



T.C.
KONYA TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
LİSANSÜSTÜ EĞİTİM ENSTİTÜSÜ

SULTAN DAĞLARI'NIN DOĞANHİSAR
(KONYA)-GELENDOST (ISPARTA)
ARASINDA KALAN GÜNEY BÖLÜMÜNÜN
TEKTONO-STRATİGRAFİSİ VE YAPISAL
ÖZELLİKLERİ

Ali ERGEN

DOKTORA TEZİ

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Haziran-2023
KONYA
Her Hakkı Saklıdır

TEZ KABUL VE ONAYI

Ali ERGEN tarafından hazırlanan ‘‘Sultan Dağları’nın Doğanhisar (Konya) – Gelendost (Isparta) arasında kalan güney bölümünün tektono-stratigrafisi ve yapısal özellikleri’’ adlı tez çalışması 20/06/2023 tarihinde aşağıdaki jüri üyeleri tarafından oy birliği / oy çokluğu ile Konya Teknik Üniversitesi Lisansüstü Eğitim Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı’nda DOKTORA TEZİ olarak kabul edilmiştir.

Jüri Üyeleri

İmza

Başkan

Prof.Dr. Veysel IŞIK
Ankara Üniversitesi

.....

Danışman

Prof.Dr. Yaşar EREN
Konya Teknik Üniversitesi

.....

Üye

Doç.Dr. Rahmi AKSOY
Konya Teknik Üniversitesi

.....

Üye

Dr.Öğr.Üyesi Şeyda PARLAR
Konya Teknik Üniversitesi

.....

Üye

Dr. Öğr.Üyesi Ramazan DEMİRCİOĞLU
Aksaray Üniversitesi

.....

Yukarıdaki sonucu onaylarım.

Prof. Dr. Mevlüt UYAN
Enstitü Müdürü

TEZ BİLDİRİMİ

Bu tezdeki bütün bilgilerin etik davranış ve akademik kurallar çerçevesinde elde edildiğini ve tez yazım kurallarına uygun olarak hazırlanan bu çalışmada bana ait olmayan her türlü ifade ve bilginin kaynağına eksiksiz atıf yapıldığını bildiririm.

DECLARATION PAGE

I hereby declare that all information in this document has been obtained and presented in accordance with academic rules and ethical conduct. I also declare that, as required by these rules and conduct, I have fully cited and referenced all materials and results that are not original to this work.

Ali ERGEN
Tarih: 20.06.2023

ÖZET

DOKTORA TEZİ

SULTAN DAĞLARI'NIN DOĞANHİSAR (KONYA)-GELENDOST (ISPARTA) ARASINDA KALAN GÜNEY BÖLÜMÜNÜN TEKTONO-STRATİGRAFİSİ VE YAPISAL ÖZELLİKLERİ

Ali ERGEN

Konya Teknik Üniversitesi
Lisansüstü Eğitim Enstitüsü
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Prof. Dr. Yaşar EREN

2023, 229 Sayfa

Jüri

Prof. Dr. Yaşar EREN

Prof.Dr. Veysel IŞIK

Doç.Dr. Rahmi AKSOY

Dr.Öğr.Üyesi Şeyda PARLAR

Dr.Öğr.Üyesi Ramazan DEMİRCİOĞLU

Sultan Dağları'nın Doğanhisar (Konya) – Gelendost (Isparta) arasında kalan güney bölümünde yer alan çalışma alanı, Neotetis Okyanusu'nun kuzey kolu ve/veya İç Toros Okyanusu'nun kapanmasına bağlı olarak erken-orta Paleosen'de bir araya gelmiş yapısal birimlerden oluşmaktadır. Bunlar paraotokon konumlu Geyikdağı Birliği'ne ait Sultandağı İstifi (erken Kambriyen-Geç Kretase) ve Anamas-Akseki Otoktonu (Jura-Senomanien) ile allokon konumlu Bozkır Birliği'ne ait Beyşehir-Hoyran Napları (Mezozoyik)'dir. Bu yapısal birimler geç Paleosen-Lütesiyeen yaşlı Celeptaş formasyonuna ait denizel havza çökelleriyle örtülmektedir. Çalışma alanındaki en geç örtü birimlerini Neojen yaşlı Yalvaç ve Akşehir havzalarına ait karasal/gölsel çökeller oluşturmaktadır. Çalışma alanında yer alan birimlerin Orta Ordovisiyen-Orta Devonien'de Erken Hersiniyen, Erken Triyas'ta Erken Kimmerid, Geç Triyas'ta Geç Kimmerid, erken-orta Paleosen'de Erken Alpin ve Geç Eosen-Oligosen'de Orta Alpin orojenezlerine bağlı olarak en az 6 deformasyon fazından etkilendiği (D1-D6) ve üç kez alt yeşilist fasiyesinde metamorfizmaya (M1-M3) uğradığı belirlenmiştir. Deformasyon süreçlerine bağlı olarak Sultandağı İstifi'ne ait birimlerde KB-GD ve KD-GB yönlü eksen gidişlerine sahip Tip-3 türü kıvrımlar gelişmiştir. Mezoskopik ölçekli kinematik belirteçlerden elde edilen tektonik taşınma yönü verileri çalışma alanında yer alan birimlerin kuzey-kuzeybatıdan, güney güneydoğuya ve güneyden kuzeye doğru olacak şekilde 2 farklı yönelim sunmaktadır. Ayrıca stratigrafik, yapısal ve paleontolojik verilere göre Beyşehir-Hoyran Napları'nın oluşum yaşının geç Maastrichtiyeen, yerleşim yaşının ise erken-orta Paleosen olduğu ortaya konulmuştur.

Anahtar Kelimeler: Deformasyon, metamorfizma, orojenez, Sultan Dağları, tektono-stratigrafi

ABSTRACT

PhD THESIS

TECTONO-STRATIGRAPHY AND STRUCTURAL FEATURES OF THE SOUTHERN PART OF THE SULTAN DAĞLARI BETWEEN DOĞANHİSAR (KONYA) AND GELENDOST (ISPARTA)

Ali ERGEN

**Konya Technical University
Institute of Graduate Studies
Department of Geological Engineering**

Advisor: Prof. Dr. Yaşar EREN

2023, 229 Pages

Jury

Prof. Dr. Yaşar EREN

Prof.Dr. Veysel IŞIK

Doç.Dr. Rahmi AKSOY

Dr.Öğr.Üyesi Şeyda PARLAR

Dr.Öğr.Üyesi Ramazan DEMİRCİOĞLU

The study area, located in the southern part of the Sultan Dağları between Doğanhisar (Konya) and Gelendost (Isparta), consists of the structural units that amalgamated in the early-middle Paleocene due to the closure of the northern branch of the Neotethys and/or the Inner Tauride Ocean. These units are as follows; the parautochthonous Sultandağı Succession (early Cambrian-Late Cretaceous) of Geyikdağı Unit and the Anamas-Akseki Autochthonous (Jurassic-Cenomanian), and the allochthonous Beyşehir-Hoyran Nappes (Mesozoic) of Bozkır Unit. These structural units are overlain by marine sediments of the late Paleocene-Lutetian aged Celeptaş formation. The youngest cover units in the study area are the Neogene terrestrial/lacustrine deposits of the Yalvaç and Akşehir basins. It has been determined that the units outcropping in the study area underwent at least 6 deformation stages (D1-D6) due to the early Hercynian in the Middle Ordovician-Middle Devonian, early Cimmerian in the Early Triassic, late Cimmerian in the Late Triassic, early Alpine in the early-middle Paleocene, mid-Alpine in the late Eocene-Oligocene; and they were subjected to lower greenschist facies metamorphism three times (M1-M3). Depending on the deformation processes, Type-3 folds with NW-SE and NE-SW trending axis have been developed in the units belonging to the Sultandağı Succession. The tectonic transport direction data obtained from mesoscopic-scale kinematic indicators reveal that the units in the study area present two different directions as: from north-northwest to south-southeast and from south to north. Based on the stratigraphical, structural and paleontological data, it has been revealed that the formation age of the Beyşehir-Hoyran Nappes is late Maastrichtian, while their emplacement occurred in the early-middle Paleocene.

Keywords: Deformation, metamorphism, orogeny, Sultan Dağları, tectono-stratigraphy

ÖNSÖZ

Bu çalışma Konya Teknik Üniversitesi Lisansüstü Eğitim Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında Prof. Dr. Yaşar EREN danışmanlığında doktora tezi olarak hazırlanmıştır. Doktora çalışmamın her aşamasında bilgi ve tecrübelerinden yararlandığım, desteğini ve yardımlarını esirgemeyen çok değerli tez danışmanım Prof. Dr. Yaşar EREN'e emekleri için sonsuz teşekkür ederim.

Tez çalışmalarına eleştiri ve değerli katkılarıyla yön veren tez izleme komisyonu üyeleri Prof. Dr. Veysel IŞIK (Ankara Üniversitesi) ve Dr. Öğr. Üyesi Şeyda PARLAR'a (Konya Teknik Üniversitesi) çok teşekkür ederim.

Tezin arazi çalışmalarında MTA Genel Müdürlüğü'ne bağlı Sultan Dağları'nın Jeolojisi ve Jeodinamik Evrimi (2016-30-14-05), Türkiye Paleosismoloji Araştırmaları (2020-30-14-06), Batı-Orta Anadolu Arasında Yer Alan Neojen Yaşlı Gölsele Çökellerin Havza Analizi ve Ekonomik Potansiyeline Yaklaşım (2022-30-14-01-3) ve Orta Toroslar Polimetal Aramaları (2023-32-13-03-3) projelerinin imkanlarından faydalanılmıştır. Bu kapsamda desteğini esirgemeyen ilgili proje başkanları Doç. Dr. Ayhan ILGAR, Jeoloji Müh. Sebahattin AK, Jeoloji Müh. Osman YUMUK ve Jeoloji Yük. Müh. Hasan ELMACI'ya şükranlarımı sunarım.

Arazi ve büro çalışmalarım sırasında her zaman desteklerini gördüğüm değerli çalışma arkadaşlarım Dr. Alper BOZKURT, Jeoloji Yük. Müh. Ercan TUNCAY ve Dr. Tolga ESİRTGEN'e çok teşekkür ederim. Ayrıca teze ait paleontolojik ve petrografik ince kesitlerin detaylı tanımlamalarını yapan MTA Jeoloji Etütleri Dairesi Paleontoloji-Petrografi Koordinatörlüğü'nde görevli değerli çalışma arkadaşlarım Dr. Aynur HAKYEMEZ, Dr. Havva SOYCAN, Dr. Erkan EKMEKÇİ, Jeoloji Yük. Müh. B. Özdeyiş ÖZTÜRK, Jeoloji Yük. Müh. Aylin PAÇALA, Jeoloji Yük. Müh. Banu TÜRKMEN BOZKURT ve Jeoloji Yük. Müh. Meral GÜREL'e teşekkür ederim.

Jeokimyasal örneklerimin analizlerinin yaptırılmasında ve yorumlanmasında desteğini gördüğüm Prof. Dr. Gültekin TOPUZ (İTÜ) ve brakiyopod örneklerimin yaşlandırılmasını yapan Prof. Dr. Michal MERGL'a (Batı Bohemya Üniversitesi/Çekya) minnettarım.

Tezin hazırlanması sürecinde fedakarlıklarıyla bana her zaman destek olan sevgili eşim Sema ERGEN ile oğullarım Ömer Efe ve Ali Mete'ye sonsuz şükranlarımı sunarım.

Ali ERGEN
KONYA-2023

İÇİNDEKİLER

Sayfa

ÖZET	iv
ABSTRACT	v
İÇİNDEKİLER	vii
ŞEKİLLER DİZİNİ	ix
SİMGELER VE KISALTMALAR.....	xxi
1.GİRİŞ	1
1.1. Yerleşim, Ulaşım, Morfoloji, Akarsular ve İklim.....	4
1.2. Materyal ve Yöntem.....	7
1.3. Kaynak Araştırması.....	8
1.4. Çalışmanın Amacı.....	16
2. TEKTONO-STRATİGRAFİ	18
2.1. Sultandağı İstifi.....	20
2.1.1. Hüdai formasyonu (eh)	23
2.1.2. Çaydere metariyoliti (eçm)	28
2.1.3. Çaltepe formasyonu (eç)	35
2.1.4. Seydişehir formasyonu (εOs)	40
2.1.5. Engilli formasyonu (De)	52
2.1.6. Harlak formasyonu (Ch)	57
2.1.7. Ilıcak formasyonu (CP ₁).....	67
2.1.8. Pınarbaşı formasyonu (TRp)	70
2.1.9. Taraşçı kireçtaşı (TRt)	75
2.1.10. Feletepe formasyonu (Jf)	77
2.1.11. Hacılabaz formasyonu (JKh)	80
2.2. Anamas-Akseki Otoktonu	89
2.2.1. Kurucaova formasyonu (JKk)	89

2.3. Beyşehir-Hoyran Napları	93
2.3.1. Marmaris ofiyolit napı	94
2.3.2. Domuzdağ napı (Dutdere formasyonu-TRJd).....	106
2.4. Senozoyik Örtü Çökelleri	112
2.4.1. Celeptaş formasyonu (Pgpec).....	112
2.4.2. Neojen havzalar	118
2.4.3. Kuvaterner çökelleri.....	134
3. YAPISAL JEOLJİ.....	137
3.1. Uyumsuzluklar.....	137
3.2. Kıvrımlar	145
3.3. Lineasyonlar	163
3.4. Kırıklar	169
3.4.1. Bindirme fayları	170
3.4.2. Eğim atımlı normal faylar	172
3.4.3. Çatlaklar	177
3.5. Mezoskopik ölçekli kinematik belirteçler	180
4. JEODİNAMİK EVRİM	188
5. SONUÇLAR	205
6. KAYNAKLAR.....	210

ŞEKİLLER DİZİNİ

Sayfa

Şekil 1.1 Türkiye ve yakın çevresinin tektonik haritası (Okay ve Tüysüz, 1999'dan düzenlenmiştir).....	2
Şekil 1.2. Çalışma alanına ait yer bulduru haritası (Harita verileri Google Maps (2023)'den alınmıştır).....	5
Şekil 2.1. Çalışma alanındaki tektono-stratigrafik birimlerin genel gösterimi (Ölçeksiz).....	19
Şekil 2.2. Sultandağı İstifi'nin genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti (Ölçeksiz).....	22
Şekil 2.3. Hüदै formasyonunda gözlenen kuvarsitlerin yakın görünümü. Deşdiğin kuzeydoğusu, Gök Tepe civarı	24
Şekil 2.4. Hüदै formasyonuna ait metakumtaşlarının ince kesit görüntüsü (Kv: Kuvars, Fds: Feldispat, Ser: Serisit).....	24
Şekil 2.5. Hüदै formasyonunu (Eh) kesen erken Kambriyen yaşlı Çaydere metariyoliti (Eçm) ve üzerine uyumlu olarak gelen Çaltepe formasyonu (Eh) ilişkileri. Yeldeğirmeni Tepe güneydoğusu, Yukarıdinek, Şarkikaraağaç.....	25
Şekil 2.6. Hüदै formasyonuna ait kuvarsitlerde detritik zirkon U-Pb yöntemiyle elde edilen 525 My (a) ve 533±7,2 My (b) en genç zirkon tanelerinin yaşlarını gösteren diyagramlar (Ergen ve diğ., 2021)	27
Şekil 2.7. Çaydere metariyolitinin yakın görünümü. Kayaç ince-orta yapraklanma sunmakta ve porfirik doku göstermektedir. Yeldeğirmeni Tepe güneydoğusu, Yamalıseki, Şarkikaraağaç	29
Şekil 2.8. Çaydere metariyolitine ait porfirik dokulu metariyolitlerin kesit görünümü (Kv: Kuvars, Fds: Feldispat, Ser: Serisit, Tur: Turmalin)	29
Şekil 2.9. Çaydere metariyoliti (Eçm) ile Hüदै formasyonu (Eh) arasındaki sınır ilişkisi. Hüदै formasyonunun alt bölümlerini kesen Çaydere riyoliti içinde Hüदै formasyonuna ait parçalar gözleniyor. Yamalıseki güneyi, Şarkikaraağaç.....	30
Şekil 2.10. Çaydere metariyolitine ait kayaçların SiO ₂ 'e karşı ana ve iz element Harker diyagramları (Harker, 1909)	32
Şekil 2.11. Çalışma alanında Çaydere metariyolitine ait kayaçların Toplam Alkali-SiO ₂ diyagramı (Le Bas ve diğ., 1986'dan değiştirilerek).....	32
Şekil 2.12. Çaydere metariyolitine ait kayaçların kondrite göre normalize edilmiş spider diyagramı (Boynton, 1984).....	33
Şekil 2.13. Çaydere metariyolitine ait kayaçların tektonik ortam diyagramı (Pearce ve diğ., 1984).....	33
Şekil 2.14. Çaydere metariyolitine ait kayaçların Th/Nb-La/Yb tektonik ayırım diyagramı (Hollocher ve diğ., 2012)	34
Şekil 2.15. Çaydere metariyolitine ait kayaçların A/NK-A/CNK diyagramı. (A/CNK= Al ₂ O ₃ / (CaO+Na ₂ O+K ₂ O) mol oranı, A/NK= Al ₂ O ₃ /(Na ₂ O+K ₂ O) mol oranı) (Shand, 1943'den düzenlenmiştir.)	34
Şekil 2.16. Çaltepe formasyonuna ait ankeritleşmiş dolomitik rekristalize kireçtaşlarının genel görünümü. Köprüköy doğusu, Şarkikaraağaç	36
Şekil 2.17. Çaltepe formasyonunun orta-üst bölümlerinde gözlenen beyaz, krem renkli kalın tabakalı, yer yer laminalı mermerler. Deşdiğin doğusu, Doğanhisar	37
Şekil 2.18. Çaltepe formasyonu (Eç) ile üzerine gelen Seydişehir formasyonu (EOs) arasındaki uyumlu sınır ilişkisi. Köprüköy kuzeydoğusu, Şarkikaraağaç.....	38
Şekil 2.19. Çaltepe formasyonunun (Eç), Seydişehir formasyonu (EOs) üzerinde devrik olarak yer alması ve üzerine uyumsuz olarak Feletepe formasyonunun (Jf) gelmesini	

gösteren jeolojik enine kesit (TRp: Pınarbaşı fm., TRt: Tarasçı kireçtaşı). Fele Tepe doğu etekleri, Şarkikaraağaç (Ölçeksiz)	38
Şekil 2.20. Seydişehir formasyonunda güneyden-kuzeye doğru gözlenen genel fasiyes değişimi; (a) kaba taneli metakumtaşları, (b) metakumtaşı-metasilttaşı ardalanımı, (c) silttaşları, (d) siyah renkli metaçamurtaşları. Yukarıdinek-Deşdiğin arası	41
Şekil 2.21. Seydişehir formasyonunun (EOs) alt kesimlerinde gözlenen metabazitler ve onları kesen kıvars damarları. Deşdiğin-Hüyük yolu.....	4
Şekil 2.22. Seydişehir formasyonunda gözlenen metabazitlere ait ince kesit görüntüsü (Plj: Plajiyoklas, Klr: Klorit, Mus: Muskovit)	43
Şekil 2.23. Seydişehir formasyonunda (a) metakumtaşı ve (b) metasilttaşına ait ince kesit görüntüleri (Kv: Kuvars, Fds: Feldispat, Mus: Muskovit, Ser: Serisit).....	44
Şekil 2.24. Türbiditik bir istif sunan Seydişehir formasyonundaki Bouma istifine ait Ta-b-c yapıları. Yukarıdinek güneybatısı, Şarkikaraağaç.....	45
Şekil 2.25. Seydişehir formasyonu içerisinde gözlenen sedimantasyonla eş yaşlı yumuşak çökel deformasyon yapıları. Yukarıdinek güneybatısı, Şarkikaraağaç	46
Şekil 2.26. Seydişehir formasyonu içerisinde çoğunlukla metabazit çakıl ve blokları içeren moloz akması fasiyesine ait birimlerin genel (a) ve yakın görünümü (b, c, d). Köprüköy kuzeybatısı, Şarkikaraağaç.....	46
Şekil 2.27. Seydişehir formasyonunda moloz akması fasiyesinde gözlenen metaçakıltaşları içerisindeki metabazit çakıllarının (a) tek nikol, (b) çift nikol ince kesit görüntüsü (Kyp: Kayaç parçası, Plj: Plajiyoklas, Kprk: Klinopiroksen, Klr: Klorit, Kal: Kalsit).....	47
Şekil 2.28. Seydişehir formasyonunun üst seviyelerinde gözlenen organik maddece zengin siyah, koyu gri renkli fillitler. Deşdiğin-Doğanhisar yolu.....	48
Şekil 2.29. Çaltepe formasyonunun (Eç) en üst kesimlerini oluşturan gül kurusu, mor renkli yumru kireçtaşları üzerine uyumlu olarak gelen Seydişehir formasyonu (EOs) arasındaki sınır ilişkisi. Çarıksaraylar kuzeydoğusu.....	49
Şekil 2.30. Seydişehir formasyonunda gözlenen iz fosiller. Tüllüce Tepe güneyi, Şarkikaraağaç.....	49
Şekil 2.31. Çalışma alanında Seydişehir formasyonu içerisinde ilk kez tespit edilen <i>Acrothele</i> sp. brakiyopod fosilleri. Yukarıdinek güneyi, Şarkikaraağaç.....	50
Şekil 2.32. Geç Kambriyen-Erken Ordovisyen döneminde Reyik Okyanusu'nun açılmaya başlamasıyla Gondvana'nın kuzey kenarında blok faylanmalara bağlı olarak ortamın derinleşmesi ve Seydişehir formasyonuna (EOs) ait derin deniz türbiditlerin çökelişimini gösteren model (Linneman ve diğ., 2008'den değiştirilerek).....	51
Şekil 2.33. Engilli formasyonuna ait kuvarsit ve kuvarssistlerin genel görünümü. Deşdiğin doğusu, Doğanhisar.....	53
Şekil 2.34. Engilli formasyonuna ait; (a) Kuvarsitler (Kafa Dağı, Konakkale batısı), (b) Kuvarsitik metakumtaşı (Karşıyaka Tepe, Gökbudak batısı), (c) Kuvarsitik metakumtaşlarında gözlenen çapraz laminasyon.....	54
Şekil 2.35. Engilli formasyonuna ait (a) kuvarsitlerin, (b) kuvarssistlerin ince kesit görüntüsü (Kv: Kuvars, Fds: Feldispat, Ser:Serisit).....	54
Şekil 2.36. Sultan Dağları'nda yer alan napların tektonik konumları ve stratigrafik kesitleri (Güngör, 2013)	56
Şekil 2.37. Harlak formasyonuna (Ch) ait fillit, kuvarsit, kalkşist, rekristalize kireçtaşlarının genel görünümü ve Engilli formasyonu (De) olan uyumlu sınır ilişkisi. Yaylak kuzeyi, Doğanhisar.....	58
Şekil 2.38. Harlak formasyonuna ait fillitlerin ince kesit görüntüsü (Kv: Kuvars, Ser: Serisit, Klr: Klorit, FeO: Demir oksit mineralleri, Opm: Opak mineral)	59

Şekil 2.39. Harlak formasyonu içerisinde gözlenen metabazik volkanitler. Buturaklı mahallesi güneydoğusu, Doğanhisar	60
Şekil 2.40. Erken-orta Karbonifer dönemi Paleotetis Okyanusu'nun kuzeye ve güneye yitimini gösteren paleocoğrafya haritası ve jeolojik kesiti (Candan ve diğ., 2016).....	42
Şekil 2.41. Kirazlı üyesine ait dolomitik rekristalize kireçtaşları ve gastropod fosilleri, Gökbudak güneydoğusu.....	63
Şekil 2.42. Harlak formasyonu Kirazlı üyesine ait (a) Rekristalize kireçtaşı, (b) kuvars mermerlerin ince kesit görüntüsü (Kal: Kalsit, Kv: Kuvars, Ser: Serisit).....	64
Şekil 2.43. Harlak formasyonu Kuz üyesine ait mor renkli fillitler. Yaylabeleden batısı..	65
Şekil 2.44. Harlak formasyonu Kuz üyesine ait fillitlerin ince kesit görüntüsü (Kv: Kuvars, Ser: Serisit).....	66
Şekil 2.45. Harlak formasyonu Kuz üyesine (Chku) ait fillitlerin üste doğru sarımsı renkli kalkışist-fillit aralanımıyla birlikte Ilıcak formasyonuna (CP ₁) geçişi. Yaylabeleden batısı, Akşehir.....	67
Şekil 2.46. Ilıcak formasyonuna ait dolomitik rekristalize kireçtaşları. İlyaslar batısı, Doğanhisar.....	68
Şekil 2.47. Harlak formasyonu (Ch) üzerine uyumlu olarak gelen ve birlikte kıvrımlanan Ilıcak formasyonu (CP ₁) arasındaki sınır ilişkisi. İlyaslar güneybatısı, Doğanhisar.....	69
Şekil 2.48. Pınarbaşı formasyonuna ait kırmızı renkli, blok ve çakıl boyu malzeme içeren konglomeraların yakın görünümü. Fele Tepe kuzeydoğusu, Şarkikaraağaç-Beyşehir yolu kenarı.....	71
Şekil 2.49. Pınarbaşı formasyonuna ait; (a, b) konglomera, (c, d) kumtaşı ve silttaşı. Fele Tepe kuzey doğusu, Şarkikaraağaç.....	72
Şekil 2.50. Pınarbaşı formasyonuna ait; (a, b, d) çakıltaşlarında daha önce metamorfizmaya uğramış, farklı yönlerde foliasyon (F) gelişmiş çakıllar ve (c) kumtaşlarının ince kesit görüntüsü (Kv: Kuvars, Kfds: Alkali feldispat, Mus: Muskovit).....	73
Şekil 2.51. Geç Kambriyen-Erken Ordovisiyen yaşlı Seydişehir formasyonu (EOs) ile Orta Triyas yaşlı Pınarbaşı formasyonu (TRp) arasındaki uyumsuz sınır ilişkisi. Fele Tepe kuzeydoğusu, Şarkikaraağaç.....	73
Şekil 2.52. Taraşçı kireçtaşı (TRt) ile Pınarbaşı formasyonu (TRp) arasındaki uyumlu sınır ilişkisi. Fele Tepe kuzeydoğusu.....	75
Şekil 2.53. Taraşçı kireçtaşına ait sarı, krem renkli biyoklastik kireçtaşlarının görünümü. Fele Tepe kuzeydoğusu.....	76
Şekil 2.54. Taraşçı kireçtaşına ait bol krinoid ve alg fosilli biyoklastik kireçtaşlarının yakın görünümü. Fele Tepe kuzeydoğusu, Şarkikaraağaç.....	77
Şekil 2.55. Feletepe formasyonuna ait gri, boz, krem renkli ince tabakalı çamurtaşı ve kumtaşları. Fele Tepe kuzeydoğusu, Şarkikaraağaç.....	78
Şekil 2.56. Feletepe formasyonuna ait (a) kaba taneli kumtaşlarının ve (b) sittaşlarının ince kesit görüntüsü (Kv: Kuvars, Fds: Feldispat, Kyp: Kayaç parçası).....	78
Şekil 2.57. Feletepe formasyonunun (Jf) altta Çaltepe formasyonu (Eç) ile uyumsuz, üstte ise Hacılabaz formasyonu (JKh) ile olan uyumlu sınır ilişkisi. Fele Tepe doğusu, Şarkikaraağaç.....	79
Şekil 2.58. Hacılabaz formasyonunun en alt kesimlerinde gözlenen kalkarenitler. Fele Tepe güneyi, Şarkikaraağaç.....	81
Şekil 2.59. Hacılabaz formasyonuna (JKh) ait orta-kalın tabakalı kireçtaşlarının genel görünümü. Kuzgun Tepe güneyi, Şarkikaraağaç.....	81
Şekil 2.60. Hacılabaz formasyonunda gözlenen rudist kavkı parçaları. Kızıldağ Milli Parkı doğusu, Şarkikaraağaç.....	82

Şekil 2.61. Hacılabaz formasyonunda gözlenen bentik foraminifer <i>Dicyclina sclumbergeri</i> Munier-Chalmas (Senomaniyen) fosilinin ince kesit görüntüsü.....	84
Şekil 2.62. Hacılabaz formasyonuna ait kireçtaşlarının ince kesit görüntüsü. Kesitte birbirini kesen ve faylanmış kalsit damarları ve (1) <i>Siphovalvulina</i> sp., (2) <i>Kurnubia</i> sp., foraminifer fosilleri gözlenmektedir. Fele Tepe batısı, Şarkikaraağaç.....	84
Şekil 2.63. Düzkaya volkanitine ait altere bazaltların genel görünümü. Ulu Mahallesi, Çarıkisaraylar kuzeybatısı, Şarkikaraağaç.....	86
Şekil 2.64. Hacılabaz formasyonunu (JKh) kesen Düzkaya volkanitine (Jd) ait bazaltların lateritleşmesi sonucu oluşmuş demirli boksit yatağı. Ulu Mahallesi, Çarıkisaraylar kuzeybatısı, Şarkikaraağaç.....	86
Şekil 2.65. Düzkaya volkanitine ait bazaltların ince kesit görüntüsü (Plj: Plajiyoklas, Kprk: Klinopiroksen, Opm: Opak mineral).....	87
Şekil 2.66. Kurucaova formasyonuna ait kireçtaşlarının genel görünümü. Üçdiş Tepe güneydoğusu, Gelendost.....	90
Şekil 2.67. Kurucaova formasyonuna ait kireçtaşlarının ince kesit görünümü (Kal: Kalsit).....	90
Şekil 2.68. Anamas-Akseki Otoktonu'na ait Kurucaova formasyonu (JKk) ile geç Paleosen-Lütesiyeen yaşlı Celeptaş formasyonu (Pgpec) arasındaki uyumsuz sınır ilişkisi. Cafertaşı tepe kuzeyi, Madenli kuzeybatısı, Gelendost.....	91
Şekil 2.69. Beyşehir-Hoyran Napları'na ait Marmaris ofiyoliti (Kmo) ile Anamas-Akseki Otoktonu'na ait Kurucaova formasyonu (JKk) arasındaki tektonik sınır ilişkisi. Kızılkale Tepe güneyi, Şarkikaraağaç.....	92
Şekil 2.70. Kurucaova formasyonunda gözlenen (a,b) 1,2: <i>Clypeina jurassica</i> FAURE (Oksfordiyeen-Kimmericiyeen), (c) 3: <i>Salpingoporella annulata</i> CAROZZI (Oksfordiyeen-Kimmericiyeen) bentik foraminifer fosillerinin ince kesit görüntüsü.....	93
Şekil 2.71. Çalışma alanında Beyşehir-Hoyran Napları'nın genelleştirilmiş tektono-stratigrafik dikme kesiti (Ölçeksiz).....	95
Şekil 2.72. Marmaris ofiyolitine ait harzburjitlerin genel ve yakın görünümü. Kızıldağ güneydoğusu, Şarkikaraağaç.....	96
Şekil 2.73. Marmaris ofiyolitine ait serpantinleşmiş dunitlerin ince kesit görüntüsü (Olv: Olivin, Srp: Serpantin).....	97
Şekil 2.74. Marmaris ofiyolitini kesen izole diyabaz daykının ince kesit görüntüsü (Kpr: Klinopiroksen, Plj: Plajiyoklas).....	98
Şekil 2.75. Anamas-Akseki Otoktonu üzerinde tektonik dokanakla yer alan Beyşehir-Hoyran Napları'na ait Kızılcadağ melanj ve olistostromu (Kkzm), Marmaris ofiyoliti (Kmo) ve Domuzdağ Napı'na ait Dutdere formasyonunun (TRJd) görünümü. Kızılkale Tepe kuzeybatısı, Şarkikaraağaç.....	99
Şekil 2.76. Kızılcadağ melanj ve olistostromuna (Kkzm) ait genel görünüm ve Anamas-Akseki Otoktonu'na ait Kurucaova formasyonu (JKk) ile tektonik sınır ilişkisi. Kızılkale Tepe kuzeybatısı, Yenicekale.....	100
Şekil 2.77. Geç Kretase yaşlı Kızılcadağ melanj ve olistostromu (Kkzm) ile geç Paleosen-Lütesiyeen yaşlı Celeptaş formasyonu (Pgpec) arasındaki uyumsuz sınır ilişkisi. Madenli kuzeyi, Gelendost.....	101
Şekil 2.78. Yenicekale metamorfitlerine (Kym) ait; (a, b) amfibolitler, (c) migmatitik amfibolitler, (d) Kuvarsit ve kuvarsistler. Yenicekale güneyi, Şarkikaraağaç.....	103
Şekil 2.79. Yenicekale metamorfitlerine ait (a) amfibolit ve (b) amfibolüstlerin ince kesit görüntüsü (Hb: Hornblend, Plj: Plajiyoklas, Klr: Klorit).....	104
Şekil 2.80. Yenicekale metamorfitlerinin (Kym) Marmaris ofiyoliti (Kmo) ile olan tektonik sınır ilişkisi. Yenicekale güneydoğusu, Şarkikaraağaç.....	105

Şekil 2.81. Domuzdağ Napı'nda ait Dutdere formasyonuna ait rekristalize kireçtaşlarının genel görünümü. Salur güneydoğusu, Şarkikaraağaç.....	106
Şekil 2.82. Marmaris ofiyoliti (Kmo) ile Domuzdağ Napı'na ait Dutdere formasyonunun (TRJd) tektonik sınır ilişkisi. Ördekçi batısı, Şarkikaraağaç.....	107
Şekil 2.83. Dutdere formasyonu (TRJd), Marmaris ofiyoliti (Kmo), Yenice kale metamorfitle (Kym), Kızılcadağ melanj ve olistostorumu (Kkzm) ve Celeptaş formasyonu (Pgpec) arasındaki tektonik sınır ilişkisini gösteren jeolojik kesit. Yenice kale güneydoğusu, Sivri Tepe civarı (Ölçeksiz).....	108
Şekil 2.84. Gülbahar Napı'nda Orluca formasyonuna ait (a) çörtlü mikritik kireçtaşları, (b) radyolaritler, (c, d) bazik volkanitler. Ördekçi köyü batısı, Şarkikaraağaç.....	110
Şekil 2.85. Orluca formasyonuna ait (a) bazalt ve (b) diyabazların ince kesit görüntüsü (Kprk: Klinopiroksen, Plj: Plajiyoklas).....	110
Şekil 2.86. Orluca formasyonu (TRJo) ile Kızılcadağ melanj ve olistostromu (Kkzm) ve Dutdere formasyonu (TRJd) arasındaki tektonik sınır ilişkisini gösteren jeolojik kesit. Ördekçi köyü güneybatısı, Şarkikaraağaç.....	111
Şekil 2.87. Orluca formasyonunda gözlenen çörtlü mikritik kireçtaşı, radyolarit ve çamurtaşlarının genel görünümü. Şarkikaraağaç-Yenişarbademli yolu.....	112
Şekil 2.88. Celeptaş formasyonuna ait tabakalı kumtaşı, kalkarenit, silttaşı ardalanı. Yenice kale güneyi, Şarkikaraağaç.....	113
Şekil 2.89. Celeptaş formasyonuna ait (a) bloklu çakıllı kumtaşı, (b) bordo gri renkli kalkarenit, kumtaşı, çamurtaşı ardalanı, (c) kumtaşı, çamurtaşı ve kireçtaşı ardalanı, (d) kireçtaşlarında gözlenen nummulit fosili. Çalışma alanı yakın kuzeyi Celeptaş köyü civarı, Yalvaç.....	114
Şekil 2.90. Celeptaş formasyonu (Pgpec) ile Kızılcadağ melanj ve olistostromu (Kkzm) arasındaki uyumsuz sınır ilişkisi. Yenice kale güneyi.....	115
Şekil 2.91. Celeptaş formasyonunun (Pgpec) Kızılcadağ melanj ve olistostromu (Kkzm) ve Kurucavası formasyonu (JKk) arasındaki uyumsuz sınır ilişkisi. Madenli kuzeyi, Gelendost.....	115
Şekil 2.92. Yalvaç Havzası'nın genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti (Ölçeksiz)...	119
Şekil 2.93. Bağkonak formasyonuna (Nmplb) ait kırmızı, kiremit renkli alüvyon yelpazesi çökellerinin genel görünümü. Aşağıdinek köyü güneyi, Şarkikaraağaç.....	120
Şekil 2.94. Seydişehir formasyonuna ait çakıllar içeren Bağkonak formasyonuna (Nmplb) ait alüvyon yelpazesi çökellerinin yakın görünümü. Yukarıdinek doğusu, Şarkikaraağaç.....	120
Şekil 2.95. Bağkonak formasyonunda bulunan omurgalı diş fosilleri. Bağkonak doğusu, Yalvaç	122
Şekil 2.96. Sultan Dağları'nın çevresinde Yalvaç ve Akşehir havzalarındaki alüvyon yelpazesi gelişimini gösteren jeolojik modeller (İlgar ve diğ., 2022).....	123
Şekil 2.97. Yarıkkaya formasyonuna ait gölsel ortamda depolanmış kireçtaşı, marn, çamurtaşı ardalanı. Yenice kale kuzeydoğusu, Şarkikaraağaç.....	124
Şekil 2.98. Yarıkkaya formasyonuna ait çamurtaşı, marn, tüfit kumtaşı ardalanı. Madenli güneyi, Gelendost.....	124
Şekil 2.99. Yalvaç Havzası'nda Yarıkkaya formasyonu içerisinde gelişmiş olan Gilbert tipi delta ve Sığ su deltasının gelişim modeli (İlgar ve diğ., 2021).....	125
Şekil 2.100. Yarıkkaya formasyonu içerisinde gözlenen (a, b, c) Alg, (d) Gastropod (<i>Turritella</i> sp.?) fosilleri. Balcı kuzeyi, Gelendost.....	126
Şekil 2.101. Yarıkkaya formasyonunda gözlenen yaprak fosilleri. Yenice kale kuzeyi, Şarkikaraağaç.....	127
Şekil 2.102. Akşehir Havzası'nın genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti (Ölçeksiz).....	129

Şekil 2.103. Belekler formasyonuna ait alüvyon yelpazesi istifi, Doğanhisar güneyi..	130
Şekil 2.104. Çalışma alanı dışında Aşağıçığıl formasyonuna ait gölssel kırıntılı ve karbonatların genel görünümü, Kemer doğusu.....	132
Şekil 2.105. Kuvaterner yaşlı traverten çökelleri, Köprüköy batısı, Şarkikaraağaç....	134
Şekil 2.106. Miyosen-Pliyosen yaşlı Bağkonak formasyonu ile Kuvaterner yaşlı travertenler arasındaki sınır ilişkisi. Bağkonak doğusu, Yalvaç.....	135
Şekil 3.1. Sultan Dağları ve yakın çevresine ilişkin yapılan çalışmalarda orojenez ve metamorfizma dönemlerini de gösteren tektono-stratigrafik kesitlerin korelasyonu (Demirkol ve diğ., 1977; Koçyiğit, 1983; Eren, 1990 ve Özgül ve diğ., 1991'den düzenlenmiştir).....	138
Şekil 3.2. (a) Seydişehir formasyonu (EOs) ile Engilli formasyonu (De) arasındaki uyumsuz sınır ilişkisi, (b) Engilli formasyonunun tabanında gözlenen metaçakıllaşlarının mostra görünümü, (c,d,e) Metaçakıllaşları içerisinde gözlenen daha önce metamorfize olmuş, farklı yapraklanma sunan şist ve kuvarşist çakılları. Devlet Tepe, Cankurtaran güneydoğusu.....	140
Şekil 3.3. Orta Devoniyen döneminde açılmakta olan Paleotetis Okyanusu'nun ve Sultan Dağları'nın konumunu gösteren paleocoğrafik harita (Topuz ve diğ., 2019'dan düzenlenmiştir).....	141
Şekil 3.4. Geç Kambriyen-Erken Ordovisiyen yaşlı Seydişehir formasyonu (EOs) ile Orta Triyas yaşlı Pınarbaşı formasyonu (TRp) arasındaki uyumsuz sınır ilişkisi (Eç: Çaltepe formasyonu, TRt: Taraşçı kireçtaşı, JKh: Hacıalabaz fm.) Fele Tepe kuzeydoğusu, Şarkikaraağaç.....	142
Şekil 3.5. Orta Kambriyen yaşlı Çaltepe formasyonu (Eç) ile Erken-Orta Jura yaşlı Feletepe formasyonu (Jf) arasındaki uyumsuz sınır ilişkisi. Feletepe doğusu.....	142
Şekil 3.6. Anamas-Akseki Otoktonu'na ait Jura-Senomaniyen yaşlı Kurucaova formasyonu (JKk) ile geç Paleosen-Lütesiye yaşlı Celeptaş formasyonu (Pgpec) arasındaki uyumsuz sınır ilişkisi. Madenli kuzeybatısı, Gelendost.....	143
Şekil 3.7. Geç Kambriyen-Erken Ordovisiyen yaşlı Seydişehir formasyonu (EOs) üzerine açılal uyumsuz olarak gelen Miyosen-Pliyosen yaşlı Bağkonak formasyonu (Nmplb) arasındaki uyumsuz sınır ilişkisi. Yukarıdinek güneybatısı, Şarkikaraağaç...144	144
Şekil 3.8. Marmaris ofiyoliti üzerine uyumsuz olarak gelen Miyosen-Pliyosen yaşlı Yarıkkaya formasyonu (Nmply) ilişkisi. Keçili kuzeybatısı, Madenli.....	144
Şekil 3.9. Miyosen-Pliyosen yaşlı Bağkonak formasyonu (Nmplb) ile Kuvaterner yaşlı Traverten (Qt) arasındaki uyumsuz sınır ilişkisi. Başdeğirmen batısı, Şarkikaraağaç..145	145
Şekil 3.10. Seydişehir formasyonuna (EOs) ait ince tabakalı metakumtaşı ve metasilttaşlarında gözlenen batı-güneybatıya devrik kıvrım yapıları, kıvrım eksen konumu B:K25°B, 45°KB. Köprüköy GD'su, Şarkikaraağaç.....	145
Şekil 3.11. (a) Orta Kambriyen yaşlı Çaltepe formasyonu (Eç) ve geç Kambriyen-Erken Ordovisiyen yaşlı Seydişehir formasyonunda (EOs) gözlenen devrik kıvrım, Çarıkisaraylar kuzeydoğusu. (b) Seydişehir formasyonunda gözlenen güneybatıya doğru devrik kıvrımların yakın görünümü. Köprüköy doğusu, Şarkikaraağaç.....	147
Şekil 3.12. Seydişehir formasyonu (EOs) ile üzerine uyumsuz olarak gelen Engilli formasyonunun (De) birlikte kıvrımlanması sonucu, Sultan Dağları'nın egemen gidişine dik yönlü gelişen kuzeydoğu yönlü kıvrım eksenlerine sahip kıvrımların görünümü..148	148
Şekil 3.13. Geç Karbonifer-Permien yaşlı Ilıcak formasyonunda (CP1) gözlenen kıvrımlanmış kıvrım yapısı. İzoklinal kıvrım niteliğindeki antiklinal eksen konumu B:K30°B, 10°KB, ikincil olarak gelişen kıvrım eksen konumu B:K45°B, 22°KB. Yaylabeleden batısı, Doğanhisar.....	148
Şekil 3.14. Seydişehir formasyonuna ait metakumtaşı ve metasilttaşlarında gözlenen kıvrım yapıları. (a, d) KB-GD ve KD-GB yönlü gelişmiş kıvrım sistemleri, Tip-3 türü	

kıvrım. (b,c) KB-GD yönlü, GB'ya devrik kıvrım yapıları. Köprüköy GD'su, Şarkikaraağaç.....	149
Şekil 3.15. Harlak formasyonuna ait kalkışist ve rekristalize kireçtaşlarında gözlenen kıvrım yapıları. (a) KD-GB yönlü kıvrım eksenine sahip kıvrım yapısı, (b) KD-GB ve D-B yönlü kıvrım eksenleri gösteren Tip-3 türü kıvrım yapısı. Kemer GD'su, Doğanhisar.....	150
Şekil 3.16. Hüdai, Çaltepe ve Seydişehir formasyonlarında 403 adet tabaka ölçümüne ilişkin nokta-kontur diyagramı ve kıvrım eksen konumu (B1: K11°D/29°GB, B2: K20°D/32°KD, B3: K68°B/ 29°KB).....	151
Şekil 3.17. Seydişehir formasyonunda 844 adet klivaj ölçümüne ilişkin nokta-kontur diyagramı ve kıvrım eksen konumları (B2:K8°D, 26°GB; B3:K28°D, 32°KD; B4:K53°B, 20°KB).....	151
Şekil 3.18. Hüdai, Çaltepe ve Seydişehir formasyonlarında 188 adet kıvrım eksen ölçümüne ilişkin nokta-kontur diyagramı. Kıvrım eksen konumları K45°B, 29°KB; K41°D, 21°KD; K03°D, 38°GB şeklindedir.....	152
Şekil 3.19. Hüdai, Çaltepe ve Seydişehir formasyonlarında 267 adet kıvrım eksen düzlemi ölçümüne ilişkin nokta-kontur diyagramı. Egemen kıvrım eksen düzlemi konumları: K51°D, 68°GD; K06°B, 54°GB şeklindedir	152
Şekil 3.20. Engilli, Harlak ve Ilıcak formasyonlarında 390 adet tabaka ölçümüne ilişkin nokta-kontur diyagramı ve kıvrım eksen konumu (B1:K64°D, 36°KD; B2:K58°B, 16°KB).....	153
Şekil 3.21. Engilli, Harlak ve Ilıcak formasyonlarında 219 adet klivaj ölçümüne ilişkin nokta-kontur diyagramı ve kıvrım eksenleri konumu (B2: K58°D, 32°KD, B3: K61°B, 20°KB).....	153
Şekil 3.22. Engilli, Harlak ve Ilıcak formasyonlarında 188 adet kıvrım eksen ölçümüne ilişkin nokta-kontur diyagramı. Egemen kıvrım eksen konumları K19°B, 18°KB; K26°B, 16°GD; K32°D, 39°KD şeklindedir.....	154
Şekil 3.23. Engilli, Harlak ve Ilıcak formasyonlarında 64 adet kıvrım eksen düzlemi ölçümüne ilişkin nokta-kontur diyagramı. Egemen kıvrım eksen düzlemi konumu K51°B,39°KD şeklindedir	154
Şekil 3.24. Pınarbaşı formasyonu ve Taraşçı kireçtaşından alınan 99 adet tabaka ölçümüne ilişkin nokta-kontur diyagramı ve kıvrım eksen konumu (B1:K21°B/20°KB).....	155
Şekil 3.25. Pınarbaşı formasyonunda düşük metamorfizma özelliği gösteren çakıltaşı, kumtaşı ve çamurtaşlarında tabaka ve klivajların genel konumu. Feletepe kuzeybatısı, Şarkikaraağaç.....	156
Şekil 3.26. Pınarbaşı formasyonunda 92 adet klivaj ölçümüne ilişkin nokta-kontur diyagramı ve kıvrım eksen konumu (B2: K41°B, 14°KB).....	157
Şekil 3.27. Feletepe ve Hacılabaz formasyonlarında 382 adet tabaka ölçümüne ilişkin nokta-kontur diyagramı ve kıvrım eksen konumu (B:K76°D, 49°GB).....	157
Şekil 3.28. Kurucaova formasyonunda 321 adet tabaka ölçümüne ilişkin nokta-kontur diyagramı ve kıvrım eksen konumu (B:K72°B/65°GD).....	158
Şekil 3.29. Hacılabaz ve Kurucaova formasyonlarına ait 733 adet tabaka ölçümünün birlikte değerlendirildiği nokta-kontur diyagramı ve oluşan dom-küvet yapısının görünümü.....	158
Şekil 3.30. Geç Paleosen-Lütesiyen yaşlı Celeptaş formasyonu (Pgpec) ile Geç Kretase yaşlı Kızılcadağ melanj ve olistostromu (Kkzm) arasındaki bindirmeli sınır ilişkisi. Yenicekale güneyi, Şarkikaraağaç.....	159
Şekil 3.31. Celeptaş formasyonunda gözlenen kıvrım yapıları, Yenicekale güneyi, Şarkikaraağaç.....	160

Şekil 3.32. Celeptaş formasyonunda 123 adet tabaka ölçümüne ilişkin nokta-kontur diyagramı ve kıvrım eksen konumu (B:K52°B, 8°KB).....	160
Şekil 3.33. Celeptaş formasyonunda 55 adet kıvrım eksen ölçümüne ilişkin nokta-kontur diyagramı. Egemen kıvrım eksen konumu: K63°B, 0°.....	161
Şekil 3.34. Celeptaş formasyonunda 28 adet kıvrım eksen düzlemi ölçümüne ilişkin nokta-kontur diyagramı. Egemen kıvrım eksen düzlemi konumu: K57°B, 50°KD	161
Şekil 3.35. Miyosen-Pliyosen yaşlı Yarıkkaya formasyonunda gözlenen kıvrım yapısı, Yakaköy güneyi, Gelendost.....	162
Şekil 3.36. Yalvaç Havzası'na ait Yarıkkaya formasyonunda 159 adet tabaka ölçümüne ilişkin nokta-kontur diyagramı ve kıvrım eksen konumu (B: K64°B, 15°KB).....	162
Şekil 3.37. Seydişehir formasyonunda gözlenen çakıl yönelimi lineasyonu L1:K50°D, 12°KD ve egemen klivaj konumu S1: K75°D, 28°KB. Köprüköy KB'sı, Şarkikaraağaç	164
Şekil 3.38. Harlak formasyonunda gözlenen 18 adet çakıl yönelimi lineasyonuna ait nokta-kontur diyagramı. Egemen çakıl yönelimi lineasyonu: L: K45°B, 17°KB'dır...165	165
Şekil 3.39. Seydişehir formasyonunda gözlenen 21 adet buruşma lineasyonuna ait nokta-kontur diyagramı. Egemen buruşma lineasyonu konumu: L: K70°B, 15°GD'dur.....	165
Şekil 3.40. (a) Harlak formasyonu Kirazlı üyesine ait rekristalize kireçtaşlarında gözlenen ve G-GB'ya devrik yapı sunan pitigmatik kıvrım, (b) Aynı birimde metamorfizmaya bağlı olarak yönelenmiş olan krinoid fosilleri. Konakkale GB'sı, Doğanhisar	166
Şekil 3.41. Çalışma alanında yer alan formasyonlarda meydana gelen deformasyon fazları, metamorfizma süreçleri ve bunlarla ilişkili jeolojik olayların gösterimi.....	168
Şekil 3.42. Beyşehir-Hoyran Napları'na ait Kızılcadağ melanj ve olistostromu (Kkzm), Yenice kale metamorfizmaları (Kym), Marmaris ofiyoliti (Kmo) ve Domuzdağ Napı/Dutdere arasındaki tektonik ilişki. Yenice kale güneyi, Şarkikaraağaç.....	170
Şekil 3.43. Sultandağı İstifi'ne ait Hacılabaz formasyonu ile Beyşehir-Hoyran Napları'na ait (a) Marmaris ofiyoliti, (b) Kızılcadağ melanj ve olistostromu arasındaki GB'dan KD'ya doğru olan bindirmeli tektonik sınır ilişkisi, Kızıldağ kuzeydoğusu, Şarkikaraağaç.....	171
Şekil 3.44. Seydişehir formasyonu (EOs) ile Çaltepe formasyonu (Eç) arasındaki tektonik dokanak. Hüyük kuzeyi.....	172
Şekil 3.45. Anamas-Akseki Otoktonu'na ait Jura-Senomaniyen yaşlı Kurucaova formasyonu (JKk) ile geç Paleosen-Lütesiyen yaşlı Celeptaş formasyonu (Pgpec) arasındaki bindirmeli tektonik sınır ilişkisi. Mistan Tepe batısı, Gelendost.....	173
Şekil 3.46. Çalışma alanında gözlenen eğim atımlı normal faylara örnekler: (a) Miyosen-Pliyosen yaşlı Yarıkkaya formasyonu içerisinde gözlenen ve aktif bir fay olan Gelendost Fayı, Gelendost güneydoğusu, (b) Yarıkkaya formasyonu içerisinde gözlenen eğim atımlı normal fay, Balcı doğusu, Gelendost, (c) Orta Kambriyen yaşlı Çaltepe formasyonu (Eç) ile Kuvaterner yaşlı Traverten (Qt) arasındaki eğim atımlı normal fay, Çarıkisaraylar, Şarkikaraağaç, (d) Sultan Dağları'nın doğu sınırını oluşturan ve aktif bir fay olan Sultandağı Fayı'nın genel görünümü, Akşehir.....	174
Şekil 3.47. Kurucaova formasyonu içerisinde gözlenen sol yanal bileşenli eğim atımlı normal faya ait fay düzleminin görünümü. Yakaköy güneyi, Gelendost.....	175
Şekil 3.48. Kurucaova formasyonu içerisinde gözlenen eğim atımlı normal faya ait fay düzleminin görünümü. Yakaköy güneyi, Gelendost	175

Şekil 3.49. Kurucaova formasyonu içerisinde gözlenen eğim atımlı normal faya ait fay düzleminin görünümü. Yandağ kuzeybatısı, Gelendost.....	176
Şekil 3.50. Kurucaova formasyonuna ait eğim atımlı normal fay ölçümlerinin wintensor programında değerlendirilmesi sonucu elde edilen (a) fay düzlemleri ile egemen gerilme yönlerini gösteren diyagram; (b) aynı ölçümlerin Frolich diyagramına göre normal fay alanına düştüğünü gösteren diyagram.....	176
Şekil 3.51. Hacılabaz formasyonunda çatlak ölçümlerine ait (105 adet) gül diyagramı. Egemen çatlak doğrultuları: 1: K80-90°B, 2: K70-90°D, 3: K0-10°B.....	177
Şekil 3.52. Hacılabaz formasyonunda gözlenen çatlak sistemleri. (a) Feletepe güneydoğusu, (b) Beyşehir Gölü kuzeydoğusu.....	178
Şekil 3.53. Hacılabaz formasyonunda çatlak ölçümlerine ait (105 adet) nokta-kontur diyagramı. Egemen çatlak konumları: 1: K86°B, 63°KD, 2: K4°B, 25°KD, 3: K71°D, 65°GD.....	178
Şekil 3.54. Kurucaova formasyonunda çatlak ölçümlerine (136 adet) ait gül diyagramı. Egemen çatlak doğrultuları K10-20°D, K0-10°B, K70-80°D, K80-90°B.....	179
Şekil 3.55. Kurucaova formasyonuna ait çatlak sistemleri. Gelendost güneydoğusu...	179
Şekil 3.56. Kurucaova formasyonunda çatlak ölçümlerine (136 adet) ait nokta kontur diyagramı. Egemen çatlak konumları: 1: K12°B, 78°GB; 2: K70°D, 63°KB; 3: K87°D, 62°GD; 4: K5°D, 61°GD.....	180
Şekil 3.57. Çaltepe formasyonunun üst kesimlerindeki yumrulu rekristalize kireçtaşlarında gözlenen S-C yapısında hareket, üst sol yönlü olup güneye doğrudur. Çarıkisaraylar kuzeydoğusu, Şarkıkaraağaç.....	181
Şekil 3.58. Ilıcak formasyonunda gözlenen delta yapısında hareket, üst sağ yönlü olup güneye doğrudur. Yaylabelen kuzeybatısı, Doğanhisar.....	182
Şekil 3.59. Seydişehir formasyonunda asimetik kıvrımlarda gözlenen hareket, üst sağ yönlü olup kuzeye doğrudur. Köprüköy güneybatısı, Şarkıkaraağaç.....	183
Şekil 3.60. Seydişehir formasyonuna ait metasilttaşlarını kesen kuvars damarlarında gelişen imbrikasyonda hareket, üst sol yönlü olup güneye doğrudur (Köprüköy güneybatısı, Şarkıkaraağaç).....	183
Şekil 3.61. Çaltepe formasyonunda gelişmiş olan kademeli damarlarda hareket, üst sağ yönlü olup güneybatıya doğrudur. Köprüköy kuzeyi, Şarkıkaraağaç.....	184
Şekil 3.62. Celetaş formasyonunda gözlenen devrik antiklinal yapısı. Hareket yönü üst güneybatıya doğrudur. Yenicekale güneydoğusu, Şarkıkaraağaç.....	184
Şekil 3.63. Çalışma alanının tektonik taşınma yönlerini gösterir sadeleştirilmiş jeoloji haritası. (a) Yapılan ölçümlerle elde edilen tektonik taşınma yönlerini, (b) Sultan Dağları'nın saat yönünde 40°'lik rotasyonunun geri alınmasıyla oluşturulan tektonik taşınma yönlerini göstermektedir.....	186
Şekil 3.64. Isparta açısının basitleştirilmiş gelişimi: (a) Sultan Dağları (SD) ve Hoyran-Beyşehir-Hadım Napları (BHN) en Geç Kretase-orta Eosen döneminde batıdan doğuya doğru hareket etmiştir, (b) Isparta Büklümü'nün doğu kanadı ise Eosen-Geç Pliyosen'de saat yönünde 40°; batı kanadı ise Burdigaliyen-Langiyen'de saat yönünün tersine 30° rotasyona uğramıştır (Güngör, 2013).....	187
Şekil 4.1. Geç Neoproterozoyik döneminde Gondwana ve komşu kıta parçalarında Pan-Afrikan/Kadomiyen orojenez sisteminin genel gösterimi (Stern, 1994; Moghadam ve diğ., 2015'den değiştirilerek).....	188
Şekil 4.2. Erken Kambriyen'de başlayan transgresyonla Hüdai formasyonuna (Eh) ait kırıntılıların çökelişi ve Panafrikan/Kadomiyen Orojenezi'nin geç evre ürünleri olan Çaydere metariyolitinin (Eçm) Hüdai formasyonunun alt kesimlerini kestiğini gösteren jeolojik kesit.....	189

Şekil 4.3. Avrupa ve Orta Doğu'da Gondvana ve çevresine ait Kadomiyen magmatik-vulkanik yayı ile ilişkili temel kayaçların yayılımı (Garfunkel, 2015'den düzenlenmiştir). Su: Sultan Dağları, Men: Menderes Masifi, Af: Afyon zonu, S: Sandıklı, K: Karacahisar Kubbesi, Bit: Bitlis Masifi.....	189
Şekil 4.4. Orta Kambriyen'de transgresyonun devam etmesine bağlı olarak Hüdai formasyonu (Eh) üzerine Çaltepe formasyonunun (Eç) çökelişini gösteren jeolojik kesit.....	190
Şekil 4.5. Geç Kambriyen-Erken Ordovisiyen'de blok faylanmalarla ortamın derinleşmesine bağlı olarak türbiditik istif niteliğindeki Seydişehir formasyonunun (EOs) çökelişini ve bunlara eşlik eden bazik volkanizmayı gösteren jeolojik kesit.....	190
Şekil 4.6. Erken Ordovisiyen döneminde Gondvana'nın kuzeyinde Reyik Okyanusu'nun batıdan doğuya doğru diyakronik olarak açılmasını gösteren paleocoğrafik harita (Linneman ve diğ., 2008'den düzenlenmiştir).....	191
Şekil 4.7. (a,b) Orta Ordovisiyen'de Reyik Okyanusu'nun doğu kesiminin kapanarak, Kadomiya alanının Gondwana'ya eklenmesini gösteren paleocoğrafik harita (Balintoni ve Balica, 2013). (c,d) Geç Ordovisiyen (Hırnansiye) 'de meydana gelen buzullaşma eğrisinin yayılımını gösteren paleocoğrafik harita (Ghienne ve diğ., 2007; Husseini, 1990).....	192
Şekil 4.8. Paleotetis Okyanusu'nun açılmasını gösteren paleocoğrafik haritalar (a,b:Topuz ve diğ., 2019; c: Stampfli ve diğ., 2011).....	192
Şekil 4.9. Geç Kambriyen-Erken Ordovisiyen yaşlı Seydişehir formasyonu (EOs) ile Geç Devoniyen yaşlı Engilli formasyonu (De) arasındaki açılma uyumsuzluğu. Dikmen Tepe civarı, Kemer güneydoğusu, Doğanhisar.....	193
Şekil 4.10. Geç Ordovisiyen-Siluriyen döneminde meydana gelen deformasyonlara bağlı olarak Sultan Dağları'na ait birimlerin kıvrımlanıp yükseldiğini gösteren jeolojik kesit.....	194
Şekil 4.11. Geç Devoniyen'de Engilli formasyonuna (De) ait transgresif istifin çökelişini gösteren jeolojik kesit.....	194
Şekil 4.12. Karbonifer'de ortamın derinleşmesine bağlı olarak Harlak formasyonu (Ch), Kirazlı (Chk) ve Kuz üyeleri (Chku) ile bazik volkanitlerin oluşumunu gösteren jeoloji kesit.....	195
Şekil 4.13. Paleotetis Okyanusu'nun güneye yitimini gösteren modeller: (a) Eren ve Kurt (2000), (b) Göncüoğlu ve diğ. (2007), (c) Robertson ve Ustaömer (2009); kuzeye yitimini gösteren modeller: (d) Eren ve diğ. (2004).....	196
Şekil 4.14. Menderes Masifi ve Toros platformu boyunca Paleotetis Okyanusu'nun güneye yitimine bağlı olarak oluşan Kios ve Karaburun melanjları, Teke Dere Birimi ve Konya kompleksinin oluşumu gösteren paleocoğrafik harita (Robertson ve Ustaömer, 2009).....	197
Şekil 4.15. Geç Karbonifer-Permiyen yaşlı Ilıcak formasyonunun (CP1) Harlak formasyonu üzerine çökelişini gösteren jeolojik kesit.....	197
Şekil 4.16. Orojenik çökmeye bağlı olarak pozitif alanda kalan Sultan Dağları'nda Orta Triyas'ta karasal-sığ denizel istif özelliği sunan Pınarbaşı formasyonunun (TRp) çökelişini gösteren jeolojik kesit.....	198
Şekil 4.17. Orta Triyas'ta Pınarbaşı (TRp) formasyonu üzerine uyumlu olarak Taraşçı kireçtaşının (TRt) çökelişini gösteren jeolojik kesit.....	198
Şekil 4.18. Geç Triyas'ta Kimmerid Orojenezine bağlı olarak gelişen kıvrımlanma ve karasallaşmayı gösteren jeolojik kesit.....	199
Şekil 4.19. Karniyen döneminde (Geç Triyas) Paleotetis Okyanusu'nun kuzeye doğru yitimini gösteren (a) paleocoğrafik harita ve (b) jeolojik kesit (Moix ve diğ., 2008'den düzenlenmiştir).....	200

Şekil 4.20. Erken-Orta Jura'da güneyden kuzeye doğru başlayan transgresyonla Feletepe formasyonunun (Jf) çökelimini gösteren jeolojik kesit.....	200
Şekil 4.21. Orta Jura'da transgresyonun devam etmesine bağlı olarak Hacıalabaz formasyonunun (JKh) Feletepe formasyonu üzerine (Jf) ve aşmalı olarak Sultandağı İstifi'ne ait Paleozoyik yaşlı birimler üzerine çökelimini gösteren jeolojik kesit.....	201
Şekil 4.22. Blok faylanmalar sonucu Hacıalabaz formasyonu içerisine yerleşen Düzkaya volkanitinin oluşumunu gösteren jeolojik kesit.....	201
Şekil 4.23 Sultan Dağları'nın Geç Kretase-geç Eosen dönemine ilişkin jeodinamik gelişim modeli (Elitok ve Drüppel, 2008).....	202
Şekil 4.24. Geç Kretase-erken Paleosen döneminde Sultandağı İstifi üzerine Çay İstifi ve Beyşehir-Hoyran Napları'nın yerleşmeye başladığını gösteren jeolojik kesit.....	202
Şekil 4.25. Erken-orta Paleosen'de Beyşehir-Hoyran Napları'nın Sultandağı İstifi ve Anamas-Akseki Otoktonu üzerine tamamen yerleştiğini gösteren jeolojik kesit.....	203
Şekil 4.26. Geç Paleosen-Lütesiyen'de Celeptaş formasyonunun ortak örtü şeklinde Sultandağı İstifi, Anamas-Akseki Otoktonu ve Beyşehir-Hoyran Napları'nı uyumsuz olarak örttüğünü gösteren jeolojik kesit.....	203
Şekil 4.27. Miyosen döneminde karasal/gölsel çökellerden oluşan güneyde Yalvaç Havzası ve kuzeyde Akşehir Havzası'nın oluşumunu gösteren jeolojik kesit.....	204
Şekil 4.28. Pliyosen sonunda Yalvaç ve Akşehir havzalarında kıvrımlı yapıları gösteren jeolojik kesit.....	204

ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 2.1. İnceleme alanında Çaydere metariyolitinin major, iz ve bazı nadir toprak element içerikleri.....	31
Çizelge 3.1. Kurucaova formasyonundan alınan normal fay ölçümlerinin çözümlemeleri	176

EKLER

Ek-1: Sultan Dağları'nın Doğanhisar (Konya)-Gelendost (Isparta) Arasında Kalan Güney Bölümünün Jeoloji Haritası

SİMGELER VE KISALTMALAR

Simgeler

Al ₂ O ₃	: Alüminyum oksit	Lu	: Lutesyum
B	: Kıvrım eksen konumu	m	: Metre
Ba	: Baryum	MgO	: Magnezyum oksit
°C	: Santigrad derece	MnO	: Mangan oksit
CaO	: Kalsiyum oksit	Na ₂ O	: Sodyum oksit
Ce	: Seryum	Nb	: Niyobyum
cm	: Santimetre	Nd	: Neodimyum
Cu	: Bakır	Ni	: Nikel
Cs	: Sezyum	P ₂ O ₅	: Fosfor pentaoksit
Dy	: Disprozyum	Pb	: Kurşun
Er	: Erbiyum	Pr	: Praseodim
Eu	: Evropiyum	Rb	: Rubidyum
Fe ₂ O ₃	: Demir oksit	SiO ₂	: Silisyum dioksit
Ga	: Galyum	Sm	: Samaryum
Gd	: Gadolinyum	Sn	: Kalay
Ho	: Holmiyum	Sr	: Stronsiyum
Hf	: Hafniyum	Ta	: Tantal
K ₂ O	: Potasyum oksit	Tb	: Terbiyum
La	: Lantan	Th	: Toryum
TiO ₂	: Titanyum dioksit	Zn	: Çinko
Tm	: Tulyum	Zr	: Zirkon
Tl	: Talyum	σ ₁	: En büyük asal gerilme
U	: Uranyum	σ ₂	: Ortaçağ asal gerilme
Y	: İttriyum	σ ₃	: En küçük asal gerilme
Yb	: İterbiyum		

Kısaltmalar

Fds	: Feldispat
Hb	: Hornblend
D	: Deformasyon fazı
LA-ICP-MS	: Lazer ablasyon-İndüktif eşleşmiş plazma kütle spektroskopisi
LOI	: Ateşte kayıp
Kal	: Kalsit
Kfds	: Potasyum feldispat
Klr	: Klorit
Kprk	: Klinopiroksen
Kv	: Kuvars
Kyp	: Kayaç parçası
M	: Metamorfizma
Mus	: Muskovit
my	: Miyon yıl

NTE	: Nadir toprak elementleri
Olv	: Olivin
Opm	: Opak mineral
Plj	: Plajiyoklas
R	: Riedel kırığı
Ser	: Serisit
Srp	: Serpantin
Tur	: Turmalin



1.GİRİŞ

Alp-Himalaya kuşağı üzerinde bulunan Türkiye, bugünkü jeolojik yapısını büyük ölçüde Neotetis Okyanusu'nun kuzey ve güney kollarının Geç Kretase-Senozoyik dönemi içerisinde kapanmaları ve Orta Miyosen'de Anadolu ve Arap levhalarının çarpışması sonucu kazanmıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981). Türkiye, Neotetis Okyanusu'na ait kolların kapanmasına bağlı olarak birçok suture zonu içerir. Bunlardan başlıcaları kuzeyde İstanbul Zonu ile Sakarya Kıtası'nı ayıran ve İntra Pontid Okyanusu'nun kapanmasıyla ilişkili Pontid İç Suture Zonu (Şengör, 1980; Okay ve Tüysüz, 1999; Robertson ve Ustaömer, 2004; Elmas ve Yiğitbaş, 2005; Ustaömer ve Robertson, 2005; Akbayram ve diğ., 2013); ortada Sakarya Kıtası, Kırşehir ve Anatolid-Torid blokları arasında yer alan ve Neotetis Okyanusu'nun kuzey kolunun kapanmasıyla oluşan İzmir-Ankara-Erzincan Suture Zonu (Şengör ve Yılmaz, 1981; Görür ve diğ., 1983; Okay ve Tüysüz, 1999; Okay ve diğ., 2001; Göncüoğlu ve diğ., 2003; Stampfli ve Borell, 2004; Candan ve diğ., 2005; Rolland ve diğ., 2009; Pourteau ve diğ., 2013) ile İç Toros Suture Zonu (Şengör ve Yılmaz, 1981; Görür ve diğ., 1984; Robertson ve Dixon, 1984; Okay ve Tüysüz, 1999; Görür ve Tüysüz, 2001; Robertson ve diğ., 2009; Parlak ve diğ., 2013) yer alır. Güneyde ise Neotetis Okyanusu'nun güney kolunun kapanmasıyla oluşan ve Arap Levhası ile Anatolid-Torid Bloku'nu birbirinden ayıran Bitlis-Zagros Suture Zonu (Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz ve ark, 1993; Parlak ve diğ., 2019) bulunur (Şekil 1.1).

Kuzeyde İzmir-Ankara-Erzincan Okyanusu ve İç Toros Okyanusu ile güneyde Bitlis Zagros Suture Zonu ile sınırlanan Anatolid-Torid Bloku (Okay ve Tüysüz, 1999), Türkiye'nin güney bölümünde yaklaşık doğu-batı yönlü yüzlerce kilometre devam eder. Anatolid-Torid Bloku içerisinde yer alan Anatolidler (Ketin, 1966), Toridler'in Alpin orojenik hareketlerine bağlı olarak Geç Kretase-erken Senozoyik döneminde bölgesel metamorfizmaya uğramış bölümleri temsil eder (Pourteau ve diğ., 2013). Toridler genel olarak metamorfik olmayan veya çok düşük metamorfizmaya uğramış kıvrımlı, bindirmeli yapılar sunan paraotokon ve allokon konumlu Toros birliklerinden (Özgül, 1976) oluşur. Toros birlikleri paraotokon konumlu Geyikdağı Birliği ile allokon konumlu Aladağ, Bolkar, Bozkır, Antalya ve Alanya birlikleriyle temsil edilir (Özgül, 1976).

Güneybatı Anadolu'da Toridler içerisinde yer alan ve Alpin Orojenezi'nin son aşamasında oluşan keskin açılı sinorojenik kuşak Isparta Büklümü veya Isparta Açısı

Paleosen-Lütesiyen yaşlı denizel kırıntılardan oluşan Celeptaş fomasyonu (Demirkol, 1977), Miyosen-Pliyosen yaşlı karasal/gösel karakterli Yalvaç Havzası (Yağmurlu, 1991; Koç ve diğ., 2016; Ilgar ve diğ., 2021, 2022) ve Akşehir Havzası (Umut ve diğ., 1987; Ilgar ve diğ., 2021) çökelleridir.

Sultan Dağları farklı araştırmacılar tarafından farklı stratigrafik ve yapısal istifler altında incelenmiştir. Sultan Dağları'ndaki ilk detaylı jeoloji araştırmalarından olan Demirkol ve diğ. (1977) bölgedeki formasyonları tek bir istif altında incelemiştir. Engilli-Bağkonak civarında yapısal jeoloji ağırlıklı çalışmalarda bulunan Eren (1990)'da yine tek istifi kabul etmektedir. Bölgeye ilişkin en kapsamlı çalışmalardan biri olan Özgül ve diğ. (1991) ise Sultan Dağları'nda; Geyikdağı Birliği'ne ait Sultandağı Birimi, Bolkardağ-Aladağ birliklerine ait Çay Birimi ve Doğanhisar Birimi olmak üzere birbirleriyle tektonik ilişkili 3 yapısal istiftten oluştuğunu ortaya koymuştur. Güngör (2013), Sultan Dağları'nı otokton konumlu Çimendere Birimi ve onu tektonik olarak üzerleyen Akşehir, Doğanhisar ve Çay napları olmak üzere 4 yapısal istife ayırmaktadır. Bölge stratigrafisini çözme amaçlı yapılan bu çalışmalarda birbirinden farklı yapısal istiflerin tanımlanması Sultan Dağları'nın stratigrafisinde önemli jeolojik sorunlar olduğunu açıkça göstermektedir. Bunların dışında Sultan Dağları'nın tektonik özelliklerini araştırmaya yönelik çalışmalar son derece sınırlıdır.

Kambriyen'den Kuvaterner'e kadar yaş aralığında metamorfik, volkanik ve sedimanter kayaçların yüzlek verdiği Sultan Dağları, farklı dönemlerde farklı orojenik hareketlere bağlı olarak deformasyonlara maruz kalmış, kıvrımlı-kırıklı bir yapı kazanmış ve metamorfizma geçirmiştir. Demirkol (1986), Sultan Dağları ve çevresinin Kaledoniyen, Hersiniyen ve Alpin orojenez fazlarının etkisinde deformasyonlara uğradığını savunurken, Eren (1987, 1990), çekirdek ve kılıf olarak iki bölüme ayırdığı Sultan Dağları Masifi'nin Kaledoniyen Orojenezi ile çekirdeğin üç evreli bir kıvrımlanmaya uğradığını, kılıf olarak nitelediği üst Paleozoyik birimlerin ise Hersiniyen dağ oluşumu ile iki evreli deformasyon geçirdiğini ortaya koymuştur. Güngör ve Akay (2008) ile Güngör (2013) ise nap yerleşimlerine yönelik yapmış olduğu kinematik ölçümlerde Sultan Dağları'ndaki tüm tektono-stratigrafik birimlerin orta Eosen'de üst doğruya doğru hareket ettiğini tespit etmiştir. Bu durum kuzeyden-güneye doğru taşınarak gerçekleştiği kabul edilen nap yerleşim modelleriyle çelişmektedir.

Sultan Dağları ile Anamas-Akseki Otoktonu arasında yer alan ofiyolit, melanj, farklı litolojilere ait nap ve dilimlerden oluşan Beyşehir-Hoyran Napları (Monod, 1977)

allokton konumludur. Bu napların İzmir-Ankara-Erzincan ve/veya İç Toros Okyanusu'nun kapanmasına bağlı olarak Sultan Dağları'nın kuzeyinden Geç Kretase-geç Eosen zaman aralığında taşınarak bölgeye yerleştiği kabul edilir (Elitok ve Drüppel, 2008). Ancak napların taşınma süreçlerine yönelik yapısal izlerin bölgede yeterince araştırılmaması ve Paleojen dönemi örtü çökelleriyle ilişkilerinin detaylı incelenmemesi nedeniyle Beyşehir-Hoyran Napları'nın kökeni ve yerleşim yaşı konusunda önemli sorunlar bulunmaktadır.

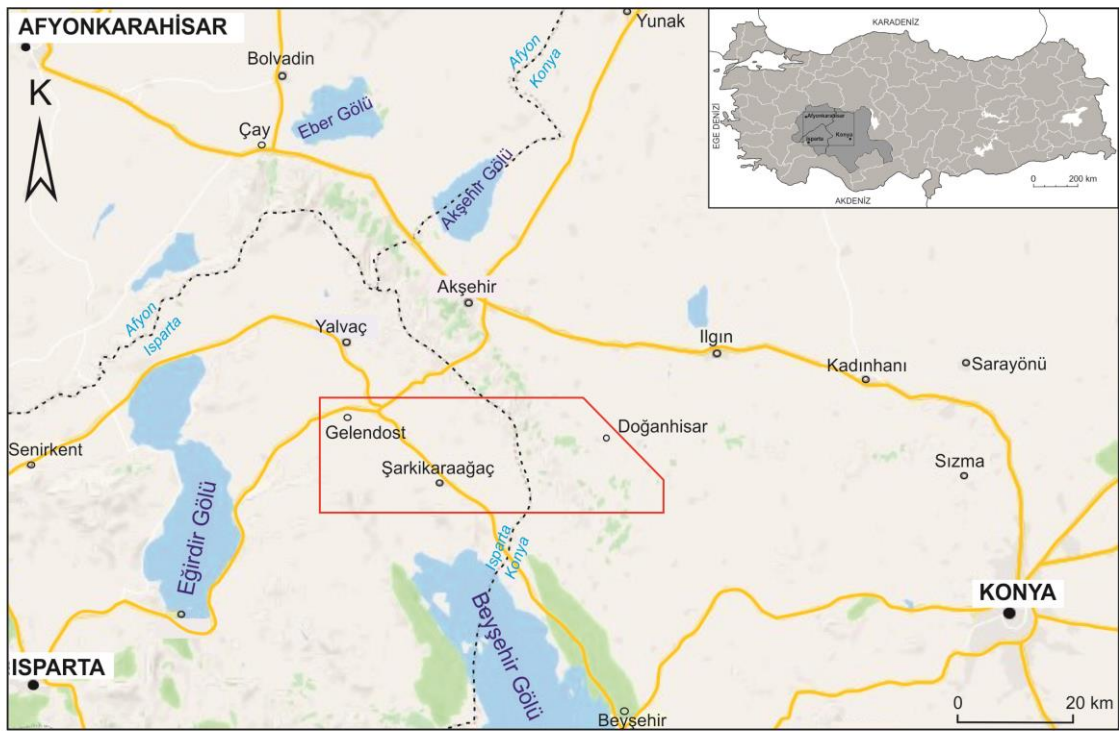
Sultan Dağları'nda farklı jeolojik dönemlerde oluşmuş, litolojik ve kökensel olarak da farklılıklar sunan volkanik/metavolkanik kayaçlar yüzeylemektedir. Bunlara örnek olarak İnfrakambriyen yaşlı kabul edilen Çaydere riyoliti (Nalbantçılar, 1997), Seydişehir formasyonu içerisinde (geç Kambriyen-Erken Ordovisiyen) gözlenen metabazitler; Harlak formasyonu içerisindeki (Karbonifer) metabazitler; Düzkaya volkanitine (Özgül ve diğ., 1991) ait bazaltlar (Orta-Geç Jura) ve Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı Erenlerdağı volkanitlerine ait dasit, andezit ve piroklastik kayaçlar gösterilebilir. Bu birimlere jeokimyasal ve radyometrik yaş verileri son derece sınırlıdır. Bu volkanitlerin oluşumu ve konumu jeodinamik gelişim süreçlerinin açıklamak için oldukça önemlidir.

Bölgede farklı amaçlara yönelik çok sayıda çalışma olmasına rağmen Sultan Dağları, Anamas-Akseki Otoktonu ve Beyşehir-Hoyran Napları'nın yapısal özelliklerinin ve stratigrafik ilişkilerinin birlikte değerlendirildiği bir çalışma bulunmamaktadır. Gerek Paleotektonik gerekse Neotektonik döneme ait önemli izler taşıyan bu bölgenin yapısal jeolojik özelliklerinin ortaya konulması ve bunların stratigrafi ile birlikte değerlendirilip yorumlanması Sultan Dağları ve yakın çevresinin jeodinamik gelişimine ilişkin büyük katkılar sunacaktır.

1.1. Yerleşim, Ulaşım, Morfoloji, Akarsular ve İklim

Çalışma alanı Konya ve Isparta illeri arasında yer alır ve yaklaşık 1600 km²'lik bir alanı kapsar (Şekil 1.2, Ek-1). Doğuda Konya'ya bağlı Akşehir ilçe merkezi ve Yaylabeleden mahallesi; Doğanhisar ilçe merkezi ve ona bağlı Deşdiğin, Konakkale, Karaağa, Kemer, İlyaslar, Yaylabeleden, Güvendik mahalleleri bulunmaktadır. Batıda ise Isparta'ya bağlı Yalvaç ilçesi Bağkonak, Eğirler, Kozluçay, Dedeçam, Kuyucak, Çetince, Korukaya ve Tokmacık mahalleleri; Gelendost ilçe merkezi ve Balcı, Çaltı, Keçili, Madenli ve Yakaköy mahalleleri; Şarkikaraağaç ilçe merkezi ve Aslandoğmuş,

Aşağıdinek, Çaltı, Göksöğüt, Köprüköy, Ördekçi, Muratbağı, Salur, Yenice kale, Yukarıdinek, Başdeğirmen ve Çarıksaraylar mahallelerini kapsamaktadır (Ek-1). Çalışma alanındaki en büyük yerleşim merkezleri Şarkikaraağaç, Gelendost (Isparta) ve Doğanhisar (Konya) ilçe merkezleridir. Bunlara bağlı irili ufaklı mahallelerde nüfus oranı değişkenlik sunmakta olup Çarıksaraylar, Madenli, Salur, Balcı mahalleleri diğerlerine oranla daha fazla nüfus ve yerleşim oranına sahiptir. Halkın geçim kaynağı tarım ve hayvancılık olup özellikle Gelendost ve Şarkikaraağaç ilçeleri Türkiye'nin en önemli meyve yetiştiricileri arasındadır.



Şekil 1.2. Çalışma alanına ait yer bulduru haritası (Harita verileri Google Maps (2023)'den alınmıştır)

Çalışma alanına ulaşım oldukça kolaydır. Gelendost-Şarkikaraağaç (Isparta)-Beyşehir (Konya) yolu çalışma alanından geçmektedir. Bu yol Isparta'yı Konya'ya bağlayan şehirler arası önemli bir transit yoldur (Ek-1). Bu yola bağlanan birçok asfalt yol bulunmaktadır. Bunlar Şarkikaraağaç'dan Yenice kale, Salur ve Çarıksaraylar yolları; Gelendost'tan Keçili, Madenli ve Eğirler yolları; Akşehir-Bağkonak yolu ve Doğanhisar-Hüyük arasında Kemer-Deşdiğin yoludur. Bunların dışında mahalleler arasında çok sayıda stabilize yollar bulunmaktadır.

Çalışma alanında Sultandağı Birimi, Beyşehir-Hoyran Napları ve Anamas-Akseki Otoktonu'na ait birimlerin yüzeyletiği alanlar morfolojik olarak dağlık alanları;

Yalvaç Havzası'na ait çökellerin yer aldığı Gelendost-Şarkikaraağaç arası ise nispeten düzlük alanları temsil etmektedir (Ek-1). Dağlık alanlar genel olarak kuzeybatı-güneydoğu yönünde uzanır. Düzlük alanlar ise çalışma alanının kuzeybatı bölümlerinde daha çok doğu-batı yönünde yayılım göstermektedir. Buna göre çalışma alanının doğu bölümünde yer alan Sultan Dağları'ndaki en önemli yükseltiler; Kafa Dağı (2113 m), Kuruderebaşı Tepe (2091 m), Davlumbaz Tepe (2029 m), Geyikli Tepe (1986 m), Sulu Tepe (1983 m), Toklu Tepe (1951 m), Akbel Tepe (1881 m), Hacıhasan Tepe (1870 m), Kavakbaşı Tepe (1806 m), Pelitseki Tepe (1588 m), Kızılyumru Tepe (1531) ve Kara Tepe (1487 m) şeklindedir. Çalışma alanının batı-güneybatısında Anamas-Akseki Otoktonu'nda ise Namazgah Tepe (2347 m), Taşbaşı Tepe (2290 m), Yandağ (2116 m), Akarca Tepe (2108 m), Diştaş Tepe (2023 m), Mistan Tepe (1848 m), Orta Tepe (1837 m) ve Kale Tepe (1834 m) önemli yükseltileri oluşturmaktadır. Orta bölümlerde yer alan KB-GD uzanımlı kuşakta Beyşehir-Hoyran Napları'nın yüzeyletiği alanlarda ise Kızılkale Tepe (1963 m), Kızıldağ (1903 m), Kızılsivri Tepe (1878 m), Kızıl Tepe (1645 m), Barakkaya Tepe (1135 m) başlıca yükselti alanlarını temsil etmektedir (Ek-1). Çalışma alanındaki düşük morfolojiye sahip alanlar ise Gelendost ve Şarkikaraağaç ilçe merkezleri ile Bağlılı, Madenli, Çetince, Bağkonak, Kozluçay, Dedeçam, Örenköy, Ördekçi, Çiçekpınar, Salur, Çelteç ve Çaltı mahalleleri çevresinde gözlenmektedir (Ek-1).

Çalışma alanında kuzeydoğudan güneybatıya doğru akan ve Gelendost içerisinde geçen Özderesi en önemli sulu derelerdendir. Bu dereye birleşen Eğirler kuzeyinde Karayer Dere ve Koca Çayı yer almaktadır. Yenice kale'den Şarkikaraağaç'a doğru kuzeybatı-güneydoğu yönünde uzanan Gürlevik Dere de yine önemli sulu derelerdendir. Sultan Dağları'nın kuzeybatı-güneydoğu uzanım ekseninin doğusunda yer alan dereler kuzeydoğuya, batısında yer alan dereler ise güneybatıya doğru akmaktadır (Ek-1). Buna göre kuzeydoğuya doğru akan derelere örnek olarak Deşdiğin'inden geçen Doğruöz Deresi, Konakkale'den geçen Arafat Dere, Aşağıketenlikten geçen Ketenlik Dere ve Gökbudak güneyinden geçen Saracık Dere gösterilebilir (Ek-1). Sultan Dağları'nın batısında kuzeydoğudan-güneybatıya doğru akan dereler ise (Şarkikaraağaç'a doğru) Başdeğirmen'den geçen Yukarıöz Dere ve Söğütlü Dere, Yukarıdinek'ten geçen Karağan Dere, ve Çarık saraylar'dan geçen Arpayeri Dere şeklindedir. Bunların dışında çok sayıda irili ufaklı kuru dereler çalışma alanında gözlenmektedir (Ek-1).

Çalışma alanında Gelendost civarında karasal iklim ile Akdeniz iklimi arasında geçiş özellikleri gözlenir. Yazlar sıcak ve kurak, kışlar soğuk ve karlı geçer, Eğirdir Gölü'ne yakın kesimlerde gölün yumuşatıcı etkisiyle iklim ılımanlaşır. Şarkikaraağaç ve Sultan Dağları çevresinde ise tamamen karasal iklim şartları hüküm sürmektedir. Meteoroloji Genel Müdürlüğü'nün resmi verilerine göre 1991-2020 yılları arasında Isparta'nın ortalama sıcaklığı 12,5°C, aylık ortalama yağış miktarı 526,3 mm (Anonim, 2022a); Konya'nın ortalama sıcaklığı 11,9°C, aylık ortalama yağış miktarı 325,3 mm'dir (Anonim, 2022b).

1.2. Materyal ve Yöntem

Bu tez kapsamında yapılan çalışmalar arazi, laboratuvar ve büro çalışmaları olmak üzere üç aşamada gerçekleştirilmiştir. Arazi çalışmalarında litostratigrafik ilkeler doğrultusunda inceleme alanının 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası Ergen ve diğ. (2021)'den değiştirilerek hazırlanmıştır. Ayrıca inceleme alanında gözlenen litostratigrafik birimler detaylı bir şekilde incelenerek bölgede yer alan yapısal istiflerin stratigrafisi ortaya konulmuştur. Stratigrafik istif içerisinde yer alan formasyonların dokanak ilişkileri ve uyumsuzluklar incelenmiş, formasyonların ilişkilerini ortaya koyan jeolojik enine kesitler çizilmiş ve fotoğrafları çekilerek belgelenmiştir. Ayrıca ilgili birimlerden yeterli sayıda petrografik, paleontolojik, jeokimyasal amaçlı örnekler alınmıştır. Çalışma alanında yer alan formasyonlarda gözlenebilen düzlemsel ve çizgisel yapılar jeolog pusulasıyla ölçülmüştür.

Araziden derlenen petrografik ve paleontolojik amaçlı örneklerin ince kesitleri MTA Jeoloji Etütleri Dairesi laboratuvarlarında hazırlanmış olup, determinasyonları konusunda uzman paleontolog ve petrograflar tarafından yapılmıştır. Örneklerin jeokimyasal analizleri Wuhan Shangpu Analiz Teknolojisi Laboratuvarı'nda (Çin Halk Cumhuriyeti) yaptırılmıştır. Petrografik ve paleontolojik ince kesitlerin mikroskop altında fotoğrafları çekilmiştir.

Büro çalışmalarında, arazide 1/25.000 ölçekli topoğrafik haritalar üzerine çizilen jeoloji haritaları, jeolojik enine kesitler ve dikme kesitler bilgisayarda Corel Draw programında çizilerek dijital ortama aktarılmıştır. Ayrıca tanımlamaları yapılan petrografik ve paleontolojik örneklerle ait ince kesitlerin mikroskop fotoğrafları çekilmiştir. Araziden elde edilen yapısal ölçümler (tabaka, klivaj, fay, çatlak, lineasyon, tektonik taşınma yönleri vb.) Stereonet v.11 ve WinTensör 9.2 programları kullanılarak

değerlendirilmiştir. İlgili diyagramlar (nokta-kontur, gül, frolich,) hazırlanarak çalışma alanındaki kıvrım, fay ve çatlakların konumları belirlenerek bölgede etkin olan yapısal kuvvetlerin paleostres konumları ve deformasyon fazları ortaya çıkarılmıştır. Jeokimyasal analizler sonucunda elde edilen veriler Toplam Alkali-SiO₂ (LeBas ve diğ., 1986), Harker (Harker, 1909), Spider (Boynton, 1984), Tektonik ortam (Pearce ve diğ., 1984), Tektonik ayırım (Hollocher ve diğ., 2012) ve A/NK-ACNK (Shand, 1943) diyagramlarında değerlendirilmiştir. Tüm veriler birlikte değerlendirilerek bölgenin detaylı jeodinamik gelişim modelleri ortaya çizilmiştir.

1.3. Kaynak Araştırması

Sultan Dağları ve yakın çevresine ilişkin çok sayıda jeolojik araştırma bulunmaktadır. Blumenthal (1947), Brennich (1954), Abdüsselamoğlu (1958), Haude (1968, 1969, 1972), Dean ve Monod (1970), Brunn ve diğ. (1971), Özgül ve Gedik (1973), Özgül (1976, 1984), Demirkol (1977, 1981, 1982, 1985, 1986), Öztürk ve diğ. (1981, 1987), Koçyiğit (1983), Boray ve diğ. (1985), Eren (1987, 1990, 1991a,b), Yağmurlu (1991), Özgül ve diğ. (1991), Cengiz ve Kuşçu (1993), Tolluoğlu ve Sümer (1995), Öncel (1995), Uğuz ve diğ. (1996), Cengiz (1997), Nalbantçılar (1997), Koçyiğit ve diğ. (2000), Koçyiğit ve Özacar (2003), Gürsu ve diğ. (2003), Elmas ve Suner (2006), Göncüoğlu ve diğ. (2007), Koçak ve diğ. (2007), Bozkır (2007), Aksoy ve Bozdağ (2008), Elitok ve Drüppel (2008), Güngör ve Akay (2008), Umut (2009), Balcı (2011), Öcal ve diğ. (2011), Güngör (2013), Kaya ve diğ. (2014), Ungun (2015), Koç ve diğ. (2016), Tuncer (2020), Ergen ve diğ. (2021, 2022a), Ilgar ve diğ. (2021, 2022) bu çalışmaların bir kısmıdır.

Bu çalışmalardan Abdüsselamoğlu (1958), “Sultandağı’nın Jeolojisi” adlı raporunda Devoniyen’e ait mercanlı tabakalardan bahsetmektedir. Yazar metamorfik şistler ile bunlar arasındaki kuvarsit ve kireçtaşları adeselerinin temeli oluşturduğunu belirtmiş ve Sultandağı’nın bütünüyle kuzeydoğuya yatık bir antiklinal meydana getirdiğini ve en az Permien’den beri kara halinde kaldığına işaret etmiştir.

Haude (1968, 1969, 1972), Sultan Dağları’nın orta kesimlerinde yapmış olduğu çalışmalarda, özellikle bu yörenin stratigrafisine yönelik önemli veriler sağlamıştır. Sultan Dağları’nın Kambriyen, Ordovisiyen, Geç Devoniyen, Karbonifer, Permien ve Jura-Kretase birimlerin varlığını fosil bulgularına dayanarak ortaya koymuştur. Ayrıca yazar ilk kez masifin çok evreli bir deformasyona sahip olduğunu vurgulamıştır.

Özgül ve Gedik (1973), Orta Toroslar'da erken Paleozoyik yaşta Çaltepe kireçtaşı ve Seydişehir formasyonunun stratigrafisi ve konodont faunası hakkında yapmış oldukları çalışmalarında; Seydişehir formasyonunun alt seviyelerinde Hadim bölgesinde geç Kambriyen ve Erken Ordovisiyen fosilleri bulmuş olup buna göre formasyonun geç Kambriyen'den Erken Ordovisiyen'e kadar sürekli çökme gösterdiğini ortaya koymuştur.

Özgül (1976, 1984), Sultan Dağları ve Homa-Akdağ istiflerini Geyik Dağı Birliği, onların güneyinde dar bir şerit halinde uzanan ofiyolitli karışığı ise Bozkır Birliği kapsamında değerlendirmiştir. Özgül (1976)'da Sultan Dağları'nın kuzeybatı kesiminde Kambro-Ordovisiyen yaşta kırıntılıların içinde açılmış tektonik pencerede Bolkardağı Birliği'ne ait olabileceğini düşündüğü Mezozoyik yaşta kristalize kireçtaşlarının yüzeyletiği belirtilmiştir.

Demirkol (1977, 1982), Kambro-Ordovisiyen yaşlı kayaç birimleri içinde büyük bir sürüklenimin (Cankurtaran sürüklenimi) varlığını belirtmiş ve Sultan Dağları'nın kuzey kenarında Permiyen yaşta Deresine formasyonunun tanımını yapmıştır. Ayrıca masifi bölgesel uyumsuzluklara dayalı olarak yapısal açıdan bölümlendirmiş ve çalışma alanı içerisindeki kayaçların Hersiniyen dağ oluşumu ile deforme olduğunu belirtmiştir.

Öztürk ve diğ. (1981, 1987), Sultan Dağları'nın güney kesimlerinde yaptığı genellikle Haude ve Demirkol tarafından yapılan önceki çalışmaları doğrulayan ve ek fosil bulguları taşıyan bu çalışmada, onlardan farklı olarak Sultan Dağları'nın kuzeyinde Haude (1968)'in kenar kireçtaşları ve Demirkol (1977)'nin Permiyen yaşlı Deresine formasyonuna ait kireçtaşlarının Jura-Kretase yaşta olduğunu ileri sürmüştür. Yine Haude (1968) tarafından Karbonifer yaşta düşünülen Harlak formasyonunun doğrudan fosil bulgusuna dayanmaksızın, dolaylı olarak Triyas yaşta olduğu Öztürk ve diğ. (1987) tarafından savunulmuştur.

Demirkol (1986), Sultan Dağları ve çevresinin tektoniğine yönelik çalışmada, bölgede Kaledoniyen, Hersiniyen ve Alpin orojenez fazlarının etkin olduğunu ortaya koymuştur. Yazara göre bölgede çekme ve sıkışma tektoniğine bağlı olaylar başlıca iki tektonizma dönemine ayrılmıştır. Bunlar sırasıyla; erken Kambriyen'den Hoyran Ofiyolit Karmaşığı'nın bölgeye yerleştiği Lütisiyen sonuna kadar eski tektonik dönem ve Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı çökellerin gelişimini etkileyen yeni tektonik dönem olarak ayırt edilmiştir. Eski tektonik dönem Erken Miyosen sonunda hemen hemen bitmiş, yeni tektonik dönem Geç Miyosen'de başlamıştır.

Eren (1987, 1990), Mezoskopik tektonik analizlerle ortaya koyduğu deformasyon tarihçesi farklılığına dayalı olarak masifi çekirdek ve kılıf olarak iki bölüme ayırmış ve Kaledoniyen orojenezi ile çekirdeğin üç evreli bir kıvrımlanmaya uğradığını belirtirken; kılıfın Hersiniyen dağ oluşumu ile iki evreli, fakat eş-eksenli (co-axial) bir deformasyon geçirdiğini vurgulamıştır.

Özgül ve diğ. (1991), Sultan Dağları, Sandıklı, Homa-Akdağ yöresinde yaptığı çalışmalarda, Sultan Dağları'nda yüzeyleyen kayaçların Geyikdağ Birliği, Bolkardağı-Aladağ Birliği ve Bozkır Birliği'ne ait olduğunu belirtmiştir. Buna göre bölgede yer alan Sultandağı Birimi Geyikdağı Birliği'ne, Çay ve Doğanhisar birimleri ise Bolkardağı-Aladağ Birliği'ne aittir. Sultandağı Birimi İnfrakambriyen-Senozoyik aralığında çökelmiş çeşitli kayaçlardan oluşurken, Doğanhisar Birimi İnfrakambriyen varsayılan şist ve karbonatlardan oluşan bir temel ve bu temeli üzerleyen Devoniyen, Karbonifer, Permien ve Jura-Kretase'yi temsil eden kayaç birimlerini kapsar. Çay Birimi ise Doğanhisar Birimi'ne benzer özellikte Paleozoyik yaşta kayaçları kapsamına karşın daha yaşlı bir temel bulundurmamaktadır. Doğanhisar ve Çay birimleri Mezozoyik yaşta yarı pelajik fasiyeste çakmaktaşı ara katmanlı karbonat istifini ve olasılıkla Senoniyen flišini kapsamalarıyla Geyikdağı Birliği'nden ayrılırlar. Ayrıca Doğanhisar Birimi'nde belirgin olarak izlenen geç Permien transgresyonu Çay İstifi'nde yeterince kanıtlanamamıştır.

Eren (1991a), Engilli (Akşehir)-Bağkonak (Yalvaç) arasında Sultan Dağları Masifi'nin stratigrafisine ilişkin yaptığı çalışmasında, masifin çekirdeğini ve kılıfını oluşturan daha önce tanımlanmış birimler dışında, Çaltepe formasyonunun yumrulu kireçtaşı düzeyi Gümbürdek üyesi, Sultandede formasyonu içerisinde gözlenen metamorfik bazik kayaçlar Velitepe üyesi, ekzotik kireçtaşı blokları ise Taşağıl üyesi olarak haritalanmış ve incelenmiştir. Ayrıca, Engilli formasyonu üzerine uyumlu olarak gelen merceksel geometrilili fillit ve kristalize kireçtaşlarından oluşan erken-geç Karbonifer yaşlı birim ilk kez Kirazlı formasyonu adı altında değerlendirilmiştir. Masifin bünyesinde gözlenen fakat metamorfik olmayan sil ve dayklar şeklindeki bazik kayaçlar Kocakızıl doleriti olarak tanımlanmış ve jeotektonik önemi açıklanmıştır. İlk kez Bozkır Birliği'ne katılan ofiyolitik topluluğun allohton olarak bulunduğu ortaya konulmuştur. Ayrıca Hacılabaz kireçtaşlarının Hoyran ofiyoliti içerisinde olistolit olduğu belirlenmiş ve bulunduğu fosillerle Hacılabaz kireçtaşı olistolitlerinin çökelim yaşının Geç Jura-Geç Kretase olarak belirlemiştir.

Eren (1991b), Akşehir güneyinde Sultan Dağları Masifi metatortul kılıfının mezoskopik tektoniğini aydınlatmaya çalışmıştır. Buna göre Sultan Dağları Masifi boyunca büyük bir antiklinoryum kuzeydoğu veya senklinoryum güneybatı kanadını oluşturan epimetamorfik birimlerin üç evreli deformasyon geçirdiğini belirlemiştir. İlk evre deformasyonu; formasyonun gidişine paralel ve ana yapıyı yansıtacak şekilde $K50^{\circ}-60^{\circ}B$ doğrultulu yapıları geliştirirken, ikinci deformasyon fazı ise bu gidişe az çok dik $K50^{\circ}-60^{\circ}D$ doğrultusundaki yapıların oluşmasını sağlamıştır. İkinci evre deformasyonlara dik ve ilk evrede oluşan geçişlere paralel olarak etki eden üçüncü deformasyon fazı kink bandı, buruşma klivajları ve zig-zag kıvrımları oluşturmuştur.

