



Bitlis Masifi'nde (Yolcular Metamorfiti) Na-feldispat bakımından zengin lökograditik kayaçlar: Feldispat kaynağı olarak bir potansiyel

Na-Feldspar-rich leucogranitic rocks in the Bitlis Massif (Yolcular Metamorphic): A potential source for feldspar

Vural OYAN, A. Ümit TOLLUOĞLU

Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 65080 Zeve Kampüsü, VAN

Geliş (received) : 17 Haziran (June) 2005

Kabul (accepted) : 24 Kasım (November) 2005

ÖZ

Bölük yazı-Hizan (Bitlis) arasında Yolcular Metamorfiti içinde gözlenen ve anateksi süreçlerinin etkisiyle gelişmiş granitik bileşimli lökograditik kayaçlar Na-feldispatça zenginleşme göstermektedirler. Bu çalışmada, Yolcular Metamorfiti içindeki lökograditik kayaçların feldispat kaynağı olarak kullanılabilirliği araştırılmıştır. Yolcular Metamorfiti (Alt Birlik) almandin-amfibolit fasiyesindeki metamorfizma koşullarına sahip ve Bitlis Masifi'nin çekirdeğinde yüzeyleyen amfibolitler, mika minerallerince zengin paragnays/sistler, migmatit seviyeleri ve bunları kesen granitik kayaçlar içerirken, Masifin Üst Birliği metapelitler ve metakarbonatlarla karakterize edilirler. Lökograditik kayaçlar Yolcular Metamorfitinin içinde geniş bir alanda gözlenmektedir. Özellikle amfibolit ve biyotit-gnayslarla düzensiz sınır ilişkilerine sahip olan bu kayaçlar, çoğunlukla alterasyona uğramışlardır. Bu kayaç birimleri, mineralojik bileşim olarak kuvars ve feldispat minerallerince zengin olup, özellikle feldispat minerallerinin albit-oligoklaz bileşiminde plajiyoklaz serisi minerallerinden oluştuğu saptanmıştır. Çok ender oranda epidot, sfen ve mika gibi koyu renkli mineralleri içeren bu kayaçların, Na₂O içerikleri %7-8, Fe₂O₃ içerikleri % 0.60-0.70 ve TiO₂ içerikleri % 0.2-0.3 arasında değişmektedir. Bu veriler, lökograditik kayaçların Na-feldispatça zengin olduklarını göstermektedir. Örnekler yaş manyetik ayırma ve flotasyon deneylerine tabi tutulmuştur. Deneysel çalışmalar flotasyonla endüstrinin talebine uygun konsantre üretilebileceğini ortaya koymuştur. Granitik bileşimli lökograditik kayaçlarda Na₂O içeriği % 11.30, Al₂O₃ içeriği % 21.60 ve ağırlık verimi %96.60 olan konsantre üretilmiş ve konsantrenin istenmeyen TiO₂ ve Fe₂O₃ içerikleri sırasıyla % 0.05 ve % 0.12'ye kadar düşürülmüştür.

Anahtar Kelimeler: Bitlis Masifi, lökograditik kayaçlar, Na-feldispat, Yolcular Metamorfiti.

ABSTRACT

The granitic leucocratic rocks of the Yolcular Metamorphics which lie between Bölük yazı and Hizan (Bitlis) arose under anatexi conditions, and show Na-feldspar enrichment. In this study, the feldspar potential of these leucogranitic rocks was investigated. The Yolcular Metamorphics, which comprise the Lower Unit of the Bitlis Massif, have metamorphism conditions of almandine-amphibolite facies and include amphibolites, mica rich paragneiss/schist, migmatitic levels and granitic rocks which cross cut these rocks. However, the Upper Unit of the Bitlis Massif is characterized by metapelites and meta carbonates. Leucogranitic rocks are exposed in a wide area in the Yolcular Metamorphics. It is mainly these rocks which have irregular contact relations with amphibolite and biotite gnesis that are altered. These rock units are rich in quartz and feldspar minerals, and mainly consist of plagioclase series as in the albite – oligoclase composition of the feldspar minerals. The Na₂O, Fe₂O₃ and TiO₂ contents of these rocks which have minor amounts of epidote, sphene and mica as dark colored minerals range from 7-8%, 0.6-0.7%, 0.2-0.3% respectively. These data indicate that granitic leucocratic rocks are rich in Na Feldspar. Rock samples were tested through magnetic separation and flotation. Experimental studies indicate that a concentrate acceptable for the demands of industry can be obtained from these rocks. In the flotation tests, the leucocratic rocks yielded a weight recovery of 96.60%, a Na₂O content of 11.30% and an Al₂O₃ content of 21.60% were obtained, and unwanted concentrations of TiO₂ and Fe₂O₃ were reduced to 0.05% and 0.12%, respectively.

Key Words: Bitlis massif, leucocratic rocks, Na-feldspar, Yolcular Metamorphics.

V. Oyan

E-mail: vuraloyan@yyu.edu.tr

GİRİŞ

Bitlis Masifi, düşükten yükseğe kadar değişen P-T koşullarında oluşmuş Türkiye'nin en büyük ve en önemli masiflerinden birisidir. Bu masif, birçok araştırmacıya (Yılmaz, 1975; Tolluoğlu, 1981; Şengün, 1984; Göncüoğlu ve Turhan, 1985) göre Alt Metamorfitle ve Üst Metamorfitle olarak iki farklı ana birime ayrılmaktadır. Alt Metamorfitle; amfibolit, paragnays/şist, eklojit, migmatit seviyeleri ve bu kayaç gruplarını kesen metavolkanitler, granitik ve hololökokratik granitik kayaçlardan oluşurken, Üst Birlik metapelitler ve bunları geçişli olarak örten metakarbonatlar oluşmaktadır (Şengün, 1993).

Feldispat mineralleri tektosilikat grubuna ait, yüzeyin en önemli alüminyum silikat minerallerinden biridir ve yerkabuğunun yaklaşık % 60 içeriğini oluşturmaktadır (Donald, 1994). Feldispatların mineralojik yapısında bulunabilen demir ve titan mineralleri renk verici özelliklerinden dolayı istenmezler. Feldispat cevherlerinde gözlenebilen başlıca kirlilik unsuru mineraller; rutil, sfen, granat, hematit, hornblend, biyotit, muskovittir (Saklar ve Oktay, 2003). Feldispatların zenginleştirilmesinde ana hedef, renk verici minerallerin cevherden uzaklaştırılmasına dayanır (Bayraktar ve Anceshi, 2004).

Çalışma alanında çok sık gözlenmeyen, ancak Mutki ve çevresinde gözlenen kuvarso-feldispatik – gnaysların eski bir granitik malzemenin orta basınç-yüksek sıcaklık koşullarında metamorfize olarak oluştuğu belirtilmektedir (Tolluoğlu, 1990). Bitlis masifinde gerçekleştirilen Rb-Sr ve K/Ar yaş analizleri Cacas Bölgesi granitleri için 325 ± 3 m.y., (Yılmaz, 1975), Avnik ve Yayla granitoidleri için 347 ± 52 m.y. (Helvacı, 1983; Helvacı ve Griffin, 1983), Muş-Kızılağaç graniti için ise 95 ± 4 m.y. (Göncüoğlu, 1983) yaş vermektedir. Birçok tektonik hareket ve deformasyona maruz kalmış olası Prekambriyen yaşlı granitler, Hizan'dan (Bitlis) yaklaşık D-B, KB-GD hatlar boyunca Avnik (Bingöl)'e kadar Bitlis Masifi'nin Alt Metamorfitleleri içinde gözlenmektedirler. Özellikle Bölükyazı-Hizan çevresindeki granitoid kütleleri ve anateksi süreçlerinin etkisiyle gelişmiş granitik bileşimli lökokratik kayaçlarda yapılan kimyasal analizler, mineralojik çalışmalar ve zenginleştirme işlemleri bu kayaçlardan ekonomik değere sahip Na-feldispat konsantresi üretilebileceğini göstermiştir. Bitlis Ma-

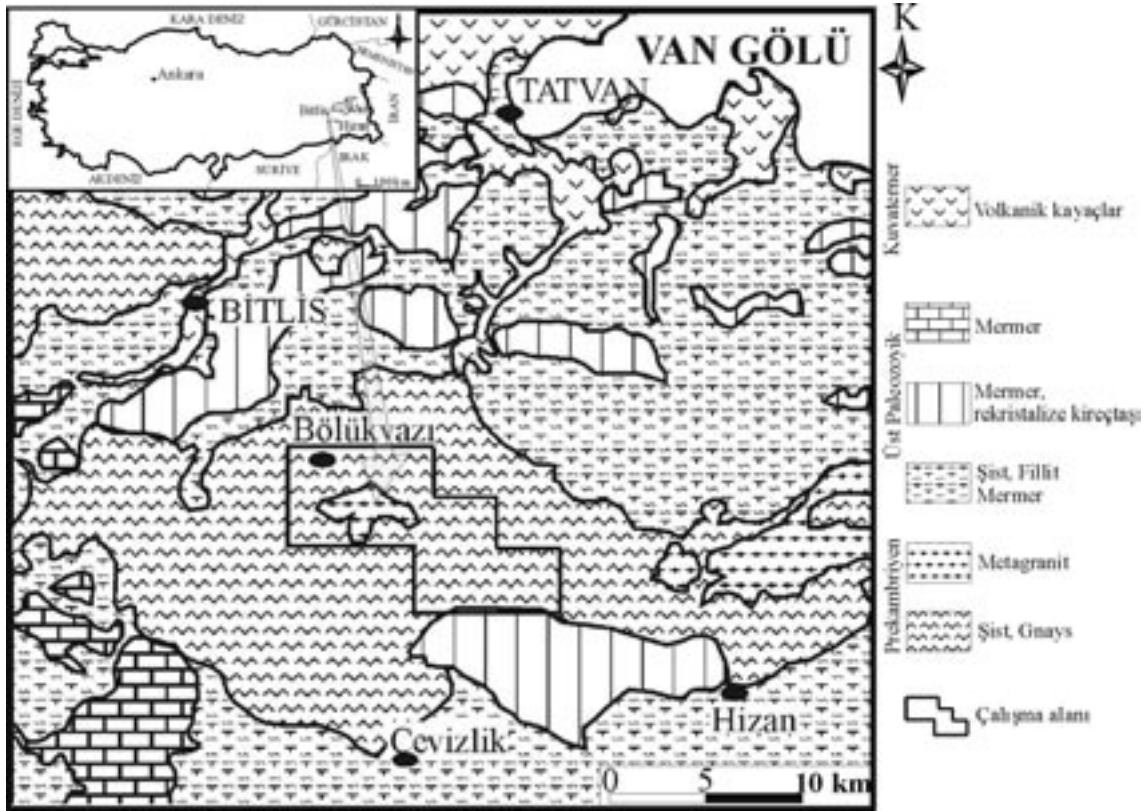
sifi'nin eski granitik kayaçlarının seramik ve cam sektörünün önemli hammaddesi olan feldispatça zengin açık renkli zonlarının değerlendirilmesi ve zenginleştirilebileceğinin ortaya konulması bu çalışmanın amacını oluşturmaktadır. Bu amaçla çalışma alanında belirlenen lökokratik kayaçlarda örnekleme çalışmaları, petrografik tanımlamaları ve kimyasal analizler yapılmış olup, bunun sonucunda en iyi feldispat kaynağı olarak belirlenen Keklikdüzü köyü çevresindeki V-5A no.lu mikrogranit örneği üzerinde zenginleştirme çalışmaları yapılarak ve endüstride kullanılabilirliği araştırılmıştır.

STRATİGRAFİ VE JEOLJİ

Çalışma alanı, Van Gölü'nün güneyinde yaklaşık 130 km^2 lik bir alanı kaplamakta (Şekil 1) ve çoğunlukla Yolcular Metamorfitlelerine (Alt Metamorfitle) ait amfibolit, paragnays/şist, migmatit ve granitoid kayaç gruplarını içermektedir (Şekil 2). Bitlis Masifi'nin orta bölümü, her biri kendi içinde pek çok tektonik dilim kapsayan 3 tektonostratigrafik birimden oluşmakta ve en üstte Bitlis Metamorfik kuşağı, altında dilimli kuşak ve en altta da otokton kuşak yer alırken, Alt Metamorfitle Bitlis metamorfik kuşağı içindeki Hizan Metamorfitleleri olarak adlandırılmaktadır (Göncüoğlu ve Turhan, 1985). Bununla birlikte, çalışma alanında aynı litolojik birimlere ait kayaçlar Bitlis ili Yolcular ilçesi çevresinde yoğun olarak gözleendiğinden, bu kayaç birimleri için Yolcular Metamorfitleleri tanımlanmıştır (Şengün, 1984).

Amfibolitler çalışma alanında çoğunlukla paragnayslar ve lökokratik kayaçlarla düzensiz sınır ilişkisine sahiptirler (Şekil 3a) ve çok büyük mostraları görülmemektedir. Görülebilen en büyük mostralara ise, Hazo Tepe ve çevresinde yaklaşık 1 km^2 lik alanlar kaplamaktadır. Amfibolitler; yeşil, mavi ve koyu yeşil renk tonlarına sahip masif ve yönlenmiş olarak iki farklı dokusal özellik sunmaktadırlar. Amfibolitlerde zaman zaman biyotit porfiroblastları gözlenmekte (Şekil 3b), aynı zamanda kayaçlarda görülen granat mineralleri ise almandin-amfibolit fasiyesine işaret etmektedir.

Paragnayslar, çalışma alanında biyotitçe ve muskovitçe zengin olmak üzere, iki farklı tipte gözlenmektedirler. Biyotitçe zengin paragnayslar; gri ve koyu gri ve genellikle foliasyon kazanmış kütleler olarak amfibolitlerle ve lökokratik



Şekil 1. Çalışma alanının yer bulduru ve yakın çevresinin jeoloji haritaları (MTA'nın 1/500.000 ölçekli jeoloji haritasından değiştirilerek alınmıştır).

Figure 1. Location map of the study area and geological map of its close vicinity (modified from MTA's 1/500.000 scale geological map).

seviyelerle düzensiz sınır ilişkilerine ve aplit dayklarıyla keskin sınırlara sahiptirler (Şekil 3c). Muskovitçe zengin gnayslar çoğunlukla açık sarımsı ve foliasyona sahip kayaç grupları olarak, biyotit gnayslara oranla daha ender gözlenmektedirler. Paraşistler; çalışma alanında Yolcular Metamorfittleri içinde paragnayslara oranla daha nadir gözlenirken, genellikle biyotitçe zenginleştikleri görülmektedir.

Migmatitler çalışma alanında Keklikdüzü köyü ve Pancarlı köyü civarında çok net olarak izlenmektedirler. Migmatitler, lökosom ve melanosom şeklinde santimetreden metreye kadar değişen litolojiler sunmaktadırlar. Çoğunlukla melanosomların lökosomlar içinde bantlar halinde gözlemlendiği migmatitlerde stromatik migmatit yapıları ve pitigmatik damarlar izlenmektedir. Lökosomlar açık renkli, granitik bileşimli ve çoğunlukla kuvars ve feldspast minerallerinden, melanosomlar ise koyu renkli biyotit, hornblend ve kuvars mineraller-

inden oluşmaktadır (Oyan, 2004; Oyan ve Tolloğlu, 2005). Çalışma alanında lökosomlar ve melanosomların amfibolitlerle çok sık ardalanmalı ve düzensiz sınır ilişkilerine sahip olmaları, melanosomların çoğunlukla amfibol ve biyotit mineralerince zenginleşmesi, çalışma alanındaki migmatitlerin, amfibolitlerin ve biyotit gnaysların kısmi ergimesiyle oluşabileceklerini göstermektedir. Çağlayan ve Şengün (2003)'ün çalışma alanında amfibolit, biyotit gnays ve granitik intrüzyonlar olarak tanımladıkları birim bazı yerlerde migmatit olarak tanımlanmıştır.

Granitik kayaç grupları çalışma alanında, Oyan (2004) tarafından Doğruyol granitoidi ve Hazo granodiyoriti olmak üzere, iki farklı kayaç grubuna ayrılmıştır. Doğruyol granitoidi açık renkli ve çoğunlukla mika minerallerince zenginleşirken, jeokimyasal çalışmalar (Oyan, 2004) sonucunda tonalit ve granit olarak iki farklı gruba ayrılmış ve çoğunlukla amfibolit mercikleri içerdiği göz-

lenmiştir. Hazo granodiyoriti açık renkli, ancak yoğun bir şekilde altere olmuş ve killeşmiştir. Çoğunlukla aplitik daykalarla da kesilmiş olan Hazo granodiyoriti, metapelitik kayalarla kesmiş olarak gözlenmektedir (Şekil 3d).

LÖKOGRANİTİK KAYAÇLARIN PETROGRAFİK ÖZELLİKLERİ

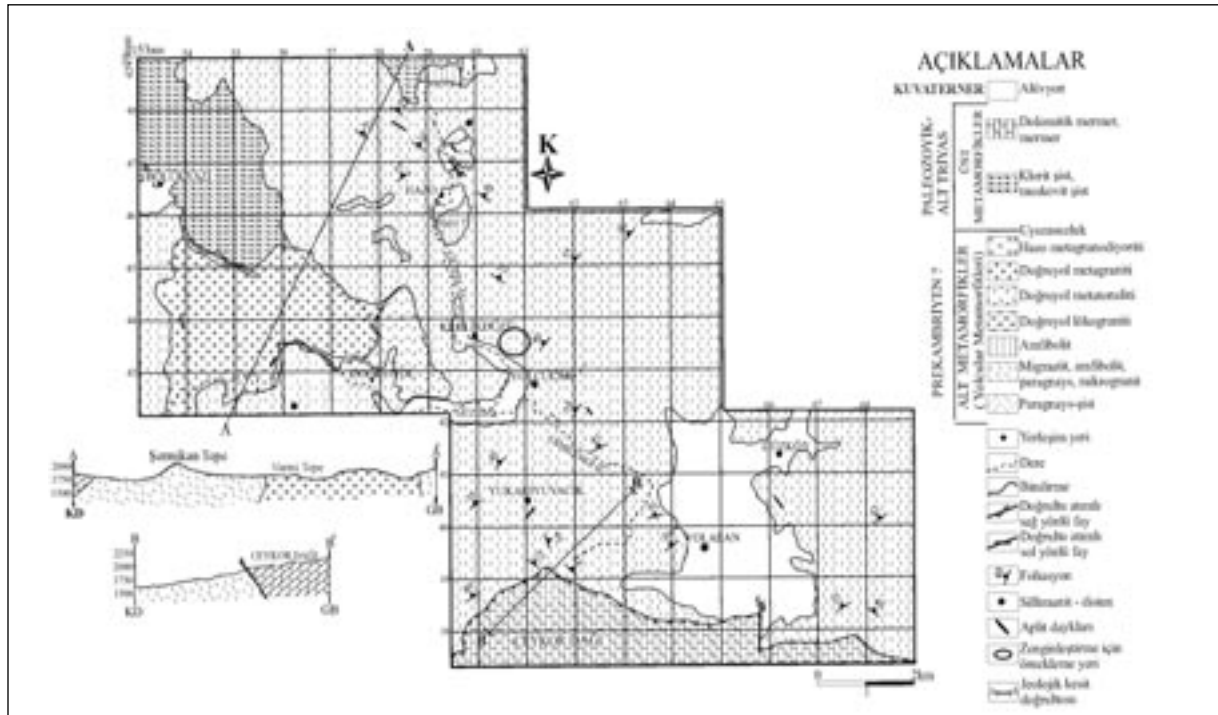
Çalışma alanının büyük bir kısmında gözlenen ve yüksek dereceli metamorfizma koşullarına sahip Yolcular Metamorfiti amfibolit, paragnays / şistler, migmatit seviyeleri ve pegmatoid türü kayalar ile temsil edilmektedir. Bu yapı içerisinde Yolcular Metamorfitin yüzeylendiği geniş bir alanda amfibolit ve biyotit-gneyslarla sık ardalı olarak granitik bileşimli lokokratik kayalar gözlemlenmektedir (Şekil 4). Bu kayalar, petrografik çalışmalar sonucunda mikrogranit ve tonalit olarak adlandırılmışlardır. Çoğunlukla alterasyon sonucu killeşen bu kayalar, koyu renkli minerallerce makro olarak çok fakir görülmektedirler.

Çalışma alanındaki lokokratik kayalardan alınan örneklerin petrografik tanımlamaları polarizan mikroskopta gerçekleştirilmiştir. Modal mi-

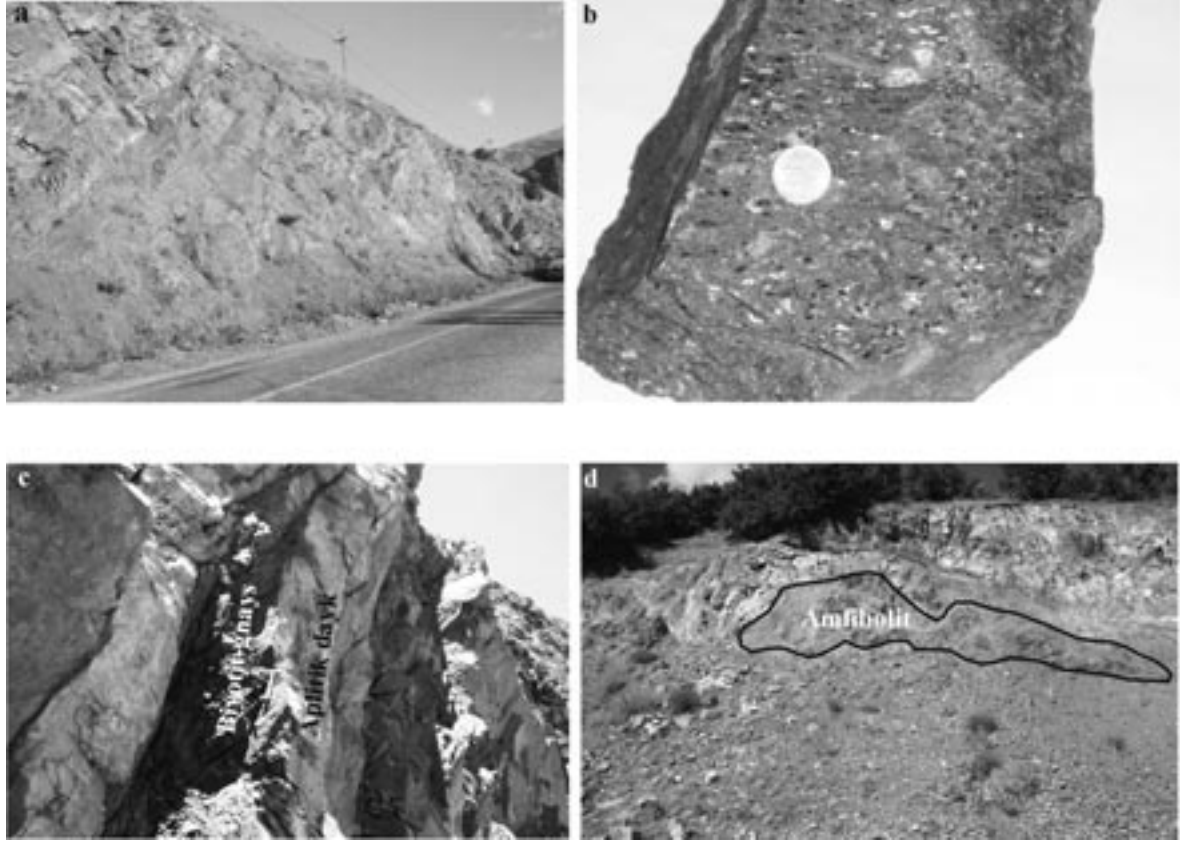
neralojik bileşim olarak mikrogranit olarak tanımlanan kayalarda koyu renkli bileşenler biyotit, muskovit, granat ve epidot olarak saptanmış olup, bunların kayaç içerisinde % 5'den az oldukları gözlenmiştir. Modal mineralojik analiz sonuçları Çizelge 1'de verilmiştir.

Kuvars mineralleri çoğunlukla özşekilsiz, temiz yüzeyli kristaller halinde ve 0.1 mm'den daha küçük tane boylarında gözlenmektedirler. Özellikle yoğun bir şekilde dalgalı yanıp sönen kuvarların kataklazma izlerini de taşıdığı görülmektedir. Plajiyoklaz kristalleri; çoğunlukla ikizlenmiş ve yer yer alterasyona bağlı olarak serisitleşme göstermekte olup, yaklaşık 1.5 mm tane boyuna sahiptirler. İncekesitlerde plajiyoklaz kristallerine göre feldispat türü olarak daha ender olan ortoklaz kristallerinin serisitleştiği ve killeştiği gözlenirken, çoğunlukla özşekilli ve yarı özşekilli kristallerine rastlanılmaktadır (Şekil 5a). Granat mineralleri küçük tane boyuna sahip (0.7 mm) ve özşekilsiz olup, klorit ve biyotit minerallerine dönüştükleri gözlenmiştir.

Petrografik tanımlamalar sonucunda tonalit olarak adlandırılan lokokratik kayalar ise kuvars, plajiyoklaz açık renkli mineralleri ile sfen, epidot



Şekil 2. Çalışma alanının jeoloji haritası (Oyan, 2004).
Figure 2. Geological map of the study area (Oyan, 2004).



Şekil 3. (a) Amfibolit ve lökokratik kayaların dokanakları, (b) amfibolit içindeki biyotit porfiroblastları, (c) biyotit gnays ve apilit daykları arasındaki keskin dokanak ve (d) Hazo granodioriti ve metapelitik kayaların dokanağı.

Figure 3. (a) Contact between the amphibolite and leucocratic rocks, (b) biotite porphyroblasts in amphibolite, (c) sharp contact between biotite gneiss and aplite dykes, and (d) the contact between Hazo granodiorite and metapelitic rocks.

Çizelge 1. Na-feldspatça zengin örneklerin modal mineralojik analiz sonuçları.
Table 1. Results of the modal mineralogical analysis of Na-feldspar rich samples.

Litoloji	Mikro granit	Mikro granit	Mikro granit	Tonalit	Tonalit	Tonalit
Örnek No.	V-5A (%)	V-8 (%)	V-17 (%)	V-12 (%)	V-32 (%)	V-105 (%)
Kuars	60-65	55-60	55-60	50-55	50-55	45-50
Plajiyokaz	10-15	15-20	15-20	20-25	15-20	15-20
Ortoklaz	5-10	10-15	10-15	5	5	5-10
Biyotit	5	-	5	-	-	-
Granat	2-3	3-5	5	3-5	3-5	3-5
Epidot	-	-	-	3-5	3-5	3-5
Sfen	-	-	-	3-5	3-5	3-5
Diğer min.	5	5	5	-	-	-



Şekil 4 Keklikdüzü köyü çevresindeki amfibolit ile lökokratik seviyelerin arazi görünümü (bakış yönü: GD).

Figure 4. Field view from the leucocratic layers with amphibolite around Keklikdüzü village (view from SE).

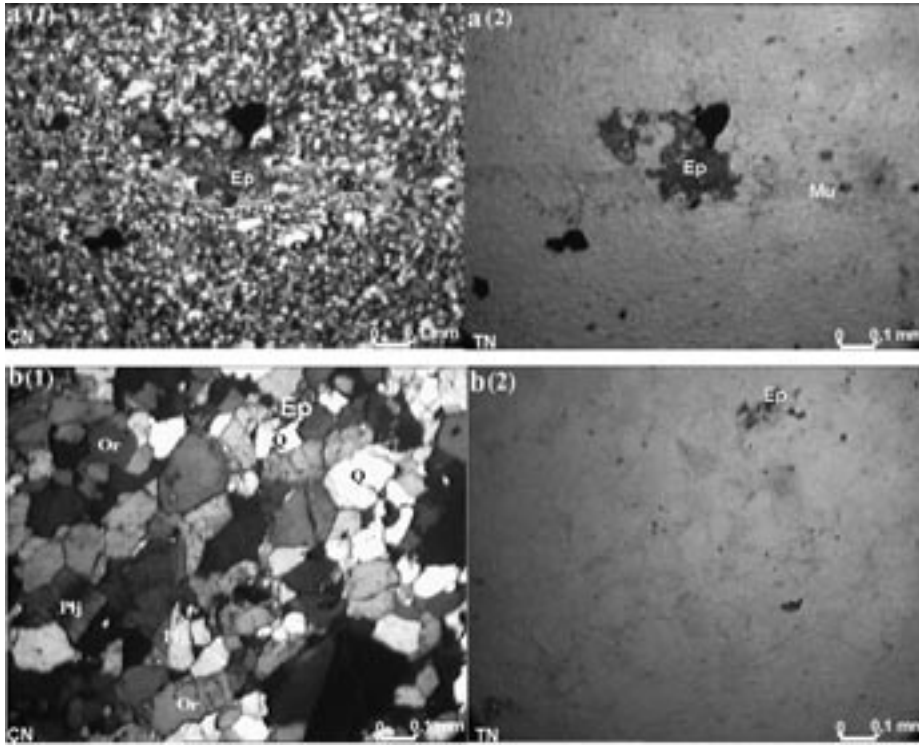
ve granat koyu renkli bileşenlerinden oluşmakta ve hipidiyomorf tanesal doku sunmaktadır. Mikrogranite oranla açık renkli minerallerinin daha iri olduğu gözlenen tonalitlerde plajiyoklaz mineralleri ikizlenmiş ve altere olmuş (killeşme), ku-

vars kristallerinin ise özşekilsiz ve kuvvetli dalgalı yanıp söndüğü gözlenmiştir. Tonalitlerdeki koyu renkli minerallerden granatlar bol çatlaklı olup, çatlaklarında demir oksitlenmeler gözlenirken, epidotların pistazit bileşiminde, özşekilsiz ve yüksek optik engebeli olduğu gözlenmiştir (Şekil 5b).

Bu mineralojik yapı içerisinde lökokratik seviyelerin açık renkli bileşenlerce zenginleşme gösterdiği saptanmıştır. Koyu renkli bileşenlerin (cam ve seramik endüstrisinde renk verici mineraller olarak tanımlanan ve istenmeyen mineraller) çok ender gözlenmesi ve feldispat türlerinden plajiyoklaz serisi (albit-oligoklaz) minerallerin daha yoğun olması, bu örneklerin mineralojik olarak fedispat yönünden endüstriyel anlamda kullanılabilir olabileceklerini göstermektedir.

LÖKOGRANİTİK KAYAÇLARIN KİMYASAL ÖZELLİKLERİ

Saha çalışmaları ve mineralojik çalışmalardan sonra Na-feldispatça zengin olduğu düşünülen zonlardan alınan 6 adet kayaç örneğinin ana ok-



Şekil 5. (a) Mikrogranit örneğinin mikroskop görüntüsü: (1) çiftnikol görüntü, (2) teknikol görüntü, (b) tonalitik örneğin mikroskop görüntüsü: (1) çiftnikol görüntü (2) teknikol görüntü (Plj:Plajiyoklaz, Q: Kuvars, Ep: Epidot, Or: Ortoklaz).

Figure 5. (a) Microscopic view of the microgranite sample: (1) view XP, (2) view PPL, (b) microscopic view of the tonalitic sample: (1) view XPL, (2) view PPL, (Plj: Plagioclase, Q: Quartz, Ep: Epidoteite, Or: Ortoclase).

sit kimyasal analizleri XRF yöntemi kullanılarak Potsdam Üniversitesi'nde (Almanya) yaptırılmıştır. Örneklerin kimyasal analizleri ve lokasyonları Çizelge 2'de verilmiştir. Mikrogranitlerin % SiO₂ içerikleri 72-75 arasında toplam % alkali içeriği (Na₂O + K₂O) 7-8 arasında değişmekte olup, V-8, V-17 no.lu örneklerin %TiO₂ içerikleri seramik ve cam sektörü için istenilen düzeyde, % Fe₂O₃ içeriği yüksek ve V-5A no.lu örneğin ise sektör için hem % Fe₂O₃, hem de % TiO₂ içerikleri yüksek oranlar vermiş ve örneklerde zenginleştirme işlemlerinin yapılması gerekliliği görülmüştür (Çizelge 2). Tonalit örneklerinin % SiO₂ içerikleri 73-79 arasında, % toplam alkali içeriği (Na₂O + K₂O) 5-7 arasında değişmektedir. Tüm tonalit örneklerinin Fe₂O₃ içerikleri yüksek görülürken, V-32 ve V-105 no.lu örneklerin %TiO₂ içerikleri düşük, buna karşın V-12 no.lu örneğin ise yüksek değerlerde olduğu görülmüştür. Kimyasal analiz sonuçlarına göre tüm örneklerin SiO₂ içeriklerinin oldukça yüksek çıkması, kayaların serbest kuvars içeriğinin yüksek olduğunu göstermektedir.

