

agglomerates and epiclastic sandstones are thickly bedded to massive. There is a sedimentary unconformity between the upper and the lower parts of the sequence. The lower part is made up of large scale cross-beds. According to H. Yavuz Hakyemez, this part of the Eğlek formation was deposited in a braid or fan delta. The upper part of the sequence represents the topsets or nonmarine part of the delta and the large scale cross-beds in the lower part are delta foresets.

Durak 3-12

Üst Kretase (Santoniyen) volkanoklastik kayaları ve pelajik kireçtaşları (Şekil 3.3 and 3.4)

Olur-Olgun köyü yolu, 38 T 02 56 784 – 45 26 324 – 1523 m

Nasıl gidilir: Olur'un merkezindeki yol sonuna kadar izlenir. Kavşak noktasından (57 881 – 23 808)sağa dönülür ve Gazi Mahallesi/Askerlik Şubesi Başkanlığı yönü izlenir. Sonraki kavşaktan sola keskin dönüş yapılarak Olgun köyüne giden yola sapılır. Yol tırmanırken Karacasu Formasyonu'nun kumtaşı, kireçtaşı ve şeyllerini keser ve sonra Eğlek Formasyonu'nun kalın katmanlı Santoniyen volkanoklastik ve epiklastik kayalarına girer.

Bu durak noktasında 4 m kalınlığında, ince katmanlı bir pelajik kireçtaşı ve şeyl düzeyi kalın katmanlı masif aglomeralar ve kumtaşları tarafından üzerlenir. Kireçtaşları biyomikritten oluşur ve Santoniyen yaşıını veren radyolarya ve globotruncanid foraminiferler içerir. Üste gelen aglomera ve epiklastik kumtaşları kalın katmanlı veya masiftir. İstifin üst ve alt bölümleri arasında bir sedimanter uyumsuzluk izlenir. Alt bölüm büyük ölçek çapraz katmanlar kapsar. H. Yavuz Hakyemez'e göre Eğlek formasyonunun bu kesimi bir örgü veya yelpaze deltاسında çökelmıştır. İstifin üst bölümü Eğlek formasyonunun delta tavan setini veya denizel olmayan bölüm temsil eder; alt bölümdeki büyük ölçek çapraz katmanlar ise delta alıntılarıdır.

Stop 3-13

Eocene sandstones lying unconformably over the Upper Cretaceous (Santonian) volcanoclastic rocks (Fig. 3.3)

The road between Olur and the village of Olgun, 38 T 02 56 204 – 45 27 193 – 1661 m

We continue by bus from Stop 3-12 crossing the massive to thickly bedded agglomerates, Late Cretaceous in age. These volcanoclastic rocks are here unconformably overlain by Eocene marine sediments. These sediments are buff, yellowish grey, medium bedded arenitic sandstone, carbonate-rich sandstones and siltstones. They were deposited in a shallow marine environment and contain benthic foraminifera (*Discocyclina* sp., *Nummulites* spp.) as well as large *Ostrea* and other lamellibranch shells. The age of the base of the Eocene sequence is early late Ypresian on the base of nanofossils.

The Eocene unconformity is an angular one, farther northwest and east the Eocene sequence rests on Campanian-Maastrichtian and Palaeocene beds, these are completely cut out at this locality. The Eocene unconformity marks the latest Palaeocene to earliest Eocene collision between the Pontides and the Anatolide-Taurides.

Durak 3-13

Üst Kretase (Santonian) volkanoklastik kayaları üzerinde uyumsuz olarak yer alan Eosen kumtaşları (Şekil 3.3)

Olur-Olgun köyü yolu, 38 T 02 56 204 – 45 27 193 – 1661 m

3-12 nolu duraktan otobüsle Geç Kretase yaşı, massif-kalın katmanlı aglomeralleri keserek devam edilecektir. Burada volkanoklastik kayalar Eosen denizel çökelleri tarafından uyumsuz olarak örtülü. Bu çökeller boz-sarımsı gri renkli, orta katmanlı arenitik kumtaşları, karbonatça zengin kumtaşları ve

silttaşlarıdır. Bunlar sıg denizel ortamda çökelmıştır ve bentik foraminiferler (*Discocyclina* sp., *Nummulites* spp.) ile iri *Ostrea* ve diğer lamellibranş kavkılarını içerirler. Eosen istifinin en altından nanofosillerle geç İpresiyen yaşı alınmıştır.

Eosen uyumsuzluğu açısalıdır; kuzeydoğu ve batıda Eosen kayaları, burada tümüyle aşınmış olan Kampaniyen-Maastrichtyen ve Paleosen katmanları üzerinde yer alır. Bu uyumsuzluk Pontidler ile Anatolid-Toridler'in en geç Paleosen-en erken Eosen'e tarihendirilen çarpışmasını belgeler.

Stop 3-14

Panoramic view of the Eocene section (Fig. 3.3)

The road between Olur and the village of Olgun, 38 T 02 56 194 – 45 28 259 – 1764 m

The Eocene section at Olur is about 1200-m thick and ranges from late Ypresian to early (?) Bartonian. From this vintage point we have a good view of the Eocene section. The prominent black horizon is a andesitic-basaltic flow within the Eocene. The light coloured rocks underneath the basalt are sandstones and siltstones deposited in a coastal plain. The basaltic flow is succeeded by a siliciclastic turbidite sequence, which is overlain by Bartonian marls. The ridge at the top of the hill is made up of Upper Miocene volcanic rocks.

From here we return back to Olur and then back to Olur junction and take the main road to Oltu.

Durak 3-14

Eosen kesitinin panoramik görünümü (Şekil 3.3)

Olur-Olgun köyü yolu, 38 T 02 56 194 – 45 28 259 – 1764 m

Olur'daki Eosen kesiti yaklaşık 1200 m kalınlıktadır ve yaşı geç İpresiyen'den erken(?) Bartoniyen'e kadar uzananır. Bu bakış açısından Eosen kesitinin güzel bir görünümüne sahibiz. Dik yamaçlı siyah düzey, Eosen içindeki andezitik-bazaltik akmadır. Volkaniklerin altındaki açık renkli kayalar kıyı ovasında çökelmıştır. Volkanikleri bir silisiklastik türbidit istifi izler ve bunun da üzerine Bartoniyen marnları gelir. En üstteki sırt Üst Miyosen volkanik kayalarından oluşmaktadır.

Buradan Olur üzerinden Olur kavşağına dönecek ve Oltu yönünde devam edilecektir.

Optional Stop 3-15

?Middle Jurassic dacites (Fig. 3.3)

The road between Yusufeli and Oltu, the village road to Kaban, 38 T 02 64 382 – 45 18 585 – 1253 m

At the Coşkunlar village on the main Oltu road take the side road marked to Kaban village.

The Middle Jurassic volcanism has in general a mafic to mafic-intermediate character and is characterized by basalts, basaltic andesites and andesites. However, here there are voluminous dacites, which are also probably of Middle Jurassic age. The road to the village of Kaban crosses one of these dacite bodies, which are beautifully exposed in a narrow gorge. The dacites show prominent columnar jointing and contain plagioclase and quartz phenocrysts in a bluish green fine grained matrix.

İhtiyari Durak 3-15

Orta Jura (?) dasitleri (Şekil 3.3)

Yusueli-Oltu yolu, Kaban köyü yolu, 38 T 02 64 382 – 45 18 585 – 1253 m

Oltu yolu üzerindeki Coşkunlar köyünden Kaban köyüne sapılır.

Orta Jura volkanizması genelde mafikten mafik-ortaça kadar değişir ve basalt, bazaltik andezit ve andezitlerle karakterize olur. Ancak bu bölgede olasılı Orta Jura yaşı, büyük hacimde dasitler bulunur. Kaban köyüne giden yol dar bir boğazda, olağanüstü güzel bir yüzlek veren bu dasit kütelerinden birini keser. Belirgin sütun eklemlere sahip olan dasitler, mavimsi yeşil, taneli bir matriks içinde plajiyoklas ve kuvars fenokristalleri içerir.

Stop 3-16

Amphibolite, metagabbro and metadiorite and cross-cutting magmatic bodies (Fig. 3.6)

The road between Yusufeli and Oltu, just before the village of Kaledibi, 38 T 02 62 451 – 45 13 792 – 1030 m

Medium to coarse grained banded amphibolites, metagabbros and metadiorites crop out in the road section. These metagabbros contain garnet along with hornblende and plagioclase. The metamorphic rocks are cut by granitic and dacitic dykes and veins. Closeby there is also a tonalitic body, however its contact with the metamorphic rocks is not exposed. These metamorphic rocks and the cross-cutting magmatic rocks are collectively called as the Güvendik Complex. There is no isotopic data to constrain their age. The metamorphic rocks probably represent the Hercynian basement of the Sakarya Zone, similar to the Pulur Massif, which we will see tomorrow; but here they form a tectonic sliver.

Durak 3-16

Amfibolit, metagabro ve metadiyorit ve bunları kesen magmatik küteler (Şekil 3.6)

Yusufeli-Oltu yolu, Kaledibi köyünün hemen yakını, 38 T 02 62 451 – 45 13 792 – 1030 m

Yol boyu kesitinde orta-kaba taneli bantlı amfibolitler, metagabrolar ve metadiyoritler yüzeyler. Metagabrolar hornblend ve plajiyoklasların yanı sıra granat da içerir. Metamorfik kayalar granitik ve dasitik dayk ve damarlar tarafından kesilir. Buranın yakınında, metamorfik kayalarla dokanlığı bulunmayan bir tonalitik kütle de yer almaktadır.

Bu metamorfik kayalar ve kesen magmatiklerin tümü Güvendik Kompleksi olarak adlanmıştır. Yaşlarını belirleyecek herhengi bir izotopik veri yoktur. Bu metamorfik kayalar olasılıkla Sakarya Zonu'nun Hersiniyen temelini temsil eder, ancak magmatik kayalarla birlikte bir tektonik dilim oluşturur. Benzer bir yüksek-dereceli metamorfik temel, üzerleyen Alt Jura çökelleriyle birlikte bir sonraki gün Bayburt-Pulur yöresinde görülecektir.

Optional Stop 3-17

Panoramic view of the tectonic slices (Fig. 3.6)

The road between Yusufeli and Oltu, Tekeli village, 38 T 02 61 286 – 45 10 546 – 1061 m

Looking southwest from this locality we see an imbricated structural stack (Oltu imbricate zone). At the base of the thrust stack there are Bartonian-Priabonian nummulite-bearing conglomerate, sandstone and siltstone (Ted) with a characteristic yellowish colour. The tectonically overlying Upper Jurassic-Lower Cretaceous grey, greenish grey epiclastic sandstone and siltstone intercalation belongs to the Çardaklı unit of the Olur Tortum Zone. The overlying tectonic unit, characterized by the rugged topography, is a tectonic slice belonging to the Güvendik Complex. The topmost thrust sheet is made up of Lower Cretaceous carbonates, seen in the previous stops of 3-8, 3-9 and 3-10, here they lie directly over the Güvendik Complex.

The contractional tectonic regime locally accompanied by strike-slip tectonics ended by the Upper Miocene (Serravalian-Tortinian); the volcanic rocks of the East Anatolian magmatic province starting prior to 11 Ma, lie unconformably over all the older rocks.

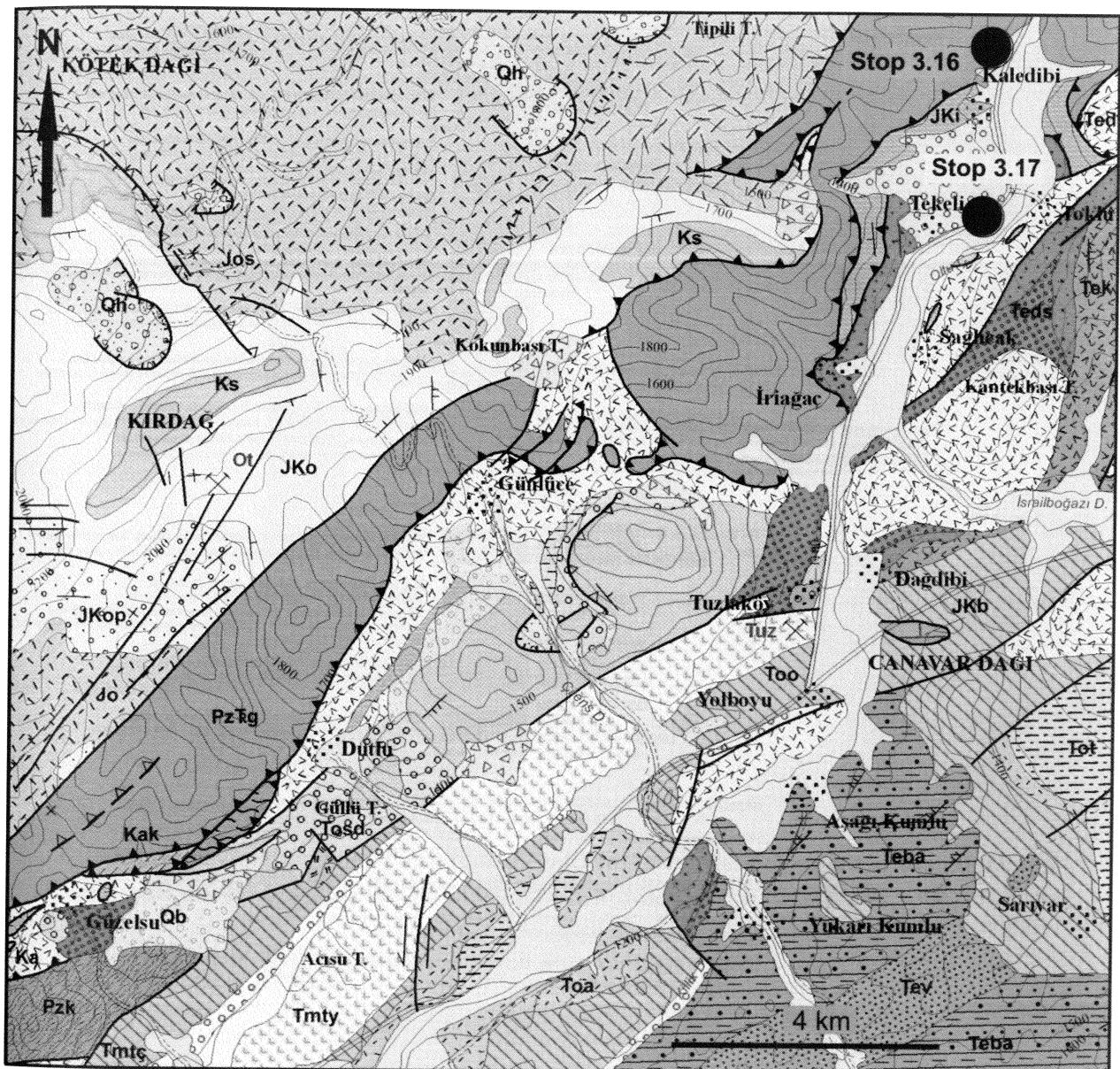


Fig.3.6. Geological map of the Olur – Oltu region. For location see Fig. 2.1 (Konak & Hakyemez, 2008).
 Şekil 3.6. Olur – Oltu bölgesi jeoloji haritası. Konum için Şekil 2.1'e bakınız (Konak & Hakyemez, 2008).

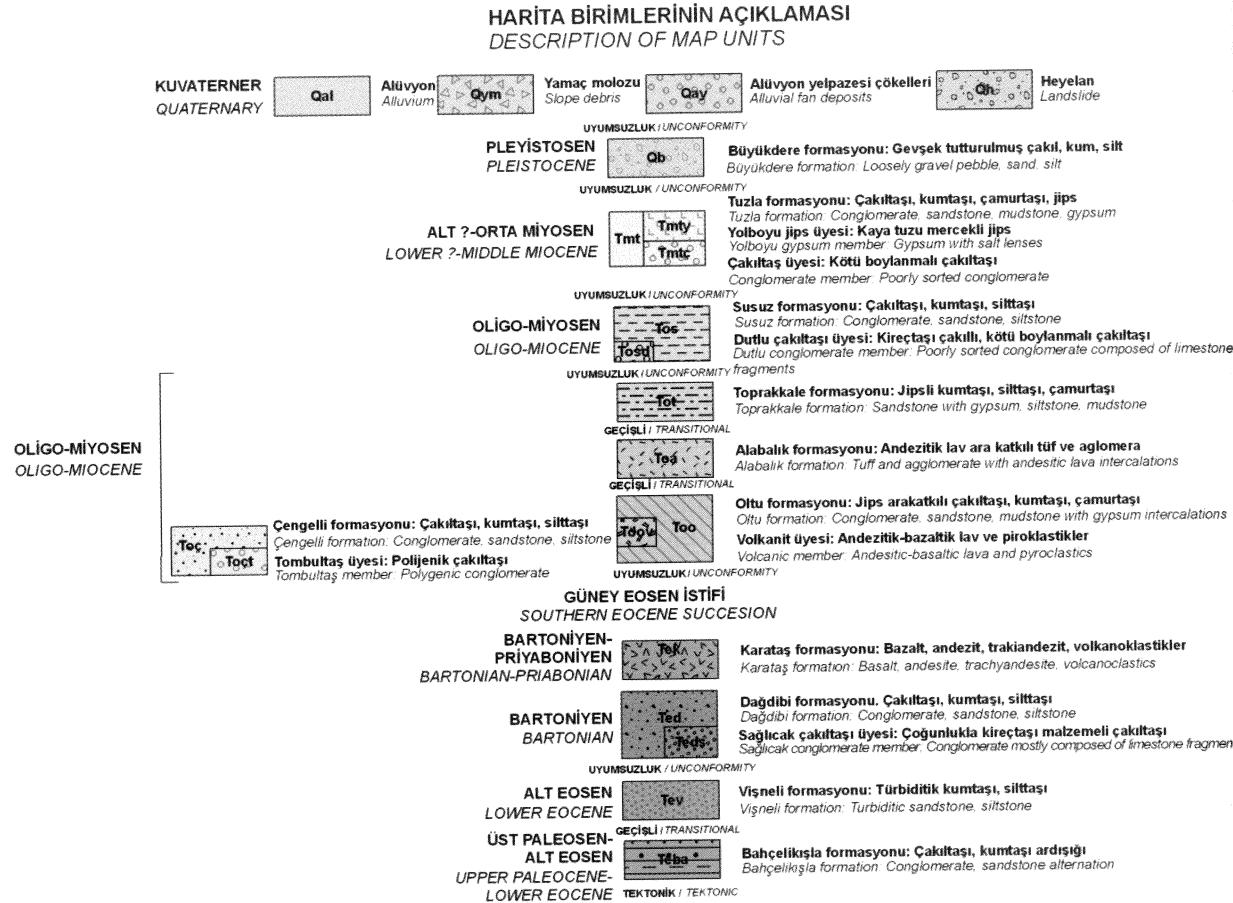


Fig. 3.7a. Legend of the geological map of the Olur – Oltu region (Konak and Hakyemez, 2008).
Şekil 3.7a. Olur – Oltu bölgesinin jeoloji harita lejandi (Konak ve Hakyemez, 2008).

