

**TECTONICS AND STRATIGRAPHY**

**OF THE EASTERN PONTIDES**

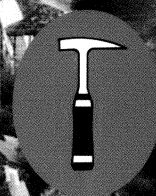
**FIELD TRIP GUIDE BOOK**  
**9th - 14th October 2009**

**Neşat Konak, Aral I. Okay & Yavuz Hakyemez**

**2nd INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON THE GEOLOGY OF THE**  
**BLACK SEA REGION**



**GENERAL DIRECTORATE OF MINERAL RESEARCH AND  
EXPLORATION**



**TMMOB  
CHAMBER OF GEOLOGICAL ENGINEERS**

Cover photo: Folded dark sandstone, siltstone and shales of Lower to Middle Jurassic age overlain by an angular unconformity by the Upper Cretaceous (Turonian) shallow marine limestone and sandstone (Akmezar hamlet, Yusufeli, Artvin).

Kapak fotoğrafı: Kıvrımlanmış Alt-Orta Jura yaşlı koyu renkli kumtaşı, silttaşı, şeyl istifini açısal uyumsuzlukla örten Üst Kretase (Turoniyen) neritik kireçtaşı ve kumtaşları (Akmezar Mahallesi, Yusufeli, Artvin).

**TECTONICS AND STRATIGRAPHY OF THE EASTERN PONTIDES**  
***DOĞU PONTİDLERİN TEKTONİĞİ VE STRATİGRAFİSİ***

**2ND INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON THE GEOLOGY OF THE BLACK SEA  
REGION**

**Ankara 5-9th October 2009**

***2. ULUSLARARASI KARADENİZ BÖLGESİ JEOLJİ SEMPOZYUMU***

**FIELD TRIP GUIDE BOOK**  
***TEKNİK GEZİ KİTABI***

General Directorate of Mineral Research and Exploration  
Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü

TMMOB Chamber of Geological Engineers  
TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası

**Neşat Konak<sup>1</sup>, Aral I. Okay<sup>2</sup> & H. Yavuz Hakyemez<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü

<sup>2</sup>İstanbul Teknik Üniversitesi

## ORGANIZATION COMMITTEE OF THE SYMPOSIUM

### **Honorary President**

Taner YILDIZ

Minister of Energy and Natural Resources

*Enerji ve Tabii Kaynaklar Bakanı*

### **President**

Aral I. OKAY

Istanbul Technical University

*Istanbul Teknik Üniversitesi*

### **Secretary**

F. Alev BÜLBÜL

General Directorate of Mineral Research and Exploration

*Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü*

### **Members**

Mehmet ÜZER MTA Genel Müdürlüğü

Yusuf Ziya COŞAR MTA Genel Müdürlüğü

Dündar ÇAĞLAN TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası

Güner ÜNALAN TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası

Erol TİMUR MTA Genel Müdürlüğü

Nesat KONAK MTA Genel Müdürlüğü

Tülin AKKAŞ MTA Genel Müdürlüğü

Müge DALKILIÇ MTA Genel Müdürlüğü

İsmet CENGİZ TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası

Aytekin ÇOLAK TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası

Faruk İLGÜN TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası

Zahide KÖKLÜ MTA Genel Müdürlüğü

Çetin KURTOĞLU TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası

Canan KUZUCU MTA Genel Müdürlüğü

Kerim SARIKAVAK MTA Genel Müdürlüğü

Engin Öncü SÜMER MTA Genel Müdürlüğü

Pınar ALICI MTA Genel Müdürlüğü

Hüseyin YILMAZ TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası

## Scientific Committee

Shota Adamia	Tbilisi State University, Georgia
Akif Alizade	Academy of Science Azerbaijan
Demir Altiner	Middle East Technical University, Ankara
Erdin Bozkurt	Middle East Technical University, Ankara
Durmuş Boztuğ	Tunceli University, Tunceli, Turkey
B. Clark Burchfiel	Massachusetts Institute of Technology, USA ABD
William Cavazza	University of Bologna, Italy
Namık Çağatay	İstanbul Technical University
Emin Demirbağ	İstanbul Technical University
A. Sami Derman	Turkish Petroleum Corporation (TPAO), Ankara
George Georgiev	Sofia University, Bulgaria
Ergün Gökten	Ankara University
M. Cemal Göncüoğlu	Middle East Technical University, Ankara
H. Yavuz Hakyemez	General Directorate of Mineral Research & Exploration (MTA)
Erdal Herece	General Directorate of Mineral Research & Exploration (MTA)
Laurent Jolivet	University Paris 6, France
Alexander A. Kitchka	National Academy of Sciences, Kiev, Ukraine
Neşat Konak	General Directorate of Mineral Research & Exploration (MTA)
İsmail Kuşçu	General Directorate of Mineral Research & Exploration (MTA)
Boris Natalin	İstanbul Technical University
Anatoly M. Nikishin	Moscow State University, Russia
Dimitrios Papanikolaou	University of Athens, Greece
Alastair Robertson	University of Edinburgh, Britain
Muharrem Satır	University of Tübingen, Germany
Muzaffer Siyako	Turkish Petroleum Corporation (TPAO), Ankara
Randell Stephenson	Vrije University, Amsterdam, Netherlands
Ömer Şahintürk	Turkish Petroleum Corporation (TPAO, Ankara)
Şevket Şen	Natural History Museum, Paris, France
A.M. Celal Şengör	İstanbul Technical University
Okan Tüysüz	İstanbul Technical University
Reşat Ulusay	Hacettepe University, Ankara
Timur Ustaömer	İstanbul University
Namık Yalçın	İstanbul University
Yücel Yılmaz	Kadir Has University, Istanbul
Ivan Zagorchev	Bulgarian Acad. of Sci., Sofia, Bulgaria
Guram S. Zakariadze	Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

## CONTENTS

Introduction.....	8
Regional geology of the Eastern Pontides .....	10
Geological features of the eastern part of the Eastern Pontides.....	22
Day 1, 10th October 2009 – Trabzon – Hopa.....	41
Day 2, 11th October 2009 – Hopa - Yusufeli.....	49
Day 3, 12th October 2009 – Yusufeli – Erzurum.....	63
Day 4, 13th October 2009 – Erzurum – Bayburt/Pulur – Erzurum.....	83
References.....	113

## İÇİNDEKİLER

Giriş.....	9
Doğu Pontidlerin bölgesel jeolojisi.....	28
Doğu Pontidlerin doğu kesiminin jeolojik özellikleri.....	37
1. Gün, 10 Ekim 2009 – Trabzon – Hopa.....	41
2. Gün, 11 Ekim 2009 – Hopa - Yusufeli.....	49
3. Gün, 12 Ekim 2009 – Yusufeli - Erzurum.....	63
4. Gün, 13 Ekim 2009 – Erzurum – Bayburt/Pulur – Erzurum.....	83
Değinilen belgeler.....	113

## INTRODUCTION

This guidebook has been prepared for the field excursion to the Eastern Pontides following the 2nd International Symposium on the Geology of the Black Sea Region in Ankara on 5-9<sup>th</sup> October 2009. The aim is to show the stratigraphy and tectonics of the Eastern Pontides. The guidebook is divided into two sections. The first section gives the general background information on the tectonics of the Eastern Pontides. The second part deals specifically with the field trip localities.

The guidebook summarises geological data of a large region, where the authors have been working on and off for the last 25 years. We tried to make it a self-contained independent guidebook for the geology of the Eastern Pontides by giving precise information, including geographic UTM coordinates, on the locations of the key outcrops. The guidebook also includes many optional stops, which we will have most probably no time to visit. Independent geologists with this guidebook at hand should be able to visit all the localities mentioned in the text. Most stops described in the guidebook can be reached by a normal car.

There are no restrictions in collecting samples during the field trip.

The itinerary of the field trip is summarised below and the route of the field trip is shown on the back of the guidebook.

*9th October 2009.* We will take the evening flight from Ankara to Trabzon. From the Trabzon airport we will drive ca. 30 km south to reach the town of Maçka, where we will spend the night.

*10th October 2009.* After breakfast we will see a section of the Eastern Pontide magmatic arc in the Akarsu stream valley, this will be followed by a short touristic visit to the Sümela monastery. After lunch we will see a Maastrichtian carbonate section near Trabzon and then drive towards Hopa along the Black Sea coast. If there is time, we might visit a Maastrichtian ignimbrite and limestone locality. Dinner will be on the way to Hopa and night in Hopa.

*11th October 2009.* From Hopa we will drive south crossing the mountain range, which separates the Black Sea coastal area from the Eastern Anatolia. On the way we will make stops to see the Senonian volcanic and volcanoclastic succession of the Eastern Pontides, the overlying Maastrichtian-Palaeocene carbonates and shales. We will drive past Artvin and then follow the deeply carved Çoruh valley, where a series of dams are being built. We will see a Jurassic section in the valley and then drive to Yusufeli to spend the night.

*12th October 2009.* From Yusufeli we will drive southeast and see the lowermost Mesozoic units in the confluence of the Çoruh and Oltu rivers. Then we will follow the road along the Oltu river towards Olur; the road exposes a spectacular section of the Jurassic-Cretaceous systems of the Inner Eastern Pontides. An equally well exposed Jurassic-Cretaceous-Eocene section will be studied at around Olur. From Olur we will follow the Oltu-Tortum road to Erzurum, where we will spend the night.

*13th October 2009.* After breakfast we will drive towards Bayburt crossing the 2000-m-high Erzurum Plain and the Kop Mountain. From Bayburt we will drive another 30 minutes west to reach the Pular region, where we will see the only coherent Carboniferous sequence in the Eastern Pontides and a Hercynian basement with high-grade metamorphic rocks. Later we will drive back to Erzurum to spend the night.

*14th October 2009.* After breakfast we will take the morning flights to İstanbul or Ankara.

## GİRİŞ

Bu teknik gezi kitabı, Ankara'da 5-9 Ekim 2009 tarihlerinde yapılacak olan 2. Uluslararası Karadeniz Bölgesi Jeoloji Sempozyumu sonrasındaki arazi gezisi için hazırlanmıştır. Amaç, Doğu Pontidler'in stratigrafisi ve tektoniğini göstermektir. Gezi kitabı iki bölümden oluşmaktadır. İlk bölüm Doğu Pontidler'in tektoniği hakkında genel bir temel bilgi vermektedir. İkinci kısım ise özel olarak arazi gezisi lokaliteleri ile ilgili bir kılavuz özelliğindedir.

Gezi kitabı, yazarların son 25 yıldır üzerinde çalıştığı geniş bir bölgenin jeolojik verilerini özetlemektedir. Anahtar mostralara hakkında coğrafik UTM koordinatlarını da içeren kesin/hassas bilgiler verilerek, elinizdeki kitabın Doğu Pontidler'in jeolojisi üzerine kendi başına yeterli, bağımsız bir gezi kitabı olması için uğraşmıştır. Kitap aynı zamanda, büyük olasılıkla ziyaret etmeye vakit bulamayacağımız çok sayıda ihtiyari durağı da içermektedir. Jeologlar bu gezi kitabını ellerine alarak metinde belirtilen yerlerin tümünü ayrıca bağımsız olarak ziyaret edebilir.

Arazi gezisi sırasında örnek toplama konusunda bir sınırlama getirilmemiştir.

Arazi gezisinin yolculuk planı aşağıda özetlenmiş olup gezi güzergâhı da kitabın arkasında gösterilmiştir.

*9 Ekim 2009.* Akşam Ankara'dan Trabzon'a uçulacaktır. Geceyi geçirmek üzere de Trabzon havaalanından yaklaşık 30 km güneydeki Maçka ilçesine gidilecektir.

*10 Ekim 2009.* Kahvaltıdan sonra Akarsu Deresi vadisi boyunca Doğu Pontid magmatik yayının güzel bir kesiti görülecek ve bunu Sümela Manastırı'na yapılacak kısa bir turistik gezi izleyecektir. Öğle yemeğinden sonra da Trabzon yakınındaki bir Maastrichtiyen karbonat istifi görülecek ve sonra Karadeniz sahili boyunca Hopa'ya doğru yolculuk yapılacaktır. Eğer yeterli zaman olursa, bir Maastrichtiyen ignimbrit ve kireçtaşı lokalitesi ziyaret edilecektir. Akşam yemeği Hopa yolunda yenilecek ve gece Hopa'da kalınacaktır.

*11 Ekim 2009.* Hopa'dan güneye doğru Karadeniz kıyı bölgesini Doğu Anadolu'dan ayıran dağ silsilesi aşmak üzere hareket edilecektir. Yol üzerinde Doğu Pontidler'in Maastrichtiyen-Paleosen karbonat ve şeyleri tarafından örtülen Senoniyen volkanik ve volkanoklastik istifini görmek için birkaç durak yapılacaktır. Daha sonra Artvin'i geride bırakarak bir dizi barajın inşa edilmekte olduğu, derin kazılmış Çoruh vadisi izlenerek VE Jura istifi gözlenerek gecenin geçirileceği Yusufeli'ne varılacaktır.

*12 Ekim 2009.* Sabah Yusufeli'den güneydoğuya doğru hareket edilecek, Çoruh-Oltu çaylarının birleştiği noktada en alt Mesozoyik birimler incelenecektir. Daha sonra Oltu Çayı'nı takip eden yol izlenecektir. Bu yol boyunca İç Doğu Pontidler'in Jura-Kretase istifi çok güzel mostra vermektedir. Benzer güzellikle Jura-Kretase-Eosen istifleri Olur çevresinde incelenecektir. Olur'dan sonra Oltu, Tortum güzergâhı izlenerek Erzurum'a ulaşılacak ve gece Erzurum'da kalınacaktır.

*13 Ekim 2009.* Kahvaltıdan sonra 2000 m yüksekliğindeki Erzurum Ovası ve peridotitlerden oluşan Kop Dağı'ndan geçilerek Bayburt'a gidilecek ve buraya 30 dakikalık uzaklıkta olan Pulur bölgesine ulaşılarak Doğu Pontidler'deki tek Karbonifer istifi ve yüksek dereceli metamorfik kayaları içeren bir Hersiniyen temel görülecektir. Bu lokasyonla gezi tamamlanacak ve geri dönülerek Erzurum'da konaklanacaktır.

*14 Ekim 2009.* Kahvaltıdan sonra İstanbul veya Ankara'ya uçulacaktır.



## REGIONAL GEOLOGY OF THE EASTERN PONTIDES

The Eastern Pontides form a mountain chain 500 km long and 100 km wide along the southeastern coast of the Black Sea. Geologically the Eastern Pontides are well known as one of the best preserved examples of a paleo-island arc (e.g., Akın, 1979; Şengör and Yılmaz, 1981; Akıncı, 1984; Okay and Şahintürk, 1997), which was formed above the northward-subducting Tethyan ocean floor during the Senonian. Here we document the evolution of the Eastern Pontides from its position along the southern continental margin of Laurasia, its transformation into an active continental margin and its eventual deformation during the Early Tertiary continental collision. This account of the Eastern Pontides is largely based on Okay and Şahintürk (1997).

Geographically the Eastern Pontides is a loosely defined term used for the region skirting the Eastern Black Sea coast of Turkey. Its western boundary is taken arbitrarily either as the Yeşilirmak or Kızılırmak rivers near Samsun. Tectonically it forms the eastern part of the Sakarya Zone of the Pontides (Fig. 1; Okay, 1989). It is bounded in the south by the Ankara-Erzincan Neo-Tethyan suture and in the north by the East Black Sea basin, in the east it extends without a break into the Lesser Caucasus, where it can be correlated with the Adzharia-Trialeti and Artvin-Karabakh zones (Fig. 1; e.g., Khain, 1975; Yılmaz et al., 1999). Its western geological boundary with the central Pontides is stratigraphic and corresponds to a facies change in the Cretaceous sequence.

The Sakarya Zone, which includes the Eastern Pontides, is characterised by a general absence of in situ Paleozoic sedimentary rocks, by the presence of Paleo-Tethyan Permo-Triassic accretion-subduction complexes (the Karakaya Complex) and by a ubiquitous Liassic transgression (Okay 1989; Okay et al., 1996a). In contrast, the Taurides in the south show a well-developed Paleozoic sedimentary succession and do not comprise Paleo-Tethyan accretion-subduction complexes. In northeast Turkey these two paleogeographic realms are separated by the Ankara-Erzincan suture zone, which is marked by large bodies of peridotite and ophiolitic melange (Fig. 2).

The Eastern Pontides is commonly divided into an inner/southern, and an outer/northern part (e.g., Akın, 1979; Gedikoğlu et al., 1979; Özsayar et al., 1981; Konak and Hakyemez, 2001, 2008). The Outer Eastern Pontides is dominated by the Senonian and Middle Eocene volcanic and volcanoclastic rocks, which hide much of the pre-Senonian geology (Fig. 2). On the other hand, pre-Senonian rocks are widely exposed in the Inner Eastern Pontides, which occupied a fore-arc position during the Senonian and underwent much more intensive deformation than the Outer Eastern Pontides during the Early Tertiary continental collision. The transitional boundary between these two parts follows approximately the Niksar-Gümüşhane-Artvin line (Fig. 2).

### THE PRE-JURASSIC BASEMENT OF THE EASTERN PONTIDES

The isolated exposures of the pre-Jurassic basement in the Eastern Pontides can be grouped into four types, a high-grade metamorphic complex of pre-Late Carboniferous age, an Early Carboniferous plutonic complex, an Upper Carboniferous-?Lower Permian shallow water to terrigenous sedimentary sequence, and a Permo-Triassic metabasite-phyllite-marble unit (Fig. 3).

#### High-grade Metamorphic Complex - Pular Massif

A crystalline basement of cordierite-sillimanite-garnet gneiss, microgneiss, migmatite, metaquartzite, banded amphibolite, diopside-plagioclase rock and metadiorite are exposed in a major north-vergent Eocene thrust slice in the Inner Eastern Pontides (Fig. 2). This metamorphic complex, called the Pular Massif, outcrops in a 5-10 km wide and 60 km long northeast-trending belt and is overlain unconformably by the Liassic volcano-sedimentary rocks (Ketin, 1951; Tanyolu, 1988; Keskin et al., 1989; Okay, 1996). The metamorphism is in amphibolite to granulite facies. Monazite Pb ages from a Pular gneiss are late Early Carboniferous (331-327 Ma, Namurian), considered as the age of high-grade metamorphism (Topuz et al. 2004a). The high-grade metamorphic rocks of the Pular Massif are associated with medium grained, banded metagranitic rocks that may represent

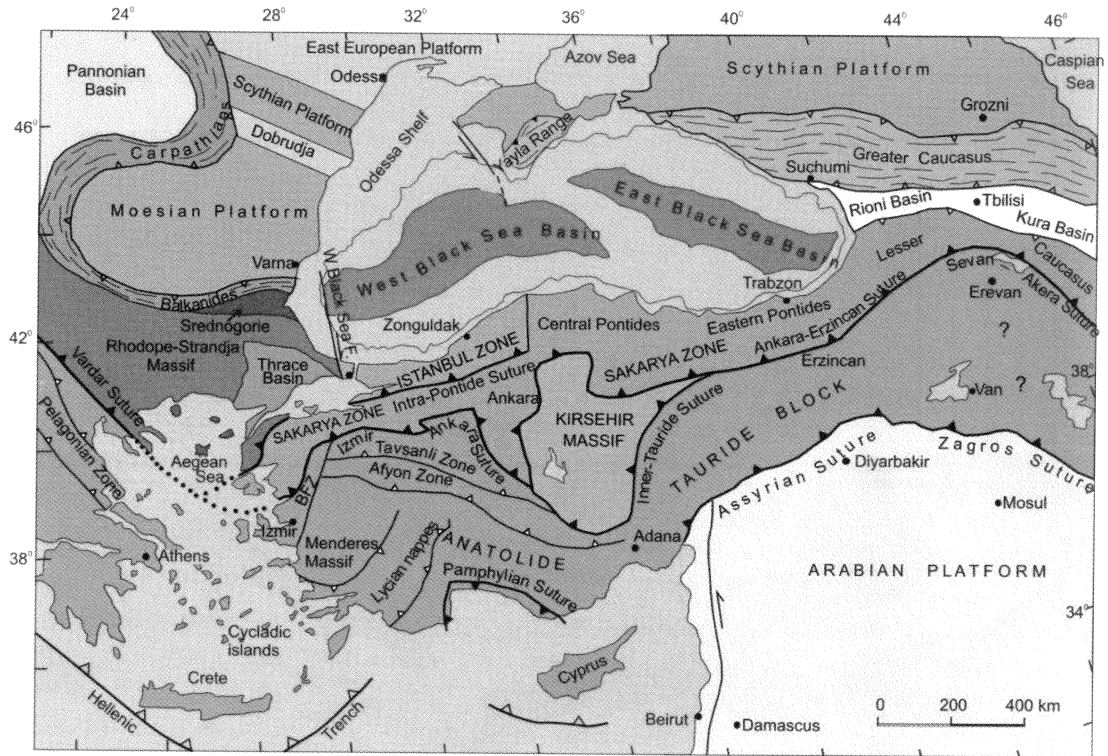


Fig. 1. Tectonic map of the Eastern Mediterranean (Okay and Tüysüz, 1999).