Yağmurlu (1991), Yalvaç-Yarıkkaya Havzası'nın tektono-sedimanter özellikleri ve yapısal evrimini araştırdığı çalışmasında; Havzanın 800 m kalınlığa ulaşan alüvyal yelpaze, akarsu ve gölsel tortullardan oluşan Orta-Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı bir karasal havza olduğunu ve bu Neojen tortulların, havzayı sınırlayan K, KB ve KD gidişli basamak şekilli büyüme fayı niteliğindeki normal fayların denetiminde depolandığını ortaya koymuştur. Yazar, Yalvaç-Yarıkkaya Havzası'nın Langiyen sıkışma rejimini izleyen dönemde oluşan gerilme tektoniğine bağlı olarak, daha önce oluşan doğrultu atımlı fayların normal faylara dönüşmesi sonucunda açıldığını savunmaktadır.

Öncel (1995), Şarkikaraağaç-Yalvaç (Isparta) civarındaki doktora çalışmasında lateritik boksit zuhurlarını mineralojik, petrografik ve jeokimyasal yönden incelemiştir. Şarkikaraağaç-Yalvaç arasındaki boksitler, birbirini izleyen üç dolerit seviyesi üzerinde yer alırlar. Yazara göre doleritlerle ardalanmalı olarak bulunan otokton konumlu bu lateritler, her dolerit geliminden sonra ortamda lateritleşmenin geliştiğini göstermektedir. Şarkikaraağaç-Yalvaç civarındaki boksitler içerdikleri ana alüminyum minerali olan böhmit nedeniyle "böhmitik boksitler" olarak değerlendirilmektedir. Hacıalabaz formasyonunun tabanında bulunan dolomitik seviye ile üzerinde bulunan kireçtaşlarından alınan paleontolojik örneklerde belirlenen Üst Jura'ya ait fosiller; sığ, lagüner bir ortamı karakterize etmektedir. Bu durum Sultan Dağları'nda yer alan dolomitik seviyenin yerleşiminden önce ortamın sığlaştığı ve kara halini aldığını, Üst Jura'nın karasal ortamında ardalanmalı olarak şekillenen dolerit-laterit paketinin oluşumunu takiben de bölgenin çökerek tekrar sığ bir denizel ortama dönüştüğünü göstermektedir.

Uğuz ve diğ. (1996), Sultan Dağları'nın kuzey bölümünde yeni yaş bulguları ışığında Deresine formasyonunun tektono-stratigrafisine yeni bir yaklaşım getirerek

birimi alt tektonik dilim ve üst tektonik dilim olmak üzere ikiye ayırmıştır. Alt tektonik dilim olarak değerlendirilen bölümün yaşının saptanan fosil topluluğuna göre Orta Triyas-Geç Kretase, üst tektonik dilim olarak ayırtlanan bölümün yaşının ise geç Permian olduğu, altta Kambriyen-Ordovisiyen yaşlı Sultandede formasyonu ile tektonik ilişkili olan alt tektonik dilimin, üst tektonik dilim tarafından tektonik ilişki ile üzerlediğini ortaya koymuştur.

Nalbantçılar (1997), Çay (Afyon) güneybatısında Sultan Dağları Masifi'nin mezoskopik tektonik özelliklerine ilişkin çalışmada; Assintik orojenezi etkisi ile deforme olmuş Gökoluk formasyonunun Çaltepe kireçtaşı ile Sultandede formasyonunun oluşturduğu alt Paleozoyik istifisi ile birlikte, üç ayrı sınımlı deformasyon evresinin etkisinde kaldığını ortaya koymuştur.

Koçyiğit ve Özacar (2003), Isparta Açısı'nın kuzeydoğu dış kenarında neotektonik döneme ilişkin çalışmalarında; Akşehir-Afyon Grabeni ve Isparta Açısı'nın kuzeydoğu kenarını sınırlayan önceki çalışmalarda bindirme fayı olarak yorumlanan fayın (Sultandağı Fayı) arazi verileri ve sismik verilere göre genişlemeli Neotektonik dönemi karakterize eden verin atınlı normal bir fay olduğunu kanıtlamışlardır.

Gürsu ve diğ. (2003), Orta Toroslar'ın batı kesiminde, Isparta bükümünde, Sandıklı yöresinde, Sultan Dağları'nda ve Afyon kuzeyindeki alanlarda farklı tektonik birimlerde erken Paleozoyik ve öncesi yaşlı birimlerin yer aldığını belirterek, bu birimleri karşılaştırmalı olarak denetmiştir. Temel kayalar arasındaki bu farklılıkların erken Kambriyen çökelişinin Panafrikan temelinde değişik bölümleri üzerinde gelişmiş olabileceğini vurgulamıştır.

Koçak ve diğ. (2007), Kocakızıl (Akşehir-Konya) civarında Triyas? yaşlı dolerit dayk ve siller üzerine yaptıkları petrografik ve jeokimyasal çalışmada; bu doleritlerin yarı alkali magmatik kayaların sınırlı kimyasal bileşim gösteren levha içi toleyitleri olduğunu belirlemiştir. Ayrıca mineral kimyası, iz element ve NTE içeriklerine dayanarak bu doleritlerin, Torid-Anatolid platformunun yüksek oranda yayılıp açılması ve Neotetis okyanusunun gelişimi ile ilişkili olarak muhtemelen zenginleşmiş bir mantodan, yüksek derecelerdeki kısmi ergime ile türediği ve olivin ve/veya piroksen farklılaşmasına uğradığını ileri sürmüşlerdir. Araştırmacılar bu doleritlerin yaşları konusunda somut veriler sunamamış olup Triyas? olarak bahsetmektedirler.

Göncüoğlu ve diğ. (2007), Çay-Akşehir arasında yapmış oldukları çalışmalarında Sultan Dağları'nın bu bölümünün Geyikdağ Birliği'ne ait Sultandağı Birimi ve Bolcardağ/Aladağ birliklerine ait Çay Birimi'nden oluştuğunu belirtir. Yazar

özellikle Sultandağı Birimi'nde Karbonifer yaşlı Harlak Formasyonu'nda detaylı konodont yaşları elde etmiştir.

Aksoy ve Bozdağ (2008), Doğanhisar-Hüyük arasında yaptıkları çalışmada, Sultan Dağları Masifi'ni tek bir istifte incelemiş, Sultandağı Birimi-Doğanhisar Birimi ayrımı yapmamıştır. Önceki araştırmacılar tarafından Sultandağı Birimi'nde incelenen Harlak formasyonunun, Doğanhisar Birimi'ne ait Deresine formasyonu tarafından uyumlu olarak örtüldüğünü tespit etmişlerdir. Ayrıca araştırmacılar, Sultan Dağları Masifi'ne ilişkin metamorfizmin, düşük dereceli metamorfizması sırasında üç evreli plastik-plastikoviskoz deformasyon geçirerek kıvrımlandığını saptamıştır.

Elitok ve Drüppel (2008), Beyşehir-Hoyran Napları'nda Şarkikaraağaç ve Madenli (Isparta) civarında gözlenen taban metamorfizminde detaylı jeokimya ve metamorfizma şartlarını belirlemeye yönelik çalışmalar yapmıştır. Buna göre taban metamorfizmi; epidot amfibolit, amfibolit, piroksen amfibolit ve kalsitlerden oluşur. Amfibolitlerden elde edilen verilere göre taban metamorfizmi 630-770°C ve $6 \pm 1,5$ kbar basınç altında metamorfizmaya uğramış ve metamorfizma sırasında yaklaşık 18-20 km derine gömülmüştür.

Güngör ve Akay (2008), Sultan Dağları'nda erken Kambriyen yaşlı kayaçların deformasyon özellikleri üzerine çalışmalar yapmıştır. Araştırmacılara göre Sultan Dağları 4 tektonik dilimden oluşmaktadır. Bunlar Sultan Dağı Bağlı Otoktonu, Akşehir Napı, Doğanhisar Napı ve Çay Napı'dır. Sultan Dağı Bağlı Otoktonu Geyik Dağı Birliği'nin, Akşehir, Doğanhisar ve Çay napları Aladağ veya Bolkardağı Birliği'nin özellikleri taşımaktadır. Gözlem ölçeğinde ve mikroskobik ölçekteki yapıların incelenmesi sonucunda Sultan Dağları'nı oluşturan tektonik dilimlerin taşınma yönlerinin, çalışma alanının kuzeybatı bölümünde kuzeydoğuya, güneydoğu bölümünde güneydoğuya olduğunu göstermiştir. Çay Napı'nda bulunan metapelitler, kloritoid mineralleri içermektedir. Bu kloritoid mineralleri, beyaz mika, fengit veya profililitli bir matris içerisindedir. Bu kayaçlar içinde karnofolitin bulunmaması basıncın 3 kbar'dan daha yüksek olmadığı düşük dereceli metamorfizma koşullarını belirtir.

Umut (2009), Afyon L26 ve Ilgın L27 1/100.000 ölçekli jeoloji haritalarına ilişkin hazırladığı MTA raporlarında, Sultan Dağları'na ilişkin kayaçları Özgül (1991) ile benzer şekilde Sultandağı, Çay ve Doğanhisar olmak üzere üç birim altında incelemiştir. Umut (2009)'a göre bu üç birimde Anamas-Akseki Otoktonu'na ait olup bunların üzerine Beyşehir-Hoyran Napları'na ait birimler gelmektedir.

Balcı (2011), 1/100.000 ölçekli Afyon L25 paftasına ait hazırladığı MTA raporunda, çok az yüzeyleyeni sunan Sultan Dağları Masifi'ne ait birimleri Anamas-Akseki Otoktonu'na ait Sultandağı Birimi adı altında incelemiştir.

Öcal ve diğ. (2011), 1/100.000 ölçekli Afyon K26 paftasına ait hazırladıkları MTA raporunda paftada yüzeyleyen Sultan Dağları Masifi'ne ait birimleri Geyikdağı Birliği'ne ait Sultandağı Birimi ve Aladağ Birliği'ne ait Çay Birimi şeklinde incelemiş ve Çay Birimi'ne ait kayaçların Sultandağı Birimi'ne ait kayaçlar üzerine tektonik dokanakra geldiğinden bahsetmektedirler.

Güngör (2013), Sultan Dağları'nda yaptığı çalışmada 4 farklı yapısal birim ayırtlamış olup bunlar; yapısal olarak en altta olan Çimendere Birimi ve onu tektonik olarak üzerleyen Akşehir, Doğanhisar ve Çay naplarıdır. Araştırmacı paleomanyetik veriler ışığında Isparta bükümünün batı ve doğu alt bölümlerinin Eosen süresince sırasıyla 30° saat yönünün tersi yönünde ve 40° saat yönünde rotasyona uğradığını belirtmektedir. Ayrıca alınan yeni kinematik ölçümlere göre Isparta bükümünün kuzey bölümünde yer alan Sultan Dağları'nın tüm tektono-stratigrafik birimleri için Orta Eosen'de üst doğuya doğru bir hareket olduğunu ortaya koymuştur.

Kaya ve diğ. (2014), Afyon-Akşehir Grabeni'nin batı kenarını oluşturan KB-GD gidişli Sultandağı Fayı üzerinde yer alan ve Koçyiğit ve Özacar (2003) tarafından ters fay olduğu iddia edilen Yakasenek Fayı üzerine jeolojik ve jeofizik çalışmalar yapmışlardır. Buna göre; Temel birimler ile Neojen birimler arasındaki dokanak üzerinde uygulanan 'Sismik Işın Yönlendirme' yöntemi ile Yakasenek Fayı'na karşılık gelen tektonik hat kuzeydoğuya eğimli olarak belirlenmiştir. Buradaki fayın güneybatının aksine kuzeydoğuya eğimli olarak saptanması, bölgede Miyosen-Pliyosen'de sıkışmanın varlığını ortaya koyan ve iki evreli graben modelini destekleyen Yakasenek Fayı'nın bulunmadığını göstermiştir. Yazarlara göre bölgede yapılan arazi gözlemlerinde de ters faya yönelik herhangi bir veriye rastlanmamıştır.

Ungun (2015), Sultan Dağları ve Beyşehir-Hoyran Napları'nın kinematik özelliklerini incelediği yüksek lisans çalışmada; Beyşehir-Hoyran Napları ile otoktonların (Anamas-Akseki, Sultan Dağları) dokanağı boyunca taban metamorfizlerinde, serpantinlerde ve Celetaş formasyonunda S-C yapıları, σ klast, mezoskopik ölçekli ters faylar gibi kinematik belirteçlere göre napların Lütésiye'nin GD yönünde hareket ettiğini belirlemiştir. Yazar Orta Toroslar'da Lütésiye sonrası saat yönünde yaklaşık 40°'lik rotasyon düzeltildiğinde Beyşehir-Hoyran Napları'nın Lütésiye'nin batıdan doğuya doğru ilerlediğini tespit etmiştir.

Koç ve diğ. (2016), Yalvaç Havzası'nın stratigrafik, sedimantolojik ve yapısal özelliklerini incelemiştir. Havzanın oluşumunda çok yönlü gerilmelerin etkin olduğunu buna göre; ana gerilmenin KD-GB ve D-B yönlü, ikincil gerilmelerin ise KB-GD ve K-G yönlü olduğunu ortaya koymuştur. Orta Miyosen'den itibaren bölgede gerilmeli tektonik rejimin hakim olduğunu ve bu rejimin günümüzde de devam ettiğini belirtmektedir. Havzanın Aksu bindirmesi boyunca Isparta Açısı doğusunda dalan okyanusal kabuk üzerinde D-B yönlü açılma sonucu oluştuğunu ileri öne sürmektedir. Yazarlar bölgede yaptıkları paleostres analizleri, mostra ölçeğindeki büyüme fayları, damar konumları ve stratigrafiye göre Yalvaç havzasını ~100 km güneydoğusundaki Altınapa Havzası ile korele etmektedirler.

Usta ve diğ. (2019), Yalvaç Havzası'nda farklı lokalitelerde Bağkonak formasyonuna ait alüvyon yelpazesi çökellerinde omurgalı fosilleri tespit etmişlerdir. Araştırmacılar bu fosil lokalitelerinde toplam 17 tür/cins tanımlamış olup, faunal analizler sonucunda birimin yaşını Geç Miyosen, MN11 memeli zonu olarak belirlemişlerdir. Ayrıca bu çalışmalarında Anadolu'da Geç Miyosen çökellerinde ilk kez *Zygolophodon* mammutid fosili tanımlamışlardır.

Tuncer (2020), Yalvaç ve Ilgın havzalarında ostrakod taksonomisine yönelik olarak yapmış olduğu doktora çalışmasında; 7 ostrakod familyasına ait 40 cins ve 90 takson tanımlamış olup taksonlar dahilinde ise 38 bilinen tür ve 1 bilinen alt tür ortaya koymuştur. Yazar aynı zamanda 7 yeni tür (*Cyprinotus turnica* n. sp., *Heterocypris granuloreticulata* n. sp., *Heterocypris yalvacensis* n. sp., *Herpetocyprilla posterotruncata* n. sp., *Herpetocyprilla posterocornuta* n. sp., *Psychrodromus seni* n. sp. ve *Metacypris gokcenae* n. sp.) belirlemiştir. Yazar bu çalışmasında Yarıkkaya formasyonunun alt-orta kesimlerinin durgun ve daimi yarı litoral-derin gölsel koşullarda; üst kesimlerini ise subtropikal iklim şartları altında yer yer turba bataklıkları içeren tatlı su-oligohalin tuzluluğa sahip litoral gölsel bir ortamda çökeldiğini ortaya koymuştur. Ayrıca Yarıkkaya formasyonunun yaşını mikro memeliler, ostrakodlar ve palinomorflara göre erken (orta Orleaniyen)-erken orta Miyosen (geç Orleaniyen) olarak önermiştir.

Ergen ve diğ. (2021), Sultan Dağları ve çevresinde yer alan kayaçları tektono-stratigrafik olarak Sultandağı Birimi (Geyikdağı Birliği), Çay Birimi (Aladağ birliği), Anamas-Akseki Otoktonu (Geyikdağı Birliği) ve Beyşehir-Hoyran Napları (Bozkır Birliği) şeklinde incelemiştir. Araştırmacılar özellikle çalışma alanında yer alan birimlerden U-Pb Zirkon ve Ar-Ar yöntemleriyle önemli radyometrik yaş bulguları elde

etmişlerdir. Buna göre U-Pb LA-ICP-MS zirkon yöntemiyle Çaydere metariyolitinden $520,2 \pm 7,9$ my; ^{40}Ar - ^{39}Ar yöntemiyle Düzkaya volkanitinden $161,9 \pm 10,6$ my; Yenice kale metamorfizitlerinden 93,9 my ve Erenlerdağı volkanitlerinden 11,20 my ve 8,56 my yaşlar elde etmişlerdir. Ayrıca detritik zirkonlardan U-Pb LA-ICP-MS zirkon yöntemiyle Hüdai formasyonundan 533,2 ve 525 my; Engilli formasyonundan 401 my radyometrik yaşları tespit etmişlerdir.

Ilgar ve diğ. (2021), Miyosen-Pliyosen yaşlı Yalvaç havzasında yer alan delta çökellerinin detaylı sedimantolojik fasiyes özelliklerini incelemişlerdir. Buna göre Yalvaç havzasında Gilbert-tipi delta ve Sığ-su deltası çökellerini tanımlayan araştırmacılar bunların tektonik ve sedimanter gelişimlerini ortaya koymuşlardır.

Ilgar ve diğ. (2022), Yalvaç havzasında yer alan alüvyon yelpazesi çökellerinin sedimanter fasiyes özelliklerini detaylı bir şekilde incelemişlerdir. Alüvyon yelpazesi çökellerinde “moloz akması”, “yüksek yoğunluklu taşkın çökelleri”, “örgülü akarsu çökelleri” ve “menderesli akarsu çökelleri” olmak üzere farklı fasiyesler tanımlamışlardır. Yazarlar bu alüvyon yelpazesi çökellerinin tektonizma ve iklimsel süreçlerin kontrolünde gerçekleştiğini savunmaktadırlar.

1.4. Çalışmanın Amacı

Sultan Dağları'nın güney bölümünde Doğanhisar (Konya)-Şarkıkaraağaç ve Gelendost (Isparta) arasında kalan bölgede yüzeyleyen kayaçların tektono-stratigrafisi ve yapısal özelliklerinin belirlenmesi bu çalışmanın esas amacını oluşturmaktadır. Buna göre yaklaşık 1600 km²'lik bir alanı kapsayan çalışma alanının 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası hazırlanarak, burada yer alan farklı yapısal istiflerin stratigrafisi ortaya konulması planlanmıştır. Çalışma alanındaki formasyonlarda gözlenen yaş sorunları detaylı paleontolojik yöntemler kullanılarak giderilmeye çalışılmıştır. Ayrıca çalışma alanında yer alan birimlerin Paleozoyik-Mezozoyik ve Senozoyik dönemlerinde farklı orojenik faaliyetlere bağlı olarak geliştiği değerlendirilen deformasyon fazları, detaylı yapısal (tabaka, klivaj, çatlak, lineasyon, fay, kıvrım eksenine vb.) ve kinematik ölçümler (tektonik taşınma yönü veren yapılar) alınarak belirlenmeye çalışılmıştır. Yine çalışma alanında farklı dönemlerde meydana gelen volkanizma faaliyetleri sonucu oluşan metavolkanit/volkanitlerin petrografisi, jeokimyası ve yaşları değerlendirilerek jeodinamik gelişim sürecindeki yeri ve önemi ortaya konulmuştur. Bölgede yer alan kayaçların metamorfizmaların hangi jeolojik olaylarla ilişkili oldukları yapısal veriler de

kullanılarak açıklanmaya çalışılmıştır. Çalışma alanında yer alan allokton birimlerden Beyşehir-Hoyran Napları'nın konumu ve yerleşim yaşı stratigrafik ve yapısal verilerin birlikte değerlendirilmesiyle tespit edilerek, bunların çevredeki benzer allokton birimlerle korelasyonu sağlanmıştır. Elde edilen tüm veriler ışığında çalışma alanının detaylı jeodinamik gelişim modelleri ortaya konulması amaçlanmıştır.

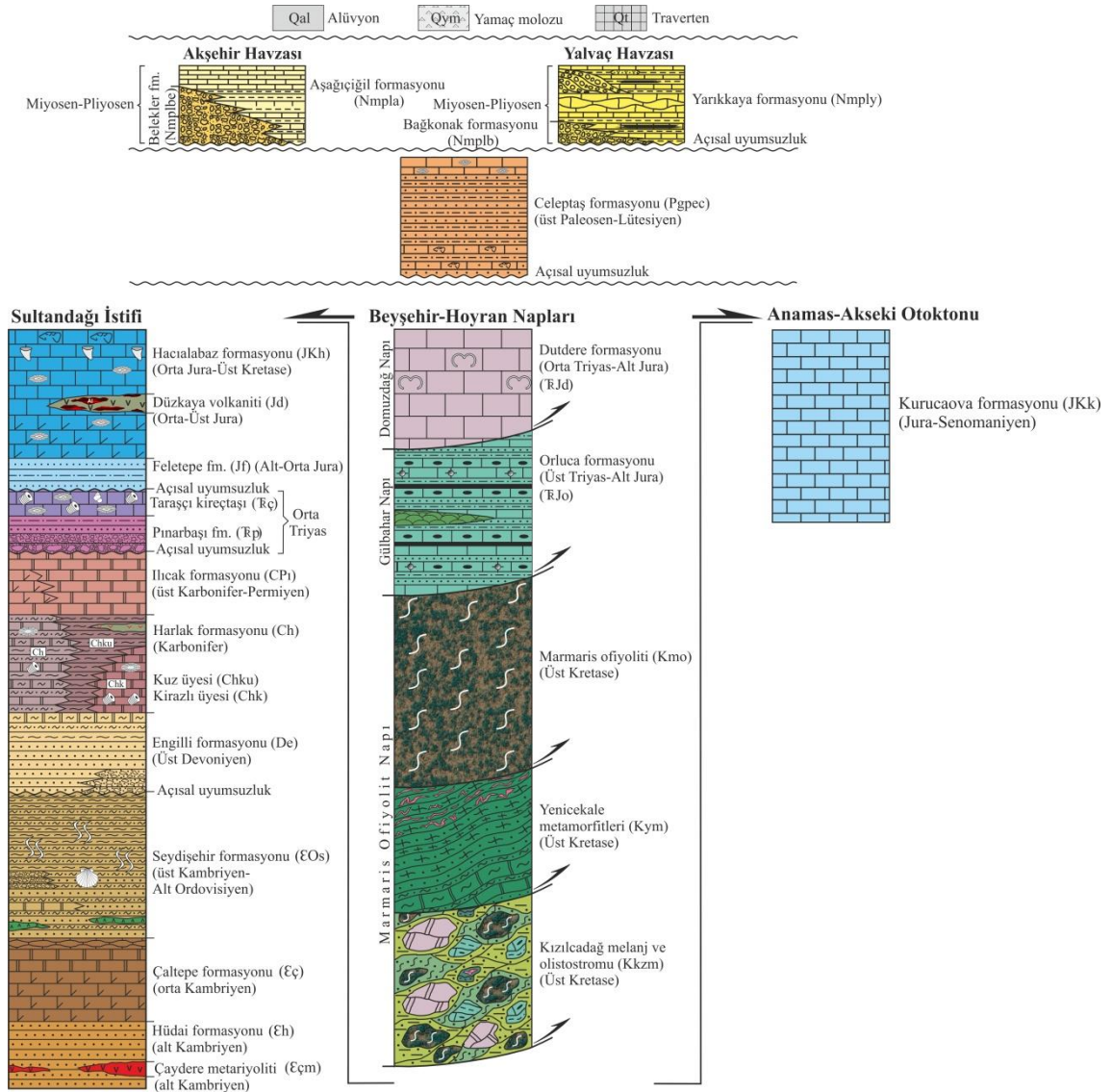


2. TEKTONO-STRATİGRAFİ

Çalışma alanında erken Kambriyen'den Kuvaterner'e kadar geniş bir zaman aralığında oluşmuş farklı köken ve litolojilere ait kayaç birimleri yüzeyler. Bölgede temeli ilk kez Özgül (1976) tarafından tanımlanan "Toros Tektonik Birlikleri" kapsamında Geyikdağı Birliği ve Bozkır Birliği'ne ait kayaç birimleri temsil etmektedir. Bu birliklere ait kayaç toplulukları birbirleriyle tektonik ilişkili tektono-stratigrafik birimlere ayrılmaktadır. Çalışma alanında geniş alanlarda yüzlek veren paraotokon konumlu Geyikdağ Birliği'ne ait kayaçlar Sultandağı İstifi ve Anamas-Akseki Otoktonu (Kurucaova formasyonu), allokon konumlu kayaç topluluklarından Bozkır Birliği'ne ait birimler Beyşehir-Hoyran Napları (Monod, 1977) adı altında incelenmiştir (Şekil 2.1).

Sultandağı İstifi, erken Kambriyen yaşlı kuvarsitlerden oluşan Hüdai formasyonu ile başlamakta olup, bu birimin alt seviyeleri yine erken Kambriyen yaşlı Çaydere metariyoliti tarafından kesilmektedir. Hüdai formasyonu üzerine orta Kambriyen yaşlı Çaltepe formasyonuna ait dolomit ve rekristalize kireçtaşları uyumlu olarak gelmektedir. Geç Kambriyen-Erken Ordovisiyen yaşlı türbiditik metakirintililerden ve metabazitlerden oluşan Seydişehir formasyonu, Çaltepe formasyonu üzerinde yine uyumlu olarak yer alır. Seydişehir formasyonu üzerinde Geç Devoniyen yaşlı metaçakıldaşı, kuvarsit, fillit ve kalkışitlerle temsil edilen Engilli formasyonu uyumsuz olarak bulunmaktadır. Engilli formasyonu üstte Karbonifer yaşlı kristalize kireçtaşı, metaçakıldaşı, fillit ve bazik metavolkanitlerden oluşan Harlak formasyonuna uyumlu olarak geçmektedir. Harlak formasyonu içerisinde bol krinoidli kristalize kireçtaşlarının hakim olduğu kesim Kirazlı üyesi, mor renkli fillitlerin yaygın olduğu kesim ise Kuz üyesi olarak ayıtlanmaktadır. Harlak Formasyonu üzerinde geç Karbonifer-Permiyen yaşlı dolomit ve rekristalize kireçtaşlarından oluşan Ilıcak formasyonu uyumlu olarak yer alır. Orta Triyas yaşlı karasal özellikli çakıldaşı, kumtaşı, çamurtaşı ve sığ denizel kireçtaşlarından oluşan Pınarbaşı formasyonu Mezozoyik istifin ilk birimlerini oluşturur. Üzerine yine Orta Triyas yaşlı Taraşçı kireçtaşına ait kayaçlar uyumlu olarak gelmektedir. Bu birimler üzerinde ise Erken-Orta Jura yaşlı kumtaşı, çamurtaşı ve kireçtaşından oluşan Feletepe formasyonu uyumsuz olarak yer alır. Mezozoyik istifin en üst birimi Orta Jura-Geç Kretase yaşlı dolomit ve kireçtaşlarından oluşan Hacıalabaz formasyonudur. Hacıalabaz formasyonunun alt

kesimleri Orta-Geç Jura yaşlı diyabaz ve bazaltlardan oluşan Düzkaya volkaniti tarafından kesilmektedir (Şekil 2.1).



Şekil 2.1. Çalışma alanındaki tektono-stratigrafik birimlerin genel gösterimi (Ölçeksiz)

Anamas-Akseki Otoktonu (Şenel ve diğ., 1992; 1996), Sultan Dağları'nın güneybatısında yer alır ve çalışma alanında Jura-Senomaniyen yaşlı sığ denizel kireçtaşlarından oluşan Kurucaova formasyonu ile temsil edilmektedir (Şekil 2.1).

Beyşehir-Hoyran Napları (Monod, 1977), Sultandağı İstifi ve Anamas-Akseki Otoktonu üzerinde tektonik dokanakla yer alır. Beyşehir-Hoyran Napları; peridotitler, taban metamorfileri, melanj ve melanj içerisinde yer alan farklı yaş ve litolojilerdeki blok ve dilimlerden oluşmaktadır. Bu birimler; dunit, harzburgit, gabro ve diyabazlardan oluşan Marmaris ofiyoliti; ofiyolitik ve sedimanter bir matriks içerisinde farklı yaş ve

litolojilere ait blok ve dilimlerden oluşan Kızılcadağ melanj ve olistostromu; taban metamorfikleri özelliği sunan ve çoğunlukla amfibolitlerden oluşan Yenice kale metamorfikleri; Megalodonlu kireçtaşlarından oluşan Dutdere formasyonu; mikritik kireçtaşı, çörtlü kireçtaşı, radyolarit, çamurtaşı ve bunlarla ara katkılı bazaltları içeren Orluca formasyonu olarak ayırtlanmıştır. Bunlardan Marmaris ofiyoliti, Kızılcadağ melanj ve olistostromu ve Yenice kale metamorfikleri Geç Kretase yaşlı olup Marmaris Ofiyolit Napı'na, Orta Triyas- Lias yaşlı Dutdere formasyonu Domuzdağ Napı'na (Şenel ve diğ., 1994) ve Geç Triyas-Erken Jura yaşlı Orluca formasyonu Gülbahar Napı'na (Şenel ve diğ., 1994) aittir. Beyşehir-Hoyran Napları'na ait tüm bu birimler birbirleriyle ve diğer yapısal birimlerle tektonik dokanaktır.

Sultandağı İstifi, Anamas-Akseki Otoktonu ve Beyşehir-Hoyran Napları'na ait birimler çalışma alanında geç Paleosen-Lütesiyen yaşlı kireçtaşı, kalkarenit, silttaşı, çamurtaşı ve kumtaşından oluşan Celeptaş formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir.

Çalışma alanında tüm bu temel kayalar Miyosen-Pliyosen yaşlı, batıda Yalvaç Havzası ve doğuda Akşehir Havzası'na ait karasal çökeller tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir. Yalvaç Havzası'na ait birimler alüvyon yelpazesi niteliğinde olan Bağkonak formasyonu ve gölsel kırıntılı ve karbonatlardan oluşan Yarıkkaya formasyonu ile temsil edilir. Akşehir Havzası'na ait karasal çökeller ise yine alüvyon yelpazesi istifi sunan Belekler formasyonu ve gölsel kırıntılı ve karbonatlardan oluşan Aşağıçığil formasyonundan oluşur.

Bölgedeki en genç örtü birimleri Kuvaterner yaşlı alüvyon, yamaç molozu ve travertenlerle temsil edilmektedir.

2.1. Sultandağı İstifi

Sultan Dağları'nda Geyikdağı Birliği'ne ait Prekambriyen-Lütesiyen zaman aralığında oluşmuş paraotokton özellikteki kayalar Özgül ve diğ. (1991) tarafından "Sultandağı Birimi" olarak adlandırılmıştır. "Birim" terimi pek çok jeolojik unsur için (formasyon, grup, birlik vb.) kullanılan ortak bir kelime olup, litostratigrafi adlama kuralları içerisinde yer almamaktadır. "Birim" terimi ile aslında anlatılmak istenen Geyikdağı Birliği'nin farklı bölgelerde gözlenen istifleri olduğu için bu çalışmada "Birim" yerine "İstif" kelimesinin kullanılması uygun görülmüştür. Çalışma alanında Prekambriyen yaşlı olabilecek kayalar gözlenmediğinden ve erken Senozoyik yaşlı

çökeller ortak örtü oluşturduğundan erken Kambriyen-Geç Kretase yaş aralığında yer alan Geyikdağı Birliği'ne ait kayaçlar “Sultandağı İstifi” olarak kabul edilmiştir (Şekil 2.2). Sultandağı İstifi, Sultan Dağları'nın ana kütesini oluşturmakta ve çok geniş alanlarda yüzeylemeler sunmaktadır.

Sultandağı İstifi en altta erken Kambriyen yaşlı kuvarsitlerin egemen olduğu Hüdai formasyonu ile başlar. Hüdai formasyonunun alt seviyelerinde metariyolitlerden oluşan Çaydere metariyoliti yer alır. Hüdai formasyonunun üzerine uyumlu olarak orta Kambriyen yaşlı dolomitik rekristalize kireçtaşlarından oluşan Çaltepe formasyonu uyumlu olarak gelmektedir. Bunun üzerinde geç Kambriyen-Erken Ordovisyan yaşlı türbiditik istif özellikleri sunan metakırıntılılardan ve onlarla ara katkılı metabazitlerden oluşan Seydişehir formasyonu yer alır. Transgresif istif niteliğinde olan ve metaçakıllaşlarıyla başlayıp üste doğru kuvarsit, fillit ve kalkışistlere geçen Geç Devoniyen yaşlı Engilli formasyonu, Seydişehir formasyonu üzerinde uyumsuz olarak yer almaktadır. Engilli formasyonu üzerine uyumlu olarak Karbonifer yaşlı rekristalize kireçtaşı, kalkışist, metaçakıllaş ve fillitlerden oluşan Harlak formasyonu gelmektedir. Harlak formasyonunun genellikle alt kesimlerinde yer alan ve bol krinoid fosili içeren kristalize kireçtaşı seviyeleri Kirazlı üyesi, mor renkli fillitlerin baskın olduğu kesimleri ise Kuz üyesi olarak ayırtlanmaktadır. Harlak formasyonu üzerine yine uyumlu olarak geç Karbonifer-Permiyen yaşlı çoğunlukla dolomitik rekristalize kireçtaşlarından oluşan Ilıcak formasyonu gelmektedir. Sultandağı İstifi'nde Mezozoyik çökeller temel birimler üzerine uyumsuzlukla gelmekte olup altta Orta Triyas yaşlı çakıllaş, kumtaşı, silttaşından oluşan ve çoğunlukla karasal istif özelliği sunan Pınarbaşı formasyonu ile başlar. Üzerine uyumlu olarak sığ denizel kireçtaşlarından oluşan Taraşçı kireçtaşı gelir. Bu birimler üzerine uyumsuz olarak Erken-Orta Jura yaşlı Feletepe formasyonu gelmekte olup bu birim kumtaşı, silttaşı ve ince kireçtaşı seviyelerinden oluşmaktadır. Feletepe formasyonu üstte uyumlu olarak Orta Jura-Geç Kretase yaşlı Hacılabaz formasyonuna geçiş göstermektedir. Hacılabaz formasyonu dolomitlerden ve kireçtaşlarından oluşmakta olup alt kesimleri Orta-Geç Jura yaşlı Düzkaya volkanitine ait bazaltlar tarafından kesilmektedir.

2.1.1. Hüdai formasyonu (Eh)

Genel olarak kuvarsitlerden oluşan birim ilk kez Öngür (1973) tarafından “Hüdai Kuvarsit Üyesi” olarak adlandırılmıştır. Özgül ve diğ. (1991) Sultan Dağları ve Karacahisar Kubbesi dolayında benzer birimlerle deneştirilebildiği ve bölgesel bir yayılım gösterdiği için bu birimi formasyon mertebesinde değerlendirmiş ve “Hüdai Kuvarsiti” adını kullanmıştır. Gürsu (2002), birimin sadece kuvarsitlerden ibaret olmadığı, kuvarsit, kuvarşşist, metakumtaşı ve seyrekte olsa fillitler içermesi nedeniyle adını “Hüdai formasyonu” olarak değiştirmiştir.

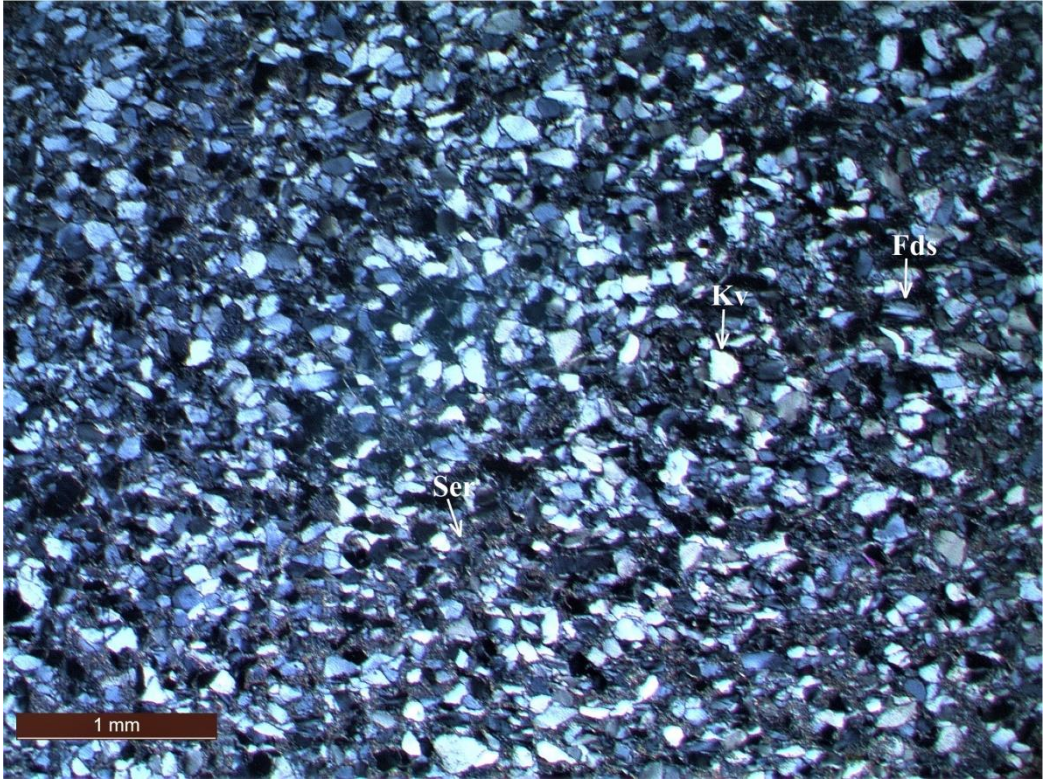
Hüdai formasyonu en iyi olarak çalışma alanının dışında Afyon Sandıklı’ya bağlı Hüdai kaplıcalarının olduğu bölgede gözlenmektedir (Özgül ve diğ., 1991). Çalışma alanında ise yayılımı genellikle sınırlı olmakla birlikte Deşdiğin kuzeydoğusunda ve Şarkikaraağaç güneydoğusunda Yeldeğirmeni Tepe’nin güneydoğu kesimlerinde yüzeylemektedir (Ek-1).

Çalışma alanının en yaşlı birimi olan Hüdai formasyonunun tamamına yakını kuvarsitlerden oluşur (Şekil 2.3). Üste doğru kuvarşşist, metakuvarskumtaşı ve metasilttaşı-fillit arakatkıları içerir. Kuvarsitler kirli beyaz, sarı, bej, pembemsi, mor renklerde olup orta-kalın yer yer ince tabakalı ve laminalıdır. Kuvarşşistler ise sarı, bej renkli olup, ince tabakalı, orta-kaba yapraklanmalıdır. Arakatki olarak gözlenen metasilttaşı, fillit seviyeleri gri, mor, yeşilimsi renklerde ince tabakalı ve ince yapraklanmalıdır. İnce kesitte metakuvarskumtaşları kuvars, feldispat, turmalin ve zirkon minerallerinden oluşmakta olup, kırıntılı dokuya, iyi boylanmaya ve yarı yuvarlaklanmaya sahiptir (Şekil 2.4).

Feldispatların bir kısmında serisitleşme gözlenmektedir. Kayaç içerisindeki bu bileşenler kil-silt boyu malzeme ile birbirine bağlanmıştır. Kayaçta yoğun olarak bulunan kuvarslar polikristalin taneler şeklindedir. Genellikle dalgalı yanıp sönme özellikleri ile kolayca ayırt edilebilmektedir. Yer yer uzamalar da gelişmiştir. Feldispat bileşenleri ise daha az oranlarda olup genellikle plajiyoklas ve ortoklas şeklindedir. Kayaçta serisitleşmenin olması ve hafif bir yönlenmenin gözlenmesi Hüdai formasyonunun düşük dereceli bir metamorfizma geçirdiğini göstermektedir.



Şekil 2.3. Hüdai formasyonunda gözlenen kuvarsitlerin yakın görünümü. Deştiğin kuzeydoğusu, Gök Tepe civarı



Şekil 2.4. Hüdai formasyonuna ait metakumtaşlarının ince kesit görüntüsü (Kv: Kuvars, Fds: Feldispat, Ser: Serisit)

Hüdaî formasyonunun kalınlığı, çalışma alanında alt dokanağının gözlenememesi ve bazı yerlerde de tektonik dokanaklı olması nedeniyle ölçülememiştir. Özgül ve diğ. (1991), Sandıklı civarında birimin kalınlığının 100 m'yi geçtiğini belirtir. Çalışma alanında sınırlı yüzeylemeleri olan birimin yanal yönde önemli bir değişim gözlenmemektedir.

Hüdaî formasyonunun tabanı çalışma alanında gözlenememiştir. Ancak çalışma alanı dışında Sandıklı civarında birim İnfrakambriyen yaşlı Kocayayla formasyonu üzerine olası uyumsuz olarak gelmektedir (Özgül ve diğ., 1991). Birim üstten ise orta Kambriyen yaşlı Çaltepe formasyonuna ait dolomitlere uyumlu olarak geçiş göstermektedir. Torosların genelinde gözlenen bu ilişki çalışma alanında Yukarıdinek güneydoğusunda Yeldeğirmeni Tepe-Kale Tepe arasında net bir şekilde gözlenmektedir. Formasyonun alt kesimleri erken Kambriyen yaşlı Çaydere metariyoliti tarafından kesilmektedir (Şekil 2.5). İkincil tektonik hareketlere bağlı olarak Hüdaî formasyonu bazı bölgelerde Seydişehir formasyonu üzerinde tektonik dokanakla yer almaktadır.



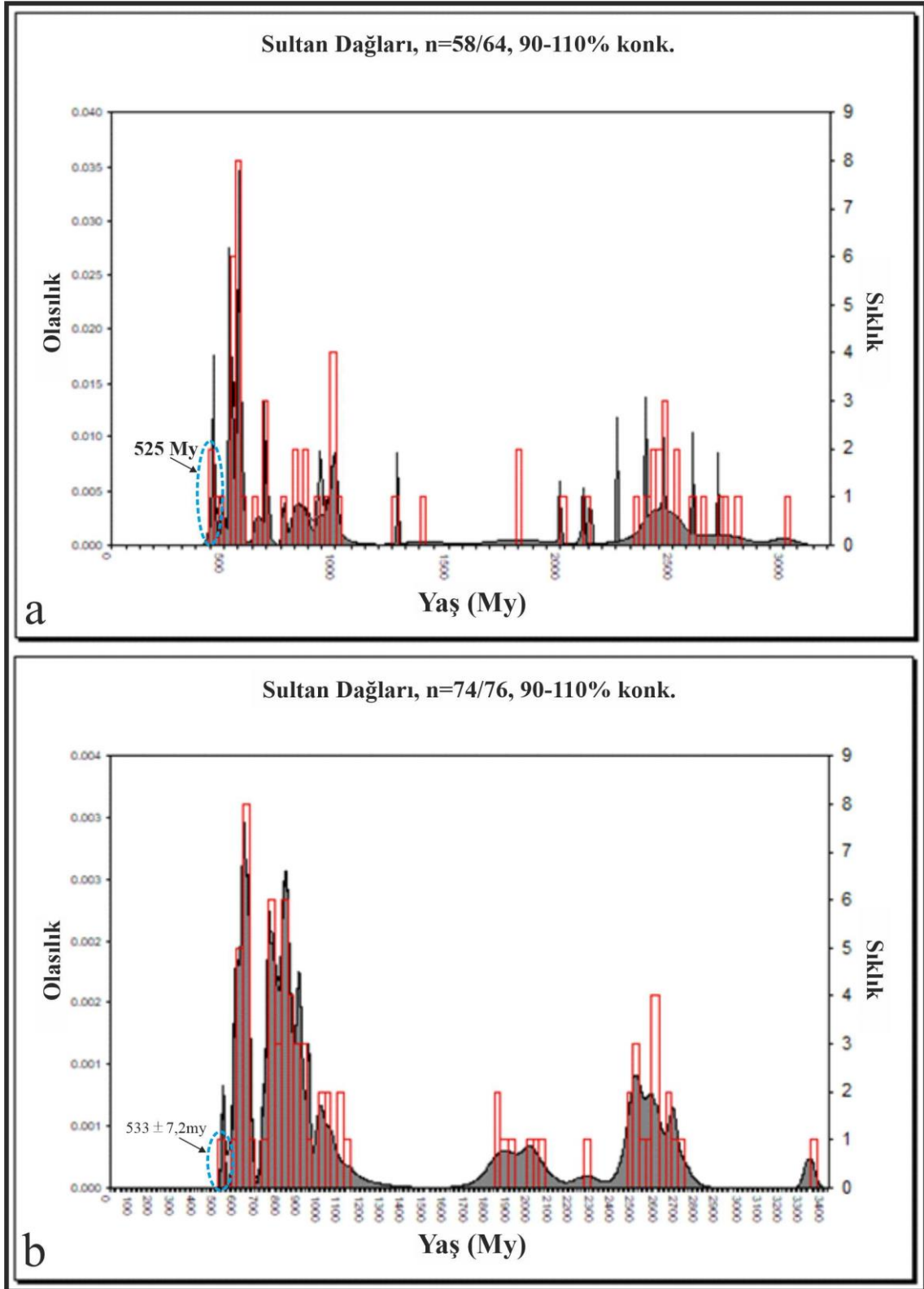
Şekil 2.5. Hüdaî formasyonunu (Eh) kesen erken Kambriyen yaşlı Çaydere metariyoliti (Eçm) ve üzerine uyumlu olarak gelen Çaltepe formasyonu (Eh) ilişkileri. Yeldeğirmeni Tepe güneydoğusu, Yukarıdinek, Şarkikaraağaç

Formasyon genel olarak düşük derecede metamorfizma geçirmiş silisiklastik kayalardan oluştuğu için paleontolojik yaş elde edilememiştir. Çalışma alanında Hüdaî formasyonuna ait kuvarsitlerde Ergen ve diğ. (2021) detritik zirkonlardan U-Pb

yöntemiyle iki örnekten 525 my (Şekil 2.6a) ve $533 \pm 7,2$ my en genç zirkon taneleri elde etmiştir (Şekil 2.6b). Buna göre Hüdai formasyonunun çökelişi en erken 525 my olmalıdır. Hüdai formasyonunun alt kesimlerini siller şeklinde kesen ve sedimantasyonla eş yaşı olduğu değerlendirilen Çaydere metariyolitinin erken Kambriyen yaşı olması ve üzerine orta Kambriyen yaşı Çaltepe formasyonunun da uyumlu olarak gelmesi nedeniyle formasyonun yaşı erken Kambriyen olarak kabul edilmiştir.

Hüdai formasyonunun egemen kayaç türünü oluşturan iyi yıkanmış, boylanmış, lamine ve yer yer çapraz katmanlı kuvarsitler, yüksek enerjili plaj ortamını yansıtmaktadır. Formasyon duraylı, sık, peneplenmiş bir karadan taşınmanın yüksek olduğu kıyı (plaj) ortamını temsil etmektedir (Özgül ve diğ., 1991). Hüdai formasyonuna ait çökeller muhtemelen Prekambriyen ve erken Kambriyen başlarında etkin olan ve Toroslar'da da etkilerinin izlendiği Panafrikan/Kadomiye Orojenezi'nin (Gürsu ve diğ., 2004; Gürsu ve Göncüoğlu, 2008; Abbo ve diğ., 2015) sonunda gelişen büyük ölçekli bir transgresyonun ürünü olmalıdır.

Hüdai formasyonu Sandıklı ve Homa-Akdağ yöresindeki Hüdai kuvarsit üyesi (Öngür, 1973), Hüdai kuvarsiti (Monod, 1977; Monod ve Akay, 1984; Özgül ve diğ., 1991; Dean ve diğ., 1997; Gürsu ve Göncüoğlu, 2001; Gürsu, 2002; Güngör, 2006, 2013; Güngör ve Akay, 2008; Hüdai formasyonu (Gürsu ve Göncüoğlu, 2005) ve Sarıçiçek formasyonu Kocaosman üyesi (Gürsu ve diğ., 2003), Karacahisar kubbesinde; Kocaosman grubu (Dumont ve Kerey, 1975), Kocaosman formasyonu (Şenel ve diğ., 1992, 1996), Sultan Dağları'nda Doğanhisar Birimi'nde Baturaklı kuvarsiti (Özgül ve diğ., 1991; Güngör, 2013), Orta Toroslarda Kurtbeleni formasyonu (Usta ve Öztürk, 2000; Bedi ve Öztürk, 2001; Bedi ve diğ., 2004), Orta ve Doğu Toroslarda Koçyazı kuvarsiti (Özgül ve Kozlu, 2002), Koçyazı formasyonu (Usta ve diğ., 2013), erken Kambriyen yaşı kuvarsitler (Şenel ve diğ., 2002; Usta ve diğ., 2004; Bedi ve Usta, 2006), Zabuk formasyonu (Sungurlu, 1973; Tuna, 1974; Şenel, 1997; Alan ve diğ., 2011, 2013; Usta ve diğ., 2017), Sadan formasyonu (Kellog, 1960; Ketin, 1966; Açıkbaş, 1978; Dean ve Özgül, 1979), Amanos Dağları bölgesinde Uludaz Napı içinde Yolkatepe formasyonu ve Bahçe Napı içinde Zabuk formasyonu ile ve Pütürge Napı'nda Kuvarsit üyesi (Bedi ve diğ., 2017) ile deneştirilebilir özelliktedir.



Şekil 2.6. Hüdaï formasyonuna ait kuvarsitlerde detritik zirkon U-Pb yöntemiyle elde edilen 525 My (a) ve 533 ± 7.2 My (b) en genç zirkon tanelerinin yaşlarını gösteren diyagramlar (Ergen ve diğ., 2021)

2.1.2. Çaydere metariyoliti (Eçm)

Sultan Dağları kuzeybatısında, Çay güneyinde, İnfrakambriyen yaşlı Gökoluk formasyonu içerisindeki düşük metamorfizma özelliği gösteren porfirik dokulu riyolitler için ilk kez Nalbantçılar (1997) tarafından “Çaydere riyoliti” adlanması kullanılmıştır. Ergen ve diğ. (2021) birimin metamorfizma özelliği göstermesinden dolayı “Çaydere metariyoliti” adlamasını kabul etmiştir.

Çaydere metariyoliti çalışma alanında sadece Şarkıkaraağaç güneydoğusunda Yeldeğirmeni Tepe’nin güneydoğu eteklerinde Yamalıseki civarında gözlenmektedir (Ek-1).

Çaydere metariyoliti yeşil, beyazımsı, grimsi renkli, porfirik dokulu, düşük metamorfizma özelliği gösteren, ince-orta yapraklanmalı metariyolitlerden oluşur (Şekil 2.7). Kayaç genel olarak kuvars, feldispat, muskovit ve turmalin minerallerinden oluşmakta olup feldispatlarda ve hamurunda serisitleşme oldukça yaygındır (Şekil 2.8). Kayaçta ana bileşen olarak kuvars ve feldispat mineralleri gözlenmektedir. Feldispatlar plajiyoklas ve sanidin şeklindedir. Hamur ise çok ince taneli kuvars ve feldispat minerallerinden oluşan çok ince felsik minerallerden oluşmaktadır. Ayrıca hamurda çok yoğun serisitleşmeler de gözlenmektedir. Deformasyona bağlı olarak minerallerde kırık ve çatlaklar gelişmiştir. Kayaçın yapraklanma sunması, mineral yönlenmeleri ve yaygın olarak serisitleşmenin gözlenmesi düşük dereceli metamorfizmaya uğradığını göstermektedir.

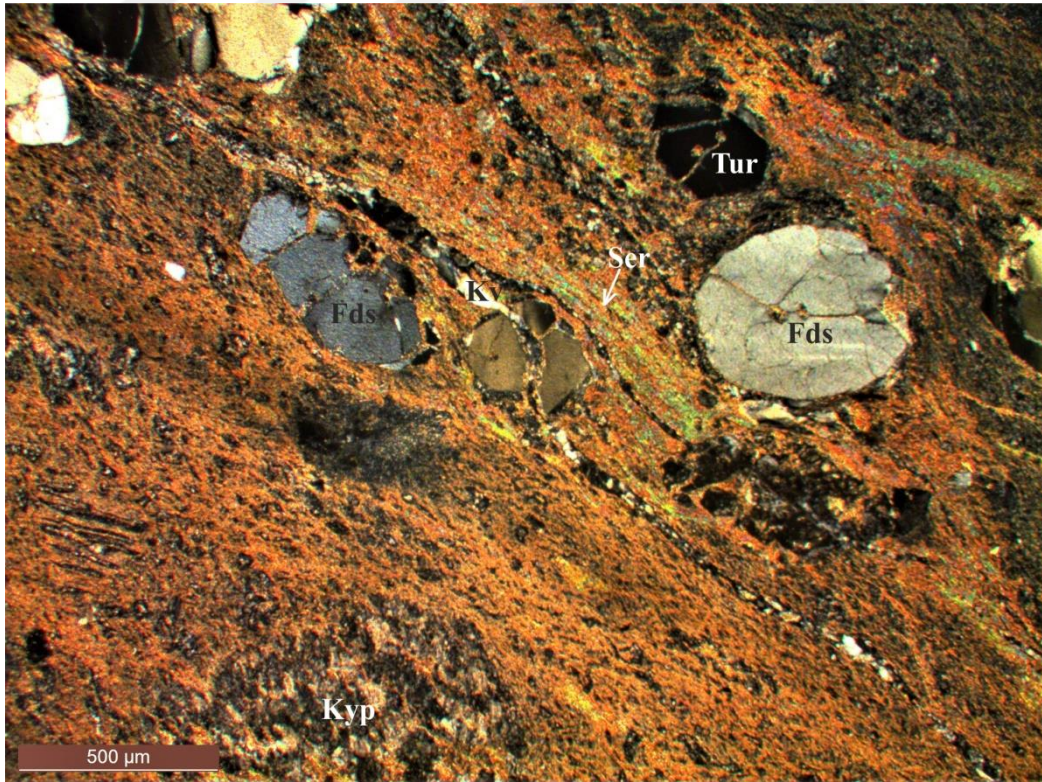
Çaydere metariyoliti çalışma alanında erken Kambriyen yaşlı Hüdai formasyonunun alt bölümlerini siller şeklinde kesmektedir (Şekil 2.9). Bu ilişki Yamalıseki güneyinde net bir şekilde izlenmektedir (Ek-1).

Çaydere metariyolitine ait kayaçlardan bu çalışmada alınan 5 adet örneğin % ağırlık olarak saptanan major ve ppm olarak hesaplanan iz element analiz içerikleri Çizelge 2.1’de sunulmuştur. Buna göre çalışma alanında yüzeylenen metariyolitlerin yüzde cinsinden ana oksit içerikleri SiO_2 : 79,01-74,33; Al_2O_3 : 14,21-11,31; K_2O : 5,97-5,03; Fe_2O_3 : 1,77-1,22; MgO : 1,37-0,83; CaO : 0,18-0,15; Na_2O : 0,10-0,07 şeklindedir (Çizelge 2.1).

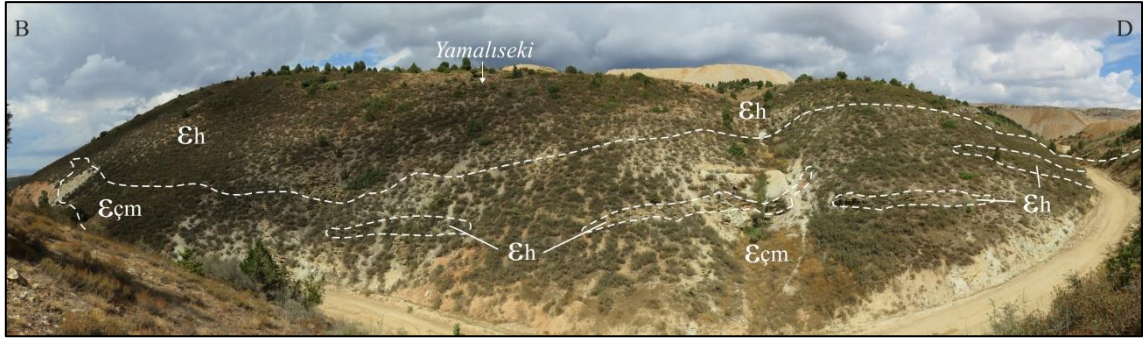
Harker diyagramlarına bakıldığında ise SiO_2 ’nin artmasına orantılı olarak Fe_2O_3 , Al_2O_3 , MgO değerlerinde negatif anomaliler gözlenirken K_2O , CaO , La, Ce, Y değerleri büyük oranda sabit kalmaktadır (Şekil 2.10).



Şekil 2.7. Çaydere metariyolitinin yakın görünümü. Kayaç ince-orta yapraklanma sunmakta ve porfirik doku göstermektedir. Yeldeğirmeni Tepe güneydoğusu, Yamalıseki, Şarkikaraağaç



Şekil 2.8. Çaydere metariyolitine ait porfirik dokulu metariyolitlerin kesit görünümü (Kv: Kuvars, Fds: Feldispat, Ser: Serisit, Tur: Turmalin)



Şekil 2.9. Çaydere metariyoliti (Ecm) ile Hüdai formasyonu (Eh) arasındaki sınır ilişkisi. Hüdai formasyonunun alt bölümlerini kesen Çaydere riyoliti içinde Hüdai formasyonuna ait parçalar gözleniyor. Yamaliseki güneyi, Şarkikaraağaç

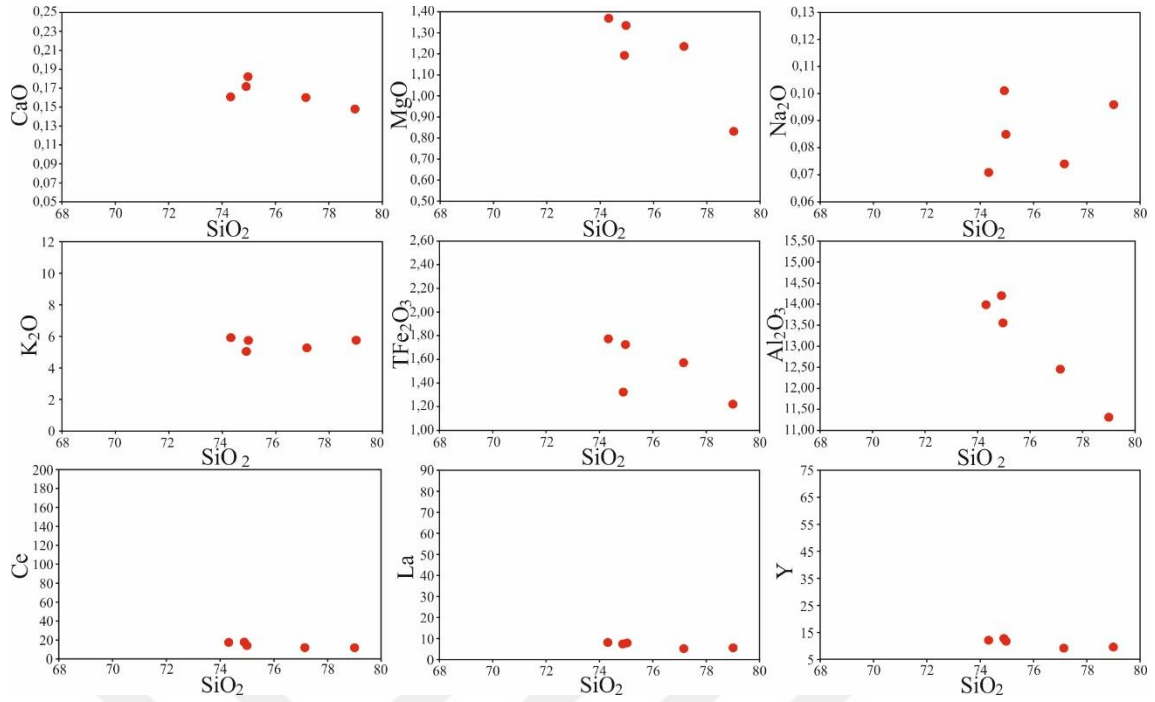
Çaydere metariyolitinden alınan örnekler, toplam alkali (K_2O+Na_2O)–silis (SiO_2) bileşimlerine göre hazırlanmış olan diyagramında (Le Bas ve diğ., 1986) riyolit alanına düşmektedir (Şekil 2.11). Spider diyagramında kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak elementlerine (Boynton, 1984) bakıldığında metariyolitlerin negatif Eu anomalisi gösterdiği gözlenmektedir (Şekil 2.12). Negatif Eu anomalisi üst kabuğu ve yüzeye yakın fraksiyonlaşmayı göstermektedir (Shirazzi ve diğ., 2020).

Metariyolitlerin Ta/Yb'ye göre hazırlanan tektonik ortam diyagramı (Pearce ve diğ., 1984) incelendiğinde birim, “syn-COLG” yani “çarpmayla eş zamanlı granit” alanına düşmektedir (Şekil 2.13). Th/Nb-La/Yb diyagramına (Hollocher ve diğ., 2012) göre metariyolitler alkalen yaylarla ilişkili olarak gözlenmekte (Şekil 2.14) ve A/NK-A/CNK diyagramında (Shand, 1943) ise peralüminalı (S tipi) karakter sunmaktadır (Şekil 2.15).

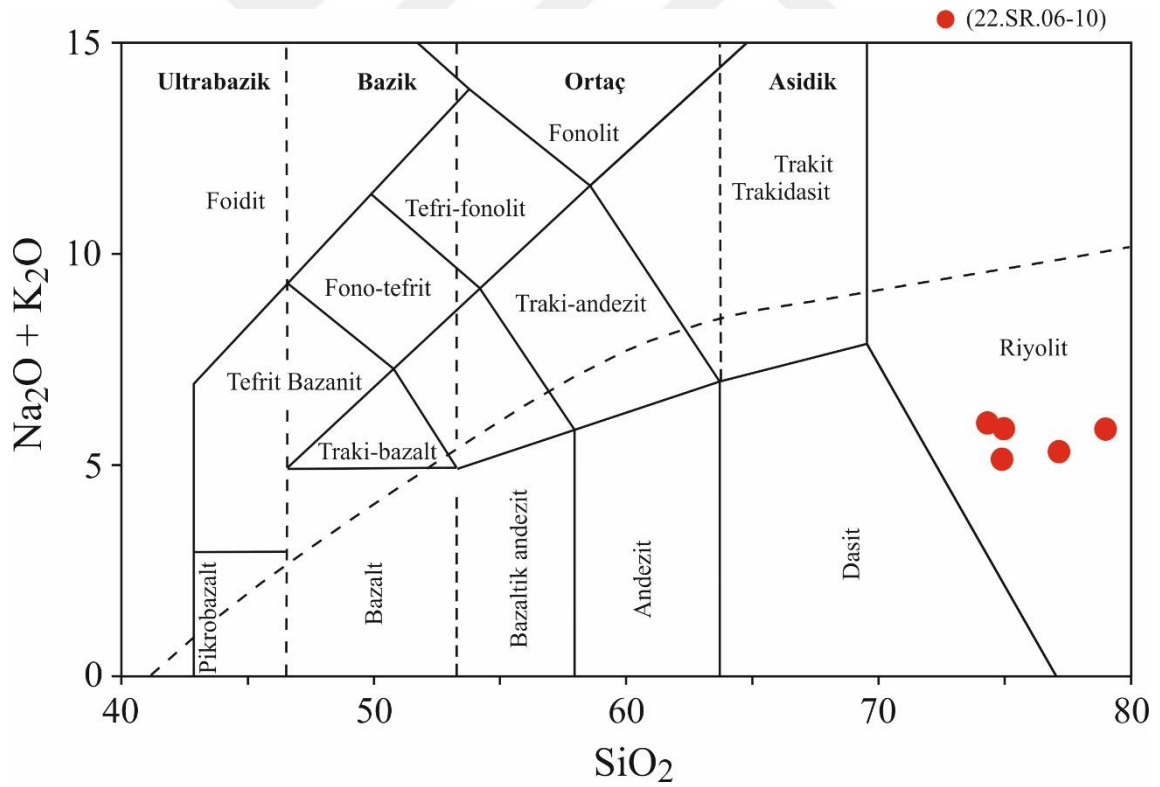
Çaydere metariyolitinde Ergen ve diğ. (2021) zirkon minerallerinden U-Pb yöntemiyle $520,2 \pm 7,90$ my kristalizasyon yaşı elde etmiştir. Ayrıca Çaydere metariyolitinin erken Kambriyen yaşlı Hüdai formasyonunun alt kesimlerini kesiyor olması ve orta Kambriyen yaşlı Çaltepe formasyonu ile herhangi bir intruzif dokanağı bulunmaması nedeniyle birim erken Kambriyen yaşlı kabul edilmiştir.

Çizelge 2.1. İnceleme alanında Çaydere metariyolitinin major, iz ve bazı nadir toprak element içerikleri

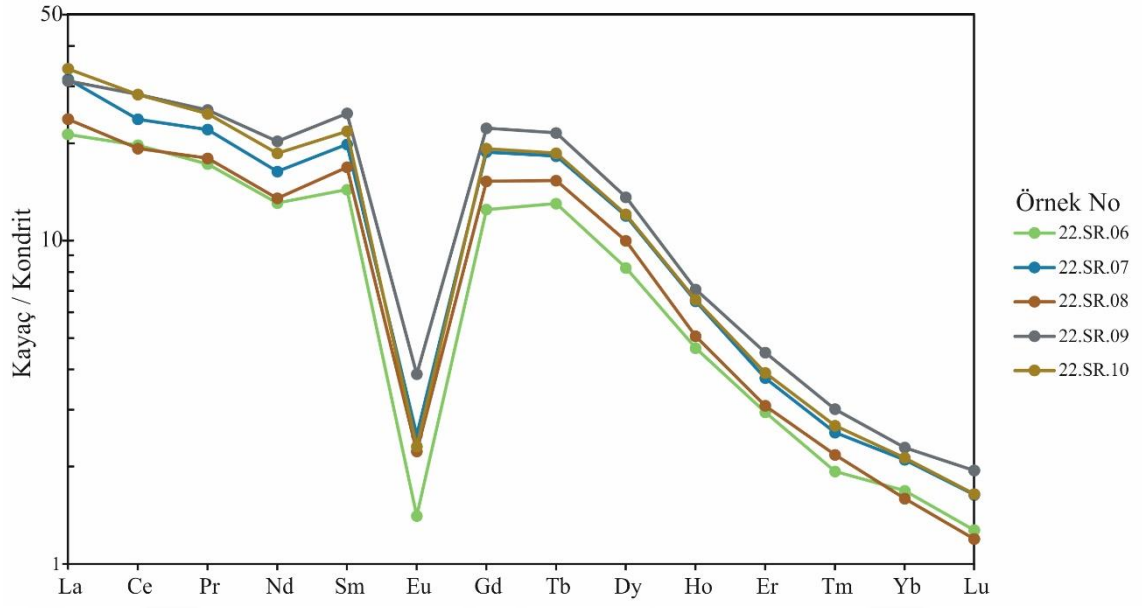
Örnek No	22.SR.06	22.SR.07	22.SR.08	22.SR.09	22.SR.10
SiO ₂	77,16	74,98	79,01	74,91	74,33
TiO ₂	0,08	0,08	0,07	0,08	0,09
Al ₂ O ₃	12,46	13,55	11,31	14,21	13,98
TFe ₂ O ₃	1,57	1,72	1,22	1,32	1,77
MnO	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
MgO	1,24	1,34	0,83	1,19	1,37
CaO	0,16	0,18	0,15	0,17	0,16
Na ₂ O	0,07	0,09	0,10	0,10	0,07
K ₂ O	5,24	5,77	5,75	5,03	5,92
P ₂ O ₅	0,11	0,14	0,12	0,14	0,12
LOI	1,90	2,10	1,47	2,65	2,12
SUM	99,99	99,95	100,02	99,82	99,93
Ni	1,71	4,22	3,62	3,18	2,83
Cu	0,97	1,90	3,30	0,97	1,33
Zn	8,05	8,78	6,53	8,25	9,20
Ga	23,7	24,9	16,3	24,3	27,0
Rb	178	189	152	166	198
Sr	12,1	19,8	17,0	14,5	15,8
Y	9,23	11,9	9,73	12,8	12,3
Zr	59,3	60,6	53,3	61,2	67,0
Nb	17,1	17,9	14,9	17,7	18,7
Sn	10,7	11,5	8,84	11,1	12,2
Cs	3,17	3,30	2,59	3,17	3,51
Ba	306	454	422	401	375
La	5,05	7,49	5,63	7,39	8,06
Ce	12,1	14,5	11,8	17,4	17,3
Pr	1,64	2,10	1,71	2,41	2,35
Nd	6,11	7,65	6,32	9,48	8,70
Sm	2,20	3,04	2,58	3,79	3,34
Eu	0,082	0,15	0,13	0,22	0,13
Gd	2,57	3,87	3,14	4,58	3,96
Tb	0,49	0,68	0,57	0,81	0,70
Dy	2,09	3,03	2,54	3,46	3,06
Ho	0,26	0,37	0,29	0,40	0,37
Er	0,49	0,62	0,51	0,75	0,65
Tm	0,049	0,065	0,056	0,077	0,068
Yb	0,29	0,36	0,27	0,39	0,36
Lu	0,032	0,042	0,030	0,049	0,042
Hf	2,61	2,87	2,39	2,99	3,07
Ta	1,69	1,73	1,52	1,92	1,81
Tl	0,48	0,52	0,47	0,43	0,51
Pb	4,08	4,92	4,40	4,49	4,56
Th	7,48	7,41	7,00	7,28	8,81
U	2,57	2,85	2,40	4,44	2,98



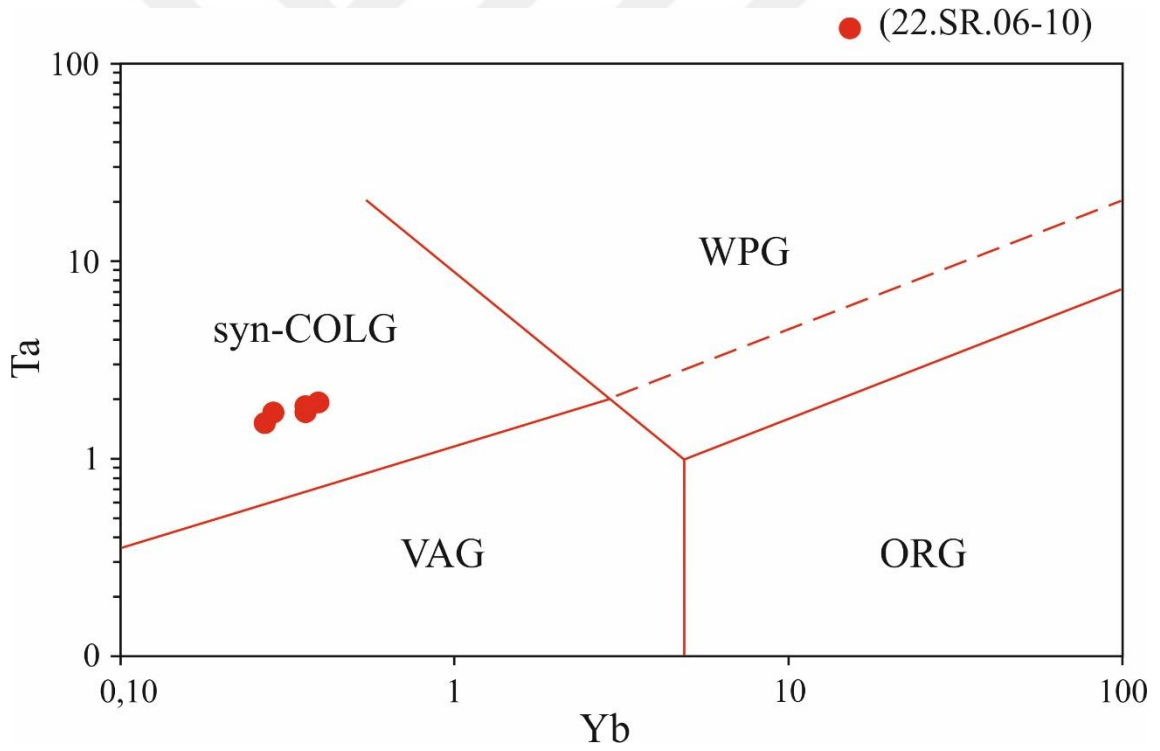
Şekil 2.10. Çaydere metariyolitine ait kayaçların SiO_2 'e karşı ana ve iz element Harker diyagramları (Harker, 1909)



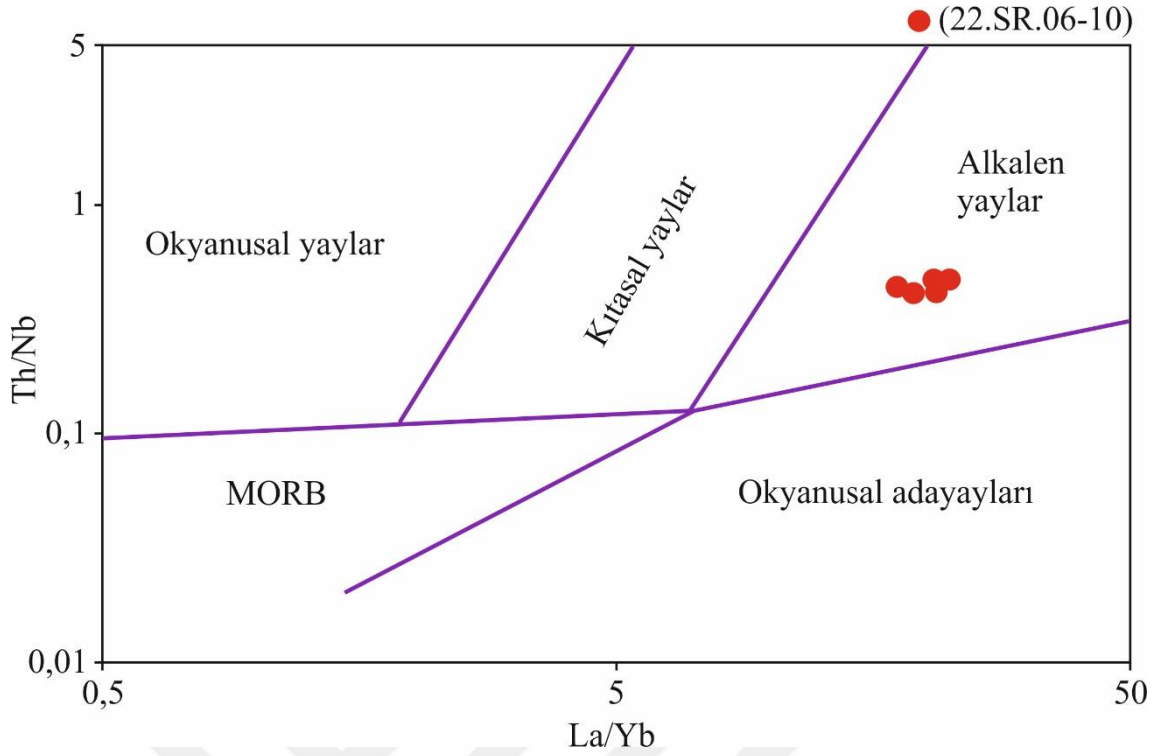
Şekil 2.11. Çalışma alanında Çaydere metariyolitine ait kayaçların Toplam Alkali- SiO_2 diyagramı (Le Bas ve diğ., 1986'dan değiştirilerek)



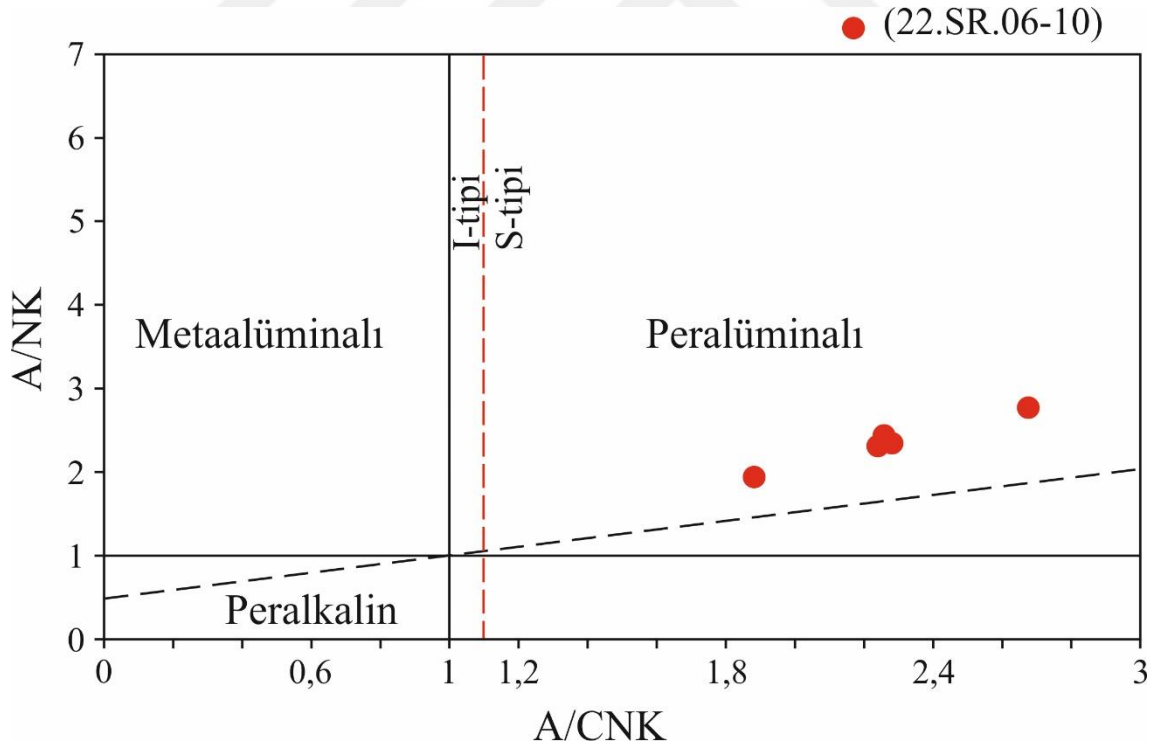
Şekil 2.12. Çaydere metariyolitine ait kayaçların kondrite göre normalize edilmiş spider diyagramı (Boynton, 1984)



Şekil 2.13. Çaydere metariyolitine ait kayaçların tektonik ortam diyagramı (Pearce ve diğ., 1984)



Şekil 2.14. Çaydere metariyolitine ait kayaçların Th/Nb-La/Yb tektonik ayırım diyagramı (Hollocher ve diğ., 2012)



Şekil 2.15. Çaydere metariyolitine ait kayaçların A/NK-A/CNK diyagramı. ($A/CNK = Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ mol oranı, $A/NK = Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O)$ mol oranı) (Shand, 1943'den düzenlenmiştir.)

Çaydere metariyoliti, muhtemelen Prekambriyen-erken Kambriyen döneminde oluşan Kadomiyeen volkanik yayının (Göncüoğlu ve diğ., 2004; Göncüoğlu ve Kozlu, 2000; Gürsu ve diğ., 2003, 2004; Koralay ve diğ., 2004; Kozlu ve Göncüoğlu, 1997; Ustaömer ve diğ., 2009; Ustaömer ve diğ., 2012) geç evre ürünlerinin Sultan Dağları'ndaki karşılığıdır.

Çaydere metariyoliti, Sandıklı civarında gözlenen Kestelçayı porfiroidi (Gürsu ve Göncüoğlu, 2001; Gürsu, 2002; Gürsu ve diğ., 2004; Bozkaya ve diğ., 2006) ve Karacahisar kubbesindeki benzer yaşlı volkanitlerle (Şenel, 1997; Abbo ve diğ., 2015) korele edilebilir. Ayrıca Menderes Masifi'ndeki Kadomiyeen temele ait magmatik ve volkanik birimlerle (Bozkurt ve Oberhansli, 2001; Bozkurt ve Park, 1994; Candan ve Çetinkaplan, 2001; Erdoğan ve Güngör, 2004; Gessner ve diğ., 2004; Göncüoğlu ve Kozlu, 2000; Hetzel ve Reischmann, 1996; Şengör ve diğ., 1984) denestirilebilir özelliktedir.

2.1.3. Çaltepe formasyonu (Eç)

Dolomit, rekristalize kireçtaşı ve yumrulu rekristalize kireçtaşlarından oluşan birimin varlığı ilk kez Seydişehir civarındaki çalışmaları sırasında Blumenthal (1947) tarafından ifade edilmiştir. Dean ve Monod (1970)'de aynı bölgede yaptığı detaylı çalışmalarda bu birimi Çaltepe formasyonu olarak adlandırmıştır. Sultan Dağları ve Toroslar'ın diğer bölümlerinde yapılan çalışmalarda Haude (1968), Özgül ve Gedik, (1973), Demirkol (1977), Özgül ve diğ. (1991), Şenel ve diğ. (2002), Usta ve diğ. (2004, 2017), Bedi ve Usta (2006), Umut (2009), Alan ve diğ. (2013) gibi birçok çalışmacı Çaltepe formasyonu adını kullanmışlardır. Bu çalışmada da aynı adlama kabul edilmiştir.

Çaltepe formasyonunun tip kesit yeri Seydişehir ilçesinin yaklaşık 10 km kuzeyinde yer alan Çaltepe'dir (Blumenthal, 1947; Dean ve Monod, 1970). Çalışma alanında Çaltepe formasyonu Sultan Dağları'nın güney bölümünde Şarkikaraağaç doğusunda, Köprüköy çevresinde, Yukarı Dinek güneyinde, Oyuk Tepe, Kızıl Tepe, Yeldeğirmeni Tepe, Kale Tepe ve çevresinde yüzeylemektedir. Birim için Şarkikaraağaç güneydoğusunda, Yamalı Seki civarı ve Çarık Saraylar-Çimendere yolu başvuru kesiti olarak gösterilebilir (Ek-1).

Çaltepe formasyonu en altta kirli sarı, kahvemsî renkli, çoğunlukla ankeritleşmiş, kalın tabakalı düzensiz görünümlü dolomitik rekristalize kireçtaşları ile başlar (Şekil 2.16).



Şekil 2.16. Çaltepe formasyonuna ait ankeritleşmiş dolomitik rekristalize kireçtaşlarının genel görünümü. Köprüköy doğusu, Şarkikaraağaç

Dolomitik rekristalize kireçtaşlarında alterasyon sıkça gözlenir. Birim üstte beyaz, açık gri renkli yine kalın tabakalı mermerlere geçiş gösterir. Mermerlerde lamine yapı yaygındır (Şekil 2.17). Mermerler dolomitik rekristalize kireçtaşlarına göre daha az altere olup masif, sağlam görünümdedir. En üst kesimlerinde ise gül kurusu, mor renkli, ince-orta tabakalı yumrulu rekristalize kireçtaşları ve bunların aralarında yeşil, mor, gri renkli, ince tabakalı, ince-orta yapraklanmalı metasilttaşları ve fillitler gözlenir. Yumrulu rekristalize kireçtaşı seviyesi Torosların genelinde Çaltepe ve Seydişehir formasyonu arasında klavuz seviye olarak tanımlansa da aynı seviye Seydişehir formasyonunun alt seviyelerinde de tekrarlanmaktadır.

Gerek yoğun tektonizma gerekse devrik kıvrımların sık oluşu nedeniyle Çaltepe formasyonunun kalınlığı ve yanal değişimi, çalışma alanında oldukça değişiklik sunmaktadır. Özellikle alt sınırının tektonik olduğu bölgelerde Çaltepe formasyonunun kalınlığı 10-15 m'ye kadar düşmektedir.



Şekil 2.17. Çaltepe formasyonunun orta-üst bölümlerinde gözlenen beyaz, krem renkli kalın tabakalı, yer yer laminalı mermerler. Deştiğin doğusu, Doğanhisar

Çaltepe formasyonu erken Kambriyen yaşlı Hüdai formasyonu üzerine uyumlu olarak gelmektedir. Bu ilişki Şarkikaraağaç güneydoğusunda Yeldeğirmeni Tepe ile Kale Tepe arasında Yamalı Seki civarında açık bir şekilde gözlenmektedir. Çaltepe formasyonunun üzerine uyumlu olarak Seydişehir formasyonu yer almaktadır (Şekil 2.18). Bu ilişki Çaltepe formasyonunun yüzeylediği hemen hemen tüm bölgelerde gözlenmektedir. Şarkikaraağaç güneyinde Fele Tepe civarında Çaltepe formasyonu üzerine uyumsuz olarak Orta Jura-Geç Kretase yaşlı Hacıalabaz formasyonu gelmektedir (Şekil 2.19). Fele Tepe civarındaki bu dokanakta boksit oluşumları dikkat çekmektedir.

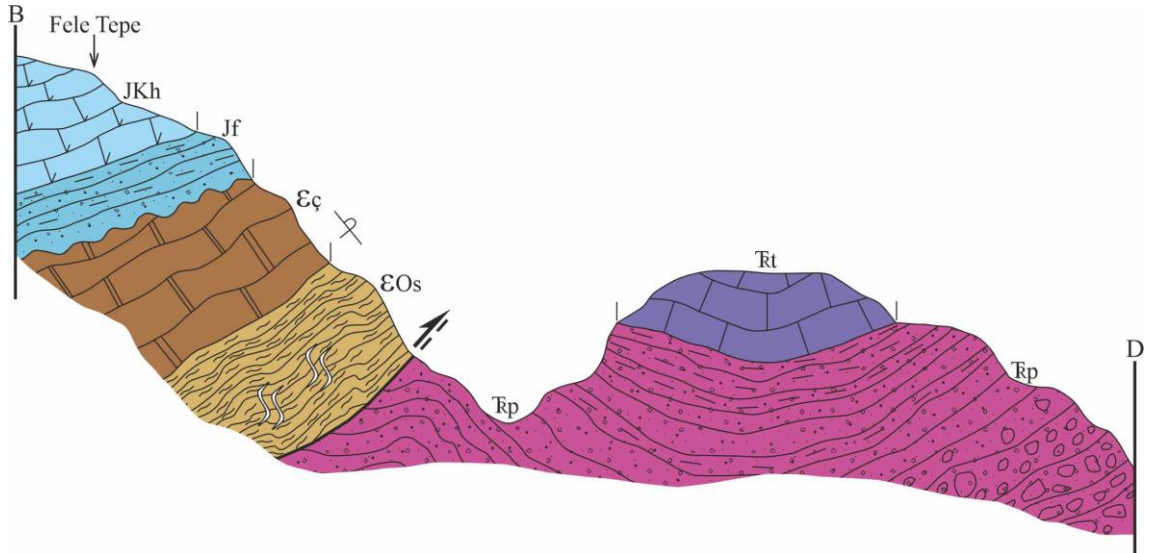
Sultan Dağları'nda tektonizmanın yoğun olarak gözlenmesi ve buna bağlı olarak devrik kıvrımların ve bindirme faylarının gelişmesi nedeniyle dokanak ilişkileri birçok yerde tektoniktir.

Sultan Dağları'nda bu çalışma sırasında Çaltepe formasyonundan çok sayıda konodont örneği alınmış olmasına ve trilobit araştırması yapılmasına rağmen herhangi bir yaş bulgusu elde edilememiştir. Ancak önceki çalışmalarda formasyona ait olarak gerek Sultan Dağları ve çevresinde gerekse Torosların diğer bölümlerinde fosil

bulguları mevcuttur. Fosil bulguları genel olarak formasyonun üst kesimlerinde yer alan yumrulu rekristalize kireçtaşlarındandır.



Şekil 2.18. Çaltepe formasyonu (Eç) ile üzerine gelen Seydişehir formasyonu (EOs) arasındaki uyumlu sınır ilişkisi. Köprüköy kuzeydoğusu, Şarkikaraağaç



Şekil 2.19. Çaltepe formasyonunun (Eç), Seydişehir formasyonu (EOs) üzerinde devrik olarak yer alması ve üzerine uyumsuz olarak Feletepe formasyonunun (Jf) gelmesini gösteren jeolojik enine kesit (TRp: Pınarbaşı fm., TRt: Tarasçı kireçtaşı). Fele Tepe doğu etekleri, Şarkikaraağaç (Ölçeksiz)

Buna göre: Dumont (1976) birimde *Paradoxides* sp. ve *Crynexochus* sp., trilobit formları bularak formasyonun orta Kambriyen yaşı olduğunu tespit etmiştir. Haude (1972) Sultan Dağları'nın doğu kesimlerinde yumrulu rekristalize kireçtaşlarının üst kesimlerinde orta Kambriyen'i temsil eden *Paradoxides* sp., *Crynexochus* sp., *Pardailhania hispida ctenocephalus* sp., *Parabailiella* sp., *Solenopleuropsis* sp. ve *Conocoryphe* sp. fosillerini tespit etmiştir (Özgül ve diğ., 1991). Demirkol (1977) Sultan Dağları'nda aldığı örneklerde küçük brakiyopodlardan olan *Limnasonella* sp.'ye göre birime orta Kambriyen yaşı vermiştir. Dean ve Özgül (1979) Hadim kuzeyinde Bağbaşı köyü civarında Çaltepe formasyonunda, yumrulu rekristalize kireçtaşlarının üst seviyelerinde *Aguralos*, *Asturiapsis*, *Conocoryphe* (*Conocoryphe*), *Crynexochus*, *Ctenocephalus* (*Harttella*), *Paradoxides* (s.l.), *Pardailhania* ve *Perenopsis* trilobit fosillerinin orta Kambriyen'in başını temsil ettiğini belirtmişlerdir. Özgül ve diğ. (1991) ise Sultan Dağları'nda yaptıkları detaylı çalışmalar sırasında şu fosilleri tespit etmişlerdir: Suçikan pınarı doğusunda yumrulu rekristalize kireçtaşlarından *Hadimoponella özgüli* (orta Kambriyen), Çay batısında Çarşak deresinde *Homatolenus* sp. ve *Alanisia* ? sp. trilobitleri saptanmış olup W.T. Dean'a göre bu trilobitler orta Kambriyen'in alt kesimlerini temsil etmektedir. Dedeçam köyü kuzeydoğusunda Çömelen Tepe civarında aldığı trilobit örneklerinde yine W.T. Dean'a göre orta Kambriyen'i temsil eden *Paradoxides* sp., *Crynexochus* cf. *delagei* Miquel, *Eccaparadoxides* cf. *rouvillei* (Miquel) fosillerini saptanmıştır. Homa-Akdağ bölgesinde yine Özgül ve diğ. (1991) Çiloğlantarla Tepe'si kesitinde alt Kambriyen'in en üstünü temsil eden *Aluvea* ? sp. trilobitleri tanımlamıştır. Tüm bu paleontolojik veriler ile birlikte üzerine uyumlu olarak gelen Seydişehir formasyonunun geç Kambriyen-Erken Ordovisyen yaşı olması da dikkate alınarak Çaltepe formasyonunun yaşı orta Kambriyen olarak kabul edilmiştir.

Dolomitik rekristalize kireçtaşı, mermer ve metaşeyl arakatkılı yumrulu rekristalize kireçtaşı düzeyleri ile temsil edilen Çaltepe formasyonu tipik bir transgresyon olayını yansıtır (Özgül ve diğ., 1991). Duraylı plaj koşullarının egemen olduğu Hüdai formasyonunun ardından, ortama platform tipi karbonat çökelimine elverişli duraylı şelf koşulları egemen olmuştur. Formasyonun üst kesimlerinde yer alan metaşeyl arakatkılı trilobit kırıntılı yumrulu rekristalize kireçtaşları, formasyonun üst düzeylerinin çökelme sırasında ortamın giderek derinleştiğini ve duraysızlık kazandığını düşündürmektedir (Özgül ve diğ., 1991). Çaltepe formasyonunun allta plaj çökelleri özelliği sunan Hüdai formasyonu üzerine gelmesi ve üzerinde ise derin deniz türbidit

istifi olan Seydişehir formasyonunun yer alması, erken Kambriyen'den başlayıp Erken Ordovisiyen'e kadar devam eden büyük ölçekli bir transgresif istifin bir parçası olduğunu göstermektedir.

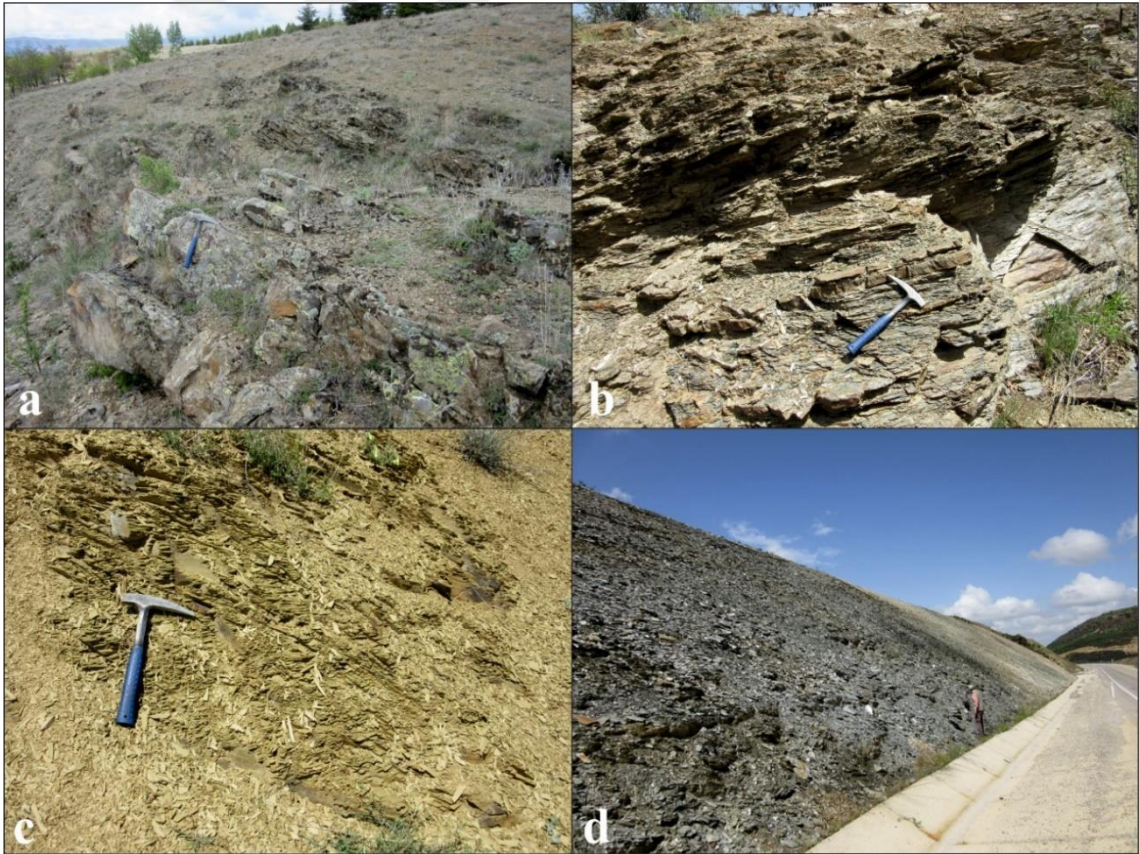
Toroslarda orta Kambriyen yaşlı karbonat istifi büyük oranda benzer litolojilerden oluşmakta olup genelde Çaltepe formasyonu adı altında incelenmiştir. Ancak bazı çalışmalarda benzer litolojiler için farklı adlamalar kullanılmıştır. Buna göre Çaltepe formasyonu: Derik (Mardin), Adıyaman ve Amanos dağlarında yüzeyleyen Dolomit formasyonu (Ketin, 1966), Karayücü kalkeri (Atan, 1969), Kayabaşı kireçtaşı (Janetzko, 1972); Silifke civarında Ovacık ışıklı formasyonu (Demirtaşlı ve diğ., 1984); Türkoğlu batısında anlatılan Koruk formasyonu (Demirkol, 1988; Yetiş ve diğ., 1991); Karacahisar kubbesinde Kocaosman serisi içinde bahsedilen orta Kambriyen yaşlı karbonatlarla (Dumont, 1976; Şenel ve diğ., 1992, 1996); Seydişehir dolaylarında tanımlanan Çaltepe kireçtaşı ile (Dean ve Monod, 1970); Orta Toroslar'da Karagedik formasyonu ile (Usta ve Öztürk, 2000; Bedi ve Öztürk, 2001; Usta, 2001; Usta, 2002; Bedi ve Usta, 2006); Kozan civarında Görbiyesdağı Birliği ve Kokarot Birimin'ndeki Fakıbey formasyonu ile (Usta ve diğ. 2013); Doğu Toroslar'da tanımlanan Değirmentaş kireçtaşı (Demirtaşlı, 1967; Özgül ve diğ., 1973; Metin ve diğ., 1982; Yetiş, 1988; Özgül ve Kozlu, 2002) ve Çaltepe formasyonu (Usta ve diğ., 2004; Bedi ve Usta, 2006) ile, Amanos Dağları civarında Uludaz Napı içerisindeki Gölpınar formasyonu ve Bahçe Napı içerisindeki Çaltepe formasyonu (Usta ve diğ., 2017) ile ve Pütürge Napı'ndaki Mermer üyesi (Bedi ve diğ., 2017) ile deneştirilebilir özelliktedir.

2.1.4. Seydişehir formasyonu (EOs)

Türbiditik istif niteliğindeki metakumtaşı, metaçamurtaşı, metasilttaşı ve fillit ardalanmasından oluşan birim, ilk olarak Seydişehir civarında çalışmalarda bulunan Blumenthal (1947) tarafından bölgeye ithafen "Seydişehir şistleri" olarak adlandırılmıştır. Dean ve Monod (1970) ise birimi Seydişehir formasyonu olarak tanımlamıştır. Birimin Sultan Dağları'ndaki yüzeylemelerinde Haude (1968) ve Özgül ve diğ. (1991) tarafından aynı adla; Demirkol (1977) ve Eren (1991a,b) tarafından ise Sultandede formasyonu adıyla incelenmiştir. Torosların genelinde bu birim için Seydişehir formasyonunun kabul edilmiş olması ve adlamada öncelik kurallarına uyularak bu çalışmada da Seydişehir formasyonu adı kabul edilmiştir.

Formasyon için tip kesit yeri olarak Dean ve Monod (1970) tarafından Seydişehir ilçesinin kuzeyinde yer alan Çal Tepe'nin batısındaki yüzeylemeleri gösterilmiştir. Seydişehir formasyonu Sultan Dağları'nın egemen kayaç türlerini oluşturur ve bölgede çok geniş bir yayılım sunar. Çalışma alanında Kozluçay ve Dedeçam kuzeydoğusunda, Doğanhisar batısında; Fırınlı, Güvendik, Aşağıketenlik civarında, Çarıkсарaylar kuzeyinde, Köprüköy ve Yukarı Dinek doğusunda, Deşdiğin-Hüyük yolu boyunca çok geniş alanlarda yayılım gösterir. Formasyon için Köprüköy ve Yukarı Dinek doğusundaki yüzeylemeleri başvuru kesit yeri olarak gösterilebilir (Ek-1).

Seydişehir formasyonu metakumtaşı, metasilttaşı, metaşeyl, klorit serisit şist, kalkışist, fillit, arduvaz ve metabazitlerden oluşmakta olup türbiditik bir istif özelliği sunmaktadır. İstifte metakumtaşı, metasilttaşı, metaşeyl, fillit vb. metakırıntılı kayaçlar ritmik ardalanma sunmaktadır ve genel olarak bakıldığında alttan üste doğru (Sultan Dağları'nda güneybatıdan-kuzeydoğuya doğru) tane boyu azalmaktadır (Şekil 2.20).