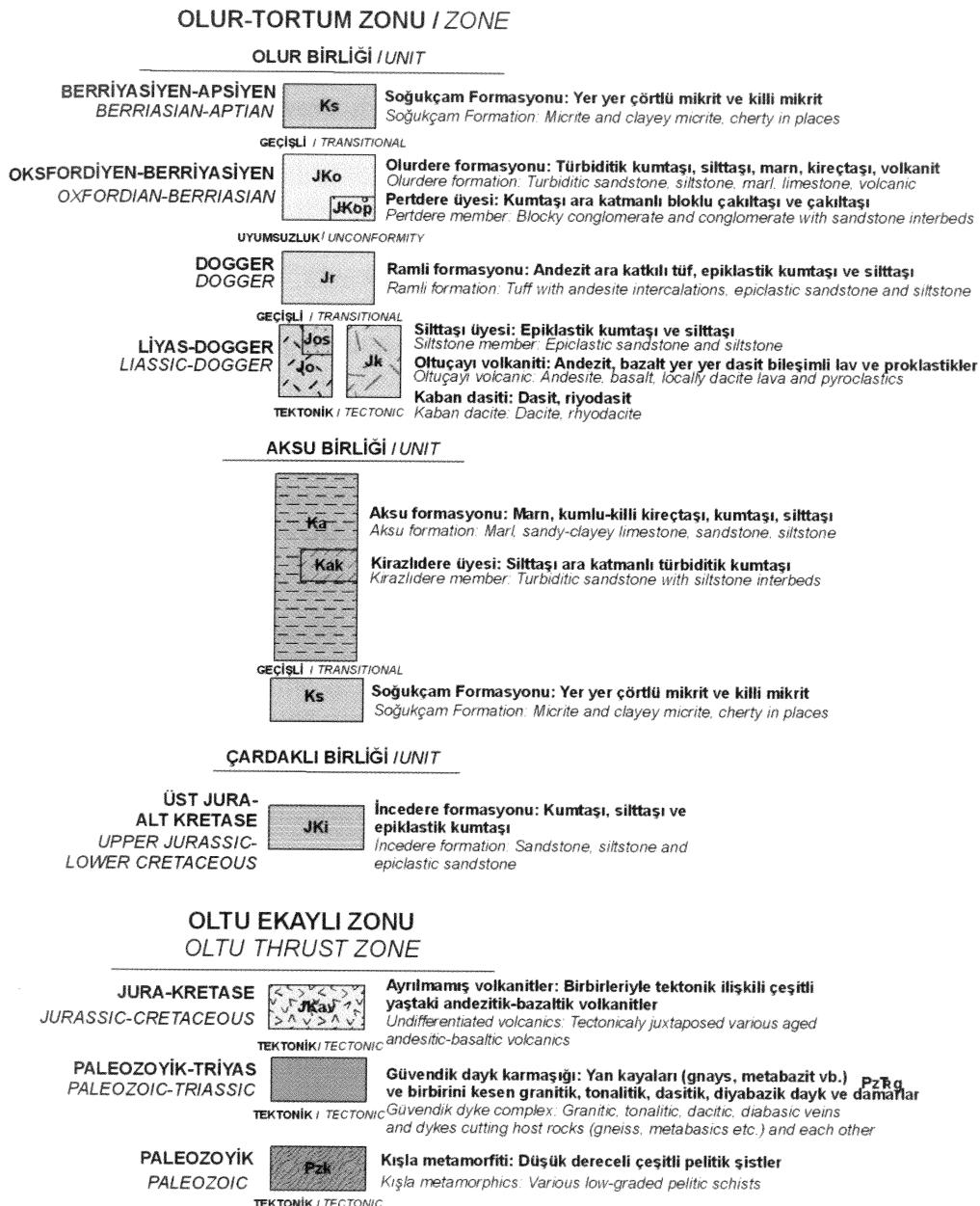


Fig. 3.7b. Legend of the geological map of the Olur – Oltu region (Konak and Hakyemez, 2008).
Şekil 3.7b. Olur – Oltu bölgesinin jeoloji harita lejandi (Konak ve Hakyemez, 2008).

İhtiyarı Durak 3-17

Tektonik dilimlerin panoramik görünümü(Şekil 3.6)

Yusufeli-Oltu yolu, Tekeli köyü, 38 T 02 61 286 – 45 10 546 – 1061 m

Bu lokaliteden güneydoğuya bakıldığından ekaylı bir yapısal sistem (Oltu Ekayı Zonu) görülür. Tektonik istifin en altında yer alan ve kirli sarı rengi ile dikkati çeken nummulitli çakıltaşı-kumtaşısı-silttaşı ardalanması (Ted) Bartoniyen-Priyaboniyen yaşıdır. Üzerinde tektonik dilim şeklinde konumlanan olasılı Malm-Erken Kretase yaşı, gri-yeşilimsi gri epiklastik kumtaşı ve siltası ardalanması (JKi) Olur-Tortum Zonu kapsamındaki Çardaklı Bırliğine aittir. Daha üstte yine tektonik olarak bulunan sarp Kretase yaşı kireçtaşları (Ks) ise daha önce 3-8, 3-9 ve 3-10 numaralı duraklarda görüldüğü şekliyle altındaki birimler olmaksızın, doğrudan Güvendik Kompleksini tektonik olarak üzerlemektedir.

Bölgede zaman zaman dorulu atımlı fayların da eşlik ettiği bu sıkışmalı tektonik rejim, Serravaliyen-Tortoniyen döneminde sona erer ve 11 My önce aktif hale geçen Doğu Anadolu volkanizmasının ürünleri, bu rejimin etkisinde kalan tüm birimleri açısal uyumsuzlukla örter.

Day 4, 13th October 2009

4. Gün, 13 Ekim 2009

Today we will see the stratigraphy and tectonics of the Pulur region, which lies about 130 km west of Erzurum. The region is characterized by north-vergent syn-collisional thrust slices. There are interesting Jurassic-Cretaceous facies differences among the thrust sheets with the Jurassic-Cretaceous sequences showing increasingly deeper marine depositional conditions upwards in the thrust stack. The Pulur region is also of interest in having the only coherent Upper Carboniferous sequence in the Sakarya Zone and containing a high-grade Hercynian metamorphic basement (Figs. 4.1 and 4.2). An account of the geology of the Pulur region is given below.

Bugün Erzurum'un 130 km batısında yer alan Pulur bölgesinin stratigrafisi ve tektoniğini göreceğiz. Bölge jeolojik olarak, kuzeye verjanslı ve çarpışma ile eşyaşlı bindirme dilimlerinden yapılmıştır. Pulur bölgesinin diğer ilginç özellikleri Sakarya Zonu'ndaki tek düzenli Üst Karbonifer istifini ve yüksek-dereceli Hersiniyen yaşılı bir metamorfik temeli bulundurmasıdır (Şekil 4.1 ve 4.2).

TECTONIC FRAMEWORK OF THE PULUR REGION

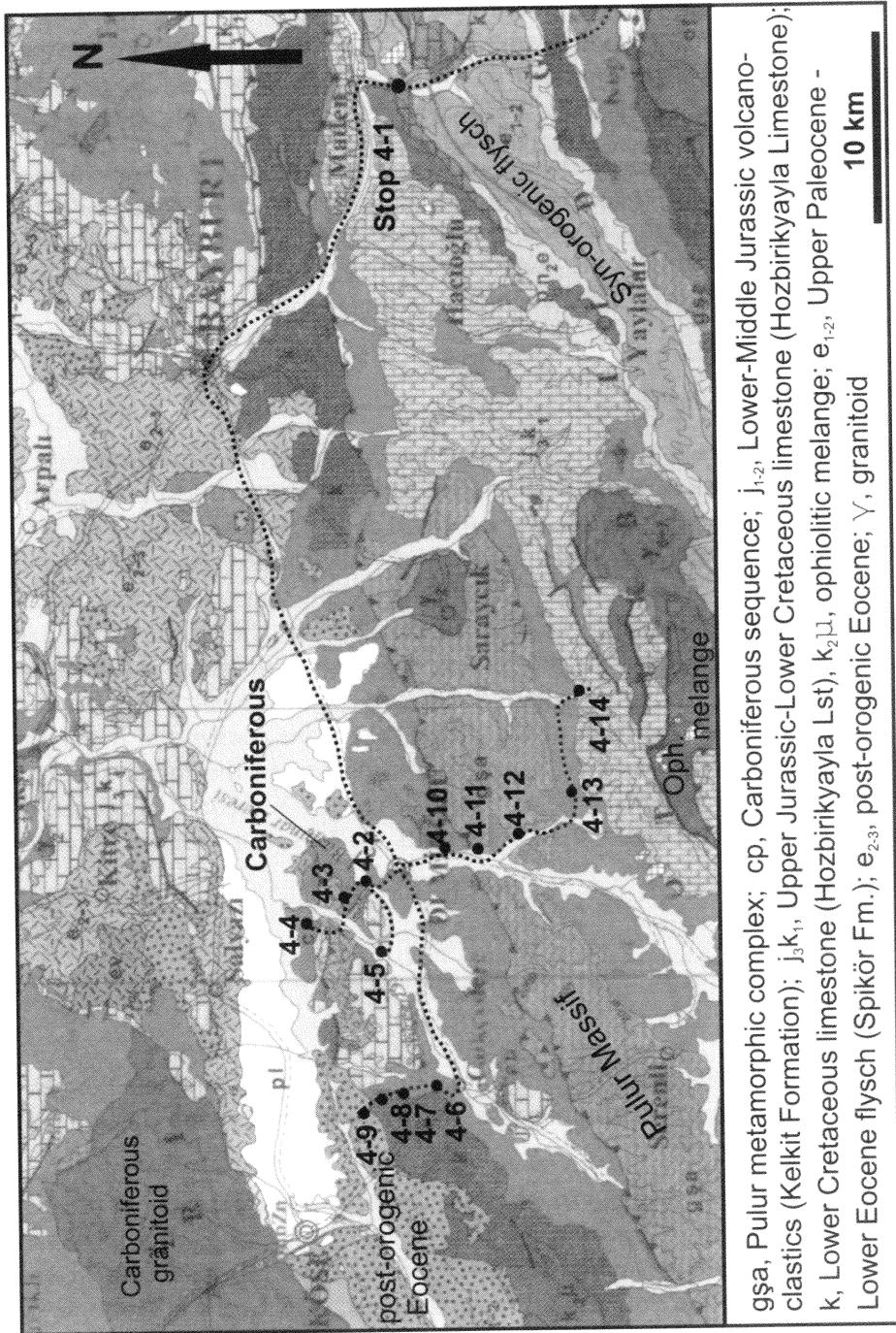
The internal parts of the Eastern Pontides formed a north-vergent thrust stack during the Early Tertiary continent-continent collision. In the Pulur region such thrusts were first recognized by Ketin (1951) and later shown on a geological cross-section by Akdeniz (1988). Okay et al. (1997) have mapped a relative autochthon and three major thrust sheets in the Pulur region, which were emplaced northward during the Late Palaeocene - Early Eocene. These are named as the Cebre relative autochthon and going up and southward in the thrust stack, the Hamurkesen, Aşutka and İmalıdağ thrust sheets (Fig. 4.2. and 4.4). The pre-Jurassic basement is observed in the Cebre relative autochthon and in the Hamurkesen and Aşutka thrust sheets, while the İmalıdağ thrust sheet is made up of Jurassic and younger rocks. The bulk of the thrust sheets are constituted of Jurassic-Lower Cretaceous sedimentary rocks, which exhibit facies differences among the thrust sheets with the higher lying thrust sheets showing a more pelagic Jurassic-Lower Cretaceous sequence (Fig. 4.4). The ophiolitic mélange in the Aşutka thrust sheet represents the Mesozoic sedimentary and volcanic rocks of the Tethyan ocean floor.

STRATIGRAPHY

Cebre relative autochthon

The relative autochthon is subdivided into four formations (Fig. 4.4): Çatalçeşme Formation (Late Carboniferous), Hardışi Formation (Late Carboniferous - ?Early Permian), Çaltepe Limestone (Jurassic) and Gevenli Formation (Cretaceous).

Çatalçeşme Formation (Upper Carboniferous). This is the only autochthonous Carboniferous sequence in the Eastern Pontides, discovered by Ketin (1951). It consists of pebbly sandstone, sandstone, limestone, conglomerate, quartzite and black shale with thin coal seams. The stratigraphic base of the Çatalçeşme Formation is not observed. It is overlain conformably by the Hardışi Formation and unconformably by the Çaltepe Limestone of Jurassic age (Fig. 4.5). The thickness of the Çatalçeşme Formation is > 1100 m.



gşa, Pulur metamorphic complex; cp, Carboniferous sequence; j_{1-2} , Lower-Middle Jurassic volcanic-clastics (Kelkit Formation); $j_3 k_1$, Upper Jurassic-Lower Cretaceous limestone (Hozbirikyayla Limestone); k_1 , Lower Cretaceous limestone (Hozbirikyayla Lst); $k_2 \gamma$, ophiolitic melange; e_{1-2} , Upper Paleocene - Lower Eocene flysch (Spikör Fm.); e_{2-3} , post-orogenic Eocene; γ , granitoid

Fig. 4.1. Geological map of the region west of Bayburt (Akdeniz and Güven, 2002).
Şekil 4.1. Bayburt batısının jeolojî haritası (Akdeniz ve Güven, 2002).

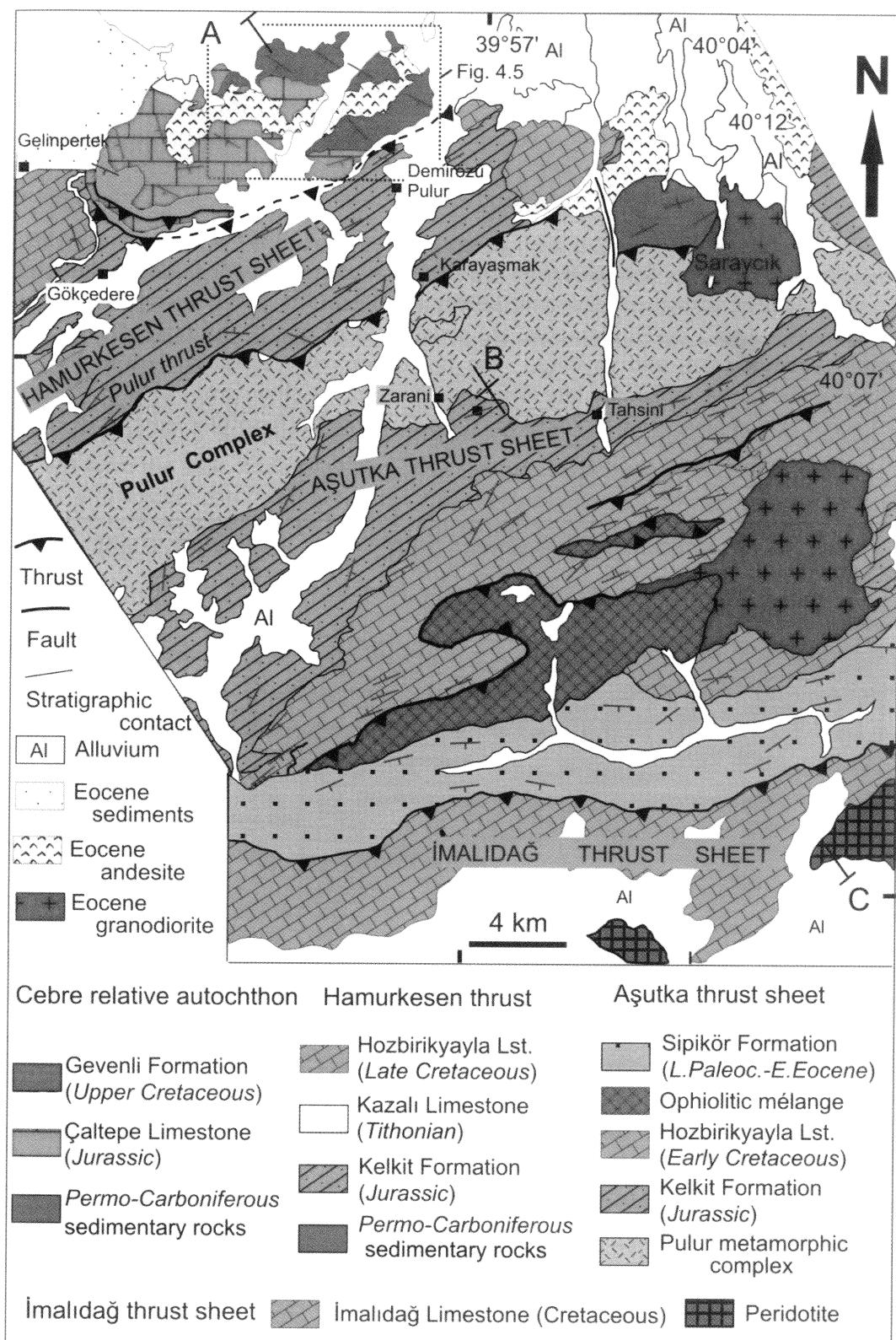


Fig. 4.2. Tectonic map of the Pulur region. For location see Fig. 4.1. (Okay et al., 1997).
 Şekil 4.2. Pulur bölgesinin tektonik haritası. Konumu için Şekil 4.1'e bakınız (Okay ve diğerleri, 1997).

The sandstones are medium to coarse grained, beige, grey, yellowish pink and pink arkosic arenites with well-rounded pebbles. They are intercalated with dark grey, black, medium to thickly bedded limestones locally rich in brachiopods, corals, gastropods, algs and fusulinids. The thickness of the limestone horizons ranges from a few ten centimetres to few ten metres, and there are more than 20 limestone horizons in the Çatalçeşme Formation. Black, grey shales with thin, discontinuous coal seams, and yellowish brown, thinly bedded, strongly bioturbidited siltstones with plant fossils occur between the limestone beds and horizons. Limestones from the Çatalçeşme Formation contain fusulinids and conodonts characteristic for Kasimovian-Gzelian (Upper Carboniferous) (Okay and Leven, 1996; Çapkinoğlu, 2003).

Hardışi Formation (Upper Carboniferous- ?Lower Permian) consists of thickly bedded, pale pink, white, red feldspathic arkosic arenites and pebbly arenites. The poorly sorted and well-rounded pebbles, generally 2 to 5 cm in diameter, are constituted of quartz and magmatic rocks, such as microgranite, microdiorite, and rhyolite. The clasts are most probably derived from Köse or Gümüşhane granodiorites or similar late Hercynian plutons, which outcrop north of the Pulur basin (Figs. 4.1 and 4.2), and have given a ca. 295 Ma (Late Carboniferous) isotopic age (Topuz et al., 2007).

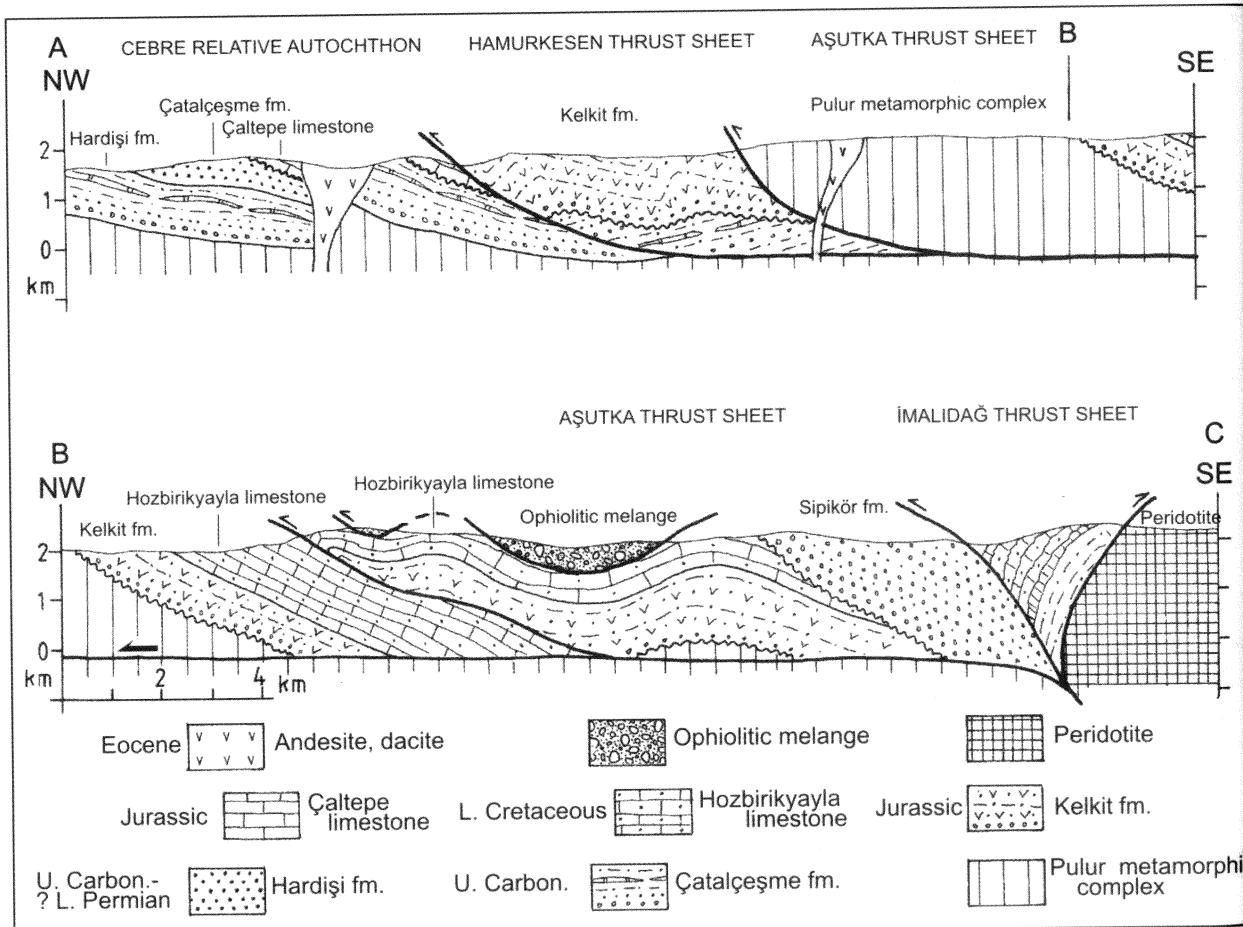


Fig. 4.3. Geological cross-section of the Pulur region. For location see Fig. 4.2. (Okay et al., 1997).
Şekil 4.3. Pulur bölgesinin jeolojik kesiti. Lokasyon için Şekil 4.2.'e bakınız (Okay ve diğerleri, 1997).