Şekil 1. Doğu Akdeniz'in tektonik haritası (Okay ve Tüysüz, 1999).

syn-metamorphic granites. In the Pulur Massif there are also a few metre thick, rare metadunite and metaharzburgite bands interlayered with amphibolites (Okay, 1996). The metamorphic rocks of the Pulur Massif are extensively mylonitised during the Alpidic events and are intruded by Eocene dioritic and andesitic stocks, dykes and sills. The gneisses and amphibolites, which form small outcrops under the Jurassic volcano-sedimentary rocks south of Artvin (Fig. 2, Maden Tetkik Arama Enstitüsü, 1977; Tarhan, 1982; Konak and Hakyemez, 2001), probably are part of the same high-grade metamorphic complex.

#### Carboniferous Gümüşhane and Köse Granodiorites

Granitic rocks occupy large areas south of Gümüşhane forming the Gümüşhane and Köse composite plutons (Fig. 2). They are generally hornblende-biotite granodiorites (Zankl, 1962a; Yılmaz, 1976) and intrude a metasedimentary basement of greenschist facies schists and phyllites of unknown age (Yılmaz, 1972, 1977). The age of the Gümüşhane pluton is ca. 295 Ma (Topuz et al., 2007).

#### Upper Carboniferous - ? Lower Permian Sedimentary Sequence

A coherent and thick Upper Carboniferous sequence is exposed in two thrust sheets in the Inner Eastern Pontides (Fig. 2). The sequence shows a simple monoclinical structure and is unconformably overlain by Jurassic sandy limestones. The base of the sequence is not exposed but probably lies over the high-grade metamorphic rocks of the Pulur Massif, which crop out in the overlying thrust sheet. The Carboniferous sequence starts with a heterogeneous series of sandstone, pebbly sandstone, quartzite, dark limestone, siltstone and shale with rare thin coal seams, ca. 1100 m thick. Fusulinids and conodonts indicate a Late Carboniferous (late Kasimovian-early Gzelian) age (Okay and Leven, 1996; Çapkınoğlu, 2003). This heterogeneous Upper Carboniferous series is conformably overlain by about 1000 m thick monotonous red terrigenous sandstones. No fossils have been found in the sandstones.

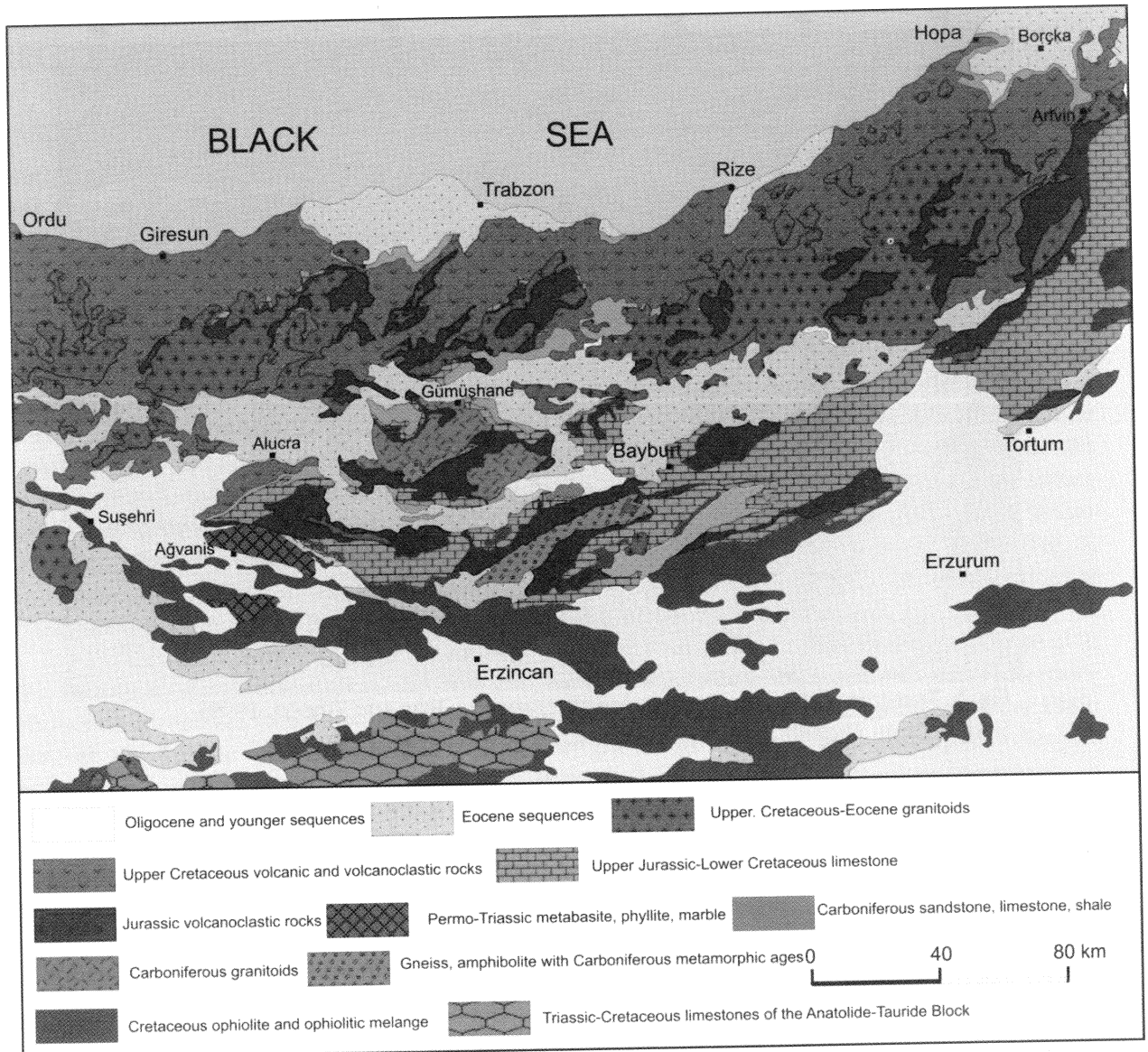


Fig. 2. Simplified geological map of the Eastern Pontides.

Şekil 2. Doğu Pontidler'in basitleştirilmiş jeoloji haritası.

#### Permo-Triassic Metabasite-Marble-Phyllite Unit: Ağvanis and Tokat Massifs

A thick sequence of closely intercalated metabasite, marble and phyllite forms a 35 km long by 8 km wide metamorphic block, called Ağvanis Massif, immediately north of the Ankara-Erzincan suture north of Ağvanis (Gölova) (Fig. 2; Nebert, 1961; Okay, 1984). The metamorphic rocks form a large anticlinorium and are bounded in the north and south by strike-slip faults of the North Anatolian Fault Zone.

Ağvanis Massif is dominated by metabasic rocks (60-70 % of the sequence), largely metatuffs and metalavas locally with preserved pillow structures, which are intercalated with marble and phyllite horizons, each horizon usually less than 50 m in total thickness. The total structural thickness is about 4.5 kilometers. The whole sequence has undergone a greenschist facies metamorphism with the development of actinolite/barroisite-albite-epidote-chlorite-sphene paragenesis in the metabasic rocks.

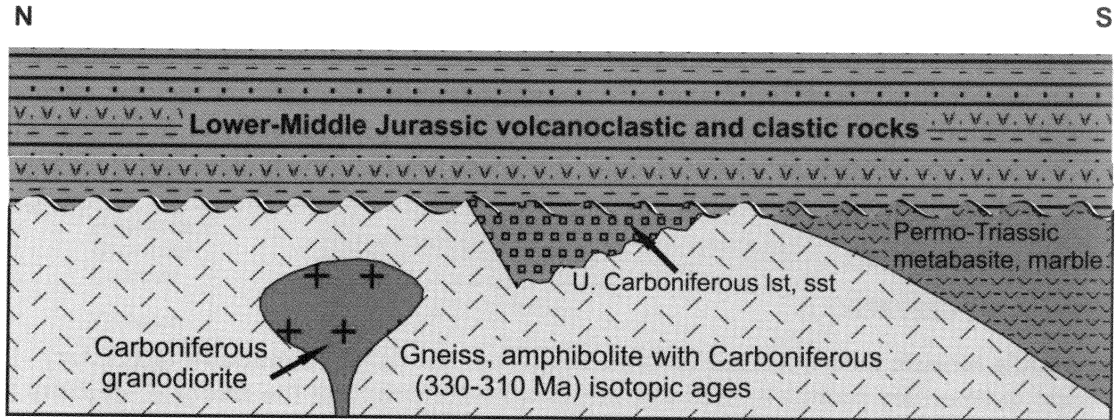


Fig. 3. Pre-Jurassic basement units in the Eastern Pontides (Okay and Şahintürk, 1997).

Şekil 3. Doğu Pontidler'in Jura öncesi temel birimleri (Okay ve Şahintürk, 1997).

No fossils are found in the Ağvanis Massif. Similar metabasite-marble-phyllite sequences occur in part (Okay, 1996; Topuz et al., 2004b) of the Pulur Massif, in the Tokat Massif in the west (Blumenthal, 1950; Alp, 1972; Özcan et al., 1980; Tutkun and İnan, 1982; Aktimur et al., 1992) and are widespread in the western part of the Sakarya Zone forming part of the lower Karakaya Complex (Nilüfer unit of Okay et al., 1991; 1996a). In the Tokat Massif metaclastic rocks locally comprise Permian and Triassic limestone blocks (Blumenthal, 1950; Öztürk, 1979; Özcan et al., 1980) indicating Permo-Triassic depositional and latest Triassic metamorphic ages. Recent unpublished isotopic age confirm the inferred Late Triassic metamorphic ages from the Ağvanis Massif (Gültekin Topuz, pers. comm..)

### PRE-JURASSIC EVOLUTION OF THE EASTERN PONTIDES

The high-grade metamorphic basement of the Eastern Pontides is exposed in the Pulur Massif. This basement was intruded by granodiorites during the Carboniferous, represented by the Gümüşhane and Köse plutons. The high temperature-low pressure metamorphic rocks and the calc-alkaline magmatic rocks have probably formed in a Carboniferous magmatic arc, although the polarity of subduction and the setting of the magmatic arc are all obscure. In the Late Carboniferous, shallow marine to fluvial sedimentary rocks transgressed over the metamorphic-magmatic basement. Plant fossils in the Upper Carboniferous sequence show Euroamerican affinities (R.H. Wagner in Şengör, 1990). Similar Upper Carboniferous-Lower Permian facies occur in the Greater Caucasus and represent molasse deposition at the end of the Hercynian orogeny (Khain, 1975; Adamia et al., 1982) and can be compared with the Rotliegende of Europe. Furthermore, early Hercynian sillimanite-cordierite-bearing gneisses and migmatites and intrusive plutons, similar to those from the basement of the Eastern Pontides, are reported from the Greater Caucasus (Forerange and Main Range zones) and from the Dzirula, Kharami and Loki salients of the Transcaucasian Median Massif (Abesadze et al., 1982; Adamia et al., 1982, 1983). In contrast, no Hercynian metamorphism or magmatism is known in the Taurides indicating that during the Late Paleozoic, the Eastern Pontides were possibly part of the Caucasian realm located along the southern margin of Laurasia (Adamia et al., 1982; Robinson et al., 1995). A contrasting view is given by Şengör (1990), who place the Eastern Pontides, and the Dzirula, Kharami and Loki salients at the northern margin of the Gondwana. This is largely based on an apparently continuous Middle Devonian to Middle Triassic clastic series (the Dizi Series, Adamia et al., 1982) with no record of a late Paleozoic deformation, located in the Greater Caucasus north of the Transcaucasian Median Massif.

The Permian and Triassic events are poorly recorded in the Eastern Pontides. The various reports for the presence of Permo-Triassic ophiolites in the Eastern Pontides (e.g., Seymen, 1975; Bektaş et al., 1984; Koçyiğit, 1990) are not verified. In the Biga Peninsula in the western part of the Sakarya Zone, a Permo-Triassic metabasite-phyllite-marble unit similar to the Ağvanis Massif tectonically

overlies a high-grade metamorphic basement with mid-Carboniferous ( $308 \pm 16$  Ma) zircon Pb ages (Okay et al., 1996a). This relationship is interpreted as the accretion of an oceanic plateau or a series of oceanic islands to the southern margin of Laurussia (Okay, 2000). A similar tectonic relationship and interpretation can be envisaged for the Eastern Pontides. The location of the Paleo-Tethyan subduction-accretion sequences along the inner margin of the Eastern Pontides and their apparent absence in the north suggests that the Paleo-Tethys was located to the south of the Eastern Pontides.

## JURASSIC-EARLY CRETACEOUS

### Lower-Middle Jurassic Volcanoclastic-Volcanic Sequence: The Kelkit Formation – Rift or Arc?

Triassic sedimentary rocks are absent in the Eastern Pontides and the Mesozoic deposits begin with a major Liassic transgression coming from the south (Akın, 1979). The Jurassic in the Eastern Pontides is characteristically represented by a predominantly volcanoclastic to volcanic formation (the Kelkit Formation), which rests unconformably over a heterogeneous basement. It consists of basaltic and andesitic lithic tuffs, volcanogenic sandstone, shale, basaltic and andesitic lavas and conglomerate. There are also thin, discontinuous coal and ammonitico rosso horizons within the sequence (Fig. 4). Although the sequence is dominated by volcanogenic sandstones, there are also true pyroclastic rocks and basaltic and andesitic lava flows (e.g., Bergougnan, 1976, 1987). The clinopyroxene compositions from the pyroclastic rocks and lavas suggest tholeiitic parent magma (Bergougnan, 1987). The Kelkit Formation has a very wide distribution in the Eastern Pontides and extends from the Destek-Reşadiye area (Öztürk, 1979; Aktimur et al., 1992; Seymen, 1975) 500 km eastward to the Olur and Yusufeli regions (Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, 1977; Yılmaz 1985; Bozkuş, 1992a). Its northward extension is largely concealed by the Cretaceous and Eocene deposits north of Gümüşhane; however, small inliers in this region (Taşlı, 1984; Bektaş et al., 1987; Korkmaz, 1993) show that a similar facies, albeit richer in volcanic rocks, characterises the Early-Middle Jurassic throughout the Eastern Pontides (Fig. 2).

The Kelkit Formation is about 1500-2000 m thick (Ketin, 1951; Nebert, 1961; Pelin, 1977; Bergougnan, 1987; Gürsoy, 1989; Okay, 1993), and shows vertical and lateral facies changes. It becomes generally finer grained and deeper marine towards the south (Yılmaz, 1985; Okay, 1993).

The age of the Kelkit Formation is largely based on ammonites from the ammonitico rosso horizons, which show the presence of all the Liassic stages from Lower Pliensbachian to Toarcian (Otkun, 1942; Stchepensky, 1945; Ketin, 1951; Alp, 1972; Yılmaz, 1972; Bassoullet et al., 1975; Özer, 1984; Bergougnan, 1987). In addition palynology of separate coal horizons give Liassic (Ağralı et al., 1966; Pelin, 1977) and Dogger ages (Ağralı et al., 1965). The presence of Dogger is further suggested by rare macrofossils (Wedding, 1963) and by the dinoflagellate and palynomorph assemblages (Robinson et al., 1995). Thus, the age span of the Kelkit Formation is from early Pliensbachian up to at least the end of Bathonian.

The similarity in the Mesozoic stratigraphy between the Eastern Pontides and the Caucasus, as shown by the general absence of Triassic deposits and similar volcanic and coal bearing Jurassic facies (e.g. Khain, 1975; Adamia et al., 1982) indicate, contrary to some suggestions (e.g., Bektaş et al., 1984), that the Eastern Pontides were located along the southern margin of the Laurasia, before the opening of the East Black Sea basin in the Maastrichtian.

Görür et al. (1983) interpreted the Kelkit Formation of the Eastern Pontides as a rift facies related to the opening of the Neo-Tethyan Ocean in the south. The lateral facies and thickness changes in the Kelkit Formation support this interpretation. The southward deepening inferred from the Kelkit Formation is probably related to the opening of the Neo-Tethyan Ankara-Erzincan Ocean in the south (Görür et al., 1983). However, a discrepancy arises in this interpretation due to the dissimilarity of the pre-Jurassic stratigraphy between the Eastern Pontides and the Taurides to the south. In the Munzur and Keban units of the Taurides there is a well-developed Triassic and Permian carbonate succession not



### Upper Jurassic-Lower Cretaceous Carbonate Platform

The Upper Jurassic-Lower Cretaceous carbonates, which lie over the Kelkit Formation, crop out throughout the Sakarya Zone. In the Eastern Pontides the carbonate deposition begins slightly earlier in the north (Oxfordian/Tithonian), where it is represented by about 900 meters thick neritic limestone and dolomite (Pelin, 1977; 1981; Gürsoy, 1989; Yılmaz, 1992; Robinson et al., 1995) than in the south (Tithonian/Berriasian), where there is an over 1000 meters thick pelagic radiolarian biomicrite and calciturbidite sequence (Ketin, 1951; Burşuk, 1975, 1981; Tutkun and İnan, 1982; Okay et al., 1996b). Minor and local basic volcanism during the Late Jurassic-Early Cretaceous is evidenced by thin tuff beds in the limestone sequence north of Gümüşhane (Zankl, 1962b) and south of Pulur (Okay et al., 1996b). In the Late Jurassic there is a clear facies differentiation between the outer and Inner Eastern Pontides. The boundary between these two realms follows approximately the Niksar-Demirözü-Bayburt-Tortum line (Fig. 2). The picture is of that of a carbonate platform passing southeast into a carbonate ramp representing the south-facing continental margin of Laurasia (Fig. 4; Görür, 1988). This phase in the Eastern Pontides represents the development of a south-facing passive carbonate continental margin.

The Upper Jurassic-Lower Cretaceous carbonates are bounded above by a major Senonian unconformity associated in places, e.g., in parts of the Alucra region (Pelin, 1977), with the erosion of the whole carbonate sequence. The carbonates are karstified with locally developed paleo-valleys removing the complete carbonate sequence. The age of uppermost part of the preserved carbonate sequence is latest Barremian in the north (Pelin, 1977; Bergougnan, 1987) and Aptian-Albian in the south (Burşuk, 1981; Okay et al., 1996b; Taslı and Özsayar, 1997). Albian ages from the pelagic carbonates are reported from the Maden region near the suture zone (Elmas, 1994; Robinson et al., 1995).