Bu kimyasal analiz sonuçlarına göre; çalışma alanındaki V-5A no.lu mikrogranit örneğinin %Na₂O oranı bakımından tüm örneklerle oranla en iyi sonucu verdiği gözlenmiş ve zenginleştirme çalışmaları ile % TiO₂ ve % Fe₂O₃ içeriklerinin istenilen düzeylere çekilmesi ile endüstriyel

hammadde olarak kullanılacak niteliklere ulaşabileceği görülmüştür. Feldispat minerallerinin seramik sektöründe eriticiler olarak kullanıldığı düşünülürse, toplam alkali miktarlarının yüksek olması erime sıcaklığını düşürmekte, ayrıca kil, kuvars ve kaolinden oluşan seramik hamuru içinde feldispat göreceli olarak dağılmakta ve seramik bünyeye dayanım kazandırmaktadır. Bu nedenle, feldispatça zengin kayalarda toplam alkali miktarının 8'in altına düşmemesi istenir (DPT, 2001). Kimyasal analiz sonuçlarında V-5A no.lu mikrogranit örneğinin en uygun sonuçları vermesi ve toplam alkali oranlarının yaklaşık 8 olmasından dolayı, zenginleştirme işlemleri için uygun olan örnek olarak görülmüştür. V-5A no.lu örneğin hem toplam alkali içeriklerini yükseltmek, hem de bunları demiroksit ve titan gibi renk verici minerallerden arındırmak ve feldispat cevherini kuvarstan da ayırarak satılabilir bir ürün elde etmek için bir dizi zenginleştirme işlemlerinin V-5A no.lu mikrogranit örneği üzerinde yapılması uygun görülmüştür.

ZENGİNLEŞTİRME İŞLEMLERİ

Saha çalışmaları ile mineralojik ve kimyasal analizlerin sonucunda çalışma alanında Na-feldispatça zenginleşme gösteren mikrogranit örnekleri üzerinde manyetik ayırma ve flotasyon işlemleri yapılarak örneklerin Na₂O ve Al₂O₃ içe-

Çizelge 2. Na-feldispatça zengin örneklerin ana element analiz sonuçları.
Table 2. Results of the major element analysis of Na-feldspar rich samples.

Litoloji	Mikrogranit	Mikrogranit	Mikrogranit	Tonalit	Tonalit	Tonalit
Örnek No.	V-5A	V-8	V-17	V-12	V-32	V-105
Lokasyon	X: 259715 Y: 4243713	X: 260930 Y: 4243552	X: 260070 Y:4242910	X: 261530 Y:424270	X: 257320 Y:4242210	X: 257760 Y:4247760
SiO ₂ %	72.80	77.30	74.50	73.80	77.90	79.06
TiO ₂	0.28	0.05	0.01	0.48	0.02	0.092
Al ₂ O ₃	15.70	12.40	15.20	15.80	12.80	12.16
Fe ₂ O ₃	0.46	0.35	0.10	0.86	0.69	0.213
(Töt)						
MnO	0.013	0.005	<0.004	0.010	0.02	0.006
MgO	0.12	0.09	0.09	0.08	0.09	0.032
CaO	1.52	0.84	1.74	1.70	1.23	0.203
Na ₂ O	7.31	3.97	6.54	6.08	5.86	6.365
K ₂ O	0.25	3.71	0.54	0.15	0.32	1.32
P ₂ O ₅	0.06	0.02	0.03	0.010	0.03	0.013
CO ₂	0.05	0.07	0.10	0.03	0.06	0.007
H ₂ O	0.52	0.42	0.55	0.65	0.43	0.20
Toplam	99.11	99.27	99.41	99.69	99.24	99.74

rikleri yükseltilmeye, TiO_2 ve Fe_2O_3 içerikleri azaltılmaya ve seramik ve cam sektöründe kullanılabilir düzeyde bir feldispat konsantrisi elde edilmeye çalışılmıştır. Bu amaçla, çalışma alanındaki V-5A no.lu mikrogranit örneğinden 70 kg örnek alınarak MTA Genel Müdürlüğü, Maden Analizleri ve Teknoloji Dairesi, Cevher Zenginleştirme Laboratuvarlarında zenginleştirme işlemleri gerçekleştirilmiştir. Çalışma öncesinde 70 kg'lık örnek ilk aşamada minerallerin tane boyunu belirlemek amacıyla mineralojik analize tabi tutulmuş ve kayacı oluşturan bileşenlerin en küçük ve en büyük tane boyları belirlenmiştir (Çizelge 3). Daha sonra sırasıyla; çeneli, konik ve merdaneli kırıcılardan geçirilerek kırılan örnek porselen bilyalı seramik değirmende kontrollü bir şekilde kuru olarak öğütülmüş ve daha sonra ham cevherin kimyasal analizi yapılmıştır. Bu kimyasal analizler sonucunda örneğin toplam alkali içeriği (Na_2O % 6.7, K_2O % 0.1) % 6.8, TiO_2 oranı % 0.27 ve Fe_2O_3 içeriği 0.62 çıkmıştır. Bu sonuçlara göre özellikle toplam alkali oranının endüstriyel anlamda yeterli olması için gerekli olan %8 değerinden düşük olduğu görülmüş ve zenginleştirme çalışmalarına geçilmiştir.

Deneyler, farklı tane büyüklüğündeki örnekler üzerinde uygulanmıştır. Yaş manyetik ayırma ve flotasyon sonrası elde edilen konsantre öncelikle pişme deneyine gönderilmiş ve alınan pişme deneyi sonuçlarına göre çalışılacak tane boyuna karar verilmiştir. Çizelge 4' den görüleceği gibi, pişme rengi ve beyazlık değeri olarak en iyi sonuç -80 +25 mikron tane boyu aralığında sağlanmıştır. 80 mikronun üzerindeki tane boylarında demir mineralleri açısından serbestleşmenin tam olarak sağlanamamış olması ve bu boyutun altındaki tane boylarında ise yaş manyetik ayırma deneylerin de ağırlıkça düşük manyetik konsantre elde edilmesi, cevherdeki Fe_2O_3 içeriğinin daha fazla düşürülemeyeceğini göstermiş ve bu cevher için -80 +25 mikron tane boyu aralığında zenginleştirme çalışmaları yapılması uygun görülmüştür (Cicelekoğlu ve Erdem, 1987).

Yaş manyetik ayırma deneyleri, yüksek alan şiddetli manyetik ayırma cihazıyla gerçekleştirilmiştir. Manyetik ayırma işlemi özellikle örneklerin içerdiği demir ve titan kaynaklı minerallerin uzaklaştırılması amacıyla yapılmıştır. Bunun için iki kez manyetik ayırıcıdan geçirilen örnekte % ağırlık olarak 8.42 manyetik atık ve 91.58 manyetik konsantre -80 +25 mikron tane boyunda elde edilmiştir.

Çizelge 3. Na-feldispatça zengin V-5A no.lu mikrogranit örneğinin tane boyu değerleri.

Table 3. Grain size of Na-feldspar rich V-5A microgranite sample.

Mineral	En küçük tane boyu (mm)	En büyük tane boyu (mm)
Kuvars	0.09375	0.78125
Plajiyoklaz	0.3125	1.09375
Ortoklaz	0.15625	0.46875
Piroksen	0.03125	0.15625
Biyotit	0.09375	0.3125
Granat	0.15625	0.78125
Epidot	0.09375	0.15625

Aynı örnekte üç aşamalı mika, oksit ve feldispat flotasyonu uygulanmıştır. Flotasyon deneyleri, laboratuvar tipi flotasyon makinesi ve cihaza ait 1 litrelik fiber-glass malzemeden yapılmış hücre içerisinde gerçekleştirilmiştir. V-5A no.lu mikrogranit örneği üzerinde gerçekleştirilen flotasyon deney koşulları Çizelge 5'te, flotasyon akım şeması Şekil 6'da ve flotasyon ile elde edilen konsantre örneğin ve ham cevherin kimyasal analiz sonuçları Çizelge 6'da verilmiştir. Çizelge 6'dan görüleceği gibi, mikrogranit örneklerinden -80 +25 mikron boyutlarında flotasyon yoluyla %11.30 Na_2O içerikli örnek elde etmek mümkün olmuştur. Bu konsantre örnekte -25 mikron şlam miktarı ayrılmış ve konsantre % 96.60 ağırlık verimi ile elde edilmiştir. Bu sonuçlar doğrultusunda; elde edilen alkali içeriği ve açık bejimsi erime bünyesi, seramik ve cam sektörünün kullanılabilir düzeyde çıkmış ve TS-11325 (TSE, 1994) ve TS-5121 (TSE, 1987) standartlarına göre kullanılabilir olduğu anlaşılmıştır.

Çizelge 4. V-5A no.lu mikrogranit örneğinin pişme deneyi sonuçları ve beyazlık değerleri.

Table 4. Results of firing test and whiteness values of V-5A microgranite sample.

Tane boyu (Mikron)	Pişme rengi ve durumu	L (beyazlık) % değerleri
-150 +25	Bej renkte erime	65.45
-80 + 25	Açık bejimsi renkte erime	75.11
-55 + 25	Çok ufak siyah benekler içeren kirli bej renkte erime	65.26

Çizelge 5. Optimum flotasyon deney koşulları.
Table 5. Optimum flotation experiment conditions.

Koşullar	Mika flotasyonu	Oksit flotasyonu	Feldispat flotasyonu
Palp katı/sıvı oranı (koşullandırma)	% 70 (ağırlıkça)	% 70 (ağırlıkça)	% 70 (ağırlıkça)
Palp katı/sıvı oranı (flotasyon)	% 30 (ağırlıkça)	% 30 (ağırlıkça)	% 30 (ağırlıkça)
Toplayıcı türü ve miktarı	Tallow amin asetat (Armac T), 100 g/t	Na-oleat, 1500 g/t	Tallow amin asetat (Armac T), 100 g/t
Koşullandırma süresi	3 dakika	5 dakika	
pH	3 H ₂ SO ₄ ile	5.5 H ₂ SO ₄ ile	2.5-3 HF ile
Köpürtücü türü ve miktarı	Metil izobütil karbinal (MIBC) + çamyacağı, 50 g/t	Metil izobütil karbinal (MIBC) + çamyacağı, 50 g/t	-

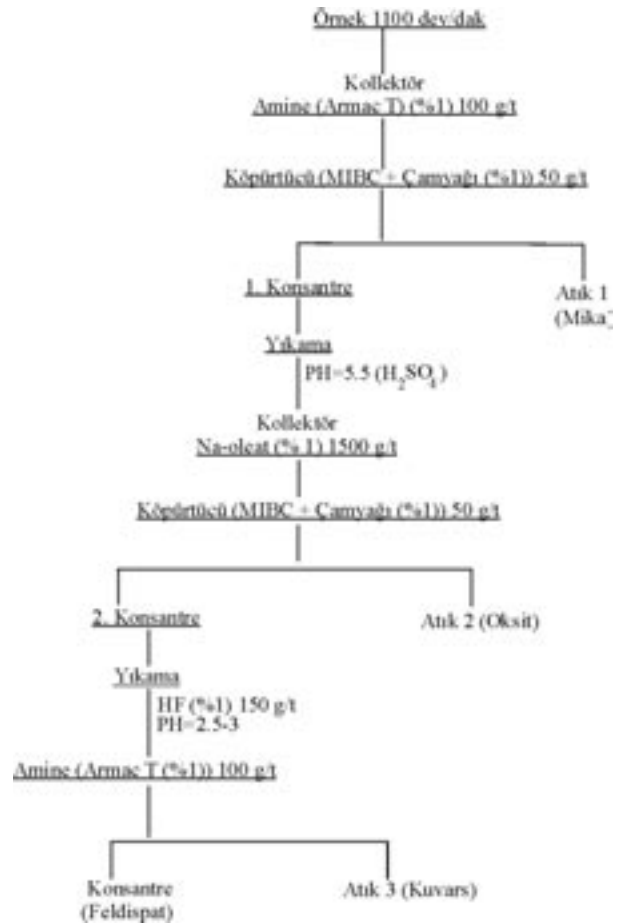
SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Bitlis Masifi'nin Alt Metamorfileri içinde gerçekleştirilen bu çalışmada, masifin feldispat minerallerince zenginleştiği görülmüştür. Özellikle kayaçların açık renkli bileşenlerce zengin olması, koyu renkli mineralleri az miktarda içermeleri ve kimyasal analiz sonuçlarına göre Na₂O'ca zengin olmaları granitik bileşimli lökokratik kayaçların Na-feldispatça zenginleştiğini göstermektedir. Çalışma alanında mikrogranit ve tonalit olarak tanımlanan bu kayaç gruplarından V-5A no.lu mikrogranit örneği en zengin örnek olarak görülmüştür. Bu kayaç gruplarının biyotit-

Çizelge 6. V-5A no.lu mikrogranit için konsantré örneğinin ve ham cevherin kimyasal analiz sonuçları.

Table 6. Results of the chemical analysis of concentrate material and raw material of V-5A microgranite sample.

Örnek türü	Ham cevher	Konsantré örnek
SiO ₂ (%)	77.00	65.45
TiO ₂	0.27	0.05
Al ₂ O ₃	13.50	21.60
Fe ₂ O ₃ (Tot)	0.62	0.12
MnO	<0.10	0.005
MgO	0.20	0.05
CaO	1.00	1.05
Na ₂ O	6.70	11.25
K ₂ O	0.10	0.10
P ₂ O ₅	0.05	0.02



Şekil 6. V-5A no.lu mikrogranit örneğinin flotasyon testi akım şeması.

Figure 6. Flotation test flow chart of V-5A microgranite sample.

gnays ve amfibolitlerle sık aralıklarla değişen sınırlara sahip olmaları, migmatitik seviyelerin varlığı ve biyotit-gnayslardaki sillimanit-disten bulguları bu kayaçların anateksi süreçleriyle oluştuğunu göstermektedir. Kayaçlar üzerinde gerçekleştirilen zenginleştirme çalışmaları olumlu sonuçlar vermiş ve -80 +25 mikron boyutlarında flotasyonla % Na₂O oranı 6.7'den 11.30'a, %Al₂O₃ oranı %12.5'den %21.60'a yükseltilmiş, %TiO₂ oranı %0.27'den %0.05'e, % Fe₂O₃ oranı %0.62'den %0.12'ye çekilmiş ve 1260°C'de yapılan pişme testlerinde açık bejimsi renkte erime ve bej-beyaz renk tonları elde edilmiştir. Bu sonuçlar seramik ve cam sektörünün istediği düzeylerde bir feldispat konsantrisi elde edildiğini göstermektedir. Bu kayaç türlerinin en önemli dezavantajları biyotit-gnays ve amfibolitlerle olan sınır ilişkilerinin düzensiz ve bu birimlerle sık aralanmalı olarak bulunmalarıdır. Bu litolojik veri, bu kayaç gruplarında rezerv bakımından bir olumsuzluk göstermektedir. Ancak yapılmış olan alansal, petrografik, kimyasal ve zenginleştirme çalışmaları Yolcular Metamorfiteğinde feldispatça zengin kayaç gruplarının olduğunu göstermektedir. Bu çalışmalar üzerine gerçekleştirilecek rezerv ve sondaj gibi çalışmalarla feldispat potansiyelinin ekonomikliği belirlenebilecektir. Çalışma alanının limanlara olan uzaklığı ve Na-feldispat satış grafiğinin düşük olması bu tür bir feldispat cevherinin şu an için ekonomik olamayacağını gösterse de, elde edilen sonuçlardan seramik ve cam sektöründe gelecekte bölgeye yapılabilecek yatırımlarla sektörün feldispat gereksiniminin karşılanabileceği görülmektedir.

Bu çalışma, Bitlis Masifi'nde feldispatça zengin bölgeler olduğunu göstermektedir. Bitlis Masifi'nin Alt Metamorfiteği içinde Hizan (Bitlis)'dan başlayıp Avnik (Bingöl)'e kadar D-B ve KB-GD hatlar boyunca uzanan, olası Prekambriyen yaşlı ve büyük kütleler halinde izlenen granitik kütlelerinin lökokratik seviyeleri üzerinde, bu çalışmaların genişletilmesi daha zengin yatakların bulunabileceğini ve endüstriye kazandırılacağını göstermektedir.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, örneklerin kimyasal analizlerinin yapılmasında yardımcı olan Dokuz Eylül Üniversitesi'nden Osman Candan ve Potsdam Üniversitesi'nden (Almanya) Roland Oberhansli'ye te-

şekkür ederler. Ayrıca bu çalışma 2003-MİM-060 no.lu proje ile Yüzüncü Yıl Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Başkanlığı ve 104-Y-057 no.lu proje ile TÜBİTAK tarafından desteklenmiştir.

KAYNAKLAR

- Bayraktar, İ. ve Anceshi, G., 2004. Çok kaliteli porselelen yer karoları için ultrabeyaz sodyum feldispat üretimi. 5. Endüstriyel Hammaddeler Sempozyumu Bildiriler Kitabı, A. Akar ve A. Seyrenkaya (editörler), 1-5.
- Cicelekoğlu, S. ve Erdem, A., 1987. Karabük Yenice yöresi feldispatlarının zenginleştirme çalışmaları. MTA Rapor No. 2293 (yayımlanmamış).
- Çağlayan, M. A. ve Şengün, M., 2003. Bitlis Masifi Tatvan-Şirvan çevresinin jeolojisi. Doğu Anadolu Endüstriyel Hammadde Çalıştayı Bildiri Özleri Kitabı, E. Atabey (ed.), 74-94.
- Donald, D. D., 1994. Industrial Minerals and Rocks. Littleton, Colorado.
- DPT, 2001. Sekizinci Beş Yıllık Kalkınma Planı seramik kileri, kaolen, feldispat, pirofillit, wolastonit, talk çalışma grubu raporu. Devlet Planlama Teşkilatı, 2418, Ankara, Cilt I (yayımlanmamış).
- Göncüoğlu, M. C., 1983. Muş-Kızılağaç metagranitinin başkalaşımı ve yaşı. MTA Dergisi, 99-100 (1), 19-34.
- Göncüoğlu, M. C. ve Turhan, N., 1985. Bitlis Metamorfik kuşağı orta bölümünün temel jeolojisi. MTA Rapor No. 7707 (yayımlanmamış).
- Helvacı, C., 1983. Bitlis Masifi Avnik (Bingöl) bölgesi metamorfik kayaçlarının petrojenezi. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 26 (2), 117-132.
- Helvacı, C., and Griffin, W. L., 1983. Metamorphic feldspathization of metavolcanics and granitoids, Avnik area, Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology, 83, 309-319.
- Oyan, V., 2004. Bölükyazı-Hizan (Bitlis Masifi) çevresindeki Na-feldispat oluşumlarının jeolojik özellikleri ve ekonomik önemi. Yüksek Mühendislik Tezi, Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Van (yayımlanmamış).
- Oyan, V. ve Tolluoğlu, A. Ü., 2005. Bölükyazı-Hizan (Bitlis Masifi) çevresindeki feldispatça zengin lökogradit ve apolit dayklarının mineralojik ve endüstriyel özellikleri. 58. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı, Ankara, 285-287.
- Saklar, S. ve Oktay, C., 2003. Yozgat bölgesi granitlerinin feldispat yönünden zenginleştirilmesi. MTA Dergisi, 127 (1), 103-108.
- Şengün, M., 1984. Bitlis Masifi Tatvan güneyinin jeolojik/petrografik incelenmesi. Doktora Tezi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Hacettepe Üniversitesi, Ankara (yayımlanmamış).

- Şengün, M., 1993. Bitlis Masifi'nin metamorfizması ve örtü çekirdek ilişkisi. MTA Dergisi, 115 (1), 1-13.
- Tolluoğlu, A. Ü., 1981. Mutki (Bitlis) yöresi metamorfiklerinin petrografisi/petrolojisi. Yüksek Mühendislik Tezi, Hacettepe Üniversitesi, Ankara (yayımlanmamış).
- Tolluoğlu, A.Ü., 1990. A geochemical approach to the origin of quartzo-feldspathic-gneiss in the Mutki area, Bitlis Massif SE Turkey. METU Journal of Pure and Applied Sciences, 21 (1), 447-460.
- TSE, 1987. Feldispat, seramik sanayinde kullanılan. Türk Standartları Enstitüsü, TS 11325, Ankara (yayımlanmamış).
- TSE, 1994. Feldispat, cam sanayinde kullanılan. Türk Standartları Enstitüsü, TS 5121, Ankara (yayımlanmamış).
- Yılmaz, O., 1975. Cacas bölgesi (Bitlis Masifi) kayaların petrografik ve stratigrafik incelenmesi. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 18 (1), 33-41.



Nohutluk Tepe (Aladağlar, Doğu Toroslar) istifinde bulunan Başkiriyen (erken Geç Karbonifer) yaşlı *Bivalvia* türü *Astartella concentrica* (Conrad)'nın tanımı ve paleocoğrafik dağılımı

Description of the species of Bivalvia (Astartella concentrica (Conrad)) of Bashkirian (early Late Carboniferous) age from Nohutluk Tepe sequence (Aladağ, Eastern Taurids) and its palaeogeographic distribution

Yavuz OKAN, İzzet HOŞGÖR

Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 06100 Tandoğan, ANKARA

Geliş (received) : 26 Eylül (September) 2005

Kabul (accepted) : 08 Aralık (December) 2005

ÖZ

Bu çalışmada, Nohutluk Tepe istifinde (Yahyalı güneyi, Kayseri, Merkezi Türkiye) ilk kez tanımlanan Başkiriyen (erken Geç Karbonifer) yaşlı *Bivalvia* türü *Astartella concentrica* (Conrad)'nın tanımı yapılmış ve bu türün paleocoğrafik dağılımı incelenmiştir.

Anahtar Kelimeler: Başkiriyen, *Bivalvia*, erken Geç Karbonifer, Nohutluk Tepe, Paleocoğrafya.

ABSTRACT

In this study, the description and palaeogeographic distribution of Bivalve species Astartella concentrica (Conrad), identified for the first time in the Bashkirian (early Late Carboniferous) sequence of Nohutluk Tepe, are examined.

Key Words: Bashkirian, *Bivalvia*, early Late Carboniferous, Nohutluk Tepe, Palaeogeography.

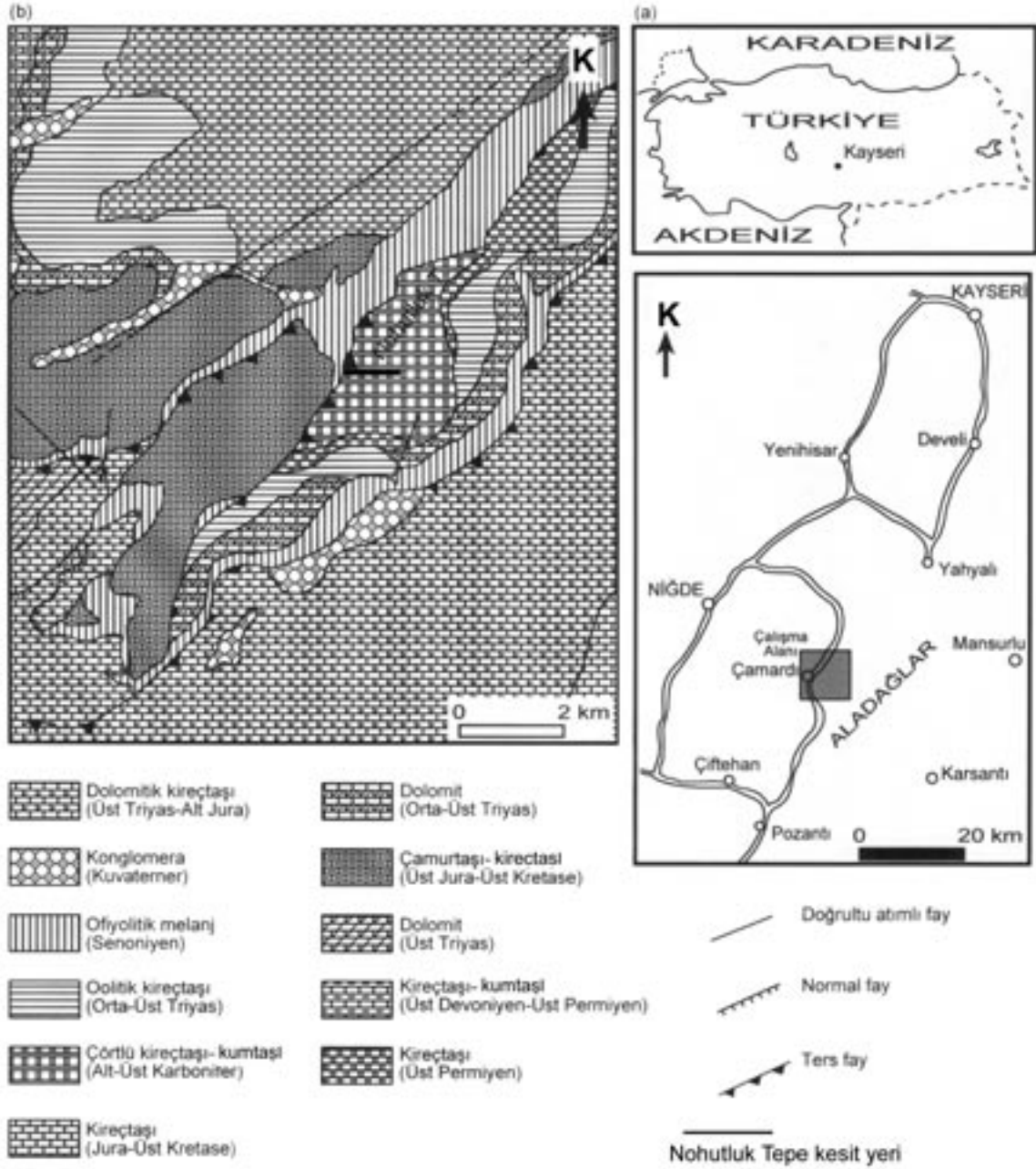
GİRİŞ

Bu çalışmanın konusunu oluşturan Nohutluk Tepe istifi, Doğu Toroslar'ın Aladağlar bölümündeki Yahyalı ilçesinin yaklaşık 20 km güneyindedir (Şekil 1). Bölgede Başyayla koridoru boyunca izlenen Senoniyen yaşlı ofiyolitli melanj üzerinde yeralan istif, Çataloturan Napı'nın en alt düzeylerinde yayılım gösterir (Blumenthal, 1952). Nohutluk Tepe Alt Karbonifer istifi, Blumenthal (1952) tarafından Permo-Karbonifer yaşlı Dereyurtdere Serisi olarak adlandırılmış ve araştırmacı serinin alt bölümünde Radyolarya'lı kireçtaşlarının üzerinde kuvarsit düzeyinden sonra ekinodermli kireçtaşlarının yeraldığını ve bunlarda *Endothyra* sp. ve *Glomospira* sp. gibi foraminifer türlerine rastlandığını belirtmiştir.

Daha önceki araştırmacılar (Blumenthal, 1952; Dumont ve Lys, 1973; Aksay, 1980; Işık, 1981; Tekeli vd., 1981 ve 1984) tarafından Erken Karbonifer-Geç Permiyen zaman aralığında çökelmiş belirtilen bu litostratigrafi biriminde, Nohutluk formasyonunun üst bölümünde yer alan karbonat çimentolu kumtaşları içinde ilk kez bulunan *Astartella concentrica* (Conrad) türü ile istifi Başkiriyen zaman dilimi içinde olduğu saptanmıştır.

JEOLOJİK ÖZELLİKLER

Nohutluk Tepe istifi, ayrıntılı olarak Aksay (1980) tarafından incelenmiştir. Bu araştırmacıya göre Nohutluk Tepe istifi, tabanda yaygın kaya türü olarak çörtlü kireçtaşları ile başlar. Ge-



Şekil 1. İnceleme alanının (a) yer bulduru ve (b) jeoloji haritaları (Tekeli vd., 1984).
Figure 1. Location (a) and geological (b) maps of the investigated area (Tekeli et al., 1984).

nel olarak istifin tabandan tavana değin sürekli ve egemen kayatürü kireçtaşıdır (Şekil 2). Üste doğru; iskeletli ve oolitli kireçtaşlarıyla devam eden istifte, sıg su fasiyes özelliğini gösteren karbonat çimentolu kuvars kumtaşı aratabakaları bulunmaktadır. Aksay (1980) aynı çalışmada, kuvarsit ve kuvars kumtaşı aratabakalarının gelişimini, derin su fasiyesinin bitimiyle birlikte

bol kuvars tanesi içeren iskeletli tanetaşı ile karşılaşması olarak yorumlamıştır.

Bağlayıcısı yer yer demir boyamalı karbonat olan ince taneli kumtaşı biriminin bileşiminde kuvars ve feldispat (plajiyoklas) bulunur. Kayaç, tali mineral olarak vermitit veya glokonit, mika ve opak mineral olarak ise muskovit içermekte-

ÜST SİSTEM SİSTEM KAT FORMASYON	LİTOLOJİ	AÇIKLAMA
Başkırıyen		Astartella concentrica Kireçtaşı, foraminifer kavkılı kireçtaşı, Bivalv kavkılı kumtaşı aratabakalanmalı
Serpukhoviyen		
Viziyen		
Nohutluk Formasyonu		
		Kuvarsız kumtaşı aratabakası
Turnezyen		Kireç, vaketaşı - kireç, çamurtaşı koyu, gri-kahverengimsi çörtlü ve iskeletli laminalı çörtlü kireçtaşı
		Ayrılmış tuf aratabakalı kireçtaşı (Ölçeksiz)
		Oilyoliti Melanj

Şekil 2. Nohutluk Tepe alanında Karbonifer istiflerinin genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti (Aksay, 1980).

Figure 2. Generalized columnar section of the Carboniferous sequence in the Nohutluk Tepe (Aksay, 1980).

dir. Genel olarak bu özellikler sığ ve çalkantılı bir ortamı belirtir. Nohutluk formasyonunu oluşturan istifin alt bölümünde yer alan derin su (havza-yokuş altı) fasiyesi, aratabakalar olarak pelajik çökelleri içeren türbitidik kireçtaşlarından oluşmuştur. İstifin üst bölümü ise, regresif bir faz sırasında gelişen ince taneli kuvars kumtaşı aratabakalı, iskeletli ve ooliti kireçtaşları ile sığ su (şelf kenarı) fasiyesine işaret etmektedir.

Nohutluk formasyonunun türbitidik karakterli alt kesimi derin deniz, üst kesimi ise sığ deniz ortamına ait olup istifin tümü regresif bir fazı temsil etmektedir. Nohutluk tepe Alt Karbonifer yaşlı istifinin biyostratigrafik yönden Işık (1981) tarafından incelenmesi sonucunda istifte oniki biyozon ayrıtlanmıştır. Bu araştırmacı, istifin en alt bölümüne *Archaeosphaera minima* Suleimanov, *A. manga* Suleimanov fosillerine göre erken Turnezyen; daha üstte çörtlü biyoklastik kireçtaşlarında gözlemlenen *Endothyra inflata* Lipina, *Quasiendothya miranda* Rauser ve Cernousova, Turnezyen-erken Viziyen; daha üst kesim, *Archaeodiscus krestovnikovii pussilus* Rauser ve Cernousova ve *Eostaffella mediocris* Vissarinova, açık gri renkli bol makrofosil parçaları içeren biyoklastik kireçtaşlarında izlenen *Permodiscus bucculentus* Conil ve Lys ile erken-orta Viziyen; daha üst seviyelere ise *Neoarchaeodiscus grandis* Reitlinger ve Mamet, *Archaeodiscus aff. molleri* Rauser ve Cernousova foraminifer faunasına göre orta Viziyen- Başkırıyen yaşını vermiştir.

SİSTEMATİK PALEONTOLOJİ

Bu çalışmada, Toroslar'da Karbonifer birimlerini içinde bulunduran Nohutluk Tepe istifinden (Nohutluk formasyonu) alınmış Bivalvia örneğinin tür bazında sistematik tanımlaması Moore (1964)'a göre yapılmıştır.

Sınıf **BIVALVIA** Linne, 1758 (Buonanni,1681)

Alt Sınıf **HETERODONTA** Neumayr, 1844

Ordo **Veneroida** Adams ve Adams, 1856

Üst Familya **Crassatellacea** Ferussac, 1822

Familya **Astartidae** d'Orbigny, 1844

Alt Familya **Astartinae** d'Orbigny, 1844

Cins **Astartella** Hall, 1858

Astartella concentrica (Conrad, 1842)

Levha.1, Şekil. 1a-b

1842 *Nuculites concentricus* Conrad, s. 248, lev. 15, şek. 19

1859 *Posidonia moorei* Gabb, s. 297.

1860 *Posidonia moorei* Gabb, s. 55, lev. 1, şek. 2.

1868 *Astartella concentrica* (Conrad), McChesney, s. 43, lev. 2, şek. 21a,b.

1915 *Astartella concentrica* (Conrad), Girty, s. 142-144, lev. 28, şek. 2-9.

1955 *Astartella concentrica* (Conrad), Nicol, s. 157, lev. 2, şek. 3.

1957 *Astartella* (?) aff. *A. concentrica* (Conrad), Elias, s. 783, lev.96, şek. 6.

- 1958 *Astartella concentrica* (Conrad), Lintz, s. 101.
 1975 *Astartella concentrica* (Conrad), Gordon ve Pojeta, s. 18, lev. 4, şek. 4-7; lev. 15, şek. 6.
 1979 *Astartella concentrica* (Conrad), Hoare, Sturgeon ve Kindt, s. 54, lev. 14, şek. 18-23.
 1989 *Astartella cf. A. concentrica* (Conrad), Hoare, Heaney ve Mapes, s. 594, lev. 5, şek. 26-28.
 1998 *Astartella concentrica* (Conrad), Quiroz-Barroso ve Perrilliat, s. 1019-1021, lev. 6, şek. 16.

