ANKARA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

DOKTORA TEZİ

ARAS FAY ZONUNUN (PARSABAD-HÜDAFERİN, KB İRAN) YAPISAL ANALİZİ, MORFOTEKTONİĞİ VE PALEOSİSMOLOJİSİ

Reza SABER PIRIVATLOU

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

ANKARA
2022

Her hakkı saklıdır

ÖZET

Doktora Tezi

ARAS FAY ZONUNUN (PARSABAD-HÜDAFERİN, KB İRAN) YAPISAL ANALİZİ, MORFOTEKTONİĞİ VE PALEOSİSMOLOJİSİ

Reza SABER PIRIVATLOU

Ankara Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Prof. Dr. Veysel IŞIK

İran, Alp-Himalaya Orojenez Kuşağı içerisinde jeolojik açıdan özel öneme sahiptir. Aras Fay Zonu (AFZ) KB İran ile Azerbaycan sınırında yer alan aktif sol yanal doğrultu atımlı fay zonu olup KD-GB yönelimiyle yaklaşık 240 km uzunluğa ve 0,6 km ile ~35 km genişliğe sahiptir. AFZ, farklı uzunluk ve genişliklerde olan Aras Ana Fayı, Horadiz, Hüdaferin, Aslanduz ve Asadkandi fay kollarından oluşmuştur. Aras drenaj havzasında göreceli tektonik aktivite değerlendirmesi, tektonik aktivite etkisinin, erozyonel süreçlere nazaran, orta- yüksek (Sınıf 1, 2 ve 3) olduğunu ve genellikle ana fay zonları ile ilişkili olduğunu göstermektedir. Zonun güneybatı ve orta kesimleri Sınıf 1 ve 2 (çok yüksek ve yüksek) tektonik aktivite gösterirken, kuzeydoğu ve doğu kesimleri Sınıf 3 ve 4 (orta-düşük) tektonik aktivite sunmaktadır. Aras Ana Fayı ve Horadiz fay kollarında tektonik aktivitenin diğer fay kollarına nazaran daha yüksek olup havzanın güneybatısından kuzeydoğusuna doğru göreceli tektonik aktivitede azalma görünmektedir. Havzadaki yükselme oranı orta ve batı kesimlerde >0,5 mm/yıl, doğu kesimde ise <0,5 mm/yıl olarak hesaplanmıştır.

Paleostres analiz sonuçları, bölgenin KKD-GGB ve KD-GB yönelimli sıkışma rejiminde gelişmiş olup doğrultu atımlı, sıkışmalı doğrultu atımlı ve yanal sıkışma tektonik rejimlerinden etkilendiğini vurgulamıştır. Alanda doğrultu atımlı bölümlenme miktarı %33-41 olup yanal sıkışmalı sistemindeki yanal basit makaslama bileşeninin %41'nin doğrultu atımlı faylar tarafından karşılandığını ortaya koymuştur. Paleosismoloji çalışmaları ile, AFZ'nin Holosen döneminde MÖ 3600-2400 ve 2050-750 yılları arasında en az 2 yıkıcı deprem meydana getirdiğini ortaya koymuştur. Sonuçlar, AFZ'de MÖ 750'den bu yana yüzey kırığı oluşturan bir deprem meydana gelmediğini, deprem tekrarlanma aralığı 1500 - 3000 yıl arasında olduğunu göstermiştir.

Kasım 2022, 185 sayfa

Anahtar Kelimeler: Fay segmenti, yapısal analiz, jeomorfik indis, paleosismoloji, aktif tektonik, Aras Fay Zonu, KB İran, Türk-İran Platosu

ABSTRACT

Ph.D. Thesis

STRUCTURAL ANALYSIS, MORPHOTECTONICS AND PALEOSEISMOLOGY OF ARAS FAULT ZONE (KHODAFARIN-PARSABAD, NW IRAN)

Reza SABER PIRIVATLOU

Ankara University
Graduate School of Natural and Applied Science
Department of Geological Engineering

Supervisor: Prof. Dr. Veysel IŞIK

Iran includes remarkable geological features within the Alpine-Himalayan Orogenic belt. The NE-SW striking left-lateral strike-slip Aras Fault Zone (AFZ) exhibits an approximately 240 km length and 0.6-~35 km width on the Iran and Azerbaijan border. The zone consists of the Aras Main, Horadiz, Khodafarin, Aslanduz and Asadkandi fault branches. Relative tectonic activity results revealed that the effect of tectonic activity in the Aras Drainage Basin is medium to high (Class 1, 2 and 3) and is associated with the main fault zones. Drainage basins in the southwest-central and northeast-east parts present Class 1 and 2 (very high and high) and Class 3 and 4 (medium-low) tectonic activity, respectively. The Aras Main and Horadiz faults show higher tectonic activity than the other fault branches. The uplift rate in the central and western parts is estimated as >0.5 mm/year, whereas it is <0.5 mm/year in the eastern part, indicating a decrease in relative tectonic activity from southwest to northeast of the drainage basin.

Paleostress analysis emphasized that the study area is dominated by NNE-SSW and NE-SW oriented compressional strike-slip, compressional strike-slip and transpressional tectonic regimes. The amount of strike-slip partitioning is determined as 33–41%, indicating that at least 41% of the total wrench component has been accommodated by strike-slip faulting. Paleoseismolocal studies have revealed that at least two large earthquakes occurred between 3600-2400 BC and 2050-750 BC. The results emphasize no surface rupture related to large earthquakes since 750 BC, suggesting the earthquake recurrence interval between 1500 and 3000 years.

November 2022, 185 pages

Key Words: Fault segment, structural analysis, geomorphic indice, paleoseismology, active tectonics, Aras Fault Zone, NW Iran, Turkish-Iranian Plateau

TEŞEKKÜR

Yüksek lisans ve doktora tez çalışmalarım sırasında daima sabır ve hoşgörü ile kıymetli bilgi, birikim ve tecrübelerinin yanı sıra tüm manevi ve maddi imkanlarıyla bana yol gösterici ve destek olan, bana bilimsel ve etik çerçevesinde araştırma ve yayın yapmayı öğreten ve ilgisini ve önerilerini göstermekten kaçınmayan, güler yüzünü ve samimiyetini benden esirgemeyen değerli danışman hocam sayın Prof. Dr. Veysel IŞIK (Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı)'a sonsuz teşekkür ve saygılarımı sunarım.

Tez çalışmamın son şeklini almasında değerli bilgi ve önerileriyle katkıda bulunan tez jürisi üyeleri hocalarım Sayın Prof. Dr. Gürol SEYİTĞLU (Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı)'ya, Sayın Prof. Dr. Bülent KAYPAK (Ankara Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı)'a, Sayın Prof. Dr. Yaşar EREN (Konya Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı)'e ve Sayın Doç. Dr. Erman ÖZSAYIN (Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı)'a,

Tüm çalışmalarım boyunca her zaman yanımda olan ve tüm içtenliğiyle sınırsız yardımını ve desteğini esirgemeyen değerli arkadaşım Dr. Ayşe ÇAĞLAYAN (Çevre ve Şehircilik Bakanlığı, Mekânsal Planlama Genel Müdürlüğü, Yer Bilimsel Etüt Dairesi Başkanı)'a,

Tez çalışmam sürecinde desteklerini gördüğüm Aycan GÜNAY (Ankara Üniversitesi, Doktora Öğrencisi)'a, Marjan TOURANI (Ankara Üniversitesi, Doktora Öğrencisi)'ye, Harun ÜNAL (Geomek Mühendislik)'a ve Öykü ARSLAN (Jeoloji Mühendisi)'a,

Bana verdiği tüm neşe, huzur ve sevgisinden dolayı sevgili Güneş RA'ya,

Beni bu günlere sevgi ve saygı kelimelerinin anlamlarını bilecek şekilde yetiştirerek getiren ve benden hiçbir zaman maddi ve manevi desteğini esirgemeyen bu hayattaki en büyük varlığım olan aileme içten saygı ve teşekkürlerimi sunarım.

Reza SABER PIRIVATLOU
Ankara, Kasım 2022

İÇİNDEKİLER

TEZ ONAY SAYFASI
ETİK ..... **i**
ÖZET ..... **ii**
ABSTRACT ..... **iii**
TEŞEKKÜR ..... **iv**
ŞEKİLLER DİZİNİ ..... **viii**
ÇİZELGELER DİZİNİ ..... **xiii**
1. GİRİŞ **1**
1.1 Tezin Amacı ve Çerçevesi **9**
1.2 Metod ve Veri Alınması **11**
1.3 Öncel Çalışmalar **13**
2. İRAN'IN COĞRAFYASI, BÖLGESEL JEOLOJİSİ VE TEKTONİĞİ **18**
2.1 Coğrafya ve İklim **18**
2.2 İran'ın Tektoniği **21**
2.2.1 Arap-Avrasya çarpışması **21**
2.2.2 Arap-Avrasya çarpışmasının başlangıç tarihi **25**
2.2.3 İran'ın yapısal zonları **26**
2.2.4 İran'ın deformasyon alanları **30**
2.2.5 İran'ın depremselliği **31**
3. ARAS FAY ZONU **37**
3.1 Litoloji **38**
3.1.1 Jura birimleri **38**
3.1.2 Kretase birimleri **39**
3.1.3 Paleosen birimleri **39**
3.1.4 Eosen birimleri **39**
3.1.5 Intrüzif birimler (Oligosen) **40**
3.1.6 Oligo-Miyosen birimleri **41**
3.1.7 Pliyo-Kuvaterner ve Kuvaterner birimler **41**
3.2 Yapısal Analiz **41**
3.2.1 Tanımsal analiz **41**
3.2.2 Kinematik ve dinamik analiz **48**
3.2.3 Streyn bölümlenmesi **77**

3.3 Tektonik Jeomorfoloji 80
3.3.1 Morfotektonik 81
3.3.1.1 Dere ötelenmeleri 85
3.3.1.2 Çizgisel vadiler 86
3.3.1.3 Kapama sırtları 86
3.3.1.4 Basınç sırtları 86
3.3.1.5 Fay sarplıkları 87
3.3.1.6 Çöküntü gölleri 88
3.3.1.7 Başsız dereler 88
3.3.2 Kuantitatif analiz 92
3.3.2.1 Akarsu uzunluk-gradyan indeksi (Sl) 93
3.3.2.2 Hipsometrik eğri/ integral (Hi) 97
3.3.2.3 Vadi tabanı genişliği–vadi yüksekliği oranı (Vf) 100
3.3.2.4 Dağ cephesi sinüslüğü (Smf) 103
3.3.2.5 Normalize edilmiş diklik indeksi (Ksn) 106
3.3.2.6 Drenaj havzası asimetrisi (Af) 109
3.3.2.7 Drenaj havzası şekli (Bs) 111
3.3.2.8 Aktif tektonik indeksi (IAT) ve analitik hiyerarşi prosesi (AHP) 112
3.4 Paleosismolojik Çalışmalar 118
3.4.1 Paleosismolojik çalışma yöntemleri 118
3.4.2 Paleosismolojik çalışma aşamaları 119
3.4.2.1 Hendek yeri seçimi 119
3.4.2.2 Hendek kazısı çalışması 120
3.4.2.3 Yaşlandırma çalışmaları 122
3.4.3 AFZ'de hendek yeri belirleme çalışmaları 123
3.4.4 Açılan hendeklerin özellikleri 126
3.4.4.1 Hendek 1 126
3.4.4.2 Hendek 2 129
3.4.4.3 Hendek 3 132
3.4.4.4 Hendek 4 134
4.TARTIŞMA 137
4.1 Morfometrik İndisler 137
4.2 AFZ'nun Morfotektoniği 145
4.3 AFZ'nun Geometrisi 146

4.4 Tektonik Rejim **147**
4.5 Paleosismolojik Yorumlar **151**
4.6 AFZ'nun Yapısal Evrimi **152**
5. SONUÇLAR **157**
KAYNAKLAR **160**
ÖZGEÇMİŞ **179**

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1 İran ve komşu ülkelerinin (a) orojenik kuşaklar ve levha içi deformasyon bölgeler ile ilişkili ana fay sistemleri, kalın çizgi levha sınırlarını göstermektedir, (b) Avrasya levhası sabit tutulduğunda Afrika-Arap levhasında GPS hız vektörlerinin yönelimi ve hız oranını gösteren harita ve (c) tarihsel ve aletsel dönem sismik aktivite haritası. 3

Şekil 1.2 Fayların göreceli hareketine göre sınıflaması. (a) Eğim atımlı faylar, (b) Doğrultu atımlı faylar, (c) Verev atımlı fay 5

Şekil 1.3 Dünyadaki ana doğrultu atımlı fay zonlarının yerlerini gösterir harita 6

Şekil 1.4 (A ve B) Aras Fay Zonunun dünyada ve bölgedeki konumu gösteren haritalar, (B) Aras Fay Zonunun sadeleştirilmiş geometrisini gösteren harita 10

Şekil 2.1 İran'ın topoğrafik haritası 18

Şekil 2.2 NUVEL1-A levha hızlarını gösteren şekil 22

Şekil 2.3 Alp-Himalaya orojenik kuşağının yatay hız verileri 22

Şekil 2.4 Arap levhasının Avrasya'ya yakınlaşmasını gösteren harita 24

Şekil 2.5 Neotetis'in evrimini ve Kızıldeniz'in açılması ile Arap ve Avrasya çarpışması arasındaki ilişkiyi gösteren haritalar 26

Şekil 2.6 (A) İran, Türkiye ve civardaki ülkelerin levhalar içerisindeki konumları (B) KB Iran ve civarında yer alan aktif fayların konumları 27

Şekil 2.7 İran'ın önemli fay zonlarını gösteren harita 32

Şekil 2.8 İran'ın tarihsel ve aletsel dönemleri depremselliğini gösteren harita 33

Şekil 2.9 İran genelinde önemli fay zonları üzerinde meydana gelen depremlerin odak mekanizma çözümlerini gösteren harita 34

Şekil 2.10 (A, B) Kuzeybatı İran ve çevresindeki alanların levha sınırlarını ve ana tektonik özelliklerini gösteren haritalar 35

Şekil 3.1 Aras Fay Zonu ve yakın çevresinin sadeleştirilmiş jeoloji haritası 40

Şekil 3.2 Aras Fay Zonunun geometrisini gösteren yapısal harita 43

Şekil 3.3 AFZ genelinde fay zonunun etkilediği alanları gösteren şekil 44

Şekil 3.4 AFZ ve ona ait fay kollarının arazi görünümleri 45

Şekil 3.5 AFZ boyunca farklı fay kolları üzerinde yer alan morfotektonik belirteçleri ve belirlenen dere ötelenmeleri gösteren şekil 46

Şekil 3.6 AFZ boyunca farklı fay kolları üzerinde morfotektonik belirteçler ve belirlenen dere ötelenmelerini gösteren şekil 48

Şekil 3.7 Alan 1 'e ait jeoloji haritası 49

Şekil 3.8 Alan 1'de farklı yaş ve litolojiye sahip birimlerin görünümü 50

Şekil 3.9 Alan 1'de eski taraça çökelleri ile genç taraça ve yelpaze çökelleri arasında açısal uyumsuzluğun görünümü 50
Şekil 3.10 AFZ üzerinde Alan 1, Gözlem 1'de alınan kayma düzlemleri ve kayma çiziklerinin kinematik ve paleostres analizi 51
Şekil 3.11 AFZ üzerinde Alan 1, Gözlem 2'de alınan kayma düzlemleri ve kayma çiziklerinin kinematik ve paleostres analizi 52
Şekil 3.12 AFZ üzerinde Alan 1, Gözlem 3'de alınan kayma düzlemleri ve kayma çiziklerinin kinematik ve paleostres analizi 53
Şekil 3.13 Alan 2 'ye ait jeoloji haritası 54
Şekil 3.14 Alan 2'de eski taraça çökelleri ile genç alüvyonların arazi görünümü 55
Şekil 3.15 AFZ üzerinde Alan 2, Gözlem 4'de alınan kayma düzlemleri ve kayma çiziklerinin kinematik ve paleostres analizi 56
Şekil 3.16 AFZ üzerinde Alan 2, Gözlem 5'de alınan kayma düzlemleri ve kayma çiziklerinin kinematik ve paleostres analizi 57
Şekil 3.17 Alan 3 'e ait jeoloji haritası 58
Şekil 3.18 Alan 3'de Pliyosen ve Kuvaterner yaşlı birimler arasındaki dokanak 59
Şekil 3.19 Alan 3'de Kuvaterner yaşlı çökellerin içyapısı. Faylanma nedeniyle tabakalardaki dikleşmeler dikkat çekicidir 59
Şekil 3.20 AFZ üzerinde Alan 3, Gözlem 6'da alınan kayma düzlemleri ve kayma çiziklerinin kinematik ve paleostres analizi 60
Şekil 3.21 AFZ üzerinde Alan 3, Gözlem 7'de alınan kayma düzlemleri ve kayma çiziklerinin kinematik ve paleostres analizi 61
Şekil 3.22 AFZ üzerinde Alan 3, Gözlem 8'de alınan kayma düzlemleri ve kayma çiziklerinin kinematik ve paleostres analizi 62
Şekil 3.23 Alan 4 'e ait jeoloji haritası 63
Şekil 3.24 Alan 4'de gölsel çökeller ile taraça ve yelpaze çökellerinin görünümü 64
Şekil 3.25 Alan 4'de Miyosen yaşlı kayaların içyapısını gösteren arazi görüntüsü Tabakalarda yüksek tiltlenmeler ve kırık/fay oluşumu dikkat çekicidir 64
Şekil 3.26 AFZ üzerinde Alan 4, Gözlem 9'da alınan kayma düzlemleri ve kayma çiziklerinin kinematik ve paleostres analizi 65
Şekil 3.27 AFZ üzerinde Alan 4, Gözlem 10'da alınan kayma düzlemleri ve kayma çiziklerinin kinematik ve paleostres analizi 66
Şekil 3.28 AFZ üzerinde Alan 4, Gözlem 11'de alınan kayma düzlemleri ve kayma çiziklerinin kinematik ve paleostres analizi 67
Şekil 3.29 AFZ üzerinde Alan 4, Gözlem 12'de alınan kayma düzlemleri ve kayma çiziklerinin kinematik ve paleostres analizi 68
Şekil 3.30 Alan 5'de Oligo-Miyosen yaşlı kayaların içyapısını gösteren arazi görünümü 69
Şekil 3.31 Alan 5 'e ait jeoloji haritası 70

Şekil 3.32 Alan 5'de fay düzlemlerinin görünümleri....71
Şekil 3.33 AFZ üzerinde Alan 5, Gözlem 13'de alınan kayma düzlemleri ve kayma çiziklerinin kinematik ve paleostres analizi....72
Şekil 3.34 AFZ üzerinde Alan 5, Gözlem 14'de alınan kayma düzlemleri ve kayma çiziklerinin kinematik ve paleostres analizi....73
Şekil 3.35 AFZ üzerinde Alan 5, Gözlem 15'de alınan kayma düzlemleri ve kayma çiziklerinin kinematik ve paleostres analizi....74
Şekil 3.36 (A) AFZ'de gelişen sintetik ve antitetik fayların arazi görünümü....75
Şekil 3.37 (A) GPS hız vektörü ile AFZ'nin genel doğrultuları arasındaki açı miktarını gösteren şekil....78
Şekil 3.38 Aras Drenaj Havzasının 30 m çözünürlüklü sayısal yükseklik modellerinden elde edilen haritalar....81
Şekil 3.39 Dere ötelenmesi (sol) ve çizgisel vadilerin (sağ) şematik görünümleri....86
Şekil 3.40 Kapama ve basınç sırtlarının şematik görünümü....87
Şekil 3.41 Farklı fay mekanizmalarında fay sarplığı gelişiminin örnekleri, (A) Normal fay, (B) Ters/Bindirme fayı, (C) Doğrultu atımlı fay....87
Şekil 3.42 Çöküntü gölleri ve başsız derelerin şematik görünümleri....88
Şekil 3.43 AFZ boyunca uydu görüntülerinden (Google Earth) tespit edilen bazı morfotektonik belirteçleri gösteren şekil....89
Şekil 3.44 AFZ boyunca uydu görüntülerinden (Google Earth) tespit edilen bazı morfotektonik belirteçleri gösteren şekil....90
Şekil 3.45 AFZ boyunca uydu görüntülerinden (Google Earth) tespit edilen bazı morfotektonik belirteçleri gösteren şekil....91
Şekil 3.46 Akarsu uzunluk-gradyan indeksi (Sl) değerinin hesaplama yönteminin şematik görünümü....94
Şekil 3.47 Akarsu uzunluk-gradyan indeksi (Sl) değerinin sonuçlarını gösteren harita....96
Şekil 3.48 Aras Drenaj Havzası boyunca seçilen derelerin profili ile akarsu uzunluk-gradyan indeksi (Sl) değerlerinin karşılaştırılmasını gösteren şekil....97
Şekil 3.49 Hipsometrik eğri/integral hesaplama yöntemini gösteren şematik şekil....98
Şekil 3.50 Aras Drenaj Havzası boyunca hipsometrik integral (Hi) değerlerinin dağılımını gösterir harita....100
Şekil 3.51 Vadi tabanı genişliği–vadi yüksekliği oranı (Vf) değerinin hesaplama yöntemini gösteren şematik şekil....101
Şekil 3.52 Aras drenaj havzası boyunca Vadi taban genişliği-vadi yükseklik oranı (Vf) değerlerinin dağılımı....102
Şekil 3.53 Dağ cephesi sinüslüğü oranı (Smf) değerinin hesaplama yöntemini gösteren şematik şekil....104

Şekil 3.54 Vf ve Smf değerlerinin karşılaştırılması 106
Şekil 3.55 Normalize edilmiş diklik indeksi (Ksn) 107
Şekil 3.56 (A) Aras Drenaj Havzası boyunca normalize edilmiş diklik indeksi (Ksn) değerlerinin dağılımı, (B) Her bir litoloji türü için Ksn değerlerinin Whisker-and-box tablosu 108
Şekil 3.57 Drenaj havzası asimetri faktörü (Af) değerinin hesaplanması yöntemini gösteren şematik şekil 109
Şekil 3.58 Aras Drenaj Havzası boyunca asimetri faktörü (Af) sınıflarının dağılımı ve tiltleşme yönünü gösteren harita 110
Şekil 3.59 Havza şekli (Bs) değerinin hesaplama yöntemini gösteren şematik şekil 111
Şekil 3.60 Aras Drenaj Havzası boyunca havza şekli (Bs) indislerinin dağılımını gösteren harita 112
Şekil 3.61 Aras Drenaj Havzasında (A) Aktif Tektonik indeksi (IAT) ve (b) Analitik Hiyerarşi Prosesi (AHP) sonuçlarının dağılımını gösteren harita 117
Şekil 3.62 Paleosismoloji çalışmalarında aktif fayları belirlemede uygulama örnekleri. 119
Şekil 3.63 Farklı hendek türlerini gösteren şekil. 120
Şekil 3.64 Hendek çalışmalarından görünümler 121
Şekil 3.65 Bir organik kalıntıda 14C'ün yarılanma ömrü esas alınarak hesaplanması 123
Şekil 3.66 Paleosismoloji çalışmaları kapsamında AFZ boyunca açılan hendeklerin konumlarını gösteren harita 124
Şekil 3.67 AFZ üzerinde kazı işlemlerinin yapılması 125
Şekil 3.68 AFZ üzerinde kazılan hendeklerin ve hendek duvarının temizlendikten sonra loglanıp incelenmesine dair bir örnek 125
Şekil 3.69 Hendek 1'in batı duvarının fotomozayik ve log görünümü 128
Şekil 3.70 Hendek 2'nin doğu duvarının fotomozayik ve log görünümü 130
Şekil 3.71 Hendek 3'ün batı duvarının fotomozayik ve log görünümü 133
Şekil 3.72 Hendek 4'ün batı duvarının fotomozayik ve log görünümü 136
Şekil 4.1 Aras Drenaj Havzası boyunca yükseklik profillerinin alındığı yerleri gösteren harita. Mavi çizgiler kesitlerin alındığı yerleri, beyaz kesikli çizgi ise GPS ölçümlerinin alındığı hattı göstermektedir 141
Şekil 4.2 AHP ve IAT sonuçları ile topoğrafik profiller (a-e) ve yapısal unsurları gösteren enine kesitler 142
Şekil 4.3 AFZ boyunca günümüzdeki yapısal ve morfolojik durumunu gösteren şematik 3B şekil 144

Şekil 4.4 AFZ'de incelenen her bir alanın stres rejimi indeks değerlerinin derlenmesi.....148
Şekil 4.5 (A) Çalışma alanı boyunca kinematik ve paleostres analiz sonuçlarından elde edilen sıkışma eksenlerinin (ince siyah oklar) yönlerini gösteren harita.....150
Şekil 4.6 AFZ üzerinde kazılan hendeklerden alınan örneklerin OxCal v4.4. programını kullanılarak kalibre edilmesi ve AFZ'da tespit edilen depremlerin yaş aralığını gösteren grafik.....152
Şekil 4.7 (A-C) Geç Tortoniyen, geç Pliyosen-erken Pleyistosen ve Holosen dönemlerinde fayların yapısal özellikleri ve havzaların gelişimini gösterir haritalar.....155

ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 1.1 Yanal atımlı fayların sınıflandırılması ve tanıtımı 7
Çizelge 2.1 KB İran'da en önemli tarihsel ve aletsel depremlerin listesi 36
Çizelge 3.1 Kinematik analiz sonuçlarının detaylı bilgilerini gösteren çizelge 77
Çizelge 3.2 Tektonik ile ilişkili gelişen belirteçler 83
Çizelge 3.3 Tez çalışmasında kullanılan indislerin genel tanımları 93
Çizelge 3.4 Dağ cephesi sinüslüğü indeksi (Smf) sonuçları 105
Çizelge 3.5 Tez çalışmasında kullanılan jeomorfik indislerin önem sırasına göre hazırlanan ağırlık matris tablosu 114
Çizelge 3.6 Tez çalışmasında elde edilen değerlerin sınıflandırılmasını 115
Çizelge 4.1 AFZ'de hendeklerden toplanan örnekler için radyokarbon yaşı verilerinin analitik sonuçları 151

1. GİRİŞ

Türkiye ve İran, Alp-Himalaya Orojenez Kuşağı içerisinde özel bir öneme sahiptir (Şekil 1A). Neo-Tetis Okyanusu'nun kapanmaya başladığı/kapandığı Üst Kretase'den beri Türkiye, İran ve çevresi karmaşık deformasyon tarihçesi gösterir (Örn. Şengör ve Yılmaz 1981, Berberian ve King 1981, Jackson ve McKenzie 1984, Jackson 1992, Okay ve Tüysüz 1999). Türkiye'nin Güneydoğusu boyunca Arap/Afrika levhasının Avrasya levhası ile çarpışması ve Neo-Tetis Okyanusu'nun Orta Miyosen'de kapanması, Türkiye'de Paleo-tektonik dönemin sona erdiği ve Neo-tektonik dönemin başladığı zaman olarak yorumlanır (McKenzie 1972, Şengör vd. 1985, Bozkurt 2001). Neo-tektonik dönem, Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ve Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) olarak adlandırılan iki ana fay zonu ile bu fay zonları ile ilişkili Anadolu (Mikro-) Levhasının gelişimi ile temsil olur (Örn. Şengör vd. 1985). Tektonik kaçma modelinde (Şengör vd. 1985) sağ ve sol yanal doğrultu atımlı ana fayların tek noktada buluştuğuna dayalı görüşün aksine, eşkenardörtgen benzeri (rhomboidal) hücre gelişimi ile Bitlis-Zagros ardülkesinde (hinterland) deformasyonu açıklayan modelde (Seyitoğlu vd. 2018) aynı hat üzerinde bulunan hücre kenarlarına dayanarak bölgesel ana makaslama zonları tanımlanmıştır. Benzer şekilde güneybatı İran boyunca Arap Levhası'nın Avrasya Levhası ile çarpışması Zagros Dağlarının oluşumuna ve Ana Zagros Kıvrım-Bindirme Kuşağı (Main Zagros Fold and Thrust Belt) dışında pek çok fay zonunun (Örn. Tebriz Fay Zonu, Aras Fay Zonu) gelişimine sebebiyet vermiştir.

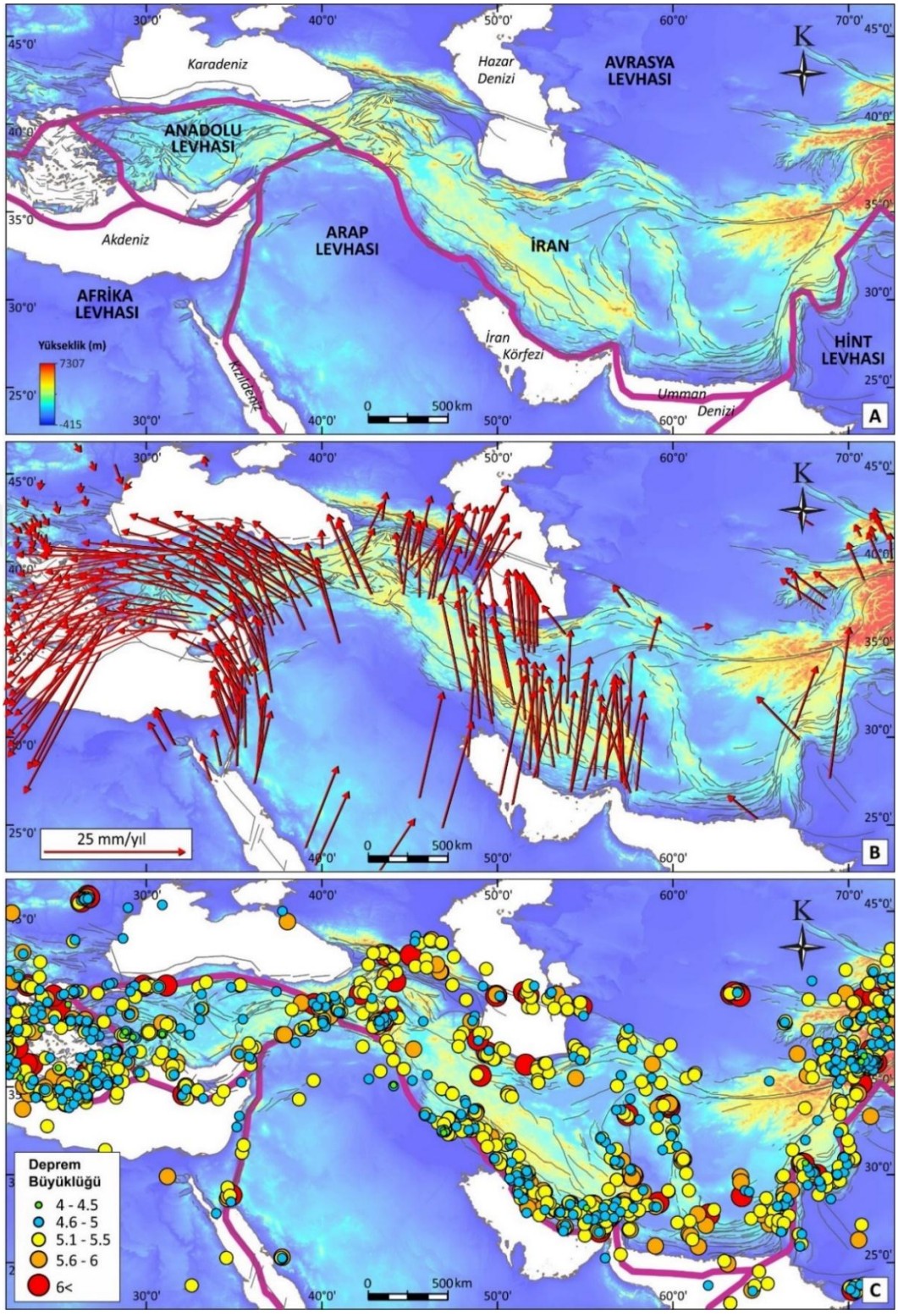
Türk-İran Platosunda çarpışmadan sonra gelişen yapılar sağ ve sol yönlü doğrultu atımlı faylar, K-G doğrltulu normal faylar, D-B yönlü bindirmeler/ters faylar olarak tanımlanmıştır (Şengör vd. 1985). Copley ve Jackson (2006) ise ana yapıların sağ ve sol yönlü doğrultu atımlı faylar, K-G normal faylar ve dönen bloklar ile açıklamışlardır. Karakhanian vd. (2004) ise sınırlı sayıda sol yanal faylar tanımlamış olmasına rağmen, baskın olarak sağ yanal fayların geliştiğini ifade etmiştir. Barka ve Reilinger (1997 ise ilk defa sol yanal Kuzeydoğu Anadolu Fayı ile sağ yanal KAFZ arasında KD Anadolu Bloğunun doğuya hareketini göstermiştir. Ayrıca sol yanal Aras Fayı ile sağ yanal Tebriz Fayı arasında tanımladığı Ahar Bloğunun doğuya doğru hareketini önermiştir. Günümüz GPS verileri Arap ve Avrasya Levhalarının yılda 25 mm'ye ulaşan hızla

harekete sahip olduğunu göstermektedir (Örn. McClusky vd. 2003, Djamour vd. 2011) (Şekil 1B).

Neo-tektonik açıdan İran, Batı Avrupa'dan güneydoğu Asya'ya yaklaşık 10.000 km boyunca uzanan Alp-Himalaya orojenik kuşağına ait aktif kıta içi çarpışma bölgesidir. Orojenezin gelişimi batıda Afrika ve Avrupa levhalarının çarpışması (Cisternas ve Philip 1997) ve doğuda ise Hindistan ile Asya levhalarının çarpışması ile bağlantılıdır.

İran'ı temelde güney, orta ve kuzey kesim kapsamında üç ana jeolojik birimlere ayırmak olasıdır. Güney kesim, Arap Levhası olarak bilinen ve Zagros Kuşağını da içeren güney birimdir. Orta kesim, Avrasya Levhası'nın güney kenarında sıkışmış/yığılmış mikro blok olarak tanımlanan merkezi birimdir. Bu birim, Zagros'un kuzeyinde yer alan Sanandaj-Sirjan metamorfik zonu, doğuda Orta İran ve Lut blokları, kuzeyde Elburz dağ kuşağı ile sınırlıdır. Kuzey kesim ise Avrasya Levhası'nda Kopet Dağ ve Turan Bloğu'ndan oluşmaktadır (Örn. Solaymani Azad 2009).

İran'ın tüm jeolojik/jeodinamik evrimi, Arap, Avrasya ve Hint Levhalarının göreceli hareketleri tarafından kontrol edilir; güneyde Zagros ve kuzeyde Elburz dağlarının oluşumuna sebep olan Arap ve Avrasya Levhalarının çarpışmasıdır (Nilforoushan vd. 2003, Vernant vd. 2004). K-G uzanımlı Sistan Dağlarının oluşumu, Lut Bloğunun dönmesi ve dolaylı olarak Makran-Beluçistan Yayının, Arap Denizi ile paralel konuma gelmesi ise Hint ve Avrasya Levhalarının çarpışmasıdır.



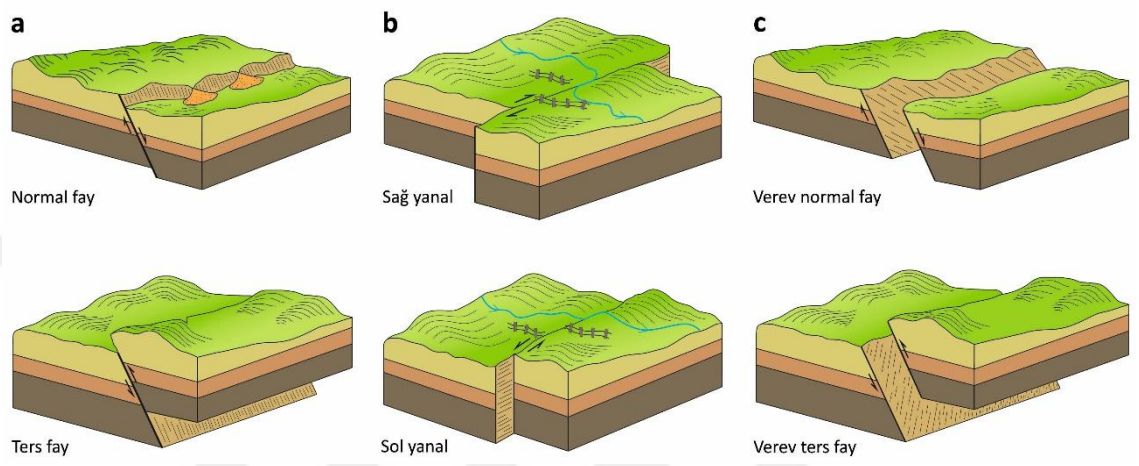
Şekil 1.1 İran ve komşu ülkelerinin (A) orojenik kuşaklar ve levha içi deformasyon bölgeler ile ilişkili ana fay sistemleri, kalın çizgi levha sınırlarını göstermektedir, (B) Avrasya levhası sabit tutulduğunda Arap Levhası'nda GPS hız vektörlerinin yönelimi ve hız oranını gösteren harita ve (C) sismik aktivite haritası (IRIS kataloğu).

Faylar, gevrek deformasyon mekanizmalarının egemen olduğu kırıklar olup kırık duvarlarına paralel yer değiştirmeyi temsil eder. Literatürde makaslama kırıklarını (Mod II, Mod III) fay olarak nitelendirilse de makaslama kırıkları ile fayları ayrı değerlendirmek yaygınca benimsenmektedir. Faylar, düzlemsel yapılar olup bu düzlemler elips bir çerçeveye sahiptir. Faylanmanın gelişimi değişen boyutlardadır ve santimetrelerden yüzlerce kilometreye kadar değişir. Faylanma ile oluşan toplam yer değiştirme fay uzunluğuna bağlıdır. Buna göre fayın boyutu ne kadar uzunsa toplam yer değiştirme de o kadar fazladır. Fay düzlemleri gerçekte kompleks oluşumlara ev sahipliği ederler. Düzlemlerin eğimleri değişen eğim açılarda olabilir. Eğimli düzlemin üzerindeki blok tavan blok, altındaki düzlem ise taban blok olarak tanımlanır. Blokların göreceli hareketi düzlem üzerinde ve düzleme yakın bloklarda farklı deformasyon oluşuklarına (kinematik belirteçler, fay çekirdeği, hasar zonu) neden olur.

Fayların sınıflandırılması farklı parametreler göz önüne alınarak yapılmaktadır. Yer bilimcilerin özellikle kayma türüne ya da kaymanın anlamına göre yaptığı sınıflama pratikte yaygınca kullanılmaktadır. Buna göre faylar eğim atımlı, doğrultu atımlı ve verev atımlı faylar olarak üçe ayrılır (Şekil 1.2). Eğim atımlı faylar tavan ve taban bloğun fay eğimi boyunca göreceli hareketine göre normal ve ters faylar olarak ikiye ayrılır. Ayrıca ters faylarda fay düzleminin eğimi düşük eğimli olması durumunda bu faylar bindirme fayı olarak tanımlanır. Doğrultu atımlı faylar, blokların fay doğrultusuna paralel hareketi sonucu oluşan faylardır. Fay bloklarının hareketi iki yönlü kayma türü olarak gelişmiş olabilir. Bu bakımdan doğrultu atımlı fayları, sağ ve sol yönlü doğrultu atımlı fay olarak adlanır. Fayların önemli bölümünün hareketi verev karakterdedir. Diğer bir ifade ile fay bloklarının /tavan, taban blok hareketi hem eğim hem de doğrultu bileşenine sahiptir.

Faylanmalar genellikle büyük ölçüde fay zonu olarak gelişim göstermektedir. Bir fay zonu birbirlerine paralel, yarı paralel ya da göreceli olarak ana faya yüksek açılarda bağlanan fay kollarının oluşturduğu örüntüdür ve farklı geometrilerde (Örn. saç örgüsü, basamaklı, kademeli) olabilir. Fay ya da fay zonları aktif ve pasif karakterde olabilir. Aktif fay ya da fay zonları genelde deprem üreten yapılar olup afet riski oluştururlar. Bu bakımdan özellikle son yıllarda değişen yöntem ve uygulamalar (Örn. paleosismoloji)

eşliğinde üzerlerinde araştırmalar yapılmaktadır. Faylar veya fay zonları ile ilişkili gelişen yapılar ve diğer özellikler (Örn. geçirgenlik, anizotropi, litoloji) faylanmanın gelişimi (Cowie ve Scholz 1992, Faulkner vd. 2010), deprem üretilmesi (Boatwright ve Cocco 1996, Ben-Zion ve Sammis 2003), zon boyunca sıvı hareketini (Caine vd. 1996) kontrol ederler.

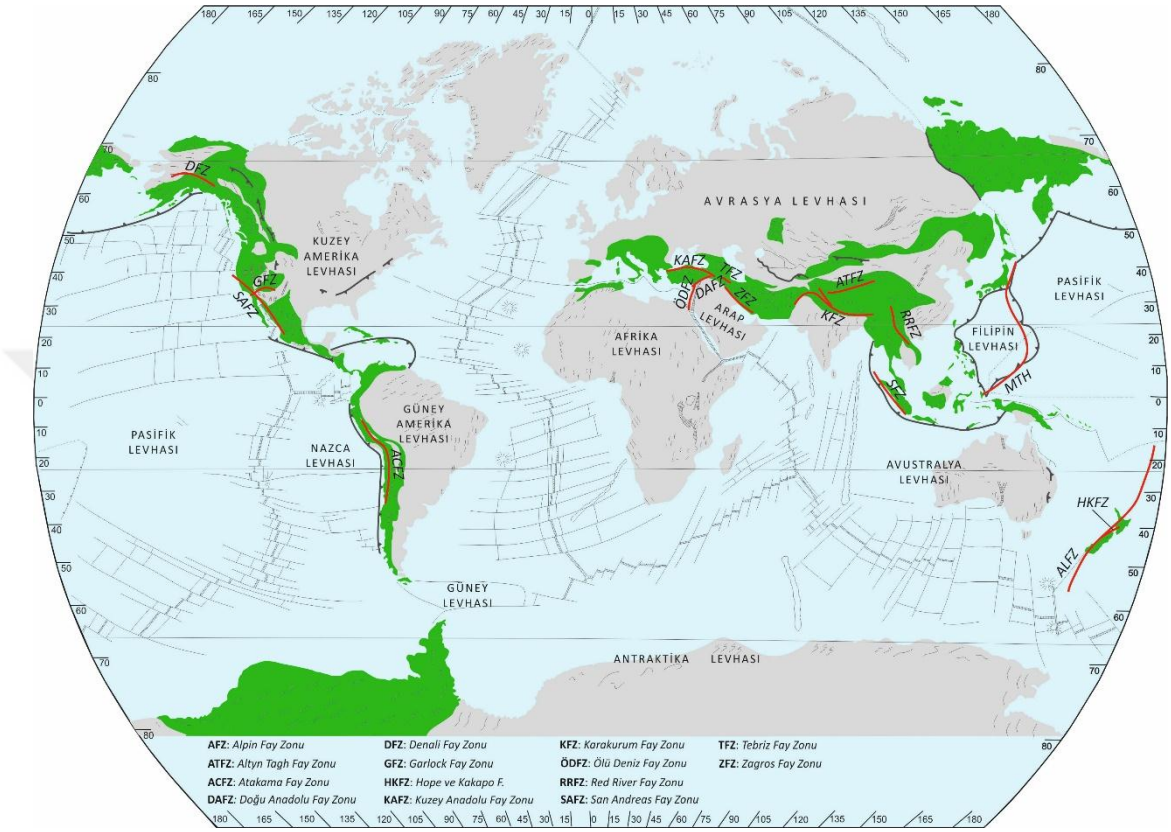


Şekil 1.2 Fayların göreceli hareketine göre sınıflaması. (a) Eğim atımlı faylar, (b) Doğrultu atımlı faylar, (c) Verev atımlı fay (Caglayan vd. 2015'den alınmıştır).

Çalışmaya konu olan Aras Fay Zonu doğrultu atımlı fay karakterindedir. Doğrultu atımlı faylanma, hem kıtasal hem de okyanusal kabukta yaygınca ve çeşitli boyutlarda meydana gelir. Doğrultu atımlı faylar, yer değiştirme vektörünün fayın doğrultusuna paralel geliştiği faylardır. Harita görünümleri düz ya da karmaşık geometri gösterirler. Teorik bazda doğrultu atımlı faylar tüm yer küre boyunca uzanabilir ve sonsuz miktarda yer değiştirmeye sahip olabilirler. Böylesi tüm yer küreyi kesen doğrultu atımlı faylar hiçbir zaman bulunamamış olsa da bu fikir doğrultu atımlı fayların büyük yer değiştirmelere sahip olacağını gerçeğini göstermektedir.

San Andreas ve Garlock Fay Zonları (ABD), Denali Fay Zonu (Alaska, ABD), Atakama Fay Zonu (Şili), Kuzey ve Doğu Anadolu Fay Zonları (Türkiye), Tebriz Fay Zonu, Zagros Yeni Ana Fayı (İran), Altyn-Tagh ve Red River Fay Zonları (Çin), Karakurum

Fay Zonu (Tibet), Alpin Fay Zonu ve Hope ve Kakapo Fayı (Yeni Zelanda dünyadaki yanal atımlı faylara örnekler olup aynı zamanda deprem tehlikesi yüksek fay zonlarıdır (Şekil 1.3).



Şekil 1.3 Dünyadaki ana yanal atımlı fay zonlarının yerlerini gösterir harita (Caglayan 2017)

Yanal atımlı fayları farklı kinematik rollerine göre iki ana isim altında tanımlamak mümkündür. Bu tanımlama doğrultu atımlı faylar ve Transform faylarıdır (Çizelge 1.1). Bunlardan, transfer fayı, yer değiştirmeyi bir faydan diğerine aktaran doğrultu atımlı faylar için kullanılır. Genel olarak, bir faydan diğer faya yer değiştirmenin aktarımında rol oynayan her türlü fay bir transfer faydır, ancak bu terim spesifik olarak uçları diğer faylara veya açılma kırıklarında sonlanan belirli bir doğrultu atımlı fay tipi için kullanılır. Bu nedenle transfer fayları sınırlıdır ve serbestçe büyüyemezler; bu durum bu tür fayların yer değiştirme-uzunluk ilişkilerini tanımlar. Transfer fayları farklı ölçeklerde görmek olasıdır ve genişleme kırıklarını, damarlarını, dayklar, aynı veya

birbirine zıt eğimli normal faylar ile ters fayları birbirine bağlayabilirler. Bazı çalışmalarda ters fayları birbirine bağlayan faylar için yırtılma fayı terimi tercih edilmektedir.

Çizelge 1.1 Yanal atımlı fayların sınıflandırılması ve tanıtımı

<table>
<tr><td rowspan="3">Yanal Atımlı Faylar</td><td rowspan="2">Doğrultu Atımlı Faylar</td><td>Transfer Fayları</td><td rowspan="2">• Kaymanın büyüklüğü fayın uzunluğundan azdır
• Faydaki yerdeğitirme fayın ortasında en büyüktür, uçlara doğru gidildikçe sıfırlanır
• Kaymanın/yerdeğiştirmenin büyklüğü arttıkça fayın boyunda tedrici artış görülür
• Herhangi bir levha sınrında sonlanmaz</td></tr>
<tr><td>Yırtılma Fayları</td></tr>
<tr><td colspan="2">Transorm Faylar</td><td>• Bağlantı sağlandığı anda oluşur. Kayma/yerdeğiştirme fay boyunca her noktada eşittir. Kayma/yerdeğiştirme miktarı fayın boyunu aşabilir
• Aynı veya farklı olan levha sınırlarını birbirine bağlar. Zaman içinde boyları aynı kalır, uzar veya kısalır</td></tr>
</table>

Okyanus ortası sırtlardaki graben yapıları yine transfer faylar ile ilişkilendirmek mümkündür. Okyanus alanlarında ve okyanus ortası sırt yakınlarında ilk kez 1960'larda belirlenen yanal atımlı faylar transform fay olarak adlandırılmıştır. Transform fayları, levhaları segmentlere ayıran veya levha sınırları oluşturan büyük uzanımlı yanal atımlı faylardır. Farklı karakterde levha ilişkileri (Örn. sırt-sırt, sırt-yay, yay-yay) transform fay olarak tanımlanan transfer faylar ile gerçekleşir.

Doğrultu atımlı faylar için tanımı yapılan bir diğer fay, transkarınt (yanal akım) faylardır. Yanal akım faylar, kıtasal kabuğu kesen ve başka yapılar tarafından kısıtlanmadan serbest yanal uzanımlara sahip doğrultu atımlı faylar için kullanılan bir terimdir. Literatüründe yanal akım/transkarınt terimi yerine doğrudan bu faylar doğrultu atımlı fay olarak kullanılır. Bu tür doğrultu atımlı faylar normal bir yer değiştirme-uzunluk ilişkisini takip eder, yani maksimum yer değiştirme fay uzunluğunun artmasıyla sistematik olarak artar.

Genişlemeli ve sıkışmalı fayların aksine, yanal akım (ve diğer doğrultu atımlı) faylar, kıtasal rift alanlarındaki normal faylanma alanları veya bir kıvrım-bindirme kuşağındaki geniş ölçekli bindirme fayları gibi geniş alanları kapsamazlar. Bununla birlikte, diğer fay türlerinde olduğu gibi, doğrultu atımlı bir fay zonunun genişliği, uzadıkça ve yer değiştirmeyi biriktirdikçe artar.

Kıta içi doğrultu atımlı faylar (yanal akım faylar) bölgesel ölçekte tektonik rejim durumunu yansıtır ve esas olarak farklı morfolojik özelliklerin gelişmesine neden olan deformasyon olaylarını kontrol eder (Keller ve Pinter 2002). Bu faylar, bölgenin egemen tektonik rejimi ve ana stres (gerilme) eksenlerinin durumuna bağlı olarak yanal genişlemeli (Transtensional) veya yanal sıkışmalı (Transpressional) fay zonları olarak gelişir (Fossen 2010).Yanal genişlemeli bir sistem, bir kaya kütlesinin veya yerkabuğunda bir alanın hem genişlemeli hem de makaslama streslerine maruz kaldığı durumdur (Yang vd. 1999). Bu nedenle, yanal genişlemeli zonları hem genişleme ile ilgili yapılar (normal faylar, grabenler) hem de yanal atımlı yapıların (doğrultu atımlı faylar) bir arada bulunması ile karakterize edilir (Morley vd. 2004, Shi vd. 2012). Böylesi zonların gelişmiş durumlarında saf doğrultu atımlı ve saf normal fayların yanısıra hem genişleme hem de yanal atım bileşene sahip olan oblik faylarda gelişmektedirler.

Öte yandan, Yanal sıkışmalı bir sistem, (Transpressional), fay düzlemine dik sıkışmanın eşzamanlı bileşeni nedeniyle basit makaslamadan sapan bir doğrultu atımlı deformasyon türü olup oblik makaslama ile sonuçlanır. Başka bir değişle, bir yanal sıkışmalı rejim, doğrultu atımlı (makaslama) bileşeninin ve fay düzlemine daha dik olan sıkışma

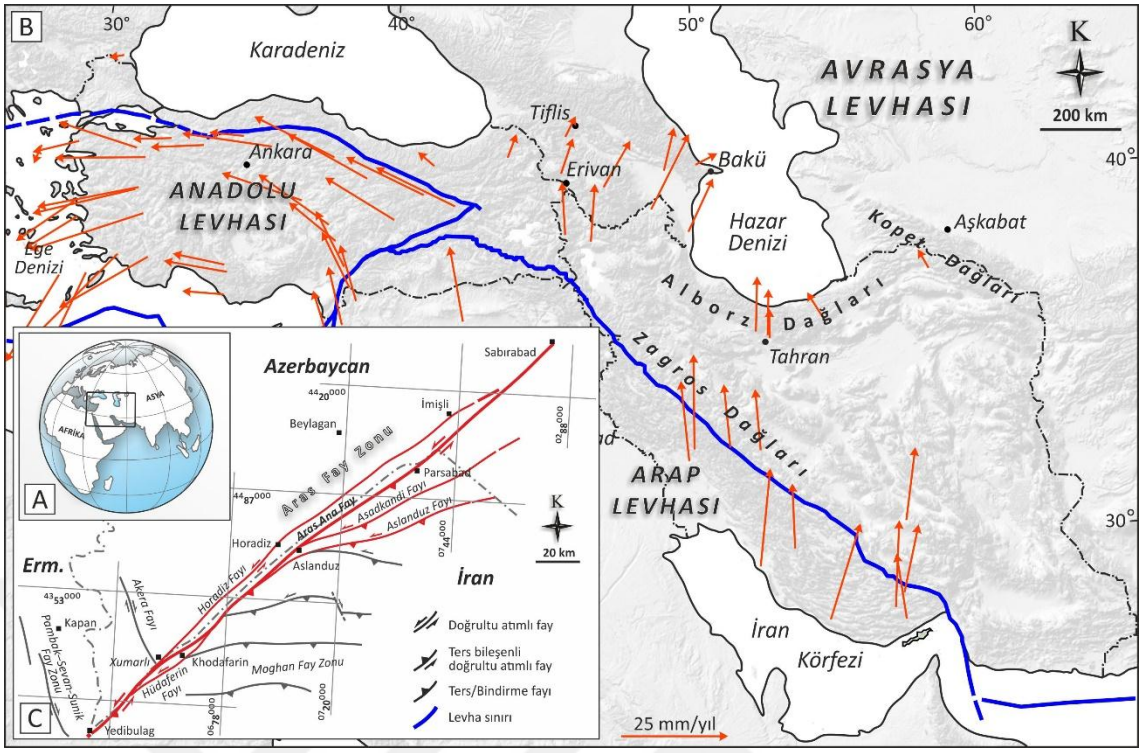
(kısalma) bileşeninin eşzamanlı hareketi olarak tanımlanır (Harland 1971). Yanal sıkışmalı fay sistemleri, yaklaşan levha bölgelerinde önemli bir deformasyon tarzı olarak kabul edilir (Sanderson ve Marchini 1984, Teyssier vd. 1995, Robin ve Cruden 1994, Dewey vd. 1998, Lin vd. 1998, Jones vd. 1997, Diaz-Azpiroz ve Fernandez 2005, Saber vd. 2021).

1.1 Tezin Amacı ve Çerçevesi

İran'ın kuzeybatısında, İran-Azerbaycan sınırında Aras Nehri boyunca Aras Fay Zonu (AFZ) çeşitli nedenlerden dolayı literatürde yeterli detay bilginin bulunmadığı ve sınırlı sayıda araştırmacı tarafından incelenmiş kıta içi aktif fay zonudur; zon KD-GB yönelimli ve yaklaşık 200 km takip edilebilir uzunluğa sahiptir (Şekil 1.4). Bölgesel haritalarda çizgisellik olarak gösterilen AFZ, birbirine paralel/yarı paralel fay kollarının oluşturduğu bir geometriye sahiptir. Tezin amacı AFZ'nin yapısal, morfotektonik ve paleosismolojik özelliklerinin belirlenmesi ve zonun Neotektonik dönemdeki evriminin ortaya konulmasıdır.

Bu kapsamda çalışmanın amacına uygun tipik alanlarda AFZ ile ilgili aşağıdaki sorulara cevap aranmıştır:

- AFZ'nin yapısal özellikleri ve oluşum mekanizmasına ait veriler nelerdir?
- Neotektonik dönem içerisinde AFZ boyunca gelişmiş fay kollarının geometrisi, dağılımı ve özellikleri nelerdir?
- Egemen sıkışmalı sol yönlü doğrultu atımlı faylanma etkisi altında gelişen unsurlar nelerdir?
- AFZ'nin tarihsel dönemde ürettiği depremler ve bu depremlerin tekrarlanma aralığı nedir?
- Bölgedeki yerleşim alanlarını etkileyecek olası deprem(ler)in büyüklüğü ve yaratabileceği tehlike nedir?
- Tez alanının morfolojik-morfotektonik özellikleri ve gelişimi görsel ve sayısal verilerle nasıl açıklanabilir?



Şekil 1.4 (A ve B) Aras Fay Zonunun dünya'da ve bölgedeki konumu gösteren haritalar, (C) Aras Fay Zonunun sadeleştirilmiş geometrisini gösteren harita

Bu amaç doğrultusunda tez çalışması aşağıdaki bölümleri içeren çerçeveye sahiptir:

Bölüm 1'de çalışma alanı ve kapsamı hakkında kısa bir giriş bölümünden sonra tezin amacı ve çerçevesi, uygulanan metotlar ve farklı aşamalarda (veri alımı, verilerin işlenmesi, analizler ve yorumlamalar) kullanılan araçlar ve yöntemler ile birlikte bölgede yapılan öncel çalışmalara yer verilmiştir.

Bölüm 2'de çalışma alanının yer aldığı İran ve çevresindeki alanların kısa coğrafik özellikleri, bölgesel jeolojisi ve tektoniğini yer almıştır.

Bölüm 3, tez çalışmasının en önemli bölümünü oluşturmaktadır. Bu bölümde AFZ'nin jeolojik özellikleri anlatıldıktan sonra zonun yapısal analizi, tektonik jeomorfolojisi, jeomorfik indis çalışmalarını içeren kuantitatif analiz ve son olarak paleosismoloji çalışmaları ve elde edilen sonuçları sunulmuştur.

Bölüm 4, tez çalışmasında elde edilen verilerin ayrı ayrı öncel çalışmalar ile tartışılması ve yorumlamasını içerir. Bu bölümde ayrıca elde edilen her bir sonucun büyük ölçekte önemi ve anlamı ve bölgesel ölçekte kattığı değeri vurgulanmıştır.

Bölüm 5 yani tezin son bölümünde ise tez kapsamında elde edilen tüm sonuçlar kısaca ve maddeler halinde sunulmuştur.

1.2 Metod ve Veri Alınması

Tez çalışması büro, saha ve büro çalışmaları olmak üzere üç aşamada gerçekleştirilmiştir.

AFZ'ye yönelik yapılmış çalışma ilk kez bu tez kapsamında gerçekleştirilmiştir. Ancak bölge jeolojisi sınırlı sayıda araştırmacı tarafından incelenmiş olup sınır bölgesi olması nedeniyle AFZ'ye literatürde pek fazla yer verilmemiştir. Ancak, sınırlı bilgiler olmasına karşın bölge ile ilgili daha önce yapılan çalışmalar bölgenin değerlendirilmesinin ve özelliklerinin anlaşılmasına yardımcı olacağından öncelikle literatür taraması yapılmıştır.

Tez çalışması, ağırlıklı olarak bilgisayara dayalı uzaktan algılama ve saha çalışmalarından oluşmaktadır. Çalışmada altlık olarak 1:250,000 ölçeğindeki Moghan ve Ahar paftalarına ait baskı ve Sayısal Jeoloji Haritası, 1:100,000 ölçekli Germi, Aslanduz, Kaleybar, Hüdaferin, Varzegan ve Zeyveh baskı ve Sayısal Jeoloji Haritaları derlenerek kullanılmıştır. AFZ'nin Azerbaycan topraklarındaki özelliklerini ortaya koymak için ise 1:100,000, 1:500,000, 1:600,000 ve 1:1,000,000 Azerbaycan jeoloji haritalarından yararlanılmıştır. Ayrıca, detaylı sayısal yükseklik modelleri oluşturmak amacıyla 1:50,000 ölçekli topoğrafik haritalar (10m aralıklı eş yükselti çizgileri) kullanılmıştır. Bu aşamada, ilk olarak tez alanının farklı çözünürlüklerde (90m, 30m ve 10m) mevcut olan Sayısal Yükseklik Modelleri (SRTM, SYM) incelenerek başta fay, kırık ve çizgisellikler olarak tüm yapısal unsurlar belirlenip haritalanmıştır. AFZ'nin farklı fay kolları üzerinde fayın güncel aktivitesine dair çeşitli morfotektonik belirteçler

ayırt edilip ayrı ayrı haritalar ve şekiller olarak hazırlanmıştır. AFZ ve etraf alanlarında var olan kırık sistemleri ve çizgisellikler ise Geomatica 2017, ArcGIS 10,4 ve RockWorks 16,0 gibi bilgisayar programlarının birleşik kullanımı sonucunda haritalara aktarılıp farklı özellikleri diyagramlar olarak sunulmuştur. Öte yandan, AFZ boyunca tektonik süreçlerin drenaj sistemlerinin oluşumu ve gelişimi üzerinde etkisini belirlemek amacıyla sayısal morfometrik analiz gerçekleştirilmiştir. Buna göre, fay zonu boyunca Matlab tabanlı TecDEM toolbox (Shahzad ve Gloaguen, 2011) ve TopoToolbox (Schwanghart ve Scherler, 2014) programında Strahler 5 derecesinde drenaj alanları oluşturarak farklı jeomorfik indis değerleri hesaplanmıştır. Elde edilen veriler ArcGIS 10,4 programında değerlendirilip haritalar, şekiller ve grafikler olarak düzenlenmiştir. Ayrıca öncel ofis çalışmalarında paleosismoloji incelemeleri için uygun ve alternatif hendek yerleri belirlenmiştir. Arazi çalışmaları sırasında ağırlıklı olarak çeşitli faylar tespit edilmiş ve incelenmiştir. Fayların türleri kayma çizgileri ve arazi gözlemlerinden yararlanılarak belirlenip kaydedilmiştir. Kinematik, dinamik ve paleostres analizleri için çalışma alanında yer alan faylardan çok sayıda doğrultu, eğim ve çizgisellik ölçümleri toplanmıştır. Ayrıca, yapısal analizlerde kullanılmak üzere farklı birimlerdeki tabaka düzlemlerinden doğrultu/eğim ölçümleri alınmıştır. Bir sonraki aşamada paleosismoloji çalışmaları için belirlenen yerler incelenip uygun yerlerde ekskavatör yardımıyla hendekler açılmıştır. Hendek duvarları temizlenip, jeolojik birimler ve yapısal unsurlar milimetrik kâğıtlarda loglandıktan sonra, faylanma ile ilişkili birimlerden 14C (Radyokarbn) yaşlandırması için numuneler toplanıp laboratuvara gönderilmiştir.

Son aşamada bilgisayar yazılımlarında uygulanacak yöntemlerin incelenmesi ve değerlendirilmesi ön plana çıkmıştır. Yapısal analizler için sahada elde edilen ölçümler farklı bilgisayar yazılımları kullanılarak değerlendirilmiştir. Tabakalanma, kırıklanma ve fay düzlemlerinin durumunu analiz etmek için Stereonet 9,0 ve Rockworks 16 programları kullanılarak gül diyagramları oluşturulmuştur. Kinematik analiz için kayma verileri ölçümleri Delvaux ve Sperner (2003) tarafından geliştirilen WinTensor 5.9 yazılımı kullanılarak değerlendirilmiştir. Böylece fayların başlıca paleostres durumları belirlenerek tez alanının jeodinamik evrimi yorumlanmasında kullanılmıştır. Paleosismoloji çalışmalarında elde edilen yaşlar, yakın zamanda meydana gelen tarihsel depremler ve dolayısıyla deprem tekrarlanma aralıklarını ortaya koymuştur. Ayrıca, bu

verileri kullanarak AFZ'nin farklı fay kollarının güncel aktiviteleri karşılaştırılarak yapısal gelişimleri de tartışılmıştır. Tez çalışmasında elde edilen verilerin büyük kısmı Corel Draw X7 grafik programı kullanılarak çeşitli haritalar, şekiller ve grafikler olarak sunulmuştur.

1.3 Öncel Çalışmalar

McKenzie (1972), Güney Hazar bloğu için önerdiği modelde, bloğun batı sınırının bu alandaki bir fay (Aras Fayı) tarafından oluştuğunu öne sürmüştür.

Chandra (1981), 02.03.1976 depreminin odak mekanizma çözümüne dayanarak, depremin normal ve ya KD-GB doğrultulu doğrultu atımlı sisteminde (Aras fayı) meydana geldiğini öne sürmüştür.

Jackson ve McKenzie (1984), 'e göre İran-Sovyet birliği (günümüzde Azerbaycan) sınırında yer alan çizgisellik 1976 depremini meydana getirmiştir. Yazarlara göre bu KD-GB doğrultulu çizgisellik, Kuzey Kafkaslarda gözlenen çizgiselliklere benzer olarak sol yanal doğrultu atımlı fay sistemine işaret eder. Kuzey Anadolu Fay Sisteminin sağ yanal hareketi ve İran-Azerbaycan sınırında yer alan sol yanal fay sisteminin kombinasyonu, KB İran'ın çarpışma zonundan (Van bölgesi) doğuya doğru hareket etmesini sağlamıştır. Bu olay, muhtemelen KB İran'ın Hazar denizi üzerine sığ bir şekilde bindirmesinin sorumlusudur. Bu sığ bindirmeler 04.11.1978 ve 04.05.1980 depremlerinin odak mekanizma çözümlerinde görünmektedir. Yazarlara göre Türkiye'nin Doğusunda 50 km'den daha derin depremlerin yaygın olmasına karşın KB İran ve Güney Kafkaslarda sismik aktivite sığ kesimlerde yer alır. Yazarlar bölgedeki tüm depremlerin 10 km'den daha az derinliklerde meydana geldiğini ortaya koymuşlardır.

Nikonov (1989) İran-Azerbaycan sınırını oluşturan Aras nehrinin, bir KD-GB doğrultu atımlı fay sistemi üzerinde yer aldığını öne sürmüştür.

Alavi (1991), Çizgisellik olarak haritaladıkları Aras Fayını sağ yanal doğrultu atımlı fay karakterinde belirtip Tebriz Fayı ve Sengaver Fayı ile birlikte KB İran bloğunun saat yönünün tersine rotasyonuna sebep olduğunu ifade eder.

Nogole-Sadat ve Almasian (1993), KB İranın jeoloji haritasında AFZ'nu Aras nehri boyunca bir çizgisellik olarak haritalar.

Barka ve Reilinger (1997), Aras Fayının sol yanal bir doğrultu atımlı fay olduğu ve sağ yanal Tebriz fayı ile birlikte Ahar Bloğunun doğuya doğru hareket etmesine yol açtığını vurgulamıştır.

Mkrtchian (2000) makalesinde Ararat (Ağrı dağı) -Araks (Aras) eşlenik (conjugate) fay sisteminden söz etmiştir. Yazara göre Ararat (Ağrı) Fay Sistemi, 220 km uzunlukta KB-GD doğrultulu bir fay olup güneydoğuda Ordubad şehrinden kuzeybatıda Metsamor şehrine kadar uzanmıştır. Bu fayın en önemli belirteci Ararat ve Nahcivan düzlüklerinin (Plains) ortasından uzanan belirgin çizgiselliktir. Yazara göre Aras Fayı 240 km uzunlukta ve yaklaşık K50D doğrultuda olup Aras nehri vadisi boyunca güneybatıda Mergi şehrinden kuzeydoğuda Sabirabad şehrine kadar devam etmiştir. Aras Fayı sol yanal harekete sahip olup 1976 M:5,6 büyüklüğünde meydana gelen deprem fayın KB kesiminde yer almıştır.

Aghanabati (2004), İran'ın jeolojisiyle ilgili yayınladıkları haritalarda Aras Fayını çizgisellik olarak gösterir.

Golonka (2004), Aras Fayının 45 my (Orta Eosen) 'dan itibaren Taleş bloğu ve Küçük Kafkaslar arasındaki sınır şeklinde sol yanal hareket etmesini haritalarda göstermiştir.

Moayyed ve Rezaei Moghaddam (2005), Aras Fayının, Azerbaycan'da Apşıron Yarımadasından başlayan ve çizgiselliği Suriye de Palmira bölgesine kadar takip edilebilen büyük Apşıron-Palmira Fayının bir parçasıdır.

Solaymani Azad (2009), Aras Fayı İran-Azerbaycan sınırında yaklaşık 180 km uzunlukta olup batıda Pambak Sevan Sunik Fayı ve doğuda ise Taleş (Astara) Fayıyla sınırlanır. Yazar bu fay için, özellikle doğu kesimi, sol yanal doğrultu atımlı fay karakterini önermektedir.

Jafari vd. (2013), Aras Fayı 150 km uzunlukta olup KD-GB doğrultulu bir sol yanal doğrultu atımlı faydır. Yazarlara göre Aras Fayı farklı özelliklere sahip olan iki bloğun sınırında yer alır. Doğu blok Taleş Bloğunun tipik özelliklerini temsil etmesine karşın, batı blok Hersiniyen orojenezine ait farklı kıvrımlanma, metamorfizma, magmatizma ve tektono-magmatizma prosesleri sergilemektedir. Ayrıca yazarlara göre bu fay KB-GD yönelimli Küçük Kafkasları Moghan bölgesinde yer alan D-B doğrultulu yapılardan ayırmaktadır. Yazarların vurguladığı başka bir özellik ise Aras Fayının GB'a doğru Tebriz Fayına kadar devam etmesidir. Yazarlara göre Aras Fayı GB kesimde D-B doğrultulu sol yanal Kayabaşı Fayı ve KB-GD doğrultulu sağ yanal doğrultu atımlı karakterdeki Tebriz Fayı tarafından kesilerek yer değiştirmiştir. Yazarlara göre Tebriz Fayının Kayabaşı fayına göre daha hızlı hareket etmesi sonucunda, KD-GB doğrultulu Aras Fayı, bu bölgede KKD-GGB doğrultuya sahip olmuştur.

Madanipour vd. (2013) 'ne göre KB İran da 18-12 my arasında sıkışma yönü KD-GB iken 12 my den günümüze bu sıkışma yönü daha çok K-G olarak devam etmektedir.

Jafari vd. (2014) 'ne göre Aras Fayı sol yanal doğrultu atımlı fay olup KKB-GGD yönelimli sıkışma ve KD-GB yönelimli genişleme tektonik rejimi etkisi altındadır. Yazarlara göre fayın bazı kesimlerinde (özellikle kuzey kesimlerde) sıkışma yönü yaklaşık K-G yönünden KD-GB yönüne değişmektedir.

Zamani ve Masson (2014) 'a göre Aras Fayı eşkenar dörtgen şekilli Azerbaycan platosunun (İran kesimi) KB sınırı ve Küçük Kafkasların güney sınırını oluşturmaktadır.

Seyitoğlu vd. (2018), uzaktan algılama çalışmalarına dayanarak Aras Nehri'nin orta kesimlerinde yer alan AFZ boyunca farklı uzunluklarda birkaç fay segmenti önermiştir.

Yazarlar ayrıca Aras Fayının bölgesel anlamını "Rhomboidal cell" tektonik modeli kapsamında olduğunu öne sürmüşlerdir. Yazarlara göre Ahar Bloğu sol yanal Aras Fayı ve Ardebil-Miyane fayı ile sağ yanal Tebriz Fayı ve Masallı-Karazincir fayı ile çevrelenmiştir.

Solaymani Azad vd. (2019) 'ne göre Türkiye'nin doğusu ve KB İran'da KD-GB doğrultulu sol yanal fay (K~40°D) sisteminde oluşan aktif yapısal yapılardan biri Aras Fayıdır. Yazarlara göre KB İran'ın D-KD ekstrüzyonu Doğu Anadolu ve İran'daki BKB-DGD doğrultulu sağ yanal ve KD-GB doğrultulu sol yanal fay zonları boyunca eşzamanlı aktif faylanmanın bir sonucu olarak düşünülebilir.

Saber vd. (2018), Bozkuş Dağlarının kuzey kesiminde sayısal morfometrik analiz yaparak Bozkuş Dağlarının kuzey kesimini sınırlayan Kuzey Bozkuş Fay Zonunun göreceli tektonik aktivitesini belirlemiş olup ayrıca fay zonu boyunca elde edilen fay verilerinin kinematik analizini gerçekleştirerek bölgede hakim olan paleostres ana stres eksenlerini belirlemiştir. Yazarlara göre elde edilen yaklaşık K-G sıkışma yönü, KB İran'da günümüzde egemen ana stres yönleri ile uyumlu olup, bu durum bölgede AFZ gibi diğer yapısal unsurların da gelişimine yol açmıştır.

Van der Boon vd. (2018) Küçük Kafkaslar ve Taleş blokları arasındaki yer alan fay zonu boyunca Geç Eosen sonrası en az 160 km sağ yanal doğrultu atım yer değiştirme meydana geldiğini vurgulamıştır. Ayrıca, AFZ'nin sol-yanal olmasına rağmen, AFZ'nin bu transfer fayının günümüzdeki bir kalıntısı olduğunu veya var olan izi üzerinde geliştiğini varsaymıştır.

Saber vd. (2020), ilk kez Aras Fayı terimi yerine Aras Fay Zonu terimini kullanmış olup morfometrik indis çalışmalarıyla AFZ ve yakın civarlarının göreceli tektonik aktivite durumunu değerlendirmişlerdir. Yazarlar ayrıca, arazi gözlemleri ve sayısal jeomorfolojik analizleri kullanarak zonun neotektonik dönem aktivitesini değerlendirip tartışmışlardır. Yazarların elde ettiği sonuçlara göre, göreceli tektonik aktivite zonun GB kesimlerinde orta ve KD kesimlerine göre daha yüksek olup en yüksek tektonik aktivite göstergeleri drenaj sistemleri/ağlarının aktif fay kolları tarafından etkilendiği

yerlerde gözlemlenmiştir. KD kesimlerde düşük göreceli tektonik aktivite ise alanda meydana gelen streyn (yamulma) bölümlenmesi ve fay kollarının güncel çökellerde yer almasından kaynaklanmıştır.

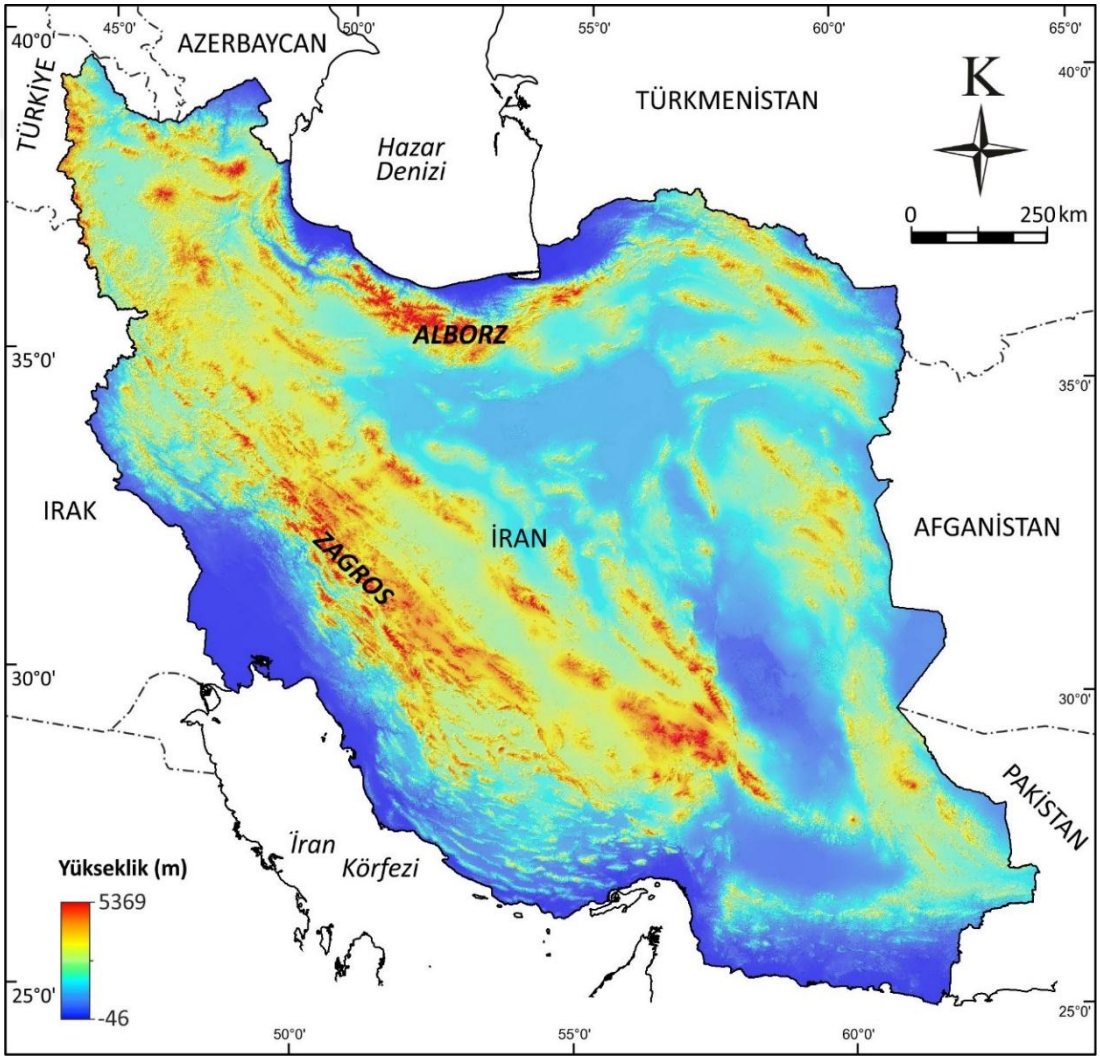
Rezaeian vd. (2020) ‘ne göre Arap-Avrasya yakınlaşmasına bağlı olarak devam eden kısalma ve rijit Güney Hazar Havzası'nın hareketsizliği sonucunda Taleş dağlarında meydana gelen çift bükülme (Z şekli) muhtemelen Aras ve Lahijan Faylarının yeniden aktif hale gelmesiyle mümkün olmuştur. Yazarlara göre, saat yönünde dönüşleri oluşturan deformasyonların çoğu, bugün Lahijan ve Aras Fayları olan Kretase'deki sırt-transform faylarının yeniden aktifleşmesiyle karşılanabilir.

Saber vd. (2021) AFZ’unu oluşturan fay kollarında detaylı yapısal analiz ve morfotektonik çalışma yaparak zonun yapısal ve morfolojik özelliklerini ortaya koymuştur. Elde edilen sonuçlara göre AFZ’nu oluşturan fay kollarında belirgin sol yanal dere ötelenmelerinin yanı sıra ötelenmiş sırtlar, çizgisel vadiler, fay sarplıkları, kapama sırtları ve başsız dereler gibi çok sayıda fay zonunun güncel tektonik aktivitesine işaret eden göstergeler ortaya konulmuştur. Gerçekleşen yapısal analizler sonucunda ise AFZ’nin günümüzdeki karakterinin sıkışma/ters bileşenli sol yanal doğrultu atımlı fay olduğu öne sürülmüştür. Ayrıca zon içerinde oluşan ters faylar ve kıvrımların analizi AFZ boyunca streyn bölümlenme olayının meydana geldiğine işaret ederek sıkışma egemen bir tektonik rejimde kayma miktarının en az %41’i yanal atım şeklinde olduğu ortaya konulmuştur.