### CENOMANIAN-TURONIAN - REGIONAL UPLIFT RELATED TO THE EMPLACEMENT OF THE OPHIOLITIC MELANGE

Cenomanian represents a major episode of uplift and erosion throughout the Eastern Pontides (Ketin, 1977; Pelin et al., 1982), which is associated with the northward emplacement of an ophiolitic melange over the Inner Eastern Pontides (Fig. 4). Cenomanian deposits are absent throughout most of the Eastern Pontides, and in most localities Campanian limestones lie unconformably over Jurassic sediments (Pelin, 1977; Bergougnan, 1987; Yılmaz, 1985; Gürsoy, 1989; Robinson et al., 1995; Eren and Taslı, 2002); in the Gümüşhane region Senonian rocks rest directly on the Carboniferous granites (Yılmaz, 1972). In this respect the Eastern Pontides differ from the central Pontides, where Aptian-Albian is characterised by shallow to deep marine clastic rocks interpreted as synrift-deposits associated with the opening of the West Black Sea Basin (Görür, 1988; Robinson et al., 1995).

The ophiolitic melange in the Inner Eastern Pontides forms a 200 km long thrust sheet from north of Erzincan to north of Tortum (Fig. 2) and rests tectonically over the Lower Cretaceous pelagic carbonates (Bilgin, 1984; Bergougnan, 1987; İnan, 1988; Okay et al., 1996b). Due to the Early Tertiary erosion, the ophiolitic melange is preserved as small klippen over the Neocomian pelagic carbonates, which contrasts with the large peridotite and ophiolitic melange masses in the suture zone and in the Taurides (Fig. 2). Locally an olistostromal foreland flysch sequence occurs between the melange and the carbonates. The youngest age recorded in the carbonates underneath the melange is Late Albian in the Maden region (Elmas, 1994). The ophiolitic melange is composed of, in order of abundance, spililitised basalt, radiolarian chert, pelagic and neritic limestone, sandstone, shale, siltstone and serpentinite blocks. It includes lithologies from both the oceanic crust and the passive continental margin of the Eastern Pontides. The various blocks in the melange are juxtaposed along fault contacts without any discernable matrix. Pelagic limestone blocks in the melange, derived from the Eastern Pontide continental margin, range in age up to Aptian (Okay et al., 1996b), and the melange is unconformably overlain by Maastrichtian rudist-bearing neritic limestones (Ketin, 1951; Fenerci, 1994). This constrains the age of the melange formation and its emplacement onto the continental

margin to the Cenomanian-Campanian interval. Considering that the Late Cretaceous transgression in the Eastern Pontides starts in Turonian-Coniacian, the emplacement age of the melange is further constrained to Cenomanian-Turonian. The ophiolitic melange thrust sheet apparently did not reach farther north than the line connecting Şiran-Kelkit-Bayburt (Fig. 2), although the compression was felt throughout the Eastern Pontides as a period of major uplift and erosion (Fig. 4). In the west in the region of the Tokat Massif, Aktimur et al. (1992) also describe the emplacement of an ophiolitic melange during this time. In the Lesser Caucasus, ophiolite and ophiolitic melange were emplaced northward over the Sevan-Akera Zone also during the Cenomanian-Coniacian (e.g., Knipper, 1980).

Thus, oceanic crust and/or oceanic accretionary complex were obducted northward over the 1000 km long Eastern Pontide-Lesser Caucasus continental margin during the Cenomanian-Turonian interval. This obduction may be related to the partial subduction of the Eastern Pontide passive continental margin in a south-dipping juvenile intra-oceanic subduction zone. This was probably followed by the flip of the subduction polarity from a south to north-dipping subduction, which explains the close temporal relation between the obduction of the ophiolitic melange and the start of the northward-dipping subduction as deduced from the Turonian subduction-related volcanic activity in the Outer Eastern Pontides. An alternative mechanism for the emplacement of the melange is the back-thrusting of the accretionary complex (e.g., Silver and Reed, 1988) above a northward-dipping subduction zone, which has been suggested for the Eastern Pontides by Elmas (1995).

#### **SENONIAN - BUILD-UP OF THE PONTIDE MAGMATIC ARC**

In the Outer Eastern Pontides, which is dominated by the Senonian and Eocene volcanic and sedimentary rocks, there is no clear break between the Lower and Upper Cretaceous. In the Inner Eastern Pontides the Senonian transgression youngs southward from late Turonian/Coniacian in Alucra (Schiftah, 1967; Pelin, 1977; Robinson et al., 1995), to Coniacian/Santonian in the Kelkit, (Gürsoy, 1989) and finally to Early Maastrichtian in the Maden region (Ketin, 1951; Fenerci, 1994) suggesting that the transgression came from the north.

An over two kilometres thick Cretaceous volcano-sedimentary sequence, representing the upper surficial deposits of a magmatic arc (Dewey et al., 1973; Boccaletti et al., 1974; Akin, 1979) or that of an intra-arc basin, crops out throughout the Outer Eastern Pontides (Fig. 2). Although the Outer Eastern Pontide region is heavily vegetated, it has been intensely studied due to the widespread polymetallic sulphide mineralisation in the volcanic rocks. The structure of the Mesozoic series of the Outer Eastern Pontides is characterised by block-faulting and gentle seaward dips. To date no major folds or thrusts have been mapped. The steep-dipping faults defining complex horst and grabens, are generally conjugate and follow NE and NW directions (Schultze-Westrum, 1962; Zankl, 1962a; Kronberg, 1970; Buser and Cvetic, 1973; Gedikoğlu, 1978; Akin, 1979).

The Cretaceous volcanic cycle in the Outer Eastern Pontides starts with basaltic and andesitic lavas; it passes up into dacitic and rhyolitic lavas, breccias and tuffs with minor limestone intercalations (Schultze-Westrum, 1962; Zankl, 1962a; Eğin et al., 1979; Özsayar et al., 1982; Ercan and Gedik, 1983; Akinci, 1984; Gedik et al., 1992; Korkmaz, 1993). The cycle ends with limestones of Maastrichtian age. Although there is some evidence for local basic volcanism during the Early Cretaceous (Zankl, 1962b; Okay, 1993), in most regions the volcanic and volcanoclastic rocks unconformably overlie neritic limestones of Kimmeridgian to Neocomian age and are thus younger than Cenomanian (e.g., Pelin, 1977; Terlemez and Yılmaz, 1980; Taşlı, 1984; Korkmaz, 1993). The basal parts of the volcanic sequence is precisely dated by Taner and Zaninetti (1978), who describe a pelagic Middle Turonian fauna in the limestones intercalated with the basic volcanic rocks stratigraphically 1500 m below the dacites. Farther up in the sequence all the stages of the Senonian are recognised in the intercalated limestones (e.g., Özsayar, 1971) such that the volcanism was continuous up to the Maastrichtian (Korkmaz and Gedik, 1988; Korkmaz, 1993).

The thickness of the Cretaceous volcanic sequence is over 2000 meters; the volcanism was wholly submarine, and judging from the intercalated, globotruncanid-bearing pelagic and rudist-bearing neritic



limestone lenses occurred over an uneven submarine topography. Possible volcanic centers were separated by deep marine basins (Robinson et al., 1995). Numerous massive and stockwork type polymetallic (Fe, Cu, Pb and Zn) sulphide ore deposits occur within the dacitic-rhyolitic lava, breccia and tuff in the volcanic sequence (Fig. 2). These deposits are intensely studied (e.g., Kraeff, 1963; Koprivicia, 1976; Altun, 1977; Pejatovic, 1979; Eğin et al., 1979; Hirst and Eğin, 1979; Çağatay and Boyle, 1980; Akıncı, 1984). They are remarkable similar to the Japanese Miocene Kuroko sulphide ores (Akin, 1979), formed during arc volcanism around the volcanic centers (e.g., Mitchell and Garson, 1976). The sulphide ores are usually overlain by exhalative-sedimentary manganese deposits thought to be produced by volcanic hot springs discharging directly onto the seafloor (Hirst and Eğin, 1979). The distribution of the Kuroko type sulphide ores in the Eastern Pontides (Vujanovic, 1974; Pejatovic, 1979), gives an indication of the volcanic centers during the Senonian, and shows that the volcanic axis was located close to the present day Black Sea margin (Fig.2). Cretaceous volcanic rocks are generally sub-alkaline and give typical island arc geochemical signatures (Peccerillo and Taylor, 1975; Gedikoğlu, 1978; Akın, 1979; Eğin et al., 1979; Eğin and Hirst, 1979; Manetti et al., 1983; Akıncı, 1984; Köprübaşı, 1993). Only towards the end of the volcanic cycle there was minor alkaline, shoshonitic basic volcanism producing leucite and nepheline-bearing basanites and tephrites (Gümüş, 1978; Korkmaz et al., 1993). Associated with the Cretaceous volcanism were the intrusions of large number of granitoids (Fig. 2). Their isotopic ages range from about 95 to 65 Ma (Taner, 1977; Gedikoğlu, 1978; Moore et al., 1980, Boztuğ et al., 2004, 2007; Boztuğ and Harlavan, 2007). Although they show a wide modal scatter, they are dominantly hornblende-biotite granodiorite and quartz-diorite; geochemically the granitoids show a typical calc-alkaline trend (Çoğulu, 1975; Taner, 1977; Gedikoğlu, 1978; Moore et al., 1980). The granitoids generally intrude the lower basic volcanic rocks and are locally overlain by dacitic lavas.

During the Senonian the Inner Eastern Pontides were in a fore-arc position. In some places such as north of Kelkit there was a ridge between the arc and fore-arc, characterised by the deposition of shallow marine sandstones and rudist-bearing limestones (Schiftah, 1967; Gürsoy, 1989). However, in most regions the transition was gradual with a southward decrease in the amount of lavas at the expense of volcanoclastic rocks. The Senonian in the Inner Eastern Pontides is characteristically represented by a 500 to 900 m thick tuffaceous flyschoid sequence with pelagic limestone intercalations (Seymen, 1975; Pelin, 1977; H. Yılmaz, 1985; Gürsoy, 1989; Okay et al., 1996b).

The Senonian volcanic arc of the Eastern Pontides was an extensional arc as shown by the submarine nature of the volcanism. The marginal basins behind extensional arcs usually develop by the splitting of the volcanic arc axis (e.g., Karig, 1971). The distribution of the Kuroko type ore deposits in the Eastern Pontides shows that during the Maastrichtian the volcanic arc axis was located close to the present day Black Sea coast. Thus, the East Black Sea Basin probably started to open during the Maastrichtian by the splitting of this arc axis. An earlier opening of the East Black Sea basin would have resulted in a major volcanic and volcanoclastic apron to the north of the present day volcanic axis, which is not observed in the very narrow Black Sea shelf to the north of the Eastern Pontides.

#### **PALEOCENE-EARLY EOCENE THRUST IMBRICATION - CONTINENTAL COLLISION**

During the Palaeocene-Early Eocene there was major shortening along the Inner Eastern Pontides, and the continental margin was telescoped into a series of stacked north-vergent thrust slices. The thrusting did not reach farther north than the Bayburt-Kelkit-Mindeva line (Fig. 2). In the Alucra region, which is located between the inner and outer Pontides, there was upright folding and a major break in sedimentation during the Palaeocene/Early Eocene. Lutetian limestones, marls and sandstones in this region lie with angular unconformity on folded Jurassic and Cretaceous sediments (Nebert, 1961; Pelin, 1977) and even overlie the metamorphic basement of the Ağvanis Massif (Okay, 1984). In the Outer Eastern Pontides sedimentary or volcanic rocks of Late Palaeocene-Early Eocene age are also not recognised, and Lutetian volcano-sedimentary rocks lie unconformably over the Senonian rocks (Gedikoğlu et al., 1982; Korkmaz and Gedik, 1988; Korkmaz, 1993) suggesting that the whole of the Eastern Pontides were above sea level during Palaeocene-Early Eocene.

South of the town of Kelkit three north-vergent thrust slices are recognised (Okay et al., 1996b). The basement rocks were involved in thrusting and the high-grade Pulur metamorphic rocks were emplaced over the Jurassic Kelkit Formation. The topmost thrust slice in the structural sequence consists of Jurassic-Cretaceous limestones (Bergougnan, 1975; 1976). A major clastic foreland basin developed in front of this northward-moving nappe. Judging from its isolated outcrops, the foreland basin must have originally extended at least up to the Köse region (Gürsoy, 1989), however, it is now largely preserved as a 180 km long and 3-5 km wide east to northeast-trending belt southeast of the Pulur Massif (Fig. 2). The basin fill consists of a few hundred metres thick conglomerates overlain by an over 1000 m thick Upper Palaeocene-Lower Eocene turbidite sequence with large limestone olistoliths derived from the overlying nappes (Ketin, 1951; Norman, 1976; Bergougnan, 1976).

This major Palaeocene/Early Eocene compressive event, the strongest post-Jurassic deformational event in the Eastern Pontides, is related to the collision of the Eastern Pontide island arc with the Anatolides-Taurides along the Ankara-Erzincan suture in the south. There is a clear northward decrease in deformation from a thrust-belt in the south to a region of upright folding in the Alucra-Gümüşhane area and finally to a subtle unconformity in the Outer Eastern Pontides in the north. Regional uplift caused deep erosion, which in places removed sections down to the pre-Mesozoic basement. All these are typical features of a continental collision; however, many workers (Tokel, 1977; Akın, 1979; Robinson et al., 1995) relate the Lutetian calc-alkaline magmatism to the northward subduction of the Tethys Ocean and consider the continental collision to be of Oligocene age. Others (e.g., Şengör and Yılmaz, 1981) initiate the collision in the Palaeocene/Early Eocene but still relate the Lutetian magmatism to ongoing subduction. However, Lutetian rocks are largely undeformed and lie with a major angular discordance over all the older units indicating that there was no major regional compression in the Eastern Pontides after the Middle Eocene, which is difficult to conceive if the continental collision had occurred in the Oligocene. The Senonian arc volcanism is confined to a relatively narrow belt, a characteristic feature of the present-day arc volcanism (e.g., Hamilton, 1995). In contrast Lutetian magmatism, although much more restricted in time, is spread over the whole 100 km breadth of the Eastern Pontides and extends south to the Ankara-Erzincan Tethyan suture. Such a diffuse magmatism cannot be related to the activity of a single subduction system over a restricted time. A third line of evidence comes from the Kösedag syenite pluton of Middle-Late Eocene age (42-37 Ma Rb/Sr whole rock age; Kalkancı, 1974) located northeast of Sivas (Fig. 2). It is an alkaline pluton with within-plate and post-orogenic geochemical features (Boztuğ et al., 1994) and intrudes the suture zone. Thus, the weight of the geological evidence is for a Palaeocene/Early Eocene collision between the Pontides and the Anatolide-Tauride platform.

#### **MIDDLE EOCENE - A NEW SEDIMENTARY AND VOLCANIC CYCLE**

In the Eastern Pontides Lutetian deposits transgressed over an existing folded and thrust-faulted surface (Fig. 4). The Lutetian deposits are generally not folded and are not involved in thrust-faults. They mark a new cycle of marine sedimentation and volcanism. Lutetian deposits in the Eastern Pontides were deposited in shallow water and are characterised by the presence of abundant nummulites in the limestones and sandstones intercalated with the volcanic rocks. The volcanism was more basic in composition than the Senonian volcanism, and occurred throughout the Eastern Pontides. The base of the Eocene transgression is generally dated as Lutetian (e.g., Ketin, 1951; Nebert, 1964; Bergougnan, 1987; Elmas, 1995), although in some regions it might have been as early as late Ypresian (Burşuk, 1975; Hakyemez and Konak, 2001). The Lutetian in the Inner Eastern Pontides is represented by ca. 700 m thick shallow marine succession consisting of basal conglomerates overlain by nummulite-bearing sandy limestones and sandstones, which pass up to a volcanoclastic series of sandstone, siltstone, basaltic and andesitic tuff, marn and rare basaltic flows (Ketin, 1951; Nebert, 1961; Pelin, 1977; Açar, 1977; Özer, 1984; Gürsoy, 1989; Bozkuş, 1992a; Hakyemez and Konak, 2001; Konak et al., 2001). In the Outer Eastern Pontides a similar sequence, about 1000 m thick but richer in volcanic rocks, constitute the Lutetian sequence (Tokel, 1977; Korkmaz and Gedik, 1988; Korkmaz, 1993). Lutetian volcanic rocks

represent a short-lived volcanic cycle known as the Upper Basic Series (Schultze-Westrum, 1962; Zankl, 1962a; Tokel, 1977; Akıncı, 1984) and show similar but less pronounced silica enrichment with time as the Senonian volcanic cycle. Geochemically Lutetian volcanic rocks in the Outer Eastern Pontides are calc-alkaline and fall in the field of island arc basalts and andesites (Eğin et al., 1979; Eğin and Hirst, 1979; Tokel, 1977; Terzioğlu, 1984; Akıncı, 1984, Arslan & Aliyazıoğlu, 2001; Arslan & Aslan, 2006). Several hornblende-biotite granodiorites, which intrude Eocene sediments and volcanics, constitute the plutonic members of this magmatic cycle (Schultze-Westrum, 1962; Zankl, 1962a). The few isotopic ages from these granitoids range from 45 to 30 My (Çoğulu, 1975; Moore et al., 1980, Boztuğ et al., 2007). However, unlike the Senonian magmatism, the Lutetian magmatic rocks are not restricted to the Outer Eastern Pontides but occur throughout the Eastern Pontides and adjacent Taurides. They intrude the Late Palaeocene/Early Eocene thrust contacts in the Inner Eastern Pontides north of Erzincan (Fig. 2). In the Ankara-Erzincan suture zone northeast of Sivas, the Middle to Upper Eocene (42-37 My) Köseadağ pluton (Kalkancı, 1974), intrudes the Lutetian volcano-sedimentary formations (Fig. 2). Lutetian deposits south of the Ankara-Erzincan suture also comprise andesitic lavas, tuffs and pyroclastic rocks intercalated with shallow water sedimentary rocks (e.g., Özgül, 1981; A.Yılmaz, 1985). This and the major Palaeocene-Early Eocene unconformity show that the Senonian and Lutetian volcanic sequences represent two distinct cycles (Manetti et al., 1983, 1988).

The cause of the widespread Lutetian volcanism is not clear. A Tibetan-type post collisional magmatism triggered by crustal thickening is unlikely, as the Lutetian magmatism was wholly submarine suggesting regional extension only a few million years after the collision. This regional extension and the associated magmatism could have been related to the accelerated opening of the oceanic East Black Sea basin. Okay et al. (1994) suggested that the East Black Sea basin has opened by the anticlockwise rotation of a large continental block north of the Eastern Pontides. Although the rotation and thus the opening of the East Black Sea basin probably started in the latest Cretaceous, an increase in the rotation rate during the Lutetian might have resulted in the extension and magmatism throughout the Eastern Pontides. However, Eocene magmatism is also very widespread in the Caucasus and Iran (see Kazmin et al., 1986), which might suggest a more global cause for this enigmatic magmatic event.

#### **OLIGOCENE AND YOUNGER DEPOSITS**

The marine sequences in the Eastern Pontides generally do not reach to the Late Eocene showing that the Eastern Pontides were uplifted *en bloc* by the end of the Middle Eocene, and stayed largely above sea-level since the Middle Eocene except for an Early Miocene marine incursion along the Ankara-Erzincan suture zone (e.g., Gedik, 1985; Yılmaz et al., 1988; İnan, 1988; Gökten, 1993). To the north of the Eastern Pontides minor marine deposits of Upper Miocene (Sarmatian) and Lower Pliocene (Pontian) ages form small outcrops along the present Black Sea coast and represent small bays of the Para-Tethys (Özsayar, 1971, 1977).

The Miocene and younger history of northeastern Turkey is characterised by continuing compression caused by the on-going collision of the Gondwana and Laurasia after the complete elimination of the intervening oceanic basins. Most of this compression was accommodated by generally south-vergent thrusting and folding along the Ankara-Erzincan suture to the south of the Inner Eastern Pontides (e.g., Aktimur et al., 1990; Bozkuş, 1992b). Small foreland basins, characterised by terrigenous sedimentation developed during the Miocene in front of these thrust slices along the Ankara-Erzincan suture (e.g., İnan, 1988). There was also largely basaltic alkaline volcanism, which lasted up to the Recent times (Terzioğlu, 1985). In the Middle to Late Miocene the continuing compression resulted in the initiation of the North Anatolian Fault, which started the westward translation of the Anatolian block, a tectonic regime that continues today (Şengör, 1979).

