

SİVAS HAVZASI JİPSLERİNİN SCHMIDT SERTLİĞİ İLE SERBEST BASINÇ DAYANIMI VE ELASTİSİTE MODÜLÜ ARASINDAKİ İLİŞKİLER

THE RELATIONSHIPS BETWEEN SCHMIDT HARDNESS WITH UNCONFINED COMPRESSIVE STRENGTH AND ELASTICITY MODULUS OF SİVAS BASIN GYPSUMS

Işık YILMAZ
Hüseyin SENDİR

Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 Sivas
Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 Sivas

ÖZ: Bu çalışma kapsamında, Sivas havzası jipslerinin, kayaların dayanım ve deformabilite özelliklerine ilişkin bilgilerin elde edildiği indeks testlerden birisi olan Schmidt dayanımı ile serbest basınç dayanımı ve elastisite modülü arasındaki ilişkiler araştırılmıştır. Çalışmadan elde edilen sonuçlara göre; Sivas havzasındaki jipslerin Schmidt sertliği ile serbest basınç dayanımı ve elastisite modülü arasında istatistiksel olarak anlamlı ve yüksek korelasyonlu ilişkiler elde edilmiştir. Bu ilişkiler $\sigma_u = e^{(0.818+0.059R)}$ ve $E = e^{(1.146+0.054R)}$ şeklindeki ampirik ifadelerle ortaya konulmuştur.

Anahtar Kelimeler: Elastisite modülü, jips, Schmidt sertliği, serbest basınç dayanımı, Sivas havzası.

ABSTRACT: Relationships between Schmidt strength, allows to approach to the unconfined compressive strength and deformability characteristics of the rocks, with unconfined compressive strength and Young modulus were investigated in this study. Results of the regression analyses showed very good correlations between R with σ_u and E , and relationship derived as expressed by empirical equations of $\sigma_u = e^{(0.818+0.059R)}$ and $E = e^{(1.146+0.054R)}$.

Key-words: Elasticity modulus, gypsum, Schmidt hardness, Sivas basin, unconfined compressive strength

GİRİŞ

Bu çalışmada, Sivas havzası jipslerinin ait Schmidt sertliği ile serbest basınç dayanımı ve elastisite modülü arasındaki ilişkiler araştırılmıştır. Schmidt çekici, esasen beton sertliğinin belirlenmesi amacı ile üretilmiş olmasına karşın, çok pratik olması nedeni ile kayaların dayanımlarının ve deformabilite özelliklerinin tahmin edilmesinde de kullanılabilir. Bu yöntem, kayaların dayanım ve deformabilite özelliklerine ilişkin bilgilerin elde edildiği diğer bir çok indeks testlerden birisidir. Ancak indeks testlere özgü sınırlamalar bu yöntem için de geçerli olmaktadır. Bu sınırlamaların nedenleri Grasso ve diğ. (1992) tarafından da belirtildiği gibi; a. İndeks testlerden elde edilen verilerin normal dağılım gösterdiklerinin kabul edilmesi, b. Kayaların doku gibi içsel özelliklerinin ihmal edilmesi, c. İstatistiksel değerlendirmeler için gerekli veri sayısına ulaşamaması, d. Örnek

boyutlarının ihmal edilmesi, ve e. Farklı litolojik birimlerin verilerinin bir arada değerlendirilmesi. Kayacın elastik ve dayanım özelliklerine bağlı olan bu indeks, Harny ve DeMarco (1985)' in de açıkladığı gibi aşağıdaki faktörlerden oldukça fazla etkilenmektedir.

a. Yüzeyin pürüzlülüğü, b. Yüzeyin nem içeriği, c. Klivajlar, tabakalanma düzlemleri, gözenekler ve diğer anomaliler, d. Deney yapılan yüzeyin boyutu, e. Deney yapılan yüzeyin hava etkisiyle değişme derecesi ve süresi, f. Kayaç kütlesi çevre basıncı, g. Kayacın sertliği ve h. Schmidt çekicinin uygulanma şekli (yatay, düşey ve açılı).

İndeks test sonuçları esas alınarak ve ampirik ilişkiler yardımı ile tahmin edilen mekanik parametreler her zaman sağlıklı olmayabilir ve doğrudan tasarım amacı ile kullanılması durumunda, duraylılığın göstergesi olan güvenlik katsayısında gereksiz artışlara neden olabilir

(Grasso ve diğ., 1992). Ancak sözü edilen bu sınırlamalara rağmen, indeks testlerin sonuçları mühendislik deneyimine dayalı yorumlarla birleştirildiği zaman, tasarım ve fizibilite konulu çalışmalar için ucuz ve pratik bir şekilde ön veriler sağlayabilir (Poole ve Farmer, 1980; Shorey ve diğ., 1984; Schapazis, 1990; Xu ve diğ., 1990; Grasso ve diğ., 1992) (Gökçeoğlu, 1996).

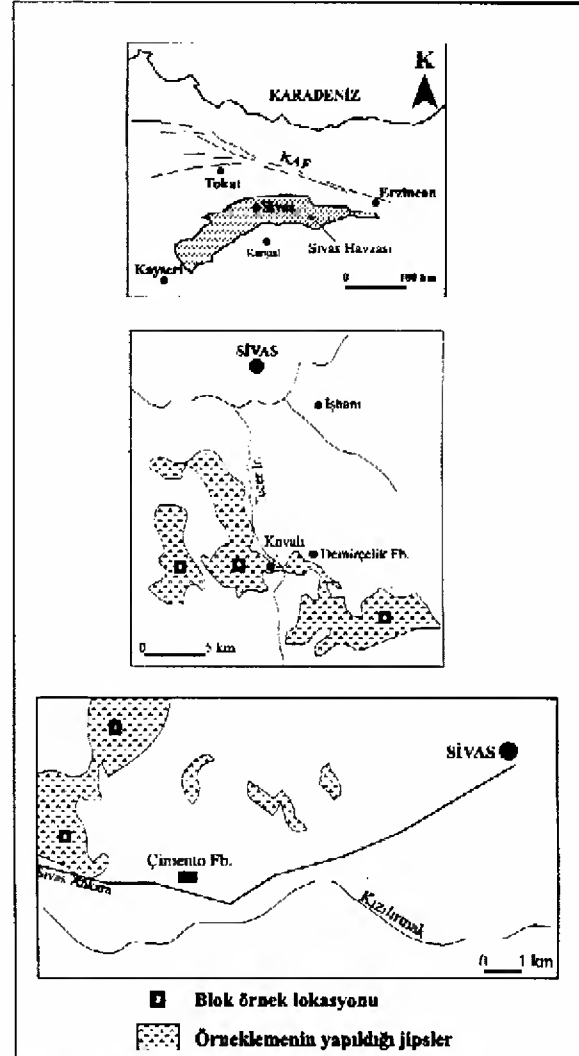
Schmidt çekicinin kullanılabilirliğini araştırmaya yönelik olarak bugüne kadar, farklı kayalar üzerinde çalışmalar yapılmış ve birçok farklı sonuçlar bulunmuştur. Literatür araştırmalarında, birçok kaya türü için benzer çalışmaların bulunduğu, ancak jipslerde güncel bir çalışmaya rastlanmamıştır. Deformasyon özellikleri bakımından diğer kayalardan oldukça farklı olan ve Türkiye'de özellikle Sivas havzasında olmak üzere oldukça yaygın yayılım gösteren bu kayalar için de böyle bir çalışmanın gerektiği düşünülmüştür. Çünkü, ucuz ve pratikliğin yanı sıra arazide de kolayca kullanılabilir olması nedeni ile, ön bilgi edinilmesi bakımından statik deformabilite ve tek eksenli basınç deneylerine göre oldukça büyük avantajları vardır. Eğer Schmidt çekicinin bu tür kayalarda kullanılabilirliği kanıtlanabilirse, arazi çalışmalarında oldukça büyük kolaylıklar sağlanacaktır. Literatürdeki Schmidt sertliği ile tek eksenli basınç dayanımı ve elastik modüller arasındaki bazı ilişkiler Çizelge 1' de verilmiştir.

ÇALIŞILAN KAYA BİRİMİ VE NUMUNELERİN HAZIRLANMASI

Üzerinde çalışılmış olan örnekler, Sivas havzasında Kurtman (1973) tarafından Hafik formasyonu olarak adlandırılmış olan masif jipslerden alınmıştır (Şekil 1).

Havza içerisinde yer alan Hafik formasyonu, batıda Gemerek' ten doğuda İmranlı' ya kadar havzanın kuzey kenarı boyunca uzanan kalın, masif jipsleri içermektedir. Kurtman (1973)' a göre bu formasyon, tabandan tavana doğru; kırmızı renkli kumtaşı ve konglomeralar, kırmızı renkli kil aratabakalı, tabakalı jipsler ve masif jipslerden meydana gelmektedir. Jipsin daha altındaki tektonik dokanak nedeni ile diğer birimlerle geçişi izlenemediğinden dolayı Hafik formasyonu masif jipslerle sınırlandırılmıştır. Tektonik etkinin fazla olmadığı yerlerde, masif jipsler ince ve kalınlıkları 10 m ye ulaşan, içerisinde ince taneli kum ve kırmızı kil içeren düzenli tabakalanma göstermektedir. Buna karşın bir çok yerde kalınlığı 100-200 m ye varan masif yapılı jipsler gözlenmektedir. (Öztürk ve diğ., 1996).

Amaca yönelik olarak çalışmalarını gerçekleştirmek üzere, Sivas' ın batı ve güneyinden olmak üzere iki farklı bölgeden (Şekil 1) örnekleme yapılmıştır. İlk olarak özellikle belli taş ocaklarında yeni çıkarılmış, temiz ve mümkün olduğunca çatlaksız olanlarından yaklaşık 0.5 m³ blok jipsler alınmıştır. Daha sonra blok kesme makinasında yaklaşık 25 x 25 x 25 cm boyutlarında küp bloklar hazırlanmıştır.



Şekil 1. Çalışma alanının yerbulduru, jeoloji ve dokümantasyon haritası (Gürsoy ve diğ. 1992 ile Poisson ve diğ. 1992' den değiştirilerek).

Figure 1. Location, geological and documentation map of the study area (Modified from Gürsoy et al. 1992 and Poisson et al. 1992).

Tek eksenli basınç ve statik deformabilite özelliklerini belirleyebilmek için, bloklar üzerinde Schmidt çekici deneyleri yapıldıktan sonra, çalışılacak kayacın önemli ölçüde anizotropi gösterebileceği de dikkate alı-

Çizelge 1. Schmidt sertliği ile tek eksenli basınç dayanımı (σ_c) ve elastisite modülü arasındaki korelasyonlar (Gökçeoğlu, 1996' dan değiştirilerek).

Table 1. Correlations between Schmidt hardness with unconfined compressive strength and Young modulus (Modified from Gökçeoğlu, 1996).

Araştırmacı	Eşitlik	r	Kayaç Türü
Deere ve Miller (1966)	$\sigma_u = 10^{(0.00014R+3.16)}$ $E = 6.95\gamma^2 R - 1.14 \cdot 10^6$	0.94 0.88	28 litolojik birim, 3 ana kayaç tipi
Aufmuth (1973)	$\sigma_u = 6.9 \cdot 10^{[1.348 \log(\gamma R) + 3.16]}$ $E = 6.9 \cdot 10^{[1.0651 \log(\gamma R) + 1.86]}$		25 litolojik birim
Beverly ve diğ. (1979)	$\sigma_u = 12.74 \exp(0.185\gamma R)$ $E = 192(R\gamma^2)12710$		20 litolojik birim
Kidybinsky (1980)	$\sigma_u = 0.447 \exp[0.045(R+3.5)+\gamma]$		Çeşitli kayaçlar ve kömür
Singh ve diğ. (1983)	$\sigma_u = 2R$	0.72	30 sedimanter birim
Shorey ve diğ. (1984)	$\sigma_u = 0.4R - 3.6$	0.94	20 litolojik birim
Haramy ve DeMarco (1985)	$\sigma_u = 0.994R - 0.383$	0.7	10 litolojik birim
Ghose ve Chakraborti (1986)	$\sigma_u = 0.88R - 12.11$	0.87	Kömürler
O'Rourke (1989)	$\sigma_u = 702R - 1104$ (psi)	0.77	Kumtaşı, siltaşı, kireçtaşı ve anhidrit
Sachpazis (1990)	$R = 0.239\sigma_u + 15.7244$ $R = 0.515E + 17.488$	0.96 0.88	33 farklı karbonat kayacı
Xu ve diğ. (1990)	$\sigma_u = \exp(aR+b)$ $E = \exp(cR+d)$ a, b, c, d kaya türüne bağlı sabitler	0.88 -	Mika-şist, prasinit, serpantin, gabro, çamurtaşı
Gökçeoğlu (1996)	$\sigma_u = 0.0001R^{3.2858}$	0.84	Marn
Kahraman (1996)	$\sigma_u = 4.5 \cdot 10^{-4} (Rn \cdot \gamma)^{2.46}$	0.93	10 litolojik birim

σ_u = tek eksenli basınç dayanımı, E= elastisite modülü, R= Schmidt sertliği, γ = birim hacim ağırlık, r= korelasyon katsayısı.

arak çekilç vuruş yönüne paralel yönde NX-karotlar alınmıştır. Alınan karot numuneler yüzey düzeltme ve parlatma makinasında ISRM (1981) standartlarının öngördüğü şekilde düzeltilmiştir.

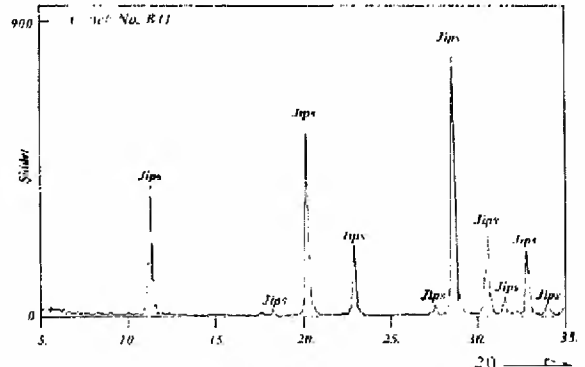
JİPSLERİN MİNERALOJİK ÖZELLİKLERİ

Jips örneklerinden alınan parçalar öğütüldükten sonra, Tüm Kayaç (TK) çözümleri Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü MİPJAL laboratuvarında X-ışınları difraksiyonu (XRD) ile yapılmıştır. Karakteristik difraktogramlar Şekil 2' de görülmektedir.

Çözümlemelere göre, örnekleri oluşturan minerallerin tamamı jips olarak değerlendirilmiş olup, jips içeriği %100 dür. Çözümlmelerde ihmal edilebilir düzeyde dahi başka bir iz minerale rastlanmamıştır.

Jips örneklerinden elde edilmiş olan birim hacim ağırlık değerleri 2.28 ile 2.41 g/cm³ arasında değişmekte olup, ortalama 2.36 g/cm³ olarak belirlenmiştir.

Değerler saf jipsin birim hacim ağırlığı olan 2.32 g/cm³ değeri (Deer ve diğ., 1962) ile uyumludur. Bu da örneklerin hemen hemen saf jips olmasından kaynaklanmakta olup, söz konusu mineralojik değerlendirmeleri desteklemektedir.



Şekil 2. Çalışma alanındaki jipslere ait karakteristik XRD-TK difraktogramı.
Figure 2. Characteristic XRD-whole rock diffractogram of gypsum from study area.

SCHMIDT SERTLİĞİ DENEYLERİ

Hazırlanmış 25 x 25 x 25 cm boyutlu blok örnekler üzerinde, N – tipi çekiç kullanılarak, ISRM (1981) tarafından önerilen yöntemle göre deneyler gerçekleştirilmiştir. Hencher ve Martin (1982)' nin Schmidt sertliği belirleme deneyinin karotlar üzerinde uygulanmaması önerisi (Geological Society Working Party Report, 1995) dikkate alındığından dolayı, bu deneyler kırıksız ve çatlaksız blok örnekler üzerinde yapılmıştır.

Bloklara dik uygulanan deneyler-de, Poole ve Farmer (1980) tarafından önerildiği gibi rastgele 20 değişik noktada seri ölçümler yapılmış ve en yüksek 10 değer seçilip ortalaması alınmıştır. Elde edilen bu ortalama değer o kayaç numunesi için Schmidt sertliği değeri olarak belirlenmiştir.

TEK EKSENLİ BASINÇ VE STATİK DEFOR-MABİLİTE DENEYLERİ

Jipslerin serbest basınç dayanımı, genilme-birim deformasyon özelliklerini, elastisite modülünü belirlemek üzere yapılan deneyler NX- karotlar üzerinde gerçekleştirilmiştir. Deney için hazırlanmış numunelerin üzerine, 2 adet düşey ve 2 adet yatay olmak üzere elektrikli birim deformasyon dirençleri (strain gauge) (full bridge) yapıştırılmıştır. Dirençler, merkez eksenleri numunenin ortasında ve birbirlerinden eşit uzaklıkta olacak şekilde numune üzerine yerleştirilmiştir.

Daha sonra; karot, başlıklar ve hidrolik presin basma yüzeyleri birbirlerine ve hidrolik prese göre bir eksen boyunca yerleştirilmiş, numune üzerine sürekli olarak sabit bir genilme hızında (0.5 MPa/sn) yük uygulanmıştır. Yüke karşılık çapsal ve aksenal birim deformasyon değerleri sürekli olarak, en az 10 değer olacak şekilde, numune kırılana kadar kaydedilmiştir.

DENEY SONUÇLARI, DEĞERLENDİRİLMESİ

Çizelge 2' de deney sonuçları ve parametrelerin temel istatistiksel değerlendirilmesi verilmiştir.

Çizelge 2. Schmidt çekici, serbest basınç dayanımı ve elastisite modülünün istatistiksel değerlendirme sonuçları.
Table 2. Statistical results of the obtained Schmidt hammer, unconfined compressive strength and Young modulus values.

	En az	En fazla	Ortalama	St. Sapma
R	30.3	43.9	37.4	3.896
σ_u (Mpa)	15.04	30.00	21.89	4.694
E (Gpa)	16.02	32.41	24.57	5.145

R= Schmidt sertliği, σ_u = tek aksenal sıkışma dayanımı, E= elastisite modülü.

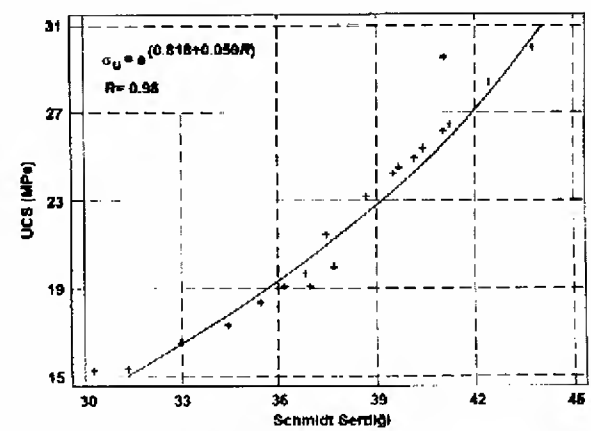
Sertlik belirleme deney sonuçları ile tek aksenal basınç dayanımı ve deformabilite deney sonuçları, Statgraph 5.0 paket programı kullanılarak ilişkilendirilmiş ve oldukça yüksek korelasyonlu ilişkiler elde edilmiştir. Analiz sonucunda (Çizelge 3) $\sigma_u - R$ ve E - R için en anlamlı ilişki olan *üssel model* seçilmiştir. Elde edilen ilişkiler t-testi sonuçlarına göre, %95 güvenlilikle istatistiksel olarak anlamlıdır.

Çizelge 3. Regresyon analizi sonuçları.
Table 3. Regression analyses results.

	Eşitlik	n	Sx	R
$\sigma_u - R$	$\sigma_u = e^{(0.818 + 0.059 R)}$	20	0.0472	0.98
E - R	$E = e^{(1.146 + 0.061 R)}$	20	0.0712	0.95

R= Schmidt sertliği, σ_u = tek aksenal sıkışma dayanımı, E= elastisite modülü, n= örnek sayısı, Sx= standart sapma, R= korelasyon katsayısı.

