KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ * FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

TAŞKÖPRÜ-DURAĞAN SENOZOYİK HAVZASININ KİNEMATİK EVRİMİ

DOKTORA TEZİ

Y. Müh. Ercan SANĞU

Anabilim Dalı: Jeoloji Mühendisliği

Danışman: Doç. Dr. Ö. Feyzi GÜRER

KOCAELİ, 2010

KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ * FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

TAŞKÖPRÜ-DURAĞAN SENOZOYİK HAVZASININ KİNEMATİK EVRİMİ

DOKTORA TEZİ

Y. Müh. Ercan SANĞU

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih: 31 Aralık 2009

Tezin Savunulduğu Tarih: 19 Şubat 2010

Tez Danışmanı	Üye	Üye
Doç.Dr. Ö. Feyzi GÜRER	Yrd.Doç.Dr. Ö. Faruk ÇELİK	Doç.Dr. M. Ali ELMAS
(.....)	(.....)	(.....)

Üye	Üye
Doç.Dr. Ercan ALDANMAZ	Prof.Dr. H. Serdar AKYÜZ
(.....)	(.....)

KOCAELİ, 2010

ÖNSÖZ

Öncelikle çalışmamın her evresinde ve en son anına kadar desteğini sabırla benden esirgemeyen, değerli eleştirileri ile yol gösteren tez danışmanım Sn. Doç. Dr. Ö. Feyzi GÜRER'e teşekkürlerimi sunmayı bir borç bilirim.

Bu çalışmanın bir bölümü Kocaeli Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Birimi 2006/021 nolu projesi tarafından desteklenmiştir. Yazar, Kocaeli Üniversitesi'ne teşekkür eder.

Tüm hayatım boyunca her zaman destek ve sevgilerini benden esirgemeyen "teşekkür ederim" sözünün yetersiz kalacağı aileme, Babam Rıza SANĞU, Annem Müşgünaz SANĞU ve Abim Erdinç SANĞU'ya teşekkür ederim.

Hayatıma girdiği andan itibaren, koşulsuz sevgisi, üzerimdeki yükleri hafifleten desteği ve hazırladığı pasta-kurabiyelerle sağladığı rahat çalışma olanağı için eşim Didem SANĞU'ya teşekkür ederim.

Kendisiyle tanışmış olmayı büyük bir şans saydığım, çalışmamı yönlendiren, katkı sağlayan Sn. Doç. Dr. Nuretdin KAYMAKÇI'ya teşekkür ederim.

Arazi çalışmalarım bir kısmında yanımda olan ve kendisinden çok şey öğrendiğim Sn. Jean-Claude HIPPOLYTE'a teşekkür ederim.

Bu tez çalışması süresince aynı mekânı paylaştığımız Arş. Gör. Muzaffer ÖZBURAN ve Bülent DOĞAN başta olmak üzere tüm mesai arkadaşlarıma, Arş. Gör. Deniz ÇAKA ve Jeofizik Mühendisliği bölümünün değerli Arş. Gör.'lerine, kullanmam için hava fotoğraflarını temin eden Sn. Ayten KOÇ'a teşekkürlerimi sunarım.

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ i
İÇİNDEKİLER ii
ŞEKİLLER DİZİNİ v
TABLOLAR DİZİNİ xi
SİMGELER xii
ÖZET xiii
İNGİLİZCE ÖZET xiv
1. GİRİŞ 1
1.1. Çalışmanın Amacı ve Kapsamı 1
1.2. Çalışma Alanının Coğrafik Konumu 1
1.3. Önceki Çalışmalar 3
2. GENEL ve BÖLGESEL JEOLOJİ 12
2.1. Orta Karadeniz'in Genel Jeolojisi ve Tektonik Durumu 12
2.2. Stratigrafi 13
2.2.1. Temel kayaçlar (M) 14
2.2.2. Bürnük formasyonu (Jb) 14
2.2.3. İnaltı formasyonu (JKi) 17
2.2.4. Çağlayan formasyonu (Kç) 20
2.2.5. Kapanboğazı formasyonu (Kk) 22
2.2.6. Yemişliçay formasyonu (Ky) 24
2.2.7. Gürsökü formasyonu (Kg) 27
2.2.8. Akveren formasyonu (KTa) 29
2.2.9. Atbaşı formasyonu (Ta) 31
2.2.10. Ilıca kireçtaşı (Tı) 32
2.2.11. Kusuri formasyonu (Tk) 34
2.2.12. Boyabat formasyonu (Tb) 36
2.2.13. Cemalettin formasyonu (Tc) 37
2.2.14. Akyörük bazaltı (Tab) 40
2.2.15. Eski alüvyon (Qale) 42
2.2.16. Alüvyon (Qal) 43
3. YAPISAL JEOLOJİ 44
3.1. Kıvrımlar 44
3.1.1. Taşköprü-Durağan senklinali 44
3.1.2. Sirke ve Acıkişi monoklinali 46
3.1.3. Cemalettin senklinali 50
3.1.4. Vakıfköy antiklinali 50
3.1.5. Çağlayan formasyonu içindeki kıvrımlar 51
3.2. Faylar 51
3.2.1. Ekinveren fay zonu 51
3.2.2. Akçasu fayı 53
3.2.3. Şıhlar fayı 53
3.2.4. Çayköy fayı 54
3.2.5. Kornapa fayı 55

3.2.6. Küreçay fayı 56
4. PALEOSTRES 57
4.1. Paleostres Hesaplama Yöntemleri 63
4.1.1. Grafiksel yöntemler 63
4.1.1.1. Sıkışma (P) ve Açılma (T) iki düzlemi (P-T Right Dihedra) yöntemi 63
4.1.1.2. Hareket düzlemleri (M-Plane) sınıflaması 64
4.1.2. Matematiksel yöntemler 65
4.1.2.1. Direkt ters çevirme yöntemi (Direct inverse method) Angelier, 1984 66
4.1.2.2. Michael, 1984 67
4.1.2.3. Reches, 1987 67
4.1.2.4. Fry, 1999 68
4.2. Heterojen Veriler 68
4.3. Paleostres Analizleri 70
4.3.1. Senozoyik öncesi birimlere ait analizler 73
4.3.1.1. Boyabat_11 (M) 73
4.3.1.2. Durağan_6 (JKi) 74
4.3.1.3. Boyabat_12 (JKi) 74
4.3.1.4. Boyabat_7 (JKi) 75
4.3.1.5. Boyabat_14 (JKi) 77
4.3.1.6. Durağan_1 (Kç) 78
4.3.1.7. Boyabat_6 (Kç) 78
4.3.1.8. Durağan_3 (Kç) 80
4.3.1.9. Hanönü_5 (Kk) 81
4.3.1.10. Hanönü_6 (Kg) 81
4.3.1.11. Hanönü_4 (Kg) 82
4.3.2. Senozoyik dönemi birimlere ait analizler 83
4.3.2.1. Hanönü_3 (KTa) 83
4.3.2.2. Hanönü_8 (KTa) 85
4.3.2.3. Hanönü_2 (Kta) 87
4.3.2.4. Boyabat_8 (KTa) 87
4.3.2.5. Boyabat_2 (KTa) 88
4.3.2.6. Hanönü_1 (Ta) 88
4.3.2.7. Boyabat_17 (Ti) 90
4.3.2.8. Boyabat_16 (Tk) 90
4.3.2.9. Hanönü_7 (Tk) 91
4.3.2.10. Boyabat_1 (Tk) 94
4.3.2.11. Durağan_8 (Tk) 94
4.3.2.12. Boyabat_9 (Tk) 95
4.3.2.13. Boyabat_4 (Tk) 96
4.3.2.14. Boyabat_13 (Tk) 97
4.3.2.15. Durağan_7 (Tk) 97
4.3.2.16. Boyabat_15 (Tk) 98
4.3.2.17. Boyabat_5 (Tk) 101
4.3.2.18. Durağan_2 (Tk) 101
4.3.2.19. Durağan_5 (Tk) 102
4.3.2.20. Boyabat_10 (Tc) 103
4.3.2.21. Durağan_4 (Tc) 104
4.4. Paleostres Analizlerinin Sonuçları 106
4.4.1. Deformasyon evresi-1 107

4.4.2. Deformasyon evresi-2 108
5. UZAKTAN ALGILAMA 109
5.1. Uydu Görüntülerinin Zenginleştirilmesi 113
5.2. Çizgisellik Analizi 116
6. JEOLOJİK EVRİM 119
6.1. Bölgenin Tektonik Evrimi 119
6.2. Taşköprü-Durağan Havzasının Tektonik Evrimi 122
6.2.1 Taşköprü-Durağan havzasının Geç Paleosen-Oligosen evrimi 124
6.2.2 Taşköprü-Durağan havzasının Geç Miyosen-Günümüz evrimi 125
7. SONUÇLAR 127
KAYNAKLAR 129
EKLER 136
ÖZGEÇMİŞ 137

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1: a) Türkiye ve çevresinin başlıca tektonik yapıları (KAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu, KDAFZ: Kuzeydoğu Anadolu Fay Zonu, DAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu, BAHGS: Batı Anadolu Horst-Graben Sistemi, FBFZ: Fethiye Burdur Fay Zonu, EFZ: Eskişehir Fay Zonu, ÖFZ: Ölüdeniz Fay zonu, IASZ: İzmir-Ankara Sütur Zonu) (Bozkurt, 2001'den değiştirilerek) b) Orta Pontidlerin bazı önemli yapısal unsurları ve çalışma alanı 2

Şekil 1.2: İnceleme sahası içerisindeki ana drenaj ağı. Kırmızı çizgi Gökırmak Nehri'dir. 3

Şekil 1.3: Batıdan doğuya doğru Gökırmak vadisi boyunca mesafeye bağlı olarak yükseklik değişimi 4

Şekil 2.1: Türkiye'nin tektonik birlikleri 13

Şekil 2.2: Taşköprü-Durağan havzasının genelleştirilmiş stratigrafi kesiti..... 15

Şekil 2.3: Taşköprü-Durağan ve çevresinin jeoloji haritası. S.A.M. (Sayısal Arazi Modeli) verisi olarak DTED2 (30m) kullanılmıştır. (UTM Zone36N/ED50) 16

Şekil 2.4: Bürnük formasyonunun konglomera seviyeleri, Çukurhan Köyü güney batısı 17

Şekil 2.5: Çukurhan Köyü güneyindeki İnaltı fomasyonunun oluşturduğu sarp tepeler 18

Şekil 2.6: Yaylacık Köyü kuzeyindeki İnaltı formasyonunun (JKi) üzerindeki Çağlayan formasyonu (Kç) 19

Şekil 2.7: Bürnük Köyü doğusunda İnaltı formasyonunun (JKi) yanal ve düşeyde geçiş yaptığı Çağlayan formasyonu (Kç)..... 19

Şekil 2.8: Çağlayan formasyonuna ait kumtaşı şeyl ardalanması, Yaylacık Köyü kuzeyi 21

Şekil 2.9: Yeni yapılan Boyabat-Sinop yolu üzerinde Dedeli Köyü kuzeyinde Çağlayan formasyonuna ait kumtaşı-şeyl ardalanması 22

Şekil 2.10: Kapanboğazı formasyonuna ait kırmızı-bordo renkli mikritik kireçtaşı düzeyleri, Nahyaboyundurcak Köyü güneyi 23

Şekil 2.11: Çağlayan Formasyonu (Kç) üzerine uyumsuz olarak gelen Kapanboğazı formasyonuna (Kk) ait beyaz-bej renkli kireçtaşı, Nahyaboyundurcak Köyü güneyi..... 24

Şekil 2.12: Yemişliçay formasyonuna ait volkanik çakıllar, Kuyluş Köyü kuzeyi.. 26

Şekil 2.13: Yemişliçay formasyonun tüf arakatkılı, kumtaşı-silttaşları, Hanönü doğusu 26

Şekil 2.14: Çesnigir Köyü kuzeyinde Çağlayan formasyonu (Kç) üzerine uyumsuz olarak gelen Yemişliçay formasyonu (Ky),..... 27

Şekil 2.15: Vakıf Köyü kuzeyinde Gürsökü formasyonuna ait silisli kumtaşı, çamurtaşı ve şeyl ardalanması..... 28

Şekil 2.16: Gürsökü formasyonu (Kg) üzerine tedrici olarak gelen Akveren formasyonu (KTa), Hanönü batısı..... 29

Şekil 2.17: Akveren formasyonuna ait çamurtaşı ve üzerindeki kumtaşı düzeyleri, Nefsigökçeağaç Köyü güneyi..... 30
Şekil 2.18: Akveren formasyonu içinde altta marn, kumtaşı ardalanması ve üstte doğru kumtaşı içerisindeki karbonat miktarının artmasıyla birlikte kireçtaşına geçiş, Nefsigökçeağaç Köyü güneyi..... 31
Şekil 2.19: Hamzaoğluderesi Köyü batısındaki Atbaşı formasyonuna ait marn ve kireçtaşı düzeyleri 33
Şekil 2.20: İmamlı Köyü kuzey-batısında gözlenen Ilıca kireçtaşı..... 34
Şekil 2.21: Çorman Köyü kuzeyinde gözlemlenen çapraz tabakalı çakıllar ve kumtaşı 35
Şekil 2.22: Çorman Köyü doğusunda bulunan Kusuri formasyonuna ait marnlar... 35
Şekil 2.23: Maruf Köyü kuzeyindeki kumtaşları üzerindeki sürünme izleri..... 36
Şekil 2.24: Boyabat kalesi doğusundaki tepede Metamorfikler (M) üzerinde uyumsuz olarak bulunan Boyabat formasyonu (Tb) Foto yönü, güneyden kuzeye doğru 37
Şekil 2.25: Boyabat kalesinin kurulu olduğu tepede, metamorfiklerin (M) üzerinde uyumsuz olarak gelen Boyabat formasyonuna (Tb) ait kireçtaşı . Foto yönü, güneyden kuzeye doğru..... 38
Şekil 2.27: Cemalettin formasyonuna ait çamurtaşı-kumtaşı-çakıltaşı ardalanması, Dağdelen Köyü kuzeyi..... 39
Şekil 2.28: Kurusaray Köyü doğusundaki yaklaşık 20-25m yüksekliğindeki sütun bazaltlar 41
Şekil 2.29: Kurusaray Köyü doğusundaki metamorfikler (M) üzerindeki çakıltaşları (Qale) üzerine gelen Akyörük bazaltı (Tab)..... 41
Şekil 2.30: Ekinveren fayı önünde gelişen taraçalar 42
Şekil 2.31: Maruf Köyü doğusundaki Kusuri formasyonun (Tk) düşey tabakaları üzerinde yatay olarak duran çakıltaşları (Qale) 42
Şekil 2.32: Pellitçik Köyü güneyinde görülen taraçalara ait iri çakıllar..... 43
Şekil 3.1: a) Nefsigökçeağaç Köyü güneyindeki ters fayların hava fotoğrafı üzerindeki konumu b-c) Hava fotoğrafı üzerindeki 1-1’ ve 2-2’ hatları üzerinden çizilen şematik kesitler d) 2-2’ kesitinin çizildiği bölgenin arazideki genel bir görünüşü (KTa: Akveren formasyonu) 45
Şekil 3.2: a) Sirke ve Acıkişi monoklinallerinin ve doruk noktasında meydana gelen aşınmanın şematik gösterimi. b) Acıkişi monoklinalin arazideki görünümü, arka plandaki Akveren formasyonuna (KTa) ait birimler kuzeye doğru eğimli iken ön plandaki Akveren formasyonuna (KTa) ait birimler güneye doğru eğimli ve Kusuri formasyonuna (Tk) ait birimler yataya yakın bir pozisyonda bulunuyor. c) Google Earth programı üzerinden temin edilen uydu görüntüsündeki Acıkişi monoklinali..... 47
Şekil 3.3: a) Sirke Köyündeki monoklinalin güney kanadından genel bir görünüş ve kanat üzerindeki birimlerde meydana gelen doğrultu atımlı ötelenme b) Akveren formasyonu (KTa) üzerine gelen Kusuri formasyonuna (Tk) ait birimler içersindeki faylanmalar c) Ters faya bağlı oluşan kıvrımlanmada, Akveren formasyonunun gözlenmediği geri planında, Yemişliçay formasyonuna ait birimlerin yüksek açıyla duruşu d) Akveren formasyonunun tabanı içerisinde bulunan Yemişliçay formasyonuna ait çakıllar e) Monoklinalin varlığını gösteren Akveren formasyonun yatay ve eğimli konumları 48

Şekil 3.4: Şekil 3.3'deki görüntülerin şematik gösterimi 49
Şekil 3.5: Cemalettin formasyonu içerisindeki Cemalettin senklinalinin genel bir görünüşü 50
Şekil 3.6: Taşköprü-Boyabat karayolu üzerindeki Vakıfköy antiklinalin genel bir görünüşü 50
Şekil 3.7: Karandı Köyü güneyindeki Çağlayan formasyonu içerisindeki kıvrımlar 51
Şekil 3.8: Çalışma sahasının batı kısmındaki Ekinveren fayından bir görünüş ve fay önünde gelişen taraçalar 52
Şekil 3.9: Kuyuluş Köyü kuzeyinde gözlemlenen normal fay, Temel kayaçlar (M) ve Akveren formasyonu (KTa) arasındaki sınırı oluşturuyor 53
Şekil 3.10: a-Şıhlar Köyü kuzeyindeki Kusuri formasyonu ait devrik tabakalar içerisinde gelişen normal fay, b- Paleostres tensör konfigürasyonu. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu 54
Şekil 3.11: Çayköy güneyindeki ters fay 55
Şekil 3.12: Kornapa Köyü güneyindeki normal fay, Yemişliçay fomasyonunun (Ky) bulunduğu alan, Kusuri Formasyonuna bulunduğu yere göre yükselmiştir. 56
Şekil 3.13: a) Küreçay fayının etkisiyle dike yakın bir konum kazanan Akveren formasyonuna ait kireçtaşı tabakaları b) a'nın şematik gösterimi 57
Şekil 4.1: Fayın kayma yöneliminin üç açı ile açıklanması a) Fay düzleminin konumu b) Fay düzlemi üzerindeki kayma vektörünün konumu (d; eğim yönünün açısı, p;eğim miktarı, i; fay çiziğinin açısı, H; referans düzlemi, h'-h; fayın doğrultusu) 58
Şekil 4.2: Fay düzlemi üzerindeki hareketin türünü tanımlamak için kullanılan kriterler 59
Şekil 4.3: Değişik deformasyon evrelerinin oluşum sırasını (yaşını) belirlemede kullanılan ilişkiler a-b) büyüme fayları, c-d) bir birini kesen fay çizikleri, e) ötelenmiş kıvrım ve/veya fay kayacı (kıvrımlanmış fault gouge), f) bir birini kesen sigmoig açılma çatlakları (Mod-I çatlak), g) tilt edilmiş fayı örten uyumsuzluk, h) fayı örten uyumsuzluk (orijinal konum) 60
Şekil 4.4: a) Stres vektörü (σ; stres vektörü, dF; kuvvet vektörü, dS; yüzey) b) Stres elipsoidi 61
Şekil 4.5: Fay türlerinin stres yönleri ile ilişkisi 62
Şekil 4.6: Eşlenik fay sistemleri ve bunlara eşlik eden gerilme eksenleri ile bu gerilme rejimleri içerisinde gelişen faylar (Sırasıyla normal, ters ve doğrultu atımlı faylar) 62
Şekil 4.7: Right dihedra yöntemi 64
Şekil 4.8: a) M-düzlemi b) M-düzleminin stereonet üzerinde gösterimi 65
Şekil 4.9: a) Stres konumları b) Zayıflık düzlemi. F, Fay düzlemi ve üzerindeki fay çizikleri (s); n, zayıflık düzlemine dik birim vektör; σ, stres vektörünün F üzerindeki durumu; υ, normal stres(fay düzlemine dik); τ, makaslama stresi (fay düzlemine paralel); $\sigma 1$, $\sigma 2$ ve $\sigma 3$ ana stres eksenleri. Stres vektörü σ, hem n'e hem de $\sigma 1$, $\sigma 2$ ve $\sigma 3$'e bağlıdır 67
Şekil 4.10: Paleostres verilerini toplandığı lokasyonlar 72

Şekil 4.11: Boyabat_11 lokasyonuna ait paleostres tensör konfigürasyonu. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu 73
Şekil 4.12: Durağan_6 lokasyonuna ait paleostres tensör konfigürasyonları. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu 74
Şekil 4.13: a- Boyabat_12 lokasyonunda ölçülen fay düzlemlerine bir örnek ve düzlem üzerindeki fay çiziği (kırmızı ok hareket yönünü gösteriyor) b- Boyabat_12 lokasyonunun genel bir görünüşü c,d,e- Paleostres tensör konfigürasyonları. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu 76
Şekil 4.14: Boyabat_7 lokasyonuna ait paleostres tensör konfigürasyonları. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu 77
Şekil 4.15: Boyabat_14 lokasyonuna ait paleostres tensör konfigürasyonları. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu 78
Şekil 4.16: Durağan_1 lokasyonuna ait paleostres tensör konfigürasyonu. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu 78
Şekil 4.17: a- Boyabat_6 lokasyonun genel bir görünüşü, b- Boyabat_6 lokasyonunda ölçülen fay düzlemlerine bir örnek ve düzlem üzerindeki fay çiziği (kırmızı ok hareket yönünü gösteriyor), c - Paleostres tensör konfigürasyonu. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu 79
Şekil 4.18: a- Durağan_3 lokasyonunda ölçülen fay düzlemlerine bir örnek ve düzlem üzerindeki fay çiziği (kırmızı ok hareket yönünü gösteriyor), b - Paleostres tensör konfigürasyonu. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu 80
Şekil 4.19: a- Hanönü_5 lokasyonun genel bir görünüşü, b- Paleostres tensör konfigürasyonu. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu 81
Şekil 4.20: Hanönü_6 lokasyonuna ait paleostres tensör konfigürasyonları. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu 82
Şekil 4.21: a- Hanönü_4 lokasyonun genel bir görünüşü b- Hanönü_4 lokasyonunda ölçülen fay düzlemlerine bir örnek ve düzlem üzerindeki fay çiziği (kırmızı ok hareket yönünü gösteriyor) c,d,e,f - Paleostres tensör konfigürasyonları. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu 84
Şekil 4.22: a- Hanönü_3 lokasyonunda ölçülen fay düzlemlerine bir örnek ve düzlem üzerindeki fay çiziği (kırmızı ok hareket yönünü gösteriyor) b,c,d - Paleostres tensör konfigürasyonları. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu 85
Şekil 4.23: a- Hanönü_8 lokasyonun genel bir görünüşü, b,c - Paleostres tensör konfigürasyonları. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu 86
Şekil 4.24: Hanönü_2 lokasyonuna ait paleostres tensör konfigürasyonları. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu 87
Şekil 4.25: a- Boyabat_8 lokasyonun genel bir görünüşü, b - Paleostres tensör konfigürasyonu. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu 88
Şekil 4.26: a- Boyabat_2 lokasyonun genel bir görünüşü, b- Boyabat_2 lokasyonunda ölçülen fay düzlemlerine bir örnek ve düzlem üzerindeki fay çiziği (kırmızı ok hareket yönünü gösteriyor) c - Paleostres tensör konfigürasyonu. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu 89

Şekil 4.27: a- Hanönü_1 lokasyonun genel bir görünüşü b - Paleostres tensör konfigürasyonu. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu 90
Şekil 4.28: a- Boyabat_17 lokasyonun genel bir görünüşü, b - Paleostres tensör konfigürasyonu. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu 91
Şekil 4.29: a- Boyabat_16 lokasyonun genel bir görünüşü, b - Paleostres tensör konfigürasyonu. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu 92
Şekil 4.30: a- Hanönü_7 lokasyonun genel bir görünüşü, b- Hanönü_7 lokasyonunda ölçülen fay düzlemlerine bir örnek ve düzlem üzerindeki fay çiziği (kırmızı ok hareket yönünü gösteriyor) c - Paleostres tensör konfigürasyonları. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu 93
Şekil 4.31: a- Boyabat_1 lokasyonun genel bir görünüşü b - Paleostres tensör konfigürasyonu. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu 94
Şekil 4.32: a- Durağan_8 lokasyonun genel bir görünüşü b- Durağan_8 lokasyonunda ölçülen fay düzlemlerine bir örnek ve düzlem üzerindeki fay çiziği (kırmızı ok hareket yönünü gösteriyor) c - Paleostres tensör konfigürasyonu. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu 95
Şekil 4.33: a- Boyabat_9 lokasyonun genel bir görünüşü b- Boyabat_9 lokasyonunda ölçülen fay düzlemlerine bir örnek ve düzlem üzerindeki fay çiziği (kırmızı ok hareket yönünü gösteriyor) c - Paleostres tensör konfigürasyonu. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu 96
Şekil 4.34: a- Boyabat_4 lokasyonun genel bir görünüşü, b - Paleostres tensör konfigürasyonu. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu 97
Şekil 4.35: a- Boyabat_13 lokasyonun genel bir görünüşü b- Boyabat_13 lokasyonunda ölçülen fay düzlemlerine bir örnek ve düzlem üzerindeki fay çiziği (kırmızı ok hareket yönünü gösteriyor) c - Paleostres tensör konfigürasyonu. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu 98
Şekil 4.36: a- Durağan_7 lokasyonun genel bir görünüşü, b- Paleostres tensör konfigürasyonu. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu 99
Şekil 4.37: a- Boyobat_15 lokasyonun genel bir görünüşü b- Boyobat_15 lokasyonunda ölçülen fay düzlemlerine bir örnek ve düzlem üzerindeki fay çiziği (kırmızı ok hareket yönünü gösteriyor) c - Paleostres tensör konfigürasyonları. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu 100
Şekil 4.38: a- Boyabat_5 lokasyonun genel bir görünüşü b- Paleostres tensör konfigürasyonu. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu 101
Şekil 4.39: Durağan_2 lokasyonuna ait paleostres tensör konfigürasyonları. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu 102
Şekil 4.40: a- Durağan_5 lokasyonun genel bir görünüşü, b- Paleostres tensör konfigürasyonu. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu 103
Şekil 4.41: Boyabat_10 lokasyonuna ait paleostres tensör konfigürasyonları. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu 104
Şekil 4.42: a- Durağan_4 lokasyonun genel bir görünüşü, b- Durağan_4 lokasyonunda ölçülen çakıltaşları üzerindeki fay düzlemlerine bir örnek ve düzlem üzerindeki fay çiziği (kırmızı ok hareket yönünü

gösteriyor), c,d - Paleostres tensör konfigürasyonları. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu..... 105
Şekil 4.43: İnceleme sahası içindeki sıkışma yönlerinin histogramı..... 106
Şekil 4.44: Geç Paleosen-Eosen-Oligosen dönemindeki KKD-GGB yönündeki sıkışma eksenleri ve stres trajektorileri. σ_1 radyal (siyah), σ_2 konsantrik (kahverengi)'dir..... 107
Şekil 4.45: Geç Miyosen-Güncel dönemindeki KB-GD yönündeki sıkışma eksenleri ve stres trajektorileri. (σ_1; siyah, σ_3 ;kahverengi çizgilerle gösterilmiştir)..... 108
Şekil 5.1: Çalışma alanı ve civarına ait ASTER uydu görüntüsünün (Band:321) bağıntısız esnetme tekniği (Decorrelation Stretching Technique) ile zenginleştirilen görüntüsü..... 114
Şekil 5.2: ASTER uydu görüntüsünün çeşitli band kombinasyonlarına uygulanan doğrusal esnetme tekniği (linear stretch) a-321 bantları b-231 bantları..... 114
Şekil 5.3: Landsat TM uydu görüntüsünün çeşitli band kombinasyonlarına uygulanan zenginleştirme teknikleri; a-5/7,2/3,4/5 bantlarının oranlanması ile elde edilen görüntü, b-531 bantlarına uygulanan doğrusal esnetme tekniği (linear stretch)..... 115
Şekil 5.4: Landsat ETM uydu görüntüsünün çeşitli band kombinasyonlarına uygulanan doğrusal esnetme tekniği (linear stretch) a-741 bantları b-234 bantları..... 115
Şekil 5.5: İnceleme alanına ait DTED2 görüntülerinden oluşturulan SAM üzerinde gösterilen çizgisellikler, a- Taşköprü-Durağan Havzasının kuzeyine ait çizgiselliklerin gül diyagramı, b- Taşköprü-Durağan Havzasının kuzeyine çizgiselliklerin gül diyagramı, c- Taşköprü-Durağan Havzasına ait çizgiselliklerin gül diyagramı d- İnceleme sahasının tamamına ait çizgiselliklerin gül diyagramı..... 117
Şekil 6.1: Batı Pontidler ve Taşköprü-Durağan Havzasının evrimi..... 121
Şekil 6.2: Taşköprü-Durağan Havzasının Orta Eosen-Kuvaterner evrimi..... 123
Şekil 6.3: Çalışma sahası doğusunda stres eksenlerindeki değişim sonucu Ekinveren Fayı'nın doğrultu atım özelliği kazanması..... 126

TABLOLAR DİZİNİ

Tablo 4.1: Çok yönlü fay-kayma analizi için arazide kaydedilmesi gerekli parametreler ve gözlemler 70
Tablo 4.2: Paleostres analizde kullanılan simgeler ve açıklamaları..... 73
Tablo 5.1: Bu çalışmada kullanılan görüntülerin karakteristikleri, Lillesand and Keifer (1999), Abrams (2000), Koç (2005)'den derlenmiştir..... 111
Tablo 5.2: Bu çalışmada kullanılan Landsat 5 TM görüntüleri..... 110
Tablo 5.3: Bu çalışmada kullanılan Landsat 7 ETM görüntüsü..... 110
Tablo 5.4: Bu çalışmada kullanılan ASTER görüntüleri..... 112

SİMGELER

d :eğim yönünün açısı
p :eğim miktarı
i :fay çiziğinin açısı
H :referans düzlemi
σ :stres vektörü
dF :kuvvet vektörü
dS :yüzey
$\sigma 1$:maksimum sıkıştırma stresi
$\sigma 2$:ortaç stres
$\sigma 3$:minimum stres
P :sıkışma düzlemi
T :genişleme düzlemi
ϕ :stres farklarının oranı
s :gözlenen fay çiziğinin yönelimi
τ :makaslama stresi
υ :normal stres
C :kohezyon
μ :kırılma katsayısı

Kısaltmalar

B :Batı
CIP :Common Intersection Points (Ortak Kesişim Noktaları)
D :Doğu
DAF :Doğu Anadolu Fayı
DTED :Digital Terrain Elevation Data (Dijital Karasal Yükseklik Verisi)
G :Güney
GB :Güneybatı
GD :Güneydoğu
GGB :Güney-Güneybatı
KAF :Kuzey Anadolu Fayı
KAFS :Kuzey Anadolu Fay Sistemi
K :Kuzey
KB :Kuzeybatı
KD :Kuzeydoğu
KKD :Kuzey-Kuzeydoğu
SAM :Sayısal Arazi Modeli
SRTM :Shuttle Radar Topography Mission (Mekik Radar Topografi Görevi)

TAŞKÖPRÜ-DURAĞAN SENOZOYİK HAVZASININ KİNEMATİK EVRİMİ

Ercan SANĞU

Anahtar Kelimeler: Taşköprü-Durağan, Bindirme, Sıkışmalı Tektonik, Paleostres

Taşköprü-Durağan Havzası, Kretase sonunda Neotetis'in kuzey kolunun kapanmasıyla başlayan ve Pontid Kıtası ile Torid-Anatolid Kıtası'nın çarpışması sürecinde bir yayönü havza olarak açılmıştır. Çarpışmayla ilişkili sıkışmalı deformasyonun sonucunda bölge yükselmiş, bindirmeler, faylanmalar ve kıvrımlanmalar meydana gelmiştir. Bu tektonik etkinliğin, Taşköprü-Durağan Havzası içerisindeki en önemli sonucu güneye verjanslı olan Ekinveren Ters Fayı'dır.

Yaklaşık doğu-batı gidişli, dış bükey bir yay şeklinde olan Taşköprü - Durağan Havzası Üst Kretase-Pliyosen yaşlı çökel ve volkanit istiften oluşur. Havza istifi, temelde Üst Kretase yaşlı pelajik bir kireçtaşı ile başlayıp Üst Kretase-Paleosen yaşlı volkanik-volkanojenik birimlere geçer ve Eosen-Oligosen yaşlı sığ denizel karasal çökellerle devam edip, Neojen yaşlı birimlerle sona erer. Havza içerisindeki bu birimler Doğu-Batı uzanımlı Güneye devrik bir asimetrik senklinal oluştururlar. Kuzey kanadı Ekinveren Ters Fayı nedeniyle güneye devrilmiş olan bu kıvrımın güney kanadı ise güneydeki Kargı Masifi üzerine transgresif aşmalıdır.

Havzada Geç Eosen'den günümüze değin iki farklı deformasyon evresi tespit edilmiştir. İlk deformasyon evresi, Geç Paleosen-Eosen-Oligosen dönem aralığında sıkışmaya bağlı olarak gelişmiş KKD-GGB yönlü deformasyondur. Bu evre genel olarak transpresyonu ve kabuk kalınlaşmasını işaret eder. İkinci evre ise, Geç Miyosen'de başlayan ve günümüzde de aktif olan ve sıkışmaya bağlı olarak gelişen KB-GD yönlü deformasyondur. Bu Geç Miyosen'den itibaren Kuzey Anadolu Fay Sistemi (KAFS)'ni de harekete geçiren sistem ile ilişkilidir.

KINEMATIC EVOLUTION OF THE TAŞKÖPRÜ-DURAĞAN CENOZOIC BASIN

Ercan SANĞU

Key Words: Taşköprü-Durağan, Thrust, Compressional Tectonic, Paleostress

The Taşköprü-Durağan basin formed as a fore-arc basin during the collision between the Pontide and the Tauride-Anatolide continents following the consumption of the northern branch of Neotethys ocean. Compressional deformation associated with this collision caused a regional uplift, as well as the formation of thrusts, faults and folds. The most important consequence of this tectonic event in the Taşköprü-Durağan basin is the formation of the south vergent Ekinveren Reverse Fault.

The Taşköprü - Durağan Basin is an approximately east-west trending arc-shaped basin which consists of Upper Cretaceous to Pliocene sedimentary and volcanic deposits. Basin stratigraphy begins with the Upper Cretaceous pelagic limestone at the bottom, continues upward with the Upper Cretaceous volcanic-volcanogenic units and the Eocene-Oligocene shallow marine continental sediments and finally ends with Neogene formations at the top. These units within the basin form an east-west trending asymmetrical synclinal overturned to the south. The northern limb of this fold has overturned to the south due to the Ekinveren Reverse Fault and the southern limb of the fold transgressively overlay the Kargı Massif.

Two different phases of deformation were identified to have developed in the basin since the Late Eocene. The first stage is the NNE-SSW directed deformation developed in association with the regional compression during the Late Paleocene-Eocene-Oligocene period. This stage indicates transpression and crustal thickening. The second stage is the NW-SE compressional deformation, which was initiated in the Late Miocene and is continuing at present. This stage is associated with the deformation along the North Anatolian Fault System (NAFS) which has been active since the Late Miocene.

1. GİRİŞ

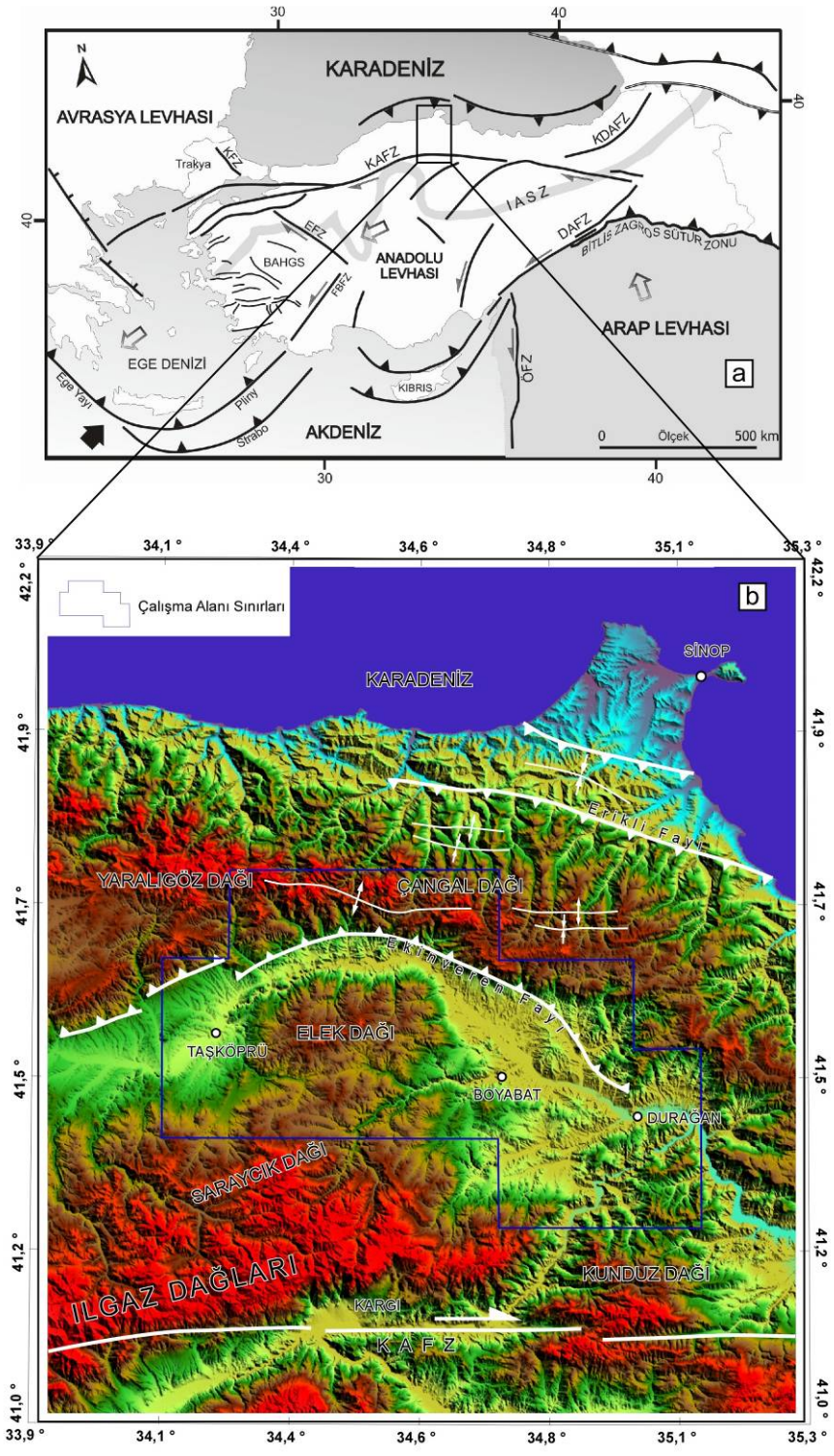
1.1. Çalışmanın Amacı ve Kapsamı

Bu çalışma, Pontidler tektonik birliği içerisinde Orta Pontidler'de yer alan, yaklaşık doğu-batı gidişli, dış bükey bir yay şeklinde olan Taşköprü-Durağan havzasının oluşumuna etkiyen ve denetleyen mekanizmanın tespiti için yapılmıştır. Bu amaca yönelik, stratigrafik, yapısal ve morfotektonik unsurlar detaylı olarak incelenmiştir. Elde edilen verilerin analizi ve yorumlanması ile bölgenin oluşumu ve evriminin Senozoyik dönemdeki özellikleri ortaya konulmuştur.

1.2. Çalışma Alanının Coğrafik Konumu

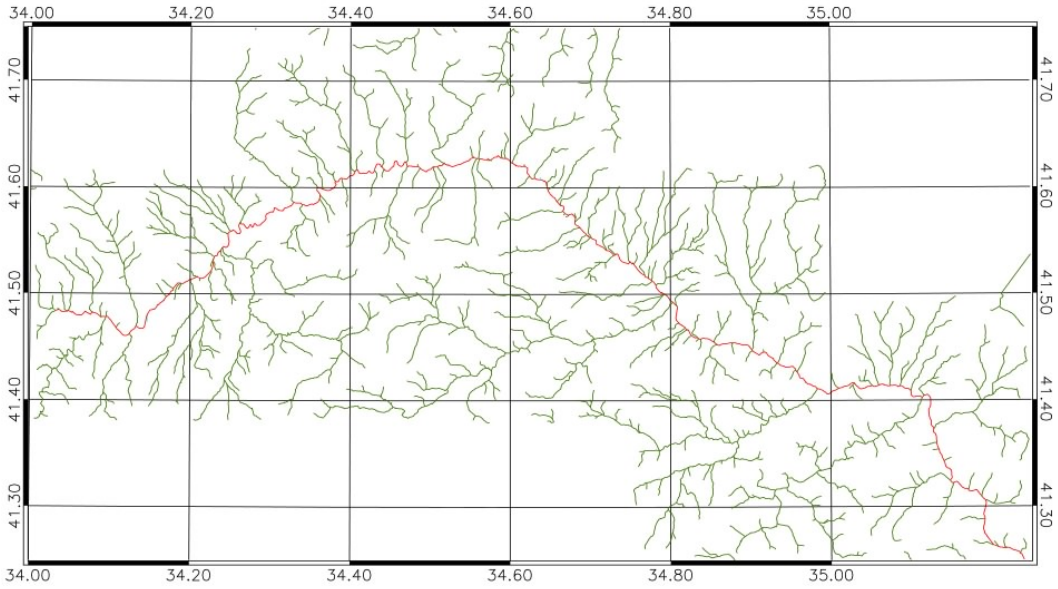
İnceleme alanı Orta Karadeniz kesiminde yer almakta ve batıda Kastamonu İli'nin doğusunda yer alan Taşköprü İlçesi ile doğuda Sinop İli'nin güneyinde yer alan Durağan İlçesi'nin arasında kalan bölgeyi kapsamaktadır. Yaklaşık 3190 km^2 lik genişliğe sahip olan çalışma alanı, 1/25000 ölçekli, E32-c1, E32-c2, E32-c3, E32-c4, E32-d3, F32-a2, F32-b1, F32-b2, E33-c3, E33-c4, E33-d1, E33-d2, E33-d3, E33-d4, F33-a1, F33-a2, F33-b1, F33-b2, F33-b3, F33-b4, F34-a1, F34-a4 paftalarını içine almaktadır. Bölgede yerleşim doğu-batı uzanımlı Gökırmak vadisi boyunca sıralanmıştır. Bunların başlıcaları, Taşköprü, Hanönü, Boyabat ve Durağan ilçeleri'dir (Şekil 1.1).

Oldukça engebeli bir morfolojiye sahip çalışma alanının belli başlı dağları Karageriş, Elekdağı, ve Dıranaz'dır. Çalışma alanı içerisindeki en büyük ova Boyabat Ovası'dır. Bu ovayı Gökırmak, Arım, Gazidere, Asarcık ovaları meydana getirir. Yüksek dağlar arasında uzanan bu ovalar çok verimli ve sulaktır.



Şekil 1.1: a) Türkiye ve çevresinin başlıca tektonik yapıları (KAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu, KDAFZ: Kuzeydoğu Anadolu Fay Zonu, DAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu, BAHGS: Batı Anadolu Horst-Graben Sistemi, FBFZ: Fethiye Burdur Fay Zonu, EFZ: Eskişehir Fay Zonu, ÖFZ: Ölüdeniz Fay zonu, IASZ: İzmir-Ankara Sütur Zonu) (Gürer ve diğ., 2003) b) Orta Pontidlerin bazı önemli yapısal unsurları ve çalışma alanı

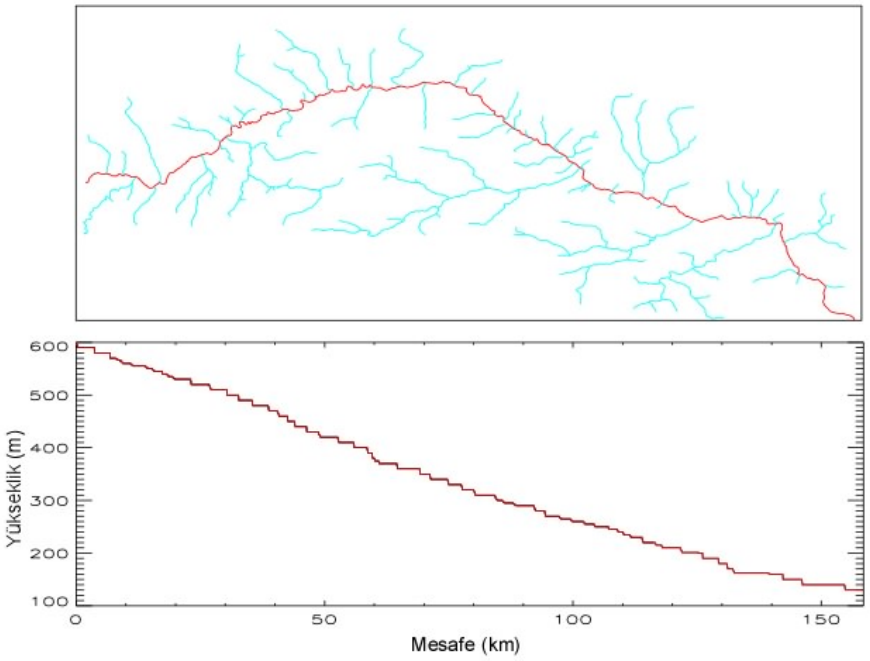
Dendritik tipte bir drenaj ağına sahip bölgede, derin vadiler boyunca, yer alan büyük derelerin yılın her günü akar konumda olduğu görülmektedir (Şekil 1.2). Çalışma alanındaki başlıca drenaj Gökırmak tarafından sağlanır. Doğuya doğru Kızılırmak ile birleşen Gökırmak saha içerisinde yaklaşık 150km. uzunluğa sahiptir. Gökırmak, batıdan doğuya doğru akar ve bu akış sırasında vadideki yükseklik değişimi yaklaşık 550m'dir (Şekil 1.3). İnceleme sahasındaki başlıca akarsular Gökırmak, Kızılırmak, Kolaz Çayı, Arım Çayı, Çil Çayı, Çarşak Çayı, Uzun Çay, Taraköy Çayı, Küre Çayı, Kara deresi, İncesu deresidir.



Şekil 1.2: İnceleme sahası içerisindeki ana drenaj ağı. Kırmızı çizgi Gökırmak Nehri'dir.

1.3. Önceki Çalışmalar

Bölgenin jeolojik yönden ilginçliğinin yanı sıra, Boyobat ve civarının petrol potansiyelinden dolayı bölge çok sayıda jeologun ilgisini çekmiştir. Özellikle MTA enstitüsünün kurulmasıyla bilimsel anlamda çalışmalar ivme kazanmış, daha sonra TPAO'nın da bölgede yaptığı çalışmalarla bölgeye yönelik değerli çalışmalar ortaya çıkmıştır.



Şekil 1.3: Batıdan doğuya doğru Gökırmak vadisi boyunca mesafeye bağlı olarak yükseklik değişimi

Ortynski ve Tromp (1942), Boyabat-Ekinveren arasındaki bölgenin stratigrafik ve tektonik özeliklerinden bahsetmişlerdir. Boyabat depresyonunu kuzeyden güneye doğru; Maruf-Martılı arsındaki antiklinal, Gökırmağın Sarıtaş domu ile kuzeyindeki bölge ve Gökırmağın güneyindeki bölge olmak üzere üç bölüme ayırmışlardır.

Saner (1980), Alt Kretase sonlarında güneyde yer alan Tetis Okyanusu'nun kuzey kolunun okyanusal kabuğunun Avrasya kıtası altında dalmaya başlamasıyla doğu-batı uzanımlı bir volkanik yayın geliştiğini, bunun ardından kıtasal kabuktaki incelmeyle Karadeniz'in oluştuğunu söylemiştir. Geç Kretase'de Avrasya Levhası'nın güney kenarındaki çökme ve derinleşme devam etmiş, Karadeniz'in tabanı tamamen okyanuslaşmış ve Pontid Kıtasının Avrasya Levhasından ayrıldığını, Pontidler'in güney ucu önünde dalma zonunda yitim karmaşığının geliştiğini ve ada yayı volkanizmasının da en etkin faza ulaştığını belirtmiştir. Dalma zonundaki yitim karmaşığının büyüyüp su üzerine yükselmesiyle volkanik olmayan bir dış yayının geliştiğini; Üst Kretase'den sonra Anadolu ve Pontid kıtalarının çarpışmasıyla Pontid Dağları'nın yükselmeye başladığını ve Batı Pontid dağlarının ilk çatısının Üst Eosen ve Oligosen'de belirdiğini söylemiştir.

Görür ve diğ. (1983), Pontitler'de bulunan çeşitli Liyas istiflerini sedimantolojik özelliklerine göre incelemişler, bu istiflerin çökelme koşullarını ve tektonik gelişmelerini ana hatlarıyla ortaya koymuşlardır. Buna göre Liyas başlangıcında Pontidler Gondwana-Land'ın kuzeyinde yer alan aktif Paleotetis kıtakenarına bağlı genelde yükselim alanıdır. Paleozoyik (ve Triyas) yaşlı çeşitli kayaçlardan oluşan bu geniş alan üzerinde çoğunlukla akarsu, bataklık ve sığ denizel ortamlara ait kırıntılı platform çökelleri depolanmıştır. Sinamüriyen başlangıcında veya hemen öncesinde bölgede Pontidler'in güneyinde Neotetis'in kuzey kolunun açılımına bağlı olarak blok faylanma ve riftleşme başlamış olmalıdır. Bu olay Pontidler'i geniş ölçüde etkileyerek yörede horst ve grabenlere karşılık gelen bir takım denizaltı tepeleri ve deniz çukurları oluşturmuştur. Gelinen bu topoğrafya Neotetis'in kuzey kolunun kuzey kıta kenarının niteliğini belirlemiş, sedimantasyonu kontrol etmiştir. Denizaltı tepeleri üzerinde ve yamaçlarında çoğunlukla kırmızı-gri renkli, yer yer kondanse, biyomikrit, biyosparit, pelmikrit, pelsparit, oolit ve resifler gibi sığ karbonat fasiyesleri çökelirken, çukurlar içerisinde de daha çok gri renkli, lav-tüf arakatkılı, volkanik ve kristalen eleman içerikli çakıltaşı, kumtaşı ve şeyllerden oluşan türbiditlerin biriktiğini belirtirler. Sonuç olarak Neotetis'in kuzey kolunun Erken Liyas'ın sonlarına doğru Paleotetis'in dalma batmasının oluşturduğu magmatik yayın Gondwana-land platformundan riftleşerek ayrılması sonucu oluştuğunu ve burada Neotetis'le ilgili olarak bazı araştırıcıların iddia ettiği gibi Triyas yaşlı bir açılmanın söz konusu olmadığını söylemişlerdir.

Gedik ve diğ. (1984), Orta Karadeniz bölgesinde, temelde yer alan metamorfik kayaçlar üzerinde Liyas-Kuvaterner zaman aralığında çökelen kaya birimleri tanıtmışlar ve çeşitli evelerde oluşan volkanik kayaçlarda yapılan petrolojik çalışmalar sunmuşlardır. Bölgesel jeodinamik evrim ve kimyasal özellikleri göz önüne alarak yaptıkları çalışmada, volkanik kayaçlardan, Üst Kretase yaşlı olan Hamsaros volkanitleri, Yemişliçay formasyonu, Çokran üyesi ile Eosen yaşlı olan Tekkeköy volkanitlerinin, adayayı volkanikleri grubundan oldukları ve eski bir yitim zonundan oluştuklarını, Pliyo-Kuvaterner yaşlı Akyörük bazaltlarının ise, daha sonra kıta ortasında manto yükselimi ile oluştuğu sonucuna varmışlardır.

Yılmaz ve Tüysüz (1984), İnceleme sahaları içerisinde oluşma ve yerleşme yaşları farklı iki ofiyolitik topluluk olduğunu, bunların Alt Mesozoyik'te yok olmuş Paleotetis ve Üst Mesozoyik'te tüketilmeye başlamış Neotetis okyanus ortamlarının artıkları olduğunu belirtmişlerdir. Paleotetis ofiyolitinin kuzeyde Elekdağ metaofiyolitiyle, Neotetis ofiyolitinin ise güneyde Kargı ofiyolit topluluğu ile temsil ettiğini belirtmişlerdir. Bölgede Dogger-Malm ve Üst Kretase-Eosen dönemlerinde yaygın mağmatik aktivite olduğunu, bunlardan Dogger-Malm dönemindeki volkanizmanın kalkalkalen nitelikte olduğu ve kabuk kalınlaşmasına bağlı Tibet tipi bir mağmatizmayı temsil ettiğini ve Üst Kretase-Eosen mağmatizmasının bir yay volkanizması olduğunu ve Üst Kretase'de kuzey alanlarda iken Eosen'de güney alanlara kaydığını belirtmişlerdir. Ayrıca Kastamonu-Boyabat havzasın Üst Kretase sonu-Paleosen'de açılmaya başlayan bir yay içi veya yay önü havza olarak yorumlamışlardır.

Yılmaz ve Tüysüz (1988), Kargı masifinin bir metamorfik kayalar topluluğu olduğunu; bu toplulukta metamorfizmaya uğramış ofiyolitik kayaların önemli yer tuttuğunu; masifin zaman içinde birbirine eklenmiş tektonik birliklerden gitgide büyüyerek geliştiğini; masif ve dolayında iki farklı ofiyolitik kaya topluluğunun bulunduğunu, bunlardan yaşlı olanın Malm öncesinde, genç olanın ise Geç Kretase sonu-Paleosen'de bölgeye yerleştiğini; Mesozoyik başında kuzeyde bir okyanus ve onun güneyinde bir kıtanın yer aldığını, Mesozoyik sonunda kıtanın bulunduğu yere nazaran kuzeydeki okyanusun yok olduğunu, güneyde ise Liyas başında başka bir okyanusun geliştiğini belirtmişlerdir.

Sonel ve diğ. (1989), Ekinveren fayı, kuzeyden güneye doğru bindirmeli ve dolayısıyla kuzeydeki birimleri Boyabat havzasındaki otokton kabul ettikleri birimler üzerine iten bir özelliğe sahip olduğunu, bu bindirme neticesinde Boyabat havzası otokton birimlerindeki önemli hazne kayaçların fay zonu ve paraotokton kabul ettikleri birimler altında devam ettiğini düşünmüşlerdir. Çağlayan formasyonun alt seviyelerinde izledikleri kalın katmalı kumtaşlarının, Yemişliçay formasyonun altında devam ettiğini gözlemlemişledir. Yemişliçay formasyonu içerisinden gelen doğalgaz çıkışlarının altta gömülü olan Çağlayan kumtaşlarından geldiğini ve Çağlayan ve İnatlı formasyonlarının Yemişliçay formasyonu altında yayılım

gösterdikleri bölgeleri petrol aramaları açısından önemli alanlar olarak değerlendirmişlerdir. Ayrıca Ekinveren fayı boyunca batıdan doğuya doğru istifin daha alt seviyelerinin gözlemlendiğini böylelikle de Durağan'a doğru tektonik olayların daha etkili olduğunu gözlemlemişlerdir.