#### **THE OTHER SIDE OF THE TETHYS OCEAN - THE TAURIDE MARGIN**

Further insight on the evolution of the Tethyan Ocean south of the Eastern Pontides can be gained from the geology of the northern margin of the Taurides south of the Tethyan suture. Pre-Tertiary

lithologies south of the suture occur intermittently from south of Sivas to south of Erzincan (Fig. 2). They are best exposed in the Munzur Mountains southwest of Erzincan, where the Mesozoic is represented by Upper Triassic to Cenomanian platform carbonates overlain by Turonian to Upper Campanian pelagic biomicrites (Özgül, 1981; Özgül and Turşucu, 1984). In the Early Maastrichtian ophiolitic melange with large peridotite slices were emplaced over the carbonates and the carbonate platform was internally sliced along major south-vergent thrusts. In a 350 km long region between south of Sivas and Horasan, the ophiolitic melange and the peridotite slices are unconformably overlain by Maastrichtian to Upper Palaeocene shallow water limestones (İnan et al., 1993; Özgül, 1981; Gedik, 1985; Yılmaz et al., 1988). In the Munzur region, this was followed by a period of uplift and erosion, and the Lutetian sandstone, limestone, tuff, basalt and andesites unconformably overlie all the older units. In the Munzur region Upper Eocene rocks are not present as in the Pontides, and Oligocene is made up of terrigenous clastics and evaporites; the marine sequence starts again with Lower Miocene shallow marine deposits (e.g., Gökten, 1993).

## CONCLUSIONS

The major stratigraphic and tectonic features of the Eastern Pontides can be summarised as follows:

There is a heterogeneous pre-Jurassic basement consolidated during the Hercynian and Cimmeride orogenic events. Triassic sedimentary rocks are absent possibly due to metamorphism during the Cimmeride orogeny. The Mesozoic sequence starts with a widespread Liassic transgression and continues essentially uninterrupted until mid-Cretaceous, when there is a major break in sedimentation with uplift and erosion of the entire Eastern Pontides. This compressive event was caused by the emplacement of an ophiolitic melange over the southern continental margin of the Eastern Pontides during the Cenomanian-Turonian. The compression and obduction of the melange are probably related to the partial subduction of the Eastern Pontide passive continental margin in a south-dipping intra-oceanic subduction zone. This was followed by a flip in the subduction polarity and consequently a volcanic arc developed during the Turonian to Campanian in the Outer Eastern Pontides above the northward subducting Tethyan ocean floor. The volcanic arc was extensional and wholly submarine. The inner parts of the Eastern Pontides were in a forearc position during the Senonian. The East Black Sea Basin probably started to open during the Maastrichtian through the splicing of the volcanic arc axis.

Major thrust imbrication of the southern continental margin of the Eastern Pontides occurred during the Late Palaeocene/Early Eocene. The thrusting involved the pre-Jurassic basement; thick foreland flysch basins have developed in front of the northward moving nappes. In the Outer Eastern Pontides Late Palaeocene/Early Eocene is characterised by folding, uplift and erosion. This orogenic event, the strongest in the Eastern Pontides during the Mesozoic and Tertiary, marks the continental collision between the Eastern Pontide arc and the Taurides.

Essentially undeformed basaltic and andesitic volcanic rocks and shallow marine sedimentary rocks of Middle Eocene age occur throughout the Eastern Pontides and these are transgressive over a folded and thrust-faulted basement. They mark a regional extension probably related to an accelerated phase of the opening of the East Black Sea basin. From the end of the Middle Eocene onward the Eastern Pontides stayed above sea level with minor volcanism and terrigenous sedimentation.

The Eastern Pontide stratigraphic sequence is rich in volcanic and volcanoclastic rocks. Three major Mesozoic-Tertiary magmatic cycles are recognised. The first cycle is Early to Mid-Jurassic age, is probably of tholeiitic character and may have been related to rifting or subduction. The second cycle is of Turonian-Campanian age is dominantly subalkaline and is subduction related. The third cycle is of Middle Eocene age, is calc-alkaline and is probably related to a regional extension.

## GEOLOGICAL FEATURES OF THE EASTERN PART OF THE EASTERN PONTIDES

Several tectonostratigraphic units of Liassic-Palaeocene age crop out in the eastern part of the Eastern Pontides. They are grouped from north to south into three zones (Fig. 5). The Hopa-Borçka Zone located in the north corresponds to the Outer Eastern Pontides and constitutes the westward extension of the Adjera-Trialeti Zone of the Caucasus. The Olur-Tortum Zone lies in the Inner Eastern Pontides and has features similar to the Jurassic-Cretaceous sequences of the Sakarya Zone in the Central Sakarya region. The Artvin-Yusufeli Zone lies between Hopa-Borçka Zone and Olur-Tortum Zone is the equivalent of the Artvin-Bolnisi Zone in the Caucasus and has some stratigraphic features similar to the Jurassic-Cretaceous sequences of the Central Pontides.

Pre-Upper Cretaceous sequences of the HBS do not crop out in the Hopa-Borçka section. However, farther west the sequences of this zone go down to the Paleozoic. In the Outer Eastern Pontides (OEP) the oldest recognized rocks are Paleozoic schists and marbles south of Giresun-Dereli and Carboniferous granitoids (Çoğulu, 1975; Bergougnan, 1987; Topuz et al., 2007)). These rocks exhibit contact only with the Upper Cretaceous rocks.

Apart from the rocks above, the Mesozoic series start with Lower-Middle Jurassic basic and intermediate volcanic rocks and intercalated epiclastic rocks (Fig. 6). The basalts in the lower part of the section are black, purple, green, locally spilitized and contain plagioclase laths; they pass upwards into epiclastic sandstones. The Middle Jurassic volcanic rocks are unconformably overlain by grey, white, thickly bedded Upper Jurassic – Lower Cretaceous (Aptian) platform limestones. These limestones pass upwards into thinly bedded hemipelagic limestones deposited in a relatively deep shelf environment.

During the extensional tectonics in the Aptian the carbonate platform was fragmented with the opening of a basin, and thickly bedded, parallel laminated, dark grey, black calciturbidites and coarse sandstones with olistoliths and debris flows were deposited on the hemipelagic limestones. These sediments also include basaltic agglomerate, lapilli tuff and tuff horizons. Upwards in the section coarse sandstones become dominant, which in turn are overlain by a marl/siltstone sequence. Foraminifera in these hemipelagic sediments, which have a maximum thickness of 10 m in the Maçka-Akarsu valley section, have given Aptian, Albian and Turonian ages. This condensed sequence indicates the presence of submarine unconformities. Turonian transgressive sequences are known in sections in the northern parts of the Inner Eastern Pontides, where they lie unconformably over rocks of various ages (Konak and Hakyemez, 2001; Konak et al., 2001). This unconformity exhibits itself in the north in the marine basin as a submarine unconformity. The Turonian sequence is represented in some regions by andesitic pyroclastics and by flysch sequences with rare lava intercalations and in other regions by pelagic carbonates. These sequences are cut locally intensely by dark green andesitic dykes.

In the Outer Eastern Pontides (OEP) the Santonian marks the start of the acidic volcanism, as is also the case in the Inner Eastern Pontides. This stage is represented by volcanic and volcanoclastic rocks of dacitic and rhyolitic composition, which carry most of the massive sulphide copper deposits and by pelagic limestones, which show lateral transitions with the volcanoclastic rocks.

Dark basaltic-andesitic lavas and pyroclastic rocks, grey and red limestone, sandstone and mudstone were deposited in the Late Santonian in the Outer Eastern Pontides. A characteristic feature of this period is a bimodal volcanism with the formation of basic, intermediate and acidic volcanic products.

A second period of intense acidic volcanism with the dominance of dacitic-rhyolitic rocks occurred during the Late Santonian-Early Campanian (Fig. 6). Brown epiclastic rocks locally with basic volcanic rocks characterize the Campanian; light coloured shallow to deep marine turbidites and carbonates

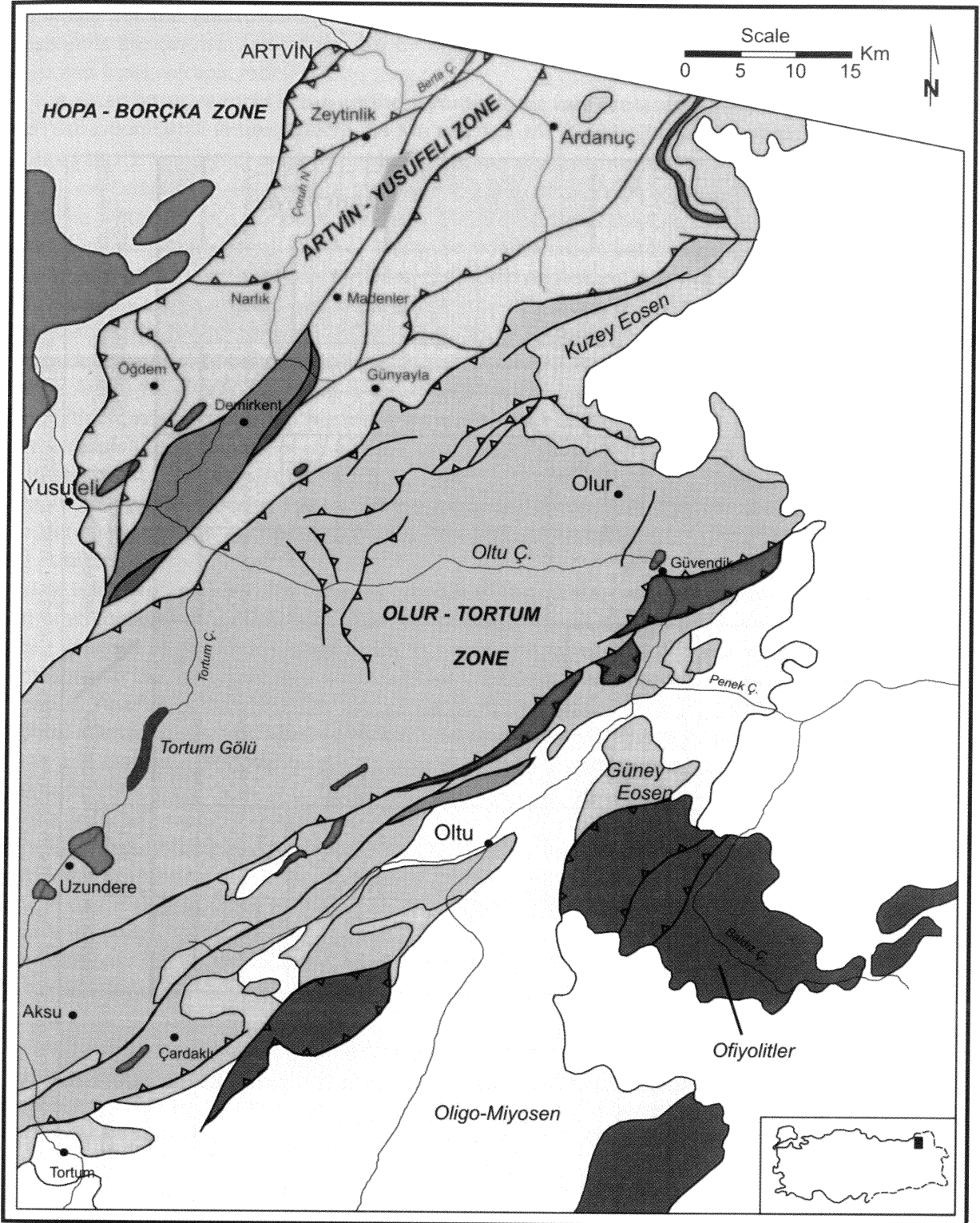


Fig. 5. Tectonic map of the easternmost Eastern Pontides showing the distribution of tectonics zones.  
 Şekil 5. Tektonik zonların dağılımını gösteren Doğu Pontidler'in doğu kesiminin tektonik haritası.



are typical for the Maastrichtian-Palaeocene and grey, brown turbidites for the Early Eocene. All these units are overlain unconformably by Middle Eocene conglomerates, which pass up into grey marls and basic volcanic rocks.

The dated intrusive rocks in the northern Pontides are Late Cretaceous Harşit Granitoid [ $72,1 \pm 3,6$  Ma (Türk-Japon Ortak Projesi, 1985)], 94 Ma and 115 Ma (Gedikoğlu, 1977)], Middle Eocene Sisdağ Diorite [ $46,1 \pm 1$  and  $41,2 \pm 0,8$  Ma], Middle Eocene diabasic intrusions ( $44.8 \pm 0.9$  Ma) (Kurt et al., 2006)] and Early Oligocene andesitic intrusions [ $32.5 \pm 0.7$  My (Kurt et al., 2006)].

In the Outer Eastern Pontides the tectonic lines north of the E-W trending Gümüşhane-Artvin thrust zone dominantly trend NE-SW. This tectonic trend does not change until west of Ordu; in the Artvin region all the tectonic lines between the North Anatolian Ophiolite Zone and Hopa, trend NE-SW, especially as the Artvin thrust also bends to the NE. In the north the tectonic lines are generally characterized by NW verging thrusts, however some tectonic lines have also strike-slip or oblique motion associated with them.

The Artvin-Yusufeli Zone, which is thrust north-westward over the Hopa-Borçka Zone along the Artvin thrust, is also thrust south-eastward over the Olur unit of the Olur-Tortum Zone (Fig. 5). The Artvin-Yusufeli Zone consists of six tectonic units, which show stratigraphic differences and are thrust from southeast towards northwest (Fig. 6, Öğdem, Zeytinli, Madenler, Ardanuç, Üçsu and Günyayla units, Konak and Hakyemez, 2001). Furthermore, the Artvin-Yusufeli Zone also contains Paleozoic Harsdere metamorphic complex and Demirkent magmatic complex of probable Triassic – Early Liassic age as tectonic slices.

The Harsdere metamorphic complex consists of migmatite, migmatitic gneiss, amphibole-gneiss and amphibolite and exhibits high-grade metamorphism. It can be correlated with the granulite facies gneisses of the Cenci Group in the Pular (Bayburt) region (Okay, 1996) and shows tectonic contacts with the Demirkent magmatic complex. The Demirkent magmatic complex, which crops out between Yusufeli and Demirkent, has a rugged topography. It consists of pegmatoid gabbro, gabbro, microgabbro and diabase, which are cut by dykes and veins of granodiorite, tonalite, dacite, aplite and diabase. It shows tectonic contacts with the Jurassic-Cretaceous rocks. The Demirkent magmatic complex is thought to be Triassic-Early Liassic in age, while the intrusive dykes and veins have a wider age range from Liassic to Early Eocene. Clasts of the Demirkent magmatic complex and Harsdere metamorphic rocks are present in the Malm conglomerates indicating that both of these units were exposed on the surface in the Mid Jurassic (Konak et al., 2001).

The Liassic-Dogger series of the Artvin-Yusufeli Zone consist of epiclastic sandstone, siltstone and shale with horizons of basic lava and tuff (Berta Formation). Upwards the sequence contains chert intercalations and is overlain by basaltic lavas and pyroclastics, equivalents of the Mudurnu Formation. In some units (Madenler and Günyayla) the clastic and volcanic rocks show lateral and vertical transitions.

The Malm-Lower Cretaceous sequences, which lie unconformably over the underlying sequences, start with continental to shallow marine clastic rocks locally showing features of fan deltas. These sequences, which show differences in their stratigraphic features and in thickness between various units, contain Malm (late Oxfordian – early Kimmeridgean) reefal carbonate bands and lenses and basic volcanic intercalations. Valanginian-Aptian neritic limestone horizons and lenses are encountered in some units (Öğdem and Madenler).

In some units (Ardanuç and Günyayla) Turonian clastic rocks lie with an angular unconformity over the Malm-Lower Cretaceous and even over Liassic-Dogger sequences. The Senonian sequence continues upwards with Coniacian (?)–Early Campanian red-pink micritic limestone-marl-sandstone-siltstone intercalated with andesitic-basaltic and locally dacitic lava and pyroclastic-epiclastic rocks. The Senonian sequence shows major differences in lithostratigraphy and thickness among the different units. For example in the Günyayla unit Lower Santonian limestones with rare chert bands lie transitionally over the Turonian clastic rocks. The sequence continues with Upper Santonian-



Lower Campanian sediments with andesitic and dacitic pyroclastic intercalations and finishes with Senonian sandstone-siltstone-marl-limestone intercalation.

In some units (Madenler, Ardanuç and Üçsu), where the upper parts of the Senonian sequence is observed, Upper Campanian-Lower Palaeocene neritic limestones lie unconformably over the Coniacian (?)–Lower Campanian volcano-sedimentary sequences (Fig. 6). This limestone sequence, which shows variable thicknesses among these units, passes up into a sandstone-siltstone-shale sequence of Late Palaeocene age, which locally shows a turbiditic character. The Eocene sequences, which start with Upper Ypresian clastic rocks and pass up into lavas and pyroclastic rocks cover the tectonic contacts between the unit.

The Olur-Tortum Zone in the south contains three units (Olur, Aksu and Çardaklı) with different lithostratigraphic features (Fig. 6). The base of the Olur unit in the north is made up of Liassic-Dogger andesitic-basaltic lavas and pyroclastic rocks (Oltuçayı Formation) with a thickness of over 1000 metres. The lavas pass eastwards into volcanic rocks with a dacitic composition (Kaban dacite). The overlying pyroclastic-epiclastic sandstone-siltstone sequence (Rami Formation) lies conformably over both the Oltuçayı Formation and the Kaban dacite. Rocks of Liassic-Dogger age are not exposed in the Aksu Unit farther south. In the southernmost Çardaklı unit the Liassic-Dogger interval is represented by basaltic and tephritic lavas and pyroclastic rocks (Gümüştöre volcanics).

A sandstone-siltstone-marl sequence with conglomerate and volcanic intercalations (Olurdere Formation) of Malm age lies with a probable unconformity over the Liassic-Dogger rocks of the Olur Unit. A characteristic feature of this formation is the presence of Oltu Stone. South of Olur this formation represents the shallow portions of a submarine fan and has a thickness of 400 metres in a measured section along the Olurdere. In the region between Tortum lake and the town of Uzundere it has a thickness of 1500 metres and consists of turbidites of submarine fan character. It is overlain transitionally by Berriasian-Aptian micrites and shaly micrites (Soğukçam Formation) with chert bands and lenses in the upper levels and with horizons of turbiditic sandstone and calciturbidite. The Soğukçam Formation, which consists of pelagic and hemi-pelagic limestones, was deposited on a carbonate ramp, and has a thickness of over 900 metres south of Olur. The Malm turbidites and the transitionally overlying Lower Cretaceous hemipelagic limestones in the Aksu unit farther south, can be correlated with age equivalent strata in the Olur Unit. In the Çardaklı Unit farthest south, Malm-Lower Cretaceous neritic limestones, which show lateral and vertical transition to turbidites lie with a sharp contact over the Liassic-Dogger volcanic rocks.

Upper Cretaceous sequences are different in all the three units. In the Olur Unit the hemi-pelagic limestones are overlain transitionally by Aptian-Santonian siltstone, marl and limestone with sandstone intercalations (Karacasu Formation). However, in the Karmasor hamlet the lensoid conglomerate and sandstone sequence (Karmasor member) represents main channel deposits following the foundering of the underlying carbonate ramp. The lensoid sandstones within the unit (Karagüney member) represent a limited submarine channel in an inclined open shelf. In the type section the formation has a thickness of over 450 metres, and is overlain by Santonian andesitic lavas, pyroclastic and epiclastic rocks (Eğlek Formation), 450 metres in thickness. This is overlain by an Upper Santonian to Maastrichtian clastic-carbonate sequence, 350 m in thickness, consisting of shaly-sandy limestones with sandstone intercalations at the base and marls with shaly limestone interbeds at the top (Unluca Formation). The sequence in the Olur Unit ends with Danian-Lower Thanetian shallow marine limestone (Alos limestone) and Thanetian siltstone with intercalation of clastic limestone and sandstone (Kalttarmak formation). In the Aksu Unit, on the other hand, the lower parts of the Upper Cretaceous sequence is represented by silty-, sandy- and shaly-limestone, siltstone and sandstone intercalation and the upper parts by basic volcanic rocks. In the Çardaklı Unit the Upper Cretaceous sequence is different from the other two units and consists at the base of flysch with limestone lenses and at the top by neritic limestone.