2. İRAN'IN COĞRAFYASI, BÖLGESEL JEOLOJİSİ VE TEKTONİĞİ

2.1 Coğrafya ve İklim

Genel özellikleri açısından İran, güneyde Arap Levhası ile kuzeyde Avrasya Levhasının bir parçası olarak kabul edilen Turan Platformu arasında yer alan Orta Doğu'da 1.648.195 km^2 yüzey ölçüm ile dağlık bir ülkedir. (Şekil 2.1).



Şekil 2.1 İran'ın sayısal yükseklik modeli haritası. Sayısal yükseklik modeli 90 m çözünürlüklü SRTM verilerinden elde edilmiştir.

Yeryüzeyi şekilleri açısından, İran çok sayıda ve değişen yayılımlarda havzalar ve platolar ile bunları birbirinden ayıran sıradağlara ev sahipliği yapmaktadır. Özellikle

Zagros ve Elburz Dağları İran'ın en önemli yükselti kuşağıdır. Kuzey kesiminde yaklaşık D-B uzanımlı Elburz Dağları ile doğu uzantısı olan Kopet Dağı yer almaktadır (Şekil 2-1). Elburzlar'daki Damavand Dağı (5671 m) İran'ın en yüksek zirvesi oluşturur. Hazar Çöküntüsü ile Turan Ovası da bu kesimde yer alır. Zagros Dağları, Türkiye'nin doğusundan Hürmüz Boğazına kadar uzanan, uzunluğu 1500 km üzerinde KB-GD uzanımlı dağ kuşağı olarak yer alır (Şekil 2.1). Zagros Dağlarının en yüksek kesimi Zard-Kuh zirvesi 4550 m'dir. Zagros'un güneybatı kesimi ön depresyon (Frontal Depression) ile sınırlanır; bu çöküntü bölgesini Mezopotamya Ovası ve İran (Fars) Körfezi temsil eder.

İran'ın iklimi ağırlıklı olarak kurak veya yarı kuraktır (Alavipanah vd. 2007) ve çeşitli faktörler tarafından kontrol edilir. Kuzey kesiminde Hazar Denizi'nin kıyı ovası, sub-tropikal bir iklim ile istisnadır; sıcaklıklar kışın nadiren 0 °C'nin altına düşer ve bu kesim tüm yıl boyunca nemli kalır. Yaz sıcaklıkları ise nadiren 29 °C'nin üzerine çıkar ve yıllık yağış miktarı doğuda 680 mm, batıda 1.700 mm'dir. İran'ın batısında Zagros Dağları'nın vadilerindeki yerleşim alanlarında daha ılıman iklim koşulları egemen olup, ortalama sıcaklıklar genelde 0°C'nin altında ve yoğun kar yağışları ile temsil olur. Doğu ve orta havzalar, 200 mm'den daha az yıllık yağış ve 38 °C'yi aşan yaz sıcaklıkları ile çok kurak iklim koşullarını oluşturmaktadır. Güneyde, İran (Fars) Körfezi'nin kıyı ovalarında kışlar ılıman, yazlar ise çok sıcak ve nemlidir; yağış miktarları 135 mm ile 355 mm arasında değişmektedir (climateknowledgeportal.worldbank.org).

İran'ın farklı iklimleri esas olarak enlem, topografya ve büyük su kütlelerine mesafesi ve ayrıca atmosferik sistemlerin ülke üzerindeki farklı etkilerinden kaynaklanmaktadır. İran'ın farklı iklim bölgelerinin günümüzdeki konumu topoğrafyanın etkisi, özellikle sıcaklık ve yağışın mekansal değişimlerini etkileri altında tutan Zagros ve Elburz Dağları çok önemlidir. Böylece, İran'ın iklimsel sınırları büyük ölçüde topografyayı takip etmektedir. Ülkenin iklimini etkileyen dış faktörler, ağırlıklı olarak Subtropikal Sırtlar (STH), Batı Rüzgarları, Akdeniz Rüzgarı, Jet Stream (Rüzgarı), Sudan Alçak Basıncı ve Kızıldeniz Rüzgarlarıyla birlikte Umman Denizi ve Hint Okyanusudur. Hazar Denizi'nin kuzeyinden geçen Rossby Dalgaları, Güney Hazar Denizi kıyı bölgelerinde, özellikle de güneybatı kesiminde yer alan alanlarda yağış miktarlarında

büyük rol oynamaktadır. Hazar Denizi'nden gelen nem akışının kıyı bölgelerde yoğun yağış üzerindeki rolü çok belirgindir. Umman Denizi, Hint Okyanusu'nun kuzey bölgesi ve Kızıldeniz'den gelen nem akışı, Akdeniz'den geçen Rossby dalgalarının yağışlı sisteminin beslenmesinde büyük katkı sağlamaktadır. Arap Yarımadası'ndaki düşük dereceli sabit antisiklonlar, Akdeniz siklonlarını İran'a doğru hareket ederken güçlendirmesinin yanı sıra, sıcak ve nemli havanın, yağış sistemlerinin sıcak kesimlerinin sıcak ve kuru havayla beslenmesini yoğunlaştırır. İran'ın batısında yer alan Zagros Dağları'nın rüzgar akışlarına maruz kalan tarafı, orografik baskısı ile yoğunlaştırılmış Akdeniz cephe sistemlerinden etkilenir. Sıcak mevsimlerde, İran Körfezi ve Umman Denizi'nin kuzeyindeki alanlar, bu denizlerin üzerinden geçen güneydoğu Muson rüzgarlarından etkilenir. Tüm bunları göz önünde bulundurarak, geniş bir coğrafi konuma sahip olan İran, atmosferin genel dolaşımı nedeniyle her zaman çeşitli atmosferik sistemlerin etkisi altında kalmıştır (Moradian 2016).

İran'da yıllık ortalama yağış miktarı 245 mm'dir. Çöl alanlarındaki yağış miktarı 50 mm'den az (İran Meteoroloji Kurumu, IRIMO 2021 verilerine göre) iken, Hazar Denizi'nin güneyindeki bölgelerde (İran'ın kuzeyi) 800 mm üzerindedir. Ülkenin %61'inde yağış miktarı 250 mm'den az olup bu oran sadece %4'ünde 800 mm'den fazladır. İran Körfezi ve Umman Denizi gibi su kaynaklarına yakın olmasına rağmen ülkenin güney kıyıları, Kutup Cephesi Jet Stream, bulut ve yağış oluşumu gibi diğer gerekli mekanizmalar nedeniyle az yağış almaktadır (Masoudian 2011). İran'daki hava sıcaklığı büyük ölçüde rakım, enlem ve atmosferik neme bağlıdır. Yüksekliğin hava sıcaklığı üzerindeki etkisi enlemden daha önemlidir. İran'ın iklimi, sırasıyla 11, 13,5, 16,1, 19,5, 23,7 ve 26 °C ortalama sıcaklıkla soğuk, yarı soğuk, orta, yarı sıcak, sıcak ve çok sıcak olmak üzere 6 sıcaklık bölgesine ayrılmıştır (Masoudian 2011). Yıllık ortalama sıcaklık 18 °C olup doğudan batıya ve güneyden kuzeye doğru azalmaktadır. Bölgelerdeki sıcaklık farklılığında enlemin etkisi boylamdan daha fazladır. Mekânsal sıcaklık gradyanı, ülkenin batısından doğusuna ve kuzeyden güneyine her 1000 km'de sırasıyla 2,6 ve 7,8 °C'ye yükselir. Sıcaklıkların artışı batıdan doğuya doğru, batıda masif dağların yoğunlaşmasından, kuzeyden güneye ise ekvatora yaklaşma ve güneş ışın açısının artmasından kaynaklanır.

2.2 İran'ın Tektoniği

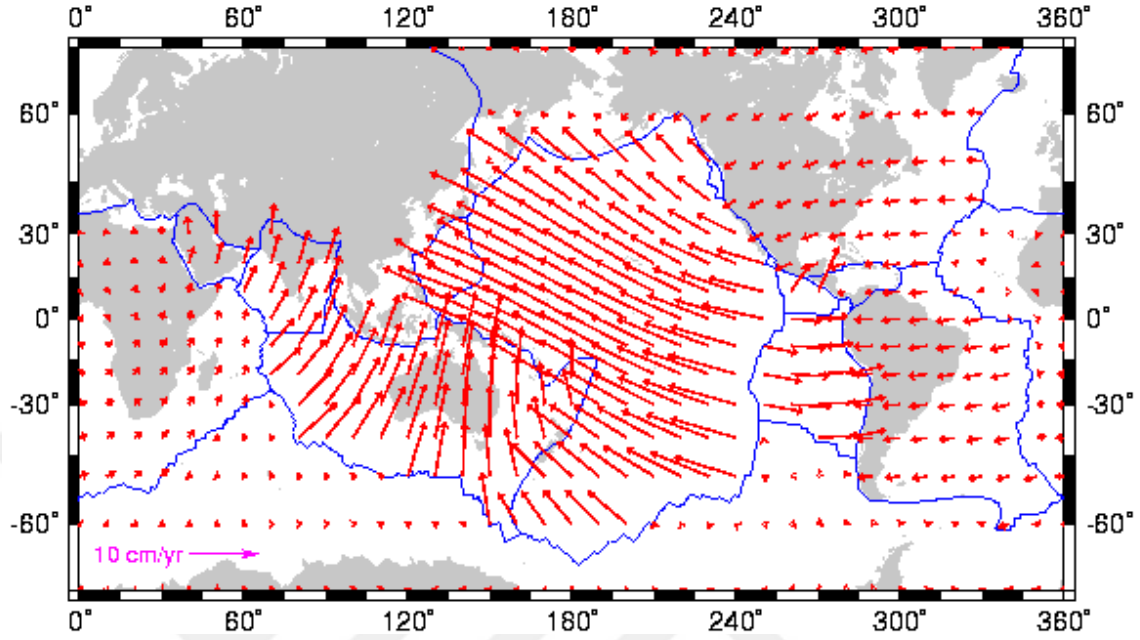
2.2.1 Arap-Avrasya çarpışması

Kıtasal deformasyonun en çok çalışılan alanlarından biri, Batı Avrupa'dan Orta Doğu boyunca Hindistan ve Çin'e uzanan Alp-Himalaya kuşağıdır. Bu dağ kuşağı, Avrasya ve Afrika (1-2 cm/yıl), Arap (2-3 cm/yıl) ve Hindistan (3-4 cm/yıl) levhaları arasındaki aktif yakınlaşma sonucunda meydana gelmiştir. Alp-Himalaya boyunca deformasyonu incelemek için en önemli araçlardan biri GPS ağları olup dağ kuşağının farklı bölgelerinde birçok araştırmacı tarafından kurulmuştur; Himalaya'da (Wang vd. 2001), Doğu Akdeniz ve Kafkaslar bölgesinde (Reilinger vd. 1997, McClusky vd. 2000, 2003) veya Alplerde (Vigny vd. 2002, Calais vd. 2000).

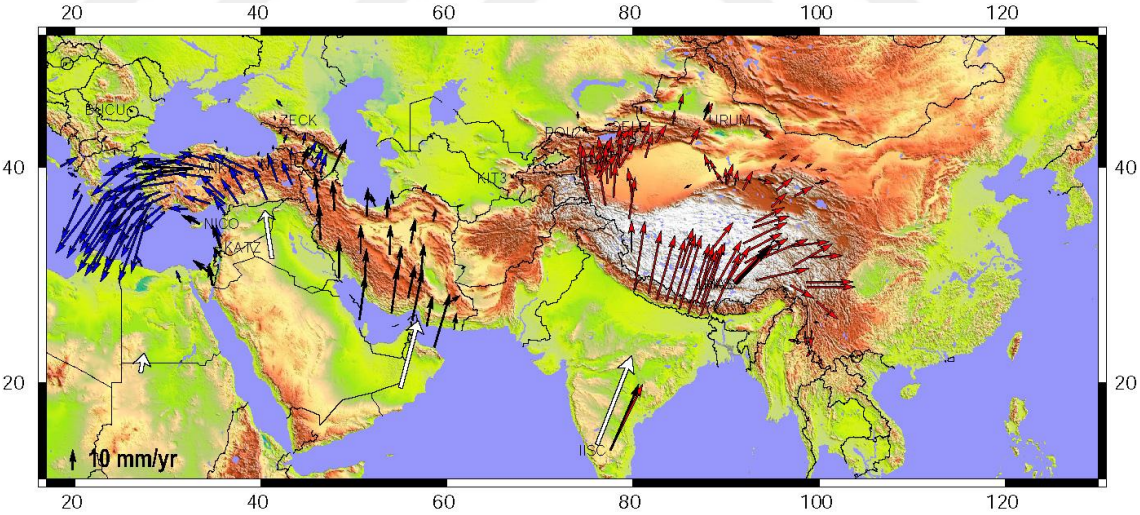
Alp-Himalaya kuşağı içinde, Arap Levhası Avrasya Levhasına göre kuzeye doğru hareket eder. NUVEL1-A (DeMets vd. 1994), okyanus tabanı manyetik anomali rekonstrüksiyonlarının analizinden (Minster ve Jordan, 1978) 30-35 mm/yıl (Şekil 2.2) göreceli bir hareket öngörür. Bu jeolojik modelde, levhaların hızları, son 3 My boyunca sabit olarak kabul edilir. Arap Levhasının kuzey kenarı için GPS hızları (Şekil 2.3), Avrasya'ya göre 48°D boylamında 18 ±2 mm/yıl (McClusky vd. 2000) ve 50,5°D ve 58,5°D boylamlarında sırasıyla 22 ± 2 mm/yıl ve 26 ± 2 mm/yıl dır (Vernant vd. 2004, Masson vd. 2007). Arap-Avrasya Euler Kutbu Afrika'nın kuzeydoğusunda ~27,4°K, 18.4°D'de yer aldığı için yakınsama hızı doğuya doğru artar. Arap Levhası Avrasya'ya göre 0,4° M/yıl hızıyla saat yönünün tersine döner (McClusky vd. 2003, Vernant vd. 2004).

İran ve çevresindeki bölgelerdeki GPS gözlemlerinin sonuçları, Arap-Avrasya yakınsama oranı için NUVEL-1A levha tektonik modelinin öngördüğünden 8,5 mm/yıl daha düşük bir tahmin vermektedir (DeMets vd. 1994, Jestin vd. 1994). Bu fark, modeldeki sistematik hatalardan veya son 3 My'daki levha hareket hızlarındaki değişikliklerden kaynaklanabilir. McQuarrie vd. (2003), Arap-Avrasya göreceli hareketi için (Kızıldeniz açılmasını içeren) 20 ± 4 mm/yıl (38°K, 48°D) bir oran bildirmektedir.

Bu aynı zamanda Arap-Avrasya GPS Euler vektöründen (21±1 mm/yıl) belirlenen günümüz oranıyla da uyumludur.



Şekil 2.2 NUVEL1-A levha hızlarını gösteren şekil (Avrasya sabit) (DeMets vd. 1994).



Şekil 2.3 Alp-Himalaya orojenik kuşağının büyük bir kısmı için yatay hız verileri. Mavi vektörler McClusky vd. (2000), kırmızı vektörler Wang vd. (2001), Siyah vektörler Vernant vd. (2004) ve Beyaz vektörler ise DeMets vd. (1994) e ait Nuvel1-A levha hız modelinden alınmıştır.

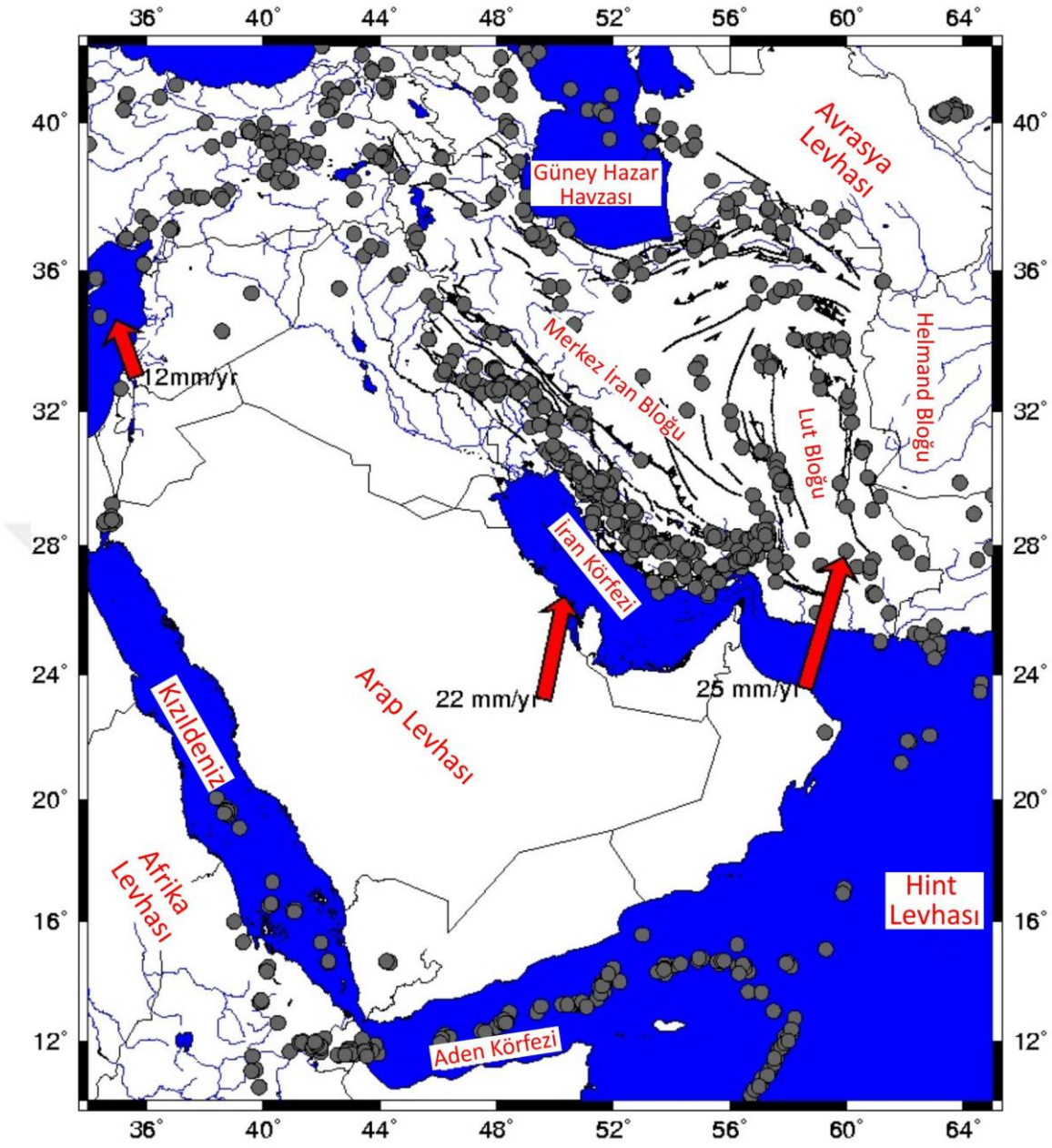
Arap-Avrasya yakınlaşması doğu ve batı İran'da farklı şekillerde karşılanmaktadır. Bu yakınsama batıda kıta içi çarpışmayla karşılanır, ancak 58°D doğusunda, Umman

Denizi Makran Dağ Kuşağının altına dalar (Byrne vd. 1992, McCall 1997, Kopp vd. 2000). Arap-Avrasya yakınsaması sonucunda, Zagros, Elburz ve Kopet Dağın deformasyon zonlarında ve İran'ın genelinde var olan büyük doğrultu atımlı faylar boyunca çok sayıda yıkıcı deprem meydana gelmiştir (Ambraseys ve Melville 1982, Berberian ve Yeats 1999) (Şekil 2.4).

Kafkaslardaki KB-GD yönelimli ters/bindirme fayları KD-GB yönelimli σ1 stresi, Türk-İran platosunda yer alan doğrultu atımlı fay zonları (Örn. Tebriz Fay Zonu, Çaldıran Fayı) ise KB-GD yönelimli σ1 stresi ile ilişkilendirilir (Djamour vd. 2011). Sayısal modelleme çalışmaları bölgedeki gerilmenin/genişlemenin sadece Arap-Avrasya levhalarının çarpışması sonucu olmadığı yönündedir. Hazar Denizi'nin de içinde bulunduğu levhanın İran'ın kuzeybatısı altına dalmasıda bölgenin sismik aktivitesini etkilemektedir (Djamour vd. 2011).

GPS çalışmaları İranın KB bölgesindeki önemli fay zonlarından TFZ'nin yaklaşık 8 mm/yıl sağ yanal hareket ettiğini göstermektedir (Nilforoushan vd. 2003, Vernant vd. 2004, Masson vd. 2006, Masson vd. 2007). Bu hız bölgedeki tarihsel sismik aktivite ile uyumludur (Berberian ve Yeats 1999). TFZ'nin KD-GB yönelimli genişleme hareketine karşı Kafkaslarda bu doğrultuda yılda 10 mm'lik bir sıkışma mevcuttur (Masson vd. 2006). Buna karşın Copley ve Jackson (2006) ise Türk-İran platosu ve Merkez İran bloğu arasında D-B yönelimli bir gerilme/genişleme önerir.

Güney Hazar Havzasının sismik olarak durağan olması beklenirken sismik olarak en aktif kesimler arasındadır (Priestley vd. 1994). Deprem odak mekanizması çözümlerine göre bölge kuzey kesiminde Merkez Hazar boyunca, batı kesiminde ise Taleş Bloğunun altına dalmaktadır (Jackson vd. 2002). İran'ın kuzeybatısında yer alan doğrultu atımlı faylar ile Türkiye'nin doğusundaki başta Kuzey Anadolu Fay Zonu olmak üzere diğer fayların birbirlerinin devamı olduğu tartışma konusudur (Westaway, 1990, 1994, Jackson, 1992).

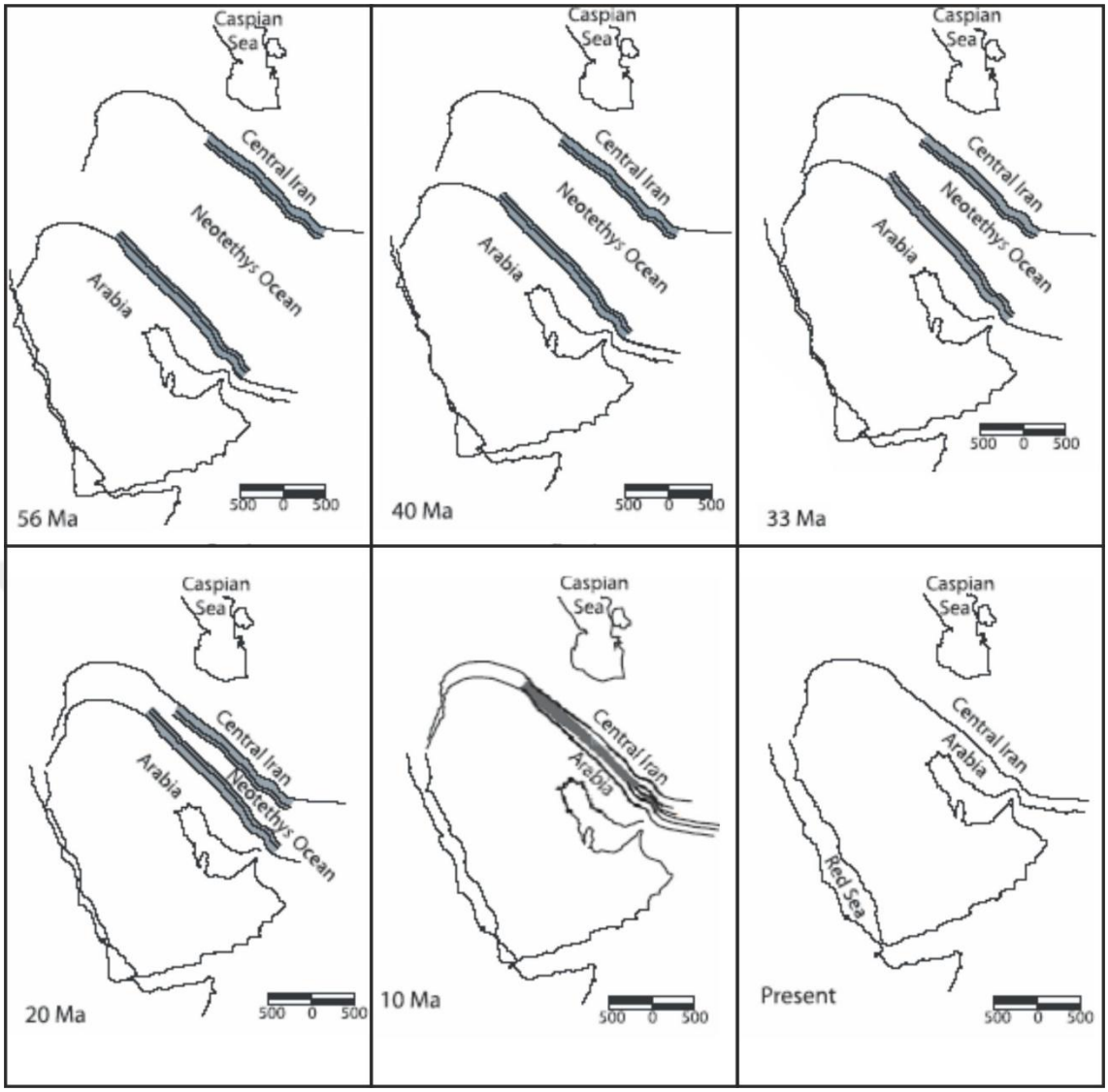


Şekil 2.4 Arap Levhasının Avrasya'ya yakınlaşmasını gösteren harita (Tavakoli 2007'den yeniden düzenlenmiştir). Koyu gri daireler 1900'den 2021'e kadar meydana gelen önemli sismik olayları göstermektedir (Engdahl ve Villasenor, 2002). Kızıldeniz ve Aden Körfezindeki ve Arap Levhasının doğusundaki depremsellik Arap, Afrika ve Hindistan levhaları arasındaki sınırları belirlemektedir. Bu sınırlar çok dar bir alan sunmaktadır. Ancak Avrasya ile olan sınır İran'ın tamamını kapsamaktadır.

2.2.2 Arap-Avrasya çarpışmasının başlangıç tarihi

Arap ve Avrasya arasındaki ilk çarpışmanın yaşı için tahminler, ofiyolit yerleşiminin son evresi yani ~65 My'dan (Berberian ve King 1981), Büyük Kafkasların bazı bölgelerinde kaba taneli kırıntılı çökelimlerin başlangıcı dikkate alarak ~5 My'a (Philip vd. 1989) kadar değişmektedir. Palinspatik rekonstrüksiyonlar (McQuarrie vd. 2003), Miyosen-Pliyosen zamanında başlayan ve günümüze kadar kesintisiz devam eden bir kıtasal çarpışmayı önermektedir. Robertson (2000)' a göre Neotetis'in Avrasya tarafında ortaya çıkan allokton napların bindirmesiyle ilişkili Erken Miyosen'de (~16–23 My) Arap Levhasının kuzey tarafında deformasyon ve sintektonik sedimantasyon meydana gelmiştir. Aynı bölgede yapılan diğer çalışmalar, çarpışmayla ilgili ilk deformasyonun Oligosen (29-35 My) (Yılmaz, 1993) veya orta Eosen (~40 My) (Hempton, 1987) olarak vurgulamıştır. McQuarrie vd. (2003) Kızıldeniz boyunca deniz tabanı manyetik anomalilerine dayalı Arap-Avrasya çarpışması için bir rekonstrüksiyon önerilmiştir. Bu çalışmada sunulan sonuçlara göre Neotetis Okyanusunun kapanmasının en geç 10 milyon yıl önce gerçekleştiğini öne sürülmuştür (Şekil 2.5). Bununla birlikte, 16-23 My, muhtemelen ilk levha çarpışmasının yaşı için iyi bir tahmin olacaktır.

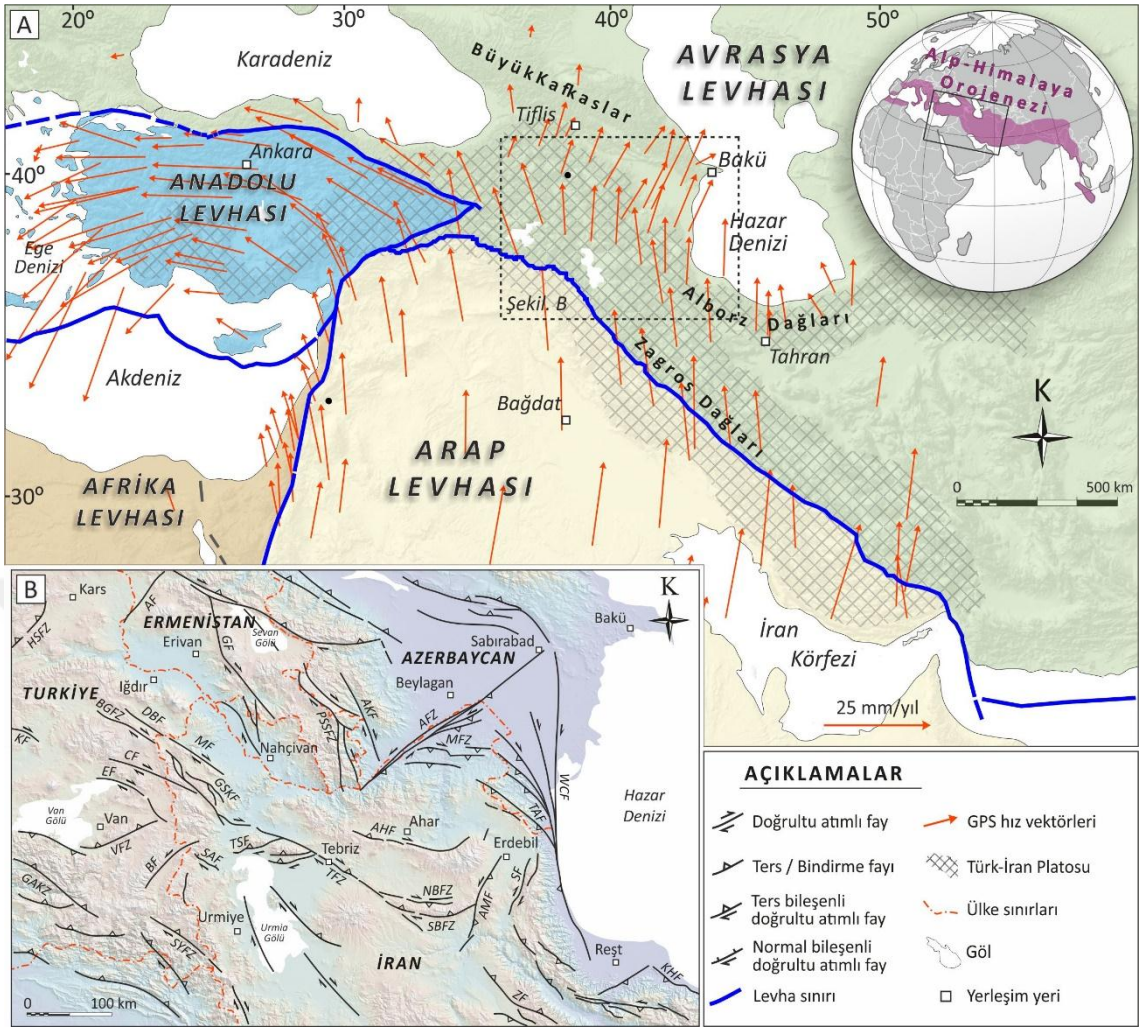
Kenet zonu, kuzeydeki Arap çıkıntısından, güneydoğuya doğru Ana Zagros Ters Fayı boyunca art zamanlı gelişmiş olabilir (Stoneley, 1981). Bitlis-Zagros Kenetindeki ilk çarpışmadan bu yana, Arap levhası, Avrasya sabit varsayılırsa, yaklaşık 300-500 km kuzeye doğru hareket etmiştir (Dewey vd. 1989, McQuarrie vd. 2003, Allen vd. 2004). Allen vd. (2004), İran dağ kuşaklarındaki (Zagros ve Elburz) deformasyonun 3-7 milyon yıl önce başladığını ve Güney Hazar Havzası'nda büyük bir yeniden yapılanmanın ~6 milyon yıl önce gerçekleştiğini öne sürmüştür. Ancak, Ritz vd. (2006), bu yeniden yapılanmanın Kuvaterner sırasında meydana geldiğini vurgulamıştır. Kopet Dağ için ise deformasyon başlangıcı ~5 milyon yıl önce olarak belirtilmiştir (Lyberis ve Manby 1999).



Şekil 2.5 Neotetis'in evrimini ve Kızıldeniz'in açılması ile Arap ve Avrasya çarpışması arasındaki ilişkiyi gösteren haritalar (McQuarrie vd. 2003' den uyarlanmıştır).

2.2.3 İran'ın yapısal zonları

İran, Alp-Himalaya Kuşağının bir parçası olup farklı tektonik zonlardan oluşan karmaşık bir alandır (Şekil 2.6). Güncel depremler ve yarı aktif volkanlar İran'ın jeodinamik açıdan aktif olduğunu göstermektedir. İran'ın jeolojisini kuzeyden güneye doğru 3 ana levha oluşturur. Bunlardan ilki Kuzey levha olarak tanımlanmakta olup Turan Levhasının (Avrasya Levhası) güney kenarını temsil eder.



Şekil 2.6 (A) İran, Türkiye ve civardaki ülkelerin levhalar içerisindeki konumları. GPS hız vektörleri UNAVCO (2021) 'dan alınmıştır. (B) KB İran ve civarında yer alan aktif fayların konumları (Hessami vd. 2003, Emre vd. 2013, Saber vd. 2018b, 2020, 2021). Kısaltmalar; AHF: Ahar Fayı, AFZ: Aras Fay Zonu, AF: Akhuiran Fayı, AKF: Akera Fayı, AMF: Ardebil–Miyaneh Fayı, BGFZ: Balıkgolu Fay Zonu, BF: Baskale Fayı, CF: Çaldıran Fayı, EF: Ercis Fayı, DBF: Doğubayazıt Fayı, GF: Garni Fayı, GSKFZ: Guilato–Siahcheshmeh–Khoy Fay Zonu, HSFZ: Horasan–Şenkaya Fay Zonu, KHF: Khazar Fayı, KF: Kazbel Fayı, MF: Maku Fayı, MFZ: Moghan Fay Zonu, KBFZ: Kuzey Bozgush Fay Zonu, PSSFZ: Pambak–Sevan–Sunik Fay Zonu, SAF: Salmas Fayı, GBFZ, Güney Bozgush Fay Zonu, GAKZ: Güneydoğu Anadolu Kenet Zonu, SF: Sangavar Fayı, SYFZ: Şemdinli–Yüksekova Fay Zonu, TAF: Taleş Fayı, TFZ: Tebriz Fay Zonu, TSF: Tasuj Fayı, ZF: Zanjan Fayı, VFZ: Van Fay Zonu, BHF: Batı Hazar Fayı.

İkincisi Orta levha olup Neo-Tetisin kuzey ve güney kolları ile sınırlı Gondvana Levhasının kuzey kenarını oluşturur. Üçüncü levha, Güney levha olarak tanımlanmakta

ve Arap Levhasının bir parçasıdır. İran'daki bu üç levha pek çok zon ile karakterize olur. Buna göre Kuzey levha Kopet Dağ ile Güney Hazar Havzasını kapsar. Orta levha ise kuzeyden güneye Elburz-Azerbaycan zonu, Merkez İran zonu, Sanandaj-Sirjan zonu, Lut Bloğu, Doğu İran zonu ve Mekran zonundan oluşur. Güney levha ise Zagros zonu ve Arap Platformu ile temsil olur (Stocklin 1968, Nabavi 1976, Berberian ve King 1981, Alavi 1991, Aghanabati 2004) (Şekil 2.6).

Kopet Dağ aktif bir bölge olup (Priestley vd. 1994, Jackson vd. 1995) İran'ın KD kesiminde 700 km uzunlukta, KB uzanımlı kıvrım ve bindirme kuşağıdır (Roustamovich 1967, Trifonov 1978). Altta Paleozoyik yaşlı temel kayalar ile bunları açısal uyumsuzlukla üzerleyen Jura-Miyosen yaşlı havza çökellerinden oluşur (Berberian ve King 1981). Kuşak bölgesel sıkışmaya bağlı güncel aktivitesini sürdürmektedir (Volvovsky vd. 1966, Trifonov 1978, Lyberis ve Manby 1999).

Elburz Zonu kavisli bir geometride kuzeyde Güney Hazar Havzası ve güneyde ise Merkez İran Bloğu ile sınırlanır. Doğuda Afganistan'daki Parapamisus Dağlarına kadar devam eder (Alavi 1991). Zonun güney sınırı tartışmalı olup bu sınır Atari Fayı (Alavi 1972), Semnan Fayı (Nabavi 1976), Tebriz Fayı (Alavi 1991) ve Garmsar Fayı (Berberian 1997) olarak yorumlanır. Zon, Paleotetis kenet zonunun meta-ofiyolitleri ve derin deniz çökelleri ile karakterize olur. Zonun doğu kesiminde ise bu birimleri Orta Jura-Günümüz yaşlı karbonat, molas türü sin-orojenik kumtaşı, şeyl ve konglomera birimleri örter (Afshar-Harb 1970, Alavi 1991, Madani 1977, Zonenshain ve LePichon 1986).

Merkez İran Zonu, İran Platosunun ana bileşenini oluşturur. Zon içerisinde Prekambriyen'den günümüze kadar sedimanter, metamorfik ve magmatik kayaların farklı ve geniş fasiyeslerini temsil eden litolojiler yer alır. Stocklin (1968)'e göre Merkez İran zonundaki kıvrımlanmalar Alpin orojenezi ile ilişkilidir. Zonun Triyas'dan günümüze kadar saat yönü tersine döndüğü öngörülür (Schmidt ve Soffel 1983, Şengör 1990). Zon boyunca bulunan volkanik oluşumlar Urmiya-Dokhtar kuşağı olarak adlanır. Kuşağın uzunluğu 1700 km ve genişliği ise 100 km olup Zagros Bindirme Zonuna

paralel yayılım gösterir. Kuşak boyunca volkanik aktivite Kretase'den başlamış ve Eosen'de en şiddetli dönemini yaşamıştır.

Diğer bir zon olan Sanandaj-Sirjan Zonu 1200 km uzunlukta, kuzeydoğuda Merkez İran ve güneybatıdaki Zagros zonları arasında yer alır. Zon, Geç Kretase'de Neotetis'in kapanması ve Arap ve İran levhalarının çarpışması sonucu oluşmuştur (Mohajjel 1997). Senendec-Sircan zonu Paleozoyik yaşlı birimler egemen olmak üzere Mesozoyik yaşlı kalın magmatik istiflerden oluşur. Taban kesiminde Prekambriyen yaşlı metamorfik kayalar yer alır. Permiyen sonrası litoloji özellikleri Merkez İran Zonunun birimleri ile deneştirilir.

Lut Bloğu, Merkez İran Zonunun doğu kesiminde yer alır. Blok yapısal açıdan Merkez İran Zonuna benzer özelliktedir. Geç Kimmeriyen orojenezinin (Triyas) etkileri belirgin olarak gözlenir (Stocklin and Nabavi, 1973).

Yığışım kaması olan Mekran Zonu dünyanın en geniş yığışım karmaşıklarından biridir. Zon, Arap ve Avrasya levhalarının yaklaşan kenarlarında Senozoyik süresince gelişmiştir. Doğrultusu boyunca 1000 km uzanıma sahiptir. Bu zonun gelişimi Himalaya orojenezi ile yaşıttır (Harms vd. 1984, Kopp vd. 2000). Zonun ilk gelişim evresi Geç Oligosen-Orta Miyosen yaşlı türbidit çökelleri ile temsil olur (Harms vd. 1984, Garzanti vd. 1996). Geç Miyosen-Orta Pleyistosen'de bu çökeller İran Levhası altına sürüklenmiştir (Platt vd. 1985). Orta Pleyistosen'den bu yana Mekran Zonunda, sahil kesimi yükselme ve normal faylanma etkisindedir. Buna karşın deniz kesiminde yığışım hala sürmektedir (Harms vd. 1984).

İran'ın en doğu kesiminde yer alan Doğu İran Zonu, 800 km uzunluğa ve 200 km genişliğe sahiptir. Zonun taban litolojisini ofiyolitik kayalar oluşturur. Üzerinde ise filiş çökelleri yer alır (Samani ve Ashtari, 1992). Bölge yaygın bindirme ve kıvrımlara sahiptir. Doğu İran Zonu, İran'ın diğer kesimlerinden farklı olarak Hint Levhasının kuzey ve kuzeybatıya hareketi sonucu gelişmiştir (Darvishzadeh 1991).

Zagros Zonu karmaşık deformasyon işlevlerinin ürünü olup, gelişimine Geç Kretase'den itibaren başlamıştır (Darvishzadeh 1991). Deformasyon yapılarının oluşumu Arap Levhasının İran Levhasıyla çarpışması sonucudur. Kızıl Deniz'in açılması ile de Pliyosen döneminde deformasyon oranı artış gösterir (Sattarzadeh vd. 2002). Zagros zonu iki ana yapısal birimden oluşur. Bunlar, Kıvrımlanmış Zagros ve Yüksek Zagros dur. Kıvrımlanmış Zagros kesimi genel olarak binlerce metre kalınlıkta denizel çökellerden oluşmuştur. Bu çökeller Üst Miyosen-Alt Pliyosen ve Pleyistosen zamanlarında kıvrımlanmaya ve yükselmeye başlar ve Zagros Kıvrım Kuşağını meydana getirir (Berberian 1995, Allen vd. 2004). Zagros Zonunun Yüksek Zagros kesimi özellikle literatürde Zagros çarpışma zonu veya Zagros bindirme zonu olarak da tanımlanır (Stocklin 1968). Zonun genişliği 10 km ile 65 km arasında değişmektedir. Yaygın sedimantasyon ve magma gelişimi söz konusudur. Zon boyunca çarpışma ve bindirme-kıvrımlanma süreçleri İran Levhasının hızla yükselmesine ve Urmiya-Dokhter magmatik kuşağı boyunca magmatik-volkanik etkinliklerin oluşumuna sebep olmuştur (Stocklin 1968, Alavi 1991). Arap Platformu veya Huzestan Ovası tamamen tortul kayalardan oluşmuştur. Bölgede yaşlı birimlerin bu tortul birimler tarafından örtülmesinin yanı sıra petrol sondaj verileri ve jeofizik çalışmalar alanda Paleozoyik-Günümüz birimlerinin olduğunu ortaya koyar. Huzestan Ovası yapısal açıdan sade olup K-G eksen yönelimli kıvrımlanma gösterir. Bölgenin Zagros zonu ile olan sınırı belirgin değildir (Darvishzadeh 1991).

2.2.4 İran'ın deformasyon alanları

Batıdan doğuya 1700 km ve kuzeyden güneye 1000 km boyutlara sahip olan İran, yaygın deformasyon alanları içeren aktif bir kıta bölgesidir. Meydana gelen deformasyonlar Arap ve Avrasya levhaları arasındaki yakınsama sonucu olup, sıklıkla oluşan büyük depremlerle ilişkilidir. Arap ve Avrasya levhaları arasındaki göreceli hareket ve İran'daki ilgili genel deformasyon, GPS ölçümlerinden anlaşılmıştır (McClusky vd. 2000, 2003, Nilforoushan vd. 2003, Vernant vd. 2004, Masson vd. 2007). İran'daki ilk GPS ölçümleri, Arap ve Avrasya levhaları arasındaki kuzey-güney kısalmasının 50° boylamda ~22 mm/yıl ve 60° boylamda ~25 mm/yıl olduğunu göstermiştir. Bu miktar NUVEL-1A manyetik anomali rekonstrüksiyonlarından

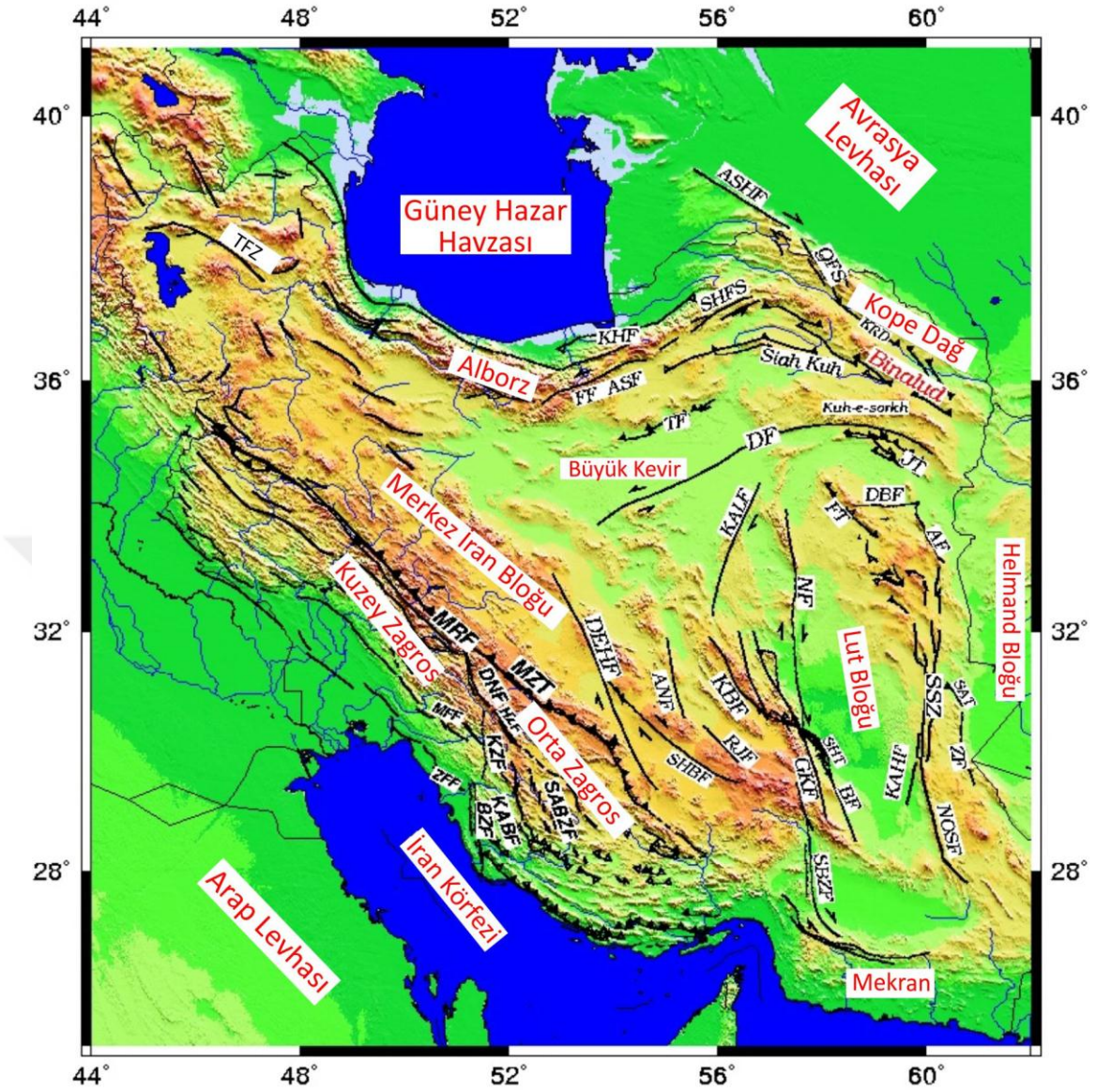
(DeMets vd. 1994, Minster ve Jordan 1978) tahmin edilen 30–35 mm/yıl ’dan daha düşüktür (Şekil 2-4).

İran'daki deformasyon genellikle kıta içi deformasyon türündendir. Buna karşı tek istisna Umman Denizi'nin okyanusal litsferi İran'ın güneydoğusundaki Makran Kuşağı boyunca kuzeye doğru dalmasıdır. Deformasyon bölgelerin topoğrafik özellikleri ve meydana gelen sismik olaylar, bu alanlarda aktif deformasyonun en önemli kanıtları olarak literatürde yer almıştır (Jackson ve McKenzie 1984, Jackson ve McKenzie 1988). İran nispeten rijid ve asismik bloklarla çevrilidir: güneybatıda Arap levhası, kuzeydoğuda Turan Kalkanı (Avrasya levhasına ait) ve doğuda Hellmand bloğu (Avrasya levhası) (Jackson ve McKenzie 1984, Jackson vd. 1995).

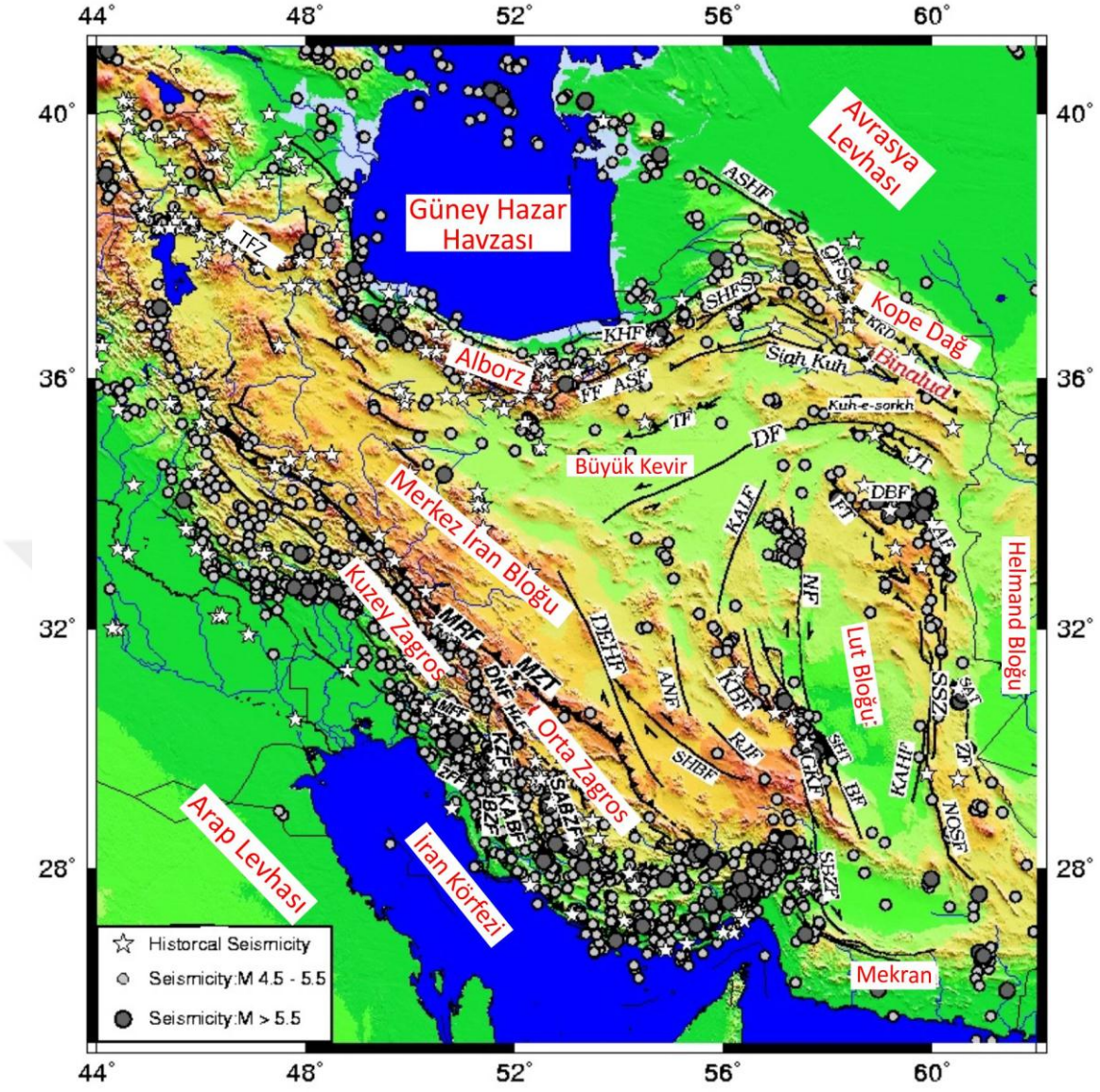
Deformasyonun büyük kısmı İran'ın önemli dağ kuşaklarında yer almıştır; güneybatı kesiminde Zagros, kuzeyde Elburz ve kuzeydoğuda Kopet Dağı. Bu deformasyon, yerkabuğunun (dağ kuşakları) kısalması, kalınlaşması ve göreceli asismik ve düzlükler oluştran rijit blokları (Örn. Orta İran bloğu olarak Büyük Kavir çölü ve Sanandaj-Sirjan zonu, Güney Hazar Havzası ve Lut bloğu (Jackson ve McKenzie 1984, Jackson ve McKenzie 1988) sınırlayan büyük doğrultu atımlı faylarda doğrultu atımlı hareketler şeklinde meydana gelir (Şekil 2.7).

2.2.5 İran’ın depremselliği

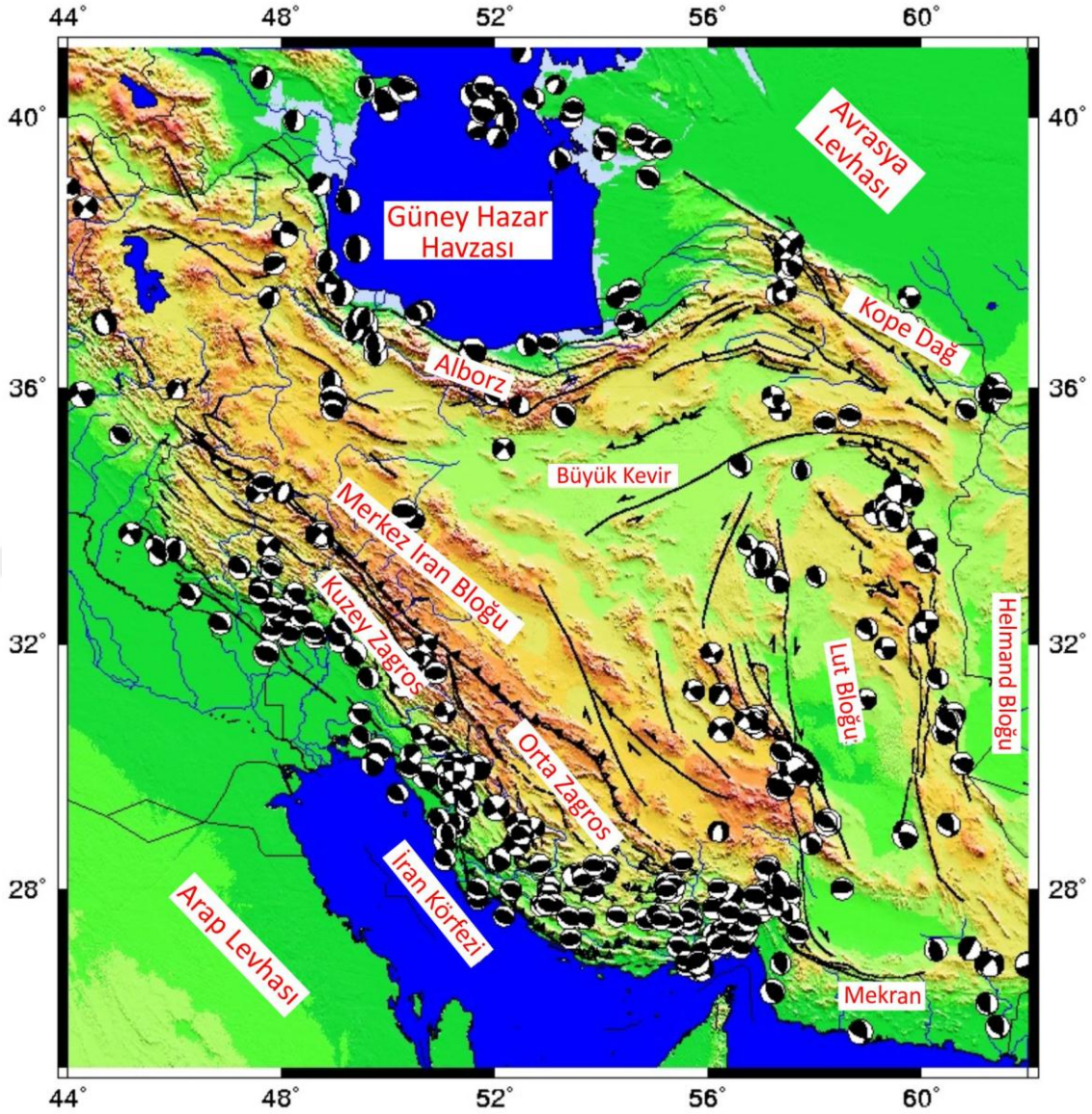
Yedinci yüzyıldan beri İran'da çeşitli tarihsel ve aletsel depremler kaydedilmiştir (Şekil 2.8 ve 2.9) (Ambraseys ve Melville 1982, Engdahl ve Villasenor. 2002, Berberian ve Yeats 1999, Berberian 2005). Bu depremlerin çoğu 20. yüzyılda meydana gelmiştir. 1900'den beri İran'da meydana gelen ~7,0 büyüklüğündeki 14 deprem (7 yılda bir) ve 6,0-6,9 büyüklüğünde 51 depremde (her 2 yılda bir) en az 126.000 kişi hayatını kaybetmiştir. Bu süre zarfında ise en az dokuz şehir tamamen tahrip olmuştur (her 10 yılda bir şehir) (Berberian 2005).



Şekil 2.7 İran'ın önemli Fay zonları (Tavakoli 2007'den yeniden düzenlenmiştir). AF: Abiz Fayı, ANF: Anar Fayı, ASF: Astaneh Fayı, ASHF: Aşkabat Fayı, BF: Bam Fayı, BZF: Borazjan Fayı, DNF: Dena Fayı, FT: Ferdous Bindirmsi, DF: Doruneh Fayı, DBF: Dasht-e-Bayaz Fayı, DEHF: Dehshir Fayı, FF: Firuzkuh Fayı, GKF: Gowk Fayı, HZF: Yüksek Zagros Fayı, JT: Jangal Bindirmesi, KHF: Hazar Fayı, KZF: Kazerun Fayı, KABF: Karehbas Fayı, KAHF: Kahurak Fayı KALF: Kalmard Fayı, KBF: Kuhbanan Fayı, LF: Lakarkuh Fayı, MFF: Zagros Dağ Cephesi Fayı, MRF: Zagros Ana Yeni Fayı, MZT: Ana Zagros Bindirmesi, NF: Nayband Fayı, NOSF: Nosrat Abad Fayı, QFS: Quchan Fay Sistemi, RJF: Rafsanjan Fay, SAT: Sefid Abeh Bindirmesi, SABZF, Sabzpushan Fayı, SBZF: Sabzevaran Fayı, SHT: Shahdad Fayı, SHBF: Shahr Babak Fayı, SHFS: Shahrud Fay Sistemi, SSZ: Sistan Kenet Zonu, TZF: Tebriz Fayı, TF: Torud Fayı, ZF: Zahedan Fayı, ZFF: Zagros "Foredeep" Fayı

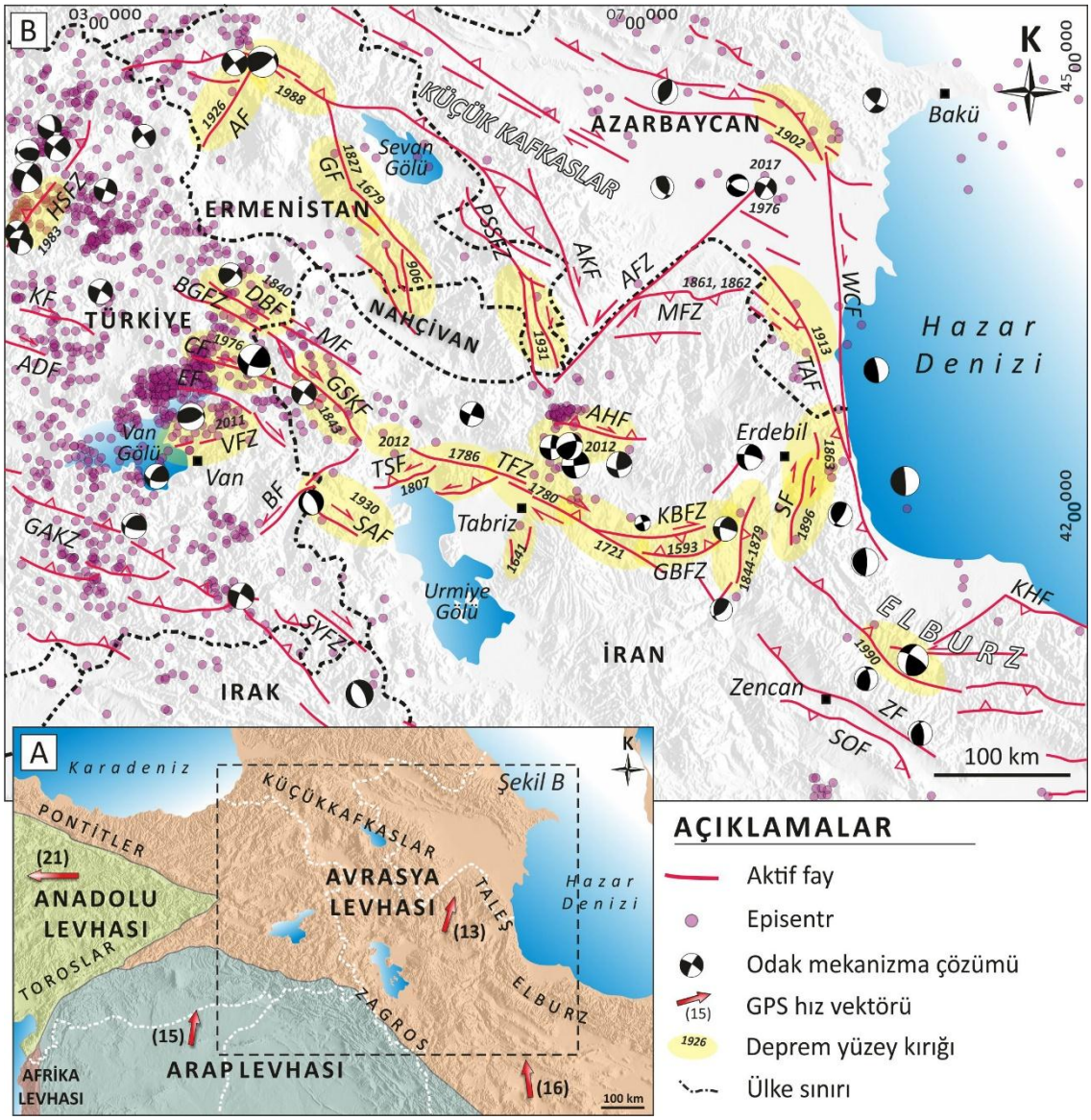


Şekil 2.8 İran'ın tarihsel (Ambraseys ve Melville 1982) ve aletsel (IRIS 2020) dönem depremselliği (Tavakoli 2007'den yeniden düzenlenmiştir). AF: Abiz Fayı, ANF: Anar Fayı, ASF: Astaneh Fayı, ASHF: Aşkabat Fayı, BF: Bam Fayı, BZF: Borazjan Fayı, DNF: Dena Fayı, FT: Ferdous Bindirmesi, DF: Doruneh Fayı, DBF: Dasht-e -Bayaz Fayı, DEHF: Dehshir Fayı, FF: Firuzkuh Fayı, GKF: Gowk Fayı, KALF: Yüksek Zagros Fayı, JT: Jangal Bindirme, KHF: Hazar Fayı, KZF: Kazerun Fayı, KABF: Karehbas Fayı, KAHF: Kahurak Fayı : Kalmard Fayı, KBF: Kuhbanan Fayı, LF: Lakarkuh Fayı, MFF: Zagros Dağ Önü Fayı, MRF: Zagros Ana Yeni Fay, MZT: Ana Zagros Bindirmesi, NF: Nayband Fayı, NOSF: Nosrat Abad Fayı, QFS: Quchan Fayı Sistemi, RJF : Rafsanjan Fayı, SAT: Sefid Abeh Bindirmesi, SABZF, Sabzpushan Fayı, SBZF: Sabzevaran Fayı, SHT: Shahdad Bindirmesi, SHBF: Shahr Babak Fayı, SHFS: Shahrud Fay Sistemi, SSZ: Sistan Kenet Zonu, TFZ: Tebriz Fayı, TF: Torud Fayı, ZF: Zahedan Fayı, ZFF: Zagros "Foredeep" Fayı



Şekil 2.9 İran genelinde önemli fay zonları üzerinde meydana gelen depremlerin odak mekanizma çözümleri (Tavakoli 2007'den yeniden düzenlenmiştir)

Meydana gelen depremler, yukardaki bölümlerde açıklanan deformasyon bölgeleri ile yakından ilişkilidir. Buna göre, depremler daha çok Zagros, Elburz, Kopet Dağ dağ kuşaklarında, kuzeybatı İran, Orta İran ve Lut Bloklarını çevreleyen faylar boyunca meydana gelmektedir (Jackson ve McKenzie 1984, Jackson ve McKenzie 1988). Ancak sismik deformasyon oranı bu alanlarda tek tip değildir (Jackson ve McKenzie 1988, Masson vd. 2006). Türkiye'nin doğusundaki ve İran'ın kuzey batısındaki sağ yanal doğrultu atımlı faylanmalar arasında belirgin bir devamlılık gözlenmemekle birlikte kökensel ilişkili olabileceği yorumu yapılır (Şekil 2.10).



Şekil 2.10 (A, B) Kuzeybatı İran ve çevresindeki alanların levha sınırlarını ve ana tektonik özelliklerini gösteren haritalar. Aktif faylar Hessami vd. (2003) ve Emre vd. (2013)'den alınmıştır. (A)'daki kırmızı oklar, Avrasya'ya göre GPS hızlarını göstermektedir (Reilinger vd. 2006). Deprem yüzey kırıkları Emre vd. (2013) ve Solaymani Azad vd. (2014) 'den alınmıştır. Mor noktalar deprem merkez üslerini ($M \geq 3$) göstermektedir (1976–2021 yılları için Berberian 1997, IRIS ve IIEES kataloglarından elde edilmiştir). Deprem odak mekanizmaları Jackson vd. (2002), Solaymani Azad vd. (2014), EMSC ve USGS veri tabanlarından yeniden uyarlanmıştır. Kısaltmalar için şekil 2.6 B'ye bakınız

Sismik olarak aktif bu faylar yıkıcı hasarlara neden olan tarihsel depremlere ev sahipliği yapmıştır. Örneğin 1780 (Tebriz depremi, Ms=7,4), 1930 (Selmas Depremi, Ms=7,2) ve 1976 (Çaldıran Depremi, Ms=7,3) depremleri bu faylar ile ilişkili oluşmuştur (Mckenzie

1972, Jackson ve Mckenzie 1984, Westaway 1990, Jackson 1992). TFZ son 200 yıl içerisinde büyük deprem üretmemekle birlikte tarihsel çok sayıda yıkıcı depreme neden olmuştur (Örn. 858, 1042, 1273, 1304, 1550, 1641, 1717, 1721, 1780 ve 1786 depremleri) (Ambraseys ve Melville 1982, Berberian ve Yeats 1999) (Şekil 2.10). Bunlardan 1721 ve 1780 depremleri 50-60 km yüzey kırığı oluşturmuştur (Ambraseys ve Melville 1982). 1976 Çaldıran depreminin oluşturduğu yüzey kırığı ile TFZ'nin aynı sistem içerisinde geliştiği düşünülür. KB İran'da meydana gelen en önemli tarihsel ve aletsel depremler çizelge 2.1 de verilmiştir.

Çizelge 2.1 KB İran'da meydana gelen en önemli tarihsel ve aletsel depremlerin listesi

Deprem	***Yıl***	***Büyüklük***	***Yer***	***Can Kaybı***
Erdebil	893	Bilinmiyor	Erdebil-Miyaneh Fayı?	150,000
Tebriz	1042	7.3	Tebriz Fay Zonu	40,000
Erivan	1679	6.3	Garni Fayı	7,600
Tebriz	1721	7.3	Tebriz Fay Zonu	40,000
Tebriz	1780	7.4	Tebriz Fay Zonu	50,000
Doğubeyazit	1840	7.4	Galiatu-Siyahçeşme-Hoy Fayı	40,000
Moghan	1861	6.0	Moghan Fay Zonu	-
Moghan	1862	6.1	Moghan Fay Zonu	-
Bozkuş	1879	6.7	Güney Bozkuş Fay Zonu	2,000
Khalkhal-Sangabad	1896	6.7	Sangavar Fayı	1,900
Selmas	1930	7.2	Selmas Fayı	2,500-4,000
Zengezur	1931	6.4	Pambak-Sevan-Sunik Fay Zonu	Up to 2,800
Çaldıran-Muradiye	1976	7.1	Çaldıran Fayı	3840
Sabırabad	1976	5.2	Aras Fay Zonu	-
Spitak	1988	6.8	Pambak-Sevan-Sunik Fay Zonu	25,000
Erdebil	1997	6.1	Golestan? Fayı	1,100
Eher-Verzegan	2012	6.5	Eher Fayı	306

3. ARAS FAY ZONU

İnceleme alanı ile Küçük Kafkasların sınırı, yapısal unsurların yönelimlerindeki farklılıkla ayırt edilebilmektedir (Şekil 2.10). Küçük Kafkaslarda yapıların genel doğrultusu KB-GD iken, Aras Nehrinin GD kesimlerinde yer alan yapılar genellikle D-B yönelimlidir (Asadian vd. 1994). İnceleme alanı ve yakın çevresinde Geç Kretase döneminde meydana gelen yoğun Alpin orojenezi faaliyetleri etkin olarak Paleosen ve Eosen dönemlerinde de devam etmiştir. Geç Eosen-Geç Miyosen aralığı ise orojenez faaliyetlerinin daha sınırlı olduğu bir dönemdir. Ancak daha güney kesimlerde meydana gelen karasallaşma ve volkanik aktiviteler, özellikle Moghan bölgesinde bir çöküntü alanın oluşumu ve Oligo-Miyosen yaşlı kırıntılı birimlerin çökelimi ile temsil olur (Asadian vd. 1994). Pliyo-Kuvaterner döneminde bölgede etkin olan tektonik aktivite birimlerde yaygın kıvrımlanmaların gelişimine neden olurken (Asadian vd. 1994) Kuvaterner dönemi ise bölgedeki kayaların ve genç çökellerin özellikle faylanması ve yer değiştirmesi söz konusudur. AFZ bölgedeki litolojilerin deformasyonu ve farklı birimlerin yer değiştirmeye bağlı yan yana gelmesinin ana kaynağını oluşturur (Saber vd. 2020).

Literatürde yer alan haritalarda AFZ genellikle bir çizgisellik olarak gösterilmiş, zonun karakteri, yer değiştirme miktarı, kayma hızı ve oluşum yaşına yönelik net bir bilgi olarak ortaya konulmamıştır (Örn. Chandra 1981, Jackson ve McKenzie 1984, Mkrtchian 2000, Golonka 2004). İlk kez McKenzie (1972), Aras fayı olarak belirttiği çizgiselliği bir blok sınırını temsil eden fay olarak tanımlamıştır. Chandra (1981) 02.03.1976 depreminin odak mekanizma çözümüne dayanarak, depremin normal fay veya KD-GB doğrultulu ve doğrultu atımlı sistemde Aras Fayına bağlı olarak meydana geldiğini öne sürmüştür. Jackson ve McKenzie (1984) 1976 depremini, Azerbaycan sınırında yer alan çizgisellik ile ilişkilendirir. Yazarlara göre bu KD-GB doğrultulu çizgisellik, Kuzey Kafkaslarda gözlenen çizgiselliklere benzer olarak sol yanal doğrultu atımlı fay sistemine yani Aras fayına işaret etmektedir. Barka ve Reilinger (1997), Aras Fayının sol yanal bir doğrultu atımlı fay olduğu ve sağ yanal Tebriz fayı ile birlikte Ahar Bloğunun doğuya doğru hareket etmesine yol açtığını vurgulamıştır. Yine bazı yazarlar Aras Fayına farklı tanımlamaları ile çalışmalarında yer vermişlerdir (Mkrtchian

2000, Golonka 2004, Moayyed ve Rezaei Moghaddam 2005, Solaymani Azad 2009, Madanipour vd. 2018, Zamani ve Masson 2014). Saber vd. (2018a, 2020, 2021) ilk kez AFZ'nin morfotektonik özelliklerini ve yapısal evrimini detaylı inceleyerek zonun günümüzde de aktivitesinin devam ettiğini belirlemiştir.

3.1 Litoloji

İnceleme alanı Fanarezoyik üst sisteminin farklı kaya türlerini içermektedir. Alanın Senozoyik öncesi en yaşlı birimini metamorfik kayalar oluşturur. Olası Devoniyen yaşlı bu birimler Üst Permiyen yaşlı sedimanter kayalar tarafından uyumsuz olarak örtülür. Alanın Mesozoyik yaşlı birimleri volkanik (Jura), volkano-sedimanter, sedimanter ve plütonik kayalar (üst Jura-Kretase) ile temsil olur. Değişen yüzeylemelere sahip Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı bu kaya topluluklarını Aras Vadisinin her iki kesiminde görmek olasıdır (Şekil 3.1). İnceleme alanında geniş yüzeylemelere sahip Senozoyik birimler yaygın sedimanter ve magmatik litolojiler ile temsil olur. Alandaki bu litolojiler üç grup olarak haritalanmıştır. Paleosen-Eosen yaşlı birimleri altta konglomera, kumtaşı, silttaşı ve marn üstte ise volkanit (andezit, bazalt), volkano-sedimanter birimler (piroklastikler, kumtaşı, şeyl) ile granitoyid intrüzyonlarını kapsar. Oligo-Miyosen yaşlı birimleri farklı kalınlıklı ve ara seviyeli kırıntılı birimler (Örn. kumtaşı, çamurtaşı, konglomera) oluşturur. Bu birimlere az oranda karbonat kayaları eşlik eder. Özellikle Aras Nehri kuzeydoğu uzanımı boyunca görülen Pliyo-Kuvaterner birimler alt kesimleri konglomera, kumtaşı, gölsel kireçtaşı, piroklastik kayalar ile lavlar ile temsil olur (Şekil 3.1). İnceleme alanının en genç kaya birimlerini temsil eden Kuvaterner yaşlı çökeller çok az tutturulmuş veya gevşek litolojiler (Örn. çakıl, kum, kil, killi silt) alüvyon, alüvyal yelpaze ve yamaç moluzu olarak yüzeyler.

3.1.1 Jura birimleri

Çalışma alanındaki en yaşlı litolojiyi oluşturan Jura birimleri inceleme alanının içerisinde güney ve batı kesimlerde sınırlı alanlarda yüzeyleyen mostralar halinde görülür (Şekil 3.1). Bu birimler volkanik kayalar (andezit, porfir andezit, trakit,

trakiandezit, ignimbirit) ve sınırlı yerlerde rekristalize kireçtaşlarından oluşur (Babakhani vd. 1990).

3.1.2 Kretase birimleri

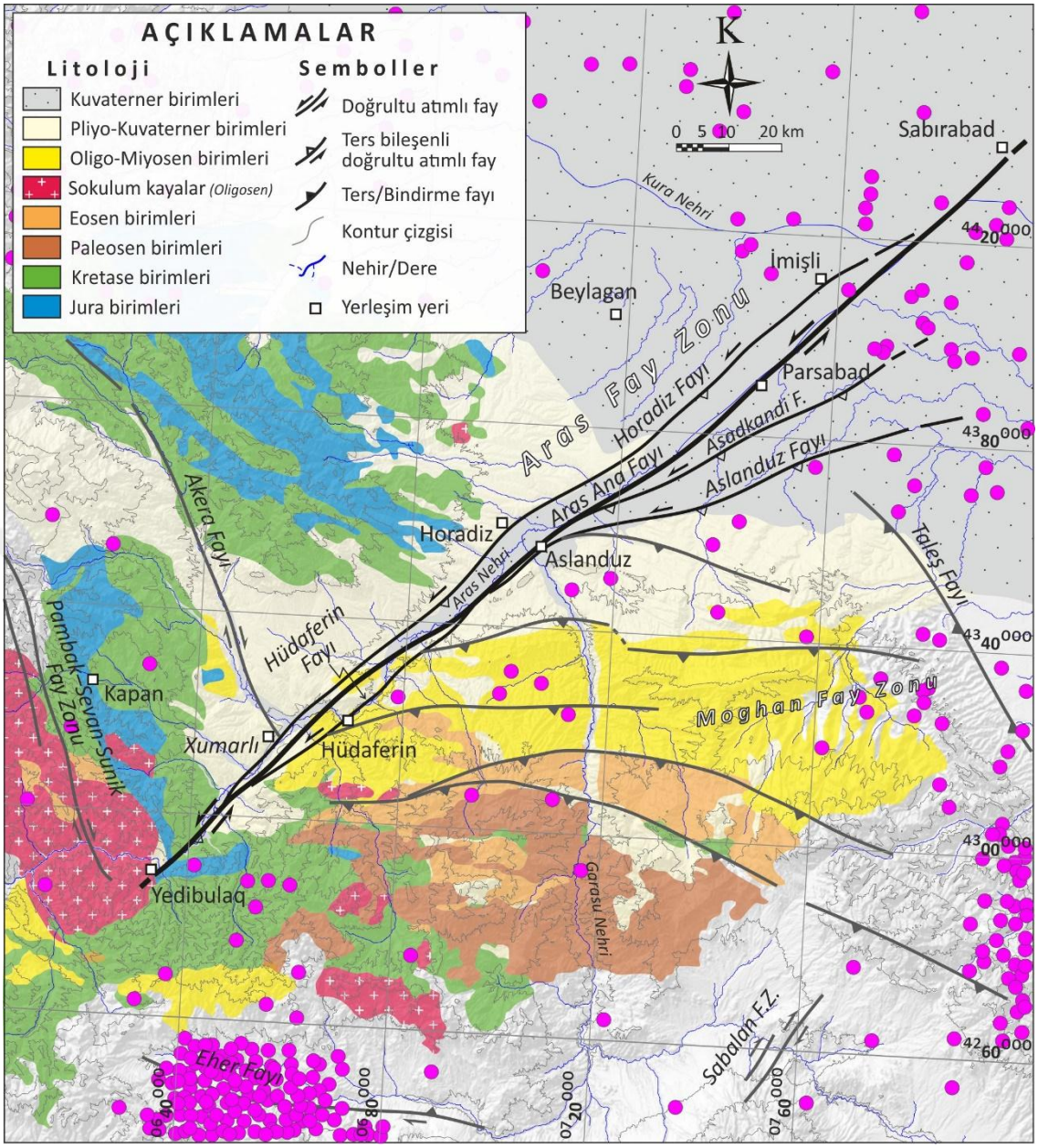
İnceleme alanının güney kesimlerinde yaygın olarak görülen Kretase yaşlı birimler, en alt kesimlerde Baremiyen ve Albiyen yaşlı orbitolina fosili içeren marnlı kireçtaşlarından oluşur (Babakhani vd. 1990, Asadian vd. 1994) (Şekil 3.1). Kireçtaşları alt kesimlerde ince tabakalı marnlar, üst kesimlerde ise daha kalın tabakalı marn birimleri ile ardalanmalıdır. Bu birimler uyumsuz dokanakla Üst Albiyen-Üst Turoniyen çamurtaşı ve kireçtaşı ile örtülür. Daha üst kesimlerde ise marn, kumtaşı, konglomera ve marnlı kireçtaşı ile yersel ara seviyeli volkanitler yer almaktadır. Harita alanında kimi yerlerde Kretase yaşlı bu birimler genç birimler üzerine itilmiş olarak görülür.