Tüysüz ve diğ. (1990a), Kargı Masifi'nin Malm ve daha genç çökel örtüsü altındaki metamorfik temelin, kıtasal ve okyanusal birlikler ile bunları kesen Dogger granitlerinden oluştuğunu ve bu okyanusal toplulukların üç birliğe ayrıldığını belirtmişlerdir. Bunların Karakaya, Elekdağ birliği ve bu birlikleri stratigrafik dokanakla örten Küre birliği olduğunu; bu üç birliğin tektonostrtigrafik niteliklerinin, Permiyen'de bölgede sığ bir karbonat platformunun bulunduğunu, bunun üzerine gelişen bir volkanik aktivite ile eş zamanlı olarak faylarla parçalandığını ve kuzeydeki okyanusa (Paleo-Tetis) açılan bir marjinal havza haline geldiğini ve tüm bu ortamların Liyas'ta güneye doğru dalıp kapandığını belirtmişlerdir.

Tüysüz ve diğ. (1990b), Jura-Kretase birimlerinin Erken Jura sonunda oluşmuş bir temeli örten ilk çökeller olduklarını; bu birimlerin açıkça kuzeye ilerleyen bir denizel ortamı işaret ettiğini; bu transgresyonun bir karbonat platformunun gelişmesine yol açtığını; bu platformun Erken Kretase'de parçalandığını, bunun çökel birimlerde ani kalınlık değişimleri ve farklı ortamsal özelliklerin sergilenmesine neden olduğunu, bu çökellerin fay kontrollu havzalarda gelişmiş olabileceklerini belirtmişlerdir. Sonuç olarak havzanın Senomaniyen-Türoniyen'de sakin bir pelajik ortam haline geldiğini, bunun ise ancak gerilmeli bir rejimde mümkün olduğunu; bu sakin dönemin kısa sürdüğünü, bölgenin güneyde şiddetli bir tektonik dilimlenmeye uğradığını, kuzeyde buna bağlı olarak bir adayayının geliştiğini söylemişlerdir.

Şengün ve diğ. (1990), Akgöl formasyonu ve Karakaya grubunun yaş ve kuşak açısından deneştirilebilir olduğunu, İzmir-Kars kenetiyle bitişik oluşu nedeniyle kökensel olarak bağlantılı olduğuna, yani Triyas'da açılıp kapanmış bir rifte ilişkin olmadığına, aynı kenetin güneyinde hiçbir yerde görülmeyişi sebebiyle pasif değil, aktif bir kıta kenarına ait olduğuna işaret etmiştir. Paleotetisin, Pontidler ve Anatolid'leri ayıran bir okyanusal alan olduğunu, Üst Paleozoyik ile Erken Tersiyer arasında kuzey yönlü bir yitimle Pontid'lerin altında progresif olarak tüketildiğini belirtmiştir. Dalma-batma zonu gerilemesine bağlı olarak ada yayınında gerilediğini,

eski yayın yeni gelişen yayın önünde sıkışarak yükseldiğini, böylece aşınıp grabenleşmeye başlayarak, yay-ardı havza çökelleri ile transgressif aşamalı olarak örtülmeye başladığını, eski yayın yeni gelişen yayönü havzasının beslenme alanını oluştururken, yeni yayönü havzada çökelmekte olan fliş, kıta kabuğuna ait metamorfik kayaçlar ve ofiyolitlerle progresif olarak kıvrımlanmakta ve dilimlenmekte olduğunu belirtmiştir.

Sarıca (1993), Gökçeağaç yöresinde Kretase-Tersiyer sınırını tespit etmek için planktik foraminiferlere dayanarak biyostratigrafik incelemelerde bulunmuş. Kayabaşı Tepe çevresinde Akveren formasyonu içerisinde ölçmüş olduğu stratigrafik kesitlerde Mastrihtiyen'in *Gansserina gansseri* zonundan başlayarak, Tanseniyen'in en üst zonu olan *Morozevella velascoensis* zonuna kadar tüm zonları saptadığını belirtmektedir.

Ustaömer ve Robertson (1993), Küre kompleksinin karşılığının yakındaki Kırım, Istranca, Dobregea ve Kafkasya bölgelerinde bulunduğunu, havza açılımında en azından Pontidler'in ve Kafkasya'nın okyanusal havza başlangıcına eşlik ettiğini, kapanmanın Orta Jura öncesinde dalma-batma süreçleriyle olduğunu, okyanusal kabuk ve derin deniz sedimentlerinin, okyanusal temel daldığında onunla yapısal olarak toparlandığını ve ayrıldığını, kenar havzanın açılımı ve kapanması aktif güney Eurasian kıtasal kenarının var olduğunu uzun süre boyuca bir safhalar serisi gibi göründüğünü söylemişlerdir.

Sütçü ve diğ. (1994), Yaptıkları çalışmada bölgede yüzeyleyen kaya birimlerini ayırtlamışlardır. Domuzdağ formasyonunun meta spilitik ve magmatik kayaçların matriksin oluşturduğu meta ofiyolit bloklu bir oluşum olduğunu, Elekdağı metaofiyoliti okyanusal kabuğun ürünü olduğunu, magmatik ve çökel kayalarla temsil edilen ve metamorfik olan Aktaş, Gümüşoluğu ve Kunduz formasyonları, Karakaya okyanusuna ait birimler olduğunu, Bekirli ve Akgöl formasyonları epiofiyolitik örtü olarak değerlendirilen oluşuklar olduğunu belirtmişlerdir. Bu birimler üzerinde gelişmiş olan örtü kayalarının İnaltı, Çağlayan, Kapanboğazı, Yemişliçay formasyonları olduğu ve Kirazbaşı karmaşığı Tetisin kapanması sırasında oluşmuş yığışım prizmasının tektonik ürünü olduğunu, Cankurtaran formasyonu yığışım prizması ve yay önünde geliştiğini, Akveren formasyonunun ise

Üst Kretase'den itibaren transgresif aşmalı olarak Alt Eosen'e kadar çökelmiş olduğunu, Tersiyer birimlerinin gittikçe sığlaşan ve sınırlı ortamlarda, çoğunlukla volkanizmanın da etkin olması ile çökelmiş olduğunu belirtmişlerdir. Bölge Paleozoyik sonu, Mesozoyik başından beri sıkışma rejiminin egemenliği altında evrim geçirdiğini, Liyas ve Alt Kretase'de olduğu gibi gerilme dönemlerinden sonra Üst Kretase'den Miyosen'e kadar sıkışma rejiminin etkisi ile E-W uzanımlı kıvrımlar, Elekdağ ve güneyinde kuzeyden güneye bildirmeler, daha sonraki dönemlerde ise düşey faylar geliştiğini, Üst Miyosen-Palosen döneminde bölgede yanal atımlı faylar gelişerek bölge günümüzdeki yapısal konumunu kazandığını belirtmişlerdir.

Aydın ve diğ. (1995), Geç Jura'nın sonundan Erken Kretase'nin başına kadar bölgenin baskın yapısal sitilinin genişleme olduğunu, böylelikle horst ve graben tipi yapıların geliştiğini belirtmişlerdir. Neotetis denizinin kuzey kolunun kapanmasıyla Geç Kretase'nin ortasından itibaren etkili olan sıkışma rejiminin geliştiğini ve bununla beraber horst ve graben sınırlarındaki normal fayların tekrar aktive olarak ters-bindirme tipi faylara dönüştüğünü belirtmişlerdir. Miyosene kadar devam eden sıkışmanın sona ermesiyle bölgede bazı faylarda yanal yer değiştirmelerin başladığını belirtmişlerdir.

Derman ve Sayılı (1995), Ketin ve Gümüş (1963) tarafından taban konglomerası olarak yorumlanan Bürnük formasyonunun, litolojik ve sedimantolojik karakteristiklerine göre dere kanalı ve çevresel akıntı malzemesi olduğunu söylemişlerdir.

Sarı (1995), Litolojik olarak kumtaşı-şeyl, marn, silttaşı, kireçtaşı ve konglomeralardan oluşan Kretase yaşlı Çağlayan ve Gürsökü formasyonlarında yapmış olduğu çalışmalarda, kesit analizlerine göre kumtaşlarının tane boyu dağılımları kaba silt-kaba kum ve derecelenmelerini ise orta iyi olarak belirtilmiştir. Yaptığı çalışmada Çağlayan ve Gürsökü formasyonlarının yakınsak ve ıraksak türbit çökelleri olduğunu göstermiştir.

Yılmaz ve diğ. (1997), Pontidler'in tektonostratigrafik olarak üç bölüme ayrılabileceğini ve bunların; Batı Pontidler, Orta Pontidler ve Doğu Pontidler olduğunu, Batı Pontidler'in, Istranca Masifi, İstanbul-Zonguldak zonu, Armutlu-Almacık zonu ve Sakarya kıtasından oluştuğunu, Doğu Pontidler'in, Doğu-Batı yönelimli tektonik bölgelerle ifade edilebileceğini ve bunların mağmatik kuşak, yay önü havza çökelleri, metamorfik masif kuşağı, ofiyolitik sütur zonu ve kalıntı havza çökellerinden oluştuğunu, Orta Pontidler'in ise Doğu ve Batı Pontid birimlerinin tektonik olarak yan yana geldiği ve bir tektonik düğüm görünümünde olduğunu söylemişlerdir. Pontidler'in Alpid orojenik olaylarını ve Kimeridin verilerini taşıdığını, Paleotetis Okyanusu'nun Kimerid kıtasının kuzeyinde bulunduğunu, Paleotetis'in kapanması esnasında, Paleotetis Okyanus tabanının güneye doğru dalmasıyla Kimerid Kıtası'nda And tipi mağmatik kuşağın geliştiğini, bu sırada Kimerid kıtasının arkasında muhtemelen yay gerisi havza olarak Neotetis'in açılmaya başladığını, Dogger'de Kimerid Kıtası ile Laurasia'nın Scythian platformunun çarpışmasıyla Paleotetis okyanus tabanın büyük bir kısmı yok olduğunu ve Neotetis'in güneyde büyümeye devam ettiğini ve Neotetis'in de Kreatese sonunda Pontidler'in altına kuzeye doğru dalarak yok olduğunu söylemişlerdir.

Yiğitbaş ve diğ. (1999), Bölgede temel metamorfik birliğin Ordovisyen öncesi ensimatik ada yayı ile kıtasal ayrılma arasında oluştuğunu, Paleotetis Okyanusu'nun yitiminin Dogger'de olduğunu ve Pontidler üzerindeki kalın nap kümelerinin kıtasal çarpışmayı işaret ettiğini belirtmişlerdir. Devam eden yakınlaşmanın kıtanın aşırı kalınlaşmasına neden olduğunu, böylece sıkışmadan sonra gerilmenin egemen olacağını, bu gerilmenin muhtemelen geçmişteki çarpışmanın çökmesine neden olacağına, bu sırada Ballıdağ, Sünnice, Almacık ve Armutlu Masifleri'nin bir (core complex) çekirdek karmaşığı gibi yükseldiğini ifade etmişlerdir. Bunun sonucunda Ulus ve Boyalı havzalarının kuzey ve güneyinde metamorfik masif geliştiğini, yapısal yükselmenin Geç Kretase'ye kadar devam edip, Neotetis Okyanus tabanının Pontid zonunun altında kuzeye doğru dalarak tüketilirken, Pontidler üzerinde Andean tipi ada yayının geliştiğini belirtmişlerdir. Geç Kretase'de Sakarya Kıtası ve Pontidler arasında çarpışma meydana geldiğini, çarpışmanın etkilerinin Erken

Eosen'in sonuna kadar devam ettiğini, Orta Eosen kayaçlarının yeni gerilme sistemi ve farklı kaynakların kayaçları tarafından örtülerek şekillendiğini belirtmişlerdir.

Tüysüz (1999), Orta Pontidler'deki Sinop havzasının kuzeye doğru derinleşen bir havza olduğunu ve Barremiyen'de gerilmeli havza olarak açıldığını belirtmiştir. Sinop havzasının kırıntılı sedimanlarının Orta Pontidlerin Üst Jura ve daha yaşlı kayalarından meydana geldiğini işaret etmiştir. Havzadaki sedimantasyonun Baramiyenden Erken Senamoniyen'e kadar sürekli devam ettiğini ve sonra Senamoniyen'de uyumsuzluk olduğunu, Senamoniyen yaşlı pelajik mikritiklerin oldukça geniş alanlarda depolandığını, Turoniyen'den Mastrihtiyen'e kadar volkanik yayın etkin olduğunu ifade etmiştir. Ayrıca İstanbul Zonu ve Orta Pontidlerin farklı Üst Kretase öncesi stratigrafiye sahip olduklarını ve Senomaniyen'de bir araya geldiklerini söylemiştir.

Kaymakçı ve diğ. (2003), Çankırı havzasının güney kısmında yapmış olduğu çalışmada, bölgedeki ana yapılardan ve fay çiziği verilerinden paleostres ters çevirme tekniği ile yapmış olduğu analizlerde üç farklı deformasyon fazı tespit etmiş. Bunlardan ilk fazın Geç Paleosen-Burdigaliyen dönemine ait olduğunu ve stres yönlerinin transpresyonu gösterdiğini, bununda muhtemelen Kırşehir bloğunun Sakarya kıtası ile çarpışmasının sonucu olduğunu belirtmiştir. İkinci fazın Burdigaliyen-Serravaliyen dönemine ait olduğunu ve stres yönlerinin bölgede normal faylarla ilişkili verev genişlemeyi gösterdiğini; üçüncü fazda tespit ettiği stres yönlerinin ise bölgede çapraz olarak uzandığını ve Kuzey Anadolu Fay Zonu tarafından kontrol edildiğini belirtmiştir.

Genç (2004), Türkiye'nin kuzeyinde Pontidler boyunca 1100 km'lik doğu-batı bir kuşak boyunca aşırı derecede deforme olmuş ve metamorfizmaya uğramış Triyas yaşlı okyanusal deniz dağları uzanmakta olduğunu ve bunların Nilüfer birimleri olarak bilindiğini belirtmiştir. Birimin Erken-Orta Triyas döneminde şekillendiğini ve izotopik yaş verisinin Geç Triyas döneminde yüksek basınç altında yeşil şist fasiyesi metamorfizmasını işaret ettiğini, jeokimyasal verilerden Nilüfer biriminin kökeninin deniz dağının volkanik kayaçları ile birlikte okyanusal platonun büyük magmatik alanın en üst volkanik katmanlarının metabazitlerin olduğu belirtmiştir.

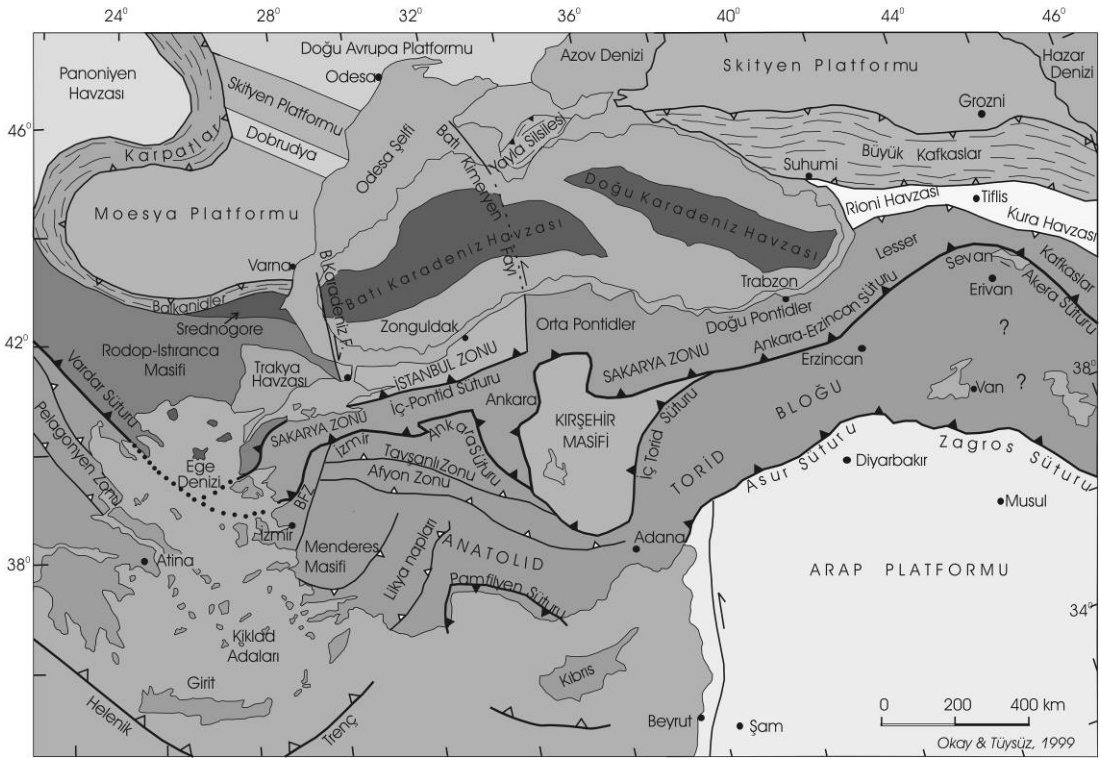
2. GENEL ve BÖLGESEL JEOLOJİ

2.1. Orta Karadeniz'in Genel Jeolojisi ve Tektonik Durumu

Pontidler, doğu-batı gidişli orojenik bir kuşaktır. Birleşik tektonik varlık gösteren alan, üç farklı tektonostratigrafik bölüme ayrılabilir. Bunlar; Batı, Orta ve Doğu Pontidler'dir. Batı Pontidler, Istranca Masifi, İstanbul-Zonguldak bölgesi, Armutlu-Almacık Bölgesi'ni ve Sakarya Kıtası'nı içerir. Doğu Pontidler, doğu-batı gidişli tektonik birliklerden oluşur. Sırasıyla; Mağmatik kuşak, yay önü havza dolgusu, metamorfik masif kuşağı, ofiyolitik sütur bölgesi ve eski havza dolgusudur (Yılmaz vd., 1997). Orta Pontidler, Doğu ve Batı Pontid birimlerinin yan yana geldiği bir tektonik küme halindedir. Orta Pontidler Araç-Daday makaslama zonundan daha doğuda kalan kesimdir. Fakat büyük ölçüde Üst Kretase yaşlı yay mağmatitleri ile kaplı olan Doğu Pontidler ile Orta Pontidler arasında belirgin bir sınır yoktur (Tüysüz, 1998)

Tetis sistemine ait olan Pontidler, Kimmerid ve Alpin orojenik olaylarının kayıtlarını içermektedir. Paleotetis'in yok olmasıyla sonuçlanan Kimmerid orejenezi ve ona bağlı Karakaya kenar havzası Triyas boyunca varlık göstermiştir. Paleotetis'in kapanması esnasında, Paleotetis okyanus tabanının güneye doğru dalmasıyla Kimmerid kıtasının üzerinde And tipi mağmatik kuşak gelişir. Bu sırada Kimmerid kıtasının arkasında muhtemelen bir yay ardı havza olarak Neotetis açılmaya başlar. Dogger'de kuzeyde yer alan Kimmerid kıtası ile Lavrasya'nın Skitiyen platformu arasında çarpışma gerçekleşir ve Paleotetis okyanus tabanının çoğu yok olur. Güneyde ise Neotetis büyümeye devam eder (Yılmaz vd., 1997)

Neotetisin kuzey kolu, Geç Kretase'de Neotetis'in kuzeye doğru Pontidler'in altına dalmasıyla yok olur. Bu yeni aktif kıta kenarı yayı yaratır. Neotetis'in kapanması sonucunda Pontid yayı ve Torid-Anatolid platformu arasında çarpışma gerçekleşir. Bu, Orta Eosene kadar devam eder. Günümüzdeki dağ kuşağı yükselmeye geç Miyosen döneminde başlamıştır (Şekil 2.1).



Şekil 2.1: Türkiye'nin tektonik birlikleri (Okay ve Tüysüz, 1999)

2.2. Stratigrafi

Taşköprü-Durağan havzası, kuzeyde Sinop havzasının güney kenarını sınırlayan Çangaldağ yükselimi ve güneyde Elekdağ yükselimi arasında yer alır (Şekil 1.1). Günümüzde Gökırmak vadisinin her iki yanında izlenen bu havza Üst Kretase-Pleyistosen yaşlı çökel ve volkanit topluluktan oluşur. Havza içerisindeki istif doğu-batı uzanımlı güneye devrik bir asimetrik senklinal oluşturur. Kuzey kanadı Ekinveren ters fayı nedeniyle güneye devrilmiş olan bu kıvrımın güney kanadı ise güneydeki Kargı Masifi üzerine transgresif aşmalıdır. Havza içindeki birimler temelde, Üst Kretase yaşlı pelajik bir kireçtaşı ile başlayıp Üst Kretase-Paleosen yaşlı volkanik-volkanojenik birimlere geçer ve Eosen-Oligosen yaşlı sığ denizel karasal çökellerle devam eder ve Pleyistosen yaşlı birimlerle sona erer (Şekil 2.2). Havzanın geometrisi kabaca kuzeye doğru konkav bir yay şeklindedir (Şekil 2.3).

2.2.1. Temel kayaçlar (M)

Havzanın temelinde iki stratigrafik birim bulunur. Bunlar a) Paleozoyik yaşlı metamorfitler, b) Liyas yaşlı zayıf metamorfik Akgöl formasyonu'dur. Paleozoyik yaşlı Temel kayaları genellikle D-B uzanımlıdırlar. Litolojik olarak başlıca; klorit, epidot, grafit, aktinolit şistler, mermer ve killi şistler ile metaradyolaritlerden oluşmakta ve yer yer kuvars damarları ile granit ve granodiyoritlerle kesilmektedir. Bu metamorfik temel üzerine uyumsuz olarak gelen Akgöl formasyonu koyu gri-siyah renkli hafif metamorfize şeyler ile kuvarsit ardalanmalıdır (Sarı,1990).

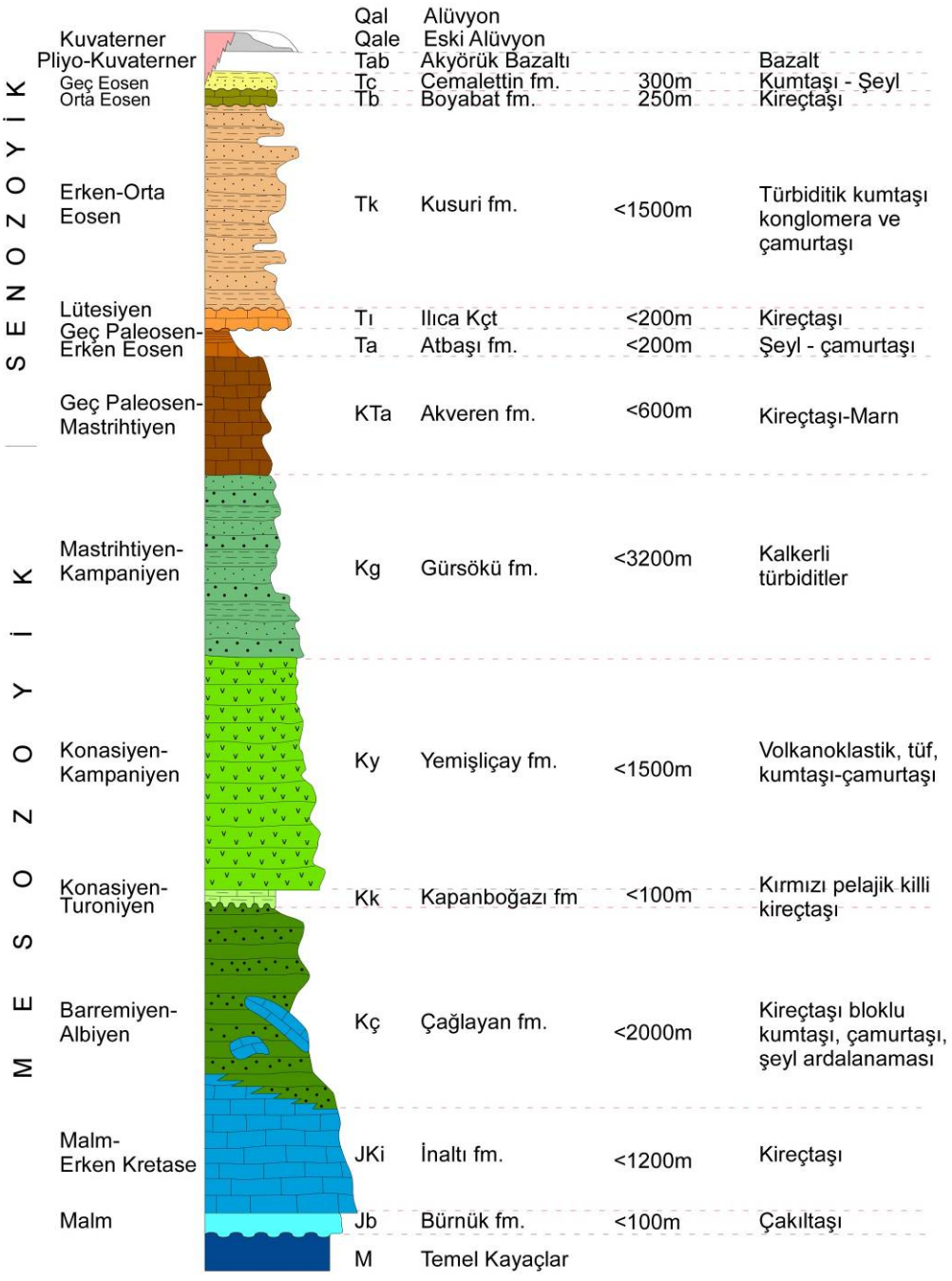
2.2.2. Bürnük formasyonu (Jb)

Formasyon Ketin ve Gümüş (1963) tarafından ilk defa adlandırılmıştır.

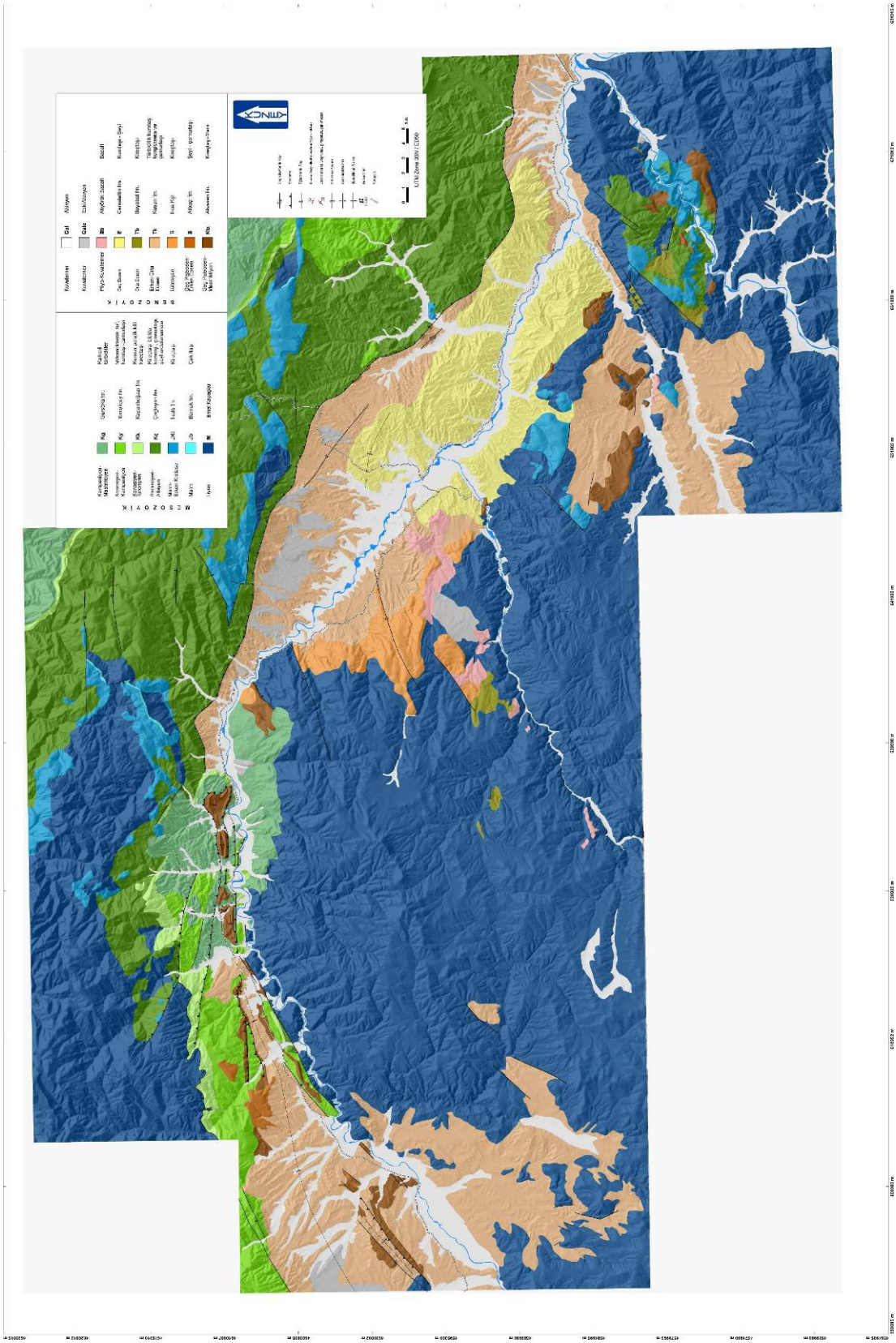
Birim, konglomera ve kumtaşından oluşur. İstifin tabanını oluşturan konglomera, kırmızı-bordo renkli, çoğunlukla kaba tanelidir (Şekil 2.4). Çakıllar yuvarlak, heterojen ve kötü boylanmalıdır. Tane boyu birkaç cm'den 40-50 cm'ye kadar değişkendir. Taneler gevşek tuturulmuştur. Üste doğru tane boyunun incelerek sarı renkli, yuvarlak taneli kumtaşına geçilir.

Birim incelme alanı içerisinde, Çukurhan Köyü güney batısında yüzeylenmektedir. Alttaki temel kayaçları üzerine uyumsuz olarak gelen birim, üst sınırı olan İnatlı formasyonu ile uyumlu olarak örtülmektedir.

Bürnük formasyonun litolojik ve sedimantolojik özellikleri Bürnük formasyonun karasal ortamda çökeldiğini göstermektedir. Çakılların çok kötü boylanmış, çok iyi yuvarlanmış olması, yanal devamı olmayan kısa kalın cepler halinde olması ve kanal dolgularının varlığı akarsu çökelimini belirtmektedir (Yılmaz ve Tüysüz, 1984).



Şekil 2.2: Taşköprü-Durağan havzasının genelleştirilmiş stratigrafi kesiti



Şekil 2.3: Taşköprü-Durağan ve çevresinin jeoloji haritası. SAM (Sayısal Arazi Modeli) verisi olarak DTED2 (30m) kullanılmıştır. (UTM Zone36N/ED50)

Birimin ortalama kalınlığı birkaç metre ile 100m. arasında değişmektedir.

Birim içerisinde fosile rastlanılmadığından Yılmaz ve Tüysüz (1984) alt dokanağında bulunan Liyas yaşlı temel kayaçları uyumsuz olarak örtmesi ve üst dokanağındaki Malm-Alt Kretase yaşlı İnatlı formasyonu ile uyumlu olması sebebiyle Malm yaşında olabileceğini kabul etmişlerdir.



Şekil 2.4: Bürnük formasyonunun konglomera seviyeleri, Çukurhan Köyü güney batısı

2.2.3. İnaltı formasyonu (JKi)

Daha önceki çalışmalarda Ketin ve Gümüş (1963) tarafından aynı ad altında, Gedik ve diğ. (1981) ve Gedik ve Korkmaz (1984) tarafından Akkaya formasyonu olarak adlandırılmıştır. Ayrıca Badgley (1959) ve Blumenthal (1940) tarafından da değişik adlarla incelenmiştir.

İnceleme alanın Kuzey ve Doğu kesimlerinde mostra veren birim oldukça geniş bir yayılıma sahiptir.

Birim, tabanda kırıntılı araseviyelerle başlayan, sığ denizel karbonatlar ve bazı alanlarda da resifal kireçtaşlarıyla temsil edilir (Derman ve Sayılı, 1995).

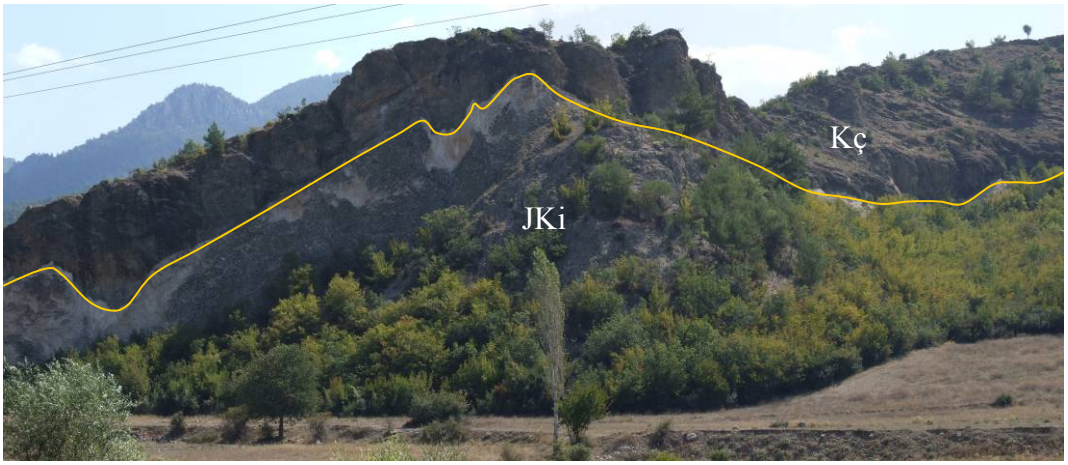
Birim genellikle gri, açık beyaz, yer yer koyu gri veya pembemsi renkli, alg, bryozoa, mercan ve gastrapod parçalı, orta-kalın katmanlı, bazen masifdir. Taban seviyelerinde oolitik ve yer yer pisolitik yapıdadır. Mikritik, biyo veya pelmikritik ve oosparitik mikrofasiyes tipleri en yaygın olanlarıdır (Sonel ve diğ. 1989; Tüysüz ve diğ. 2004). Birimde tektonik nedenlere bağlı olarak oldukça fazla kırık, çatlak ve eklem sistemleri gelişmiştir. Bu kırık ve çatlaklar kalsit dolguludur. Sarp tepeler oluşturması, açık rengi, belirgin tabakalı görünümü ve karstik yapısı ile diğer formasyonlardan kolayca ayrılır (Şekil 2.5).

İnaltı formasyonu alttaki Malm taban birimi ile dereceli geçişli olup, bu geçiş yanal ve düşey yönde gelişmiştir. Birim temeldeki metamorfiklerin üzerinde uyumsuzlukla yer alır. Üst sınırını oluşturan Çağlayan formasyonu ile yanalda ve düşeyde geçişlidir (Şekil 2.6 ve Şekil 2.7). Birimin kalınlığı 150-1200 m. arasında değişmektedir.

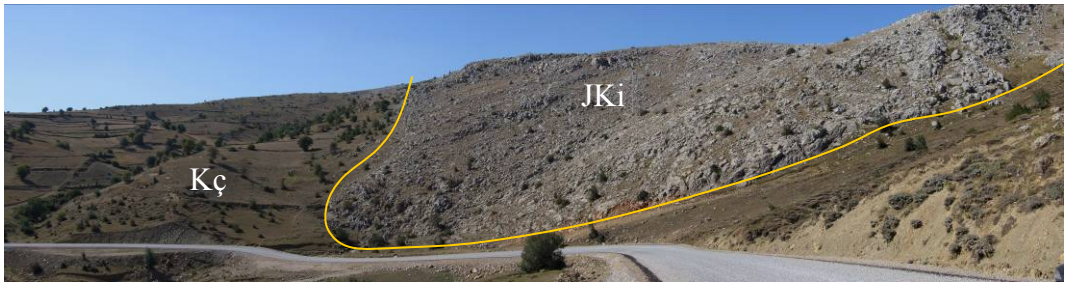


Şekil 2.5: Çukurhan Köyü güneyindeki İnaltı fomasyonunun oluşturduğu sarp tepeler

Orta Pontitler'de Liyas ve öncesi yaşlı metamorfik birimlerin Malm'den itibaren, karasal bir çökelimle başlayıp (Bürnük Formasyonu), sığ denizel ve derin deniz çökelleriyle transgresif olarak örtüldüğü bilinmektedir. Örtü kayaları olarak tanımlanan bu birimlerden İnaltı formasyonu aşınma yüzeyleri üzerinden başlayan neritik ortam ürünüdür. Ortam tektonik denetime bağlı olarak yer yer derinleşmelere,



Şekil 2.6: Yaylacık Köyü kuzeyindeki İnaltı formasyonunun (JKi) üzerindeki Çağlayan formasyonu (Kç)



Şekil 2.7: Bürnük Köyü doğusunda İnaltı formasyonunun (JKi) yanal ve düşeyde geçiş yaptığı Çağlayan formasyonu (Kç)

yer yer sığlaşmalara sahne olmuştur. İnaltı formasyonun, alt seviyelerinin silisli kırıntılılarla ara katmanlı olması transgresyonun ilk safhalarını gösterir (Derman ve diğ. 1992). İnaltı kireçtaşlarının girik olduğu Çağlayan formasyonuna bloklar vermesi, havzadaki tektonik etkinliği yansıtır. Daha sonra havza derinleşmiş, neritik ortamın yerini tümüyle derin deniz ortamı (Çağlayan formasyonu) almıştır (Sütçü ve diğ., 1994).

Formasyonun yaşı, Ketin ve Gümüş (1963) tarafından bentik foraminiferlere dayanarak Malm-Erken Kretase olarak belirtilmiştir. Sütçü ve diğ. (1984) birim içersinde tespit ettikleri fosillere (*Pseudocyclammina sp., Neotrocholina sp., Trocholina sp., Protopeneroplis sp., Ophthlmidum sp., Globuligerina sp., Calpionella alpina.*) göre birimin yaşı Malm-Neocomiyen'dir. Gedik ve Korkmaz (1984) birimin yaşının Dogger-Malm olduğunu belirtmişlerdir. Derman ve Sayılı (1995) tarafından da birimin yaşı Geç Oksfordiyen-Berriasyien olarak verilmiştir.

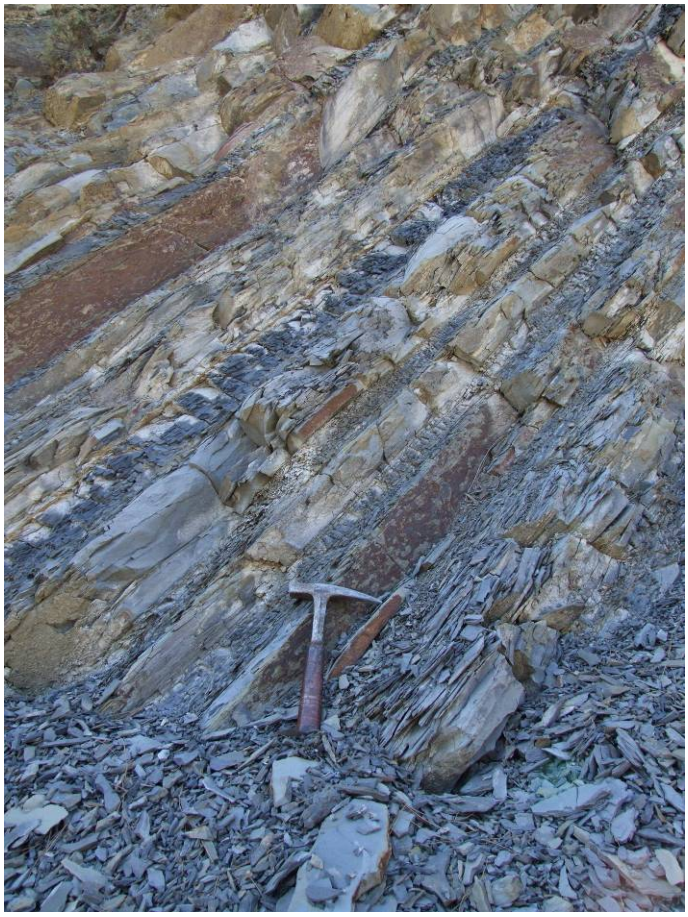
Tüysüz ve diğerleri (1997) birimin yaşının bazı kesimlerde Valanjiniyen'e kadar çıktığını ileri sürmüşlerdir.

2.2.4. Çağlayan formasyonu (Kç)

Formasyon ilk olarak 1940 ve daha sonra 1959 yıllarında Badgley (1959) tarafından koyu gri şeyl, Blumenthal (1940) Fındıklı tabakaları, Ketin ve Gümüş (1963) ve Gedik ve Korkmaz (1984) tarafından Çağlayan formasyonu olarak tanımlanmıştır.

Çağlayan formasyonu kumtaşı, kumlu kireçtaşı, şeyl ve marn ardalanmasından oluşan türbidik bir istiftir.

Birim tabanında kalınlığı 250 metreyi bulan iri taneli çakıllı kumtaşları ve onun üzerinde şeyl, kumtaşı ve marn ardalanması ile devam eder. Birim içerisindeki koyu renkli şeyl oranı bazı kesimlerde % 80'e ulaşmakta ve şeyller içerisinde katman kalınlığı 10 metreye ulaşan kumtaşı ve marn ardalanması bulunmaktadır (Gedik ve diğ., 1984). Şeyller ince katmanlı, grimsi siyahımsı renklidir (Şekil 2.8). Aralarında kaba kumtaşı ve çakıltaşı düzeyleri vardır. Kumtaşları sarımsı, yeşilimsi boz renklidir. Katmanlar orta-ince kalınlıktadır (Şekil 2.9). Kuvarsça zengin olan kumtaşları, alt düzeylerde kaba, üst düzeylerde ince tanelidir. Taneler genel olarak kuvars, feldspat, mika, çört, volkanik kırıntı ve ender olarak metamorfik kökenlidir. Birimin çimentosu karbonattır. Kumtaşları kaba kum-kaba silt boyutunda olup, boylanmaları orta-iyi derecededir. Çağlayan formasyonuna ait kumtaşlarından alınan örneklerden yapılan analizlerde yakınsak ve ıraksak türbidit oldukları belirlenmiştir (Sarı 1994). Daha üstte ise koyu gri, siyahımsı ve bej renkli, ince katmanlı kumtaşı, kiltaşı ardalanması şeklinde devam eder. Kireçtaşları, kumtaşı ve şeylerle ardalanmalı olarak görülür. Kireçtaşı düzeyleri genellikle belirgin-paralel orta katmanlıdır (Sütçü ve diğ., 1994). Birim içerisinde olistostromal düzeyler birim için karakteristiktir. Olistolitler büyüklük bakımından birkaç santimetreden, yüzlerce metreye değişen çaplarda çeşitlilik gösterirler. Blokların çoğunluğu İnatlı formasyonuna ait karbonatlardan oluşmaktadır (Tüysüz, 1999).



Şekil 2.8: Çağlayan formasyonuna ait kumtaşı şeyl ardalanması, Yaylacık Köyü kuzeyi

Birim çalışma sahası içerisinde kuzey ve doğu kesimlerde oldukça yaygın olarak gözlenmektedir. Çağlayan formasyonu, Durağan güneyinde temel kayaçlar üzerine diskordan olarak gelir. Altında bulunan İnaltı formasyonu ile yanalda ve düşeyde giriktir. Üstte ise Çağlayan formasyonunun üzerine uyumsuz olarak Kapanboğazı formasyonu gelir.

Çağlayan formasyonun Pontidler'de yay gerisi kıta açılmasının başlamasıyla gelişen horst ve graben ortamında çökeldiği düşünülmektedir (Görür ve Tüysüz, 1997; Tüysüz, 1999).

Gedik ve diğ. (1984), Tüysüz (1990), Sütçü ve diğ. (1994), Aydın ve diğ. (1995b) yapmış oldukları çalışmalarda elde ettikleri paleontolojik verilerden (*Vlvulina lugeoni Septfontaine, Conicospirillina basiliensis (Mohler), Valvulina sp., Trocholina sp., Favrenia sp., Actinoporella sp., Protopeneroplis sp.,*

Pseudocyclammina sp., Neotrocholina sp., Textularia sp., Anchispirocyclina sp., Nautiloculina sp., Conicosprillina sp., Pfenderia sp., Everticyclammina sp., Valvulinidae Langenidae) birimin yaşını Barremiyen-Albiyen olarak belirlemişlerdir.

Arazi çalışmaları sırasında birim içerisinden alınan numunelerden Carla Müller tarafından yapılan nannoplankton tayinlerinde Karandı Köyü güneyinde birimin yaşı Berraziyen olarak tespit edilmiştir.



Şekil 2.9: Yeni yapılan Boyabat-Sinop yolu üzerinde Dedeli Köyü kuzeyinde Çağlayan formasyonuna ait kumtaşı-şeyl ardalanması

2.2.5. Kapanboğazı formasyonu (Kk)

Formasyon, ilk olarak Ketin ve Gümüş (1963) tarafından adlandırılmıştır.

Birim tabanda çoğu yerde beyaz-bej renkli kireçtaşı ile başlayıp, daha sonra yaygın hali olan kırmızı-bordo renkli, sert, belirgin tabakalanmalı, kırılgan, yer yer çört arakatkılı mikritik kireçtaşı şeklinde devam etmektedir (Şekil 2.10). Yemişliçay formasyonu ile geçişli olduğu alanlarda, üst dokanağa yakın kireçtaşı egemen birimin içinde kırıntılıların ve volkanik/volkanojenik gerecin giderek arttığı izlenir. Birim dayanımı, belirgin kırmızımsı rengi ile uzun mesafeler boyunca izlenebilmektedir.

Çalışma sahası içerisinde Nahyaboyundurcak Köyü güneyindeki ve Göynükçukuru Köyü civarındaki alanlarda izlenmektedir. Mikritik kireçtaşı, kuzey alanlarda Çağlayan formasyonunun kırıntılı ve karbonatları üzerinde uyumsuz olarak bulunur (Şekil 2.11). Üstte birim geçişli olarak Yemişliçay formasyonunun volkanojenik birimlerine geçer (Tüysüz, 1997).



Şekil 2.10: Kapanboğazı formasyonuna ait kırmızı-bordo renkli mikritik kireçtaşı düzeyleri, Nahyaboyundurcak Köyü güneyi

Kapanboğazı formasyonu fosil açısından zengindir. Birimdeki pelajik fosiller (*Globotruncana linneiana (d'Orbigny), Globotruncana sp., Globotruncana carinata Dalbiez Rosita sp., Globigerina, Radiolaria*) Senomaniyen - Turoniyen / Koniasiyen yaşlarını vermiştir (Gedik ve diğ., 1984, Tüysüz, 1990, Sütçü ve diğ., 1994, Aydın ve diğ., 1995b). Özkan-Altıner ve Özcan (1997; 1999) tarafından Sirke Köyü'nden Korkmaz Köyü'ne doğru bir hat boyunca elde edilen numunelerden yapılan incelemelerde örneklerin Santoniyen'i karakterize eden pelajik foraminiferler (*Marginotruncana coronata, Marginotruncana pseudolinneiana, Marginotruncana sinuosa, Hadbergella spp., Globotruncana bulloides, Globotruncana elevata*.) içerdiğini belirtmişlerdir.

Eren ve Kadir (1999) yapmış oldukları çalışmada birimin kırmızı renginin nedenini hematit pigmenti olduğunu ve göreceli olarak derin deniz ortamında erken diyajenez sırasındaki oksitleyici koşulları gösterdiğini belirtmişlerdir.



Şekil 2.11: Çağlayan Formasyonu (Kç) üzerine uyumsuz olarak gelen Kapanboğazı formasyonuna (Kk) ait beyaz-bej renkli kireçtaşı, Nahyaboyundurcak Köyü güneyi

2.2.6. Yemişliçay formasyonu (Ky)

Birimin adlaması Ketin ve Gümüş (1963) tarafından yapılmıştır.

Formasyon lav ve piroklastikler ile bunlara eşlik eden türbiditik kumtaşı, çakıltaşı, çamurtaşı ve çok az marn çökellerinden oluşur. Birim genellikle tabanda aglomera ile başlar (Şekil 2.12). Aglomeralar, yeşilimsi, kırmızımsı renklerde, tüf matriks içerisinde, ani depolanmalı, bazalt, andezit, dasit gibi polijenik volkanik çakıllar ve bloklar içeren, çok çeşitli boyutta, kötü boylanmıştır. Aglomeraların içlerinde yer yer marn ve kireçtaşı gibi kırıntılı gereç de bulunur. Bunların çoğu çökelme alanından kopartılmış intraformasyonel parçalardır.

Aglomeralar üzerine litik tüfler ve tüfitler gelir. Tüfler, beyaz ince-kalın, düzenli tabakalı litik ya da kristal tüfler şeklinde ya da içerisine lav parçalarının ve camsı düzeylerin de katıldığı, kalın, masif, sıkı kristal tüf paketleri halindedir (Tüysüz, 1997).

Tüfler daha çok plajiyoklas mineralleri içerir. Ayrıca piroksen, opak mineral, klorit ve az miktarda diyabaz ve diğer volkanik kayaç parçalarını içerir. İnce taneli dokuya sahip kayaçta bantsal olarak, biraz daha iri kristalli yapı da izlenir. Litik tüfler andezitik kayaç parçaları, plajiyoklas kristal parçalarından oluşur ve yer yer karbonatlaşma gelişmiştir (Sütçü ve diğ., 1994).

Yemişliçay formasyonu içerisinde önemli bir yer tutan lavlar, koyu yeşil, koyu gri-kahverengi, siyah renklidir. Lavlar çoğunlukla bazalt, bazaltik andezit, dasit ve andezitlerden oluşur. Volkanik kayalarda özşekilli plajiyoklas ile piroksen gözle seçilebilen kristallerdir.

Kumtaşları ve silttaşları yeşil, sarımsı, kahverengi, gri renklerde, volkanik gereçli orta-kötü boylanmış, köşeli taneli ve yer yer tüf arakatkılıdır (Şekil 2.13). Küresel ayrışma bu birimlerin başlıca özelliklerindendir. Volkanik malzemenin kısmen azaldığı üst kesimlerde litik arenit özelliğinde, silttaşı-marn ara düzeyli olup, derecelenme ve laminalanma gösterir. Yer yer türbiditik özellikler gözlenir. Marnlar açık ve koyu yeşil, gri-yeşil ve bej renklerde, çoğunluk tüf-tüfit ve siltli, belirgin tabakalanmalı, laminalanmalı, çatlaklı ve kalsit dolguludur (Tüysüz, 1997).

Çalışma sahası içerisinde Gökırmak Vadisi'nin kuzey kesimlerinde gözlemlenen birim, yaygın olarak kuzey-batı kesimlerdedir. Formasyon, 200-1500 m. kalınlığındadır ve genellikle kuzeyden güneye doğru incelir. Gedik ve diğ.(1984) tarafından piroklastikler ve lavların, havzanın kuzey kenarından türediği ve ada yayı kökenli olduğunu söylemiştir.

Şeyl ve pelajik karbonat seviyeleri bol miktarda pelajik foraminifer (*Globotruncana sp.*) ve nanoplankton içerir. Bu seviyelerden yapılan yaş tayinlerine göre Yemişliçay formasyonun yaşı Koniasiyen-Kampaniyen'dir (Gedik ve diğ. 1984).

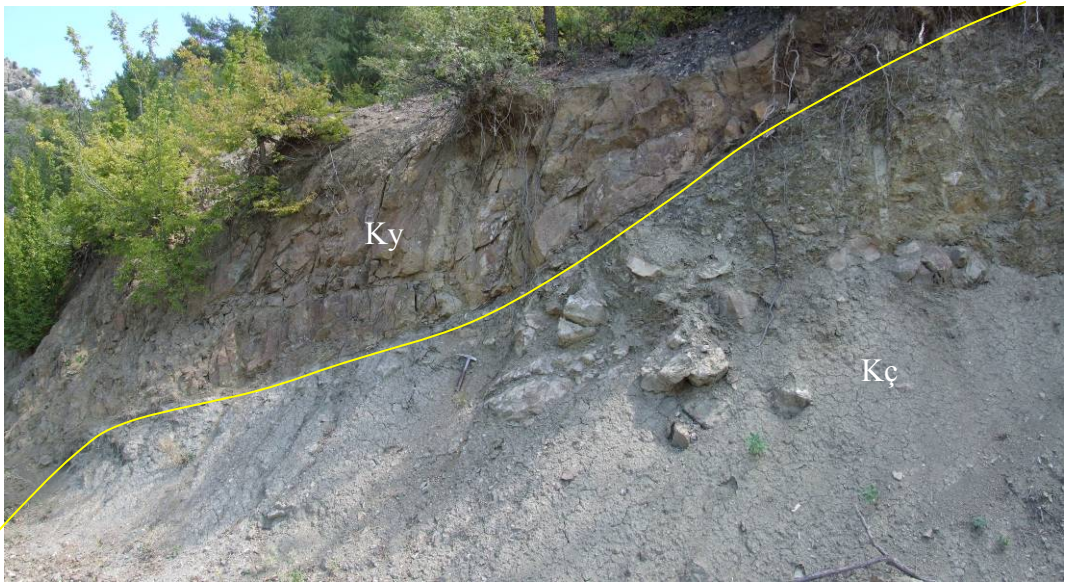
Yemişliçay formasyonu, Kapanboğazı formasyonu üzerine geçişli olarak gelir ve üzerinde ise yine geçişli olarak Gürsökü formasyonu yer alır. Kapanboğazı formasyonunun gözlenmediği yerlerde ise Çağlayan formasyonu üzerine uyumsuz olarak Yemişliçay formasyonu gelir (Şekil 2.14).



Şekil 2.12: Yemişliçay formasyonuna ait volkanik çakıllar, Kuyluş Köyü kuzeyi



Şekil 2.13: Yemişliçay formasyonun tüf arakatkılı, kumtaşı-silttaşları, Hanönü doğusu



Şekil 2.14: Çesnigir Köyü kuzeyinde Çağlayan formasyonu (Kç) üzerine uyumsuz olarak gelen Yemişliçay formasyonu (Ky)

2.2.7. Gürsökü formasyonu (Kg)

Formasyon ilk defa Ketin ve Gümüş (1963) tarafından adlandırılmıştır. Gedik ve diğ.(1981), Gedik ve Korkmaz (1984) Cankurtaran formasyonu, Blumenthal (1940) tarafından ise Orta Filiş olarak değerlendirilmiştir.