In the Oltu-Balkaya zone, various tectonic units of the Olur-Aksu-Çardaklı units of the Olur-Tortum Zone are tectonically intersliced with the Güvendik magmatic complex and Kışla metamorphic rocks (Oltu Imbricate Zone). The Kışla metamorphic consists of schists metamorphosed in lower

greenschist facies. The Güvendik Complex is made up of migmatite, gneiss, amphibole gneiss, amphibolite, metabazite cut by metagranodioritic, pegmatitic, dacitic, tonalitic and diabasic veins and dykes. Apart from the metabazites, the metamorphic rocks of the Güvendik Complex can be correlated with the Harsdere Metamorphics in the Artvin-Yusufeli Zone and hence with the granulite facies gneisses of the Cenci Group in the Pular (Bayburt) region (Okay, 1996).

The southernmost zone consists of imbricated slices of peridotite, serpentinite, microgabbro, ophiolitic melange, glaucophanitic greenschist, tonalitic/trondheimitic rocks and an Upper Senonian flysch, which lies with a probable unconformity over the ophiolitic rocks. This zone represents the north-eastward continuation of the North Anatolian Ophiolite belt.

Two different Eocene sequences can be observed north and south of the Çoşkunlar (Olur) – Uzundere line. The northern Eocene sequence (Late Ypresian-Bartonian) consists of shallow marine to continental clastic rocks at the base and deltaic and submarine turbidites with a volcanic intercalations at the top. It lies unconformably over the Upper Palaeocene rocks. The southern Eocene sequence is represented by fan delta clastics at the base, which are Late Palaeocene-Early Eocene in age and show tectonic contacts with the ophiolites. This Palaeocene-Eocene sequence is overlain by Bartonian-Priabonian continental and shallow marine clastic and volcanic rocks, which are in turn unconformably overlain by Oligo-Miocene continental deposits with coal and gypsum. All these units are unconformably overlain by volcanic and volcanoclastic rocks of Late Miocene to Quaternary in age.

## DOĞU PONTİDLERİN BÖLGESEL JEOLJİSİ

Doğu Pontidler Karadeniz'in güneydoğu kıyısı boyunca 500 km uzunluğunda ve 100 km genişliğinde bir dağ silsilesi oluşturur. Jeolojik olarak Doğu Pontidler, Senoniyen sırasında kuzeye dalan okyanus tabanının üzerinde gelişmiş olan, en iyi korunmuş eski ada yayı örneklerinden biri olarak bilinmektedir (örneğin Akın, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1981; Akıncı, 1984). Burada, Doğu Pontidler'in Lavrasya'nın güney kıta kenarı boyunca olan konumunu, aktif bir kıta kenarına dönüşümünü ve sonunda Erken Tersiyer'deki kıta çarpışması sırasındaki nihai deformasyonunu kapsayan evrimi belgelenecektir.

Coğrafik olarak Doğu Pontidler daha çok Doğu Karadeniz kıyısı çevresini kapsayan, sınırları biraz belirsiz bir bölgeyi karşılayan bir terimdir. Bölgenin batı sınırı, keyfi olarak, Samsun dolayındaki Yeşilirmak veya Kızılırmak nehirleri olarak alınır. Tektonik olarak ise Doğu Pontidler, Sakarya Zonu'nun Yeşilirmak veya Kızılırmak nehirleri olarak alınır. Tektonik olarak ise Doğu Pontidler, Sakarya Zonu'nun doğu kesimini oluşturur (Şekil 1; Okay, 1989). Güney sınırı Ankara-Erzincan Neo-Tetis kenedidir; kuzeyinde Karadeniz Havzası yer alır ve doğuda herhangi bir kesiklik olmaksızın Küçük Kafkaslar'a uzanarak burada Adjara-Trialeti ve Artvin-Karabağ zonlarıyla korele edilebilir (Şekil 1; örneğin Khain, 1975; Yılmaz ve diğerleri, 1999). Orta Pontidler ile olan batı sınırı stratigrafiktir ve Kretase istifindeki fasiyes değişikliklerine karşılık gelir.

Doğu Pontidler'i de kapsayan Sakarya Zonu, genel olarak, yerli yerinde Paleozoyik sedimanter kayalarının olmayışı, Paleo-Tetis'e ait Permo-Triyas yaşlı yığışım-dalma/batma karmaşıklarının (Karakaya Karmaşığı) varlığı ve geniş alanlara yayılmış olan Liyas transgresyonu ile karakterize olur (Okay, 1989; Okay ve diğerleri, 1996a). Bunun tersine, güneydeki Toridler'de iyi gelişmiş bir Paleozoyik istifi gözlenir ve Paleo-Tetis'e ait yığışım-dalma/batma karmaşıkları bulunmaz. Kuzeydoğu Türkiye'de bu iki paleocoğrafik bölge, birbirinden büyük peridotit kütleleri ve ofiyolitik melanjla belirlenen Ankara-Erzincan Neo-Tetis kenedi ile ayrılmıştır.

Doğu Pontidler genellikle iç/güney ve dış/kuzey bölümlere ayrılır (örneğin, Akın, 1979; Gedikoğlu ve diğerleri, 1979; Özsayar ve diğerleri, 1981; Konak ve Hakyemez, 2001, 2008). Dış Doğu Pontidler'de Üst Kretase öncesi jeoloji birimlerini önemli ölçüde gizleyen Senoniyen ve Orta Eosen volkanik ve volkanoklastik kayaları baskındır (Şekil 2). Öte yandan, Senoniyen boyunca yay-önü konumunda bulunan ve Erken Tersiyer kıta çarpışmasında Dış Doğu Pontidler'den daha yoğun deformasyona uğrayan İç Doğu Pontidler'de Senoniyen öncesi kayaları geniş yüzeylemelere sahiptir. Bu iki kesim arasındaki geçiş sınırı yaklaşık Niksar-Gümüşhane-Artvin hattını izler (Şekil 2).

### DOĞU PONTİDLERİN JURA ÖNCESİ TEMELİ

Doğu Pontidler'deki Jura öncesi temele ait yalıtılmış yüzlekler dört tipe ayrılabilir: Karbonifer öncesi yaşlı yüksek dereceli metamorfik karmaşık, Erken Karbonifer yaşlı magmatik karmaşık, Üst Karbonifer-?Alt Permiyen sığ denizel-karasal sedimanter istifi ve Permo-Triyas metabazit-fillit-mermer birimi (Şekil 3).

#### Yüksek Dereceli Metamorfik Karmaşık – Pulur Masifi

İç Pontidler'de kordiyerit-sillimanit-granat gnays, mikrognays, migmatit, metakuvarsit, bantlı amfibolit, diyopsit-plajiyoklaslı kaya ve metadiyoritlerden oluşan kristalen bir temel, kuzey yönlü büyük bir Eosen bindirme diliminde yüzeylenmektedir (Şekil 2). Pulur Masifi adı verilen bu metamorfik karmaşık, 5-10 km genişlikte ve 60 km uzunlukta kuzeydoğu uzanımlı bir kuşakta yüzeyler ve Liyas volkano-sedimanter kayaları tarafından uyumsuz olarak üzerlenir (Ketin, 1951; Tanyolu, 1988; Keskin ve diğerleri, 1989; Okay, 1996). Metamorfizma amfibolit-granulit fasiyesindedir. Pulur gnayslarındaki monazit Pb yaşları geç Erken Karbonifer (331-327 My, Namuriyen) olup bu yaş, yüksek dereceli metamorfizmanın yaşı olarak değerlendirilmiştir (Topuz ve diğerleri, 2004a). Pulur Masifi'nin yüksek dereceli metamorfik kayaları, metamorfizma ile eş yaşlı granitleri temsil eden, orta taneli, bantlı metagranitik kayalarla birlikte bulunur. Pulur Masifi'nde, ayrıca, birkaç metre kalınlığında, amfibolitlerle arakatlı ender metadunit ve metaharzburgit bantları da yer almaktadır (Okay, 1996).

Pulur Masifi'nin metamorfik kayaları Alpin olaylar sırasında yaygın olarak milonitize olmuş ve Eosen diyoritik ve andezitik stokları, daykları ve silleri tarafından kesilmiştir. Artvin'in güneyinde Jura volkano-sedimanter kayaları altında küçük tektonik dilimler halinde yüzlekler veren gnays ve amfibolitler (Şekil 2; Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, 1977; Tarhan, 1982; Konak ve Hakyemez, 2001), olasılıkla aynı yüksek dereceli metamorfik karmaşığın parçalarıdır.

### **Karbonifer yaşı Gümüşhane ve Köse Granodiyoritleri**

Gümüşhane ve Köse kompozit plutonlarını oluşturan granitik kayalar, Gümüşhane'nin güneyinde geniş alanlar kaplar (Şekil 2). Bunlar genellikle hornblend-biyotit granodiyoritlerdir (Zankl, 1962a; Yılmaz, 1976) ve yaşı bilinmeyen yeşil şist fasiyesindeki şistler ve fillitlerden oluşan bir metasedimanter temeli keserler (Yılmaz, 1972, 1977). Gümüşhane plutonunun yaşı yaklaşık 295 My'dir (Topuz ve diğerleri, 2007).

### **Üst Karbonifer - ? Alt Permiyen Sedimanter İstifi**

İç Doğu Pontidler'deki iki bindirme diliminde, net olarak izlenebilen kalın bir Karbonifer istifi yüzeyleri (Şekil 2). İstif basit bir monoklin yapısı gösterir ve Jura kumlu kireçtaşları tarafından uyumsuz olarak örtülür. İstifin tabanı gözlenmez, ama olasılıkla üzerleyen bindirme dilimi altında bulunan Pulur Masifi'nin yüksek dereceli metamorfik şistleri üzerinde yer almaktadır. Karbonifer istifi yaklaşık 1000 m kalınlığa sahip, ender kömür damarları içeren, heterojen bir kumtaşı, çakıllı kumtaşı, kuvarsit, koyu renkli kireçtaşı, silttaşı ve şeyl serisiyle başlar. Fusulinidler ve konodontlar Geç Karbonifer (geç Kasimoviyen-erken Gzeliyen) yaşını belirtir (Okay ve Leven, 1996; Çapkinoğlu, 2003). Bu heterojen Üst Karbonifer serisinin üzerine uyumlu olarak yaklaşık 1000 m kalınlığında, monoton kırmızı karasal kumtaşları gelir. Kumtaşlarında fosil bulunmamıştır.

### **Permo-Triyas Metabazit-Mermer-Fillit Birimi – Ağvanis ve Tokat Masifleri**

Metabazit, mermer ve fillit aralanmasından oluşan kalın bir istif, Refahiye'nin kuzeyinde, Ankara-Erzincan kenedinin hemen kuzey kesimindeki Ağvanis Masifi adı verilen, 35 km uzunluğunda ve 8 km genişliğinde bir metamorfik blok halinde bulunur (Şekil 2; Nebert, 1961; Okay, 1984). Metamorfik kayalar burada büyük bir antiklinoryum oluştururlar ve Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun kuzey ve güney doğrultu atımlı faylarıyla sınırlanmışlardır.

Ağvanis Masifi egemen olarak metabazik kayalar (istifin %60-70'i), yaygın metatüf ve yerel olarak yastık yapıları korunmuş metalavlardan oluşur. Metabazik kayalar özellikle mermer ve fillit düzeylerini arakatki olarak içerir; her bir düzeyin toplam kalınlığı 50 m'den azdır. Ayrıca çok ender olarak, uzunluğu birkaç on metre olan serpantinit mercekleri de bulunmaktadır (Okay, 1984). Toplam yapısal kalınlık 4,5 km dolayındadır. Tüm istif, metabazik kayalarda aktinolit/barroisit-albit-klorit-sfen parajenezinin gelişmesine yol açan yeşil şist fasiyesinde metamorfizma geçirmiştir.

Ağvanis Masifi'nde fosil bulunmamıştır. Yeni yapılan izotopik yaş tayinleri Geç Triyas yaşta bir metamorfizmaya işaret etmektedir (Gültekin Topuz, şahsi görüşme). Benzer metabazit-mermer-fillit istifleri Pulur Masifi'nin bir kesiminde (Okay, 1996; Topuz ve diğerleri, 2004b daha batıda Tokat Masifi'nde ortaya çıkar (Blumenthal, 1950; Alp, 1972; Özcan ve diğerleri, 1980; Tutkun ve İnan, 1982; Aktimur ve diğerleri, 1992) ve Karakaya Karmaşığının bir bölümünü (Nilüfer Birimi; Okay ve diğerleri, 1991, 1996a) oluşturarak Sakarya Zonu'nun batı kesiminde yaygınlaşır. Tokat Masifi'nde metakirintılı kayalar, yerel olarak, Permo-Triyas çökelimini ve en geç Triyas metamorfik yaşlarını işaret eden Permiyen ve Triyas kireçtaşı blokları içerir (Blumenthal, 1950; Öztürk, 1979; Özcan ve diğerleri, 1980).

### **DOĞU PONTİDLERİN JURA ÖNCESİ EVRİMİ**

Doğu Pontidler'in yüksek dereceli metamorfik temeli Pulur Masifi'nde yüzeyler. Bu temele, Karbonifer'de Gümüşhane ve Köse plutonlarıyla temsil edilen granodiyoritler sokulmuştur. Her ne kadar dalmanın polaritesi ve magmatik yayın konumu pek belirgen değilse de, bu yüksek sıcaklık-

düşük basınç metamorfik kayaları ve kalkalkalen magmatik kayalar, olasılıkla bir Karbonifer magmatik yayında oluşmuşlardır. Geç Karbonifer'de, sıg denizel ve fluvial sedimanter kayalar metamorfik-magmatik temelin üzerinde çökelmiştir. Üst Karbonifer istifindeki bitki fosilleri Avro-Amerikan akrabalıkları göstermektedir (R. H. Wagner, Şengör, 1990'da). Benzer Üst Karbonifer-Alt Permiyen fasiyesleri Büyük Kafkaslar'da ortaya çıkar, ve Hersiniyen orojenezinin bitimindeki molas depolanmasını temsil eder (Khain, 1975; Adamia ve diğerleri, 1982); tüm bu istifler Avrupa'daki Rotliegende serisi ile karşılaştırılabilir. Bunun yanı sıra, benzerleri Doğu Pontidler'in temelinde bulunan erken Hersiniyen sillimanit-kordiyeritli gnays ve migmatitler ile intrüsif plutonların Büyük Kafkaslar'da (Ön Silsile ve Ana Silsile zonları) ve Transkafkasya'nın Dzirula, Kharami ve Loki yükselimlerinde de bulunduğu rapor edilmiştir (Abesadze ve diğerleri, 1982; Adamia ve diğerleri, 1982, 1983). Toridler'de Hersiniyen metamorfizması ve magmatizmasının izlenmemesi, Doğu Pontidler olasılıkla Lavrasya'nın güney kenarı boyunca yer alan Kafkasya bölgesinin bir parçası olduğuna işaret etmektedir (Adamia ve diğerleri, 1982; Robinson ve diğerleri, 1995). Bu görüşe karşıt bir sav Şengör (1990) tarafından öne sürülmüş olup, araştırmacı Doğu Pontidler ile Dzirula, Kharami ve Loki yükselimlerini Gondwana'nın kuzey kenarına yerleştirmektedir. Bu görüş, büyük ölçüde, Büyük Kafkaslar'da bulunan ve Geç Paleozoyik deformasyonuna ilişkin hiçbir jeolojik kayıt içermediği farz edilen ve görünürde Orta Devoniyen'den Orta Triyas'a kadar sürekli kırıntılı istifin (Dizi Serisi; Adamia ve diğerleri, 1982) varlığına dayanmaktadır.

Doğu Pontidler'de Permiyen ve Triyas olaylarının iyi bir kaydı yoktur. Doğu Pontidler'de Permo-Triyas ofiyolitlerinin varlığına ilişkin çeşitli raporların (örneğin Seymen, 1975; Bektaş ve diğerleri, 1984; Koçyiğit, 1990) doğruluğu kanıtlanamamıştır. Sakarya Zonu'nun batısındaki Biga Yarımadası'nda Ağvanis Masifi'nin benzeyen, Permo-Triyas yaşlı bir metabazit-fillit-mermer birimi, Orta Karbonifer ( $308 \pm 16$  My) zirkon Pb yaşlar alınmış olan (Okay ve diğerleri, 1996a) bir yüksek dereceli metamorfik temeli tektonik olarak üzerlemektedir. Bu ilişki, en geç Triyas'taki Paleo-Tetis'in nihai kapanımı sırasında, bir Permo-Triyas okyanusal platosunun aktif kıta kenarına yamanması olarak yorumlanmaktadır (Okay, 2000). Benzer bir tektonik ilişki ve yorum Doğu Pontidler için de düşünülebilir. Doğu Pontidler'in iç kenarı boyunca Paleo-Tetis dalma/batma-yığışım istiflerinin konumu ve bunların kuzeyde görülmeşi, Paleo-Tetis'in Doğu Pontidler'in güneyinde yer aldığını göstermektedir.

## JURA-ERKEN KRETASE

### Alt-Orta Jura Volkanoklastik-Volkanik İstifi: Kelkit Formasyonu – Rift mi Yay mı?

Doğu Pontidler'de Triyas sedimanter kayaları bulunmaz ve Mesozoyik çökelişi güneyden gelen büyük Liyas transgresyonu ile başlar (Akın, 1979). Doğu Pontidler'deki Jura, karakteristik olarak, heterojen bir temel üzerinde uyumsuz olarak yer alan ve başlıca volkanoklastiklerden oluşan bir formasyonla (Kelkit Formasyonu) temsil edilir. Birim bazaltik ve andezitik litik tüf, volkanojenik kumtaşı, şeyl, bazaltik ve andezitik lav ve konglomeralardan oluşur. Ayrıca istifin içinde ince, devamsız kömür ve ammonitico rosso düzeyleri de bulunur (Şekil 4). Her ne kadar istifte volkanojenik kumtaşları egemen ise de, aynı zamanda gerçek piroklastik kayalar ile bazaltik ve andezitik lav akmaları da yer alır (örneğin Bergougnan, 1976, 1987). Piroklastik kayaların ve lavların klinopiroksen bileşimleri, toleyitik bir ana magmayı düşündürür (Bergougnan, 1987). Kelkit Formasyonu'na benzer birimler Doğu Pontidler'de çok geniş bir yayılıma sahiptir ve Destek-Reşadiye'den (Öztürk, 1979; Aktimur ve diğerleri, 1992; Seymen, 1975) 500 km uzaklıktaki Olur ve Yusufeli bölgelerine (Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, 1977; Yılmaz 1985; Bozkuş, 1992a; Konak ve Hakyemez, 2001) kadar uzanır. Kuzey uzanımı, Gümüşhane'nin kuzeyindeki Kretase ve Eosen dolguları tarafından geniş ölçüde gizlenmiştir. Bununla birlikte bu bölgedeki küçük yüzeylemeleri (Taşlı, 1984; Bektaş ve diğerleri, 1987; Korkmaz, 1993) benzer fasiyes özelliklerine sahiptir (Şekil 2).

Kelkit Formasyonunun 1500-2000 m arasında bir kalınlığı vardır (Ketin, 1951; Nebert, 1961; Pelin, 1977; Bergougnan, 1987; Gürsoy, 1989; Okay, 1993) ve düşey ve yanalda fasiyes değişimleri gösterir.

Kelkit Formasyonu güneye doğru daha ince taneli ve göreceli derin denizel karakterli olmaya başlar (Yılmaz, 1985; Okay, 1993).

