

PULUR BÖLGESİNİN STRATİGRAFİSİ VE TEKTONİĞİ (BAYBURT, DOĞU PONTİDLER)

Aral İ. OKAY*; Ömer ŞAHİNTÜRK** ve Hüseyin YAKAR**

ÖZ.- Alpin bir bindirme kuşağı içinde yer alan Pulur bölgesinde görece bir otokton ve kuzeye verjanslı üç bindirme dilimi ayrılmıştır. Bunlar alttan üste doğru Cebre görece otoktonu, Hamurkesen, Aşutka ve İmalıdağ dilimleridir. Bu bindirme dilim-lerindeki Jurasik-Alt Kretase kayaları alttan üste doğru kıta şelfinden okyanusa geçiş fasiyesleri kapsar. En kuzeyde ve en altta yer alan, Cebre görece otoktonu, Üst Karbonifer yaşta sedimenter kayalardan, Jurasik neritik kireçtaşlarından ve Üst Kretase yaşta kırıntılı kaya ve karbonatlardan oluşur. Hamurkesen bindirme dilimi, altta Jurasik yaşta volkanoklastik kayalardan, bunlar üzerinde yer alan ince bir oolitli neritik kireçtaşı seviyesinden ve Alt Kretase yaşta pelajik biyomikritlerden yapılmıştır. Hamurkesen bindirme diliminin üzerinde Aşutka bindirme diliminin tabanını oluşturan Pulur metamorfileri yer alır. Başlıca kordiyerit-sillimanitli-şist, amfibolit ve ortognaysdan oluşan Pulur metamorfileri Jurasik volkanoklastik kayalar tarafından uyumsuzlukla örtülür. Jurasik volkanoklastik kayaları üste doğru Alt Kretase pelajik kireçtaşlarına geçer. Alt Kretase kireçtaşları üzerinde tektonik bir dokanakla ofiyolitli melanj kütleleri yer alır. Ofiyolitli melanj Mestrihtiyen neritik kireçtaşları ve Üst Paleosen -Alt Eosen yaşlı konglomera ve kumtaşları tarafından uyumsuzlukla örtülür. Alt Tersiyer klastikleri üzerinde tektonik bir dokanakla Jurasik-Kretase yaşta pelajik mikritlerden oluşmuş İmalıdağ bindirme dilimi bulunmaktadır. Bir pirtak yapısı oluşturan İmalıdağ bindirme dilimi, güney cephesinde, Ankara-Erzincan Neo-Tetis Kenedini tanımlayan, ultramafik kayalar üzerinde oturur. Ofiyolitli melanjin Senomaniyen-Turoniyende kuzeye doğru itilmesi, Doğu Pontid pasif kıta kenarının güneye dalan okyanus içi bir dalma-batma zonuna başını sokması ile açıklanabilir, bu olayı takiben dalma-batma zonunun polaritesi değişerek Tetis okyanusu kuzeye, Doğu Pontidlerin altına doğru dalmaya başlamıştır. Bunun sonucunda Senoniyende Doğu Pontidlerin dış kesiminde volkanik bir yay, çalışılan alanı içine alan iç kesiminde ise bir yay önü havza gelişmiştir. Üst Paleosen-Alt Eosende Doğu Pontidlerin Anatolid-Torid levhası ile çarpışması sonucu bölgedeki etkin yapı stili olan, kuzeye doğru bindirmeler meydana gelmiştir. Çarpışma sonrası nitelikte Orta Eosen denizel kireçtaşları ve karasal kumtaşları değişik tektonik dilimleri ve bu dilimleri ayıran bindirme faylarını uyumsuzlukla örter.

GİRİŞ

Pulur bölgesi, otokton konumlu tek Karbonifer mostrası içermesi açısından Doğu Pontidlerde ilginç bir jeolojik konuma sahiptir. (Şek.1) İlk Defa Ketin (1951) tarafından tanımlanan bu Karbonifer istif, kömür ve bitümlü şeyl içermesi nedeni ile kömür ve petrol arama çalışmaları bakımından özel bir öneme sahiptir (Akdeniz, 1988). Karbonifer istifinin, bölgede yüzeyleyen Pulur metamorfileri ve Pontidlerdeki Permo-Triyas yaşındaki Karakaya kompleksi ile olan ilişkileri, Pontidlerin jeolojisi açısından incelenmesi gereken kritik konudur. Bu makale 1992 yaz aylarında Pulur bölgesinde, yukarıdaki bölgesel problemler ışığında yapılan jeolojik harita alma çalışmalarının ana sonuçlarını yansıtmaktadır.

Pulur bölgesi, kömürle Karbonifer kayaların bulunması açısından çeşitli araştırmacıların dikkatini çekmiştir. Ketin'den (1951) sonra bölgede Açar (1977), Akdeniz (1988), Tanyolu (1988), Keskin ve diğerleri (1989) çalışmalar yapmıştır.

BÖLGENİN TEKTONİK ÇATISI

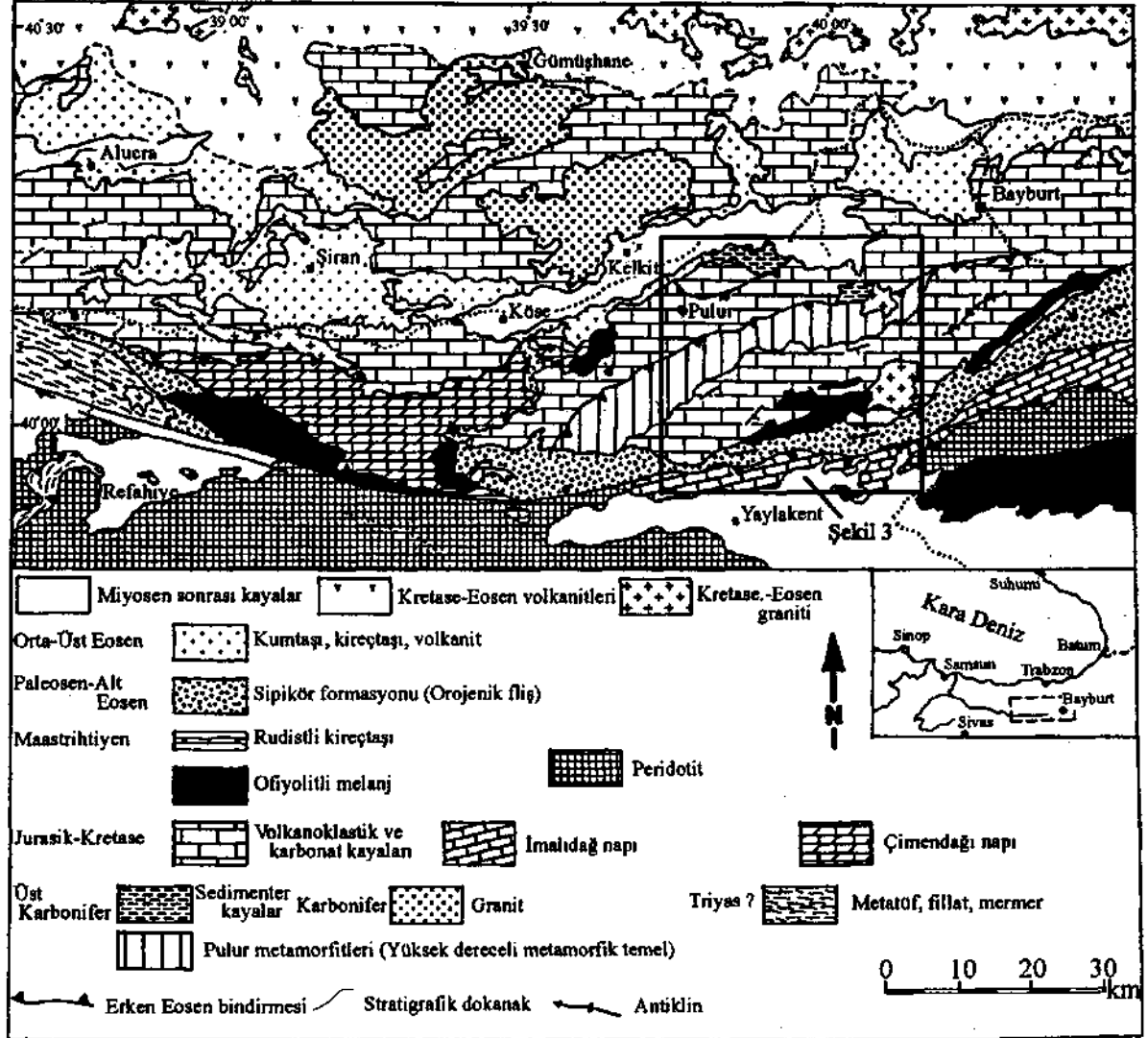
Çalışılan bölge Doğu Pontid kuşağının iç kesiminde yer alır (Ketin, 1966). Tektonik olarak bu bölge Biga yarımadasından doğuya doğru uzanan Sakarya Zonunun en doğu kesimini oluşturur. Sakarya Zonunu tanımlayan başlıca özellikler; Karbonifer yaşta Hersiniyen bir metamorfik temel, Permo-Triyas yaşta dalma-batma zonu kayaları (Karakaya kompleksi), yaygın bir Liyas transgresyonu ve Üst Jurasik-Alt Kretase yaşta kireçtaşlarıdır (Okay, 1989, Okay ve diğerleri, 1996). Çalışılan bölge Sakarya Zonunun bu tipik stratigrafik özelliklerini gösterir.

Alt Tersiyerde kıta-kıta çarpışmasına bağlı olarak Doğu Pontidlerin iç kesimleri kuzeye verjanslı dilimli bir yapı kazanmıştır. Çalışılan bölgede güneye eğimli bu tip bindirmeler ilk defa Ketin (1951) tarafından tanımlanmış, daha sonra Akdeniz (1988) tarafından jeolojik kesit üzerinde gösterilmiştir. Yaptığımız çalışmada görece bir otokton ve Alt Eosende

* İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ayazağa 80626, İstanbul.

** TPAO Arama Grubu 06520, Ankara.

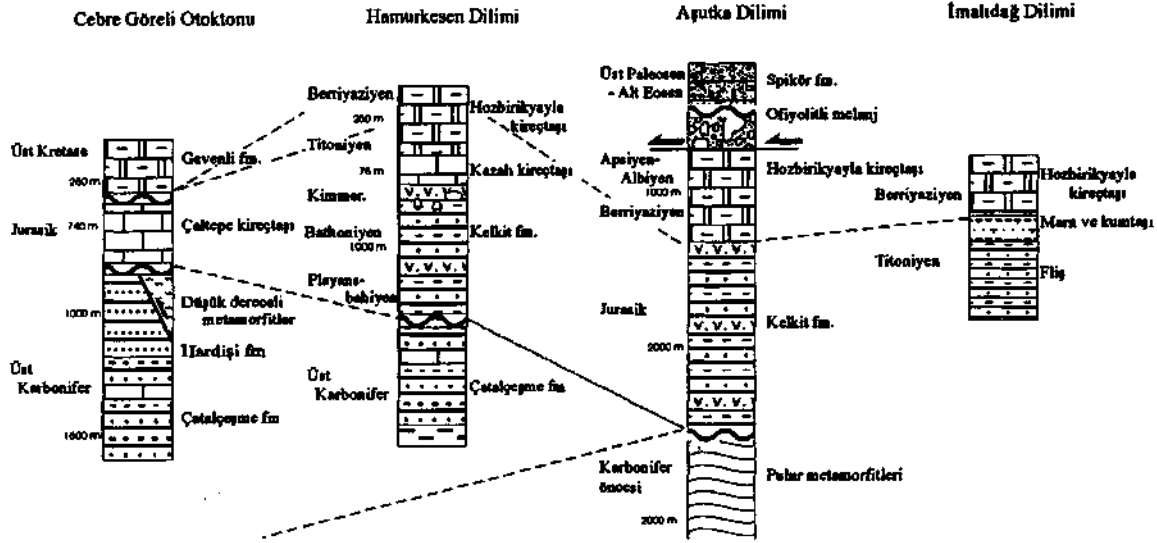
*** TPAO Araştırma Grubu 06520, Ankara.



Şek. 1. Doğu Pontidlerin güney kesiminin tektonik haritası (Yılmaz (1985) ve Bergougnan'dan (1987) değiştirerek). Şekil 3'le gösterilen ayrıntılı çalışılan alan harita üzerinde işaretlenmiştir.

kuzeye verjanslı bindirmelerle üst üste yerleşmiş üç ana bindirme dilimi tanımlanmıştır. Bunlar, Cebre görelî otoktonu, üste ve güneye doğru Hamurkesen, Aşutka, ve İmalıdağ bindirme dilimleri olarak adlandırılmıştır (Şek.2). Bunların içinde Jurasik öncesi yaştaki temel, Cebre görelî otoktonu ile Hamurkesen ve Aşutka bindirme dilimlerinde yüzeyler. İmalıdağ bindirme dilimi Jurasik ve daha genç kayalardan oluşmuştur. Basitleştirilmiş stratigrafileri Şekil 2'de verilen bindirme dilimlen, esas olarak Ju-

rasik-Alt Kretase çökel kayalarından yapılmıştır. Bindirme dilimlerinin Jurasik-Alt Kretase istifleri arasında fasiyes farklılıkları vardır. Buna göre Cebre görelî otoktonunun Jurasik-Alt Kretase istifi kuzeyde kalacak şekilde daha sık bir platformda çökelmiş, buna karşın İmalıdağ bindirme diliminin Alt Kretase pelajik kireçtaşları Tetis okyanusunun güneye bakan kıta yamacında oluşmuştur. Aşutka dilimi içinde yer alan ofiyolitli melanj ise Tetis okyanus kabuğunun çökel ve volkanitlerini temsil eder.



Şek. 2. Pulur bölgesinde yer alan bindirme dilimlerinin stratigrafileri.