3.1.3 Paleosen birimleri

Paleosen birimleri inceleme alanının güneydoğu kesimlerinde geniş mostralara sahiptir (Şekil 3.1). Birimin en alt kesimleri marn, kireçtaşı ve kumtaşı türü sedimanter kayalar ile başlar ve yukarıya doğru mor renkli konglomera, breş ve kumtaşı birimleri ile devam eder (Asadian vd. 1994, Oskoi ve Rahimzadeh 1994). En genç kayalar ise deniz altı volkanizmasının ürünleri (Örn. piroksen andezit, analsim, tefrit ve trakit) oluşturur. Bu birimlerde özellikle Moghan Fay Zonuna yakın alanlarda kıvrımlı ve ters faylanma yaygındır.

3.1.4 Eosen birimleri

Eosen yaşlı birimler harita alanının güney kesiminde Mogan, Aras ve Pambak-Sevan-Sunik Fay zonları tarafından kesilmiştir (Şekil 3.1). Çoğu litolojilerini volkanitler (Örn. latit, bazalt, dasit, andezit ve ignimbiritler) ile sınırlı alanlarda ise marn ve numulitik kireçtaşları oluşturur (Asadian vd. 1994, Oskoi ve Rahimzadeh 1994).



Şekil 3.1 AFZ ve yakın çevresinin sadeleştirilmiş jeoloji haritası (Babakhani vd. 1990, Asadian vd. 1994, Oskoi ve Rahimzadeh, 1994, Saber vd. 2020, 2021'den yararlanarak çizilmiştir). Mor noktalar 1976-2021 arasndaki depremselliği (M≥3) göstermektedir (IRIS 2021).

3.1.5 Intrüzif birimler (Oligosen)

Oligosen yaşlı intrüzif birimlerin çoğu yüzeylemeleri harita alanının güneybatı kesiminde yer alır (Şekil 3.1). Bu kayalar ince-orta kristalli granitoyidler ile temsil olur.

3.1.6 Oligo-Miyosen birimleri

Çalışma alanının orta ve güney kesimlerinde mostra veren Oligo-Miyosen yaşlı birimler tabanda Eosen yaşlı birimler üzerinde uyumsuz olarak gelir (Asadian vd. 1994, Oskoi ve Rahimzadeh 1994) (Şekil 3.1). Birim altta siltli, killi marn ve tüflü kumtaşlarıyla başlar. Bu birimler gri renkli konglomera ve fosilli kumtaşları ile yanal ve düşey geçişlidir. İstifin üst kesimlerinde ise tüflü kumtaşı, kumtaşı, şeyl, silttaşı ve kiltaşı ardalanmalı birimler yer alır. Bölgede Oligo-Miyosen yaşlı çökeller yoğun kıvrımlanmalar gösterir. Bu birimler yine aktif faylar tarafından etkilenerek Pliyo-Kuvaterner birimlerin üzerine itilmiş olarak görülür.

3.1.7 Pliyo-Kuvaterner ve Kuvaterner birimler

Harita alanının genişçe bölümü Pliyo-Kuvaterner ve Kuvatermer birimler ile örtülüdür (Şekil 3.1). Pliyo-Kuvaterner birimler alt seviyelerinde konglomera, kumtaşı ve tüfit gibi kırıntılı birimlerin ardalanması ile temsil olur; üst kesimlerde gölsel kireçtaşları bulunur (Asadian vd. 1994, Oskoi ve Rahimzadeh 1994). Kuvaterner birimleri geniş yayılımlı gevşek çökeller oluşturur. Bu birimler Aras Nehrinin çakıl, kum, silt ve kil birimleri dışında alüvyal yelpaze ve yamaç molozu olarak biriken kırıntılılar ile temsil olur.

Pliyo-Kuvaterner ve Kuvaterner birimlerde AFZ'na bağlı olarak yüksek eğim kazanmış ve dikleşmiş tabakalanmalar, kıvrımlanmalar ve dere yataklarında yer değiştirmeler tektonik aktiviteyi ortaya koyar.

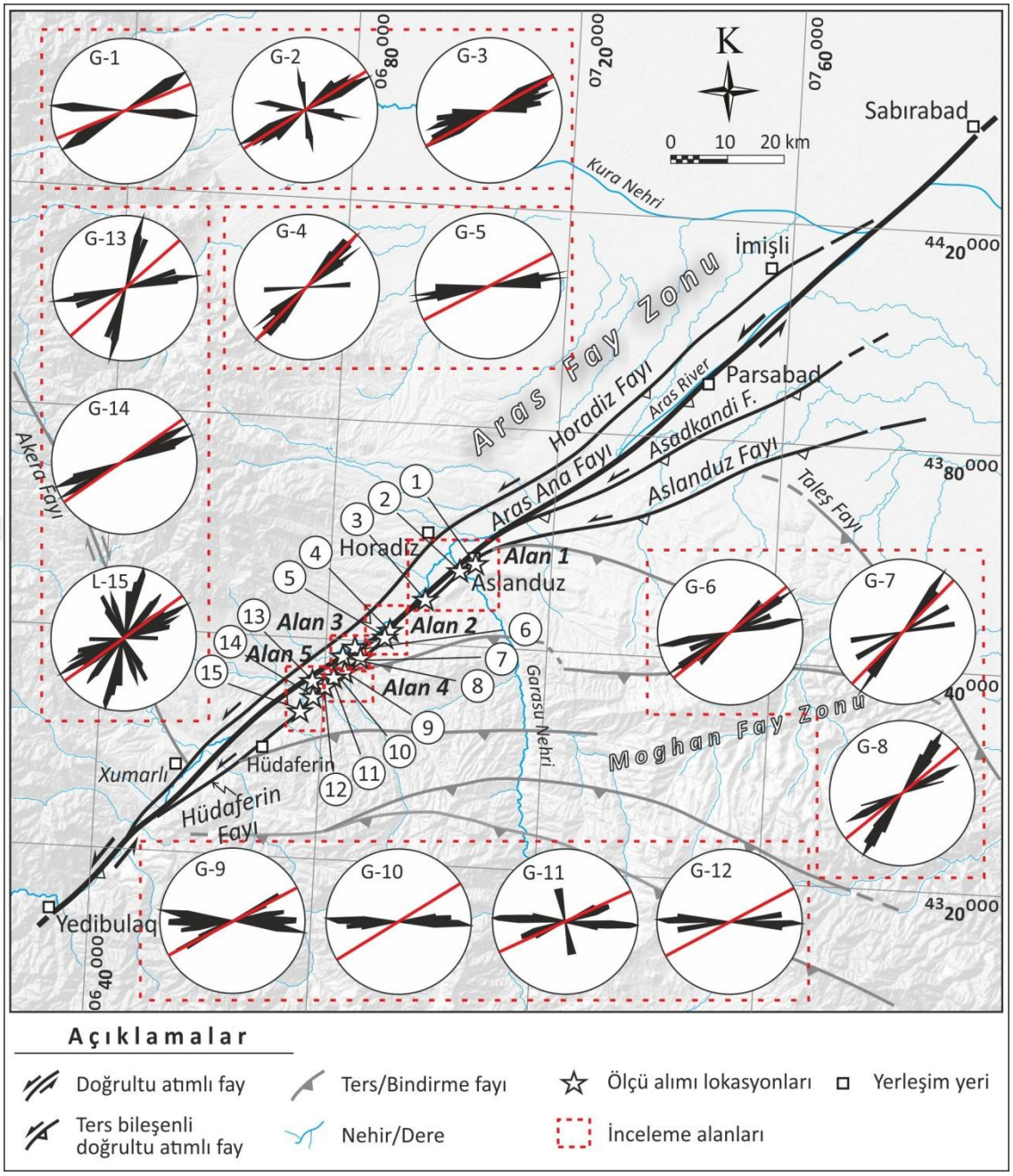
3.2 Yapısal Analiz

3.2.1 Tanımsal analiz

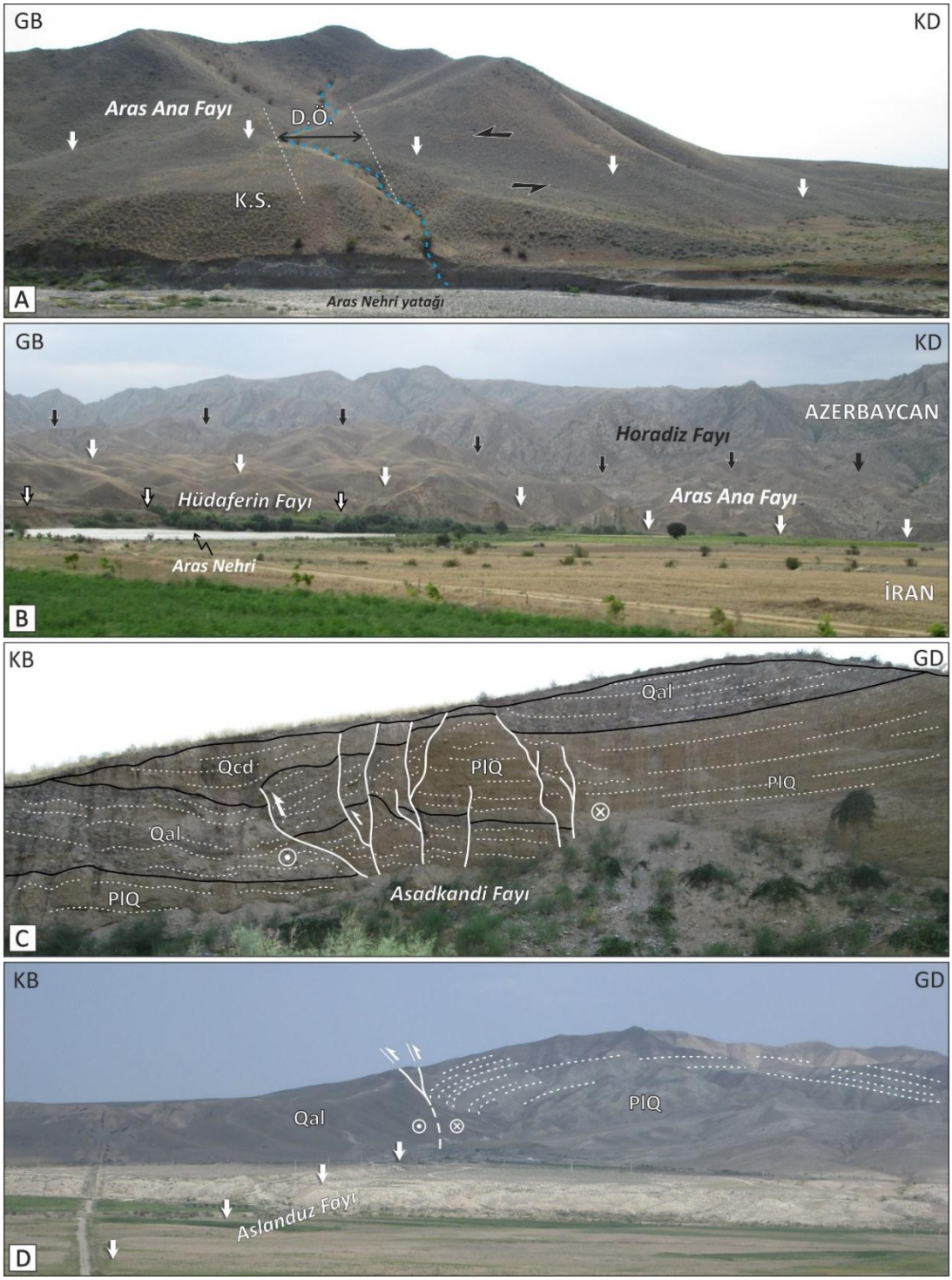
Aras Fay Zonu (AFZ) Kuzeybatı İran ile Azerbaycan sınırında yer alan en önemli aktif fay zonudur (Saber vd. 2020, 2021) (Şekil 3.2). Zon Yedibulaq (İran) ile Sabırabad

(Azerbaycan) yerleşim yerleri arasında KD-GB yönelime sahiptir. Yaklaşık 240 km takip edilebilir uzunluğa ve 0.6 km ile ~35 km genişliğe sahip zon, sol yanal doğrultu atımlı faylanma ile temsil olmaktadır (Şekil 3.2). Zonu oluşturan ana fay ve fay kolları bölgedeki litolojileri keser özelliktedir. Zon, tüm uzanımı boyunca homojen faylanma sunmamaktadır. Bu durum bölgenin günümüz jeomorfolojik özelliklerinden anlaşılmaktadır. Zonun güneybatı uzanımı oldukça dar bir zon olarak gelişim gösterirken orta kesimleri örgülü geometriye sahiptir. Zonun kuzeydoğu uzanımı ise saçaklanmalı fay geometrisi özelliği gösterir (Şekil 3.2). AFZ bölgede tanımlanmış diğer bazı fay zonları ile etkileşim sunar. Buna göre zonun güneybatı uzanımında KB-GD uzanımlı Akera Fayı ile Pambak–Sevan–Sunik Fay Zonu yer almaktadır. Zonun güney kesiminde ise Moghan Fay Zonunun fayları bulunmaktadır (Saber vd. 2020). AFZ geometrik özelliğine göre 5 farklı fay kolundan oluşmaktadır. Bunlar Aras Ana Fayı, Horadiz Fayı, Hüdaferin Fayı, Asadkandi Fayı ve Aslanduz Fayıdır (Şekil 3.2).

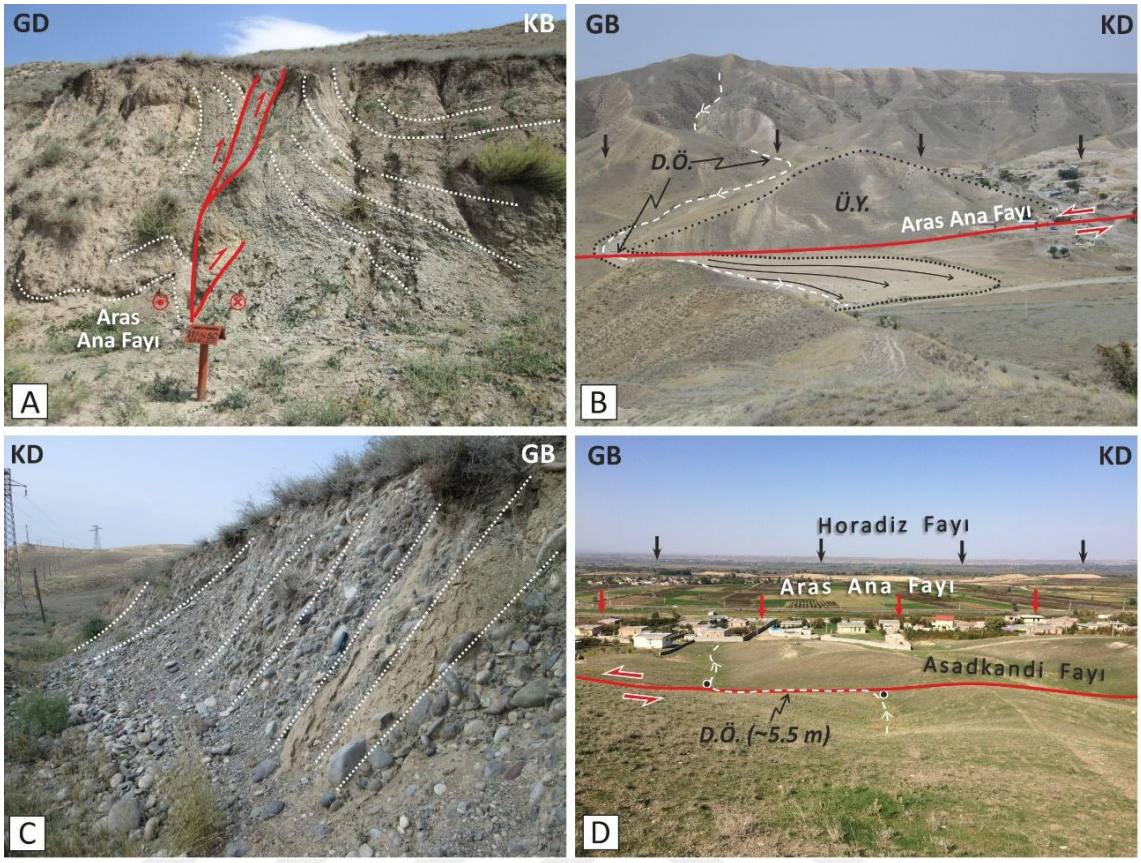
Aras Ana Fayı, zon boyunca Yedibulaq ve Sabirabad yerleşim yerleri arasında KD-GB uzanıma sahiptir; fay bu yerleşim yerlerinin sırasıyla güneydoğu ve kuzeybatısında sönümlenerek belirsiz hale gelmektedir (Şekil 3.2). Fay izi farkedilir kavisli bir geometride olup doğrultusu K43°-61°D'dur; fay yüzeyi ölçümlerinde eğimi 50°-85°GD'dur. Harita alanındaki tüm litolojileri kesen Aras Ana Fayı güneybatı uzanımında Mesozoyik birimleri etkilerken orta kesimlerinde Oligo-Miyosen ve Pliyo-Kuvaterner yaşlı birimleri karşı karşıya getirir. Kuzeydoğu uzanımında ise alanda geniş yayılımları bulunan Kuvaterner çökellerini keser. Fay bölgede belirgin jeomorfolojinin oluşumuna neden olur. Bölgede Aras Nehrinin çok büyük bölümü Aras Ana Fayının göreceli izini takip etmektedir (Şekil 3.2). Fay boyunca oluşan yükseltiler ve alçaklıklar tipik morfolojik oluşumlardır (Şekil 3.3 ve 3.4). Yükseltilerin bir kısmı tipik basınç sırtı oluşumu olup kıvrım ve verev ters faylanmalar ile temsil olmaktadır. Aras Ana Fayı boyunca sol yanal yer değiştirme miktarları bölgedeki dere ve nehir yataklarındaki göreceli yer değiştirmeden kestirmek mümkün olabilmektedir. Buna göre fay boyunca yer değiştirme miktarı bir kaç yüz metreye ulaşabildiği arazide ve uydu görüntülerinde gözlemlenmiştir.



Şekil 3.2 AFZ'nin geometrisini gösteren yapısal harita. Gül diyagramları arazide ölçülen fay düzlemlerinin doğrultusundan oluşturulmuştur. Kırmızı renkli çizgiler AFZ'nin gözlem noktalarındaki doğrultusunu göstermektedir. Dairelerdeki rakamlar gözlem noktalarını göstermektedir.

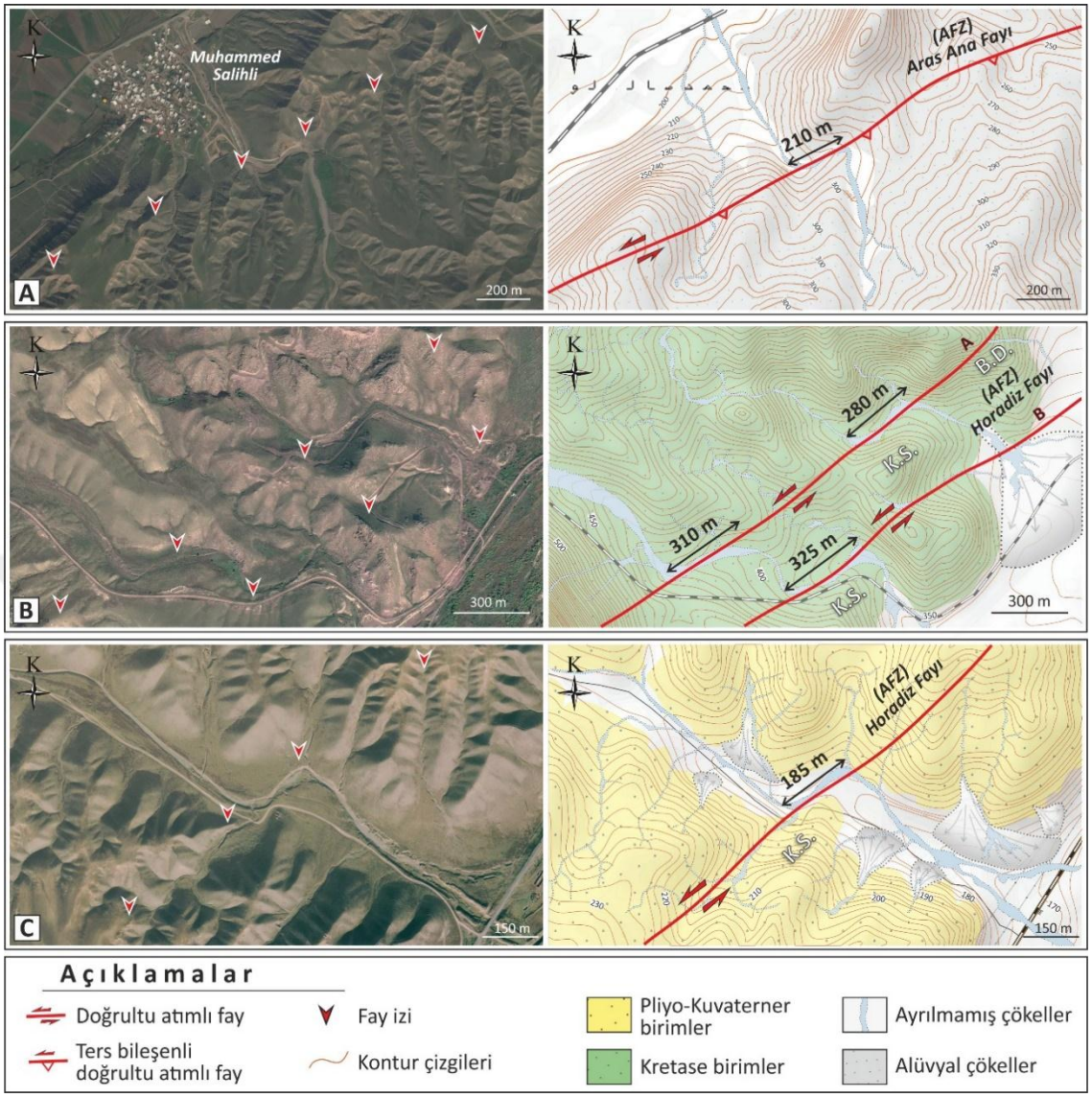


Şekil 3.3 AFZ'de fay zonunun etkilediği alanları gösteren şekil. (A) Aras Ana Fayının etkilediği dere ötelenmesi ve kapama sırtı gelişimi. (B) AFZ'nin Aras Ana, Horadiz ve Hüdaferin faylarının uzaktan görünümü. (C) Asadkandi fayında genç çökelleri etkileyen fay kollarının profil görünümü, (D) Aslanduz Fayı üzerinde faylanmaya bağlı gelişen kıvrımlanma ve Pliyo-Kuvaterner yaşlı birimlerin kendi içerisinde itilmesini gösteren arazi görünümü. Kısaltmalar; D.Ö.: Dere ötelenmesi, K.S.: Kapama sırtı, PlQ: Pliyo-Kuvaterner çökelleri, Qal: Kuvaterner alüvyon, Qcd: Kuvaterner kolüvyal çökelleri



Şekil 3.4 AFZ ve ona ait fay kollarının arazi görünümleri. (A) Aras Ana Fayının yakından görünümü, (B) Aras Ana Fayı üzerinde faylanma ile ilişkili gelişen morfolojik yapılar (C) AFZ boyunca Kuvaterner birimlerin tektonik kaynaklı tiltlenmesi (D) AFZ'nin üç farklı kolunun görünümü, Asadkandi Fayı boyunca genç dere ötelenmesi dikkat çekicidir. Kısaltmalar: D.Ö.: Dere ötelenmesi, Ü.Y.: Üçgen yüzey.

Horadiz Fayı, Aras Ana Fayının kuzey kesiminde Xumarlı ve İmişli arasında yaklaşık 110 km takip edilebilir ize sahiptir. Fay Xumarlı'nın güneybatısında ve Imishli'nin kuzeydoğusunda gittikçe sönümlenerek Aras Ana Fayın bağlanır (Şekil 3.2). Kavisli geometriye sahip fay alandaki Plio-Kuvaterner ve Kuvaterner çökellerini keser; fayın doğrultusu K36°-62°D arasında değişir. Bazı alanlarda fay uzanımı keskin süreksizlik olarak görülürken bazı kesimlerde geniş morfolojik zon olarak kendini göstermektedir.



Şekil 3.5 AFZ boyunca farklı fay kolları üzerinde yer alan morfotektonik belirteçleri ve belirlenen dere ötelenmeleri gösteren şekil. (A) Aras Ana Fayı, (B, C) Horadiz Fayı. Kısaltmalar: B.D.: Başsız dere, K.S.: Kapama sırtı.

Horadiz Fayı Xumarlı yakınlarında Akera Fayını kesmektedir. Fay boyunca tipik morfotektonik belirteçler olağandır. Fay boyunca yüzlerce metre sol yanal yer değiştirmeye uğramış dere yatakları karakteristiktir (Şekil 3.5). Yine Horadiz Fayı ve fay kolları boyunca gelişen kapama sırtları, başsız dereler ile fayların kestiği ya da asimetrik geometri kazandırdığı alüvyal yelpazeler yaygındır (Şekil 3.5).

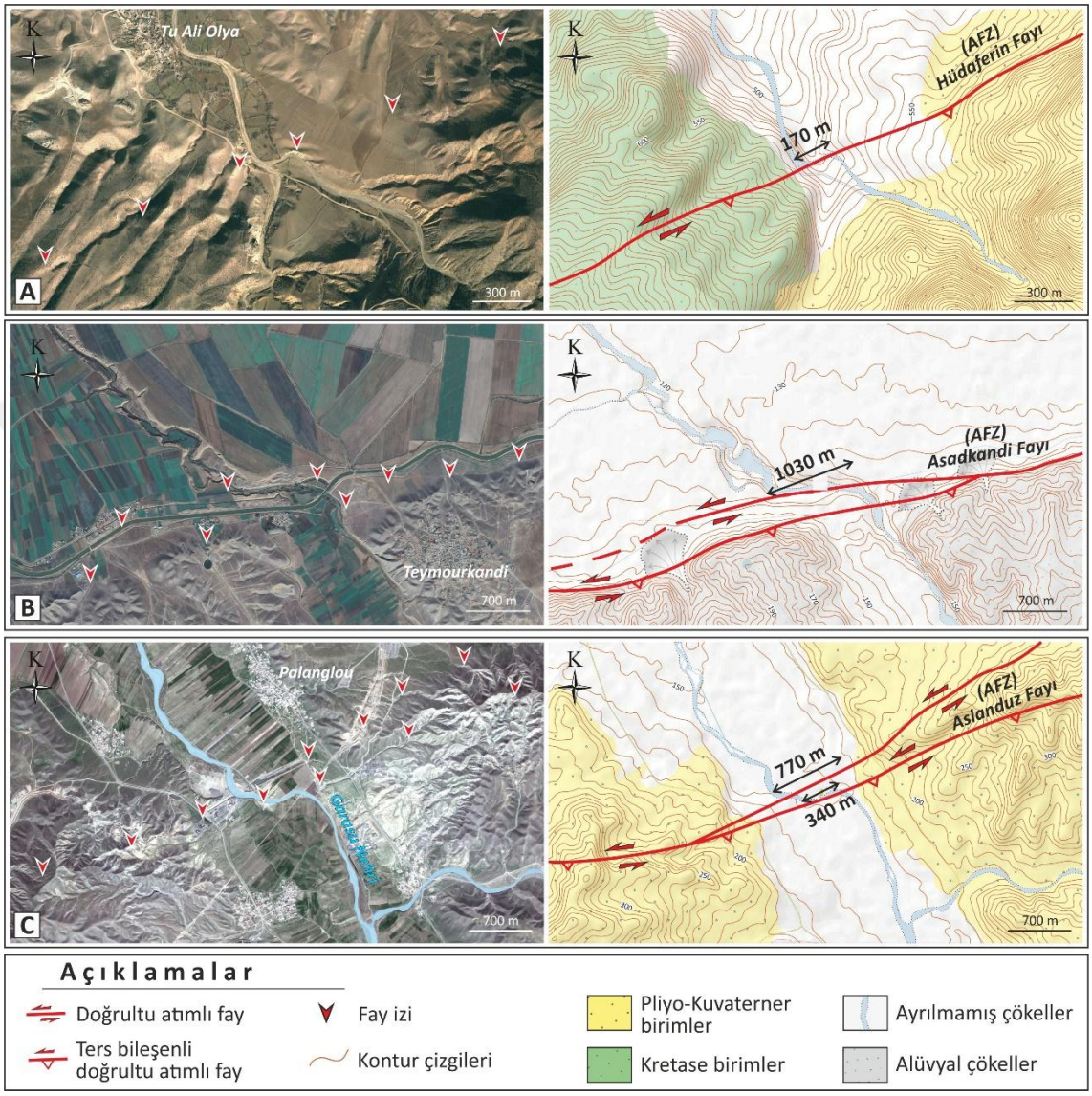
Hüdaferin Fayı AFZ'nin güneybatı uzanımında Aras Ana Fayından ayrılan ve kavislenerek tekrar bağlanan fay geometrisi özelliğindedir; bu durum bölgede KD-GB

uzanımlı fay bloğunun oluşumuna neden olmaktadır (Şekil 3.2). Fayın uzanımı ~50 km olup Aras Ana Fayı ile benzer doğrultuya (K48°-57°D) sahiptir. Kavisli geometri bu fayın da ana özelliğidir. Fay boyunca Oligo-Miyosen yaşlı birimler ile Kuvaterner yaşlı çökeller karşı karşıya gelmiştir. Moghan Fay Zonunun bazı fayları Hüdaferin Fayı tarafından kesilmektedir (Şekil 3.2). Hüdaferin Fayı da bölgede benzer şekilde morfotektonik yapı gelişimine neden olmaktadır. Dere yataklarındaki yer değiştirme belirgindir (Şekil 3.6). Fay boyunca sol yanal bu yer değiştirmeler 1.5-2 km'ye ulaşmaktadır.

AFZ kuzeydoğu uzanımı yine Asadkandi ve Aslanduz Fayları ile temsil olmaktadır. Bu faylar Aras Ana Fayından ayrılan fay kolları özellikte olup atkuyruğu geometrisi oluştururlar (Şekil 3.2). Asadkandi Fayı da benzer olarak Aras Ana Fayından fay kolu olarak ayrılır; fayın doğrultusu K59°-70°D arasında değişmektedir. Fay 60 km uzanıma sahiptir; tümüyle Kuvaterner birimleri keser ve kuzeydoğu uzanımında sönümlenir (Şekil 3.2). Kuvaterner birimlerinde doğrultu atım fay deseni tipiktir; tabakalardaki yer değiştirme özelliği fayın ters bileşene sahip olduğunu ortaya koymaktadır (Şekil 3.3C). AFZ'nin tüm faylarında olduğu gibi Asadkandi Fayı karakteristik morfotektonik oluşumlara sebebiyet vermektedir. Fay boyunca farklı miktarda dere yataklarında yer değiştirme ve alüvyal yelpaze gelişimleri yaygındır (Şekil 3.6).

Aslanduz fayı Marjan köyünün güneyinde Aras Ana Fayından ayrılır ve Aslanduz'un güneyinden geçer ve Kura Havzasının Kuvaterner çökelleri içerisinde sönümlenir. Kavisli geometri gösteren fay bölgede yaklaşık 90 km takip edilebilir uzunluğa sahiptir (Şekil 3.2). Fayın doğrultusu bir miktar değişkenlik gösterir. Aras Ana Fayı yakınlarında benzer doğrultu gösterirken kuzeydoğu uzanımında belirgin kavislenme göstererek yaklaşık DKD-BGB doğrultuya (K49°-79°D) ve GD eğime sahiptir. Aslanduz Fayı boyunca Pliyo-Kuvaterner yaşlı birimler kuzeye doğru Kuvaterner yaşlı genç birimler üzerine itilerek kıvrımlanmıştır (Şekil 3.1 ve 3.6). Faylanma ile tabakalarda tiltleşme yüksek açılarda eğimlenmeler belirgindir. Tabaka eğimleri faydan uzaklaştıkça giderek düşmekte ve ilksel yatay konuma gelmektedir (Şekil 3.4). Dağ cepheleri, faylanma ile oluşan önemli morfolojik özellik olup fay boyunca derelerin yer değiştirmesi ve alüvyal yelpazelerin kesilmesi ya da asimetrik gelişim göstermesi

olağandır. Aslanduz'un GD kesiminde Garasu nehrindeki ~700 metre sol yanal atım belirgindir (Şekil 3.6).



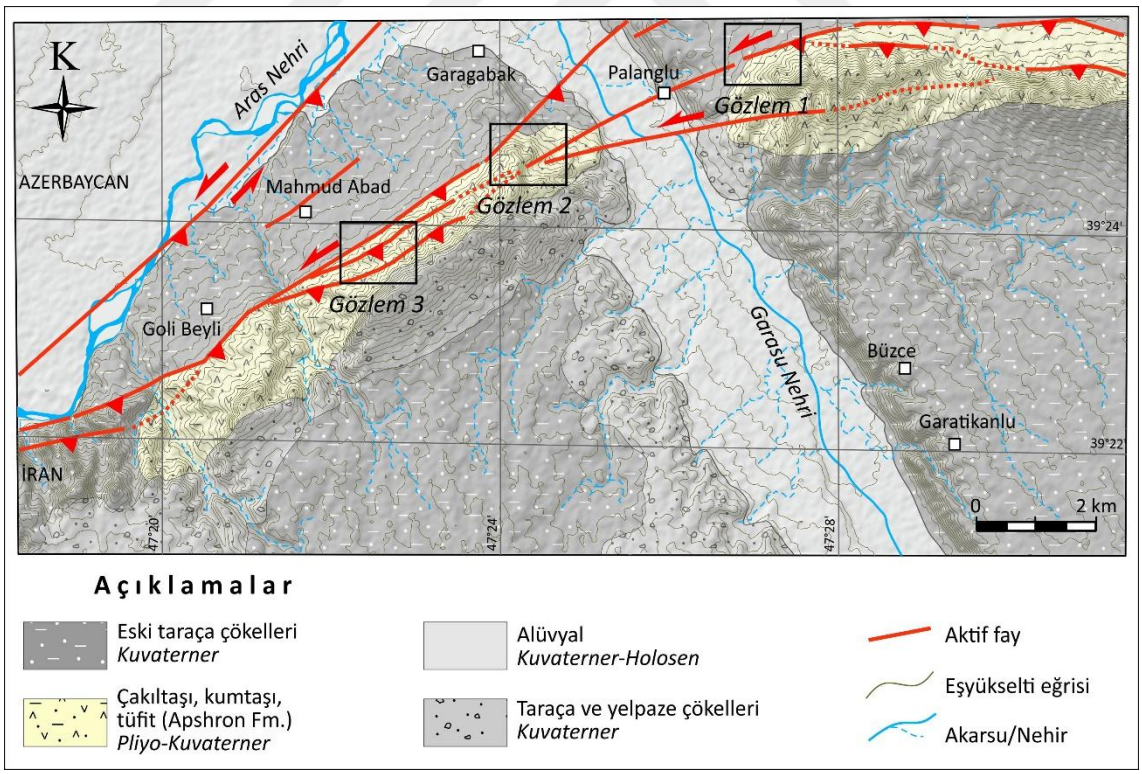
Şekil 3.6 AFZ'nin farklı kolları üzerinde belirlenen dere ötelenmelerini gösteren şekil. (A) Hüdaferin Fayı, (B) Aslanduz Fayı, (C) Asadkandi Fayı

3.2.2 Kinematik ve dinamik analiz

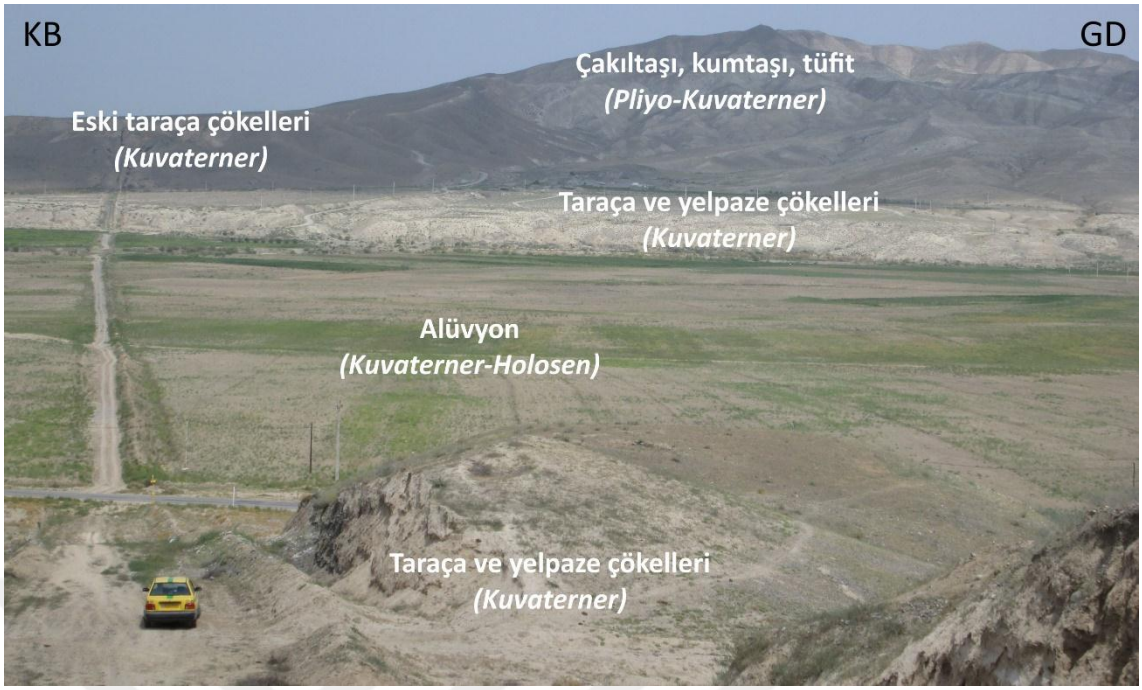
AFZ'nu temsil eden faylanmalar jeolojik ve jeomorfolojik farklı belirteçlerle kendini göstermektedir. Bu faylanmaların bir bölümü kayma düzlemleri ile temsil olmaktadır. Zon boyunca 5 farklı alanda 15 gözlem noktasında 163 tipik kayma düzlemi ölçüleri alınmıştır. Bu düzlemlerin yapısal özellikleri ve birbirleri ile olan açısal ilişkileri Riedel

kırık geometrisi sunar. Buna göre düzlemlerin bir bölümü Y kırık düzlemini temsil ederken bir bölümü R, P ve X kırık düzlemleridir.

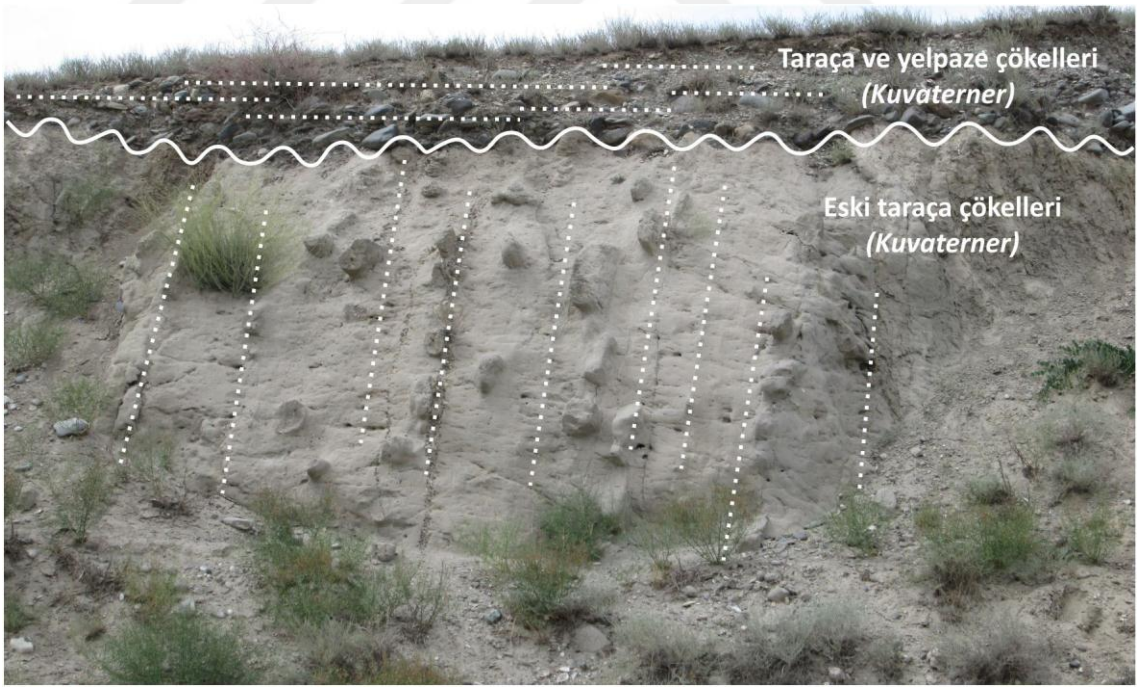
Alan 1 çalışma alanın KD kesiminde yer alır (Şekil 3.2). Bu alanda gözlemlenen Pliyo-Kuvaterner sonrası genç çökellerden oluşmuştur (Şekil 3.7). Alanda en yaşlı birimler Pliyo-Kuvaterner yaşlı çakıltaşı, kumtaşı ve tüfit türü birimlerdir. Uzamış sırtlar şeklinde görünen bu birimler yüksek erozyon süreçlerinin yanı sıra tektonik olaylar sonucunda yüzeyde mostralar halinde görünmektedirler. Alandaki daha geniş yüzeyleri kaplayan diğer birimler ise Kuvaterner yaşlı eski ve genç taraçalar ve yelpaze çökelleri ile Kuvaterner-Holosen yaşlı alüvyonlardır (Şekil 3.7). Alandaki aktif faylanma göreceli yaşlı birimlerin daha genç birimler üzerine itilmesi ve nehir ve dere yataklarındaki farklı miktarlarda sol yanal yer değiştirmeler olarak gözlemlenmiştir (Şekil 3.7 ve 3.8). Aktif tektonik olayların diğer bir göstergesi ise göreceli olarak yaşlı birimlerin tabakalarının eğim kazanıp dik duruma gelmesidir (Şekil 3.8).



Şekil 3.7 Alan 1 ‘e ait jeoloji haritası. Alanın konumu Şekil 3.2’de gösterilmiştir.

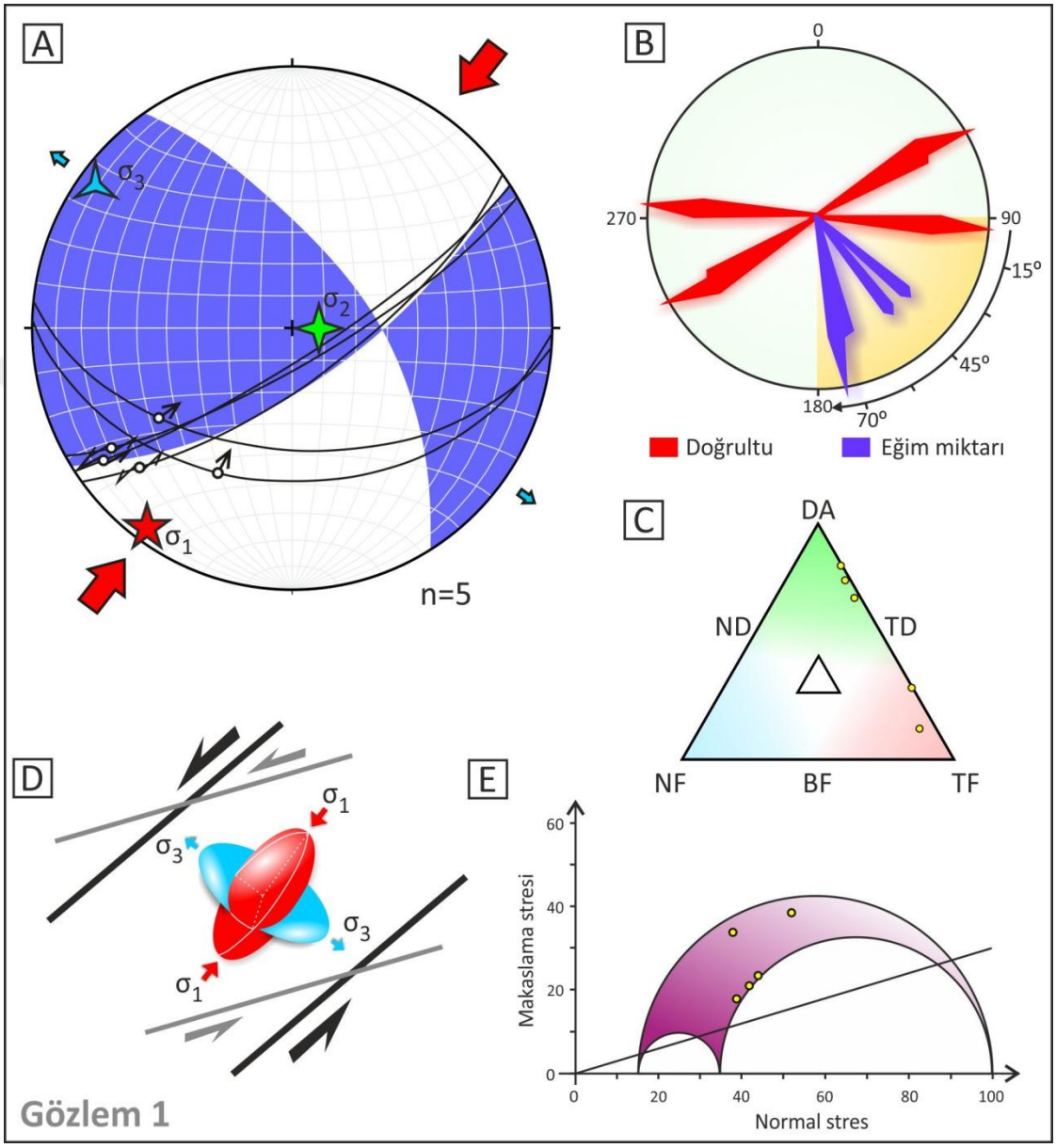


Şekil 3.8 Alan 1'de farklı yaş ve litolojiye sahip birimlerin görünümü (0710544D, 4365536K)



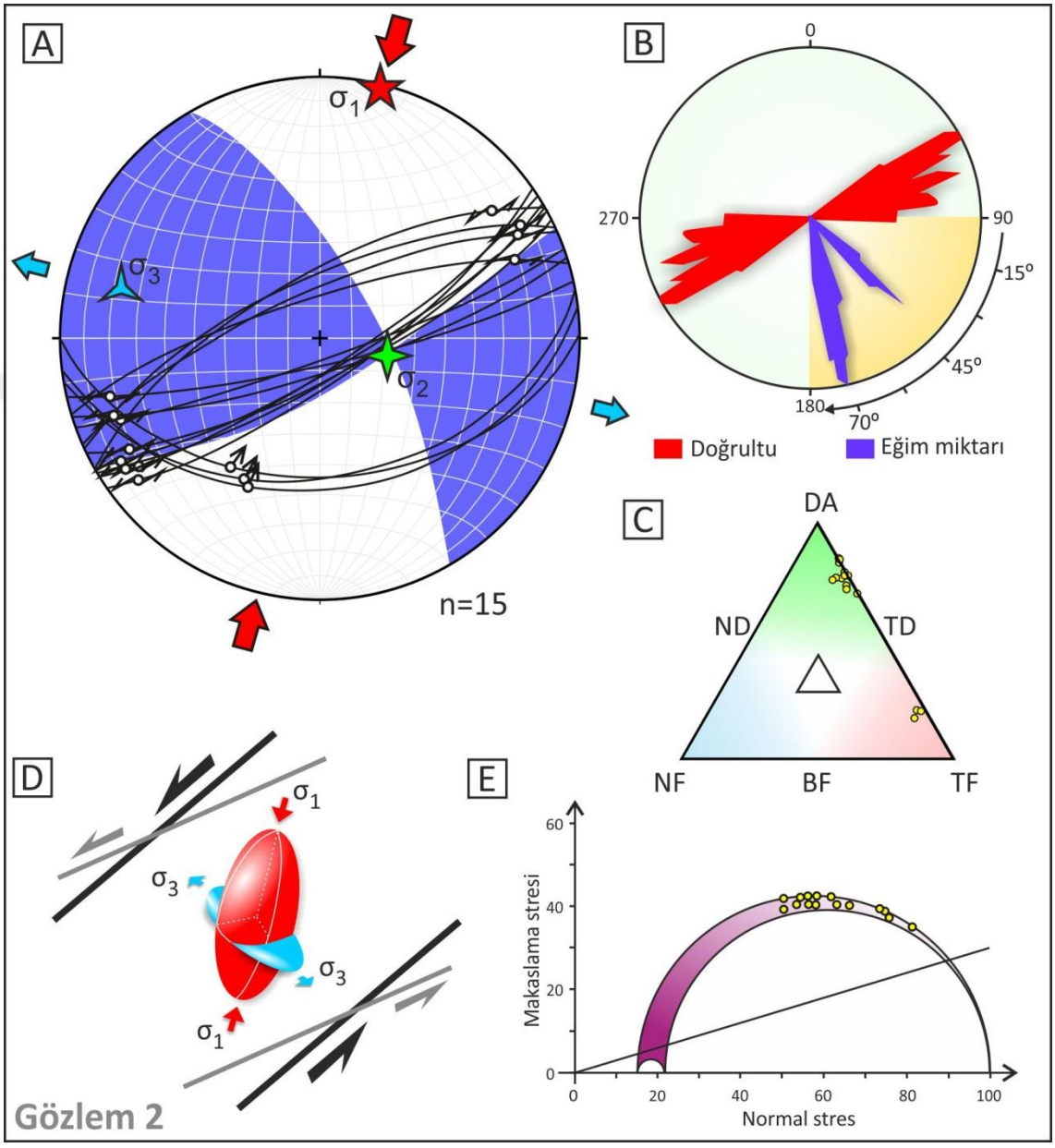
Şekil 3.9 Alan 1'de eski taraça çökelleri ile genç taraça ve yelaze çökelleri arasında açısal uyumsuzluğun görünümü (0708766D, 4364655K)

Alan 1'de üç farklı lokasyondan alınan toplam 46 fay düzlemi ve kayma çizgiselliklerinin analizi, egemen tektonik rejimin yanal sıkışmalı ve sıkışmalı doğrultu atımlı olduğunu ortaya koymuştur (Şekil 3.10, 3.11 ve 3.12, Çizelge 3.1).

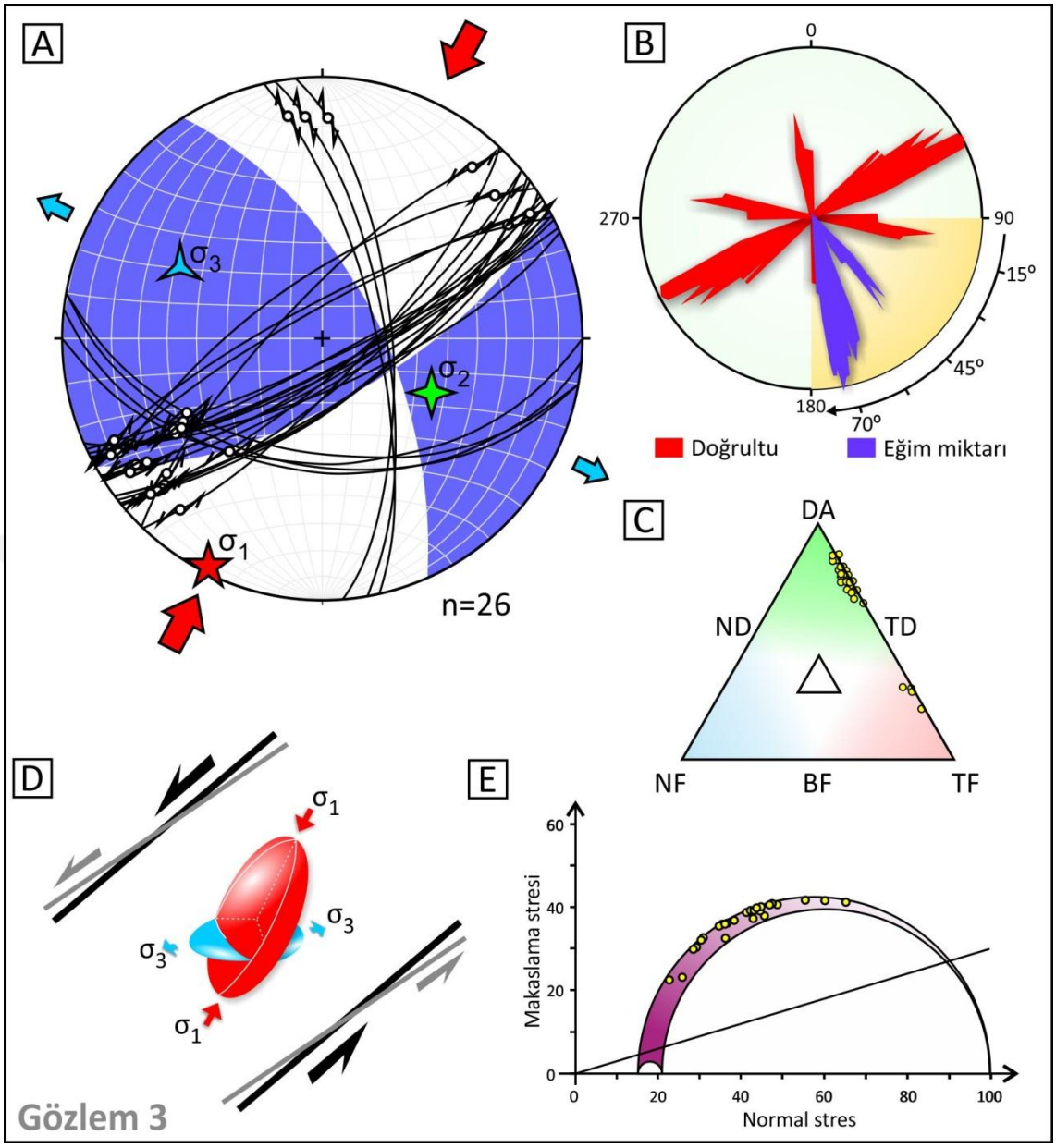


Şekil 3.10 AFZ üzerinde Alan 1, Gözlem 1'de alınan kayma düzlemleri ve kayma çiziklerinin kinematik ve paleostres analizi. A) Wintensor (Delvaux ve Sperner 2003) programından elde edilen kayma düzlemleri ve çizgiselliklerin kuzey yarı küre sterografik izdüşümü. Mavi/beyaz renkli alanlar fay düzlemi çözümünü göstermektedir. B) fay düzlemleri ve eğim miktarlarını gösteren gül diyagramı. C) Frohlich diyagramı (Frohlich 1992). D) Ana stres yönlerine ait stres elipsoidi. Siyah çizgiler AFZ'nin genel doğrultusu, gri çizgiler ise gözlem noktasında ölçülen fayların genel doğrultusunu yansıtmaktadır. E) Mohr diyagramı.

Bu alanlarda hesaplanan ana stres eksenlerinin durumu sıkışma yönünün KD-GB ve KKB-GGD yönelimli olduğunu göstermektedir.

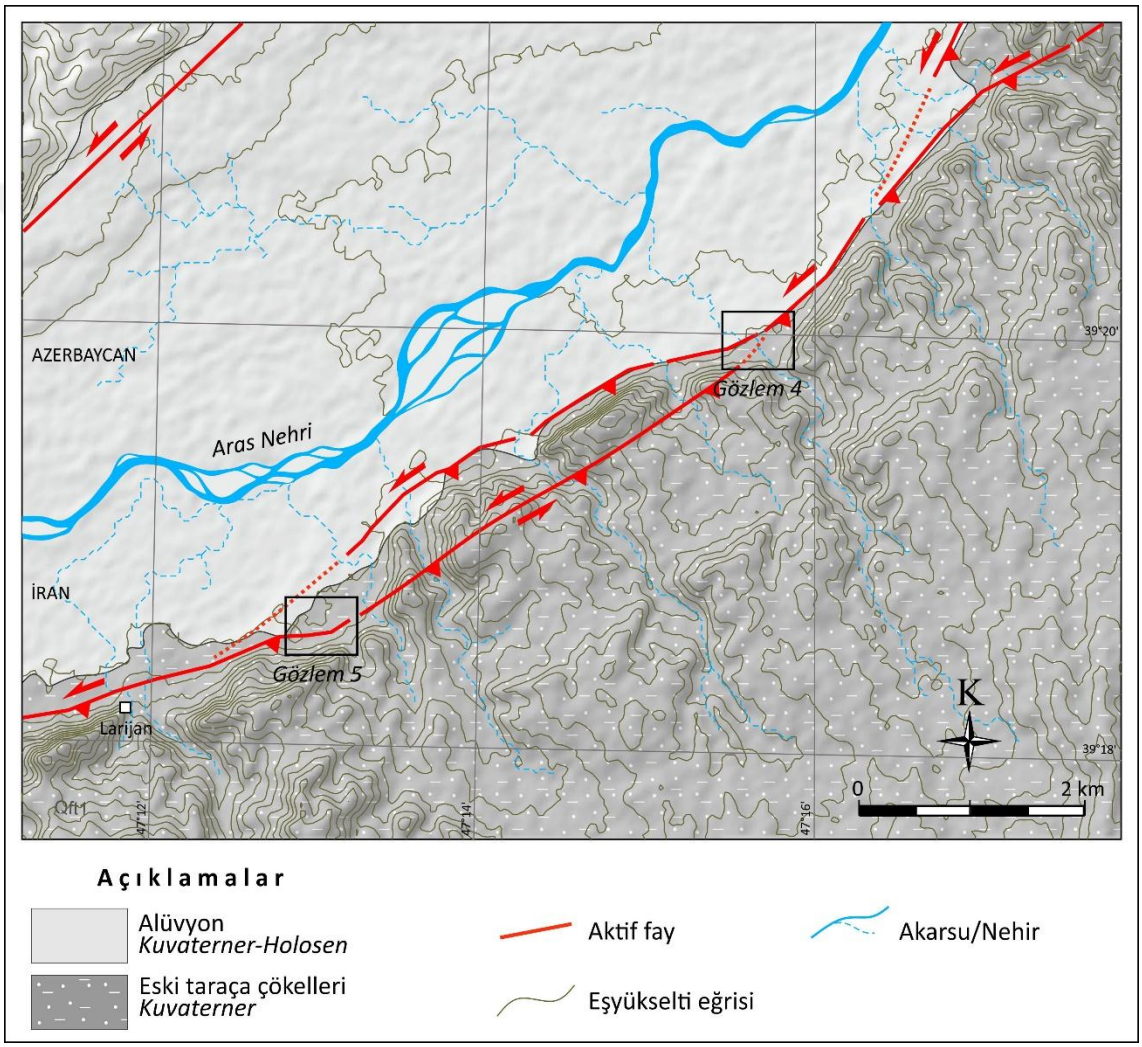


Şekil 3.11 AFZ üzerinde Alan 1, Gözlem 2'de alınan kayma düzlemleri ve kayma çiziklerinin kinematik ve paleostres analizi. A) Wintensor (Delvaux ve Sperner 2003) programından elde edilen kayma düzlemleri ve çizgiselliklerin kuzey yarı küre sterografik izdüşümü. Mavi/beyaz renkli alanlar fay düzlemi çözümünü göstermektedir. B) fay düzlemleri ve eğim miktarlarını gösteren gül diyagramı. C) Frohlich diyagramı (Frohlich 1992). D) Ana stres yönlerine ait stres elipsoidi. Siyah çizgiler AFZ'nin genel doğrultusu, gri çizgiler ise gözlem noktasında ölçülen fayların genel doğrultusunu yansıtmaktadır. E) Mohr diyagramı.

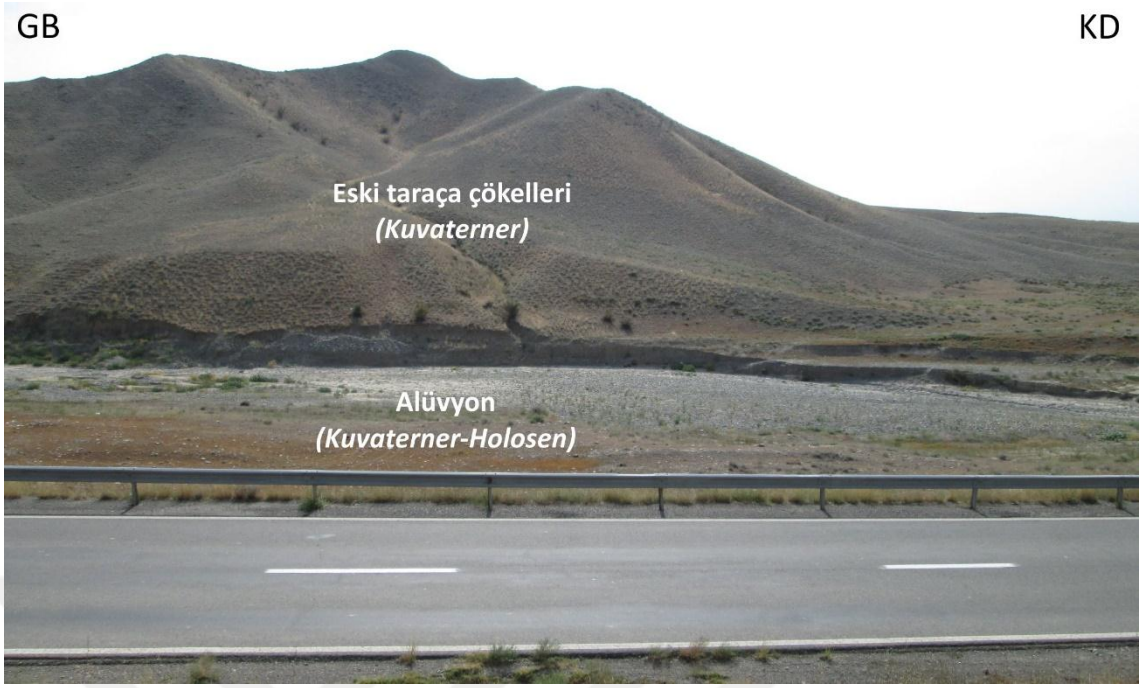


Şekil 3.12 AFZ üzerinde Alan 1, Gözlem 3'de alınan kayma düzlemleri ve kayma çiziklerinin kinematik ve paleostres analizi. A) Wintensor (Delvaux ve Sperner 2003) programından elde edilen kayma düzlemleri ve çizgiselliklerin kuzey yarı küre sterografik izdüşümü. Mavi/beyaz renkli alanlar fay düzlemi çözümünü göstermektedir. B) fay düzlemleri ve eğim miktarlarını gösteren gül diyagramı. C) Frohlich diyagramı (Frohlich 1992). D) Ana stres yönlerine ait stres elipsoidi. Siyah çizgiler AFZ'nin genel doğrultusu, gri çizgiler ise gözlem noktasında ölçülen fayların genel doğrultusunu yansıtmaktadır. E) Mohr diyagramı

Alan 2 Aras Ana Fayı üzerinde yer almıştır. Kuvaterner yaşlı eski taraça çökelleri ve Aras Nehrinin Kuvaterner-Holosen yaşlı alüvyonları alandaki litolojik birimleri oluşturmuştur (Şekil 3.13). Aktif faylanmanın izleri dere yataklarının sol yanal yer değiştirmeleri ve görece yaşlı birimlerin genç birimler üzerine itilmesi ile belirgindir. Alüvyon ile Kuvaterner birimler arasında izlenen faylanma izleri, fayın aktivitesinin oldukça genç olduğuna işaret etmektedir (Şekil 3.14).

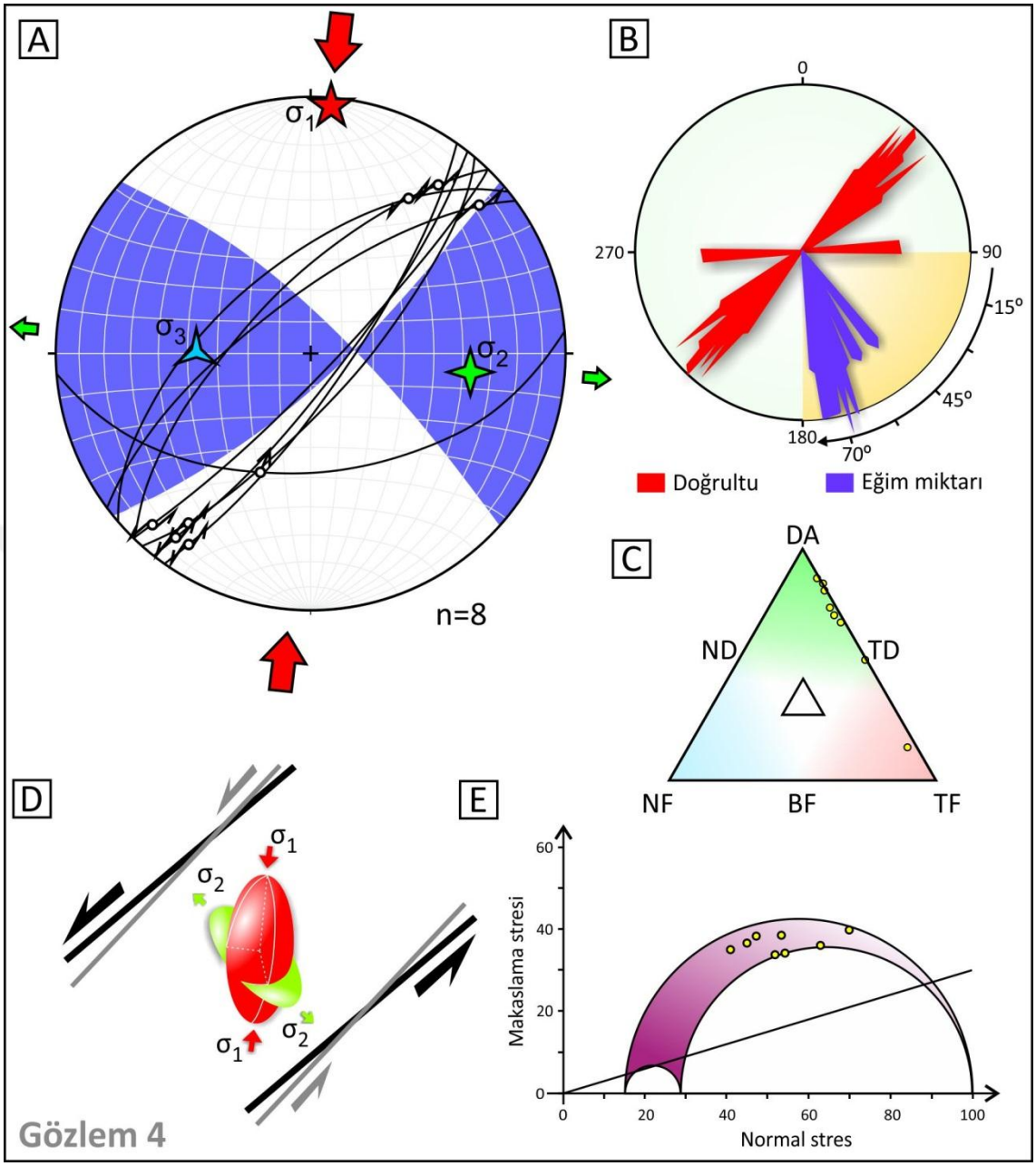


Şekil 3.13 Alan 2 'ye ait jeoloji haritası. Alanın konumu Şekil 3.2'de gösterilmiştir.

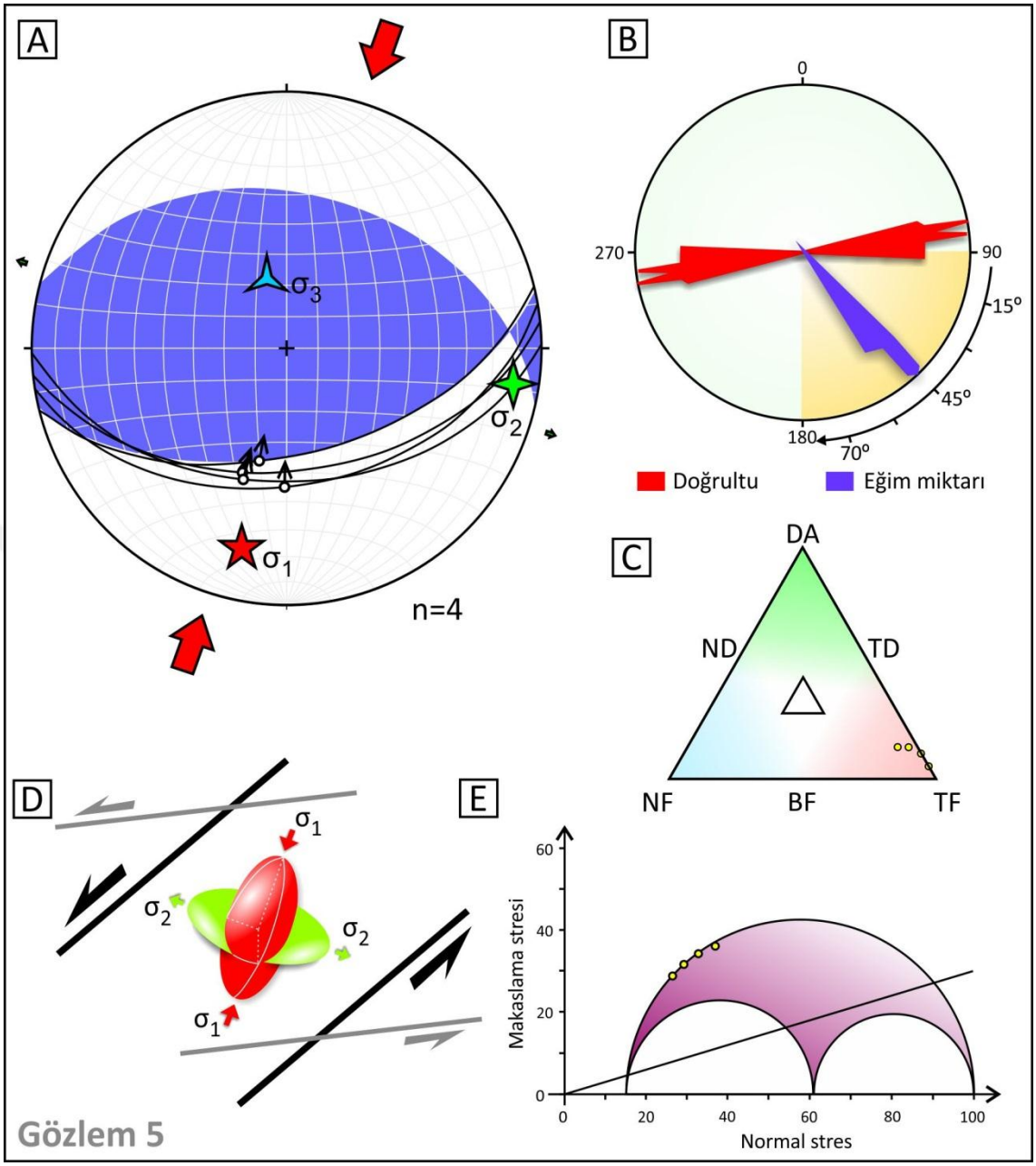


Şekil 3.14 Alan 2'de eski taraça çökelleri ile genç alüvyonların arazi görünümü (0695737D, 4356880K)

Bu alanda 2 farklı lokasyonda toplam 12 fay düzlemi ve fay çizgiselliğinin ölçümleri alınmıştır (Şekil 3.15 ve 3.16). Paleostres analiz sonuçları, bu fay düzlemlerinin yanal sıkışmalı ve saf sıkışmalı tektonik rejimle ilişkili olduğunu ortaya koymuştur (Çizelge 3.1). Ana stres eksenlerinin durumu ise sıkışma ekseninin KD-GB ve KKD-GGB yönelimli olduğunu göstermektedir.

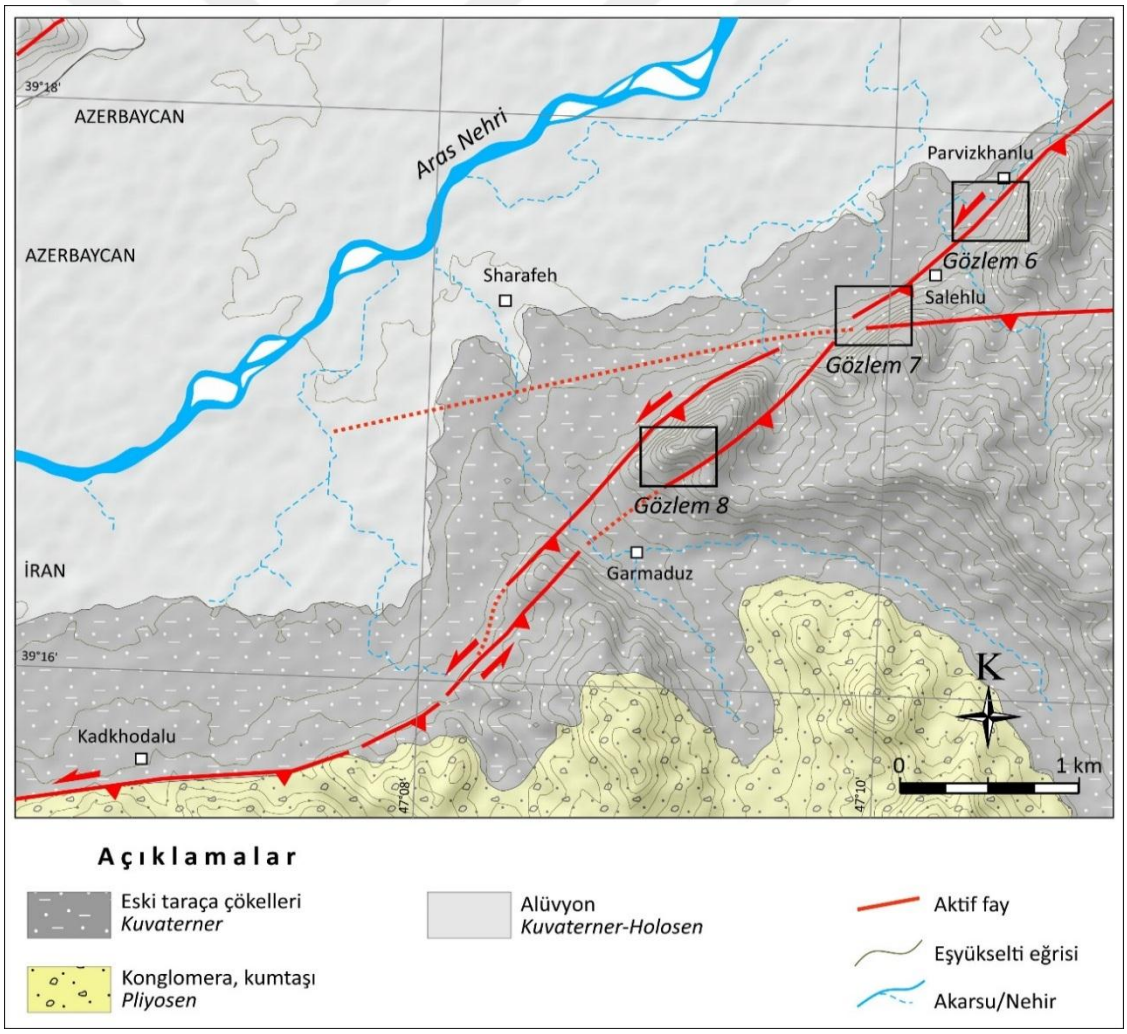


Şekil 3.15 AFZ üzerinde Alan 2, Gözlem 4'de alınan kayma düzlemleri ve kayma çiziklerinin kinematik ve paleostres analizi. A) Wintensor (Delvaux ve Sperner 2003) programından elde edilen kayma düzlemleri ve çizgiselliklerin kuzey yarı küre sterografik izdüşümü. Mavi/beyaz renkli alanlar fay düzlemi çözümünü göstermektedir. B) fay düzlemleri ve eğim miktarlarını gösteren gül diyagramı. C) Frohlich diyagramı (Frohlich 1992). D) Ana stres yönlerine ait stres elipsoidi. Siyah çizgiler AFZ'nin genel doğrultusu, gri çizgiler ise gözlem noktasında ölçülen fayların genel doğrultusunu yansıtmaktadır. E) Mohr diyagramı.