No fossils have been found in the terrigenous sandstones of the Hardışı Formation. However, considering that it lies conformable on the Çatalçeşme Formation of Kasimovian-Gzelian age, the Hardışı Formation can be said to be of latest Carboniferous age and may possibly reach into the earliest Permian. The Hardışı Formation is unconformably overlain by the Çaltepe Limestone of Jurassic age (Figs. 4.5 and 4.7).

Çaltepe Limestone (Upper Jurassic) is a 740-m-thick neritic carbonate sequence of Jurassic age, which lies unconformably over the Çatalçeşme and Hardışı Formations. It is striking that the typical Lower-Middle Jurassic volcanoclastic facies (Kelkit Formation) of the Eastern Pontides is missing, presumably eroded, in the Cebre relative autochthon, and the Jurassic system starts with Upper Jurassic neritic limestones. The best sections of the Çaltepe Limestone are south of the Kırlar hill and between the Çaltepe and Kel hills. The Çaltepe Limestone is overlain unconformably by the Gevenli Formation.

The Çaltepe Limestone starts with sandstones with a carbonate matrix; the sandstones pass up to medium to thickly bedded, dark grey, black, oolitic limestones. Above this oolitic limestone horizon there are thickly bedded, massive, grey and beige micrites with irregular black chert nodules and bands, which form the bulk of the sequence. Our samples from the Çaltepe Limestone have yielded microfossils with a wider age range of Jurassic-Early Cretaceous or Late Jurassic-Early Cretaceous (cf. Okay et al., 1997). Samples collected from the top of the sequence just below the Gevenli Formation have yielded microfossils characteristic of Tithonian-Valanginian. It is likely that the Çaltepe Limestone is of Upper Jurassic age and possibly passes into the earliest Cretaceous.

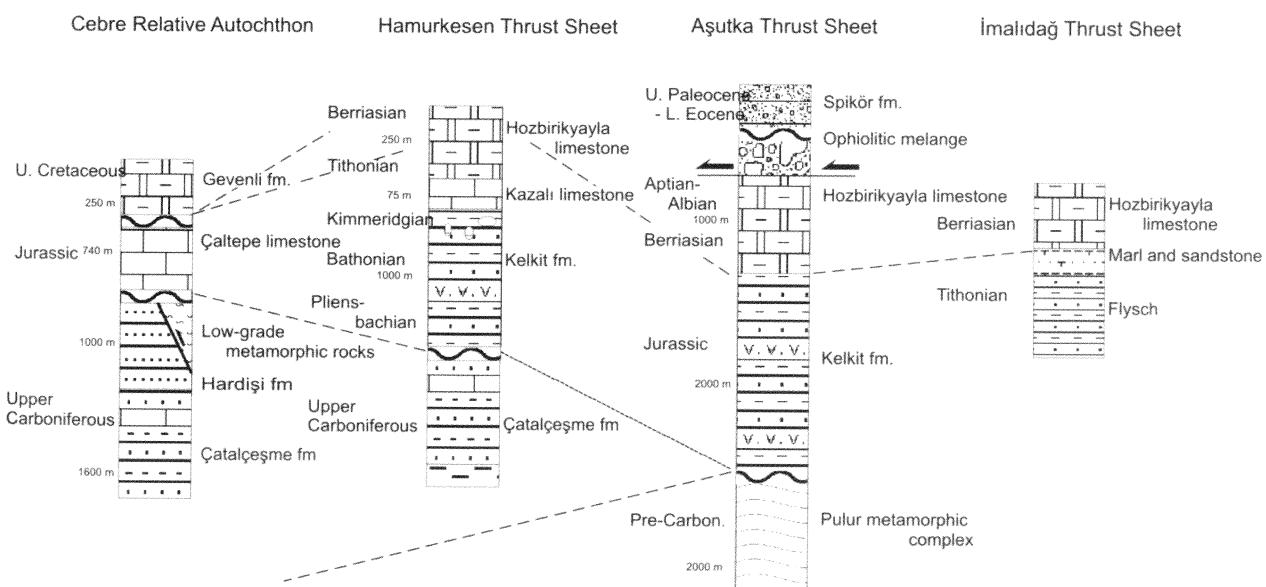


Fig. 4.4. Stratigraphy of the Puler thrust sheets (Okay et al., 1997).

Şekil 4.4. Puler bindirme dilimlerinin stratigrafisi (Okay ve diğerleri, 1997).

Gevenli Formation (Upper Cretaceous) is a sequence of siltstone, sandstone, shale, marl and pelagic limestone, which lies unconformably over the Çaltepe Limestone. It is overlain with a low-angle thrust contact by the Jurassic Kelkit Formation of the Hamurkesen thrust sheet (Fig. 4.7). The Gevenli Formation has a minimum thickness of 250 metres.

The Gevenli formation starts above the Çaltepe Limestone with a half a metre thick conglomerate with limestone clasts. The conglomerate is overlain by fine-grained, yellowish grey, yellow sandstone

with bluish green tuff clasts; fine to medium bedded, yellowish siltstone showing graded bedding; bluish grey marl and rare sandy limestone. The upper parts of the sequence are made up of brown, regularly and thinly bedded siltstone, shale and mudstone intercalation and comprises limestone olistoliths derived from the Çaltepe Limestone. The Gevenli Formation is poorly fossiliferous. Only a single sample from the lowermost parts of the Gevenli Formation has yielded *Hedbergella* sp. and undeterminable planktic foraminifera of the Globotruncanidae family indicating a Turonian-Maastrichtian age range. Robinson et al. (1995) has obtained Late Cretaceous ages from the basal parts of the Gevenli Formation and Santonian-? Turonian ages from its middle parts. These data indicate a Senonian age range for the Gevenli Formation.

Hamurkesen thrust sheet

The Çebre relative autochthon is tectonically overlain by the Hamurkesen thrust sheet (Figs 4.3). The Hamurkesen thrust, which forms the contact between the two units, can be followed for five kilometres north of the Pulur village between the Gevenli Formation/Çaltepe Limestone below and Jurassic volcanoclastic rocks (Kelkit Formation) above (Fig. 4.7). The thrust fault is represented by a few metres thick, sheared shale horizon and dips to the south at 50 degrees. Eastward the Hamurkesen thrust is covered by alluvium and follows the Pulur stream for 14 km. The Hamurkesen thrust corresponds to an important palaeogeographic and sedimentological threshold. In the Çebre relative autochthon below the thrust, the Lower-Middle Jurassic is missing, whereas above the thrust in the Hamurkesen and Aşutka thrust sheets the Lower-Middle Jurassic is represented by volcanoclastic rocks.

The Hamurkesen thrust sheet consists predominantly of three formations (Fig. 4.4). At the base there is the Kelkit Formation, this is succeeded by oolitic limestones of Kazalı Limestone, and at the top there is the Hozbirikyayla limestone of thick radiolarian biomicrites of Lower Cretaceous age.

Kelkit Formation (Jurassic) is made up of volcanogenic sandstone, siliceous shale, andesitic and basaltic tuff, agglomerate and rare sandy limestone, limestone, and grain and debris flows with volcanic material and up to a few kilometres large blocks of Upper Jurassic limestone. The Kelkit Formation, which is typical of the Jurassic of the Eastern Pontides, was named by Bergougnan (1987). It lies tectonically over the Gevenli Formation of Upper Cretaceous age along the Hamurkesen thrust, and it is stratigraphically overlain by the oolitic limestones of the Kazalı formation and tectonically by the Pulur metamorphic complex (Figs. 4.4 and 4.7).

Reference section for the Kelkit Formation in the region studied is the Hamurkesen valley north of the Pulur village. Kelkit Formation has a thickness of over 1000 metres. No in situ fossils have been found in the Kelkit Formation; however, the limestone olistoliths in the formation contain fossils of Kimmeridgian-Valanginian age range (Okay et al., 1997). These age data and the age of the overlying Kazalı formation constrain the upper age limit of the Kelkit Formation as Kimmeridgian. Data on the lower age limit of the Kelkit Formation is provided by other workers. Robinson et al. (1995) have obtained dinoflagellates of Bathonian age from the middle parts of the Kelkit Formation in the region studied. Özer (1984), who studied the eastward extension of the Kelkit Formation to the south of Bayburt, describes a rich Lower Pliensbachian-Upper Toarcian ammonite fauna from the ammonitico rosso limestones horizons in the Kelkit Formation. Akdeniz (1988) describes Liassic fossils from the limestone blocks in the Kelkit Formation. These data indicate that the age range of the Kelkit Formation is from Late Pliensbachian to Kimmeridgian.

Kazalı Limestone (Kimmeridgian) is a thin but laterally continuous oolitic limestone horizon, above the Kelkit Formation. The type section of the Kazalı Limestone is the Kazalı valley west of the Pulur-Gelinpertek road, 2.5 km north of Pulur. The Kazalı Limestone consists of thickly bedded, oolitic black limestones with a thickness of 50 to 100 metres (Figs. 4.4 and 4.8). Samples from the Kazalı

Limestone collected from north of the Pulur and Sisne villages contain a Kimmeridgian-Berriasian microfauna (Okay et al., 1997). Considering that the lower parts of the overlying Hozbirikyayla limestone is of Tithonian age, a Kimmeridgian age can be assigned to the Kazalı Limestone.

Hozbirikyayla limestone (Tithonian-Berriasian) - The Upper Jurassic-Lower Cretaceous radiolarian biomicrites, which overlie the Kazalı Limestone, have been named as the Hozbirikyayla limestone (Ağar, 1977; Akdeniz, 1988). In the region studied the Hozbirikyayla limestone is intruded by magmatic rocks of probable Eocene age, and is unconformably overlain by Eocene and younger sedimentary rocks (Fig. 4.7). The Hozbirikyayla limestone is well exposed on the Pulur-Gelinpertek road, and in the Karseçenin stream to the west of this road. The minimum thickness of the formation is 250 metres. The Hozbirikyayla limestone consists mainly of thinly to medium bedded, pink, grey, yellowish grey radiolarian micrite and marly micrite with intercalations of medium to thickly bedded calciturbidites with tuff clasts, reddish marly siltstones and pale green, fine-grained volcanogenic sandstones. A 280 metres thick section has been measured in the Kazalı Limestone and Hozbirikyayla limestone in the Karseçenin stream (Fig. 4.7). In this section the age range of the Hozbirikyayla Limestone is Kimmeridgian to Late Berriasian (Upper Jurassic - Lower Cretaceous, Okay et al., 1997). Similarly, Ağar (1977) indicates a Kimmeridgian-Berriasian, Akdeniz (1988) a Late Jurassic-Berriasian and Özer (1984) a Late Tithonian-Early Cretaceous age range for the Hozbirikyayla limestone.

Aşutka thrust sheet

Hamurkesen sheet is tectonically overlain by the Aşutka thrust sheet along the Pulur thrust (Figs. 4.2 and 4.7). The Pulur thrust places the Pulur metamorphic complex over the Jurassic Kelkit Formation (Ketin, 1951). Due to the extensive andesite intrusions and alteration, it is difficult to determine the precise location and attitude of the Pulur thrust in the field. Generally, the thrust plane appears to be steep ($>70^\circ$).

The Aşutka thrust sheet consists of a metamorphic basement (Pulur metamorphic complex), which is unconformably overlain by Jurassic-Cretaceous sedimentary and volcanic rocks (Kelkit Formation and Hozbirikyayla limestone). Slices of ophiolitic melange lie with a thrust contact over the Cretaceous limestones, and both are unconformably overlain by Maastrichtian rudist-bearing limestones, and by Palaeocene-Lower Eocene flysch (Sipikör formation).

Pulur metamorphic complex (Pre-Carboniferous)- The basement of the Aşutka thrust sheet is made up of strongly tectonized micaschist, cordierite-sillimanite-garnet schist, amphibolite, gneiss, migmatite, metagranite and very rare marble, which are intruded by Eocene or younger volcanic and subvolcanic rocks (Okay, 1996; Topuz, 1999; Topuz, 2004a; Topuz and Altherr, 2004). The P-T conditions of metamorphism have been estimated as 7 kbar and more than 800°C (Okay, 1996; Topuz et al., 2004a). This high-temperature metamorphism has been dated by U-Pb method on monazite as mid-Carboniferous (Namurian, ca. 330 Ma, Topuz et al., 2004a). The Pulur metamorphic complex lies tectonically over the Kelkit Formation of the Hamurkesen thrust sheet, and is unconformably overlain by the Jurassic Kelkit Formation (Figs. 4.2 and 4.4). The Pulur metamorphic complex has generally bad and discontinuous outcrops; the best section is along the road between the Yakupabdal and Pekesi villages.

Kelkit Formation (Jurassic) - The Kelkit Formation in the Aşutka thrust sheet consists of siltstone, tuff, shale and andesitic volcanic rocks, and has a thickness of between 1200 and 2500 metres. It lies unconformably over the Pulur metamorphic complex. This unconformity can be seen south of the Ağgi village and west of the Öksüreç village (Fig. 4.7). The Kelkit Formation starts on the metamorphic rocks with pebbly sandstones and microconglomerates. In this few ten metres thick basal horizon, there are thin and discontinuous coal horizons, for example to the south of the Ağgi village. The bulk of the Kelkit Formation consists of dark greenish brown, bluish grey shale, medium

bedded dark greenish brown siltstone, bright bluish green, very fine grained, rare tuff beds, rare red soft shale and 1-2 m thick yellowish brown andesitic lavas with plagioclase phenocrysts. In comparison with the Kelkit Formation in the Hamurkesen thrust sheet, the Kelkit Formation in the Aşutka thrust sheet is on the whole finer grained and contains no large limestone olistoliths, suggesting a deeper and/or more pelagic depositional environment. The Kelkit Formation passes upwards conformably to the Hozbirikyayla limestone. No age diagnostic fossils have been found in the Kelkit Formation of the Aşutka thrust sheet. However, correlation with the formation of the same name in the Hamurkesen thrust sheet, and the Berriasian age from the base of the overlying Hozbirikyayla limestone indicate a Jurassic age for formation.

Hozbirikyayla limestone (Lower Cretaceous)- The pelagic biomicrites, which lie conformably over the Kelkit Formation are assigned to the Hozbirikyayla limestone. The conformable stratigraphic contact between the Kelkit Formation and the Hozbirikyayla limestone can be clearly seen on the road continuing south from the Tahsini village (Fig. 4.7). Here, the fine-grained clastics of the Kelkit Formation pass upwards to pelagic micrites through an interval of intercalated dark grey carbonate-rich mudstone, shale and black cherty limestone. In the Aşutka thrust sheet the Hozbirikyayla formation has a folded structure and is stratigraphically overlain by the Sipikör formation and tectonically by the ophiolitic melange. It has a minimum thickness of 1000 metres. The bulk of the Hozbirikyayla limestone in the Aşutka thrust sheet is made up of thinly to medium bedded, light beige, locally pink, radiolarian biomicrites. There are also rare intercalations of medium bedded calciturbidites within the biomicrites. Samples collected from the middle parts of the Hozbirikyayla limestone south of the Kel Hill, contain a Berriasian fauna (Okay et al., 1997). A sample from the topmost part of the section, just below the ophiolitic melange, contains Aptian-Albian fossils: *Hedbergella cf. gorbachikae*, *Hedbergella planispira*, *Planomalina* ? sp. These data indicate a Berriasian to Aptian/Albian age range for the Hozbirikyayla limestone in the Aşutka thrust sheet.

Ophiolitic melange. The ophiolitic melange is made up of radiolarian chert, pelagic and neritic limestone, spilitised basalt, serpentinite, sandstone, shale and siltstone blocks and slices. It is thrust over the Hozbirikyayla limestone; a long and narrow klippe of ophiolitic melange also occurs above the limestones (Fig. 4.7). The ophiolitic melange is unconformably overlain by the Kapıkaya limestone or by the Sipikör formation (Figs. 4.2 and 4.3). Samples from the sedimentary blocks in the melange give Jurassic and Cretaceous ages with the youngest ages of Aptian-Albian. The Maastrichtian age of the unconformably overlying Kapıkaya formation constrains the age of melange formation and emplacement to the Aptian-Campanian interval. Therefore, the thrust fault between the ophiolitic melange and the underlying Lower Cretaceous Hozbirikyayla limestone is older than the Early Eocene Hamurkesen and Pultur thrusts.

Kapıkaya limestone (Maastrichtian) is a thin neritic limestone sequence, which unconformably overlies the ophiolitic melange. It crops out along the main Bayburt-Erzurum road, and gives good outcrops two kilometres north of Maden (Fig. 4.1). It was first described and mapped by Ketin (1951) and later named by Keskin et al. (1989). The Kapıkaya limestone continues westward from the main Bayburt-Erzurum road for 13 km forming a limestone cover of gradually decreasing thickness over the ophiolitic melange (Fig. 4.1). Farther west, the Kapıkaya limestone is totally eroded and the Sipikör formation lies unconformably over the ophiolitic melange.

The Kapıkaya limestone is made up of thickly bedded neritic limestones with abundant rudists. Bergougnan (1987) assigns a Late Campanian-Maastrichtian age, while Fenerci (1994) and Elmas (1994) give Maastrichtian ages to the rudists in the Kapıkaya limestone.

Sipikör formation (Upper Palaeocene - Lower Eocene) is a flysch sequence of sandstone, shale and conglomerate, which lies unconformably over the ophiolitic melange and the Hozbirikyayla limestone in the southern part of the area studied (Figs. 4.1 and 4.2). The Sipikör formation also lies unconformably over the Maastrichtian Kapıkaya limestone in the east towards the Bayburt-Erzurum

main road, and is tectonically overlain by the İmalıdağ thrust sheet. It starts with a few hundred metres thick conglomerate with clasts of Jurassic-Lower Cretaceous limestone, basalt, serpentinite, metamorphic rock and sandstone, and passes upwards to siltstones and to a turbidite sequence of sandstone and shale of over 1000 m in thickness. The Sipikör formation locally contains large olistoliths. Norman (1976) studied the sedimentary structures in the turbidites, and showed that the paleo-currents were parallel to the axis of the basin with the flow from the southwest towards the northeast. The Sipikör formation represents a clastic wedge deposited in a foreland basin in front of the northward advancing İmalıdağ thrust sheet. Palaeontological data of Kettin (1951), Bergougnan (1976) and Norman (1976) indicate a Late Palaeocene-Early Eocene age for the Sipikör formation.

İmalıdağ thrust sheet

To the north of the ultramafic rocks in the Ankara-Erzincan Neo-Tethyan suture zone, allochthonous Mesozoic carbonates outcrop along a 200 km long region between Ağvanis and Erzurum (Fig. 4.2). These allochthonous rocks were named in the west as the Çimendağı nappe (A.Yılmaz, 1985) and in the east as the İmalıdağ nappe (Bergougnan, 1987). The main feature differentiating these two nappes is that the Jurassic-Lower Cretaceous sequence in the İmalıdağ thrust sheet has developed in a more pelagic facies than that in the Çimendağı thrust sheet. Both thrust sheets lie tectonically over the Sipikör formation in the north and over the ultramafic rocks in the south (Figs. 4.2 and 4.3). In the section along the Kop stream the İmalıdağ thrust sheet consists of a sandstone-shale series at the base stratigraphically overlain by pelagic micrites of Tithonian-Berriasian age (Bergougnan, 1987). In the section in the Yeşirçöl Dağı there is a volcanoclastic sequence of Tithonian age with limestone intercalations overlain by the Upper Tithonian-Hauterivian cherty biomicrites (Bergougnan, 1987).

Post-collisional sequences

The main deformation in the Eastern Pontides was in the Late Palaeocene - Early Eocene. The Middle Eocene and younger rocks are of post-tectonic character and lie unconformably over the older units. They include Eocene continental to shallow marine sedimentary rocks and Eocene magmatic rocks.

Post-tectonic Eocene sequence - The Sırataşlar formation (Ağar, 1977), which unconformably covers the thrust sheets in the region studied, and forms the base of the Bayburt-Pulur basin. It is made up mainly of limestone, conglomerate and sandstone. North of the village of Bizgili, the Sırataşlar formation starts above the Çaltepe Limestone with thickly bedded conglomerates with well-rounded limestone clasts, 1 to 10 cm across. The conglomerate beds are succeeded by pinkish white, thickly bedded, pebbly, nummulitic limestones, which pass up to terrigenous red conglomerates and red sandstones. This outcrop of the Sırataşlar formation continues westward and covers the thrust contact between the Çubre relative autochthon and the Hamurkesen thrust sheet (Fig. 4.7). Around the village of Gelinpertek the nummulitic limestones of the Sırataşlar formation has a thickness of over 50 metres. The bedding in the Sırataşlar formation is subhorizontal.

Limestone samples from the Sırataşlar formation collected from north of the Bizgili village contain Middle to Upper Eocene fossils (Okay et al., 1997). This age provides an upper age limit for the main compressional tectonics in the region.

