



**T.C.
İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**



YÜKSEK LİSANS TEZİ

**SAKARYA ZONU'NDAKİ MESOZOYİK VE SENOZOYİK
YAŞLI KAYALARIN PALEOMAĞNETİK SONUÇLARI**

Nurcan KAYA

Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Jeofizik Mühendisliği Programı

Danışman

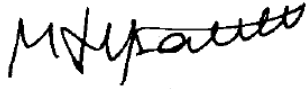
Prof. Dr. Z. Mümtaz HİSARLI

Aralık, 2014

İSTANBUL

Bu çalışma 18.12.2014 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı Yüksek Lisans programında Yüksek Lisans Tezi olarak kabul edilmiştir.

Tez Jürisi:



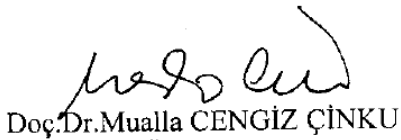
Prof.Dr.Z.Mümtaz HİSARLI
Danışman
İstanbul Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi



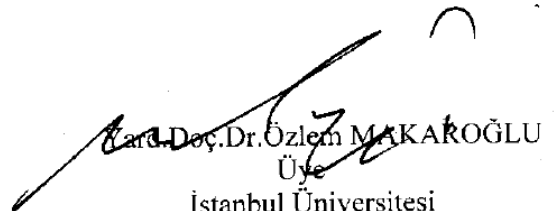
Prof.Dr.Fatih M. ADATEPE
Üye
İstanbul Üniversitesi
Deniz Bilimleri ve
İşletmeciliği Enstitüsü



Doç.Dr.Ferhat ÖZÇEP
Üye
İstanbul Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi



Doç.Dr.Mualla CENGİZ ÇINKU
Üye
İstanbul Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi



Doç.Dr.Özlem MAKAROĞLU
Üye
İstanbul Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi

Bu alışma İstanbul Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Yürütücü Sekreterliğinin 22091 numaralı projesi ile desteklenmiştir.

ÖNSÖZ

Sakarya Zonu'ndaki Mesozoyik ve Senozoyik Yaşlı Kayaların Paleomağnetik Sonuçları adlı tez çalışmamda desteğini ve yardımlarını esirgemeyen, deneyim ve bilgi birikiminden yararlandığım tez danışmanım Prof. Dr. Z. Mümtaz Hisarlı'ya sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Tez çalışmam süresince özveriyle göstermiş olduğu destek ve katkıları için, çalışmam konusunda beni teşvik ettiği için ve bilgi birikiminden yararlanmamı sağladığı için Doç. Dr. Mualla Cengiz Çinku'ya teşekkürlerimi sunarım.

Arazi çalışmalarım boyunca her türlü desteğini esirgemeyen tez çalışmam boyunca olumlu düşünceleriyle beni yönlendiren Yard.Doç. Dr. Özlem Makaroğlu' na ve arazi çalışmamda bana yardım eden Taha Ülker' e teşekkür ederim.

Yardımları ve destekleri için çalışma arkadaşlarım dostlarım Beyza Ülker, Selce Can Ayhan, Yard. Doç. Dr. Denizhan Vardar, Araş. Gör. Dr. Melda Küçükdemirci, Araş. Gör. Gülten Şimşek Aktaş ve Dr. Ayça Sultan Ardalı'ya teşekkürlerimi sunarım. Bölüm sekreterimiz güler yüzlü ablam Nihal Kazu'ya tüm yardımları için teşekkür ederim.

Jeofizik camiasına 9 yıl aradan sonra dönme kararımı destekleyen İstanbul Tıp Fakültesi Acil Cerrahi Biyokimya Laboratuvarı Şefim Metin Soydan'a, dostluğuyla her zaman yanımda olan eski çalışma arkadaşım Biyolog Neşe Savaş Birinci'ye, uzun yıllar beraber çalıştığım arkadaşım Erdem Yılmaz'a ve Acil Cerrahi çalışanlarına teşekkürlerimi bir borç bilirim.

Varlıkları paha biçilmez olan ailem ve her zaman en büyük destekçilerim olan lezzetli yemekler yapan sevgili annem Güler Kaya ve sevgili babam “Balıkçı” Nuri Kaya'ya en içten teşekkürlerimi sunarım. Her zaman tüm desteği ile yanımda olan kardeşim Yasemin Kaya Özcan'a ve eşi Koray Özcan'a sonsuz teşekkürler... Ayrıca mutluluğun adı yeğenim minik Defne'me teşekkürüm saklıdır.

Bu tezi sevgiyle andığım teyzem Şirin Cezayirli'ye ithaf ediyorum.

Aralık 2014

Nurcan KAYA

İÇİNDEKİLER

Sayfa No

ÖNSÖZ.....	i
İÇİNDEKİLER	ii
ŞEKİL LİSTESİ.....	v
TABLO LİSTESİ	x
SİMGE VE KISALTMA LİSTESİ	xi
ÖZET.....	xii
SUMMARY	xiv
1. GİRİŞ.....	1
2. GENEL KISIMLAR	5
2.1. YER MAĞNETİK ALANI, BİLEŞENLERİ VE ÖZELLİKLERİ	5
2.2. PALEOMAĞNETİK KUTUP POZİSYONUNUN HESAPLANMASI VE YER MERKEZLİ EKSENEL DİPOL MODELİ	7
3. MALZEME VE YÖNTEM	10
3.1. PALEOMAĞNETİZMA YÖNTEMİ.....	10
3.1.1. Paleomağnetik Çalışmalarda Örneklerin Toplanması ve Laboratuvarda Ölçüme Hazırlanması	10
3.1.2. Laboratuvar Çalışmaları Kapsamında Temizleme Yöntemleri.....	12
3.1.2.1. Isısal Temizleme Yöntemi	13
3.1.2.2. Alternatif Alan Temizleme Yöntemi	14
3.1.3. Mıknatıslanma Doğrultularının Analizi	15
3.1.2.3. Zijderveld Diyagramı	15
3.1.2.4. Wulff Diyagramı ve Normalize Şiddet Değişim Grafiği.....	17
3.1.4. Verilerin İstatistiksel Analizi Fisher Yöntemi	20
3.1.5. Mıknatıslanmanın Yaşı	22
3.2. KAYA MAĞNETİZMASI ÇALIŞMALARI.....	23
3.2.1. Eş-Isıl Kalıntı Mıknatıslanma Eğrileri (EIKM Eğrileri).....	23
3.2.2. Eş-Isıl Mıknatıslanma Bileşeninin Üç eksenle Isısal Temizleme İşlemi	24
3.2.3. Termomağnetik Ölçümler	25
3.2.4. Histeresiz Ölçümleri.....	26

3.2.5. Mağnetik Duyarlılığın Anizotropisi (AMS).....	28
3.2.6. Mağnetik Duyarlılığın Anizotropi Ölçümü ile Sıglaşma Analizi	32
3.3.PALEOMAĞNETİZMA VE KAYA MAĞNETİZMASI ÇALIŞMALARINDA KULLANILAN CİHAZLAR	34
3.3.1. Mağnetometreler	34
3.3.1.1. <i>Spinner Mağnetometresi (Agico JR-6A)</i>	34
3.3.1.2. <i>Kriyojenik Mağnetometre</i>	36
3.3.2. Isısal Temizleme Cihazı	36
3.3.3. Alternatif Alan Temizleme Cihazı	37
3.3.4. Ani Mıknatıslandırıcı (Pulse Magnetizer).....	38
3.3.5. Titreşimli Örnek Mağnetometresi (MicroMag Vibrating Sample Magnetometer)	39
3.3.6. Mağnetik Duyarlılık Ölçüm Sistemi	40
3.4. ÇALIŞMA ALANININ JEOLJİSİ VE ÖRNEK YERLERİ	41
3.4.1. Alt Jura Yaşlı Örnek Yerleri	44
3.4.2. Üst Jura-Alt Kretase Yaşlı Örnek Yerleri	45
3.4.3. Paleosen ve Üst Kretase Yaşlı Örnek Yerleri	47
3.4.4. Eosen Yaşlı Örnek Yerleri	49
3.4.5. Miyosen Yaşlı Örnek Yerleri	51
4. BULGULAR	53
4.1. KAYA MAĞNETİZMASI SONUÇLARI	53
4.1.1.Eş-Isıl Kalıntı Mıknatıslanma Ölçümleri ve Üç Eksende Temizleme İşlemleri.....	53
4.1.2. Termomağnetik Ölçüm Sonuçları	56
4.1.3. Histeresiz Ölçüm Sonuçları.....	58
4.1.4. AMS (Mağnetik Duyarlılığın Anizotropisi) Ölçüm Sonuçları	59
4.2. PALEOMAĞNETİK ÖLÇÜM SONUÇLARI	63
4.2.1. Karakteristik Kalıntı Mıknatıslanma Bileşenlerinin Elde Edilmesi.....	63
4.2.2. Ortalama Kalıntı Mıknatıslanma Vektörlerinin Hesaplanması	67
4.2.3. AMS Parametreleriyle Sıglaşma Analizi	73
5. TARTIŞMA VE SONUÇ	75
5.1. YAŞ DAĞILIMLARINA GÖRE GRUP ORTALAMALARI.....	75
5.1.1. Alt-Orta Jura Yaşlı Mevkilerin Ortalaması	78
5.1.2. Üst Jura-Alt Kretase Yaşlı Mevkilerin Ortalaması	79
5.1.3. Paleosen- Eosen Yaşlı Mevkilerin Ortalaması.....	80

5.1.4. Miyosen Yaşlı Mevkilerin Ortalaması	80
5.2. MIKNATISLANMANIN YAŞI, ROTASYON VE PALEOENLEM	81
KAYNAKLAR	89
EKLER.....	95
EK 1: ES Mevkilere ait EIKM Eğrisi ve Üç Eksenli Temizleme Eğrisi.	95
EK 1 (devam): ES Mevkilere ait EIKM Eğrisi ve Üç Eksenli Temizleme Eğrisi.	96
EK 1 (devam): ES Mevkilere ait EIKM Eğrisi ve Üç Eksenli Temizleme Eğrisi.	97
EK 2: ES mevkilerinin AMS sonuçlarına ait Stereonet Projeksiyonlar.....	98
EK 2 (devam): ES mevkilerinin AMS sonuçlarına ait Stereonet Projeksiyonlar. ...	99
EK 3: ES mevkilerinin pilot örneklere ait alternatif alan ile temizleme sonuçlarının Stereonet Projeksiyon, Zijderveld Diyagramı ve Normalize Şiddet Değişim Eğrisi üzerinde gösterimi.....	100
EK 3 (devam): ES mevkilerinin pilot örneklere ait alternatif alan ile temizleme sonuçlarının Stereonet Projeksiyon, Zijderveld Diyagramı ve Normalize Şiddet Değişim Eğrisi üzerinde gösterimi.....	101
EK 4: ES mevkilerinin pilot örneklere ait ısı ile temizleme sonuçlarının Stereonet Projeksiyon, Zijderveld Diyagramı ve Normalize Şiddet Değişim Eğrisi üzerinde gösterimi.	102
EK 4 (devam): ES mevkilerinin pilot örneklere ait ısı ile temizleme sonuçlarının Stereonet Projeksiyon, Zijderveld Diyagramı ve Normalize Şiddet Değişim Eğrisi üzerinde gösterimi.	103
ÖZGEÇMİŞ.....	104

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa No

- Şekil 1.1:** Anadolu’da yer alan tektonik birliklerin gösterimi (Okay ve Tüysüz, 1999’dan sadeleştirilmiştir). Çalışma alanı kutu içinde gösterilmiştir.2
- Şekil 1.2:** Erken-Orta Mesozoyik dönemde Avrasya’nın güney kenarında yer alan kıtasal blokların Paleotetis ve Neotetis Okyanusları’nın varlığına bağlı olarak evrimi a) Şengör ve diğ., (1984) modeli b) Robertson ve diğ., (1991) modeli c) Kazmin ve Tikhonova, (2006) modeli.3
- Şekil 2.1:** Yermagnetik alanının vektörel bileşenlerinin kartezyen koordinat sistemindeki gösterimi.6
- Şekil 2.2:** Mağnetik kutuplar ve en uygun dipol ($I=Mağnetik\ eğim\ açısı$).7
- Şekil 2.3:** Yer merkezli eksenel dipol model. McElhinny (1973)’den düzenlenmiştir.8
- Şekil 2.4:** Paleomağnetik eğim açıları (içi boş daire) ile yer merkezli eksenel dipol modeli teorik eğim açılarının (sürekli eğri) karşılaştırılması (Lowrie, 2007).9
- Şekil 3.1:** a) Portatif karot alma makinesi b) Alınan örnekler c-d) Pusula ve yönlendirme sehпасı e) Taş kesme cihazı f) Ölçüme hazırlanan örnekler.11
- Şekil 3.2:** Ölçme işleminde kullanılmak üzere azimut ve eğim açısının karot örnek üzerinde gösterilmesi (Butler, 1992).11
- Şekil 3.3:** Bir doğal kalıntı mıknatıslanma vektörünün temizlenme aşamaları (Butler, 2004).13
- Şekil 3.4:** Alternatif alan temizleme işleminde sinusoidal dalganın zamanla değişimi (Collinson, 1983).15
- Şekil 3.5:** Mıknatıslanma doğrultusunun ve şiddetinin Zijderveld Diyagramı’nda gösterimi . a) yatay yöndeki değişim b) düşey yöndeki değişim c) yatay ve düşey yöndeki değişim. İçi dolu yuvarlak işaretler yatay projeksiyondaki vektör izdüşümünü, içi boş yuvarlak işaretler düşey projeksiyondaki vektör izdüşümü göstermektedir. Yuvarlak işaret üzerindeki sayılar temizleme adımlarını belirtir (Butler, 1992).16
- Şekil 3.6:** Wulff Diyagramı’nda bir örnek üzerinde eğim ve sapma açısının gösterimi (Butler, 2004).17
- Şekil 3.7:** Pilot örneklere ait ısısal ve alternatif alan ile temizleme süresince mıknatıslanma doğrultularının Wulff Diyagramı’nda gösterimi a) Güvenilir birincil mıknatıslanmaya ait örnek b) Güvenilir olmayan birincil mıknatıslanmaya ait örnek (Sanver, 1992).18
- Şekil 3.8:** a) Aynı mevkiden toplanan örneklerin doğal kalıntı mıknatıslanma doğrultularının Wulff Diyagramı’nda gösterimi b) Isısal/alternatif alan temizleme işleminden sonra mıknatıslanma doğrultularının Wulff Diyagramı’nda gösterimi (Sanver, 1992).19

Şekil 3.9: Temizleme işlemleri sırasında Normalize Mıknatıslanma Şiddet Değişim Grafiği. a) Isısal temizleme işlemi sırasında çeşitli kayalarda karşılaşılan mıknatıslanma şiddetlerinin değişimi b) Alternatif alan uygulanarak yapılan çeşitli kayalarda karşılaşılan mıknatıslanma şiddetlerinin değişimi (Sanver, 1992).	20
Şekil 3.10: Mağnetit ve Hematit mineralleri için Normalize Mıknatıslanma Şiddeti Eğrisi (Butler, 1992).....	24
Şekil 3.11: Doygun eş ısıal mıknatıslanma bileşenin üç yönde (x, y, z) farklı alan uygulandıktan sonra ısısal temizleme yöntemiyle temizlenmesi sonucunda oluşan eğri (M_x =Düşük alan sıcaklık bileşeni, M_y =Orta alan sıcaklık bileşeni, M_z =Yüksek alan sıcaklık bileşeni).	25
Şekil 3.12: Volkanoklastik bir kayaca ait termomağnetik ölçüm. Kırmızı çizgi ısınma eğrisini, mavi çizgi soğuma eğrisini göstermektedir.	25
Şekil 3.13: Histeresiz çevrim eğrisi ve parametreleri (Lowrie, 2007).	26
Şekil 3.14: a) Day diyagramı, (Day ve diğ., 1977) b) Histerezis parametreleri ve tane yapısı ilişkisi (Thompson ve Oldfield, 1986). (TD=Tek Domen, YTD=Yalancı Tek Domen, ÇD=Çoklu Domen, SPM=Süperparamağnetik).	28
Şekil 3.15: AMS şekil parametresi T'nin lineasyon (L) ve foliasyon (F) bir fonksiyonu olarak Flinn diyagramında gösterimi (Lanza ve Meloni, 2006).	30
Şekil 3.16: AMS elipsoid eksenlerinin (k_1 , k_2 , k_3) stereonet üzerinde gösterimi ve lineasyon ve foliasyon gelişmelerine göre gösterdikleri örnek dağılımlar (Lanza ve Meloni, 2006)..	31
Şekil 3.17: AMS ölçümlerinde gerçekleştirilen 18 farklı ölçüm pozisyonu.....	32
Şekil 3.18: AMS verilerinden eğim açısı sığlaşma katsayılarının elde edilmesine ait matematiksel akış şeması (Öksüm, 2013).....	34
Şekil 3.19: Agico JR-6A spinner mağnetometresi.	35
Şekil 3.20: a) MMTD80 ısısal temizleme fırını b) Fırın ölçüm programlamanın yapıldığı ön panelin yakından görüntüsü.	37
Şekil 3.21: Alternatif Alan Temizleme Sistemi (Agico LDA-3A).	38
Şekil 3.22: Molspin şirketine ait ani mıknatıslandırıcı.	39
Şekil 3.23: MicroMag Mağnetometresi (Model 3900).	39
Şekil 3.24: Mağnetik duyarlılığa bağlı anizotropi ölçümlerinin gerçekleştiği Bartington MS2 cihazı. a) Ana konsol b) MS2 B sensörü.	40
Şekil 3.25: İstanbul Üniversitesi Doç. Dr. Yılmaz İspir Paleomağnetizma Laboratuvarı'nda mağnetik duyarlılık-sıcaklık ölçümleri için kullanılan Bartington MS2 Sistemi.	41
Şekil 3.26: Çalışma alanının jeoloji haritası ve paleomağnetik örnek yerlerinin konumu (MTA 1/500000 jeoloji haritasından (2003) sadeleştirilerek çizilmiştir).	42
Şekil 3.27: Çalışma alanının stratigrafik kesiti (Duru ve diğ. 2002) ve paleomağnetik örnek yerlerinin kesit üzerinde gösterimi.	43

Şekil 3.28: Alt Jura yaşlı Bayırköy Formasyonu'ndan örneklenen mevkilerin jeoloji haritası üzerindeki gösterimi (MTA 1/500000 jeoloji haritasından (2003) sadeleştirilerek çizilmiştir).....	45
Şekil 3.29: Alt Jura yaşlı Bayırköy Formasyonu'na ait kireçtaşları a) ES 15 nolu mevki b) ES 18 nolu mevki olarak örneklenmiştir.	45
Şekil 3.30: Alt Kretase-Üst Jura yaşlı a)Soğukçam Formasyonu'na ait kireçtaşı ES 10 nolu mevki b) Bilecik Kireçtaşı'na ait ES 36 nolu mevki olarak örneklenmiştir.	46
Şekil 3.31: Üst Jura- Alt Kretase yaşlı a) Bilecik Kireçtaşı b)Soğukçam Formasyonu'ndan alınan mevki yerlerinin jeoloji haritası üzerindeki gösterimi (1/500000 jeoloji haritasından (2003) sadeleştirilerek çizilmiştir).	47
Şekil 3.32: Paleosen yaşlı Selvipınar Formasyonu'ndan ve Üst Kretase yaşlı Değirmenözü Formasyonu'ndan alınan mevki yerlerinin jeoloji haritası üzerinde gösterimi (MTA 1/500000 jeoloji haritasından (2003) sadeleştirilerek çizilmiştir).	48
Şekil 3.33: a) Paleosen yaşlı Selvipınar Formasyonu'na ait kireçtaşı ES 11 nolu mevki b) Üst Kretase yaşlı Değirmenözü Üyesi'ne ait ES 13 nolu mevki olarak örneklenmiştir ...	49
Şekil 3.34: Eosen yaşlı Halidiye Formasyonu'ndan alınan mevki yerlerinin jeoloji haritası üzerinde gösterimi (MTA 1/500000 jeoloji haritasından (2003) sadeleştirilerek çizilmiştir).....	50
Şekil 3.35: Eosen yaşlı Halidiye Formasyonu'na ait kumtaşları a) ES 2 nolu mevki b) ES 4 nolu mevki c) ES 6 nolu mevki d) ES 3 nolu mevki olarak örneklenmiştir.	50
Şekil 3.36: a) Miyosen yaşlı Ilıcadere Volkaniti'nden ES 27 nolu mevki b) Miyosen yaşlı Yörük Üyesi'nden ES 30 nolu mevki olarak örneklenmiştir.....	51
Şekil 3.37: Miyosen yaşlı a) ES 24-ES 28 b)ES 29-ES 33 c)ES 17,ES 22, ES 23 nolu mevkilerin jeoloji haritası üzerinde gösterimi (MTA 1/500000 jeoloji haritasından (2003) sadeleştirilerek çizilmiştir).	52
Şekil 4.1: ES 3 nolu örneğe ait; a) EIKM eğrisi b) Üç eksenli temizleme eğrisi. M_x =Düşük alan bileşeni(0.12 T), M_y =Orta alan bileşeni (0.40 T), M_z =Yüksek alan bileşeni (1T).....	53
Şekil 4.2: ES 9 nolu örneğe ait; a) EIKM eğrisi b) Üç eksenli temizleme eğrisi. M_x =Düşük alan bileşeni(0.12 T), M_y =Orta alan bileşeni (0.40 T), M_z =Yüksek alan bileşeni (1T).....	54
Şekil 4.3: ES 17 nolu örneğe ait; a) EIKM eğrisi b) Üç eksenli temizleme eğrisi. M_x =Düşük alan bileşeni(0.12 T), M_y =Orta alan bileşeni (0.40 T), M_z =Yüksek alan bileşeni (1T).....	54
Şekil 4.4: ES 11 nolu örneğe ait; a) EIKM eğrisi b) Üç eksenli temizleme eğrisi. M_x =Düşük alan bileşeni(0.12 T), M_y =Orta alan bileşeni (0.40 T), M_z =Yüksek alan bileşeni (1T).....	55
Şekil 4.5: ES 13 nolu örneğe ait; a) EIKM eğrisi b) Üç eksenli temizleme eğrisi. M_x =Düşük alan bileşeni(0.12 T), M_y =Orta alan bileşeni (0.40 T), M_z =Yüksek alan bileşeni (1T).....	55

Şekil 4.6: ES 22 nolu örneğe ait; a) EIKM eğrisi b) Üç eksenli temizleme eğrisi. M_x =Düşük alan bileşeni (0.12 T), M_y =Orta alan bileşeni (0.40 T), M_z =Yüksek alan bileşeni (1T).	56
Şekil 4.7: Farklı yaş ve litolojilere ait Termomağnetik Ölçümler.	57
Şekil 4.8: ES 5, ES 17, ES 19 nolu mevkilere ait Histeresiz çevrim eğrileri.	58
Şekil 4.9: Histerezis ölçüm sonuçlarının Day Diyagram üzerinde gösterimi.	59
Şekil 4.10: ES mevkilerinin Flinn Diyagramı üzerinde foliasyon-lineasyon oranı (T =Şekil parametresi, $T>0$ =yayvan elipsoid şekli, $T<0$ =yassı elipsoid şekli).	60
Şekil 4.11: ES 3nolu mevkiye ait AMS çalışmaları a)Stereonet Projeksiyon üzerinde gösterimi b)Flinn Diyagramı üzerinde gösterimi.....	61
Şekil 4.12: ES 21 nolu mevkiye ait AMS çalışmaları a) Stereonet Projeksiyon üzerinde gösterimi b) Flinn Diyagramı üzerinde gösterimi.....	61
Şekil 4.13: ES 3 mevkisine ait alternatif alan temizleme sonuçlarının a) Zijderveld Diyagramı b) Normalize Mıknatıslanma Şiddet Değişim Grafiği c) Stereonet Projeksiyon üzerinde gösterimi.	64
Şekil 4.14: ES 17 mevkisine ait ısı ile temizleme sonuçlarının a) Zijderveld Diyagramı b) Normalize Mıknatıslanma Şiddet Değişim Grafiği c) Stereonet Projeksiyon üzerinde gösterimi.	65
Şekil 4.15: ES 11 mevkisine ait alternatif alan temizleme sonuçlarının a) Zijderveld Diyagramı b) Normalize Mıknatıslanma Şiddet Değişim Grafiği c) Stereonet Projeksiyon üzerinde gösterimi.	66
Şekil 4.16: Duraysız mevkileri temsil eden ES 25 örneklerinin a) Zijderveld Diyagramı b) Normalize Mıknatıslanma Şiddet Değişim Grafiği c) Stereonet Projeksiyon üzerinde gösterimi.	67
Şekil 4.17: Mıknatıslanma vektörlerinin değerlendirmesine ilişkin örnek.	68
Şekil 4.18: Alt-Orta Jura yaşlı mevkilere ait tektonik düzeltme öncesi ve sonrası elde edilen ortalamalar ve istatistiksel parametreler.	69
Şekil 4.19: Üst Jura –Alt Kretase yaşlı mevkilere ait tektonik düzeltme öncesi ve sonrası elde edilen ortalamalar ve istatistiksel parametreler.	69
Şekil 4.20: Üst Kretase yaşlı mevkilere ait tektonik düzeltme öncesi ve sonrası elde edilen ortalamalar ve istatistiksel parametreler.	70
Şekil 4.21: Paleosen yaşlı mevkilere ait tektonik düzeltme öncesi ve sonrası elde edilen ortalamalar ve istatistiksel parametreler.	70
Şekil 4.22: Eosen yaşlı mevkilere ait tektonik düzeltme öncesi ve sonrası elde edilen ortalamalar ve istatistiksel parametreler.	71
Şekil 4.23: Miyosen yaşlı mevkilere ait tektonik düzeltme öncesi ve sonrası elde edilen ortalamalar ve istatistiksel parametreler.	72

- Şekil 4.24:** Eosen yaşlı örnekler için AMS parametreleriyle yapılan sığlaşma analizi sonuçlarının Stereonet Projeksiyon’da gösterimi. a) Sığlaşma uygulanmamış b) Sığlaşma uygulanmış.73
- Şekil 4.25:** Eosen yaşlı örnekler için AMS parametreleri kullanılarak yapılan sığlaşma analizini Flinn Diyagramı ve sığlaşma katsayısının hesaplandığı eğri.74
- Şekil 4.26:** Üst Kretase yaşlı ES 13 nolu mevkiye ait AMS parametreleri kullanılarak yapılan sığlaşma analizini Flinn Diyagramı ve sığlaşma katsayısının hesaplandığı eğri.74
- Şekil 5.1:** Alt-Orta Jura yaşlı ES 16, ES 18, TY 30 ve TY 24 mevkilere ait ortalama kalıntı mıknatıslanma doğrultusunun a) tektonik düzeltme öncesi b) tektonik düzeltme sonrası istatistiksel parametreleri ile birlikte gösterimi.79
- Şekil 5.2:** Üst Jura-Alt Kretase yaşlı ES 9, ES 10, ES 34, ES 35 ve ES 36 mevkilere ait ortalama kalıntı mıknatıslanma doğrultusunun a) tektonik düzeltme öncesi b) tektonik düzeltme sonrası istatistiksel parametreleri ile birlikte gösterimi.79
- Şekil 5.3:** Paleosen-Orta Eosen yaşlı ES 1-ES 8, ES11, ES 12 mevkilere ait ortalama kalıntı mıknatıslanma doğrultusunun a) tektonik düzeltme öncesi b) tektonik düzeltme sonrası istatistiksel parametreleri ile birlikte gösterimi.80
- Şekil 5.4:** Miyosen yaşlı ES 17, ES 22, ES 26-ES33 mevkilere ait ortalama kalıntı mıknatıslanma doğrultusunun a) tektonik düzeltme öncesi b) tektonik düzeltme sonrası istatistiksel parametreleri ile birlikte gösterimi.80
- Şekil 5.5:** Watson ve Enkin (1993) kıvrım testinde değişen yüzde oranlarının uygulanması.83
- Şekil 5.6:** Torsvik ve diğ. (2008)’ nin Avrasya ve Gondwana için verdiği paleokutup pozisyonlarından 45°K enlemi, 33°D boylamı için elde edilen paleoenlemlerin yaşlara göre dağılım grafiği. Grafik üzerinde bu çalışma ve önceki çalışmalardan elde edilen paleoenlem sonuçları gösterilmiştir (BL, Bl: Bilecik; DPO, DP: Doğu Pontid; BP: Batı Pontid; MU: Mudurnu; LA: Ladik; AS: Amasya).87

TABLO LİSTESİ

Sayfa No

Tablo 3.1: Yaygın mağnetik minerallerin Curie sıcaklıkları ve bozuşma ürünleri (Tarling, 1983; Dunlop ve Özdemir, 1997; Özdemir ve Banerjee, 1981).	26
Tablo 3.2: Kayaç içindeki ikincil mıknatıslanmaları yok etmek için MMTD80 fırınında kullanılan örnek bir temizleme programı.....	37
Tablo 3.3: Paleomağnetik örneklerin mevki kodları, jeolojik yaşları, formasyon isimleri ve koordinatları.....	44
Tablo 4.1: Bu çalışma sonucunda elde edilen örneklerle ait AMS Parametreleri (k_1 : maksimum mağnetik duyarlılık, k_2 : Ortaç mağnetik duyarlılık, k_3 : Minimum mağnetik duyarlılık, P : anizotropi derecesi, P' : düzeltilmiş anizotropi derecesi, L :mağnetik lineasyon, F : mağnetik foliasyon, T : şekil parametresi).	62
Tablo 5.1: Bu çalışmadan elde edilen paleomağnetik doğrultular ve istatistiksel parametreler (N : örnek sayısı, n : ortalama mıknatıslanma doğrultusu hesaplanırken kullanılan örnek sayısı, α_{95} : % 95 emniyet çemberi, k : prezyon parametresi (Fisher, 1953). Denklinasyon (D) ve İnklinasyon (I) değerleri coğrafik ve stratigrafik koordinatlarda tanımlanmıştır).	76
Tablo 5.2: Kıvrım Testi ve DC Test.....	82
Tablo 5.3: Bu çalışma ve önceki çalışmaların Jura yaşlı mevkilerden hesaplanan sapma açısı değerleri.	84
Tablo 5.4: Bu çalışma ve önceki çalışmaların Üst Jura-Alt Kretase yaşlı mevkilerden hesaplanan sapma açısı değerleri.	84
Tablo 5.5: Bu çalışma ve önceki çalışmaların Üst Kretase yaşlı mevkilerden hesaplanan sapma açısı değerleri.....	85
Tablo 5.6: Besse Courtillot (2002) kutup pozisyonlarına göre Avrasya'nın referans sapma açıları ve bu çalışmadan elde edilen sapma açıları.	86

SİMGE VE KISALTMA LİSTESİ

Simgeler	Açıklama
X	: Kuzey-güney yönde mıknatıslanma vektörü yatay bileşeni
Y	: Doğu-batı yönde mıknatıslanma vektörü yatay bileşeni
Z	: Mıknatıslanma vektörü düşey bileşeni
F	: Bileşke vektör
I	: Kalıntı mıknatıslanma vektörü eğim açısı
D	: Kalıntı mıknatıslanma vektörü sapma açısı
τ	: Rölaksasyon zamanı
V	: Dane Hacmi
T	: Sıcaklık
T	: AMS elipsoidi şekil parametresi
p	: Yoğunluk dağılımı
P	: Mağnetik duyarlılığın anizotropi derecesi
k	: Prezisyon parametresi
k₁	: Maksimum mağnetik duyarlılık eksen
k₂	: Ortaç manyetik duyarlılık eksen
k₃	: Minimum mağnetik duyarlılık eksen
θ_{95}	: Emniyet çemberi yarıçapı
α_{95}	: Emniyet çemberi
f	: Sığışma katsayısı
I₀	: Uygulanan dış mağnetik alanın eğim açısı
L	: Lineasyon
F	: Foliasyon
J₀	: Doğal kalıntı mıknatıslanma şiddeti
J_s	: Doygun (satürasyon) kalıntı mıknatıslanma şiddeti
J_r	: Kalıntı mıknatıslanma şiddeti
H	: Uygulanan dış mağnetik alan
H_C	: İç direnme kuvvet (koersif kuvvet)
ϕ	: Boylam
λ	: Paleoenlem, coğrafik enlem

Kısaltmalar

EFZ	: Eskişehir Fay Zonu
MTA	: Maden Tetkik Arama
EIKM	: Eş Isıl Kalıntı Mıknatıslanma

ÖZET

YÜKSEK LİSANS TEZİ

SAKARYA ZONU'NDAKİ MESOZOYİK VE SENOZOYİK YAŞLI KAYALARIN PALEOMAĞNETİK SONUÇLARI

Nurcan KAYA

İstanbul Üniversitesi

Fen Bilimleri Enstitüsü

Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman : Prof. Dr. Z.Mümtaz HİSARLI

Türkiye büyük bölümüyle Alpin orojenik kuşakta yer almaktadır. Bu orojenik kuşak kuzeyde Pontidler'le temsil edilen Avrasya Kıtası'nın güneyde Torid Anatolidler'le temsil edilen Gondwana Kıtası'nın Geç Mezozoyik-Erken Senozoyik'de çarpışması sonucu meydana gelmiştir. Bu çarpışmayla farklı yapısal ve stratigrafik özellikte kıtasal fragmanlar oluşmuştur.

Sakarya Zonu'nun içinde bulunduğu bölgenin Erken-Orta Mesozoyik'de evrimi Paleotetis Okyanusu'nun güneye ya da kuzeye dalmasına bağlı olarak farklı modellerle açıklanmaktadır. Bu modellerin sonucunda Sakarya Zonu'nun da içinde bulunduğu bölgenin Avrasya' dan mı, yoksa Gondwana'dan mı, koparak oluştuğu açıklanmaya çalışılmıştır. Farklı görüşlerin geçerlilikleri paleomağnetizma çalışmasıyla bu tez kapsamında test edilmiştir.

Sakarya Zonu'ndan Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı kayalardan 36 mevkiden örnek alınarak İstanbul Üniversitesi Doç. Dr. Yılmaz İspir Paleomağnetizma Laboratuvarı'nda paleomağnetik çalışmalar gerçekleştirilmiştir. 6 mevkiden duraysız sonuçlar elde edilmiş, sonuç ortalamalarına katılmamıştır. Kaya mağnetizması ölçümleri kapsamında mağnetik minerallerin özellikleri ve domen yapıları belirlenmiş olup ölçümler Tübingen Üniversitesi ve İstanbul Üniversitesi Doç. Dr. Yılmaz İspir Paleomağnetizma Laboratuvarı'nda gerçekleştirilmiştir. Kaya mağnetizması sonucunda örneklerin büyük bir kısmının yalancı tek domenli tane yapısına sahip oldukları görülmüştür. Kumtaşlarında elde edilen yaklaşık 350 °C'lik bloklanmama sıcaklığı titanyumlu magnetitin, bazı kireçtaşı örneklerinde 120 °C 'de görülen bloklanmama sıcaklığı

geotitin ve kumtaşı ile lavlarda görülen yüksek bloklanmama sıcaklığı ise hematitin var olduğunu göstermiştir.

Paleomağnetik ölçümler sonucunda karakteristik kalıntı mıknatıslanma bileşenini elde etmek için ısısal ve alternatif alan temizleme işlemleri gerçekleştirilerek mıknatıslanma şiddet eğrileri ve Zijderveld Diyagramları ve yaşlara bağlı olarak grup ortalamaları elde edilmiştir. Sedimanter kayalarda görülebilen eğim açılarındaki sığlaşmaların varlığını araştırmak amacıyla Üst Kretase yaşlı ES 13 nolu mevki örneklerine sığlaşma analizi yapılmış, f ve I değerleri elde edilmiştir. $f=0.74$ yani yaklaşık %25 lik sığlaşma bulunmuştur. Bu analiz sonucunda eğim açısı 33.5° den 41.8° e yükselmiştir. Eğim açısındaki bu değişim, paleoenlemi $18^\circ K$ ' den $24^\circ K$ ' e çıkartarak bölgede yapılan diğer çalışmalarla uyumlu hale geldiği gözlenmiştir.

Mıknatıslanmanın yaşını, elde edilen mıknatıslanma bileşenlerinin kıvrımlanmadan önce veya sonraki bir mıknatıslanmayı temsil edip etmediğini belirlemek için Watson ve Enkin (1993) ve DC kıvrım (Enkin 2003) testleri uygulanmıştır. Paleosen-Orta Eosen ve Miyosen yaş aralığından elde edilen paleomağnetik vektörlerin mıknatıslanma yaşının kıvrımlardan sonra olduğu belirlenmiştir. Sakarya Zonu ve çevresinde önceden yapılmış paleomağnetik çalışmalar sonucu elde edilen rotasyonlarla tez çalışması sonucunda elde edilen rotasyonlar karşılaştırılmıştır. Ayrıca, Sakarya Zonu için elde edilen rotasyonları Avrupa'ya göre karşılaştırabilmek amacıyla Besse ve Courtillot (2002)'nin Avrasya Alt-Orta Jura , Üst Jura-Alt Kretase ve Üst Kretase yaşları için kutup pozisyonları kullanılarak referans sapma açıları elde edilmiştir. Buna göre Alt-Orta Jura, Üst Jura-Alt Kretase ve Üst Kretase için sapma açıları sırasıyla 32° , 3° ve 359° olarak hesaplanmıştır. Bu çalışmada ise Alt-Orta Jura yaşı için 44° , Üst Jura-Alt Kretase yaşı için saatin tersi yönünde 38.5° , Üst Kretase için 302° ve 337° sapma açıları elde edilmiştir. Bu sonuçlara göre Sakarya Zonunun Alt-Orta Jura'dan sonra Avrasya'dan farklı olduğu olduğu tespit edilmiştir.

Mıknatıslanmaları birincil olduğu belirlenen Alt-Orta Jura için $39^\circ K$ paleoenlemi ve Üst Jura-Alt Kretase için $40^\circ K$ paleoenlemi elde edilmiştir. Sonuçlar, Sakarya Zonu'nun Avrasya'nın bir parçası olduğu görüşünü destekleyen Kazmin ve Tikhonova (2006) 'nın modeliyle uyum sağlamaktadır. Bu veriler ışığında Sakarya Zonu'nun Alt-Orta Jura ve Üst Jura- Alt Kretase'de Avrasya'nın bir parçası olduğu belirlenmiştir.

Aralık 2014, 123 sayfa

Anahtar kelimeler: Paleomağnetizma, Sakarya Zonu, Tektonik, Mesozoyik

SUMMARY

MS.c

PALEOMAGNETIC RESULTS OF MESOZOIC AND CENOZOIC ROCKS IN THE SAKARYA ZONE

Nurcan KAYA

İstanbul University

Institute of Graduate Studies in Science and Engineering

Department of Geophysical Engineering

Supervisor : Prof. Dr. Z. Mümtaz HİSARLI

Turkey form a major part of the Alpine orogenic belt. This orogenic belt occurred in Late Mesozoic-Early Cenozoic, between the collision of the southern Eurasian margin defined as the Pontides in the north and the northern Gondwana margin defined by the Taurides in the south. This collision led to occur different tectono-stratigraphic continental fragments.

Different models have been put forward for the tectonic evolution of the Sakarya Zone and surrounding, which imply either a northwards subduction or a southwards subduction of the Paleotethys ocean. This assumptions are based on the fact that the Sakarya Zone and surrounding was rifted from Eurasia or Gondwana. In this thesis the different views about the position of the Sakarya Zone will be tested by paleomagnetical results.

Paleomagnetic studies are carried out in the Paleomagnetic Laboratory İstanbul University Doç.Dr.Yılmaz İspir with Mesozic and Cenozoic rocks sampled at 36 different sites. Out of 36 sites 6 sites were excluded from the interpretation because of unstable results. Rock magnetic measurements were carried out in the paleomagnetic laboratory of Tübingen and the İstanbul University Doç.Dr.Yılmaz İspir laboratory to predict the magnetic carriers and the domain behaviour of the samples. The results showed that most of the magnetic minerals are composed of pseudo-single domains. Thermomagnetic measurements clearly indicate the existence of titanomagnetite with unblocking temperatures of 350 °C for most of the sandstones, while goetite with unblocking temperature of 120 °C is observed in some of the limestone samples. In

other sandstones and lavas unblocking temperatures above 600 °C indicate the presence of hematite.

In the frame of paleomagnetic measurements group mean directions were obtained for each time interval after thermal and alternative demagnetization steps. Each measurement step was illustrated by magnetization/alternative field (or thermal) plots and Zijderveld diagrams. Inclination flattening was investigated in Late Cretaceous sedimentary rocks (ES 13). A flattening of 25% was obtained due to $f=0.74$, and the inclination value $I=33.5^\circ$ for site ES13 was corrected to $I=41.8^\circ$, which give a paleolatitude of 24°N . This result in concordance with the previous paleomagnetic studies in the Pontides.

Incremental fold test including Watson and Enkin (1996) and DC fold test (Enkin 2003) was performed to predict the age of magnetization, whether it is occurred before or after folding. It has been shown that the Paleocene-Middle Eocene and Miocene rocks carry a post folding magnetization. Paleomagnetic rotations from previous studies are compared with the rotations obtained from this study. In addition, reference declinations are obtained by using the Eurasian pole positions from distinct time intervals of Lower-Middle Jurassic, Upper Jurassic-Lower Cretaceous and Upper Cretaceous after Besse and Courtillot (2002). The reference declinations are obtained as 32° , 3° and 359° , while the results from this study indicate declinations of 44° , 322.5° and $302^\circ - 337^\circ$ for Lower-Middle Jurassic, Upper Jurassic-Lower Cretaceous and Upper Cretaceous, respectively. The paleomagnetic declinations indicate that the Sakarya Zone underwent different rotations after Lower-Middle Jurassic.

Lower-Middle Jurassic and Late Jurassic-Cretaceous rocks show a primary magnetization and a paleolatitude of 39°N and 40°K , respectively. The paleolatitudinal results from the rocks which show primary magnetization indicate that the Sakarya Zone is a part of Eurasia. The results support the tectonic models of Kazmin and Tikhonova (2006).

December 2014, 123 page

Keywords: Paleomagnetic, Sakarya Zone, Tectonic, Mesozoic

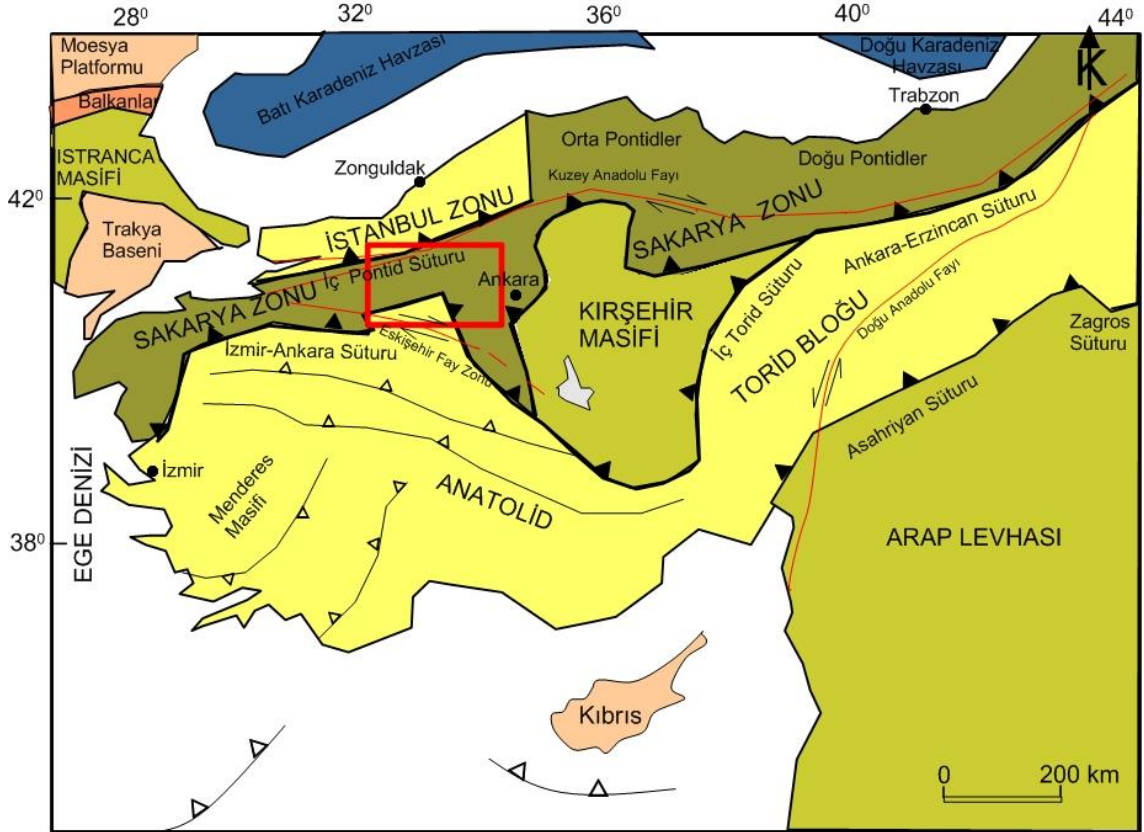
1. GİRİŞ

Türkiye Alpin-Himalaya orojenik kuşağın doğu batı uzanımlı bir parçası olup kuzeyde Pontidler ile temsil edilen Avrasya Kıtası, güneyde Torid-Anatolid Bloğu ile temsil edilen Gondwana Kıtası arasında bulunmaktadır. Bu orojenik kuşak Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı okyanusların açılıp kapanmasına bağlı olarak oluşan farklı kıtasal ve okyanusal havzalar bulundurmaktadır. Bu havzalar genel olarak Tetis Okyanusu olarak adlandırılmıştır (Göncüoğlu ve diğ. 2000). Paleozoyik ve Mesozoyik sırasında bugünkü Anadolu'yu oluşturan çeşitli kıtasal bloklar Tetis Okyanusu'nun kenarlarında yer almışlardır (Okay, 2000).

Anadolu'nun tektonik birlikleri Sakarya Zonu, Istranca Masifi, İstanbul Zonu, Anatolid-Torid Bloğu, Kırşehir Masifi ve Arap Platformu'ndan meydana gelmektedir. (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay, 1989; Okay ve Tüysüz, 1999). Bu tektonik birlikler birbirinden suture zonları ile ayrılmışlardır. Başlıca suture zonu Pontidler ve Sakarya Zonu arasında yer alan ve Geç Kretase'de Neotetis'in kuzey kolunun kapanması ile oluşan İzmir-Ankara-Erzincan Süturu olarak bilinmektedir. Diğer suture zonları Batı Pontidler ve Sakarya Zonu arasında var olduğu düşünülen İç Pontid Süturu, Kırşehir Masifi ve Toroslar arasında bildirilen ve İç Torid Okyanusu'nun Geç Mesozoyik'de kapanması ile oluşan İç Torid Süturu ve Arabistan ile Toroslar arasında Güney Neotetis Okyanusu'nun Eosen'de kapanması ile oluşan Asahriyan Süturu ve Zağros Süturu'dur (Okay ve Tüysüz, 1999) (Şekil 1.1). Bu tektonik birimler ve suture zonlarının tek bir kıta olarak bir araya gelmesi Arap ve Anadolu plakalarının Geç Tersiyer'de çarpışması sonucu gerçekleşmiştir (Okay ve Tüysüz, 1999).