STRATİGRAFİ

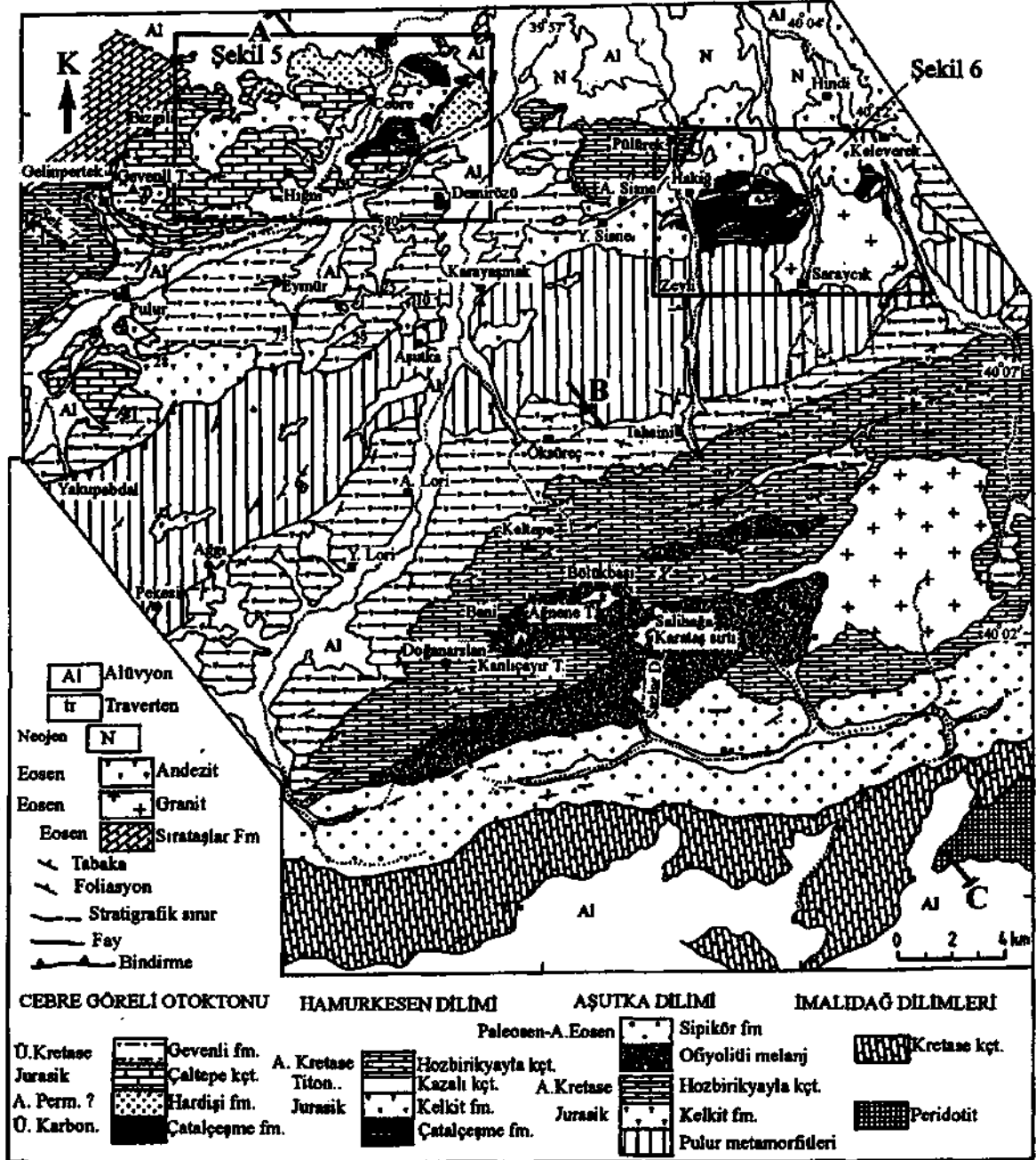
Cebre görelî otoktonu

Görelî otokton dört formasyona ayrılmıştır (Şek.3,4). Bunlar alttan üste doğru Çatalçeşme formasyonu, Hardişi formasyonu, Çaltepe kireçtaşı ve Gevenli formasyonudur (Şek. 2). Bu formasyonlar dışında, niteliği açık olmayan, Jurasik öncesi, düşük dereceli metamorfiter iki küçük alanda yüzeylenir.

Düşük Dereceli Metamorfiter. - Hıgı köyü kuzeyinde ve Kındıkaya tepesi batısında olmak üzere iki küçük alanda, andezitler tarafından kesilmiş olarak kötü mostra veren bu kayalar çok ince taneli, milonitik yapraklanmalı, grimsi yeşil, kuvars-klorit-şist ve gri fillatlardan oluşur (Şek.5). Hıgı köyü kuzeyinde bu kayalar uyumsuzlukla Jurasik yaşta Çaltepe kireçtaşı tarafından örtülür. Bu metamorfiteri ilk tanımlayan Akdeniz (1988) Hıgı köyü kuzeyinde metamorfiter ile Karbonifer yaşta Hardişi formasyonu arasında muhtemel bir açısız uyumsuzluktan söz etmektedir. İki birim arasındaki sınır bu bölgede örtülüdür. Buna rağmen, Hardişi formasyonunu oluşturan kumtaşlarındaki tabaka doğrultularının, bu birimin metamorfiter ile olan dokanağına dikey olması ve metamorfik kayalarda yapraklanma

eğiminin düşey yönde olması (Şek. 5), metamorfiter ile Hardişi formasyonu arasındaki ilişkinin faylı olduğunu düşündürmektedir. Metamorfizma dereceleri, Pulur metamorfiterine göre, daha düşük olan bu metamorfik kayalar, çalışma alanının dışında Refahiye'nin kuzeybatısında yüzeyleyen Ağvanis metamorfik kayalarına (Okay, 1984; Şek. 1) metamorfizma derecesi açısından benzer ve muhtemelen bu metamorfiterin uzantısını teşkil eder. Hamurkesen bindirme diliminde de mostra veren bu kayaların Karbonifer sedimenter istif ve Pulur metamorfiteri ile olan muhtemel ilişkisi makalenin son bölümünde tartışılacaktır.

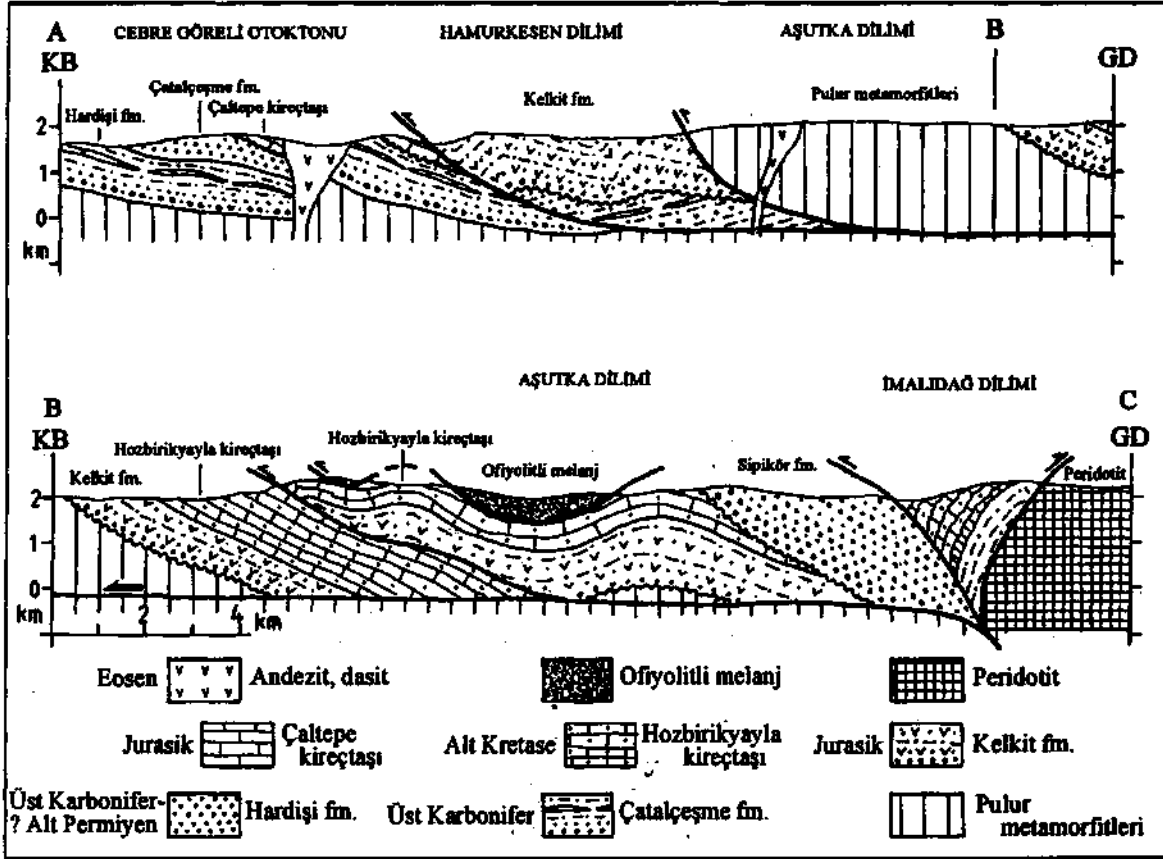
Pulur Permiyen-Karbonifer İstifi. - Pulur bölgesinde Permiyen-Karbonifer istifini ilk tanımlayan Ketin (1951), bu istifin iki kaya stratigrafisi biriminden oluştuğunu belirtmiştir. Ketin'e (1951) göre, istifin altında monoton, kalın kırmızı kumtaşları, kumtaşlarının üzerinde ise koyu renkli fusulinli kireçtaşı, şeyl, kuvarsit, çakıllı kumtaşı aralanmasından oluşan heterojen bir istif yer alır. Daha sonra bu bölgede çalışan Ağar (1977), Ketin'in (1951) belirttiğinin aksine, karasal kırmızı kumtaşlarının heterojen istifin üzerinde yer aldığını belirtmiştir. Ağar (1977), Çatalçeşme formasyonu olarak isimlendirdiği heterojen seri ile karasal kumtaşları arasında bir açısız uyumsuzluk koymuş ve hiç bir veri olmamasına rağmen monoton litolojin kırmızı kumtaşlarına Triyas yaşı öngörmüştür. Bölgenin Permiyen-Kar-



Şek. 3. Pulur bölgesinin jeoloji haritası. Lokasyon için Şekil 1'e bakınız.

bonifer stratigrafisinde üçüncü bir değişiklik Akdeniz (1988) tarafından yapılmıştır. Bölgenin ayrıntılı bir jeoloji haritasını yapan Akdeniz (1988) Permian-Karbonifer yaştaki istifi üç formasyona ayırmıştır. En altta Çatalçeşme formasyonu, onun üzerinde stratigrafik geçişli olarak yer alan karasal kırmızı

zı kumtaşları ve en üstte litolojik olarak Çatalçeşme formasyonuna çok benzeyen Büyükcüğe formasyonu vardır. Buna karşın bu çalışmaya göre Büyükcüğe formasyonu ile Çatalçeşme formasyonu, fayla tekrarlanmış aynı birimi temsil eder (Şek.5) ve her ikisi de kırmızı kumtaşlarının altında



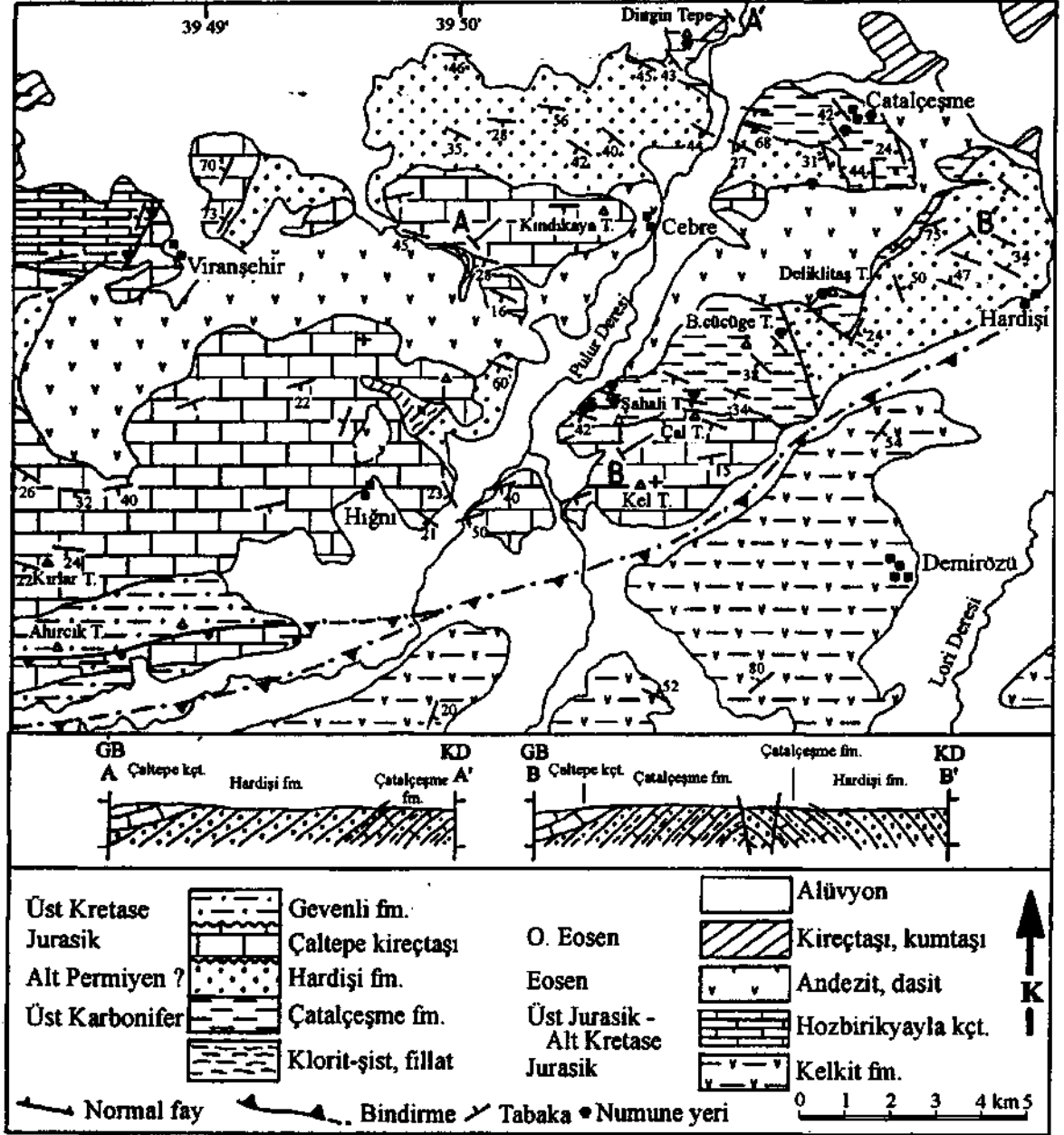
Şek. 4. Pulur bölgesinin jeolojisi kesiti. Kesit KB-GD yönlü tek bir çizgi üzerinden alınmıştır, üstteki ve alttaki kesitler devamlı ve "B" çevresinde az aşmalıdır. Lokasyon için Şekil 3'e bakınız.

yer alır. Nitekim her "iki formasyondan" ayrı ayrı derlediğimiz numuneler aynı yaş aralığı vermektedir. Akdeniz (1988), Ketin'in (1951) Permiyen-Karbonifer istifiine dahil ettiği andezitlerin Paleozoyik yaşında olmayıp, Eosen yaştaki genç bir volkanizmaya ait olduğunu ve Permiyen-Karbonifer istifini kestiğini, kanımızca doğru olarak saptamıştır. Bu bölgede son çalışan British Petroleum jeolog grubu (Robinson ve diğerleri, 1995) arazi verileri ve hatta istiftteki kaya türleri ile bağdaşmayan bir Üst Paleozoyik stratigrafisi öne sürmüştür.

