ve Mercier J.L., 1987. A numerical method for determining the state of stress using focal mechanism of earthquake populations, *Earth Planet. Sci Lett.* 82 : 165-179.
- Cohen H., Dart C., Akyüz S. ve Barka A.A., 1995. Syn-rift sedimentation and structural development of the Gediz and Büyük Menderes graben, western Turkey, *J. Geol. Soc. London* 152, 629-638.
- Dart C., Cohen H., Akyüz S. ve Barka A.A., 1995. Basinward migrating rift border faults: the Gediz graben, Western Anatolian extensional province, *Geology* 23, 69-72.

- Dewey J.F. ve Şengör A.M.C., 1979. Aegean and surrounding regions: complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone, *Geol. Soc. Am. Bull.* 90, 84–92.
- Dreger D. S., 2002. Manual of the Time-Domain Moment Tensor Inverse Code (TDMT-INVC), Release 1.1, Berkeley Seismological Laboratory, Berkeley, p. 18.
- Emre T., 1996. Gediz grabeni'nin tektonik evrimi, *Türkiye Jeoloji Bülteni* 39-2, 1-18.
- Ercan T., Akat U., Günay E. ve Savaşçın Y., 1986. Söke-Selçuk-Kuşadası dolaylarının jeolojisi ve volkanik kayaların petrokimyasal özellikleri: *MTA Derg.*, 105/106, 15-38.
- Ercan T. ve Gedik A., 1986. Karadeniz ve Trakya'da yapılan derin sondajlardan alınan karöüardaki volkanik kayaların petrolojisi ve volkanizmanın bölgesel yayılımı, *Jeomorfoloji Dergisi*, 14, 39-48.
- Ercan T., 1992. Trakya'daki Senozoyik volkanizması ve bölgesel yayılımı, *JMO, Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 41, s: 37-50.
- Ergin K., Güçlü U. ve Uz Z., 1967. Türkiye ve civarında deprem katalogu, *İTÜ Maden Fakültesi, Arz Fiziği Enstitüsü Yay.* 24, 169 s.
- Ergun M. ve Özel E., 1995. Structural relationship between the sea of Marmara Basin and North Anatolian Fault Zone, *Terra Nova*, 7, 278-288.
- Erol K., 2003. Yeniköy Karışığının (GB Trakya) Metamorfik Evrimi, *Türkiye Jeoloji Bülteni Cilt 46, Sayı 2*, 53-61.
- Etchecopar A., Vasseur G., ve Daigneries M., 1981. An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis: *J. Struct. Geol.*, v.3 : 51-65.
- Fytikas M., Giuliani O., Innocenti F., Manetti P., Mazzuoli R., Peccerillo A. ve Villari L., 1980. Neogene Volcanism of the northern and central Aegean region: *Ann. Geol. Pays Hellen*, 30, p: 106-129.
- Fytikas M., Innocenti F., Manetti P., Mazzuoli R., Peccerillo A., Villari L., 1984. Tertiary to Quaternary evolution of the volcanism in the Aegean region, in: Dixon J.E., Robertson A.H.F. (Eds.), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, Geological Society Special Publication vol. 17, Geological Society, London*, pp. 687–700.
- Gökçen L.S., 1967. Keşan bölgesinde Eosen-Oligosen sedimantasyonu, Güneybatı Türkiye Trakyası, *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi*, 69, 1-10.
- Görür N. ve Okay A.I., 1996. Fore-arc origin of the Thrace basin, northwest Turkey, *Geologische Rundschau*, 85, 662-668.

- Gutzwiller O., 1923. Beitrage zur Geologie der Umgebung von Merfete (Mürefte) am Marmara Meer, *Basel Üniv.*, 25 s.
- Gürbüz A., 2005. Kuzeybatı Türkiye’de Paleo ve Neo-tektonik dönem yapılarının konumları arasındaki ilişkiler. *Kocaeli Deprem Semp., Kocaeli*, s:107-108.
- Holmes A.W., 1961. A stratigraphic review of Thrace. *Turkish Petroleum Corporation unpubl techn rep 368*, pp 1-56.
- İmren C., Demirbağ E. ve Şengör A. M.C., 2003. Kuzey Anadolu Fayı’nın Marmara Denizi içindeki devamı, *İTÜ Dergisi/d, Mühendislik, Cilt:2, Sayı:6*, 47-58.
- İzdar K.E., 1959. Beitrage zur Geologie der Umgebung von Tepeköy, *PhD. Thesis, Rhenischen Friedrich Wilhelms Universitat, Bonn*.
- Kalafat D., 1989. Son yıllarda olmuş bazı depremlerin odak mekanizması açısından irdelenmesi, *Deprem Araştırma Bül.*, 66, 6-20.
- Kasar S., Burkan K.A., Siyako M. ve Demir O., 1983. Tekirdağ-Şarköy-Keşan-Enez bölgesinin jeolojisi ve Hidrokarbon olanakları, *TPAO rap.*, 1171 (Yayımlanmamış).
- Kaya O., 1981. Miocene reference section for the coastal parts of west Anatolia, *Newsl. Stratigr. 10*, 164–191.
- Kaya S., Müftüoğlu O. ve Tüysüz O., 2004. Tracing the geometry of an active fault using remote sensing and digital elevation model: Ganos segment, North Anatolian Fault Zone, Turkey, *Int. J. Remote Sensing, Vol. 25, No. 19*, 3843–3855.
- Kesgin Y. ve Varol B., 2003. Gökçeada ve Bozcaada’nın Tersiyer Jeolojisi (Çanakkale) Türkiye, *MTA Dergisi 126*, 49-67.
- Ketin İ., 1948. Über die Tektonisch-Mechanischen Folgerun aus der gassen Anatolischen Erdbeben des letzten Dezenniums, *Geol. Rdsch.*, 36, 77-83.
- Kopp K.O., Pavoni N. ve Schindler C., 1969. Geologie Thrakiens IV: Das Ergene-Becken, *Beih zum Geol. Jahrb., Heft 76*, 136 s., Hannover.
- Le Pichon X. ve Angelier J., 1979. The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area, *Tectonophysics 60*, 1-42.
- Le Pichon X. ve Angelier J., 1981. The Aegean Sea, *Philos. Trans. R. Soc. London A 300*, 357–372.
- McKenzie D.P., 1978. Active tectonics of the Alpine–Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions (tectonics of Aegean region), *Geophys. J.R. Astron. Soc. 55*, 217–254.

