



Geology and Structural Evolution of the Region between the Upper Kelkit Basin and Munzur Mountains

Yukarı Kelkit Havzası ve Munzur Dağları Arasının Jeolojisi ve Yapısal Evrimi

Ali Yılmaz¹ , Hüseyin Yılmaz² , Aral Okay³ , Tayfun Bilgiç⁴ 

¹ Ümit Mahallesi, 2497. Sokak, Çamlıca Vadi Sitesi, A/17, Çankaya-Ankara, Türkiye

² Eğriköprü Mahallesi, Şehit Melih Çimen Caddesi, Akademi, Sivas, Türkiye

³ İstanbul Teknik Üniversitesi, Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü & Maden Fakültesi, Jeoloji Bölümü, 34649 Maslak, İstanbul, Türkiye

⁴ Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara, Türkiye

• Geliş/Received: 06.03.2025

• Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received: 19.03.2025

• Kabul/Accepted: 19.03.2025

• Çevrimiçi Yayın/Available online: 18.04.2023

• Baskı/Printed: 30.04.2025

Araştırma Makalesi/Research Article

Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey

Abstract: The purpose of this study is to analyse the structural evolution of the region where the Eastern Pontides and the Eastern Taurides are closest to each other. The main tectonic units in the area, from north to south, are the Kelkit Paraautochthonous Unit, Çimendağ Nappe, Erzincan Nappe and Munzurdağ Limestone Unit.

The pre-Jurassic basement of the tectonic units consists of heterogeneous rock units in different areas. Since the relationships between these units cannot be established in the study area, it is not possible to create a model for the pre-Jurassic period with the evidence from this locality. Therefore, the tectonics, tectono-stratigraphic and structural evolution of the study region were evaluated only for the Jurassic-Quaternary interval.

The Jurassic-Early Cretaceous Kelkit Paraautochthonous Unit and Çimendağ Nappe represent the genesis of rifting and then deposition of platform-type carbonates in the Eastern Pontides. The Jurassic-Early Cretaceous Munzurdağ Limestone Unit represents the northernmost part of the Eastern Taurides and also has features of platform-type carbonates. During this period, a mid-oceanic ridge and ensimatic arc were active together along the North Anatolian Ophiolitic Belt. Therefore, it is possible to suggest a model representing passive continental margins to the north and south, with the mid-oceanic ridge in the north and the ensimatic arc in the south along the intervening oceanic environment in the Jurassic-Early Cretaceous periods.

In the Late Cretaceous-Palaeocene, all evidence shows that the extensional regime completely converted to a compressional regime. In this time interval, an ensialic arc-forearc occurred along the Eastern Pontides and an ensimatic arc with subduction complex occurred along the North Anatolian Ophiolitic Belt. In the south, pelagic carbonates were deposited along the Munzur Mountains. It seems inevitable that the existence of two different north-dipping subduction zones should be accepted in this time interval.

The Eocene and Oligo-Miocene units overlie older structural units with a polygenic conglomerate and angular unconformity. These units underwent intense deformation and the entire study area first became a shallow marine and then a terrestrial environment. Eocene volcanism indicates a post-collisional phase in the Eastern Pontides.

The Pliocene-Quaternary rocks, reflecting continental deposits, unconformably overlie the older units, with an approximately horizontal layered structure. Considering this unconformity and the intense deformation before

the Pliocene, it is possible that the North Anatolian Fault (NAF) developed during the Pliocene and had dextral movement with at least 25 km offset. In this context, the annual slip value for the fault may be 4.7 cm/year.

Keywords: Neotethys, Offset (Slip) of the NAF, Pontides, structural evolution, Taurides.

Öz: Sunulan bu çalışmanın amacı, Doğu Pontidler ile Doğu Toroslar'ın birbirine en yakınlaştığı bir alanda, bölgenin yapısal evrimini çözümlenektir. Bölgenin başlıca tektonik birlikleri, kuzeyden güneye doğru sıra ile Kelkit Paraotoktonu, Çimendağı Napı, Erzincan Napı ve Munzurdağı Kireçtaşı Birliği'dir.

Tektonik birliklerin Jura öncesi temeli, farklı alanlarda heterojen kaya birimlerinden oluşmaktadır. Bölgedeki verilerle, bu birimler arasındaki ilişkiler inceleme alanında kurulamadığından Jura öncesi döneme dair bir model oluşturmak mümkün değildir. Dolayısıyla, inceleme alanı gözetilerek, bölgenin sadece Jura-Kuvaterner aralığındaki tektonik, tektono-stratigrafik ve yapısal evrimi değerlendirilmiştir.

Kelkit Görelî Otoktonu ve Çimendağı Napı'nın Jura-erken Kretase sırasında oluşan düzeyleri, Doğu Pontidler'in önce riftleşmesine daha sonra platform türü karbonatların oluşumuna işaret etmektedir. Aynı dönemde Doğu Toroslar'da Munzurdağı Kireçtaşı Birliği de Doğu Toroslar'ın en kuzeyindeki bölümünün pasif kıta kenarının özelliklerini taşımaktadır. Bu dönemde, Kuzey Anadolu Ofiyolit Kuşağı boyunca ise okyanus ortası sırt ve ensimatik yay birlikte aktifti. Dolayısıyla bu dönem; kuzeyde ve güneyde pasif kıta kenarları, arada yer alan okyanusal ortamda ise kuzeyde okyanus ortası sırtı, güneyde ise ensimatik yay ile temsil edilen bir modelle açıklanabilir.

Geç Kretase-Paleosen'de tüm veriler gerilme rejiminin tümüyle sıkışma rejimine dönüştüğünü göstermektedir. Bu zaman aralığında, kuzeyde Doğu Pontidler'de ensialik yay-yayönü, Kuzey Anadolu Ofiyolit Kuşağı boyunca ensimatik yayla birlikte yitim karmaşığı oluşmuştur. Güneyde, Doğu Toroslar'da ise giderek derinleşen bir ortamın ürünü olan pelajik karbonatlar çökelmiştir. Bu dönemde kuzeye dalımlı iki farklı yitim zonunun varlığını benimsemek kaçınılmaz görülmektedir.

Eosen ve Oligo-Miyosen yaşta olan birimler ise polijenik bir çakıltaşı ile tüm yapısal birimlerin üzerinde açılı uyumsuzlukla yer almaktadır. Bu birimler yoğun bir deformasyonla inceleme alanını tümüyle önce sığ denizel, daha sonra karasal bir ortama dönüştürmüştür. Doğu Pontidlerde Eosen yaşta olan volkanizma da çarpışma sonrası bir evreye işaret etmektedir.

Pliyosen-Kuvaterner sırasında akarsu ve gölsel ortamı yansıtan kayalar, daha eski tüm birimlerin üzerinde uyumsuzlukla yer almakta ve yataya yakın katmanlı bir yapı sunmaktadır. Bu uyumsuzluk ve Pliyosen öncesi yoğun deformasyon ilişkileri gözetildiğinde, Kuzey Anadolu Fayı'nın (KAF) Pliyosen'den itibaren oluşmaya başladığı, sağ yönlü ve en azından 25 km'lik bir atıma sahip olduğu kabul edilebilir. Buna göre, yıllık atım değeri ise 4,7cm/yıl olabilir.

Anahtar Kelimeler: KAF'in atımı, Neotetis, Pontidler, Toridler, yapısal evrim.

INTRODUCTION

The study area is located between the Upper Kelkit Basin and the Munzur Mountains (Figure 1). This area is in the northeast part of Anatolia, between the Eastern Pontides and Eastern Taurides. This location is a critical place, where both tectonic belts are closest to each other and includes important evidence explaining the structural evolution of the region. Therefore, the aim is to evaluate the main tectonic and tektono-stratigraphic units and the relationships between them in detail, to contribute to understanding the structural evolution of the

region. In this framework, the main tectonic structures of the study region were classified in terms of age and setting.

However, since pre-Jurassic units are exposed in different localities and the relationships between them cannot be studied sufficiently, the decision was made to evaluate the structural evolution between the Jurassic and Quaternary periods. In this framework, dissimilar evidence were re-evaluated in detail, with characteristics of structural units and the relationships between them, and cover rocks in the region.

BASKIDA

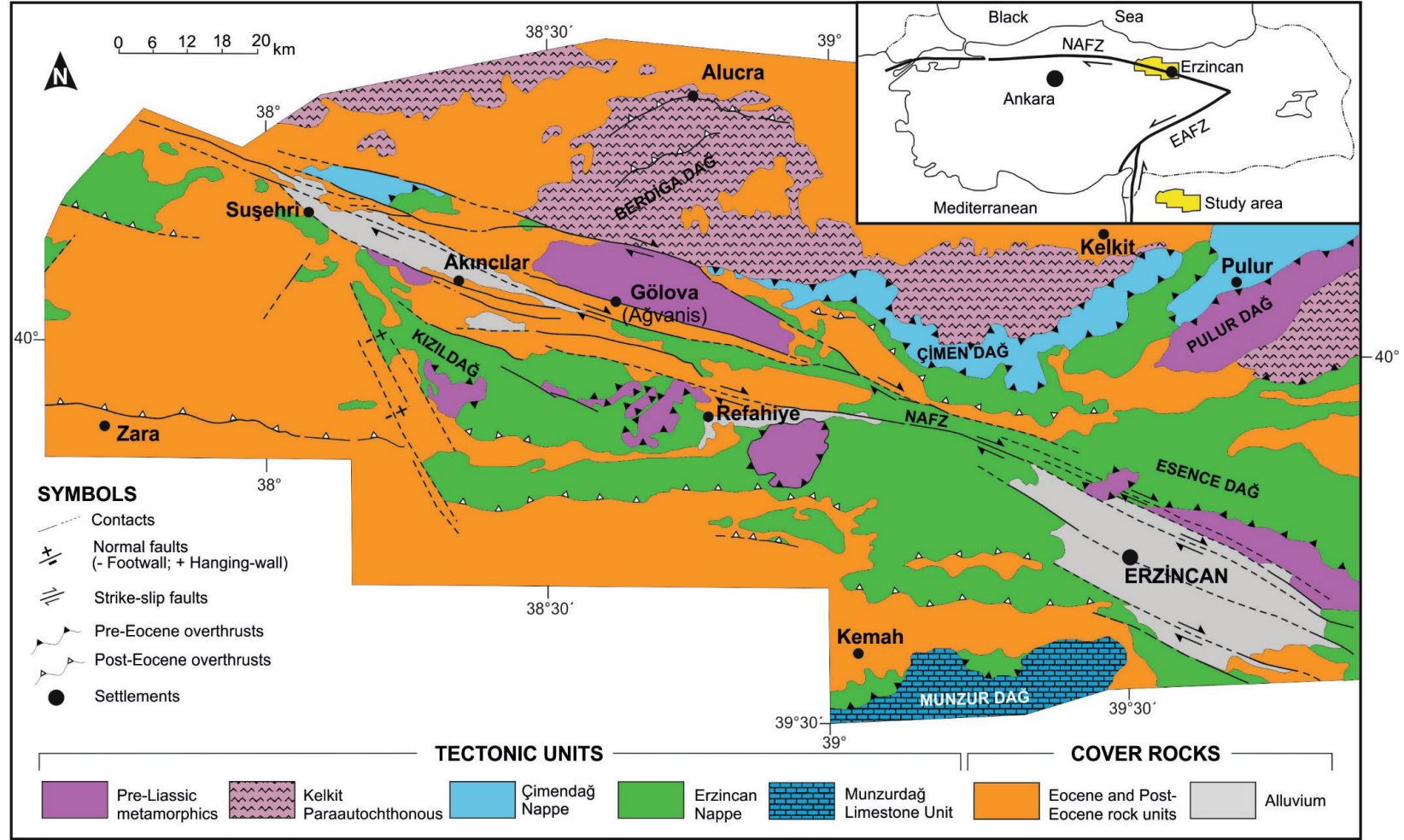


Figure 1. Geological map of tectonic units in the study area (modified after Yılmaz, 1985; Yılmaz et al., 1985).

Şekil 1. İnceleme alanının tektonik birliklerine dair jeolojik harita (Yılmaz, 1985; Yılmaz vd., 1985'den yeniden düzenlenmiş).

Some of the pioneering geological studies of this area and the surrounding regions were carried out by Seymen (1975), Pelin (1977), Tatar (1978), Özgül (1981), Yılmaz (1981a, b; 1983; 1985), Okay (1983), and Yılmaz et al. (1985).