Tanımlama: Tanımlanan örnek, kalıp halinde ve sadece sağ kapaktan ibarettir. Kavkı küçük, oval biçimli, tepe bölgesi hafif çıkık, çengel küçük, ön kenara hafif bir şekilde dönük, arka kenar ön kenara göre oldukça uzun ve eğimli, paleal kenarla yuvarlak bir şekilde birleşmekte, kavkı üzerinde özellikle paleal kenara doğru daha kuvvetli gelişmiş, basamak görünümlü ve orta kalınlıkta konsantrik lamelle süslüdür.

Ölçüler: Kavkı yüksekliği 27 mm, genişliği 23 mm ve kalınlığı (kalıp tek kapak) 3 mm'dir.

Karşılaştırma ve yorum: Literatürdeki formlara oldukça benzer durumdadır. Bulunan örnek, literatürde karşılaştıran örneklerle göre yüksek ve geniştir. İzlener literatür örneklerindeki paleal kenara doğru kuvvetli gelişmiş konsantrik lamelleri incelenen örneklerle tam bir uyum göstermektedir. Gabb (1859, 1860) tarafından *Posidonia moorei* olarak tanımlanan örnekten özellikle paleal kenara doğru kuvvetli gelişmiş konsantrik lamellerinin farklılığıyla ayrılır. Sinonim listesinde verilen Gordon ve Pojeta (1975)'nin tanımladığı örnekten ise, boyut olarak küçüktür. *Astartella concentrica* (Conrad) Bivalvia türüne boyut ve şekil yönünden oldukça benzerlik gösteren *Astartella meridionalis* Thomas (1928; s. 231, Levha. 8, Şekil. 5, 5a), türünden ise, çengel bölgesindeki şişkinlik ve paleal kenarın ön kenarla tam oval birleşmesinden dolayı ayrılır. Dickins (1963; s. 104, Levha. 16, Şekil. 2-9)'in Avustralya'da Permiyen'de tanımladığı *Astartella obliqua* Dickins türü daha büyük boyutta oluşu ve konsantrik lamellerin daha hafif gelişiminden dolayı *Astartella concentrica* (Conrad) türünden farklıdır. Ülkemizde genelde Karbonifer çağına ait bir Bivalvia olarak bilinen ve genelde Kulm fasiyesi fosili olan *Posidonia becheri* Bronn türünden belirgin farklılıklar gösteren *Astartella concentrica* (Conrad) türü, *Posidonia becheri* Bronn (Nicolaus 1963; s. 190, levha. 13, Şekil. 4a-d) türüne göre tepe bölgesinin daha şişkin

görünümlü ve çengelinin ise ön kenara doğru daha düz bir şekilde gelişimiyle ayrılır.

Paleocoğrafik ve stratigrafik yayılım: Türkiye'de ilk kez tanımlanan ve Paleotetis okyanusunun yaygın olduğu ortamlarda gelişmiş olan *Astartella concentrica* (Conrad) özellikle, Kuzey Amerika'da Missisipiyan'de (Elias, 1957; Gordon ve Pojeta, 1975; Hoare vd., 1989), Pensilvanyen'de (Quiroz-Barroso ve Perrilliat, 1998), Çin'de Erken-Geç Karbonifer'de (Renjie ve Daping, 1993), Avrupa'da Geç Karbonifer'de (Richter ve Amler, 1994), ve İran'da Geç Karbonifer birimlerinde (Wendt vd., 2005) yayılım göstermektedir.

Stratigrafik düzey: Başkiriyen (erken Geç Karbonifer).

ERKEN GEÇ KARBONİFER ÇAĞININ PALEOCOĞRAFİK DURUMU

Levha tektoniği kuramı üzerine yapılan çalışmalar ve elde edilen veriler, Türkiye'nin Erken Paleozoyik dönemde Gondvanya kıtasının kuzeyinde jeolojik evrim geçirdiğini işaret etmektedir (Güvenç vd., 1994). Sedimantasyon (transgresyon/regresyon), magmatik aktivite, orojenik metamorfizma gibi süreçler ve Erken-Geç Paleozoyik paleocoğrafyası esas alınarak yapılan genelleştirmeler Anatolid-Torid platformlarının gelişimini gösterir (Tolluoğlu ve Sümer, 1995).

Karbonifer devrinin en iyi izlenen yüzleklerine ve fosil örneklerine Kuzey Amerika'da rastlanır. Bulunan fosiller esas alınarak yapılan paleocoğrafik ve stratigrafik yorumlar, erken Geç Karbonifer paleocoğrafyasını birbirinden çok da ayrılmamış bir kara parçası olarak karşımıza çıkartmaktadır (Schönlaub, 1992; Smith, 1996; Izart vd., 1998; Stampfli ve Borel, 2002). Özellikle Erken-Geç Karbonifer'de Dünya, Lavrazya ve Gondvanya kıtalarını içine alan Pangea büyük kıtası şeklinde güney kutbuna dayanmış büyük bir kara parçası olarak görülür. Birbirlerinden Paleotetis Okyanusu ile ayrılan Gondvanya kıtası içinde Güney Amerika, Afrika, Arabistan ve Hindistan, Lavrazya kıtası içinde ise Kuzey Amerika ve hemen yanında da Baltika kıtaları yer alır (Schönlaub, 1992; Smith, 1996; Izart vd., 1998; Golonka ve Ford, 2000; Davydov ve Leven, 2003; Torsvik ve Cooks, 2004). Alpid

orojenezi sırasında Tetis Okyanusunun kapanması ile hemen hemen bugünkü şekline Tersiyer'de kavuşan Anadolu ve Toroslar, özellikle Geç Paleozoyik'te mikro kıta parçaları olarak Paleotetis okyanusunu çevreleyen, Gondvanya ve Baltika kıtalarının bir uzantısı şeklindeydiler (Okay, 2004). Fauna ve stratigrafik gelişim, Anadolu platformunun Devoniyen-Geç Triyas süresince denizle kaplı bir platform şeklinde Gondvanya kıtasının bir parçası niteliğinde olduğunu açıklamaktadır. Bu nedenle, Karbonifer'de Amerika kıtası ile Avrupa arasında farklı ortam şartlarında gelişmiş fasiyesler çok da söz konusu değildir. Nohutluk Tepe istifinde bulunarak paleontolojik tanımlaması yapılan *Astartella concentrica* (Conrad) Bivalvia türü paleocoğrafik olarak en yaygın şekilde Kuzey Amerika denizel istiflerinde bulunmuştur (Elias, 1957; Gordon ve Pojeta, 1975; Hoare vd., 1989; Quiroz-Barroso ve Perrilliat, 1998). Çin ve İran Karbonifer birimlerinde de bu türün tanımlanması, türün geniş bir alanda yayılımını göstermektedir (Renjie ve Daoping, 1993; Izart, vd., 2003; Wendt vd., 2005).

Karbonifer'e ait fosil örnekleri incelendiğinde, kıtaların ve denizel alanların konumlanmasına göre bir yayılım dikkat çekmektedir. Bu yayılım, özellikle Cephalopoda örneklerinde, Coelenterata ve Spongiata ile yapılan faunaya dayalı denestirme çalışmalarında daha iyi görülür (Manger ve Saunders, 1980; Garcio-Bellido ve Rodriguez, 2005). Örneğin, Kuzey Amerika ve Avrupa erken Geç Karbonifer Ammonoida faunası (*Retites semiretia* ammonit zonu) karşılaştırıldığında, birbirlerine göre paralel gelişmiş eşit bir fauna ve ortam birlikteliği izlenebilmektedir. Geç Devoniyen'den Viziyen çağına kadar Batı Avrupa, İran, Afganistan ve Doğu Asya mercan faunası karşılaştırıldığında ise, Gondvanya kıtasının Devoniyen-Geç Triyas süresince denizle kaplı alanlarında oldukça yaygın olan *Kueichhophyllum* ve *Kueichowpora* gibi mercan faunası Anadolu platformunda da gelişmiştir (Fedorowski, 1981; Flügel ve Hubmann, 1993). Rus deniz kolunun (Ural Denizi) Kazakistan mikrokitalarının batısını izleyerek, Anatolid-Torid kıta parçalarının arasından Paleotetis'e ulaşması (Şekil 3a) ve tüm Paleotetis'de yaygın olarak gelişen zengin Fusulina faunası da, günümüzde çökme ortamları olarak yan yana düşünülmeden kara parçalarının Karbonifer çağında çok yakın olduğunu diğer fosil örnekleri ile birlikte kanıtla-

maktadır. Bu çalışmada da tanımlanan Bivalvia türü, bu yakın kıtasal konumlanmanın fosile dayalı yeni bir kanıtıdır. Floranın çok yaygın olarak gelişme gösterdiği Karbonifer çağında, Avrupa'da genelde tatlı su kömürlerini oluşturan limnik havzalarda karasal Bivalvia örneklerine rastlanılmaktadır. Avrupa kömür havzalarında bulunan karasal Bivalvia örnekleri ile Kuzey Amerika kömür havzalarında bulunan karasal Bivalvia örnekleri de tür bazında örtüşmektedirler. Karasal Bivalvia örneklerinin gelişme gösterdiği bu çağda, denizel Bivalvia faunası buna karşın daha az bir gelişme göstermiştir (Flügel 1972; Eagar ve Belt, 2003; Izart, vd., 2003; Kalvoda, 2003; Balleve ve Lardeux, 2005).

Gondvanya kökenli Toros Platformu, karbonat-siliklastik şeklinde gelişen tempestit tip bir çökeliğin Geç Lanvirniyen'e kadar süren, genel olarak Pre-Kambriyen metamorfik temel üzerine gelen Paleozoyik ve Mesozoyik zamanlarına ait platform tip sedimantasyonu ile örtülüdür (Kozlu vd., 2002). Erken Silüriyen devrinde Toridya yükseltisi, Geç Silüriyen-Erken Devoniyen çağı içinde ise Toros oluşu şeklinde sedimanter bir havza oluşturmuştur (Güvenç vd., 1994). Gondvanya'nın bir uzantısı olan ve Aladağ Napı'nın da içinde olduğu Anadolu platformunda, Devoniyen'den Permiyen sonuna kadar genelde karbonatlar egemendir. Karbonifer-Permiyen arasında *Girvanella*'lı kireçtaşları veya benzer demiroksitli oluşumların yer aldığı, Permiyen'de ise, arada kırıntılı seviyelerin bulunduğu, genelde siyah killi arakatki içeren boz ve siyah kireçtaşlarında; *Afghanella*, *Neoschwagerina*, *Pseudodolionia*, *Praesumatrina*, *Cancellina*, *Armenina*, *Verbeekina* gibi Geç Permiyen Fusulina cinslerinin varlığı ile tanınır (Demirel ve Tekinli, 1993; Güvenç vd., 1994). Dolayısıyla Toroslar'ın, Anatolid-Torid mikrokıtası (Menderes, Kırşehir ve Aladağ platformları) içinde, erken Geç Karbonifer'deki konumu da, Gondvanya kıtasının kuzeydoğusunda, Kazakistan mikrokitalarının güneyinde, Baltika kıtasının güneydoğusunda, Sakarya ve Turan (İran) kıtasal parçalarının arasında şekillenmiştir (Şekil 3a) (Tolluğlu ve Sümer, 1995; Stampfli ve Borel, 2002; Zanchi vd., 2003; Garfunkel, 2004; Göncüoğlu vd., 2004; Robertson vd., 2004).

Bu çalışmayla, erken Geç Karbonifer paleocoğrafyası içinde, denizel bir Bivalvia türü olan *Astartella concentrica* (Conrad), Paleotetis'in batı

kolunun geçtiği Kuzey Amerika kıtasında oldukça gelişmiştir. Paleotetis'in kuzeyinde ve Gondvanya kıtasının kuzeydoğusunda yer alan Anatolid-Torid mikrokıtasında da varlığı ortaya konulmuştur. Aynı türün Anatolid-Torid mikrokıtasının güneydoğusunda yer alan Turan (İran) mikrokıtasında ve Paleotetis denizinin doğu kolunun geçtiği Kuzey ve Güney Çin mikrokıtalarında da tanımlanması (Şekil 3b), Karbonifer devrindeki paleotetis fauna birlikteliğini belirtir (Renjie ve Daoping, 1993; Bagheri ve Stampfli, 2003; Wendt vd., 2005).

FOSİLLEŞME EVRESİ

Stratigrafik düzey olarak erken Geç Karbonifer (Başkiriye) çağını belirten *Astartella concentrica* (Conrad) türü, zemin içinde besinini süzerek alma yönetimiyle yaşamını sürdürdüğü biyosönez aşamasından sonra, tenatosönez aşamasına geçer (Şekil 4). Bu aşamada kavkı, deniz düzeyinin yer değiştirmesine bağlı olarak, karbonat çökelimine önemli oranda karadan türeme malzemenin katılması ile şelf kenarında oluşan zemin üzerine düşer. Tafasönez evresinde ise kavkı, içerisine gömüldüğü sedimanda fosilleşme evresine geçer (Stanley, 1972; Kranz, 1974; Okan ve Hoşgör, 2005). Genelde kıyı çizgisi ile şelf kenarı arasındaki çökme ortamlarını yansıtan bu özelliklere göre ortamda önce, hamuru genelde mikritik özellik gösteren kireçtaşı istifinin belirttiği derin deniz aşaması, daha sonra Geç Karbonifer çağında deniz seviyesinin alçalmasına bağlı olarak gelişen karasal malzeme katkılı regresif bir istif meydana gelmiştir. Özellikle Anadolu platformunda Karbonifer-Permian geçişi sırasında gözlenen kuvars kumtaşı seviye, Nohutluk formasyonunda erken Geç Karbonifer (Başkiriye) çağında izlenmiştir (Aksay, 1980; Okuyucu, 2003).

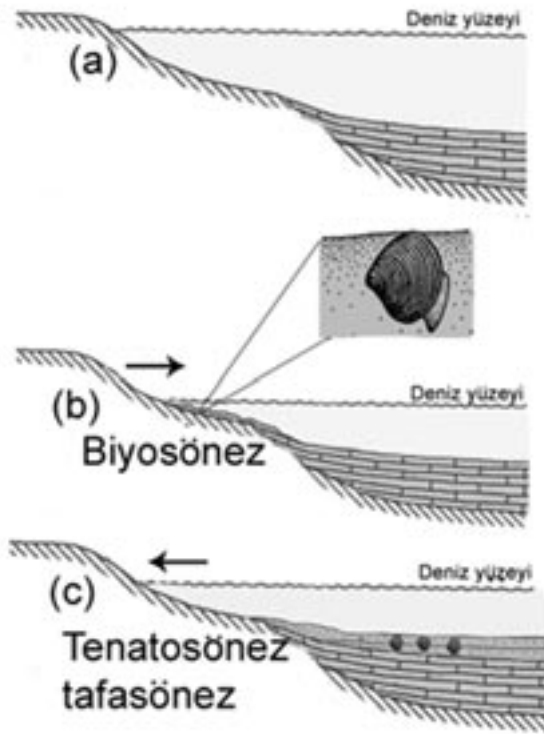
SONUÇLAR

Bu çalışmada, Çataloturan Napı içinde Nohutluk formasyonunda tanımlanan *Astartella concentrica* (Conrad) Bivalvia türü üzerine paleontolojik çalışma yapılarak, türün erken Geç Karbonifer (Başkiriye) devri için Türkiye ve Dünya paleocoğrafyasındaki yeri ve yayılımı, Geç Paleozoyik plaka tektoniği de dikkate alınarak incelenmiştir.



Şekil 3. (a) Geç Karbonifer devrinde kıtaların durumu (AT- Anatolide-Tauride mikrokontinenti, T- Turan mikrokontinenti, Sa- Sakarya mikrokontinenti, Z- Zonguldak mikrokontinenti, M- Moesian mikrokontinenti, GA- Güney Avrupa mikrokontinenti, Ta- Tarim mikrokontinenti, KA- Kazakh mikrokontinenti) (Kalvoda, 2003) ve (b) *Astartella concentrica* (Conrad) türü denizel bivalvin dağılımı (Elias, 1957; Gordon ve Pojeta, 1975 Hoare vd., 1989; Renjie ve Daoping, 1993; Richter ve Amler, 1994; Quiroz-Barroso ve Perrilliat, 1998; Wendt vd., 2005).

Figure 3. (a) The continental reconstruction of Late Carboniferous (AT- Anatolide-Tauride microcontinent, T- Turan microcontinent, Sa- Sakarya microcontinent, Z- Zonguldak microcontinent, M- Moesian microcontinent, GA- group of South European microcontinent, Ta- Tarim microcontinent, KA- Kazakh microcontinent) (Kalvoda, 2003) and (b) distribution of marine bivalve *Astartella concentrica* (Conrad) (Elias, 1957; Gordon and Pojeta, 1975 Hoare et al., 1989; Renjie and Daoping, 1993; Richter and Amler, 1994; Quiroz-Barroso and Perrilliat, 1998; Wendt et al., 2005).



Şekil 4. (a) Derin deniz evresi, (b) yaşam evresi ve sığ su fasiyes gelişimi ve (c) fosilleşme ve deniz suyu seviyesinin tekrar yükselmesi (Kranz, 1974; Okan ve Hoşgör, 2005).

Figure 4. (a) Deep sea phase, (b) development of shallow-water facies and life phase and (c) re-rising of sea level and fossilization (Kranz, 1974; Okan and Hoşgör, 2005).

Aksay (1980), Aladağ Napı Paleozoyik'i için yaptığı çalışmasında tüm istifi Erken Karbonifer yaşlı olarak tanımlamıştır. Işık (1981) ise, Nohutluk Tepe Erken Karbonifer yaşlı istifi foraminiferlere dayalı olarak yaptığı ayrıntılı biyostratigrafik zonlamasında, istifin üst kesimlerinde tanımladığı *Archaediscus* aff. *molleri* zonunun Başkiriyen katını işaret ettiğini gözlemlemiştir. Bu çalışmayla birlikte, Aksay (1980)'ün çalışmasındaki sığ su fasiyesinde gelişme göstermiş olduğu belirtilen ince taneli kumtaşı birimlerinde bulunan *Bivalvia* sınıfına ait *Astartella concentrica* (Conrad) türünün varlığına bağlı olarak Nohutluk formasyonunun üst seviyesi, erken Geç Karbonifer (Baskiriyen) devrine çıkartılmış ve Işık (1981)'in istifin üst seviyelerine foraminifer faunasına dayanarak verdiği Başkiriyen yaşı, saptanan *Bivalvia* türüyle desteklenmiştir.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, katkılarından dolayı Baki Varol ile Erçüment Sirel'e (Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü) ve teknik yardımlarından dolayı Fatih Uysal'a içten teşekkürlerini sunarlar.

KAYNAKLAR

- Aksay, A., 1980. Toroslar'da fasiyes yönünden farklı bir Alt Karbonifer istifi (Aladağ Bölgesi). Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 23, 193-199.
- Balleve, M., and Lardeux, H., 2005. Signification paleoecologique et paleogeographique des bivalves du Carbonifere inferieur du bassin d'Ancenis (Masif armoricain). Comptes Rendus Paleovol, 4, 109-121.
- Bagheri, S., and Stampfli, G. M., 2003. The Paleotethys suture in Central Iran. Geophysical Research Abstracts, 5, 96-97.
- Blumenthal, M. M., 1952. Toroslar'da Yüksek Aladağ silsilesinin coğrafyası, stratigrafisi ve tektoniği hakkında yeni etüdlr. MTA Yayını, Seri D, 6, 136s.
- Conrad, T. A., 1842. Description of new species of organic remains belonging to the Silurian, Devonian and Carboniferous Systems of the United States. Academy of Natural Sciences Philadelphia, Journal of Paleontology, 41, 1195-1196.
- Davydov, V. I., and Leven, E. J., 2003. Correlation of Upper Carboniferous (Pennsylvanian) and Lower Permian (Cisuralian) marine deposits of Peri-Tethys. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 196, 39-57.
- Demirel, İ. H. ve Tekinli, U. K., 1993. Gondvanya Platformu Paleozoyik-Triyas stratigrafisi. A. Suat Erk Jeoloji Sempozyumu Bildiriler Kitabı, Ankara, 3-9.
- Dickins, J. M., 1963. Permian Pelecypods and Gastropods from Western Australia. Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics, Department of National Development Commen Wealth of Australia Bulletin, 63, 1-150.
- Dumont, J. F. ve Lys, M., 1973. Pisidya Torosları otoktonunda (Göller Bölgesi) bulunan Gökdağ Karbonifer Serisinin tanımlanması (Viziyen, Başkiriyen). Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi Bildiriler Kitabı, 192-203.
- Eagar, R. M. C., and Belt, E. S., 2003. Succession, palaeoecology, evolution, and speciation of Pennsylvanian non-marine bivalves, Northern Appalachian Basin, USA. Geological Journal, 28, 109-143.

- Elias, M. K., 1957. Late Mississippian fauna from the Redoak Hollow Formation of southern Oklahoma: Part 3. Pelecypoda. *Journal of Paleontology*, 31 (4), 737-784.
- Fedorowski, J., 1981. Carboniferous Corals-distribution and sequence. *Acta Paleontologica Polonica*, 26 (2), 327-338.
- Flügel, H. W., 1972. The development of the Prototethys during the Paleozoic of Near East. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 10, 602-610.
- Flügel, H. W., and Hubmann, B., 1993. Paläontologie und Plattentektonik am Beispiel proto-und paläotethyder Korallenfaunen. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 136 (1), 27-37.
- Gabb, W. M., 1859. Descriptions of two new species of Carboniferous fossils, brought from Fort Belknap, Texas. C. Moore (ed.), *Academy of Natural Sciences of Philadelphia Proceedings*, 11.
- Gabb, W. M., 1860. Illustrations of some fossils described in the Proceedings of the Academy of Natural Sciences. T. A. Conrad and W. M. Gabb (eds), *Academy of Natural Sciences of Philadelphia Proceedings*, 12.
- Garcia-Bellido, D. C., and Rodriguez, S., 2005. Palaeobiogeographical relationships of poriferan and coral assemblages during the late Carboniferous and the closure of the western Palaeotethys sea-Panthalassan Ocean connection. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 219, 321-331.
- Garfunkel, Z., 2004. Origin of the Eastern Mediterranean basin; a reevaluation. *Tectonophysics*, 391, 11-34.
- Girty, G. H., 1915. Fauna of the Wewoka Formation of Oklahoma. *U.S. Geological Survey Bulletin*, 544.
- Golonka, J., and Ford, D., 2000. Pangean (Late Carboniferous-Middle Jurassic) paleoenvironment and lithofacies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 161, 1-34.
- Gordon, M. JR., and Pojeta, J. JR., 1975. Pelecypoda and Rostroconchia of the Amsden Formation (Mississippian and Pennsylvanian) of Wyoming. *U. S. Geological Survey Professional Paper*, 848.
- Göncüoğlu, M. C., Göncüoğlu, Y., Kozur, H. W., and Kozlu, H., 2004. Paleozoic stratigraphy of the Geyik Dağı Unit in the Eastern Taurids (Turkey): New age data and implications for Gondwanan Evolution. *Geologica Carpathica*, 55 (6), 433-447.
- Güvenç, T., Demirel, İ. H. ve Tekinli, U. K., 1994. Lavrasya ve Gönçvanya arasında kalan Orta Doğunun Üst Paleozoyik paleocoğrafyası ve Paleozoyik stratigrafisi. *Türkiye 10. Petrol Kongresi Bildiriler Kitabı*, Ankara, 94-111.
- Hoare, R. D., Sturgeon, M. T., and Kindt, E. A., 1979. Pennsylvanian marine Bivalvia and Rostroconchia of Ohio. *Ohio Geological Survey Bulletin*, 67, 1-77.
- Hoare, R. D., Heaney, M. J., and Mapes, R. H., 1989. Bivalves (Mollusca) from the Imo Formation (Mississippian, Chesterian) of North-Central Arkansas. *Journal of Paleontology*, 63 (5), 582-603.
- Işık, A., 1981. Nohutlu Tepe Alt Karbonifer istifinin foraminifer biyostratigrafisi (Aladağ Bölgesi, Doğu Toroslar). *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 24, 79-84.
- Izart, A., Vaslet D., Briand, C., Broutin, J., Coguel, R., Davydov, V., Donsimoni, M., El Wartiti, M., Ensebaev, T., Geluk, M., Goreva, N., Görür, N., Iqbal, N., Joltaev, G., Kossovaya, O., Kranier, K., Laveine, J. P., Makhlina, M., Maslo, A., Nemirovskaya, T., Kora, M., Kozitskaya R., Masa, D., Mercier, D., Monod, O., Oplustil, S., Schneider, J., Schönlaub, H., Stcshegolev, A., Süss, P., Vachard, D., Vai, G. B., Vozarova, A., Weissbrod, T., and Zdanowski, A., 1998. Stratigraphic correlation between the continental and marine Tethyan and Peri-Tethyan basins during the Late Carboniferous and the Early Permian. *Geodiversitas*, 20 (4), 521-592.
- Izart, A., Stephenson, R., Vai, G. B., Vachard, D., Nindre, Y. L., Vaslet, D., Fauvel, P. J., Süss, P., Kossovaya, O., Chen, Z., Maslo, A., and Stovba, S., 2003. Sequence stratigraphy and correlation of late Carboniferous and Permian in the CIS, Europe, Tethyan area, North Africa, Arabia, China, Gondwanaland and the USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 196, 59-84.
- Kalvoda, J., 2003. Carboniferous foraminiferal Palaeobiogeography in Turkey and implications for plate tectonic reconstructions. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 109, 255-266.
- Kozlu, H., Göncüoğlu, M. C., Sarmiento, G. N., and Gül, M. A., 2002. Mid-Ordovician (Late Darriwillian) Conodonts from the Southern-Central Taurides, Turkey: Geological implications. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 11, 113-126.
- Kranz, P. M., 1974. Computer simulation of fossils assemblage formation under conditions of anastrophic burial. *Journal of Paleontology*, 48 (4), 800-808.
- Lintz, J., 1958. The Fauna of the Ames and Brush Creek Shales of the Conemaugh Formation of Western Maryland. *Journal of Paleontology*, 32, 97-112.

- Manger, W. L., and Saunders, W. B., 1980. Lower Pennsylvanian (Morrowan) ammonoids from the North American midcontinent. *Journal of Paleontology*, 54 (2-3), 1-56.
- McChesney, J. H., 1868. Descriptions of fossils from the Paleozoic rocks of the western states, with illustrations. *Transactions of the Chicago Academy of Sciences*, 1, 1-57.
- Moore, R. C., 1964. Treatise on invertebrate paleontology, Mollusca 6 Bivalvia. Geological Society of America, University of Kansas, Part N, Vol. 2.
- Nicol, D., 1955. Morphology of *Astartella* a primitive Heterodont Pelecypod. *Journal of Paleontology*, 29, 155-158.
- Nicolaus, H. J., 1963. Zur Stratigraphie und Fauna der crenistria-Zone im Kulm des Rheinischen Schiefergebirges. *Beihefte zum Geologischen Jahrbuch*, 53, 1-264.
- Okan, Y. ve Hoşgör, İ., 2005. Mikropaleontoloji, Ankara Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ders Notu (yayımlanmamış).
- Okay, İ. A., 2004. Türkiye'nin jeolojisinde Paleo-Neotetis problemi. 57. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı, Ankara, 8-9.
- Okuyucu, C., 2003. Anadolu platformu Gjeliiyen (Geç Karbonifer)-Erken Sakmariyen (Erken Permiyen) fusulin faunası (KD Yahyalı, Kayseri; KB Aydıncık, İçel; KB Seydişehir, Konya), doğu ve orta Toroslar. 56. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı, Ankara, 201-202.
- Quiroz-Barroso, S. A., and Perrilliat, M. C., 1998. Pennsylvanian Bivalves from the Ixtaltepec Formation, Mexico. *Journal of Paleontology*, 72 (6), 1011-1024.
- Renjie, Z., and Daoping, Y., 1993. Stratigraphic and paleobiogeographic summary of Carboniferous marine bivalves of China. *Journal of Paleontology*, 67 (5), 850-856.
- Richter, E., and Amler, M. R. W., 1994. Bivalven und Rostroconchien aus dem Velberter Kalk von Velbert (Unter-Karbon; Bergisches Land). *Geologica et Palaeontologica*, 28, 103-139.
- Robertson, A. H. F., Ustaömer, T., Picket, E. A., Collins, A. S., Andrew, T., and Dixon, J. E., 2004. Testing models of Late Paleozoic-Early Mesozoic orogeny in western Turkey: support for an evolving poen-Tethys model. *Journal of Geological Society*, 161 (3), 501-511.
- Schönlaub, H. P., 1992. Stratigraphy, Biogeography and Paleoclimatology of the Alpine Paleozoic and its implications for Plate Movements. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 135 (1), 381-418.
- Smith, A. G., 1996. Some aspects of the Phanerozoic paleogeographic evolution of Europe. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 147 (2), 147-168.
- Stampfli, G. M., and Borel, G. D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters*, 196, 17-33.
- Stanley, S. M., 1972. Functional morphology and evolution of bisally attached bivalve mollusks. *Journal of Paleontology*, 46, 165-212.
- Tekeli, O., Aksay, A., Ertan-Evren, İ., Işık, A. ve Ürgün, M. B., 1981. Toros ofiyolit projeleri, Aladağ projesi. MTA Rapor No. 6976 (yayımlanmamış).
- Tekeli, O., Aksay, A., Ürgün, M. B., and Işık, A., 1984. Geology of the Aladağ Mountains. In: O. Tekeli, and C. M. Göncüoğlu (eds.), *Proceedings of the International Symposium on the Geology of the Taurus Belt*, Ankara, 143-158.
- Thomas, H.D., 1928. An upper Carboniferous fauna from the Amotape Mountains, Northwestern Peru. *Geological Magazine*, 65, 146-301.
- Tolluoğlu, A. Ü., ve Sümer, E. Ö., 1995. Gondavana kuzeyi Anadolu Mikrokitası Erken Paleozoyik evrim modeli. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 38 (2), 1-22.
- Torsvik, T.H., and Cooks, L. R. M., 2004. Earth geography from 400 to 250 Ma: a palaeomagnetic; faunal and facies review. *Journal of the Geological Society*, 161, 555-572.
- Wendt, J., Kaufmann, B., Belka, Z., Farsan, N., and Bavandpur, A. K., 2005. Devonian/Lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and palaeogeography of Iran part 3. Northern and central Iran. *Acta Geologica Polonica*, 55 (1), 31-97.
- Zanchi, A., Garzanti, E., Larghi, C., Angiolini, L., and Gaetani, 2003. The Variscan orogeny in Chios (Greece): Carboniferous accretion along a Palaeotethyan active margin. *Terra Nova*, 15, 213-223.

LEVHA 1 / PLATE 1

Nohutluk formasyonundaki Bivalvia örnekleri.

Bivalve sample from the Nohutluk formation.

1. İnce taneli kuvars kumtaşı litolojisinden alınmış bivalv örnekleri.

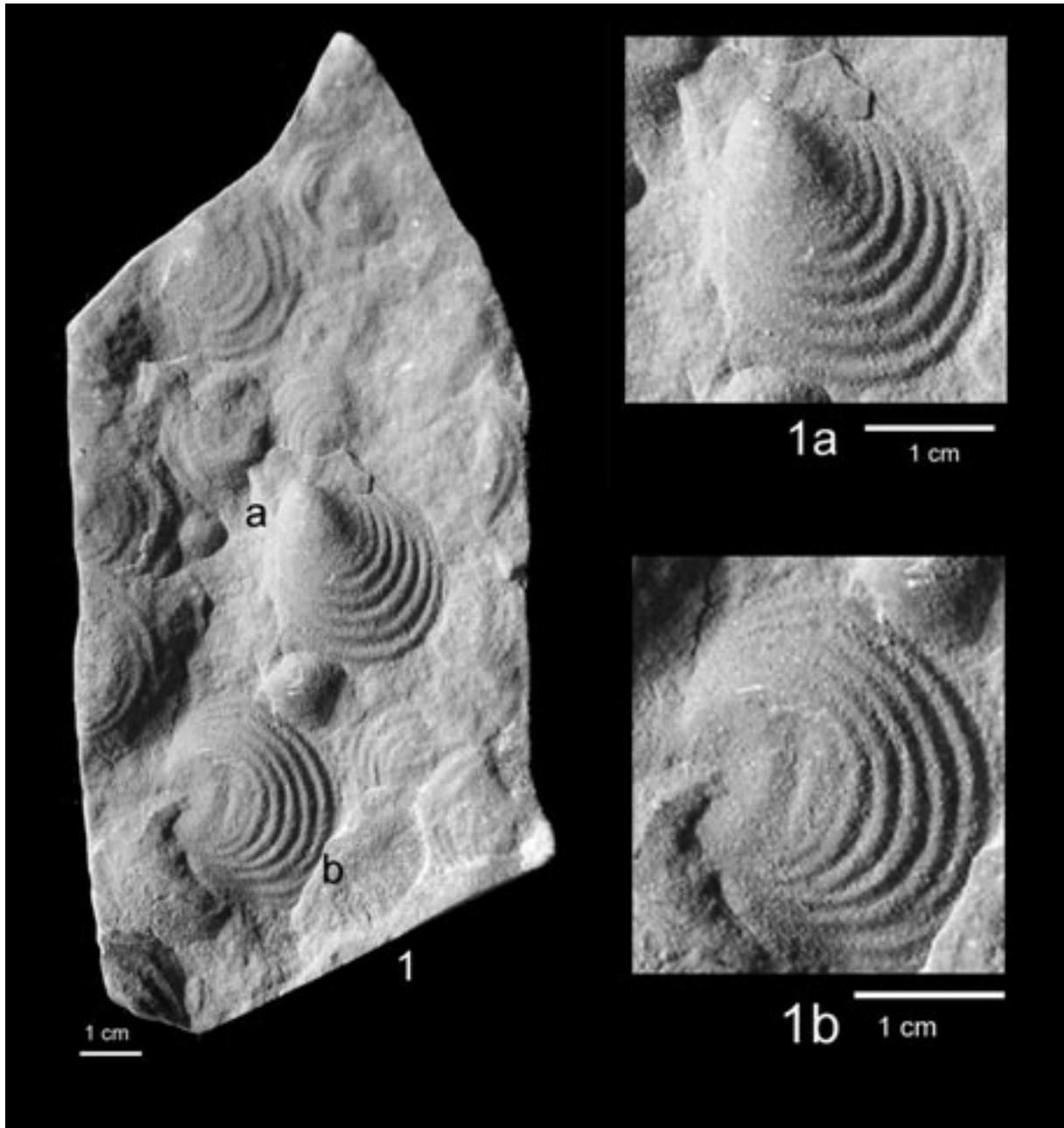
1. Bivalves types taken from quartz lithology.