- Meriç E., Yanko V. ve Avşar 1995. İzmit Körfezi (Hersek Burnu-Kababurun) Kuvaterner istifinin foraminifer faunası. 105-151. *İzmit Körfezi Kuvaterner İstifi*, Ed: E. Meriç. Kocaeli Valiliği Çevre Koruma Vakfı
- Meriç E., Sakınç M., Özdoğan M. ve Açkurt F., 1988. Yarımburgaz Mağarası kazılarında gözlenen mollusk kavrıkları hakkında: *Arkeoloji ve Sanat*, 40/41, 27-31.
- N.V. Turkse Shell, 1972. I no'lu Marmara petrol bölgesinde AR/NTS/832, 833, 835, 836, 997, 998 hak sıra no'lu arama ruhsatlarına ait terk raporu. *TPAO Arama Grubu Arşivi, yayınlanmamış teknik rapor*, 769.
- Okay A.I. ve Tansel I., 1992. Pontid-İçi Okyanusu'nun üst yaşı hakkında Şarköy kuzeyinden (Trakya) yeni bir bulgu, *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 114, 21-24.
- Okay A.I. ve Tansel I., 1994. New data on the upper age of the Intra-Pontide Ocean from the north of Şarköy (Thrace). *Mineral. Res. Explor. Bull.* 114, 23-26.
- Okay A.I., Tüysüz O., Akyüz S., 1995. Istranca masifinin batı kesiminin jeolojisi ve tektoniği, *Turkish Petroleum Co. Rep. 3521*, 107 pp. (unpubl. report).
- Okay A. I., Tüysüz O., 1999. Tethyan Sutures of northern Turkey. In *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen* (eds B. Durand, L. Jolivet, F. Hovarth and M. Séranne), *Geological Society of London, Special Publication no. 156*, pp. 475-515.
- Okay A.I., Tüysüz O., ve Kaya Ş., 2003. Ganos Dağı kuzeye eğimli Kuzey Anadolu Fayı üzerinde bir rampa mı oluşturuyor?, *İTÜ Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü, Kuvaterner Çalıştayı IV*, sf. 10.
- Okay A., Özcan E., Cavazza W., Okay N. & Less, G., 2010. Basement Types, Lower Eocene Series, Upper Eocene Olistostromes and the Initiation of the Southern Thrace Basin, NW Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences (Turkish J. Earth Sci.)*, Vol. 19, 2010, pp. 1-25.
- Önal M., 1984. Gelibolu (Çanakkale) kuzeybatısının jeolojisi. *Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi, Jeoloji Müh. Bölümü, İstanbul*, 200 s.
- Önal M., 1986. Gelibolu Yarımadası'nın orta bölümünün, çökme istifleri ve tektoniği, kuzeybatı Anadolu ve Türkiye, *İTÜ Mühendislik Fakültesi, Yerbilimleri Dergisi* 5, 1-2, 21-38.
- Över S., 1996. Analyse tectonique et etats de contrainte cenozoïques dans la zone centrale de la faille Nord Anatolienne (Turquie), These Univ. Paris-Sud, Örsay, 4137, 260 p.

- Özden S., 1998. Sivas havzası kuzeyinde İzmir-Ankara kenet kuşağının tektonostratigrafisi ve deformasyon biçimi (Sivas-KD Anadolu), Doktora Tezi, C.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, 228 s.
- Över S., Ünlügenç U. C., Özden S., 2001. Hatay bölgesinde etkin gerilme durumları. *Yerbilimleri*, Sayı : 23, : 1-14
- Özden S., Över S., ve Ünlügenç U.C., 2002. Quaternary stress regime change along the eastern North Anatolian Fault Zone, Turkey. *International Geology Review Vol. 44, No. 11*, pp. 1037-1052.
- Özden S., Över S., Kavak K. Ş., İnal Dündar Ş. S., 2008. Late Cenozoic stress states around Bolu Basin along the North Anatolian Fault, NW Turkey. *Journal of Geodynamics*, 46, 1-2, 48-62.
- Paluska A., Potetsch Th, ve Bargu S., 1989. Tectonics, paleoseismic activity and recent deformation mechanisms in the Sapanca- Abant region (NW Turkey, North Anatolian Fault Zone: *Turkish-German Earthquake Research Project. Earthquake Research Institute, Ankara, Turkey, University of Kiel, West Germany*, 18-33.
- Paton S., 1993. The Relationships between Extension and Volcanism in Western Turkey, Aegean, and Central Greece, *PhD. thesis, Cambridge University*, 300 pp.
- Pavoni N., 1961. Die Nordanatolische horizontalverschiebung, *Geol. Rdsch.*, 51, 122-139.
- Pegoraro O., 1972. Application de la Microtectonique a une Etude de Neotectonique sur le Golfe Maliaque (Gece centrale): These de 3 cycle, Montpellier.
- Perinçek D., 1987. Trakya Havzası renç fay zonunun sismik özellikleri, *Türkiye 7. Petrol Kongresi*, 11-21.
- Price N.J., 1966. Fault and joint development in brittle and semi-brittle rock, *New York, Pergamon Press*, 176 p.
- Rockwell T., Barka A., Dawson T., Akyüz S. ve Thorup K., 2001. Paleoseismology of the Gaziköy-Saros segment of the North Anatolian Fault, northwestern Turkey: comparison of the historical and paleoseismic records, implications of regional seismic hazard, and models of earthquake recurrence, *J. Seismol.* 5, 433-448.
- Royden L., 1993. Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision, *Tectonics* 12, 303-325.
- Saatçılar R., Ergintav S., Demirbağ E. ve İnan S., 1999. Active faulting geometry of the Aegean Sea from seismic reflection data, *Marine Geology*, V.160, no:3-4, p. 379-393.