Later, various structural and tectonic studies were completed, questioning the structural evolution of the region (Koçyiğit, 1989, 1990, 1996; Okay, 1989, 1996, 2008; Okay and Şahintürk, 1997; Yılmaz et al, 1997a, b; Yılmaz and Yiğitbaş, 2024; Yılmaz and Yılmaz, 2004, 2006, 2010; Rice et al., 2006, 2009; Sarıfakıoğlu et al., 2009; Gökten and Floyd, 2007; Topuz et al., 2011, 2013; Göçmengil et al., 2013).

There are significant differences between the opinions presented in these studies, not only about palaeo-tectonic but also neo-tectonic regimes. In addition, studies examining the region in terms of tectonic and structural evolution are not sufficiently clear. Therefore, an investigation of the structural evolution in the region between the Upper Kelkit basin and Munzur Mountains is required. The main reason is the lack of evidence and conflicting evidence presented by different researchers. The existing knowledge is not sufficiently concentrated on this locality. For this reason, the authors aimed to contribute to the structural evolution of the region by re-evaluating concrete evidence from Jurassic to recent times.

TECTONO-STRATIGRAPHIC UNITS of the REGION

The study of tectono-stratigraphic units, in detail, is a critical point for structural evolution. The Upper Kelkit Basin and Munzur Mountain are a critical location where the Eastern Pontides and Eastern Taurides are closest to each other and this area includes important evidence. In addition, there is not enough information about the study area over time. To understand the structural evolution of the region, it is necessary to define tectono-stratigraphic units in detail.

In the study area, the Eastern Pontides are situated to the north and Eastern Taurides to the south. The North Anatolian Ophiolitic Belt is located between the Eastern Pontides and Eastern Taurides.

Eastern Pontides

The composite Pontides domain was affected by numerous amalgamations of terranes from Variscan times until the Cretaceous. The Pontides represents a segment of the former active margin of Eurasia, where back-arc basins opened in the Triassic (Moix et al., 2008). Or it can be defined as the Cimmerian Continent, the narrow continental slip between the northeastern part of Gondwana and the Laurasian margins, evolving mainly between the Permian and the latest Triassic (Şengör et al., 2023). These ideas were discussed by Okay and Nikishin (2015) and Okay and Topuz (2017) as involving the accretion of the Sakarya Zone to the north in the Carboniferous, and then activity along the southern margin of the Sakarya Zone until it collided with the Anatolide-Taurides in the Permo-Triassic, Palaeocene-Early Eocene.

The Eastern Pontides contain pre-Jurassic and Jurassic-Quaternary sequences together. In the study region, pre-Jurassic outcrops are situated in different places and it is not possible to establish a link between these outcrops. Therefore, the focus was on the Jurassic-Quaternary sequence to explain the structural evolution of the region. Within this framework, the Kelkit Paraautochthonous unit and the Çimendağ Nappe were defined along the southern part of the Eastern Pontides.

In addition, the Erzincan Nappe along the North Anatolian Ophiolitic Belt and the Munzur Limestone Unit and/or Nappe in the northernmost part of the Eastern Taurides were evaluated. These tectono-stratigraphic units reflecting different environmental conditions have been defined in detail (Figure 2).

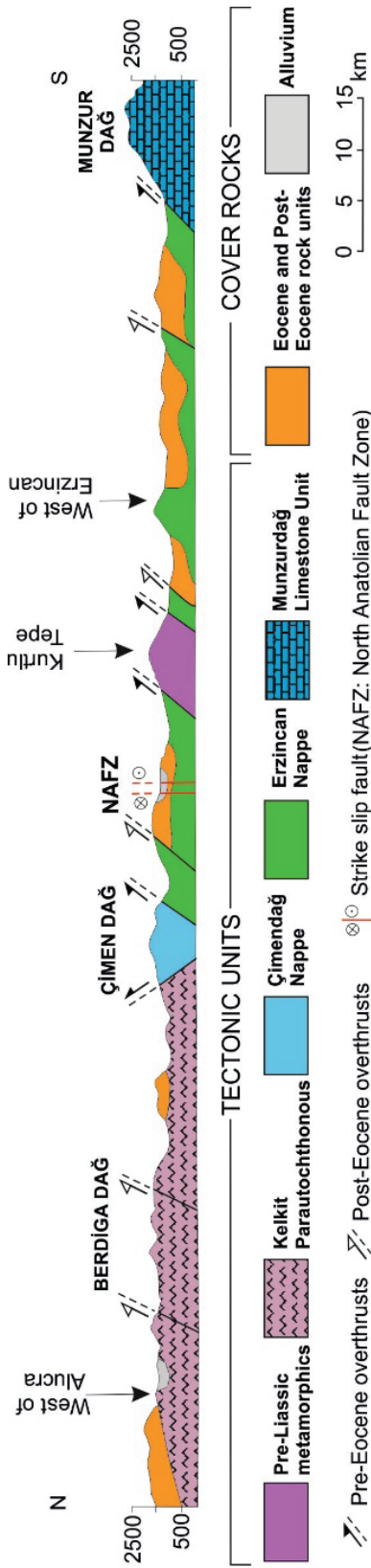


Figure 3. Representative cross-section of the study area in approximately north-south direction (Yılmaz, 1985; Yılmaz et al., 1985).
Şekil 3. İnceleme alanının K-G yönünde temsili enine kesiti (Yılmaz, 1985; Yılmaz vd., 1985).

The relationships between these tectono-stratigraphic units are clear. The Çimendağ Nappe is situated on the Kelkit Paraautochthonous unit to the north and on the Erzincan Nappe to the south. The Erzincan Nappe is located on the Munzur Limestone Unit to the south (Figure 3).

Kelkit Paraautochthonous Unit

This unit is located in the northern part of the study area and represents the southern part of the Eastern Pontides. It reflects the typical features of Eastern Pontides. Pre-Liassic rock units in the region have similar characteristics to the Tokat Metamorphics with green schist facies, located to the west of the study area (Özcan et al, 1980; Yılmaz et al, 1997a; Yılmaz and Yiğitbaş, 2024). In addition, the Gümüşhane granite with the greenschist forms the basement to the east of the study area (Yılmaz, 1974).

The representative unit for the pre-Jurassic sequence in the study area is the Agvanis Metamorphics, which have undergone regional metamorphism to greenschist facies. Contact metamorphism superimposed on regional metamorphism developed around the quartz-diorite pluton. In terms of lithology, stratigraphy and type of metamorphism (Figures 4 and 5), the Agvanis Metamorphics resemble the Tokat Massif and probably represent the basement to the Pontian Jurassic sequence (Okay, 1983). In this framework, the geological and tectonic map of the pre-Liassic Agvanis Metamorphics in the study area is shown in Figure 4. Later, strong acidic magmatism affected the metamorphics and the surrounding rocks. The acidic magmatic rocks are found as sills, and small- to medium-sized plutons (Okay, 1983).

Pre-Jurassic metamorphics represent an environment dominated by basic volcanism. The frequent intercalations of metabasites with graphitic phyllites and thickly-bedded marbles (Figure 5) suggest that the environment of deposition was not very deep (Okay, 1983).

BASKIDA

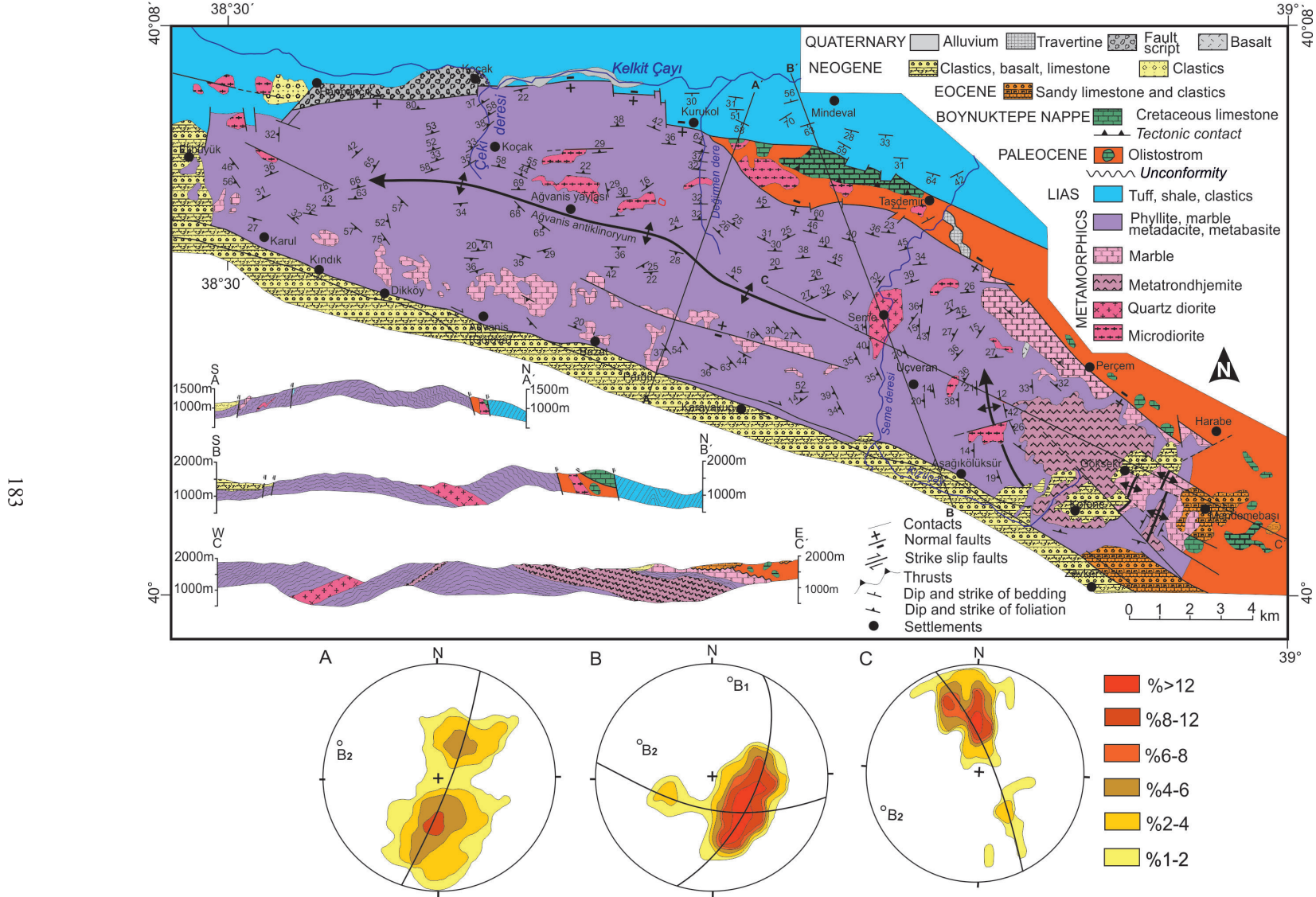


Figure 4. Geological and tectonic map of the Gölova (Agvanis) area (Modified after Okay, 1983).

Şekil 4. Gölova (Agvanis) yöresinin jeolojik ve tektonik haritası (Okay, 1983'ten yeniden hazırlanmış).

	Rock units	Thickness E	Explanations
Değirmen Dere Section		>500	Light blue -green, hard, fine grained metabasite to the bottom dark blue-green banded tuff
		70	Gray phyllite and pinky metadacite
		280	Metabasite and banded metatuff interbedded by 0.3-1m thick marbles
		600	Metatuff and metabasite with sills of dacite
		140	Metadacite, graphitic phyllite, dark gray calcschist, metabasite-shale intercalation
		200	Blue -green, medium grained metabasite with shale layers
		350	Thick bedded white marble, graphitic phyllite, metadacite-metabasite interbedding
		150	Thick bedded metabasite light blue-green phyllite
Pardü Yaylası-Dolay Dere Section		1000	Gray, green blue-green phyllite, marble, metadacite, metabasite, metaconglomerate
		0-250	White massive marble
		600	Blue-green, gray, green phyllite, calcschist, metabasite
		500	Beige metadacite, black, fine grained with banded metabasite interlayers
			Contact metamorphosed schists

Figure 5. Synthetic stratigraphic section of the Agvanis metamorphic rocks (Modified after Okay, 1983).

Şekil 5. Agvanis metamorfik kayalarının yapay stratigrafik kesiti (Okay, 1983'dan yeniden hazırlanmış).

Jurassic-early Cretaceous rock units overlie the Pre-Jurassic metamorphics unconformably. The early Jurassic Hacıören Formation consists mostly of volcano-clastic rocks deposited in a shallow marine environment, which is followed by the middle to late Jurassic-early Cretaceous Berdiga Formation representing platform type carbonates (Pelin, 1977). The late Cretaceous-Palaeocene Altınoluk Formation overlies the Berdiga Formation with a local unconformity.