Magmatic rocks- In the Pulur region all pre-Eocene units are cut by intermediate subvolcanic rocks of andesite, dacite, diorite and diabase composition. These strongly altered magmatic rocks cover large areas in the region and with their irregular boundaries make geological mapping and determination of contact relations difficult. The contacts of the subvolcanic rocks are rarely

observed. However, rare andesite dykes are seen to crosscut the Pulur metamorphic rocks. Apart from these subvolcanic rocks, a granitoid with a diameter of 3-4 km occurs around the Saraycık village (Figs. 4.1 and 4.7). This pluton, which forms part of the same magmatic cycle as the subvolcanic rocks, has a granodiorite composition and intrudes the Pulur metamorphic complex, the Çatalçeşme and Kelkit Formations. It has yielded an Early Eocene (ca. 52 Ma) intrusion age (Topuz et al., 2005). Another similar pluton occurs farther south (Figs. 4.1 and 4.7).

PULUR BÖLGESİNİN TEKTONİK ÇATISI

Doğu Pontidler'in iç (güney) kesimleri erken Tersiyer kıta-kıta çarşılması sırasında gelişmiş kuzey verjanslı bir bindirme istifinden oluşur. Pulur bölgesinde bindirmeler ilk defa Ketin (1951) tarafından tanımlanmış, daha sonra Akdeniz (1988) tarafından jeolojik kesitlerde gösterilmiştir. Okay ve diğerleri (1997) Pulur bölgesinde göreceli bir otokton ve Geç Paleosen – Erken Eosen'de kuzeye doğru itilmiş üç ana bindirme dilimi haritalamıştır. Bunlar alttan üste, kuzeyden güneye doğru Cebre göreceli otoktonu, Hamurkesen, Aşutka ve İmalıdağ bindirme dilimleridir (Şekil 4.2). Jura öncesi temel Cebre göreceli otoktonu, Hamurkesen ve Aşutka bindirme dilimlerinde gözlenir, İmalıdağ dilimi ise Jura ve daha genç kayalardan yapılmıştır. Bindirme dilimlerinin büyük ölçüde Jura-Alt Kretase istiflerinden oluşmuştur. Dilimler arasında Jura-Alt Kretase istifleri fasiyes farklılıklarını gösterir, üst dilimlere doğru bu istifler daha bir pelajik özellik gösterir. Aşutka bindirme diliminde yeralan ofiyolitli melanj Tetis okyanus tabanının Mesozoyik yaşıta sedimanter ve volkanik kayalarını temsil eder.

STRATİGRAFİ

Cebre göreceli otoktonu

Göreceli otokton dört formasyona ayrılmıştır (Şekil 4.4): Çatalçeşme Formasyonu (Geç Karbonifer), Hardışi Formasyonu (Geç Karbonifer-?Erken Permiyen), Çaltepe Kireçtaşı (Jura) ve Gevenli Formasyonu (Kretase).

Çatalçeşme Formasyonu (Üst Karbonifer). Ketin (1951) tarafından keşfedilen bu birim Doğu Pontidler'deki tek otokton Karbonifer serisini yapar. Çatalçeşme Formasyonu çakılı kumtaşı, kumtaşı, kireçtaşı, konglomera, kuvarsit ve ince kömür seviyeleri ihtiva eden siyah şeylden oluşur. Çatalçeşme Formasyonu'nun tabanı gözlenmez, üzerine geçişli bir stratigrafik dokanakla Hardışi Formasyonu, uyumsuzlukla Jura yaşlı Çaltepe Kireçtaşı gelir (Şekil 4.5). Kalınlığı 1100 metrenin üzerindedir.

Çatalçeşme Formasyonu kumtaşları orta-kaba taneli, bej, gri, sarımsı pembe, pembe renkte, içinde ii yuvarlanmış çakıllar içeren arkozik arenitlerden oluşur. Kumtaşları, koyu gri, siyah, orta-kalın tabakalı kireçtaşı seviyeleri ile ardalanmalıdır. Yer yer bol brakiyopod, mercan, gastropod ve fusulin içeren kireçtaşı seviyelerinin kalınlıkları birkaç santimetreden onlarca metreye kadar değişir; Çatalçeşme Formasyonu'nda bu tip 20'den fazla kireçtaşı seviyesi bulunur. Kireçtaşı seviyeleri veya tabakaları arasında, ince kömür tabakaları içeren siyah, gri şeyl ve sarımsı kahve, bitki fosilleri ve kuvvetli biyoturbasyon yapıları içeren silt taşları yer alır. Çatalçeşme Formasyonu'ndan tayin edilen fusulin ve konodont cinsleri Kasimoviyen-Gzeliyen (Üst Karbonifer) yaşına işaret eder (Okay ve Leven, 1996; Çapkinoğlu, 2003).

Hardışi Formasyonu (Üst Karbonifer - ?Alt Permiyen) kalın tabakalı, açık pembe, beyaz, kırmızı feldispatik arenit ve çakılı arenitlerden oluşur. İki ile beş santimetre arası büyülükte, iyi

yuvarlanmış, kötü boylanmış çakıllar kuvars ve mikrogranit, mikrodiyorit ve riyolit gibi magmatic kayalardan yapılmıştır. Bu çakıllar Pulur'un kuzeyinde mostra veren, Üst Karbonifer yaşıta (295 Ma, Topuz ve diğerleri, 2007) Köse ve Gümüşhane granodiyoriti gibi Hersiniyen plutonlardan kaynaklanmış olması çok muhtemeldir (Şekil 4.1 ve 4.2). Hardişi Formasyonu içinde fosil bulunamamıştır fakat Çatalçeşme Formasyonu üzerinde geçişli bir dokanakla geldiği düşünülürse yaşı Geç Karbonifer olmalı, ve bir ihtimal ile Erken Permiyen'e uzanmalıdır. Hardişi Formasyonu uyumsuzlukla Jura yaşılı Çaltepe Kireçtaşları tarafından örtülü (Şekil 4.5 ve 4.7).

Çaltepe Kireçtaşları (Üst Jura) Çatalçeşme ve Hardişi Formasyonları üzerinde uyumsuzlukla yer alan Üst Jura yaşılı bir siğ denizel karbonat istifidir. Cebre göreceli otoktonunda Doğu Pontidler'in karakteristik Alt-Orta Jura yaşılı volkanoklastik biriminin (Kelkit Formasyonu) bulunmaması, bu birimin Geç Jura öncesi aşınmasına veya çökelmemeziğe bağlanabilir. Çaltepe Kireçtaşının en iyi kesitleri Kırlar tepesi güneyi ve Çaltepe ile Kel tepe arasıdır. Demirözü-Pulur yolunun kuzeyinde Kurtkayağı deresinde görüleceği gibi Çatalçeşme Kireçtaşları üzerine uyumsuzlukla Gevenli Formasyonu gelir. Kırlar tepe kesitinde Çaltepe Kireçtaşının 740 metre kalınlığı vardır.

Çaltepe Kireçtaşları karbonat çimentolu kumtaşları ile başlar. İnce bir seviye oluşturan bu kumtaşları üste doğru orta-kalın tabakalı, koyu gri, siyah oolitik kireçtaşlarına geçer. Oolitik kireçtaşları üzerinde, Çaltepe Formasyonu'nun ana kütlesini oluşturan kalın tabakalı, massif, düzensiz siyah çört yumruları içeren gri ve beyaz mikritler gelir. Çaltepe Kireçtaşından derlediğimiz örnekler Jura-Alt Kretase veya Üst Jura – Alt Kretase gibi geniş aralıklı yaşlar vermiştir (Okay ve diğerleri, 1997). Gevenli Formasyonu'nun hemen altından alınan örnekler ise Tithinen – Valanjiniyen'i tanımlayan mikro fosiller kapsar. Bu verilere göre Çaltepe Formasyonu'nun yaşı Üst Jura'dır, muhtemelen Alt Kretase'nin tabanına da gelebilir.

Gevenli Formasyonu (Üst Kretase) Çaltepe Kireçtaşları üzerinde yer alan silttaşı, kumtaşı, şeyl, marn ve pelajik kireçtaşları ardalanmasından oluşur. Gevenli Formasyonu üzerinde düşük açılı bir bindirme dokanağı ile Hamurkesen bindirme diliminin en alt formasyonu olan Jura yaşılı Kelkit Formasyonu yer alır. Gevenli Formasyonu, Ahircık tepesi güneyinde bir bindirme ile tekrarlanmıştır (Şekil 4.7). Gevenli Formasyonu'nun kalınlığı asgari 250 metredir.

Gevenli Formasyonu Pulur Köyü kuzeyinde mostra verir. Tip kesit yeri Pulur ile Bizgili köyleri olmasına rağmen, tabanı en iyi olarak Kurtkayağı deresinde gözlenir. Burada Gevenli Formasyonu, Çaltepe Kireçtaşları üzerinde yarımetre kalınlıkta, kireçtaşları çakılı bir konglomera ile başlar. Konglomeranın üzerinde ince taneli, içinde mavimsi yeşil tuf parçaları içeren, sarımsı gri, sarı kumtaşları yer alır. Formasyonun üst kesimleri kahve rengi, ince ve düzenli tabakalı siltaşı, şeyl ve çamurtaşları ardalanmasından yapılmıştır. Gevenli Formasyonu fosil açısından fakirdir, en alt seviyelerinden derlenen bir örnek Hedbergella sp ve tayin edilemeyen Globotruncanidae ailesine bağlı planktik bir foraminifer kapsar ve Turoniyen-Maastrichtiyen yaş aralığını verir. Robinson ve diğerleri (1995) Gevenli Formasyonunun taban kesimlerinden Üst Kretase ve orta kesimlerinden Santoniyen - ?Turoniyen yaşıını almıştır. Bu veriler Gevenli Formasyonu için Senoniyen yaşıını vermektedir.

Hamurkesen bindirme dilimi

Cebre göreceli otoktonu üzerinde tektonik olarak Hamurkesen bindirme dilimi yer alır (Şekil 4.2). Bu iki tektonik unite arasındaki sınırı oluşturan Hamurkesen bindirmesi, Pulur kuzeyinde Gevenli Formasyonu/Çaltepe Kireçtaşları ile Jura yaşıta volkanoklastik kayalar arasında beş kilometre boyunca takip edilebilir (Şekil 4.7). Güneye 50 derece eğimli olan bindirme fayı bir kaç metre kalınlıkta makaslanmış bir şeyl seviyesi ile temsil edilir. Doğuya doğru Hamurkesen bindirmesi alüvyon tarafından örtülü ve bu şekilde Pulur deresi boyunca 14 km devam eder. Hamurkesen bindirmesi önemli bir paleocoğrafik ve sedimentolojik eşixe karşılık gelir. Bindirmenin altında Cebre göreceli

otoktonunda Alt-Orta Jura bulunmaz, bindirmenin üzerinde ise Alt-Orta Jura volkanoklastik kayalardan oluşur.

Hamurkesen bindirme dilimi üç formasyondan yapılmıştır (Şekil 4.4). Tabanda Jura yaşı kalın bir volkano-klastik istif oluşturan Kelkit Formasyonu bulunur; bunun üzerine oolitik kireçtaşlarından yapılmış Kazalı Kireçtaşı ve Alt Kretase yaşı radyolaryalı biyomikritlerden oluşan Hozbirikyayla Kireçtaşı yer alır.

Kelkit Formasyonu (Jura) volkanojenik kumtaşı, kumtaşı, silılışlı şeyl, andezitik ve bazaltik tuf, aglomera ve seyrek kumlu kireçtaşı, kireçtaşı, tane ve moloz akıntılarından oluşur. Moloz akıntıları içinde volkanik kaya ve büyülüğu 1-2 km'ye ulaşan Üst Jura kireçtaşı blokları yer alır. Kelkit Formasyonu tektonik olarak Üst Kretase yaşı Gevenli Formasyonu üzerinde yer alır; üzerinde stratigrafik olarak oolitik kireçtaşlarından yapılmış Kazalı Formasyonu ve tektonik olarak Pulur metamorfik kompleksi bulunur (Şekil 4.2).

Çalışılan alanda Kelkit Formasyonu için referans kesit yeri Pulur Köyü kuzeyindeki Hamurkesen vadisidir. Bölgede Kelkit Formasyonu'nun kalınlığı 1000 metrenin üzerindedir. Kelkit Formasyonu içinde yerli fosil saptanamamıştır; buna karşın içerdiği kireçtaşı olistolitleri Kimmerijiyen-Valanjiniyen yaşı fosiller içerir (Okay ve diğerleri, 1997). Bu veriler ve üzerinde yer alan Kazalı Formasyonu'nun yaşı Kelkit Formasyonu için Kimmerijiyen'i bir üst yaşı sınırı olarak belirlemektedir. Robinson ve diğerleri (1995) Pulur bölgesinde Kelkit Formasyonu'nun orta kesimlerinden Bathoniyen yaşı veren dinoflagellatlar tanımlamıştır. Kelkit Formasyonu'nun doğuya Bayburt'un güneyine doğru olan uzanımını inceleyen Özer (1984) Kelkit Formasyonu'nu içindeki ammonitico rosso kireçtaşı seviyelerinden Alt Pliensbakiyen – Üst Toarsiyen yaşı bir ammonit faunası betimlemiştir. Akdeniz (1988) Kelkit Formasyonu içindeki kireçtaşı bloklarından Liyas yaşı fosiller tanımlar. Tüm bu verilere göre Kelkit Formasyonu'nun yaşı konağı Geç Pliensbakiyen – Kimmerijiyen'dir.

Kazalı Kireçtaşı (Kimmerijiyen) Kelkit Formasyonu üzerinde yer alan ince fakat yanal olarak devamlı bir oolitik kireçtaşı seviyesidir. Tip kesit yeri Pulur'un 2.5 km kuzeyinde, Pulur-Gelinpertek yolunun batısındaki Kazalı vadisidir. Kazalı Kireçtaşı 50 ile 100 metre arası kalınlıkta, siyah, kalın tabaklı oolitik kireçtaşlarından oluşur (Şekil 4.2 ve 4.7). Pulur ve Sisne köyleri kuzeyinde Kazalı Kireçtaşı'ndan derlenen numuneler Kimmerijiyen – Berriaziyen yaş aralığında bir mikrofauna vermiştir (Okay ve diğerleri, 1997). Kazalı Kireçtaşı üzerinde yer alan Hozbirikyayla Kireçtaşı'nın taban yaşı Tithoniyen olduğu düşünülürse, Kazalı Kireçtaşı'nın yaşı Kimmerijiyen'dir.

Hozbirikyayla Kireçtaşı (Tithoniyen – Berriyaziyen) – Kazalı Kireçtaşı üzerinde yer alan Üst Jura – Alt Kretase yaşı radyolaryalı biyomikritler Hozbirikyayla Kireçtaşı olarak adlanmıştır (Ağar, 1977; Akdeniz, 1988). Çalışan bölgede Hozbirikyayla Kireçtaşı muhtemelen Eosen yaşı magmatik kayaları tarafından kesilir ve Eosen ve daha genç çökeller tarafından uyumsuzlukla örtülür (Şekil 4.2).

Hozbirikyayla Kireçtaşı Pulur Gelinpertek yolu boyunca ve bu yolu batısındaki Karseçenin deresinde güzel yüzlek verir. Formasyonun asgari kalınlığı 250 metredir. Hozbirikyayla Kireçtaşı ince-orta tabaklı, pembe, gri, sarımsı gri biyomikrit, marnlı mikrit ve bunlarla ardalanın ince-orta tabaklı, tuf taneli kalsitürbidit, pembemsi marnlı silttaşlı, açık yeşili, ince taneli volkanojenik kumtaşlarından yapılmıştır. Karseçenin deresinde Kazalı ve Hozbirikyayla kireçtaşlarında toplam 280 metre bir kalınlık ölçülmüştür (Şekil 4.8). Bu kesitte Hozbirikyayla Kireçtaşı'nın yaşı Kimmerijiyen'den Berriyaziyen'e kadar uzanır (Üst Jura – Alt Kretase, Okay ve diğerleri, 1997). Ağar (1977) formasyonun yaşı Kimmerijiyen – Berriyaziyen, Akdeniz (1988) Üst Jura – Berriyaziyen, Özer (1984) Geç Tithoniyen – Alt Kretase olarak vermektedir.

Aşutka bindirme dilimi

Hamurkesen bindirme dilimi üzerinde tektonik olarak Aşutka bindirme dilimi yer alır (Şekil 4.2 ve 4.5). Bu iki nap arasındaki sınırı oluşturan Pulur bindirmesi boyunca Pulur metamorfik kompleksi, Jura yaşlı Kelkit Formasyonu üzerinde yer alır (Ketin, 1951). Yaygın andezitik sokulumları ve alterasyon sonucu arazide Pulur bindirmesinin konumunu ve yerini saptamak güçtür; gözlenebilen bindirme fay düzlemi eğimleri diktir ($>70^\circ$).

Aşutka bindirme dilimi metamorfik bir temelden (Pulur metamorfik kompleksi) ve bunu uyumsuzlukla örten çökle ve volkanik kayalardan (Kelkit Formasyonu ve Hozbirikyayla Kireçtaşı) oluşur. Kretase kireçtaşları üzerinde ofiyolitli melanja ait dilimler bulunur, ve her iki birim de Maastrichtiyen rudistli kireçtaşları ve Paleosen-Alt Eosen flişi tarafından uyumsuzlukla örtülüdür.

Pulur metamorfik kompleksi (Karbonifer öncesi) – Aşutka bindirme diliminin temeli kuvvetlice tektonize olmuş mikaşist, kordiyerit-sillimanit-granat şist, amfibolit, gnays, migmatit, metagranit ve çok seyrek mermerden yapılmıştır. Bu kayalar Eosen ve daha genç volkanik ve yarı-derinlik kayaları tarafından kesilir (Okay, 1996; Topuz, 1999; Topuz, 2004a; Topuz ve Altherr, 2004). Metamorfizmanın koşulları 7 kbar basınç ve 800 °C'den daha fazla sıcaklık olarak hesaplanmış (Okay, 1996; Topuz et al., 2004a), yaşı ise monazit üzerinde yapılan U-Pb metodu ile Karbonifer'in ortası (Namuriyen, ca. 330 Ma, Topuz ve diğerleri, 2004a) olarak saptanmıştır. Pulur metamorfik kompleksi tektonik olarak Kelkit Formasyonu üzerinde yer alır ve yine Kelkit Formasyonu tarafından uyumsuzlukla überlenir (Şekil 4.2 ve 4.5). Pulur metamorfitleri genelde kötü mostra verir, metamorfik kayalara ait en iyi kesit Yakupabdal ile Pekesi köyleri arasındaki yol boyudur.

Kelkit Formasyonu (Jura) – Aşutka bindirme dilimindeki Kelkit Formasyonu siltaşı, tuf, şeyl ve andezitik volkanik kayalardan oluşur; 1200 ile 2500 metre arasında bir kalınlığa sahiptir. Kelkit Formasyonu, Pulur metamorfitleri üzerinde uyumsuzlukla yer alır; uyumsuzluk düzeyi Ağacı köyü güneyinde ve Öksüreç köyü batısında gözlenebilir. Metamorfik kayalar üzerinde Kelkit Formasyonu çakılı kumtaşları ve mikrokonglomera ile başlar. Bir kaç on metre kalınlıkta bu taban seviyesi içinde, Ağacı köyü güneyinde olduğu gibi, ince ve yanal devamlılığı olmayan kömür seviyeleri bulunur. Kelkit Formasyonu'nun ana kütlesi koyu yeşilimsi kahve, mavimsi gri şeyl, orta tabakalı koyu yeşilimsi kahve renkli silttaşları, parlak mavimsi yeşil renklerde, çok ince taneli seyrek tuf, seyrek kırmızı şeyl ve 1-2 m kalınlıkta sarımsı kahve renkli, plajiyoklas fenokristalli andezitik lavlardan yapılmıştır. Hamurkesen bindirme dilimindeki Kelkit Formasyonu ile karşılaşıldığında, Aşutka dilimindeki Kelkit Formasyonu daha ince tanelidir ve büyük kireçtaşları olistolitleri kapsamaz; Bu durum daha derin ve/veya pelajik bir çökelme ortamına işaret etmektedir. Kelkit Formasyonu üste doğru tedrici olarak Hozbirikyayla Kireçtaşına geçer. Aşutka bindirme dilimi içindeki Kelkit Formasyonu'nda yaş verecek fosiller bulunamamıştır; buna karşın Kelkit Formasyonu'nun genel yaş aralığı ve üstte yer alan Hozbirikyayla Kireçtaşının Berriyaziyen olan tabanı, Kelkit Formasyonu için genel bir Jura yaşını verir.