- Sadi M. (Doktor Yüzbaşı)1912. Marmara havzası'nın 26-27 Temmuz 1328 (1912) hareket-i arzının esbabı. Tarih ve Düşünce dergisi, İstanbul. S: 42-53
- Sakınç M. ve Yaltırak C., 1997. Güney Trakya Sahillerin Denizel Pleyistosen Çökelleri ve Paleocografyası, *MTA Dergisi*, 119, 43-62.
- Sakınç M., Yaltırak C. ve Oktay F.Y., 1999. Palaeogeographical evolution of the Thrace Neogene Basin and the Tethian-Paratethian relations at northwest Turkey (Thrace), *Palaeo3*, 153, 17-40.
- Saltık O., 1974. Şarköy-Mürefte sahaları jeolojisi ve petrol olanakları, *TPAO Arama Grubu Arşivi, Teknik rapor*, 879, 24 s. (Yayınlanmamış)
- Saner S., 1980. Batı Pontidlerin ve komşu havzaların oluşumlarının levha tektoniği kuramı ile açıklanması, Kuzeybatı Türkiye, *MTA Dergisi* 93-94, 1-19.
- Saner S., 1985. Saros Körfezi dolayının çökme istifleri ve tektonik yerleşimi, Kuzeydoğu Ege Denizi, Türkiye, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 28, 1-10.
- Şengör A.M.C., 1979. The North Anatolian Transform Fault. its age offset and tectonic significance, *J. Geol. Soc. Lond*, 136, 269-282.
- Şengör A.M.C., 1987. Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of low angle normal faulting: example from western Turkey, *In: Coward, M.P., Dewey, J.F., Hancock, P.L. (Eds.), Continental Extensional Tectonics. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 28*, 575-589.
- Şengör A.M.C., 1990. Plate Tectonics and Orogenic Research after 25 Years A Tethyan Perspective, *Earth-Science Reviews* 27, 1-201.
- Şengör A.M.C., 1995. Kuzey Anadolu Fayı'nın keşfi hakkında, *Cumhuriyet-Bilim Teknik*, 458 (30 Aralık 1995), 6-8.
- Şengör A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach, *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Şentürk K. ve Okay A.İ., 1984. Saros Körfezi doğusunda yüksek basınç metamorfizması, *MTA Dergisi*, 97/98, pp. 152-155.
- Şengör A.M.C., Görür N. ve Şaroğlu F., 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, *Soc. Ecol. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.*, 37, 227-264.
- Şengör A.M.C., Tüysüz O., İmren C., Sakınç M., Eyidoğan H., Görür N., Le Pichon X. ve Rangin C., 2004. The North Anatolian Fault: A New Look, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, Vol. 33, 37-112.

- Şentürk K. ve Karaköse C.1987. Çanakkale Boğazı ve dolayının jeolojisi. *MTA Rap. no: 9333, (yayımlanmamış) Ankara.*
- Seyitoğlu G. ve Scott B.C., 1991. Late Cenozoic crustal extension basin formation in west Turkey, *Geological Magazine, 128*, 155-166.
- Seyitoğlu G. ve Scott B.C., 1992. The age of the Büyük Menderes Graben (West Turkey) and its tectonic implications, *Geological Magazine, 129*, 239-242.
- Siyako M., Bürkan K.A. ve Okay A.I., 1989. Biga ve Gelibolu yarımadaalarının Tersiyer jeolojisi ve hidrokarbon olanakları (with English abstract), *Bull. Turk. Assoc. Pet. Geol. 1*, 183-199.
- Siyako M., 2006, Trakya Bölgesi Litostratigrafi birimleri, *Stratigrafi Komitesi Litostratigrafi Birimleri Serisi 2, Ankara, 70 s.*
- Sümengen M., Terlemez İ., Şentürk K., Karaköse C., Erkan E., Ünay E., Gürbüz M., Atalay Z., ve Şentürk K., 1987. Gelibolu Yarımadası ve Güneybatı Trakya Tersiyer Havzasının Stratigrafisi, Sedimentolojisi ve Tektoniği, *MTA Rap: 8128. (Yayımlanmamış)*
- Sümengen M. ve Terlemez İ., 1991. Güneybatı Trakya yöresi Eosen çökellerinin stratigrafisi, *Maden Tetkik Arama Dergisi, 113*, 17-30.
- Taner G., 1981. Gelibolu Yarımadası'nın denizel Kuvaterner Moluskaları: *Jeomorfoloji Derg., 10*, 71-117.
- Taner G., 1983. Hamzaköy Formasyonu'nun Çavda (Baküniyen) Bivalvleri, Gelibolu Yarımadası: *TJK. Bült. 26, 1*, 59-64.
- Tapırdamaz C. ve Yaltırak C., 1997. Trakya'da Senozoyik volkaniklerinin paleomanyetik özellikleri ve bölgenin tektonik evrimi, *MTA Dergisi, 119*, 27-42.
- Taymaz T., Jackson J.A. ve McKenzie D., 1991. Active tectonics of the north and central Aegean Sea, *Geophysical Journal International, 106*, 433-490.
- Temel R.Ö. ve Çiftçi N.B., 2002. Gelibolu Yarımadası, Gökçeada ve Bozcaada Tersiyer çökellerinin stratigrafisi ve ortamsal özellikleri, *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, 14*, 17-40.
- Turgut, S. ve Eseller G., 2000. Sequence stratigraphy, tectonics and depositional history in eastern Thrace Basin, NW Turkey, *Mar. Petrol. Geol., 17*, 61-100.
- Turgut S., Siyako M. ve Dilki A., 1983. Trakya havzasının jeolojisi ve hidrokarbon olanakları, *Türkiye Jeoloji Kongresi Bülteni, 4*, 35-46.
- Turgut S., Türkaslan M., Perinçek D., 1991. Evolution of the Thrace sedimentary basin and its hydrocarbon prospectivity. In: *Spencer, A.M. (Ed.), Generation, Accumulation,*