D-B uzanımlı kıtasal bir birlik olan Sakarya Zonu'nun kuzeyinde Istranca Masifi, İstanbul Zonu, güneyinde İzmir-Ankara Suture Zonu ve Anatolid-Torid Bloğu bulunmaktadır (Şekil 1.1). Sakarya Zonu; İstanbul Zonu ve Istranca Masifi ile birlikte Karadeniz boyunca uzanan ve Türkiye' nin kuzey kısmını oluşturan Pontidler'e dahil edilmiştir (Okay 1984). Sakarya Zonu Geç Triyas'ta metamorfizmaya uğramış volkanik ve kırıntılı kayaların üzerine Jura-Kretase yaşlı sedimanter istifin uyumsuz olarak

örtülmesiyle oluşmuştur (Okay ve diğ., 1990; Yılmaz 1997). Kuzeybatı Türkiye’ de, Üst Kampaniyen-Alt Maastrichtiyen’de Neotetis’in kuzeye doğru Pontidler’in altına dalması ile birlikte İstanbul Zonu ve Sakarya Zonu İç-Pontid Süturu boyunca, Üst Paleosen’de Sakarya Zonu ile Anatolid-Torid Bloğu İzmir-Ankara süturu boyunca çarpışmışlardır (Okay ve Tüysüz 1999).



Şekil 1.1: Anadolu’da yer alan tektonik birliklerin gösterimi (Okay ve Tüysüz, 1999’dan sadeleştirilmiştir). Çalışma alanı kutu içinde gösterilmiştir.

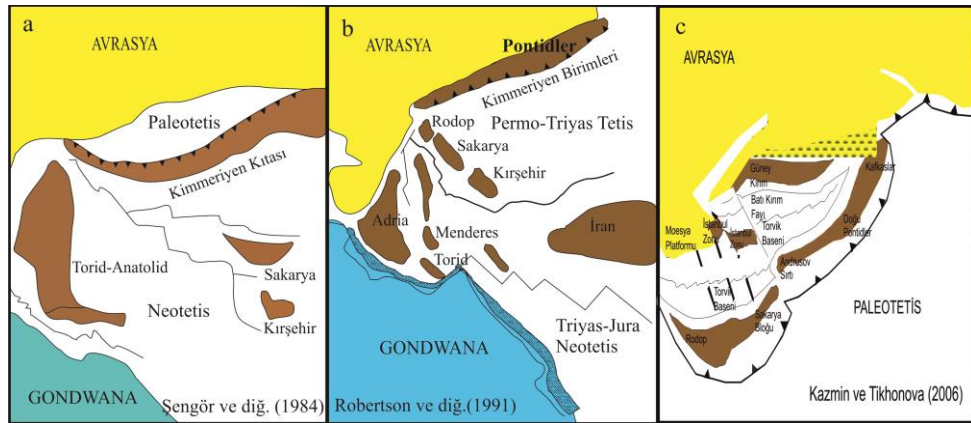
Sakarya Zonu’nun da içinde bulunduğu bölgenin Erken-Orta Mesozoyik’deki paleocoğrafik gelişimi farklı modellerle açıklanmaktadır (Roberston ve Dixon, 1984; Şengör ve diğ., 1984; Kazmin ve Tikhonova, 2006; Roberston ve diğ., 1991 ve 2004). Bu modeller Şekil 1.2’de gösterilmiştir.

Bu modellerden Sengör ve diğ. (1984) Paleotetis Okyanusu’nun evrimini güneye dalan bir dalma batma zonu ile açıklamıştır. Geç Permiyen’de güneye dalan dalma batma zonunun Gondvana’dan Kimmeriya fragmanlarını riftleştirdiğini ve daha sonra riftleşen bu fragmanların Erken Jura’da Neotetis Okyanusu’nun açılmasıyla kuzeye doğru

hareket ederek Erken Jura'nın sonlarında Avrasya ile çarpıştığı ileri sürülmüştür (Şekil.1.2.a).

Robertson ve diğ. (1991 ve 2004) ise, Geç Paleozoyik'te Anadolu'nun tektonik evrimi için alternatif bir model ileri sürmüşlerdir. Bu model Şengör ve diğ. (1984)'nin görüşlerinin aksine Paleotetis'in kuzeye dalması fikrine dayanmaktadır. Triyas-Jura döneminde Pontidler Avrasya'nın bir parçası iken Anatolid-Torid mikrokıtalari Gondwana'dan koparak kuzeye doğru hareket etmiş olduğu bu modelde ileri sürülmektedir (Şekil.1.2.b).

Kazmin ve Tikhonova (2006) ise, Orta-Geç Triyas'ta, Paleotetis'in kuzeye dalarak Tavrik-Küre baseninin açılmasına neden olduğunu, Rodop, Sakarya Zonu, Andrusov sırtı, Doğu Pontidler ve Kafkaslar'ın Avrasya'nın aktif kenarından riftleşmiş olduğunu ileri sürmüşlerdir (Şekil.1.2.c).



Şekil 1.2: Erken-Orta Mesozoyik dönemde Avrasya'nın güney kenarında yer alan kıtasal blokların Paleotetis ve Neotetis Okyanusları'nın varlığına bağlı olarak evrimi a) Şengör ve diğ., (1984) modeli b) Robertson ve diğ., (1991) modeli c) Kazmin ve Tikhonova, (2006) modeli.

Literatürdeki jeolojik Mesozoyik dönemde Anadolu'nun farklı kıtasal parçalarının hangi paleoenlemde yer aldıklarına dair henüz kesin bir bilgi sunamamaktadır. Önerilen modeller Tetis Okyanusu'nun varlığı ve dalım yönüne bağlı olarak yapılmıştır. Paleocoğrafya haritalarının hazırlanmasında başvuru yöntemlerinden en önemlisi paleomağnetizma çalışmaları sonucunda elde edilen paleoenlem değerleridir. Mesozoyik dönemde pozisyonu hala kesinlik kazanmamış olan Sakarya Zonu'na ait yapılmış paleomağnetizma çalışmaları sınırlı sayıdadır.

Evans ve diğ.(1982); Sakarya Zonu'nun Jura yaşlı Bilecik Kireçtaşlarından 32°K paleoenlem 334.5° sapma açısı, Evans ve Hall (1990) Jura yaşlı Bayırköy Formasyonu'ndan 33 °K paleoenlem 92° sapma açısı bulmuşlardır.

Channel ve diğ.(1996)' nin çalışmasında; Jura-Kretase zaman aralığında Sakarya Zonu'nda yer alan Jura yaşlı Bilecik Kireçtaşları'ndan 45°K ve Doğu Pontidler'de yüzeyleyen ammonitiko rosso fasiyesi (Bayırköy Formasyonu) için 41°K paleoenlemi elde etmiştir. Üst Kretase'de Batı Pontidler'de Kapanboğazı/Yemişliçay Formasyonu'ndan 23.5 °K, 330° sapma açısı; Doğu Pontidler'de Vezirhan Formasyonu'ndan 25.5 °K paleoenlem bulmuşlardır.

Çinku (2010) çalışmasında; Sakarya Zonu'nun batısında yer alan Jura yaşlı Mudurnu Formasyonu için 29.5°K paleoenlemi 333° sapma açısı, Ladik'te Kelkit Formasyonu'ndan 28.5°K ve Doğu Pontidler'de yer alan Kelkit Formasyonu için 30.5°K paleoenlemini elde etmiştir. Yine bu çalışmada, Amasya'da örneklenen Jura-Alt Kretase yaşlı Ferhatkaya Formasyonu için 25.2°K paleoenlemi elde edilmiştir. Çinku ve diğ. (2013) çalışmalarında ise Batı Pontidler'den Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Ulus Formasyonu'ndan 20 °K paleoenlem, 332.5° sapma açısı bulmuşlardır. Ayrıca Çinku ve diğ. (2013) Üst Kretase yaşlı Batı Pontidler'de Kapanboğazı/Yemişliçay Formasyonu'ndan 28 °K paleoenlem, 324° sapma açısı elde etmişlerdir.

Meijers ve diğ. (2010); Üst Kretase yaşlı Kapanboğazı/Yemişliçay Formasyonu'ndan 29 °K paleoenlem , 344° sapma açısı bulmuşlardır.

Orbay ve diğ. (1983); Sinop ve İnebolu'nda Üst Kretase yaşlı Yemişliçay Formasyonundan sırasıyla 356° ve 335° sapma açısı, Sarıbudak (1989); Batı Pontidlerden yine Üst Kretase yaşlı Yemişliçay Formasyonu'ndan 340° sapma açısı elde etmişlerdir.

Bu tez projesi kapsamında, Bilecik-Eskişehir bölgeleri arasında kalan, Senozoyik ve Mesozoyik yaşlı kayalardan örneklemeler yapılarak paleomağnetik mevkilerin sayıları arttırılmıştır. Sakarya Zonu'nun batı kısmı için elde edilen paleoenlemler ve rotasyonlar ile bölgenin paleocoğrafik konumu aydınlatılmaya çalışılmıştır.

2. GENEL KISIMLAR

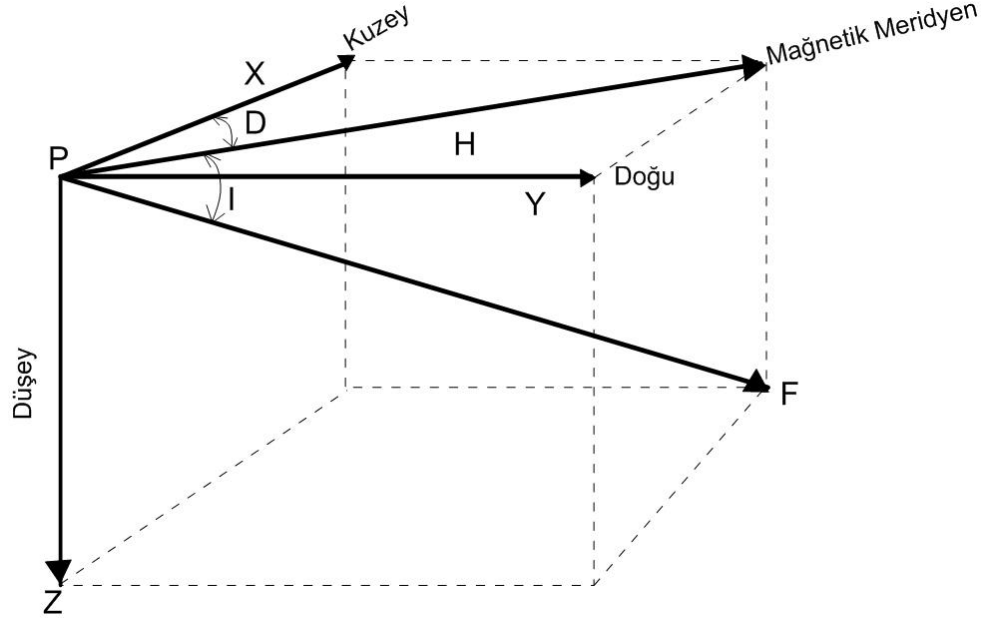
2.1. YER MAĞNETİK ALANI, BİLEŞENLERİ VE ÖZELLİKLERİ

Mağnetik alan vektörel bir büyüklüktür. Yeryüzünde bir noktada ölçülen mağnetik alan farklı kaynaklardan doğan mağnetik alanların vektörel toplamından meydana gelmektedir. Bunlar; esas yermağnetik alan, dış kaynaklı alan ve anomali alanıdır.

- 1) Esas Yermağnetik Alan: Kaynağı yerkürenin sıvı dış çekirdeği ile çekirdek manto sınırında olup zaman içindeki değişimi yavaştır.
- 2) Dış kaynaklı Alan: Kaynağı katı yerkürenin dışında iyonosfer tabakasıdır. Şiddeti esas yermağnetik alana kıyasla daha düşüktür. Peryodu 1 saniyelik değişimlerden başlayarak onbir yılı aşan değişimlere kadar farklılık gösterir.
- 3) Anomali Alan: Bu alanların kaynağı, yerkabuğu ve yerkabuğunun üstündeki cevher yatakları ve mağmatik kayalardır. Şiddeti ve yeri zaman içinde sabittir. Kayaların mıknatıslığından sorumlu en çok karşılanan en önemli mineral mağnetittir ve Curie sıcaklığı yaklaşık 580 °C'dir.

Yeryüzünde herhangi bir noktada yermağnetik alan kendisini oluşturan alanların vektörel toplamı şeklindedir. Bu vektörel toplam **F** olarak gösterilir. Dünya üzerindeki bir noktadaki yermağnetik vektörünü saptamak için başlangıç noktası söz konusu nokta olan kartezyen koordinat sistemi seçilir. Bu koordinat sistemine **x**-ekseni coğrafik kuzeye, **y**-ekseni coğrafik doğuya, **z** ekseni düşeye doğru olmak üzere yerleştirilir. **F** ile gösterilen yermağnetik alan vektörü bileşenlerine ayrıldığında oluşan büyüklükler ve arasındaki ilişkiler Şekil 2.1' de gösterilmiştir. **X**; yermağnetik alan vektörünün kuzey-güney bileşeni (kuzeye yönelmişse +, güneye yönelmişse – işaretli), **Z**; yermağnetik alan vektörünün düşey bileşeni (yeriçine doğru +; yerin dışına doğru – işaretli), **H**; yermağnetik alan vektörünün yatay bileşeni (+ işaretli)olarak gösterilir. **D**; mağnetik sapma (Denklinasyon) açısı olup yermağnetik alan vektörünün yatay bileşeninin coğrafik kuzeyle yaptığı açıdır ve kuzeyden doğuya doğru + işaretlidir. 0 ila 360

arasında değişir. I ; magnetik eğim (İnklinasyon) açısı olup F vektörünün yeryüzü ile diğer bir deyişle H vektörü ile yaptığı açıdır. Pozitif değerler yerin üstünü negatif değerler yerin içini ifade eder. -90° 'la $+90^\circ$ arasında değişir.



Şekil 2.1: Yermağnetik alanının vektörel bileşenlerinin kartezyen koordinat sistemindeki gösterimi.

Bir noktada yermağnetik alan vektörü saptanmak istendiğinde o noktadaki X , Y , Z veya Z , H , D 'nin ölçülmesi yeterlidir. Bu ölçülen değerlerden aşağıdaki bağıntılar kullanılarak izomağnetik haritalar oluşturulur.

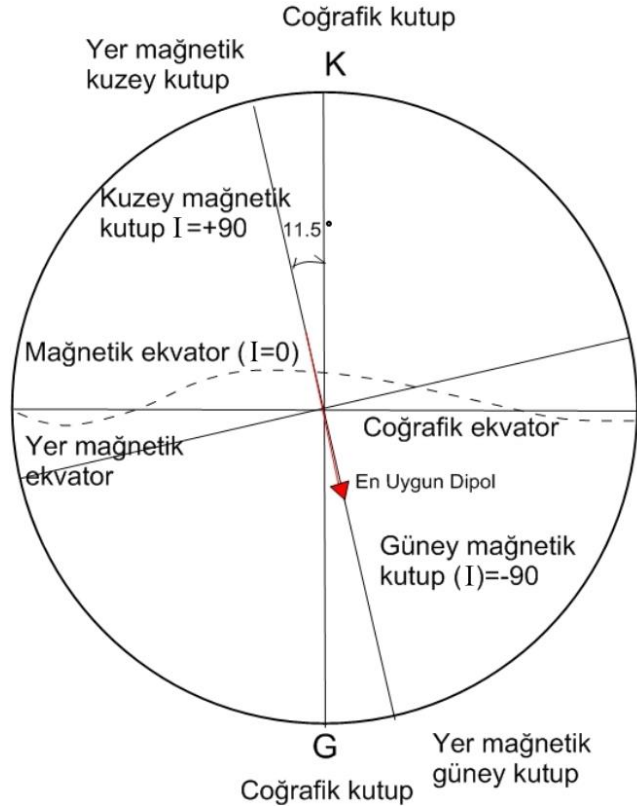
$$H = F \cdot \cos I, \quad Z = F \cdot \sin I, \quad \tan I = Z/H \quad (2.1)$$

$$X = H \cdot \cos D, \quad Y = H \cdot \sin D, \quad \tan D = Y/X \quad (2.2)$$

$$F^2 = H^2 + Z^2 = X^2 + Y^2 + Z^2 \quad (2.3)$$

İzomağnetik haritalar incelendiğinde kuzey magnetik kutup yöresinde yermağnetik alan şiddetinin $60\mu\text{T}$ (0.6 Oe); güney magnetik kutupta $70\mu\text{T}$ (0.7 Oe) olduğu görülür. Magnetik ekvatorda $30\mu\text{T}$ (0.3 Oe) civarındadır. Yermağnetik alanının şiddeti ekvatordan kutuplara doğru artmaktadır.

Esas yermağnetik alanın ana parçasını dipol alan oluşturur. Dipol alanın özelliği tıpkı çubuk mıknatısta olduğu gibi iki kutba ve düzgün alan çizgilerine sahip olmasıdır. Dipol alanın kutupları yerkürede kuzey mağnetik ve güney mağnetik kutuplar olarak yer alırlar ve yermağnetik kutuplar olarak adlandırılırlar. 2013 yılında yermağnetik kuzey kutbunun yeri 80.2° K, 72.5° B koordinatlarındadır. Kutup noktaları yeryüzünde karşılıklı olarak yer alırlar. Kutupların oluşturdukları dipol eksen coğrafi kutupların oluşturdukları eksen ile günümüzde 11.5° lik açı yapmaktadır (Şekil 2.2).



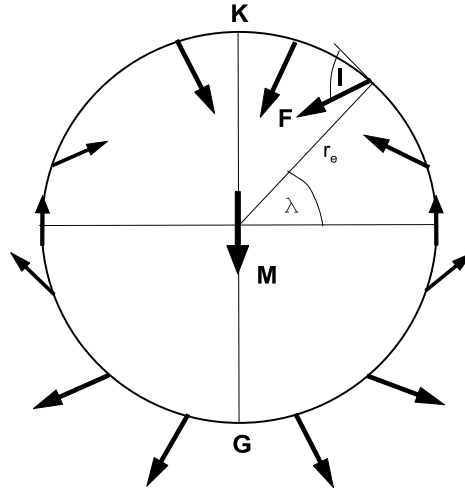
Şekil 2.2: Mağnetik kutuplar ve en uygun dipol (I =Mağnetik eğim açısı).

2.2. PALEOMAĞNETİK KUTUP POZİSYONUNUN HESAPLANMASI VE YER MERKEZLİ EKSENEL DİPOL MODELİ

Paleomağnetik çalışmalarda elde edilen verilerin değerlendirilmesi sırasında paleomağnetik kutup pozisyonlarının hesaplanması önemlidir. Günümüzde yermağnetik

alan vektör yönünün büyük oranda enleme bağlı olarak noktadan noktaya değiştiği bilinmektedir. Bir kıtanın birbirinden uzak çeşitli noktalarından alınan benzer ve farklı yaşlı kayaçların ortalama mıknatıslanma doğrultuları karşılaştırmak istendiğinde zorluklarla karşılaşılır ve güvenilir sonuçlar elde edilemez. Bunun yerine mıknatıslanma doğrultularına ait ortalama paleomağnetik kutup pozisyonları kullanılırsa, eldeki verilerden örneklerin mevkiye bağlı etkileri giderilmiş olur ve daha güvenilir sonuçlar elde edilir.

Paleomağnetik kutup pozisyonlarının hesaplanması için kullanılan yer merkezli eksenel dipol modelinde kayaçların jeolojik zaman süresince konumlarını bulmak amaçlanmıştır. Mağnetik kutup pozisyonu ile coğrafik kutup pozisyonunun çakışık kabul edilmesiyle coğrafik enlemlerle mağnetik enlemlerin eşitlenmesine olanak tanır. Böylece, paleomağnetik çalışmalardan elde edilen eğim açıları kullanılarak paleoenlem değerleri hesaplanabilir. Yer merkezli eksenel dipol modelinde (Şekil 2.3) sapma açıları yerkürenin her yerinde sıfır olarak kabul gördüğünden paleomağnetik çalışmalar sonucu elde edilen sapma açıları da rotasyon miktarı ile ilişkilendirilebilmektedir.



Şekil 2.3: Yer merkezli eksenel dipol model. McElhinny (1973)'den düzenlenmiştir.

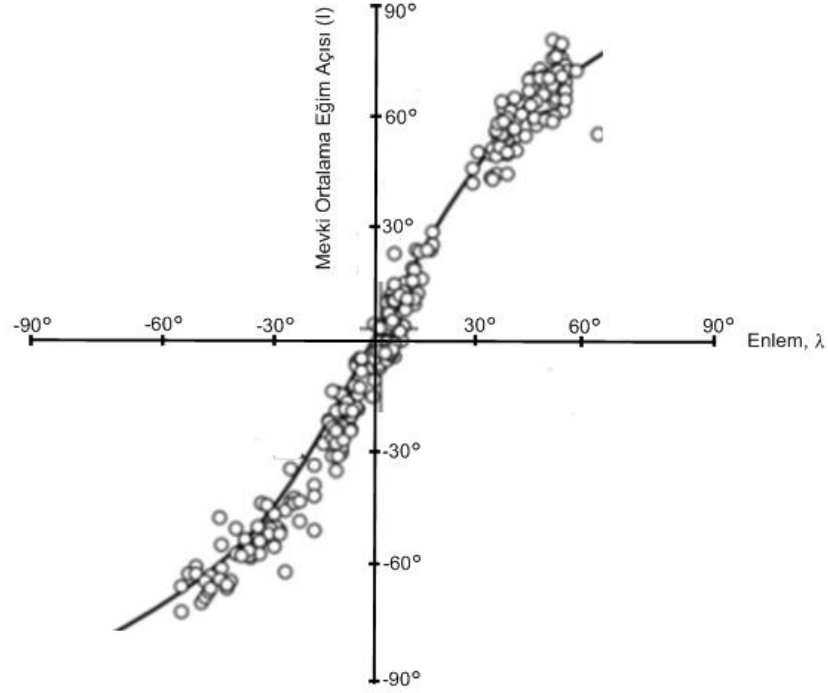
$$H = \frac{M \cos \lambda}{r_e^3} \quad Z = \frac{2M \sin \lambda}{r_e^3} \quad F = \frac{M}{r_e^3} \sqrt{1 + 3 \sin^2 \lambda} \quad (2.4)$$

Şekil 2.3 ve bağıntı (2.4)' de **M**; yer merkezli eksen dipolün dipol moment, λ ; coğrafik enlem, r_e ; yerin ortalama yarıçapı; **F**; yer mağnetik alanın toplam bileşeni, **I**;

eğim açısı olarak ifade edilir. Yer merkezli eksenel dipol modeline göre paleomağnetik eğim açısı değeri ile paleoenlem arasındaki ilişki 2.5 ve 2.6 bağıntılarıyla hesaplanabilmektedir.

$$\tan I = \frac{Z}{H} \quad (2.5)$$

$$\tan I = 2 \tan \lambda \quad (2.6)$$



Şekil 2.4: Paleomağnetik eğim açıları (içi boş daire) ile yer merkezli eksenel dipol modeli teorik eğim açılarının (sürekli eğri) karşılaştırılması (Lowrie, 2007).

Şekil 2.4’de dünyanın farklı enlemlerinden elde edilen son 5 my. yaştaki kayaçların paleomağnetik eğim açıları ile yerin dipol alanından hesaplanan eğim açılarının bir karşılaştırılması gösterilmiştir. Buna göre son 5 my. yaş içerisindeki kayaçların paleomağnetik çalışmalarından elde edilen eğim açıları değerlerinin elde edildikleri enlemlere göre olan dağılımları, dipol alanı eğim açılarının enlemlere göre olan dağılımları ile büyük bir yaklaşımla örtüşmekte olduğu görülür.

3. MALZEME VE YÖNTEM

3.1. PALEOMAĞNETİZMA YÖNTEMİ

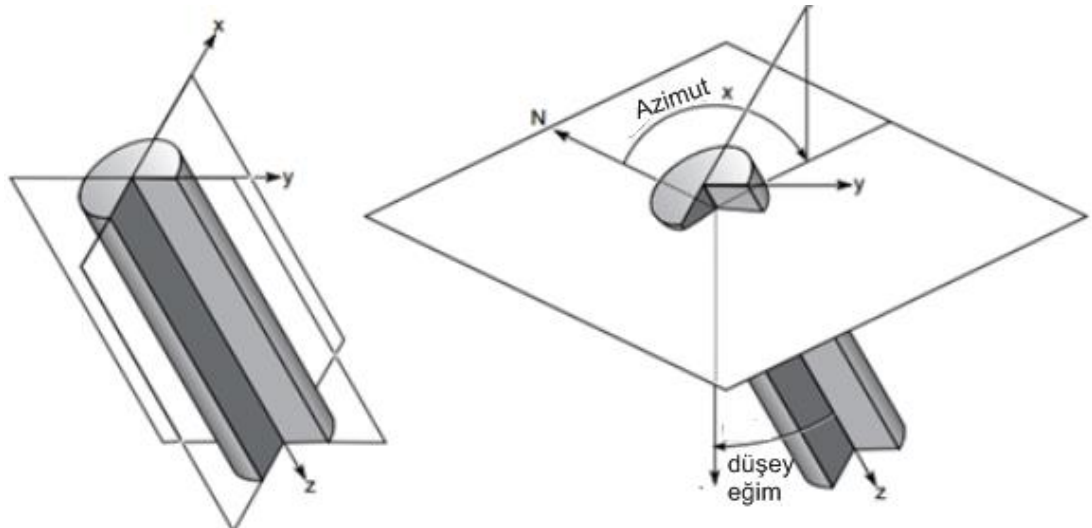
Paleomağnetizma, kayaçların oluştukları jeolojik devirlerde geçirmiş oldukları hareketin araştırılmasına dayanmaktadır. Kayaçlar oluştukları anda yermağnetik alan yönünde mıknatıslanma kazanmaktadırlar. Yaşı belli olan mevkiilerden toplanan örneklerin laboratuvarında kayacın ilk oluştuğu andaki mıknatıslanma doğrultusu (eğim açısı, sapma açısı, paleoenlem) belirlenerek o kayacın bulunduğu istifin ilk oluştuğu andaki konumu saptanabilmektedir.

3.1.1. Paleomağnetik Çalışmalarda Örneklerin Toplanması ve Laboratuvarında Ölçüme Hazırlanması

Paleomağnetik çalışmalar için uygun güvenilir mıknatıslanma verecek kayaç istiflerinin seçilmesi oldukça önemlidir. Bunun için örnek alınması düşünülen istiflerin jeolojisi, yaşı, alterasyon durumu veya sedimanın tane boyunun iyi bilinmesi gerekir. Yer tespiti yaptıktan sonra araziden portatif karot alma makinaları yardımıyla yönlü örnekler alınır (Şekil 3.1.a). Örnekler portatif karot makinesi ile 10-12 cm boyunda silindirik olarak alınır (Şekil 3.1.b). Örneğin bulunduğu konumdaki eğim açısı; elde edilen silindirik örnek üzerine eğim kadrani içeren bir yönlendirme tablası geçirilip düzeçlenerek okunur. Örnek üzerine işaretlenen referans çizgisinin azimut açısı yönlendirme tablası üzerine yerleştirilen jeolog ve güneş pusulası yardımıyla saptanmaktadır (Şekil 3.1.c, Şekil 3.1.d). Bu yöntem ile her bir mevkiden ortalama 10 karot almak yeterlidir. Alınan örnekler laboratuvarında taş kesme cihazı (Şekil 3.1.e) ile ölçülecek boyuta getirilir (Şekil 3.1.f). Laboratuvar ölçümlerinde kullanılan yatay yüzeyde **x** eksenini ile kuzey eksen arasında ki açı (azimut) ve **z**-ekseninin düşey yönde yaptığı açı (eğim-hade açısı) ise Şekil 3.2’de gösterilmektedir (Butler, 1992). Sahada da mıknatıslanmanın yaşının belirlenmesi için kıvrım testi, örneklerin güvenilir duyarlılıkta olduğunun tespiti için de konglomera testi yapılmaktadır.



Şekil 3.1: a) Portatif karot alma makinesi b) Alınan örnekler c-d) Pusula ve yönlendirme sehпасı e) Taş kesme cihazı f) Ölçüme hazırlanan örnekler.



Şekil 3.2: Ölçme işleminde kullanılmak üzere azimut ve eğim açısının karot örnek üzerinde gösterilmesi (Butler, 1992).

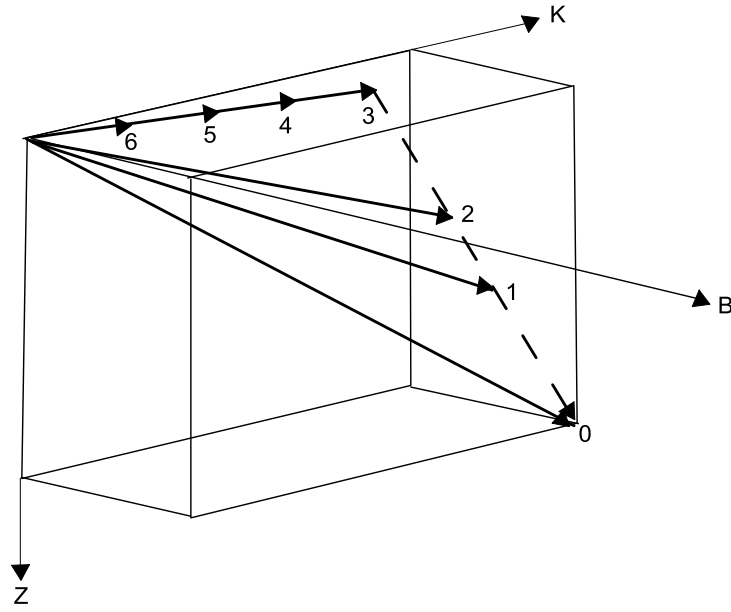
3.1.2. Laboratuvar Çalışmaları Kapsamında Temizleme Yöntemleri

Paleomağnetizma çalışmalarında kayaç içindeki duraylı karakteristik kalıntı mıknatıslanmayı belirlemek için temizleme yöntemleri uygulanır. Temizleme işlemleri ile kayaç içerisinde yeni mıknatıslanmalara neden olmadan kayacın günümüze gelinceye kadar çeşitli fiziksel ve kimyasal etkiler sonucunda kazandığı ikincil mıknatıslanmaları kademeli olarak yok edilir. İkincil mıknatıslanma kayaçtaki birincil kalıcı mıknatıslanma ile birlikte vektörel bir büyüklük olarak ölçülebilmektedir.

Kayaçlardaki bu ikincil mıknatıslanmayı tespit etmek ve ortaya koymak için laboratuvarda gerçekleştirilebilen temizleme yöntemleri bulunmaktadır. Her karot örneğinin mıknatıslanma doğrultusu spinner veya kriyojenik manyetometre yardımıyla ölçülür ve mıknatıslanmasını yitirdiği sıcaklığa kadar aşama aşama ısısal veya alternatif alan temizleme adımı uygulanır. Her bir temizleme adımından sonra mıknatıslanma bileşeninin x , y , z yönlerindeki şiddet vektörleri manyetometrelerle ölçülüp, sonuçlar Zijderveld Diyagramı, Wulff Diyagramı (Stereonet Projeksiyon Ağı) ve Normalize Şiddet Değişim Grafiği üzerinde gösterilir. Böylelikle örneğin mıknatıslanmasını hangi sıcaklık/alan aralığına kadar koruduğu ve hangi aralıkta mıknatıslanma doğrultusunda bir değişim olduğu ortaya konabilmektedir ve sonuç olarak her örneğe ait karakteristik kalıntı mıknatıslanma doğrultusu (KKM) elde edilmektedir.

Bir doğal kalıntı mıknatıslanma vektörünün aşamalı olarak ikincil kalıntı mıknatıslanmasından temizlenmesi ve birincil kalıntı mıknatıslanmasının elde edilmesi Şekil 3.3' de gösterilmiştir. Şekil 3.3, doğal kalıntı mıknatıslanma vektörü (0) ile gösterilmiştir. Doğal kalıntı mıknatıslanma vektörünün (1) ve (2) nolu temizleme adımları sonucunda elde edilen bileşke vektörler karşılaştırıldığında farklı doğrultu ve şiddetlere sahip oldukları görülür. Bunun nedeni, bu aşamalarda halen ikincil mıknatıslanmanın varlığının söz konusu olmasıdır. Fakat (3), (4), (5) ve (6) nolu temizleme adımları sonucunda bileşke vektörlerinin şiddetleri değişmekte ama doğrultuları aynı olmaktadır. Bu ise doğal kalıntı mıknatıslanma vektörünün ikincil kalıntı mıknatıslanmasından tamamen temizlendiğini ve birincil kalıntı mıknatıslanmayı temsil eden vektörün varlığını ifade etmektedir.

Temizleme yöntemleri ; Isısal Temizleme Yöntemi, Alternatif Alan Temizleme Yöntemi olmak üzere 2' ye ayrılır.



Şekil 3.3: Bir doğal kalıntı mıknatıslanma vektörünün temizlenme aşamaları (Butler, 2004).

3.1.2.1. Isısal Temizleme Yöntemi

Paleomağnetik çalışmalarda kullanılan bu yöntem kayaçların sahip oldukları ikincil mıknatıslanmadan temizlenmesini sağlar. Yöntemin uygulanması için yer mağnetik alanının belirli bir yer içinde yok edilmesini sağlayan Helmholtz bobin sistemi ile sıcaklığı ayarlanabilen ve mağnetik olmayan malzemeden yapılmış fırına ihtiyaç duyulur. Helmholtz bobin sistemi kuzey-güney, doğu-batı ve düşey yönlü olmak üzere üç bobin çiftinden meydana gelmiştir. Bobin çiftleri öyle düzenlenmiştir ki, yeter şiddette bir doğru akım geçirildiğinde her bobin çifti jeomağnetik alanının bobin eksenine doğrultusundaki bileşeninin şiddetine eşit ama zıt yönde bir mağnetik alan oluşturur. Bu sayede bobinin merkezini içine alan küçük bir hacimde jeomağnetik alan yok edilmiş olur. İkincil mıknatıslanmasından temizleyeceğimiz örnekleri koyacağımız fırın jeomağnetik alanın yok edildiği bu hacim içinde bulunmaktadır.

Isısal temizleme işleminde ferromağnetik mineraller, Curie sıcaklığının altındaki bir sıcaklığa doğru aşama aşama ısıtılarak sıfır mağnetik alanda oda sıcaklığına kadar soğutulmaktadır.

Kayaçların içerisindeki mağnetik daneler, rölaksasyon zamanı olarak tanımlanan karakteristik zaman katsayılarına sahiptir (Neel, 1955). Bu rölaksasyon zamanının

sonunda kayaç mıknatıslanmasını yitirmektedir. Neel, rölaksasyon zamanını aşağıdaki bağıntı ile tanımlamaktadır.

$$\tau = c \cdot e^{-\left(\frac{VH_c J_s}{2kT}\right)} \quad (3.1)$$

Bağıntıda; τ : rölaksasyon zamanı, c : frekans faktörü, V : tek domenli dane hacmi, H_c : iç-direnme kuvveti (koersif kuvvet), J_s : doymuş mıknatıslanma şiddeti, k : boltzman sabiti, T : sıcaklık olarak gösterilir.

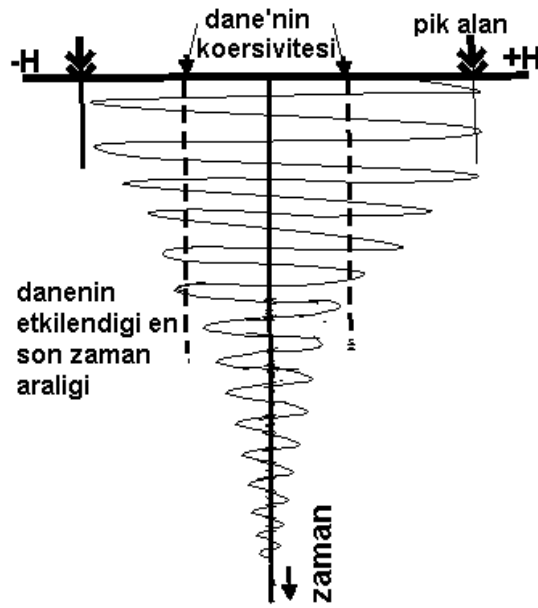
c katsayısı ve rölaksasyon bağıntısında bilinen değerler yerine konularak V/T 'nin çeşitli değerleri için rölaksasyon zamanları hesaplanırsa V/T oranındaki çok küçük değişimlerin rölaksasyon zamanında çok büyük değişimler olduğu gözlenmektedir. V/T oranındaki bu özellik küçük daneciklerle ilgili kritik dane büyüklüğü ve Cruie sıcaklığına benzer biçimde etki eden bloking sıcaklığı gibi kavramların ortaya çıkmasına neden olmuştur.

Kayaçlar doğada V/T oranı küçük danecikler tarafından ikincil mıknatıslanma kazanmaktadırlar. Isıl temizleme işlemi sırasında kayacı aşama aşama ısıtarak her aşama sonucunda kayaç içerisindeki belirli daneciklere ait V/T oranının küçülmesi ve dolayısıyla sahip oldukları mıknatıslanmalarını yitirmeleri sağlanmaktadır.

3.1.2.2. Alternatif Alan Temizleme Yöntemi

Kayaçların alternatif manyetik alanlar ile ikincil mıknatıslanmalarından temizleme yöntemidir. Kayacın içinde mıknatıslanmasından sorumlu mineral tanecikleri farklı kimyasal yapılarda ve farklı fiziksel boyutlardadır. Tanecikler kayaç içinde rasgele dağılmış, rasgele yönelmiş ve doğal yollardan biri ile birincil kalıcı mıknatıslanmalarını kazanmışlardır. Bu mıknatıslanmanın koersif kuvveti birbirinden farklıdır. Şiddeti sıfıra doğru azalan bir manyetik alan altında kayaç içinde bulunan danecikler arasında koersif kuvveti, uygulanan alternatif alanın ilk şiddetinden küçük olan danecikler uygulanan dış alan içinde yeniden bir eş sıcaklık ısıtılabilir kalıcı mıknatıslanma kazanacaklardır. Alternatif alan temizleme yöntemi sonucunda kayaçta hala birincil mıknatıslanmalarını koruyabilen danecikler varsa bunlar en güvenilir birincil mıknatıslanmaya sahip danecikler olacaktır.

Bu yöntem uygulanırken jeomağnetik alanın yok edildiği Helmholtz bobin sistemi kullanılır. Test aleti iki kısımdan oluşur. Şiddeti, belirli bir akım şiddetinden başlayarak zamanla sıfıra doğru azalan alternatif akım oluşturan birinci kısmı ve alternatif mağnetik alanla beslenen selonoid de ikinci kısmı oluşturur. Şiddeti değişen alternatif akım selonoide uygulandığında selonoid içinde ve selenoid eksenı doğrultusunda değişken bir mağnetik alan oluşturur. Şekil 3.4’de oluşan mağnetik alan gösterilmiştir.



Şekil 3.4: Alternatif alan temizleme işleminde sinusoidal dalganın zamanla değişimi (Collinson, 1983).

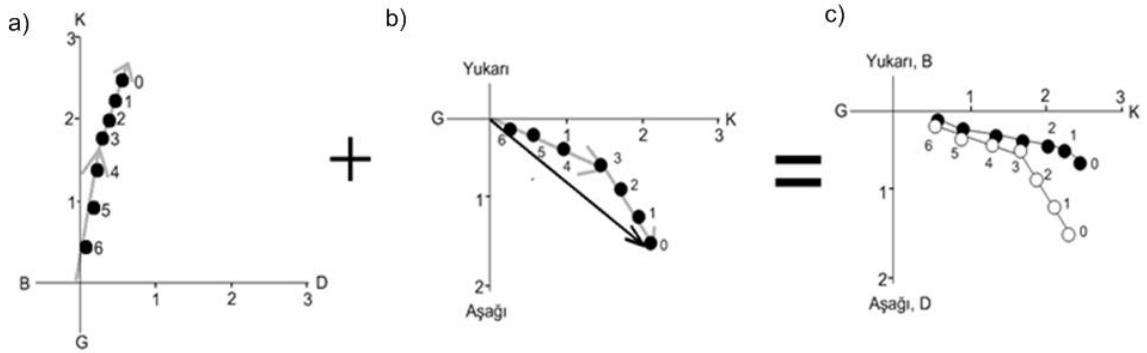
3.1.3. Mıknatıslanma Doğrultularının Analizi

Paleomağnetik yöntemde kullanılan ısısal veya alternatif alan temizleme işlemlerindeki her adım için mıknatıslanma bileşenlerin vektörel davranışı kartezyen koordinatlardaki geometriyle gösterilir (Collinson, 1983). Bu amaçla birçok paleomağnetik çalışmada, Zijderveld Diyagramı, Wulff Diyagramı ve Normalize Şiddet Değişim Grafiği kullanılmaktadır.

3.1.2.3. Zijderveld Diyagramı

Paleomağnetik çalışmalarda, alternatif alan temizleme yöntemi veya ısısal alan temizleme yöntemi ile kayacın ikincil mıknatıslanma vektörünün temizleme işleminin her adımı için mıknatıslanma bileşenlerinin vektörel davranışları Kartezyen

koordinatlarındaki geometriye dayanan diyagram yardımıyla değerlendirilir. Bu diyagrama Zijderveld Diyagramı denir ve diyagramda şiddet ve doğrultu bilgileri birlikte gösterilmektedir (Zijderveld, 1967, Dunlop, 1979). Diyagram mıknatıslanma vektörünün bitiş noktasını aynı anda iki yüzeye ayırmaktadır. Çoğu zaman yatay yüzeyin sapma açısına uygun bir bileşen gösterecek şekilde yatay ve düşey yüzeyler seçilmektedir. Düşey yüzey eğime ait bilgi vererek düşey bileşeni (yukarı veya aşağı) göstermektedir (Şekil 3.5). Temizleme süresince elde edilen bitiş noktaları orijinden olan uzaklığa bağlı olarak mıknatıslanmanın şiddetini yansıtmaktadır. Temizleme işlemi süresince güvenilir mıknatıslanma vektörlerinin Zijderveld Diyagramı üzerinde orijine doğru düz bir hat şeklinde azalım göstermesine dikkat edilir (Butler, 1992).



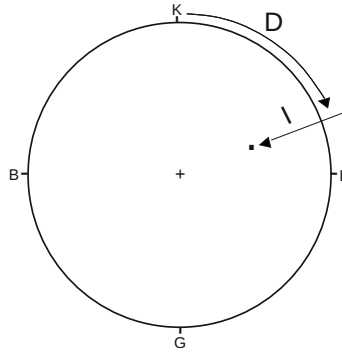
Şekil 3.5: Mıknatıslanma doğrultusunun ve şiddetinin Zijderveld Diyagramı'nda gösterimi . a) yatay yönedeki değişim b) düşey yöndeki değişim c) yatay ve düşey yöndeki değişim. İçi dolu yuvarlak işaretler yatay projeksiyondaki vektör izdüşümünü, içi boş yuvarlak işaretler düşey projeksiyondaki vektör izdüşümü göstermektedir. Yuvarlak işaret üzerindeki sayılar temizleme adımlarını belirtir (Butler, 1992).

Zijderveld Diyagramı'ndan paleomağnetik vektörlerin sapma (Denklinasyon=D) ve eğim (İnklinasyon=I) açılarının hesaplanmasında Temel Bileşen Analizi (PCA) yönteminden yararlanılır. PCA, bir grup vektörün uç noktalarının hacimsel dağılımlarına en küçük kareler yöntemiyle geçirilen bir doğru parçasının parametrelerini içermektedir. Bu doğrunun kuzey doğrultusu ile yaptığı açı, vektörlerin ortalama sapma açısını, düşey doğrultu ile yaptığı açı, vektörlerin ortalama eğim açısını vermektedir. PCA ile vektörlere geçirilen doğrunun vektör doğrultularına olan uyum kriteri maksimum açısal sapma (MAD= Maximum Angular Deviation) değeri ile ifade edilmektedir (Kirschvink, 1980). MAD değeri, hacimsel dağılım gösteren vektör uç noktalarını içine alan bir dikdörtgen prizmasının diyagonal eksenine ile en uzun kenarı

arasındaki açının miktarıdır. Bir çok paleomağnetik çalışmada bu değerin $< 20^\circ$ olması önerilmektedir.

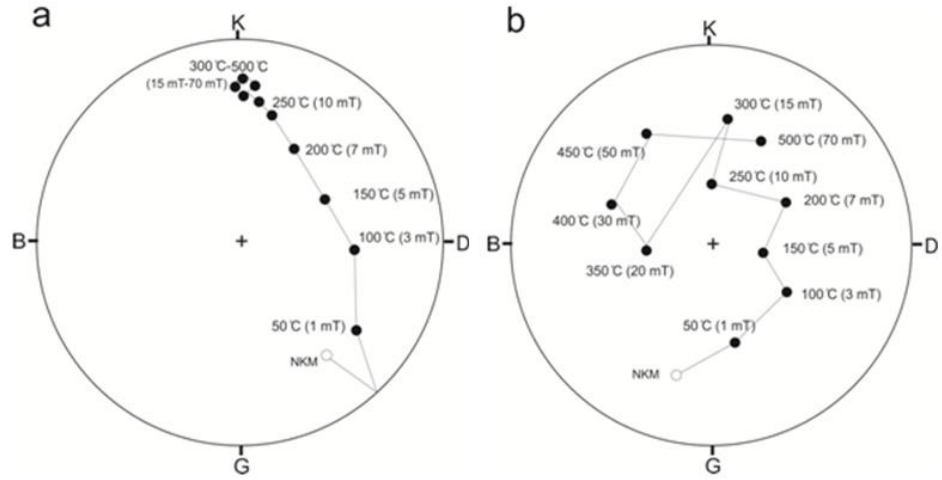
3.1.2.4. Wulff Diyagramı ve Normalize Şiddet Değişim Grafiği

Wulff Diyagramı ile mıknatıslanma vektörünün doğrultu ve eğim açısı hesaplanabilmektedir. Vektörün doğrultusu kuzeyden saat yönünde artacak şekilde belirlenir. Eğim açısı ise merkez 90° olacak şekilde diyagramın sağ yarıçapı pozitif, sol yarıçapı negatif eğim olarak alınır. Şekil 3.6'da sapma açısı (**D**) 70° , eğim açısı (**I**) 50° olan mıknatıslanma doğrultusunun Wulff Diyagramı üzerinde gösterimi verilmiştir.