Hozbirikyayla Kireçtaşı (Alt Kretase) – Kelkit Formasyonu üzerinde yer alan pelajik biyomikritler Hozbirikyayla Kireçtaşının dahil edilmiştir. Bu iki birim arasındaki geçişli dokanak Tahsini köyünden güneye giden yol boyunca güzelce izlenebilir (Şekil 4.7). Bu kesitte Kelkit Formasyonu'nun ince taneli klastik kayaları üste doğru, arada koyu gri kireçli çamurtaşları, şeyl ve siyah çörtülü kireçtaşları ardalanması ile pelajik kireçtaşlarına geçer. Aşutka bindirme diliminde Hozbirikyayla Kireçtaşı kıvrımlanmıştır, üzerine stratigrafik olarak Sipikör Formasyonu, tektonik olarak ise ofiyolitli melanj gelir. Formasyonun asgari kalınlığı 1000 metredir.

Aşutka bindirme diliminde Hozbirikyayla Kireçtaşının büyük bir kesimi ince-orta tabakalı, açık bej, yer yer pembe radyolaryali mikritlerden yapılmıştır. Seyrek olarak mikritler arasında orta tabakalı kalsitürbiditler yer alır. Kel tepe güneyinde Hozbirikyayla Kireçtaşının orta kesimlerinden derlenen örnekler Berriyaziyen yaşlı bir fauna kapsar (Okay ve diğerleri, 1997). İstifin en üst kesimlerinden, ofiyolitli melanjin hemen altından alınan örnekler Apsiyan-Albiyen fosilleri içerir: *Hedbergella* cf.

gorbachikae, *Hedbergella planispira*, *Planomalina* ? sp. Bu veriler Hozbirikyayla Kireçtaşı'nın yaş konağını Berrivaziven – Apsiyan/Albiyen olarak vermektedir.

Ofiyolitli melanj – Ofiyolitli melanj, radyolaryali çört, pelajik ve neritik kireçtaşları, basalt, serpentinit, kumtaşı, şeyl ve silttaşlı blok ve dilimlerinden oluşur; Hozbirikyaya Kireçtaşının üzerine itilmişdir ve uzunince bir ofiyolitli melanj klifi pelajik kireçtaşları üzerinde yer almaktadır (Şekil 4.7). Ofiyolitli melanj, uyumsuzlukla Kapıkaya Kireçtaşının veya Sipikör Formasyonu tarafından örtülüdür (Şekil 4.2 ve 4.7).

Ofiyolitli melanj içinden alınan en gençtaşlar Apsiyen-Albiyen'dir (Okay et al., 1997). Melanjin üzerinde yer alan Kapıkaya Formasyonu ise melanjin oluşumu ve yerleşimi için bir Maastrichtiyen üst yaşı sağlamaktadır. Bu veriler ofiyolitli melanjin tabanındaki bindirmenin Erken Eosen yaşı Hamurkesen ve Pulur bindirmelerinden daha yaşlı olduğunu göstermektedir.

Kapıkaya Kireçtaşı (*Maastrichtiyan*) ofiyolitli melanjin üzerinde uyumsuzlukla yer alan ince neritik bir kireçtaşısı seviyesidir. Kapıkaya Kireçtaşı Bayburt-Erzurum yolu üzerinde gözlenebilir; Maden köyünün iki kilometre kuzeyinde güzel mostralaları vardır (Şekil 4.1). Formasyon ilk olarak Ketin (1951) tarafından tanımlanmış ve haritalanmış, daha sonra Kesin ve diğerleri (1989) tarafından isimlendirilmiştir. Kapıkaya Kireçtaşı Bayburt-Erzurum yolundan batıya doğru 13 km boyunca ofiyolitli melanj üzerinde batıya doğru incelen bir örtü oluşturur (Şekil 4.1). Daha batıda Kapıkaya Kireçtaşı tamamen aşınmıştır ve Sipikör Formasyonu doğrudan melanji örter.

Kapıkaya Kireçtaşı bol rudist içeren kalın tabaklı-masif neritic kireçtaşlarından yapılmıştır. Rudist türlerine göre formasyona Bergougnan (1987) Üst Kampaniyen-Maastrichtiyen, Fenerci (1994) ve Elmas (1994) ise Maastrichtiyen yaşı vermektedir.

Sipikör Formasyonu (*Üst Paleosen – Alt Eosen*) kumtaşı, konglomera ve şeyl ardalanmasından oluşan bir fliş istifidir; uyumsuz bir dokanak ile güneyde ofiyolitli melanj veya Hozbirikyayla Kireçtaşı üzerinde yer alır (*Şekil 4.2*). Doğuya Bayburt-Erzurum yoluna doğru *Sipikör Formasyonu* Kapıkaya Kireçtaşı üzerinde yer alır ve tektonik olarak İmalıdağ bindirme dilimi ile üzerlenir. *Sipikör Formasyonu* birkaç yüz metre kalınlıkta bir konglomera seviyesi ile başlar. Konglomera Jura-Alt Kretase kireçtaşları, bazalt, serpentinit, metamorfik kaya ve kumtaşı çakılları kapsar ve üstे doğru 1000 metreden fazla bir kalınlığa sahip, kumtaşı ve şeylden oluşan bir türbidit serisine geçer. *Sipikör Formasyonu* yersel olarak büyük olistolitler bulundurur. Türbiditlerdeki sedimanter yapıları çalışan Norman (1976) paleo-akıntıların havzanın uzun eksenine parallel olarak güneybatıdan kuzeydoğuya doğru aktığını göstermiştir. *Sipikör Formasyonu* İmalıdağ bindirme dilimi önünde oluşan bir önlük havzasında çökelen klastik bir kamayı temsil eder. Ketin (1951), Bergougnan (1976) ve Norman (1976) paleontolojik verilere dayanarak *Sipikör Formasyonu* için Geç Paleosen – Erken Eosen yaşıını öngörmektedir.

İmalıdağ bindirme dilimi

Ankara-Erzincan kenet zonu ultramafik kayalarının kuzeyinde, Ağvanis ile Erzurum arasında allokton Mesozoyik karbonatlar 200 km uzunlukta bir kuşak oluşturur (Şekil 4.2). Bu allokton birimler batıda Çimendağı napı (A.Yılmaz, 1985) doğuda ise İmalıdağ napı (Bergougnan, 1987) olarak adlanmıştır. Bu iki nap arasında fark, İmalıdağ napında Jura-Alt Kretase isitiflerinin, Çimendağı napına gore, daha pelajik bir fasiyeste gelişmiş olmasıdır. Her iki nap da kuzeyde Sipikör Formasyonu güneyde ise ultramafik kayalar üzerinde tektonik olarak yer alır (Şekil 4.2 ve 4.3). Kop deresi kesitinde İmalıdağ bindirme diliminin tabanında bir kumtaşlı-şeyl istifi yer alır, bunun üzerine Tithoniyen-Berriyaziyen yaşı pelajik mikritler gelir (Bergougnan, 1987). Yeşirçöl Dağındaki kesitte ise alta Tithoniyen yaşı kireçtaşları aratabakaları içeren volkanoklastik bir seri ve bunu stratigrafik olarak üzerleyen Üst Tithoniyen-Hauteriviyen çörtlü biyomikritler yer alır (Bergougnan, 1987).

Çarpışma sonrası istifler

Doğu Pontidler'de ana deformasyon Geç Paleosen – Erken Eosen'de meydana gelmiştir. Orta Eosen ve daha genç kayalar çarpışma sonrası özelikler taşırlar ve uyumsuzlukla daha yaşlı birimler üzerinde yer alır. Bunlar arasında önemlileri Eosen karasal ve sıçan denizel çökel kayaları ve Eosen magmatik kayalarıdır.

Çarpışma sonrası Eosen istifleri – Bölgedeki bindirme dilimlerini uyumsuzlukla örten Sırataşlar Formasyonu (Ağar, 1977) Bayburt-Pulur havzasının temelini oluşturur. Formasyon kireçtaşları, konglomera ve kumtaşından yapılmıştır. Bizgili köyü kuzeyinde Sırataşlar Formasyonu, Çaltepe Kireçtaşları üzerinde kalın tabakalı bir konglomera ile başlar. Konglomera üzerine pembe, beyaz, kalın tabakalı, çakılı nummulletik kireçtaşları ve daha üstte doğru karasal kırmızı konglomera ve kumtaşları gelir. Sıratalar Formasyonu'nun bu mostrası batıya doğru devam ederek Cebre göreceli otoktonu ile Hamurkesen bindirme dili arasındaki tektonik dokanağı örter (Şekil 4.7). Gelinpertek köyü çevresinde nummulletli kireçtaşlarının 50 metre kadar bir kalınlığı vardır. Sırataşlar Formasyonu'nda tabakalanma yataya yakındır.

Bizgili köyü kuzeyinde Sırataşlar Formasyonu'ndan derlenen örnekler Orta-Üst Eosen fosilleri kapsar (Okay ve diğerleri, 1997). Bu yaş bölgedeki sıkışmalı tektonik için bir üst yaş sınırı sağlamaktadır.

Magmatik kayalar – Pulur bölgesinde tüm Eosen öncesi kayalar andezit, dasit, diyorit ve diyabaz bileşimli ortaç yarı-derinlik kayaları tarafından kesilmiştir. Kuvvetli ayrışma gösteren bu kayalar bölgede geniş alanlar kaplar ve jeoloji harita alımını ve dokanak ilişkilerinin anlaşılmasını güçleştirir. Yarı-derinlik kayalarının dokanakları seyrek olarak gözlenir. Buna karşın Pulur metamorfitlerini kesen seyrek andezitik dayklar gözlenmiştir. Yarı-derinlik kayaları dışında Saraycık köyü çevresinde 3-4 km arası bir çapa sahip bir granitoid mostra verir (Şekil 4.7). Yarı-derinlik kayaları ile aynı çevrime ait olan bu plütonun granodiyoritik bir bileşime vardır ve Pulur metamorfitlerini, Çatalçeşme ve Kelkit Formasyonlarını keser. Saraycık plütonunun sokulum yaşı Erken Eosen'dir (ca. 52 Ma, Topuz et al., 2005). Benzer bir başka pluton da daha güneyde yer alır (Şekil 4.7).

FIELD STOP DESCRIPTIONS

DURAKLARIN TANIMI

In the morning we will drive from Erzurum to Bayburt, which will take about one and half hour. Initially the road crosses the Erzurum plain, situated at an altitude of 1800-2000 metres. The plain is underlain by alluvium in the east and by the evaporitic Lower-Middle Miocene deposits in the west (Fig. 4.1). After Aşkale the road starts to climb up the Kop Mountain and crosses peridotites, which mark the location of the İzmir-Ankara-Erzincan suture forming the divide between the Pontides and the Anatide-Tauride Block. The peridotites are interpreted as oceanic lithospheric mantle; the upper part of the ophiolite sequence is not recognized in this region. Driving north we cross tectonic slices of pelagic limestone and flysch, part of the İmalıdağ thrust sheet, representing fragments of the continental margin and syn-collisional clastics.

The southern margin of Eastern Pontides was affected by two major periods of shortening deformation: 1) In the Cenomanian-Turonian ophiolite and ophiolitic melange were emplaced northward over the south-facing carbonate slope of the Eastern Pontides. 2) In the Late Palaeocene-Early Eocene Pontides collided with the Anatolide-Tauride Block leading to northward imbrications of the Pontide margin. These two periods of deformation are separated by a sedimentary sequence consisting of carbonates and clastics. Our first stop will be in the post-obduction Maastrichtian carbonates.

Sabah 1,5 saatlik bir yolculukla Erzurum'dan Bayburt'a gidilecektir. Yolda önce 1800-2000 m yükseklikteki Erzurum ovasından geçilir. Ovanın geniş alüvyon düzüğünden sonra evaporitik Alt-Orta Miyosen çökellerine gelinir. Aşkale'den sonra yol Kop Dağı'na tırmanmaya başlar ve Pontidler ile Anatolid-Torid Bloku'nu birbirinden ayıran İzmir-Ankara-Erzincan kenedinin konumunu işaret eden peridotitleri keser. Peridotitler okyanus litosferi mantosu olarak kabul edilir, bu bölgede ofiyolit istifinin daha üst kısımları tanımlanmamıştır. Yolun kuzeeye doğru devamında, kita kenarını ve çarpışmayla eş zamanlı kırıntıllara ait parçaları temsil eden pelajik kireçtaşı ve fliş tektonik dilimleri kesilecektir.

Doğu Pontidler'in güney kenarı başlıca iki ana kısalma deformasyonu döneminden etkilenmiştir: 1) Senomaniyen-Turoniyen'de ofiyolit ve ofiyolitik melanların kuzeye, Doğu Pontidler'in güneye bakan karbonat yamacı üzerine itilmesi, 2) Geç Paleosen-Erken Eosen'de Pontidler'in Anatolid-Toridler ile çarpışması. Bu iki deformasyon dönemi karbonatlar ve kırıntıllardan oluşan bir sedimanter istif ile birbirinden ayrılır. İlk durak, ofiyolit üzerlemesi sonrası gelişen Maastrichtiyan karbonatlarında verilecektir.

Stop 4-1

Post-obduction Maastrichtian reefal carbonates - Kapıkayası Formation (Fig. 4.1)

**The road between Erzurum/Aşkale and Bayburt, a few kilometers before the Maden village, 37 T
06 19 940 – 44 47 241 – 1624 m**

The small hill on the side of the road exposes white, massive, fragmented shallow marine limestones. The limestones contain corals, fragmented and in tact, as well as algae and shell fragments. These are reefal carbonates of Maastrichtian age; the age is based on corals (Ketin, 1951; Fenerci, 1994). The carbonates are underlain by steeply dipping sandstones and conglomerates, marking the base of the Maastrichtian transgression. The Maastrichtian sequence rest on ophiolites, which can be observed at a distance. The age of the carbonate sequence provides an upper limit for the north-vergent ophiolite obduction.

After this stop we drive towards Bayburt passing through Lower Cretaceous pelagic limestones. Immediately after Bayburt Eocene marns and shales are exposed in road sections (Fig. 4.1.). From Bayburt we will drive west crossing a step landscape and arrive half an hour later to Demirözü alias Pulur. This region contains the only known coherent Upper Carboniferous sequence in the Pontides.

Durak 4-1

Maastrichtian sigmoidal dolomitic carbonates

Erzurum-Aşkale-Bayburt road, Maden köyünden birkaç km önce, 37 T 06 19 940 – 44 47 241 – 1624 m

Yolun kenarındaki küçük tepede beyaz, masif, parçalı sigmoidal dolomitic carbonates yüzeyler. Kireçtaşları parçalanmış ve sağlam mercanlar, alg ve mollusk kavaklıları içerir. Bunlar Maastrichtian yaşlı resif karbonatları olup yaşı mercanlara göre verilmiştir (Ketin, 1951; Fenerci, 1994).

Karbonatların altında, Maastrichtian transgresyonunun tabanını işaret eden, dikçe eğimli kumtaşı ve konglomeralar yer alır. Uzaktan gözlenebileceği gibi, Maastrichtian istifi ofiyolitler üzerinde konumlanmıştır ve kuzey yönlü ofiyolit üzerlemesinin üst yaş sınırını verir.

Bu duraktan sonra Alt Kretase pelajik kireçtaşlarının içinden geçilerek Bayburt'a doğru devam edilecektir. Bayburt'tan hemen sonra Eosen marn ve şeylleri yüzeyler. Bayburt ile Demirözü (Pulur) arasındaki bozkır tipi bir arazide yolculuk yarı saat sürecektir. Bu bölgede Pontidler'de bilinen tek Üst Karbonifer istifi mostra verir.

Stop 4-2

Panoramic view of the Carboniferous sequence and the overlying Upper Jurassic - Lower Cretaceous carbonates (Fig. 4.5)

The village road between Demirözü (Pulur) and Çakırözü, 37 T 05 75 922 – 44 47 379 – 1633 m

The hills in front of us are made up of Carboniferous sedimentary rocks. They are unconformably overlain by Upper Jurassic – Lower Cretaceous shallow marine limestones, which form the white rocks at the top of the hill. The Pulur region, like the rest of the Inner Eastern Pontides, consists of a thrust stack. As we have seen in the previous days, there are major palaeogeographic differences between the different thrust sheets. In the Pulur region the Carboniferous sequence is found only in the lowermost Cebre thrust sheet (Figs. 4.3 and 4.5).

Durak 4-2

Karbonifer istifi ile üzerine gelen Üst Jura-Alt Kretase karbonatlarının panoramik görünümü (Şekil 4.5)

Demirözü (Pulur) ile Çakırözü arasındaki köy yol, 37 T 05 75 922 – 44 47 379 – 1633 m

Önde görülen tepeler Karbonifer sedimanter kayalarından oluşur. Bunları, tepelerin üstünde beyaz kayalar halinde duran, Üst Jura-Alt Kretase sigmoidal dolomitic carbonates olarak üzerler.

Pulur bölgesi, Doğu Pontidler'in geri kalan kesimlerindeki gibi bir bindirme yiğisiminden ibarettir. Önceki günlerde görüldüğü gibi, farklı bindirme dilimleri arasında önemli paleocoğrafik farklılıklar bulunur. Pulur bölgesinde Karbonifer istifi, yalnızca en alttaki Cebre Bindirme Dilimi'nde yer alır (Şekil 4.2. ve 4.5).

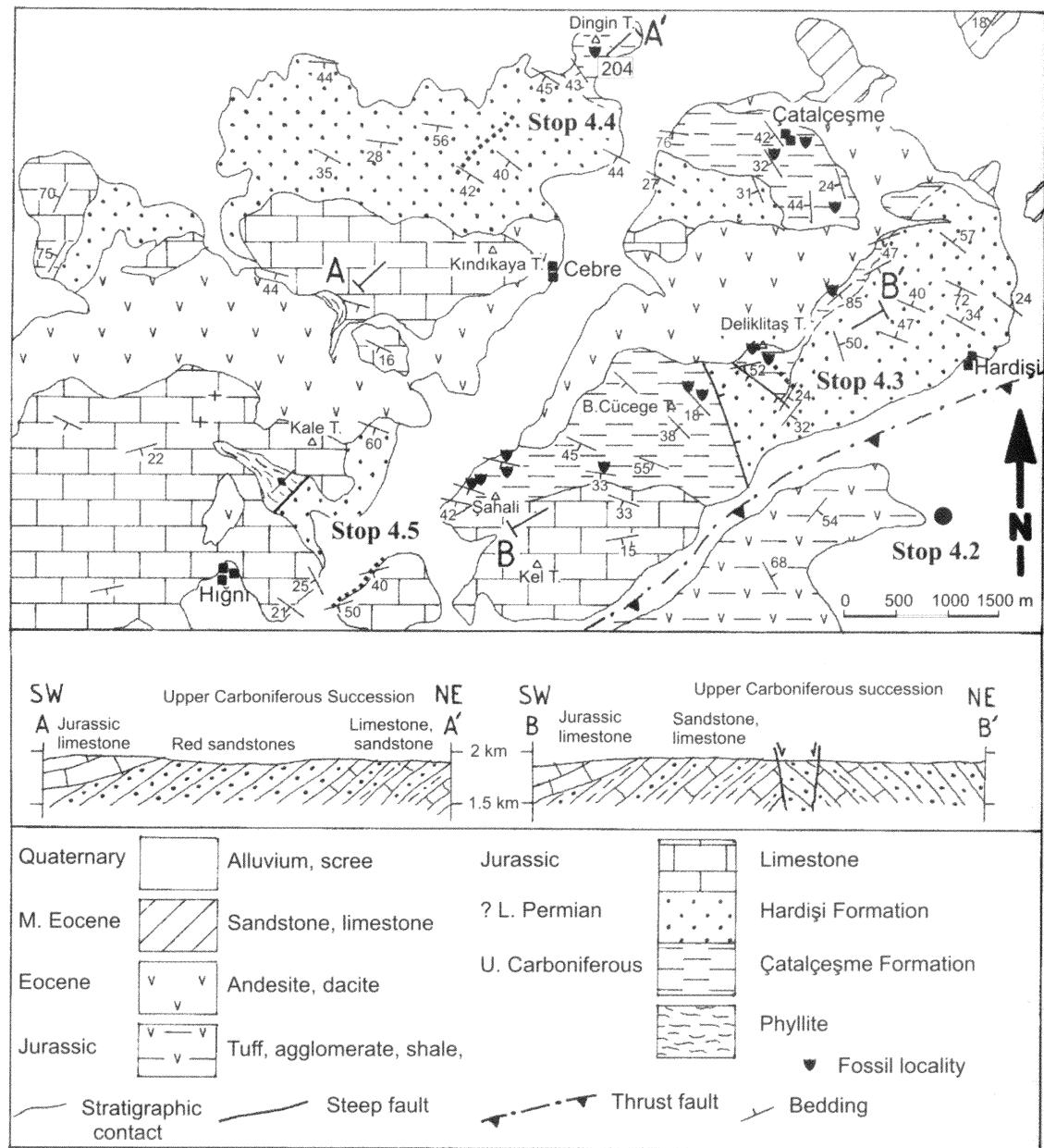


Fig. 4.5. Geological map and cross-section of the Cebre-Pulur region (Okay and Leven, 1996). For location see Fig. 4.2.