- and Production of Europe's Hydrocarbons. *Spec. Publ. Euro. Ass. Petrol. Geoscient.* 1, 415-437.
- Türkecan A. ve Yurtsever A., 2002. İstanbul Paftası, 1:500 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası Serisi, *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü*, Ankara.
- Tüysüz O., 1993. Karadeniz'den Orta Anadolu'ya bir Jeotravers: Kuzey Neo-Tetisin Tektonik evrimi, *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni 5-1*, 1-33.
- Tüysüz O., Dellaloğlu A.A. ve Terzioğlu N., 1995. A magmatic belt within the Neo-Tethyan suture zone and its role in the tectonic evolution of northern Turkey, *Tectonophysics* 243, 173-191.
- Tüysüz O., Barka A., Yiğitbaş E. 1998. Geology of the Saros Graben: its implications on the evolution of the North Anatolian Fault in the Ganos-Saros region, NW Turkey. *Tectonophysics* 293, 105-126.
- Ünay E ve De Bruijn H., 1984. One some Neogene rodent assamlages from both sides of the Dardanelles: Turkey, *Newsletter in Stratigraphy*, 13, 119-132.
- Wallace R. E., 1958. Geometry of Shearing Stres and Relation to Faulting. *J. Geol.* 59: 118.
- Westaway R., 1990. Block rotation in western Turkey, 1. Observational evidence, *J. Geophys. Res.* 95 (B12), 19857-19884.
- Westaway R., 1994. Present-day kinematics of the Middle East and eastern Mediterranean, *J. Geophys. Res.* 99, 12071-12090.
- Wong H.K., Lüdmann T., Uluğ A., Görür N., 1995. The Sea of Marmara: a plate boundary sea in an escape tectonic regime, *Tectonophysics*, 244, 231-250.
- Yaltrak C., 1995a. Gelibolu Yarımadası'nda Pliyo-Kuvaterner Sedimentasyonunu Denetleyen Tektonik Mekanizma, *Nezihi Canitez Sempozyumu, 12-14 Nisan, İstanbul, Jeofizik*, 10, 103-106
- Yaltrak C., 1995b. Ganos sisteminin tektonik özellikleri, *Trakya Havzası Jeolojisi Sempozyumu, 30 Mayıs-3 Haziran, Lüleburgaz-Kırklareli*, 35.
- Yaltrak C., 1995c. Gaziköy-Mürefte Arasının Sedimentolojisi ve Tektoniği, *TPJD Bülteni*, 6: 1, 93-112
- Yaltrak C., 1996. Ganos Fay Sisteminin tektonik tarihi, *TPJD Bülteni*, 8, 137-156.
- Yaltrak C., 2000. Marmara Problemi, *1. Ulusal Deniz Bilimleri Konferansı, 30 Mayıs-2 Haziran 2000, Ankara*, 60-61.
- Yaltrak C., Alpar B., Yüce H., 1998. Tectonic elements controlling the evolution of the Gulf of Saros (northeastern Aegean Sea, Turkey), *Tectonophysics*, 300, 227-248.

- Yaltrrak C., Alpar B., Sakinç M., Görür N. ve Çağatay M.N., 1998. Position of the Marmara Formation and regional tectonics in the strait of Çanakkale (Gelibolu-Lapseki), *Marine Geology and exploration of Turkey, Workshop IV 14-15 May 1998*, pp 58-61.
- Yaltrrak C., Sakinç M., Oktay F.Y., 2000a. Westward propagation of North Anatolian fault into northern Aegean: Timing and kinematics, *Comment, Geology*, 28, 2, 187-188.
- Yaltrrak C., Alpar B., Sakinç M., Yüce H., 2000b. Origin of the Strait of Çanakkale (Dardanelles): regional tectonics and the Mediterranean-Marmara incursion, *Marine Geology* 164, 139-156.
- Yaltrrak C., Sakinç M. ve Oktay F.Y., 2000. Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean: Timing and kinematics, *Geology*, 28, 187-188 (Comment).
- Yaltrrak C. ve Alpar B., 2002. Kinematics and evolution of the northern branch of the North Anatolian Fault (Ganos Fault) between the Sea of Marmara and the Gulf of Saros, *Mar. Geol.*, 190, 352-366.
- Yılmaz Y., 1990. Allochthonous terranes in the Tethyan Middle East: Anatolia and the surrounding regions, *Philos. Trans. R. Soc. London A* 331, 611-624.