The **Hacıömer Formation** consists of tuff, shale, volcanoclastic sandstone and basic volcanic rocks. It is situated to the north of the Agvanis Metamorphics. The formation consists mainly

of pyroclastic and epiclastic rocks, in places thin limestone levels are present, and also shale, coal levels and andesitic flow intercalations. The andesitic flow intercalations are highly chloritised, including a small amount of quartz with plagioclases (Figure 2).

In the limestone levels of this unit, *Ammonitico rosso* (Calcarea Ammonitico Rosso), *Involutina liassica* (Jones), *Trocholina* sp., *Nodosaria* sp., *Lenticulina* sp., *Glomospira* sp., *Spirillina* sp., gastropod, ostracod and lamellibranch forms were identified and an age of Hettangian-Pliansbachian was determined. Age data for the Hacıören Formation was also obtained from palynological study of coal horizons within the formation. This study indicates an early Jurassic age for the Hacıören Formation, as suggested by Pelin (1977).

Early Jurassic clastic rocks comprising sandstone, shale, tuff, conglomerate and thin coal levels are widespread in the Eastern Pontides. The Hacıören Formation is approximately 1500 m in thickness (Yılmaz, 1985).

The **Berdiga Formation**, which has middle-late Jurassic-early Cretaceous age, is represented by platform-type carbonates. In the study area, the lowest part of the Berdiga Formation consists of conglomerate, sandstone and in places mudstone-limestone alternations. The lower section conformably passes towards the top gradually into medium-thick bedded limestone. The upper level, which is dolomitic in nature in places, represents only limestone (packstone, boundstone and grainstone alternation) with grey, medium-thickness regular layers and pelleoid, oolitic, intraclast and bird's eye structures (Figure 2).

If Pelin's (1977) evaluations regarding the depositional environment are taken into account, the Hacıömer Formation and Berdiga Formation, as a whole, represent a middle-late Jurassic-early Cretaceous continental shelf and this shelf gradually becomes shallower towards the upper levels.

The **Altınoluk Formation** is divided into three different members. This late Cretaceous-Palaeocene formation includes epiclastic-pyroclastic associations, arc-related magmatic rocks and volcanic occurrences. This unit typically crops out around Altınoluk village. It is possible to see almost all the features of this formation around Altınoluk village.

The lowermost member of the Altınoluk Formation is composed of grey, yellowish, locally layered conglomerate and grainstone (pebbly, sandy limestone). This clastic level harmoniously passes into alternations of red pelagic limestone, shale and conglomerate. Pyroclastic and volcanic flows have dacitic character in the lower levels and andesitic and basaltic character in the upper levels. Large granitic intrusions are seen along the Kelkit River in the northern part of the study area. Pyroclastic and volcanic flows with andesitic and basaltic character become widespread towards the upper levels of the formation. In general, the rocks of the Altınoluk Formation are volcano-sedimentary flysch and overlie the Berdiga Formation with a local unconformity (Figure 2).

In the red, thin-layered limestone (limewackstone) samples of the Altınoluk Formation, *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncana concavata* (Brotzen), *Globotruncana tricarinata* (Queurau), *Globotruncana linneiana* (d'Orb.) and *Heterohelix* sp. are common. However, rudistic shells are common in the upper levels of the formation. This formation includes mainly sandstone, claystone, shale, conglomerate and their alternations. Palaeocene rocks, including abundant clastic carbonates, represent a shallow environment in the west and just outside the study area.

During deposition of the unit, a shallow and then high energy environment may have been dominant. The environment deepened and an open marine environment developed. As a result, the environment became shallower, especially

towards the Palaeocene. Heterogenous rocks in the formation indicate a transitional environment between arc and forearc.

Çimendağ Nappe

This unit was named by Bergougnan (1975) as Çimendağ Limestone Unit in places, the Çimendağ Nappe by Bergougnan (1976) and the Boynuktepe Group by Okay (1983). After evaluating its location and setting, the decision was made to define the unit as the Çimendağ Nappe. According to Bergougnan (1980, written interview), the allochthonous Çimendağ Nappe may also be an olistolith within the Palaeocene İşkilör olistostrome.

The **Pre-Liassic basement** of the Çimendağ Nappe comprises Gümüşhane metamorphic rocks and Carboniferous-Permian volcano-clastic rocks (Akdeniz, 1984) in the northeast and outside of the study area. Jurassic-Cretaceous rocks overlie the pre-Liassic rock units with an angular unconformity. Jurassic-Cretaceous rocks represent two different levels. The lower level is the Yeniköy Formation, while the upper level is the Törnük Formation.

The **Yeniköy Formation** is composed of Jurassic-early Cretaceous rock associations and in places olistostromal levels. The early Jurassic level of the Yeniköy Formation consists of neritic limestone and in places cherty limestone with clastic rocks, while the Dogger-Malm level consists of brecciated limestone, clastic rocks and medium, thick-layered grey neritic limestones (limewackstone, packstone, grainstone). Olistostromal levels contain volcano-clastics and limestone blocks. The late Malm and early Cretaceous levels of the formation contain pillow-shaped volcanics, chert nodules, radiolarian limestones and clastic rocks. The highest level is limestone (boundstone, packstone, grainstone) with oolitic, iron oxide and reefal fragments (Figure 2).

In different parts of the Yeniköy Formation, *Protopeneroplis trochangulata* Septfontaine, *Trocholina elongata* Leupold, *Calpionella alpina* (Lorenz), *Glomospira* sp., coral, coprolite and echinoid spines were identified. The following fossils were determined in micrites between the pillow lavas, located in Jurassic-early Cretaceous carbonates just southwest of Gözköy.

Considering the change, diversity and location of the rock characteristics and fossil content, the Yeniköy Formation represents a deeper extension of the northern platform and partially represents the continental slope during the late Jurassic-early Cretaceous.

The **Törnük Formation** consists mainly of late Cretaceous conglomerate, red pelagic limestone, sandstone, claystone, shale and clayey, sandy limestone and was named by Yılmaz (1985) as the Törnük Formation (Figure 2). The name of Törnük was mistakenly mentioned as Turnik in Bergougnan's (1975) study.

In the samples taken from the lower-middle levels of the Törnük Formation, *Globotruncana lapparenti* (Bolli), *Globotruncana Linneiana* (d'Orb.), *Marssonella* cf. *oxycona* (Reuss), *Heterohelix* sp., and *Siderolites calcitrapoides* Lamarck were identified. In the upper limestone levels, *Orbitoides medius* (d'Arch.), *Textularia* sp., bryozoa, rudist, and echinoid spines were identified. Accordingly, this unit is Senonian in age. If the fossil content of the Törnük Formation are taken into account with the deformation and deposition characteristics, it is possible to suggest that the unit was initially deposited in a shallow, and then open marine environment. In the end, the open marine environment gradually became shallower. As a whole, this environment may be located within a forearc.

North Anatolian Ophiolitic Belt

The North Anatolian Ophiolitic Belt (NAOB) is situated between the Eastern Pontides and

Eastern Taurides and it joins the Lesser Caucasus Ophiolitic Belt to the east outside of the study area (Yılmaz and Yılmaz, 2013). The Erzincan metavolcanics of the NAOB were suggested to represent a volcanic arc forming above the intra-oceanic subduction, which was further dragged under the ophiolite obduction through scaling, faulting and tectonic erosion (Rolland et al., 2020). In this study, the Erzincan Nappe represents a part of the North Anatolian Ophiolitic Belt and includes the Refahiye Complex, Karayaprak Mélange and Dumanlıdağ Metamorphics.

Erzincan Nappe

The Erzincan Nappe represents the ophiolites of different ages, late Cretaceous-Palaeocene ophiolitic melanges and metamorphic rocks. Palaeozoic and Mesozoic ophiolites, which occurred along the Paleotethys or the northern branch of Neotethys and/or Inner Tauride Ocean (Koçyiğit, 1990) exist in the study area. The ophiolitic complex is named the Refahiye Complex, the mélange is called the Karayaprak **Mélange**, and metamorphic rocks are named the Dumanlıdağ Metamorphics (Yılmaz, 1985).

The **Refahiye Complex** includes a complex of undivided ophiolites with different ages, which represents peridotite, gabbro, dykes and pillow lavas, rather than a regular ophiolitic sequence (Figure 2). Peridotite is the most common rock type and it was identified mainly as harzburgite and lherzolite in places. Serpentine is not very common and generally occurs at the contact between peridotite and metamorphic rocks. Gabbro has the smallest outcrops. Microgabbro and diabase dykes are common cutting serpentinitised peridotite.

The petrochemical characteristics of the Erzincan-Refahiye ultramafic and mafic rocks indicate that ophiolites in the region occurred along a mid-ocean ridge (Buket, 1982) and/or the marginal sea of an ocean (Bektaş, 1981).

It was suggested that the ultramafic and leucocratic rocks of the Refahiye Complex developed in the earliest stages of island-arc development in a supra-subduction setting (Rice et al., 2009) and/or a forearc tectonic setting in the northern branch of the Neotethyan ocean with Cretaceous ophiolites (Sarıfakıoğlu et al., 2009). In addition, the ultramafic-mafic association or outcrops may have derived from high-Al hydrous basaltic magmas which developed through partial melting of previously subducted and metasomatised subcontinental lithospheric mantle (pre-Liassic, Alaskan-type ultramafic-mafic complex) and may be seen in the Eastern Pontides (Eyüboğlu et al., 2010).

As a result, there is no consensus about the origin and relationships between different ophiolites along the NAOB in terms of age and origin. However, studies carried out in the study area indicate only the existence of a mid-ocean ridge (Buket, 1982; Buket and Ataman, 1982) during the Jurassic and early Cretaceous.

Karayaprak Mélange represents a mélange prism and contains pillow lavas, tuff, agglomerate, limestone, greywacke and olistostrome levels (Figure 2). Volcanoclastic rocks are the matrix of the mélange, including Jurassic-early Cretaceous limestone blocks, ophiolitic and metamorphic blocks. In the limestone blocks, *Involutina liassica* (Jones), *Ophthalmidium martanum* (Farinacci), *Nodosaria* sp., and *Lenticulina* sp. were identified and these indicate a Hettangian-Pliansbachian age for the blocks.

In the upper parts of the ophiolitic mélange, *Siderolites calcitrapoides* Lamarck, *Lepidorbitoides* sp., *Orbitoides* sp., and *Cibicides* sp. were identified in the volcanoclastic rocks and a Maastrichtian age was given. Then, Palaeocene clastic layers were identified in the matrix of the Karayaprak Complex around Suşehri basin and İşkilör Village in the north of Erzincan. It is clear that the age of the Karayaprak Melange is late Cretaceous-Palaeocene.

Dumanlıdağ Metamorphics consist mainly of metabasic rocks and in places marble, metaturbidite and rarely metachert. In the lower levels, the dominant rock type is metabasic rocks, but in the upper levels of the unit, marble and calcschist are the dominant rock types. Dumanlıdağ metamorphic rocks have undergone regional metamorphism to greenschist facies. In terms of lithology and type of metamorphism, the Dumanlıdağ Metamorphics resemble the Tokat and/or Agvanis Metamorphics.

However, Göçmengil et al. (2013) and Topuz et al. (2013) defined greenschists and amphibolite schists of early-middle Jurassic age in the study region. These metamorphic rocks represent an accretionary complex and they occurred in IAB and/or E-Morb environments. Accordingly, an ensimatic arc may have occurred during the early-middle Jurassic.

The frequent intercalation of metabasites with phyllites and moderate-thin bedded marbles, metaturbidite and metachert suggests that the environment of deposition was marine and it may have been deep in places.

Most of the rock types in the Erzincan Nappe, presented above, have tectonic contacts with each other. With the subduction that developed in the late Cretaceous, the oceanic units and other units underwent significant deformation and their primary relationships have been degraded.

Eastern Taurides

The Eastern Taurides is situated to the south of the study area. The Munzurdağ Limestone Unit represents the northernmost part of the Eastern Taurides as a nappe under the Erzincan Nappe. The Eastern Taurides domain, as a whole, exemplifies continental rifting and passive margin development. Following Triassic rifting, a carbonate platform developed near sea level in the Munzurdağ area. Triassic-Cretaceous deep-water

sediments and volcanics are present as distal deep-water slope/base of slope units (Robetson et al., 2021).

Munzurdağ limestone unit

The Munzurdağ Limestone Unit consists of platform-type carbonates. It is a tectono-stratigraphic unit of the late Triassic-late Cretaceous interval and was named by Özgül (1981).