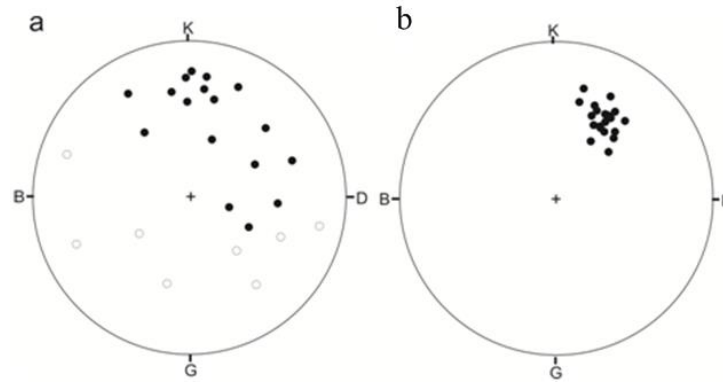
Şekil 3.6: Wulff Diyagramı'nda bir örnek üzerinde eğim ve sapma açısının gösterimi (Butler, 2004).

Isısal temizleme işlemi ya da alternatif alan temizleme işlemi uygulanırken ilk önce örneğin doğal kalıcı mıknatıslanması (DKM) ölçülür. Daha sonra sıcaklık ve/veya alternatif alan örnek üzerine adım adım uygulanır. Uygulanan her ısısal/alternatif alan adımında mıknatıslanma doğrultusu ölçülüp Wulff Diyagramı üzerine işaretlenir. Şekil 3.7.a' da verilen bir kayaca ait alternatif alan temizlenme işleminin uygulanması sonucu örneğin mıknatıslanma bileşeninin 250°C 'ye kadar değiştiği 300°C - 500°C 'de ise duraylı olduğu görülmektedir. Şekil 3.7.b' de mıknatıslanma bileşeni uygulanan her bir temizleme adımında farklı bir değere sahip olduğu görülmektedir. Bu örneğin paleomağnetik çalışmalarda kullanılması uygun değildir sonucuna ulaşabiliriz (Sanver, 1992).



Şekil 3.7: Pilot örneklere ait ısısal ve alternatif alan ile temizleme süresince mıknatıslanma doğrultularının Wulff Diyagramı'nda gösterimi a) Güvenilir birincil mıknatıslanmaya ait örnek b) Güvenilir olmayan birincil mıknatıslanmaya ait örnek (Sanver, 1992).

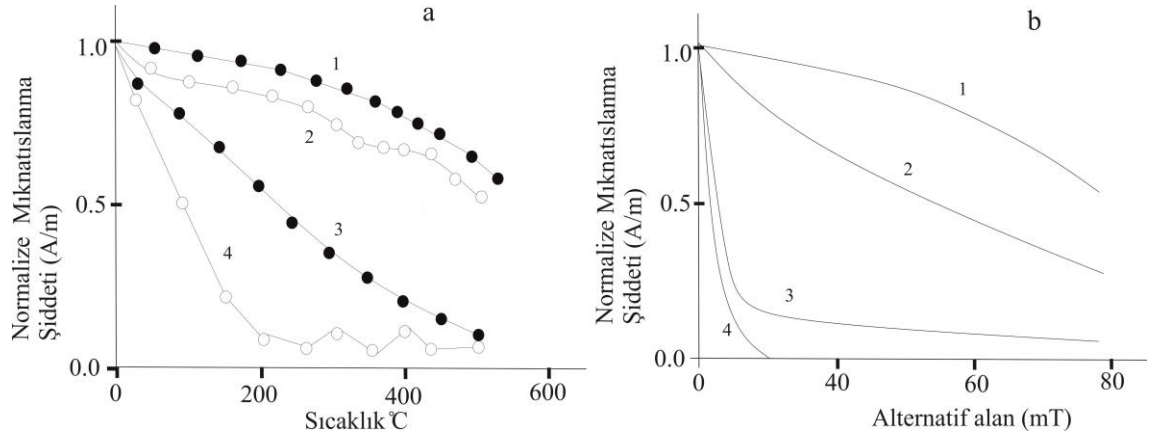
Wulff Diyagramı ile ayrıca aynı mevki içindeki mıknatıslanma vektörlerinin doğal kalıntı mıknatıslanmalarının veya gerek ısıyla gerekse alternatif alanla yapılan temizleme işlemleri sonucundaki mıknatıslanma bileşenlerinin güvenilirliği saptanabilmektedir. Bunun için bir projeksiyon üstünde vektörel büyüklüklerin x , y , z yönündeki değişimleri kartezyen koordinat sisteminde bir başlangıç noktası merkez kabul edecek şekilde birim yarıçaplı küre üzerine aktarılır. Sonuç olarak paleomağnetik ölçümler sonucu elde edilen mıknatıslanma vektörlerinin iki boyutlu ortamda gösterilmesi için küre üzerine aktarılan vektörel büyüklüklerin Wulff Diyagramı üzerine taşınması sağlanır. Aynı mevkiye ait tüm örneklerin doğal kalıntı mıknatıslanma doğrultularını Wulff Diyagramı'nda işaretlersek şekilde görüldüğü gibi saçılma olduğu (Şekil 3.8.a), temizleme işlemlerinden sonra mıknatıslanma doğrultularının birarada toplandığı gözlenmektedir (Şekil 3.8.b).



Şekil 3.8: a) Aynı mevkiden toplanan örneklerin doğal kalıntı mıknatıslanma doğrultularının Wulf Diyagramı'nda gösterimi b) Isısal/alternatif alan temizleme işleminden sonra mıknatıslanma doğrultularının Wulff Diyagramı'nda gösterimi (Sanver,1992).

Normalize Şiddet Değişim Grafiği de paleomağnetik verilerin analizinde kullanılır (Şekil 3.9). Mıknatıslanma şiddetinin gerek ısısal gerekse alternatif alanla temizleme işlemi sırasındaki değişimi bu grafikten izlenir. Genel olarak ısısal temizleme işlemi ve alternatif alan temizleme işlemi sırasında mıknatıslanma şiddeti azalır. Grafikte özellikle ısısal temizleme işlemi sırasında kayaç içinde meydana gelmiş bozulmalar, kayacın mıknatıslanmasından sorumlu mağnetik mineralin varlığı ve hangi aralıkta mıknatıslanma şiddetinin tamamlanmış olduğu gözlenebilmektedir (Şekil 3.9). Farklı kayaçlara uygulanan ısısal temizleme işleminde mıknatıslanma şiddetlerinde gözlenen değişimler Şekil 3.9.a' da gösterilmiştir. 1 numaralı eğri kumtaşlarının ısısal temizleme ile elde edilen mıknatıslanma şiddet eğrisidir ve mıknatıslanmadan sorumlu mineral hematitdir. 2 numaralı eğri volkanik kayaca ait mıknatıslanma şiddet eğrisi olup mıknatıslanmasından sorumlu mineral küçük mağnetit taneciklerdir. 3 numaralı eğri volkanik kayaca ait ve mıknatıslanmasından sorumlu mineral oksitlenmemiş titanyumlu mağnetitdir. 4 numaralı eğri yine bir volkanik kayaca aittir. 1 ve 2 numaralı eğrilerin mıknatıslanma şiddetleri yavaş yavaş kararlı bir şekilde düşmektedir. Kayacın mıknatıslanma doğrultusunun ya hiç değişmediği ya da çok az değiştiği gözlenmiştir. 3 numaralı eğri de mıknatıslanma vektörünün çok düşük sıcaklarda çok yön değiştirdiği yüksek sıcaklıkta mıknatıslanma vektörünün yönünü koruduğu görülür. 4 numaralı eğride ise mıknatıslanma şiddetleri hemen düştüğü için Şekil 3.7.b' deki gibi güvenilir birincil mıknatıslanmaya sahip olmayan davranış sergilediği görülür (Sanver, 1992).

Kayaca alternatif alan uygulanarak mıknatıslanma şiddetlerindeki değişim normalize mıknatıslanma şiddet grafiği ile gösterilir. Şekil 3.9.b' de çeşitli kayalara ait alternatif alan temizleme işlemi uygulanmış ve mıknatıslanmadan sorumlu minerallerin farklı kayalara uygulanan ısısal temizlemeyle elde edilen minerallerin olduğu gözlenmektedir (Sanver,1992).



Şekil 3.9: Temizleme işlemleri sırasında Normalize Mıknatıslanma Şiddet Değişim Grafiği. a) Isısal temizleme işlemi sırasında çeşitli kayalarda karşılaşılan mıknatıslanma şiddetlerinin değişimi b) Alternatif alan uygulanarak yapılan çeşitli kayalarda karşılaşılan mıknatıslanma şiddetlerinin değişimi (Sanver, 1992).

3.1.4. Verilerin İstatistiksel Analizi Fisher Yöntemi

Fisher tarafından 1953’de önerilen Fisher Yöntemi olarak anılan yöntem paleomağnetik verilerin mıknatıslanma doğrultularının bulunmasında istatistiksel bir yöntem olarak kullanılmaktadır. Ortalaması hesaplanacak vektörlerin, ortalama vektör civarında rasgele yönlere yönelmiş olduğu için ölçülen mıknatıslanma vektörlerinin şiddetleri farklı olsa da birbirine eşit alınacağını, örneğin birim şiddet vektörler olduğu kabul edilmiştir. Kalıntı mıknatıslanma değerinin ortalama doğrultusunun hesaplanması için, bu değer bir vektör olduğuna göre matematiksel yöntemler kullanılabilir. Bu durumda ortalaması bulunacak N adet vektör varsa bunlardan birinin, örneğin i ’ nincisinin, I_i , m_i , n_i ile gösterilen doğrultu kosinüsleri (3.2) bağıntısıyla gösterilmiştir.

$$I_i = \cos I_i \cdot \cos D_i \quad m_i = \cos I_i \cdot \sin D_i \quad n_i = \sin I_i \quad (3.2)$$

Diğer yandan ortalaması hesaplanacak N adet vektörün bir şiddetine sahip vektör başlangıç noktaları bir yarıçaplı bir kürenin merkezinde olmak üzere yönleri de göz

önünde bulundurulacak şekilde yerleştirildiğinde her vektörün ucunun küre yüzeyi üzerinde bir noktayı gösterdiği saptanmıştır. Fisher, birim yarıçaplı küre yüzeyi üzerindeki bu nokta dağılımının istatistikte Gauss dağılımı olarak bilinen dağılımın özelliklerine sahip olduğunu varsaymaktadır. Fisher küre yüzeyi üzerindeki her noktanın bu nokta dağılımının gerçek ortalaması etrafında bir dağılım gösterdiğini kabul etmektedir. Bağıntı (3.3)' de verilen Fisher dağılımı $\mathbf{P}_{dA}(\alpha)$ gerçek ortalama alandan α açısı kadar bir farkla bulunan dA gibi bir açısal alanda bir vektör bulabilmek için açısal birim alan başına olasılığı göstermektedir.

$$P_{dA} = \frac{K}{4\pi \sinh(K)} \exp(K \cos \alpha) \quad (3.3)$$

Fisher küre yüzeyi üzerindeki N adet nokta dağılımına ait ortalama vektörün $\mathbf{l}$, $\mathbf{m}$, $\mathbf{n}$ ile gösterilen doğrultu kosinüsleri aşağıdaki bağıntılarla verilmiştir.

$$l = \sum_{i=1}^N \cos I_i \cdot \frac{\cos D_i}{R} = \sum_{i=1}^N l_i / R \quad (3.4)$$

$$m = \sum_{i=1}^N \cos I_i \cdot \frac{\sin D_i}{R} = \sum_{i=1}^N m_i / R \quad (3.5)$$

$$n = \frac{\sum_{i=1}^N \sin I_i}{R} = \sum_{i=1}^N n_i / R \quad (3.6)$$

Bileşke vektörü $\mathbf{R}$ ise (3.7) bağıntısıyla bulunur.

$$R^2 = [(\sum_{i=1}^N l_i)^2 + (\sum_{i=1}^N m_i)^2 + (\sum_{i=1}^N n_i)^2] \quad (3.7)$$

Bileşke vektörün sapma (D) ve eğim (I) açıları aşağıdaki bağıntıda verilmiştir.

$$\sin I = \sum_{i=1}^N n_i / R \quad (3.8)$$

$$\tan D = \sum_{i=1}^N m_i / \sum_{i=1}^N l_i \quad (3.9)$$

Ortalama vektörlerin nasıl bir dağılım gösterdikleri K prezisyon parametresi ile ortaya konulmaktadır.

$$K \cong k = \frac{N-1}{N-R} \quad (3.10)$$

Mıknatıslanma vektörü gelişigüzel doğrultularda ise $\mathbf{k}=0$ bulunur. Mıknatıslanma vektörleri belirli bir yön etrafında küçük bir grup oluşturuyorsa $\mathbf{k}$ 'nın değeri birkaç yüz

olabilmektedir. Uygulamada bir formasyondan yeterli sayıda örnek toplanmışsa k değerinin 20' den büyük olması güvenilir olarak nitelendirilmektedir (Sanver, 1992).

Paleomağnetik çalışmalarda verilerin güvenilirliğini kontrol etmek için kullanılan bir diğer istatistik parametre de emniyet çemberidir. Burada amaç bir nokta dağılımı için hesaplanan bir ortalama noktanın, dağılımın teorik gerçek ortalamasından ne kadar farklı ya da hatalı olabileceğini göstermektir. Hesaplanan ortalama noktayı merkez kabul eden ve yarıçapı α_{95} kadar olan çembere α_{95} emniyet çemberi denir ve değeri (3.11) bağıntısından elde edilir.

$$\alpha_{95} = 140^\circ / [kN]^2 \quad (3.11)$$

Küre yüzeyindeki nokta dağılımına ait α_{95} çemberi, nokta dağılımına ait gerçek ortalamanın %95 olasılıkla bu çemberin içinde %5 olasılıkla bu çemberin dışında olduğunu gösterir (Sanver, 1992).

3.1.5. Mıknatıslanmanın Yaşı

İstatistiksel yöntemle Paleomağnetik çalışmalar sonucu elde edilen karakteristik mıknatıslanmaların kayacın ilk oluştuğu andaki mıknatıslanma olup olmadığı test edilebilir. Böylece mıknatıslanmanın kıvrımlanmadan önce mi yoksa sonra mı olduğu bulunabilir. Bunun için farklı araştırmacılar tarafından farklı yöntemler geliştirilmiştir. İlk olarak McElhinny (1964)' de istatistiksel bir analiz yöntemi geliştirmiştir. Bu analize göre kıvrımın kanatlarından toplanan paleomağnetik örneklerin tabaka düzeltme öncesi ve sonrası prezisyon parametreleri (k) karşılaştırılmaktadır. Sonra McFadden ve Jones (1981), McElhinny (1964)' nin öne sürdüğü yöntemi geliştirmişlerdir. Bu yöntemde de bir çok farklı tabaka-eğim düzlemlerine sahip mevkilerden elde edilen verilerin ortak bir analizi yapılmaktadır. Watson ve Enkin (1993) kıvrım testine göre ise verilerde en büyük prezisyon parametrelerinin % kaç oranında düzeltmeyle elde edildiği saptanır. Maksimum iyileşme yüzdesi bulunur. %100 e yakın değerler paleomağnetik çalışmalar sonucu elde edilen mıknatıslanmaların birincil mıknatıslanma olduğu sonucuna götürür.

Mıknatıslanmanın yaşı ile ilgili son yıllarda ileri sürülen istatistiksel yöntemlerden bir diğeri de Enkin (2003) tarafından önerilen DC test (direction-correction tilt

test=doğrultu düzeltme testi) yöntemidir. Bu yöntemde yapılan uygulama, ortalama giren vektörlerle coğrafik koodinatlardaki ortalaması ile stratigrafik koordinatlardaki ortalamasından hesaplanabilen matematiksel coğrafik koordinatlardaki vektörlerin açısıl mesafelerinin karşılaştırılması esasına dayanmaktadır. Bu vektörlerin açısıl mesafelerini karşılaştırmak için geçirilen bir doğrunun eğimi değerlendirilir. DC testine göre mıknatıslanmanın yaşı %100 kıvrımlanma öncesi gelişmiş ise bu vektör değerlerinin birbirine çok yakın veya aynı olması beklenir ve pozitif bir test sonucunu yansıtır. DC testi uygulamada genel olarak tektonik düzeltmelerin aşamalı olarak farklı yüzde değerlerindeki sonuçları incelenir. Böylece mıknatıslanmanın kıvrımlanma esnasında olup olmadığı araştırılabilir.

3.2. KAYA MAĞNETİZMASI ÇALIŞMALARI

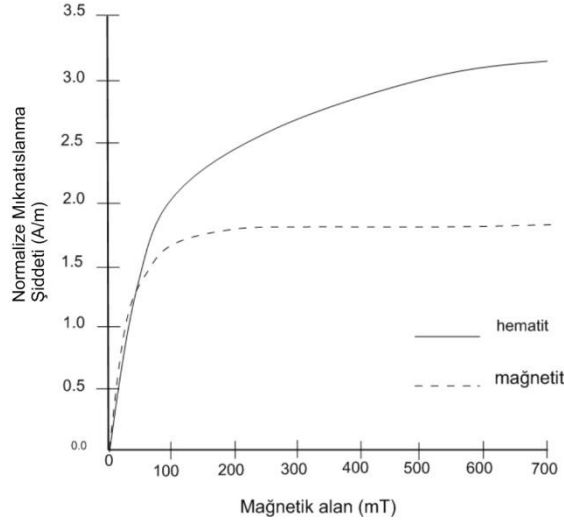
Kaya mağnetizması çalışmalarıyla kalıntı mıknatıslanmadan sorumlu mağnetik mineralin tanımı, alterasyonu, domen yapısı, koersif kuvveti, mağnetik duyarlılığı bulunarak paleomağnetik çalışmaların güvenilirliği test edilebilmektedir (Stacey ve Banerjee, 1974; Butler ve Banerjee, 1975; Senanayake ve McElhinny, 1981 ve 1982; Collinson, 1983; Tarling, 1983; Fuller ve Cisowski, 1987; O'Reilly, 1984; Dunlop ve Özdemir, 1997). Kaya mağnetizması çalışmaları adı altında uygulanan testler: Eş-Isıl Kalıntı Mıknatıslanma Ölçümleri, Eş-Isıl Mıknatıslanma Bileşeninin Üç Eksende Isısal Temizleme İşlemi, Termomağnetik Ölçümler, Histerezis Ölçümleri ve Mağnetik Duyarlılığın Anizotropisi (AMS)'dir.

3.2.1. Eş-Isıl Kalıntı Mıknatıslanma Eğrileri (EIKM Eğrileri)

Kaya mağnetizması çalışmaları kapsamında Eş-Isıl Kalıntı Mıknatıslanma eğrisiyle mıknatıslanmadan sorumlu mağnetik mineralin koersif kuvvetinin küçük mü büyük mü olduğu belirlenebilmektedir. Bu şekilde mineralin tanımı yapılabilir (Şekil 3.10).

Kalıntı mıknatıslanması olmayan örneğe (temizleme işlemiyle kalıntı mıknatıslanması yok edilmiş) oda sıcaklığında adım adım (0.025; 0.050; 0.075; 0.100; 0.150; 0.200; 0.250; 0.300; 0.350; 0.400; 0.500; 0.700; 0.900; 1 T) şiddeti arttırarak uygulanan dış alandan sonra örneğin kazanacağı kalıntı mıknatıslanma şiddeti mağnetometreyle ölçülür. Örnek uygulanan alanın yönünde ve uygulanan alanın şiddetine bağlı olarak

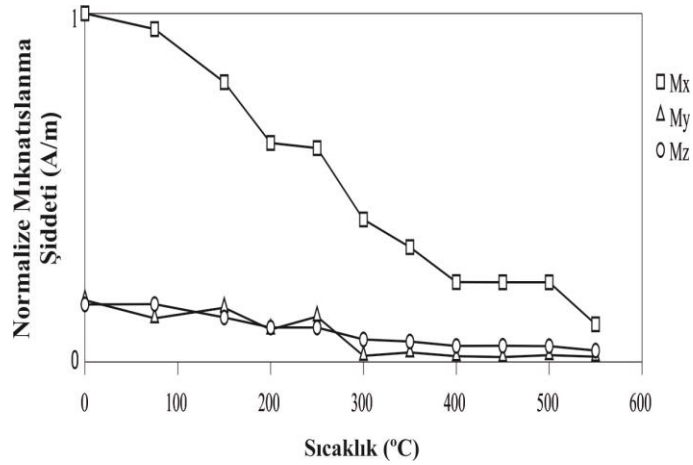
şiddeti artan bir kalıntı mıknatıslanma kazanır (EIKM). Dış alanın şiddeti doygunluğa ulaştıktan sonra alan ne kadar arttırılırsa arttırılsın kazanılan EIKM değeri değişmez.



Şekil 3.10: Mağnetit ve Hematit mineralleri için Normalize Mıknatıslanma Şiddeti Eğrisi (Butler, 1992).

3.2.2. Eş-Isıl Mıknatıslanma Bileşeninin Üç ekseninde Isısal Temizleme İşlemi

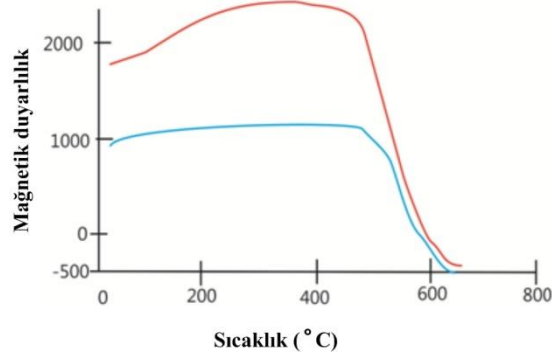
Eş-Isıl mıknatıslanma yolu ile kazanılan kalıntı mıknatıslanma ikincil mıknatıslanmadır. Ferrromağnetik minerallerin tanımlanması için doygun Eş-Isıl kalıntı mıknatıslanma bileşenine adım adım ısısal temizleme işlemi uygulanır (Heller, 1978). Koersif kuvvetleri benzer olan mineraller çoğunlukla farklı bloklanmama sıcaklıkları gösterir. Üç farklı koersif kuvvete sahip bileşen elde etmek için doygun eş-ısıllı kalıntı mıknatıslanmaya sahip örneğe üç yönde (**x**, **y**, **z**) farklı alan uygulanır. Sırasıyla **z** yönünde 1 T (zaten eş-ısıllı doygun mıknatıslanma sırasında uygulanmış) sonra **y** eksen yönünde 0.4 T, son olarak **x** eksen yönünde 0.12 T alan uygulanan bileşenlere ısısal temizleme yöntemi uygulanır. Böylece her bir bileşenin kalıntı mıknatıslanmasının yitirdiği sıcaklığa bağlı olarak mıknatıslanmasından sorumlu mineral tanımı yapılabilmektedir (Şekil 3.11).



Şekil 3.11: Doygun eş ısıtılma mıknatıslanma bileşenin üç yönde (x, y, z) farklı alan uygulandıktan sonra ısısal temizleme yöntemiyle temizlenmesi sonucunda oluşan eğri (M_x =Düşük alan sıcaklık bileşeni, M_y =Orta alan sıcaklık bileşeni, M_z =Yüksek alan sıcaklık bileşeni).

3.2.3. Termomağnetik Ölçümler

Yüksek alan termomağnetik eğrileri ısınma ve soğuma işlemi boyunca magnetik duyarlılık değerlerinin sıcaklığa bağlı değişimini vermektedir. Böylelikle kayaç içindeki mineralin magnetik fazı belirlenirken magnetik mineralde ısınma neticesinde meydana gelen alterasyon (bozuşma) derecesi ısınma ve soğuma eğrisi arasında oluşan farktan gözlenmektedir (Şekil 3.12). Ayrıca Termomağnetik Ölçümler ile mıknatıslanmadan sorumlu mineralin mıknatıslanmasını yitirdiği sıcaklık Curie sıcaklığı da bulunabilmektedir. Curie sıcaklığı ferrimağnetik ve ferromağnetik minerallerin paramagnetik özellik gösterdiği sıcaklıktır. Böylelikle bu ölçümler mıknatıslanmadan sorumlu mineralin cinsi hakkında bilgi sahibi olmamızı sağlar.



Şekil 3.12: Volkanoklastik bir kayaca ait termomağnetik ölçüm. Kırmızı çizgi ısınma eğrisini, mavi çizgi soğuma eğrisini göstermektedir.

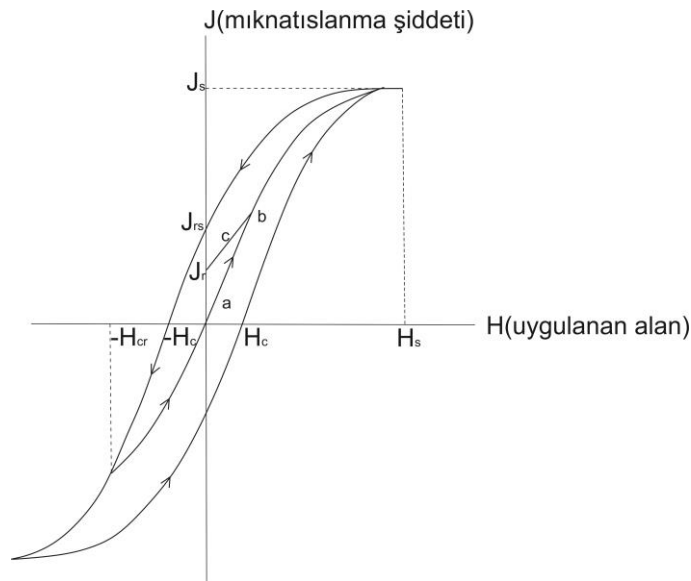
Tablo 3.1’de bazı mağnetik minerallerin Curie sıcaklıkları ve bozuşma ürünleri verilmektedir (Tarling, 1983; Dunlop ve Özdemir, 1997; Özdemir ve Banerjee, 1981).

Tablo 3.1: Yaygın mağnetik minerallerin Curie sıcaklıkları ve bozuşma ürünleri (Tarling, 1983; Dunlop ve Özdemir, 1997; Özdemir ve Banerjee, 1981).

Mineral Adı	Curie Sıcaklığı (°C)	Bozuşma Ürünü	Bozuşma Sıcaklığı (°C)
Titanyumca Zengin Titanyumlu Mağnetit	-153-580	Mağnetit	>300
Titanyumlu Hematit	-218-675	Mağnetit	>300
Mağnetit	580	Maghemit	150-250
Mağnetit	580	Hematit	>500
Maghemit	≅645	Hematit	350-450

3.2.4. Histeresiz Ölçümleri

Histeresiz ölçümleri, mıknatıslanma şiddeti ile mağnetik alan arasındaki ilişkiyi gösterir. Bu yöntem histeresiz eğrisinden histeresiz parametrelerinin elde edilmesi ve domen yapıları belirlenmesine dayanmaktadır. Histeresiz eğrileri diamağnetik ve paramağnetik cisimlerde doğrusal bir değişim gösterirken, ferromağnetik minerallerde tam bir döngü ile sonuçlanmaktadır. Bunun nedeni paramağnetik ve diamağnetik cisimlerin sadece uygulanan alan karşısında bir mıknatıslanma göstermeleri, uygulanan alan ortadan kaldırıldığında mağnetik özelliklerini yitirmeleridir. (Şekil 3.13).

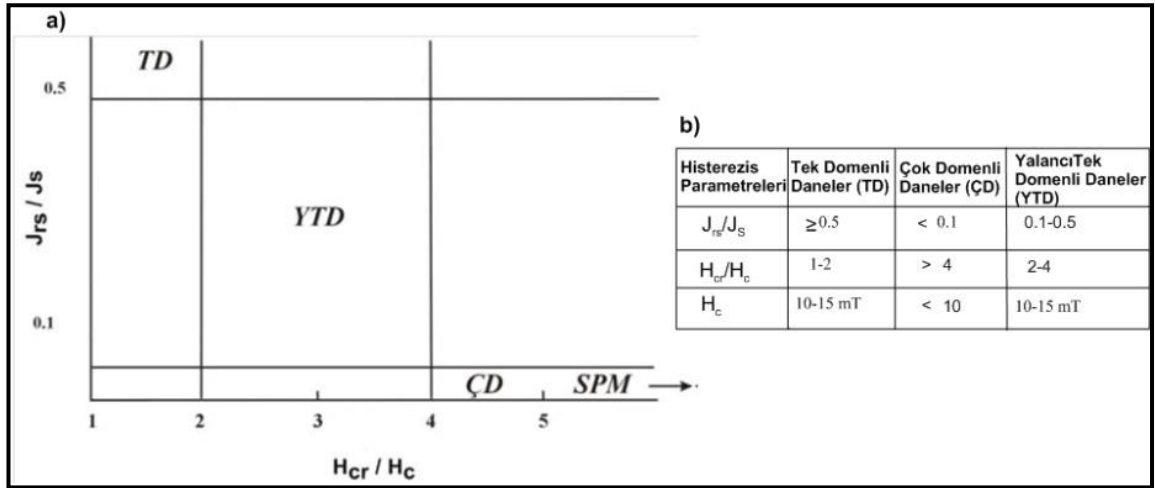


Şekil 3.13: Histeresiz çevrim eğrisi ve parametreleri (Lowrie, 2007).

Şekil 3.13’de verilen histeresiz çevrim eğrisinde sıfırdan a kısmına kadar H alanı arttırılır ve J mıknatıslanma şiddetleri elde edilir bu eğriler lineer olarak değişmektedir. Bu eğrinin bu kısımlarında uygulanan dış alan kaldırılırsa mıknatıslanma şiddeti sıfıra düşecektir. Histeresiz eğrisinin düşük şiddetindeki dış alan uygulamasına ait bu lineer kesimi manyetik duyarlılığın ölçülmesinde kullanılır. Uygulanan dış alanın b noktası ve daha büyük değerlerinde ortadan kaldırılması sonucunda mıknatıslanma şiddeti sıfıra düşmeyecek ve c gibi bir yolu izleyerek J_r ve J_{rs} aralığında eş-ısıt kalıntı mıknatıslanma kazanacaktır. Burada J_{rs} , H_s değerine kadar arttırılan dış alanın etkisiyle kazanılan doygun kalıntı mıknatıslanma şiddetini vermektedir. H alanının ters yönde arttırılarak mıknatıslanma şiddetini sıfırladığı değeri (H_c), örneğin koersif kuvvetini vermektedir. Daha da arttırılarak kalıntı mıknatıslanmayı yok ettiği H_{cr} değerinde ise örneğin kalıntı koersif kuvveti denir (McElhinny ve McFadden, 1999).

Histerezis eğrisinin genişliği manyetik duyarlılık hakkında bilgi vermektedir. Özellikle yüksek koersif kuvvete sahip hematit ve geotit gibi manyetik minerallerin histerezis döngüsü geniştir. Düşük koersif kuvvete sahip manyetit minerali dar bir histerezis döngüsü vermektedir. Minerallerin tane boyu da farklı şekillerde histerezis eğrilerine neden olmaktadır. Çok domenli taneler tek domenli tanelerden daha ince eğriye sahiptir (McElhinny ve McFadden, 1999).

Histerezis parametreleriyle oluşturulan Day diyagramıyla manyetik mineroloji manyetik domen yapıları belirlenebilmektedir. Bu diyagramla H_{cr}/H_c ye karşı J_r/J_{rs} grafiklenerek tek domen (TD), yalancı tek domen (YTD) ve çok domen (ÇD) gibi 3 bölgeye ayrılır (Day ve diğ., 1977) (Şekil 3.14.a). Tek domenli tanelerde J_{rs}/J_s oranı anizotropiye bağlı olarak değişim göstermektedir. Eksensiz tek domenli manyetit taneler için J_r/J_s oranı 0.5 iken, eksensiz tek domenli hematit için bu değer 0.50-0.64 arasında değişmektedir. H_r değerleri her zaman H_c ’den büyük olduğundan eksensiz tek boyutlu tanelerde H_r/H_c oranı; 1-2 arasındadır. Çok domenli manyetitlerde J_r/J_s oranı ≤ 0.05 , H_{cr}/H_c oranı ise ≥ 4 ’dür (Thompson ve Oldfield, 1986) (Şekil 3.14.b).



Şekil 3.14: a) Day diyagramı, (Day ve diğ., 1977) b) Histerezis parametreleri ve tane yapısı ilişkisi (Thompson ve Oldfield, 1986). (TD=Tek Domen, YTD=Yalancı Tek Domen, ÇD=Çoklu Domen, SPM=Süperparamağnetik).

3.2.5. Mağnetik Duyarlılığın Anizotropisi (AMS)

Hacim mağnetik duyarlılık; bir minerale ya da kayaca uygulanan zayıf bir mağnetik alan etkisinde indüklem mağnetizasyonu ile lineer ilişkili, boyutu olmayan bir parametredir. κ ile gösterilir ve (3.13) bağıntısı kullanılarak hesaplanır. Bağıntıda; $\mathbf{J}$ mıknatıslanma şiddeti, $\mathbf{H}$ mağnetik alandır.

$$\kappa = \frac{J}{H} \quad (3.13)$$

Kayaç içindeki mağnetik duyarlılık yöne bağlı olarak değişir. Mağnetik duyarlılık anizotropisi mağnetik duyarlılığın bu yöne bağlı değişimlerini göstermektedir (Tarling, Hroudo 1993). Bu değişim matematiksel olarak ikinci derece bir tensör ile gösterilir ve 3 eksenli elipsoidin şeklini yansıtır.

AMS mağnetik mineral tanelerindeki tercihli yönlenme, meydana gelen deformasyon ve kayacın minerolojik bileşiminin bir işlevidir (Borradaile ve diğ, 1987).

AMS çalışmaları yardımıyla sedimanlardaki su akışı, volkanik kayalardaki lav, magma akışı, metamorfik kayalarda ise sönümlü deformasyon ortaya konabilmektedir. Mağnetik duyarlılığın anizotropi ölçümlerinde 3 tane mağnetik duyarlılık bileşeni vardır. Bunlar, maksimum mağnetik duyarlılık ($\mathbf{k}_{\max}=\mathbf{k}_1$), ortaç mağnetik duyarlılık ($\mathbf{k}_{\text{ort}}=\mathbf{k}_2$), minimum mağnetik duyarlılıktır ($\mathbf{k}_{\min}=\mathbf{k}_3$). Bu tensör, görsel olarak 3 eksenli

ve uzunlukları mağnetik duyarlılık bileşenleri ile ilişkili olan bir elipsoidin şeklini tanımlamaktadır. Bu elipsoidin sayısal olarak anizotropi derecesi ve şekil tanımlaması için bir takım parametrelerden yararlanılır. Buna göre anizotropi derecesi (**P**), düzeltilmiş anizotropi derecesi (**P_J**), mağnetik lineasyon (**L**), mağnetik foliasyon (**F**) ve şekil parametresi (**T**) olmak üzere 5 farklı büyüklük hesaplanır. İlgili parametrelerin sayısal eşitliklikleri (3.14), (3.15), (3.16), (3.17), (3.18), (3.19) bağıntılarında verilmiştir.

$$P = \frac{k_1}{k_3} ; \quad L = \frac{k_1}{k_2} ; \quad F = \frac{k_2}{k_3} \quad (3.14)$$

$$P_J = \exp \sqrt{2[(n_1 - n)^2 + (n_2 - n)^2 + (n_3 - n)^2]} \quad (3.15)$$

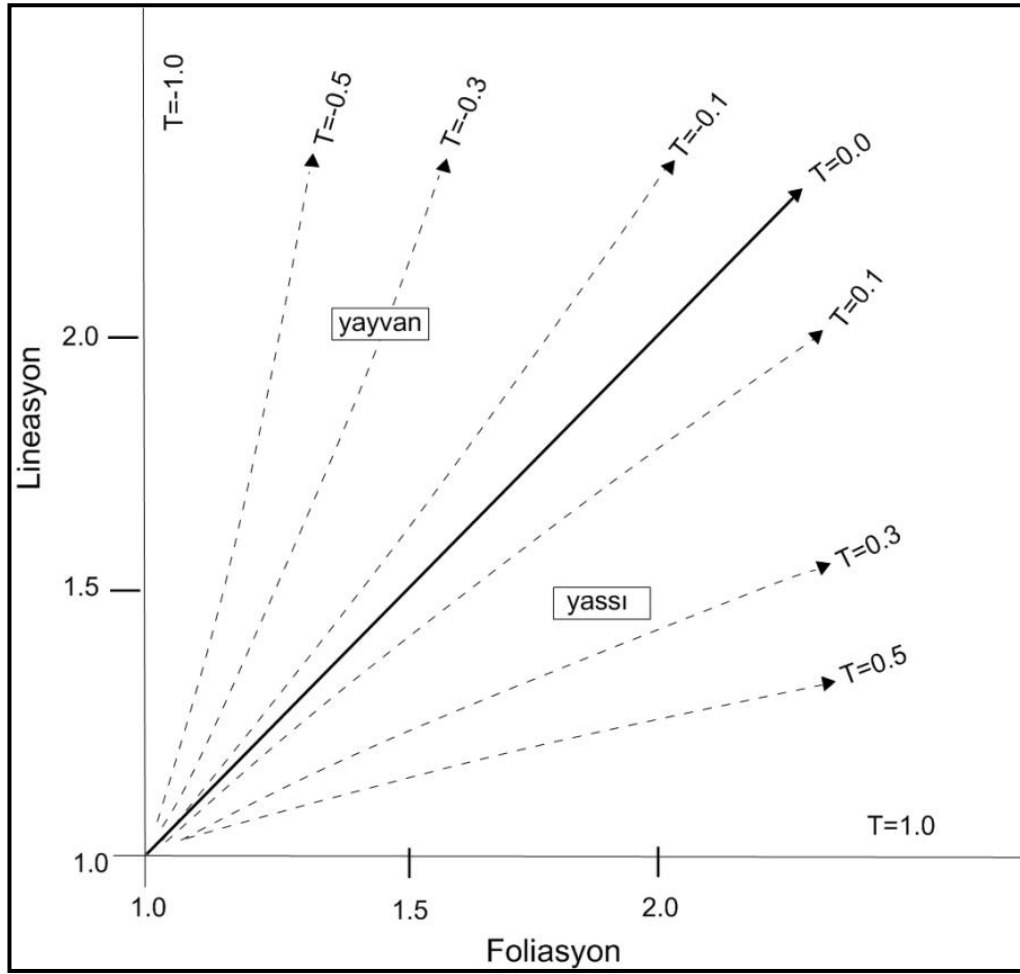
$$T = (\ln F - \ln L) / (\ln F + \ln L) \quad (3.16)$$

$$T = \frac{\ln F - \ln L}{\ln F + \ln L} \quad (3.17)$$

$$n_i = \ln k_i \quad (3.18)$$

$$n = \sum n_i / 3 \quad (3.19)$$

T değeri $0 \leq T \leq 1$ arasında olduğu zaman yassı (oblate), $-1 \leq T \leq 0$ ile arasında olduğu zaman yayvandır (prolate) (Tarling ve Hrouda, 1993). **T** parametresi lineasyon ve foliasyonun bir fonksiyonu olarak Flinn Diyagramları'nda gösterilir (Balsley ve Buddington, 1960) (Şekil 3.15). Gerilme mekanizmalarının çözümünde kullanılır.

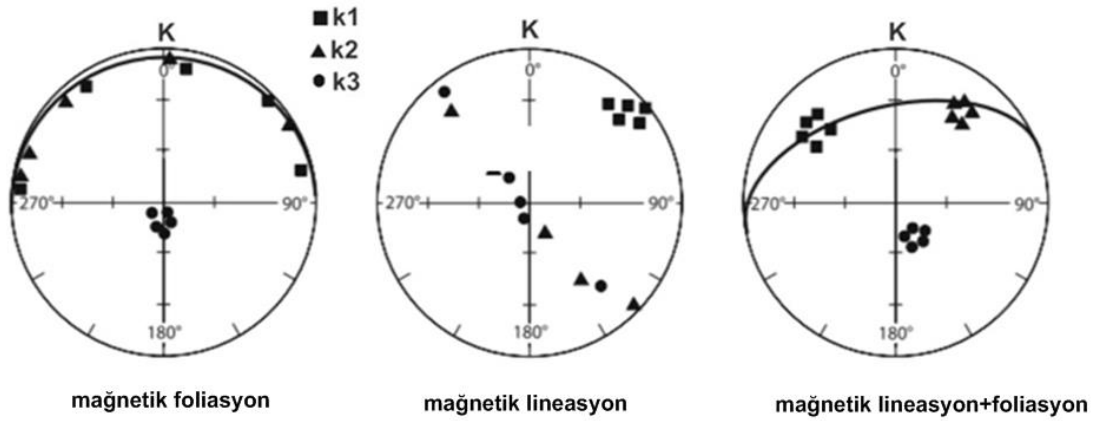


Şekil 3.15: AMS şekil parametresi T 'nin lineasyon (L) ve foliasyon (F) bir fonksiyonu olarak Flinn diyagramında gösterimi (Lanza ve Meloni, 2006).

Minerallerin kristal eksenleri, mağnetik doku eksenleri ile ilişkilidir. Kristallerde **X** eksenini gerilme yönüne paralel gelişir. **Z** eksenini; akış düzlemi, tabaka düzlemi ve foliasyon gibi düzlemsel yapılara dik, mağnetik dokuda ise k_1 eksenini **X** eksenine, k_3 eksenini ise **Z** eksenine paraleldir (Rochette ve diğ., 1999).

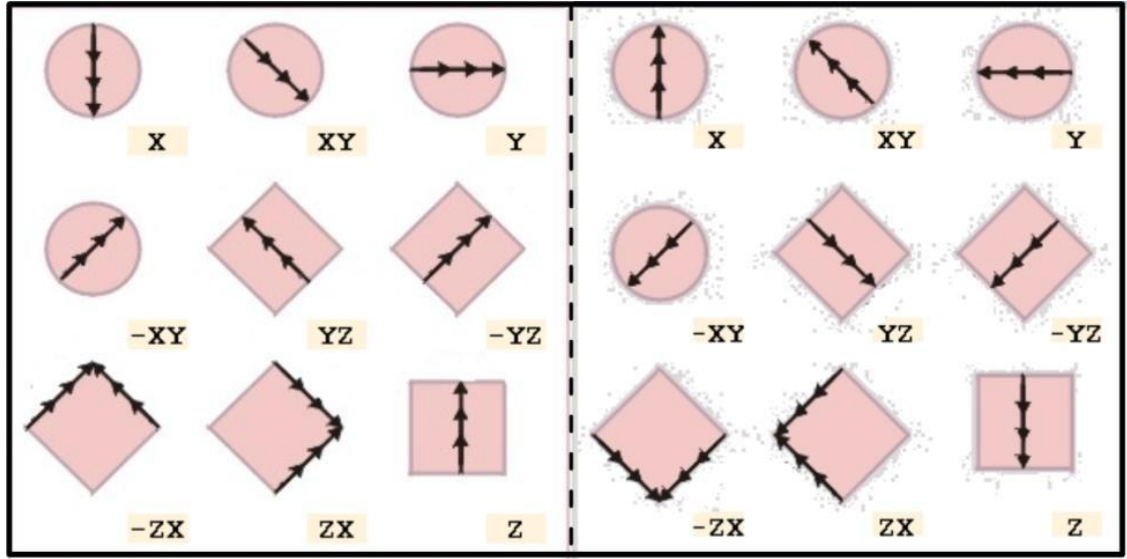
AMS çalışmalarında mağnetik duyarlılık bileşenleri Stereonet Projeksiyon'da gösterilir. Çalışmaların çoğunda mağnetik duyarlılık elipsoid eksenleri (k_1 , k_2 , k_3) kare, üçgen ve içi dolu daire şeklinde simgelenir. Şekil 3.16' da foliasyon, lineasyon ve ikisinin de fiziksel oluşumunu temsil eden bir grup örneğin mağnetik duyarlılığın anizotropisi verilerinin stereonet üzerindeki dağılımları gösterilmiştir. Şekil 3.16.a' da kayaç içindeki mağnetik duyarlılık k_3 elipsoid eksenini boyunca bir dağılım

gösterdiğinden, kayaç içinde mağnetik foliasyondan vereceğinden bahsedilir. Şekil 3.16.b' de ise kayaç içindeki duyarlılık k_1 elipsoid ekseni boyunca gruplaşma gösterdiğinden burada ise lineasyondan bahsedilir. Şekil 3.16.c' de ise tüm elipsoid eksenleri (k_1 , k_2 , k_3) üzerinde bir gruplaşma gösterdiğinden kayaç için hem foliasyon hem de lineasyondan söz edilir.



Şekil 3.16: AMS elipsoid eksenlerinin (k_1 , k_2 , k_3) stereonet üzerinde gösterimi ve lineasyon ve foliasyon gelişmelerine göre gösterdikleri örnek dağılımlar (Lanza ve Meloni, 2006).

AMS ölçümü laboratuvarda mağnetik duyarlılık ölçüm cihazları kullanılarak gerçekleştirilir. Paleomağnetik çalışmalar için örnek alma ve ölçüme hazırlama işlemleri AMS ölçüm örnekleri içinde aynıdır. Örneklerin belirli bir kartezyen koordinatı sistemi içinde, 18 farklı ölçüm pozisyonunda (Şekil 3.17) mağnetik duyarlılıkları ölçülerek sonucunda AMS parametreleri hesaplanır.



Şekil 3.17: AMS ölçümlerinde gerçekleştirilen 18 farklı ölçüm pozisyonu.

3.2.6. Mağnetik Duyarlılığın Anizotropi Ölçümü ile Sığlaşma Analizi

Sedimanter kayaçların çökmesi sırasında, önceden mıknatıslanmış taneciklerin üzerlerinde onları döndürmeye çalışan mekanik bir tork etkili olmaktadır. Taneciklerin $10\ \mu\text{m}$ 'den fazla olması durumunda tork etkisi tanecikleri yermağnetik alanı doğrultusuna yönlendirmeye çalışan mağnetik kuvvetten fazla olmaktadır (Dunlop ve Özdemir, 1997). Diğer taraftan mağnetik taneciklerin şekli bir yönde uzama gösterir. Çökme sırasında bu tanecikler tabana paralel çöklerler. Çökme sonrasında taneciklerin üzerlerine yeni malzemeler gelip yük binmesi kompensasyon etkisi yaratmaktadır. Tüm bu gibi dış etkiler nedeniyle taneciklerin mağnetik momentleri yermağnetik alanı doğrultusundan sapmaktadırlar. Farklı araştırmacılar tarafından yapılan model çalışmalarıyla çökme esnasında mağnetik tanecik üzerine etki eden mekanik torkların taneciğin sapma açısı üzerinde gelişigüzel etkiler gösterdiği ancak eğim açılarında bir azalma değerleri verdiğini göstermiştir. Meydana gelen bu kompensasyon etkisiyle mağnetik tanecikler tabakalanma doğrultusuna yönlenerken daha düşük eğim açısı değerleri gösterir (Blow ve Hamilton, 1978; Anson ve Kodama, 1987). Laboratuvar deneyleri sonucunda sedimanter kayaçlar için literatürde “eğim açısı hatası (inclination error)” olarak gösterilen eğim açısındaki bu azalım etkisi (3.20) bağıntısıyla açıklanır.

$$\tan I_c = \frac{1}{\tan I_o} \quad (3.20)$$

Bağıntıda; I_c : uygulanan dış mağnetik alanın eğim açısını, I_o : sedimanter örnekte elde edilen eğim açısı, f : 0-1 arasında değişen sığılaşma katsayısını göstermektedir. Basıklık derecesi de denilen sığılaşma katsayısı 0.4-0.6 aralığında bir değere sahiptir (King, 1955; Griffiths ve diğ., 1960; Tauxe ve Kent, 1984).