Alos-Palsar Teknik Özellikleri (b.t.). <http://www.nik.com.tr>

Türkiye Deprem Haritası (b.t.). www.sayisalgrafik.com

Tekirdağ Tanıtımı (b.t.). www.tekirdag.gov.tr

Tarihsel ve Büyük Depremler. www.koeri.boun.edu.tr

Tekirdağ Ulaşım Olanakları (b.t.). www.tck.gov.tr

Palsar Uydu Özellikleri (b.t.). www.mta.gov.tr

Elektromagnetik Spektrumun Dalga Boyları (b.t.). <http://image.absoluteastronomy.com>

Türkiye Pafta İndeksi (b.t.). www.mta.gov.tr

Palsar Görüntü Özellikleri (b.t.). www.nik.com.tr

Çizelgeler

Sayfa No:

Çizelge 4.1.Proje sahasından elde edilen fay-ölçüm istasyonlarının; koordinatları, yükseklikleri, fayların ölçüldüğü jeolojik birimlerin yaş ve litolojileri.....	79
Çizelge 4.2.KB-GD doğrultulu sıkışma rejimi altında gelişen ters ve doğrultu atımlı faylara ait lokasyonlarda gerçekleştirilen kinematik analiz sonuçları.....	80
Çizelge 4.3.KD-GB doğrultulu lokal açılma rejimi altında gelişen normal faylara ait lokasyonlarda gerçekleştirilen kinematik analiz sonuçları.....	84
Çizelge 4.4.Ganos Fayı ve yakın çevresinde tarihsel dönemde (1900 öncesi) meydana gelmiş deprem parametreleri (www.koeri.boun.edu.tr).....	88
Çizelge 4.5. 1912 Mürefte-Şarköy depremleri ve parametreleri (www.sayisalgrafik.com.tr).....	89
Çizelge 4.6.Ganos Fayı üzerinde 1900-2010 yılları arasında meydana gelmiş $M_w > 7$ olan depremler (Kandilli Kayıtları'na göre).....	90
Çizelge 4.7.Ganos Fayı üzerinde 1900-2010 yılları arasında meydana gelmiş $M_w = 6 - 6,9$ olan depremler (Kandilli Kayıtları'na göre).....	91
Çizelge 4.8.Ganos Fayı üzerinde 1900-2010 yılları arasında meydana gelmiş $M_w = 5 - 5,9$ olan depremler (Kandilli Kayıtları'na göre).....	91
Çizelge 4.9. Ganos Fayı üzerinde 1900-2010 yılları arasında meydana gelmiş $M_w = 4 - 4,9$ olan depremler (Kandilli Kayıtları'na göre).....	92
Çizelge 4.10.İnceleme alanı ve çevresinde 2003-2010 yılları arasında meydana gelmiş ve çözümlenen bazı depremlere ait parametreler.....	98
Çizelge 4.11.ALOS-PALSAR uydusunun genel özellikleri.....	101

Şekiller

Sayfa No:

Şekil 1.1.Çalışma alanının yer bulduru haritası.....	2
Şekil 1.2.İnceleme alanının 1/100.000 ölçekli Türkiye Pafta İndeksi'ndeki durumu.....	3
Şekil 1.3.İnceleme alanının morfolojik özellikleri.....	4
Şekil 4.1.Trakya Tersiyer birimleri toplam kalınlık haritası ve inceleme alanının Trakya Havzası içerisindeki yeri.....	16
Şekil 4.2.İnceleme Alanı Genelleştirilmiş Stratigrafik Kolon Kesiti.....	17
Şekil 4.3.İnceleme Alanının 1/25000 ölçekli Jeoloji Haritası.....	18
Şekil 4.4.Yeniköy Karışığı ile Eosen yaşlı formasyonların ilişkisi.....	21
Şekil 4.5.Yeniköy güneyinde bulunan Yeniköy Karışığı'na ait metamorfik kayalar.....	22
Şekil 4.6.Gölcük Köyü güneydoğusunda bulunan Yeniköy Karışığı'na ait metamorfik kayaları gösteren fotoğraf.....	23
Şekil 4.7.Güzelköy'ün KB sırdaki sırtta gözlenen Gaziköy Formasyonu'na ait kumtaşlarının genel görünümü.....	24
Şekil 4.8.Güzelköy KD sında gözlenen Gaziköy Formasyonu'ndaki şeyl tabakalarının genel görünümü.....	25
Şekil 4.9.Güzelköy KD sında gözlenen Gaziköy Formasyonundaki şeyl tabakalarının yakından görünümü.....	25
Şekil 4.10.Mursallı Köyü kuzeyinde gözlenen Gaziköy Formasyonu içerisindeki tüfler.....	26
Şekil 4.11. Mursallı Köyü kuzeyinde gözlenen Gaziköy Formasyonu'ndaki tüflerin genel görünümü.....	27
Şekil 4.12. Tüfe ait el örneği ve tüflerin polarizan mikroskop altındaki görüntüsü.....	28
Şekil 4.13. Yeniköy doğusu, Dermançeşme mevkiinde gözlemlenen Keşan Formasyonuna ait kumtaşı-şeyl ardalanmasının genel görünümü.....	30
Şekil 4.14. Akkayalık Mevkii kuzeyinde gözlemlenen Keşan Formasyonu içerisindeki çakıltaşları tabakalarını gösteren fotoğraf.....	31
Şekil 4.15. Keşan Formasyonu içerisindeki çakıltaşlarını gösteren fotoğraf.....	31
Şekil 4.16. Soğucak Formasyonu kireçtaşlarını gösteren fotoğraf.....	33