The Munzurdağ Limestone Unit is located in the south of the study area (Figures 1 and 2) and represents the northeastern continuation of the widespread carbonate sequence observed along the Eastern Taurus Mountains. The unit begins with late Triassic-early Jurassic algal limestone, oolitic limestone, algal and foraminiferal limestone and occasionally continues as flinty limestone. In the upper levels, rudist reef limestone is dominant and is overlain by Turonian-Campanian pelagic limestone with a compatible sharp contact. The pelagic limestone that forms the upper level of the Munzurdağ Limestone Unit contains *Globotruncana* sp. usually. The thickness of the Munzurdağ Limestone Unit exceeds 1200 meters in reference section localities (Özgül and Turşucu, 1984).

Bedi and Yusufoglu (2022) defined the unit as the northeasternmost nappe of the Eastern Taurides. They studied the features and setting of this unit. In this framework, Late Triassic Megalodont-bearing sparitic limestone, Early Jurassic nodular limestone, including *Ammonitico rosso*, Middle Jurassic-Hotrivian cherty and oolitic limestone, Barremian-Cenomanian rudist-bearing limestone and brecciated limestone were identified by Bedi and Yusufoglu (2022). The defined characteristics of the Unit show the concrete and continuous existence of a platform, evolving in the south of the study region.

Although this unit is essentially an allochthonous unit within the framework of the

Eastern Taurus Belt, it is a relatively autochthonous unit compared to the Erzincan Nappe, which consists mainly of ophiolitic complex and melange in the study area. A large part of the unit is neritic, and its uppermost level reflects deep environmental conditions. As a whole, the unit represents the southern platform of the Eastern Taurus domain.

TECTONIC STRUCTURES of the REGION

In the study area, three tectonic phases with different geological ages can be easily distinguished. The first of these is the main overthrusts, which are pre-Eocene in age and are located between tectono-stratigraphic units. The second is Eocene-Miocene structures, which are represented by folds and imbricated structures and the last and third is the dextral strike-slip Northern Anatolian Fault, which passes through the middle part of the study area.

Pre-Eocene Overthrusts

These structures separate the main tectono-stratigraphic units from each other (Figure 2). The setting of the structures is northvergent and/or southvergent and can be seen in Figure 3. The northernmost overthrust is northvergent and is located between the Kelkit Parautochthonous Unit and the Çimendağ Nappe. Then, the middle overthrust, which is southvergent, is situated between the Çimendağ Nappe and Erzincan Nappe. The southernmost overthrust is also southvergent and is located between the Erzincan Nappe and Munzurdağ Limestone Unit. Briefly, the Çimendağ Nappe is located on the Kelkit Parautochthonous Unit to the north and on the Erzincan Nappe to the south. The Erzincan Nappe is located on the Munzurdağ Limestone Unit to the south (Figures 2 and 3). Eocene clastic rock units, including conglomerates, sandstones etc., unconformably overlie the tectono-stratigraphic units and main overthrusts together.

Eocene-Miocene structures

Post-Eocene structures occurred mainly during the Miocene. Eocene and Miocene units from new basins were deformed greatly and are represented by intensive folds and imbricated structures in the region. These structures were distinguished from Pre-Eocene structures on the map (Figure 2).

North Anatolian Fault

The North Anatolian Fault (NAF) represents the neotectonic phase and it is the most important structure in the study area (Figure 6). The major movement along the NAF is dextral strike-slip (Ketin, 1948); however, important vertical movements also occurred along these faults (Okay, 1983; Yılmaz, 1985). The Suşehri section of the North Anatolian Fault Zone (NAFZ) is dominated by an active fault-wedge basin. Its recent configuration is a Quaternary strike-slip

depression superimposed on a larger, fault-controlled fluvial to lacustrine setting from the Pliocene (Koçyiğit, 1989). However, the “suture” directly coincides with the major post-Miocene strike-slip North Anatolian Fault zone (Barka, 1992).

Maximum offset of a strike-slip fault should be determined not only by similarities of the oldest rock units, but also similarities of the cover overlying the oldest rocks, along both sides of the master strike-slip fault. Tokat metamorphics and ophiolites are the oldest rock units and Eocene rock units overlie older rock units in the region. From this perspective, the sequences, including metamorphics, ophiolites and Eocene volcano-sedimentary cover in the Suşehri-Akincılar region in the south of the master fault and the metamorphics, ophiolites and Eocene volcano-sedimentary cover in the north of the master fault, have similar characteristics.

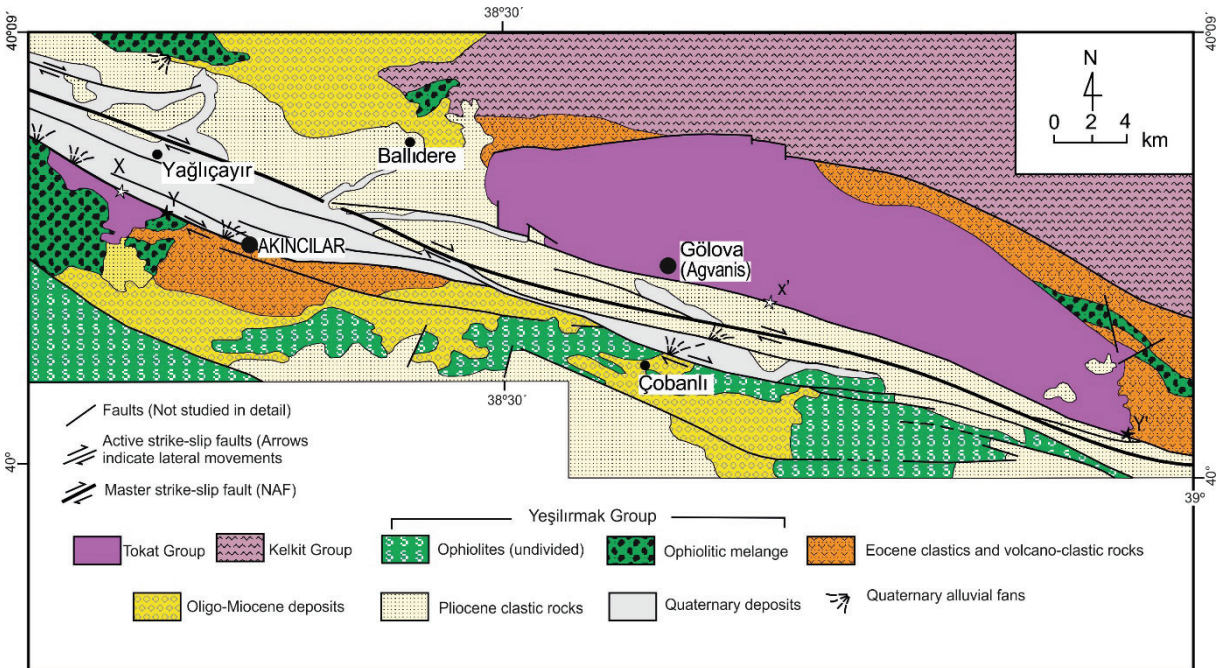


Figure 6. Detailed geological and tectonic map of Gölöva (Agvanis) and surroundings (Modified after Yılmaz, 1985; Yılmaz and Yılmaz, 2010).

Şekil 6. Gölöva (Agvanis) ve dolayının ayrıntılı jeoloji ve tektonik haritası (Yılmaz, 1985; Yılmaz ve Yılmaz, 2010'den sonra yeniden hazırlanmış).

Moreover, there is only Pliocene-Quaternary neotectonic fill between the main fault segments. Only the dimensions of the metamorphic outcrops on both sides of the fault are different. This may be the result of different rates of uplift and erosion of metamorphic rocks to the north and south of the master fault. Therefore, if the approximately middle part of the massifs are considered (Figure 6) as a basis, there is 25 km (X-X') offset, but if Y-Y' is taken into account (Figure 6) as a basis, there is 35 km offset defined for the NAF in the region, as suggested by Koçyiğit (1989).

STRUCTURAL EVOLUTION of the REGION

In order to propose a structural model, it is necessary to define the structural units and cover rocks in the region with reliable data. For instance, oceanic products such as ophiolites and melanges are key units for a model. Therefore, the Erzincan Nappe is described in detail.

The Erzincan Nappe and/or the mid-oceanic and ensimatic ophiolites and melanges with the different ages are important parts of the North Anatolian Ophiolitic Belt (NAOB) in the study region (Yılmaz and Yılmaz, 2013). For instance, Pre-Liassic ophiolites were identified in the Erzincan area (Tatar, 1978; Koçyiğit, 1990) and Early Jurassic SSZ type ophiolites (Altıntaş et al., 2012) and Late Cretaceous ensimatic arc (Beyazpirinç et al., 2019) were identified along the NAOB. In addition, based on work by Koçyiğit (1990), Erzincan is a key area where the Karakaya, Inner Taurus and Erzincan suture (and/or NAOB) belts are joined to each other. However, there are no clear relationships between ophiolites with different ages and in different settings along the NAOB.

After the evaluations presented above, it is clear that there is no consensus about a model

mainly for the pre-Liassic age. Therefore, it was decided to evaluate the study area again based on existing data for the Jurassic-Quaternary interval:

Jurassic-Early Cretaceous

During the Jurassic-Early Cretaceous, the sequences, such as the Kelkit Paraautochthonous Unit and Çimendağ Nappe, began with rifting and then gained platform and continental slope features, respectively. These units are situated north of the ophiolitic belt. In addition, ophiolites were formed at the mid-ocean ridge during the Jurassic-Early Cretaceous in the Refahiye region (Buket, 1982; Buket and Ataman, 1982) and surrounding regions in the same belt (Yılmaz, 1981b). Studies carried out in the Refahiye region identified new data corresponding to accretionary complex, ensimatic arcs and ophiolites (Sarıkakıoğlu et al., 2009; Rice et al., 2009; Göçmengil et al., 2013; Topuz et al., 2013). As a result, the model seen in Figure 7A is presented as a synthetical model for Jurassic-early Cretaceous, in line with the evidence presented above.

Late Cretaceous-Palaeocene

The tectonic regime completely changed during late Cretaceous and continued up to the Palaeocene. Late Cretaceous-Palaeocene sequences of the Kelkit Paraautochthonous Unit and Çimendağ Nappe gained ensialic arc and fore-arc transitions, respectively. Additionally, the age of the ophiolite melange (Yılmaz, 1981a; 1983) and the chemistry of the volcanics (Yılmaz, 1981b; Beyazpirinç et al., 2019) indicate an ensialic arc. Therefore, it is necessary to accept the existence of two separate subduction zones. Figure 7B is presented as a model that reflects the Late Cretaceous-Palaeocene phase.

Eocene-Oligocene-Miocene

Middle Eocene rocks generally begin with a polygenetic conglomerate level and then grade up into sandstone, claystone, shale alternations and andesitic volcanics. Nummulites cf. planulatus (Lamarck), Nummites sp. and Eurapertia sp. are found in the sandstones of the unit; hence, the unit was dated as Middle Eocene. Eocene rock associations and Oligo-Miocene terrigenous clastics unconformably overlie the tectonostratigraphic units in the region.

The fact that Eocene rocks lie on the tectonostratigraphic units and the tectonic elements presented above with an angular unconformity is an indication that collision in the region ended before the Eocene (Yılmaz, 1985; Yılmaz et al., 1985). In addition, Eocene volcanics in the region show post-collisional adakite-like magmatism and have implications for the evolution of Eocene magmatism in the Eastern Pontides (Topuz et al., 2011).

Oligocene-Miocene rocks comprise red conglomerate, sandstone, claystone and gypsum levels, which are products of shallow-marine and continental environments. These unconformably overlie the Eocene rock association. Cutting these units, acidic and basic magmatics are common around the region. They are folded and thrust-faulted in general. According to Baş (1979), the Miocene-Pliocene volcanics in the Erzincan region are the products of calc-alkaline continental volcanism. These volcanic products may have formed as a result of the reactivated movement of magmatic diapirs embedded in continental crust. Based on this evidence and evaluation, Figure 7C presents an explanation of the tectonic setting of the Eocene-Oligo-Miocene phase.

Pliocene-Quaternary

Plio-Quaternary fluvial to lacustrine rocks overlie the older rock units above an angular unconformity and consist of terrace clastics and fine-grained

plain sediments. Eocene-Miocene deformational structures such as folds and imbricated structures are crossed and displaced dextrally by the active strike-slip fault system along the NAF. The Pliocene-Quaternary units were deposited within a newly developing strike-slip and/or pull-apart basin. This level is not deformed and is nearly flat-lying (Koçyiğit, 1996). Figure 7D is presented as a representative model reflecting the Neotectonic phase.