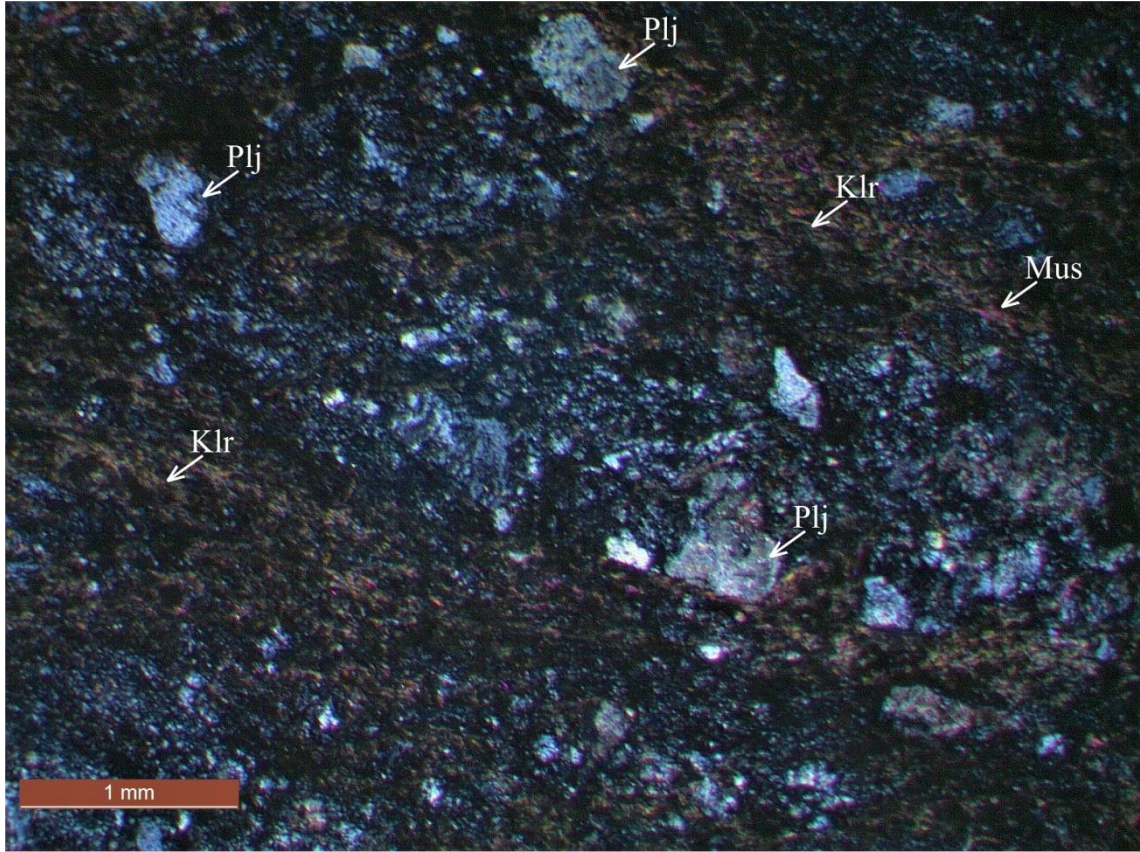


Şekil 2.20. Seydişehir formasyonunda güneyden-kuzeye doğru gözlenen genel fasiyes değişimi; (a) kaba taneli metakumtaşları, (b) metakumtaşı-metasilttaşı ardalanımı, (c) silttaşları, (d) siyah renkli metaçamurtaşları. Yukarıdinek-Deşdiğin arası

Çaltepe formasyonu ile Seydişehir formasyonu arasında gözlenen yumrulu rekristalize kireçtaşı seviyesi Seydişehir formasyonunun alt kesimlerinde merclekler şeklinde yine gözlenmektedir. İstifin alt kesimlerinde bazik bileşimli metavolkanitlere ait sil ve dayklar sıkça izlenmektedir (Şekil 2.21). İlksel kayaçı muhtemelen bazalt ve diyabaz olan sil ve daykların metamorfizma ve deformasyonun etkisiyle metakırıntılı istifle birlikte kıvrımlanmış olması ve renk kontrastı nedeniyle ayırt edilmesi güçtür. Metabazitler koyu yeşil renkli, orta-kaba yapraklanmalı, kıvrımlı, kıvrımcıklı bir yapı sunmaktadır. Metabazitler sıkça ince kuvars damarları tarafından kesilmiş ve birlikte kıvrımlanmışlardır. Metabazitlerde ana bileşenler klorit, muskovit, feldispat, kuvars ve titanit olup lepidogranoblastik doku gözlenmektedir (Şekil 2.22). Kloritler ve muskovitler genellikle bir arada ve yönlenmeye paralel bantlar şeklinde dağılım göstermektedir. Diğer bileşenler ise daha iri taneli olarak bu bileşenler arasında dağınık bir dağılım sergilemektedir. Bu bileşenlerden plajiyoklas daha yoğun olarak yer almaktadır.



Şekil 2.21. Seydişehir formasyonunun (EOs) alt kesimlerinde gözlenen metabazitler ve onları kesen kuvars damarları. Deşdiğin-Hüyük yolu



Şekil 2.22. Seydişehir formasyonunda gözlenen metabazitlere ait ince kesit görüntüsü (Plj: Plajiyoklas, Klr: Klorit, Mus: Muskovit)

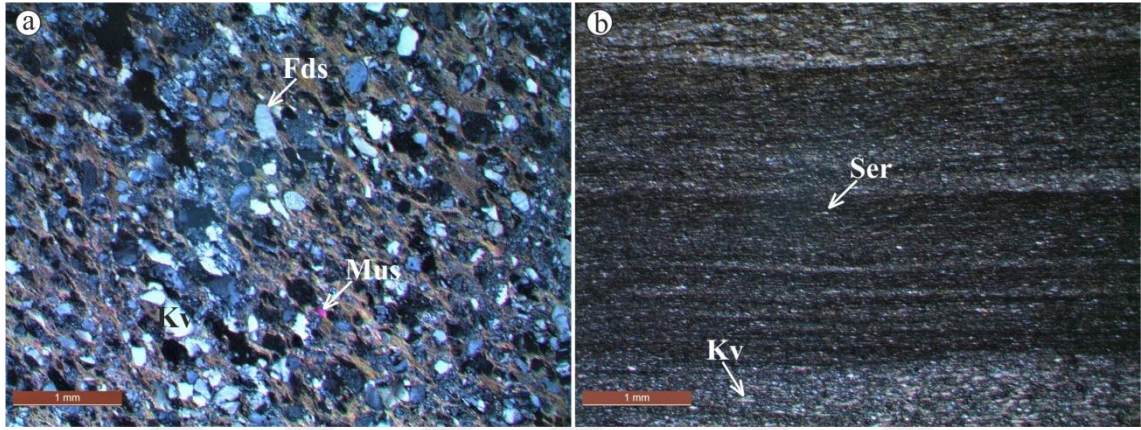
Plajiyoklaslar genellikle özşekilsiz-yarı özşekilli taneler şeklindedir. Yer yer serisitleşmiş halde gözlenen plajiyoklaslarda ikiz lamelleri belirgindir. Plajiyoklas dışında kayada daha az oranda kalsit ve ince taneli rekristalize kuvarslarda yer almaktadır.

Metakumtaşları, yeşil, haki, grimsi renklerde ince, orta yer yer kalın tabakalı, iyi boyplanmalı, silisiklastik tanelerin hakim olduğu kayalardır. Kayaç ince taneli, kil-silt boyu dolgu maddesi ile bağlanmış durumdadır. Ana bileşeni oluşturan kuvarslar eş taneli ve monokristalin taneler şeklinde kayada dağılım göstermektedir. Feldispatlar ise genellikle plajiyoklas ve ortoklas şeklinde olup bunlarda kuvarslar ile eş tane boyuna sahip olarak yer almaktadır (Şekil 2.23a).

Feldispatlar büyük ölçüde serisitleşmeye uğramıştır. Metakumtaşı ara katmanlarında derecelenme ve yer yer güzel korunmuş akıntı yapıları (kaval yapıları) gözlenmektedir.

Metasiltaşları yeşil, haki, grimsi yeşil, kahvems gri renklerde olup çoğunlukla ince yer yer orta tabakalıdır. Kayada ana bileşen olarak kuvars, serisit, muskovit, feldispat ve opak mineraller bulunmakta olup kırıntılı doku sunmaktadır. Kayada mika

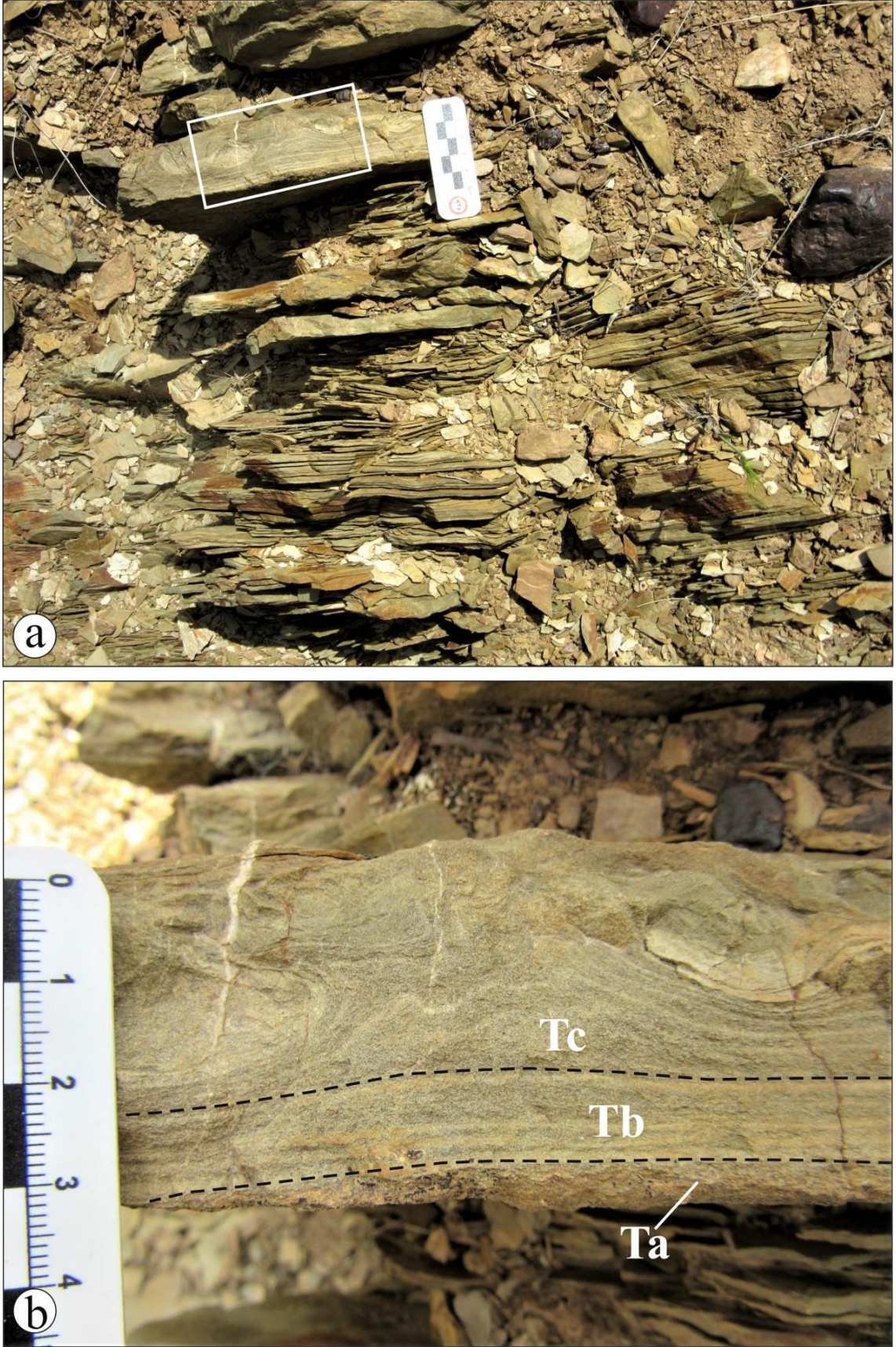
minerallerinin yönelimiyle ortaya çıkan yönlenme yaygındır (Şekil 2.23b). Kuvarslar ve feldispatlar genellikle mika mineralleri arasında yönlenmeye paralel dağınık bir dağılım sergiledikleri gibi, belirli seviyelerde bantlar şeklinde de gözlenmektedir. Kayaçta özellikle mikalar çevresinde olmak üzere demiroksit bantları da yoğun olarak gözlenmektedir. Metasiltaşlarında çok sık iz fosiller ve sedimanter yapılar izlenmektedir. Çapraz laminasyon, ripplmark, oluk izleri sık gözlenen sedimanter yapılardandır. Ayrıca Bouma İstifi'nde tanımlanan “Tabcde” seviyeleri parça parça da olsa sıkça bu istifte rastlanılmaktadır (Şekil 2.24).



Şekil 2.23. Seydişehir formasyonunda (a) metakumtaşı ve (b) metasiltaşına ait ince kesit görüntüleri (Kv: Kuvars, Fds: Feldispat, Mus: Muskovit, Ser: Serisit)

Seydişehir formasyonu içerisinde yumuşak çökel deformasyon yapıları da sıklıkla gözlenmektedir (Şekil 2.25). Bunlar Bouma istifi içerisinde Tc bölümüne karşılık gelen konvolüt laminasyon yapıları olarak da bilinmektedir. Bu yapılar genel olarak sedimantasyonla eş yaşlı sismik aktivite ile ilişkili olup, yamaç duraysızlığı, akıntı etkisi, fırtına vb. olaylarda yumuşak çökel deformasyon yapılarının oluşumunu etkileyen faktörlerdendir.

Metaşeyl, fillit ve arduvazlar ise yeşil, gri, koyu gri, siyahımsı renklerde olup ince yapraklanmalıdır. Kayaçta yine iz fosiller yaygın olup sıkça buruşma lineasyonları ve kink bantları gözlenmektedir. Kalkşistler istifin daha çok alt kesimlerinde gözlenmekte olup gri, mavimsi, pembemsi renklerde ince, orta tabakalanmalıdır ve merceksi bir geometri sunmaktadır. Ayrıca Seydişehir formasyonunun yine alt bölümlerinde metabazit çakıl ve bloklarının yoğun bir şekilde gözlendiği muhtemelen moloz akması fasiyesinde gelişmiş merceksi geometri sunan metaçakıltaşları tespit edilmiştir (Şekil 2.26). Çakıl-blokların boyu 3-50 cm arasında değişmektedir ve köşeli, yarı köşeli şekil sunmaktadır. Çakılların tamamı bazik volkanit çakılıdır.



Şekil 2.24. Türbiditik bir istif sunan Seydişehir formasyonundaki Bouma istifine ait Ta-b-c yapıları. Yukarıdineki güneybatısı, Şarkikaraağaç



Şekil 2.25. Seydişehir formasyonu içerisinde gözlenen sedimantasyonla eş yaşlı yumuşak çökel deformasyon yapıları. Yukarıdine güneybatısı, Şarkikaraağaç



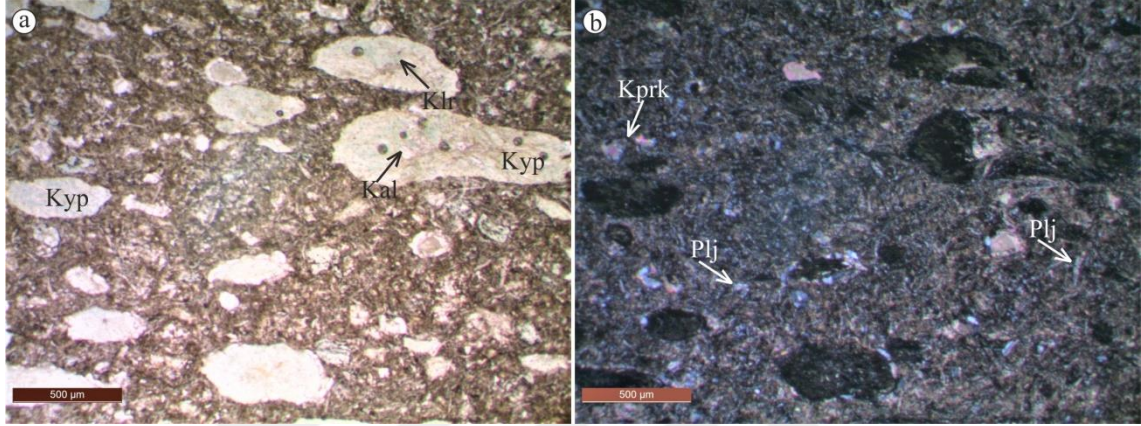
Şekil 2.26. Seydişehir formasyonu içerisinde çoğunlukla metabazit çakıl ve blokları içeren moloz akması fasiyesine ait birimlerin genel (a) ve yakın görünümü (b, c, d). Köprüköy kuzeybatısı, Şarkikaraağaç

Bu çakıllarda gaz boşlukları oldukça yaygın olup, boşluklar metamorfizmanın etkisiyle uzamış ve içleri klorit, kuvars ve karbonatlarca doldurulmuştur (Şekil 2.27). Çakıllarda ana mineral plajiyoklas olup hipokristalin doku gözlenmektedir. Çakıltaşları 50-60 m kalınlığa sahiptir ve yanalda yaklaşık 200 m devamlılık sunmaktadır.

Seydişehir formasyonu yapısal, dokusal ve litolojik özellikleri ile mineral topluluklarına göre alt yeşilşist fasiyesinde düşük derecede metamorfizma geçirmiş

olmalıdır. Buna bağlı olarak kayada yönelme belirgindir, kıvrımlar, makro ve mikro deformasyon yapıları gelişmiştir.

Sultan Dağları'nın farklı dönemlerde meydana gelen tektonik hareketlerin etkisiyle kıvrımlanmasına ve büyük ölçekli bindirme faylarının oluşmasına bağlı olarak bölgenin en geniş yayılımı sahip birimi olan Seydişehir formasyonunun gerçek kalınlığının tespiti oldukça güçtür.



Şekil 2.27. Seydişehir formasyonunda moloz akması fasiyesinde gözlenen metaçakıldaşları içerisindeki metabazit çakıllarının (a) tek nikol, (b) çift nikol ince kesit görüntüsü (Kyp: Kayaç parçası, Plj: Plajiyoklas, Kprk: Klinopiroksen, Klr: Klorit, Kal: Kalsit)

Çalışma alanında Özgül ve diğ. (1991) Seydişehir formasyonu için 1000 m dolayında bir yapısal kalınlık ön görmüştür. Formasyonun tip kesit yeri olan Seydişehir bölgesinde 1000 m'nin üstünde, Hadim dolaylarındaki yüzeylemelerinde ise 935 m kalınlık gösterdiği bilinmektedir (Monod, 1977; Özgül ve Gedik, 1973).

Yanal yönde fasiyes değişimi pek gözlenmeyen Seydişehir formasyonunda, kabaca alttan üste ve güneybatıdan-kuzeydoğuya doğru kaba taneliden ince taneli metakırıntılı kayalara geçiş gösterir. Zira birimin Sultan Dağları boyunca kuzeydoğudaki en üst kesimleri genellikle siyah renkli ince taneli, ince yapraklanmalı organik maddece zengin fillitlerden oluşmaktadır (Şekil 2.28). Yanal yönde fasiyes değişimleri ise moloz akması fasiyesi özelliği sunan metaçakıldaşlarında gözlenir. Bu metaçakıldaşları yanal yönde kamalanarak kaybolmaktadır.

Seydişehir formasyonu tabanının gözlendiği her yerde Çaltepe formasyonunun en üst düzeyini oluşturan yumru lu rekristalize kireçtaşları üzerine uyumlu olarak gelmektedir (Şekil 2.29). Bu ilişki Sultan Dağları'nın hemen her yerinde gözlenmekle birlikte Şarkikaraağaç'ın doğu ve güneydoğusunda; Köprüköy, Aşağıdinek, Yukarıdinek köyleri çevresinde net bir şekilde gözlenmektedir. Üzerinde ise Geç

Devoniyen yaşıllı Engilli formasyonu uyumsuz olarak yer almaktadır. Bu ilişkide Sultan Dağları kuzey kenarı boyunca İlyaslar batısında Davlumbaz Tepe ve Ağlayan Tepe’de; Karaağa güneybatısında Tokat Tepe ve Çatal Tepe çevresinde; Aşağıketenlik kuzey ve doğusunda, Gökbudak güneyinde ve Gökbudak-Burunsuz köyleri arasında gözlenmektedir (Ek-1). Engilli formasyonunun gözlenmediği Sultan Dağları’nın orta ve güney kesimlerinde Seydişehir formasyonu üzerine direkt olarak Orta Jura-Geç Kretase yaşıllı Hacıalabaz formasyonu uyumsuz olarak gelmektedir. Bu ilişki Kozluca-Dedeçam doğusu boyunca ince bir kuşak şeklinde ve Şarkikaraağaç güneydoğusunda net bir şekilde gözlenmektedir. Tektonik hareketlere bağıllı olarak büyük ölçekli kıvrımlar ve bindirme faylarının geliştiği Sultan Dağları’nda, Seydişehir formasyonu üzerinde tektonik dokanakla Çaltepe formasyonu da gözlenmektedir.

Seydişehir formasyonu silisiklastik bileşimli türbiditik bir istif olması ve düşük de olsa metamorfizmaya uğraması nedeniyle kıt fosillidir. Bu çalışmada Seydişehir formasyonunda çok sayıda iz fosili rağmen bulunmasına yaşılandırılammıştır (Şekil 2.30). Ayrıca ilk kez bu çalışmada Seydişehir formasyonu içerisinde Orta-Geç Kambriyen yaşıllı veren *Acrothele* sp. (M. Mergl, 2022, yazılı görüşme) küçük brakiyopod fosilleri tespit edilmiştir (Şekil 2.31).



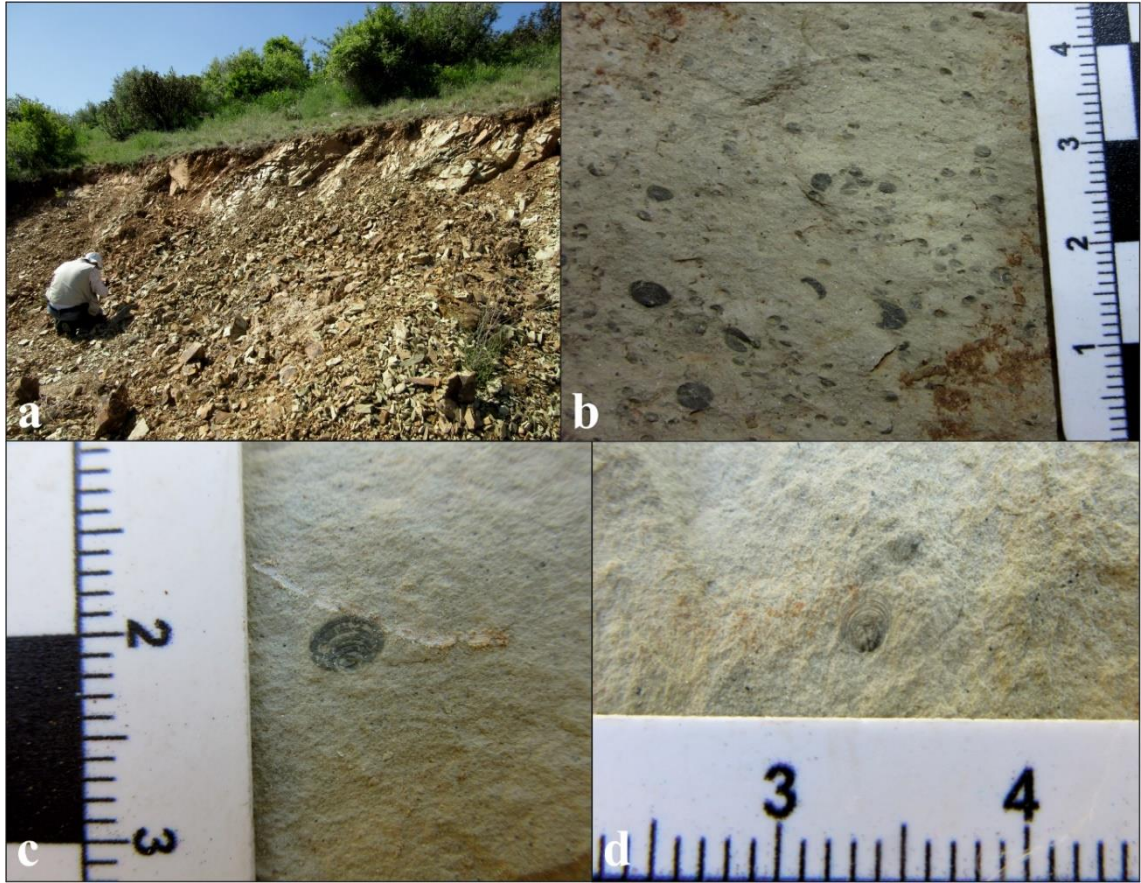
Şekil 2.28. Seydişehir formasyonunun üst seviyelerinde gözlenen organik maddece zengin siyah, koyu gri renkli fillitler. Deşdiğin-Doğanhisar yolu



Şekil 2.29. Çaltepe formasyonunun (Eç) en üst kesimlerini oluşturan gül kurusu, mor renkli yumrulu kireçtaşları üzerine uyumlu olarak gelen Seydişehir formasyonu (EOs) arasındaki sınır ilişkisi. Çarıkсарaylar kuzeydoğusu



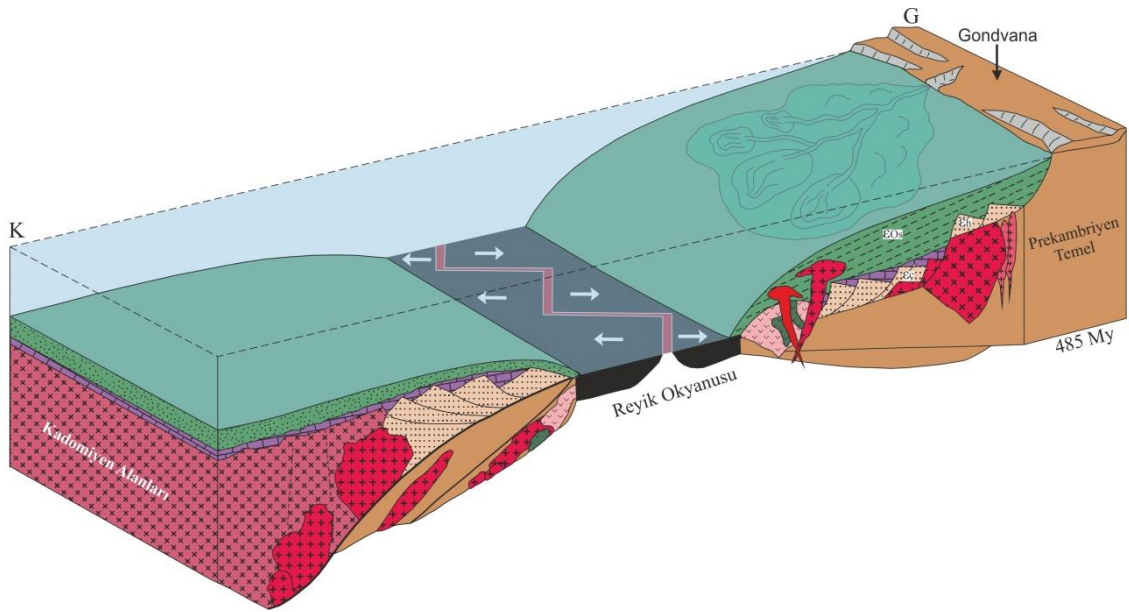
Şekil 2.30. Seydişehir formasyonunda gözlenen iz fosiller. Tüllüce Tepe güneyi, Şarkikaraağaç



Şekil 2.31. Çalışma alanında Seydişehir formasyonu içerisinde ilk kez tespit edilen *Acrothele* sp. brakiyopod fosilleri. Yukarıdinek güneyi, Şarkikaraağaç

Gerek çalışma alanında gerekse Toroslar'ın diğer kesimlerinde Seydişehir formasyonunda farklı araştırmacılar tarafından şu fosil bulguları elde edilmiştir: Haude (1968) Sultan Dağları'nda Dedeçam köyünün 3 km doğusundaki Çevlik deresinin doğusundaki kayraklar içinde en alt Ordovisiyen'i temsil eden iz fosiller bulmuştur (Özgül ve diğ., 1991'den). Haude (1972) aynı bölgede bulduğu trilobit topluluğuna göre birime Erken Ordovisiyen (Tremadosiyen) yaşını vermiştir. Özgül ve diğ. (1991) Seydişehir formasyonuna ait Sultan Dağları'nda farklı lokalitelerden derledikleri trilobit ve arkitark örneklerinden şu bulguları elde etmişlerdir: Felepınar kaynağının batısında Tüllüce Tepesi civarında buldukları trilobit ve arkitark fosillerinden geç Kambriyen ve Erken Ordovisiyen yaşları elde etmiştir. Aynı araştırmacılar Çay ilçesi güneyinde Sultandede Tepe civarında ve Bağkonak-Cankurtaran arasında Mustafa kayası mevkiinde Seydişehir formasyonunda Erken Ordovisiyen (Tremadosiyen)'i temsil eden arkitark fosilleri bulmuştur. Tüm bu veriler ışığında birimin yaşı bu çalışmada geç Kambriyen-Erken Ordovisyen olarak kabul edilmiştir.

Seydişehir formasyonu türbiditik akıntılarının etkin olduğu açık şelf-kıta yamacı koşullarını yansıtmaktadır. Platform karbonatlarından oluşan Çaltepe formasyonunun çökelişinin sonlarına doğru blok faylanmalara bağlı olarak ortam derinleşmekte ve muhtemelen Prekambriyen yaşlı magmatik-metamorfik birimlerden aşınan silisiklastik malzemeler türbiditik akıntıların etkisiyle çökerek Seydişehir formasyonunu oluşturmaktadır. Geç Kambriyen-Erken Ordovisiyen döneminde Reyik Okyanusu'nun açılmasıyla (Linneman ve diğ., 2008) ilişkili blok faylanmalara bağlı olarak gelişen bazik bileşimli volkanizma, Seydişehir formasyonunun çökelişine eşlik etmiştir (Şekil 2.32).



Şekil 2.32. Geç Kambriyen-Erken Ordovisiyen döneminde Reyik Okyanusu'nun açılmaya başlamasıyla Gondvana'nın kuzey kenarında blok faylanmalara bağlı olarak ortamın derinleşmesi ve Seydişehir formasyonuna (EOs) ait derin deniz türbiditlerin çökelişini gösteren model (Linneman ve diğ., 2008'den değiştirilerek)

Toroslar'ın genelinde geç Kambriyen-Erken Ordovisiyen yaşlı türbiditik kayalar, araştırmacıların büyük bir çoğunluğu tarafından Seydişehir formasyonu olarak kabul edilmiştir. Sultan Dağları'nda; Özgül ve diğ. (1991), Güngör ve Akay (2008), Güngör (2006, 2013), Umut (2009), Sandıklı bölgesinde; Gürsu ve diğ. (2003), Gürsu ve Göncüoğlu (2005), Orta Toroslarda; Blumenthal (1947), Dean ve Monod (1970), Özgül ve Gedik (1973), Monod (1977), Öztürk ve diğ. (1981), Özgül (1997), Mackintosh (2008), Mackintosh ve Robertson (2009), Alan ve diğ. (2013), Antalya Napları'nda; Şenel ve diğ. (1992, 1996, 1998), Doğu Toroslarda; Özgül ve Kozlu (2002), Şenel ve diğ. (2002), Bedi ve Usta (2006), Usta ve diğ. (2004, 2017) Seydişehir

formasyonu adlamasını kabul etmişlerdir. Birim Sultan Dağları'nda Sultandede formasyonu (Demirkol, 1977, 1981; Eren, 1991a,b); Antalya Napıları'nda Lordlar formasyonu (Özgül, 1984); Alanya ve Anamur dolayında, Payallar formasyonu (Öztürk ve diğ., 1995; Usta ve Öztürk, 2000; Usta, 2001; Bedi ve Öztürk, 2001; Usta, 2002; Bedi ve diğ., 2004; Şenel ve diğ., 2016), Doğu Toroslarda Armutludere formasyonu (Demirtaşlı, 1967; Özgül ve diğ., 1967, 1972, 1973; Metin, 1983, 1984; Metin ve diğ., 1982, 1993; Yetiş, 1988; Özgül ve Kozlu, 2002), Mardin Derik dolayında Sosink ve Bedinan formasyonunun bazı seviyeleri (Ketin, 1966; Yalçın, 1980) ve Amanos Dağları'nda Uludaz Napı içerisindeki Kalekaya formasyonu (Usta ve diğ., 2017) ile deneştirilebilir özelliktedir.

2.1.5. Engilli formasyonu (De)

Metaçakıltası, metakumtaşı, fillit, kalkışit, rekristalize kireçtaşı seviyeleri içeren ve çoğunluğu kuvarsitlerden oluşan birim ilk olarak Haude (1968) tarafından Engilli kuvarsiti olarak adlandırılmıştır. Eren (1990) birimin adını kuvarsit dışında kayalar da içermesi nedeniyle Engilli formasyonu olarak değiştirmiştir. Bu çalışmada da aynı adlama kabul edilmiştir.

Formasyonun tip kesit yeri çalışma alanı kuzeyinde Akşehir-Yalvaç yolunun Engilli ve Cankurtaran köyleri arasında kalan kesimin kenarından geçen derin Çayözü vadisidir (Özgül ve diğ., 1991). Engilli formasyonu genel olarak Sultan Dağları'nın kuzey kenarına yakın kuzeybatı-güneydoğu yönünde ince bir kuşak boyunca: Yaylabelen-Aşağıketenlik arasında Davlumbaz Tepe, Ağlayan Tepe, Tokat Tepe ve Çatal Tepe çevresinde; Gökbudak kuzeyinde Taşlı Tepe ve Sivri Tepe'de; Konakkale-Gökbudak arasında Karşıyaka Tepe ve çevresinde yüzeyletim sunar (Ek-1).

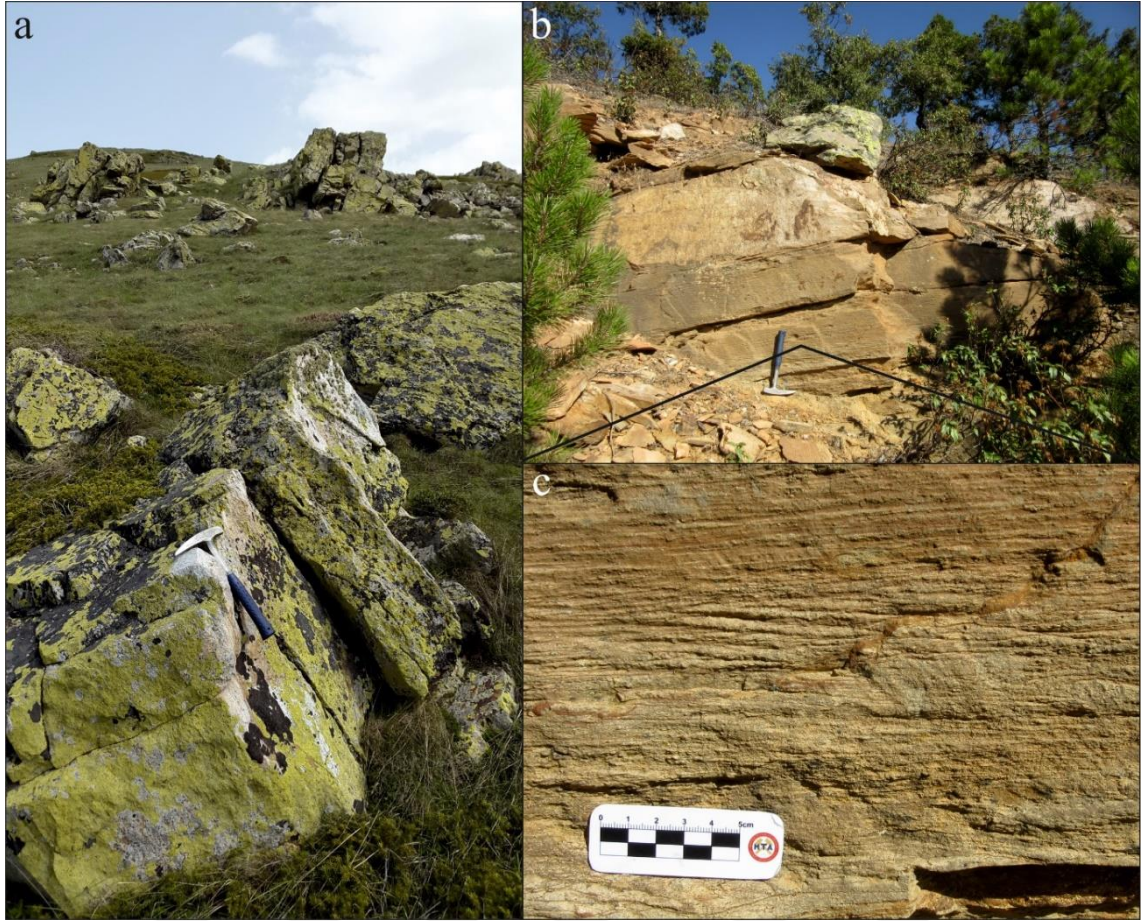
Formasyon en altta gri, açık gri, boz renkli, orta-kalın tabakalı, orta-iyi boylanmalı, içerisinde genellikle kuvarsit, şist ve mermer çakıllarının gözlendiği metakonglomeralarla başlar. Metakonglomeralar içerisinde çakıllar 2-15 cm arasında değişmekte olup deformasyon etkisiyle uzamıştır. Çakılların arası silisiklastik kum ve silt boyu malzeme ile doldurulmuştur. Bu metakonglomera seviyesi özellikle çalışma alanı kuzeyinde, Cankurtaran güneydoğusunda Devlet Tepe'de net bir şekilde gözlenmektedir. Tane boyunun azalmasına bağlı olarak üstte metakonglomeralar sarımsı, krem, gri renkli orta-kalın tabakalı kuvarsitlere geçiş gösterir. Deformasyon etkisiyle kıvrımlı kırıklı bir yapı kazanmış olan kuvarsitlerde yer yer ilksel çapraz

tabakalanmaları görmek mümkündür. Kuvarsitler Engilli formasyonu için egemen ve ayırtman litolojidir. Topoğrafik çıkıntılar yapan ve aşınmaya dirençli olan kuvarsitler Sultan Dağları'nın kuzey kenarı boyunca kuzeybatı-güneydoğu yönünde ince bir kuşak şeklinde kilometrelerce takip edilir (Şekil 2.33). Metakonglomeraların gözlenmediği yerlerde Engilli formasyonu Seydişehir formasyonu üzerine direkt olarak kuvarsitlerle başlar (Şekil 2.34).

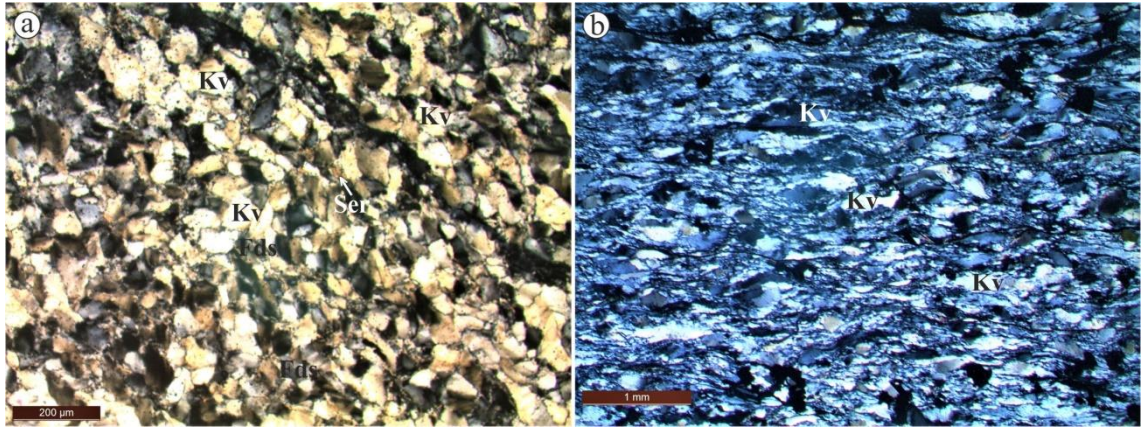
Kuvarsitler ince kesitte granoblastik doku sunmakta olup kuvars, feldispat, turmalin ve serisit minerallerinden oluşmaktadır (Şekil 2.35). Kuvarslar ince taneli ve hemen hemen eş tane boyuna sahip şekillerde yoğun bir dağılım sergilemektedir. Kuvarslarda tektonik deformasyona bağlı olarak gelişen dalgalı yanıp sönme ve uzamalar belirgin bir şekilde gözlenmektedir. Kuvars dışında kayaçta az da olsa feldispat minerallerine de rastlanılmaktadır. Bunlarda kuvarslar ile eş taneli olarak dağılım göstermektedir. Bu bileşenler dışında kayaçta eser miktarda yeşil pleokroyizması ile tipik turmalin mineraline de rastlanılmaktadır. Kayaçta bileşenler arasında yer yer serisit minerali de gözlenmektedir. Serisitler özellikle mineral sınırlarında ve çok ince olarak yer almaktadır.



Şekil 2.33. Engilli formasyonuna ait kuvarsit ve kuvarssistlerin genel görünümü. Deştiğin doğusu, Doğanhisar



Şekil 2.34. Engilli formasyonuna ait; (a) Kuvarsitler (Kafa Dağı, Konakkale batısı), (b) Kuvarsitik metakumtaşı (Karşıyaka Tepe, Gökbudak batısı), (c) Kuvarsitik metakumtaşlarında gözlenen çapraz laminasyon



Şekil 2.35. Engilli formasyonuna ait (a) kuvarsitlerin, (b) kuvarşistlerin ince kesit görüntüsü (Kv: Kuvars, Fds: Feldispat, Ser:Serisit)

Kuvarsitler üste doğru gri, yeşil, morumsu renkli ince yapraklanmalı fillit, klorit-serisit-serisitlere geçiş gösterir. Daha üstte ise gri, mavimsi renkli, ince-orta tabakalı kalkışist seviyeleri gözlenir ve fillitlerle ardalanim sunar. Birim en üst seviyelerinde makro fosil kavrı parçaları (kötü korunmuş brakiyopod, mercan, krinoid, gastropod vb.)

içeren gri, koyu gri, mavimsi renkli, orta-kalın tabakalı dolomitik rekristalize kireçtaşları yer alır. Rekristalize kireçtaşları genel olarak merceksi bir geometri sunar ve yanal yönde kamalanarak kaybolur.

Özgül ve diğ. (1991), birimin tip kesit yerinde yaklaşık 300 m kalınlık gösterdiğini belirtir. Birim içerisinde gözlenen kuvarsitler genel olarak yanal yönde devamlılık sunarken metakonglomera, fillit ve dolomitik rekristalize kireçtaşı seviyeleri yanal yönde değişim gösterir. Özellikle metakonglomera ve dolomitik rekristalize kireçtaşları seviyeleri merceksi bir geometri sunmaktadır.

Engilli formasyonu geç Kambriyen-Erken Ordovisyen yaşlı Seydişehir formasyonunu uyumsuz olarak örtmektedir. Bu ilişki yer yer oynamış dokanaklar gözlenirse de, Sultan Dağları'nın kuzey kenarına yakın Engilli formasyonunun Seydişehir formasyonu ile dokanaklarının tamamında gözlenmektedir. Güngör (2013), Sultan Dağları'nda yaptığı çalışmada Engilli formasyonunun tabanını tektonik dokanakla göstermekte ve üzerinde yer alan Harlak ve Ilıcak formasyonu ile birlikte bu istifi Akşehir Napı olarak değerlendirmektedir (Şekil 2.36).

Ancak Engilli formasyonu altta metakonglomerlarla başlayan üste doğru tane boyunun azalmasıyla kuvarsit ve fillitlere geçen daha üstte ise kalkışist ve dolomitik rekristalize kireçtaşlarına geçiş gösteren ideal bir transgresif istif niteliğinde olup tabanı hemen hemen tüm lokalitelerde uyumsuzdur. Bu yüzden ayrı bir napı olarak değerlendirmek doğru değildir. Önceki çalışmalarda birimin alt dokanağının uyumsuz olduğu Demirkol (1977), Özgül ve diğ. (1991), Umut (2009), Eren (1990, 1991a,b) tarafından da belirtilmektedir. Engilli formasyonu üzerinde uyumlu olarak Karbonifer yaşlı Harlak formasyonu yer almaktadır. Bu ilişki Akşehir güneyinden Hüyük doğusuna kadar Sultan Dağları'nın kuzey kenarı boyunca net bir şekilde gözlenmektedir. Harlak formasyonu bazı lokalitelerde Engilli formasyonu üzerinde lokal metaçakılda seviyeleri ile başlamakta olup bu durum iki birim arasında yersel bir uyumsuzluk olabileceğini de göstermektedir.

Bu çalışmada Engilli formasyonunda yaş verebilecek fosil bulgusu elde edilememiştir. Haude (1968) Sultan Dağları'nda yaptığı çalışmalarda *Dimitria seminoi* ve *Camarotoechia* sp., *Schuchertella* cf. *umbracula*, *Cyrtospirifer* ex gr. *Grabau* (*Paeckelm.*) türü brakiyopod ve *Peneckella miner* Roemer mercan fosillerine göre formasyona Geç Devoniyen yaşını vermiştir.

Alttan üste doğru metakonglomera, kuvarsit, fillit, kalkışt ve rekristalize kireçtaşıdan oluşması, birimin transgresif bir istif olduğunu ortaya koymaktadır.

Birim Engilli kuvarsiti (Haude, 1968; Demirkol, 1977) ve Engilli formasyonu (Özgül ve diğ., 1991; Eren, 1990, 1991; Umut, 2009; Güngör ve Akay, 2008; Güngör, 2013; Ergen ve diğ., 2021)'nın karşılığıdır. Orta ve Doğu Toroslar'da Geyikdağı Birliği ve Aladağ Birliği içindeki Gümüşali formasyonu ile (Demirtaşlı, 1967; Özgül ve diğ., 1973; Özgül ve Kozlu, 2002; Bedi ve Usta, 2006; Alan ve diğ., 2007, 2011, 2013; Usta ve diğ., 2004, 2013;), Alanya Masifi içerisinde Çukuryurt formasyonu (Şenel ve diğ., 2016) ve Bitlis Masifi'nde Mutki Grubu içerisinde yer alan Meydan formasyonu ile (Göncüoğlu ve Turhan, 1984) denestirilebilir özelliktedir.

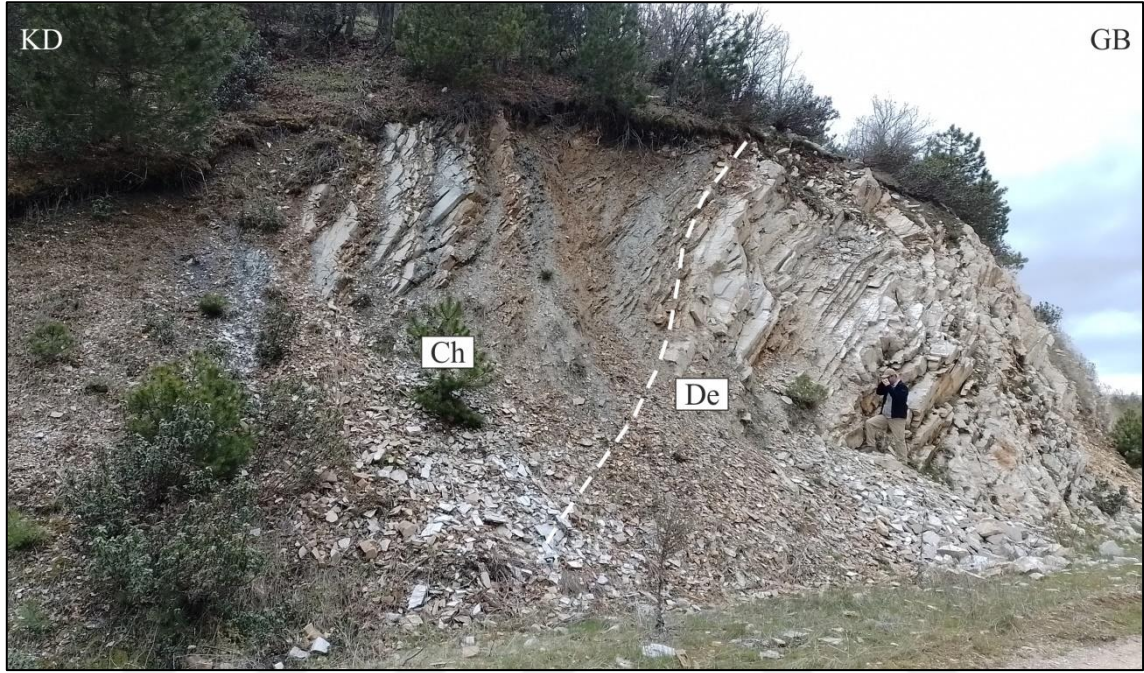
2.1.6. Harlak formasyonu (Ch)

Alt bölümleri bol krinoid fosilli rekristalize kireçtaşı, kuvarsit, metakumtaşı ve dolomit arakatkılı koyu gri siyahımsı renkli fillitlerden üst kesimleri ise mor ve yeşilimsi renkli metaçakıltaşı ara seviyeli fillitlerden oluşan ve bazik metavolkanit seviyeleri içeren birimin üst bölümünü oluşturan mor renkli fillitler Haude (1968) tarafından "Harlak menekşe renkli serisi" olarak adlandırılmıştır. Demirkol (1977) birimi ilk kez Harlak formasyonu olarak tanımlamıştır. Aynı birim Öztürk ve diğ. (1987) tarafından Çakırlar formasyonu olarak adlandırılmıştır. Eren (1987, 1990, 1991a,b), bölgedeki Karbonifer istifin alt kesimlerinde yer alan krinoidli kristalize kireçtaşı, dolomit ve fillitlerden oluşan bölümü Kirazlı formasyonu, üst kesimlerindeki fillitlerin hakim olduğu bölümü ise Harlak formasyonu olarak ayırtlamıştır. Özgül ve diğ. (1991) ise birimi Harlak formasyonu olarak tanımlamış ve aynı şekilde alt kesimlerindeki karbonat baskın kesimi Gökdere üyesi, üst kesimlerinde yer alan ince metakırıntıları ise Kuz üyesi olarak ayırmıştır. Adlamada öncelik kurallarına göre birim Harlak formasyonu; alt kesimlerindeki bol krinoidli kristalize kireçtaşlarının baskın olduğu bölüm Kirazlı üyesi, üst kesimlerindeki mor fillitlerin hakim olduğu bölüm ise Kuz üyesi olarak kabul edilmiştir.

Çalışma alanının dışında, Akşehir-Yalvaç yolunun Harlak köyü yakınında yol boyu tip kesit yeri olarak gösterilebilir (Özgül ve diğ., 1991). Birim Sultan Dağları'nın kuzey kenarına yakın yerlerde, kuzeybatı-güneydoğu yönlü ince bir kuşak şeklinde yayılım sunmaktadır. Buna göre birim Çimendere doğusunda Cennettaş Tepe ve

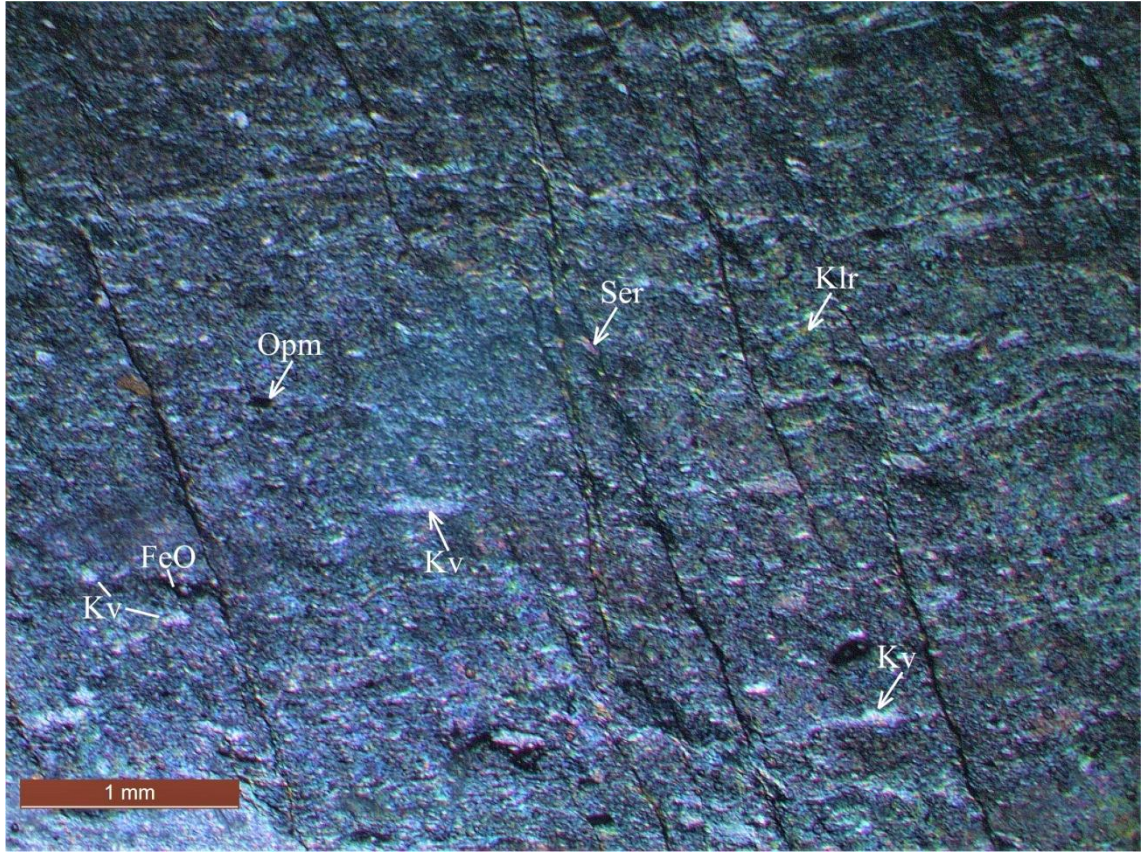
çevresinde; Karaağa güneybatısında, Fırınlı batısında; Aşağıketenlik doğusunda; Gökbudak batısında yüzlekler sunmaktadır (Ek-1).

Harlak formasyonu genel olarak kristalize kireçtaşı, dolomit, kalkşist, metakumtaşı, fillit, metaçakıltası ve metabazitlerden oluşur (Şekil 2.37).



Şekil 2.37. Harlak formasyonuna (Ch) ait fillit, kuvarsit, kalkşist, rekristalize kireçtaşlarının genel görünümü ve Engilli formasyonu (De) olan uyumlu sınır ilişkisi. Yaylak kuzeyi, Doğanhisar

Bunlardan bol krinoidli, makro fosilli rekristalize kireçtaşı, mermer gibi seviyelerin bulunduğu kesimler Kirazlı üyesi, metaçakıltası ara katkılı mor renkli fillitlerin ise Kuz üyesi olarak ayırtlanmıştır. Bunların birbirinden ayırlamadığı kesimler ise ayrılmamış Harlak formasyonu olarak haritalanmıştır. Buna göre Harlak formasyonundaki fillitler çoğunlukla mor renkli, daha az oranda yeşil, koyu gri, siyahımsı renkli olup, ince yapraklanmalı ve bol kıvrımlıdır. Kink bantları, buruşma ve mineral lineasyonları yaygındır. Fillitler serisit, kuvars, klorit ve demiroksit minerallerinden oluşmakta ve lepidoblastik doku sunmaktadır. Kayaçın ana bileşenlerinden olan serisitler kayaçın yönlü yapı kazanmasını sağlamıştır (Şekil 2.38). Bu yönlenmeye paralel klorit ve demiroksit bantları da gözlenmektedir. Ayrıca kayaçta belirgin mikro kıvrımlar gelişmiştir. Kalkşistler gri, mavi, sarımsı renkli, ince-orta tabakalı, orta-kaba yapraklanmalıdır. Kalkşistler genellikle fillitler arasında merceksi bir geometri sunmaktadır. Metakumtaşları, gri, sarı, krem renkli ince tabakalı, orta yapraklanmalıdır.



Şekil 2.38. Harlak formasyonuna ait fillitlerin ince kesit görüntüsü (Kv: Kuvars, Ser: Serisit, Klr: Klorit, FeO: Demir oksit mineralleri, Opm: Opak mineral)

Yer yer çakılcıklı metakumtaşı görünümünde olan kayanın bağlayıcısı silt-kil boyutunca silisiklastik malzemedir. Metaşeyller genelde koyu gri siyahımsı renkli, ince yapraklanmalı olup grafitçe zengindir. İçerisinde sıkça pirit boşlukları gözlenmektedir. Metabazitler, Kuz üyesinde de gözleendiği gibi yeşil renkli, ince-orta kristalli bazik bileşimli diyabaz ve bazalt gibi siller şeklinde birim içerisinde yerleşmesiyle oluşmuştur (Şekil 2.39). Alt kesimlerinde karbonat üst kesimlerinde kırıntılı bir istifin hakim olduğu Harlak formasyonunda yanal yönde değişimler sık gözlenir. Özellikle birim içerisinde gözlenen dolomit ve metaçakıltaşı mercekleri yanal yönde devamlılık sunmaz ve kamalanarak kaybolur. Birimde şiddetli tektonizma ve kıvrımlanma nedeniyle kalınlık ölçümü yapılamamıştır. Özgül ve diğ. (1991) Harlak formasyonu için tip kesit yerinde 200 m'lik bir kalınlık saptamıştır.

Harlak formasyonu Engilli formasyonu üzerine uyumlu olarak gelmektedir. Bu ilişki Sultan Dağları'nda birimin yüzeylediği hemen her yerde net bir şekilde gözlenmektedir. Bazı yerlerde Harlak formasyonunun Engilli ve Seydişehir formasyonları üzerine direkt olarak Kuz üyesine ait metaçakıltaşları ile başlaması birimin tabanında yersel uyumsuzlukların olabileceğini göstermektedir.



Şekil 2.39. Harlak formasyonu içerisinde gözlenen metabazik volkanitler. Buturaklı mahallesi güneydoğusu, Doğanhisar

Harlak formasyonu üzerine uyumlu ve geçişli olarak geç Karbonifer-Permien yaşlı Ilıcak formasyonu gelmektedir. Bu ilişki Kemer güneyinde ve Çamlı köyü batısında net bir şekilde gözlenmektedir.

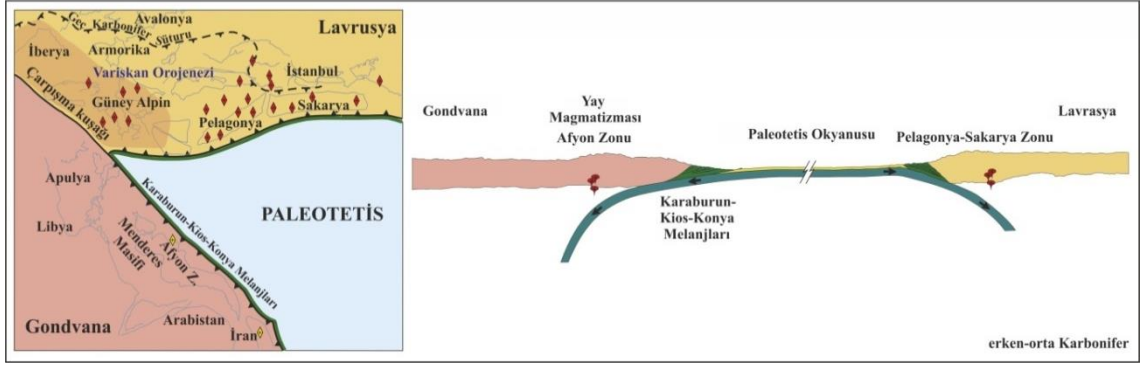
Haude (1968) birimin alt seviyelerini oluşturan Kirazlı üyesi içerisinde çalışma alanı kuzeyinde Harlak Mahallesi güneyinde olasılıkla erken Karbonifer'i temsil ettiğini düşündüğü bir mercan fosili bulmuştur. Yine Haude (1968), Harlak-Cankurtaran arasında erken Vestfaliyen'i (geç Karbonifer) temsil eden *Millerella* sp., *Eostafella* sp. faunası tespit etmiştir. Haude (1968) Harlak formasyonunun üst bölümünü oluşturan mor kayraklar içinde fosil bulamamış, ancak birimin Karbonifer yaşlı olabileceğini öne sürmüştür.

Demirkol (1977) Harlak formasyonunun alttaki Engilli formasyonu ile geçişli olması nedeniyle erken Karbonifer yaşta olabileceğini savunmaktadır. Eren (1987; 1991) Harlak formasyonu ile yanal ve düşey yönlü geçişli olan Kirazlı formasyonundan elde ettiği Schwagerinidae fosillerinden geç Karbonifer-erken Permien yaşı elde etmiştir. Özgül ve diğ. (1991), Doğanhisar Birimi içerisinde Siviritepe formasyonu olarak tanımladığı, bu çalışmada Harlak formasyonuna katılan alanda birimin alt

kesimlerinden erken Karbonifer (Turnaziyen) yaşlı olabilecek spirifer fosilleri bulmuş, üst kesimlerinden ise *Ozawainella?* sp., *Profusulinella?* sp., *Schubertella?* sp., *Paleotextularidae*, *Bradyina* sp., *Pseudostafella* sp., *Fusulinella* sp., *Eotuberitina* sp., *Eostafella* sp. faunasına göre geç Başkiriye-Moskoviye (geç Karbonifer) yaşını tespit etmiş buna göre birime Karbonifer yaşını vermiştir. Harlak formasyonu içerisinde bu çalışmada Kirazlı üyesinde foraminiferlerden *Triticites* sp.? *Globivalvulina* sp., *Endothyridae* fosilleri tespit edilmiş olup (Tanımlayan: Jeo.Yük.Müh. Aysel Hande Esatoğlu VEKLİ), bunların dışında ekinit plakası ve dikenleri, ostrakod kavkıları, makrofosil kavkı parçaları, krinoid, gastropod kavkı parçaları, mercan ve brakiyopod kavkıları bulunmuş ve bu seviyelerin geç Karbonifer (geç Pensilvaniye?) olabileceği değerlendirilmiştir. Tüm bu veriler ve stratigrafik konumu dikkate alınarak birimin yaşı bu çalışmada Karbonifer olarak kabul edilmiştir.

Engilli formasyonu üzerine uyumlu olarak gelen Harlak formasyonunun alt kesimlerinde yer alan siyah koyu gri renkli fillit arakatkılı kristalize kireçtaşı istifi (Kirazlı üyesi) Engilli formasyonu ile başlayan transgresyonun devam ettiğini ve ortamın derinleştiğini göstermektedir. Kirazlı üyesinin en üst düzeyini oluşturan dolomit mercekli ince metaşeyl ara seviyeli rekristalize kireçtaşları karadan getirimin azaldığı sığ ve duraylı denizel ortam koşullarının egemen olduğunu göstermektedir (Özgül ve diğ., 1991). Harlak formasyonunun üst kesimlerini oluşturan mor renkli fillitler (Kuz üyesi), durgun, düşük enerjili, kapalı ortam koşullarını yansıtmakta olup özellikle alt düzeylerinde intraformasyonel çakıltısı ve kanal dolguları ortamın başlangıçta derin olmadığını ancak giderek derinleştiğini düşündürmektedir (Özgül ve diğ., 1991). Özellikle Kuz üyesi içerisinde gözlenen bazik volkanitler, muhtemelen geç Karbonifer’de Paleotetis Okyanusu’nun güneye doğru kısa süreli yitiminin (Eren ve Kurt, 2000; Robertson ve Ustaömer, 2009; Sevin ve diğ., 2015; Candan ve diğ., 2016) ürünü olmalıdır (Şekil 2.40). Ayrıca Kuz üyesindeki fillitlerin mor renginin kaynağında bu volkanizma olduğu değerlendirilmektedir.

Birim, Harlak formasyonu (Demirkol, 1977, 1982; Eren, 1987, 1990, 1991a,b; Özgül ve diğ., 1991; Umut, 2009; Güngör ve Akay, 2008; Güngör, 2013; Ergen ve diğ., 2021), Kirazlı formasyonu (Eren, 1987, 1990, 1991a,b), Sivritepe formasyonu (Özgül ve diğ., 1991; Umut, 2009; Güngör ve Akay, 2008; Güngör, 2013)’nın karşılığıdır.



Şekil 2.40. Erken-orta Karbonifer dönemi Paleotetis Okyanusu'nun kuzeye ve güneye yitimini gösteren paleocoğrafya haritası ve jeolojik kesiti (Candan ve diğ., 2016)

2.1.6.1. Kirazlı üyesi (Chk)

Harlak formasyonunun alt kesimlerinde gözlenen kristalize kireçtaşı, dolomit, kalkışist ve fillit arakatkıları içeren bölümü ilk kez Eren (1987) tarafından Kirazlı formasyonu olarak tanımlanmıştır. Bu çalışmada birim Harlak formasyonu içerisinde aynı adla üye mertebesinde kabul edilmiştir.

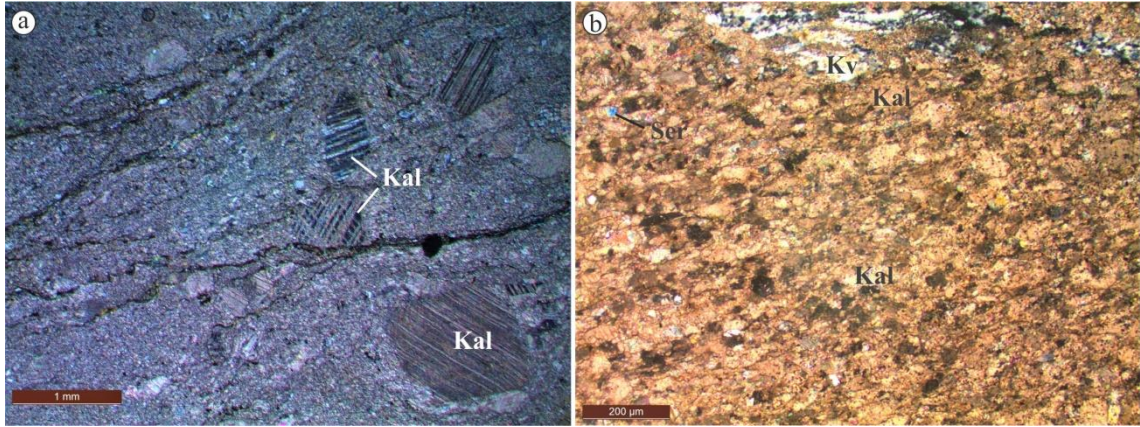
Kirazlı üyesi çalışma alanında İlyaslar batısında; Aşağıketenlik-Güvendik arasında Taşoluk tepe ve çevresinde; Gökbudak güneybatısında Kaplık tepe, Deşdiğin ve Konakkale batısında yayılım sunmaktadır (Ek-1). Birim sarı, krem, kahvemsî renkli kalın tabakalı, belirsiz tabakalanmalı bol krinoidli rekristalize kireçtaşlarından, mavi, mavimsî gri renkli bol makro fosilli (Krinoid, gastropod kavkı parçaları, mercan ve brakiyopod) dolomitik rekristalize kireçtaşı, kalkışist ve bunlarla ara seviyeli fillit, kloritserisit şist gibi ince taneli metasedimanter kayalardan oluşmaktadır (Şekil 2.41).

Rekristalize kireçtaşlarında stilolit yapısı sıkça gözlenir. Rekristalize kireçtaşlarının ince kesitlerinde tamamına yakınının kalsit ve az oranda kuvars minerallerinden oluştuğu ve granoblastik doku sunduğu gözlenmektedir (Şekil 2.42). Kalsitlerde metamorfizmanın etkisiyle belirgin bir yönlenme gelişmiştir. Kayaçta kalsitlerin arasında rekristalize kuvars oluşumları dikkati çekmektedir.

Harlak formasyonunun genellikle alt kesimlerinde gözlenen üste doğru ise Kuz üyesi ile yanal ve düşey geçiş gösteren Kirazlı üyesinde tektonizma ve kıvrımlı yapı nedeniyle gerçek kalınlık ölçülememiştir. Özgül ve diğ. (1991) birim için yaklaşık 100 m kalınlık önermektedir. Birim genel olarak yanal yönde çok devamlılık sunmamakta, kamalanarak Kuz üyesine geçiş göstermektedir.



Şekil 2.41. Kirazlı üyesine ait dolomitik rekristalize kireçtaşları ve gastropod fosilleri. Gökbudak güneydoğusu



Şekil 2.42. Harlak formasyonu Kirazlı üyesine ait (a) Rekristalize kireçtaşı, (b) kuvars mermerlerin ince kesit görüntüsü (Kal: Kalsit, Kv: Kuvars, Ser: Serisit)

Üye, Geç Devoniyen yaşlı Engilli formasyonu üzerine uyumlu olarak gelmektedir. Kirazlı üyesinin her ne kadar Harlak formasyonunun alt kesimlerini temsil ettiği kabul edilse de (Özgül ve diğ., 1991) birimin üst kesimlerine kadar Kuz üyesi ile yanal ve düşey yönde geçiş sunmaktadır.

Birim, Kirazlı formasyonu (Eren, 1987, 1990, 1991a,b) ile denestirilebilir özelliktedir. Ayrıca Harlak formasyonu (Demirkol, 1977, 1982; Eren, 1987, 1990, 1991a,b; Özgül ve diğ., 1991; Umut, 2009; Güngör ve Akay, 2008; Güngör, 2013), Kirazlı üyesi (Özgül ve diğ., 1991) ve Sivritepe formasyonunun (Özgül ve diğ., 1991; Umut, 2009; Güngör ve Akay, 2008; Güngör, 2013) alt kesimlerine karşılık gelmektedir.

2.1.6.2. Kuz üyesi (Chku)

Harlak formasyonunun üst kesimlerinde gözlenen ve genel olarak mor renkli fillitlerle temsil edilen kayaçlar ilk kez Özgül ve diğ. (1991) tarafından Harlak formasyonu içerisinde “Kuz üyesi olarak” ayrırtlanmıştır. Bu çalışmada da aynı adlama kabul edilmiştir.

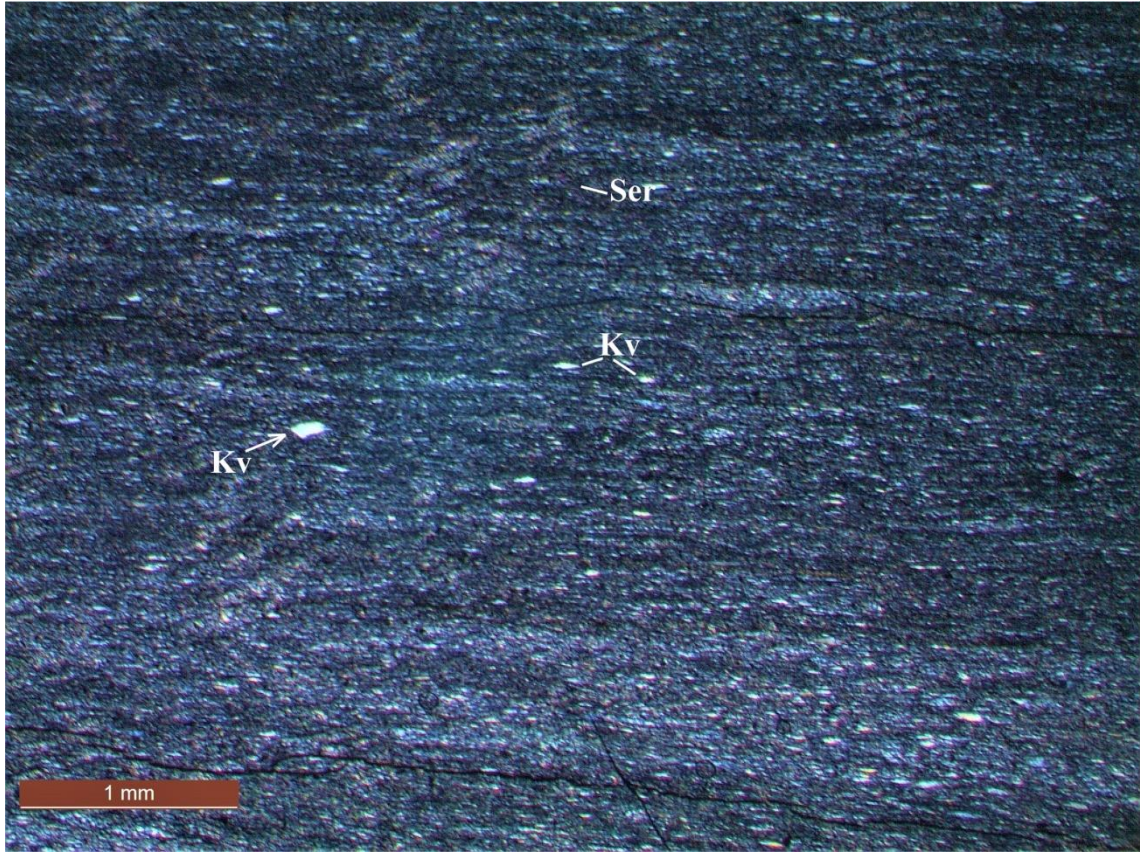
Üye çalışma alanı dışında Engilli güneybatısında yer alan terk edilmiş Kuz Mahallesi civarında tipik yüzeylemelerini gösterir. Kuz üyesi çalışma alanında Davlumbaz Tepe, Ağlayan Tepe, Çatal Tepe ve çevresinde; Aşağıketenlik doğusunda, Doğanhisar güneybatısında Ergen Tepe ve çevresinde; Gökbudak kuzeyinde Sivri Tepe ve Taşlı Tepe civarında; Konakkale batısında Kafa Dağı ve çevresinde yüzeylemeler sunmaktadır (Ek-1).

Kuz üyesi genel olarak mor, yeşil renkli ince yapraklanmalı, bol kıvrımlı fillitlerle temsil edilmektedir (Şekil 2.43). Bunun dışında daha az oranda yeşilimsi renkli ince yapraklanmalı klorit-serisitistlerde gözlenmektedir. Fillitlerde buruşma lineasyonu ve kink bantları yaygındır. Fillitler ince kesitlerde serisit, klorit, kuvars, turmalin minerallerinden oluşmakta ve granolepidoblastik doku sunmaktadır. Fillitlerde ana bileşen olarak serisit mineralleri gözlenmekte, diğer bileşenler daha az oranda yer almaktadır. Serisit pulları yönlenmeye paralel ince bantlar şeklinde yoğun bir dağılım sergilemektedir (Şekil 2.44). Kuz üyesi içerisinde birkaç seviyede kanal dolgusu olabilecek intraformasyonel metaçakıltaşları da bulunmaktadır.



Şekil 2.43. Harlak formasyonu Kuz üyesine ait mor renkli fillitler. Yaylabelen batısı

Metaçakıltaşları mor, gri, yeşilimsi renklidir ve içerisinde 2-15 cm büyüklüğünde uzamış kuvarsit, mermer ve dolomit çakılları gözlenmektedir. Çakıllar ince taneli metakırıntılı bir matriks ile birbirine bağlanmıştır. Ayrıca Kuz üyesi içerisinde yeşil renkli, ince-orta kristalli bazaltik bileşimli, tektonizma nedeniyle deforme ve altere olmuş metabazitler gözlenmektedir. Kuz üyesinde gözlenen bu metabazitler, fillitlerin mor renginin kaynağı da olmalıdır.



Şekil 2.44. Harlak formasyonu Kuz üyesine ait fillitlerin ince kesit görüntüsü (Kv: Kuvars, Ser: Serisit)

Kuz üyesinin kalınlığı şiddetli tektonizma ve kıvrımlı yapısı nedeniyle ölçülememiştir. Birim için Özgül ve diğ. (1991) yaklaşık 80 m kalınlık önermektedir. Birim genel olarak yanal ve düşey yönde Kirazlı üyesi ile geçişlidir. Kuz üyesi içerisinde mor renkli fillilerle birlikte sınırlı alanlarda yüzeyleyen metaçakıltası seviyeleri devamlılık sunmamakta ve yanal yönde kamalanarak kaybolmaktadır.

Kuz üyesi, Harlak formasyonu içerisinde Kirazlı üyesi ile yanal ve düşey yönde geçişlidir. Bazı bölgelerde ise Kirazlı üyesi olmaksızın Engilli formasyonu üzerine metaçakıltalarıyla birlikte lokal uyumsuzlukla gelmektedir. Üzerinde ise uyumlu olarak geç Karbonifer-Permiyen yaşlı Ilıcak formasyonu yer almaktadır (Şekil 2.45). Bu ilişki Sultan Dağları'nın Yaylabelen-Karaağa arasında kalan bölümündeki ince kuşak boyunca açıkça gözlenmektedir.

Birim metaçakıltası arakatkılı fillitlerden oluşan bir istif sunması nedeniyle fosil tespit edilememiştir. Kuz üyesi, Karbonifer yaşlı Harlak formasyonunun genel olarak üst kesimlerinde gözleendiğinden stratigrafik konumu gereği geç Karbonifer dönemini temsil ettiği düşünülebilir.



Şekil 2.45. Harlak formasyonu Kuz üyesine (Chku) ait fillitlerin üste doğru sarımsı renkli kalkışist-fillit ardalanımıyla birlikte Ilıcak formasyonuna (CP1) geçişi. Yaylabelen batısı, Akşehir

Kuz üyesi, Harlak formasyonu (Demirkol, 1977, 1982; Eren, 1987, 1991a; Özgül ve diğ., 1991; Umut, 2009; Güngör ve Akay, 2008; Güngör, 2013) ve Sivritepe formasyonunun (Özgül ve diğ., 1991; Umut, 2009; Güngör ve Akay, 2008; Güngör, 2013) üst kesimlerine karşılık gelmektedir.

2.1.7. Ilıcak formasyonu (CP1)

Dolomit, rekristalize kireçtaşı, kalkışist ve az miktarda metaşeyllerden oluşan birim ilk kez Özgül ve diğ. (1991) tarafından “Ilıcak formasyonu” olarak adlandırılmıştır. Birim için Haude (1968) “Kenar kireçtaşları”, Demirkol ve diğ. (1977) “Deresinek formasyonu”, Öztürk ve diğ. (1987) “Yaylabelen formasyonu” adlamalarını kullanmıştır.

Ilıcak formasyonunun üst sınırının ya tektonik ya da Miyosen veya Kuvaterner yaşlı birimlerce örtülü olması nedeniyle istifin tamamını görmek mümkün değildir. O yüzden tip kesit yeri gösterilememektedir. Başvuru kesit yeri olarak istifin alt dokanağının çok iyi görüldüğü Kemer güneyi, Karaağa güneybatısı ve Gökbudak

kuzeyindeki yüzeylemeleri gösterilebilir (Ek-1). Formasyon Sultan Dağları'nın kuzey kenarı boyunca parça parça da olsa ince bir kuşak şeklinde takip edilmekte olup, Yaylabeleden, İlyaslar ve Karaağa güneybatısında, Doğanhisar batısında, Kemer güneyinde, ve Gökbudak kuzeyinde yayılım sunmaktadır (Ek-1).

Ilıcak formasyonu altta sarı, mavimsi, gri renkli ince tabakalı, ince-orta yapraklanmalı, kıvrımlı kıvrımcıklı kalkerlerde başlar. Üzerine ise birimin egemen litolojisini oluşturan mavi, grimsi mavi renkli, ince-orta tabakalı, düzgün tabakalanmalı, plaket görümlü dolomitik rekristalize kireçtaşları gelmektedir (Şekil 2.46).

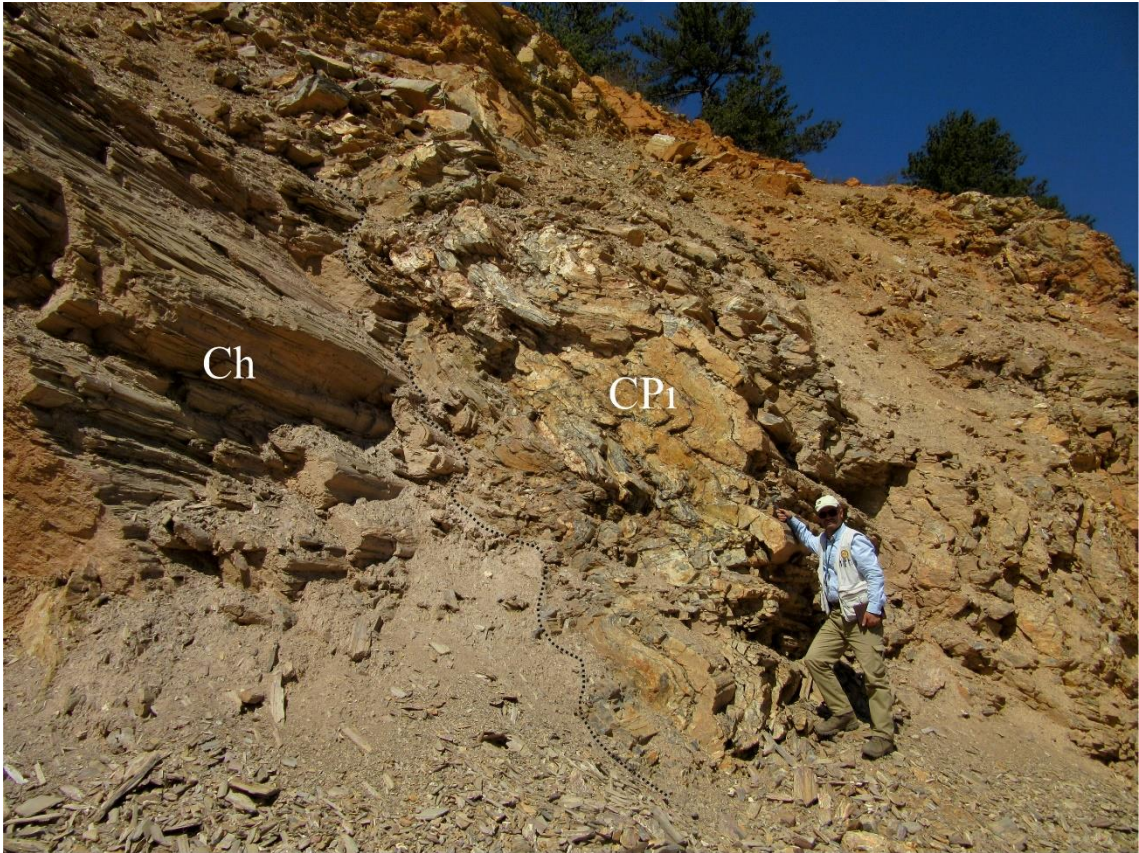


Şekil 2.46. Ilıcak formasyonuna ait dolomitik rekristalize kireçtaşları. İlyaslar batısı, Doğanhisar

Rekristalize kireçtaşları arasında yer yer kalınlığı 8-10 m'yi bulan dolomit mercekleri gözlenmektedir. Dolomitler, mavimsi gri, sarı renkli kalın tabakalı ve belirsiz tabakalanmalıdır. Karbonat baskın bu istif içerisinde az da olsa gri, koyu gri, yeşilmsi renkli ince yapraklanmalı metaşeyl ve fillit seviyeleri gözlenmektedir. Deformasyon ve metamorfizma nedeniyle kıvrımlı, kırıklı bir yapı sunan birimde tektonik taşınma yönlerini veren yapılar da net bir şekilde izlenmektedir.

Ilıcak formasyonunun gerek deforme ve kıvrımlı yapısı gerekse Neojen ve Kuvaterner yaşlı birimler tarafından örtülüyor olması nedeniyle gerçek kalınlığının ölçülmesi mümkün değildir. Ilıcak formasyonu için Özgül ve diğ. (1991) 500 m üzerinde kalınlık önermektedir. Ilıcak formasyonunun egemen litolojisini oluşturan dolomit ve rekrsitalize kireçtaşları yanal yönde devamlılık sunarken, az oranda gözlenen metaşeyl ve fillit gibi metakırıntılılar yanal yönde kamalanarak kaybolmaktadır.

Ilıcak formasyonu, Harlak formasyonu üzerine uyumlu ve geçişli olarak gelmektedir (Şekil 2.47). Harlak formasyonunun üst kesimlerini temsil eden Kuz üyesine ait fillitler üste doğru kalkıştılarla aralanım sunar, karbonat miktarının artmasına bağlı olarak birim Ilıcak formasyonuna geçiş gösterir. Bu ilişki Karaağa batısında, Kemer güneyinde, Gökbudak kuzeyinde net bir şekilde gözlenmektedir. Birimin üst sınırı Sultan Dağları'nın kuzey kenarı boyunca Miyosen veya Kuvaterner yaşlı örtü çökelleri tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir. Sultan Dağları'nın kuzey kenarı boyunca gözlenen Sultandağı Fayı bazı bölümlerde, Ilıcak formasyonu ile Neojen-Kuvaterner yaşlı örtü birimlerinin sınırını oluşturmaktadır.



Şekil 2.47. Harlak formasyonu (Ch) üzerine uyumlu olarak gelen ve birlikte kıvrımlanan Ilıcak formasyonu (CP1) arasındaki sınır ilişkisi. İlyaslar güneybatısı, Doğanhisar

Ilıcak formasyonu, litolojik özellikleri gereği kıt fosillidir. Mevcut fosiller de formasyonun maruz kaldığı metamorfizma ve tektonizma nedeniyle tanınması zor hale gelmiştir. Özgül ve diğ. (1991), formasyonun farklı yüzeylemelerinden elde ettikleri *Mizzia* sp., *Gynocodiceal* fosillerine göre üst Başkriyen-Permien; *Paradagmaritas* sp., *Stafella sphaerica* ve *Permocalculus* sp., *Parafusulina* sp., *Pseudofusulina?* sp., fosillerine göre ise Artinskiyen-Murgapiyen yaşlarını tespit etmiş ve birimin stratigrafik konumunda dikkate alarak geç Karbonifer-Permien yaşını kabul etmiştir. Ilıcak formasyonunda bu çalışmada genel olarak orta Permien (Guadalupiyen) yaşını veren bir fusulin olan *Nankinella* sp. fosili bulunmuştur (Tanımlayan: Jeo. Yük. Müh. Özdeyiş Öztürk). Ayrıca birim içerisinde makro fosil kavkı parçaları, ekinit diken ve plakası, ostrakoda kavkısı ve mercan fosilleri tespit edilmiştir. Tüm bu veriler ve stratigrafik konumunda dikkate alınarak Ilıcak formasyonunun yaşı geç Karbonifer-Permien olarak kabul edilmiştir.

Ilıcak formasyonunun Toroslar'da geniş alanlar kaplayan geç Karbonifer-Permien karbonat platformunun kuzey kesiminde görece olarak derinleşen kesimini temsil ettiği düşünülmektedir (Özgül ve diğ., 1991).

Ilıcak formasyonu, Sultan Dağları'nda Deresine formasyonu (Demirkol, 1977; Eren, 1987,1991a), Yaylabelen formasyonu (Öztürk ve diğ., 1987) ile denestirilebilir. Birim Denizli civarında Menderes Masifi'ne ait Permien yaşlı benzer litolojiler içeren Paşapınar formasyonu (Konak ve diğ., 1986; Ergen ve diğ., 2022b) ve Olukbaşı formasyonu (Akdeniz, 2011) ile denestirilebilir özelliktedir. Birim Bitlis Masifi'nde gözlenen Permien yaşlı Cırık ve Malato kireçtaşları (Göncüoğlu ve Turhan, 1984) ile bunların ve Pütürge Masifi içindeki ayrılmamış karşılıklarına benzer özellikler sunmaktadır. Ayrıca birimin üst seviyeleri Alanya Masifi'nde Mahmutlar (Alt Nap) ve Yumrudağ Napı'nda (Üst Nap) gözlenen geç Permien yaşlı Cebireis formasyonu (Özgül, 1984) benzerlikler sunmaktadır.

2.1.8. Pınarbaşı formasyonu (TRp)

Mor, bordo renkli konglomera, kumtaşı, çamurtaşı, kireçtaşı mercekleri içeren ve alt kesimleri karasal, üst kesimleri sığ denizel istif özelliği sunan birim ilk kez Monod (1977) tarafından Pınarbaşı formasyonu olarak adlandırılmıştır. Bu çalışmada da aynı adlama kabul edilmiştir.

Pınarbaşı formasyonunun tip kesit yeri Monod (1977) tarafından Seydişehir ilçesinde Taraşçı köyünün 2 km batısında Sarpyar Dere ile Seyilli Dere'nin kesiştiği yer olarak verilmektedir (Özgül ve diğ., 1991'den). Çalışma alanında dar bir alanda yayılım gösteren formasyon, sadece Fele Tepe kuzeydoğusunda Şarkikaraağaç-Beyşehir asfalt yolunun kenarında gözlenmektedir (Ek-1).

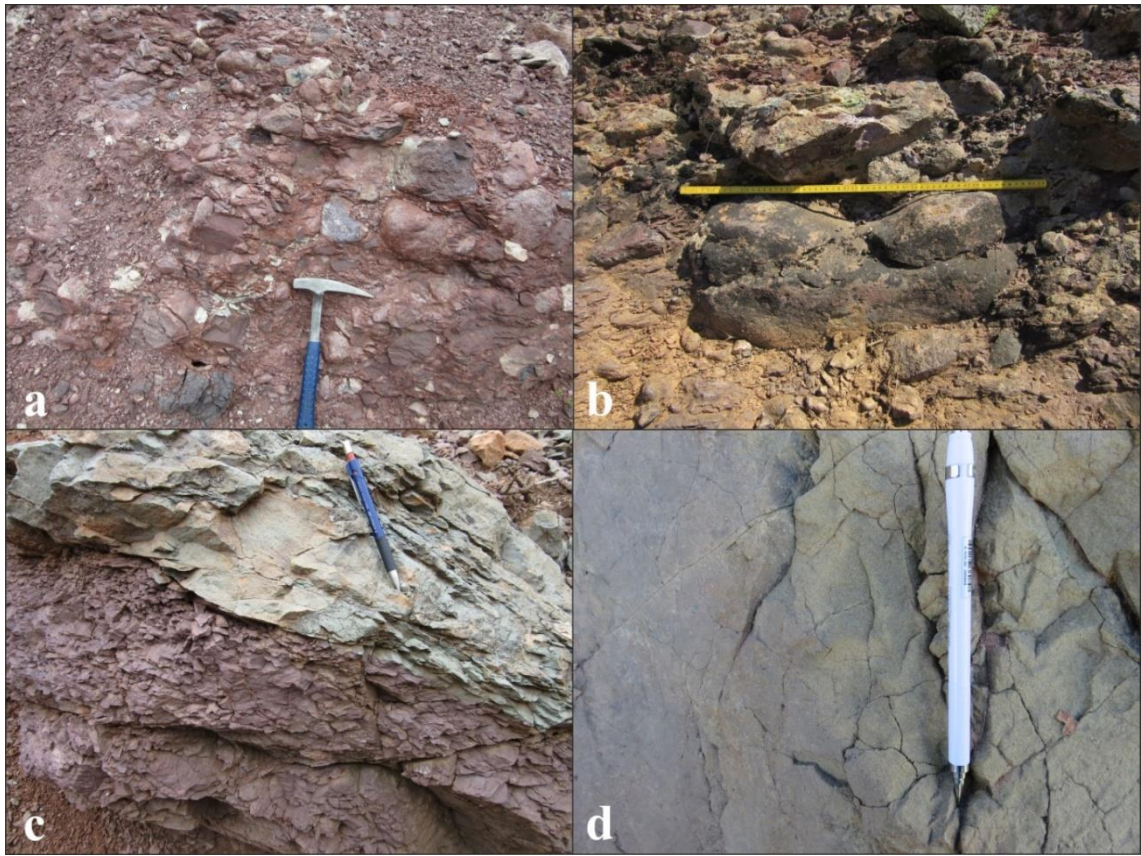
Pınarbaşı formasyonu en altta değişik boyutlarda ve farklı litolojilere ait çakıl ve bloklar içeren taban konglomerası ile başlar (Şekil 2.48). Çakıllar metariyolit, metagranitporfir, metadasit, metabazit, kuvarsit ve şistlerden oluşmakta olup bunların büyük bir kısmı Hüdai formasyonu, Çaydere metariyoliti, Seydişehir ve Engilli formasyonlarına ait olmalıdır. Birkaç santimetreden 60 cm'ye varan çakıl ve bloklar içeren formasyonda bağlayıcı mor, bordo, kırmızımsı renkli kil-silt boyu kırıntılı malzemelerden oluşmaktadır. Çakıllar orta-iyi yuvarlaklanmış ve orta-zayıf boylanmıştır. Çakıllarda hafif uzama ve yönlenme gözlenmektedir.



Şekil 2.48. Pınarbaşı formasyonuna ait kırmızı renkli, blok ve çakıl boyu malzeme içeren konglomeraların yakın görünümü. Fele Tepe kuzeydoğusu, Şarkikaraağaç-Beyşehir yolu kenarı

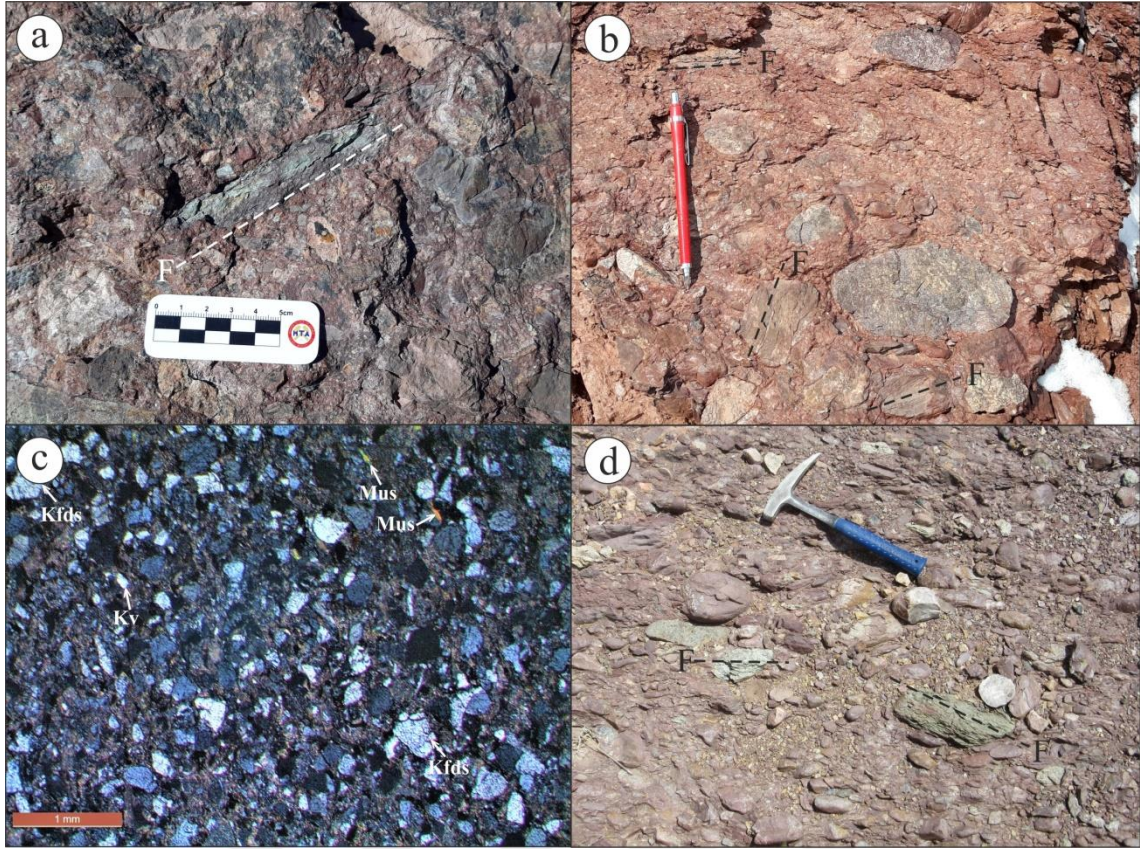
Pınarbaşı formasyonu üste doğru kırmızımsı, bordo, yeşil renkli ince tabakalı kumtaşlarına geçer (Şekil 2.49). En üstte ise yine kırmızımsı, yeşil renkli ince tabakalı

çamurtaşı seviyeleri ve bunların içerisinde siyahımsı koyu gri renkli kireçtaşı mercekleri gözlenir. Kumtaşı ve çamurtaşlarında klivaj gelişimi ve serisitleşme (Şekil 2.50), izlenmektedir. Bu durum Pınarbaşı formasyonunun düşük dereceli metamorfizmaya uğradığını göstermektedir. Ayrıca özellikle şist çakıllarında gözlenen yapraklanma düzlemlerinin Pınarbaşı formasyonunun yapraklanmasına uymaması, Triyas öncesi bölgede yer alan temel birimlerin en az bir kez metamorfizmaya uğradığını göstermektedir (Şekil 2.50). Zira, Coşkuner (2022)'de çalışma alanının güneyinde Pınarbaşı formasyonundaki gözlemlerine ve yapısal ölçümlerine dayanarak bölgede Triyas öncesi bir metamorfizmanın varlığını savunmaktadır.



Şekil 2.49. Pınarbaşı formasyonuna ait; (a, b) konglomera, (c, d) kumtaşı ve silttaşı. Fele Tepe kuzey doğusu, Şarkikaraağaç

Pınarbaşı formasyonu çalışma alanında Seydişehir formasyonunu açısal uyumsuz olarak örtmektedir (Şekil 2.51). Üzerine ise Taraşçı kireçtaşına ait sığ denizel birimler uyumlu olarak gelmektedir. Pınarbaşı formasyonu üzerine Kayrancı Tepe doğusunda direkt olarak Orta Jura-Geç Kretase yaşlı Hacıalabaz formasyonu uyumsuz olarak geldiği de gözlenmektedir.



Şekil 2.50. Pınarbaşı formasyonuna ait; (a, b, d) çakıltaşlarında daha önce metamorfizmaya uğramış, farklı yönlerde foliasyon (F) gelişmiş çakıllar ve (c) kumtaşlarının ince kesit görüntüsü (Kv: Kuvars, Kfs: Alkali feldispat, Mus: Muskovit)



Şekil 2.51. Geç Kambriyen-Erken Ordovisiyen yaşlı Seydişehir formasyonu (EOs) ile Orta Triyas yaşlı Pınarbaşı formasyonu (Trp) arasındaki uyumsuz sınır ilişkisi. Fele Tepe kuzeydoğusu, Şarkikaraağaç

Ayrıca birim üzerinde bazı lokalitelerde bindirmeli tektonik dokanakla Çaltepe formasyonuna ait rekristalize kireçtaşı ve dolomitler de gelmektedir. Bu ilişkiler Fele Tepe doğu ve kuzeydoğusunda net bir şekilde gözlenmektedir (Ek-1).

Pınarbaşı formasyonunun tip kesit yerindeki kalınlığı 60 m'dir (Monod, 1977). Birim çalışma alanında 40-50 m kalınlık sunar. Pınarbaşı formasyonuna ait birimler yanal yönde devamlılık sunmamakta ve Fele Tepe kuzeydoğusunda kuzeydoğu-güneybatı bir hat boyunca kamalanarak kaybolmaktadır (Ek-1).

Çalışma alanında Pınarbaşı formasyonundan yaş verebilecek fosil bulgusu elde edilememiştir. Formasyondan Seydişehir'de Pınarbaşı civarındaki yüzeylemelerinin en üst seviyelerinde Monod (1977) tarafından *Neoschyzodus laevigatus* (Ziethen), *Miyophoria vulgaris* (Schloteim) bulunmuş ve bu düzeyin Aniziyen veya Ladiniyen'in alt kesimlerini temsil ettiğini belirtilmiştir. Formasyon için Özgül ve diğ. (1991) Aniziyen, Umut (2009) ise geç Aniziyen-erken Ladiniyen yaşını kabul etmişlerdir. Bu çalışmada tüm bu veriler dikkate alınarak ve üzerine uyumlu olarak gelen Taraşçı kireçtaşının Aniziyen-Ladiniyen yaşlı olması nedeniyle Pınarbaşı formasyonu için de Aniziyen-Ladiniyen (Orta Triyas) yaşlı kabul edilmiştir.