Şekil 3 ve 4' de sırası ile σ_u değerlerine karşılık R ve E değerlerine karşılık R değerlerinin değişimi görülmektedir. Analiz sonucuna göre bu parametreler arasında yüksek korelasyon katsayısı (0.98 ve 0.95) ile ifade edilebilen çok kuvvetli bir ilişki bulunmuştur.

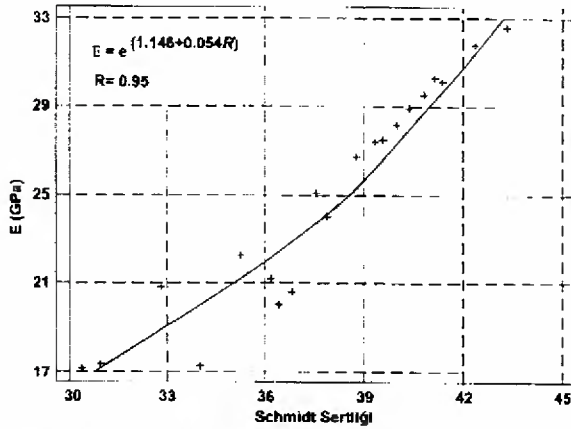


Şekil 3. σ_u değerlerine karşılık R değerlerinin değişimi.
Figure 3. R versus σ_u values.

Diğer yandan, elde edilen Schmidt sertliği değerleri kullanılarak literatürdeki yedi değişik eşitlik (Deere ve Miller, 1966; Kidybinski, 1980; Shorey ve diğ. 1984; Haramy ve DeMarco, 1985; Ghose ve Chakraborti, 1986; Gökçeoğlu, 1996; Kahraman, 1996) için tek aksenal basınç dayanımları hesaplanmış ve deney sonuçları ile karşılaştırılmıştır. Şekil 5' den de izlenebildiği gibi deneysel ve hesaplanan sonuçların uyum içinde değiştiği, ancak her bir noktada belirgin farklılıkların olduğu görülmüştür.

TARTIŞMALAR

Bu çalışmadan elde edilen sonuçlara göre; Sivas havzasındaki jipslerin Schmidt sertliği ile serbest basınç dayanımı ve elastisite modülü arasında istatistiksel olarak anlamlı olan kuvvetli ilişkilerin olduğu belirlenmiş ve bu ilişkiler ampirik ifadelerle ortaya konulmuştur.



Şekil 4. E değerlerine karşılık R değerlerinin değişimi.

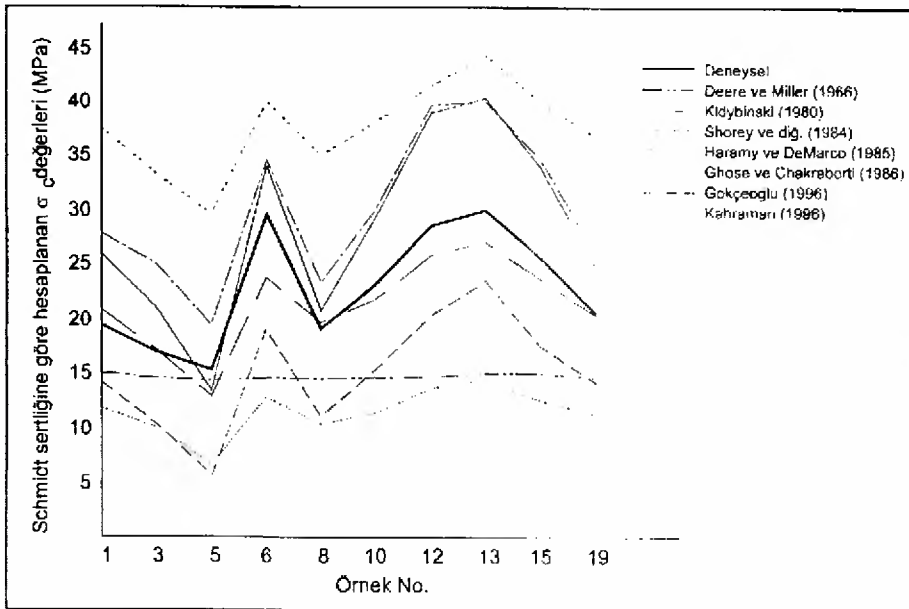
Figure 4. R versus E values.

σ_c - R arasındaki ilişki $\sigma_c = e^{(0.818+0.059R)}$ ve E - R arasındaki ilişki ise $E = e^{(1.146+0.054R)}$ şeklindeki ampirik ifadelerle ortaya konulmuştur. Bu ilişkilere ait yüksek korelasyon katsayılarının nedeni, örneklerin %100 jips mineralinden oluşması ve buna bağlı olarak da homojen yapısından kaynaklanmaktadır.

Giriş bölümünde de bahsedilen önceki çalışmalarda da olduğu gibi, bu çalışma da Schmidt sertliği ile serbest basınç dayanımı ve elastik modüller arasında iyi korelasyonlar bulunmuştur. Bu konuda yapılmış hemen tüm çalışmalarda iyi ilişkilerin bulunması karşın, oldukça geniş aralıklarda dağılım göstermektedirler ve laboratuvarında elde edilen deneysel sonuçlara göre büyük sapmalar göstermektedirler.

Her bir çalışmanın sonuçları arasındaki bu sapmaların nedenleri, deney şartları ve deney yöntemlerinden daha çok kayaç türlerinin farklılıkları ile zayıf veya sağlam kaya olmalarından kaynaklanmaktadır. Bu nedenle deney şartları ve yöntemleri aynı olsa da bütün kayaç türleri için tek bir bağıntının elde edilmesi mümkün gözükmemektedir. Ama şimdiye kadar elde edilmiş kuvvetli ilişkiler, bir miktar hata payıyla da olsa Schmidt çekicinin kayaların serbest basınç dayanımı ve elastisite modüllerinin belirlenmesinde kullanılabilir ve ucuz ve pratik bir yöntem olduğunu ortaya koymaktadır.

Tüm bunlara karşın, Gökçeoğlu (1996)'nin de belirttiği gibi Schmidt sertlik değeri kullanarak serbest basınç dayanımı ve elastisite modülünü dolaylı yöntemle elde etmek yerine, çekiç kullanılarak kolaylıkla belirlenebilen sertlik indeksinin kayacın bir parametresi olarak doğrudan değerlendirilmesi daha gerçekçi bir yaklaşımı ifade edebilecektir.



Şekil 5. Önceki çalışmalarda önerilen ampirik bağıntılarla hesaplanan değerlerin deneysel sonuçlarla karşılaştırması.

Figure 5. Comparison of the calculated experimental values with calculated values from the proposed empirical equations in the literature.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, bu çalışmanın gerçekleşmesinde ömekleme esnasında yardımları için Maden Mühendisi Şevket KORUÇ (Doğan Alçı Ltd. Şti.)' a ve Jeoloji Mühendisi Bahar SAĞLAM (D.S.İ. 10. Böl. Md.)' a, karot alımında sağladıkları imkanlardan dolayı Prof.Dr. Atilla CEYLANOĞLU (C.Ü. Maden Mühendisliği)' na, karot alımı aşamasında emeğini esirgemeyen Arş.Gör.Dr. Ercan ARPAZ (C.Ü. Maden Mühendisliği)' a, deformabilite deneylerindeki yardımlarından dolayı Arş.Gör. Hakan BAŞARIR (O.D.T.Ü., Maden Mühendisliği) ve Mehmet ÜSTÜNKAYA (Best Mühendislik)' ya ve sağladıkları ekonomik destekten dolayı da C.Ü. Araştırma Fonu' na teşekkür ederler.

KAYNAKLAR

- Aufmuth, R. E., 1973. A systematic determination of engineering criteria for rocks. Bull. of Assoc. of Engng. Geologists, 11, pp. 235-245.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1962. Rock Forming Minerals. Vol. 5, Non-Silicates. Longmans, London.
- Deere, D. U. and Miller, R. P., 1966. Engineering classification and index properties for intact rocks. Technical Report, Air Force Weapons Laboratory, New Mexico., No. AFNL-TR, 65-116.
- Geological Society Engineering Group Working Party Report, 1995. The description and classification of weathered rocks for engineering purposes. Q. J. Engng. Geol., 28, pp. 207-242.
- Ghose, A. K. and Chakraborti, S., 1986. Empirical strength indices of Indian coals- an investigation. Proceedings of 27th U.S. Symp. On Rock Mechanics, Rotterdam, Balkema, pp. 59-61.
- Gökçeoğlu, C., 1996. Schmidt sertlik çekici kullanılarak tahmin edilen tek eksenli basınç dayanımı verilerinin güvenilirliği üzerine bir değerlendirme. Jeoloji Mühendisliği, 48, s. 78-81.
- Grasso, P., Xu, S. and Mahtab, A., 1992. Problems and promises of index testing of rocks. Rock Mechanics, Tillerson and Waversik (Eds.), Balkema, Rotterdam, pp. 879-888.
- Haramy, K. Y. and DeMarco, M. J., 1985. Use of Schmidt hammer for rock and coal testing. 26th U.S. Symp. on Rock Mechanics, 26-28 June, Rapid City, pp. 549-555.
- I.S.R.M., 1981. Rock Characterization Testing and Monitoring, I.S.R.M. Suggested Methods. E.T. Brown (Ed.), Pergamon Press, Oxford, 211 p.
- Kahraman, S., 1996. Basınç direnci tahmininde Schmidt ve nokta yük indeksi kullanmanın güvenilirliği. K.T.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü 30. Yıl Sempozyumu, (Ed. S. Korkmaz ve M. Akçay), Bildiriler Kitabı, Trabzon, s. 362-369.
- Kidybinski, A., 1980. Bursting liability indices of coal. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., 17, pp. 167-171.
- Kurtman, F., 1973. Sivas-Hafik-Zara ve İmranlı bölgesinin jeolojik ve tektonik yapısı. M.T.A. Dergisi, 80, s. 1-32.
- Öztürk, A., İnan, S., Gürsoy, H., Kavak, K. Ş. and Özden, S., 1996. Tectonic setting and evolution of the Sivas basin, Central Anatolia, Turkey. International Geology Review, 38, pp. 838-853.
- Poole, R. W. and Farmer, I. W., 1980. Consistency and repeatability of Schmidt hammer rebound data during field testing (Technical Note). Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., 17, pp. 167-171.
- Schapazis, C. I., 1990. Correlating Schmidt hardness with compressive strength and Young' s modulus of carbonate rocks. Bull. of. Int. Assoc. Engng. Geol., 42, pp. 75-83.
- Shorey, P. R., Barat, D., Das, M. N., Mukherjee, K. P. and Singh, B., 1984. Schmidt hammer rebound data for estimation of large scale in-situ coal strength. (Technical Note). Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., 21, pp. 39-42.
- Xu, S., Grasso, P. and Mahtab, A., 1990. Use of Schmidt hammer for estimating mechanical properties of weak rock. 6th Int. IAEG Congress, Balkema, Rotterdam, pp.511-519.

SÜREKLİ DOYGUN KOŞULUN KONSOLİDASYON VE MAKASLAMA DAYANIMI ÜZERİNDEKİ ETKİSİNE BİR ÖRNEK: GEMLİK KÖRFEZİ KİLLİ DENİZ ZEMİNLERİ

AN EXAMPLE FOR SATURATED CONDITION EFFECT ON THE CONSOLIDATION AND SHEAR STRENGTH: CLAYEY MARINE SOILS FROM GEMLİK GULF

Işık YILMAZ

Mehmet ÜSTÜNKAYA

Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 Sivas

BMM Ltd. Şti. Turgut Özal Bulvarı, 54/9 İskitler, Ankara

ÖZ: Bu çalışmada; Gemlik (Kurşunlu)' de planlanan balıkçı barınağının jeolojik-jeoteknik incelemesi amacı ile yapılmış olan sondajlar ve bunlardan alınan örnekler kullanılarak denizel ortamdaki zeminlerin kayma dayanımı ve konsolidasyon özellikleri belirlenmiş, sürekli doygun koşulun dayanım ve konsolidasyon parametreleri üzerindeki etkileri tartışılmıştır. 13 adet sondaj kuyusundaki killi düzeylerden elde edilmiş olan örselenmiş/örselenmemiş örnekler üzerinde, indeks, konsolidasyon ve üçeksenli basınç dayanımı deneyleri gerçekleştirilmiştir. Elde edilen drenajsız makaslama dayanımı ve konsolidasyon özelliklerine ilişkin sonuçlar, zeminlerin konsolide olmamış ve düşük dayanımlı olduklarını göstermiştir. Zeminlerin konsolidasyon derecesindeki bu düşük değer, denizel ortamdaki sürekli doygun koşulun etkisi altında, ıslanma ve kurumanın bir sonucu olarak gelişen şişme büzülme çevrimlerinin gerçekleşmemiş olmasından kaynaklanmaktadır. Böylece, taneler arasındaki sürekli boşluksuyu basıncı sonucunda konsolidasyon gerçekleşmemiştir. Zeminlerin düşük makaslama dayanımı değerleri, zemini oluşturan malzemenin yumuşamasına neden olan sürekli doygun koşulun etkisinden kaynaklanmakta olup, yine zeminlerin bir ölçüde konsolidasyon düzeylerinin düşüklüğüne bağlıdır.

Anahtar Kelimeler: Deniz zemini, doygun koşul, Gemlik Körfezi, kil, konsolidasyon, makaslama dayanımı.

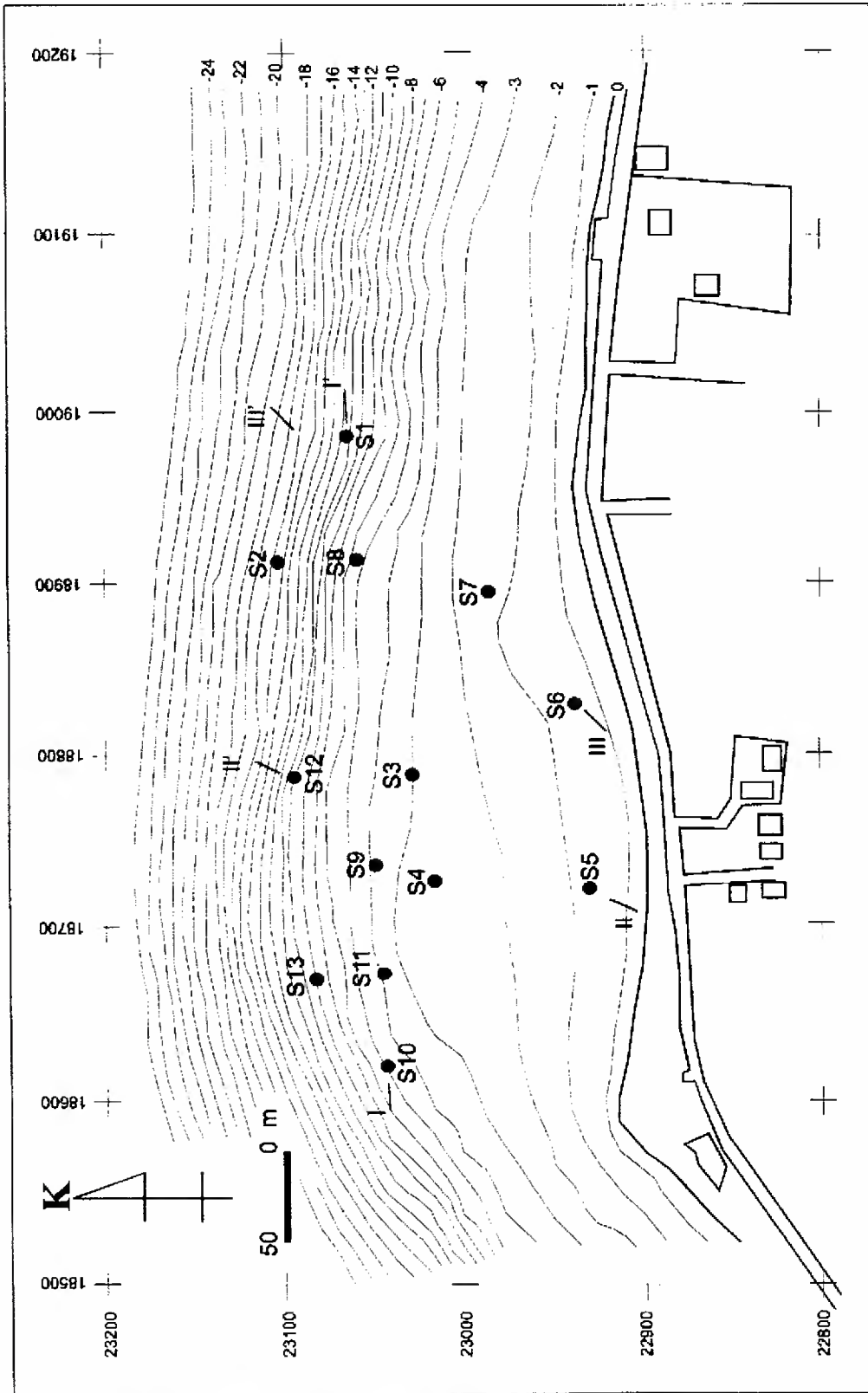
ABSTRACT: The consolidation and shear strength behaviour of soil developed in the marine environment has been investigated, and effect of the saturated conditions on the strength and consolidation parameters had been concluded in this study. Index, oedometer and triaxial compression tests were performed on the undisturbed/disturbed clayey soil samples from 13 boreholes. The results of undrained triaxial compression and consolidation tests on the undisturbed soil specimens showed that the soils are unconsolidated and have a low shear strength. Unconsolidated nature of the soils have been predominantly influenced by marine conditions where cycles of swelling and shrinkage which are result of wetting and drying are not possible because of the prolonged saturated conditions. So the pore water pressure between particles has been resisted to the consolidation. The low shear strength is also related to the saturated conditions of the soils where the coating materials are softened, and shear strength is reduced. It was also affected by the unconsolidated nature of the soils.

Key-words: Clay, consolidation, Gemlik gulf, marine soils, saturated condition, shear strength.

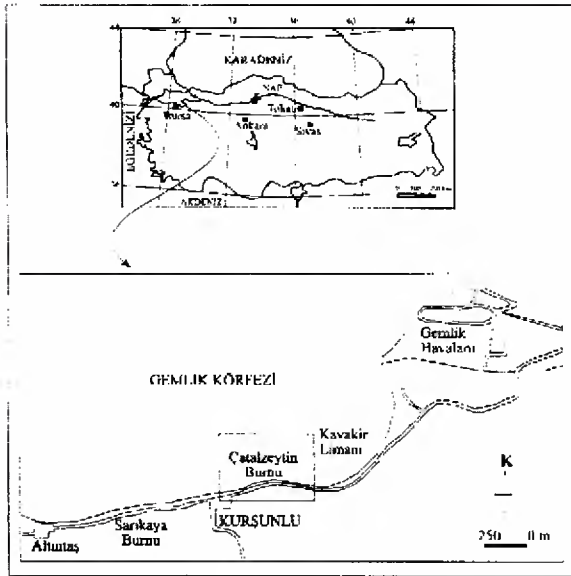
GİRİŞ

Bu çalışmada, Bursa'nın kuzeydoğusunda yer alan (Şekil 1 ve 2) Gemlik Körfezi'nde yapılması planlanan balıkçı barınağına ait jeolojik-jeoteknik inceleme amacı ile açılmış sondajlar ve buralardan alınan örnekler kullanılarak amacı ile açılmış sondajlar ve buralardan

alınan örnekler kullanılarak killi zeminlerin konsolidasyon ve makaslama dayanımı gibi bazı mühendislik özelliklerinin belirlenmesi, sürekli doygun koşulun konsolidasyon ve dayanım üzerindeki etkilerinin tartışılması amaçlanmıştır.