DISCUSSION

The main problems in the study area are concentrated on three issues. The first one is the origin of the ophiolites and mélangé along the North Anatolian Ophiolite Belt, the second one is the age of collision between the Eastern Pontides and Eastern Taurides in the study area, and the third one is the age, offset and annual velocity of the NAF.

For the first issue, the Erzincan Nappe was defined in detail. For example, Koçyiğit (1990) suggests that there should be three suture zones, which are integrated west of Erzincan. These sutures are the Karakaya, Inner Tauride and Erzincan Sutures. Indeed, the existence of ophiolites with different ages is known in this region (Tatar, 1978; Koçyiğit, 1990). According to this approach, each suture indicates a different ocean in terms of age and setting. But the relationships between these oceans have not been defined. The existence of the Intra Tauride Ocean and the setting of the suture is an important question. If an Intra Tauride Ocean existed, plate kinematic constraints limit its width to 300 km. It would have subducted between 85 Ma and 65 Ma. No geological record has been identified to date that demonstrates the existence of such an ocean basin. However, indications may be found in subduction-related plutons in the Kırşehir Block that formed between 85 and 70 Ma (van Hinsbergen et al., 2016). In the framework of age, composition, and tectonic setting, the

ophiolites and mélanges of the southern sub-belt and northern sub-belt of the Kırşehir Block have similar characteristic features. Therefore, the southern sub-belt units may be the tectonically-transported products of the northern sub-belt (Yılmaz and Yılmaz, 2013).

Then, it was suggested that the ultramafic and leucocratic rocks of the Refahiye ophiolite developed in the earliest stages of island-arc development in a suprasubduction setting (Rice et al., 2009), while there was a forearc tectonic setting in the northern branch of the Neotethyan ocean, with characteristics similar to most of the eastern Mediterranean Cretaceous ophiolites (Sarifakioğlu et al., 2009). In addition, the Karayaşmak ultramafic-mafic association in the region was derived from high-Al hydrous basaltic magmas which developed via partial melting of previously subducted and metasomatized subcontinental lithospheric mantle (pre-Jurassic, Alaskan-type ultramafic-mafic complex) in the Eastern Pontides (Eyüboğlu et al., 2010).

In addition, double north-dipping subduction zones were suggested to describe the tectonic evolution of the northern branch of NeoTethys in the Jurassic (Göçmengil et al., 2013; Topuz et al., 2013), Jurassic-Cretaceous (Parlak et al., 2013; Robertson et al., 2013), Cretaceous (Sarifakioğlu et al., 2009) and Late Cretaceous (Erdoğan et al., 1996; Tüysüz et al., 1995; Yılmaz and Yılmaz, 2013). Briefly, there is no consensus about the age of the ophiolites and their progression along the NAOB as a whole. However, on the basis of the palaeontological evidence presented above, the age of the Karayaprak melange in the study area should be Late Cretaceous-Palaeocene.

In fact, there may be relicts of the pre-Alpine ocean in the ophiolitic complex as blocks and/or tectonic slices. But, on the basis of evidence about the pre-Alpine units, it is not possible to design a new comprehensible model. Therefore, the model suggested in this study includes only the Jurassic-Quaternary interval. For this model, it is sufficient

to examine the nature of the tectonic units and ophiolites presented above.

As a result, further studies are necessary to improve the proposed models. There are some critical areas in Turkey that are still under-explored. Better studies in these regions need to further our understanding of the structural evolution.

For the second problem, there are different points of views about the age of collision between the Eastern Pontides and Taurides. For instance, Şengör et al. (2008) suggest Late Miocene, while Robertson et al. (2021) suggest Mid-Late Eocene for the age of collision as a whole between continental fragments and the suture zone along the continents.

However, Eocene volcanics in the region show post-collisional adakite-like magmatism and have implications for the evolution of Eocene magmatism in the Eastern Pontides (Topuz et al., 2011). In addition, on the base of palaeontological data presented above, Middle Eocene clastic rocks overlie the tectono-stratigraphic units unconformably everywhere from north to south in the study area (Yılmaz, 1985; Yılmaz et al., 1985). As a result, the collision age should be Pre-Middle Eocene.

For the third problem, there are different approaches about the age, offset and velocity along the NAF in the study area and surrounding regions.

First of all, the age of the NAF is also open to debate. For instance, Şengör et al. (2008) suggest Late Miocene, whereas Barka (1992) suggests post-Miocene and Koçyiğit (1989) and Bozkurt (2001) suggest Pliocene for the NAF. In the study area, Eocene-Miocene rock associations are deformed to a great scale. However, Pliocene layers are not deformed. Therefore, Pliocene age can be preferred for the NAF.

There are different offsets suggested along the NAF as well. For instance, Bergougnan (1975) suggested 100-120 km, Tatar (1978) 50-60 km and

Seymen (1975) suggested that the offset of the NAF should be 85 km, considering the relationship between the Tokat massif and the ophiolites along both sides of the NAF.

In addition, considering the similarity of Lutetian volcano-sediments on both sides of the NAF in the Suşehri basin, Koçyiğit (1989) suggested that the NAF has a 35 km right lateral offset. Yılmaz et al. (1997 a & b) claimed that the offset is 50 km based on the similarity of the Eocene nappe fronts to the north and south of the NAF in the same region. Whereas 18 km offset was suggested by Tatar et al. (1993) and Barka and Handcock (1984) proposed 25 ± 5 km for different segments of the NAF.

In addition, annual velocity values along the NAF are variable along different segments. For instance, on the basis of geological data, Seymen (1975) suggested 0.5 cm/yr, Barka and Handcock (1984) 0.45-0.5 cm/yr, Koçyiğit (1989) 5 cm/yr (from 1989 up to recent), Tatar et al. (1993) 0.52/yr; on basis of geophysical data, Mc Kenzie (1972) 5 cm/yr and Toksöz et al. (1979) 12 cm/yr (for interval between 1939-1977). According to the offset of valleys and ridges, there was 8 km of Quaternary displacement, about 2 km of it in the late Quaternary, and at least 500 m during the Holocene (Barka and Handcock, 1984).

There is only Pliocene-Quaternary neotectonic fill between the main fault segments. Only the dimensions of the metamorphic outcrops on both sides of the fault are different. This may be the result of the different rates of uplift and erosion of metamorphic rocks to the north and south of the master fault. Therefore, if the approximately middle part of the massifs are taken into account (Figure 6), there is 25 km (X-X₁) offset, but if Y-Y₁ is considered (Figure 6) as a basis, there is 35 km offset defined for the NAF in the region, as suggested by Koçyiğit (1989).

After the evaluations presented above and field data, it is possible to suggest Pliocene age, at

least 25 km for offset and annual velocity values of approximately as 4.7 cm/yr for the NAF in the region.

CONCLUSIONS

The aim was to design a model for the Jurassic-Quaternary interval because it is possible to foresee and design a general model from the Jurassic to the Quaternary within the framework of evidence obtained from the study region. This model should include the following major structures (Figure 7):

1-In the Jurassic-early Cretaceous interval, in general, a mid-ocean ridge and an ensimatic arc existed along the NAOB together. In addition, continental platforms existed to the north in the Eastern Pontides and to the south in the Eastern Taurides, respectively (Figure 7A).

2-The formation of the ophiolitic melange and the emplacement and/or obduction of ophiolites with different ages occurred during the late Cretaceous-Palaeocene. The existence of major structures is highlighted, including ensialic arc-forearc in the north along the south of the Eastern Pontides and an ensimatic arc in the south along the northern branch of Neotethys. Within this framework, double subduction zones and a preserved platform in the south at the Eastern Taurides must have been present (Figure 7B).

3-Collision of the Eastern Pontides and Eastern Taurides occurred before the Middle Eocene. Geochemical evidence and also a regional unconformity between the main tectono-stratigraphic units and Middle Eocene cover rocks confirm the collision (Figure 7C).

4-The NAF developed during the Pliocene as a dextral fault in an active strike-slip system (Figure 7D), which obliquely crossed the NAOB. The offset on the NAF should be at least 25 km and annual velocity is approximately 4.7 cm/yr for the study region.

GENİŞLETİLMİŞ ÖZET

Doğu Pontidler ile metamorfik olmayan Doğu Toroslar'ın birbirine en çok yaklaştığı bir alanda yapılan çalışmanın amacı, yörenin jeolojisini ve yapısal evrimini yeniden değerlendirmektir. Bu bölge, diğer alanlardan farklı ve önemli veriler barındıran bir niteliğe sahiptir. Ayrıca, mevcut veriler de uzun süreden beri güncellenerek yorumlanmamıştır. Dolayısıyla, yörenin yapısal evrimini anlamak için tektonostratigrafik birimlerinin ayrıntılı tanımlanmasında yarar vardır. Çalışma alanında kuzeyde Doğu Pontidler, güneyde ise Doğu Torosların en kuzey kesiminde yer alan bölümü yer almaktadır. Kuzey Anadolu Ofiyolit Kuşağı (KAOK) ise Doğu Pontidler ile Doğu Toroslar'ın arasında yer almaktadır.

İnceleme alanında (Şekil 1), farklı ortam koşullarını yansıtan, birbirleri ile tektonik ilişkili paleo-tektonik birimler ayırt edilmiştir. Bunlar, kuzeyden güneye doğru Kelkit Görelî Otoktonu, Çimendağı Napı, Erzincan Napı ve Munzurdağı Kireçtaşı Birliği'dir (Şekil 2) Tektonik birliklerin konumu ve ilişkileri ise Şekil 3'de görülmektedir.

Doğu Pontidler

Doğu Pontidler, Paleozoyik'ten Günümüz'e kadar uzanan zaman aralığında oluşan çeşitli birimlerden yapılu bir bölgedir. Kimmerya Kıtası olarak tanımlanan, kuzeydoğu Gondwana-Land ile Laurasian kıta kenarları arasındaki dar kıtasal kayma bölgesinin, esas olarak Permiyen ile geç Triyas arasında evrimleştiği eski aktif Avrasya kenarının bir bölümünü (Şengör vd., 2023) ya da en azından Triyas'ta yay-ardı havzalarının açıldığı (Moix vd., 2008) bir bölümü temsil eder.

Doğu Pontidler'in Jura öncesi ve Jura-Kuvaterner dizilerini bir arada içerdiği iyi bilinmektedir. İncelenen bölgede, Jura öncesi birimler farklı kesimlerde yer almakta olup, bu birimler arasında bir bağlantı kurmak mümkün

değildir. Bu nedenle, bölgenin yapısal evrimini açıklamak için inceleme alanına özgü Jura-Kuvaterner evresi üzerinde yoğunlaşmıştır. Bu çerçevede, Doğu Pontidler'in güney kesiminde Kelkit Görelî Otoktonu ve Çimendağı Napı tanımlanmıştır.

Kelkit Görelî Otoktonu

Kelkit Görelî Otoktonu'nun temelini, yeşil şistlerle temsil edilen metamorfitle ve bunları kesen granit ve kuvars-diyoritler oluşturmaktadır. Agvanis masifinin ayrıntılı jeoloji haritası ve dikme kesiti sıra ile Şekil 4 ve 5'te görülmektedir. Metamorfitlerin köken kayaları, olasılıkla, derin olmayan bazik bir ortamda çökelmiş olmalıdır (Okay, 1983). Bu temelin üzerine Hacıömer Formasyonu olarak adlandırılan Liyas yaşta kırıntılı kayalar transgresif olarak gelir. Birimin fosil içeriği Liyas yaşını teyit etmektedir. Liyas kırıntılı kayaları dereceli olarak Geç Jura-Erken Kretase yaşta ve Berdiga Formasyonu olarak adlandırılan platform türü karbonatlara geçer. Görelî Otokton'un bu kesimi duraylı bir kıta kenarını temsil etmektedir. Geç Kretase-Paleosen yaşta volkano-tortullar ise Altınoluk Formasyonu olarak adlandırılmış olup, tanımlanan platformun üzerinde gelişen volkanik yayı temsil etmektedir. Volkanik yay, ensialik bir yayın özelliklerini taşımaktadır (Şekil 2).