Şekil 4.17. Kireçtaşlarının polarizan mikroskop altındaki 4X büyütme, çift nikol görüntüsü.....	33
Şekil 4.18. Hisarlıdağ Volkanitleri içerisinde yer alan andezitler ve Keşan formasyonu ile ilişkisi.....	35
Şekil 4.19. Andezite ait makro görünüm ve andezitin polarizan mikroskop altındaki 4X büyütme, çift nikol görüntüsü.....	36
Şekil 4.20. Gölcük kuzeybatısı Göl Tepe mevkiinde gözlemlenen Eosen yaşlı çökeller ile Çanakkale Grubu arasındaki açısal uyumsuzluğu gösteren fotoğraf..	37
Şekil 4.21. Çanakkale Grubu'nun genel görünümünü gösteren fotoğraf.....	38
Şekil 4.22. Yörgüç Köyü güneybatısında gözlenen Gazhanedere ve Kirazlı Formasyonlarının stratigrafik ilişkisi.....	39
Şekil 4.23. Mursallı Köyü güneyinde gözlenen Gazhanedere Formasyonuna ait silttaş-kumtaşı litolojisi.....	40
Şekil 4.24. Gazhanedere Mevkii, Armutluk Tepe güneyinde gözlenen Gazhanedere Formasyonuna ait kumtaşları.....	40
Şekil 4.25.Şarköy kuzeyinde gözlenen Gazhanedere Formasyonuna ait çakıltaşı-kumtaşı tabakaları.....	41
Şekil 4.26. Yeniköy batısında gözlemlenen Gazhanedere Formasyonuna ait kalın tabakalı kumtaşları.....	42
Şekil 4.27. Şarköy'ün kuzeybatısında gözlenen Gazhanedere Formasyonuna ait kiltası ve marn arakatlı kumtaşları.....	43
Şekil 4.28.Gazhanedere formasyonunun çapraz tabakalanma sunan istifi.....	43
Şekil 4.29. Gazhanedere Formasyonu'ndaki kırmızımsı ve gri renkte bantlar.....	44
Şekil 4.30.Kirazlı Formasyonu'na ait kumtaşları.....	46
Şekil 4.31. Kirazlı Formasyonu'na ait fosilli kumtaşları.....	47
Şekil 4.32. Kirazlı Formasyonu'na ait fosilli kumtaşlarının içerdiği Avimactra türleri.....	48
Şekil 4.33. Gaziköy civarında gözlenen denizel seki.....	49
Şekil 4.34. Denizel sekiye ait litoloji ve içerisindeki fosiller.....	50
Şekil 4.35. Türkiye'nin ana Neotektonik yapıları.....	53
Şekil 4.36. Trakya Havzası'nın tektonik konumu.....	54
Şekil 4.37. Gölcük kuzeybatısı Göl Tepe mevkiinde gözlemlenen Eosen yaşlı formasyonlar ile Miyosen yaşlı formasyonlar arasında görülen uyumsuzluk.....	57

Şekil 4.38. Derman Çeşme mevkiinde yer alan, Keşan Formasyonu'na ait litolojilerde görülen, eksenli 140^0 gidişli antiform devrik kıvrım.....	58
Şekil 4.39. Palamut Tepe güneyinde izlenen Gaziköy Formasyonu'na ait kıvrım kanadı ile Miyosen yaşlı formasyonlar arasındaki doğrultu atımlı fay.....	58
Şekil 4.40. Doluca Tepe güneybatısında gözlemlenen Soğucak Formasyonu'na ait kireçtaşı tabakalarının oluşturduğu kıvrımlar.....	59
Şekil 4.41. Trakya Havzası ve Ganos Fayı'nın yapısal jeoloji haritası.....	60
Şekil 4.42. Ganos Fayı'nın konumunu gösteren fotoğraf.....	61
Şekil 4.43. Ganos Fayı'nın panoramik fotoğraflarından oluşan genel görünümü	62
Şekil 4.44. Ganos Fayı'nın Gaziköy Formasyonu'nun, Gaziköy ve kuzeyindeki mostralarda meydana getirdiği kırıklı yapı ile normal ve ters faylar.....	63
Şekil 4.45. Gaziköy-Uçmakedere arası sahil yolunda mostra veren Gaziköy Formasyonu'nda gözlenen metrik fay düzlemleri ve yanal atım.....	64
Şekil 4.46. Armutluk Tepe'nin kuzeyinde Alt-Orta Eosen yaşlı Gaziköy Formasyonu ile Miyosen yaştaki Çanakkale Grubu formasyonlarının dokanağını sınırlayan Ganos Fayı.....	65
Şekil 4.47. Güzelköy'ün kuzeyinde (Tekirdağ yolu), Gaziköy Formasyonu'nda görülen normal faylar.....	65
Şekil 4.48. Mursallı Köyü'nün kuzeybatısında yer alan Gaziköy Formasyonu tüflerinde gözlenen verev atımlı ters fay.....	66
Şekil 4.49. Derman Çeşme mevkiinde gözlenen normal fay ve doğrultu atımlı fay.....	67
Şekil 4.50. Akkayalık Mevkiinde mostra veren Keşan Formasyonu içerisinde görülen normal faylar.....	67
Şekil 4.51. Gölcük güneybatısında gözlemlenen normal fay.....	68
Şekil 4.52. Şarköy Göleti güneybatısında gözlemlenen normal fay.....	69
Şekil 4.53. Şarköy Göleti batısında gözlemlenen normal ve ters faylar.....	69
Şekil 4.54. Kirazlı Formasyonu kumtaşlarında gözlemlenen doğrultu atımlı fay.	70
Şekil 4.55. Gaziköy Formasyonu'nda ölçülen tabaka düzlemlerinin eğim yönlerine göre hazırlanan gül ve kontur diyagramı.....	71
Şekil 4.56. Gaziköy Formasyonu'nda ölçülen eklem düzlemlerinin eğim yönlerine göre hazırlanan gül ve kontur diyagramı.....	72