Tan ve Kodama (2003), sedimanter kayaçlarda görülebilen sığılaşma etkilerinin giderilmesi için AMS ölçümlerinde elde edilen duyarlılık parametreleri kullanarak bir yöntem geliştirmişlerdir. Bu yöntemde sedimanter kayaçların sığılaşma etkisi mağnetik duyarlılık eksenleri ile ilişkilendirilmiştir. Mağnetit içeren ve hematit içeren kayaçlar için farklı bağıntılar kullanılmaktadır.

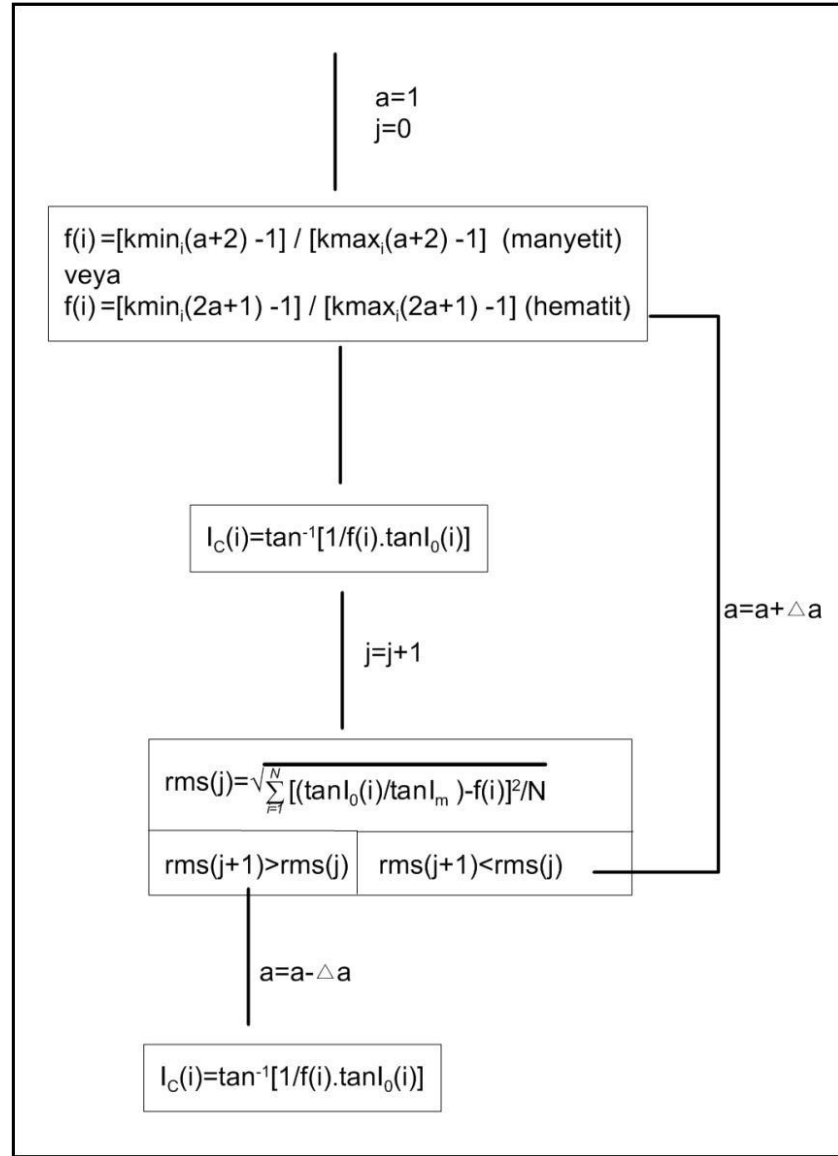
Mağnetit içerenler kayaçlar için;

$$\tan I_o / \tan I_c = [K_{min}(a + 2) - 1] / [K_{max}(a + 2) - 1] \quad (3.21)$$

Hematit içerenler kayaçlar için;

$$\tan I_o / \tan I_c = [K_{min}(2a + 1) - 1] / [K_{max}(2a + 1) - 1] \quad (3.22)$$

Burada I_o : ölçülen eğim açısını ve I_c : düzeltilmiş eğim açısını göstermektedir. Eşitliğin sağ tarafı f sığılaşma katsayısına karşılık gelmektedir. k_{max} ve k_{min} değerleri, AMS parametreleriyle elde edilmiş değerlerdir. Bir mevkiye ait sığılaşma katsayısını elde etmek için bağıntılardaki a katsayısının hesaplanması gerekmektedir. Kodama (2009) a katsayısının hesabı için bir yöntem önermiştir. Kodama (2009)'nın önerdiği bu yöntemin şematik akış diyagramı Şekil 3.18' de gösterilmektedir.



Şekil 3.18: AMS verilerinden eğim açısı sığlaşma katsayılarının elde edilmesine ait matematiksel akış şeması (Öksüm, 2013)

3.3. PALEOMAĞNETİZMA VE KAYA MAĞNETİZMASI ÇALIŞMALARINDA KULLANILAN CİHAZLAR

3.3.1. Mağnetometreler

3.3.1.1. Spinner Mağnetometresi (Agico JR-6A)

Kayaçların mıknatıslanma şiddetleri İstanbul Üniversitesi Doç. Dr. Yılmaz İspir Paleomağnetizma Laboratuvarı'nda bulunan Agico JR-6A Spinner Mağnetometre'si ile

ölçülmüştür. Bu sistem, bir bobin çiftinin içinde döndürülen örneğin manyetik alan kuvvet çizgileri bobinde bir alternatif akım oluşturması prensibine dayanmaktadır. Oluşturulan akım genlik ve faz değeri örneğin mıknatıslanma şiddeti ve yönüyle ilişkilidir. Meydana gelen genlik ve faz değişimi dönen örneğin rotasyonundaki hıza bağlıdır. Bu alette numune oldukça düşük bir hızla döndürülse bile aletin duyarlılığı yüksektir. 10-6-12500 A/m aralığında ölçüm hassasiyetine sahiptir. Bu alet ile Volkanik kayaların yanısıra düşük şiddetli kayaların mıknatıslanmasını da ölçebilmek mümkündür.

Agico JR-6A magnetometresinde örneğin ölçüldüğü kısım yer manyetik alanının etkisini yok etmek için ölçüm yaparken demir-nikelden yapılmış metal kalkanlarla kapatılır. Cihaza bağlı bir güç kaynağı bulunmaktadır (Şekil 3.19).

Paleomanyetik örneğinin silindirik veya kübik olması halinde farklı numune tutucuları bulunmaktadır. Ayrıca hem otomatik hem manuel numune tutucu seçeneği de vardır. Uygun örnek tutucularla 2, 4, veya 6 pozisyonda mıknatıslanma vektörü şiddeti ve yönü ölçülebilmektedir.

Agico JR-6A Spinner Magnetmetre'si özel ayarlanmış program ile birlikte bilgisayar yardımıyla komuta edilir. Bilgisayar aletten aldığı verilerden numunenin mıknatıslanma doğrultusunu ve şiddetini hesapladığı gibi, mıknatıslanma doğrultusuna arazi düzeltmelerinin de uygulamasına olanak tanımaktadır.



Şekil 3.19: Agico JR-6A spinner magnetometresi.

3.3.1.2. Kriyojenik Mağnetometre

Kriyojenik mağnetometre süperiletkenlik prensibine dayanmaktadır. Helyumun sıvı haline dönüştürülmesiyle 4.2 °K 'e kadar düşük sıcaklıklarda kayaçların fiziksel özelliklerin araştırılması sağlanabilmektedir. Algılayıcısı SQID (Süper İletken Kuantum Girişim Cihazı)'dır. Çok küçük mağnetik alanların ölçülmesinde kullanılır. Bu algılayıcı 4 °K' de sıvı helyumu kullanarak mağnetometre algılayıcılarının etrafında çok soğuk iletken bir alan meydana getirilir. Bu kadar düşük sıcaklıkta elektrik akımı bir tepkiyle karşılaşmadan hareket edebilmektedir. Böylelikle mıknatıslanmış örnek, algılayıcının olduğu bölgeye konulunca, örneğin ait olduğu mağnetik alan süperiletken bobin içerisine bir mağnetik akım gönderir. Kriyojenik mağnetometre, spinner mağnetometrelerine göre 3-4 kat daha hassastır. Ayrıca dönme esasına bağlı olmadığı için, sıvı malzeme ve canlı organizmaların mağnetik özellikleri de bu cihazla ölçülebilmektedir.

3.3.2. Isısal Temizleme Cihazı

İstanbul Üniversitesi Doç. Dr. Yılmaz İspir Paleomağnetizma Laboratuvarı'nda paleomağnetik çalışmalar için Mağnetik Measurements MMTD80 modeli ısısal temizleme fırını kullanılmaktadır (Şekil 3.20). Isısal temizleme yöntemi kayaçların sahip oldukları ikincil mıknatıslanmadan temizlenmesini sağlar. Isısal temizleme işleminde ferromağnetik mineraller, Curie sıcaklığının altındaki bir sıcaklığa doğru aşama aşama ısıtılarak sıfır mağnetik alanda oda sıcaklığına kadar soğutulması esasına dayanır.

Laboratuvarda kullanılan bu cihaz otomatik olarak ısıtma ve soğutma işlemini gerçekleştirmektedir. MMTD80 cihazı 80 adet örnek alma kapasitesine sahiptir ve örneklerin yermağnetik alandan etkilenmemeleri için ısıtma ve soğutma işleminin gerçekleştiği yer 4 katlı μ - metal kalkan ile sarılmıştır. Fırının üstünde bulunan kontrol paneliyle istenen sıcaklığa kadar örnek ısıtılıp belli bir süre istenen sıcaklıkta bekletilip (bu şekilde örneğin her tarafına istenen sıcaklığın nüfuz etmesi sağlanır) oda sıcaklığına kadar soğutulması sağlanır. Bu işlemler yaklaşık 1-2 saat arasında gerçekleştirilir. Tablo 3.2 de örnek bir temizleme programı gösterilmiştir.



Şekil 3.20: a) MMTD80 ısısal temizleme fırını b) Fırın ölçüm programlamanın yapıldığı ön panelin yakından görüntüsü.

Tablo 3.2: Kayaç içindeki ikincil mıknatıslanmaları yok etmek için MMTD80 fırınında kullanılan örnek bir temizleme programı.

PANEL	EKRAN	ANLAMI
DELAY	0000	Gecikme yok
RATE 1	0000	Isıtma yok
SET TEMP 1	0000	0 °C' ye kadar ısıt
HOLD1	0000	Bekleme yok
RATE 2	0020	20°C/dak
SET TEMP 2	0200	200 °C ye kadar ısıt
HOLD 2	0030	30 dakika bekle
RATE 3	0060	60°C /dak
SET TEMP 3	0028	28°C ye kadar soğut
HOLD 3	0000	Bekleme yok
%100	0100	%100 güçle çalış

3.3.3. Alternatif Alan Temizleme Cihazı

Alternatif alan temizleme yöntemi, manyetik minerallerin bir alternatif manyetik alan etkisinde koersif kuvvetlerindeki değişimin izlenmesine dayanmaktadır.

Laboratuvarlarda alternatif mağnetik alan temizlemesinde özel aletlere gerek vardır. Bu özel alet paleomağnetik örneğin temizlendiği ve bobin sistemlerinin bulunduğu alternatif alan üreten bir tambur, dijital bir kontrol ünitesi ve akım kontrolünü sağlayan bir güç kaynağı olmak üzere 3 ana kısımdan oluşmaktadır (Şekil 3.21). Sistemin tambur kısmı, temizleme işlemi sırasında paleomağnetik örneğin yermağnetik alanı etkisinden korunması amacıyla 3 katmanlı μ metal bir kalkan ile çevrilidir. İstanbul Üniversitesi Doç. Dr. Yılmaz İspir Paleomağnetizma Laboratuvarı'nda kullanılan Alternatif Alan Temizleme Cihazı LDA-3A'dır (Şekil 3.21). Alet maksimum 100 mT pik alternatif alan üretme kapasitesine sahiptir.



Şekil 3.21: Alternatif Alan Temizleme Sistemi (Agico LDA-3A).

3.3.4. Ani Mıknatıslandırıcı (Pulse Magnetizer)

İstanbul Üniversitesi Doç. Dr. Yılmaz İspir Paleomağnetizma Laboratuvarı'nda yer alan Molspin şirketine ait ani mıknatıslandırıcı maksimum 1 T alan üretebilen bobinden oluşmaktadır (Şekil 3.22). Eş-Isıl kalıntı mıknatıslanma çalışmaları için örneklere 25

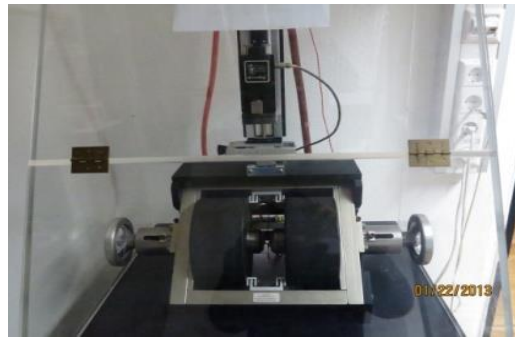
mT-1000 mT arasında adım adım alan uygulanarak bu alan karşısında örnekteki mıknatıslanma şiddetinin değişimi izlenmektedir.



Şekil 3.22: Molspin şirketine ait ani mıknatıslandırıcı.

3.3.5. Titreşimli Örnek Mağnetometresi (MicroMag Vibrating Sample Magnetometer)

Histerezis ölçümleri için kullanılan cihazın esası mağnetik alan altında titreşen örneğin mağnetik akı değişiminin ölçülmesine dayanmaktadır. Meydana gelen mağnetik akı değişimiyle elde edilen indüksiyon elektromotor kuvveti okunarak örneğin histerezis eğrisi ve parametreleri saptanmış olunur. Çalışma kapsamında histerezis ölçümleri için Tübingen Üniversitesinde bulunan Princeton Ölçüm Şirketine ait MikroMag Mağnetometresi (Model 3900) kullanılmıştır (Şekil 3.23). Uygulanabilen maksimum alan 0.5 T'dır.

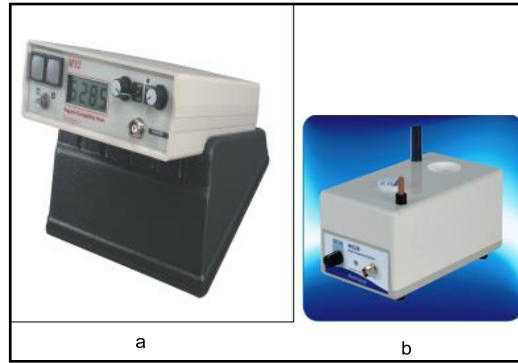


Şekil 3.23: MicroMag Mağnetometresi (Model 3900).

3.3.6. Mağnetik Duyarlılık Ölçüm Sistemi

Çalışması kapsamında Bartington firmasına ait MS2 sistemi (Şekil 24, Şekil 25) kullanılarak örnekler üzerinde mağnetik duyarlılığın anizotropisi ve mağnetik duyarlılığa bağı sıcaklık ölçümleri gerçekleştirilmiştir.

Mağnetik duyarlılık ölçümü bir sensör etrafında düşük şiddet ve düşük frekanslı bir alternatif alan oluşturmaları ile gerçekleştirilmektedir. İki bobin sistemi bulunmaktadır. 1. bobin sisteminden bir akım geçtiğinde 2. bobin sisteminde bir indüklem akım (1 mT) ve bir mağnetik alan oluşturmaktadır. Kaya mağnetizması çalışma kapsamında ölçülecek örnek, sensörün yakınına konulduğunda, oluşan akım örnek içerisinde bir mağnetik alan meydana getirmektedir. Sonuç olarak 1. bobindeki akım da indüklem mıknatıslanma ile orantılı lineer bir değişim oluşturur. Bu değişimin eğiminden mağnetik duyarlılık değeri hesaplanır. Bu tez projesi kapsamında İstanbul Üniversitesi Doç. Dr. Yılmaz İspir Paleomağnetizma Laboratuvarı'nda bulunan Bartington MS2B sistemi kullanılmıştır (Şekil 3.24.b) .



Şekil 3.24: Mağnetik duyarlılığa bağı anizotropi ölçümlerinin gerçekleştirildiği Bartington MS2 cihazı. a) Ana konsol b) MS2 B sensörü.

Kaya mağnetizması çalışmalarında gerçekleştirilen termomağnetik ölçümler için mağnetik duyarlılığın sıcaklıkla değişiminin belirlenmesi için her iki sistemde mağnetik olmayan ısıtma sistemi, soğutma için su devir daim eden bir düzenek, sıcaklığın ölçülebilmesi için özel platinyum termometrenin olduğu sıcaklık aparatına ihtiyaç vardır (Şekil 3.25). Cihaza bağı olan diğ er ekipmanlar MS2W (Water Jacketed Sensor- kılıflı su sensörü), MS2WF (Furnace- fırın benzeri ısı elde edici), MS2WFP (güç kaynağı)'dır. Ayrıca suyla soğutma desteğı için bir depo ve su devir daimini yapacak motor vardır (water pump/ flowmeter).



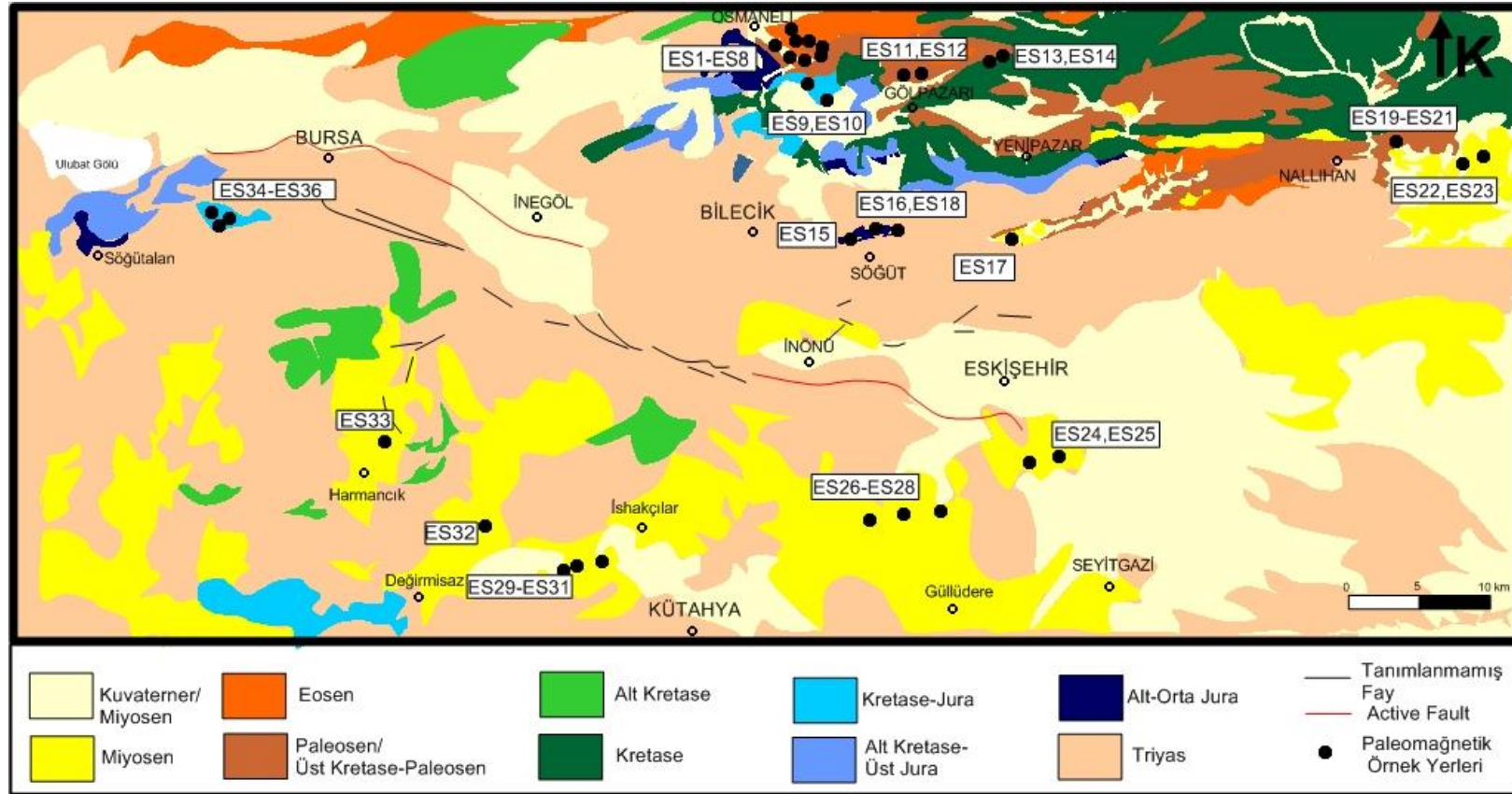
Şekil 3.25: İstanbul Üniversitesi Doç. Dr. Yılmaz İspir Paleomağnetizma Laboratuvarı'nda mağnetik duyarlılık-sıcaklık ölçümleri için kullanılan Bartington MS2 Sistemi.

3.4. ÇALIŞMA ALANININ JEOLJİSİ VE ÖRNEK YERLERİ

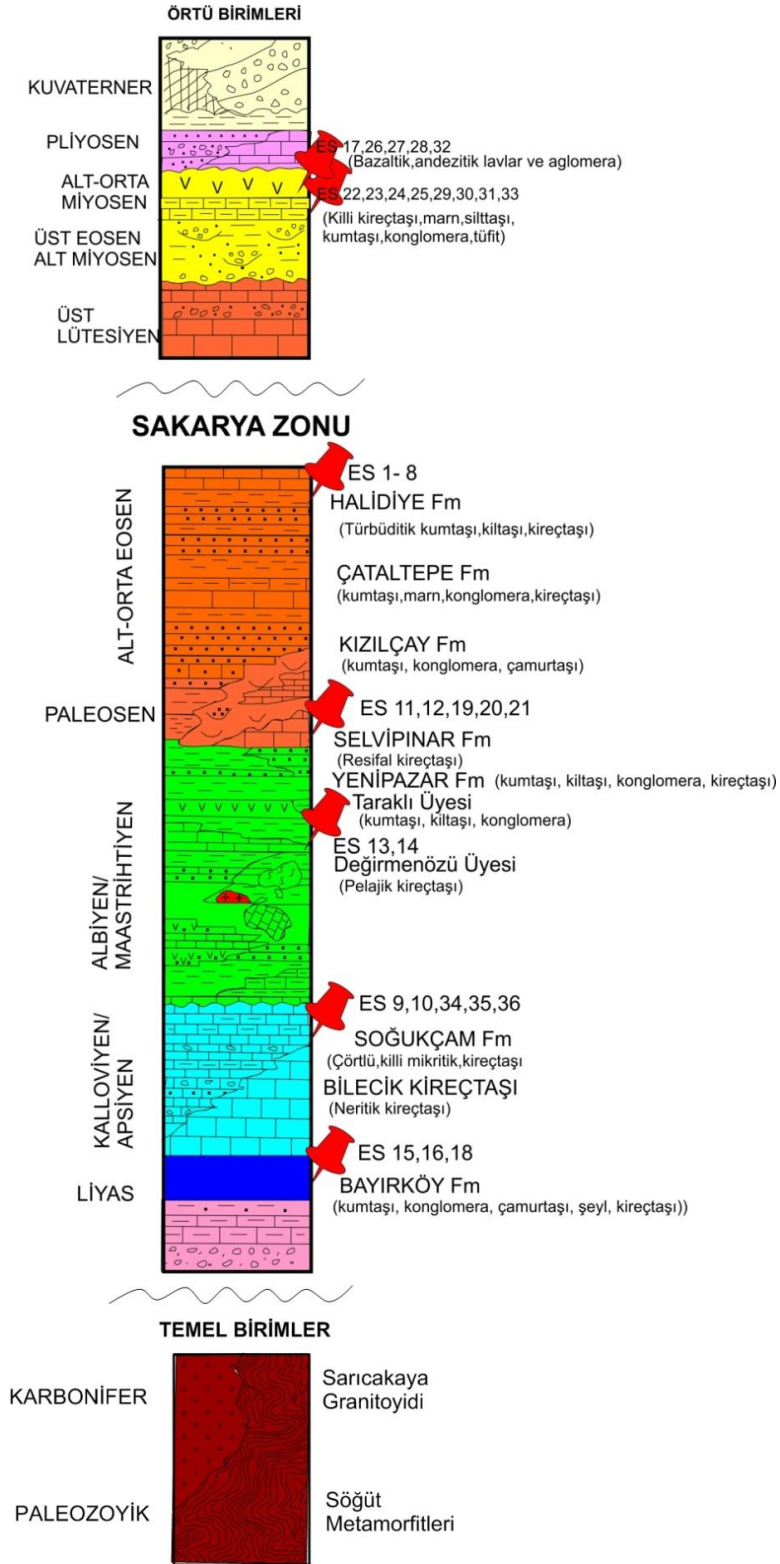
Sakarya Zonu Anadolu'nun kuzeyini doğu-batı yönünde kaplayan, batıda Biga'dan başlayarak doğuda Kafkasya'ya kadar uzanan 1500 km uzunluğunda 120 km genişliğinde kıtasal bir fragmandır (Şekil 1.1).

Sakarya Zonu'nun temelinde Paleozoyik yaşlı Söğüt Metamorfikleri'ni kesen Karbonifer yaşlı Sarıcakaya Granitoyiti yer almaktadır (Şekil 3.26, Şekil 3.27). Granitoyit'ler Liyas yaşlı Bayırköy Formasyonu tarafından açısız uyumsuzlukla örtülmektedir. Kalloviyen-Hotriviye yaşlı Bilecik Kireçtaşı yaşlı birimler üzerine uyumsuz olarak gelmektedir. Bilecik Kireçtaşı'yla, yanarda ve dikeyde geçişli Kalloviyen-Apsiyen yaşlı pelajik kireçtaşından oluşan Soğukçam Formasyonu da bu birim üzerinde paralel uyumsuzlukla bulunmaktadır. Bu litolojiler üzerinde pelajik kireçtaşından oluşan Albiyen/Maastrichtiyen yaşlı Değirmenözü Üyesi (Yenipazar Formasyonu) ve resifal kireçtaşlarından oluşan Paleosen yaşlı Selvipınar Formasyonu ile karasal Kızılçay Formasyonu'nun alt seviyeleriyle yanal ve düşey geçişlidir. Alt-Orta Eosen yaşlı Halidiye Formasyonu Çataltepe Formasyonu'nu uyumlu olarak örtmektedir. Örtü birimleri Üst Lütisiyen, Üst Eosen-Alt Miyosen, Alt-Orta Miyosen, Pliyosen ve Kuvaterner yaşlı kireçtaşı, konglomera, marn, kilaşı, lav ve alüvyonla birbirini üzerine üzerlenmektedir (Duru ve diğ.2002).

Çalışma alanının jeoloji haritası ve paleomağnetik örnek yerlerinin konumu Şekil 3.26' da gösterilmiştir. Çalışma alanının stratigrafik kesiti Şekil 3.27' de, Paleomağnetik örneklerin jeolojik yaşları, formasyonları ve koordinatları Tablo 3.3' de verilmiştir.



Şekil 3.26: Çalışma alanının jeoloji haritası ve paleomağnetik örnek yerlerinin konumu (MTA 1/500000 jeoloji haritasından (2003) sadeleştirilerek çizilmiştir).



Şekil 3.27: Çalışma alanının stratigrafik kesiti (Duru ve diğ. 2002) ve paleomağnetik örnek yerlerinin kesit üzerinde gösterimi.

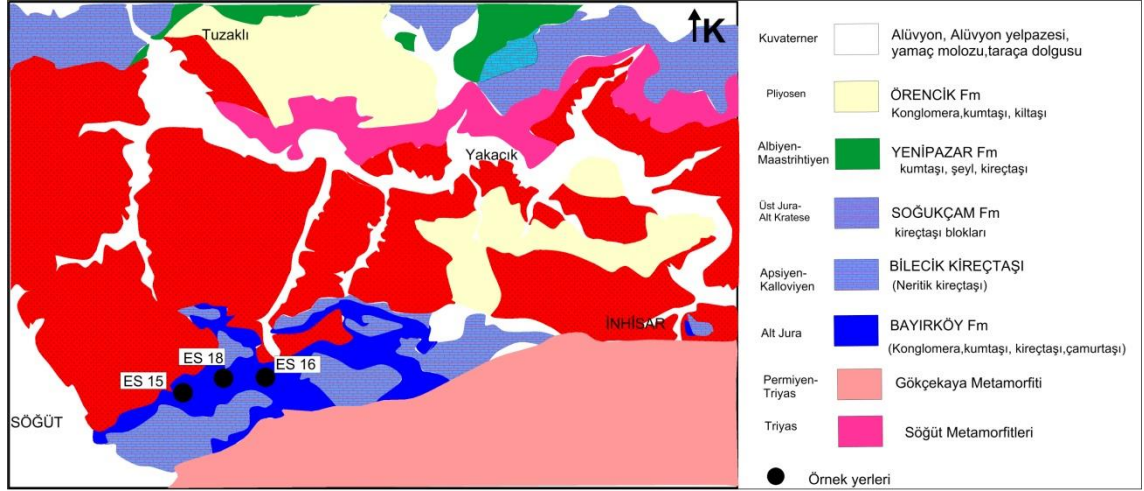
Tablo 3.3: Paleomağnetik örneklerin mevki kodları, jeolojik yaşları, formasyon isimleri ve koordinatları.

Mevki	Yaş	Formasyon	Koordinat	
			Enlem(K)	Boylam(D)
ES1	Alt-Orta Eosen	Halidiye Formasyonu	40°19'55.4"	30°04'49.2"
ES2	Alt-Orta Eosen	Halidiye Formasyonu	40°21'38.9"	30°03'06.7"
ES3	Alt-Orta Eosen	Halidiye Formasyonu	40°20'45.9"	30°02'39.2"
ES4	Alt-Orta Eosen	Halidiye Formasyonu	40°20'34.0"	30°03'32.8"
ES5	Alt-Orta Eosen	Halidiye Formasyonu	40°19.3'39.8"	30°05'00.7"
ES6	Alt-Orta Eosen	Halidiye Formasyonu	40°19'52.7"	30°04'50.4"
ES7	Alt-Orta Eosen	Halidiye Formasyonu	40°19'29.8"	30°06'40.7"
ES8	Alt-Orta Eosen	Halidiye Formasyonu	40°19'31.6"	30°06'12.0"
ES9	Üst Jura-Alt Kretase	Soğukçam Formasyonu	40°14'24.8"	30°03'07.4"
ES10	Üst Jura-Alt Kretase	Bilecik Kireçtaşı	40°08'55.3"	30°07'05.2"
ES11	Paleosen	Selvişınar Formasyonu	40°17'09.1"	30°19'34.3"
ES12	Paleosen	Selvişınar Formasyonu	40°17'04.4"	30°21'31.4"
ES13	Üst Kretase	Değirmenözü Üyesi	40°18'35.2"	30°29'29.8"
ES14	Üst Kretase	Değirmenözü Üyesi	40°19'21.7"	30°32'14.4"
ES15	Alt Jura	Bayırköy Formasyonu	40°01'10.8"	30°12'15.6"
ES16	Alt Jura	Bayırköy Formasyonu	40°01'51.5"	30°14'39.9"
ES17	Miyosen	Örtü Birimi (Ilıcadere volkaniti)	40°01'49.5"	30°33'35.3"
ES18	Alt Jura	Bayırköy Formasyonu	40°01'41.9"	30°13'26.5"
ES19	Paleosen	Selvişınar Formasyonu	40°10'47.4"	31°20'38.6"
ES20	Paleosen	Selvişınar Formasyonu	40°10'37.3"	31°20'41.3"
ES21	Paleosen	Selvişınar Formasyonu	40°10'10.3"	31°18'56.6"
ES22	Miyosen	Örtü Birimi (Ilıcadere volkaniti)	40°06'57.3"	31°38'58.9"
ES23	Miyosen	Örtü Birimi (Gemiciköy Fm)	39°39'45.6"	30°33'12.8"
ES24	Miyosen	Örtü Birimi (Gemiciköy Fm)	39°39'54.6"	30°33'32.8"
ES25	Miyosen	Örtü Birimi (Gemiciköy Fm)	39°39'40.7"	30°33'06.2"
ES26	Miyosen	Örtü Birimi (Ilıcadere volkaniti)	39°35'04.2"	30°21'37.7"
ES27	Miyosen	Örtü Birimi (Ilıcadere volkaniti)	39°34'02.1"	30°18'55.1"
ES28	Miyosen	Örtü Birimi (Ilıcadere volkaniti)	39°32'54.4"	30°15'48.7"
ES29	Miyosen	Örtü Birimi (Gemiciköy Fm)	39°31'49.3"	29°39'06.4"
ES30	Miyosen	Örtü Birimi (Gemiciköy Fm)	39°32'16.0"	29°37'45.8"
ES31	Miyosen	Örtü Birimi (Gemiciköy Fm)	39°31'45.9"	29°35'14.6"
ES32	Miyosen	Örtü Birimi (Gemiciköy Fm)	39°36'31.8"	29°22'04.4"
ES33	Miyosen	Örtü Birimi (Gemiciköy Fm)	39°40'17.6"	29°12'58.2"
ES34	Üst Jura-Alt Kretase	Bilecik Kireçtaşı	40°03'14.9"	28°51'59.9"
ES35	Üst Jura-Alt Kretase	Bilecik Kireçtaşı	40°03'25.5"	28°51'51.5"
ES36	Üst Jura-Alt Kretase	Bilecik Kireçtaşı	40°04'07.8"	28°51'39.5"

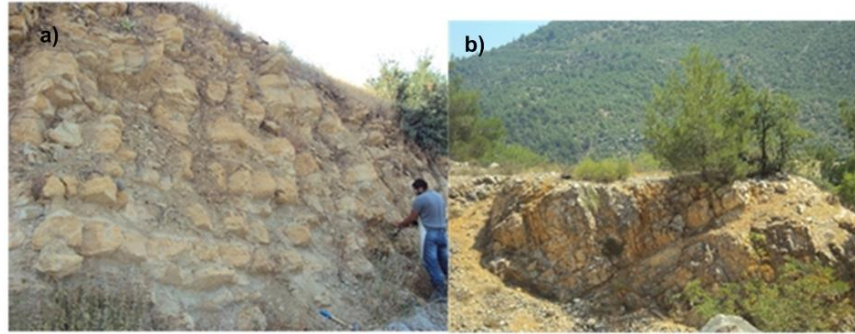
3.4.1. Alt Jura Yaşlı Örnek Yerleri

İnceleme alanı içerisinde yer alan Alt Jura yaşlı Bayırköy Formasyonu kırmızı alaca renkli kumtaşı, konglomera, çamurtaşı, şeyl ve kireçtaşıdan oluşmuştur (Granit ve Tintant, 1960). Birim altta kendinden yaşlı litolojiler üzerinde uyumsuz olarak yer alır. Üstte Bilecik Kireçtaşı tarafından paralel uyumsuzlukla örtülmektedir. Formasyonun alt yüzeyleri karasal, üstte doğru kıyı-sığ denizel ortamı yansıtır (Duru ve diğ. 2002).

Paleomağnetik çalışma kapsamında Bayırköy Formasyonu'na ait kireçtaşları ES15, ES16 ve ES18 mevkillerinde örneklenmiştir (Şekil 3.26, Şekil 3.27, Şekil 3.28, Şekil 3.29).



Şekil 3.28: Alt Jura yaşlı Bayırköy Formasyonu'ndan örneklenen mevkillerin jeoloji haritası üzerindeki gösterimi (MTA 1/500000 jeoloji haritasından (2003) sadeleştirilerek çizilmiştir).



Şekil 3.29: Alt Jura yaşlı Bayırköy Formasyonu'na ait kireçtaşları a) ES 15 nolu mevki b) ES 18 nolu mevki olarak örneklenmiştir.

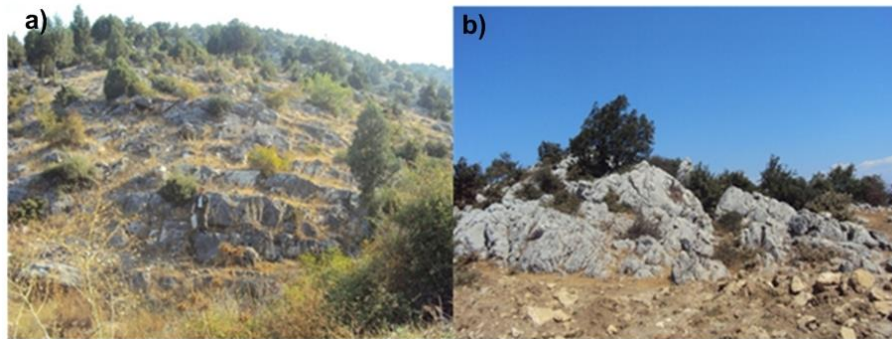
3.4.2. Üst Jura-Alt Kretase Yaşlı Örnek Yerleri

İnceleme alanı içerisinde çörtlü, kil ara katmanlı, yarı pelajik kireçtaşından oluşmuş beyaz, krem, pembemsi renkli birim Soğukçam Formasyonu olarak adlandırılmıştır (Altınlı, 1973b; Tuna, 1974; Gözübol, 1978; Saner 1980; Yılmaz ve diğ. 1981; Göncüoğlu ve diğ. 1996). Birim Vezirhan ve Harmanköy civarında yüzeylenmektedir. Birim yamaç havza ortamında çökelmiş olup, Altıner ve diğ. (1991) tarafından

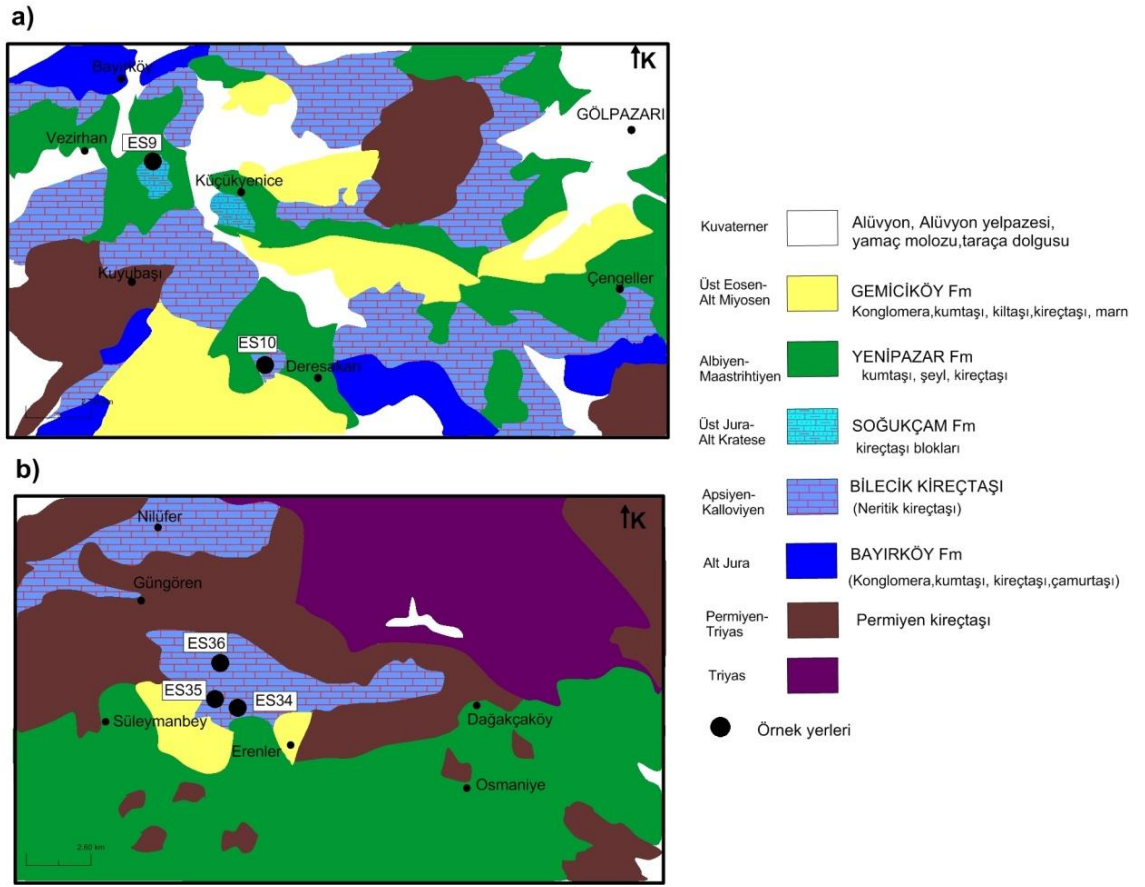
Kallovien-Apsien olarak yaşlandırılmıştır. Soğukçam Formasyonu'nun kalınlığı bölgenin batısına ve güneyine doğru incelmekte, kuzey ve doğuda artarak kalınlığı 400-500 m.'ye ulaşmaktadır. Formasyonun üst sınırı Yenipazar Formasyonu ile dokanak oluşturmaktadır (Şekil 3.27). Formasyonun alt sınırı Bilecik Kireçtaşı ile geçişlidir. Bilecik Kireçtaşı'nın olmadığı yerlerde Bayırköy Formasyonu'nun üzerinde uyumsuz olarak gözlenir (Duru ve diğ. 2002).

Bilecik Kireçtaşı beyaz, krem, gri ve pembemsi renklerde orta-kalın katmalı yer yer masif görünümlüdür (Saner, 1977 ve 1980; Demirkol, 1977; Şentürk ve Karaköse, 1979; Yılmaz ve diğ., 1981; Göncüoğlu ve diğ.,1996). Bilecik Kireçtaşı Soğukçam Formasyonu ile geçişlidir. Kalınlığı 250-300 m civarındadır. Alt seviyelerde Bayırköy Formasyonu ile paralel uyumsuz, üstte Soğukçam Formasyonu'nun olmadığı yerlerde Yenipazar Formasyonu ile açılal uyumsuzlukla örtülmektedir (Şekil 3.27). İstif alt seviyelerde kumlu kireçtaşlarından, orta seviyelerde mercan ve alglerin yoğun görüldüğü resifal karakterli kireçtaşlarından, en üst seviyede ise ince taneli kireçtaşlarından oluşmaktadır. Altınar ve diğ., 1991'e göre yaşı Kallovien-Hoterivien olarak adlandırılmıştır. Bilecik Kireçtaşı yer yer lagün yer yer resifal ortamı da yansıtan şelf bölgesinde çökelmiş platform tipi karbonatlardır (Duru ve diğ. 2002).

Çalışma kapsamında; ES 9, ES 10 mevki yerleri Bilecik'ten Alt Kretase-Üst Jura yaşı Bilecik Kireçtaşları ve Soğukçam Formasyonu'ndan alınmıştır. ES 34, ES 35, ES36 mevki yerleri Bursa civarından Bilecik Kireçtaşları'ndan alınmıştır (Şekil 3.26, Şekil 3.27, Şekil 3.30, Şekil 3.31).



Şekil 3.30:Alt Kretase-Üst Jura yaşı a)Soğukçam Formasyonu'na ait kireçtaşı ES 10 nolu mevki b) Bilecik Kireçtaşı'na ait ES 36 nolu mevki olarak örneklenmiştir.



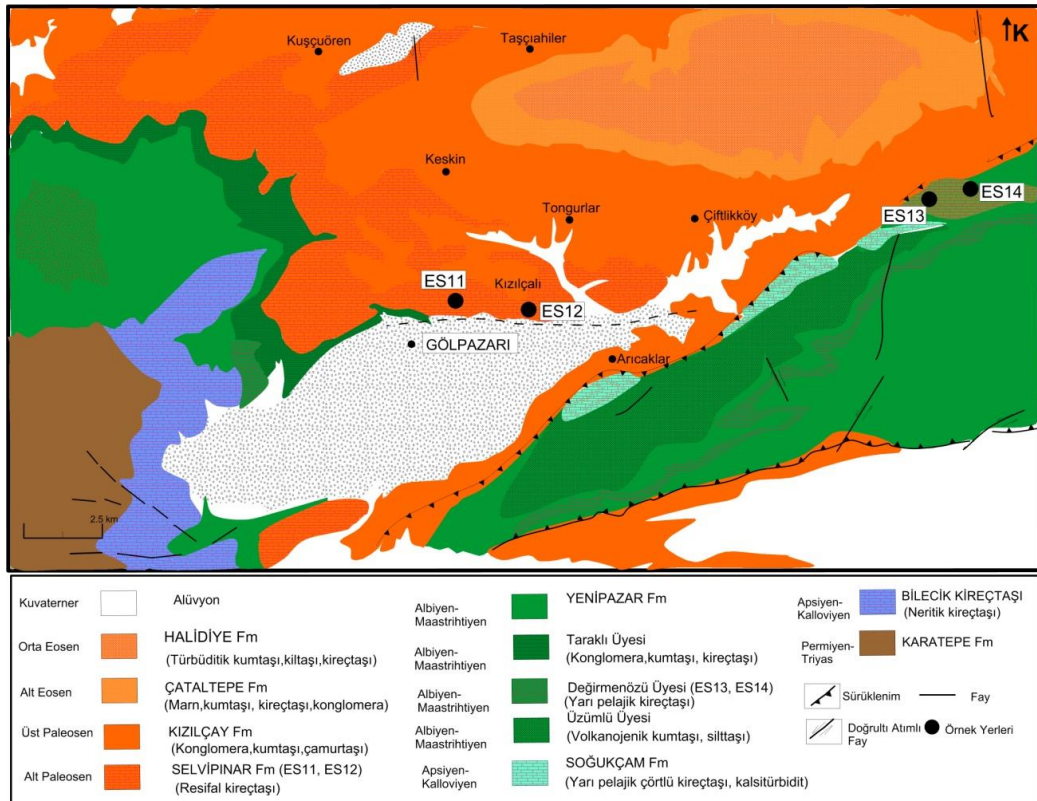
Şekil 3.31: Üst Jura- Alt Kretase yaşlı a) Bilecik Kireçtaşı b) Soğukçam Formasyonu'ndan alınan mevki yerlerinin jeoloji haritası üzerindeki gösterimi (1/500000 jeoloji haritasından (2003) sadeleştirilerek çizilmiştir).