Gürsökü formasyonu, çamurtaşı arakatkılı silisli türbiditik kumtaşı, marn, şeyl, çamurtaşı ve kumlu kireçtaşı ardalanmasından oluşur (Şekil 2.15). Gürsökü formasyonunun tabanında bulunan kumtaşları sarımsı, grimsi renkli, ince-kaba taneli, iyi boylanmış ve derecelenmelidir. Kumtaşını oluşturan taneler başlıca kuvars, volkanik kayaç kırıntıları ve metamorfik kayaç kırıntılarından oluşur. Genellikle alttan eksik Bouma dizilimi gösterirler. Yer yer kaval yapısı gibi taban ve akıntı yapıları gelişmiştir. Katman kalınlıkları 10-15 cm. kadardır. Kaba taneli kumlardan oluşan katmanlar ise yayvan merceksel geometrili ve 30-50 cm. kalınlıktadır. Birim içerisindeki silisli kumtaşları ince-orta katman kalınlıklı, merceksel geometrili yer yer kaba kumtaşı ve çakıltaşı kanalları kapsar. Birim içerisinde üstte doğru beyaz ve bej renkli mikritik dokulu kumlu kireçtaşları gözlenmektedir (Sütçü ve diğ., 1994).

Çalışma sahası içerisinde orta kuzey kısımda gözlenmektedir. Altta bulunan Yemişliçay formasyonu, içerisindeki volkanik gerecin azalması sonucunda yanal

olarak Gürsökü formasyonuna geçer. Birim üstte ise içerisindeki karbonatların artması ile yine tedrici olarak Akveren formasyonuna geçer (Şekil 2.16) (Tüysüz 1997).



Şekil 2.15: Vakıf Köyü kuzeyinde Gürsökü formasyonuna ait silisli kumtaşı, çamurtaşı ve şeyl ardalanması

Önceki çalışmalarda, Gürsökü formasyonu içinde belirlenen fosillere göre birim Kampaniyen-Mastrihtiyen yaşındadır (Aydın ve diğ. 1986; Aydın ve diğ. 1995b; Tüysüz 1997ve 1999). Gedik ve Korkmaz (1984) yapmış oldukları çalışmada birim içerisinde tespit ettikleri *Globotruncana lapparenti, Brotzen, Globotruncana arca Cushman, Globotruncana ventricosa White, Globotruncana lineiana (d'Orb.), Globotruncana conica (White), Globotruncana tricarinata (Que.)* fosillerine göe Geç Kampaniyen-Erken Mastrihtiyen yaşını vermişlerdir. Özkan-Altıner ve Özcan (1997; 1999) tarafından Hanönü kuzeyindeki Saray Dere'si boyunca yapılan incelemelerde, Gürsökü formasyonun türbiditik kumtaşlarında yaygın olarak tespit edilen *Orbitoide* ve, *Lepidorbitoides* türü iri bentik foraminiferlere göre birimin yaşı Orta Mastrihtiyen olarak belirtilmiştir.

Gürsökü formasyonu bir ıraksak-ortaç türbidit çökelidir (Sarı, 1995). Birimin tipik litolojisi, fosil içeriği ve kumtaşlarının sunduğu sedimanter yapılara göre filiş tipinde ve derin denizel bir ortamda çökelen sedimanlar olduğunu göstermektedir (Sonel ve diğ., 1989).



Şekil 2.16: Gürsökü formasyonu (Kg) üzerine tedrici olarak gelen Akveren formasyonu (KTa), Hanönü batısı

2.2.8. Akveren formasyonu (KTa)

Formasyon, daha önceki çalışmalarda, Badgley (1959) ile Ketin ve Gümüş (1963) tarafından aynı ad altında incelenmiştir.

Birim, bol fosilli kireçtaşı, kumlu kireçtaşı, marn ve karbonatlı çamurtaşı ardalanmasından oluşur. Çoğunluğunu temel kayaların oluşturduğu eski birimler üzerinde çakıllı kumlu düzeyler ile başlayan çökelim, üste doğru kireçtaşları ile devam eder (Şekil 2.17, 2.18). Boyabat batısında Çağlayan ve Kapanboğazı formasyonları üzerinde formasyon bol kuvars ve bazik kayaç çakıllı, yeşil renkli, bol makro fosilli, kalın-çok kalın katmanlı kumtaşı ve üstte ise sarı-bej renkli, kalın katmanlı, bol fosilli kireçtaşlarından oluşur. Boyabat'ta birim, metamorfitler üzerinde sarı, kırmızı ve gri renkli kumtaşlarının daha üstte orta-kalın çoğunlukla da belirsiz katmanlanmalı bej-gri renkli kireçtaşlarına geçmesi ile izlenir. Kireçtaşları, orta kalın katmanlı, sert, sıkı, bol mikro ve makro fosilli, mitritik karakterlidir. Kumlu kireçtaşları iyi tutturulmuş, iyi yıkanmış plaj kumlarından oluşmuştur (Sütçü ve diğ., 1994). Birimin kalınlığı 200-1000 m. aralığındadır.

Akveren formasyonu içinde bulunan fosil topluluğu oldukça karışıktır. Burada derin deniz fosilleri ile sığ ortamı yansıtan fosiller yan yana bulunurlar. Bunlar kabaca sığ ve derin deniz ortamları gösteren foraminifera'lar, kalk algler ve koloni halinde yaşayan organizmalar olarak söylenebilir (Sonel ve diğ. 1989). İçerdiği fosillere göre birim Mastrihtiyen-Geç Paleosen yaşındadır (Gedik ve Korkmaz, 1984; Aydın ve diğ. 1986; Sütçü ve diğ., 1994). Aydın ve diğ. (1986) yapmış oldukları çalışmada tespit ettikleri *Orbitoides medius (d'archiac), Heterohelix sp., Globotruncana stuarti Dalapparent, Soderolites calcitro poides Lamarck, Suleoperculine sp., Globkorotalia trinidactensis Bolli, Globorotalia compressa Plummer, Globorotalia pseudobulloides Plummer,* fosillerine göre birimin Maestrihtiyen-Erken Eosen yaşında olduğunu belirtmişlerdir.

Okay ve diğ. (2004; 2006) yaptıkları çalışmada birim içerisinden aldıkları örneklerde tespit ettikleri *Smoutina subsphaerica* ve *Planorbulina cretae* fosil türleri ile birimin taban yaşının Tanesiyen olduğunu ve üst yaşının ise Erken Eosen'e uzandığını belirtmiştir. Ayrıca Gökırmak vadisi çevresinde Akveren formasyonun yaş konağının Tanesiyen-İpreziyen olduğunu belirtmişlerdir.



Şekil 2.17: Akveren formasyonuna ait çamurtaşı ve üzerindeki kumtaşı düzeyleri, Nefsigökçeağaç Köyü güneyi

Çalışma alanı içerisinde genelde asimetrik senklinallerin içinde ve Ekinveren fayı önünde gözlenen bir mostra dağılımı vardır. Fay hattı boyunca gözlendiği yerlerde birime ait tabakalar düşeye yakın bir pozisyonda durmaktadırlar. Formasyon altta Gürsökü üzerine geçişli olarak gelir. Üstte Atbaşı formasyonu ile dereceli geçişlidir. Birimin kalınlığı, 500-600m. civarındadır.



Şekil 2.18: Akveren formasyonu içinde altta marn, kumtaşı ardalanması ve üstte doğru kumtaşı içerisindeki karbonat miktarının artmasıyla birlikte kireçtaşına geçiş, Nefsigökçeağaç Köyü güneyi

2.2.9. Atbaşı formasyonu (Ta)

Formasyon ilk kez Blumenthal (1940) tarafından "Tangal'ın Alacalı Filişi" olarak incelenmiştir. Daha sonraki araştırmacılar, Ketin ve Gümüş (1963),

Gedik ve diğ. (1981), Gedik ve Korkmaz (1984) tarafından Atbaşı formasyonu adıyla incelenmiştir.

Formasyon, ince katmanlı türbitidik kireçtaşı, kumtaşı içeren çamurtaşı, marn ardalanmasından oluşur. Başlıca litolojisi olan marn ve karbonat çamurtaşları kırmızı, beyaz-pembe renkli, ince-orta kalın tabakalıdır (Şekil 2.19) (Tüysüz ve diğ. 2004).

Formasyon içerisinde bulunan pelajik fosillere ve nannoplanktonlara göre Geç Paleosen-Erken Eosen yaşındadır (Gedik ve Korkmaz, 1984; Gedik ve diğ., 1984; Aydın ve diğ. 1986). Okay ve diğ. (2004) Sirke Köyü batısındaki Yarıkkaya lokasyonunda yaptıkları çalışmada tespit ettikleri *Nummulites sppp.* fosillerine göre birimin yaşını Tanesiyen ile İprezyen arasındaki geçiş zonu olan İlerdiyen olarak belirtmişlerdir. Atbaşı formasyonu alt dokanağında Akveren formasyonu ile tedrici geçişlidir. Birim üst dokanağında ise Kusuri formasyonu'nun silisiklastik türbiditleri tarafından uyumlu olarak örtülür. (Tüysüz ve diğ. 2004).

Çalışma alanında Ekinveren fay zonu boyunca gözlemlendiği alanlarda 5-20m arasında kalınlık sunan birim, Taşköprü doğusunda yaklaşık 200m. kalınlığındadır. Gedik ve Korkmaz (1984) yaptıkları çalışmada birimin kalınlığını 538m olarak, Aydın ve diğ. (1986) ise birimin kalınlığını 300-400m. ölçmüşlerdir.

Formasyon, litolojik özellikleri ve içerdiği pelajik faunaya göre derin denizel ortamda çökelmiştir (Gedik ve Korkmaz, 1984).

2.2.10. Ilıca kireçtaşı (Tı)

Gedik ve Korkmaz (1984), Bayamca Köyü çevresinde görülen kireçtaşlarını Ilıca formasyonu, Korkmaz (1984) ise Bayamca formasyonu olarak adlandırmıştır.



Şekil 2.19: Hamzaoğluderesi Köyü batısındaki Atbaşı formasyonuna ait marn ve kireçtaşı düzeyleri

Birim başlıca, yer yer kumtaşı arakatmanlı bej renkli kireçtaşlarından oluşur (Şekil 2.23). Çoğunlukla tabanda metamorfik, metaofiyolit ve daha yaşlı birimlerin çakıllarından oluşan çakıltaşları ile başlar ve üstte doğru kumtaşı, killi kumlu kireçtaşı, kireçtaşı ardalanması şeklinde devam eder. Daha üst düzeylerde ise bej-sarımsı renkli, gastropod ve pelecypoda da içeren nümmülitli kireçtaşı şeklinde izlenir. Birimin tabanında yer alan sarımsı kahverenkli ve bej renkli konglomeralar tane destekli, yer yer karbonat çimentolu olup kötü boylanma gösterirler. Çakıllar çoğunlukla iyi yuvarlaklaşmıştır. Çakıltaşı düzeylerinin arasında bol miktarda kumtaşı, kaba kumtaşı mercekleri izlenir. Birim üstte doğru bol temel malzemeli, yeşil renkli kumtaşı, kiltaşı, kumlu, çakıllı kireçtaşı ardalanması şeklinde devam eder. Yeşil renkli kumtaşları bol kuvars çakılları da içerirler. Yer yer çörtlü olan bu kireçtaşları bol nümmülit; pelecypod ve gastropod içerirler. Birim çoğunlukla orta, kalın katmanlıdır (Sütçü ve diğ. 1994).



Şekil 2.20: İmamlı Köyü kuzey-batısında gözlenen Ilıca kireçtaşı

Ilıca kireçtaşı inceleme alanında Gökırmak vadisinin Güney yamaçlarında Aluç Köyünde, Urluca Mahallesi ve Ardıç Mahallesi'nde yüzeyler. Metamorfik temel üzerinde açısal uyumsuzlukla gelmektedir. İçerdiği fosillere göre sığ denizel bir ortamda çökelmiştir ve Lütesiyen yaşlıdır (Gedik ve Korkmaz 1984). Okay ve diğ. (2004) yapmış oldukları çalışmada birim içerisinde tespit ettikleri *Nummulites sp.* ve *Assilina sp.*, fosillerine göre Erken-Orta Eosen yaşı tespit etmişlerdir.

2.2.11. Kusuri formasyonu (Tk)

İlk önce Ketin ve Gümüş (1963) tarafından Ayancık ve Kusuri formasyonu adlarıyla incelenmiştir. Gedik ve diğ. (1981) ise formasyonu üye mertebesine indirerek Yenikonak formasyonu içinde, Gedik ve Korkmaz (1984) ise birimi Gökırmak formasyonu adıyla benimsemişlerdir.

Birim türbiditik kumtaşı, marn ve kiltaşı ardalanmasından oluşur. Tabanda kalın katmanlı, orta-kaba taneli, iyi-orta yuvarlaklaşmış, kötü-orta boylanmalı, kanal dolgulu kumtaşları yer alır (Şekil 2.20). Üstte doğru kumtaşı ara katmanlı, ince tabakalı marn-kiltaşı ardalanması şeklinde devam eder (Şekil 2.21). Gri-boz ve yeşilimsi renkli olan birimde üstte doğru kumtaşlarında incelme görülür ve kumtaşı ara katmanlı marn-kiltaşı şeklinde izlenir. Merceksel konumda kumlu ve çakıllı düzeyler içerir. Çakıllar çoğunlukla metamorfik kayaçlardan, kireçtaşı, çört ve volkanitlerden oluşur. Daha üst kesimlerde kumtaşları giderek azalır ve kiltaşları egemen olur (Sütçü ve diğ., 1994).



Şekil 2.21: Çorman Köyü kuzeyinde gözlemlenen çapraz tabakalı çakıllar ve kumtaşı



Şekil 2.22: Çorman Köyü doğusunda bulunan Kusuri formasyonuna ait marnlar

Türbiditik nitelikli kumtaşlarının tabanında kaval yapıları gibi erozyonal yapılar ve yük kalıpları görülür (Şekil 2.22). Erozyonal yapılarda ölçülen paleoakıntı yönleri güneyden kuzeye doğru akıntı yönünü işaret etmektedir. Kumtaşlarının tabanı keskin ancak üste doğru daha ince kırıntılılara dereceli geçişlidir. Bu ince taneli kesimlerde konvolüt laminalanma ve paralel laminalanma görülür.

Birim altta Atbaşı formasyonu ile dereceli geçişlidir. Birim üst dokanağı çoğu yerde görülmez. Sinop yöresinde Neojen ile uyumsuz örtülürken Boyabat civarında Geç Eosen-Oligosen yaşlı Cemalettin formasyonuna geçer. (Tüysüz ve diğ. 2004).

Kumtaşlarındaki litolojik özellikler, ortaç ve ıraksak türbiditik bir istif olduğunu önerir (Tüysüz, 1997). Birimin kalınlığı yaklaşık 1500m. civarındadır. Kusuri formasyonunda Gedik ve Korkmaz (1984) yapmış oldukları çalışmada tespit ettikleri *Nummulites helvettcus Kaufmann, Asterigerina rotula Kaufmann, Assllina sp.,* fosilleri ile Orta-Geç Eosen yaşını vermişlerdir.

Arazi çalışmaları sırasında birim içerisinden alınan numunelerden Carla Müller tarafından yapılan nanoplankton tayinlerinde Ilıca Köyü güneydoğusunda Lütesiyen ve Durağan kuzey batısında İpresiyen yaşları tespit edilmiştir.



Şekil 2.23: Maruf Köyü kuzeyindeki kumtaşları üzerindeki sürünme izleri

2.2.12. Boyabat formasyonu (Tb)

Formasyon, ilk defa Akarsu ve Aydın (1977) tarafından tanımlanmıştır. Birim Gedik ve Korkmaz (1984) ve Korkmaz (1984) tarafından Pervanekaya formasyonu adıyla incelenmiştir.

Birimin taban kesimlerinde sarımsı renkli, gevşek çimentolu ve çakıllı kumtaşları bulunmaktadır. Çakıllar çoğunlukla kuvarsit olup alttaki metamorfiklerden türemişlerdir. Üst düzeyleri ise gri ve beyaz renkli, sert, oldukça gözenekli, masif dolomitik kireçtaşlarından oluşur.

Birim Boyabat kalesi ve Pervanekaya tepe yöresinde metamorfikler üzerinde diskordan olarak yüzeylenmektedir (Şekil 2.24). Boyabat Kalesinde yaklaşık 150 m. bir kalınlık sunar (Şekil 2.25).

Akarsu ve Aydın (1977), formasyon içinde bulunan fosil topluluğuna göre birimin Orta-Geç Eosen yaşlı olabileceğini belirtmişlerdir. Gedik ve Korkmaz (1984) tarafından ise birimin yaşı Mastrihtiyen-Paleosen olarak belirtilmiştir. Aydın ve diğ. (1986) birim içinde foraminiferler, *Nummulites sp., Discocyclina sp., Aetinocyelina sp., Fahianina sp., Amphistegina sp., Sphaerogypsina sp., Rotalia sp., Nodosaria sp.,* planktonik foraminiferler-*Globigerin Spp., Globorotalia spp.,* algler, *Distichoplax biserialis* gibi fosiller tespit etmişler ve birimin genelde Orta Eosen yaşı verdiğini, bazı yersel kesimlerde Geç Paleosen'e kadar indiğini belirtmişlerdir. Formasyonun yayılımı daha çok inceleme alanının güneyinde metamorfikler üzerinde olup sığ denizel bir ortamda gelişmiştir.



Şekil 2.24: Boyabat kalesi doğusundaki tepede Metamorfikler (M) üzerinde uyumsuz olarak bulunan Boyabat formasyonu (Tb) Foto yönü, güneyden kuzeye doğru

2.2.13. Cemalettin formasyonu (Tc)

Birim ilk kez Blumenthal (1940) tarafından 'Sakızdağ Konglomera Kompleksi' olarak tanımlanmıştır. Gedik ve Korkmaz (1984) birimi Sakızdağ formasyonu adı ile incelemiştir. Akarsu ve Aydın (1977) tarafından Cemalettin formasyonu olarak adlandırılmıştır.



Şekil 2.25: Boyabat kalesinin kurulu olduğu tepede, metamorfiklerin (M) üzerinde uyumsuz olarak gelen Boyabat formasyonuna (Tb) ait kireçtaşı . Foto yönü, güneyden kuzeye doğru

İnceleme alanında birim Boyabat doğusundan başlayarak Durağan'a doğru Gökırmak deresi boyunca gözlemlenir. Birim çakıltaşı ve kumtaşı ile temsil edilen tipik örgülü akarsu çökelidir (Şekil 2.26) (Gedik ve diğ., 1984; Sonel, 1989; Tüysüz, 1997). Formasyonun alt seviyeleri, çapraz katmanlı kumtaşı ve çamurtaşı ardalanmasından oluşmuştur. Üst düzeyleri ise kalın katmanlanma gösteren, polijenik çakıltaşı ardalanmasından oluşmuştur (Gedik ve diğ., 1984) (Şekil 2.27). Formasyonun egemen litolojisini oluşturan çakıltaşları, alacalı, açık renkli, kaba taneli, kötü boylanmış, tane destekli ve zayıf tutturulmuştur. Bu çakıllar iyi yuvarlaklaşmış, mermer, kireçtaşı, kuvarsit, ofiyolit, volkanik ve metamorfik kökenli kayaçlardan oluşur (Tüysüz, 1997). Tanelerin yuvarlaklığı ve küreselliği iyidir. Birim içinde yaygın olarak kumtaşı, kiltaşı ve çamurtaşı ara düzeyleri yer alır. Killi düzeyler ekonomik öneme sahip olmayan sınırlı kömür oluşumları içerirler. Çapraz katmanlanma ve kanal dolgusu sık sık izlenir.



Şekil 2.26: Boyabat-Durağan yolu üzerindeki Cemalletin formasyonuna ait çakıltaşı-kumtaşı ardalanması



Şekil 2.27: Cemalettin formasyonuna ait çamurtaşı-kumtaşı-çakıltaşı ardalanması, Dağdelen Köyü kuzeyi

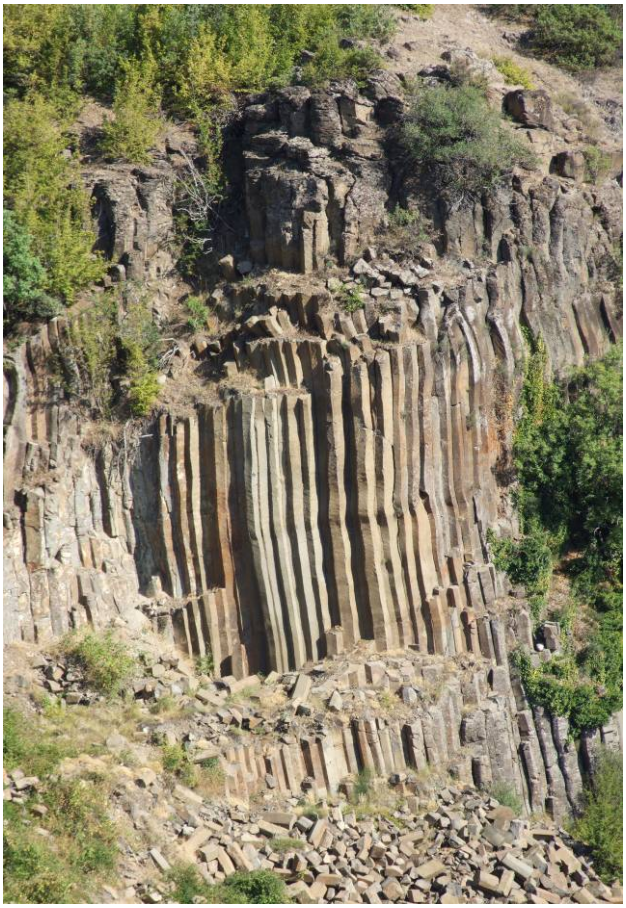
Formasyon alttaki Kusuri formasyonu ile litolojik olarak tedrici geçişlidir. Aydın ve diğ. (1986)'nin birime ait kömür ve kil seviyelerinden aldıkları örneklerde saptadıkları sporlar (*Leiotriletes adriennis, Leiotrüetes microadirennis, Cingulatisporites vitiosus, Laevigatosporites haardti, Trilites solidus, Trilites asolidus, Cicatricosiporites dorogensis, Cingulatisporites cf. tribullis, Echinatisporis minutus*) ve polenlere (*Monocolpopollenites labiatus, Inaperturopollenites dubius, Tricolpopollenites microhenrici, Tricolpopolienites cingulum, Tricolpopollenites coryphaeus, Tricolpopollenites pseudorur&nsis*) göre birimin yaşının kesin olarak Geç Eosen olduğunu söylemişlerdir. Fakat kömürlü seviyelerin üzerinde yaklaşık

1000 m. kalınlıklı bir istif olmasını göz önüne alarak, birimin yaşını Geç Eosen - Erken Oligosen kabul etmişlerdir.

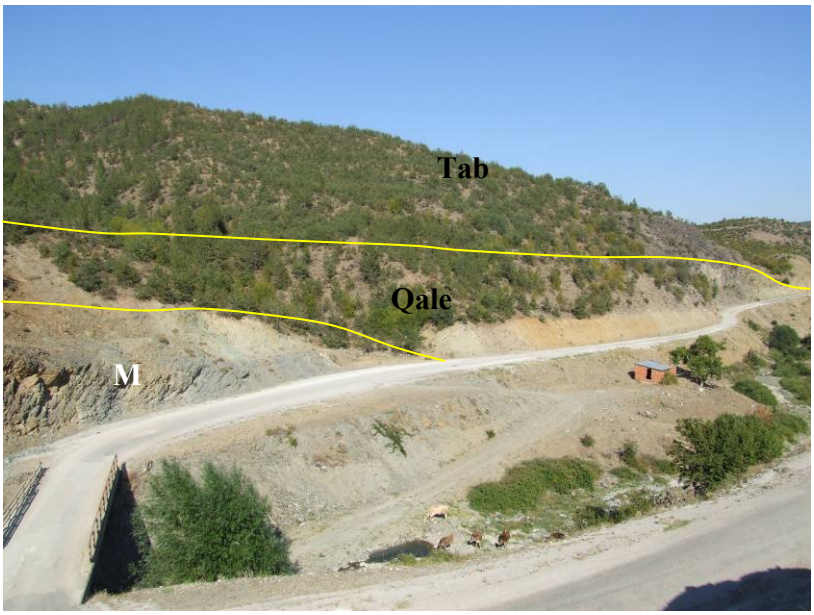
Formasyonun litolojik özellikleri ve kömür bantlarının bulunması karasal bir ortamda çökelmiş olduklarını gösterir (Sonel ve diğ. 1989).

2.2.14. Akyörük bazaltı (Tab)

Boyabat doğusundaki Kurusaray ve Akyörük Köyünde tipik olarak mostra verir. Siyah renkli olivinli bazaltlarla temsil edilen bu birim Eosen den daha yaşlı birimler içine sokulmuştur. Çevre kayalarla keskin dokanaklı dayklar halinde görülen birim genellikle kolonsu soğuma çatlakları içerir. En güzel mostrasını Harın deresi Fındıklı mevkiinde veren birime ait sütun bazaltların bu alandaki yaklaşık yükseklikleri 20-25m. arasındadır (Şekil 2.28). Gedik ve diğ (1984) yapmış oldukları çalışmada birimin genellikle porfirik, yer yer hiyalopilitik dokulu, volkanik cam, ojit ve plajiyoklaz mikrolitlerinden oluşan hamur maddesi içinde ojit, olivin, lösit ve plajiyoklaz (labrador) fenokristallerinden meydana geldiğini belirtmişlerdir. Kurusaray Köyü doğusunda birim temel kayaçların üzerindeki kuvars ve şistlerden meydana gelen gevşek tuturulmuş ve iyi yuvarlaklaşmış çakıltaşlarının üzerine diskordans olarak gelmektedir (Şekil 2.29). Ercan ve Gedik (1983) tarafından Miyo-Pliyosen yaşında kabul edilmiştir. Gedik ve Korkmaz (1984) ile Korkmaz (1984) tarafından Pliyo-Kuvaterner yaşında olduğu belirtilmiştir. Akyörük bazaltı alkali bazaltik karakterli volkanizma olarak tanımlanmaktadır (Ercan ve Gedik,1983). Pontid kıtası ile Torid-Anatolid kıtasının çarpışmalarından sonra kabuk kalınlaşmasıyla, kıta ortası manto yükselimi ile oluştuğu düşünülmüştür (Gedik ve diğ., 1984).



Şekil 2.28: Kurusaray Köyü doğusundaki yaklaşık 20-25m yüksekliğindeki sütun bazaltlar



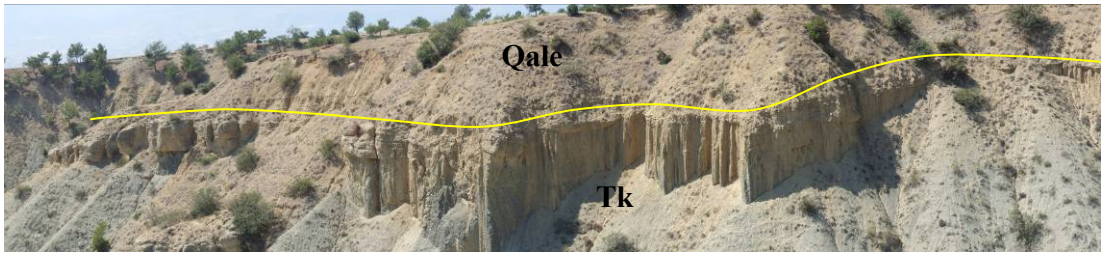
Şekil 2.29: Kurusaray Köyü doğusundaki metamorfikler (M) üzerindeki çakıltaşları (Qale) üzerine gelen Akyörük bazaltı (Tab)

2.2.15. Eski alüvyon (Qale)

Boyabat kuzey ve kuzey batısındaki alanlarda taraçalar gözlenmektedir (Şekil 2.30). Bu taraçalar Ekinveren fayının etkisi ile tabakaları dike yakın konumlanan Kusuri formasyonu üzerine yatay olarak gelmektedir (Şekil 2.31). Yatay konumlu olan taraçaların kalınlığı 1-10m. arasında değişmektedir. Taraça malzemesi çoğunlukla metamorfik kayaçlar ile kireçtaşı, kristalize kireçtaşı ve volkanik kayaçlardan türemiş çakıl gruplarından oluşmaktadır. Tane boyutları birkaç cm'den 50-60 cm'ye ulaşmaktadır (Şekil 2.32). Korkmaz (1983) taraçaların olasılıkla Kuvaterner'deki epirojenik hareketlere bağlı olarak oluşmuş olabileceğini belirtmiştir.



Şekil 2.30: Ekinveren fayı önünde gelişen taraçalar



Şekil 2.31: Maruf Köyü doğusundaki Kusuri formasyonun (Tk) düşey tabakaları üzerinde yatay olarak duran çakıltaşları (Qale)



Şekil 2.32: Pellitçik Köyü güneyinde görülen taraçalara ait iri çakıllar

2.2.16. Alüvyon (Qal)

Çalışma alanı içersindeki güncel dere sistemi tarafından depolanmış çakıl-kum-silt-kil boyutundaki çökellerdir. İnceleme alanında tüm birimleri diskordan olarak örten alüvyon, Gökırmak, Kızılırmak dereleri ile Kolaz Çayı ve Arım Çayı gibi büyük drenaj sistemleri ve onların kollarının ürünüdür.

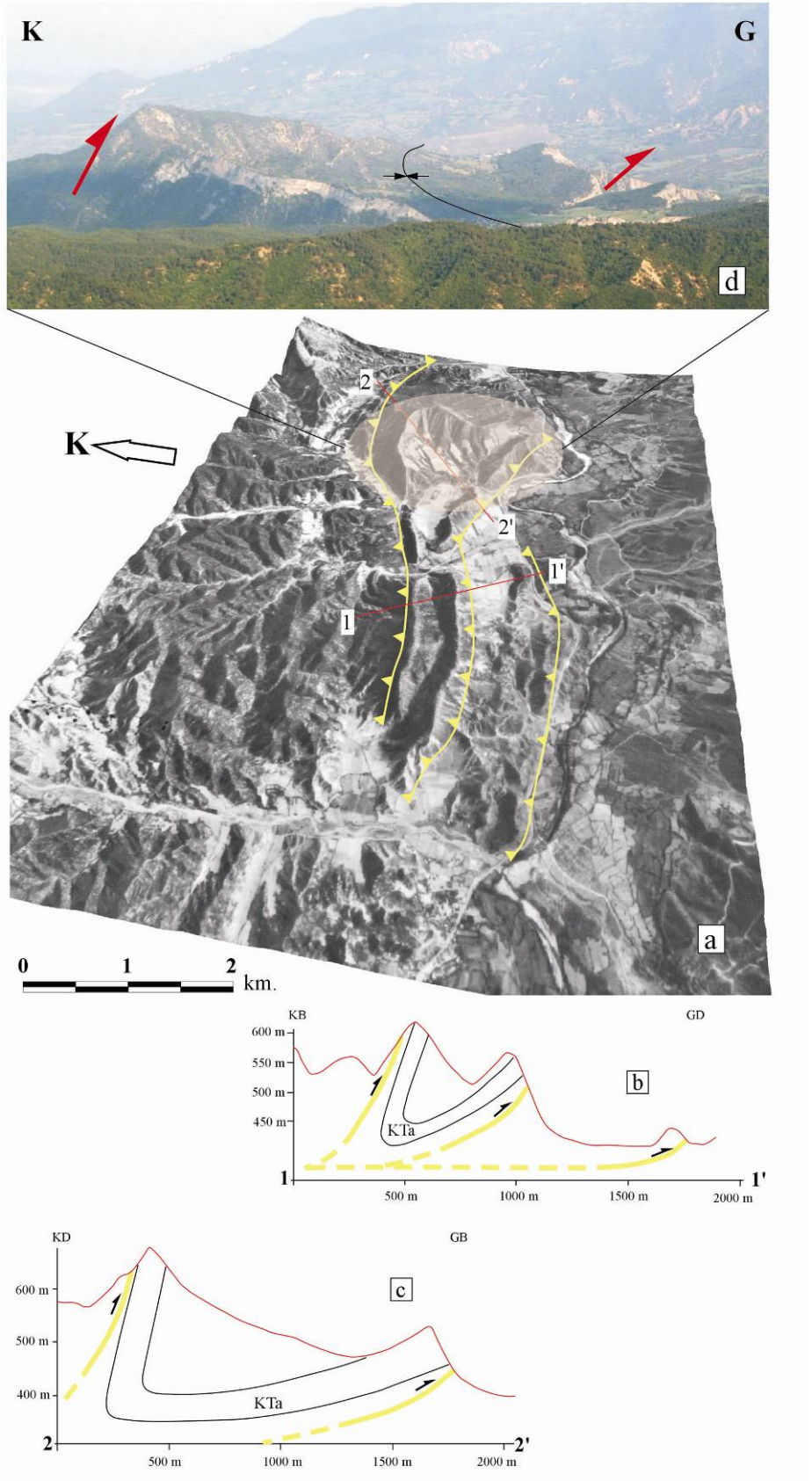
3. YAPISAL JEOLOJİ

Pontidler tektonik birliği içerisinde Orta Pontidler'de yer alan çalışma alanımız, bir bindirme ve kıvrım kuşağıdır. Bölgede sıkışmalı (kompresyonel) kuvvetlerin etkisi altında gelişmiş ters faylar, doğrultu atımlı faylar, kıvrımlı yapılar ve eklem sistemleri gibi yapısal unsurlar bulunmaktadır. Bölgenin tektonik evrimine etki eden sıkışmalı kuvvetlerin dışında gerilmeli (tansiyonel) kuvvetlerin etkisiyle de normal faylar oluşmuştur. Taşköprü - Durağan havzası yaklaşık doğu-batı gidişli, dış bükey bir yay şeklindedir. Havzanın kuzey sınırını oluşturan Ekinveren ters fayının da etkisiyle havzayı oluşturan birimler doğu–batı uzanımlı asimetrik bir senklinali meydana getirirler.

3.1. Kıvrımlar

3.1.1. Taşköprü-Durağan senklinali

Taşköprü-Durağan Senklinali, çalışma alanın tamamında etkisini gösteren Ekinveren Fayı'nın etkisiyle oluşmuş genelde asimetrik bir senklinaldir. Dış bükey bir yay şeklinde olan Taşköprü-Durağan havzasının, batı kısmında Ekinveren Fayı'nın etkisinin daha düşük olması ve havzanın bu kısmının daha geniş olması sebebiyle bu alanda kıvrım simetrik bir yapı sunmaktadır. Havzada doğuya doğru gidildikçe Ekinveren Fayı'nın birimler üzerinde olan etkisinin artması nedeniyle senklinal asimetrik yapı göstermektedir. Hatta, Boyabat-Durağan arasında kuzey kanadı devrik bir asimetrik senklinal konumundadır. Senklinalin asimetrik olduğu alanlarda kuzey kanadı yüksek açılı iken, güney kanadı daha düşük açılıdır. Hanönü İlçesi civarında, Ekinveren Fayı'nın imbrike bir yapı sunması sebebiyle bu alandaki deformasyon sahanın doğu ve batı kısımlarına göre daha fazladır.



Şekil 3.1: a) Nefsigökçeağaç Köyü güneyindeki ters fayların hava fotoğrafı üzerindeki konumu b-c) Hava fotoğrafı üzerindeki 1-1' ve 2-2' hatları üzerinden çizilen şematik kesitler d) 2-2' kesitinin çizildiği bölgenin arazideki genel bir görünüşü (KTa: Akveren formasyonu)

Nefsigökçeağaç Köyü'nde senklinalin kuzey kanadını sınırlayan ters fay Akveren formasyonunu güneye doğru iteklerken kanadın kenar kısmındaki kireçtaşlarının yaklaşık 80^{o}-90^{o}'lik bir eğime ulaşmasına neden olmuştur. Kıvrımın güney kanadı ise verjansı güneye doğru bir diğer ters fayın üzerinde geriye doğru eğimlenerek (kuzeye doğru) 30^{o}-40^{o}'lik bir eğim kazanmıştır (Şekil 3.1).

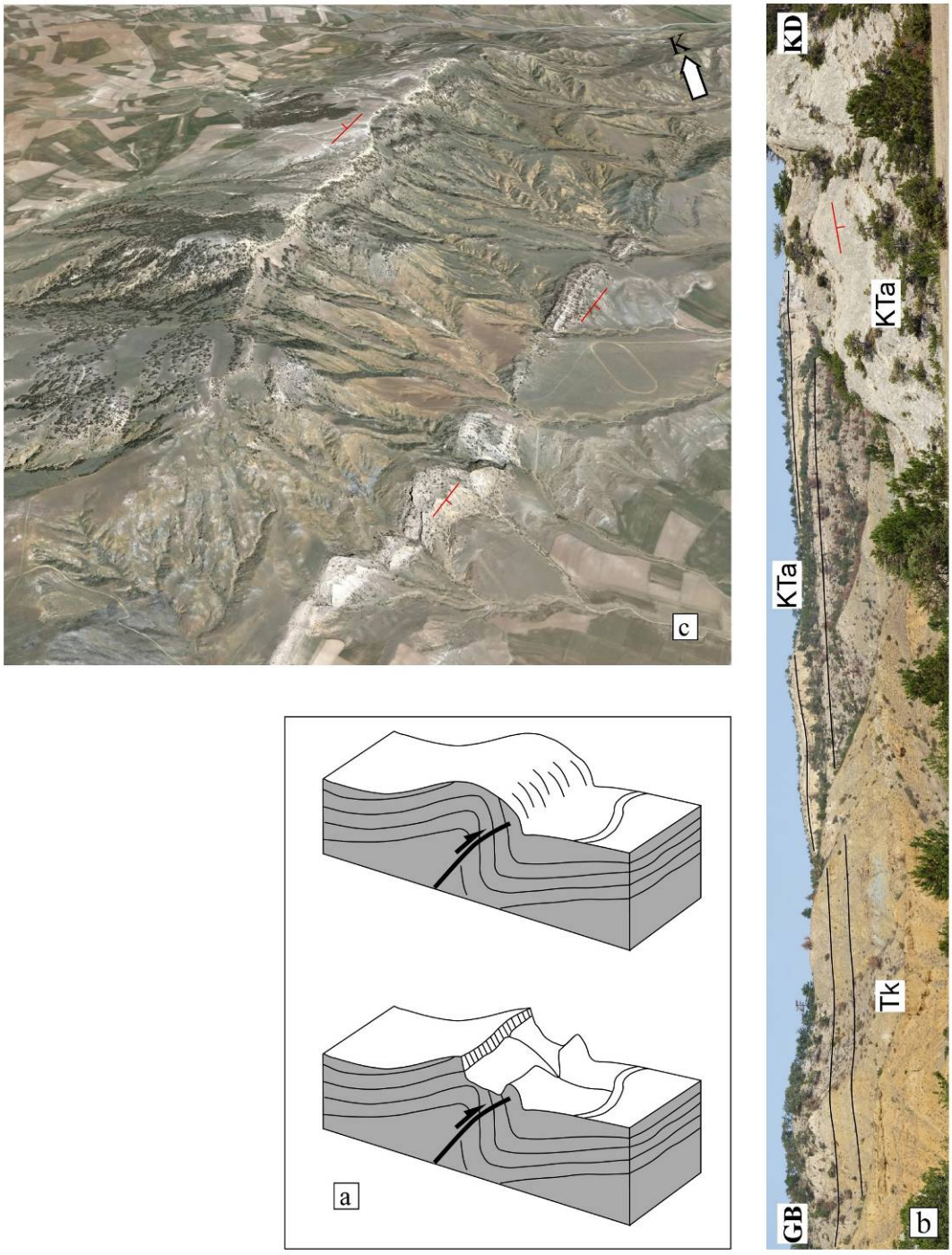
3.1.2. Sirke ve Acıkişi monoklinali

İnceleme sahası içerisindeki bindirme ve yüksek açılı ters fayların bir kısmı yüzeye ulaşırken bir kısmı da yeraltında kalır. Acıkişi Köyü kuzeybatısında ve Sirke Köyü'nde bu tür gömülü ters fay ya da kör faylarla ilişikli olan monoklinal kıvrımlar gözlenmektedir. Bunlar arazide bindirmenin verjansına ters yönde düşük eğimli (5^{o}-10^{o}) Akveren formasyonuna ait kireçtaşlarının, bindirmenin verjansı ile aynı yönde daha yüksek açılı (50^{o}-60^{o}) eğime kavuşması ile fark edilirler.

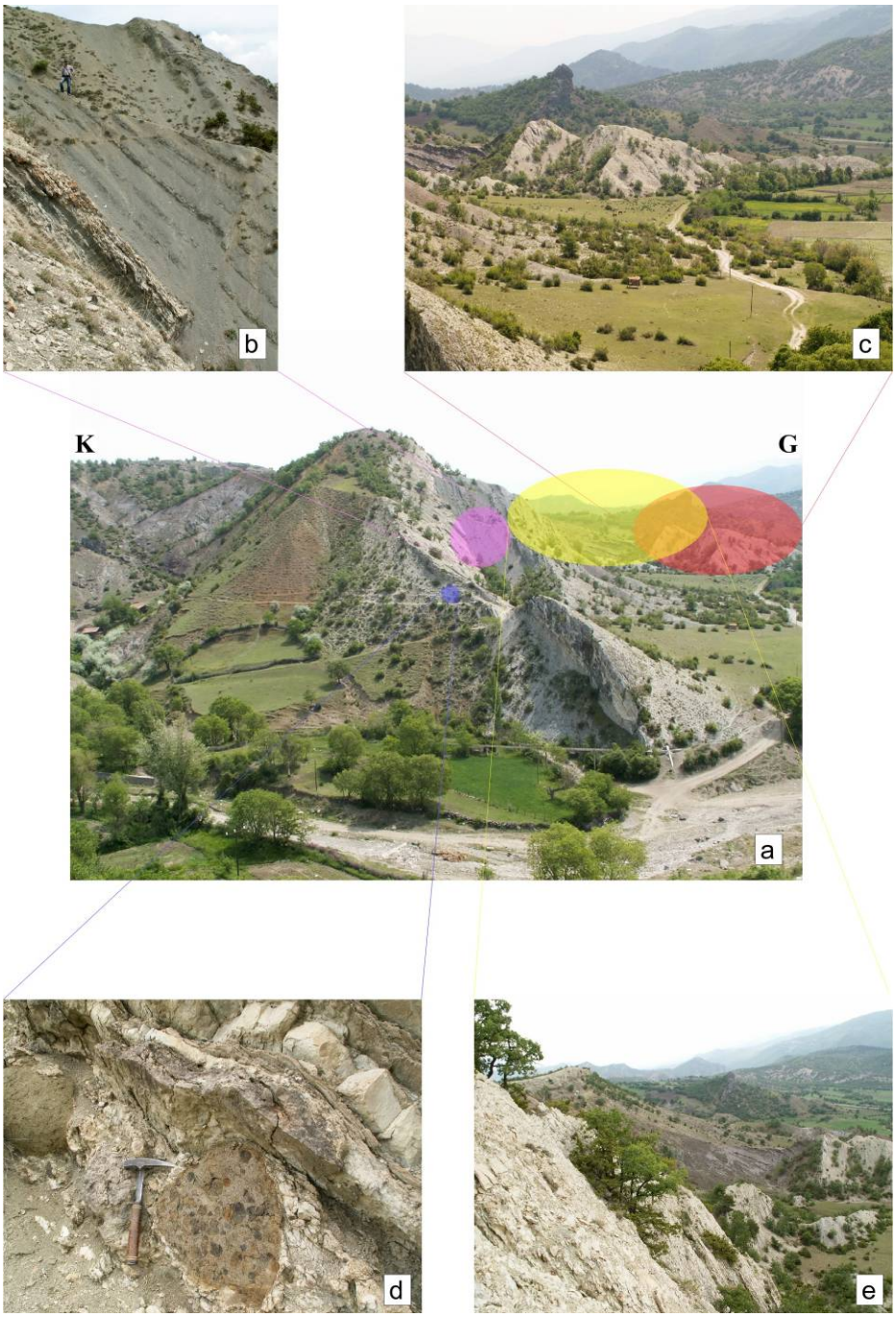
Günümüzde birimlerin aşınmasına bağlı olarak arazide bu monoklinal kıvrımın tamamını net olarak görmek mümkün olmamaktadır. Acıkişi Köyü kuzey batısındaki kıvrımı oluşturan gömülü ters fayın arkasındaki bölgede meydana gelen aşınma sonrasında bu alan içersinde yatay konumlu olarak Erken-Orta Eosen yaşlı Kusuri formasyonu çökelmiştir (Şekil 3.2).

Sirke Köyü'nde gözlemlenen monoklinalde aşınmaya bağlı olarak açılan alanda yani monoklinalin çekirdeğinde Koniasiyen-Kampaniyen yaşlı Yemişliçay formasyonu gözlemlenmiştir (Şekil 3.3/3.4 a-e).

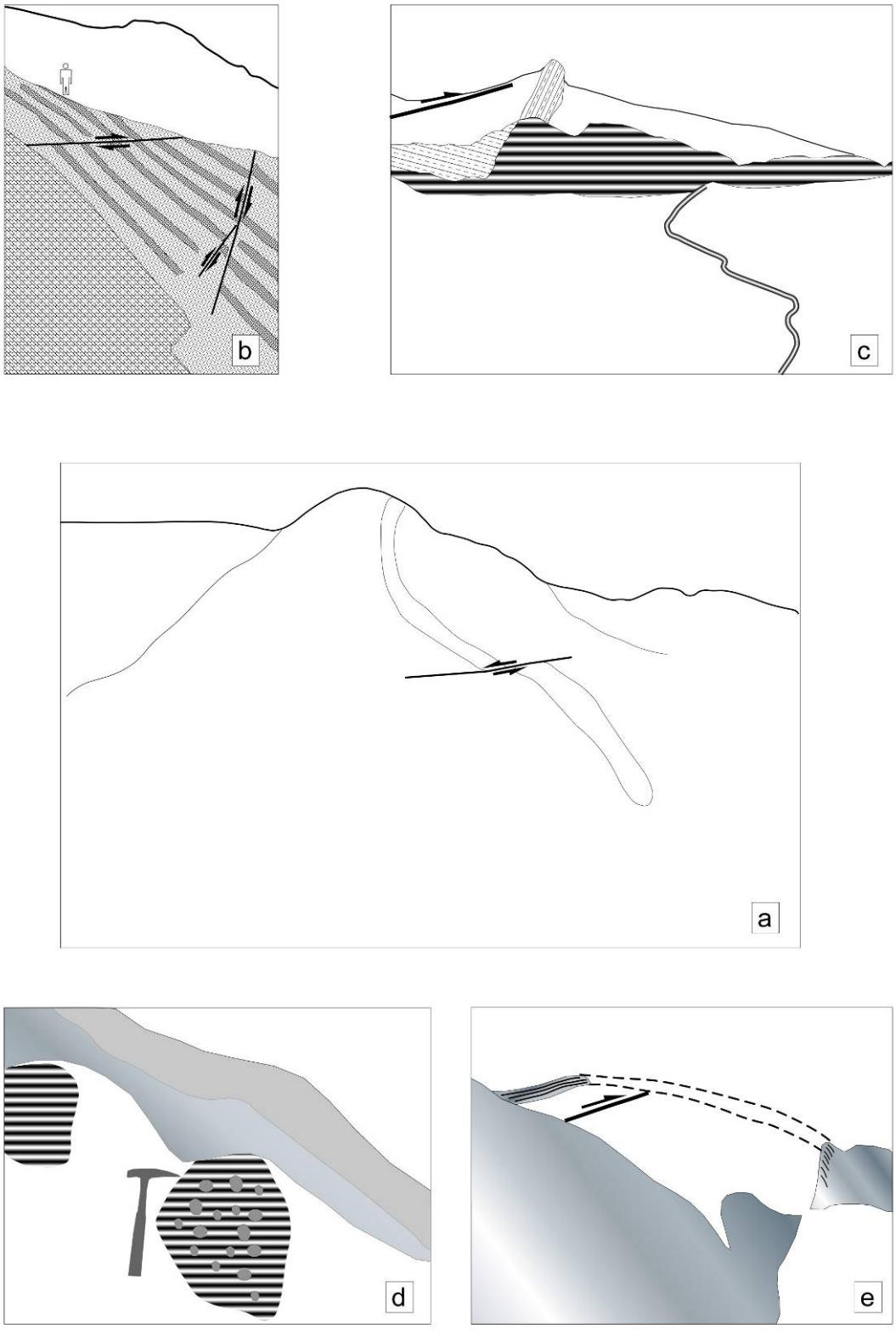
Hem Acıkişi hem de Sirke monoklinallerinin güney kanatlarındaki Mastrihtiyen-Geç Paleosen yaşlı Akveren formasyonu üzerine gelen Erken-Orta Eosen yaşlı Kusuri formasyonuna ait birimlerin eğimi, Akveren formasyonu ile aynıdır. Sirke monoklinalinde kıvrımlanmanın da etkisiyle Kusuri formasyonu içerisinde faylanmalar gözlenmiştir (Şekil 3.3/3.4 b). Bu durum, Kusuri formasyonun çökelmesi esnasında bindirmenin halen hareket halinde olduğunu düşündürmüştür. Böylelikle kıvrımlanmanın, Kusuri formasyonun çökelime başlamasından sonra olduğunu işaret etmiştir.



Şekil 3.2: a) Sirke ve Acıkişi monoklinallerinin ve doruk noktasında meydana gelen aşınmanın şematik gösterimi. b) Acıkişi monoklinalin arazideki görünümü, arka plandaki Akveren formasyonuna (KTa) ait birimler kuzeye doğru eğimli iken ön plandaki Akveren formasyonuna (KTa) ait birimler güneye doğru eğimli ve Kusuri formasyonuna (Tk) ait birimler yataya yakın bir pozisyonda bulunuyor. c) Google Earth programı üzerinden temin edilen uydu görüntüsündeki Acıkişi monoklinali



Şekil 3.3: a) Sirke Köyündeki monoklinalin güney kanadından genel bir görünüş ve kanat üzerindeki birimlerde meydana gelen doğrultu atımlı ötelenme b) Akveren formasyonu (KTa) üzerine gelen Kusuri formasyonuna (Tk) ait birimler içersindeki faylanmalar c) Ters faya bağlı oluşan kıvrımlanmada, Akveren formasyonunun gözlenmediği geri planında, Yemişliçay formasyonuna ait birimlerin yüksek açıyla duruşu d) Akveren formasyonunun tabanı içerisinde bulunan Yemişliçay formasyonuna ait çakıllar e) Monoklinalin varlığını gösteren Akveren formasyonun yatay ve eğimli konumları



Şekil 3.4: Şekil 3.3'deki görüntülerin şematik gösterimi (Açıklamaları için Şekil 3.3'e bakınız)

3.1.3. Cemalettin senklinali



Şekil 3.5: Cemalettin formasyonu içerisindeki Cemalettin senklinalinin genel bir görünüşü

Boyabat-Sinop yolunun Cemallettin Köyü kuzey kesminde kanat aralığı yaklaşık 1800m. olan senklinal bulunmaktadır. Cemalettin formasyonun kıvrımlanması sonucu oluşan senklinalin kanatlarının eğim açısı 10^{o}-25^{o} arasında değişen değerlerdedir. Kıvrımın eksen doğrultusu K70^{o}B'dır. Kanat açısı yaklaşık 150^{o} olan geniş tip kıvrımlanma görülmektedir (Şekil 3.5).

3.1.4. Vakıfköy antiklinali

Taşköprü-Boyabat yolunun Vakıfköy kuzeyi kesminde kanat aralığı yaklaşık 500m. olan simetrik bir antiklinal bulunmaktadır. Akveren formasyonuna ait kireçtaşlarının kıvrımlanması sonucu oluşan antiklinalin kanatlarının eğim açısı 25^{o}-35^{o} arasında değişen değerlerdedir. Kıvrımın eksen doğrultusu K82^{o}B olup yaklaşık K-G yönlü bir sıkışmanın ürünüdür. Kanat açısı yaklaşık 130^{o} olan geniş tip ve fleksürel kıvrımlanma gösteren kıvrımın kuzey kanadında S tipi parazitik kıvrımlanma görülmektedir (Şekil 3.6).



Şekil 3.6: Taşköprü-Boyabat karayolu üzerindeki Vakıfköy antiklinalin genel bir görünüşü

3.1.5. Çağlayan formasyonu içindeki kıvrımlar

Kumtaşı, kumlu kireçtaşı, şeyl ve marn ardalanmasından oluşan Çağlayan formasyonu içerisinde yoğun deformasyon gözlemlenir. Kumtaşı ve şeyl tabakaları kıvrımlanmış, faylanmış ve makaslanmıştır. Birim içerisindeki yapısal unsurlar kuzeyde Erikli Fayı ve güneyde Ekinveren Fayı tarafından sınırlandırılan alanın bir pop-up yapısı göstermesi ve bu alan içerisindeki sıkışma ile kabuğun kısalmasıyla ilişkili yapılardır. Bunun sonucunda birim içerisinde kısa mesafelerde tabaka doğrultu ve eğimleri değişiklik göstermektedir. Birim içersindeki kıvrımlar genellikle antiklinal ve senklinallerden oluşan kıvrım serileri halinde bulunurlar. Özellikle yeni yapılan Boyabat-Sinop karayolu üzerinde Karandı Köyü güneyinde bu antiklinal ve senklinaller net olarak görülebilmektedir (Şekil 3.7). Kanat açısı yaklaşık 70^{o}-80^{o} arasında olan açık tip kıvrımlardır. Kanatlarının eğim açısı 40^{o}-60^{o} arasında değişen çoğunlukla simetrik kıvrımlardır. Bu alandaki kıvrımların eksen doğrultuları yaklaşık D-B yönlü olup, K-G yönlü bir sıkışmanın ürünüdürler.