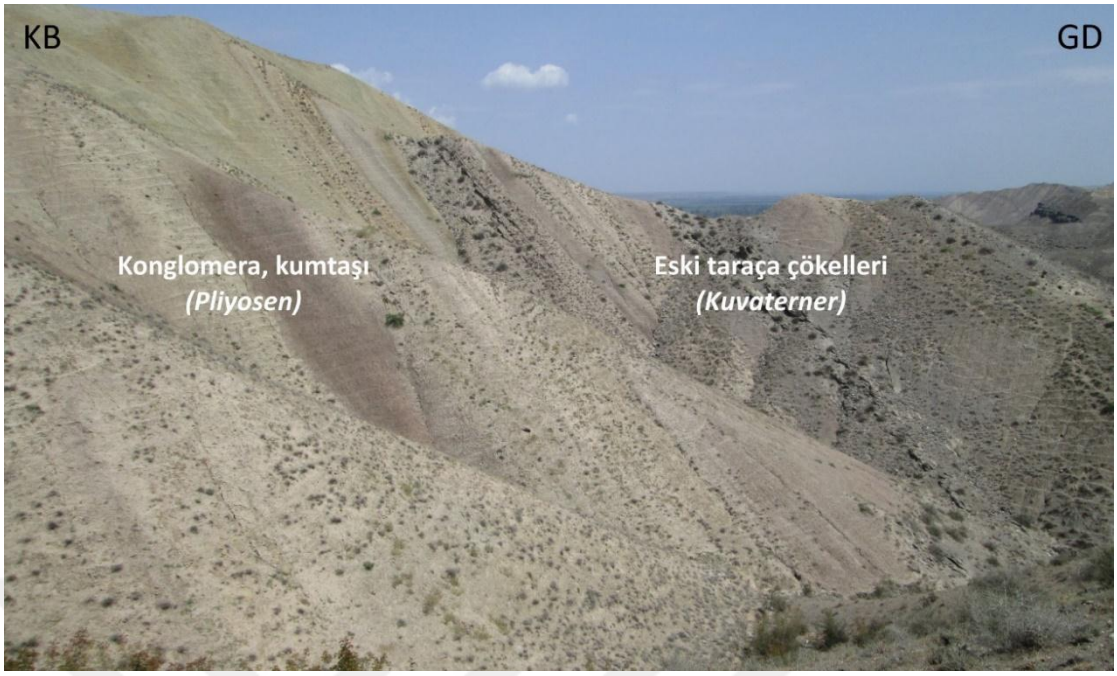


Şekil 3.16 AFZ üzerinde Alan 2, Gözlem 5'de alınan kayma düzlemleri ve kayma çiziklerinin kinematik ve paleostres analizi. A) Wintensor (Delvaux ve Sperner 2003) programından elde edilen kayma düzlemleri ve çizgiselliklerin kuzey yarı küre sterografik izdüşümü. Mavi/beyaz renkli alanlar fay düzlemi çözümünü göstermektedir. B) fay düzlemleri ve eğim miktarlarını gösteren gül diyagramı. C) Frohlich diyagramı (Frohlich 1992). D) Ana stres yönlerine ait stres elipsoidi. Siyah çizgiler AFZ'nin genel doğrultusu, gri çizgiler ise gözlem noktasında ölçülen fayların genel doğrultusunu yansıtmaktadır. E) Mohr diyagramı.

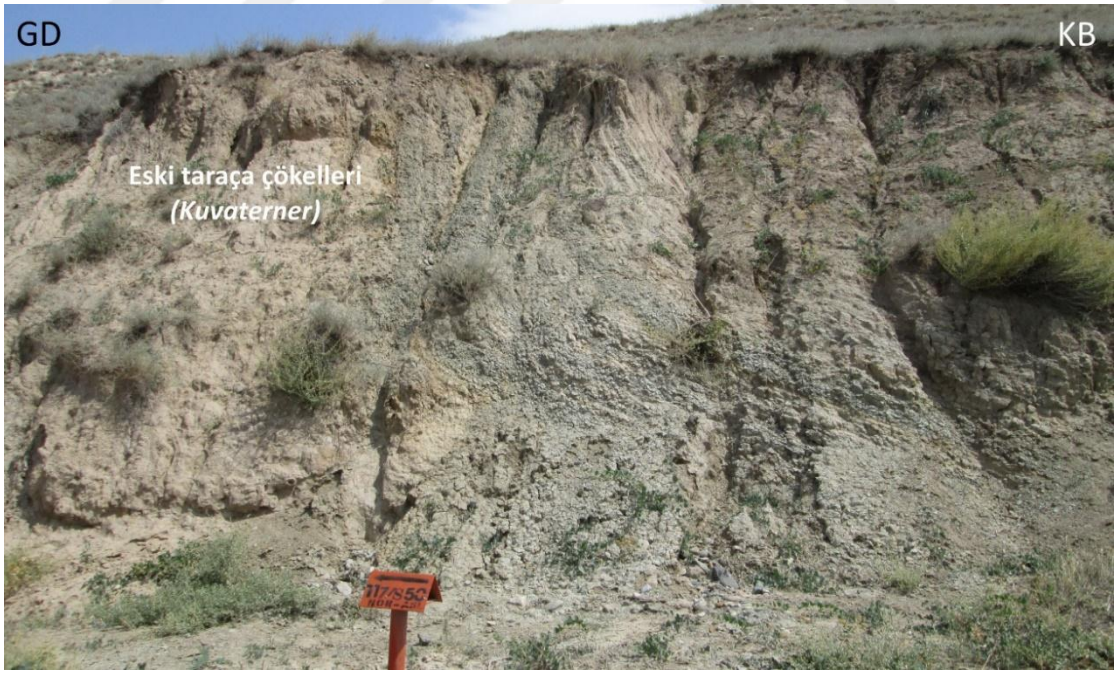
Alan 3, alan 2'nin hemen GB kesiminde yer alır ve Aras Ana Fayının izlerini içerir. Alandaki en yaşlı kayalar Pliyosen yaşlı konglomera ve kumtaşlarından oluşur. Alanda gözlemlenen diğer birimler ise Kuvaterner yaşlı eski taraça çökellerinin yanı sıra Aras Nehrinin genç alüvyonlarıdır (Şekil 3.17). Faylanma etkisiyle tabakaların dikleşmesi alanın farklı yerlerinde gözlemlenmiştir (Şekil 3.18). Ayrıca, faylanmanın etkileri genç çökellerde belirgindir (Şekil 3.19). Fay izleri genelde konsolide olmuş taraçalarda görünürken alanın GB kesiminde Pliyosen ve Kuvaterner yaşlı birimlerin sınırını oluşturmuştur. Gözlem 8 noktasının güneyindeki yaklaşık 800 metrelik sol yanal yer değiştirme ile uzamış ve kapama sırtları alanda aktif faylanmanın en önemli izlerini temsil etmektedir (Şekil 3.17). Bunun yanı sıra inceleme noktalarında verev atımlı fay izleri de yer yer izlenmiştir.



Şekil 3.17 Alan 3 'e ait jeoloji haritası. Alanın konumu Şekil 3.2'de gösterilmiştir.

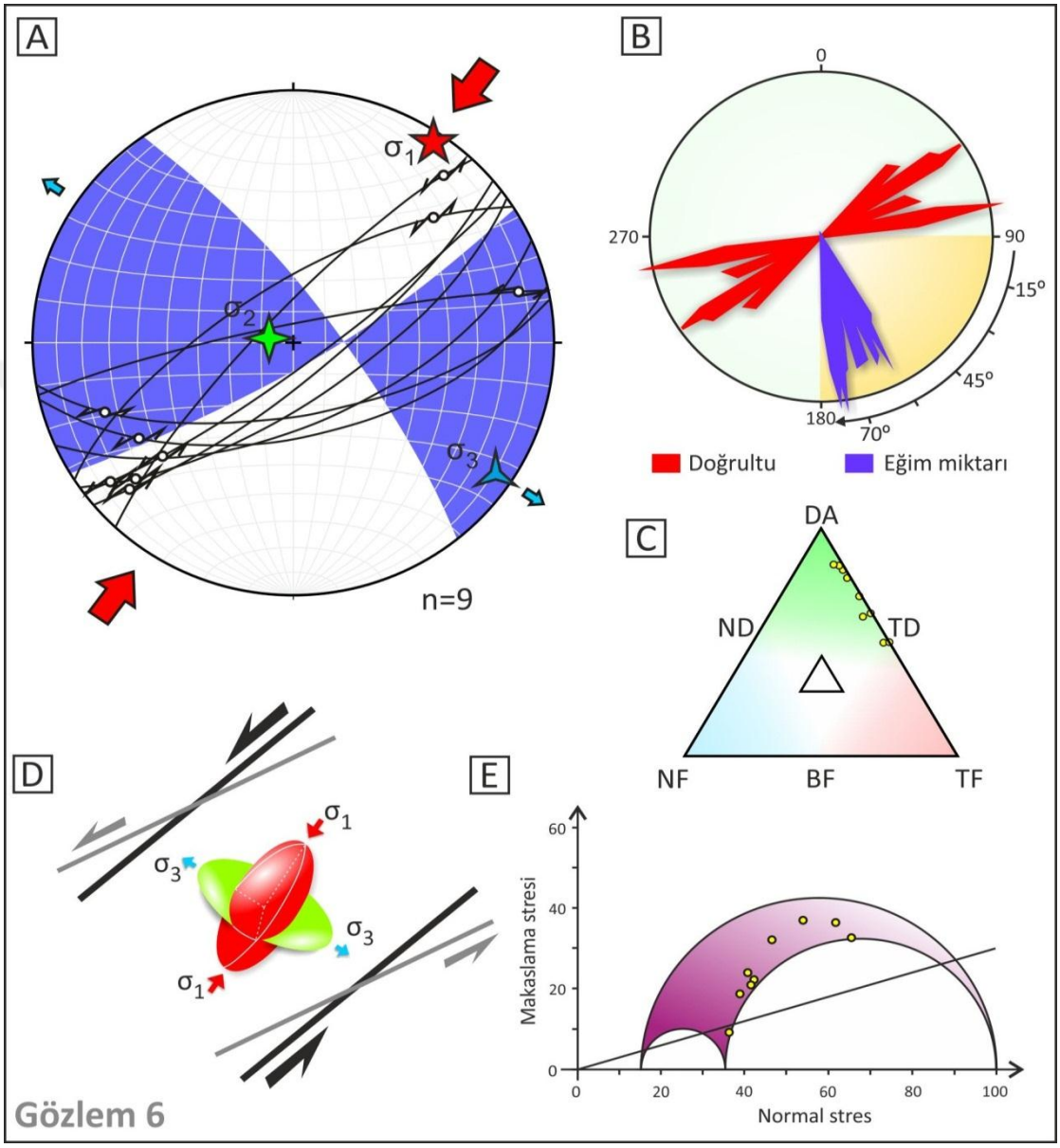


Şekil 3.18 Alan 3'de Pliyosen ve Kuvaterner yaşlı birimler arasındaki dokanak (0685858D, 4350095K)



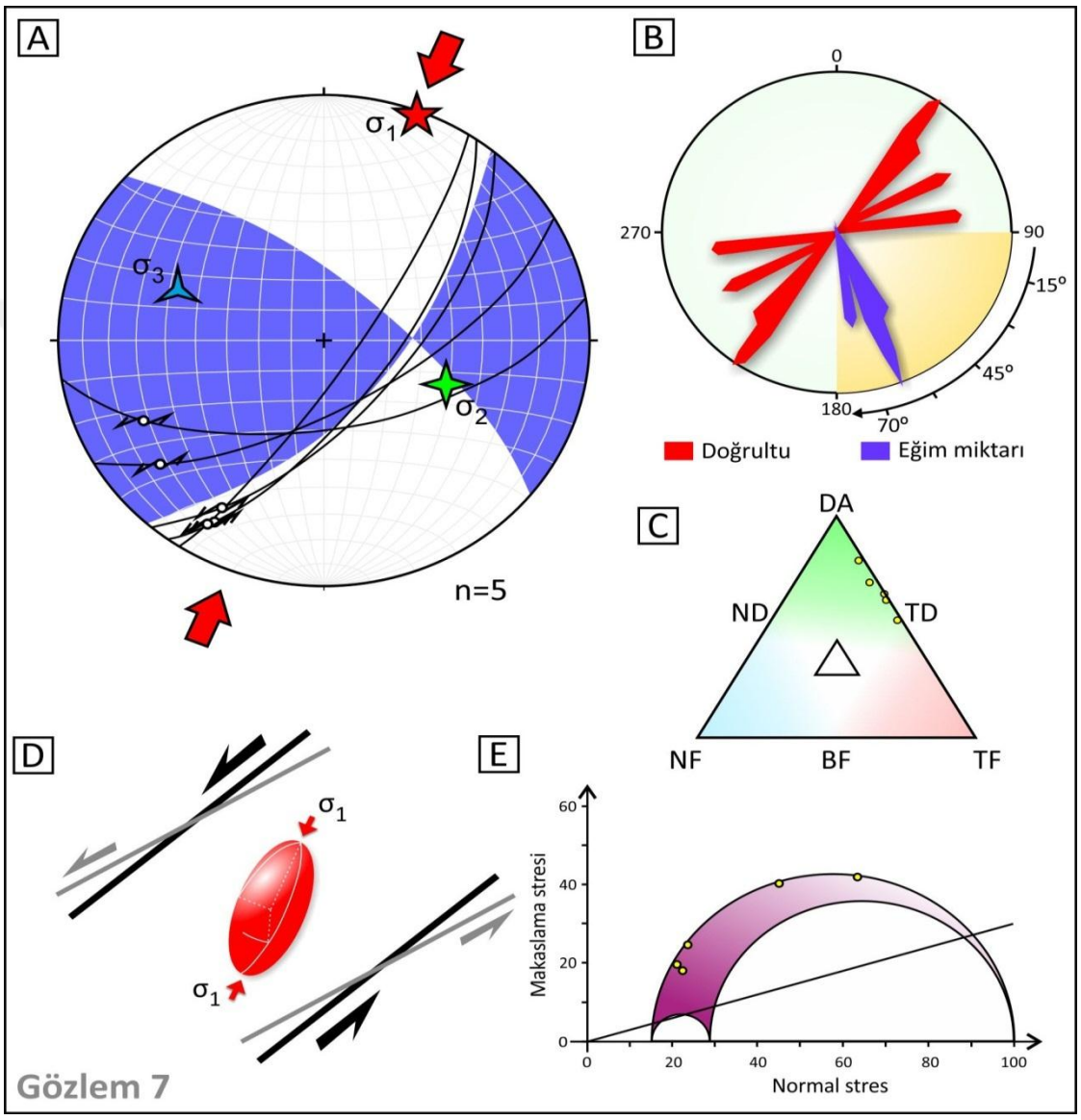
Şekil 3.19 Alan 3'de Kuvaterner yaşlı çökellerin içyapısı. Faylanma nedeniyle tabakalardaki dikleşmeler dikkat çekicidir (0685223D, 4349700K)

Alan 3 içerisinde birbirine yakın 3 lokasyonda toplam 23 fay düzlemi ve fay çizgiselliği verileri alınmıştır (Şekil 3.20, 3.21 ve 3.22).

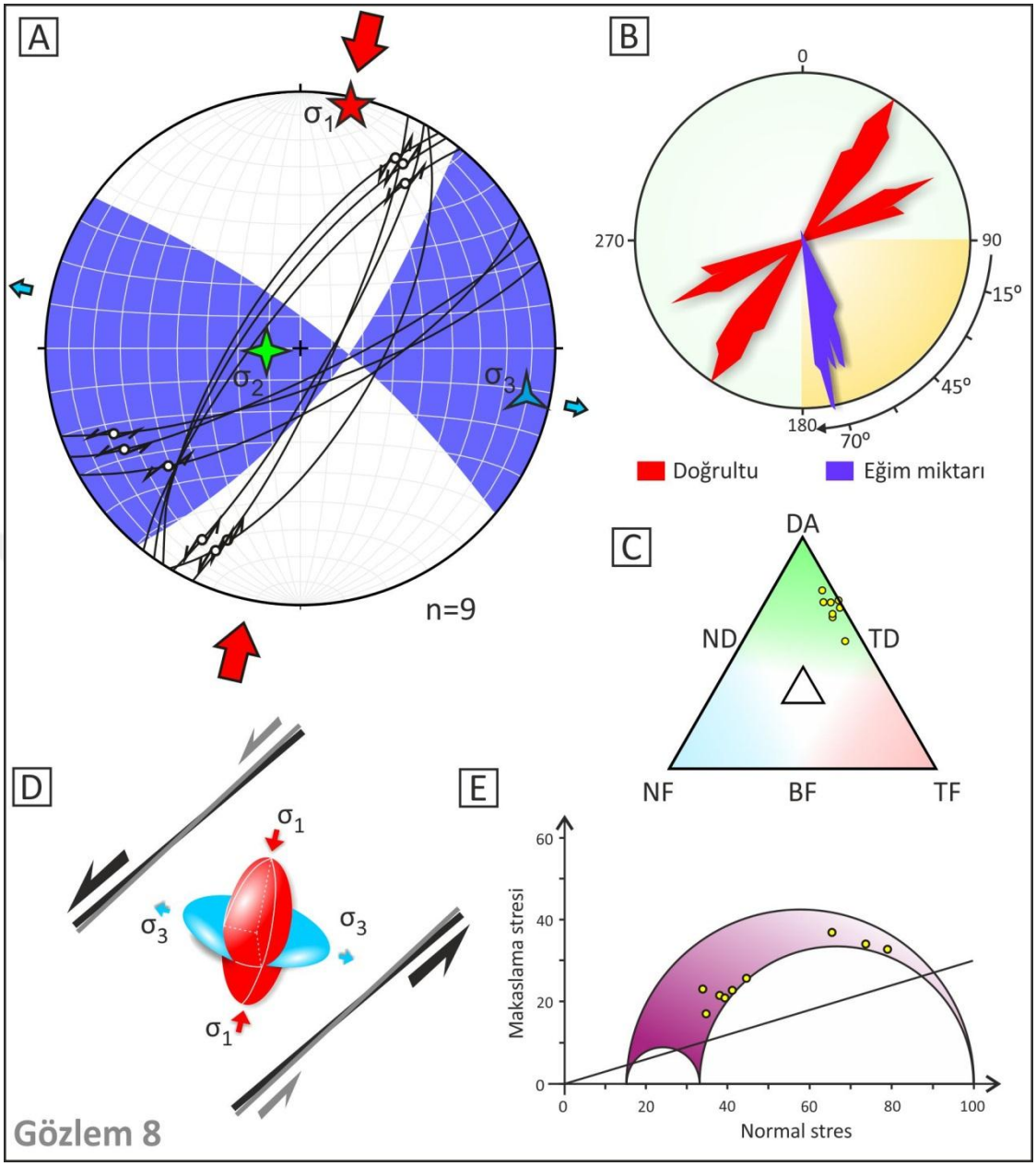


Şekil 3.20 AFZ üzerinde Alan 3, Gözlem 6'da alınan kayma düzlemleri ve kayma çiziklerinin kinematik ve paleostres analizi. A) Wintensor (Delvaux ve Sperner 2003) programından elde edilen kayma düzlemleri ve çizgiselliklerin kuzey yarı küre sterografik izdüşümü. Mavi/beyaz renkli alanlar fay düzlemi çözümünü göstermektedir. B) fay düzlemleri ve eğim miktarlarını gösteren gül diyagramı. C) Frohlich diyagramı (Frohlich 1992). D) Ana stres yönlerine ait stres elipsoidi. Siyah çizgiler AFZ'nin genel doğrultusu, gri çizgiler ise gözlem noktasında ölçülen fayların genel doğrultusunu yansıtmaktadır. E) Mohr diyagramı.

Bu verilerden elde edilen palestres analiz sonuçları, ölçülen fayların bazılarının yanal sıkışmalı ve bazılarının ise sıkışmalı doğrultu atımlı tektonik rejimle ilişkili olduğunu göstermiştir (Çizelge 3.1). Ana stres eksenlerinin durumu, egemen sıkışma yönünün KD-GB olduğuna işaret eder.



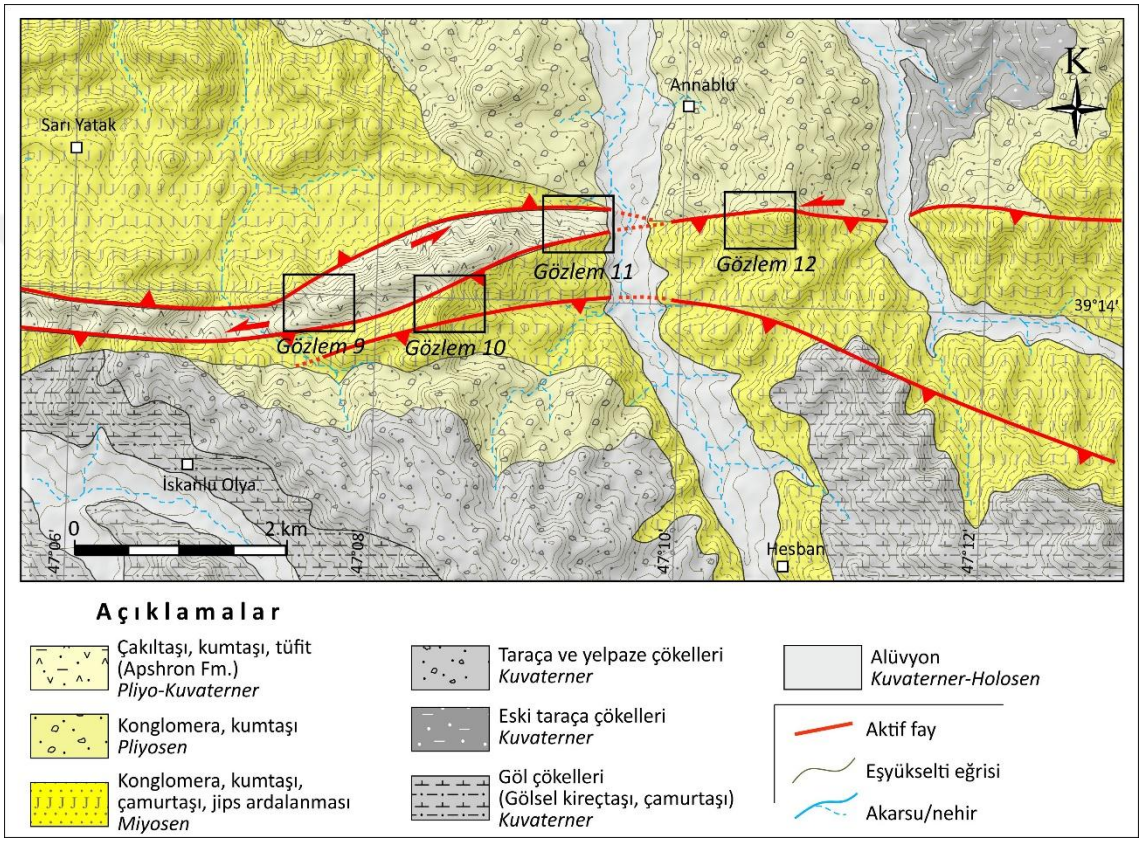
Şekil 3.21 AFZ üzerinde Alan 3, Gözlem 7'de alınan kayma düzlemleri ve kayma çiziklerinin kinematik ve paleostres analizi. A) Wintensor (Delvaux ve Sperner 2003) programından elde edilen kayma düzlemleri ve çizgiselliklerin kuzey yarı küre sterografik izdüşümü. Mavi/beyaz renkli alanlar fay düzlemi çözümünü göstermektedir. B) fay düzlemleri ve eğim miktarlarını gösteren gül diyagramı. C) Frohlich diyagramı (Frohlich 1992). D) Ana stres yönlerine ait stres elipsoidi. Siyah çizgiler AFZ'nin genel doğrultusu, gri çizgiler ise gözlem noktasında ölçülen fayların genel doğrultusunu yansıtmaktadır. E) Mohr diyagramı.



Şekil 3.22 AFZ üzerinde Alan 3, Gözlem 8'de alınan kayma düzlemleri ve kayma çiziklerinin kinematik ve paleostres analizi. A) Wintensor (Delvaux ve Sperner 2003) programından elde edilen kayma düzlemleri ve çizgiselliklerin kuzey yarı küre sterografik izdüşümü. Mavi/beyaz renkli alanlar fay düzlemi çözümünü göstermektedir. B) fay düzlemleri ve eğim miktarlarını gösteren gül diyagramı. C) Frohlich diyagramı (Frohlich 1992). D) Ana stres yönlerine ait stres elipsoidi. Siyah çizgiler AFZ'nin genel doğrultusu, gri çizgiler ise gözlem noktasında ölçülen fayların genel doğrultusunu yansıtmaktadır. E) Mohr diyagramı.

Alan 3'ün güneyinde yer alan 4 nolu inceleme alanı Miyosen'den günümüze farklı kaya birimlerini içermektedir (Şekil 3.23). Alandaki en yaşlı kaya birimleri geniş mostralar

halinde görünen Miyosen yaşlı konglomera, kumtaşı, çamurtaşı ve jipslerden ardalanmalarından oluşan birimlerdir. Pliyosen yaşlı konglomera ve kumtaşları ve Pliyo-Kuvaterner yaşlı çakıltaşı, kumtaşı ve tüfit birimleri alanda gözlemlenen diğer litolojik birimlerdir. Kuvaterner'e ait göl çökelleri (gölsel kireçtaşı ve çamurtaşı), eski ve yeni taraça ve yelpaze çökelleri ile dere yataklarında bulunan alüvyonlar ise alanın en genç birimlerini temsil eder (Şekil 3.24).



Şekil 3.23 Alan 4 'e ait jeoloji haritası. Alanın konumu Şekil 3.2'de gösterilmiştir.

Fay izleri genellikle Miyosen yaşlı birimler içerisinde gözlemlenirken Miyosen ile Pliyosen kayalarının sınırlarını oluşturan fay izleri de dikkat çekicidir (Şekil 3.23 ve 3.25).

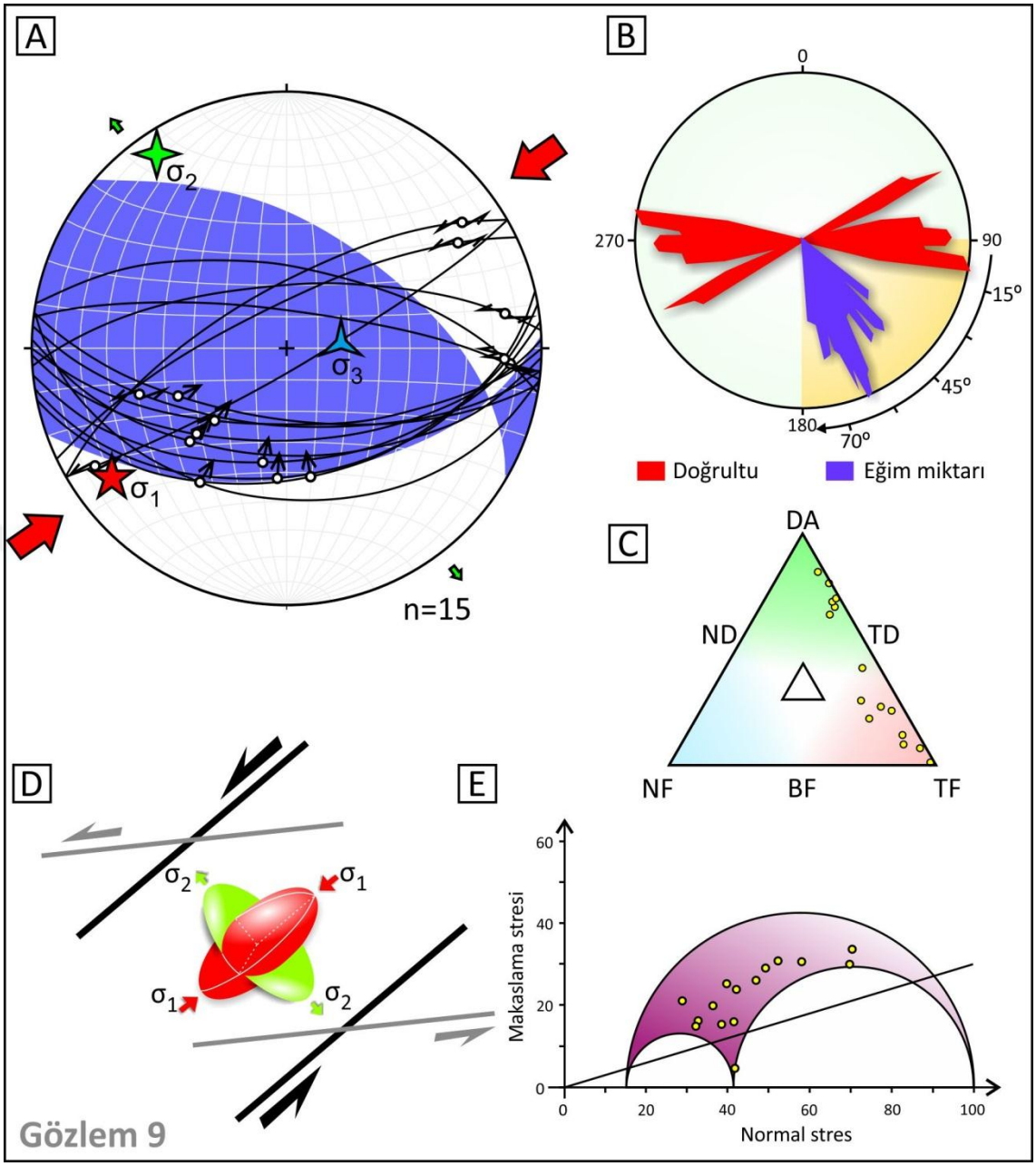


Şekil 3.24 Alan 4'de gölsel çökeller ile taraça ve yelpaze çökellerinin görünümü (0682540D, 4343506K)

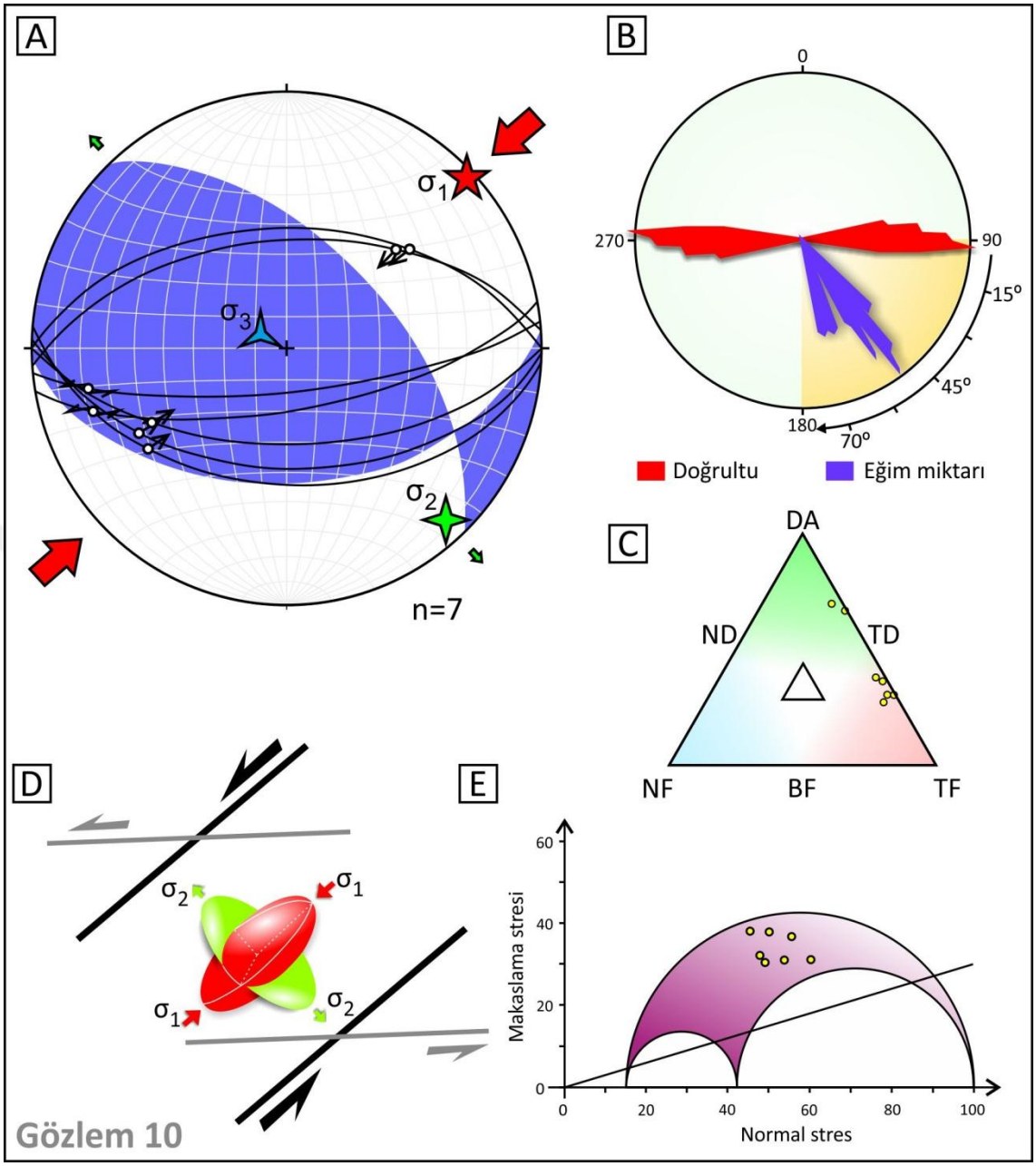


Şekil 3.25 Alan 4'de Miyosen yaşlı kayaların içyapısını gösteren arazi görüntüsü. Tabakalarda yüksek tiltlenmeler ve kırık/fay oluşumu dikkat çekicidir (0682625D, 4344765K)

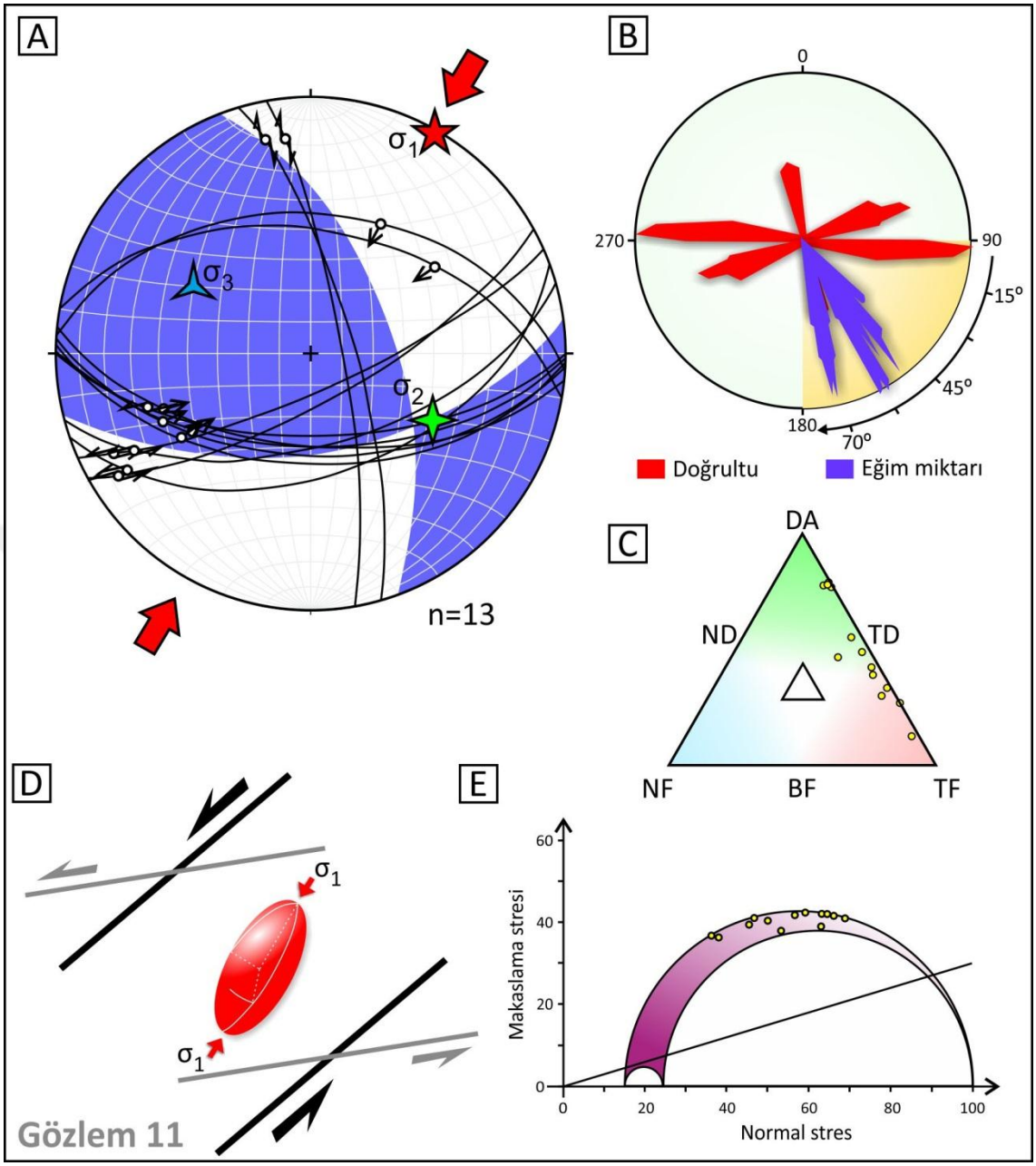
Alan 4 boyunca incelenen faylar, genellikle AFZ 'ye bağlı gelişen tali fay kolları ve Moghan fayına ait olarak tanımlanmıştır (Şekil 3.26, 3.27, 3.28 ve 3.29). Bu alanda 4 farkı lokasyondan toplam 39 fay düzlemi ve fay çizgiselliğine ait veriler toplanmıştır.



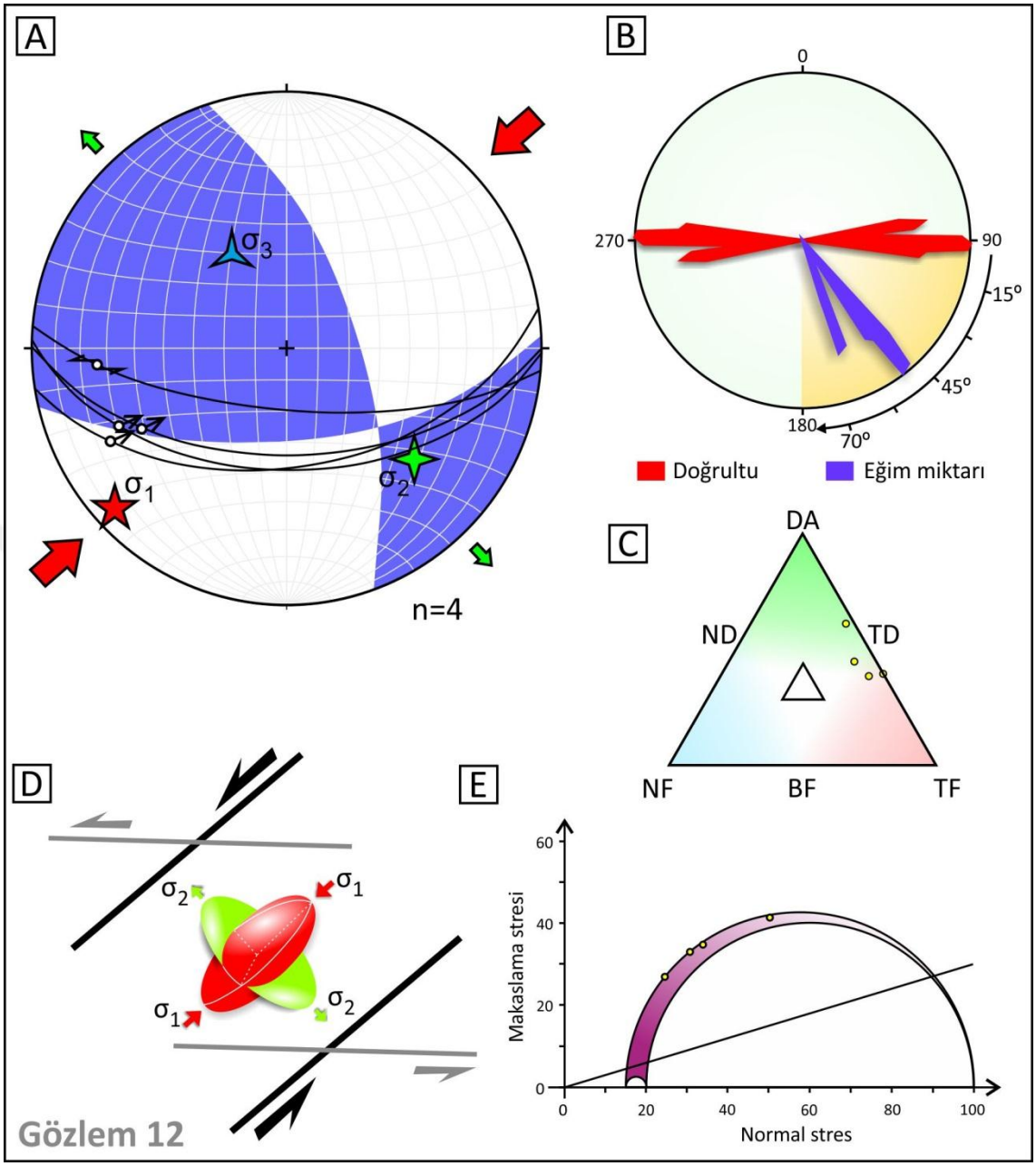
Şekil 3.26 AFZ üzerinde Alan 4, Gözlem 9'da alınan kayma düzlemleri ve kayma çiziklerinin kinematik ve paleostres analizi. A) Wintensor (Delvaux and Sperner 2003) programından elde edilen kayma düzlemleri ve çizgiselliklerin kuzey yarı küre sterografik izdüşümü. Mavi/beyaz renkli alanlar fay düzlemi çözümünü göstermektedir. B) fay düzlemleri ve eğim miktarlarını gösteren gül diyagramı. C) Frohlich diyagramı (Frohlich 1992). D) Ana stres yönlerine ait stres elipsoidi. Siyah çizgiler AFZ'nin genel doğrultusu, gri çizgiler ise gözlem noktasında ölçülen fayların genel doğrultusunu yansıtmaktadır. E) Mohr diyagramı.



Şekil 3.27 AFZ üzerinde Alan 4, Gözlem 10'da alınan kayma düzlemleri ve kayma çiziklerinin kinematik ve paleostres analizi. A) Wintensor (Delvaux and Sperner 2003) programından elde edilen kayma düzlemleri ve çizgiselliklerin kuzey yarı küre sterografik izdüşümü. Mavi/beyaz renkli alanlar fay düzlemi çözümünü göstermektedir. B) fay düzlemleri ve eğim miktarlarını gösteren gül diyagramı. C) Frohlich diyagramı (Frohlich 1992). D) Ana stres yönlerine ait stres elipsoidi. Siyah çizgiler AFZ'nin genel doğrultusu, gri çizgiler ise gözlem noktasında ölçülen fayların genel doğrultusunu yansıtmaktadır. E) Mohr diyagramı.



Şekil 3.28 AFZ üzerinde Alan 4, Gözlem 11'de alınan kayma düzlemleri ve kayma çiziklerinin kinematik ve paleostres analizi. A) Wintensor (Delvaux and Sperner 2003) programından elde edilen kayma düzlemleri ve çizgiselliklerin kuzey yarı küre sterografik izdüşümü. Mavi/beyaz renkli alanlar fay düzlemi çözümünü göstermektedir. B) fay düzlemleri ve eğim miktarlarını gösteren gül diyagramı. C) Frohlich diyagramı (Frohlich 1992). D) Ana stres yönlerine ait stres elipsoidi. Siyah çizgiler AFZ'nin genel doğrultusu, gri çizgiler ise gözlem noktasında ölçülen fayların genel doğrultusunu yansıtmaktadır. E) Mohr diyagramı.



Şekil 3.29 AFZ üzerinde Alan 4, Gözlem 12'de alınan kayma düzlemleri ve kayma çiziklerinin kinematik ve paleostres analizi. A) Wintensor (Delvaux and Sperner 2003) programından elde edilen kayma düzlemleri ve çizgiselliklerin kuzey yarı küre sterografik izdüşümü. Mavi/beyaz renkli alanlar fay düzlemi çözümünü göstermektedir. B) fay düzlemleri ve eğim miktarlarını gösteren gül diyagramı. C) Frohlich diyagramı (Frohlich 1992). D) Ana stres yönlerine ait stres elipsoidi. Siyah çizgiler AFZ'nin genel doğrultusu, gri çizgiler ise gözlem noktasında ölçülen fayların genel doğrultusunu yansıtmaktadır. E) Mohr diyagramı.

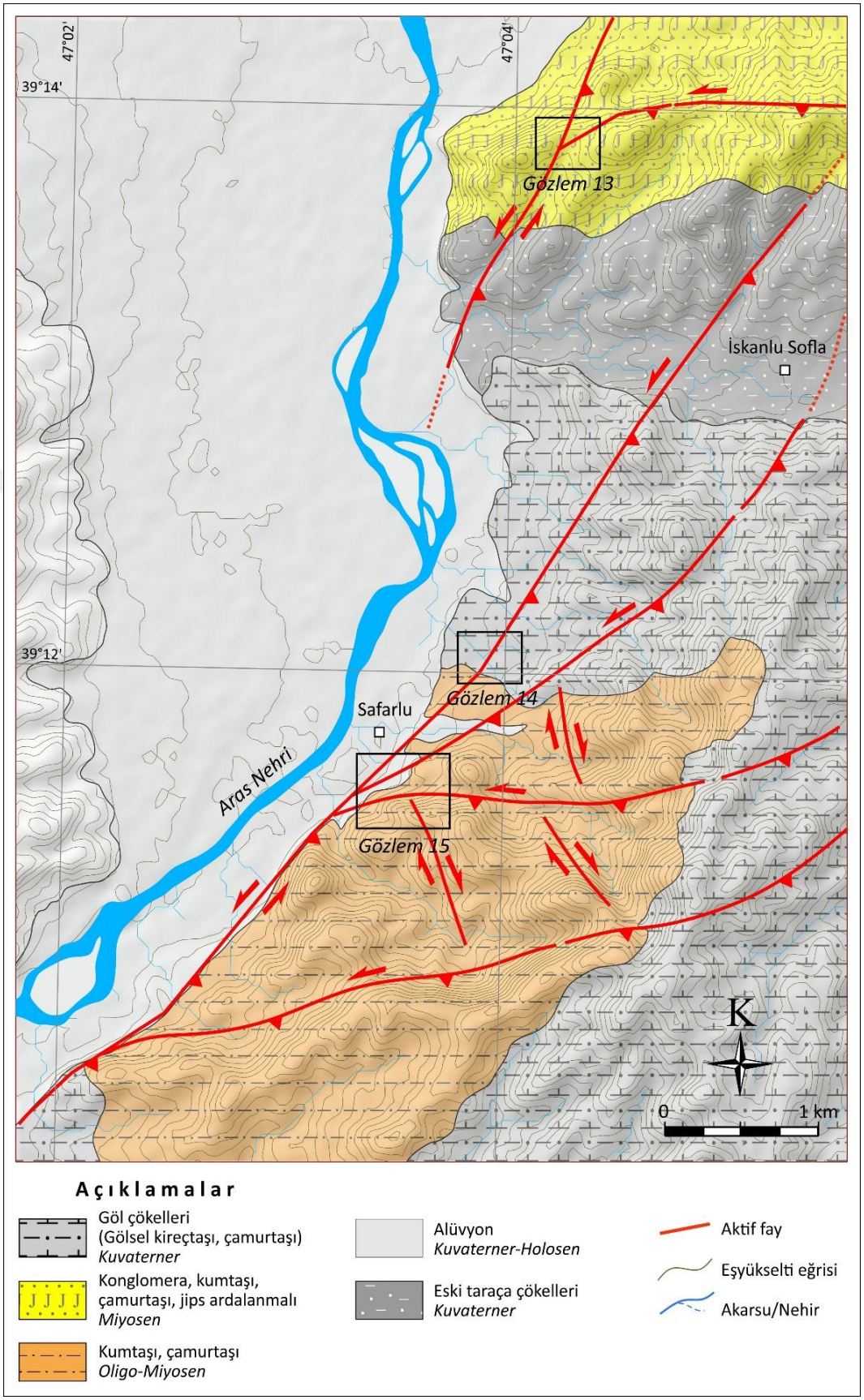
Alan 5 Hüdaferin şehrinin KD kesiminde yer alıp Aras Ana Fayı ve Hüdaferin fay kollarını içermektedir. Bu inceleme alanındaki en yaşlı birimler Oligo-Miyosen 'e ait

kumtaşı ve çamurtaşlarıdır. Bu birime ait kayalarda faylanmadan dolayı aşırı kırıklanmaların meydana geldiği ve farklı türlerde fay izleri ve kayma düzlemleri gözlemlenmiştir (Şekil 3.30). Alanın kuzey kesimlerinde gözlemlenen Miyosen yaşlı birimler ise konglomera, kumtaşı, çamurtaşı ve jips ardalanmaları şeklinde görünmektedir (Şekil 3.31). Alandaki en genç birimler ise Kuvaterner yaşlı göl çökelleri (gölsel kireçtaşı ve çamurtaşı) ve eski taraçalar ile Aras Nehrinin alüvyon çökellerine aittir (Şekil 3.31). Gözlemlenen faylanmalar genellikle KD-GB yönlü ve ters bileşenli sol yanal doğrultu atımlı karakterde olmakla birlikte göreceli olarak daha yaşlı olan ve genç sol yanal faylar tarafından kesilen KB-GD yönlü sağ yanal doğrultu atımlı faylardan oluşmuştur (Şekil 3.32). Aktif fay izleri güney kesimlerde Oligo-Miyosen yaşlı birimler ile genç çökellerin sınırını oluşturmuştur.



Şekil 3.30 Alan 5'de Oligo-Miyosen yaşlı kayaların içyapısını gösteren arazi görünüm (0677215D, 4339684K)

Alan 5'te AFZ boyunca 3 farklı lokasyondan alınan toplam 43 fay düzlemi ve fay çizgiselliğinin paleostres analizi yapılmıştır (Şekil 3.33, 3.34 ve 3.35). Verilerinin paleostres analizi alanda sıkışmalı doğrultu atımlı ve yanal sıkışmalı tektonik rejimlerin etkisini gösterir (Çizelge 3.1).

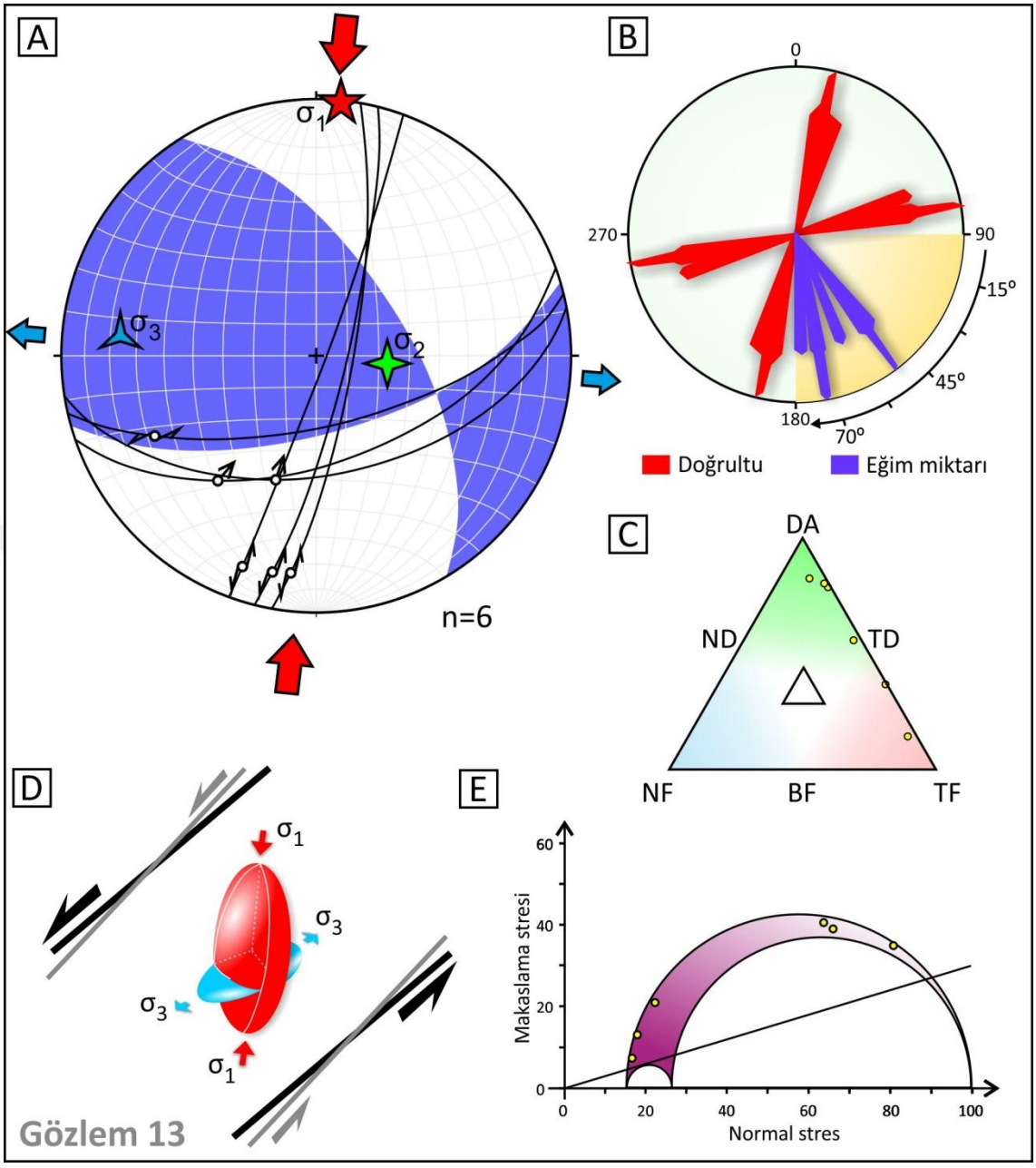


Şekil 3.31 Alan 4 ‘e ait jeoloji haritası. Alanın konumu Şekil 3.2’de gösterilmiştir.

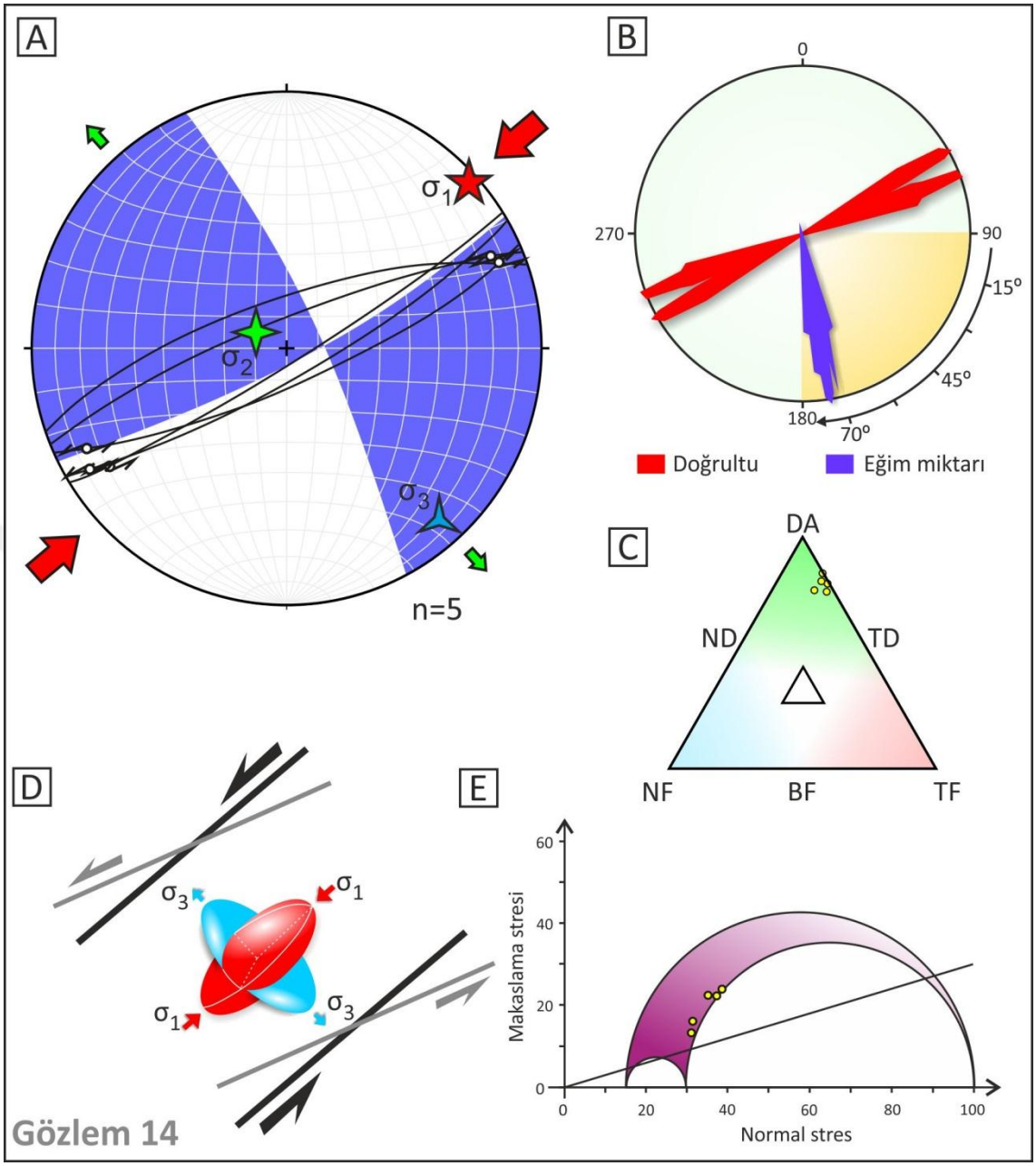
Ana stres eksenlerin durumu ise inceleme alanının diğer kesimlerine benzerlik göstererek KKD-GGB ve KD-GB yönelimli sıkışma eksenine işaret etmektedir.



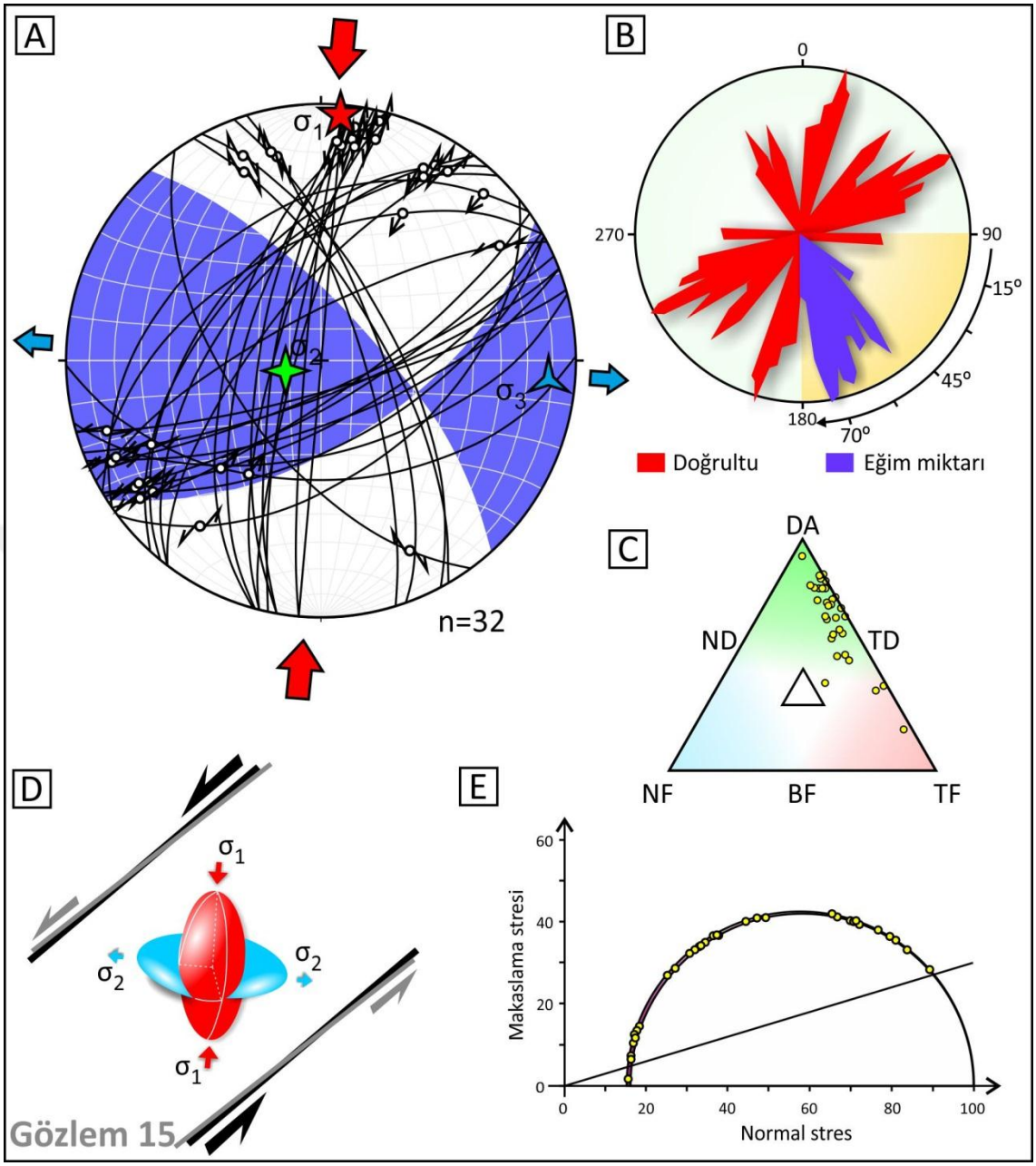
Şekil 3.32 Alan 5'de fay düzlemlerinin görünümleri (0677056D, 4339354K)



Şekil 3.33 AFZ üzerinde Alan 5, Gözlem 13'de alınan kayma düzlemleri ve kayma çiziklerinin kinematik ve paleostres analizi. A) Wintensor (Delvaux and Sperner 2003) programından elde edilen kayma düzlemleri ve çizgiselliklerin kuzey yarı küre sterografik izdüşümü. Mavi/beyaz renkli alanlar fay düzlemi çözümünü göstermektedir. B) fay düzlemleri ve eğim miktarlarını gösteren gül diyagramı. C) Frohlich diyagramı (Frohlich 1992). D) Ana stres yönlerine ait stres elipsoidi. Siyah çizgiler AFZ'nin genel doğrultusu, gri çizgiler ise gözlem noktasında ölçülen fayların genel doğrultusunu yansıtmaktadır. E) Mohr diyagramı.

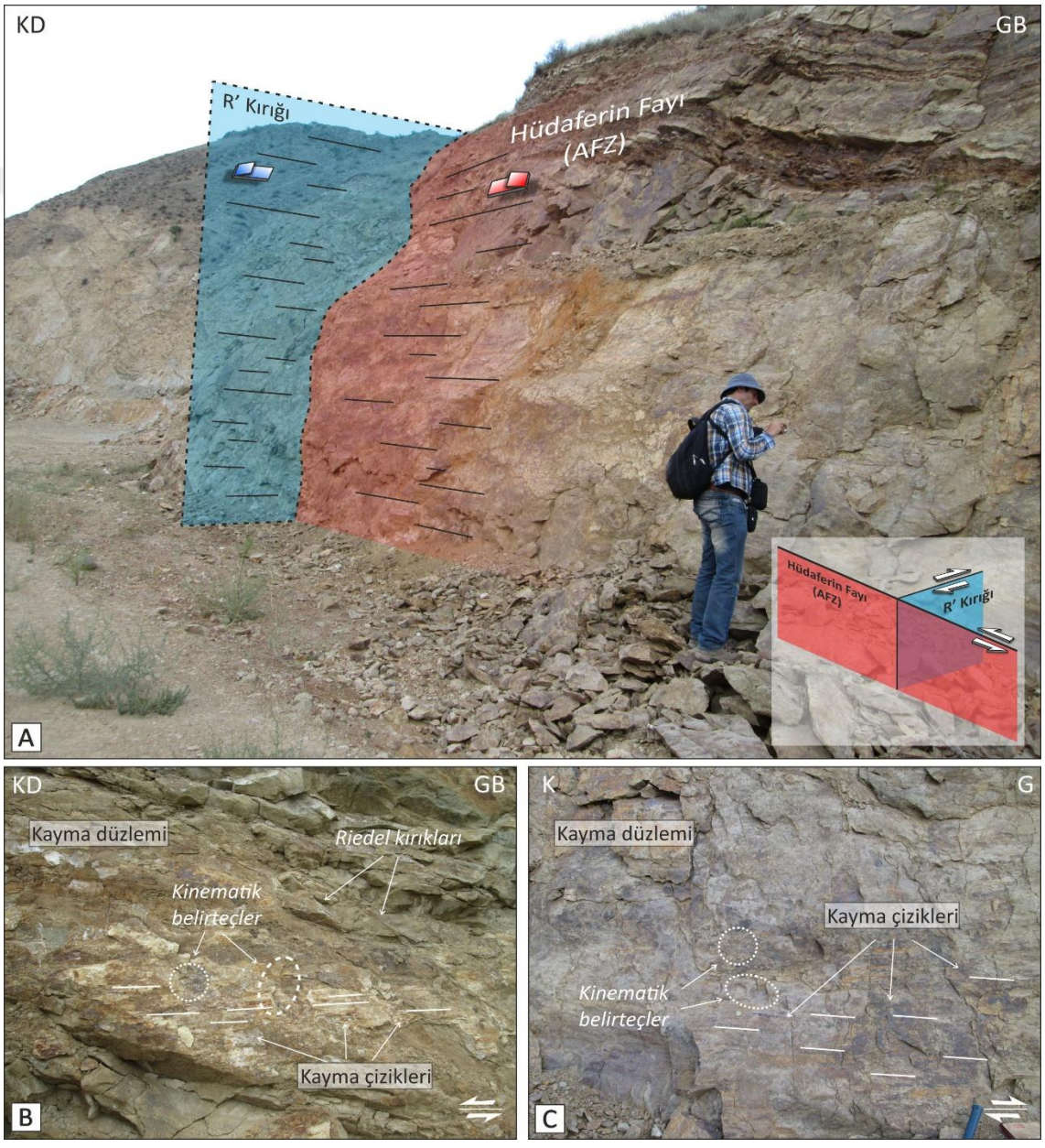


Şekil 3.34 AFZ üzerinde Alan 5, Gözlem 14'de alınan kayma düzlemleri ve kayma çiziklerinin kinematik ve paleostres analizi. A) Wintensor (Delvaux and Sperner 2003) programından elde edilen kayma düzlemleri ve çizgiselliklerin kuzey yarı küre sterografik izdüşümü. Mavi/beyaz renkli alanlar fay düzlemi çözümünü göstermektedir. B) fay düzlemleri ve eğim miktarlarını gösteren gül diyagramı. C) Frohlich diyagramı (Frohlich 1992). D) Ana stres yönlerine ait stres elipsoidi. Siyah çizgiler AFZ'nin genel doğrultusu, gri çizgiler ise gözlem noktasında ölçülen fayların genel doğrultusunu yansıtmaktadır. E) Mohr diyagramı.



Şekil 3.35 AFZ üzerinde Alan 5, Gözlem 15'de alınan kayma düzlemleri ve kayma çiziklerinin kinematik ve paleostres analizi. A) Wintensor (Delvaux and Sperner 2003) programından elde edilen kayma düzlemleri ve çizgiselliklerin kuzey yarı küre sterografik izdüşümü. Mavi/beyaz renkli alanlar fay düzlemi çözümünü göstermektedir. B) fay düzlemleri ve eğim miktarlarını gösteren gül diyagramı. C) Frohlich diyagramı (Frohlich 1992). D) Ana stres yönlerine ait stres elipsoidi. Siyah çizgiler AFZ'nin genel doğrultusu, gri çizgiler ise gözlem noktasında ölçülen fayların genel doğrultusunu yansıtmaktadır. E) Mohr diyagramı.

İnceleme alanlarında ölçülen faylar çoğunlukla KD-GB doğrultulu ve GD ve KB eğimli fay kollarından oluşmuştur. Bazı alanlarda kuzey veya güneye eğimli yaklaşık D-B doğrultulu ikincil fay kolları da gözlemlenmiştir. Ölçülen faylar çoğunlukla sol yanal doğrultu atımlı karakterinde olmasına karşın ana faya göre Riedel kırıkları (R' veya X kırıkları) konumunda olan farklı karakterlerde fay kolları da gözlemlenmiştir (Şekil 3.36).



Şekil 3.36 (A) AFZ'da gelişen sintetik ve antitetik fayların arazi görünümü. Küçük şematik şekil bu fayların birbirleriyle ilişkilerini göstermektedir. (B ve C) Kayma düzlemleri ve çeşitli kinematik belirteçlerin görüntüleri.

Çizelge 3.1 Kinematik analiz sonuçlarının detaylı bilgilerini gösteren tablo. Kısaltmalar: σ1: En büyük ana stres, σ2: Ortalama ana stres, σ3: En küçük ana stres, R: Ana stres oranı, R': Stres rejimi indeksi, α: Misfit açısı, QRWSM: Dünya stres haritası kalite sıralaması

Çalışma alanı	Gözlem Noktası	Koordinatlar		Fay dzlemı sayısı	Ana Stres Yönleri			R index	R'index	Misfit açısı (α)	QRWSM	Tectonic Regime
		X	Y		σ1	σ2	σ3					
Alan 1	G-1	0708722	4364367	5	04/216	82/093	07/306	0.23	2.23	3.5	E	Sıkışmalı Doğrultu atımlı
	G-2	0708297	4365101	26	00/206	51/116	39/297	0.07	1.93	5.5	A	Sıkışmalı Doğrultu atımlı
	G-3	0701006	4360809	15	00/014	68/105	22/283	0.08	1.92	2.7	B	Sıkışmalı Doğrultu atımlı
Alan 2	G-4	0692089	4353806	8	03/005	37/097	53/271	0.16	2.16	3	D	Yanal sıkışmalı
	G-5	0692596	4352820	4	21/192	10/099	67/343	0.54	2.54	3.6	E	Saf sıkışmalı
Alan 3	G-6	0685281	4349918	9	04/034	83/276	07/124	0.24	2.24	2.8	D	Yanal sıkışmalı
	G-7	0686154	4349570	5	01/021	53/112	37/290	0.16	1.84	5.5	E	Sıkışmalı Doğrultu atımlı
	G-8	0685884	4350036	9	03/012	79/264	11/102	0.21	2.21	5.2	D	Yanal sıkışmalı
Alan 4	G-9	0689210	4345643	15	15/234	09/326	73/086	0.31	2.31	3.7	B	Saf sıkışmalı
	G-10	0688325	4345766	7	03/047	09/137	81/296	0.32	2.32	3.2	D	Saf sıkışmalı
	G-11	0682652	4344178	13	00/029	44/120	46/299	0.11	2.11	4.4	C	Oblik sıkışmalı
	G-12	0682215	4344463	4	09/227	34/131	55/329	0.06	2.06	3.9	E	Yanal sıkışmalı
Alan 5	G-13	0678825	4342553	6	00/005	67/096	23/275	0.13	1.87	5.6	D	Sıkışmalı Doğrultu atımlı
	G-14	0679594	4343296	5	04/048	79/297	10/139	0.17	2.17	4.2	E	Yanal sıkışmalı
	G-15	0677027	4339343	32	04/004	78/256	11/095	0.01	1.99	6.9	A	Sıkışmalı Doğrultu atımlı

3.2.3 Streyn bölümlenmesi

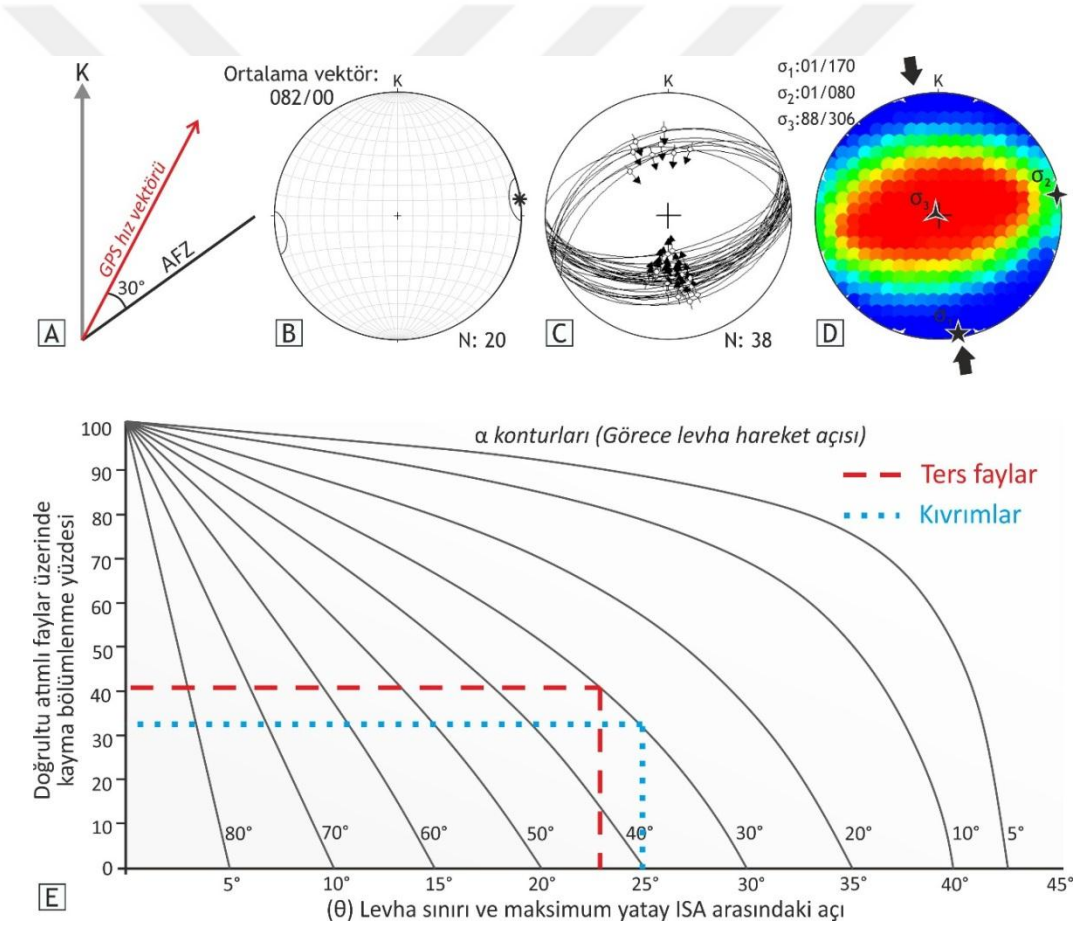
Transpression bir sistemde Θ açısı, yani maksimum yatay anlık stres ekseni (ISA) ile transpression zonu sınırı arasındaki açı, basit bir doğrultu atımlı sisteme göre daha küçüktür (Sanderson ve Marchini 1984). Levhaların çarpışma açısı (α açısı) ile Θ açısı arasında doğrusal bir ilişki vardır. Ancak streyn bölümlenme olayları meydana geldiğinde, doğrultu atımlı faylar sistemin basit makaslama bileşeninin bir kısmını karşılar ve saf makaslamanın rolü artarak Θ açısının azalmasına yol açar (Tikoff ve Teyssier 1994). Tikoff ve Teyssier (1994) Θ ve α açılarının ilişkisi ve doğrultu atımlı faylar üzerinde kayma bölümlenme yüzdesini gösteren bir diyagram tasarlanmıştır. Bu diyagrama göre, bir alanın kayma bölümlenme (slip partitioning) miktarını Θ ve α açıları ile iki parametreye dayanarak hesaplayabiliriz. Θ açısı, genç (Neojen-Kuvaterner) rotasyona uğramamış dik (upright) kıvrımlar ve ters faylar (maksimum yatay ISA temsil eden) ile fay zonunun genel doğrultusu arasındaki açıdır (Tikoff ve Teyssier 1994, Teyssier ve Tikoff 1998).

AFZ boyunca, doğrultu atımlı yapıların yanı sıra, bunlara nazaran daha yaşlı sıkışmalı yapılar mevcuttur. Zon boyunca, büyük ölçekli kıvrımlar ve ters faylar ana fay ve ana faya paralel ve yarı paralel faylar tarafından kesilmiştir. AFZ'deki sıkışmalı ve doğrultu atımlı yapıların arasında zaman boşluğu olmadığından dolayı bunlar aynı deformasyon veya tektonik olayların ürünü olarak yorumlanmıştır. Ayrıca, Kuvaterner dönemi boyunca tiltleşme, yükselme ve ters/bindirme fayların gelişimi devam etmiştir ve transpression rejimde saf makaslama bileşene karşılık (accomodate) gelmektedir.

Tikoff ve Teyssier (1994)'e göre convergence açısı ($\alpha>20°$) olursa, bölgede saf makaslama egemen olan Transpressive rejim hakimdir. Buna göre, AFZ ile levha hareket vektörü arasındaki açının 30° olması, bölgenin saf makaslama tektonik rejimi etkisi altında olduğunu ortaya koyar. Saf makaslama transpression bir rejimde sıkışmalı yapılar geçici streyn bölümlenmeden dolayı doğrultu atımlı yapılara nazaran daha yaşlıdır (predate, pre-tectonic). Deformasyon olaylar ilerledikçe, sıkışmalı ve yanal hareketin bileşenlerini içeren uygulanmış yer değiştirme gardiyanını karşılayabilmek

için hem sıkışmalı hem de doğrultu atımlı yapılar aktif hale gelir (Tikoff ve Teyssier 1994).

Bu çalışmada, Aras Fay Zonu boyunca streyn bölümlenme miktarını bulmak amacıyla Tikoff ve Teyssier (1994)'in diyagramı kullanılmıştır (Şekil 3.37). AFZ'nin genel doğrultusu (K57D) ile levha hareket vektörü arasındaki α açısı yaklaşık 30° dir (Vernant vd. 2004, UNAVCO, 2022). Θ açısını bulmak için genç (Neojen-Kuvaterner) mezoskopik dik kıvrımlar ve saf ters faylar kullanılmıştır. Dik kıvrımlar için bunların genellikle doğrusal olduklarını varsayılarak kıvrım menteşelerinin doğrultuları arazi gözlemleri ile belirlenmiştir.