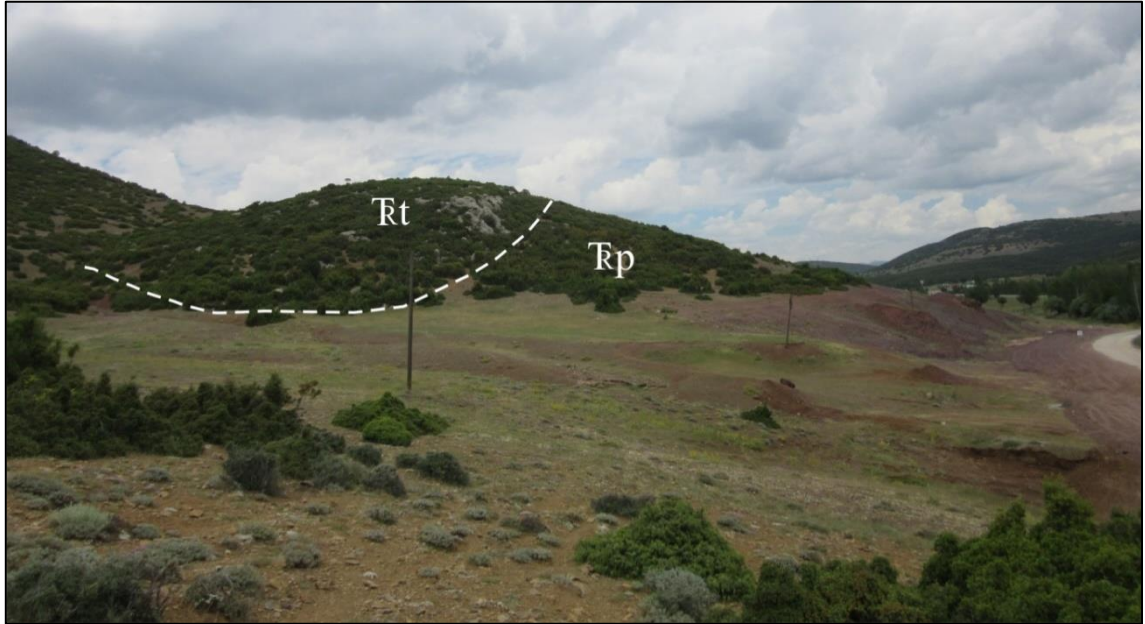
Pınarbaşı formasyonu çalışma alanında geç Kambriyen-Erken Ordovisyen yaşlı Seydişehir formasyonuna ait temel kayalar açısız uyumsuz olarak örten Mezozoyik yaşlı istifin taban konglomerası ve kırıntılılarını oluşturur. Monod (1977)'ye göre alüvyon yelpazesi karakteri taşıyan birimin kötü boylanmış ve yüksek oranda kum-kil bağlayıcı kapsamı moloz akıntılarının etkin olduğunu ve ayırtman kızıl rengin kurak iklim egemen olduğunu göstermektedir. Üst düzeylere doğru tane boyunun küçülmesi ve fosilli kireçtaşı merceklerinin varlığı istifin transgresif niteliğini ve karasal koşulların üste doğru yerini sığ denizel koşullara terk ettiğini gösterir (Özgül ve diğ., 1991). Şenel (1997)'ye göre ise birim karasal sistemlerin girdiği kıyı ortamında çökelmiştir.

Pınarbaşı formasyonu Orta Toroslar'da, Aladağ Birliği'ne ait Taşkent Tektonik Dilimi'nde Geç Triyas yaşlı Sarıyarma formasyonu ve Kartal Dağı Tektonik Dilimi'nde Akarca formasyonu (Alan ve diğ., 2013; Keskin ve diğ., 2018) ile, Alanya Masifi'nde Erken Triyas yaşlı Asmaca formasyonu (Özgül, 1984; Şenel ve diğ., 2016) ile, Batı Toroslar'da Tavas Napı'nda, geç Aniziyen-erken Ladiniyen yaşlı Sarıtaş formasyonu (Graciansky, 1972; Erakman, 1982; Meşhur ve diğ., 1989; Şenel ve diğ., 1994; Şenel, 1997) ile litolojik olarak benzerlikler sunmaktadır.

2.1.9. Taraşçı kireçtaşı (TRt)

Sarı, krem, gri renkli bol makro fosilli kireçtaşı ve killi-kumlu kireçtaşlarından birim ilk kez Blumenthal (1947) tarafından “Taraşçı kireçtaşı” olarak adlandırılmıştır. Blumenthal (1947) tarafından Erken Jura yaşlı düşünülen birim daha sonra Monod (1977) tarafından ayrıntılı olarak çalışılmış ve tanımlanmıştır. Formasyon adını Seydişehir ilçesi kuzeybatısında Taraşçı köyünden almaktadır.

Taraşçı kireçtaşının tip kesit yeri çalışma alanı dışında Seydişehir ilçesi Taraşçı köyü dolayındır (Monod, 1977). Çalışma alanında çok sınırlı yüzlekler veren birim, Fele Tepe doğu ve kuzeydoğusunda Pınarbaşı formasyonunun üzerinde gözlenmektedir (Şekil 2.52) (Ek-1).



Şekil 2.52. Taraşçı kireçtaşı (TRt) ile Pınarbaşı formasyonu (TRp) arasındaki uyumlu sınır ilişkisi. Fele Tepe kuzeydoğusu

Formasyon çalışma alanında sarı, krem, gri renkli, ince-orta yer yer kalın tabakalı, bol miktarda krinoid, alg ve gastropod fosil parçaları içeren biyoklastik kireçtaşı, killi ve kumlu kireçtaşlarından oluşur (Şekil 2.53). Formasyonun üst kesimleri muhtemelen aşınmaya bağlı olarak çalışma alanında gözlenmemektedir.

Çalışma alanı güneyinde ise üste doğru siyahımsı gri ve boz renkli yumrulu kireçtaşı düzeyleri ve daha üstte siyahımsı koyu gri renkli düzgün tabakalanmalı mikritlerle temsil edildiği belirtilmektedir (Özgül ve diğ., 1991).

Taraşçı kireçtaşından Monod (1977), Seydişehir civarında ammonit ve lamellibrans fosillerine göre Ladiniyen-erken Karniyen(?) yaşını elde etmiştir. Özgül ve diğ. (1991) ise çalışma alanı güneyinde birimden *Endothyria* sp., *Aulotortus praegasche* (?), *Aulotortus communis* (?), *Aulotortus sinuosus*, *Aulotortus* spp., *Lamelliconus multispinus*, *Ammobaculites* sp., *Auloconus* sp., faunasına bağlı olarak Aniziye-Resiye-Resiye-Resiye yaşını elde etmiştir. Bu çalışmada birimden *Aulotortus* cf. *tumidus* (Kristan-Tolmann), *Glomospirella* cf. (Pantic), *Lamelliconus biconvexus* (Oberhauser), *Aulotortus* sp., *Earlandia* sp., *Glomospira* sp., *Glomospirella* sp., ?*Reophax* sp., *Tolypammina* sp. foraminifer faunasına göre Orta Triyas (Aniziye-Ladiniye) yaşı elde edilmiştir (Tanımlayan: Dr. Erkan EKMEKÇİ). Tüm bu veriler dikkate alındığında Taraşçı kireçtaşının yaşı Orta Triyas (Aniziye-Ladiniye) olarak kabul edilmiştir. Ayrıca birim içerisinde ostrakod kavkı parçaları, alg, krinoid, gastropod kavkı parçaları, makro fosil kavkı parçaları, lamellibrans kavkı kesitleri gözlenmiştir (Şekil 2.54).



Şekil 2.53. Taraşçı kireçtaşına ait sarı, krem renkli biyoklastik kireçtaşlarının görünümü. Fele Tepe kuzeydoğusu

Ammonit ve pelajik lamellibransları kapsayan ve başlıca mikritlerle temsil edilen Taraşçı kireçtaşı, açık şelf ortamı koşullarını yansıtır (Özgül ve diğ., 1991). Pınarbaşı formasyonu ile başlayan transgresif sığ denizel ortamın giderek derinleştiği anlaşılmaktadır.

Birim çalışma alanı güneyinde Beyşehir-Seydişehir civarında yüzeyleyen Taraşçı kireçtaşının (Blumenthal, 1947; Monod, 1977; Özgül ve diğ., 1991) karşılığıdır. Ayrıca Beydağları Karacahisar Otoktonu'nda yer alan Ladiniyen yaşlı Karagöl formasyonunun üst kesimleri ve Ladiniyen-erken Karniyen yaşlı Dippoyraz formasyonu (Şenel, 1997) korele edilebilir.



Şekil 2.54. Taraşçı kireçtaşına ait bol krinoid ve alg fosilli biyoklastik kireçtaşlarının yakın görünümü. Fele Tepe kuzeydoğusu, Şarkikaraağaç

2.1.10. Feletepe formasyonu (Jf)

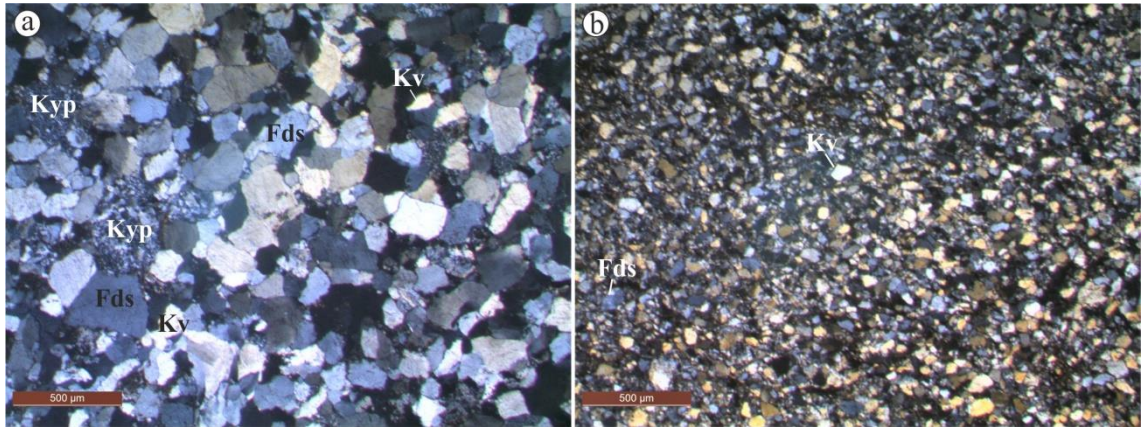
Gri, boz, siyah renkli kumtaşı, çakıllı kumtaşı, ve mikritik kireçtaşlarından oluşan birim ilk kez Öztürk ve diğ. (1981) tarafından Feletepe formasyonu olarak adlandırılmıştır.

Birim çalışma alanında sadece Fele Tepe civarında dar bir alanda yüzeylemektedir (Ek-1). Feletepe formasyonu allta gri, boz renkli ince-orta tabakalı, yuvarlak-yarı yuvarlak çakıllar içeren çakıltaşı ve ufak çakıllı kumtaşları ile başlar. Üste doğru koyu gri, siyahımsı renkli ince tabakalı kumtaşlarına ve çamurtaşlarına geçiş gösterir (Şekil 2.55). En üstte ise yine koyu gri, mavimsi renkli ince tabakalı mikritik

kireçtaşı seviyeleri gözlenir. Kumtaşları genel olarak kuvars, feldispat, biyotit, muskovit, serisit, opak mineraller ve kayaç parçalarından oluşmaktadır (Şekil 2.56).



Şekil 2.55. Feletepe formasyonuna ait gri, boz, krem renkli ince tabakalı çamurtaşı ve kumtaşları. Fele Tepe kuzeydoğusu, Şarkikaraağaç



Şekil 2.56. Feletepe formasyonuna ait (a) kaba taneli kumtaşlarının ve (b) silttaşlarının ince kesit görüntüsü (Kv: Kuvars, Fds: Feldispat, Kyp: Kayaç parçası)

Bu haliyle kayaç litik kumtaşı özelliği sunmaktadır. Kayaçı oluşturan bileşenler yarı köşeli ve yarı yuvarlak olup orta derecede boylanma gösterirler. Kumtaşlarında

bağlayıcı ince taneli kuvars ve serisittir. Feletepe formasyonuna ait kayalarda gerek makroskopik gerekse mikroskobik ölçekte metamorfizma izi gözlenmemiştir.

Feletepe formasyonu çalışma alanında orta Kambriyen yaşlı Çaltepe formasyonu üzerine açısal uyumsuz olarak gelmektedir. Üzerinde ise Orta Jura-Geç Kretase yaşlı Hacıalabaz formasyonu uyumlu olarak yer alır (Şekil 2.57).

Hacıalabaz formasyonunun tabanında yer alan birkaç metreden 40-50 m'ye varan kırıntılılar Feletepe formasyonu olarak değerlendirilebilir. Feletepe formasyonu çalışma alanında 20-80 m arasında değişen kalınlıklar sunmaktadır. Bu değişik kalınlıklar muhtemelen düzensiz taban morfolojisinden kaynaklanmaktadır.



Şekil 2.57. Feletepe formasyonunun (Jf) altta Çaltepe formasyonu (Eç) ile uyumsuz, üstte ise Hacıalabaz formasyonu (JKh) ile olan uyumlu sınır ilişkisi. Fele Tepe doğusu, Şarkikaraağaç

Bu çalışmada Feletepe formasyonundan yaş verebilecek fosil bulgusu elde edilememiştir. Öztürk ve diğ. (1981) birimin üst kesimlerindeki kireçtaşlarından elde ettiği *Kurnubia* sp., *Valvulina* sp., Lituolidae, Pfenderininae gibi formlara ve stratigrafik konumuna göre geç Liyas-erken Dogger yaşını kabul etmiştir. Gutnic ve diğ. (1979) Seydişehir civarında Seydişehir formasyonunun transgresif olarak üstleyen geç Dogger-Malm yaşlı karbonat istifin tabanında Sarkman kireçtaşı olarak adlandırdığı demirli

pizolitli kireçtaşı birimi içindeki *Haurania* cf. *amiji* ve *Nautiloculina* sp. faunasına dayanarak transgresyonun kuşkuyla geç Liyas-erken Dogger aralığına karşılık gelebileceğini ileri sürmüştür (Özgül ve diğ., 1991'den). Tüm bu veriler dikkate alınarak birimin yaşı bu çalışmada Erken-Orta Jura olarak kabul edilmiştir.

Feletepe formasyonu erken Paleozoyik yaşlı temel birimleri transgresif olarak üstleyen Mezozoyik yaşlı karbonat istifin taban kesimini oluşturur (Özgül ve diğ., 1991). Kuvarsvake türü kırıntılıların egemen olduğu formasyon dalga enerjisinden korunmuş buna karşılık karadan getirimin etkin olduğu körfez ya da lagüner ortamı düşündürmektedir (Özgül ve diğ., 1991).

Feletepe formasyonu inceleme alanının güneyinde Seydişehir civarında Sarkman kireçtaşı (Monod, 1977) ile yaş açısından deneştirilebilir. Ancak litolojik olarak Feletepe formasyonu Sarkman kireçtaşının aksine kırıntılı baskın bir istif sunar. Ayrıca birim Sandıklı civarında yüzeyleyen Erken Jura yaşlı İlyaslı formasyonu ile (Özgül ve diğ., 1991) benzerlikler sunmaktadır.

2.1.11. Hacılabaz formasyonu (JKh)

Büyük oranda platform tipi neritik kireçtaşı ve dolomitlerden oluşan birim ilk kez Demirkol (1977) tarafından adlandırılmıştır. Formasyon adını çalışma alanı dışında Yalvaç'ın kuzeyinde yer alan Hacılabaz Dağı'ndan almaktadır.

Hacılabaz formasyonu için başvuru kesit yeri olarak Fele Tepe'den kuzeybatıya doğru Kuzgun Tepe ve Buzkale Tepe'ye doğru uzanan bölümü gösterilebilir. Formasyon çalışma alanında Kozluca ve Dedeçam doğusunda; Çarıkarsaraylar kuzeybatısında; Şarkikaraağaç güneydoğusunda Fele Tepe, Kuzgun Tepe, Zeybek Tepe ve çevresinde yayılım sunmaktadır (Ek-1).

Hacılabaz formasyonu en altta gri, sarı, kahvemi, boz, mavimsi renkli, orta tabakalı, karbonat çimentolu, genellikle silisiklastik kum boyutunda iyi boylanmış taneler içeren kalkarenitlerle başlar (Şekil 2.58). Üzerinde koyu gri, mavimsi renkli orta-kalın tabakalı dolomitler yer alır (Şekil 2.59). Dolomitlerin üzerine "Düz kaya volkaniti"ne ait koyu yeşil, koyu kahverenkli diyabaz ve bazalt bileşimli volkanitler siller ve lav akıntıları şeklinde yerleşmiştir. Bu volkanitler lateritleşmeye bağlı olarak bölgede demirli boksit yataklarını oluşturmaktadır. Volkanitler üzerine ise Hacılabaz formasyonunun egemen litolojisini oluşturan gri, mavimsi renkli, orta-kalın tabakalı, düzgün tabakalanmalı yer yer bol alg ve foraminifer fosilleri içeren, üst kesimlerinde ise

bol rudist kavkı parçaları gözlenen kireçtaşı (Şekil 2.60), dolomitik kireçtaşları ve biyomikritler yer almaktadır.



Şekil 2.58. Hacıalabaz formasyonunun en alt kesimlerinde gözlenen kalkarenitler. Fele Tepe güneyi, Şarkikaraağaç



Şekil 2.59. Hacıalabaz formasyonuna (JKh) ait orta-kalın tabakalı kireçtaşlarının genel görünümü. Kuzgun Tepe güneyi, Şarkikaraağaç



Şekil 2.60. Hacıalabaz formasyonunda gözlenen rudist kavkı parçaları. Kızıldağ Milli Parkı doğusu, Şarkikaraağaç

Hacıalabaz formasyonu Sultan Dağları'nın güney kenarı boyunca Jura öncesi birimleri uyumsuz olarak örtmektedir. Kozluçay doğusunda ve Fele Tepe kuzeyinde Çaltepe formasyonunu örten formasyon, Dedeçam doğusunda, Çarıksaraylar kuzeyinde, Çaltı güneydoğusunda Seydişehir formasyonunu, Kayrancı Tepe doğusunda Pınarbaşı formasyonunu ve Fele Tepe'de Feletepe formasyonunu örtmektedir.

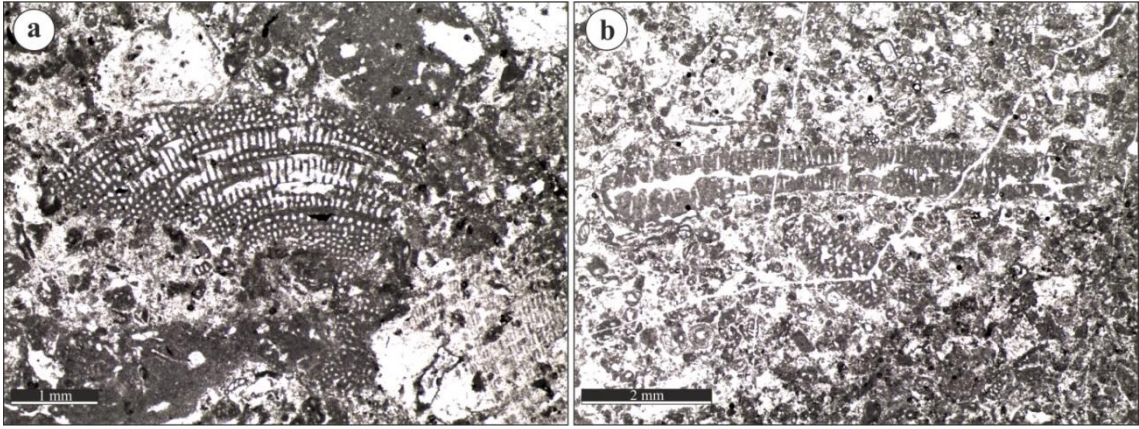
Hacıalabaz formasyonunun genellikle Üst Jura'nın alt seviyelerini temsil eden kesimleri Düzkaya volkanitine ait diyabaz ve bazaltlarca kesilmektedir. Üzerine uyumsuz olarak Kızıldağ Milli Parkı kuzeyinde geç Paleosen-Lütesiyen yaşlı Celeptaş formasyonu gelmektedir. Ayrıca Hacıalabaz formasyonu Kozluçay, Dedeçam, Çarıksaraylar ve Çaltı çevresinde Miyosen-Pliyosen yaşlı Yalvaç Havzası'na ait Bağkonak formasyonu tarafından da aşıl uyumsuz olarak örtülmektedir.

Hacıalabaz formasyonunun tip kesit yerinde 1870 m kalınlık gösterir (Özgül ve diğ., 1991). Ancak bu bölgede üzerine tektonik olarak Beyşehir-Hoyran Napları'na ait birimlerin gelmesi nedeniyle birimin üst sınırı gözlenemediğinden bu kalınlık daha fazla olmalıdır.

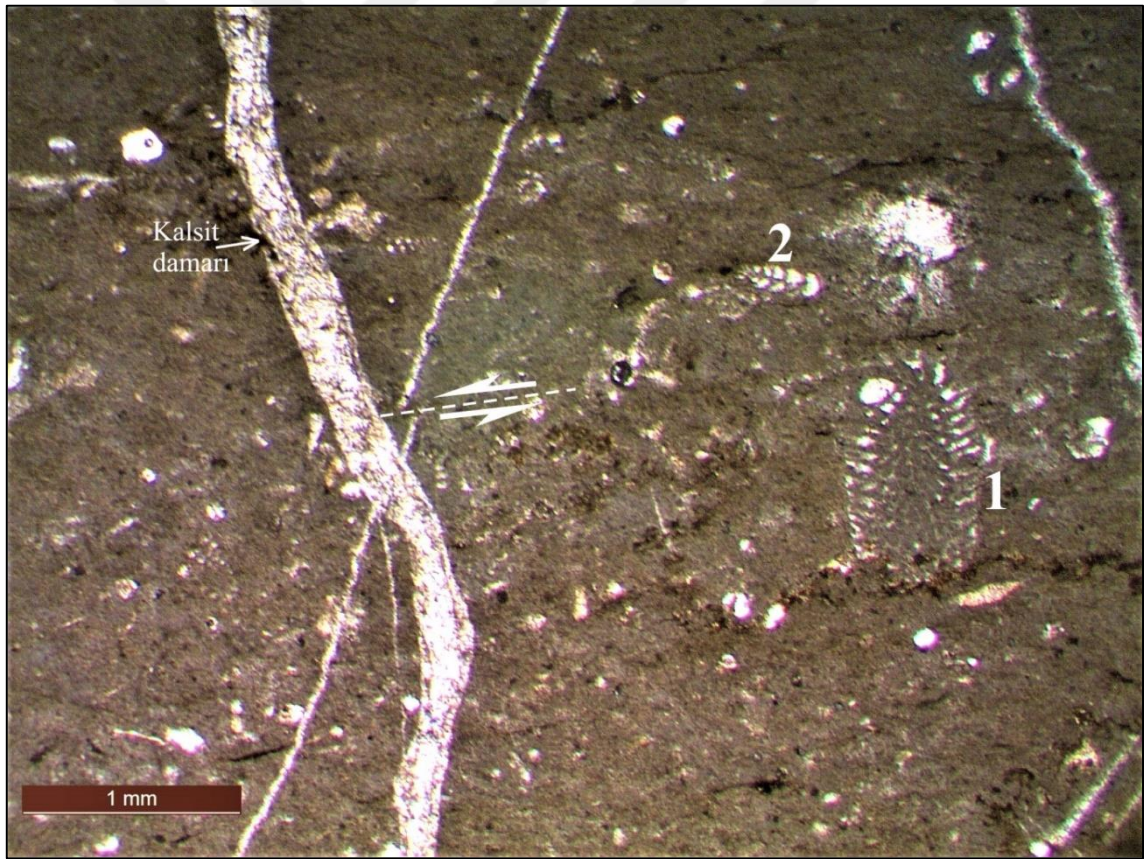
Bu çalışmada çalışma alanının farklı bölgelerinde Hacıalabaz formasyonundan derlenen örneklerde foraminifer fosillerine göre: Kuyucak doğusunda *Clypeina jurassica* Favre, *Kurnubia palestiniensis* Henson, *Siphovalvulina variabilis* Septfontaine, *Redmondoides luegoni* (Septfontaine), *Salpingoporella annulata* Carozzi, *Redmondoides* sp., *Kilianina lata* Oberhauser fosillerine göre Oksfordiye-Kimmericiyen; Dedeçam güneydoğusunda *Redmondoides luegoni* (Septfontaine), *Siphovalvulina variabilis* Septfontaine, *Kurnubia* sp., fosillerine göre yine Oksfordiye-Kimmericiyen; Çaltı batısında istifin üst bölümlerinden *Nummuloculina regularis* (Philippson), *Nummuloculina* cf. *heimi* Bonet, *Cuneolina pavonia* d'Orbigny, *Pseudorhapydionina* sp., *Pseudotextulariella* sp., *Nezzazata simplex* Omara, *Vercorsella* sp., *Textularia* sp., *Nummuloculina* sp., *Discorbis* sp., Miliolidae, Ophthamidiidae, (Apsiyen-Senomaniyen) *Dicyclina schlumbergeri* Munier-Chalmas, *Cuneolina pavonia* d'Orbigny, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Crysalidina* sp., *Pseudorhapydionina* sp., *Textularia* sp., *Nummuloculina* sp., *Dicyclina* cf. *schlumbergeri* Munier-Chalmas fosillerine göre Apsiyen-Senomaniyen; Kızıldağ doğusunda aynı seviyelerden *Praechrysalidina infracretacea* Luperto, *Dicyclina schlumbergeri* Munier-Chalmas, *Cuneolina pavonia* d'Orbigny, *Nezzazata simplex* Omara, *Nummuloculina regularis* (Philippson), *Nummuloculina heimi* Bonet, *Debarina hahounerensis* Fourcade-Raoult&Vila, *Praechrysalidina infracretacea* Luperto, *Textularia* sp., *Haplophragmoides* sp., *Nummuloculina* sp. fosillerine göre yine Apsiyen-Senomaniyen ve istifin en üst bölümlerinden yine Kızıldağ güneydoğusunda *Globotruncana linneiana* (d'Orbigny), *Globotruncana bulloides* Vogler, *Globotruncanita situarti* (de Lapparent), *Stomiosphaera sphaerica* (Kaufmann), *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncanita situarti* (de Lapparent), *Contusotruncana fornicata* (Plummer), *Marssonella oxycana* (Reuss), *Globotruncana* sp., *Globigerinelloides* sp., *Heterohelix* sp. fosillerine göre Kampaniyen-Maastrichtiyen yaşları elde edilmiştir (Tanımlayan: Dr. Erkan EKMEKÇİ) (Şekil 2.61, 2.62).

Özgül ve diğ. (1991), çalışma alanının hemen güneyinde Fele-Karakaya köyleri civarında yaptığı foraminifer örneklemelerinde birimden Bajosiye, Oksfordiye-erken Kimmericiye, Kimmericiye, Titoniye, Titoniye-Neokomiye-Apsiyen?, Albiiye-Senomaniye, geç Senomaniye-Türoniye?, Senoniye ve Maastrichtiyen yaşları elde etmiştir. Farinacci ve Ekmekçi (2004) Yassıbel (Fele) köyü civarında Hacıalabaz formasyonunun alt kesimlerinden *Cladocoropsis mirabilis* ve *Kurnubia feleensis* n. sp.

Kimmericiyen yaşı elde etmişlerdir. Tüm bu veriler dikkate alınarak Hacıalabaz formasyonunun yaşı bu çalışmada Orta Jura-Geç Kretase olarak kabul edilmiştir.



Şekil 2.61. Hacıalabaz formasyonunda gözlenen bentik foraminifer *Dicyclina sclumbergeri* Munier-Chalmas (Senomaniyen) fosilinin ince kesit görüntüsü



Şekil 2.62. Hacıalabaz formasyonuna ait kireçtaşlarının ince kesit görüntüsü. Kesitte birbirini kesen ve faylanmış kalsit damarları ve (1) *Siphovalvulina* sp., (2) *Kurnubia* sp., foraminifer fosilleri gözlenmektedir. Fele Tepe batısı, Şarkikaraağaç

Formasyonun büyük bir bölümünü oluşturan biyomikritler düşük enerjili şelf ortamını yansıtır. Mikritler arasında dolomit düzeylerinin bulunması ve pelajik foraminiferlerin bulunmayışı ortamın sığ karakterini vurgular (Özgül ve diğ., 1991). Hacıalabaz formasyonu içerisinde yaygın olarak gözlenen dolomitlerdeki magnezyumun kaynağı Düzkaya volkaniti içerisindeki bazik volkanizma olmalıdır. Hacıalabaz formasyonunun üst kesimlerini oluşturan rudist kırıntılı kireçtaşları yüksek enerjili resif önü koşullarını yansıtır (Özgül ve diğ., 1991).

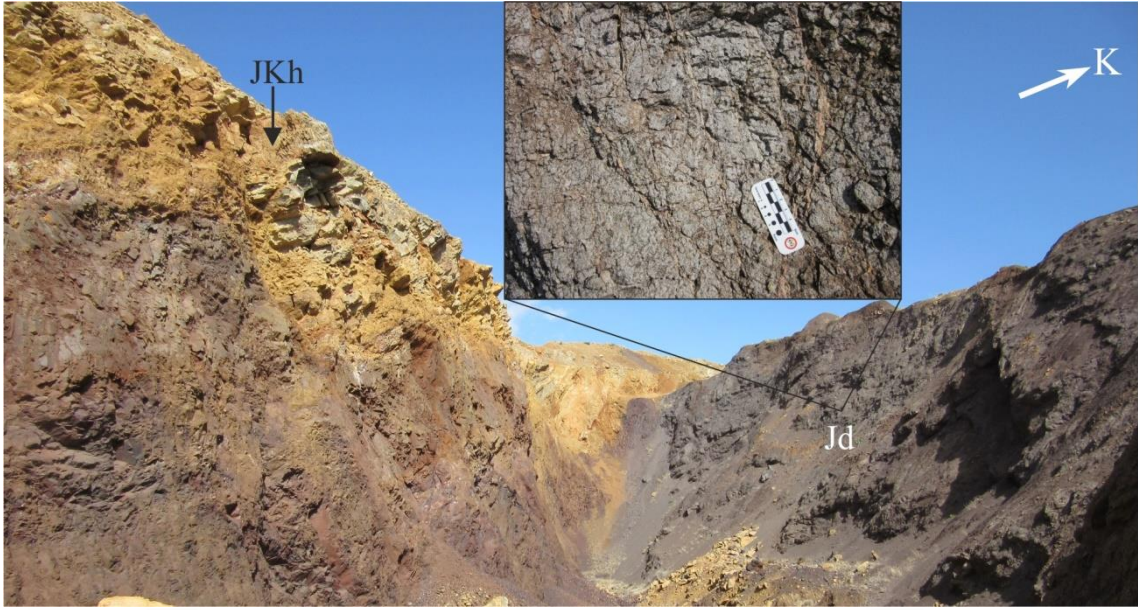
Hacıalabaz formasyonu Toroslar'da geniş alanlar kapsayan Jura-Kretase yaşlı platform tipi karbonatların Sultan Dağları'ndaki uzantısını oluşturur. En önemli farkı Üst Jura'nın alt seviyelerinde bazik volkanit ara katkıları içermesidir. Hacıalabaz formasyonu Sultan Dağları'nda önceki çalışmalarda Hacıalabaz kireçtaşı (Demirkol, 1981), Hacıalabaz kireçtaşı olistoliti (Eren, 1990, 1991a) ve Sarıtaş formasyonu (Nalbantçılar, 1997) olarak tanımlanan birimlerin karşılığıdır. Birim ayrıca Anamas-Akseki Otoktonu'nda Kurucaova formasyonu (Şenel, 1991), Beydağları Otoktonu'nda Beydağları formasyonu, Batı Toroslarda Bodrum Napı'nda Yandağ kireçtaşı (Bilgin ve diğ., 1990) ve Dikilitaş formasyonu (Şenel ve diğ., 1989), Tavas Napı'nda Babadağ formasyonu (Erakman ve diğ., 1982), Sandıklı civarında Homa-Akdağ Birimi'ne ait Kocaçal formasyonu (Özgül ve diğ., 1991) ve Akdağ formasyonu (Öngür, 1973), Orta Toroslarda Aladağ Birliği'ne ait Çamlık formasyonu (Monod, 1977) ve Takışlar formasyonu (Uğuz ve diğ., 1994) ile benzerlikler sunmakta ve korele edilebilmektedir.

2.1.11.1. Düzkaya volkaniti (Jd)

Yeşil, koyu yeşil, kahverenkli ince kristalli diyabaz ve bazaltlardan oluşan birim ilk kez Özgül ve diğ. (1991) tarafından adlandırılmıştır. Düzkaya volkaniti adını çalışma alanının yakın kuzeyinde, Bağkonak doğusunda yer alan Düzkaya Tepe'den almaktadır.

Birim çalışma alanında Hacıalabaz formasyonunun yüzeylediği bölgelerde, Hacıalabaz formasyonunun alt kesimlerinde kuzeybatı-güneydoğu yönlü ince bir kuşak şeklinde gözlenmektedir (Ek-1).

Düzkaya volkaniti koyu yeşil, kahverenkli, ince kristalli, yer yer yastık yapıları sunan, spilitik bazalt ve diyabazlardan oluşur (Şekil 2.63). Latertileşmeye bağlı olarak bu diyabaz ve bazaltlar demirli boksitlere dönüşmüştür (Şekil 2.64) ve bu özelliğiyle bölgede rahatlıkla ayırt edilebilmektedir.



Şekil 2.63. Düz kaya volkanitine ait altere bazaltların genel görünümü. Ulu Mahallesi, Çarık saraylar kuzeybatısı, Şarkikaraağaç

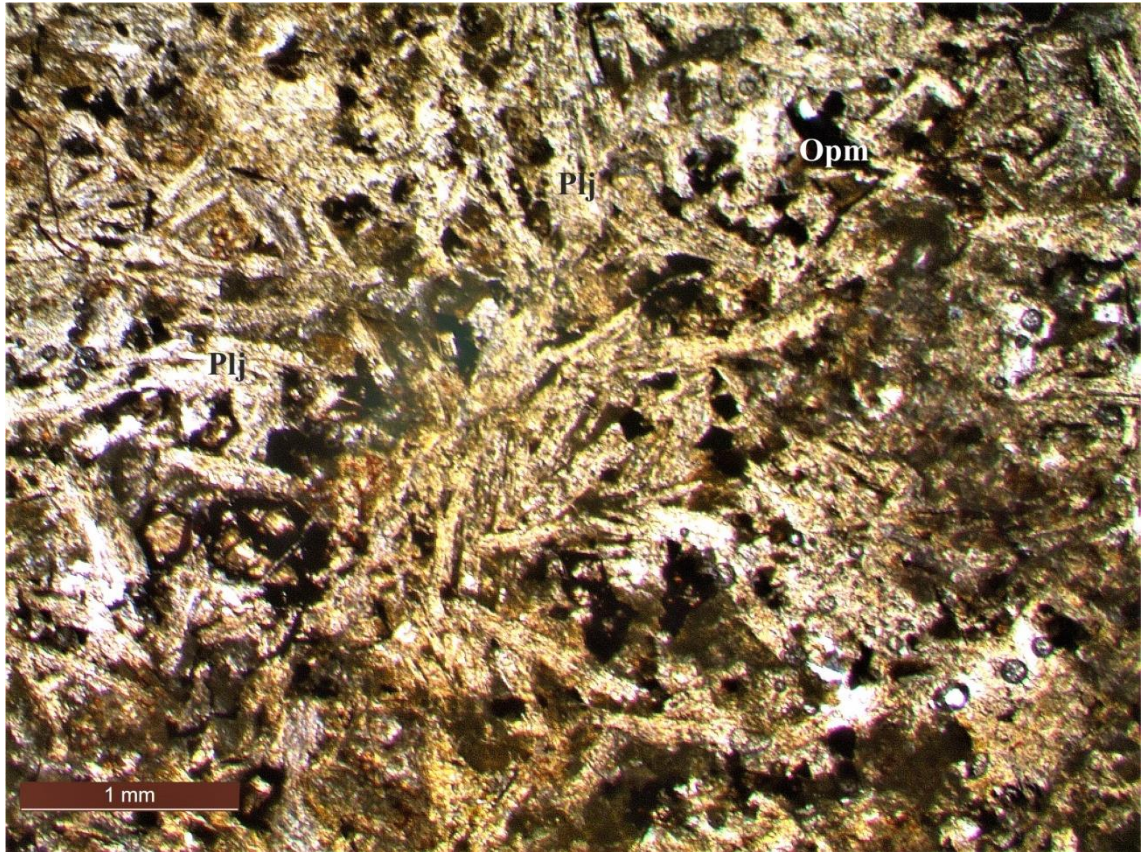


Şekil 2.64. Hacılabaz formasyonunu (JKh) kesen Düz kaya volkanitine (Jd) ait bazaltların lateritleşmesi sonucu oluşmuş demirli boksit yatağı. Ulu Mahallesi, Çarık saraylar kuzeybatısı, Şarkikaraağaç

Diyabazlar plajiyoklas, klinopiroksen ve opak minerallerden oluşmakta olup ofitik doku göstermektedir. Ayrıca plajiyoklas minerallerinde serisitleşme ve yer yer karbonatlaşma gözlenmektedir. Plajiyoklaslar genel olarak orta taneli, yarı özşekilli ve

polisentetik ikizlenme sunmaktadır. Plajiyoklas minerallerinin arasında az miktarda gözlenen klinopiroksen mineralleri özşekilsiz yapıdadır. Plajiyoklas minerallerinin arasında yer alan piroksen mineralleri ofitik dokuyu oluşturmaktadır. Bazaltlar ise çoğunlukla altere olarak gözlenmektedir. Genel olarak plajiyoklas, klinopiroksen ve opak minerallerden oluşan bazaltlar mikrolitik porfirik doku göstermektedir.

Kayaç genel olarak orta taneli, yarı özşekilli ileri derecede silisleşmiş plajiyoklas minerallerinden oluşmaktadır. Plajiyoklas minerallerinin arasında az miktarda klinopiroksen kalıntıları gözlenmektedir (Şekil 2.65). Aralarda kloritleşmeler ve epidotlaşmalar yaygın olarak bulunmaktadır. Plajiyoklas minerallerinde ayrıca ileri derecede serisitleşme, silisleşme ve yer yer de karbonatlaşma da gözlenmektedir.



Şekil 2.65. Düzkaya volkanitine ait bazaltların ince kesit görüntüsü (Plj: Plajiyoklas, Kprk: Klinopiroksen, Opm: Opak mineral)

Ergen ve diğ. (2021), Düzkaya volkanitinden derledikleri diyabaz örneklerinden ^{40}Ar - ^{39}Ar tüm kayaç yöntemiyle $161,9 \pm 10,6$ my radyometrik yaş elde etmişlerdir. Ayrıca aynı araştırmacılar çalışma alanı dışında (güneyinde) Kireli civarında Düzkaya volkanitinin altından alınan örneklerde: *Mesoendothyra croatica* Gusic, *Siphovalvulina gibraltarensis* Boudagher-Fadel, Rose, Bosence & Lord Favre, *Siphovalvulina variabilis*

Septfontaine, *Timidonella sarda* Bassoullet, Chabrier&Fourcade, *Haurania deserta* Henson, *Redmondoides luegoni* (Septfontaine), *Riyadhella regularis* Redmond, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Selliporella donzelli* Sartoni&Crescenti formlarına göre Bajosiyen-Batoniyen; volkanitlerin hemen üzerinden alınan örneklerde ise *Clypeina jurassica* Favre, *Kurnubia palestiniensis* Henson, *Redmondoides luegoni* (Septfontaine), *Siphovalvulina variabilis* Septfontaine, *Cladocoropsis mirabilis* Felix, *Kilianina lata* Oberhauser, *Kilianina* sp., *Salpingoporella annulata* Carozzi, *Everticyclammina* sp., Miliolidae, Ophthalmidiidae, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri) formlarına göre Oksfordiyen-Kimmericiyen yaşları elde etmişlerdir.

Özgül ve diğ. (1991) Düzkaya volkaniti içerisindeki ince kireçtaşı bantlarından aldıkları örneklerde *Cladocoropsis mirabilis*, *Nautiloculina oolithica*, *Praekurnubia* sp., *Valvulina* sp., *Alveosepta* gr. *jaccardi*, *Conicokurnobia* sp., fosillerine bağlı olarak geç Oksfordiyen-erken Kimmericiyen yaşını tespit etmiş ve volkanizmanın da aynı yaşlı olduğunu ileri sürmüştür. Tüm bu verilere dayanarak Düzkaya volkanitinin yaşı bu çalışmada Orta-Geç Jura olarak kabul edilmiştir.

Koçak ve diğ. (2007) mineral kimyası, iz element ve NTE içeriklerine dayanarak bu volkanitlerin, Torid-Anatolid platformunun yüksek oranda yayılıp açılması ve Neotetis Okyanusu'nun gelişimi ile ilişkili olarak muhtemelen zenginleşmiş bir mantodan, yüksek derecelerdeki kısmi ergime ile türediği ve olivin ve/veya piroksen farklılaşmasına uğradığını ileri sürmektedir. Ergen ve diğ. (2021) Düzkaya volkanitine ait bazaltlardan yapmış oldukları jeokimyasal analizlerde bu kayaçların Miyashiro (1974) diyagramına göre toleyitik seriye, Irvine ve Baragar (1971) diyagramına göre ise kalkalkali ile tolayitik alana düştüğünü ileri sürmektedir. Araştırmacılar toplam alkali (K_2O+Na_2O)–silis (SiO_2) bileşimlerine göre hazırlanmış olan diyagramda ise bu kayaçların genel olarak bazalt alanına düştüğünü, alkali-subalkali çizgisine göre ise subalkali karakterde olduğu savunmaktadır.

Düzkaya volkaniti önceki çalışmalarda tanımlanan Triyas? yaşlı Kocakızıl doleritinin (Eren, 1987, 1991a,b; Nalbantçılar, 1997; Koçak ve diğ., 2007) kısmen karşılığıdır. Ayrıca bu volkanitler Homa-Akdağ Birimi'nde Orta Jura-Maastrichtiyen yaşlı Kocaçal formasyonu içerisindeki Belceğiz volkanit üyesi (Gutnic ve Juteau, 1973; Öztürk, 1989; Özgül ve diğ., 1991) ile korele edilebilir.

2.2. Anamas-Akseki Otoktonu

Orta Toroslar'ın otokton kayaç birimlerini temsil eden Anamas-Akseki Otoktonu, daha önce Dumont ve Kerey (1975) ile Dumont (1976) tarafından Anamas-Akseki Birliği, Özgül (1976) tarafından ise Geyikdağı Birliği olarak tanımlanmıştır. Şenel ve diğ. (1992, 1996, 1998) birimi Anamas-Akseki Otoktonu olarak yeniden tanımlamıştır. Anamas-Akseki Otoktonu, Paleozoyik'te bazı eksiklikleri olsa da Kambriyen-Eosen aralığında çökelmiş platform tipi kayaç türlerinden oluşur (Şenel, 2016). Çalışma alanında Anamas-Akseki Otoktonu Jura-Senomaniyen yaşlı Kurucaova formasyonu ile temsil edilmektedir.

2.2.1. Kurucaova formasyonu (JKk)

Gri renkli, kalın tabakalı, neritik kireçtaşlarından oluşan birim, Şenel (1992) tarafından adlandırılmıştır

Kurucaova formasyonu çalışma alanının batı kesimlerinde yüzeylemeler sunar. Buna göre formasyon Gelendost güneybatısında Diştaş Tepe, Üçdiş Tepe, mistan Tepe, Akarca Tepe, Namazgah Tepe ve çevresinde; Madenli batısında Taşkoru Tepe, Kuru Tepe, Sarp Tepe ve çevresinde; Yakaköy kuzeydoğusunda ve Balcı güneydoğusunda yayılım gösterir (Ek-1).

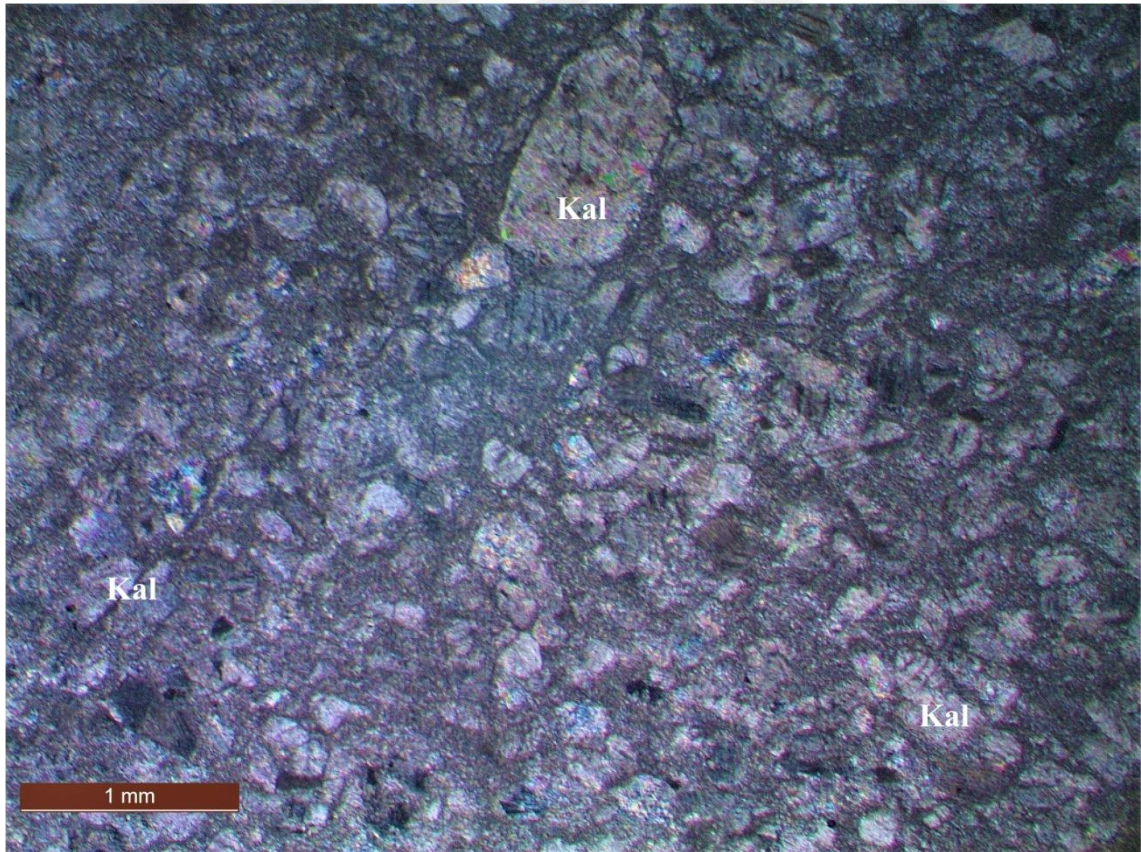
Kurucaova formasyonu gri, açık gri renkli orta-kalın tabakalı, çatlaklı, kırıklı, bol karstik erime boşluklu, yer yer bol alg ve ooid fosilleri içeren, metamorfizma özelliği göstermeyen kireçtaşı ve dolomitik kireçtaşlarından oluşur (Şekil 2.66).

Kireçtaşlarının tamamına yakını kalsit minerallerinden oluşmakta olup (Şekil 2.67) bol miktarda fosil kavkı parçaları içermektedir. Kireçtaşları mikritik çimentoludur. Ayrıca kayaç içerisinde, değişik yönlerde gelişmiş mikro ve makro çatlaklar bulunmaktadır. Bu çatlakların içleri ise iri taneli kalsit mineralleri ile doldurulmuştur.

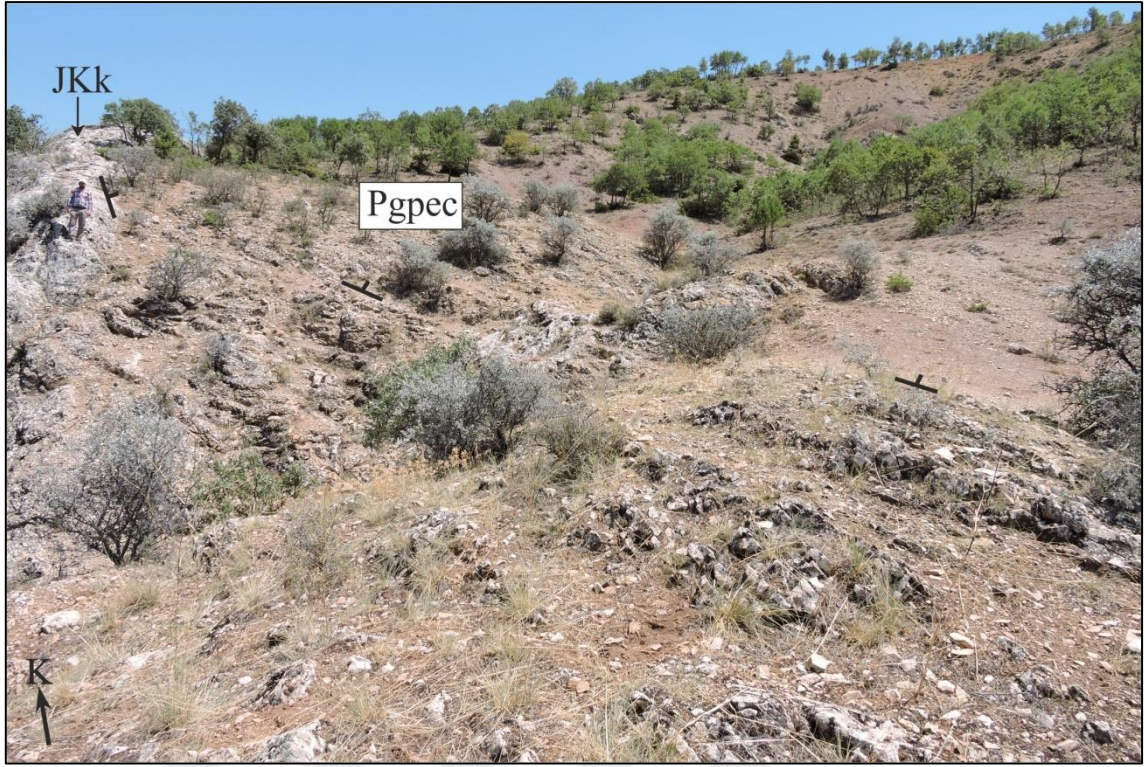
Formasyonun alt sınır ilişkisi çalışma alanında gözlenmemektedir. Üzerine uyumsuz olarak geç Paleosen-Lütesiyen yaşlı Celeptaş formasyonu uyumsuz olarak gelmektedir (Şekil 2.68). Bu ilişki Gelendost güneydoğusunda Mistan Tepe'nin kuzey ve batısında; Yenice kale güneyinde; Madenli batısında Taşkoru Tepe ve Cafertaşı Tepe civarında net bir şekilde gözlenmektedir (Ek-1).



Şekil 2.66. Kurucaova formasyonuna ait kireçtaşlarının genel görünümü. Üçdiş Tepe güneydoğusu, Gelendost



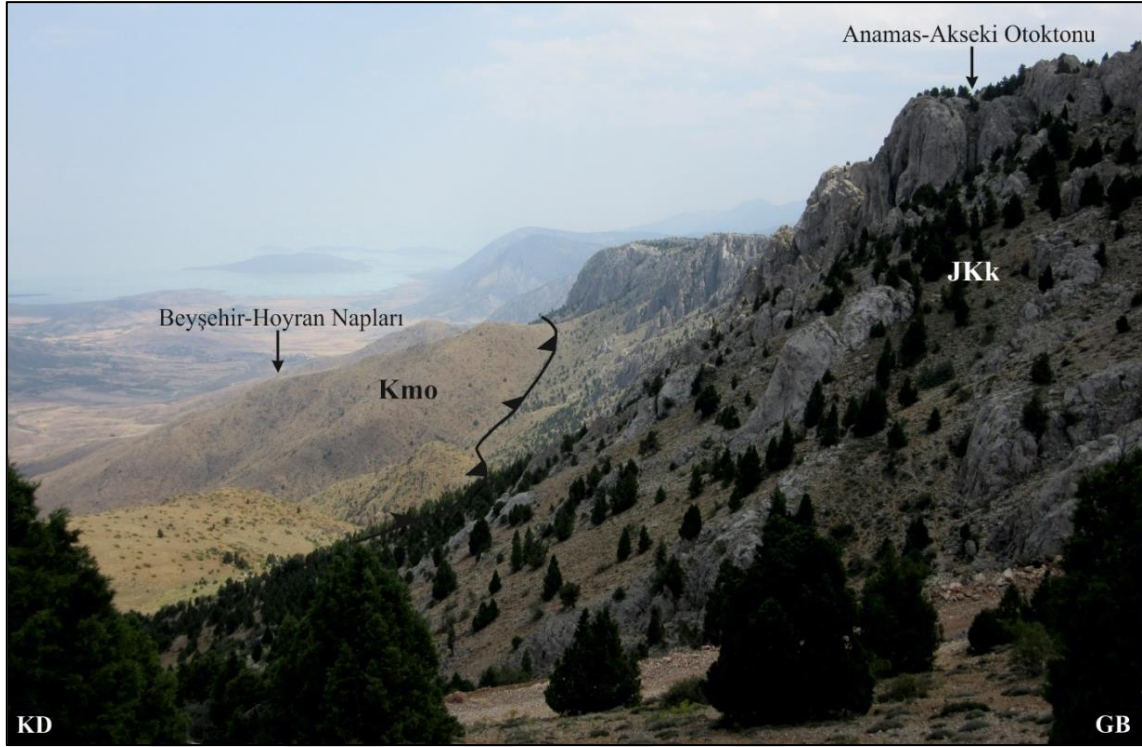
Şekil 2.67. Kurucaova formasyonuna ait kireçtaşlarının ince kesit görünümü (Kal: Kalsit)



Şekil 2.68. Anamas-Akseki Otoktonu'na ait Kurucaova formasyonu (JKk) ile geç Paleosen-Lütesiyen yaşlı Celeptaş formasyonu (Pgpec) arasındaki uyumsuz sınır ilişkisi. Cafertaşı tepe kuzeyi, Madenli kuzeybatısı, Gelendost

Celeptaş formasyonunun gözlenmediği yerlerde Kurucaova formasyonu üzerine Yalvaç Havzası'na ait gölsel kırıntılı ve karbonatlardan oluşan Yarıkkaya formasyonu yine uyumsuz olarak gelmektedir. Bu ilişki de Gelendost-Yenicekale arasında ve Gelendost-Madenli arasında izlenmektedir. Ayrıca Kurucaova formasyonu üzerine tektonik dokanakla Beyşehir-Hoyran Napları'na ait Geç Kretase yaşlı Marmaris ofiyoliti ve Kızılcaadağ melanj ve olistostromu gelmektedir (Şekil 2.69). Bu ilişkide Yenicekale güneyinde Kızılkale Tepe, Kızılsivri Tepe ve çevresinde; Madenli kuzeybatı ve güneydoğusunda net bir şekilde gözlenmektedir.

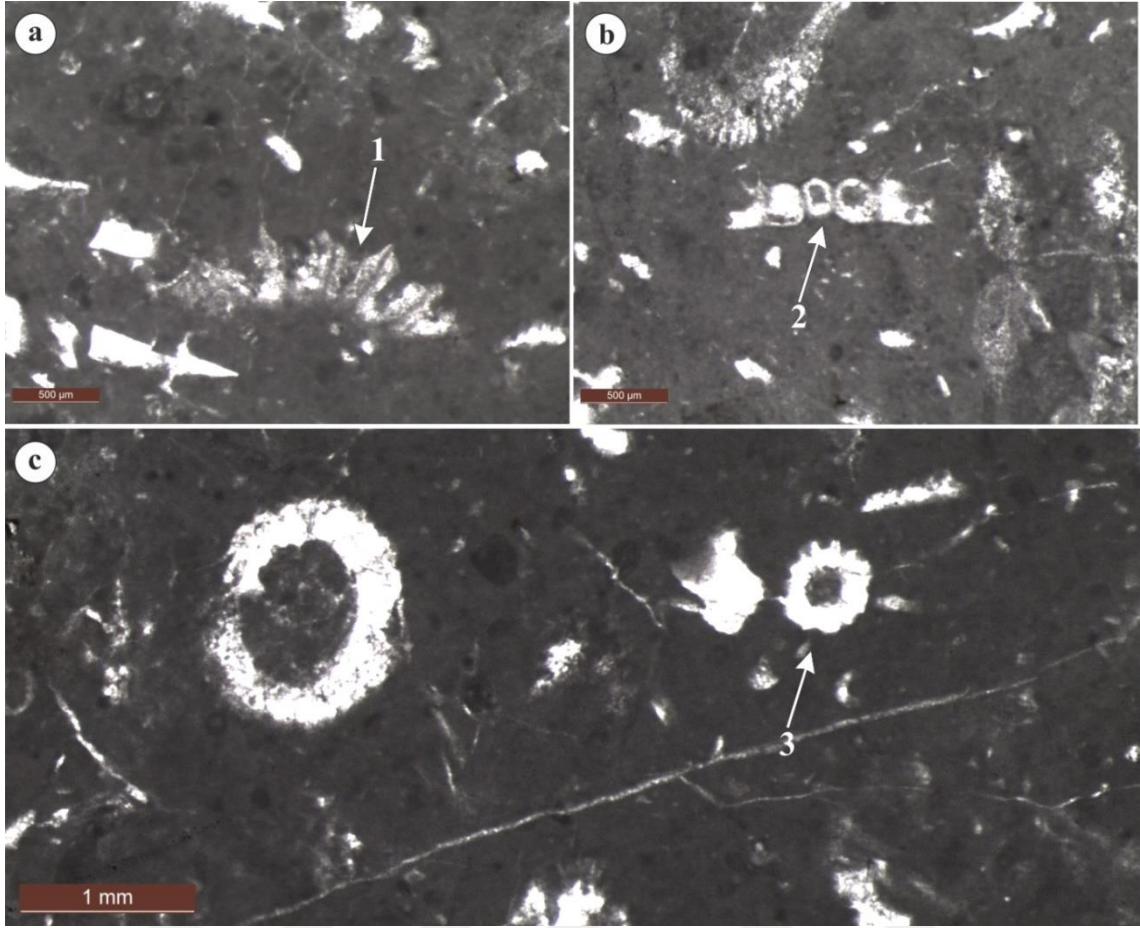
Kurucaova formasyonunda çalışma alanından derlenen örneklerde *Clypeina jurassica* Favre, *Cuneolina pavonia* d'Orbigny, *Debarina hahounerensis* Fourcade-Raoult&Vila, *Dicyclina schlumbergeri* Munier-Chalmas, *Nezzazata simplex* Omara, *Salpingoporella* cf. *dinarica* Radoicic, *Salpingoporella annulata* Carozzi, *Cuneolina* sp., *Pseudorhapydionina* sp., *Salpingoporella* sp., *Textularia* sp., *Nummuloculina* sp., Miliolidae, Ophthalmitidae fosillerine göre Geç Jura (Oksfordiyen – Kimmericiyen) – Kretase (Apsiyen – Senomaniyen) yaşları (Tanımlayan: Dr. Erkan EKMEKÇİ) elde edilmiştir.



Şekil 2.69. Beyşehir-Hoyran Napları'na ait Marmaris ofiyoliti (Kmo) ile Anamas-Akseki Otoktonu'na ait Kurucaova formasyonu (JKk) arasındaki tektonik sınır ilişkisi. Kızılkale Tepe güneyi, Şarkikaraağaç

Ayrıca formasyon lamellibrans kavkıları, makro fosil kavkı parçaları, alg ve ostrakod kavkıları içermektedir. Çalışma alanı dışında Isparta Büklümü'nün doğusunda Şenel ve diğ. (1996) Kurucaova formasyonundan elde ettikleri *Palaeodasycladus mediterraneus* (Pia), *Pseudocyclamina liasica* Hottinger, *Amijella amiji* (Henson), *Pfenderina salernitana* Sartoni-Crescenti, *Mesoendothyra crotica* Gusic, *Clodocoropsis mirabilis* Felix, *Clypeina jurassica* Favre, *Kurnubia palastiniensis* Henson, *Nautiloculina oolithica* Mohler, *Salpingoporella annulata* Corazzi, *Macroporella sellii* (Crescenzi), *Campbelliella striata* (Carozzi), *Cuneolina hensoni* Dalbiez, *Salpingoporella dinarica* Radoicic, *Orbitolina concava* (Lamark), *Nezzazata simplex* Omara, *Haurania* sp., *Orbitopsella* sp., *Cuneolina* gr. *pavonia* d'Orbigny vb. formlarına göre Erken Jura-Senomaniyen yaşını elde etmişlerdir (Şekil 2.70). Tüm bu veriler dikkate alınarak birimin yaşı bu çalışmada Jura-Senomaniyen olarak kabul edilmiştir. Birim sığ karbonat şelf ortamında çökelmiştir.

Kurucaova formasyonu Yassıviran kireçtaşı (Gutnic ve diğ., 1979), Pisarçukuru kireçtaşı (Demirtaşlı, 1987), Anamasdağı formasyonu (Öztürk ve diğ., 1987) ile korele edilmektedir. Ayrıca Sultan Dağları'nda benzer yaşlı Hacıalabaz formasyonu (Demirkol, 1977) ile denestirilebilir özelliktedir.



Şekil 2.70. Kurucaova formasyonunda gözlenen (a,b) 1,2: *Clypeina jurassica* FAURE (Oksfordiyen-Kimmericiyen), (c) 3: *Salpingoporella annulata* CAROZZI (Oksfordiyen-Kimmericiyen) bentik foraminifer fosillerinin ince kesit görüntüsü

2.3. Beyşehir-Hoyran Napları

Eosen sonlarında Anamas-Akseki Otoktonu'nun üzerine yerleştiği kabul edilen kuzey kökenli allohton kütleler Beyşehir-Hoyran-Hadim Napları olarak adlandırılmaktadır (Gutnic ve diğ., 1968; Brunn ve diğ., 1971, 1973). Monod (1977) aynı allohton kütleleri "Beyşehir-Hoyran Napları" olarak tanımlamıştır. Hadim Napları, Orta Toroslar'da Aladağ Birliği'ne (Özgül, 1976) ait birimleri temsil ettiği için bu çalışmada da Beyşehir-Hoyran Napları adlaması kullanılmıştır. Çalışma alanında gözlenen Beyşehir-Hoyran Napları'na ait birimler, Likya Napları'nın devamı niteliğinde olması ve tektono-stratigrafik olarak çok büyük benzerlikler sunması nedeniyle adlamada birliktelik sağlanması ve bölgesel korelasyonun sağlanması için büyük ölçüde Likya Napları'daki adlamalar kullanılmaya çalışılmıştır.

Çalışma alanında Sultandağı İstifi ve Anamas-Akseki Otoktonu üzerinde tektonik dokanakla yer alan Beyşehir-Hoyran Napları; Marmaris Ofiyolit Napı

(Marmaris ofiyoliti, Kızılcadağ melanj ve olistostromu ve Yenice kale metamorfitle), Domuzdağ Napı (Dutdere formasyonu) ve Gülbahar Napı'na (Orluca formasyonu) ait birimlerden oluşur (Şekil 2.71).

Marmaris Ofiyolit Napı: Dunit, harzburjit, gabro ve diyabaz dayklarından oluşan Marmaris ofiyoliti; ofiyolitik ve sedimanter bir matriks içerisinde farklı yaş ve litolojilere ait blok ve dilimlerden oluşan Kızılcadağ melanj ve olistostromu; taban metamorfitle şeklinde yerleşmiş olan ve çoğunlukla amfibolitler içeren Yenice kale metamorfitlelerinden oluşmaktadır (Şekil 2.71). Domuzdağ Napı, megalodonlu rekristalize kireçtaşlarından oluşan Dutdere formasyonu; Gülbahar Napı ise mikritik kireçtaşı, çörtlü kireçtaşı, radyolarit, çamurtaşı ve bunlarla ara katkılı bazaltlar içeren Orluca formasyonundan oluşmaktadır.

2.3.1. Marmaris ofiyolit napı

Batı Toroslar'da Menderes Masifi ile Beydağları arasında kalan Likya Napları'nda okyanusal kabuğa ait peridotit (dunit, harzburjit vb.), gabro, diyabaz, bazalt, taban metamorfitle ve melanj türü kayalardan oluşan allokon kütleler Marmaris Ofiyolit Napı (Şenel, 1997) olarak adlandırılmaktadır. Çalışma alanında Marmaris Ofiyolit Napı; Marmaris ofiyoliti (Kmo), Kızılcadağ melanj ve olistostromu (Kkzm) ve Yenice kale metamorfitlelerinden (Kym) oluşur (Ek-1, Şekil 2.71).

2.3.1.1. Marmaris ofiyoliti (Kmo)

Genel olarak dunit, harzburjit ve serpantinleşmiş peridotitlerden oluşan birim daha önce Peridotit napı (Graciansky, 1972), Yeşilova-Tefenni ofiyolitleri (Sarıkaya ve Seyrek, 1976), Yeşilova ofiyolitleri (Sarp, 1976) gibi farklı adlar altında çalışılmıştır. Birim ilk kez Çapan (1981) tarafından Marmaris peridotiti olarak tanımlanmıştır. Sultan Dağları güneyindeki yüzeylemelerinde de bu ofiyolitler için "Marmaris peridotiti" adlanması Umut (2009) tarafından kullanılmıştır. Ergen ve diğ. (2022b) Denizli-Yeşilova civarındaki çalışmalarında birimin sadece peridotitlerden oluşmaması, dunit, harzburjit, kümülat gabro, levha dayk kompleksi, izole diyabaz daykları ve bazalt gibi ofiyolitik seriye ait hemen hemen tüm kayaları içermesi nedeniyle birimin adını Marmaris ofiyoliti olarak kabul etmiştir.

YAŞ	NAP	FORMASYON VEYA BİRİM	SİMGE	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
ORTA TRIYAS - ALT JURA	DOMUZDAĞ NAPI	Dutdere Formasyonu	EJd		Beyaz, krem renkli, kalın tabakalı Megalodonlu kireçtaşı.
ÜST TRIYAS - ALT JURA	GÜLBAHAR NAPI	Orluca Formasyonu	EJo		Kırmızı, gri, yeşilimsi renkli, ince-orta tabakalı çört bant ve yumrulu mikritik kireçtaşı; kırmızı, koyu gri renkli ince tabakalı radyolarit; yeşil, grimsi yeşil renkli orta-kalın tabakalı, düzensiz tabakalanmalı kumtaşı ve çamurtaşları; yeşil, kahvems renkli, ince-orta kristalli splitik bazaltlar.
ÜST KRETASE	MARMARİS OFİYOLİT NAPI	Marmaris Ofiyoliti	Kmo		Koyu yeşil, kahverenkli dunit, harzburgit; yeşil renkli ince kristalli izole diyabaz daykları.
		Yenicakale Metamorfileri	Kym		Koyu yeşil renkli kaba yapraklanmalı amfibolit, migmatit; gri, krem renkli orta-kalın tabakalı kuvarsit, kalkışit, kuvars mika şistlerden oluşan taban metamorfileri.
		Kızıldağ Melanj ve Olistostromu	Kkzm		Serpantinit, kumtaşı, çamurtaşı bir matriks içerisinde yer alan farklı yaş, litolojilere ait blok ve dilimlerden oluşan melanj.
		Üst Kretase-Alt Kambriyen			Sultandağ Birimi ve Anamas-Akseki Otoktonu

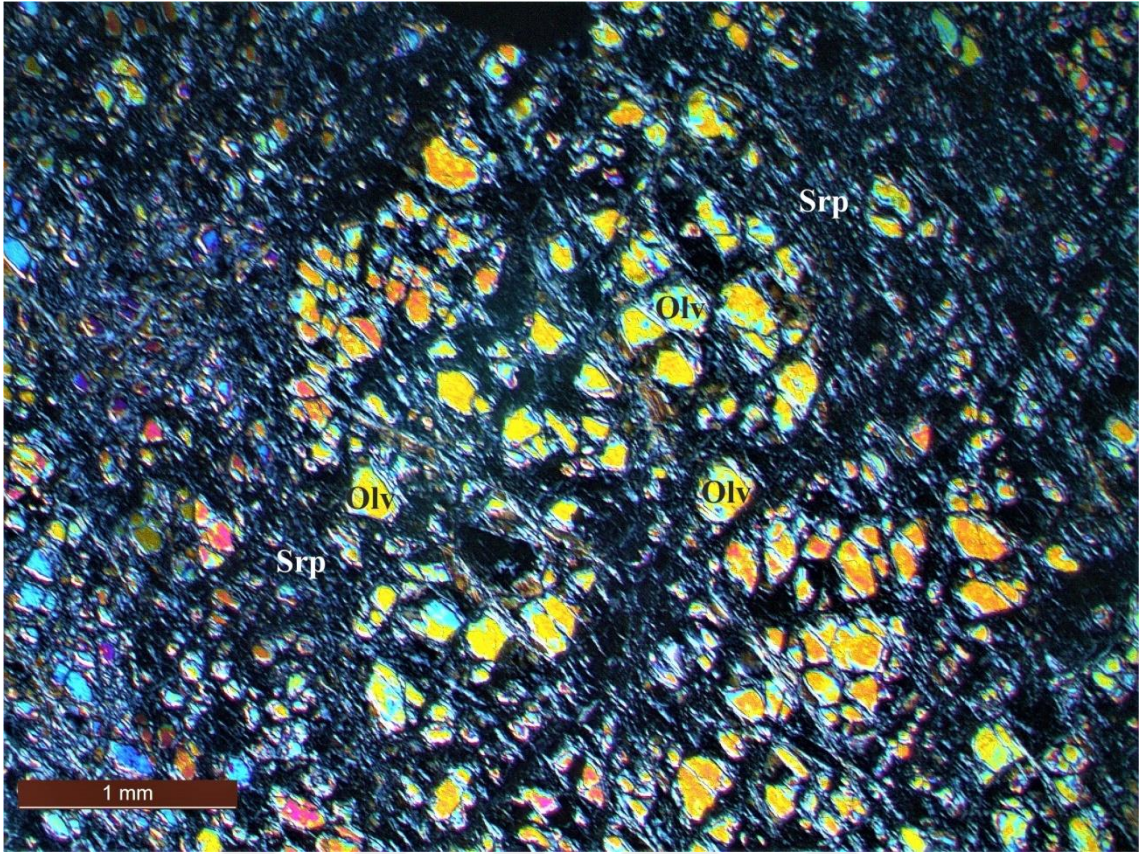
Şekil 2.71. Çalışma alanında Beyşehir-Hoyran Napları'nın genelleştirilmiş tektono-stratigrafik dikme kesiti (Ölçeksiz)

Sultan Dağları güneyindeki yüzeylemelerinde de birim sadece peridotitlerden değil gabro, diyabaz gibi kayalardan da oluştuğu için bu çalışmada da Marmaris ofiyoliti adlanması kullanılmıştır. Birim çalışma alanının Şarkikaraağaç güneyinde Kızıldağ Milli Parkı ve çevresinde; Yenice kale güneydoğusunda Kızılkale Tepe, Kızılsivri Tepe ve çevresinde; Madenli batı ve güneydoğusunda yayılım sunar (Ek-1).

Marmaris ofiyolitinde çalışma alanında en yaygın gözlenen kayaç türü harzburgitlerdir (Şekil 2.72). Bunlar aşınma yüzeyleri kahvemsî renkli, taze yüzey renkleri, siyahımsı yeşil, yeşil renklidir. Orta-iri kristalli olan bu kayalarda olivin mineralleri yeşil rengiyle, piroksen mineralleri ise gümüş, grimsi siyah renkleriyle dikkat çeker. Dunitler harzburgitlere oranda oldukça az gözlenir. Açık yeşil, yeşilimsi gri renkli olup tamamına yakını olivin minerallerinden oluşmaktadır (Şekil 2.73).

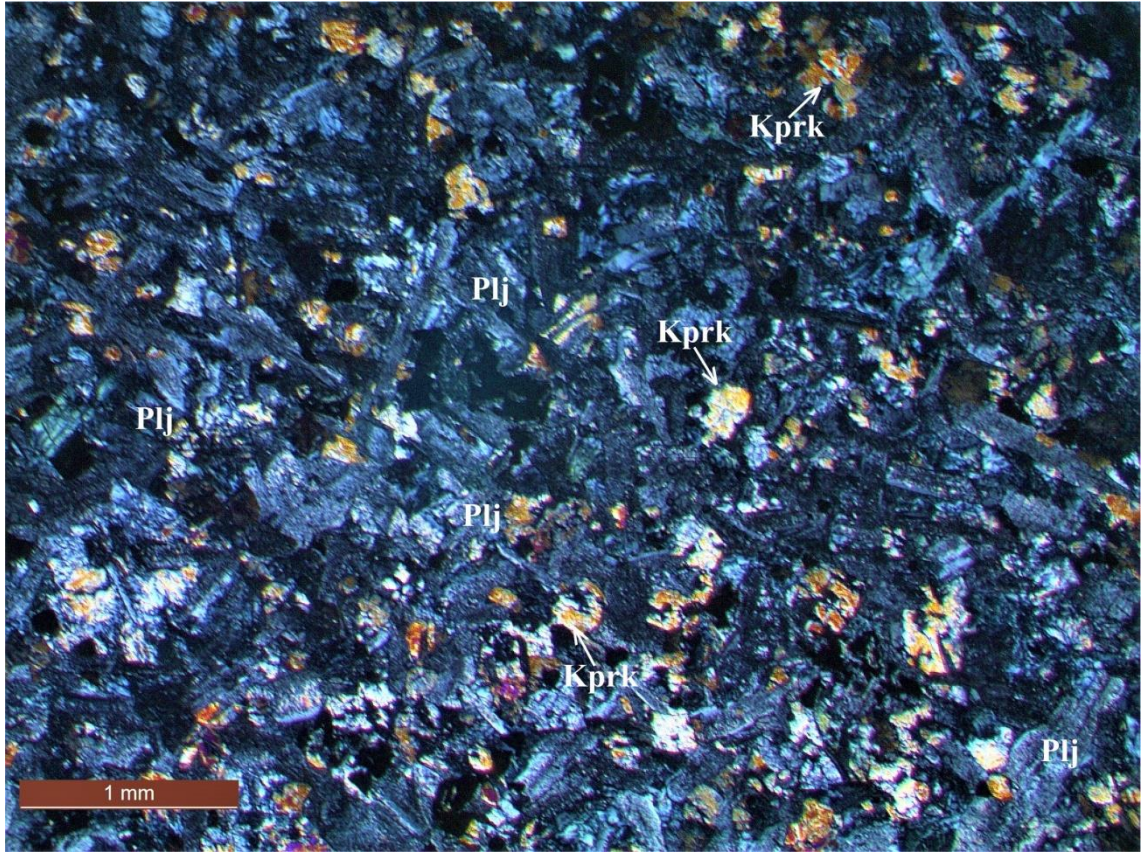


Şekil 2.72. Marmaris ofiyolitine ai harzburgitlerin genel ve yakın görünümü. Kızıldağ güneydoğusu, Şarkikaraağaç



Şekil 2.73. Marmaris ofiyolitine ait serpantinleşmiş dunitlerin ince kesit görüntüsü (Olv: Olivin, Srp: Serpantin)

Özellikle kırık hatları boyunca serpantinleşme yaygın olup buralarda peridotitler büyük oranda serpantinite dönüşmüştür. Dunit ve harzburgitler yer yer ince izole diyabaz daykları tarafından kesilmektedir. Renk kontrastı nedeniyle zor ayırt edilen bu dayklar yeşil, haki renkli olup 0,5-2 m kalınlık sunmaktadır. İzole diyabaz daykları plajiyoklas, klinopiroksen ve opak minerallerden oluşmakta olup ofitik doku göstermektedir (Şekil 2.74). Diyabazlarda ana bileşeni oluşturan plajiyoklaslar uzun çubuksu şekillerde, birbirini keser engeller biçimde gelişigüzel dağınık bir dağılım sergilemektedir (Şekil 2.74). Plajiyoklaslar genel olarak serisitleşmiş olsa da yer yer polisentetik ikiz lamelleri belirgin bir şekilde gözlenmektedir. Klinopiroksenler ise bu plajiyoklas çubukları arasında dağılım göstermektedir. Özşekilsiz olarak yer alan klinopiroksenlerde kırıklı-çatlaklı yapı gelişmiştir. Yer yer dilinim izleri belirgin olsa da büyük oranda kırık ve çatlaklar gelişmiştir. Bütün bu bileşenlerin içerisinde yer aldığı hamur ise tamamen kloritleşmiştir.



Şekil 2.74. Marmaris ofiyolitini kesen izole diyabaz daykının ince kesit görüntüsü (Kpr: Klinopiroksen, Plj: Plajiyoklas)

Marmaris ofiyolitinin alt ve üst dokanakları tektonik olup kalınlığı 0-1000 m arasında değişir (Şenel, 1997). Birim çalışma alanında Şarkikaraağaç güneyinde Sultandağı İstifi'ne ait Hacıalabaz formasyonu, Yenice kale güneyinde ise Anamas-Akseki Otoktonuna ait Kurucaova formasyonu, Kızılcadağ melanj ve olistostromu ve Yenice kale metamorfileri üzerinde tektonik dokanakla yer alır (Şekil 2.75). Üzerine ise uyumsuz olarak geç Paleosen-Lütesiyen yaşlı Celeptaş formasyonu gelmektedir.

Marmaris ofiyoliti üzerinde ayrıca Domuzdağ Napı'na ait Dutdere formasyonu ve Gülbahar Napı'na ait Orluca formasyonu da tektonik dokanakla yer almaktadır. Marmaris ofiyoliti Yenice kale güneyinde Miyosen-Pliyosen Yarıkkaya formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir.

Thuizat ve diğ. (1981), birimin oluşum yaşını olası Erken Kretase olarak vermektedir. Çelik ve diğ. (2006) çalışma alanının yakınında Köyceğiz, Yeşilova ve Beyşehir civarında Marmaris ofiyolitinin içinde bulunan taban metamorfitlerinden ^{40}Ar - ^{39}Ar yöntemiyle 91-93 my (Geç Kretase) yaş elde etmiştir. Taban metamorfitlerinden elde edilen bu yaş dalma-batmanın başlangıç yaşını vermekte olup SSZ tipi bir ofiyolit olan Marmaris ofiyolitinin oluşum yaşı da muhtemelen Geç Kretase olmalıdır.



Şekil 2.75. Anamas-Akseki Otoktonu üzerinde tektonik dokanakla yer alan Beyşehir-Hoyran Napları'na ait Kızılcaadağ melanj ve olistostromu (Kkzm), Marmaris ofiyoliti (Kmo) ve Domuzdağ Napı'na ait Dutdere formasyonunun (TRJd) görünümü. Kızılkale Tepe kuzeybatısı, Şarkikaraağaç

Birim, geç Senoniyen, Eosen ve Langiyen yatay hareketlerinden etkilenmiştir (Şenel, 1997).

Birim Peridotit Napı (Graciansky, 1972), Yeşilova-Tefenni ofiyolitleri (Sarıkaya ve Seyrek, 1976), Yeşilova ofiyolitleri (Sarp, 1976), Marmaris peridotiti (Çapan, 1981; Şenel 1997; Umut, 2009), Ofiyolit Napı (Şenel ve diğ., 1989), Hoyran ofiyoliti (Eren, 1991a); Marmaris-Yeşilova ofiyolitleri (Şenel ve diğ., 1994), Likya ofiyoliti (Rimele, 2003; Çelik ve diğ., 2006), Şarkikaraağaç ofiyoliti (Elitok ve Drüppel, 2008) ile deneştirilebilir.

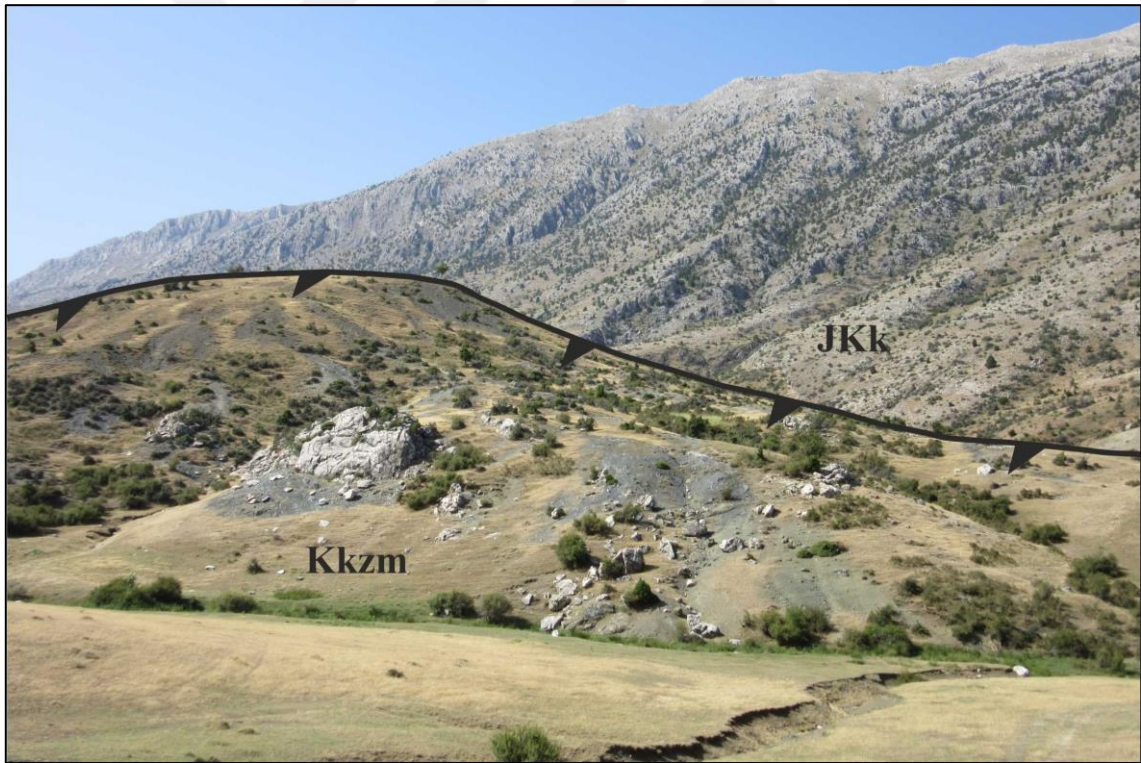
2.3.1.2. Kızılcaadağ melanj ve olistostromu (Kkzm)

Ofiyolitli melanjla temsil edilen birim, Poisson (1977) tarafından Kızılcaadağ melanjı olarak adlandırılmıştır. Poisson (1977) tarafından Yeleme Formasyonu olarak tanımlanan Maastrichtiyen yaşlı ofiyolitli olistostrom, çoğu yerde Kızılcaadağ melanjı ile birlikte bulunduğu için birim Şenel ve diğ. (1989) tarafından Kızılcaadağ melanj ve

olistostromu olarak yeniden tanımlanmıştır. Sultan Dağları'nda aynı birim için Elitok ve Drüppel (2008) Şarkikaraağaç ofiyoliti içerisinde Ofiyolitik melanj adlamasını kullanmıştır. Bu çalışmada Likya Napları'yla isim birlikteliğini de sağlamak için Kızılcadağ melanj ve olistostromu adlaması kabul edilmiştir.

Kızılcadağ melanj ve olistostromu çalışma alanında Şarkikaraağaç güneyinde, Kızıldağ Milli Parkı'nın doğu kenarında; Ördekçi batısında ve Yenice kale güneyinde kuzeybatı-güneydoğu yönlü ince bir kuşak şeklinde yayılım sunmaktadır (Ek-1). Önceki çalışmalarda Marmaris peridoditi olarak haritalanan bölümlerin (Umut, 2009) bir kısmı ilk kez bu çalışmada Kızılcadağ melanj ve olistostromu olarak haritalanmıştır.

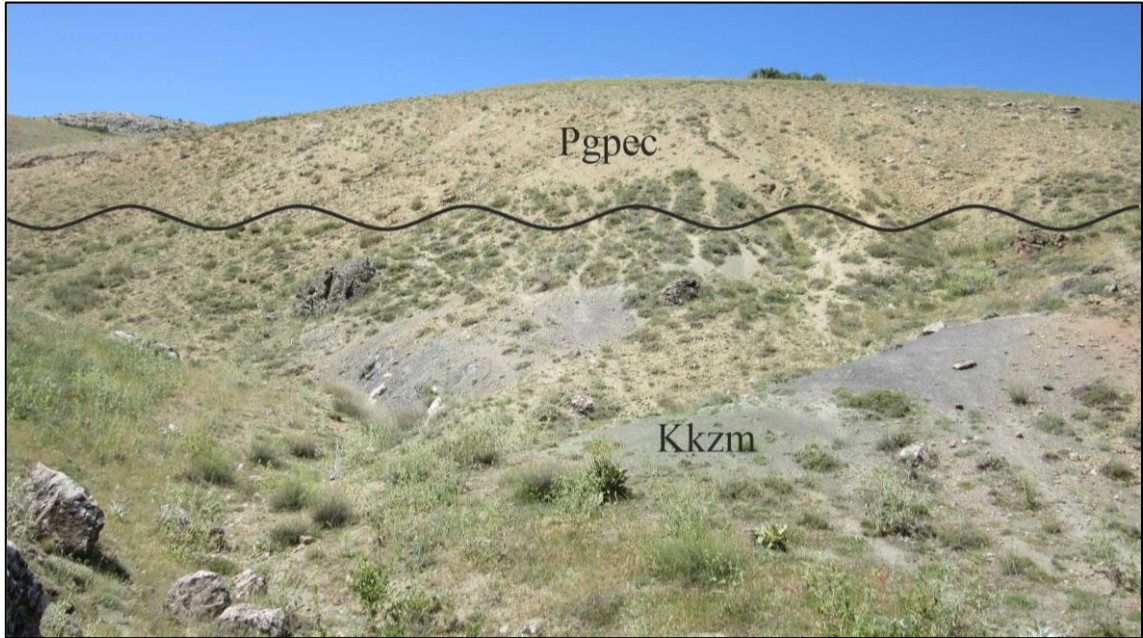
Birim genel olarak serpantinitle bir matris içerisine yerleşmiş değişik litolojide blok ve dilimleri kapsar (Şekil 2.76). Matrisi yeşil renkli, yoğun makaslamaya uğramış serpantinitle ve çamurtaşları oluşturur. Bu matris içinde Domuzdağ, Gülbahar ve Marmaris Ofiyolit Napı'na ait blok ve dilimler bulunmaktadır.



Şekil 2.76. Kızılcadağ melanj ve olistostromuna (Kkzm) ait genel görünüm ve Anamas-Akseki Otoktonu'na ait Kurucaova formasyonu (JKk) ile tektonik sınır ilişkisi. Kızılkale Tepe kuzeybatısı, Yenice kale

Bu blok ve dilimler genel olarak dolomit, rekristalize kireçtaşı, mermer, mikritik kireçtaşı, çört, radyolarit, dunit, harzburjit, gabro, diyabaz, amfibolit gibi kayalardan oluşmakta olup boyutları birkaç metreden onlarca metreye ulaşabilmektedir. Kızılcadağ

melanj ve olistostromunun alt ve üst dokanakları tektoniktir. Çalışma alanında Çaltı güneybatısında Sultandağı İstifi'ne ait Hacıalabaz formasyonu üzerinde, Yenicekale güneyinde ise Anamas-Akseki Otoktonu'na ait Kurucaova formasyonu üzerinde tektonik dokanakla yer alır. Üzerine uyumsuz olarak geç Paleosen-Lütesiyen yaşlı Celeptaş formasyonu gelmektedir (Şekil 2.77). Ayrıca Kızılcadağ melanj ve olistostromu üzerinde tektonik dokanakla Marmaris ofiyoliti, Yenicekale metamorfitleri, Domuzdağ Napı (Dutdere formasyonu) ve Gülbahar Napı (Orluca formasyonu)'na ait birimlerde gözlenmektedir. Yenicekale güney kesimlerinde birim üzerinde uyumsuz olarak Miyosen-Pliyosen yaşlı Yarikkaya formasyonu da uyumsuz olarak yer almaktadır.



Şekil 2.77. Geç Kretase yaşlı Kızılcadağ melanj ve olistostromu (Kkzm) ile geç Paleosen-Lütesiyen yaşlı Celeptaş formasyonu (Pgpec) arasındaki uyumsuz sınır ilişkisi. Madenli kuzeyi, Gelendost

Bu çalışmada Eğirler köyü civarında, Kızılcadağ melanj ve olistostromunun sedimanter matriksini oluşturan çamurtaşlarında: *Globigerinelloides subcarinatus* (Brönnimann), *Globotruncanita stuarti* (de Lapparent), *Muricohedbergella* cf. *holmdelensis* (Olsson), *Racemiguembelina fructicosa* (Egger), *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer), *Globigerinelloides* spp., *Globotruncana* spp., *Globotruncanita* sp., *Guembelitra*?, sp., *Heterohelix* spp., *Muricohedbergella* sp. planktik foraminifer fosillerine göre geç Maastrichtiyen (Tanımlayan: Dr. Aynur HAKYEMEZ) yaşı elde edilmiştir. Şenel ve diğ. (1989) birimin oluşum yaşını genel anlamda geç Senoniyen, dar anlamda Kampaniyen-Maastrichtiyen olarak kabul etmiştir. Kızılcadağ melanj ve

olistostromu transgresif olarak çalışma alanınınnda geç Paleosen-Lütesiye yaşlı Celeptaş formasyonu tarafından, çalışma alanı dışında ise Yarışlı Gölü (Burdur) çevresinde Selandiyen (orta Paleosen) yaşlı (Acar, 2019) Mamatlar formasyonu tarafından örtülmektedir. Tüm bu veriler birimin geç Maastrihtiyen’de oluştuğunu ve muhtemelen erken-orta? Paleosen’de bölgeye yerleştiğini göstermektedir.

Birim Kızılcadağ melanjı ve Yeleme formasyonu ile (Poisson, 1977); Hatip ofiyolitli karışığı (Özcan ve diğ., 1990); Ofiyolitli melanj (Şenel ve diğ., 1994); Kızılcadağ melanj ve olistostromu (Şenel ve diğ., 1989; Şenel, 1997; Alan ve diğ., 2013; Ergen ve diğ., 2021, 2022a, b); Dirmil olistostromal melanjı (Ersoy, 1992); Ofiyolitik melanj (Andrew ve Robertson, 2002; Elitok ve Drüppel, 2008), Likya ofiyolitik melanjı (Rimele, 2003) denestirilebilir.

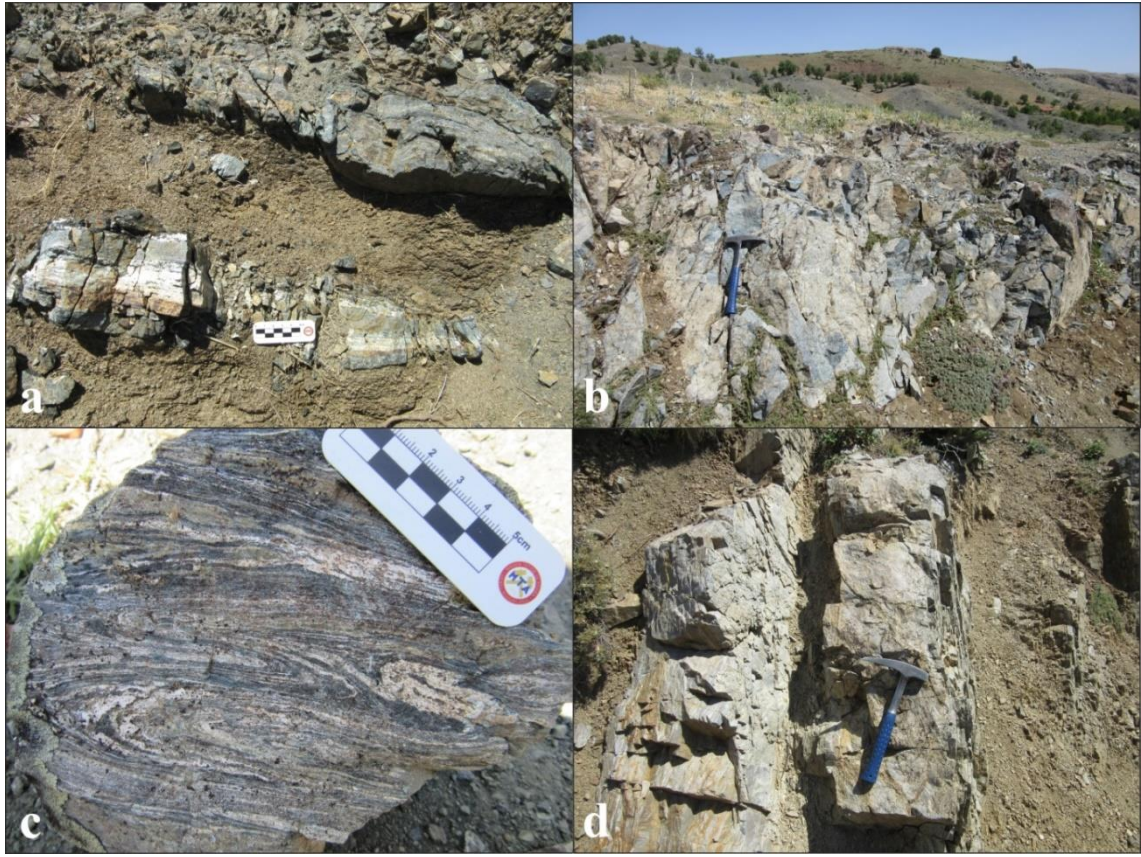
2.3.1.3. Yenicekale metamorfitleleri (Kym)

Ofiyolitlerle ilişkili olarak gözlenen kuvarşist, kalkşist ve amfibolitlerden yapıllı metamorfik kayalar Elitok ve Drüppel (2008) tarafından Şarkikaraağaç ofiyoliti içinde “metamorfik sole” olarak tanımlanmıştır. Birim ilk kez, Ergen ve diğ. (2020) tarafından “Yenicekale metamorfitleleri” olarak adlandırılmıştır.

Çalışma alanında Yenicekale güneyinde ve Madenli köyü içerisinde gözlenen metamorfitleler için tip kesit yeri olarak Yenicekale güneydoğusundan Kızılsivri Tepe’ye doğru uzanan hat gösterilebilir (Ek-1).

Bölgede Marmaris ofiyolitinin taban metamorfitleleri olarak ayrıtlanan birim koyu yeşil, siyahımsı renkli, orta-kaba yapraklanmalı, yer yer pitigmatik kıvrımlı, amfibolitlerden, grimsi, mavimsi renkli, ince-orta tabakalı kalkşistlerden ve sarı, kahvemsı renkli, ince-orta yapraklanmalı kuvarşistlerden oluşmaktadır (Şekil 2.78). Ayrıca metadiyorit, epidot amfibolşist, epidot-aktinolitşist, kuvarşist, aktinolit-epidotgnayslar da metamorfitleler içerisinde gözlenmektedir. Amfibolitler genel olarak plajiyoklas, hornblend ve titanitlerden oluşmakta olup nematoblastik doku sunmaktadır. Ana bileşen olarak plajiyoklas ve hornblend içeren kayada bileşenler hemen hemen eş tane boyuna sahiptir. Amfiboller tipik yeşil pleokroyizması ile belirgin hornblend bileşiminde olup uzun çubuksu taneler şeklindedir. Plajiyoklasların büyük bir kısmında serisitleşme ve yer yer killeşme gözlenmektedir. Kuvarşistler kuvars, feldispat, mika, piyemonit (epidot grubu) ve apatit minerallerinden oluşmakta olup granoblastik doku göstermektedir. Belirgin bir şist dokusuna sahip olan kayada kuvarsın yanında daha az

oranlarda feldispat, mika ve epidot mineralleri de yer almaktadır. Kuvarslar granoblastik dokulu, özşekilsiz ve hemen hemen eş tane boyuna sahip olarak ve yönlenmeye paralel bantlar şeklinde bir dizilim sergilemektedir. Kuvarslarda dalgalı sönme ve metamorfizmaya bağlı olarak gelişen uzamalar belirgindir. Feldispat mineralleri ise daha az oranda olup bunlarda genellikle kuvarslara oranla daha iri taneli ve özşekilsiz olarak aralarda dağılım sergilemektedir. Feldispatların tamamında alterasyon gelişmiş olup bileşimi tam olarak tespit edilememiştir. Kayaçta mika mineralleri de gözlenmektedir.

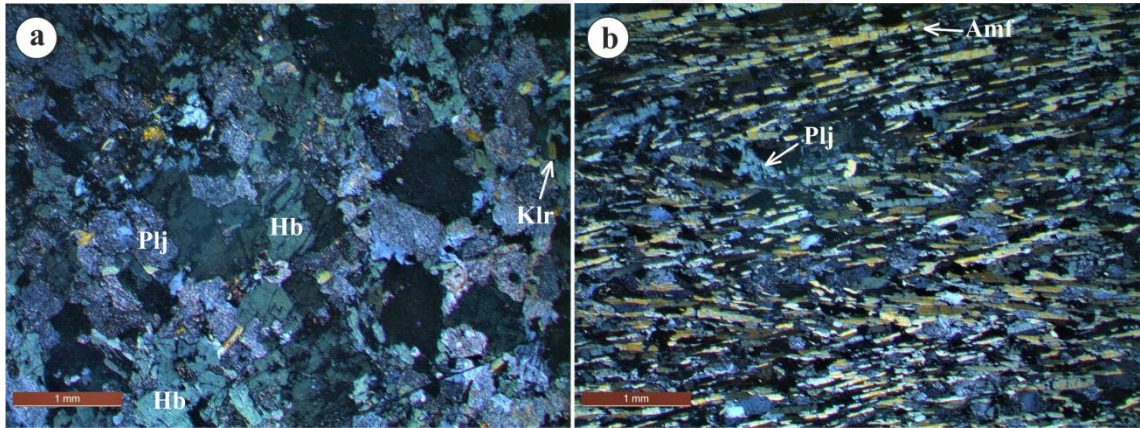


Şekil 2.78. Yenicekale metamorfitlelerine (Kym) ait; (a, b) amfibolitler, (c) migmatitik amfibolitler, (d) Kuvarsit ve kuvarşistler. Yenicekale güneyi, Şarkikaraağaç

Mika mineralleri çoğunlukla serisit daha az oranda muskovit ve eser miktarda biyotit şeklinde gözlenmektedir. Mikalarda genel olarak kuvarslara ve yönlenmeye paralel çok ince bantlar şeklinde bir dizilim göstermektedir. Metadiyoritler hornblend, feldispat mineralleri (plajiyoklas, ortoklas), titanit ve apatit minerallerinden oluşmakta ve holokristalin taneli doku sunmaktadır (Şekil 2.79). Hafif bir yönlenme gözlenen kayaçta ana bileşen olarak amfibol ve feldispat grubu bileşenlerinden oluşmaktadır. Amfiboller hornblend bileşiminde olup tipik yeşil pleokroyizması belirgindir. Büyük

oranda orta-iri tane boyuna sahip olarak gözlenirse de yer yer aralarda ince taneli hornblendlere de rastlanılmaktadır. Hornblendler genellikle yarı özşekilli taneler şeklinde yer almaktadır. Feldispatlar ise daha ince taneli olarak hornblendler arasında dağılım göstermektedir. Feldispatlarda büyük oranda alterasyon gelişmiş olup plajiyoklaslar tipik polisentetik sönmesi ile belirgindir. Bununla birlikte kayada bol miktarda titanit ve opak minerallere de rastlanılmaktadır.

Mineralojik, yapısal ve dokusal özellikleri Yenice kale metamorfitlelerinin bazı bölümlerinin amfibolit fasiyesinde bazı bölümlerinin ise yeşil fasiyesinde metamorfizma geçirdiğini göstermektedir. Ana kütleyi oluşturan amfibolitler, epidot-amfibolgnays gibi kayalar amfibolit fasiyesinde oluşan metamorfik kayaları temsil ederken, metadiyorit, kuvarşist gibi kayalar ise düşük dereceli yeşil şist fasiyesinde metamorfizmayı göstermektedir. Bu durum taban metamorfitlelerinin tipik özelliği olan ters derecelenmeli metamorfizmaya bağlı üst seviyelerde yüksek metamorfizma, alt seviyelerde ise düşük metamorfizma gözlenmesine bağlıdır.