Çimendağı Napı

Çimendağı Napı'nın en alt düzeyi yeşil şistlerdeki metamorfiklerden ve ayrıca Karbonifer-Permiyen yaşta sığ denizel ve karasal volkano-klastiklerden oluşur. Birimin en alt düzeyini oluşturan kaya birimleri ise, başlangıçta bir riftleşme olayı ve daha sonra kıta yamacını temsil eden Yeniköy Formasyonu olarak adlandırılmıştır (Yılmaz, 1985). Bu formasyonun fosil içeriği Jura-Erken Kretase'ye işaret etmektedir. Yeniköy formasyonunu, temeli oluşturan metamorfitlelerin üzerine bölgesel

uyumsuzlukla gelir (Şekil 2). Birimin Üst Kretase-Paleosen yaşta olan kırıntılı kayaları ise, Törnük Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Törnük Formasyonu, bir yay önu topluluğunu temsil eder ve Jura-Alt Kretase yaştaki kıta yamacının birimleri üzerinde yerel uyumsuzlukla yer alır (Yılmaz vd., 1985).

Kuzey Anadolu Ofiyolit Kuşağı

Kuzey Anadolu Ofiyolit Kuşağı (KAOK) Doğu Pontidlerle Doğu Torosların arasında yer almakta ve daha doğuda çalışma alanı dışında Küçük Kafkasya Ofiyolit Kuşağı'na eklenmektedir (Yılmaz ve Yılmaz, 2013). Örneğin Erzincan metavolkanitleri de Küçük Kafkasya'da olduğu gibi okyanusal kabuk üzerinde gelişen bir volkanik yayı temsil etmektedir (Rolland vd., 2020). Sunulan çalışmada, Erzincan Napı, KAOK'nun inceleme alanındaki temel bileşeni olarak olarak adlandırılmış ve Refahiye Karmaşığı, Karayaprak Karışığı ve Dumanlıdağ Metamorfikleri olarak çeşitli bölümlere ayırt edilmiştir (Yılmaz, 1985; Yılmaz ve Yılmaz, 2010).

Erzincan Napı

Erzincan Napı'na dair özellikle ofiyolitlerin yaşı, kökeni, diğer bir ifadeyle oluştukları ortam ve ilişkileri konusunda farklı görüşler vardır. Paleotetisin güney kolu, Neotetis'in kuzey kolu ve İç Toros Okyanusu'nun kenet kuşaklarının ilişkileri konusunda da bir görüş birliği yoktur. Ancak Erzincan Napı'na dair ofiyolitli karışığın hamurunu oluşturan kayatürlerinin fosil içeriği, Geç Kretase-Paleosen yaşına işaret etmektedir. Dolayısıyla Erzincan Napı'nın Paleotetis, Neotetisin kuzey kolu ve İç Toros Okyanusu boyunca oluşan Paleozoyik ve Mezozoyik yaşlarda olan ofiyolitleri içerdiği kabul edilse de, bunların Üst Kretase-Paleosen yaşta yitim karmaşığına eklemlendiği ileri sürülebilir.

Refahiye Karmaşığı, düzenli bir diziden çok, birbiriyle tektonik ilişkili peridotit, gabro, dayk karmaşığı ve yastık lavlarla temsil edilen birimlerden yapılu çeşitli yaşlarda ofiyolitlerden oluşmaktadır. Peridotit egemen bir kayatürü olup harzburjit ve lertzolit ile temsil edilmektedir. Serpantinleşme pek yaygın değildir. Gabro küçük yüzeylemeler halindedir. Mikrogabro ve diyabaz dayları ise serpantinleşmiş peridotitleri kesmektedir. Refahiye Karmaşığı'nın ultramafik ve lökokratik düzeylerinin ada yayının erken bir evresinde geliştiği (Rice vd., 2009) ya da Neo-Tetis okyanusunun kuzey kolunda gelişen yay konumunu yansıttığı da ileri sürülmektedir (Sarıfakioğlu vd., 2009). Ayrıca inceleme alanında Jura-erken Kretase evresinde oluşan okyanus ortası sırtın varlığı bilinmektedir (Buket, 1982; Buket ve Ataman, 1982).

Karayaprak Karışığı, yastık yapılu volkanitler, tüf, aglomera, killi kireçtaşı, grovak ve olistostromlerle temsil edilen bir yapıda olup volkano-klastiklerden yapılu hamurunda Jura-erken Kretase yaşta çeşitli bloklar içermektedir. Birimin hamurunda tanımlanan fosil içeriğine göre karışığın yaşı geç Kretase-Paleosen olmalıdır.

Dumanlıdağ Metamorfikleri, başlıca metabazik kayalar ve yer yer kristalize kireçtaşı, metatürbidit ve seyrek olarak metaçört ile temsil edilmektedir. Alt düzeylerde metabazik kayalar, üst düzeylerde mermer arakatıkları ve kalkışist egemen daha egemen durumdadır. Bu birim, bölgesel düzeyde yeşilışist fasiyesinde olup, kayatürü özellikleri ve türleri açısından Tokat grubu ya da Agvanis Masifi'ne benzerlik göstermektedir. Göçmengil vd. (2013) ve Topuz vd. (2013) inceleme alanında erken-orta Jura yaşta yeşilışist ve amfibolit fasiyesinde metamorfikleri tanımlamış olup bu birimlerin Ada Yayı Bazaltları (IAB) ya da Zenginleşmiş-Okyanus Ortası Sırtı (E-MORB) ortamında oluşmuş bir yığışım karmaşığına karşılık gelebileceğine işaret etmektedir.

Doğu Toroslar

Doğu Toroslar inceleme alanının güneyinde yer almaktadır. Munzurdağı Kireçtaşı Birliği ise Doğu Toroslar'ın en kuzeyinde ve kuzeydeki Erzincan Napının da altında bir nap olarak bulunmaktadır (Bedi ve Yusufoglu, 2022). Doğu Toroslar, pasif kıta gelişimini ve özellikle Triyas'da rifleşmeyi yansıtan bir platformun özelliklerini taşımaktadır. Daha geniş anlamıyla, Doğu Torosların Triyas-Kretase denizel çökelleri ve iraksak derin deniz yamacı birimlerinin de geliştiği bir kuşak olarak tanımlanabileceği ileri sürülmektedir (Robetson vd., 2021).

Munzurdağı Kireçtaşı Birliği

İnceleme alanının güneyinde yer almakta ve Doğu Toros Kuşağı'nın en kuzeydeki kesimini temsil etmektedir. Munzurdağı Kireçtaşı Birliği, Erzincan Napı'na göre görelî otokton olarak kabul edilmekle birlikte (Özgül, 1981; Yılmaz vd., 1993) günümüzde bir nap olarak tanımlanabileceği (Bedi ve Yusufoglu, 2022) kabul edilmektedir. Triyas-Senomaniyen yaşta olan alt düzey, genellikle platform türü karbonatlardan oluşmaktadır. Bu alt düzeyin üzerinde Türoniyen-Kampaniyen yaşta olan ağırlıklı olarak pelajik mikritlerden oluşan bir düzey yer alır. Munzurdağı Kireçtaşı Birliğinin toplam kalınlığı yaklaşık olarak 1200 m dolayındadır (Şekil 2).

Bölgenin Tektonik Yapıları

İnceleme alanında farklı yaşlarda olan tektonik evreler kolaylıkla birbirinden ayrılabilir. Tanımlanan ilk evreyi yansıtan Eosen öncesi oluşan bindirme yapıları tektonik birliklerin arasında yer almaktadır. İkinci evre ise Eosen sonu ve Oligo-Miyosen sırasında oluşan kıvrımlar ve bindirmelerle temsil edilmektedir. Bu ikinci dönem yoğun bir deformasyon evresine karşılık gelmektedir. Son evrede ise sağ yönlü doğrultu

atımlı Kuzey Anadolu Fayı'nın (KAF) bileşenleri oluşmuştur.

Eosen öncesi yapılar gözetildiğinde, Kelkit Görelî Otoktonu ile Çimendağı Napı'nın, Erzincan Napı'nın kuzeyinde, Munzurdağı Kireçtaşı Birliği ise Erzincan Napı'nın güneyinde yer aldığı görülmektedir (Şekil 3).

Eosen yaşta olan kaya türleri, tektonik birimlerin üzerine açılmal uyumsuzlukla gelmekte ve gereçleri genellikle ofiyolitlerden türemiş yerel olistostromları kapsamaktadır. Eosen sonu ve sonrasında oluşan yoğun kıvrımlı yapı ve kimi kuzeye kimi güneye dalimli bindirmeler bu evrede oluşmuştur. İnceleme alanı, bu yoğun deformasyon evresi sonunda ve Geç Miyosen öncesinde tümüyle kara haline gelmiştir.

KAF ise Pliyosen'de oluşmaya başlamış ve yaklaşık olarak çalışma alanının orta kesiminden geçmektedir. KAF sağ yönlü doğrultu atımlı bir niteliğe sahiptir. KAF'ın oluşumu sırasında oluşan Pliyosen-Kuvaterner birimleri yataya yakın konumdadır. Buna göre Pliyosen öncesi oluşan yoğun sıkışma rejiminin, Pliyosen'den itibaren doğrultu atımın egemen olduğu çek-ayır türü bir rejime evrildiği belirtilebilir.

Bölgenin Yapısal Evrimi

Bölgenin yapısal evrimine ilişkin bir model oluşturmak için yöreye özgü yapısal birimlerin örtü kayalarının güvenilir verilerle tanımlamak gerekmektedir. Örneğin böylesi bir modelde ofiyolitlerin ve ofiyolitli karışığın kökeni ve ilişkileri anahtar rol oynamaktadır. Dolayısıyla Erzincan Napı'nın ayrıntılı tanımlanması gerekmektedir.

Mevcut sorunlar da, daha çok ofiyolitlerin yaşı, kökeni ve oluşan ofiyolitli karışığın (melanjın) doğası ile ilgilidir. Örneğin Karakaya, İç Toros ve Erzincan kenet kuşaklarının varlığını bu bölgede tanımlayan çalışmaların (Koçyiğit, 1990) yanısıra,

yöredeki ultrabazik kayaları bir kenar denizi ürünü (Bektaş, 1981) ya da metamorfizmaya uğramış alt kıtasal litosferik manto olarak yorumlayan çalışmalar (Eyüboğlu vd., 2010) da vardır.

Ancak, yapısal evrim modeline dair bir yaklaşımda bulunmak için, öncelikle bölgenin yapısal birimlerin konumunun ve ilişkilerinin yanı sıra yapısal birimlerin üzerine açılı uyumsuzluğa gelen örtü birimlerinin doğasını güvenilir verilerle tanımlanmak gerekmektedir.

Örneğin, Paleozoyik yaşta olan ofiyolitlerle (Tatar, 1978; Koçyiğit, 1990) Jura-Kretase sırasında oluşan okyanus ortası sırta dair ofiyolitlerin (Buket, 1982; Yılmaz, 1981b) ilişkileri ve Jura-Kretase sırasında oluşan Supra-Yitim Zonu (SSZ) türü ensimatik yaylar (Beyazpirinç vd., 2019; Altıntaş vd., 2012) arasındaki ilişkiler bilinmemektedir. Yukarıda sunulan değerlendirmelere göre, inceleme alanı için Jura öncesi döneme dair kapsamlı bir model oluşturmak mümkün değildir. Dolayısıyla, sadece bölgenin Jura-Kuvaterner aralığındaki yapısal evriminin değerlendirilmesi tercih edilmiştir (Şekil 7).

Jura-Erken Kretase sırasında oluşan Kelkit Göreli Otoktonu ve Çimendağı Napı Doğu Pontidlerin güney kenarında önce riftleşmeye, daha sonra platform türü kıta kenarlarının oluşumuna işaret etmektedir. Aynı dönemde Doğu Toroslarda Munzurdağı Kireçtaşı Birliği de pasif kıta kenarının özelliklerini taşımaktadır. Ofiyolitli kuşak boyunca ise erken Jura ensimatik yayı (Altıntaş vd., 2012) da bu dönemde oluşmuştur. Ayrıca Refahiye yöresinde tanımlanan erken-orta Jura yaşta yığışım karmaşığının IAB ve E-MORB ortamında oluştuğuna dair yaklaşımlar (Topuz vd., 2013) gözardı edilmemelidir. Dolayısıyla, bu evrede Doğu Pontidlerde ve Doğu Toroslarda pasif kıta kenarları, arada yer alan okyanusal ortamda ise kuzeyde okyanus ortası sırt, güneyde

ise ensimatik yay ile temsil edilen daha kapsamlı bir model oluşturmak mümkündür (Şekil 7A).