Bu çalışmada Pulur Permiyen-Karbonifer istifi iki formasyona ayrılmıştır. Alttaki kireçtaşı kumtaşı, şeyl ardalıktan oluşan Çatalçeşme formasyonu ve onu üzerleyen kırmızı kumtaşılarından oluşan Hardişi formasyonu vardır. Her ne kadar Hardişi formasyonu, daha önceki çalışmalarda (Ağar, 1977, Akdeniz, 1988) Karakaya formasyonu olarak

adlanmışsa da, Karakaya ismi Pontidlerde çok geniş kapsamlı kullanılan bir litostratigrafik isim olduğu için bu adlama tercih edilmemiş ve yeni formasyon adlamasına gidilmiştir.

Çatalçeşme Formasyonu (Üst Karbonifer).- Konglomera, çakıllı kumtaşı, kumtaşı, kuvarsit, siyah kömürlü şeyl, kireçtaşı ardalıktan oluşan, düzenli bir stratigrafi sunan, Üst Karbonifer yaşındaki kaya topluluğu Çatalçeşme formasyonu olarak adlandırılmıştır (Ağar, 1977). Burada kullanıldığı anlamda Çatalçeşme formasyonu, Akdeniz'in (1988) Çatalçeşme ve Büyükcüğe formasyonlarını kapsar; üst dokanağının görüldüğü tip kesit yeri Demirözü-Cebre yoluna paralel, Deliklitaş tepeye çıkan isimsiz dere vadisidir (Şek. 5) Ayrıca Büyükcüğe tepeden güneybatıya Çal tepeye uzanan sırt boyunca ve Çatalçeşme köyü güneydoğusunda Çatalçeşme formasyonu güzel mostra verir (Şek. 5).



Şek. 5. Karbonifer kayalarının mostra verdiği Cebre-Demirözü bölgesinin ayrıntılı jeolojik harita ve kesitleri (Akdeniz, 1988 ve kendi gözlemlerimizden). Lokasyon için şekil 3'e bakınız.

Çatalçeşme formasyonunun tabanı gözlenmez, üzerine geçişli stratigrafik bir dokanakla Hardişi formasyonu ve uyumsuzlukla Jurasik yaşta Çaltepe kireçtaşı gelir. Açar (1977), Robinson ve diğerleri (1995) Çatalçeşme ile Hardişi formasyonları arasında uyumsuzluk koymaktadır. Halbuki Deliklitaş tepenin güneyinde, açıkça görüleceği gibi başlıca ki-

reçtaşı, şeyl ve çakıllı kumtaşı ardalanmasından oluşan Çatalçeşme formasyonu, üste doğru kireçtaşı ve şeylin kaybolması ile dereceli olarak çakıllı kumtaşlarından oluşan Hardişi formasyonuna geçer. Çatalçeşme formasyonu en kalın olduğu Büyükcüğe ve Şahali tepeler arasında 1100 m. kadar görünür bir kalınlığa sahiptir.

Çatalçeşme formasyonunun Çatalçeşme köyü ve Büyükcüğe tepe çevresi olmak üzere iki ana yüzeylemesi bulunmaktadır (Şek. 5). Her iki most- ra alanında Çatalçeşme formasyonu kumtaşı, çakıllı kumtaşı, koyu renkli kireçtaşı, silttaşı, kömürlü şeylin birkaç metre veya birkaç on metrede bir ar- dalanmasından oluşmuştur. Kumtaşları orta, iri ta- neli, yer yer iyi yuvarlanmış kum ve çakıllı, bej, gri, sarımsı pembe, pembe arkozik arenitlerden oluşur. Aralarında koyu gri, siyah, orta-kalın tabakalı, yer yer bol brakriyopod, mercan, gastropod kavkı par- çalı, algli, fusulinli kireçtaşı seviyeleri yer alır. Ki- reçtaşı seviyelerinin kalınlığı birkaç on santimetred- en birkaç on metreye kadar değişir. İstif içindeki kireçtaşı düzeylerinin sayısı yirminin üzerindedir. Kireçtaşı seviyeleri arasında sarımsı kahve renkli, ince tabakalı, bol biyoturbasyon gösteren, bitki ka- lınlı silttaşları, siyah, gri kömür parçalı şeyller yer alır. Çatalçeşme çevresinde Akdeniz'in (1988) de gözlediği gibi formasyon üste doğru Hardişi forma- syonunun kırmızı kumtaşlarına geçer (Şek. 5). Çat- alçeşme köyü çevresindeki mostra alanından der- lenen altı kireçtaşı numunesi Kasimoviyen-Gizeli- yen (Üst Karbonifer) yaşını veren şu fosil topluluğu- nu içerir: *Syzrania* sp., *Eotuberitina* sp., *Palaeonub- ecularaia* sp., *Palaeonubecularia uniserialis* Reitlinger - *Palaeonubecularia fluxa* Reitlinger, *Tet- rataxis* sp., *Tetrataxis linea* Ozowa, *Globivalvulina* sp., *Bradyina* sp., *Ozawainella* sp., *Staffella* sp., *Schubertella* sp., *Triticite* sp., *Pseudoendothyra* sp., *Hemigordius* sp., *Tubiphytes obscurus* Maslov.

Akdeniz (1988), Büyükcüğe tepesi çevresin- deki kumtaşı, fusulinli kireçtaşı, şeyl istifini Alt Per- miyen yaşını verdiği Büyükcüğe formasyonuna dahil etmiş ve stratigrafik olarak Hardişi forma- syonunun üzerinde yer aldığını belirtmiştir. Halbuki, Büyükcüğe tepesi doğusunda Çatalçeşme ve Hardişi formasyonları statigrafik ilişkili olmayıp K- KB gidişli normal bir fayla yan yana gelmiştir (Şek. 5). Nitekim Büyükcüğe tepesi çevresinden derle- diğimiz sekiz kireçtaşı numunesinde yine Kasimovi- yen-Gizeliyen (Üst Karbonifer) yaşını veren bir fosil topluluğu gözlenmiştir: *Syzrania* sp., *Eotuberitina* sp., *Palaeonubecularia* sp., *Paleonubecularia uni- serialis* Reitlinger, *Deckerella* sp., *Tetrataxis* sp., *Globivalvulina* sp., *Monotaxinoides* sp., *Ozanvva- inella* sp., *Ozanwainella angulata* (Colani), *Staffel- la* sp., *Schubertella* sp., *Ouasifusulina* sp., *Triticites* sp., *Tubiphytes* sp., *Girvanella* sp., *Beresalla* sp.

Hardişi formasyonu (Üst Karbonifer-Alt Permi- yen). - Çatalçeşme formasyonu üzerinde geçişli bir dokanakla yer alan, karasal kırmızı kumtaşların- dan oluşan birim, çevresinde güzel mostra verdiği Hardişi (Çiftetaş) köyünden adını almıştır. Hardişi formasyonu üzerine uyumsuzlukla Jurasik yaşta Çaltepe kireçtaşı gelir (Şek. 3,5). Hardişi forma- syonunun alt ve üst dokanaklarının yüzeylediği tip ke- sit yeri Kındıkaya tepe ile Dingin tepe arasındadır (Şek. 5). Bu kesitte kalınlığı 1000 metre kadardır.

Hardişi formasyonu kalın tabakalı, masif, açık pembe, beyaz, kırmızı, feldispatlı arkozik arenit ve çakıllı arenitten oluşur. Kötü boylanmış, iyi yuvar- lanmış, genellikle 2-5 cm. çapındaki çakıllar mik- rogranit, mikrodiyorit, riyolit türü magmatik kayalar- dan ve kuvarstan yapılmıştır. Bu çakıllar büyük bir olasılıkla Pulur ovasının kuzeyinde yüzeyleyen ve 360 ± 2 My (en Alt Karbonifer) Rb/Sr tüm kaya izokron yaşı veren (Bergougnan, 1987) Köse veya Gümüşhane plütonlarından veya eşdeğer Hersini- yen sokulumlardan türemiştir. Karasal kumtaşların- dan oluşan Hardişi formasyonu içinde fosil bulun- mamıştır, ancak Üst Karbonifer yaşta Çatalçeşme formasyonu ile geçişli olduğu göz önüne alınırsa, formasyonun yaşının Üst Karbonifer olduğunu ve zayıf bir olasılıkla en Alt Permiyene ulaşabileceğini söylemek mümkündür.

Çaltepe Kireçtaşı (Jurasik). - Çatalçeşme ve Hardişi formasyonları üzerinde uyumsuzlukla yer alan, Jurasik yaştaki neritik karbonat istif Ağar (1977) tarafından Çaltepe kireçtaşı olarak adlan- mıştır. Cebre görelî otoktonunda Jurasik sistemin Doğu Pontidlerin yaygın volkanoklastik fasiyesi (Kelkit formasyonu) ile değil de neritik kireçtaşları ile temsil edilmiş olması dikkat çekicidir. Çaltepe formasyonunun en iyi gözlendiği kesimler Kırlar te- pe güneyi ve Çaltepe ile Kel tepe arasındadır (Şek. 5). Demirözü-Pulur yolunun kuzeyinde Kurtoyağı dere- sinde açık bir şekilde izleneceği gibi, Çaltepe for- masyonu üzerinde uyumsuzlukla Gevenli forma- syonu yer alır. Çaltepe kireçtaşının kalınlığı Kırlar tepe kesitinde 740 metredir.

Çaltepe kireçtaşı tabanda karbonatlı kumtaşları ile başlar; ince bir seviye oluşturan bu kumtaşları üste doğru orta-kalın tabakalı, koyu gri, siyah, oolit- li neritik kireçtaşlarına geçer. Bu oolitleli seviyenin üzerinde ise formasyonun büyük bir kesimini oluş-

turan kalın tabakalı, masif, düzensiz siyah çört yumrulu ve bandlı, gri, mej mikritler yer alır. Kireçtaşlarının alt kesimlerine Akdeniz (1988) mikrofosillerle, Robinson ve diğerleri (1995) ise Sr izotop analizleri ile Liyas (Playansbahiyen) yaşı vermiştir. Buna karşın Çaltepe kireçtaşından bu çalışma için derlenen numunelerin çoğu Jurasik-Alt Kretase veya Üst Jurasik-Alt Kretase gibi geniş bir zaman aralığını işaret eden mikrofosiller kapsar: *Glomospira* sp., *Reophax* sp., *Textularia* sp., *Ophthalmidium* sp., *Protopenoplis?* sp., *Trocholina* sp., *Lithocodium aggregatum* Elliot, *Bacinella irregularis* Radoicic, *Saccocoma* sp., *Globachaete* sp. Ancak istifin en üst kesimlerinden, Gevenli formasyonunun hemen altında alınan örnekler Titoniyen-Valanjiniyen yaşını veren fosiller içerir: *Pseudocylammia* spp., *Pseudocylammia Lituus* Yokoyama, *Patellina* sp., *Neotrocholina* sp., *Cladocoropsis mirabilis* Felix, *Tubiphytes morronensis* Crescenti, *Ophthalmidium* sp. Akdeniz (1988), Çaltepe kireçtaşının en üst seviyelerinden Üst Jurasik-Berriyaziyen yaşını veren foraminiferler tanımlamıştır. Bu verilere göre Çaltepe kireçtaşı tüm Jurasîği kapsamakta ve muhtemelen en Alt Kretaseye de geçmektedir.

Gevenli formasyonu (Üst Kretase). - Çaltepe kireçtaşı üzerinde uyumsuzlukla yer alan silttaşı, kumtaşı, şeyl, marn ve pelajik kireçtaşından oluşan birim tarafımızdan Gevenli formasyonu olarak adlandırılmıştır. Formasyonun ismi Pulur ve Bizgili köyleri arasında yer alan Gevenli tepeden gelmektedir. Gevenli formasyonu, Akdeniz'in (1988) Çaltepe formasyonunun en üst kesimlerini oluşturan kumtaşı ve kumlu kireçtaşına karşılık gelir. Gevenli formasyonu üzerinde düşük acılık bindirme dokanağı ile Jurasik yaşta Kelkit formasyonu yer alır. Ahırcık tepe güneyinde (Şek. 5) bir bindirme ile tekrarlanmış olan Gevenli formasyonunun asgari kalınlığı 250 metredir.

Gevenli formasyonu yaygın olarak Pulur köyü kuzeyinde mostra verir. Pulur-Bizgili köyleri arasında güzel mostra sunar. Tip kesit yeri bu yol güzergâhı olmasına karşın, tabanı en açık bir şekilde Kurtkoyağı deresi boyunca izlenir. Burada Çaltepe kireçtaşı üzerinde yarım metre kalınlıkta kireçtaşı çakıllı bir konglomera ile başlar. Konglomeranın üzerine ince taneli, mavimsi yeşil tuf parçalı, sarımsı gri, pembe kumtaşı; ince-orta düzgün tabakalı, derecelenme gösteren sarımsı silttaşı, mavimsi gri

marn ve seyrek kumlu kireçtaşı gelir. İstifin en üst kesimleri hâki ya da kahve renkli, düzgün, ince tabakalı silttaşı, şeyl ve çamurtaşı araldanmasından oluşur. Gevenli formasyonu içinde, Çaltepe kireçtaşından gelmiş kireçtaşı blokları ya de yer yer bulunur. Gevenli formansoyunu fosil içeriği açısından fakirdir. Yalnızca en alt seviyelerinden alınan tek bir numunede Türoniyen-Mestrihtiyen yaş aralığını veren *Hedbergella* sp. ve Gloeobotrucanidae familyasına ait cinsleri tanımlanamayan bazı planktik foraminiferler saptanmıştır. Akdeniz (1988), Gevenli formasyonuna Valanjiniyen yaşını vermektedir. Fakat bu yaş muhtemelen Gevenli formasyonu içindeki Çaltepe kireçtaşı bloklarından alınmış olup formasyonun kendi yaşı değildir. Robinson ve diğerleri (1995) Gevenli formasyonunun taban kesimlerinden Üst Kretase, orta kesimlerinden ise Santoniyen-? Kampaniyen yaşı elde etmiştir. Bu verilere göre Gevenli formasyonunun yaş konağı Senoniyendir.