Şekil 3.37 (A) GPS hız vektörü ile AFZ'nin genel doğrultuları arasındaki açı miktarını gösteren şekil. (B) kıvrıımların ortalama eksen yönelimini gösteren stereonet, (C, D) AFZ ye yarı paralel konumunda olan genç, eğim atımlı ve saf ters fayların streonet görünümü ve Dihedral metoduyla çözümlenen stres yönelimleri (σ2=ISA). (E) İnceleme alanında doğrultu atımlı bölümleme miktarını gösteren diyagram (Tikoff ve Teyssier (1994) tarafından geliştirilen diyagram kullanılmıştır).

AFZ'ye yakın alanlarda, mezoskopik bu kıvrımlar Miyosen ve Pliyo-Kuvaterner yaşlı kayalarda yaygınca gözlenmektedir. Mean vector metodu kıvrım menteşelerinin ortalama gidişini K82D olarak verir (Şekil 3.37). Burada mezeskopik ölçekli kıvrımların rotasyona uğramadıkları ya da ihmal edilecek rotasyon gösterdikleri ve ortalama doğrultularının maksimum yatay ISA'yı yansıttığı düşünülmüştür. Buna göre dik mezoskopik ölçekli kıvrım eksenlerinin ortalama doğrultusu ve AFZ'nin genel doğrultusu arasındaki Θ açısı 25°'dir. Kıvrımlardan elde edilen Θ=25° ile levha convergence açısı α=30°, Tikoff ve Teyssier (1994) tarafından oluşturulan diyagramda AFZ boyunca streyn bölümlenme yüzdesi %33 olarak hesaplanmıştır. Bu sonuç sıkışmalı sol yanal sistemdeki basit makaslama bileşeninin %33'ünün, birbirinden ayrı doğrultu atımlı faylar ile gerçekleştirildiğini gösterir.

Miyosen ve Pliyo-Kuvaterner yaşlı birimleri etkileyen kayma düzlemi ve kayma çizgisellikleri iyi korunmuş mezoskobik ters faylar, AFZ boyunca maksimum yatay ISA yönünün hesaplanmasına olanak sağlayan diğer sıkışmalı yapılardır. Bu fayların fay düzlemi ve çizgiselliklerinin durumu Şekil 3.37'de eş-alan netinde görülmektedir. Streyn ana eksenleri Dihedral metodu ile elde edilmiştir (WinTensor programı, Delvaux and Sperner 2003). Maksimum yatay ISA yönelimi (σ2 ile eşdeğer) K80D'dur. Sonuç olarak AFZ'nin genel doğrultusu (K57D) ile genç ters faylardan elde edilen maksimum yatay ISA arasındaki Θ açısı 23° olacaktır. Levha convergence α açısının 30° ve Θ açısının da 23° olması Tikoff ve Teyssier (1994) diyagramında streyn bölümlenme miktarının %41 olduğunu gösterir. Bu da transpression sistemindeki yanal basit makaslama bileşeninin %41 nin doğrultu atımlı faylar tarafından karşılaştırıldığını ortaya koyar. Dik mezoskopik kıvrımlar ile mezoskobik ters faylardan alınan sonuçlar, AFZ boyunca birbirinden ayrı (discrete) faylar üzerindeki doğrultu atım bölümlenmesi, transpressional sistemin basit makaslama bileşeninin %33-41'i olarak hesaplanmıştır (Şekil 3.37).

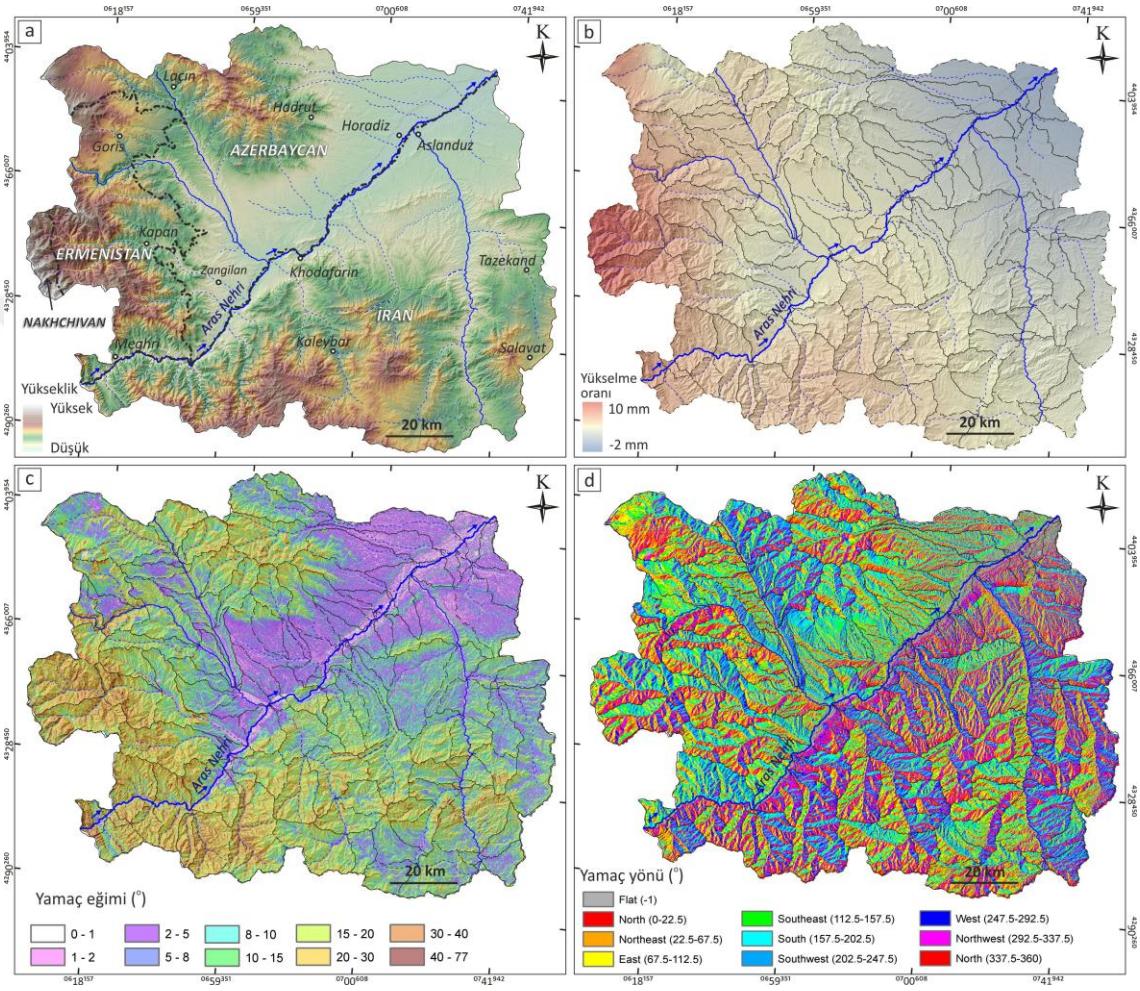
3.3 Tektonik Jeomorfoloji

Jeomorfolojik olarak Aras Drenaj Havzası Türk-İran Platosu içerisinde ~16000 km^2 drenaj alanına sahiptir (Şekil 3.38A). Aras Nehri yaklaşık KD-GB uzanımla bu drenaj havzasını ikiye böler. Aras Nehiri aynı zamanda İran ile Azerbaycanın ve İran ile Ermenistanın politik sınırlarının belirli bir kesimini de oluşturur. Aras Nehri bölgede farklı nehir kolları ile birleşip büyük akarsu sistemi oluşturmaktadır. Nehir Türkiyenin doğusunda Erzrum il sınırları içinde kalan Bingöl Dağlarının kuzey yamaçlarından doğar. Ermenistan ve İran'dan geçer ve Azerbaycan topraklarında Kura Nehri ile birleşerek Hazar Denizine dökülür. Aras Nehrinin toplam uzunluğu yaklaşık 1072 km dir ve çalışma alanının içinde GB 'dan KD 'ya doğru akar. Aras Drenaj Havzasının deniz seviyesine göre en düşük kesimi 23 m ve en yüksek kesimi ise 3847 m yüksekliğe sahiptir.

Aras Drenaj Havzası ve çevresi jeomorfoloji açısından iki farklı görünüm sergiler. İlki düzlük, ova ve tepelerin temsil ettiği topografya ile temsil olmaktadır; bu morfolojinin olduğu bölgeler klimatolojik açıdan sub-tropik kurak düzlük (sub-tropical arid plain and hills), sub-tropik yarı kurak düzlük (sub-tropical semi arid plain) ve sub-mediterranean ve semi-humid iklim özelliklerine sahiptir. Böylesi iklim özellikleri Aras Drenaj Havzasının orta ve kuzeydoğu kesimlerinde egemendir. İkinci ise dağlık alanlardır. Bu alanlar genelde ılıman yarı-nemli dağlar ve ılıman yarı-kurak dağlar iklim özellikleri ile temsil olur. Çalışma alanının güney, batı ve kuzeybatı kesimleri bu iklim kuşakları etkisi altındadır (Bochud, 2011). İnceleme alanında yıllık ortalama sıcaklık dağlık bölgelerde 0-2 °C ve düzlük ve ova kesimlerde 14-14,5 °C iken yıllık yağış oranı ise farklı alanlarda 200 mm ile 1600 mm arasında değişiklik gösterir (http://gsaz.az).

Aras Drenaj Havzasının yükselme oranları yersel farklılık göstermektedir. Havzanın batı kesimlerinde oran 10 mm/yıl olarak görülmektedir (Philip vd. 1989); kuzeybatı kesiminde ise yükselme oranı giderek azalır (Şekil 3.38B). Havza içerisinde Aras Nehrinin geçtiği vadi tabanında yamaç eğimleri 1°-5° arasında değişir (Şekil 3.38C). Drenaj havzasının batı ve güney batı kesimlerinde yamaç eğimleri 40°-77° arasında değişmektedir. Aras Nehrinin geçtiği vadi boyunca yamaç eğimleri ise 10°-30°

arasındadır (Şekil 3.38C). Bu yamaçların eğim yönlerini bütün coğrafik yönlere eğimlenmiş olarak görmek olasıdır (Şekil 3.38D). Ancak yamaç eğimleri egemen olarak KB ve GD eğimli olarak görülmektedir. Yükselme oranı havzanın KB kesiminde yaklaşık 10 mm/yıl iken KD kesimde -2 mm/yıl kadar iner (Şekil 3.38B).



Şekil 3.38 Aras Drenaj Havzasının 30 m çözünürlüklü sayısal yükseklik modellerinden elde edilen haritalar, (A) yükseklik haritası, (B) Yükselme-çökme oranları gösteren harita (Veriler Philip vd. 1989 'den alınmıştır), (C) Eğim açısı haritası ve (D) Eğim yönü haritası.

3.3.1 Morfotektonik

Jeomorfoloji (geomorphology), karalar üzerinde ve denizaltında yerkabuğunun yüzeyinde görülen şekilleri (landforms) inceleyen, oluşum ve evrimlerini açıklayan, bunları kendi yöntemleri kapsamında sınıflandıran, coğrafi dağılım ve

gruplandırmalarını, nedenleriyle birlikte araştıran bir bilim dalıdır. Bu tanım doğrultusunda, jeomorfoloji çok disiplinli bir bilim dalı olan yerbilimlerinin bir dalını oluşturur. Konusu bakımından ise yerbilimleri içerisinde, yerkabuğunun yapısı ve dinamiğiyle ilgili jeoloji ile insan-doğal çevre koşulları arasındaki ilişkiyi inceleyen fiziksel coğrafya bilimi arasındaki sınırda yer alan bir bilim dalı olarak tanımlanabilir. Fiziksel coğrafik yaklaşımda jeomorfolojinin konusu olan yer şekilleri, iklim, sular ve doğal canlılarla birlikte değerlendirilir. Jeolojik açıdan ise yerkürenin cansız elemanları olan yer yapısı, yer şekli, iklim ve sular (fizyografya) jeomorfolojinin konusunu oluşturur.

Yukarıdaki tanımdan da anlaşılabileceği gibi jeomorfoloji, yerkabuğunda güncel olarak süregiden yer şekillenmesi süreçleri ile ilişkilidir ve bu şekillenmenin tarihçesini ortaya koymaya çalışır. Yerkabuğu ve yer yapısında güncel olarak meydana gelen olay ve değişimler aynı zamanda jeolojinin de konusudur ve jeoloji bilimi bunlardan topladığı bulgularla yerkürenin zaman içerisinde geçirdiği evrimi aydınlatmayı hedefler. Bu kapsamda jeomorfoloji bugünün jeolojisi, jeoloji ise geçmişin jeomorfolojisi olarak değerlendirilebilir.

Bir fay zonunun jeomorfolojisi, belli bir fay boyunca tekrarlanan yüzey faylanması oluşturmuş olan geçmiş depremlere ait kanıtlarn tanımlanması için ilk ve temel yaklaşımdır. Genç ve gevşek çökellerdeki fay sarplığı morfolojisi, bu sarplığın bir ve ya daha fazla depremler sonucu meydana geldiğini öğrenmek için incelenebilir. Bazen ise, uygun jeomorfolojik ve iklimsel şartlar altında eski fay sarplıkları korunabilir. Buna karşın, aşınma süreçleri deprem sonrası fay sarplığı profilini düzleştirir ve ortadan kaldırır. Yeni bir fay sarplığı oluştuğu zaman, bu sarplık öncekine eklenir ve profilinin eğimlenmesine neden olur (Wallace 1977), fakat bu eğim, tek bir deprem olayı için oldukça yüksek bir sarplığı koruyarak zamanla kaybolur. Bazı araştırıcılar tarafından fay sarplığı profilinin gelişimi ile yaşı arasındaki ilişkiyi karşılaştıran birkaç model ileri sürülmüştür (Nash, 1980, Andrew ve Hanks 1985, Hanks ve Schwartz 1987). Bununla birlikte tortulların doğası ve farklı iklim şartlarındaki büyük değişkenlikler bu modelleri güçleştirmekte ve uygulamaları sınırlamaktadır.

Jeomorfolojik çalışmalar ve aktif faylanmaların jeomorfolojik özelliklerini ortaya çıkarılmasının geçmiş depremlerin incelemesinde önemli yeri vardır. Geçmiş depremler hakkında bilgiler, fay boyunca oluşan ötelenmelerden etkilenebilen jeomorfolojik yapıların çalışılmasından elde edilebilir. Bu yapılardan en yaygın ve faydalı olanları, dereler, yelpazeler, alüvyal teraslar ve havzalardır. Tektonikten etkilendikleri zaman, bu yapılar her ayrı depremi saptamak için kullanılan anomalileri de etkilerler ve bununla birlikte faydaki uzun süreli deformasyonun tahmin etmek için bilgiler sağlayabilirler. Bu anomalilerin en yaygın olanları saptırılmış dereler, gençleşmiş dere profilleri, terkedilmiş, ötelenmiş ve geriye tiltlenmiş yelpazeler, saptırılmış nehir yatakları, ötelenmiş alüvyal teraslardır (Sieh ve Jahns 1984, Mayer 1986, Keller 1986, Schumm 1986, Lindvall vd. 1989). Tektonik ile ilgili gelişen belirteçler farklı kategorilere ayrılır. Çizelge 3.2 de bu kategoriler ayrı ayrı verilmiştir.

Çizelge 3.2 Tektonik ile ilişkili gelişen belirteçler

Jeolojik	• Yan yana gelmiş yer değiştirmiş farklı kaya kütleleri • Yan yana gelmiş yer değiştirmiş kaya ve toprak kütleleri • Yan yana gelmiş yer değiştirmiş farklı toprak kütleleri • Kayıp formasyonlar ya da yapılar • Tekrarlayan formasyonlar ya da yapılar • Stratigrafik olmayan tıraşlanmalar • Tortul ya da metamorfik birimler arasındaki anormal ilişkiler • Jeolojik yapıların aniden sonlanması • Sürüklenme yapıları • Fay çizikleri • Fay kayaları • Alterasyon ya da mineralizasyonun doğrusal dizilimi • Volkan bacalarının dizilimi • Çamur volkanlarının dizilimi • Çatlak (Joint) setlerinin arasındaki mesafelerin azalması

Çizelge 3.2 Tektonik ile ilişkili gelişen belirteçler (devam)

Topoğrafik ve jeomorfolojik	• Ötelenmiş akarsu desenleri • Çizgisel vadiler • Kapama sırtları • Ucu traşlanmış akarsu kanalları • Fay sarplıkları • Monoklinal deformasyon • İnceleme alanındaki yükselme ya da çökmeler • Çöküntü gölleri • Başsız dereler • Askıda kalmış vadiler • Doğrusal sırtlar ve boyunlar • Ötelenmiş sırtlar • Sırtlarda ve yamaç eteklerinde üçgen yüzeyler • Sarplıkların altında yer çekimi grabenleri • Kıyı serisinde yükselme, açılma ya da tiltleşme • Anormal akarsu eğimleri • Anormal taraça ilişkileri • Heyelanların doğrusal dizilimi • Hava fotoğrafları ve uzaktan algılama görüntülerindeki görünür çizgisellikler
Hidrolojik	• Yeraltı suyu düzeyleri, ısısı ve kimyasındaki anomaliler • Bitki deseni anomalileri • Kaynaklar ve sızıntıların dizilimi • Sıcak su kaynakları • Gayzerler

Çizelge 3.2 Tektonik ile ilişkili gelişen belirteçler (devam)

Jeofiziksel (deprem sismolojisinden ayrı olarak)	• Sismik yansıma verilerindeki anomaliler • Sismik kırılma verilerindeki anomaliler • Gravite anomalileri • Manyetik anomaliler • Radyoaktivite anomalileri • Diğer jeofizik anomaliler
Sismolojik	• Tarihsel deprem lokasyonlarının uzun vadeli dağılımı • Deprem episentır ya da odak noktalarının doğrusal ya da düzlemsele yakın dağılımları • Diğer aletsel deprem verileri
Yatay ve düşey deformasyonların tanımlanması	• Üçgenleme • Diğer sürüklenme ölçümlerini içeren teknikler • GPS ölçümleri
Diğer kategoriler	• Yer değiştirmiş tarihsel ve kültürel yapılar

Morfotektonik çalışmalarında sıklıkça kullanılan belirteçler aşağıda verilmiştir.

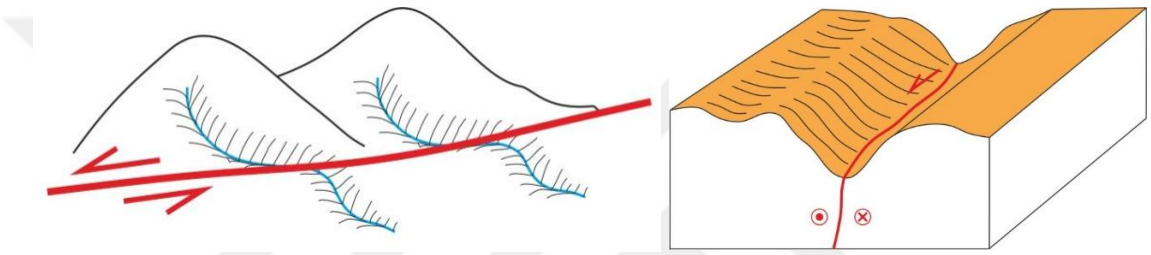
3.3.1.1 Dere ötelenmeleri

Nehir yatağında yer değiştirmeler doğrultu atımlı fayların yanal hareketinin bir işaretidir (Şekil 3.39). Bir nehir yatağının yer değiştirme yapılandırması iki işlem grubu sonucunda oluşur, birincisi aşınma ve sedimantasyon ve diğeri tektonik hareketler. Böylece her bir yer değiştirmiş kanalın kendine özel bir karmaşık geçmiş sureci vardır. Genel anlamda bir fay zonunda meydana gelen her bir deprem yer değiştirmelere sebep olarak akarsu kanalları fay hareketi yönünde etkiler. Bu ötelenmeler hava fotoğrafları ve

uydu görüntülerinde belirgin olarak fay zonunun karakterini belirlemekte önemli bir belirteçtir.

3.3.1.2 Çizgisel vadiler

Doğrultu atımlı fay zonları genelde birkaç metre ve kilometrelerce genişlikte görünebilir (Şekil 3.39). Fay zonunda meydana gelen genişlemeyle birlikte makaslanmaya uğramış gevşek sedimanların aşınması fay boyunca çizgisel vadilerin oluşumuna sebep olur. Bu çizgisel vadiler genelde çizgisel fay sarplıklarıyla sınırlıdır.



Şekil 3.39 Dere ötelenmesi (sol) ve çizgisel vadilerin (sağ) şematik görünümleri

3.3.1.3 Kapama sırtları

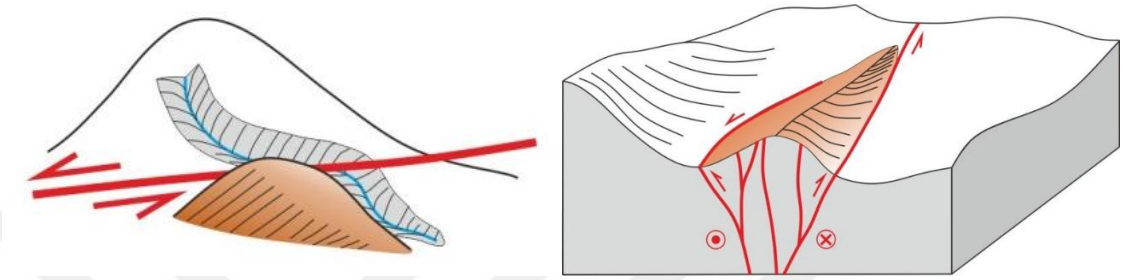
Kapama sırtları doğrultu atımlı fay zonlarında sık görünen jeomorfolojik yapılardan biridir (Şekil 3.40). Genel anlamda bir kapama sırtı kaya kütlesinin sağ veya sol yanal hareketle bir kanalın önünü kapatınca meydana gelir. Bir başka değişle bir sırt fay boyunca taşınarak drenaj sisteminin önünü kapattığında kapama sırtları oluşur. Bu kapama sonucunda akarsu yön değiştirerek yeni bir kanal oluşturur.

3.3.1.4 Basınç sırtları

Doğrultu atımlı fayların kavisli oldukları yerlerde kayaların küçük bir alanda sıkışması ve yükselmesi nedeniyle basınç sırtları oluşur (Şekil 3.40).

Basınç sırtları, boyutları küçük ölçekli bir tepeden birkaç kilometre uzunluğundaki bir sırta kadar değişen topografik sırtlar olup belirli fay geometrileri üzerinde bir veya daha

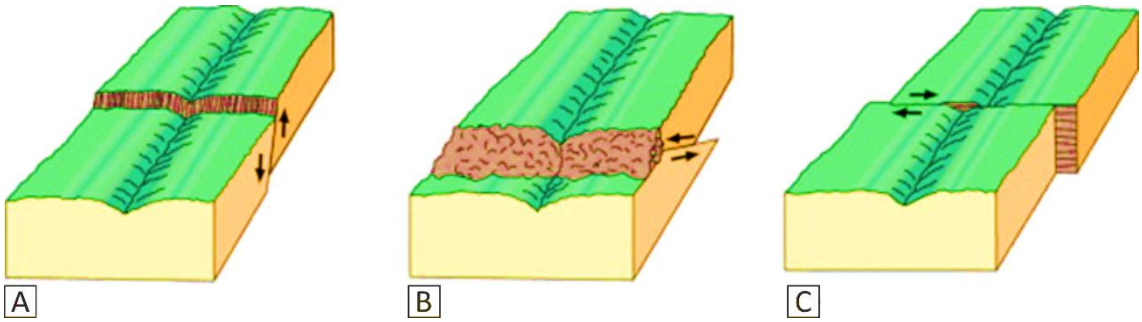
fazla depremin yüzeysel ifadesidir. Basınç sırtları özellikle doğrultu atımlı faylar üzerinde sıkışma sonucunda meydana gelen bükülmeleri veya sıçramaları içerir. Basınç sırtları, bir fayın yeraltındaki geometrisini ve yükselme geçmişini belirlemek için önemli mrfolojik yapılardır. Sırtlarının geometrisi fay zonunun karakteri ve jeolojik birimlerin bileşenlerine bağlıdır. Sırtların içyapısı deforme olmuş birimler ve antiklinal ve senklinal yapılarla karakterize olur.



Şekil 3.40 Kapama ve basınç sırtlarının şematik görünümü

3.3.1.5 Fay sarplıkları

Bir fay sarplığı, bir fayın bir tarafının diğerine göre dikey olarak hareket ettiği yer yüzeyindeki küçük bir basamak veya kaymadır (Marshak 2013) (Şekil 3.41). Bu terim, faylar boyunca hareket ederek yer yüzeyinin yer değiştirmesine atfedilen faylanmanın topoğrafik ifadesidir.



Şekil 3.41 Farklı fay mekanizmalarında fay sarplığı gelişiminin örnekleri, (A) Normal fay, (B) Ters/Bindirme fayı, (C) Doğrultu atımlı fay

Bunlar ya ters bir aktif olmayan fay boyunca diferansiyel hareket ve müteakip erozyonla ya da yakın zamanda aktif bir fay üzerinde bir hareketle sergilenirler. Bu tanmlamada,

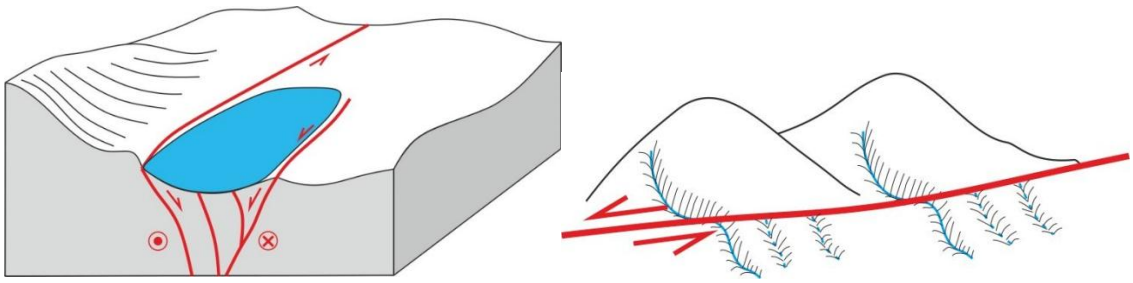
bir fay sarplığı eğim atımlı veya doğrultu atımlı yer değiştirmeden veya her ikisinin herhangi bir kombinasyonundan kaynaklanabilir. Bir kez oluşturulduktan sonra, sarplık düzleşebilir veya geri çekilebilir ve sarp olmasa bile yine de bir fay sarplığı olarak kabul edilebilir (Nash, 1980).

3.3.1.6 Çöküntü gölleri

Bir doğrultu atımlı fayın iki kolu arasında meydana gelen çöküntünun (genişleme nedeniyle) su ile dolması sonucunda çöküntü gölü (Sag pond) oluşur (Şekil 3.42). Çöküntü gölleri fay zonlarının uzaktan algılama yoluyla tanımlanmasında yararlı ve iyi belirteçlerden biridir. Onların oluşum mekanizması basınç sırtlarının aksidir.

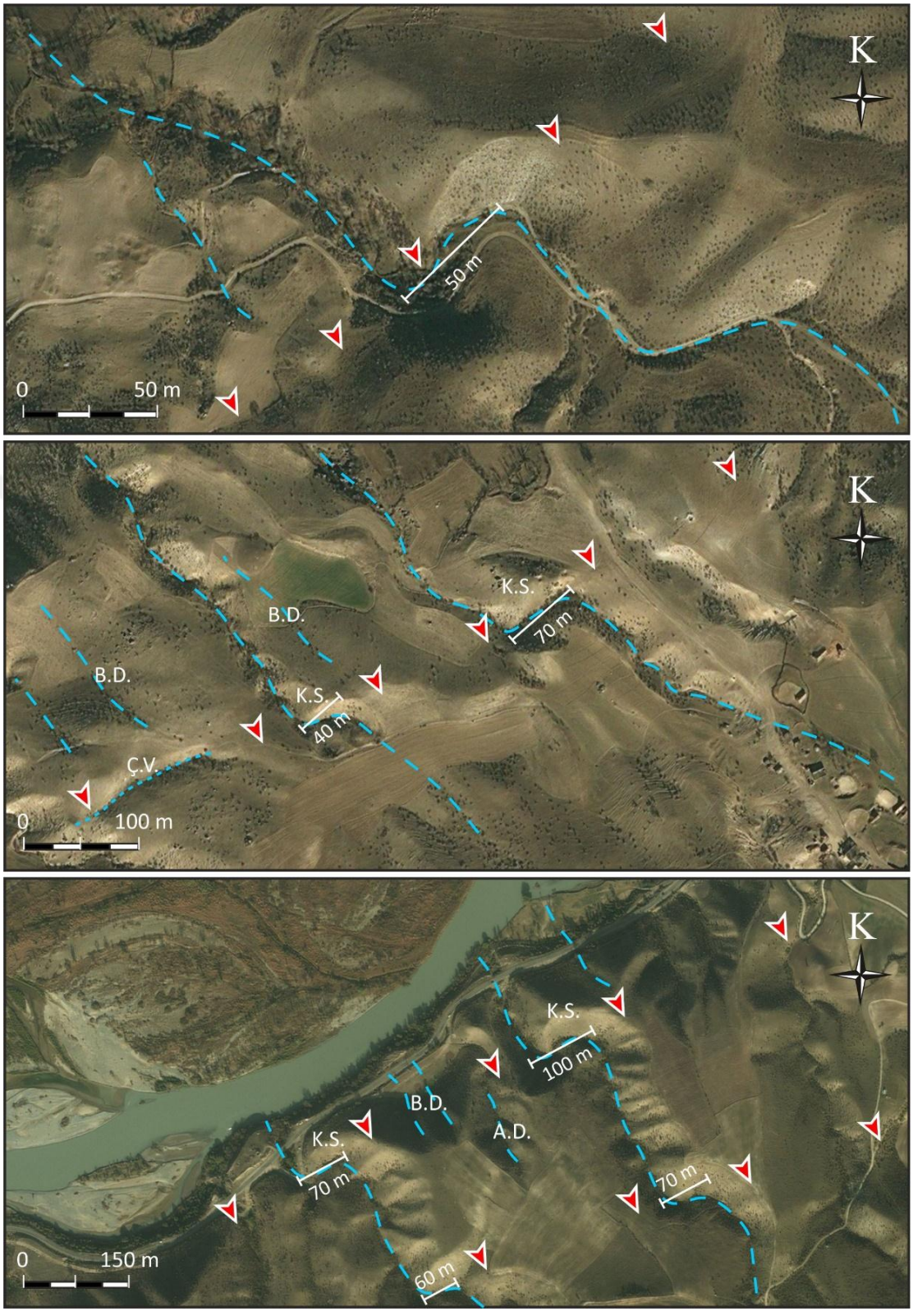
3.3.1.7 Başsız dereler

Fay zonu boyunca yanal hareketin egemenliği ve kayma oranı, yılda 1 cm'den birkaç cm'ye kadar, dere yataklarının yanal bir şekilde ötelenmesine sebep olur. Bu kanalların zaman içerisinde kaynak kanaldan kopmaları sonucunda oluşan jeomorfolojik yapılar başsız dereler olarak adlandırılır (Şekil 3.42).

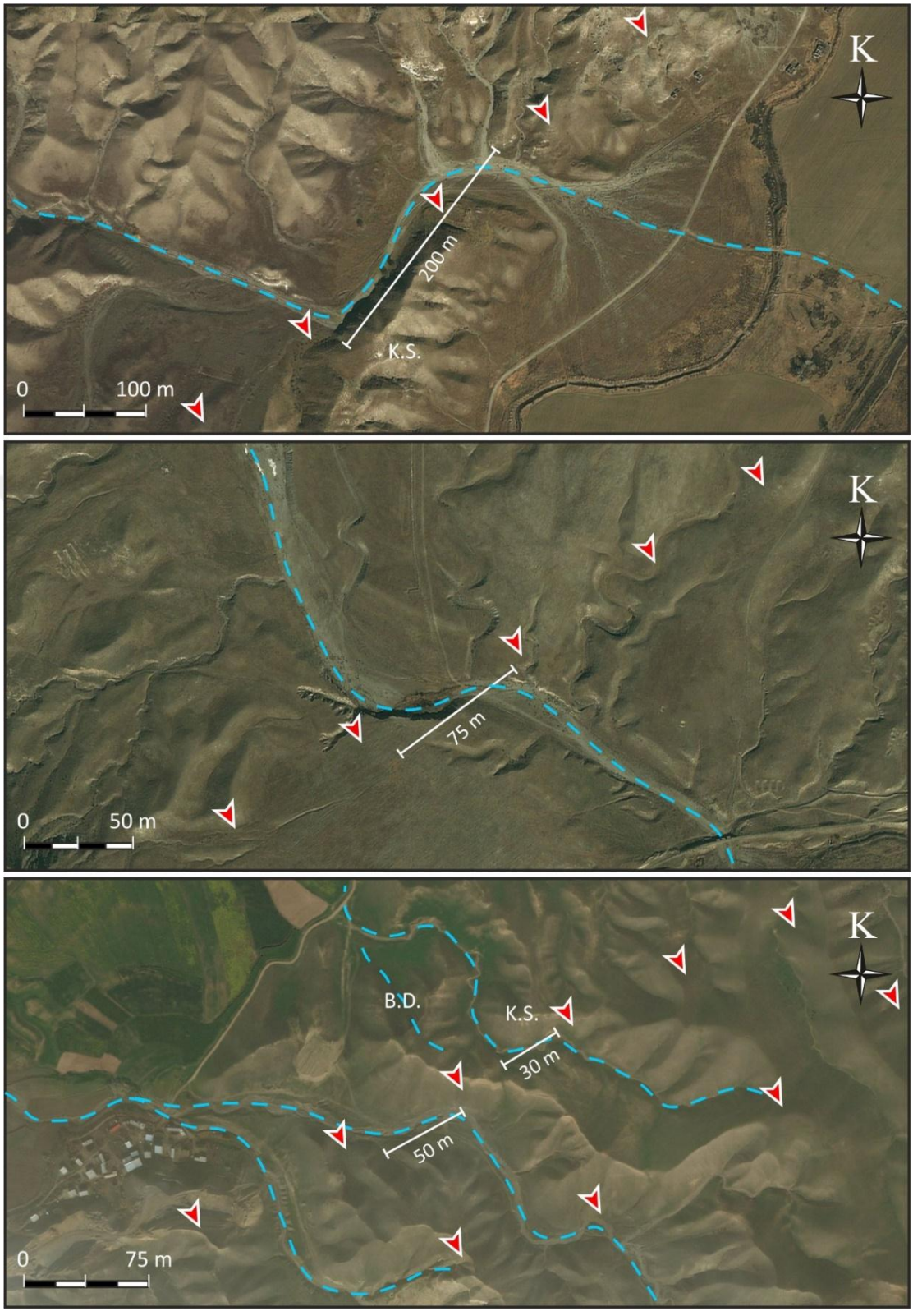


Şekil 3.42 Çöküntü gölleri ve başsız derelerin şematik görünümleri

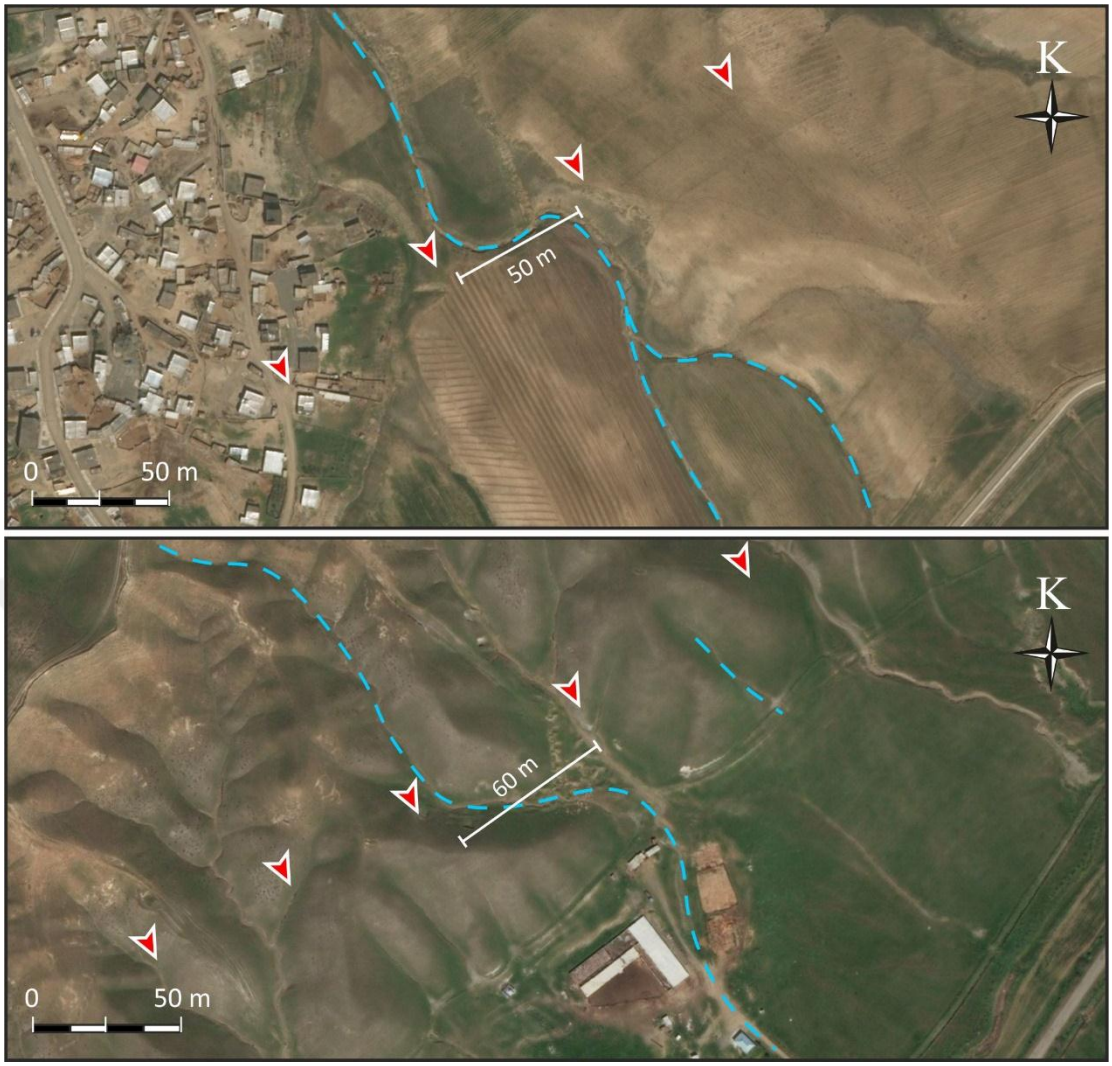
AFZ boyunca uydu görüntlerinde (Google Earth) aktif tektonik ile ilişkili morfometrik belirteçler belirgindir (Şekil 3.42, 3.43 ve 3.44). AFZ nin tüm fay kollarında gelişen bu yapılar farklı boyutlarda görünmüştür.



Şekil 3.43 AFZ boyunca uydu görüntülerinden (Google Earth) tespit edilen bazı morfotektonik belirteçleri gösteren şekil. Kısaltmalar; A.D.: Askda kalmış vadi, B.D.: Başsız dere, Ç.V.: Çizgisel vadi, K.S.: Kapama sırtı (0650642D, 4320171K)



Şekil 3.44 AFZ boyunca uydu görntülerinden (Google Earth) tespit edilen bazı morfotektonik belirteçleri gösteren şekil. Kısaltmalar; B.D.: Başsız dere, K.S.: Kapama sırtı (0654740D, 4330345K)



Şekil 3.45 AFZ boyunca uydu görntülerinden (Google Earth) tespit edilen bazı morfotektonik belirteçleri gösteren şekil (0701114D, 4363165K)

3.3.2 Kuantitatif analiz

Tektonik jeomorfoloji tektonik ve erozyonal süreçler sonucunda meydana gelen topoğrafik ve morfometrik özellikler arasındaki ilişkileri tanımlamaktadır (Burbank ve Anderson, 2001). Tektonik jeomorfolojinin ana hedefi ise Kuvaterner yaşlı yüzey şekillerini kullanarak tektonik süreçlerinin doğası, yönelimi, oranı ve geçmişinin değerlendirilmesidir. Jeomorfik indis analizleri yeryüzü şekillerinden tektonik deformasyonun elde edilebilmesi için en önemli araçlardan biridir (Bull ve McFadden 1977, Rockwell vd. 1985, Wells vd. 1988, Keller 1986, Burbank ve Anderson 2001, Keller ve Pinter 2002, El Hamdouni vd. 2008, Özsayn 2016, Saber vd. 2018b, 2020, 2022). Bu indisler zaman/maliyet açısından uzaktan algılama yöntemlerini kolaylaştırarak aktif deformasyonun belirlenmesinde ve efektif olarak kayaların farklı yükselme oranlarının hesaplanmasında çok sayıda lokal ve bölgesel ölçekli alanlarda uygulanmıştır (Örn. Rockwell vd. 1985, Merritts ve Vincent 1989, Kirby ve Whipple 2001, Keller ve Pinter 2002, Silva vd. 2003, El Hamdouni vd. 2008, Özkaymak ve Sözbilir 2012, Yıldırım 2014, Bagha vd. 2014, Topal vd. 2016, Sağlam Selçuk 2016, Jaberi vd. 2018, Saber vd. 2018b, 2020). Literatürde erozyon ve tektonik süreçlerin göreceli etkilerini belirlemek için kullanılan en yaygın jeomorfik indisler akarsu uzunluk-gradyan indeksi (SL), hipsometrik integral/eğrisi (Hi), vadi tabanı genişliği–vadi yüksekliği oranı (Vf), dağ cephesi sinüslüğü (Smf), ve Normalize edilmiş diklik indeksi (Ksn) dir. (Örn. Snyder vd. 2000, Burbank ve Anderson, 2001, Keller ve Pinter 2002, Troiani ve Della Seta 2008, Kirby ve Whipple 2012, Jaberi vd. 2018). Bu indislerin yanı sıra drenaj havzası asimetrisi (Af), ve havza şekli (Bs) gibi indisler de yer yer literatürde yer almıştır (Örn. El Hamdouni vd. 2008, Jaberi vd. 2018, Saber vd. 2020). Tez çalışmasında kullanılan indislerin formülü, değer aralıkları ve kaynağı çizelge 3.3 de verilmiştir. El Hamdouni vd. (2008) 6 farklı indis (Sl, Af, Vf, Smf, Bs, and Hi) kullanarak göreceli aktif tektonik hesaplamaları yapmıştır. Onlar bu indislerden elde edilen değerler sınıflanarak tektonik aktivite açısından 4 farklı grup olarak sunulmuştur (yüksek aktivite den düşük aktiviteye). Bahsedilen çalışmada aktif olan alanlar genelde aktif fay zonları, üçgen yüzeyler ve deformasyona uğramış alüvyal yelpazelerde yer almıştır. Sonradan bu model İran'da bazı alanlarda uygulanarak kabul edilebilir sonuçlar vermiştir (Örn. Dehbozorgi vd. 2010).

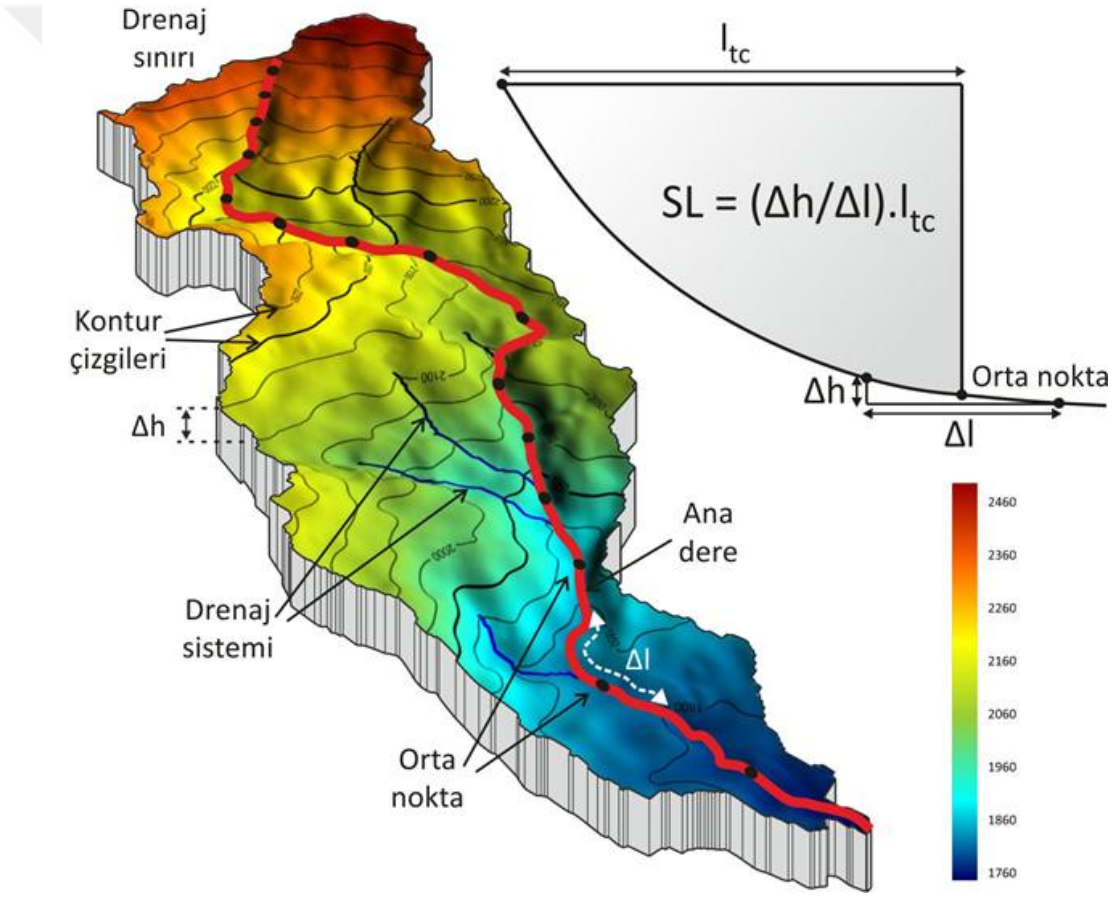
Çizelge 3.3 Tez çalışmasında kullanılan indislerin genel tanımları.

Indis	Formul	Sınıflama	Kaynak
Hi	Hi = (H mean – H min) / (H max− H min)	Hi > 0,5 Yüksek 0.4 < Hi < 0,5 Orta Hi < 0,4 Düşük	Pike ve Wilson 1971, Keller ve Pinter 2002
Sl	Sl = (Δh / Δl) × l	Yüksek anomali Orta anomali Düşük anomali	Hack 1973
Vf	Vf = 2.Vfw / [(Eld - Esc) + (Erd - Esc)]	0.5 > Vf Yüksek 1 < Vf < 0,5 Orta 1 < Vf Düşük	Bull ve McFadden 1977, Bull 1977
Smf	Smf = Lmf / Ls	Smf < 1,4 1.4 < Smf < 2,5 Smf > 2,5	Bull ve McFadden 1977, Bull 1977
Ksn	$S = k_s A^{-\theta}$	Yüksek Orta Düşük	Snyder vd. 2000, Kirby ve Whipple 2012
Bs	Bs = Bl / Bw	Bs > 4 Yüksek 3 < Bs < 4 Orta Bs < 3 Düşük	Cannon 1976, Ramirez-Herrera 1998
Af	Af = 100 (Ar / At)	Af ≥ 65 and Af <35 Yüksek 35≤Af<43/ 57≤Af<65 Orta 43<Af<57 Düşük	Hare ve Gardner 1985, Keller ve Pinter 2002

3.3.2.1 Akarsu uzunluk-gradyan indeksi (Sl)

Vadi kanalı boyunca olası tektonik aktivite, kaya direnci ve topoğrafya arasındaki ilişkilerin değerlendirilmesinde akarsu uzunluk-gradyan göstergesi kullanılmaktadır. İlk olarak Hack (1973) tarafından tanımlanan bu değer Hack göstergesi olarak da bilinir. Akarsu uzunluk - gradyan göstergesi, akarsuyun belli bir kolundaki toplam akarsu gücünü, akarsuyun aşındırma/yatağını kazıma ve tortul taşıma kapasitesini işaret eden hidrolik değişkendir. Bu gösterge Sl= (ΔH / ΔL)×L bağıntısıyla hesaplanır (Hack 1973, Keller ve Pinter 2002). ΔH kolun yükseklik değişimini, ΔL kolun uzunluğunu ve L ise göstergenin hesaplandığı yerden vadinin en yüksek noktasına kadar olan mesafeyi ifade eder (Şekil 3.46). Sl göstergesi, bir akarsu profili boyunca sabit bir yükseklik değişimi için gereken uzaklığa bağlı olarak hesaplanır.

Sl göstergesi aynı zamanda profil boyunca ani değişimlere, aktif faylara ve tektonik aktivitenin derecesine karşı hassas olup bu hassasiyet bölge morfolojisinin gelişiminde yapısal ve litolojik kontrolün etkisinin belirlenmesine yardımcı olur (Keller ve Pinter 2002, Alipoor vd. 2011, Troiani ve Della Seta 2008). Sl göstergesi çerçevesinde alüvyon, gölsel kireçtaşı, jips, marn türü kayalar çok düşük dayanımlı, konglomera, kumtaşı türü kayalar düşük dayanımlı, kumlu kireçtaşı, şeyl türü kayalar orta dayanımlı, bazalt, ignimbirit türü kayalar yüksek dayanımlı, mermer, kuvars şist, gnays, gabro ve granitoyid türü kayalar ise çok yüksek dayanımlı olarak ifade edilir (Örn. Yıldırım 2014).



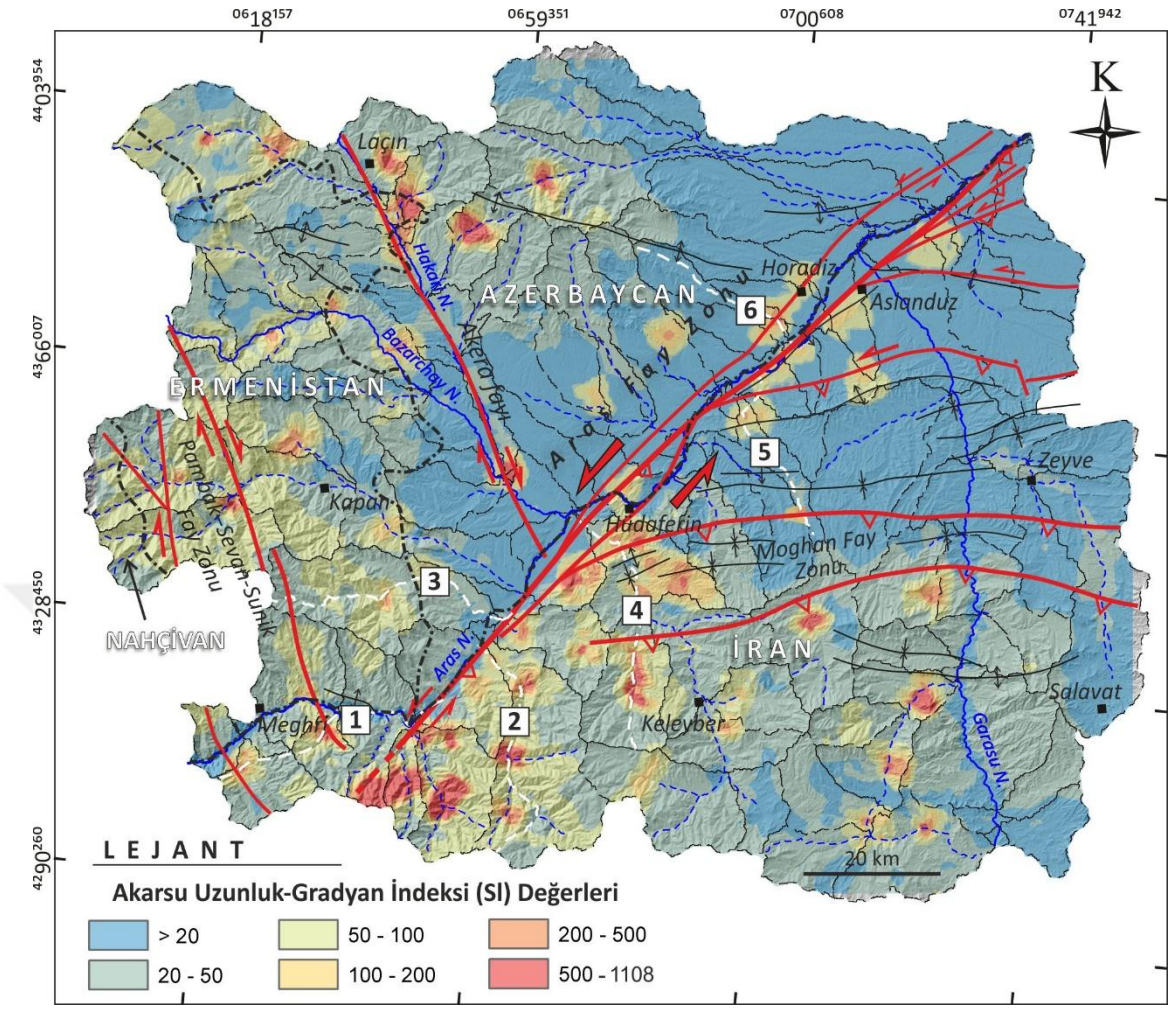
Şekil 3.46 Akarsu Uzunluk-Gradyan İndeksi (Sl) değerinin hesaplama yönteminin şematik gösterimi.

Sl göstergesindeki ani yükselmeler, tektonik bir yükselmeye veya ani litolojik değişime işaret ederken, çok düşük değerli Sl göstergesi ise saf doğrultu atımlı bir tektonik

değişimin işaretçisi olabilir. Sl göstergesi, kanal eğimindeki değişikliklere oldukça duyarlı olup bu durum muhtemel tektonik aktivite, kaya direnci ve topoğrafya arasındaki ilişkinin değerlendirilmesinde kullanılır. Sl göstergesi dayanımı yüksek kayalarda genelde yüksek değerler sunar. Aşınımı kolay kayalarda ise düşük değerler gösterir. Buna göre Sl değerinin dayanıksız kayalarda yüksek değerler sunması güncel tektonik aktivite ile ilişkilendirmek olasıdır (Keller ve Pinter 2002). Diğer bir ifade ile kayalar üzerinde Sl değerlerinin yüksek veya düşük olması aktif tektonizmaya işaret eder. Bu çerçevede yapılan çalışmalarda şöylesi yorumlar getirilmektedir. Sl değeri dayanımlı kayalar üzerinde nehir akışının yavaş olduğu veya aktif yükselme alanlarında yüksek değerler verirken daha az dayanımlı kayalarda veya yavaş yükselmenin olduğu zonlarda düşük değerler gösterir (Keller ve Pinter 2002). Daha az dayanımlı kayalar üzerindeki yüksek ve doğrusal (lineer) yayılımlı Sl değerleri büyük oranda aktif tektonizmayı göstermektedir.

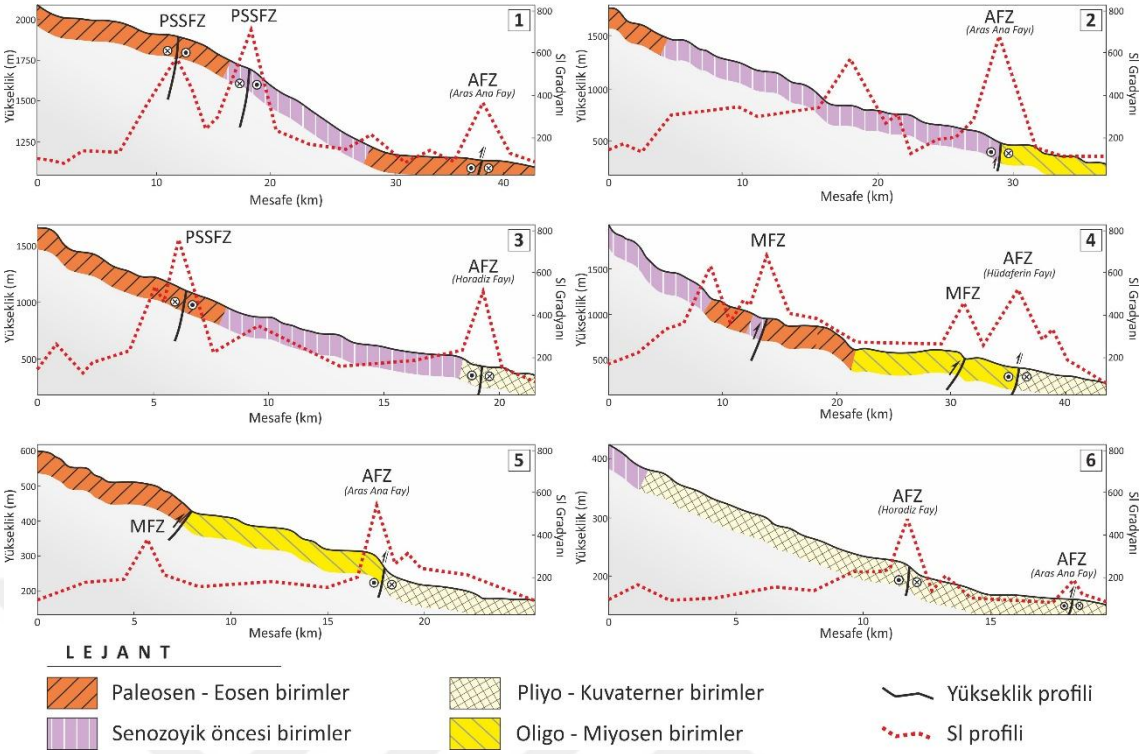
Aktif tektonikten kaynaklanan Sl anomalileri litoloji farklılıklarından kaynaklanan anomalilerden ayırdıktan sonra elde edilen sonuçlar tektonik aktivite açısından daha net bir sonuca varmakta bize yardımcı olur. Aras Drenaj Havzasında yüksek Sl anomalileri genellikle fay zonlarının üzerinde veya etki alanında görünmektedir (Şekil 3.47). Sl anomalilerinin 200-1108 değerleri arasında değişkenlik sunduğu alanlar genellikle AFZ ve Akera Fayı boyunca yer almıştır. Moghan ve Pambak-Sevan-Sunik fay zonları üzerlerinde ise bir kaç yüksek Sl değerlerinin yanı sıra genellikle 50-500 Sl miktarları göstermektedir (Şekil 3.47). En düşük Sl değerleri ise drenaj havzalarının düzlük alanlara ulaştığı kesimlerde aşındırmanın fazla olduğu bölgelerde görünmektedir.

AFZ boyunca yer yer akarsu yataklarında aktif faylanma sonucunda meydana gelen yer değiştirmeler, fay sarplıkları, hızlı yükselmeler ve farklı yaş ve dayanaklığa sahip olan kaya ünitelerin yan yana gelmesi Sl değerlerinde fark edilebilir anomalilere yol açmıştır. Aras Drenaj Havzasının güneydoğu kesimlerinde farklı litolojilerin dayanıklılıklarından dolayı ani yükseliş ve değer artışları görülmektedir. İnceleme alanında Sl değerlerinin yüksek olduğu diğer kesimler ise bölgenin kıvrımlanmaların geliştiği alanlardır (Şekil 3.47). Bu alanlar genelde Moghan Fay Zonunda yer alan kıvrımlarda görünür.



Şekil 3.47 Akarsu Uzunluk-Gradyan İndeksi (Sl) değerinin sonuçlarını gösteren harita

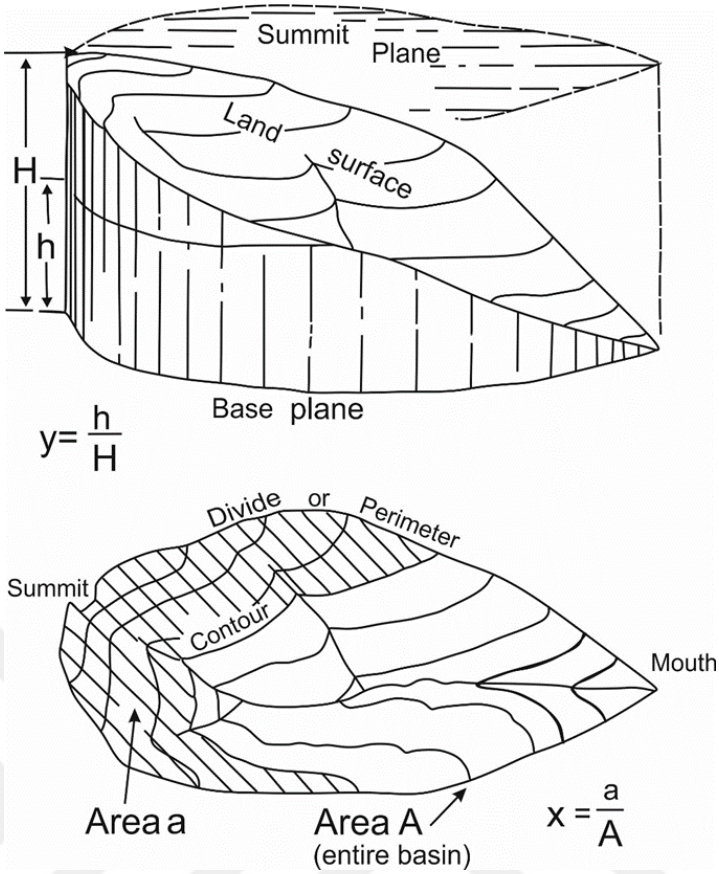
Ölçülen Sl değerlerini alt havzalardaki yükseklik profilleri Sl anomalilerinin litolojik değişimlerde ve yapısal etkenlerdeki değişimleri net olarak görülmektedir (Şekil 3.48). Bunun için çalışma alanının 6 farklı noktasında (Şekil 3.47) seçilen alt havzalarda bu işlem uygulanmıştır ve yükseklik/Sl değeri grafikleri olarak gösterilmiştir (Şekil 3.48). Elde edilen sonuçlara bakıldığında en yüksek ve belirgin anomaliler fayların havzaları kestiği yerlerde meydana geldiğini açıkça vurgulamıştır. Bu profillerde litolojik farklılıklardan dolayı meydana gelen yüksek anomaliler ise kolayca fark edilmektedir.



Şekil 3.48 Aras Drenaj Havzası boyunca seçilen derelerin profili ile akarsu uzunluk-gradyan indeksi (Sl) değerlerinin karşılaştırılmasını gösteren şekil. Kutuların içindeki sayılar Şekil 3.47 'daki seçilen dereleri göstermektedir. AFZ: Aras Fay Zonu, MFZ: Moghan Fay Zonu, PSSFZ: Pambak–Sevan–Sunik Fay Zonu

3.3.2.2 Hipsometrik eğri/ integral (Hi)

Hipsometrik eğri, değişik ölçekteki drenaj alanlarının bölge, kuşak ve kıta ölçeğine kadar yükseklik/alan dağılımını tanımlar (Strahler 1952, Keller ve Pinter 2002). Hipsometrik eğri bir havza içinden geçen h yüksekliğine ait bir eşyükselti eğrisinin üzerinde kalan alanın, tüm drenaj havzasının alanına oranı (a/A) ve eşyükselti eğrisinin değeri ile havzanın en yüksek kotu oranının (h/H) çakıştırılmasıyla elde edilir (Strahler 1952, Keller ve Pinter 2002) (Şekil 3.49). Yani toplam havza yükseklik oranının (göreceli yükseklik), toplam havza alanına (göreceli alan) izdüşümü ile hipsometrik eğri elde edilir. Göreceli alan (a/A) havzanın en yüksek kesiminde (h/H=1) 0 iken, havzanın en alçak noktasında (h/H=0) 1 değerine ulaşır.



Şekil 3.49 Hipsometrik eğri/integral hesaplama yöntemini şematize eden şekil

Hipsometrik integral, hipsometrik eğrinin altında kalan alan olarak tanımlanır (Strahler 1952, Keller ve Pinter 2002) ve havza yükseklik değişiminin ortalama değere göre konumunu belirler (Şekil 3.49). Hipsometrik integral ortalama yüksekliğin (Hort) en az yükseklikten (Hmin) çıkarılarak elde edilen değerin, maksimum yüksekliğin (Hmak) minimum yükseklikten (Hmin) çıkarılarak elde edilen değere bölünmesi ile bulunur (H_{ort}-H_{min}/ H_{max}-H_{min}) (Keller ve Pinter 2002).

Strahler (1952) hipsometrinin genellikle jeomorfolojik gelişim evrelerinin belirlenmesinde kullanıldığını belirtir. Buna göre hipsometrik integral değeri yüksek ise topoğrafya ortalamaya göre yüksek demektir. Derin vadilerle biçilmiş (genç) düz bir yükselim yüksek hipsometrik integral değeri verir. Orta ya da düşük hipsometrik integral değeri ise daha olgun (yaşlı) drenaj havzalarını karakterize eder. Hipsometrik integral değerlerinden 1 değeri genç, 0,5 değeri denge durumunu ve 0 değeri ise olgun aşamayı belirtir (Keller ve Pinter 2002). Yüksek hipsometri değeri dış bükey (konveks)

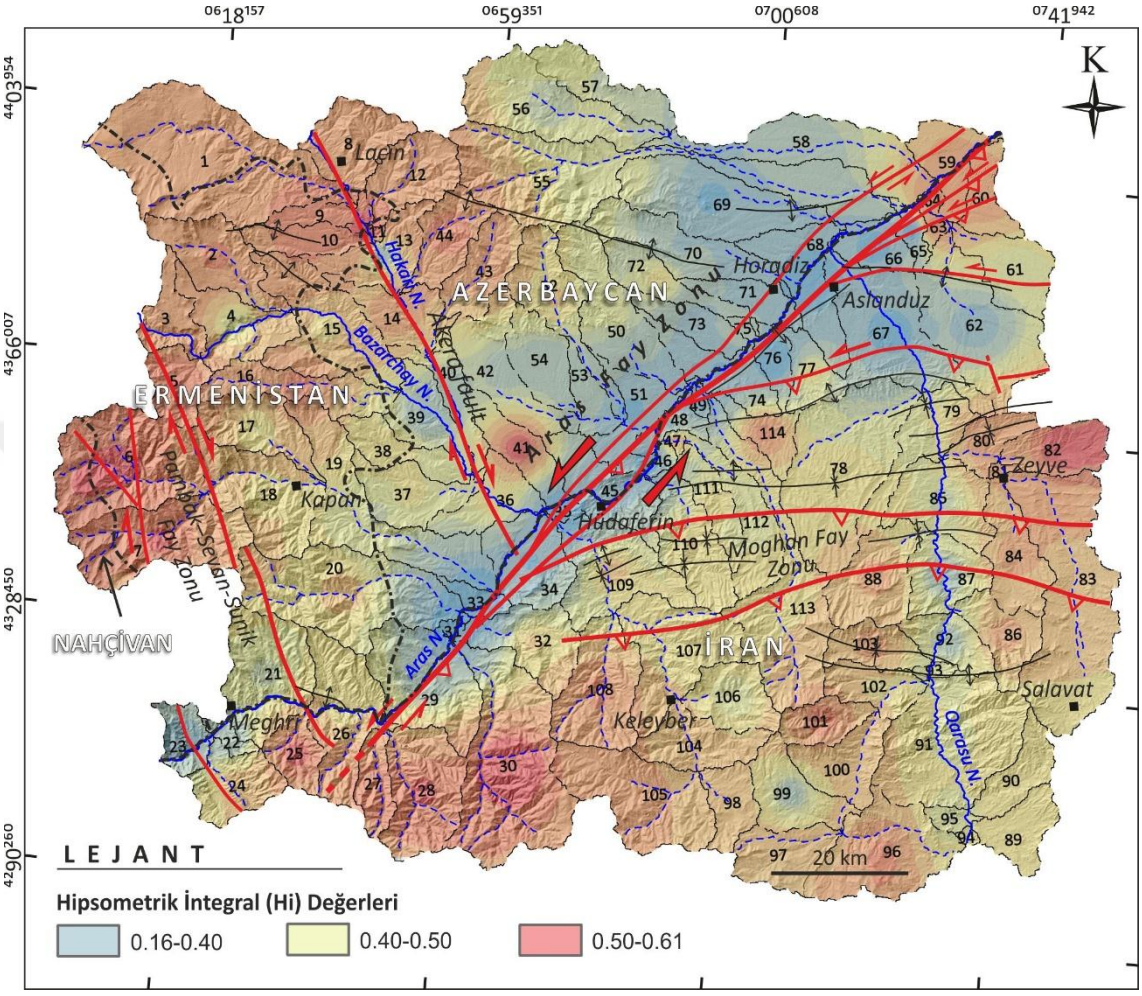
eğri ile temsil olur. Özellikle 0,6 değeri üzerinde kalan yüksek değerler tektonik olarak aktif bölgeleri ve yükselmeye meyilli alanları işaret eder (Hurtez vd. 1999, Chen vd. 2003). Hipsometrik değerler potansiyel kaya erozyonunu da göstermektedir (Panek 2004). Perez-Pena vd. (2010)'e göre dış bükey (konveks) bir hipsometrik eğri, yavaş derecede erozyonal alanı (genç), S şekilli hipsometrik eğri, orta derecede erozyonal alanları ve iç bükey (konkav) hipsometrik eğri ise yüksek derecede erozyonel alanları (yaşlı) göstermektedir. Eğer değer 0'a yaklaşıyorsa yüksek erozyonel alanı, değer 1'e yaklaşıyor ise zayıf erozyon alanlarını belirtmektedir.

Bir dışbükey (convex) hipsometrik eğri, oldukça düşük erozyon/yüksek tektonik aktivite oranını temsil eder, S-şekilli bir hipsometrik eğri, orta düzeyde bir erozyon oranını gösterir ve bir içbükey (concave) hipsometrik eğri, yüksek erozyon/düşük tektonik aktivitenin göstergesidir. Aras drenaj havzası boyunca hesaplanan Hi değerleri 0.16 ile 0.61 arasında değişmektedir (Şekil. 3.50).

Yüksek Hi verileri genç ve derin kazılmış dereleri işaret etmektedir. Böylesi dereler Aras Drenaj Havzası kuzeybatı ve güney kesimlerinde yaygın olarak görünmektedir. Alanın doğu kesiminde ise Hi değerleri yüksek ve orta miktarlarda olup kısmen yüksek ve çoğunlukla orta dereceli tektonik aktiviteye işaret etmektedir. Diğer yüksek değerler ise özellikle AFZ'nin KD kesiminde yer alan aktif fay sarplıklarında görünmektedirler. Bu alanlarda drenaj ağlarını kesen fayların aktivitesi sonucunda akarsular dereleri daha derin kazarak V şekilli dere morfolojilerini meydana getirmiştir. Hi sonuçlarının değerlendirilmesi Aras drenaj havzası oluşturan 28 alt havza (25%) dışbükey (convex), 48 alt havza (43%) S-şekilli veya içbükey-dışbükey ve 38 alt havza (32%) ise içbükey (concave) geometri sunduğunu ortaya koymaktadır (Çizelge 3.6).

Hi değerleri inceleme alanının KB ve GD kesimlerinin tektonik aktivite kontrolünde olduğu ve erozyonel süreçlerin göreceli olarak daha düşük olduğunu görülmektedir (Şekil 3.50). Buna karşın, havzanın orta kesimlerde Aras Nehrinin aşındırma gücü sonucunda erozyonel süreçler daha etkin görünür. Ancak, havzanın KD kesimde yüksek Hi değerleri görülmektedir. Buradaki yüksek değerler muhtemelen fay zonunun farklı kollara ayrılarak alt havzaların daha derin kazılmalarına sebebiyet vermesidir. Yine

Pambak-Sevan-Sunik, Akera ve Moghan fay zonlarının üzerindeki drenaj havzalarında yüksek Hi değerleri elde edilmiştir.



Şekil 3.50 Aras Drenaj Havzası boyunca hipsometrik integral (Hi) değerlerinin dağılımını gösterir harita. Siyah çizgiler ve rakamlar sırasıyla alt havza sınırlarını ve havza numaralarını temsil etmektedir.

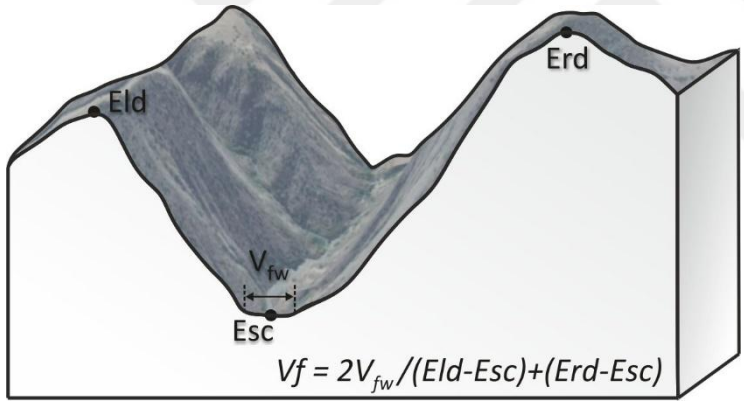
3.3.2.3 Vadi tabanı genişliği–vadi yüksekliği oranı (Vf)

Vf değeri akarsuyun geçirdiği tektonik evrimi göstermesi bakımından önemlidir. Bu morfometrik gösterge sayesinde tektonik hareketlerin yamaç profili üzerindeki etkisi belirlenebilmektedir (Keller ve Pinter 2002). Yüksek Vf değerleri düşük yükselme oranını ve dolayısıyla yamacın işlenmesini gösterirken, düşük Vf değerleri tektonik yükselme nedeniyle şiddetli bir şekilde derine doğru aşındırılan vadileri temsil eder (Bull 1977, Bull ve McFadden 1977).

Bu indis aşağıdaki formül ile hesaplanır (Bull, 1977, Keller ve Pinter 2002).

$$Vf = 2.Vfw / [(Eld-Esc) + (Erd-Esc)]$$

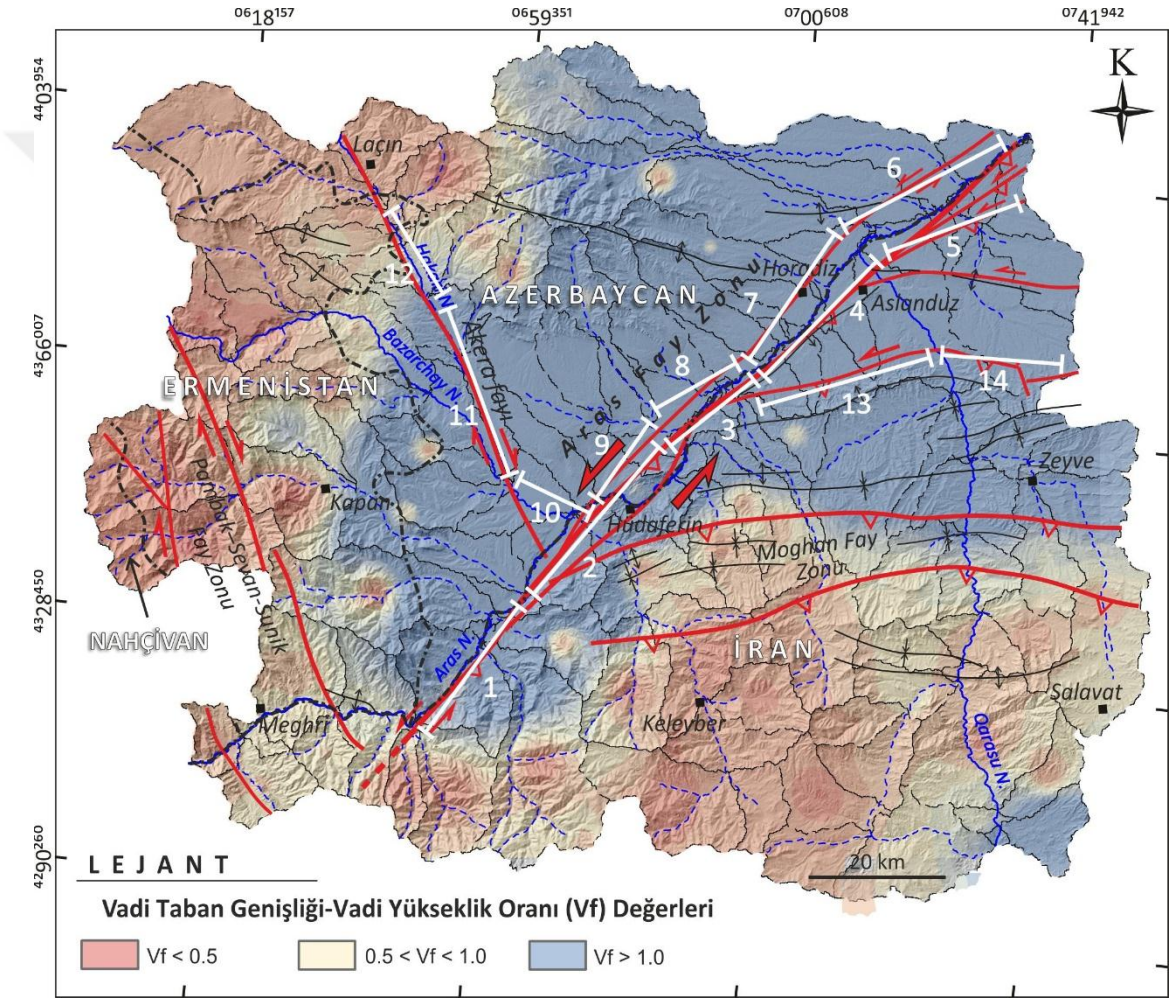
Burada, Vfw vadi tabanı genişliğini, Eld vadinin sol kesiminin yüksekliğini, Erd vadinin sağ kesiminin yüksekliğini ve Esc ise vadi tabanı yüksekliğini ifade eder (Şekil 3.51). Vf hesaplanırken formüldeki parametreler her bir vadi için dağ cephesinden belirli bir uzaklıkta hesaplanır. Keller ve Pinter (2002) yüksek Vf göstergesinin düşük yükselim hızına işaret ettiğini düşük Vf göstergesinin ise dereler tarafından derince yarılmış vadileri dolayısıyla aktif olarak yükselen alanlar yorumunu getirir. Silva vd. (2003) benzer yorumla düşük Vf değerlerinin akarsular ile derinleşmiş ve tektonik aktiviteye bağlı hızlı yükselme alanlarını gösterdiğini, yüksek Vf değerlerinin yükselim hızının düşük olduğu alanları belirttiğini ifade eder.