Geç Kretase-Paleosen evresinde ise gerilme rejimi genel olarak sıkışma rejimine dönüşmüştür. Bu dönemde kuzeyde Doğu Pontidler'de ensialik yay-yayönü, ofiyolitli kuşakta ensimatik yay ve bunlarla birlikte yitim karmaşığı (Yılmaz ve Yılmaz, 2013; Beyazpirinç vd., 2019), güneyde ise önce derinleşen, daha sonra giderek sığlaşan ortam koşullarını yansıtan bir ortamın ürünü olan Doğu Toroslara dair yapısal birimler oluşmuştur. Dolayısıyla bu dönem için kuzeye dalımlı kuzeyde ensialik, güneyde ensimatik iki ayrı yayın ve yitim zonunun varlığını kabul etmek kaçınılmaz görülmektedir. Şekil 7B'de geç Kretase-Paleosen için önerilen model sunulmuştur.

Eosen yaşta olan birimler ise çoktür bir çakıltaşı ile tüm yapısal birimlerin üzerinde açılı uyumsuzlukla yer almaktadır. Eosen ve Oligo-Miyosen yaşta olan birimler yoğun bir deformasyon geçirerek, inceleme alanı tümüyle önce sığ denizel, daha sonra karasal bir ortama dönüşmüştür. Doğu Pontidlerin Eosen yaşta olan kaya birimlerinde yapılan jeokimyasal çalışmalar da (Topuz vd., 2011) bu volkanizmanın çarpışma sonrası bir evreye işaret ettiğini göstermektedir. Dolayısıyla inceleme alanında Doğu Pontidlerle Doğu Torosların Eosen öncesinde çarpışma evresini geçirdiği ileri sürülebilir (Şekil 7C).

Pliyosen-Kuvaterner sırasında akarsu ve gölsel ortamı yansıtan kayalar daha eski tüm birimlerin üzerinde açılı uyumsuzlukla yer almaktadır. Bu kayalar ayrıca teras ve ince taneli ova çökelleriyle temsil edilmekte ve katmanlar yataya yakın konumdadır (Koçyiğit, 1996). Bu uyumsuzluk ve Pliyosen öncesi yoğun deformasyon ilişkileri gözetildiğinde, Kuzey Anadolu Fayı'nın da Pliyosenden itibaren oluştuğu ve çek-ayır havzalarının açılımına yol açtığı kabul edilebilir. Yapılan son değerlendirmeye göre ise KAF'ın sağ yönlü en azından 25 km'lik bir atıma sahip

olduğu, yıllık kayma hızının ise 4,7cm/yıl olduğu kabul edilebilir gözükmektedir (Şekil 7D).

Tartışma

Çalışma alanının temel sorunları üç konuda yoğunlaşmaktadır: Birincisi KAOK boyunca yer alan ofiyolitlerin ve ofiyolitli karışığın kökeni ve yaşı, ikincisi Doğu Pontidlerle Doğu Toridlerin çarpışma yaşı, üçüncüsü KAF'nın yaşı, atımı ve yıllık hızı.

İlk sorun için, Erzincan Napı'nın ayrıntılı olarak tanımlanması gerekmektedir. Yukarıda konuya dair önemli ayrıntılar sunulmuştur. Örneğin, farklı yaşta olan ofiyolitlerin varlığı (Tatar, 1978; Yılmaz, 1985; Koçyiğit, 1990) bilinmektedir. Ancak farklı yaşlarda olan okyanuslar arasındaki ilişkiler tanımlanamamaktadır.

Ayrıca, ofiyolitlerin kökeni ve oluşumuna yol açan süreçlerin niteliği konusunda da bazı farklılıklar görülmektedir. Örneğin, kuzeye dalımlı yitim zonlarının Jura'da (Göçmengil vd., 2013; Topuz vd., 2013), Jura-Kretase'de (Robertson vd., 2013; Parlak vd., 2013), Kretase'de (Sarıfakıoğlu vd., 2009), geç Kretase'de (Tüysüz vd., 1995; Erdoğan vd., 1996; Yılmaz ve Yılmaz, 2013) etkin olduğuna dair yaklaşımlar vardır. Yani KAOK boyunca ofiyolitlerin gelişimi ve yerleşimi konusunda da bazı farklı veriler paylaşılmıştır. Ancak, inceleme alanında yapılan çalışmada elde edilen paleontolojik verilere göre ofiyolitli karışığın Geç Kretase-Paleosen yaşta olduğu belirlenmiştir. Buna göre Yitim zonlarının da bu evrede etkin olduğu kabul edilebilir.

İkinci sorunla ilgili Doğu Pontidlerle Doğu Toroslar'ın çarpışma yaşı konusunda da farklı görüşler vardır. Örneğin, Şengör vd. (2008) geç Miyosen'de, Robertson vd. (2021) orta-geç Eosen'de kıtasal blokların çarpıştığını ve kenet kuşaklarının geliştiğini ileri sürmektedir. Oysa inceleme alanında Eosen volkanitlerinin çarpışma

sonrası bir magmatizmayı temsil ettiği (Topuz vd., 2013) ve Orta Eosen yaşta olan kırıntılı kayaların bölgesel düzeyde daha eski tüm tektono-stratigrafik birimlerin üzerine açılı uyumsuzlukla geldiği açıkça görülmektedir. Buna göre, inceleme alanında kıtasal blokların Orta Eosen öncesi çarpıştığı kabul edilebilir.

Son sorunla ilgili olarak KAF'nın hem inceleme alanında, hem de KAF boyunca fayın yaşı, atımı ve yıllık hızı konusunda da farklı değerlendirmeler mevcuttur.

Genel olarak KAF'ın yaşı tartışmalıdır. Örneğin, Şengör vd. (2008) geç Miyosen, Barka (1992) Miyosen sonrası, Koçyiğit (1989) ve Bozkurt (2001) ise Pliyosen yaşını öngörmektedir. İnceleme alanında Pliyosen yaşta olan birimlerin uyumsuzlukla diğer birimlerin üzerinde yer alması ve deformasyona uğramamış olması nedeniyle KAF için Pliyosen yaşı tercih edilebilir.

KAF'ın atımı için Bergougnan (1975) 100-120 km, Tatar 50-60 km, Seymen (1975) 85 km öngörmektedir. İnceleme alanında yapılan çalışmalarda da farklı yaklaşımlar vardır. Örneğin, KAF'ın atımının, Yılmaz vd. (1997a ve 1997b) 50 km, Koçyiğit (1989) 35 km, Yılmaz ve Yılmaz (2010) ise 25 km olabileceğini ileri sürmektedir.

Yapılan değerlendirmeye göre, KAF'ın Pliyosen yaşta olduğu, en azından 25 km atıma sahip olduğu ve buna göre 4,7 cm/yıl yıllık kayma hızına sahip olduğu kabul edilmektedir.

Sonuç

İnceleme alanına özgü verilerle Jura öncesi döneme dair yapısal bir model oluşturulamamaktadır. Jura-erken Kretase döneminde genel olarak okyanusal açılma ile ensimatik bir yayın birlikte var olduğu, Geç Kretase-Paleosende ise kuzeye dalımlı ensialik ve ansimatik yayların birlikte

geliştiği ve kapanmakta olan bir okyanusun varlığı inceleme alanındaki verilerle belgelenmiştir. Eosen öncesinde okyanusal havzanın tümüyle kapandığı ve çarpışmanın gerçekleştiği vurgulanmıştır. Ayrıca, KAF'ın ise Pliyosen'den itibaren oluştuğu, sağ yönlü ve doğrultu atımlı KAF'ın en azından 25 km atıma ve 4,7 cm/yıl yıllık kayma hızına sahip olduğu sonucuna varılmıştır (Şekil 7A-D).

ACKNOWLEDGEMENTS


This paper originated from a presentation delivered at a special session held in honour of Prof. Dr. Aral I. Okay during the 76th Annual Meeting of the Geological Congress of Turkey in 2024. The initial draft of the manuscript was reviewed by Prof. Dr. Nilgün Okay, whose detailed review significantly enhanced the quality of the manuscript. We have benefitted from the constructive comments of two anonymous reviewers.

ORCID

Ali Yılmaz  <https://orcid.org/0000-0002-7349-4684>

Hüseyin Yılmaz  <https://orcid.org/0000-0002-3113-6360>

Aral Okay  <https://orcid.org/0000-0003-2398-5386>

Tayfun Bilgiç  <https://orcid.org/0009-0000-4563-8049>

REFERENCES

- Akdeniz, N. (1984). *Demirözü (Bayburt) Permo-Karboniferi ve bölgesel yapı içindeki yeri* (Derleme no 7694). Maden Tetkik ve Arama, Ankara, 35 s (yayımlanmamış).
- Altıntaş, I. E., Topuz, G., Çelik, Ö.F., Roland, Y., Göçmengil, G. & Özkan, M. (2012). An example for early Jurassic SSZ type ophiolite from Turkey. Refahiye (Erzincan) ophiolite. *65th Geological Congress of Turkey, Abstracts Book* (p. 348-349), UCTEA the Chamber of Geological Engineers, Ankara.
- Barka, A. A. & Hancock, P. L. (1984). Neotectonic deformation patterns in the convex-northwards arc of the North Anatolian fault zone. *Geological Society, London, Special Publications, 17*, 763-774.
- Barka, A. A. (1992). The North Anatolian Fault. *Anneles Tectonicae, 6*, 164-195.
- Baş, H. (1979). *Petrologische und Geochemische Untersuchungen an Subrezenten Vulkaniten der Nordanatolischen Störungzone (Abschnitt: Erzincan-Niksar), Türkei* [Doktora tezi]. Hamburg, Üniversitesi, 116 s.
- Bedi, Y. & Yusufoglu, H. (2022). *1: 100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi, (Turkish geological map series) Malatya-L39 Paftası, No: 282* (in Turkish). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara, 97 p.
- Bektaş, O. (1981). *Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Erzincan Tanyeri Bucuğu yöresindeki jeolojik özellikleri ve yerel ofiyolit sorunları* [Doktora tezi]. Karadeniz Teknik Üniversitesi, Yer Bilimleri Fakültesi Trabzon, 193 s.
- Bergougnan, H. (1975). Presence de trois unites charriees a la bordure sud des Pontides dans le Haut-Kelkit. Ages et mises en place. *C.R. Acad. Sc. 280, ser. D*, 2199-2201
- Bergougnan, H. (1976). Structure de la Chaîne pontique dans le Haut-Kelkit (Nord-East de FAnatolie). *Bull. Soc. geol. France, (7), t XVIII, n3*, 675-686.
- Beyazpırcın, M., Akçay, A. E., Yılmaz, A. & Sönmez, M. K. (2019). A Late Cretaceous ensimatic arc developed during closure of the northern branch of Neo-Tethys (Central- Northern Turkey). *Geoscience Frontiers, 10*, 1015-1028. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.05.013>
- Bozkurt, E. (2001). Neotectonics of Turkey- a synthesis. *Geodinamica Acta, 14*(1-3), 3-30. [https://doi.org/10.1016/S0985-3111\(01\)01066-X](https://doi.org/10.1016/S0985-3111(01)01066-X)
- Buket, E. (1982). Erzincan-Refahiye ultramafik ve mafik kayalarının petrokimyasal karakterleri ve diğer oluşumlarla denestirilmesi. *Yerbilimleri, 9*, 43-56.