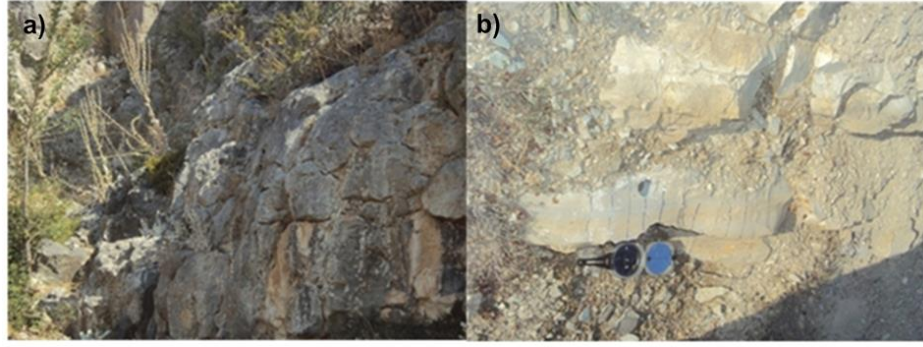
3.4.3. Paleosen ve Üst Kretase Yaşlı Örnek Yerleri

İnceleme alanı içinde genel olarak beyaz, bej, yer yer kırmızı, pembe renkli ince-kalın tabakalı sert resifal kireçtaşından oluşan yer yer konglomera ve kumlu kireçtaşı içeren birim Selvipınar Formasyonu olarak adlandırılmıştır (Saner, 1977 ve 1980). Birim Bilecik kuzeyinde Osmaneli'nin güneybatısındaki Medetli Köyü'nde ve Gölpazarı'nın kuzeyinde görülür. Altta Yenipazar Formasyonu'nun Taraklı Üyesi ile geçişlidir. Üstte Kızılçay Formasyonu ile geçişlidir (Şekil 3.27) Belirgin bir yanal değişim göstermeyen formasyon, zaman zaman yanalda kamalanarak 0-100 m arasında değişen kalınlıklar göstermektedir. Formasyonun yaşı Altınlı, 1973b; Saner, 1977 tarafından Monisiyen (Paleosen) olarak belirlenmiştir (Duru ve diğ. 2002).

Değirmenözü Üyesi beyaz, bej, kırmızı renkli pelajik kireçtaşıdan oluşur. Birim Saner (1977 ve 1980) tarafından adlandırılmıştır. Soğukçam Formasyonu'na benzer özellik göstermektedir. Üye altta Yenipazar Formasyonu'nun kumtaşı, şeyl birimiyle üstte de yine Yenipazar Formasyonu'nun kumtaşı, şeyl birimiyle geçişlidir (Şekil 3.27). Yenipazar Formasyonu, Vezirhan Formasyonu ile Gölpazarı Grubuna (Eroskay, 1965) karşılık gelmektedir. Tektonizmanın olduğu yerlerde daha yaşlı birimler üzerinde sualtı uyumsuzluğuyla yer alır. Kalınlığı 50-300 metre arasında değişir. Yaşı Koniasiyen-Kampaniyen (Üst Kretase)' dir. Birim yamaç ortamında çökelmiştir (Duru ve diğ. 2002).

Çalışma kapsamında ES 11, ES 12 mevki yerleri Gölpazarı'nın kuzeyinden (Şekil 3.26, Şekil 3.32, Şekil 3.33); ES 19, ES 20, ES 21 nolu mevkiiler Nallıhan'ın kuzeyinden (Şekil 3.26) Paleosen yaşlı Selvipınar Formasyonu'ndan alınmıştır. ES13, ES 14 mevki yerleri Üst Kretase yaşlı Değirmenözü Üyesi'nden alınmıştır (Şekil 3.32, Şekil 3.33).



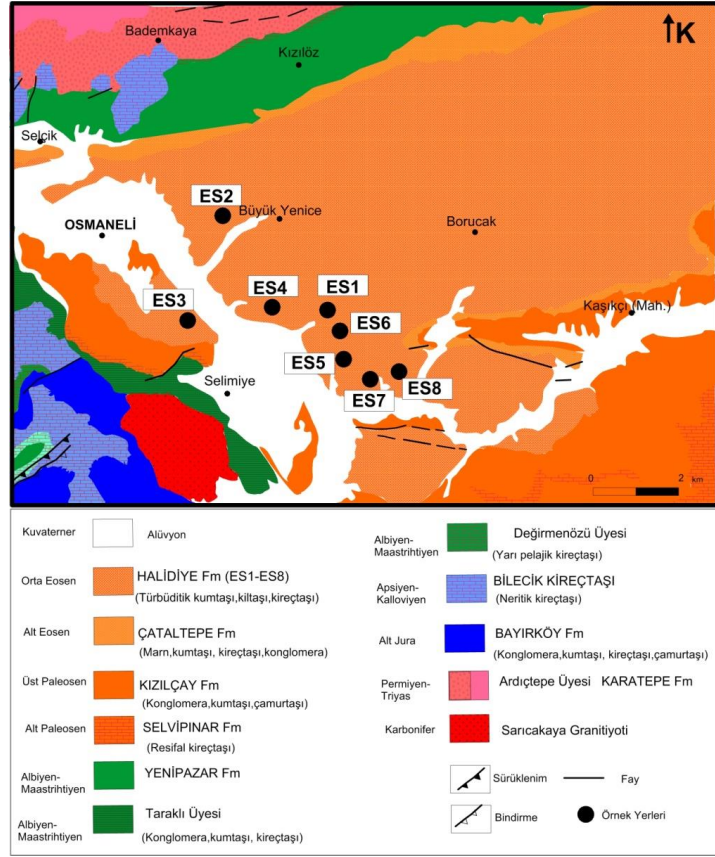


Şekil 3.33: a) Paleosen yaşlı Selvıpınar Formasyonu'na ait kireçtaşı ES 11 nolu mevki b) Üst Kretase yaşlı Değirmenözü Üyesi'ne ait ES 13 nolu mevki olarak örneklenmiştir

3.4.4. Eosen Yaşlı Örnek Yerleri

İnceleme alanı içinde yeralan kumtaşı, kilitaşı, kireçtaşıdan oluşan Halidiye Formasyonu Saner (1977) tarafından adlandırılmıştır. Birim kilitaşlarıyla başlar, kumtaşı ve şeyl ardalanmasıyla devam eder. Kilitaşları boz renkli, ince tabakalı olup laminalıdır. Birim üste doğru tane boyu irileşerek sarımsı, boz renkli kalın tabakalı kumtaşlarına geçer. Tabaka tabanlarında akma, oygu ve dolgu gibi sedimenter yapıları vardır. Bunlarda büyük ölçekli çapraz ve yatay laminalanmalar görülebilir. Halidiye Formasyonu altta Çataltepe Formasyonu ile geçişli olup üstte aşınma yüzeylidir (Şekil 3.27). Formasyonun yaşı Alt-Orta Eosen' dir (Saner, 1977). Birim sığ denizel ortamda çökelmiştir (Duru ve diğ. 2002)

ES 1, ES 2, ES 3, ES 4, ES 5, ES 6, ES 7, ES 8 nolu mevki yerleri Osmaneli, Büyükyenice, Selimiye çevresinden Alt-Orta Eosen yaşlı Halidiye Formasyonu'ndan kumtaşı örnekleri alınmıştır (Şekil 3.26, Şekil 3.27, Şekil 3.34, Şekil 3.35).



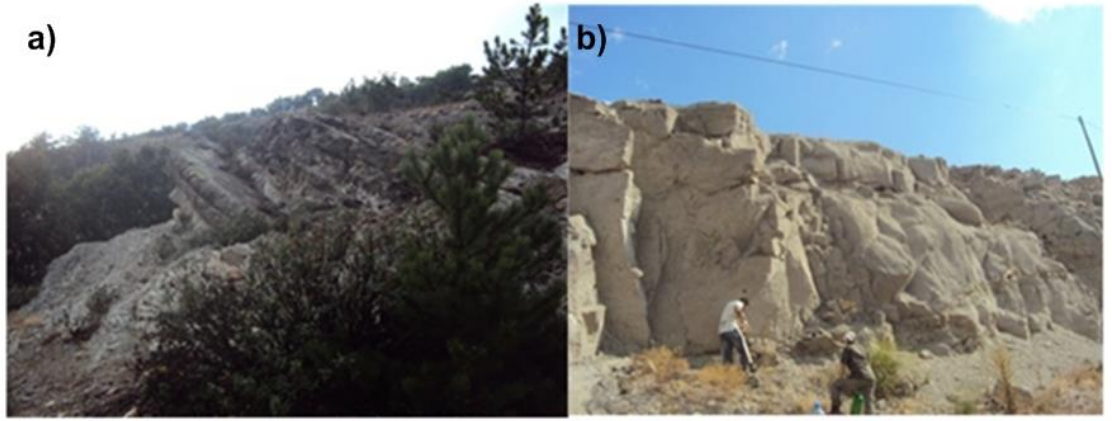
Şekil 3.34: Eosen yaşlı Halidiye Formasyonu'ndan alınan mevki yerlerinin jeoloji haritası üzerinde gösterimi (MTA 1/500000 jeoloji haritasından (2003) sadeleştirilerek çizilmiştir).



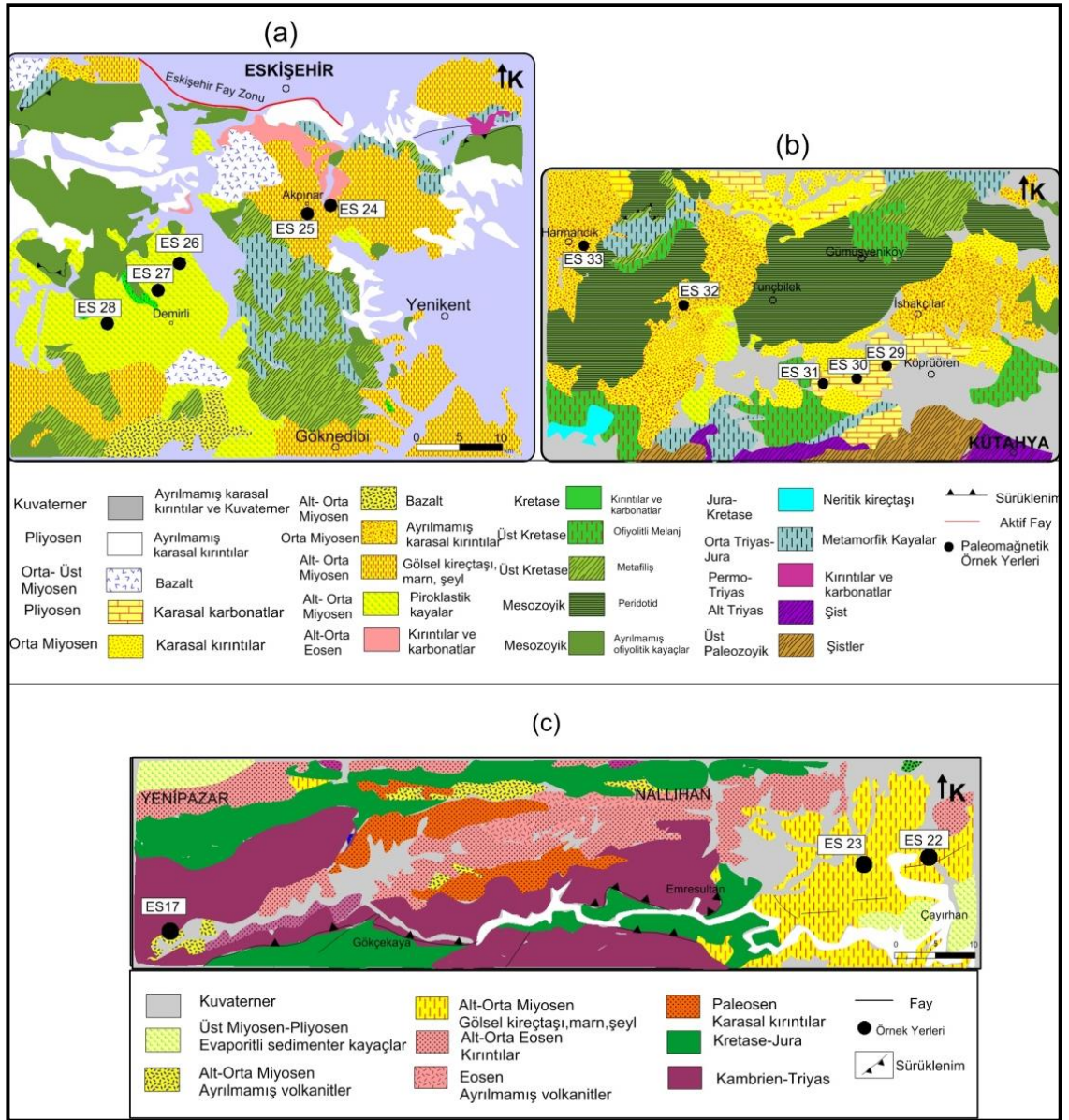
Şekil 3.35: Eosen yaşlı Halidiye Formasyonu'na ait kumtaşları a) ES 2 nolu mevki b) ES 4 nolu mevki c) ES 6 nolu mevki d) ES 3 nolu mevki olarak örneklenmiştir.

3.4.5. Miyosen Yaşlı Örnek Yerleri

Çalışma alanında ES 22, ES 23 nolu mevkilere ait örnekler Çayırhan'ın kuzeyinden, ES 24, ES 25 nolu mevkilere ait örnekler Akpınar'dan, Alt- Orta Miyosen yaşlı gölssel kireçtaşlarından alınmıştır. Demirli'den ES 26, ES 27, ES 28 nolu mevkilerden Alt-Orta Miyosen yaşlı piroklastik kayalardan, Köprüören civarında ES 29, ES 30, ES 31 nolu mevkiler Orta-Üst Miyosen yaşlı karasal karbonatlardan örnekleme yapılmıştır. ES 32 ve ES 33 nolu (Harmancık'tan) mevkiler Alt-Orta Miyosen yaşlı ayrılmamış karasal kırıntılardan, ES 17 mevkisi Alt-Orta Miyosen yaşlı volkanitlerden alınmıştır. (Şekil 3.26, Şekil 3.27, Şekil 3.36, Şekil 3.37).



Şekil 3.36: a) Miyosen yaşlı Ilıcadere Volkaniti'nden ES 27 nolu mevki b) Miyosen yaşlı Yörük Üyesi'nden ES 30 nolu mevki olarak örneklenmiştir.



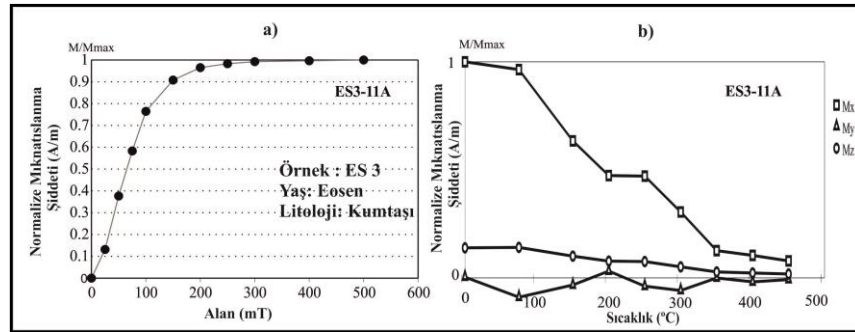
Şekil 3.37: Miyosen yaşlı a) ES 24-ES 28 b)ES 29-ES 33 c)ES 17,ES 22, ES 23 nolu mevkiein jeoloji haritası üzerinde gösterimi (MTA 1/500000 jeoloji haritasından (2003) sadeleştirilerek çizilmiştir).

4. BULGULAR

4.1. KAYA MAĞNETİZMASI SONUÇLARI

4.1.1. Eş-Isıl Kalıntı Mıknatıslanma Ölçümleri ve Üç Eksende Temizleme İşlemleri

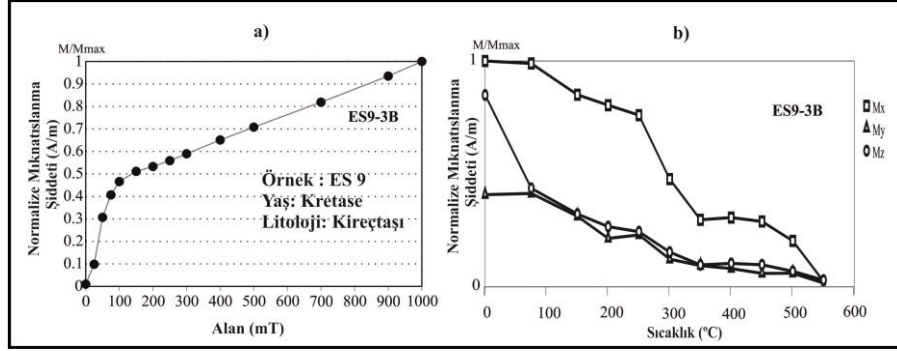
Eş-ısı kalıntı mıknatıslanma (EIKM) ölçümleri sonucu farklı litolojiye bağlı maksimum koersif kuvvetlerin elde edildiği görülmüştür. Büyük bir kısmı kumtaşı örneklerinden (ES 1-8, ES 18, ES 23, ES 24, ES 25, ES 29, ES 30, ES 31, ES 32) oluşan eğriler göz önüne alındığında mıknatıslanma şiddetinin 250-400 mT’da doygunluğa ulaştığı görülmüştür. Şekil 4.1.a’da ES 3 nolu kumtaşı örneğinin 300 mT’da doygunluğa ulaştığı gözlemlenmiştir. Bu örneklerle ait sıcaklık-mıknatıslanma şiddet değişim grafikleri incelendiğinde düşük sıcaklık bileşeninin hakim olduğu görülmüştür (EK 1). ES 3 nolu kumtaşı örneğinde üç eksende yapılan ısısal temizleme işlemi sonucu düşük koersiviteli bileşenin 350 °C ‘de temizlendiği, bunun da örnek içerisinde titanyumlu mağnetitin varlığına işaret ettiği görülmüştür. Bu örnekte orta ve yüksek koersiviteli bileşenin herhangi bir etkisinin olmadığı görülmüştür (Şekil 4.1.b).



Şekil 4.1: ES 3 nolu örneğe ait; a) EIKM eğrisi b) Üç eksenli temizleme eğrisi. M_x =Düşük alan bileşeni (0.12 T), M_y =Orta alan bileşeni (0.40 T), M_z =Yüksek alan bileşeni (1T).

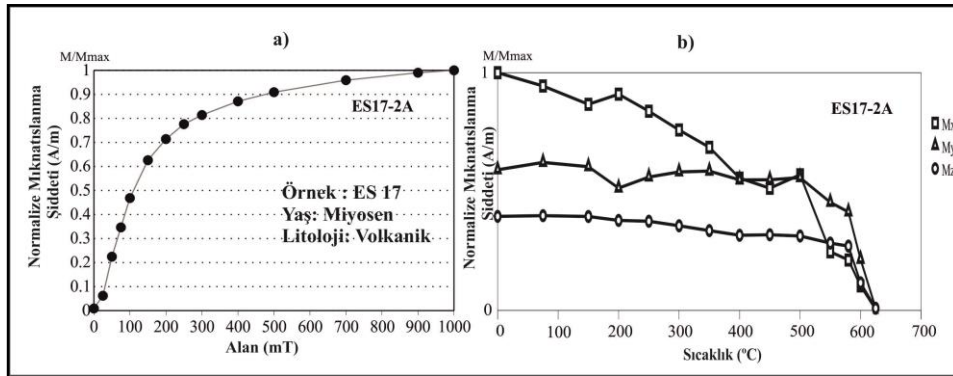
Farklı yaş ve litolojilere sahip örneklerden EIKM eğrilerinde yüksek koersiviteli bileşen görülen ES 9, ES 10, ES 12, ES 15 nolu örnekleri temsilen ES 9 nolu mevki Şekil 4.2.a’da gösterilmiştir. Aynı mevkinin EIKM ve üç eksenli temizleme eğrileri incelendiğinde

düşük koersiviteli bileşenin 350 °C'deki düşük titanyumlu magnetite işaret etmektedir. Yüksek koersiviteli bileşende 80 °C'de görülen ani düşüş ise geotite işaret etmektedir (Şekil 4.2.b).

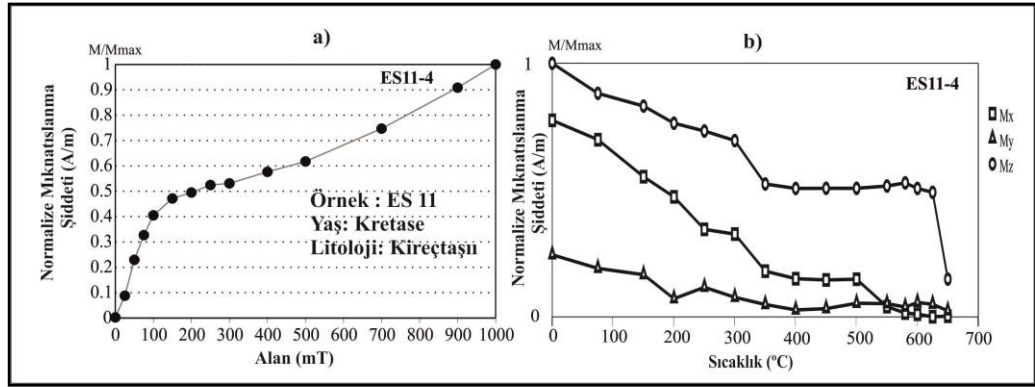


Şekil 4.2: ES 9 nolu örneğe ait; a) EIKM eğrisi b) Üç eksenli temizleme eğrisi. M_x =Düşük alan bileşeni(0.12 T), M_y =Orta alan bileşeni (0.40 T), M_z =Yüksek alan bileşeni (1T).

Ayrıca EIKM eğrisinde yüksek koersiviteli bileşen görülen (Şekil 4.3.a, Şekil 4.4.a) ES 11, ES 17, ES 19, ES 20, ES 21 nolu örneklerde (ES 11'de sadece yüksek koersiviteli bileşende) hem yüksek hem orta bileşende bloklanmama sıcaklığı hematitin varlığına işaret etmektedir. Bu örnekleri temsil eden ES 17 ve ES 11 nolu mevkiye ait kaya magnetizması çalışmaları incelendiğinde genel olarak bunlarda 350 °C'de görülen ani düşüş titanyumlu hematiti göstermektedir (Şekil 4.3.b, Şekil 4.4.b). Bu örneklerde düşük koersiviteli bileşen magnetitin varlığını göstermektedir (Şekil 4.3.b, Şekil 4.4.b).

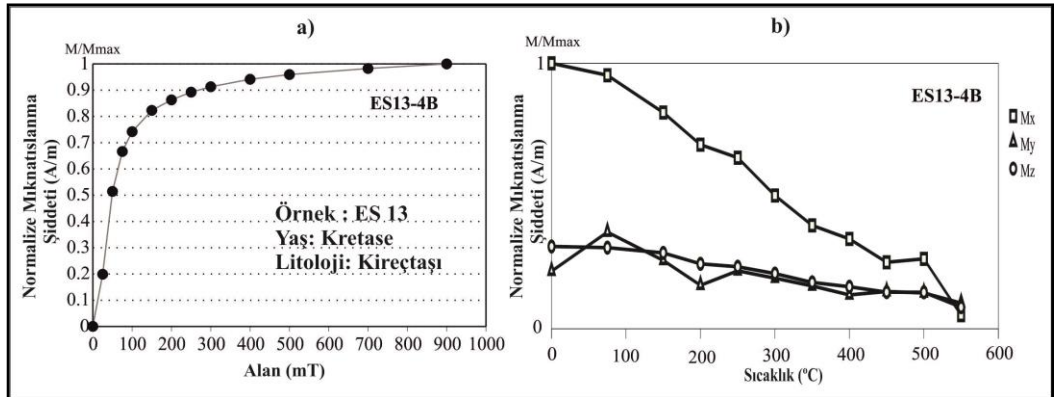


Şekil 4.3: ES 17 nolu örneğe ait; a) EIKM eğrisi b) Üç eksenli temizleme eğrisi. M_x =Düşük alan bileşeni(0.12 T), M_y =Orta alan bileşeni (0.40 T), M_z =Yüksek alan bileşeni (1T).



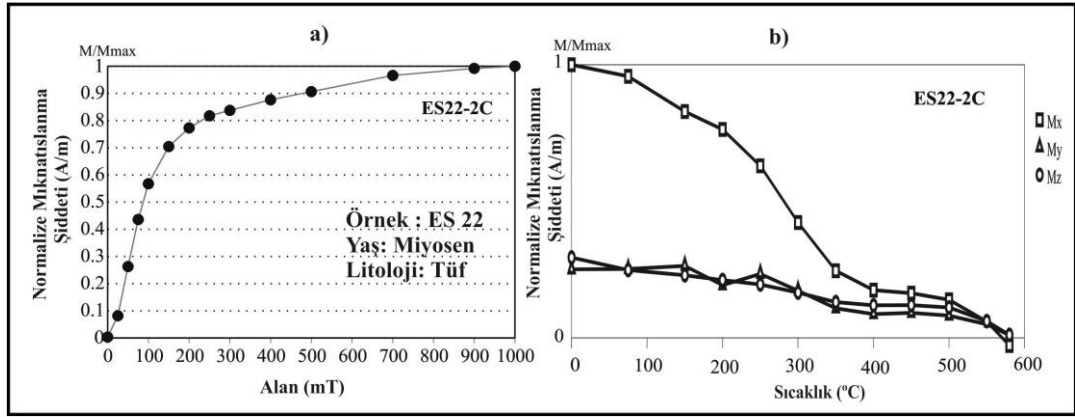
Şekil 4.4: ES 11 nolu örneğe ait; a) EIKM eğrisi b) Üç eksenli temizleme eğrisi. M_x =Düşük alan bileşeni(0.12 T), M_y =Orta alan bileşeni (0.40 T), M_z =Yüksek alan bileşeni (1T).

ES 13 nolu örnekte EIKM eğrisinde yüksek koersiviteli bileşen görülse de temizleme eğrisinde düşük koersiviteli bileşen hakim olup mağnetite işaret eder (Şekil 4.5.a). Aynı örnek de yüksek ve orta koersiviteli bileşen de görülmektedir (Şekil 4.5.b).



Şekil 4.5: ES 13 nolu örneğe ait; a) EIKM eğrisi b) Üç eksenli temizleme eğrisi. M_x =Düşük alan bileşeni(0.12 T), M_y =Orta alan bileşeni (0.40 T), M_z =Yüksek alan bileşeni (1T).

ES 22 nolu örneklerde yüksek koersiviteli bileşen görülse de (Şekil 4.6.a) düşük koersiviteli bileşen de 350 °C'deki düşüş titanyumlu mağnetite işaret etmektedir (Şekil 4.6.b).



Şekil 4.6: ES 22 nolu örneğe ait; a) EIKM eğrisi b) Üç eksenli temizleme eğrisi. M_x =Düşük alan bileşeni (0.12 T), M_y =Orta alan bileşeni (0.40 T), M_z =Yüksek alan bileşeni (1T).

Tüm bu ölçümlerin sonucunda genel olarak; kumtaşlarında yaklaşık 350 °C'lik bloklanmama sıcaklığı ti-mağnetit, kireçtaşlarında geotit, kumtaşı ve lavlarda hematit gözlemlenmiştir.

4.1.2. Termomağnetik Ölçüm Sonuçları

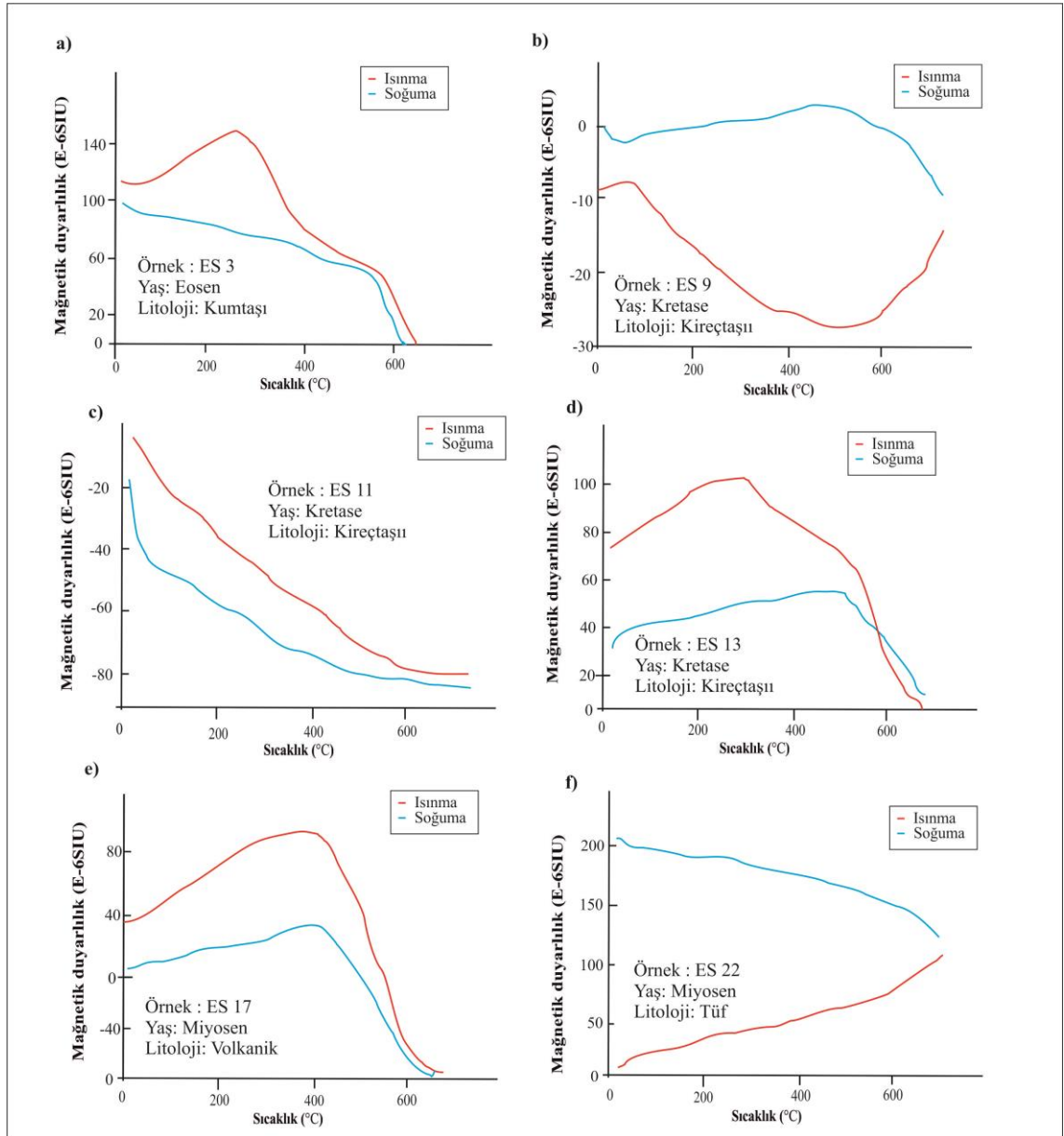
Örneklere yüksek alan termomağnetik ölçümler kapsamında ısınma ve soğuma boyunca sıcaklığa bağlı olarak mağnetik duyarlılık ölçülerek mağnetik duyarlılık-sıcaklık eğrisi elde edilmiştir. Bu eğriden kayaç içindeki mineralin mağnetik fazı belirlenirken mağnetik mineralde ısınma neticesinde meydana gelen alterasyon derecesi ısınma ve soğuma eğrisi arasında oluşan farktan gözlenmektedir.

Termomağnetik ölçümlerle gözlenen ES 3 kumtaşı örneğinin Curie eğrisinde; 400 °C' de görülen ani düşüş ve 600 °C'de mıknatıslanmanın tamamen yok olması, titanyumlu mağnetitin Ti-yüksek titanyumlu mağnetite dönüşümüdür (Şekil 4.7.a). Ayrıca termomağnetik ölçümlerle elde edilen ısınma ve soğuma eğrilerine ait mıknatıslanma şiddetinin değişimi örnekteki alterasyonu göstermektedir (Şekil 4.7.a).

Genel olarak özellikle kireçtaşı örneklerinde termomağnetik ölçümler neticisinde iyi sonuçlar alınamamıştır. ES 9, ES 11, ES 13 nolu Kretase yaşlı kireçtaşı örneklerinin termomağnetik sonuçları Şekil 4.7.b, Şekil 4.7.c, Şekil 4.7.d gözlenildiği gibi karakteristik bir termomağnetik eğriye sahip değildir. Bu nedenle bu örnekler yorumlanamamıştır.

ES 17 nolu Miyosen yaşlı volkanik kayacın termomağnetik ölçüm sonucu elde edilen eğri incelendiğinde 400 °C'deki düşüş ve mıknatıslanmanın 600° C'de mıknatıslanmasını yitirmesi titanyumlu hematitin varlığına işaret etmektedir (Şekil 4.7.e)

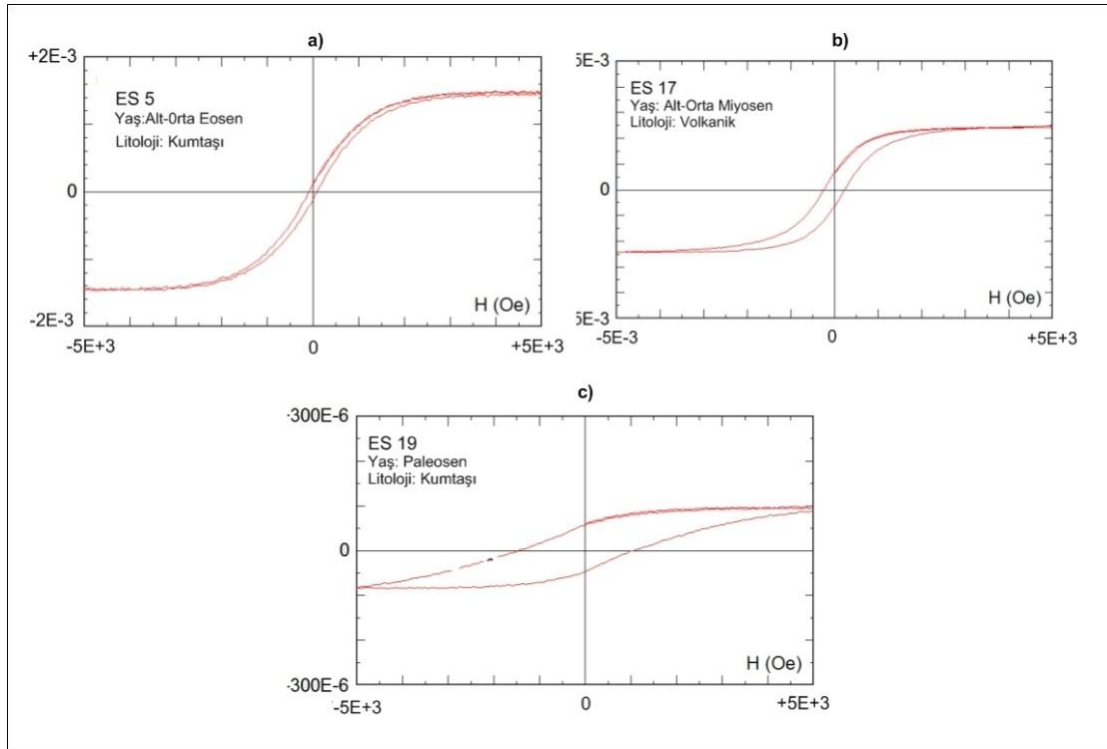
Miyosen yaşlı ES 22 örneğindende termomağnetik çalışmalarda sonuç elde edilememiştir (Şekil 4.7.f).



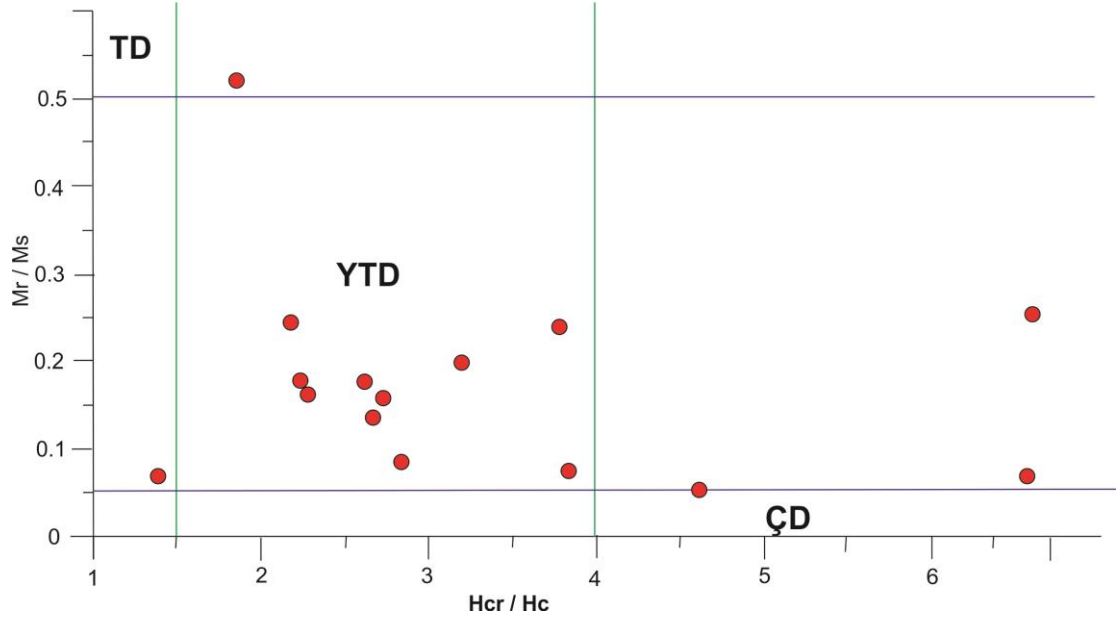
Şekil 4.7: Farklı yaş ve litolojilere ait Termomağnetik Ölçümler.

4.1.3. Histeresiz Ölçüm Sonuçları

Mıknatıslanmadan sorumlu mağnetik mineralin domen yapılarını belirlemek için yapılan histeresiz ölçümleri için Tübingen Üniversitesinde bulunan Titreşimli Örnek Mağnetometresi kullanılmıştır. 36 örneğin 15'ine ait histerezis ölçümleri elde edilmiştir (Şekil 4.8). Örneklerin çoğunluğunun, özellikle kireçtaşı örneklerinin mıknatıslanma şiddetleri düşük olduğu için histeresiz parametreleri elde edilememiştir. Örneklere ait dar histeresiz döngüleri mağnetit mineralinin varlığını gösterirken (Şekil 4.8.a, 4.8.b), ES19 nolu örnekte görüldüğü gibi (Şekil 4.8.c) geniş bir histeresiz döngüsü yüksek koersiviteli minerallerin varlığına işaret etmektedir. Histeresiz parametrelerinin (H_{cr}/H_c ve J_{rs}/J_s) grafiklenmesi sonucu elde edilen Day Diyagramı'nda (Day ve diğ., 1977) örneklerin büyük bir kısmının yalancı tek domenli bir yapıya sahip olduğu saptanmıştır (Şekil 4.9).



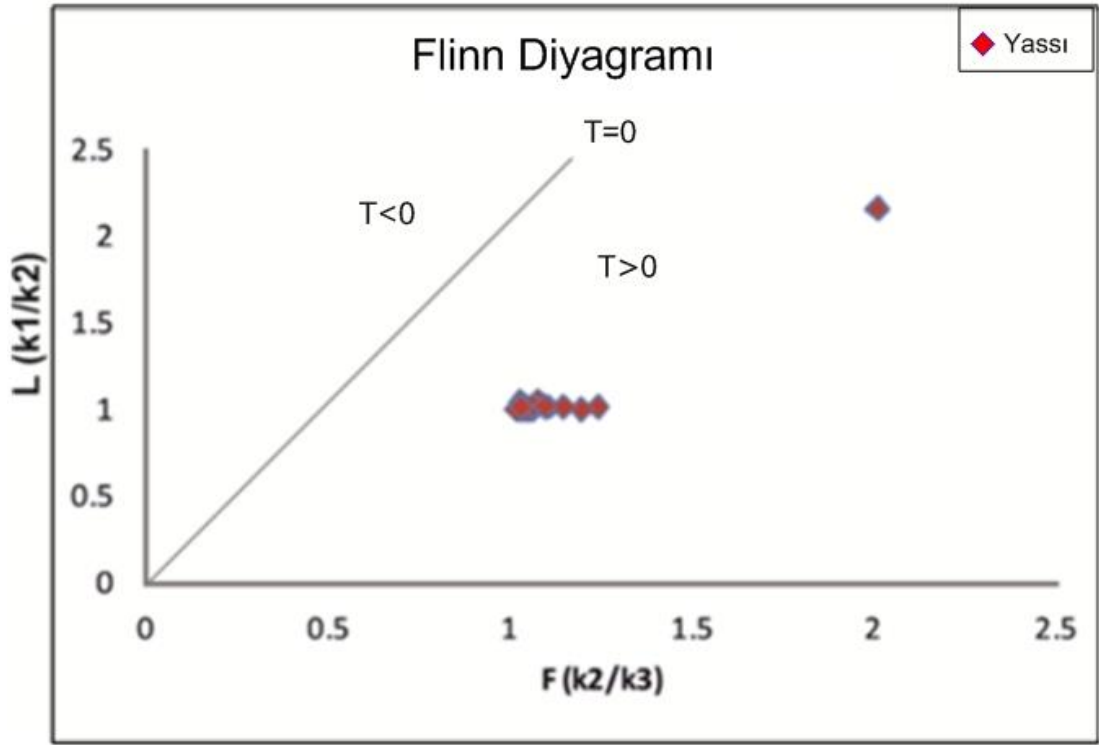
Şekil 4.8: ES 5, ES 17, ES 19 nolu mevkilere ait Histeresiz çevrim eğrileri.



Şekil 4.9: Histerezis ölçüm sonuçlarının Day Diyagram üzerinde gösterimi.

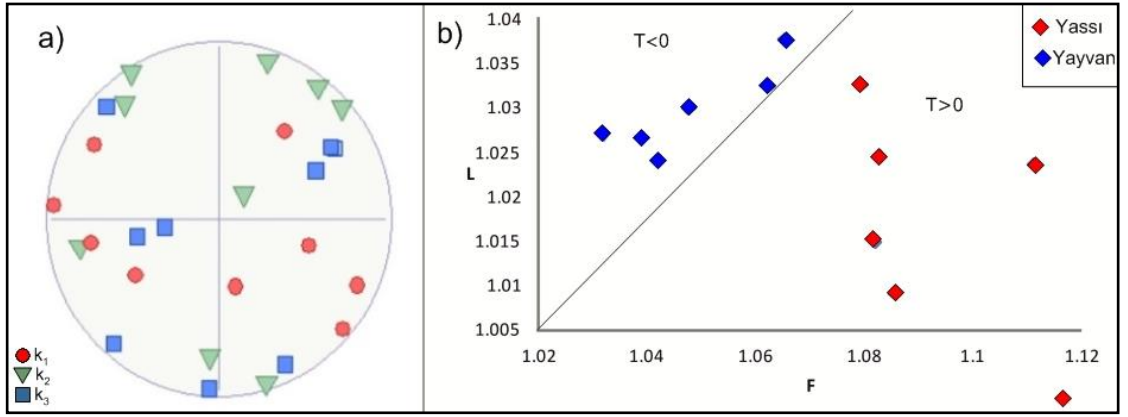
4.1.4. AMS (Mağnetik Duyarlılığın Anizotropisi) Ölçüm Sonuçları

Çalışma alanından elde edilen 36 mevkinin 24' ünden toplamda 224 örnek kullanılarak AMS ölçümleri gerçekleştirilmiştir. 12 mevki çok düşük mağnetik duyarlılığa sahip kireçtaşlarından oluştuğundan ve mıknatıslanma şiddetleri düşük olduğundan dolayı bu örneklerle AMS ölçümleri yapılmamıştır. Örneklerle ait AMS ölçümleri İstanbul Üniversitesi Doç. Dr. Yılmaz İspir Paleomağnetizma Laboratuvarı'nda bulunan Bartington MS2 ve MS2B cihazlarıyla 18 farklı pozisyonda gerçekleştirilmiştir. AMS-BAR programı yardımıyla AMS elipsoidinin ana eksenleri olan k_1 (maksimum), k_2 (ortaç), k_3 (minimum) mağnetik duyarlılık öz değerleri hesaplanmıştır. AMS ölçümleri gerçekleştirilen tüm örneklerin mevki ortalamalarına ait foliasyon-lineasyon oranları (3.14) bağıntısı kullanılarak hesaplanmış ve Flinn Diyagramı üzerinde gösterilmiştir. Flinn Diyagramı incelendiğinde örneklerin yassı elipsoid şekli gösterdiği tespit edilmiştir (Şekil 4.10). AMS ölçümlerinde tüm örneklerin mevki ortalama değerleri ve AMS parametreleri Tablo 4.1'de gösterilmiştir.



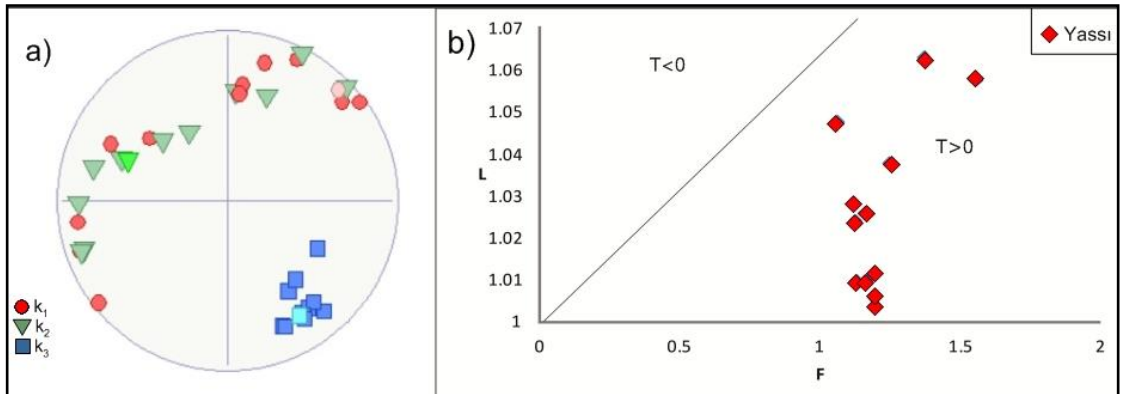
Şekil 4.10: ES mevkilerinin Flinn Diyagramı üzerinde foliasyon-lineasyon oranı (T =Şekil parametresi, $T>0$ =yayvan elipsoid şekli, $T<0$ =yassı elipsoid şekli).

Mevkilere ait elipsoid eksenlerin Stereonet Projeksiyon üzerindeki dağılımları incelendiğinde belirgin bir lineasyon ve foliasyon gelişimi göstermeyen (Şekil 4.11) ve yalnız foliasyon gelişimi gösteren (Şekil 4.12) iki durum gözlenmiştir. Şekil 4.11’de ES 3 nolu mevkiye ait AMS çalışması sonucunda elipsoid eksenleri stereonet projeksiyon üzerinde saçılma göstermektedir. Flinn Diyagramı üzerinden 5 örneğin yassı, 6 örneğin yayvan elipsoid şekli gösterdiği saptanmıştır.