Şekil 3.7: Karandı Köyü güneyindeki Çağlayan formasyonu içerisindeki kıvrımlar

3.2. Faylar

3.2.1. Ekinveren fay zonu

Çalışma sahasının kuzeyindeki Çangaldağ yükseliminin hemen önünde gelişen, 60^{o}-80^{o}'lik kuzeye eğimli yüksek açılı bir ters faydır. İnceleme sahasını doğudan-batıya doğru bir yay şeklinde kat eden ana fayın, inceleme sahası içerisindeki yaklaşık uzunluğu 96 km'dir. Kuzeydeki Sinop Havzası ile Boyabat Havzası arasında bir sınır oluşturup, Sinop Havzası'na ait birimleri güneye doğru Boyabat havzasının Geç Kretase-Kuvaterner çökellerinin üzerine itmiştir. Bu güneye doğru ilerlemenin

sonucunda Boyabat havzasının kuzey kısmındaki birimlere ait tabakalar düşeye yakın bir konum kazanmışladır. Çalışma sahasının doğu kısmında Baremiyen-Albiyen yaşlı Çağlayan formasyonun Eosen yaşlı Kusuri ve Cemalettin formasyonları üzerinde ilerletmiştir. Bu bölgede özellikle Kusuri formasyonun tabakalarını düşeye yakın konuma getirirken, Cemalettin formasyonu içerisinde de kıvrımlanmalara neden olmuştur. Fay hattı boyunca fayın önünde mostralar vermiş olan Akveren formasyonu ve onun güneye doğru yaklaşık 60^o-80^o'lik eğim açısına sahip kireçtaşı tabakaları anahtar bir seviye olarak gözlemlenmektedir. Çalışma sahasının doğu kısımda oldukça küçük mostralar veren Akveren formasyonu, batı kısımda fayın önünde daha büyük mostralar olarak gözlenmektedir. Çalışma sahasının doğu kısmında sadece tek bir faymış gibi gözlemlenen Ekinveren Fayı, sahanın batı kısmında geçildiğinde ana fayın güneyinde kendisine paralel – yarı paralel birden fazla ters faydan oluşan bir zona dönüşmektedir. Bu bindirmelere bağlı olarak asimetrik kıvrımlar gelişmiştir. İnceleme sahası içerisinde batıya doğru gidildikçe Nefsigökçeağaç Köyü güneyinde Akveren formasyonuna ait birimler Ekinveren Fayı'nın güneye doğru bindirmesi sonucu kıvrımlanarak büyük bir senklinal oluşturmuştur. Oluşan bu senklinal iki ters fay arasında kalan Akveren formasyonunun kıvrımlanması sonucu oluşmuştur (Şekil 3.8). Bu alanda Ekinveren bindirmesi imbrike bir yapı göstermekte olup, muhtemelen derinlerde bir ana bindirme düzlemine kavuşmaktadır.



Şekil 3.8: Çalışma sahasının batı kısmındaki Ekinveren fayından bir görünüş ve fay önünde gelişen taraçalar

Sirke Köyü'nde yapılan gözlemler sonucunda bir ters fay direkt olarak tespit edilememiştir. Fakat birimlerin konumu bir ters fayın varlığını işaret etmektedir. Köyün kuzey kısmındaki Akveren formasyonu düşük açılı olarak kuzeye doğru 0^o-20^o eğimli iken, güneydeki Akveren formasyonunun güneye doğru yaklaşık 60^o-70^o eğimli olması burada gömülü bir ters fayı olduğunu ve fayın birimin monoklinal

türde kıvrımlanmasına sebep olduğu düşünülmüştür. Oluşan kıvrımın doruk noktası erozyona uğramış olup gözlenememektedir (Şekil 3.3.).

3.2.2. Akçasu fayı

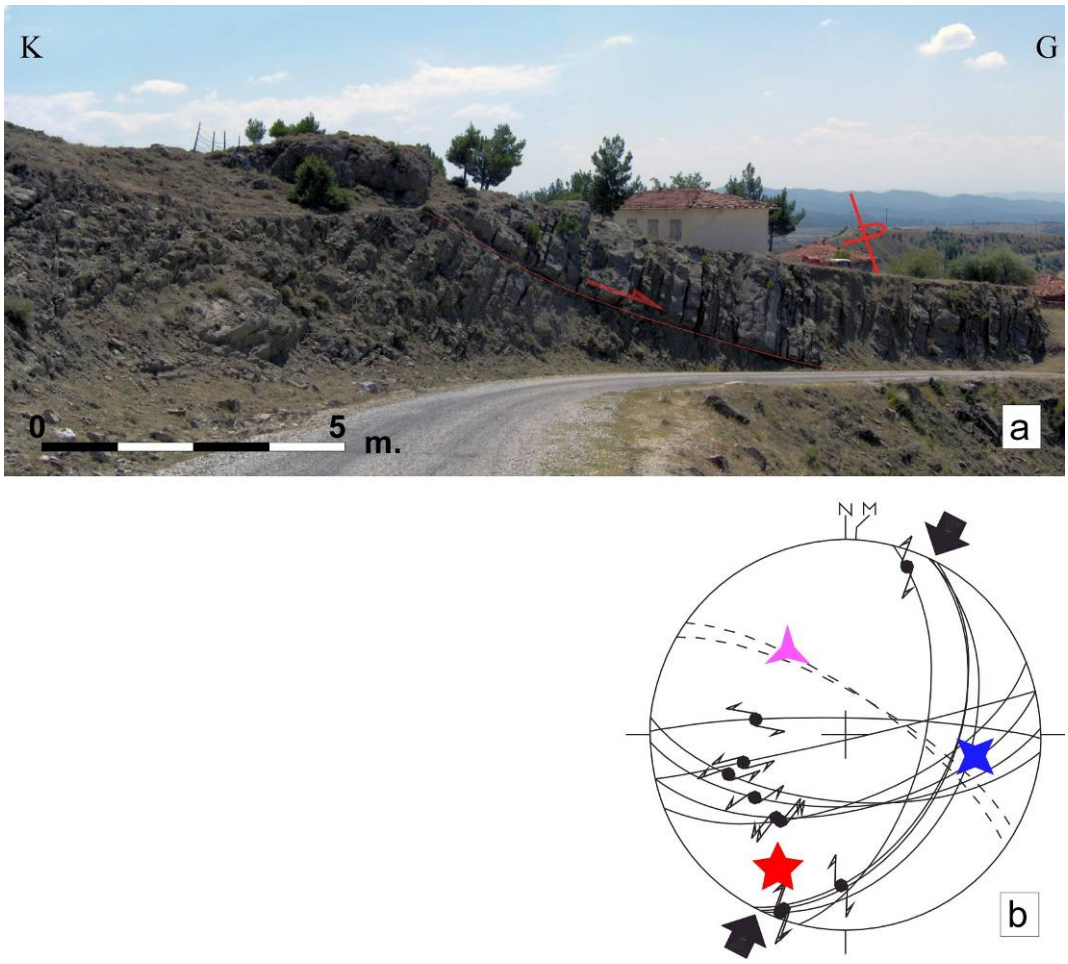
Çalışma sahası içerisinde Kuyluş Köyü kuzeyinde gözlemlenen KD-GB gidişli, düşey atımlı normal faydır. Fayın güney bloğu, kuzey bloğuna nazaran yükselmiştir. Fay, Temel kayaçlar ile Taşköprü-Durağan havzasının birimlerini dokanağa getirir (Şekil 3.9). Kuyuluş ve Akçasu Köyleri boyunca izlenebilen fayın görünür devamlılığı yaklaşık 15 km. kadardır.



Şekil 3.9: Kuyuluş Köyü kuzeyinde gözlemlenen normal fay, Temel kayaçlar (M) ve Akveren formasyonu (KTa) arasındaki sınırı oluşturuyor

3.2.3. Şıhlar fayı

Çalışma sahası içerisinde Şıhlar Köyü kuzeyinde Erken-Orta Eosen yaşlı Kusuri formasyonu içerisinde gözlemlenen bir ters faydır. Fayı içerisinde barındıran Kusuri formasyonuna ait kumtaşı tabakaları devriktir (Şekil 3.10-a). Arazi gözlemleri sırasında bu ters faya ait düzlem net olarak gözlemlenememiştir. Ama birime ait tabakaların devrik olması ve fayın bulunduğu lokasyondan alınan fay çiziği verileri ile yapılan kinematik analizde KKD-GGB sıkışma bulunması (Şekil 3.10-b), fayın sıkışmalı kuvvetlerin etkisi altında gelişmiş bir ters fay olduğunu desteklemiştir. Ayrıca ölçüm alınan noktada sıkışma sonucu devrilen tabakalar içerisinde gravitasyon etkisiyle düşük açılı bir normal fay gelişmiştir.



Şekil 3.10: a-Şıhlar Köyü kuzeyindeki Kusuri formasyonu ait devrik tabakalar içerisinde gelişen normal fay, b- Paleostres tensör konfigürasyonu. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu

3.2.4. Çayköy fayı

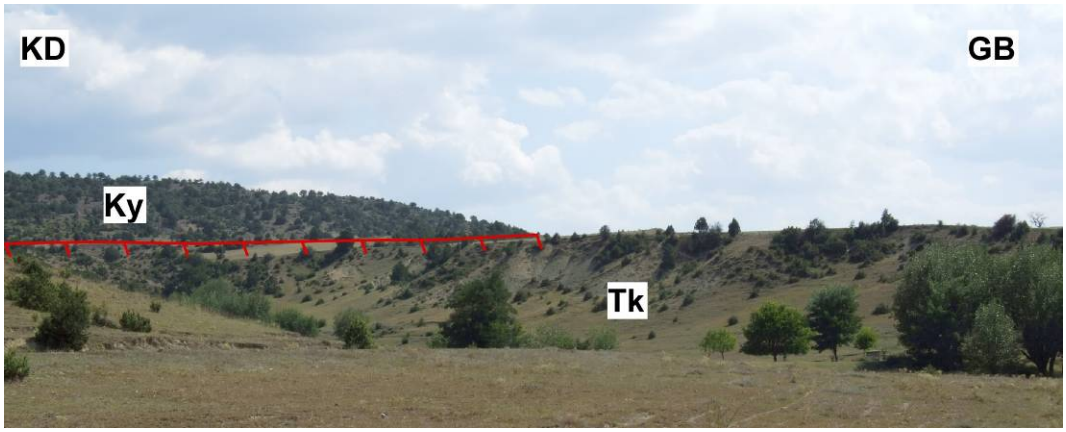
Çayköy güneyinde izlenen fay, yaklaşık BKB-DGD yönlü bir ters faydır. Fayın kuzey bloğu, güney bloğunun üzerine doğru ilerlemiştir (Şekil 3.11). Çayköy güneyinde fayın gözlemlendiği alanda Konasiyen-Kampaniyen yaşlı Yemişliçay formasyonunda fazla bir deformasyon gözlemlenmezken, Kampaniyen-Mastrihtiyen yaşlı Gürsökü formasyonu fay düzlemine yakın kısımda kıvrımlanmıştır.



Şekil 3.11: Çayköy güneyindeki ters fay

3.2.5. Kornapa fayı

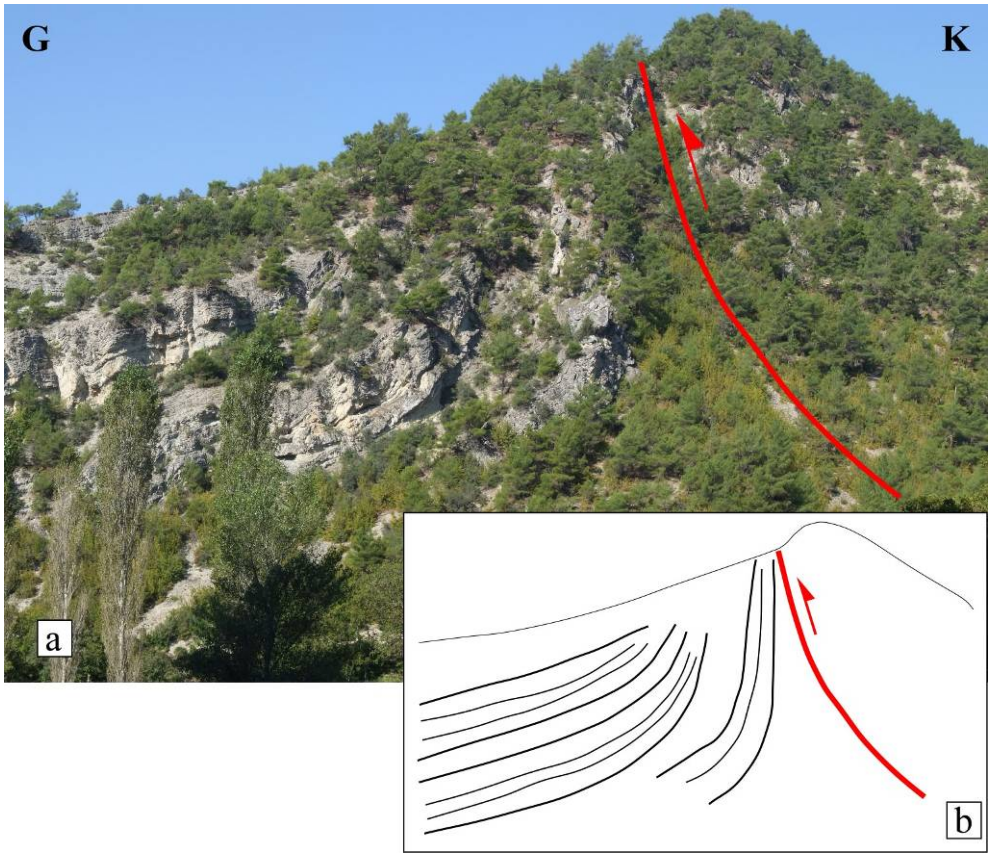
Çalışma sahası içerisinde Kornapa Köyü güneyinde gözlemlenen K54^{o}B gidişli, normal faydır. Fayın güney bloğu, kuzey bloğuna nazaran yükselmiştir. Fay, Konasiyen-Kampaniyen yaşlı Yemişliçay formasyonu ile Erken-Orta Eosen yaşlı Kusuri formasyonunu dokanağa getirir (Şekil 3.12). Arazide faya ait düzlem görünememekle birlikte, topoğrafik olarak yüksek eğime sahip Yemişliçay formasyonun önünde bulunan yatay konumlu Kusuri formasyonu arasındaki sınır net olarak gözlemlenebilmektedir.



Şekil 3.12: Kornapa Köyü güneyindeki normal fay, Yemişliçay fomasyonunun (Ky) bulunduğu alan, Kusuri formasyonuna bulunduğu yere göre yükselmiştir.

3.2.6. Küreçay fayı

Göynükçukuru, Küreçay ve Nefsigökçeağaç Köyleri boyunca izlenebilen fayın görünür devamlılığı yaklaşık 20 km. kadardır. Nefsigökçeağaç Köyü civarında Akveren formasyonuna ait birimler içersinde gözlemlenen fay bu alanda yaklaşık 80°'lik açıya sahiptir. Fay içerisinde bulunduğu Akveren formasyonuna ait kireçtaşlarının dike yakın bir biçimde kıvrımlanmasına sebep olmuştur (Şekil 3.13). Fay, Küreçay, Nefsigökçeağaç Köyleri arasında Kampaniyen-Mastrihtiyen yaşlı Gürsökü ve Mastrihtiyen-Geç Paleosen yaşlı Akveren formasyonlarını dokanağa getirir. Göynükçukuru, Küreçay Köyleri arasında ise Konasiyen-Turoniyen yaşlı Kapanboğazı formasyonu ile Konasiyen-Kampaniyen yaşlı Yemişliçay formasyonlarını dokanağa getirir.



Şekil 3.13: a) Küreçay fayının etkisiyle dike yakın bir konum kazanan Akveren formasyonuna ait kireçtaşı tabakaları b) a'nın şematik gösterimi

4. PALEOSTRES

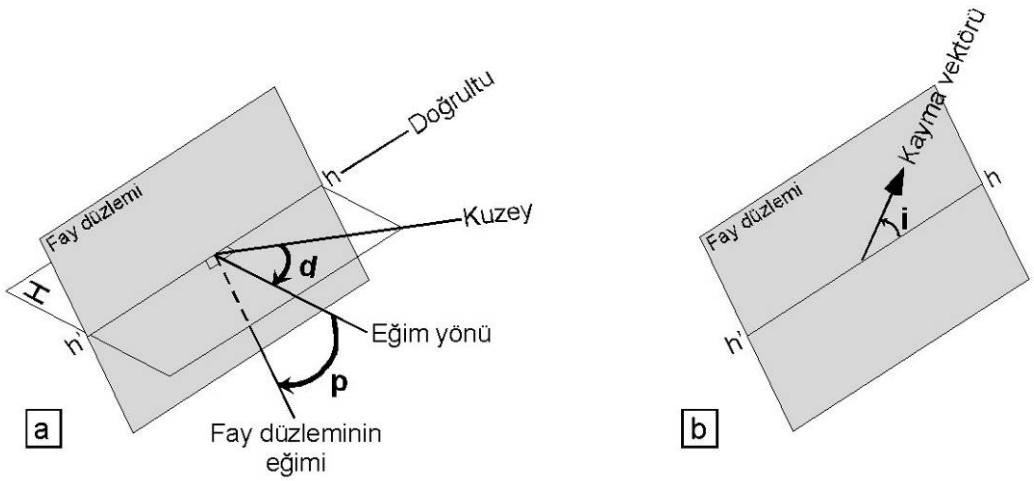
Paleostres analizi, araziden elde edilen fay düzlemi popülasyonun yönelimi ile fay kayma verilerinin birlikte kullanarak bölgede etkin olmuş stres sistemlerinin yönlerinin hesaplanmasıdır. Geçmişteki stres yönlerinin yeniden yapılandırılması (Paleostress) uygulaması fay çizikleri ve ona yardımcı öğeler olarak eklemler veya kıvrım verileri gibi diğer kinematik belirteçlerin de yardımıyla bölgenin deformasyon evrelerinin belirlenmesinde kullanılır.

Fayın hareket yönünü tespit etmekteki en elverişli yol, fay düzlemi üzerindeki çiziklerden faydalanmaktır. Çoğu fay düzlemi bu çizikleri üzerlerinde barındırır ve hareket yönünü işaret ederler. Fayın geometrisi bir noktadan ölçülecek üç açı ve bir uzunluk ile ifade edilebilir. a) Fay düzlemin eğim yönü, $0^o \leq d < 360^o$ aralığındaki bir açıyı ifade eder. b) Fay düzleminin eğim miktarı, $0^o \leq p < 90^o$ aralığındaki bir açıyı ifade eder. c) Fay çiziği ile doğrultu arasındaki açı miktarı, $0^o \leq i < 360^o$ aralığındaki bir açıyı ifade eder. d) Uzunluğu ise fay blokları arasındaki yer değiştirme miktarı ifade eder (Şekil 4.1) (Angelier, 1994)

Fay düzlemi üzerindeki kaymanın yönelimi ile türünü tanımlayabilmek ve deformasyonunun kinematiğini anlayabilmek için fay üzerindeki kinematik belirteçleri (izleri) arazide tanımlamak gerekir. Arazide karşılaşabileceğimiz genel kinematik belirteçler Şekil 4.2'de verilmiştir.

Şekil 4.2'de gösterilen kinematik belirteçleri sırasıyla tanımlayacak olursak (Angelier, 1994)

a) Büyüme mineral adımları, fay düzlemi üzerindeki kalsit veya kuvars benzeri mineral kristallerinin hareket yönünde büyümesidir.



Şekil 4.1: Fayın kayma yöneliminin üç açı ile açıklanması a) Fay düzleminin konumu b) Fay düzlemi üzerindeki kayma vektörünün konumu (d; eğim yönünün açısı, p;eğim miktarı, i; fay çiziğinin açısı, H; referans düzlemi, h'-h; fayın doğrultusu) (Angelier, 1994)

b) Tektonik alet yapıları (çakıl veya diğer klastikler), fay düzlemi üzerindeki kabarma ve oluklardan oluşur. Faylanma sırasında üzerinde sürüklendiği yüzeyi hareket yönüne paralel olarak oyan cisim, gerisinde bir oluk bırakır. Bu oluk, daima hareket doğrultusunu verir.

c) Riedel makaslanması, genellikle fay düzlemi ile kesişir. Fay yüzeyi ve hareketin yönelimi arasında 5^o-25^o arasında açı vardır.

d) Sitilolitik tepe veya çizgisellik, genellikle kireçtaşlarında görülür. Yüzey üzerindeki çözeltilerin meydana getirdiği sürtünmeli yüzeylerdir.

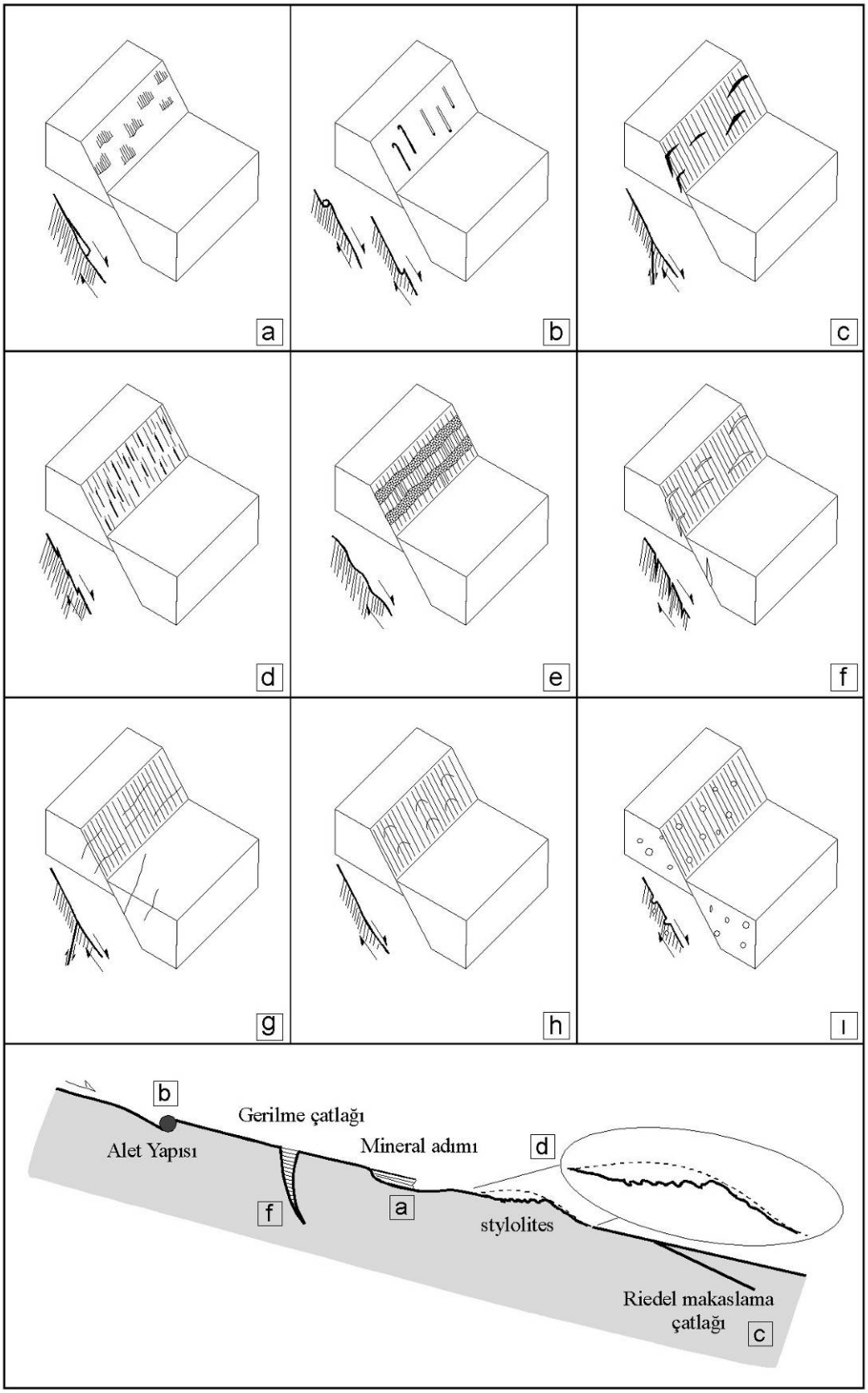
e) Parlak ve pürüzlü yüzeyler, daha çok kumtaşı, bazalt ve benzeri kayaçlarda gözlenir. Kayma yönüne dik olarak uzanır.

f) Gerilme yırtıkları, fay yüzeyi ile kesişir ve fay çizikleri ile dik konumdadır. Fay yüzeyi ile 30^o-50^o'lik açı yaparlar.

g) Eşlenik makaslanma çatlakları veya küçük faylar, ana fay düzlemi ile 40^o-70^o arasında açı yapar.

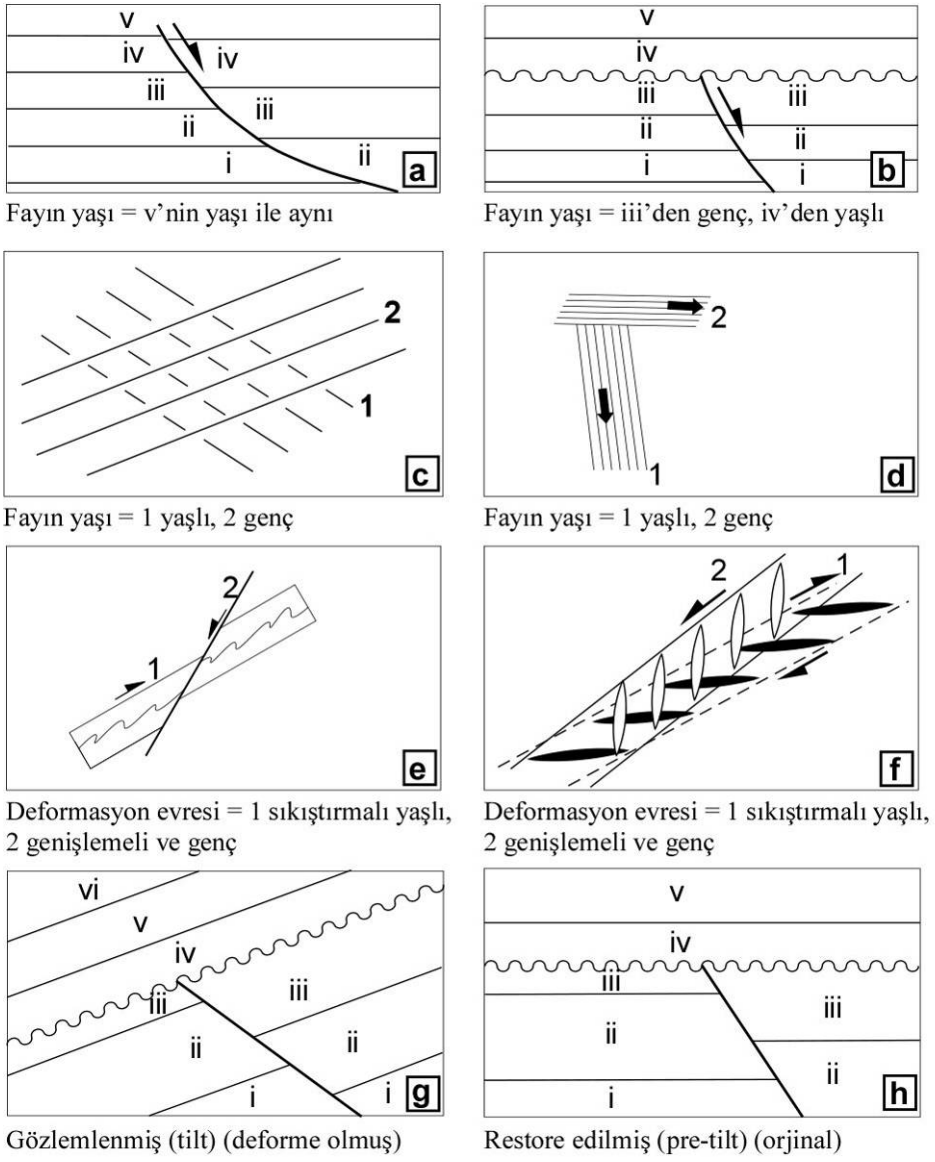
h) Yay şeklindeki izler genellikle parlatılmış yüzeyli faylarda gözlemlenir.

i) Lavların içerisindeki boşlukların deformasyonunda fayın hareket yönünü verir.



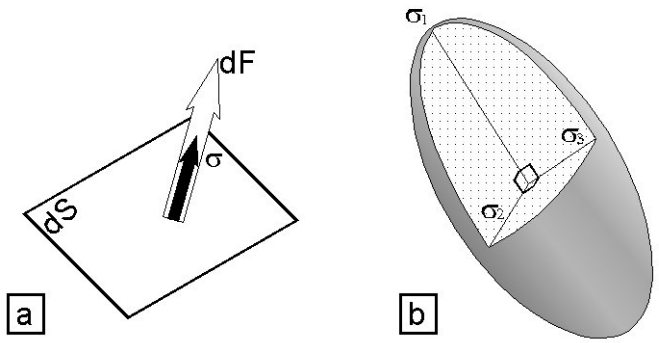
Şekil 4.2: Fay düzlemi üzerindeki hareketin türünü tanımlamak için kullanılan kriterler (Angelier, 1994; Petit,1987; Doblas, 1998) (açıklamalar için metne bakınız)

Fay düzlemi üzerindeki hareketin türünü tespit etmek için kullanılan kinematik belirteçlerin ve fayın içerisinde bulunduğu birimler ile olan kesme-kesilme ilişkisi arazide veri toplama aşamasında dikkat edilmesi gereken hususlardan biridir. Bu ilişkilerin gözlenmesi ile elde elden kronoloji farklı deformasyon evrelerini işaret edecektir (Şekil 4.3).



Şekil 4.3: Değişik deformasyon evrelerinin oluşum sırasını (yaşını) belirlemede kullanılan ilişkiler a-b) büyüme fayları, c-d) bir birini kesen fay çizikleri, e) ötelenmiş kıvrım ve/veya fay kayacı (kıvrımlanmış fault gouge), f) bir birini kesen sigmoig açılma çatlakları (Mod-I çatlak), g) tilt edilmiş fayı örten uyumsuzluk, h) fayı örten uyumsuzluk (orijinal konum) (Kaymakçı, 2000, Kaymakçı ve diğ,(2007)

Bir kayaç içerisindeki düzlemsel parça ele alındığında (zayıflık düzlemi) stres vektörü "σ" bu parça üzerindedir. Ve σ = dF/dS olarak tanımlanır. Burada "dF" kuvvet vektörü, "dS" ise yüzeydir. Sıvılarda stres herhangi bir yöne bağımlı olmadan her yöndedir. Katılarda ise stres belirli bir yöne bağlıdır. Buna göre kayaç içerisindeki stresin konumu üç stres ekseni ile temsil edilir. Bu da stres elipsoidini oluşturur (Şekil 4.4). Maksimum sıkıştırma stresi σ1, ortaç stres σ2 ve minimum stres σ3'tür (σ1≥ σ2≥ σ3). Stres elipsoidinin şeklini, Angelier (1975) tarafından tanımlanan stres farklarının oranı olan ϕ verir ($\phi = \frac{\sigma 2 - \sigma 3}{\sigma 1 - \sigma 3}$). ϕ'nin değeri 0 ila 1 arasında değişen bir sayı ile ifade edilir (Angelier, 1994).

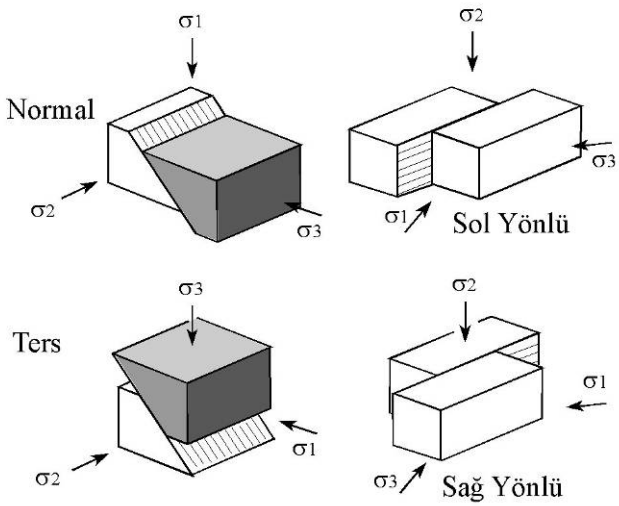


Şekil 4.4: a) Stres vektörü (σ; stres vektörü, dF; kuvvet vektörü, dS; yüzey) b) Stres elipsoidi

Anderson'un (1942) fay teorisini incelediğimizde bir fayın meydana gelebilmesi için gerekli olan üç stresten birinin dünya yüzeyine dik, diğer ikisinin ise paralel olması gerekir. Kayaç yüzeyine maksimum stres ekseni (σ1) yönünde uygulanan kuvvet sonucu kayaçtaki zayıflık düzleminde σ1'e paralel bir yer değiştirme meydana gelir. Maksimum stres ekseni (σ1) konumunun yer değiştirmesi ile hareket eden blokların konumuna göre çeşitli fay türleri gözlenir (Şekil 4.5)

Arazi çalışmalarında en sık gözlenen fay türü olan eşlenik fayları oluşturan gerilme rejiminin bileşenlerini belirlemek mümkündür. Bu eşlenik fay sistemleri, genellikle aynı tektonik rejim altında iki veya daha çok aynı türden oluşur ve bu sistemlerin oluşum mekanizmaları birbirine uygundur. Paleostres çalışmalarında hesaplamaların doğruluğu açısından ihtiyaç duyulan eşlenik faylar a) Aynı aileye ait iki faydır. b)

Her ikisinin fay çizgileri fayların kesişim yönünde diktir. c) Faylar arasındaki açı kayacın mekaniksel özelliklerine uygun olmalıdır (Angelier, 1994).



Şekil 4.5: Fay türlerinin stres yönleri ile ilişkisi

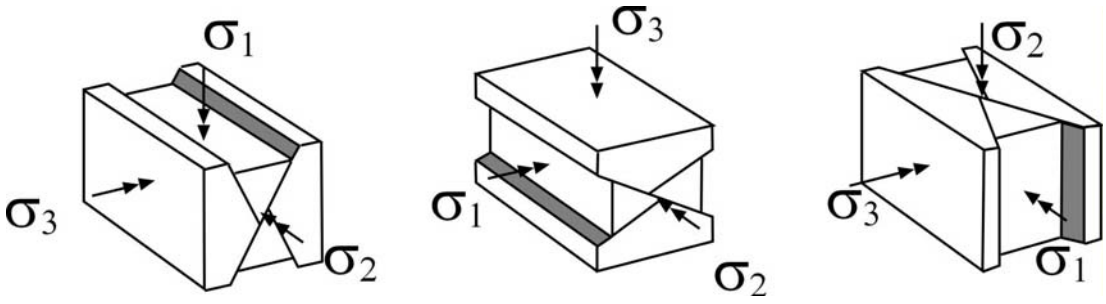
Bu şartlar sağlandığında paleostres eksenleri şu şekilde yeniden yapılandırılabilir (Şekil 4.6).

a) Kesişen iki fay düzlemi arasındaki dar açının açıortayı σ1'dir.

b) σ2 ekseni fayların kesişim yönüne uygun yani paralel olmalıdır.

c) İki fay düzlemi arasındaki geniş açının açıortayı σ3'dür.

Kesitte ölçülen iki eşlenik fayı oluşturan gerilme tensörünün bileşenlerinin kesin yönelimlerinin grafiksel yöntemlerle belirlenebilmesi için kayma lineasyonu bilgisi de gerekmektedir (Ragan, 1973).



Şekil 4.6: Eşlenik fay sistemleri ve bunlara eşlik eden gerilme eksenleri ile bu gerilme rejimleri içerisinde gelişen faylar (Sırasıyla normal, ters ve doğrultu atımlı faylar) (Angelier, 1994).

Stres ters çevirme süreçleri Wallace (1951) ve Bott'un (1959) tanımladığı bir düzlem üzerindeki hareket, düzlem üzerine uygulanan makaslama gerilmesinin kaymaya

karşı kırılma direncini aşmasıyla gerçekleşir. Bunun sonucunda meydana gelen kaymanın, maksimum hesaplanmış makaslama stresine (maximum resolved shear stress) paralel olduğuna dayanmaktadır.

Stres yönlerinin yeniden yapılandırılabilmesi için çok farklı yaklaşımlar ve bilgisayar programları bulunmaktadır. Bunlardan biri olan direkt ters çevirme (direct inversion) yöntemi en küçük karelere azaltmayı kullanmaktadır (Carey-Gailhardis ve Mercier, 1987; Angelier, 1994; Sperner ve diğ, 1993). Bir diğeri, tekrarlanan algoritma, mümkün olan tensörlerin geniş bir aralıkta testidir (Etchecopar ve diğ, 1981). Ve bir de grid arama yöntemi (Gephart 1990; Hardcastle and Hills, 1991) vardır.

4.1. Paleostres Hesaplama Yöntemleri

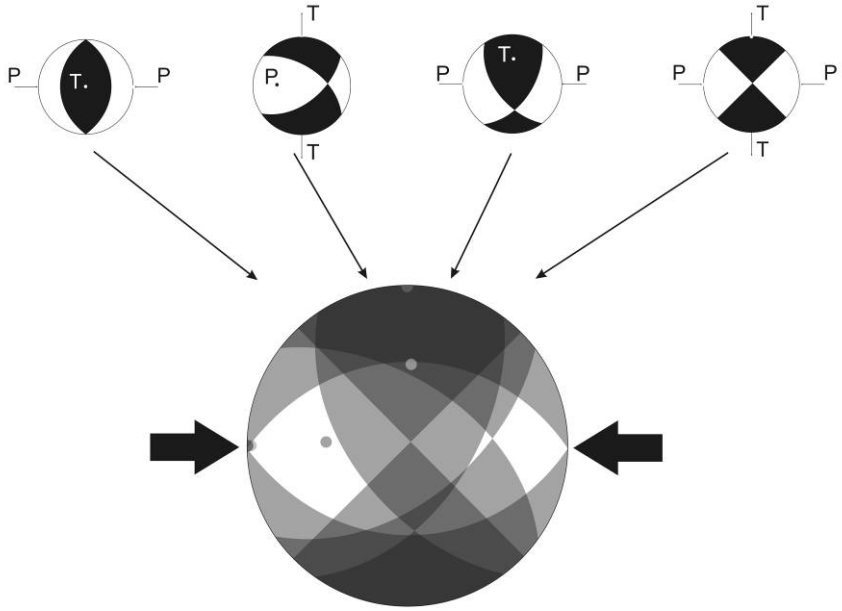
1970'li yıllardan bu yana, fay düzlemleri üzerindeki fay çiziklerinin ölçülmesiyle, geçmişteki stres yönlerinin hesaplanması için çok çeşitli yöntemler önerilmiştir (Angelier ve Mechler, 1977; Angelier, 1984; Michael, 1984; Reches, 1987; Fry, 1999). Bu yöntemlerin çoğunluğu homojen stres alanı içerisindeki bağımsız olarak kaymış fayları örnekler ve bu kaydedilen fay düzlemi üzerindeki maksimum makaslama stresinin yönünü fay-kayma verisi ile temsil eder.

4.1.1. Grafiksel yöntemler

4.1.1.1. Sıkışma (P) ve Açılma (T) iki düzlemi (P-T Right Dihedra) yöntemi (Angelier ve Mechler, 1977)

P-T dihedra yöntemi gerilme tensörünün yöneliminin belirlenmesinde kullanılan oldukça yaygın olarak kullanılan basit bir grafiksel yaklaşımdır. Bu grafiksel metodun temelindeki fikir maksimum ana stresi ($\sigma 1$), sıkışma (P) ve minimum ana stres ($\sigma 3$), genişleme (T) iki düzlemine aittir. Buna göre stereonet üzerinde fay düzlemine dik olarak çizilen yardımcı düzlem ve bu düzlemlerin hareket yönleri bize, açılmalı (T) ve sıkışmalı (P) olarak tanımlanan iki alan tanımlar. Wallece-Bott hipotezinin genişletilmiş hali olan, aynı stres rejimi (ana stres yönelimleri ve ϕ oranı aynı olan) içerisinde meydana gelen iki veya daha fazla fay hareketine neden olan

ana stres eksenleri, ilgili ikiyüzlüye (dihedra) ait olmalıdır. Yani diğer bir deyişle, σ1 eksenlerinin tümünün yöneliminin aralığı P-dihedra'ya ve σ3 eksenleri de T-dihedra'ya ait olmalıdır (Şekil4.7). Bu, fay analizinde Right Dihedra metodunun temelidir (Angelier, 1994) Bu yöntemde veri sayısı (fay düzlemleri veya deprem odak mekanizması çözümleri) arttıkça bu alan daralarak gerilme eksenlerinin konumlarının daha iyi belirlenmesi sağlanır.



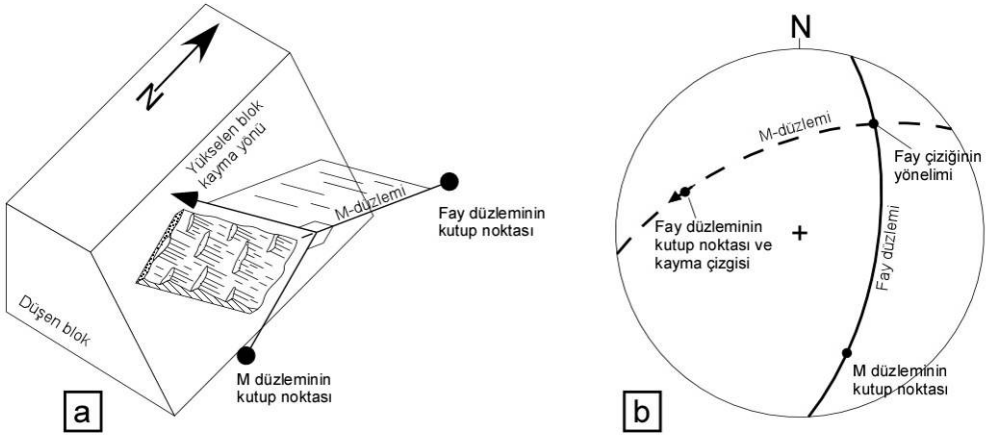
Şekil 4.7: Right dihedra yöntemi

4.1.1.2. Hareket düzlemleri (M-Plane) sınıflaması (Arthaud, 1969 ve Alexandrowski, 1985)

Arthaud (1969)'un metodu hareket düzlemleri kavramına dayanır. Bu düzlemler fay düzlemine diktir ve fay düzleminin kutbu ile fay çiziğinin yönelimi üzerindedir (Şekil 4.8-a). Buna göre; stereonet üzerine fay düzlemi ve faya ait çiziğin konumu işaretlenir. Faya ait kutup noktası ve fay çiziği noktasını birleştiren yay çizilir. Böylelikle faya ait hareket düzlemi elde edilir (Şekil4.8-b) (Marshak ve Mitra, 1998). Arthaud'un metodunu uygulayabilmek için fay popülasyonu aynı tektonik rejime ait olmalıdır.

Karmaşık fay verisinden hareket düzlemi metodu ile ana stres eksenlerinin hesaplanabilmesi için, aynı tektonik rejim altında gelişen fayların hareket düzlemleri

ortak bir noktada kesişmelidir. Bu yaklaşıma göre, hareket düzlemlerinin ortak kesişim noktasından (common intersection points, CIP) iki tanesi σ1 ve σ3'ü verir. Hareket düzlemlerinin kesişim yoğunluğunun düşük olduğu bölgede σ2'yi verir (Alexandrowski, 1985).



Şekil 4.8: a) M-düzlemi b) M-düzleminin stereonet üzerinde gösterimi (Marshak ve Mitra, 1998).

4.1.2. Matematiksel yöntemler

Pek çok araştırmacı farklı formüller uygulayarak fay-kayma verilerinden stres yönlerinin elde etmeye çalışmışlardır. Bütün hepsi de gözlenen fay düzlemlerinin verisi üzerindeki kayma yönleri aralarındaki farklılıkları en aza indirgeyerek üç stres yönü ve R değerini bulmayı amaçlamışlardır.

Hemen hemen tüm matematiksel stres ters çevirme prosedürleri aynı temel varsayımlara dayanır (Allmendinger, 1999).

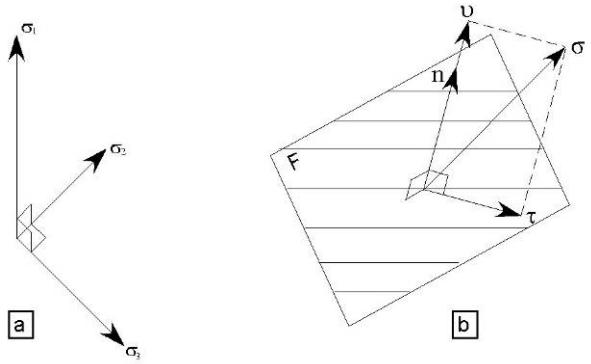
a) Fay düzlemi üzerindeki kayma, hesaplanmış makaslama stresinin yönünde meydana gelir. (Bölgesel farklılıklar her bir fay düzleminin hareketini sınırlandırabilir. Diğer fay düzlemleri ile etkileşimler dahil olsa da nispeten önemsizdir.)

b) Veri düzgün stres alanı yansıtmalıdır (hem alansal hem de zamansal). Bölgenin deformasyonunda sonradan hareket olmamasını gerektirir. Bu fay yönelimlerini değiştirebilir.

4.1.2.1. Direkt ters çevirme yöntemi (Direct inverse method) Angelier, 1984

Direkt problem (direct problem), bilinen bir stres tensörü (T) için, fay düzleminin yönünü, hareketin türünü ve yönelimini tanımlamaktır. Ters çevrime problemi (inverse problem) ise çok sayıdaki faya ait düzlemin konumu, hareketin türü ve yöneliminden ortalama stres tensörünü (T) tanımlamaktır. Her iki durumda da temel varsayım her bir fay çiziğinin yönelimi ve makaslama stresinin ortak tek bir stres tensörüne uymasıdır. İncelenen saha içerisindeki bütün fayların aynı tektonik evre içerisinde bağımsız olarak hareket ettiğini varsayarsak, bu durumda tek bir stres tensörü ile tutarlılığa yaklaşacağı açıktır. Bununla birlikte mevcut durumda sayısız uygulama, ortalama açıların (s,τ) küçük değerleri tarafından belirttiği gibi tutarlılık seviyesinin yüksekliğini gösterir. Burada bahsi geçen açılar (s,τ); gözlenen fay çiziğinin yönelimi veya birim kayma vektörü (s) ve teorik makaslama stres vektörü (τ), arasındaki açıdır ve problemin çözümündeki stres tensöründen gelmektedir (Şekil 4.9) (Angelier, 1994). Böylelikle stres yönlerini tanımlayabilmek için herhangi bir fay düzlemi üzerinde ölçülen kayma yönüyle, hesaplanan maksimum makaslama gerilmesi arasındaki sapmayı tanımlamıştır. Tüm bu bağıntılar en küçük sapmanın bulunmasına yönelik doğrusal olmayan (non-lineer) bir denklemin gelişmesi ile sonuçlanmıştır (Angelier, 1984, 1990, 1994). Böylelikle bu doğrusal olmayan denklemlerden doğrusal yaklaşımlar uygulanmış ve yaklaşık bir varsayımla stresin birinci değişmeyeni (first invariant) sıfır kabul edilmiştir ($\sigma_{11}+\sigma_{22}+\sigma_{33}=0$).

Daha sonra stres ters çevirme problemlerine en küçük kareler istatistikleri yöntemi eklenmiştir (kutup noktası rotasyonların karesinin toplamı minimize edilmiştir). En küçük kareler analizi, eğer sapmanın dağılımı normalse, en uç (yetersiz-uygun) veri üzerindeki en büyük ağırlık göreceli bir şekilde uygundur. Eğer değişken veri varsa (çok büyük sapma), ampirik olarak fay-kayma analizlerinde bu durum sıktır. Böylece çok fazla sınırlama bu değişken verilerin üzerine yerleşir ve onlar en küçük kareler ters çevirmesinde baskın olma eğilimindedir. Anormal verilerin iptal edilmesi ile bununla başa çıkılabilir (Angelier, 1984, 45^o üzerindeki kutup noktası rotasyonları için veri sınırlamasını öneriyor) (Allmendinger, 1999).



Şekil 4.9: a) Stres konumları b) Zayıflık düzlemi. F, Fay düzlemi ve üzerindeki fay çizikleri (s); n, zayıflık düzlemine dik birim vektör; σ, stres vektörünün F üzerindeki durumu; υ, normal stres(fay düzlemine dik); τ, makaslama stresi (fay düzlemine paralel); σ_1, σ_2 ve σ_3 ana stres eksenleri. Stres vektörü σ, hem n'e hem de σ_1, σ_2 ve σ_3'e bağlıdır (Angelier, 1994).

4.1.2.2. Michael, 1984

Bu yöntem basitçe, çeşitli fay düzlemleri üzerindeki makaslanma gerilmesinin büyüklüğünün faylanma anında sabit olduğunu varsayar. Fay üzerindeki hareketi gerçekleştirebilecek en küçük makaslama gerilmesini belirlemeye yönelik olan bu yöntemde, değişkenlerin azaltılmasıyla belirli bir lineer denklem seti elde edilmiş olur. Kuvvetlerin en küçük kareler yöntemi ile çözülebilmesi için iki şeye ihtiyaç vardır: a) Hesaplanmış makaslanma gerilmesi ve kayma yönü arasındaki farkın azaltılması b) Çeşitli fay düzlemleri üzerindeki belirgin ve aynı makaslanma gerilemesi değerlerinin korunması gerekir (Michael, 1984).

4.1.2.3. Reches, 1987

Bu yöntemde amaç, ölçülen grup içerisindeki bütün fayların kayma verisine uygun olarak stres tensörlerinin bulunmasını sağlamaktır. Bu metot aşağıdaki temeller üzerine kuruludur.

a) Maksimum makaslanma stresinin yönelimi içerisinde kayma boyunca faylanma meydana gelir veya eşit bir biçimde sıfır makaslama stresinin yönelimine uygundur.

b) Coulomb yenilme kriterini sağlayan fay üzerindeki normal ve makaslama streslerinin büyüklüğü

$$|\tau| > C + \mu\sigma_n$$

Burada τ kayma yönündeki makaslama gerilmesinin büyüklüğünü, C kohezyonu, μ kırılma katsayısını, σ_n ise fay üzerindeki normal gerilmeyi temsil etmektedir.

c) Kayma olayı nispeten benzer koşullar altında meydana gelmiş olmalı. Ölçülen fayların kohezyon ve kırılmaları, onların ortalama değerleri tarafından temsil edilebilir ve faylar benzer stres koşulları altında aktiftir.

Hesaplamalar stres tensörlerini sağlamakta ve onların her biri verilen kırılma katsayısı için en uygun tensörle başlar. Gözlenen ve hesaplanan kayma eksenleri arasındaki açı hesaplanır ve analizin sapma açısının hesaplanması olarak kabul edilir. Sapmanın düşük açısı ve kabul edilebilir kırılma katsayısının her ikisi de göz önüne alınarak en uygun tensör seçilir (Reches, 1987).

4.1.2.4. Fry, 1999

Fay çizikleri tarafından belirlenen geometrik gösterimin iki farklı tipi olan bu yöntem, olası bir ortak stres tensörünün görsel boyutunu anlamayı sağlar. Fay düzlemi ve çiziklerinin yönelimi sadece ilk tipte kullanılır ve stres tensörünün altı bağımsız elemanın boyutlarına sahip bir uzayda izdüşümlerini içerir. Bu faylar bir hiperküre (hypersphere) üzerinde kutuplar olarak temsil edilmektedir. Herhangi bir kutup kümesi veya kuşağının, bir veya daha fazla normalin tanımlanması ile olası stres tensörlerinin gösterimine izin verir. Bu stres tensörleri diyagramın ikinci tipinin boyutlarını sağlayan makaslanmanın türü ve boyutlarının her ikisini de temsil eden yönelimlerle, tensörlerin bileşen birleşimidir. Böylece en iyi eşleşen verilerin tümü toplam tensörü tanımlar (Fry, 1999).

4.2. Heterojen Veriler

Arazi çalışmaları sonucu elde edilen fay-kayma verileri stres ters çözümlerinin başlangıç noktasını oluşturur. Ölçülen bu veriler içerisindeki, fay düzleminin tekrar hareketi, aynı yönelime sahip fayların farklı kayma türüne sahip olmaları ve tansiyon çatlakları gibi bulgular doğada yaygındır. Fakat tek bir stres tensörü ile uyumlu değildir. Fay-kayma verileri bu durumlarda ancak birden fazla stres tensörü ile açıklanabilir ki bu tip veriler heterojen veridir. Herhangi bir mostra yüzeyinden ölçülen verilerden oluşturulan farklı alt kümeler değişik tektonik safhaları işaret

ederler. Burada alt kümeler fayların gruplandırılması olarak tanımlanabilir. Guruplandırılan zayıflık düzlemleri üzerindeki hareketler o tektonik safhaya ait stres tensörünün karakteristiğinin mekaniksel görüntüsüdür. Stres tensörü uygun koşul için, veri alt kümesi iki veya daha fazla veri türünden oluşması gerekir. Angelier'in tanımıyla tür, yaygın geometrik karakteristiğini ve aynı tip kırılma verilerini gruplandırır. Stres ters çevirme, zayıflık düzlemi üzerindeki hareket azaltılmış stres tensörünün dört bilinmeyenin bulunmasıyla modellenir. Stres tensörü büyük miktardaki farklı tip ve yönelimdeki veri türlerinin veri alt kümlerinden oluşacaktır. Genellikle, ölçülen veriler sadece tek bit tektonik safhaya ait değil, kaya kütlesinin jeolojik tarihçesi boyunca geçirdiği farklı tektonik safhalara aittir. Fakat ölçümlerde gözlemlenen uyumsuzluklar sadece farklı tektonik safhalara değil, değişik faktörlerin sonucu da olabilir. Örneğin; ölçüm hataları, uniform olmayan stres alanı, aynı eksenli olmayan deformasyon, içsel blok rotasyonu, faylar arası etkileşim gibi. Paleostres yapılandırması ve fay-kayma analizleri, ham veri setleri içersindeki alt kümelerin oluşturulmasıyla her bir tektonik safha farklı stres tensörü ile ifade edilir. Verilerin ayıklanması veya alt kümlerin oluşturulması sürecinin ilk başlangıç kısmı arazi olmalıdır. Aynı mostradaki farklı fay türleri arasındaki kronolojinin tespit edilmesi işleri kolaylaştırır (Delvaux ve Sperner, 2003).

Heterojen fay-kayma verilerindeki farklı stresleri ayıklamak için farklı metotlar geliştirilmiştir. (Angelier 1979, Etchecopar et al. 1981, Armijo et al. 1982, Huang 1988, Galindo-Zaldıvar and Gonzalez- Lodeiro 1988, Nemcok and Lisle, 1995, Fry 1999, Yamaji 2000, Delvaux ve Sperner, 2003). Bütün bu çalışmalardaki yöntemler farklı varsayımları temel almışlardır. Genelde, stres tensörünün tanımlanabilmesi için döngüsel bir yaklaşımla tüm veri içindeki uyumsuz verilerin ayıklanması ile hesaplanan stres modeli için en uygun veri seti kalana dek devam etmeyi amaçlamışlardır. Hepside, heterojen fay-kayma veri gruplarının bilgisayar yardımıyla otomatik olarak ayıklamaya çalıştıkları için potansiyel olarak farklı sonuçlar verebilirler (Liesa ve Lisle, 2004).