1a. *Astartella concentrica* (Conrad, 1842), sağ kapak.

1a. Astartella concentrica (Conrad, 1842), right valve.

1b. Konsantrik lamelleri belirgin *Astartella concentrica* (Conrad, 1842).

1b. Astartella concentrica (Conrad, 1842) with clear concentric lamella





Siğ yeraltı yapılarının özdirenç ters-çözümünde güvenilirliğin irdelenmesi

Assessment of the reliability of resistivity inversion of shallow subsurface structures

**Mahmut G. DRAHOR^{1,2}, Meriç A. BERGE², Gökhan GÖKTÜRKLER²,
T. Özgür KURTULMUŞ¹**

¹ Dokuz Eylül Üniversitesi, Siğ Jeofizik ve Arkeolojik Prospeksiyon Araştırma ve Uygulama Merkezi (SAMER), Tınaztepe Yerleşkesi, 35160 Buca, İZMİR

² Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Tınaztepe Yerleşkesi, 35160 Buca, İZMİR

Geliş (*received*) : 19 Eylül (*September*) 2005

Kabul (*accepted*) : 09 Aralık (*December*) 2005

ÖZ

Bu çalışmada, siğ yeraltı yapılarının incelenmesinde yaygın olarak kullanılan elektrik özdirenç verilerinin ters-çözümünün güvenilirliği modelleme çalışmalarıyla irdelenmiştir. Çalışmada kullanılan modeller, gömülü bir blok ile dirençli ve iletken karstik boşluk modellerinden oluşmaktadır. Özdirenç yönteminde yaygın olarak kullanılan Schlumberger, Wenner, pol-pol ve dipol-dipol dizilimleri ile görünür özdirenç verisi üretilmiş ve çözümler düzgünlük-kısıtlı ters-çözüm algoritması ile elde edilmiştir. Karstik boşluk modelleri kullanılarak elde edilen verilere %5 Gaussian gürültü eklenmiştir. Çözümlerin güvenilirliği veri ve model çakışmazlık yaklaşımıyla irdelenmiştir. Özdirenç zıtlığı, gürültü düzeyi, dizilim türü ve yüzeye yakın tabakaların varlığının çözümlerin güvenilirliğini etkilediği gözlenmiştir.

Anahtar Kelimeler: Modelleme, özdirenç, siğ jeofizik, ters-çözüm, çakışmazlık.

ABSTRACT

In this study, the reliability of the resistivity inversion widely used for the investigation of shallow subsurface structures was analysed using modelling techniques. The models used in the study were composed of a buried block and a karstic model with resistive and conductive void. The Schlumberger, Wenner, pole-pole and dipole-dipole electrode configurations widely used in the resistivity method were employed to generate apparent resistivity data and the solutions were obtained by the smoothness-constrained inversion algorithm. 5% Gaussian noise was added to the data from the karstic models. The reliability of the solutions was studied by data and model misfit approaches. It was concluded that the resistivity contrast, level of noise, type of electrode configurations and presence of a layer closed the surface affected the reliability.

Key Words: Modelling, resistivity, near surface geophysics, inversion, misfit.

GİRİŞ

Elektrik özdirenç yöntemindeki ters-çözüm uygulamalarının özdirenç zıtlığı, yapı boyutları, dizilim türü, sönüm faktörü ve kullanılan farklı algoritmalar gibi etkenlere bağlı olarak başarısının sınanması üzerine çeşitli çalışmalar bulunmaktadır (Sasaki, 1992; Olayinka ve Yaramancı, 2000a, 2000b; Candansayar ve Başokur, 2001; Loke vd., 2003; Dahlin ve Zhou, 2004). Bu çalışmalar arasında çakışmazlık (misfit) çözümlenmeleri, ters-çözüm modellemesinin başarısının irdelenmesi açısından önem taşımaktadır. Bu çözümlenme, seçilen bir yeraltı modeli için düz-çözüm modellemesi kullanılarak yapay görünür özdirenç verisi üretmeyle başlar. Bu veri, ters-çözüm işleminde girdi olarak kullanılır ve hesaplanmış model elde edilir. Bu model, seçilen model ile karşılaştırılarak, yöntemin problem çözmedeki başarısı belirlenmeye çalışılır. Bu çözümlenme sırasında iki ayrı sınaama kullanılır. Bunlardan biri, yapay görünür özdirenç ile hesaplanan görünür özdirenç arasındaki farkı tanımlayan veri rms (root mean squares) çakışmazlık değeridir ve bunun en aza indirgenmesi gerekir. İkincisi ise, ters-çözüm sonucunda elde edilen hesaplanmış özdirenç modeli ile seçilen modelin karşılaştırıldığı model rms çakışmazlık değeridir. Modelleme çalışmalarında veri rms çakışmazlık değerinde yinelemelere bağlı olarak ortaya çıkan azalma, doğru yeraltı modeline yaklaşıldığı anlamına gelmemektedir. Bazı çalışmalar ortam özelliklerine bağlı olarak çözümlenmenin iraksayabildiğini göstermiştir (Olayinka ve Yaramancı, 2000a ve 2002). Ancak veri rms değerlerindeki azalma ile birlikte model rms değerlerinin de azalması özgün modele yaklaşıldığını gösterebilir. Özellikle ortamlar arasındaki yüksek özdirenç zıtlığı, yapının geometrik özellikleri, yüzeyde bir örtü tabakasının bulunması, ya da altta jeolojik bir temelin olması ve dizilim türü gibi etkenler nedeniyle; veri rms değerlerinin düşmesine karşın, model rms değerleri iraksayabilir. Bu olgu, Olayinka ve Yaramancı (2000a ve 2000b) tarafından graben, horst ve fay türü yapılar için farklı etkenler göz önünde bulundurulmuş olarak incelenmiştir. Bu araştırmacılar, özellikle özdirenç zıtlığı ve yapı boyutlarının çözümler üzerinde etkili olduğunu belirtmişlerdir.

Yukarıda değinilen olguların sığ yapılar üzerindeki etkilerinin çakışmazlık yaklaşımı açısından incelenmesinin amaçlandığı bu çalışmada, ön-

celikle blok modeli üzerinde benzetim çalışmaları yapılmıştır. Daha sonra sığ ortamlarda sık karşılaşılan sorunların benzetiminden (Drahor vd., 2004 ve 2005) yararlanılarak, veri ve model çakışmazlık çözümlenmeleri yapılmış ve sığ amaçlılıkla ilgili bazı sorunlar elektriksel ters-çözüm bağlamında irdelenmiştir. Bu amaçla, Loke ve Barker (1996) tarafından oluşturulan ve Loke (2001) tarafından geliştirilen RES2DINV ters-çözüm yazılımı (Geotomo Software, 2001) kullanılmıştır. Wenner, Schlumberger, pol-pol ve dipol-dipol dizilimleri kullanılarak, düzgünlük-kısıtlı (smoothness-constrained) ters-çözüm algoritmasının model yapıyı tanımlamadaki başarısı irdelenmiştir. Elde edilen bulgular, model çakışmazlık değerlerinde önemli iraksamaların görüldüğü karstik boşluk modelleri (Drahor vd., 2004 ve 2005) kullanılarak ayrıntılarıyla verilmeye çalışılmıştır. Böylece sığ jeofizik araştırmalarda önem taşıyan karstik yeraltı yapılarının belirlenmesinde elektrik özdirenç ters-çözüm yönteminin başarısı irdelenmeye çalışılmıştır.

BLOK MODEL

Elektrik özdirenç verisinin iki-boyutlu ters-çözümünde her bir yinelemelerde hesaplanan görünür özdirenç değerlerinin gözlenen görünür özdirenç değerlerine yakınsaması, özgün modele yakınsadığı anlamına gelmez. Bu nedenle, veri ve model çakışmazlıklarının birlikte incelenmesi, elde edilen çözümün güvenilirliği hakkında fikir verebilir. Ancak, model çakışmazlık çözümlenmeleri yapay modeller üzerinde anlamlı olduğundan, alan çalışmalarında doğru modelin bulunması yorumcuya kalmaktadır. Bu nedenle, yorumlamayı güçlendirebilmek amacıyla; çözümlenmek istenilen sorunu temsil eden model çalışmalarıyla model çakışmazlığı hakkında bilgi edinilerek, yöntemin başarısı irdelenebilir.

Yukarıda da belirtildiği gibi ters-çözümde gözlenen ve hesaplanan veriler arasındaki fark en aza indirilmeye çalışılır ve yinelemelerin devam ettirilmesi, ya da durdurulması bu ölçüde bağlıdır. Bu fark, genellikle % veri rms çakışmazlığı (D_{rms}) olarak tanımlanır (Eşitlik 1) ve bir bütün olarak verideki çakışmazlığı ifade eden bir değerdir. Eşitlik (2) yardımıyla da her bir görünür özdirenç değeri için % veri rms çakışmazlığı (D_i) hesaplanabilir.

$$D_{rms} = \left[\frac{1}{N} \sum D_i^2 \right]^{0.5} \quad (1)$$

$$D_i = \left[\left(\rho_{a\text{ göz}}(j) - \rho_{a\text{ hes}}(j) \right) / \rho_{a\text{ göz}}(j) \right] 100\% \quad (2)$$

Burada; $\rho_{a\text{ göz}}$ gözlenen görünür özdirenci ve $\rho_{a\text{ hes}}$ ise hesaplanan görünür özdirenci ifade etmektedir.

Benzer şekilde, seçilen model ile ters-çözüm işlemi sonucu elde edilen model arasındaki çakışmazlık eşitlik (3) ve (4) yardımıyla hesaplanabilir ve böylece bir bütün olarak model çakışmazlığını ifade eden (M_{rms}) ve modeli oluşturan her bir elemana ait % model rms çakışmazlığı (M_i) belirlenebilir,

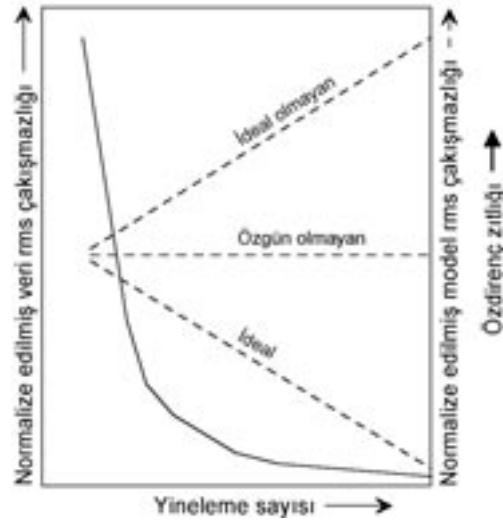
$$M_{\text{rms}} = \left[1/N \sum M_i^2 \right]^{0.5} \quad (3)$$

$$M_i = \left[\left(\rho_{\text{dogru}}(i) - \rho_{\text{hes}}(i) \right) / \rho_{\text{dogru}}(i) \right] 100\% \quad (4)$$

Burada; ρ_{dogru} seçilen modeldeki özdirenç değerleri ve ρ_{hes} ise ters-çözüm ile hesaplanan model özdirenç değerlerini göstermektedir (Olayinka ve Yaramancı, 2000a).

Veri rms çakışmazlığı (D_{rms}) genellikle gürültü düzeyini temsil eden değere asimptot olacak şekilde bir azalış göstermesine rağmen, model rms çakışmazlığı üç farklı davranış gösterebilir (Şekil 1). Birinci durumda kuramsal olarak veri çakışmazlığındaki azalmaya karşılık, model çakışmazlığında da azalma beklenir (ideal davranış). Bu tip bir davranış, araştırmacıyı ilerleyen yinelemelerde özgün modele götürebilir ve genellikle ortamda düşük özdirenç zıtlığı söz konusu ise gerçekleşebilir. İkinci durum, model çakışmazlık değerinin yinelemeler boyunca değişmeden kalmasıdır (özgün olmayan davranış). Her çözümün diğerleri kadar geçerli olmasından dolayı, doğru çözüme ulaşılması söz konusu değildir. Son durum veri çakışmazlığındaki azalmaya karşın model çakışmazlığındaki artış (ideal olmayan davranış) olup, diğer bir ifadeyle her yineleme sonucunda doğru çözümden uzaklaşılmasıdır. Bu olgu, genellikle yüksek özdirenç zıtlıklarının bulunduğu durumlarda ortaya çıkmaktadır (Olayinka ve Yaramancı, 2000a).

Şekil 2, 100 Ωm 'lik özdirenç değerindeki ortam içine 0.5 m derinlikte gömülü 500 Ωm 'lik 2.5x2.5 m boyutlarındaki bir blok modelinin iki-boyutlu elektrik özdirenç ters-çözümü ile D_i ve M_i değerlerinden oluşan çakışmazlık kesitlerini göster-

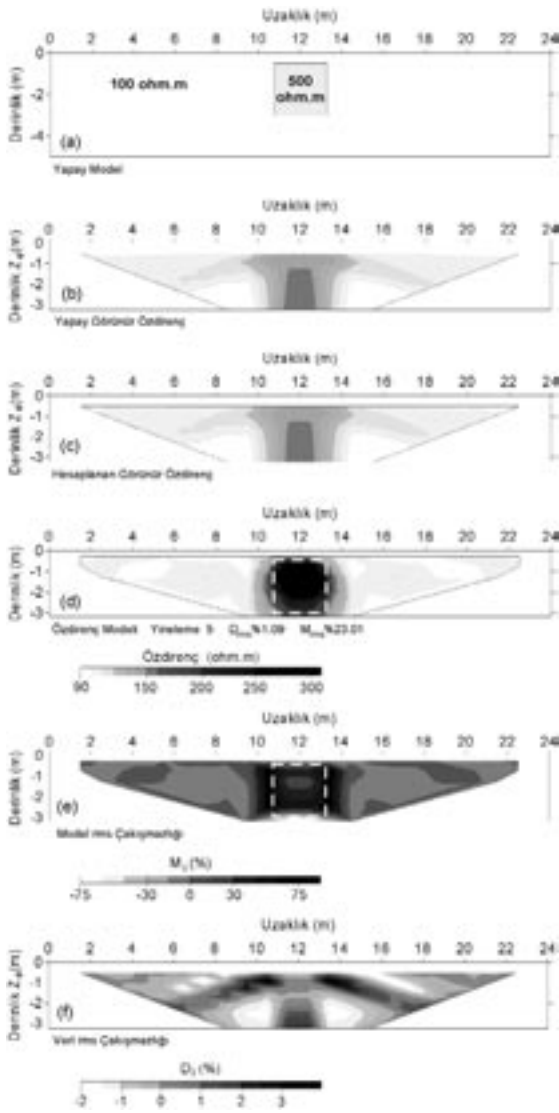


Şekil 1. İlk değerlerine göre normalize edilmiş veri ve model rms hatalarının değişimi (Olayinka ve Yaramancı, 2000a).

Figure 1. Variation in the data and model rms misfits normalized by their first values (Olayinka and Yaramancı, 2000a).

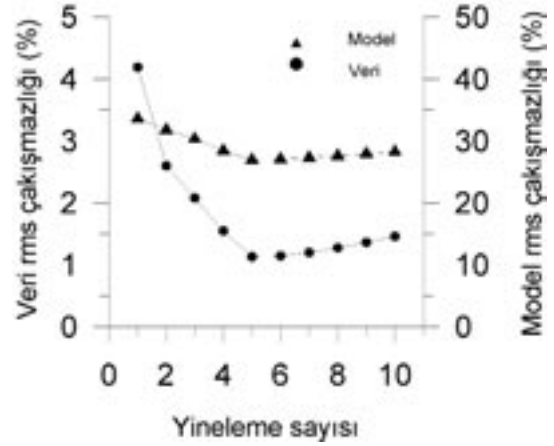
mektedir. Schlumberger dizilimine göre elde edilen yapay görünür özdirenç verisinin ters-çözümünde, sönüm faktörü $\lambda = 0.5$ olarak seçilmiştir. Bloğun gömülü olduğu ortamın özdirenç 100 Ωm iken, ters-çözüm sonucu elde edilen değer 90-110 Ωm (ortalama $105 \pm 14 \Omega\text{m}$) arasında değişmektedir. Aynı şekilde, bloğun özdirenç değeri de 180-380 Ωm (ortalama $231 \pm 90 \Omega\text{m}$) arasında elde edilmektedir. Özgün model ile ters-çözüm sonucu elde edilen model karşılaştırıldığında, düzgünlük-kısıtlı ters-çözümün bloğun kenarlarında yuvarlatma yaptığı ve hesaplanan özdirenç değerlerinin de doğru değerlerden düşük kaldığı gözlenmektedir (Şekil 2d). Model rms çakışmazlık kesiti incelendiğinde, düşük değerlerin toplandığı blok modelin alt kısmının, doğru özdirençten en çok iraksayan bölgeyi temsil ettiği görülmektedir (Şekil 2e). M_i değerlerinden oluşan kesitte blok modelin sınırları yaklaşık olarak gözlenmektedir. Diğer yandan düşük veri rms hatalarının elde edildiği Şekil 2f'deki kesitte ise, kesin bir model geometrisine yaklaşım gözlenmemektedir.

Şekil 3'de ise, on yineleme için veri ve model rms çakışmazlık değişimlerini gösteren grafik verilmiştir. Her iki eğride de beşinci yinelemeye kadar gözlenen düşüş ile başarılı yinelemelerin sürdürüldüğü ve ideal durumun ortaya çıktığı,



Şekil 2. Blok model üzerinde iki-boyutlu ters-çözüm sonucu: (a) model, (b) yapay gözlenen görünür öz direnç verisi, (c) hesaplanan görünür öz direnç verisi, (d) beşinci yineleme için ters-çözüm sonucu, (e) (a) ve (d)'deki sonuçlar kullanılarak elde edilen model hata kesiti, (f) (b) ve (c) 'deki sonuçlar kullanılarak elde edilen veri hata kesiti (Beyaz kesikli çizgi blok modeli göstermektedir).

Figure 2. Result of 2-D inversion of the block model: (a) model, (b) synthetic observed apparent resistivity data, (c) calculated apparent resistivity data, (d) inversion result at iteration 5, (e) model misfit section obtained from (a) and (d), (f) data misfit section obtained from (b) and (c) (White dashed line indicates the block model).

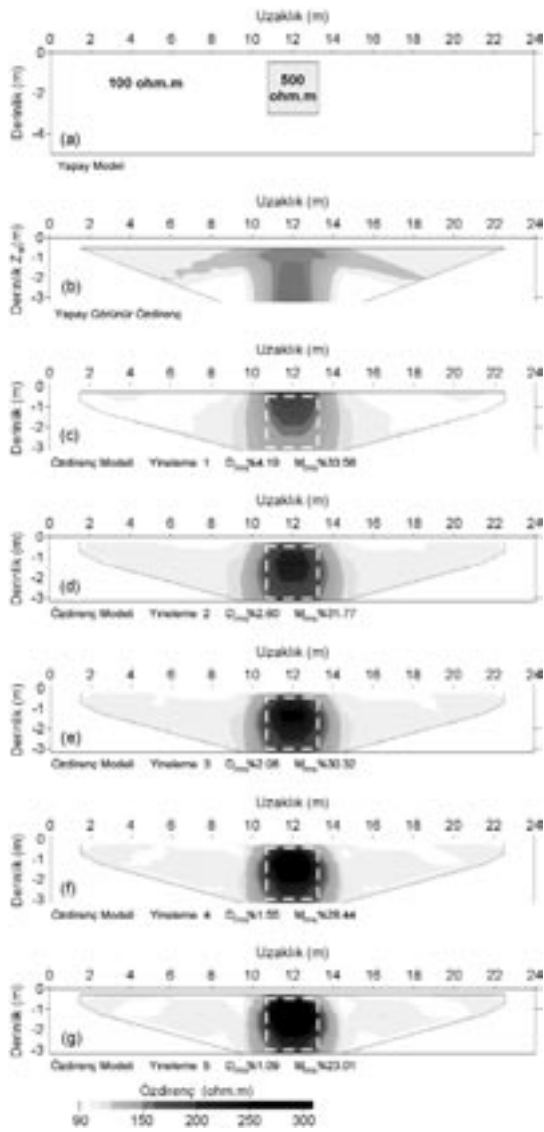


Şekil 3. Blok modelin ters çözümünde, veri ve model rms hatanın yinelemelere göre değişimi.

Figure 3. Variation in data and model rms misfit with respect to the iteration number in the inversion of the block model.

bu yinelemeden sonra ise çakışmazlıkların yükselme eğilimine girdiği ve çözümün de ıraksamaya başladığı söylenebilir. Bu durumda bu tip bir blok modeli için yapılacak ters-çözüm çalışmasında doğru çözüme beşinci yinelemede ulaşıldığı söylenebilir. Aynı modelin ilk beş yinelemede elde edilen ters-çözüm model kesitleri, D_{rms} ve M_{rms} değerleri ile birlikte Şekil 4'de verilmiştir. Sonuçlar incelendiğinde; ilk beş yineleme için modelin yeri, geometrisi ve doğru öz direnç değerlerine yaklaşıldığı ve bu sırada çakışmazlık değerlerinin azaldığı görülmektedir. Bu olguyu daha iyi vurgulayabilmek için 1.275 m derinlik düzeyindeki ilk beş yinelemeye ait model öz direnç değerleri Şekil 5'de verilmiştir. Bu şekil, bloğa ait 500 Ωm öz direnç değerine en iyi yaklaşımın beşinci yineleme sonunda yaklaşık 400 Ωm olarak hesaplanan öz direnç değeri ile elde edildiği ve doğru sonuca en uygun yaklaşımın bu yineleme değerinde bulunduğunu göstermektedir. Yukarıda değinilen blok modeli Wenner, dipol-dipol ve pol-pol dizilimleriyle de çalışılarak irdelenmiştir. Konu ile ilgili ayrıntılar, Berge (2005) tarafından verilmiştir.

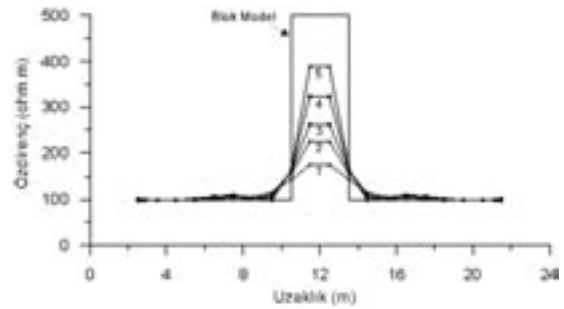
Blok modeli kapsamında ortaya çıkan olgular daha karmaşık (gerçekçi) problemlerin benzer yaklaşımla incelenmesi gerektiğini ortaya koymaktadır. Bu amaçla; Drahor vd. (2004 ve



Şekil 4. Blok model üzerinde iki-boyutlu ters-çözüm sonucu: (a) model, (b) yapay görünümlü öz direnç verisi, (c), (d), (e), (f) ve (g) sırasıyla ilk beş yineleme için ters-çözüm sonuçları (Beyaz kesikli çizgi blok modeli göstermektedir).

Figure 4. Result of 2-D inversion of the block model: (a) model, (b) synthetic observed apparent resistivity data, (c), (d), (e), (f) and (g) inversion results for five successive iterations, respectively (White dashed line indicates the block model).

2005) tarafından ayrıntılı olarak incelenen modeller üzerinde çalışmalar yapılmıştır. Özellikle yüksek öz direnç zıtlıklarının bulunduğu ortamlarda, önemli oranda iraksamaların olduğu göz-

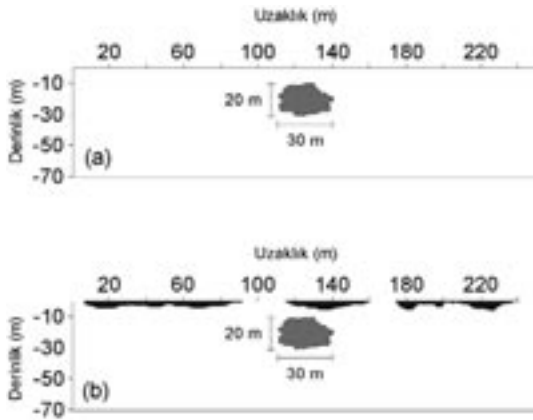


Şekil 5. Blok modelde 1.275 m derinlikte ilk beş yineleme için elde edilen öz direnç profilleri.
Figure 5. Resistivity profiles at the depth of 1.275 m for five successive iterations in the block model.

lenmiştir. Bu durum, bu çalışma kapsamında sığ amaçlı öz direnç aramalarında sıklıkla karşılaşılan karstik boşluk problemi temel alınarak tartışılmıştır.

KARSTİK BOŞLUK MODELLERİ

Drahor vd. (2004) tarafından verilen iki ayrı karstik model yukarıda açıklanan çakışmazlık analizi kapsamında incelenmiştir. Çözümlemeler, hedef karstik yapının iletken ve dirençli olduğu iki farklı durum için yapılmıştır. Şekil 6, bu amaçla kullanılan modelleri göstermektedir. Karstik yapı 250 m'lik profilin ortasına, 30 m genişliğinde 20 m boyunda ve yüzeyden 10 m derinde olacak şekilde yerleştirilmiştir. Oluşturulan karstik-1 modelinde (Şekil 6a) karst boşluğu ve çevre ortamın öz direnç değerleri sırasıyla dirençli durum için 30000 ve 1000 Ωm , iletken durum için ise 20 ve 2000 Ωm olarak seçilmiştir. Bu modelin yüzeye yakın bölümlerinin çeşitli iklimsel etkiler nedeniyle bozunmuş ve bunun sonucu oluşan oyukların da 80 Ωm 'lik öz direnç değerine sahip toprak ile dolduğu düşünülerek karstik-2 modeli oluşturulmuştur (Şekil 6b). Schlumberger, Wenner, pol-pol ve dipol-dipol dizilimleri kullanılarak yapılan benzetimler sırasında, verilere %5 Gaussian gürültü eklenmiş ve çözümler düzgünlük-kısıtlı ters-çözüm algoritması kullanılarak elde edilmiştir. Ayrıca blok tipi yapıyı belirleme amaçlı yapılan yapay modelleme çalışmaları sırasında yüksek gürültü düzeyleri için büyük sönüm faktörleri kullanmanın çözümde yarar sağlayacağı ortaya çıkmıştır. Ancak buradaki verilerin düşük gürültü düzeyleri içermesi nedeniyle, sönüm faktörü bu



Şekil 6. Karstik boşluk analizinde kullanılan (a) karstik-1 ve (b) karstik-2 modelleri.

Figure 6. (a) Karstic-1 and (b) karstic-2 models used in the analysis of the karstic void.

modeller için yapılan çalışmalarda 0.15 olarak seçilmiştir.

Karstik-1 Modeli

İletken ve dirençli bir karst boşluğunu tanımlamak için oluşturulan karstik-1 modelinden Schlumberger dizilimi için elde edilen sonuçlar Şekil 7'de verilmiştir. Her iki modelin görünür öz direnç kesitlerinde görülen gürültü etkisi, çözümde önemli bir sorun oluşturmamıştır. Ters-çözüm sonuçları incelendiğinde, hem dirençli hem de iletken modeller için yapı belirlenebilirliğinin yüksek olduğu gözlenmektedir (Şekil 7a ve 7b). Veri rms çakışmazlık değerleri her iki model için verilerdeki gürültü düzeyi olan % 5'e doğru bir azalma göstermesine karşın, model rms değerleri dirençli modelde üçüncü yinelemeye kadar düşmekte ve daha sonra hızla yükselerek, ideal olmayan durumda bir model çakışmazlık eğrisi göstermektedir (Şekil 7c). İletken modelde ise, model rms çakışmazlık değerleri tüm yinelemelerde düşme göstermekte ve böylece ideal bir davranış göstererek, özgün modele yaklaşıldığı ve yineleme sayısındaki artışla çözümün önemli oranda değişmeyeceği görülmektedir (Şekil 7d).

Modelin Wenner dizilimine göre dirençli ve iletken yeraltı koşulları için elde edilen ters-çözüm sonuçları Şekil 8a ve 8b'de verilmiştir. Her iki model için verilen görünür öz direnç kesitlerinde

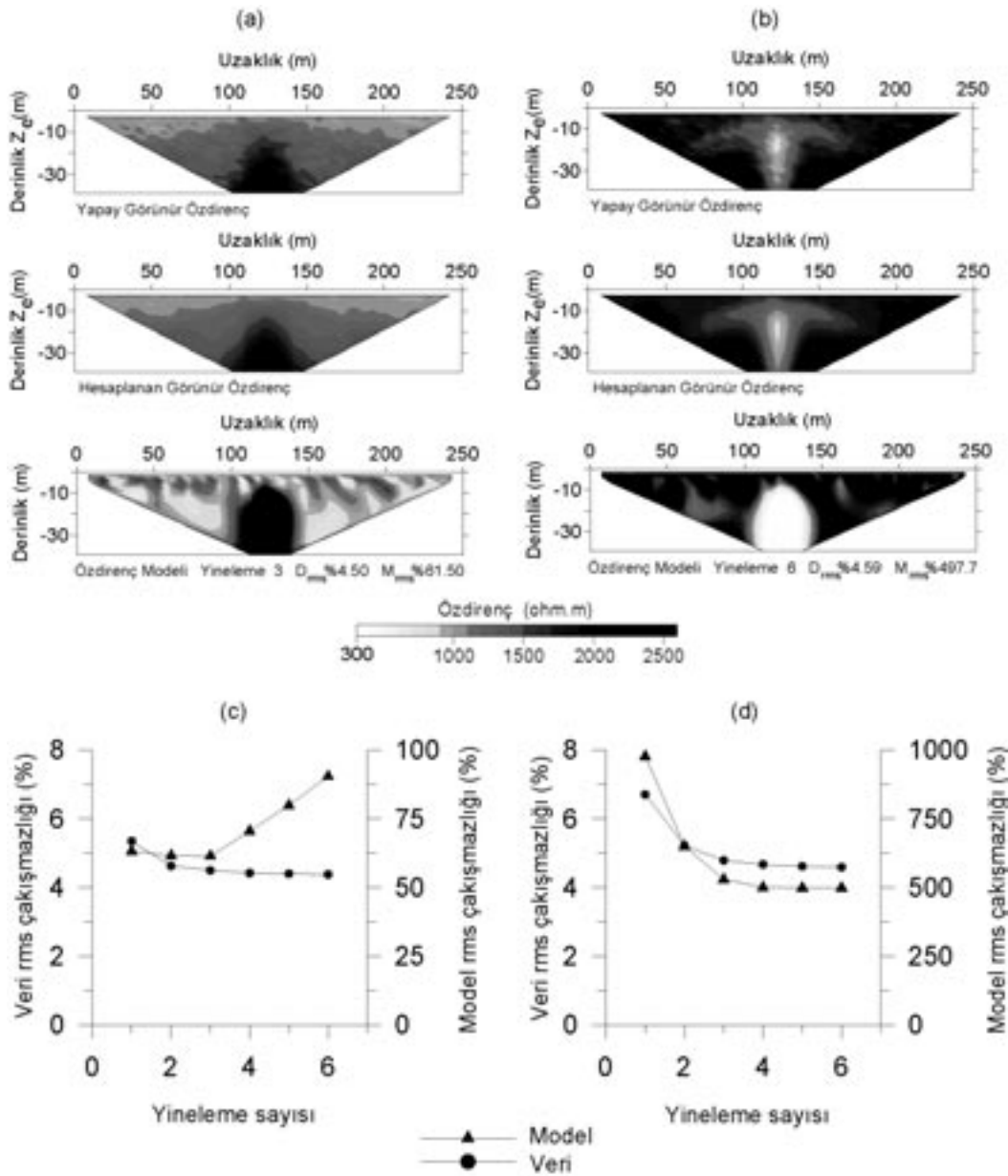
yapı belirlenebilirliğinin çok az olduğu gözlenmektedir. Bu dizilime göre altıncı yineleme sonucunda elde edilen veri ve model rms çakışmazlık değerleri Şekil 8c ve 8d'de verilmektedir. Model rms çakışmazlık değerleri dirençli yapı için sürekli bir artış göstermekte ve ideal olmayan bir davranış sergilemektedir. Oysa, iletken yeraltı durumu için yineleme değerlerine bağlı olarak, her iki değerde de benzer bir düşüş elde edilmektedir. Böylece iletken durumlu karst yapıları için gerçekleştirilen ters-çözüm çalışmalarının dirençli durumlara göre daha başarılı sonuçlar vereceği söylenebilir.