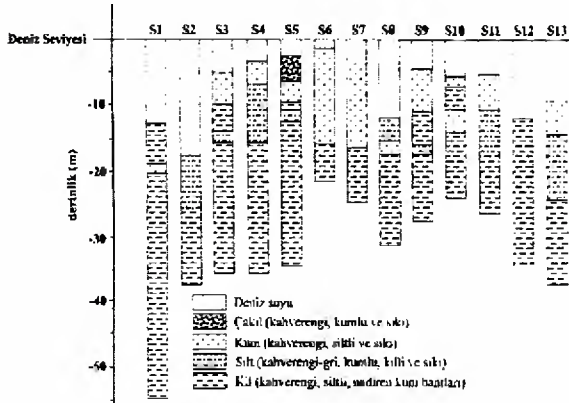


Şekil 2. Çalışma alanı sondaj lokasyon haritası.
Figure 2. Borehole location map of the study area.



Şekil 1. Çalışma alanının yer bulduru haritası.
Figure 1. Location map of the study area.

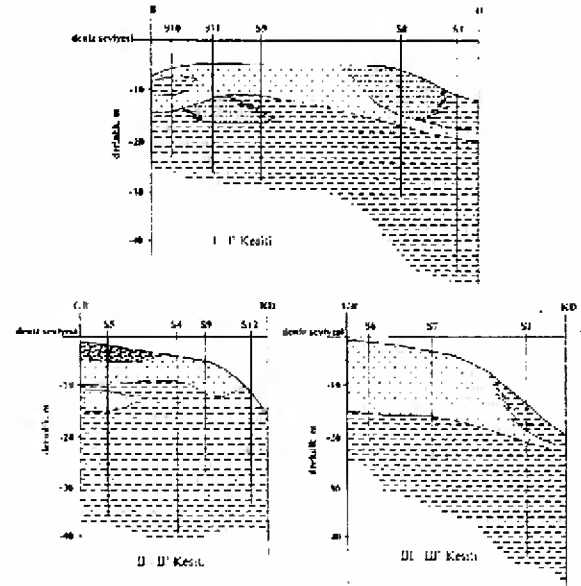
Çalışma; arazi araştırmaları ve laboratuvar çalışmaları olmak üzere iki aşamada gerçekleştirilmiştir. İlk aşamada, denizaltında açılan 13 adet sondaj kuyusundan (Şekil 2) örselenmiş ve örselenmemiş örnekler alınmıştır. Daha sonra, arazi gözlemlerine ve sondaj loglarına (Şekil 3) bağlı olarak farklı lokasyonlarda zemin profilleri çizilmiştir (Şekil 4).



Şekil 3. Sondaj logları.
Figure 3. Drill-logs.

Elde edilen örnekler üzerinde yapılan laboratuvar deneyleri ile zeminlerin indeks, konsolidasyon ve makaslama dayanımı özellikleri Kaya-Zemin Mühendislik Ltd. Şti. Laboratuvarlarında (Ankara) belirlenmiştir. Saha ve laboratuvar çalışmalarından sonra, elde edilen jeolojik, indeks ve jeo-teknik özellikler mühendislik açıdan tartışılmış ve değerlendirilmiştir. Bu çalışma, sürekli doygun koşulun zeminlerin

konsolidasyon ve dayanımı üzerindeki etkisinin açıklanması ve bir liman yeri olan çalışma alanında daha sonradan gerçekleştirilmesi muhtemel yapı uygulamalarında dikkate alınabilecek ön bilgilerin elde edilmiş olması bakımından önem taşımaktadır.

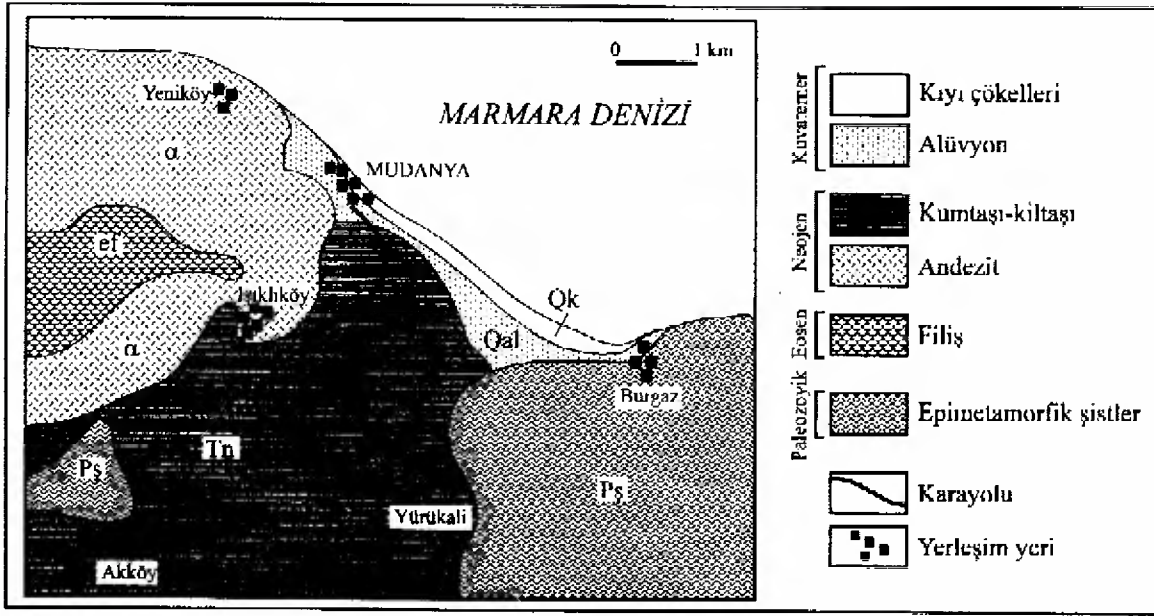


Şekil 4. Sondaj loglarına göre çizilmiş zemin profilleri.
Figure 4. Soil profiles constructed based on the drill-logs.

JEOLOJİ

İnceleme alanının jeolojisi, M.T.A. Genel Müdürlüğü bünyesinde çıkarılan 1:100 000 ölçekli jeolojik haritalar üzerinde ve Akyürek (1987) tarafından revize edilen 1:500 000 ölçekli İstanbul paftası ve açıklamalarından özetlenmiş bulunmaktadır. Şekil 5' te verilen 1:100 000 ölçekli genel jeoloji haritası, M.T.A.'nin önceki çalışmalarından derlenmiş olmakla birlikte, saha ve sondaj çalışmaları esnasında elde edilen bulgularla detaylandırılmıştır.

Çalışma alanının civarında, yaşlıdan gence doğru; Paleozoyik yaşlı epimetamorfik şistler, Eosen filiş, Neojen yaşlı andezit ve kumtaşı-kiltaş, Kuvaterner alüvyon ve kıyı çökelleri olmak üzere 6 farklı birim bulunmaktadır. Bölgede; temel kaya birimini Paleozoyik yaşlı epimetamorfik şist serisi (Pş) oluşturmaktadır. İnceleme alanının güney ve güneybatısındaki engebeli alanda izlenen metamorfik kayalar, metadiyabaz ve kalkıştı bileşimindedir. Oligosen karasal çökelleri, bölgenin güneydoğusunda geniş bir yayılım göstermektedir. Bölgenin en yeni oluşukları, Kuvaterner'e ait alüvyonlar (Qal) ve kıyı çökelleridir (Qk).



Şekil 5. Çalışma alanı ve civarının jeolojisi haritası.
Figure 5. Geological map of the study area and its surroundings.

Alüvyonlar genellikle çakıllı kumlu kil ve siltli kil bileşiminde ince taneli çökellerden oluşmakta, kıyı çökelleri ise çakıllı kum bileşimli iri taneli malzemeler halinde gözlenmektedir.

ÖRNEKLEME

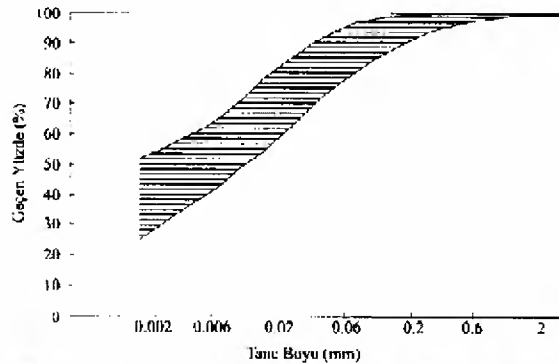
Denizaltında açılan 13 sondaj kuyusundaki gözlemler sonucunda, tane boylarına göre 4 farklı düzeyin bulunduğu görülmüştür. Bunlar; çakıllı, kumlu, siltli ve özellikle de killi düzeylerdir. Killi düzeylerin oldukça yaygın olarak gözlenmiş olmasına karşın çakıllı düzey sadece bir sondajda 2 m kalınlığındadır. Söz konusu 13 sondaj kuyusundan, amaca yönelik olarak 70 adet örselenmiş ve 13 adet örselenmemiş örnek alınmıştır.

Konsolidasyon ve üç eksenli basınç deneylerinde kullanılacak örselenmemiş örneklerin hazırlanmasında, deneylere ilişkin standartlara uyulmuştur (ASTM D-2435 ve ASTM D-2850). Konsolidasyon ve üç eksenli dayanım deneyleri için örnekler hazırlandıktan sonra artanlar ise kıvam sınırları, tane özgül ağırlığı, tane boyu dağılımı gibi indeks özelliklerin belirlenmesinde kullanılmıştır.

İNDEKS ÖZELLİKLER

Tane boyu dağılım eğrilerine göre (Şekil 6), zeminlerin tümü ince tanelidir. Buna göre; zeminler ortalama %1 çakıl, %14 kum, %45 silt ve %40 kil boyu malzemeden oluşmaktadır. Zeminlerin tane özgül ağırlığı

değerleri ise; 2.60 dan 2.69' a kadar değişmekte olup ortalama olarak 2.67 dir (Çizelge 1). Zeminlerin plastisite indeksi ortalama %22 dir. Birleştirilmiş Zemin Sınıflaması (USBR, 1974)' na göre CL grubu (düşük plastisiteli inorganik kil) zeminler olup, plastisite abağında A-çizgisi üzerinde dağılım göstermektedir (Şekil 7). Zeminlere ait doğal su içeriği (w) değeri ortalama %40.1 olmak üzere, %32.7 ile %44.8 arasında değişmektedir. Doygunluk dereceleri ise %100 dür. Zeminlerin ortalama boşluk oranları %92.3 olup, Anon (1979)' a göre "yüksek boşluk oranına sahip zeminler" sınıfında yer almaktadırlar (Çizelge 1).



Şekil 6. Çalışma alanından alınan zeminlerin tane boyu dağılımları.
Figure 6. Grain-size distribution of the soils from study area.

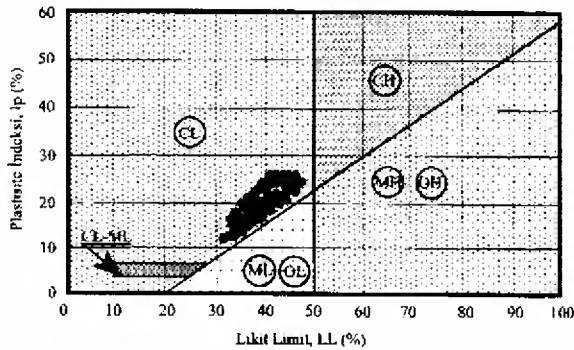
Doğal su içeriği, likit limit ve plastik limite bağlı olarak elde edilen sıvılık indeksi (I_v)

Çizelge 1. Killi düzeylere alt zeminlerin index özellikleri.
Table 1. Index properties of the soil samples from clayey levels.

	γ_n (kN/m ³)	γ_d (kN/m ³)	w_n (%)	S_r (%)	G_s	e (%)	LL (%)	PL (%)	Ip (%)	I_L
Min.	16.7	11.6	32.7	99	2.60	67.5	35	21	14	+ 0.59
Max.	19.9	15.4	44.8	100	2.69	99.6	44	25	19	+ 1.57
X	18.6	14.3	40.1	100	2.67	92.3	38.7	22	16.6	+ 1.10
Sx	0.81	0.99	0.03	0.00	0.02	0.12	0.03	0.02	0.02	0.27

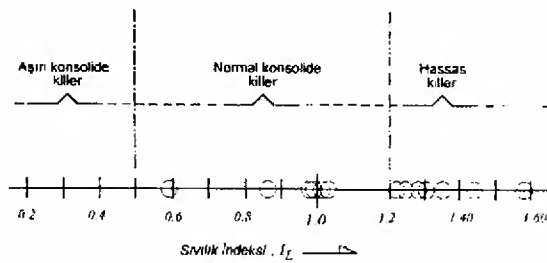
γ_n = doğal su içeriği, γ_d = kuru birim hacim ağırlık, w_n = doğal su içeriği, S_r = doygunluk derecesi, G_s = tane özgül ağırlığı, e = boşluk oranı, LL= likit limit, PL= plastik limit, Ip= plastisite indeksi, I_L = sıvılık indeksi, X= aritmetik ortalama ve Sx= standart sapma.

+0.59 ile +1.57 arasında değerler almakta ve buna göre zeminler "konsolide olmamış-hassas zeminler" grubunda yer almaktadırlar (Şekil 8). Bu sonuç, konsolidasyon deneyleri ile elde edilen sonuçlarla da uyumludur.



Şekil 7. Zemin örneklerinin plastisite kartındaki dağılımları.

Figure 7. Distribution of the soil samples on the plasticity chart.



Şekil 8. Zeminlerin sıvılık indekslerine göre konsolidasyon düzeyleri.

Figure 8. Consolidation levels of the soils based on their liquidity index.

KONSOLIDASYON ÖZELLİKLERİ

Konsolidasyon deneyleri, ASTM D-2435 standardına göre (ASTM, 1990), 75 mm çaplı, 20 mm yüksekliğe sahip konsolidasyon halkası kullanılarak 13 örnek üzerinde gerçekleştirilmiştir. Deneylerden elde edilen karakteristik sıkışma ve çözülme eğrileri Şekil 9' da

görülmektedir. Konsolidasyon deneyi ile elde edilen sonuçlar Çizelge 2' de verilmiştir.

Önyüklem basıncı değerleri, Casagrande (1936) tarafından önerilen yolla, e-logP grafikleri kullanılarak bulunmuştur. Zeminlerin ön-yük basıncı (σ'_p) 100 ile 140 kPa arasında değişmekte olup ortalama 125 kPa'dır. Şekil 10' da görülebileceği gibi önyüklem basıncı değerleri güncel örtü basıncından (σ'_{vo}) daha küçük olup "konsolide olmamış-hassas zemin" özelliğini yansıtmaktadır. Önyüklem basıncı ve örtü basıncına bağlı olarak elde edilen Aşırı Konsolidasyon Oranı (OCR) ise 0.53 gibi oldukça küçük bir değer almaktadır. Bu sonuçlar, sıvılık indeksine bağlı olarak bulunan (Şekil 8) sonuçlarla da uyumludur.

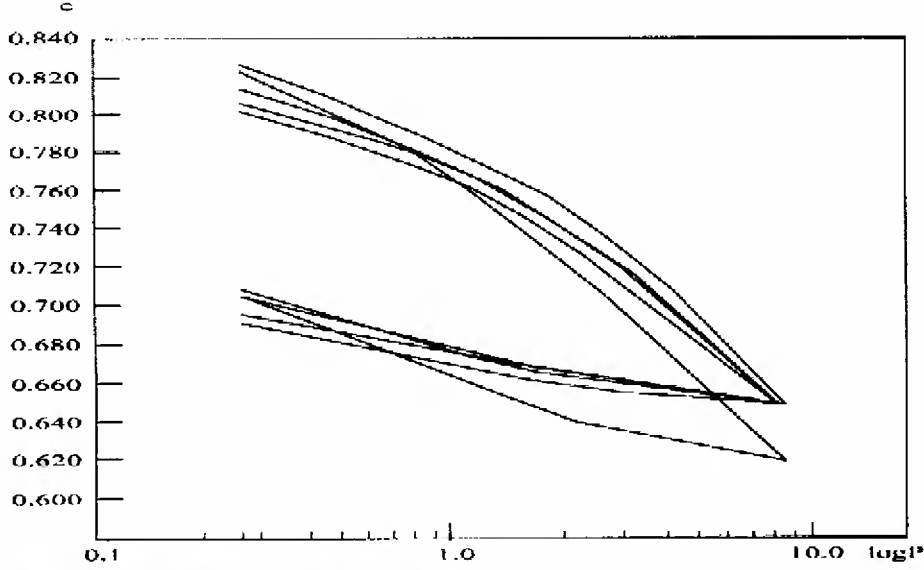
Tomlinson (1986) tarafından önerilen sınıflamaya göre; 0.3 m²/MN ile 1.5 m²/MN arasında hacimsel sıkışabilirlik katsayısına (m_v) sahip zeminler, "yüksek derecede sıkışabilir zeminler" grubunda yer almaktadırlar. Çalışma alanından alınan zemin örneklerine ait hacimsel sıkışabilirlik katsayısı değerlerine göre de, bu zeminler "yüksek derecede sıkışabilir zeminler" olarak sınıflandırılmışlardır. Bu yüksek sıkışabilirlik özelliği, zeminlerin yüksek boşluk oranı değerlerinden kaynaklanmaktadır. Giraud ve Rousset (1996) ile Fedá (1998) de yüksek boşluk oranına sahip, yüksek derecede sıkışabilir zeminlerden bahsetmektedirler. Reznik (1995)' e göre; zeminlerin deformasyon modülleri porozite ile su içeriğine bağlıdır ve doygunluk derecesi ile boşluk oranının bir fonksiyonudur.

Yüksek hidrostatik yük ve örtü basıncına rağmen, konsolide olmamış zemin özelliği elde edilmiştir. Zeminlerin konsolidasyon derecesindeki bu düşük değer, denizel ortamdaki sürekli doygun koşulun etkisi altında, ıslanma ve kurumunun bir sonucu olarak gelişen şişme büzülme çevrimlerinin gerçekleşmemiş olmasından kaynaklandığı düşünülmektedir. Böylece, taneler arasındaki sürekli su basıncı sonucunda konsolidasyon gerçekleşmemiştir.

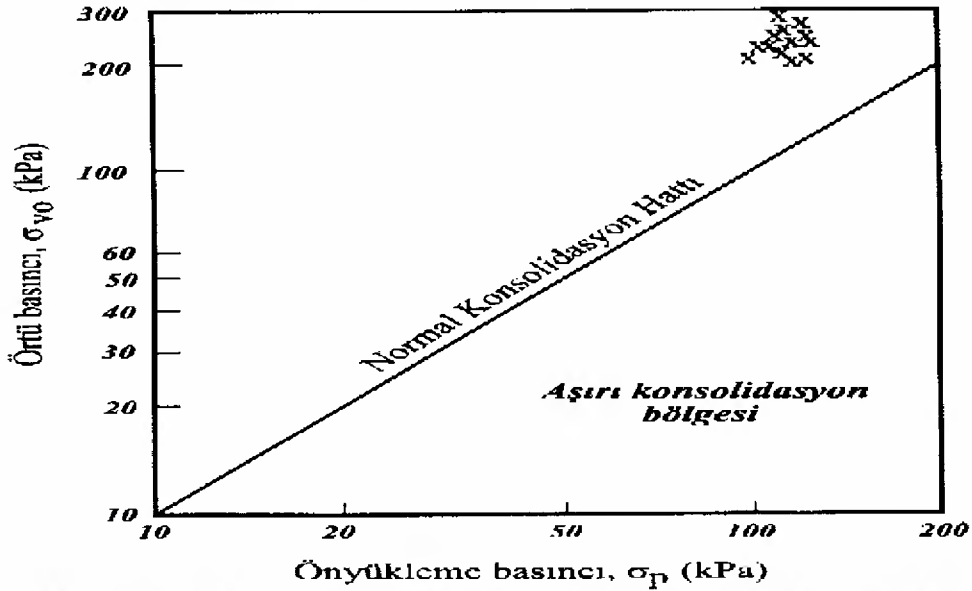
Çizelge 2. Konsolidasyon ve üç eksenli makaslama dayanımı deneyi sonuçları.
Table 2. Consolidation test and triaxial shear strength test results.