4.3. Paleostres Analizleri

Paleostres analizi ile inceleme alanının evrimini ve tektonik tarihçesini belirlemek, mümkündür. Bu gözlemlenen yapıların oluşumuna neden olan stres yönlerinin hesaplanması ve böylelikle tektonik kuvvetlerin yönlerinin belirlenmesiyle olur.

Paleostres analizleri, kullanılan hesaplama yöntemine bakmaksızın üç ana adımı içermelidir. Bunlar veriyi toplama, veriyi çözümleme ve çözümlenmiş verinin yorumlanmasıdır. Veriyi toplama aşamasında arazide kaydedilmesi gereken parametreler Tablo 4.1'da ana başlıkları ile verilmiştir. Bir lokasyondan toplanan verideki parametrelerin çokluğu, o verinin çözümlenmesi ve yorumlanmasını kolaylaştıracaktır.

Tablo 4.1: Çok yönlü fay-kayma analizi için arazide kaydedilmesi gerekli parametreler ve gözlemler (Sperner and Zweigel, 2010)

Gerekli/Zorunlu:
- Fay düzleminin konumu (doğrultu, eğim yönü ve miktarı) - Kaymanın yönelimi (çizgi; yönelim ve dalımı) - Kaymanın türü - Tanımlanan kayma türü için güvenirlik seviyesi (Örneğin; C, Kesin; P, Olası; S, Varsayılan)
Tavsiye Edilen:
- Kayma türünü tanımlandığı belirteçin türü - Fay düzleminin görünen boyutları (büyük düzlemlerde) - Yer değiştirmenin miktarı
Varsa:
- Fay düzlemi üzerindeki mineralizasyonun rengi ve tipi - Bir fay düzlemi üzerindeki farklı kayma yönleri arasındaki yaş ilişkisi - Farklı fay düzlemleri üzerindeki yaş ilişkisi - Tabakalanmanın konumu - Fayın diğer yapılarla olan ilişkisi

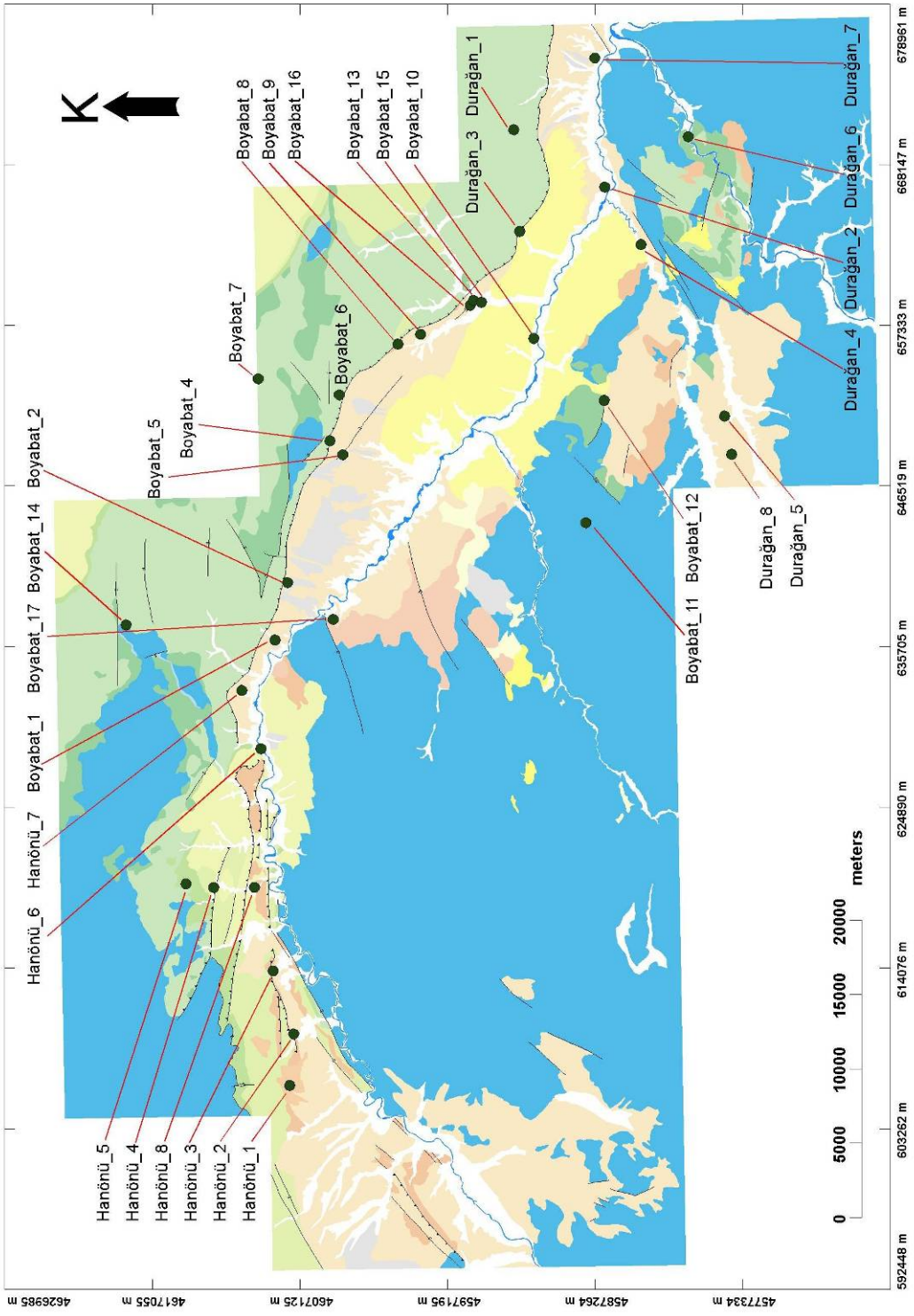
Bu çalışmada, Boyabat havzasına Üst Kretase'den günümüze kadar etkiyen stres sistemlerini ortaya koymak amacıyla arazide, pusula yardımıyla 32 lokasyondan 550'den fazla fay çiziği ve eklem verisi toplanmıştır. Verilerin toplandığı lokasyonlar Şekil 4.10'da verilmiştir.

Paleostres analizlerinin yapılması için kullanılan hesaplama yöntemlerin grafiksel ve matematiksel yöntemler olduğunu belirtmiştik. Biz bu çalışmada matematiksel yöntemler içersinde en çok kabul gören ve kullanılan yöntem olan Angelier'in "direct inversion" yöntemini kullanacağız. Bu işlemler sırasında Angelier tarafından yazılan dos tabanlı Tector© (1989) programından faydalanılmıştır.

Analizlerin yapılması sırasında takip edilen süreç; verilerin toplanması, verilerin analizi, uyumsuz verilerin ayıklanması ve verilerin tekrar değerlendirilmesi şeklindedir. Burada bahsi geçen uyumsuz veriler, zaman içinde tektonik stres safhası içerisindeki değişim sonucu, farklı stres yönlerinde fayların tekrar aktif olması sonucu veri seti içindeki farklı deformasyon safhalarıdır. Eğer farklı stres alanlarından etkilenen, çoklu tektonik safhaların meydana geldiği bir alandaki fay düzleminden kayma izlerine ait ölçümler alınırsa, fay-kayma verileri heterojen olur. Ters çevirme yöntemlerinin temelindeki, paleostres analizleri, deforme olmuş kayaçlardan ölçülen fay-kayma verilerini kullanarak en uygun stres tensörünü belirlemektir. Fakat ters çevirme tekniğinin kullanılabilmesi için fay-kayma verisinin homojen olması gerekir. Bunun anlamı aktive olmuş fay grubu verilerinin sadece tek bir tektonik safhadan etkilenmiş verilerden oluşmasıdır. Heterojen verilere ters çevirme yöntemi uygulanması ile hesaplanan stres, gerçek stres konumunu karakterize etmez. Heterojen fay-kayma verilerinden paleostresi tanımlamak ve paleostres safhaların ayıklamak için arazi gözlemleri önemlidir (Tablo 4.1). Ayrıca çeşitli bilgisayar programları da geliştirilmiştir. Yapmış olduğumuz analizler sırasında uyumsuz verileri ayıklamak için gözlemlerimiz dışında, Delvaux ve Sperner (2003) tarafından yazılan WinTensor© programı kullanılmıştır. Uyumsuz verilerin ayıklanması ile farklı alt veri kümeleri oluşturulmuş. Bu kümelerden farklı deformasyon safhasına ait olan veriler tekrar değerlendirilmiştir. Geriye kalan uyumsuz veriler ise değerlendirme dışı tutulmuştur. Çünkü bu veriler; ölçüm hataları, uniform olmayan stres alanı, aynı eksenli olmayan deformasyon, içsel blok rotasyonu, faylar arası etkileşim gibi durumlara ait olabilir.

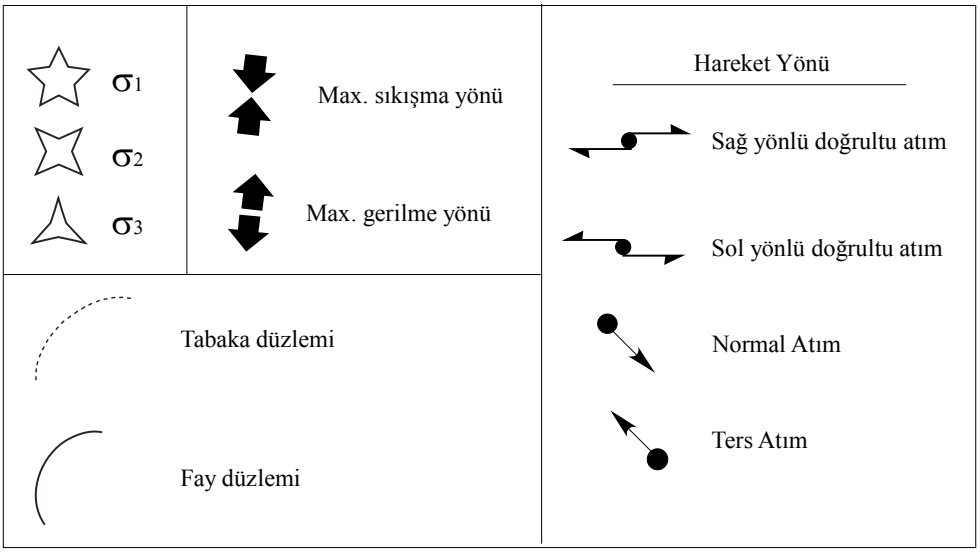
Çalışmalar sırasında toplanan veriler eğer ana faylar üzerinden derlenmiş ise bu veriler bölgesel stres yönelimlerinden çok o fayın veya fay zonunun kinematiğini yani yersel stres yönlerini verir ve buradan bölgesel anlamlar çıkarmak sakıncalıdır.

Eğer amaç bölgesel streslerin ortaya konulması ise, bu durumda veriler faylardan özellikle de ana fay kesişimlerinden olabildiğince uzakta toplanmalıdır (Pollard ve diğ, 1993; Twiss ve Unruh, 1998; Kaymakçı ve diğ, 2007).



Şekil 4.10: Paleostres verilerini toplandığı lokasyonlar

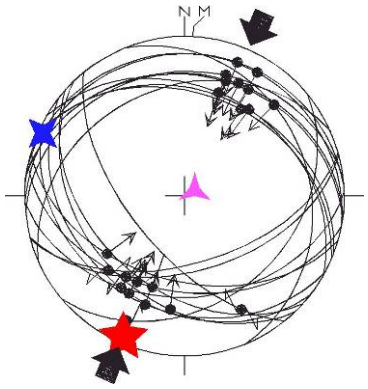
Tablo 4.2: Paleostres analizde kullanılan simgeler ve açıklamaları



4.3.1. Senozoyik öncesi birimlere ait analizler

4.3.1.1. Boyabat_11 (M)

Boyabat güneyindeki, temel kayaçlar içerisindeki mermerlerden alınan ölçülere dayanılarak yapılan analiz sonucunda elde edilen 21 adet verinin çözümlenmesiyle, stres eksenleri σ1=204/5, σ2=294/3 ve σ3=060/84, gerilme oranı ϕ=0.100, gözlemlenen kayma ve hesaplanan makaslanma gerilimi arasındaki ortalama açı ANG=9°, ortalama tahmini kalite değeri RUP=29, yaklaşık KKD-GGB yönlü bir sıkışma mevcuttur (Şekil 4.11).



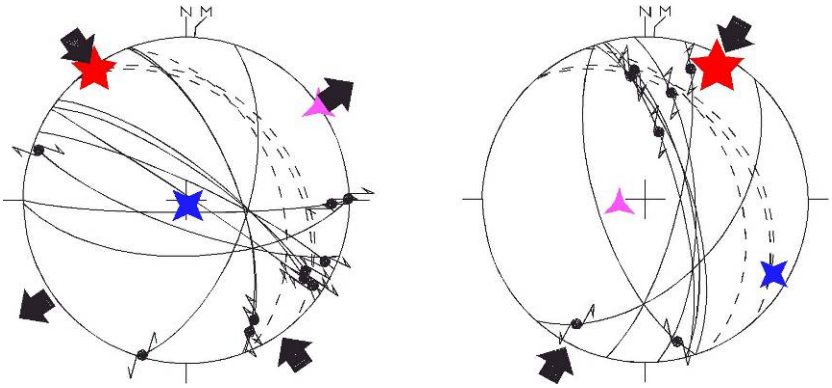
Şekil 4.11: Boyabat_11 lokasyonuna ait paleostres tensör konfigürasyonu. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu

4.3.1.2. Durağan_6 (JKi)

Erdagası Köyü batısındaki, Kızılırmak vadisi kenarındaki, Malm-Alt Kretase yaşlı İnaltı formasyonuna ait kireçtaşlarından ölçülen 20 adet verinin çözümlenmesiyle iki farklı deformasyon evresi tespit edilmiştir (Şekil 4.12). Bu deformasyon evrelerinin sonuçları;

a) 13 adet verinin çözümlenmesiyle, stres eksenleri σ1=325/3, σ2=162/87 ve σ3=055/1, gerilme oranı ϕ=0.181, gözlemlenen kayma ve hesaplanan makaslanma gerilimi arasındaki ortalama açı ANG=13^{o}, ortalama tahmini kalite değeri RUP=35, KB-GD sıkışmaya bağlı doğrultu atımlı bir hareket mevcuttur.

b) 7 adet verinin çözümlenmesiyle, stres eksenleri σ1=028/9, σ2=120/10 ve σ3=259/77, gerilme oranı ϕ=0.169, gözlemlenen kayma ve hesaplanan makaslanma gerilimi arasındaki ortalama açı ANG=11^{o}, ortalama tahmini kalite değeri RUP=39, yaklaşık KKD-GGB yönlü bir sıkışma mevcuttur.



Şekil 4.12: Durağan_6 lokasyonuna ait paleostres tensör konfigürasyonları. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu

4.3.1.3. Boyabat_12 (JKi)

Doğuca Köyü doğusundaki Malm-Alt Kretase yaşlı İnaltı formasyonuna ait kireçtaşlarından ölçülen 28 adet verinin çözümlenmesiyle üç farklı deformasyon evresi tespit edilmiştir (Şekil 4.13). Bu deformasyon evrelerinin sonuçları;

a) 14 adet verinin çözümlenmesiyle, stres eksenleri σ1=173/07, σ2=071/59 ve σ3=267/30 gerilme oranı ϕ=0.429, gözlemlenen kayma ve hesaplanan makaslanma gerilimi arasındaki ortalama açı ANG=16^{o}, ortalama tahmini kalite değeri RUP=41, yaklaşık K-G sıkışmaya bağlı doğrultu atım mevcuttur.

b) 4 adet verinin çözümlenmesiyle, stres eksenleri σ1=280/17, σ2=063/68 ve σ3=186/12 gerilme oranı ϕ=0.498, gözlemlenen kayma ve hesaplanan makaslanma gerilimi arasındaki ortalama açı ANG=3^{o}, ortalama tahmini kalite değeri RUP=24, yaklaşık doğu batı sıkışmaya bağlı doğrultu atım mevcuttur.

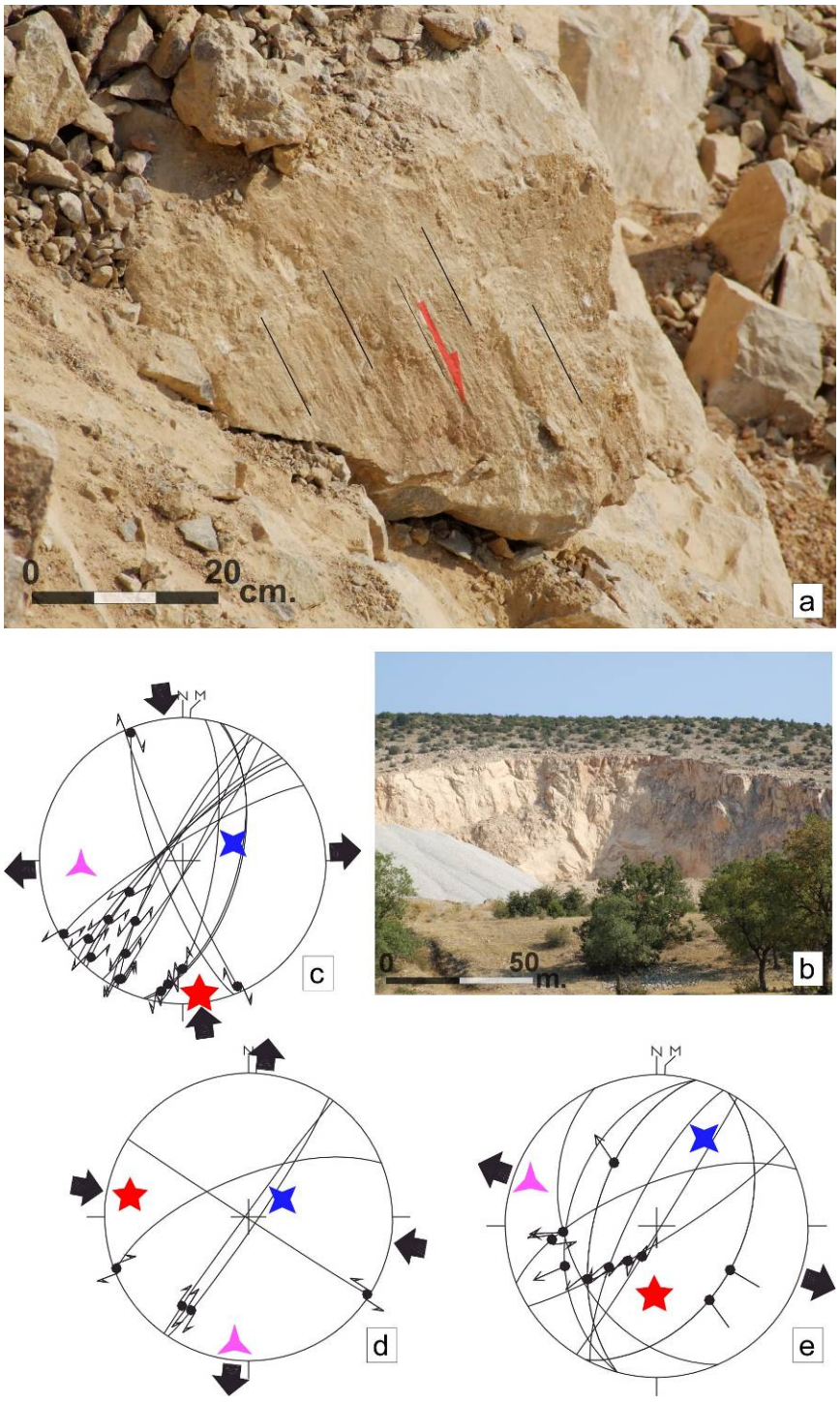
c) 10 adet verinin çözümlenmesiyle, stres eksenleri σ1=182/53, σ2=028/34 ve σ3=289/13 gerilme oranı ϕ=0.531, gözlemlenen kayma ve hesaplanan makaslanma gerilimi arasındaki ortalama açı ANG=18^{o}, ortalama tahmini kalite değeri RUP=40, KKB-GGD genişleme mevcuttur.

4.3.1.4. Boyabat_7 (JKi)

Bürnük Köyü kuzeyindeki kırma taş ocağındaki Malm-Alt Kretase yaşlı İnaltı formasyonuna ait kireçtaşlarından ölçülen 28 adet verinin çözümlenmesiyle üç farklı deformasyon evresi tespit edilmiştir (Şekil 4.14). Bu deformasyon evrelerinin sonuçları;

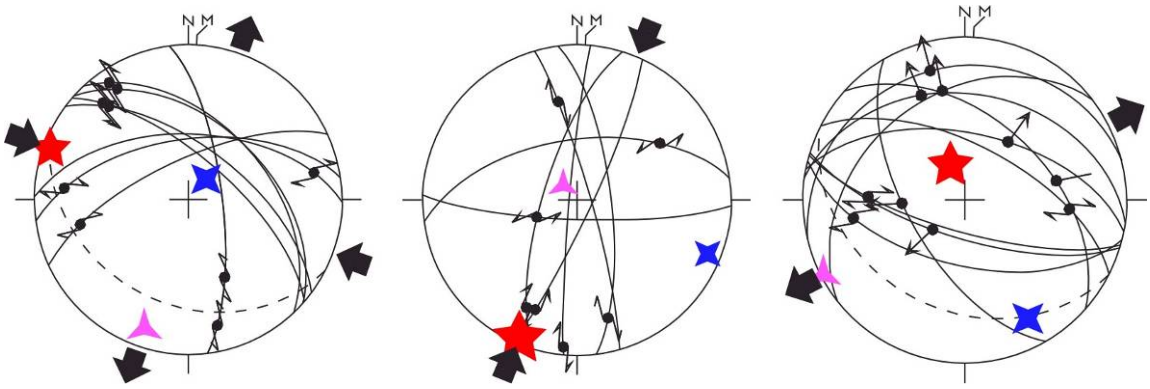
a) 9 adet verinin çözümlenmesiyle, stres eksenleri σ1=290/05, σ2=041/76 ve σ3=199/13 gerilme oranı ϕ=0.365, gözlemlenen kayma ve hesaplanan makaslanma gerilimi arasındaki ortalama açı ANG=12^{o}, ortalama tahmini kalite değeri RUP=38, KB-GD yönlü sıkışmaya bağlı doğrultu atım mevcuttur.

b) 7 adet verinin çözümlenmesiyle, stres eksenleri σ1=203/04, σ2=112/10 ve σ3=317/79 gerilme oranı ϕ=0.146, gözlemlenen kayma ve hesaplanan makaslanma gerilimi arasındaki ortalama açı ANG=20^{o}, ortalama tahmini kalite değeri RUP=50, KKD-GGB sıkışma mevcuttur.



Şekil 4.13: a- Boyabat_12 lokasyonunda ölçülen fay düzlemlerine bir örnek ve düzlem üzerindeki fay çiziği (kırmızı ok hareket yönünü gösteriyor) b- Boyabat_12 lokasyonunun genel bir görünüşü c,d,e- Paleostres tensör konfigürasyonları. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu

c) 10 adet verinin çözümlenmesiyle, stres eksenleri σ1=338/71, σ2=152/19 ve σ3=242/02 gerilme oranı ϕ=0.360, gözlemlenen kayma ve hesaplanan makaslanma gerilimi arasındaki ortalama açı ANG=18^{o}, ortalama tahmini kalite değeri RUP=41, KKD-GGB genişleme mevcuttur.



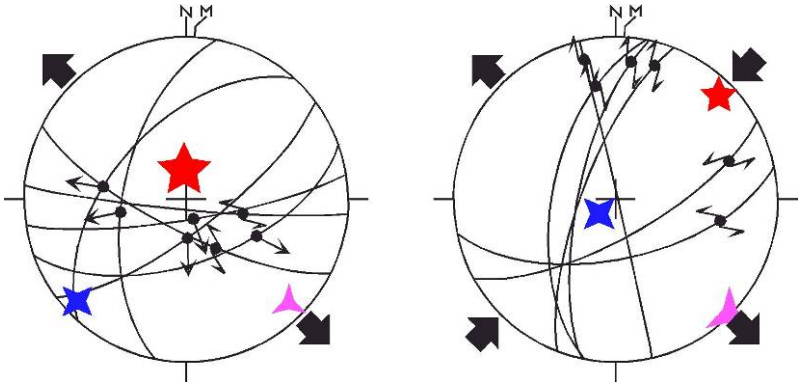
Şekil 4.14: Boyabat_7 lokasyonuna ait paleostres tensör konfigürasyonları. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu

4.3.1.5. Boyabat_14 (JKi)

Erikli Köyü güneyindeki Malm-Alt Kretase yaşlı İnaltı formasyonuna ait kireçtaşlarından ölçülen 13 adet verinin çözümlenmesiyle iki farklı deformasyon evresi tespit edilmiştir (Şekil 4.15). Bu deformasyon evrelerinin sonuçları;

a) 7 adet verinin çözümlenmesiyle, stres eksenleri σ1=356/75, σ2=227/09 ve σ3=135/11 gerilme oranı ϕ=0.197, gözlemlenen kayma ve hesaplanan makaslanma gerilimi arasındaki ortalama açı ANG=23^{o}, ortalama tahmini kalite değeri RUP=45, KB-GD genişleme mevcuttur.

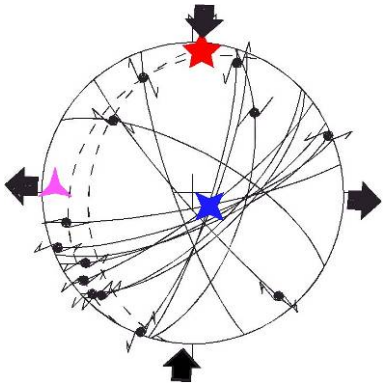
b) 6 adet verinin çözümlenmesiyle, stres eksenleri σ1=230/79, σ2=045/11 ve σ3=135/01 gerilme oranı ϕ=0.762, gözlemlenen kayma ve hesaplanan makaslanma gerilimi arasındaki ortalama açı ANG=9^{o}, ortalama tahmini kalite değeri RUP=23, KD-GB yönlü sıkışmaya bağlı doğrultu atım mevcuttur.



Şekil 4.15: Boyabat_14 lokasyonuna ait paleostres tensör konfigürasyonları. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu

4.3.1.6. Durağan_1 (Kç)

Yanalak Köyü batısındaki, Barremiyen-Albiyen yaşlı Çağlayan formasyonuna ait kumtaşı, kumlu kireçtaşı, şeyl düzeylerinden ölçülen 15 adet verinin çözümlenmesiyle, stres eksenleri σ1=004/07, σ2=128/78 ve σ3=272/09 gerilme oranı ϕ=0.472, gözlemlenen kayma ve hesaplanan makaslanma gerilimi arasındaki ortalama açı ANG=9^{o}, ortalama tahmini kalite değeri RUP=30, yaklaşık K-G sıkışmaya bağlı doğrultu atım mevcuttur (Şekil 4.16).

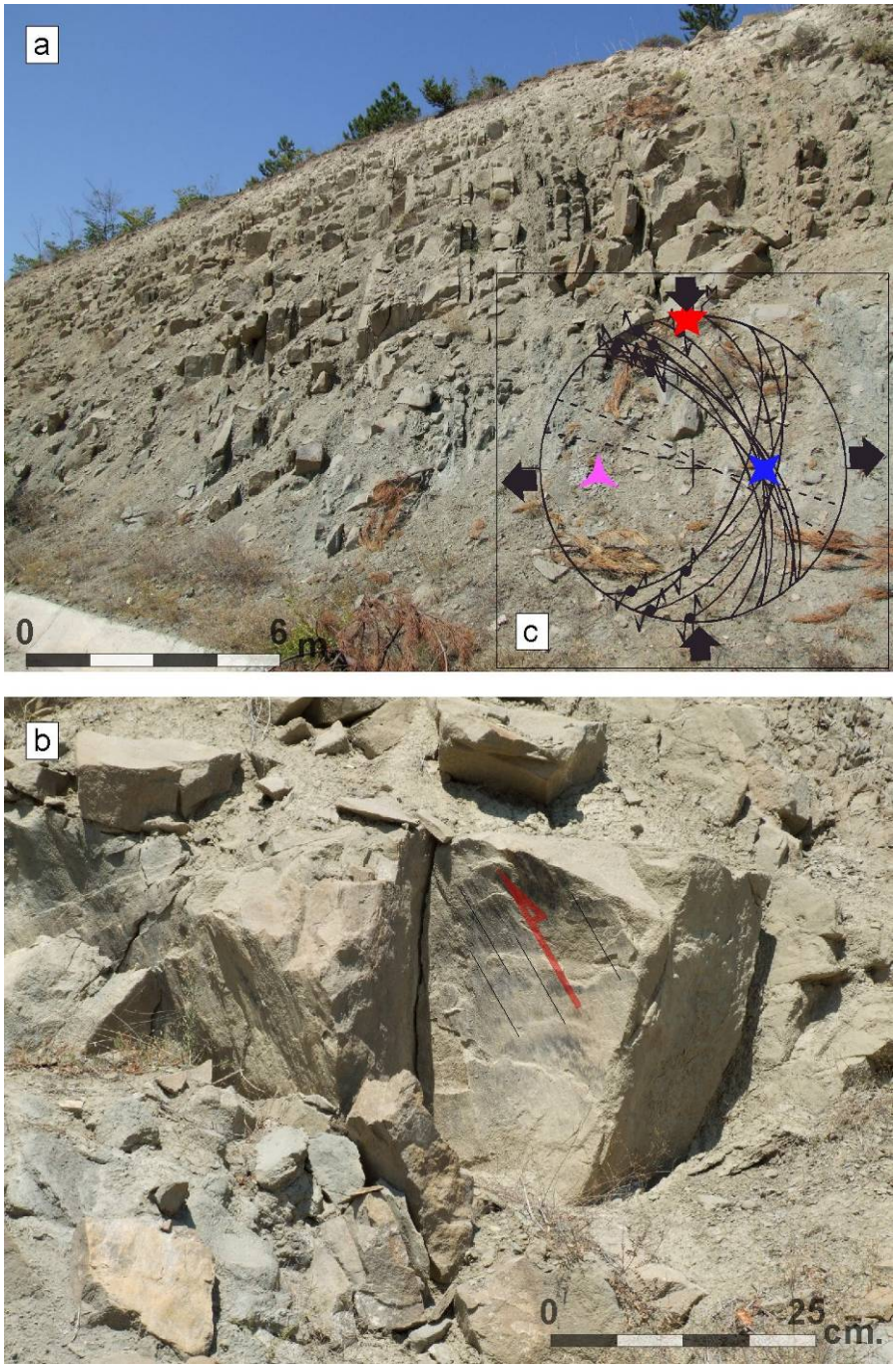


Şekil 4.16: Durağan_1 lokasyonuna ait paleostres tensör konfigürasyonu. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu

4.3.1.7. Boyabat_6 (Kç)

Dedeli Köyü batısındaki, Barremiyen-Albiyen yaşlı Çağlayan formasyonuna ait kumtaşı, kumlu kireçtaşı, şeyl düzeylerinden ölçülen 11 adet verinin

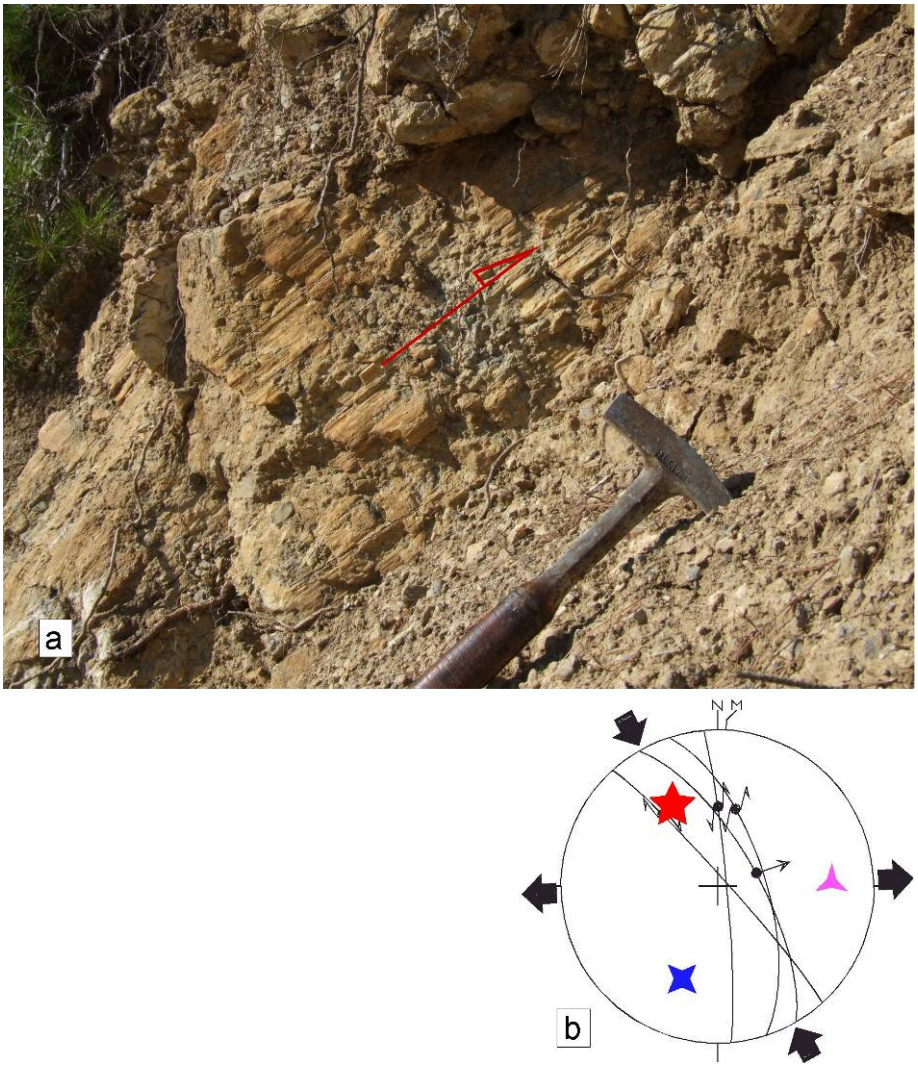
çözümlenmesiyle, stres eksenleri σ1=358/02, σ2=091/52 ve σ3=266/38 gerilme oranı ϕ=0.691, gözlemlenen kayma ve hesaplanan makaslanma gerilimi arasındaki ortalama açı ANG=11^{o}, ortalama tahmini kalite değeri RUP=35, doğrultu atım mevcuttur (Şekil 4.17).



Şekil 4.17: a- Boyabat_6 lokasyonun genel bir görünüşü, b- Boyabat_6 lokasyonunda ölçülen fay düzlemlerine bir örnek ve düzlem üzerindeki fay çiziği (kırmızı ok hareket yönünü gösteriyor), c - Paleostres tensör konfigürasyonu. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu

4.3.1.8. Durağan_3 (Kç)

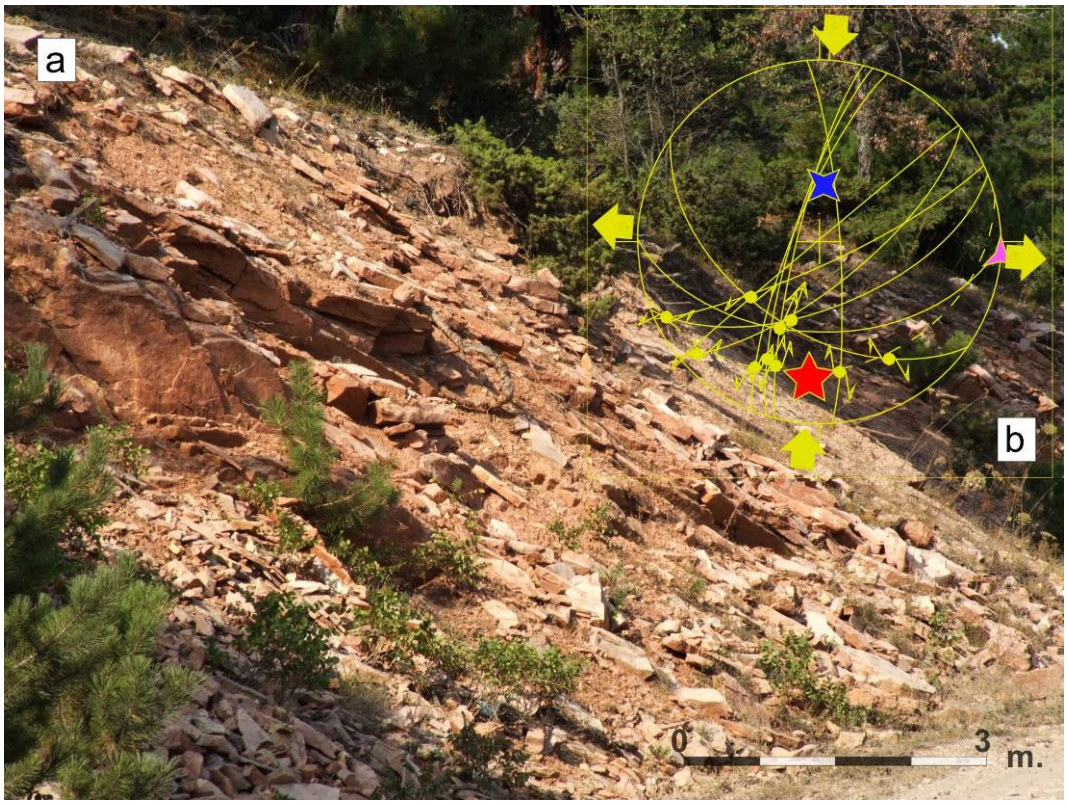
Dağdelen Köyü kuzey doğusundaki, Barremiyen-Albiyen yaşlı Çağlayan formasyonuna ait kumtaşı düzeyinden ölçülen 4 adet verinin çözümlenmesiyle, stres eksenleri σ1=331/40, σ2=201/37 ve σ3=088/28, gerilme oranı ϕ=0.134, gözlemlenen kayma ve hesaplanan makaslanma gerilimi arasındaki ortalama açı ANG=17^{o}, ortalama tahmini kalite değeri RUP=50, doğrultu atım mevcuttur (Şekil 4.18).



Şekil 4.18: a- Durağan_3 lokasyonunda ölçülen fay düzlemlerine bir örnek ve düzlem üzerindeki fay çiziği (kırmızı ok hareket yönünü gösteriyor), b - Paleostres tensör konfigürasyonu. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu

4.3.1.9. Hanönü_5 (Kk)

Nahyaboyundurcak Köyü güneyi, Koansiyen-Turoniyen yaşlı Kapanboğazı formasyonuna ait bordo-kımızı renkli mikritik kireçtaşı düzeyinden ölçülen 11 adet verinin çözümlenmesiyle, stres eksenleri σ1=184/26, σ2=004/64 ve σ3=094/00, gerilme oranı ϕ=0.239, gözlemlenen kayma ve hesaplanan makaslanma gerilimi arasındaki ortalama açı ANG=11^{o}, ortalama tahmini kalite değeri RUP=48, yaklaşık K-G sıkışmalı doğrultu atım mevcuttur (Şekil 4.19).



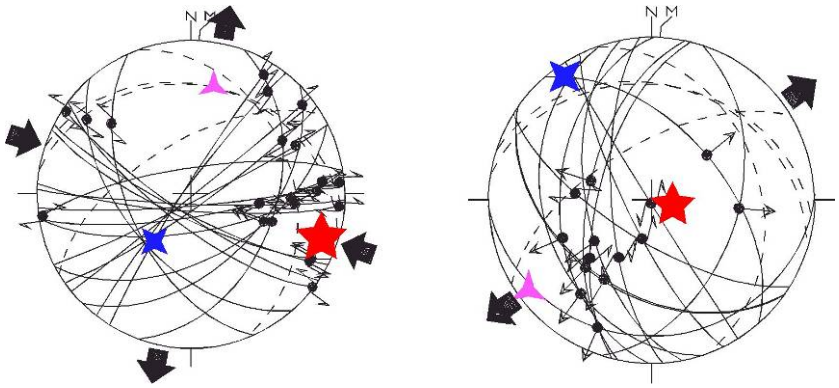
Şekil 4.19: a- Hanönü_5 lokasyonun genel bir görünüşü, b- Paleostres tensör konfigürasyonu. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu

4.3.1.10. Hanönü_6 (Kg)

Nahyaboyundurcak Köyü güneyi, Kampaniyen-Mastrihtiyen yaşlı Gürsökü formasyonuna ait kumtaşı, şeyl, ve kumlu kireçtaşı seviyelerinden ölçülen 35 adet verinin çözümlenmesiyle, iki farklı deformasyon evresi tespit edilmiştir (Şekil 4.20). Bu deformasyon evrelerinin sonuçları;

a) 21 adet adet verinin çözümlenmesiyle, stres eksenleri σ1=108/12, σ2=218/58 ve σ3=012/29, gerilme oranı ϕ=0.056, gözlemlenen kayma ve hesaplanan makaslanma gerilimi arasındaki ortalama açı ANG=13^{o}, ortalama tahmini kalite değeri RUP=42, KB-GD sıkışmaya bağlı doğrultu atım mevcuttur.

b) 14 adet adet verinin çözümlenmesiyle, stres eksenleri σ1=103/79, σ2=325/08 ve σ3=234/07 gerilme oranı ϕ=0.430, gözlemlenen kayma ve hesaplanan makaslanma gerilimi arasındaki ortalama açı ANG=11^{o}, ortalama tahmini kalite değeri RUP=31, KD-GB genişleme mevcuttur.



Şekil 4.20: Hanönü_6 lokasyonuna ait paleostres tensör konfigürasyonları. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu

4.3.1.11. Hanönü_4 (Kg)

Nahyaboyundurcak Köyü güneyindeki Kampaniyen-Mastrihtiyen yaşlı Gürsökü formasyonuna ait kumtaşı, şeyl, ve kumlu kireçtaşı seviyelerinden ölçülen 43 adet verinin çözümlenmesiyle dört farklı deformasyon evresi tespit edilmiştir (Şekil 4.21). Bu deformasyon evrelerinin sonuçları;

a) 19 adet verinin çözümlenmesiyle, stres eksenleri σ1=166/07, σ2=264/49 ve σ3=070/40, gerilme oranı ϕ=0.223, gözlemlenen kayma ve hesaplanan makaslanma gerilimi arasındaki ortalama açı ANG=15^{o}, ortalama tahmini kalite değeri RUP=35, yaklaşık K-G sıkışmaya bağlı doğrultu atım mevcuttur.

b) 8 adet verinin çözümlenmesiyle, stres eksenleri σ1=017/08, σ2=278/47 ve σ3=115/41, gerilme oranı ϕ=0.272, gözlemlenen kayma ve hesaplanan makaslanma gerilimi arasındaki ortalama açı ANG=10^{o}, ortalama tahmini kalite değeri RUP=38, KKB-GGD sıkışmaya bağlı doğrultu atım mevcuttur.

c) 8 adet verinin çözümlenmesiyle, stres eksenleri σ1=149/00, σ2=241/79 ve σ3=059/11, gerilme oranı ϕ=0.332, gözlemlenen kayma ve hesaplanan makaslanma gerilimi arasındaki ortalama açı ANG=7^{o}, ortalama tahmini kalite değeri RUP=29, yaklaşık K-G sıkışmaya bağlı doğrultu atım mevcuttur.

d) 8 adet verinin çözümlenmesiyle, stres eksenleri σ1=121/62, σ2=299/28 ve σ3=030/01, gerilme oranı ϕ=0.812, gözlemlenen kayma ve hesaplanan makaslanma gerilimi arasındaki ortalama açı ANG=7^{o}, ortalama tahmini kalite değeri RUP=35, KKB-GGD genişleme mevcuttur.

4.3.2. Senozoyik dönemi birimlere ait analizler

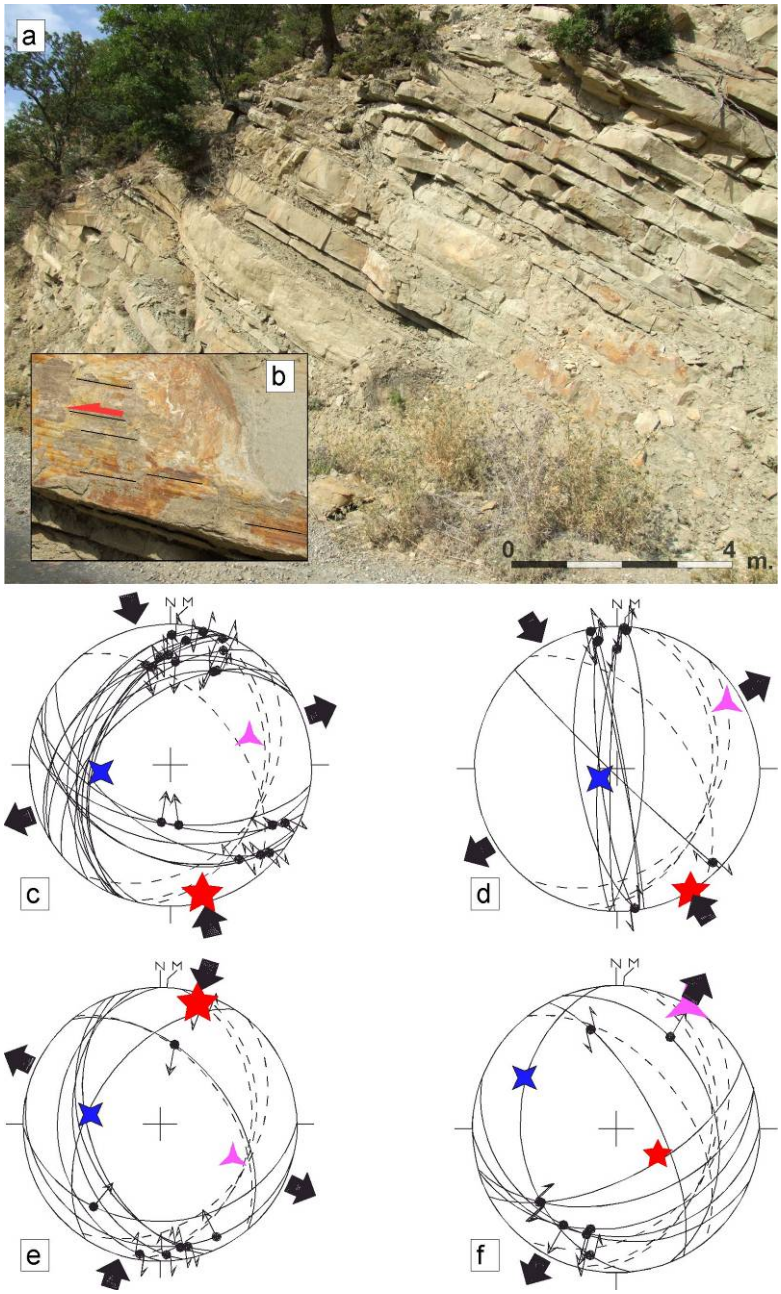
4.3.2.1. Hanönü_3 (KTa)

Sirke Köyün'deki Mastrihtiyen-Üst Paleosen yaşlı Akveren formasyonuna ait kireçtaşı seviyelerinden ölçülen 53 adet verinin çözümlenmesiyle üç farklı deformasyon evresi tespit edilmiştir (Şekil 4.22). Bu deformasyon evrelerinin sonuçları;

a) 31 adet verinin çözümlenmesiyle, stres eksenleri σ1=349/10, σ2=089/44 ve σ3=249/44, gerilme oranı ϕ=0.085, gözlemlenen kayma ve hesaplanan makaslanma gerilimi arasındaki ortalama açı ANG=10^{o}, ortalama tahmini kalite değeri RUP=27, KKB-GGD sıkışma mevcuttur.

b) 12 adet verinin çözümlenmesiyle, stres eksenleri σ1=124/45, σ2=325/43 ve σ3=225/11, gerilme oranı ϕ=0.923, gözlemlenen kayma ve hesaplanan makaslanma

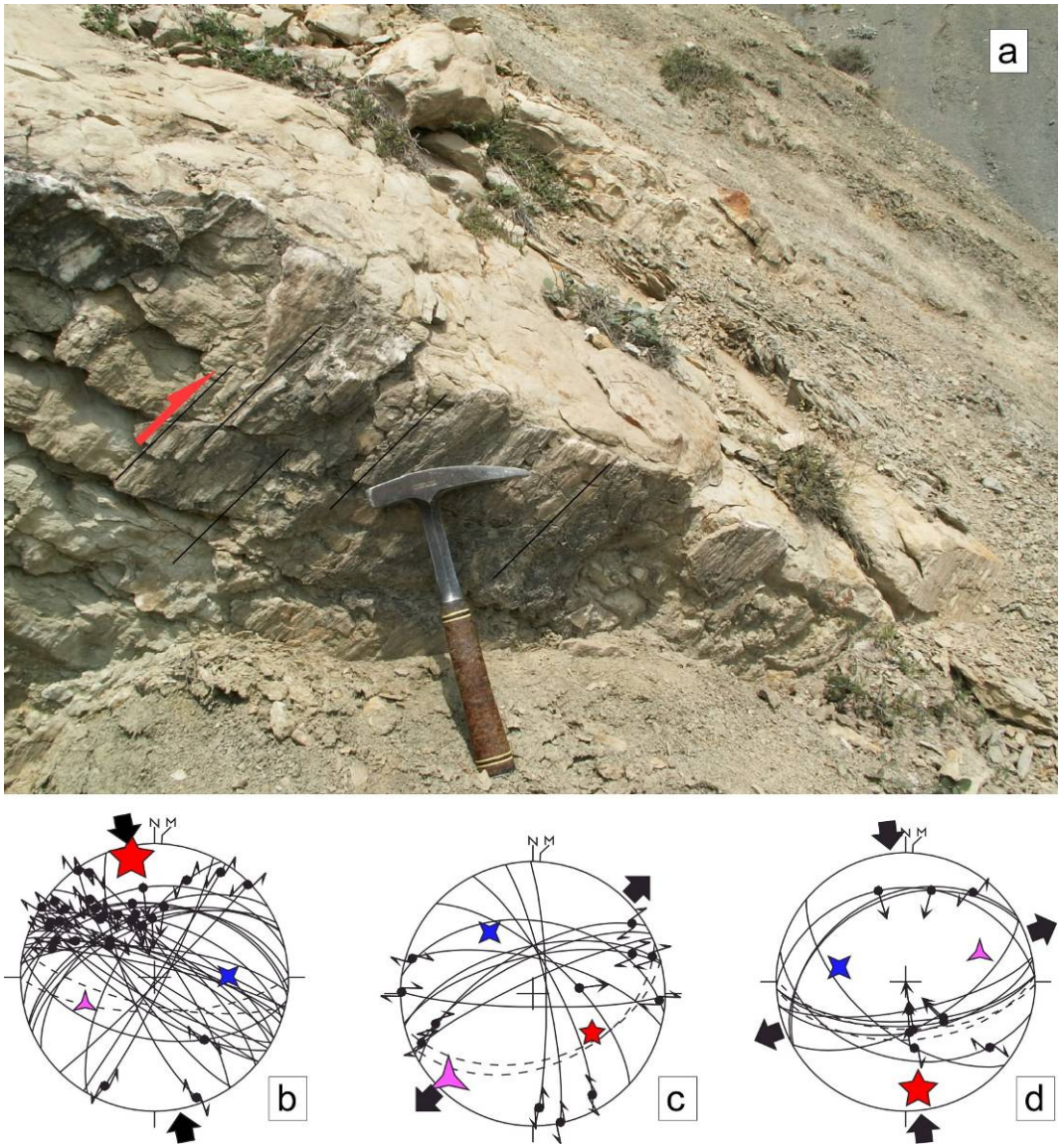
gerilimi arasındaki ortalama açı ANG=14^{o}, ortalama tahmini kalite değeri RUP=40, KD-GB genişleme mevcuttur.



Şekil 4.21: a- Hanönü_4 lokasyonun genel bir görünüşü b- Hanönü_4 lokasyonunda ölçülen fay düzlemlerine bir örnek ve düzlem üzerindeki fay çiziği (kırmızı ok hareket yönünü gösteriyor) c,d,e,f - Paleostres tensör konfigürasyonları. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu

c) 10 adet verinin çözümlenmesiyle, stres eksenleri σ1=173/17, σ2=282/46 ve σ3=069/38, gerilme oranı ϕ=0.269, gözlemlenen kayma ve hesaplanan makaslanma

gerilimi arasındaki ortalama açı ANG=12^{o}, ortalama tahmini kalite değeri RUP=29, yaklaşık K-G sıkışmaya bağlı doğrultu atım mevcuttur.



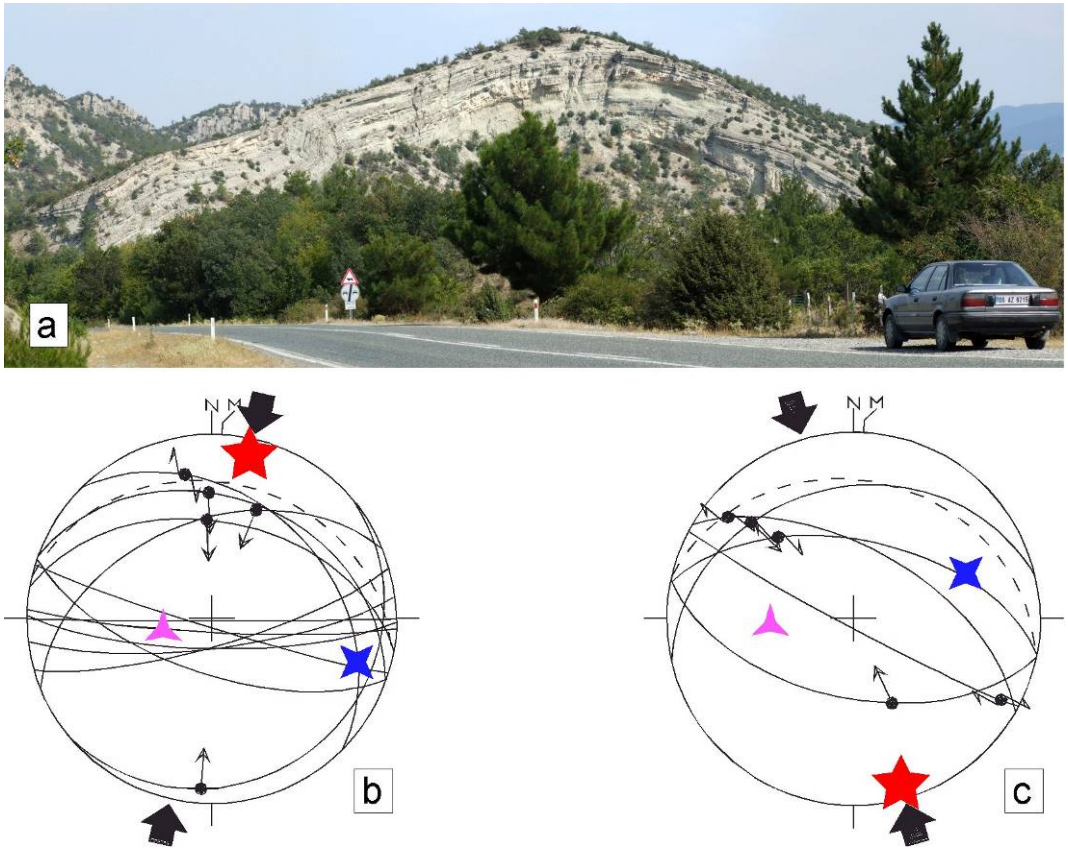
Şekil 4.22: a- Hanönü_3 lokasyonunda ölçülen fay düzlemlerine bir örnek ve düzlem üzerindeki fay çiziği (kırmızı ok hareket yönünü gösteriyor) b,c,d - Paleostres tensör konfigürasyonları. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu

4.3.2.2. Hanönü_8 (KTa)

Vakıf Köyü kuzeyindeki Mastrihtiyen-Üst Paleosen yaşlı Akveren formasyonuna ait kireçtaşı seviyelerinden ölçülen 16 adet verinin çözümlenmesiyle iki farklı deformasyon evresi tespit edilmiştir (Şekil 4.23). Bu deformasyon evrelerinin sonuçları;

a) 5 adet fay çiziği ve 6 adet çatlak verisinin çözümlenmesiyle, stres eksenleri σ1=013/10, σ2=107/19 ve σ3=257/68, gerilme oranı ϕ=0.222, gözlemlenen kayma ve hesaplanan makaslanma gerilimi arasındaki ortalama açı ANG=11^{o}, ortalama tahmini kalite değeri RUP=35, KKD-GGB sıkışma mevcuttur.

b) 5 adet verinin çözümlenmesiyle, stres eksenleri σ1=164/09, σ2=068/35 ve σ3=256/53, gerilme oranı ϕ=0.239, gözlemlenen kayma ve hesaplanan makaslanma gerilimi arasındaki ortalama açı ANG=8^{o}, ortalama tahmini kalite değeri RUP=22, KKB-GGD sıkışma mevcuttur.