Kelkit Formasyonunun yaşı, başlıca, Pliensbahiye'den Toarsiyen'e kadar olan Liyas katlarının varlığını gösteren ammonitico rosso düzeyleri içindeki ammonitlere dayandırılmıştır (Otkun, 1942; Stchepensky, 1945; Ketin, 1951; Alp, 1972; Yılmaz, 1972; Bassoullet ve diğerleri, 1975; Özer, 1984; Bergougnan, 1987). Ayrıca kömür düzeylerini ayıran palinoloji de Liyas (Ağralı ve diğerleri, 1966; Pelin, 1977) ve Dogger (Ağralı ve diğerleri, 1965) yaşlarını vermektedir. Dogger'in varlığına ayrıca ender makrofosiller (Wedding, 1963), dinoflagellat ve palinomorf toplulukları da (Robinson ve diğerleri, 1995) işaret etmektedir. Böylece, Kelkit Formasyonunun zaman aralığının, erken Pliensbahiye'den en azından Batoniyen sonuna kadar uzandığı söylenebilmektedir.

Doğu Pontidler ve Kafkaslar, Triyas çökellerinin genelde bulunmayışı, volkanik kaya ve kömür içeren Jura fasiyesleri gibi benzer stratigrafik özelliklere sahiptir (Khain, 1975; Adamia ve diğerleri, 1982), Mesozoyik stratigrafileri arasındaki bu benzerlik, bazı görüşlerin (örneğin Bektaş ve diğerleri, 1984) tersine, Doğu Pontidler, Doğu Karadeniz Havzasının Maastrichtiyen'de açılmasından önce, Kafkaslarla birlikte Lavrasya'nın güney kenarı boyunca yer aldığını göstermektedir.

Görür ve diğerleri (1983) Doğu Pontidler'in Kelkit Formasyonu'nu, güneydeki Neo-Tetis Okyanusu'nun açılmasıyla ilişkili bir rift fasiyesi olarak yorumlar. Kelkit Formasyonundaki yanal fasiyes ve kalınlık değişimleri, bu yorumu desteklemektedir. Kelkit Formasyonunun fasiyeslerinden çıkarsanan güneye doğru derinleşme, olasılıkla Neo-Tetis'e ait Ankara-Erzincan Okyanusu'nun açılmasıyla ilişkilidir (Görür ve diğerleri, 1983). Bununla birlikte, bu yorumda Doğu Pontidler ile Toridler arasında Jura öncesi stratigrafisinin benzerliğine bağlı bir çelişki ortaya çıkmaktadır. Toridler'in Munzur ve Keban ünitelerinde, Pontidler'in hiçbir yerinde görülmemeyen, iyi gelişmiş bir Triyas ve Permiyen karbonat istifleri vardır (Özgül ve Turşucu, 1984). Bunun ötesinde, Liyas sırasında kenedin iki tarafı arasında faunal farklılıklar bulunmaktaydı (Bassoullet ve diğerleri, 1975; Enay, 1976); Pontidler'in Liyas ammonitleri Lavrasya güney kenarındakilere ama Toridler'in Munzur Dağları'ndaki Liyas faunası Tetis güney kenarındakilere benzemektedir. Büyük bir olasılıkla, Lavrasya'nın güney kenarı boyunca Liyas sonrasında büyük doğrultu atımlı hareketler meydana gelmiştir; bunun bir neticesi olarak Toridler Liyas öncesinde Doğu Pontidler'le hiç birarada olmamıştır. Bunun dışında Alt-Orta Jura volkanik kayaları üzerinde son zamanlarda yapılan jeokimya çalışmaları, levha-içi kökenden çok bir dalma/batmaya işaret etmektedir.

### Üst Jura-Alt Kretase Karbonat Platformu

Kelkit Formasyonu üzerinde yer alan Üst Jura-Alt Kretase karbonatları, bütün Sakarya Zonu'nda yüzeyler. Yaklaşık 900 m kalınlıktaki neritik kireçtaşları ve dolomitlerle temsil edilen karbonat çökelimi Dış Doğu Pontidler'de Oksfordiyen/Titoniyen'de başlamıştır (Pelin, 1977; 1981; Gürsoy, 1989; Yılmaz, 1992; Robinson ve diğerleri, 1995). Güneyde İç Doğu Pontidler'de 1000 m'yi aşan kalınlıktaki pelajik radyolaryalı mikrit ve kalsitürbidit ile temsil edilen karbonat çökelimi ise biraz daha geç, Tithoniyen/Berriyaziyen'de başlamıştır (Ketin, 1951; Burşuk, 1975, 1981; Tutkun ve İnan, 1982; Okay ve diğerleri, 1996b). Geç Jura-Erken Kretase sırasındaki küçük ve yerel bazik volkanizma Gümüşhane'nin kuzeyindeki (Zankl, 1962b) ve Pulur'un güneyindeki (Okay ve diğerleri, 1996b) kireçtaşları içindeki ince tuf katmanlarıyla kanıtlanır. Geç Jura'da Dış ve İç Doğu Pontidler arasında belirgin bir fasiyes farklılaşması görülür. Bu iki bölge arasındaki sınır yaklaşık Niksar-Demirözü-Bayburt-Tortum hattını izler (Şekil 2). Buradaki fotoğraf, bir karbonat platformunun güneydoğuya doğru Lavrasya'nın güneye bakan kıta kenarını temsil eden bir karbonat yokuşuna/rampasına geçişini resmetmektedir (Şekil 4; Görür ve diğerleri, 1988). Doğu Pontidler'deki bu evre güneye bakan karbonatlı pasif kıta kenarının gelişimini simgeler.

Üst Jura-Alt Kretase karbonatları üstte, Alucra bölgesi gibi (Pelin, 1977) bazı yerlerde hemen hemen tüm karbonat istifinin aşındırılmış olduğu, büyük bir Senoniyen uyumsuzluğu ile sınırlanır. Karbonatlar, tüm karbonat istifini ortadan kaldıran yerel gelişmiş paleo vadiler boyunca karstlaşmıştır. Kuzeyde korunmuş karbonat istifinin en üst yaşı geç Barremiyen (Pelin, 1977;

Bergougnan, 1987), güneyde ise Apsiyen-Albiyen'dir (Burşuk, 1981; Okay ve diğerleri, 1996b Taslı ve Özsayar, 1997). Pelajik karbonatlarda Albiyen yaşı kenet kuşağı yakınındaki Maden yöresinde bulunmuştur (Elmas, 1994; Robinson ve diğerleri, 1995).

### **SENOMANİYEN-TURONİYEN – OFİYOLİTİK MELANJIN YERLEŞİMİNE BAĞLI BÖLGESEL YÜKSELİM**

Senomaniyen tüm Doğu Pontidler'de büyük bir yükselme aşınma dönemini temsil eder (Ketin, 1977; Pelin et al., 1982); bu yükselime İç Doğu Pontidler'de ofiyolitik melanjın kuzeye yerleşimi eşlik etmiştir (Şekil 4). Tüm Doğu Pontidler'de genellikle Senomaniyen çökeli yoktur; çoğu yerde Kampaniyen kireçtaşları Jura çökelleri üzerinde uyumsuz olarak yer alır (Pelin, 1977; Bergougnan, 1987; Yılmaz, 1985; Gürsoy, 1989; Robinson ve diğerleri, 1995; Eren ve Taslı, 2002); Gümüşhane bölgesinde Senoniyen kayaları doğrudan Karbonifer granitleri üzerine gelir (Yılmaz, 1972). Bu yönleriyle Doğu Pontidler, Apsiyen-Albiyen'in Batı Karadeniz Havzası'nın açılmasına eşlik eden riftleşmeyle eş zamanlı dolgular olarak yorumlanan sığ ve derin kırıntılı kayalarla tanımlanan (Görür, 1988; Robinson et al., 1995) Orta Pontidler'den ayrılır.

Doğu Pontidler'deki ofiyolitik melanj, Erzincan'ın kuzeyinden Tortum'un kuzeyine kadar uzanan 200 km uzunluğunda bir bindirme dilimi oluşturur (Şekil 2) ve Alt Kretase pelajik karbonatları üzerinde tektonik olarak yer alır (Bilgin, 1984; Bergougnan, 1987; İnan, 1988; Okay ve diğerleri, 1996b). Erken Tersiyer erozyonuna bağlı olarak ofiyolitik melanj, kenet kuşağındaki ve Toridler'deki büyük peridotit ve melanj kütlelerinin tersine, Neokomiyen pelajik karbonatlarının üzerinde küçük klipler halinde korunmuştur (Şekil 2). Yerel olarak, melanj ile karbonatların arasında bir olistostromal önülke fliş istifi görülür. Maden yöresinde melanjın altındaki karbonatlardaki en genç yaş geç Albiyen'dir (Elmas, 1994).

Ofiyolitik melanj -bolluk sırasına göre- spilitleşmiş bazalt, radyolaryalı çört, pelajik ve neritik kireçtaşı, kumtaşı, şeyl, silttaşı ve serpantin bloklarından oluşmuştur. Hem okyanus kabuğundan hem de Doğu Pontid pasif kıta kenarından türemiş kayatürlerini içerir. Melanj içindeki çeşitli bloklar, ayırt edilebilen herhangi bir matriks olmaksızın faylı dokanaklar boyunca biraraya gelmişlerdir. Melanj içinde bulunan Doğu Pontid kıta kenarı kökenli pelajik kireçtaşı bloklarının yaşı Apsiyen'e kadar çıkar (Okay ve diğerleri, 1996b) ve melanj Maden yöresinde Maastrihtiyen yaşlı, rudist içeren neritik kireçtaşları tarafından uyumsuz olarak örtülür (Ketin, 1951; Fenerci, 1994). Bu ilişki, melanj oluşumunun yaşını ve kıta kenarı üzerine yerleşimini Senomaniyen-Kampaniyen zaman aralığına sıkıştırır. Doğu Pontidler'de Geç Kretase transgresyonunun Turoniyen-Koniyasiyen'de başlamış olduğu dikkate alındığında, melanjın yerleşim yaşı Senomaniyen-Turoniyen aralığı ile sınırlandırılabilir. Sıkışma her ne kadar tüm Doğu Pontidler'de büyük bir yükselme ve aşınma dönemi olarak hissedilmiş ise de (Şekil 4), ofiyolitik melanj bindirme dilimi Şiran-Kelkit-Bayburt hattının kuzeyine (Şekil 2) erişmemiş gibi görünmektedir. Tokat Masifi'nin batısındaki bölgede Aktimur ve diğerleri (1992) ofiyolitik melanjın bu dönemde yerleştiğini açıklar. Küçük Kafkaslar'da da ofiyolit ve ofiyolitik melanj Senomaniyen-Koniyasiyen sırasında kuzeye doğru Sevan-Akera Zonu üzerine yerleşmiştir (Knipper, 1980).

Böylece, okyanus kabuğu ve/veya okyanusal yığışım karmaşığı, Senomaniyen-Turoniyen zaman aralığında, 1000 km uzunluğundaki Doğu Pontid-Küçük Kafkas kıta kenarı üzerine kuzeye doğru üzerlemiştir. Bu üzerleme, güneye eğimli genç bir okyanus içi dalma/batma zonunda Doğu Pontid pasif kıta kenarının kısmen dalıp batmasına bağlı olabilir. Bunu, olasılıkla, dalma/batma yönünün aniden güneyden kuzeye doğru değişmesi izlemiştir. Bu, Dış Doğu Pontidler'deki Turoniyen dalma/batmasına bağlı volkanik etkinlikle, ofiyolitik melanjın üzerlemesi arasındaki yakın zamansal ilişkiyi açıklar. Melanjın yerleşimine ilişkin alternatif bir mekanizma, Elmas (1995) tarafından Doğu Pontidler için önerilen, yığışım karmaşığının kuzeye eğimli bir dalma/batma zonu üzerinde geriye bindirmesidir (bkz., Silver ve Reed, 1988).

### **PONTİD MAGMATİK YAYININ SENONİYEN'DEKİ BÜYÜMESİ**

Senoniyen ve Eosen volkanik ve sedimanter kayalarının baskın olduğu Dış Doğu Pontidler'de, Alt ve Üst Kretase arasında belirgin bir kesiklik yoktur. İç Doğu Pontidler'de Senoniyen transgresyonu ,

transgresyonun kuzeyden geldiğini gösterecek şekilde, Alucra'da geç Turoniyen/Koniyasiyen'e (Schiftah, 1967; Pelin, 1977; Robinson ve diğerleri, 1995), Kelkit'te Koniyasiyen/Santoniyen'e (Gürsoy, 1989) ve son olarak Maden yöresinde erken Maastrichtiyen'e (Ketin, 1951; Fenerci, 1994) kadar gençleşir.

Bir magmatik yayın üst yüzeyindeki dolguları (Dewey et al., 1973; Boccaletti et al., 1974; Akın, 1979) veya yayıçi havzasını temsil eden iki kilometreden kalın bir Kretase volkano-sedimanter istifi, tüm Dış Doğu Pontidler boyunca yüzeylenir (Şekil 2). Her ne kadar Dış Doğu Pontid bölgesi yoğun bitki örtüsü ile kaplı ise de, volkanik kayalardaki yaygın polimetallik sülfid cevherleşmesi nedeniyle çok çalışılmıştır. Dış Doğu Pontidler'in Mesozoyik serilerinin yapısı, blok faylanma ve denize tatlı eğimlerle karakterize olur. Yaşı belli olan büyük bir ana kıvrım veya fay haritalanmamıştır. Horst ve grabenleri belirleyen dikçe eğimli faylar genellikle eşlenik olup KD ve KB doğrultuludur (Schultze-Westrum, 1962; Zankl, 1962a; Kronberg, 1970; Buser ve Cvetic, 1973; Gedikoğlu, 1978; Akın, 1979).

Dış Doğu Pontidler'deki Kretase volkanik istifi bazaltik ve andezitik lavlarla başlar ve üste doğru dasitik ve riyolitik lavlar, breşler ve az miktarda kireçtaşı arakatlı tüflere geçer (Schultze-Westrum, 1962; Zankl, 1962a; Eğin et al., 1979; Özsayar et al., 1982; Ercan and Gedik, 1983; Akıncı, 1984; Gedik et al., 1992; Korkmaz, 1993). İstif, Maastrichtiyen yaşlı kireçtaşlarıyla sona erer. Erken Kretase'deki yerel bazik volkanizmanın bazı kanıtları olmakla birlikte (Zankl, 1962b; Okay, 1993), çoğu bölgede volkanik ve volkanoklastik kayalar Kimmericiyen-Neokomiyen yaşlı neritik kireçtaşları üzerinde uyumsuz olarak yer alır ve bu yüzden Senomaniyen'den gençtir (örneğin Pelin, 1977; Terlemez ve Yılmaz, 1980; Taşlı, 1984; Korkmaz, 1993). Volkanik istifin en alt kesimleri Taner ve Zaninetti (1978) tarafından hassas olarak tarihlenmiş olup, araştırmacılar dasitlerin stratigrafik olarak 1500 m altındaki bazik volkanik kayalarla ardalanmış kireçtaşlarında orta Turoniyen yaşlı bir pelajik fauna tanımlamışlardır. İstifin daha üstlerinde, yine arakatlı olarak bulunan kireçtaşlarında Senoniyen'in tüm katları saptanmıştır (örneğin Özsayar, 1971) ve bu, volkanizmanın Maastrichtiyen'de de kısmen devam ettiğini belgelemektedir (Korkmaz ve Gedik, 1988; Korkmaz, 1993).

Kretase volkano-klastik ve volkanik istifinin kalınlığı 2000 metrenin üzerindedir. Volkanizma tümüyle denizaltı kökenli olup, globotruncanid içeren pelajik ve rudist içeren neritik kireçtaşlarının ardalanmasından çıkarsandığı üzere düzensiz bir denizaltı topoğrafyası üzerinde görülür. Olası volkanik merkezler derin deniz havzaları ile birbirinden ayrılmıştır (Robinson ve diğerleri, 1995). Çok sayıda masif ve stokvork tipi polimetallik (Fe, Cu, Pb, Zn) sülfid cevheri yataklanması volkanik istifteki dasitik-riyolitik lav, breş ve tüfler içinde görülür (Şekil 2). Bu yataklar yoğun olarak çalışılmıştır (örneğin Kraeff, 1963; Koprivica, 1976; Altun, 1977; Pejatovic, 1979; Eğin ve diğerleri, 1979; Hirst ve Eğin, 1979; Çağatay ve Boyle, 1980; Akıncı, 1984). Bu yataklar, volkanik merkezler etrafında yay volkanizması sırasında oluşmuş olan (örneğin Mitchell ve Garson, 1976) Japon Kuroko tipi sülfid yataklarına belirgin olarak benzer (Akın, 1979). Sülfid cevherleri, genellikle, deniz tabanı üzerine doğrudan boşalım yapan volkanik sıcak kaynaklarca üretildiği düşünülen ekshalatif-sedimanter manganez yatakları tarafından üzerlenir (Hirst ve Eğin, 1979). Doğu Pontidler'deki Kuroko tipi masif sülfid cevherleşmesinin dağılımı (Vujanovic, 1974; Pejatovic, 1979), Senoniyen'deki volkanik merkezleri belirtir ve bugünkü Karadeniz kenarına yakın bir volkanik eksenini gösterir (Şekil 2). Sülfid cevherleşmesi kısmen KD-GB ve KB-GD gidişli eşlenik faylarla denetlenmiştir (Schultze-Westrum, 1961; Koprivica, 1976; Hirst and Eğin, 1979).

Kretase volkanik kayaları genellikle subalkalindir ve tipik ada yayı jeokimya imzasını taşır (Peccerillo ve Taylor, 1975; Gedikoğlu, 1978; Akın, 1979; Eğin ve diğerleri, 1979; Eğin ve Hirst, 1979; Manetti ve diğerleri, 1983; Akıncı, 1984; Köprübaşı, 1993). Yalnızca volkanik dönemin bitimine doğru lösit ve nefelin içeren bazanit ve tefritleri üreten, biraz alkalin, şoşonitik bazik volkanizma görülür (Gümüş, 1978; Korkmaz ve diğerleri, 1993). Kretase volkanizmasına çok sayıda granitoid sokulumu eşlik etmiştir (Şekil 2). Bunların izotopik yaşları 95 My'dan 65 My'a kadar uzanır (Taner, 1977; Gedikoğlu, 1978; Moore ve diğerleri, 1980; Boztuğ ve diğerleri, 2004, 2007; Boztuğ and Harlavan, 2007). Geniş bir modal saçılım gösterebilir de, hornblend-biyotit granodiyorit ve kuvars-diyoritler baskındır; jeokimyasal olarak granitoidler tipik kalkalkalen eğilim gösterir (Çoğulu, 1975; Taner, 1977; Gedikoğlu, 1978; Moore ve diğerleri, 1980). Granitoidler genellikle alt bazik volkanik kayalara sokulmuştur ve yerel olarak dasitik lavlar tarafından üzerlenir.



Senoniyen’de İç Doğu Pontidler yayönü konumundaydı. Kelkit’in kuzeyi gibi bazı yerlerde, yay ile yayönü arasında sığ denizel kumtaşları ve rudistli kireçtaşlarının çökeliyle karakterize olan bir sırt bulunuyordu (Schiftah, 1967; Gürsoy, 1989). Bununla birlikte çoğu yerde, güneye doğru lavların azalarak volkanoklastiklerin artması biçiminde bir dereceli geçiş bulunmaktaydı. İç Doğu Pontidler’deki Senoniyen, karakteristik olarak, pelajik kireçtaşı arakatıkları içeren, 500-900 m kalınlıkta bir tüflü fliş istif ile temsil edilir (Seymen, 1975; Pelin, 1977; H. Yılmaz, 1985; Gürsoy, 1989; Okay ve diğerleri, 1996b).