- Buket, E. ve Ataman, G. (1982). Erzincan-Refahiye ultramafit ve mafik kayaların petrografik ve petrolojik özellikleri. *Yerbilimleri*, 9, 5-18.
- Erdoğan, B., Akay, E. & Uğur, M.S. (1996). Geology of the Yozgat region and evolution of the collisional Çankırı basin. *International Geology Review*, 38, 788-806.
- Eyüboğlu, Y., Dilek, Y., Bozkurt, E., Bektaş, O., Rojay, B. & Şen, C. (2010). Structure and geochemistry of an Alaskan-type ultramafic-mafic complex in the eastern Pontides, NE Turkey. *Gondwana Research*, 18(1), 230-252. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2010.01.008>
- Göçmengil G, Altıntaş İE, Topuz G, Çelik Ö.F. & Özkan M. (2013). Diverse tectonic settings of formation of the metaigneous rocks in the Jurassic metamorphic accretionary complexes (Refahiye, NE Turkey) and their geodynamic implications. *Geodinamica Acta*, 26, 294-310. <https://doi.org/10.1080/09853111.2013.858946>
- Gökten, E. & Floyd, P.A. (2007). Stratigraphy and geochemistry of pillow basalts within the ophiolitic mélangé of the Izmir-Ankara-Erzincan suture zone: implications for the geotectonic character of the northern branch of Neotethys. *International Journal of Earth Sciences (GR Geologische Rundschau)*, 96, 725-741. <https://doi.org/10.1007/s00531-006-0132-4>
- Ketin, İ. (1948). Über die tektonisch-mechanischen Folgerungen aus den grossen anadolischen Erdbeben des letzten Dezenniums. *Geologische Rundschau*, 36, 77-83. <https://doi.org/10.1007/BF01791916>
- Koçyiğit A. (1989). Suşehri basin: an active fault-wedge basin on the North Anatolian Fault Zone, Turkey. *Tectonophysics*, 167(1) 13-29. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(89\)90291-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(89)90291-6)
- Koçyiğit, A. (1990). Üç Kent Kuşağı'nın Erzincan batısındaki (KD Türkiye) yapısal ilişkileri: Karakaya, İç Toros ve Erzincan Kenetleri. In *8th Petrol Congress of Turkey, Proceedings* (p. 152-160), Ankara.
- Koçyiğit, A. (1996). Superimposed Basins and their relations on the recent strike-slip fault zone. A case study of the Refahiye superimposed Basin adjacent to the North Anatolian Transform Fault, Northeastern Turkey. *International Geology Review*, 38, 701-713.
- Mc Kenzie D. P. (1972). Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, Soc.* 30, 109-85. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1972.tb02351.x>
- Moix, P., Beccalotto, L., Kozur, H. W., Hochard, C., Rosselet, F. & Stampfli, G. M. (2008). A new classification of the Turkish terranes and sutures and its implications for the paleotectonic history of the region. *Tectonophysics*, 451, 7-39. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.044>
- Okay, A. (1983). The geology of the Agvanis Metamorphic Rocks and neighbouring formations. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration (MTA Dergisi)*, 99-100, 51-71.
- Okay, A. İ. (1989). Tectonic units and sutures in the Pontides, northern Turkey. In A.M.C. Şengör (Ed.), *Tectonic Evolution of the Tethyan Region* (p. 109-115), Kluwer, Dordrecht.
- Okay, A. I. (1996). Granulite facies gneisses from the Pular region, eastern Pontides. *Turkish Journal of Earth Science*, 5, 55-61.
- Okay, A. I. (2008). Geology of Turkey: A synopsis. *Anschnitt*, 21, 19-42.
- Okay, A. I. & Şahintürk, Ö. (1997). Geology of the eastern Pontides. In A. G. Robinson (Ed.), *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region. AAPG Memoir*, 68, 291-311.
- Okay, A. I. & Nikishin, A. M. (2015). Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region. *International Geology Review*, 57(5-8), 1051-1076. <https://doi.org/10.1080/00206814.2015.1010609>
- Okay, A. I. & Topuz, G. (2017). Variscan orogeny in the Black Sea region. *International Journal of Earth Sciences*, 106, 569-592. <https://doi.org/10.1007/s00531-016-1395-z>

- Özcan, A., Erkan, A., Keskin, E., Oral, A., Keskin, A., Özer, S., Sümengen, M. ve Tekeli, O. (1980). *Kuzey Anadolu Fayı-Kırşehir Masifi arasının temel jeolojisi* (Rapor no: 6722). Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, (Unpublished), 139 s. Ankara.
- Özgül, N. (1981). *Munzur dağlarının jeolojisi* (Derleme Rapor no: 6995). Maden Tetkik ve Arama, (Unpublished) Ankara, 136 s.
- Özgül, N. & Turşucu, A. (1984). Stratigraphy of the Mesozoic carbonate sequence of the Munzur mountains (eastern Turkey). In Tekeli, O. & Göncüoğlu, M. C. (Eds.), *Geology of the Taurus Belt*. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara, 173-181.
- Parlak, O., Çolakoğlu, A., Dönmez, C., Sayek, H., Yıldırım, N., Turkel, A. & Odabaşı, I. (2013). Geochemistry and tectonic significance of ophiolites along the Izmir-Ankara-Erzincan suture zone in northeastern Anatolia. *Geological Society London Special Publications* 372(1), 75-105. <https://doi.org/10.1144/SP372.7>
- Pelin, S. (1977). *Alucra (Giresun) güneydoğu yöresinin petrol olanakları bakımından jeolojik incelemesi*: Karadeniz Teknik Üniversitesi, yayın no 87, Trabzon, 1035.
- Rice, S.P., Robertson, A.H.F. & Ustaömer, T. (2006). Late Cretaceous-Early Cenozoic tectonic evolution of the Eurasian active margin in the Central and Eastern Pontides, northern Turkey. In Robertson A. H. F. & Mountrakis D. (Eds) *Tectonic Development of the Eastern Mediterranean Region*. *Geol Society London, Special Publications*, 260, 413-445. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.260.01.17>
- Rice, S. P., Robertson, A.H.F., Ustaömer, T., Inan, N. & Taşlı, K. (2009). Late Cretaceous-Early Eocene tectonic development of the Tethyan suture zone in the Erzincan area, eastern Pontides, Turkey. *Geological Magazine*, 146(4), 567-590. <https://doi.org/10.1017/S0016756809006360>
- Robertson, A., Parlak, O., Ustaömer, T., Taşlı, K., Inan, N., Dumitrica, P. & Karaoğlan, F. (2013). Subduction, ophiolite genesis and collision history of Tethys adjacent to the Eurasian continental margin: new evidence from the Eastern Pontides, Turkey. *Geodinamica Acta*, 26(3-4), 230-293. <https://doi.org/10.1080/09853111.2013.877240>
- Robertson, A. H. F., Parlak, O., Ustaömer, T., Taşlı, K. & Dumitrica, P. (2021). Late Palaeozoic-Neogene sedimentary and tectonic development of the Tauride continent and adjacent Tethyan ocean basins in eastern Turkey: New data and integrated interpretation. *Journal of Asian Earth Sciences*, 220, Article 104859. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2021.104859>
- Rolland, Y., Hässig, M., Bosch, D., Bruguier, O., Melis, R., Galoyan, G., Topuz, G., Sahakyan, L., Avagyan, A. & Sosson, M. (2020). The East Anatolia-Lesser Caucasus ophiolite: An exceptional case of large-scale obduction, synthesis of data and numerical modelling, *Geoscience Frontiers*, 2020, 11(1), 83-108. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.12.009>
- Sarıfakioğlu, E., Özen, H & Winchester, J. A. (2009). Petrogenesis of the Refahiye ophiolite and its tectonic significance for Neotethyan ophiolites along the İzmir-Ankara-Erzincan Suture Zone. *Turkish Journal of Earth Science*, 18, 187-207.
- Seymen, I. (1975). *Kelkit Vadisi kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun tektonik özelliği (Tectonic characteristics of the North Anatolian Fault Zone in Kelkit Valley segment)*. İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi Yayını, 198 pp.
- Şengör, A. M. C., Özeren, M. S., Keskin M., Sakıncı, M., Özbakır, A.D. & Kayan, İ. (2008). Eastern Turkish high plateau as a small Turcktype orogen: implications for post-collisional crust-forming processes in Turck-type orogens. *Earth-Science Reviews*, 90(1-2) 1-48. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.05.002>
- Şengör, A. M. C., Altın, D., Zapçı, C., Sunal, G., Lom, N., Aylan, E. & Öner, T. (2023). On the nature of the Cimmerian Continent. *Earth-Science Reviews*, 247, Article 104520. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2023.104520>
- Tatar, Y. (1978). Kuzey Anadolu Fay Zonunun Erzincan – Refahiye arasındaki bölümü üzerinde tektonik incelemeler. *Yerbilimleri*, 4, 201-236.

- Tatar, O., Temiz, H., Tutkun, S.Z., Park, R.G. & Stimpson, I. G. (1993). Formation, and Sedimentation of the 13 March 1992 Erzincan earthquake, Eastern Turkey. *Geological Journal*, 28, 327-333.
- Toksöz, M. N., Shakal, A. F. & Michael, A. J. (1979). Space-Time Migration of Earthquakes Along the North Anatolian Fault Zone and Seismic Gaps. *Pure and Applied Geophysics*. 117, 1258-1270. <https://doi.org/10.1007/BF00876218>
- Topuz, G., Okay, A. I., Altherr R., Schwartz, W. H., Siebel, W., Zark, T., Satır, M. & Şen, C. (2011). Post-collisional adakitelike magmatism in the Agvanis Massif and implications for the evolution of the Eocene magmatism in the eastern Pontides (NE Turkey). *Lithos*, 125(1-2), 131-150. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.02.003>
- Topuz, G., Göçmengil, G., Rolland, Y., Çelik, Ö.F., Zack, T. & Schmitt, A. K. (2013). Jurassic accretionary complex and ophiolite from Northeast Turkey: no evidence for the Cimmerian continental ribbon. *Geology*, 45, 255-258. <https://doi.org/10.1130/G33577.1>
- Tüysüz, O., Dellaloğlu, A. A. & Terzioğlu, N. (1995). A magmatic belt within the Neo-Tethyan suture zone and its role in the tectonic evolution of northern Turkey. *Tectonophysics* 243, 173-191.
- Van Hinsbergen, D. J. J., Maffione, M., Plunder, A., Nuretdin Kaymakçı, N. ... & Visser, R. I. M. (2016). Tectonic evolution and paleogeography of the Kırşehir Block and the Central Anatolian Ophiolites, Turkey. *Tectonics, American Geophysical Union (AGU)*, 35(4), 983-1014. <https://doi.org/10.1002/2015tc004018>
- Yılmaz, A. (1981a). Tokat ile Sivas arasındaki bölgede ofiyolitli karışığın içyapısı ve yerleşme yaşı. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 24(1), 31-38. https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/a8d616d51ce9709_ek.pdf
- Yılmaz, A. (1981b). Tokat ile Sivas arasındaki bölgede bazı volkanitlerin petro-kimyasal özellikleri. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 24(2), 51-58 (131-138). https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/267584f95af0a26_ek.pdf
- Yılmaz, A. (1983). Tokat (Dumanlıdağı) ile Sivas (Çeltekdağı) dolaylarının temel jeoloji özellikleri ve ofiyolitli karışığın konumu. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 99-100, 1-18.
- Yılmaz, A. (1985). Basic geological characteristics and structural evolution of the region between the Kelkit Creek and Munzur Mountains. *Bulletin of the Geological Society of Turkey*, 28(2), 79-92. https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/9490244a7cabcf_ek.pdf
- Yılmaz, A., Okay, A.I. ve Bilgiç, T. (1985). *Yukarı Kelkit Çayı yöresi ve güneyinin temel jeoloji özellikleri* (Rapor no.: 7777). MTA Genel Müdürlüğü, Ankara, 207 s.
- Yılmaz, A., Bedi, Y., Uysal Ş., Yusufoglu H. & Aydın Ş. N. (1993). Geological structure of the area between Uzunyayla and Berit dagh along Eastern Taurides. *Bulletin of Turkish Petroleum Geologists Association, (in Turkish with English Abstract)*, 5(1), 69- 87.
- Yılmaz, A. & Yılmaz, H. (2004). Geology and Structural Evolution of the Tokat Masif (Eastern Pontides, Turkey). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13(1), 231-246.
- Yılmaz, A. & Yılmaz, H. (2006). Characteristic features and structural evolution of a post-collisional basin: the Sivas basin, Central Anatolia, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27(2), 164-176. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2005.02.006>
- Yılmaz, A. & Yılmaz, H. (2010). Offset of the North Anatolian Fault between Suşehri and Gölöva (Agvanis) segment. *Cumhuriyet Earth Sciences Journal*, 27(2), 89-96.
- Yılmaz, A. & Yılmaz, H. (2013). Ophiolites and ophiolitic melanges of turkey, a review. *Geological Bulletin of Turkey*, 56(2), 61-114. <https://dergipark.org.tr/en/pub/tjb/issue/28126/304083>
- Yılmaz, Y. (1974). Geology of the Gümüşhane granite (petrography). *Rev. Fac. Sci. d'Univ. İstanbul, B* 39, 157-172.
- Yılmaz, Y., Serdar, H. S., Yiğitbaş, E., Genç, C., Gürer, Ö. F., Elmas, A., Yıldırım, M., Bozcu, M. & Gürpınar, O. (1997a). The geology and tectonic

evolution of the Tokat Masif, southcentral Pontides, Turkey. *International Geology Review*, 39(4), 365-382. <https://doi.org/10.1080/00206819709465278>

Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, Ş. C. & Şengör, A. M. C. (1997b). Geology and tectonic evolution of the Pontides. In A.G. Robinson (Ed.), *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region. AAPG Memoir*, 68, 183-226.

Yılmaz, Y. & Yiğitbaş, E. (2024) Tectonic development of the Ankara-Erzincan suture and the Eastern Pontide mountains, Northeast Anatolia, Turkey. *International Geology Review*, 66(6), 1216-1239. <https://doi.org/10.1080/00206814.2023.2231521>