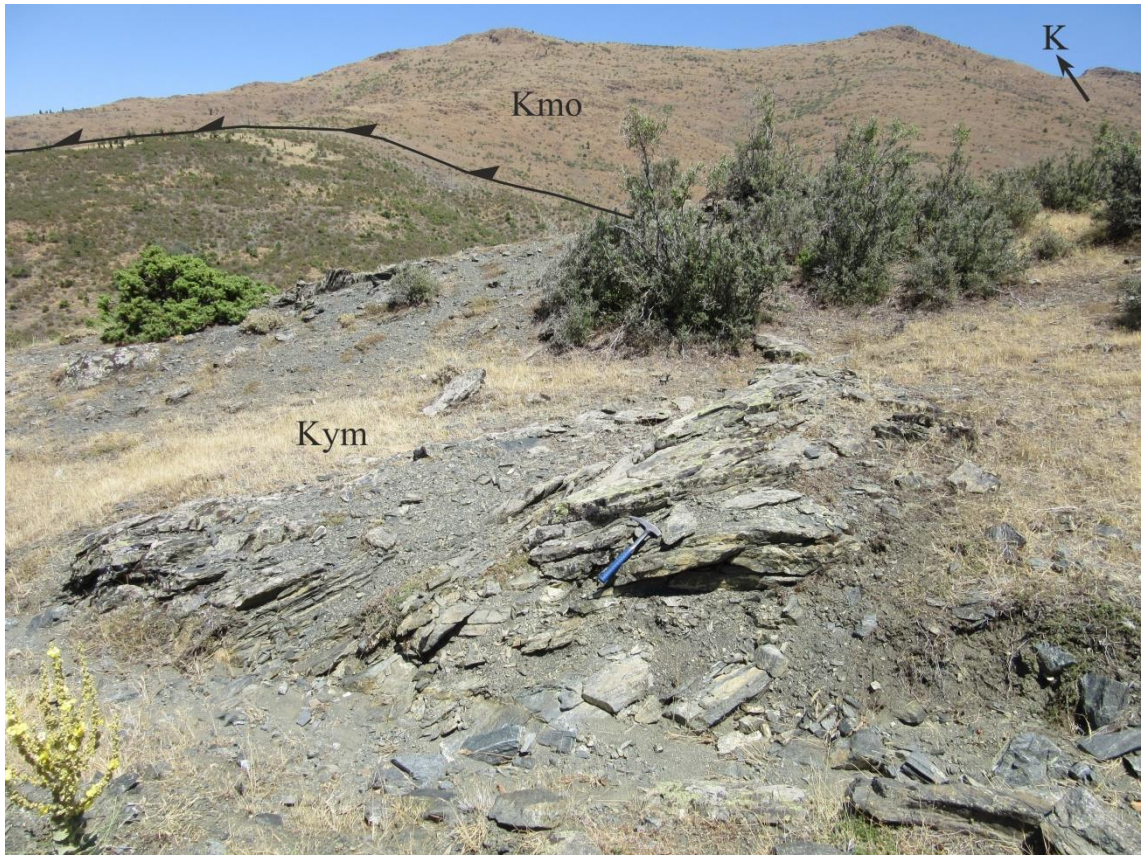


Şekil 2.79. Yenice kale metamorfitlelerine ait (a) amfibolit ve (b) amfibolşistlerin ince kesit görüntüsü (Hb: Hornblend, Plj: Plajiyoklas, Klr: Klorit)

Elitok ve Drüppel (2008), amfibolitlerden elde ettiği verilere göre taban metamorfitlelerinin 630-770°C ve $6 \pm 1,5$ kbar basınç altında metamorfizmaya uğradığını ve metamorfizma sırasında yaklaşık 18-20 km derine gömüldüğünü ileri sürmektedir.

Yenice kale metamorfitleleri, Kızılcadağ melanj ve olistostromu üzerinde tektonik dokanakla yer alır. Üzerine ise yine tektonik dokanakla Marmaris ofiyolitine ait peridotitler gelmektedir (Şekil 2.80). Bu durum taban metamorfitlelerinin oluşum ve kıta üzerine yerleşmesi süreçlerinde beklenen bir dizilimdir. Ancak daha sonraki tektonik süreçlere bağlı olarak bu düzende değişiklikler olabilmektedir.

Çelik ve diğ. (2006), Likya, Antalya ve Beyşehir ofiyolitlerinin taban metamorfitlelerinden $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ölçümleri yapmışlardır. Ofiyolitlerin taban metamorfitlelerinden elde ettikleri amfibollerin ve beyaz mikaların yaşları 91-93 my arasında değişmektedir. Bu yaşların Neotetis Okyanusu'nun kapanması sırasında okyanus içi bindirmenin ve soğuma yaşı tarihinin ilk kesin yaşlar olduğunu vurgulamışlardır. Ergen ve diğ. (2021) ise çalışmalarında Yenice kale metamorfitlelerine ait amfibolitlerden $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ yöntemiyle 93,9 my (Senomaniyen-Türoniyen geçişi) plato yaşı elde etmiştir. Bu veriler dikkate alındığında birimin yaşı Geç Kretase olarak kabul edilmiştir.



Şekil 2.80. Yenice kale metamorfitlelerinin (Kym) Marmaris ofiyoliti (Kmo) ile olan tektonik sınır ilişkisi. Yenice kale güneydoğusu, Şarkikaraağaç

Yenice kale metamorfitleleri, Likya Napları'nda Marmaris-Yeşilova Ofiyoliti içindeki metamorfik dilimler (Şenel ve diğ., 1989); İğdir metamorfitleleri (Bilgin ve diğ., 1990); Likya-Antalya ve Beyşehir ofiyolitlerinin taban metamorfitleleri (Çelik ve ark, 2006); Şarkikaraağaç ofiyolitine ait metamorfik sole ile (Elitok ve Drüppel, 2008); Konya civarında Çayırbağ ofiyoliti içindeki taban metamorfitleleri (Daşçı ve diğ., 2014) ile denestirilebilir özelliktedir.

2.3.2. Domuzdağ napı (Dutdere formasyonu-TRJd)

Batı Toroslar'da ofiyolit napı ile ofiyolitli melanj ve olistostromu üzerinde irili ufaklı birbirinden kopuk parçalar halinde bulunan neritik kireçtaşları ilk kez Poisson (1977) tarafından Domuzdağ Ünitesi olarak adlandırılmıştır. Yalçinkaya ve diğ. (1986) aynı birimi Domuzdağ Birliği; Şenel ve diğ. (1989) Domuzdağ Grubu; Şenel ve diğ. (1994) ise Domuzdağ Napı olarak tanımlamıştır. Domuzdağ Napı çalışma alanında Dutdere formasyonu ile temsil edilir.

Batı Toroslar'da Likya Napları'nda Domuzdağ Napı içerisinde geniş yayılım sunan, Orta Triyas-Erken Jura yaşlı megalodonlu kireçtaşlarından oluşan birim ilk kez Ersoy (1989) tarafından "Dutdere formasyonu" olarak adlandırılmıştır.

Dutdere formasyonu çalışma alanında Ördekçi batısında Sivri Tepe civarında ve Salur güneyinde Akçalı Tepe ve Avlı Tepe çevresinde yayılım sunar (Ek-1).

Formasyon gri, açık gri, beyaz, krem renkli, orta-kalın tabakalı, yer yer megalodon ve alg fosilleri içeren kireçtaşlarından oluşmaktadır (Şekil 2.81).



Şekil 2.81. Domuzdağ Napı'nda ait Dutdere formasyonuna ait rekristalize kireçtaşlarının genel görünümü. Salur güneydoğusu, Şarkikaraağaç

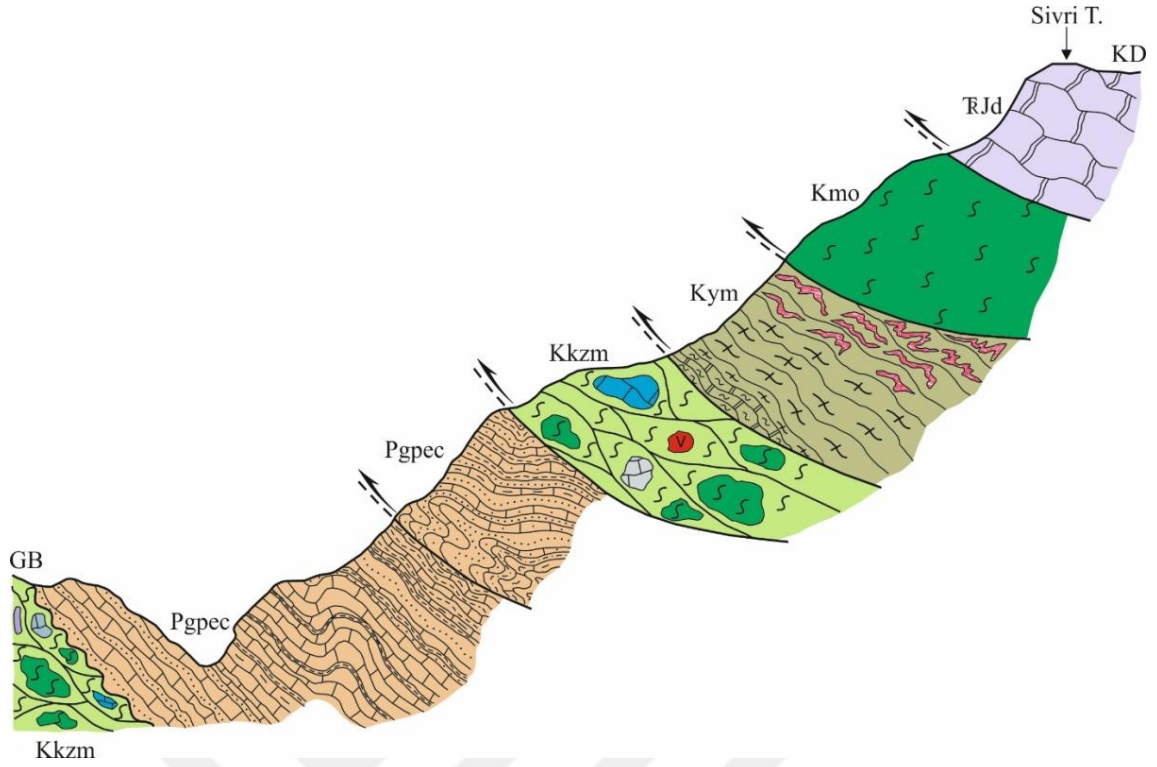
Kireçtaşları kalsit minerallerinden ve iyi korunmamış fosillere ait kavkı parçalarından oluşmaktadır. Kireçtaşları mikritik karbonat çimentoya sahip olup değişik yönlerde gelişmiş çatlak ve kırıklar içermektedir. Çalışma alanı dışında formasyonun alt kesimlerini oluşturan bu megalodonlu kireçtaşları üzerine pembe, kırmızı renkli, çörtlü, ammonit yumrulu kireçtaşlarının geldiği belirtilir (Şenel ve diğ., 1994).

Dutdere formasyonu ile temsil edilen Domuzdağ Napı'na ait birimler Likya Napları'nın en üst yapısal birimi olarak kabul edilir (Şenel ve diğ., 1994; Şenel, 1997, 2007). Formasyon çalışma alanında, Marmaris ofiyoliti ve Kızılcadağ melanj ve olistostromu ve Gülbahar Napı'na ait Orluca formasyonu üzerinde tektonik dokanakla yer alır (Şekil 2.82, 2.83). Kızılcadağ melanj ve olistostromu ve Gülbahar Napı'na ait Orluca formasyonuna ait birimler Dutdere formasyonu üzerinde de gözlenebilmektedir.

Megalodon fosili içermesiyle karakterize olan birimde bu çalışmada tespit edilen, *Aulotortus* gr. *sinousus* (Weynschenk), *Aulotortus* sp., *Endoteba* sp., *Reophax* sp., foraminiferlerine göre Geç Triyas (Noriyen – Resiyen) (Tanımlayan: Dr. Erkan EKMEKÇİ) yaşı elde edilmiştir. Birim içerisinde ayrıca alg, ostrakod kavkı parçaları, makro fosil parçaları ve lamellibrans kavkı parçaları bulunmuştur.



Şekil 2.82. Marmaris ofiyoliti (Kmo) ile Domuzdağ Napı'na ait Dutdere formasyonunun (TRJd) tektonik sınır ilişkisi. Ördekçi batısı, Şarkikaraağaç



Şekil 2.83. Dutdere formasyonu (TrJd), Marmaris ofiyoliti (Kmo), Yenicekale metamorfitleri (Kym), Kızılcadağ melanj ve olistostorumu (Kkzm) ve Celepdağ formasyonu (Pgpec) arasındaki tektonik sınır ilişkisini gösteren jeolojik kesit. Yenicekale güneydoğusu, Sivri Tepe civarı (Ölçeksiz)

Şenel ve diğ. (1989, 1994) Batı Toroslar'da farklı lokalitelerde aynı birimden; *Involutina sinuosa* (WEYNSCHENK), *Involutina oberhauseri* (KRISTAN & TOLMANN), *Involutina liassica* (JONES), *Ophthalmidium martana* (FARINACCI) formlarına göre Orta Triyas-Erken Jura yaşı elde etmiştir. Tüm bu veriler dikkate alınarak bu çalışmada birimin yaşı Orta Triyas-Erken Jura olarak kabul edilmiştir. Birim sığ karbonat şefi ortamında çökelmiştir.

Dutdere formasyonu Batı Toroslar'da Taşkesiği formasyonu (Şenel ve diğ., 1989), Dutdere kireçtaşı (Şenel, 1997); Orta Toroslar'da Bozkır Birliği içinde Bozdağ Tektonik Dilimi'ne bağlı Kuztepe formasyonu ile (Keskin ve diğ., 2018); Doğu Toroslar'da Andırın kireçtaşı (Perinçek ve Kozlu, 1981; Yiğitbaş, 1989; Kozlu, 1990; Pehlivan ve diğ., 1991; Yılmaz ve diğ. 1992; 1993; 1997) ile Köseyahya Napı (Bedi ve diğ., 2004, 2005) ve Munzur Napı'nın (Bedi ve diğ., 2009) Geç Triyas-Erken Jura yaşlı kesimleriyle korele edilebilir.

2.3.3. Gülbahar napı (Orluca formasyonu -TRJo)

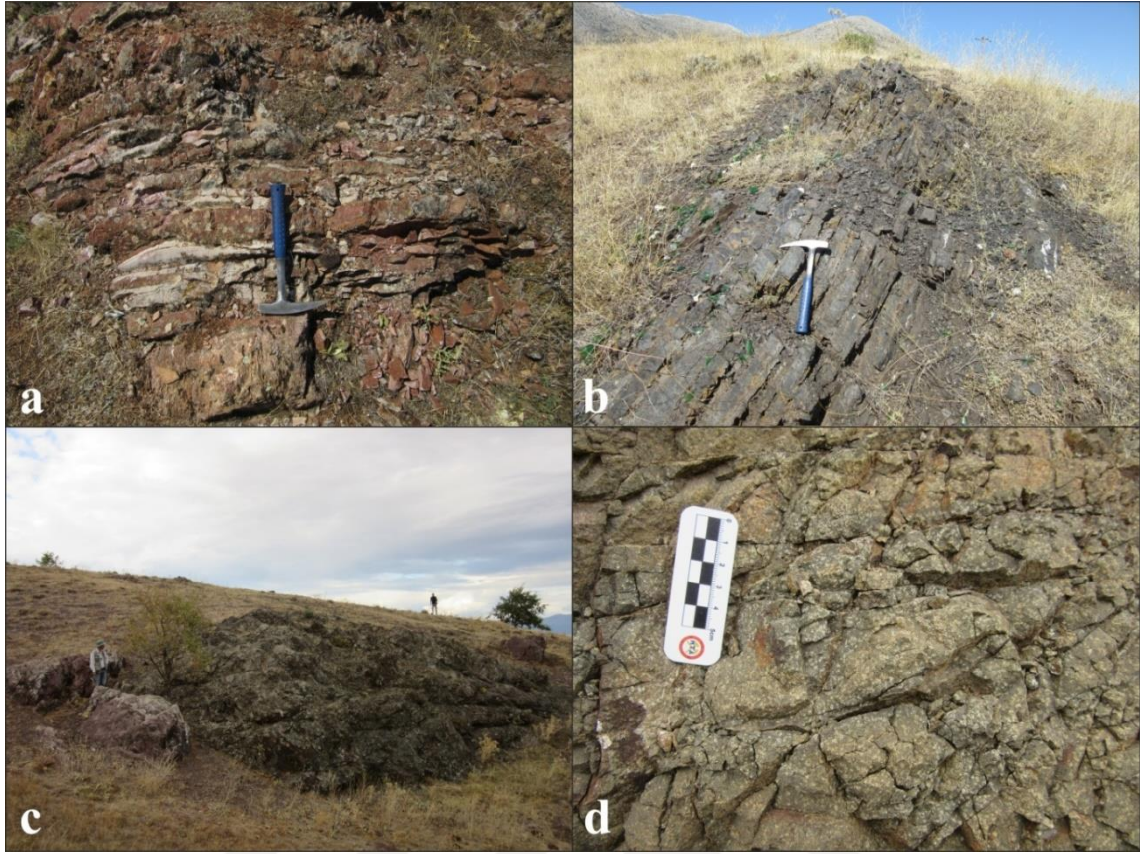
Bazik volkanit, radyolarit, çörtlü mikritik kireçtaşı, çamurtaşı ve kumtaşlarından oluşan Orluca formasyonu ilk kez Şenel ve diğ. (1989) tarafından adlandırılmıştır. Sultan Dağları güneyinde bloklu fliş istifli sunan Geç Kretase yaşlı Karaböğürtlen formasyonu (Umut, 2009) veya Eğirler flişi olarak haritalanan (Elitok ve Druppel, 2008) kayaçların Ergen ve diğ. (2021, 2022a) tarafından Gülbahar Napı'na ait Geç Triyas-Erken Jura yaşlı Orluca formasyonu olduğu ortaya konulmuştur.

Orluca formasyonu çalışma alanında Ördekçi köyü batısında; Salur güneyinde Akçalı Tepe ve Avlı Tepe çevresinde yayılım sunmaktadır (Ek-1).

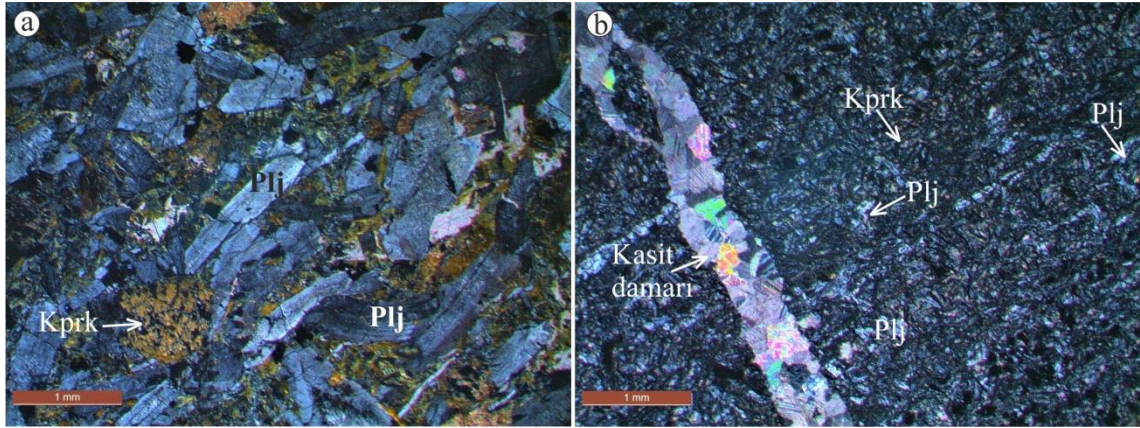
Orluca formasyonu ince, yer yer orta tabakalı, kırmızı, grimsi, yeşilimsi renkli, sık kıvrımlı, deforme, çört bant ve yumruları içeren mikritik kireçtaşlarından; kırmızı koyu gri renkli ince tabakalı radyolaritlerden; yeşil, grimsi yeşil renkli orta kalın tabakalı, düzensiz tabakalanmalı kumtaşı ve çamurtaşlarından oluşmaktadır. Bu birimlere yer yer yeşil, kahvemsı renkli, ince-orta kristalli yer yer spilitleşmiş bazaltlar eşlik etmektedir (Şekil 2.84). Formasyonda yer alan pelajik kireçtaşları kalsit minerallerinden, planktik foraminifer ve radyolarya fosil parçalarından oluşmaktadır. Bağlayıcısı tamamen mikrit olan bu kireçtaşlarında yer yer öz şekilli dolomit mineralleri gözlenmektedir. Radyolaritler ise tamamen radyolarya fosil kavkılarında oluşmaktadır. Bu kavkıların içi çok ince taneli silis mineralleri ile dolmuştur. Kayaç içinde ayrıca bol miktarda demiroksit mineralleri bulunmaktadır. Demiroksit mineralleri çoğunlukla kayaçta oluşmuş kırık ve çatlaklara yerleşmiş durumdadır. Bazaltlar plajiyoklas, klinopiroksen, kersutit, biyotit, kalsit ve opak minerallerden oluşmakta olup intersertal doku göstermektedir (Şekil 2.85). Plajiyoklasların büyük bir kısmında killeşme ve özellikle iç kısımlarda serisitleşme, kayaçta yer yer kloritleşme gelişmiştir.

Sık kıvrımlı bir yapı sunması ve alt-üst sınırının çalışma alanında tektonik olması nedeniyle birimin gerçek kalınlığını belirlemek güçtür. Çalışma alanı dışında, Orluca formasyonu tip yerinde en çok 120 m kalınlık sunmaktadır (Şenel, 1997)

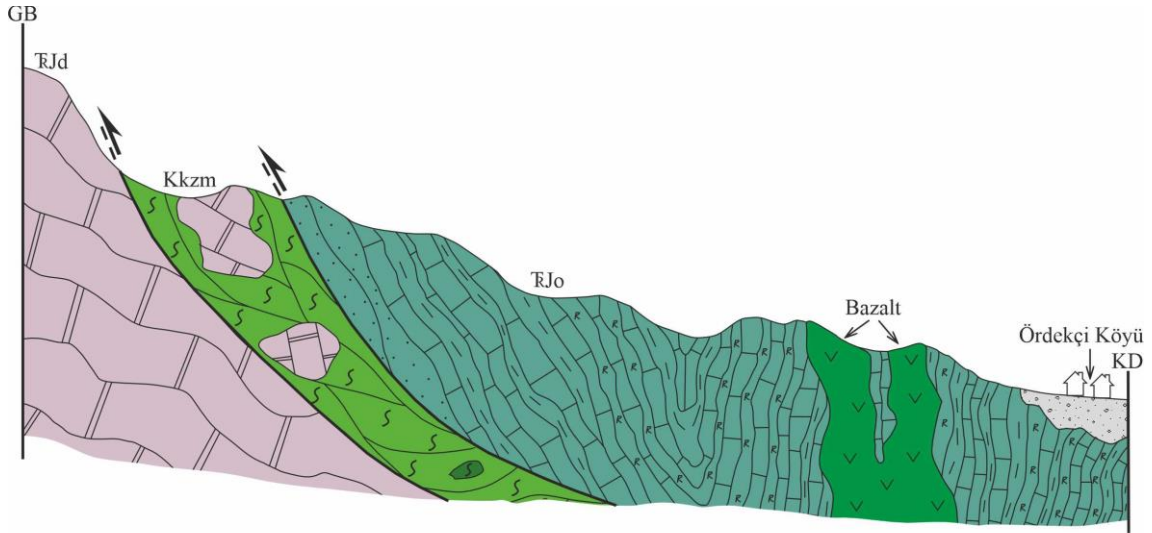
Birim çalışma alanında Kızılcadağ melanj ve olistostromu ve Domuzdağ Napı'na ait Dutdere formasyonu üzerinde tektonik dokanakla yer almaktadır (Şekil 2.86). Üzerinde yine Dutdere formasyonuna ait tektonik dilimler gözlenmektedir. Bu ilişkiler Ördekçi güneyinde net bir şekilde gözlenmektedir (Ek-1).



Şekil 2.84. Gülbahar Napı'nda Orluca formasyonuna ait (a) çörtlü mikritik kireçtaşları, (b) radyolaritler, (c, d) bazik volkanitler. Ördekçi köyü batısı, Şarkikaraağaç



Şekil 2.85. Orluca formasyounna ait (a) bazalt ve (b) diyabazların ince kesit görüntüsü (Kprk: Klinopiroksen, Plj: Plajiyoklas)



Şekil 2.86. Orluca formasyonu (TRJo) ile Kızılcaadağ melanj ve olistostromu (Kkzm) ve Dutdere formasyonu (TRJd) arasındaki tektonik sınır ilişkisini gösteren jeolojik kesit. Ördekçi köyü güneybatısı, Şarkikaraağaç

Bu çalışmada Orluca formasyonundan derlenen radyolaryla örneklerinde; *Capnuchosphaera* sp., *Tetraporobrachia* sp., *Sarla* sp., *Paronaella* sp., formalarına göre Karniyen-Noriyen (Geç Triyas); *Canoptum anulatum* Pessagno & Poisson, *Lantus obesus* (Yeh), *Praeconocaryomma sarahae* Carter, *Bagotum* sp., *Katroma* sp., *Orbiculiforma* sp., *Parahsuum* sp., *Pleesus* sp., formlarına göre ise Pliyensbahiye–Toarsiyen (Erken Jura) yaşı elde edilmiştir. Batı Toroslar’daki yüzeylemelerinde Şenel ve diğ. (1989; 1994) aynı birim için Geç Triyas-Erken Jura yaşını önermektedir. Tüm bu veriler dikkate alındığında birimin yaşı bu çalışmada da Geç Triyas-Erken Jura olarak kabul edilmiştir.

Formasyonun bazik volkanit arakatıkları içeren kumtaşı, çamurtaşı, radyolarit, çörtlü mikritik kireçtaşlarından oluşması (Şekil 2.87), zaman zaman volkanizmanın ve türbiditik akıntıların etkili olduğu yamaç ve derin denizel havza ortamında çökeldiğini göstermektedir.

Birim Batı Toroslarda Gülbahar Napı içerisindeki Orluca formasyonunun (Şenel ve diğ. 1989, 1994; Şenel, 1997) devamı niteliğindedir. Gülbahar ünitesi (Poisson, 1977); Gülbahar grubu (Şenel ve diğ., 1989); Antalya naplarında Alakırçay Napı’nın (Şenel ve diğ., 1981) içerisindeki benzer yaşlı birimlerle; Orta Toroslar’da Bozkır Birliği (Özgül, 1976) içinde Boyalıtepe ve Huğlu grubunun ilgili bölümleri; Gülbahar Grubu Dinar kuzeyinde, Gökbel doğusunda, Deniz Pınarı Ünitesi (Gutnic ve diğ. 1979) olarak tanımlanan birimle özdeştir (Şenel ve diğ., 1989’dan).



Şekil 2.87. Orluca formasyonunda gözlenen çörtlü mikritik kireçtaşı, radyolarit ve çamurtaşlarının genel görünümü. Şarkikaraağaç-Yenişarbademli yolu

2.4. Senozoyik Örtü Çökelleri

2.4.1. Celeptaş formasyonu (Pgpec)

Yeşil, gri, sarı, boz renkli kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı, marn ve kumlu kireçtaşı ardalımasından oluşan birim Demirkol ve diğ. (1977) tarafından Celeptaş formasyonu olarak adlandırılmıştır. Aynı birim için Gölge formasyonu (Öztürk ve diğ., 1981); Gümüşdamla formasyonu (Demirtaşlı 1978; Şenel, 1997) adlamaları da kullanılmıştır. Ergen ve diğ. (2020, 2021) yaptıkları çalışmalarda Sultan Dağları güneyinde yüzeyleyen Paleojen (Hodulca kireçtaşı+Gölge formasyonu) yaşlı birimlerin tamamı için Celeptaş formasyonu adlamasını kullanmıştır. Bu çalışmada da aynı ad kabul edilmiştir.

Formasyon çalışma alanında Eğirler köyü ve çevresinde, Madenli kuzeybatısında, Yenice kale güneyinde, Şarkikaraağaç güneyinde Kızıldağ Milli Parkı'nın kuzeydoğu kesimlerinde ve Gelendost güneyinde Mistan Tepe çevresinde yayılım gösterir (Ek-1).

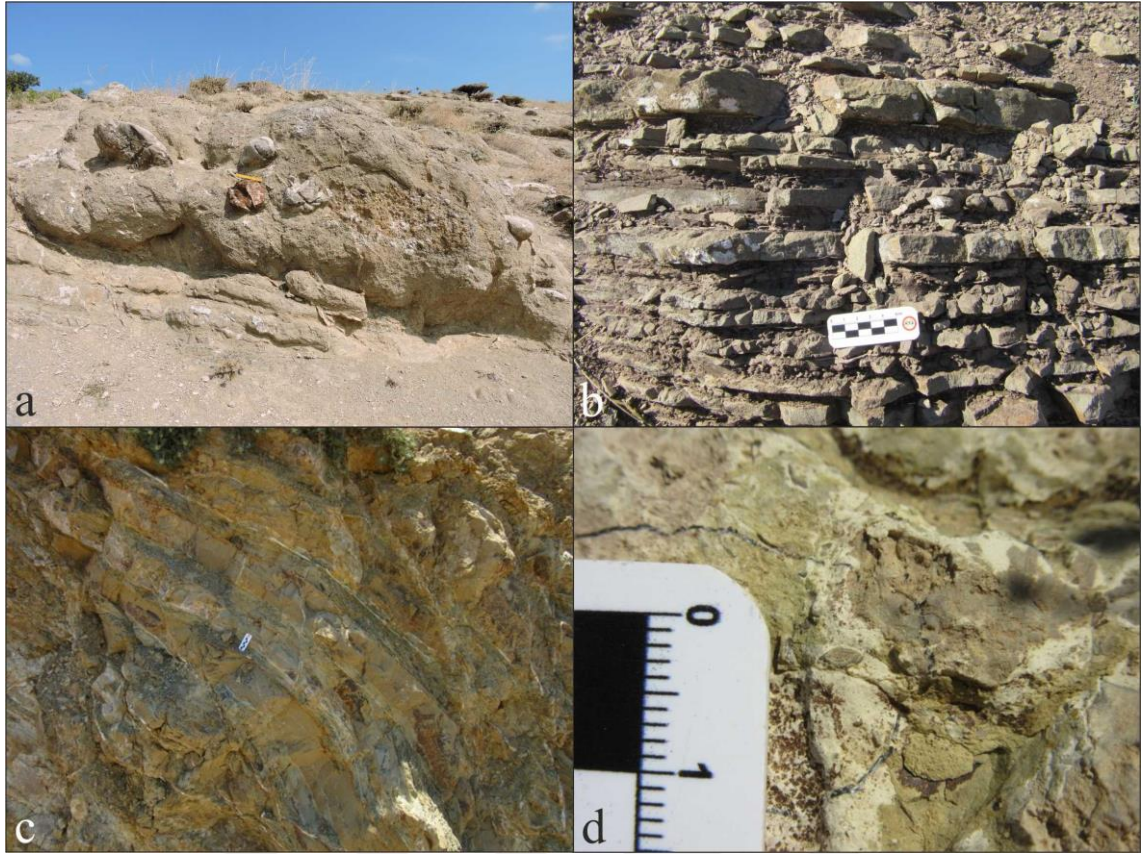
Celeptaş formasyonu ince tabakalı kireçtaşı, kalkarenit, silttaşı, çamurtaşı ve kumtaşından oluşmaktadır (Şekil 2.88). Havza kuzeyinde ince tabakalı, bordo renkli ve bol planktik foraminiferli biyomikritik kireçtaşları ve kalkarenitlerle başlayan Celeptaş formasyonu dereceli olarak yeşil, grimsi renkli ince tabakalı çamurtaşı, kumtaşı, silttaşı

ardalanmasından oluşan derin deniz türbiditlerine geçer. Bu türbiditik istif içerisinde farklı büyüklükte (5-150 cm) çakıl ve blokların yer aldığı yer moloz akması fasiyesleri de gözlenmektedir. Bu haliyle birim bloklu fliş istifi sunmaktadır (Şekil 2.89).



Şekil 2.88. Celeptaş formasyonuna ait tabakalı kumtaşı, kalkarenit, silttaşı ardalanımı. Yenice kale güneyi, Şarkikaraağaç

Kalkarenitler kalsit, kuvars, muskovit ve piroksen minerallerinden oluşmakta ve daha önce oluşmuş kireçtaşı ve fosil parçaları içerdiği gözlenmektedir. Kalkarenitler taneler ince-orta kum boyuntunda olup kayaç sparikalsit malzeme ile çimentolanmıştır. Biyomikritik kireçtaşları ise kalsit, muskovit, kuvars ve opak minerallerden oluşmakta ve bol miktarda fosil kavkısı içermektedir. Bu fosil kavkıları genel olarak *Globigerina* ve *Globotruncana* gibi planktik foraminiferlerden oluşmaktadır. Kayaçın bağlayıcısı mikrit yer yer sparit olup kayaç bol gözeneklidir. Kumtaşlarının ana bileşenlerini ofiyolitik kayaçlardan türeyen taneler ile kayaç parçaları oluşturmaktadır. Bu durum Celeptaş formasyonunun çökeldiği dönemde ofiyolitik kayaçların oluşturduğu bir kaynak alanı işaret etmektedir.



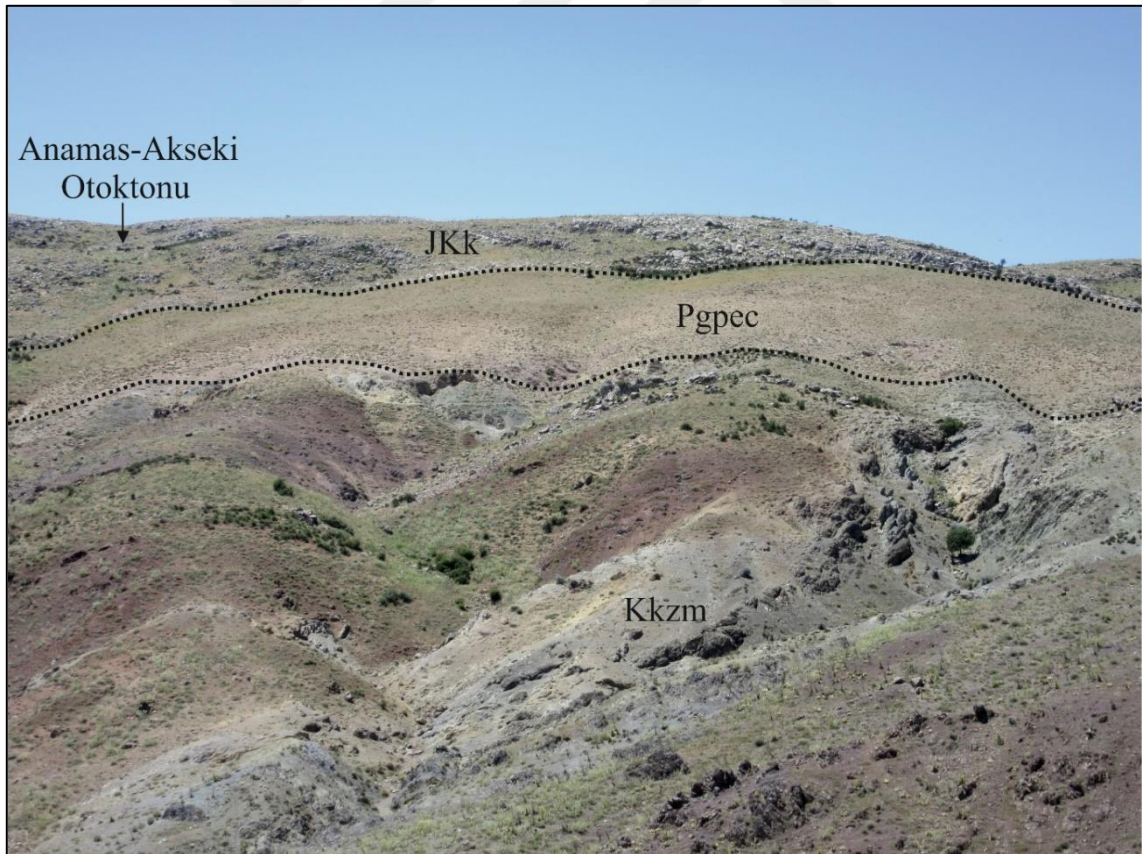
Şekil 2.89. Celeptaş formasyonuna ait (a) bloklu çakıllı kumtaşı, (b) bordo gri renkli kalkarenit, kumtaşı, çamurtaşı ardalanımı, (c) kumtaşı, çamurtaşı ve kireçtaşı ardalanımı, (d) kireçtaşlarında gözlenen nummulit fosili. Çalışma alanı yakın kuzeyi Celeptaş köyü civarı, Yalvaç

Celeptaş formasyonunun kıvrımlı yapısı ve bazı lokalitelerde üst sınırının tektonik olması nedeniyle kalınlığını belirlemek zordur. Formasyon çalışma alanında farklı lokalitelerde 25-140 m arasında kalınlık sunmaktadır.

Madenli ve Yenice kale civarında Marmaris Ofiyolit Napı'na ait Marmaris ofiyoliti ile Kızılcadağ melanj ve olistostromunu (Şekil 2.90); Anamas-Akseki Otoktonu'na ait Kurucaova formasyonunu (Şekil 2.91) ve Kızıldağ Milli Parkı kuzeydoğu kesimlerinde Sultandağı İstifi'ne ait Hacılabaz formasyonunu uyumsuz olarak örtmektedir. Daha sonraki tektonik hareketlere bağlı olarak üzerine Beyşehir-Hoyran Napları'na ait kütleler itilmiş olsa bile ilksel dokanakların korunduğu yerler mevcuttur. İnceleme alanında yüzeylenen birimlerin stratigrafik ilişkileri ile Celeptaş



Şekil 2.90. Celepdaş formasyonu (Pgpec) ile Kızılcaadağ melanj ve olistostromu (Kkzm) arasındaki uyumsuz sınır ilişkisi. Yenice kale güneyi



Şekil 2.91. Celepdaş formasyonunun (Pgpec) Kızılcaadağ melanj ve olistostromu (Kkzm) ve Kurucaova formasyonu (JKk) arasındaki uyumsuz sınır ilişkisi. Madenli kuzeyi, Gelendost

formasyonundan elde edilen petrografik-paleontolojik veriler ve detaylı yaş bulgusu Sultan Dağları ile Anamas-Akseki Otoktonu arasında geç Paleosen-Lütesiyen zaman aralığında denizel bir havzanın varlığını ortaya koymaktadır. Beyşehir-Hoyran Napları, Sultan Dağları Birimi ve Anamas-Akseki Otoktonu bu havzanın temelini; Celeptaş formasyonu ise bu havzadaki ortak örtüyü oluşturmaktadır.

Tüm bu veriler Beyşehir-Hoyran Napları'nın tektonik yerleşiminin Lütesiyen sonrasında olmadığını, geç Paleosen öncesinde Celeptaş formasyonunun bu bölgede var olduğunu açıkça göstermektedir.

Ergen ve diğ. (2021) çalışma alanı ve yakın kuzeyinde birimden derledikleri planktik foraminifer örneklerinden; *Acarinina mckannai* (White), *Acarinina subsphaerica* (Subbotina), *Acarinina soldadoensis* (Brönnimann), *Acarinina nitida* (Martin), *Acarinina wilcoxensis* (Cushman ve Ponton), *Acarinina pseudotopilensis* Subbotina, *Acarinina pentacamerata* (Subbotina)?, *Acarinina bullbrooki* (Bolli)?, *Acarinina primitiva* (Finlay), *Acarinina angulosa* (Bolli), *Acarinina cf. aquiensis* (Loeblich ve Tappan), *Acarinina cf.* (Bolli), *Acarinina gravelli* (Brönnimann), *Acarinina collactea* (Finlay), *Acarinina cf. praetopilensis* (Blow), *Acarinina coalingensis* (Cushman ve Hanna), *Acarinina cf. pseudosphaerica* Pearson ve Berggren, *Acarinina cf. esnehensis* (Nakkady), *Acarinina cuneicamerata* (Blow), *Acarinina esnaensis* (Le Roy)?, *Globanomalina pseudomenardii* (Bolli), *Globanomalina chapmani* (Parr), *Globanomalina ehrenbergi* (Bolli), *Globanomalina australiformis* (Jenkins), *Globanomalina planoconica* (Subbotina), *Morozovella velascoensis* (Cushman), *Morozovella subbotinae* (Morozova), *Morozovella occlusa* (Loeblich ve Tappan), *Morozovella aequa* (Cushman ve Renz), *Morozovella gracilis* (Bolli), *Morozovella apantesma* (Loeblich ve Renz), *Morozovella acuta* (Toulmin), *Morozovella pasionensis* (Bermudez), *Morozovella crater* (Hornibrook), *Morozovella lensiformis* (Subbotina), *Morozovella edgari* (Premoli Silva), *Morozovella marginodentata* (Subbotina), *Morozovella aragonensis* (Nuttall), *Morozovella formosa* (Bolli), *Morozovella conicotruncata* (Subbotina), *Morozovella caucasica* (Glaessner), *Subbotina triangularis* (White), *Subbotina velascoensis* (Cushman), *Subbotina hornibrooki* (Brönnimann), *Subbotina triloculinoidea* (Plummer), *Subbotina patagonica* (Todd ve Kniker), *Subbotina inaequispira* (Subbotina), *Subbotina senni* (Beckmann)?, *Subbotina eocaena* (Gümbel), *Subbotina cryptomphala* (Glaessner), *Subbotina hagni* (Gohrbandt), *Subbotina linaperta* (Finlay), *Subbotina pseudoeocaena* (Subbotina), *Igorina albeari* (Cushman ve Bermudez), *Igorina cf. tadjikistanensis* (Bykova), *Igorina*

convexa (Subbotina), *Igorina broedermanni* (Cushman ve Bermudez), *Igorina lodoensis* (Mallory), *Planorotalites pseudoscitula* (Glaessner), *Planorotalites* cf. *capdevilensis* (Cushman ve Bermudez), *Chiloguembelina wilcoxensis* (Cushman ve Ponton), *Parasubbotina varianta* (Subbotina), *Globorotaloides turgida* (Finlay), *Pseudohastigerina wilcoxensis* (Cushman ve Ponton), *Pseudohastigerina micra* (Cole)?, *Turborotalia frontosa* (Subbotina), *Globoroturborotalita* cf. *martini* (Blow ve Banner), *Truncorotaloides* cf. *topilensis* (Cushman), *Catapsydrax unicavus* Bolli, Loeblich ve Tappan?, *Igorina* spp., *Morozovella* spp., *Subbotina* spp., *Parasubbotina* sp., *Chiloguembelina* sp., *Acarinina* spp., *Globanomalina* sp., *Planorotalites* spp., *Pseudohastigerina* sp., *Truncorotaloides?* sp., *Globigerinatheka?* sp., *Guembeltrioides?* sp., *Morozovelloides* sp. (Tanımlayan: Dr. Aynur HAKYEMEZ) Tanesiyen (geç Paleosen)-Lütesiyen yaşını elde etmiştir. Birim içerisinde ayrıca bentik foraminiferlerden *Discocyclina* sp., *Miscellanea?* sp., *Ranikothalia* sp., *Nummulites?* sp., *Asterocyclina?* sp., sphaerogypsinid form, miliolid ve rotalid form ile radyolarya, alg, bryozoa parçaları, sünger spikülü ve ekinit dikenleri bulunmuştur (Ergen ve diğ., 2020b). Celeptaş formasyonunun alt kesimlerinin karşılığı olan Hodulca kireçtaşı'ndan Özgül ve diğ. (1991): *Globorotalia compressa*, *G.* cf. *pseudomenardii*, *G. angulata*, *G. laveigala*, *G. ehrenbergi*, *G. pusilla*, *Rotalia* sp., *Distichoplax biserialis*, *Globigerina* spp., gibi fosillere göre geç Paleosen-erken Eosen yaşını elde etmiştir. Celeptaş formasyonunun üst kesimlerini oluşturan Gölge formasyonundan ise Öztürk ve diğ. (1987): *Globorotalia* cf. *velascoensis* Cushman, *Globorotalia* cf. *bulloides*, *Fabianina cassis* Openheim, *Alveolina* sp., *Operculina* sp., *Gypsina* sp., *Globorotalia* sp., *Globigerina* sp., *Discocyclina* sp., *Nummulites* sp., gibi formlara göre Lütesiyen yaşını tespit etmiştir. Tüm bu veriler dikate alınarak birimin yaşı bu çalışmada geç Paleosen-Lütesiyen olarak kabul edilmiştir.

Celeptaş formasyonunun alt kesimlerini oluşturan bol planktik foraminiferli pelajik kireçtaşları ve kalkarenitlerin olduğu bölümler derin denizel ortamı işaret etmektedir. Birimin yer yer *Nummulites*'li neritik kireçtaşı seviyeleri içermesi taban morfolojisinin düzensiz olduğunu göstermektedir. Formasyonun egemen litolojisini oluşturan kumtaşı-çamurtaşı ardalanımı ile birlikte moloz akması fasiyeslerinde gözlemlendiği fliş istifi niteliğindeki kesimi bulantı akıntılarının etkin olduğu duraysız ortam koşullarını yansıtır.

Birim çalışma alanı ve yakın çevresinde Celeptaş formasyonu (Demirkol ve diğ., 1977); Hodulca kireçtaşı (Özgül ve diğ., 1991); Gümüşdamla formasyonu (Demirtaşlı,

1978); Yukarıtirtar formasyonu (Koçyiğit, 1980); Gölge formasyonu (Öztürk ve diğ., 1981); Anamas-Akseki Otoktonu'nda İbradi grubu içerisinde Bakalasay formasyonu (Demirtaşlı, 1978) ve Çasıryayla formasyonu (Özgül, 1997); Batı Toroslar'da Faralya formasyonu (Şenel, 1991) ile denestirilebilir.

2.4.2. Neojen havzalar

Sultan Dağları'nın batısında yer alan Yalvaç Havzası ve doğusunda yer alan Akşehir Havzası Neojen döneminde dağlar arasında açılmış birer molas havzalarıdır (İlgar ve diğ., 2021). Bu havzaların Orta Toroslar'daki nap yerleşimleri sonrası orojenik çökmeye bağılı olarak açıldığı ve burada Erken Miyosen döneminde Neotetis Okyanusu'nun güney kolunda meydana gelen dilim kırılması (slab break-off) veya dilim geri çekilmesinin (slab roll-back) etkili olduğu bilinmektedir (Koçyiğit ve Deveci, 2007; Koçyiğit ve diğ., 2013; Koç ve diğ., 2016; İlgar ve diğ., 2021). Bu havzalar genel olarak alüvyon yelpazesi, akarsu çökelleri, gölsel kırıntılı ve karbonatlı kayalardan oluşmaktadır.

2.4.2.1. Yalvaç havzası

Yalvaç Havzası, Sultan Dağları ile Anamas Dağları arasında KB-GD yönlü uzanan ve üçgen geometrisi sunan karasal bir havzadır. Havza alüvyon yelpazesi, akarsu ve gölsel birimlerden oluşan bir istif sunmaktadır. Yalvaç Havzası çalışma alanında alüvyon yelpazesi ve akarsu çökellerinden oluşan Bağkonak formasyonu ve gölsel kırıntılı ve karbonatlardan oluşan Yarıkkaya formasyonu ile temsil edilir (Şekil 2.92). Havza Miyosen-Pliyosen yaşlı olup yaklaşık 800 m kalınlık sunar (Yağmurlu, 1991).

2.4.2.1.1. Bağkonak formasyonu (Nmplb)

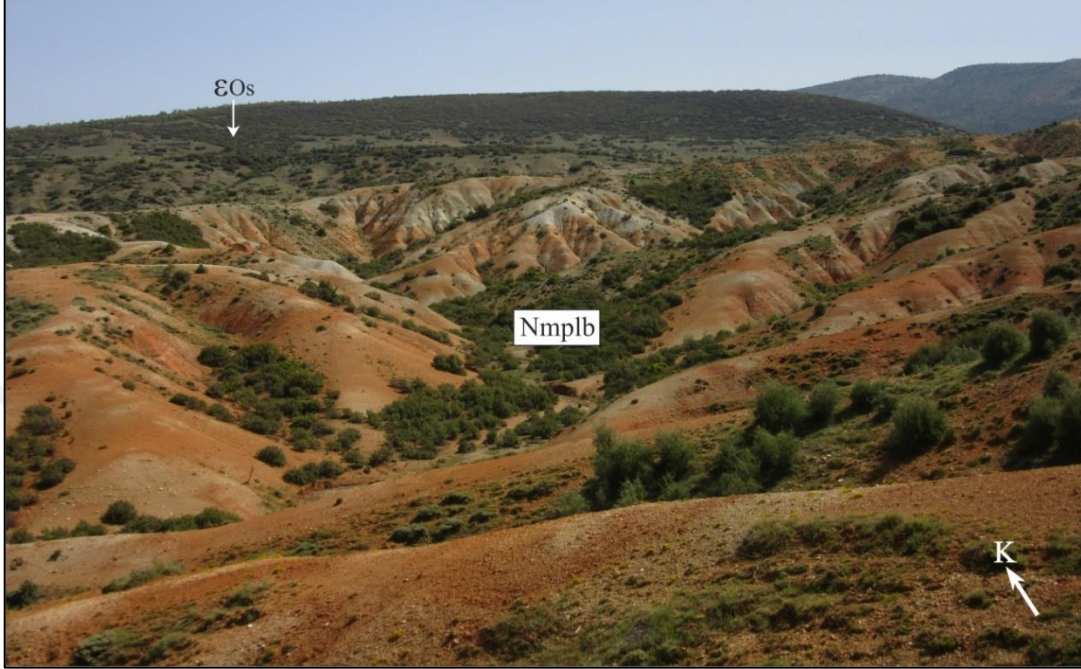
Sultan Dağları'nın güneybatısında Yalvaç Havzası'nda alüvyon yelpazesi fasiyesinde çökemiş kırmızımsı renkli çakıltaşı, kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşından oluşan kayaç topluluğu Demirkol ve diğ. (1977) tarafından Bağkonak formasyonu olarak adlandırılmıştır. Bu çalışmada da aynı adlama kabul edilmiştir.

YAŞ	FORMASYON	SİMGE	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
Kuvaterner	Alüvyon Yamaç M. Traverten	Qal, Qym, Qt		Alüvyon, yamaç molozu, traverten
Miyosen - Pliyosen	Yarıkkaya	Nmply		Uyumsuzluk Yarıkkaya Formasyonu: Gölsel ortamda çökelmiş, beyaz, bej renkli ince tabakalı gölsel kireçtaşı, killi kireçtaşı, marn ve çamurtaşı. Gastropod, ostrakod, alg ve yaprak fosilleri Linyit Linyit
	Bağkonak	Nmplb		Bağkonak Formasyonu: Alüvyon yelpazesi ve akarsu ortamında çökelmiş kırmızı, kahverenkli çakıltası, kumtaşı ve çamurtaşı. Omurgalı fosilleri
Miyosen Öncesi				Uyumsuzluk Temel Kayalar Sultandağı İstifi, Anamas-Akseki Otoktonu ve Beyşehir-Hoyran Naplarına ait birimler ile Geç Pal.-Lütesiyen yaşlı Celeptaş fm.

Şekil 2.92. Yalvaç Havzası'nın genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti (Ölçeksiz)

Formasyon çalışma alanında Sultan Dağları'nın güneybatı kenarı boyunca kuzeybatı-güneydoğu yönlü bir kuşak şeklinde gözlenmekte olup Kozluçay, Dedeçam, Çarıkisaraylar, Köprüköy, Yukarıdinek köyleri ve batısında yayılım sunmaktadır (Ek-1).

Bağkonak formasyonu başlıca alüvyon yelpazesi istifi sunan kaba taneli, kötü boylanmalı, kırmızımsı renkli çakıltası, kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşından oluşur (Şekil 2.93, 2.94).



Şekil 2.93. Bağkonak formasyonuna (Nmplb) ait kırmızı, kiremit renkli alüvyon yelpazesi çökellerinin genel görünümü. Aşağıdine köyü güneyi, Şarkikaraağaç



Şekil 2.94. Seydişehir formasyonuna ait çakıllar içeren Bağkonak formasyonuna (Nmplb) ait alüvyon yelpazesi çökellerinin yakın görünümü. Yukarıdine doğusu, Şarkikaraağaç

Bağkonak formasyonu içinde moloz akması fasiyes topluluğu, örgülü akarsu fasiyes topluluğu ve menderesli akarsu fasiyes topluluğu olmak üzere üç fasiyes topluluğu tanımlanmıştır (İlgar ve diğ., 2022). Bu fasiyes toplulukları bir alüvyon yelpazesi sisteminin havza kenarındaki yakınsak fasiyeslerinden havza ortasındaki iraksak fasiyeslerine kadar değişen çökeltme ortam ve koşullarını yansıtmaktadır (İlgar ve diğ., 2022).

Bağkonak formasyonunu oluşturan hakim kayaç toplulukları ve fasiyesler havza kenarından havza ortasına doğru değişim göstermektedir. Havza kenarında baskın olarak orta-kalın tabakalı çakıltaşı ve kumtaşından oluşan kayaç topluluğu gözlenirken havza ortasına doğru tabaka kalınlığında azalma ile birlikte kumtaşı-çamurtaşından oluşan kayaçlar görülür.

Bağkonak formasyonu gerek havza kenarı ve havza ortasında farklı fasiyeslerden oluşması gerekse bu ortamlardaki paleotopoğrafik düzensizliklerden dolayı farklı kalınlıklara sahiptir. Yağmurlu (1991) formasyonun kalınlığını en fazla 250 m olarak vermektedir.

Usta ve diğ. (2019), çalışma alanında Dedeçam ve Kuyucak köyleri civarında Bağkonak formasyonunun üst seviyelerinden elde ettikleri; *Choerolophodon pentelici*, *Hipparion* cf. *philippus*, *Hipparion* sp., *Chilotherium* sp., *Ceratotherium neumayri*, *Prostrepsiceros syridisi*, *Gazella* sp., *Palaeoryx*, *Palaeotragus* sp., *Palaeoryx pallasii*, *Helladotherium duvernoyi*, *Palaeotragus rouenii*, *Adcrocuta eximia*, *Choerolophodon pentelici*, *Hipparion* cf. *mediterraneum* omurgalı fosillerine göre birime Geç Miyosen yaşını vermişlerdir. Bu çalışmada Bağkonak köyü doğusunda yine aynı birimden omurgalılarına ait diş fosilleri bulunmuş (Şekil 2.95) ancak iyi korunmamış olmaları nedeniyle yaşlandırılamamıştır. Bu veriler ile birlikte Bağkonak formasyonunun yanal ve düşey yönde geçişli olduğu Yarıkkaya formasyonunun Miyosen-Pliyosen yaşlı olması da dikkate alınarak birimin yaşı Miyosen-Pliyosen olarak kabul edilmiştir.

Bağkonak formasyonu alüvyon yelpazesi çökellerinden oluşmaktadır. Bu çökeller tek bir yelpazenin ürünü olmayıp, pek çok yelpazenin havza kenarında birleşmiş ürünlerini yansıtır (İlgar ve diğ., 2022) (Şekil 2.96). Yalvaç Havzası'nın bu karasal kırıntılı çökelleri çoğunlukla havzanın kuzeydoğu sınırını oluşturan kuzeybatı-güneydoğu uzanımlı Sultan Dağları'ndan güneybatıya taşınarak depolanmışlardır.



Şekil 2.95. Bağkonak formasyonunda bulunan omurgalı diş fosilleri. Bağkonak doğusu, Yalvaç

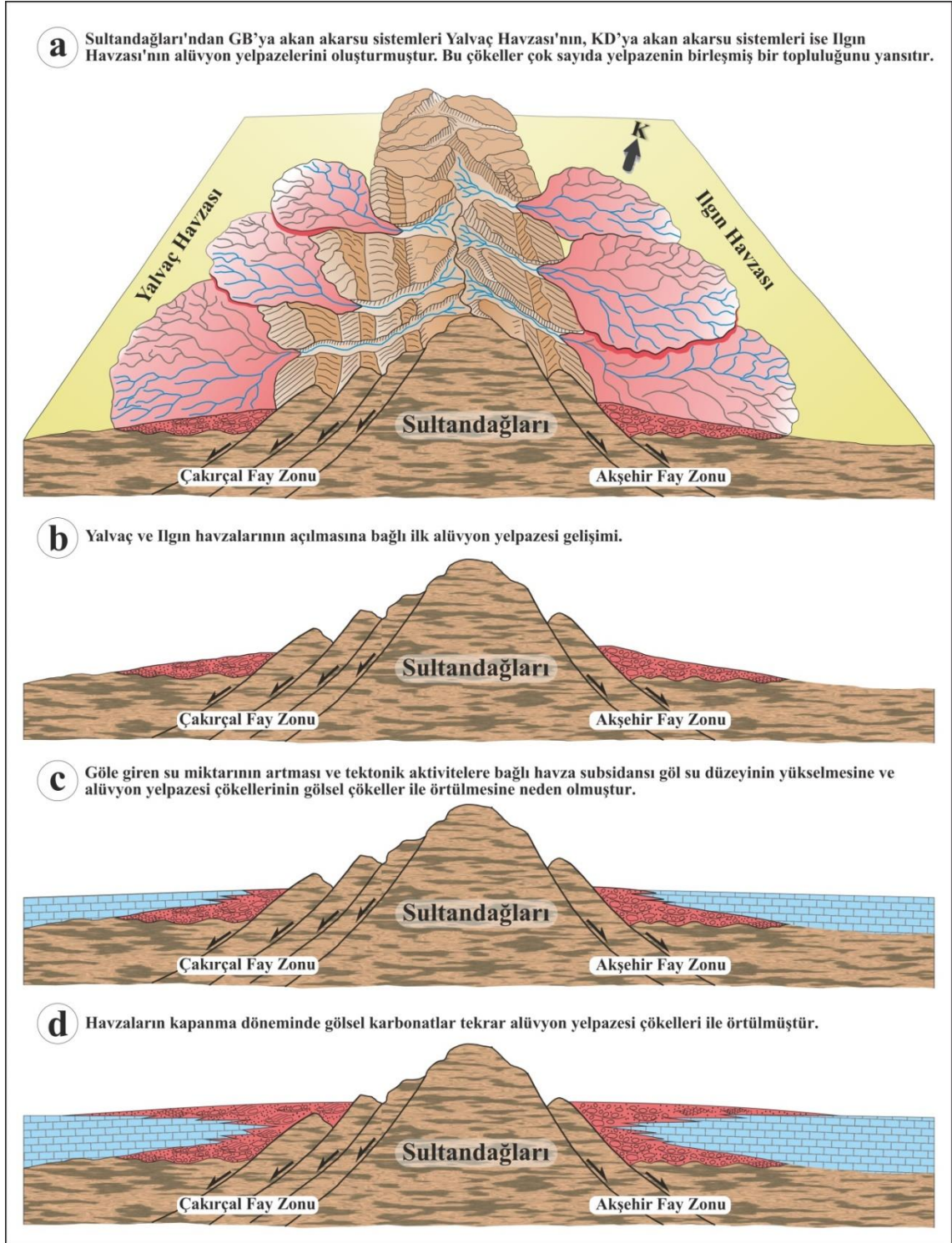
Bağkonak formasyonunu oluşturan istifin alt kesimi Akşehir Havzası'nda Umut ve diğ. (1987) tarafından tanımlanan Ayaslar formasyonu ile üst kesimi ise yine aynı havzada tanımlanan Belekler formasyonu ile yaş ve ortam yönünden deneştirilebilir özelliktedir.

2.4.2.1.2. Yarikkaya formasyonu (Nmply)

Sultan Dağları'nın güneybatısında Yalvaç Havzası'nda Göksöğüt köyü çevresinde tanımlanan ve başlıca kumtaşı-kiltaşı ardalanması ile çamurtaşı, marn, killi kireçtaşı ve çakıltaşından oluşan kayaç topluluğu Demirkol ve diğ. (1977) tarafından Göksöğüt formasyonu olarak incelenmiştir. Aynı havzada Göksöğüt formasyonu ile yanal ve düşey yönde geçişli olan ve kiltası, killi kireçtaşı ve kireçtaşı ardalanmasından oluşan kayaç topluluğu ise Yarikkaya formasyonu olarak adlandırılmıştır. Bu adlama Yağmurlu (1991) tarafından da kabul edilmiş ve Yalvaç Havzası'nda kiltası, çamurtaşı, marn, killi kireçtaşı ardalanması ile kömür içeren kayaç topluluğu Yarikkaya formasyonu olarak tanımlanmıştır. Bu çalışmada da Yalvaç Havzası'ndaki gölssel kırıntılı ve karbonatlardan oluşan istif için Yarikkaya formasyonu adlaması kabul edilmiştir.

Yarikkaya formasyonu çalışma alanında Sultan Dağları ile Anamas-Akseki Otoktonu arasında Gelendost kuzeyi, Bağlılı, Yakaköy, Balcı, Keçili, Yenice kale, Çetince, Göksöğüt ve çevresinde yayılım sunar (Ek-1).

Yarikkaya formasyonu özellikle havza kuzeyinde ve güneyindeki eğim atımlı normal faylar önünde büyük kalınlıklara sahip olup bu kalınlıklar havza ortalarına doğru nispeten azalmaktadır. Formasyonun en kalın yerde yaklaşık 500 m kalınlığa sahip olduğu düşünülmektedir (Ergen ve diğ., 2021).



Şekil 2.96. Sultan Dağları'nın çevresinde Yalvaç ve Akşehir havzalarındaki alüvyon yelpazesi gelişimini gösteren jeolojik modeller (İlgar ve diğ., 2022)

Yarıkkaya formasyonu gölsel ortamda depolanmış beyaz, açık krem renkli ince-orta tabakalı kireçtaşı, kumlu kireçtaşı, beyaz, krem, yeşilimsi renkli ince tabakalı marn, çamurtaşı ve kumtaşı ardalanımından oluşur (Şekil 2.97, 2.98). Yer yer beyaz renkli ince tabakalı tüfit seviyeleri bu çökelime eşlik etmektedir.



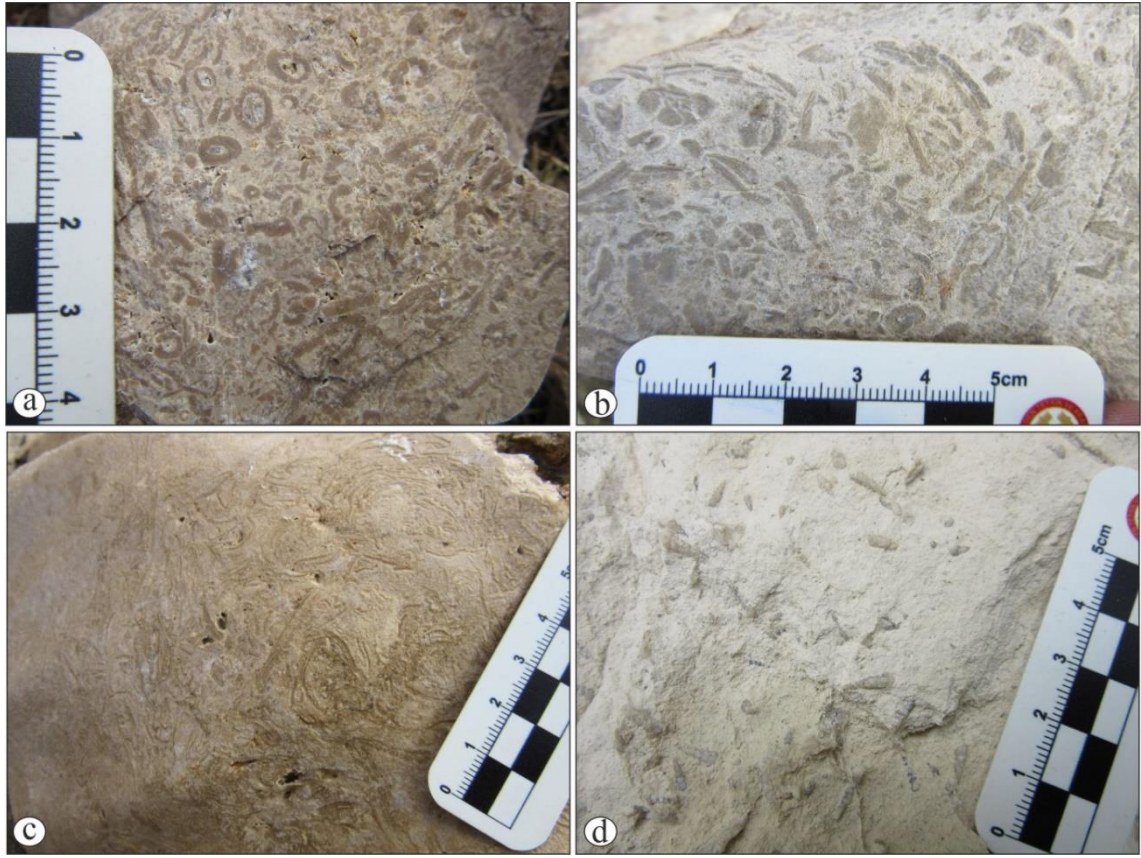
Şekil 2.97. Yarıkkaya formasyonuna ait gölsel ortamda depolanmış kireçtaşı, marn, çamurtaşı ardalanımı. Yenice kale kuzeydoğusu, Şarkikaraağaç



Şekil 2.98. Yarıkkaya formasyonuna ait çamurtaşı, marn, tüfit kumtaşı ardalanımı. Madenli güneyi, Gelendost

Çalışma alanı dışında formasyonun adını da aldığı Yarıkkaya (Yalvaç) çevresinde birim içerisinde çok ince linyit seviyeleri de gözlenmektedir.

Darwinula cylindrica Straub, *Candona neglecta* Sars, *Darwinula stevensoni* (Brady ve Robertson), *Candona (Candona) cf. marchica marchica* Hartwaing, *Candona (Pseudocandona) compressa* (Koch), *Candona (Pseudocandona) cf. compressa* (Koch), *Ilyocypris gibba* (Ramdohr), *Cyclocypris ovum* (Jurine), *Ilyocypris bradyi* Sars, *Zonocypris membranae* Livantel, *Candona (Candona) aff. gracilis* Livental, *Cyclocypris ovum* (Jurine), *Ilyocypris* sp., *Candona* sp., *Candona (Caspiocypris)* sp., *Cypridopsis* sp., *Heterocypris* sp., ostrakod türlerine göre geç Miyosen-erken Pliyosen yaşı elde etmiştir (Tanımlayan: Dr. Gönül ÇULHA ATAY).



Şekil 2.100. Yarıkkaya formasyonu içerisinde gözlenen (a, b, c) Alg, (d) Gastropod (*Turritella* sp.?) fosilleri. Balcı kuzeyi, Gelendost



Şekil 2.101. Yarikkaya formasyonunda gözlenen yaprak fosilleri. Yenice kale kuzeyi, Şarkikaraağaç

Tuncer (2020), Yarikkaya formasyonunun alt seviyelerinden derlediği örneklerde *Democricetodon franconicus* Fahlbusch, 1966 mikromemeli faunasına göre ve *Herpetocypris mongolica*, *Mediocypris candonaeformis*, *Fabaeformiscandona pokornyi*, *Cyclocypris ovum*, *Leucocythere sieberi*, *Herpetocypris auriculata*, *Lineocypris lunata*, *Lineocypris inflexa* ostrakod faunasına göre geç erken (orta Orleaniyen)-erken Orta Miyosen (geç Orleaniyen) yaşını vermiştir. Aynı yazar Yarikkaya formasyonunun üst seviyelerinden *Arctocypris fuhrmanni*, *Candonopsis arida*, *Ilyocypris gibba*, *Potamocypris gracilis*, *Fabaeformiscandona pokornyi*, *Cyclocypris ovum*, *Leucocythere immigrata*, *Heterocypris steinheimensis*, *Zonocypris membranae*, *Neglecandona angulata decimai*, *Cypris pubera*, *Potamocypris zschokkei*, *Cypria ophtalmica*, *Pseudocandona marchica*, *Herpetocypris brevicaudata*, *Neglecandona altoides*, *Neglecandona angulata*, *Limnocythere inderica*, *Fabaeformiscandona acuminata*, *Tonnacypris convexa* ostrakod faunasına göre Geç Miyosen-Pliyosen yaşını; en üst seviyelerinden ise *Heterocypris salina* (Brady), *Heterocypris salina salina* (Brady), *Heterocypris salina barneri* (Luttic), *Candona parallela pannonica* (Zalanyi), *Candona aff. parallela pannonica* (Zalanyi), *Candona aff. iliensis* Mandelstam, *Candona candida* (Koch), *Candona aff. candida* (Koch), *Cypridopsis aff. vidua* (O. F. Müller), *Candona (Candona) cf. Churmensis* Freels, *Candona (Candona) aff. iliensis* Mandelstam, *Darwinula cylindrica* Straub, *Candona neglecta* Sars, *Darwinula stevensoni* (Brady ve Robertson), *Candona (Candona) cf. marchica marchica* Hartwaing, *Candona (Pseudocandona) compressa* (Koch), *Candona (Pseudocandona) cf. compressa* (Koch), *Ilyocypris gibba* (Ramdohr), *Cyclocypris ovum* (Jurine), *Ilyocypris bradyi* Sars, *Zonocypris membranae* Livantel, *Candona (Candona) aff. gracilis* Livental, *Cyclocypris ovum* (Jurine), *Ilyocypris sp.*,

Candona sp., *Candona (Caspiocypris)* sp., *Cypridopsis* sp., *Heterocypris* sp. ostrakod faunasına göre ise geç Miyosen-erken Pliyosen yaşını elde etmiştir. Yarikkaya formasyonunun kömürlerinde yapılan palinoloji çalışmalarında ise Orta Miyosen yaşını veren spor ve polen toplulukları saptanmıştır (Yağmurlu, 1991). Havza batısında Tokmacık köyü çevresinde Yalçınlar (1983) tarafından yaptığı çalışmada ise Pliyosen yaşını veren *Mastodon* sp. ve *Hipparion* sp. gibi omurgalıları ait fosiller saptamıştır. Tüm bu paleontolojik veriler ışığında Yarikkaya formasyonunun yaşı bu çalışmada Miyosen-Pliyosen olarak kabul edilmiştir.

Yarikkaya formasyonu, Bağkonak formasyonunun alüvyon yelpazesi çökellerini transgresif olarak üzerlemektedir. Ancak bu iki formasyon aynı zamanda yanal düşey ilişkiye sahip olup, özellikle havza kenarında pek çok kez ardalanmaktadır. Bu ilişki göl su düzeyinin tektonik ya da iklimsel kökenli olarak alçalması ya da yükselmesi ile ilgili olmalıdır. Göl su düzeyinin yükseldiği dönemlerde Bağkonak formasyonu üzerinde göl transgresyonu gelişirken, göl düzeyinin düştüğü dönemlerde zorunlu regresyona bağlı olarak Bağkonak formasyonu alüvyon yelpazesi istifinin Yarikkaya formasyonu göl çökelleri üzerinde ilerlediği görülmektedir (Ergen ve diğ., 2021; Ilgar ve diğ., 2021).

Yarikkaya formasyonunu oluşturan gölsel çökeller Akşehir Havzası'nda Umut ve diğ. (1987) tarafından tanımlanan Aşağıçiğil ve Argıthanı formasyonları ile deneştirilebilir özelliktedir.

2.4.2.2. Akşehir havzası

Çalışma alanında Sultan Dağları'nın doğu kesimlerinde gözlenen Neojen yaşlı karasal birimler Umut ve diğ. (1987) tarafından Akşehir Grubu olarak tanımlanmıştır. Vissers ve ark, (2012), Ilgın Havzası'nın, kuzey batıdaki Akşehir-Afyon Havza kompleksiyle bitişik olup bu havzanın güney doğu devamını oluşturduğunu savunmaktadır. Sultan Dağları ve bu dağlara paralel uzanan Akşehir Fay Zonu her iki havzanın da güneybatı sınırını oluşturmaktadır. Bu çalışmada Sultan Dağları'nın doğu kesimlerinde yüzeyleyen Neojen yaşlı birimler Akşehir Havzası içerisinde kabul edilmiştir. Akşehir Havzası'na ait birimler bölgede alüvyon yelpazesi çökellerinden oluşan Belekler formasyonu ve gölsel kırıntılı ve karbonatlar içeren Aşağıçiğil formasyonu ile temsil edilmektedir (Şekil 2.102).

YAŞ	FORMASYON	Qal SİMGE	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
Kuvaterner	Alüvyon	Qal		Tutturulmamış çakıl, kum, silt Uyumsuzluk
Miyosen - Pliyosen	Aşağıçığil	Nmpla		Aşağıçığil Formasyonu: Gölsel ortamda çökelmiş beyaz, bej renkli ince tabakalı gölsel kireçtaşı, killi kireçtaşı, yeşil-krem renkli marn ve çamurtaşı Gastropod, alg ve yaprak fosilleri Linyit
	Belekler	Nmplbe		Linyit Belekler Formasyonu: Alüvyon yelpazesi ve akarsu ortamında çökelmiş kırmızı-kahverenkli çakıltaşı, kumtaşı ve çamurtaşı
Miyosen Öncesi				Uyumsuzluk Temel Kayalar Sultandağı İstifi ve Beyşehir-Hoyran Naplarına ait birimler

Şekil 2.102. Akşehir Havzası'nın genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti (Ölçeksiz)

2.4.2.2.1. Belekler formasyonu (Nmplbe)

Sultan Dağları'nın doğusunda Akşehir Havzası'nda tanımlanan ve başlıca kırmızımsı, kiremit renkli çakıltaşı, kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşından oluşan Miyosen-Pliyosen yaşlı alüvyon yelpazesi çökelleri Umut ve diğ. (1987) tarafından sırasıyla

Ayaslar, Belekler ve Doğanhisar formasyonları adı altında tanımlanmıştır. Arazide birbirleri ile aynı stratigrafik ve sedimentolojik özelliklere sahip olan alüvyon yelpazesi çökellerini birbirlerinden ayırtlamak pek mümkün değildir. Ergen ve diğ. (2021), gölsel çökeller ile ardalanmış alüvyon yelpazesi çökellerini bir bütün olarak değerlendirilerek Belekler formasyonu adı altında tanımlanmıştır. Bu çalışmada da aynı adlama kabul edilmiştir.

Formasyon çalışma alanında Sultan Dağları'nın kuzeydoğu kenarı boyunca Yaylabeleden, İlyaslar, Karaağa, Doğanhisar, Kemer ve çevresinde yayılım sunar (Ek-1).

Belekler formasyonu kırmızımsı, kiremit renkli kaba taneli, kötü boylanmalı, temele ait çakıl ve blok parçaları içeren çakıltaşı, kumtaşı ve çamurtaşlarından oluşur. Çakıltaşları kum-silt gibi kırıntılı malzemelerle tutturulmuştur (Şekil 2.103). Formasyonun Sultan Dağları'na yaslandığı yakınsak kesimlerinde çakıltaşları hakim iken havzanın ortalarına doğru kumtaşı ve silttaşlarına geçiş gösterir.



Şekil 2.103. Belekler formasyonuna ait alüvyon yelpazesi istifi, Doğanhisar güneyi

Sultan Dağları'nın doğusunda ve güneyinde Sultandağları'na yaslanır konumda bulunan Belekler formasyonu, Sultandağı İstifi'ni oluşturan farklı formasyonlar Belekler formasyonu, Aşağıçığil formasyonu tarafından transgresif olarak üzerlenir. Ancak Belekler ve Aşağıçığil formasyonları aynı zamanda yanal düşey ilişkiye sahip olup, özellikle havza kenarında pek çok kez ardalanır. Bu ilişki göl su düzeyinin tektonik ya da iklimsel kökenli olarak alçalması ya da yükselmesini yansıtmaktadır. Göl su düzeyinin yükseldiği dönemlerde Belekler üzerinde uyumsuz olarak yer alır formasyonu üzerinde göl transgresyonu gelişirken, göl düzeyinin düştüğü dönemlerde zorunlu regresyona bağlı olarak Belekler formasyonunu oluşturan alüvyon yelpazesi istifinin Aşağıçığil formasyonu göl çökelleri üzerinde ilerlediği görülür (Ergen ve diğ., 2021). Belekler formasyonu havzanın farklı kesimlerinde farklı fasiyeslerden oluşması ve havza taban topoğrafyasındaki düzensizliklerden dolayı farklı kalınlıklara sahiptir. Formasyon, temel kayaçları ile dokanağının olduğu yakınsak kesimlerde kalın olarak gözlenirken havza ortasına doğru kalınlık azalır. Havza kenarında baskın olarak orta-kalın tabakalı çakıltı ve kumtaşından oluşan fasiyesler yer alırken, havza ortasına doğru tabaka kalınlığında azalma ile birlikte kumtaşı-çamurtaşından oluşan kayaçlar görülür. Belekler formasyonunun kalınlığı en fazla 300 m olarak düşünülmektedir (Ergen ve diğ., 2021).

Belekler formasyonu genel olarak alüvyon yelpazesi çökellerinden oluşmaktadır. Sultan Dağları'na yastlanan ve havzada geniş yayılımlara sahip olan bu çökeller tek bir yelpazenin ürünü olmayıp, pek çok yelpazenin havza kenarında birleşmiş ürünlerini yansıtır (Ergen ve diğ., 2021). Akşehir Havzası'nın bu karasal kırıntılı çökelleri çoğunlukla havzanın güneybatı sınırını oluşturan kuzeybatı-güneydoğu uzanımlı Sultan Dağları'ndan güneydoğuya taşınarak depolanmışlardır.

Umut ve diğ. (1987) çalışma alanı dışında Belekler köyü çevresinde formasyonun orta-üst kesimlerinden aldığı omurgalı örneklerinde *Hipparion* sp., *Vertebrate* gen. et. sp. indet, *Testude* sp., *Gompothoridae* gen. et. sp. indeks fosil topluluklarını tanımlanmış ve formasyonun yaşını Geç Miyosen olarak kabul etmiştir. Yalçınlar (1953) ise Argıthanı güneyinde *Hipparion gracile*, *Rhinoceras* sp., *Gazella* sp., *Antilope* (*Carnasiere*), *Ruminantia* omurgalı fosillerine göre Geç Miyosen; Sickenberg ve diğ. (1975) ise aynı yerden *Hipparion* sp., omurgalı fosiline göre birime Erken Pliyosen yaşını vermiştir (Tuncer, 2020'den). Tüm bu paleontolojik veriler ışığında Belekler formasyonunun yaşı Miyosen-Pliyosen yaşlı Aşağıçığil

formasyonu ile yanal ve düşey yönde geçişli olması da dikkate alınarak Miyosen-Pliyosen olarak kabul edilmiştir.

Akşehir Havzası'nda depolanan Belekler formasyonu, Yalvaç Havzası'nda Demirkol ve diğ. (1977) tarafından tanımlanan Bağkonak formasyonu ile fasiyes özellikleri, yaş ve çökelme ortamı yönünden deneştirilebilir özelliktedir.

2.4.2.2.2. Aşağıçığil formasyonu (Nmpla)

Sultan Dağları'nın doğusunda Akşehir Havzası'nda tanımlanan ve başlıca beyaz, sarı, gri, renkli, kumtaşı, kilitaşı, çamurtaşı, marn, kireçtaşı, çakıltası ve linyitten oluşan Miyosen-Pliyosen yaşlı kayaç topluluğu Umut ve diğ. (1987) tarafından Aşağıçığil ve Argıthanı formasyonları olarak adlandırılmıştır. Ergen ve diğ. (2021), alüvyon yelpazesi çökelleri ile ardalanmış gölsel çökelleri bir bütün olarak değerlendirilerek Aşağıçığil formasyonu adı altında tanımlanmıştır. Bu çalışmada da aynı adlama kabul edilmiştir.

Aşağıçığil formasyonu çalışma alanında sadece Kemer kuzeydoğusunda sınırlı alanlarda yüzeylemeler sunar (Ek-1).

Aşağıçığil formasyonu çalışma alanında beyaz, krem renkli ince-orta tabakalı kireçtaşı, krem, yeşil, grimsi renkli çamurtaşı, marn ve kumtaşlarının ardalanımından oluşur (Şekil 2.104). Birim çalışma alanı dışında havzanın orta kesimlerinde kömür içeren seviyelerde içermektedir.



Şekil 2.104. Çalışma alanı dışında Aşağıçığil formasyonuna ait gölsel kırıntılı ve karbonatların genel görünümü, Kemer doğusu

Birim çalışma alanında Belekler formasyonuna ait alüvyon yelpazesi çökelleriye yanal ve düşey yönde geçişli olarak gözlenmektedir. Aşağıçığil formasyonu çalışma alanı dışında Tuzlukçu güneydoğusunda Dursunlu formasyonu tarafından uyumsuz olarak üzerlenir.

Çalışma alanında çok sınırlı yüzeylemeler sunan Aşağıçığil formasyonu, Akşehir Havzası'nda geniş yayılımlara sahip olmasına karşın büyük kalınlıklara sahip değildir. Havza kenarına doğru incelerek alüvyon yelpazesi çökelleri içinde kamalanır. Formasyonun en kalın yerde en az 300 m kalınlığa sahip olduğu düşünülmektedir (Ergen ve diğ., 2021).

Aşağıçığil formasyonunun Umut ve diğ. (1987) tarafından alınan çamurtaşı örneklerinde *Cyprinotus salinur* Brady, *Hydobia vitrella* STEF., *Hydobia syrmica* Neum, *Candona* sp., *Candoniella* sp., *Prionocypris* sp., *Zonocypris* sp., *Pseudamnicola* (Andrussowiella) *carasiensis* JEK., *Valvata* sp. ostrakod fosilleri saptanmış ve bu fosillere göre Geç Miyosen'in üst seviyeleri ve Pliyosen yaşı saptanmıştır. Umut ve diğ. (1987) çamurtaşı örneklerinden aldıkları spor ve polen örneklerinden *Inaperturopollenites dusius* Potonie, *Inaperturopollenites hiatus* Potonie, *Triatriopollenites coryphaeus* pf. ve Th., *Triatriopollanites* sp., *Suptriporopollenites simplex* Pot. ve Ven., *Intratiporopollnutes instructus* Pot. ve Ven., *Polyporopollenites undulosus* (Wolff) Tn. ve Pf., *Disulsites* sp., *Tricolpites* sp., *Tricolporopollenites microreticulatus* Pf. ve Th., *Ovoidites ligneolus* Pot. fosillerine göre Miyosen yaşı elde etmiştir. Aynı araştırmacılar linyit ocaklarında bulunan mikro memeli fosillerinden *Mirabella intermedia*, *Eumyarion* aff. *bifidus*, *Eumyarion* sp. II, *Eumyarion* sp. III, *Eumyarion* sp. IV, *Paleosciurus* sp., *Brausatoglis* sp., *Gliridae* gen. et sp. indeks taksonlarını saptamış ve en üst Oligosen ya da en Erken Miyosen yaşta olabileceği önermişlerdir. Ergen ve diğ. (2021), Aşağıçığil formasyonunun üst seviyeleri olarak kabul edilen seviyelerden aldıkları örneklerde *Heterocypris salina salina* (BRADY), *Ilyocypris* cf. *gibba* Rhamdor, *Candona* cf. *altoides* Petrovski, *Pseudocandona* sp., *Candona* sp., *Valvata* (Valvata) *cristata* MÜLLER, *Caecilioides* sp., ostrakod fosillerine göre Pliyosen yaşı elde etmiştir. Tuncer (2020), Aşağıçığil formasyonundan elde ettiği ostrakod fosillerine göre birimin orta-üst seviyelerinin Serravaliyen-Tortoniyen boyunca çökeldiğini ortaya koymuştur. Ayrıca Aşağıçığil formasyonunun eşleniği olan Kumdöken formasyonundan da yine ostrakod fosillerine göre Erken Miyosen yaşını tespit etmiştir. Tüm bu veriler dikkate alınarak birimin yaşı bu çalışmada Miyosen-Pliyosen olarak kabul edilmiştir.

2.4.3. Kuvatener çökelleri

Çalışma alanındaki Kuvaterner yaşlı örtü çökelleri alüvyon, yamaç molozu ve travertenlerden oluşmaktadır.

2.4.3.1. Traverten (Qt)

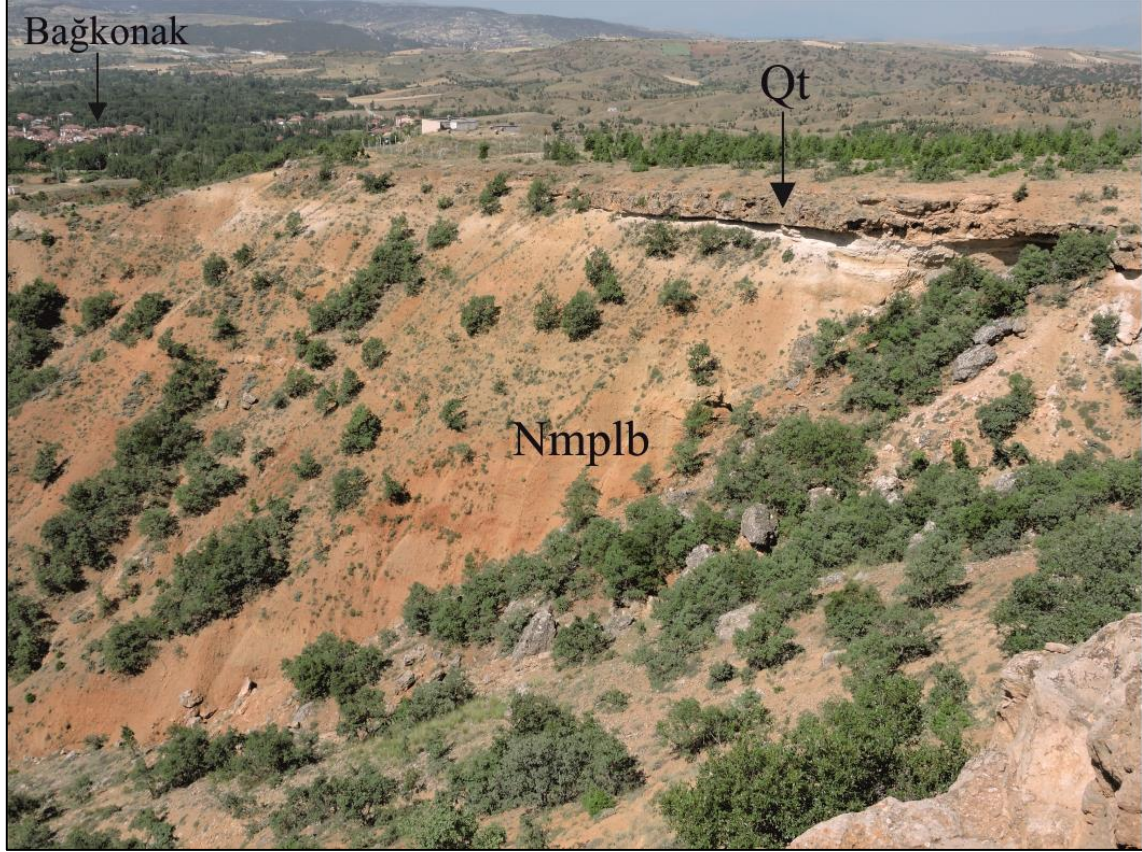
Travertenler çalışma alanında Sultan Dağları'nın güneybatısında kuzeybatı-güneydoğu yönlü uzanan eğim atımlı normal faylara bağlı olarak gelişmişlerdir. Çalışma alanında Bağkonak doğusunda, Başdeğirmen-Arslandoğmuş arasında, Aşağıdinek kuzeyinde, Çarıkсарaylar doğusunda ve Arak güneyi Şarkikaraağaç-Beyşehir yolu üzerinde yayılım sunmaktadır (Ek-1).

Travertenler beyaz, krem, sarı renklere gözlenmekte olup akıntıya bağlı olarak gelişmiş laminasyon yapıları yaygındır. Sert sağlam yapıda olan travertenler mermer ocağı olarak kısmen işletilmiştir (Şekil 2.105). Birim 10-25 m'ye varan kalınlıklar sunmaktadır.



Şekil 2.105. Kuvaterner yaşlı traverten çökelleri, Köprüköy batısı, Şarkikaraağaç

Çalışma alanında Yalvaç Havzası'na ait Miyosen-Pliyosen yaşlı Bağkonak formasyonu üzerinde uyumsuz olarak yer alan travertenler (Şekil 2.106) Kuvaterner yaşlı kabul edilmiştir.



Şekil 2.106. Miyosen-Pliyosen yaşlı Bağkonak formasyonu ile Kuvaterner yaşlı travertenler arasındaki sınır ilişkisi. Bağkonak doğusu, Yalvaç

2.4.3.2. Yamaç molozu (Qym)

Yamaç molozları çalışma alanında Sultan Dağları'nın güneyinde bindirme faylarının ve normal fayın önünde gelişmiştir. Şarkikaraağaç güneyinde Kızıldağ çevresinde yaygın olarak gözlenen yamaç molozları ayrıca Salur batısında, Yenice kale güneybatısında, Balcı güneydoğusunda yayılım sunmaktadır. Silt, kum, çakıl ve blok boyutlu köşeli tanelerden oluşan yamaç molozları pekişmemiş-yarı pekişmiş olarak gözlenir. Bol gözenekli bir dokuya sahip olan bu çökellerde tane dizilimi, boylanma ve derecelenme belirgindir.

2.4.3.3. Alüvyon (Qal)

Güncel akarsu alüvyonları çalışma alanında Gelendost, Şarkikaraağaç, Yalvaç çevresi ile bunlara bağlanan derelerde geniş yayılım sunmaktadır (Ek-1). Akarsu alüvyonları güncel akarsuyun iki yanında birkaç yüz metre ile birkaç kilometre arasında değişen genişliğe sahiptir. Bu alüvyonlar Mezozoyik ve Senozoyik yaşlı kayalardan türeyen pekişmemiş kil, silt, kum, çakıl ve blok boyutlu kayaç parçalarından oluşmaktadır.



3. YAPISAL JEOLojİ

İç Anadolu'nun güneybatısında, Afyon Zonu (Okay, 1984; Candan ve diğ., 2005; Okay ve Tüysüz, 1999) ile Toros birlikleri (Özgül, 1976) arasında yer alan ve KB-GD yönlü uzanan bir dağ kuşağı olan Sultan Dağları, Neotetis Okyanusu'nun kuzey kolu ve/veya İç Toros Okyanusu'nun kapanmasına bağlı olarak erken-orta Paleosen'de bir araya gelmiş yapısal birimlerden oluşur. Bu yapısal birimler paraotokton konumlu Sultandağı İstifi (Özgül ve diğ., 1991) (erken Kambriyen-Geç Kretase), Anamas-Akseki Otoktonu (Şenel ve diğ., 1992) (Jura-Senomaniyen) ile allokton konumlu Çay İstifi (Özgül ve diğ., 1991) (Geç Devoniyen-Geç Kretase) ve Beyşehir-Hoyran Napları (Monod, 1977) (Mezozoyik)'dır. Bunlardan Çay İstifi çalışma alanında gözlenmemektedir.

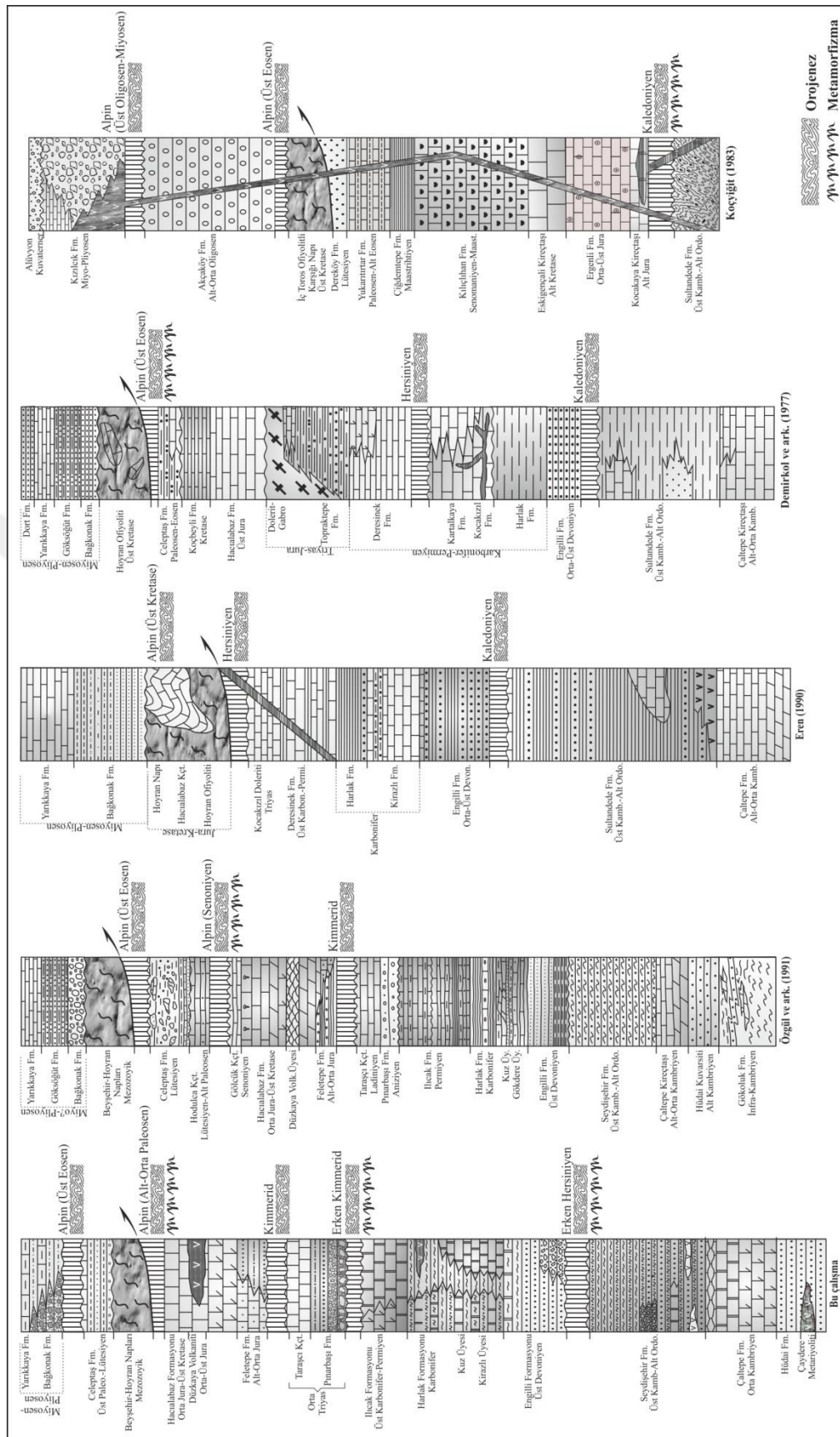
Kambriyen-Kretase yaşlı metasedimanter ve metavolkanik kayalar ile Senozoyik yaşlı örtü çökellerinden oluşan (Demirkol, 1977; Özgül ve diğ., 1991) Sultan Dağları, farklı dönemlerde sıkışma ve gerilme tektoniğine bağlı çoklu deformasyona ve metamorfizmaya uğrayarak bugünkü görünümünü kazanmıştır.

Sultan Dağları'nın çok evreli bir deformasyon tarihçesine sahip olduğu ilk kez Haude (1968) tarafından ortaya konulmuştur. Demirkol (1986), Sultan Dağları'nın Kaledoniyen, Hersiniyen ve Alpin hareketlerinden etkilenecek kırıklı, kırıklı yapısını kazandığını belirlemiştir. Eren (1987, 1990, 1991a) ise yapmış olduğu detaylı mezoskopik ölçümlere dayanarak "masifi" çekirdek ve kılıf olarak iki bölüme ayırmış, çekirdeğin Kaledoniyen Orojenezi ile ilgili üç evreli; kılıfın ise Hersiniyen ve sonrasına ait olan yine üç evreli bir kıvrımlanmaya uğradığını ortaya koymuştur (Şekil 3.1).

Bu çalışmada elde edilen yapısal veriler ışığında Sultan Dağları ve yakın çevresine ilişkin Paleozoyik, Mezozoyik ve Senozoyik dönemlerindeki orojenik olaylara bağlı olarak meydana gelen uyumsuzluklar, deformasyonlar (kıvrımlar, kırıklar, çatlak sistemleri, lineasyonlar, kinematik analizler vb.) ve metamorfizma faaliyetleri açıklanmaya çalışılmıştır.

3.1. Uyumsuzluklar

Çalışma alanında erken Kambriyen-Kuvaterner dönemi içerisinde 7 uyumsuzluk seviyesi gözlenmektedir. Bunlar Geç Devoniyen, Orta Triyas, Erken Jura, geç Paleosen, Miyosen ve Kuvaterner yaşlı formasyonların tabanlarında gözlenen uyumsuzluklarıdır.



Şekil 3.1. Sultan Dağları ve yakın çevresine ilişkin yapılan çalışmalarda orojenez ve metamorfizma dönemlerini de gösteren tektono-stratigrafik kesitlerin korelasyonu (Demirkol ve diğ., 1977; Koçyiğit, 1983; Eren, 1990 ve Özgül ve diğ., 1991'den düzenlenmiştir)

Çalışma alanındaki en yaşlı uyumsuzluk seviyesi geç Kambriyen-Erken Ordovisiyen yaşlı Seydişehir formasyonu ile Geç Devoniyen yaşlı Engilli formasyonu arasında gözlenmektedir (Şekil 3.2).