	γ_n (kN/m ²)	σ'_{vo} (kPa)	σ'_p (kPa)	OCR	C_c	C_s	m_v (m ² /MN)	$c_v \times 10^{-4}$ (m ² /sec)	C_u (kPa)	ϕ (°)
Min.	16.7	200.5	100	0.37	0.144	0.022	0.19	0.86	16	0
Max.	19.9	328.5	140	0.67	0.555	0.199	0.69	7.55	28	10
X	18.62	237.3	125	0.53	0.354	0.096	0.45	5.07	23.8	6.9
Sx	0.81	37.81	12.04	0.08	0.18	0.06	0.00	0.00	3.65	4.52

γ_n = doğal birim hacim ağırlık, σ'_{vo} = örtü basıncı, σ'_p = önyükleme basıncı, OCR = aşırı konsolidasyon oranı, C_c = sıkışma indeksi, C_s = şişme indeksi, m_v = hacimsel sıkışabilirlik katsayısı, c_v = konsolidasyon katsayısı, C_u = drenajsız makaslama dayanımı, ϕ = içsel sürtünme açısı.



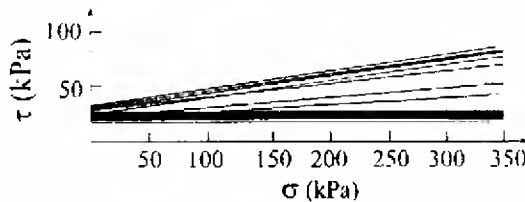
Şekil 9. Karakteristik konsolidasyon eğrileri.
Figure 9. Characteristic consolidation curves.



Şekil 10. Zeminlerin önyükleme basıncı-efektif örtü basıncı diyagramındaki dağılımları.
Figure 10. Distribution of the soils on pre-loading pressure-effective cover pressure diagram.

MAKASLAMA DAYANIMI ÖZELLİKLERİ

Zeminlerin makaslama dayanımı parametrelerini belirlemek üzere, 13 adet örnek üzerinde drenajsız üç eksenli basınç dayanımı deneyleri gerçekleştirilmiştir (ASTM D-2850, 1987). Zeminlere ait yenilme zarfları Şekil 11'de görülmektedir. Zeminlere ait içsel sürtünme açısı değerleri 0° ile 10° arasında değişmektedir. Zeminlere içsel sürtünme açısı kazandıran özellik ise ortalama %1 oranındaki çakıl ve %15 kum içeriğidir. Ancak, zeminlerin suya doygun olması nedeni ile bu açı en fazla 10° ye ulaşabilmektedir. Kohezyon ise oldukça düşük olup 16 ile 28 kPa arasında değişmektedir. Anon (1979)' un önerdiği sınıflamaya göre, zeminler; "çok yumuşak-yumuşak zeminler" olarak değerlendirilmiştir. Zeminlerin bu düşük makaslama dayanımı değerleri; zemini oluşturan malzemenin yumuşamasına neden olan sürekli doygun koşulun etkisinden kaynaklanmakta olup yine zeminlerin konsolidasyon düzeylerinin düşüklüğüne de bağlıdır. Dai ve diğ. (1999) de, fazla gözenek suyu basıncına bağlı olarak, makaslama dayanımında sürekli düşüşler gözlemlemişlerdir.



Şekil 11. Üç eksenli dayanım deneylerinden elde edilen Mohr yenilme zarfları.

Figure 11. Mohr failure envelopes of the soil samples obtained from the triaxial tests.

SONUÇLAR VE TARTIŞMALAR

Bu çalışmada, zeminlerin ince taneli, Birleştirilmiş Zemin Sınıflaması' na göre CL grubu (düşük plastisiteli inorganik kil) zeminler ve boşluk oranlarına göre de "yüksek boşluk oranına sahip zeminler" olarak sınıflandırılmışlardır.

Çalışma alanı zeminlerinin önyüklemeye basıncı değerleri 100 ile 140 kPa arasında değişmekte olup ortalama 125 kPa olarak bulunmuş olup, önyüklemeye basıncı ve örtü basıncına bağlı olarak elde edilen Aşırı Konsolidasyon Oranı (OCR) ise 0.53 gibi oldukça küçük bir değer almıştır. Bu da zeminlerin konsolide olmamış zeminler olduğunu göstermiştir. Hacimsel sıkışabilirlik katsayısına (m_v) göre ise "yüksek derecede sıkışabilir zeminler" grubunda yer almaktadırlar.

Zeminlere ait içsel sürtünme açısı değerleri 0° ile 10° arasında değişmektedir. Kohezyon ise oldukça düşük olup 16 ile 28 kPa arasında değişmekte olup, "çok yumuşak-yumuşak zeminler" olarak değerlendirilmiştir.

Bu çalışmadan elde edilen sonuçlar esas alınarak; sürekli doygun koşulun zeminlerin konsolidasyon derecesi ve dayanımları üzerindeki etkileri tartışılmıştır.

Yüksek örtü basıncı ve hidrostatik yüke rağmen zeminler konsolidasyon özelliklerine göre "konsolide olmamış-hassas zeminler" ve makaslama dayanımlarına göre de "düşük dayanımlı zeminler" olarak sınıflandırılmışlardır. Bunların nedenleri şu şekilde özetlenebilir. Düşük efektif gerilmelerle, taneler arasındaki su basınçları konsolidasyona karşı koymuştur. Denizel ortamdaki sürekli doygun koşulun etkisi altında, ıslanma ve kurumunun bir sonucu olarak gelişen şişme büzülme çevrimlerinin gerçekleşmemiş olmasına bağlı olarak da konsolidasyon süreci gerçekleşmemiş ve zeminler konsolide olmamış zeminler olarak kalmışlardır. Zeminlerin yüksek sıkışabilirlik özelliği ise, yüksek porozite ve boşluk oranından kaynaklanmaktadır. Çalışma alanındaki zeminlerin düşük makaslama dayanımı değerleri ise; zemini oluşturan malzemenin yumuşamasına neden olan sürekli doygun koşulun etkisinden kaynaklanmakta olup yine zeminlerin konsolidasyon düzeylerinin düşüklüğüne de bağlı olarak etkilenmiştir.

DEĞİNİLEN KAYNAKLAR

- Abduljawad, S. N., 1994. Swelling behaviour of calcareous clays from the Eastern Province of Saudi Arabia. Quarterly Journal of Engineering Geology, 27, 333-351.
- Akyürek, B., 1987. 1:500 000 ölçekli jeoloji haritası (İstanbul). M.T.A. Genel Müdürlüğü Yayınları, Ankara, 105 s.
- Anon, 1979. Classification of rocks and soils for engineering geological mapping, Part I: rock and soil materials. Bulletin of IAEG, 19, 364-371.
- ASTM, 1987. Unconsolidated-Undrained Compressive Strength of Cohesive Soils in Triaxial Compression. Annual Book of ASTM Standards (ASTM D-2850), V. 04.08.
- ASTM, 1990. Annual Book of ASTM Standards (D-2435), Soil and Rock. Sec. 4, Vol. 04.08.

- BS 1377, 1975. Methods of test for soils for civil engineering purposes. British Standards Institution, London.
- Cassagrande, A., 1936. Determination of the pre-consolidation load and its practical significance. Proceedings, 1st Int. Conf. on Soil Mech. and Found. Engng., Cambridge, Mass, Vol. 3, 60-64.
- Dai, F., Lee, C.F., Wang, S. and Feng, Y., 1999. Stress-strain behaviour of a loosely compacted volcanic-derived soil and its significance to rainfall-induced fill slope failures, *Engineering Geology* (53) 3-4, 359-370
- Feda, J., 1998. Fragmentary clay-a difficult waste material. *Engng. Geology*, (51) 2, 77-88.
- Giraud, A. and Rousset, G., 1996. Time-dependent behaviour of deep clays. *Engineering Geology*, 41(1-4), 181-195.
- Reznik, Y. M., 1995. Comparison of results of oedometer and plate load tests performed on collapsible soils. *Engineering Geology*, 39 (1-2), 17-30.
- Tomlinson, M. J., 1986. *Foundation design and Construction*. Pitman, London, 5th Ed.
- U.S.B.R., 1974. *Earth Manual*. U.S. Dept. of Interior Bureau of Reclamation, A Water Resources Tech. Publ., 810 p.

BURSA-ESKİŞEHİR VE FETHİYE-KÖYCEĞİZ BÖLGELERİ KROM YATAKLARI VE YAN KAYAÇLARININ PLATİN-GRUBU ELEMENT (PGE) DAĞILIMLARI

PLATINUM-GROUP ELEMENT (PGE) DISTRIBUTION IN CHROMITE ORES AND ITS HOST ROCKS FROM BURSA-ESKİŞEHİR AND FETHİYE-KÖYCEĞİZ DISTRICTS

Ali UÇURUM Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 SİVAS.
Paul J. LECHLER NBM&G, University of Nevada-Reno, Reno-NV, 89557-0088, USA.
Taner EKİCİ Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 SİVAS.

ÖZ: Çalışma alanı kuzeyde İzmir-Ankara Zonunda ve güneyde ise Likya Naplarında yer alan ofiyolitler içerisindeki krom cevherleşmelerini kapsamaktadır. Bu çalışma batı Türkiye'nin seçilmiş 10 farklı bölgesinde yer alan toplam 46 adet yeraltı krom işletmesinde, krom cevherleşmelerinin ve yan kayaçlarının platin-grubu element (PGE) ve Au içerikleri üzerine yoğunlaşmıştır. Geç Jura-Geç Kretase yerleşim yaşına sahip peridotit, dunit, serpantinleşmiş harzburjit ve lertzolitler yan kayaçlı kromitlerden toplam 113 adet örnek alınmış ve değişik metodlarla incelenmiştir.

Çalışma alanında Alpin-tipi karekter sergileyen krom cevherleşmeleri ferri kromit ve az olarak alüminyum kromit olarak adlandırılmıştır. Cevher ve yan kayaç örneklerinin jeokimyasal analiz sonuçlarına bakıldığında platin-grubu element (PGE) ve Au içeriklerinin düşük ve genellikle 5 ppb ile 100 ppb arasında değiştiği gözlenmektedir. Ancak bazı bölgelerden alınan kromit örnekleri Pt, Pd, Rh, Ir ve Au'ca bir zenginleşme göstermektedir. Bu zenginleşme genellikle Eskişehir-Mihalıççık-Kavak, Muğla-Dalaman-Harmancık, Sarıkaya ve Fethiye-Sazlı bölgelerindeki krom cevherlerinde belirgindir. PGE konsantrasyonu genellikle Ni, Co, Fe, V, Cr, ve Al ile bir ilişki gösterirken, az olarak Cu ve Zn ile ilişkilidir. Cevherleşme bölgelerindeki, hidrotermal alterasyondan etkilenmiş ve etkilenmemiş zonlar ana element içerikler bakımında bir farklılık göstermemektedir. Ancak hidrotermal alterasyondan etkilenen zonların PGE paternleri platin-grubu element ve Au içeriklerinde bir zenginleşme olduğunu göstermektedir. Bu nedenle kromit cevherleşmesinde ve yakın çevresinde gözlenen hidrotermal alterasyonlar PGE'ce zengin potansiyel hedef bölgeler olarak gösterilebilir.

Eskişehir-Mihalıççık-Kavak, Muğla-Dalaman-Harmancık, Sarıkaya ve Fethiye-Sazlı bölgeleri sergiledikleri özellikler nedeni ile PGE'ce zengin potansiyel hedef alanlar olarak değerlendirilebilir. Kavak, Harmancık, Sarıkaya ve Sazlı krom cevherleşmelerinde Kondrite göre normalleştirilmiş Pt, Pd, Rh, Ir, Au, Co, Cu, Ni, V, Zn, Cr, ve Fe'in konsantrasyon dağılımları, Dalaman-Harmancık cevherleşmesinin Pt, Pd, Rh, Ir ve Au içeriği bakımından yoğun bir zenginleşmeye sahip olduğunu göstermektedir. Diğer bölge kromitleri de PGE ve Au bakımından Kondrite göre bir zenginleşme sergilemektedir. İksel mantoya göre normalize edilmiş paternlere göre Harmancık cevherleşmesi diğerlerine oranla Pt, Pd, Ir ve Au değerlerinde (ortalama Pt= 4115, Pd = 14950, Rh = 63.50 Ir = 50.50, Au = 117 ppb) bir yükselme göstermektedir (ortalama değerler: Kavak madeni; Pt = 49.33, Pd = 21, Rh = 6.67 Ir = 52.33, Au = 120.33; Sarıkaya madeni; Pt = 22, Pd = 15.50, Rh = 7 Ir = 40, Au = 105; Sazlı madeni; Pt = 23, Pd = 12, Rh = 8 Ir = 52, Au = 100 ppb).

Jeokimyasal analiz sonuçları, SEM çalışmaları ve cevher mikroskopisine göre PGE-Au, Co, Ni serpantinleşme süresince geliştiği güzel yeniden dağılmış ve daha sonra hidrotermal olarak gerek krom cevherlerinde ve gerekse yan kayaçlarda kılcal çatlaklar, küçük ölçekli faylar ve kırıklar boyunca sülfürlü minerallerin (heazlewoodit (Ni-S), pentlandit (FeNi-S), ve bravoit (FeNiCo-S)) bünyesinde, Mountain ve Wood (1987), Buisson ve Leblanc (1986), Fischer ve diğ., (1988), Leblanc (1991) ve Lechler (1995) 'in belirttiği gibi 150-300 °C sıcaklık aralığında zenginleşmiştir.

Bu çalışmada varılan sonuca göre Muğla-Dalaman-Gürleyik bölgesindeki Harmancık krom madeni, bu bölgede ek platin-grubu element arama çalışmalarının yapılmasını destekleyen veriler sergilemektedir.

Anahtar Kelimeler: Kromit, hidrotermal platin-grubu element zenginleşmesi, ofiyolit, Türkiye.

ABSTRACT: The areas under study contain numerous chromite deposits in the ophiolites of the İzmir-Ankara zone to the north and ophiolites of the Lycian nappes to the south. This study of platinum-group elements (PGE) and Au concentrations in chromite ores and host rocks mainly were focused on selected chromite mines in western Turkey. A total of 46 underground chromite mines were sampled in 10 different districts in western Turkey. In these chromite is hosted in peridotite, dunitic, serpentinized harzburgite and lherzolite rocks of Late Jurassic to Late Cretaceous in emplacement age. A total of 113 ore and rock samples were collected and examined in several ways.

Chromite ores from the study area show Alpine type character, and classified as ferri chromitite and less aluminum chromitite. Geochemical analyses indicate that platinum-group element (PGE) and gold concentrations in chromite ores are generally low, ranging from less than 5 ppb to 100 ppb. However, samples from several chromite mines exhibit enrichment in Pt, Pd, Rh, Ir and Au. This enrichment is mainly related to chromites in Eskişehir-Mihalıççık-Kavak, Muğla-Dalaman-Harmancık, Sarıkaya and Fethiye-Sazlı areas. The concentration of PGE are related to Ni, Co, Fe, V, Cr, and Al and less with Cu and Zn. PGE patterns provide evidence that the platinum-group element and Au have been concentrated in hydrothermally affected zones rather than non-altered zones, although both have similar major element composition. Thus, areas of hydrothermal alteration around and in chromite mineralization can be shown as potential PGE enriched targets

The Eskişehir-Mihalıççık-Kavak, Muğla-Dalaman-Harmancık, Sarıkaya and Fethiye-Sazlı areas constitute potential PGE targets. Chondrite normalized spatial distribution of concentrations of Pt, Pd, Rh, Ir, Au, Co, Cu, Ni, V, Zn, Cr, and Fe in the Kavak, Harmancık, Sarıkaya and Sazlı mines are indicate that the samples from the Dalaman-Harmancık mine show enormous enrichment in Pt, Pd, Rh, and Au. The other chromite samples are also show enrichment in PGE and Au associated elements with respect to chondrite. A primitive mantle normalized pattern also indicates that the Harmancık mine samples have elevated concentrations of Pt, Pd, Ir (average Pt = 4115, Pd = 14950, Rh = 63.50 Ir = 50.50, Au = 117 in ppb) with respect to primitive mantle when compared to other chromite mines (average values: Kavak mine; Pt = 49.33, Pd = 21, Rh = 6.67 Ir = 52.33, Au = 120.33; Sarıkaya mine; Pt = 22, Pd = 15.50, Rh = 7 Ir = 40, Au = 105; Sazlı mine; Pt = 23, Pd = 12, Rh = 8 Ir = 52, Au = 100 in ppb).

The geochemical analytical results, SEM study, and ore microcopy indicate that the PGE-Au, Co, Ni were randomly re-distributed during the serpentinization process and later hydrothermally enriched in sulfides (heazlewoodite (Ni-S), pentlandite (FeNi-S), and bravoite (FeNiCo-S)) along fractures, fissures and small-scale faults either in chromite ores or in the serpentinized host rocks between the temperatures of 150-300 °C as indicated by Mountain and Wood (1987), Buisson and Leblanc (1986), Fischer et al., (1988), Leblanc (1991) and Lechler (1995).

With this study it has been concluded that the Harmancık mine in the Muğla-Dalaman-Gürleyik district is most promising to warrant additional exploration in terms of platinum-group element.

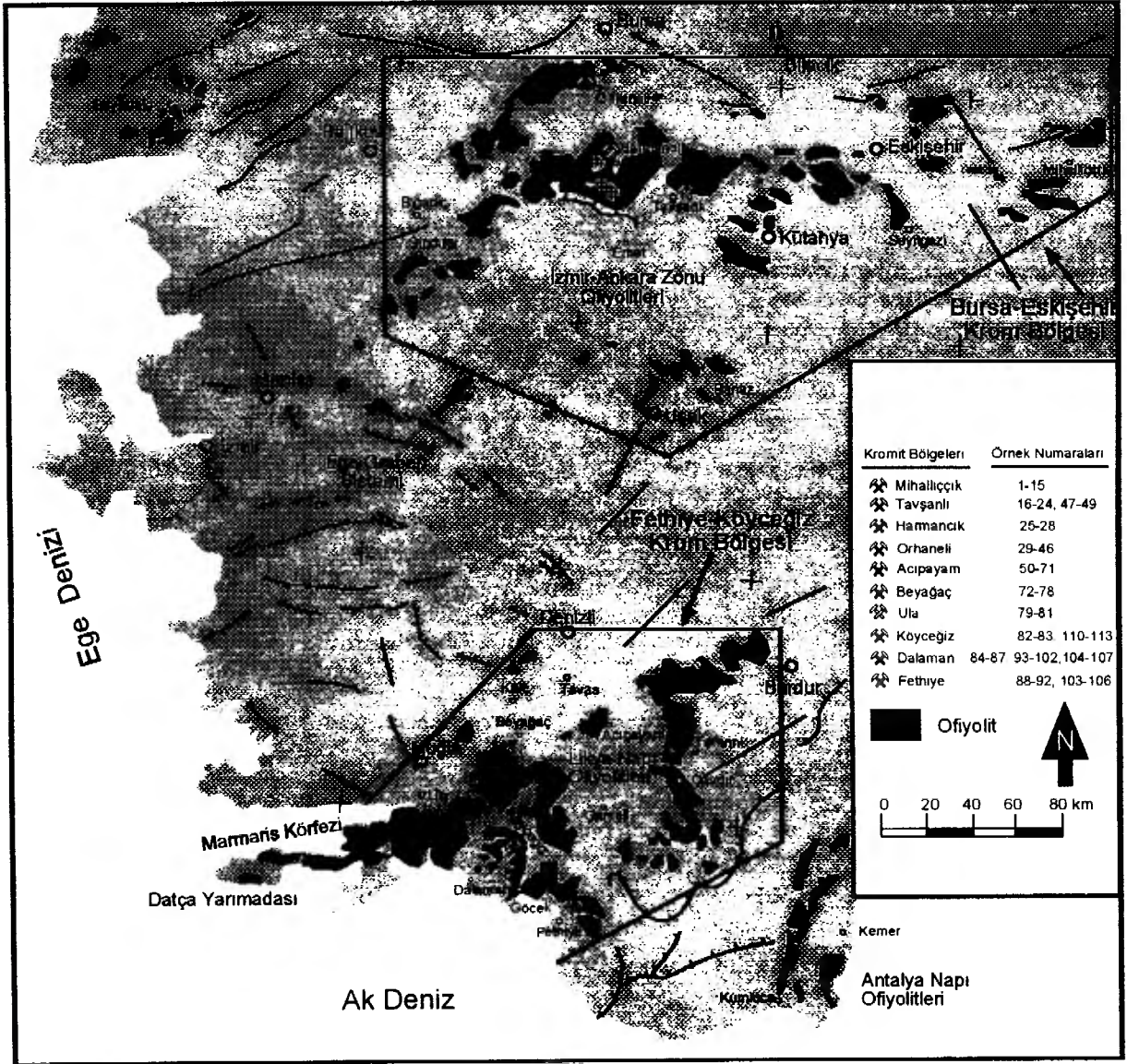
Key words: Chromite, hydrothermal platinum-group element enrichment, ofiolite, Turkey.