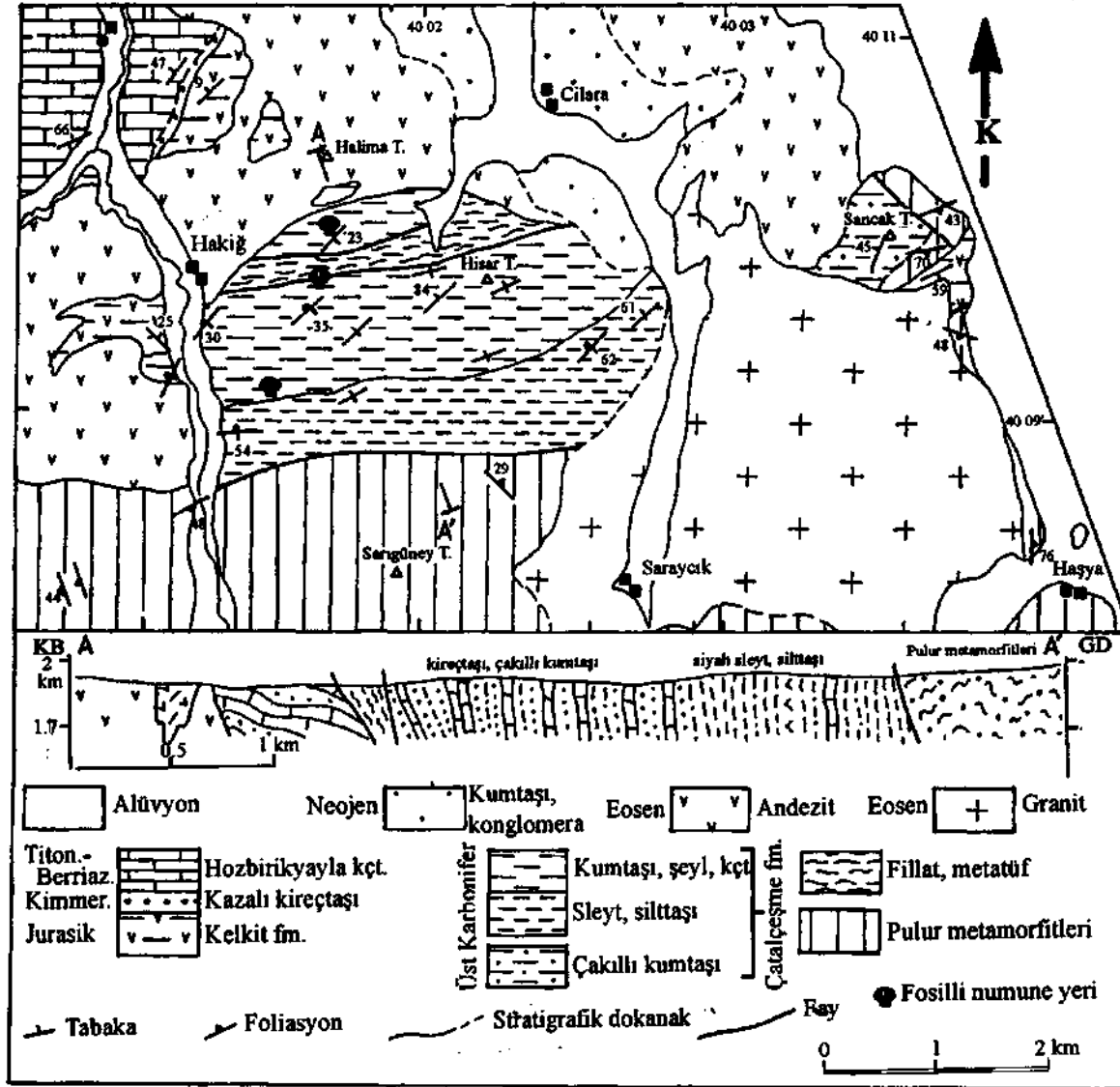
Hamurkesen bindirme dilimi

Cebre görelî otoktonu üzerinde tektonik olarak Hamurkesen bindirme dilimi yer alır. Bu iki birim arasındaki sınırı oluşturan Hamurkesen bindirmesi Pulur köyü kuzeyinde beş kilometre boyunca altta Gevenli formasyonu veya Çaltepe kireçtaşı ile üstte ise Jurasik volkanoklastikleri (Kelkit formasyonu) arasında izlenir (Şek. 3). Bindirme fayı birkaç metrelik bir ezik şeyl zonu ile temsil edilir ve güneye yaklaşık 50 derecelik bir eğim sunar. Doğuya doğru Hamurkesen bindirmesi alüvyon tarafından örtülü olarak 14 km. boyunca Pulur deresini takip eder. Eski çalışmalarda Hamurkesen bindirmesinin tanınamaması çeşitli karışıklıklara yol açmıştır. Örneğin, Kretase yaşta Gevenli formasyonu Ağar'ın (1977) harita ve kesitinde stratigrafik olarak Jurasik yaşta Kelkit formasyonunun altında gösterilmektedir. Hamurkesen bindirmesi aynı zamanda paleoöğrafik ve sedimentolojik açıdan önemli bir eşleşme karşılık gelir. Bindirmenin altındaki Cebre görelî otoktonunda Jurasik sistemi karbonat fasiyesinde gelişmiş, bindirmenin üstündeki Hamurkesen ve Aşutka dilimlerinde ise Jurasik muhtemelen daha derin bir ortamda çökelmiş volkanoklastiklerden oluşmuştur.

Hamurkesen bindirme dilimi başlıca üç formasyondan oluşur. (Şek. 2). Altta kalın volkanoklastik

bir istif yapan Jurasik yaşta Kelkit formasyonu, onun üzerinde oolitik kireçtaşlarından oluşan Kazalı kireçtaşı ve en üstte de kalın, Alt Kretase radyolaralı biyomikritlerinden yapılmış Hozbirikyayla kireçtaşı vardır. Bu formasyonlar dışında Çatalçeşme formasyonu ve düşük dereceli metamorfittir Hakiğ (Çamdere) köyü doğusunda küçük bir alanda yüzeylenir (Şek. 6).

Düşük dereceli metamorfittir. - Hakiğ köyü çevresinde ufak bir tektonik dilim halinde yüzeyleyen metamorfittir kuvvetli yapraklanma gösteren gri fillat ve ince taneli, yeşil metatüften yapılmıştır (Şek. 6). Bu kayalar Cebre görel otoktonunda olduğu gibi Ağvanis metamorfittirini veya Karbonifer istifinin daha metamorfik bir kesimini temsil ediyor olabilir.



Şek. 6. Karbonifer kayalarının ve Pulur metamorfittirlerinin mostra verdiği Hakiğ (Çamdere) köyü çevresinin ayrıntılı jeoloji harita ve kesiti. Lokasyon için Şekil 3'e bakınız.

Çatalçeşme formasyonu (Karbonifer).- Hamurkesen bindirme diliminde mostra veren Çatalçeşme formasyonu (Keskin, 1987), Cebre görelî otoktonundakine göre daha metamorfiktir ve daha kuvvetli deforme olmuştur. Düşük dereceli bir metamorfizma geçirmiş olan kayalar ve bilhassa şeyller kuvvetli bir yapraklanma kazanmış ve sleyte dönüşmüştür. Çatalçeşme formasyonunun alt kesimleri Sarigüney tepesinin kuzeyinde yüzeyler (Şek. 6). Bu bölgede 500 metreyi aşkın kalınlıkta, hafif rekristalize, bir siyah sleyt ve silttaşı istifi bulunur. Cebre görelî otoktonundaki Çatalçeşme formasyonunda gözlenmeyen bu ince klastikler arasında seyrek olarak kumtaşı, metatüf ve rekristalize kireçtaşı tabakaları yer alır. Bu siyah şeyl serisi üzerinde, Cebre görelî otoktonunda yaygın mostra veren kumtaşı, çakıllı kumtaşı, koyu renkli kireçtaşı, silttaşı, kömürlü şeylin birkaç metre veya birkaç on metrede bir ardalanmasından oluşmuş tipik Çatalçeşme formasyonu bulunur. İstifin kireçtaşlarından alınan beş numune Kasimoviyen-Gizeliyen yaşı veren foraminiferler kapsar: *Syzrania* sp., *Eotubertina* sp., *Paleonubecularia* sp., *Climacommina* sp., *Tetrataxis* sp., *Endothyranella* sp., *Bradyina* sp., *Monotaxineoides* sp., *Ozawainella* sp., *Schubertella* sp. Bu bölgedeki Üst palozoyik istifini ilk tanımlayan Keskin (1987) de kireçtaşlarında benzer bir fauna saptamıştır. Buna karşılık bu bölgede Çatalçeşme formasyonu ile Pulur metamorfiteği arasındaki dokanak Keskin'in (1987) belirttiği gibi stratigrafik olmayıp faylıdır (Şek. 6).

Kelkit formasyonu (Jurasik).- Volkanojenik kumtaşı, silisli şeyl, andezitik ve bazaltik tüf, aglomera ve seyrek olarak kumlu kireçtaşı, kireçtaşı ve volkanit çakıllı tane ve moloz akması litolojilerinden ve birkaç kilometre boyuna ulaşan Üst Jurasik kireçtaşı bloklarından yapılmıştır. Doğu Pontidlerin bu tipik Jurasik formasyonu Bergougnan (1987) tarafından adlanmıştır. Kelkit formasyonu Hamurkesen bindirmesi boyunca Üst Kretase yaşta Gevenli formasyonu üzerinde yer alır. Kelkit formasyonu üzerinde ise stratigrafik bir dokanakla, oolittli kireçtaşlarından oluşan Kazalî kireçtaşı, bindirme dokanağı ile Pulur metamorfiteği bulunur (Şek. 3, 4).

Kelkit formasyonunun çalışılan bölgedeki başvuru kesit yeri Pulur köyü kuzeyindeki Hamurkesen dere vadisidir. Kelkit formasyonu Eymür köyü güneyinde de güzel mostralar sunar. Bin metreyi aş-

kın bir kalınlığı olan Kelkit formasyonunun yerli kayaları içinde yaş verecek fosil bulunmamıştır. Buna karşılık formasyon içine taşınmış çok farklı boyda kireçtaşı bloklarından Kimmericiyen-Valanjiniyen yaş aralığını veren fosiller tanımlanmıştır (Şek. 2). *Cladocoropsis mirabilis* Felix, *Tubiphytes morronensis* Crescenti, *Protopeneroplis striata* Weynschenck, *Protopeneroplis trochoangulata* Septfontaine, *Bacinella irregularis* Radoicic, *Koskinobullina seocialis* Cherci & Schroeder, *Reophax* sp., *Lenticulina* sp., *Patellina* sp., *Spirillina* sp., *Trocholina* sp., Bu fosillere ve Kelkit formasyonunun üzerinde yer alan Kazalî kireçtaşının yaşına göre Kelkit formasyonunun üst yaş sınırı Kimmericiyendir. Kelkit formasyonunun alt yaş sınırı hakkında diğer araştırmacıların çeşitli verileri mevcuttur. Robinson ve diğerleri (1995) çalışılan bölgede formasyonun orta kesimlerinden elde ettikleri dinoflagellatlara Bathoniyen yaşını vermektedir. Kelkit formasyonunun Bayburt'un güneyine doğru olan devamını inceleyen Özer (1984), Kelkit formasyonu içinde yer alan ammonitiko rosso fasiyesindeki kireçtaşı seviyelerinden Alt Playansbahiye - Üst Toarsiyen yaşta zengin bir ammonit faunası tanımlamıştır. Akdeniz (1988) ise Kelkit formasyonu içindeki kireçtaşı bloklarında Liyas yaşta fosiller saptamıştır. Bu verilere göre Kelkit formasyonunun yaşı Üst Playansbahiye'den Kimmericiyene kadar uzanmaktadır.

Kazalî kireçtaşı (Kimmericiyen).- Kelkit formasyonu üzerinde stratigrafik bir dokanakla yer alan, neritik kireçtaşından oluşan, ince fakat yanal devamlılığı olan birim Kazalî kireçtaşı olarak adlanmıştır. Kazalî kireçtaşı daha önceki çalışmacıların Hozbirikyayla kireçtaşının alt seviyelerine karşılık gelir (Ağar, 1977, Akdeniz; 1988). Kazalî kireçtaşının tip kesit yeri Pulur'un 2,5 km. kuzeyinde, Pulur-Gelinperek yolunun batısındaki Kazalî dere vadisidir. Kazalî kireçtaşı kalın tabakalı, oolittli siyah kireçtaşından oluşur ve kalınlığı 50-100 metre arasındadır; formasyonun üzerine Hozbirikyayla kireçtaşı gelir (Şek. 2). Pulur ve Sisne köyleri kuzeyindeki Kazalî kireçtaşı yüzeylemelerinden alınan numuneler Kimmericiyen-Berriyaziye yaşını verir: *Nutiloeculina* sp., *Protopeneroplis trochoangulata* Septfontaine, *Conicospirillina basiliensis* Mohler, *Trocholina alpina* Leupold, *Cayeuxina* sp., *Tubiphytes morronensis* Crescenti, *Bacinella irregularis* Radoicic, *Siphovalvulina* sp., *Lenticulina* sp.

Hozbirikyayla kireçtaşının alt seviyelerinin Titoniyen yaşında olduğu göz önüne alınır, Kazalı kireçtaşının Kimmericiyen yaşında olduğu söylenebilir.