Aynı modelden pol-pol dizilimi için elde edilen sonuçlar Şekil 9a ve 9b'de verilmiştir. Hata analizleri pol-pol diziliminin bu tür dirençli yeraltı koşulları için model çakışmazlık değerlerinin tipik bir ideal olmayan durum gösterebileceğini ortaya çıkarmaktadır. Oysa, iletken yapı durumunda çözüm kararlı bir davranış sergilemekte ve artan yinelemelere bağlı olarak azalan çakışmazlık gözlenmektedir (Şekil 9c ve 9d). Her iki model kesitte de hedef yapı belirlenmekle birlikte, dirençli durum çözümünde, gürültü etkisine de bağlı olarak, yüksek genlikli yanıtıcı etkiler gözlenmekte ve hedef yapıyı maskeleyebilecek bir özellik göstermektedir.

Şekil 10a ve 10b'de dipol-dipol dizilimi için elde edilen sonuçlar sunulmuştur. Dirençli boşluk durumunda ilk yinelemeden başlayarak, model çakışmazlık değerleri hızla yükselmektedir (Şekil 10c). Bu nedenle, ilk yinelemelerde elde edilen sonuçlar daha başarılı olmaktadır. İletken durumda ise, diğer dizilimlerde olduğu gibi daha başarılı bir çözüm söz konusudur (Şekil 10d).

Karstik-2 Modeli

İlk modelin üzerine bir örtü katmanının yerleştirilmesiyle karstik model daha da karmaşık hale getirilmiştir (Drahor vd., 2004). Schlumberger dizilimi kullanılarak elde edilen sonuçlar Şekil 11'de gösterilmiştir. Her iki durum (iletken/dirençli) için de hedef yapı ve örtü tabakasının etkileri model kesitleri üzerinde belirgin olarak görülmektedir (Şekil 11a ve 11b). Veri ve model çakışmazlık değerleri açısından karstik-1 modeliyle karşılaştırıldığında, karstik-2 modelinde veri çakışmazlık değerlerinde önemli bir değişim görülmemekle birlikte, model çakışmazlık değerlerinin daha yüksek olduğu gözlenmektedir (Şekil 11c ve 11d).



Şekil 7. Karstik-1 modelinin Schlumberger dizilimine göre ters-çözüm sonuçları: (a) dirençli, (b) iletken karstik boşluk, (c) dirençli, (d) iletken durum için veri ve model rms çakışmazlıklarının yineleme sayısına göre değişimi.

Figure 7. Inversion results of the karstic-1 model with the Schlumberger array: (a) resistive, (b) conductive karstic void; variation in the model and data rms misfit with respect to the iteration number for (c) the resistive and (d) conductive case.

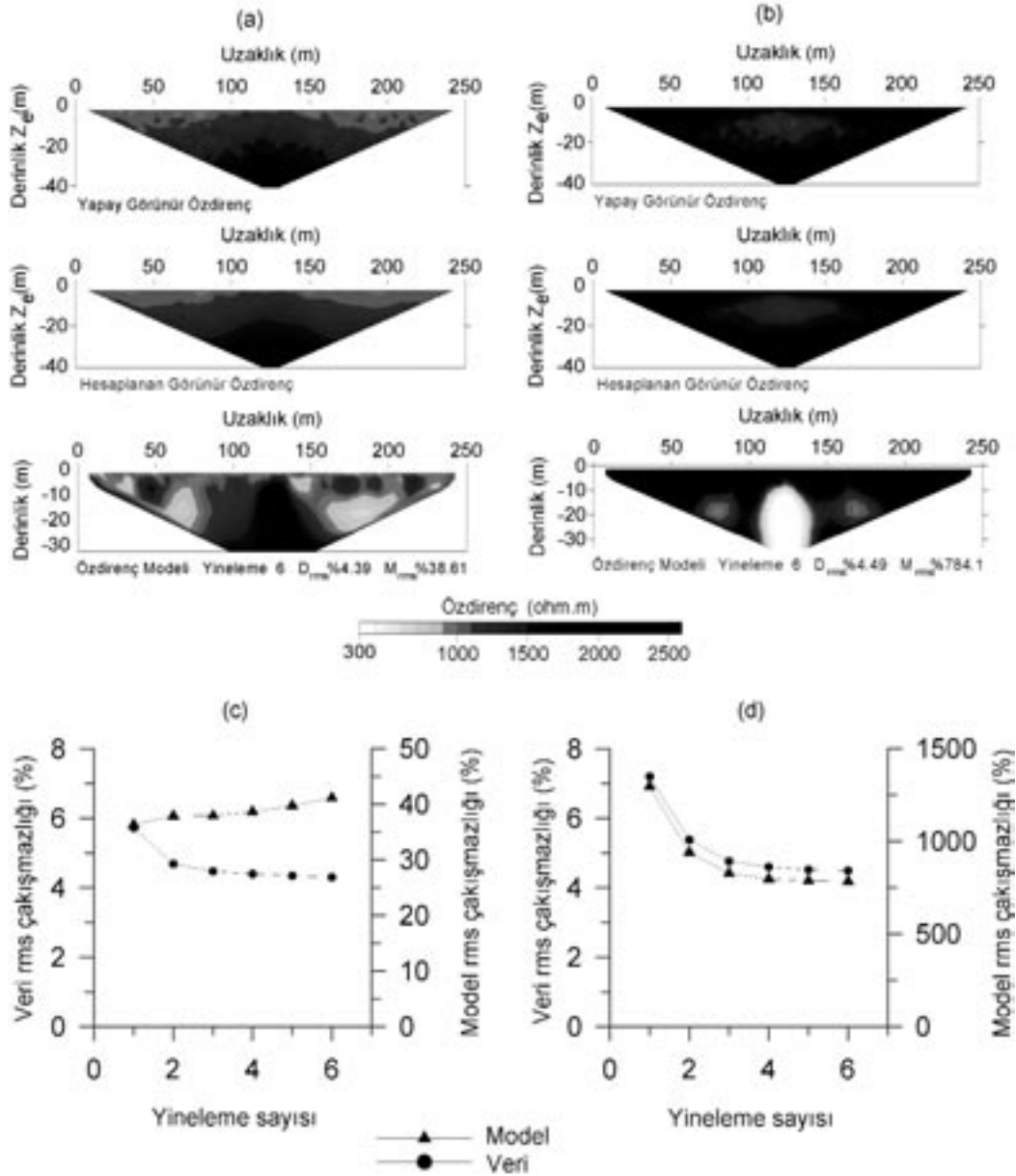
Wenner dizilimi kullanılarak elde edilen yapay veri ve onun ters-çözüm sonuçları Şekil 12a ve 12b'de verilmiştir. Bu çözümün sonucuna göre, ilk altı yineleme için bulunan veri ve model hata çakışmazlık değerleri ise, Şekil 12c ve 12d'de görülmektedir. Her iki model için veri çakışmazlık

değerleri azalma eğilimi göstermektedir. Karstik-1 modeli ile karşılaştırıldığında, yüzeydeki örtü katmanı çözüm gücünü büyük oranda düşürmektedir. Model kesitlerinde, hedef yapı ve örtü katmanının izlenebildiği söylenebilir. Özellikle iletken yeraltı durumu için elde

edilen model, seçilen modele daha yakın sonuçlar vermektedir. Ancak Schlumberger dizilimi ile karşılaştırıldığında, çözüm gücünün düştüğü gözlenmektedir.

Karstik-2 modelinde pol-pol dizilimi ile elde edilen sonuçlar Şekil 13'de görülmektedir. Model kesitleri incelendiğinde de; dirençli ve iletken

boşluk durumları için hedef yapının açıkça belirlenemediği ortaya çıkmaktadır. Ancak yüzeye yakın olarak verilen örtü tabakasının etkisi kesitlerde açıkça gözlenmektedir (Şekil 13a ve 13b). Veri çakışmazlık değerleri azalırken, model çakışmazlık değerleri artmaktadır (Şekil 13c ve 13d). Bu olgunun hem iletken hem de dirençli

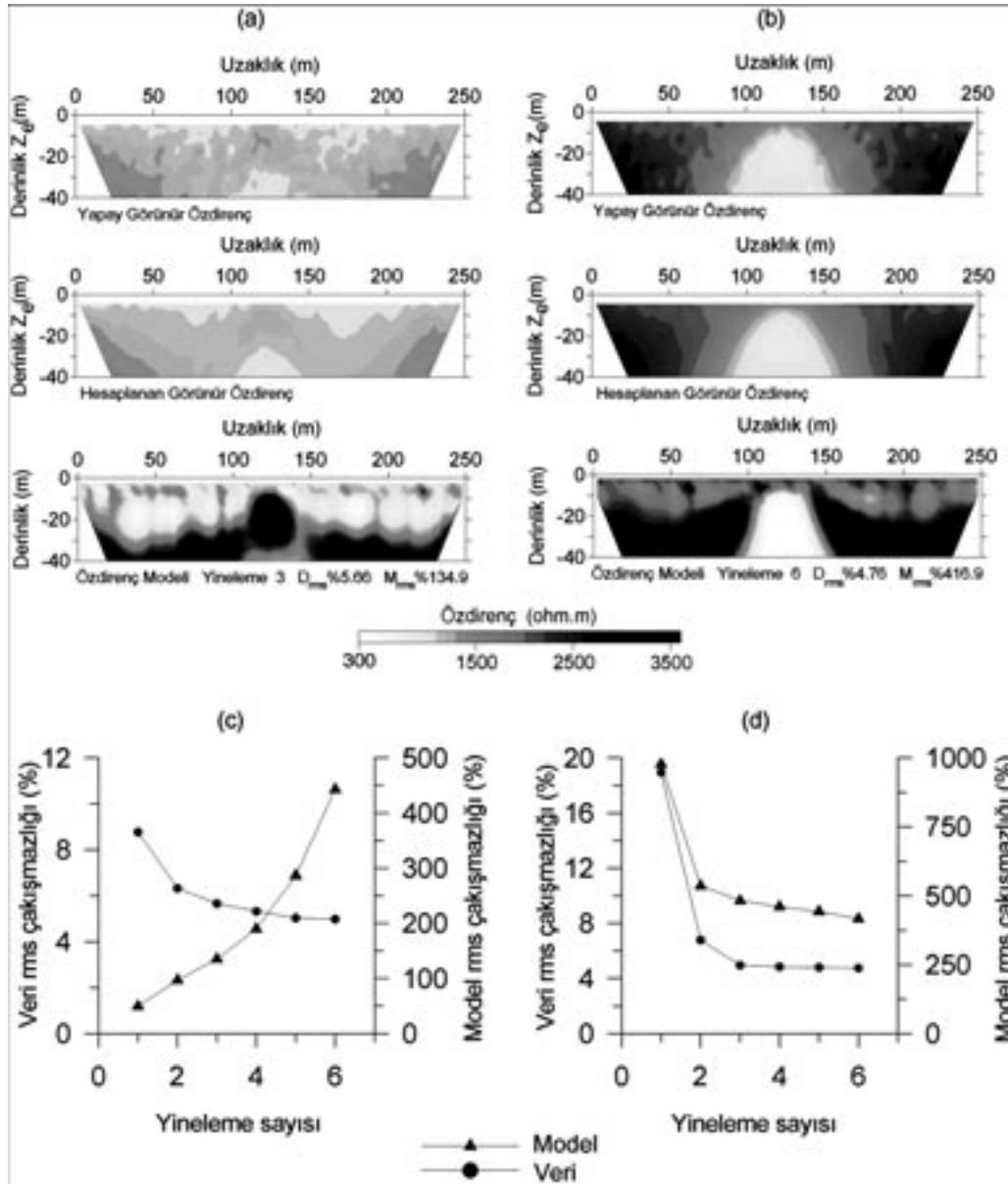


Şekil 8. Karstik-1 modelinin Wenner dizilimine göre ters-çözüm sonuçları: (a) dirençli, (b) iletken karstik yapı, (c) dirençli, (d) iletken durum için veri ve model rms çakışmazlık değişimleri.

Figure 8. Inversion results of the karstic-1 model with the Wenner array: (a) resistive, (b) conductive karstic void; variation in the model and data rms misfit with respect to the iteration number for (c) the resistive and (d) conductive case.

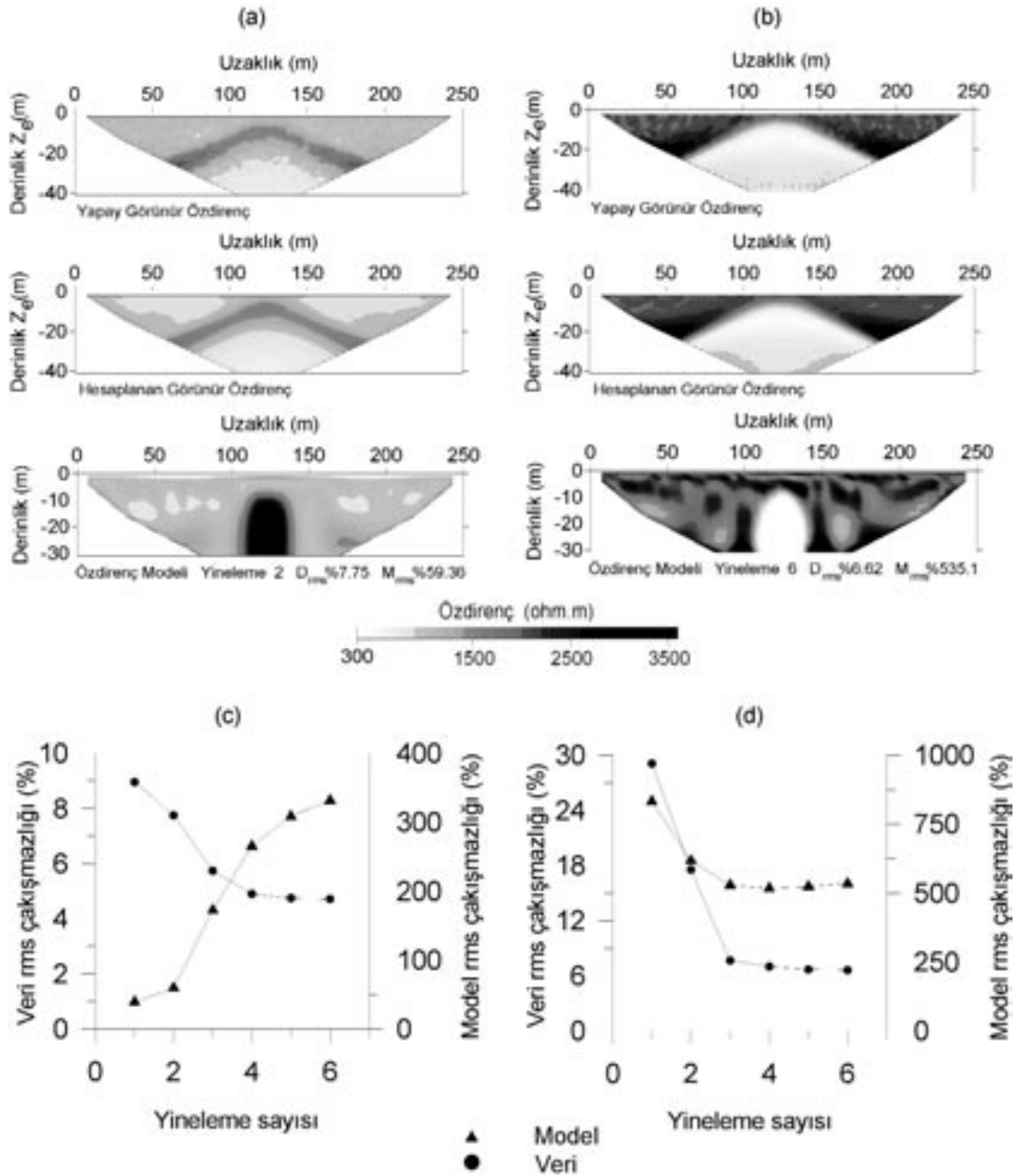
karst boşluğu için geçerli olması, bu dizilimin böyle bir model yapıya benzer jeolojik ortamlar için uygun bir dizilim olmadığını göstermektedir. Dipol-dipol dizilimine ait sonuçlar Şekil 14'de verilmiştir. Bu şekildeki kesitlerden de görüldüğü gibi, hedef yapı hem iletken, hem de dirençli durumda açıkça belirlenebilmektedir. Ancak,

yüzeyde bulunan örtü katmanı, verinin gürültülü olması nedeniyle seçilememektedir (Şekil 14a ve 14b). Veri rms değerlerinde hızlı bir düşüş olmasına karşın, model çakışmazlık değerlerinin yükseldiği ya da kararsız bir yapıya sahip olduğu görülmektedir. Dirençli yeraltı modeli için veri rms değerleri hızla azalırken, model rms de-



Şekil 9. Karstik-1 modelinin pol-pol dizilimine göre ters-çözüm sonuçları: (a) dirençli, (b) iletken karstik yapı, (c) dirençli, (d) iletken durum için veri ve model rms çakışmazlık değişimleri.

Figure 9. Inversion results of the karstic-1 model with the pole-pole array: (a) resistive, (b) conductive karstic void; variation in the model and data rms misfit with respect to the iteration number for (c) the resistive and (d) conductive case.



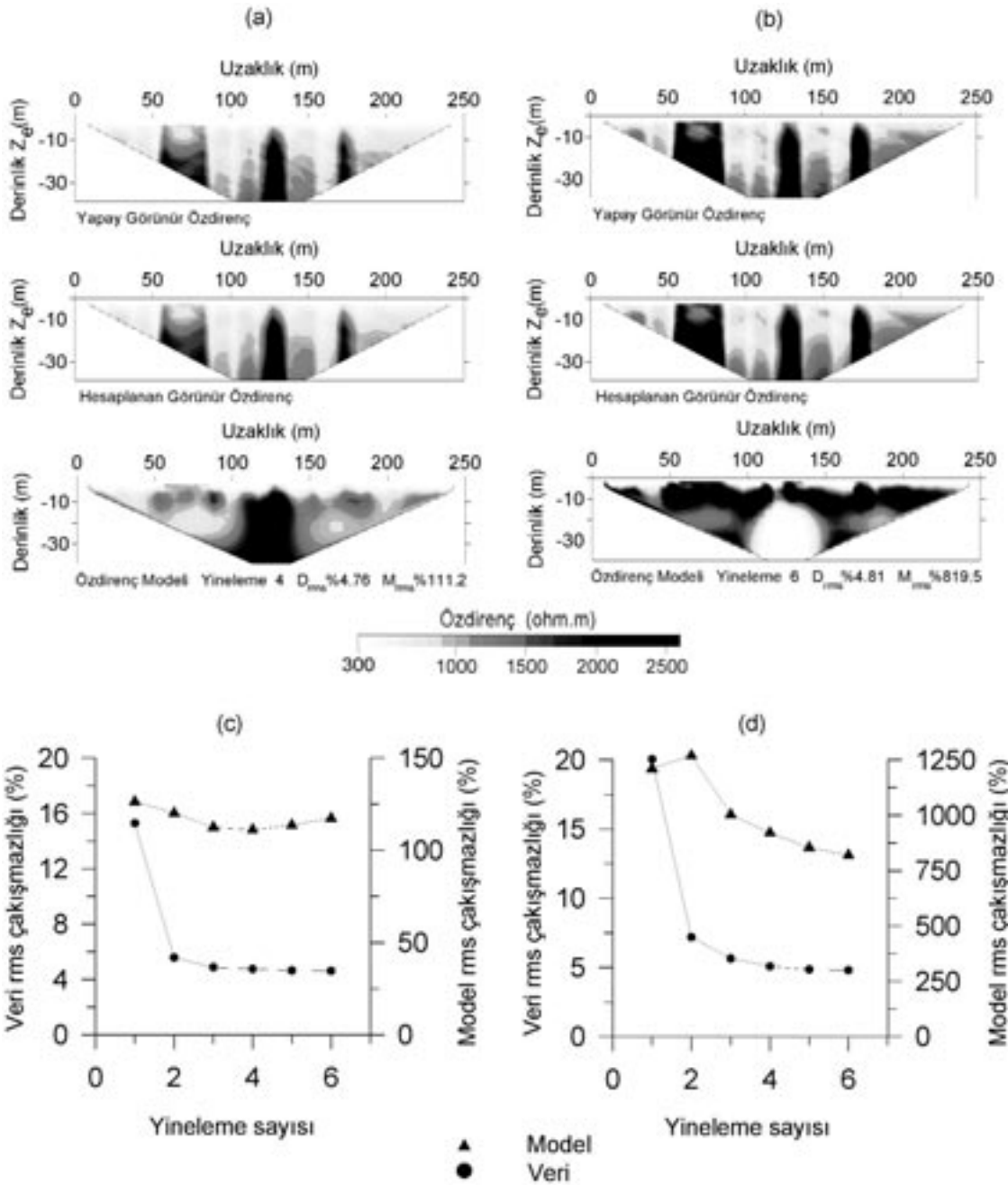
Şekil 10. Karstik-1 modelinin dipol-dipol dizilimine göre ters-çözüm sonuçları: (a) dirençli, (b) iletken karstik yapı, (c) dirençli, (d) iletken durum için veri ve model rms çakışmazlık değişimleri.

Figure 10. Inversion results of the karstic-1 model with the dipole-dipole array: (a) resistive, (b) conductive karstic void; variation in the model and data rms misfit with respect to the iteration number for (c) the resistive and (d) conductive case.

ğerleri de aynı hızla artmaktadır. Oysa iletken karst modeli için ikinci ile son yineleme arasında kararsız bir durum görülmektedir (Şekil 14c ve 14d).

SONUÇLAR

Bu çalışmada, düzgünlük-kısıtlı ters-çözüm algoritması özdirenç zıtlığı ve yapı boyutları dizi-



Şekil 11. Karstik-2 modelinin Schlumberger dizilimine göre ters-çözüm sonuçları: (a) dirençli, (b) iletken karstik yapı, (c) dirençli, (d) iletken durum için veri ve model rms çakışmazlık değışimleri.

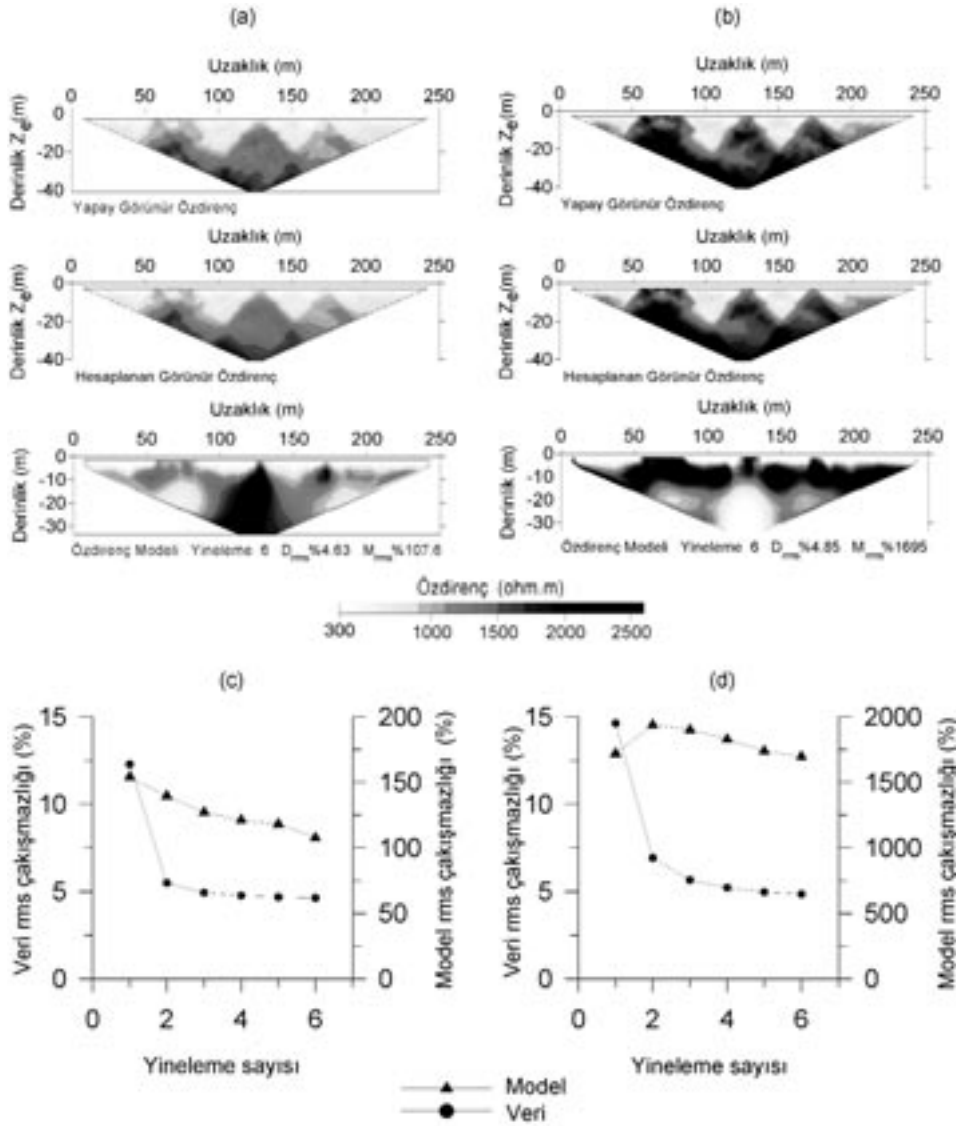
Figure 11. Inversion results of the karstic-2 model with the Schlumberger array: (a) resistive, (b) conductive karstic void; variation in the model and data rms misfit with respect to the iteration number for (c) the resistive and (d) conductive case.

lim türü açısından model çalışmaları ile sınıranmıştır. Bu amaçla; seçilen modeller için düz-çözüm işlemiyle görünür öz direnç verileri oluşturulmuş ve bazı modellere % 5 Gaussian gürültü eklenmiştir. Böylece elde edilen veriler ters-çözüm

işlemi için girdi olarak kullanılmıştır. Ters-çözüm işlemi sonucunda elde edilen öz direnç model kesitleri ise, seçilen modeller ile karşılaştırılmışlardır. Ancak bu karşılaştırmanın sağlıklı olabilmesi için, veri ve model rms çakışmazlıkla-

rı hesaplanarak, hangi modelin nereden sonra ıraksadığı ve hangi aşamadan sonra başarısız sonuçların elde edilebileceği üzerinde çözümler yapılmıştır. Ters-çözüm işleminde öz direnç modeli elde edilirken, gözlenen ve hesaplanan görünür öz direnç verileri arasındaki fark en aza indirilmeye çalışılmaktadır ve bu durum veri rms çakışmazlık çözümlemesi ile izlenebilir. Oysa, model rms çakışmazlık değerleri özgün

modelin bilindiği yapay modelleme çalışmalarında hesaplanabilir. Böylece, arazi verilerinden hareketle yeraltını temsil eden modelin belirlenmesi, yorumcunun jeolojik ve jeofizik veriler ışığında vereceği karara bağlı olacaktır. Modelleme çalışmalarında veri rms çakışmazlık değerlerinin yinelemelere bağlı olarak düşmesi, özgün modele yaklaşıldığı anlamına gelmez. Aksine öz direnç zıtlığı, yapı boyutu gibi bazı önemli

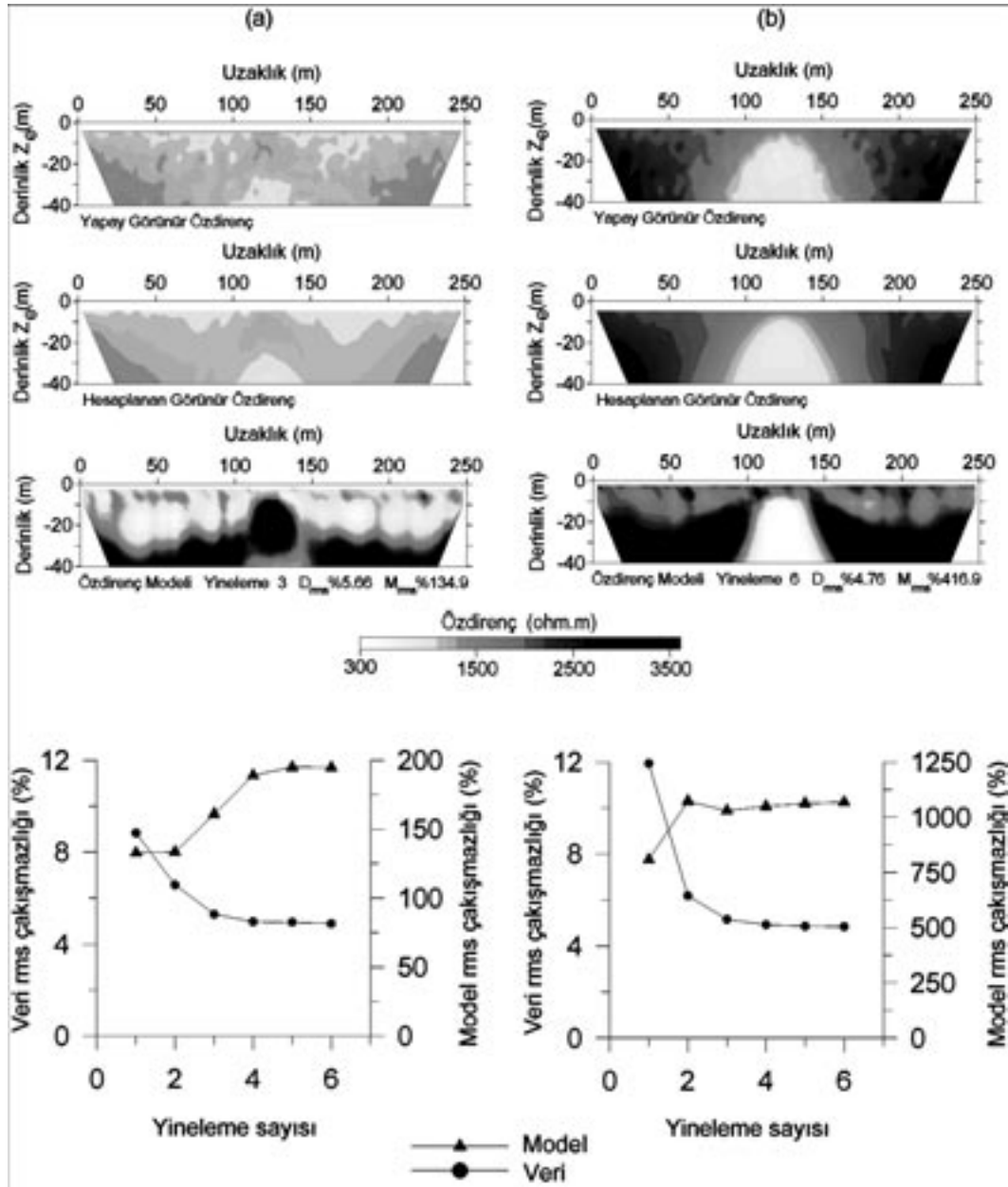


Şekil 12. Karstik-2 modelinin Wenner dizilimine göre ters-çözüm sonuçları: (a) dirençli, (b) iletken karstik yapı, (c) dirençli, (d) iletken durum için veri ve model rms çakışmazlık değişimleri.
Figure 12. Inversion results of the karstic-2 model with the Wenner array: (a) resistive, (b) conductive karstic void; variation in the model and data rms misfits with respect to the iteration number for (c) the resistive and (d) conductive case.

koşullara bağlı olarak önemli iraksamalar ortaya çıkabilir. Özellikle öz direnç zıtlığı bu olguda önemli bir etkidir. Eğer ortamlar arasındaki zıtlık az ise, model rms çakışmazlık değerlerinde önemli bir düşüş gözlenmektedir (ideal davranış durumu). Ancak bu zıtlığın hızlı biçimde

artması ya da önemli zıtlıklara sahip yapılar araya geldiğinde, yöntemin çözüm gücünde düşüşlerin olduğu gözlenmiştir.