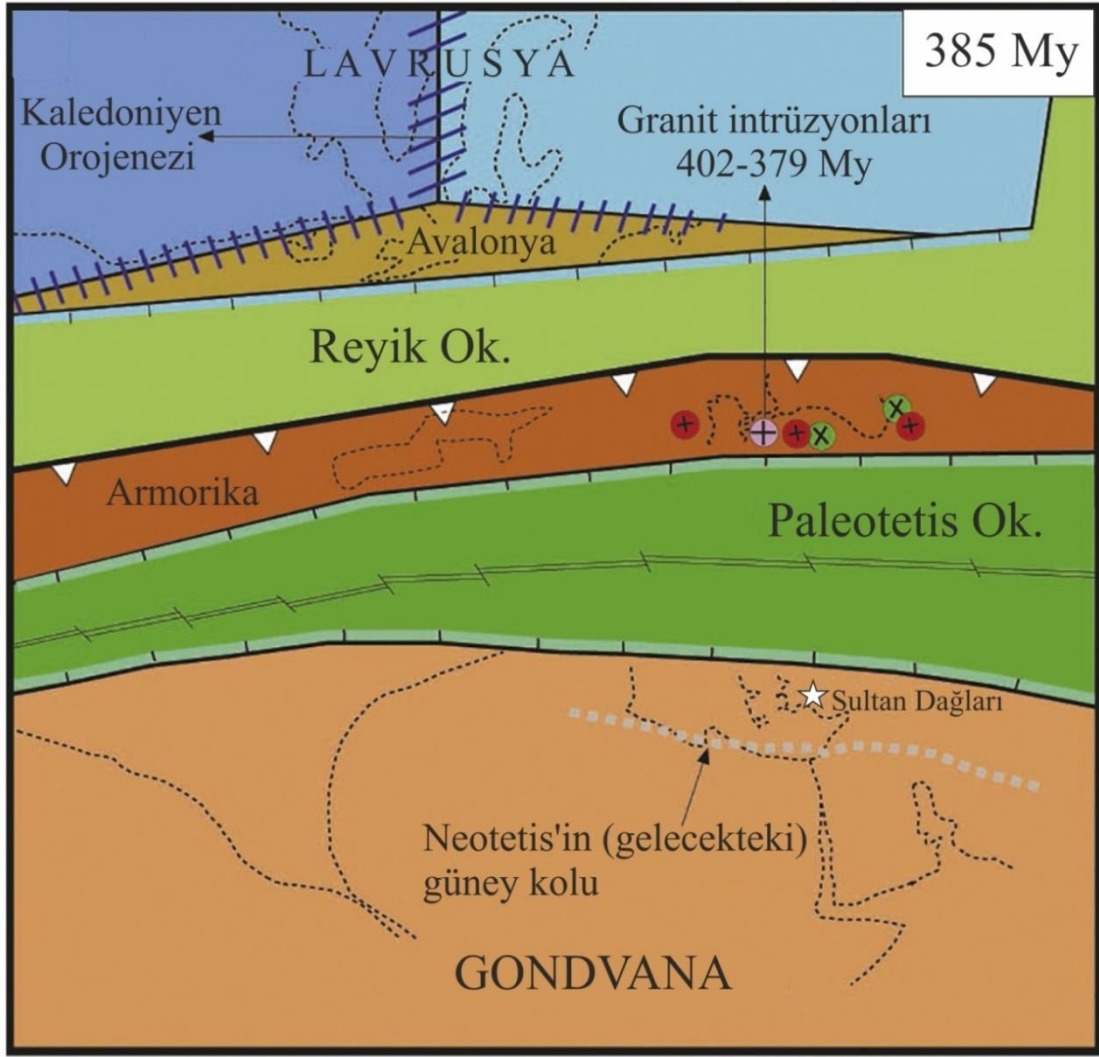
Bu ilişki çalışma alanının yakın kuzeyinde Cankurtaran güneybatısında Devlet Tepe’de net bir şekilde gözlenmektedir. Bu uyumsuzluk seviyesinde Engilli formasyonu, Seydişehir formasyonu üzerine polijenik taban çakıltaşlarıyla başlamakta olup (Şekil 3.2b,c) üste doğru ise kuvarsit, fillit, kalkışist ve rekristalize kireçtaşlarına geçiş göstermektedir. Bu uyumsuzluk seviyesi ve üste doğru devam eden istif, tipik bir transgresif istif niteliğindedir. Engilli formasyonunun tabanında gözlenen bu uyumsuzluğun nedeni, Reyik Okyanusu’nun Geç Ordovisiyen döneminde kısa süreli güneye yitimi (Nance ve diğ., 2012; Balintoni ve Balica, 2013; Karslı ve diğ., 2020) ile ilişkili olarak Gondvana’nın kuzey kenarında meydana gelen deformasyonlar olmalıdır. Nitekim devam eden süreçte Paleotetis Okyanusu’nun Siluriyen-Devoniyen döneminde açılmaya başlamasıyla (Topuz ve diğ., 2019) oluşan transgresyon ile öncesinde deforme olmuş erken Paleozoyik yaşlı birimler üzerine Engilli formasyonu açısız uyumsuz olarak çökelmeye başlamıştır (Şekil 3.3).

Sultan Dağları’nda ikinci uyumsuzluk düzeyi Orta Triyas yaşlı Pınarbaşı formasyonunun tabanında gözlenmektedir. Çalışma alanında sınırlı yüzeylemeleri olan Pınarbaşı formasyonu, Seydişehir formasyonu üzerine açısız uyumsuz olarak karasal özellikli polijenik çakıltaşlarıyla gelmektedir (Şekil 3.4). Pınarbaşı formasyonunun tabanındaki bu uyumsuzluk, Erken Triyas döneminde meydana gelen Kimmerid Orojenezinin ilk fazıyla ilişkili olmalıdır. Bu orojenezle ilişkili deformasyonlara bağlı olarak Sultan Dağları’nın Paleozoyik istifi metamorfizma geçirmiş, kıvrımlanmış ve yükselmiştir. Üzerine ise Pınarbaşı formasyonuna ait büyük oranda karasal özellikli polijenik konglomeralar ile kumtaşları ve çamurtaşları çökelmiştir.

Sultan Dağları’nda çalışma alanındaki üçüncü uyumsuzluk, Erken-Orta Jura yaşlı Feletepe formasyonunun tabanında gözlenmektedir (Şekil 3.5). Çalışma alanında sadece Feletepe doğu eteklerinde Çaltepe formasyonu üzerinde gözlenmekte olan Feletepe formasyonu, kumtaşı ve çamurtaşlarıyla temsil edilmektedir. Feletepe formasyonunun tabanındaki uyumsuzluk, Geç Triyas döneminde Paleotetis Okyanusu’nun kuzeye yitimi ile oluşan Kimmerid orojenezi (Şengör, 1984; Okay ve diğ., 2015) ile ilişkili olmalıdır.



Şekil 3.2. (a) Seydişehir formasyonu (EOs) ile Engilli formasyonu (De) arasındaki uyumsuz sınır ilişkisi, (b) Engilli formasyonunun tabanında gözlenen metaçakıllaşların mostra görünümü, (c,d,e) Metaçakıllaşları içerisinde gözlenen daha önce metamorfize olmuş, farklı yapraklanma sunan şist ve kuvarşşist çakılları. Devlet Tepe, Cankurtaran güneydoğusu



Şekil 3.3. Orta Devoniyen döneminde açılmakta olan Paleotetis Okyanusu'nun ve Sultan Dağları'nın konumunu gösteren paleocoğrafik harita (Topuz ve diğ., 2019'dan düzenleniştir)



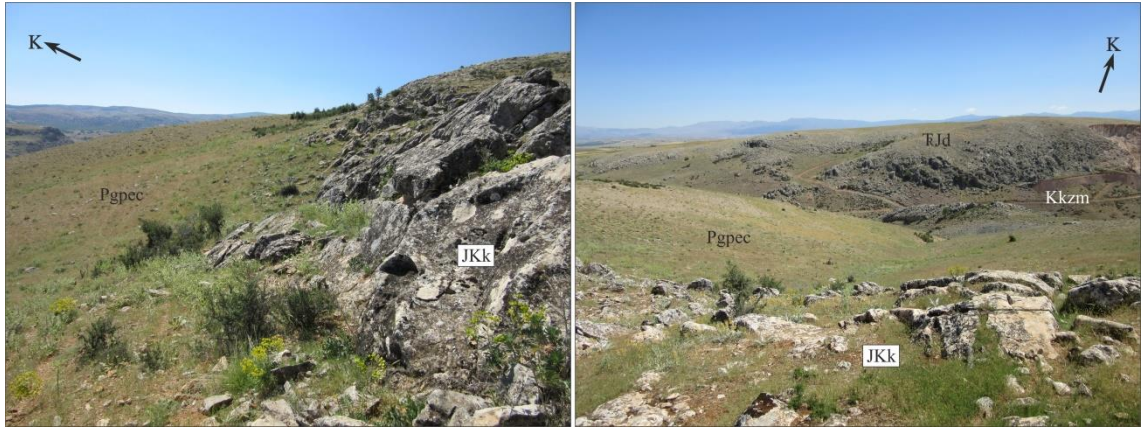
Şekil 3.4. Geç Kambriyen-Erken Ordovisiyen yaşlı Seydişehir formasyonu (EOs) ile Orta Triyas yaşlı Pınarbaşı formasyonu (TRp) arasındaki uyumsuz sınır ilişkisi (Eç: Çaltepe formasyonu, Trt: Taraşçı kireçtaşı, JKh: Hacılabaz fm.) Fele Tepe kuzeydoğusu, Şarkikaraağaç



Şekil 3.5. Orta Kambriyen yaşlı Çaltepe formasyonu (Eç) ile Erken-Orta Jura yaşlı Feletepe formasyonu (Jf) arasındaki uyumsuz sınır ilişkisi. Feletepe doğusu

Hem Feltepe formasyonu ile Hacıalabaz formasyonunun transgresif bir istif sunması hem de kıvrım sistemlerinin altta yer alan Orta Triyas yaşlı Pınarbaşı formasyonu ve Taraşçı kireçtaşı ile uyuşmaması Kimmerid orojenezinin göstergesi olarak değerlendirilebilir.

Çalışma alanındaki dördüncü uyumsuzluk düzeyi geç Paleosen-Lütesiyen yaşlı Celeptaş formasyonunun tabanında yer almaktadır. Bloklu-çakıllı kumtaşı, çamurtaşı, kalkarenit, killi kireçtaşı ve kireçtaşlarından oluşan Celeptaş formasyonu, Sultandağı İstifi, Anamas-Akseki Otoktonu (Şekil 3.6) ve Beyşehir-Hoyran Napları'nın ortak örtüsünü oluşturmaktadır. Bu durum Celeptaş formasyonunun çökelişi öncesi Beyşehir-Hoyran naplarının bölgeye yerleştiğini açıkça göstermektedir.



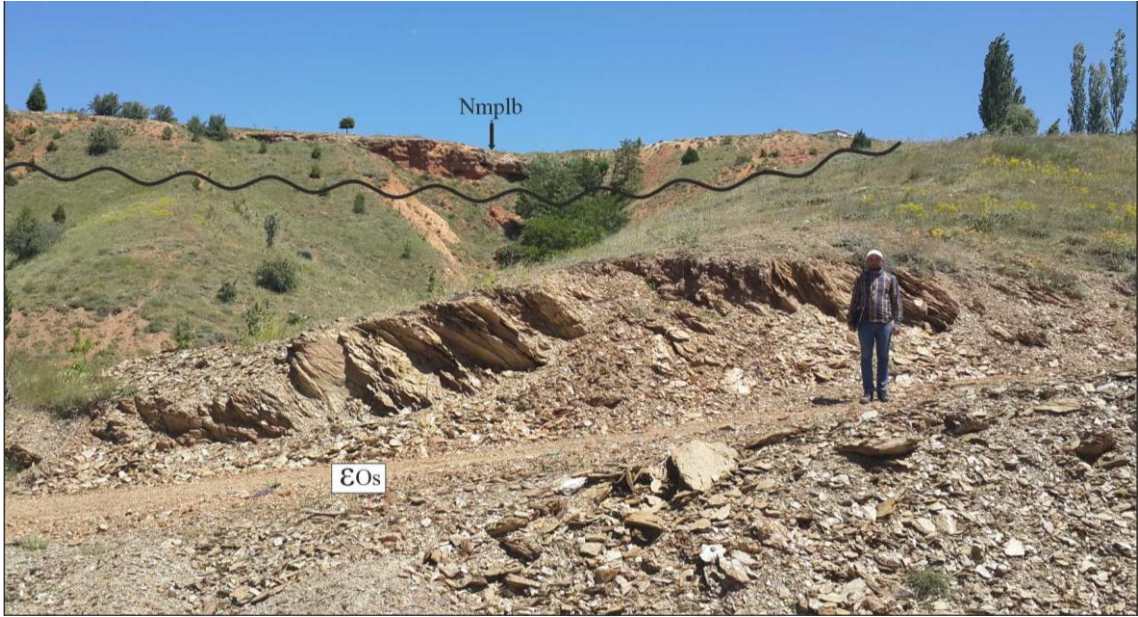
Şekil 3.6. Anamas-Akseki Otoktonu'na ait Jura-Senomaniyen yaşlı Kurucaova formasyonu (JKk) ile geç Paleosen-Lütesiyen yaşlı Celeptaş formasyonu (Pgpec) arasındaki uyumsuz sınır ilişkisi. Madenli kuzeybatısı, Gelendost

Miyosen-Pliyosen döneminde gelişen Yalvaç ve Akşehir havzalarının karasal-gölsel çökelleri bölgede beşinci uyumsuzluk seviyesini oluşturmaktadır. Sultan Dağları'nın batı kenarında Yalvaç havzasına ait Bağkonak formasyonu (Şekil 3.7) ve doğu kenarında ise Akşehir havzasına ait Belekler formasyonu, temel birimler üzerine açısal uyumsuz olarak gelmektedir.

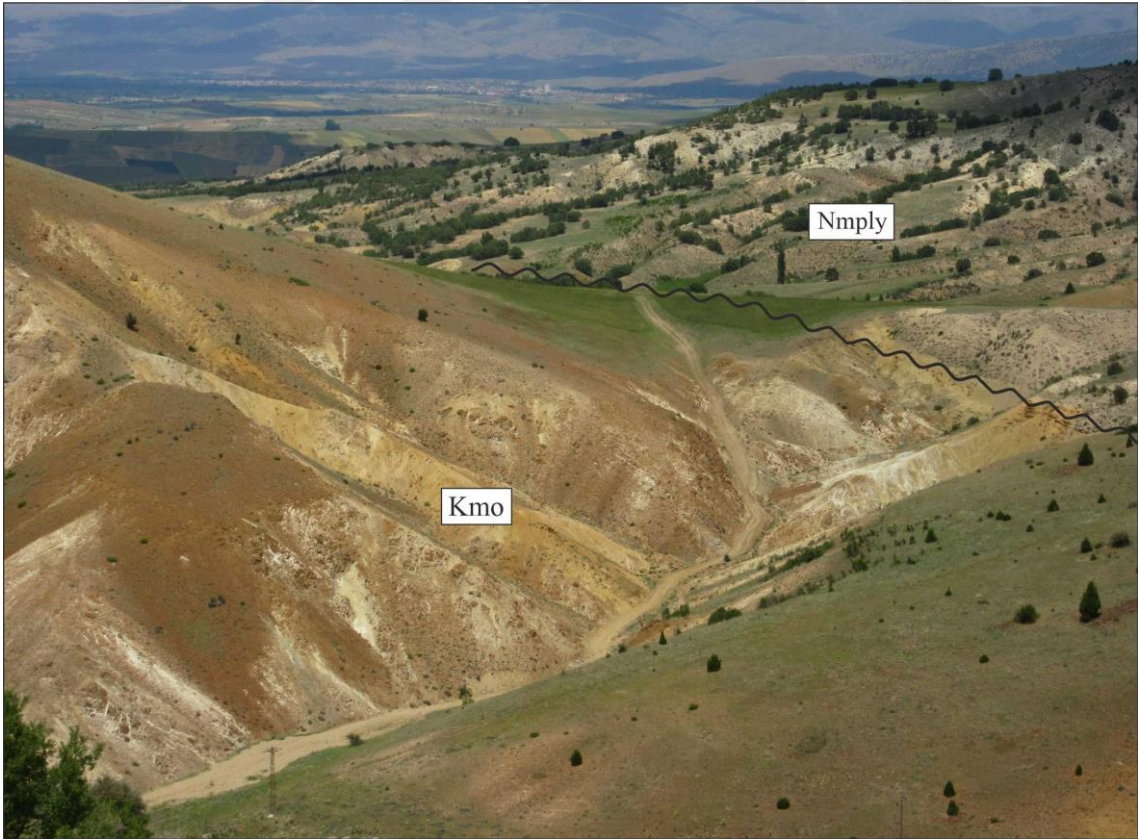
Bazı bölgelerde Bağkonak formasyonu olmadan direkt olarak batıda Yarıkkaya formasyonu, doğuda Aşağıçığil formasyonu temel birimleri uyumsuz olarak örtmektedir (Şekil 3.8).

Sultan Dağları'ndaki altıncı ve yedinci uyumsuzluk düzeyleri ise Kuvaterner yaşlı olarak kabul edilen birimlerin tabanında ve kendi içerisinde gözlenmektedir. Buna göre Miyosen-Pliyosen yaşlı Bağkonak formasyonu üzerine çökelen travertenlerin

tabanı altıncı uyumsuzluk düzeyini oluştururken (Şekil 3.9), travertenleri de aşındırarak çökelen alüvyonların tabanı, yedinci uyumsuzluk düzeyini oluşturmaktadır (Ek-1).



Şekil 3.7. Geç Kambriyen-Erken Ordovisiyen yaşlı Seydişehir formasyonu (EOs) üzerine açılal uyumsuz olarak gelen Miyosen-Pliyosen yaşlı Bağkonak formasyonu (Nmplb) arasındaki uyumsuz sınır ilişkisi. Yukarıdineğ güneybatısı, Şarkikaraağaç



Şekil 3.8. Marmaris ofiyoliti üzerine uyumsuz olarak gelen Miyosen-Pliyosen yaşlı Yarıkkaya formasyonu (Nmply) ilişkisi. Keçili kuzeybatısı, Madenli



Şekil 3.9. Miyosen-Pliyosen yaşlı Bağkonak formasyonu (Nmplb) ile Kuvaterner yaşlı Traverten (Qt) arasındaki uyumsuz sınır ilişkisi. Başdeğirmen batısı, Şarkikaraağaç

3.2. Kıvrımlar

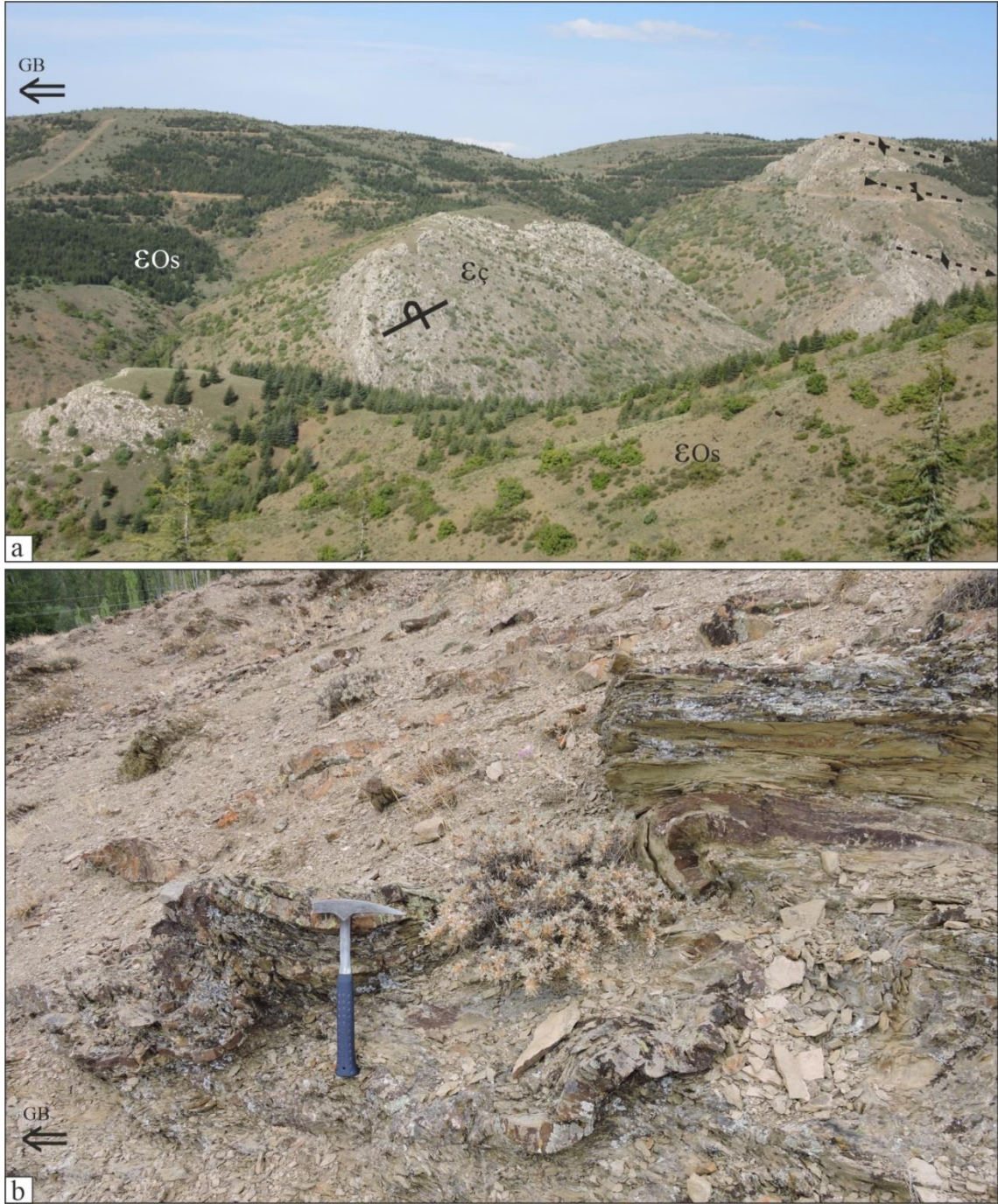
Çalışma alanında yer alan erken Kambriyen’den Pliyosen’e kadar tüm birimler farklı zamanlarda farklı jeolojik olaylara bağlı olarak deformasyona uğramış ve kıvrımlanmışlardır. Bu kapsamda uyumsuzluk seviyeleri baz alınarak kendi içerisinde uyumlu olan formasyonlar birlikte değerlendirilmiş ve çalışma alanındaki farklı kıvrımlanma evreleri ve kıvrım geometrileri ortaya konulmaya çalışılmıştır. Buna göre Sultandağı İstifi’ne ait erken Paleozoyik yaşlı birimlerden Hüdai formasyonu (erken Kambriyen), Çaltepe formasyonu (orta Kambriyen) ve Seydişehir formasyonuna (geç Kambriyen-Erken Ordovisiyen) ile geç Paleozoyik yaşlı Engilli formasyonu (Geç Devoniyen), Harlak formasyonu (Karbonifer) ve Ilıcak formasyonuna (geç Karbonifer-Permiyen) ait tabaka ve klivaj konumları değerlendirildiğinde Sultan Dağları’nın egemen yönelimine paralel (KB-GD) güneybatıya doğru devrik, büyük ölçekli kıvrımlar ve bunlara yaklaşık olarak dik gelişmiş KD-GB eksenli kıvrımlar dikkati çekmektedir (Ek-1, Şekil 3.10, 3.11, 3.12, 3.13).



Şekil 3.10. Seydişehir formasyonuna (EOs) ait ince tabakalı metakumtaşı ve metasilttaşlarında gözlenen batı-güneybatıya devrik kıvrım yapıları, kıvrım eksen konumu B:K25°B, 45°KB. Köprüköy GD'su, Şarkikaraağaç

Gerek Hüdai, Çaltepe ve Seydişehir formasyonlarından oluşan alt Paleozoyik birimleri gerekse Engilli, Harlak ve Ilıcak formasyonlarından oluşan üst Paleozoyik birimleri Tip-3 türü kıvrımlanmış kıvrım geometrisi sunmaktadırlar. Tüm bu formasyonlarda KB-GD ve KD-GB yönlü eksen izlerine sahip kıvrım sistemleri gelişmiştir (Şekil 3.14, 3.15).

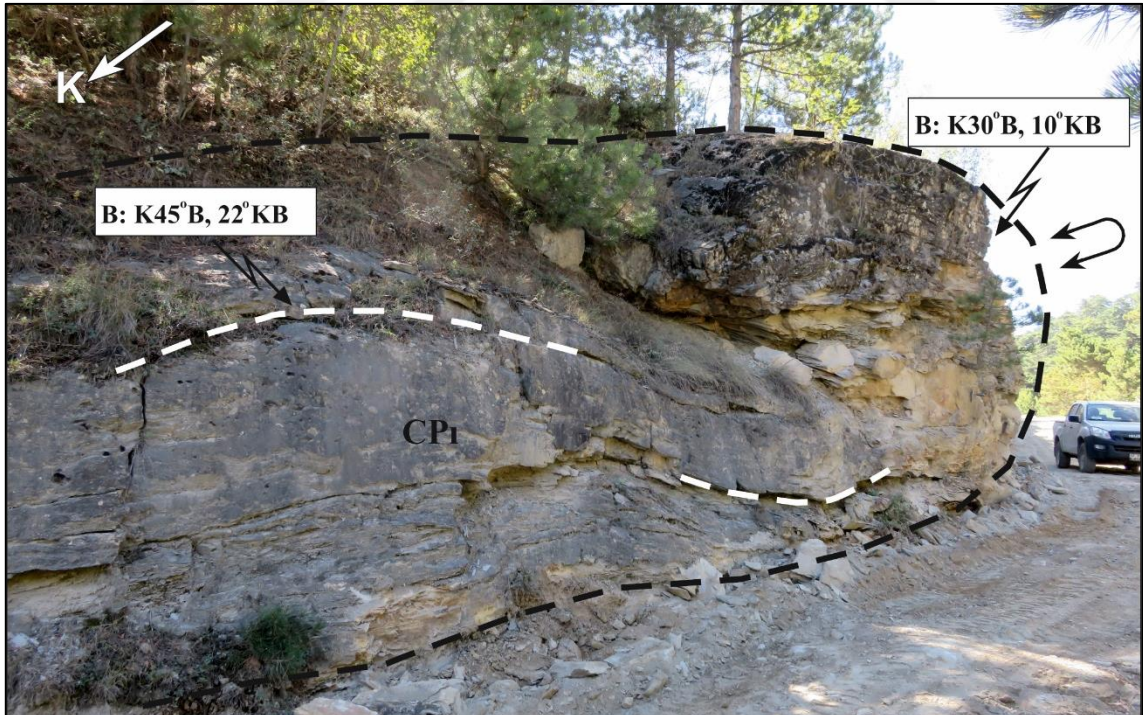
Çalışma alanında Hüdai, Çaltepe ve Seydişehir formasyonlarına ait 403 adet tabaka ölçümüne ilişkin nokta-kontur diyagramı incelendiğinde, kıvrım eksen konumları B1:K11°D, 29°GB; B2:K20°D, 32°KD; B3:K68°B, 29°KB, olarak gözlenmektedir (Şekil 3.16). Seydişehir formasyonuna ait metakumtaşı, metasilttaşı, fillitlerden elde edilen 844 adet klivaj ölçümüne ilişkin stereonet diyagramları incelendiğinde B2:K8°D, 26°GB; B3:K28°D, 32°KD; B4:K53°B, 20°KB şeklinde ortaya çıkmaktadır (Şekil 3.17). Aynı birimlerde kıvrım eksenleri (188 adet) ve eksen düzlemlerine (267 adet) ait ölçümler değerlendirildiğinde; kıvrım eksenleri K45°B, 29°KB; K41°D, 21°KD; K03°D, 38°GB (Şekil 3.18), kıvrım eksen düzlemleri ise K17°D, 67°GD; K81°D, 26°KB (Şekil 3.19) şeklinde gözlenmektedir.



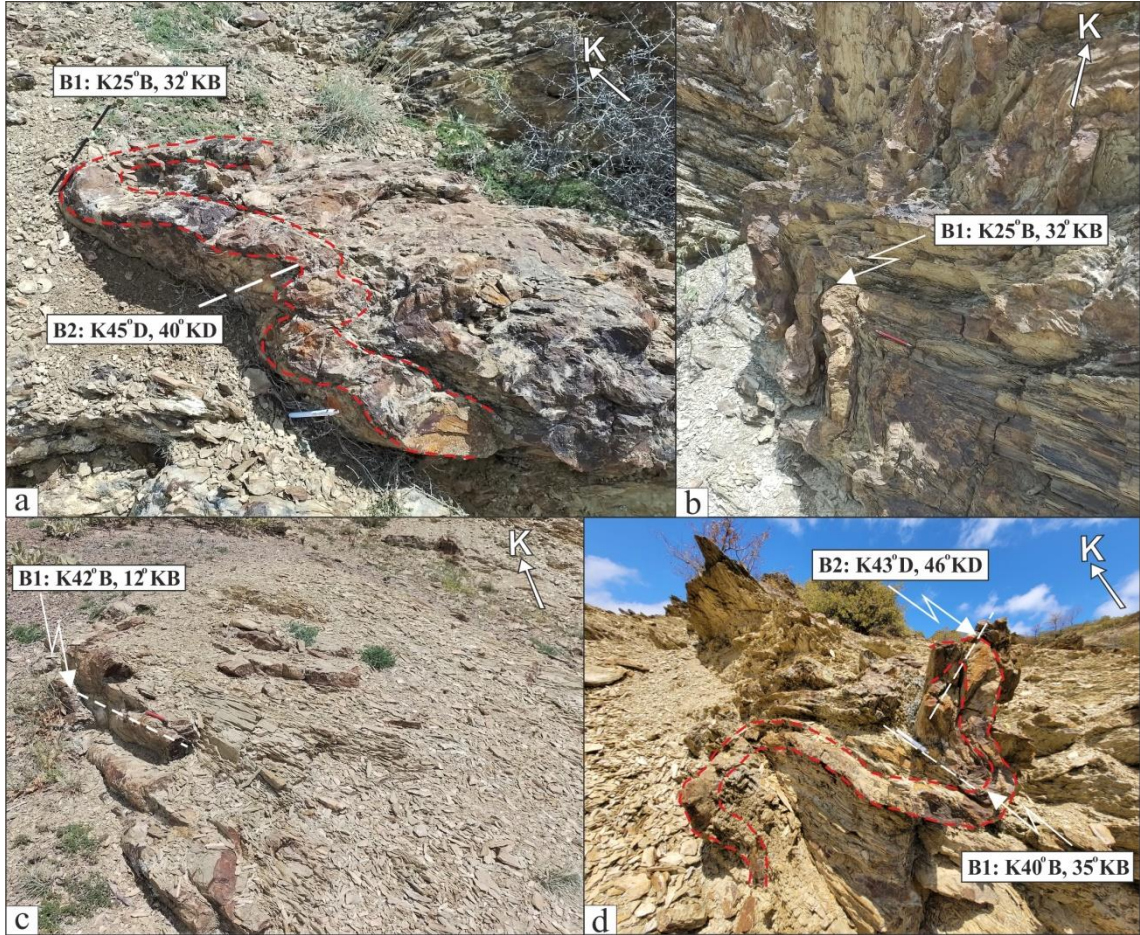
Şekil 3.11. (a) Orta Kambriyen yaşlı Çaltepe formasyonu (Eç) ve geç Kambriyen-Erken Ordovisiyen yaşlı Seydişehir formasyonunda (EOs) gözlenen devrik kıvrım, Çarıksaraylar kuzeydoğusu. (b) Seydişehir formasyonunda gözlenen güneybatıya doğru devrik kıvrımların yakın görünümü. Köprüköy doğusu, Şarkikaraağaç



Şekil 3.12. Seydişehir formasyonu (EOs) ile üzerine uyumsuz olarak gelen Engilli formasyonunun (De) birlikte kıvrımlanması sonucu, Sultan Dağları'nın egemen gidişine dik yönlü gelişen kuzeydoğu yönlü kıvrım eksenlerine sahip kıvrımların görünümü



Şekil 3.13. Geç Karbonifer-Permiyen yaşlı Ilıcak formasyonunda (CP1) gözlenen kıvrımlanmış kıvrım yapısı. İzoklinal kıvrım niteliğindeki antiklinal eksen konumu B:K30°B, 10°KB, ikincil olarak gelişen kıvrım eksen konumu B:K45°B, 22°KB. Yaylabeleden batısı, Doğanhisar

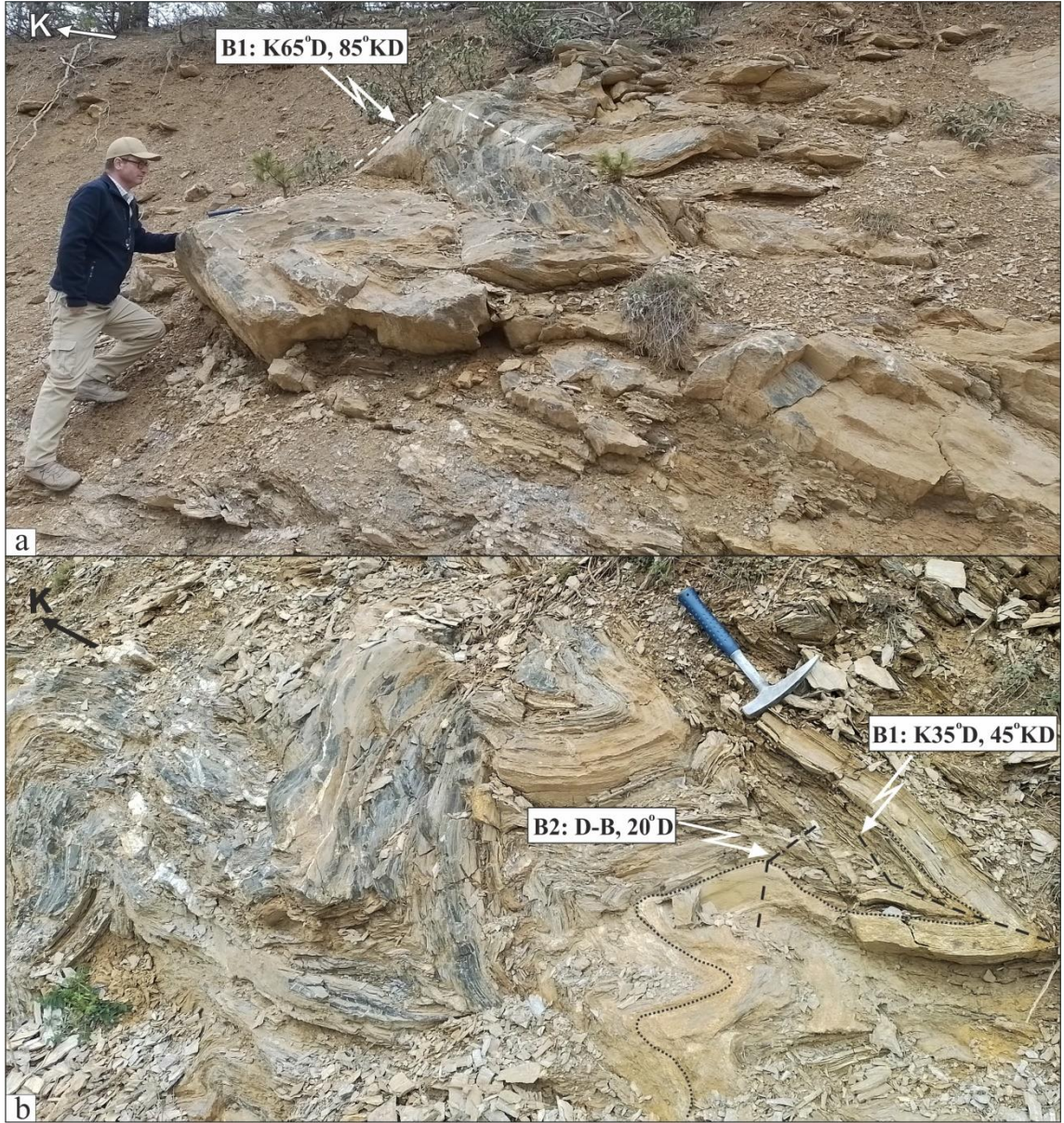


Şekil 3.14. Seydişehir formasyonuna ait metakumtaşı ve metasilttaşlarında gözlenen kıvrım yapıları. (a, d) KB-GD ve KD-GB yönlü gelişmiş kıvrım sistemleri, Tip-3 türü kıvrım. (b,c) KB-GD yönlü, GB'ya devrik kıvrım yapıları. Köprüköy GD'su, Şarkikaraağaç

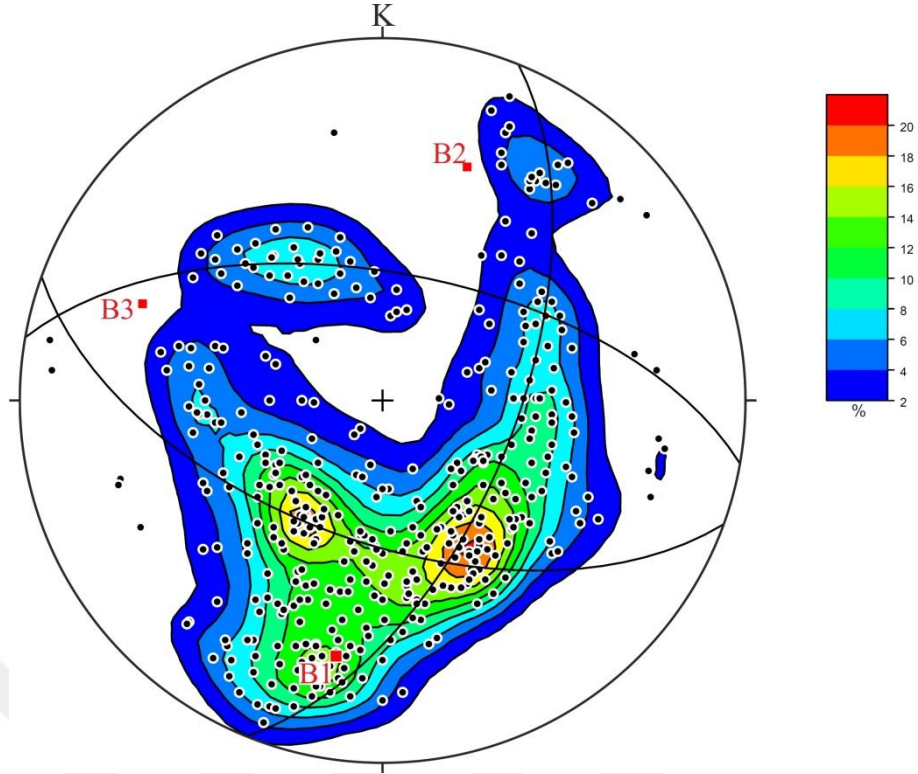
Çalışma alanında geç Kambriyen-Erken Ordovisiyen yaşlı Seydişehir formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelen Geç Devoniyen yaşlı Engilli formasyonu, Karbonifer yaşlı Harlak formasyonu ve geç Karbonifer-Permiyen yaşlı Ilıcak formasyonunun tabaka ölçümleri birlikte değerlendirilmiştir.

Buna göre Engilli, Harlak ve Ilıcak formasyonlarından alınan 390 adet tabaka ölçümüne ilişkin nokta-kontur diyagramı incelendiğinde kıvrım eksen konumları B1:K64°D, 36°KD; B2:K58°B, 16°KB olarak ortaya çıkmaktadır (Şekil 3.20).

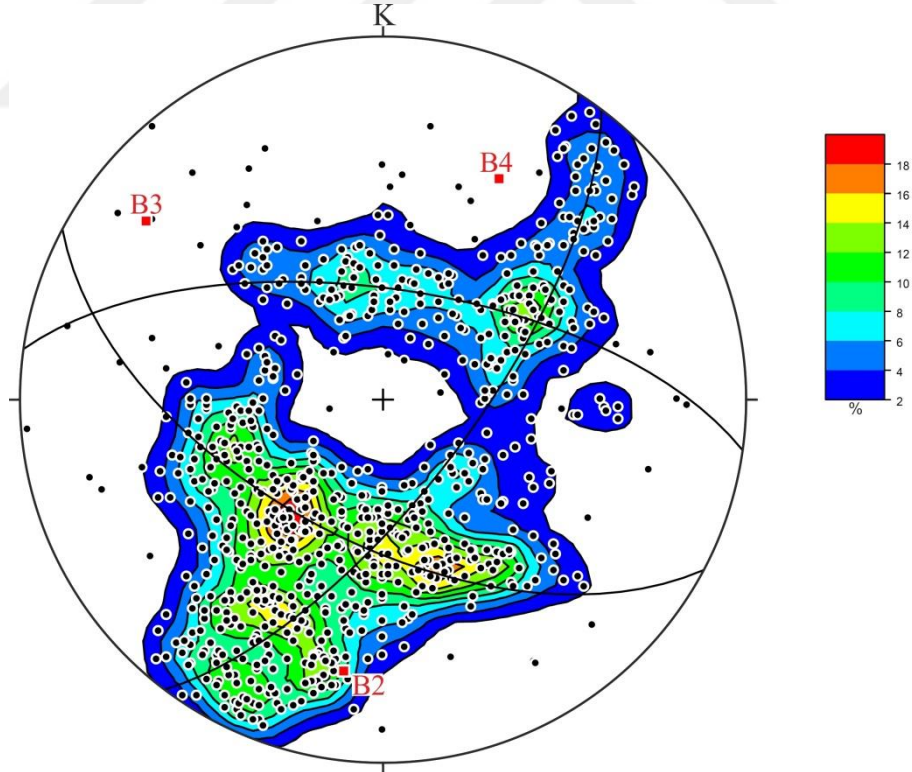
Engilli, Harlak ve Ilıcak formasyonlarından alınan 219 adet klivaj ölçümleri değerlendirildiğinde ise kıvrım eksen konumları B2: K58°D, 32°KD; B2: K61°B, 20°KB şeklinde tespit edilmiştir (Şekil 3.21). Ayrını birimlerde kıvrım eksenini (188 adet) ve eksen düzlemi (64) ölçümleri değerlendirildiğinde; egemen kıvrım eksen konumu K19B, 18KB; K26B, 16GD; K32D, 39KD (Şekil 3.22), egemen kıvrım eksen düzlemi konumu ise K71D, 67GD (Şekil 3.23) şeklindedir.



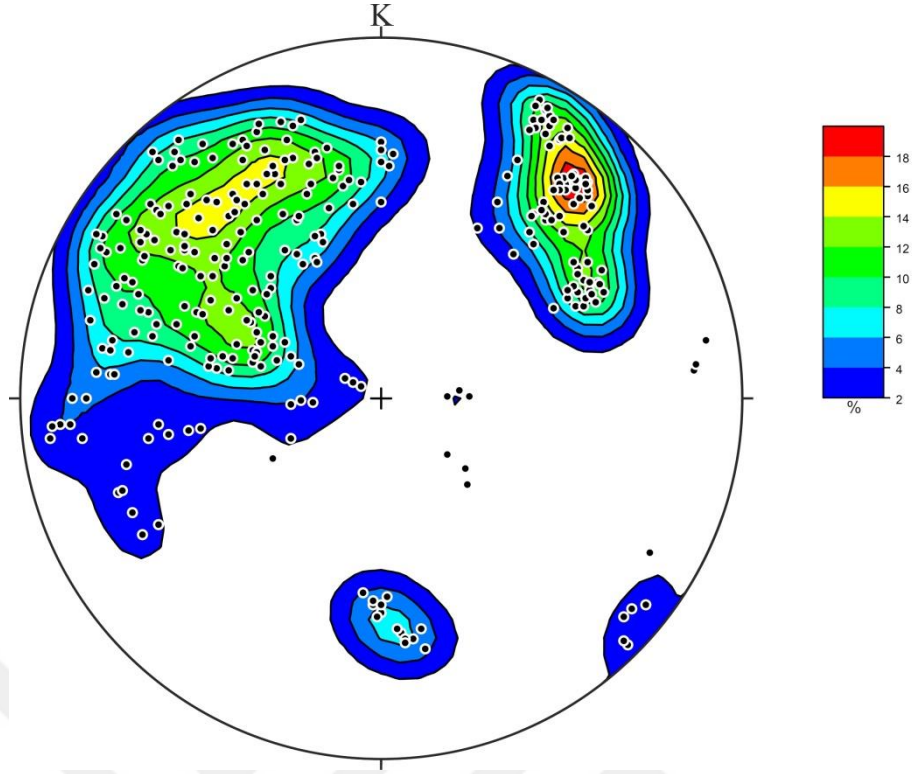
Şekil 3.15. Harlak formasyonuna ait kalkışt ve rekristalize kireçtaşlarında gözlenen kıvrım yapıları. (a) KD-GB yönlü kıvrım eksenine sahip kıvrım yapısı, (b) KD-GB ve D-B yönlü kıvrım eksenleri gösteren Tip-3 türü kıvrım yapısı. Kemer GD'su, Doğanhisar



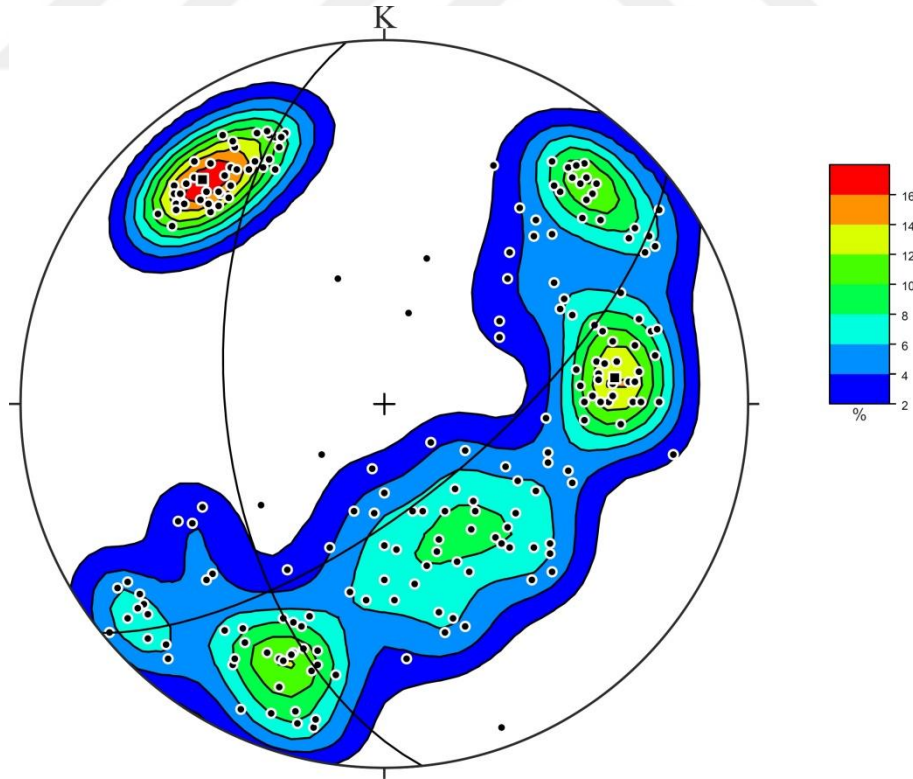
Şekil 3.16. Hüdai, Çaltepe ve Seydişehir formasyonlarında 403 adet tabaka ölçümüne ilişkin nokta-kontur diyagramı ve kıvrım eksen konumu (B1: $K11^{\circ}D/29^{\circ}GB$, B2: $K20^{\circ}D/32^{\circ}KD$, B3: $K68^{\circ}B/29^{\circ}KB$)



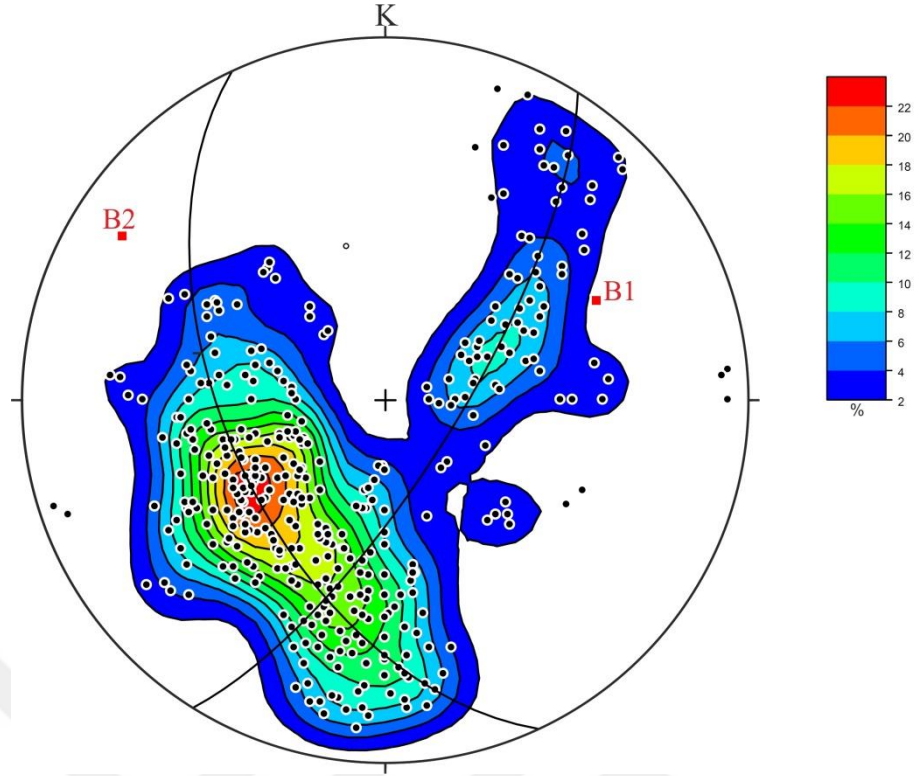
Şekil 3.17. Seydişehir formasyonunda 844 adet klivaj ölçümüne ilişkin nokta-kontur diyagramı ve kıvrım eksen konumları (B2: $K8^{\circ}D, 26^{\circ}GB$; B3: $K28^{\circ}D, 32^{\circ}KD$; B4: $K53^{\circ}B, 20^{\circ}KB$)



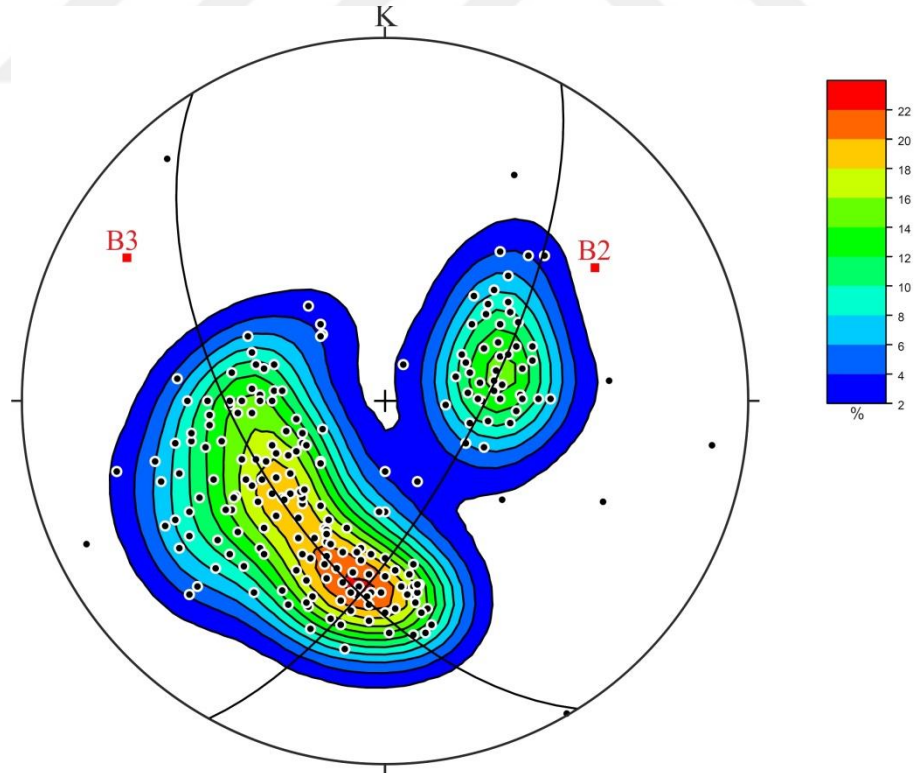
Şekil 3.18. Hüdai, Çaltepe ve Seydişehir formasyonlarında 188 adet kıvrım eksen ölçümüne ilişkin nokta-kontur diyagramı. Kıvrım eksen konumları $K45^{\circ}B$, $29^{\circ}KB$; $K41^{\circ}D$, $21^{\circ}KD$; $K03^{\circ}D$, $38^{\circ}GB$ şeklindedir



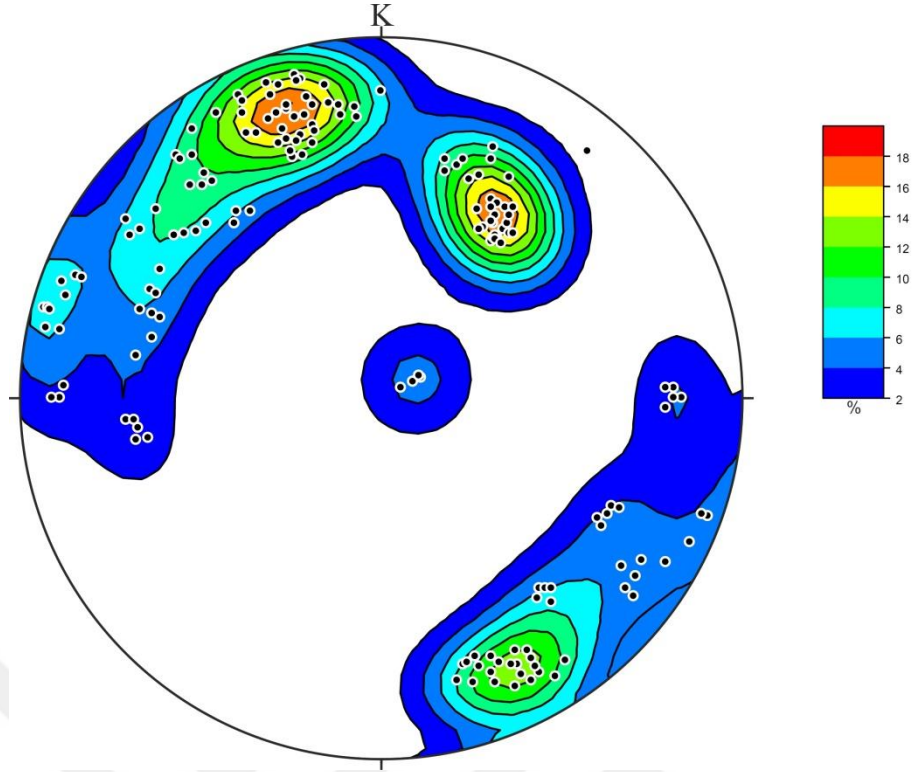
Şekil 3.19. Hüdai, Çaltepe ve Seydişehir formasyonlarında 267 adet kıvrım eksen düzlemi ölçümüne ilişkin nokta-kontur diyagramı. Egemen kıvrım eksen düzlemi konumları: $K51^{\circ}D$, $68^{\circ}GD$; $K06^{\circ}B$, $54^{\circ}GB$ şeklindedir



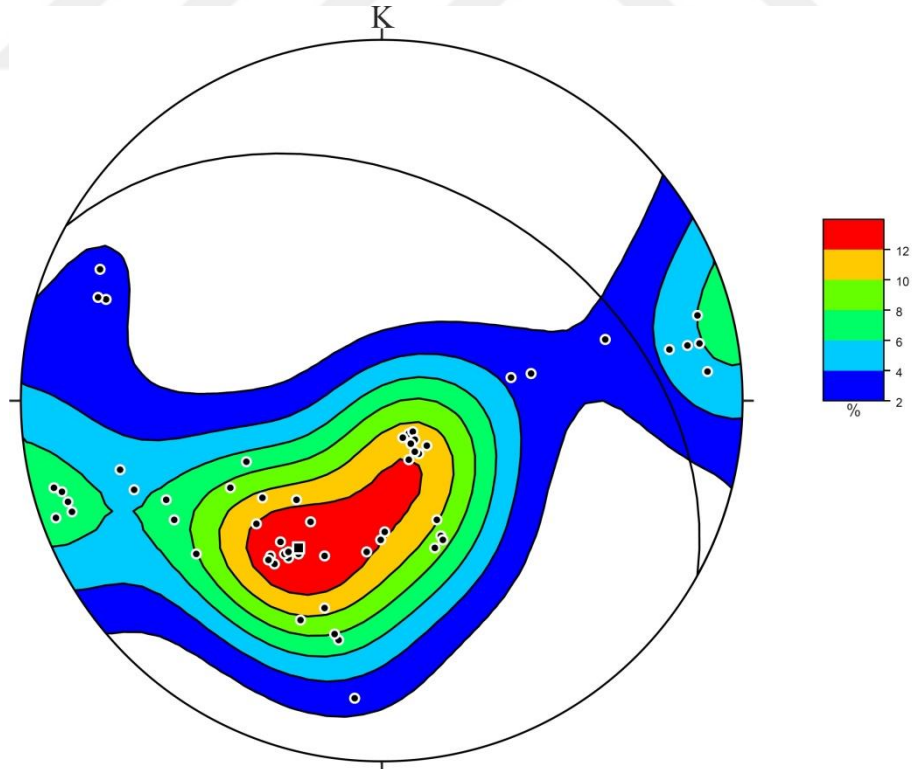
Şekil 3.20. Engilli, Harlak ve Ilıcak formasyonlarında 390 adet tabaka ölçümüne ilişkin nokta-kontur diyagramı ve kıvrım eksen konumu (B1:K64°D, 36°KD; B2:K58°B, 16°KB)



Şekil 3.21. Engilli, Harlak ve Ilıcak formasyonlarında 219 adet klivaj ölçümüne ilişkin nokta-kontur diyagramı ve kıvrım eksenleri konumu (B2: K58°D, 32°KD, B3: K61°B, 20°KB)



Şekil 3.22. Engilli, Harlak ve Ilıcak formasyonlarında 188 adet kıvrım eksen ölçümüne ilişkin nokta-kontur diyagramı. Egemen kıvrım eksen konumları K19°B, 18°KB; K26°B, 16°GD; K32°D, 39°KD şeklindedir

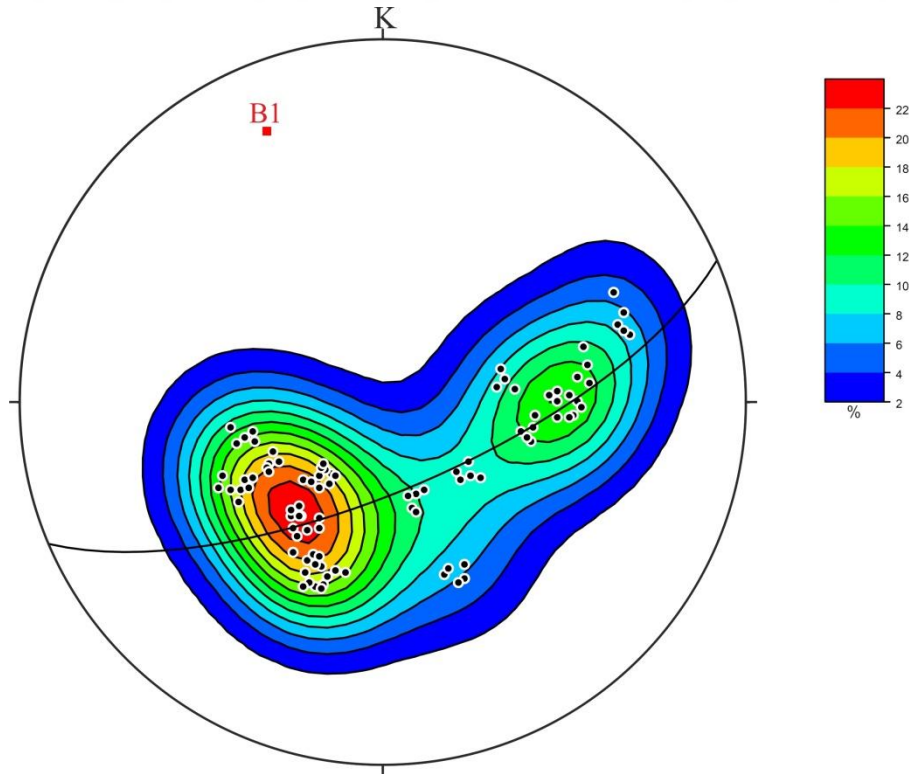


Şekil 3.23. Engilli, Harlak ve Ilıcak formasyonlarında 64 adet kıvrım eksen düzlemi ölçümüne ilişkin nokta-kontur diyagramı. Egemen kıvrım eksen düzlemi konumu: K51°B, 39°KD şeklindedir

Sultandağı İstifi'nde Orta Triyas yaşlı Pınarbaşı formasyonu ve Taraşçı kireçtaşına ait 99 adet tabaka konumuna ilişkin nokta-kontur diyagramı incelendiğinde kıvrım eksen konumu B1:K21°B/20°KB olarak ortaya çıkmaktadır (Şekil 3.24). Pınarbaşı formasyonuna ait 92 adet klivaj ölçümüne (Şekil 3.25) ait nokta kontur diyagramında ise kıvrım eksen konumu B2: K41°B, 14°KB şeklindedir (Şekil 3.26).

Sultandağı İstifi'nde Erken-Orta Jura yaşlı Feletepe formasyonu ve Orta Jura-Geç Kretase yaşlı Hacıalabaz formasyonlarından alınan 382 adet tabaka ölçümüne ilişkin nokta-kontur diyagramı incelendiğinde kıvrım eksen konumu B:K76°D/49°GB olarak ortaya çıkmaktadır (Şekil 3.27).

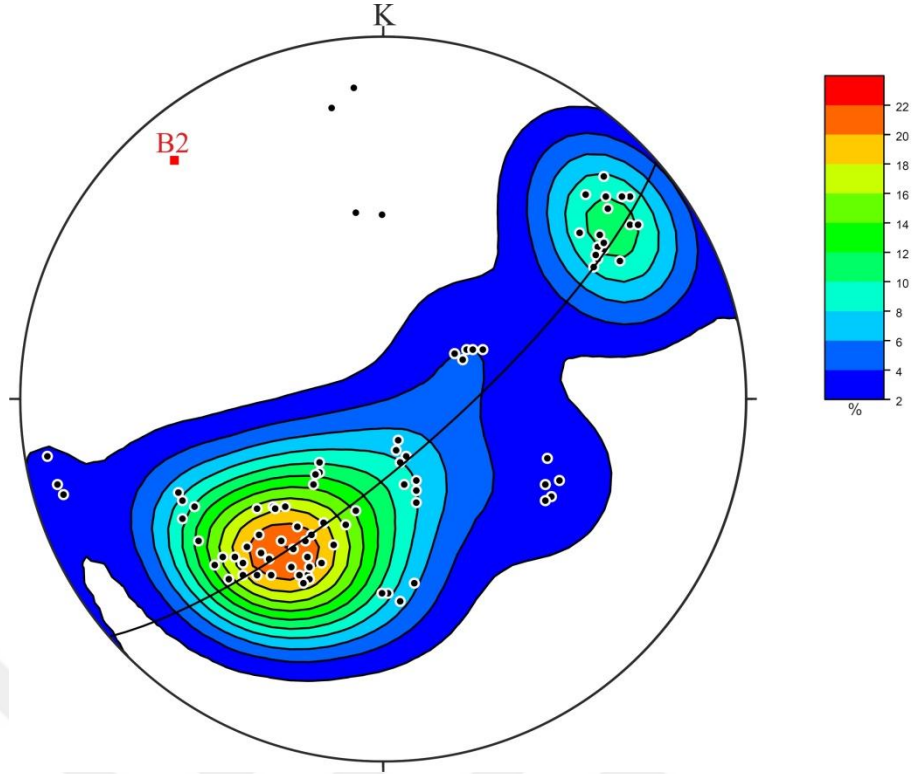
Anamas-Akseki Otoktonu'na ait Kurucaova formasyonu (Jura-Senomaniyen), Hacıalabaz formasyonu (Orta Jura-Geç Kretase) benzer yaşlarda olmasına rağmen kıvrım yapısı farklılık sunmaktadır. Kurucaova formasyondan alınan 321 adet tabaka ölçümüne ilişkin nokta-kontur diyagramı incelendiğinde, kıvrım eksen konumunun B: K72°B, 65°GD olduğu gözlenmektedir (Şekil 3.28). Paraotokton konumlu Geyikdağı Birliği'ne ait Jura-Kretase yaşlı platform karbonat çökellerini temsil eden Hacıalabaz ve Kurucaova formasyonlarına ait tabaka ölçümleri (733 adet) birlikte değerlendirildiğinde ise bu birimlerin dom-küvet yapısı sundukları ortaya çıkmaktadır (Şekil 29).



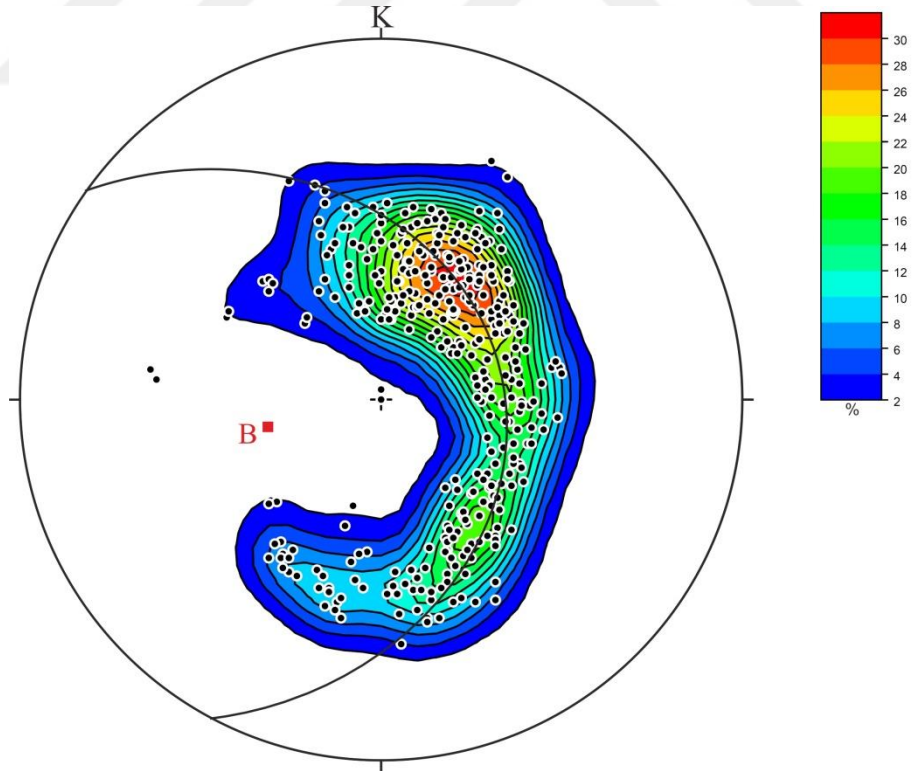
Şekil 3.24. Pınarbaşı formasyonu ve Taraşçı kireçtaşından alınan 99 adet tabaka ölçümüne ilişkin nokta-kontur diyagramı ve kıvrım eksen konumu (B1:K21°B/20°KB)



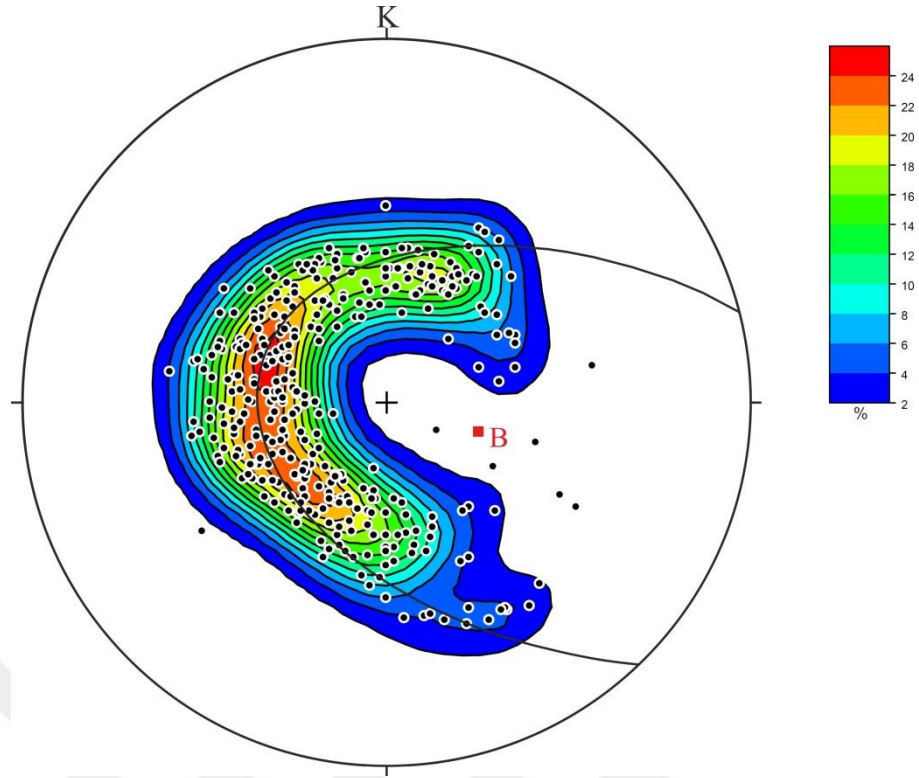
Şekil 3.25. Pınarbaşı formasyonunda düşük metamorfizma özelliği gösteren çakıltası, kumtaşı ve çamurtaşlarında tabaka ve klivajların genel konumu. Feletepe kuzeybatısı, Şarkikaraağaç



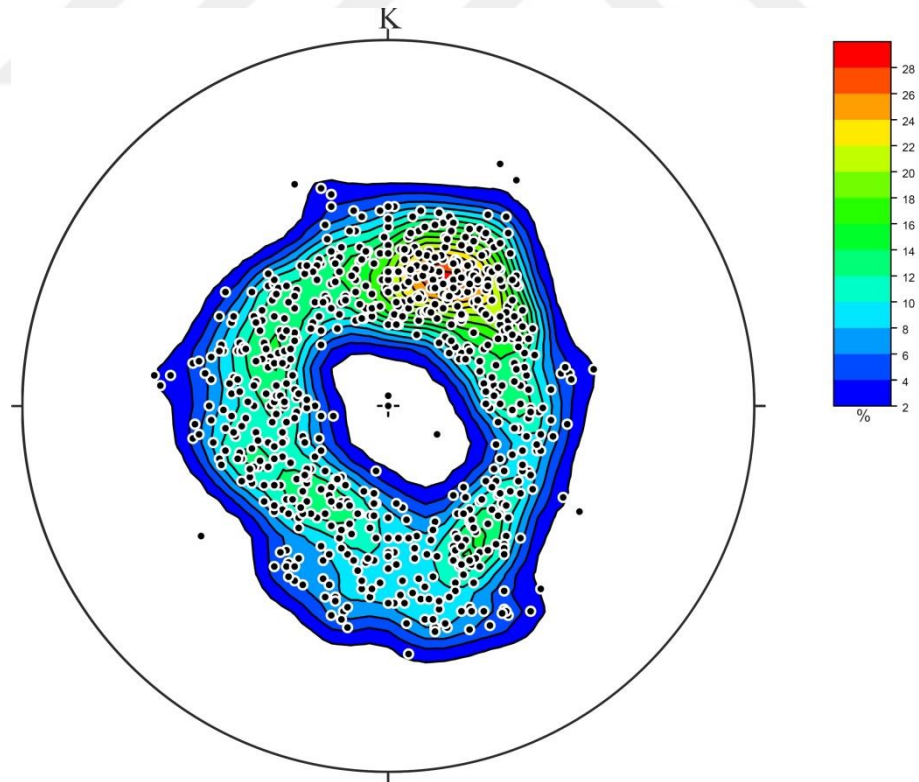
Şekil 3.26. Pınarbaşı formasyonunda 92 adet klivaj ölçümüne ilişkin nokta-kontur diyagramı ve kıvrım eksen konumu (B2: K41°B, 14°KB)



Şekil 3.27. Feletepe ve Hacılabaz formasyonlarında 382 adet tabaka ölçümüne ilişkin nokta-kontur diyagramı ve kıvrım eksen konumu (B:K76°D, 49°GB)

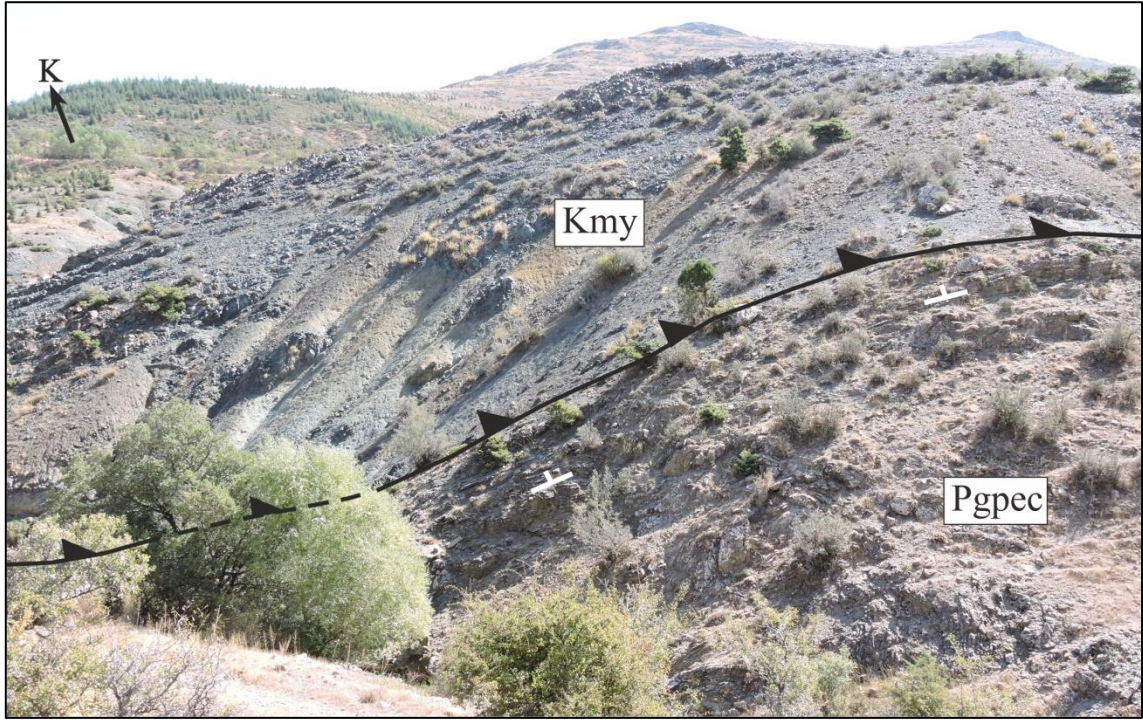


Şekil 3.28. Kurucaova formasyonunda 321 adet tabaka ölçümüne ilişkin nokta-kontur diyagramı ve kıvrım eksen konumu (B:K72°B/65°GD)



Şekil 3.29. Hacialabaz ve Kurucaova formasyonlarına ait 733 adet tabaka ölçümünün birlikte değerlendirildiği nokta-kontur diyagramı ve oluşan dom-küvet yapısının görünümü

Çalışma alanında yer alan ve bölgede ortak örtü konumundaki geç Paleosen-Lütesiyen yaşlı Celeptaş formasyonu, Beyşehir-Hoyran Napları'nın muhtemelen orta Eosen sonrası Miyosen öncesi ikincil sıkışma hareketlerine (Şekil 3.30) bağlı olarak kıvrımlanmıştır (Şekil 3.31).



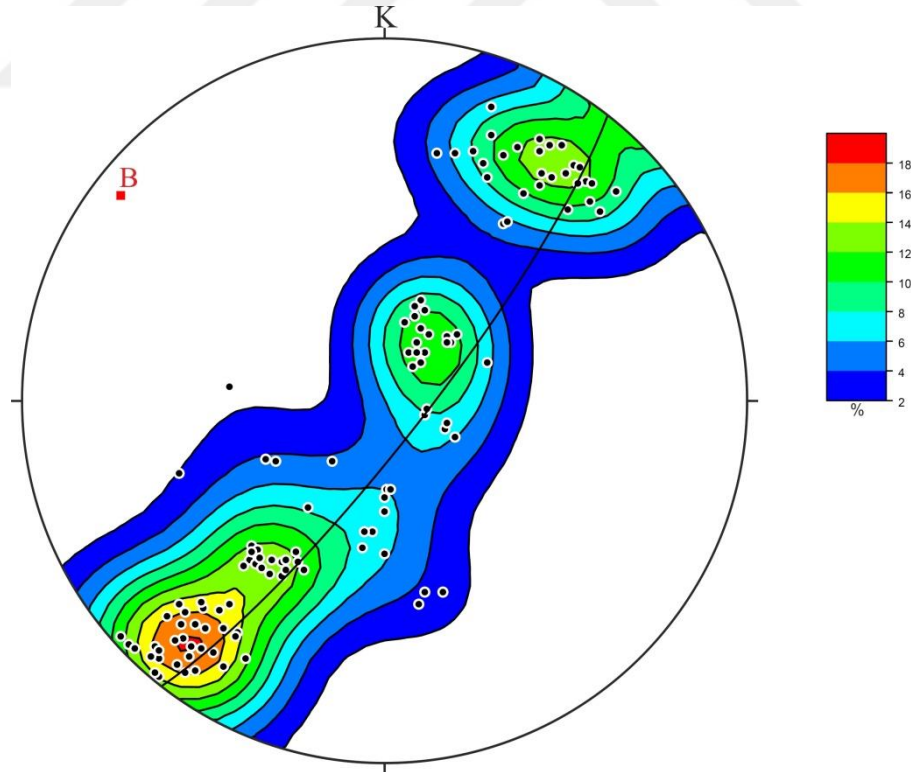
Şekil 3.30. Geç Paleosen-Lütesiyen yaşlı Celeptaş formasyonu (Pgpec) ile Geç Kretase yaşlı Kızılcadağ melanj ve olistostromu (Kkzm) arasındaki bindirmeli sınır ilişkisi. Yenicekale güneyi, Şarkikaraağaç

Celeptaş formasyonunda ölçülen 123 adet tabaka ölçümüne ilişkin nokta kontur diyagramında kıvrım eksen konumu B:K52°B, 8°KB olarak ortaya çıkmaktadır (Şekil 3.32). Bu kıvrım yapısı Beyşehir-Hoyran Napları'na ait büyük ölçekli KB-GD yönlü bindirme fayları ile uyum göstermektedir. Celeptaş formasyonuna ait kıvrım eksen ve eksen düzlemi ölçümleri değerlendirildiğinde ise egemen kıvrım eksen konumlarının (55 adet) K63°B, 0° (Şekil 3.33), eksen düzlemi konumlarının (28 adet) ise K57°B, 50°KD (Şekil 3.34) olduğu dikkati çekmektedir.

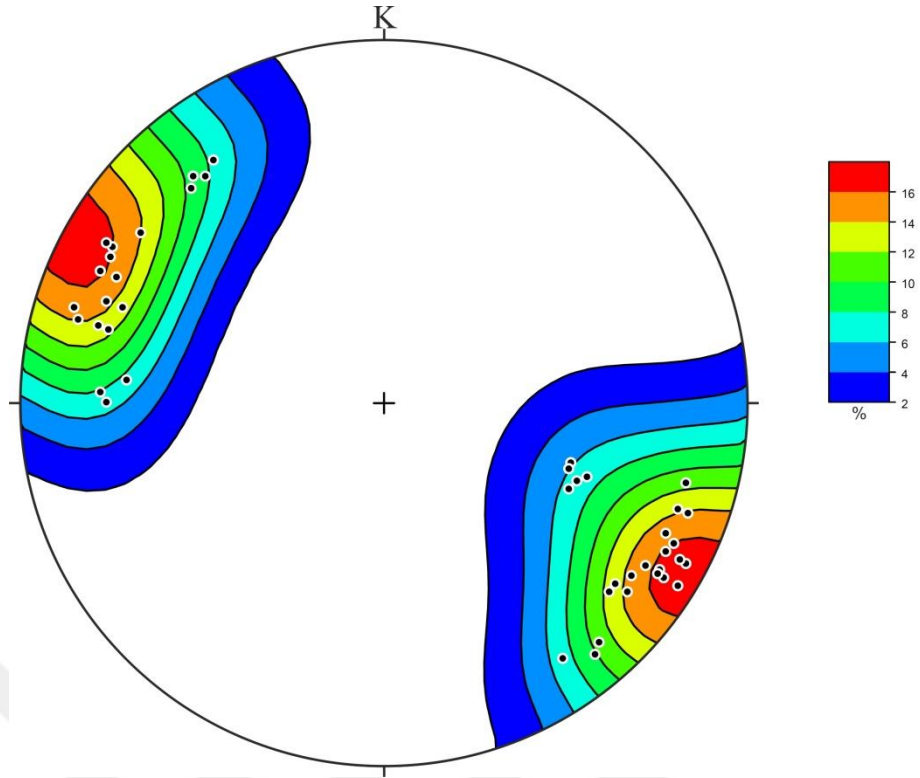
Yalvaç Havzası'na ait Miyosen-Pliyosen yaşlı karasal/gölsel birimlerde gözlenen kıvrımlar, bölgedeki en genç kıvrımlardır. Alüvyon yelpazesi özelliğindeki Bağkonak formasyonu düzgün tabakalanma sunmadığından kıvrım yapıları özellikle Yarıkkaya formasyonunda takip edilmektedir (Şekil 3.35).



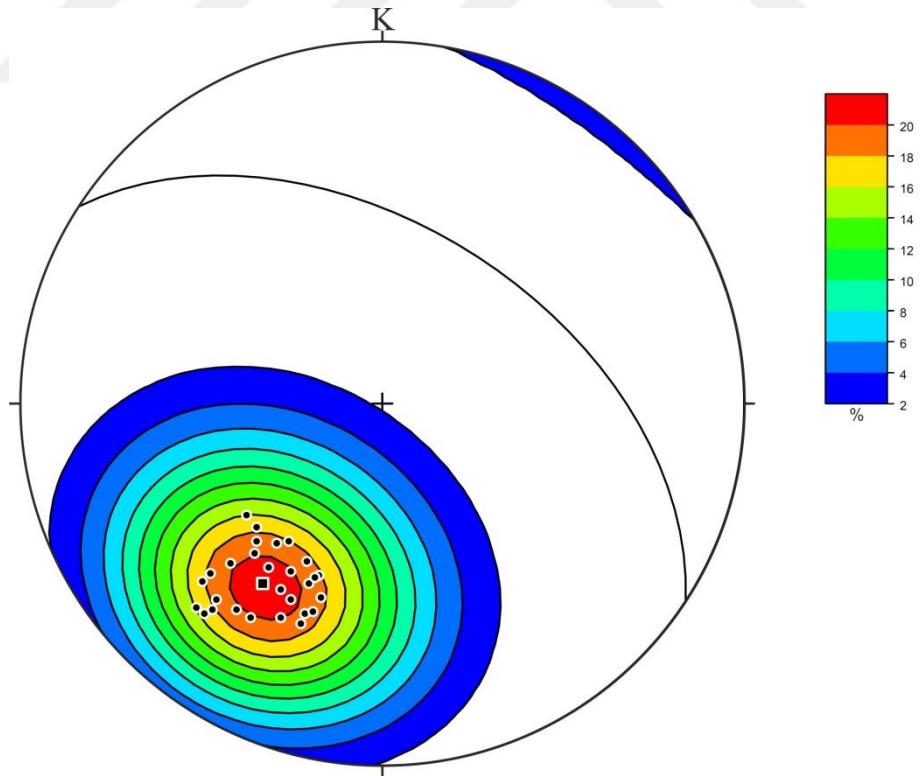
Şekil 3.31. Celeptaş formasyonunda gözlenen kıvrım yapıları, Yenice kale güneyi, Şarkikaraağaç



Şekil 3.32. Celeptaş formasyonunda 123 adet tabaka ölçümüne ilişkin nokta-kontur diyagramı ve kıvrım eksen konumu (B:K52°B, 8°KB)



Şekil 3.33. Celeptaş formasyonunda 55 adet kıvrım eksen ölçümüne ilişkin nokta-kontur diyagramı. Egemen kıvrım eksen konumu: K63°B, 0°

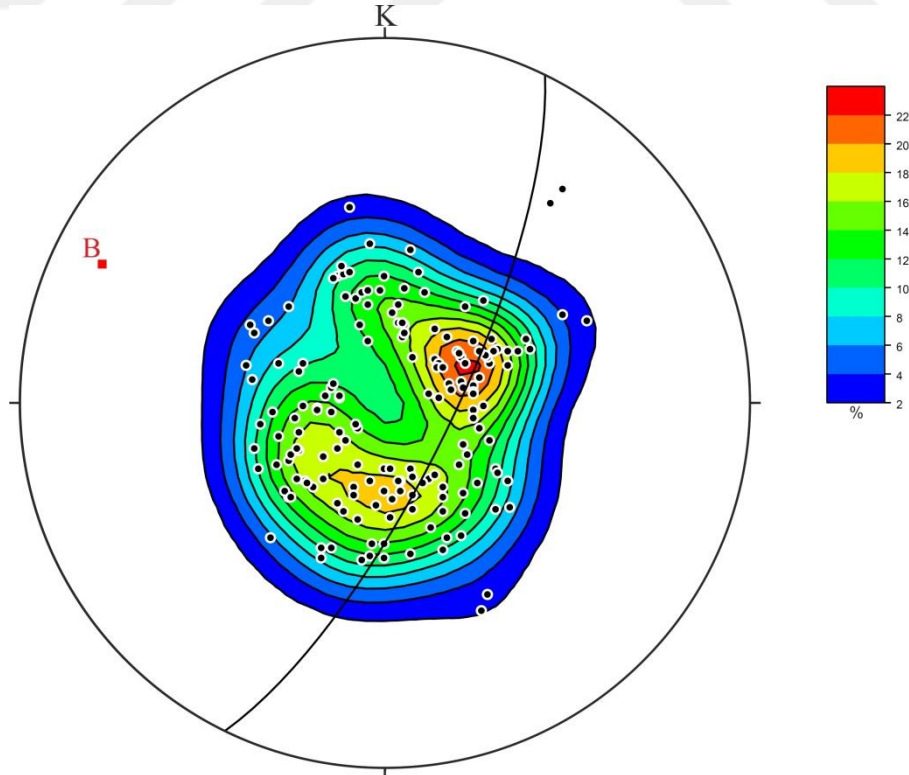


Şekil 3.34. Celeptaş formasyonunda 28 adet kıvrım eksen düzlemi ölçümüne ilişkin nokta-kontur diyagramı. Egemen kıvrım eksen düzlemi konumu: K57°B, 50°KD



Şekil 3.35. Miyosen-Pliyosen yaşlı Yarikkaya formasyonunda gözlenen kıvrım yapısı, Yakaköy güneyi, Gelendost

Yarikkaya formasyonundan alınan 159 adet tabaka ölçümüne ilişkin nokta-kontur diyagramı incelendiğinde, egemen kıvrım eksen konumu B:K64°B, 15°KB olarak gözlenmektedir (Şekil 3.36).



Şekil 3.36. Yalvaç Havzası'na ait Yarikkaya formasyonunda 159 adet tabaka ölçümüne ilişkin nokta-kontur diyagramı ve kıvrım eksen konumu (B: K64°B, 15°KB)

Yalvaç havzasına ait birimler gerek harita ölçeğinde bakıldığında gerekse nokta-kontur diyagramı incelendiğinde aslında dom-küvet yapısı sundukları gözlenmektedir. Bu yapı, havza kenarlarında gelişmiş olan normal faylara bağlı olarak birimlerin farklı yönlerde eğim kazanmasıyla oluşmuş olmalıdır.

3.3. Lineasyonlar

Çalışma alanında yer alan geç Paleosen öncesine ait metamorfize olmuş temel birimlerde kıvrım eksenleri ve fay çiziklerinin yanısıra çakıl yönelimi, fosil yönelimi, buruşma lineasyonu, arakesit lineasyonu, kalem yapısı vs. gibi pek çok çizgisel yapı da gelişmiştir.

Çakıl yönelimi lineasyonları çalışma alanında geç Kambriyen-Erken Ordovisiyen yaşlı Seydişehir formasyonu ile Karbonifer yaşlı Harlak formasyonundaki metaçakıltaşı seviyelerinde gözlenmektedir. Seydişehir formasyonunun alt kesimlerinde gözlenen ve daha çok intraformasyonal metabazit çakılları içeren 200 m uzunluğa ve 40-50 metre kalınlığa sahip bu seviyede çakıllar $K50^{\circ}D$, $12^{\circ}KD$ yönelimine sahiptirler (Şekil 3.37). Harlak formasyonuna gözlenen genel olarak kuvarsit, mermer ve şist çakıllarından oluşan metaçakıltaşlarında egemen çakıl yönelim lineasyonu ise $K45^{\circ}B$, $17^{\circ}KB$ şeklindedir (Şekil 3.38).

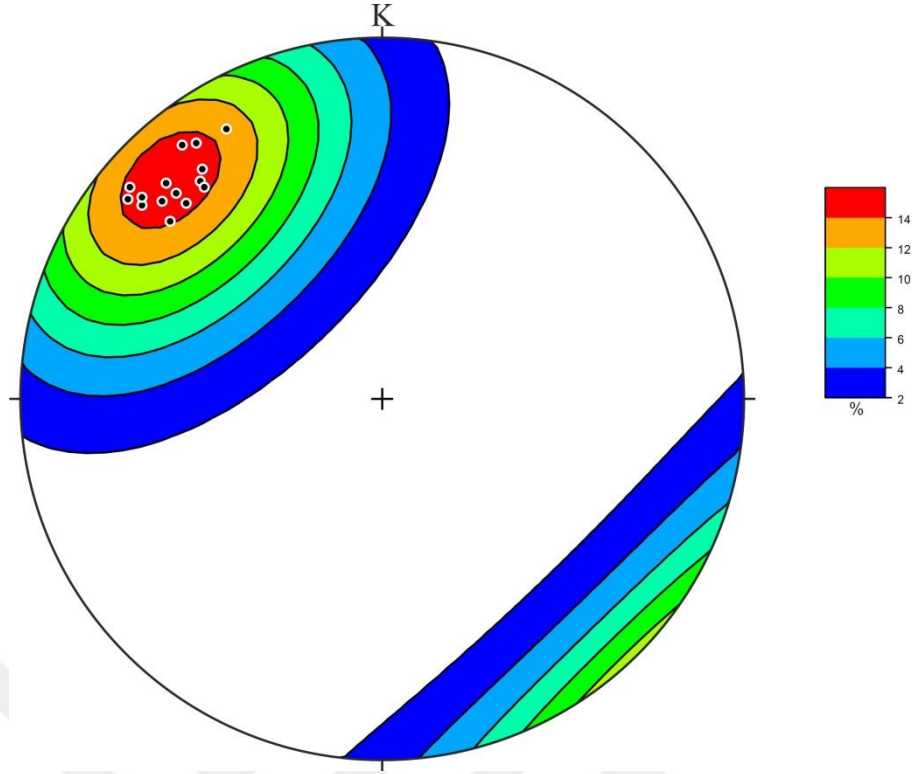
Buruşma lineasyonları ince taneli metasedimanter kayalardan Seydişehir formasyonunda metasilttaşlarında, Harlak formasyonunda ise daha çok fillitlerde gözlenmektedir. Seydişehir formasyonunda buruşma lineasyonları $K70^{\circ}B$, $15^{\circ}GD$ şeklinde yönelim sunmakta olup (Şekil 3.39) bu konum KB-GD yönlü Sultan Dağları'nın ana kıvrım eksenine paralellik sunmaktadır.

Harlak formasyonunun daha çok alt kesimlerini temsil eden Kirazlı üyesine ait rekrystalize kireçtaşlarında krinoid fosilleri metamorfizmaya bağlı olarak uzamış ve yönelenme kazanmıştır (Şekil 3.40). Bu sayede birimde fosil yönelim lineasyonları gelişmiştir. Yapılan ölçümlerde fosil yönelim lineasyonlarının ana şistozite düzlemlerine paralel yönde geliştiği ve $K43^{\circ}B$, $26^{\circ}GD$ yönelimine sahip olduğu tespit edilmiştir. Çakıl yönelim lineasyonları ile buruşma lineasyonları muhtemelen D3 ve D4 deformasyon evrelerinde gelişmiştir.

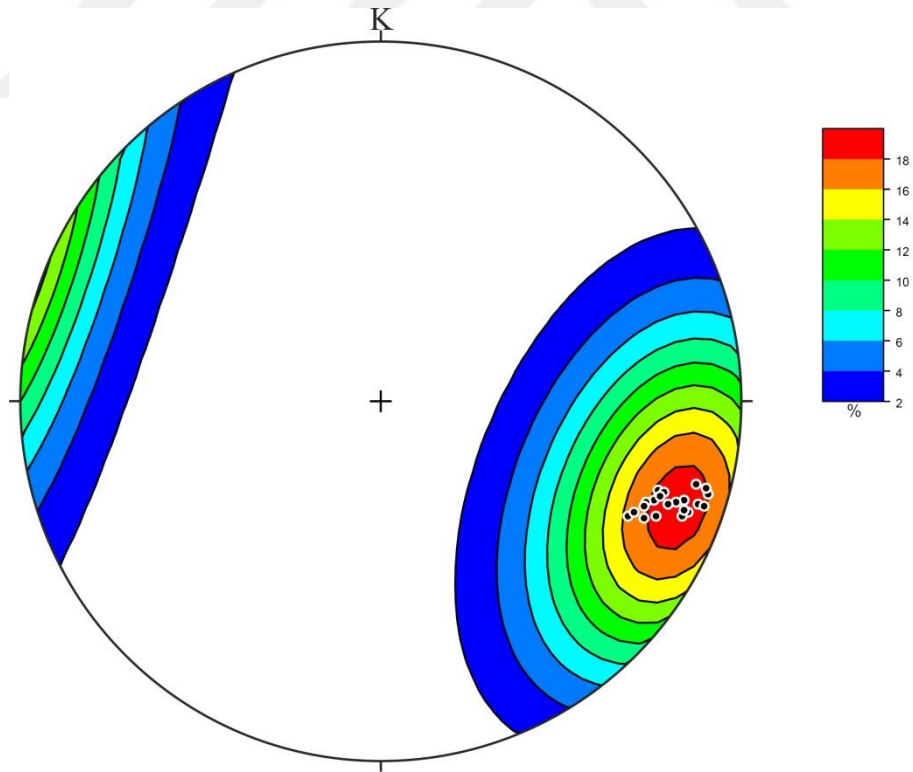


Şekil 3.37. Seydişehir formasyonunda gözlenen çakıl yönelimi lineasyonu L1:K50°D, 12°KD ve egemen klivaj konumu S1: K75°D, 28°KB. Köprüköy KB'sı, Şarkikaraağaç

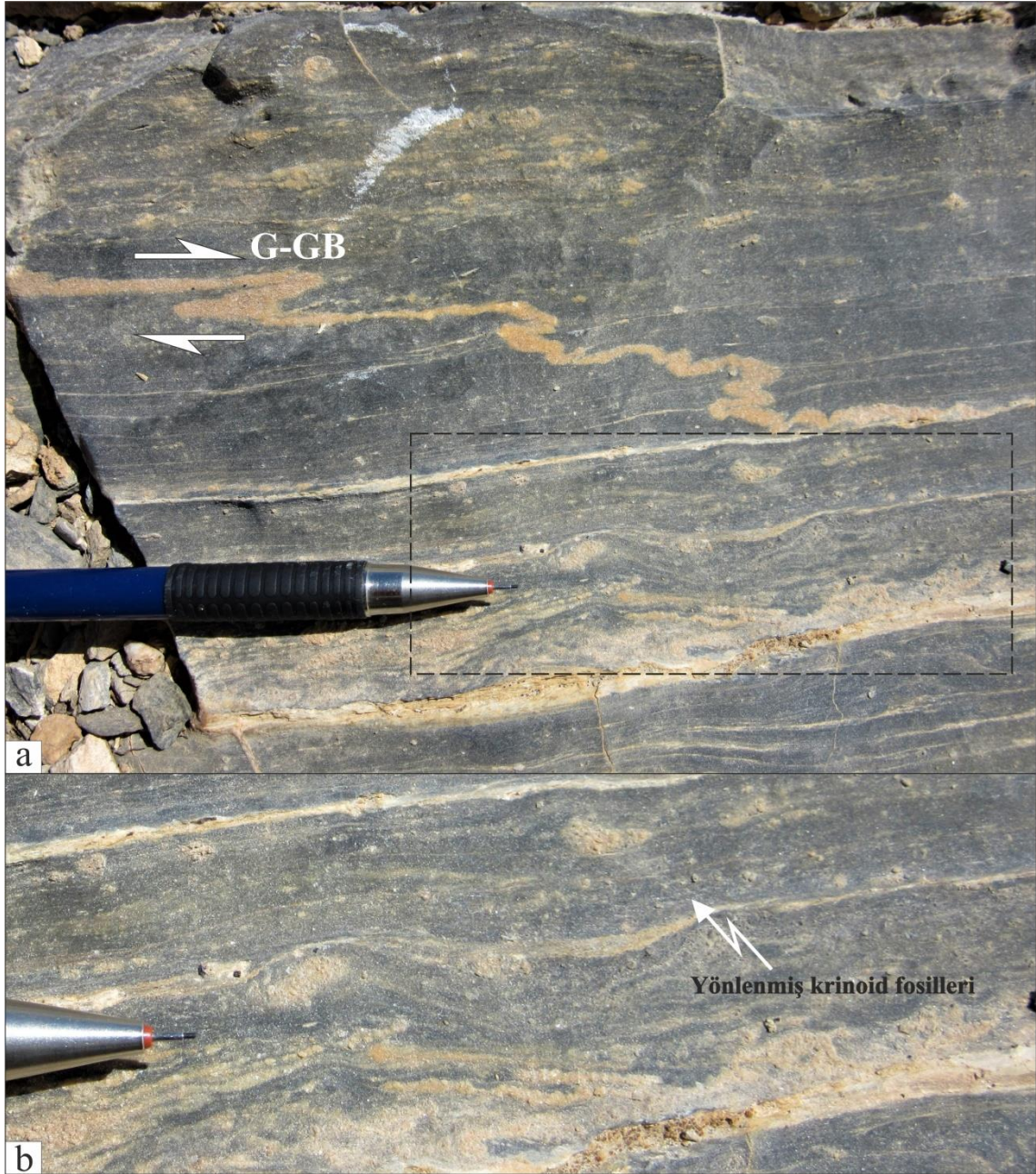
Çalışma alanında yüzeyleyen formasyonlardan alınan yapısal ölçümlerin (tabaka, klivaj vb.) değerlendirilmesi stratigrafik istif boyunca uyumsuzluk düzlemleri arasında kalan formasyonlar gruplanarak yapılmış ve sonuç olarak çalışma alanındaki birimlerin en az 6 ayrı deformasyon fazından etkilendiği belirlenmiştir. Buna göre çalışma alanında yer alan formasyonlar Siluriyen-Orta Devoniyen, Erken Triyas, Geç Triyas, erken-orta Paleosen, geç Eosen-Oligosen? ve Geç Miyosen-Pliyosen dönemlerinde meydana gelen olaylara bağlı olarak kıvrımlanmıştır. Çalışma alanındaki birimler Reyik Okyanusu'nun doğu bölümünün kapanması veya Erken Hersiniyen Orojenezi'ne bağlı olarak Siluriyen-Orta Devoniyen döneminde, Erken Triyas'ta Paleotetis Okyanusu'nun yitimine Erken Kimmerid Orojenezi'ne ve İzmir-Ankara-Erzincan ve/veya İç Toros Okyanusu'nun yitimiyle ilişkili Alpin Orojenezi'ne bağlı olarak erken-orta Paleosen'de olmak üzere en az 3 kez metamorfizmaya uğramış, farklı klivaj sistemleri gelişmiştir.