Şekil 4.5. Cebre-Pulur bölgesinin jeoloji haritası ve kesiti (Okay ve Leven, 1996). Konum için Şekil 4.2'ye bakınız.

Stop 4-3

The Upper Carboniferous sandstones, conglomerates, limestones, shales, coals (the Çatalçeşme Formation) (Fig. 4.5)

The village road between Demirözü (Pulur) and Çakırözü, 37 T 05 75 156 – 44 49 315 – 1684 m

We will stop here and walk uphill along the road till the point where the road branches. The sequence consists of generally southeast dipping arkosic sandstone, conglomerate, limestone and shale. The beige to white sandstones are thickly bedded, they are underlain by conglomerates with abundant subvolcanic clasts; these magmatic clasts are probably derived from the Gümüşhane granitoids and associated rocks, which have a Carboniferous intrusion age. Below the conglomerates there are dark shales with thin discontinuous coal horizons, which are in turn underlain by dark, medium bedded, fusulinid bearing limestones. A 6-m-thick horizon of shale is exposed near the top of the ridge.

The age of the Çatalçeşme Formation is firmly established as Late Carboniferous (late Kasimovian – early Gzelian) based on fusulinids (Okay and Leven, 1996) and conodonts (Çapkinoğlu, 2003). Recently a single trilobite of Carboniferous age has also been found in the Çatalçeşme Formation (Kandemir et al., 2009).

If we look back from the road southeastward towards Demirözü, we see dark hills with a soft morphology; they are made up of Jurassic volcanoclastic and clastic rocks of the Hamurkesen thrust sheet. They are totally absent in the underlying Cebre thrust sheet. When we reach the top of the ridge, there is a good view to the west to the thick continental sandstones and conglomerates of the Carboniferous Hardışi Formation and the overlying Upper Jurassic – Lower Cretaceous carbonates.

Durak 4-3

Üst Karbonifer kumtaşları, konglomeralleri, kireçtaşları, şeylleri ve kömürleri (Çatalçeşme Formasyonu) (Şekil 4.5)

Demirözü (Pulur) ile Çakırözü arasındaki köy yolu, 37 T 05 75 156 – 44 49 315 – 1684 m

Burada durularak yol boyunca yukarı doğru kavşağa kadar yürünektir. İstif, genellikle güneydoğuya eğimli arkozik kumtaşı, konglomera, kireçtaşı ve şeylden oluşur. Bej-beyaz renkli kumtaşları kalın katmanlı olup bol subvolkanik kaya parçaları içeren konglomeraların üzerinde yer alır. Bu subvolkanik kayalar, olasılıkla, Karbonifer'de sokulum yapmış olan Gümüşhane granitoidleri ve birlikte bulunan kayalardan türemiştir. Konglomeraların altında koyu renkli, kalın katmanlı fusulinidli kireçtaşları ve yanal süreksiz ince kömür düzeylerini içeren siyahşeyller bulunur. Sırtın üzerinde 6 m kalınlığında bir şeyl düzeyi vardır.

Çatalçeşme Formasyonu'nun yaşı fusulinidler (Okay ve Leven, 1996) ve konodontlarla (Çapkinoğlu, 2003) Geç Karbonifer (geç Kasimoviyen-erken Gizeliyen) olarak belirlenmiştir. Ayrıca Çatalçeşme Formasyonu'nda son zamanlarda Karbonifer yaşı bir trilobit bulgusu da bulunmaktadır (Kandemir ve diğerleri, 2009).

Geriye, güneydoğuya, Demirözü'ne doğru bakıldığından, yumuşak bir morfolojiye sahip olan koyu renkli tepeler görülür; buralar Hamurkesen bindirme diliminin Üst Jura volkanoklastik ve kırıntılı kayalarından oluşur. Bunların hiçbirini alttaki Cebre bindirme diliminde bulunmaz.

Sırtın üstüne erişildiğinde, batı yönünde, Karbonifer yaşı Hardışi Formasyonu'nun kalın karasal kumtaşı ve konglomeraları ile üzerine gelen Üst Jura-Alt Kretase karbonatlarının güzel bir manzarası ortaya çıkar.

HARDİŞİ FM.

ÇATALÇEŞME FORMASYONU

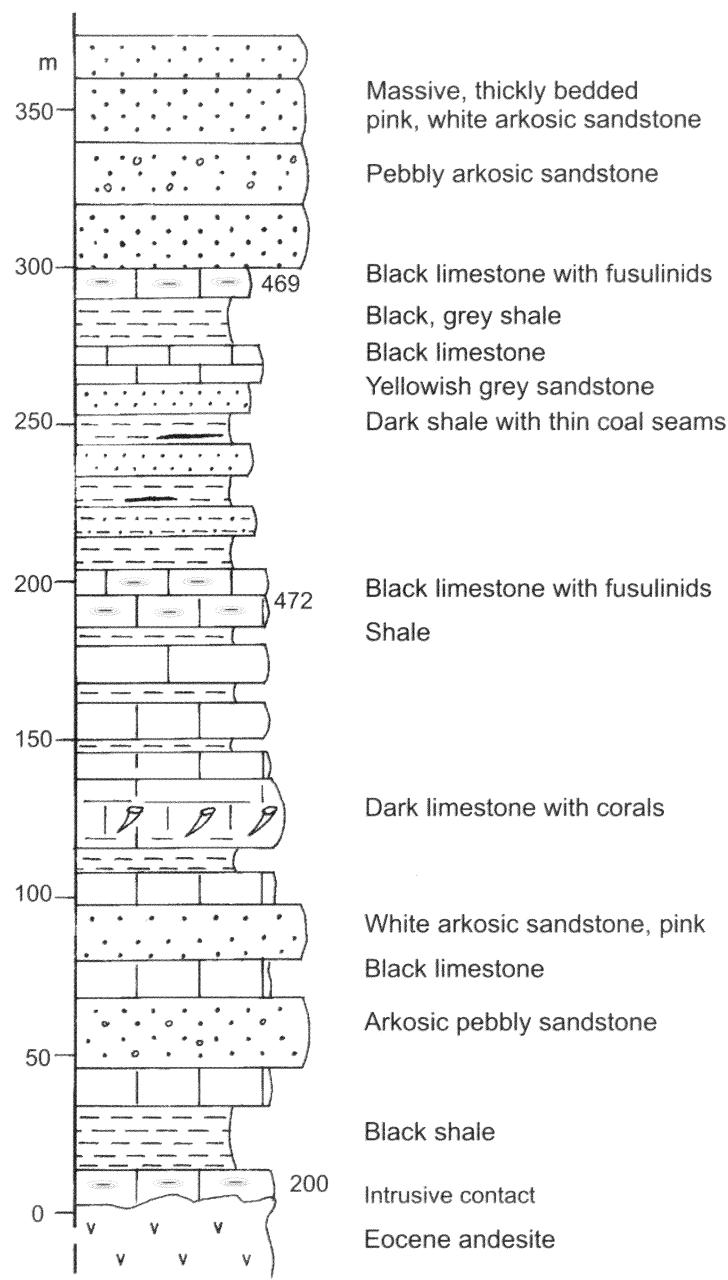


Fig. 4.6. Type section of the Çatalçeşme Formation along the unnamed valley towards the Deliktaş Hill (Okay and Leven, 1996).

Şekil 4.6. Deliktaş Tepe'ye uzanan isimsiz vadi boyunca Çatalçeşme Formasyonu'nun tip kesiti (Okay ve Leven, 1996).

Stop 4-4**The Upper Carboniferous red sandstones (the Hardışi Formation) (Fig. 4.5)**

North of the village of Çakırözü (Cebre), 37 T 05 72 533 – 44 51 472 – 1636 m

At the end of the walk at Stop 4-3, we take the left road and drive down to the Pulur valley and pass through the village of Çakırözü (Cebre). The village has been moved from the western side of the Pulur valley to the eastern side (possibly due to risk from landslides), and the old village looks like a prehistoric settlement. From the new Çakırözü village we cross the Pulur valley and take a dirt road running north from the old Çakırözü village. After about a kilometre we will get out of the bus and walk northeastward to study the fluviatile clastics of the Carboniferous. The heterogenous assemblage of sandstone, conglomerate, shale and limestone, which we saw in the previous stop, passes up into a 1000-m-thick sequence of thickly bedded to massive, pale pink, white, red arkosic sandstones and pebbly sandstones. The pebbles in the sandstones, generally 2-5 cm across, consist of quartz and acidic magmatic rocks (microgranite, microdiorite, ryholite). No fossils have been found in these red sandstones, based on the age of the underlying Çatalçeşme Formation the red sandstones must be latest Carboniferous and possibly earliest Permian in age. They represent molassic deposition at the end of the Hercynian orogeny.

The thin ledge at the top of the hill to the south is made up of the Upper Jurassic limestones, which we will see in our next stop.

Durak 4-4**Üst Karbonifer kırmızı kumtaşları (Hardışi Formasyonu) (Şekil 4.5)**

Çakırözü köyünün kuzeyi, 37 T 05 72 533 – 44 51 472 – 1636 m

Durak 4-3'teki yürüyüşten sonra, yola dönülüp Pulur vadisine inilecek ve Çakırözü (Cebre) köyü geçilecektir. Köy, (olasılıkla heyelan riski nedeniyle) Pulur vadisinin batı tarafından doğusuna kaldırılmıştır ve eski köy tarih öncesi bir yerleşim kalıntısına benzemektedir. Yeni Çakırözü köyünden Pulur vadisinin karşısına geçilecek ve eski Çakırözü köyünden kuzeye doğru giden toprak bir yola girilecektir. Bir kilometre kadar sonra otobüsten inilerek, Karbonifer fluviyal kırıntılarını incelemek üzere kuzeydoğuya doğru yürünecektir.

Önceki durakta görülen kumtaşı, konglomera, şeyl ve kireçtaşları istifi, üste doğru 1000 m kalınlığında, kalın katmanlı-masif, soluk pembe, beyaz, kırmızı renkli arkozik kumtaşları ve çakılı kumtaşlarına geçer. Kumtaşlarındaki çakıllar genelde 2-5 cm çapında, kuvars ve asidik magmatik kaya (mikrogranit, mikrodiorit, riyolit) parçalarıdır.

Bu kırmızı kumtaşlarında fosil bulunamamış olup, altında yer alan Çatalçeşme Formasyonunun yaşına göre en geç Karbonifer-olasılık en erken Permiyen yaşlı olmalıdır. Bu çökeller Hersiniyen orojenezinin sonundaki molas çökelimini temsil eder. Tepenin üzerindeki ince kaya çıkıntısı Üst Jura kireçtaşlarından meydana gelmiş olup bir sonraki durakta bu kireçtaşları görülecektir.

Stop 4-5**The shallow marine Upper Jurassic – Lower Cretaceous limestones (the Çaltepe Formation) (Fig. 4.5)**

Road between Demirözü and the village of Bayrampaşa (Hıgnı), 37 T 05 72 533 – 44 51 472 – 1636 m

From Stop 4-4 we return back to Demirözü and take the road to the village of Bayrampaşa. This village road separates from the main Köse/Kelkit road at the southern exit of the Demirözü town near the petrol station (74 806 – 45 736). After about 4 km from the Demirözü, we can see from the bus on the right a limestone quarry working the thickly bedded shallow marine Upper Jurassic –

Lower Cretaceous limestones. We will stop at a small bridge over the Pulur stream and walk north along the stream to observe the basal parts of these limestones. In the previous stops we saw from a distance these Upper Jurassic – Lower Cretaceous carbonates, which lie unconformably over the Carboniferous sequence. Here there is a well exposed section very close to the base of the carbonates. Unfortunately the unconformity itself is not exposed. The carbonates form a southeastward dipping sequence, about 40 m thick. At the base there are medium to thickly bedded sandy limestones, dark oolitic limestones. These are overlain by medium to thickly bedded dark micrites with discontinuous dark chert levels. Foraminifera from this Çaltepe Limestone generally indicate a broad age range of Late Jurassic – Early Cretaceous. The ages from topmost parts are latest Jurassic to Early Cretaceous (Tithonian to Valanginian). The Çaltepe Limestone is roughly the age equivalent of the Lower Cretaceous pelagic micrites that we saw yesterday. Similar pelagic Lower Cretaceous limestone sequences are present in the Pulur region in the overlying thrust sheets. When restored palinspastically, the shallow marine Upper Jurassic – Lower Cretaceous carbonates in the lowermost thrust sheet (Cebre thrust sheet) indicate a carbonate shelf in the north passing to a carbonate slope in the south towards the Neo-Tethyan Ocean.

Durak 4-5

Sığ denizel Üst Jura-Alt Kretase kireçtaşları (Çaltepe formasyonu) (Şekil 4.5)

Demirözü ve Bayrampaşa (Hıgını) köyleri arasındaki yol, 37 T 05 72 533 – 44 51 472 – 1636 m

4-4 nolu duraktan Demirözü'ne geri döndülecek ve Bayrampaşa köyü yoluna girilecektir. Bu köy yolu Demirözü ilçe merkezinin güney çıkışında, Köse-Kelkit anayolundan petrol istasyonunun yanından (74 806 – 45 736) ayrılır.

Demirözü'nden 4 km sonra, sağ tarafta kalın katmanlı sığ denizel Üst Jura-Alt Kretase kireçtaşlarında açılan, çalışmakta olan bir taş ocağı görülebilir. Daha sonra Pulur deresi üzerinde bulunan küçük bir köprüün yanında durulacak ve akarsu boyunca bu kireçtaşlarının taban kesimini gözlemlemek üzere kuzeye yürünecektir.

Önceki duraklarda Karbonifer istifi üzerinde uyumsuz olarak bulunan Üst Jura-Alt Kretase karbonatları uzaktan görülmüştü. Burada bu karbonatların taban kesimine çok yakın olan, iyi bir yüzeyleme bulunur. Maalesef uyumsuzluğun kendisi gözlenememektedir.

Karbonatlar güneydoğuya doğru eğimli, yaklaşık 40 m kalınlığında bir istif oluşturur. Tabanda orta-kalın katmanlı kumlu kireçtaşları ve koyu renkli oolitik kireçtaşları yer alır. Bunları orta-kalın katmanlı, koyu renkli süreksiz çört düzeyli koyu renkli mikritler izler. Çaltepe kireçtaşında saptanan foraminiferler genellikle Geç Jura-Erken Kretase geniş yaşıını vermektedir. İstifin en üstünden alınan yașlar, en geç Jura-Erken Kretase (Titonyen-Valanjiniyen) arasındadır.

Çaltepe kireçtaşı, yaș açısından, bir önceki gün görülen Alt Kretase pelajik mikritlerin eşdeğeridir. Benzer pelajik Alt Kretase kireçtaşı istifleri Pulur bölgesinde üzerleyen bindirme dilimleri üzerinde gözlenir. Palinspastik olarak yeniden kurulduğunda, en alttaki bindirme dilimi (Cebre bindirme dilimi) içindeki sığ denizel Üst Jura-Alt Kretase karbonatları, güneye Neo-Tetis Okyanusu'na doğru geçen bir karbonat şelfini gösterir.

Stop 4-6

The Jurassic volcanoclastic rocks of the Hamurkesen thrust sheet, and the contact between the Cebre and Hamurkesen thrust sheets (Fig. 4.7)

Road between Demirözü and Köse/Kelkit, 1.5 km after Gökçedere (Pulur), 37 T 05 64 302 – 44 44 322 – 1690 m

After Stop 4-5 we drive back to Demirözü, and just before entering the town, take the road marked to Köse/Kelkit. We pass through the centre of the large village of Gökçedere (Pulur) and stop at about 2 km north of the village.

Dark greenish grey medium bedded epiclastic sandstones and siltstones intercalated with a pyroclastic flow are exposed on the side of the road. This form part of the thick Jurassic volcanoclastic sequence, called variously as the Hamurkesen or Kelkit Formations. It forms the lowermost unit in the Hamurkesen thrust sheet. If we look northward, we can observe the Çaltepe Limestone, which dips towards us. The Çaltepe Limestone is unconformably overlain by a thin Upper Cretaceous clastic to carbonate sequence (Gevenli Formation), which is thrust by the Jurassic volcanoclastic rocks. This thrust contact between the Hamurkesen and Cebre thrust sheets lies within the clastic rocks and is difficult to observe from here.

Durak 4-6

Hamurkesen bindirme diliminin Jura yaşı volkanoklastik kayaları; Cebre ve Hamurkesen bindirme dilimleri arasındaki dokanak (Şekil 4.7)

Demirözü ile Köse/Kelkit arasındaki yol, Gökçedere'den (Pulur) 1,5 km sonra, 37 T 05 64 302 – 44 44 322 – 1690 m

4-5 nolu duraktan sonra Demirözü'ne dönecek ve ilçeye girmeden hemen önce Köse/Kelkit yoluna girilecektir. Gökçedere beldesinin merkezinden geçerek beldeden yaklaşık 2 km sonra durulacaktır.

Bir piroklastik akma arakanı içeren koyu yeşilimsi gri renkli, orta katmanlı kumtaşları ve silttaşları yolun kenarında yüzeyler. Kalın Jura volkanoklastik istifinin bu türden kesimlerine Hamurkesen veya Kelkit Formasyonu denir. Bu formasyon, Hamurkesen bindirme diliminin en alt birimini oluşturur.

Kuzeye bakıldığından, bize doğru eğimli Çaltepe kireçtaşı gözlenebilir. Çaltepe Kireçtaşı, Üst Kretase yaşı, ince bir kırıntılı-karbonat istifi tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir; bu örtü üzerinde Jura volkanoklastik kayaları bindirmiştir. Hamurkesen ve Cebre bindirme dilimleri arasındaki bu bindirme dokanlığı, kırtılı kayalar içindedir ve buradan gözlemlenmesi zordur.

Stop 4-7

The Jurassic volcanoclastic rocks and the overlying Upper Jurassic limestones (Fig. 4.7)

Road between Demirözü and Köse/Kelkit, a few kilometres after Gökçedere (Pulur) at a small spring, 37 T 05 62 701 – 44 46 277 – 1716 m

Brownish yellow, volcanoclastic rocks are exposed at a spring on the road side. We will stop here and walk up along a small creek to see the base of the carbonate section at the Hamurkesen thrust sheet. The limestones, which overlie the volcanoclastic rocks, are black, dark grey, medium to thickly bedded and oolitic. They form a 70-m-thick sequence. They are of Kimmeridgean age and pass up into a Tithonian to Berriasian (uppermost Jurassic to Lower Cretaceous) pelagic limestone calciturbidite sequence. A section measured in these limestones in this region is shown in Fig. 4.8.

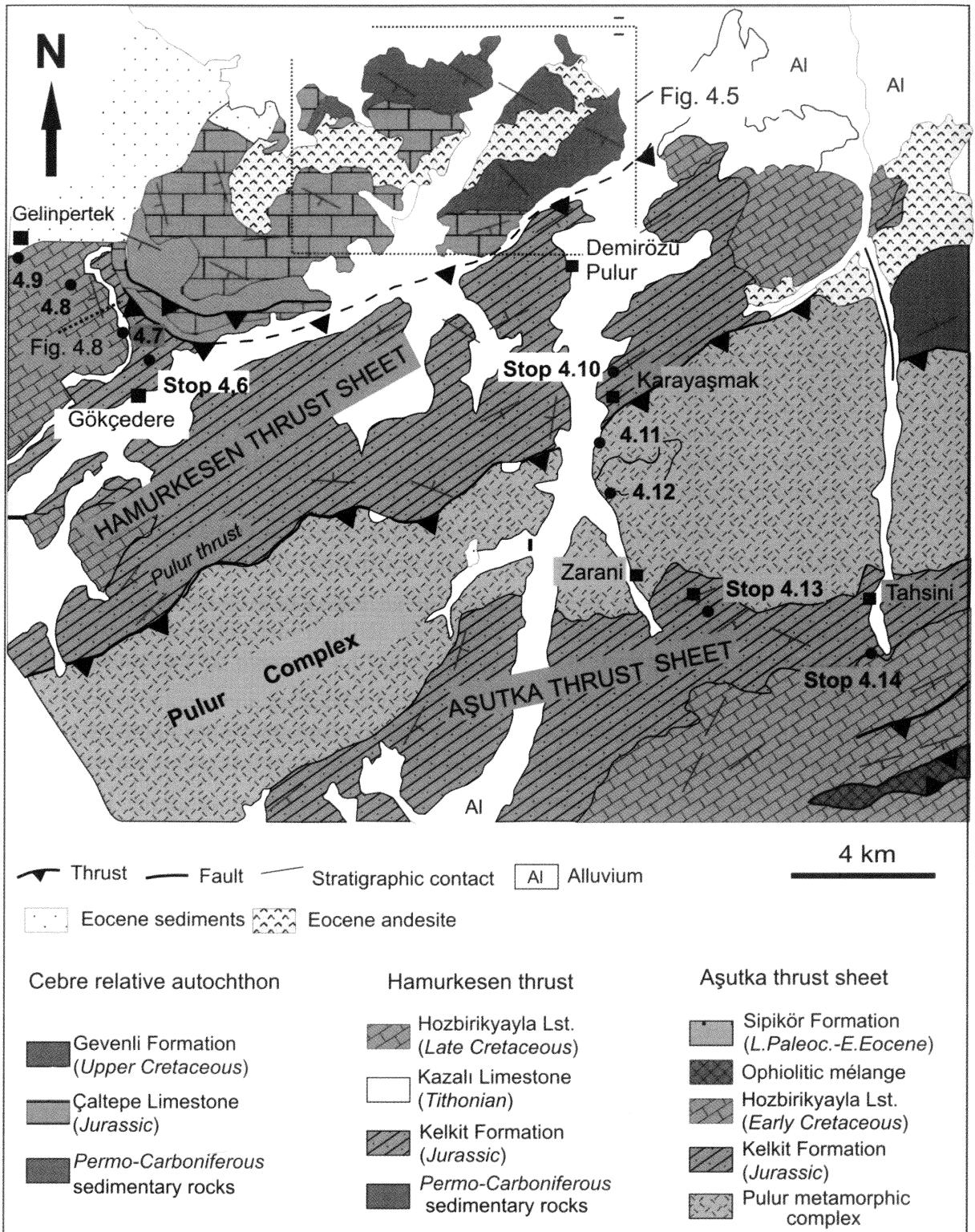


Fig. 4.7. Geological map fo the Pulur region showing the field stop localities (Okay et al., 1997).
Şekil 4.7. Durak noktalarını gösteren Pulur bölgesinin jeoloji haritası (Okay ve diğerleri, 1997).