GİRİŞ

Çalışma alanı batı Türkiye' de kuzeyde İzmir-Ankara Zonu ofiyolitleri içerisinde bulunan Bursa-Eskişehir krom bölgesi ile güneyde Likya Napı ofiyolitleri içerisindeki Fethiye-Köyceğiz krom bölgesini kapsamaktadır (Şekil 1). Bursa Eskişehir krom bölgesinde Eskişehir-Mihalıççık, Kütahya-Tavşanlı, Bursa-Orhaneli, Bursa-Harmancık krom sahaları incelenirken Fethiye-Köyceğiz krom bölgesinde ise Muğla-Ula, Dalaman, Köyceğiz, Göcek, Fethiye, Denizli-Beyağaç krom sahaları incelenmiştir (Şekil 1).

Dünya yüzeyinde bazı Alpin tipi krom yataklarının yüksek platin-grubu element konsantrasyona sahip oldukları çok iyi bilinmek-

tedir (Bacuta ve diğ., 1990; Buchanan, 1988; Economou-Eliopoulos, 1996; Naldret ve Gruenewaldt, 1989; Talkington ve Watkinson, 1986). Economou (1986) Yunanistan'da, Fischer ve diğ., (1988), Leblanc (1991) Fas'ın Bou Azzer masifinde, Page ve Talkington (1984) Newfoundland'de, Page ve diğ., (1986) California ve Oregon'da, Kieser (1994) Alaskanın Tosnia ultramafik kompleksinde platin grubu-element ve krom beraberliğini çok iyi bir şekilde çalışmışlardır. Bu çalışmaların ortak ve genel sonucunda platin-grubu elementlerin (Os, Ir, Ru, Rh, Pt, Pd) ve Au konsantrasyonunun podiform kromitlerde ana kayaç ve yan kayaçlara oranla daha fazla



Şekil 1: Ofiyolitlerin ve krom ocaklarının Batı Türkiye'de dağılımı (Engin ve diğ., 1986 ve Bingöl, 1989'den değiştirilerek).

Figure 1: Distribution of ophiolites and chromite districts in western Turkey (modified from (Engin et al., 1986; modified after Bingöl, 1989).

bulduğu ortaya konulmuştur. Platin-grubu elementlerin jeolojik ve jeokimyasal verileri bunların podiform kromitlerdeki bağlı konsantrasyonu açıklamada yetersiz veya bilinmemektedir. Örneğin; Yang ve Seccombe (1994) Pt ve Pd'un hidrotermal koşullarda diğer PGE'e oranla daha fazla hareketli olduğunu belirtirken, Mathez ve Peach (1989) ise Ir ve Os mağmatik farklılaşma süresince uyumlu element gibi davranarak olivin içinde yer aldığını vurgulamıştır. Economou (1993) düşük Pd/Ir oranlı Cr'ca zengin ve Al'ca zengin kromitlerin farklı kökenli ofiyolit dilimlerinin yüksek stratigrafik düzeylerde karışması

sonucu oluşan mağmadan türediğini belirtmiştir. Yukarıda özetlenen çalışmalar göstermektedir ki Alpin tipi veya podiform kromitler ofiyolitik komplekslerdeki olası PGE cevherleşmesine işaret etmekte ve PGE aramaları için iyi birer hedef alan olabileceğini göstermektedir. Bu tür yataklarının jeolojisinin ve jeokimyasının iyi bilinmesi, Alpin tipi kromit yataklarının platin-grubu element zenginleşmesinin ortaya konulması açısından oldukça önemlidir. Bu çalışma ile batı Türkiye'de, kuzeyde İzmir-Ankara Zonu ofiyolitleri içerisindeki Bursa-Eskişehir ve güneyde ise İlyka Napı ofiyolitlerindeki Fethiye - Köyceğiz

krom bölgelerindeki serpantinleşmiş harzburjit ve lertzolit, dunit ve peridotitler içerisinde saçılmış 200' e (Engin ve diğ., 1986) yakın krom cevherleşmesinin gözlemlendiği bölgede gerçekleştirilmiştir.

Ekteki literatürler incelenmesi sonucunda Ülkemizde platin-grubu element-kromit birlikteliği oldukça sınırlı sayıda çalışıldığı anlaşılmıştır. Günümüze değin bu yönde yapılan en eski çalışma olan Page ve diğ., (1979) ve Page ve diğ., (1984) de Kızıldağ (Hatay) Batı ve Doğu Kef, (Güleman-Elaziğ), Pozantı, Karsantı (Adana) kromit ve ultramafik kayaçların platin-grubu element içerikleri belirlemişlerdir. Os, Ir, ve Ru' un Os-Ir veya sülfürü bileşikler şeklinde yüksek sıcaklıklarda kromitlerin kristalleşmesi sırasında hapsoldüğünü ve bu nedenle zenginleştiği belirtmektedirler. Buna karşın, Ir'ca zengin podiform kromitlede Pt ve Pd kısmi ergime ile ortamdan uzaklaşıp kromitler içerisinde zenginleşmediği vurgulamaktadırlar.

Yaman ve Ohnenstetter (1991) Mersin Ofiyolitinde, PGE-kromit birlikteliğini açıklarken kromitlerin platin-grubu element konsantrasyonlarının düşük düzeyde (162-383 ppb) olduğunu ve bu grubun podiform kromitler için karakteristik bir özellik olduğu ve bununla beraber Pt ve Pd'un Os ve Ir' dan daha fazla tüketildiğini vurgulamıştır.

Bergmann (1988) ve Cabri ve diğ., (1996) Kazıkaya-Ortakale (Kars) çayından alınan dere kumu örneklerinde Os, Ir ve az oranda da Ru içeren taneler elde ettiklerini belirtmişlerdir. Platin-grubu element içeren tanelerin büyük olasılıkla Aras dağındaki serpantinleşmiş ofiyolit kompleksinden türediğini belirtmişlerdir.

Projeye konu olan çalışma bölgesinde ise MTA ve diğ., (1991) Dalaman ve Marmaris bölgesinde yapılan dere kumu örneklemelerinde platin-grubu element içeren tanelerin zenginleştirildiğini vurgulamıştır. Yine bölgede Özpeker ve diğ., (1999) Muğla-Fethiye-Köyceğiz bölgelerinde ultramafik kayaçların ve kromitlerin platin-grubu elementlerce zenginleşme gösterdiğini belirtmişlerdir.

Çalışma bölgesinde PGE-kromit birlikteliğini ortaya konulmasındaki araştırmalarda hidrotermal platin-grubu element zenginleşmesi ilk kez Uçurum ve diğ., (2000)' ce vurgulanmıştır.

BÖLGESEL JEOLJİK KONUM

İzmir-Ankara zonu ofiyolitleri yüksek basınç-düşük sıcaklık metamorfik kayaç

(glokofan, jadeit, lavsonit içeren) bulundurmaları (Juteau, 1980) ile çalışma alanının güneyindeki Likya Napı ofiyolitlerinden farklılık göstermektedir. İzmir-Ankara Zonu ofiyolitleri, % 70 oranında ultrabazikler, ile değişen oranlarda harzburjit ve dunitlerden oluşmaktadır. Ofiyoitlerin büyük çoğunluğu ileri derecede serpantinleşmiş olup yer yer metamorfik şiştözite göstermektedir (Okay, 1984). Bölgede ultrabazik masife eşlik eden mélanj; rekrystalize ve tabakalı metagabro, piroksenit, saçınımlı halde dolerit daykları, devamlılığı olmayan volkanik kayaçlar ve sedimanter birimlerden oluşmaktadır. Mavi-şişt fasiyesindeki metamorfik kayaçlar İzmir-Ankara Zonu ofiyolitlerinin doğusunda bulunan kısmın hemen kuzeyinde kesikli yayılım göstermektedir. Ofiyolitik kayaçlar diyorit ten granodiyorit ve tonalite değin değişen bileşimde plutonik kayaçlarca kesilmektedir.

Toros ofiyolitik kuşağında ise Alp tektoniğinden etkilenmiş Likya Napı ofiyolitleri bulunmaktadır (Şekil 1). Antalya bölgesindeki ofiyolitik kayaçlar harzburjitik tektonit, dayk kompleksi ve çok iyi gelişmiş kümülatları bünyesinde bulundurmaktadır. Toros ofiyolit kuşağındaki masiflerin tamamı Toros karbonat kuşağını üzerleyen allokton birimler olup kompleks bir nap sistemine aittir. Toros bölgesinde ofiyolit yerleşimi Geç Kretase de başlamış olup bölgede tektonizma sonrası ilk transgresif çökelpmenin yaşı Paleosen olarak belirlenmiştir (Okay, 1984).

Likya Napı içerisindeki ofiyolitler genellikle peridotitiktir. 3000 km² lik bir alanı kaplayan bu kayaçların kalınlığı 1-2 km arasında değişmektedir. Bu derece büyük ultramafik kütlelerin bileşimi ise genellikle karmaşık değildir. Marmaris körfezinde ve Datça yarımadasında ultramafik kayaç kütleleri tamamı ile dunit, harzburjit ve piroksenitden ibarettir. Yaygın olarak kıvrımlanmış ve foliasyon yapısı gösteren harzburjitle lineasyonlu tektonitler yaygındır. Bölgedeki peridotitler kalınlığı 1 ila 10 m arasında değişen sayısız izole dolerit dayklarınca kesilmektedir. Peridotitlerin temelini amfibolit, kuvarsit, mermer ve mikaşiştler oluşturmaktadır.

İzmir-Ankara zonu ofiyolitleri ile Likya Napı ofiyolitleri içerisinde 200'den fazla kromit cevherleşmesi yer almaktadır. Kuzeyde İzmir-Ankara zonu ofiyolitleri içerisindeki kromitler çoğunlukla dunit ve az oranda da harzburjit yan kayaçlı iken, güneyde Likya Napı ofiyolitleri içerisindeki kromitler ise peridotitler içerisinde saçınımlı halde dağılmışlardır.

Burada ana yan kayaç peridotitler içerisinde kısmen tabakamsı görünümlü düzensiz dunitlerdir. Orhaneli-Bursa bölgesinde ki kromitler ise tabakalı yapı sergilemektedir.

KROMİT VE YANKAYAÇ JEOKİMYASI

Materyal ve Yöntem

Çalışma bölgesinden toplanan 113 adet cevher ve yan kayaç örnekleri farklı yöntemler kullanılarak incelenmiştir. Cevher mineralojisi paralatma bloklarında üstten aydınlatmalı mikroskop ve KeveX Energy-Dispersive Spectrometer ataçmanlı JEOL 840A taramalı elektron mikroskobu (SEM) kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Kayaç tanımlamaları ince kesitlerden itibaren petrografik mikroskop ile yapılırken, alterasyon mineralojisi ise Rigaku marka D-MAX III C X-ray difraktometresi kullanılarak tanımlanmıştır.

Cevher ve yan kayaç örneklerinin Pt, Pd, Rh, Ir ve Au içerikleri grafit fırın (GF) ataçmanlı Atomik Absorbsiyon Spektrometresi (AAS) kullanılarak Nevada Maden ve Jeoloji Dairesi (NBMG-USA) laboratuvarlarında gerçekleştirilmiştir. Her cevher ve yan kayaç toz örneğinden 29.2 alınarak önce 750 °C'de bir gece kurutulmuştur. Daha sonra Haffty ve diğ. (1977) metodu kullanılarak potada eritilen ve Pb fazında toplanan örnekler 2 mgr gümüş ile platin-grubu elementlerce zenginleştirilmiştir (cupelation in silver inquart). Zenginleştirilen bu küçük topçuklar 3 ml'lik hidroklorik asit ve 50 mgr sodyum klorit bulunan teflon beher içerisinde işleme tabi tutulduktan sonra teflon beher 175 °C de çelik kapanlar (Parr bombs) içerisinde bir gece bekletilmiştir. Bu işlem özellikle Ir'un tamamı ile çözeltiye geçmesine yöneliktir. Örnek içerisinde var olan altının çözeltiye alınması için çelik kapan açıldıktan sonra 1 ml nitrik asit ilavesi ile 20 dakika sıcaklevha üzerinde işleme tabi tutulmuştur. Daha sonra solüsyon 3N hidroklorik asit ilavesi ile 10 ml'lik çözelti oluşturulmuştur. Bu çözelti IIGA-400 model Grafit Fırın (GF) ataçmalı Perkin-Elmer 2380 Atomik Absorbsiyon Spektrometresi (AAS) kullanılarak platin-grubu elementler ile Au'nun analizi yapılmıştır. Analiz değerlerinin güvenilirliği CANMET ve NBMG standartları (Lechler ve Deslites, 1991) kullanılarak kontrol edilmiştir.

Diğer element ve oksitler ise yine Nevada Maden ve Jeoloji Dairesinde (NBMG) bulunan Philips PW 1404 otomatik seri spektrometre ile analiz edilmiştir. 3 gr toz örnek 1.125 gr mikroselüloz ve 5 damla % 3 lük

(wt/vol) polivilin alkol ile karıştırıldıktan sonra 207 Mpa'da 2 dakika sıkıştırılarak bakelit kenarlı pelet hazırlanmıştır. Daha sonra 100 °C de 90 dakika kurutulduktan sonra analiz sırasını beklemek üzere desikatörlere konulmuştur. Bu peletler örneklerin Ni, V, Zn, Cr, Al ve Fe içeriklerinin belirlenmesi için Compton düzeltilmesinin yapılması ardından XRF'de okunmuştur. Analiz değerlerinin güvenilirliği çok sayıda U.S. Geological Survey standartları kullanılarak kontrolü yapılmış ve doğrulanmıştır.

Ana Element Jeokimyası

Jeokimyasal analiz sonuçları Tablo 1' de verilmiştir. Çalışma bölgesindeki kromitlerin çoğunluğu Fe₂O₃-Al₂O₃-Cr₂O₃ isimlendirme diyagramında (Şekil 2) ferrikromit olarak adlandırılırken bazı kromitler ise aliminyum kromit olarak isimlendirilmişlerdir. Fe⁺³-Cr⁺³-Al⁺³ bileşenli Startiform-Podiform ayırtman üçgen diyagramında (Şekil 3) batı Türkiye kromitleri yüksek Fe içeriği nedeni ile Fe⁺³-Cr⁺³ çizgisine paralel bir şekilde dağılım gösterirken, bir kaç nokta ise yüksek Cr içeriği nedeni ile podiform (Alpin tipi) kromit bölgesine yerleştirilmiştir. Kondrit normalize edilmiş dağılım diyagramında (Şekil 4) Co, Ni, V ve Zn serpantinleşmiş yan kayaç'a oranla kromitler içerisinde zenginleşmiştir (kromit için ortalama değerler-ppm olarak; Co= 128.57, Ni= 2648.05, V= 348.58, Zn = 205.99). Kromitlerin ve serpantinleşmiş yan kayaçların Cu oranları birbirine oldukça yakındır (ortalama değerler; kromit için 24.8 ppm iken yan kayaç için 23.61 ppm dir). Sadece Fe kromitlere oranla serpantinleşmiş yan kayaçlar içerisinde zenginleşmiştir (ortalama değerler; kromitler için 41548.56 ppm iken serpantinleşmiş yan kayaçlar için 75083.31 ppm dir). Kromitlerin V ve Cr içerikleri kondrite göre zenginleşme göstermektedir.

Kromitlerin Platin-Grubu Element (PGE) Dağılımları

Platin-grubu element zenginleşmesi genellikle büyük ölçekli tabakalı mafik-ultramafik intrüzyonlar (Stillwater ve Bushveld) veya komatitik karakterli yeşil kayaç (greenstone) içerisindeki kromit ve nikel sülfür cevherleşmesi ile birlikte görülürler (Naldrett, 1993). Ofiyolitik kompleksler içerisinde platin-grubu element zenginleşmesi çok zayıftır. Ancak, podiform kromitler içerisindeki zenginleşmeler az da olsa birçok bölgede

Tablo 1: Batı Türkiye kromitleri ve serpanitinleşmiş yan kayaçlarının ana-metal ve platin-grubu element (PGE)-Au içerikleri.
Table 1: Base metals and PGE-Au concentrations of chromites and associated serpentinitized-chloritized host rocks from western Turkey.