Şekil 4.11: ES 3 nolu mevkiye ait AMS çalışmaları a) Stereonet Projeksiyon üzerinde gösterimi b) Flinn Diyagramı üzerinde gösterimi.

Şekil 4.12’ de ES 21 nolu mevkiye ait AMS çalışması sonucunda elipsoid eksenlerinin Stereonet Projeksiyon üzerinde k_3 (minumum) eksenlerin toplandığı görülmektedir. Bu nedenle belirgin bir foliasyon gelişimine sahip olduğu saptanmıştır. Flinn Diyagramı’nda ise çalışılan 12 örneğinde yayvan elipsoid şekli gösterdiği saptanmıştır. Tüm mevkilerin AMS sonuçlarına ait Stereonet Projeksiyonlar EK 2’ de verilmiştir.



Şekil 4.12: ES 21 nolu mevkiye ait AMS çalışmaları a) Stereonet Projeksiyon üzerinde gösterimi b) Flinn Diyagramı üzerinde gösterimi.

Tablo 4.1: Bu çalışma sonucunda elde edilen örneklere ait AMS Parametreleri (k_1 : maksimum magnetik duyarlılık, k_2 : Ortaç magnetik duyarlılık, k_3 : Minimum magnetik duyarlılık, P : anizotropi derecesi, P' : düzeltilmiş anizotropi derecesi, L :magnetik lineasyon, F : magnetik foliasyon, T : şekil parametresi).

MEVKİ	k_1	k_2	k_3	k_{ort}	P	T	P'	L	F
ES2	54.7	53.5	49	52.0	1.116327	0.596849	1.097307	1.02243	1.091837
ES3	1435.8	1411.3	1374.4	1407.1	1.044674	0.212403	1.037781	1.01736	1.026848
ES4	736.3	718.2	678.1	710.8	1.085828	0.395465	1.071767	1.025202	1.059136
ES5	479.7	468.7	455.3	467.9	1.053591	0.111262	1.045605	1.023469	1.029431
ES6	183	180.1	169.2	177.4	1.08156	0.592527	1.06849	1.016102	1.064421
ES7	67.6	67.3	66.5	67.1	1.016541	0.457791	1.013952	1.004458	1.01203
ES8	492.5	471.1	460.8	474.8	1.068793	-0.33545	1.062156	1.045426	1.022352
ES13	400.8	391.2	376.4	389.4	1.064825	0.228035	1.054637	1.02454	1.03932
ES14	302.9	291.5	282.5	292.3	1.072212	-0.10041	1.062788	1.039108	1.031858
ES15	44.8	42.5	39.6	42.3	1.131313	0.145656	1.110404	1.054118	1.073232
ES17	1788.3	1769.4	1702.3	1753.3	1.05052	0.568838	1.04254	1.010682	1.039417
ES18	41.9	41.1	33.2	38.7	1.262048	0.834338	1.220274	1.019465	1.237952
ES19	78.2	76.9	75.1	76.7	1.041278	0.171117	1.035017	1.016905	1.023968
ES20	253.7	249.6	226.3	243.2	1.121078	0.714888	1.102009	1.016426	1.102961
ES21	83.8	83.5	70	79.1	1.197143	0.960138	1.169555	1.003593	1.192857
ES24	573.8	572.3	552.2	566.1	1.039116	0.863564	1.033749	1.002621	1.0364
ES26	914.6	908.9	868.6	897.3	1.052959	0.757704	1.045129	1.006271	1.046397
ES27	81	79.5	69.5	76.6	1.165468	0.755854	1.139242	1.018868	1.143885
ES28	55.3	54.8	51.6	53.9	1.071705	0.737688	1.060865	1.009124	1.062016
ES29	2007.4	1989.1	1943.7	1980.0	1.032773	0.432004	1.027581	1.0092	1.023358
ES30	5771.5	5769.6	5490.1	5677.0	1.051256	0.986826	1.044878	1.000329	1.05091
ES31	2449.4	2408.2	2344.6	2400.7	1.044698	0.22414	1.037776	1.017108	1.027126
ES32	5634	2608	1300.6	3180.8	4.331847	-0.0508	3.393375	2.160276	2.005228
ES33	27.9	27.8	26.7	27.4	1.044944	0.836651	1.038636	1.003597	1.041199

4.2. PALEOMAĞNETİK ÖLÇÜM SONUÇLARI

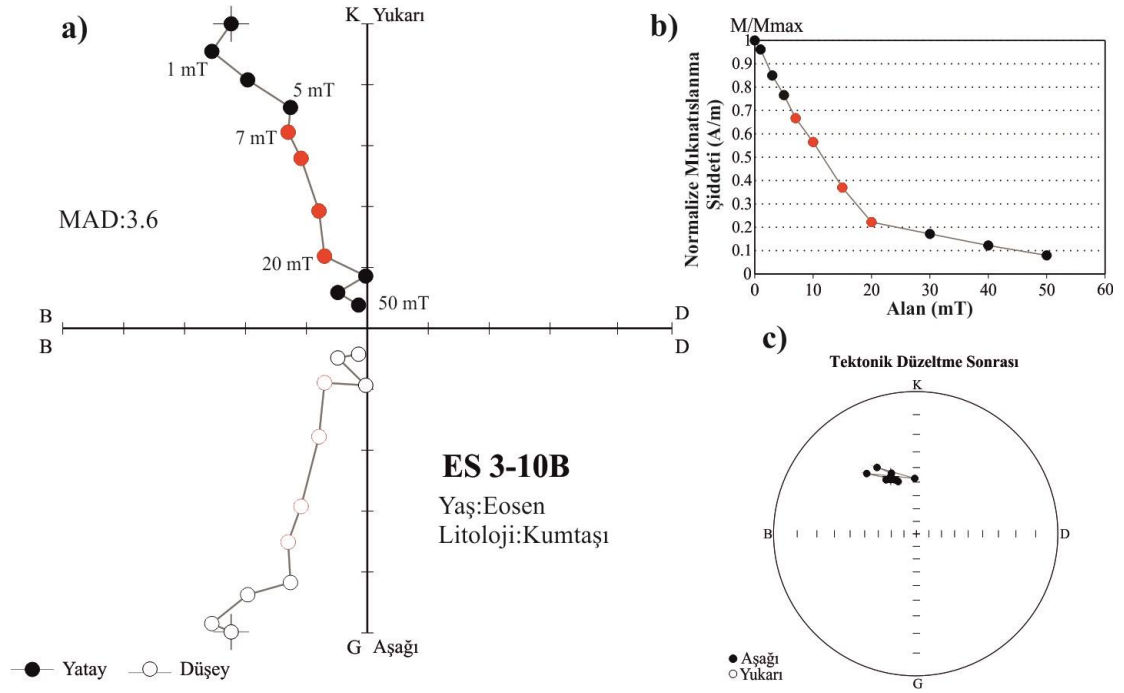
Paleomağnetik ölçümler için 36 mevkiden yaklaşık 6-7 cm uzunlukta alınan örneklerden İ.Ü. Doç. Dr. Yılmaz İspir Paleomağnetizma Laboratuvarı'nda bulunan taş kesme cihazı ile 1.54 cm çapında ve boyunda toplam 419 silindirik örnek elde edilmiştir. Elde edilen örneklerden seçilen pilot örnekler üzerinde alternatif alan ve ısısal alan temizleme işlemi uygulanmıştır. En iyi sonuç hangi temizleme yönteminde elde edilmişse örnekler o temizleme yöntemiyle temizlenerek karakteristik kalıntı mıknatıslanmaları saptanmıştır. Buna göre elde edilen 419 örneğin 165' i ısısal temizleme yöntemi, 254' ü alternatif alan temizleme yöntemiyle temizleme işlemine tabi tutulmuştur.

4.2.1. Karakteristik Kalıntı Mıknatıslanma Bileşenlerinin Elde Edilmesi

Paleomağnetik ölçümler sonucunda gerçekleştirilen ısısal ve alternatif alan temizleme ölçümleri sonucunda örneklerle ait mıknatıslanma bileşenleri Mıknatıslanma Şiddet Değişim Grafikleri, Zijderveld Diyagramları ve Stereonet Projeksiyonları'nda değerlendirilmiştir (EK 3 ve EK 4). Yapılan paleomağnetik analiz sonucunda ES 20, ES 21, ES 23, ES 24, ES 25' nolu mevkilerin Zijderveld Diyagramı'nda duraylı bir davranış göstermediği görülmüştür. Bu mevkilere ait örnekler mıknatıslanma şiddeti zayıf olan kireçtaşlarından oluşmakta ve hassasiyeti 10E-12 Am² olan Kriyojenik Mağnetometre'de ölçülmesine rağmen duraylı sonuç elde edilememiştir. Duraylı örneklerin büyük bir kısmının orta koersif kuvvet veya 450-580°C'de bloklanmama sıcaklığına sahip olması mağnetit mineralinin mıknatıslanmadan sorumlu olduğunu göstermektedir. Yüksek bloklanmama sıcaklığı örneklerde elde edilmiş olup bu örneklerde hematit mineralinin baskın olduğuna işaret etmektedir. Örneklerin büyük bir kısmının 0-15mT veya 0-150°C'de temizlenen ikincil mıknatıslanma bileşeninden sonra orjine düzgün bir şekilde yönlendiği görülmüştür. Aşağıdaki paragrafta seçilmiş bazı pilot örneklerle ait temizleme sonuçları verilmektedir.

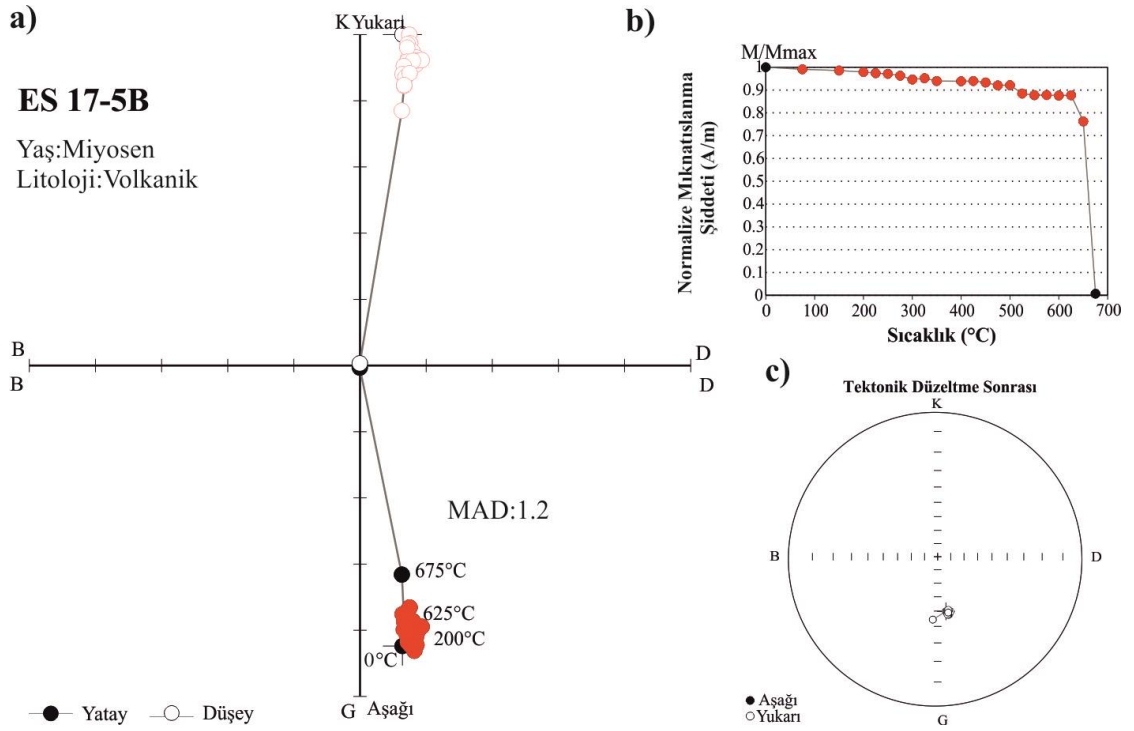
Eosen yaşlı ES 3 nolu kumtaşı örneğine 1-50 mT arasında uygulanan alternatif alan sonucu 0-5mT ikincil mıknatıslanma bileşeninin ve 7-20 mT arasındaki vektöre tek bileşen analizi (PCA) uygulanarak karakteristik kalıntı mıknatıslanma bileşeninin elde edildiği görülmüştür (Şekil 4.13.a). Bu örneğin mıknatıslanma şiddetinin %80'inin 20

mT’da düştüğü görülmektedir (Şekil 4.13.b). Stereonet Projeksiyon üzerinde temizleme adımları uygulanırken örneğe ait sapma ve eğim açısında büyük bir değişim olmadığı ve mıknatıslanma bileşeninin KB yönünde gruplaştığı görülmektedir (Şekil 4.13.c).



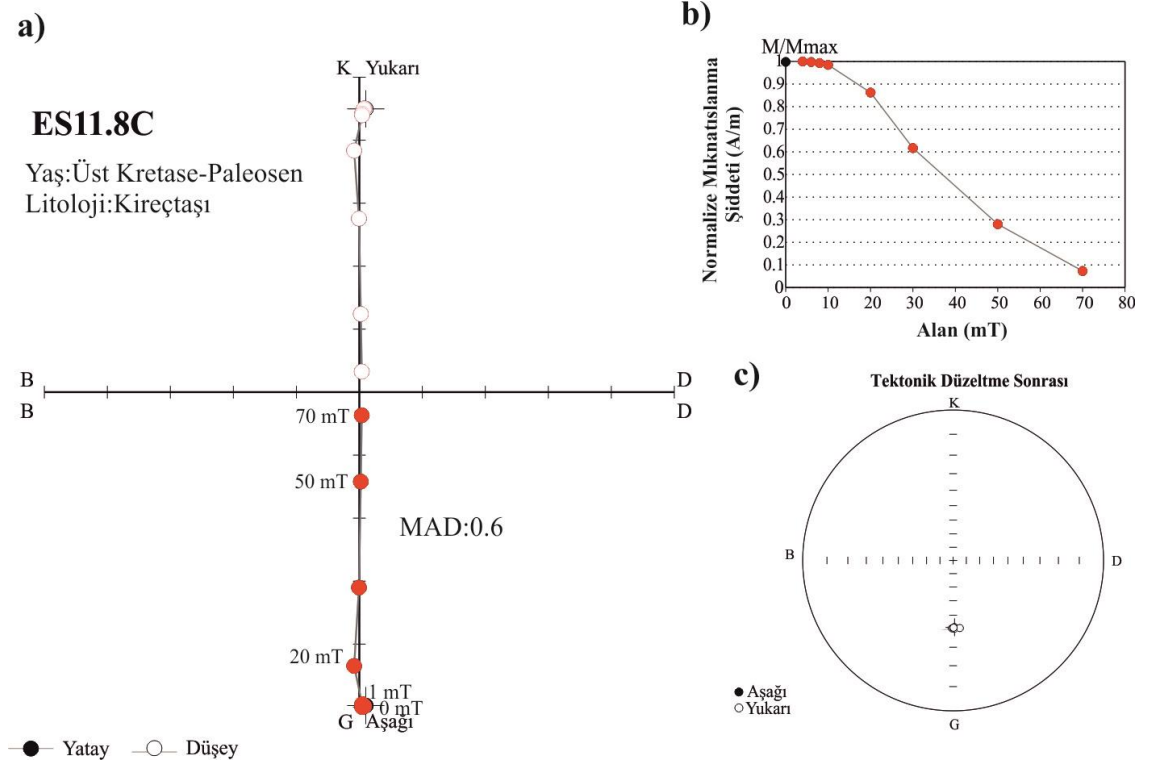
Şekil 4.13: ES 3 mevkisine ait alternatif alan temizleme sonuçlarının a) Zijderveld Diyagramı b) Normalize Mıknatıslanma Şiddet Değişim Grafiği c) Stereonet Projeksiyon üzerinde gösterimi.

ES 17 volkanik örneğe 75-675 °C arasında uygulanan sıcaklık sonucu 0-75 °C ikincil mıknatıslanma bileşeninin ve 150-650 °C arasındaki vektöre uygulanan PCA analizi sonucu karakteristik kalıntı mıknatıslanma bileşeninin elde edildiği görülmüştür (Şekil 4.14.a). Miyosen yaşlı volkanik örneğinin mıknatıslanma şiddetinin %75’inin 675 °C’de düştüğü görülmektedir (Şekil 4.14.b). Stereonet Projeksiyon üzerinde temizleme adımları uygulanırken örneğe ait sapma ve eğim açısında büyük bir değişim olmadığı ve mıknatıslanma bileşeninin GD yönünde gruplaştığı görülmektedir (Şekil 4.14.c).



Şekil 4.14: ES 17 mevkinine ait ısı ile temizleme sonuçlarının a) Zijderveld Diyagramı b) Normalize Mıknatıslanma Şiddet Değişim Grafiği c) Stereonet Projeksiyon üzerinde gösterimi.

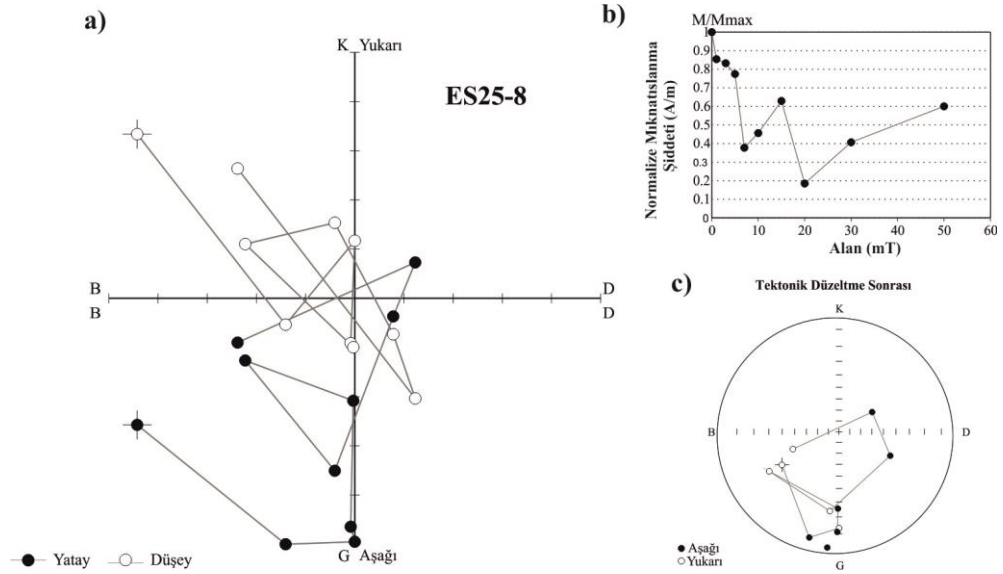
ES 11 kireçtaşı örneğine 1-70 mT arasında uygulanan alternatif alan sonucu 0-5mT ikincil mıknatıslanma bileşenin ve 5-70 mT arasındaki vektöre uygulanan PCA analizi sonucu karakteristik kalıntı mıknatıslanma bileşenin elde edildiği görülmüştür (Şekil 4.15.a). Paleosen yaşlı kireçtaşı örneğinin mıknatıslanma şiddetinin %90'ının 70 mT düştüğü görülmektedir (Şekil 4.15.b). Stereonet Projeksiyon üzerinde temizleme adımları uygulanırken örneğe ait sapma ve eğim açısında büyük bir değişim olmadığı ve mıknatıslanma bileşenin G yönünde gruplaştığı görülmektedir (Şekil 4.15.c).



Şekil 4.15: ES 11 mevkisine ait alternatif alan temizleme sonuçlarının a) Zijderveld Diyagramı b) Normalize Mıknatıslanma Şiddet Değişim Grafiği c) Stereonet Projeksiyon üzerinde gösterimi.

ES 25 nolu mevkide alternatif alan temizleme işlemi sonucunda mıknatıslanma bileşeninin duraysız bir davranış gösterdiği görülmüştür. Zijderveld Diyagramı'nda mıknatıslanma bileşeninin orjine yönelmediği (Şekil 4.16.a), mıknatıslanma şiddetinin manyetik alan ile değişim eğrisinde farklı alan değerlerinde ani düşüşler ve pikler izlenmiş (Şekil 4.16.b) ve Stereonet Projeksiyon'da ise sapma ve eğim açılarının gruplaşma göstermediği görülmüştür (Şekil 4.16.c).

Tüm pilot örneklerle ait alternatif alan veya ısısal temizleme uygulandıktan sonra elde edilen Zijderveld Diyagramları, Şiddet Değişim Eğrileri ve Stereonet Projeksiyonlar EK 3 ve EK 4'de verilmiştir.



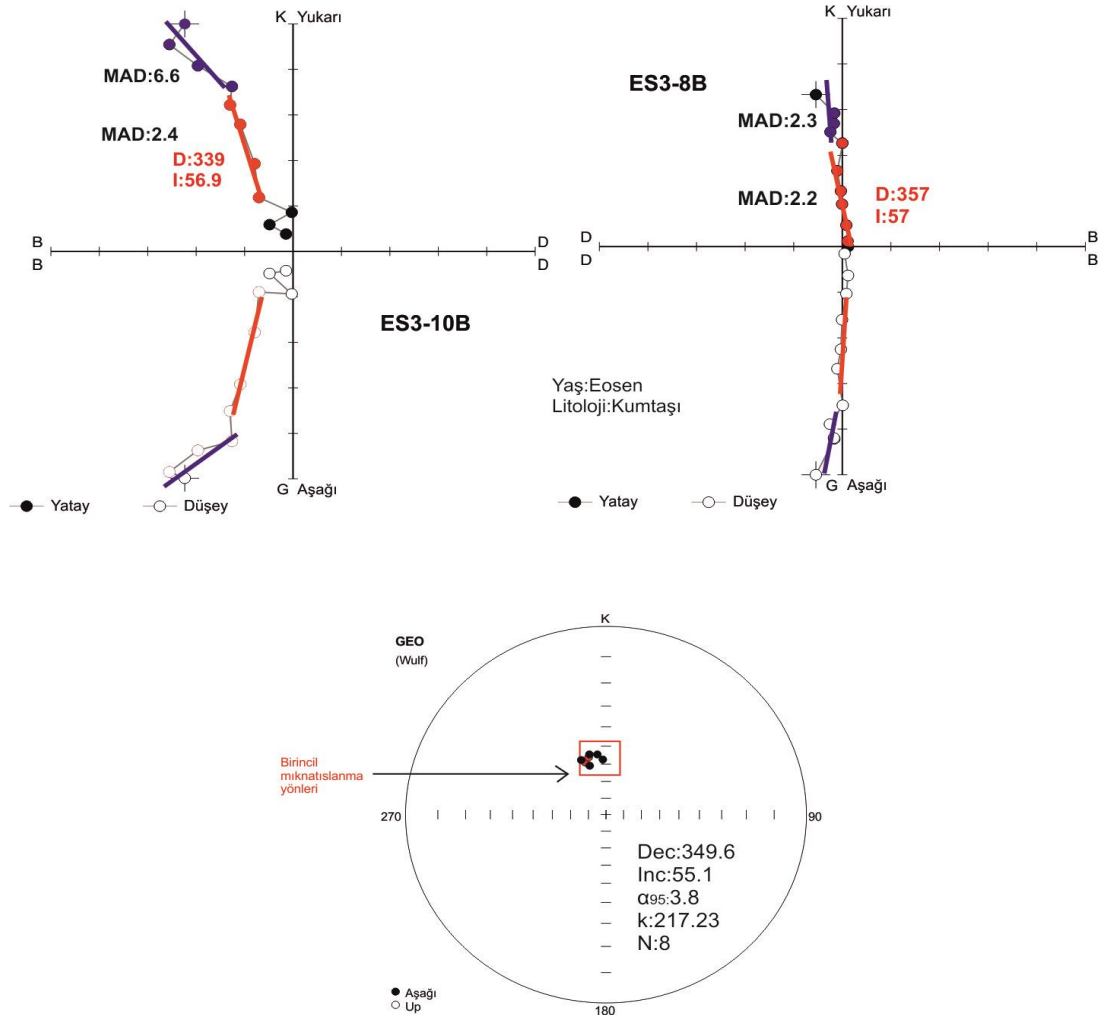
Şekil 4.16: Duraysız mevkileri temsil eden ES 25 örneklerinin a) Zijderveld Diyagramı b) Normalize Mıknatıslanma Şiddet Değişim Grafiği c) Stereonet Projeksiyon üzerinde gösterimi.

4.2.2. Ortalama Kalıntı Mıknatıslanma Vektörlerinin Hesaplanması

Tüm mevkilere ait duraylı paleomağnetik veriler elde edilen örneklerin her birine PCA uygulanmış elde edilen sonuçlar mevcut oldukları mevkije ait ortalama paleomağnetik veri hesaplanmasında kullanılmıştır (Şekil 4.17). Bulunan ortalama kalıntı mıknatıslanma vektörüne ait tektonik düzeltme öncesi ve sonrası stereonet dağılımı ve Fisher istatistiksel parametreleri hesaplanmıştır.

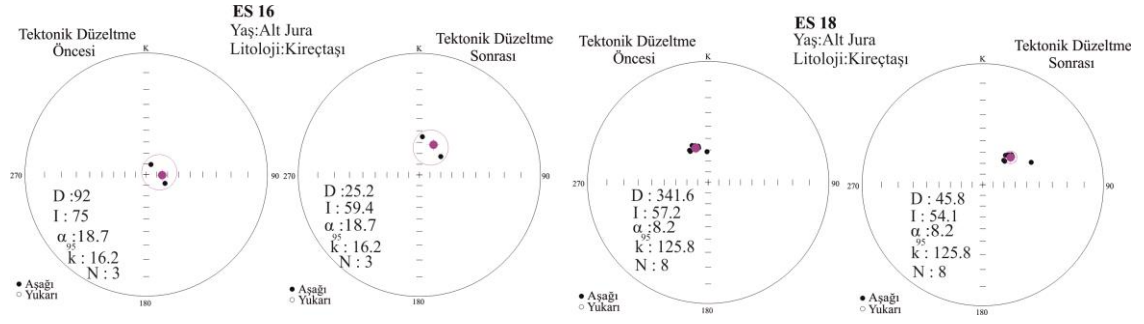
Buna göre Şekil 4.17’de görüldüğü gibi ES 3.10B örneğinin Zijderveld eğrisinde iki bileşenli bir mıknatıslanma söz konusu olduğu görülür. Örneğin 0-5mT aralığındaki temizleme sonucu elde edilen vektör uç noktaları birleştirildiğinde orjine yönelmeyen ve ikincil bir mıknatıslanmayı temsil eden duraylı bir vektörü görülmektedir. Buna göre yapılan PCA analizinde bu vektörün MAD değeri ise 6.6° elde edilmiştir. Aynı örneğin 7-20mT arasındaki temizleme adımları sonucunda elde edilen vektör uç noktalarının orjine doğru olan yönelimi birincil kalıntı mıknatıslanma yönünü oluşturmaktadır. Bu kısımda yapılan PCA uygulaması sonucunda birincil kalıntı mıknatıslanmanın sapma açısı $D=339^\circ$, eğim açısı $I=56.9^\circ$ ve MAD değeri 2.4° olarak hesaplanmıştır. Aynı mevkije ait ES 3.8B örneğinde (Şekil 4.17) 0-5mT aralığındaki temizleme sonucu elde edilen vektör uç

noktaları birleştirildiğinde orjine yönelmeyen ve ikincil bir mıknatıslanmayı temsil eden duraylı bir vektörü görülmektedir. Buna göre yapılan PCA analizinde bu vektörün MAD değeri ise 2.3° elde edilmiştir. Aynı örneğin 7-50mT arasındaki temizleme adımları sonucunda elde edilen vektör uç noktalarının orjine doğru olan yönelimi birincil kalıntı mıknatıslanma yönünü oluşturmaktadır. Bu kısımda yapılan PCA uygulaması sonucunda birincil kalıntı mıknatıslanmanın sapma açısı $D=357^\circ$, eğim açısı $I=57^\circ$ ve MAD değeri 2.2° olarak hesaplanmıştır.

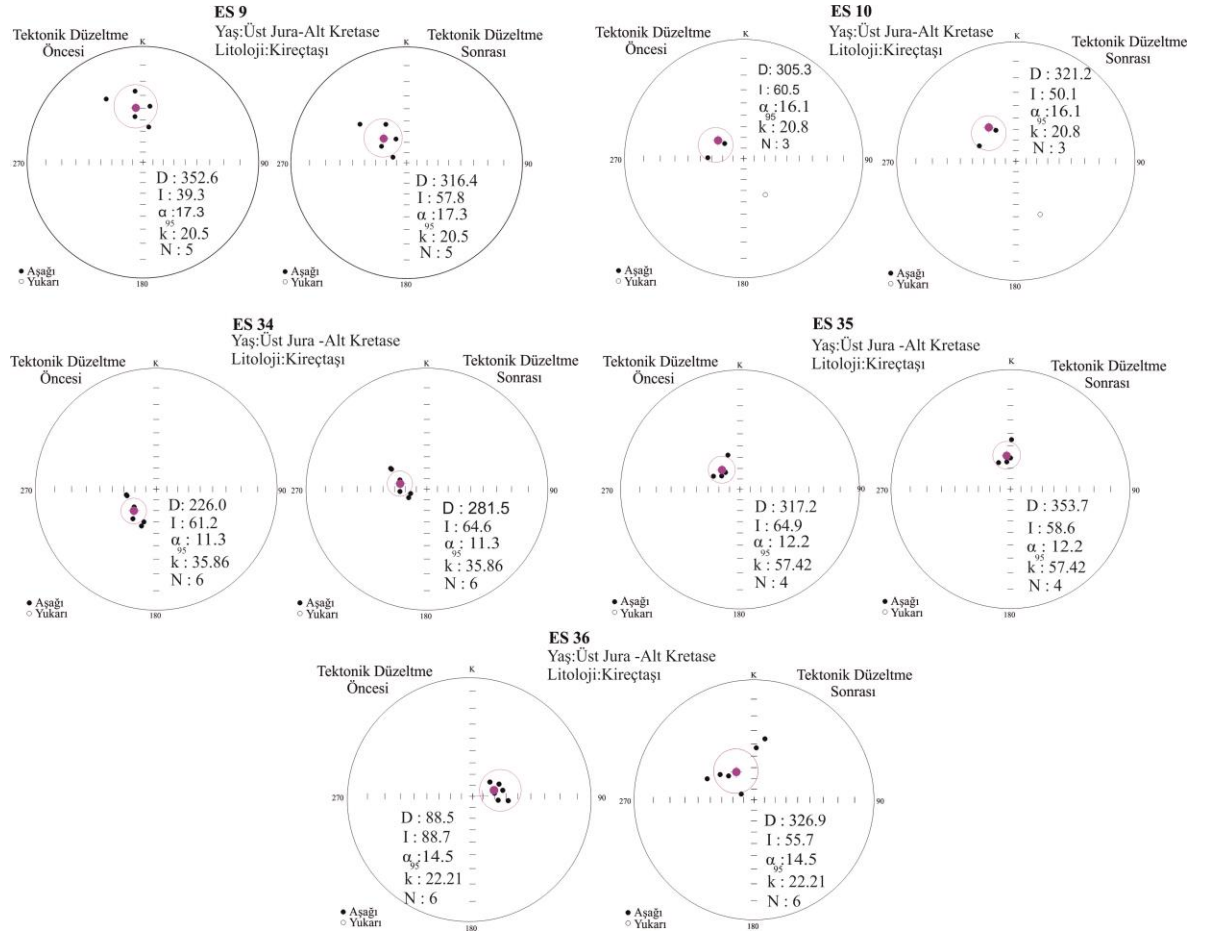


Şekil 4.17: Mıknatıslanma vektörlerinin değerlendirmesine ilişkin örnek.

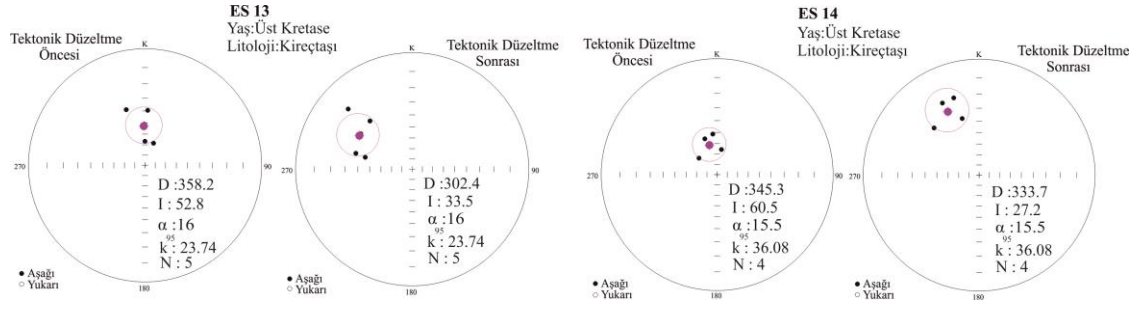
Yaş gruplarına göre ayrılarak Şekil 4.17, Şekil 4.18, Şekil 4.19, Şekil 4.20, Şekil 4.21, Şekil 4.22' de stereonet üzerinde tektonik düzeltme öncesi ve tektonik düzeltme sonrası mevkilere ait ortalamalar gösterilmiştir.



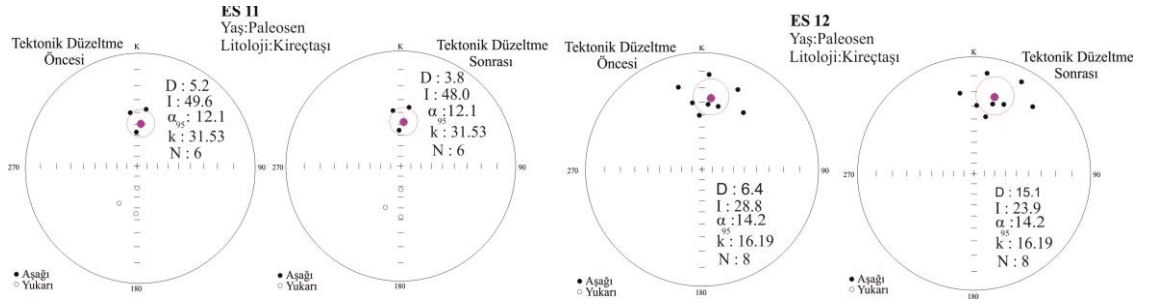
Şekil 4.18: Alt-Orta Jura yaşlı mevkilere ait tektonik düzeltme öncesi ve sonrası elde edilen ortalamalar ve istatistiksel parametreler.



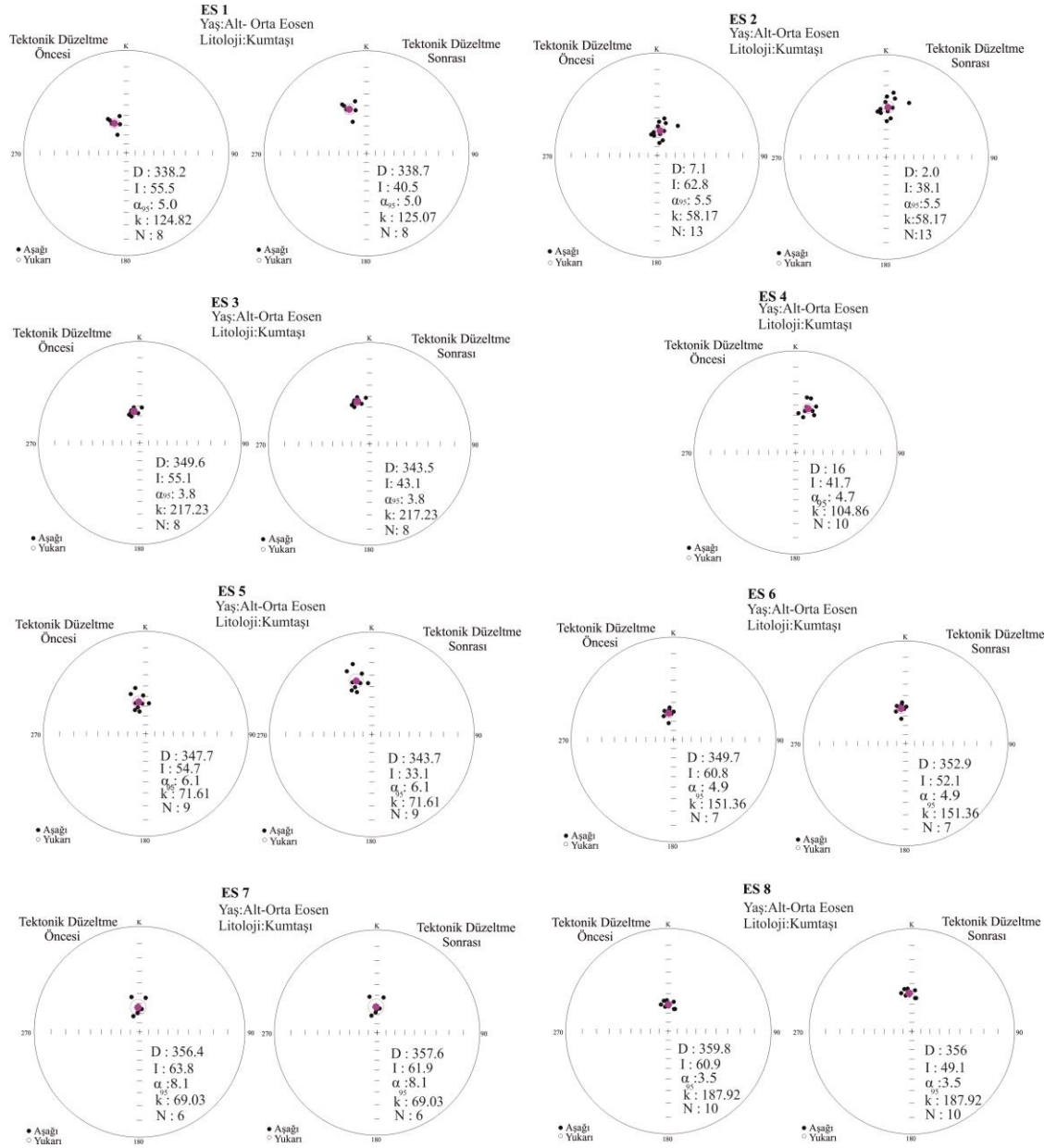
Şekil 4.19: Üst Jura –Alt Kretase yaşlı mevkilere ait tektonik düzeltme öncesi ve sonrası elde edilen ortalamalar ve istatistiksel parametreler.



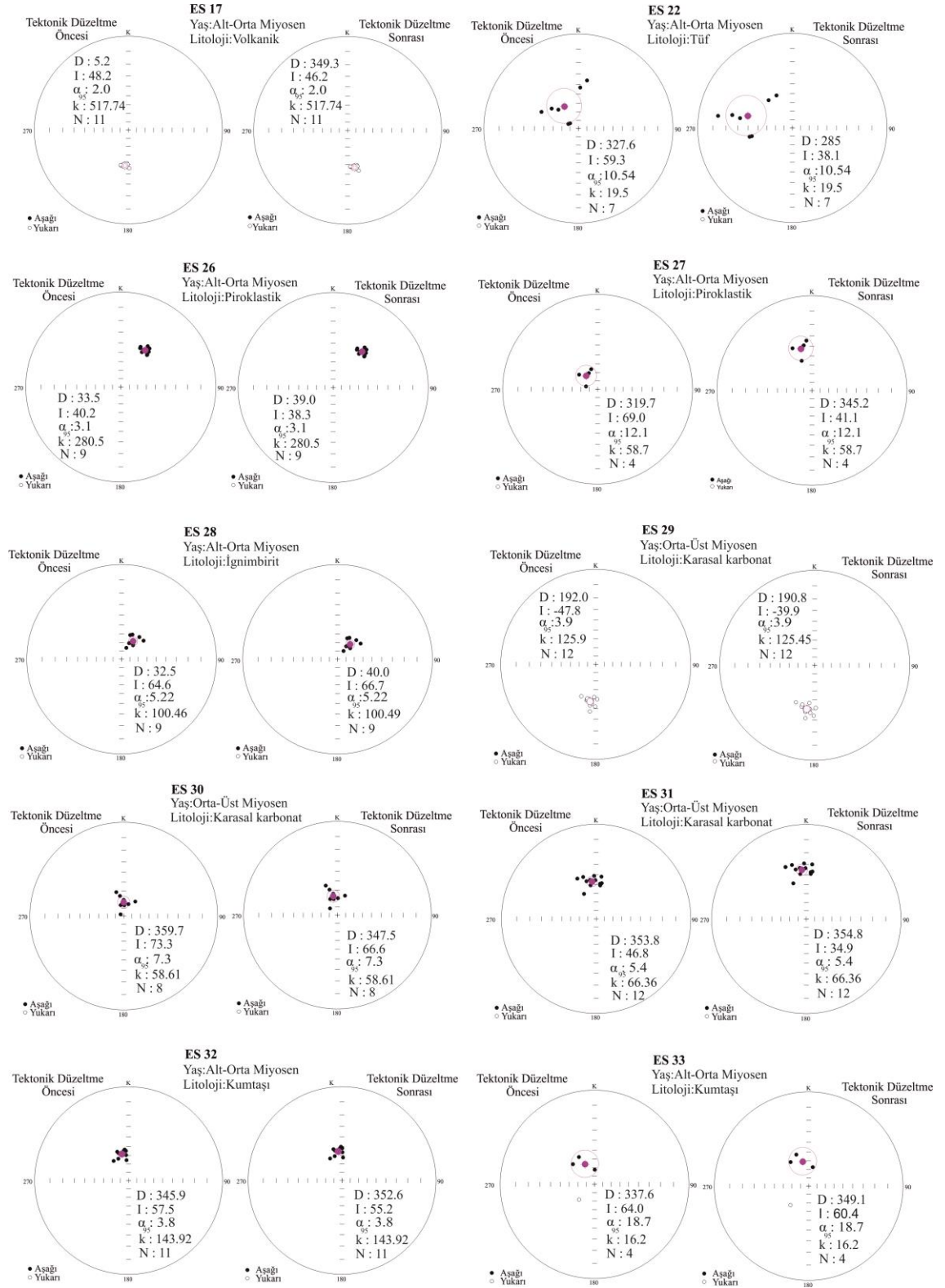
Şekil 4.20: Üst Kretase yaşlı mevkilere ait tektonik düzeltme öncesi ve sonrası elde edilen ortalamalar ve istatistiksel parametreler.



Şekil 4.21: Paleosen yaşlı mevkilere ait tektonik düzeltme öncesi ve sonrası elde edilen ortalamalar ve istatistiksel parametreler.



Şekil 4.22: Eosen yaşlı mevkilere ait tektonik düzeltme öncesi ve sonrası elde edilen ortalamalar ve istatistiksel parametreler.

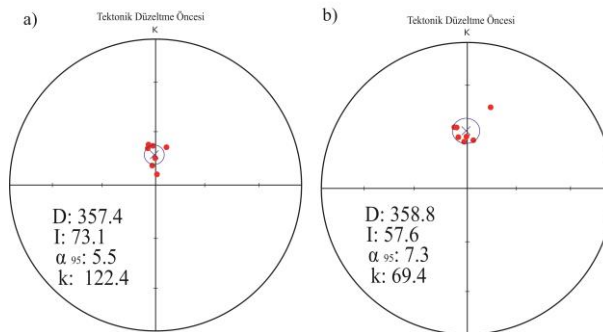


Şekil 4.23: Miyosen yaşlı mevkilere ait tektonik düzeltme öncesi ve sonrası elde edilen ortalamalar ve istatistiksel parametreler.

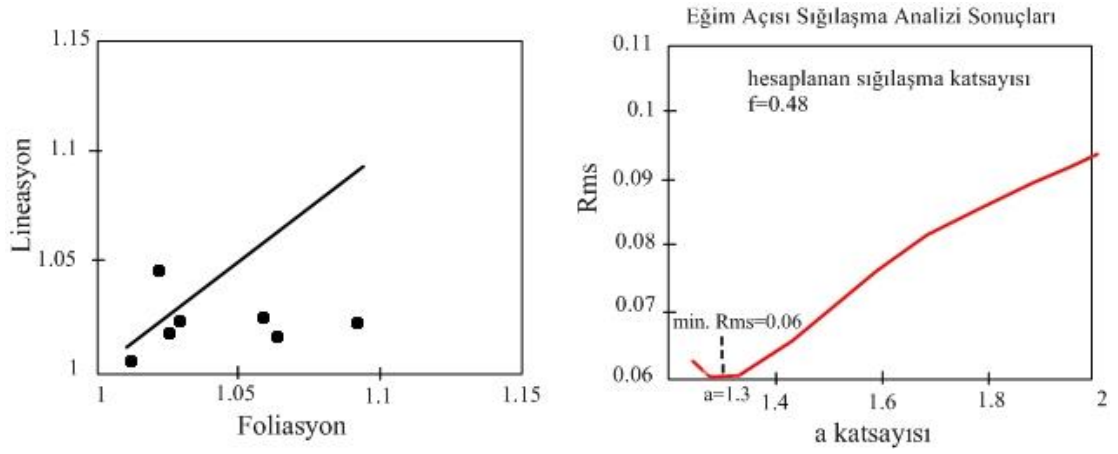
4.2.3. AMS Parametreleriyle Sığlaşma Analizi

AMS parametreleriyle sığlaşma analizi paleomağnetik eğim açılarındaki hatalarının giderilmesi için yapılmaktadır. Bu analiz kalıntı mıknatıslanma vektörleri ile mağnetik duyarlılık parametreleri arasındaki ilişkiye dayanmaktadır. Analizin uygulamasına ait matematiksel işlemler Şekil 3.18’de verilmişti. Buna göre, çalışma alanının Eosen ve Üst Kretase yaşlı mevkilerinin kaya mağnetizması çalışmaları kapsamında elde edilen mağnetik duyarlılık parametreleri (Tablo 4.1) ve paleomağnetik çalışmaları kapsamında elde edilen mevki ortalama kalıntı mıknatıslanma vektörlerinin eğim açıları (Tablo 5.1) kullanılarak, bölgeyi temsil eden, birer ortalama sığlaşma katsayısı hesaplanmıştır. Eosen yaşlı kumtaşı örneklerinde ve ES 13 nolu mevki için yapılan kaya mağnetizması çalışmaları sonucunda mağnetit minerali varlığı gözlenmiştir. Sığlaşma analizinde mağnetik minerali için kullanılan (3.21) bağıntısı ile sığlaşma hesaplanmıştır.