Hozbirikyayla kireçtaşı (Titoniyen-Berriyaziyen).- Kazalı kireçtaşı üzerinde yer alan, büyük bir kesimi radyolaryalı biyomikritlerden oluşan Üst Jurasik-Alt Kretase yaşta formasyona Hozbirikyayla kireçtaşı adı verilmiştir (Ağar, 1977; Akdeniz, 1988). Çalışılan alanda Hozbirikyayla kireçtaşı muhtemelen Eosen yaşta magmatik kayalar tarafından kesilmekte, Eosen ve daha genç çökeller tarafından da uyumsuzlukla örtülmektedir (Şek. 3). Hozbirikyayla kireçtaşı Pulur-Gelinpertek yolu üzerinde ve bu yolun batısındaki Karseçenin deresi boyunca güzel kesitler sunar. Formasyonun minimum kalınlığı 250 metredir. Hozbirikyayla kireçtaşı başlıca ince-orta tabakalı pembe, gri, sarımsı gri radyolaryalı mikrit, marnlı mikritten oluşur; bunlar arasında orta-kalın tabakalı, 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 ve sıralı numune alınmıştır (Şek. 7). Bu kesitte Kazalı kireçtaşının en üst (örnek 817) ve Hozbirikyayla kireçtaşının en alt (örnek 816) seviyeleri Kimmericiyen yaşını veren bir fauna kapsar: *Trocholina* sp., *Lenticulina* sp., *Spirillina* sp., *Tubiphytes morronensis*/sCrescenti (örnek 817) ve *Charantia* sp., *Nautiloeculina* sp., *Mesoendothyra* cf. *izjumiana* Dain (örnek 816). Daha üste doğru alman örnekler sırası ile Kimmericiyen-Alt Titoniyen ve Alt Titoniyen yaşları verir: *Tubiphytes morronensis* Crescenti, *Charantia* sp., *Koskinobullina socialis* Cherci & Schroeder (örnek 815) ve *Saccocoma* sp., *Cadosina* sp. (örnek 813). Hozbirikyayla kireçtaşının tabanından yaklaşık 140 m. yukarıda Üst Titoniyen-Alt Berriyaziyen, Berriyaziyen ve Üst Berriyaziyeni işaret eden *Calpionella*'lı faunalar saptanmıştır. *Calpionella alpina* Lorenz, *Tintinopsella carpathica* (Murgeanu & Filipescu), *Crassirollaria parvula* Remane (örnek 812), *Calpionella alpina* Lorenz; *Tubiphytes* sp. (örnek 811) ve *Tintinopsella longa* (Colom), *Cadosina* sp., *Calpionellopsis simplex* (Colom) (örnek 809) Pülürek köyleri çevresinde, Pulur köyü kuzeyinde ve Sisne köyleri kuzeyinde Hozbirikyayla kireçtaşından derlenen diğer örnekler de Titoniyen-Berriyaziyen yaş aralığına işaret eden fosiller kapsar: *Calpionella alpina* Lorenz, *Calpionella elliptica*

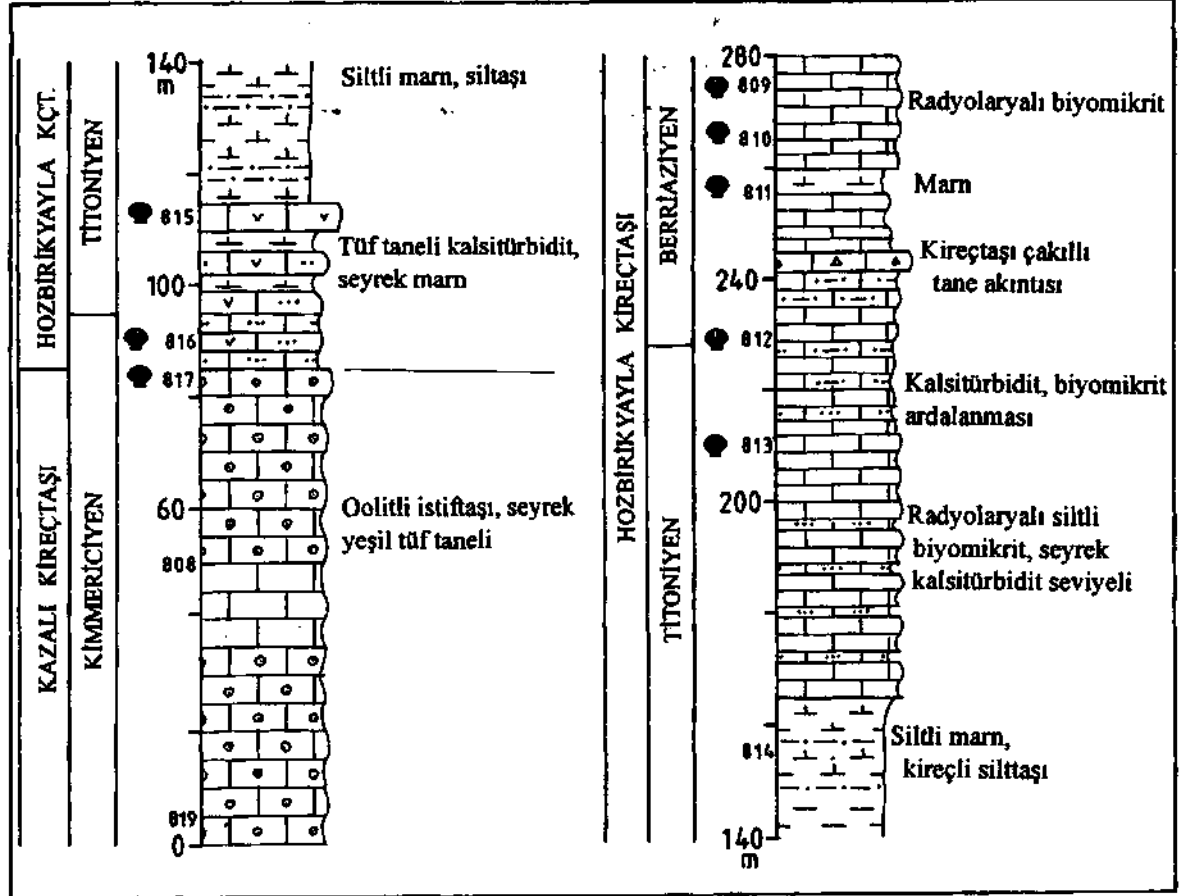
Cadisch Calpionellopsis oblanga (Cadisch), *Calpionellopsis simplex* (Colom), *Tintinopsella carpathica* (Murgeanu & Filipescu), *Tintinoepsella loniga* (Colom), *Crassirollaria parvula* Remane, *Cadeosina* sp., *Tubiphytes morronensis* Crescenti, *Conicospirillina basiliensis* Mohler, *Bacinella irregularis* Rado, *Siphovalvulina* sp., *Sphaerostylus lanceola* (Parona). Tüm bu verilere göre Hozbirikyayla kireçtaşının yaşı Titoniyen-Berriyaziyendir. Ağar (1977), Hozbirikyayla kireçtaşının yaşının Kimmericiyen-Berriyaziyen; Akdeniz (1988) Üst Jurasik-Berriyaziyen; Özer (1984) ise Üst Titoniyen - Alt Kretase olduğunu belirtir.

Aşutka bindirme dilimi

Hamurkesen dilimi üzerinde bindirme fayı ile Aşutka dilimi yer alır. Bu iki dilimi ayıran Pulur bindirmesi Ketin'den (1951) beri bilinmektedir. Pulur bindirmesi boyunca Pulur metamorfite Jurasik yaşta Kelkit formasyonu üzerine itilmiştir. Pulur bindirmesi geniş bölgelerde andezitler tarafından kesildiğinden, bindirme düzleninin konumunu arazide saptamak güçtür. Ancak Aşutka köyü kuzeyinde Pulur bindirme yüzeyine sıkışmış 20 m. kalınlıkta serpantinler bulunur ve bindirme düzlemi oldukça dik görünmektedir. Karayaşmak köyü doğusunda ise granatlı mikaşistler 60°-70° eğimlerle Kelkit formasyonu üzerinde yer alır.

Aşutka bindirme dilimi, altta metamorfik bir temel (Pulur metamorfite) ve bu temeli uyumsuzlukla örten Jurasik-Kretase yaşta sedimentler ve volkanik kayalardan (Kelkit formasyonu ve Hozbirikyayla kireçtaşı) yapılmıştır. Kretase kireçtaşları üzerinde bindirme ile ofiyolitli melanj dilimleri yer alır. Ofiyolitli melanj ve Kretase kireçtaşları, çalışma alanı dışında Maestrihtiyen rudistli kireçtaşları, çalışma alanında ise Paleoesen-Alt Eosen flişi (Sipikör formasyonu) ile uyumsuz olarak örtülür.

Pulur Metamorfite (Karbonifer öncesi).- Aşutka bindirme diliminin görünür tabanını, kuvvetlice tektonize olmuş, Eosen veya daha genç volkanik ve yarı derinlik kayaları tarafından sıkça kesilmiş, başlıca mikaşist, kordiyerit-sillimanit-granatlı şist, amfibolit, gnays, metagranit ve çok seyrek olarak mermerden yapılmış Pulur metamorfite oluşturur (Topuz ve Sadıklar, 1994; Okay, 1996). Pulur metamorfite, Pulur bindirmesi boyunca Aşutka dilimi-



Şek. 7. Hozbirkıyayla kireçtaşının Pulur-Gelinpertek yolunun batısındaki Karseçenin deresi boyunca ölçülmüş stratigrafik kesiti. Lokasyon için Şekil 3'e bakınız. Kolonların solundaki sekiz ile başlayan numaralar numune yerlerini göstermektedir. Bu numunelerin kapsadıkları mikrofosiller için metne bakınız.

ni üzerler; üzerlerine uyumsuzlukla Jurasik yaşta Kelkit formasyonu gelir (Şek. 3, 4). Pulur metamorfite genellikle kötü ve süresiz mostra verir, en iyi görüldüğü kesim Yakupabdal-Pekesi köyleri arasındaki yol boyudur. Pulur metamorfite çok sayıda magmatik sokulum tarafından kesildiğinden ve makaslamalardan etkilendiğinden düzensiz bir iç yapıya sahiptir. Yapraklanma eğilimleri genelde güneye doğru olmakla beraber kısa mesafelerde sık sık değişim gösterir.

Kelkit formasyonu (Jurasik).- Aşutka bindirme dilimindeki Kelkit formasyonu silttaşı, tüf, şeyl ve andezit türü volkanik kayalardan oluşur ve 1200-2500 metre arası bir kalınlığa sahiptir; uyumsuzlukla Pulur metamorfite üzerinde yer alır. Bu ilişkiyi, Ağçi köyü güneyinde ve Öksüreç köyü batısın-

da görmek mümkündür (Şek. 3). Kelkit formasyonu üstte ise dereceli olarak Hozbirkıyayla kireçtaşına geçer. Kelkit formasyonu metamorfik kayalar üzerinde, çakıllı kumtaşı ve mikrokonglomera ile başlar; birkaç on metre kalınlıktaki bu taban seviyesi içinde, Ağçi köyü güneyinde yanal devamlılığı olmayan ince kömür damarları yer alır. Kelkit formasyonunun üst kesimleri koyu hâki renkli, mavimsi gri, bol kırıklı şeyl; orta tabakalı koyu hâki renkte silttaşı; çarpıcı mavimsi yeşil renkte, çok ince taneli, seyrek tüf seviyeleri; seyrek kırmızı, yumuşak şeyl; 1-2 m. kalınlıkta, sarımsı kahve renkli, plajiyoklas fenokristalli ayrılmış andezitik lavlardan oluşur. Hamurkesen bindirme dilimindeki Kelkit formasyonu daha ince tanelidir ve içinde kireçtaşı blokları gözlenmemiştir ve muhtemelen Hamurkesen bindirme dilimindeki aynı adlı formasyondan daha derinde ve/veya kıydan daha uzakta çökmüştür.

Aşutka bindirme dilimindeki Kelkit formasyonu içinde yaş verebilecek fosile rastlanmamıştır. Buna karşın, formasyonun üzerine gelen Hozbirikyayla kireçtaşı en genç yaş olarak Berriyaziye yaşta elde edilmesi, ve Hamurkesen bindirme dilimindeki Kelkit formasyonu ile yapılan karşılaştırma sonucu, Aşutka bindirme dilimindeki Kelkit formasyonunun Jurasik yaşta olduğunu söylemek mümkündür.

Hozbirikyayla kireçtaşı (Alt Kretase). - Kelkit formasyonu üzerinde uyumlu bir dokanakla yer alan pelajik biyomikritler Hozbirikyayla kireçtaşına dahil edilmiştir. Hozbirikyayla kireçtaşı ile Kelkit formasyonu arasındaki geçişli dokanak Tahsini köyünden güneye devam eden yol boyunca çok güzel izlenir (Şek. 3). Bu bölgede Kalkit formasyonunun ince taneli kırıntıları, koyu gri karbonatlı çamurtaşı, şeyl, siyah çörtlü kireçtaşı araldanması ile pelajik mikritlere geçer. Aşutka bindirme dilimindeki Hozbirikyayla kireçtaşı ofiyolitli melanj dilimi tarafından üzerlenir. Kıvrımlı bir yapısı olan Hozbirikyayla kireçtaşının en az 1000 metre bir kalınlığı vardır.

Aşutka bindirme dilimindeki Hozbirikyayla kireçtaşı esas olarak ince-orta tabakalı, açık bej, yer yer pembe, radyolaryalı biyomikritlerden oluşur. Biyomikritler arasında orta tabakalı kalsitürbiditler seyrek olarak yer alır. Hozbirikyayla kireçtaşının orta seviyelerinden, Kel tepe güneyinden, alman numuneler Berriyaziye yaşını veren bir fauna kapsar: *Calpionella alpina* Lorenz, *Calpionella elliptica* Cadisch, *Tintineopsella carpathica* (Murgeanu & Filipescu), *Trocholina sagittaria*, *Neotrocholina* sp., *Protopenoplistroechoangulata* Septfontaine, Radiolaria. İstifin en üst seviyelerinden, ofiyolitli melanj diliminin hemen altından, Salihağa komu kuzeyinden alınan diğer bir numune ise Apsiyene-Albiyen yaşını veren fosiller içerir. *Hedbergella cf. gorbachikae* Longaria, *Hedbergella planispira* (Tappan), *Planomalina?* sp. Bu verilere göre Aşutka bindirme dilimindeki Hozbirikyayla kireçtaşı Berriyaziye- Apsiyen-Albiyene kadar bir dönemde çökelmiştir.

Ofiyolitli Melanj. - Ofiyolitli melanj başlıca radyolarit, pelajik ve neritik kireçtaşı, spilitik bazalt, serpantin, kumtaşı, şeyl ve silttaşı bloklarından oluşur. Melanj bindirme fayı ile Hozbirikyayla kireçtaşı üzerinde yer alır; bir yırtılma fayı bindirmeyi iki kesime ayırır (Şek. 3) Yırtılma fayının doğusunda ka-

lan kesimde ofiyolitli melanj kayaları düşük açılarla Hozbirikyayla kireçtaşı üzerinde yer alır; bu bölgede ofiyolitli melanjdaki oluşmuş ince uzun bir klip de bu kireçtaşı üzerinde durmaktadır (Şek. 3). Yırtılma fayının batısında ise, muhtemelen daha sonraki güneye doğru devrilmelerle, bindirme fayı kuzeye doğru bir eğim kazanmış olup, Hozbirikyayla kireçtaşı orta derecede eğimli bir bindirmeye ofiyolitli melanj üzerinde yer almaktadır.

Ofiyolitli melanjin üzerine uyumsuzlukla Kapıkaya kireçtaşı veya Sipikör formasyonu gelir (Şek. 2,3). Ofiyolitli melanj en güzel Bölükbaşı komundan güneye doğru uzanan, Sazlar vadisini izleyen yol boyunca görülebilir. Ofiyolitli melanjin önemli bir ögesi olan ince-orta tabakalı, kırmızı radyolaryalı çörtler Salihağa komu güneyindeki Büyük Karataş sırtını oluşturur. Yastık yapısı gösteren spilitik bazaltlar ile bunlarla araldanmalı kırmızı pelajik kireçtaşı bloklarını, yukarıda tanımlanan büyük radyolarit kütlelerinin güneyinde izlemek mümkündür. Serpantin, melanj içinde seyrek gözlenir. Bölükbaşı komunun 2,5 km. güneybatısında Ağnene tepede 20-30 metre büyüklükte iki serpantin bloğu, Doğanarslan köyünün 3 km. doğusunda Kanlıçayır tepede de benzer büyüklükte bir blok yer alır. Hozbirikyayla kireçtaşına benzeyen radyolaryalı biyomikrit blokları ve neritik kireçtaşı blokları Doğanarslan köyünden geçen Otlukbeli deresi boyunca izlenebilir.