Çalışmanın önemli bir aşamasını dizilim seçiminin model sonuçları üzerindeki etkileri ve farklı

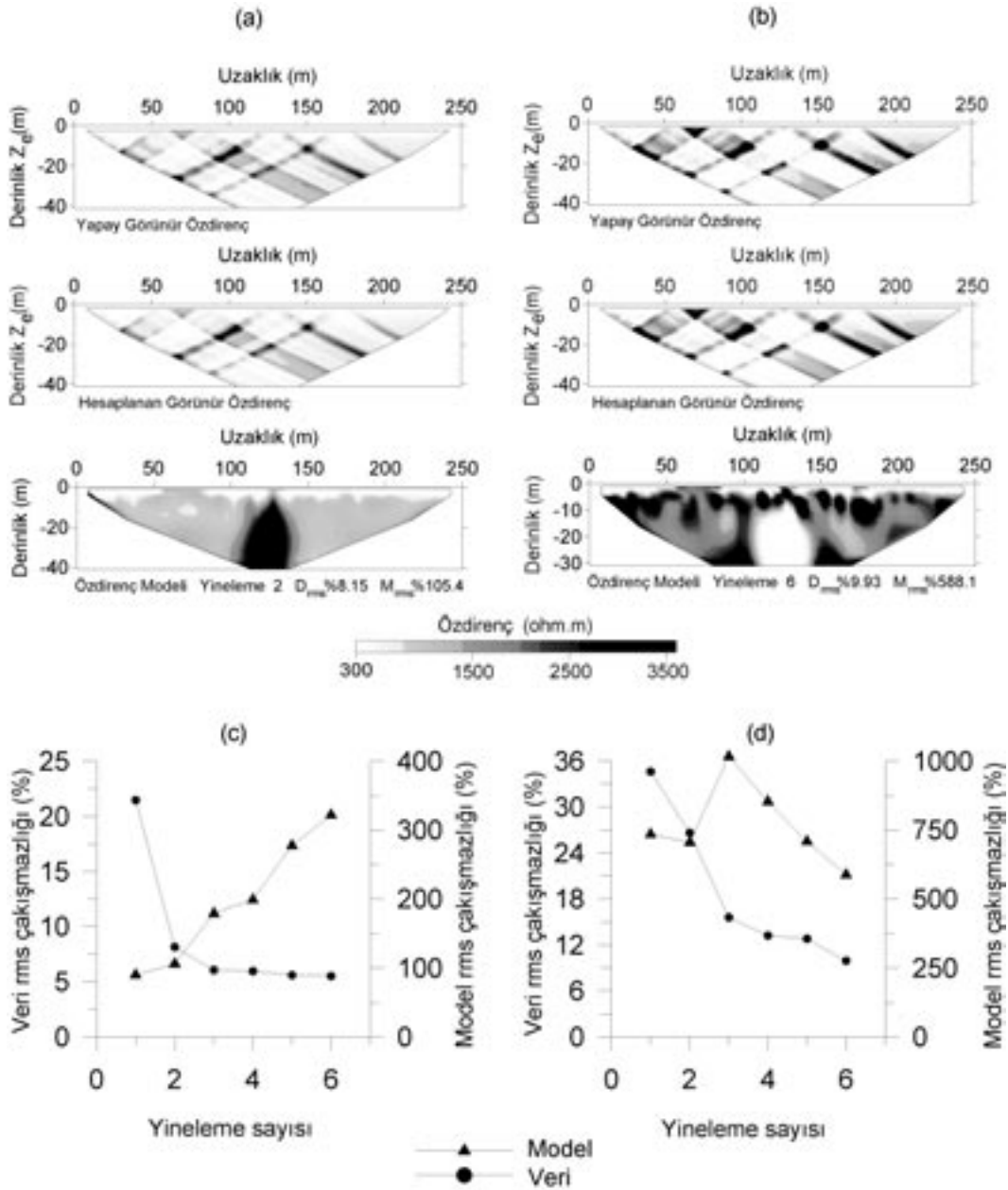


Şekil 13. Karstik-2 modelinin pol-pol dizilimine göre ters-çözüm sonuçları: (a) dirençli, (b) iletken karstik yapı, (c) dirençli, (d) iletken durum için veri ve model rms çakışmazlık değişimleri.

Figure 13. Inversion results of the karstic-2 model with the pole-pole array: (a) resistive, (b) conductive karstic void; variation in the model and data rms misfit with respect to the iteration number for (c) the resistive and (d) conductive case.

yeraltı durumları için uygun dizimleri belirlemek oluşturmaktadır. Bu amaçla öz direnç uygulamalarında yaygın olarak kullanılan Schlumberger, Wenner, pol-pol ve dipol-dipol dizimlerinin yapı belirlenebilirliğine etkisi çakışmazlık çözümü açısından incelenmiştir. Bu incelemeler

sonucunda, tekdüze bir ortamda gömülü durumda bulunan yapıların belirlenmesinde dizimler arasında çok önemli farklar gözlenmezken; yapıların karmaşıklaşmasıyla, dizimlerin özellikle yüzeye yakın yapılardan farklı şekillerde etkilendikleri ve hedef yapıya karşı farklı



Şekil 14. Karstik-2 modelinin dipol-dipol dizimine göre ters-çözüm sonuçları: (a) dirençli, (b) iletken karstik yapı, (c) dirençli, (d) iletken durum için veri ve model rms çakışmazlık değişimleri.

Figure 14. Inversion results of the karstic-2 model with the dipole-dipole array: (a) resistive, (b) conductive karstic void; variation in the model and data rms misfit with respect to the iteration number for (c) the resistive and (d) conductive case.

yeraltı durumları için değişik tepkiler verdikleri görülmüştür. Görünür öz direnç verisinin farklı düzeylerde gürültü içermesinin de çözümde önemli bir parametre olduğu açıktır.

Ayrıca yüzeyde yer alan bir örtü katmanının çözümülemeyi hangi ölçüde etkilediği de incelenmiştir. Analizler, örtü katmanının sahip olduğu öz direnç değerinin büyük önem taşıdığını ortaya çıkartmış, ayrıca aşırı iletken ya da dirençli durumlarda hedef yapıyı belirlemenin önemli oranda etkilendiği ve hatta hedef yapının tümüyle maskelenebildiği belirlenmiştir.

Yapılan çalışmalar, genelde düzgünlük-kısıtlı ters-çözüm yönteminin doğru yeraltı modelini tanımlamada başarılı olduğunu ortaya koymuştur. Bu tür modelleme çalışmalarının, bir arazi çalışmasının öncesinde, eldeki jeolojik veriler ve diğer bilgiler ışığında mutlaka yapılmasının gerekli olduğu ve buradan elde edilecek sonuçlar doğrultusunda kullanılacak dizilim, elektrot aralığı gibi önemli ölçüm parametrelerinin belirlenmesiyle daha başarılı sonuçların elde edilebileceği de göz ardı edilmemelidir.

KAYNAKLAR

- Berge, M. A., 2005. İki-boyutlu öz direnç ters-çözüm modellemesi. Yüksek Lisans Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir (yayımlanmamış).
- Candansayar, M. E., and Başokur, A. T., 2001. Detecting small-scale targets by the 2D inversion of two-sided three-electrode data: application to an archaeological survey. *Geophysical Prospecting*, 49, 13 -25.
- Dahlin, T., and Zhou, B., 2004. A numerical comparison of 2-D resistivity imaging with 10 electrode arrays. *Geophysical Prospecting*, 52, 379 -398.
- Drahor, M. G., Göktürkler, G., Berge, M. A. ve Kurtuluş, Ö. T., 2004. Dört farklı elektrot dizilimine göre bazı üç-boyutlu sığ yeraltı yapılarının görünür öz direnç modellemesi. *Yerbilimleri*, 30, 115-128.
- Drahor, M. G., Göktürkler, G., Berge, M. A. ve Kurtuluş, Ö. T., 2005. Bazı sığ yeraltı yapılarının öz direnç ters-çözümü. *Yerbilimleri*, 26 (2), 1-14.
- Geotomo Software, 2001. RES2DINV software, ver. 3.4. <http://www.geoelectrical.com>, 15 November 2005.
- Loke, M. H., 2001. Tutorial: 2-D and 3-D electrical

imaging surveys. Penang, Malaysia, Universiti Sains Malaysia, unpublished course notes, 121pp, <http://www.geoelectrical.com>, 15 November 2005.

- Loke M. H., and Barker R. D., 1996. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections using a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, 44, 131-152.
- Loke M. H., Acworth I., and Dahlin T., 2003. A comparison of smooth and blocky inversion methods in 2-D electrical imaging surveys. *Exploration Geophysics*, 34, 182-187.
- Olayinka, A. I., and Yaramancı, U., 2000a. Assessment of the reliability of 2D inversion of apparent resistivity data. *Geophysical Prospecting*, 48, 293-316.
- Olayinka, A. I., and Yaramancı, U., 2000b. Use of block inversion in the 2-D interpretation of apparent resistivity data and its comparison with smooth inversion. *Journal of Applied Geophysics*, 45, 63-82.
- Olayinka, A. I., and Yaramancı, U., 2002. Smooth and sharp-boundary inversion of two-dimensional pseudosection data in presence of a decrease in resistivity with depth. *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 7, 139-165.
- Sasaki, Y., 1992. Resolution of resistivity tomography inferred from numerical simulation. *Geophysical Prospecting*, 40, 453-464.



Akdağmadeni Masifi Metamorfitlelerinin (Söbeçimen köyü-Yozgat) jeolojik ve yapısal özelliklerinin incelenmesi

Investigation of the geological and structural features of the Akdağmadeni Massive Metamorphites (Söbeçimen village-Yozgat)

Bülent AKIL

İller Bankası Genel Müdürlüğü, Makina ve Sondaj Dairesi Başkanlığı, 06110 Dışkapı, ANKARA

Geliş (received) : 11 Mart (March) 2005

Kabul (accepted) : 14 Aralık (December) 2005

ÖZ

İnceleme alanı, Orta Anadolu Kristalin Masifi'nin parçalarından biri olan Akdağmadeni Metamorfitlelerinin güney batısında yer alır. Yörede yüzeylenen metamorfik kayalar, şist, kalkşist, amfibolit ve mermerlerden oluşmaktadır. Bu metamorfitleler, Neojen yaşlı kayalar tarafından örtülmüştür. İlerleyen dinamotermal bölgesel metamorfizmanın etkili olduğu bilinen bu kayalarda, yoğun bir kıvrımlanma ve kırıklanma meydana gelmiştir. Yapısal analizler sonucunda, inceleme alanında ilerleyen metamorfizmaya bağlı olarak gelişen deformasyonun ilk evresinde, birbirini üzerleyen kıvrımlanma olayı (F_1 ve F_2), diğer evresinde ise kırıklanma ile karakterize olan F_3 evresi gelişmiştir. F_1 yapısal evresinde oluşmuş olan kıvrımlanmayı meydana getiren deformasyonun (D_1) yaklaşık K-G doğrultusunda, F_2 yapısal evresinde oluşmuş olan ana kıvrımı meydana getiren deformasyonun (D_2) ise KB-GD doğrultusunda olduğu saptanmıştır. Kıvrımlanmayı izleyen geç evre deformasyonlarına bağlı olarak (F_3 kırıklanma evresi) gelişen kırıklanmalar ile KB-GD ve KD-GB doğrultulu oblik atımlı faylar meydana gelmiştir. İnceleme alanında yüzeylenen metamorfik kayalarda yapılan petro-tektonik çalışmalarda, mika, oligoklaz, albit ve granat minerallerinde deformasyon aşamalarının veya fazlarının saptanabildiği dokusal özellikler yaygın olarak izlenmiştir. Özellikle granat-mika şistlerde, üç ayrı deformasyon fazına ait S düzlemleri oluşturan mineral gelişimleri saptanmıştır. Bununla birlikte albit mineralleri içeren kalkşistlerde de iki farklı deformasyon fazını yansıtan mineral dizilimleri gözlenmiştir. Bu çalışmada, Akdağmadeni Metamorfitlelerinin stratigrafisinin ve deformasyon tarihçesinin aydınlatılmasına çalışılmış ve metamorfitlelerin petrografik ve petro-tektonik özellikleri ayrıntılı olarak ortaya konmuştur.

Anahtar Kelimeler: Akdağmadeni Metamorfitleleri, Orta Anadolu kristalen masifi, yapısal analiz.

ABSTRACT

The area investigated is located at the southwest of the Akdağmadeni Metamorphites as a part of the Central Anatolian Crystalline Massif. The metamorphic rocks outcropping in the region are characterized by schists, calcschists, amphibolites and marbles. These metamorphites are overlain by Neogene units. As a result of progressive dynamothermal regional metamorphism, intensive folding and fracturing have been produced in these rock units. The superimposed folding is defined (F_1 and F_2) by structural analysis as occurring in the first stage of deformation developing due to progressive metamorphism. The (F_3) phase is characterized by fracturing developed at the second stage. The deformation (D_1) forming the folding in the structural phase of F_1 developed approximately in a N-S direction. However, the deformation (D_2) forming the main fold system has developed in the structural phase of F_2 in a NW-SE direction. A late deformation phase following the foldings that developed as a fractures (F_3 fracture phase) caused lateral oblique slip faults in NW-SE and NE-SW directions. The deformation stages or phases of textural characteristic were determined on minerals of mica, oligoclase and garnet during petro-tectonic studies

on the metamorphic rock. Especially in the garnet mica schists, the mineral developments indicating three different deformation phases that belong to S planes were observed. In accordance with the mineral sequence showing two different deformation stages were also observed in the calcschist including albite minerals. This paper explains the development of the deformation and stratigraphy of the Akdağmadeni Metamorphites and the petrographic, petro-tectonic properties of the metamorphites in detail.

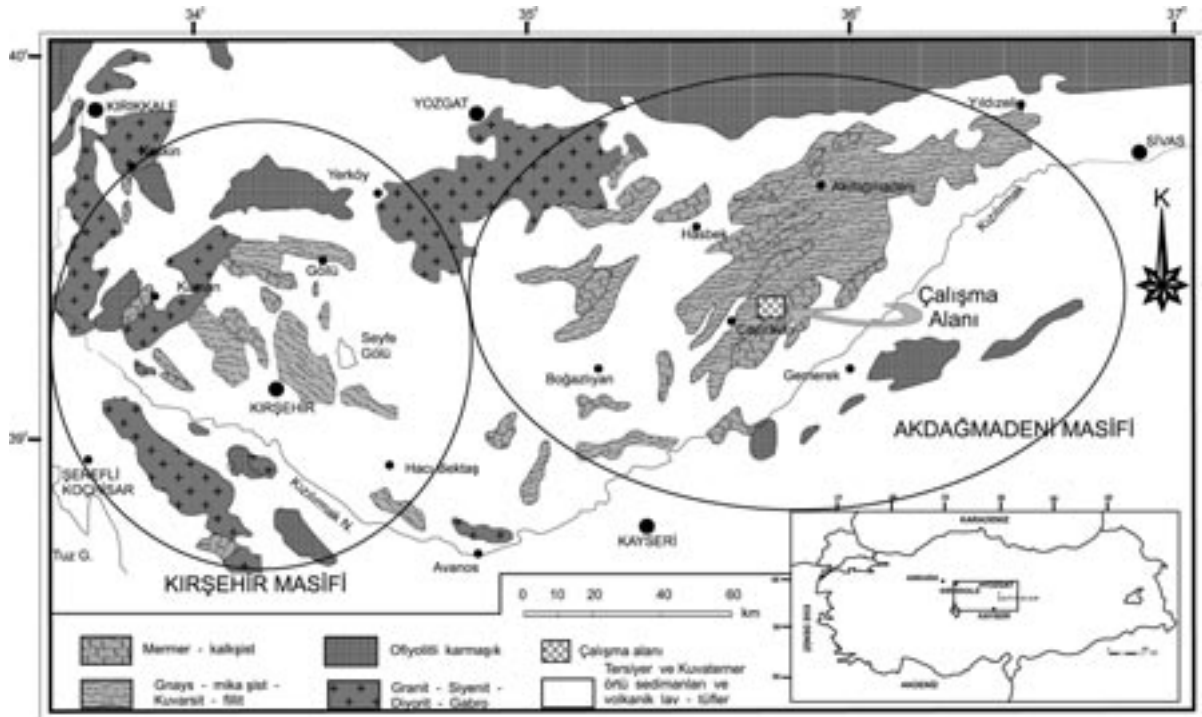
Key Words: Akdağmadeni Metamorphites, central Anatolian crystalline massif, structural analysis.

GİRİŞ

Orta Anadolu Bölgesi'nde farklı büyüklüklere sahip ve yüzeylendikleri alanda yerleşim merkezlerinin adlarıyla anılan bölgesel metamorfik kristalin kütleler topluluğu "Orta Anadolu Kristalin Temeli" olarak adlandırılır (Tolluoğlu ve Erkan, 1989). Orta Anadolu Kristalin Temeli'nin kuzeydoğu uzantısını oluşturan Akdağmadeni metamorfileri; kuzeyde Yozgat, Akdağmadeni ve Sivas, güneyde Çayıralan, doğuda Yıldızeli ve batıda Hasbek'e kadar uzanan oldukça geniş bir alanda yayılım gösterir. İnceleme alanı, Çayıralan (Yozgat) ilçesinin kuzeydoğusunda yer almakta ve 1/25.000 ölçekli Yozgat J35-b4 topoğrafik paftasında, yaklaşık 30 km²'lik bir alan kaplamaktadır (Şekil 1). İnceleme alanında Ak-

dağmadeni metamorfileri ve daha genç örtü kayaları yüzeylenmektedir.

Akdağmadeni yöresinde metamorfik kayalarla intrüzyonlar ilk kez Ketin (1955) tarafından çalışılmış ve Pollak (1958) ile Vache (1963) ise, metamorfizmanın özellikleri konusunda ilk çalışmaları yapmışlardır. Pollak (1958) masif içerisinde kuvarsit, mermer ve gnays birliğinden oluşan bir temel serisi, bunların üzerinde uyumsuz olarak yer alan mermer serisi ve en üstte de mika şist ve kuvarsit ardalanmasından oluşan tavan serisi şeklinde bir ayırımı benimseyerek temel orta ve yüksek, orta ve üst serilerinin de hafif metamorfizma dereceleri sergilediklerini belirtmiştir. Yöredeki metamorfik kayaların karakterleri hakkında ayrıntılı çalışmalar Erkan (1976,



Şekil 1. Kırşehir-Akdağmadeni Masifi'nin jeoloji (Ketin, 1983) ve yer bulduru haritası.

Figure 1. Geological map of the Kırşehir-Akdağmadeni Massif (Ketin, 1983) and location map of the study area.

1977,1980) tarafından gerçekleştirilmiştir. Tatar (1977) Yıldızeli yöresinde Akdağ Masifini oluşturan litofasiyesleri tanımlamıştır. Dökmeci (1980) tarafından Akdağmadeni yakın çevresinde yapılan çalışmada, masifin genelleştirilmiş litostratigrafik kesiti hazırlanmış, Akdağ Metamorfik Grubu olarak adlandırılan metamorfitle, çeşitli gnays ve şist türlerinden oluşan Köklüdere Formasyonu ile genel olarak mermerlerden oluşan Özerözü Formasyonu olarak tanımlanmıştır. Tülümen (1980), Akdağmadeni'nde yaptığı çalışmada, bölgede bulunan bölgesel metamorfik kayaların, granitlerin ve skarnların petrografik ve petrolojik özelliklerini incelemiş ve metamorfik kayaları içerdikleri mineral parajenezlerine göre fasiyeslere ayırmıştır. Göncüoğlu (1981), Akdağmadeni-Yıldızeli arasında, masifin mineral parajenezlerini inceleyerek, masif kayalar içerisindeki metaperidotitlerin varlığından hareketle metamorfizmanın son yaşının bölgeye ultramafitlerin yerleşiminden sonra olduğunu öne sürmüştür. Şahin (1991), Akdağmadeni (Başçatak) bölgesinde yaptığı incelemede; bölgede yüzeylenen metamorfitle, metapelit ve metakarbonat olarak tanımlamış, metamorfitleerin mika gnays, kalsilikatik gnays, muskovit şist ve mermerlerden meydana gelen metasedimenter bir istif niteliğinde olduğunu öne sürmüş ve çalışmaya konu olan alanda iki ayrı metamorfizma zonunun varlığını belirtmiştir. Araştırmacı ayrıca, metamorfik birimlerde gelişen kıvrım ve kırık sistemlerini incelenmiş, elde edilen istatistiksel değerlendirmeleri esas alarak dört ayrı kıvrım sisteminin varlığı ortaya koymuştur. Gökten (1992), Yıldızeli'nin güney kesiminde yaptığı çalışmada masifin iç yapısını, metamorfik fasiyeslerini, yapısal özelliklerini ve örtü kayaları ile olan yapısal ilişkilerini saptayarak, metamorfizma yaşına yaklaşımlarda bulunmuştur. Alparslan (1993), Akdağmadeni Masifi kuzeydoğusunda Yıldızeli yöresi metamorfitlelerini inceleyerek, metamorfitleeri Yıldızeli Grubu olarak adlandırmış, grubu Alışık metamorfiti, Fındıcak metamorfiti, Pelitlikaya kuvarsiti ve Kadıköy metakarbonatı olarak dört birime ayırmıştır. Yılmaz vd. (1994), Akdağ Masifi'nin doğu kesimini ve dolayını kapsayan çalışmalarında, yörede yüzeylenen metamorfitleeri Akdağmadeni Litodemi olarak adlandırmışlar, gnays, amfibolit, şist, mermer ve kuvarsitlerden oluşan bu litodemin, üst düzeyde amfibolit fasiyesinde metamorfizmaya uğradığını ve granitik ya da gabroyik intrüzifler tarafından kesildiğini belirtmişler-

dir. Şahin (1999), Akdağmadeni masifi metamorfitleeri, Evciler-Çatköy kesiminde yaptığı incelemede; bölgede yüzeylenen metamorfitleeri alttan üste; metapelitler, semi-metapelitler, metakarbonatlar ve bu litoloji grupları içinde araktıklar ya da mercekler halinde bulunan metabazitler olarak tanımlamıştır. Araştırmacı, inceleme alanında belirlenen mineral topluluklarının deneysel çalışmalarla ortaya konulan oluşum koşullarını dikkate alarak, çalışma alanında yer alan metamorfitleerin ilerleyen dinamo-termal bölgesel metamorfizmanın etkisiyle metamorfizmaya uğradıklarını belirlemiştir. Ayrıca çalışma alanında yüzeylenen metamorfitleerin plastik ve kırılanma biçiminde gelişen iki ana deformasyon olayının etkisinde kaldıklarını ortaya koymuştur. Akıl (2001), Söbeçimen (Çayıralan) bölgesinde yaptığı çalışmada, bölgede yüzeylenen kayaları litoloji özelliklerini dikkate alarak şist, kalkışist ve mermer-amfibolit olarak tanımlamıştır. Araştırmacı ayrıca, metamorfitleerde gelişen kıvrım ve kırık sistemlerini inceleyerek, birbirini üsteleleyen iki kıvrımlanma evresi ve bunu takip eden bir kırılanma evresinin varlığını ortaya koymuştur.

Bu yörede yapılan önceki çalışmaların önemli bir bölümü, Akdağmadeni metamorfitleerinin litolojik birimlerinin tanımlanması, stratigrafik istifinin ortaya çıkarılması, mineralojik-petrografik ve metamorfizma özelliklerinin belirlenmesi amacıyla gerçekleştirilmiştir. Masifin, mezoskopik tektonik özellikleri ve yapısal verilerle deformasyon evrelerinin varlığının saptanmasına yönelik ayrıntılı araştırmalar yapılmamış olup, bu nedenle Akdağmadeni Masifi ile ilgili jeolojik çalışmalar yeterli gözükmemekte ve bölgenin tektonik evrimini ortaya koyacak daha fazla çalışmaya gereksinim duyulmaktadır. Bu nedenlerle, Akdağmadeni metamorfitleerinin stratigrafisinin ve deformasyon tarihçesinin aydınlatılması amacıyla, inceleme alanında 1/10.000 ölçekli baz harita (optik yöntemle 1/25.000 ölçekli haritadan büyütülmüş) üzerinde birimler ayrıtlanmış ve tanımlanmıştır. Birimler haritalanırken, amaca uygun sıklıkta seçilen yerlerde gözlenebilen her tür birincil ve ikincil düzlemsel yapılar ile çizgisel yapı öğeleri sistematik olarak ölçülmüştür. Saha çalışmalarında mezoskopik olarak belirlenen yapısal unsurlar, Turner ve Weiss (1963) ile Ramsay (1967) tarafından önerilen geometrik analizler doğrultusunda değerlendirilmiştir. Diğer taraftan, metamorfik birimlerde konumları belirlenen çatlak verileri yardımıyla kırık analizi de yapılmıştır.

STRATİGRAFI

Bu bölümde, inceleme alanında yüzeylenen litostratigrafi birimleri, iki ana başlık altında değerlendirilmiştir. Bunlar, çalışma alanının yaşlı birimlerini oluşturan, "Akdağmadeni Metamorfitleleri" ve bunları uyumsuzlukla örten Neojen yaşlı örtü kayalarıdır (Şekil 2).

Akdağmadeni Metamorfitleleri

İnceleme alanında Akdağmadeni Metamorfitlelerinin yaşını belirleyecek kesin jeolojik göstergeler yoktur. Genel olarak Mesozoyik öncesine yorumlanan (Ketin, 1955, 1966) Orta Anadolu Masiflerinin kuzey uzantısında yer alan bu kesimde masifi oluşturan kayalarla örtü birimleri arasında büyük bir zaman farkı bulunmaktadır. Özcan vd. (1980), Orta Anadolu Masifi'nin kuzeybatı kesimini oluşturan Akdağmadeni Metamorfitlelerinin yaşının kesinlikle bilinmemekte olduğunu ve Masifin üzerinde en yaşlı birim olarak Eosen yaşta volkanitler ve kırıntılılar gözlemlendiğini belirtmişlerdir. Erkan ve Ataman (1981), Orta Anado-

lu Masifinde etkili olan bölgesel metamorfizmanın Kretase öncesinde evrimini tamamladığını belirtmektedir. Akdağmadeni Metamorfitlelerinin mineralojik-petrografik, petrolojik ve litolojik özellikleri dikkate alınarak, ilk kez Dökmeci (1980) tarafından Akdağmadeni yakın çevresinde yapılan çalışmalarda, "Akdağ Metamorfik Grubu" olarak adlandırılmış ve formasyon bazında incelenmiştir. Yılmaz vd. (1994) tarafından Ortaköy doğusunda yapılan çalışmalarda "Akdağmadeni" litodemi olarak adlandırılmış, Alparslan (1993) tarafından Yıldızeli (Sivas) kesiminde yapılan çalışmada ise, Yıldızeli grubu adı altında toplanmış ve formasyonlara ayrılarak incelenmiştir. Bu çalışmada litostratigrafik dizilimde yer alan metamorfik birimler, yöresel isimlemelerle yapılan formasyon adlamasıyla değil, litoloji özellikleri dikkate alınarak şist, kalkışist ve mermer-amfibolit olmak üzere, "Akdağmadeni Metamorfitleleri" adı altında üç ana gruba ayrılarak tanımlanmış ve haritalanmıştır;

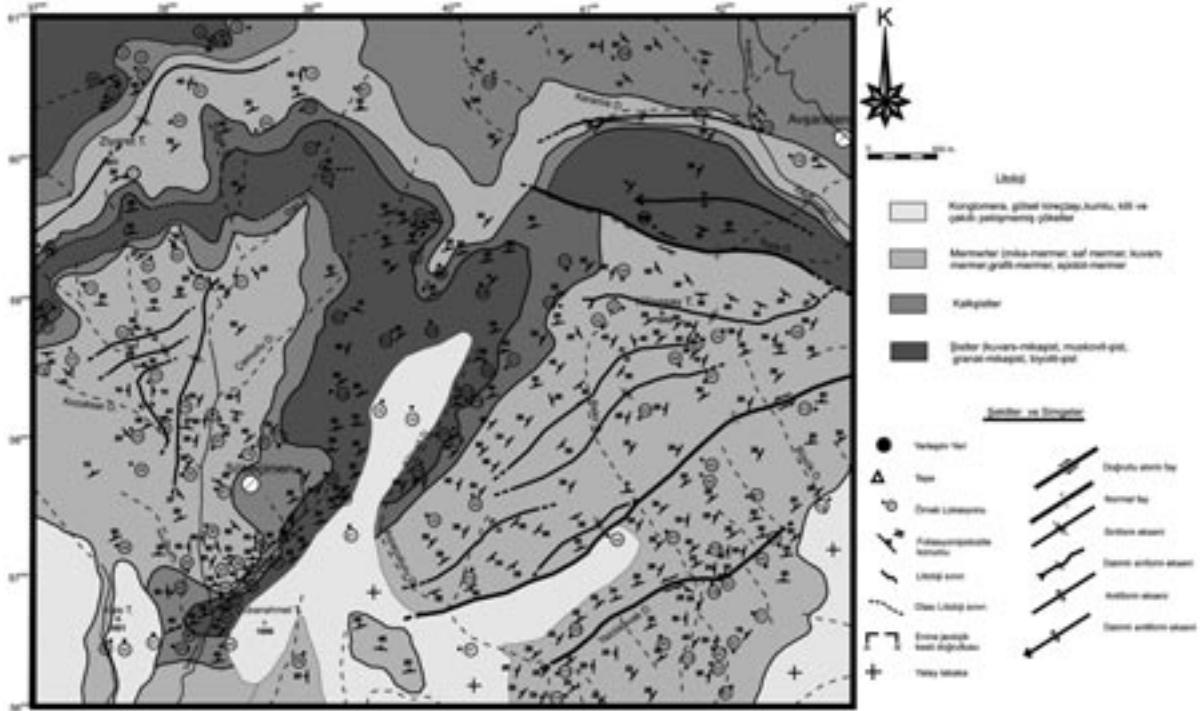
Şist: Şistler, çalışma alanının kuzey ve kuzeydoğusunda tipik özellikleriyle gözlenmektedir. Ayrıca Ziyaret Tepe'nin Kozaksar mevkiinin kuzeybatısı ve Çobanahmet Tepe'nin kuzey kesimlerinde de küçük yüzlekler halinde şistler yer almaktadırlar (Şekil 3). Bu birim, makroskopik olarak açık gri ve parlıtlı görünümü ile tipik olup, orta tane büyüklüğüne sahiptir. El örneğinde bu kayalardaki biyotit ve muskovit mineralleri belirgin olarak gözlenir. Bu kayalar şist dokusu gösteren granat-mika şist, kuvars-mika şist, kuvars-muskovit şist ve biyotit şistlerden oluşmaktadır. Ayrıca bunların içerisinde yer yer bant ve seviyeler halinde kuvars şistler ve kuvarsitler de bulunmaktadır. Deformasyon sonucu oluşan kıvrımlanma ve kırıklı yapılar ile şistozite ve foliasyon düzlemleri şist içinde bol miktarda gözlenmiştir (Şekil 4). Stratigrafik olarak istifin en alt seviyelerini oluşturan bu birimin tabanı inceleme alanı sınırları içerisinde gözlenmemektedir. Şistler, ortamdaki karbonat miktarının artışına bağlı olarak, üst seviyelere doğru kalkışistlere dereceli geçiş gösterirler.

Kalkışist: Birim tipik olarak, inceleme alanının kuzeybatı kesimlerinde ve Söbeçimen köyü civarında yüzeylenmektedir (bkz. Şekil 3). Burada yüzeylenen kalkışistler sarı, kahverengi, koyu gri ve yeşil renkli olup, kristal bileşenleri gözle ayırt edilemeyecek kadar küçüktür. Kalkışistlerde zaman zaman ortaya çıkan karbonat, kuvars

YAŞ	BİRİM	LİTOLOJİ	AÇIKLAMA
NEOJEN	Akdağmadeni Formasyonu		Alüvyon Uyumsuzluk
			Konglomera, gösel kireçtaşı, kumlu, kili ve çakılı pekileşmiş çökeltiler
PALEOZOYİK	Akdağmadeni Metamorfitleleri		Uyumsuzluk
			Beyaz, gri ve bej, devamsız ve kalın bir iğir sunan mermer (mika-mermer, saf mermer, kuvars-mermer, grafit-mermer, epidot-mermer), mermerler içerisinde bant ve ara seviyeler halinde amfibolitler
			Sarı, kahverengi, koyu gri ve yeşil tonlarında gözlenen kalkışist
			Açık gri ve parlıtlı görünümü şist (kuvars- mikaşist, muskovitşist, granat- mikaşist, biyotitşist)

Şekil 2. İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti.

Figure 2. Generalized stratigraphic columnar section of the study area.



Şekil 3. Söbeçimen köyü (Çayırhan - Yozgat) ve çevresinin jeoloji haritası.

Figure 3. Geological map of Söbeçimen village (Çayırhan-Yozgat) and surrounding area.

ve mikaca zengin seviyelerin ardalanması ile belirginleşen bir bantlaşma gözlenmektedir. Bantlaşma seviyelerinin kalınlıkları milimetre boyutundadır. Deformasyon etkisinde oluşmuş şistozite ve foliasyonlara bağlı olarak belirlenen kıvrım ve kırıklı yapılar kalkşistlerde de gözlenmiştir. Kalkşistler, stratigrafik olarak, şistler üzerine uyumlu olarak gelir. Şistlerle kalkşistlerin dokanak ilişkisi dereceli geçişlidir. Kalkşistlerin üzerine stratigrafik olarak gelen mermerlerle olan dokanağının ise, çok belirgin olduğu gözlenmiştir.