Eosen yaşlı ES 2, ES 3, ES 4, ES 5, ES 6, ES 7, ES 8 mevkileri için AMS ölçümleri yapılmış, sığlaşma katsayısının elde edilmesinde kullanılan ve sürekli yinelenerek bulunan en uygun a parametresi bulunup f değeri hesaplanarak sığlaşma analizi yapılmıştır. Buna göre a parametresi 1.3 ve f sığlaşma katsayısı 0.48 bulunmuştur. Eğri çakıştırması ile elde edilen RMS değeri 0.06 olarak hesaplanmıştır. Ancak kıvrım testinden geçemediği için değerlendirilmemiş mıknatıslanmanın yaşının kıvrımlanmadan sonra olduğu için paleoenlem hesaplanmamıştır. Uygulanan sığlaşma testi Steronet Projeksiyon’da gösterilmiş (Şekil 4.23), ayrıca Flinn Diyagramı ve sığlaşma katsayısı şekil 4.24 ‘de gösterilmiştir.

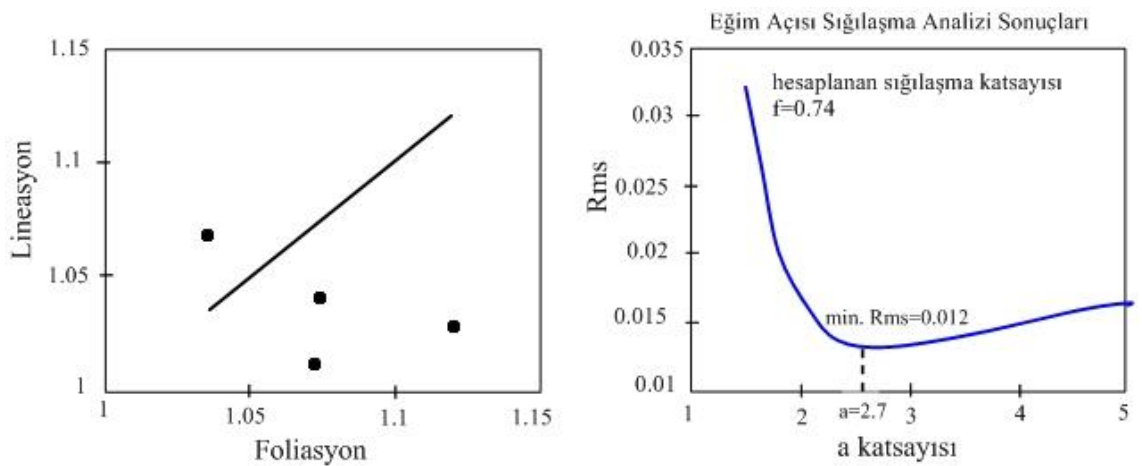


Şekil 4.24: Eosen yaşlı örnekler için AMS parametreleriyle yapılan sığlaşma analizi sonuçlarının Stereonet Projeksiyon’da gösterimi. a) Sığlaşma uygulanmamış b) Sığlaşma uygulanmış.



Şekil 4.25: Eosen yaşlı örnekler için AMS parametreleri kullanılarak yapılan sığışma analizini Flinn Diyagramı ve sığışma katsayısının hesaplandığı eğri.

Üst Kretase yaşlı ES 13 nolu mevki örnekleri için AMS parametreleriyle sığışma analizi için 3.21 bağıntısı kullanılarak a parametresi 2.7, f sığışma katsayısı 0.74 ve RMS değeri 0.012 hesaplanmıştır. (Şekil 4.26). Aynı bağıntıyla I değerleri de elde edilmiş olup, 0.74 yani yaklaşık %25 lik sığışma bulunmuştur. Bunu Üst Kretase’de ES 13 nolu mevkiye uyguladığımızda eğim açısı 33.5° ’den 41.8° ’e yükselmiştir. Sonuç olarak paleoenlemi 18° ‘den 24° ‘e çıkartarak bölgede yapılan diğer çalışmalarla uyumlu hale geldiği gözlenmiştir.



Şekil 4.26: Üst Kretase yaşlı ES 13 nolu mevkiye ait AMS parametreleri kullanılarak yapılan sığışma analizini Flinn Diyagramı ve sığışma katsayısının hesaplandığı eğri.

5. TARTIŞMA VE SONUÇ

Tez kapsamında Jura-Miyosen zaman aralığında Sakarya Zonu'nda kumtaşı, kireçtaşı volkanik kayalardan örnekler alınarak paleomağnetik çalışmalar gerçekleştirilmiştir. Elde edilen sonuçlarla, Sakarya Zonu'nun Senozoyik-Mesozoyik dönemdeki paleoenlemi bulunarak paleocoğrafyası aydınlatılmaya çalışılmıştır.

5.1. YAŞ DAĞILIMLARINA GÖRE GRUP ORTALAMALARI

Ortalamlar alınırken güvenilir sonuçlara ulaşmak için her mevkiden elde edilen tüm bireysel paleomağnetik sonuçlara kriter konulmuştur. PCA analizi sonuçlarına göre, bir mevkiye ait ortalama emniyet çemberinin (α_{95}) tektonik düzeltme sonrası 20'den küçük olması, tektonik düzeltme öncesinde ortalama eğim açısının günümüz eğim açısı değerinden farklı veya yakın değerde olması durumunda sonuçlar güvenilir kabul edilmiştir. Kriterlere uymayan ES 19, ES 20, ES 21, ES 23, ES 24, ES 25 nolu mevkilerin sonuçları ortalamaya alınmamıştır.

Üst Kretase yaşlı 2 mevki olması nedeniyle bu yaşa ait ortalama elde edilememiştir. Yaşlara göre tüm sonuçlar Tablo 5.1 'de verilmiştir.

Tablo 5.1: Bu çalışmadan elde edilen paleomağnetik doğrultular ve istatistiksel parametreler (N : örnek sayısı, n: ortalama mıknatıslanma doğrultusu hesaplanırken kullanılan örnek sayısı, α_{95} : % 95 emniyet çemberi, k: prezisyon parametresi (Fisher, 1953). Denklinasyon (D) ve İnklınasyon (I) değerleri coğrafik ve stratigrafik koordinatlarda tanımlanmıştır).

Alt-Orta Jura											
Mevki	N	ENLEM	BOYLAM	Tabaka	Tektonik Düzeltme				k	α_{95}	Kaynaklar
		(K°)	(D°)	Doğrultu/ Eğim	Önce		Sonra				
					D (°)	I (°)	D (°)	I (°)			
ES16	3/4	40.01.51.5	30.14.39.9	265/29	92.0	75.0	25.2	59.4	16.2	18.7	Bu çalışma
ES18	4/7	40.01.41.9	30.13.26.5	10/40	341.6	57.2	45.8	54.1	125.8	8.2	Bu çalışma
TY30				183/45	77.3	10.4	66.4	52.5	65.0	4.8	Channell(1996)
TY24				44/5	25.5	62.8	35.1	64.4	199.8	3.4	Channell(1996)
Ortalama:					44.7	59.7			4.5	49.8	
							44.5	58.6	54.7	12.5	
Üst Jura-Alt Kretase											
Mevki	N	ENLEM	BOYLAM	Tabaka	Tektonik Düzeltme				k	α_{95}	Kaynaklar
		(K°)	(D°)	Doğrultu/ Eğim	Önce		Sonra				
					D (°)	I (°)	D (°)	I (°)			
ES9	5/13	40.14.24.8	30.03.07.4	125/35	352.6	39.3	316.4	57.8	20.5	17.3	Bu çalışma
ES10	3/5	40.08.55.3	30.07.05.2	270/15	305.3	60.5	321.2	50.1	20.8	16.1	Bu çalışma
ES34	6/11	40.03.14.9	28.51.59.9	260/27	226.0	61.2	281.5	64.6	35.86	11.3	Bu çalışma
ES35	4/9	40.03.25.5	28.51.51.5	318/20	317.2	64.9	353.7	58.6	57.42	12.2	Bu çalışma
ES36	6/9	40.04.07.8	28.51.39.5	235/35	88.5	88.7	326.9	55.7	22.21	14.5	Bu çalışma
Ortalama:					312.7	70.5			8.8	27.3	
							321.5	59.1	35.0	13.1	

Tablo 5.1 devam: Bu çalışmadan elde edilen paleomağnetik doğrultular ve istatistiksel parametreler (N: örnek sayısı, n: ortalama mıknatıslanma doğrultusu hesaplanırken kullanılan örnek sayısı, α_{95} : % 95 emniyet çemberi, k: prezisyon parametresi (Fisher, 1953). Denklinasyon (D) ve İnklinasyon (I) değerleri coğrafik ve stratigrafik koordinatlarda tanımlanmıştır).

Üst Kretase											
Mevki	N	ENLEM	BOYLAM	Tabaka	Tektonik Düzeltme				k	α_{95}	
		(K°)	(D°)	Doğrultu/ Eğim	Önce		Sonra				
					D (°)	I (°)	D (°)	I (°)			
ES13	5/11	40.18 35.2	30.29.29.8	267/55	358.2	52.8	302.4	33.5	23.7	16.0	Bu çalışma
ES14	4/6	40.19.21.7	30.32.14.4	230/35	345.3	60.5	333.7	27.2	36.08	15.5	Bu çalışma
Paleosen-Eosen											
Mevki	N	Kaynaklar	BOYLAM	Tabaka	Tektonik Düzeltme				k	α_{95}	Kaynaklar
			(D°)	Doğrultu/ Eğim	Önce		Sonra				
					D (°)	I (°)	D (°)	I (°)			
ES1	8/9	Bu çalışma	30.04.49.2	250/15	338.2	55.5	338.7	40.5	125.7	5.0	Bu çalışma
ES 2	13/15	40.21.38.9	30.03.06.7	265/25	7.1	62.8	2.0	38.1	58.17	5.5	Bu çalışma
ES3	8	40.20.45.9	30.02.39.2	243/13	349.6	55.1	343.5	43.1	217.23	3.8	Bu çalışma
ES4	10	40.20.34.0	30.03.32.8	0/0	16.0	41.7	16.0	41.7	104.86	4.7	Bu çalışma
ES5	9	40.19.39.8	30.05.00.7	245/22	347.7	54.7	343.7	33.1	71.61	6.1	Bu çalışma
ES6	7	40.19.52.7	30.04.50.4	275/9	349.7	60.8	352.9	52.1	151.36	4.9	Bu çalışma
ES7	6	40.19.29.8	30.06.40.7	285/2	356.4	63.8	357.6	61.9	69.03	8.1	Bu çalışma
ES8	10	40.19.31.6	30.06.12.0	255/12	359.8	60.9	356.0	49.1	187.92	3.5	Bu çalışma
ES11	6	40.17.09.1	30.19.34.3	235/2	5.2	49.6	3.8	48.0	31.53	12.1	Bu çalışma
ES12	8	40.17.04.4	30.21.31.4	355/18	6.4	28.8	15.1	23.9	16.19	14.2	Bu çalışma
Ortalama:					358.7	54.0			39.6	7.8	
							357.4	43.8	32.8	8.6	

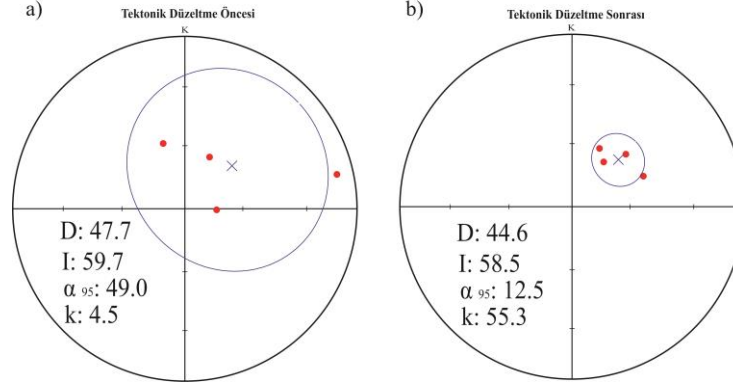
Tablo 5.1 devam: Bu çalışmadan elde edilen paleomağnetik doğrultular ve istatistiksel parametreler (N: örnek sayısı, n: ortalama mıknatıslanma doğrultusu hesaplanırken kullanılan örnek sayısı, α_{95} : % 95 emniyet çemberi, k: prezisyon parametresi (Fisher, 1953). Denklinasyon (D) ve İnklinasyon (I) değerleri coğrafik ve stratigrafik koordinatlarda tanımlanmıştır).

Miyosen											
Mevki	N	ENLEM	BOYLAM	Tabaka	Tektonik Düzeltme				k	α_{95}	Kaynaklar
		(K°)	(D°)	Doğrultu/	Önce		Sonra				
				Eğim	D (°)	I (°)	D (°)	I (°)			
ES17	11	40.01.49.5	30.33.35.3	185/15	185.2	-48.2	169.3	-46.2	517.74	2.0	Bu çalışma
ES22	7	40.06.57.3	31.38.58.9	155/40	327.6	59.3	285.0	38.1	19.5	10.5	Bu çalışma
ES26	9	39.35.04.2	30.21.37.7	20/7	33.5	40.2	39.0	38.3	280.5	3.1	Bu çalışma
ES27	4	39.34.02.1	30.18.55.1	275/32	319.7	69.0	345.2	41.1	58.7	12.1	Bu çalışma
ES28	9	39.32.54.4	30.15.48.7	68/4	32.5	64.6	40.0	66.7	100.46	5.22	Bu çalışma
ES29	12	39.31.49.3	29.39.06.4	273/8	192.0	-47.8	190.8	-39.9			Bu çalışma
ES30	8	39.32.16.0	29.37.45.8	230/8	12.0	77.1	347.5	67.5	58.61	7.3	Bu çalışma
ES31	12	39.31.45.9	29.35.14.6	270/12	353.8	46.8	354.8	34.9	66.36	5.4	Bu çalışma
ES32	11	39.36.31.8	29.22.04.4	323/5	345.9	57.5	352.6	55.2	143.92	3.8	Bu çalışma
ES33	4	39.40.17.6	29.12.58.2	313/7	337.6	64.0	349.1	60.4	16.2	18.7	Bu çalışma
Ortalama:					0.3 59.6				22.0	10.5	
					354.7 53.0				11.5	14.9	

5.1.1. Alt-Orta Jura Yaşlı Mevkilerin Ortalaması

Alt-Orta Jura yaşlı toplam 3 mevki (ES 15, ES 16, ES 18) değerlendirildiğinde ES 16 ve ES 18 mevkilerinden duraylı mıknatıslanma bileşenleri elde edilmiştir. Bu yaş aralığında ortalama elde edebilmek için Channel ve diğ. (1996)' nin kireçtaşlarından elde ettiği TY 24 ve TY 30 nolu iki mevkinin sonuçları da kullanılarak ortalama mağnetik vektörler hesaplanmıştır. Buna göre Alt-Orta Jura için duraylı sonuç gösteren 4 mevkiden tektonik düzelme öncesi Denklinasyon/İnklinasyon 47.7/59.7, α_{95} : 49.0, k:

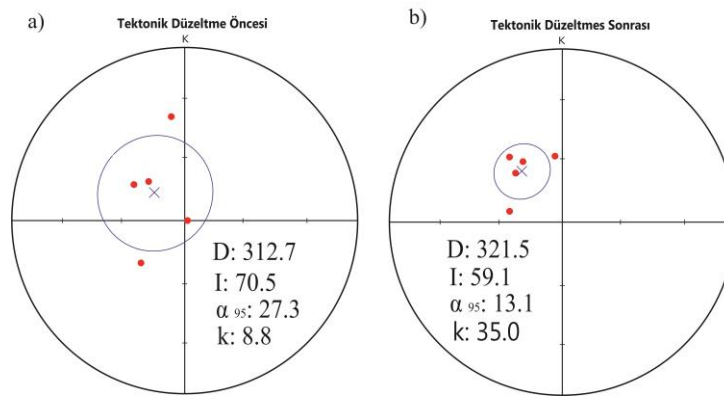
4.5; tektonik düzeltme sonrası Denklinasyon/İnklinasyon: 44.6/58.5, α_{95} : 12.5, k: 55.3 hesaplanmıştır (Şekil 5.1).



Şekil 5.1: Alt-Orta Jura yaşlı ES 16, ES 18, TY 30 ve TY 24 mevkilere ait ortalama kalıntı mıknatıslanma doğrultusunun a) tektonik düzeltme öncesi b) tektonik düzeltme sonrası istatistiksel parametreleri ile birlikte gösterimi.

5.1.2. Üst Jura-Alt Kretase Yaşlı Mevkilerin Ortalaması

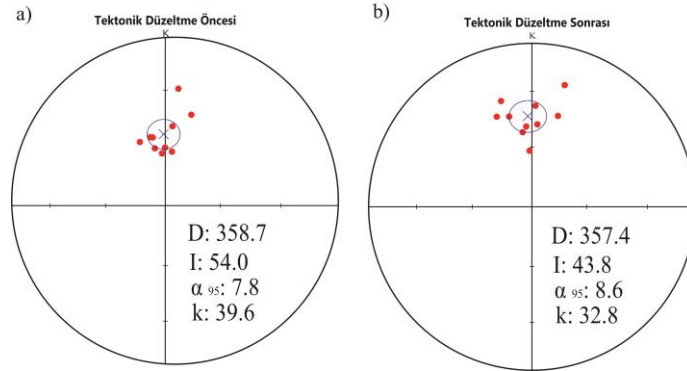
Üst Jura-Alt Kretase yaşlı toplam 5 mevkiden (ES 9, ES 10, ES 34, ES 35, ES 36) duraylı mıknatıslanma elde edilmiş ve bu mevkilerden elde edilen ortalama sonuçlar Tablo 5.1’de verilmiştir. Buna göre tektonik düzeltme öncesi Denklinasyon/İnklinasyon: 312.7/70.5, α_{95} : 27.3, k: 8.8; tektonik düzeltme sonrası Denklinasyon/İnklinasyon: 321.5/59.1, α_{95} : 13.1, k: 35.0 bulunmuştur (Şekil 5.2).



Şekil 5.2: Üst Jura-Alt Kretase yaşlı ES 9, ES 10, ES 34, ES 35 ve ES 36 mevkilere ait ortalama kalıntı mıknatıslanma doğrultusunun a) tektonik düzeltme öncesi b) tektonik düzeltme sonrası istatistiksel parametreleri ile birlikte gösterimi.

5.1.3. Paleosen- Eosen Yaşlı Mevkilerin Ortalaması

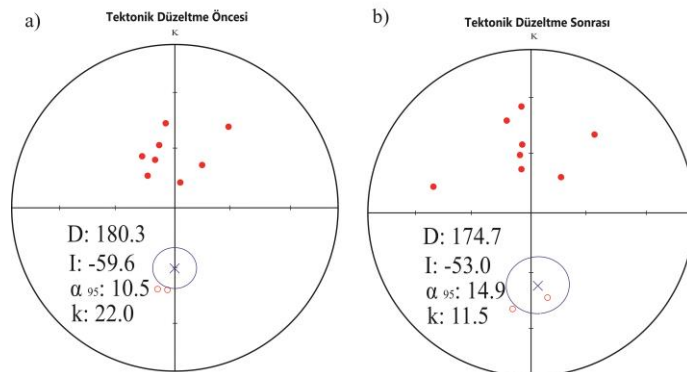
Paleosen- Eosen yaşlı ES 1, ES 2, ES 3, ES 4, ES 5, ES 6, ES 7, ES 8, ES 11, ES 12 nolu 10 mevkiden ortalama hesaplanmıştır (Tablo 5.1). Buna göre tektonik düzeltme öncesi Denklinasyon/İnklinasyon: 358.7/54.0, α_{95} : 7.8, k: 39.6; tektonik düzeltme sonrası Denklinasyon/İnklinasyon: 357.4/43.8, α_{95} : 8.6, k: 32.8 bulunmuştur (Şekil 5.3).



Şekil 5.3: Paleosen-Orta Eosen yaşlı ES 1-ES 8, ES11, ES 12 mevkilere ait ortalama kalıntı mıknatıslanma doğrultusunun a) tektonik düzeltme öncesi b) tektonik düzeltme sonrası istatistiksel parametreleri ile birlikte gösterimi.

5.1.4. Miyosen Yaşlı Mevkilerin Ortalaması

Miyosen yaşlı ES 17, ES 22, ES 26, ES 27, ES 28, ES 29, ES 30, ES 31, ES 32, ES 33 10 mevkiden ortalama elde edilmiştir. Buna göre tektonik düzeltme öncesi Denklinasyon/İnklinasyon: 0.3/59.6, α_{95} : 10.5, k: 22.0; tektonik düzeltme sonrası Denklinasyon/İnklinasyon: 354.7/53.0, α_{95} : 14.9, k: 11.5 bulunmuştur (Şekil 5.4).



Şekil 5.4: Miyosen yaşlı ES 17, ES 22, ES 26-ES33 mevkilere ait ortalama kalıntı mıknatıslanma doğrultusunun a) tektonik düzeltme öncesi b) tektonik düzeltme sonrası istatistiksel parametreleri ile birlikte gösterimi.

5.2. MIKNATISLANMANIN YAŞI, ROTASYON VE PALEOENLEM

Paleomağnetik çalışmalar sonucu elde edilen karakteristik mıknatıslanmaların kayacın birincil mıknatıslanması olup olmadığı yani bulunan ortalama mıknatıslanma bileşeninin kıvrımlanmadan önce mi yoksa sonra mı meydana geldiğini belirlemek için istatistiksel parametrelerden yararlanmanın mümkün olduğundan bahsedilmişti. Bunu saptamak için tez çalışması kapsamında elde edilen ortalama mıknatıslanma bileşenlerine ve Watson ve Enkin (1993) kıvrım testi ve DC (Enkin 2003) (Doğrultu düzeltme testi) testi uygulanmıştır (Tablo 5.2). Ayrıca eğim açılarından yararlanılarak paleoenlem sonuçları elde edilmiştir.

Alt-Orta Jura mevkilerine uygulanan Watson ve Enkin (1993) kıvrım testi (Şekil 5.5.a) sonucuna göre verilerde en büyük prezisyon parametreleri (k) tabaka düzeltmesinin %106 'sının uygulanması durumunda elde edilmiştir. Ayrıca uygulanan DC test sonucunda DC test eğimi 1.08 ± 0.403 olarak elde edilmiştir. Bu durumda DC test sonucu pozitif çıkmıştır. Tüm bu veriler ışığında bu yaş aralığında elde edilen ortalama mıknatıslanma bileşeninin kıvrımlanmadan önce olduğu ve mıknatıslanmanın birincil olduğu görülmektedir. Alt-Orta Jura yaş aralığı için hesaplanan paleoenlem değeri $39.1^\circ K$ 'dir (Tablo 5.2).

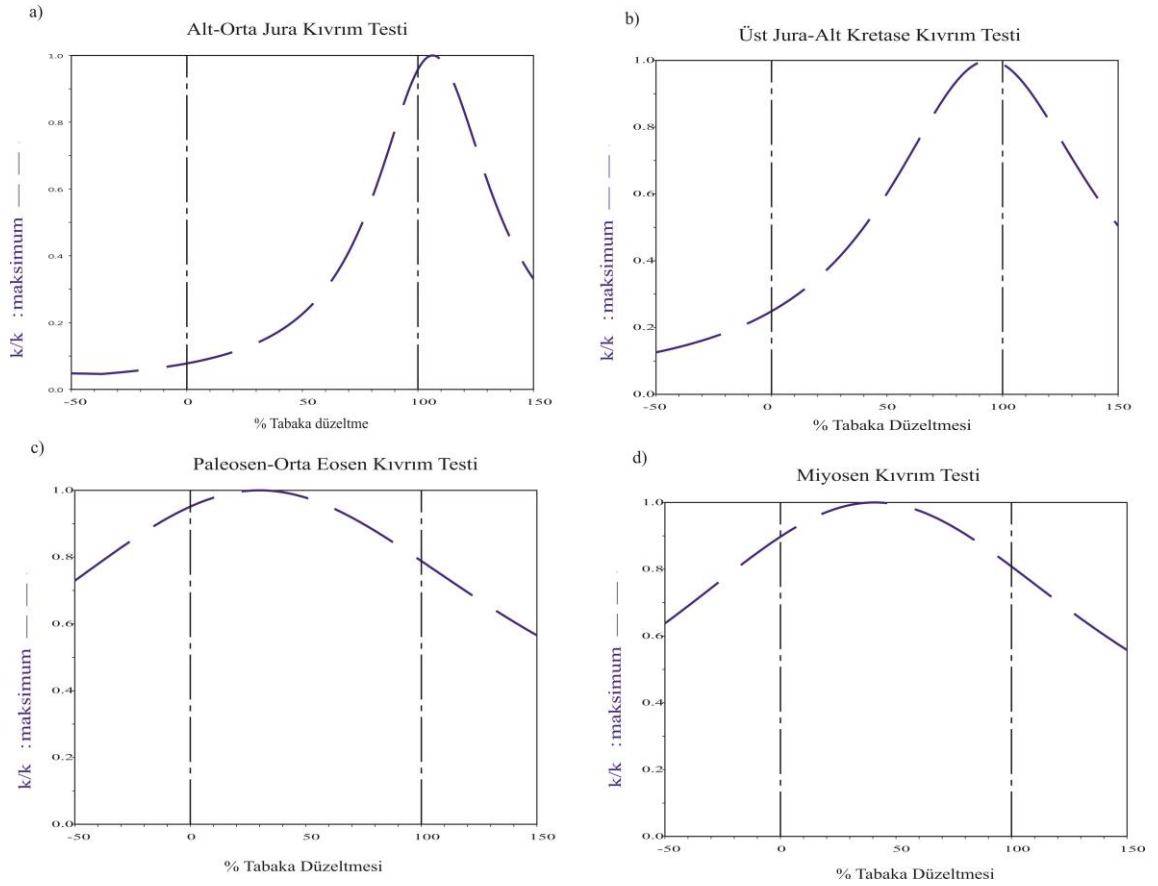
Üst Jura-Alt Kretase mevkileri için uygulanan Watson ve Enkin (1993) (Şekil 5.5.b) kıvrım testi sonucuna göre ise verilerde en büyük prezisyon parametreleri (k) tabaka düzeltmesinin %94 'ünün uygulanması sonucunda elde edilmiştir. DC test sonucunda DC eğim 0.93 ± 0.635 olarak elde edilerek pozitif çıkmıştır. Bu veriler sonucunda bu yaş aralığında mıknatıslanmanın birincil olduğu ve ortalama mıknatıslanma bileşeninin kıvrımlandan önce meydana geldiği görülmektedir. Bu yaş aralığı için hesaplanan paleoenlem değeri $39.9^\circ K$ 'dir (Tablo 5.2).

Paleosen-Orta Eosen ve Miyosen yaş aralığına uygulanan Watson ve Enkin (1993) kıvrım testi sonucuna göre ise verilerde maksimum iyileşmenin kıvrım testinin Paleosen-Orta Eosen için %13 'ünün uygulanması ile elde edildiğini, Miyosen için ise %29'unun uygulanması ile elde edildiğini göstermektedir (Şekil 5.5.c, Şekil 5.5.d). DC eğim sonuçları da sırasıyla 0.148 ± 0.285 ve 0.297 ± 0.348 olarak DC test negatif çıkmıştır. Kıvrım testleri ve DC test ile elde edilen sonuçlar mıknatıslanmanın birincil

olmadığını ve dolayısıyla ortalama mıknatıslanma bileşeninin kıvrımlardan sonra meydana geldiğini göstermektedir. Bu nedenle bu yaş aralıkları için paleoenlem hesaplanmamıştır (Tablo 5.2).

Tablo 5.2: Kıvrım Testi ve DC Test.

Yaş	Kıvrım Testi Watson ve Enkin (1993)				DC Test (Enkin 2003)		Paleoenlem $\lambda (^{\circ})$
	Tabaka Düzeltilme Yüzdesi	Ds/Is	k	α_{95}	Sonuç	DC Eğim	
Alt-Orta Jura	106.7	44.6/58.5	57.3	12.5	+	1.08±0.403	39.1
Üst Jura- Alt Kretase	94.2	321.5/59.1	35.4	13.1	+	0.93±0.635	39.9
Paleosen- Orta Eosen	13.0	357.4/43.8	41.9	13.5	-	0.148±0.285	-
Miyosen	29.1	354.7/53.0	27.1	11.6	-	0.297±0.348	-



Şekil 5.5: Watson ve Enkin (1993) kıvrım testinde değişen yüzde oranlarının uygulanması.

Sakarya Zonu ve çevresinde önceden yapılmış paleomağnetik çalışmalar sonucu elde edilen rotasyonlarla tez çalışması sonucunda elde edilen rotasyonlar karşılaştırılmıştır (Tablo 5.3). Çinku (2010) Sakarya Zonu'nun batısında yer alan Jura yaşlı Mudurnu Formasyonu'ndan 333° sapma açısı ve Evans ve Hall (1990) Bilecik'te Jura Yaşlı Bayırköy Formasyonu'ndan 92° sapma açısı bulmuşlardır. Tez çalışması kapsamında Alt-Orta Jura yaşlı Bayırköy Formasyonu'ndan bulunan 44.6° 'lik sapma açısı Evans ve Hall (1990)'da aynı formasyondan buldukları sapma açısı ile karşılaştırıldığında aralarında büyük fark olmasına rağmen saat yönünde bir rotasyonu göstermesi nedeniyle uyumlu olduğu gözlenmiştir. Çinku (2010)'in aynı yaşta farklı formasyona ait verilerden elde edilen saatin tersi yönündeki rotasyon tez çalışmasından elde edilen rotasyonla uyum sağlamamaktadır.

Tablo 5.3: Bu çalışma ve önceki çalışmaların Jura yaşlı mevkilerden hesaplanan sapma açısı değerleri.

JURA				
Çalışmalar	Bölge	Formasyon	Sapma açısı	Rotasyon
Çinku (2010)	Sakarya Zonu	Mudurnu (MU)	333°	
Evans ve Hall (1990)	Sakarya Zonu	Bayırköy Formasyonu	92°	
Bu çalışma	Sakarya Zonu	Bayırköy Formasyonu	44.6°	

Üst Jura-Alt Kretase ve Alt Kretase’de Sakarya Zonu ve çevresindeki çalışmalarda (Tablo 5.4); Evans ve Hall (1990) Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Bilecik Kireçtaşları’ndan 334.5°’lik sapma açısı, Çinku ve diğ. (2013) Sakarya Zonu’nda Üst-Jura-Alt Kretase yaşlı Ulus Formasyonu’ndan 332.5°’lik sapma açısı bulmuşlardır. Bu çalışmadan Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Soğukçam Formasyonu ve Bilecik Kireçtaşları’ndan elde edilen 321°’lik sapma açısı Evans ve Hall (1990) ve Çinku ve diğ.(2013)’ün Üst Jura- Alt Kretase yaşlı mevkilerde buldukları saatin tersi yönündeki rotasyonla uyum sağlamaktadır.

Tablo 5.4: Bu çalışma ve önceki çalışmaların Üst Jura-Alt Kretase yaşlı mevkilerden hesaplanan sapma açısı değerleri.

ÜST JURA-ALT KRETASE				
Çalışmalar	Bölge	Formasyon	Sapma açısı	Rotasyon
Evans ve diğ. (1982)	Sakarya Zonu	Bilecik Kireçtaşı	334.5	
Çinku ve diğ. (2013)	Sakarya Zonu	Ulus Formasyonu	332.5	
Bu çalışma	Sakarya Zonu	Bilecik Kireçtaşı Soğukçam Formasyonu	321.5	

Üst Kretase’de bölgede yapılan rotasyonlar incelendiğinde ise (Tablo 5.5) Pontidler’de Orbay ve diğ. (1983) 356° ve 335° sapma açısı, Sarıbudak (1989) 340° sapma açısı, Channel ve diğ (1996) 330° sapma açısı, Meijers ve diğ. (2010) 344° sapma açısı, Çinku ve diğ. (2013) 324° sapma açısı bulmuşlardır. Sonuç olarak yapılan eski çalışmalarda

Pontidler’de saatin tersi yönünde rotasyon görülmüştür. Tez çalışması kapsamında Üst Kretase yaşlı mevkiler az sayıda olduğundan ortalama alınmamış ancak alınan 2 mevki ayrı ayrı değerlendirildiğinde 302° ve 333°’lik sapma açısı bulunarak bölgedeki aynı yaş aralığındaki yapılan çalışmalar gibi saatin tersi yönünde rotasyon olduğu saptanmıştır.

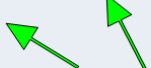
Tablo 5.5: Bu çalışma ve önceki çalışmaların Üst Kretase yaşlı mevkilerden hesaplanan sapma açısı değerleri.

ÜST KRETASE				
Çalışmalar	Bölge	Formasyon	Sapma açısı	Rotasyon
Orbay ve diğ. (1983)	Sinop	Yemişliçay	356	
Orbay ve diğ. (1983)	İnebolu	Yemişliçay	335	
Sarıbudak (1989)	Batı Pontidler	Yemişliçay	340	
Channel (1996)	Batı Pontidler	Yemişliçay/ Kapanboğazı	330	
Meijers ve diğ. (2010)	Batı Pontidler	Yemişliçay/ Kapanboğazı	344	
Çinku ve diğ. (2013)	Batı Pontidler	Yemişliçay/ Kapanboğazı	324	
Bu çalışma ES 13	Sakarya Zonu	Yenipazar Fm/ Değirmenözü	302	
Bu çalışma ES 14	Sakarya Zonu	Yenipazar Fm/ Değirmenözü	333	

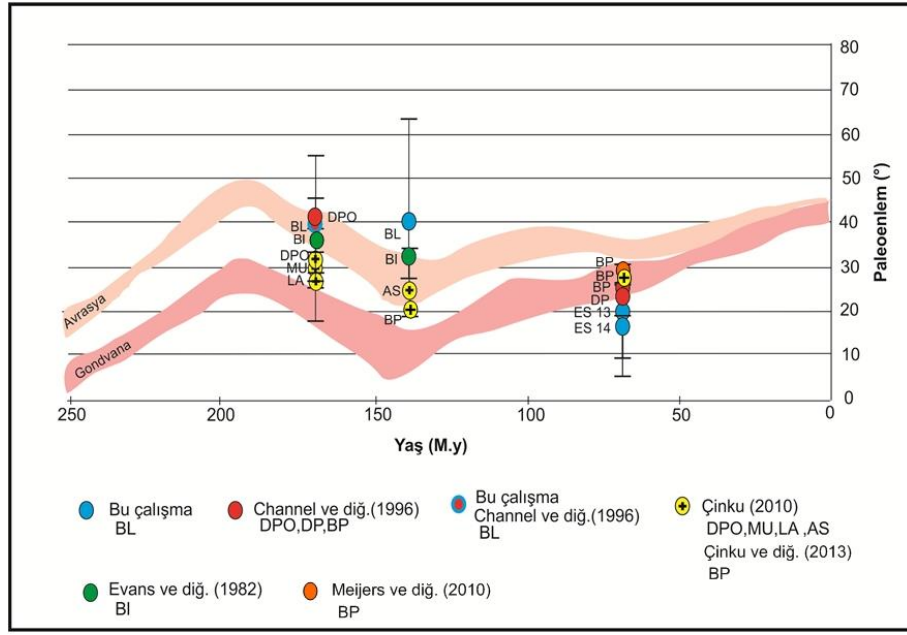
Sakarya Zonu için elde edilen rotasyonları Avrupa’ya göre karşılaştırmak amacıyla Besse ve Courtillot (2002)’nin Avrasya Alt-Orta Jura (175 my), Üst Jura-Alt Kretase (145 my) ve Üst Kretase (70 my) yaşları için kutup pozisyonları kullanılarak referans sapma açıları (D) elde edilmiştir. Buna göre Alt-Orta Jura, Üst Jura-Alt Kretase ve Üst Kretase için sapma açıları sırasıyla 32°, 3° ve 359° olarak hesaplanmıştır. Tablo 5.6’da Besse Courtillot (2002) kutup pozisyonlarına göre Avrasya’nın referans sapma açıları ve bu çalışmadan elde edilen sapma açıları ve rotasyonlar gösterilmiştir. Görüldüğü üzere Alt-Orta Jura’dan Üst Kretase’ye gidildikçe referans sapma açıları 32° den saatin tersi yönünde rotasyon yaparak 359° geldiği görülmektedir. Bu çalışmada ise Alt-Orta Jura yaşı için 44° bir sapma açısı elde edilmiştir. Aralarında 12° fark olmasına rağmen sapma açıları bu yaş aralığı için uyumludur. Üst Jura-Alt Kretase yaşı için saatin tersi yönünde 38.5° derece sapma açısı elde edilmiştir. Aynı yaş

için Besse ve Courtillot (2002) kutup pozisyonundan elde edilen saat yönündeki 3° sapma açısından oldukça farklı bir değer elde edilmiştir. Benzer şekilde Üst Kretase için bu çalışmadan elde edilen 302° ve 333° sapma açıları Besse ve Courtillot (2002)'un kutup pozisyonlarından elde edilen sapma açısından (359°) oldukça farklıdır. Bu fark Sakarya Zonunun Alt-Orta Jura'dan sonra Avrasya'dan farklı olarak hareket etmesine bağlanabilir.

Tablo 5.6: Besse Courtillot (2002) kutup pozisyonlarına göre Avrasya'nın referans sapma açıları ve bu çalışmadan elde edilen sapma açıları.

	Alt-Orta Jura (175 my)	Üst Jura-Alt Kretase (145 my)	Üst Kretase (70 my)
AVRASYA (Besse Courtillot (2002) kutup pozisyonlarına göre referans sapma açıları)	32° 	3° 	359° 
SAKARYAZONU (Bu çalışmadan elde edilen sapma açıları)	44° 	321.5° 	$302^\circ, 333^\circ$ 

Şekil 5.6'da Bilecik referans alınarak Avrasya ve Gondwana'ya ait Torsvik ve diğ. (2008)'nin görünür kutup dolanım eğrilerinden elde edilen referans paleoenlem eğrilerinin üzerinde, bu çalışmadan ve bölgede yapılan eski çalışmalardan elde edilen paleoenlem değerleri birlikte gösterilmektedir. Tez çalışması kapsamında Alt-Orta Jura için 39.1°K ve Üst Jura-Alt Kretase için ise 39.9°K 'de bulunan paleoenlem değerleri ile bölgede yapılan önceki çalışmaların paleoenlem değerleri karşılaştırılmıştır. Ayrıca Üst Kretase'de iki mevkiden elde edilen 18.3°K (sığlaşma analizi ile 24°K olmuştur) ve 14.4°K paleoenlem değerleri de bölgede aynı yaşta yapılan diğer çalışmalarla karşılaştırılmıştır. Bu karşılaştırmalar aşağıda ayrıntılı şekilde anlatılmıştır.



Şekil 5.6: Torsvik ve diğ. (2008)'nin Avrasya ve Gondwana için verdiği paleokutup pozisyonlarından 45°K enlemi, 33°D boylamı için elde edilen paleoenlemlerin yaşlara göre dağılım grafiği. Grafik üzerinde bu çalışma ve önceki çalışmalardan elde edilen paleoenlem sonuçları gösterilmiştir (BL, BI: Bilecik; DPO, DP: Doğu Pontid; BP: Batı Pontid; MU: Mudurnu; LA: Ladik; AS: Amasya).

Sakarya Zonu üzerinde Jura yaş aralığında Çinku (2010) ve Channel ve diğ. (1996) paleoenlem değerleri saptamışlardır. Çinku (2010) ; Sakarya Zonu'nun batısında yer alan Jura yaşlı Mudurnu Formasyonu (MU) için 29.5 °K paleoenlemi, doğusunda yer alan (DPO) Kelkit Formasyonu için 30.5 °K ve Ladik bölgesinde (LA) Kelkit Formasyonu'ndan 28 °K paleoenlem elde etmiştir. Torsvik ve diğ. (2008)'nin Avrasya ve Gondwana için verdiği paleoenlemlerin yaşlara göre dağılım grafiği üzerinde değerlendirildiğinde Çinku (2010)'ya göre bölgenin Jura'da Avrasya ile Gondwana arasında olduğu görülmektedir. Channel ve diğ.(1996) çalışmalarında Jura yaşlı Bayırköy formasyonundan elde ettikleri 41.4 °K paleoenlem değeri ise bölgenin Jura'da Avrasya'nın bir parçası olduğuna işaret etmektedir. Bu çalışma ve Channel ve diğ.(1996)'nin verileri kullanılarak elde edilen Alt-Orta Jura mevkilerine ait 39.1 °K paleoenlem grafik üzerinde konulduğunda Channel ve diğ. (1996)'nin elde ettiği paleoenleme yakın olduğu ve bölgenin bu yaş aralığında Avrasya'nın bir parçası olduğunu desteklemektedir.

Üst Jura-Alt Kretase için bölgede yapılan çalışmalar Çinku (2010)'nun Amasya 'da örneklenen (AS) Ferhatkaya Formasyonu'ndan elde ettiği 25.2 °K paleoenlem, Evans ve

diğ. (1982)'nin Bilecik Kireçtaşları'ndan elde ettiği 32 °K paleoenlem ve bu tez çalışmasından elde edilen Üst Kretase-Alt Jura yaşlı Bilecik Kireçtaşları ve Soğukçam Formasyonu'ndan 39.9 °K paleoenlem değerleri, Torsvik ve diğ. (2008)'nin Avrasya ve Gondwana için verdiği paleoenlemlerin yaşlara göre dağılım grafiği üzerinde karşılaştırıldığında tez çalışması sonuçları Sakarya Zonu'nun Çinku (2010) ve Evans ve diğ. (1982)'ne göre Avrasya'nın üstünde olduğu saptanmıştır. Sonuçlar birlikte değerlendirildiğinde Sakarya Zonu'nun Üst Jura-Alt Kretase'de Avrasya'nın bir parçası olduğu görüşüne daha yakın olduğu belirlenmiştir.

Yeterli sayıda veri alınamadığından Üst Kretase 'de ortalama elde edilememiş ama alınan iki mevki ortalamaları ayrı ayrı değerlendirilmiştir. Üst Kretase'de Channel ve diğ. (1996)'nin buldukları Doğu Pontid (DP) 'te Vezirhan Formasyonundan 25.5 °K paleoenlem, Batı Pontid (BP)'te Yemişliçay ve Kapanboğazı Formasyonundan 23.5 °K 'lik paleoenlem Torsvik ve diğ. (2008)'nin Avrasya ve Gondwana için verdiği paleoenlemlerin yaşlara göre dağılım grafiği üzerinde değerlendirildiğinde Sakarya Zonu'na ait bölgenin Üst Kretase'de Gondwana'nın parçası olduğunu göstermektedir. Tez çalışmasından ES 13 ve ES 14 nolu Üst Kretase yaşlı Değirmenözü Üyesine ait paleoenlemler sırasıyla 18.3 °K ve 14.4 °K'lik paleoenlem grafik üzerinde değerlendirildiğinde Channel ve diğ. (1996)'nin bölgedeki Üst Kretase'de Gondwana'nın bir parçası olduğu görüşünü desteklemektedir. Ayrıca ES 13 mevkisine uygulanan sığlaşma testi sonucu paleoenlem değeri 18.3 °K'den 24 °K' e çıkartılarak Channel ve diğ. (1996)'nin paleoenlem verilerine daha çok yaklaştığı görülmüştür. Aynı sığlaşma testi ES 14 için duraylı anizotropi dağılımı göstermediği için uygulanamamıştır. Ancak Üst- Kretase de Avrasya ve Gondwana'nın çok yakın olması Sakarya Zonu'nun kesin Gondwana'ya ait olabilir sonucundan bizi uzaklaştırabilir.

Elde edilen paleoenlem sonuçlarına göre Sakarya Zonu'nun Alt-Orta Jura ve Üst Jura-Alt Kretase'de Avrasya'nın bir parçası olduğu saptanmıştır. Bu saptamaya göre daha önce bahsedilen modellerde Şengör ve diğ.(1984) ve Roberston ve diğ. (1991 ve 2004)'nin Sakarya Zonu'nun Senozoyik-Mesozoyik dönemde Gondwana'ya ait olduğu görüşüyle uyuşmamakta ancak Kazmin ve Tikhonova (2006)'nin ileri sürdüğü Sakarya Zonu'nun aynı dönemlerde Avrasya'nın bir parçası olduğu görüşünü desteklemektedir.

KAYNAKLAR

- Altınlı, I.E., 1973b. Bilecik Jurasığı. *50.Yıl Yerbilimleri Kongresi, Tebliğler Dergisi Maden Tetkik Arama Yayınları*, s.112-113.
- Altınır, D., Koçyiğit, A., Farrinacci, A., Nicosia, U., Conti., 1991. Jurassic-Lower Cretaceous stratigraphy and paleogeographic evolution of the southern part of North-Western Anatolia (Turkey). *Geology and Paleontology of Western Pontides, Turkey*. (Eds.A.Farrinacci, D.V. Ager, U. Nicosia), *Geologica Romana*.
- Anson, G.L., and Kodama, K.P., 1987, Compaction-Induced Inclination Shallowing of the Postdepositional Remanent Magnetization in a Synthetic Sediment. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 88,673-692.
- Balsley, J.R. and Buddington, A.F., 1960, Magnetic Susceptibility Anisotropy and Fabric of Some Adirondack Granites and Othogneisses. *American Journal of Science*, 258A, 6-20.
- Besse, J., and V. Courtillot., 2002. Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr, *Journal of Geophysical Research*, 107(B11), 2300, doi:10.1029/2000JB000050.
- Blow, R.A. and Hamilton, N., 1978, Effect of Compaction on the Acquisition of A Detrital Remanent Magnetization in Fine-Grained Sediments. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 52, 13-23.
- Borradaile, G.J., Keeler, W., Alford, C., Sarvas, P., 1987, Ceptibility and remanent coercive force in grown magnetite Anisotropy of magnetic susceptibility of some metamorphic crystals from 0.1 mm to 6 mm. *Phyics of the Earth and Planetary Interiors* 93, minerals. *Phyics of the Earth and Planetary Interiors*, 48, 161–166.
- Butler, R.F., and Banerjee, S.K., 1975, Theoretical single-domain grain-size range in magnetite and titanomagnetite. *Journal of Geophysical Research*, 80: 4049.
- Butler, R. F., 1992, *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes*. Boston, MA: Blackwell Scientific.
- Butler, R. F., 2004, *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes. electronic edition*.
- Channell JET, O. Tüysüz, O. Bektas, A.M.C., Şengör, AMC ,1996, Jurassic-Cretaceous paleomagnetism and paleogeography of the Pontides (Turkey). *Tectonics* 15(1):201–212.
- Collinson, D.W., 1983, *Methods in Rock Magnetism and Palaeomagnetism: Techniques and Instrumentation*. *Chapman and Hall, London*, 503pp.