Durak 4-7

Jura volkanik kayaları ve üzerleyen Üst Jura kireçtaşları (Şekil 4.7)

Demirözü ile Köse/Kelkit arasındaki yol, Gökçedere'den (Pulur) birkaç km sonra, küçük bir pınarın yanı, 37°T 05°62'701 – 44°46'277 – 1716 m

Kahvemsi sarı volkanoklastik kayalar yol kenarındaki pınarın yanında yüzeyler. Burada durulacak ve Hamurkesen bindirme dilimindeki karbonat istifinin tabanını görmek üzere küçük dere boyunca yukarı yürünecektir.

Volkanoklastiklerin üzerindeki kireçtaşları siyah, koyu gri, orta-kalın katmanlı ve oolitiktir. Bunlar 70 m kalınlığında bir istif oluşturur. Neritik kiraçtaşlarının yaşı Kimmericiyen'dir ve üste doğru Titonyen - Beriyaziyen (en Üst Jura - Alt Kretase) yaşı pelajik kireçtaşı - kalsitürbidit istifini geçerler. Bu kireçtaşlarında bu bölgede ölçülen bir kesit Şekil 4.8'da verilmiştir.

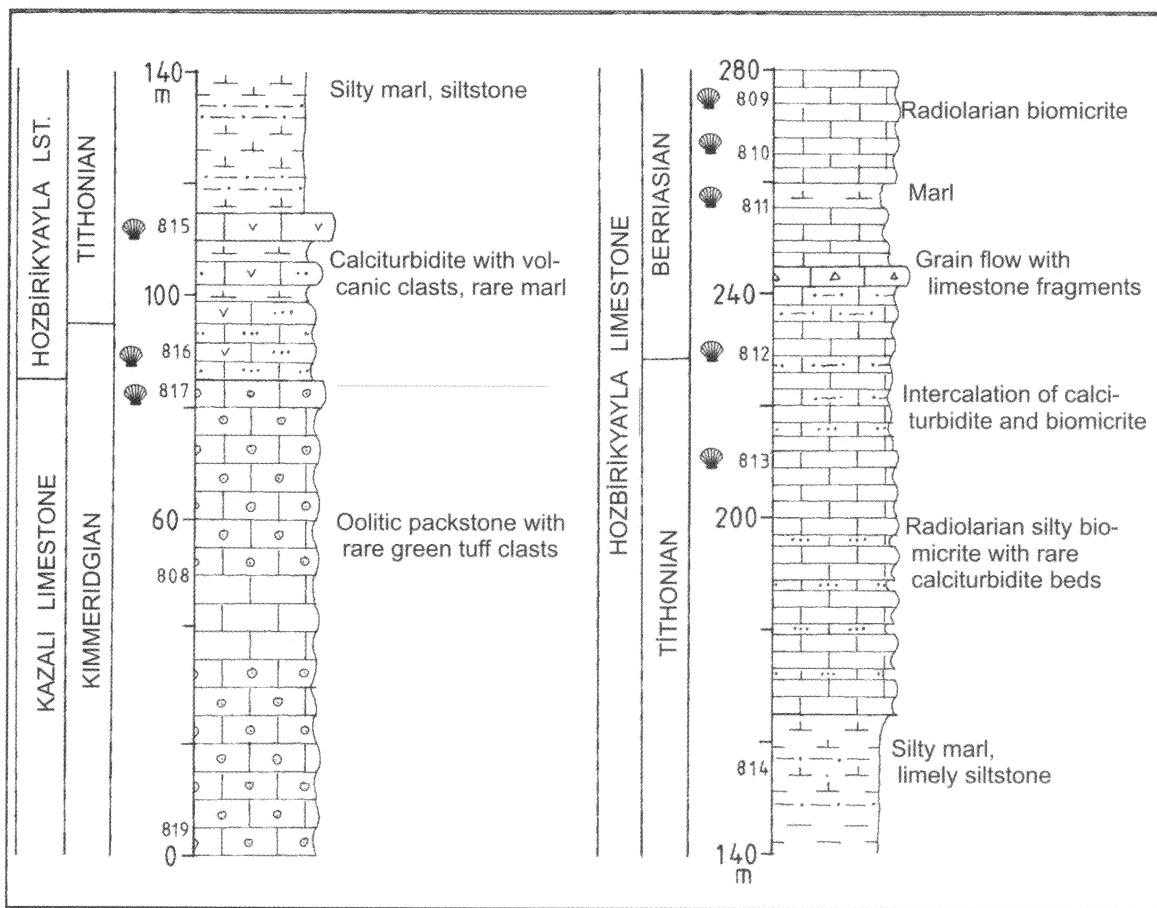


Fig. 4.8. Measured stratigraphic section of the Kazalı Limestone and Hozbirikyayla Limestone west of the Pulur – Kelkit road. For location see Fig. 4.7. For the microfauna see Okay et al. (1997).

Şekil 4.8. Pulur-Kelkit yolunun batısında Kazalı Kireçtaşı ve Hozbirikyayla Kireçtaşı'nda ölçülen stratigrafik kesit. Lokasyon için Şekil 4.7' mikrofauna için Okay ve diğerleri (1997)'e bakınız.

Optional Stop 4-8

The Lower Cretaceous pelagic limestones (Fig. 4.7)

Road between Demirözü and Köse/Kelkit, 37 T 05 61 985 – 44 46 648 – 1723 m

The Kelkit road continuing northwest towards the village of Gelinpertek cuts through a thick sequence of pelagic limestones belonging to the Hozbirikyayla Limestone. We might stop at a good outcrop to study these rocks. The Hozbirikyayla Limestone consists of thinly to medium bedded pink, grey, yellowish grey radiolarian micrite and marly micrite with intercalations of medium to thickly bedded calciturbidites with tuff clasts, reddish marly siltstones and pale green, fine-grained volcanogenic sandstones. A 200 metres thick section has been measured in this region in the Karseçenin stream (Fig. 4.8), which gave a Tithonian-Berriasian (uppermost Jurassic - Lower Cretaceous) age range for the Hozbirikyayla limestone.

İhtiyari Durak 4-8

Alt Kretase pelajik kireçtaşları (Şekil 4.7)

Demirözü ile Köse/Kelkit arasındaki yol, 37 T 05 61 985 – 44 46 648 – 1723 m

Durak 4-7'den sonra yol kuzeybatıya Gelinpertek köyüne doğru devam eder ve Hozbirikyayla Kireçtaşı ismi verilen kalın bir pelajik kireçtaşı istifini keser. Yol üzerinde iyi bir mostrada durup bu kayaları inceleyebiliriz. Hozbirikyayla Kireçtaşı başlıca ince-orta tabaklı pembe, gri, sarımsı gri radyolaryalı mikrit, marnlı mikritten oluşur; bunlar arasında orta-kalın tabaklı, kireçtaşı ve tuf kumlu kalsitürbiditler, morumsu kırmızı marnlı silttaşları, açık yeşil, ince taneli volkanojenik kumtaşları yer alır. Hozbirikyayla kireçtaşından Karseçenin deresi boyunca 200 metre kalınlıkta bir kesit ölçülmüş (Şekil 4.7) ve bu kesitte kireçtaşının yaş konağı Tithoniyen-Berriaziyen olarak saptanmıştır.

Optional Stop 4-9

The unconformably overlying post-orogenic Middle to Upper Eocene (Fig. 4.7)

Road between Demirözü and Köse/Kelkit, southwest of the village of Gelinpertek 37 T 05 59 300 – 44 46 450 – 1610 m

The pelagic micrites of the Hozbirikyayla Limestone and the thrust contact between the Hamurkesen and Cebre thrust sheets are unconformably overlain by a continental to marginal marine Eocene sequence (Fig. 4.7). The Eocene sequence consists of red sandstone, conglomerate and a 50-m-thick horizon of nummulite-bearing limestone. Based on the larger foraminifer the Eocene sequence is Middle to Upper Eocene in age (Okay et al., 1997), which provides an upper limit for the main contractional episode in the Eastern Pontides. The sandy nummulite bearing limestones are exposed a few hundred metres southwest of the village of Gelinpertek.

İhtiyari Durak 4-9

Uyumsuz olarak üzerleyen orojez sonrası Orta-Üst Eosen istifi (Şekil 4.7)

Demirözü ile Köse/Kelkit arası, Gelinpertek Köyü güneybatısı 37 T 05 59 300 – 44 46 450 – 1610 m

Hozbirikyayla Kireçtaşı'nın pelajik mikritleri ve Hamurkesen ile Cebre bindirme dilimleri arasındaki faylı dokanak, karasal ve sığ denizel bir Eosen istifi tarafından örtülü (Şekil 4.7). Eosen istifi kırmızı kumtaşı, konglomera ve 50 metre kalınlıkta nummulitli bir kireçtaşı seviyesinden oluşur. Büyük foraminifer türlerine göre serinin yaşı Orta-Üst Eosen'dir (Okay ve diğerleri, 1997). Bu yaş Doğu Pontidler'de ana sıkışmalı fazı için bir üst yaşı dokanağı oluşturur. Eosen istifine ait kumlu, nummulitli kireçtaşları Gelinpertek Köyü'nün birkaç yüz metre güneybatısında mostra verir.

Stop 4-10

Jurassic volcanoclastic rocks (Kelkit Formation) (Fig. 4.7)

Road between Demirözü and Karayaşmak/Güçlü, rock quarry near the dam site, 37 T 05 77 067 – 44 43 571 – 1655 m

After the Stop 4-9 we will drive back to Demirözü and then take the road towards the village of Karayaşmak, which follows the valley of Lori. An irrigation dam is being build across the Lori valley just south of the Karayaşmak village. A newly opened rock quarry here provides a 40-m-thick fresh section of the Kelkit Formation.

In this section the Kelkit Formation consists of greyish blue, blue, green, medium to thickly bedded epiclastic sandstone, siltstone with coalified plant debris, bluish grey shale and laminated mudstone. The mudstones contain lamellibranch and gastropod fragments. Most of the section is epiclastic but also includes a 4-m-thick andesitic pyroclastic flow. The beds dip south under the Pulur metamorphic rocks, which are exposed ca. 1 km farther south.

If one looks south from this spot, it is possible to observe light coloured rocks of the Pulur metamorphic complex lying over the dark coloured Kelkit Formation.

Durak 4-10

Jura volkanoklastik kayaları (Kelkit Formasyonu) (Şekil 4.7)

Demirözü ile Karayaşmak-Zarani (Güçlü) arasındaki yol, baraj yeri yakınındaki taş ocağı, 37 T 05 61 985 - 44 46 648 - 1723 m

4-9 numaralı duraktan sonra Demirözü'ne geri döneceğiz ve Lori vadisini takip eden Karayaşmak Köyü'ne uzanan yola gireceğiz. Karayaşmak Köyü'nün hemen güneyinde Lori vadisi üzerinde bir sulama barajı yapılmaktadır. Bu baraj için yeni açılmış bir taş ocağı Kelkit Formasyonu'ndan 40-m kalınlıkta bir kesit sunar.

Taş ocağındaki kesitte Kelkit Formasyonu mavimsi gri, mavi, yeşilimsi mavi, orta-kalın tabaklı epiklastik kumtaşı, kömürleşmiş bitki kalıntıları içeren silttaşlı, mavimsi gri şeyl ve laminalli çamurtaşından oluşur. Çamurtaşlarında lamelibrans ve gastrapod kavkı parçaları bulunur. Dört metre kalınlıkta bir andezitik piroklastik akıntı dışında, kesitin kalan kesimi epiklastik kayalardan yapılmıştır. Kayalar, bir kilometre güneyde yer alan Pulur metamorfik kayaları altına doğru eğimlidir.

Bu noktadan güneye baktığımızda, açık renkli kayalardan oluşan Pulur metamorfik kompleksinin koyu renkli Kelkit Formasyonu üzerinde yer aldığılığını görebiliriz.

Stop 4-11

The garnet-cordierite-sillimanite gneisses of the Pulur Massif and their tectonic contact with the Jurassic volcanoclastic rocks (Fig. 4.7)

Road between Demirözü and Zarani (Güçlü), quarry near the dam site, 37 T 05 77 224 – 44 42 650 – 1686 m

Here, the road section exposes light to dark-coloured massive, dense, medium to coarse grained rocks full with large mesoscopic garnet crystals. The rocks also contain sillimanite and cordierite. These rocks have been metamorphosed during the Carboniferous (ca. 330 Ma) at conditions of 7 kbar and above 800 °C and represent the best known examples of the Hercynian metamorphic basement in the Pontides (Topuz, 2004a). The metamorphic rocks are cut by dacitic, rhyolitic and doleritic dykes and sills.

Walking north from this outcrop we pass into a several tens of metres thick shear zone marking the basal contact of the Hamurkesen thrust sheet. Interestingly the shear zone includes structures indicative of late southeast vergent thrusting.

Durak 4-11

Pulur Masifi'nin garnet-kordiyerit-sillimanit gnaysları ve bunların Jura volkanoklastik kayaları ile olan tektonik dokanağı (Şekil 4.7)

Demirözü ile Güçlü arasındaki yol, baraj yeri taş ocağı, 37 T 05 77 224 – 44 42 650 – 1686 m

Bu noktada yol yarmasında iri granat kristalleri içeren, açık ve koyu renkli, masif, yoğun, orta ve ıri taneli metamorfik kayalar yüzevler. Bu kayalar, granat dışında, sillimanit ve kordiyerit kapsar. Kayalar Karbonifer'de (yaklaşık 330 Ma) 7 kbar basınç ve 800 °C'den daha yüksek sıcaklıklarda metamorfizma geçirmiştir, Pontidler'de Hersiniyen temelin en iyi bilinen örneğini sunar (TOPUZ ve diğerleri, 2004a). Metamorfik kayalar dasit, riyolit ve diyabaz dayk ve silleri ile kesilmiştir.

Bu mostradan kuzeye doğru yüründüğünde, Hamurkesen bindirme diliminin tabanını temsil eden birkaç on metre kalınlıkta bir makaslama zonunda geçilir. İlginç olarak makaslama zonundaki yapılar güneydoğuya doğru geç bir hareket vermektedir.

Stop 4-12

Carboniferous ultramafic cumulates, gabbros and dolerites of the Pulur complex in the Hamurkesen thrust sheet (Fig. 4.7)

Road between Demirözü and Güçlü (Zarani), 37 T 05 77 007 – 44 41 852 – 1682 m

Here the road section exposes pitch black ultramafic rocks consisting of olivine, pyroxene and minor plagioclase. They are cut by pegmatoidic gabbros and dolerite dykes, up to 3 m thick. From here we will walk south along the road for about 400 metres to a quarry at 77 068 - 41 446. The ultramafic rocks are overlain by pegmatoidic gabbros, which are cut by dolerite dykes. Farther south the gabbros pass into dolerites exposed in the rock quarry. Thirty metres farther south the dolerites intrude into the marbles of the Pulur Complex.

The ultramafic-mafic complex is of Carboniferous age and is interpreted as a cumulate part of a large basic magmatic body (Topuz et al., in preparation).

Durak 4-12

Hamurkesen bindirme diliminde Pulur Kompleksi'ne ait Karbonifer yaşıta ultramafik kumulatlar, gabro ve diyabazlar (Şekil 4.7)

Demirözü ile Zarani (Güçlü) arasındaki yol, 37 T 05 77 007 – 44 41 852 – 1682 m

Bu bölgedeki yeni açılan yol kesiti olivin, piroksen ve az oranda plajiyoklastan oluşan simsiyah ultramafik kayaları ortaya çıkarmıştır. Bu kayalar kalınlıkları üç metreyi bulan pegmatitik gabro ve diyabaz daykları tarafından kesilir. Ultramafik kayalardan güneye 77 068 - 41 446 noktasındaki taş ocağına kadar yol boyunca yaklaşık 400 metre yüzecektir. Yol boyunca ultramafik kayaların üzerine diyabaz daykları tarafından kesilmiş pegmatitik gabrolar gelir. Güneye doğru gabrolar, taş ocağında mostra veren diyabazlara geçer. Otuz metre daha güneyde diyabazlar Pulur Kompleksi'ne ait mermerleri kesmektedir.

Ultramafik-mafik kompleks Karbonifer yaşındadır, ve büyük bir bazaltik magmanın kümülat kısmını temsil ettiği düşünülmektedir (Topuz ve diğerleri, hazırlanmakta)

Optional Stop 4-13

Fine grained Jurassic volcanoclastic rocks and panoramic view of the Jurassic – Cretaceous sequence of the Aşutka thrust sheet (Fig. 4.7)

Road between Demirözü, Zarani (Güçlü) and Öksüreç (Pinarcık), 37 T 05 79 140 – 44 37 600 – 1721 m

From Stop 4-12 we will drive south passing through the village of Zarani (Güçlü). About two kilometres south of Zarani (Güçlü) the metamorphic rocks of the Pulur Complex is unconformably overlain by the Jurassic epiclastic rocks of the Kelkit Formation, however, the contact is not exposed. We will stop a few hundred metres after the contact to look at the Jurassic sediments and see the panorama to the west of us.

The rocks by the side of the road are fine-grained, bluish-pink, black, green, epiclastic siltstones and shales. Compared with the coeval Jurassic sequence in the Hamurkesen thrust sheet, these are finer-grained and were deposited farther away from the continent.

If we look west from here, we can see the pelagic Lower Cretaceous limestones, which lie conformably over the dark coloured Lower-Middle Jurassic epiclastic rocks. We will study this clastic to carbonate transition in the next outcrop.

İhtiyari Durak 4-13

Aşutka bindirme dilimine ait ince taneli Jura volkanoklastik kayaları ve Jura-Kretase istifinin panoramik görünümü (Şekil 4.7)

Demirözü ile Güçlü ve Pinarcık (Öksüreç) arasındaki yol, 37 T 05 79 140 – 44 37 600 – 1721 m

4-12 numaralı duraktan sonra güneye hareket edilerek Zarani (Güçlü) Köyü içinde geçilir. Köyün yaklaşık iki kilometre güneyinde Pulur Kompleksi'nin metamorfik kayaları Kelkit Formasyonu'nun Jura yaşıta epiklastik kayaları tarafından uyumsuzlukla örtülü; maalesef uyumsuzluk dokanağı bu bölgede örtülüdür. Dokanaktan birkaç yüz metre sonra durup Kelkit Formasyonu'na ve batımızdaki panoramik görüntüye bakacağız.

Yol kıyısında ince taneli mavimsi pembe, siyah, yeşil epiklastik silttaşları ve şeyler mostra verir. Hamurkesen bindirme dilimindeki benzer yaşıta istifler ile karşılaşıldığında, bu kayalara daha ince tanelidir ve kaynak alandan daha uzak bir bölgede çökelmiştir.

Batıya doğru baktığımızda pelajik Alt Kretase yaşı kireçtaşlarının, koyu renkli Jura yaşıta epiklastik kayalar üzerinde yer aldığı görüür. Bu klastik-karbonat dokanağı bir sonraki durakta inceleneciktir.