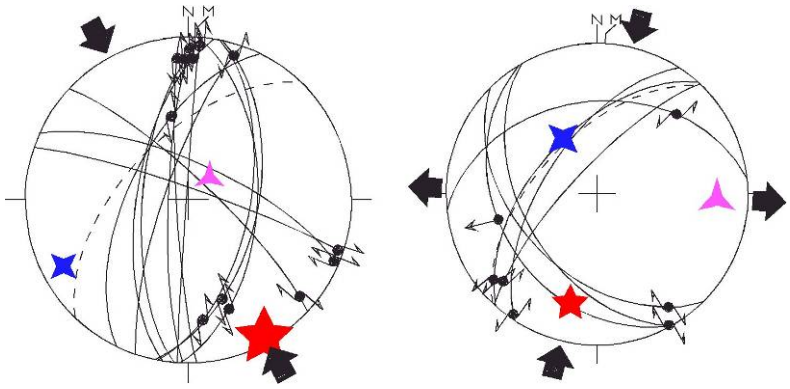
Şekil 4.23: a- Hanönü_8 lokasyonun genel bir görünüşü, b,c - Paleostres tensör konfigürasyonları. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu

4.3.2.3. Hanönü_2 (Kta)

Hamzaoğluderesi Köyü güneyideki Mastrihtiyen-Üst Paleosen yaşlı Akveren formasyonuna ait kireçtaşı seviyelerinden ölçülen 20 adet verinin çözümlenmesiyle iki farklı deformasyon evresi tespit edilmiştir (Şekil 4.24). Bu deformasyon evrelerinin sonuçları;

a) 13 adet verinin çözümlenmesiyle, stres eksenleri σ1=151/05, σ2=242/14 ve σ3=043/75, gerilme oranı ϕ=0.180, gözlemlenen kayma ve hesaplanan makaslanma gerilimi arasındaki ortalama açı ANG=8^{o}, ortalama tahmini kalite değeri RUP=30, KB-GD sıkışma mevcuttur.

b) 7 adet verinin çözümlenmesiyle, stres eksenleri σ1=194/27, σ2=329/54 ve σ3=092/22, gerilme oranı ϕ=0.493, gözlemlenen kayma ve hesaplanan makaslanma gerilimi arasındaki ortalama açı ANG=16^{o}, ortalama tahmini kalite değeri RUP=36, yaklaşık K-G sıkışmaya bağlı doğrultu atım mevcuttur.



Şekil 4.24: Hanönü_2 lokasyonuna ait paleostres tensör konfigürasyonları. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu

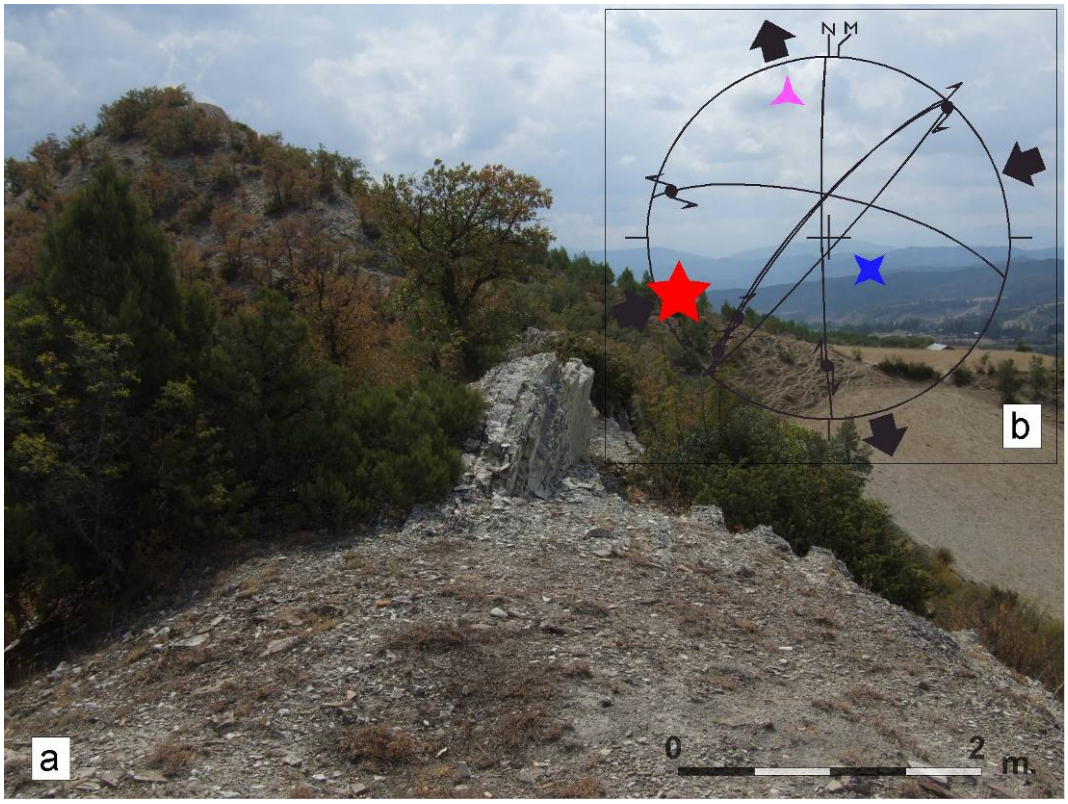
4.3.2.4. Boyabat_8 (KTa)

İsaoğlu Köyü kuzeyindeki Mastrihtiyen-Üst Paleosen yaşlı Akveren formasyonuna ait kireçtaşı seviyelerinden ölçülen 5 adet verinin çözümlenmesiyle, stres eksenleri σ1=249/13, σ2=128/67 ve σ3=344/19, gerilme oranı ϕ=0.060, gözlemlenen kayma

ve hesaplanan makaslanma gerilimi arasındaki ortalama açı ANG=9^{o}, ortalama tahmini kalite değeri RUP=33, GB-KD sıkışma mevcuttur. (Şekil 4.25).

4.3.2.5. Boyabat_2 (KTa)

Pelitcik Köyü batısındaki Mastrihtiyen-Üst Paleosen yaşlı Akveren formasyonuna ait kireçtaşı seviyelerinden ölçülen 6 adet verinin çözümlenmesiyle, stres eksenleri σ1=120/37, σ2=231/26 ve σ3=347/42, gerilme oranı ϕ=0.627, gözlemlenen kayma ve hesaplanan makaslanma gerilimi arasındaki ortalama açı ANG=14^{o}, ortalama tahmini kalite değeri RUP=48, KB-GD sıkışmaya bağlı doğrultu atım mevcuttur (Şekil 4.26).

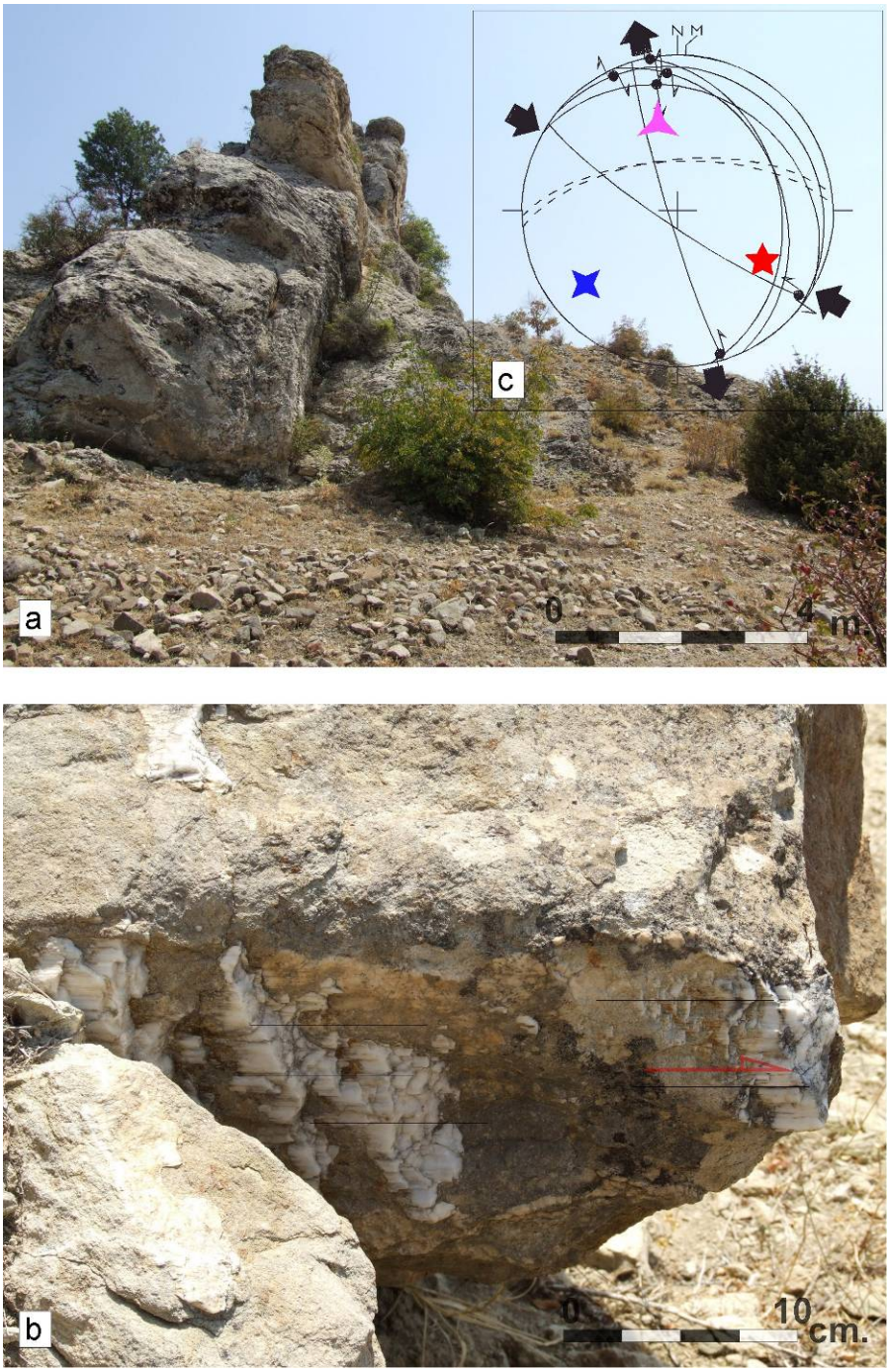


Şekil 4.25: a- Boyabat_8 lokasyonun genel bir görünüşü, b - Paleostres tensör konfigürasyonu. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu

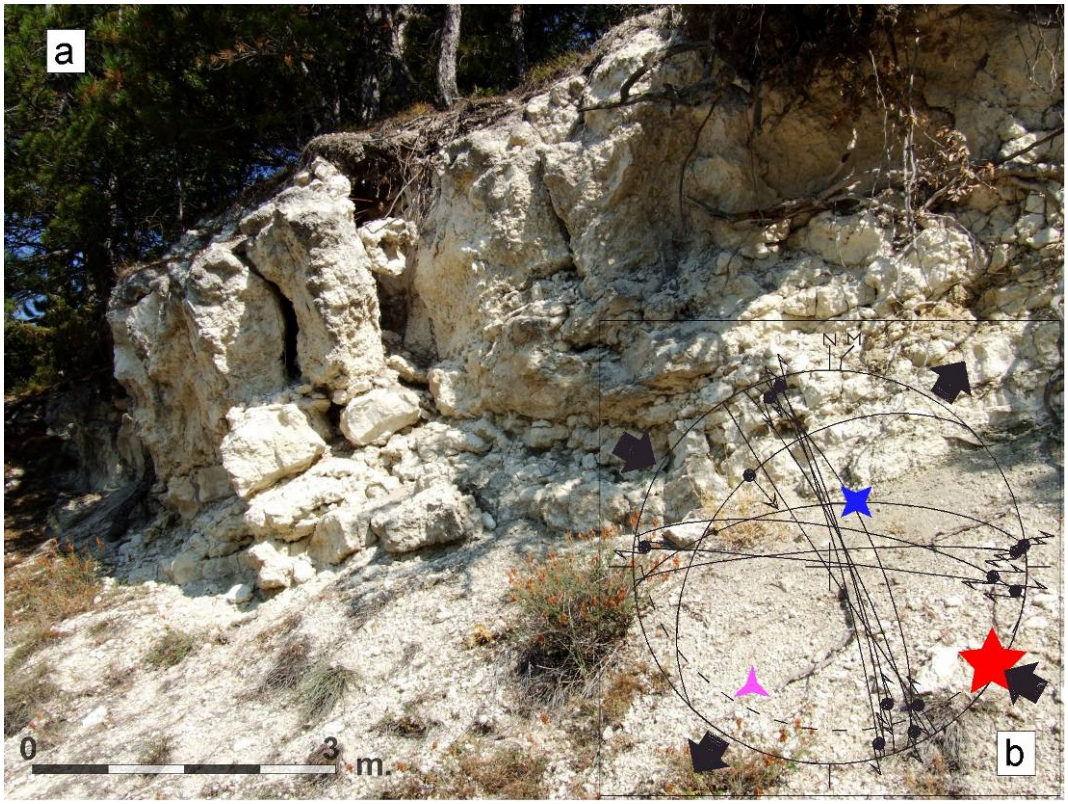
4.3.2.6. Hanönü_1 (Ta)

Hamzaoğluderesi Köyü batısındaki Üst Paleosen – Alt Eosen yaşlı Atbaşı formasyonuna ait marn seviyelerinden ölçülen 12 adet verinin çözümlenmesiyle,

stres eksenleri σ1=121/05, σ2=213/29 ve σ3=022/61, gerilme oranı ϕ=0.187, gözlemlenen kayma ve hesaplanan makaslanma gerilimi arasındaki ortalama açı ANG=14^{o}, ortalama tahmini kalite değeri RUP=33, KB-GD sıkışmaya bağlı doğrultu atım mevcuttur (Şekil 4.27).



Şekil 4.26: a- Boyabat_2 lokasyonun genel bir görünüşü, b- Boyabat_2 lokasyonunda ölçülen fay düzlemlerine bir örnek ve düzlem üzerindeki fay çiziği (kırmızı ok hareket yönünü gösteriyor) c - Paleostres tensör konfigürasyonu. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu



Şekil 4.27: a- Hanönü_1 lokasyonun genel bir görünüşü b - Paleostres tensör konfigürasyonu. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu

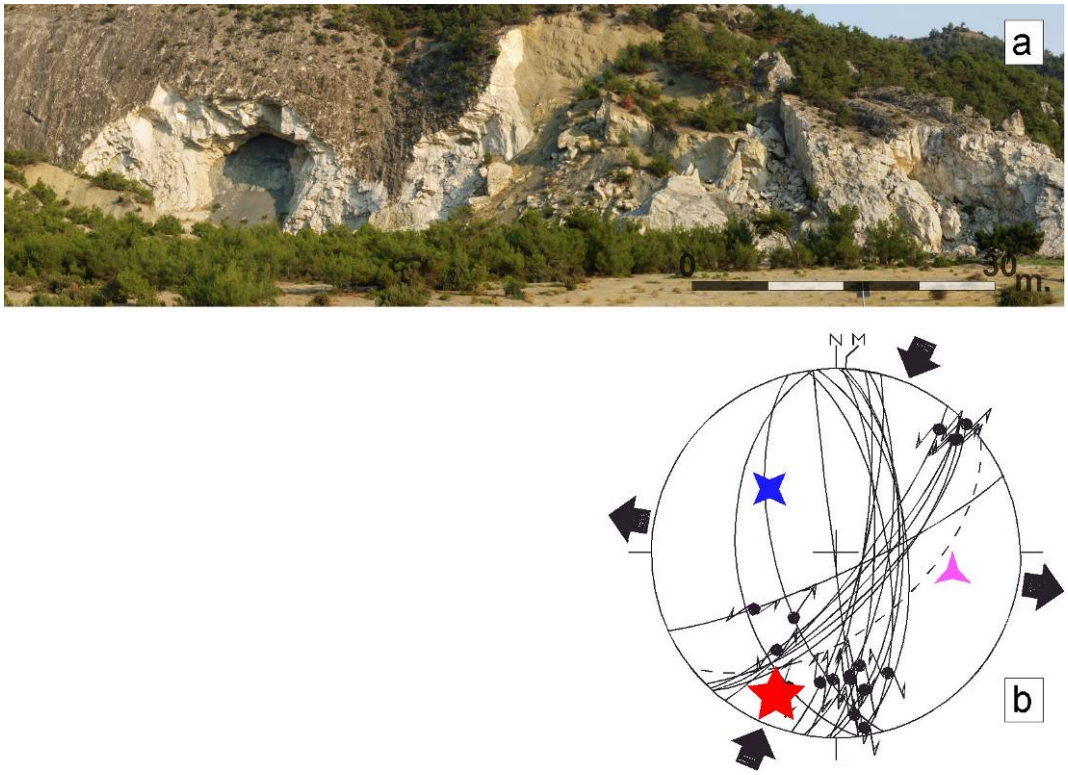
4.3.2.7. Boyabat_17 (Ti)

İmamlı Köyü'ndeki Lütesiyen yaşlı Ilıca kireçtaşında ölçülen 17 adet verinin çözümlenmesiyle, stres eksenleri σ1=203/18, σ2=314/48 ve σ3=099/36, gerilme oranı ϕ=0.226, gözlemlenen kayma ve hesaplanan makaslanma gerilimi arasındaki ortalama açı ANG=12^{o}, ortalama tahmini kalite değeri RUP=50, doğrultu atım mevcuttur (Şekil 4.28).

4.3.2.8.Boyabat_16 (Tk)

Kayaboğazı Köyü kuzeyindeki Alt-Orta Eosen yaşlı Kusuri formasyonuna ait kumtaşı, marn ve kiltaşı düzeylerinden ölçülen 9 adet verinin çözümlenmesiyle, stres eksenleri σ1=210/55, σ2=017/34 ve σ3=111/06, gerilme oranı ϕ=0.832, gözlemlenen kayma ve hesaplanan makaslanma gerilimi arasındaki ortalama açı

ANG=13^{o}, ortalama tahmini kalite değeri RUP=33, KB-GD genişleme mevcuttur (Şekil 4.29).

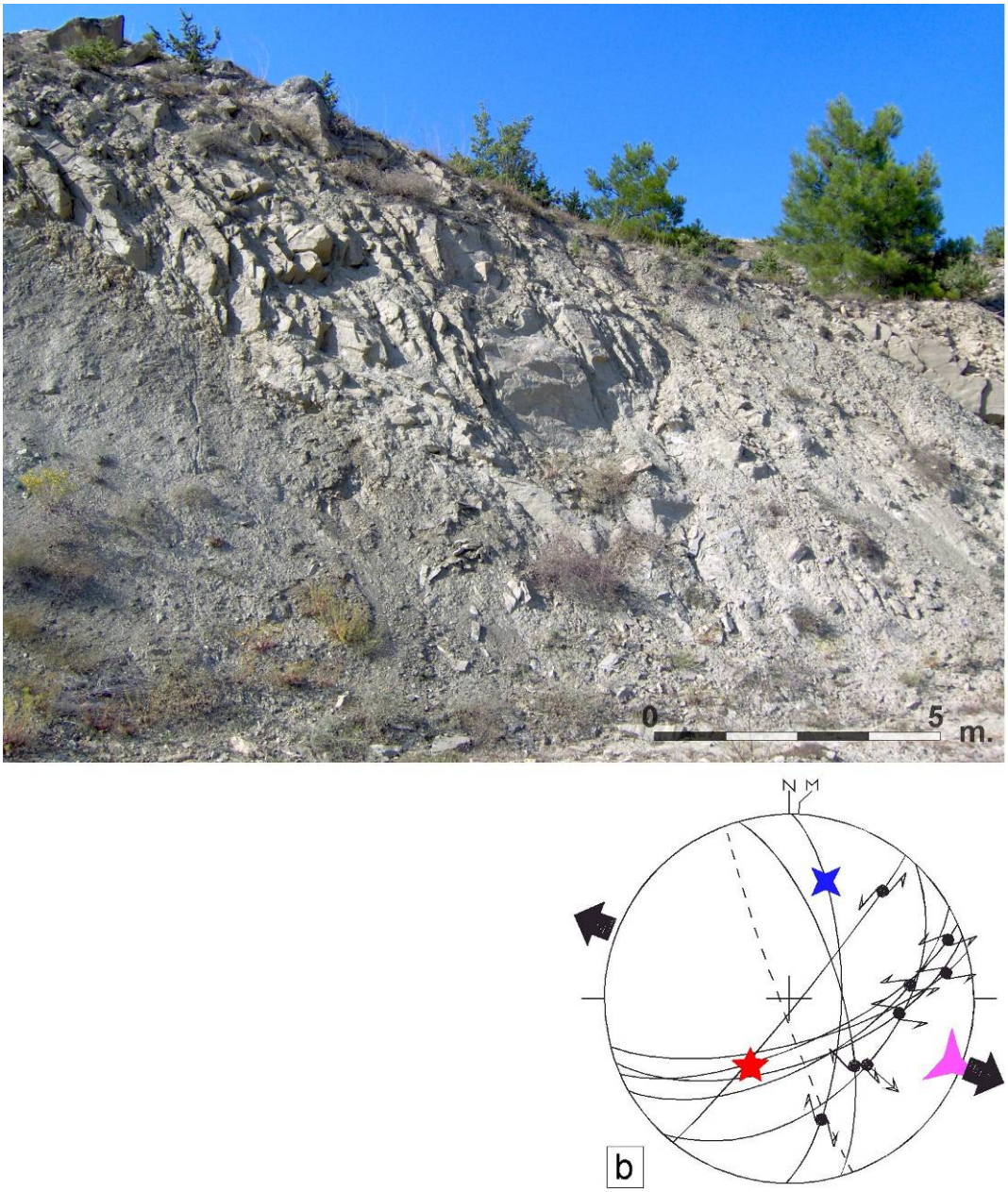


Şekil 4.28: a- Boyabat_17 lokasyonun genel bir görünüşü, b - Paleostres tensör konfigürasyonu. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu

4.3.2.9. Hanönü_7 (Tk)

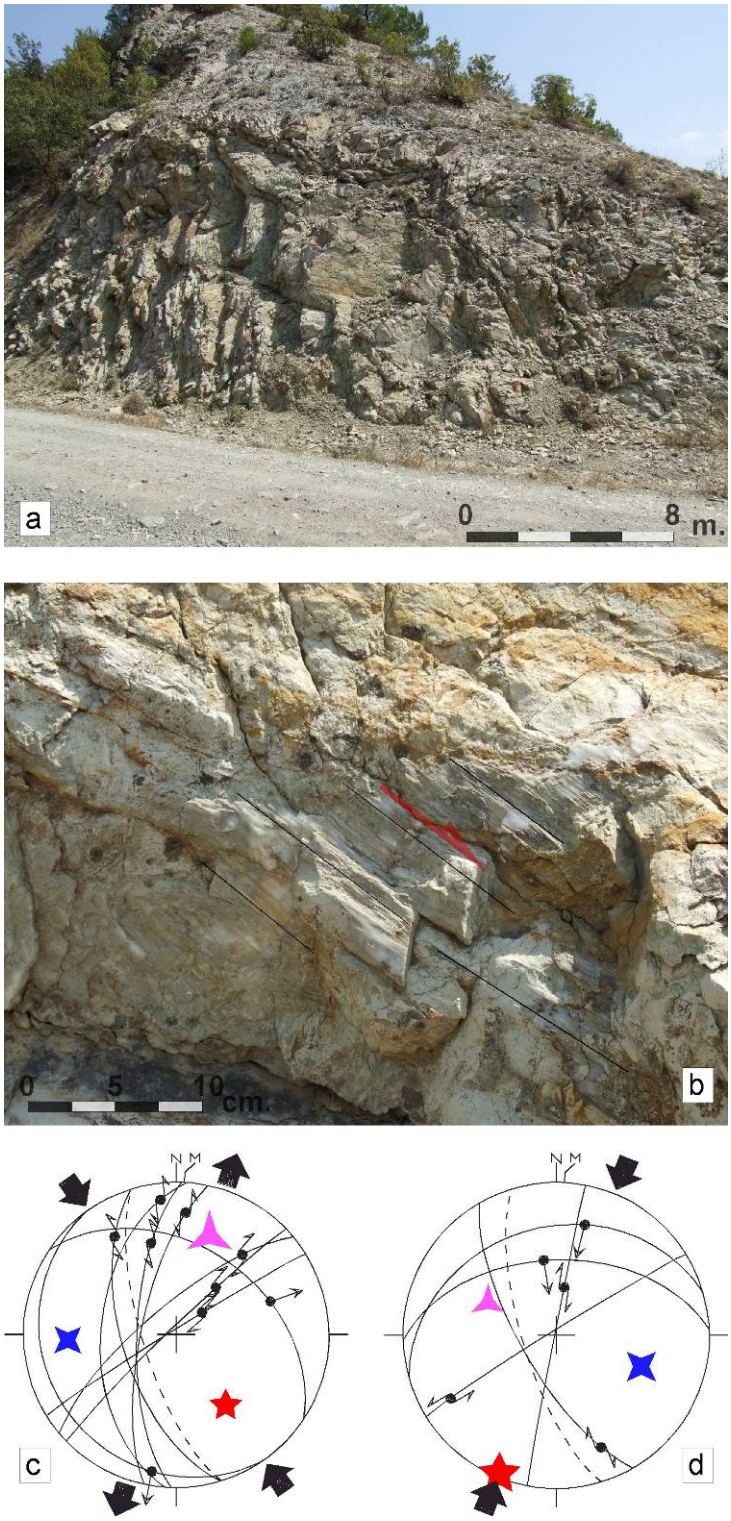
Gökçeağaçsakızı Köyü kuzeyindeki Alt-Orta Eosen yaşlı Kusuri formasyonuna ait kumtaşı, marn ve kiltaşı düzeylerinden ölçülen 14 adet verinin çözümlenmesiyle iki farklı deformasyon evresi tespit edilmiştir (Şekil 4.30). Bu deformasyon evrelerinin sonuçları;

a) 9 adet verinin çözümlenmesiyle, stres eksenleri σ1=145/43, σ2=267/30 ve σ3=019/32, gerilme oranı ϕ=0.875, gözlemlenen kayma ve hesaplanan makaslanma gerilimi arasındaki ortalama açı ANG=14^{o}, ortalama tahmini kalite değeri RUP=43, KD-GB sıkışmaya bağlı doğrultu atım mevcuttur.



Şekil 4.29: a- Boyabat_16 lokasyonun genel bir görünüşü, b - Paleostres tensör konfigürasyonu. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu

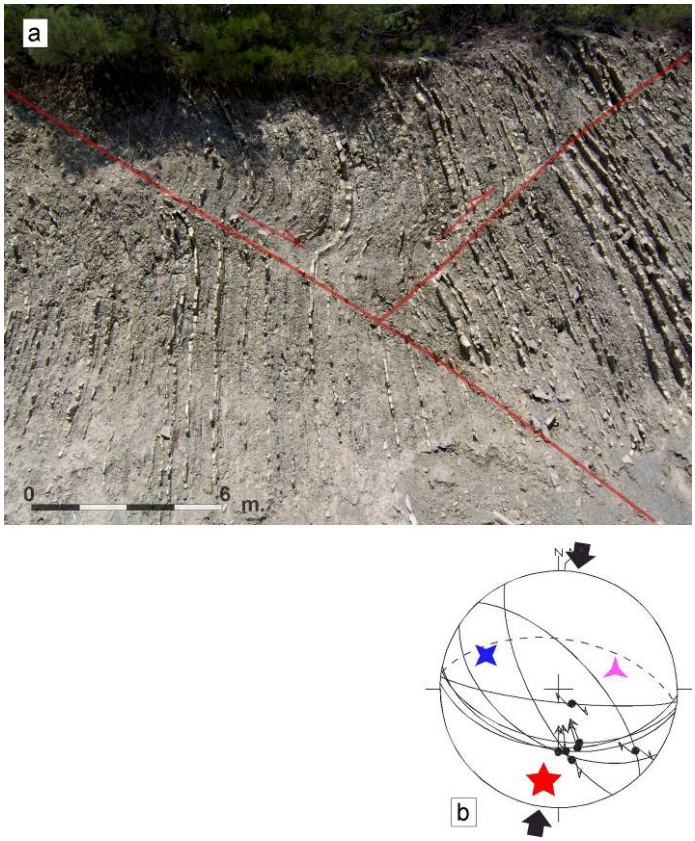
b) 5 adet verinin çözümlenmesiyle, stres eksenleri σ1=202/03, σ2=110/41 ve σ3=296/49, gerilme oranı ϕ=0.461, gözlemlenen kayma ve hesaplanan makaslanma gerilimi arasındaki ortalama açı ANG=12^{o}, ortalama tahmini kalite değeri RUP=41, KKD-GGB sıkışma mevcuttur.



Şekil 4.30: a- Hanönü_7 lokasyonun genel bir görünüşü, b- Hanönü_7 lokasyonunda ölçülen fay düzlemlerine bir örnek ve düzlem üzerindeki fay çiziği (kırmızı ok hareket yönünü gösteriyor) c - Paleostres tensör konfigürasyonları. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu

4.3.2.10. Boyabat_1 (Tk)

Çabaderesi Köyü güneyindeki Alt-Orta Eosen yaşlı Kusuri formasyonuna ait kumtaşı, marn ve kiltaşı düzeylerinden ölçülen 7 adet verinin çözümlenmesiyle, stres eksenleri σ1=189/25, σ2=295/33 ve σ3=071/48, gerilme oranı ϕ=0.252, gözlemlenen kayma ve hesaplanan makaslanma gerilimi arasındaki ortalama açı ANG=6^{o}, ortalama tahmini kalite değeri RUP=28, yaklaşık K-G sıkışma mevcuttur (Şekil 4.31).

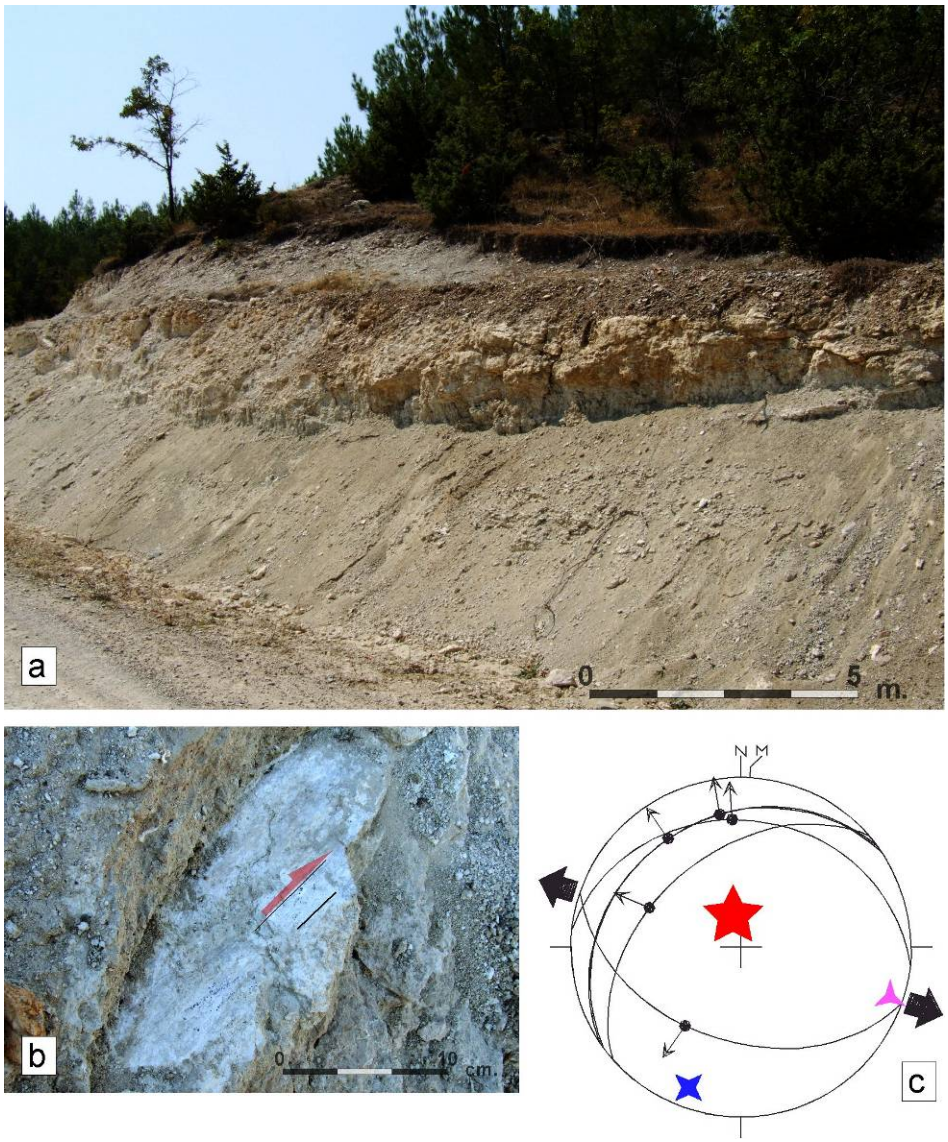


Şekil 4.31: a- Boyabat_1 lokasyonun genel bir görünüşü b - Paleostres tensör konfigürasyonu. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu

4.3.2.11. Durağan_8 (Tk)

Aşağıakpınar Köyü kuzeyindeki Alt-Orta Eosen yaşlı Kusuri formasyonuna ait kumtaşı, marn ve kiltaşı düzeylerinden ölçülen 5 adet verinin çözümlenmesiyle, stres eksenleri σ1=346/74, σ2=200/13 ve σ3=108/09, gerilme oranı ϕ=0.087, gözlemlenen kayma ve hesaplanan makaslanma gerilimi arasındaki ortalama açı

ANG=10^{o}, ortalama tahmini kalite değeri RUP=27, yaklaşık KB-GD genişleme mevcuttur (Şekil 4.32).

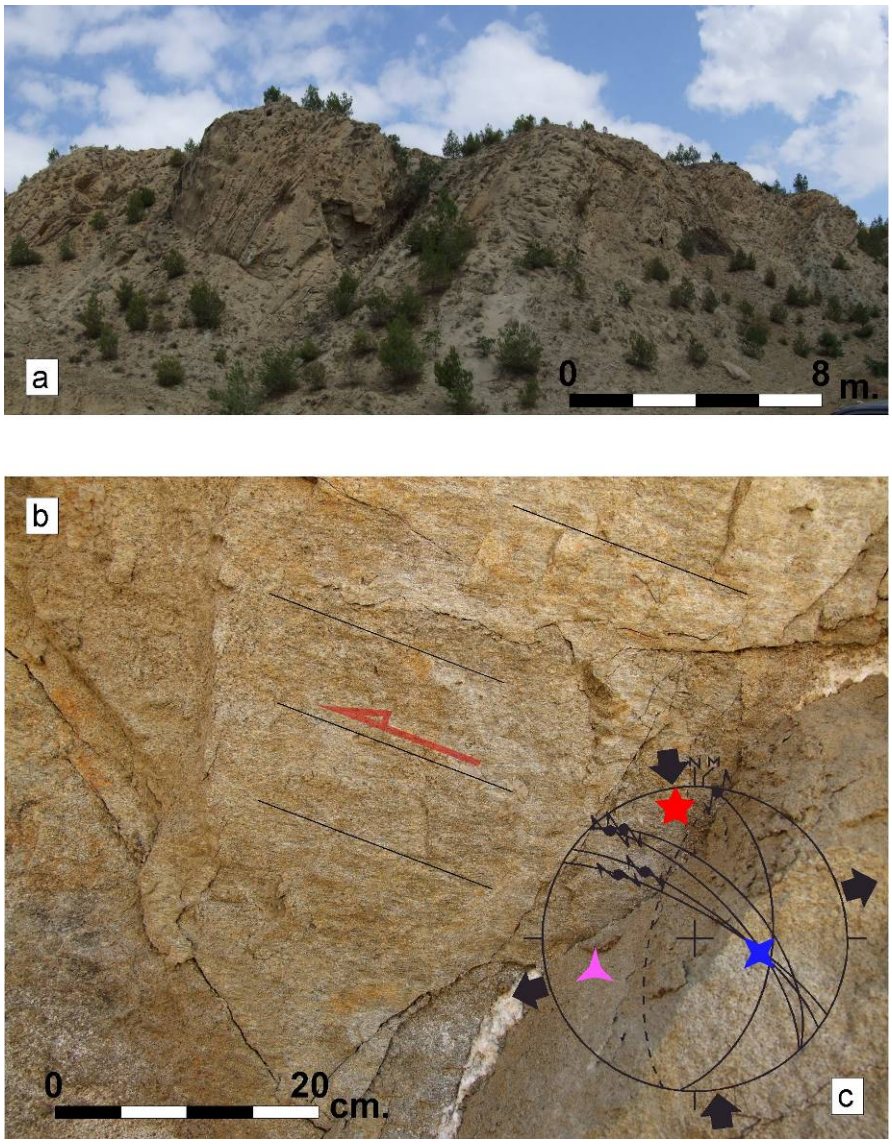


Şekil 4.32: a- Durağan_8 lokasyonun genel bir görünüşü b- Durağan_8 lokasyonunda ölçülen fay düzlemlerine bir örnek ve düzlem üzerindeki fay çiziği (kırmızı ok hareket yönünü gösteriyor) c - Paleostres tensör konfigürasyonu. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu

4.3.2.12. Boyabat_9 (Tk)

Esbiyeli Köyü kuzeyindeki Alt-Orta Eosen yaşlı Kusuri formasyonuna ait kumtaşı, marn ve kiltaşı düzeylerinden ölçülen 7 adet verinin çözümlenmesiyle, stres eksenleri σ1=352/14, σ2=102/54 ve σ3=252/32, gerilme oranı ϕ=0.370, gözlemlenen kayma ve hesaplanan makaslanma gerilimi arasındaki ortalama açı ANG=9^{o}, ortalama

tahmini kalite değeri RUP=28, KB-GD sıkışmaya bağlı doğrultu atım mevcuttur (Şekil 4.33).

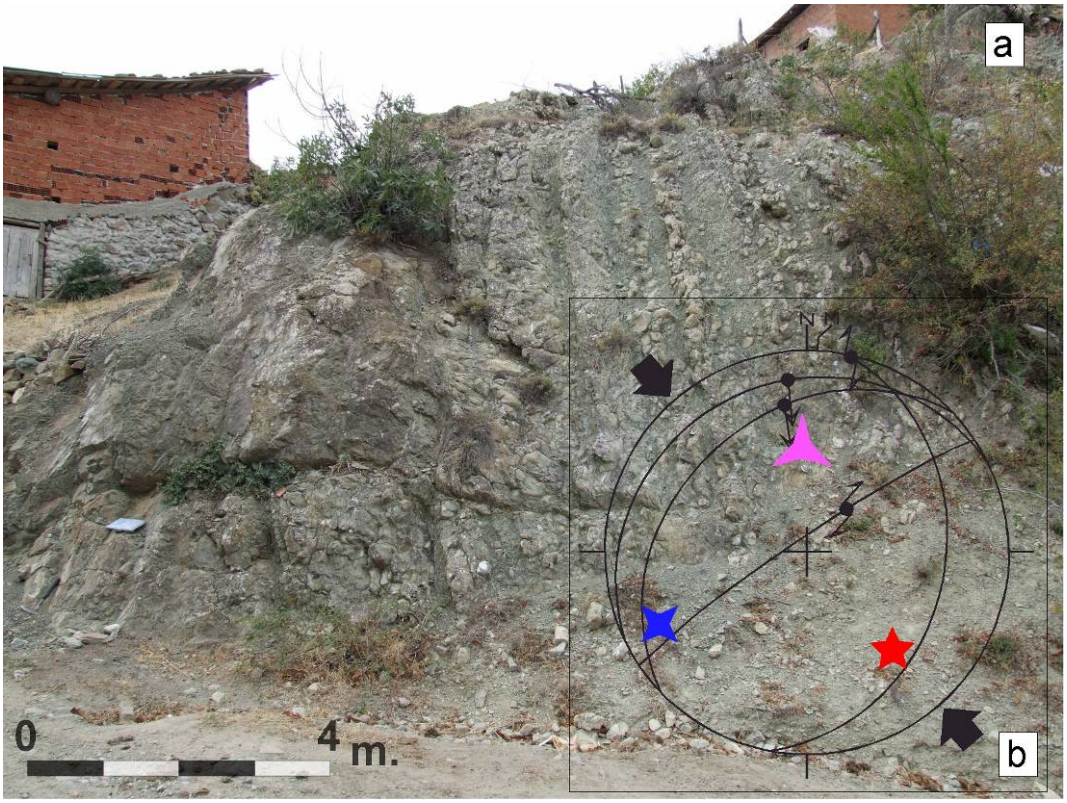


Şekil 4.33: a- Boyabat_9 lokasyonun genel bir görünüşü b- Boyabat_9 lokasyonunda ölçülen fay düzlemlerine bir örnek ve düzlem üzerindeki fay çiziği (kırmızı ok hareket yönünü gösteriyor) c - Paleostres tensör konfigürasyonu. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu

4.3.2.13. Boyabat_4 (Tk)

Ekinveren Köyü'ndeki Alt-Orta Eosen yaşlı Kusuri formasyonuna ait kumtaşı, marn ve kiltaşı düzeylerinden ölçülen 7 adet verinin çözümlenmesiyle, stres eksenleri $\sigma1$=139/36, $\sigma2$=244/20 ve $\sigma3$=357/47, gerilme oranı ϕ=0.916, gözlemlenen kayma

ve hesaplanan makaslanma gerilimi arasındaki ortalama açı ANG=8^{o}, ortalama tahmini kalite değeri RUP=28, doğrultu atım mevcuttur (Şekil 4.34).



Şekil 4.34: a- Boyabat_4 lokasyonun genel bir görünüşü, b - Paleostres tensör konfigürasyonu. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu

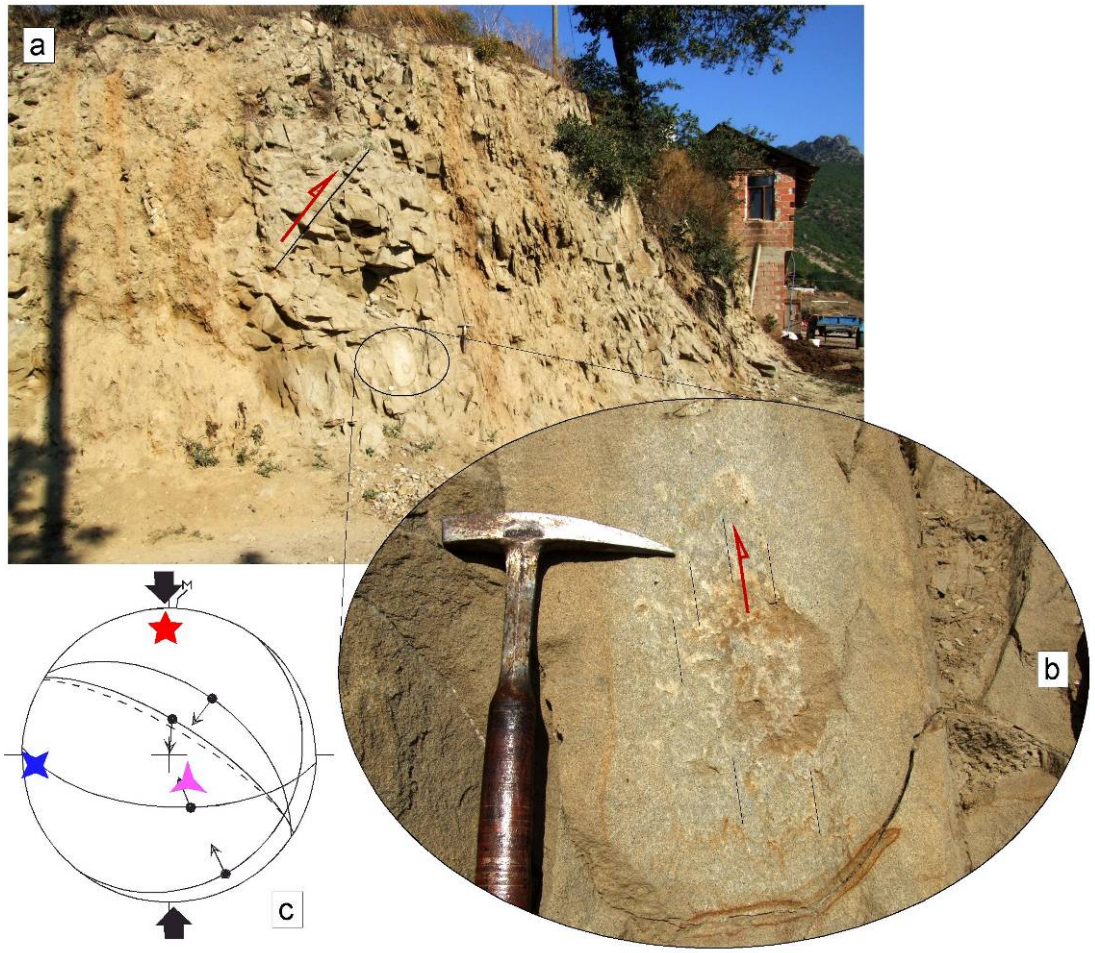
4.3.2.14. Boyabat_13 (Tk)

Kayaboğazı Köyü kuzeyindeki Alt-Orta Eosen yaşlı Kusuri formasyonuna ait kumtaşı, marn ve kiltaşı düzeylerinden ölçülen 6 adet verinin çözümlenmesiyle, stres eksenleri σ1=333/08, σ2=065/15 ve σ3=217/73, gerilme oranı ϕ=0.756, gözlemlenen kayma ve hesaplanan makaslanma gerilimi arasındaki ortalama açı ANG=12^{o}, ortalama tahmini kalite değeri RUP=41, yaklaşık K-G sıkışma mevcuttur (Şekil 4.35).

4.3.2.15. Durağan_7 (Tk)

Aşağıkaracaören Köyü güneyindeki Alt-Orta Eosen yaşlı Kusuri formasyonuna ait kumtaşı, marn ve kiltaşı düzeylerinden ölçülen 10 adet verinin çözümlenmesiyle,

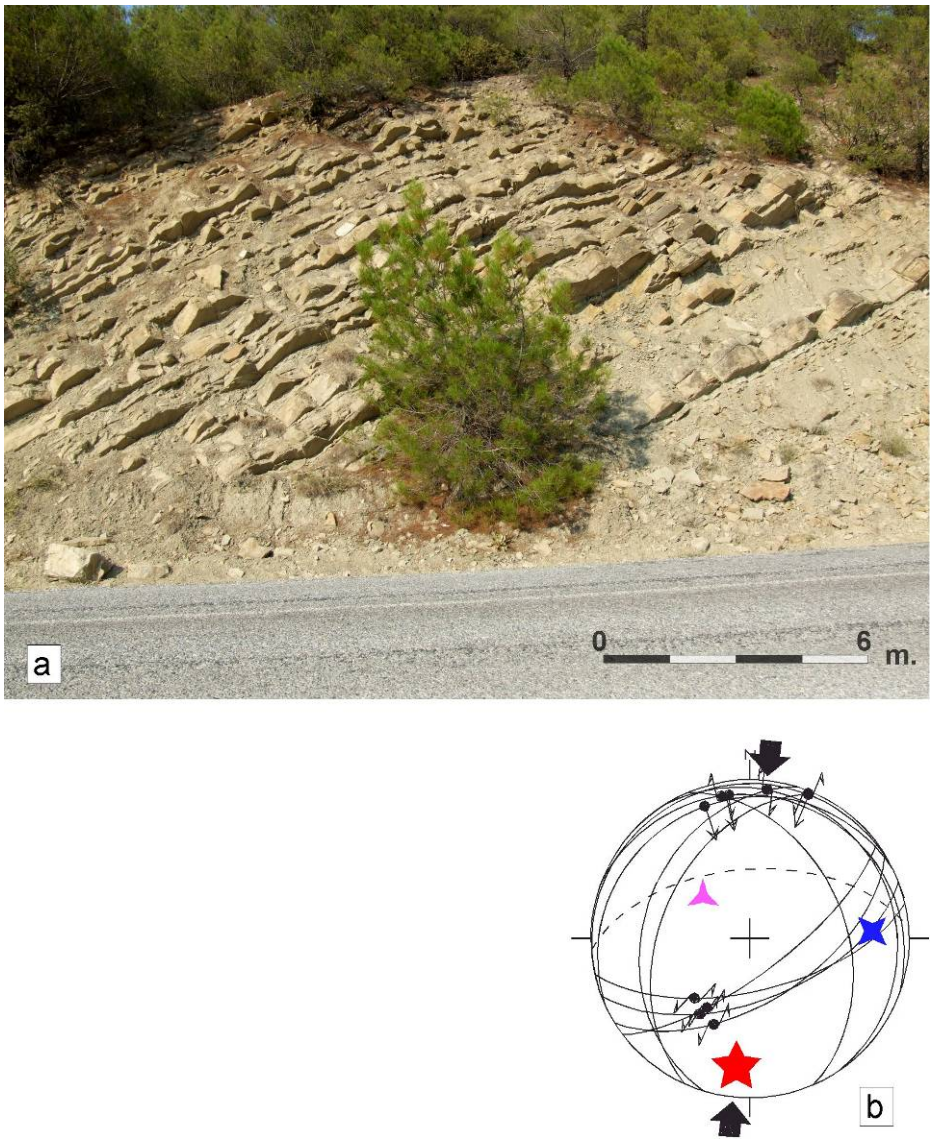
stres eksenleri σ1=186/20, σ2=086/24 ve σ3=312/57, gerilme oranı ϕ=0.115, gözlemlenen kayma ve hesaplanan makaslanma gerilimi arasındaki ortalama açı ANG=9^{o}, ortalama tahmini kalite değeri RUP=26, yaklaşık K-G sıkışma mevcuttur (Şekil 4.36).



Şekil 4.35: a- Boyabat_13 lokasyonun genel bir görünüşü b- Boyabat_13 lokasyonunda ölçülen fay düzlemlerine bir örnek ve düzlem üzerindeki fay çiziği (kırmızı ok hareket yönünü gösteriyor) c - Paleostres tensör konfigürasyonu. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu

4.3.2.16. Boyabat_15 (Tk)

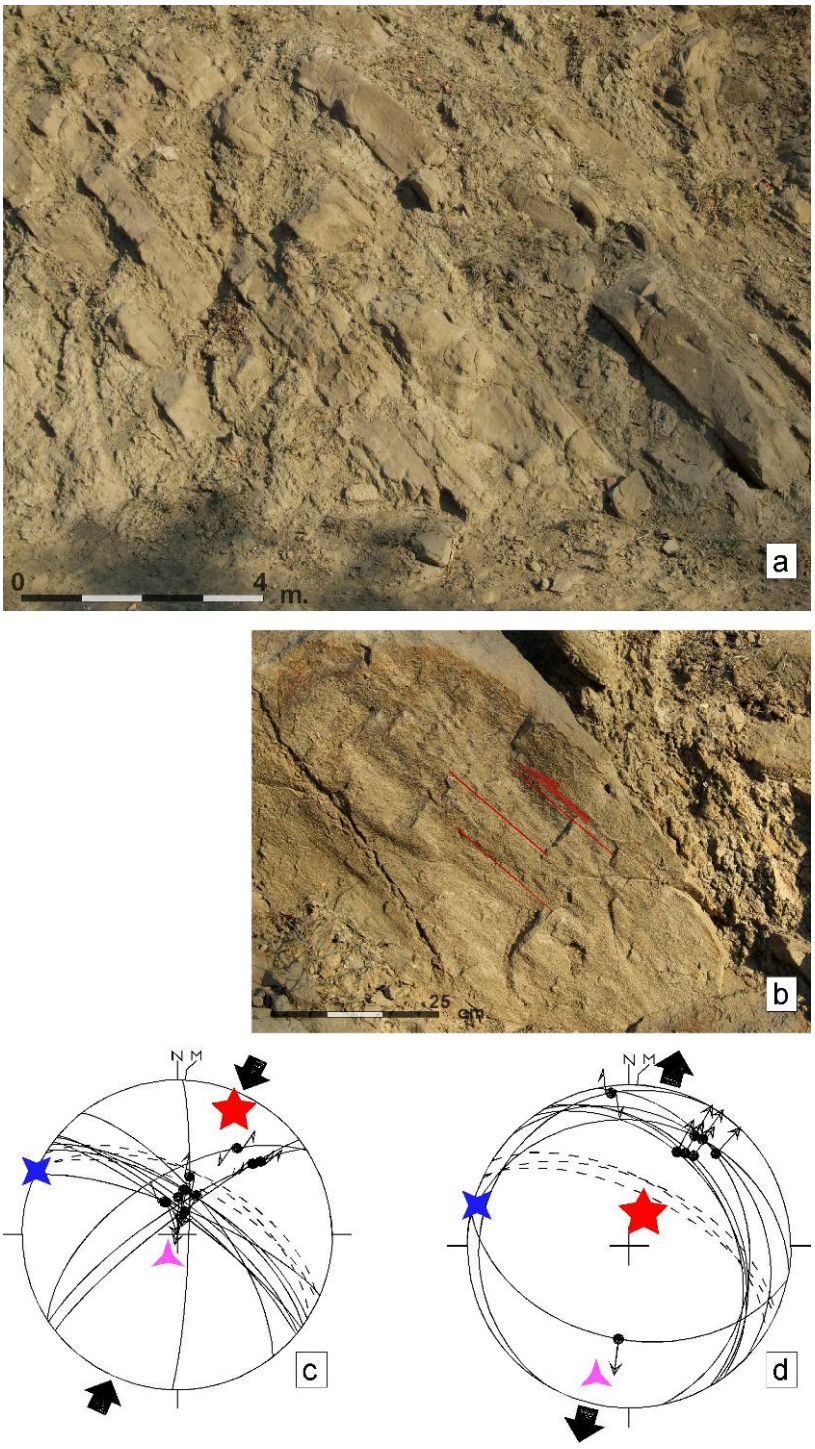
Kayaboğazı Köyü'ndeki Alt-Orta Eosen yaşlı Kusuri formasyonuna ait kumtaşı, marn ve kiltaşı düzeylerinden ölçülen 19 adet verinin çözümlenmesiyle iki farklı deformasyon evresi tespit edilmiştir (Şekil 4.37). Bu deformasyon evrelerinin sonuçları;



Şekil 4.36: a- Durağan_7 lokasyonun genel bir görünüşü, b- Paleostres tensör konfigürasyonu. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu

a) 11 adet verinin çözümlenmesiyle, stres eksenleri σ1=025/13, σ2=295/00 ve σ3=203/77, gerilme oranı ϕ=0.302, gözlemlenen kayma ve hesaplanan makaslanma gerilimi arasındaki ortalama açı ANG=11^{o}, ortalama tahmini kalite değeri RUP=33, KKD-GGB sıkışma mevcuttur.