Doğu Pontidler’in Senoniyen volkanik yayı, volkanizmanın denizaltında bulunmasının gösterdiği gibi, genişlemeli bir yaydı. Genişlemeli yay havzaları genellikle volkanik eksenlerin boyuna yarılarak bölünmesiyle gelişir (örneğin Karig, 1971). Doğu Pontidler’de Kuroko tipi cevher yataklarının dağılımı, Maastrichtiyen sırasında volkanik yay ekseninin bugünkü Karadeniz kıyısına yakın olduğunu göstermektedir. Bu yüzden Doğu Karadeniz Havzası belki de, Maastrichtiyen’de bu yay ekseninin yarılarak bölünmesiyle açılmaya başlamıştır. Doğu Karadeniz Havzası’nın daha erken açılımı, ana volkanik ve volkanoklastik örtünün bugünkü volkanik eksenin daha kuzeyinde yer almasına yol açacaktı. Oysa Doğu Pontidler’in kuzeyindeki çok dar Karadeniz şelfinde böyle bir örtü gözlenmemektedir.

### **PALEOSEN – ERKEN EOSEN SIKIŞMA TEKTONİĞİ – KITASAL ÇARPIŞMA**

Doğu Pontidler’deki Jura sonrası deformasyon olaylarının en güçlüsü olan büyük Paleosen/Erken Eosen sıkışması, güneydeki Ankara-Erzincan kenedi boyunca Doğu Pontid ada yayının Anatolid-Toridler ile çarpışmasına bağlıdır. Güneydeki bindirme kuşağından Alucra-Gümüşhane yöresindeki düşey kıvrımlanma bölgesine ve nihayet en kuzeyde, Dış Doğu Pontidler’deki zor seçilir uyumsuzluğuna kadar, kuzey doğru gittikçe deformasyonda belirgin bir azalma görülür. Bölgesel yükselim, yer yer istifleri Mesozoyik öncesi temele kadar aşındırarak ortadan kaldıracak ölçüde derin erozyona neden olmuştur. Tüm bunlar kıta çarpışmasının tipik özellikleridir; ancak pek çok çalışmacı (Tokel, 1977; Akın, 1979; Robinson ve diğerleri, 1995) Lütesiyen kalkalkalen magmatizmasını Tetis Okyanusu’nun kuzeye doğru dalma/batmasına bağlamakta ve kıta çarpışmasının Oligosen’de gerçekleştiğini düşünmektedir. Diğerleri (örneğin Şengör ve Yılmaz, 1981) ise çarpışmayı Paleosen/Erken Eosen’de başlatmakta ama Lütesiyen magmatizmasını dalma/batmanın devamına bağlamaktadır. Oysa Lütesiyen kayaları büyük ölçüde deforme olmamıştır ve tüm daha eski birimlerin üzerinde büyük bir açıl uyumsuzlukla yer alır. Bu da göstermektedir ki, Orta Eosen’den sonra Doğu Pontidler’de büyük bir bölgesel sıkışma olmamıştır ve kıta çarpışmasının Oligosen’de gerçekleşmiş olmasını tasavvur etmek son derece zordur. Senoniyen yay volkanizması, bugünün yay volkanizmalarının karakteristiği olan, dar bir kuşağa hapsolme özelliği (örneğin Hamilton, 1995) gösterir. Lütesiyen magmatizması bunun aksine, çok daha sınırlı bir sürede, Doğu Pontidler’in 100 km’lik tüm genişliği üzerine yayılmış ve Ankara-Erzincan kenedine kadar uzanmıştır. Böylesine yayılmış bir magmatizma, sınırlı bir süre içinde tek bir dalma/batma sisteminin etkinliğine bağlı olamaz. Üçüncü bir kanıt, Sivas kuzeydoğusunda yer alan Orta-Geç Eosen yaşlı (42-37 My Rb/Sr tüm kaya yaşı; Kalkancı, 1974) Köseadağ siyenit sokulumudur (Şekil 2). Bu, levha içi ve post-orojenik özellikler gösteren (Boztaş ve diğerleri, 1994) bir alkalin plutonudur ve kenet kuşağına sokulmuştur. Böylece Pontidler ile Anatolid-Torid platformu arasında çarpışmanın Paleosen/Erken Eosen sırasında gerçekleştiğine ilişkin jeolojik kanıtlar daha ağır basmaktadır.

### **ORTA EOSEN – YENİ BİR SEDİMANTER VE VOLKANİK DEVİR**

Doğu Pontidler’de Lütesiyen denizi mevcut kıvrımlı ve bindirme faylı yüzey üzerine ilerlemiştir (Şekil 4). Lütesiyen istifleri genelde kıvrımlı değildir ve bindirme fayları ile ilişkileri yoktur. Bunlar, büyük ölçüde Lütesiyen ile sınırlanmış bir dönemde yeni bir çökeltme ve volkanizma devrini işaret etmektedir. Doğu Pontidler’deki Lütesiyen dolguları sığ denizde çökelmiştir ve volkaniklerle arakatlı kireçtaşı ve kumtaşlarındaki bol nummulit bolluğuyla karakterize olurlar. Volkanizma Senoniyen volkanizmasından daha bazik bileşimli olup tüm Doğu Pontidler’de görülür. Eosen transgresyonunun tabanı genellikle Lütesiyen olarak tarihlenmiştir (örneğin Ketin, 1951; Nebert, 1964; Bergougnan, 1987; Elmas, 1995), ancak bazı bölgelerde geç İpresiyen’e kadar inebilmektedir (Burşuk, 1975; Hakyemez ve Konak, 2001). İç Doğu Pontidler’deki Lütesiyen kayaları, taban konglomerası, nummulit içeren kumlu kireçtaşı ve kumtaşı

ve en üstte kumtaşı, silttaşı, bazaltik ve andezitik tuf, marn ve ender bazaltik akmalardan oluşan bir volkanoklastik seriden meydana gelen, yaklaşık 700 m kalınlığında sığ denizel bir istifte temsil edilir (Ketin, 1951; Nebert, 1961; Pelin, 1977; Açar, 1977; Özer, 1984; Gürsoy, 1989; Bozkuş, 1992a; Hakyemez ve Konak, 2001; Konak ve diğerleri, 2001). Dış Doğu Pontidler’de yaklaşık 1000 m kalınlığında ancak volkanik kayalar bakımından daha zengin olan benzer bir Lütésiyen istifi bulunur (Tokel, 1977; Korkmaz ve Gedik, 1988; Korkmaz, 1993). Lütésiyen volkanik kayaları Üst Bazik Seri (Schultze-Westrum, 1962; Zankl, 1962a; Tokel, 1977; Akıncı, 1984) olarak da bilinen kısa ömürlü bir volkanik devri temsil eder ve Senoniyen volkanik devrindekine benzer ama daha az göze çarpan bir “zaman içinde silikaca zenginleşme” gösterir. Dış Doğu Pontidler’deki Lütésiyen volkanik kayaları jeokimyasal olarak kalkalkalendir ve diyagramlarda ada yayı bazalt ve andezitleri alanına düşer (Eğin ve diğerleri, 1979; Eğin ve Hirst, 1979; Tokel, 1977; Terzioğlu, 1984; Akıncı, 1984, Arslan ve Aliyazıoğlu, 2001; Arslan ve Aslan, 2006). Eosen çökelleri ve volkanikleri içine sokulmuş birkaç hornblend-biyotit granodiyorit, bu magmatik devrin plutonik üyelerini oluşturur (Schultze-Westrum, 1962; Zankl, 1962a). Bu granitoidlerden alınan birkaç izotopik yaş 45-30 My arasında değişir (Çoğulu, 1975; Moore ve diğerleri, 1980, Boztuğ ve diğerleri, 2007). Bununla birlikte, Senoniyen magmatizmasının tersine, Lütésiyen magmatik kayaları yalnızca Dış Doğu Pontidler ile sınırlı olmayıp tüm Doğu Pontidler’de ve komşu Toridler’de görülür. Bu magmatikler Erzincan’ın kuzeyinde, İç Doğu Pontidler’deki Geç Paleosen/Erken Eosen yaşlı bindirme dokanıklarına sokulmuştur (Şekil 2). Sivas’ın kuzeydoğusunda, Ankara-Erzincan kenet zonunda, Orta-Geç Eosen yaşlı (42-37 My) Köseadağ plutonu (Kalkancı, 1974) Lütésiyen volkano-sedimanter formasyonlarının içine girmiştir (Şekil 2). Ankara-Erzincan kenedinin güneyindeki Lütésiyen dolguları da sığ su sedimanter kayalarıyla ardalanmış andezitik lav, tuf ve piroklastik kayalarından meydana gelir (örneğin Özgül, 1981; A.Yılmaz, 1985). Bu durum ve büyük Paleosen-Erken Eosen uyumsuzluğu göstermektedir ki, Senoniyen ve Lütésiyen volkanik istifleri iki farklı devri temsil etmektedir (Manetti ve diğerleri, 1983, 1988).

Lütésiyen volkanizmasının böylesi geniş yayılımının nedeni açık değildir. Tibet tipi bir çarpışma sonrası magmatizmanın kabuk kalınlaşmasıyla tetiklenmiş olması teorisi, çarpışmadan yalnızca birkaç milyon yıl sonra bölgesel genişlemeyi gösteren, Lütésiyen magmatizmasının denizel özelliği nedeniyle olası değildir. Bölgesel genişleme ve ona eşlik eden magmatizma, okyanusal Doğu Karadeniz Havzası’nın hızlı açılmasına bağlı olabilir. Okay ve diğerleri (1994), Doğu Karadeniz Havzası’nın, Doğu Pontidler’in kuzeyindeki büyük bir kıtasal bloğun saat yönünün tersine dönmesiyle açıldığını ileri sürer. Her ne kadar Doğu Karadeniz Havzası’nın dönmesi ve dolayısıyla açılması olasılıkla en geç Kretase’de başlamış ise de, Lütésiyen’de dönme hızındaki bir artış tüm Doğu Pontidler’de genişleme ve magmatizmayla sonuçlanmış olabilir. Ancak, Eosen magmatizması Kafkaslar ve İran’da da çok yaygındır (bkz. Kazmin ve diğerleri, 1986) ve bu da bu gizemli magmatik olay için daha küresel bir nedenin olması gerektiğini düşündürür.

### **OLİGOSEN VE DAHA GENÇ İSTİFLER**

Doğu Pontidler’deki denizel istiflerin yaşı genellikle Geç Eosen’e erişmez, bu durum Doğu Pontidler’in Orta Eosen sonunda bir bütün olarak yükseldiğini ve o zamandan bu yana, Ankara-Erzincan kenet zonundan Erken Miyosen deniz kolunun girişi hariç, geniş ölçüde deniz düzeyi üzerinde kaldığını gösterir (örneğin Gedik, 1985; Yılmaz ve diğerleri, 1988; İnan, 1988; Gökten, 1993). Doğu Pontidler’in en kuzeyinde, Para-Tetis’in küçük körfezlerini temsil eden, Geç Miyosen (Sarmasiyen) ve Erken Pliyosen (Ponsiyen) yaşlı ve az miktardaki denizel çökel bugünkü Karadeniz kıyısı boyunca küçük yüzlekler oluşturur (Özsayar, 1971, 1977).

Kuzeydoğu Türkiye’nin Miyosen ve sonrasının tarihi, aradaki okyanusal havzaların tümüyle ortadan kalkmasından sonra Arap Bloku ile Lavrasya’nın süregiden çarpışmasının yol açtığı sıkışmayla karakterize olur. Bu sıkışmanın çoğu, İç Doğu Pontidler’in güneyindeki Ankara-Erzincan kenedi boyunca genellikle güneye yönelik bindirme ve kıvrımlanma ile karşılanmıştır (örneğin Aktimur ve diğerleri, 1990; Bozkuş, 1992b). Karasal kırıntılı çökeliyle karakterize olan küçük önülke havzaları, Miyosen’de Ankara-Erzincan kenedi boyunca bu bindirme dilimleri önünde gelişmiştir (örneğin İnan, 1988). Ayrıca, çok yakın zamanda sona eren çok geniş ölçüde bazaltik alkalin bir volkanizma da vardır (Terzioğlu, 1985). Orta-Geç Miyosen’de devam eden sıkışma, Anadolu bloğunun batıya hareketini ve bugün süregiden yeni tektonik rejimi başlatan Kuzey Anadolu Fayı’nın oluşmaya başlaması sonucunu doğurmuştur (Şengör, 1979).

## TETİS OKYANUSUNUN KARŞI TARAFI – TORİD KENARI

Doğu Pontidler'in güneyinde yer alan Tetis Okyanusu'nun evriminin daha iyi kavranmasını sağlayacak veriler, Tetis kenedinin güneyindeki Toridler'in jeolojisinden sağlanabilir. Kenedin güneyindeki Tersiyer öncesi litolojiler Sivas'ın güneyinden Erzincan'ın güneyine kadar kesintili olarak izlenir; en iyi mostralara Munzur dağlarında yer alır (Şekil 2). Erzincan'ın güneybatısındaki bu bölgede Üst Triyas-Senomaniyen platform karbonatları, Turoniyen-Üst Kampaniyen pelajik biyomikritleri tarafından aşılabilir uyumsuzlukla üzerlenir (Özgül, 1981; Özgül ve Turşucu, 1984). Erken Maastrichtiyen'de büyük peridotit dilimleri içeren ofiyolitik melanj karbonatlar üzerine yerleşmiş ve karbonat platformu güneye yönelik ana bindirmeler boyunca iç dilimlenmeye uğramıştır. Sivas'ın güneyi ile Horasan arasındaki 350 km'lik bölge içinde, ofiyolitik melanj ve peridotit dilimleri Maastrichtiyen-Paleosen sığ denizel kireçtaşları tarafından uyumsuz olarak üzerlenir (İnan ve diğerleri, 1993; Özgül, 1981; Gedik, 1985; Yılmaz ve diğerleri, 1988). Munzur bölgesinde bunu bir yükselim ve erozyon dönemi izler ve Lütesiyen kumtaşı, kireçtaşı, tüf, bazalt ve andezitleri tüm daha eski birimleri uyumsuz olarak örter. Üst Eosen kayaları Munzur bölgesinde Pontidler'deki gibi bulunmamaktadır; Oligosen karasal kırıntılılar ve evaporitlerden oluşur; denizel istif ise tekrar Alt Miyosen sığ denizel çökelleri ile başlar (örneğin Gökten, 1993).

## SONUÇLAR

Doğu Pontidler'in başlıca stratigrafik ve tektonik özellikleri aşağıda özetlenmiştir:

Doğu Pontidler'in Erken Hersiniyen ve Kimmerid orojenik olayları sırasında bir araya gelen farklı kayalardan oluşan heterojen bir Jura öncesi temeli bulunmaktadır. Triyas sedimanter kayaları, olasılıkla Kimmerid orojenezi sırasındaki metamorfizma nedeniyle yoktur. Mesozoyik istif yaygın Liyas transgresyonu ile başlar ve Kretase ortasına kadar hemen hemen kesintisiz devam eder. Kretase ortasında tüm Doğu Pontidler'de yükselim ve aşınmayla birlikte gerçekleşen sıkışmalı büyük çökelim kesilmesi gözlenir. Bu sıkışma olayına, Senomaniyen-Turoniyen sırasında Doğu Pontidler'in güney kıta kenarına ofiyolitik melanjın yerleşimi neden olmuştur. Sıkışma ve melanjın üzerlemesi, olasılıkla, güneye eğimli bir okyanus içi dalma/batma zonunda Doğu Pontid pasif kıta kenarının kısmi dalmasına bağlıdır. Bunu dalma yönünde ani bir değişim izlemiş ve bunun sonucunda kuzeye dalan Tetis okyanus litosferin üzerinde Dış Doğu Pontidler'de Turoniyen'den Kampaniyen'e kadar uzanan bir volkanik yay gelişmiştir. Volkanik yay genişlemeli ve tümüyle denizaltı karakterlidir. Doğu Pontidler'in iç kesimleri Senoniyen boyunca yayönü konumundaydı. Doğu Karadeniz Havzası olasılıkla Maastrichtiyen'de volkanik yay eksenini boyunca gerçekleşen yarılmalarla açılmaya başlamıştır.

Doğu Pontidler'in güney kıta kenarının bindirmelerle ana ekaylanması Geç Paleosen/Erken Eosen sırasında gerçekleşmiştir. Ekaylanma Jura öncesi temeli de kapsar; kalın önülük fliş havzaları kuzeye hareket eden napların önünde gelişmiştir. Geç Paleosen/Erken Eosen zamanı Dış Doğu Pontidler'de kıvrımlanma, yükselim ve aşınmayla karakterize olur. Mesozoyik ve Tersiyer boyunca Doğu Pontidler'de meydana gelen bu en güçlü orojenik olay, Doğu Pontid yayı ile Toridler arasındaki kıta çarpışması sonucu ortaya çıkmıştır.

Orta Eosen'in çok az deforme olmuş bazaltik ve andezitik volkanik ve sığ denizel kayalar, tüm Doğu Pontidler'de görülür ve bunlar kıvrımlı ve bindirme faylı bir temel üzerinde transgresif olarak yer alır. Bu kayalar, olasılıkla, Doğu Karadeniz Havzası'nın açılmasının hızlı bir evresine bağlı bir bölgesel genişlemeyi işaret eder. Orta Eosen sonundan itibaren Doğu Pontidler deniz düzeyi üzerinde kalmış ve yalnızca çok az bir volkanik etkinlik ve karasal çökelti sahne olmuştur.

Doğu Pontid stratigrafik istifi volkanik ve volkanoklastik kayalar bakımından zengindir. Mesozoyik-Tersiyer süresince üç ana magmatik dönem tanımlanmıştır. İlk dönem Erken-Orta Jura yaşlı olup olasılıkla toleyitik karakterli ve riftleşmeye bağlıdır. Turoniyen-Maastrichtiyen yaşlı olan ikincisi başlıca subkalkendir ve dalma/batmayla ilişkilidir. Üçüncü dönem ise Orta Eosen yaşında ve kalkalkalen karakterli olup olasılıkla bölgesel genişleme ile bağlantılıdır.

## DOĞU PONTİDLERİN DOĞU KESİMİNİN JEOLJİK ÖZELLİKLERİ

Doğu Pontidler'in doğu kesiminde birbirleriyle tektonik ilişkili Liyas-Paleosen yaşlı çeşitli tektonostratigrafik üniteler yüzeylenmektedir. Bunlar kendi aralarında kuzeyden güneye doğru üç zon içinde gruplandırılmıştır (Şekil 5). En kuzeyde yer alan Hopa-Borçka Zonu, Dış Pontidler kapsamında olup, aynı zamanda Kafkaslar'daki Adjera-Trialeti Zonu'nun Türkiye'deki devamıdır. En güneydeki Olur-Tortum Zonu İç Pontidler içinde yer alır ve Sakarya Zonu'nun Orta Sakarya bölgesindeki Jura-Kretase istiflerinin özelliklerini sergiler. Hopa-Borçka Zonu ile Olur-Tortum Zonu arasında yer alan, bir ara zon niteliğindeki Artvin-Yusufeli Zonu ise Kafkaslar'daki Artvin-Bolnisi Zonu'nun Türkiye'deki karşılığı olup (Adamia ve diğerleri, 1992), bazı stratigrafik özellikleriyle Orta Pontidler'deki Jura-Kretase istiflerini anımsatır.

Hopa-Borçka kesitinde Hopa-Borçka Zonu'nun Üst Kretase öncesi istifleri gözlenememektedir. Ancak Dış Doğu Pontidler olarak da tanımlanan bu zonun daha batıda en altta yer alan birimlerinin yaşı Paleozoyik'e kadar inmektedir. Dış Doğu Pontidler'de saptanabilen en yaşlı kayalar Giresun-Dereli güneyindeki Paleozoyik metamorfik şist ve mermerleri ile Kaçkar Dağları'ndaki Alt-Orta Karbonifer (Çoğulu, 1975; Bergougnan, 1987) granitoidlerdir. Bu kayaçların yalnızca Üst Kretase birimleriyle ilişkisi gözlenebilmektedir.