Örnek No	Element Analitik Metod	Co		Cu		Ni		V		Zn		Cr		Al		Fe		Pt		Pd		Rh		Ir		Au	
		XRF	ppm	XRF	ppm	XRF	ppm	XRF	ppm	XRF	ppm	XRF	ppm	XRF	ppm	XRF	ppm	XRF	ppm	AAS-GF	ppb	AAS-GF	ppb	AAS-GF	ppb	AAS-GF	ppb
Kromit Cevheri- Lokasyon																											
MIH-2	Eskişehir-Mihalıççık-Kavak-Merkez	138		35		2480		372		182		210000		17675		47839		51		21		6		50		134	
MIH-5	Eskişehir-Mihalıççık-Kavak-Böğürflen	134		21		1940		433		207		302000		20745		38817		<10		6		<5		<50		<100	
MIH-6	Eskişehir-Mihalıççık-Kavak-Böğürflen	141		25		2790		421		197		288000		21168		39166		<10		9		<5		<50		<100	
MIH-7	Eskişehir-Mihalıççık-Kavak-Böğürflen	148		26		1750		446		222		321000		22385		38467		<10		<5		<5		<50		<100	
MIH-10	Eskişehir-Mihalıççık-Kavak-Büyük	131		30		2330		349		221		237000		17675		43922		<10		5		<5		<50		<100	
MIH-12	Eskişehir-Mihalıççık-Kavak-Büyük	118		26		2160		208		208		132000		14394		52525		14		9		6		55		117	
MIH-13	Eskişehir-Mihalıççık-Kavak-Bahıtyar	107		23		2480		304		135		200000		16987		35949		83		33		8		52		110	
MIH-14	Eskişehir-Mihalıççık-Kavak-Çarşırhane	138		45		1840		464		224		301000		31170		55532		<10		5		<5		<50		<100	
MIH-15	Eskişehir-Mihalıççık-Kavak-Çarşırhane	99		19		3090		278		110		188000		17199		39376		<10		<5		<5		<50		<100	
TAV-17	Kütahya-Tavşanlı-Karakaya-Karakaya	156		26		2230		281		237		336000		21274		37348		<10		<5		21		<50		<100	
TAV-18	Kütahya-Tavşanlı-Karakaya-Karakaya	159		28		1560		326		252		396000		30059		39027		<10		<5		<5		<50		<100	
TAV-19	Kütahya-Tavşanlı-Karakaya-Karakaya	146		18		1360		317		292		384000		29000		38047		<10		<5		<5		<50		<100	
TAV-20	Kütahya-Tavşanlı-Karakaya-Esen	52		13		835		86		75		116000		15823		24549		<10		11		<5		<50		<100	
TAV-21	Kütahya-Tavşanlı-Karakaya-Esen	113		26		3550		178		134		201000		16723		37907		<10		<5		<5		<50		<100	
TAV-22	Kütahya-Tavşanlı-Karakaya-Esen	126		24		2060		197		242		214000		19157		37977		<10		<5		<5		<50		<100	
TAV-23	Kütahya-Tavşanlı-Karakaya-Esen	158		27		1730		330		256		365000		26725		40985		<10		<5		<5		<50		<100	
MIR-25	Bursa-Harmancık-Miram-Barajönü	148		36		3480		260		206		318000		20639		37348		<10		<5		<5		<50		<100	
MIR-26	Bursa-Harmancık-Miram-Barajönü	140		25		3590		265		194		301000		19898		36299		<10		<5		<5		<50		<100	
MIR-27	Bursa-Harmancık-Miram-Barajönü	126		30		3960		217		192		256000		17940		37278		<10		11		<5		<50		<100	
MIR-28	Bursa-Harmancık-Miram-Barajönü	120		31		2870		194		167		257000		17622		36649		<10		7		<5		<50		<100	
ORH-29	Bursa-Orhaneli-Çörel-Baykara	97		11		3440		91		58		94700		13971		42104		<10		<5		<5		<50		<100	
ORH-32	Bursa-Orhaneli-Çörel-Baykara	96		13		3390		100		65		107000		13918		42524		<10		<5		<5		<50		<100	
ORH-33	Bursa-Orhaneli-Çörel-Baykara	137		18		3620		119		119		141000		15770		44832		<10		<5		<5		<50		<100	
ORH-35	Bursa-Orhaneli-Göynükbelen-Türkmen	71		22		2680		189		400		136000		16246		54273		<10		13		<5		<50		<100	
ORH-36	Bursa-Orhaneli-Göynükbelen-Türkmen	151		28		2580		272		794		152000		16564		67982		<10		<5		<5		<50		<100	
ORH-37	Bursa-Orhaneli-Göynükbelen-Türkmen	130		19		3980		132		454		110000		14976		69450		<10		<5		<5		<50		<100	
ORH-38	Bursa-Orhaneli-Göynükbelen-Türkmen	134		26		2470		190		894		171000		16934		71339		<10		7		<5		<50		<100	
ORH-39	Bursa-Orhaneli-Harmancık-Kozluca	90		7		2930		86		40		72100		13018		48538		<10		<5		<5		<50		<100	
HAR-40	Bursa-Orhaneli-Harmancık-Kozluca	97		4		3020		62		47		75900		13177		50846		<10		<5		<5		<50		<100	
HAR-41	Bursa-Orhaneli-Harmancık-Kozluca	74		11		4190		53		44		68600		12912		42454		<10		<5		<5		<50		<100	
HAR-42	Bursa-Orhaneli-Harmancık-Kozluca	131		17		3130		202		147		190000		16881		40425		<10		<5		<5		<50		<100	
HAR-44	Bursa-Orhaneli-Harmancık-Kozluca	110		21		4400		125		110		140000		14976		39306		<10		<5		<5		<50		<100	
HAR-45	Bursa-Orhaneli-Harmancık-Aluçça	205		30		1140		425		407		380000		29265		41964		<10		<5		<5		<50		<100	
HAR-46	Bursa-Orhaneli-Harmancık-Aluçça	130		30		1850		192		269		248000		16829		39446		<10		<5		<5		<50		<100	
TAV-47	Kütahya-Tavşanlı-Madamlar	163		33		1050		315		384		369000		23338		37977		<10		<5		<5		<50		<100	
TAV-48	Kütahya-Tavşanlı-Madamlar	93		25		2830		258		139		156000		19210		45321		<10		<5		<5		<50		<100	
TAV-49	Kütahya-Tavşanlı-Madamlar	168		27		3400		230		165		243000		16670		36299		<10		<5		<5		<50		<100	
				298		2120		567		298		279000		33657		47140		15		16		<5		<50		<100	

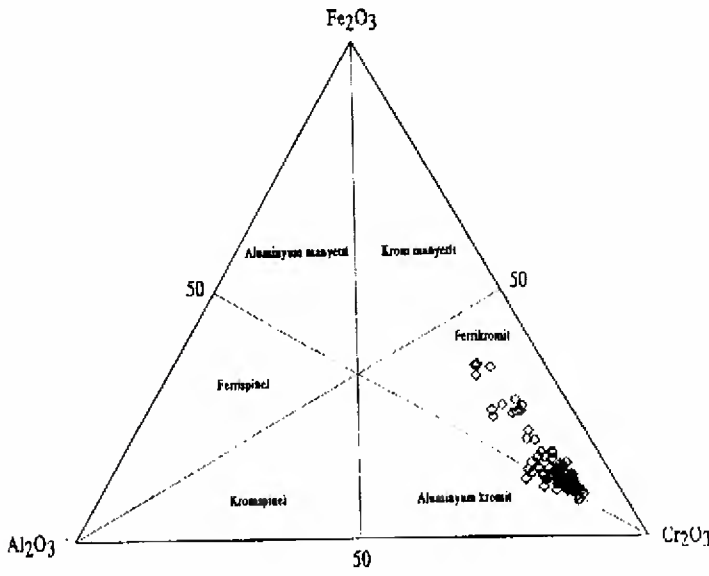
Tablo 1 devam ediyor

Örnek No	Element	Analitik Metot	Co ppm	Cu XRF ppm	Ni XRF ppm	V XRF ppm	Zn XRF ppm	Cr XRF ppm	Al XRF ppm	Fe XRF ppm	Pb AAS-GF ppb	Pt AAS-GF ppb	Pd AAS-GF ppb	Rh AAS-GF ppb	Ir AAS-GF ppb	Au AAS-GF ppb
Kromit Cevheri- Lokasyon																
ACP-50	Denizli-Acipayam-Karaismailler-Sugözü		132	23	3080	457	171	260000	23444	40495	<10	<10	15	<5	<50	<100
ACP-51	Denizli-Acipayam-Karaismailler-Sugözü		108	25	1710	407	170	256000	33498	34271	<10	<10	<5	<5	<50	<100
ACP-52	Denizli-Acipayam-Karaismailler-Topuklu		151	25	3340	418	174	278000	22967	37068	<10	<10	<5	<5	<50	<100
ACP-53	Denizli-Acipayam-Karaismailler-Topuklu		148	26	2210	438	213	332000	29318	38747	<10	<10	<5	<5	<50	<100
ACP-54	Denizli-Acipayam-Karaismailler-Özcan		134	21	2740	546	199	320000	26301	37208	<10	<10	<5	<5	<50	<100
ACP-55	Denizli-Acipayam-Karaismailler-Özcan		138	26	2140	399	193	312000	24767	36509	<10	<10	<5	<5	<50	<100
ACP-56	Denizli-Acipayam-Karaismailler		144	29	1750	422	218	264000	29529	41474	<10	<10	<5	<5	<50	<100
ACP-57	Denizli-Acipayam-Karaismailler-Kadem		115	20	3380	361	154	262000	22385	35390	<10	<10	<5	<5	<50	<100
ACP-58	Denizli-Acipayam-Karaismailler-Kadem		125	28	2330	330	190	291000	24132	36998	<10	<10	<5	<5	<50	<100
ACP-60	Denizli-Acipayam-Karaismailler-Güneşkuy		123	24	3990	351	150	221000	27942	42593	<10	<10	<5	<5	<50	<100
ACP-61	Denizli-Acipayam-Karaismailler-Güneşkuy		102	14	3770	246	106	173000	19898	39027	<10	<10	<5	<5	<50	<100
ACP-63	Denizli-Acipayam-Karaismailler		135	31	1880	361	182	245000	25507	39656	<10	<10	<5	<5	<50	<100
ACP-64	Denizli-Acipayam-Karaismailler-Yarma		128	25	2940	350	201	254000	26195	40705	<10	<10	6	<5	<50	<100
ACP-65	Denizli-Acipayam-Karaismailler-Yarma		103	25	3510	258	113	184000	18840	40705	<10	<10	<5	<5	<50	<100
ACP-66	Denizli-Acipayam-Karaismailler-Yarma		117	24	2880	296	157	247000	21803	39166	<10	<10	8	<5	<50	<100
ACP-67	Denizli-Acipayam-Karaismailler-Gemidere		115	13	2950	318	151	231000	22438	40285	<10	<10	<5	<5	<50	<100
ACP-68	Denizli-Acipayam-Karaismailler-Gemidere		120	28	2810	322	144	234000	22173	41055	<10	<10	<5	<5	<50	<100
ACP-69	Denizli-Acipayam-Karaismailler-Şehreman		115	37	2980	305	148	246000	22332	35879	<10	<10	<5	<5	<50	<100
ACP-70	Denizli-Acipayam-Karaismailler-Şehreman		116	22	3880	297	134	239000	22544	36019	<10	<10	<5	<5	<50	<100
ACP-71	Denizli-Acipayam-Karaismailler-Şehreman		127	21	2550	384	175	248000	19686	42454	<10	<10	<5	<5	<50	<100
ACP-72	Denizli-Beyagaç-Uzunluk-Merkez		110	25	3540	325	151	244000	19051	35530	<10	<10	<5	<5	<50	<100
BEY-73	Denizli-Beyagaç-Uzunluk-Merkez		111	19	3190	365	161	276000	23232	34341	<10	<10	<5	<5	<50	<100
BEY-74	Denizli-Beyagaç-Uzunluk-Merkez		135	22	1650	473	215	271000	21274	40985	<10	<10	<5	<5	<50	<100
BEY-75	Denizli-Beyagaç-Uzunluk-Sarbaşı		136	23	2360	417	259	257000	31593	42803	<10	<10	9	<5	<50	<100
BEY-76	Denizli-Beyagaç-Uzunluk-Sarbaşı		141	20	3260	462	247	236000	29212	44552	<10	<10	10	<5	<50	<100
BEY-77	Denizli-Beyagaç-Kozlar-Karapınar		135	33	2580	443	189	277000	18099	43643	<10	<10	<5	<5	<50	<100
BEY-78	Denizli-Beyagaç-Kozlar-Karapınar		154	35	2890	361	234	264000	17040	51056	<10	<10	<5	<5	<50	<100
ULA-79	Muğla-Ula-Yürükoğlu-Akçalan		156	26	2620	589	229	363000	24925	41964	<10	<10	<5	<5	<50	<100
ULA-80	Muğla-Ula-Karaböğürtlen-Biticealan		129	36	1190	414	234	289000	22015	44412	<10	<10	<5	<5	<50	<100
ULA-81	Muğla-Ula-Karaböğürtlen-Kandak		152	24	2000	530	234	289000	22015	40285	<10	<10	<5	<5	<50	<100
GÖC-82	Muğla-Köyceğiz-Karain		133	22	3680	250	136	247000	18787	36299	<10	<10	<5	<5	<50	<100
GÖC-83	Muğla-Köyceğiz-Karain		125	37	3320	257	151	257000	19475	33571	<10	<10	<5	<5	<50	<100
GÖC-84	Muğla-Dalaman-Üçköprü-Kırtepe		118	26	3020	436	174	244000	22121	40845	<10	<10	<5	<5	<50	<100
GÖC-85	Muğla-Dalaman-Üçköprü-Kırtepe		119	23	3030	428	170	252000	22121	39166	<10	<10	<5	<5	<50	<100
GÖC-86	Muğla-Dalaman-Sarıkaya		152	30	1890	679	269	261000	37414	46930	24	24	9	8	25	100
GÖC-87	Muğla-Dalaman-Sarıkaya		161	22	2000	941	323	303000	49110	49448	20	22	22	6	55	110
GÖC-88	Muğla-Fethiye-Çenger-Keseralli		138	22	2130	356	185	313000	24661	39726	<10	<10	<5	<5	<50	<100
GÖC-89	Muğla-Fethiye-Çenger-Keseralli		126	26	2480	348	167	294000	23020	35320	<10	<10	<5	<5	<50	<100
GÖC-90	Muğla-Fethiye-Esenköy-Kutluocak		142	33	2670	357	191	318000	23549	36579	<10	<10	<5	<5	<50	<100
GÖC-91	Muğla-Fethiye-Esenköy-Kutluocak		124	23	2610	314	159	306000	23920	36579	<10	<10	8	<5	<50	<100

Tablo 1 devam ediyor
Table 1 continued

Örnek No	Element Analitik Metod	Birim	Co		Cu		Ni		V		Zn		Cr		Al		Fe		Pt		Pd		Rh		Ir		Au	
			XRF	ppm	XRF	ppm	XRF	ppm	XRF	ppm	XRF	ppm	XRF	ppm	XRF	ppm	XRF	ppm	XRF	ppm	AAS-GF	ppb	AAS-GF	ppb	AAS-GF	ppb	AAS-GF	ppb
Kromit Cevheri- Lokasyon																												
DAL-93	Muğla-Dalaman-Gürleyik-Harmancık	139		24	1770	357	195	366000	27995	32102	4230	15100	77	51	134													
DAL-94	Muğla-Dalaman-Gürleyik-Harmancık	151	33	1600	403	214	381000	29529	33291	33291	4000	14800	50	50	100													
DAL-95	Muğla-Dalaman-Karadüneç	123	20	2800	301	130	130000	23496	56791	<10	18	<5	<5	<100														
DAL-96	Muğla-Dalaman-Karadüneç	106	24	2300	309	140	133000	24449	54064	<10	11	<5	<5	<100														
FET-97	Muğla-Fethiye-Karagedik-Sazlı	146	21	2580	636	261	248000	36891	47699	15	13	9	7	54														
FET-98	Muğla-Fethiye-Karagedik-Sazlı	141	13	2480	651	229	300000	30482	40985	31	11	<5	<5	<100														
DAL-99	Muğla-Dalaman-Uludeman	111	24	3250	324	132	238000	22544	36439	<10	<5	<5	<5	<100														
DAL-100	Muğla-Dalaman-Uludeman	129	26	2740	285	149	267000	22279	37418	<10	<5	<5	<5	<100														
DAL-101	Muğla-Dalaman-Üçköprü-Andızlık	139	26	3590	433	190	296000	27042	37838	<10	6	<5	<5	<100														
DAL-102	Muğla-Dalaman-Üçköprü-Andızlık	120	18	3380	312	156	277000	22703	35320	<10	5	<5	<5	<100														
DAL-103	Muğla-Fethiye-Yanıklar-Yemişli	136	31	1740	461	196	335000	30059	40775	<10	<5	<5	<5	<100														
DAL-104	Muğla-Fethiye-Yanıklar-Yemişli	116	32	3250	364	158	288000	22015	33781	<10	<5	<5	<5	<100														
DAL-105	Muğla-Fethiye-Karagedik-Roz	130	25	3070	352	151	292000	27042	37278	<10	<5	<5	<5	<100														
DAL-106	Muğla-Fethiye-Karagedik-Roz	135	29	2430	394	189	275000	29847	44132	<10	<5	<5	<5	<100														
DAL-107	Muğla-Dalaman-İlkdere	108	27	2990	215	107	171000	17993	40845	<10	<5	<5	<5	<100														
DAL-108	Muğla-Dalaman-İlkdere	157	32	1550	515	240	315000	30111	41894	<10	<5	<5	<5	<100														
DAL-109	Muğla-Köyceğiz-Gürleyik-Gülyurdu	160	22	1680	771	278	346000	37520	41754	<10	<5	<5	<5	<100														
KÖY-110	Muğla-Köyceğiz-Gürleyik-Gülyurdu	135	24	2120	715	244	330000	27465	39236	<10	<5	<5	<5	<100														
KÖY-111	Muğla-Köyceğiz-Gürleyik-Gülyurdu	114	25	2350	317	143	266000	25772	38117	<10	11	<5	<5	<100														
KÖY-112	Muğla-Köyceğiz-Gürleyik-Gülyurdu	147	27	1380	729	229	297000	35721	45881	<10	<5	<5	<5	<100														
KÖY-113	Muğla-Köyceğiz-Gürleyik-Gülyurdu	12857	2480	264805	34858	20599	2.51E+07	2301385	4154856	—	—	—	—	—														
Toplam		12857	2480	264805	34858	20599	2.51E+07	2301385	4154856	—	—	—	—	—														
Ortalama		128.57	24.8	26480.5	348.58	205.99	2509953	23013.85	41548.56	—	—	—	—	—														
Serpantinleşmiş-Kloritleşmiş Yan Kayaç																												
MİH-1	Eskişehir-Mihalıççık-Kavak-Merkez	115	26	1880	384	203	231000	18363	44202	<10	<5	<5	<5	<100														
MİH-3	Eskişehir-Mihalıççık-Kavak-Merkez	107	3	1610	3	24	3800	11537	86726	<10	16	<5	<5	<100														
MİH-4	Eskişehir-Mihalıççık-Kavak-Merkez	106	3	1840	5	30	4000	11537	83928	<10	<5	<5	<5	<100														
MİH-6	Eskişehir-Mihalıççık-Kavak-Böğürten	79	33	2140	28	30	24800	12013	74136	<10	20	<5	<5	<100														
MİH-9	Eskişehir-Mihalıççık-Kavak-Böğürten	99	41	3820	53	37	38000	12277	72038	<10	<5	<5	<5	<100														
MİH-11	Eskişehir-Mihalıççık-Kavak-Büyük	105	2	2780	1	25	4500	11695	81130	<10	<5	<5	<5	<100														
TAV-16	Kütahya-Tavşanlı-Karakaya-Karakaya	34	26	60	269	55	600	63504	79732	<10	10	<5	<5	<100														
TAV-24	Kütahya-Tavşanlı-Karakaya-Esen	38	87	314	381	83	400	58212	95118	<10	<5	<5	<5	<100														
ORH-30	Bursa-Orhaneli-Çörel-Baykara	90	8	3260	74	48	65400	12360	50147	<10	<5	<5	<5	<100														
ORH-31	Bursa-Orhaneli-Çörel-Baykara	85	8	3960	50	28	46200	12383	52945	<10	<5	<5	<5	<100														
ACP-59	Denizli-Acıpayam-Karaismailler	109	10	2250	25	38	3200	13071	83229	<10	<5	<5	<5	<100														
ACP-62	Denizli-Acıpayam-Karaismailler-Güneşkuy	109	5	2410	17	38	3200	12225	82529	<10	8	<5	<5	<100														
GÖC-92	Muğla-Fethiye	37	55	45	328	73	700	62975	90223	<10	<5	<5	<5	<100														
Toplam		1113	307	26349	1618	712	425800	312652	976083	—	—	—	—	—														
Ortalama		85.61538	23.61538	2026.846	124.4615	54.76923	32753.85	24050.15	75083.31	—	—	—	—	—														

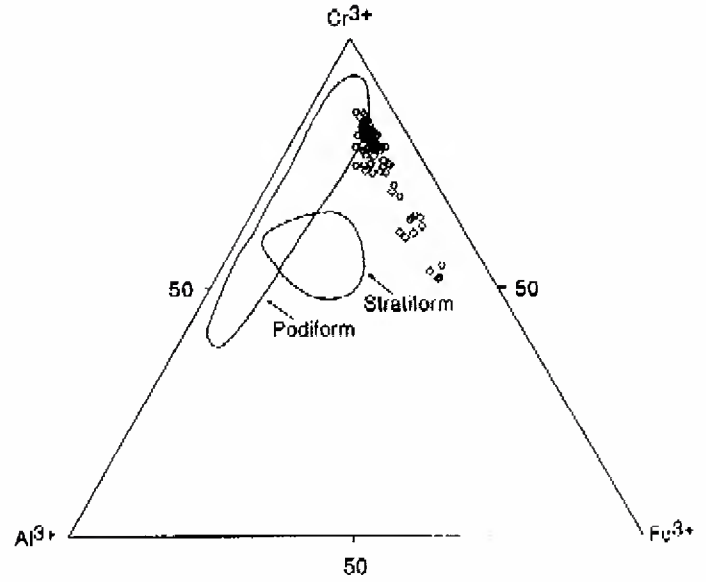
AAS-GF: Grafit fırın ataçmanlı atomik absorpsiyon spektrometresi, XRF: X-ışınları floresans spektrometresi



Şekil 2: Batı Türkiye kromitlerinin Fe_2O_3 - Al_2O_3 - Cr_2O_3 isimlendirme diyagramında tanımlanması (Diyagram Stevens, 1944 den alınmıştır).