Mermer-Amfibolit: İnceleme alanındaki mermerler tipik olarak; Kilisesay Tepe, Ziyaret Tepe, Ayıpınar Yayla ve Söbeçimen Köyü'nün batısında yüzeylenmekte olup, topoğrafyanın yüksek ve bitki örtüsünün az olduğu kesimlerde kolaylıkla ayırt edilmektedirler. İnceleme alanının en yaygın kayaç grubunu oluşturan mermerler beyaz, gri ve bej renklerde gözlenirler. Devamlı ve kalın bir istif oluşturan mermerlerde yönlenme gözlenmemiştir. Mermerler alt seviyelerinde yer yer pelitik arakatıklar içerirken, orta ve üst kesimleri ise masif karakterdedir. Bu kayalarda mikamika-mermer, saf mermer, kuvars-mermer, gra-

fit-mermer ve epidot-mermer olarak adlandırılacak kayaç türleri ayırt edilmiştir. Genellikle KD-GB uzanımlı geniş bir yüzeylenmeye sahip mermerlerde, deformasyonun etkisiyle kıvrımlanmanın yanı sıra, bir çok kırıklı yapı (fay, çatlak) gözlenmiştir. Şistlere oranla mermerlerde daha belirgin kıvrım ve kırıklı yapılar gelişmiştir



Şekil 4. Şistlerde gözlenen kıvrımlar (Değirmendere'nin KD kolundan KB'ya bakış).

Figure 4. Folds observed in schists (View from NE branch of Değirmendere to NW).

(Şekil 5). İnceleme alanında metamorfitleerin en üst seviyelerini oluşturan mermerler, kalkşistler üzerinde uyumlu olarak bulunur. Mermerler Neojen yaşlı çökeller tarafından uyumsuz olarak örtülür. Ayrıca inceleme alanının güneybatısında çok dar bir alanda mermerler içerisinde yer yer bant ve ara seviyeler halinde metabazik kökenli kayaç türlerine de rastlanmaktadır. Bu kayaçlar diğer kayaç gruplarıyla birlikte deformasyona uğramışlar ve aynı deformasyon özelliklerini kazanmışlardır.



Şekil 5. Mermer mostralarında gözlenen kıvrımlı yapılar (Armutalan Dere'den kuzeye bakış).

Figure 5. *Folded structures observed in the marble outcrops (view from Armutalan Stream to north).*

Örtü Kayaları

Akdağmadeni, Çayıralan, Felahiye ile Sarıoğlan dolaylarında inceleme alanını da içine alan ve MTA Genel Müdürlüğü tarafından yapılan çalışmada, karasal gevşek çakıllı, kumtaşı, çamurtaşı ile gölssel kireçtaşlarından oluşan ve Akdağmadeni Metamorfitlelerini uyumsuzlukla örten kayaç topluluğu, Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı örtü kayaları olarak adlandırılmıştır (Kara, 1999). Ayrıca Tolluoğlu (1987), Orta Anadolu Masifi'nin güneybatısında (Kırşehir yöresinde) yaptığı çalışmasında, konglomera, çamurtaşı, gölssel kireçtaşlarından oluşan Neojen yaşlı kayaç topluluğunu Kızılırmak Formasyonu olarak ayırtmıştır.

Akdağmadeni Metamorfitleleri üzerine uyumsuzlukla gelen Neojen yaşlı konglomera, çamurtaşı ve gölssel kireçtaşlarından oluşan kayaç topluluğu bu çalışmada da, önceki çalışmalar esas alınarak,

örtü kayaları olarak ayırtlanmıştır. İnceleme alanının güney ve güneydoğusunda, Kaletepe ve Çobanahmet Tepe civarında gözlenen birim genellikle kırmızı, sarı ve gri renk tonlarına sahiptir (bkz. Şekil 3). Birim konglomera, çamurtaşı araldanmasından oluşmakta ve üst seviyelere doğru yer yer fosilli gölssel kireçtaşlarına geçiş göstermekte ve inceleme alanının güneydoğusunda yatay durumda 1.5 – 2 m kalınlığında tabakalar içermektedir. Karbonat çimentolu konglomeralar, 0.3 – 5 cm tane boyundaki çört, mermer ve şist çakıl bileşenlerinden oluşmaktadır. Çakıllar iyi boylanmış ve iyi yuvarlaklaşmışlardır. Gölssel kireçtaşları boşluklu, gri-beyaz, bozunma yüzeyleri ise bej ve mikritik karakterlidir. Çamurtaşı çok geniş bir alanda yüzeylenmekte ve tarım alanlarını oluşturmaktadır. Birim, mermerlerin üzerine uyumsuzlukla gelmekte, üst dokanağını ise uyumsuz olarak Kuvaterner yaşlı alüvyon örtmektedir.

PETROGRAFİK İNCELEMELER

İnceleme alanında yüzeylenen metamorfik kayaçların adlandırılmaları, dokusal özellikleri ve mineralojik bileşimleri dikkate alınarak yapılmıştır. İnceleme alanında şist, kalkşist ve mermer olarak tanımlanan bölgesel metamorfik kayaçların mineralojik-petrografik özellikleri stratigrafi bölümünde olduğu gibi, köken kayaç ve litoloji özellikleri esas alınarak alt başlıklar halinde genel özellikleri ile aşağıda verilmiştir.

Şist

İnceleme alanında yüzeylenen şistlerde, mineralojik bileşimlerindeki farklılıklar dikkate alınarak, kuvars-mika şist, kuvars-muskovit şist, granat-mika şist ve biyotit şist kayaç türleri ayırt edilmiştir. Ayrıca litolojilerde yer yer bant ve ara seviyeler halinde kuvars-şist ve kuvarsite de rastlanılmaktadır. Bu litolojilerin mineralojik – petrografik özellikleri aşağıda tanımlanmıştır.

Kuvars – mika şist genelde lepid – granoblastik dokuya sahiptir. Bu dokunun bileşenlerini ince uzun mercək biçimli kuvars mineralleri ve bunlarla araldanma gösteren mika mineralleri oluşturur. Birim, kuvars + muskovit + biyotit + plajiyoklaz + klorit + opak mineral topluluğundan oluşmaktadır.

Kuvars – muskovit şist lepidolo – granoblastik dokuya sahip olup, başlıca kuvars + muskovit + plajiyoklaz (oligoklaz) + opak mineral topluluğundan oluşmaktadır. Temiz yüzeyli, özşekilsiz, dalgalı sönmeleri ile karakteristik olan kuvarsların, foliasyon yönünde uzadıkları ve dizildikleri gözlenmiştir. Muskovitler renksiz, canlı girişim rengi ile kolayca tanınmakta ve belirgin bir yönlenme göstermektedirler.

Granat – mika şist lepidolo – porfiroblastik doku hakim olup, granat + kuvars + biyotit + muskovit + plajiyoklaz (oligoklaz) + opak minerallerden oluşan mineral topluluğu gözlenmiştir. Çevresindeki mika minerallerine göre pretektonik kristallenme ile oluşmuş olan granatların, biyotit mineralleri ile birlikteliği, metamorfizma zonlarının ortaya koyulmasında önemli bir ayırıcı ölçüt olarak göze çarpmaktadır. Kayaç içerisinde iri porfiroblastlar oluşturan plajiyoklaz ve granat mineralleri, mikaların oluşturduğu foliasyon içinde zaman zaman gözler oluşturacak şekilde bir dizilim göstermektedir.

Biyotit şist lepidolo – granoblastik doku özelliği göstermekte olup, biyotit + kuvars + plajiyoklaz (oligoklaz) + opak minerallerden oluşur. Kuvars şist ise, granoblastik (girift) doku özelliği sergilemekte olup, mineralojik bileşimi, kuvars + muskovit + biyotit + opak mineral şeklindedir.

Granoblastik (girift) doku özelliği sunan kuvarsitin mineralojik bileşimi, kuvars + opak mineral şeklindedir. Kuvarslar iri kristalli, bol çatlaklıdır. Opak minerallerden özellikle demiroksit mineralleri (hematit, limonit), kuvarsların çatlaklarında gözlenmektedirler.

Kalkşist

Granoblastik ve lepidolo-granoblastik doku gösteren bu litoloji kalsit + kuvars + biyotit + plajiyoklaz (albit) + zoyizit + turmalin + muskovit + opak minerallerinden oluşur. Ana bileşen olan kalsitler yarı özşekilli olup, foliasyon düzlemine paralel olarak uzamış ve basıklaşmışlardır. Bazı kayaç türlerinde genel yönlenmeye dik şekilde çatlak sistemleri gelişmiş olup, bu çatlaklarda ikincil kalsit oluşumları gözlenmiştir. Granoblastik dokuya sahip kuvarslar, temiz yüzeyli ve genelde özşekilsiz bileşenler halinde gözlenmektedir. Biyotitler levhamsı, yapraksı yarıözşekilli bileşenler halindedir. Kızıl kahverengi ve kuvvetli

pleokroyizmasıyla karakteristik olan biyotitlerde yer yer mikrokıvrımlar gözlenmektedir. Retrograt etkiler sonucu biyotitler Fe-Mg klorite, plajiyoklazlar ise serisite dönüşmüştür. Plajiyoklazlar albit türünde olup, porfiroblastları yer yer çizgisel opak mineral kapanımları içermektedir. Zoyizitler kayacın genel foliasyonuna paralel olarak, sintektonik büyüme gösteren çubuksu mineraller halindedir.

Mermer-Amfibolit

İnceleme alanında yüzeylenen mermerler mineral içeriklerine göre mika-mermer, saf mermer, kuvars-mermer ve epidot mermer olarak tanımlanmıştır. Ayrıca bu kayaç türleri içerisinde bant ve seviyeler halinde amfibolit kayaç türleri ve kuvarsit yumrularına da rastlanılmıştır.

Mika-mermer, genel olarak girift granoblastik doku özelliğine sahip olup, mineralojik bileşiminde, kalsit + muskovit + biyotit + kuvars + plajiyoklaz + opak mineraller yer alır. Saf mermer; kayaçta granoblastik mozayik doku hakimdir. Kayaç, kalsit + opak mineral topluluğundan oluşmaktadır. Kalsitler yaklaşık eş boyutlu, yarı-özşekilli ve polisentetik kayma ikizi gösteren bileşenler halindedir.

Genel olarak girift granoblastik doku özelliği gösteren kuvars-mermer, kalsit + kuvars + opak mineral topluluğundan oluşmaktadır. Kalsitler özşekilsiz, polisentetik kayma ikiziyle karakteristiktir. Kuvarslar eşboyutlu ve özşekilsiz bileşenler halinde olup, temiz yüzeylere sahiptirler.

Grafit-mermer, girift granoblastik doku sergilemekte ve mineralojik bileşimi; kalsit + grafit + kuvars + opak mineral topluluğundan oluşmaktadır. Kalsit mineralleri yarı özşekilli, iri kristalli ve polisentetik kayma ikizleri ile karakteristiktir. Grafitler; çok ince taneli ve genellikle kalsit minerallerinin içinde veya kırık ve çatlaklarında dağılmış olup, saçılmış halde gözlenmektedir. Kuvarslar özşekilsiz ve dalgalı sönmeleri ile tipiktirler. Epidot-mermer girift granoblastik doku sergilemekte ve başlıca, kalsit + kuvars + epidot + muskovit + opak mineral topluluğundan oluşmaktadır.

Nematoblastik doku özelliği gösteren epidot-amfibolitlerde, hornblend + plajiyoklaz (albit) + epidot + kuvars + titanit + klorit + opak mineral

topluluğu gözlenmiştir. Uzun eksenlerinin foliasyon düzlemine paralel şekilde tercihli yönelimi sonucunda gelişmiş şist dokusu, geliştiği, prizmatik çubuksu şekilli olan hornblendler mavimsi yeşil renkleri ve kuvvetli pleokroyizmaları ile tipiktirler. Ayrıca kayacın genel yönlenmesine dik yönde gelişen çatlaklarda retrograt metamorfizma etkileriyle oluşmuş biyotit ve opak mineral oluşumları da gözlenmiştir (Şekil 6).

PETROTEKTONİK İNCELEMELER

Yukarıda mineralojik-petrografik özellikleri verilen kayaç türlerinde, dokusal özelliklerin yanı sıra, özellikle deformasyon evrelerinin veya fazlarının saptanabildiği yapısal/dokusal özellikler de mevcuttur. Bunlar, kayaç içinde mikroskopik ölçekte gelişen yapılar ve minerallerin iç yapılarıyla ilgili özelliklerdir.

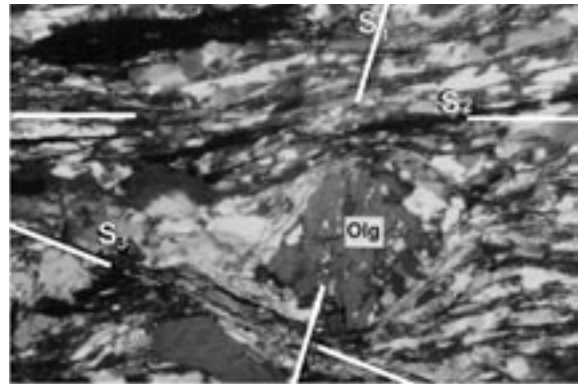
Özellikle granat-mika şistlerin çoğunda gözlü doku tipiktir. Oligoklazlardan oluşan gözler mikalar tarafından sintektonik olarak kuşatılmıştır. Oligoklaz porfiroblastlarının bol bulunduğu bu tür granat-mika şistlerde genelde üç farklı yönde dizilime sahip, diğer bir ifadeyle üç ayrı faza ait S_1 düzlemlerini oluşturan mineral oluşumları gözlenmektedir. Sintektonik kristalleşme ürünü olan



Şekil 6. Granat – mika şistlerde sintektonik döneltirilen albit porfiroblastı içinde çizgisel kuvars kapanımları (S_1), oligoklaz porfiroblastını kuşatan (S_2) foliasyon düzlemi ve S_2 foliasyon düzlemini kesen yeni mika dizilimleri (S_3) (çiftnikol, BA-7, 125X, Olg: Oligoklaz).

Figure 6. Linear quartz inclusions in the syntectonic rotational albite porphyroblast at garnet micaschist (S_1), oligoclase porphyroblast surrounded by (S_2) foliation plane and S_2 foliation plane cut by S_3 younger mica line up (cross nicole, BA-7, 125X, Olg: Oligoclase).

albit porfiroblastlarının içerdikleri çizgisel kuvars kapanımları birinci foliasyon düzlemlerini (S_1) oluşturmakta ve bu kapanımlar kayacın genel yönlenmesiyle belirli bir açı yapacak şekilde bulunmaktadır. Ayrıca kayacın genel yönlenmesini (S_2) yine belirli bir açıyla kesen ve S_3 eksen düzlemleriyle karakterize edilen yeni mika dizilimleri de gözlenmektedir (Şekil 7). Sintektonik kristalizasyon, deformasyon sırasında büyüyen porfiroblastların en yaygın görülen şeklidir. Bunlar, büyüme sırasında makaslama nedeniyle rotasyona uğramıştır. Sintektonik porfiroblastların içerdikleri yönlenmiş kapanım dokusu, bazen kayaçtaki yönlenmeye uygun bir şekilde dizilim gösterirken, bazen de kayaçtaki genel yönlenmeyle belirli bir açı yapacak şekilde çizgisel olarak gözlenmektedir. Sintektonik olarak büyüyen oligoklaz porfiroblastlarının içerdikleri çizgisel kuvars kapanımları, kayaçtaki genel yönlenmeyle belirli bir açı yapacak şekilde gözlenmektedir (bkz. Şekil 7). İnceleme alanındaki şistlerde özellikle granat minerallerinin pre-tektonik oluşumları oldukça tipiktir (Şekil 8). Deformasyon öncesinde oluşan bu mineralde deformasyon etkisi ile kopmaların, parçalanmaların ve dönmelerin meydana geldiği gözlenmektedir. Şistlerde olduğu gibi, kalkışistlerde de metamorfizma – deformasyon ilişkisini sergileyen mikroskopik yapı ve dokular gözlenmiştir. Şekil 9'da görüldüğü gibi, albit mineralleri içeren kalkışistlerde, albit minerallerinin içerdikleri çizgisel kapanımlar birincil foliasyon düzlemlerini (S_1) oluşturmakta ve bu kapanımlar kayacın genel yönlenmesiyle yani (S_2) lerle belirli bir açı yapmaktadır.



Şekil 7. Granat – mika şistlerde pre-tektonik granat görünümü (Teknikol, BA-2, 500X).

Figure 7. Pre-tektonic garnet view in garnet-micaschist (ordinary light, BA-2, 500X).

Yukarıda değinilen ve deformasyon aşamalarının saptanmasını sağlayan bu yapısal/dokusal özellikler mika, oligoklaz, granat ve albit minerallerinde yaygın olarak görülmektedir. Mika minerallerinin farklı yönlerde dizilmeleri ve oligoklaz porfiroblastlarının içerdiği çizgisel kapanımların kayacın genel yönelmesiyle farklı yönlerde bulunması, birden fazla deformasyon aşamasının varlığını göstermektedir. Ayrıca oligoklaz ve granat minerallerinde deformasyon öncesi ve deformasyon ile eş zamanlı kristallerinin gözlenmiş olması da önemlidir (bkz. Şekil 7 ve 8). Bu durum, metamorfizmanın birden fazla deformasyon evresi ya da fazıyla iç içe geliştiğini ve kristalizasyon ve deformasyon gelişiminin göreceli olarak kronolojik bir sıra izlediğini gösteren önemli bir bulgudur.

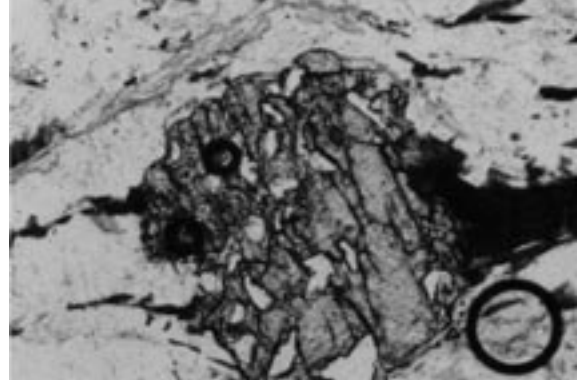
YAPISAL JEOLJİ

İnceleme alanında yüzeyleyen metamorfik kayalar, dinamo-termal bölgesel metamorfizma özelliklerini göstermektedir. Buna bağlı olarak gelişen deformasyon, bu kayalarda yoğun bir kıvrımlanma ve kırılmaya neden olmuştur. İnceleme alanında gözlenen kıvrımlı yapılar makroskopik, mezoskopik ve mikroskopik ölçekte incelenmiştir. Mezoskopik ölçekte mostra üzerinde ölçülen kıvrım unsurlarının (düzlemsel, çizgisel) haritaya işlenmesi sonucu, makroskopik yapılar saptanmıştır (bkz. Şekil 3).

Saha çalışmalarında mezoskopik olarak belirlenen yapısal unsurlar, yapısal jeolojide uygulanan istatistiksel yöntemlerle analiz edilmiştir. İnceleme alanındaki kıvrım eksenlerinin yönelimlerini grafiksel olarak değerlendirmek üzere, elde edilen arazi ve laboratuvar verilerinden, Turner ve Weiss (1963) tarafından önerilen π (π) ve β (β) diyagramları oluşturulmuştur.

Kıvrımlar

İnceleme alanında mezoskopik ölçekte yapısal konumları saptanan metamorfik kökenli kayaç dilinimleri (S-düzlem takımları), Turner ve Weiss'in (1963) tanımına göre foliasyon olarak adlandırılmıştır. Birbirini üsteleyen kıvrımlanmayı karakterize eden S-düzlemleri, farklı deformasyon aşamaları ile ilgili düzlemsel yapı unsurlarını temsil etmekte ve S_1 , S_2 , S_3 şeklinde gösterilmektedir. Kıvrım eksenleri ise B sembolü ile B_1 , B_2 gibi simgelerle, kıvrımlanma evreleri F_1 , F_2

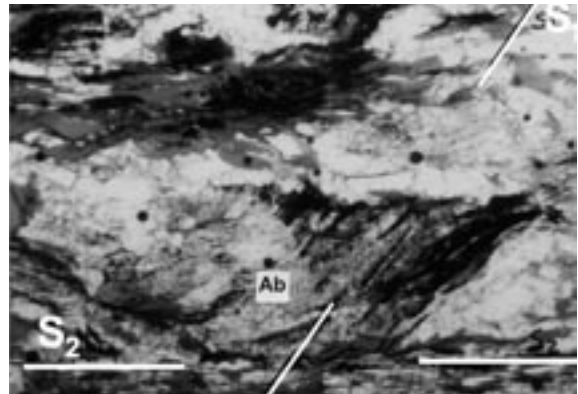


Şekil 8. Kalkşitlerde albit porfiroblastı içinde çizgisel opak mineral kapanımları (S_1) ve albit porfiroblastını kuşatan (S_2) foliasyon düzlemi (Teknikol, BA-94, 125X, Ab: Albit).

Figure 8. Linear opac mineral inclusions (S_1) in albit porphyroblast at calcschists and an albit porphyroblast surrounded by (S_2) foliation plane (ordinary light, BA-94, 125X, Ab: Albit).

şeklinde ve deformasyon fazları da D_1 , D_2 şeklinde gösterilmektedir. Burada S_1 simgesiyle gösterilen düzlemler, birincil foliasyon düzlemleridir. İnceleme alanında uygulanan yapısal analizler S_1 düzlemlerinden itibaren gerçekleştirilmiştir.

İnceleme alanında, Kilisesay Tepe'de, Topa Dere'nin kuzeyinde ve Karanlık Dere'de gözlenen, D-B doğrultusunda eksen yönelimine sahip kıvrımlı yapıları oluşturan KB – GB' ya eğimli S_1 foliasyon düzlemleri ve KD – GB eksen doğrul-



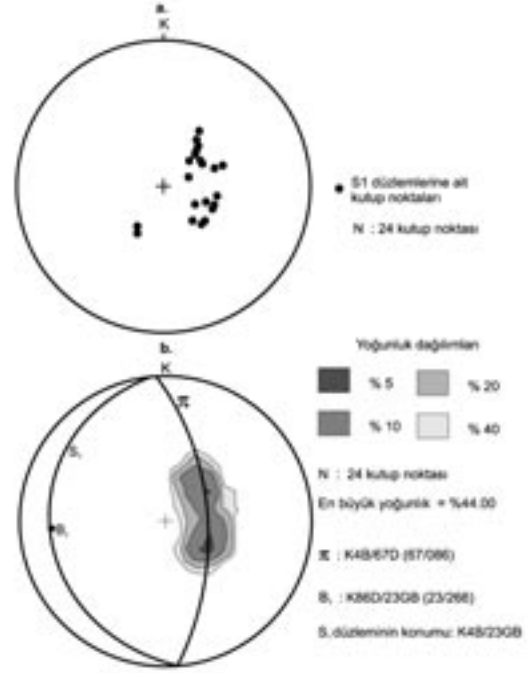
Şekil 9. Epidot – amfibolitlerde nematoblastik doku ve belirgin hornblend yönelimi (teknikol, BA-69, 125X).

Figure 9. Nematoblastic texture and hornblend orientation in epidote-amphibolites (ordinary light, BA-69, 125X).

tusuna sahip ana kıvrım yapısını oluşturan diğer eğim yönlerindeki S_1 foliasyon düzlemleri ayrı ayrı değerlendirilmiş ve analiz edilmiştir. Çalışma alanında, D-B doğrultusunda eksen yöneline sahip kıvrımlı yapıları oluşturan S_1 foliasyon düzlemlerinin kutup noktaları eşit-alan ağı üzerine yerleştirilmiş ve bu kutup noktalarına ait kontur diyagramı hazırlanmıştır (Şekil 10a ve 10b). Bu diyagramlardan pi-dairesinin $K4^0B / 67^0KD$ ve beta-ekseninin $K86^0D/23^0GB$ konumlu oldukları anlaşılmaktadır. S_1 foliasyon düzlemlerine ait kontur diyagramındaki, en fazla yoğunluktan geçen daire, B_1 kıvrım eksenine ait pi-dairesinin konumunu göstermektedir. Pi-dairesinden 90 derece uzaktaki nokta da (pi-dairesinin kutbu) bize doğrudan kıvrım ekseninin (B_1) $K86^0D/23^0GB$ konumda olduğunu göstermektedir. S_1 eksen düzleminin konumu ise $K4^0B/23^0GB$ olarak belirlenmiştir. Böylece istatistiksel olarak diyagramlardan tektonik yönelimin, harita düzleminde saptanan D-B tektonik gidişle yaklaşık uyumlu olduğu saptanmıştır. S_2 eksen düzlemini geliştiren bu aşamaya (F_1) ait deformasyonlar harita ölçeğinde izlenen dalımlı ve eğik asimetrik kıvrımlar ile karakterize edilmektedir.

KD-GB eksen doğrultusuna sahip ana kıvrım yapısını oluşturan S_1 foliasyon düzlemlerine ait kutup noktalarının dağılımı ve bu noktalardan itibaren çizilen kontur diyagramı Şekil 11a ve 11b'de verilmiştir. Pi-dairesinin ve kutbu olan B_1 kıvrım ekseninin ise $K47^0D/3^0GB$ konumuna sahip olduğu ilgili diyagramlardan anlaşılmaktadır. F_1 aşamasına ait kıvrım eksenini yönelimlerinin, önceki aşamayı üzerleyen en genç deformasyonlar sonucunda büküldüğü, genel yönün D-B yönünden sapma gösterdiği ve KD-GB yönünde geliştiği anlaşılmaktadır. Üsteleyen deformasyonlar ile S_3 eksen düzlemlerini geliştiren F_2 yapısal evresi, harita ölçeğinde gözlenen KD-GB yönlü eksen doğrultusuna sahip, asimetrik ve dike yakın dalımlı kıvrımlar ile karakteristiktir.

Tüm inceleme alanına ait S_1 foliasyon düzlemlerinin toplu halde gösterildiği ve analiz edildiği, diyagramlar Şekil 12a ve 12b'de sunulmuştur. Buna göre, üsteleyen deformasyon sonucu gelişmiş olan tektonik ekseninin konumunun $K54^0D/8^0GB$ olduğu görülmektedir. Bu sonuçların değerlendirilmesiyle; kıvrımlı yapıların birbirlerini üsteleyerek, üzerleyen kıvrımlı yapıları



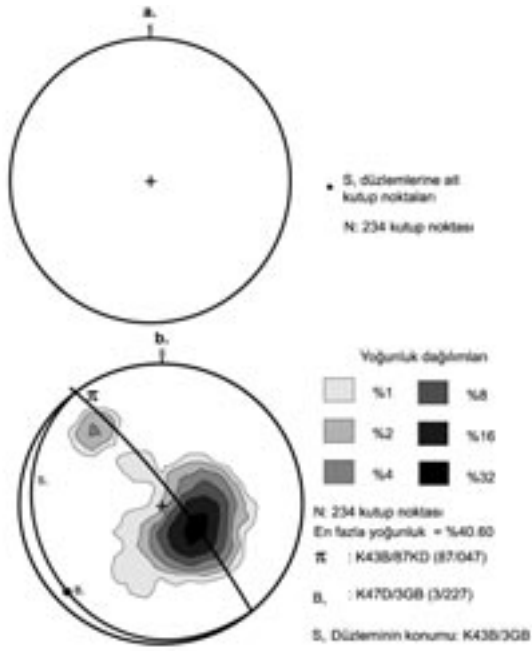
Şekil 10. (a) Çalışma alanında Kilisesay Tepe'de, Topa Dere'nin kuzeyinde ve Karanlık Dere'de gözlenen KB-GB yönünde eğim yönelimine sahip S_1 düzlemlerine ait kutup noktalarının dağılımı ($N = 24$) ve (b) S_1 düzlemlerinden itibaren çizilen kontur diyagramı, pi-dairesi ve beta (B_1) noktasının konumu.

Figure 10. (a) Distribution of pole points of S_1 planes with NW-SW trending dip directions at Karanlık Stream and north of Topa Stream, Kilisesay Hill in the study area ($N = 24$), and (b) contour diagrams of S_1 planes, pi-circle and the position of beta (B_1) point.

meydana getirdiği ve kıvrımlanmanın iki ayrı aşamada gerçekleştiği anlaşılmaktadır. Diğer taraftan, F_1 yapısal evresinde oluşmuş olan kıvrımı meydana getiren deformasyonun yönünün yaklaşık K-G doğrultusunda, F_2 yapısal aşamasında oluşmuş olan ana kıvrımı meydana getiren deformasyonun yönünün ise KB-GD olduğu kabul edilmiştir.

Çatlaklar

Sahada, kırık düzlemleri arasındaki mesafenin bir kaç santimetre arasında olduğu yüzeyler, Billings (1972)'nin tanımına uygun olarak, "çatlak" şeklinde adlandırılmıştır. Arazi çalışmalarında bağlı "makaslama" hareketinin gözlelenemediği bu yapılar; zaman zaman kalsit, ku-



Şekil 11. (a) KD-GB eksen doğrultusuna sahip ana kıvrım yapısını oluşturan S₁ düzlemlerine ait kutup noktalarının dağılımı (N = 234) ve (b) S₁ düzlemlerinden itibaren çizilen kontur diyagramı, pi-dairesi ve beta (B₁) noktasının konumu.

Figure 11. (a) Distribution of pole points of S₁ planes that reveal NE-SW trending main fold structure (N = 234), and (b) counter diagram revealed from S₁ planes, position of pi-circle and beta (B₁) point.

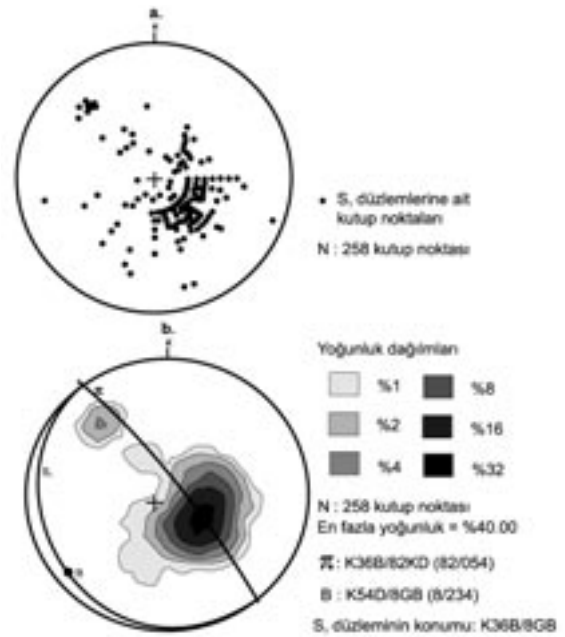
vars ve kil mineralleri ile doldurulmuş ve makaslama çatlakları olarak tanımlanmıştır.

Çalışma alanında ölçülen 345 çatlak konumu, stereografik izdüşüm ağı üzerine taşınarak kontur diyagramı çizilmiştir. Daha sonra çatlak ölçümlerinin doğrultu değerlerine göre gül diyagramı hazırlanmıştır (Şekil 13a ve 13b). Çatlak ölçümlerinin yorumlanması, çalışma alanında tektonik deformasyonlar sonucunda yoğun şekilde kıvrımlı yapılar geliştiği için kıvrım yapısı dikkate alınarak yapılmıştır. Şekil 13'deki diyagramlar incelendiğinde, egemen çatlak doğrultusunun KB-GD yönünde yoğunlaştığı görülmektedir. Bu durum, Akdağ Metamorfiteğinde üstleyen deformasyonlarla gelişmiş olan ana tektonik eksenle uyum göstermektedir. Çalışma alanında ana tektonik eksene yaklaşık dik konumda gelişen egemen çatlak doğrultusu, çalışma alanında etkili olan en büyük sıkışma gerilmesi (K45⁰B) ve buna dik olan yönde en büyük çekil-

me (K45⁰D) gerilmesini vermektedir. Bununla birlikte, en büyük sıkışma gerilmesine paralel olarak gelişen çatlaklar açılma çatlakları, diğer yönlerde gelişen çatlaklar ise makaslama çatlakları olarak değerlendirilmiştir.