Şekil 4.57. Bir faya ait blok diyagram üzerinde öngörülen kayma vektörü (τ) ile ölçülen kayma vektörü (S) arasındaki açı (σ_1 , σ_2 ve σ_3 sırasıyla sıkışma, ortaç ve genişleme ana gerilme yönleri).....	77
Şekil 4.58. Çalışma sahası ve yakın civarının jeoloji haritası üzerinde fay topluluklarının kinematik analizleri için ölçüm yapılan istasyonların yerlerinin görünümü.....	78
Şekil 4.59. KB-GD doğrultulu sıkışma rejimi altında gelişen doğrultu atımlı faylara ait lokasyonlarda gerçekleştirilen kinematik analiz sonuçlarının eşit açılı alt yarımküre (Wulf) üzerinde gösterimi.....	82
Şekil 4.60. KD-GB doğrultulu açılma rejimi altında gelişen lokal normal faylara ait lokasyonlarda gerçekleştirilen kinematik analiz sonuçlarının eşit açılı alt yarımküre (Wulf) üzerinde gösterimi.....	86
Şekil 4.61. Ganos Fayı ve çevresinde tarihsel ve aletsel dönemde meydana gelmiş $M > 6$ depremler.....	87
Şekil 4.62. Şarköy ve yakın çevresinde tarihsel dönemde (1900 öncesi) meydana gelmiş depremler.....	88
Şekil 4.63. Mürefte'de hareket ve yangından harap olan mahallelerle bir cami... 89	89
Şekil 4.64. 1912 Mürefte-Şarköy depremlerinin dağılımları.....	90
Şekil 4.65. Büyüklüğü $M_w > 7$ olan depremleri gösterir harita.....	90
Şekil 4.66. Büyüklüğü $M_w = 6 - 6,9$ olan depremleri gösterir harita.....	91
Şekil 4.67. Büyüklüğü $M_w = 5 - 5,9$ olan depremleri gösterir harita.....	92
Şekil 4.68. Büyüklüğü $M_w = 4 - 4,9$ olan depremleri gösterir harita.....	94
Şekil 4.69. Büyüklüğü $M_w = 3 - 3,9$ olan depremleri gösterir harita.....	95
Şekil 4.70. Büyüklüğü $M_w < 3$ olan depremleri gösterir harita.....	95
Şekil 4.71. İnceleme alanı ve çevresinde 2003-2010 yılları arasında meydana gelmiş olan ve odak mekanizması çözümlenmeleri ile ters çözümleri yapılan depremlerin episantırları.....	96
Şekil 4.72. İnceleme alanı ve çevresinde 2003-2010 yılları arasında meydana gelmiş bazı depremlerin odak mekanizması çözümleri.....	97
Şekil 4.73. İnceleme alanı ve çevresinde 2003-2010 yılları arasında meydana gelmiş bazı depremlerin ters çözümleri.....	99
Şekil 4.74. Elektromagnetik spektrumun dalga boyları.....	101

Şekil 4.75. ALOS-PALSAR uydusunun yeryüzünü tarama modları ve farklı özelliklere sahip görüntü elde edilmesi.....	102
Şekil 4.76. ALOS-PALSAR uydusu inceleme (Fine Mode) tipinde tarama yaparken inceleme alanı üzerinden aldığı görüntüler.....	103
Şekil 4.77. Bu çalışma kapsamında kullanılan ve inceleme alanını da kapsayan HH+HV polarizasyonlu, 10 metre çözünürlüğe sahip (Fine Mode) tipinde ALOS-PALSAR görüntüsü.....	104
Şekil 4.78. İnceleme alanını kapsayan kesilmiş ve geliştirme çalışması yapılan görüntü.....	105
Şekil 4.79. İnceleme alanını içerisine alan ALOS-PALSAR görüntüsünün parazitlerin ortadan kaldırılmasına yönelik Lee-Sigma filtresi uygulandıktan sonraki görünümü.....	107
Şekil 4.80. İnceleme alanını içerisine alan ALOS-PALSAR görüntüsüne, kuzeybatıdan ışık verilerek kenar belirleme filtresinin uygulandıktan sonraki görünümü ve tespit edilen çizgisellikler.....	108
Şekil 4.81. ALOS-PALSAR radar görüntüsünde tespit edilen çizgisellikler kullanılarak hazırlanan gül diyagramı.....	108

ÖZGEÇMİŞ

KİŞİSEL BİLGİLER

Ad-Soyad :Seray ÇINAR YILDIZ
Uyruk :Türkiye Cumhuriyeti
Doğum Yeri :Çanakkale
Doğum Tarihi :23.09.1987
Medeni Durum :Evli

EĞİTİM DURUMU

Lisans (2004–2008)–Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü

Lisans Tez Konusu

Gaziköy – Yörgüç (Tekirdağ) Köyleri Arasında Ganos Fayı ve Yakın Civarının Genel Jeolojik Özellikleri

BİLİMSEL FAALİYETLERİ

Bilimsel Araştırma Projesi, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi (Ç.O.M.Ü), 2010-?