Şekil 3.51 Vadi tabanı genişliği–vadi yüksekliği oranı (Vf) değerinin hesaplama yönteminin şematik gösterimi.

Bir bölgedeki Vf göstergesi, aktif fay ile yükselme sonucu oluşmuş V şekillli dar vadileri (Vf < 1.0) ve yanal erozyon ile oluşmuş geniş tabanlı U şekilli vadileri (Vf > 1.0) birbirinden ayırır (Bull ve McFadden 1977, Silva vd. 2003). Gösterge daha çok nispeten yüksek Vf değeri sunan U şekilli vadiler ile düşük Vf değerine sahip V şekilli vadiler arasında ayrım yapmayı sağlar (Keller ve Pinter 2002).

Aras Drenaj Havzasında Vf değerleri her bir havzanın yaklaşık orta kısmından enine profiller alınarak hesaplanmıştır. Hesaplamalar sonucunda elde edilen Vf değerleri 0,13 ile 19,15 aralıklarda değişmektedir. İki havza (59 ve 64 nolu havzalar) çok yüksek değerler göstermekte ve geniş ve neredeyse düze yakın vadileri temsil etmektedir. Güney ve batı kesimlerde bulunan vadiler genellikle V-şekilli genç vadiler iken, doğu bölgesi ve Aras Nehrinin yakın çevresindeki vadilerin çoğunluğu U-şekilli geometrilere sahiptir (Şekil 3.52).



Şekil 3.52 Aras Drenaj Havzası boyunca Vadi taban genişliği-vadi yükseklik oranı (Vf) değerlerinin dağılımı. Beyaz çizgiler ve rakamlar, dağ cephesi sinuslüğü (Smf) değerlerinin ölçüldüğü yerleri gösterir.

AFZ boyunca ve drenaj havzasının orta ve kuzeydoğu kesimlerinde Vf değerlerinin yüksek olması litoloji ve erozyon arasındaki ilişkiyi ortaya koymaktadır. Havzanın bu

kesimleri erozyonal süreçlere karşı göreceli olarak daha dayanıksız, az tutturulmuş veya gevşek Pliyo-Kuvaterner ve Holosen yaşlı çökellerden oluşmaktadır. Moghan Fayı ve Pambak-Sevan-Sunik Fay Zonu boyunca genellikle yüksek uplift den kaynaklanan derin ve dar dereleri temsil eden Vf değerlerine rastlanmıştır (Şekil 3.52). Alanın güneydoğu kesimlerinde ise bazı yüksek Vf değerleri ise dayanıklı litolojilerin etkisini desteklemektedir. Elde edilen değerlere göre 29 alt havza (26%) sınıf 1 e, 27 alt havza (23%) sınıf 2 ye ve 58 alt havza ise (51%) sınıf 3 e ait olduğu belirlenmiştir (Şekil 3.52, Çizelge 3.6).

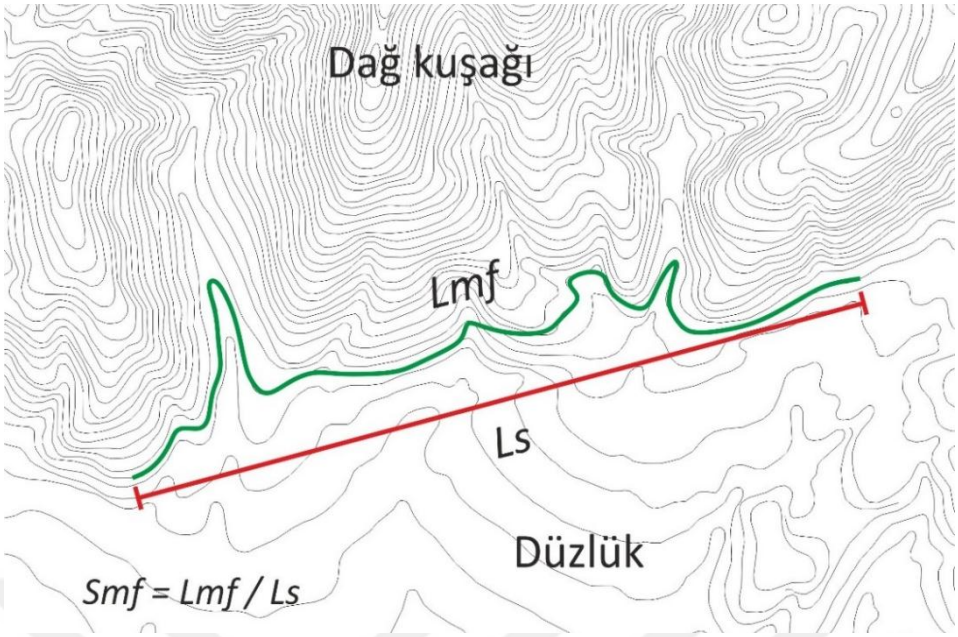
3.3.2.4 Dağ cephesi sinüslüğü (Smf)

Dağ cephesi sinüslüğü oranı (Smf), dağ cephesini ayırmaya çalışan aşınma kuvvetleri ile dağ cephesini düzleştirmeye çalışan tektonik kuvvetler arasındaki ilişkiyi gösteren göstergedir (Hack 1973, Bull ve McFadden 1977, Burbank ve Anderson 2001). Diğer bir ifade ile dağ cephesi eğrilik oranı değerleri, bölgede faylanma nedeniyle oluşan dağ cephesini şekillendirmeye çalışan tektonik kuvvetler ile iklime bağlı değişen akarsu enerjisinin oluşturduğu erozyonal kuvvetleri birbirinden ayıran morfometrik göstergedir (Cuong ve Zuchiewicz 2001, Silva vd. 2003). Faylarla kontrol edilen bir dağ cephesinin morfolojik evrimi ve aktif tektoniği incelenirken dağ cephesi eğrilik oranı kullanılır.

Smf göstergesi aşağıdaki formül ile hesaplanır.

$$Smf=Lmf/Ls$$

Buna göre Lmf dağ cephesinin uzunluğu ve Ls ise dağ cephesinin bir ucundan diğer ucuna uzanan düz çizgidir (Şekil 3.53). 1.4 den daha düşük olan Smf değerleri tektonik olarak aktif olan dağ cephesine işaret eder (Rockwell vd. 1985, Keller 1986). Buna karşın yüksek Smf değerleri (>3) aktif olmayan dağ cephesini gösterir.



Şekil 3.53 Dağ cephesi sinüslüğü oranı (Smf) değerinin hesaplama yöntemini şematize eden şekil

Literatürde Smf ve Vf değerleri aktif dağ cephelerinin yükselme oranını tahmin etmek için kullanılmıştır (Örn. Rockwell vd. 1985, Mayer 1986, Silva vd. 2003, Bull 2007, Yıldırım 2014, Sağlam Selçuk 2016, Saber vd. 2018b, 2020, 2022). Burada veriler tektonik aktivite açısında 3 gruba ayrılmıştır; grup 1: yükselme oranı 0.5 mm/y fazla olan aktif dağ cepheleri, grup 2: ortalama yükselme oranı 0.5 ve 0.05 mm/y aralıklarında olan dağ cepheleri ve grup 3 ise yükselme oranının 0.05 mm/y dan daha düşük olan aktif olmayan dağ cepheleridir.

Aras Drenaj Havzasında Smf değerleri 14 farklı lokasyonda hesaplanmıştır. Elde edilen Smf değerleri 1.14-3.64 (Çizelge 3.4) aralığında değişim göstermektedir. Sonuçlara göre, 7 dağ cephesi (51%) sınıf 1, 6 dağ cephesi (42%) sınıf 2 ve 1 dağ cephesi ise (7%) sınıf 3 e ait olduğu belirlenmiştir (Çizelge 3.6). Bu değerler Aras Drenaj Havzasının dağ cephelerinin gelişiminde farklı süreçlerin egemen olduğunu ortaya koymaktadır. Havzanın bazı kesimleri tektonik süreçlerin yoğun etkisi altında iken AFZ'nin kuzeydoğu kesimde saçaklandığı alanlarda tektonik süreçlerin etkisinin azaldığı gözlenmiştir. Elde edilen sonuçlara göre Akera fayı ve özellikle AFZ etkisi altında olan bölgelerde dağ cephelerinin oldukça çizgisel morfoloji sunduğu ve erozyonel süreçlerin etkisinin tektonik aktiviteye karşın daha düşük olduğu anlaşılmaktadır.

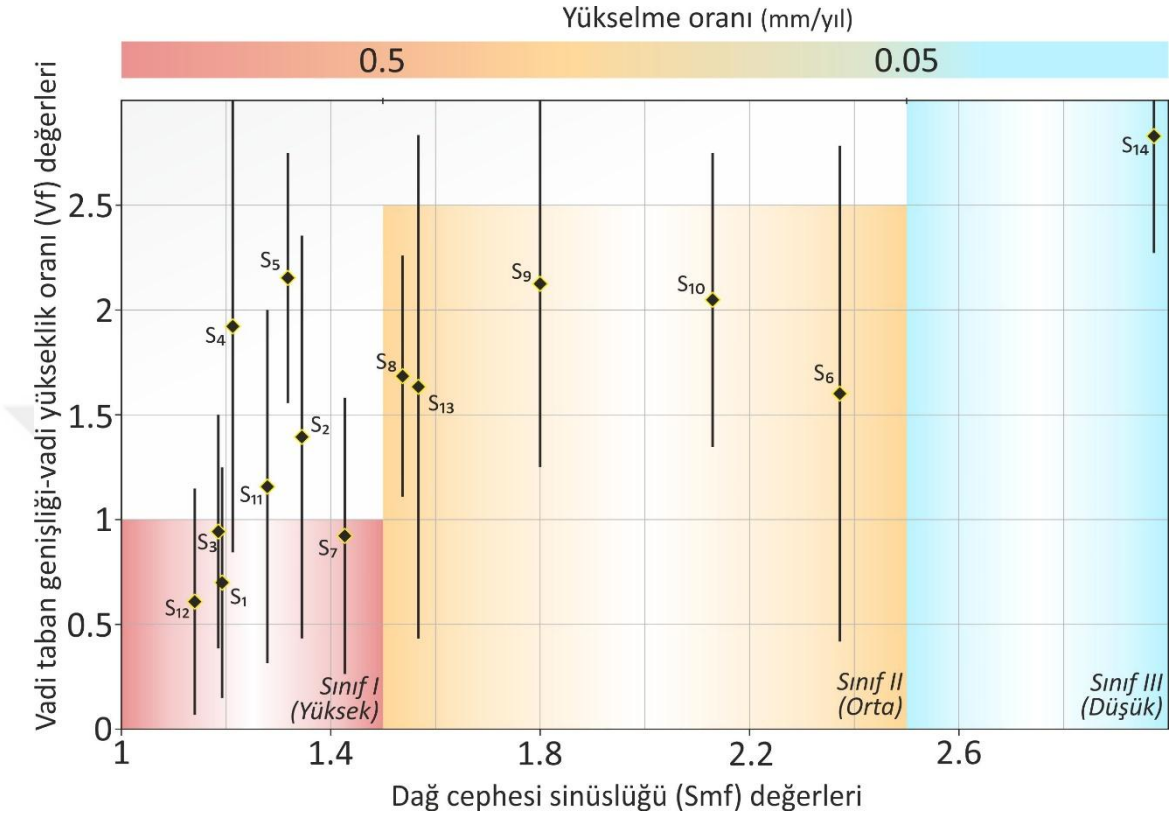
Çizelge 3.4 Dağ cephesi sinüslüğü indeksi (Smf) sonuçları

Dağ cephesi	Lmf (m)	Ls (m)	Smf	Sınıf
1	7971	6698	**1.19**	**1**
2	10121	7552	**1.34**	**1**
3	5852	4917	**1.19**	**1**
4	7314	5946	**1.23**	**1**
5	4798	3634	**1.32**	**1**
6	4217	1779	**2.37**	**2**
7	6331	4458	**1.42**	**2**
8	9325	6016	**1.55**	**2**
9	1878	1043	**1.80**	**2**
10	6432	3019	**2.13**	**2**
11	11840	9250	**1.28**	**1**
12	3380	2964	**1.14**	**1**
13	3253	2183	**1.49**	**2**
14	5245	1440	**3.64**	**3**

Smf ve Vf değerlerinin birbirlerine karşı değerlendirilmesi aktif dağ cephelerinde yükselme oranının tahmin edilmesinde yaygın olarak kullanır (Örn. Rockwell vd. 1985, Mayer 1986, Silva vd. 2003, Bull 2007, Yıldırım 2014, Saber vd. 2018b, 2020, 2022). Smf ve Vf değerlerinin karşılaştırılması Aras Drenaj Havzasının dağ cephelerindeki yükselme oranlarının farklı miktarlarda olduğunu ortaya koymaktadır (Şekil 3.54). Elde edilen sonuçları 3 farklı kategoriye ayırdık: Sınıf 1 (yükselme oranı 0,5 mm/yıl 'dan yüksek olan); Sınıf 2 (yükselme hızı 0,5–0,05 mm/yıl) ve Sınıf 3 (0,05 mm/yıl 'dan düşük yükselme hızı ile) (Rockwell vd. 1984).

S1, S2, S3, S4, S5, S7, S11 ve S12 dağ cephelerindeki ortalama yükselme hızı 0,5 mm/yıl 'dan fazladır ve bu alanlarda aktif bir dağ cephesi ve yüksek yükselme oranlarına işaret eder. S6, S8, S9, S10 ve S13 'teki yükselme oranı, orta dereceli tektonik aktivite sonucunda oluşan dağ cephelerini ve bu alanlarda orta dereceli yükselme oranlarını temsil eden 0,5 ile 0,05 mm/yıl arasındadır. S14 dağ cephesi ise düşük tektonik aktiviteyi ve düşük yükselme oranını (0,05 mm/yıl 'dan az) gösterir ve sonuçlar arasında en düşük değeri temsil etmektedir. Sonuçların karşılaştırılması, Aras Nehri vadisinin güney cephesindeki yükselme hızının kuzey cephesine göre daha yüksek olduğunu göstermektedir (Şekil 3.54). AFZ' nun KD bölümündeki göreceli

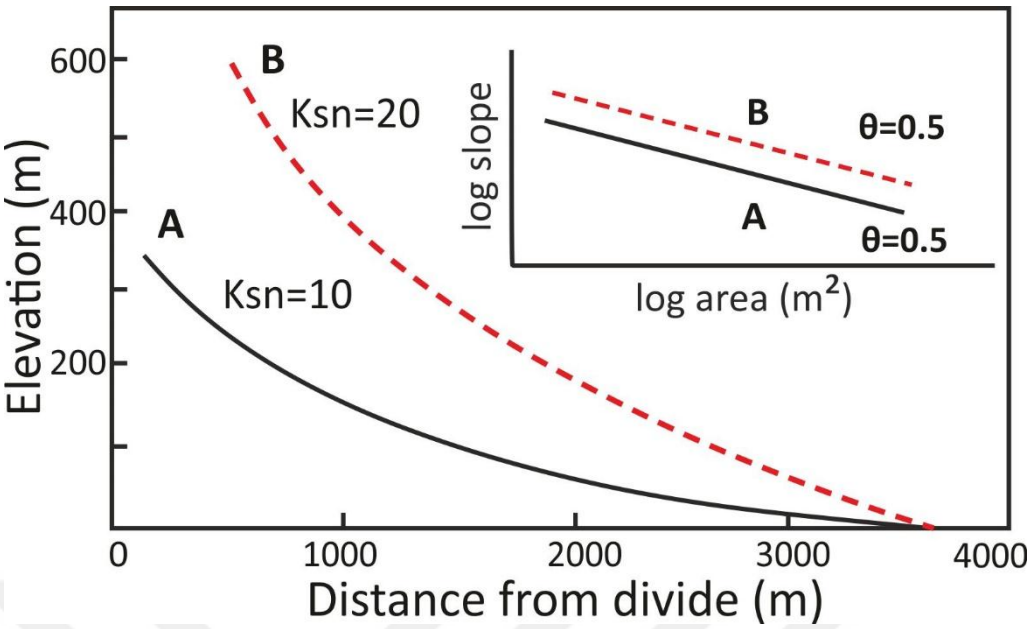
olarak düşük yükselme oranları, bu alanda fay kollarının sönümlenmesi ve genç Kuvaterner/Holosen yaşlı çökellerde kaybolmalarından kaynaklanıyor olabilir.



Şekil 3.54 Vf ve Smf değerlerinin karşılaştırılması (Rockwell vd. 1984)

3.3.2.5 Normalize edilmiş diklik indeksi (Ksn)

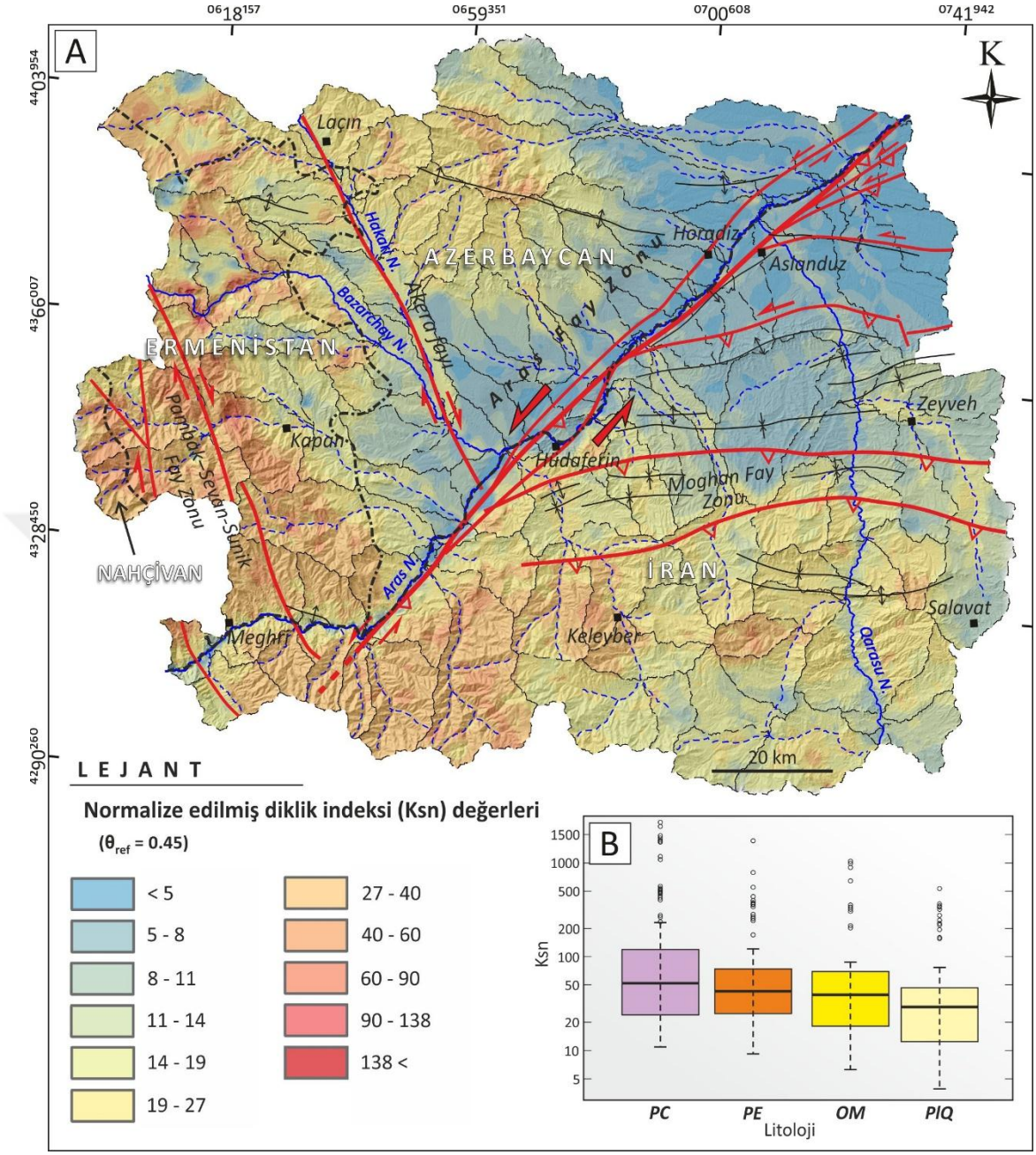
Temel olarak, Normalize edilmiş diklik indeksi (Ksn), drenaj alanına normalize edilmiş bir kanal veya kanal segmentinin eğimidir (Şekil 3.55). Bir akarsu kanalının eğimi, nehir sabit durum koşulları altındayken drenaj alanına katkıda bulunan bir güç yasası fonksiyonu olarak azalır (Örn. Hack 1973, Flint 1974, Yıldırım 2014). Diklik indeksinin kayaların yükselme hızı, litolojik özellikler ve iklim koşulları ile ilişkili olduğu gösterilmiştir (Örn. Merritts ve Vincent 1989, Whipple ve Tucker 1999, Snyder vd. 2000, Kirby ve Whipple 2001, Wobus vd. 2006, Duvall vd. 2004, Saber vd. 2020).



Şekil 3.55 Normalize edilmiş diklik indeksi (Ksn)

Normalize edilmiş diklik indeksi (Ksn), çalışma alanının kuzeybatı ve güney bölgelerinde yüksek değerler ve doğu ve kuzeydoğu kesimler için nispeten daha düşük değerler örüntüsü göstermektedir (Şekil 3.56).

Çalışma alanının güney kesiminde yükselme, çoğunlukla kanalların mansap ucundaki litolojik olarak kontrol edilen knickpoint lerle sınırlıdır. Bunun dışındaki kısımlarda ise yüksek Ksn değerlerinin dağılımı genellikle alandaki aktif faylar ile ilgilidir. Burada, yüksek değerler, ana knickpoints/knickzone ile sınırlı kalmayıp, fay zonunun olası genişliğini gösteren tüm havza alanı boyunca yayılır (Örn. Pambak-Sevan-Sunik ve Moghan fay zonları). Sonuçlara göre yüksek Ksn değerleri genelde rakım olarak daha yüksek kesimleri temsil ederken düşük değerler ise Aras vadisinin taban kesimleri ve kuzeydoğu kesimdeki düz alanlarda görünmektedir. Sonuçlar, 27 alt havzanın (%24) 1. sınıfa, 47 alt havzanın (%41) 2. sınıfa ve 40 alt havzanın (%35) 3. sınıf tektonik aktiviteye derecesine ait olduğunu göstermektedir (Çizelge 3.6). Bu sonuçlar, Philip vd. 1989 tarafından önerilen yükselme oranları ile uyumludur.



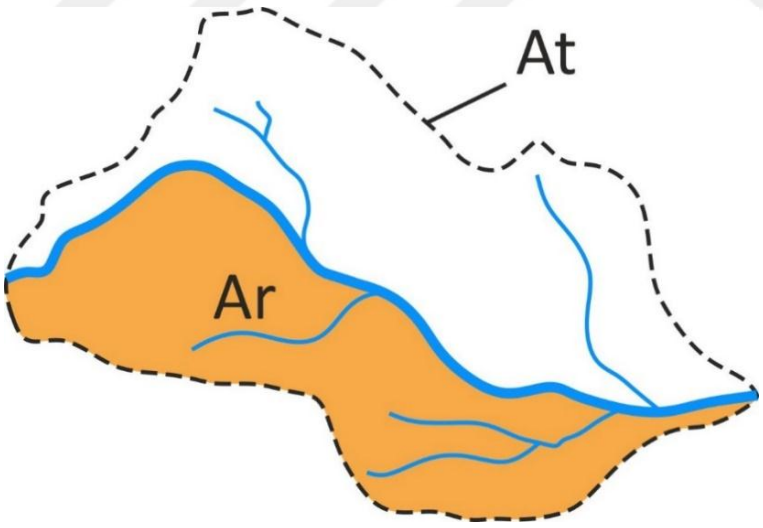
Şekil 3.56 (A) Aras Drenaj Havzası boyunca normalize edilmiş diklik indeksi (Ksn) değerlerinin dağılımı, (B) Her bir litoloji türü için Ksn değerlerinin Whisker-and-box tablosu. OM: Oligo-Miyosen birimleri, PC: Senozoik öncesi birimler, PE: Paleosen-Eosen birimleri, PLQ: Plio-Kuvaterner birimleri. Kesikli çizgiler, elde edilen Ksn değerlerinin aralıklarını göstermektedir. Kutular ve siyah kalın çizgiler, sırasıyla her bir jeolojik birim için Ksn değerlerinin çoğunluğunu ve ortalamasını gösterir. Boş siyah noktalar ise aykırı değerleri sergilemektedir

3.3.2.6 Drenaj havzası asimetrisi (Af)

Drenaj havzası asimetrisi, asimetri faktörü (Af) ile tanımlanır (Hare ve Gardner 1985, Cox 1994, Keller ve Pinter 2002). Aktif tektonik deformasyon etkisi altındaki alanlarda gelişen drenaj ağları kendilerine has geometrilerini ve modellerini temsil etmektedir. Temel olarak, Af göstergesi drenaj havzalarında akışa dik bir doğrultu boyunca tektonik etkilerin bulunup, bulunmadığını göstermek amacıyla tasarlanmıştır (Keller ve Pinter 2002). Bu indisten elde edilen sonuçlar ışığında topoğrafyanın tektonik olarak şekillenmesinin ve gelişim süreçlerinin yorumlanması mümkün olmuştur (Örn. Saber vd. 2018b, 2020, 2022). Asimetri faktörü aşağıdaki formül ile hesaplanır (Hare ve Gardner 1985, Keller ve Pinter 2002),

$$Af = 100 (Ar / At)$$

Ar, ana derenin sağ kesimindeki alan (bakış derenin aşağıya akışına doğru) ve At ise drenaj havzasının tüm alanıdır (Şekil 3.57)

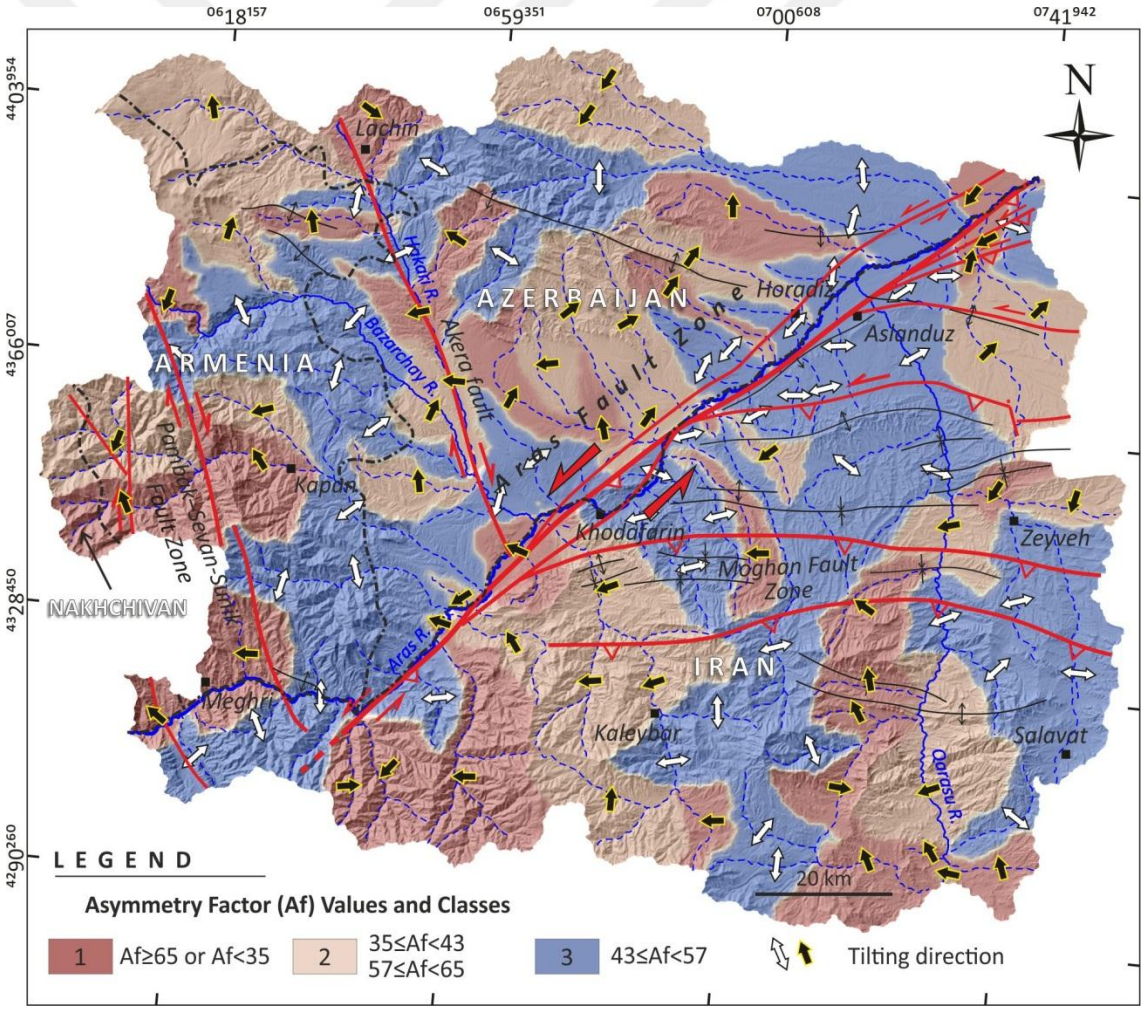


Şekil 3.57 Drenaj havzası asimetri faktörü (Af) değerinin hesaplanması yöntemini gösterir şematik şekil

Elde edilen Af sonuçları Aras Drenaj Havzasında yüksek tiltleşmenin yaygınca gelişmediğini ancak faylanma ve/veya kıvrımlanma kaynaklı asimetrik drenaj alanlarının yerel olarak meydana geldiğini belirtmektedir (Şekil 3.58). Ölçülen Af

değerlerine göre 29 alt havza (25%) 1. sınıf, 26 alt havza (23%) 2. sınıf ve 59 alt havza ise (52%) 3. sınıf tektonik aktivite oranlarına sahiptir (Çizelge 3.6).

Sonuçlara göre alanın kuzey kesiminde tiltleşme yönleri fay/fay zonlarının ve kıvrımların etkisi ile çoğunlukla kuzeydoğu ve kuzeybatıya doğru tiltlenirken daha az miktardaki drenaj havzaları güneye doğru tiltleşmeler göstermiştir (Şekil 3.58). Aras drenaj havzasının orta kesimini oluşturan alt havzaların ise simetrik geometriler sergiledikleri ve üçüncü sınıf aktivite alanları temsil ettikleri görülmektedir. Alanın KD kesiminde AFZ boyunca görünen lokal tiltleşmeler ise zonunun saçaklanması sonucunda meydana gelen yapıların ve litolojinin kontrolünde gelişmiştir (Şekil 3.58).



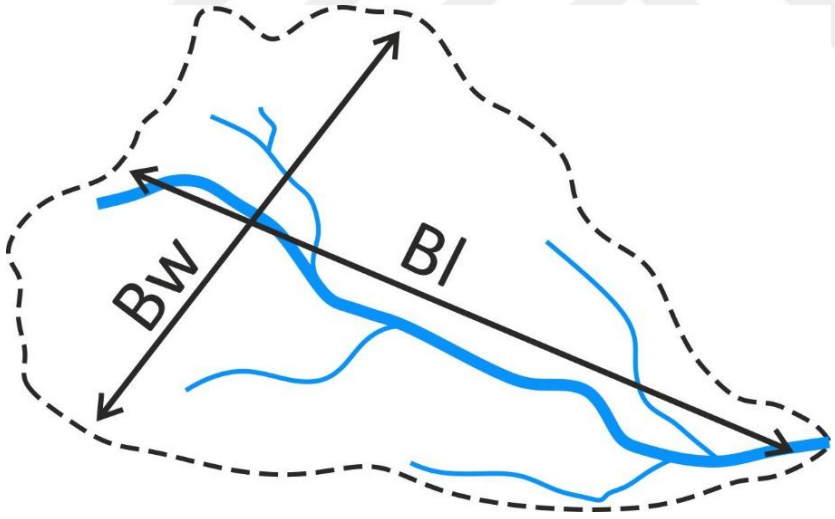
Şekil 3.58 Aras Drenaj Havzası boyunca asimetri faktörü (Af) sınıflarının dağılımı ve tiltleşme yönünü gösteren harita

3.3.2.7 Drenaj havzası şekli (Bs)

Tektonik olarak aktif alanlarda, drenaj havzaları, dağ yamaçlarında uzamış bir geometri sunar. Drenaj havzasının boyutları (uzunluğu ve genişliği) arasındaki oran Drenaj Havzası Şekli (Bs) olarak ifade edilir (Cannon 1976, Ramirez-Herrera 1998). Bs göstergesinin yüksek değerleri, genellikle tektonik ilişkili uzamış drenaj havzalarını gösterirken, düşük Bs değerleri genellikle daha yuvarlak bir havzayı ve dolayısıyla düşük tektonik aktivite oranı şeklinde yorumlanır. Bs göstergesi, aşağıdaki formül ile tanımlanır:

$$Bs = Bl / Bw$$

Burada Bl, drenaj havzasının en düşük yüksekliği ile en yüksek noktası arasındaki mesafe ve Bw ise drenaj havzasının en geniş kısmındaki mesafedir (Şekil 3.59).

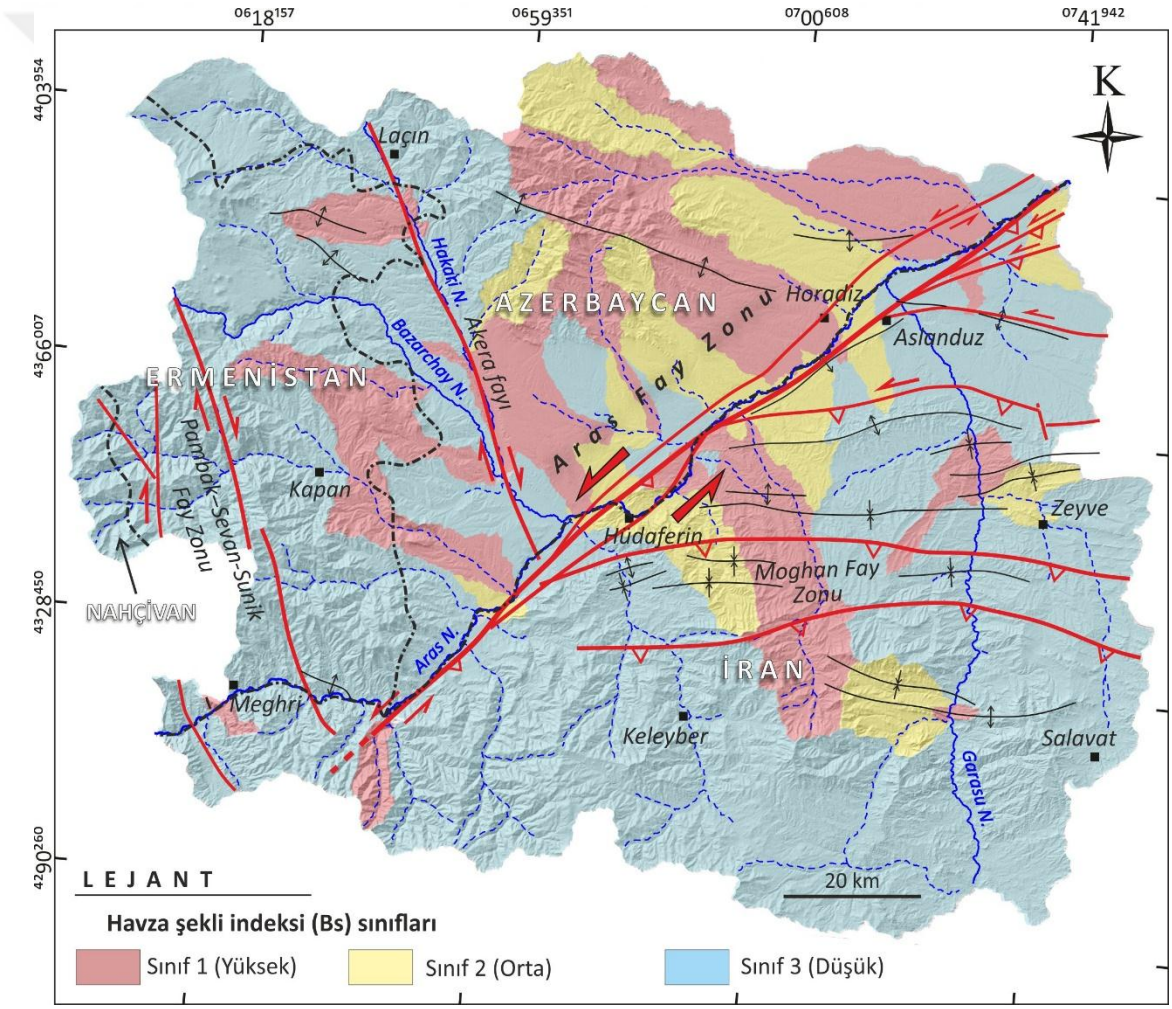


Şekil 3.59 Havza şekli (Bs) değerinin hesaplama yöntemini şematize eden şekil

Aras Drenaj Havzasında elde edilen Bs değerleri 1.16 ile 5.21 değişiklik göstermektedir. Hesaplanan verilere göre 28 alt havzanın (25%) 1. sınıf, 19 alt havzanın (17%) 2. sınıf ve 67 alt havzanın (58%) ise 3. sınıf tektonik aktivite oranlarına sahip olduğu belirlenmiştir (Şekil 3.60).

3.3.2.8 Aktif tektonik indeksi (IAT) ve analitik hiyerarşi prosesi (AHP)

Jeomorfik indis sonuçları IAT ve AHP yöntemleri kapsamında değerlendirilmiştir (Çizelge 3.6). IAT yönteminde her bir alan için elde edilen gösterge değerlerinin ortalaması temel alınarak nihai sonuçlar olarak harita üzerinde gösterilmiştir (Şekil 3.61). Haritada verilerin dağılımına bakıldığında Pambak–Sevan–Sunik ve Akera fay zonlarının IAT göstergelerinin Aras Fay Zonuna göre daha yüksek olduğu görünmektedir (Şekil 3.61). Bunun nedeni AFZ boyunca tektonik aktiviteye karşı Aras Nehrinin özellikle kuzeydoğu kesimlerde yüksek aşındırmaya neden olmasıdır.



Şekil 3.60 Aras Drenaj Havzası boyunca Havza şekli (Bs) indislerinin dağılımını gösterir harita

Drenaj havzasının göreceli tektonik aktivitesini belirlemek için elde edilen veriler iki farklı yöntem ile değerlendirilmiştir. İlki Aktif Tektonik İndeksi (IAT) yöntemidir (El Hamdouni vd. 2008). Bu yöntemde her bir göstergeden elde edilen değerlerin ortalama miktarı 4 farklı aktivitede sınıfına ayrılır. Bunlar sınıf 1, çok yüksek ($1 \leq IAT < 1,5$); sınıf 2, yüksek ($1,5 \leq IAT < 2$); sınıf 3, orta dereceli ($2 \leq IAT < 2,5$); ve sınıf 4, düşük ($2,5 \leq IAT$) dereceli tektonik aktivite gruplarını oluşturur.

Tektonik süreçler, iklim koşulları, litoloji ve drenaj havzasının boyutu gibi parametreler morfotektonik göstergeleri etkiler (Bull 2007, Keller ve Pinter 2002). Bu çalışmada, göreceli tektonik aktivitenin sınıflandırılmasında bu göstergelerin tercih değerleri farklı olmakla birlikte, farklı faktörlerin önemini belirlemek ve sıralamak için ikinci bir değerlendirme yöntemi olarak, en sık kullanılan yöntemlerden biri yani Analitik Hiyerarşi Prosesi (AHP) yöntemini de kullanılmıştır (Örn. Alipoor vd. 2011, Argyriou vd. 2017, Bagha vd. 2014, Jaberi vd. 2018, Saber vd. 2018b, 2020, 2022). Saaty (1980) tarafından tasarlanan bu yöntem, her bir kritere öncelik vermek için seçeneklerin ikili karşılaştırmasını kullanır. AHP 'de ilk adım, amacın, hedefe ulaşmak için uygun kriterlerin ve istenen seçeneklerin arandığı bir konunun mantıksal şemasını tasarlamaktır. Burada, tüm faktörler ayrı ayrı eşleştirilmiş formlarda birbirleriyle karşılaştırılır ve tartılır. Ağırlık oranlarını belirlemek için, genellikle her faktör için 1'den 9'a kadar bir ölçek kullanılır. 1, 3, 5, 7 ve 9 değerleri aynı, ortalama, nispeten güçlü, güçlü ve çok güçlü yeterlilik faktörünü gösterirken 2, 4, 6 ve 8 değerleri bu aralıklar arasındaki orta tercih değerleridir. Bu çalışmada, kullanılan jeomorfik göstergelerin ilerlemeleri ve sınırlılıkları ve çalşma alanının özelliklerini göz önünde bulundurarak bir matris tasarlanmıştır. Tektonik aktivitenin drenaj havzaları üzerindeki etkisini değerlendirmede etkili olan Sl ve Vf göstergelerine daha fazla ağırlık verilmiştir (Örn. Jaberi vd. 2018, Saber vd. 2018b, 2020, 2022). En düşük ağırlık ise Af göstergesine verilmiştir. Bunun nedeni, alandaki drenaj havzalarının genellikle faylara dik konumda olmasıdır. Zira drenaj havzalarının faylara paralel olduğu alanlarda Af göstergesi daha etkindir. Çalışmada, hesaplamanın tutarlılık oranı 0.04 olarak elde edilmiştir, böylece gösterge sıralamasının yüksek doğruluğu anlaşılmıştır. AHP sonuçları dört sınıfa ayrılmıştır. Sınıf 1 (yüksek aktif: $1,075 \leq AHP < 1,50$), Sınıf 2

(aktif: 1,50 ≤ AHP < 2), Sınıf 3 (orta aktif: 2 ≤ AHP < 2,50), ve Sınıf 4 (düşük aktif: 2,50 ≤ AHP < 2,955).

AHP yönteminde morfometrik önem sırasına göre bir matriks oluşturularak Expert-Choice programında değerlendirilmiştir (Tablo 3.5). Her bir gösterge önem derecesine göre ağırlık verilerek Tablo 3 deki matriks oluşturulmuştur. Oluşturduğumuz matriks de en yüksek ağırlık Sl göstergesine aittir (Tablo 3.5), çünkü bu değerin bir bölgenin neotektonik potansiyelini değerlendirilmesindeki etkisi farklı yazarlar tarafından kabul görmüştür (Troiani ve Della Seta 2008, Keller ve Pinter 2002, Dehbozorgi vd. 2010, Jaberi vd. 2018, Saber vd. 2018b, 2020, 2022). Diğer indisler önem sırasına göre Vf, Ksn, Hi, Smf, Bs ve Af olarak belirlenmiştir. Elde edilen sonuçların inceleme alanında dağılımı Şekil 3.61 de sunulmaktadır.

Çizelge 3.5 Tez çalışmasında kullanılan jeomorfik indislerin önem sırasına göre hazırlanan ağırlık matriks tablosu. Kısaltmalar: Sl (Akarsu Uzunluğu-Gradyan İndeksi), Vf (Vadi Tabanı Genişlik-Vadi Yükseklik Oranı), Ksn (Normalize edilmiş Diklik İndeksi), Hi (Hipsometrik İntegral), Smf (Dağ Cephesi Sinüslüğü), Bs (Drenaj Havzası Şekli) ve Af (Drenaj Havzası Asimetrisi)

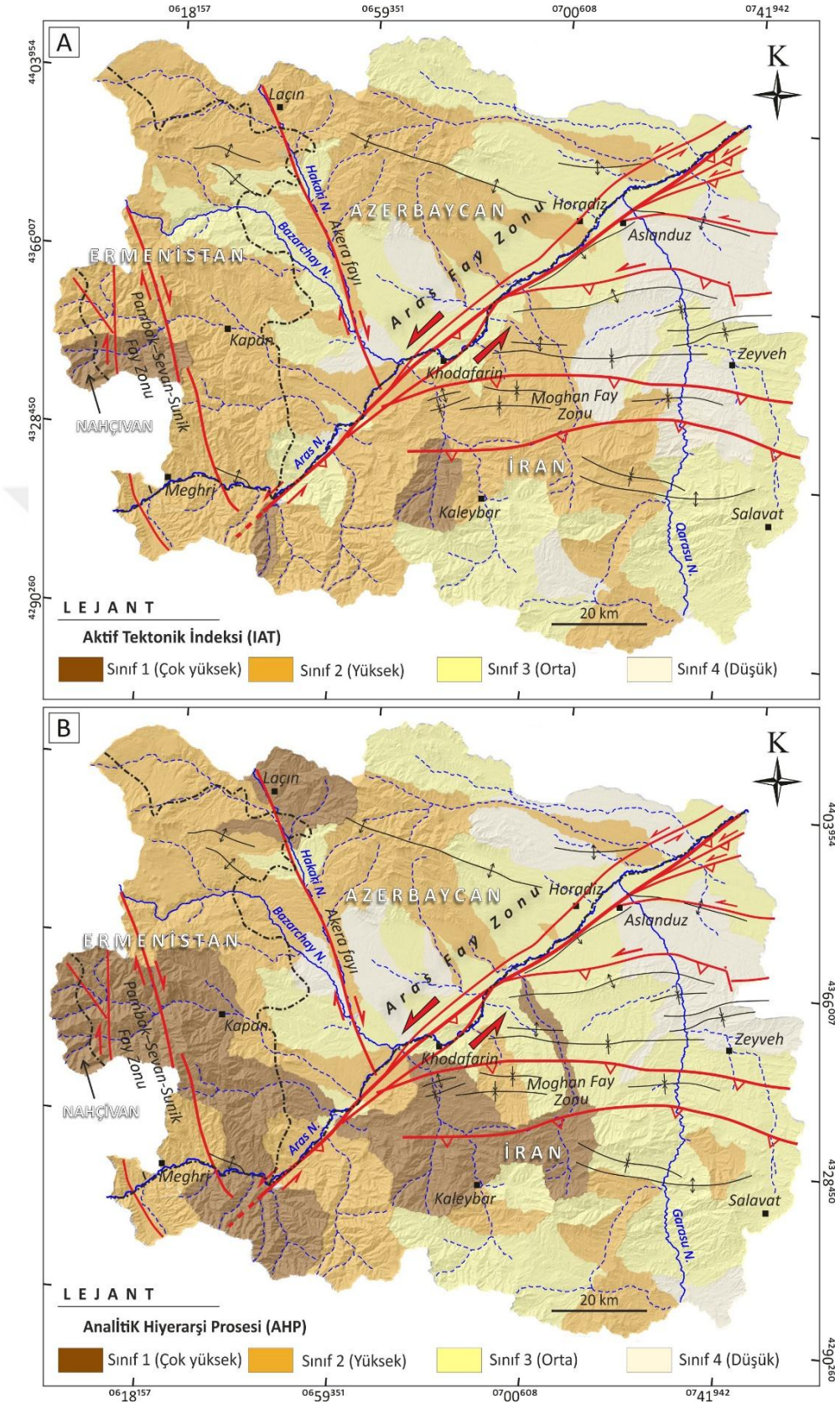
Önem sırası	İndis	Sl	Vf	Ksn	Hi	Smf	Bs	Af	Ağırlık
1	**Sl**	1,00	3,00	4,00	6,00	7,00	8,00	9,00	**0,336**
2	**Vf**	0,333	1,00	2,00	4,00	5,00	6,00	7,00	**0,237**
3	**Ksn**	0,25	0,50	1,00	2,00	3,00	5,00	6,00	**0,166**
4	**Hi**	0,166	0,25	0,50	1,00	2,00	4,00	5,00	**0,104**
5	**Smf**	0,142	0,20	0,333	0,50	1,00	2,00	4,00	**0,067**
6	**Bs**	0,125	0,166	0,20	0,25	0,50	1,00	2,00	**0,044**
7	**Af**	0,111	0,142	0,166	0,20	0,25	0,50	1,00	**0,027**

Çizelge 3.6 Tez çalışmasında elde edilen değerlerin sınıflandırılmasını

Havza No.	SL Sınıfı	Vf Sınıfı	Ksn Sınıfı	Hi Sınıfı	Smf Sınıfı	Bs Sınıfı	Af Sınıfı	IAT	IAT Sınıfı	AHP	AHP Sınıfı
1	1	2	1	1	-	3	2	1.625	**2**	1.671	**2**
2	2	1	1	1	-	3	2	1.625	**2**	1.841	**2**
3	2	1	1	1	-	3	1	1.375	**2**	1.584	**2**
4	2	1	1	2	-	3	3	1.875	**3**	1.928	**2**
5	2	2	1	1	-	3	3	1.625	**2**	1.553	**2**
6	2	1	1	1	-	3	2	1.375	**2**	1.367	**1**
7	2	1	1	1	-	3	1	1.25	**1**	1.347	**1**
8	1	1	2	2	-	3	1	1.375	**2**	1.182	**1**
9	2	1	2	1	1	1	3	1.5	**2**	1.481	**1**
10	2	2	2	1	1	1	1	1.5	**2**	1.844	**2**
11	1	2	2	1	1	1	3	1.5	**2**	1.311	**1**
12	1	1	2	1	-	3	3	1.5	**2**	1.155	**1**
13	2	3	3	3	1	3	3	2.375	**3**	2.105	**3**
14	2	3	2	1	-	3	1	1.625	**2**	1.783	**2**
15	2	2	2	2	-	3	3	2	**3**	1.961	**2**
16	2	1	1	1	-	1	3	1.375	**2**	1.57	**2**
17	1	3	1	2	-	3	2	1.625	**2**	1.43	**1**
18	2	1	1	2	-	3	1	1.375	**2**	1.414	**1**
19	2	2	2	2	-	1	3	1.75	**2**	1.907	**2**
20	2	1	1	2	-	3	3	1.625	**2**	1.454	**1**
21	2	2	1	2	-	3	1	1.5	**2**	1.58	**2**
22	2	2	2	2	-	1	1	1.5	**2**	1.867	**2**
23	2	2	1	3	-	3	1	1.625	**2**	1.647	**2**
24	2	2	1	2	-	3	3	1.75	**2**	1.62	**2**
25	1	2	1	1	-	3	3	1.625	**2**	1.454	**1**
26	1	3	1	2	-	3	3	1.75	**2**	1.45	**1**
27	1	1	1	1	-	1	3	1.125	**1**	0.997	**1**
28	1	1	1	1	1	3	3	1.625	**2**	1.332	**1**
29	2	3	2	2	1	3	3	2.125	**3**	1.934	**2**
30	1	1	1	1	1	3	3	1.75	**2**	1.569	**2**
31	3	3	3	3	1	3	3	2.5	**4**	2.441	**3**
32	1	2	1	2	1	3	2	1.625	**2**	1.308	**1**
33	3	3	3	3	1	2	2	2.25	**3**	2.394	**3**
34	1	3	2	3	1	3	1	1.875	**2**	1.625	**2**
35	3	3	3	3	1	2	1	2.125	**3**	2.374	**3**
36	3	3	3	2	2	3	3	2.5	**4**	2.418	**3**
37	3	3	2	2	-	3	2	2.125	**3**	2.443	**3**
38	3	1	2	2	-	1	3	1.75	**2**	2.077	**3**
39	3	3	2	3	1	3	2	2.375	**3**	2.554	**4**
40	1	3	2	3	1	1	2	1.75	**2**	1.591	**2**
41	3	3	3	1	2	1	3	2.25	**3**	2.534	**4**
42	3	3	3	3	-	1	1	2.125	**3**	2.777	**4**
43	2	1	2	1	-	2	3	1.625	**2**	1.701	**2**
44	1	2	1	1	-	3	1	1.5	**2**	1.651	**2**
45	2	3	3	3	1	2	3	2.25	**3**	2.078	**3**
46	3	3	3	3	1	1	3	2.25	**3**	2.387	**3**
47	3	3	2	1	-	3	3	2	**3**	2.159	**3**
48	3	3	3	3	1	1	3	2.25	**3**	2.387	**3**
49	2	3	3	3	1	2	3	2.25	**3**	2.078	**3**
50	1	3	2	2	2	2	2	2	**2**	1.832	**2**
51	3	3	3	3	2	3	2	2.5	**3**	2.465	**3**
52	2	3	2	2	-	1	2	1.625	**2**	1.816	**2**
53	3	3	3	3	-	2	1	2.25	**4**	2.804	**4**
54	2	3	2	3	-	3	2	2.25	**4**	2.411	**3**
55	1	1	3	2	2	1	3	1.875	**2**	1.597	**2**
56	2	3	2	3	-	2	2	2.125	**3**	2.384	**3**
57	2	3	3	2	-	1	2	2	**3**	2.394	**3**

Çizelge 3.6 Tez çalışmasında elde edilen değerlerin sınıflandırılmasını (devam)

Havza No.	SL Sınıfı	Vf Sınıfı	Ksn Sınıfı	Hi Sınıfı	Smf Sınıfı	Bs Sınıfı	Af Sınıfı	IAT	IAT Sınıfı	AHP	AHP Sınıfı
58	3	3	3	3	2	1	3	2.5	**3**	2.668	**4**
59	3	3	3	3	2	3	1	2.375	**3**	2.445	**3**
60	3	3	3	3	1	2	1	2.125	**3**	2.374	**3**
61	3	3	3	3	-	3	3	2.375	**4**	2.397	**3**
62	3	3	3	3	3	3	3	2.75	**4**	2.529	**4**
63	3	3	3	1	-	3	3	2.125	**3**	2.263	**3**
64	3	3	2	1	1	3	3	2.125	**3**	2.203	**3**
65	2	3	3	3	1	1	3	2.125	**3**	2.051	**3**
66	2	3	3	3	1	3	3	2.375	**3**	2.105	**3**
67	3	3	3	3	3	3	3	2.75	**4**	2.529	**4**
68	2	3	3	3	1	2	3	2.25	**3**	2.078	**3**
69	2	3	3	3	2	2	1	2.375	**3**	2.556	**4**
70	2	3	2	3	2	1	2	2.25	**3**	2.445	**3**
71	2	3	3	3	-	1	3	2	**2**	2.007	**3**
72	3	3	2	2	2	1	1	2	**2**	2.457	**3**
73	3	3	3	3	2	1	3	2.375	**3**	2.431	**3**
74	2	3	3	3	2	2	3	2.375	**3**	2.122	**3**
75	1	3	3	3	2	1	3	2.125	**3**	1.759	**2**
76	2	3	3	3	-	2	3	2.125	**3**	2.034	**3**
77	2	3	3	2	2	3	3	2.375	**3**	2.082	**3**
78	3	3	3	2	-	3	3	2.25	**4**	2.33	**3**
79	3	3	3	2	-	1	3	2.125	**3**	2.513	**4**
80	3	3	2	1	-	2	1	1.875	**3**	2.566	**4**
81	3	3	2	3	-	2	3	2.375	**4**	2.74	**4**
82	3	3	2	1	-	3	2	2.125	**3**	2.613	**4**
83	3	2	2	2	-	3	3	2	**3**	2.06	**3**
84	3	3	3	2	-	3	3	2.25	**4**	2.33	**3**
85	3	3	3	3	-	3	2	2.25	**4**	2.377	**3**
86	2	1	1	2	-	3	3	1.875	**3**	1.928	**2**
87	3	3	2	3	-	3	3	2.25	**4**	2.293	**3**
88	3	2	2	2	-	3	1	1.75	**2**	2.02	**3**
89	3	3	2	2	-	3	1	2.125	**3**	2.66	**4**
90	2	1	2	2	-	3	3	2	**3**	2.032	**3**
91	2	1	2	2	-	3	2	1.875	**3**	2.012	**3**
92	3	2	1	3	-	3	2	2.125	**3**	2.477	**3**
93	3	2	2	2	-	1	2	1.875	**3**	2.46	**3**
94	3	3	3	2	-	3	1	2.25	**4**	2.764	**4**
95	3	3	2	2	-	3	1	2.125	**3**	2.66	**4**
96	1	2	2	1	-	3	1	1.625	**2**	1.755	**2**
97	3	1	2	2	-	3	3	2.125	**3**	2.368	**3**
98	3	2	2	2	-	3	1	2	**3**	2.494	**3**
99	3	1	2	3	-	3	3	2.25	**4**	2.435	**3**
100	1	2	2	2	-	3	1	1.75	**2**	1.822	**2**
101	2	2	1	1	-	3	3	1.875	**3**	2.027	**3**
102	1	2	2	2	-	2	1	1.625	**2**	1.795	**2**
103	2	2	2	2	-	2	1	1.75	**2**	2.131	**3**
104	2	1	1	2	-	3	3	1.875	**3**	1.928	**2**
105	2	1	2	2	-	3	2	1.875	**3**	2.012	**3**
106	2	1	2	2	-	3	3	2	**3**	2.032	**3**
107	2	1	1	2	-	3	2	1.5	**2**	1.434	**1**
108	1	1	1	1	-	3	2	1.25	**1**	1.031	**1**
109	1	1	2	2	1	3	2	1.625	**2**	1.246	**1**
110	2	1	2	2	-	2	3	1.625	**2**	1.531	**2**
111	3	2	3	2	-	1	3	1.875	**2**	2.11	**3**
112	3	2	3	2	-	1	1	1.625	**2**	2.07	**3**
113	1	2	2	2	2	1	3	1.75	**2**	1.422	**1**
114	2	2	3	1	2	2	2	2	**2**	2.039	**3**



Şekil 3.61 Aras Drenaj Havzasında (A) Aktif Tektonik indeksi (IAT) ve (b) Analitik Hiyerarşi Prosesi (AHP) sonuçlarının dağılımını gösterir harita.

3.4 Paleosismolojik Çalışmalar

Tez kapsamında paleosismoloji çalışmaları iki başlık altında verilmiştir; olası hendek/hendeklerin yerleri belirlemesi ve buna yönelik izlenen uygulamalar ve hendek/hendeklerin kazısı, incelemesi ve yorumlanması çalışmalarıdır.

3.4.1 Paleosismolojik çalışma yöntemleri

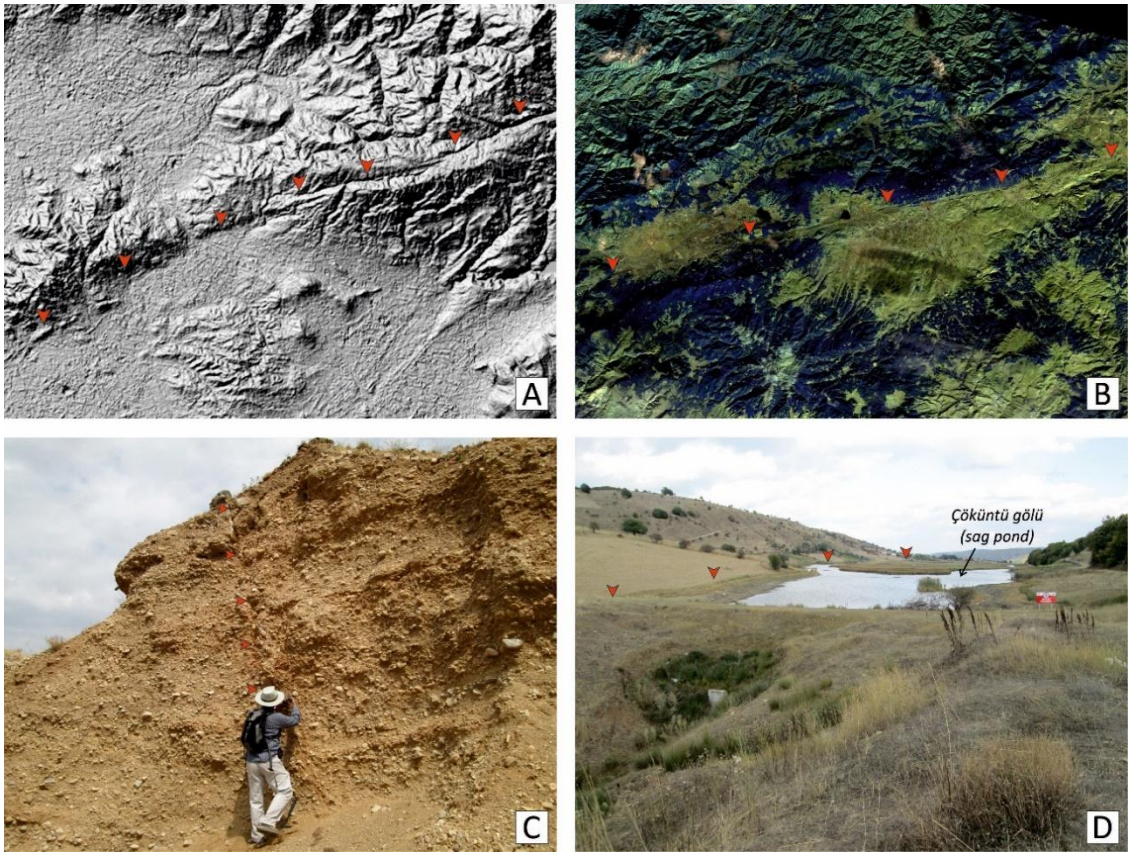
Aktif fayların izlerini saptamak çoğu zaman kolay değildir ve çok disiplini çalışmalar sonucunda mümkün olabilir. Genelde faylanma sırasında meydana gelen kırıklanma/yer değiştirme miktarının düşük olması ve aynı zamanda alandaki çökelme veya aşınmanın hızının yüksek olması fay kırığının örtülmesi ve sonuç olarak morfotektonik belirteçlerin nerdeyse tamamen veya büyük ölçekte kaybolmasına yol açar. Ayrıca faylanma mekanizmasının türü de fay özelliklerinin tanımlanmasını güçleştirebilir. Örneğin, bir doğrultu atımlı fayda, faylanma sırasında meydana gelen yer değiştirmenin yatay veya yataya yakın olması fay sarplığı gibi yapılar belirgin olmayabilir. Literatürde aktif fayların tanımlanmasında kullanılan yöntemlerin en önemlilerinden biri paleosismolojidir. Bu disiplin jeolojik ve morfolojik verilerinden yararlanarak geçmişte meydana gelen depremlerin yeri, zamanı ve büyüklüğü hakkında bilgiler sağlayan bir yöntemdir (McCalpin 2009). Son yıllarda sıklıkla kullanılan bu yöntem, fayın varlığı ve aktif olup olmadığına dair net veriler sunmuştur. Çeşitli kazı türlerine karşın genellikle fay izine dik kazılan hendeklerde, yukarıda bahsedilen çok disiplinli çalışmalar (sedimantoloji, stratigrafi, yapısal jeoloji) hakkında önemli değerlendirmeler yapılır. Sonradan, uygun seviyelerden numuneler alınarak yaşlandırma çalışmaları için laboratuvara gönderilir ve bu sayede eski depremlerin tarihlendirilmesi gerçekleştirilir. Genelde yüzey kırığı oluşturabilecek büyüklüklerde olan depremler paleosismolojik açıdan incelenebilir. Orta ve küçük ölçekli depremlerin izlerinin yukarıda bahsedildiği gibi kolayca silinmesi veya yüzeyde hiçbir izin oluşmaması, bunların paleosismoloji çalışmaları kapsamının dışında kalmasına neden olmuştur. Kısacası bir paleosismoloji çalışmasının amacı belirli bir fay/fay zonunda meydana gelmiş tarihsel depremleri saptanması, faylanma mekanizması, deformasyon miktarı ve deformasyon zonunun

genişliği gibi özelliklerin belirlenmesi ve alınan numunelerin yaşlandırılması sonucunda deprem tekrarlanma aralığının tahmin edilmesidir.

3.4.2 Paleosismolojik çalışma aşamaları

3.4.2.1 Hendek yeri seçimi

Paleosismolojide en temel hususlardan biri uygun hendek yerinin seçilmesidir. Bir hendek çalışmasında uygun özelliklerde ve kalınlıklarda sedimantasyon deprem olaylarını tespit edip incelemek açısından çok önemlidir. Hendek yeri seçimi çalışmaları uydu temelli görüntülerin incelenmesiyle başlar ve sonradan seçilen yerlerin arazide incelenmesi sonucunda en uygun yerler seçilerek kazı işlemleri başlatılır (Şekil 3.62).



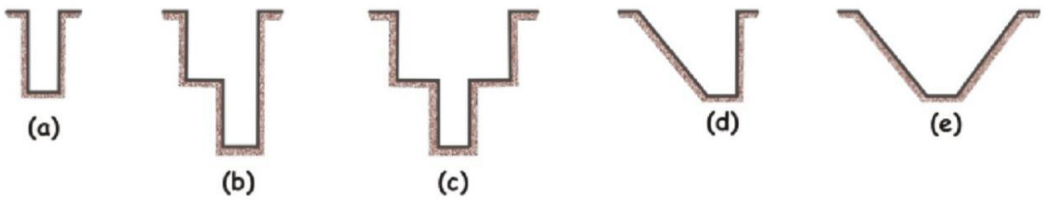
Şekil 3.62 Paleosismoloji çalışmalarında aktif fayları belirlemede uygulama örnekleri. (A) Sayısal Yükseklik Modeli (SYM) ve (B) Landsat 8 görüntüleri kullanılarak fay izinin belirlenmesi, (C) Holosen çökellerini kesen fay izinin ölçülmesi, (D) Morfolojik belirteçten görünüm (Caglayan vd. 2015).

İmkanlar dahilinde insansız hava araçları (İHA) aracılığıyla mikro topoğrafya haritaları veya jeofizik yöntemlerle sığ yer altı incelemeleri de yapılabilir.

3.4.2.2 Hendek kazısı çalışması

Yapılacak hendek çalışmasının başarılı olabilmesi için uygun kazı alanının yukarıdaki esasları göz önünde bulundurarak isabetli bir şekilde seçilmesi son derece önem taşımaktadır. Yer seçildikten sonraki izlenen uygulamalar birkaç aşamadan ibarettir. Bunlar;

- İzin: Hendek açılacak alanın özel mülk olması durumunda arazi sahibinden, kamu arazisi olması durumunda yetkili kurumdan izin alınması gerekmektedir. Ayrıca IHA çalışması yapılacak durumlarda yine de yetkili makamlardan hava aracı özelliklerine uygun tüm izinler alınmalıdır.
- Açılacak hendek geometrisinin tespiti: ideal bir fay kazısı çalışmasında eğim atımlı faylarda faya dik olarak, yanal atımlı faylarda ise faya hem dik hem de paralel olarak hendek açılırsa en yüksek verim elde edilebilir (McCalpin 2009).
- Hendek türü ve Özellikleri: Açılacak hendek türü, derinliği, genişliği ve uzunluğu kazı esnasında yapılan gözlemler de göz önünde bulundurularak, en sağlıklı ve en güvenli çalışmayı sağlayacak şekilde seçilmelidir (Şekil 3.63, 3.64 A). Genel olarak ise hendek genişliği 2m, derinliği 3m ve uzunluğu ise en az 30m olarak öngörülür (Caglayan vd. 2019).



Şekil 3.63 Farklı hendek türlerini gösteren şekil. a) düz hendek, b) tek basamaklı hendek, c) çift basamaklı hendek d) tek yöne eğimli hendek e) çift yöne eğimli hendek (McCalpin 2009).

- Hendek duvarının temizlenmesi: Hendek açıldıktan sonra hendek duvarları mekanik izlerin (Örn. Kepçe izi) kalmamasını sağlamak amacıyla çeşitli aletler (keser, spatula, çekiç, fırça gibi) kullanılarak temizlenmesi gerekir (Şekil 3.64 B).



Şekil 3.64 Tipik hendek çalışmalarından görünümler. (a) Aktif faylanma verilerinin belirleneceği hendek boyutlarının genel görünümü, (b) Hendek duvarı temizleme çalışması, (c) Karelajlanmış hendek duvarında açığa çıkan fay izinin yakın görünümü, (d) Hendek duvarında gözlenen çökel seviyelerinin ve deformasyon zonu oluşuklarının loglama çalışmasından görünüm (Caglayan vd. 2015)

- Hendek duvarının karelajlanması: Karelajlama genellikle hendek duvarında 1x1m ölçekte alanları çivi ve ipler yardımı ile belirlemek çalışmasıdır (Şekil 3.64 C). Bu işlemin amacı, hendek duvarında gözlemlenen tabakalar, yapılar veya süreksizliklerin ölçek dahilinde fotoğraf çekimi veya loglama işlemleri için

hazırlamaktır. Genellikle ana yapılar renkli çiviler veya farklı renklerdeki bezli çiziler ile işaretlenir.

- Hendek duvarı görüntülenmesi: Hendeğin her iki duvarının detaylı bir şekilde fotoğraf makinesi ile görüntüleme işlemidir. Titizlikle çekilmiş duvar fotoğrafları, hendeğin ofis ortamında detaylı ve dikkatli incelenmesine yardımcı olur. Ayrıca, çeşitli bilgisayar programları yardımıyla çekilen fotoğrafları birleştirip hendek duvarlarının panoramik görüntüsünü elde edebiliriz (Şekil 3.64 D).
- Loglama işlemleri: Tüm detaylarıyla birlikte karelajlanmış hendek duvarlarını ölçek dahilinde milimetrik kâğıtlara aktarma işlemidir. Loglama sırasında ayrıca çizilen her bir detayın (yapı, süreksizlik, stratigrafik ilişkiler ve çökellerin özellikleri gibi) defterde not alınması daha sonra hendek yorumlanmasında yardımcı olacaktır (Şekil 3.64 D).
- Yaşlandırma için numune alımı: Yukarıda belirtilen tüm işlemlerin ardından farklı tarihlendirme yöntemleri için (Örn. 14C, OSL) uygun yerlerden numune alımı yapılarak en sonunda hendeğin kapatılması sağlanır.

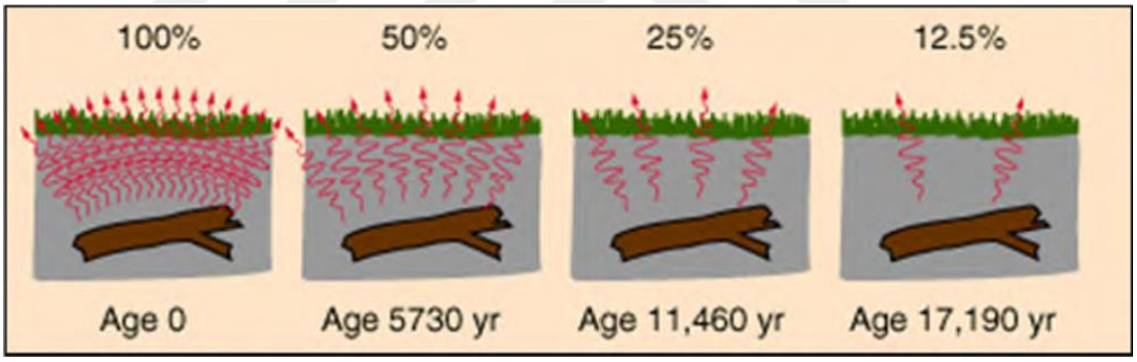
3.4.2.3 Yaşlandırma çalışmaları

Paleosismoloji çalışmalarında çeşitli yaşlandırma yöntemleri kullanılmaktadır. En önemli yöntemler arasında Radyokarbon yaşlandırma yöntemi (14C), Optik Uyarmalı Lüminisans (OSL), ısıyla uyarılarak çıkarılması ise Termolüminesans (TL) yöntemleri yer alır. Bunlardan, Radyokarbon yaşlandırma yöntemi yani 14C yaşlandırma yöntemi, Paleosismoloji çalışmalarında en yaygın kullanılan yaşlandırma yöntemlerinden biridir. Hendek içerisindeki Geç Kuvaterner yaşlı karasal çökellerin içerisinde, genellikle kömür, bitki kalıntıları veya organik sedimanlardan zengin seviyelerin bol miktarda bulunmasından bu yöntem oldukça etkilidir. Bu yöntem 1950 yılında kimyacı Williard Libby tarafından genellikle arkeoloji çalışmalarında kullanılmak üzere geliştirilmiş olup 1960 yılında Libby'ye Nobel Ödülü kazandırmıştır (Walker 2005).

Prensipte, 14C yaşlandırma yöntemi canlı organizmaların (Örn. hayvan, bitki) bünyesinde denge halinde bulunan 14C izotopunun, zaman zarfında beta bozunumu

yaparak azalması ve bu azalmanın ölçülmesiyle geçen sürenin hesaplanmasına dayanmaktadır. Başka bir deyişle, bu yöntem numunede bulunan karbonun yarılanma ömrünü esas alan bir yöntemdir (Şekil 3.65). Kısıtlayıcı nedenlerden dolayı, 14C yaşlandırma yönteminde en fazla 45 bin yıl öncesine kadar doğru ve güvenilir bir yaş elde edilebilir (Walker 2005).

Ölçümlerde göreceli olarak daha az bulunan ve radyoaktif özelliği taşıyan 14C izotopu ve daha yaygın olan 12C izotopunun oranı hesaplanır. Bu iki izotpoun atmosferdeki oranları yüzbinlerce yıldır hemen hemen aynıdır ve tüm canlıların doğada etkileşimi sonucunda denge korunmaktadır. Bir canlı ölünce bu denge bozulur ve bünyesindeki radyoaktif 14C azalmaya başlar ve her 5730 yılda (karbonun yarı ömrü) var olan karbon miktarı yarılanır. Böylece bir numunedeki karbon oranının ölçülmesi onun çevre ile karbon alışverişinin kesilmesi zaman, dolayısıyla yaşının ne olduğu anlamına gelir (Walker 2005)

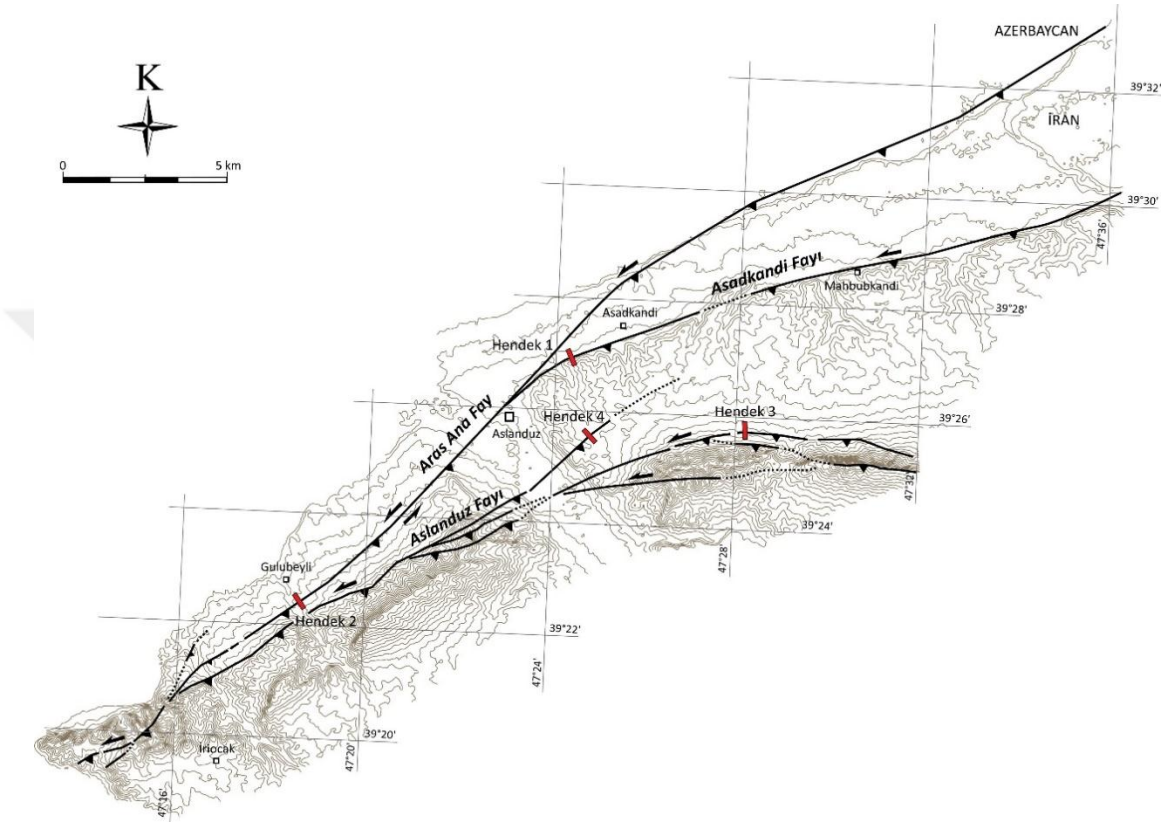


Şekil 3.65 Bir organik kalıntıda 14C'ün yarılanma ömrü esas alınarak hesaplanması (Gökçe vd. 2014'den alınmıştır)

3.4.3 AFZ'de hendek yeri belirleme çalışmaları

Arazi çalışmaları sırasında hem zaman açısından tasarruf etmek hem de kazı işlemlerini gerçekleştirmek için olası en uygun yerleri seçmek amacıyla uzaktan algılama yöntemlerini kullanılarak incelenecek alanlar önceden belirlenmiş, buradaki dikkat edilmesi gereken en önemli unsurlardan biri hendeğin fayı dik bir şekilde kesecek konumlandırılması olmuştur (Şekil 3.66). Uzaktan algılama yöntemleri ile olası fay

kollarının izlerini tespit edilirken; doğrultu atımlı fay zonlarında gelişen ve sıkça gözlenen morfotektonik göstergelerden oldukça faydalanılmıştır. Bunlar genel olarak, ötelenmiş dere/nehirler ve akarsu yatakları, fay sarplıkları, farklı büyüklüklerde çöküntü gölleri, basınç ve kapama sırtları, çizgisel vadiler ve sırtlardır.



Şekil 3.66 Paleosismoloji çalışmaları kapsamında AFZ boyunca açılan hendeklerin konumlarını gösteren harita

Ayrıca, olası hendek yeri belirlenirken, hendek kazısı gerçekleşecek yerin sedimanter birimlerinin uygun ve yeterli kalınlıkta olması, yeraltı su seviyesinin mümkün oldukça düşük olması, kazı yerinin ağır vasıtalar için ulaşılabilir olması ve gerekli izinlerin var ise arazi sahibi ve yetkili mercilerden alınabilmesi gibi hususlar da göz önünde bulundurulmuştur. Doktora tez çalışması kapsamında 2017 yılı yaz ve güz dönemlerinde 4 adet hendek yeri belirlenerek kazılmıştır (Şekil 3.67 ve 3.68).