Figure 2: Nomenclature of chromitites from western Turkey on the Fe_2O_3 - Al_2O_3 - Cr_2O_3 ternary diagram (after Stevens, 1944).

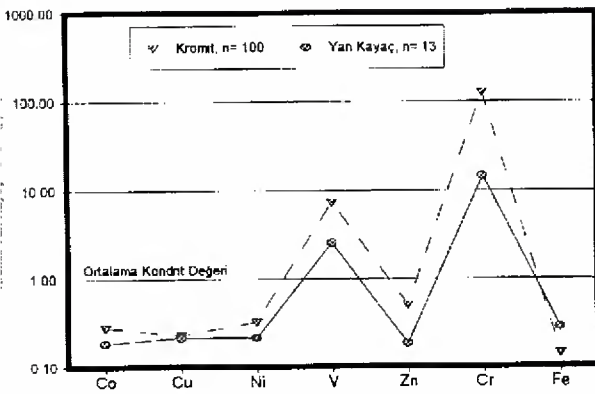
belirlenmiştir (Mathez ve Peach, 1989; Naldrett ve Gruenewaldt, 1989; Page ve diğ., 1986). Platin-grubu element açısından stratiform ve Podiform kromitler kolaylıkla ayırtlanırlar. Stratiform kromitler Pt-Pd-Rh'ce zengin ve kondrit normalize patemlerde kuvvetli pozitif değerlere sahip iken Podiform kromitlere ait kondrit normalize patemler ise genelde negatif değerler sunmaktadır (Naldrett ve Gruenewaldt, 1989; Talkington ve Watkinson, 1986). Son çalışmalar göstermektedir ki damar, kırık ve makaslama zonlarında magmatik olmayan sülfürler veya arsenidler ve lisvenitler içerisinde platin-grubu elementler geç evre hidrotermal çözeltilerle yeniden hareketlilik kazanarak çökelmişlerdir (Rowell ve Edgar, 1986; Lechler, 1995). Tablo 1 de görüldüğü gibi kromitlerin çoğunluğunun PGE ve Au içerikleri analitik metodun dedeksiyon limitleri altındadır. Bu nedenle farklı örneklerin PGE ve ana-metal içeriklerinin karşılaştırılması kondrit normalize patemlerde yapılması en iyi yoldur. Çalışma bölgesinde sadece dört kromit cevherleşmesi PGE ve Au bakımından zenginleşme göstermektedir. Bunlar Kavak (Mihalıççık- Eskişehir), Harmancık (Dalaman-



Şekil 3: Batı Türkiye kromitlerinin Cr^{3+} - Al^{3+} - Fe^{3+} üçgen Stratiform-Podiform ayırtman diyagramındaki dağılımları (Diyagram Dickey, 1975 den alınmıştır).

Figure 3: Plot of the chromitites from western Turkey on the Cr^{3+} - Al^{3+} - Fe^{3+} ternary diagram for stratiform podiform discrimination (after Dickey, 1975).

Muğla), Sarıkaya (Dalaman-Muğla) ve Sazlı (Fethiye-Muğla) krom madenleri olup Şekil 5 de kondrit normalize Pt, Rh, Ir, Au, Co, Cu, Ni, V, Zn, Cr ve Fe dağılımı görülmektedir. Harmancık (Dalaman-Muğla) örnekleri Pt ve Pd bakımından önemli ölçüde bir zenginleşmeyi işaret etmektedir. Diğer kromit örneklerinde kondrit'e oranla bir zenginleşme göstermektedir. İksel manto normalize dağılım diyagramında (Şekil 6) Harmancık madeni örnekleri Pt, Pd ve Ir'ca bir zenginleşmeyi işaret etmektedir (Ortalama değerler ppb olarak: Pt, 4115; Pd, 14950; Rh, 63.50; Ir, 50.50; Au, 117). Bu diyagramda diğer madenler için ortalama değerler şunlardır: Kavak madeni (ppb olarak, Pt, 49.33; Pd, 21; Rh, 6.67; Ir, 52.33; Au, 120.33), Sarıkaya madeni (ppb olarak, Pt, 22; Pd, 15.50; Rh, 7; Ir, 40; Au, 105) ve Sazlı madeni (ppb olarak, Pt, 23; Pd, 12; Rh, 8; Ir, 52; Au, 100). Ru den Pd ve Au doğru olan negatif değerleri sergileyen patternler Podiform kromitler için karakteristiktir (Talkington ve Watkinson, 1986). Şekil 5 ve 6 daki kromit patemleri PGE ve Au'nun magmatik



Şekil 4: Batı Türkiye kromit ve yan kayaçlarının kondrit normalize ana-metal paternleri. Normalize değerler Wood ve diğ., (1979) ile Sun, (1982) den. Veriler Tablo 1 den alınmıştır.

Figure 4: Chondrite normalized base metal patterns of chromitites and associated host rocks from western Turkey. Normalizing constants are from Wood et al., 1979; Sun, 1982. Data are from Table 1.

değil hidrotermal çözeltilerce zenginleştiğinin göstergesi olarak kabul edilebilir. Cevher ve taramalı elektron mikroskopi (SEM) çalışmaları bu öneriyi destekler veriler sunmaktadır. PGE içeren hezlawodit ((Ni_3S_2) pentlandit $((Ni,Fe,Co)_9S_8)$ ve bravoit $((Fe,Ni,Co)S_2)$ ve Au taneleri kromitler ve gang mineralleri içerisindeki mikro kırık ve çatlaklarda çökelmiştir (Şekil 7).

Gerek kromitlerde ve gerekse gang minerallerdeki kırık ve çatlaklar çoğunlukla serpantin ve kloritlerce doldurulmuştur.

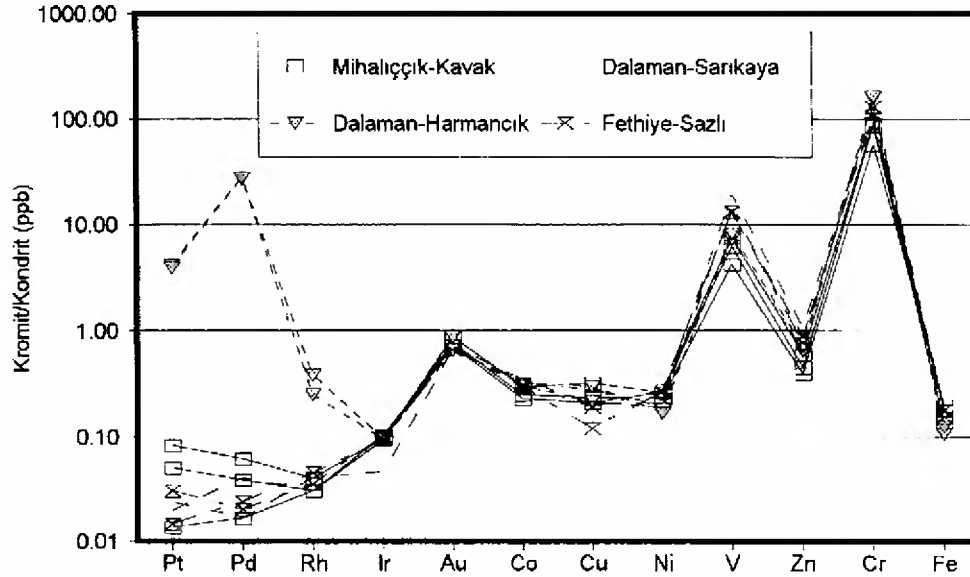
YORUM VE TARTIŞMA

Hidrotermal PGE cevherleşmesi dünyada oldukça iyi bilinen konular arasına girmeye aday bir konudur (Lechler, 1995). Çalışma bölgesinde serpantinleşme sırasında düşük sıcaklıklarda (< 250 °C) ve büyük miktarlarda denizel kökenli suyun katkısı ile (Bonatti ve diğ., 1983) ilksel mineraller

bozularak serpantinleşme oluşmuştur. Bu evrede ilk ve kolaylıkla bozunanlar çatlak dolgusu şeklindeki sülfürler ve arsenidlerdir. İspanya, Yunanistan ve Cezayir deki peridotitlerin çalışılmasında, Pt, Pd ve Au'nun magmatik Ni-Fe sülfürler ve arsenidler içerisinde kromit kristalizasyonu sırasında erken magmatik süreçler ile zenginleştiğini ve bu zenginleşmenin PGE fraksiyonelleşmesi ile ilgili olmadığı belirlenmiştir (Leblanc, 1991). Benzer süreç ofiyolitik komplekslerdeki Au'nun konsantrasyonu (Leblanc, 1991), ve Urallar'daki serpantinler içerisinde Co ve Ni'nin dağılımları (Edel'steyn ve Plipenko, 1978) için de geçerlidir. Kavak (Mihalıççık-Eskişehir), Harmancık (Dalaman - Muğla), Sarıkaya (Dalaman-Muğla) ve Sazlı (Fethiye-Muğla) krom madeni örneklerindeki yüksek orandaki PGE ve Au değerleri olasılıkla birincil sülfürler ve arsenidlerden denizel kökenli (Bischoff ve Seyfried, 1978) ve asidik karakterli sularca çözülmüş, daha sonra Cl, S ve As kompleksleri şeklinde taşınmışlardır. Sonra olivinin bozularak serpantin mineralini oluşturması sırasında ortamın oksijen fugasitesinin düşmesine neden olarak PGE ve Au'nun hezlawodit, pentlandit ve bravoit bünyesinde çökmesine olanak sağlamıştır. Serpantinleşmenin geç evrelerinde CO_2 ve SiO_2 ce zengin çözeltiler serpantinler ile reaksiyona girerek lisvenitleri oluşturmuştur (Uçurum ve Larson, 1999). Bu tür bir hidrotermal süreç de bazı PGE ve Au sülfürlü minerallerin bünyesinde zenginleşebilir. Analiz sonuçları ve cevher mikroskobisi (SEM destekli) çalışmalarına göre PGE-Au, Co ve Ni serpantinleşme sırasında geliştiği güzel dağılmış ve sonra sülfürlü minerallerin bünyesinde, 150-300 °C (Fischer ve diğ., 1988; Lechler, 1995; Mountain ve Wood, 1988) arasındaki sıcaklıklarda hidrotermal çözeltilerce çökeltilmişlerdir.

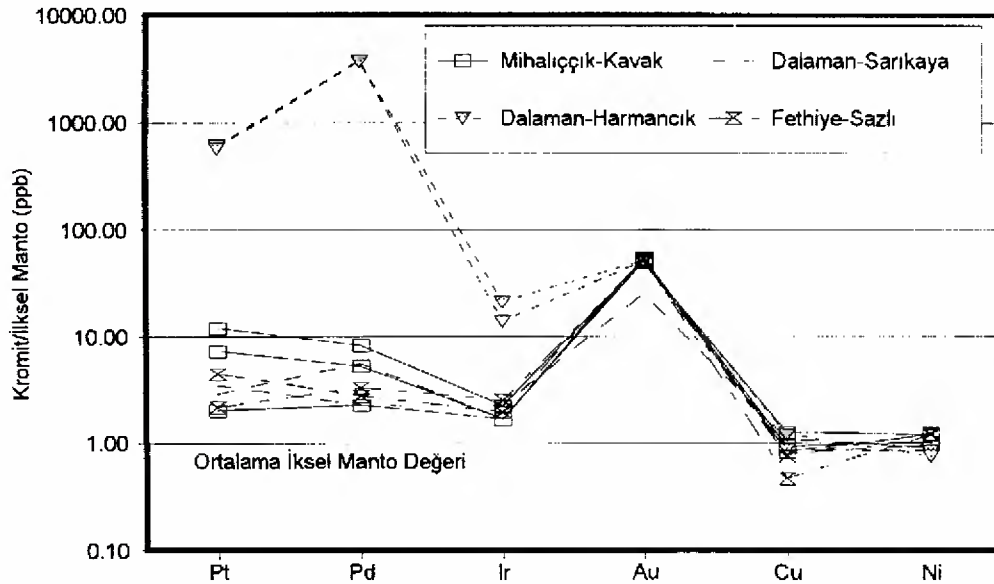
SONUÇLAR

1. Genellikle Batı Türkiye'deki kromitlerin PGE ve Au içerikleri oldukça düşüktür. Fakat, Kavak (Mihalıççık-Eskişehir), Harmancık (Dalaman-Muğla), Sarıkaya (Dalaman-Muğla) ve Sazlı (Fethiye-Muğla) krom madenleri PGE ve Au içeren sülfürlerce zengindir. Bu dört madenin PGE-Au ve diğer ana-metal değerleri (Şekil 5, 6) Podiform kromitlerin tipik PGE özellikleri (Talkington ve Watkinson, 1986) ile örtüşmemektedir.



Şekil 5: Kavak (Mihaliççık-Eşkişehir), Harmancık (Dalaman-Muğla), Sarıkaya (Dalaman-Muğla) ve Sazlı (Fethiye-Muğla) kromit örneklerinin kondrit normalize ana-metal ve PGE-Au paternleri. Normalize değerler Wood ve diğ., (1979), Sun (1982), Naldrett ve Duke (1980) den alınmıştır. Veriler Tablo 1 den alınmıştır.

Figure 5: Chondrite normalized base metal and PGE-Au patterns of chromitites from Kavak, Sarıkaya, Harmanick and Sazlı chromite mines, western Turkey. Normalizing constants are from Wood et al., 1979; Sun, 1982; Naldrett and Duke, 1980. Data are from Table 1.



Şekil 6: Kavak (Mihaliççık-Eşkişehir), Harmancık (Dalaman-Muğla), Sarıkaya (Dalaman-Muğla) ve Sazlı (Fethiye-Muğla) kromit örneklerinin ilksel manto normalize Pt, Pd, Ir, Au, Cu ve Ni paternleri. Normalize değerler Brugman ve diğ., (1987), Jargoutz ve diğ., (1979) den alınmıştır. Veriler Tablo 1 den alınmıştır.

Figure 6: Primitive mantle normalized Pt, Pd, Ir, Au, Cu, and Ni patterns of chromitites from Kavak, Sarıkaya, Harmanick and Sazlı chromite mines, western Turkey. Normalizing constants are from Brugman et al., 1987; Jargoutz et al., 1979.

Şekil 7: Batı Türkiye kromit cevherlerindeki nikel sülfür ve altın minerallerinin tek nikeldeki mikrofotografı: A-) Kromit çatlaklarındaki Bravoit minerali, örnek no. MİH-2, Kavak madeni; B-) Kromit çatlaklarındaki hezlawodit minerali, örnek no. MİH-13, Kavak madeni; C-) Serpantinleşmiş ve kloritleşmiş yan kayaç içerisinde hezlawodit minerali, örnek no. GÖC-86, Sarıkaya madeni; D-) Serpantinleşmiş ve kloritleşmiş gang minerali içerisinde pentlandit minerali, örnek no. FET-97, Sazlı madeni; E-) Serpantinleşmiş ve kloritleşmiş gang minerali içerisinde altın tanesi, örnek no. GÖC-87, Sarıkaya madeni; F-) Serpantinleşmiş ve kloritleşmiş gang minerali içerisinde bravolt minerali, örnek no. DAL-93, Harmancık madeni; G-) Serpantinleşmiş ve kloritleşmiş gang minerali içerisinde deforme olmu ve uzamış pentlandit minerali, örnek no. DAL-94, Harmancık madeni; H-) Serpantinleşmiş ve kloritleşmiş gang minerali içerisinde altın tanesi, örnek no. DAL-93, Harmancık madeni.

Figure 7: Photomicrographs of nickel sulfide and gold minerals in chromite ores under plane polarized light from western Turkey: A-) Bravosite inside cracks of chromite, sample MİH-2, Kavak mine; B-) Heazlewoodite in crack of chromite, sample MİH-13, Kavak mine; C-) Heazlewoodite in serpentinized and chloritized gangue minerals, sample GÖC-86, Sarıkaya mine; D-) Pentlandite in serpentinized and chloritized gangue minerals, sample FET-97, Sazlı mine; E-) Gold grain in serpentinized and chloritized gangue minerals, sample GÖC-87, Sarıkaya mine; F-) Bravosite in serpentinized and chloritized gangue minerals, sample DAL-93, Harmancık mine; G-) Deformed and elongated pentlandite in serpentinized and chloritized gangue minerals, sample DAL-94, Harmancık mine; H-) Gold grain in serpentinized and chloritized gangue minerals, sample DAL-93, Harmancık mine.

2. Bu dört krom madeninin SEM destekli cevher mikroskopisi çalışmaları ile desteklenen veriler ışığında PGE ve Au olasılıkla sülfürlü minerallerin bünyesinde geç evre hidrotermal çözeltilerle zenginleşmiştir.
3. Harmancık (Dalaman-Muğla) kromitleri yüksek oranda PGE ve Au (ortalama değerler, ppb olarak: Pt, 4115; Pd, 14950; Rh, 63.50; Ir, 50.50; Au, 117) içermesi nedeni ile PGE aramacılığı için önemli hedef saha olarak değerlendirilebilir

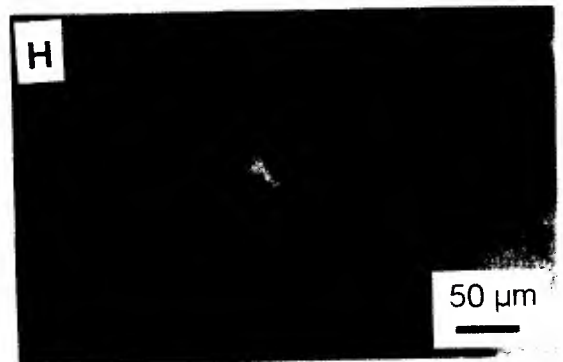
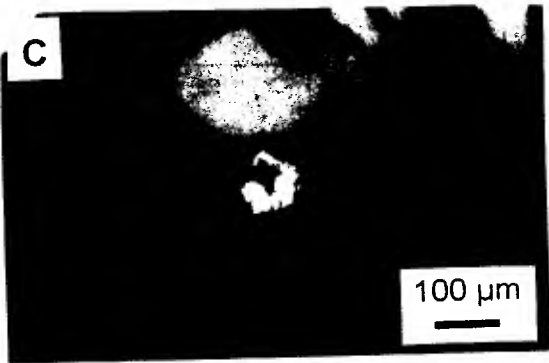
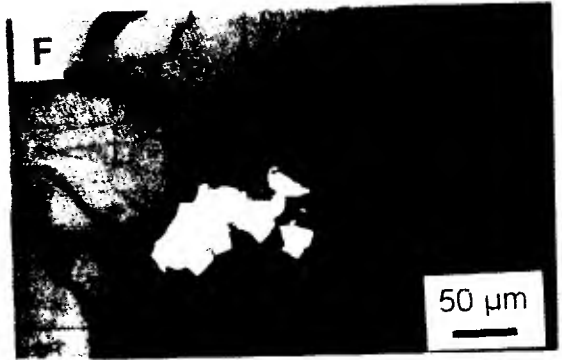
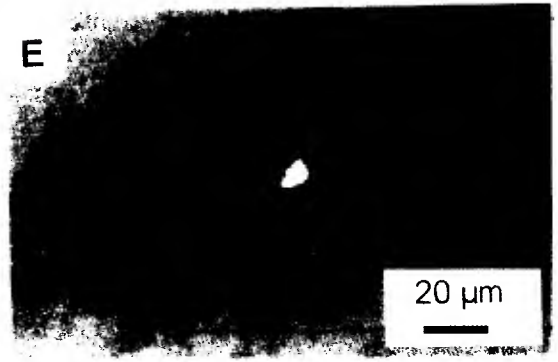
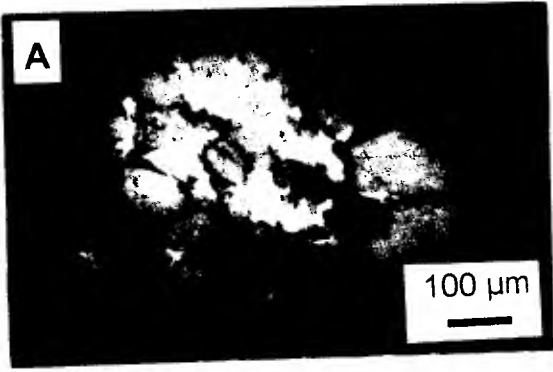
KATKI VE TEŞEKKÜR

Bu çalışma C.Ü. Araştırma Fonunun M-127 nolu ferdi araştırma projesi ve NATO' nun Collobarative Research Grant programı çerçevesinde 971093 nolu proje ile desteklenmiştir. Arazi çalışmaları sırasındaki lojistik desteklerinden dolayı Türk Maden Şirketi, Hayri Ögelman Madencilik, Pınarbaşı Madencilik, Filiz Madencilik, Elmas Madencilik, Uçar Madencilik, Beröner Madencilik ve Eti Elektrometalurji-Üçköprü Maden İşletme Müdürlüğü' ne teşekkür ederiz. Örneklerin analizi sırasındaki yardımlardan dolayı Mario O. Deslites' e ve değişik aşamalardaki katkıla-

rından dolayı Lawrence T. Larson' a teşekkürü borç biliriz.