Simav ve Kütahya Fayları Arasında Kalan Jeotermal Alanların Aktif Faylarla İlişkisi.

Bilimsel Araştırma Projesi, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi (Ç.O.M.Ü), 2009-?

Ganos Fayı'nın Neotektonik Özellikleri (Gaziköy-Saros Körfezi).

TÜBİTAK Projesi, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi (Ç.O.M.Ü), 2009-?

Simav Fayı ile Kütahya Fayı (Emet – Orta Batı Anadolu) Arasında Kalan Bölgenin Neotektonik ve Sismotektonik Özellikleri.

Harita Kampı, (Ç.O.M.Ü), Haziran 2007

Tepeköy (Gökçeada - Çanakkale) ve Dolaylarının Jeolojisi.

Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Çanakkale, 2007

Eskişehir Fayı'nın Kinematığı, Depremselliği ve Uzaktan Algılama Yöntemiyle İncelenmesi (Staj).

Türkiye Jeoloji Mühendisliği Öğrencileri 3. Buluşması, (Ç.O.M.Ü), Mayıs, 2006

Organizasyon Yürütme Kurulu Üyesi

ETİ Maden İşletmeleri Genel Müdürlüğü, Ankara, 2006

Bigadiç (Balıkesir) Bor İşletmeleri tesisinde maden arama ve üretim çalışmaları (Staj).

Temeltaş İnş. San. ve Tic. Aş., İstanbul, 2006

İnklinometre ölçümü ve değerlendirilmesi çalışmaları, Fore kazık, Ankraj-Enjeksiyon, Jet-Grouting uygulamaları (Staj).

Jeotek Mühendislik, Çanakkale, 2005

İntepe Rüzgar Enerjisi Santrali Yerleşim Amaçlı Jeolojik Etüt Raporu ve Zemin Etüdü Raporu hazırlanması (Staj).

Ezine – Bayramiç ve Bayramiç – Çan (Etili) ilçeleri arasındaki karayolu projesi için jeoteknik amaçlı çalışmalar (Staj).

Yayınlar

- Çınar, S., Tutkun, S. Z., Ateş, Ö., Kapan-Yeşilyurt, S., Özden, S., 2008, **Ganos Fayının kinematiği ve yeni bulgular** ATAG-12, Bildiri Özleri Kitapçığı, Sayfa 53-54, Akçakoca, Türkiye (Poster Sunum).
- Özden, S., Bekler, T., Tutkun, S. Z., Kürçer, A., Ateş, Ö., Bekler, F., Kalafat, D., Gündoğdu, E., Bircan, F., Çınar, S., Çağlayan, Ö., Gürgen, M., İşler, H., Yalçınöz, A., 2008, **Biga Yarımadası ve Marmara Denizi Güneyinin Sismotektoniği** ATAG-12, Bildiri Özleri Kitapçığı, Sayfa 48-49, Akçakoca, Türkiye (Sözlü Sunum).
- Çınar S., Tutkun, S.Z., Özden, S., Kapan Yeşilyurt S. and Ateş, Ö., New geological and tectonic findings on the Ganos Fault and surroundings, NW Turkey, European Geosciences Union General Assembly (EGU 2010), Vienna-Austria.

Katıldığı Seminer ve Sempozyumlar

Coğrafi Bilgi Sistemleri İleri Düzey Eğitimi (Sertifikalı)

- Coğrafi Bilgi Sistemleri Giriş Eğitimi
- Coğrafi Bilgi Sistemleri İleri Düzey Coğrafi Analizler Eğitimi “3D Analyst – Spatial Analyst ve Model Builder”

- EGU (European Geosciences Union), Mayıs 2010, Viyana, *(Katılımcı ve Poster Yazarı)*.
- 63. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Nisan 2010, Ankara, *Maden Tetkik Arama Enstitüsü (M.T.A.) (Katılımcı)*.
- Aktif Tektonik Araştırma Grubu (ATAG) 13. Toplantısı, Kasım 2009, Çanakkale, *Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi (Katılımcı ve Organizasyon Görevlisi)*.
- Aktif Tektonik Araştırma Grubu (ATAG) 12. Toplantısı, Kasım 2008, Düzce, *Cumhuriyet Üniversitesi (Katılımcı ve Poster Yazarı)*.
- Türkiye Jeoloji Mühendisliği Öğrencileri 5. Buluşması, Mayıs 2008, Van, *Van Yüzüncüyıl Üniversitesi (Katılımcı)*.
- International Summer School Isotope Geochemistry & Geochronology of Tectonic Processes, Eylül 2007, Muğla, *Maden Tetkik Arama Enstitüsü (M.T.A.) (Katılımcı)*.
- Türkiye Jeoloji Mühendisliği Öğrencileri 4. Buluşması, Mayıs 2007, Niğde, *Niğde Üniversitesi (Katılımcı)*.
- Türkiye Jeoloji Mühendisliği Öğrencileri 3. Buluşması, Mayıs 2006, Çanakkale, *Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi (Yönetim Kurulu Üyesi ve Katılımcı)*.

İŞ DENEYİMİ

TÜBİTAK Projesi bursiyeri, Yardımcı Araştırmacı.

Simav Fayı ile Kütahya Fayı (Emet – Orta Batı Anadolu) Arasında Kalan Bölgenin Neotektonik ve Sismotektonik Özellikleri.

İLETİŞİM: İsmetpaşa Mah. Asafpaşa Cad. Dönder Apt. No:51/4, Çanakkale.

GSM: 05336542902; E-posta: seraycinar@gmail.com