Şekil 3.67 AFZ üzerinde kazı işlemlerinin yapılması (Hendek 3)



Şekil 3.68 AFZ üzerinde kazılan hendeklerin (Hendek 3) ve hendek duvarının temizlendikten sonra loglanıp incelenmesine dair bir örnek

3.4.4 Açılan hendeklerin özellikleri

3.4.4.1 Hendek 1

Hendek 1 kazısı Aslanduz'un KD kesiminde, yeni şehir hastanesinin yakınında kazılmıştır. Bu hendek kazısının amacı bölgede yer alan KD-GB yönelimli Asadkandi fayının geometrisi ve aktivitesini anlamaktır. Bu kesimde birbirine paralel veya hemen hemen paralel faylanmalar bulunmaktadır. Hendek çalışması Kuvaterner birimlerini kesen fay izi üzerinde gerçekleştirilmiştir. Hendek kazısı yönelimi K70°D olan fay izini üzerinde gerçekleştirilmiştir. Açılan hendeğin yönelimi K20°B olup uzunluğu 25 m, genişliği 1.5-2 m ve derinliği ise 2.5 - 3 m arasındadır (Şekil 3.69). Hendek duvarlarında belirlenen seviyeler alfabetik işaretler ile rumuzlandırılarak ayırt edilmiştir (Şekil 3.69).

Buna göre;

A Seviyesi: Bu seviye, güncel toprak seviyesini temsil etmektedir. Seviyenin hendek duvarında kalınlığı 15 cm ile 30 cm arasında değişmektedir. Organik malzemelerce zengin bir seviyedir.

B Seviyesi: toprak seviyesinin hemen altında hendek duvarının orta kesimlerine kadar devam eden bir seviyedir. Yamaç molozu özellikleri taşıyan bu seviye seyrek kaba taneli olup farklı boyutlardaki (2 cm ile 10 cm arasında) kaya parçalarını içermektedir. Bu seviyenin hendek duvarında kalınlığı 5 cm ile 40 cm arasında değişiklik göstermektedir.

C Seviyesi: Açık kahve renkli olan bu seviye kum, çakıllı kumlu silt türü sedimanter birimlerden oluşmuştur. Bu seviye ayrıca kaba taneli çakıllarda içermektedir. C seviyenin kalınlığı ise hendek duvarında 25 cm ile 110 cm arasında farklılık göstermektedir. En önemli özellik olarak seviyenin son faylanma veya deprem olayından hemen sonra çökelmesi dikkat çekicidir. Faylanmanın yaşını tayin etmek amacıyla seviyenin en alt kesiminden örnek alınıp 14C yaş analizi için Beta laboratuvara gönderilmiştir.

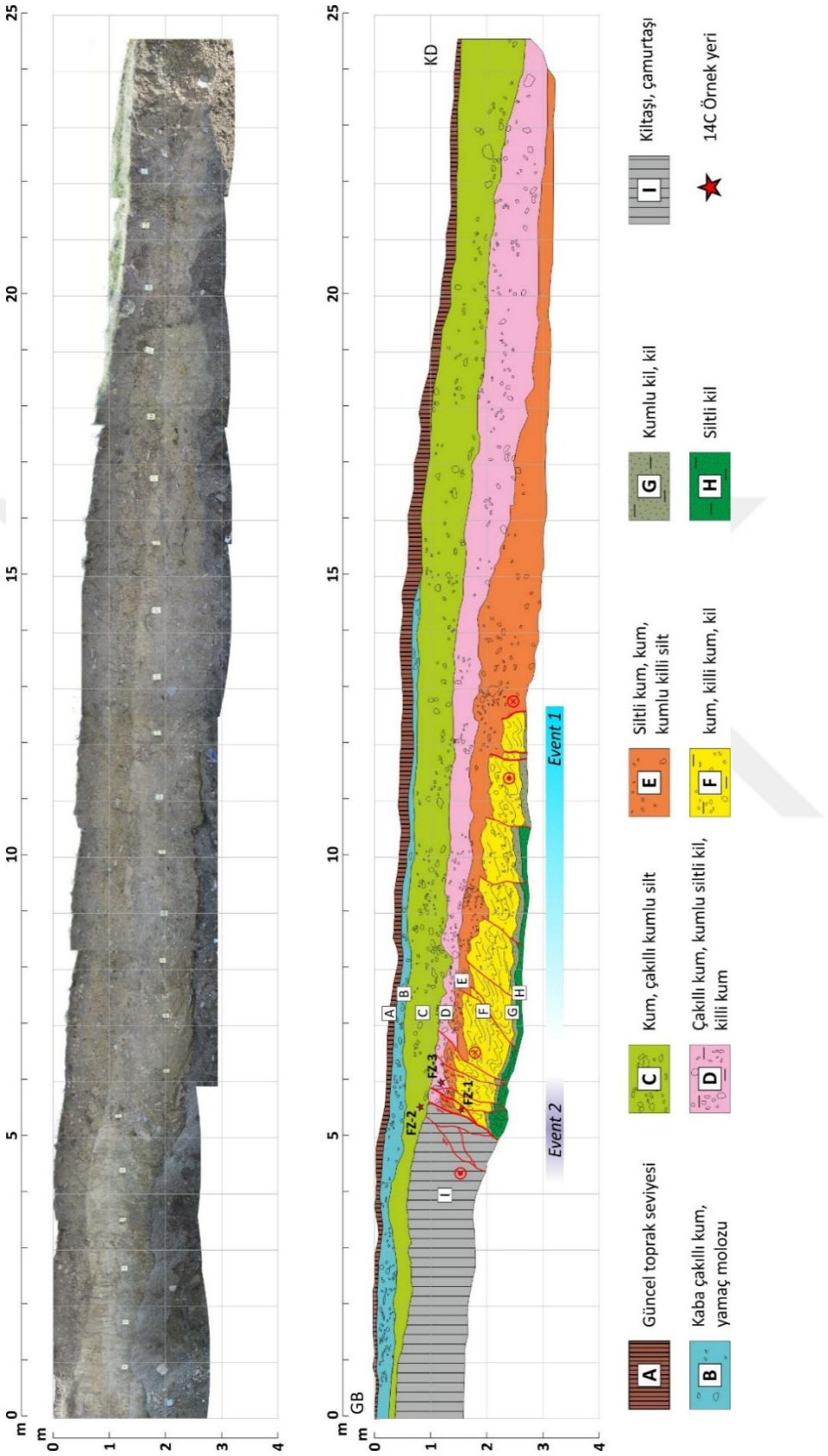
D seviyesi: Bu seviye koyu gri/kahve renkli çakıllı kum, kumlu siltli kil ve killi kumdan oluşmuştur. Çakıl boyutları faylanmaya yakın kesimlerde büyük ve sık iken faydan uzaklaştıkça göreceli olarak daha ince taneler olarak gözlemlenmiştir. Bu seviye alanda meydana gelen en son deprem olayından ve deprem sırasında meydana gelen kırıklanmalardan etkilenmiştir. Seviyenin kalınlığı ise 30 cm ile 130 cm arasında değişmektedir.

E Seviyesi: genellikle ince taneli olup siltli kum, kum ve kumlu killi silt'ten oluşmuştur. Çakıl taneleri seviyenin hendek duvarı görünümünde seyrek olup sonlara doğru azalmaktadır. D seviyesinde gözlemlendiği gibi bu seviye de deprem sırasında kırıklanmalar meydana gelmiştir. Seviyenin kalınlığı hendek duvarında 30 cm ile 100 cm arasında değişmektedir.

F Seviyesi: kahvemsi bej renkleri sunan bu seviye ince kum, killi kum ve kilden oluşmuştur. Bu seviyenin en önemli özelliği hendek duvarında kireç/kaliş benzeri birimlerin genellikle düzensiz görünüme sahip olmasına karşın yer yer bantlaşma desenleri rahatlıkla fark edilebilmesidir. Bu seviyenin diğer yapısal özelliği ise faylanma etkisi nedeniyle kıvrımlanmasıdır. Kıvrımlar hendek duvarında tüm seviye boyunca takip edilebilir. F seviyesinin kalınlığı hendek duvarında 20 cm ile 115 cm arasında değişkenlik göstermektedir.

G Seviyesi: Koyu bej renkli görünümlü olup kumlu kil ve kilden oluşmaktadır. Hendek duvarında 6. metreden başlamış olup 14. metrede hendek tabanında ortadan kaybolur. Bu seviyenin ortalama kalınlığı ise 15 – 20 cm dir.

H Seviyesi: Bu seviye G seviyesi ile hendek tabanı arasında yer alıp hendek duvarı görünümünde nispeten ince bir seviyeyi temsil etmektedir. Koyu yeşilimsi kahverengi kilden oluşan seviye 30 cm ile 15 cm kalınlığa ve hendek duvarında 6 m takip edilebilir uzunluğa sahiptir. H seviyesi de F seviyesine benzer şekilde faylanma sırasında kıvrımlanmaya maruz kalmıştır. Killerin arasında kıvrımlanmış ince kireç/kaliş seviyeleri rahatlıkla takip edilebilir.



Şekil 3.69 Asadkandi Fayı üzerinde açlan hendek 1'in batı duvarının fotomozayik ve log görünümü

I Seviyesi: Sertleşmiş ve pekişmiş çökellerden oluşan bu seviye genel olarak bej renkli kiltaşı/çamurtaşı birimlerinden oluşmuştur. Bu seviye faylanma etkisiyle D, E, F, G ve H seviyelerinin üzerine itilmiştir. Ancak faylanmanın etkisi A, B ve C seviyelerinde görünmemektedir. Faylanma sonucunda etkilenen birimlerde deformasyon olayları belirgindir. Bunlardan farklı ölçeklerde meydana gelen kırıklanmalar ve kıvrım oluşumları dikkat çekicidir. I seviyesinin ortalama kalınlığı 130 cm'dir.

3.4.4.2 Hendek 2

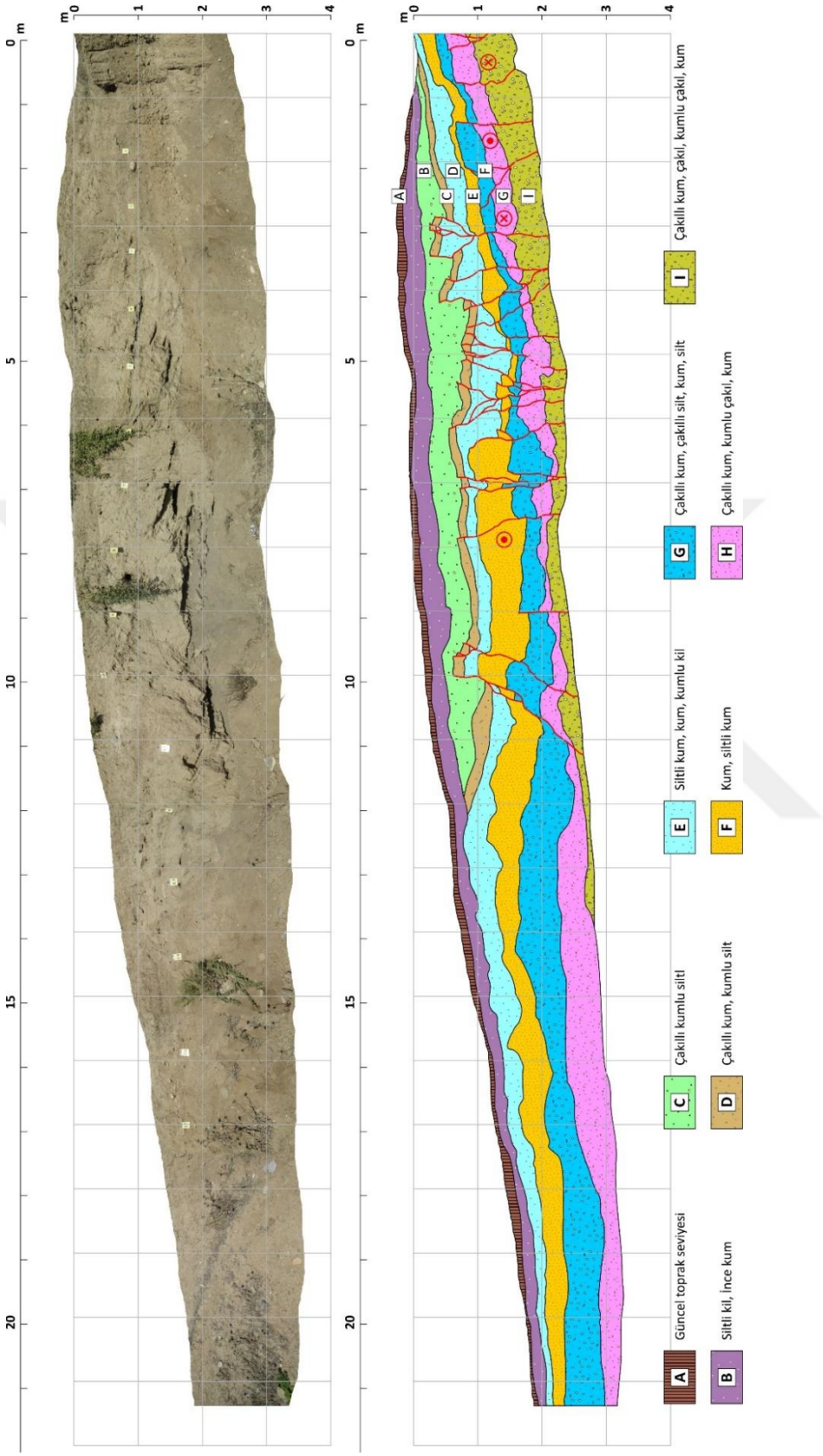
Hendek 2 kazısı Gulubeyli Köyünün güney kesiminde yer almıştır. Alanda önceden inşaat için kazılan yamaç yeterli derinlik ve uzunluğa sahip olduğundan hendek 2 olarak kullanılmıştır. Bu hendek çalışmasının amacı Aras Ana faynın geometrisi ve muhtemel aktivitesini belirlemek olmuştur. Hendek çalışması Kuvaterner birimlerini kesen fay izi üzerinde gerçekleştirilmiştir. Hendek kazısı yönelimi K85°D olan fay izi üzerinde gerçekleştirilmiştir. Açılan hendeğin yönelimi K35°B olup uzunluğu 21,5 m ve derinliği ise 2 – 4,5 m arasındadır (Şekil 3.70). Hendek duvarlarında belirlenen seviyeler alfabetik işaretler ile rumuzlandırılarak ayırt edilmiştir (Şekil 3.70).

Buna göre;

A Seviyesi: Bu seviye, güncel toprak seviyesini temsil etmektedir. Seviyenin hendek duvarında kalınlığı 10 cm ile 25 cm arasında değişmektedir. Organik malzemelerce zengin bir seviyedir.

B Seviyesi: toprak seviyesinin hemen altında hendek duvarının tamamında devam eden ve siltli kil ve ince kumdan oluşan bir seviyedir. Kaya parçaları bu seviyede nadiren gözükmektedir. Bu seviyenin hendek duvarında kalınlığı 20 cm ile 60 cm arasında değişiklik göstermektedir.

C Seviyesi: Açık kahve renkli seviye çakıllı kumlu silt birimlerden oluşmuştur. Hendek duvarında bu seviyede yer yer kaba ve iyi yuvarlanmış çakıllarda gözlemlenebilir.



Şekil 3.70 Aras Ana Fayı üzereinde açılan hendek 2'nin doğu duvarının fotomozayik ve log görünümü

C seviyenin kalınlığı hendek duvarında 10 cm ile 130 cm arasında farklılık göstermektedir. Maksimum kalınlık faylanma olayının en etkili olduğu alanda gözlemlenmiştir. Seviyenin uzunluğu ise fay zonunun genişliği ile sınırlı olup yaklaşık 12 metredir.

D Seviyesi: Bu seviye açık kahve renkli ince çakıllı kum ve kumlu siltten oluşmuştur. Seviyenin kalınlığı 20 cm ile 30 cm olup C seviyesine benzer olarak fay zonunun genişliği ile sınırlıdır. Hendek duvarı görünümünde faylanma/kırıklanmayı takip etmek için kılavuz bir seviyeyi oluşturmuştur.

E Seviyesi: genellikle ince taneli olup siltli kum, kum ve kumlu killi siltten oluşmuştur. Çakıl taneleri seviyenin hendek duvarı görünümünde seyrek olup sonlara doğru azalmaktadır. D seviyesinde gözlemlendiği gibi bu seviyede deprem sırasında kırıklanmalar meydana gelmiştir. Seviyenin kalınlığı hendek duvarında 30 cm ile 100 cm arasında değişmektedir.

F Seviyesi: Genellikle ince taneli açık sarı/krem renkli kum ve siltten oluşan bu seviye hendek duvar boyunca rahatlıkla takip edilebilir. Seviyenin kalınlığı 25 cm ile 120 cm arasnda değişiklik göstermektedir. Faylanma olaylarının etkisi seviye boyunca belirgin olup zonun genişliği rahatlıkla ayırt edilebilir.

G Seviyesi: Bu seviye ince ve kaba çakıllı kum, çakıllı silt, kum ve siltten oluşmuştur. Hendek duvarının orta kesimlerinde silt benzeri daha ince malzemeden oluşup duvarın sonuna kadar aynı benzerliği korumaktadır. Faylanma etkisi bu seviyede de belirgin olup kırıklanma olayları yaygındır. Seviyenin kalınlığı 20 cm ile 125 cm arasında farklılık gösterir ve tüm hendek duvarı boyunca takip edilebilir.

H Seviyesi: Hendek duvarında turuncumsu/kahverengi ile ayırt edilen seviye bol iri çakıllı kum, kumlu çakıl ve kumdan oluşmuştur. Fay zonunun genişliğini net bir şekilde yansıtmasına karşın kırıklanmanın yaylımı ve miktarı üstteki birimlere nazaran bu seviyede daha az görünmektedir. Seviyenin kalınlığı hendek duvarı boyunca farklılık

göstermektedir. Buna göre kalınlıklar fay zonu boyunca daha düşük olup 15 cm ile 50 cm arasındadır. Ancak seviyenin kalınlığı hendek duvarının sonlarına doğru 30 cm ile 90 cm arasında değişiklik göstermiştir.

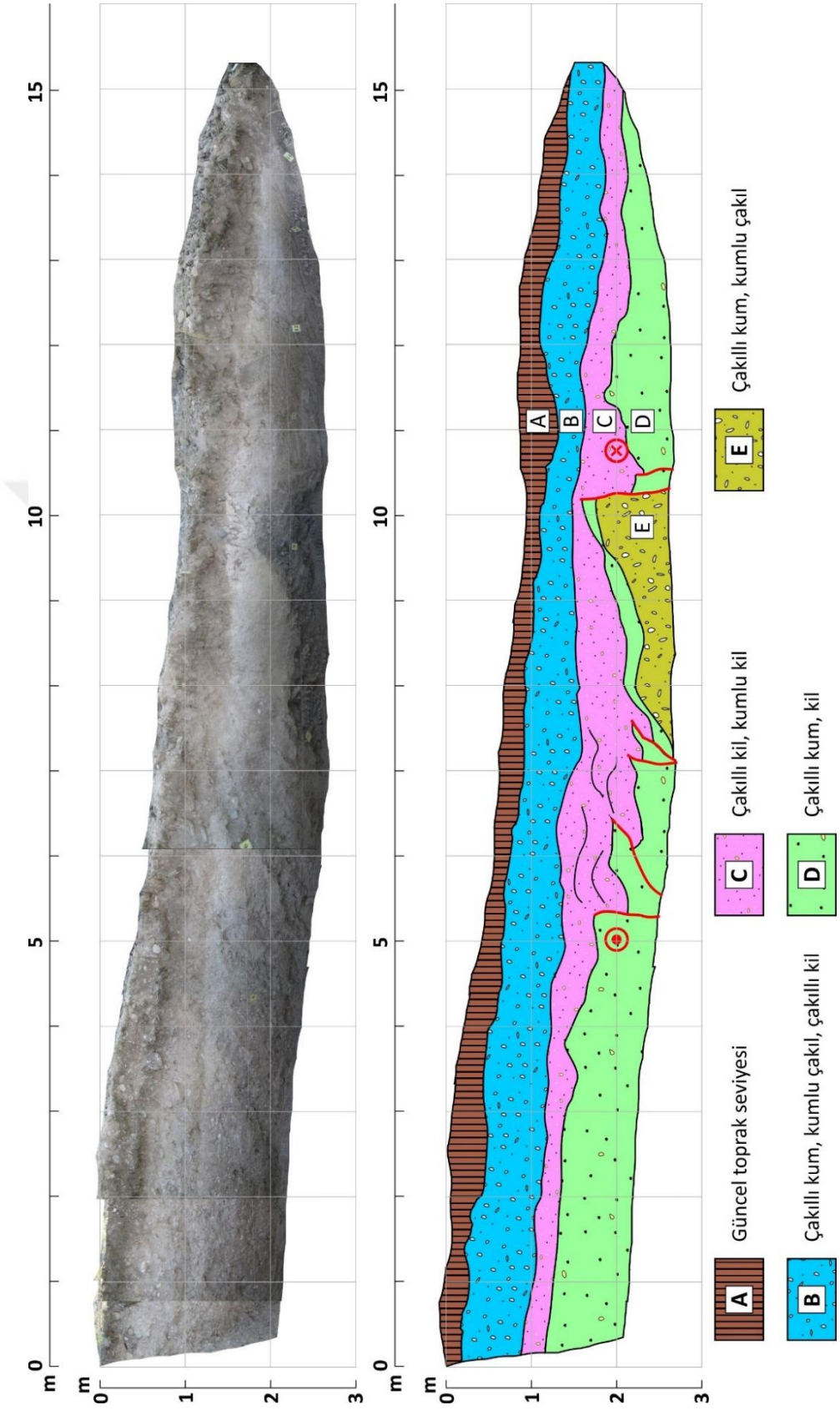
I Seviyesi: Hendek duvarında H seviyesi ve hendek tabanı arasında yer alan seviyedir. Seviyenin kalınlığı duvarın başlangıcında 130 cm olup orta kesimlere doğru incelerek 13 ve 14 metreleri arasında gözden kaybolur. Açık bej renkli bu seviye çakıllı kum, çakıl, kumlu çakıl ve kumdan oluşmuştur. Bu seviyede faylanma ve kırıklanma desenleri H seviyesi ile benzerlik göstermektedir.

3.4.4.3 Hendek 3

Hendek 3 kazısı Aslanduz'un doğu kesiminde yer almıştır. Bu hendek çalışmasının amacı Aslanduz fay kolunun geometrik özellikleri ve muhtemel aktivitesini belirlemek olmuştur. Hendek çalışması Kuvaterner birimlerini kesen fay izi üzerinde gerçekleştirilmiştir. Hendek kazısı yönelimi K85°D olan fay izi üzerinde gerçekleştirilmiştir. Açılan hendeğin yönelimi K05°B olup uzunluğu 15 m ve derinliği ise 2,5 metredir (Şekil 3.71). Hendek duvarlarında belirlenen seviyeler alfabetik işaretler ile rumuzlandırılarak ayırt edilmiştir (Şekil 3.71). Buna göre;

A Seviyesi: Güncel toprak seviyesini temsil eden bu seviyenin hendek duvarında kalınlığı 20 cm ile 35 cm arasında değişmektedir. Bu seviye koyu kahve renkli görünüme sahip olup organik malzemelerce zengin bir seviyedir (Şekil 3.71).

B Seviyesi: Bu seviye açık kahve renkli olup kaba çakıllı kum, kumlu çakıl ve çakıllı kilden oluşmuştur. Hendek duvarında faylanma olayından etkilenmediği tespit edilen bu seviye muhtemelen son faylanma olayının ardından çökelmiştir. Seviye tüm hendek duvarı boyunca takip edilebilir ve kalınlığı 30 cm ile 80 cm arasnda farklılık göstermektedir (Şekil 3.71).



Şekil 3.71 Aslanduz Fayı üzerinde açılan hendek 3'ün batı duvarının fotomozayik ve log görünümü

C Seviyesi: Açık bej renkli görünüme sahip olan bu seviye çoğunlukla çakıllı kil ve kumlu kilden oluşmuştur. Faylanma olayının etkileri bu seviyede belirgindir. Faylanmanın karakteri çoğunlukla ters bileşenli olsa da daha yüksek açılı faylar da hendek duvarında tespit edilmiştir. Yer yer ters fayların etkisiyle gelişen kıvrımlarda seviyenin içerisinde gözlemlenmiştir. Bu seviyenin kalınlığı ise 30 cm ile 100 cm arasında değişmektedir (Şekil 3.71).

D Seviyesi: Bu seviye kahve renkli çakıllı kum ve kilden oluşmuştur. Hendek duvarında itilme izleri bu seviyede gözlemlenmiştir (Şekil 3.71). Bunun yanı sıra muhtemelen ana fayı temsil eden yüksek açılı bir fay izi (10. metrede) de hendek duvarında izlenebilmektedir. Seviyenin kalınlığı 10 cm ile 85 cm arasında farklılık göstermektedir (Şekil 3.71).

E Seviyesi: Koyu gri renkli kaba çakıllı kum ve kumlu çakıldan oluşan bu seviye hendek duvarında sınırlı bir alanda gözlemlenmiştir. Sadece 3 metre uzunluğa sahip olan bu seviye faylanma etkisiyle daha genç seviyeler ile yan yana gelmiştir. 10. metrede D seviyesi ile keskin bir sınır oluşturan bu seviyenin kalınlığı ise 30 cm ile 90 cm arasında değişmektedir.

3.4.4.4 Hendek 4

Hendek 4 kazısı Aslanduz'un doğu kesiminde yer almıştır. Bu hendek çalışmasının amacı Aslanduz fayına bağlı bir fay kolunun muhtemel devamlılığı, geometrik özellikleri ve muhtemel aktivitesini belirlemek olmuştur. Hendek çalışması Kuvaterner birimlerini kesen fay izi üzerinde gerçekleştirilmiştir. Hendek kazısı yönelimi K50°D olan fay izi üzerinde gerçekleştirilmiştir. Açılan hendeğin yönelimi K40°B olup uzunluğu 12 m ve derinliği ise 2,5 metredir (Şekil 3.72). Hendek duvarlarında belirlenen seviyeler alfabetik işaretler ile rumuzlandırılarak ayırt edilmiştir (Şekil 3.72). Buna göre;

A Seviyesi: Güncel toprak seviyesini temsil eden bu seviye hendek duvarında 20 cm ile 45 cm kalınlığa sahiptir. Bu seviye koyu kahve renkli görünüme sahip olup organik malzemelerce zengin bir seviyedir (Şekil 3.72).

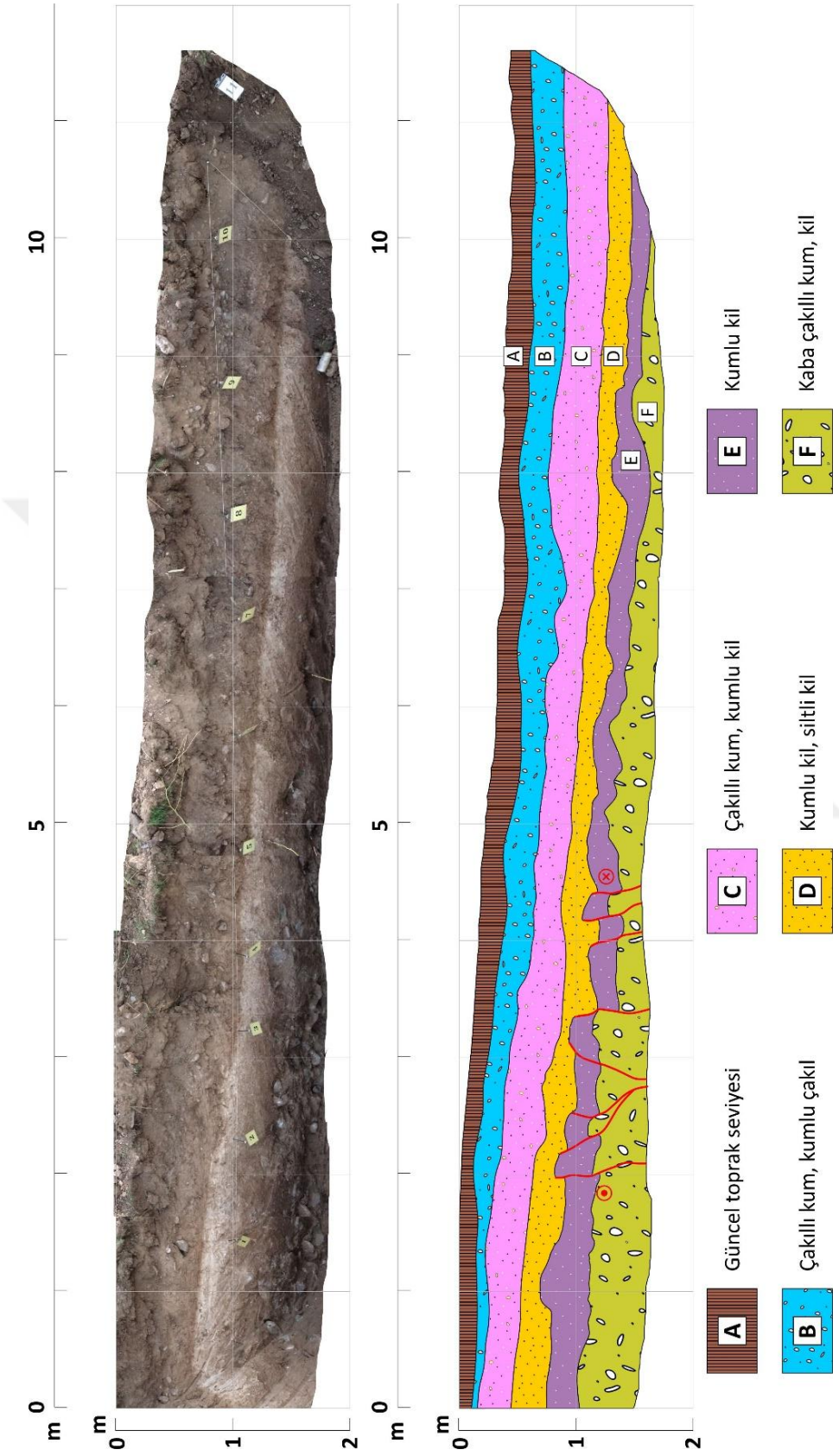
B Seviyesi: Koyu kahve renkli olup kaba çakıllı kum ve kumlu çakıldan oluşmuştur. Herhangi bir deformasyon izine rastlanmayan bu seviyenin kalınlığı 10 cm ile 40 cm arasında farklılık göstermektedir.

C Seviyesi: Bu seviye açık kahverenginde olup ince çakıllı kum ve kumlu kilden oluşmuştur. Kalınlığı 30 cm ile 35 cm arasında değişkenlik gösteren bu seviyede de aynı B seviyesi gibi deformasyon izine rastlanmamıştır.

D Seviyesi: Açık bej renkli olan bu seviye kumlu kil ve siltli kilden oluşmuştur. Bu seviye deformasyon geçirmemiş üst katmanlar ile faylanma olayları sırasında deformasyon meydana gelen alt birimler arasında konumlanmıştır. Bu seviyenin kalınlığı 15 cm ile 40 cm arasında ölçülmüştür.

E Seviyesi: Koyu kahve renkli ve paleotoprak özellikleri gösteren bu seviye genellikle killi malzemelerden oluşmuştur. Alanda meydana gelen son depremin deformasyon izleri bu seviyede belirgin olup yer yer deprem sırasında alt katmandaki kaba çakıl parçalarının daha yüksek kesimlerden taşınarak bu seviyenin içerisinde yerleşmesi gözlemlenmiştir (şekil 3.72). Bu seviyenin kalınlığı ise 20 cm ile 35 cm arasında değişmektedir.

F Seviyesi: Hendek duvarında E seviyesi ile hendek tabanı arasında görünen ve killi malzemelerle tutturulmuş kaba çakıllardan oluşan bir seviyedir. E seviyesi ile birlikte deprem sırasında meydana gelen deformasyon / yer değiştirmelere maruz kalmıştır. Seviyenin kalınlığı hendek duvarında 10 cm ile 70 cm arasında ölçülmüştür.



Şekil 3.72 Aslanduz Fayı üzerinde açılan hendek 4'ün batı duvarının fotomozayik ve log görünümü

4. TARTIŞMA

KB İran ve çevresinin yapısal özellikleri, morfolojisi, kinematiği ve tektoniği çok sayıda çalışmaya dahil edilmiştir (Örn. Jackson 1992, Berberian ve Yeats 1999, Nilforoushan vd. 2003, Vernant vd. 2004, Masson vd. 2006, Djamour vd. 2011, Allen vd. 2011, Rizza vd. 2013, Zamani ve Masson 2014, Madanipour vd. 2017, 2018, Saber vd. 2018b, 2020, 2021, 2022, Solaymani Azad vd. 2019, Rezaeian vd. 2020). Arap-Avrasya Levhalarının çarpışması, Türk-İran Platosu'nun ve bölgede farklı deformasyon zonlarının gelişmesine yol açmıştır (Örn. Berberian 1983). Arap Levhası, önündeki levhaları sıkıştırarak Zagros-Bitlis-Toros bölgesi ve daha kuzeyde Kafkaslar gibi önemli dağ kuşaklarının oluşumuna yol açar (Örn. Chamberlin ve Anderson 1989, Heidbach ve Drewes 2003, Regard vd. 2005, Solaymani Azad vd. 2019). Kıtasal levhaların bu davranışı, Kuzeybatı İran'da önemli deformasyon bölgelerinin gelişmesine neden olarak (Örn. Berberian 1983, Regard vd. 2005, Ghasemi ve Talbot 2006, Forte vd. 2010, Solaymani Azad vd. 2019); Tebriz (Örn. Berberian ve Arshadi 1976, Hessami vd. 2003, Karakhanyan vd. 2004, Mesbahi vd. 2016, Taghipour vd. 2018, Solaymani Azad vd. 2019) ve Aras (Saber vd. 2020, 2021) Fay Zonları gibi önemli levha içi tektonik yapıların gelişimini tetiklemiştir.

4.1 Morfometrik İndisler

Dağlık alanlarda, tektonik aktivite ile erozyonal süreçler arasındaki ilişkinin belirlenmesi için drenaj havzalarının evriminin anlaşılması önemlidir. Bazı çalışmalar morfometrik indisleri kullanarak bu konuları açıklığa kavuşturmaya çalışmış olup, Alp-Himalaya Orojenezinin farklı bölümlerinde tektonik ve jeomorfoloji arasındaki ilişkiyi anlamak için önemli olanaklar sağlamıştır (Örn. İspanya: Silva vd. 2003, El Hamdouni vd. 2008, Polonya ve Slovakya: Wołosiewicz 2018, Belçika: Demoulin 1998, İtalya: Giano vd. 2018, Türkiye: Özkaymak ve Sözbilir 2012, Sağlam Selçuk 2016, Özsayın 2016, İran: Alipoor vd. 2011, Saber vd. 2018b, 2022, 2022, Hindu Kush: Mahmood ve Gloaguen 2012, Hindistan: Sharma vd. 2018, Çin: Zhang vd. 2016, 2019).

GPS tabanlı çalışmalar, Arap-Avrasya levhalarının farklı yönlerde ve hızlarda göreceli hareketini ortaya koymakta ve ayrıca Türk-İran Platosu ve çevresinin bu hareketten etkilendiğini göstermektedir (Örn. McClusky vd. 2003, Reilinger vd. 2006). Plato içerisinde, özellikle Türkiye'nin doğusu, Küçük Kafkaslar ve Elburz bölgeleri, farklı özellik ve yönelimlere sahip (çoğunlukla KB-GD yönelimli) farklı fay zonlarından etkilenmiştir. Tarihsel ve aletsel dönemlerde çok sayıda büyük deprem üretmiş olan bu fay/fay zonları, bölgenin morfolojisini kontrol eden temel faktörleri ve önemli yapıları oluşturmaktadır (Örn. Djamour vd. 2011, Masson vd. 2007, Nilforoushan vd. 2003, Vernant vd. 2004, Isik vd. 2012, 2013, 2014, Saber vd. 2013, 2018, 2021).

Aras Drenaj Havzasından elde edilen morfometrik indis değerleri, Türk-İran Platosundaki tektonik aktivite süreçleri ile jeomorfoloji arasındaki ilişkinin anlaşılmasına olanak sağlamaktadır. Çalışma alanında elde edilen Hi değerleri 0.16 ile 0.61 arasında farklılık göstermiştir. En yüksek Hi aktivite sınıflarının alanın kuzeybatı ve güney kısımlarında yer alması, havzanın bu kısımlarında tektonik aktivite süreçleri erozyonal süreçlerden daha baskın olduğunu göstermektedir. En düşük Hi değerleri, genç ve gevşek çökellerden oluşan yüksek oranda aşınmış geniş nehir tabanlarında ve çoğunlukla çalışma alanının orta ve KD kesimlerinde görülmüştür. Aras drenaj havzasının KD kesiminde dikkat çeken lokal yüksek Hi değerleri muhtemelen AFZ'nin farklı fay kolları arasındaki etkileşimle ilgili olup oluşan küçük ölçekli dar derelerde ölçülmüştür.

Aras Drenaj Havzasında, beklendiği gibi yüksek dayanımlı Senozoyik öncesi ve Paleosen-Eosen birimlerde yüksek Sl anomalileri göze çarpmaktadır. Ancak genç sedimanter birimlerde/Holosen çökellerinde erozyon süreçlerine karşı dayanımlarının düşük olması nedeniyle Sl değerleri düşüktür. En yüksek Sl anomalileri, çoğunlukla AFZ ve MFZ boyunca dağılım göstererek çalışma alanının güney ve güneybatı kesimlerinde elde edilmiştir. PSSFZ ve AKF tarafından kesilen nehir profillerinde de yüksek Sl anomalileri gözlenmiştir. AFZ'nin KD kesiminde Aslananduz Fay kolu boyunca yüksek Sl değerleri dikkat çekicidir.

Aras Drenaj Havzasının özellikle güneydoğu ve kuzeybatı kesimlerinde düşük Vf değerleri buradaki vadilerin çoğunlukla V şeklinde olduğunu göstermektedir. Bu, derelerin çoğunluğunun aktif tektonik süreçlerin etkisi altında geliştiğini göstermektedir. Çalışma alanının KD kesiminde yüksek Vf değerlerine sahip U şeklinde vadilerin varlığı, genç ve gevşek sedimanlardan oluşan derelerin erozyonel süreçlerden, tektonik aktivite süreçlerine nazaran, daha çok etkilendiğini anlaşılmıştır.

Elde edilen Smf değerleri AFZ üzerinde 1,19 ile 1,80 (S1 ila S9 dağ cepheleri) arasında değişirken, AKF de 1,14 ila 2,13 (S10 ila S12 dağ cepheleri) arasındadır. En yüksek Smf değerleri (düşük tektonik aktivite), Aslanduz fay kolu boyunca (S13 ve S14 hatları) elde edilmiştir. Burada genç sedimanların, kolaylıkla dağ cephelerini sürekli olarak şekillendiren erozyonal süreçlere karşı dayanıksız olduğu anlaşılmıştır. Sonuçlar, AFZ ve AKF boyunca uzanan dağ cephelerinin çoğunun, orta ila yüksek tektonik aktiviteye sahip olduğu, tektonik süreçlerin genel olarak erozyonal süreçlere nazaran daha baskın olduğunu göstermiştir.

Dağ cephelerinin Smf - Vf grafikleri, çalışma alanının KD kısmında yer alan en düşük yükselme oranlarının (Sınıf 2 ve 3), muhtemelen Pliyosen'de 0,5 ila 0,05 mm/yıl ve $< 0{,}05$ mm/yıl arasında yükselme oranlarına karşılık geldiğini ortaya koymaktadır. Bu, Alizadeh vd. (2016) tarafından önerilen Pleistosen-Holosen'de 0,4–1,0 mm/yıl yükselme oranları ile tutarlıdır. Bu oran aynı zamanda Mitchell ve Westaway (1999) tarafından önerilen 0,3 mm/yıl bir yükselme hızı ile de eşleşir.

Havza şekli (Bs) indis sonuçları, çalışma alanının orta ve kuzey kesimlerinin genel olarak baskın tektonik süreçler altında geliştiğini göstermiş olup, bu alanların uzamış drenaj havzalarla karakterize edildiğini göstermektedir.

Aras Drenaj Havzasının Ksn değerleri dikkat çekicidir. En yüksek Ksn değerleri, bölgesel yükselme sonuçlarıyla (Philip vd. 1989) büyük bir korelasyon göstermiş olup çalışma alanının kuzeybatı ve güneybatı kesimlerinden elde edilmiştir. Ayrıca, yüksek Ksn değerlerinin mekansal dağılımı, knickpoint yoğunluğu ve knickzonların genişliği ve dağılımı, çalışma alanının batısında Pambak-Sevan-Sunik Fay Zonu, orta ve doğuda

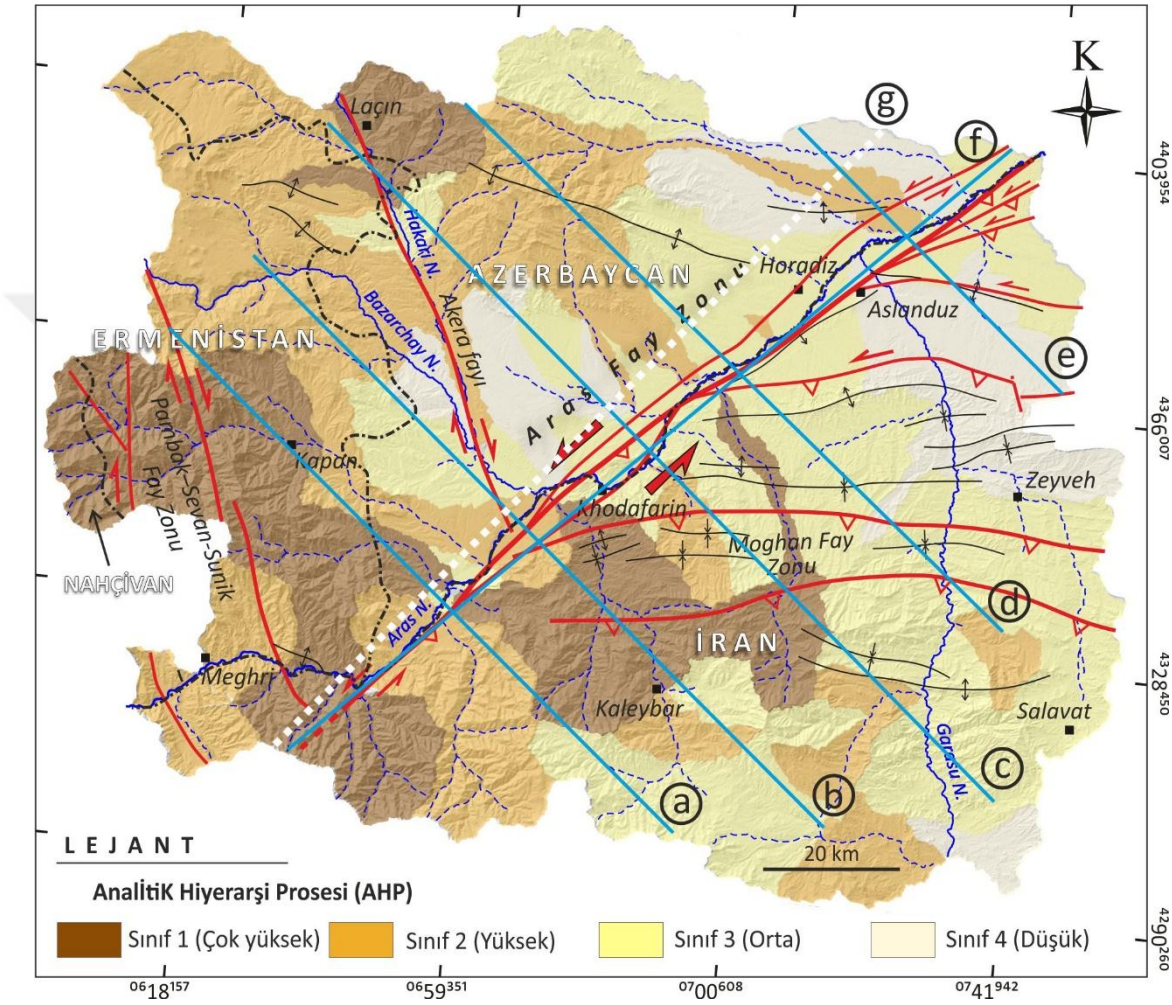
Moghan Fay Zonu ve AFZ ve kuzeyde ise Akera Fayı ile tutarlıdır. AFZ'nin orta ve KD kesimlerinde genel düşük değerlere karşın bazı yüksek Ksn değerleri, havzadaki tektonik aktivitenin doğrusal olmayan dağılımı ile ilgilidir. Bu bölgelerdeki Ksn değerlerindeki ani değişimlerden muhtemelen fay kolları boyunca lokal yükselmeler veya yer değiştirmeler sorumludur.

IAT sonuçlarına göre 3 alt havza (%2) çok yüksek tektonik aktivite gösteren Sınıf 1, 27 alt havza (%25) yüksek tektonik aktiviteye sahip Sınıf 2, 53 alt havza (%46) Sınıf olarak sınıflandırılmıştır. 3'ü orta düzeyde tektonik aktivite ve 31 alt havza (%27) Sınıf 4 olarak düşük tektonik aktivite oranı gösterir. AHP sonuçları değerlendirildiğinde, 14 alt havzanın (%12) çok yüksek tektonik aktiviteye sahip Sınıf 1'e, 27 alt havzanın (%25) Sınıf 2 veya yüksek tektonik aktiviteye, 50 alt havzanın (%43) Sınıf'a ait olduğu görülmektedir. Orta düzeyde tektonik aktiviteye sahip 3 ve 23 alt havza (%20) düşük tektonik aktivite oranı gösterir ve Sınıf 4 olarak sınıflandırılır.

AHP sonuçlarının en yüksek değerleri, fay zonlarının (AFZ, PSSFZ, AKF ve MFZ) kestiği alanlarda ve ayrıca kıvrım yapıları ile karakterize edilen bölgelerde (Örn. Aslanduz ve Dikdaş antiklinalleri, Khomarlu ve Molan senklinalleri) gözlenmiştir. Çok yüksek ve yüksek tektonik aktivite sınıflarını düşündüren en yüksek değerler, AFZ'nin Aras Ana Fayı ve Horadiz Fayı üzerinde elde edilmiştir. AFZ'nin KD kesiminde fay zonunun yayılması ve sonlanması nedeniyle düşük değerler (çoğunlukla orta ve düşük tektonik aktivite sınıfları) kaydedilmiştir. AFZ'nin bu kısmındaki göreceli tektonik aktivitenin düşük değerlerinin diğer olası nedeni, streyn bölümleme olayları olabilir.

AHP ve IAT değerlerinin yapısal özelliklerle ilişkilerini daha iyi görmek için Aras drenaj havzası boyunca yükseklik profillerini gösteren kesitler alınmıştır (Şekil 4.1). Şekilde özellikle AHP değerlerinin artış gösterdiği yerler belirgin şekilde aktif fay zonlarını yansıtmaktadır. A profilinde en yüksek AHP değerleri Pambak–Sevan–Sunik ve Aras Fay Zonları üzerinde yer alır. B profilinde çok yüksek aktivite değeri Moghan Fay Zonu üzerinde göründüğü ile birlikte AFZ üzerinde yüksek aktivite değeri görünmektedir. C profilinde yüksek AHP değerlerini takip ettiğimizde Akera, Aras ve Moghan fay zonlarının izleri ile karşılaşabiliriz. D ve E profillerinde diğer profiller

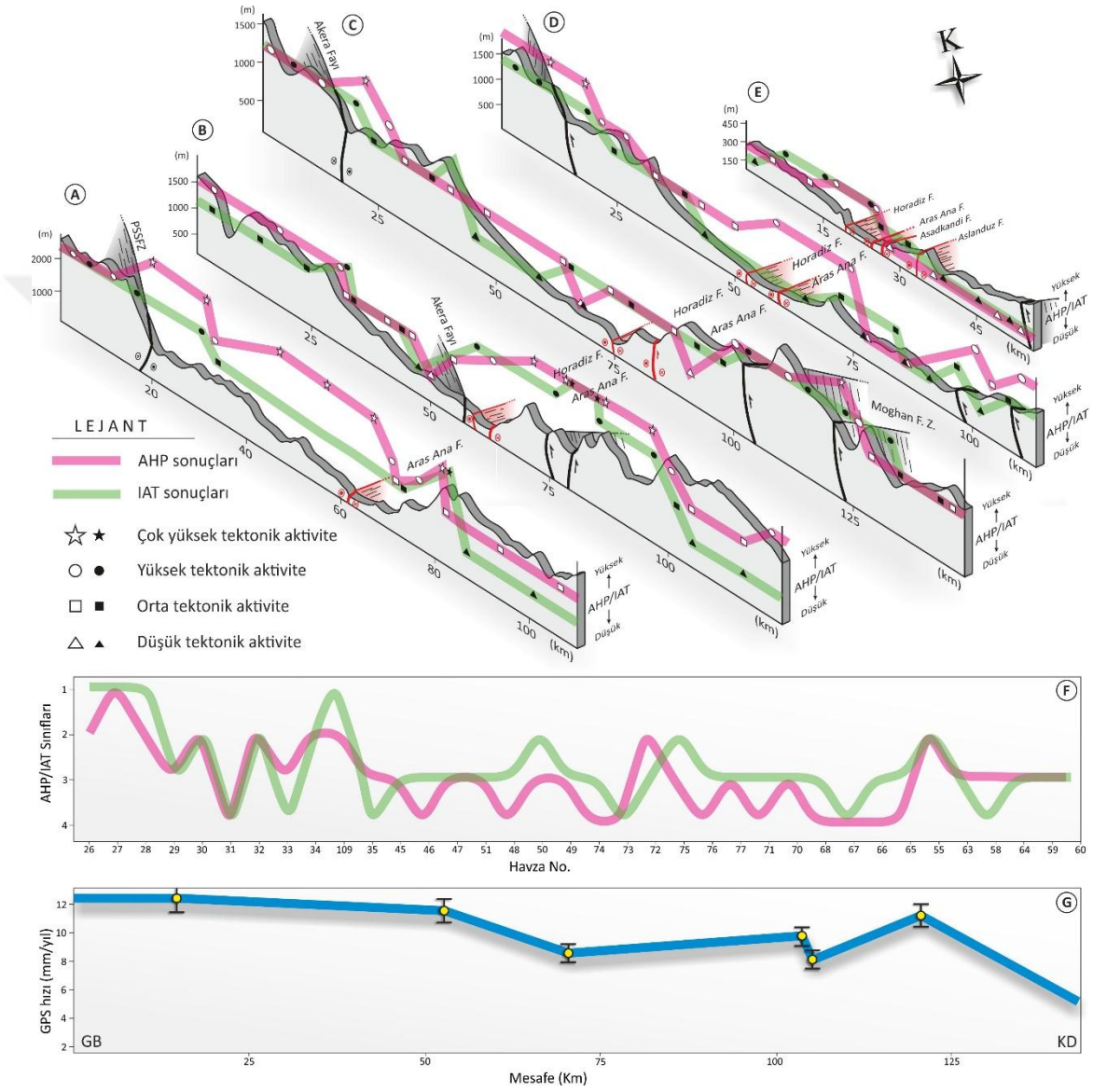
nazaran daha düşük AHP değerleri yer almasına karşın Aras ve Moghan Fay Zonlarının izleri kolaylıkla fark edilebilir (Şekil 4.2). IAT değerleri ise daha düşük oranda olsa da tüm profillerde tektonik açısından aktif bölgeleri yansıtır ve faylanmadan etkilenen birçok bölgede fark edilebilir artış gösterir (Şekil 4.2).



Şekil 4.1 Aras Drenaj Havzası boyunca yükseklik profillerinin alındığı yerleri gösteren harita. Mavi çizgiler kesitlerin alındığı yerleri, beyaz kesikli çizgi ise GPS ölçümlerinin (Reilinger vd. 2006) alındığı hattı göstermektedir.

Aras drenaj havzası gibi bir alanda, yüksekliğin değişkenliği ve yükselme oranının yüksek olduğundan dolayı aşınma oranı çok yüksektir (Örn. Yüksek Ksn ve Hi değerleri) ve tüm drenaj havzası boyunca (ana nehirler ve onlara bağlı drenaj ağ sistemleri) flüvyal incision farklı derecelerde kazınmış ve parçalanmış yeryüzü şekilleri oluşturur. bu Mahmood ve Gloaguen (2012)'e göre böylesi bir alanlardaki aktif faylar

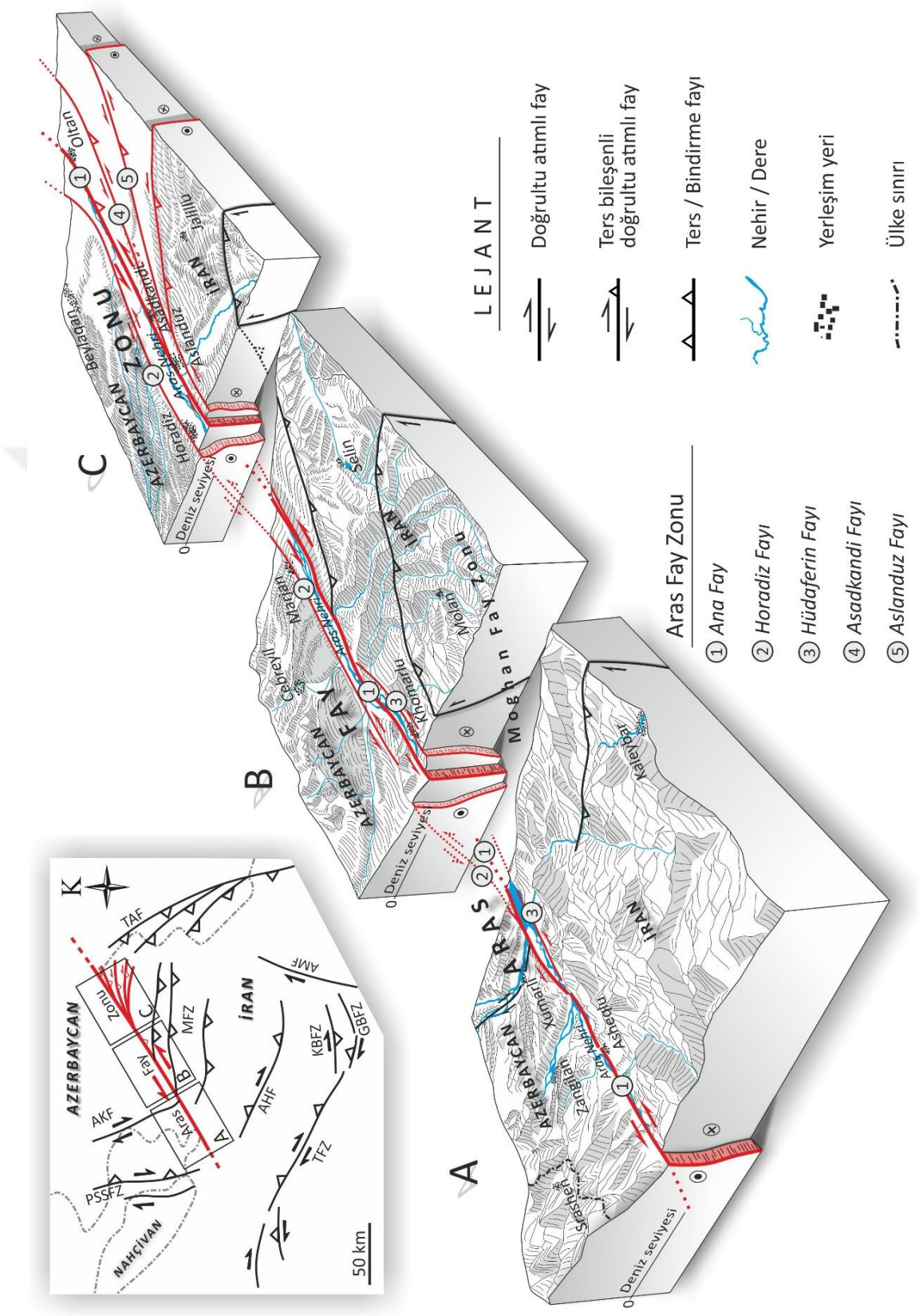
boyunca çizgisel dağ önü cepheleri ve üçgen yüzeylerin gelişimi yaygındır. İncelemeler, AFZ boyunca Smf değerlerinin çok düşük olması (özellikle Aras Ana Fayı ve Horadiz Fayı) ve çok sayıda üçgen yüzeylerin gelişimi, dağ önü cephesinin aktif faylanmayla ilişkili şekillendiğine işaret etmektedir.



Şekil 4.2 AHP ve IAT sonuçları ile topoğrafik profiller (A-E) ve yapısal unsurları gösteren enine kesitler. (F) AFZ boyunca AHP/IAT sonuçlarının karşılaştırmasını gösteren bir grafik, (G) Avrasya'ya göre GPS hızlarını (Reilinger vd. 2006) (Şekil 4.1'de beyaz kesikli çizgi boyunca) gösteren profil. Kısaltma, PSSFZ: Pambak–Sevan–Sunik Fay Zonu

AFZ boyunca farklı ölçeklerde faylanmaya bağlı morfotektonik şekiller gelişmiştir. Fay zonun GB kesimleri daha dar bir alan temsil ederken, KD kesim yaygın ve saçaklı fay morfolojisi (atkuyruğu fay geometrisine benzer) sunmaktadır. Fay zonu ile paralel şekilde gelişen çizgisel vadiler ve farklı ölçeklerde meydana gelen dere ve sırt ötelenmeleri fay zonunun GB kesimindeki en dikkat çekici morfotektonik özelliklerin örneğidir. Fay zonu genişliğinin orta kesimlerden KD 'ya doğru artması bu kesimlerde faylanmayla kontrol edilen dağ cephelerinin önünde alüvyal yelpazelerin gelişimi ve geometrisi Aras Nehrinin her iki tarafında daha belirgin olarak görünmektedir. Bu alanlarda alüvyal yelpazeler genelde fay zonu boyunca yer değiştirmiş olup yelpaze geometrileri bozulmuştur (Şekil 3.5 ve 3.6). Bu kesimdeki sırtlar genelde fay zonuna paralel (Ana Fay ve Aslanduz Fayı) olarak uzamış sırtlar şeklinde görünmektedir. Uydu görüntülerinde bu uzamış sırtların kuzey cephelerinde fayın izi oldukça belirgindir (Şekil 3.5 ve 3.6). Bu özelliklerin yanı sıra Aras Nehrine dik konumda bulunan vadiler faylanmanın etkisiyle faya paralel ve yarı paralel olarak görünmekteler (Örn. Horadiz fayının KD kesimlerinde) (Şekil 3.2).

AFZ boyunca dağ cephesi çizgisel geometri sunduğu yerlerde (yüksek yükselme oranı) nehirlerin kazma gücü sonucunda çok sayıda üçgen yüzeyler gelişmiştir. Üçgen yüzeyler Kuvaterner dönemine ait tektonik aktiviteye işaret etmekle birlikte (Hildebrand vd. 2001) farklı yüksekliklerde görünen yüzeyler farklı zamanlarda birkaç yükselme fazı ve neotektonik olayların göstergesidir (Mahmood ve Gloaguen 2012). Özellikle Aras Ana Fayı üzerinde faylanmanın farklı aşamalarında gelişen üçgen yüzeyler görünebilir (Şekil 3.6). Dağ cephesine en yakın konumda gelişen yüzeyler güncel fay aktivitesiyle ilişkilidir. Fay sarplıkları fay zonu boyunca (özellikle KD kesimlerde) gelişen diğer özelliklerden biridir. Fay sarplıkları bazı alanlarda Aras Nehri vadisini her iki tarafının sınırını belirlemektedir. Uydu görüntülerinde morfotektonik belirteçlerde yola çıkarak (Örn. Sistematik dere ötelenmeleri, yer değiştirmiş alüvyal yelpazeler) AFZ sol yanal doğrultu atımlı karakterde olduğu belirgin olarak tespit edilebilir. Arazi gözlemlerimiz bu konuyu desteklemiştir ve ayrıca fay zonunda yanal hareketin yanı sıra ters bileşenin var olduğunu vurgulamıştır. Bu sonuçlar bölgede hakim olan güncel tektonik rejimin sıkışmalı doğrultu atımlı rejim olarak ortaya koyar.



Şekil 4.3 Aras Fay Zonu boyunca günümüzdeki yapısal ve morfolojik durumunu gösteren şematik 3B şekil

Alanda Kuvaterner yaşlı çökellerde kapsamlı jeokronoloji çalışmalarının bulunmamasına karşın, Philip vd. (1989)'ne göre çalışma alanında en yüksek yükselme oranı, alanın batı kesimlerinde yaklaşık 10 mm/yıl olarak belirlenmiştir. GB ve KB kesimlerdeki ölçülen yükselme oranının 5-8 mm/yıl olmasına karşın, bu oran doğu ve KD kesimlerde daha düşük ve 0-2 mm/yıl ve bazen eksi rakamlar (çökme) olarak gösterilmiştir. Bu çalışmada jeomorfik indislerden elde ettiğimiz yükselme değerleri çok yüksek oranda Philip vd. (1989)'in değerleri ile uyumlu olup en yüksek yükselme değerinin alanın batı kesimlerde yer aldığını vurgulamaktadır.

Diğer yandan bu çalışmada elde ettiğimiz sonuçlar göreceli aktif tektonik oranları fay zonlarının bulunduğu yerlerde daha yüksek oranlara sahip olduğunu vurgulamaktadır. Bu sonuç Karakhanian vd. (2004)'nin vurguladığı sonuçlarla uyum içerisindedir. Ayrıca AFZ boyunca jeomorfik indisler ve morfotektonik incelemeler fay zonunun etkili bir şekilde güncel morfolojinin etkilediğini göstermektedir. İnceleme alanının KD kesiminde (Aslanduz-Parsabad arası) güncel çökellerde AFZ tarafından kesilmesiyle birlikte çok sayıda morfotektonik yapılar (fay sarplıkları, dere ötelenmeleri, yer değiştirmiş alüvyal yelpazeler, tabakalarda tiltleşme, kıvrımlanmalar vs.) gelişmiştir (Şekil 4.3).

AFZ kayma oranına yönelik veri bulunmamasına karşın Geç Kuvaterner yaşlı çökellerin yer değiştirmesinden elde ettiğimiz göreceli kayma oranı 4.5 ± 1 mm/yıl olarak hesaplanmıştır. Bu sonuç Pambak–Sevan–Sunik Fay Zonu için hesaplanan miktardan (Karakhanian vd. 2013) daha fazla ama Tebriz fay zonu için önerilen orana (Masson vd. 2006, Vernant ve Chéry 2006, Djamour vd. 2011) daha yakındır. Bu sonuç muhtemelen iki fay zonunun kökensel bir ilişkiye sahip olduğu ortaya koyar. Ek olarak, incelenen fayların özellikleri ve yönelimi, KB İran ve Kafkas bölgesindeki ana aktif fayların eğilimleriyle uyumludur ve bu fayların aynı tektonik rejimde oluştuğunu gösterir.

4.2 AFZ'nin Morfotektoniği

Faylar özelliklerine göre farklı yüzey dinamikleri ve yönelimleri sergiler ve yeryüzeyi şekillerinin gelişimine ve evrimine katkıları, uygulanan tektonik kuvvetlere

tepkilerinden kaynaklanır (Strak vd. 2011, Graveleau vd. 2015). Doğrultu atımlı fay zonlarındaki temel jeomorfolojik şekiller olan dere ötelenmeleri, kapama sırtları, çöküntü gölleri ve başsız dereler gibi belirteçler (Wesson vd. 1975), aktif faylanmaların yüzey deformasyon mekanizmaları ve kinematiği ile önemli bilgiler vermektedir (Bubank ve Anderson 2001, Keller ve Pinter 2002, Kothyari vd. 2016). Özellikle, dere ötelenmeleri aktif doğrultu atımlı fay zonlarının karakteristik özellikleridir ve AFZ'nin tüm fay kollarında sıklıkla gözlemlenebilir (Şekil 3.43).

Yer değiştirme miktarları birkaç metreden birkaç yüz metreye ve hatta birkaç kilometreye kadar değişmektedir (Şekil 3.43). Aras Nehri'nin genç çökellerinde gözlenen sistematik yer değiştirmeler (Şekil 3.45) zon boyunca birçok tarihsel depremin meydana geldiğini ve aynı zamanda devam eden tektonik aktiviteyi göstermektedir. Horadiz Fayı üzerinde başsız derelerin gelişimi (Şekil 3.5B), ötelenmiş alüvyon yelpazeleri ve kapama sırtları ve Aras Ana fayı boyunca belirgin dere ötelenmeleri ve kapama sırtları (Şekil 3.43 ve 3.45) inceleme alanında gözlenen önemli morfotektonik belirteçler arasındadır.

4.3 AFZ'nin Geometrisi

Fayın her iki tarafında kaya birimlerinin kaymasının neden olduğu yaygın deformasyon zonlarının oluşması, doğrultu atımlı fayların geometrisini ve morfolojik özelliklerini daha karmaşık hale getirir (Graveleau vd. 2015). Böyle bir faylanma mekanizmasında, ana faya yakın mesafede Riedel kırıkları olarak da tanınan R, R' ve P düzlemlerinin gelişimi, farklı fay bölümleri ve ya desenlerini oluşturur (Cunningham ve Mann 2007, Fossen 2010). Bazı durumlarda ise, ana faydan ayrılan fay kollarının gelişimi, saçaklanan faylanma desenlerinin oluşmasına neden olur (Sylvester 1988, Twiss ve Moores 1992).

AFZ değişken geometrik özellikler sergilemektedir; bazı yerlerde saçaklanmalı fay geometrisi gösterirken, diğer kısımlarda paralel veya paralele yakın fay dizileri, sintetik veya antitetik Riedel kırıkları veya yanal sıkışma/yanal rahatlama geometrisi gösterir (Şekil 3.2).

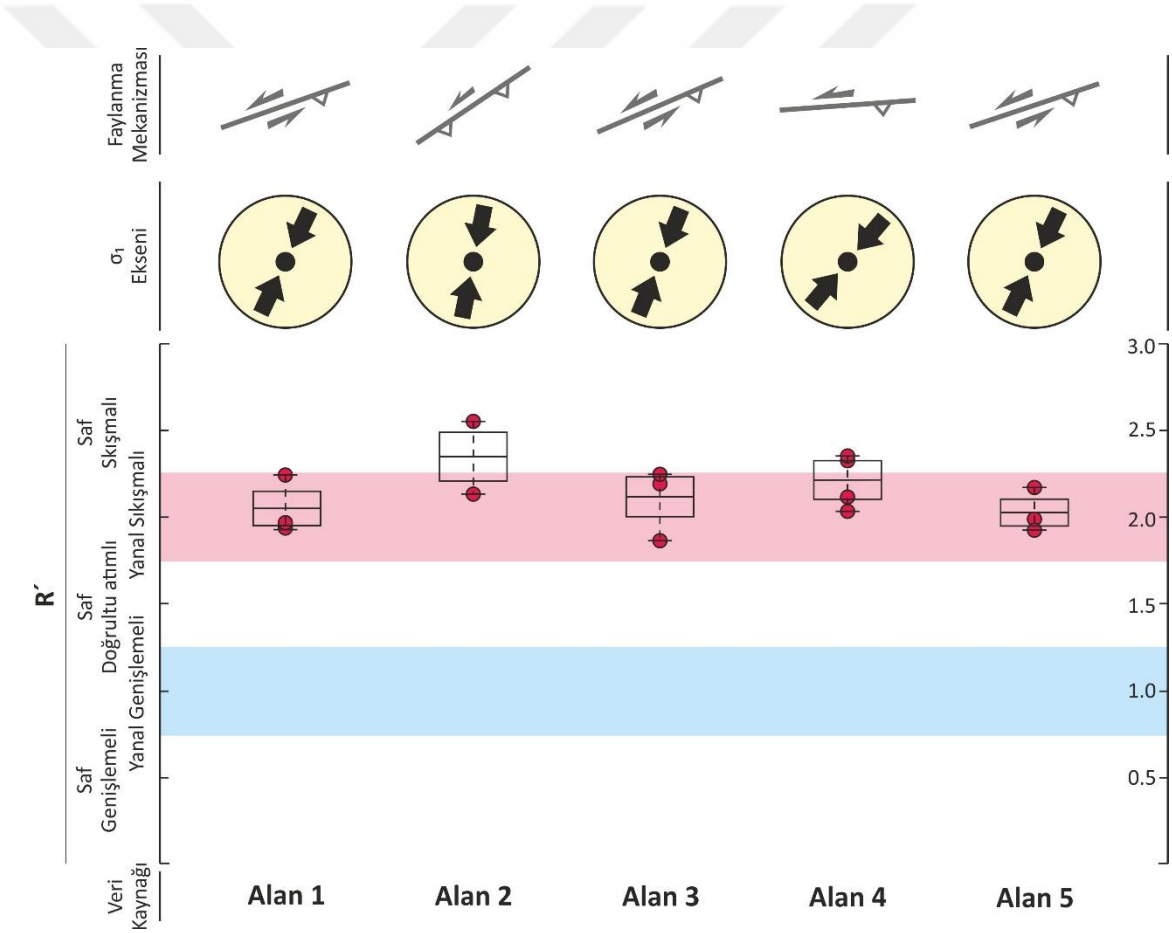
Jeolojik (Örn. Kayma düzlemleri, faylanmaya bağlı gelişen kıvrımlar, litolojik ötelemeler) ve morfolojik (Örn. sistematik dere ötelenmeleri ve başsız dereler, basınç ve kapama sırtları, alüvyon yelpazelerinin asimetrik gelişimi) göstergeler, AFZ'nin GD eğimli ters bileşenli sol yanal doğrultu atımlı fay zonu karakterinde olduğunu göstermektedir. Arazi gözlemleri ve uzaktan algılama çalışmalarında Kuvaterner ve Holosen genç çökellerindeki alüvyon yelpazelerin yer değiştirmesi AFZ'nin neotektonik aktivitesini vurgulamıştır. Deprem odak mekanizması çözümleri (Örn. Chandra 1981, Berberian 1997, Ekström vd. 2012) (Şekil 4.5), alandaki faylanmanın sıkışma bileşenini sol yanal doğrultu atımlı karakterde olduğunu önererek bu çalışmada elde edilen sonuçları desteklemiştir.

AFZ, Kabuksal ölçekte karmaşık bir fay geometrisi göstermektedir. Zonun bazı kısımlarında aynı fayın farklı kolları değişken eğim miktarları ve yönleri gösterirken, bazı kısımlarda farklı yön ve özelliklerde ikincil faylar (sintetik ve/veya antitetik) ve Riedel kırıkları gelişmiştir (Şekil 3.36). Öte yandan, sıkışma rejiminin baskın olduğundan ters/bindirme faylar ve/veya kıvrımlar gibi yapıların yanı sıra bazı yerlerde lokal genişleme yapıları (normal faylar, açılma çatlakları/damarlar) gözlenmiştir (Şekil 3.3 C). Bunlar, genellikle ters fayların tavan blokları üzerinde paralel şekilde gelişen normal faylar veya dolgulu/doldurulmamış açılma çatlaklarını temsil eder. Seyitoğlu vd. (2018), uzaktan algılama çalışmalarına dayanarak Aras Nehri'nin orta kesimlerinde yer alan AFZ boyunca farklı uzunluklarda birkaç fay kolu önermiştir. Arazi gözlemleri, AFZ'nin paralel veya paralele yakın fay kollarının Aras Nehri'nin her iki kıyısında yer aldığını, çeşitli morfolojik özelliklerin oluşturduğunu ve farklı yaş ve litolojilere sahip birimlerin yan yana göründüğünü ortaya koymuştur (Örn. Şekil 3.1, 3.3 ve 3.6).

4.4 Tektonik Rejim

Paleostres analizleri, çeşitli araştırmacılar tarafından KB İran'daki stres koşullarını ifade etmek için sıklıkla kullanılmıştır (Örn. Zamani ve Masson 2014, Faridi vd. 2017, Saber vd. 2018b, Taghipour vd. 2018). AFZ boyunca beş farklı alanda elde edilen ana stres yönleri baskın bir KD-GB yönelimli yanal sıkışmalı tektonik rejime işaret etse de, ana stres yönleri her alanda küçük farklılıklar göstermektedir. 1, 3 ve 5 alanlarındaki

sıkıştırma yönü benzerlik gösterirken (K20°–25°D), 2 ve 4 numaralı alanlarda ise sıkıştırma ekseni sırasıyla K10°D ve K40°D olarak elde edilmiştir (Şekil 4.4). Ayrıca, stres rejimi indeksinden (R') elde edilen tektonik rejimler, 1, 3 ve 5 alanlarında bir yanal sıkışmalı tektonik rejime işaret etmektedir (Şekil 4.4). 4 numaralı bölgede stres yönü ile kuzey arasındaki daha yüksek açı, bu bölgedeki Aras ve Moghan fay zonlarının kesişimi ile ilgili olabilir. Öte yandan, AFZ boyunca yakın alanlarda ters ve doğrultu atımlı fayların gözlemlenmesi, doğrultu atımlı fay kollarını içeren geniş bir zonun ve fay düzlemine dik bir kısalmanın eş zamanlı bileşenini içeren geniş bir zonun olduğu yani transpresyonel rejimlerin tipik özelliklerini vurgulamaktadır. Bu, Dewey vd. (1998) ve Fossen ve Tikoff (1998)'in önerdiği faylanma modellerine benzerdir.



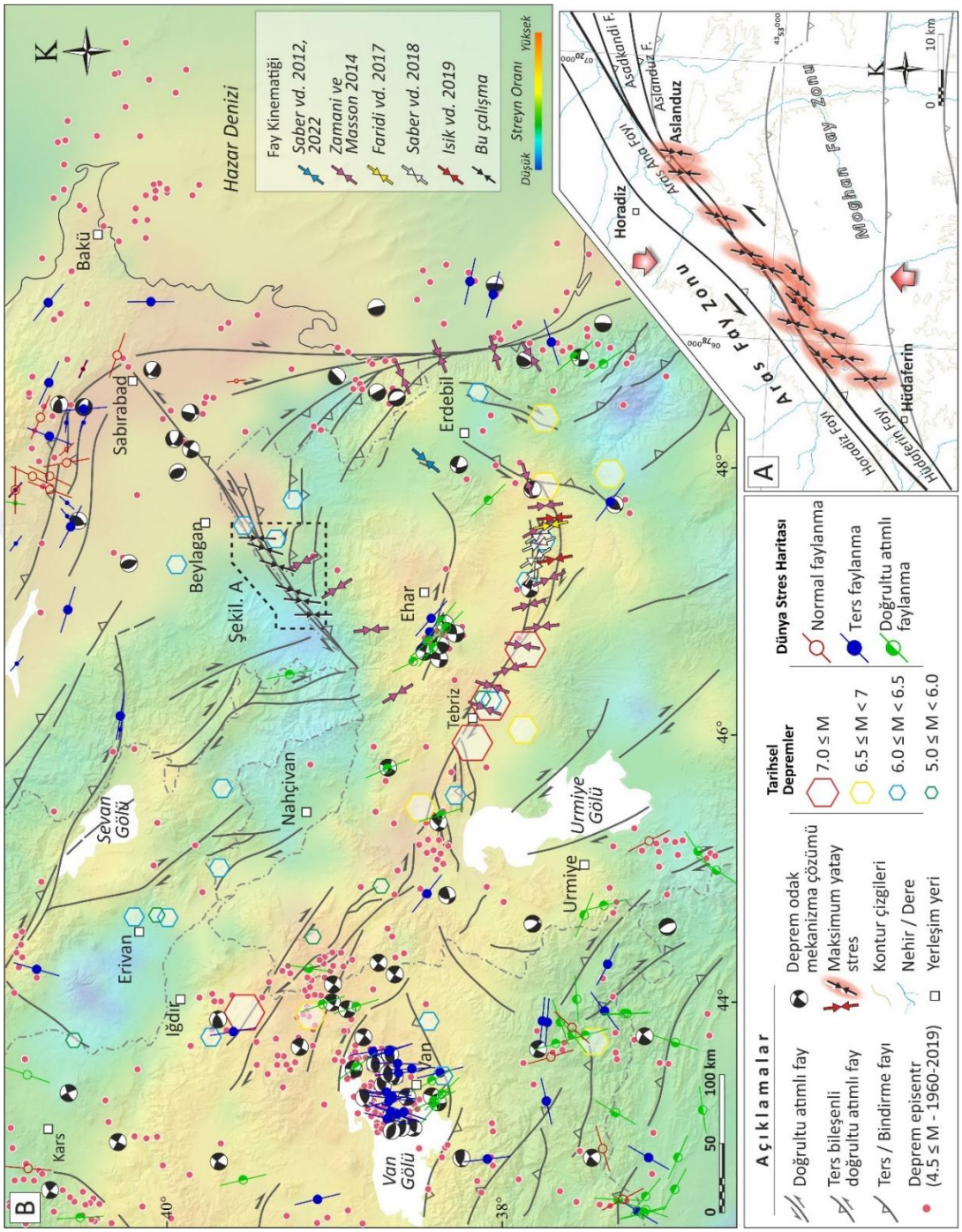
Şekil 4.4 AFZ'da incelenen her bir alanın stres rejimi indeks değerlerinin derlenmesi (Matilla ve Viola, 2014 "Stres Ratio Path" grafiği kullanılmıştır). Her alan için ana stres yönleri σ1 ile gösterilmiştir. Şeklin üst kısmında her bir alan için belirlenen genel fay doğrultusu ve baskın fay mekanizması gösterilmektedir

GPS tabanlı çalışmalara göre (Nilforoushan vd. 2003, Vernant vd. 2004, Hessami vd. 2006, Reilinger vd. 2006, Forte vd. 2010, Djamour vd. 2011, Karakhanian vd. 2013, UNAVCO 2022), AFZ'nin güneybatı kısımlarındaki GPS hızı vektörlerinin yönleri K-G ve KKD-GGB'dır. Ancak, AFZ'nin kuzeydoğu kesimlerinde, hız vektörleri KD-GB yönünde görülmektedir. Bu çalışmada, AFZ'da elde edilen KD-GB sıkışma eksenleri yukarıdaki sonuçlarla uyumludur. Sonuçlar aynı zamanda Zamani ve Masson (2014), Saber vd. (2018b) tarafından KB İran için önerilen sıkıştırma yönü ile de tutarlıdır. Elde edilen paleostres yönleri ile GPS hız vektörleri arasındaki yüksek tutarlılık, bölgedeki tektonik rejimin en azından Pliyosen döneminden beri aynı tür ve yönelimde olduğunu göstermektedir.