Şekil 3.38. Harlak formasyonunda gözlenen 18 adet çakıl yönelimi lineasyonuna ait nokta-kontur diyagramı. Egemen çakıl yönelimi lineasyonu: L: K45°B, 17°KB'dır



Şekil 3.39. Seydişehir formasyonunda gözlenen 21 adet buruşma lineasyonuna ait nokta-kontur diyagramı. Egemen buruşma lineasyonu konumu: L: K70°B, 15°GD'dur



Şekil 3.40. (a) Harlak formasyonu Kirazlı üyesine ait rekristalize kireçtaşlarında gözlenen ve G-GB'ya devrik yapı sunan pitigmatik kıvrım, (b) Aynı birimde metamorfizmaya bağlı olarak yönlendirilmiş olan krinoid fosilleri. Konakkale GB'sı, Doğanhisar

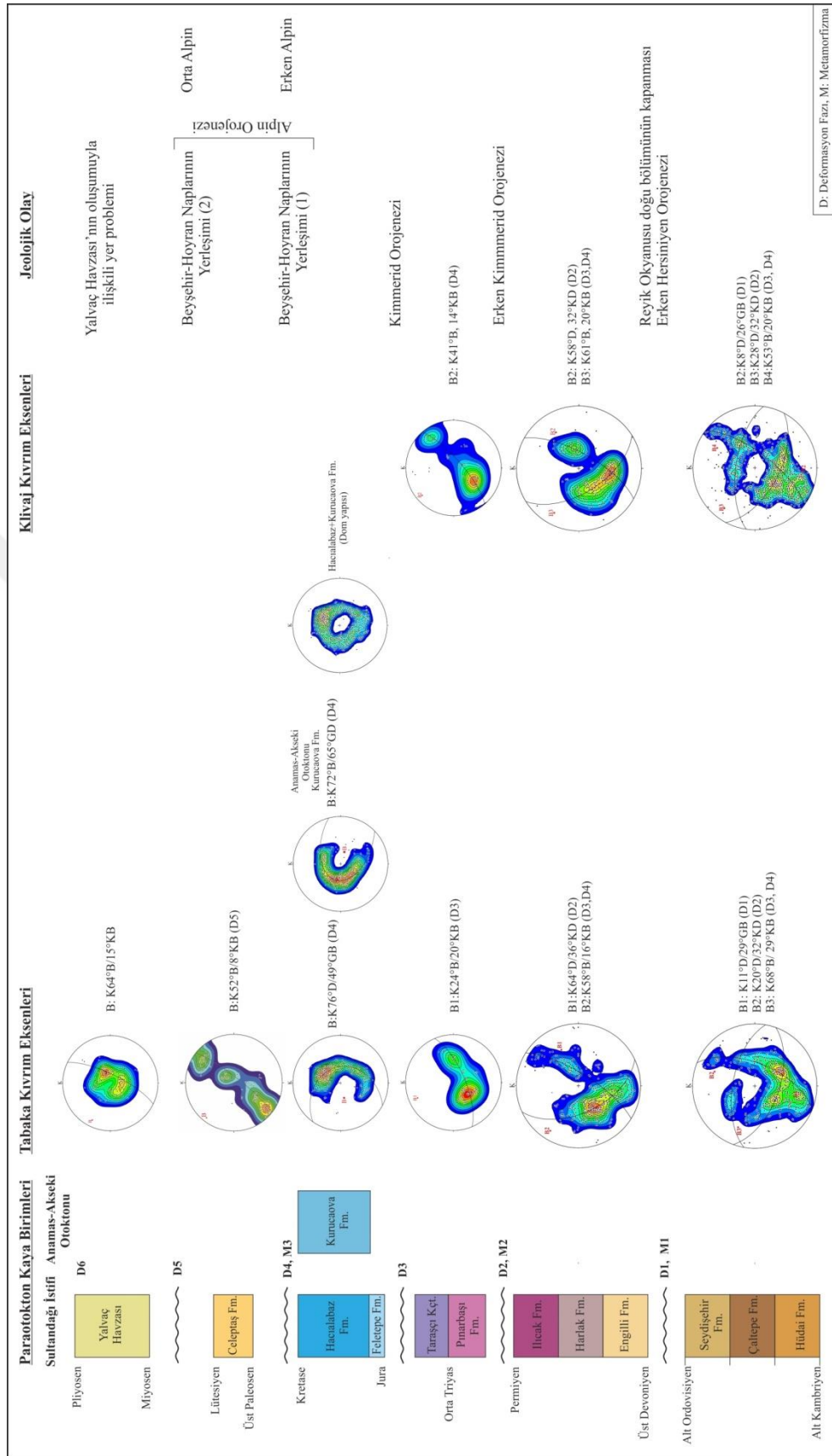
Buna göre çalışma alanında yer alan Hüdai, Çaltepe ve Seydişehir formasyonlarından oluşan erken Paleozoyik istifinde tabaka ve klivaj düzlemlerinden alınan ölçümlere göre yapılan stereografik projeksiyonlar, bu birimlerin kendine özgü ve üzerindeki formasyonlarda olmayan kıvrım eksenlerine sahip olduğunu göstermektedir. Tabaka konumlarının değerlendirilmesinden B1:K11°D, 29°KB konumlu kıvrım eksen ve klivaj düzlemlerinin değerlendirilmesinden ise B2:K8°D, 26°GB konumlu klivaj kıvrım eksenleri tespit edilmiştir. Daha genç formasyon

gruplarında gözlenmeyen bu kıvrım eksen konumları Geç Devoniyen öncesinde (Siluriyen-Orta Devoniyen) gerçekleşmiş bir kıvrımlanma (D1) ve metamorfizma (M1) olaylarına bağlı deformasyon fazını göstermektedir (Şekil 3.41). Yapısal verilerin dışında, Seydişehir formasyonunun derin deniz türbiditlerinin üzerine Engilli formasyonuna ait karasal-sığ denizel (plaj fasiyesi) çökellerin gelmesi; aralarında yaklaşık 100 my (Orta Ordovisiyen-Orta Devoniyen) zaman boşluğu olması ve Engilli formasyonunun tabanındaki çakıltaşlarında Seydişehir formasyonu ve Hüdai formasyonuna ait olabilecek daha önce metamorfize olmuş şist çakıllarının gözlenmesi bu deformasyon ve metamorfizma olaylarını destekleyen stratigrafik-sedimentolojik veriler olarak dikkati çekmektedir.

İkinci deformasyon dönemi Erken Triyas'tır. Bu dönemde geç Paleozoyik yaşlı birimler kıvrımlanmış (D2), metamorfizma geçirmiş (M1) ve B1: K64°D, 36°KD konumlu tabaka kıvrım ekseni gelişmiştir. Aynı birimlerde bu dönemde B2: K58°D, 32°KD konumlu klivaj kıvrım ekseni gelişmiştir (D2) (Şekil 3.41). Erken Triyas döneminde gerçekleştiren bu olayların izleri erken Paleozoyik yaşlı formasyonlarda da izlenmektedir.

Buna göre erken Paleozoyik yaşlı birimlerde B2:K20°D, 32°KD tabaka kıvrımı ve K08°D, 26°GB klivaj kıvrımı gelişmiştir (Şekil 3.41). Erken Triyas'tan genç diğer birimlerde gözlenmeyen bu kıvrım ve klivaj gelişimi Paleotetis Okyanusu'nun Erken Triyas'ta başlayan yitimiyle ilişkili Kimmerid Orojenezinin erken evre deformasyonlarıyla ilişkili olmalıdır. Eren ve diğ. (2004)'de Sultan Dağları'nın yakın güneydoğusunda Konya bölgesindeki temel birimlerin erken Kimmerid Orojenezinden etkilendiğini ifade etmektedir.

Üçüncü deformasyon dönemi Geç Triyas'dır. Bu dönemde Orta Triyas yaşlı Pınarbaşı formasyonu ve Taraşçı kireçtaşındaki tabakalarda B1:K24°B/20°KB, klivajlarda B2:K41°B, 14°KB kıvrım eksenleri gelişmiştir (D3). Bu deformasyonun izleri geç Paleozoyik yaşlı formasyonlara ait tabakalarda B2:K58°B, 16°KB; klivajlarda B3:K61°B, 20°KB kıvrım eksenleri; erken Paleozoyik yaşlı formasyonlara ait tabakalarda B3:K68°B, 29°KB; klivajlarda ise B3:K53°B, 20°KB eksenli kıvrımlar gelişmiştir (D3). Birbirleriyle uyumlu olan bu deformasyon gelişiminin Geç Triyas döneminde Kimmerid Orojenezinin geç evre olaylarıyla ilgili olduğu değerlendirilmiştir.



D. Deformasyon Fazı, M. Metamorfizma

Şekil 3.41. Çalışma alanında yer alan formasyonlarda meydana gelen deformasyon fazları, metamorfizma süreçleri ve bunlarla ilişkili jeolojik olayların gösterimi

Dördüncü deformasyon dönemi erken-orta Paleosen'dir (D4). Bu dönemde Neotetis Okyanusu'nun kuzey kolu olan İzmir-Ankara-Erzincan Okyanusu ve/veya İç Toros Okyanusu'nun kapanması ile Beyşehir-Hoyran Napları kuzeyden güneye doğru Sultan Dağlarını aşarak bölgeye yerleşmiştir. Buna bağlı olarak Sultandağı İstifi'ne ait Orta Jura-Geç Kretase yaşlı Hacılabaz formasyonu ve Anamas-Akseki Otoktonu'na ait Jura-Senomaniyen yaşlı Kurucaova formasyonunda kıvrımlanma meydana gelişmiş ve Geç Kretase öncesi tüm birimler düşük dereceli metamorfizmaya uğramıştır (M3). Buna göre Hacılabaz formasyonunda B:K76°D, 49°GB (D4), Kurucaova formasyonunda ise B:K72°B, 65°GD (D4) konumlu kıvrım eksenleri gelişmiştir (Şekil 3.41). Hacılabaz ve Kurucaova formasyonlarının farklı kıvrım eksenlerine sahip olmalarının sunmasının nedeni, Hacılabaz formasyonunun çalışma alanında sınırlı yüzeylemeler sunmasından kaynaklanmaktadır. Çalışma alanının kuzeyinde Sultan Dağları'nın genelinde Kurucaova formasyonuna benzer şekilde Hacılabaz formasyonu da KB-GD yönlü büyük bir antiklinal yapısı sunmaktadır. Ayrıca bu deformasyonun (D4) izleri Paleozoyik ve Triyas yaşlı birimlerde de gözlenmekte olup D3 deformasyonu ile benzer kıvrım sistemleri geliştirdiğinden ayırt edilememektedir.

Beşinci deformasyon dönemi geç Eosen-Oligosen'dir. Bu dönemde Beyşehir-Hoyran Napları ikincil tektonik hareketlere bağlı olarak geç Paleosen-Lütesiyen yaşlı Celeptaş formasyonuna üzerine bindirmiş ve formasyonun kıvrımlanmasına neden olmuştur (D5). Buna göre Celeptaş formasyonunda B:K52°B/8°KB konumlu kıvrım eksenleri gelişmiştir (D5).

Altıncı deformasyon dönemi Geç Miyosen-Pliyosen'dir. Bu dönemde Yalvaç Havzası'na ait karasal, gölsel çökellerdeki tabakalarda egemen olarak B:K64°B, 15°KB gidişli kıvrımlar gelişmiştir (D6). Bunun yanı sıra Yalvaç Havzası'na ait birimlerde farklı yönlere gelişen daha küçük ölçekli kıvrım sistemleri de gözlenmekte olup bu yönüyle havzadaki birimler dom-küvet yapısı sunmaktadır. Bu kıvrımların oluşmasına neden olan kuvvetler bölgesel ölçekli bir sıkışma hareketiyle ilişkili olmayıp, gerilmeli tektonik rejim altında Yalvaç Havzası'nın oluşum ve gelişimini etkileyen normal faylanmalara bağlı yer problemlerinden kaynaklandığı değerlendirilmektedir. Bu yüzden daha yaşlı birimlerde bu kıvrımlanmanın etkileri gözlenmemektedir.

3.4. Kırıklar

Sultan Dağları'nın güneyinde yer alan çalışma alanında gözlenen kırıklar daha çok bindirme fayları ve eğim atımlı normal faylardır. Doğrultu atımlı faylar daha çok bindirme fayları boyunca gelişen yırtılma fayları şeklinde gözlenmektedir (Ek-1).

3.4.1. Bindirme fayları

Bindirme fayları daha çok KB-GD doğrultulu olup Beyşehir-Hoyran Napları ile doğuda Sultandağı İstifi, batıda Anamas-Akseki Otoktonu arasında gözlenmektedir (Ek-1). Bunlardan Anamas-Akseki Otoktonu ile Beyşehir-Hoyran Napları arasındakiler KB-GD doğrultulu olup KD'ya eğimlidir. Bu bindirme fayları birincil nap yerleşimiyle ilgili olmalıdır. Beyşehir-Hoyran Napları'na ait birimler arasında da aynı yönlü bindirme fayları gözlenmektedir (Şekil 3.42).



Şekil 3.42. Beyşehir-Hoyran Napları'na ait Kızılcadağ melanj ve olistostromu (Kkzm), Yenicekale metamorfite (Kym), Marmaris ofiyoliti (Kmo) ve Domuzdağ Napı/Dutdere arasındaki tektonik ilişki. Yenicekale güneyi, Şarkikaraağaç

Beyşehir-Hoyran Napları ile Sultandağı İstifi arasındaki bindirme fayları ise yine KB-GD doğrultulu, güneybatıya doğru eğimli olup Beyşehir-Hoyran Napları'nın geri bindirme (back-thrust) hareketleriyle ilişkili olmalıdır (Şekil 3.43).



Şekil 3.43. Sultandağı İstifi'ne ait Hacılabaz formasyonu ile Beyşehir-Hoyran Napları'na ait (a) Marmaris ofiyoliti, (b) Kızılcadağ melanj ve olistostromu arasındaki GB'dan KD'ya doğru olan bindirmeli tektonik sınır ilişkisi, Kızıldağ kuzeydoğusu, Şarkikaraağaç

Ayrıca Sultandağı İstifi içerisinde de genellikle KB-GD doğrultulu bindirme fayları gözlenmektedir. Bunlar güneybatıya doğru devrik kıvrım yapıları sunan Hüdai, Çaltepe ve Seydişehir formasyonlarının arasında kıvrımların artık yapıyı taşıyamadığı yerlerde bindirme faylarına dönüşmesiyle oluşmuşlardır (Şekil 3.44).



Şekil 3.44. Seydişehir formasyonu (EOs) ile Çaltepe formasyonu (Eç) arasındaki tektonik dokanak. Hüyük kuzeyi

Çalışma alanındaki en genç bindirme fayları ise geç Paleosen-Lütesiye yaşlı Celeptaş formasyonu üzerine Beyşehir-Hoyran Napları'nın ve Anamas-Akseki Otoktonu'na ait Kurucaova formasyonunun geldiği faylardır (Şekil 3.45). Bu bindirme fayları orta Eosen sonrası-Miyosen öncesi dönemde gerçekleşen sıkışmalı tektonik hareketlerle ilişkili olmalıdır.

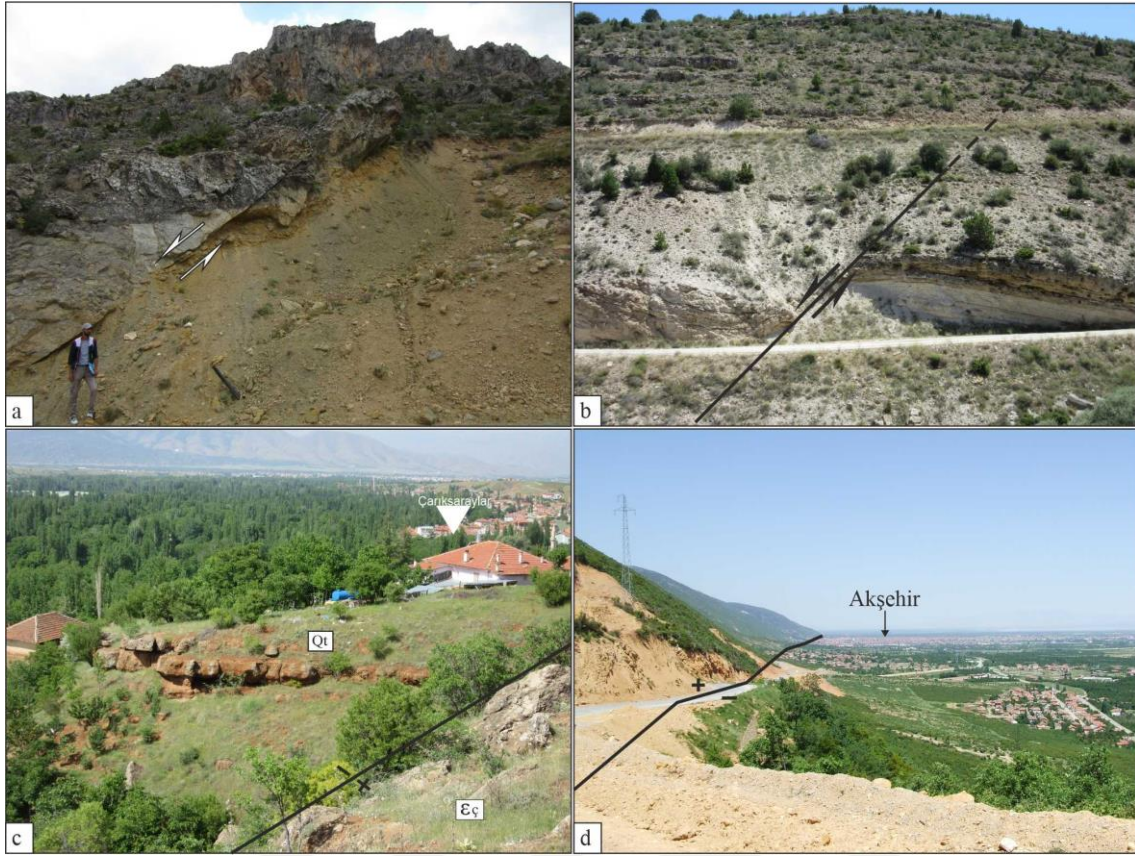
3.4.2. Eğim atımlı normal faylar

Eğim atımlı normal faylar, çalışma alanında genellikle Sultan Dağları'nın doğu ve batı kenarı ile Anamas-Akseki Otoktonu'nun doğu ve kuzey kenarları boyunca gözlenmektedir (Ek-1). Bunlardan en önemlilerinden biri aktif bir fay olan Sultandağı Fayı'dır (Şaroğlu ve diğ., 1987; Emre ve diğ., 2011) (Şekil 3.46d).



Şekil 3.45. Anamas-Akseki Otoktonu'na ait Jura-Senomaniyen yaşlı Kurucaova formasyonu (JKk) ile geç Paleosen-Lütesiyen yaşlı Celeptaş formasyonu (Pgpec) arasındaki bindirmeli tektonik sınır ilişkisi. Mistan Tepe batısı, Gelendost

Sultandağı Fayı Sultan Dağları'nın doğu kenarı boyunca uzanan $K40-45^{\circ}B/ 55-60^{\circ}KD$ 'ya eğimli olup aktif bir faydır. Sultandağı Fayı'nın çalışma alanında Yaylabelen-Doğanhisar-Dığrak arasında kalan bölümü gözlenmektedir. Sultandağı Fayı, Akşehir-Ilgın Havzası'nı açan bölgedeki en önemli faylardan biridir. Sultan Dağları'nın batı kenarında ise Bağkonak-Dedeçam-Çarık Saraylar-Köprüköy arasında yine KB-GD doğrultulu GB'ya eğimli önemli eğim atımlı normal faylar bulunmaktadır. Bunlar Yalvaç Havzası'nın doğu kenarını sınırlayan ve havzayı açan faylar olup bu faylar boyunca traverten oluşumları gözlenmektedir (Şekil 3.46c). Gelendost doğusunda Yalvaç Havzası'nın güney sınırını oluşturan ve aktif bir fay olan Gelendost Fayı (Emre vd., 2012) gözlenmektedir (Şekil 3.46a). Gelendost Fayı'nın konumu yaklaşık $K45^{\circ}D, 55^{\circ}KB$ 'dır. Bunun dışında bölgede Anamas-Akseki Otoktonu ile Yalvaç Havzası arasında çok sayıda D-B gidişli eğim atımlı normal faylar mevcuttur. Anamas-Akseki Otoktonu'nun doğu kenarında Yenice kale güneyinde ise Beyşehir-Hoyran Napları'nın bindirme faylarının yakınında onlara paralel olarak gelişen muhtemelen “orojenik çökme” olaylarına bağlı olarak gelişmiş KB-GD doğrultulu KD'ya eğimli normal faylar gözlenmektedir (Ek-1).



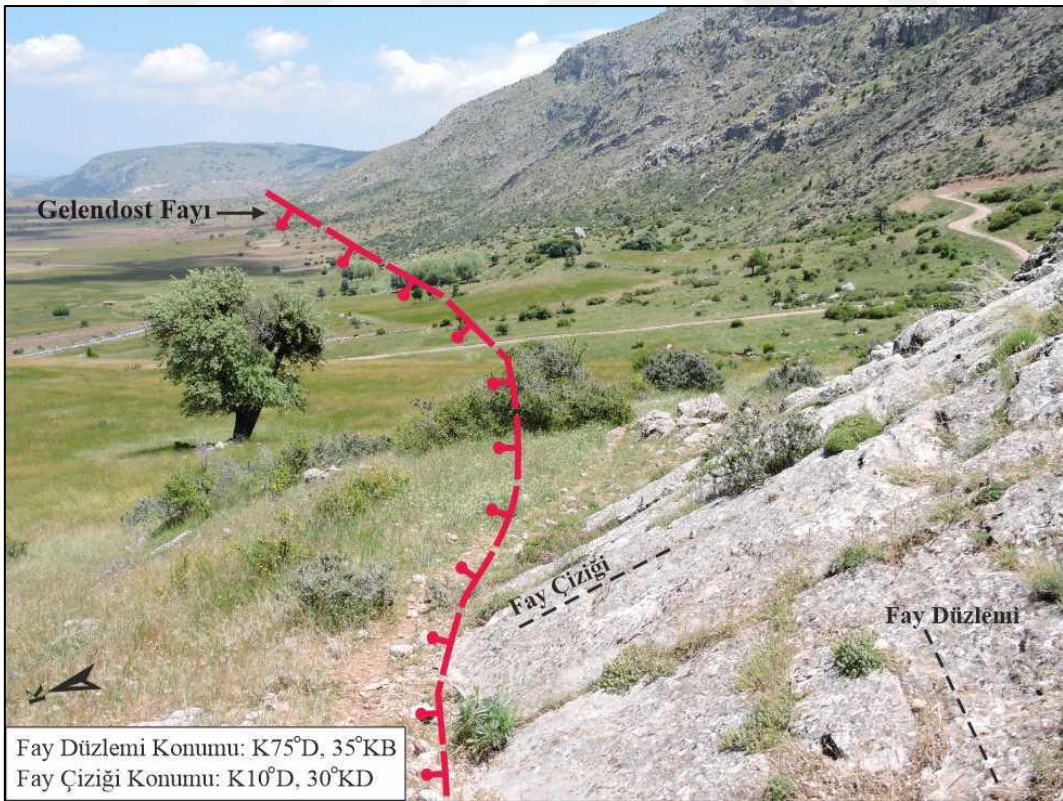
Şekil 3.46. Çalışma alanında gözlenen eğim atımlı normal faylara örnekler: (a) Miyosen-Pliyosen yaşlı Yarikkaya formasyonu içerisinde gözlenen ve aktif bir fay olan Gelendost Fayı, Gelendost güneydoğusu, (b) Yarikkaya formasyonu içerisinde gözlenen eğim atımlı normal fay, Balıç doğusu, Gelendost, (c) Orta Kambriyen yaşlı Çaltepe formasyonu (Eç) ile Kuvaterner yaşlı Traverten (Qt) arasındaki eğim atımlı normal fay, Çarıkсарайlar, Şarkikaraağaç, (d) Sultan Dağları'nın doğu sınırını oluşturan ve aktif bir fay olan Sultandağı Fayı'nın genel görünümü, Akşehir

Çalışma alanında eğim atımlı normal fayların büyük bir kısmı Anamas-Akseki Otoktonu'na ait Kurucaova formasyonunun içinde veya Miyosen-Pliyosen yaşlı Yalvaç Havzası'na ait Yarikkaya formasyonu ile olan dokanaklarında gözlenmektedir (Şekil 3.47, 3.48, 3.49). Yalvaç Havzası'nı genel olarak sınırlayan bu faylar muhtemelen havzayı açan ve gelişimini sağlayan faylar olmalıdır.

Çalışma alanında Anamas-Akseki Otoktonu'na Jura-Senomaniyen yaşlı Kurucaova formasyonunda alınan normal fay ölçümlerine göre Çizelge 3.1'de görüleceği üzere Kurucaova formasyonu litolojilerini etkileyen fayları oluşturan en büyük (σ_1) asal gerilme düşey, orta asal gerilme (σ_2) ve en küçük asal gerilme (σ_3) eksenleri yatay konumdadır. Analizden elde edilen R ve R' oranları 0,36'dır. Tüm veriler birlikte değerlendirildiğinde Kurucaova formasyonunu etkileyen normal faylanma genişlemeli tektonik rejime işaret etmektedir. Bu tektonik rejim, Kurucaova formasyonunun KB-GD yönlü gerilme etkisinde, KD-GB doğrultulu normal faylardan etkilendiğini göstermektedir (Şekil 3.50).



Şekil 3.47. Kurucaova formasyonu içerisinde gözlenen sol yanal bileşenli eğim atımlı normal faya ait fay düzleminin görünümü. Yakaköy güneyi, Gelendost



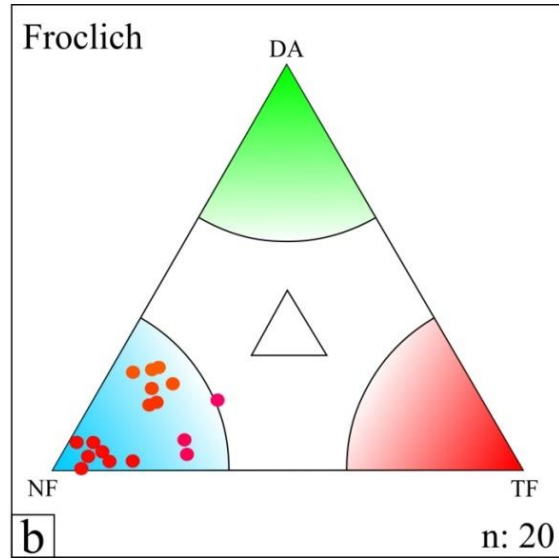
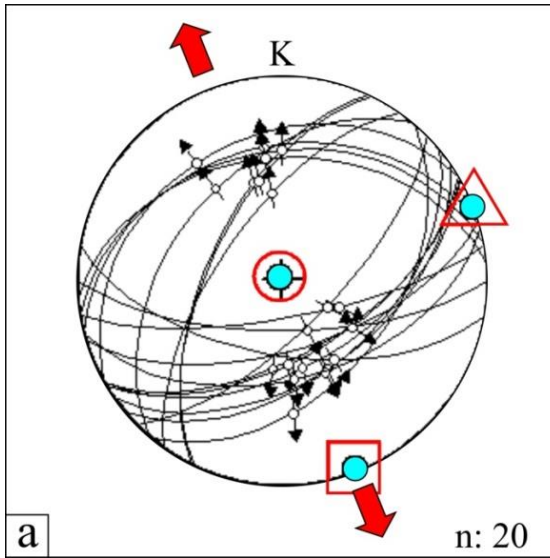
Şekil 3.48. Kurucaova formasyonu içerisinde gözlenen eğim atımlı normal faya ait fay düzleminin görünümü. Yakaköy güneyi, Gelendost



Şekil 3.49. Kurucaova formasyonu içerisinde gözlenen eğim atımlı normal faya ait fay düzleminin görünümü. Yandağ kuzeybatısı, Gelendost

Çizelge 3.1. Kurucaova formasyonundan alınan normal fay ölçümlerinin çözümlemeleri

Alan	Metod	Fay Düzlemi	σ_1	σ_2	σ_3	R İndeks	R' İndeks	Misfit (α)	Tektonik Rejim
Kurucaova fm.	F5	20	322°/88°	69°/1°	159°/2°	0,36	0,36	8,9	Saf Ekstensif

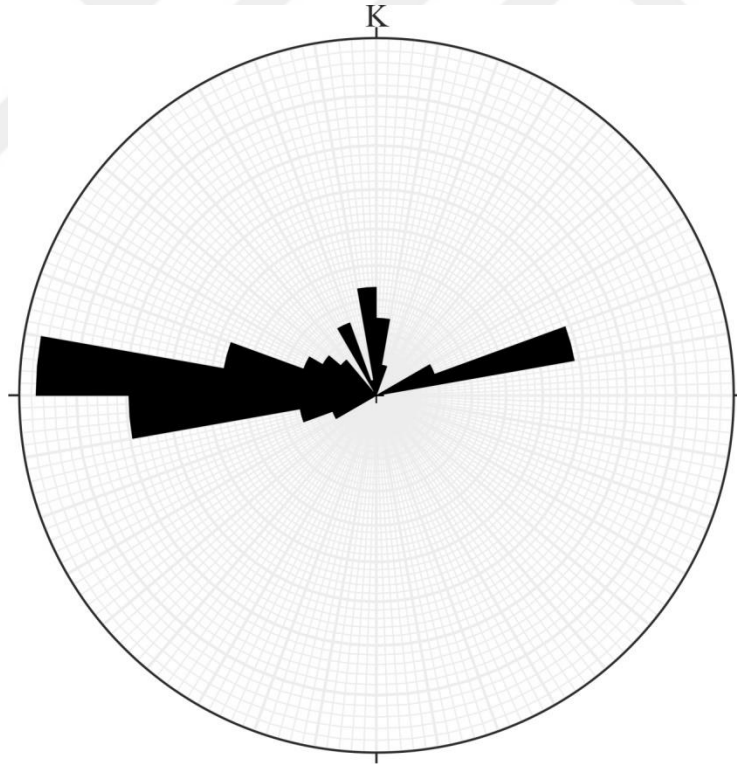


Şekil 3.50. Kurucaova formasyonuna ait eğim atımlı normal fay ölçümlerinin wintensor programında değerlendirilmesi sonucu elde edilen (a) fay düzlemleri ile egemen gerilme yönlerini gösteren diyagram; (b) aynı ölçümlerin Frolich diyagramına göre normal fay alanına düştüğünü gösteren diyagram

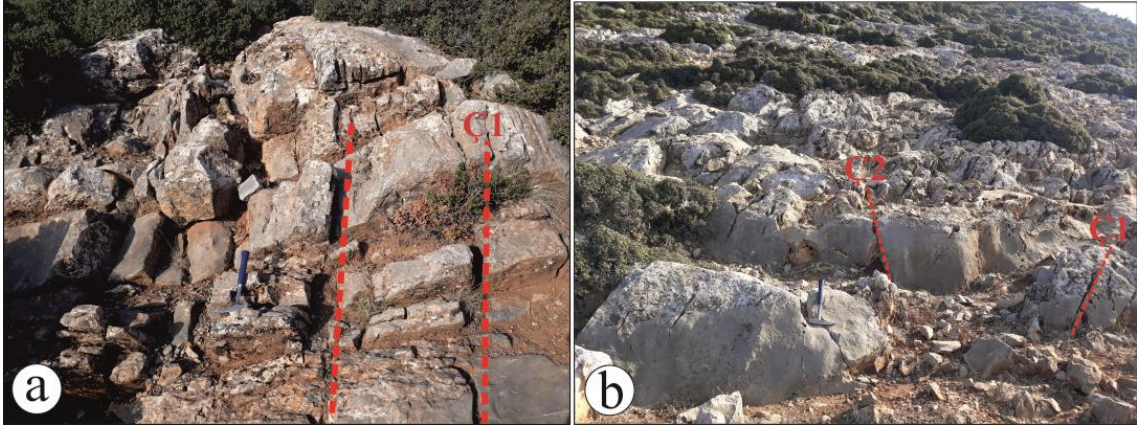
3.4.3. Çatlaklar

Çalışma alanında Sultandağı İstifi'ne ait Orta Jura-Geç Kretase yaşlı Hacıalabaz formasyonu ile Anamas-Akseki Otoktonu'na ait Jura-Senomaniyen yaşlı Kurucaova formasyonuna ait kireçtaşlarından çatlak ölçümleri alınmış, gül diyagramları ve nokta kontur diyagramlarında değerlendirilmiştir. Buna göre Hacıalabaz formasyonunda alınan 105 adet çatlak ölçümünde 3 farklı doğrultuda çatlak sistemi geliştiği gözlenmiştir. Bunlardan en baskın olanı K80-90°B doğrultusuna sahiptir. Diğerleri ise K70-90°D ve K0-10°B doğrultulu çatlaklardır (Şekil 3.51, 3.52).

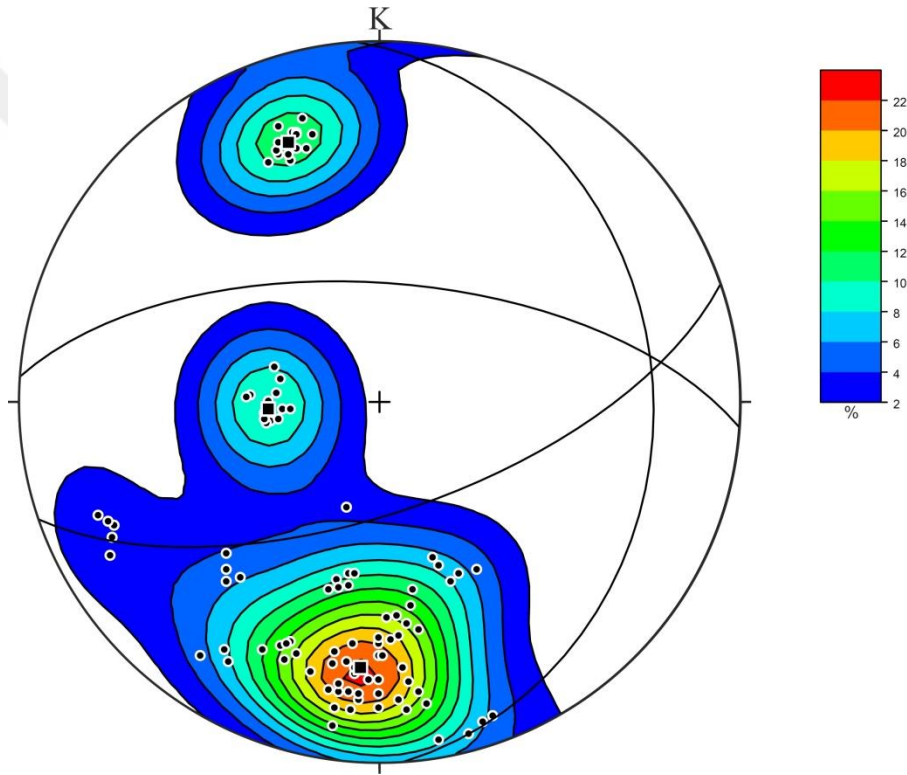
Aynı çatlak ölçümlerine ait nokta-kontur diyagramı incelendiğinde ise egemen çatlak konumlarının K86°B, 63°KD; K4°B, 25°KD ve K71°D, 65°GD olduğu gözlenmektedir (Şekil 3.53). Hacıalabaz formasyonuna ait tabaka ölçümlerinden elde edilen kıvrım eksen konumunun K76°D, 49°GB olduğu dikkate alındığında bu çatlak sistemlerinin kıvrım eksenini verev yönlerde kesen diyagonal çatlaklar olduğu ortaya çıkmaktadır.



Şekil 3.51. Hacıalabaz formasyonunda çatlak ölçümlerine ait (105 adet) gül diyagramı. Egemen çatlak doğrultuları: 1: K80-90°B, 2: K70-90°D, 3: K0-10°B



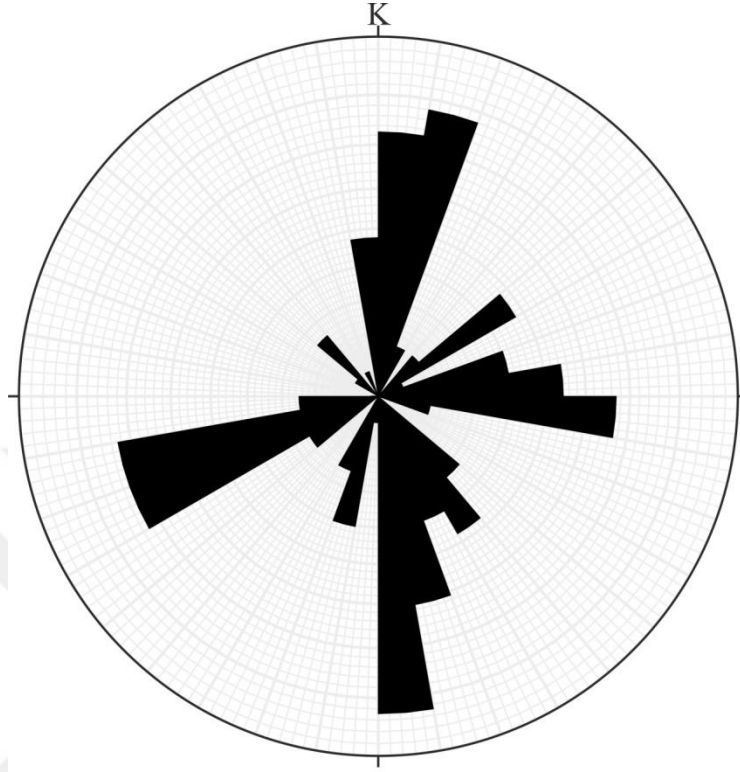
Şekil 3.52. Hacalabaz formasyonunda gözlenen çatlak sistemleri. (a) Feletepe güneydoğusu, (b) Beyşehir Gölü kuzeydoğusu



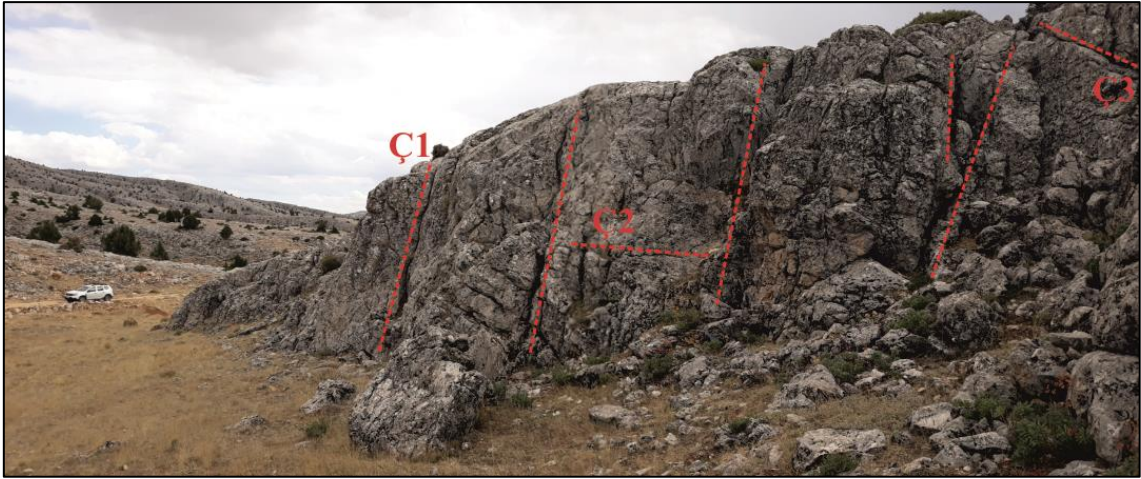
Şekil 3.53. Hacalabaz formasyonunda çatlak ölçümlerine ait (105 adet) nokta-kontur diyagramı. Egemen çatlak konumları: 1: K86°B, 63°KD, 2: K4°B, 25°KD, 3: K71°D, 65°GD

Kurucaova formasyonuna ait 136 adet çatlak ölçümü sonucunda elde edilen gül diyagramlarında ise 4 farklı doğrultuda çatlak sistemlerinin geliştiği gözlenmektedir. Bulardan en baskın olanı K10-20°D, diğerleri ise sırasıyla K0-10°B, K70-80°D ve K80-90°B şeklindedir (Şekil 3.54; 3.55). Bu çatlak ölçümlerine ait nokta-kontur diyagramları incelendiğinde ise egemen çatlak konumları K12°B, 78°GB; K70°D, 63°KB; K87°D, 62°GD; K5°D, 61°GD olarak ortaya çıkmaktadır (Şekil 3.56). Bu çatlak sistemleri birbirlerine dik

olmamaları ve birime ait kıvrım eksenini ($K72^{\circ}B$, $65^{\circ}GD$) verev şekilde kesmeleri nedeniyle diyagonal çatlak yapısı sunmaktadır.



Şekil 3.54. Kurucaova formasyonunda çatlak ölçümlerine (136 adet) ait gül diyagramı. Egemen çatlak doğrultuları $K10-20^{\circ}D$, $K0-10^{\circ}B$, $K70-80^{\circ}D$, $K80-90^{\circ}B$



Şekil 3.55. Kurucaova formasyonuna ait çatlak sistemleri. Gelendost güneydoğusu



Şekil 3.57. Çaltepe formasyonunun üst kesimlerindeki yumrulu rekristalize kireçtaşlarında gözlenen S-C yapısında hareket, üst sol yönlü olup güneye doğrudur. Çarıkсарайlar kuzeydoğusu, Şarkikaraağaç

KöprükÖy güneybatısında geç Kambriyen-Erken Ordovisiyen yaşlı Seydişehir formasyonuna ait metakumtaşı, metasilttaşlarında gelişmiş asimetrik kıvrımlarda gözlenen hareket, üst sağ yönlü olup kuzeye doğrudur (Şekil 3.59). Asimetrik kıvrımları oluşturan sıkışmanın devamında kayaçlarda kendi içerisinde sıkışma yönü ile uyumlu imbrike yapılar oluşmaktadır. KöprükÖy güneybatısında geç Kambriyen-Erken Ordovisiyen yaşlı Seydişehir formasyonuna ait metasilttaşlarını kesen kuvars damarlarında gelişen imbrikasyonda hareket üst sol yönlü olup, güneye doğru ölçülmüştür (Şekil 3.60). KöprükÖy kuzeyinde orta Kambriyen yaşlı Çaltepe formasyonunda gelişmiş olan kademeli damarlarda hareket, üst sağ yönlü olup güneybatıya doğrudur (Şekil 3.61). Yenice kale güneydoğusunda Beyşehir-Hoyran Napları'nın ikincil tektonik hareketlere bağlı olarak Celeptaş formasyonu üzerine bindirmesi sırasında Celeptaş formasyonunda güneybatıya devrik kıvrımlar gelişmiştir. Bu kıvrımlar üst GB'ya hareketi göstermektedir (Şekil 3.62).



Şekil 3.58. Ilıcak formasyonunda gözlenen delta yapısında hareket, üst sağ yönlü olup güneye doğrudur. Yaylabeleden kuzeybatısı, Doğanhisar

Bu kapsamda çalışma alanında gözlenen mezoskopik ölçekli kinematik belirteçlerden tektonik taşınma yönünü belirlemek için 65 adet ölçüm alınmıştır. Bu ölçümlerde genel olarak kuzey-kuzeydoğudan, güney-güneybatıya doğru ve güneybatıdan kuzeydoğuya doğru olan hareket yönleri belirlenmiştir (Şekil 3.63a). Çalışma alanının da içerisinde olduğu Sultan Dağları'nın doğu kanadı, Isparta Büklümü'nün oluşumuna bağlı olarak Eosen-Geç Pliyosen döneminde saat yönünde 40°'lik bir rotasyona uğramıştır (Güngör, 2013) (Şekil 3.64b). Bu yüzden elde edilen tektonik taşınma yönleri, 40°'lik rotasyon geri alınarak yeniden düzenlenmiştir (Şekil 3.63b). Rotasyonun düzeltilmesi sonucu elde edilen egemen taşınma yönlerinin kuzey-kuzeybatıdan, güney güneydoğuya ve güneyden kuzeye doğru olacak şekilde 2 farklı yönelim sunduğu ortaya çıkmıştır.

Güngör (2013), bölgede yaptığı tektonik taşınma yönü ölçümlerinde Beyşehir-Hoyran Napları'nın batıdan doğuya doğru yerleştiğini, Sultan Dağları'nda da aynı şekilde batıdan doğuya doğru hareketlerin olduğunu belirtmektedir (Şekil 3.64a). Ancak bu çalışmada elde edilen veriler Sultan Dağları ve Beyşehir-Hoyran Napları'nın batıdan doğuya doğru hareket etmediğini, muhtemelen yerleşimin kuzeyden güneye doğru olduğunu, geri bindirmelere (back-thrust) bağlı olarak da güneyden kuzeye doğru ikincil hareketlerin geliştiğini göstermektedir.



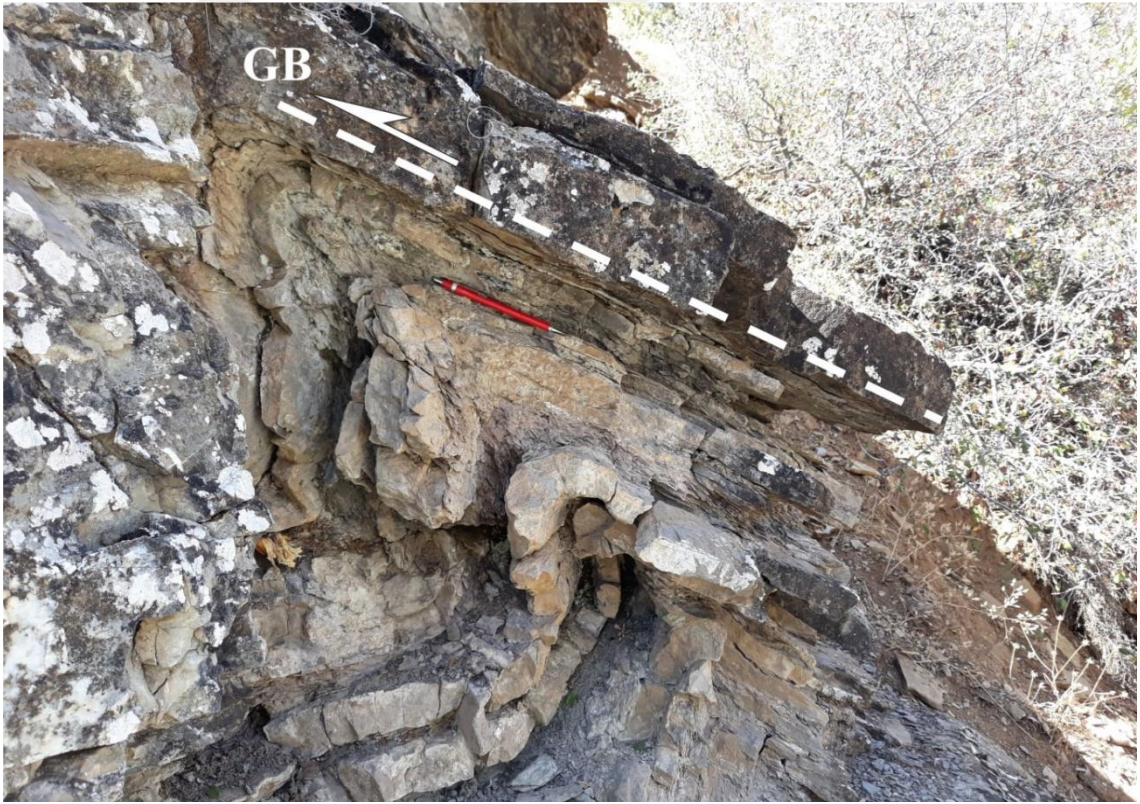
Şekil 3.59. Seydişehir formasyonunda asimetrik kıvrımlarda gözlenen hareket, üst sağ yönlü olup kuzeye doğrudur. Köprüköy güneybatısı, Şarkikaraağaç



Şekil 3.60. Seydişehir formasyonunna ait metasilttaşlarını kesen kuvars damarlarında gelişen imbrikasyonda hareket, üst sol yönlü olup güneye doğrudur (Köprüköy güneybatısı, Şarkikaraağaç)



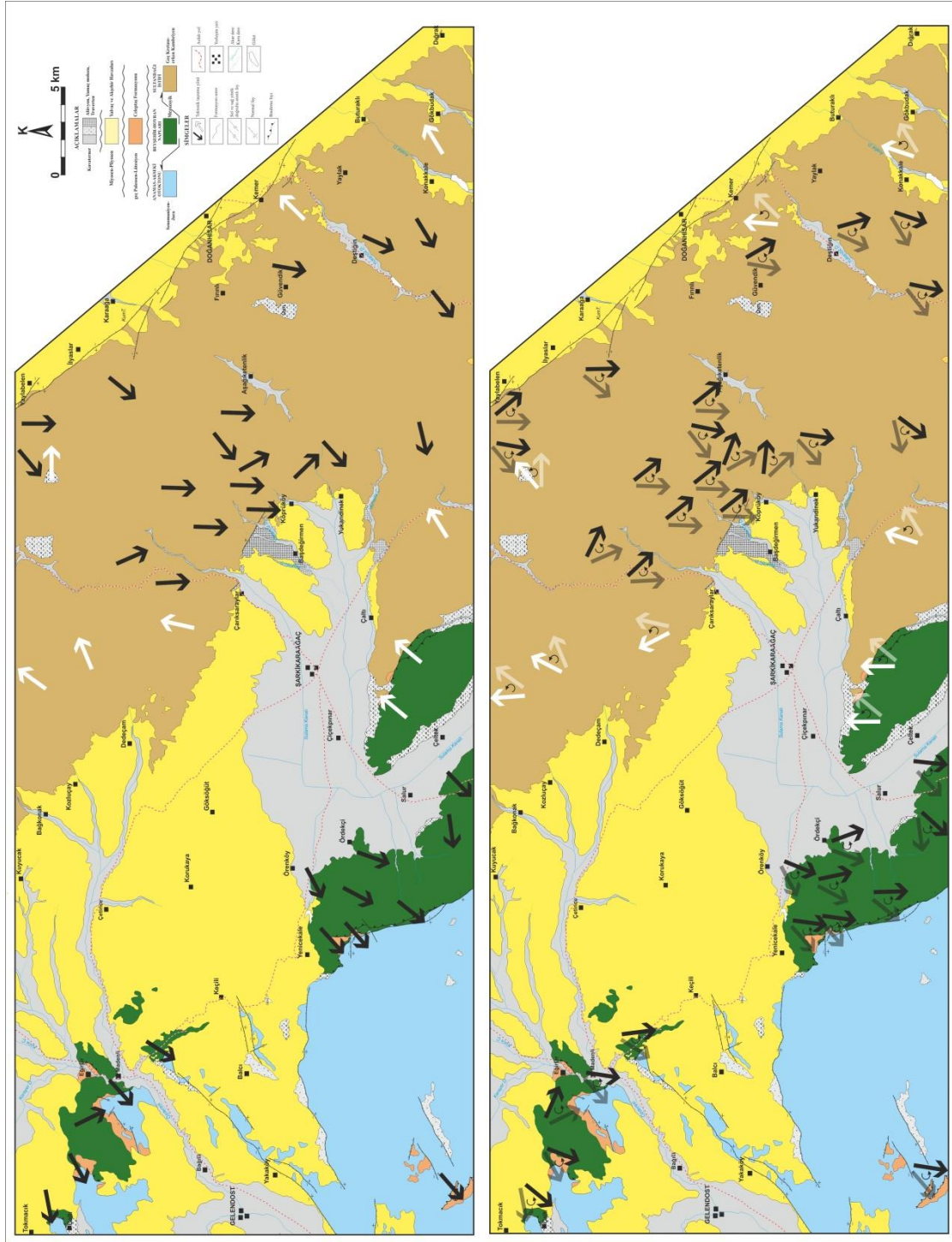
Şekil 3.61. Çaltepe formasyonunda gelişmiş olan kademeli damarlarda hareket, üst sağ yönlü olup güneybatıya doğrudur. Köprüköy kuzeyi, Şarkikaraağaç



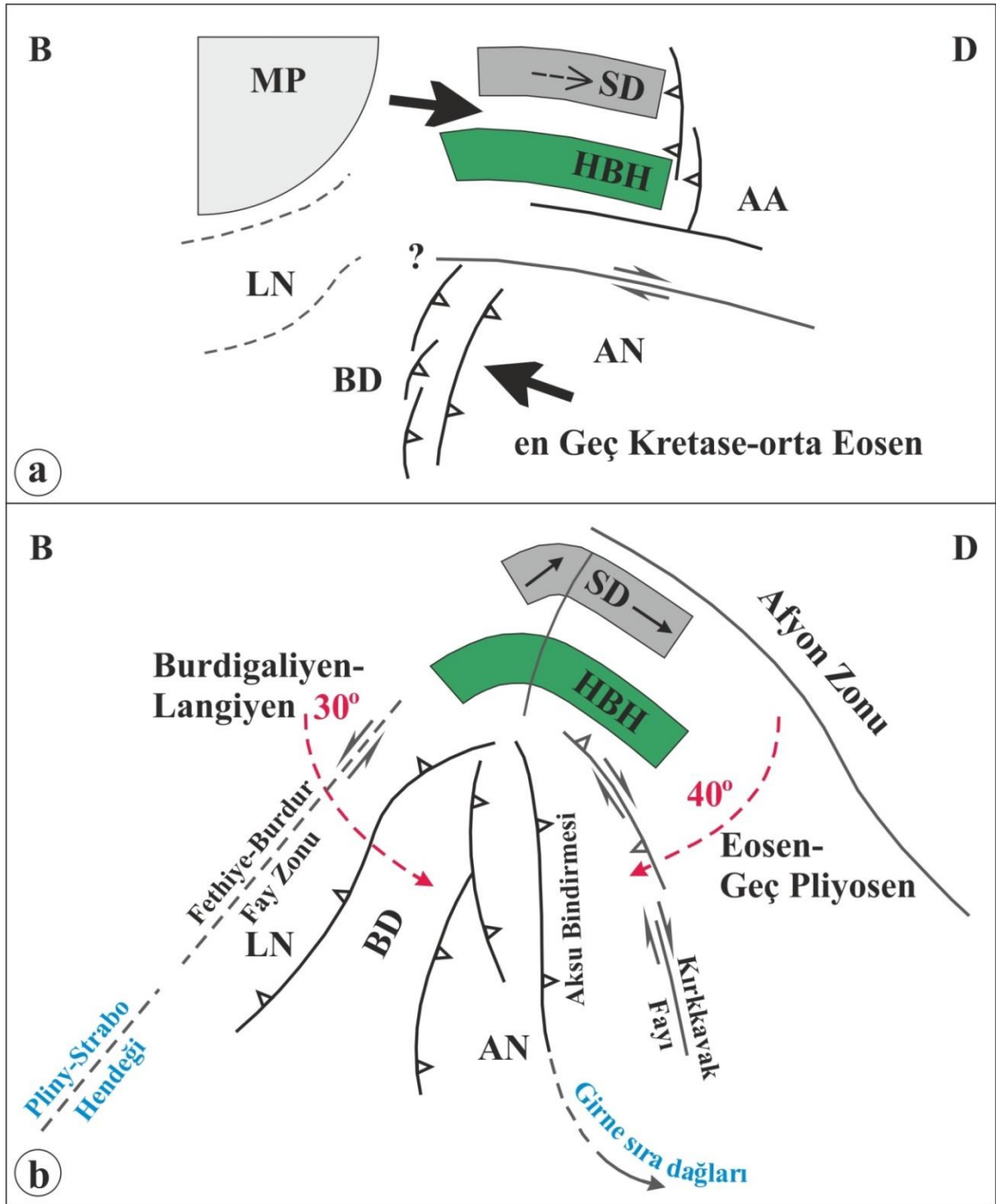
Şekil 3.62. Celetaş formasyonunda gözlenen devrik antiklinal yapısı. Hareket yönü üst güneybatıya doğrudur. Yenicekale güneydoğusu, Şarkikaraağaç

Bölgedeki egemen kıvrım yapıları, bindirme fayları ve deformasyon yapıları ile birimlerin metamorfizma özelliklerinin kuzeyden güneye doğru azlıyor olması da bu durumu destekleyen verilerdir.

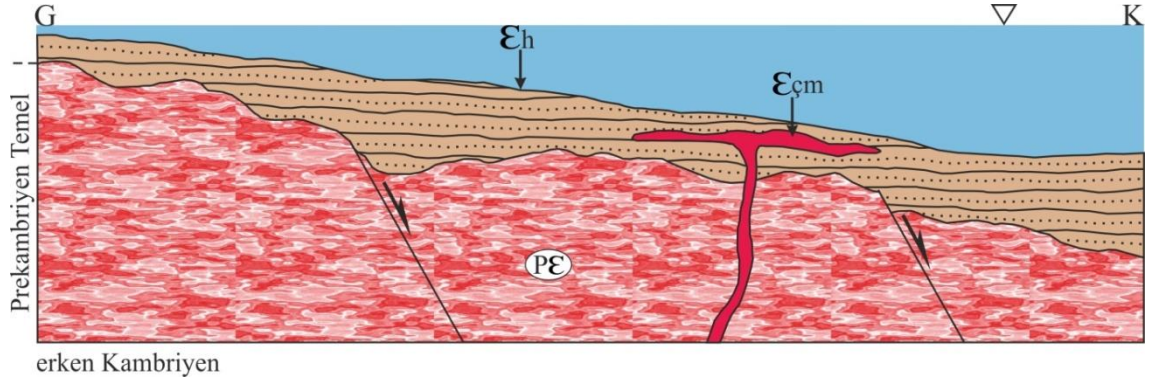




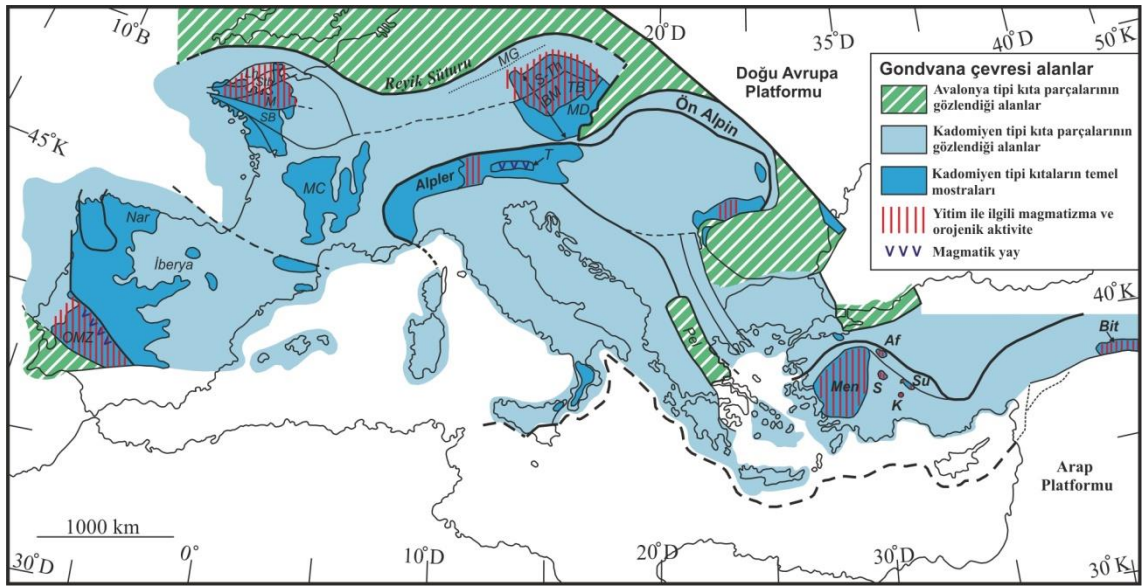
Şekil 3.63. Çalışma alanının tektonik taşınma yönlerini gösterir sadeleştirilmiş jeoloji haritası. (a) Yapılan ölçümlerle elde edilen tektonik taşınma yönlerini, (b) Sultan Dağları'nın saat yönünde 40°'lik rotasyonunun geri alınmasıyla oluşturulan tektonik taşınma yönlerini göstermektedir



Şekil 3.64. Isparta açısının basitleştirilmiş gelişimi: (a) Sultan Dağları (SD) ve Hoyran-Beyşehir-Hadım Napları (HBH) en Geç Kretase-orta Eosen döneminde batıdan doğuya doğru hareket etmiştir, (b) Isparta Büklümü'nün doğu kanadı ise Eosen-Geç Pliyosen'de saat yönünde 40°; batı kanadı ise Burdigaliyen-Langiyen'de saat yönünün tersine 30° rotasyona uğramıştır (Güngör, 2013)



Şekil 4.2. Erken Kambriyen’de başlayan transgresyonla Hüdai formasyonuna (Eh) ait kırıntıların çökelişi ve Panafrikan/Kadomiye Orojenezinin geç evre ürünleri olan Çaydere metariyolitinin (Ecm) Hüdai formasyonunun alt kesimlerini kestiğini gösteren jeolojik kesit

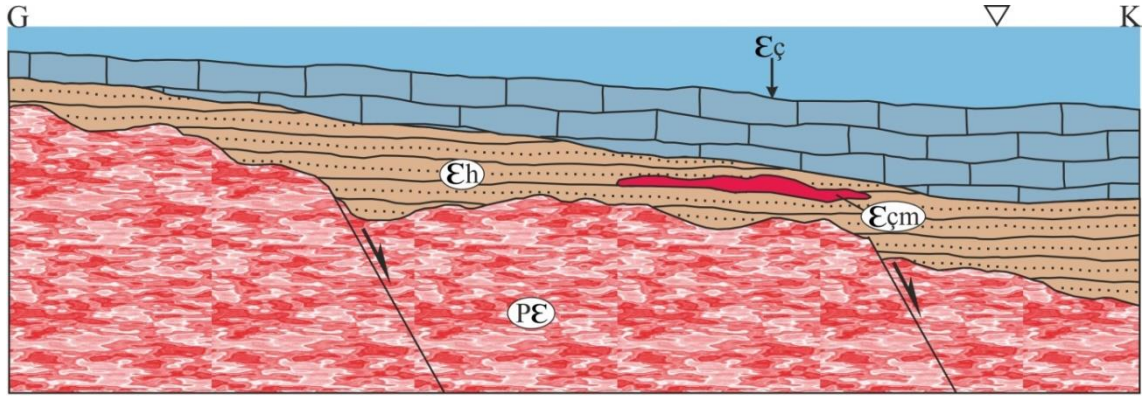


Şekil 4.3. Avrupa ve Orta Doğu’da Gondvana ve çevresine ait Kadomiye magmatik-volkanik yayı ile ilişkili temel kayaların yayılımı (Garfunkel, 2015’den düzenlenmiştir). Su: Sultan Dağları, Men: Menderes Masifi, Af: Afyon zonu, S: Sandıklı, K: Karacahisar Kubbesi, Bit: Bitlis Masifi

Hüdai formasyonu üzerine uyumlu olarak gelen orta Kambriyen yaşlı dolomit ve mermerlerden oluşan Çaltepe formasyonu, bu dönemde duraylı şelf ortamı koşullarının varlığını göstermektedir (Şekil 4.4).

Çaltepe formasyonunun altta plaj çökelleri özelliği sunan Hüdai formasyonu üzerine gelmesi ve üzerinde ise derin deniz türbidit istifi olan Seydişehir formasyonunun yer alması, erken Kambriyen’den başlayıp Erken Ordovisiyen’e kadar devam eden büyük ölçekli transgresif bir istifin parçası olduğunu göstermektedir. Formasyonun üst kesimlerinde yer alan ve Seydişehir formasyonu ile geçişi temsil eden metaşeyl arakatkılı trilobit parçaları içeren yumrulu rekristalize kireçtaşları

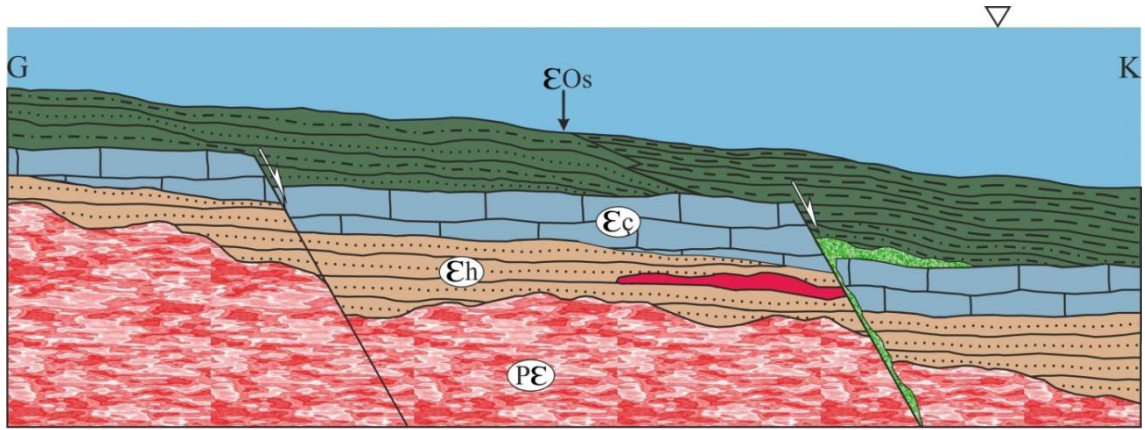
formasyonun üst düzeylerinde ortamın giderek derinleştiğini ve duraysızlık kazandığını göstermektedir.



orta Kambriyen

Şekil 4.4. Orta Kambriyen’de transgresyonun devam etmesine bağlı olarak Hüdai formasyonu (Eh) üzerine Çaltepe formasyonunun (Eç) çökelişini gösteren jeolojik kesit

Çaltepe formasyonu üstte geç Kambriyen-Erken Ordovisiyen yaşlı metakumtaşı, metasilttaşı, fillit ardalı ve daha çok alt kesimlerinde gözlenen metabazitler ile kalkış ve dolomit merceklerinden oluşan türbiditik istif niteliğindeki Seydişehir formasyonuna geçiş göstermektedir (Şekil 4.5).

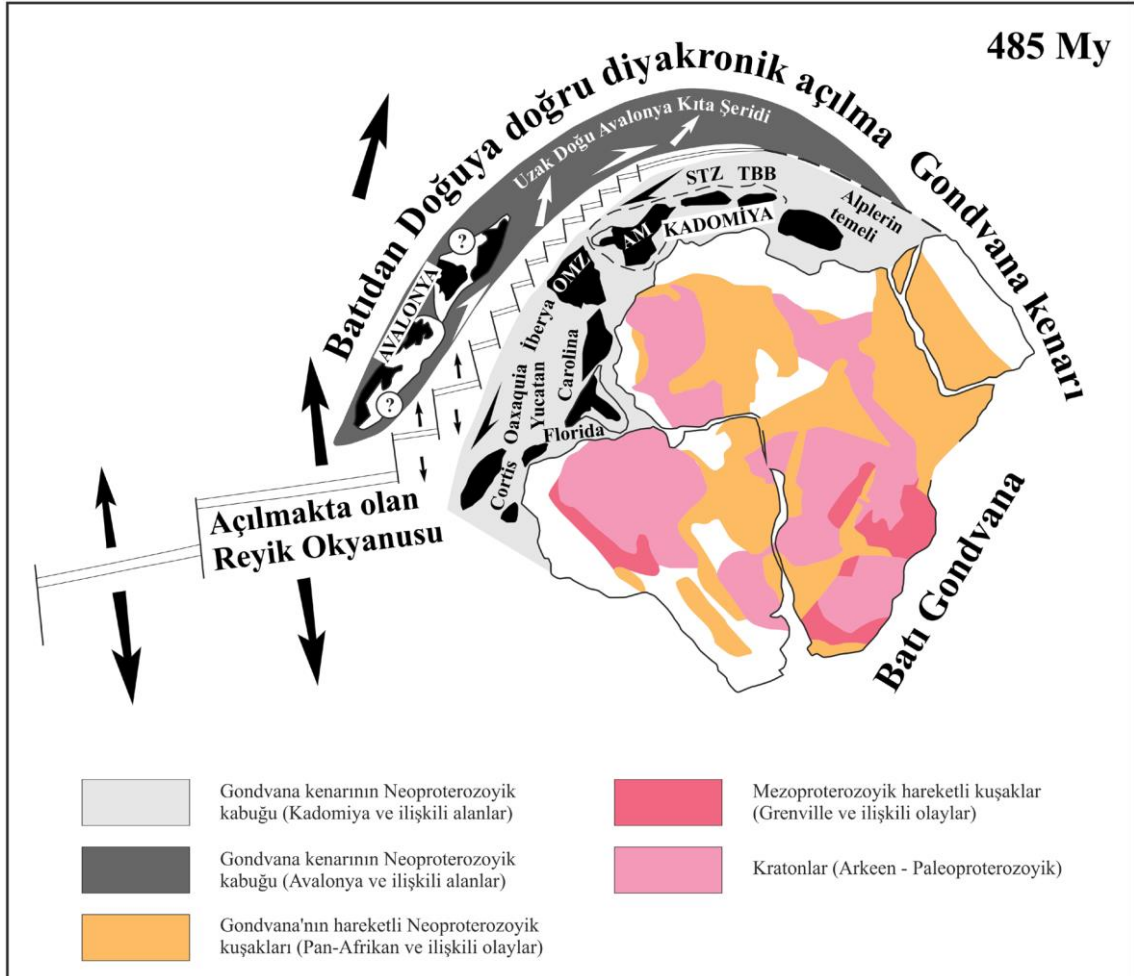


geç Kambriyen-Erken Ordovisiyen

Şekil 4.5. Geç Kambriyen-Erken Ordovisiyen’de blok faylanmalarla ortamın derinleşmesine bağlı olarak türbiditik istif niteliğindeki Seydişehir formasyonunun (EOs) çökelişini ve bunlara eşlik eden bazik volkanizmayı gösteren jeolojik kesit

Bu dönemdeki paleocoğrafyaya bakıldığında Kambriyen-Ordovisiyen geçişinde (485 My) Gondvana’nın kuzey kenarı boyunca Gondvana ile Avalonya kıtası arasında Reyik Okyanusu açılmaya başlamıştır (Linneman ve diğ., 2008; Nance ve diğ., 2010, 2012) (Şekil 4.6). Reyik Okyanusu’nun açılmasıyla Gondvana’nın kuzey kenarı

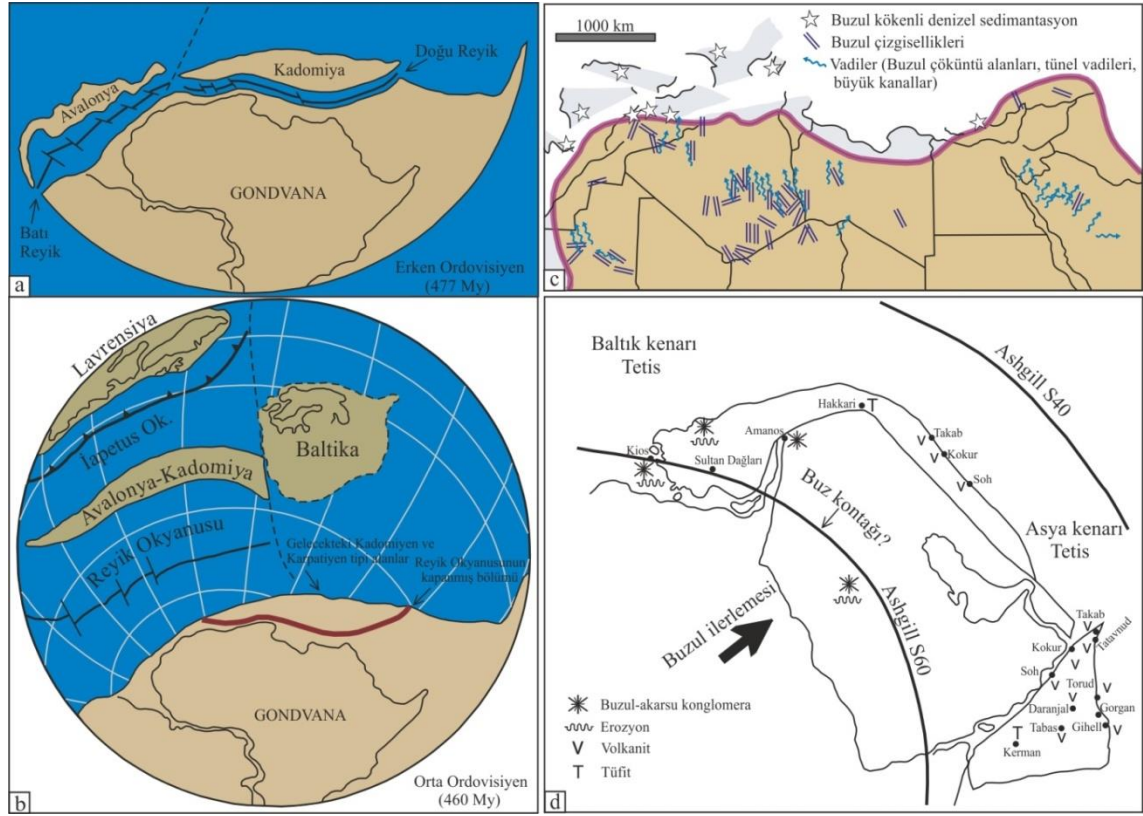
boyunca blok faylanmalarla ortam derinleşmeye başlamış, karadan taşınan silisiklastik malzemeler Seydişehir formasyonunun derin deniz türbidit çökellerini oluşturmuştur. Bu çökelimle eş zamanlı olarak gelişen blok faylanmalarla ilişkili volkanizma, sedimantasyona eşlik etmiştir. Bu volkanizma faaliyetleri Sultan Dağları'nın güney bölümlerinde açıkça izlenmektedir (Eren, 1991a; Özgül ve diğ., 1991; Ergen ve diğ., 2021).



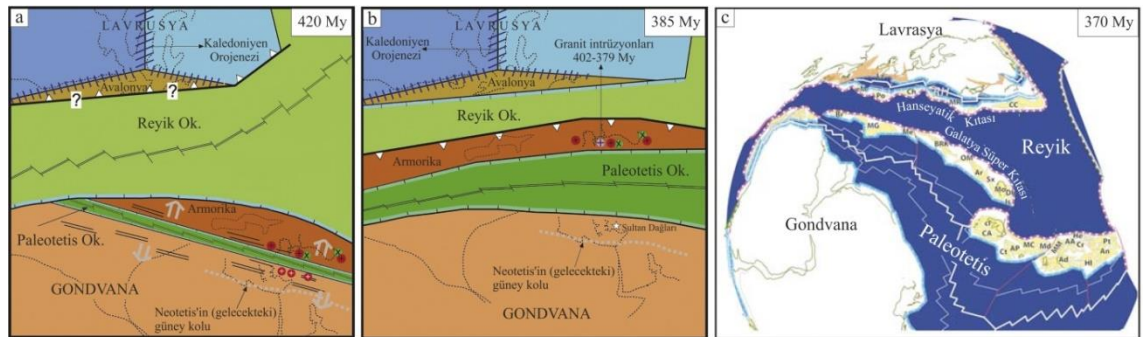
Şekil 4.6. Erken Ordovisiyen döneminde Gondvana'nın kuzeyinde Reyik Okyanusu'nun batıdan doğuya doğru diyakronik olarak açılmasını gösteren paleocoğrafik harita (Linneman ve diğ., 2008'den düzenlenmiştir)

Çalışma alanında Siluriyen-Orta Devoniyen zaman aralığını temsil eden çökel tespit edilememiştir. Bu çökelmezlik dönemi 3 jeolojik olayla açıklanabilir. Birincisi Reyik Okyanusu'nun doğu bölümünün kapanması ve Kadomiya kıta parçaları ile Sultan Dağları'nın da içerisinde olduğu Gondvana'nın kuzey kenarının birleşmesi (Balintoni ve Balica, 2013) süreciyle ilişkili deformasyonlar (Şekil 4.7a,b); ikincisi Geç Ordovisiyen (Hırnansiye)'de özellikle güney yarım kürede Gondvana ve çevresinde

gözlenen buzullaşmaya bağlı olarak deniz seviyesinin düşmesi (Husseini, 1990; Ghienne ve diğ., 2007) (Şekil 4.7c,d); üçüncüsü ise Siluriyen-Devoniyen döneminde Paleotetis Okyanusu'nun açılmasına bağlı olarak Gondvana'nın kuzey kenarında blok faylanmalarla Sultan Dağları'nın da içerisinde olduğu bölgenin pozitif alanda kalması şeklinde açıklanabilir (Şekil 4.8a,b,c).

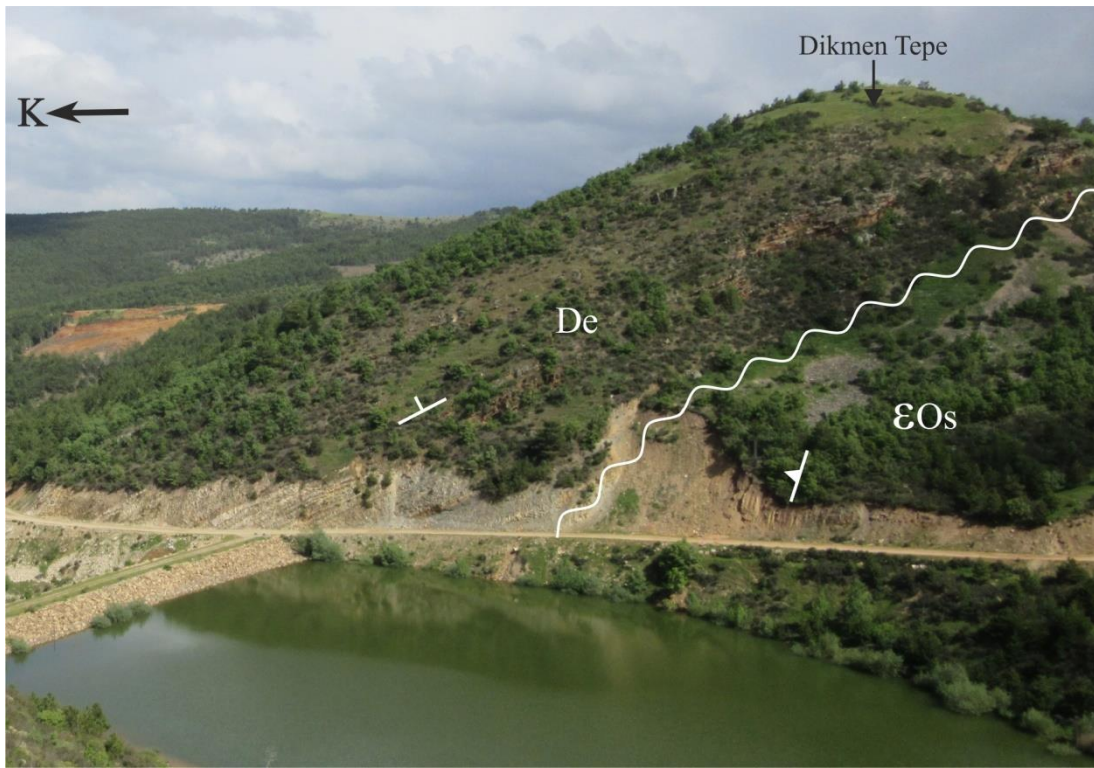


Şekil 4.7. (a,b) Orta Ordovisiyen’de Reyik Okyanusu’nun doğu kesiminin kapanarak, Kadomiya alanının Gondvana’ya eklenmesini gösteren paleocoğrafik harita (Balintoni ve Balica, 2013). (c,d) Geç Ordovisiyen (Hırnansiye)’de meydana gelen buzullaşma eğrisinin yayılımını gösteren paleocoğrafik harita (Ghienne ve diğ., 2007; Husseini, 1990)



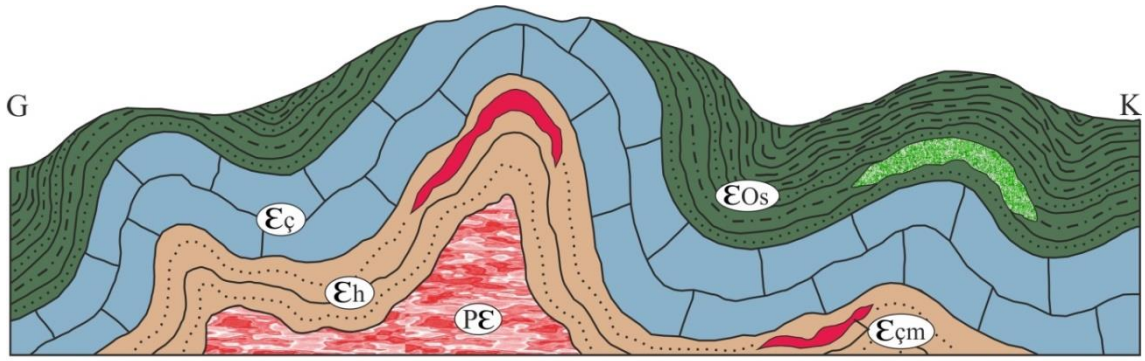
Şekil 4.8. Paleotetis Okyanusu’nun açılmasını gösteren paleocoğrafik haritalar (a,b:Topuz ve diğ., 2019; c: Stampfli ve diğ., 2011)

Geç Kambriyen-Erken Ordovisiyen yaşlı Seydişehir formasyonuna ait derin denizel türbidit istifin üzerine açısız uyumsuz olarak Geç Devoniyen yaşlı Engilli formasyonunun polijenik taban konglomeraları ve plaj çökeli olarak ifade edilen kuvarsitlerle başlıyor olması (Şekil 4.9) ve bu taban konglomeraları içerisinde alttaki birimlere ait daha önce metamorfizmaya uğramış şist çakıllarının yer alması Geç Devoniyen öncesinde bölgenin deformasyona ve metamorfizmaya uğrayarak kıvrımlanıp yükseldiğini açıkça göstermektedir (Şekil 4.10). Bu deformasyonlar yukarıda da anlatılan Reyik Okyanusu'nun doğu bölümünün kapanarak Gondvana'nın kuzey bölümüne eklenmesiyle (Erken Hersiniyen Orojenez?) ilişkili olmalıdır.



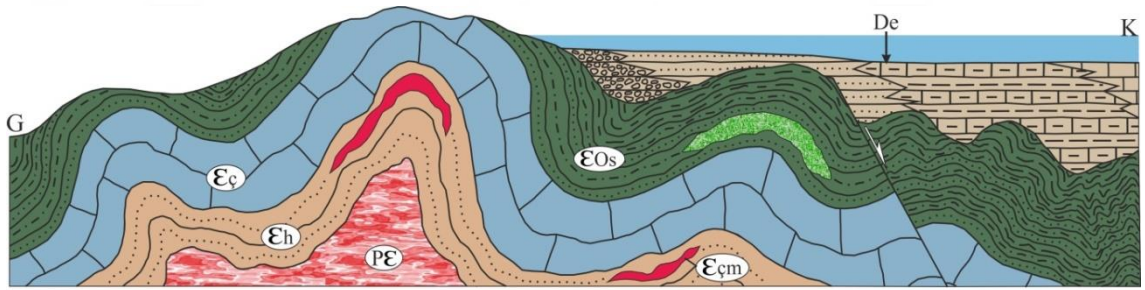
Şekil 4.9. Geç Kambriyen-Erken Ordovisiyen yaşlı Seydişehir formasyonu (EOs) ile Geç Devoniyen yaşlı Engilli formasyonu (De) arasındaki açısız uyumsuz ilişki. Dikmen Tepe civarı, Kemer güneydoğusu, Doğanhisar

Engilli formasyonunun metaçakıllaşlarıyla başlaması ve üste doğru tane boyunun incilmesiyle kuvarsit, metakumtaşı, fillitlere geçmesi ve en üst kesimlerinde kalkışist ve rekrstalize kireçtaşlarından oluşan karbonat baskın kayalar içermesi transgresif özellikte olduğunu göstermektedir. Engilli formasyonu, Siluriyen-Orta Devoniyen döneminde Paleotetis Okyanusu'nun açılmasına (Stampfli ve diğ., 2011; Topuz ve diğ., 2019) (Şekil 4.8) bağlı olarak gelişen büyük ölçekli transgresyonun Sultan Dağları'ndaki yansımasını oluşturmaktadır (Şekil 4.11).



Geç Ordovisiyen-Siluriyen

Şekil 4.10. Geç Ordovisiyen-Siluriyen döneminde meydana gelen deformasyonlara bağlı olarak Sultan Dağları'na ait birimlerin kıvrımlanıp yükseldiğini gösteren jeolojik kesit



Geç Devoniyen

Şekil 4.11. Geç Devoniyen'de Engilli formasyonuna (De) ait transgresif istifin çökmesini gösteren jeolojik kesit

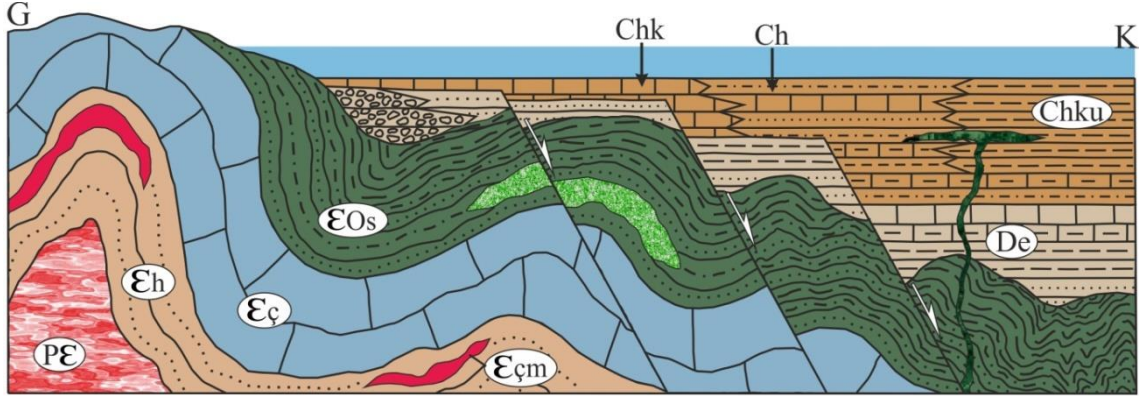
Zira son yıllardaki çalışmalarda Sultan Dağları'nın kuzeyinde, Sarıcakaya Masifi'nde (Eskişehir) yer alan Siluriyen yaşlı magmatitlerin Paleotetis Okyanusu'nun açılmasını temsil eden anorojenik granitler olduğu ortaya konmuştur (Topuz ve diğ., 2019).

Karbonifer'e gelindiğinde ortam daha da derinleşmekte ve sedimantasyona volkanizma da eşlik etmektedir. Bu dönemde Sultandağı İstifi'nde Engilli formasyonu üzerinde uyumlu olarak gelen Harlak formasyonu gözlenmektedir (Şekil 4.12).

Harlak formasyonunun alt kesimlerinde yer alan fillit ara katkılı bol krinoid fosilli rekristalize kireçtaşları (Kırazlı üyesi) Engilli formasyonu ile başlayan transgresyonun devam ettiğini ve ortamın derinleştiğini göstermektedir. Kırazlı üyesinin en üst düzeyini oluşturan dolomit mercekli ince metaşeyl ara katkılı rekristalize kireçtaşları karadan getirimin azaldığı sığ ve duraylı denizel ortam koşullarının egemen olduğunu gösterir (Özgül ve diğ., 1991).

Harlak formasyonunun üst kesimlerini oluşturan mor renkli fillitler (Kuz üyesi) ise durgun, düşük enerjili, kapalı ortam koşullarını yansıtmakta olup özellikle alt düzeylerinde intraformasyonel çakıltaşı ve kanal dolguları ortamın başlangıçta derin

olmadığını ancak giderek derinleştiğini düşündürmektedir (Özgül ve diğ., 1991). Özellikle Kuz üyesi içerisinde gözlenen metabazik volkanitler, Paleotetis Okyanusu'nun kısa süreli güneye yitimi ile açıklanmaktadır.



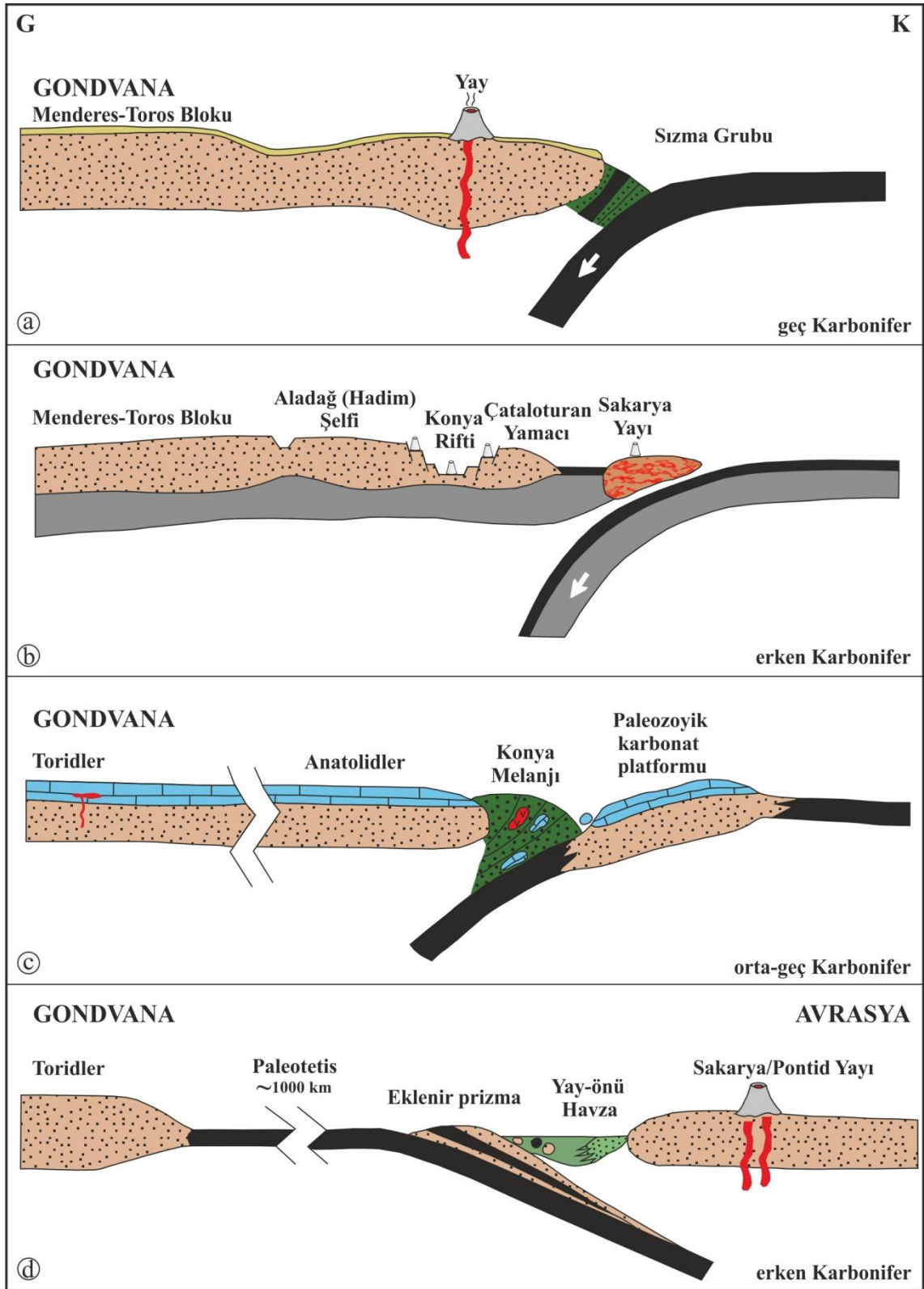
Karbonifer

Şekil 4.12. Karbonifer’de ortamın derinleşmesine bağlı olarak Harlak formasyonu (Ch), Kirazlı (Chk) ve Kuz üyeleri (Chku) ile bazik volkanitlerin oluşumunu gösteren jeoloji kesit

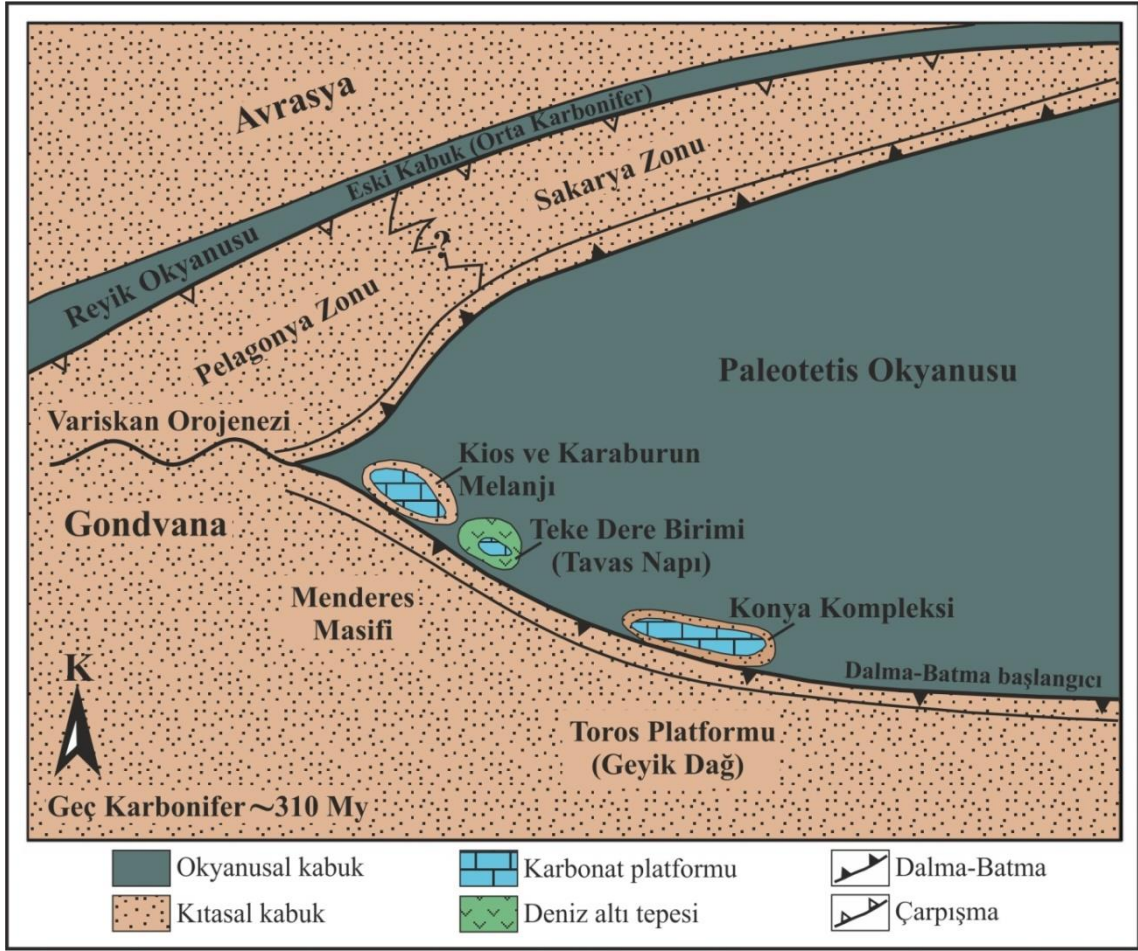
Bölgeye ait jeodinamik modeller incelendiğinde Eren ve Kurt. (2000), Göncüoğlu ve diğ. (2007), Robertson ve Ustaömer (2009) Robertson ve diğ. (2012), Sevin ve diğ. (2015), Candan ve diğ. (2016) ve Löwen ve diğ. (2020) Paleotetis Okyanusu’nun Karbonifer döneminde kısa süreli güneye yitimini savunurken, Eren ve diğ. (2004) Konya’nın içinde olduğu bölgenin Lavrasya’nın aktif güney kıta kenarında oluşunu ileri sürmekte ve Paleotetis Okyanusu’nun kuzeye yitim modelini önermektedir (Şekil 4.13).

Torid Bloğu içerisinde yer alan Sultan Dağları’nda Karbonifer döneminde gözlenen bazik volkanitler Paleotetis Okyanusu’nun güneye yitimine bağlı olarak gelişmiş olmalıdır. Zira Karbonifer’de Chios adası (Yunanistan), Karaburun Yarımadası (İzmir), Teke Dere Birimi (Tavas Napı) ve Konya bölgesinde melanj türü kayalar topluluklarının gözlenmesi (Şekil 4.14), Menderes Masifi ve Bitlis Masifi’nde Karbonifer granitlerinin gözlenmesi (Candan ve diğ., 2016; Göncüoğlu ve Turhan, 1984) bu durumu destekleyen verilerdir.

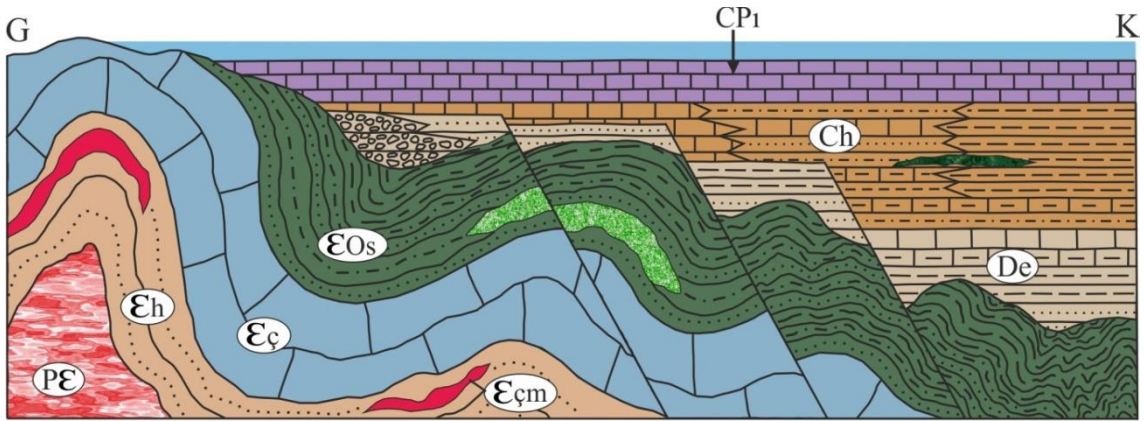
Paleozoyik istifin en üst birimi olan ve Harlak formasyonunun üzerinde uyumlu ve geçişli olarak yer alan Ilıcak formasyonuna ait rekristalize kireçtaşları (Şekil 4.15) o dönemde hala derin denizel ortam şartlarının devam ettiğini göstermektedir.



Şekil 4.13. Paleotetis Okyanusu'nun güneye yitimini gösteren modeller: (a) Eren ve Kurt (2000), (b) Göncüoğlu ve diğ. (2007), (c) Robertson ve Ustaömer (2009); kuzeye yitimini gösteren modeller: (d) Eren ve diğ. (2004)



Şekil 4.14. Menderes Masifi ve Toros platformu boyunca Paleotetis Okyanusu'nun güneye yitimine bağlı olarak oluşan Kios ve Karaburun melanjları, Teke Dere Birimi ve Konya kompleksinin oluşumu gösteren paleocoğrafik harita (Robertson ve Ustaömer, 2009)



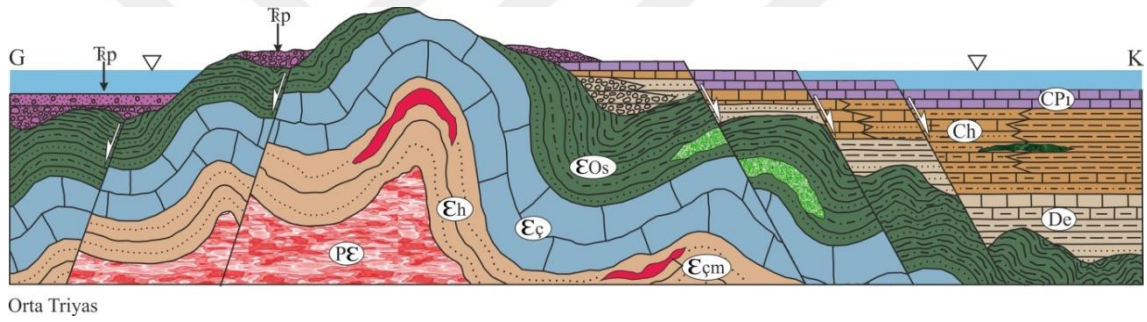
geç Karbonifer-Permian

Şekil 4.15. Geç Karbonifer-Permian yaşlı Ilıcak formasyonunun (CP1) Harlak formasyonu üzerine çökelişini gösteren jeolojik kesit

Sultan Dağları'nda Erken Triyas yaşlı formasyon bulunmamaktadır. Bu dönemde muhtemelen Kimmerid Orojenezinin (Şengör, 1984) erken dönem

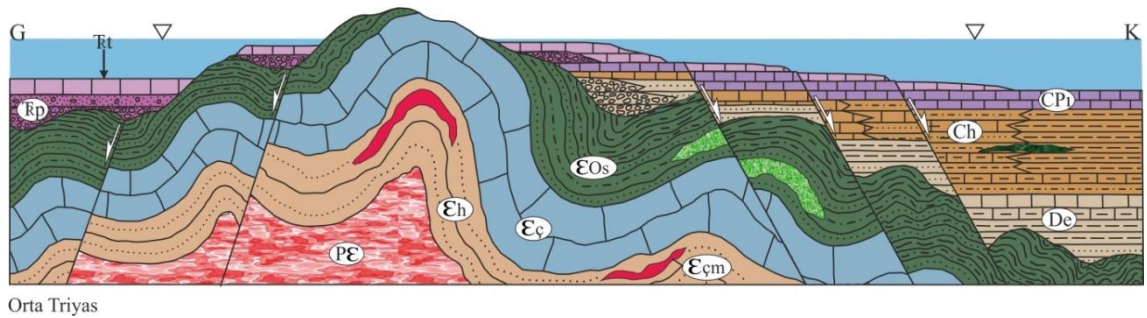
deformasyonlarına bağlı olarak Sultan Dağları'nda Paleozoyik yaşlı birimler kıvrımlanmış, metamorfizmaya uğramış, klivajlanmış ve yükselmiştir.