- Çinku, M.C., 2010, Paleogeographic evidence on the Jurassic tectonic history of the Pontides: new paleomagnetic data from the Sakarya continent and Eastern Pontides. *International Journal of Earth Sciences*, 100 (7), 1633-1645.
- Çinku, M. C., Hisarlı, Z. M., Orbay, N., Ustaömer, T. Hirt, A. M., Kravchenko, S., Rusakov, O., Sayın, N., 2013, Evidence of Early Cretaceous remagnetization in the Crimean Peninsula: Apalaeomagnetic study from Mesozoic rocks in the Crimean and Western Pontides, conjugate margins of the Western Black Sea. *Geophysical Journal International*, 10.1093/gji/ggt260.
- Day, R., Fuller, M.D., Schmidt, V.A., 1977, Hysteresis Properties of Titanomagnetites: Grain Size and Composition Dependence. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 13, 260-267.
- Demirkol, C., 1977, Üzümlü-Tuzaklı (Bilecik) dolayının Jeolojisi. *TKJ Bülteni*, 20/1, 9-16.
- Dunlop, D.J., 1979, On the use of Zijderveld vector diagrams in multicomponent paleomagnetic samples, *Physics Earth Planetary Science Letters*, v. 20, 12-24.
- Dunlop, D.J., and Özdemir, O., 1997, Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers. *Cambridge University Press, Cambridge, UK*, 573pp.
- Duru, M., Gedik, İ., Aksoy, A., 2002, 1/100000 Türkiye Jeoloji Haritaları. MTA, No:37.
- Enkin, R.J., 2003, The Direction-Correction Tilt Test: An All-Purpose Tilt/Fold Test For Paleomagnetic Studies. *Earth And Planetary Science Letters*, 212, 151-166.
- Eroskay, O., 1965, Geology of the Paşalar gorge - Gölpazarı area. *İ.Ü. Fen Fak. Bull.*, ser. B, vol. 30, fasc. 3-4, pp. 133-170.
- Evans, I., Hall, S.A., Carman, M.F., S, Enalp, M., Coşkun, S.A., 1982. Paleomagnetic study of the Bilecik limestone (Jurassic), northwest Anatolia, *Earth Planetary Science Letters*, 61, 199-208.
- Evans, I. ve Hall, S.A., 1990, Paleomagnetic constraints on the tectonic evolution of the Sakarya Continent, northwestern Anatolia. *Tectonophysics*, Vol.182, pp.357-372.
- Fisher, R.A., 1953, Dispersion On A Sphere. *Proceedings of the Royal Society of London*, A217.
- Fuller, M., and Cisowski, S.M., 1987, Lunar paleomagnetism. In: Jacobs, J.A. (Ed.). *Geomagnetism 2. Academic Press, Orlando*, pp. 307-455.
- Göncüoğlu, M. C., Turhan, N., Şentürk, K., Uysal, Ş., Özcan, A. ve Işık, A., 1996, Orta Sakarya'da Nallıhan-Sarıcakaya arasındaki yapısal birliklerin jeolojik özellikleri. *Maden Tetkik Arama Raporu (yayımlanmamış)*.

- Göncüoğlu, M.C., Turhan, N., Şentürk, K., Özcan, A., Uysal, S., Yalınız, M.K. 2000, A geotraverse across northwestern Turkey: tectonic units of the Central Sakarya region and their tectonic evolution. In: Bozkurt, E., Winchester, J.A. & Piper, J.D. (eds) *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area. Geological Society, London, Special Publications* 173, 139–162.
- Gözübol, A. M., 1978, Mudurnu-Dokurcun-Abant (Bolu ili) alanının jeoloji incelemesi ve Kuzey Anadolu yarılımının yapısal özellikleri, *İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi, Doktora Tezi*.
- Granit, Y. and Tintant, H., 1960, Observations preliminaires sur le Jurassique de la region de Bilecik (Turquie). *Lab. de Geol. Ge"ol. Faculte des Sciences, Dijon*.
- Griffiths, D.H., King, R.F., Rees, A.I., and Wright, A.E., 1960, The Remanent Magnetism of Some Recent Varved Sediments. *Proceedings of the Royal Society of London*, A256, 359-383.
- Heller, F., 1978, Rock Magnetic Studies of Upper Jurassic Limestones From Southern Germany. *Journal Geophysics*, 44, 525-543.
- Kazmin, V.G. and Tikhonova, N.F., 2006, Evolution of early Mesozoic back-arc basins in the Black Sea-Caucasus segment of a Tethyan active margin. In: Robertson AHF, Mountrakis D (eds) *Tectonic development of the eastern Mediterranean Region. Geological Society London, London*, pp 179–200, Special Publication.
- King, R.F., 1955, The Remanent Magnetism of Artificially Deposited Sediments. *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society, Geophysical Supplement*, 7, 115-134.
- Kirschvink, J.L., 1980, The Least Squares Line And Plane And The Analysis of Palaeomagnetic Data. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 62, 699-718.
- Kodama, K.P., 2009, Simplification of the Anisotropy-Based Inclination Correction Technique For Magnetite-and Haematite-Bearing Rocks: A Case Study For the Carboniferous and Glenshaw and Mauch Chunk Formations, North America. *Geophysical Journal International*, 176. 467-477.
- Lanza, R. and Meloni, A., 2006, *The Earth's Magnetism: An Introduction For Geologist*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Lowrie, W., 2007, *Fundamentals of Geophysics (2nd Edition)*. Cambridge University Press, 381pp.
- McElhinny, M.W., 1964, Statistical Significance of The Fold Test in Palaeomagnetism. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 8,338-340.
- McElhinny, M. W., 1973, *Paleomagnetism and Plate Tectonics*. Cambridge: Cambridge University Press.

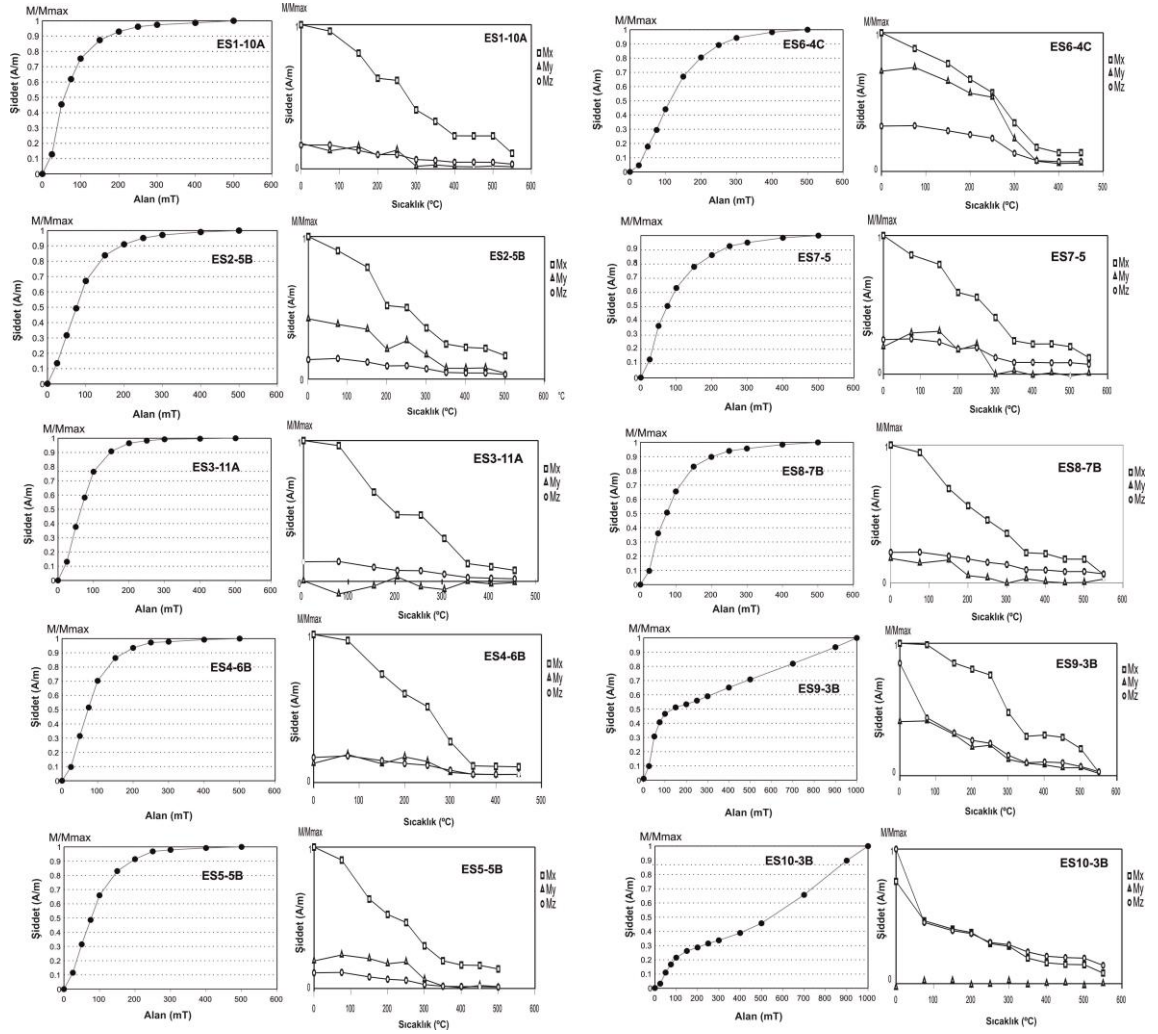
- McElhinny, M. W. and McFadden, P. L., 1999, Paleomagnetism: Continents and Oceans. *International Geophysics Series, Academic Press* Vol.73.
- McFadden, P.L., and Jones, D.L., 1981, The Fold Test in Palaeomagnetism. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 67, 53-58.
- Meijers, M.J.M., Kaymakçı, N., van Hinsbergen, D.J.J., Langereis, C.G., Stephenson, R.A. and Hippolyte, J.-C., 2010. Late Cretaceous to Paleocene oroclinal bending in the central Pontides (Turkey), *Tectonics*, 29, TC4016, doi:10.1029/2009TC002620.
- Néel, L., 1955, Some Theoretical Aspects of Rock Magnetism. *Adv. Phys.*, 4, 191-243.
- Okay, A.I., 1984, Kuzeybatı Anadolu'da yer alan metamorfik kuşaklar. *Ketin Simpozyumu, T.J.K. Özel Baskısı*, Ankara, 83-92
- Okay, A.I., 1989, Tectonic Units and Sutures in the Pontides, Northern Turkey. A.M.C., Şengör (Ed), Tectonic Evolution of the Tethyan Region: *ASI Series*, C 259, 109-116.
- Okay, A.I., Siyako, M. ve Bürkan, K.A., 1990, Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi. *TPJD Bülteni*, C. 2/1, 83-121.
- Okay, A.I. and Tüysüz, O., 1999, Tethyan Sutures of Northern Turkey. In: Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F. & Séranne, M. (Eds), The Mediterranean Basins: Tertiary Extension Within the Alpine Orogen. *Geological Society, London, Special Publications*, 156, 475-515.
- Okay, A.I. 2000, Was the late Triassic orogeny in Turkey caused by the collision of an oceanic plateau? In: Bozkurt, E., Winchester, J.A. & Piper, J.D. (eds) Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area. *Geological Society, London, Special Publications* 173, 25-42.
- Orbay, N., Özdoğan, İ., Baydemir, N., Işıkkara, A. M., 1983, Sinop Bölgesi Kretase volkaniklerinin paleomağnetizması, *T.B.T.A.K. VII. Bilim Kongresi Yayını*, 147-156.
- O'Reilly, W., 1984, Rock and mineral magnetism. *Blackie & Son, Glasgow*, 220
- Öksüm, E., 2013, İstanbul Fragmanının Ordovisiyen Dönemdeki Tektonik Evriminin Paleomağnetik Verilerle Belirlenmesi. *Doktora Tezi. İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü*, s:203. İstanbul.
- Özdemir, Ö. ve Banerjee, S. K., 1981, An experimental study of magnetic viscosity in synthetic mono-domain titanomagnethemites: implications for the magnetization of the ocean crust, *geophys. Res.*, 86, 11864-11868.
- Rochette, P., Aubourg, C., Perrin, M., 1999, Is This Magnetic Fabric Normal? A Review And Case Studies In Volcanic Formations. *Tectonophysics*, 307, 219-234.

- Robertson, A.H.F. and Dixon, J.E., 1984, Introduction: Aspects of the Geology of the Eastern Mediterranean, in J.E. Dixon and A.H.F. Robertson, eds., *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geological Society of London Special Publication*, 17, 1-74.
- Robertson, A.H.F.; Dixon, J.E.; Aktaş, A.; Clift, P.D.; Degnan, P.; Jones, G.; Morris, A.; Pickett, E.; Sharp, I., Ustaömer, T., 1991, Tectonic reconstructions of the Eastern Mediterranean region: Controversies, alternatives and possible solutions: *Terra Abstracts*, 3, 322.
- Robertson, A.H.F., Ustaömer, T., Pickett, E.A., Collins, A.S., Andrew, T., Dixon, J.E., 2004, Testing models of Late Palaeozoic–Early Mesozoic orogeny in Western Turkey: support for an evolving open-Tethys model. *Journal of the Geological Society*, London 161, 501–511.
- Saner, S., 1977, Geyve - Osmaneli - Gölpazarı – Taraklı alanının jeolojisi, eski çökelme ortamları ve çökelmenin evrimi: *Doktora Tezi, İ.Ü. Fen Fak.*
- Saner, S., Taner, I., Aksoy, Z., Siyako, M., Bürkan, K.A., 1979, Karabük-Safranbolu bölgesinin jeolojisi. *TPAO Rap.No: 1322* (yayımlanmamış).
- Saner, S., 1980, Batı Pontidlerin ve komşu havzalarının oluşumlarının levha tektoniği kuramı ile açıklaması, Kuzeybatı Türkiye. *MTA Bülteni*, 93/94, 5-26.
- Sanver, M., 1992, Paleomanyetizma, *İTÜ Maden Fakültesi Yayınları*.
- Sarıbudak, M., 1989, New results and a paleomagnetic overview of the Pontides in Northern Turkey, *Geophysics Journal International*, 99, 521–531.
- Senanayake, W.E. and McElhinny, M.W., 1981, Hysteresis and susceptibility characteristics of magnetite and titanomagnetites: interpretation of results from basaltic rocks. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 26, 47–55.
- Senanayake, W.E. and McElhinny, M.W., 1982, Variations in the geomagnetic dipole, 1: The past 50,000 years. *Journal Geomagnetism and Geoelectricity*, v. 34, 39–51.
- Stacey, F.D., and Banerjee, S.K., 1974, *The Physical Principles of Rock Magnetism*. Elsevier, Amsterdam, 195pp.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1981, Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach. *Tectonophysics*, Vol. 75, 181-241.
- Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y., Sungurlu, O., 1984, Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: Nature and Evolution of the Western termination of Paleotethys. In J.E. Dixon and A.H.F. Robertson (eds.), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geological Society of London Special Publications*, 17, 77-112.
- Şentürk, K. ve Karaköse, C., 1979, Orta Sakarya dolayının temel jeolojisi: *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü. Rap. No: 6642Ş*, Ankara.

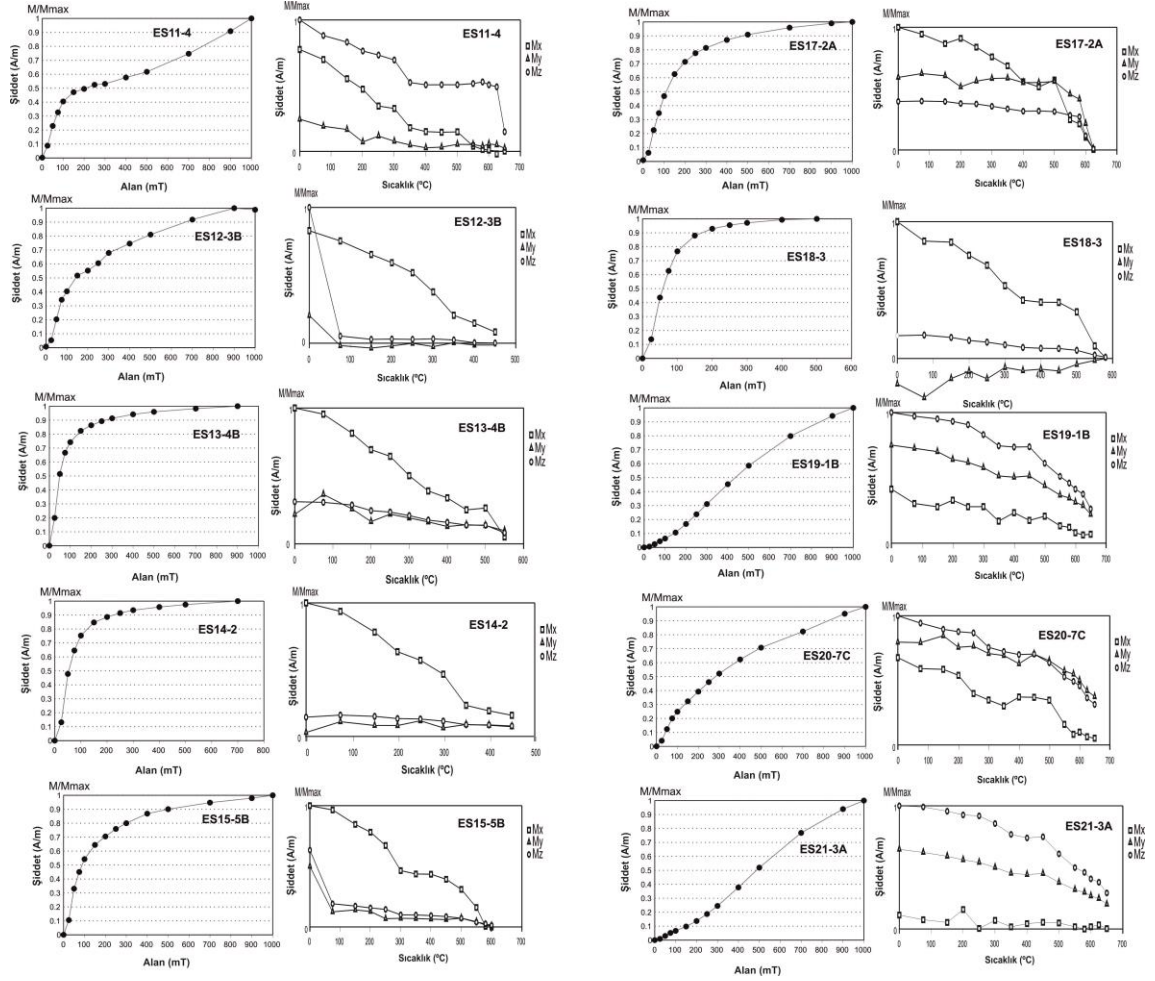
- Tan, X. and Kodama, K.P., 2003, An Analytical Solution for Correcting Paleomagnetic Inclination Error. *Geophysics Journal International*, 152, 228-236.
- Tarling, D.H., 1983, *Principles and Applications of Paleomagnetism*. Chapman and Hall, London.
- Tarling, D.H. and Hrouda, F., 1993, *The Magnetic Anisotropy of Rocks*. Chapman and Hall, London.
- Tauxe, L. and Kent, D. V., 1984, Properties of a Detrital Remanence Carried By Hematite From Study of Modern River Deposits and Laboratory Redeposition Experiments. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 76, 543-561.
- Tauxe, L., 2010, Essentials of Paleomagnetism. Xvi + 489 pp. Berkeley: University of California Press.
- Thompson, R. and Oldfield, F., 1986, *Environmental Magnetism*. 227, London: Allen and Unwin, London.
- Torsvik, T. H., Smethurst, M. A., Burke, K., Steinberger, B., 2008, Long-term stability in deep mantle structure: Evidence from the ca. 300 Ma Skagerrak-centered large igneous province (the SCLIP), *Earth Planetary Science Letters*, 267, 444 – 452.
- Tuna, E., 1974, Çatak-Soğukçam (Bolu ili) alanının jeoloji incelemesi. *Master tezi, İstanbul Üniv. (yayımlanmamış)*.
- Watson, G.S. and Enkin, R.J., 1993, The Fold Test in Paleomagnetism as a Parameter Estimation Problem. *Geophysical Research Letters*, 20, 2135-2137.
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Gözübol, A.M., Yiğitbaş, E., 1981, Abant (Bolu)- Dokurcan (Sakarya) arasındaki Kuzey Anadolu Fay Zonunun kuzey ve güneyinde kalan tektonik birliklerin jeolojik evrimi : *tst. Yerbilimleri*, 1, 239 – 261.
- Yılmaz, C, 1997, Sedimentological records Cretaceous platform-basin transition Gümüşhane region (NE Turkey), *Geologie Mediterran.*, 24/1-2, 125-135.
- Zijderveld, J.D.A., 1967, A.C. Demagnetization of Rocks. In *Methods in Palaeomagnetism*. D.W.CoUinson, K.M. Creer and S.K. Runcorn, Eds., 256-286, Elsevier, New York.

EKLER

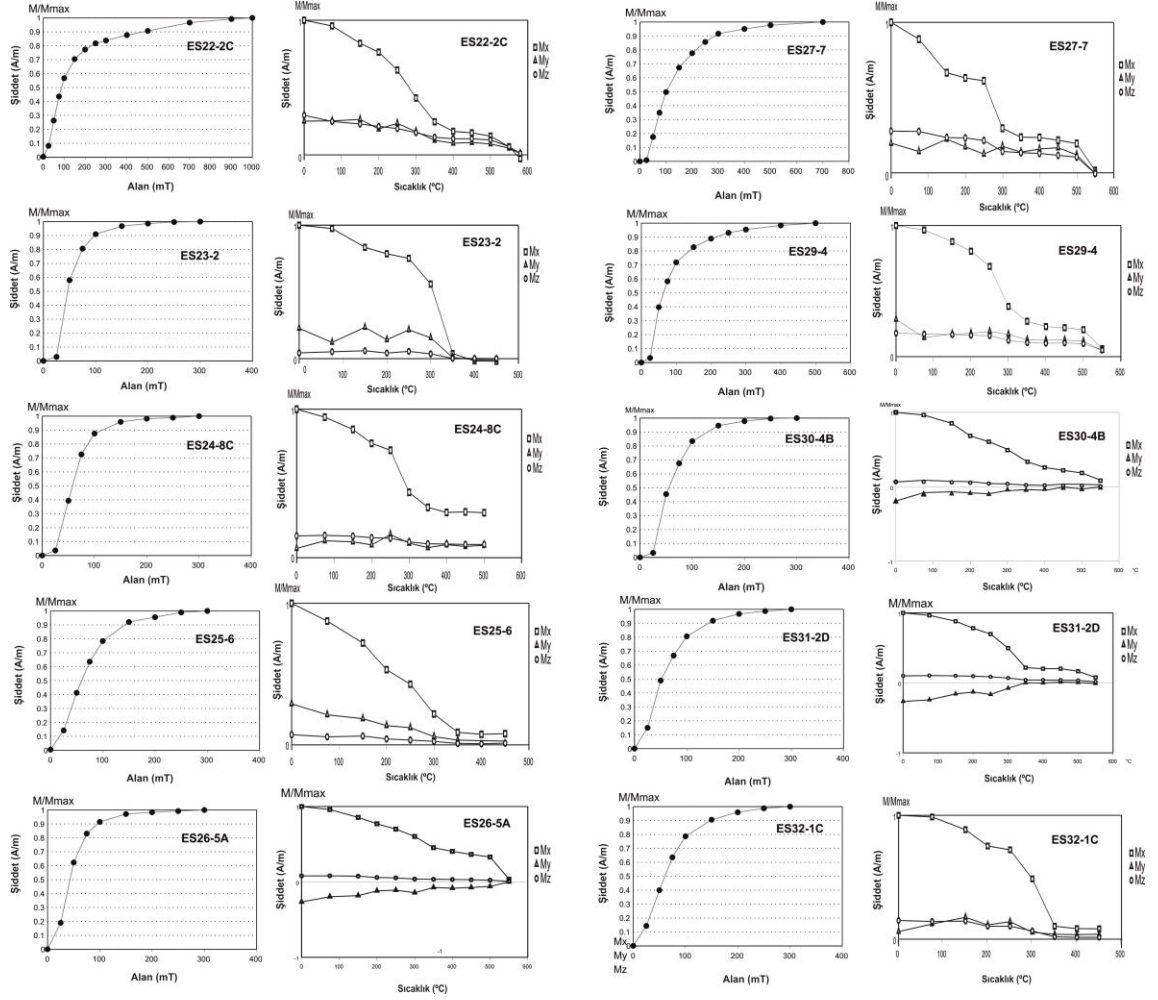
EK 1: ES Mevkilere ait EIKM Eğrisi ve Üç Eksenli Temizleme Eğrisi.

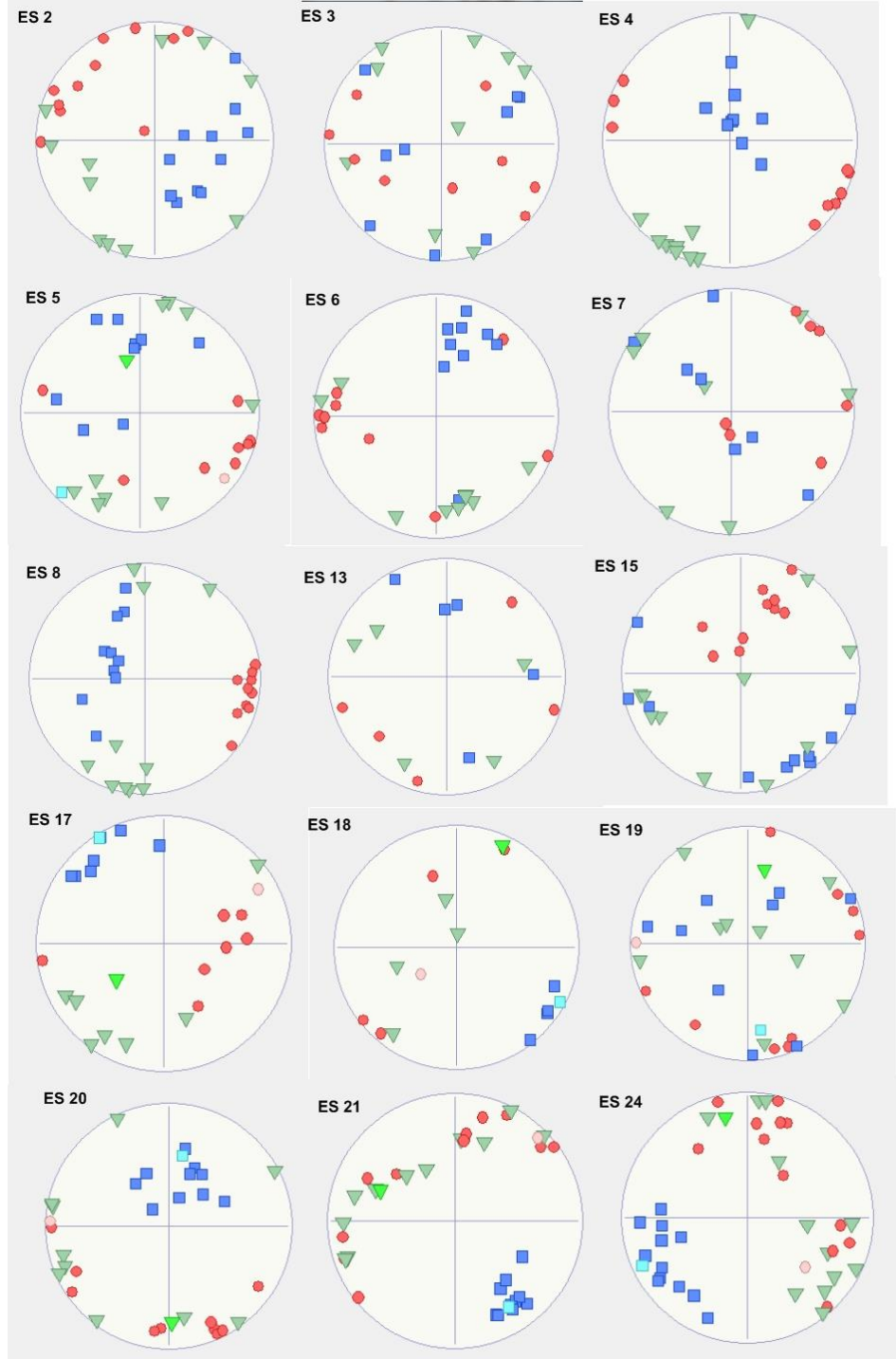


EK 1 (devam): ES Mevkilere ait EIKM Eğrisi ve Üç Eksenli Temizleme Eğrisi.

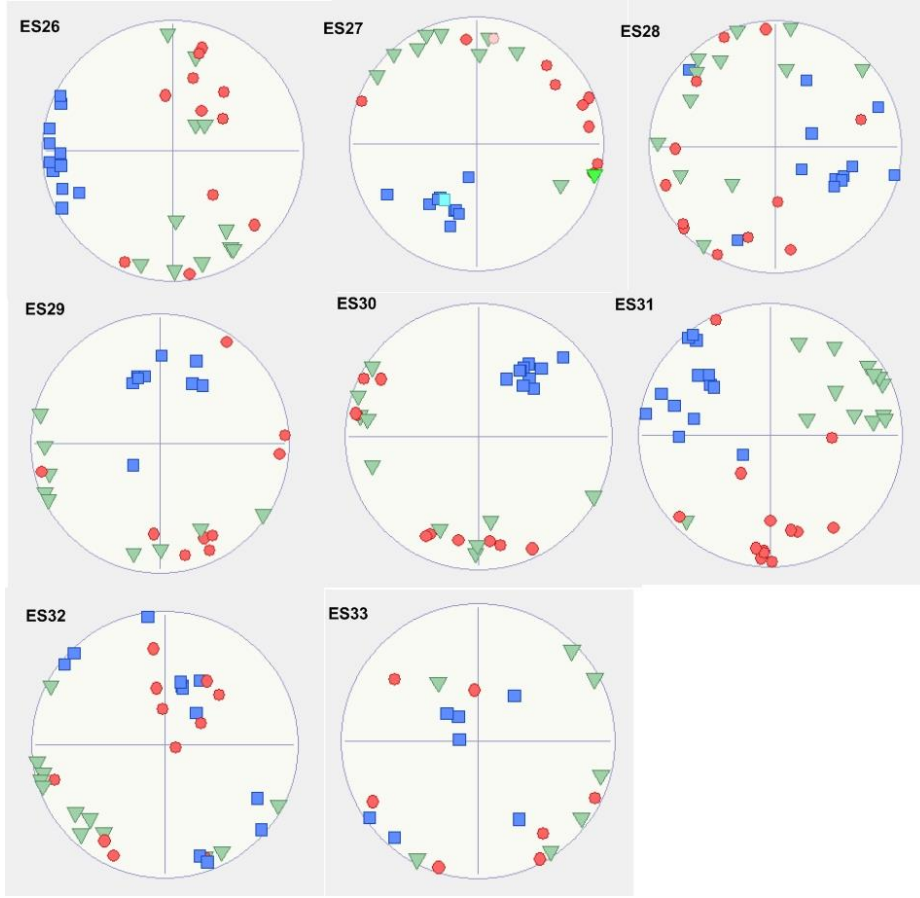


EK 1 (devam): ES Mevkilere ait EIKM Eğrisi ve Üç Eksenli Temizleme Eğrisi.

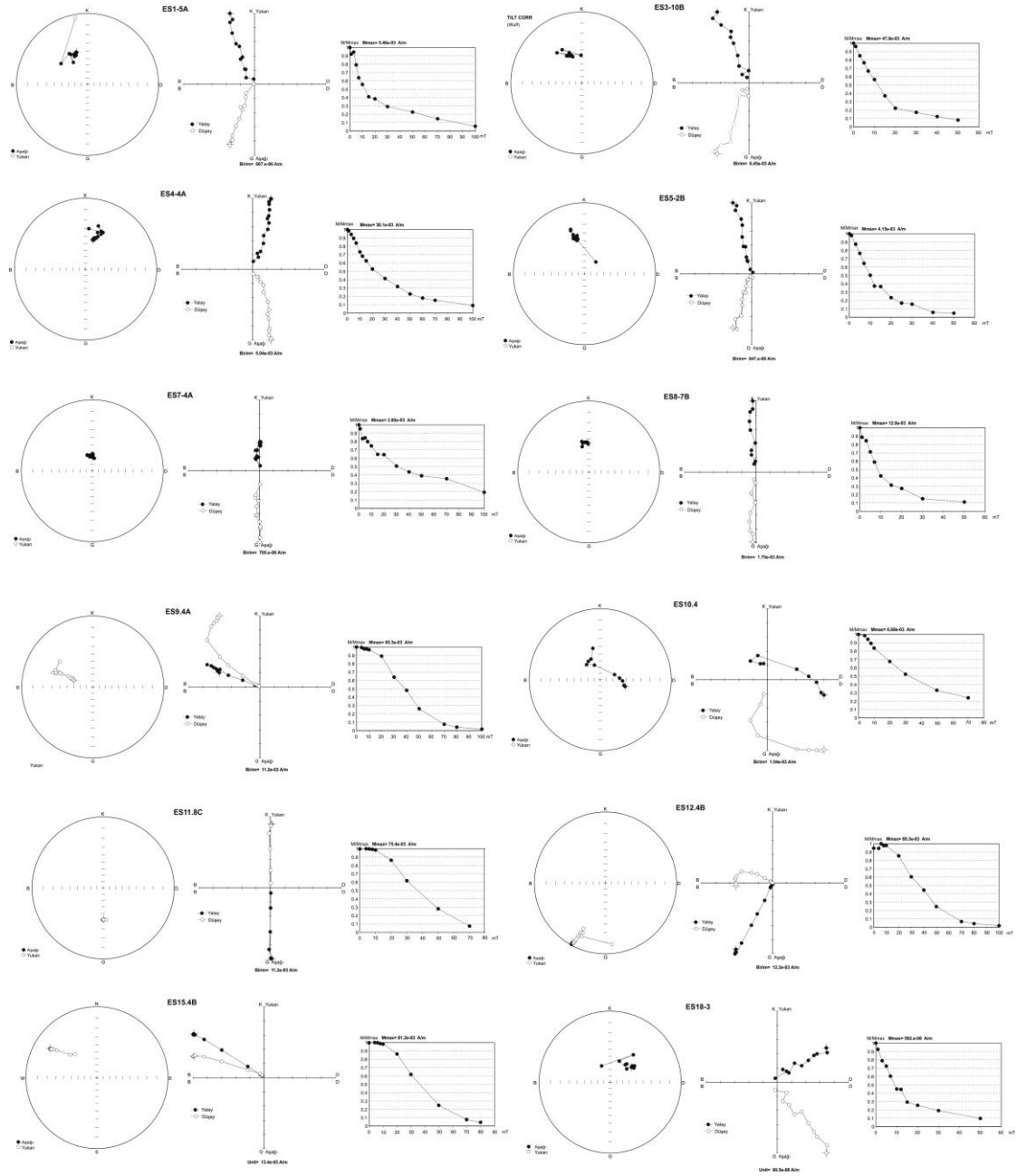


EK 2: ES mevkilerinin AMS sonuçlarına ait Stereonet Projeksiyonlar.

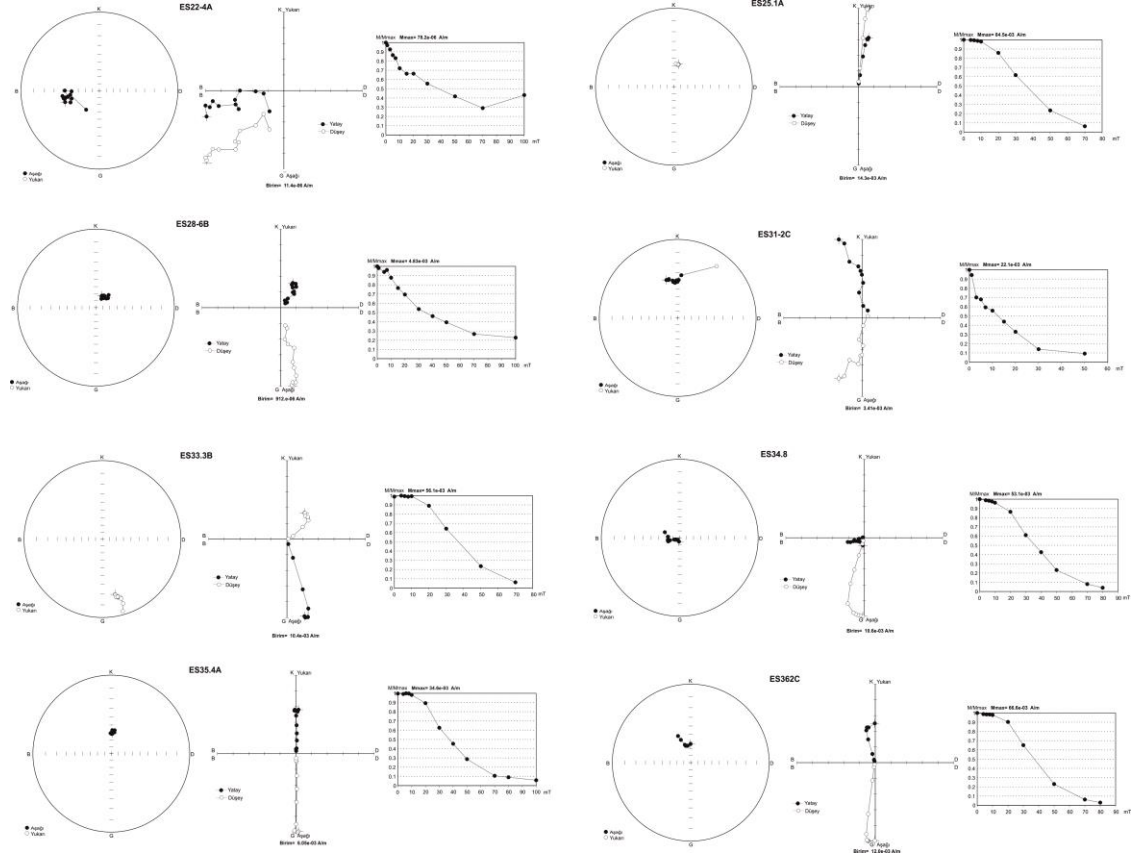
EK 2 (devam): ES mevkilerinin AMS sonuçlarına ait Stereonet Projeksiyonlar.



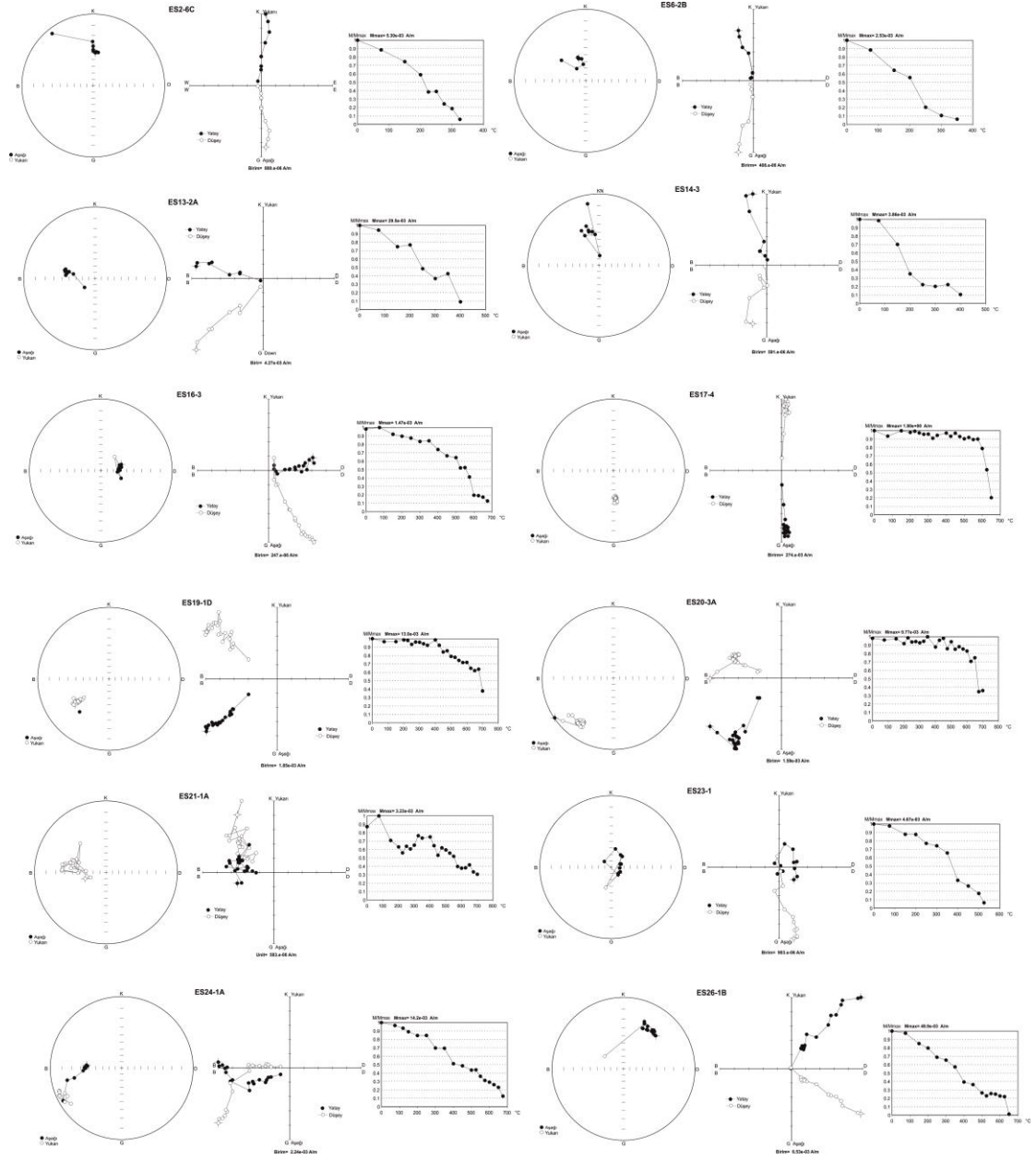
EK 3: ES mevkilerinin pilot örneklere ait alternatif alan ile temizleme sonuçlarının Stereonet Projeksiyon, Zijderveld Diyagramı ve Normalize Şiddet Değişim Eğrisi üzerinde gösterimi.



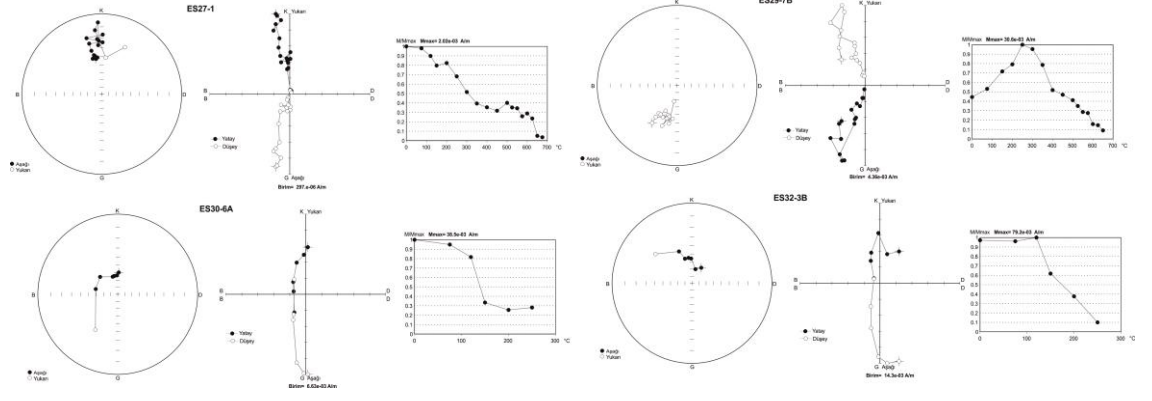
EK 3 (devam): ES mevkilerinin pilot örneklere ait alternatif alan ile temizleme sonuçlarının Stereonet Projeksiyon, Zijderveld Diyagramı ve Normalize Şiddet Değişim Eğrisi üzerinde gösterimi.



EK 4: ES mevkilerinin pilot örneklere ait ısı ile temizleme sonuçlarının Stereonet Projeksiyon, Zijderveld Diyagramı ve Normalize Şiddet Değişim Eğrisi üzerinde gösterimi.



EK 4 (devam): ES mevkilerinin pilot örneklere ait ısı ile temizleme sonuçlarının Stereonet Projeksiyon, Zijderveld Diyagramı ve Normalize Şiddet Değişim Eğrisi üzerinde gösterimi.



ÖZGEÇMİŞ

Kişisel Bilgiler

Adı Soyadı	Nurcan KAYA
Uyruğu	TC
Doğum tarihi, Yeri	06.07.1976, İstanbul
Telefon	532 683 89 70
E-mail	nurcan.kaya@istanbul.edu.tr

Eğitim

Derece	Kurum/Anabilim Dalı/Programı	Yılı
Yüksek Lisans	İ.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü/ Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı /Jeofizik Mühendisliği Programı	2014
Lisans	İ.Ü Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü	2001
Önlisans	İ.Ü Sağ.Hiz.Mes.Yük.Ok. Tıbbi Laboratuvar Programı	1996
Lise	Zeytinburnu Mensucat Santral Lisesi	1993

Makaleler / Bildiriler

Ayhan, S. C., Kaya, N., Öksüm E., Çinku, M. C., Hisarlı ,Z. M., 2011. New Paleomagnetic Results of Lower Cretaceous-Middle Eocene Rocks From The Western Pontides And Sakarya Zone, EGU General Assembly, Viyana, Avusturya, vol 13, pp.1-3. Baydemir, N., Hisarlı, Z. M., Çinku, M. C., Keskin, M., Kaya, N., 2012. Doğu Anadolu Bölgesi Kuvaterner Yaşlı Bazalitik Kayaçlardan Yermanyetik Alan Şiddetinin Saptanması, İstanbul Yerbilimleri Dergisi, cilt: 25, sayı: 2. Kaya, N., Hisarlı, Z.M., Çinku, M.C., Orbay, N., 2013. Sakarya Zonundaki Mesozoyik ve Senozoyik Yaşlı Kayaların (Paleomagnetik Sonuçları Paleomagnetic Results of the

Mesozoic and Cenozoic Rocks in the Sakarya Zone), Türkiye 20. Uluslararası Jeofizik Kongre ve Sergisi Antalya, Türkiye, pp.1-10.

Çinku, M.C., Hisarlı, M. Z., Hirt, A. M., Ülker, B., Öksüm, E., Kaya, N., Yılmaz, Y., Orbay, N., 2013. A Paleomagnetic Study On The Tectonic Evolution Of The Niğde-Kırşehir And The Taurides Since The Mesozoic-Cenozoic, AGU FALL MEETING, San Francisco, ABD, pp.1-10.

Kaya, N., Hisarlı, Z.M., Çinku, M.C., Orbay, N., 2014. New Paleomagnetic Results From The Sakarya Zone During Mesozoic to Present, EGU General Assembly 2014 .Vol. 16, EGU2014-10018,

Çinku, M.C., Hisarlı, M. Z., Hirt, A. M., Heller, F., Ustaömer, T., Kaya, N., Öksüm, E., Orbay, N., 2014. Evidence of Late Cretaceous Oroclinal Bending in North-Central Anatolia: Paleomagnetic Results from Mesozoic and Cenozoic rocks along the Izmir-Ankara-Erzincan Suture Zone. Geological Society Special Issue; Palaeomagnetism in Fold and Thrust Belts: New Perspectives; Edt. Belen Oliva Urcia (accepted).