Ayrıca, Miyosen yaşlı kayalarda genç kayma çizgilerine göre daha yaşlı kayma çizgilerinin gözlemlenmesi, bunların muhtemelen Aras Nehri'ne paralel gelişen eski bir faya aittir (Oskoi ve Rahimzadeh 1994). Bu fay kayma verilerinin paleostres analizi, diğer fay verileriyle benzer sonuçlar ortaya koymakta, bu da en azından sınırlı bir süre için günümüzdeki ile benzer bir tektonik rejimin Miyosen'de etkili olduğunu göstermektedir.

Paleostres analizi, AFZ boyunca KD-GB ve KD-GB yönelimli sıkışmayı ve baskın yanal sıkışmalı tektonik rejimi göstermektedir (Şekil 4.5 A). Bu bulgular, Arap-Avrasya çarpışması nedeniyle KB İran'da yanal sıkışmalı bir tektonik rejimi öneren önceki çalışmaların sonuçlarını desteklemektedir (Vernant vd. 2004) (Şekil 4.5 B). Ek olarak, incelenen tüm alanlarda elde edilen paleostres sonuçları arasındaki benzerlik (Şekil 4.4), bölgesel tektonik kuvvetlerin AFZ boyunca yerel hareketlerden daha etkili olduğunu da göstermektedir.

Miyosen ve Pliyo-Kuvaterner birimlerde gelişen sıkışma yapıları (kıvrımlar, ters faylar gibi) genellikle AFZ'na paralel veya paralele yakın yönlenmeler gösterir. Etkilenen jeolojik birimler özellikleri, yapıların AFZ ile birlikte eş zamanlı tektonik rejimde geliştirdiklerini göstermektedir.



Şekil 4.5 (A) Çalışma alanı boyunca kinematik ve paleostres analiz sonuçlarından elde edilen sıkışma eksenlerinin (ince siyah oklar) yönlerini gösteren harita. Kalın kırmızı oklar, AFZ için ortalama sıkışma yönünü göstermektedir. (B) KB İran ve çevresinin aktif tektonik, yapısal, sismolojik, kinematik ve stres/streyn özelliklerini gösteren harita. Deprem odak noktaları (1960–2021), GeoMapApp Yazılımından (v. 3.6.10) elde edilmiştir. Deprem odak mekanizması çözümleri Global CMT merkezinden alınmıştır (Ekström vd. 2012). Aktif faylar Hessami vd. (2003), Emre vd. (2013) ve Saber vd. (2020)'den yeniden çizilmiştir. Stres yönleri ve türleri Dünya Stres Haritasından yeniden çizilmiştir (Heidbach vd 2016). Streyn oranları UNAVCO'dan (2022) alınmıştır.

AFZ'de sıkışma yapıları (ters faylar ve kıvrımlar) kullanılarak elde edilen sol yanal basit makaslama bileşeni (%33–41) mevcut GPS hız oranları (ortalama 15 mm/yıl) (Örn. Nilforoushan vd. 2003, Djamour vd. 2011, UNAVCO 2022) ve Saber vd. (2020) tarafından geç Kuvaterner için önerilen 4,5 ± 1 mm/yıl sol yanal doğrultu atım hareket ile uyumludur.

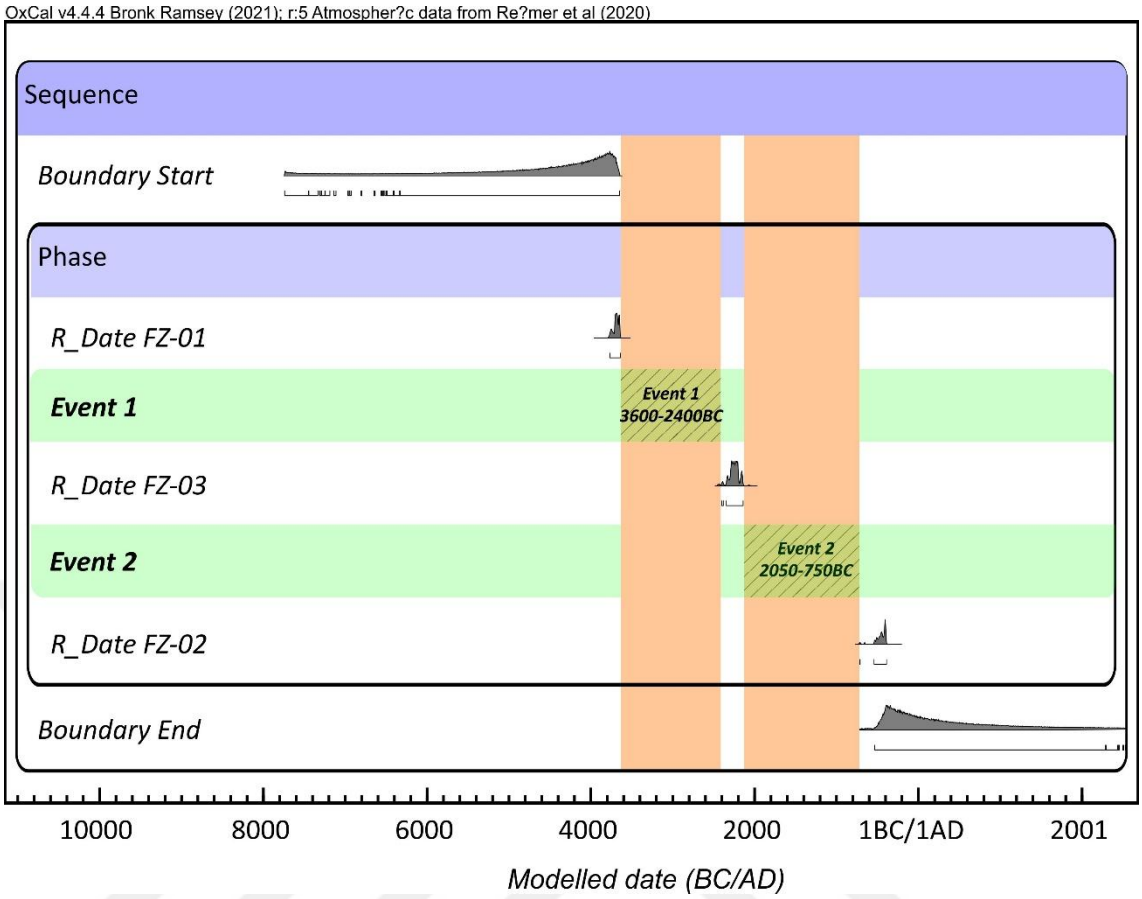
4.5 Paleosismolojik Yorumlar

AFZ üzerinde hendek 1'den alınan numunelerin laboratuvar 14C sonuçları ile hendek duvarlarında detayl bir şekilde incelenen deformasyon olayları ve kırıkların birlikte değerlendirildiğinde; AFZ'nin Holosen döneminde en az 2 yıkıcı deprem sonrası yüzey kırığı meydana gelmiştir. Bunlardan biri MÖ 3600 ve 2400 arası, bir diğeri ise MÖ 2050 ve MÖ 750 arasında meydana geldiği tahmin edilmiştir (Çizelge 4.1).

Çizelge 4.1 AFZ'da hendeklerden toplanan örnekler için radyokarbon yaşı verilerinin analitik sonuçları (BETA Lab)

Numune Adı	Lab Kodu	Materyal	Modern Karbon Oranı	Radyokarbon Yaşı	Kalibre edilmiş yaş (2σ)
AFZ-01	FZ-01	Organik sediman	0.5420 +/- 0.0020	-3767	-3641
AFZ-02	FZ-02	Organik sediman	0.7445 +/- 0.0028	-2401	-2141
AFZ-03	FZ-03	Organik sediman	0.6223 +/- 0.0023	-716	-389

Ayrıca bu AFZ'nin bu kısmında çalışılan hendeklerde en az son 2750 yıldan bu yana yüzey kırığı oluşturmuş bir deprem izine rastlanmamıştır. Tespit edilen yüzey kırıklarına da bakıldığında deprem tekrarlanma aralığı oldukça geniş bir zamana sahip olup 1500 ile 3000 yıl arasında hesaplanmıştır (Şekil 4.6). Bu tekrarlanma aralığı Asadkandi fayının uzun bir süre boyunca yüzey kırığı oluşturabilecek deprem üretmediğinin nedenini açıklamaktadır.



Şekil 4.6 AFZ üzerinde kazılan hendek 1'den alınan örneklerin OxCal v4.4. programını kullanılarak kalibre edilmesi ve AFZ'da tespit edilen depremlerin yaş aralığını gösteren grafik (Reimer vd. 2020, Bronk Ramsey 2021).

Saber vd. (2020) AFZ'nin KB kesiminin diğer kesimlere nazaran daha düşük tektonik aktivite gösterdiğini öne sürmüştür. Paleosismoloji çalışmalarında elde edilen sonuçlar ise zonun bu kesiminde uzun süreli suskunlukların hakim olduğu dolayısıyla bu veriler ile uyumluluk göstermektedir.

4.6 AFZ'nin Yapısal Evrimi

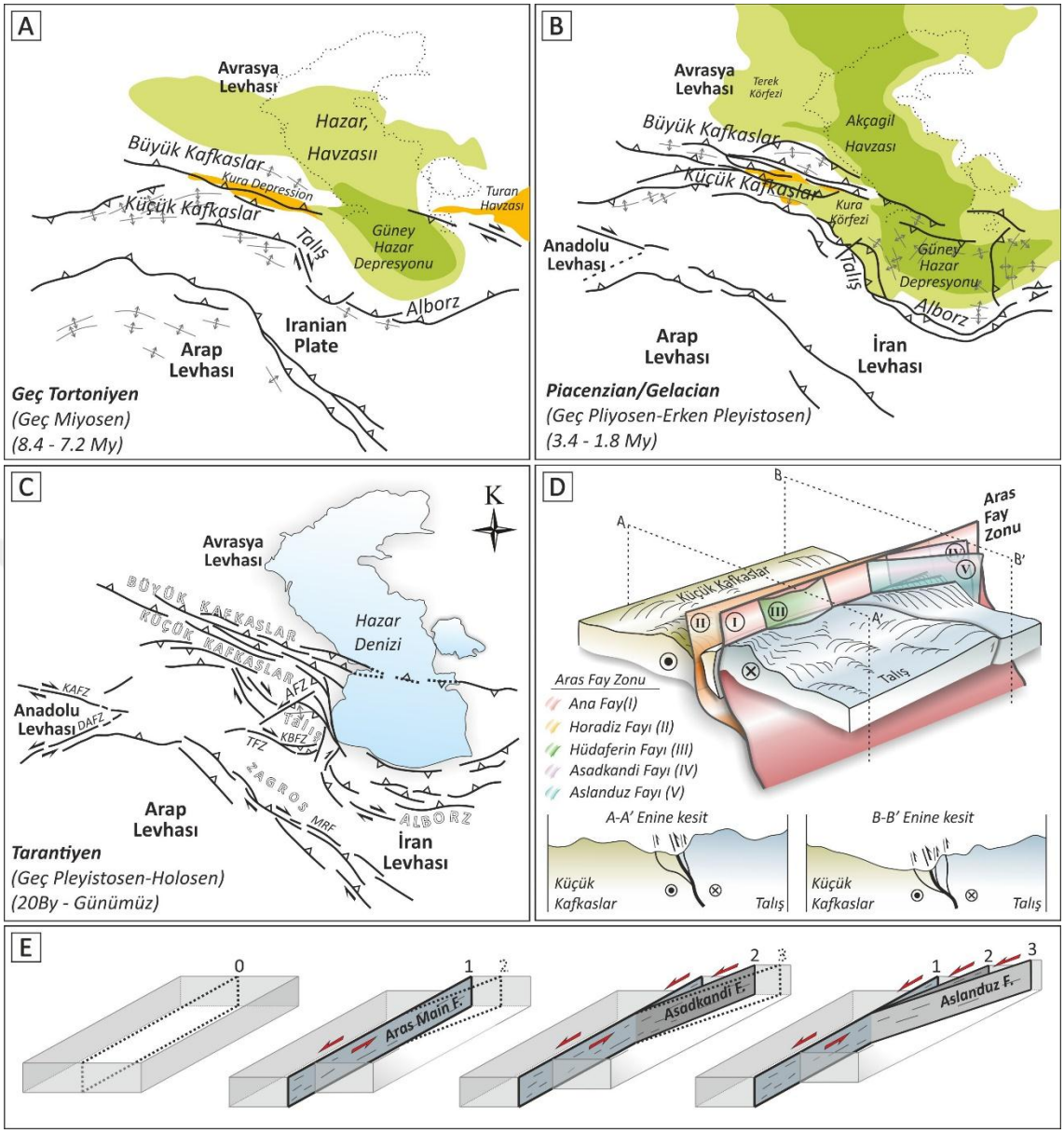
Kuzeybatı İran, 500 km'den daha fazla K-G kabuk kısalması ile karakterize edilir (Solaymani Azad vd. 2019). Bölgenin bugünkü jeodinamik ve jeolojik evrimi, Paleotetis ve Neotetis Okyanuslarının açılıp kapanmasıyla ilgili uzun bir deformasyon sürecini içermektedir (Örn. Şengör 1990). Bu karmaşık deformasyon süreçleri, bölgedeki fayların (özellikle doğrultu atımlı fay zonlarının) farklı kayma hızlarına yol

açmış ve günümüz yapısal ve morfolojik özelliklerinin evriminde büyük rol oynamıştır. Örneğin, Tebriz Fay Zonu boyunca kayma oranları GPS çalışmalarında 6-11 mm/yıl (Vernant vd. 2004, Reilinger vd. 2006, Djamour vd. 2011, Rizza vd. 2013) ve jeolojik çalışmalarında 2-7,3 mm/yıl (Hessami vd. 2003, Karakhanyan vd. 2004, Rizza vd. 2013) olarak belirlenmiştir. Van der Boon vd. (2018), Küçük Kafkaslar ve Taleş blokları arasındaki var olan fay zonunun geç Eosen sonrası 160 km sağ yanal kaymaya neden olabileceğini tahmin etmişlerdir. Ayrıca, yazarlar, AFZ'nin sol yanal olmasına rağmen, AFZ'nin bu transform fayın günümüzdeki bir kalıntısı olduğunu varsayıyorlar. Öte yandan, Reilinger vd. (2006), blok model çalışmalarını kullanarak AFZ için 3-5 mm/yıl sol yanal kayma oranı önermiştir. Son olarak, Saber vd. (2020) AFZ boyunca Geç Kuvaterner çökellerinin sol yanal yer değiştirmesinden elde edilen 4.5 ± 1 mm/yıl göreceli kayma hızı önermiştir. Eşlenik faylanma geometrisi sergileyen TFZ ve AFZ, KB İran'ın yapısal evrimine önemli rol oynamış olup çok sayıda tektonik kökenli yüzey şekillerinin (Örn. yükseltiler, dereler) gelişmesine yol açmıştır (Şekil 4.5 B). Hessami vd. (2003), Arap ve Avrasya Levhaları arasındaki yakınsamanın bölgedeki başlıca BKB doğrultulu sağ yanal doğrultu atımlı faylar aracılığıyla gerçekleştiğini belirtmektedir. Güneydoğu Türkiye ve KB İran'daki sağ yanal faylanmaların süreksiz ve birbirinden ayrı desenler ve görünüme rağmen, KB İran'daki doğrultu atımlı fayların bazı araştırmacılar tarafından Kuzey Anadolu Fay Zonu ve Türkiye'nin Güneydoğusundaki diğer sağ yanal fayların (Örn. Güneydoğu Anadolu-Zagros Fay Zonu) devamı olduğu varsayılmaktadır (Westaway 1990, 1994, Jackson 1992). Arap Levhasının yaklaşık olarak kuzeye doğru hareketi Anadolu Levhasının batıya ve KB İran kabuğunun doğuya doğru hareketlerine neden olmuştur. Bu durum, Türkiye'deki Kuzey ve Doğu Anadolu Fay Zonu ile Kuzeybatı İran'daki Tebriz ve AFZ gibi benzer yapısal özelliklerin oluşmasına neden olmuştur (Barka ve Reilinger 1997) (Şekil 2.6).

Heidbach vd. (2016) tarafından yayınlanan Dünya Stres Haritasında, KB İran'daki streyn dağılımı ana yapısal unsurlar etrafında yoğunlaşmıştır. Bu nedenle, en yüksek streyn aktif faylar boyunca yer almıştır (Örn. Tebriz, Ahar, Kuzey ve Güney Bozguş, Astara, Taleş ve Aras Fay Zonları) (Şekil 4.5 B). AFZ üzerinde en yüksek streyn, zonun KD kısmında yoğunlaşmıştır. Buradaki yüksek streyn muhtemelen fayın atkuyruğu şeklinde yayılması ve deformasyonun daha geniş bir alana yayıldığı (Şekil 4.5 B) ile

ilgilidir. Burada, fay sönümlenme geometrisi asimetriktir ve hasar bölgesi içinde, en yüksek streyn (ölçülen en yüksek sol yanal yer değiştirme) AFZ fay düzleminin hemen yakınında yer almıştır. Bu, Andrews (2005) ve Kirkpatrick vd. (2008) tarafından dünyanın farklı yerlerinde elde edilen sonuçlar ile benzerlik göstermektedir.

AFZ ile Arap-Avrasya çarpışmasının genel yönü arasındaki yüksek açı (Şekil 3.37 A), ve zon boyunca yapısal özellikler arasındaki açı farklılıkları, zonun dominant yanal sıkışmalı tektonik rejimin etkisi altında olduğunu gösterir, bu da AFZ boyunca çok sayıda sıkışmalı yapının oluşmasına neden olmuştur. Başlangıçta, geç Tortoniyen'de (8,4–7,2 My), büyük ve küçük ölçekli kıvrımlar (antiklinal ve senklinal) ve ters/bindirme fayları çarpışma yönüne paralel olarak gelişmiştir (Dercourt vd. 2000) (Şekil 4.7 A). Bu dönem boyunca, Güney Hazar Çöküntüsü ve Hazar Havzası'nın yönelimleri, sıkışma yapılarının (bindirmeler ve kıvrımlar) yönelimi ile yaklaşık olarak paraleldir. Piacenzian/Gelasian'daki (3.4-1.8 My) çarpışmanın devamı, kuzeyde Kafkaslar, Elburz ve Taleş Dağları'nın ve İran levhasının güney sınırlarında Zagros Dağları'nın bugünkü morfolojisi ile sonuçlanan kabuk kalınlaşması ve yükselme olaylarıyla sona ermiştir (Dercourt vd. 2000). Rezaeian vd. (2020), Arap-Avrasya yakınlaşması ve rijit Güney Hazar Havzası'nın hareketsizliği nedeniyle devam eden kısalması sonucunda Taleş Dağlarının çifte bükümlenmesi (Z şekli), muhtemelen Aras ve Lahijan faylarının yeniden aktif olmasıyla mümkün olduğunu öne sürmüştür. Onlara göre, saat yönünde rotasyona neden olan deformasyonların çoğu, bugün Lahijan ve Aras fayları olarak tanınan ve Kretase'deki sırt-transform faylarını temsil eden fayların yeniden aktif olmasıyla karşılanabilir. Benzer şekilde, bu çalışmadaki bulgular, genellikle bindirme kuşaklarını birbirine bağlayan yırtılma faylarını temsil eden Arap ve Avrasya Levhaları çarpışma eksenine dik fayların, yaygın deformasyon alanlarının gelişmesine neden olduğunu göstermektedir (Şekil 4.7 B). Daha sonra, genç çökeller sıkışma sonucunda kıvrımlanmıştır (Dercourt vd. 2000).



Şekil 4.7 (A-C) Geç Tortoniyen, geç Pliyosen-erken Pleyistosen ve Holosen dönemlerinde fayların yapısal özellikleri ve havzaların gelişimini gösterir haritalar (Dercourt vd. (2000)'den sadeleştirilmiş ve yeniden çizilmiştir). (D) AFZ'nin ana yapısal unsurları (fay kollarını) ve bunların ilişkilerini gösteren 3 boyutlu şematik şekil. A-A 've B-B' kesitleri faylanma ve farklı blok özellikleri arasındaki ilişkiyi göstermektedir. (E) Şematik diyagramlar Aras Fay Zonunun yapısal ve geometrik gelişimini göstermektedir.

Tarantiyen (geç Pleyistosen-Holosen) döneminde (20–18 Ka), streyn bölünmesi, farklı yönlerde doğrultu atımlı fayların gelişmesine yol açmış olup, bölgenin modern morfolojik görünümünü oluşturmuştur (Şekil 4.7 C). Söylenilen yapılar genellikle çok sayıda paralel veya paralele yakın fay kollarından oluşmuş olup yakın zonlarla genetik

ilişkilidir ve bazen de farklı özellik, ölçek ve yönelim gösteren fay zonları olarak görünebilir (Şekil 4.7 D). AFZ'nin kuzeydoğu kısmı, ana faydan ayrılıp güneye doğru kıvrılan birkaç geniş fay kolu boyunca dağıldığı ve atkuyruğu geometrisi olarak son bulur. Elde edilen sonuçlar, faylanmanın Aras Ana Fayından dışa doğru farklı evrelerde geliştiğini vurgulamaktadır (Şekil 4.7 E). Aynı şekilde, Aras Ana Faya yakın fay kolunda (Asadkandi fayı) ölçülen sol yanal yer değiştirme miktarlarının dış koldaki (Aslanduz fayı) yer değiştirmelerden daha fazla olması, yanal sıkışmalı atkuyruğu geometrinin dışa doğru gelişimine işaret etmektedir.

5. SONUÇLAR

Bu çalışmada elde edilen başlıca sonuçlar:

1. Aras Drenaj Havzası, erozyon süreçleri ile tektonik aktivite arasındaki dengeyi belirlemek için morfometrik analiz (Hi, Sl, Vf, Smf, Ksn, Bs, Af) çalışmalarına uygun özellikler sağlayan iyi korunmuş morfotektonik özellikler içerir. Hi ve Sl değerlerinin ana faylar (Aras, Pambak–Sevan–Sunik, Moghan ve Akera Fay Zonları) boyunca yüksek olduğu ve fayların/fay zonlarının drenaj havzalarını kestiği yerlerde yüksek Sl anomalilerinin gözlendiği tespit edilmiştir. Çalışma alanının güney ve batı kesimlerinde düşük Vf değerlerinin dağılımı, bu bölgelerdeki birçok vadinin dar, dik ve derin olduğunu, yüksek oranda tektonik yükselmeden kaynaklandığını göstermektedir. AFZ ve Akera Fayı boyunca Smf değerleri, dağ cephelerinin çoğunlukla doğrusal olduğunu ve erozyon süreçlerinin etkisinin tektonik aktiviteden oldukça düşük olduğunu göstermektedir. Af sonuçları, çalışma alanında sistematik ve yüksek tiltleşme gelişiminin olmadığını ancak fay ve kıvrımların etkisiyle lokal eğimlenmelerin meydana geldiğini öne sürmektedir. Yüksek Ksn değerlerinin dağılımı, aktif tektonik yapılarla uyumlu olup, bölgesel yükselme oranları ile yüksek korelasyon göstermiştir. Bs değerleri ise, uzayan havzaların çoğunun çalışma alanının orta ve kuzey kesimlerinde yer aldığını, bu alanlarda tektonik aktivite süreçlerinin etkisinin erozyonel süreçlerden daha etkin olduğunu vurgulamıştır. IAT ve AHP sonuçlarının değerlendirilmesi, Aras Drenaj Havzasındaki tektonik aktivitenin etkisinin, erozyonel süreçlere nazaran, orta-yüksek (Sınıf 1, 2 ve 3) olduğunu ve çalışma alanındaki göreceli tektonik aktivitenin genellikle Aras, Moghan ve Pambak-Sevan-Sunik Fay Zonları ile ilişkili olduğunu göstermektedir. AFZ genelinde, zonun güneybatı ve orta kesimlerinde yer alan drenaj havzaları Sınıf 1 ve 2 (çok yüksek ve yüksek) tektonik aktivite gösterirken, kuzeydoğu ve doğu kesimlerinde yer alan drenaj havzaları Sınıf 3 ve 4 (orta-düşük) tektonik aktivite sunmaktadır. Son olarak, incelemeler IAT değerlerine nazaran AHP değerlerinin bölgenin mevcut morfotektonik ve yapısal durumu ile daha iyi tutarlılık gösterdiğini vurgulamıştır.

2. AFZ boyunca arazi gözlemleri ve uzaktan algılama tabanlı morfotektonik çalışmalar, fay zonunun güneybatı devamının dar bir morfolojiyi temsil ederken kuzeydoğu devamının daha geniş ve dallanarak devam eden (atkuyruğu geometrisine benzer) fay kollarından oluştuğunu ortaya koymuştur. AFZ, ilk kez bu çalışmada tanıtılan, farklı uzunluk ve genişliklerde olan Aras Ana Fayı, Horadiz, Hüdaferin, Aslanduz ve Asadkandi fay kolları adlandırılan 5 paralel ve paralele yakın fay kollarından oluşmuştur. Sonuçlar, her bir fay kolundaki tektonik aktivite ve yükselme oranlarının farklı olduğunu göstermektedir. Buna göre, Aras Ana Fayı ve Horadiz fay kolları boyunca tektonik aktivitenin diğer fay kollarına nazaran daha yüksek olduğunu anlaşılmıştır. Aras drenaj havzasındaki yükselme oranı orta ve batı kesimler için > 0,5 mm/yıl olarak hesaplanırken, yükselme oranları doğu kesimde daha az olup < 0,5 mm/yıl olarak elde edilmiştir. Bu sonuçlar, drenaj havzasının güneybatısından kuzeydoğusuna doğru göreceli tektonik aktivitede bir azalmaya işaret etmektedir. AFZ boyunca Geç Kuvaterner çökellerinin yer değiştirmesinden elde edilen göreceli kayma hızı 4,5 ± 1 mm/yıl olarak hesaplanmıştır. Bu oran Tebriz Fay Zonu için önerilen yıllık kayma hızıyla uyumlu olarak AFZ ve TFZ arasındaki muhtemel genetik ilişkiyi önermektedir.

3. Paleostres analizinin sonuçları, σ2 ve σ3 ana streslerin genel olarak dikey / dikeye yakın olduğunu ortaya koymaktadır. Buna karşılık, en büyük ana stres (σ1) genellikle yatay / yataya yakın durumdadır. Bu sonuçlar, çalışma bölgesinin doğrultu atımlı, sıkışmalı doğrultu atımlı ve yanal sıkışma tektonik rejimlerinden etkilendiğini vurgulamıştır. Ayrıca, çalışma alanında KKD-GGB ve KD-GB yönelimli sıkışma rejiminin baskın olduğunu anlaşılmıştır. GPS hız vektörlerinin Taleş-Küçük Kafkaslar sınırındaki yönelimi, elde edilen paleostres analizi sonuçlarla büyük ölçüde uyumludur ve bu, alanın en azından Pliyosen döneminden beri aynı tektonik rejimin etkisi altında olduğunu ortaya koymaktadır.

4. Birbirinden ayrı doğrultu atımlı faylarda doğrultu atımlı bölümlenme miktarı %33-41 olarak belirlenmiştir. Bu da yanal sıkışmalı sistemindeki yanal basit makaslama bileşeninin %41'nin AFZ içerisinde doğrultu atımlı faylar tarafından karşılaştırıldığını

ortaya koyar. Başka bir deyişle, yanal sıkışmanın en az %59'unun çalışma alanındaki basit makaslama bileşeni içerdiği anlamına gelir.

5. AFZ'nin Holosen döneminde en az 2 yıkıcı deprem sonrası yüzey kırığı meydana gelmiştir. Bunlardan biri MÖ 3600 ve 2400 arası, bir diğeri ise MÖ 2050 ve MÖ 750 arasında meydana geldiği tahmin edilmiştir. Bu veriler AFZ'nin bu kısmında en az son 2750 yıldan bu yana yüzey kırığı oluşturmuş bir deprem meydana gelmediğini göstermiştir. Buna göre, fay zonu üzerinde deprem tekrarlanma aralığı oldukça geniş bir zamana sahip olup 1500 ile 3000 yıl arasında hesaplanmıştır. Bu tekrarlanma aralığı fay zonunun uzun bir süre boyunca yüzey kırığı oluşturabilecek deprem üretmediğinin nedenini açıklamaktadır.

6. Arap-Avrasya çarpışması sonucunda bölgede baskın yanal sıkışmalı tektonik rejim, çalışma alanı boyunca KD-GB yönelimli doğrultu atımlı fayların yanı sıra yerel kıvrımlar ve ters/bindirme faylarının gelişmesine neden olmuştur. Bu yapıların eşzamanlı aktivitesi, Kuvaterner yaşlı jeolojik ve jeomorfolojik yapıların oluşumunu / gelişimini ve AFZ'nin günümüzdeki yer yüzeyi şekillerini kontrol eder.

KAYNAKLAR

Afshar-Harb, A. 1970. Geology of Sarakhs area and Khangiran gas field. Bulletin of the Iranian Petroleum Institute, 37, 86-96. 20, 5, 611–628.

Aghanabati, A. 2004. Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran.

Alavipanah, S., Wegmann, M., Qureshi, S., Weng, Q., and Koellner, T. 2015. The role of vegetation in mitigating urban land surface temperatures: a case study of Munich, Germany during the warm season. Sustainability 7, 4689–4706, http://dx.doi.org/10.3390/su7044689.

Alavi, M. 1972. Etude géologique de la région de Djam. Geological Survey of Iran, Reports, 23, 1-288.

Alavi, M. 1991. Tectonic map of the Middle East. Geological Survey of Iran, Tehran.

Allen, M., Jackson, J., and Walker, R. 2004. Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long term deformation rates. Tectonics. 23, TC2008.

Allen, M.B., Mark, D.F., Kheirkhah, M., Barfod, D., Emami, M.H., and Saville, S. 2011. 40Ar/39Ar dating of quaternary lavas in Northwest Iran: constraints on the landscape evolution and incision rates of the Turkish–Iranian plateau. Geophysical Journal International. 185, 1175–1188.

Alipoor, R., Poorkermani, M., Zare, M., and El Hamdouni, R. 2011. Active tectonic assessment around Rudbar Lorestan dam site, High Zagros Belt (SW of Iran). Geomorphology, 128, 1–2, 1–14.

Ambraseys, N.N., Melville, C.P. 1982. A History of Persian Earthquakes. Cambridge University Press. New York.

Andrews, D.J. 2005. Rupture dynamics with energy loss outside the slip zone. Journal of Geophysical Research. 110, B01307. doi.org/10.1029/2004JB003191.

Andrew, D.J., and Hanks, T.C. 1985, Scarp degraded by linear diffusion—inverse solution for age. Journal of Geophysical Research, 90, 10, 193-10, 208.

Argyriou, A.V., Teeuw, R.M., Soupios, P. and Apostolos Sarris, A. 2017. Neotectonic control on drainage systems: GIS-based geomorphometric and morphotectonic assessment for Crete, Greece, Journal of Structural Geology, 104, 93-11.

Asadian, O., Oskoi, A.A., Rahimzadeh, F. 1994. Explanatory text of 1:250,000 Moghan geological map. Geological Survey of Iran Publications. Tehran, Iran.

Babakhani, A., Lesquyer, J.L., Riou, R. 1990. Explanatory text of the 1:250,000 Ahar geological map. Geological Survey of Iran publications. Tehran, Iran.

Bagha, N., Arian, M., Ghorashi, M., Pourkermani, M., El Hamdouni, R. and Solgi, A. 2014. Evaluation of relative tectonic activity in the Tehran basin, Central Elburz, northern Iran. Geomorphology, 213, 66-87.

Barka, A., and Reilinger, R. 1997. Active Tectonics of Eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data, Annali Di Geofisica, X2(3), 587–610.

Ben-Zion, Y., and Sammis, C.G. 2003. Characterization of Fault Zones, Pure appl. Geophys., 160, 677–715.

Berberian, M., and King, G. 1981. Toward a pale geography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences. 18, 502–557.

Berberian, M. 1983. The Southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust. Canadian Journal of Earth Science. 20, 2, 163–183.

Berberian, M. 1997. Seismic sources of the Transcaucasian historical earthquakes. In: Giardini, S., Balassanian, S. (Eds.), Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus. Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, the Netherlands, 233–311.

Berberian, M., Yeats, R.S. 1999. Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian plateau. Bulletin of Seismological Society of America. 89, 120–139.

Berberian, M., Arshadi, S., 1976. On the evidence of the youngest activity of the North Tabriz Fault and the seismicity of Tabriz city. In: Berberian, M. (Ed.), Contribution to the Seismotectonics of Iran. Geological Survey of Iran. 397–418, 39.

Boatwright J., and Cocco M. 1996. Frictional constraints on crustal faulting, J. Geophys. Res., 101:13, 895-909.–117.

Bochud, M. 2011. Tectonics of the Eastern Greater Caucasus in Azerbaijan. Ph.D. Thesis, University of Fribourg (Switzerland), p. 202.

Bozkurt, E. 2001. Neotectonics of Turkey-a synthesis. Geodinamica Acta, 14, pp. 3–30.

Bronk Ramsey, C., Heaton, T.J., Schlolaut, G., Staff, R.A., Bryant, C.L., Brauer, A., Lamb, H.F., Marshall, M.H., and Nakagawa, T. 2020. Reanalysis of the atmospheric radiocarbon calibration record from Lake Suigetsu, Japan. Radiocarbon, 62, 989–999

Bull, W. B. 1977. Tectonic geomorphology of the Mojave Desert, California. (p. 188). US Geological Survey Contract Report 14-0-001-G-394. Menlo Park, CA: Office of Earthquakes, Volcanoes, and Engineering.

Bull, W.B. 2007. Tectonic Geomorphology of Mountains: A New Approach to Paleoseismology. (p. 328). Wiley-Blackwell, Oxford.

Bull, W. B., and McFadden, L. D. 1977. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. In: Doehring, D.O. (Ed.), Geomorphology in arid

regions. Proceedings of the Eighth Annual Geomorphology Symposium. The State University of New York, Binghamton, NY, 115–138.

Burbank, D.W., Anderson, R.S. 2001. Tectonic Geomorphology. Blackwell Scientific, Oxford, 270 p.

Byrne, D.E., Sykes, L.R. and Davis, D.M. 1992. Great thrust earthquakes and aseismic slip along the plate boundary of the Makran subduction zone, J. Geophys. Res. 97, 449-478.

Caglayan, A., Isik, V., and Saber, R. 2015, İmar planına esas çalışmalarda fay etütleri: Aktif fay zonu ve paleosismoloji çalışmaları. In: Uyanık, O. (ed.), Prof. Dr. Ali KEÇELİ Jeofizik-Jeoteknik Çalıştayı Bildiriler Kitabı. Türk Mühendisler ve Mimarlar Odaları Birliği Jeofizik Mühendisleri Odası Eğitim Yayınları, Ankara, p. 87–94.

Caglayan, A. 2017. Kuzey Anadolu Fay Zonunun Yapısal Analizi ve Yaşlandırılması. Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 259 s.

Caglayan, A., Isik, V., Saber, R., 2019. An assessment of Holocene seismic activity on 1944 Earthquake Segment, North Anatolian Fault Zone (Turkey). Geosciences Journal. 23, 5, 805–822. doi.org/10.1007/s12303-018-0075-3.

Caine, J.S., Evans, J.P., and Forster, C.B. 1996. Fault zone architecture and permeability structure. Geology, 24, 1025–1028.

Calais, E., Galisson, L., Stephan, J.-F., Delteil, J., Deverchere, J., Larroque, C., Mercier de Lepinay, B., Popoff, M. and Sosson M. 2000. Crustal strain in the Southern Alps. 1948-1998, Tectonophysics, 319, 1-17.

Cannon, P.J. 1976. Generation of explicit parameters for a quantitative geomorphic study of Mill Creek drainage basin. Okla. Geol. Notes, 36 (1), 3–16.

Chamberlin, R.M., and Anderson, O.J. 1989. The Laramide Zuni Uplift, southeastern Colorado Plateau: a microcosm of Eurasian-style indentation-extrusion tectonics? In: Anderson, O.J., Lucas, S.G., Love, D.W., Cather, S.M. (Eds.), Southeastern Colorado Plateau, New Mexico Geological Society 40th Annual Field Conference Guidebook. 81–90.

Chandra, U. 1981. Focal mechanism solutions and their tectonic implications for the eastern Alpine- Himalayan region; In: Zagros, Hindukush, Himalaya, Geodynamic Evolution (eds) Gupta, H.K., Delany, F.M., Geodynamic Series. 3, 243–271.

Chen, Y.C., Sung, Q., and Cheng, K.Y., 2003. Along-strike variations of morphotectonic features in the Western Foothills of Taiwan: tectonic implications based on stream-gradient and hypsometric analysis. Geomorphology 56, 109–137.

Cisternas, A., and Philip, H. 1997. Seismotectonics of the Mediterranean region and the Caucasus. In: Giardini, D., Balassanian, S. (Eds.), Historical and Prehistorical

Earthquakes in the Caucasus. Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, the Netherlands, 39–77.

Copley, A., and Jackson, J. 2006. Active tectonics of the Turkish–Iranian Plateau. Tectonics, 25, doi:10.1029/2005TC001906.

Cowie, P.A., and Scholz, C.H. 1992. Physical explanation for the displacement-length relationship of faults using a post-yield fracture mechanics model. Journal of Structural Geology, 14(10), 1133– 1148. https://doi.org/10.1016/0191-8141(92)90065-5

Cox, R.T. 1994. Analysis of drainage basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississipi Embayment. Geol. Soc. Am. Bull. 106, 571–581.

Cunningham, W.D., and Mann, P., 2007. Tectonics of strike–slip restraining and releasing bends. In Tectonics of Strike-slip Restraining and Releasing Bends (eds Cunningham, W.D., Mann, P.), 1–12. Geological Society of London, Special Publication no. 290.

Cuong, N.Q., and Zuchiewicz, W.A. 2001. Morphotectonic properties of the Lo River Fault near Tam Dao in North Vietnam. Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 1, 15–22.

Darvishzadeh, A. 1991. Geology of Iran. Danesh-Emruz Pub., Tehran, 901p.

Dehbozorgi, M., Pourkermani, M., Arian, M., Matkan, A.A., Motamedi, H., and Hosseiniasl, A. 2010. Quantitative analysis of relative tectonic activity in the Sarvestan area, central Zagros, Iran. Geomorphology 121, 329–341.

Delvaux, D. and Sperner, B. 2003. Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program. In: Nieuwland, D. (Ed.), New Insights into Structural Interpretation and Modelling: Geological Society of London Special Publication. 212, 75–100.

DeMets, C., Gordon, R.G., and Vogt, P. 1994. Location of the Africa-Australia-India triple junction and motion between the Australian and Indian plates: Results from an aeromagnetic investigation of the central Indian and Carlsberg ridges. Geophysical Journal International. 119, 893–930.

Demoulin, A. 1998. Testing the tectonic significance of some parameters of longitudinal river profiles: the case of the Ardenne (Belgium, NW Europe). Geomorphology, 24, 2, 189–208.

Dercourt, J., Gaetani, M., Vrielinck, B., Barrier, E., Biju-Duval, B., Brunet, M.F., Cadet, J.P., Crasquin, S., and Sandulescu, M. (Eds.) 2000. Atlas of Peri-Tethys, Palaeogeographical Maps. Commission de la Carte Géologique du Monde (CCGN/CGMW). Paris, 1–269.

Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D.H.W., and Knott, S.D. 1989. Kinematics of the western Mediterranean, in Alpine Tectonics, edited by Coward, M.P., Dietrich, D., and Park, R.G. Geol. Soc. Spec. Publ., 45, 265 – 283.

Dewey, J.E, Holdsworth, R.E. and Strachan, R.A. 1998. Transpression and transtension zones. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A., Dewey, J.E (eds) 1998. Continental Transpressional and Transtensional Tectonics. Geological Society, London, Special Publications. 135, 1–14.

Díaz-Azpiroz, M. and Fernández, C., 2005, Kinematic analysis of the Southern Iberian shear zone and tectonic evolution of the Acebuches metabasites (SW Variscan Iberian Massif). Tectonics, 24, TC3010.

Djamour, Y., Vernant, P., Nankali, H.R., and Tavakoli, F. 2011. NW Iran-eastern Turkey present-day kinematics: results from the Iranian permanent GPS network. Earth and Planetary Science Letters. 307, 27–34.

Duvall, A., Kirby, E., and Burbank, D., 2004. Tectonic and lithologic controls on bedrock channel profiles and processes in coastal California. J. Geophys. Res. 109, F03002. http://dx.doi.org/10.1029/2003JF000086.

Ekström, G., Nettles, M., and Dziewonski, A.M. 2012. The global CMT project 2004-2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes. Physics of the Earth and Planetary Interiors. 200-201, 1–9. Doi.org/10.1016/j.pepi.2012.04.002

El Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernández, T., Chacón, J., and Keller, E.A. 2008. Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (southern Spain). Geomorphology, 96, 150–173.

Emre, O., Duman, T.Y., Ozalp, S., Elmaci, H., Olgun, S., and Saroglu, F. 2013. Active Fault Map of Turkey with an Explanatory Text 1:1 250,000 Scale. General Directorate of Mineral Research and Exploration. Special Publication Series-30. Ankara, Turkey.

Engdahl, E.R., and Villaseñor, A. 2002. Global Seismicity: 1900–1999, in W.H.K. Lee, H. Kanamori, P.C. Jennings, and C. Kisslinger (editors), International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology, Part A, Chapter 41, 665–690, Academic Press.

Faridi, M., Burg, J.P., Nazari, H., Talebian, M., Ghorashi, M., 2017. Active Faults Pattern and Interplay in the Azerbaijan Region (NW Iran). Geotectonics. 51, 4, 428–437.

Flint, J.J. 1974. Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge. Water Resour. Res. 10, 969–973. http://dx.doi.org/10.1029/WR010i005p00969.

Forte, A.M., Cowgill, E., Bernardin, T., Kreylos, O., and Hamanne, B. 2010. Late Cenozoic deformation of the Kura fold-thrust belt, Southern Greater Caucasus. Geological Society of America Bulletin. 122, 465–486.

Fossen, H. 2010. Structural Geology. Published in the United States of America by Cambridge University Press. New York. 463 p.

Fossen H., and Tikoff. B. 1998. Extended models of transpression and transtension, and application to tectonic settings. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A. & Dewey,

J.E (Eds.) 1998. Continental Transpressional and Transtensional Tectonics. Geological Society. London, Special Publications, 135, 15-33.

Frohlich, C. 1992. Triangle diagrams; ternary graphs to display similarity and diversity of earthquake focal mechanisms. Physics of the Earth and Planetary Interiors. 75, 193–198.

Faulkner, D.R., Jackson, C.A.L., Lunn, R.J., Schlische, R.W., Shipton, Z.K., Wibberley, C.A.J., and Withjack, M.O. 2010. A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones. J. Struct. Geol. 32, 1557–1575. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.06.009.

Garzanti, E., Critelli, S., and Ingersoll, R.V. 1996. Paleogeographic and paleotectonic evolution of the Himalayan Range as reflected by detrital modes of Tertiary sandstones and modern sands (Indus transect, India and Pakistan). GSA Bull. 108/6, 631-642.

Ghasemi, A., and Talbot, C.J. 2006. A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan zone (Iran). Journal of Asian Earth Science. 26, 683–693.

Giano, S. I., Pescatore, E., Agosta, F., & Prosser, G. 2018. Geomorphic evidence of Quaternary tectonics within an underlap fault zone of southern Apennines, Italy. Geomorphology, 303, 172–190.

Golonka, J. 2004. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. Tectonophysics. 381, 235–273.

Gökçe, O., Tüfekçi, M.K. ve Gürboğa, Ş, 2014. Yüzey faylanması tehlikesinin değerlendirilmesi ve fay sakınım bantlarının oluşturulması, AFAD Başkanlığı, Ankara, 387 s.

Graveleau, F., Strak, V., Dominguez, S., Malavieille, J., Manighetti, I., and Petit, C. 2015. Experimental modeling of tectonics–erosion–sedimentation interaction sin-compressional, extensional, and strike-slip settings. Geomorphology. 244, 146–68.

Hack, J.T. 1973. Stream-profile analysis and stream-gradient index. J. Res. U. S. Geological Survey, 1, 4, 421–429.

Hanks, T.C., and Schwartz, D.P. 1987 Morphologic dating of the pre-1983 faulting event on the Lost River fault at Doublespring Pass Road County, Idaho. Bulletin of the Seismological Society of America, 75, 835-846.

Hare, P.W., and Gardner, T. W. 1985. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica. In: Morisawa, M., Hack, J.T. (Eds.), Tectonic Geomorphology. Proceedings of the 15th Annual Binghamton Geomorphology Symposium. Allen and Unwin, Boston, MA, 123–134.

Harland, W.B. 1971. Tectonic transpression in Caledonian Spitzbergen. Geological Magazine. 108, 27–42.

Harms, J.C., Cappel, H.N., and Francis, D.C. 1984. The Makran coast of Pakistan: its stratigraphy and hydrocarbon potential. In: Haq, B. U., Milliman, J. D. (Eds.), Marine Geology and Oceanography of Arabian Sea and Coastal Pakistan, 3-26.

Heidbach, O., and Drewes, H. 2003. 3D Finite element model of major tectonic processes in the Eastern Mediterranean. In: Nieuwland, D.A. (Ed.), New Insights into Structural Interpretation and Modelling. Geological Society. London Special Publications, 212p.

Heidbach, O., Rajabi, M., Reiter, K., and Ziegler, M. 2016. World Stress Map Database Release 2016. GFZ Data Services, doi:10.5880/WSM.2016.001

Hempton, M. R. 1987. Constraints on Arabian plate motion and extensional history of the Red Sea. Tectonics, 6, 687 – 705.

Hessami, K., Jamali, F., and Tabassi, H. 2003. Map of Major Active Faults of Iran. International Institute of Earthquake Engineering and Seismology. Tehran, Iran.

Hessami, K., Nilfouroushan, F., and Talbot, C.J., 2006. Active deformation within the Zagros Mountains deduced from GPS measurements. Journal of Geological Society. 163, 143–148. doi.org/10.1144/0016-764905-031.

Hildebrand, P.R., Noble, S.R., Searle, M.P., Waters, D.J., and Parrish, R.R. 2001. Old origin for an active mountain range: geology and geochronology of the eastern Hindu Kush, Pakistan. GSA Bulletin, 113, 625–639.

Hurtrez, J.E., Lucazeau, F., Lavé, J., and Avouac, J.P., 1999. Investigation of the relationships between basin morphology, tectonic uplift, and denudation from the study of an active fold belt in the Siwalik Hills, central Nepal. J Geophys. Res. Earth Surf. 104, 12779–12796.

Isik, V., Saber, R., and Caglayan, A. 2012. Is There Any Relationship Between Active Tabriz Fault Zone And Bozkush Fault Zone, NW Iran? AGU Fall Meeting, 3-7 December, San Francisco, USA, T33A–2640.

Isik, V., Saber, R., and Caglayan, A. 2013. Tebriz Fay Zonu ve Bozkuş Fay Zonlarının İlişkisi, KB İran. 66. TJK Bildiri Özleri Kitabı, Ankara, 92.

Isik, V., Uysal, I. T., Caglayan, A., and Seyitoglu, G. 2014. The evolution of intraplate fault systems in central Turkey: Structural evidence and Ar-Ar and Rb-Sr age constraints for the Savcili Fault Zone. Tectonics, 33, 1875–1899. doi:10.1002/2014TC003565.

Isik, V., Saber, R., Caglayan, A., 2019. South Bozqush Fault Zone: Preliminary kinematic and morphometric results, NW Iran. 38th National Geoscience Congress of Iran, Tehran.

Jaberi, M., Ghassemi, M. R., Shayan, S., Yamani, M., and Zamanzadeh, M. 2018. Interaction between active tectonics, erosion and diapirism, a case study from Habble-Rud in Southern Central Elburz (Northern Iran). Geomorphology, 300, 77–94.

Jackson, J., McKenzie, D. 1984. Active tectonics of the alpine–Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society. 77, 1, 185–264.

Jackson, J. and McKenzie, D.1988. The relationship between plate motions and seismic moment tensors and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East. Geophysical Journal of the astronomical Society, 83, 45-73.

Jackson, J. 1992. Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in Eastern Turkey and the Caucasus. Journal of Geophysical Research. 97, 12471–12479.

Jackson, J., Haines, J., and Holt, W. 1995. The Accommodation of Arabia-Eurasia plate convergence in Iran: journal of Geophysical Research, 100, B8, 15205-15219.

Jackson, J.A., and Ambraseys, N.N. 1997. Convergence between Eurasia and Arabia in eastern Turkey and the Caucasus, in Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus. 79–90, Giardini, D., Balassanian, S. (Eds.), Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.

Jackson, J.A., Priestley, K. Allen, M. and Berberian, M. 2002. Active tectonics of the South Caspian Basin. Geophysical Journal International, 148, 214-245.

Jafari, A., Hasanpour Sedghi, M., Zamani, B., and Moayyed, M. 2013. Aras fayının (Doğu kolu) gravite, sismik, uydu ve arazi verileri ile tanımlanması (Farsça). 17th Conference of Gological Society of Iran, Tehran, Iran.

Jafari, A., Hasanpour Sedghi, M., Zamani, B., and Moayyed, M. 2014. Stress field analysis along the Aras fault zone, using inversion method. 32rd National and 1st International Geosciences Congress, Tabriz, Iran.

Jestin, F., Huchon, P. and Gaulier J.M. 1994. The Somalia plate and the East African Rift System, present-day kinematics. Geophys. J. Int., 116, 637-654.

Jones, R.P., Holdsworth, R.E., and Bailey, W. 1997. Lateral extrusion in transpression zones: the importance of boundary conditions. Journal of Structural Geology. 19, 1201–1218.

Karakhanian, A.S., Trifonov, V.G., Philip, H., Avagyan, A., Hessami, K., Jamali, F., Bayraktutan, M.S., Bagdassarian, H., Arakelian, S., Davtyan, V., and Adilkhanyan, A. 2004. Active faulting and natural hazards in Armenia, eastern Turkey and Northern Iran. Tectonophysics. 380, 189–219.

Karakhanian, A., Vernant, P., Doerflinger, E., Avagyan, A., Philip, H., Aslanyan, R., Champollion, C., Arakelyan, S., Collard, P., Baghdasaryan, H., Peyret, M., Davtyan, V., Calais, E., and Masson, F. 2013. GPS constraints on continental deformation in the Armenian region and Lesser Caucasus. Tectonophysics. 592, 39–45. doi.org/10.1016/j.tecto.2013.02.002

Keller, E.A. 1986. Investigation of active tectonics: use of surficial earth processes, in : Studies in Geophysics, Active Tectonics. National Academy Press, Washington, D.C., 136-147.

Keller, E. A., and Pinter, N. 2002. Active tectonics: Earthquakes, uplift, and landscape. 2nd ed., 362 p., Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall.

Kirby, E., and Whipple, K.X. 2001. Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. Geology, 29, 415–418.

Kirby, E., and Whipple, K.X. 2012. Expression of active tectonics in erosional landscapes. Journal of Structural Geology, 44, 54–75.

Kirkpatrick, J.D., Shipton, Z.K., Evans, J.P., Micklethwaite, S., Lim, S.J., and McKillop, P. 2008. Strike-slip fault terminations at seismogenic depths; the structure and kinematics of the Glacier Lakes fault, Sierra Nevada, USA. Journal of Geophysical Research. 113, B04304. doi.org/10.1029/2007JB005311.

Kopp, C., Fruehn, J., Flueh, E.R., Reichert, C., Kukowski, N., Bialas, J., and Klaeschen, D. 2000. Structure of the Makran subduction zone from wide-angle and reflection seismic data. Tectonophysics, 329, 1-4, 31, 171-191.

Kothyari, G.C., Dumka, R.K., Singh, A.P., and Chauhan, G. 2016. Tectonic evolution and stress pattern of South Wagad Fault at the Kachchh rift basin in western India. Geological Magazine. 154, 875–887.

Lyberis, N., and Manby, G. 1999. Oblique to orthogonal convergence across the Turan block in the post-Miocene. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 83, 1135-1160.

Lin, S., Jiang, D., and Williams, P.F. 1998. Transpression (or transtension) zones of triclinic symmetry: natural example and theoretical modeling. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A., Dewey, J.F. (Eds.) Continental Transpressional and Transtensional Tectonics. Geological Society. London, Special Publications, 135, 41–57.

Lindvall, S.C., Rockwell, T.K., and Hudnut K.W. 1989. Evidence for prehistoric earthquakes on the Superstition Hills fault from offset geomorphic features. Seism. Soc. Am. Bull., 79, 2, 342–361.

Madani, M. 1977. A study of the sedimentology, stratigraphy and regional geology of the Jurassic rocks of eastern Kopett Dağ (NE Iran). Ph.D. thesis, Royal School of Mines, Imperial College, London, 246.

Madanipour, S. 2013. Spatial and temporal pattern of exhumation in the Taleş Mountain, NW Iran. PhD, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran (in Persian with English abstract).

Madanipour, S., Ehlers, T.A., Yassaghi, A., and Enkelmann, E. 2017. Accelerated middle Miocene exhumation of the Taleş Mountains constrained by U-Th/He

thermochronometry: Evidence for the Arabia-Eurasia collision in the NW Iranian Plateau. Tectonics. 36, 1538–1561. doi.org/10.1002/2016TC004291.

Madanipour, S., Yassaghi, A, Ehlers, T.A., and Enkelmann, E. 2018. Tectonostratigraphy, structural geometry and kinematics of the NW Iranian Plateau margin: Insights from the Taleş Mountains, Iran. American Journal of Science. 318, 2, 208–245.

Mahmood, S. A., and Gloaguen, R. 2012. Appraisal of active tectonics in Hindukush: Insights from DEM derived geomorphic indices and drainage analysis. Geoscience Frontiers, 3, 407–428. https://doi.org/10.1016/j.gsf.2011.12.002.

Marshak, S. 2013. Essentials of Geology, Fourth Edition, W.W. Norton & Company Inc. New York, 565pp.

Masoudian, S.A. 2011. Climate of Iran. University of Isfahan Press, Isfahan, Iran.

Masson, F., Djamour, Y., Van Gorp, S., Chery, J., Tatar, M., Tavakoli, F., Nankali, H., and Vernant, P. 2006. Extension in NW Iran driven by the motion of the south Caspian basin. Earth Planetary Science Letters, 252, 180–188.

Masson, F., Anvari, M., Djamour, Y., Walpersdorf, A., Tavakoli, F., Daignieres, M., Nankali, H., and Van Gorp, S. 2007. Large-scale velocity field and strain tensor in Iran inferred from GPS measurements: New insight for the present-day deformation pattern within NE Iran. Geophysical Journal International, 170, 436–440, doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03477.x.

Matilla, V., and Viola, G. 2014. New constraints on 1.7 Gyr of brittle tectonic evolution in southwestern Finland derived from a structural study at the site of a potential nuclear waste repository (Olkiluoto Island). Journal of Structural Geology. 67, 50–74. doi.org/10.1016/j.jsg.2014.07.003

Mayer, L. 1986. Tectonic geomorphology of escarpments and mountain fronts, In: Wallace (ed.), Active Tectonics, Studies in Geophysics, National Academy Press, Washington, DC, 125–135.

McCall, G.J.H. 1997. The geotectonic history of the Makran and adjacent areas of southern Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 15, 517 – 531.

McCalpin, J. P. (2009). Paleoseismology (2nd ed., 95, pp. 1–647). Elsevier Publishing. International Geophysics Series.

McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kasten, K., Kekelidze, G., King, R.W., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzoumis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M.N. and Veis G. 2000. GPS constraints on plate motions and deformations in eastern Mediterranean and Caucasus. J. Geophys. Res., 105, 5695-5719.

McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D., and Tealeb, A. 2003. GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions. Geophysical Journal International. 155, 1, 126–138.

McKenzie, D. 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. Geophysical Journal International. 30, 109–185.

McQuarrie, N., Stock, J.M., Verdel, C., Wernicke, B.P. 2003. Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions. Geophysical Research Letters. 30. doi.org/10.1029/2003GL017992.

Merritts, D., and Vincent, K.R. 1989. Geomorphic response of coastal streams to low, intermediate, and high rates of uplift, Mendocino junction region, northern California. Geological Society of America Bulletin, 101, 1373–1388.

Mesbahi, F., Mohajjel, M., and Faridi, M. 2016. Neogene oblique convergence and strain partitioning along the North Tabriz Fault, NW Iran. Journal of Asian Earth Science. 129, 191–205. Doi.org/10.1016/j.jseaes.2016.08.010

Minster, J. and Jordan, T. 1978. Present-day plate motions. J. Geophys. Res. 83, pp. 5331-5354.

Mitchell, J., and Westaway, R. 1999. Chronology of Neogene and Quaternary uplift and magmatism in the Caucasus: constraints from K–Ar dating of volcanism in Armenia. Tectonophysics, 304, 3, 157-186.

Mkrtchian, H.K. 2000. A major neotectonic structure within the Arabia- Eurasia collisional orogen: The Ararat - Araks conjugate fault system and its possible impact on the safety of the Metsamor nuclear power plant. In Balassanian, S., Cisternas, A., Melkumyan, M. (Eds.), Earthquake Hazard and seismic risk reduction. 153–161. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers.

Moayyed, M., and Rezaei Moghaddam, M.H. 2005. Geodynamic importance of Tabriz and North Misho faults in crustal evolution of Iran. The International Conference on Geohazards, Natural Disasters and Methods of Comforting with them. Tabriz–Iran.

Mohajjel, M. 1997. Structure and tectonic evolution of Paleozoic-Mesozoic rocks, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. Ph.D. Thesis, University of Wollongong, Australia.

Moradian, M. 2016. Comparison of Geopotential height anomalies of atmospheric lower levels in11 drought and wet years of Iran. Master thesis, University of Tehran.

Morley, C. K., Haranya, C., Phoosongsee, W., Pongwapee, S., Kornsawan, A., and Wonganan, N. 2004. Activation of Rift Oblique and Rift Parallel Pre-existing Fabrics during Extension and Their Effect on Deformation Style: Examples from the Rifts of Thailand. J. Struct. Geol. 26 (10), 1803–1829. doi:10.1016/j.jsg.2004.02.014

Nabavi, M.H. 1976. Preface to geology of Iran. Geological Survey of Publications, Iran, Tehran, 109 p. (in Persian).

Nash, D.B. 1980. Morphologic dating of degraded normal fault scarps. Journal of Geology, 88, 353-360.

Nikonov A.A. 1989. The Soil of Earthquakes. Priroda, No. 12, pp. 39–46.

Nilforoushan, F., Masson, F., Vernant, P., Vigny, C., Martinod, J., Abbasi, M., Nankali, H., Hatzfeld, D., Bayer, R., Tavakoli, F., Ashtiani, A., Doerflinger, E., Daignieres, M., Collard, P., and Chery, J., 2003. GPS network monitors the Arabia Eurasia collision deformation in Iran. Journal of Geodesy. 77, 411–422.

Nogole-Sadat, M.A.A. and Almasian, M. 1993. Tectonic Map of Iran, Scale 1:1,000,000. Geological Survey of Iran, Tehran.

Okay, A., Tüysüz, O. 1999. Tethyan sutures of northern Turkey. In: Durand B, Jolivet L, Horvath F, Seranne M, editors. The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen. Geological Society of London Special Publications, 475–515.

Oskoi, A.A., Rahimzadeh, F. 1994. Explanatory text of the 1:100,000 Aslanduz geological map. Geological Survey of Iran publications. Tehran, Iran.

Özsayın, E. 2016. Relative tectonic activity assessment of the Çameli Basin using geomorphic indices, Western Anatolia. Geodinamica Acta, 28-4, 241-253. DOI: 10.1080/09853111.2015.1128180.

Özkaymak, Ç., and Sözbilir, H. 2012. Tectonic Geomorphology of the Spildağı High Ranges, Western Anatolia. Geomorphology. 173–174, 128–140.

Panek, T. 2004. The use of morphometric parameters in tectonics geomorphology (on the example of the western Beskydy MTS). J. Geogr. 1, 111–126.

Perez-Pena, J.V., Azor, A., Azanon, J.M., and Keller, E.A. 2010. Active tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): insights from geomorphic indexes and drainage pattern analysis. Geomorphology 119, 74–87

Philip, H., Cisternas, A., Gvishiani, A., and Gorshkov, A. 1989. The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision. Tectonophysics, 161, 1–21.

Pike, R. J., and Wilson, S. E. 1971. Elevation–relief ratio, hypsometric integral and geomorphic area–altitude analysis. Geological Society of America Bulletin, 82, 1079–1084.

Platt, J.P., Leggett, J.K., Young, J., Raza, H., and Alam, S. 1985. Large-scale sediment underplating in the Makran accretionary prism, southwest Pakistan. Geology, 13, 507-511.

Priestley, K., Baker, C., and Jackson, J. 1994. Implications of earthquake focal mechanism data for the active tectonics of the South Caspian Basin and surrounding region. Geophysical Journal International, 118, 111–141.

Ramirez-Herrera, M.T. 1998. Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay Graben, Mexican volcanic belt. Earth Surface Processes. 23, 317–332.

Regard, V., Faccenna, C., Martinod, J., and Belliera, O. 2005. Slab pull and indentation tectonics: insights from 3D laboratory experiments. Physics of the Earth and Planetary Interiors. 149, 99–113.

Reilinger, R., McClusky, S., Oral, B., King, R.W., Toksöz, M.N., Barka, A., Kinik, I., Lenk, O. and Sanli I. 1997. Global Positioning System measurements of present day crustal movements in the Arabia-Eurasia plate collision zone. J. Geophys. Res., 102 (B5), 9983-9999.

Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrotsa, A., Filikov, S. V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R., and Karam, G. 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. Journal of Geophysical Research 111, B05411.

Reimer, P.J., Austin, W.E.N., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kromer, B., Manning, S.W., Muscheler, R., Palmer, J.G., Pearson, C., van der Plicht, J., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Turney, C.S.M., Wacker, L., Adolphi, F., Büntgen, U., Capano, M., Fahrni, S.M., Fogtmann-Schulz, A., Friedrich, R., Köhler, P., Kudsk, S., Miyake, F., Olsen, J., Reinig, F., Sakamoto, M., Sookdeo, A., and Talamo, S. 2020. The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP). Radiocarbon, 62: 725–75

Rezaeian, M., Kuijper, C.B. van der Boon, A., Pastor-Gálan, D., Cotton, L.J., Langereis, C.G., and Krijgsman, W. 2020. Post-Eocene coupled oroclines in the Taleş (NW Iran) Paleomagnetic constraints. Tectonophysics. doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228459.

Ritz, J.F., Nazari, H., Salamati, R., Shafeii, A., Solaymani, S., and Vernant, P. 2006. Active transtension inside Central Elburz: a new insight into the Northern Iran–Southern Caspian geodynamics. Geology, 34, 477–480.

Rizza, M., Vernant, P., Ritz, J.F., Peyret, M., Nankali, H., Nazari, H., Djamour, Y., Salamati, R., Tavakoli, F., Chery, J., Mahan, S.A., and Masson, F. 2013. Morphotectonic and geodetic evidence for a constant slip-rate over the last 45 kyr along the Tabriz fault (Iran). Geophysical Journal International. 193, 3, 1083–1094.

Robertson, A.H.F. 2000. Mesozoic-Tertiary tectonic sedimentary evolution of a south Tethyan oceanic basin and its margins in southern Turkey. In Tectonics and

Magmatism in Turkey and the Surrounding Area, edited by Bozkurt, E. Winchester, J.A. and Piper, J.D.A. Geol. Soc. Spec. Publ., 173, 97–138.

Robin, P.Y.E. and Cruden, A.R. 1994. Strain and vorticity patterns in ideally ductile transpression zones. Journal of Structural Geology. 16, 447–466.

Rockwell, T.K., Keller, E.A., and Johnson, D.L. 1985. Tectonic geomorphology of alluvial fans and mountain fronts near Ventura, California. In: Morisawa, M. (Ed.), Tectonic Geomorphology. Proceedings of the 15th Annual Geomorphology Symposium. Allen and Unwin Publishers, Boston, MA, 183–207.

Roustanovich, D.N. 1967. Seismology of the Turkmenistan territory and Ashgabat 1948 earthquake. Moscow, Nauka, 12, 95.

Saaty, T.L. 1980. Multicriteria Decision Making. The Analytic Hierarchy Process. McGraw-Hill, New York.

Saber, R., Caglayan, A., Isik, V., 2012. Geometry and Riedel fracture development of active Sabalan Fault Zone. 16th ATAG Meeting. Bogazici University, Istanbul, Turkey. P. 41.

Saber, R., Isik, V., & Caglayan, A. 2013. Geology of the North Bozgush Fault Zone and Its Tectonic Significance, NW Iran. Yerbilimleri, 34, 2, 83-100.

Saber, R., Isık, V., and Caglayan, A. 2018a. Assessment of Relative Tectonics Activity along Aras Valley (NW Iran) Using Morphometric Indices. The 36th National and the 3rd International Geosciences Congress, Tehran, Iran.

Saber, R., Caglayan, A., and Isık, V. 2018b. Relative tectonic activity assessment and kinematic analysis of the North Bozgush fault Zone, NW Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 164, 219–236. https://doi.org/10.1016/J.JSEAES.2018.06.023

Saber, R., Isik, V. and Caglayan, A. 2021. Structural styles of the Aras fault zone with implications for a transpressive fault system in NW Iran. Journal of Asian Earth Sciences 207, 104655. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2020.104655.

Sağlam Selçuk, A. 2016. Evaluation of the relative tectonic activity in the eastern Lake Van basin, East Turkey. Geomorphology, 270, 9–21.

Samani, B., and Ashtari, S. 1992. Evaluation of Volcano Plutonic Arc in Central Iran, Formed by Subduction of Mesozoic Tethys Oceanic Crust, Geosciences, Geological Survey of Iran, 1, 4.

Sanderson, D.J. and Marchini, W.R.D. 1984. Transpression. Journal of Structural Geology. 6, 449–458.

Sattarzadeh, Y., Cosgrove, J.W., and Vita-Finzi, C. 2002. The geometry of structures in the Zagros cover rocks and its neotectonic implications. In: P.D. Clift, D. Kroon, C. Gaedicke and J. Craig (Editors), The tectonic and climatic evolution of the Arabian Sea Region. Special Publications of the Geological Society, London, 195, 205-218.

Seyitoğlu, G., Esat, K., Kaypak, B., Toori, M., Aktuğ, B., 2018. Internal deformation of the Turkish-Iranian Plateau in the hinterland of Bitlis-Zagros Suture Zone. In: Tectonic and Structural Framework of the Zagros Fold-Thrust Belt (Ed. Farzipour Saein, A.) Elsevier, 161-244. ISBN: 978-0-12-815048-1.

Schmidt, K., and Soffel, H.C. 1983. Mesozoic-Cenozoic geological events in Central East Iran and their relation to palaeomagnetic results, Technical Report 51, Geol. Survey of Iran, 27-35.

Schumm, S.A. 1986. Alluvial river response to active tectonics. In: N.R. Council (Editor), Active Tectonics. National Academy Press, Washington (D.C.), 80-94.

Schwanghart, W. and Scherler, D. 2014. Short communication: TopoToolbox 2 — MATLAB based software for topographic analysis and modeling in earth surface sciences. Earth Surface Dynamics, 2 (1), 1–7.

Shahzad, F., and Gloaguen, R. 2011. TecDEM: a MATLAB based toolbox for tectonic geomorphology, Part 1: drainage network preprocessing and stream profile analysis. Computer Geoscience, 37, 250–260.

Sharma, G., champati ray, P.K., and Mohanty, S.P. 2018. Morphotectonic analysis and GNSS observations for assessment of relative tectonic activity in Alaknanda basin of Garhwal Himalaya, India. Geomorphology, 301, 108–120.

Shi, W., Dong, S.W., Ratschbacher, L., Tian, M., Li, J.H., and Wu, G.L. 2012. Meso-Cenozoic tectonic evolution of the Dangyang Basin, north-central Yangtze craton, central China. International Geology Review. dx.doi.org/10.1080/00206814.2012.715732.

Sieh, K.E., and Jahns, R.H. 1984. Holocene activity of the San Andreas fault at Wallace Creek, California. Geological Society of America Bulletin, 95, 8, 883-896.

Silva, P. G., Goy, J. L., Zazo, C., and Bardají, T. 2003. Fault-generated Mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. Geomorphology, 50, 203–225.

Snyder, N., Whipple, K. X., Tucker, G., and Merritts, D. 2000. Landscape response to tectonic forcing: DEM analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. Geological Society of America Bulletin, 112, 1250–1263.

Solaymani Azad, S. 2009. Evaluation de l'alea sismique pour les villes de Tehran, Tabriz et Zandjan dans le NW de l'Iran approche morphotectonique et paleosismologique., Ph.D. Thesis, Université Montpellier II (France), 151 p.

Solaymani Azad, S., Philip, H., Dominguez, S., Hessami, K., Shahpasandzadeh, M., Foroutan, M., Tabassi, H., and Lamothe, M. 2014. Paleoseismological and morphological evidence of slip rate variations along the North Tabriz fault (NW Iran). Tectonophysics, 1–63.

Solaymani Azad, S., Philip, H., Dominguez, S., Hessami, K., Shahpasandzadeh, M., Foroutan, M., and Lamothe, M. 2015. Paleoseismological and morphological evidence of slip rate variations along the North Tabriz fault (NW Iran). Tectonophysics. 640-641, 20–38. Doi.org/10.1016/j.tecto.2014.11.010.

Solaymani Azad, S., Nemati, M., Abbassi, M.R., Foroutan, M., Hessami, K., Dominguez, S., Bolourchi, M.J., and Shahpasandzadeh, M. 2019. Active couple indentation in geodynamics of NNW Iran; Evidence from synchronous left-and right-lateral co-linear seismogenic faults in western Elburz and Iranian Azerbaijan domains. Tectonophysics. 54, 1–17. doi:10.1016/j.tecto.2019.01.013.

Stocklin, J. 1968. Structural History and Tectonics of Iran: A Review. American Association of Petroleum Geologists Bulletin. 52, 1229–1258.

Stocklin, J., and Nabavi, M.H. 1973. Tectonic map of Iran (1/2,500,000). Ministry of Mines and Metals, Geological Survey of Iran.

Stoneley, R. 1981. The geology of the Kuh-e Dalneshin area of southern Iran and its bearing on the evolution of southern Tethys, J. Geol. Soc. London,138, 509-526.

Strak, V., Dominguez, S., Petit, C., Meyer, B., and Loget, N. 2011. Interactions between tectonics and erosion during normal fault growth: Insights from experimental modeling. Tectonophysics. 513, 1–4, 1–19.

Sylvester, A.G. 1988. Strike-slip faults. Bulletin of Geological Society of America. 100, 11, 1666–1703.

Strahler, A. N. 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. Geological Society of America Bulletin, 63, 1117–1142.

Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. 1981, Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. Tectonophysics, 75, 181-241.

Şengör, A.M.C., Görür, N. and Şaroğlu, F. 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, in Strike-slip Faulting and Basin Formation, edited by Biddke, K.T. and Christie-Blick, N., Society of Econ. Paleont. Min. Sp. Publ., 227-264.

Şengör, A.M.C. 1990. A new model for the late Paleozoic–Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman. The geology and tectonics of the Oman region. Geological Society Special Publication. London, 797–831.

Taghipour, K., Khatib, M.M., Heyhat, M., Shabanian, E., and Vaezihir, A. 2018. Evidence for distributed active strike-slip faulting in NW Iran: the Maragheh and Salmas fault zones. Tectonophysics. 742–743, 15–33.

Tavakoli, F. 2007. Present-day deformation and kinematics of the active faults observed by GPS in the Zagros and east of Iran. Ph.D. thesis, Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 313 p.

Teyssier, C., Tikoff, B., and Markley, M. 1995. Oblique plate motion and continental tectonics. Geology. 23, 447–450.

Teyssier, C., and Tikoff, B. 1998. Strike-slip partitioned transpression of the San Andreas Fault system: a lithospheric scale approach. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A., Dewey, J.F. (Eds.), Continental Transpressional and Transtensional Tectonics, Geological Society of London, Special Publications. 135, 143–158.

Tikoff, B., and Teyssier, C. 1994. Strain modeling of displacement-field partitioning in transpressional orogens. Journal of Structural Geology. 16, 1575–1588.

Topal, S., Keller, E., Bufe, A., and Koçyiğit, A. 2016. Tectonic geomorphology of a large normal fault: Akşehir fault, SW Turkey. Geomorphology, 259, 55–69.

Trifonov, V.G. 1978. Late Quaternary movements of westem and central Asia: Geological Society of America Bulletin, 89, 1059-1072.

Troiani, F., and Della Seta, M. 2008. The use of the stream length–gradient index in morphotectonic analysis of small catchments: a case study from Central Italy, Geomorphology, 102, 159–168.

Twiss, R.J., and Moores, E.M. 1992. Structural Geology. W.H. Freeman, New York.

UNAVCO, 2022. https://www.unavco.org/software/visualization/GPS-Velocity-Viewer/GPS-Velocity-Viewer.html

Van der Boon, A., van Hinsbergen, D.J.J., Rezaeian, M., Gürer, D., Honarmand, M., Pastor-Galán, D., Krijgsman, W., and Langereis, C.G. 2018. Quantifying Arabia–Eurasia convergence accommodated in the Greater Caucasus by paleomagnetic reconstruction. Earth and Planetary Science Letters. 482, 454–469.

Vernant, Ph., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbasi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Tavakoli, F., and Chery, J. 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. Geophysical Journal International, 157, 381–398.

Vernant, P., and Chery, J. 2006. Low fault friction in Iran implies localized deformation for the Arabia–Eurasia collision zone. Earth and Planetary Science Letters, 246 (3–4), 197–206.

Vigny, C., Chéry, J. Duquesnoy, T. Jouanne, F. Ammann, J. Anzidei, M. Avouac, J.-P. Barlier, F. Bayer, R. Briole, P. Calais, E. Cotton, F. Duquenne, F. Feigl, K.L. Ferhat, G. Flouzat, M. Gamond, J.-F. Geiger, A. Harmel, A. Kasser, M. Laplanche, M. Le Pape, M. Martinod, J. Ménard, G. Meyer, B. Ruegg, J.-C. Scheubel, J.-M. Scotti, O. and Vidal G. 2002. GPS network monitors the Western Alps deformation over a five-year period: 1993-1998, J. Geod., 76, 63-76.

Volvovsky, I.S., Garetzy, R.G., Shlezinger, A. E., and Shreibman, V.I. 1966. Tectonics of the Turan plate. Geologitcheskiy Institut Akademi Nauk, U.S.S.R., 165-287

Walker, M.J.C. 2005. Quaternary Dating Methods. Wiley, Chichester, West Sussex, England, 286p.

Wallace, R.E. 1977. Profiles and Ages of Young Fault Scarps, North-Central Nevada. Geol. Soc. Am. Bull. 88 (9), 1267–1281.

Wang, Q., Zhang, P.Z. Freymueller, J.T. Bilham, R. Larson, K.M. Lai, X. You, X. Niu, Z. Wu, J. Li, Y. Liu, J. Yang, Z. and Chen Q. 2001. Present-day crustal deformation in China by Global Positioning System measurements, Science, 294, 574-577.

Wells, S.G., Bullard, T.F., Menges, C.M., Drake, P.G., Karas, P.A., Nelson, K.L., Retter, J.B., and Wesling, J.R. 1988. Regional Variation in Tectonic Geomorphology along a Segmented Convergent Plate Boundary, Pacific Coast of Costa Rica. Geomorphology, 239-265.

Westaway, R. 1990. Seismicity and tectonic deformation rate in Soviet Armenia: implications for local earthquake hazard and evolution of adjacent regions. Tectonics. 9, 477–503.

Westaway, R. 1994. Present-day kinematics of the Middle East and eastern Mediterranean. Journal of Geophysical Research. 99, 12071–12090.

Wesson, R.L., Helley, E.J., Lajoie, K.R., and Wentworth, C.M. 1975. Faults and future earthquakes. In Studies for Seismic Zonation of the San Francisco Bay Region, Borchardt, R.D. (Ed.), 5–30. Washington DC: United States Geological Survey.

Whipple, K. X., and Tucker, G. E. 1999. Dynamics of the stream- power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. Journal of Geophysical Research, 104, 661–674, doi:10.1029/1999JB900120.

Wobus, C., Whipple, K., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., Crosby, B. T., and Sheehan, D. 2006. Tectonics from topography: Procedures, promise and pitfalls, in Tectonics, Climate and Landscape Evolution, edited by S. D. Willett et al., Special Publication of Geological Society of America, 398, 55–74.

Wołosiewicz, B. 2018. The influence of the deep seated geological structures on the landscape morphology of the Dunajec River catchment area, Central Carpathians, Poland and Slovakia. Contemporary Trends in Geoscience, 7, 1, 21-47.

Yang, J.Z., Zeng, Q.D., Shen, Y.C., Li, G.M., and Liu, T.B., 1999. Basic features and its tectonic significance of Yaziquan ophiolite belt in eatern Kunlun orogenic belt, Xinjiang. Geoscience 13, 309–314.

Yilmaz, Y. 1993. New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolian orogen. Geol. Soc. Am. Bull., 105, 251 – 271

Yıldırım, C. 2014. Relative tectonic activity assessment of the Tuz Gölü fault zone; Central Anatolia, Turkey. Tectonophysics, 630, 183–192.

Zamani, G.B., and Masson, F. 2014. Recent tectonics of East (Iranian) Azerbaijan from stress state reconstructions. Tectonophysics. 611, 61–82.

Zhang, Z., Xiao, W., Majidifard, M., Zhu, R., Wan, B., Ao, S., Chen, L., Rezaeian, M., Esmaeili, R., 2016. Detrital zircon provenance analysis in the Zagros Orogen, SW Iran: implications for the amalgamation history of the Neo-Tethys. International Journal of Earth Science. 106, 1223–1238.

Zhang, T., Fan, S., Chen, S., Li, S., and Lu, Y. 2019. Geomorphic evolution and neotectonics of the Qianhe River Basin on the southwest margin of the Ordos Block, North China. Journal of Asian Earth Sciences, 176, 184–195.

Zonenshain, L.P., and LePichon, X. 1986. Deep basins of the Black sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back–arc basins. Tectonophysics, 123, 181-211.