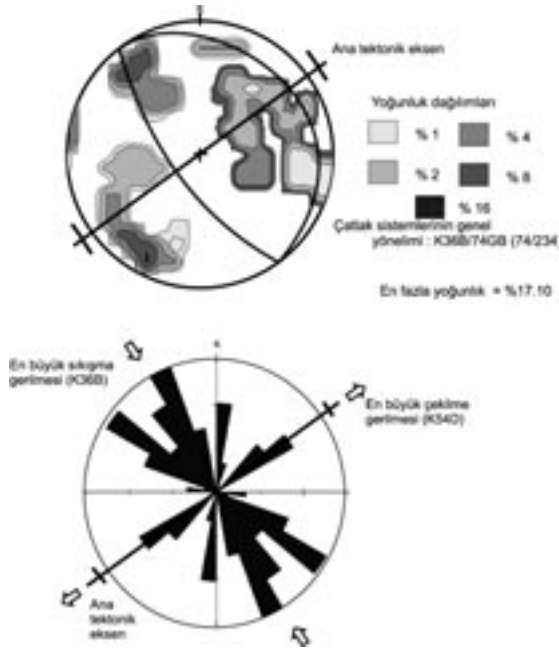
Faylar

İnceleme alanı, Dirik ve Göncüoğlu (1996)'nın Orta Anadolu'da yaptıkları çalışmada belirtilen Orta Anadolu Kristalin Kompleksi'ndeki KB-GD ve KD-GB gidişli, eşlenik, Yozgat-Akdağmadeni-Boğazlıyan fay sistemi içerisinde yer almaktadır. Bu fay sistemi, ilk paleotektonik rejim sırasındaki KKD-GGB yönlü sıkışmayı işaret eden çarpışma rejiminin son aşamasında oluşmuştur. Bu yapılar, doğrultu atımlı tektonik rejim olarak karakterize edilen ve Geç Miyosen'den itibaren başlayan neotektonik dönemde tekrar aktif hale geçmişlerdir (Dirik ve Göncüoğlu, 1996). Çalışma alanında belirlenen fay sistemleri, kıvrımlı yapıları vev konumda kesen oblik atımlı faylar ile temsil edilmektedir. Bu fayların egemen doğ-



Şekil 12. (a) İnceleme alanının tüm S₁ düzlemlerine ait kutup noktalarının dağılımı (N = 258) ve (b) S₁ düzlemlerine ait kontur diyagramı, pi dairesi ve beta (B₁) noktasının konumu.

Figure 12. (a) Distribution of pole points of all S₁ planes at the study area (N = 258), and (b) counter diagram of S₁ planes, position of pi-circle and beta (B₁) point.



Şekil 13. (a) Akdağmadeni Metamorfitlelerinde ölçülen çatlak sistemlerinin eş alan stereografik izdüşümü (N = 295) ve (b) çatlak ölçümlerine ait doğrultu gül diyagramı (N=295).

Figure 13. (a) Stereographic projection of the joint systems measured in the Akdağmadeni Metamorphites (N = 295), and (b) rose diagram of the strike of fractures (N=295).

rultuları KB – GD ve KD – GB yönlüdür. Varlıkları kesin olarak saptanan bu faylar özellikle Neojen yaşlı birimlerin ötelenmesi ile tipiktir. Topa ve Yazılıkavak derelerinin vadileri tabanı boyunca uzanan fay sistemleri, ezik bir zonun varlığı ve vadi tabanı boyunca oluşan morfolojik yapı ile karakteristiktir (bkz. Şekil 3).

SONUÇLAR

İnceleme alanında yüzeylenen metamorfik kayalar alttan üste şist, kalkşist ve mermer olmak üzere üç grup altında toplanmıştır. Ayrıca mermer içerisinde ara katkılar, merccekler halinde amfibolitlere de rastlanılmaktadır. Saha çalışmaları sırasında foliasyon, kıvrım eksen, kıvrım eksen düzlemi, kırık, çatlak ve fay gibi yapısal elemanlar belirlenmiş, bu verilerden hareketle bilgisayar ortamında yapısal analiz uygulamaları yapılmış, başlıca düzlemsel ve çizgisel yapı elemanlarının konumları, genel sıkışma yönleri istatistiksel olarak değerlendirilmiş ve diyagram-

lar haline getirilerek yorumlanmıştır. Buna göre, deformasyonun iki aşamada geliştiği ve birbirini üzerleyen kıvrımlanma olayını meydana getirdiği belirlenmiştir. F_1 ve F_2 kıvrımlanma aşamaları olarak tanımlanan bu deformasyonlar sonucunda S_1 , S_2 ve S_3 düzlemleri gelişmiştir. F_1 yapısal aşamasında S_2 foliasyon düzlemi gelişmekte iken, meydana gelen kıvrımın (B_1) eksen konumu $K86^0D/23^0GB$ saptanmıştır. F_1 evresine ait kıvrım eksen yönellerinin, önceki evreyi üzerleyen genç deformasyonlar sonucu büküldüğü, genel yön olarak D-B yönünden sapma gösterdiği ve KD-GB yönünde geliştiği ve kıvrımın eksen konumu $K47^0D/3^0GB$ olarak belirlenmiştir. F_2 yapısal aşaması olarak tanımlanan bu aşamada S_3 düzlemlerinin geliştiği izlenmektedir. Bununla birlikte F_1 yapısal aşamasında oluşmuş olan kıvrımı meydana getiren deformasyonun (D_1) yönü yaklaşık K-G doğrultusunda, F_2 yapısal evresinde oluşmuş olan ana kıvrımı meydana getiren deformasyonun (D_2) yönü ise KB-GD olduğu kabul edilmektedir.

Kıvrımlanmayı izleyen aşamada (F_3 kırıklanma evresi) yoğun bir kırıklanmanın geliştiği, çatlak konumları ile Akdağ Metamorfitlelerinde üzerleyen deformasyonlarla gelişmiş olan ana tektonik eksenin uyumluluk gösterdiği anlaşılmaktadır. Çalışma alanında etkili olan en büyük sıkışma gerilmesinin K45B ve buna dik olan yönde en büyük çekilme gerilmesinin ise K45D yönlerinde olduğu saptanmıştır. İnceleme alanında belirlenen fay sistemleri kıvrımlı yapıları verev konumunda kesen oblik atımlı faylar ile temsil edilmiş olup, bu fayların egemen doğrultuları KB – GD ve KD – GB yönlüdür.

İlerleyen dinamo – termal bölgesel metamorfizmanın (Şahin, 1999) etkili olduğu bilinen inceleme alanında petrografik gözlemlerle özellikle granat ve plajiyoklaz (oligoklaz) gibi minerallerin yapısal ve dokusal özelliklerine göre pre – tektonik ve sin – tektonik oluşumlarının varlığı belirlenerek, kristallenme ile deformasyonun birlikte geliştiği, metamorfizma ile deformasyonun da iç içe ve yakın ilişkili olduğu saptanmıştır.

KATKI BELİRTME

Yazar; değerli görüş ve eleştirilerinden dolayı, Kadir Dirik (Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü), arazi çalışmaları sırasındaki yardımlarından dolayı Mehmet Akif Sarıkaya

(Arizona Üniversitesi, Hidrojeoloji ve Su Kaynakları Bölümü) ve Jeoloji Mühendisi Hakan Temel'e teşekkür eder.

KAYNAKLAR

- Akıl, B., 2001. Söbeçimen Köyü (Çayıralan-Yozgat) ve çevresinin jeolojik ve yapısal özelliklerinin incelenmesi. Yüksek Lisans Tezi, Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara (yayımlanmamış).
- Alparslan, M., 1993. Yıldızeli yöresinin petrografik incelenmesi. Doktora Tezi, Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas (yayımlanmamış).
- Billings, M. P., 1972. Structural Geology. Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.
- Dirik, K., and Göncüoğlu, M.C., 1996. Neotectonic characteristic of Central Anatolia. International Geology Review, 38, 807-817.
- Dökmeci, İ., 1980. Akdağmadeni yöresinin jeolojisi. MTA Genel Müdürlüğü, Rapor No. 6953, Ankara (yayımlanmamış).
- Erkan, Y., 1976. Kırşehir çevresindeki rejyonal metamorfik bölgede saptanan isogradlar ve bunların petrolojik yorumlamaları. Yerbilimleri, 2(1), 23-24.
- Erkan, Y., 1977. Orta Anadolu Masifi'nin güneybatısında (Kırşehir yöresinde) etkili rejyonal metamorfizma ile amfibol minerallerinin bileşimi arasındaki ilişkiler. Yerbilimleri, 3, 41-46.
- Erkan, Y., 1980. Orta Anadolu Masifinin kuzeydoğusunda (Akdağmadeni-Yozgat) etkili olan bölgesel metamorfizmanın incelenmesi. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 23, 213-218.
- Erkan, Y. ve Ataman, G., 1981. Orta Anadolu Masifi (Kırşehir yöresi) metamorfizma yaşı üzerine K-Ar yöntemi ile bir inceleme. Yerbilimleri, 8, 27-30.
- Gökten, E., 1992. Yıldızeli (Sivas) güneyinde Akdağ metamorfikleri ve örtü kayalarının stratigrafisi ve tektoniği. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 36, 83-93.
- Göncüoğlu, C., 1981. Niğde Masifi'nin Jeolojisi. İç Anadolu'nun Jeolojisi Sempozyumu, TJK 35. Bilimsel ve Teknik Kurultayı Bildiri Özetleri.
- Kara, H., 1999. Sözlü Görüşme. MTA Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Ketin, İ., 1955. Yozgat bölgesinin jeolojisi ve Orta Anadolu masifinin tektonik durumu. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 6 (1), 1-40.
- Ketin, İ., 1966. Anadolu'nun tektonik birlikleri. MTA Dergisi, 66, 20-34.
- Ketin, İ., 1983. Türkiye Jeolojisine Genel Bir Bakış. İTÜ Yayınları, İstanbul.
- Özcan, A., Erkan, A., Keskin, A., Oral, A., Özer, S., Sümengen, M. ve Tekeli, O., 1980. Kuzey Anadolu Fayı – Kırşehir Masifi Arasının Temel Jeolojisi, MTA Genel Müdürlüğü, Rapor No. 6722, Ankara (yayımlanmamış).
- Pollak, A., 1958. Akdağmadeni-Yıldızeli sahasında yapılan prospeksiyon. MTA Genel Müdürlüğü, Rapor No. 2321, Ankara (yayımlanmamış).
- Ramsay, J. G., 1967. The uses and limitations of Beta and Pi-diagrams in the geometrical analysis of fold. Journal of Geological Society, 120, 435-454.
- Şahin, M. B., 1991. Başçatak Köyü (Akdağmadeni-Yozgat) doğusunun jeolojik ve petrografik özelliklerinin incelenmesi. Yüksek Mühendislik Tezi, Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara (yayımlanmamış).
- Şahin, M. B., 1999. Akdağmadeni Masifi metamorfikleri, Evciler – Çatköy kesiminin minerolojik ve petrografik özelliklerinin incelenmesi. Doktora Tezi, Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara (yayımlanmamış).
- Tatar, Y., 1977. Ofiyolitli Çamlıbel (Yıldızeli) bölgesinin stratigrafisi ve petrografisi. MTA Dergisi, 88, 56-72.
- Tolluoğlu, A.Ü., 1987. Orta Anadolu Masifi'nin güneybatısında (Kırşehir Yöresinde) petrografik ve petrotektonik incelemeler. Doktora Tezi, Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara (yayımlanmamış).
- Tolluoğlu, A. Ü., and Erkan, Y., 1989. Regional progressive metamorphism in the Central Anatolian crystalline basement, NW Kırşehir Masif, Turkey. METU Journal of Pure and Applied Sciences., 22 (3), 19-41.
- Turner, F.J., and Weiss, L.E., 1963. Structural Analysis of Metamorphic Tectonites. Mcgraw-Hill Book Comp., New York.
- Tülümen, E., 1980. Akdağmadeni (Yozgat) yöresinde petrografik ve metalojenik incelemeler, Doktora Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi Yerbilimleri Fakültesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon (yayımlanmamış).
- Vache, K., 1963. Akdağmadeni kontakt yatakları ve bunların Orta Anadolu kristalinine karşı olan jeolojik çerçevesi. MTA Dergisi, 60, 22- 36.
- Yılmaz, A., Uysal, Ş., Yusufoglu, H., Ağan, A., İnal, A., Aydın, N., Bedi, Y., Havzaoglu, T., Göç, D., İnal, E. ve Erkan, E.N., 1994. Akdağ Masifi (Sivas) dolayının jeolojik incelenmesi. MTA Genel Müdürlüğü, Rapor No. 9721 (yayımlanmamış).



Yuva ve Yakacık köyleri (Ankara kuzeybatısı, İç Anadolu) civarındaki Üst Kretase ofiyolitik karmaşığı ile Miyosen birimlerinin dokanak ilişkileri ile ilgili yeni gözlemler

New observations on the contact relationships between the Upper Cretaceous ophiolitic mélangé and Miocene units near Yuva and Yakacık villages (northwest of Ankara, Central Anatolia)

Erman ÖZSAYIN, Tekin YÜRÜR, Kadir DİRİK

Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 06532 Beytepe, ANKARA

Geliş (received) : 15 Kasım (November) 2005

Kabul (accepted) : 16 Aralık (December) 2005

ÖZ

Ankara'nın yaklaşık 15 km kuzeybatısında yer alan Yakacık ve Yuva Köyleri civarında yüzlek veren Üst Kretase ofiyolitik karmaşığı ile Miyosen gölsel tortul ve volkanotortul birimleri arasındaki dokanak ilişkileri eski çalışmalarda farklı şekillerde yorumlanmıştır. Bir grup yer bilimciye göre bindirme faylı olan bu ilişki, bir diğer gruba göre normal faylıdır. Bu çalışmada, sözkonusu dokanak ilişkisi ve dokanak yakınındaki deformasyonlar tekrar incelenmiş ve yorumlanmıştır. Yeni gözlemler, ofiyolitik kayalarla Miyosen birimleri arasındaki dokanakların sıkışmalı yapılar içerdiğini ve ofiyolitik kayaların genç birimlerin üzerine ilerlediğini göstermektedir.

Anahtar Kelimeler: Ankara, Neojen sıkışması, ofiyolitik karmaşık bindirmesi.

ABSTRACT

There are different views on the boundary relationships between the Upper Cretaceous ophiolitic mélangé and Miocene lacustrine/volcaniclastic sediments exposed around Yuva and Yakacık villages located approximately 15 km NW of Ankara. While this boundary is a thrust fault according to a group of geologists, the others claim that it is a normal fault. In this study, this relationship and deformations around this boundary were investigated and re-interpreted. The observations of the authors suggest that the contacts between the ophiolitic mélangé and Miocene units comprise compressional structures and the mélangé units thrust onto the Miocene units.

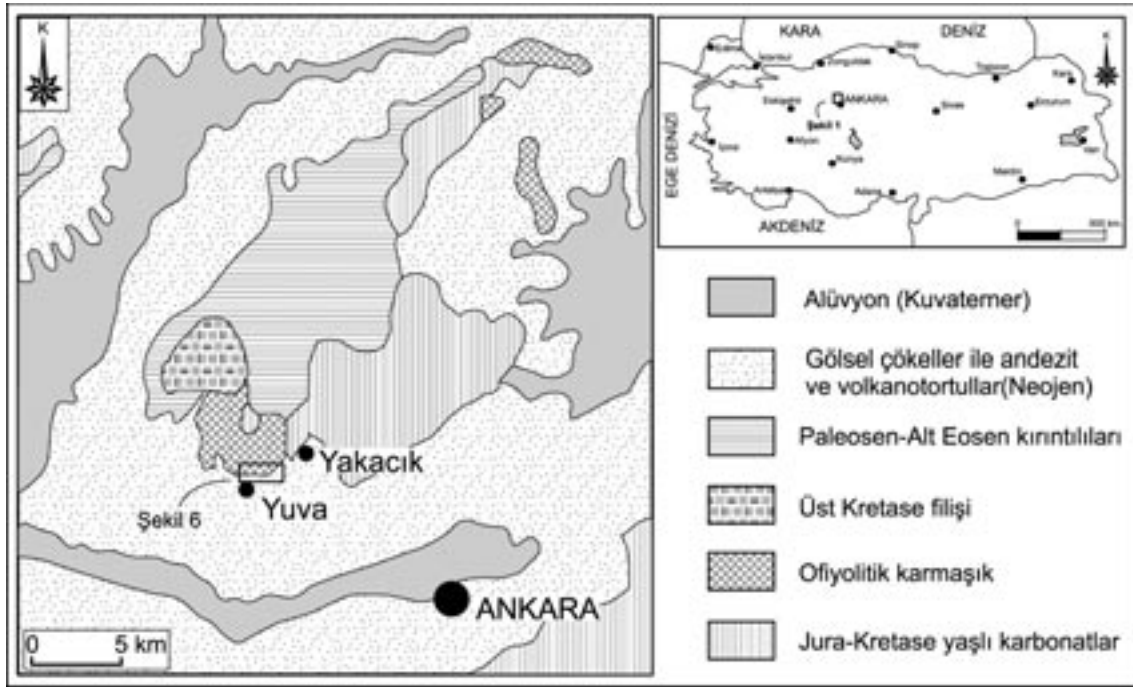
Key Words: Ankara, Neogene compression, ophiolitic mélangé thrusting.

GİRİŞ

Bu çalışma, Ankara'nın yaklaşık 15 km KB'sında yer alan Yuva ve Yakacık Köyleri arasında gerçekleştirilmiştir (Şekil 1). Bölgedeki temel birim, Geç Kretase yaşlı ofiyolitik karmaşıktır (Gökten vd., 1988; Koçyiğit, 1991a). Örtü birim-

leri ise; Miyosen yaşlı, tabanda volkanokırıntılılarla başlayıp üste doğru gölsel kıltaşı-kireçtaşımarn ardalanmasından oluşan tortul birimlerdir (Koçyiğit, 1991a).

Ankara kuzeyinin neotektonik evrimi ile ilgili üç farklı temel görüş mevcuttur. Birinci görüşte,



Şekil 1. Çalışma bölgesi ve çevresinin genelleştirilmiş jeoloji haritası (Seyitoğlu, 1997'den değiştirilerek hazırlanmıştır).

Figure 1. Generalized geological map of the study area and surroundings (modified from Seyitoğlu, 1997).

çarpışma sonrası sıkışma tektoniğinin Pliyosen öncesine kadar sürdüğü ve Pliyosen sonrasında doğrultu atımlı faylanmaya bağlı olarak bu rejimin devam ettiği belirtilmektedir (Koçyiğit, 1991b ve 1992). İkinci görüşte, birinci görüşte yeralan çarpışma sonrası tektoniğinin Erken Pliyosen sonuna kadar devam ettiği, bundan sonra hüküm süren tektoniğin çarpışma sonrası bir gevşemeye bağlı olarak gelişen bir rahatlama dönemi olduğu öne sürülmektedir (Koçyiğit vd., 1995). Gökten vd. (1996) de bölgede Miyosen sonuna kadar sıkışma, geç Pliyosen'de Kuzey Anadolu Fayı kontrolünde çekme gerilmesinin hakim olduğunu belirtmektedirler. Üçüncü görüşte ise, çarpışma sonrası sıkışmasının Erken Miyosen'de biterek yerini gevşemeye bağlı olarak Pliyosen'e kadar devam etmiş bir açılmalı rejime ve sonrasında egemen olan ve Kuzey Anadolu Fayı'nın hareketlerine bağlı olarak gelişen transpresyonel veya transtansiyonel rejimlere bıraktığı ileri sürülmektedir (Seyitoğlu vd., 1997).

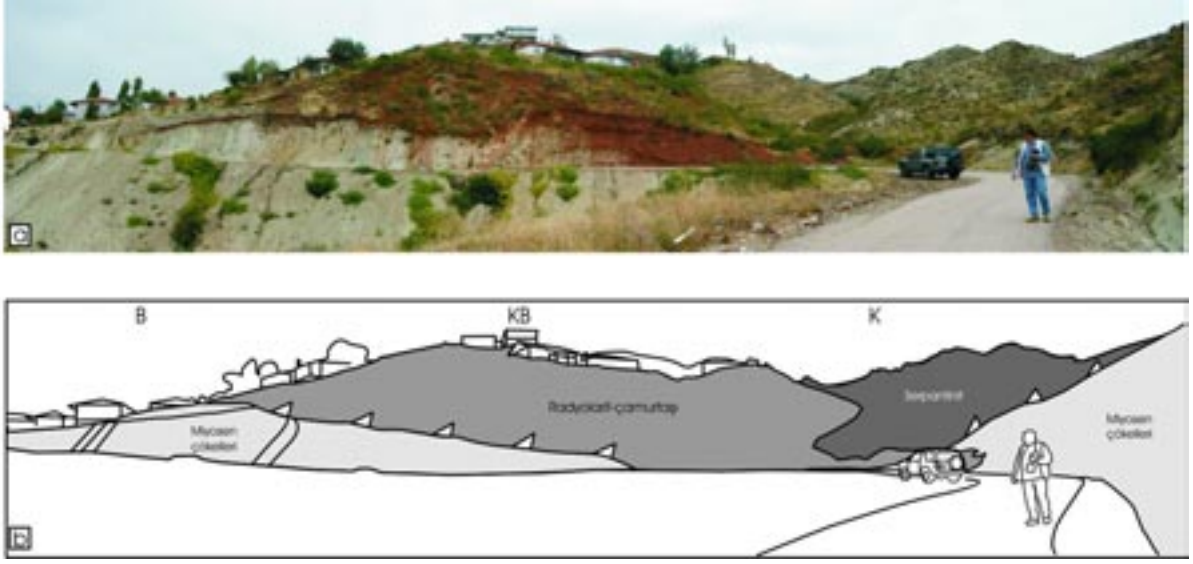
Bu çalışmada ele alınan dokanaklarla ilgili olarak Koçyiğit vd. (1995)'nin yaptıkları haritalama çalışmalarında, ofiyolitik karmaşıkla Neojen birimleri arasındaki ilişkinin ters faylı olduğu belir-

tilmiştir. Seyitoğlu vd. (1997), aynı bölgede yaptıkları gözlemlerde, Koçyiğit (1991b, 1992) ile Koçyiğit vd. (1995) tarafından bindirme olarak belirtilen dokanak faylarının normal faylar olduğunu ileri sürmektedir. Bu çalışmada, üzerinde tartışılmalı gözlem ve yorumların yapıldığı yüzlekler yeniden gözden geçirilmiş ve yorumlanmıştır.

SAHA GÖZLEMLERİ

Yakacık Köyü

Yakacık Köyü'nün yaklaşık 1.5 km GB'sında (479⁰³⁹ / 4431⁴⁸⁷), ofiyolitik karmaşık ile Miyosen yaşlı birimlerin faylı ilişkisi gözlenmiştir. Ofiyolitik karmaşık bu kesimde radyolarit-çamurtaşı ardalı ve serpantin bloklarından oluşurken, Miyosen birimleri açık kahverengi-krem renkte, tabakalı kiltası-kireçtaşı-marn, iyi boyanmalı koyu renkli çakıllar içeren kumtaşı ve tüfit ardalı ve serpantin bloklarından meydana gelir. Bu lokasyonda, ofiyolitik karmaşığa ait radyolarit ve serpantin blokları, yataya yakın bir düzlem boyunca güneye hareket ederek Miyosen yaşlı birimlerin üzerine yerleşmişlerdir (Şekil 2a ve 2b). Birime ait kiltası-kireçtaşı tabakalarının uçlarının



Şekil 2. (a) Yakacık Köyü'nün güneybatısında ofiyolitik karmaşık ile Miyosen çökelleri arasındaki tektonik dokanağı (bindirme fayı) gösteren panoramik fotoğraf (Hünkar Demirbağ tarafından çekilmiştir) ve (b) fotoğrafın şematik görüntüsü.

Figure 2. (a) Panoramic photo showing the tectonic boundary (thrust fault) between the Miocene sediments and ophiolitic mélangé at southwest of Yakacık village (taken by Hünkar Demirbağ), and (b) sketch view of the photo.

kesilerek bindirme düzlemi boyunca güneye doğru kıvrıldıkları gözlenmiştir (Şekil 3a ve 3b). İki birim arasında, üzerinde kinematik verilerin ölçülebileceği bir fay düzlemi yüzleği bulunamamıştır. Buna karşın, Miyosen tabakalarını kesen KKD-GGB doğrultulu verrev atımlı faylar ters fay bileşenlidir ve ofiyolit bindirmesi sırasında gelişen yırtılma fayları oldukları düşünülmektedir (Şekil 4).

Ayrıca yine bu yerdeki Miyosen kilaşı tabakalarında, eksenini yaklaşık D-B olan küçük bir antiklinalin kesiti de yol yarmasında açıkça izlenmektedir. Gerek bu kıvrımlanma, gerekse faylanmaya geçen eksen düzlemi klivajı olasılıkla K-G sışışmasına bağlı yapılarıdır.

Yuva Köyü

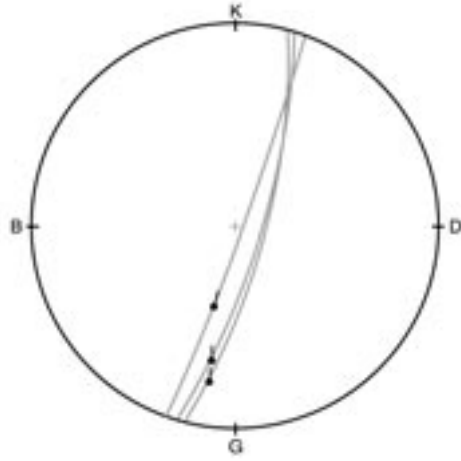
Köyün 1.25 km KD'sunda, Sarıkaya Tepe'nin güneyindeki vadide (477⁵⁰¹ / 4431⁸³²), ofiyolitik karmaşık ile Miyosen yaşlı aglomeralar arasındaki dokanak incelenmiştir (Şekil 5 ve 6). Ofiyolitik karmaşık, radyolarit-çamurtaş aralanması ve serpantin bloklarından oluşmaktadır. Aglomeralar pembemsi gri, yarı köşeli-yarı yuvarlak andezit çakıl ve bloklarından meydana gelir. Dokanağın vadiye oluşturduğu "V" nin ucunun ku-

zeyeye eğimli olması ve eğim yönünde ilerlendiğinde yaşlı birime varılması nedeniyle, bu sınırın tektonik dokanak (bindirme) olduğu sonucuna varılmıştır. Bindirme fayının doğrultusu yaklaşık D-B ve eğimi (yaklaşık 40°) kuzeye doğrudur.



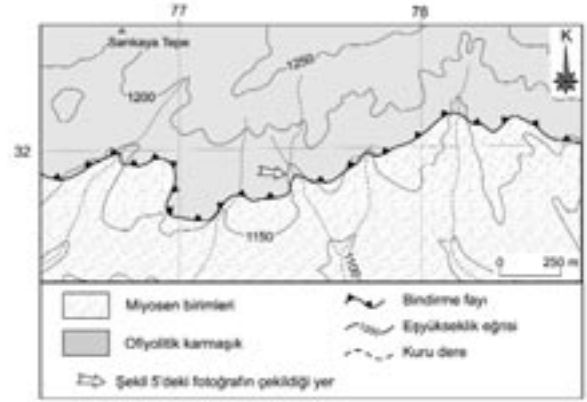
Şekil 3. (a) Yakacık köyünün güneybatısındaki bindirme fayı ve (b) bindirme fayına bağlı olarak tabakaların bükülmesi.

Figure 3. (a) Thrust fault at southwest of Yakacık village, and (b) bending of the layers depending on thrust fault.



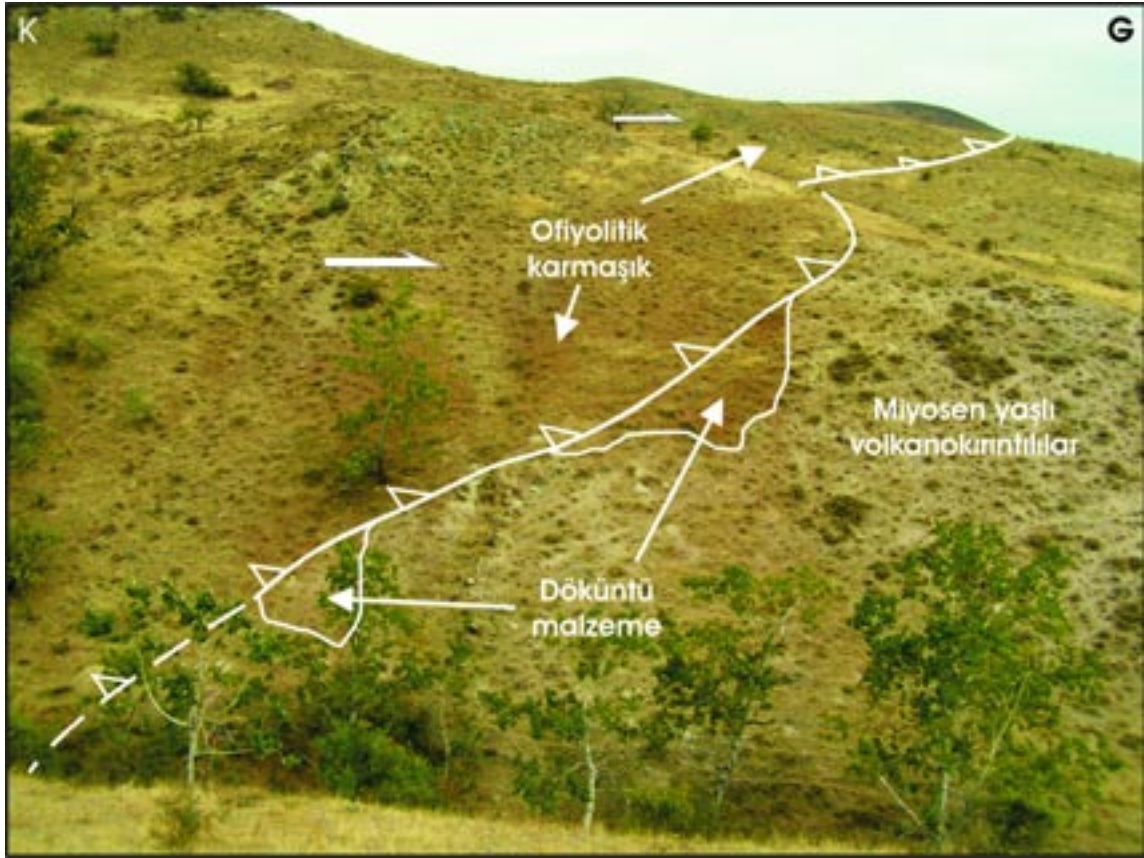
Şekil 4. Yırtılma fayı ve çiziklerinin Schmidt ağı eşalan izdüşümü alt yarım kürede gösterimi (ok tavan bloğun hareket yönünü göstermektedir).

Figure 4. Schmidt lower hemisphere equal-area projections of tear faults and slickenlines (arrow shows sense of movement of hanging wall).



Şekil 6. Yuva Köyü kuzeydoğusunun basitleştirilmiş jeoloji haritası.

Figure 6. Simplified geological map of northeast of Yuva village.



Şekil 5. Yuva köyünün kuzeydoğusundaki ofiyolitik karmaşık ile Miyosen yaşlı aglomeralar arasındaki tektonik dokanak (ters fay).

Figure 5. Tectonic relationship (reverse fault) between the ophiolitic mélangé and Miocene agglomerates at the northwest of Yuva village.

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

İnceleme alanında yer alan ofiyolitik karmaşığa ait kayaçlarla Miyosen birimleri arasındaki dokanakların ikisi incelenmiş ve bu dokanakların yer yer yataya yakın bindirme fayları şeklinde olduğu sonucuna varılmıştır. İncelenen yüzleklerden itibaren farklı gözlem ve yorumlar getirilmiş olan Koçyiğit (1991a, 1991b, 1992), Koçyiğit vd. (1995) ve Seyitoğlu vd. (1997)'nin bulguları ele alındığında, bu çalışmada elde edilen sonuçların Koçyiğit (1992) tarafından haritalanan ters faylarla uyumlu olduğu görülmektedir. Bu veriler ışığında, bölgeye Geç Kretase'de yerleşmiş olan ofiyolitik karmaşığın Miyosen sonrasında da hareketlenerek, genç birimlerin üzerine yürüdüğü veya bunları üzerlediği görülmektedir.

Seyitoğlu, G., Kazancı, N., Karakuş, K., Fodor, L., Araz, H., and Karadenizli, L., 1997. Does continuous compressive tectonic regime exist during Late Paleogene to Late Neogene in NW central Anatolia, Turkey? Preliminary Observations. Turkish Journal of Earth Sciences, 6, 77-83.

KAYNAKLAR

- Gökten, E., Kazancı, N. ve Acar, Ş., 1988. Ankara kuzeybatısında (Bağlum-Kazan arası) Geç Kretase - Pliyosen serilerinin stratigrafisi ve tektoniği. MTA Dergisi, 108, 69-81.
- Gökten, E., Özaksoy, V., and Karakus, K., 1996. Tertiary volcanic and tectonic evolution of the Ayaş-Güdümlü-Çeltikçi region, Turkey. International Geology Review, 38 (10), 926-934.
- Koçyiğit, A., 1991a. An example of an accretionary forearc basin from northern Central Anatolia and its implications for the history of subduction of Neo-Tethys in Turkey. Geological Society of America Bulletin, 103, 22-36.
- Koçyiğit, A., 1991b. Changing stress orientation in progressive intracontinental deformation as indicated by the Neotectonics of the Ankara region (NW Central Anatolia). TPJD Bülteni, 3(1), 43-55.
- Koçyiğit, A., 1992. Southward-vergent imbricate thrust zone in Yuvaköy: a record of the latest compressional event related to the collisional tectonic regime in Ankara-Erzincan suture zone. TPJD Bülteni, 4(1), 111-118.
- Koçyiğit, A., Türkmenoğlu, A., Beyhan, A., Kaymakçı, N., and Akyol, E., 1995. Post-collisional tectonics of Eskişehir-Ankara-Çankırı segment of İzmir-Ankara-Erzincan suture zone: Ankara orogenic phase. TPJD Bülteni, 6(1), 69-86.