Eren ve diğ. (2004)'da günümüzde Sultan Dağları'na çok yakın konumda yer alan Konya bölgesinin Permo-Triyas döneminde Lavrasya'nın aktif güney kenarında yer aldığını ve Paleotetis Okyanusu'nun kuzeye yitiminden etkilendiğini ileri sürmektedir. Bu durum Sultan Dağları'nın da Erken Triyas döneminde benzer tektonik deformasyonlardan etkilenmiş olabileceğini desteklemektedir. Bu olaylar sonrasında bölgede muhtemelen orojenik çökemeye bağlı olarak Orta Triyas'ta karasal ile başlayıp sığ denizel istife devam eden bir transgresyon yaşanmıştır. Buna göre Pınarbaşı formasyonu bu istifin karasal ortamda çökelmiş alüvyon yelpazesi ürünü taban konglomerası, kumtaşı ve çamurtaşlarını; Taraşçı kireçtaşı ise transgresyonun devamında gelişen sığ denizel kireçtaşlarını temsil etmektedir (Şekil 4.16).



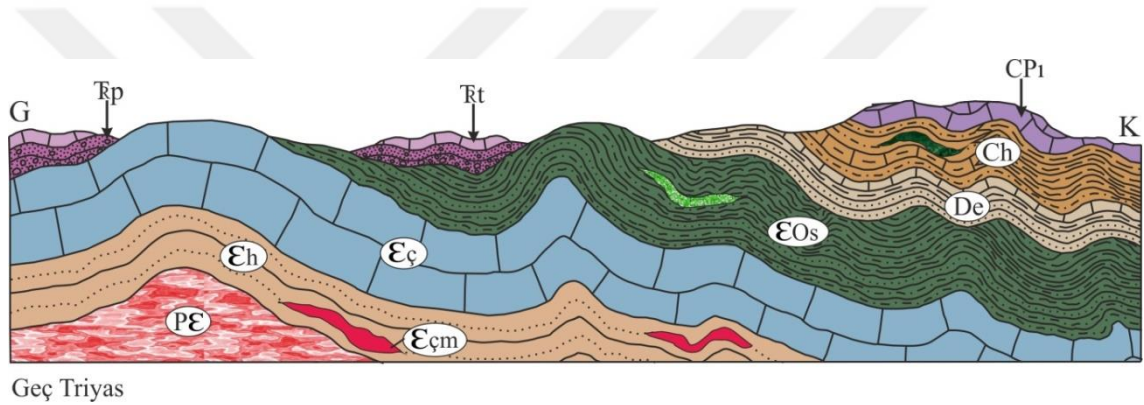
Şekil 4.16. Orojenik çökmeye bağlı olarak pozitif alanda kalan Sultan Dağları'nda Orta Triyas'ta karasal-sığ denizel istif özelliği sunan Pınarbaşı formasyonunun (Trp) çökelişini gösteren jeolojik kesit

Pınarbaşı formasyonu üzerinde Orta Triyas yaşlı sığ denizel kireçtaşlarından oluşan Taraşçı kireçtaşı uyumlu olarak yer almaktadır. Taraşçı kireçtaşının varlığı transgresyonun devamında ortamın biraz daha derinleştiğini göstermektedir (Şekil 4.17).



Şekil 4.17. Orta Triyas'ta Pınarbaşı (Trp) formasyonu üzerine uyumlu olarak Taraşçı kireçtaşının (Trt) çökelişini gösteren jeolojik kesit

Sultandağı İstifi'nde Jura istifi, Erken-Orta Jura yaşlı kumtaşı, silttaşı ve üst kesimlerinde killi kireçtaşlarından oluşan Feletepe formasyonu ile başlar. Çalışma alanında son derece sınırlı yüzleymeler veren Feletepe formasyonunun altta Çaltepe formasyonu ile olan sınırında boksit seviyelerinin gözlenmesi Erken Jura öncesi bölgede karasallaşmanın olduğunu göstermektedir. Bu karasallaşma Geç Triyas'ta Paleotetis Okyanusu'nun kapanma süreçleriyle ilişkili olan Kimmerid orojenezine bağlı olmalıdır (Monod ve Akay, 1984; Stampfli ve diğ., 2001, 2003; Stampfli ve Borel, 2002; Eren ve diğ., 2004; Robertson ve diğ., 2006, 2009, Moix ve diğ., 2008). Ayrıca Pınarbaşı formasyonunda gözlenen kıvrım yapılarının Feletepe ve Hacılabaz formasyonlarında gözlenmemesi de Geç Triyas döneminde bölgede Kimmerid Orojenezinin etkin olduğunu gösteren verilerdendir (Şekil 4.18).

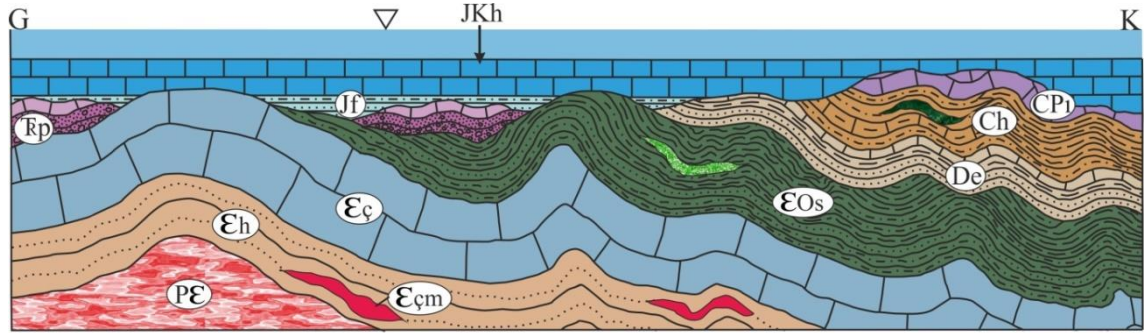


Şekil 4.18. Geç Triyas'ta Kimmerid Orojenezine bağlı olarak gelişen kıvrımlanma ve karasallaşmayı gösteren jeolojik kesit.

Moix ve diğ. (2008)'nin paleocoğrafik haritalarına bakıldığında Karniyen (Geç Triyas) döneminde Paleotetis Okyanusu'nun yitimi ile ilişkili tektonik aktivitenin Sultan Dağları'nın içerisinde olduğu bölgeyi de etkilediği gözlenmektedir (Şekil-4.19). Feletepe formasyonu da bu karasallaşmanın devamında Erken Jura'da bölgede başlayan transgresyonun ilk ürünlerini oluşturmaktadır (Şekil 4.20).

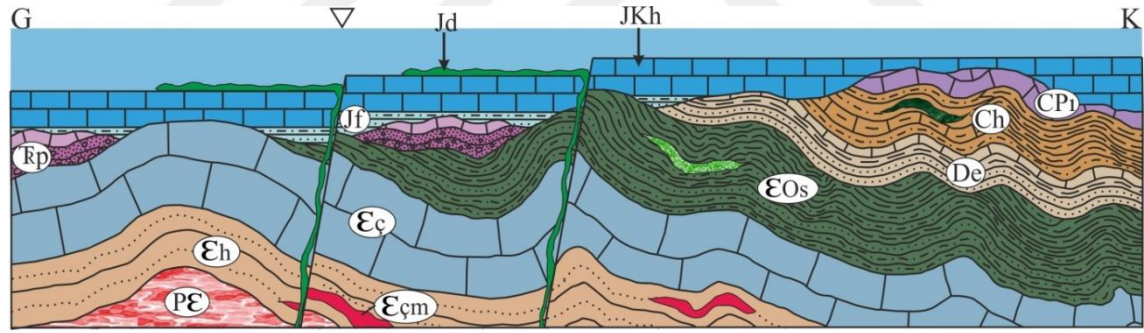
Transgresyonun devam etmesine bağlı olarak Feletepe formasyonu, uyumlu olarak Orta Jura-Geç Kretase yaşlı dolomit ve kireçtaşlarından oluşan Hacılabaz formasyonuna geçiş göstermektedir (Şekil 4.21). Hacılabaz formasyonu içerisinde Orta-Geç Jura yaşlı diyabaz/dolerit ve bazaltlar ile temsil edilen ve kıta içi volkanizma ürünü olan Düzkaya volkanitinin varlığı, ortamda platformun büyük ölçekli faylar ile parçalanmaya başladığını ve bu faylarla derinlerden gelen toleyitik bileşimli volkanizmanın ortama yerleştiğini göstermektedir (Şekil 4.22).

kaynağı olan karasallaşmanın büyük ölçüde Kalloviyen döneminde meydana geldiğini ortaya koymaktadır. Hacıalabaz formasyonuna ait kireçtaşlarının çökelişi Kretase sonuna kadar devam etmiştir. Hacıalabaz formasyonu Sultan Dağları'nın daha çok güney ve orta kesimlerinde gözlenirken, kuzey kesimde aynı dönemde Çay İstifi'nde (Özgül ve diğ., 1991) Jura-Kretase yaşlı Dereçine formasyonuna ait çörtlü kireçtaşları çökelmektedir.



Orta Jura

Şekil 4.21. Orta Jura'da transgresyonun devam etmesine bağlı olarak Hacıalabaz formasyonunun (JKh) Feletepe formasyonu üzerine (Jf) ve aşmalı olarak Sultandağı İstifi'ne ait Paleozoyik yaşlı birimler üzerine çökelişini gösteren jeolojik kesit



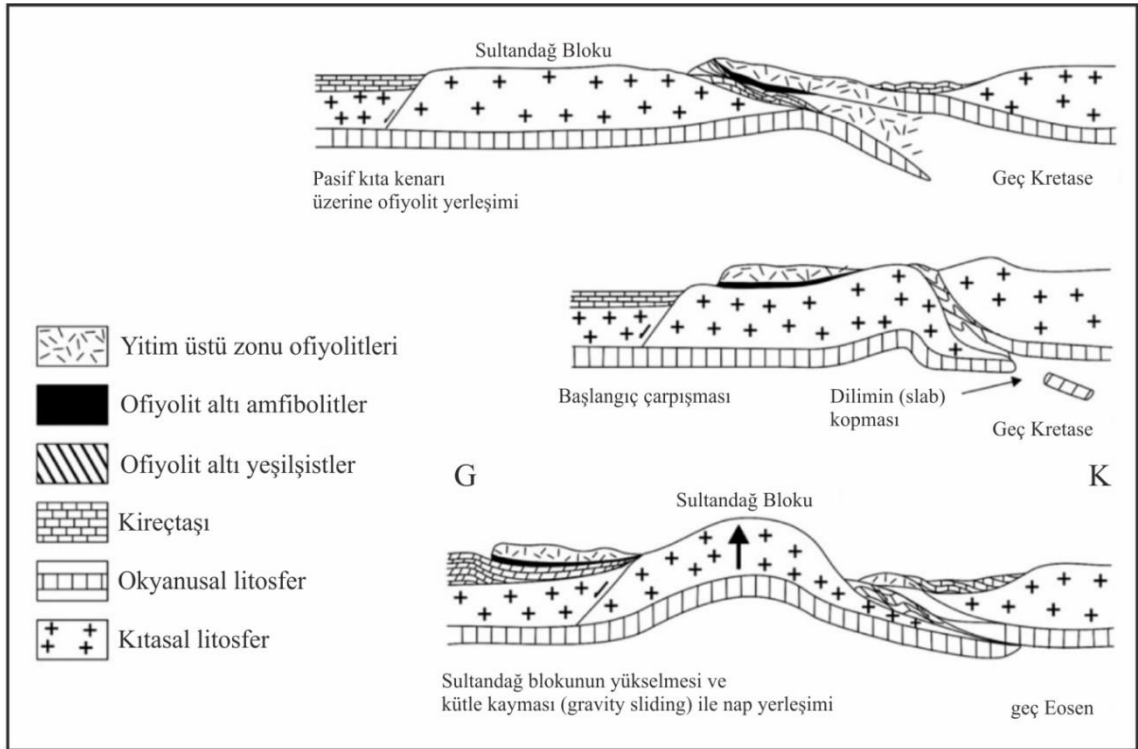
Geç Jura

Şekil 4.22. Blok faylanmalar sonucu Hacıalabaz formasyonu içerisine yerleşen Düzkaçağ volkanitinin oluşumunu gösteren jeolojik kesit

Bu durum Sultan Dağları'nın kuzeyinde daha derin bir çökeltme ortamının varlığını işaret etmektedir. Jura-Kretase'de Sultan Dağları'nın güneyinde aynı zamanda Anamas-Akseki Otoktonu'na ait Kurucaova formasyonu da çökelmektedir.

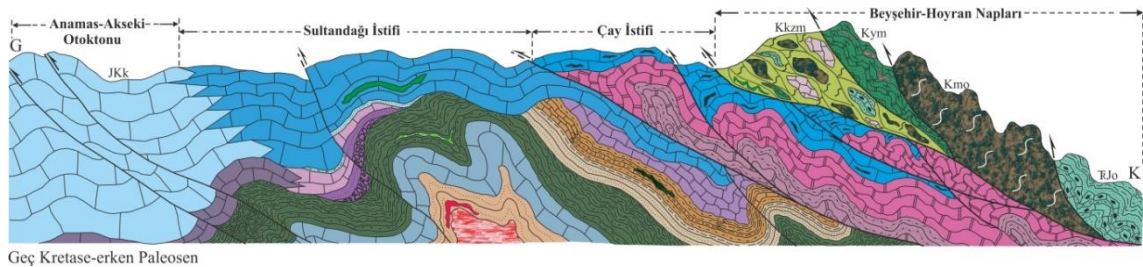
Beyşehir-Hoyran Napları, Sultan Dağları ile Anamas-Akseki Otoktonu arasında yer alan allokton kütlelerdir (Monod, 1977). Beyşehir-Hoyran Napları'nın konumu ve yerleşimi tartışma konusudur. Genel kabul Beyşehir-Hoyran Napları'nın İzmir-Ankara-Erzincan ve/veya İç Toros Okyanusu'nun kapanmasına bağlı olarak, yatay hareketler sonucu oluştuğu ve geç Eosen'de Sultan Dağları'nı kuzeyden güneye doğru aşarak

bölgeye yerleştiği (Elitok ve Drüppel, 2008; Andrew ve Robertson, 2002; Çelik, 2008) yerleştiği şeklindedir (Şekil 4.23).



Şekil 4.23 Sultan Dağları'nın Geç Kretase-geç Eosen dönemine ilişkin jeodinamik gelişim modeli (Elitok ve Drüppel, 2008)

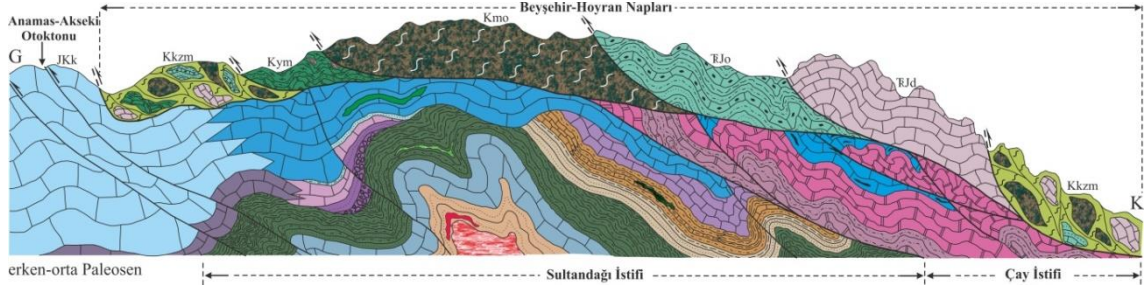
Ancak bu çalışmada elde edilen veriler Beyşehir-Hoyran Napları'nın geç Eosen'de bölgeye yerleşmediğini, napların geç Paleosen öncesinde Sultan Dağları'nın güneyinde var olduğunu açıkça ortaya koymaktadır. Buna göre Beyşehir-Hoyran Napları, Geç Kretase-erken Paleosen döneminde kuzeyden Çay İstifi üzerine, Çay İstifi de Sultandağı İstifi üzerine yerleşmiş olmalıdır (Şekil 4.24).



Şekil 4.24. Geç Kretase-erken Paleosen döneminde Sultandağı İstifi üzerine Çay İstifi ve Beyşehir-Hoyran Napları'nın yerleşmeye başladığını gösteren jeolojik kesit

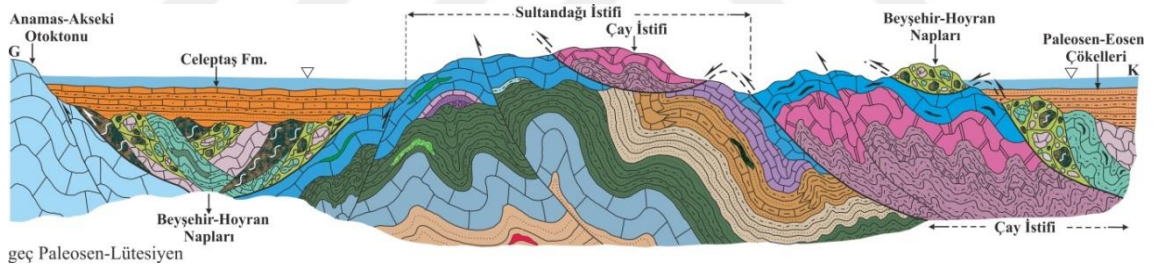
Erken-orta Paleosen'e gelindiğinde ise Beyşehir-Hoyran Napları, Sultan Dağları'nı aşarak Anamas-Akseki Otoktonu'na kadar ulaşmıştır. Bu dönemde Sultan

Dağları ve Anamas-Akseki Otoktonu'na ait birimler, Beyşehir-Hoyran Napları'nın yerleşimine bağlı olarak deformasyona ve düşük dereceli metamorfizmaya uğramıştır (Şekil 4.25).



Şekil 4.25. Erken-orta Paleosen'de Beyşehir-Hoyran Napları'nın Sultandağı İstifi ve Anamas-Akseki Otoktonu üzerine tamamen yerleştiğini gösteren jeolojik kesit

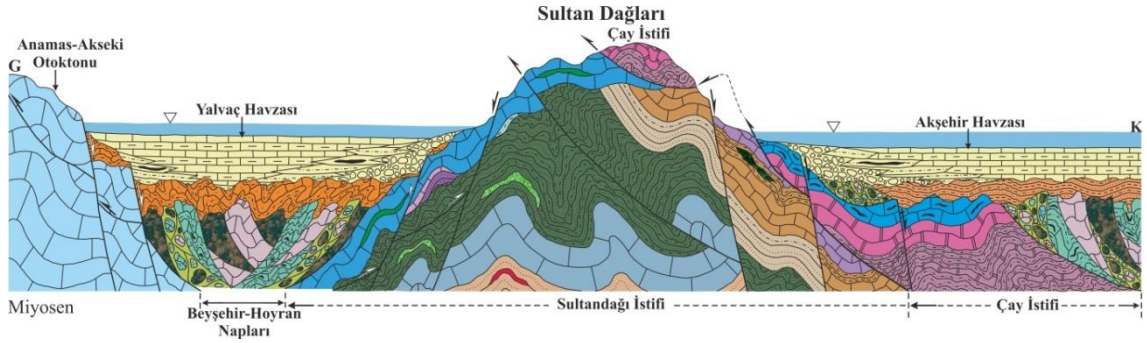
Beyşehir-Hoyran Napları'nın yerleşimini tamamlaması sonrası geç Paleosen-Lütesiyen döneminde muhtemelen orojenik çökmeye bağlı olarak Sultandağı İstifi, Anamas-Akseki Otoktonu ve Beyşehir-Hoyran Napları üzerine ortak bir örtü şeklinde Celeptaş formasyonuna ait birimler çökelmiştir (Şekil 4.26).



Şekil 4.26. Geç Paleosen-Lütesiyen'de Celeptaş formasyonunun ortak örtü şeklinde Sultandağı İstifi, Anamas-Akseki Otoktonu ve Beyşehir-Hoyran Napları'nı uyumsuz olarak örttüğünü gösteren jeolojik kesit

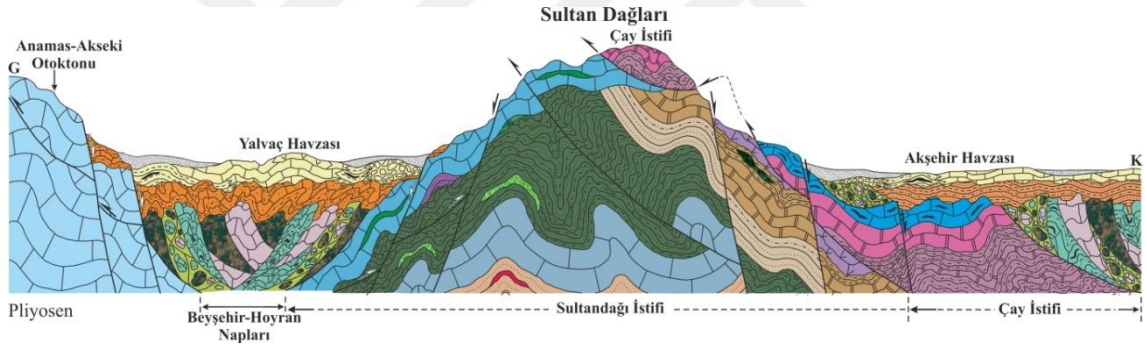
Geç Eosen döneminde sıkışmalı tektonik hareketlere bağlı olarak Celeptaş formasyonu kıvrımlanmış, kıvrımlanmanın devamında Beyşehir-Hoyran Napları'na ait birimler Celeptaş formasyonu üzerine yer yer bindirmiştir.

Miyosen'e gelindiğinde eğim atımlı normal faylara bağlı olarak Sultan Dağları'nın güneyinde Yalvaç Havzası, kuzeyinde ise Akşehir Havzası açılmaya başlamıştır. Miyosen-Pliyosen boyunca bu havzalarda ait alüvyon yelpazesi çökelleri (Bağkonak ve Belekler formasyonları) ve gölsel kireçtaşı, marn, çamurtaşı ve kumtaşı birimleri (Yarıkkaya ve Aşağıçiğil formasyonları) çökelmiştir (Şekil 4.27).



Şekil 4.27. Miyosen döneminde karasal/gölsel çökellerden oluşan güneyde Yalvaç Havzası ve kuzeyde Akşehir Havzası'nın oluşumunu gösteren jeolojik kesit

Yalvaç Havzası'nda havzanın açılması ve gelişmesi sürecinde kıvrım yapıları da gelişmiştir. Bu kıvrımlar sıkışma hareketlerinden ziyade, havzadaki normal fayların gelişimine bağlı olarak meydana gelen yer problemleriyle ilişkili olmalıdır (Şekil 4.28). Kuvaterner döneminde bölgedeki en genç örtü çökelleri olan alüvyon, yamaç molozu ve travertenlerin çökelişiyle bölge günümüzdeki haline ulaşmıştır.



Şekil 4.28. Pliyosen sonunda Yalvaç ve Akşehir havzalarında kıvrımlı yapıları gösteren jeolojik kesit

5. SONUÇLAR

Bu çalışma kapsamında Sultan Dağları'nın Doğanhisar (Konya) – Gelendost (Isparta) arasında kalan güney bölümünde yaklaşık 1600 km²'lik bir alanda bölgenin tektono-stratigrafik ve yapısal özelliklerini ortaya koymak amacıyla 1/25.000 ölçekli jeolojik haritalama çalışmaları ve jeolojik araştırmalar yapılmıştır. Önceki çalışmalarda elde edilen veriler de dikkate alınarak bölgenin jeodinamik gelişimi ve yapısal özellikleri açıklanmaya çalışılmıştır. Buna göre tez çalışması kapsamında elde edilen bulgular aşağıda özetlenmiştir:

1. Çalışma alanı Neotetis Okyanusu'nun kuzey kolu ve/veya İç Toros Okyanusu'nun kapanmasına bağlı olarak erken-orta Paleosen'de bir araya gelmiş yapısal birimlerden oluşmaktadır. Bu yapısal birimler paraotokton konumlu Geyikdağı Birliği'ne ait Sultandağı İstifi (erken Kambriyen-Geç Kretase) ve Anamas-Akseki Otoktonu (Jura-Senomaniyen) ile allokton konumlu Bozkır Birliği'ne ait Beyşehir-Hoyran Napları (Mezozoyik)'dir. Bu yapısal birimler geç Paleosen-Lütesiyen yaşlı Celeptaş formasyonuna ait denizel havza çökelleriyle örtülmektedir. Çalışma alanındaki en geç örtü birimlerini Neojen yaşlı Yalvaç ve Akşehir havzalarına ait karasal/gölsel çökeller oluşturmaktadır.
2. Sultandağı İstifi alttan üste doğru; Hüdai formasyonu (erken Kambriyen), Çaydere metariyoliti (erken Kambriyen), Çaltepe formasyonu (orta Kambriyen), Seydişehir formasyonu (geç Kambriyen-Erken Ordovisiyen), Engilli formasyonu (Geç Devoniyen), Harlak formasyonu (Karbonifer), Ilıcak formasyonu (geç Karbonifer-Permiyen), Pınarbaşı formasyonu (Orta Triyas), Taraşçı kireçtaşı (Orta Triyas), Feletepe formasyonu (Erken-Orta Jura), Hacıalabaz formasyonu (Orta Jura-Geç Kretase) ve Düzkaya volkanitinden (Orta-Geç Jura) oluşmaktadır.
3. Anamas-Akseki Otoktonu Jura Senomaniyen yaşlı Kurucaova formasyonu ile temsil edilmektedir.
4. Beyşehir-Hoyran Napları çalışma alanında birbirleriyle tektonik ilişkili olan Marmaris Ofiyolit Napı, Gülbahar Napı ve Domuzdağ Napı ile temsil edilmektedir. Marmaris Ofiyolit Napı Geç Kretase yaşlı Kızılcadağ melanj ve olistostromu, Yenice kale metamorfikleri ve Marmaris ofiyolitinden oluşur. Gülbahar Napı Orluca formasyonundan (Geç Triyas-Erken Jura), Domuzdağ Napı ise Dutdere formasyonundan (Orta Triyas-Erken Jura) oluşmaktadır.

5. Sultandağı İstifi'ne ait Seydişehir formasyonunda ilk kez bu çalışmada orta-geç Kambriyen yaşını veren *Acrothele* sp. brakiyopod fosili tespit edilmiştir.
6. Erken Kambriyen yaşlı Çaydere metariyolitinden bu çalışmada alınan 5 adet örneğin jeokimyasal analizleri yapılmıştır. Buna göre toplam alkali (K_2O+Na_2O)–silis (SiO_2) bileşimlerine birim “riyolit” alanına düşmektedir. Spider diyagramında kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak elementlerine bakıldığında ise negatif Eu anomalisi göstermektedir. Metariyolitlerin Ta/Yb'ye göre hazırlanan tektonik ortam diyagramı incelendiğinde ise “syn-COLG” (çarpışmayla eş zamanlı granit) alanına düştüğü gözlenmektedir. Th/Nb-La/Yb diyagramına metariyolitler alkale yaylarla ilişkili A/NK-A/CNK diyagramında ise peralüminalı (S tipi) karakter sunmaktadır.
7. Sultandağı İstifi'ne ait erken Paleozoyik yaşlı birimlerin Geç Devoniyen öncesi metamorfizmaya uğradığı stratigrafik, sedimanter ve yapısal verilerle ortaya konulmuştur.
8. Kızılcadağ melanj ve olistostromunun sedimanter matriksini oluşturan çamurtaşlarında planktik foraminifer fosillerine göre geç Maastrichtiyen yaşı elde edilmiş olup bu yaş bulgusu Beyşehir-Hoyran Naplarının oluşum yaşını ortaya koymaktadır.
9. Geç Eosen'de bölgeye yerleştiği kabul edilen Beyşehir-Hoyran Napları'nın yerleşim yaşının, stratigrafik ve yapısal verilere dayanarak erken-orta Paleosen olduğu belirlenmiştir.
10. Çalışma alanında erken Kambriyen-Kuvaterner dönemi içerisinde 7 uyumsuzluk seviyesi gözlenmektedir. Bunlar Engilli formasyonu (Geç Triyas), Pınarbaşı formasyonu (Orta Triyas), Feletepe formasyonu (Erken-Orta Jura) Jura, Celeptaş formasyonu (geç Paleosen), Bağkonak ve Belekler formasyonları (Miyosen-Pliyosen), Traverten (Kuvaterner) ve Alüvyon (Kuvaterner) tabanında gözlenen uyumsuzluklarıdır. Bu uyumsuzluklar nedenleriyle birlikte açıklanmıştır.
11. Sultan Dağları'nın güneyinde yer alan çalışma alanında gözlenen kırıklar daha çok bindirme fayları ve eğim atımlı normal faylar şeklindedir. Doğrultu atımlı faylar daha çok bindirme fayları boyunca gelişen yırtılma fayları şeklinde gözlenmektedir. Çalışma alanında gözlenen bindirme fayları daha çok KB-GD doğrultulu olup Beyşehir-Hoyran Napları ile doğuda Sultandağı İstifi, batıda Anamas-Akseki Otoktonu arasında gözlenmektedir. Bunlardan Anamas-Akseki Otoktonu ile Beyşehir-Hoyran Napları arasındakiler KB-GD doğrultulu olup

KD'ya eğimlidir. Bu bindirme fayları birincil nap yerleşimiyle ilgili olmalıdır. Beyşehir-Hoyran Napları ile Sultandağı İstifi arasındaki bindirme fayları ise yine KB-GD doğrultulu, güneybatıya doğru eğimli olup Beyşehir-Hoyran Napları'nın geri bindirme (back-thrust) hareketleriyle ilişkili olmalıdır. Ayrıca Sultandağı İstifi içerisinde de genellikle KB-GD doğrultulu bindirme fayları gözlenmektedir. Çalışma alanındaki en genç bindirme fayları ise geç Paleosen-Lütesiyen yaşlı Celeptaş formasyonu üzerine Beyşehir-Hoyran Napları'nın ve Anamas-Akseki Otoktonu'na ait Kurucaova formasyonunun geldiği faylardır. Bu bindirme fayları geç Eosen-Oligosen? dönemde gerçekleşen Orta Alpin Orojenezi sıkışmalı tektonik hareketleriyle ilişkilidir.

12. Çalışma alanında eğim atımlı normal fayların büyük bir kısmı Yalvaç ve Akşehir havzalarının açılmasına ve gelişimine neden olan faylardır. Bunlardan en önemlileri Sultandağı Fayı ve Gelendost Fayı'dır.
13. Eğim atımlı normal faylar, çalışma alanında genellikle Sultan Dağları'nın doğu ve batı kenarı ile Anamas-Akseki Otoktonu'nun doğu ve kuzey kenarları boyunca gözlenmektedir. Bu faylar Yalvaç ve Akşehir havzalarını açan ve gelişimini kontrol eden faylardır. Sultan Dağları'nın doğu sınırında yer alan Sultandağı Fayı'nın konumu $K40-45^{\circ}B/ 55-60^{\circ}KD$, Gelendost doğu-güneydoğusunda yer alan Gelendost Fayı'nın konumu ise $K45^{\circ}D, 55^{\circ}KB$ 'dir. Anamas-Akseki Otoktonu'na ait Kurucaova formasyonunun içinde veya Miyosen-Pliyosen yaşlı Yalvaç Havzası'na ait Yarıkkaya formasyonu ile olan dokanaklarında da çok sayıda normal fay gözlenmektedir. Kurucaova formasyonunda alınan normal fay ölçümleri değerlendirildiğinde normal faylanmanın saf ekstensif tektonik rejime işaret ettiği gözlenmektedir. Bu tektonik rejim altında, Kurucaova formasyonu KB-GD yönlü gerilme etkisinde, KD-GB doğrultulu normal faylardan etkilendiğini göstermektedir.
14. Hacıalabaz formasyonu ile Kurucaova formasyonuna ait kireçtaşlarından çatlak ölçümleri alınmış, gül diyagramları ve nokta kontur diyagramlarında değerlendirilmiştir. Buna göre egemen çatlak konumlarının Hacıalabaz formasyonunda $K86^{\circ}B, 63^{\circ}KD$; $K4^{\circ}B, 25^{\circ}KD$ ve $K71^{\circ}D, 65^{\circ}GD$; Kurucaova formasyonunda ise $K12^{\circ}B, 78^{\circ}GB$; $K70^{\circ}D, 63^{\circ}KB$; $K87^{\circ}D, 62^{\circ}GD$; $K5^{\circ}D, 61^{\circ}GD$ olduğu tespit edilmiştir. Bu çatlak sistemleri diyagonal çatlak yapısı sunmaktadır.

15. Çalışma alanında yer alan erken Kambriyen'den Pliyosen'e kadar tüm birimler farklı zamanlarda farklı jeolojik olaylara bağlı olarak deformasyona uğramış ve kıvrımlanmışlardır. Elde edilen yapısal veriler ışığında Sultan Dağları ve yakın çevresine ilişkin Paleozoyik, Mezozoyik ve Senozoyik dönemlerindeki orojenik olaylara bağlı olarak meydana gelen uyumsuzluklar, deformasyonlar (kıvrımlar, kırıklar, çatlak sistemleri, lineasyonlar, kinematik analizler vb.) ve metamorfizma faaliyetleri açıklanmaya çalışılmıştır. Buna göre çalışma alanında yer alan birimler en az 6 deformasyon fazından etkilenmiş (D1, D2, D3, D4, D5, D6) ve üç kez düşük dereceli metamorfizmaya (M1, M2, M3) uğramıştır.
16. Birinci deformasyon fazı ve birinci metamorfizma (D1, M1) geç Kambriyen-Erken Ordovisiyen yaşlı Seydişehir formasyonu ile Geç Devoniyen yaşlı Engilli formasyonu arasında, Orta Ordovisiyen-Orta Devoniyen zaman aralığında muhtemelen Erken Hersiniyen Orojenezine bağlı olarak gelişmiştir. İkinci deformasyon fazı ve metamorfizma (D2, M2) geç Karbonifer-Permiyen yaşlı Ilıcak Formasyonu ile Orta Triyas yaşlı Pınarbaşı formasyonu arasında, Erken Triyas döneminde Erken Kimmerid Orojenezine bağlı olarak gelişmiştir. Üçüncü deformasyon fazı (D3) Orta Triyas yaşlı Pınarbaşı formasyonu ve Taraşçı kireçtaşı ile Orta-Geç Jura yaşlı Feletepe formasyonu arasında, Geç Triyas'ta Kimmerid Orojenezine bağlı olarak meydana gelmiştir. Dördüncü deformasyon fazı ve üçüncü metamorfizma (D4, M3) erken-orta Paleosen'de Beyşehir-Hoyran Napları'nın yerleşmesine bağlı olarak Hacıalabaz formasyonu (Orta Jura-Geç Kretase), Kurucaova formasyonu (Jura-Senomaniyen) ve Beyşehir-Hoyran Napları (Mezozoyik) ile geç Paleosen-Lütesiyen yaşlı Celeptaş formasyonu arasında gerçekleşmiştir. Beşinci deformasyon fazı (D5) Celeptaş formasyonu ile Miyosen-Pliyosen yaşlı Yalvaç Havzası arasında, geç Eosen-Oligosen? döneminde Orta Alpin hareketleriyle ilişkili Beyşehir-Hoyran Napları'nın ikincil tektonik hareketlerine bağlı olarak gelişmiştir. Altıncı ve son deformasyon fazı (D6) Miyosen-Pliyosen yaşlı Yalvaç Havzası içerisinde gözlenen kıvrımları meydana getirmiştir. Bu kıvrımlanma sıkışma hareketlerinden ziyade, havzadaki normal fayların gelişimine bağlı olarak meydana gelen yer problemleriyle ilişkili olduğu değerlendirilmiştir.
17. Mezoskopik ölçekli kinematik belirteçlerden (S-C-C' tipi makaslama bantları, sigma-delta yapıları, asimetrik kıvrımlar, kademeli damarlar, imbrike yapılar vb.) elde edilen tektonik taşınma yönü verileri ile blok rotasyon hareketleri

dikkate alındığında çalışma alanında yer alan birimlerin egemen taşınma yönlerinin kuzey-kuzeybatıdan, güney güneydoğuya ve güneyden kuzeye doğru olacak şekilde 2 farklı yönelim sunduğu ortaya çıkmaktadır.

- 18.** Bu çalışmada elde edilen verilerle birlikte Sultan Dağları ve yakın çevresine ilişkin yapılan daha önceki çalışmaların orojenez ve metamorfizma dönemlerini de gösteren tektono-stratigrafik korelasyonu sağlanmıştır.
- 19.** Daha önce yapılmış bölgesel jeolojik çalışmalar ışığında, bu çalışmada elde edilen stratigrafik, sedimantolojik, paleontolojik ve yapısal veriler birlikte değerlendirilerek çalışma alanının formasyon bazında detaylı jeodinamik gelişim modelleri ortaya konulmuştur.



6. KAYNAKLAR

- Abbo, A., Avigad, D., Gerdes, A., Güngör, T., 2015, Cadomian basement and Paleozoic to Triassic siliciclastics of the Taurides (Karacahisar dome, south-central Turkey): Paleogeographic constraints from U-Pb-Hf in Zircons. *LITHOS* (2015), doi: 10.1016/j.lithos.2015.03.023.
- Abdüsselamoğlu, Ş., 1958, Sultandağı'nın 1/100.000 ölçekli jeolojik leveleri hakkında rapor, MTA Rapor No: 2669, (yayımlanmamış).
- Acar, Ş., 2019, Selandian benthic foraminiferal assemblages of the Southwestern Burdur (South of Lake Yarışlı, Western Turkey) and some taxonomic revisions, *Bull. Min. Res. Exp.* (2019), 158, 49-119.
- Açıkbaş, D., 1978, Çukurca-Köprülü-Yıgınlı (Hakkari ili) alanının jeolojisi ve hidrokarbon olanakları, JYM Diploma çalışması (Yayımlanmamış), İstanbul.
- Akbayram, K., Okay A. I., Satır, M., 2013, Early Cretaceous closure of the Intra-Pontide Ocean in western Pontides (northwestern Turkey), *Journal of Geodynamics*, v.65, p. 38-55, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2012.05.003>.
- Akdeniz, N., 2011, 1/100.000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları, Denizli N-21 paftası, MTA Yayın No: 163, Ankara.
- Aksoy, R., Bozdağ, A., 2008, Doğanhisar-Hüyük (Konya) arasında Sultan Dağları masifinin yapısal özellikleri, *S.Ü. Müh.-Mim. Fak. Derg.*, c.23, s.2.
- Alan, İ., Şahin, Ş., Keskin, H., Altun, İ., Bakırhan, B., Balcı, V., Böke, N., Saçlı, L., Pehlivan, Ş., Kop, A., Hanılçı, N., Çelik, Ö. F., 2007, Orta Toroslar'ın jeodinamik evrimi: Ereğli (Konya)-Ulukışla (Niğde)-Karsantı (Adana)-Namrun (İçel) yöresi, MTA Rapor No: 11006, 245 s. Ankara (yayımlanmamış).
- Alan, İ., Şahin, Ş., Elibol, H., Altun, İ. E., Keskin, H., Bakırhan, B., Balcı, V., Böke, N., Esirtgen, T., Kop, A., Hanılçı, 2011, Orta Torosların Jeodinamik Evrimi Bozyazı-Aydıncık-Gülnar-Silifke (Mersin) Yöresi, MTA Rapor No:11462, 201 s., Ankara.
- Alan, İ., Şahin, Ş., Balcı, V., Elibol, H., Böke, N., Altun, İ., Esirtgen, T., Keskin, H., Kop, A., Bakırhan, B., Hanılçı, N., 2013, Hadım-Taşkent(Konya) – Ayrancı (Karaman) Arasında Kalan Alanın Tektono-Stratigrafisi, MTA Rapor No:11686, 223 s., Ankara (yayımlanmamış).
- Andrew, T., Robertson, A. H. F., 2002, The Beyşehir-Hoyran-Hadım Nappes: genesis and emplacement of Mesozoic marginal and oceanic units of the northern Neotethys in southern Turkey, *Journal of the Geological Society*, London, Vol. 159, 2002, pp. 529–543.
- Anonim, 2022a, Meteoroloji Genel Müdürlüğü, Isparta İli'ne ait mevsim normalleri (1991-2020), <http://www.mgm.gov.tr/veridegerlendirme/il-ilceler/istatistik.aspx?k=H&m=ISPARTA> [Ziyaret Tarihi: 07 Nisan 2022]

- Anonim, 2022b, Meteoroloji Genel Müdürlüğü, Konya İli'ne ait mevsim normalleri (1991-2020), <http://www.mgm.gov.tr/veridegerlendirme/il-ilceleristatistik.aspx?k=H&m=KONYA> [Ziyaret Tarihi: 07 Nisan 2022]
- Atan, O. R., 1969, Eğribucak-Karacaören (Hassa)-Ceylanlı-Dazevleri (Kırıkhan) arasındaki Amanos dağları jeolojisi, MTA Rapor No: 139, 85 s., Ankara.
- Balcı, V., 2011, 1:100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları Afyon-L25 paftası, MTA Yayın No: 161, Ankara.
- Balintoni, I., Balica, C., 2013, Carpathian peri-Gondwanan terranes in the East Carpathians (Romania): A testimony of an Ordovician, North-African orogeny, *Gondwana Research* 23 (2013) 1053–1070.
- Bedi, Y., Öztürk, E. M., 2001, Alanya-Köprülü (Antalya) Dolayının Jeolojisi (Alanya 028 c1, d1, d2 ve d3 paftaları), MTA Rapor No: 10488 (yayımlanmamış).
- Bedi, Y., Şenel, M., Usta, D., Özkan, M. K., Beyazpirinç, M., 2004, Binboğa Dağları'nın Jeolojik Özellikleri ve Batı-Orta Toroslar'daki Benzer Birimler ile Deneştirilmesi, 57. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, 271-272, Ankara.
- Bedi, Y., Usta, D., 2006, Tufanbeyli-Feke-Kozan Dolayının Paleozoyik Stratigrafisi (Doğu Toroslar), Türkiye Stratigrafi Komitesi 6. Çalıştayı. Toros Kuşağı ve Güneydoğu Anadolu Bölgesi Prekambriyen-Paleozoyik Kaya Birimlerinin Litostratigrafi Adlamaları, Özler Kitabı, 22-23, Ankara.
- Bedi, Y., Usta, D., Özkan, M. K., Beyazpirinç, M., Yıldız, H., Yusufoglu, H., 2005, Doğu Toroslar'da (Göksun-Sarız-Elbistan) allokton istiflerin tektono-stratigrafik özellikleri. Türkiye Jeoloji Kurumu 58. Bilim Teknik Kurultayı Bildiri Özleri, 262- 263, Ankara.
- Bedi, Y., Yusufoglu, H., Beyazpirinç, M., Özkan, M.K., Usta, D., Yıldız, H., 2009, Doğu Toroslar'ın jeodinamik evrimi (Afşin-Elbistan-Göksun-Sarız dolayı), MTA Rapor No: 11150, 388 s. Ankara (yayımlanmamış).
- Bedi, Y., Yusufoglu, H., Usta, D., Özkan, M. K., Beyazpirinç, M., Baran, C., Karakuş, E., 2017, Doğu Toroslar'ın Jeodinamik Evrimi (Elbistan-Malatya-Elazığ)/ (Geodynamic evolution of Eastern Taurides (Elbistan-Malatya-Elazığ), MTA Rapor No: 13731, Cilt-I (554 s.), Cilt-II (567 s.), Ankara (yayımlanmamış).
- Bilgin, Z. R., Karaman, T., Öztürk, Z., Şen, A. M., Demirci, A., 1990, Yeşilova-Acıgöl civarının jeolojisi, MTA Rapor No: 9429, Ankara (yayımlanmamış).
- Blumenthal, M., 1947, Seydişehir-Beyşehir Hinterlandındaki Toros Dağları'nın Jeolojisi, MTA Rapor No: 2, Ankara.
- Bozkaya, H., Gürsu, S., Göncüoğlu, M. C., 2006, Mineralogical evidence for the Cadomian tectonothermal event in the western Cental Taurides (Sandıklı-Afyon area), Turkey. *Gondwana Research*, 10, 301-315.

- Bozkır, Y., 2007, Çarıksaraylar ile Kozluca (Şarkikaraağaç/Isparta) Arasındaki Boksitlerin NTE'leri ve Oluşum Şartları, Yüksek Lisans Tezi, Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 114s.
- Bozkurt, E., Park, R. G., 1994. Southern Menderes Massif: an incipient metamorphic core complex in Western Anatolia, Turkey, *Journal of Geological Society London*, 151, 213-216.
- Bozkurt, E., Oberhansli, R., 2001, Menderes Massif (Western Turkey): structural, metamorphic and magmatic evolution-a synthesis, *Int J Earth Sciences* (2001) 89: 679-708.
- Brennich, G., 1954, 1/100.000 ölçekli genel jeolojik harita izahnamesi, Akşehir (90/1-2-3-4) ve Ilgın (91/1 ve 91/3) paftaları, MTA Rapor No: 2514, Ankara (yayımlanmamış).
- Boray, A., Şaroğlu, F., Emre, Ö., 1985, Isparta Büklümünün Kuzey Kesiminde doğu-batı Daralma için Bazı Veriler, *Jeoloji Mühendisliği*, 23, 9-20.
- Boynton, W. V., 1984, Geochemistry of Rare Earth Elements: Meteorite Studies, In: Henderson, P., Ed., Rare Earth Element Geochemistry, Elsevier, New York, 63-114.
- Brunn, J. H., Dumont, J. F., Graciansky, P. C., Gutnic, M., Juteau, T., Marcoux, J., Monod, O., Poisson, A., 1971, Outline of the Geology of the Western Taurides, *Geology and History of the Turkey*: ed: Campbell, A. S., Guidebook for the 13th field session os PESL, Tripoli, s. 225-255.
- Brunn, J. H., Argyriades, I., Marcoux, J., Monod, O., Poisson, A., Ricou, L. E., 1973, Antalya'nın Ofiyolitik Naplarının Orijini Lehide ve Aleyhide Kanıtlar, Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi.
- Candan, O., Akal, C., Koralay, O. E., Okay, A. I., Oberhansli, R., Prelevic, D., Mertz-Kraus, R., 2016, Carboniferous granites on the northern margin of Gondwana, Anatolide-TaurideBlock, Turkey – Evidence for southward subduction of Paleotethys. *Tectonophysics* 683, 349-366.
- Candan, O., Çetinkaplan, M., 2001, Menderes masifindeki eklojit/epidot-mavi şist fasiyesi metamorfizması ve Kikladik kompleksle karşılaştırması, YDABÇAG-495 nolu Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu projesi, 182s (yayımlanmamış).
- Candan, O., Çetinkaplan, M., Oberhansli, R., Rimele, G., Akal, C., 2005, Alpine high-P/low-T metamorphism of the Afyon Zone and implications for the metamorphic evolution of Western Anatolia, Turkey, *Lithos* 84 (2005) 102–124.
- Cengiz, O., 1997, Şarkikaraağaç (ISPARTA) ve Hüyük-Doğanhisar (KONYA) Arasındaki Barit Yatakları ve Oluşumu, Doktora tezi, Süleyman Demirel Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 246 s.

- Cengiz, O., Kuşçu, M., 1993, Çarıksaraylar (Şarkikaraağaç-Isparta) kuzeyinin jeolojisi ve kurşunlu barit yatakları, *Türkiye Jeoloji Bülteni*, C. 36, 63-74.
- Coşkun, B., 2022, Beyşehir-Hüyük-Derbent (Konya) çevresindeki temel kayalarının stratigrafisi ve yapısal özellikleri, Doktora Tezi, Konya Teknik Üniversitesi Lisansüstü Eğitim Enstitüsü, 317s.
- Çapan, U. Z., 1981, Toros Kuşağı'na ait beş ofiyolit masifinde (Marmaris, Mersin, Pozantı, Pınarbaşı, Divriği) Major Element Analizlerinin İstatistiksel Yorumu, Ortalama Değerlerin Karşılaştırılması, *Yerbilimleri*, No: 7.
- Çelik, Ö. F., 2008, Detailed geochemistry and K-Ar geochronology of the metamorphic sole rocks and their mafic dykes from the Mersin Ophiolite, Southern Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences* 17, 685–708.
- Çelik, Ö.F., Delaloye, M., Feraud, G., 2006, Precise 40Ar-39Ar ages from the metamorphic sole rocks of the Tauride Belt Ophiolites, southern Turkey: Implications for the rapid cooling history, *Geol. Mag.* 143 (2):213–227.
- Daşçı, H. T., Parlak, O., Nurlu, N., Billor, Z., 2014, Geochemical characteristics and age of metamorphic sole rocks within a Neotethyan ophiolitic mélange from Konya region (central southern Turkey), *Geodinamica Acta*, Vol. 27, No 4, 223-243.
- Dean, W. T., Monod, O. 1970, The Lower Paleozoic stratigraphy and faunas of Taurus Mountains near Beyşehir: Turkey, *Bull. Brit. Mus. Nat. His. Geol.*, c.19-8, s.414-426.
- Dean, W. T., Özgül, N., 1979, Orta Toroslar'da Çaltepe Formasyonu'nun Bağbaşı (Hadim-Konya) yöresindeki yüzeylemesinde bulunan Orta Kambriyen Trilobitleri, *MTA Dergisi*, 92, s1-6.
- Dean, W. T., Martin, F., Monod, O., Günay, Y., Kozlu, H., Bozdoğan, N., 1997, Pre-cambrian? and Cambrian stratigraphy of the Penbegli-Tut inlier, southeastern Turkey, *Geol. Mag.* 134, 37–53.
- Demirkol, C., 1977, Yalvaç-Akşehir dolayının jeolojisi, Doçentlik Tezi, Selçuk Üniversitesi Fen Fak. Yerbilimleri Bölümü, Konya.
- Demirkol C., Sipahi, H., Barka, A., Sönmez, Ş. ve Çiçek, S., 1977, Sultandağı'nın stratigrafisi ve jeolojik evrimi. MTA Rapor No: 6305, Ankara (yayımlanmamış).
- Demirkol, C., 1981, Sultandağ kuzeybatısının jeolojisi ve Beyşehir-Hoyran Napı ile ilişkileri. Tübitak temel bilimler araştırma grubu, proje no: TBAG 382, 56s. (yayımlanmamış).
- Demirkol, C., 1982, Yalvaç-Akşehir dolayının stratigrafisi ve Batı Toroslarla denetimi, *T. M. M. O. B. Jeoloji Mühendisliği Derg.*, 14, 3-14.

- Demirkol, C., 1985, Sultandağ kuzeybatısındaki allohton birimler ve jeoloji evrimi, *T. M. M. O. B. Jeoloji Mühendisliği Derg.* 22, 3-10.
- Demirkol, C., 1986, Sultandağ ve dolayının tektoniği, *MTA Dergisi*, 107, 111-118.
- Demirkol, C., 1988, Türkoğlu (K. Maraş) Batısında Yer Alan Amanos Dağları'nın Stratigrafisi, Yapısal Özellikleri ve Jeotektonik Evrimi, *MTA Dergisi*, 108, 18-37.
- Demirtaşlı, E., 1967, Pınarbaşı-Sarız-Mağara ilçeleri arasındaki sahanın litostratigrafi birimleri ve petrol imkanları, MTA Rapor No:3489, Ankara (yayımlanmamış).
- Demirtaşlı, E., 1978. Ermenek batında Göktepe-Dumlugöze-Tepebaşı arasında kalan sahanın jeolojisi; 32. Türkiye Jeoloji Kurultayı, bildiri özetleri, s. 31, Ankara.
- Demirtaşlı, E., 1987, Silifke Batısında Hacıışaklı, Büyükeceli, Korucuk ve Akdere Köyleri Arasında Kalan Bölgenin Jeolojisi, MTA Rapor No: 8769, Ankara.
- Demirtaşlı, E., Turhan, N., Bilgin, A. Z., Selim, M., 1984, Geology of the Bolkar Mountains, In Tekeli, O., Göncüoğlu, M.C. (Eds.). The International Symposium on Geology of the Taurus Belt, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara, Turkey, 125-142.
- Dumont, J. F., 1976, Etudes géologiques dans les Taurides occidentales les formations Paleozoiques et Mesozoiques de la coupleole Karacahisar (province d'Isparta, Turquie), Thèse 3 cycle Univ. Paris-sud, 213 s. Orsay.
- Dumont, J. F., Kerey, E., 1975, Eğirdir Gölü güneyinin temel jeolojik etüdü, *TJK. Bült.*, 18/2, 169-174.
- Elitok, Ö., Drüppel, K., 2008, Geochemistry and tectonic significance of metamorphic sole rocks beneath the Beyşehir-Hoyran ophiolite (SW turkey), *Lithos*, 100, 322-353.
- Elmas, N., Suner, F., 2006, Dinek (Şarkıkaraağaç-Isparta) ve çevresindeki barit cevherleşmeleri, *İTÜ dergisi*, 5, 3, 2, 267-277.
- Elmas, A., Yiğitbaş, E., 2005, Comment on "Tectonic evolution of the Intra-Pontide sutur zone in the Armutlu Peninsula, NW Turkey" by Robertson and Ustaömer, *Tectonophysics*, 405, 213-221.
- Emre, Ö., Duman, T.Y., Özalp, S., Olgun, Ş., Elmacı, H., 2011, 1:250.000 Ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası Serisi, Afyon (NJ 36-5) Paftası, Seri No:16, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara-Türkiye.
- Erakman, B., Meşhur, M., Gül, M. A., Alkan, H., Öztaş, Y., Akpınar, M., 1982, Fethiye-Köyceğiz-Teffenni-Elmalı-Kalkan arasında kalan alanın jeolojisi, Türkiye Altıncı Petrol Kongresi Tebliğleri, Nisan 1982, 23-31, Ankara.

- Erdoğan, E., Güngör, T., 2004, The problem of the core–cover boundary of the Menderes Massif and an emplacement mechanism for regionally extensive gneissic granites western Anatolia (Turkey), *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13, 15–36.
- Eren, Y., 1987, Sultandağları Masifinin stratigrafisi ve mesoskopik tektoniği, Yüksek Lisans Tezi, Selçuk Üniv., 80s. (yayımlanmamış)
- Eren, Y., 1990, Engilli (Akşehir) ve Bağkonak (Yalvaç) köyleri arasında Sultandağları Masifi'nin tektonik özellikleri, *Türkiye Jeoloji Bülteni*, C. 33, 39-50.
- Eren, Y., 1991a, Engilli (Akşehir)-Bağkonak (Yalvaç) arasında Sultandağları Masifi'nin stratigrafisi, Ahmet ACAR Jeoloji sempozyumu, Bildiriler, Adana, 83-92.
- Eren, Y., 1991b, Akşehir Güneyinde Sultandağları Masifi Metatortul Kılıfının Mesoskopik Tektoniği, *A.Ü. Isparta Müh. Fakültesi Dergisi*, 6, 55-68.
- Eren, Y., Kurt, H., 2000, The Stratigraphical, Geochemical and Geodynamical Modelling Of The Northeast Margin Of Menderes-Taurus Block, *S.Ü. Müh. Mim. Fak. Derg.*, C.15, s1, 2000.
- Eren, Y., Kurt, H., Roselet, F., Stampfli, G. M., 2004, Palaeozoic deformation and magmatism in the northern area of the Anatolide block (Konya), witness of the Palaeotethys active margin, *Eclogae geol. Helv.* 97 (2004) 293–306.
- Ergen, A., Bozkurt, A., Ilgar, A., Tuncay, E., Doğan, A., 2021, Sultan Dağları'nın Jeolojisi ve Jeodinamik Evrimi, MTA Rapor No: 13958, 241s, Ankara (yayımlanmamış).
- Ergen, A., Eren Y., Bozkurt, A., Tuncay, E., Ilgar, A., Doğan, A., 2022a, Sultan Dağları'nın Tektonostratigrafisi ve Jeodinamik Gelişimi, II. Toros Jeolojisi Sempozyumu, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Bildiri Özleri Kitabı, 66-67s. 28-30 Kasım, Ankara.
- Ergen, A., Ilgar, A., Bozkurt, A., Tuncay, E., Doğan, A., 2022b, Likya Napları'nın Tektono-stratigrafisi ve Kökeni Proje Raporu, MTA Rapor No:14107, 178s., Ankara (yayımlanmamış).
- Ergen, A., Ilgar, A., Bozkurt, A., Tuncay, E., Soykan, H., Hakyemez, A., 2020, Sultandağları Güneyinde Beyşehir-Hoyran Naplarının Tektono-Stratigrafisi” 73. Türkiye Jeoloji Kurultayı, 158-159s, Ankara.
- Ersoy, Ş., 1989, Fethiye (Muğla)-Göhlhisar (Burdur) arasında Güney Dağı ile Kelebekli Dağı ve dolayının jeolojisi, Doktora Tezi, İ.Ü. Fen. Bil. Enst., 246s.
- Ersoy, Ş., 1992, Dirmil (Burdur) ve güneyindeki tektonik ve neotokton birimlerin stratigrafisi ve ortamsal yorumu, *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 35, 2, 9-24.

- Farinacci, A., Ekmekçi, E., 2004, *Sievoides kocyigiti* n. gen., n. sp., *Mesoendothyra altineriana* n. sp. and *Kurnubia feleensis* n. sp. from Kimmeridgian shallow water limestones intercalated with alkaline igneous rocks, Western Taurus, Turkey, *Revue de micropaléontologie* 47 (2004) 57–69.
- Garfunkel, Z., 2015, The relations between Gondwana and the adjacent peripheral Cadomian domain—constraints on the origin, history, and paleogeography of the peripheral domain, *Gondwana Research*, 28 (2015) 1251-1281.
- Gessner, K., Collins, A., Ring, U., Güngör, T., 2004, Structural and thermal history of poly-orogenic basement: U-Pb geochronology of granitoid rocks in the southern Menderes Massif, Western Turkey, *Journal of Geological Society London*, 161, 93-101.
- Göncüoğlu, M. C., Turhan, N., 1984, Geology of the Bitlis metamorphic Belt: In Tekeli, O. and Göncüoğlu, M.C. (Eds), *Geology of the Taurus Belt*, 237-244, Ankara-Turkey.
- Göncüoğlu, M. C., Kozlu, H., 2000, Early Palaeozoic evolution of the NW Gondwanaland: data from southern Turkey and surrounding regions, *Gondwana Research*, 3, 315–323.
- Göncüoğlu, M. C., Turhan, N., Tekin, K., 2003, Evidence for the Triassic rifting and opening of the Neotethyan Izmir-Ankara Ocean, northern edge of the Tauride-Anatolide Platform, Turkey, *Bull. Geol. Soc. Italy*, 2, (2003), p.203-212.
- Göncüoğlu, M. C., Göncüoğlu, Y., Kozlu, H., Kozur, H., 2004, Geological evolution of the Taurides during the Infra-Cambrian to Carboniferous period: a Gondwanan perspective based on new biostratigraphic findings, *Geologica Carpathica*, 55/6, 433-447.
- Göncüoğlu, M. C., Çapkınoğlu, Ş., Gürsu, S., Noble, P., Turhan, N., Tekin, U. K., Okuyucu, C., Göncüoğlu, Y., 2007, The Mississippian in the Central and Eastern Taurides (Turkey): constraints on the tectonic setting of the Tauride-Anatolide Platform, *Geol.Carp.* 58, 5, 427-442.
- Görür, N., Oktay, F. Y., Seymen, İ. and Şengör, A. M. C., 1984, “Palaeotectonic evolution of the Tuzgölü basin complex, Central Turkey: Sedimentary record of a Neo-Tethyan closure”. In *The geological evolution of the eastern Mediterranean*, *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* no. 17 Edited by: Dixon, J. E. and Robertson, A. H. F. 467–482.
- Görür, N., Şengör, A. M. C., Akkök, R., Yılmaz, Y., 1983, Sedimentological data regarding the opening of the northern branch of the Neo-Tethys in the Pontides, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 26, 11-20 [in Turkish].
- Görür, N., Tüysüz, O., 2001, Cretaceous to Miocene Palaeogeographic evolution of Turkey: Implications for hydrocarbon potential, *Journal of Petroleum Geology*, 24, 1–28.

- Ghienne, D., P. Le Heron, J., Moreau, M., Denis, M., Deynoux, 2007, The Late Ordovician glacial sedimentary system of the North Gondwana platform, *Glacial Sedimentary Processes and Products*, International Association of Sedimentologists, Special Publication 39, Blackwell Publishing, Oxford (2007), pp. 295-319.
- Graciansky, P. de., 1972, Recherches géologiques dans le Taurus Lycien occidental. (Theses) Univ. De Paris-Sud Centre d'Orsay, 762 pp.
- Gutnic, M., Juteau, T., 1973, Un exemple de coulées sous-marines d'âge Jurassique dans le Taurus de Pisidie. Environnement sédimentaire et spilitisation des pillow-lavas de Balçıkhisar: *Sci. Terr. Nancy*, 18, (2), 117-141.
- Gutnic, M., Keller, D., Monod, O., 1968, Decouverte de nappes de charriage dans le nord du Taurus occidental (Turquie méridionale), *C.R. Acad. Sci.*, Paris 226, 988-901.
- Gutnic, M., Monod, O., Poisson, A., Dumont, J. F., 1979, Géologie des Taurides Occidentales (Turquie), *Mem.soci. Geol. France* No:137, 109p.
- Güngör, T., 2006, Deformation of the Lower Cambrian sequence in the Sandıklı region (Afyon), Central Turkey, *Geodynamica Acta*, 19(5):345–361.
- Güngör, T., 2013, Kinematics of the Central Taurides during Neotethys closure and collision, the nappes in the Sultan Mountains, Turkey, *Int. Journal Earth Science*, 102: 1381-1402.
- Güngör, T., Akay, E., 2008, Sultan Dağları'nda Alt Kambriyen kayalarının deformasyon özellikleri, Tübitak Raporu (Proje no: 104 Y 288), 52s.
- Gürsu, S., 2002, İç Batı Anadolu (Afyon GB'sı) bölgesinde yüzeylenen Paleozoyik öncesi magmatik kayaların jeolojisi ve petrojenezi, H.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi. 204 s., Ankara (yayımlanmamış).
- Gürsu, S., Göncüoğlu, M. C., 2001, Geology of the late Pre-Cambrian rocks in Sandıklı Area. Implications for the Pan-African evolutions in NW Gondwana, 4th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology, 12-13, Isparta/Turkey.
- Gürsu, S., Göncüoğlu, M. C., Bayhan, H., 2003, Sandıklı (Afyon) bölgesinde yer alan Geç Prekambriyen-Erken Paleozoyik yaşlı birimlerin jeolojisi ve deformasyon özellikleri: 56. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, Ankara, s. 112.
- Gürsu, S., Göncüoğlu, M. C., Bayhan, H., 2004, Geology and geochemistry of the pre-Early Cambrian rocks in Sandıklı area: implications for the Pan-African evolution in NW Gondwanaland. *Gondwana Res.* 7, 923–935.
- Gürsu, S., Göncüoğlu, M. C., 2005, Early Cambrian back-arc volcanism in the western Taurides, Turkey: implication for rifting the northern Gondwanan margin. *Geological Magazine*, 142 (5), 617-631.

- Gürsu, S., Göncüoğlu, M. C., 2008, Petrogenesis and geodynamic evolution of the Late Neoproterozoic post-collisional felsic magmatism in NE Afyon area, Western Central Turkey. In: Ennih, N., Liegeois, J.P. (Eds.), The Boundaries of the West African Craton, *Geological Society of London Special Publication*, 297, 409–431.
- Harker, A., 1909, The Natural History of Igneous Rocks, Methuen, London.
- Haude, H., 1968, Zur Geologie des mittleren Sultan Dağ südwestlich von Akşehir (Türkei): Unveröffentl. Dissertation, Münster.
- Haude, H., 1969, Das Alt Paleozoikum bis Silurium in der Türkei-Zbl., *Geol. Paläont. Teil I*, 4, 702-719 Stuttgart.
- Haude, H., 1972, Stratigraphie und tektonik des südliche Sultan Dağ (SW Anatolien): *Zeit. Deutsch. Geol. Ges.*, V. 123, 411-421, Hannover.
- Hetzl, R., Reischmann, T., 1996, Intrusion age of Pan-African augen gneisses in the southern Menderes Massif and the age of cooling after Alpine ductile extensional deformation, *Geological Magazine*, 133, 5, 565 - 572.
- Hollocher, K., Robinson, P., Walsh, E., Roberts, D., 2012, Geochemistry of amphibolite facies volcanics and gabbros of the Støren Nappe in extensions west and southwest of Trondheim, Western Gneiss Region, Norway: a key to correlations and paleotectonic settings, *American Journal of Science*, 312, p.357-416.
- Husseini, M. I., 1990, The Cambro-Ordovician Arabian and Adjoining Plates: A Glacio-Eustatic Model, *Journal of Petroleum Geology*, vol. 13(3), pp.267-288.
- Ilgar, A., Ergen, A., Tuncay, E., Bozkurt, A., 2021, Basin margin tectonics and morphology as controls of delta type and architecture: Examples from the Miocene-Pliocene Yalvaç Basin (SW Turkey), *Turkish Journal of Earth Sciences*, 30: 516-535.
- Ilgar, A., Ergen, A., Bozkurt, A., Tuncay, E., 2022, Sedimentology and Miocene-Pliocene depositional evolution of the stream-dominated alluvial fan deposits at circum-Sultandağları region, *Bull. Min. Res. Exp.* (2022) 168: 43-66.
- Irvine, T. N., Baragar, W. R. A., 1971, A guide chemical classification of the common volcanic rock, Canada, *J. Earth Sci.*, 8, 523-548.
- Janetzko, P., 1972, Geologische Untersuchungen an der Ostflanke des südlichen Amanos-Gebirges zwischen İslahiye und Hassa, Getek, *Forschungen Heft.*, 42, 1-34.
- Karlı, O., Şengün, F., Dokuz, A., Kandemir, R., Aydın, F., Andersen, T., 2020, Silurian to Early Devonian arc magmatism in the western Sakarya Zone (NW Turkey), with inference to the closure of the Rheic Ocean, *Lithos*, vol. 370-371 (2020), 105614.

- Kaya, S., Esat, K., Ecevitoglu, B., Işık, V., Kaypak, B., Aldaş, G. U., Can, A. Z., Baksı, E., Akkaya, İ., Seyitoğlu, G., 2014, Afyon-Akşehir Grabeni'nin Batı Kenarının Tektonik Özellikleri Üzerine Jeolojik ve Jeofizik Gözlemler: İki Evreli Genişleme Modeli Hakkındaki Tartışmalara Bir Katkı. *Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni*, 35 (1), 1-16s.
- Kellog, H. E., 1960, The Geology of the Derik-Mardin Area, Southeastern Turkey, Unpublished Report of the Exploration Division, American Overseas Petroleum Ltd.
- Keskin, H., Altun, İ. E., Alan, İ., Saçlı, L., Şahin, Ş., Arman, S., 2018, 1:100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları Alanya O-29 paftası: MTA Yayın No: 265, Ankara.
- Ketin, İ., 1966, Anadolu'nun tektonik birlikleri, *MTA Dergisi*, 66, 20-36, Ankara.
- Koç, A., Kaymakcı, N., van Hinsbergen, D. J. J., Vissers, R. L. M., 2016, A Miocene onset of the modern extensional regime in the Isparta Angle: constraints from the Yalvaç double dagger Basin (southwest Turkey), *International Journal of Earth Sciences*, vol.105, no: 1, 369-398.
- Koçak, K., Eren, Y., Işık, F., 2007, Kocakızıl (Akşehir-Konya) doleritinin petrografik ve jeokimyasal özellikleri, *Fırat Üniv. Fen ve Müh. Bil. Dergisi*, 19 (1), 93-104.
- Koçyiğit, A., 1980, Hoyran gölü yöresinin (Afyon - İsparta) stratigrafik ve tektonik özellikleri Ankara Üniv. Fen Fakültesi, Genel Jeol. Kurs., Doçentlik tezi, 172 s. (yayımlanmamış).
- Koçyiğit, A., 1983, Hoyran Gölü (Isparta Büklümü) dolayının Tektoniği, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 26, 1-10.
- Koçyiğit, A., Ünay, E., Saraç, G., 2000, Episodic Graben Formation and Extensional Neotectonic Regime in West Central Anatolia and the Isparta Angel: a Case Study in the Akşehir-Afyon Graben, Turkey. "Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area", p.405-421.
- Koçyiğit, A., Özacar, A., 2003, Extensional neotectonic regime through the NE edge of the Outer Isparta Angle, SW Turkey: new field and seismic data, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 12 (1), 67-90.
- Koçyiğit, A., Deveci, Ş., 2007, Çukurören- Çobanlar (Afyon) arasındaki deprem kaynaklarının (Aktif fayların) belirlenmesi, TÜBİTAK, Proje No: 106Y209, 71s., Ankara.
- Koçyiğit, A., Gürboğa, Ş., Kalafat, D., 2013, Nature and onset of neotectonic regime in the northern core of Isparta angle, SW Turkey, *Geodinamica Acta*, 25 (1-2), 52-85.
- Konak, N., Akdeniz, N., Çakır, H., 1986, Çal-Çivril-Karahallı Dolayının Jeolojisi, MTA Rapor No:8945, Ankara.

- Koralay, O. E., Dora, O. Ö., Chen, F., Satır, M., Candan, O., 2004, Geochemistry and geochronology of orthogneisses in the Derbent (Alaşehir) area, Eastern part of the Ödemiş-Kiraz submassif, Menderes Massif: Pan-African magmatic activity, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13, 37–61.
- Kozlu, H., 1990, Tufanbeyli-Sarız-Gürün Dolaylarının Jeolojisi ve Hidrokarbon Olanakları, Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Genel Müdürlüğü, Rapor No: 2851 (yayımlanmamış).
- Kozlu, H., Göncüoğlu, M. C., 1997, Stratigraphy of the Infracambrian rock-units in the Eastern Taurides and their correlation with similar units in Southern Turkey. In: Göncüoğlu, M.C., Derman, A.S. (Eds.), Early Paleozoic in NW Gondwana, *Turkish Association of Petroleum Geologist Special Publication*, 61, pp. 50–61.
- Le Bas, J. M., Le Maitre, R.V., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the totalalkali-silica diagram, *Journal of Petrology*, 27, 745-750.
- Linnemann, U., Pereira, F., Jeffries, E. T., Drost, K., Gerdes, A., 2008, The Cadomian Orogeny and the opening of the Rheic Ocean: the diachrony of geotectonic processes constrained by LA-ICP-MS U–Pb zircon dating (Ossa-Morena and Saxo-Thuringian Zones, Iberian and Bohemian Massifs), *Tectonophysics*, 461, 21–43.
- Löwen, K., Meinhold, G., Arslan, A., Güngör, T., Berndt, J., 2020, Evolution of the Palaeotethys in the Eastern Mediterranean: A multi-method approach to unravel the age, provenance and tectonic setting of the Upper Palaeozoic Konya Complex and its Mesozoic cover sequence (south-central Turkey), *Geology Review*, 62, 389-414.
- Mackintosh, P. 2008. Tectonic-sedimentary evolution of the northern margin of Gondwana during Late Palaeozoic – Early Cenozoic time in the Eastern Mediterranean region: evidence from the Central Taurus Mountains, Turkey, Unpublished PhD thesis, University of Edinburgh, UK.
- Mackintosh, P., Robertson, A. H. F., 2009, Structural and sedimentary evidence from the northern margin of the Tauride platform in south central Turkey used to test alternative models of Tethys during Early Mesozoic time, *Tectonophysics*, 473 (2009) 149–172.
- Meşhur, M., Yoldemir, O., Akpınar, M., Öztaş, Y., Alkan, H., 1989, Batı Torosların jeolojisi ve petrol olanakları raporu, TPAO, Ankara (yayımlanmamış).
- Metin, S., 1983, Doğu Toroslar'da Derebaşı (Develi), Armutalan ve Gedikli (Saimbeyli) köyleri arasının jeolojisi (Doktora tezi), İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İstanbul.
- Metin, S., 1984, Doğu Toroslar'da Armutalan (Saimbeyli) Dolayının Kambro-Ordovisiyen Stratigrafisi ve Jeolojisi, Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, s. 93-106, Ankara.

- Metin, S., Papak, İ., Keskin, H., Özsoy, İ., Polat, N., Altun, İ., İnanç, A., Haznedar, H., Konuk, O., Karabalık, N. N., 1982, Tufanbeyli-Sarız-Göksun ve Saimbeyli arasının jeolojisi (Doğu Toroslar), MTA Rapor No: 7129, Ankara (yayımlanmamış).
- Metin, S., Ayhan, A., İnanç, A., Altun, İ., Keskin, H., Konuk, O., ve Karabalık, N. N., 1993, Saimbeyli-Andırın arasının jeolojisi, MTA Rapor No: 9729, Ankara (yayımlanmamış).
- Miyashiro, A., 1974, Volcanic rock series in island arcs and active continental margins, *American Journal of Science*, 274, 321–355.
- Moghadam, H. S., Khademi, M., Hu, Z. C., Stern, R. J., Santos, J. F., Wu, Y. B., 2015, Cadomian (Ediacaran-Cambrian) arc magmatism in the ChahJam-Biarjmand metamorphic complex (Iran): magmatism along the northern active margin of Gondwana, *Gondwana Research*, 27, 439–452.
- Moix, P., Beccaletto, L., Kozur, H. W., Hochard, C., Roselet, F., Stampfli, G. M., 2008, A new classification of the Turkish terranes and sutures and its implication for the paleotectonic history of the region, *Tectonophysics*, 451, 7–39.
- Monod, O., 1977, Recherches Geologique Mineralogique et Geochemie des Bouxites de la Region d'Akseki Seydişehir (Taurus Occidental-Turquie), These Üniv. Pire et Marie Curie, Paris.
- Monod, O., Akay, E., 1984, Evidence for a Late Triassic-Early Jurassic orogenic events in the Taurides. The Geology evolution of the Eastern Mediterranean, (eds. by J.E. Dixon and A.H.F. Robertson), *Special Publication Geological Society*, 17, 81-96, London.
- Nalbantçılar, M. T., 1997, Çay (Afyon) güneybatısında Sultandağları Masifi'nin mesoskopik tektonik özellikleri ve jeoloji evrimi, *Türkiye Jeoloji Bülteni*, c.40, s.2, 14-28.
- Nance, R. D., Gutierrez-Alonso, G., Keppie, J. D., Linnemann, U., Murphy, J. B., Quesada, C., Strachan, R. A., Woodcock, N. H., 2010, Evolution of the Rheic Ocean, *Gondwana Research*, 17, 194-222.
- Nance, A. D., Gutierrez-Alonso, G., Keppie, J. D., Linnemann, U., Murphy, J. B., Quesada, C., Strachan, R. A., Woodcock, N. H., 2012, A brief history of the Rheic Ocean, *Geoscience Frontiers* 3(2) (2012) 125-135.
- Nemec, W., Alçiçek, M. C., Özaksoy, V., 2018, Sedimentation in a foreland basin within synorogenic orocline: Paleogene of the Isparta Bend, Taurides, SW Turkey, *Basin Research*, 30, 650-670.
- Okay, A. I., Özgül, N., 1984, HP/LT Metamorphism and the structure of the Alanya Massif, southern Turkey: An Allocthonous composite tectonic sheet, In: Robertson, A. H. F., & Dixon, J. E (eds) The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 14, 429-39.

- Okay, A. I., Tüysüz, O., 1999, Tethyan sutures of northern Turkey. In *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension Within the Alpine Orogen* (eds B. Durand, L. Jolivet, F. Horváth & M. Séranne), pp. 475–515, *Geological Society of London*, Special Publication no. 156.
- Okay, A., Tansel, I., Tuysuz, O., 2001, Obduction, subduction and collision as reflected in the Upper Cretaceous-Lower Eocene sedimentary record of western Turkey, *Geological Magazine*, vol.138, no.2, 117-142.
- Okay, A. I., Altın, D., Kılıç, A. M., 2015, Triassic limestone, turbidites and serpentinite—the Cimmeride orogeny in the Central Pontides, *Geol. Mag.*, 152 (3), 2015, pp. 460–479.
- Öcal, H., Alan, İ., Balcı, V., Keskin, H., 2011, 1:100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları Afyon-K26 paftası, MTA Yayın No: 160, Ankara.
- Öncel, M. S., 1995, Sarkikaraağaç-Yalvaç (Isparta) arasının jeolojisi ve boksit zuhurlarının mineralojik, petrografik, jeokimyasal incelemesi, S.Ü., Fen Bil.Enst., Doktora tezi, Konya, 147 s.
- Öngür, T., 1973, Afyon-Sandıklı yöresinin jeolojisi ve jeotermal olanakları, MTA Rapor No: 5520, Ankara.
- Özcan, A., Turhan, N., Göncüoğlu, M. C., 1990, Konya Kadınhanı İlgin Dolayının Jeolojisi, MTA Rapor No: 9535, Ankara (yayımlanmamış).
- Özgül, N. 1976, Torosların bazı temel jeolojik özellikleri, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 19/1, 65-67.
- Özgül, N., 1984, Alanya bölgesinin jeolojisi, Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ketin Simpozyumu, 97-120, Ankara.
- Özgül, N., Gedik, İ., 1973, New data on the stratigraphy and the conodont faunas of Çaltepe limestone and Seydişehir formation, Lower Paleozoic of Central Taurus Range, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, c.16, s. 39-52.
- Özgül, N., 1997, Bozkır-Hadım-Taşkent (Orta Toroslar'ın kuzey kesimi) dolayında yer alan tektono-stratigrafik birliklerin stratigrafisi, *MTA Dergisi*, 119, 113-174.
- Özgül, N., Göğer, E., Erdoğan, B., 1967, Elbistan L36-d1, d4 paftalarının jeolojisi, MTA Enstitüsü Jeolojik Haritalar şubesi arşivi (yayımlanmamış).
- Özgül, N., Bölükbaşı, S., Alkan, H., Öztaş, Y., Korucu, M., 1991, Sultandağları-Sandıklı-Homa-Akdağ yöresinin jeolojisi, Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Rapor No: 3028, Ankara.
- Özgül, N., Kozlu, H., 2002, Kozan-Feke (Doğu Toroslar) yöresinin stratigrafisi ve yapısal konumu ile ilgili bulgular. TPJD Bülteni, 14/1, 1-36.

- Özgül, N., Metin, S., Dean, W. T., 1972, Doğu Toroslar'da Tufanbeyli ilçesi (Adana) dolayının Alt Paleozoyik stratigrafisi ve faunası, *MTA Dergisi*, 79, 9-17.
- Özgül, N., Metin, S., Erdoğan, B., Göger, E., Bingöl, İ., Baydar, O., 1973, Tufanbeyli Dolayının (Doğu Toroslar-Adana) Kambriyen -Tersiyer Kayaları: T.J.K Bült. 16, 2,39-52.
- Öztürk, E.M., 1989, Balçıkhisar-Karadilli (Afyon) Dereköy (Isparta) dolayının jeolojisi: Doktora Tezi, İÜ Fen Bilimleri Ens. 319 s, İstanbul.
- Öztürk, E. M., Öztürk, Z., Acar, Ş. Ayaroğlu, A., 1981, Şarkikaraağaç (Isparta) ve dolayının jeolojisi, MTA Rapor No: 7045, Ankara (yayımlanmamış).
- Öztürk, E. M., Dalkılıç, H., Ergin, A., Afşar, Ö. P., 1987, Sultandağı güneydoğusu ile Anamas Dağı dolayının jeolojisi, MTA Rapor No: 8191, Ankara (yayımlanmamış).
- Öztürk, E. M., Akdeniz, N., Bedi, Y., Sönmez, İ., Usta, D., Kuru, K., Erbay, G., 1995, Alanya Napı'nın Stratigrafisine Farklı Bir Yaklaşım, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 10, 2-10.
- Parlak, O., Karaoğlu, F., Rızaoğlu, T., Klötzli, U., Koller, F., Billor, Z., 2013, U-Pb and Ar-40-Ar-39 geochronology of the ophiolites and granitoids from the Tauride belt: Implications for the evolution of the Inner Tauride suture, *Journal of Geodynamics*, vol.65, 22-37.
- Parlak, O., Dunkl, I., Karaoğlu, F., Kusky, T. M., Zhang, C., Wang, L., Köpke, J., Lillor, Z., Hames, W. E., Şimşek, E., Şimşek, G., Şimşek, T., Öztürk, S. E., 2019, Rapid cooling history of a Neotethyan ophiolites: Evidence for contemporaneous subduction and metamorphic sole formation, *GSA Bulletin*, 131 (11-12): 2011–2038.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., Tindle, A. G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, *Journal of Petrology*, 25,956–983.4.
- Pehlivan, Ş., Barkurt, M. Y., Bilginer, E., Kurt, Z., Sütçü, Y. F., Can, B., Bilgi, C., Örcen, S., Süer, T., Karabıyıklıoğlu, M., 1991, Elbistan-Nurhak (Kahramanmaraş) dolayının jeolojisi, MTA Rapor No: 9423, Ankara (yayımlanmamış).
- Perinçek, D., Kozlu, H., 1981, Afşin-Elbistan-Doğanşehir dolaylarının jeolojisi ve petrol imkanları. Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Genel Müdürlüğü Rapor No: 4209, Ankara (yayımlanmamış).
- Poisson, A. 1977, Recherches géologiques dans les Taurus occidentales, Turquie, PhD Thesis, Université de Paris-Sud, Orsay.

- Pourteau, A., Oberhansli, R., Candan, O., Barrier, E., Vrielynck, B., 2015, Neotethyan closure history of western Anatolia: a geodynamic discussion, *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 105, 203–224. <https://doi.org/10.1007/s00531-015-1226-7>
- Pourteau, A., Sudo, M., Candan, O., Lanari, P., Vidal, O., Oberhansli, R., 2013, Neotethys closure history of Anatolia: insight from ^{40}Ar – ^{39}Ar geochronology and P–T estimation in high-pressure metasediments, *J Metamorph Geol.*, 31, 585–606, doi:10.1111/jmg.12034.
- Rimele, G., 2003, Structural and metamorphic evolution of the Lycian Nappes and the Menderes Massif (Southwest Turkey): Geodynamic implications and correlations with the Aegean Domain, PhD thesis, Universität Potsdam/Université d'Orsay-Paris Sud, 243pp.
- Robertson, A. H. F., Dixon, J. E., 1984, Introduction; Aspects of the Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. In *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean* (eds J. E. Dixon & A. H. F. Robertson), pp. 1–74. *Geological Society of London*, Special Publication no. 17.
- Robertson, A. H. F., Ustaömer, T., 2004, Tectonic evolution of the Intra Pontide suture zone in the Armutlu Peninsula, NW Turkey, *Tectonophysics*, 381, 175–209.
- Robertson, A. H. F., Parlak, O., Ustaömer, T., 2009, Melange genesis and ophiolite emplacement related to subduction of the northern margin of the Tauride–Anatolide continent, central and western Turkey, In: van Hinsbergen, D.J.J., Edwards, M.A., Govers, R., J. (Eds.), *Collision and Collapse at the Africa–Arabia–Eurasia Subduction Zone*, *Geological Society of London Special Publication*, 311, pp. 9–66.
- Robertson, A. H. F., Parlak, O., Ustaömer, T., 2012, Overview of the Palaeozoic–Neogene evolution of Neotethys in the Eastern Mediterranean region (southern Turkey, Cyprus, Syria), *Petroleum Geoscience*, 18, 381–404, <http://dx.doi.org/10.1144/petgeo2011-091>.
- Robertson, A. H. F., Ustaömer, T. 2009, Formation of the Late Palaeozoic Konya Complex and comparable units in southern Turkey by subduction-accretion processes: Implications for the tectonic development of Tethys in the Eastern Mediterranean region, *Tectonophysics*, 473, 113–148.
- Robertson, A. H. F., Ustaömer, T., Parlak, O., Ünlügenç, U. C., Taşlı, K., İnan, N., 2006, The Berit transect of the Tauride thrust belt, S Turkey: Late Cretaceous–Early Cenozoic accretionary/collisional processes related to closure of the Southern Neotethys, *Journal of Asian Earth Sciences*, 27, 108–45.
- Rolland, Y., Billo, S., Corsini, M., Sosson, M., Galoyan, G., 2009, Blueschists of the AmassiaStepanavan suture zone (Armenia): linking Tethys subduction history from E-Turkey to W-Iran, *International Journal of Earth Sciences*, 98, 533–550.

- Sarıkaya, A. R., Seyrek, T., 1976, Yeşilova- Tefenni Peridotit Masifindeki Krom ve Nikel Zenginleşmeleri prospeksiyon Raporu, MTA Rapor No: 5764, Ankara (yayımlanmamış).
- Sarp, H., 1976, Etude Geologique et Petrographique du Corgege Ophiolitique de la Region Situee au Nord- Guest de Yesilova (Burdur-Turguie), These, Univ. Ceneve, 378p.
- Sevin, M., Dönmez, M., Atıcı, G., Esatoğlu Vekli, A. H., Sarıfakioğlu, E., Arıkan, S., Soyca, H., 2015, Ankara Dolayında Geç Permiyen Uyumsuzluğu ve Temel Kayaçlarda Yeni Yaş Bulguları, Ankara, Türkiye, *MTA Dergisi*, 151: 133-151.
- Shand, S. J., 1943, The eruptive rocks: 2nd edition, John Wiley, New York, 444 p.
- Shirazi, M. S., Lotfi, M., Nezafati, N., Gourabjeripour, A., 2020, Mineraogy and Geochemistry Study of REE Minerals in Host Rocks in IIC Iron Deposit, Bafgh Mineral Area, Central Iran, *Geosaberes*, Revista de Estudos Geoeducacionais, vol. 11, pp. 51-75.
- Sickenberg, O., Becker Platen, J.D., Benda, L., Berg, D., Engesser, B., Gaziry, W., Heissiğ, K., Alban, H.K., Sondarr, P.Y., Schmidt Kittler, N., Staesche, K., Staesche, N., Steffens, P., Tobien, H., 1975, Die Gliederung des Höheren Jungtertiars und Alguartersinder Türkei nach Vertebraten und ihre Bedeutung für die internationale Neogen-Stratigraphie Geologisches Jahrbuch Reihe B Heft 15.
- Stampfli, G. M., Mosar, J., Favre, P., Pillevuit, A., Vannay, J. C., 2001, Permo-Mesozoic evolution of the western Tethyan realm: the Neotethys/East-Mediterranean connection. In: Ziegler, P A., Cavazza, W., Robertson, A. H. F., Crasquinsoleau, S. (eds) PeriTethys memoir 6: Peritethyan rift/wrench basins and passive margins, *IGCP 369. Me'moires du Museum Nationale d'Histoire Naturelle*, 186, 51–108.
- Stampfli, G. M., Borel, G. D., 2002, A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons, *Earth and Planetary Science Letters*, 196, 17–33.
- Stampfli, G. M., Vavassis, I., De Bono, A., Rosselet, F., Matti, B., Bellini, M., 2003, Remnants of the Palaeotethys oceanic suture-zone in the western Tethyan area. In: Cassinis, G. and Decandia, F. A. (eds) Stratigraphic and Structural Evolution on the Late Carboniferous to Triassic Continental and Marine Successions in Tuscany (Italy): Regional Reports and General Correlation, *Bolletino della Societa Geologica Italiana*, Volume speciale, 2, 1–24.
- Stampfli, G. M., Borel, G. D., 2004, The TRANSMED transects in space and time: constraints on the Paleotectonic evolution of the Mediterranean Domain. In: Cavazza, W., Roure, F., Spakman, W., Stampfli, G. M., Ziegler, P. (eds) The TRANSMED Atlas: The Mediterranean Region from Crust to Mantle, *Springer Verlag*, Germany, 53–80.

- Stampfli, G.M., von Raumer, J., Wilhem, C., 2011, The Distribution of Gondwana-Derived Terranes in the Early Paleozoic, Conference: Ordovician of the World. Volume: Cuadernos del Museo Geominero, 14. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. 567-574.
- Stern, R.J., 1994, Arc assembly and continental collision in the Neoproterozoic East African Orogen: implications for the consolidation of Gondwanaland, *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 22, 319–351.
- Sungurlu, O., 1973, Gölbaşı-Gerger arasının jeolojisi. TPAO Arşiv No. 802.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö., Boray, A., 1987, Türkiye'nin Diri Fayları ve Depremsellikleri, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Rapor No:8174, 394 s.
- Şenel, M., 1991, Likya Napları içindeki volkanit katkılı Paleosen-Eosen çökelleri: Faralya Formasyonu, *MTA Dergisi*, 113, 1-14.
- Şenel, M., 1997, 1:100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları Isparta J9 (M23) paftası, MTA Yayın No: 16, Ankara.
- Şenel, M., 2007, Likya Naplarının Özellikleri ve Evrimi, Menderes Masifi Kollokyumu, Genişletilmiş Bildiri Özleri Kitabı, 5s.
- Şenel, M., 2016a, 1:100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları Alanya O-27 paftası, MTA Yayın No: 226, Ankara.
- Şenel, M., Serdaroğlu, M., Kengil, R., Ünverdi, M., Gözler, M. Z., 1981, Teke Torosları Güneybatısının Jeolojisi, *MTA Dergisi*, 95/96, 13-43.
- Şenel, M., Selçuk, H., Bilgin, Z. R., Şen, A. M., Karaman, T., Dinçer, M A., Durukan, E., Arbas, A., Örçen, S., Bilgi, C., 1989, Çameli (Denizli)-Yeşilova (Burdur)-Elmalı (Antalya) ve dolayının jeolojisi, MTA Rapor No: 9429, Ankara (yayımlanmamış).
- Şenel, M., Dalkılıç H., Gedik, İ., Serdaroğlu, M., Bölükbaşı, A.S., Metin, S., Esentürk, K., Bilgin, A.Z., Uğuz, M.F., Özgül, N., 1992, Eğirdir-Yenişarbademli-Gebiz ve Geriş-Köprülü (Isparta-Antalya) Arasında Kalan Alanların Jeolojisi, TPAO Rapor No: 3132, MTA Rapor No: 9390, Ankara (yayımlanmamış).
- Şenel, M., Akdeniz, N., Öztürk, E. M., Özdemir, T., Kadıncık, G., Metin, Y., Öcal, H., Serdaroğlu, M., Örçen, S., 1994, Fethiye (Muğla)-Kalkan (Antalya) ve kuzeyinin jeolojisi, MTA Rapor No: 9761, Ankara (yayımlanmamış).
- Şenel, M., Dalkılıç, H., Gedik, İ., Serdaroğlu, M., Bilgin, A. Z., Uğuz, M. F., Bölükbaşı, A. S., Korucu, M., Özgül, N., 1996, Isparta bükümü doğusunda otokton ve allohton birimlerin stratigrafisi (Batı Toroslar), *MTA Dergisi*, 118, 111-160.
- Şenel, M., Dalkılıç, H., Gedik, İ., Serdaroğlu, M., Metin, S., Esentürk, K., Bölükbaşı, A. S., Özgül, N., 1998, Orta Toroslar'da Güzelsu koridoru ve kuzeyinin stratigrafisi, *MTA Dergisi*, 120, 171-197.

- Şenel, M., Bedi, Y., Metin, Y., Dalkılıç, H., Keskin, H., Kuru, K., Alan, İ., Balcı, V., Vergili, Ö., Usta, D., Usta, M., Tok, T., Şahin, Ş., Özkan, M. K., Taptık, M. A., ve Kop, A., 2002, Doğu Toroslar'ın batı kesiminin stratigrafik ve yapısal özellikleri, komşu bölgelerle korelasyonu. 55. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, s. 249, Ankara.
- Şenel, M., Bedi, Y., Çörekçioğlu, E., 2016, 1:100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları Alanya O-28 paftası, MTA Yayın No: 232, Ankara.
- Şengör, A. M. C., 1980, Türkiye'nin Neotektoniğinin Esasları: Türk. Jeol. Kur., Konf. Serisi, 2, 40 pp.
- Şengör, A. M. C., 1984, The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Euraisa, *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 195, 82 pp.
- Şengör, A. M. C., Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach, *Tectonophysics*, 75, 181– 241.
- Şengör, A. M. C., Yılmaz, Y., Sungurlu, O., 1984, Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: nature and evolution of the western termination of Paleotethys. In: Dixon, J.E.&Robertson, A.H.F. (eds), *Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geological Society, London, Special Publications* 17, 77-112.
- Tolluoğlu, A. Ü., Sümer, E. Ö., 1995, Gondwana kuzeyi Anadolu mikrokıtası Erken Paleozoyik evrim model, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 38, 1-22.
- Topuz, G., Candan, O., Okay, A. I., von Quadt, A., Othman, M., Zack, T., Wng, J., 2019, Silurian anorogenic basic and acidic magmatism in Northwest Turkey: Implications for the opening of the Paleo-Tethys, *Lithos*, Vol. 356-357.
- Thuizat, R., Whitechurch, H., Montigny, R., Juteau, T., 1981, K-Ar Dating Of Some Infra-Ophiolitic Metamorphic Soles From The Eastern Mediterranean, New Evidence For Oceanic Thrustings Before Obduction, *Earth And Planetary Sci. Let.* 52, 302-310.
- Tuna, D., 1974, VI. Bölge litostratigrafi birimleri adlamasının açıklayıcı raporu. Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Rapor No: 131, Ankara (yayımlanmamış).
- Tuncer, A., 2020, Yalvaç ve Ilgın karasal Neojen havzalarında (Güneybatı Anadolu) Ostracoda taksonomisi ve biyostratigrafisi: Ostrakodlara dayalı eskiortamsal-eskiiklimsel yaklaşımlar, Doktora Tezi, Hacettepe Üniversitesi, Ankara, Turkey.
- Uğuz, M. F., Metin, S., Bilgin, A. Z., Kar, H., Elibol, E., 1994, Karaman-Hadım dolayının jeolojisi, MTA Rapor No: 813, Ankara (yayımlanmamış).
- Uğuz, M. F., Erdoğan, K., Gürsu, S., 1996, Sultandağları'nın kuzey bölümünde yeni yaş bulguları. Deresine formasyonunun tektono-stratigrafisine yeni bir yaklaşım, *Türkiye Jeoloji Bülteni*, C.39, Sayı 2, 31-37.

- Umut, M., 2009, 1:100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları Afyon-L26 paftası: MTA yayın no: 119, Ankara.
- Umut, M., Karabıyıkoglu, M., Saraç, G., Bulut, V., Demirci, A. R., Erkan, M., Kurt, Z., Metin, S., Özgönül, E., 1987, Tuzlukçu-İlgın-Doğanhisar-Doğanbey (Konya ili) ve dolayının jeolojisi, MTA Rapor No: 8246, 38 s.
- Ungun, E. F., 2015, Sultan Dağları ve Beyşehir-Hoyran Napları'nın Kinematik Özellikleri, Yüksek lisans Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 54s.
- Usta, D., 2001, Anamur-Bozyazı Dolayının (Alanya P 29-c2, c3, c4 paftalarının jeolojisi, MTA Rapor No: 10485, 108 s., Ankara (yayımlanmamış).
- Usta, M., 2002, Kaladıran Anamur İçel Dolayının Jeolojisi (P 29 c1 d3 ve d4 paftaları), MTA Rapor No: 10561, Ankara (yayımlanmamış).
- Usta, D., Öztürk, E. M., 2000, Gülen Dağı-Gündoğmuş Dolayının (Alanya O27-a3,a4,b4 ve O28-a4 paftalarının) Jeolojisi, MTA Rapor No: 10487, 128 s, Ankara (yayımlanmamış).
- Usta, N. D., Mayda, S., Kaya, T. T., 2019, Yeni Buluntular ışığında Yalvaç (Isparta/Türkiye) Neojen Devir Omurgalı fosil Yatakları, *SDÜ Fen Edebiyat Fakültesi Sosyal Bilimler Dergisi*, 47/2, 79-96 s.
- Usta, D., Şenel, M., Metin, Y., Bedi, Y., Vergili, Ö., Usta, M., Balcı, V., Kuru, K., Tok, T., Özkan, M. K. ve Kop, A., 2004, Kozan-Tufanbeyli (Adana) Arasındaki Yapısal Birimlerin Jeolojik Özellikleri, 57. TJK Bildiri Özleri, s. 275-276, Ankara.
- Usta, D., Usta, M., Balcı, V., Kop, A., 2013, Doğu Torosların Jeolojisi ve Metalojenezi (Kozan-Feke/Adana Dolayısı Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor No: 11635, Ankara (yayımlanmamış).
- Usta, D., Ateş, Ş., Kanar, F., Beyazpirinç, M., Uçar, L., Yıldız, H., Tufan, E., Akça, İ., Örtlek, A. T., 2017, Doğu Torosların jeolojisi ve jeodinamik evrimi projesi (K.Maraş, Osmaniye, Gaziantep, Adana, Hatay) Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor No: 13568, 494 s., Ankara (yayımlanmamış).
- Ustaömer, T., Robertson, A. H. F., 2005, Reply to discussion contribution by Elmas, A. and Yiğitbaş, E., on "Tectonic evolution of the Intra-Pontide suture zone in the Armutlu Peninsula" by A.H.F. Robertson and T. Ustaömer [Tectonophysics 381 (2004), 175–209], *Tectonophysics*, 405, 223–231.
- Ustaömer, P. A., Ustaömer, T., Collins, A. S., Robertson, A. H. F., 2009, Cadomian (Ediacaran–Cambrian) arc magmatism in the Bitlis Massif, SE Turkey: magmatism along the developing northern margin of Gondwana, *Tectonophysics*, 473, 99–112.

- Ustaömer, P. A., Ustaömer, T., Gerdes, A., Robertson, A. H. F., Collins, A. S., 2012, Evidence of Precambrian sedimentation/magmatism and Cambrian metamorphism in the Bitlis Massif, SE Turkey utilising whole-rock geochemistry and U–Pb LA-ICP-MS zircon dating, *Gondwana Research*, 21. 1001-1018.
- Vissers, R. L. M., Koopman, M., Koç, A., Kaymakçı, N., 2012, Neojen İlgin Havzasının Yapısı ve Tektoniği, 65. Türkiye Jeoloji Kurultayı, 2-6 Nisan/April 2012.
- Yağmurlu, F., 1991, Yalvac-Yarıkkaya Neojen havzasının tektonosedimanter özellikleri ve yapısal evrimi, *MTA Dergisi*, 112:1–13.
- Yalçın, N., 1980, Amanosların litolojik karakterleri ve Güneydoğu Anadolu'nun tektonik evrimindeki anlamı: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, cilt. 23, sayı. 1, s. 21-30.
- Yalçınkaya S., Ergin A., Taner K., Afşar Ö. P., Dalkılıç H., Özgönül, E., 1986, Batı Torosların Jeolojisi, MTA Rapor No. 7898 (Yayımlanmamış).
- Yalçınlar, İ., 1983, Türkiye’de Neojen ve Kuvaterner Omurgalı Araziler ve Jeomorfolojik Karakterleri, İstanbul Üniversitesi, Edebiyat Fakültesi Yayınları, No.2741, İstanbul.
- Yetiş, C., 1988, Paleozoic-Mesozoic stratigraphy of the Feke-Feke Dağı (Adana) area (Eastern Taurus), *Yerbilimcinin Sesi Geosound*, 16, 29-51.
- Yetiş, C., Demirkol, C., Lagap, H., Ünlügenç, Ü., 1991, 1/100.000 ölçekli Kozan K 20 paftasının açınısına nitelikli raporu, MTA Rapor No:36, Ankara.
- Yılmaz, A., Bedi, Y., Uysal, Ş., Yusufoglu, H., Atabey, E., Aydın, N., 1992, Doğu Toroslar’da Uzunyayla ile Beritdağı arasının jeolojisi, MTA Rapor No: 9543, Ankara (yayımlanmamış).
- Yılmaz, A., Bedi, Y., Uysal, Ş., Yusufoglu, H., Aydın, N. 1993, Doğu Toroslar’da Uzunyayla ile Beritdağı arasının jeolojik yapısı, *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni* 5, 1, 69-87.
- Yılmaz, A., Bedi, Y., Yusufoglu, H., Atabey, E., Aydın, N., 1997, 1/100.000 Ölçekli Açınısına Nitelikli Türkiye Jeoloji Haritaları. Elbistan-H23 paftası, No: 51. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Yiğitbaş, E., 1989, Engizek Dağı (K.Maraş) dolayındaki tektonik birliklerin petrolojik incelemesi, Doktora Tezi, İÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, 347 s. İstanbul.