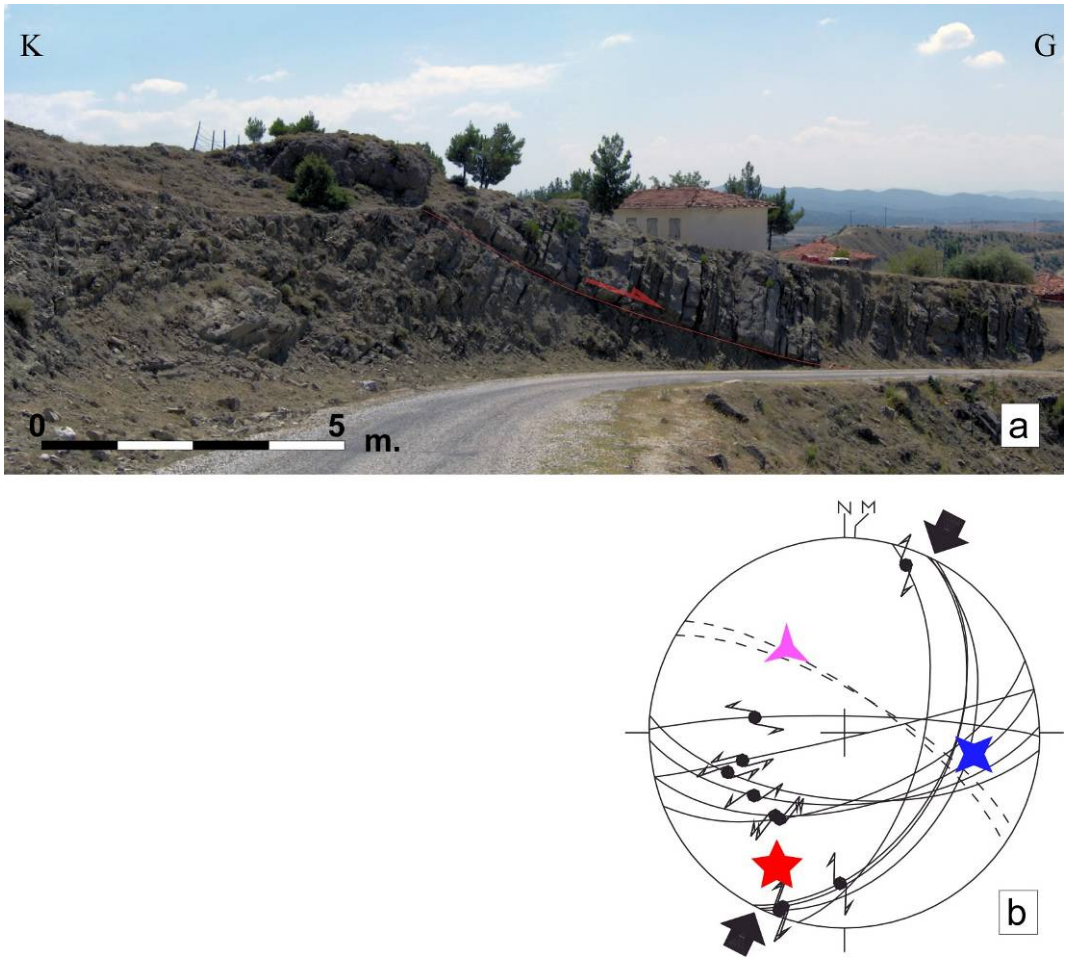
b) 8 adet verinin çözümlenmesiyle, stres eksenleri σ1=024/72, σ2=285/03 ve σ3=194/18, gerilme oranı ϕ=0.175, gözlemlenen kayma ve hesaplanan makaslanma gerilimi arasındaki ortalama açı ANG=5^{o}, ortalama tahmini kalite değeri RUP=20, KKD-GGB genişleme mevcuttur.



Şekil 4.37: a- Boyobat_15 lokasyonun genel bir görünüşü b- Boyobat_15 lokasyonunda ölçülen fay düzlemlerine bir örnek ve düzlem üzerindeki fay çiziği (kırmızı ok hareket yönünü gösteriyor) c - Paleostres tensör konfigürasyonları. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu

4.3.2.17. Boyabat_5 (Tk)

Şıhlar Köyü kuzeyindeki Alt-Orta Eosen yaşlı Kusuri formasyonuna ait kumtaşı, marn ve kiltaşı düzeylerinden ölçülen 10 adet verinin çözümlenmesiyle, stres eksenleri σ1=207/24, σ2=099/33 ve σ3=326/47, gerilme oranı ϕ=0.244, gözlemlenen kayma ve hesaplanan makaslanma gerilimi arasındaki ortalama açı ANG=7°, ortalama tahmini kalite değeri RUP=30, KKD-GGB sıkışma mevcuttur (Şekil 4.38).



Şekil 4.38: a- Boyabat_5 lokasyonun genel bir görünüşü b- Paleostres tensör konfigürasyonu. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu

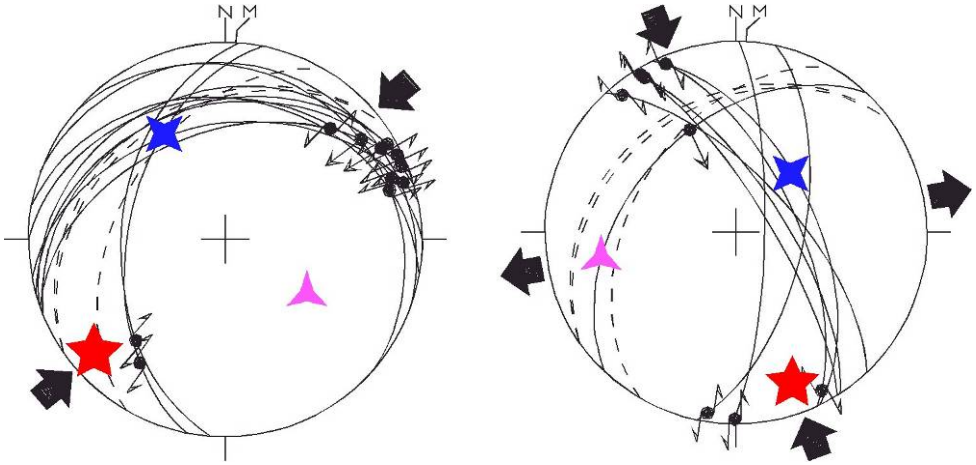
4.3.2.18. Durağan_2 (Tk)

Kayaboğazı Köyü'ndeki Alt-Orta Eosen yaşlı Kusuri formasyonuna ait kumtaşı, marn ve kiltaşı düzeylerinden ölçülen 19 adet verinin çözümlenmesiyle iki farklı

deformasyon evresi tespit edilmiştir (Şekil 4.39). Bu deformasyon evrelerinin sonuçları;

a) 11 adet verinin çözümlenmesiyle, stres eksenleri σ1=229/13, σ2=330/38 ve σ3=124/49, gerilme oranı ϕ=0.181, gözlemlenen kayma ve hesaplanan makaslanma gerilimi arasındaki ortalama açı ANG=8^{o}, ortalama tahmini kalite değeri RUP=31, KD-GB sıkışma mevcuttur.

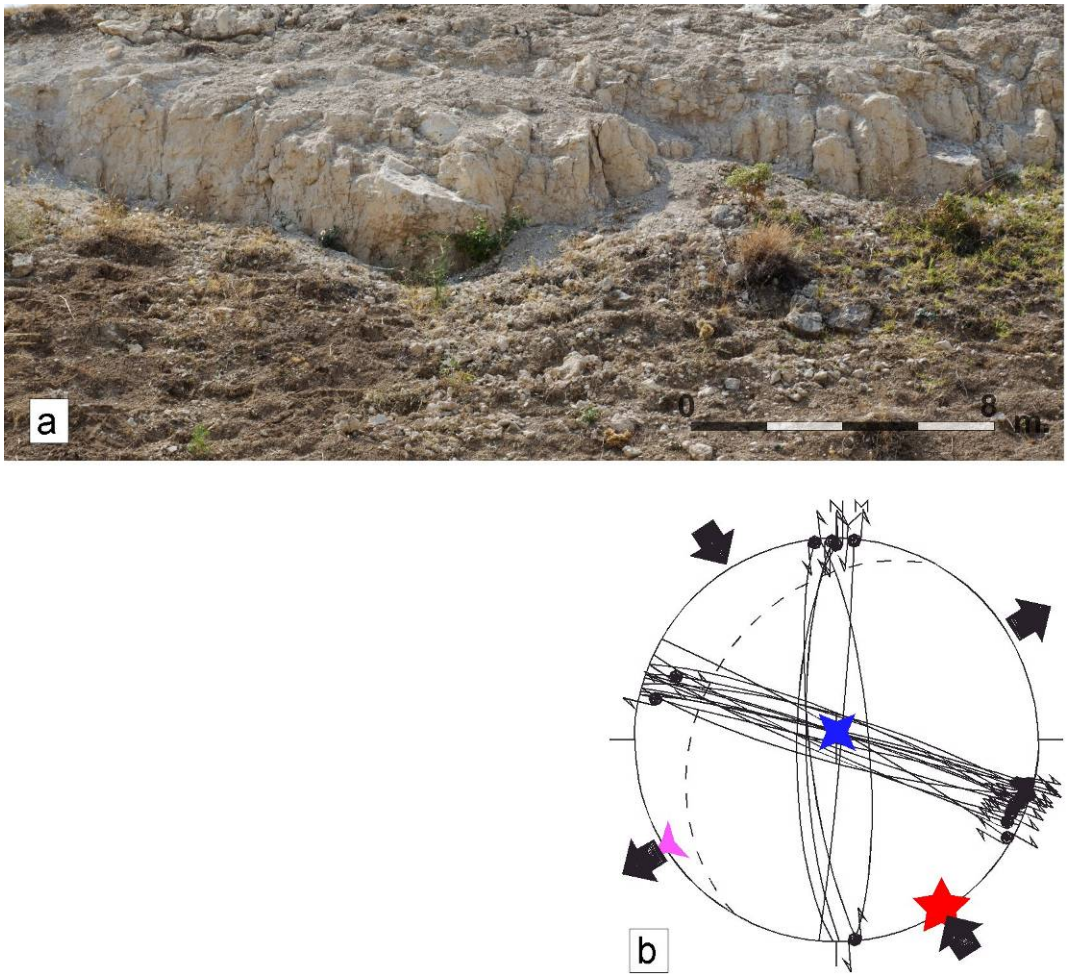
b) 8 adet verinin çözümlenmesiyle, stres eksenleri σ1=160/18, σ2=042/55 ve σ3=260/29, gerilme oranı ϕ=0.368, gözlemlenen kayma ve hesaplanan makaslanma gerilimi arasındaki ortalama açı ANG=15^{o} , ortalama tahmini kalite değeri RUP=50, KKB-GGD yönlü sıkışmaya bağlı doğrultu atım mevcuttur.



Şekil 4.39: Durağan_2 lokasyonuna ait paleostres tensör konfigürasyonları. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu

4.3.2.19. Durağan_5 (Tk)

Çorman Köyü batısındaki Alt-Orta Eosen yaşlı Kusuri formasyonuna ait kumtaşı, marn ve kiltaşı düzeylerinden ölçülen 19 adet verinin çözümlenmesiyle, stres eksenleri σ1=148/03, σ2=238/02 ve σ3=006/87, gerilme oranı ϕ=0.181, gözlemlenen kayma ve hesaplanan makaslanma gerilimi arasındaki ortalama açı ANG=6^{o} , ortalama tahmini kalite değeri RUP=14, KB-GD sıkışmaya bağlı doğrultu atım mevcuttur (Şekil 4.40).



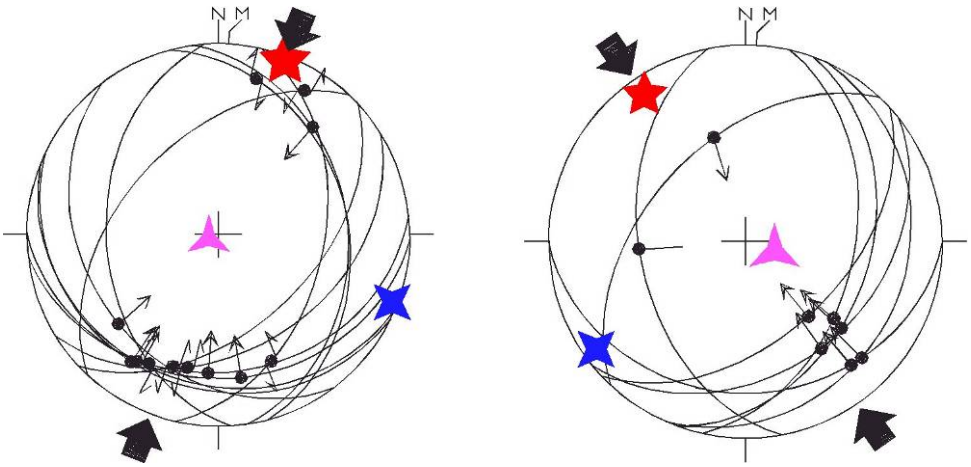
Şekil 4.40: a- Durağan_5 lokasyonun genel bir görünüşü, b- Paleostres tensör konfigürasyonu. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu

4.3.2.20. Boyabat_10 (Tc)

Çarşak Köyü güney batısındaki Üst Eosen yaşlı Cemalettin formasyonu içerisindeki çakıltaşları üzerinden ölçülen 20 adet verinin çözümlenmesiyle iki farklı deformasyon evresi tespit edilmiştir (Şekil 4.41). Bu deformasyon evrelerinin sonuçları;

a) 12 adet verinin çözümlenmesiyle, stres eksenleri $\sigma1$=021/03, $\sigma2$=111/03 ve $\sigma3$=248/86, gerilme oranı ϕ=0.348, gözlemlenen kayma ve hesaplanan makaslanma gerilimi arasındaki ortalama açı ANG=20^o, ortalama tahmini kalite değeri RUP=44, KKD-GGB sıkışma mevcuttur.

b) 8 adet verinin çözümlenmesiyle, stres eksenleri σ1=326/10, σ2=234/07 ve σ3=109/77, gerilme oranı ϕ=0.629, gözlemlenen kayma ve hesaplanan makaslanma gerilimi arasındaki ortalama açı ANG=5°, ortalama tahmini kalite değeri RUP=20, KKB-GGD sıkışma mevcuttur.



Şekil 4.41: Boyabat_10 lokasyonuna ait paleostres tensör konfigürasyonları. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu

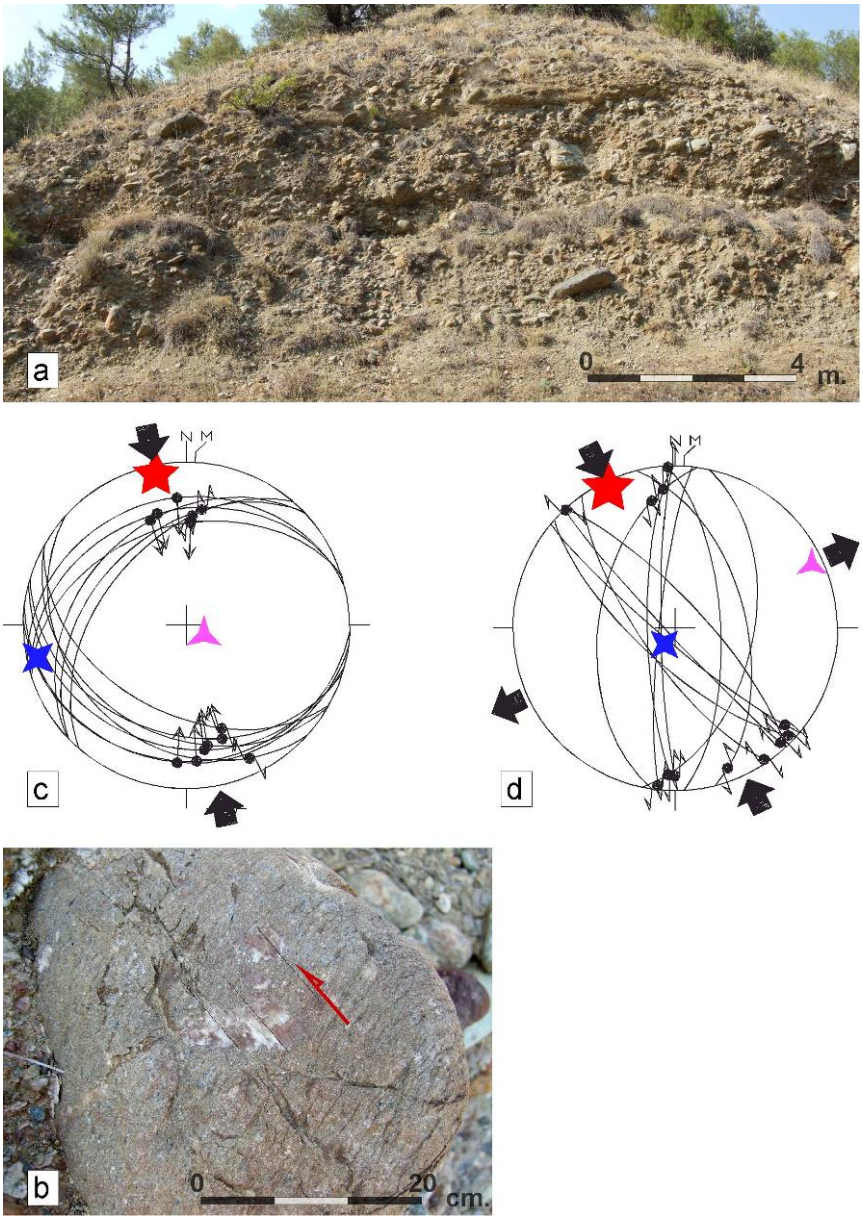
4.3.2.21. Durağan_4 (Tc)

Alpaşalı Köyü batısındaki Üst Eosen yaşlı Cemalettin formasyonu içerisindeki çakıltaşları üzerinden ölçülen 25 adet verinin çözümlenmesiyle iki farklı deformasyon evresi tespit edilmiştir (Şekil 4.42). Bu deformasyon evrelerinin sonuçları;

a) 13 adet verinin çözümlenmesiyle, stres eksenleri σ1=349/06, σ2=258/07 ve σ3=119/80, gerilme oranı ϕ=0.308, gözlemlenen kayma ve hesaplanan makaslanma gerilimi arasındaki ortalama açı ANG=9°, ortalama tahmini kalite değeri RUP=27, yaklaşık K-G sıkışma mevcuttur.

b) 12 adet verinin çözümlenmesiyle, stres eksenleri σ1=334/05, σ2=214/81 ve σ3=065/08, gerilme oranı ϕ=0.111, gözlemlenen kayma ve hesaplanan

makaslanma gerilimi arasındaki ortalama açı ANG=12^{o}, ortalama tahmini kalite değeri RUP=43, KB-GD sıkışmaya bağlı doğrultu atım mevcuttur.

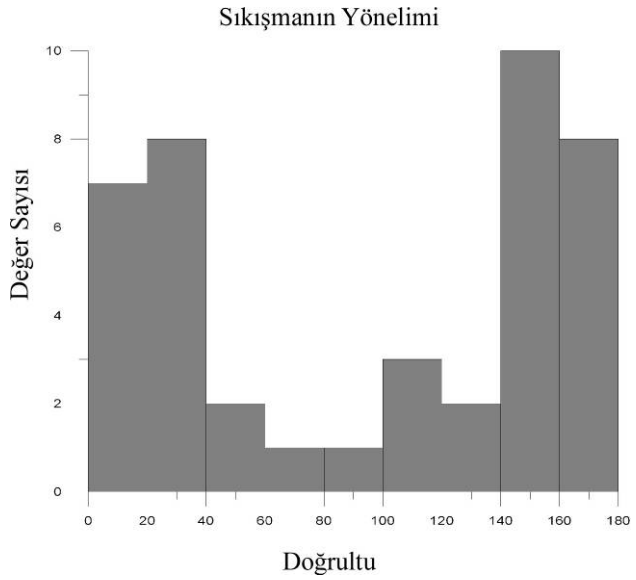


Şekil 4.42: a- Durağan_4 lokasyonun genel bir görünüşü, b- Durağan_4 lokasyonunda ölçülen çakıltaşları üzerindeki fay düzlemlerine bir örnek ve düzlem üzerindeki fay çiziği (kırmızı ok hareket yönünü gösteriyor), c,d - Paleostres tensör konfigürasyonları. Lambert alt yarı küre (eşit alan) projeksiyonu

4.4. Paleostres Analizlerinin Sonuçları

İnceleme sahası içersinden kinematik analizler için toplanan verilerin çözümlenmesi sonucu bölgede KD-GB ve KB-GD yönlerinde sıkışmalı bir deformasyonun söz konusu olduğu görülmüştür. Oluşturulan 51 adet paleostres tensör konfigürasyonu içerisinden, 42 paleostres tensör konfigürasyonu sıkışma ve doğrultu atım, 9 paleostres tensör konfigürasyonu ise genişleme sonucu vermiştir. Genişleme sonucu veren, analizlerin çoğu, Senozoyik öncesi birimlerin içerisinden alınan verilerden elde edilmiştir. Bu verilerin Batı Karadeniz'in Erken - Geç Kretase döneminde açılması ile ilgili olması gerektiği düşünülmüş, fakat verilerin az olması sebebiyle bir yoruma gidilememiştir.

Bu tensör konfigürasyonları incelendiğinde, çalışma sahası içerisinde KD-GB ve KB-GD yönlerinde iki ana sıkışma evresi tespit edilmiştir (Şekil 4.43). Tespit edilen bu deformasyon evreleri sırasıyla, Geç Paleosen-Oligosen sıkışma dönemi ve Geç Miyosen-Güncel sıkışma dönemi olarak belirlenmiştir.



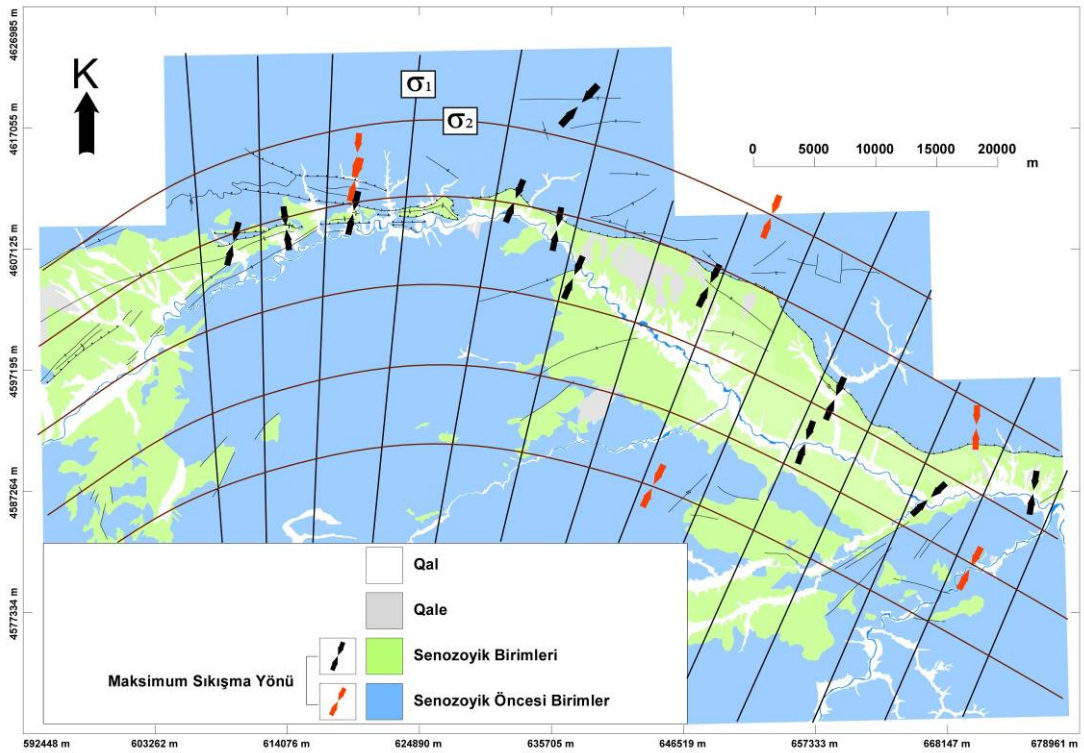
Şekil 4.43: İnceleme sahası içindeki sıkışma yönlerinin histogramı

Yapılan analizler sonucu tespit edilen iki farklı dönem aralığına ait deformasyon evreleri, stratigrafik yaş ilişkilerine (fayın geliştiği birim ve onu örten birim), büyüme faylarına, fayların daha genç bir birim tarafından örtülmüş olması, fay

çiziklerinin birbirini kesmesine, farklı karakterdeki fayların veya yapıların bir birini kesmesi ilişkilerine göre yaşlandırılmıştır (Şekil 4.3) (Kaymakçı, 2000; Kaymakçı vd diğ. 2007). Görece yaş ilişkisi bulunmayan lokasyonların yaşı-evresi, yapının etkilediği birimi de göz önüne alarak, stres tensor belirleme işlemi sonrasında benzer karakterdeki lokasyonların stratigrafik ve tensor özellikleri dikkate alınarak yapılmıştır.

4.4.1. Deformasyon evresi-1

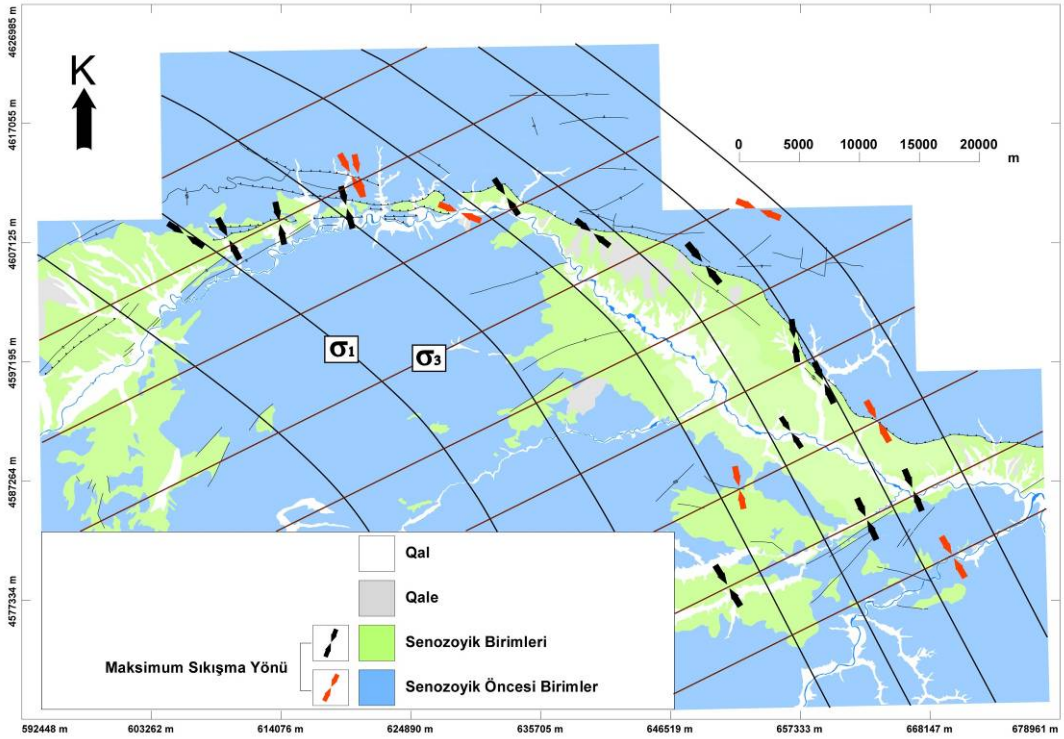
Geç Paleosen-Oligosen dönem aralığında sıkışmaya bağlı olarak gelişen bu deformasyonda, maksimum sıkışma yönü KKD-GGB olarak tespit edilmiştir (Şekil 4.44). Sıkıştırmalı rejimin egemen olduğu bu zamanda, birçok alanda ana sıkıştırma yönü (σ_1) yatayken, en küçük stres (σ_3) düşey veya düşeye yakındır. Bu tip bir rejim genel olarak transpresyona ve kabuk kalınlaşmasına işaret eder.



Şekil 4.44: Geç Paleosen-Eosen-Oligosen dönemindeki KKD-GGB yönündeki sıkışma eksenleri ve stres trajektorileri. σ_1 radyal (siyah), σ_2 konsantrik (kahverengi)'dir

4.4.2. Deformasyon evresi-2

Geç Miyosen'de başlayan ve günümüzde de aktif olan ve sıkışmaya bağlı olarak gelişen bu deformasyonda, max. sıkışma yönü KB-GD olarak tespit edilmiştir**.** Bu deformasyon evresi Geç Miyosen'den itibaren KAFS'ni de harekete geçiren sistemi içerir. Birkaç yer dışında ana sıkıştırma yönü KAFS ile 45^{o} ile 60^{o} derecelik açı yapar.



Şekil 4.45: Geç Miyosen-Güncel dönemindeki KB-GD yönündeki sıkışma eksenleri ve stres trajektorileri. (σ_1 ;siyah, σ_3 ;kahverengi çizgilerle gösterilmiştir)

5. UZAKTAN ALGILAMA

Uzaktan algılama, yeryüzünden belirli uzaklıkta platformlara monte edilmiş ölçüm aletleriyle yeryüzünün doğal ve yapay objeleri hakkında bilgi alma ve değerlendirme tekniğidir (Sesören, 1999). Alınan bu bilgi; yansıyan veya yayılan enerjinin algılanması, kaydı ve analizi sonucunda elde edilmektedir.

Bu çalışmada altı tip uzaktan algılama verisi kullanılmıştır. Bunlar sırasıyla;

1- LANDSAT 5 TM görüntüsü
2- LANDSAT 7 ETM+ görüntüsü
3- ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) görüntüsü
4- Stereografik hava fotoğrafı
5- SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) görüntüsü
6- DTED2 görüntüsü

Kullanılan bütün bu görüntü ve sayısal arazi modelleri Universal Transverse Mercator (UTM) Zone 36N, World Geodetic System (WGS) 1984 koordinat siteminde referanslaşmıştır. Farklı platformlardan elde edilen bu uzaktan algılama verileri sahip oldukları değişik çözünürlüklerde (TM ve ETM+ görüntüleri 30m., ASTER görüntüsü 15m., DTED2 30m., SRTM 90m. ve hava fotoğrafları yaklaşık 35m.) amaca yönelik olarak kullanılmaya çalışılmıştır. Kullanılan farklı programlar aracılığıyla;

a) Temin edilebilen ve basılı olan eski çalışmalar koordinatlandırılarak bütün görüntülerin birbirleri ile olan uyumluluğunu sağlanmış,
b) Farklı görüntü zenginleştirme teknikleri kullanarak jeomorfolojik özelliklerden litostratigrafi belirlenmiş,
c) Zenginleştirilen görüntülerle yapısal unsurların görünürlüğü artırılmış,
d) Yapısal unsurların konumu, yönelimi ve uzunlukları tanımlanmış,

e) Kullanılan bütün görüntü ve hazırlanan bütün haritaların aynı ortam içerisinde birbirleriyle uyumlu olmaları sağlanmıştır.

Bu altı değişik veri seti ile farklı mekânsal ve dalga bandı seçenekleri kullanılarak jeomorfoloji, jeoloji ve çizgisellik yaklaşımlarda bulunulmuştur. Bu her bir veri setinin özelliklerinden dolayı avantajları ve dezavantajları vardır (Tablo 5.1).

Landsat 5 TM; Landsat 5 TM görüntüsü yedi dalga bandı verisini içerir. Bunlardan altı tanesi (1-5 ve 7) yakın ve orta infrared olup çözünürlüğü 30m'dir. 6 nolu band termal infrared olup çözünürlüğü 120 m'dir. Bu çalışmada 2 adet Landsat 5 TM görüntüsü kullanılmıştır (Tablo 5.2).

Tablo 5.2: Bu çalışmada kullanılan Landsat 5 TM görüntüleri

Görüntü No	*Uydu*	*Yörünge*	*Sıra*
1	Landsat 5 TM	176	31
2	Landsat 5 TM	177	31

LANDSAT 7 Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+); 15 Nisan 1999 uzaya yollanan LANDSAT 7, dünya çevresindeki yörüngesini 16 günde tamamlamaktadır. 185 km genişliğindeki bir alanı görüntüleyen uydunun 1-2-3 numaralı bantları görünür dalga boyunda, 4-5-7 numaralı bantları infrared, 6 nolu band termal ve 8 numaralı bandı ise pankromatikdir. ETM+'ın Thematic Mapper (TM)'a göre en önemli avantajı 8 nolu bandın 15m. çözünürlükte olması ve 30m.'lik diğer bantlarla birleştirilerek yüksek çözünürlüklü görüntüler üretilebilmesidir. Bu çalışmada 1 adet Landsat 7 ETM görüntüsü kullanılmıştır (Tablo 5.3).

Tablo 5.3: Bu çalışmada kullanılan Landsat 7 ETM görüntüsü

Görüntü No	*Uydu*	*Yörünge*	*Sıra*
1	Landsat 7 ETM	177	31

ASTER; Aster görüntüsü 14 dalga bandı verisini içerir. Bunlardan (1-3) görünür infrared görüntüsü olup 15m. çözünürlüğündedir. 6 tanesi kısa dalga infrared görüntüsü olup 30 m. çözünürlüğündedir. Diğerleri termal bantlardır ve çözünürlüğü 90 m.'dir. Aster görüntüsünden 3B bandı yardımıyla 15 m. çözünürlüklü SAM

Tablo 5.1: Bu çalışmada kullanılan görüntülerin karakteristikleri, Lillesand and Keifer (1999), Abrams (2000), Koç (2005)'den derlenmiştir.

Özellikleri	HAVA FOTOĞRAFI	DTED	SRTM	ASTER	LANDSAT ETM	LANDSAT TM
Temin Edilme Başlangıç Tarihi	-	-	2003	2001	1999	1975
Band Sayısı	Siyah-Beyaz	-	-	14	9	7
Çözünürlük	Birkaç metre	1'' (arc seconds) 30m.	3'' (arc seconds) 100m.	Bant 1,2,3,3B = 15m Bant 4-9 = 30m, Bant 10-14= 90m	Bant, 1,2,3,4,5,7=30m Bant 6=60m Bant 8=15m	Bant 1-5,7=30 m Bant 6= 120m
Görüntünün Kullanılabilirliği	Mezoskopik yapılar, Litostratigrafi	Makroskopik yapılar	Makroskopik yapılar	Mineraller, Makroskopik yapılar, Litostratigrafi		Mineral grupları, Makroskopik yapılar
Şerit Genişliği	İsteğe bağlı	-	-	60*60 km	185*185 km	185*185 km
Görüntünün Hassasiyeti/Güvenirliği	Yapılar için çok güvenilir		16m. düşey hassasiyet	Landsat'dan daha yüksek	Orta (büyük piksel boyutu ve karma piksel)	Orta (büyük piksel boyutu ve karma piksel)
Stereo	Evet, fotoğraflar birbirlerini % 60 oranında üzerler	Yalancı stereo görüntü oluşturulabilir	Yalancı stereo görüntü oluşturulabilir.	Evet, Stereo görüntü çifti var	-	-
Avantajları	Stereo imkanı, yüksek çözünürlük	Yükseklik verisi	Yükseklik verisi, ücretsiz	Yüksek spektral çözünürlük, dar bant aralıkları, yüksek çözünürlük, stereo imkanı	Kolay işleme, büyük şerit genişliği, ücretsiz	Kolay işleme, büyük şerit genişliği, ücretsiz
Dezavantajları	Ücretli ve temini zor	Spektral biligi yok, ücretli ve temini zor	Spektral biligi yok	Çok fazla bant olması sebebiyle şerit genişliği düşük, ucuz fakat ücretsiz değil	Düşük spektral çözünürlük, stereo imkanı yok	Düşük spektral çözünürlük, düşük hassasiyet, stereo imkanı yok

(Sayısal Arazi Modeli) oluşturmak mümkündür. Bu çalışma sırasında ASTER Level 1B görüntüsü kullanılmıştır. Bu görüntü Level 1A görüntüsünün geometrik ve radyometrik düzeltmesi yapılmış halidir. Böylelikle sensor, uydu ve Dünya'dan kaynaklanan hatalar düzeltilmiştir. Bundan dolayı bu ürün bir harita projeksiyonuna uygunluk göstermektedir. Buna rağmen yer kontrol noktaları ile düzeltme yapılmamıştır.

Bu çalışmada 2 farklı tarihte çekilmiş 2 farklı ASTER görüntüsü kullanılmıştır (Tablo 5.4).

Tablo 5.4: Bu çalışmada kullanılan ASTER görüntüleri

Görüntü No	*Uydu*	*Görüntü Kodu*
1	ASTER	ASTL1B_020306083940061116005 2
2	ASTER	ASTL1B_021117083904061116005 1

Stereografik Hava Fotoğrafı; Hava fotoğrafları uzaktan algılamanın en eski ve çok yönlü bir şeklidir. Hava fotoğrafları genellikle uçuş hattına dikey olarak alınır. Dikey fotoğraflar bir biri üzerine açmalı olarak çekildikleri için bir çift olarak kullanıldıklarında stereografik etki yaratmaktadır. Hava fotoğraflarından ton, kaplama, doku, şekil, boyut, gölge vb. özellikler yardımıyla tanımlama yapılabilmektedir. Bunların arasında ton en önemli olanıdır. Diğerleri ton farklılıkları olmadan pek kullanışlı olmamaktadır. Bu çalışmada, inceleme sahasını kapsayan 82 adet hava fotoğrafı incelenmiştir.

SRTM (Shuttle Radar Topography Mission); SRTM global ölçeğe yakın radar interfometrik veriden yüksekliğin elde edilmesi ile oluşturulmaktadır. Ücretsiz olarak temin edilebilen bu görüntüler 1 arc-second ~30m. veya 3 arc-second ~90m çözünürlüğünde olup, bu çalışmada inceleme alanın tamamını kapsayan 3 arc-second olan görüntü kullanılmıştır.

DTED2; Harita Genel Komutanlığı tarafından üretilen bu SAM (Sayısal Arazi Modeli) verileri yaklaşık 30m. çözünürlüğe sahip olup, çalışma alanını kapsayacak şekilde 22 tane olarak temin edilmiştir.

5.1. Uydu Görüntülerinin Zenginleştirilmesi

Uydu görüntüleri ile litostratigrafinin ve yapısal unsurların ortaya konabilmesi için görüntüler üzerinde bazı zenginleştirme teknikleri uygulanmıştır. Bunlar;

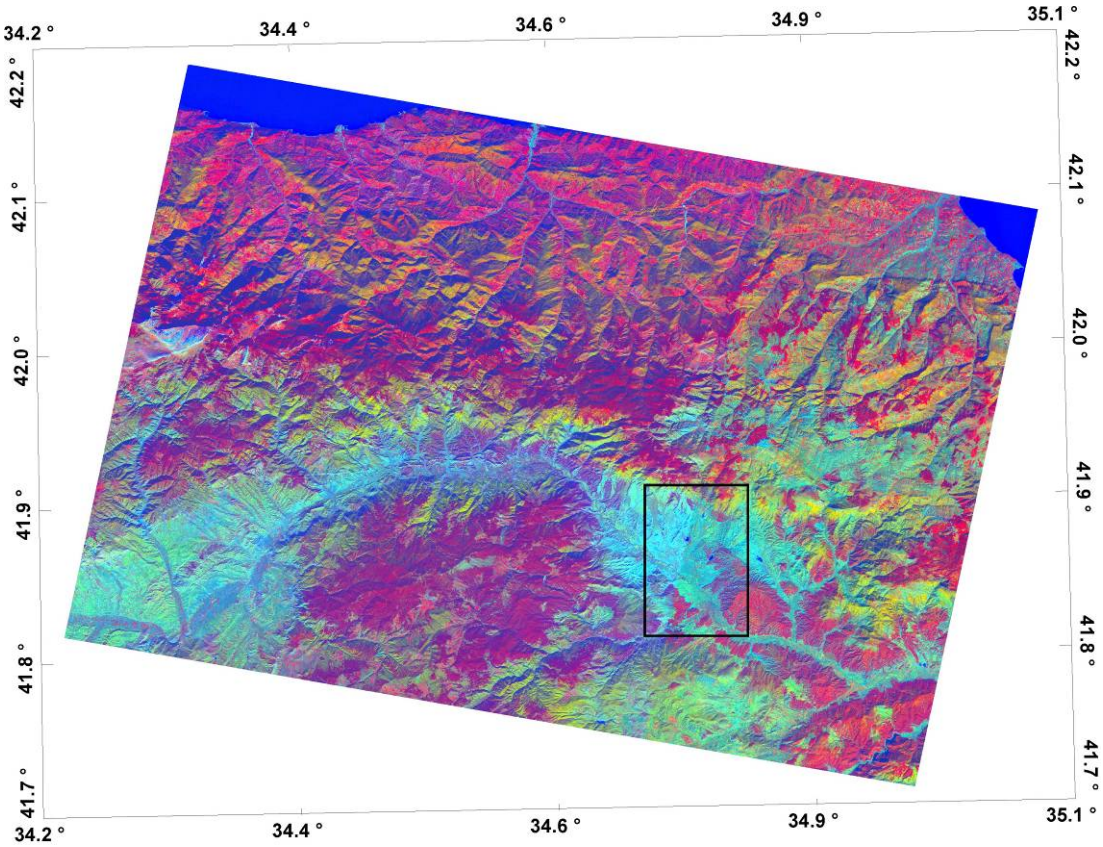
a) Karşıtlık zenginleştirme (Contrast Enhancement); Farklı objeler belirli dalga boyundaki enerjinin bir miktarını yansıtır. Bu durum yakın iki obje arasında karşıtlığa neden olur ve yansıyan enerjinin miktarındaki çeşitlilik karşıtlığın seviyesini belirler. Karşıtlık zenginleştirmesi yapabilmenin değişik yolları vardır. Bunların hepsinde de Görüntünün orijinal değerleri yerine atanan yeni değerle görüntünün belirli bir aralığı veya tamamında karşıtlık artar

b) Renk birleşimi (Color Composite); Bir multispektral görüntü çeşitli bantların verilerinden oluşur. Eğer tek bir bant görüntülenirse siyah-beyaz olarak görüntülenir. Ama üç banttan oluşan bir kombinasyon oluşturulursa (RGB) gerçek renk birleşimi görüntülenir. Oluşan kombinasyonda gerçek hayattaki renk özellikleri görüntülenir. Bunun dışındaki kombinasyonlarda sahte renk birleşimi görüntülenir. Landsat TM bant kombinasyonlarında (RGB) 5,3,1 veya 7,3,1 jeoloji uygulamaları için en iyi renk karşıtlıklarıdır (Kaymakçı, 2000).

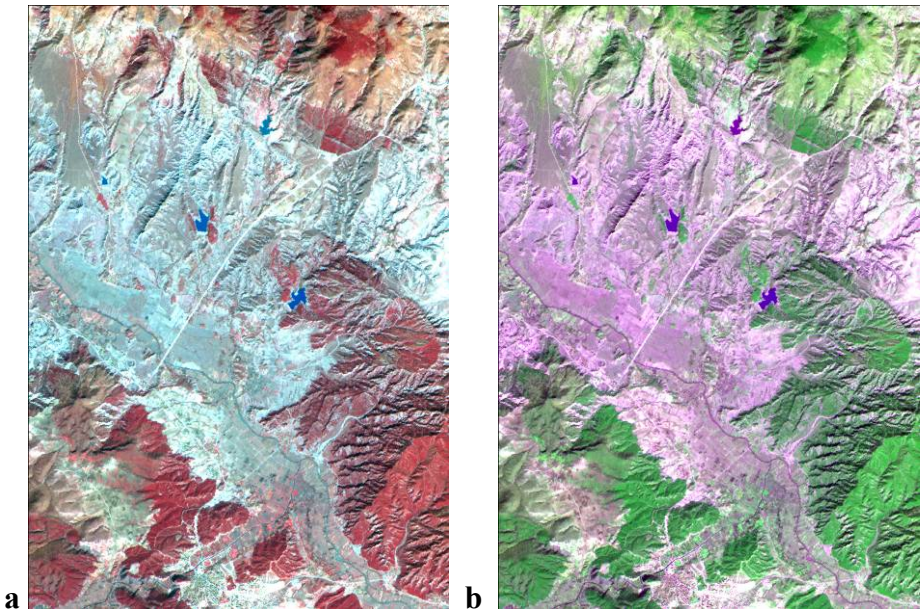
c) Temel bileşenler analizi (Principle Component Analyses, PCA); Bu analizin amacı birden fazla bantta bulunan bilgileri daha az sayıda bantta bir araya getirerek yorumlama işlemi için daha zengin ve yoğun içerikli yeni bir görüntü elde etmektir.

d) Bağıntısız esnetme tekniği (Decorrelation Stretching Technique); Bu yöntem ana bileşen analizi (PCA) yönteminin modifiye edilmiş halidir. Bir dönüşüm matris kullanarak iki veya daha fazla veri arasındaki bağıntıyı azaltmak için uygulanır (Şekil 5.1).

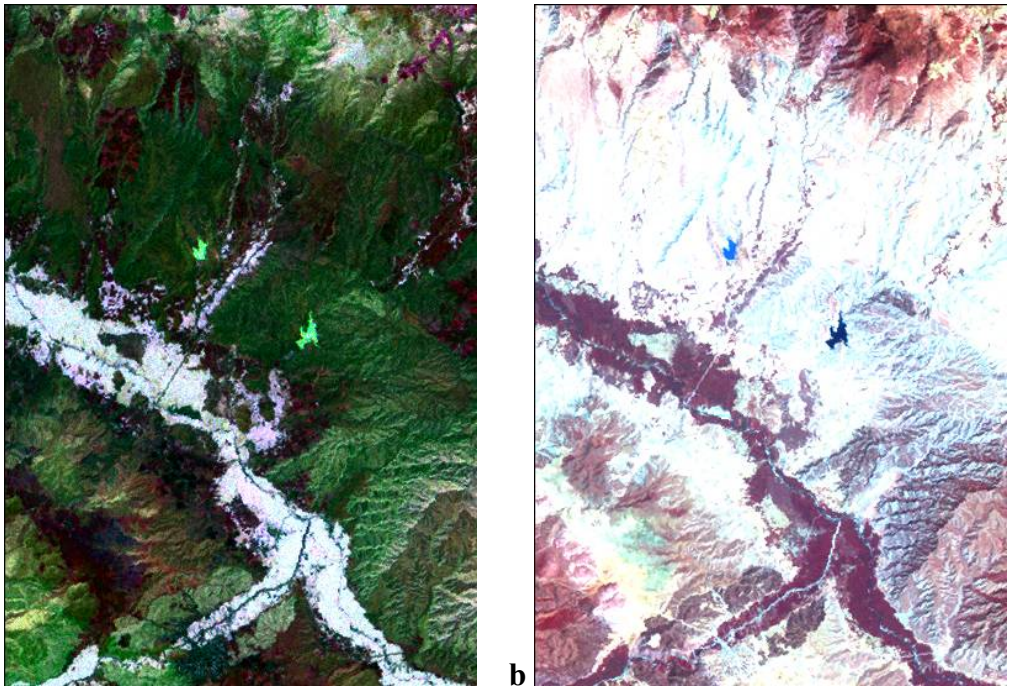
e) Bu metot uydu görüntülerinin farklı iki bantlarında bulunan hücre değerlerinin birbirlerine bölünmesini içermektedir. Bölme işleminde temel amaç topografya ve gölge etkisini ortadan kaldırarak çizgiselliklerin yorumlanabilirliğini artırmaktır (Şekil 5.2a).



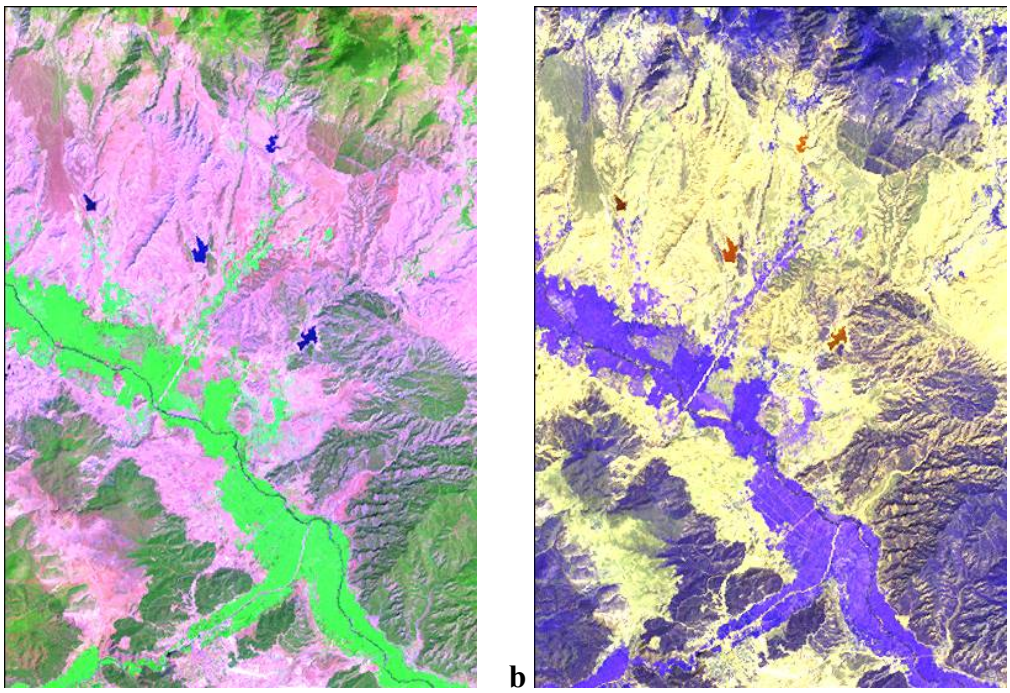
Şekil 5.1: Çalışma alanı ve civarına ait ASTER uydu görüntüsünün (Band:321) bağıntısız esnetme tekniği (Decorrelation Stretching Technique) ile zenginleştirilen görüntüsü



Şekil 5.2: ASTER uydu görüntüsünün çeşitli band kombinasyonlarına uygulanan doğrusal esnetme tekniği (linear stretch) a-321 bantları b-231 bantları (lokasyon için Şekil 5.1'e bakınız)



Şekil 5.3: Landsat TM uydu görüntüsünün çeşitli band kombinasyonlarına uygulanan zenginleştirme teknikleri; a-5/7,2/3,4/5 bantlarının oranlanması ile elde edilen görüntü, b-531 bantlarına uygulanan doğrusal esnetme tekniği (linear stretch) (lokasyon için Şekil 5.1'e bakınız)



Şekil 5.4: Landsat ETM uydu görüntüsünün çeşitli band kombinasyonlarına uygulanan doğrusal esnetme tekniği (linear stretch) a-741 bantları b-234 bantları (lokasyon için Şekil 5.1'e bakınız)

Uydu görüntülerinin ve hava fotoğraflarının yorumlanması, arazi çalışmalarından önce, daha önceden yapılmış haritalarla (Yılmaz ve Tüysüz, 1984, Sütçü ve diğ., 1994, Okay ve diğ,, 2004) deneştirilerek yapılmıştır. Daha sonra oluşturulan bu harita farklı dönemlerde yapılan arazi çalışmaları sırasında yerinde kontrol edilmiştir. Üretilen harita ile arazi gözlemleri arasındaki uyumsuzluklar ve yeni elde edilen stratigrafik veya yapısal unsurlara ait veriler sayısallaştırılarak harita ile bütünleştirilmiştir. Böylelikle çalışma sahasının jeoloji haritası oluşturulmuştur.