Ovacık deresi vadisinde yüzeyleyen üç metre büyüklükte bir neritik kireçtaşı bloğundan alınan bir numune Oksfordiyen-Albiyen yaş aralığını veren fosiller kapsar: *Lithocodium aggregatum* Elliot, *Tubiphytes* sp. Bani komundan Bölükbaşı komuna giden yol boyunca, kalın tabakalı, laminali, hâkimsi gri kumtaşları içinde yer alan, metre boyunda kırmızı biyomikrit blokları Apsiyen-Albiyen yaşını veren *Hedbergella* türleri içerir: *Hedbergella* spp., *Hedbergella trochoidea* (Gandolfi), *Hedbergella gorbachikae* Longajja, *hedbergella delrioensis* (Carsey), *Hedbergella sigali* Moullade, *Hedbergella planispira* (Tappan). Yine bu yöreden alınan bir numunede daha dar olarak Apsiyen yaşını veren bir mikrofauna tespit edilmiştir: *Hedbergella* sp., *Hedbergella planispira* (Tappan), *Globigerinelloides blowi* (Bolli), *Ticinella bejaounensis* Sigal. Bu verilere göre melanjin oluşumu Apsiyen sonrası olmalıdır. Ofiyolitli melanjin üzerinde uyumsuzlukla

Üst Kampaniyen-Meastrihtiyen yaşta Kapıkaya kireçtaşının yer aldığı göz önüne getirilirse, melanjin muhtemelen Apsiyen-Üst Kampaniyen zaman aralığında oluştuğunu ve yerleştiğini söylemek mümkündür. Buna göre Ofiyolitli melanj ile Alt Kretase yaşta Hozbirikyayla kireçtaşı arasındaki bindirme fayı, Anatolid/Torid levhasının Doğu Pontid ada yayı ile çarpışmasına bağlı olarak Alt Eosende gelişmiş Hamurkesen ve Pulur bindirmelerinden daha yaşlıdır.

Kapıkaya kireçtaşı (Mestrihtiyen).- Ofiyolitli melanj üzerinde uyumsuzlukla yer alan, çalışma alanının doğusunda-dışında, Bayburt-Erzurum yolunda, Maden'in iki kilometre kuzeyinde güzel mostra veren, neritik kireçtaşlarından oluşan bu birim ilk defa Ketin (1951) tarafından tanımlanmış ve haritalanmış, daha sonra Keskin ve diğerleri (1989) tarafından isimlendirilmiştir. Kapıkaya kireçtaşı, Bayburt-Erzurum şosesinden 13 kilometre batıya doğru ofiyolitli melanj üzerinde gittikçe incelererek devam eder (Şek. 1); daha batıda ise, Sipikör formasyonunun çökelişi öncesi meydana gelmiş aşınma neticesi, Kapıkaya kireçtaşı gözlenmez ve çalışılan alanda olduğu gibi Sipikör formasyonu doğrudan ofiyolitli melanj üzerinde yer alır.

Kapıkaya kireçtaşı bol rudist fosilleri kapsayan kalın tabakalı neritik kireçtaşından oluşmuştur. Bergougnan (1987) Kapıkaya kireçtaşındaki rudistlerin Üst Kampaniyen-Mestrihtiyen, Fenerci (1994) ve Elmas (1994) ise bunların Mestrihtiyen yaşında olduğunu belirtir.

Sipikör formasyonu (Üst Paleosen-Alt Eosen).- Çalışılan sahanın güneyinde ofiyolitli melanji ve Hozbirikyayla kireçtaşını uyumsuzlukla örten, genellikle kumtaşı, konglomera ve şeylden oluşmuş, fliş nitelikli kırıntılı birim, Bergougnan'ın (1987) adlamasına bağlı kalınarak, Sipikör formasyonu olarak isimlendirilmiştir. Sipikör formasyonu, batıda ofiyolitli melanji, doğuda Bayburt-Erzurum şosesine doğru ise Kapıkaya kireçtaşını uyumsuzlukla örter, üzerinde ise bindirme dokanağı ile İmalıdağ bindirme dilimi yer alır. Sipikör formasyonu, Jurasik-Alt Kretase kireçtaşı, spilit, serpantinit, metamorfik kaya ve kumtaşı çakılları kapsayan bir kaç yüz metre kalınlıkta bir konglomera ile başlar, üste doğru silttaşlarına ve kalınlığı 1000 metreyi geçen kumtaşı-şeyl ardalanmasından oluşmuş, türbidit ni-

telikli bir flişe geçer. Fliş içinde yer yer iri olistolitler yer alır. Türbiditler içindeki taban yapılarını sistematik olarak geniş bir alanda inceleyen Norman (1976) paleo-akıntıların ağırlıklı olarak havza eksenine paralel doğrultuda güneybatıdan kuzeydoğuya doğru olduğunu saptamıştır. Yaklaşık 1500 metre toplam kalınlığı olan Sipikör formasyonu kuzeye doğru ilerleyen İmalıdağ bindirme dilimi önünde çökelmiş, ve bu dilimden bolca gereç almış, kırıntılı bir prizmayı temsil eder. Ketin (1951), Bergougnan (1976) ve Norman'ın (1976) paleontolojik verilerine göre Sipikör formasyonunun yaşı Üst Paleosen-Alt Eosendir.

İmalıdağ bindirme dilimi

Ankara-Erzincan kenetini temsil eden ultramafik kayaların kuzeyinde, Ağvanis'ten Erzurum'a kadar 200 km. uzunlukta bir alanda, allokton Mesozoyik karbonat birimleri yüzeyler (Şek. 1). Bu allokton kayalar Yılmaz (1985) ve Bergougnan (1987) tarafından batıda Çimendağ, doğuda ise İmalıdağ napı olarak isimlendirilmiştir. Her iki nap da kuzeyde Sipikör formasyonu, güneyde ultramafik kayalar üzerinde tektonik bir dokanakla yer alır. Çalışılan alanın güneyinde İmalıdağ bindirme diliminin, pelajik kireçtaşlarından oluşan ufak bir parçası yer alır. Kop dereden geçen İmalıdağ kesitinde birim altta bir kumtaşı-şeyl serisi ve bununla geçişli dokanak ilişkili olan Titoniyen-Berriyaziye yaşta pelajik mikritlerden oluşur (Bergougnan, 1987). Yeşirçöl dağında ise yine altta Titoniyen yaşta kireçtaşı arakatlı, volkanoklastik bir istif ve bununla geçişli dokanak ilişkisi olan Üst Titoniyen-Hotreviyen yaşta pelajik, çörtlü biyomikritler yer alır (Bergougnan, 1987). İmalıdağ bindirme dilimini, daha batıda yüzeyleyen benzer tektonik konumdaki Çimendağ bindirme diliminden ayıran özellik İmalıdağ diliminde Jurasik-Alt Kretase kayalarının daha pelajik bir fasiyeste gelişmiş olmasıdır.

Kıta-kıta çarpışması sonrası birimler

Çalışılan bölgede, Alt Eosen tektoniği sonrası oluşmuş kayalar üçe ayrılır: Kireçtaşı, kumtaşı ve konglomeradan oluşan Eosen yaşta Sırataşlar formasyonu; Eosen veya daha genç yaşta ortaç magmatitler ve muhtemelen Pliyosen yaşta karasal, gevşek, kötü boylanmalı, kireçtaşı çakıllı konglomera, gevşek kumtaşı, pembemsi beyaz tüfler. İlk

iki formasyon aşağıda daha ayrıntılı tanımlanacaktır.

Sıraşlar Formasyonu (Eoesen).- Çalışılan bölgedeki tektonik dilimleri uyumsuzlukla örten, ve kuzeydeki Bayburt-Pulur ovasının temelini oluşturan Sıraşlar formasyonu (Ağar, 1977) başlıca kireçtaşı, konglomera ve kumtaşından oluşmuştur. Sıraşlar formasyonu, Bizgili köyü kuzeyinde Çaltepe kireçtaşının üzerinde 4-5 m. kalınlıkta, iyi yuvarlanmış, 1-10 cm. büyüklükte kireçtaşı çakılları kapsayan konglomera tabakaları ile başlar. Bunlar üzerinde çakıllı, pembemsi beyaz, kalın tabakalı, nummulitli kireçtaşları gelir. Kireçtaşları ile tanımlanan bu kısa denizel aralıktan sonra istif üste doğru kırmızı konglomera ve kırmızı, gevşek kumtaşları olarak devam eder. Bizgili köyü dolayındaki Sıraşlar formasyonu yüzeylemesi batıya doğru devam ederek Cebre ve Hamurkesen dilimleri arasındaki bindirme dokanağını örter (Şek. 3). Gelinpertek köyü çevresinde Sıraşlar formasyonundaki nummulitli kireçtaşlarının 50 metreden fazla bir kalınlığı vardır. Sıraşlar formasyonunda tabaka duşu genellikle yataya yakındır.

Bizgili köyü kuzeyindeki Sıraşlar formasyonundan alınan iki kireçtaşı numunesi Orta-Üst Eosen fosilleri kapsar: *Nummulites sp.*, *Orbitolites sp.*, *Turborotalia sp.*, *Turborotalia cerroazulensis* Cole, *Globigerinatheka sp.* Bu fosillerin yanı sıra bu numunelerde Meseozoyik kireçtaşlarından taşınmış, Calpionellid gibi, pelajik mikrofosiller bulunur. Gelinpertek köyü çevresinde ve Hardişi köyü kuzeyinde mostra veren kalın tabakalı nummulitli kireçtaşı ve kumlu kireçtaşlarından alınan örneklerdeki fosiller de Eosen yaşını vermektedir: *Nummulites sp.*, *Discocyclus sp.*, *Rotalia sp.*, *Sphaereogypsina sp.* Bu verilere göre bölgedeki ana bindirme tektoniği için bir üst yaş sınırı veren Sıraşlar formasyonunun yaşı Orta-Üst Eosendir. Buna karşın Ağar (1977) Sıraşlar formasyonundan derlediği foraminifer ve ekinid faunasına dayanarak bu formasyona İpreziyen-Alt Lüttesiyan yaşını vermektedir. Doğu Pontidlerde Orta Eosen kayaları genellikle tektonizma sonrası çökelmiş ve daha yaşlı kayaları uyumsuzlukla örter. Örneğin, Alucra çevresinde Berdiga dağlarında Jurasik yaşta klastik kayalar üzerinde açısız uyumsuzlukla Orta Eosen yaşta kireçtaşı ve volkanik kayalardan oluşmuş bir istif bulunur (Nebert 1961; Pelin, 1977).

Magmatitler. - Bölgede Eosen öncesi tüm birimler andezit, dasit, diyorit ve diyabaz bileşiminde yarı derinlik kayaları tarafından kesilmiştir. Geniş bir alan kaplayan bu magmatik kayalar bölgede harita yapımını, dokanakların niteliklerinin belirlenmesini güçleştirir. Çok kuvvetli ayrışma gösteren bu volkanitlerin çevre kayalarla olan dokanaklarını açık bir şekilde gözlemek zordur. Fakat seyrek olarak Pulur metamorfiteğini kesen andezit daykları saptanmıştır. Bu gibi veriler ve volkanitlerin genel harita görünümü bunların çoğunun ufak, sığ sokulumlar şeklinde olduğunu göstermektedir. Volkanitler dışında, aynı magmatizmanın ürünü olan 3-4 km. çapında bir granitoid, çalışılan bölgenin doğusunda Saraycık köyü çevresinde yüzeyler (Şek. 3, 6). Granodiyorit bileşiminde olan bu sokulum Pulur metamorfiteğini, Çatalçeşme ve Kelkit formasyonlarını kesmektedir. Benzer nitelikte bir başka sokulum daha güneyde yer alır (Şek. 3). Volkanitlerin Hamurkesen ile Aşutka dilimleri arasındaki bindirme dokanağını kesmeleri bunların Alt Eosen sonrası, muhtemelen Orta Eosen yaşında olduklarını göstermektedir. Orta Eosen istifinde gözlenen tüfler çok büyük bir olasılıkla aynı magmatizmanın ürünleridir.

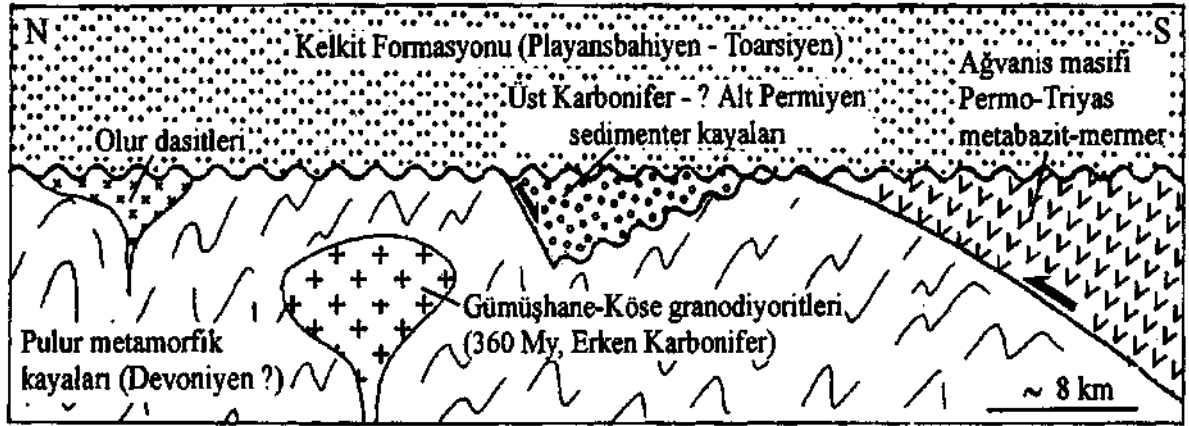
BÖLGENİN JEOLJİK EVRİMİ

Jurasik öncesi olaylar

Çalışılan bölgenin jeolojik evrimini, bölgede bugün üst üste duran tektonik dilimleri palinspastik olarak açarak, ortaya koymak mümkündür. Bu şekilde dilimler açıldığında Jurasik öncesi temel güneyde Pulur metamorfiteğini ile kuzeyde ise Üst Karbonifer-? Alt Permiyen sedimenter kayaları ile temsil edildiği görülür. Bu iki birim arasındaki ilişki her ne kadar bugün faylı ise de, ilksel olarak Üst Karbonifer - ? Alt Permiyen kayalarının Pulur metamorfiteğini uyumsuzlukla örtmüş olmaları çok muhtemeldir. Çalışılan bölgenin dışında kuzeyde en Alt Karbonifer yaşta (360 ± 2 My; Yılmaz, 1976; Bergoğnan, 1987) Köse Ve Gümüşhane granodiyoritleri ve Olur bölgesindeki dasit ve riolitler (H.Yılmaz, 1985; Bozkuş,1992) Jurasik öncesi temeli oluşturur. Pulur metamorfiteğinde kordiyerit ve sillimanit gibi minerallerin varlığı bu kayaların yüksek sıcaklık ve düşük basınçta rejyonel metamorfizma geçirdiğini gösterir. Bu metamorfizmanın, en Alt Karbonifer granodiyoritlerini oluşturan magmatizma ile je-

netik ilişkili olması ve her ikisinin de Devoniyen-Karbonifer yaşta And tipi bir magmatik yayın, alt kesimlerinde meydana gelmiş olmaları muhtemel gözükmektedir. Buna göre Pulur metamorfizmasının olası yaşı Devoniyen veya en Alt Karboniferdir. Daha sonra bu metamorfik-magmatik topluluk yükselmiş ve aşınmış ve Üst Karboniferde sığ denizel ve karasal molas çökelleri ile örtülmüştür (Şek. 8). Pulur masifi ve Köse-Gümüşhane granodiyoritleri-

Ağvanis masifi kayalarından gerek litoloji gerekse metamorfizma derecesi açısından oldukça farklı olan Pulur metamorfitlerini kuzeybatı Anadolu'da Karakaya kompleksinin altında tektonik olarak yer alan gnays, mermer ve amfibolitlerden yapılmış Kazdağ grubu ile karşılaştırmak mümkündür. Kazdağ grubu gnayslarında yapılan son jeokronolojik çalışmalar 308 ± 16 My'lık zirkon yaşları vermiştir (Okay ve diğerleri, 1996). Benzer bir tektonik ilişki



Şek. 8. Doğu Pontidlerde Jurasik öncesi temel kayaları arasındaki muhtemel ilişkiyi gösteren spekülatif kesit.

ne benzeyen geç Hersiniyen yaşta yüksek sıcaklık metamorfik kayaları ve granodiyoritleri Büyük ve Küçük Kafkasya'dan tanımlanmıştır (Khain, 1975; Adamia ve diğerleri, 1982). Bu kayalar Kafkasya'da da, Pulur bölgesinde olduğu gibi, Üst Karbonifer molas çökelleri ile örtülmektedir (Khain, 1975; Yılmaz, 1989). Bu durum Doğu Pontidlerin Jurasik öncesi temelinin Kafkasya'ya benzerlik gösterdiğini (Yılmaz, 1989) ve muhtemelen Avrasya'nın güney ucunda yer aldığını göstermektedir.