Dış Doğu Pontidler'de bu kayaçlar dışında istiflenmenin tam görülebildiği kesitlerde, istif tabanda olası Erken-Orta Jura yaşlı bazik ve ortaç volkanitler ve bunlarla arakatlı epiklastik kayalarla başlar (Şekil 6). İstifin alt kesimindeki bazalt ve andezitler siyah-mor-yeşil renkli, yer yer spilitleşmiş, çubuksu plajiyoklaslıdır; üste doğru ise genellikle epiklastik kumtaşlarına geçilir. Orta Jura volkanitleri üzerine uyumsuz olarak gri-beyaz renkli, kalın katmanlı, Geç Jura-Apsiyen yaşlı platform kireçtaşları gelir. Bu kireçtaşları üste doğru görece derin şelfte çökelmiş ince katmanlı, yarı pelajik kireçtaşlarına geçer.

Apsiyen'de genişleme rejiminde gerçekleşen platform parçalanması ve havza açılmasıyla birlikte, bu yarı-pelajik kireçtaşlarının üzerine koyu gri-siyah renkli, yer yer olistolitler ve moloz akması çökelleri içeren, kalın katmanlı, paralel laminalı kalsitürbiditler ve kaba kumtaşları çökelmiştir. Bu çökeller arasında bazaltik aglomera, lapilli taşı ve tüfler de yer alır. Üste doğru kaba kumtaşları egemen olur, ancak bunlar da daha üstte fazla kalın olmayan bir marn/silltaşı istifine geçiş gösterir. Maçka-Akarsu Deresi boyunca ölçülen kesitinde kalınlığı en fazla 10 m olan bu yarı pelajik çökeller içindeki foraminiferler alttan üste doğru sırasıyla Apsiyen, Albiyen ve Turoniyen yaşlarını vermiştir. Bu kondens istiflenme bir su altı uyumsuzluğunu işaret eder. İç Doğu Pontidler'in kuzey kesimindeki istiflerde, çeşitli yaştaki kayalar üzerine çökelen Turoniyen yaşlı transgresif istiflerle kanıtlanmış olan bir uyumsuzluk bilinmektedir (Konak ve Hakyemez, 2001; Konak ve diğerleri, 2001). Kuzeyde ise bu uyumsuzluk, açılmış olan bir denizel havzada kendini bir su altı uyumsuzluğu biçiminde göstermektedir. Turoniyen bazı alanlarda andezitik piroklastik ve ender lav arakatlı fliş istifleriyle, bazı alanlarda ise pelajik karbonatlarla temsil edilir. Bu istiflenme bazı kesimlerde çok yoğun olmak üzere koyu yeşil renkli andezitik dayklar tarafından kesilmiştir.

Santoniyen Dış Doğu Pontidler'de – iç kesimde olduğu gibi - asidik volkanizmanın başlangıç dönemidir. Bu dönemi masif sülfid bakır yataklarının en büyük bölümünü içinde barındıran, dasitik-riyodasitik bileşimli volkanit ve volkanoklastikler ile yanarda bu volkanoklastiklerle giriklik gösteren pelajik Dış Doğu Pontidler'de Geç Santoniyen koyu renkli bazaltik-andezitik lav ve piroklastikleri, asitik-andezitik piroklastik oluşumu ile gri ve kırmızı renkli kireçtaşı, kumtaşı ve kiltası çökeline sahne olmuştur. Bu dönemin özelliği hem bazik, ortaç ve asidik volkanik ürünlerin oluşumu, yani volkanizmanın bimodal karaktere sahip olmasıdır.

Dasitik-riyolitik kayaçların yoğun olarak olduğu Geç Santoniyen-Erken Kampaniyen zaman aralığı, ikinci yoğun asidik volkanizma ile vurgulanır. Kampaniyen'de kahverengi renkli, yer yer bazik kayaçları da içeren epiklastiklerle başlayarak Maastrichtiyen ve Paleosen'de yerel olarak değişen, açık renklerdeki sığ ve derin su türbiditlerin ve karbonat kayaçlarının, Alt Eosen'de ise gri-boz renkli türbiditlerin çökelişinin gerçekleştiği görülür. Tüm bu birimlerin üzerine Orta Eosen'den itibaren,

açılı uyumsuz olarak, tabanda konglomeralarla başlayan, alt kesiminde gri marnların egemen olduğu, üstte ise bazik volkanitlerden oluşan bir istif oturur.

Kuzey Pontidler'deki intrüzif kayalar Geç Kretase yaşlı Harşit Granitoyidi [ $72,1 \pm 3,6$  My (Türk-Japon Ortak Projesi, 1985)],  $94$  My ve  $115$  My (Gedikoğlu, 1977)] ile Orta Eosen yaşlı Sısdığı Diyoriti [ $46,1 \pm 1$  ve  $41,2 \pm 0,8$  My ve Orta Eosen yaşlı diyabazik intrüzyonlar ( $44,8 \pm 0,9$  My) (Kurt ve diğerleri, 2006)] ve Erken Oligosen yaşlı andezitik intrüzyonlar [ $32,5 \pm 0,7$  My (Kurt ve diğerleri, 2006)]'dir.

Dış Doğu Pontidler'de, üzerine Gümüşhane-İspir Eosen havzasının yerleştiği, kabaca D-B uzanımlı Gümüşhane-Artvin bindirme hattının kuzeyinde kalan tektonik hatlar egemen olarak KD-GB gidişlidir. Bu gidiş yaklaşık Ordu batısına kadar değişmez; Artvin bölgesinde ise Artvin bindirmesinin yönü KD'ya döndüğü için Hopa'dan Kuzey Anadolu Ofiyolit Zonu'nun başladığı Oltu-Narman hattına kadar tüm tektonik hatlar KD-GB uzanımlı olur. Tektonik hatlar kuzeyde genellikle KB'ya bindirmeler niteliğinde iken, bazı hatların doğrultu veya vevv atımlı karakteri gözden kaçmamaktadır.

İç Doğu Pontidler'in en kuzeyinde Artvin Bindirmesi ile Hopa-Borçka Zonu üzerine kuzeybatıya doğru itilen Artvin-Yusufeli Zonu'nu, güneydoğudan Olur-Tortum Zonu kapsamındaki Olur birliği tektonik olarak üzerler (Şekil 5 ve 6). Aralarında bazı stratigrafik farklılıklar bulunan ve birbirlerini güneydoğudan kuzeybatıya doğru tektonik olarak üzerleyen Artvin-Yusufeli Zonu altı üniteyi (Öğdem, Zeytinli, Madenler, Ardanuç, Üçsu ve Günyayla birlikleri) kapsamaktadır (Konak ve Hakyemez, 2001). Ayrıca bu zon içinde, olası Paleozoyik yaşlı Harsdere metamorfiti ve olası Triyas-erken Liyas yaşlı Demirkent magmatik karmaşığı tektonik dilimler halinde bulunur. Migmatit, migmatitik gnays, amfibollü gnays ve amfibolitten meydana gelen Harsdere metamorfiti yüksek dereceli metamorfizma özelliği gösterir. Pulur (Bayburt) bölgesinde Cenci Grubu kapsamındaki, granülit fasiyesi koşullarında metamorfizma geçirmiş gnayslarla (Okay, 1996) eşleştirilebilen birim, Demirkent magmatik karmaşığı ile tektonik ilişkilidir. Tipik olarak Sukavuşumu (Yusufeli yol ayrımı) - Demirkent arasında yüzeylenen Demirkent magmatik karmaşığı ise sarp topoğrafyası ile dikkati çeker. Pegmatitik gabro, gabro, mikrogabro ve diyabazdan meydana gelen yan kayası granodiyoritik, tonalit, dasitik, aplitik ve diyabazik damar ve dayklarca sıkça kesilmesiyle meydana gelen Demirkent magmatik karmaşığı, aynı zamanda yöredeki Jura-Kretase yaşlı kayalarla da tektonik ilişkilidir. Yan kayasının yaşı Triyas-erken Liyas olarak tahmin edilmekte, kesen damar ve daykların ise Liyas-Erken Eosen gibi geniş bir zaman aralığında sokulum yapabileceği düşünülmektedir. Ancak gerek Harsdere metamorfiti ve gerekse Demirkent magmatik karmaşığının bölgedeki Malm yaşlı çakıldaşlarına malzeme vermesi, bu birimlerin Malm başında yüzeye çıkmış olduğunu belgeler (Konak ve diğerleri, 2001).

Artvin-Yusufeli Zonu'ndaki birliklerden alt kesimleri gözlenebilenlerin Liyas-Dogger yaşlı alt bölümü, bazik lav ve tuf ara katkılı, epiklastik, kumtaşı, silttaşı ve şeyl aralanmasından (Berta Formasyonu) meydana gelir. Üste doğru çört ara düzeyleri içeren istifi genellikle bazaltik bileşimli lav ve piroklastikler (Mudurnu Formasyonu eşdeğeri) örter. Bazı birliklerde (Madenler ve Günyayla birlikleri) kırıntılı ve volkanik kayalar birbirleriyle yanal ve düşey yönde geçişli ve giriktir.

Bunların üzerine uyumsuzlukla gelen Malm-Alt Kretase istifleri yer yer yelpaze deltası özellikli karasal-sığ denizel kırıntılılardan oluşur. Farklı birliklerde stratigrafik özellikleri ve kalınlıkları kısmen değişen bu istiflerin daha çok alt düzeyleri, Malm (geç Oksfordiyen-erken Kimmericiyen) yaşlı resifal kireçtaşı bant ve mercekleri ile bazik volkanit ara katkıları içerir. Bazı birliklerin (Öğdem ve Madenler birlikleri) üst düzeylerinde ise Valanjiniyen-Apsiyen arasında değişen yaşlarda neritik kireçtaşı ara düzeyi veya resifal kireçtaşı merceklerine rastlanır.

Birliklerin bir kısmında (Ardanuç ve Günyayla birlikleri) Malm-Alt Kretase, bazen de doğrudan Liyas-Dogger yaşlı istifler üzerinde, neritik kireçtaşı mercekleri içeren Turoniyen yaşlı kırıntılı kayalar açısız uyumsuzlukla yer alır (Şekil 6). Üste doğru geçişli olarak Koniyasiyen(?) -erken Kampaniyen yaşlı kırmızı-pembe renkli mikritik kireçtaşı-marn-kumtaşı-silttaşı arakatmanlı, andezitik-bazaltik yer yer dasitik bileşimli lav ve piroklastik-epiklastik aralanması ile devam eden istifler, farklı birliklerde önemli litostratigrafi ve kalınlık farklılıkları gösterebilmektedir. Örneğin, Günyayla birliğinde Turoniyen ile başlayan kırıntılılar üzerine geçişli olarak erken Santoniyen yaşlı, seyrek çört bantlı kireçtaşları gelir. Üste doğru andezitik ve dasitik piroklastik ara düzeyleri içeren geç Santoniyen-erken

Kampaniyen yaşlı çökellerle devam eden istif, geç Senoniyen yaşlı kumtaşı-silttaşı-marn-kireçtaşı ardalanması ile sonlanır.

Üst düzeyleri gözlenebilen bazı birliklerde (Madenler, Ardanuç ve Üçsu birlikleri) Koniyaşiyen(?) -erken Kampaniyen yaşlı volkano-sedimanter istifler üzerine ince kırıntılı bir düzeye uyumsuz olarak geç Kampaniyen-Erken Paleosen yaşlı neritik kireçtaşları gelir. Söz konusu birliklerin her birinde farklı kalınlıklara sahip olan kireçtaşları Geç Paleosen yaşlı, yer yer türbiditik özellikli kumtaşı-silttaşı-şeyl ardalanmasına geçer. En üstte uyumsuzlukla yer alan ve geç İpresiyen yaşlı kırıntılılarla başlayıp, üste doğru lav ve piroklastik kayalarla devam eden Eosen istifleri, aynı zamanda birliklerin sınırlarını belirleyen tektonik hatları da örtmektedir.

En güneydeki Olur-Tortum Zonu farklı litostratigrafik özelliklere sahip üç birliği (Olur, Aksu ve Çardaklı birlikleri) kapsar (Şekil 5 ve 6). Kuzeydeki Olur Birliği'nin gözlenebilen en alt düzeyini, 1000 metrenin üzerinde kalınlığa sahip ?Liyas-Dogger yaşlı andezitik-bazaltik bileşimli lav ve piroklastikler (Oltuçayı formasyonu) oluşturur. Birim doğuya doğru, yanalda dasitik bileşimli volkanitlere (Kaban dasiti) geçer. Daha üstte yer alan piroklastik-epiklastik-kumtaşı-silttaşı ardalanması (Ramli formasyonu), bu iki birimi geçişli olarak örter. Arada yer alan Aksu Birliği'nde Liyas-Dogger yaşlı kayalar yüzeylenmez. Güneydeki Çardaklı Birliği'nde ise ?Liyas-Dogger dönemi bazaltik ve tefritik bileşimli lav ve piroklastiklerle temsil edilir.

Olur Birliği'nde, Liyas-Dogger kayaları üzerine olası uyumsuzlukla Malm yaşlı çakıtaşı ve volkanit ara düzeyleri içeren kumtaşı-silttaşı-marn ardalanması (Olurdere formasyonu) yer alır. Karakteristik özelliklerinden biri Oltu taşı içermesidir. Birim, Olur güneyinde deniz altı yelpazesinin sığ kesimlerini temsil eder ve Olurdere boyunca ölçülen kalınlığı 400 metre dolayındadır. Tortum Gölü-Uzundere ilçesi arasındaki kesimi 1500 metre dolayında bir kalınlığa sahip olup, tipik bir deniz altı yelpazesi ortamını karakterize eden türbiditlerden oluşur. Üzerine geçişli olarak gelen Berriyasiyen-Apsiyen yaşlı mikrit ve killi mikritler (Soğukçam Formasyonu) daha çok üst düzeylerinde çört bant ve yumruları içerir. Ayrıca içinde türbiditik kumtaşı, kalsitürbidit ve marn ara düzeylerine de rastlanır. Bir karbonat yokuşunda çökelmiş olan ve genelde pelajik-yarı pelajik kireçtaşlarından meydana gelen birimin, Olur güneyinde ölçülen kalınlığı 900 metrenin üzerindedir. Daha güneydeki Aksu Birliği'nin gözlenebilen alt düzeyini oluşturan Malm yaşlı türbiditler ve bunların üzerinde geçişli olarak yer alan Erken Kretase yaşlı yarı pelajik kireçtaşları da Olur Birliği'ndeki yaşit istifle benzerdir. En güneydeki Çardaklı Birliği'nde Liyas-Dogger volkanitleri üzerine keskin bir dokanakla gelen Malm-Erken Kretase yaşlı sığ denizel karbonatlar yanal ve düşey yönde türbiditik çökellerle geçişlidir.

Olur-Tortum zonuna ait her üç birlikteki Üst Kretase istifleri farklı özellikler sunmaktadır. Olur Birliği'nde alttaki yarı pelajik kireçtaşlarının üzerine geçişli olarak Apsiyen-Santoniyen yaşlı, kumtaşı arakatmanlı silttaşı, marn ve kireçtaşı ardalanması (Karacasu formasyonu) gelir. Ancak Karmasor mahallesi dolayında birimin tabanında çökelen mercekse geometrili çakıtaşı ve kumtaşları (Karmasor üyesi) alttaki yarı pelajik kireçtaşlarının çökeldiği açık ve derin deniz karbonat yokuşunun çökmeye başlaması ile birlikte, olasılıkla daha güneyde gelişen deniz altı yelpazesinin baş kesimindeki ana kanal çökellerini temsil eder. Birim içinde gözlenen mercekse geometrili kumtaşları (Karagüney üyesi) ise çökeltme alanını oluşturan eğimlenmiş açık şelf üzerindeki sınırlı bir deniz altı kanalını işaret eder. Formasyonun tip kesitindeki kalınlığı 450 metreyi aşar. Daha üstte geçişli olarak Santoniyen yaşlı andezitik lav, piroklastik ve epiklastik kayalar (Eğlek formasyonu) yer alır. 450 metre kalınlık sunan birimin alt kesimi kırıntılı kumtaşı arakatmanlı killi-kumlu kireçtaşlarından, üstü ise killi kireçtaşı arakatmanlı marnlardan meydana gelen karbonatlı şelf çökelleri uyumlu olarak örter. Geç Santoniyen'de başlayıp Maastrihtiyen sonuna kadar devam eden bu kırıntılı karbonat istifinin (Unluca formasyonu) Olur kuzeyindeki kalınlığı 350 metre dolayındadır. Olur Birliği istifi Daniyen-erken Tanesiyen yaşlı sığ denizel kireçtaşları (Alos kireçtaşı) ve üzerine geçişli olarak gelen Tanesiyen yaşlı kırıntılı kireçtaşı ve kumtaşı arakatmanlı silttaşları (Kalttarmak formasyonu) ile sonlanır. Daha farklı bir istiflenme özelliği sunan Aksu Birliği'ne ait Üst Kretase çökellerinin alt kesimi siltli-kumlu-killi kireçtaşı, silttaşı ve kumtaşı ardalanması, üst kesimi ise bazik volkaniklerle temsil edilir. Çardaklı Birliği'ndeki Üst Kretase istifi ise diğer iki birlikten tamamen farklı olup alta kireçtaşı mercekli fliš, üstte ise neritik kireçtaşlarından meydana gelir.

Yaklaşık Oltu-Balkaya hattında Olur-Tortum Zonu kapsamındaki Olur-Aksu-Çardaklı birliklerinin değişik düzeylerine ait değişken kalınlık ve boyutlardaki tektonik dilimleri ile Liyas öncesi temele ait olduğu düşünülen Güvendik magmatik karmaşığı ve Kışla metamorfiti düzensiz bir şekilde ekaylanmıştır (Oltu Ekaylı Zonu). Kışla metamorfiti alt yeşilist fasiyesi koşullarında metamorfizma geçirmiş çeşitli şistlerden meydana gelir. Güvendik karmaşığı ise ilksel ilişkileri net olarak gözlenemeyen migmatit, gnays, amfibollü gnays, amfibolit, metabazit vb. kayaların metagranodiyoritik, pegmatitik, dasitik, tonalitik ve diyabazik damar ve dayklar tarafından sıkça kesilmesiyle meydana gelmiştir. Metabazitlerin dışındaki yan kayalar Artvin-Yusufeli Zonu'ndaki Harsdere metamorfisini, dolayısıyla Pulur (Bayburt) bölgesindeki Cenci Grubu'nun granülit fasiyesi koşullarında metamorfizma geçirmiş gnayslarıyla (Okay, 1996) eşleştirilebilir. Peridotit, serpantin, mikrogabro, ofiyolitik melanj, glokofanlı yeşilist, tonalitik/trondjenitik kayalar ile ofiyolitik kayalar üzerine olası uyumsuzlukla gelen geç Senoniyen yaşlı fliş ve olistostromal çökellerin birbirleriyle ekaylandığı en güneydeki zon ise Kuzey Anadolu ofiyolitik kuşağının kuzeydoğudaki devamını oluşturur.

Bölgede yaklaşık Coşkunlar (Olur)-Uzundere hattının kuzeyinde ve güneyinde olmak üzere, birbirinden farklı iki Eosen istifi gözlenir (Hakyemez ve Konak, 2001). Geç Paleosen yaşlı kayalar üzerine açılı uyumsuzlukla gelen kuzeydeki Eosen (üst İpresiyen-Bartoniyen) istifi altta sığ denizel ve karasal kırıntılılarla başlar, üst kesimi ise volkanik ara katkılı delta ve deniz altı yelpazesi türbiditlerinden oluşur. Farklı özellikler sunan güneydeki Eosen istifi, altta yelpaze deltası karakterli kırıntılılarla temsil edilir. Ofiyolitik kayalarla tektonik ilişkili olan Geç Paleosen-Erken Eosen yaşlı bu çökellerin üzerindeki Bartoniyen-Priyaboniyen istifi ise karasal ve sığ denizel kırıntılılar ve volkanitlerden meydana gelmektedir. Bunları Oligo-Miyosen yaşlı, kömürlü ve üst kesimi jipsli karasal çökeller ile andezitik bazaltik volkanitler uyumsuzlukla örter. Tüm bu birimlerin üzerinde, uyumsuzlukla Geç Miyosen'de başlayıp Kuvaterner'de oluşumuna devam eden çeşitli volkanik ve volkanoklastik kayalar yer alır.