Optional Stop 4-14

Clastic to carbonate transition at the Jurassic – Cretaceous boundary of the Aşutka thrust sheet (Fig. 4.7)

Dirt road south of the Tahsini (Ozansu) village, 37 T 05 85 840 – 44 36 663 – 1800 m

From Stop 4-13 we drive westward following a dirt road to the village of Tahsini (Ozansu). From the Tahsini village we take another dirt road to the south-southeast, which follows the Mürveli/Adalar stream and goes up to the limestone mountains in the south. This dirt road exposes a good section between the Middle-Upper Jurassic clastic rocks and the overlying Upper Jurassic-Lower Cretaceous pelagic limestones.

On the road section thinly bedded siltstones and sandstones with intercalations of thickly bedded carbonate-rich sandstones pass up into thinly to medium bedded cherty limestones. The transitional contact between the Jurassic Kelkit Formation and the Lower Cretaceous Hozbirikayla Limestone is

characterized by dark grey carbonate rich mudstone, shale and black cherty limestone. These are overlain by thinly to medium bedded light beige, pink radiolarian micrites with rare calciturbidite intercalations. The basal part of the Hozbirikyayla Limestone in the Aşutka thrust sheet is dated as Berriasian (Okay et al., 1997).

İhtiyarı Durak 4-14

Aşutka bindirme dilimi içinde Jura-Kretase sınırındaki kırıntılı ve karbonat kayaları (Şekil 4.7)

Ozansu (Tahsini) köyüne güneyindeki toprak yol, 37 T 05 85 840 – 44 36 663 – 1800 m

Toprak bir şose üzerinden 4-13 numaralı duraktan batıya Tahsini (Ozansu) köyüne doğru devam edilir. Tahsini Köyü'den güney-güneydoğuya uzanan ve Mürveli/Adalar deresini takip eden toprak yol güneyde kireçtaşlarından oluşan dağlara uzanır. Bu yol Orta-Üst Jura klastik kayaları ile üzerinde yer alan Üst Jura – Alt Kretase pelajik kesitleri arasında güzel bir kesit sunar.

Yol kesitinde kalın tabaklı karbonatlı kumtaşları ile ardalanmalı ince tabaklı silttaşları ve kumtaşları üste doğru ince-orta tabaklı çörtlü kireçtaşlarına geçer. Jura yaştaki Kelkit Formasyonu ile Alt Kretase Hozbirikyayla Kireçtaşı arasındaki geçişli dokanak boyunca koyu gri, karbonatca zengin çamurtaşı, şeyl ve siyah çörtlü kireçtaşı yer alır. Bunların üzerine ince-orta tabakala, açık bey, pembe radyolaryalı mikritler ve ardalanmalı seyrek kalsitürbidit tabakaları gelir. Hozbirikyayla Kireçtaşı'nın bu alt kesimleri Berriaziyen yaşındadır (Okay ve diğerleri, 1997).

REFERENCES

DEĞİNİLEN BELGELER

- Abesadze, M., Adamia,A., Chkotua, T., Kekelia, M., Shavishvili, I., Somin, M. & Tsimakuridze, G., 1982, Pre-Variscan and Variscan metamorphic complexes of the Caucasus: IGCP Project No. 5, Newsletter No. 4, 5-12.
- Adamia, Sh., Akhvlediani, K. T., Kilasonia, V. M., Nairn, A. E. M., Papava, D. & Patton, D. K., 1992, Geology of the Republic of Georgia: A review: Int. Geol. Review, 34, No:5, 447-476.
- Adamia, S., Belov, A.A., Lordkipanidze, M. & Somin, M.L., 1982, Project No. 5 IGCP "Correlation of Prevariscan and Variscan Events in the Alpine Mediterranean Mountain Belt": Guide Book for the Field Excursion for the International Working Meeting in the Caucasus, Tblisi, 82 pp.
- Adamia, S., Kekelia, M. & Tsimakuridze, G., 1983, Pre-Variscan and Variscan granitoids of the Caucasus: IGCP Project No. 5, Newsletter No. 5,5-12.
- Adamia, S.A, Lordkipanidze, M.B. & Zakariadze, G.S., 1977, Evolution of an active continental margin as exemplified by the Alpine history of the Caucasus: Tectonophysics, 40, 183-199.
- Adamia, Sh., Akhvlediani, K. T., Kilasonia, V. M., Nairn, A. E. M., Papava, D. & Patton, D. K., 1992, Geology of the Republic of Georgia: A review: Int. Geol. Review, 34, No:5, 447-476.
- Ağar, Ü., 1977, Geology of the Demirözü (Bayburt) and Köse (Kelkit) region (in Turkish): Ph.D. Thesis, University of İstanbul, İstanbul, Turkey, 59
- Ağralı, B., Akyol, E. & Konyalı, Y., 1965, Preuves palynologiques de l'existence du Dogger dans la région de Bayburt: Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey, 65, 45-57.
- Ağralı, B., Akyol, E. & Konyalı, Y., 1966, Paleontological study of three coal seams in the Kelkit-Bayburt Jurassic (in Turkish): Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 10, 149-155.
- Akdeniz, N., 1988, The regional tectonic framework of the Permo-Carboniferous of the Demirözü area (in Turkish): Türkiye Jeoloji Bülteni, 31, 71-80.
- Akdeniz, N., 2002, Geological map of Turkey, 1:500 000 scale, Kars sheet. MTA publications, Ankara.
- Akdeniz, N. & Güven, İ.H., 2002, T Geological map of Turkey, 1:500 000 scale, Trabzon sheet. MTA publications, Ankara.
- Akin, H., 1978, Geologie, Magmatismus und Lagerstaettenbildung im ostpontischen Gebirge-Türkei aus der Sicht der Plattentektonik: Geologische Rundschau, 68, 253-283.
- Akıncı, Ö.T., 1984, The Eastern Pontide volcano-sedimentary belt and associated massive sulphide deposits, in J.E. Dixon & A.H.F. Robertson, eds., The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean: Geological Society Special Publication, no. 17, 415-428.
- Aksay, A. ve Turhan, N., 1998, Şavşat-Ardanuç (Artvin) Dolayının (Ardahan F48 paftası) Jeolojisi, MTA Tap.no: 10188, Ankara.
- Aktimur, T., Tekirli, M.E. & Yurdakul, M.E., 1990, Geology of the Sivas-Erzincan Tertiary basin (in Turkish): Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 111, 25-36.
- Aktimur, T., S. Ateş, M.E. Yurdakul, M.E. Tekerli, & M. Keçer, 1992, Geology of the Niksar-Erbaa and Destek region (in Turkish): Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 114, 25-36.
- Alp, D., 1972, Geology of the Amasya region (in Turkish): İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Monografileri, No. 22, 101
- Altun, Y., 1977, Geology of the Çayeli-Madenköy copper-zinc deposits and the problems related to mineralization: Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey, 89, 10-23.
- Arslan, M. & Aliyazıcıoğlu, İ., 2001, Geochemical and petrological characteristics of the Kale (Gümüşhane) volcanic rocks: implications for the Eocene evolution of Eastern Pontide arc volcanism, northeast Turkey. Int. Geol. Rev., 43, 595-610.
- Arslan, M. & Aslan, Z., 2006, Mineralogy, petrography and whole-rock geochemistry of the Tertiary granitic intrusions in the Eastern Pontides, Turkey. Journal of Asian Earth Sciences 27, 177–193.

- Bassoulet, J.-P., Bergougnan, H. & Enay, R., 1975, Répartition des faunas et facies liasiques dans l'Est de la Turquie, région du Haut-Euphrate: C. R. Acad. Sc. Paris, 280, 583-586.
- Bektaş, O., Van, A. & Boynukalın, S., 1987, Jurassic volcanism and its geotectonics in the Eastern Pontides (northeastern Turkey) (in Turkish): *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 30, 9-18.
- Bektaş, O., Pelin, S. & Korkmaz, S., 1984, Back-arc mantle diapirism in the Eastern Pontides and polygenetic ophiolites (in Turkish): Proceedings of the Ketin Symposium, Ankara, 175-188.
- Bergougnan, H., 1975, Relations entre les edifices pontique et taurique dans le Nord-Est de l'Anatolie: *Bulletin de la Société géologique de France*, 12, 1045-1057.
- Bergougnan, H., 1976, Structure de la Chaine pontique dans le haut-Kelkit (Nord-Est de l'Anatolie): *Bulletin de la Société géologique de France*, 13, 675-686.
- Bergougnan, H., 1987, Etudes géologiques dans l'est-Anatolien: Ph.D. Thesis, University Pierre et Marie Curie, Paris, France, 606 pp.
- Bilgin, A., 1984, Stratigraphy of the Serçeme Creek (Erzurum) and surrounding area (in Turkish): *Jeoloji Mühendisliği*, 18, 35-44.
- Blumenthal, M.M., 1950, Beiträge zur Geologie des landschaften am Mittleren und unteren Yeşil Irmak (Tokat, Amasya, Havza, Erbaa, Niksar): Publication of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey, Ser. D, No. 4, 153
- Boccaletti, M., Gocev, P. & Manetti, .., 1974, Mesozoic isopic zones in the Black Sea region: *Boll. Soc. Geol. Italiana.*, 93, 547-565.
- Bozkuş, C., 1992a, Stratigraphy of the Olur (Erzurum) region (in Turkish): *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 35, 103-119.
- Bozkuş, C., 1992b, The stratigraphy of the Çayırlı-Tercan Tertiary basin (in Turkish): *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni*, 7, 97-107.
- Boztuğ, D., Yılmaz, S. & Keskin, Y., 1994, Petrography, petrochemistry and petrogenesis of the eastern part of Kösedağ pluton from the central-eastern Anatolian alkaline province (in Turkish): *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 37, 1-14.
- Boztuğ, D., Jonckheere, R., Wagner, G.A., Yeğençgil, Z., 2004. Slow Senonian and fast Palaeocene-early Eocene uplift of the granitoids in the central eastern Pontides, Turkey: apatite fission-track results. *Tectonophysics* 382, 213–228.
- Boztuğ, D., Jonckheere, R.C., Wagner, G.A., Erçin, A. I. & Yeğençgil, Z., 2007. titanite and zircon fission-track dating resolves successive igneous episodes in the formation of the composite Kacıkar batholith in the Turkish Eastern Pontides. *International Journal of Earth Sciences*, doi: 10.1007/s00531-006-0140-4.
- Boztuğ, D., Harlavan, Y., 2007. K-Ar ages of granitoids unravel the stages of Neo-Tethyan convergence in the eastern Pontides and central Anatolia, Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, doi:10.1007/s00531-007-0176-0.
- Burşuk, A., 1975, Stratigraphic and micropaleontological study of the Bayburt region (in Turkish), Ph.D. Thesis, University of İstanbul, Turkey, Karadeniz Teknik Üni. Matbaası, 196
- Burşuk, A., 1981, Calpionellid biozones in the Aşkale-Bayburt region (NW Erzurum) (in Turkish): Karadeniz Teknik Üniversitesi Yer Bilimleri Dergisi *Jeoloji* 1, 21-28.
- Buser, S., & Cvetic, S., 1973, Geologie der Umgebung der Kupfererzlagerstätte Murgul in der Türkei: *Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey*, 81, 1-25.
- Çağatay, M.N., & Boyle, D.R., 1980, Geology, geochemistry and hydrothermal alteration of the Madenköy massive-sulfide deposit, eastern Black Sea region, Turkey, in J.D. Ridge, ed., IAGOD 5th Symposium Proceedings: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, Germany, 653-678.
- Çapkinoğlu, Ş., 2003, First records of conodonts from "the Permo-Carboniferous of Demirözü" (Bayburt), Eastern Pontides, NE Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 12, 199-207.
- Çoğulu, E., 1975, Petrological and geochronological studies in the Gümüşhane and Rize regions (in Turkish): *Teknik Üniversite Matbaası*, İstanbul, 112 pp.
- Dewey, J.F., Pitman, W.C. III., Ryan, W.B.F. & Bonnin, J., 1973, Plate tectonics and evolution of the Alpine system: *Geological Society of America Bulletin*, 84, 3137-3180.

- Eğin, D., & Hirst, D.M., 1979, Tectonic and magmatic evolution of volcanic rocks from the northern Harşit river area, N.E. Turkey: Proceedings of the 1st Geological Congress of the Middle East (GEOCOME), 56-93.
- Eğin, D., Hirst, D.M. & Phillips, R., 1979, The petrology and geochemistry of volcanic rocks from the northern Harşit river area, Pontid volcanic province, northeast Turkey: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 6, 105-123.
- Elmas, A., 1994, Stratigraphic data on the Late Cretaceous-Tertiary nappe tectonics in the Eastern Pontides (north of the Kop Dağı) (in Turkish): Proceedings of the 10th Petroleum Congress of Turkey, 276-289
- Elmas, A., 1995, Geology of the Kop Dağı area (Bayburt, Erzurum): Evolution of a fore-arc basin (in Turkish): Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, 6, 19-37.
- Enay, R., 1976, Faunes anatoliennes (Ammonitina, Jurassique) et domaines biogéographiques nord et sud téthysiens: Bulletin de la Société géologique de France, 18, 533-541.
- Ercan, T., & Gedik, A., 1983, Volcanism of the Pontide Belt (in Turkish): Jeoloji Mühendisliği, 18, 3-22.
- Eren, M., Taşlı, K., 2001, Kilop Cretaceous hardground (kale, Gümüşhane, NE Turkey): description and origin. J Asian Earth Sciences, 20, 433-448.
- Fenerci, M., 1994, Rudists from Maden (Bayburt) area (NE Turkey): Turkish Journal of Earth Sciences, 3, 1-12.
- Gedik, A., 1985, Geology and petroleum potential of the Tekman (Erzurum) basin (in Turkish): Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 103/104, 1-24.
- Gedik, A., Ercan, T., Korkmaz S. & Karataş, S., 1992, Petrology of the magmatic rocks in the area between Rize, Fındıklı and Çamlıhemşin (eastern Blacksea region) and their distribution in the Eastern Pontides (in Turkish): Türkiye Jeoloji Bülteni, 35, 15-38.
- Gedikoğlu, A., 1978, Harşit granit complex and neighbouring rocks (Giresun - Doğankent): Thesis (unpublished), Black Sea Technical University, Trabzon, Turkey, 161 pp (in Turkish).
- Gedikoğlu, A., Pelin, S. & Özsayar, T., 1979, The main lines of geotectonic development of the east Pontids in the Mesozoic era: Proceedings of the 1st Geological Congress of the Middle East (GEOCOME), 555-580.
- Gedikoğlu, A., Özsayar, T. & Pelin, S., 1982, A paleocaldera in Gölköy (Ordu) region and its relation with the mineralisation (in Turkish): Karadeniz Üniversitesi Yerbilimleri Dergisi Jeoloji, 2, 117-130.
- Gökten, E., 1993, Geology of the southern boundary of the Sivas basin east of Ulaş (Sivas - Central Anatolia), tectonic development related to the closure of the Inner Tauride ocean (in Turkish): Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, 5, 35-55.
- Görür, N., 1988, Timing of opening of the Black Sea basin: Tectonophysics, 147, 247-262.
- Görür, N., Şengör, A.M.C., Akkök, R. & Yılmaz, Y., 1983, Sedimentological data regarding the opening of the northern branch of the Neo-Tethys (in Turkish): Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 26, 11-19.
- Gümüş, A., 1978, La pétrologie et l'age radiométrique des laves a feldspathoides des environs de Trabzon (Turquie): Geologica Balcanica, 8, 17-26.
- Gürsoy, H., 1989, Tectonic and stratigraphy of the Kelkit (Gümüşhane) region (in Turkish): Ph.D. Thesis, Cumhuriyet Üniversitesi, Sivas, Turkey, 140
- Hakyemez, H. Y. & Konak, N., 2001, Tectonic evolution and stratigraphy of Eocene basins in the easternmost part of the Pontides, In: Proceedings of the 2nd Int. Symp. on the Petroleum Geology and Hydrocarbon Potential of the Black Sea Area, 19-25, Turkish Association of Petroleum Geologists, Spec. Publ. 4.
- Hamilton, W.B., 1995, Subduction systems and magmatism, in J.L. Smellie, ed., Vulcanism Associated with Extension at Consuming Plate Margins: Geological Society Special Publication, No. 81, 3-28.
- Hirst, D.M., & Eğin, D., 1979, Localisation of massive, polymetallic sulphide ores in the northern Harşit river area, Pontid volcanic belt, northeast Turkey: Annales de la Société Géologique de Belgique, 102, 465-484.
- İnan, S., 1988, Tectonic evolution of the Erzurum-Aşkale-Tortum region (in Turkish): Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi, Yerbilimleri, 5, 37-48.

- Inan, S., Öztürk, A. & Gürsoy, H., 1993, Stratigraphy of the Ulaş-Sincan (Sivas) region: Doga - Türk Yerbilimleri Dergisi, 2, 1-15.
- Kalkancı, Ş., 1974, Etude géologique et pétrochimique de sud de la region de Suşehri, Géochronologie de massif syénitique de Kösedağ (NE de Sivas, Turquie): Ph. D. Thesis, University of Grenoble, France, 135
- Kandemir, R., Lerosey-Aubril, R. & Çapkınoglu, Ş., 2009, Doğu Pontidler'deki ilk Trilobit bulgusu, 62. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı, 712-713.
- Karadeniz Teknik Üniversitesi, Trabzon, Turkey, 148
- Karig, D.E., 1971, Origin and development of marginal basins in the western Pacific: Journal of Geophysical Research, 76, 2542-2561.
- Kazmin, V.G., Sbortshikov, I.M., Ricou, L.-E., Zonenshain, L.P., Boulin, J. & Knipper, A.L., 1986, Volcanic belts as markers of the Mesozoic-Cenozoic active margin of Eurasia: Tectonophysics, 123, 123-152.
- Keskin, İ., Korkmaz, S., Gedik, İ., Ateş, M., Gök, L., Küçümen, Ö. & Erkal, T., 1989, Geology of the region around Bayburt: Report of the Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, No.
- Ketin, İ., 1951, Über die Geologie der Gegend von Bayburt in Nordost-Anatolien: İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecmuası, Seri B, 16, 113-127.
- Khain, V.E., 1975, Structure and main stages in the tectono-magmatic development of the Caucasus: An attempt at geodynamic interpretation: American Journal of Science, 275-A, 131-156.
- Knipper, A.L., 1980, The tectonic position of ophiolites of the Lesser Caucasus: Proceedings of the International Ophiolite Symposium Cyprus, 372-376.
- Koçyiğit, A., 1990, Structural relations of three suture belts west of Erzincan (northeast Turkey), Karakaya, Intra-Tauride and Erzincan sutures (in Turkish): Proceedings of the 8th Petroleum Congress of Turkey, 152-160.
- Konak, N. & Hakyemez, H. Y., 2001, Tectonic units of the easternmost part of the Pontides: Stratigraphical and structural implications, Proceedings of the 2nd Int. Symp. on the Petroleum Geology and Hydrocarbon Potential of the Black Sea Area, 93-103, Turkish Association of Petroleum Geologists, Spec. Publ. 4.
- Konak, N. & Hakyemez, H. Y., 2008, Geological Maps of Turkey, 1:100 000 scale, Tortum G-48 sheet, map and explanatory text, MTA Publications, 69 pp.
- Konak, N. & Hakyemez, H. Y., 2009, Geological Maps of Turkey, 1:100 000 scale, Tortum G-47 sheet, map and explanatory text, MTA Publications, (in press.)
- Konak, N., Hakyemez, H. Y., Bilgiç, T., Bilgin, Z. R., Hepşen, N. & Ercan, T., 2001, Kuzeydoğu Pontidlerin (Oltu-Olur-Şenkaya-Narman-Tortum-Uzundere-Yusufeli) Jeolojisi, MTA Rap. no: 10489, Ankara.
- Koprivica, D., 1976, Geology, structural features and sulphide and manganese occurrences of the Hopa-Arhavi (northeast Turkey): Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey, 87, 1-10.
- Korkmaz, S., 1993, Stratigraphy of the Tonya-Düzköy area (soutwest of Trabzon) (in Turkish): Türkiye Jeoloji Bülteni, 36, 151-158.
- Korkmaz, S., & Gedik, A., 1988, Geology of the Rize-Fındıklı-Çamlıhemşin area and petroleum occurrences (in Turkish): Jeoloji Mühendisliği, 32-33, 5-15.
- Korkmaz, S., Sadıklar, M.B., Van, A., Tüysüz, N. & Ercan, T., 1993, Geochemical characteristics and geotectonic implications of the Upper Cretaceous Saraf Tepe (Trabzon) basanite, NE Turkey, (in Turkish): Türkiye Jeoloji Bülteni, 36, 37-44.
- Köprübaşı, N., 1993, Petrology and geochemistry of the Jurassic-Cretaceous magmatic rocks between Tirebolu-Harşit (Giresun (in Turkish): Türkiye Jeoloji Bülteni, 36, 139-150.
- Kraeff, A., 1963, Geology and mineral deposits of the Hopa-Murgul region: Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey, 60, 44-59.
- Kronberg, P., 1970, Photogeologische Daten zur Tektonik im ostpontischen Gebirge (NE-Türkei): Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey, 74, 24-33.