Çalışılan bölgede ve tüm Doğu Pontidlerde Triyas kayaları tanımlanmamıştır. Ancak çalışılan arazinin 90 km. batısındaki Ağvanis masifini oluşturan metabazit, fillat ve mermerler kuzeybatı Anadolu'da tanımlanan Karakaya kompleksinin Permiyen-Triyas yaştaki Nilüfer birimine (Okay, 1984; Okay ve diğerleri, 1990) büyük benzerlik sunar. Nilüfer biriminin Permiyen-Triyasta ensimatik bir yay-önü veya yay-içi havzada oluştuğu daha sonra en Üst Triyasta kuzeye, bugün Kazdağ grubu tarafından temsil edilen, kıtasal bir kabuk üstüne itildiği düşünülmektedir (Okay ve diğerleri, 1990; 1996).

Doğu Pontidlerin temeli için de düşünülebilir (Şek. 8). Bu bağlamda çalışılan bölgede yüzeyleyen düşük dereceli metamorfite, Pulur metamorfitleri ve Üst Paleozoyik istifi üzerine itilmiş bir bindirme diliminin kalıntıları olabilir.

Jurasik - Alt Kretase: Pasif kıta kenarı gelişimi

Liyasta (Playansbahiyen) tüm Sakarya zonu boyunca güneyden, önemli bir transgresyon gerçekleşmiş ve Doğu Pontidleri de içine alan geniş bir alan deniz ile kaplanmıştır (Akın, 1979). Bu havza içinde muhtemelen faylarla sınırlı yüksek alanlarda Çaltepe kireçtaşı ile temsil edilen neritik karbonat kayaları çökelirken havzanın diğer kesimlerinde Kelkit formasyonu ile tanımlanan klastik kayalar çekilmiş ve bunlara riftleşmeye bağlı olarak meydana gelen volkanitler eşlik etmiştir. Havza içine yüksek alanlardan yer yer büyük kireçtaşı blokları da kaymıştır. Jurasikteki bu sedimentasyon, Görür ve diğerleri (1983) tarafından tanımlanan ve bu bölgede Neo-Tetisin açılımına bağlı muhtemel çiftleşmeyi temsil etmektedir. En Üst Jurasik-Alt Kretasede

havzanın tümünde volkanoklastikten karbonat kaya çökeline bir geçiş olmuştur. Çalışılan alanda ve tüm Doğu Pontidlerde karbonat kaya çökeli Alt Kretase boyunca devam etmiştir. Fakat bu zaman diliminde de fasiyes farklılaşması gözlenmiş kuzeyde neritik karbonat çökeli devam ederken, Tetis okyanusuna bakan güney kesimlerde pelajik kireçtaşı ve kalsitürbiditler çökelmiştir. Örneğin Berdiga dağlarında Üst Jurasikte Barremiyenin sonuna kadar şelf tipi karbonatlar oluşurken (Pelin, 1977), Bayburt çevresinde ve çalışılan alanda bu zaman aralığında pelajik kireçtaşları ve kalsitürbiditler (Hozbirikyayla kireçtaşı) çökelmiştir (Burşuk, 1975; Özer, 1984). Bu durum Alt Kretasede Doğu Pontidlerin güney kenarı boyunca güneydeki Tetis okyanusuna bakan bir pasif kıta kenarının geliştiğini gösterir (Şek 9).

Senomaniyen-Türoniyen: Ofiyolitli melanjin yerleşimine bağlı yükselme ve aşınma

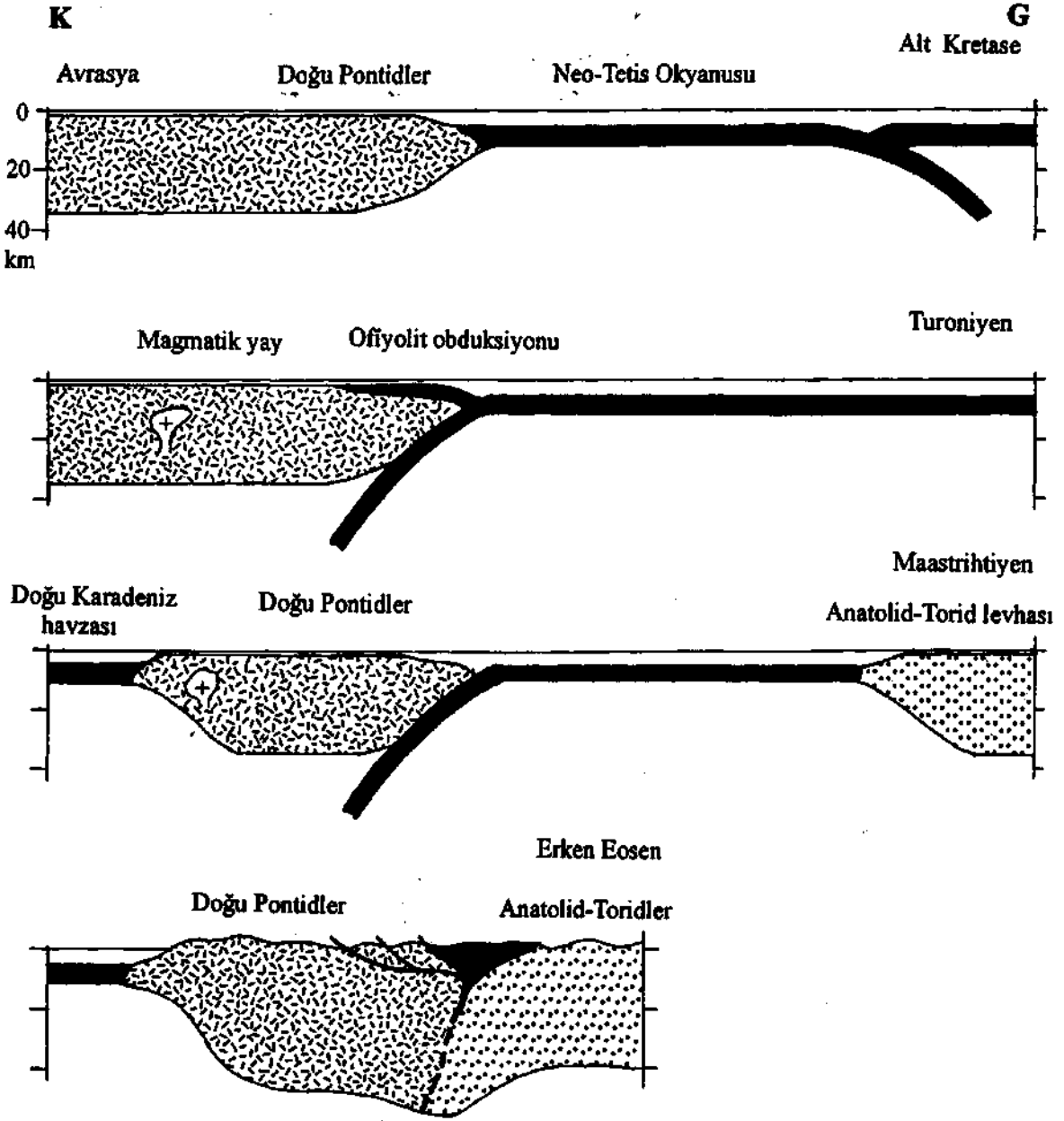
Doğu Pontidlerde birçok bölgede tüm Alt Kretase çökelleri aşınmış olup Senoniyen kayaları doğrudan Jurasik yaşta karbonatları veya Kelkit formasyonunu açısız uyumsuzlukla örter (Nebert, 1961; Pelin, 1977; Özsayar ve diğerleri, 1981). Gümüşhane bölgesinde Senoniyen kayaları doğrudan Karbonifer yaştaki Gümüşhane granodiyorit üzerinde yer almaktadır (Yılmaz, 1976). Tüm Doğu Pontidleri etkileyen bu yükselme ve aşınma olayı ofiyolitli melanjin kütlelerinin Senomaniyen ve Türoniyende kuzeye Doğu Pontid pasif kıta kenarı üzerine yerleşmesi sonucu meydana gelmiştir. Küçük Kafkaslar'da da (Knipper, 1980) bu zamanda ofiyolit ve ofiyolitli melanjin kütlelerinin kuzeye doğru yerleştiği bilinmektedir. Buna göre Senomaniyen-Türoniyende yaklaşık 1000 km. uzunluktaki Doğu Pontid-Küçük Kafkaslar pasif kıta yamacı üzerine okyanusal kabul ve/veya okyanusal eklenir prizmalar tektonik olarak yerleşmiştir. Doğu Pontidlerde ofiyolitli melanjin dilimi Bayburt-Köse-Şiran hattının kuzeyine çıkmamış olmasına rağmen, bu olay Doğu Pontidlerin daha kuzeyde kalan kesimlerini de etkilemiş ve bu bölgelerde önemli bir yükselme ve aşınma evresi meydana gelmiştir.

Ofiyolitli melanjin neden Senomaniyen-Türoniyende Doğu Pontid kıta kenarı üzerine yerleştiği sorusunun cevabı açık değildir. Doğu Pontidlerde tüm Senoniyen boyunca dalma-batmaya bağlı ada

yayı magmatizmasının yaygın olarak gözlenmesi (Akın, 1979), Senoniyenin başında bu bölgede Tetis okyanusunun var olduğunu ve kıta-kıta çarpışmasının meydana gelmediğini göstermektedir. Elmas (1994) ofiyolitli melanjin yerleşmesini, kuzeye doğru dalan Tetis okyanus kabuğu üzerinde gelişen ve kalınlaşan eklenir prizmanın geriye doğru bindirmesine bağlar. Fakat Senomaniyen-Türoniyende Doğu Pontidlerin güneyinde kalın bir eklenir prizmanın varlığına dair hiç bir veri yoktur. Doğu Pontidlerin iç kesimlerinde gözlenen, hiç veya çok az volkanik kaya kapsayan, yaygın Üst Jurasik-Alt Kretase yaşta karbonat kayaları, dalma-batmaya bağlı volkanizmanın bu evrede daha başlamadığını gösterir. Doğu Pontidlerin dış kesiminde dalma-batmaya bağlı ilk yaygın volkanizma Türoniyende başlamaktadır (Özsayar, 1971; Taner ve Zaninetti, 1978). Bu durumda, ofiyolitli melanjin yerleşmesini açıklayabilecek bir mekanizma Doğu Pontid pasif kıta yamacının güneye doğru dalan bir ensimatik dalma-batma zonuna kısmen başını sokmuş olabilir (Şek. 9). Kıtasal litosferin düşük yoğunluğu nedeni ile uzun süre dalmayacağı için, bu olay sonucu dalma-batma zonunun polaritesi değişecek ve Tetis okyanusu kuzeye Doğu Pontidlerin altına doğru dalma-batmaya başlayacaktır. Okyanus-ıç i dalma-batma zonlarının polarite değiştirdikleri, bilhassa güneydoğu Asya bölgesinin tektoniğinden bilinmektedir (Hamilton, 1979). Burada önerilen bu model aynı zamanda ofiyolit yerleşmesini hemen takiben Türoniyende Doğu Pontidlerin dış kesiminde neden dalma-batmaya bağlı yaygın bir volkanizmanın başladığını açıklar.

Senoniyen: Doğu Pontid magmatik yayının gelişimi

Senoniyen süresince devam eden dalma-batma sonucu Doğu Pontidlerin dış kesimlerinde 2000 metreyi aşkın kalınlıkta genellikle andezitik ve dazitik kayalarla temsil edilen bir volkanik yay istifi gelişmiştir (Boccaletti ve diğerleri, 1974; Akın 1978; Eğin ve Hitet, 1979, *Gedikoğlu ve diğerleri, 1979; Terlemez ve Yılmaz, 1980; Şengör ve Yılmaz, 1981). Doğu Karadeniz havzası muhtemelen Mestrihtiyende volkanik yay ekseninin ikiye ayrılması okyanusal bir yay-ardı havza olarak açılmaya başlamıştır (Boccaletti ve diğerleri, 1974; Robertseon ve Dixon, 1984; Zonenshain ve Le Pichon, 1986; Görür, 1988; Okay ve diğerleri, 1994; Robinson ve



Şek. 9. Doğu Pontidlerin Kretase- Alt Tersiyer'de levha tektoniği açısından evrimini gösteren şematik ve spekülatif kesitler. Alt Kretasede Doğu Pontidler Lavrasyanın güneye bakan pasif kıta kenarı boyunca yer almaktaydı. Senomaniyen-Turoniyende Doğu Pontidlerin güney ucu, güneye doğru dalan okyanus-ıçer bir dalma-batma zonuna kafasını sokarak ofiyolit üzerlemesine uğradı. Bu olayla beraber dalma-batma zonu polarite değiştirerek Neo-Tetis okyanusu kuzeye Doğu Pontidlerin altına doğru dalmaya başladı. Bu dalma-batma sonucu Turoniyenden başlayarak Doğu Pontidlerin dış kesiminde bir magmatik yay gelişti. Mestrihtiyende bu volkanik yay ikiye ayrılarak kuzeyinde okyanusal kabuğa sahip Doğu Karadeniz havzasını bir yay-ardı havza olarak açtı. Üst Paleosen-Alt Eosende Doğu Pontid magmatik yayı Anatolide-Torid levhacığı ile çarpışarak, çalışma alanında gözlenen bindirmeli yapı oluştu.

diğerleri, 1996). Bu açılmanın sonucunda Doğu Pontidler, bugünkü Japon adaları gibi bir ada yayı konuma kazanmıştır. Senoniyende, çalışılan bölgenin de dahil olduğu, Doğu Pontidlerin güney kesimleri bir yay-önü havza konumundadır. Gevenli formasyonunda izlenen volkanojenik kumtaşları, silttaşları ve marnlar böyle bir ortamda çökelmiştir. Doğu Pontidlerde magmatizma Mestrihtiyenin sonu-Paleosenin başına kadar devam etmiş (Korkmaz ve Gedik, 1988; Korkmaz, 1993) daha sonra bölge Anatolid-Torid kıtasının Doğu Pontid ada yayı ile çarpışmasına bağlı olarak dilimlenmiş, kıvrılmış ve yükselmiştir.