5.2. Çizgisellik Analizi

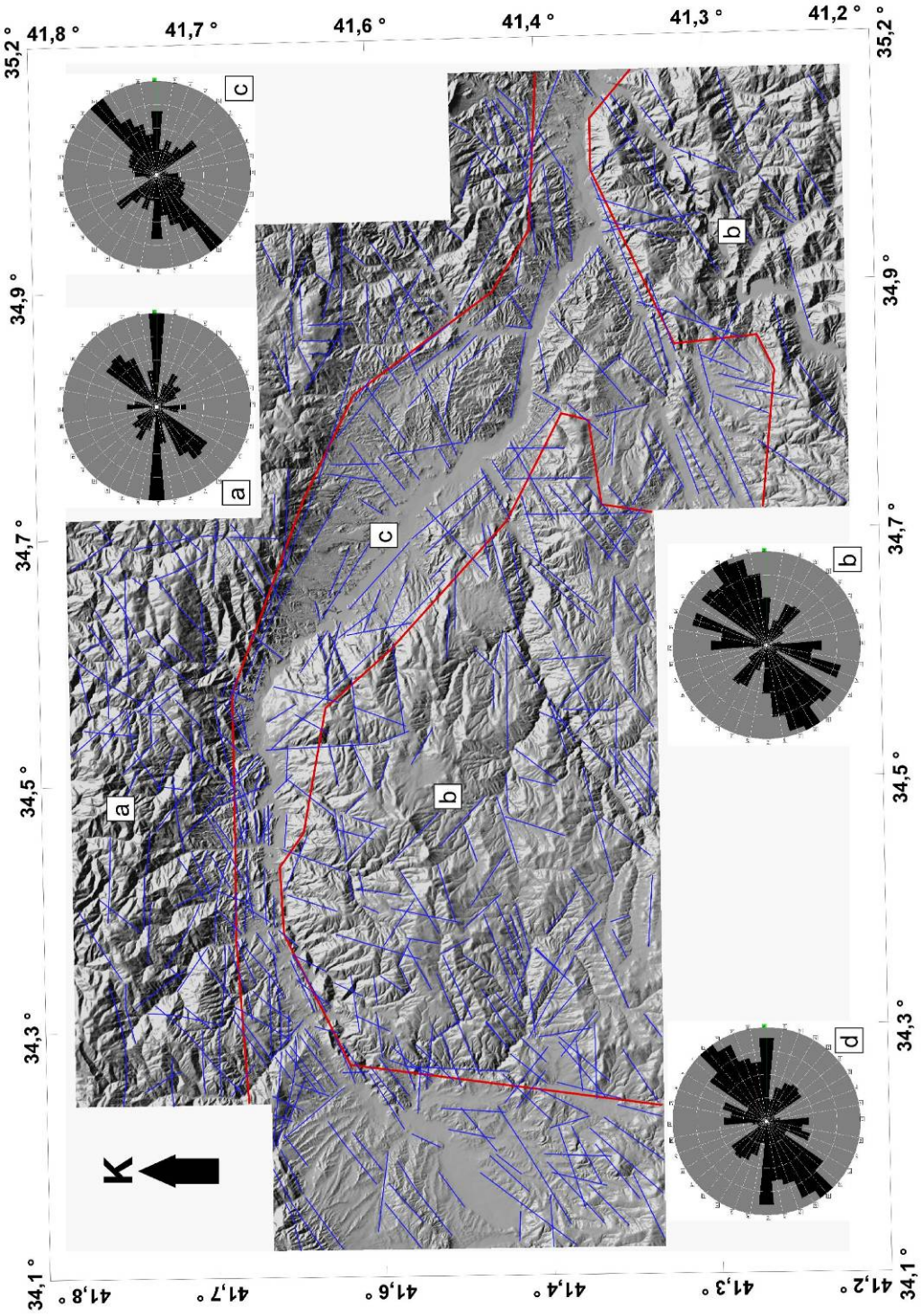
Çizgisellik, genel olarak hava fotoğrafları, uydu görüntüleri ve SAM (Sayısal Arazi Modeli) gibi uzaktan algılama görüntülerin işlenmesi ve yorumlanması ile bunlar üzerindeki, çevresinde bulunan yapılardan kolayca ayrılabilen ve muhtemelen jeolojik yapıları temsil eden haritalanabilir yüzey özellikleridir. (O'Leary ve diğ., 1976)

Çalışma alanı içerisinde bulunan çizgisel unsurları belirlemek için Landsat TM ve ASTER uydu görüntüleri kullanılmıştır. Kullanılan bu görüntüler üzerine, uygulanan görüntü zenginleştirme yöntemleri ve farklı bant kombinasyonlarının uygulanmasıyla çizgiselliklerin ön plana çıkarılması mümkün olmuştur. Uydu görüntülerinden çizgiselliğin çıkartılması manüel olarak görsel yöntemlerle veya bu amaçla yazılmış uzaktan algılama programları ile otomatik olarak yapılabilmektedir.

Çalışma alanında, jeolojik amaçlı çizgisel unsurların ortaya çıkartılması çalışmalarında uydu görüntülerinin tek başına kullanılmasından ziyade bunlar SAM görüntüleri ile birlikte karşılaştırmalı olarak kullanılmıştır.

İnceleme alanına ait SAM görüntüleri olan SRTM ve DTED2 görüntülerinin içlerinde barındırdıkları yükseklik verileri sayesinde alanın gölgelendirilmiş rölyef haritası üretilmiştir. Bu harita, yüzeyin varsayımsal aydınlatılması ile çizgisellik analizi için kullanılır. Çizgisellikler en iyi, ışık kaynağı ile çizgisellik birbirlerine dik olduklarında görülür. Eğer ki ışık kaynağı ile çizgisellik birbirlerine paralel ise çizgiselliği tespit etmek çok zorlaşır. Bu yüzden görüntü içerisindeki çizgisel

özelliklerin ortaya çıkarılmasında ışık yönü çok önemlidir. Işık kaynağının yüksekliği ve yöneliminin değişimi farklı açılardaki çizgisellikleri ortaya çıkarır.



Şekil 5.5: İnceleme alanına ait DTED2 görüntülerinden oluşturulan SAM üzerinde gösterilen çizgisellikler, a- Taşköprü-Durağan Havzasının kuzeyine ait çizgiselliklerin gül diyagramı, b- Taşköprü-Durağan Havzasının kuzeyine çizgiselliklerin gül diyagramı, c- Taşköprü-Durağan Havzasına ait çizgiselliklerin gül diyagramı d- İnceleme sahasının tamamına ait çizgiselliklerin gül diyagramı

Bu çalışmada, gerek uydu görüntüleri, gerekse SAM görüntüleri üzerinden çizgisellikler manüel olarak çıkartılmış. Elde edilen bu çizgiselliklerden doğrultu-gül diyagramları oluşturulmuştur. Doğrultu-gül diyagramları oluşturulurken, inceleme alanını üç farklı alt bölge olarak değerlendirilmiştir. Bu alt bölgeler Taşköprü-Durağan Havzası, havzanın kuzeyi ve güneyi olarak bölümlendirilmiştir (Şekil 5.5).

Buna göre inceleme alanında toplama olarak 499 adet çizgisellik saptanmış (Şekil 5.5d). Bunlardan havzanın güney bölüme ait 176 tane çizgisellik ile oluşturulan, doğrultu-gül diyagramında verilerin çoğu K40^{o}-70^{o}D yönleri arasında dağılım göstermektedir (Şekil 5.5b). Havzanın kuzey bölümüne ait 122 adet çizgisellik ile oluşturulan doğrultu-gül diyagramında verilerin iki farklı alanda yoğunlaştığını görüyoruz. Bunlar, D-B yönü ile K50^{o}D yönleridir (Şekil5.5a). Taşköprü-Durağan Havzası'nın 201 adet çizgisellik ile oluşturulan doğrultu-gül diyagramında verilerin çoğu K50^{o}D yönündedir (Şekil 5.5c).

Çalışma alanın içerisinde saptanan bu çizgiselliklerin D-B ve KD-GB yönlü olması, paleostres analizlerinde de saptanan Geç Miyosen'de başlayan ve günümüzde de aktif olan ve KB-GD yönlü sıkışmaya bağlı olarak gelişen yapıları göstermektedir.

6. JEOLOJİK EVRİM

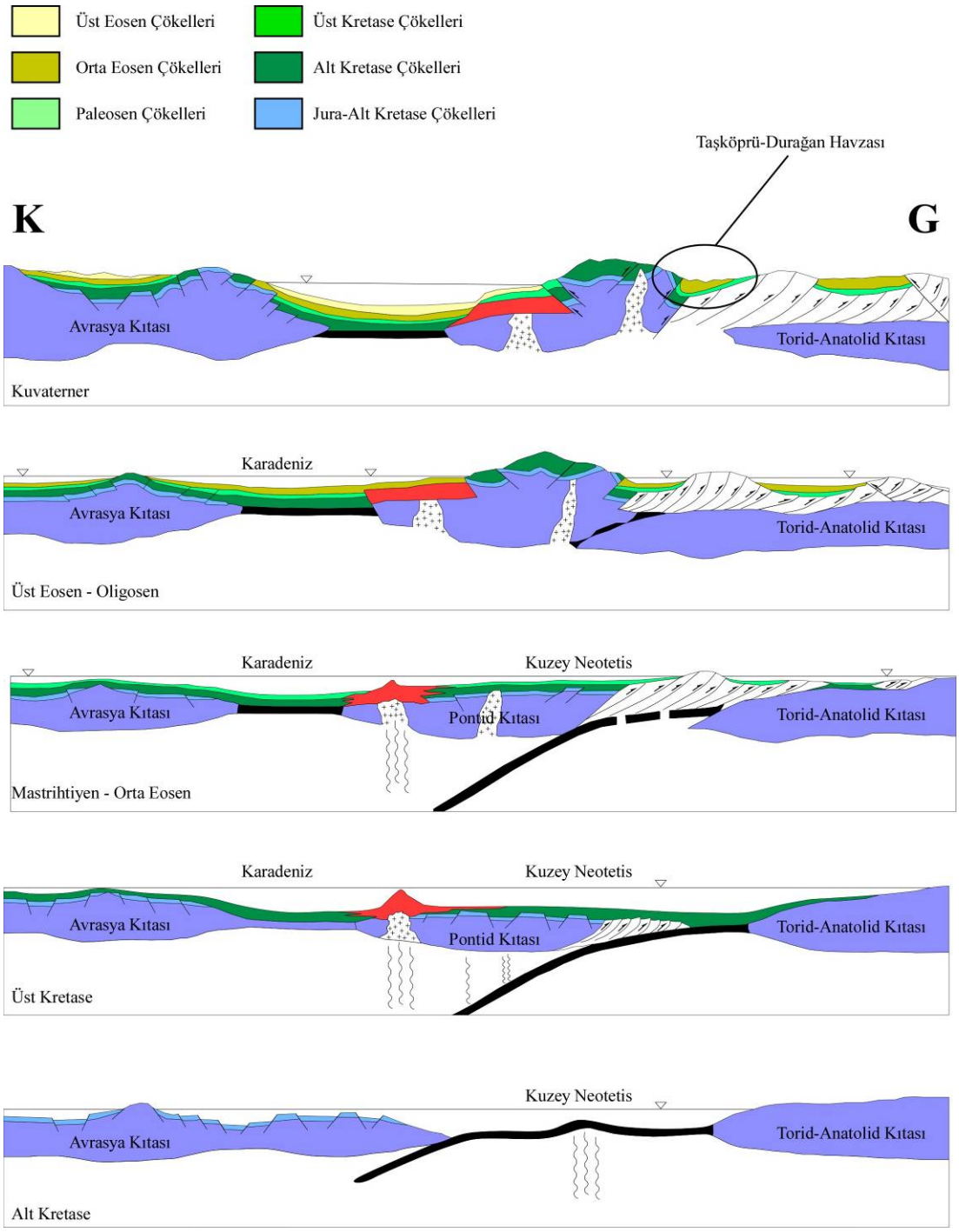
6.1. Bölgenin Tektonik Evrimi

Avrasya Levhası'nın güney kenarı ile Kimmerid Levhası'nın birbirine yaklaşması sonucu Jura'da Paleotetis Okyanusu kapanmış ve güneyde Neotetis olarak bilinen yeni bir okyanusal havza şekillenmeye başlamıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör, 1984; Görür ve diğ., 1983). Evrimini tamamlayıp karasal haline gelen, Avrasya Levhası ve Kimmerid Levhası'nın birleşim alanındaki temel kayaçları üzerine akarsu ortamı çökelleri olan Bürnük formasyonun kırmızı renkli konglomeraları çökelmiştir. Neotetis, açılmaya devam ederken, Üst Jura'da Avrasya Levhasının güney kesimindeki şelfte İnatlı formasyonun karbonatları çökelmiştir (Şekil 6.1). Alt Kretase'de Tetis Okyanusal litosferinin Avrasya Levhası altına dalmaya başlamasıyla pasif kıta kenarı, aktif bir kıta kenarı haline dönüşmüştür (Aydın ve diğ., 1986; Yiğitbaş ve diğ., 1990; Görür ve diğ. 1993). Oluşan bu aktif kenarda gerilmeli rejimle birlikte faylanmaların başlamasıyla, horst ve grabenler oluşmuştur (Yılmaz ve Tüysüz, 1984; Yılmaz ve diğ. 1997). Karadeniz Havzası, Apsiyen-Albiyen'de oluşan bu gerilmeli sistem içerisinde açılmış olmalıdır (Görür, 1988). Güneydeki bu dalma sebebiyle bugün Karadeniz'in bulunduğu alanda Geç Kretase'de yay ardı gerilme ile birlikte bir mağmatik yay gelişmiştir (Yılmaz ve Tüysüz, 1988). Bu esnada sığ denizin derinleşmesiyle grabenlerde sin-tektonik sedimantasyonla Çağlayan formasyonuna ait ortaç ve ıraksak türbiditler çökelmeye başlamıştır. Horstlarda ise plaj kumları, yakınsak türbiditik kumtaşları ve siltli marnlar çökelmiştir (Aydın, 1995). Graben-horst sistemini oluşturan fayların aktiviteleri ile Çağlayan formasyonu içerisinde İnaltı formasyonuna ait karbonatların oluşturduğu olistostromal düzeyler yer almıştır.

Geç Kretase'de Avrasya Levhası'nın güney kenarındaki çökme ve derinleşme devam etmiş, Karadeniz'in tabanı tamamen okyanuslaşmış ve Pontid Kıtası Avrasya Levhasından ayrılmıştır (Saner, 1980). Bölgenin derinleşmeyle, Kapanboğazı

formasyonun, derin denizel mikritik kireçtaşları Çağlayan formasyonu ve daha yaşlı birimlerin üzerine paralel bir uyumsuzlukla (disconformity) gelmiştir. Güneydeki Kuzey Tetisin okyanusal litosferinin Pontid Kıtası altına dalmasıyla, dalan levhanın manto derinlerinde ergimesiyle yükselen magma Karadeniz'in bugün bulunduğu alanlarda ve Doğu Pontid dağ kuşağı üzerinde volkanik bir yay kuşağı geliştirmiştir (Okay ve diğ., 1994; Okay ve Şahintürk, 1997; Ustaömer ve Robertson, 1997; Tüysüz, 1999; Nikishin ve diğ., 2003) . Pontid kıtası giderek bir yay masifi niteliği kazanmaya başlamıştır. Kuzeyde aktif bir yay mağmatizması etkinliğini sürdürürken güneyde hendek boyunca dalan okyanus levhasından sıyrılan ofiyolitik ve epi-ofiyolitik malzeme, kıtadan taşınan malzeme ile birleşerek giderek büyüyen bir melanj kamasının gelişmesine yol açmıştır (Saner, 1980; Yılmaz ve Tüysüz, 1984; 1988). Bu esnada bir volkanojenik filiş olan Yemişliçay formasyonu, volkanik kuşak etrafında geniş bir alanda gelişir. Ada yayından çıkan bu volkanik gereç derin deniz çökelleriyle girik bir istif oluşturmuştur. Kuzeyden güneye doğru depolanmış olan Yemişliçay formasyonunun kalınlığı, güneye doğru incelir (Gedik ve diğ. 1984) (Şekil 6.1).

Torid-Anatolid Kıtası'nın kuzeye Pontidler'e doğru yaklaşmasıyla oluşan dalmanın ve adayayı volkanizmasının devam ettiği Mastrihtiyen-Orta Eosen döneminde, güneyde hendek boyunca yığışan melanj dilimleri birbiri altına eklenmiş, böylece melanj kaması kuzey alanlarda giderek yükselmeye başlamıştır. Bu sıkışmayla kıta önü dilimlenmiş kıtayı oluşturan ve kıta üzerinde gelişen birimler içine melanj kamaları sokulmuştur. Gittikçe büyüyen ve yükselen melanj dilimlerinin bir yapısal yükselti olarak ada yayına paralel, volkanik olmayan bir dış yay oluşturmuştur. Taşköprü-Durağan Havzası'nın güneyinde izlenen ve ekaylarla temsil edilen bir yığışım prizması gelişmiştir. Sıkışmalı rejimin sonucu kısalıp kalınlaşan kıta kabuğunun derin kısımları kısmi ergimeye uğramış ve böylelikle yığışım prizmasının içinde yükselen mağmatik sokulumlar gelişmiştir (Aydın ve diğ, 1995; Yılmaz ve Tüysüz, 1984; 1988; Saner,1980, Yılmaz ve diğ, 1997).



Şekil 6.1: Batı Pontidler ve Taşköprü-Durağan Havzasının evrimi (Saner,1980' den değiştirilerek)

Torid-Anatolid Kıtası'nın üzerine itilen, yığışım prizmasının yükselmesiyle, güneyinde sığ denizel-karasal bir ortam oluşmuştur. Orta-Geç Eosen'de güneyde Neotetis tümüyle kapanmış ve Oligosende bölge tamamıyla karasal ortama dönüşmüştür. Torid-Anatolid ve Pontid Kıtaları'nın çarpışması ile sıkışmalı kuvvetlerin Karadeniz Dağları'nın bugünkü morfolojisini kazanmaya başlaması, Geç

Eosen ve Oligosen'e karşılık gelir. Oligosen'de Taşköprü-Durağan havzası örgülü akarsu çökelleriyle doldurulmaya başlamış ve alan dağlar arası havza karakteri kazanmıştır (Saner, 1980).

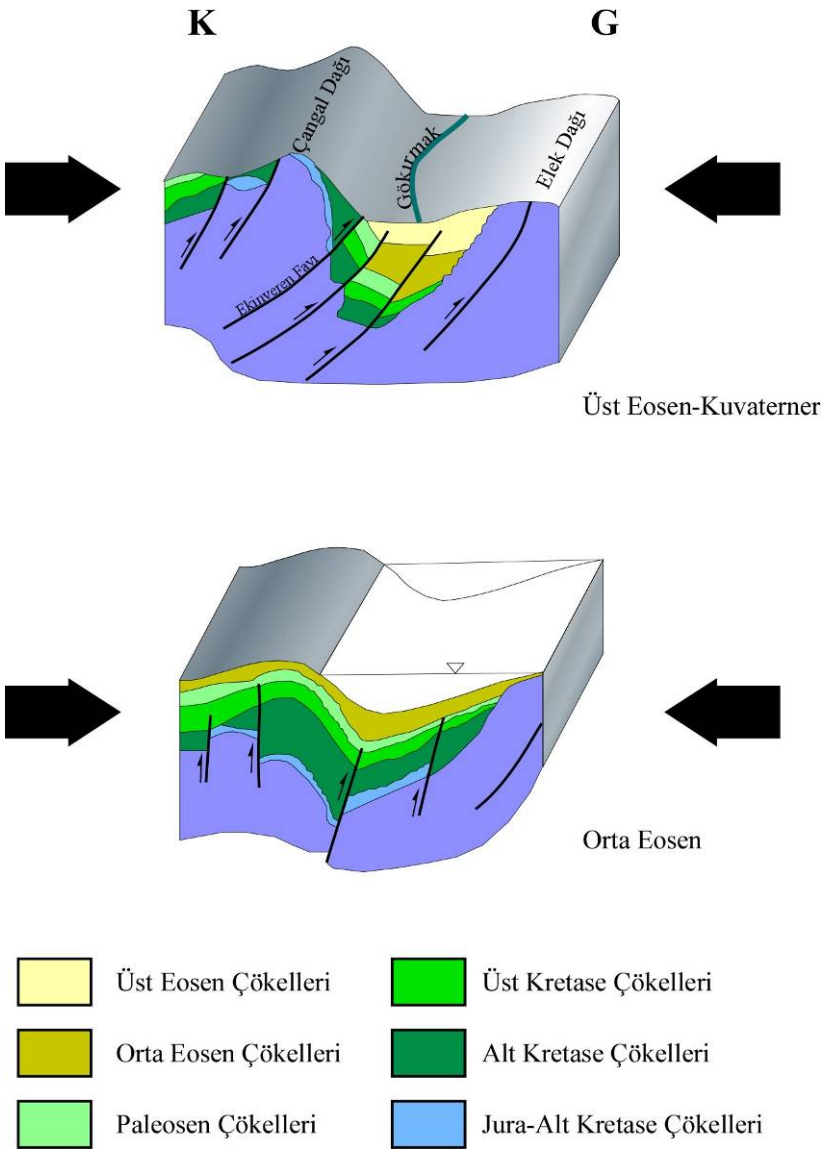
6.2. Taşköprü-Durağan Havzasının Tektonik Evrimi

Çalışma alanımızı oluşturan Taşköprü-Durağan Havzası, kuzeyde Sinop Havzası'nın güney kenarını sınırlayan Çangaldağ antiklinalinin (Çangaldağ yükselimi) çekirdeği ile Kargı Masifi (Elekdağ yükselimi) arasında kalan kesimdedir (Şekil 1.1). Önceki çalışmalarda Boyabat Havzası (Saner, 1980) veya Kastamonu-Boyabat Havzası (Yılmaz ve Tüysüz, 1984; 1988; Tüysüz, 1990, 1999; Ustaömer ve Robertson, 1994, 1997) olarak bilinir. Saner (1980), Boyabat Havzasını bir yay önü havza olarak yorumlar. Diğer araştırıcılar Saner (1980)'in Boyabat Havzası'nın yapısı ve tektonik konumu ile ilgili yorumuna katılır. Buna karşın Ustaömer ve Robertson (1997) Boyabat Havzası'nı Geç Jura- Erken Kretase de oluşmuş bir yarım graben olarak yorumlar.

Torid-Anatolid Kıtası ile Pontid Kıtası önündeki yitim karmaşığının, Geç Kretase sonlarında karşılaşması ile başlayan sıkışmalı rejimin ürünü olan Pontid kuşağı içersinde yer alan Taşköprü-Durağan Havzası'nın evrimi günümüze kadar devam etmiştir (Şekil 6.1).

Maestrihtiyen-Eosen döneminde, Torid-Anatolid Kıtası ile Pontid kıtası karşılaşmasıyla birlikte, yığışım prizmasının yapısal yükseltiler oluşturarak kimi yerlerin su üzerine çıkması, kimi yerlerde sığ veya daha derin deniz ortamının yaşanması; bunun sonucu olarak karasal-sığ denizel, denizel, yamaç çökellerinin çökelmesine neden olmuştur (Şekil 6.2). Bu sıkışma ve yükselmenin sonucu, melanj prizmasının yükselim alanları üzerinde ve kısmen ardında sıkışmalı bir havza olarak Taşköprü-Durağan Havzasının açılmasına yol açmıştır. Geç Kretase-Paleosen'de Akveren formasyonu içersinde hem sığ hem de derin deniz faunasına rastlanılması; Eosen'de yamaç çökelleri, Kusuri formasyonu çökelirken bir başka kesimde karasal çökel ve volkanitlerin gelişmesi, yükselmeye bağlı farklı ortamların verileri olarak değerlendirilebilir. Geç Eosen'den itibaren volkanik yaydaki volkanizma etkinliği

bitmiştir. Yay önü alanlar yükselmiş ve Pontid Dağları'nda bindirmeler gelişmiştir. Yayönü alanların yükselmesiyle oluşan Pontid Dağları'nın aşınması Karadeniz'de Geç Eosen ve sonraki çökelme gerecini sağlamıştır. Geç Eosen sonrasında bölge tamamen karasallaşıp, gölsel, alüviyal çökeller ve karasal volkanitler depolanmıştır (Şekil 6.2).



Şekil 6.2: Taşköprü-Durağan Havzasının Orta Eosen-Kuvaterner evrimi (Aydın ve diğ. 1995' den değiştirilerek)

Taşköprü-Durağan Havzası günümüzde, kuzey kısmı faylarla kontrol edilen, güneyinde ise farklı metamorfik, çökel ve ofiyolitik birimlerin iç içe görüldüğü bir

ekyay zonu (yığışım prizması) tarafından sınırlandırılmaktadır. Havzanın kuzeyinde ve özellikle güneyinde Geç Kretase sonu – Paleosen çökelleri doğrudan temel kayaları üzerine oturmaktadır.

Orta Pontidler'de ve dolayısıyla inceleme alanında orojenik olayların etkisiyle bindirmeler, faylanmalar ve kıvrımlanmalar meydana gelmiştir. Böylelikle inceleme alanında K-G doğrultusunda kendini gösteren orojenik hareketlerin sonuçlarını izlemek mümkündür. Bu hareketlerin sonucu meydana gelen en önemli olay ise Ekinveren Fayı'dır. Bu fay, Erken Kretase'de Tetis okyanus kabuğunun Avrasya Levhası altına dalmaya başlamasıyla başlayan gerilmeli rejime ait fayların, Geç Kretase'de Torid-Anatolid Kıtası'nın, Pontid Kıtası önündeki yitim karmaşığı ile karşılaşmasıyla meydana gelen sıkışmalı rejimle tekrar hareket etmeleri sonucu ortaya çıkan ters faylardandır (Aydın ve diğ., 1995). Ekinveren Fayı, muhtemelen Miyosen'e kadar varlığını sürdürmüş ve bu fay zonun etkisiyle havzanın kuzeyindeki birimler güneye doğru devrilmişlerdir. Bu da havza içerisindeki birimlerin asimetrik bir senklinal oluşturmasını sağlamıştır.

6.2.1 Taşköprü-Durağan havzasının Geç Paleosen-Oligosen evrimi

Bu dönemde, Torid-Anatolid ve Pontid Kıtaları'nın çarpışması sonucu Karadeniz dağlarının bugünkü morfolojisi oluşmaya başlamıştır. Güneyde ise Kretase sonu Tersiyer başında Kırşehir Bloğu'nun Torid-Anatolid bloğu ile çarpışması ile başlayan sıkışma, Geç Paleosen-Eosen döneminde en şiddetli evresine ulaşmıştır.

Geç Paleosen-Oligosen dönem aralığında, Taşköprü-Durağan Havzası'nda KKD-GGB yönlü sıkışmaya bağlı olarak oluşan deformasyon gözlenir. Bu döneme ait paleostres konfigürasyonlarında tespit edilen, σ_1 eksenlerinin radyal ve σ_2 eksenlerinin de konsantrik geometri sunması bölgenin rotasyona uğradığını gösterir (Şekil 4.44). Bu da Kaymakçı (2000)'de belirtildiği gibi Kırşehir Bloğu'nun Pontidler'e çarpması sonucu meydana gelen indentasyon tektoniğine bağlı olması gerekir. Indentasyona bağlı olarak, Batı Karadeniz bölgesinin saatin tersi yönde, Doğu Karadeniz bölgesi ise saat yönünde dönmek zorunda kaldığı ifade edilmiştir.

Orta Pontidler de bulunan Taşköprü-Durağan Havzası'nı da bu indentasyon tektoniğinden etkilenmiş, saatin tersi yönündeki dönmeler gözlenmemiş olsa da, havzanın batı ve orta kısımlarında ana stres (σ_1) yaklaşık K-G yönlü iken, doğuya doğru saat yönünde dönmeye bağlı olarak ana stres (σ_1) yaklaşık KD-GB yönlüdür.

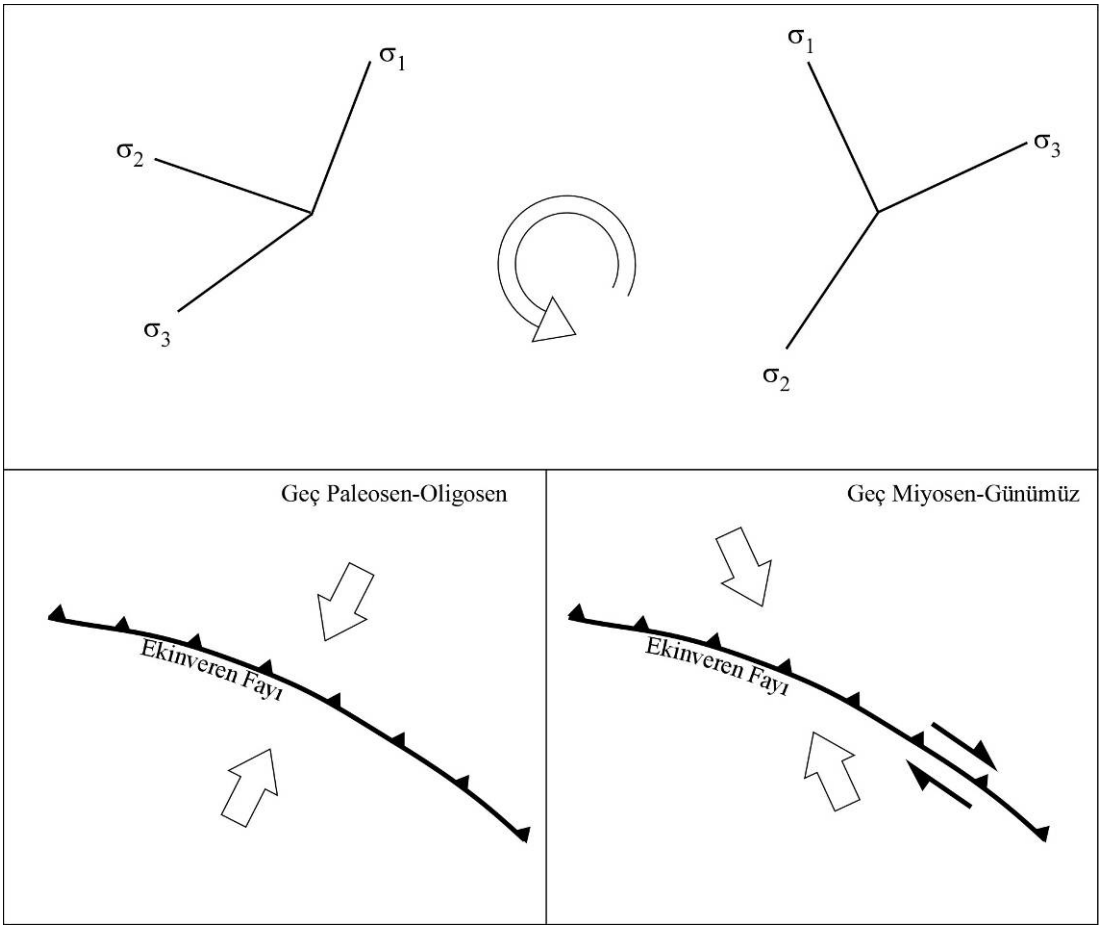
Bu döneme ait paleostres çözümlerin de tespit edilen, σ_1 eksenin yatay ve σ_3 eksenlerinin de düşey veya düşeye yakın olması, genel olarak transpresyonu ve kabuk kalınlaşmasını işaret eder. Bu da çarpışma tektoniği ile uyumludur.

6.2.2 Taşköprü-Durağan havzasının Geç Miyosen-Günümüz evrimi

Geç Miyosen-Günümüz dönem aralığında, Taşköprü-Durağan Havzası'nda KB-GD yönlü sıkışmaya bağlı olarak oluşan deformasyon gözlenmektedir.

Bu dönemde, Taşköprü-Durağan Havzası'ndaki sıkışma devam etmiş ve bölge tamamen karasal bir ortam olmuştur. Neotektonik döneme denk gelen bu evrede, Arabistan Bloğu'nun Bitlis-Zagros Kenedi boyunca çarpması ve kuzeye ilerlemesiyle Doğu Anadolu'da başlayan sıkışma rejiminin sonucu, Anadolu Bloğu KAFS (Kuzey Anadolu Fay Sistemi) ve DAF (Doğu Anadolu Fayı) boyunca batıya doğru ilerlemeye başlamıştır. Anadolu'da doğrultu atımlı tektoniğin gelişmesine neden olan bu olay, çalışma sahasında bu döneme ait stres yönelimlerinin KB-GD sıkıştırma şeklinde gözlemlenmesine neden olmuştur (Şekil 4.45). Bu döneme ait paleostres çözümlerin de tespit edilen, σ_1 eksenin yatay ve σ_2 eksenlerinin de düşey veya düşeye yakın olması da bölgede doğrultu atımlı rejimi işaret eder.

Çalışma sahasının doğu kısmında, Alt-Orta Eosen yaşlı Kusuri formasyonu ve Üst Eosen - Alt Oligosen yaşlı Cemalettin formasyonu içerisindeki birimlerden ölçülen fay-kayma verilerinin analiz sonuçları iki farklı deformasyon evresini ve stres yönlerindeki değişimi net bir şekilde göstermektedir. Zamanla stres yönlerindeki bu değişimin sonucu Ekinveren Fayı üzerindeki sıkışma rejiminin, çalışma sahasının doğu kısmında sıkışma ile birlikte doğrultu atım karakteri kazanmasına sebep olmuştur (Şekil 6.3).



Şekil 6.3: Çalışma sahası doğusunda stres eksenlerindeki değişim sonucu Ekinveren Fayı'nın doğrultu atım özelliği kazanması

7. SONUÇLAR

Bu çalışma kapsamında, uzaktan algılama, stratigrafinin belirlenmesi ve fay çiziklerine dayalı kinematik analiz yöntemleriyle, Taşköprü-Durağan Havzası'nın geometrik ve yapısal özellikleri ortaya çıkarılmıştır.

Uydu görüntüleri, hava fotoğrafları ve SAM'dan oluşan uzaktan algılama verileri kullanarak havzanın jeolojik yapısına yaklaşımda bulunulmuştur. Çeşitli görüntü zenginleştirme teknikleri kullanılarak Taşköprü-Durağan Havzası içerisindeki yapısal unsurlar ve lito-stratigrafik birimler tanımlanarak, bunlar arazide kontrol edilmişlerdir.

Taşköprü-Durağan Havzası'nın oluşumunu kontrol eden fay sistemleri Geç Kretase'den bu yana bölgede etkili olan sıkışma rejiminin sonucu gelişmişlerdir. Havzanın kuzey kısmı, havzayı doğu-batı yönünde kat eden Ekinveren Fayı ve ona paralel-yarı paralel olarak gelişen faylarla şekillenmektedir. İnceleme sahasının Hanönü İlçesi kısmında Ekinveren Fayı'na paralel-yarı paralel ters faylar imbrike bir yapı gösterir ve muhtemelen bu faylar derinlerde bir yerde bir ana bindirme düzlemine kavuşmaktadır.

Ekinveren Fayı'nın yarattığı deformasyondan, havza içerisinde en yoğun şekilde Mastrihtiyen-Alt Paleosen yaşlı Akveren formasyonu etkilenmiştir. Alt-Orta Eosen yaşlı Kusuri formasyonunun tabakaları, Ekinveren Fayı'nın etkisi ile güneye doğru eğimlenmiş veya devrilmişlerdir. Ekinveren Fayı havza içerisindeki bütün birimleri güneye doğru eğimlendirirken, havza içersindeki en genç birim olan Üst Eosen - Alt Oligosen yaşlı Cemalettin formasyonuna ait birimlerin kuzeye doğru eğimli olması, birimin güneye verjanslı Ekinveren Fay Zonu içersinde tektonizma ile eş zamanlı olarak depolandığını göstermektedir.

Havza içerisinde gözlenen monoklinal kıvrımların, gömülü bindirme fayı özelliğine sahip fayların, üzerlerindeki birimleri kıvrımlandırarak oluşturduğu düşünülmektedir.

Taşköprü-Durağan Havzası içerisindeki fay düzlemleri üzerinden toplanan verilerin kinematik analizi yapılmış. Fay ve stratigrafi ilişkilerine göre oluşturulan kronoloji sonucu iki farklı dönem aralığına ait KKD-GGB ve KB-GD yönlerinde sıkışma deformasyonları tespit edilmiştir.

İlk deformasyon evresi, Geç Paleosen-Oligosen dönem aralığında sıkışmaya bağlı olarak gelişmiş KKD-GGB yönlü deformasyondur. Bu evre genel olarak transpresyonu ve kabuk kalınlaşmasını işaret eder.

İkinci evre ise, Geç Miyosen'de başlayan ve günümüzde de aktif olan ve sıkışmaya bağlı olarak gelişen KB-GD yönlü deformasyondur. Bu, Geç Miyosen'den itibaren KAFS'ni de harekete geçiren sistem ile ilişkilidir.

Yapılan paleostres konfigürasyonlarında çalışma sahasının doğu kısmındaki stres yönlerindeki değişim sonucu Ekinveren Fayı üzerindeki sıkışma rejiminin, transpresif rejime dönüştüğü görülmüştür.

KAYNAKLAR

Abrams, M., "The Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER): Data Products for the High Spatial Resolution Imager on NASA's Terra Platform ", ***International Journal of Remote Sensing*** 21, 847-859, (2000).

Akarsu, I. ve Aydın, M., "Sinop-İnebolu-Küre-Kastamonu-Taşköprü-Boyabat-Durağan yerleşme merkezleri ile çevrili sahanın genel jeoloji raporu", ***NO: 1183***, ***T.P.A.O***, (1977).

Aleksandrowski, P., "Graphical determination of principal stress directions for slickenside lineation populations: an attempt to modify Arthaund's method", ***Journal of Structural Geology***, 7, 1, 73-82, (1985).

Angelier, J., "Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population", ***Tectonophysics***, 56, 3-4, T17-T26, (1979).

Angelier, J., "Tectonic analysis of fault slip data sets", ***Journal of Geophysical Research***, 89, NB7, 5835-5848, (1984).

Angelier, J., "Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress - III. A new rapid direct inversion method by analytical means", ***Geophysical Journal International***, 103, 2, 363-376, (1990).

Angelier, J. ve Mechler, P., "Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits", ***Bulletin de la Société Géologique de France*** 7, 1309-1318, (1977).

Armijo, R., Carey, E. ve Cisternas, A., "The inverse problem in microtectonics and the separation of tectonic phases
", ***Tectonophysics***, 82, 145-169, (1982).

Aydın, M., Demir, O., Serdar, H. S., Özaydin, S. ve Harput, B., "Tectono-sedimentary evolution and hydrocarbon potential of the Sinop-Boyabat Basin, North Turkey",Geology of the Black Sea Region, Erler, A., Tuncay, E., Bingöl, E. veÖrçen, S., ***General Directorate of Mineral Research and Exploration (MTA)***, Ankara, 254-263,(1995).

Aydın, M., Şahintürk, Ö., Serdar, H. S. ve Özçelik, Y., "Ballıdağ-Çangaldağı (Kastamonu) arasındaki bölgenin jeolojisi", ***Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni***, 29, 1-16, (1986).

Badgley, P. C., "Sinop Havzasının petrol olanakları", ***Petrol İşleri Genel Müdürlüğü***, (1959).

Blumenthal, M. M., "Gökırmak ve Karadeniz arasındaki Pontid silsilelerinin jeolojisi hakkında rapor", ***1067***, ***M.T.A.***, (1940).

Bott, M. P. H., "The mechanics of oblique-slip faulting", ***Geological Magazine*** 96, 109-117, (1959).

Carey-Gailhardis, E. ve Louis Mercier, J., "A numerical method for determining the state of stress using focal mechanisms of earthquake populations: application to Tibetan teleseisms and microseismicity of Southern Peru", ***Earth and Planetary Science Letters***, 82, 1-2, 165-179, (1987).

Delvaux, D. ve Sperner, B., "New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program", ***Geological Society, London, Special Publications***, 212, 1, 75-100, (2003).

Derman, A. S., Alişan, C. ve Özçelik, Y., "Himmetpaşa formation: A new Palynological age and stratigraphic significance", ***Geology of the Black Sea Region***, Ankara, General Directorate of Mineral Research and Exploration and Chamber of Geological Engineers, (1992).

Derman, A. S. ve Sayılı, A., "İnaltı formation: a key unit for regional geology", ***Geology of the Black Sea Region***, Ankara, M.T.A, (1995).

Doblas, M., "Slickenside kinematic indicators", ***Tectonophysics***, 295, 1-2, 187-197, (1998).

Ercan, T. ve Gedik, A., "Pontidlerdeki volkanizma", ***Jeoloji Mühendisliği*** 18, 3-22, (1983).

Eren, M. ve Kadir, S., "Colour origin of upper cretaceous pelagic red sediments within the Eastern Pontides, northeast Turkey", ***International Journal of Earth Sciences***, 88, 3, 593-595, (1999).

Etchecopar, A., Vasseur, G. ve Daignieres, M., "An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis", ***Journal of Structural Geology***, 3, 1, 51-65, (1981).

Fry, N., "Striated faults: visual appreciation of their constraint on possible paleostress tensors", ***Journal of Structural Geology***, 21, 1, 7-21, (1999).

Gedik, A., Ercan, T. ve Korkmaz, S., "Orta Karadeniz (Samsun-Sinop) havzasının jeolojiisi ve volkanik kayaçların petrolojisi", ***General Directorate of Mineral Research and Exploration (MTA) Bulletin***, 99/100, 33-50, (1984).

Gedik, A. ve Korkmaz, S., "Sinop havzasının jeolojisi ve petrol olanakları", ***Jeoloji Mühendisliği Dergisi***, 19, (1984).

Gedik, A., Özbudak, N., Iztan, H., Korkmaz, S. ve Ağrıdağ, D. S., "Sinop havzasının jeolojisi ve petrol olanakları ile ilgili ön sonuçlar", ***Türkiye Jeoloji Kurultayı 35***, Ankara, (1981).

Genç, S. C., "A Triassic large igneous province in the Pontides, northern Turkey: geochemical data for its tectonic setting", ***Journal of Asian Earth Sciences***, 22, 5, 503-516, (2004).

Gephart, J. W., "Stress and direction of slip on fault planes", ***Tectonophysics*** 8, 845-858, (1990).

Gorur, N., "Timing of opening of the Black-Sea basin", ***Tectonophysics***, 147, 3-4, 247-262, (1988).

Görür, N., Tuysuz, O., Aykol, A., Sakinc, M., Yigitbas, E. ve Akkok, R., "Cretaceous red pelagic carbonates of Northern Turkey - Their place in the openning history of the Black-Sea
", ***Eclogae Geologicae Helvetiae***, 86, 3, 819-838, (1993).

Görür, N., Şengör, A. M. C., Akkök, R. ve Yılmaz, Y., "Pontidlerde Neo-Tetis'in Kuzey kolunun açılmasına ilişkin sedimentolojik veriler", ***Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni***, C.26, 11-20, (1983).

Görür, N. ve Tüysüz, O., Eds, Petroleum geology of the southern continental margin of the Black Sea,, Regional and Petroleum geology of the Black Sea and surrounding region, ***American Association of Petroleum Geologists Memoir***.(1997).

Gürer, O. F., Kaymakçı, N., Çakır, S. ve Özburan, M., "Neotectonics of the southeast Marmara region, NW Anatolia, Turkey." ***Journal of Asian Earth Sciences*** 21(9): 1041-1051, (2003).

Hardcastle, K. C. ve Hills, L. S., "Brute3 and select: Quickbasic 4 programs for determination of stress tensor configurations and seperation of heterogeneous populations of fault-slip data", ***Computers & Geosciences***, 17, 1, 23-43, (1991).

Huang, Q., "Computer-based method to separate heterogeneous sets of fault-slip data into sub-sets", ***Journal of Structural Geology***, 10, 3, 297-299, (1988).

Kaymakçı, N., "Tectono-stratigraphical evolution of the Çankırı Basin (Central Anatolia, Turkey)", phD, ***Geologica Ultraiectina***, 247, (2000).

Kaymakçı, N., Rojay, B., Sanğu, E. ve Kaymakçı-Ertepınar, P., "Orta ve Doğu Pontidlerin Kretase-Tersiyer Jeodinamiği", ***ÇAYDAG-105Y146***, ***TUBİTAK***, (2007).

Kaymakçı, N., White, S. H. ve Vandijk, P. M., "Kinematic and structural development of the Çankiri Basin (Central Anatolia, Turkey): a paleostress inversion study", ***Tectonophysics***, 364, 1-2, 85-113, (2003).

Ketin, İ. ve Gümüş, A., "Sinop-Ayancık arasında III. Bölgeye dahil sahaların jeolojisi", ***No:288***, ***Türkiye Petrollai A.O.***, (1963).

Koç, A., "Remote sensing study of Sürgü fault zone (Malatya, Turkey)", M.Sc., ***Geodetic and Geographic Information Technologies METU***, 90, (2005).

Korkmaz, S., "Boyabat (Sinop) kuzeydoğusunun petrol yönünden jeolojik ve jeokimyasal incelemesi", Doktora Tezi, ***KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü***, 193, (1984).

Leren, B. L. S., "Late Cretaceous to Early Eocene sedimentation in the Sinop-Boyabat Basin, north-central Turkey: facies analysis of turbiditic to shallow-marine deposits", Phd, ***Department of Earth Science***, ***University of Bergen***, Bergen, Norway, 202, (2003).

Liesa, C. L. ve Lisle, R. J., "Reliability of methods to separate stress tensors from heterogeneous fault-slip data", ***Journal of Structural Geology***, 26, 3, 559-572, (2004).

Lillesand, M. ve Kiefer, R. W., "Remote Sensing and Image Interpretation, 4th edition ", ***John Wiley and Sons Inc.***, U.S.A, (1999).

Marshak, S. ve Mitra, G., "Basic Methods of Structural Geology ", ***Prentice Hall*** U.S.A, (1998).

Michael, A. J., "Determination of stress from slip data: faults and folds", ***Journal of Geophysical Research*** B89, 11517-11526, (1984).

Nemcok, M. ve Lisle, R. J., "A stress inversion procedure for polyphase fault/slip data sets", ***Journal of Structural Geology***, 17, 10, 1445-1453, (1995).

Nikishin, A. M., Korotaev, M. V., Ershov, A. V. ve Brunet, M. F., "The Black Sea basin: tectonic history and Neogene-Quaternary rapid subsidence modelling", ***Sedimentary Geology***, 156, 1-4, 149-168, (2003).

O'Leary, D. W., Friedman, J. D. ve Pohn, H. A., "Lineament, Linear, Lineation: Some Proposed New Standards for Old Terms ", ***Geological Society of America Bulletin*** 87, 1463-1469, (1976).

Okay, A. I., Sengor, A. M. C. ve Gorur, N., "Kinematic History of the Opening of the Black-Sea and Its Effect on the Surrounding Regions", ***Geology***, 22, 3, 267-270, (1994).

Okay, A. I. ve Şahintürk, Ö., Eds, Geology of the Eastern Pontides, Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region, ***American Association of Petroleum Geologists*** (1997).

Okay, A. I. ve Tuysuz, O., "Tethyan sutures of northern Turkey", ***Geological Society, London, Special Publications***, 156, 1, 475-515, (1999).

Okay, A. I., Tuysuz, O., Satir, M., Ozkan-Altiner, S., Altiner, D., Sherlock, S. ve Eren, R. H., "Cretaceous and Triassic subduction-accretion, high-pressure-low-temperature metamorphism, and continental growth in the Central Pontides, Turkey", ***Geological Society of America Bulletin***, 118, 9-10, 1247-1269, (2006).

Okay, A. I., Tüysüz, O., Satır, M. ve Eren, R. H., "Orta Pontidlerdeki Elekdağ Masifi'nin tektonik evrimi", ***YDABAG-101Y032***, ***TUBİTAK***, (2004).

Ortynski, L. ve Tromp, S. W., "Boyabat-Ekinveren bölgesinin jeolojisi", ***MTA mecmuası***, 3/28, 399-412, (1942).

Ozkan-Altiner, S. ve Ozcan, E., "Upper Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy from NW Turkey: calibration of the stratigraphic ranges of larger benthonic foraminifera", ***Geological Journal***, 34, 3, 287-301, (1999).

Özkan-Altıner, S. ve Özcan, E., "Mikrobiyofasiyes değişimleri: kalkerli nannofosil, planktonik ve bentik foraminifer integre zonasyonu", ***TÜBİTAK / YDABÇAG-69***, 167, (1997).

Petit, J. P., "Criteria for the Sense of Movement on Fault Surfaces in Brittle Rocks", ***Journal of Structural Geology***, 9, 5-6, 597-608, (1987).

Pollard, D. D., Saltzer, S. D. ve Rubin, A. M., "Stress inversion methods: are they based on faulty assumptions?", ***Journal of Structural Geology***, 15, 8, 1045-1054, (1993).

Reches, Z., "Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey the coulomb yield condition", ***Tectonics***, 6, 6, 849-861, (1987).

Saner, S., "Batı Pontidlerin ve komşu havzaların oluşumlarının levha tektoniği kuramı ile açıklanması, Kuzeybatı Türkiye", ***MTA Enstitüsü Dergisi***, 93/94, 1-19, (1980).

Sarı, A., "Boyabat (Sinop) kuzeydoğusunun petrol imkanlarının incelenmesi", Doktora tezi, ***Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü***, Ankara, 312, (1990).

Sarı, A., "Boyabat (Sinop) yöresi (Triyas-Kretase) birimlerinin organik fasiyes incelemesi", ***Türkiye Jeoloji Bülteni***, 35, 2, 111-118, (1994).

Sarı, A., "Boyobat (Sinop) Kuzeydoğusundaki Kretase yaşlı Çağlayan ve Gürsöku formasyonlarının tane boyu analizleri ve çökelme ortamları", ***İstanbul Üniversitesi Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi***, 9, 1-2, 21-32, (1995).

Sarıca, N., "Gökçeağaç (Kastamonu) yöresinde Kretase/Tersiyer sınırının planktik foraminiferlerle biyostratigrafik incelemsi", ***Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni***, 8, 329-345, (1993).

Sengor, A. M. C. ve Yilmaz, Y., "Tethyan evolution of Turkey - A plate tectonic approach", ***Tectonophysics***, 75, 3-4, 181-241, (1981).

Sesören, A., "Uzaktan algılamada temel kavramlar", ***Mart Matbaacılık***, İstanbul, (1999).

Sonel, N., Sarı, A., Coşkun, B. ve Tozlu, E., "Boyabat (Sinop) Havzası Ekinveren Fayının petrol aramalarındaki önemi", ***Türkiye Jeoloji Bülteni***, 32, 39-49, (1989).

Sperner, B. ve Zweigel, P., "A plea for more caution in fault-slip analysis", ***Tectonophysics***, 482, 1-4, 29-41, (2010).

Sütçü, Y. F., Barkut, M. Y., Bilginer, E., Kurt, Z. ve Pehlivan, S., "Boyabat-Vezirköprü arasının jeolojisi", ***9884***, ***Maden Teknik Arama Genel Müdürlüğü***, (1994).

Şengör, A. M. C., "The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurosia", ***Geol. Soc. Am. Spec. paper***, 195, 77, (1984).

Şengün, M., Keskin, H., Akçören, F., Altun, İ., Sevin, M., Akat, U., Armağan, F. ve Acar, Ş., "Kastamonu yöresinin jeolojisi ve Paleotetis'in evrimine ilişkin jeolojik sınırlamalar", ***Türkiye Jeoloji Bülteni***, C.33, 1-16, (1990).

Tuysuz, O., "Geology of the Cretaceous sedimentary basins of the Western Pontides", ***Geological Journal***, 34, 1-2, 75-93, (1999).

Tüysüz, O., "Karadeniz Pontus Euxinus",Türkiye Denizlerinin ve Çevre Alanlarının Jeolojisi, Görür, N., İstanbul, 23-129,(1998).

Tüysüz, O., Aksay, A. ve Yiğitbaş, E., "Batı Karadeniz Bölgesi Litostratigrafi Birimleri", Ankara, (2004).

Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, T. ve Tarı, U., "Batı Karadeniz bölgesinin tektonik birliklerinin ayrıdı ve 1:500.000 ölçekli jeoloji haritasının hazırlanması", ***TÜBİTAK***, (1997).

Tüysüz, O., Yiğitbaş, E. ve Serdar, H. S., "Orta Pontidlerin erken Mesozoyik evrimine bir yaklaşım: Paleo-Tetis / Karakaya kenar denizi problemi", ***Türkiye 8. Petrol Kongresi***, Hilton-Ankara, (1990a).

Tüysüz, O., Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E. ve Serdar, H. S., "Orta Pontidlerde Üst Jura-Alt Kretase stratigrafisi ve tektonik anlamı", ***Türkiye 8. Petrol Kongresi***, Hilton-Ankara, (1990b).

Twiss, R. J. ve Unruh, J. R., "Analysis of fault slip inversions: Do they constrain stress or strain rate?", ***Journal of Geophysical Research-Solid Earth***, 103, B6, 12205-12222, (1998).

Ustaomer, T. ve Robertson, A. H. F., "A Late Paleozoic Early Mesozoic marginal basin along the active southern continental - margin of Eurasia - evidence from the central pontides (Turkey) and adjacent regions", (1993).

Ustaömer, T. ve Robertson, A. H. F., "Late Palaeozoic marginal basin and subduction-accretion: the Palaeotethyan Kure Complex, Central Pontides, northern Turkey", ***Journal of the Geological Society***, 151, 2, 291-305, (1994).

Ustaömer, T. ve Robertson, A. H. F., "Tectonic-sedimentary evolution of the North-Tethyan margin in the Central Pontides of northern Turkey.",Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region, Robinson, A. G., ***American Association of Petroleum Geologists (AAPG)*** 255-290,(1997).

Wallace, R. E., "Geometry of shearing stress and relation to faulting", ***Journal of Geology*** 69, 118-130, (1951).

Yamaji, A., "The multiple inverse method: a new technique to separate stresses from heterogeneous fault-slip data", ***Journal of Structural Geology***, 22, 4, 441-452, (2000).

Yigitbas, E., Elmas, A. ve Yilmaz, Y., "Pre-Cenozoic tectono-stratigraphic components of the Western Pontides and their geological evolution", (1999).

Yiğitbaş, E., Tüysüz, O. ve Serdar, H. S., "Orta Pontidlerde Üst Kretase yaşlı aktif kıta kenarının jeolojik özellikleri", ***Türkiye 8. Petrol Kongresi***, Türkiye Petrol Jeologları Derneği, (1990).

Yılmaz, Y. ve Tüysüz, O., "Kastamonu-Boyabat-Vezirköprü-Tosya arasındaki bölgenin jeolojisi", ***7838***, ***M.T.A***, 275, (1984).

Yılmaz, Y. ve Tüysüz, O., "Kargı masifi ve dolaylarında Mesozoyik tektonik birliklerinin düzenlenmeleri sorununa bir yaklaşım", ***TPJD Bülteni***, 1/1, 73, (1988).

Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, Ş. C. ve Şengör, A. M. C., Eds, Geology and Tectonic Evolution of the Pontides, Regional and petroleum geolgy of the Black Sea and surrounding region, ***AAPG Memoir***.(1997).

EKLER

EK-1 Taşköprü-Durağan ve çevresinin jeoloji haritası
EK-1 Taşköprü-Durağan ve çevresinin jeoloji enine kesitleri

ÖZGEÇMİŞ

1975 yılında Ankara'da doğdu. İlk, orta ve lise öğrenimini Ankara'da tamamladı. 1994 yılında girdiği Kocaeli Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nden 1998 yılında Jeoloji Mühendisi olarak mezun oldu. 1998-2001 yılları arasında, Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda Yüksek Lisans öğrenimini tamamladı. 2001yılından beri Kocaeli Üniversitesi Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde Araştırma Görevlisi olarak görev yapmaktadır.