Üst Paleosen-Alt Eosen: Kıta-ada yayı çarpışması

Kuzeye doğru hareket eden İmadılağ dilimi önünde çökelen Sipikör formasyonunun yaşı, Üst Paleosen-Alt Eosende Doğu Pontid kıta yamacı kuzeye doğru dilimlenmeye başladığını gösterir. Çalışılan alandaki diğer ana tektonik yapılar da bu dönemde oluşmuştur. Dilimlenme büyük bir olasılıkla Bayburt-Pulur ovasının kuzeyine geçmemekle beraber daha kuzey kesimlerde sıkışmaya bağlı kıvrımlanma, yükselme ve aşınma gözlenir. Örneğin, Berdiga dağlarında Orta Eosen yaşta nummulitli kireçtaşları, kıvrımlanmış Berriyaziye kireçtaşlarını ve daha yaşlı çökelleri uyumsuzlukla örter (Pelin, 1977). Üst Paleosen-Alt Eosen yaşta kuzeye verjanslı dilimlenme ve sıkışma, Neo-Tetisin kapanmasından sonra Doğu Pontid ada yayının Torid-Anatolid levhası ile çarpışması ile açıklanabilir. Orta Eosende tektonik hareketler sona ermiş ve bölgede yaygın olarak nummulitli kireçtaşları çökelmiştir. Orta Eosende gözlenen çalışılan bölgeyi ve tüm Doğu Pontidleri etkileyen yaygın magmatizma muhtemelen çarpışma sonrası bölgesel bir gerilmeye bağlı olarak oluşmuştur.

SONUÇLAR

Çalışmanın sonuçları şöyle özetlenebilir:

1. Doğu Pontidlerin iç kesiminde yaklaşık 1200 km²lik bir alanda, kuzeye doğru hareket etmiş tektonik dilimler ayrıntılı olarak haritalanmıştır. Bindirme dilimleri arasında önemli stratigrafik farklılıklar vardır. Buna göre bindirme dilimleri palinspastik olarak açıldığında, dilimlerdeki Jurasik-Alt Kretase

yaşında kayalar kuzeyden güneye doğru şelften kıta yamacına, kıta yamacından okyanusa geçiş fasiyesleri kapsar.

2. Bindirme dilimlerinin en altında ve en kuzeyde yer alan Cebre görelî Otoktonun temelini oluşturan Üst Karbonifer kayalarının stratigrafisi incelenmiş, bu kayaların altta Kasimoviyen-Gizeliyen yaşında çakıllı kumtaşı, kumtaşı, kireçtaşı, kuvarsit ve şeylden oluştuğu üste doğru dereceli olarak karasal kırmızı kumtaşı ve çakıltaşlarına geçtiği saptanmıştır.

3. Cebre görelî otoktonunda Karbonifer istifini uyumsuzlukla örten Jurasik karbonatlar üzerine ise yine uyumsuzlukla Üst Kretase yaşında silttaşı, kumtaşı, şeyl, marn ve pelajik kireçtaşından oluşan bir istif yer almaktadır.

4. Cebre görelî otoktonunun üzerinde yer alan Hamurkesen bindirme diliminde Jurasik kayaları volkanoklastik bir fasiyeste gelişmiş olup, Cebre otoktonundan aktarılmış Jurasik kireçtaşı blokları kapsamaktadır. Daha üstte Üst Jurasik yaşta ince bir oolittli kireçtaşı ve Alt Kretase yaşta kalın pelajik mikritler yer almaktadır.

5. Daha üstte yer alan Aşutka bindirme dilimi havzanın daha derin kesimlerinde çökelmiş ince taneli Jurasik kırıntılar ve Alt Kretase pelajik karbonatlarından yapılmıştır. Alt Kretase pelajik kireçtaşları üzerinde tektonik olarak ofiyolitli melanaj kayaları yer alır. Ofiyolitli melanaj dilimi Doğu Pontidlerin güneye bakan pasif kıta kenarı üzerine Senomaniyen-Türoniyende yerleşmiştir. Hamurkesen ve Aşutka bindirme dilimlerinde Üst Kretase kayalarının bulunmamasını, ofiyolitli melanajın yerleşmesine bağlı olarak gelişen yükselme ve aşınma ile açıklamak mümkündür.

6. Üst Paleosen-Alt Eosen yaştaki bir fliş istifi ofiyolitli melanajı uyumsuzlukla örtmektedir. Bu fliş Doğu Pontidlerin Anatolit-Torid levhacılığı ile çarpışmasına bağlı olarak kuzeye doğru dilimlenmesi sırasında çökelmiştir. Fliş üzerinde, flişe malzeme vermiş köksüz bir kireçtaşı napı yer alır. Çarpışma sonrası nitelikli Orta Eosen kayaları değişik tektonik dilimleri ve bu dilimleri ayıran bindirme faylarını uyumsuzlukla örter.

KATKI BELİRTME

Çalışmayı destekleyen ve yayınlanmasına izin veren TPAO'ya, bölgenin jeolojisi ile ilgili yararlı tartışmalar yaptığımız Hüseyin Kozlu ve Mustafa Aydın'a teşekkür ederiz.

Yayına Verildiği Tarih, 13 Şubat 1996

DEĞİNİLEN BELGELER

- Adamia, S.; Belov, A.A. Lordkipanidze; M. ve Somin, M.L., 1982, Project No. 5 IGCP "Correlation of Prevariscan and Variscan Events in the Alpine Mediterranean Mountainin Belt" Field Excursion Guide Book of International Working on the Caucasus, Tblisi, 82 s.
- Ağar, Ü., 1977, Demirözü (Bayburt) ve Köse (Kelkit) bölgesinin jeolojisi: Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi, Fen Fakültesi, 59 s.
- Akdeniz, N., 1988, Demirözü Permiyen-Karboniferi ve bölgesel yapı içindeki yeri: Türkiye Jeoloji Bülteni, 31, 71-80.
- Akın, H., 1978, Geologie, Magmatismus und Lagerstaettenbildung im ostpontischen Gebirge-Türkei aus der Sicht der Plattentektonik: Geoologische Rundschau, 68,253-283.
- Aktimur, T.; Ateş, Ş.; Yurdakul, M.E.; Tekirli, M.E. ve Keçer, M., 1992, Niksar-Erbaa ve Destek bölgesinin jeolojisi: Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 114, 25-36.
- Bergougnan, H.; 1976, Structure de la Chaine pontique dans le haut-Kelkit (Nord-Est de l'Anatolie): Bull. Soc. Geol. France, 13, 675-686.
-, 1987, Etudes geologiques dans l'est-Anatolien: Doktora tezi, Pirre et Marie Curie Üniversitesi, Paris. 606 s.
- Boccaletti, M.; Gocev, P., ve Manetti, P., 1974, Mesozoic isopic zones in the Black Sea region: Boll. Soc. Geol. Italiana, 93, 547-565.
- Bozkuş, C., 1992, Olur (Erzurum) bölgesinin stratigrafisi: Türkiye Jeoloji Bülteni, 35, 103-119.
- Burşuk, A., 1975, Bayburt yöresinin mikropaleontolojik ve stratigrafik irdelenmesi: İst. Üni. Fen Fak. Doktora Tezi. Karadeniz Teknik Üni. Matbaası, Trabzon, 196 s.
- EğİN, D. ve 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 (GEOCOEME), 56-93.
- Elmas, A., 1994, Doğu Pontidlerde (Kop Dağı kuzeyi) Üst Kretase - Tersiyer dönemindeki nap yerleşimlerinin stratigrafik verileri: Türkiye 10. Petrol Kongresi Tebliğleri, s. 276-289.
- Fenerci, M., 1994, Rudists from Maden (Bayburt) area (NE Turkey): Turkish Journal of Earth Sciences, 3, 1-12.
- Gedikoğlu, A.; Pelin, S. ve 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.
- Görür, N., 1988, Timing of opening of the Black Sea basin: Tectonophysics, 147, 247-262.
-; Şengör, A.M.C.; Akkök, R. ve Yılmaz, Y., 1983, Pontidlerde Neo-Tetis'in kuzey kolunun açılmasına ilişkin sedimentolojik veriler: Türkiye Jeol. Kur. Bült. 26, 11-19.
- Hamilton, W., 1979, Tectonics of the Indonesian region: Geological Survey Professional Paper 1078, 345 s.
- Keskin, İ., 1987, Pulur metamorfitlelerinin yaşı ile ilgili yeni bir bulgu: MTA Derg., 107, 171-174.

- ; Korkmaz, S.; Gedik, İ.; Ateş M.; Gök, L; Küçümen, Ö. ve Erkal, T., 1989, Bayburt dolayının jeolojisi MTA no.
- Ketin, L; 1951, Bayburt bölgesinin jeolojisi hakkında: İst. Üni. Fen Fak. Mecm., 21, 113-127.
-, 1966, Anadolu'nun tektonik birlikleri: MTA Derg. 66, 20-34.
- 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, p. 372-376.
- Korkmaz, S., 1993, Tonya-Düzköy bölgesinin stratigrafisi (Trabzon güneybatısı): Türkiye Jeoloji Bülteni, 36, 151-158.
- ve A. Gedik, 1988, Rize-Fındıklı-Çamlıhemşin bölgesinin jeolojisi ve petrol potansiyeli: Jeoloji Mühendisliği, 32-33, 5-15.
- Nebert, K., 1961, Kelkit Çayı ve Kızılırmak (kuzey Anadolu) nehirleri mecra bölgelerinin jeolojisi hakkında: MTA Derg. 57, 1-49.
- Norman, T., 1976, Bayburt güneyindeki Alt Tersiyer havzasında paleo-akıntılı yönleri: Türkiye Jeol. Kur. Bölt. 19, 23-30.
- Okay, A.I., 1984, Ağvanis metamorfizmaları ve çevre kayalarının jeolojisi: MTA Derg. 99/100, 51-71.
- 1989, Tectonic units and sutures in the Pontides, northern Turkey: Tectonic Evolution of the Tethyan Region'de (ed. A.M.C. Şengör), Kluwer Academic Publ., 109-116.
- 1996, Granulite facies gneisses from the Pulur region, Eastern Pontides: Turkish Journal of Earth Sciences, 5,55-61.
- , Siyako, M. ve Burkan, K.A.-1990, Biga yarımadasının jeolojisi ve tektonik evrimi: Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, 2, 83-121.
- , Şengör, A.M.C. ve Görür, N., 1994, Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions: Geology, 22, 267-270.
- Satır, M.; Maluski, M.; Siyako, M.; Metzger, R. ve Akyüz, S., 1996, Paleo- and Neo-Tethyan events in northwest Turkey: Tectonics of Asia, (ed. A.Yin ve M. Harrison) (baskıda).
- Özer, E., 1984, Bayburt (Gümüşhane) yöresinin jeolojisi: Karadeniz Teknik Üniversitesi Dergisi, Jeoloji, 3, 77-89.
- Özsayar, T., 1971, Paläontologie und Geologie des Gebietes östlich Trabzon (Anatolien): Doktora tezi, Giesener Geologische Schriften, Heft 1, 138 s.
- , Pelin, S. ve Gedikoğlu, A., 1981, Doğu Pontidler'de Kretase: Karadeniz Teknik Üniversitesi Yerbilimleri Dergisi, 1, 65-114.
- Pelin, S., 1977, Alucra (Giresun) güneydoğu yöresinin petrol olanakları bakımından jeolojik incelenmesi: Karadeniz Teknik Üni. yayın No. 87, Trabzon, 103 s.
- Robertson, A.H.F. ve Dixon, J.E. 1984, introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean: Geological Society Special Publication, no. 17, 1-74.
- Robinson, A.G., Banks, C.J., Rutherford, M.M. ve Hirst, J.P.P., 1995, Stratigraphie and structural development of the Eastern Pontides, Turkey: Journ. Geol. Soc. London, 152, 861-872.
- , Rudat, J.H.; Banks, C.J. ve Wiles, R.L.F., 1996, Petroleum geology of the Black Sea: Marine and Petroleum Geology, 13,195-223.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach: Tectonophysics, 75, 181-241.

- Taner, M.F. ve Zaninetti, L., 1978, Etüde paleontologique dans le Cretace volcano-sedimentaire de Güneyce (Pontides orientales, Turquie): Rivista Italiana-di Paleontologia ve Stratigrafia, 84, 187-198.
- Tanyolu, E., 1988, Pulur Masifi (Bayburt) doğu kesiminin jeolojisi: Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 108, 1-17.
- Terlemez, İ. ve Yılmaz, A., 1980, Ünye-Ordu-Koyulhisar-Reşadiye arasında kalan yörenin stratigrafisi: Türkiye Jeol. Kur. Bült. 23, 179-192.
- Topuz, G. ve Sadıklar, M.B., 1994, Pulur Masifi (Demirözü-Bayburt) orta kesiminin stratigrafisi ve metamorfizması: 47. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri özleri, 158.
- Yılmaz, A., 1985, Yukarı Kelkit çayı ile Munzur dağları arasının temel jeoloji özellikleri ve yapısal evrimi: Türkiye Jeol. Kur. Bült. 28, 79-92.
- 1989, Kafkasyanın tektonik kuşakları ve bu kuşakların kuzeydoğu Türkiye'deki uzantıları: MTA Derg. 109, 89-106.
- Yılmaz, H., 1985, Olur (Erzurum) bölgesinin jeolojisi: Karadeniz Teknik Üniversitesi Yerbilimleri Dergisi, 4, 23-43.
- Yılmaz, Y., 1976, Geology of the Gümüşhane granite (petrography): İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecmuası, Seri B, 39, 157-172.
- Zonenshain, L.P. ve Le Pichon, X. 1986, Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins: Tectonophysics, 123, 181-212.