KAYNAKLAR

- Bacuta, G.C.Jr. Kay, R.W., Gibbs, A.K., and Lipin, B.R., 1990, Platinum-Group element Abundance and Distribution in Chromite Deposits of the Acoje Block, Zambales Ophiolite Complex, Philippines. In Geochemistry of Platinum-Group Elements Dunn, C.E. et al. eds. J. Geochem. Explor. 37, 113-145.
- Bergmann, h.b., 1988, Report on Gold/PGM Placer prospecting and Exploration in the Kazikkaya Area, Eastern Anatolia, Turkey. Republic of Turkey, Federal Republic of Germany, Technical Cooperation project No. 86.2546.9, Hannover, 60 p.
- Bingöl, E. 1989, Geological Map of Turkey in 1/2000000 Scale. General Directorate of Mineral Research and Exploration of Turkey (MTA) Ankara.
- Bischoff, J.L. and Seyfried, W.E., 1978, Hydrothermal Chemistry of Seawater From 25 °C to 350 °C. Am. J. Sci., 278, 838-860.
- Bonatti, E., Simmons, E.C., Breger, D., Hamlyn, P.R., and Lawrence, J., 1983,



- Ultramafic Rock/Seawater Interaction in the Oceanic Crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **82**, 229-238.
- Brugmann, G.E., Arndt, N.T., Hoffmann, A.W., and Tobschall, H.J., 1987, Noble Metal Abundances in Komatite Suites From Alexo, Ontario and Gorgono Island, Colombia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **51**, 2159-2169.
- Buchanan, D.L., 1988, Platinum-Group Element Exploration. Developments in Economic Geology. (Amsterdam: Elsevier Sci. Publ. Ltd.), **26**, 185p.
- Buisson, G., and Leblanc, M., 1986, Gold-bearing listwaenites (carbonatized ultramafic rocks) from ophiolite complexes. In *Metallogeny of basic and ultrabasic rocks* Gallagher, M.J., Ixer, R.A., Neary, C.R., and Prichard, H.M., (eds.). *Instn. Min. Metall.*, London, p. 121-131.
- Cabrí, L.J., Harris, D.C., Weiser, T.W., 1996, Mineralogy and distribution of Platinum-Group Mineral (PGM) Placer Deposits of the World: *Explor. Mining Geol.*, v. 5, no. 2, p. 73-167.
- Dickey, J.S., 1975, A Hypothesis of Origin for Podiform Chromite Deposits. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **39**, 1061-1075.
- Economou, M.E., 1993, Platinum-Group Element (PGE) Distribution in Chromite Ores From Ophiolite Complexes of Greece: Implication for Chromite Exploration: *Ophioliti*, v. 18, no.1, p.83-97.
- Economou, M.I., 1986, Platinum-Group Elements (PGE) in Chromite and Sulphide Ores Within the Ultramafic Zone of Some Greek Ophiolite Complexes: in Gallagher, M.J., Ixer, R.A., Neary, C.R., and Prichard, H.M., (eds.) *Metallogeny of Basic and Ultrabasic Rocks*, Proceedings: *Instn. Min. Metall.*, London, p. 441-454.
- Economou-Eliopoulos, M., 1996, Platinum-Group Element (PGE) Distribution in Chromite Ores From Ophiolite Complexes: Implication For Their Exploration. *Ore Geol. Rev.* **11**, no. 1, 363-381.
- Edel'shteyn, I.I. and Pilipenko, A.A., 1978, Geochemistry of Nickel and Cobalt During Serpentinization of Alpine-Type Ultramafic Rocks. *Doklady Akad. Nauk SSSR*, **239**, 191-193.
- Engin, T., Özkoçak, O., and Artan, U., 1986, General Geological Setting and Character of Chromite Deposits in Turkey. In *Chromites, UNESCO's IGCP-197 Project, Metallogeny of Ophiolites* (Athens: Theophrastus Publ. S.A.), 199-228.
- Fischer, W., Amossé, J., and Leblanc, M., 1988, PGE Distribution in some Ultramafic Rocks and Minerals from the Bou Azzer Ophiolitic Complex (Morocco). In *Geo-Platinum-87* Prichard, H.M. et al. eds. (London: Elsevier Sci. Publ. Ltd.), 199-210.
- Haffty, J., Riley, L.B., and Goss, W.D., 1977, A manual of Fire Assaying and Determination of the Noble Metals in Geological Materials. *U.S. Geol. Survey Bull.*, **1445**, 58p.
- Jargoutz, E., Palme, H., Baddenhausen, H., Blum, K., Cendales, M., Dreibus, G., Spottel, B., Lorenz, V., and Wanke, H., 1979, The Abundances of Major, Minor and Trace Elements in the Earth's Mantle as derived From Primitive Ultramafic Nodules. *Proceedings of Lunar and Planet. Sci. Conf.*, **10**, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **11**, Supplement, 2301, 2050.
- Juteau, T. Ophiolites of Turkey. *Ophioliti, Tethyan Ophiolites Special Issue*, **2**, 1980, 199-237.
- Kieser, N.B.J., 1994, In-Situ Modification of Platinum-Group Minerals in Tosnia Ultramafic Complex, South-Central Alaska: Implications for Surficial Dispersion and Geochemical Exploration: *Trans. Instn. Min. Metall.* (Sect. B: Appl. Earth Sci.), v. 103, p B45-B52.
- Leblanc, M., 1991, Platinum-Group Elements and Gold. In *Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere Ophiolitic Complexes: Distribution and Fractionation From Mantle to Oceanic Floor*. In *Ophiolite Genesis and evolution of the Oceanic Lithosphere* Peters, T.J. et. al. eds. (Dordrecht: Kluwer Academic Publ.), 231-260.
- Lechler, P. J., 1995, The Solubility of Palladium in Chloride Solutions and the Distribution of Platinum, Palladium and Related Elements in Hydrothermal Mineralization. Ph.D. thesis. Univ. Nevada, Reno, NV, USA., 235p.

- Lechler, P.J. and Deslites, M.O., 1991, The NMBG Standard Reference Material Project. Nevada Geology. 10, 1-2.
- Lorand, J.P. and Pinet, M., 1984, L'orcélite des Péridotites de Ronda (Espagne), Beni-Boussera (Morac). Table Mountain et Blow-Me-Down (Terre Neuve) et du Pinde Septentrional (Grece). Can. Min. 22, 553-560.
- Mathez, E.A. and Peach, C.L., 1989, Geochemistry of Platinum-Group Elements in Mafic and ultramafic Rocks. In Ore Deposition Associated With Magmas. Robertson, J.M. ed., Rev. Econ. Geol. 4, , 33-40.
- Mountain, B.V. and Wood, S.A., 1988, Solubility and Transport of PGE in Hydrothermal Solutions: Thermodynamic and Physical Chemical Constraints. In Geo-Platinum-87. Prichard, H.M. et. al. eds. (London: Elsevier Sci. Publ. Ltd.), 57-82.
- MTA, Snia Techint, Rimin, Geoexpert, 1991, Geological and Mining Studies in Western Turkey with Particular Reference to the Prduction of Precious and Rare Metals Using Hydrometallurgical Processes: General Directorate of Mineral Research and Exploration of Turkey (MTA) Ankara, Final Raporu, 200-288.
- Naldrett, A.J. and Duke, J.M., 1980, Platinum Metals in Magmatic Sulphide Ores. Science, 208, no. 4451, 1417-1424.
- Naldrett, A.J. and von Gruenewaldt, G., 1989, Association of Platinum-Group Elements with Chromitite in Layered Intrusions and Ophiolite Complexes. Econ. Geol., 84, no. 1, 180-187.
- Naldrett, A.J., 1993, Models for the Formation of Strata-Bound Concentrations of Platinum-Group Elements in Layered Intrusions. In Mineral Deposit Modeling Kirkham, R.V. et. al. eds. Geol. Assoc. Canada Special Paper, 40, 373-387.
- Okay, A.I., 1984, Distribution and Characteristics of the North-West Turkish Blueschists. In The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean Dixon, J.E., Robertson, A.H.F., eds. (Oxford: Blackwell Scientific Publications), 455-466.
- Özpeker, I., Eren, R.H., Yılmaz, Y., Uz, B., Aykol, A., Çoban, F., Manav, H., 1999, Platinum Group Metal Contents of the Peridotites of the Muğla-Fethiye-Köyceğiz Area, Southwestern Turkey. In Mineral deposits: Processes to Processing. Proceedings of the Fifth Biennial SGA Meeting and the Tenth Quadrennial IAGOD Meeting, London, UK. Stanley, C.J. et al. eds. (A.A. Balkema, Rotterdam), 767-769.
- Page, N.J. and Talkington, R.W., 1984, Palladium, Platinum, Rhodium, Ruthenium and Iridium in Peridotites and Chromites from Ophiolite Complexes in Newfoundland: Canadian Mineralogist, v.22, p. 137-150.
- Page, N.J., Engin, T., and Haffty, J., 1978, Palladium, Platinum and Rhodium Concentrations in Mafic and Ultramafic Rocks From Kızıldağ and Güleman Areas, Turkey, and the Faryab and Esfandagheh-Abdasht Areas, Iran. U.S. Geol. Survey Open File Report, 79-840, 15 p.
- Page, N.J., Engin, T., Singer, D.A., and Haffty, J., 1984, Distribution of Platinum Group Elements in the Batı Kef Chromite Deposit, Güleman-Elazığ Area, Eastern Turkey: Econ. Geol., v. 79, p. 177-184.
- Page, N.J., Singer, D.A., Moring, B.C., Carlson, C.A., McDade, J.M., and Wilson, S.A., 1986, Platinum-Group Element Resources in Podiform Chromites from California and Oregon. Econ. Geol., 81, no. 5, 1261-1271.
- Rowell, W.F. and Edgar, A.D., 1986, Platinum-Group Element Mineralization in a Hydrothermal Cu-Ni Sulfide Occurences, Rathbun Lake, Northeastern Ontario. Econ. Geol., 81, no. 5, 1272-1277.
- Stevens, R.E., 1944, Composition of Some Chromites of the Western Hemisphere. Amer. Min., 29, 1-34.
- Sun, S.S., 1982, Chemical Composition and Origin of the Earth's Primitive Mantle. Geochim. Cosmochim. Acta, 46, 179-192.
- Talkington, R.W. and Watkinson, D.H., 1986, Whole Rock Platinum-Group Element Trends in Chromite-Rich Rocks in Ophiolitic and Stratiform Igneous Complexes. In Metallogeny of Basic and Ultrabasic Rocks Gallagher, M.J. et. al., eds. (London: Institution of Mining and Metallurgy), 427-440.
- Uçurum, A., Larson, L.T., 1999, Geology, Base-Precious Metal Concentration and

Genesis of the Silica-Carbonate Alteration (Listwaenites) From Late Cretaceous Ophiolitic Mélanges at Central East Turkey: *Chemie der Erde, Geochemistry*, 59, no. 2, 77-104.

Uçurum, A., Lechler, P.J., Larson, L.T., 2000, Platinum-Group Element Distribution in Chromite Ores from Ophiolite Complexes, Western Turkey: *Trans. Inst. Min. Metall. (Sect. B: Appl. Earth Sci.)*, 109, no. 2, B112-B120.

Wood, D.A., Tamey, J., varet, J., Aaunders, A.D., Bougault, H., Joron, J.L., Treuil, M., and Cann, J.R., 1979, Geochemistry of Basalts Drilled in the North Atlantic by IPOD Leg 49 Implications for Mantle Heterogeneity: *Earth Planet Sci. Lett.*, 42, 77-97.

Yaman, S., Ohnenstetter, M., 1991, Mersin Ofiyoliti Ultramafik Zon Krom Yataklarında Platin Grubu Element Dağılımı (Güney Türkiye): *TJK Bül.*, s. 6, 253-261.

Yang, K., and Seccombe, 1994, Contrasting Hydrothermal Behavior of Platinum-Group Elements of Ir and Pd Sub-Groups as Exemplified by Platinum-Group Minerals in Great Serpentine Belt, Eastern Australia: *Trans. Instn. Min. Metall. (Sect. B: Appl. Earth Sci.)*, v.103, B39-B44.

SOURCE ROCK EVALUATION OF TERTIARY SEDIMENTS IN THE SIVAS BASIN, CENTRAL ANATOLIA

SIVAS BASENİNDEKİ TERSİYER SEDİMANLARININ KÖKEN KAYA DEĞERLENDİRİLMESİ, ORTA ANADOLU

Orhan ÖZÇELİK

Akdeniz Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Antalya

ABSTRACT: The Sivas Basin is one of a number of sedimentary basins that were formed in Anatolia as a result of microcontinent convergence and collision during the Late-Mesozoic-Early Cenozoic. The basin contains a sedimentary fill ranging from Late Cretaceous to Pliocene in age. Organic-rich sediments were deposited in shallow-marine, terrestrial and lacustrine settings during the Eocene-Miocene. The source-rock potential of these sediments were evaluated by organic-geochemical and petrographic analyses. The TOC content of fine-grained sediments from the Eocene Kozluca and Bozbel Formations varies between 0.05% and 2.3%. Rock-Eval analysis yielded low hydrogen index (HI) and high oxygen index (OI) values for samples of these formations, and the organic matter was dominated by Type III kerogen. Vitrinite reflectance (Ro) varied between 0.3% and 0.9%. Samples of the Oligocene Selimiye Formation were characterized by low TOC content (0.05%-1.7%) and a low hydrogen index (21-47 mgHC/gTOC). Ro varied between 0.4% and 0.6%. The TOC content of the Miocene Hafik and Karacaören Formations varied from 0.07% to 1.5%, although the organic content of the Karacaören Formation, which was deposited on a shallow-marine shelf, was higher than that of the terrestrial Hafik Formation. These results suggest that the Eocene deposits are not likely to constitute a source of liquid hydrocarbons, but that they may generate gas if sufficiently mature. Oligocene and Miocene sediments are immature and have not generated hydrocarbons.

Key words : Sivas Basin, total organic carbon, vitrinite

ÖZ: Sivas Havzası, Geç Mesozoyik-Erken Senozoyik sırasında kıta çarpışmalarının bir sonucu olarak Anadolu'da şekillenmiş sedimanter havzalardan biridir. Bu havza Geç Kretase'den Pliyosen'e kadar değişen yaşlardaki sedimanter çökelleri içerir. Organikçe zengin çökeller Eosen-Miyosen süresince sığ deniz, karasal ve gölsel ortamlarda çökmüştür. Bu sedimanların kaynak kaya potansiyeli organik jeokimyasal ve petrografik analizlerle değerlendirilir. Eosen Kozluca ve Bozbel formasyonlarında ince taneli sedimanların TOC oranları %0.05-2.3 arasında değişir. Bu formasyonlara ait örneklerin Rock-Eval analizlerinde düşük Hidrojen İndeksi (HI) ve yüksek Oksijen İndeksi (OI) değerleri elde edilmiş olup Tip III kerojen egemendir. Vitrinit yansıması (Ro) %0.3-0.9 arasındadır. Oligosen yaşlı Selimiye Formasyonu örnekleri düşük TOC bileşimi (%0.05-1.7) ve düşük hidrojen indeksi (21-47 mg HC/g TOC) ile karakteristiktir. Ro %0.4-0.6 arasındadır. Miyosen yaşlı Hafik ve Karacaören Formasyonlarının TOC miktarları %0.07-1.5 arasında olmakla birlikte sığ denizel şelf ortamında çökelen Karacaören Formasyonu organik madde miktarı, karasal Hafik formasyonu'nunkine göre daha yüksektir. Bu sonuçlar Eosen çökellerinin sıvı hidrokarbon için kaynak olamayacağını ancak yeterli olgunlaşma düzeyinde gaz türetebileceğini gösterir. Oligosen ve Miyosen sedimanları ise olgunlaşmamıştır ve hidrokarbon türetme potansiyelleri yoktur.

Anahtar kelimeler : Sivas Baseni, toplam organik karbon, vitrinit,

INTRODUCTION

A number of Neo Tethyan continental fragments were assembled in central Anatolia between the Cretaceous and the Eocene. The

Sivas Basin developed on the eastern margin of the Kırşehir block, which is composed of a metamorphic basement with sparse remnants of an ophiolitic nappe overlain by sedimentary

cover. After the Tuzgölü and Çankırı Basins, the Sivas Basin is the largest basin in central Anatolia.

The basin has had a complex history. During the Late Cretaceous, the Kırşehir and Sakarya Blocks and Menderes-Taurus Platform were separated by the Izmir-Ankara, Ankara-Erzincan and Inner Tauride Oceans (Figure 1). The floors of these oceans were subducted beneath the Sakarya and the Kırşehir Blocks, forming both a magmatic arc on top a melange wedge in front (Görür et al., 1984). North of the Kırşehir Block, subduction was bipolar with Benioff Zones dipping to both north and south (Görür et al., 1984; Görür and Şengör, 1986; Tüysüz and Dellaloğlu, 1992). At the end of the Paleocene, the eastern arm of the Kırşehir Block collided with the Sakarya Block diachronously from west to east, resulting in the formation of the Sivas Basin peripheral foreland setting. The basin subsided throughout the Eocene in response to ongoing continental convergence. Turbidites and deep-water clastics were at first deposited, followed by shallow-marine and then non-marine sediments.

The Inner Tauride Ocean closed at the end of the middle Eocene, resulting in collision between the Menderes-Taurus Platform and Sakarya Block together with the western (rotated) segment of the Kırşehir Block. The Sivas Basin was probably affected by this collisional event and underwent further compression. The basin was inverted towards the end of the Eocene and underwent erosion throughout the Late Eocene.

In the Oligocene, the Sivas Basin took the form of an epi-Anatolide molasse basin extending from Şarkışla to Refahiye where its terrestrial infill interfingers with marine sediments (Lutting and Steffens, 1976). During the early Miocene, the basin was uplifted and underwent further extensive erosion. The eroded basinal remnants were overlain in the Middle to Late Miocene by sediments laid down in an intracratonic basin which had little relationship to the previous structure (Salomon-Calvi, 1940). The basin formed in central Anatolia as part of the neotectonic ova regime (Şengör, 1979).

The evolution of the Sivas Basin remains controversial. Poisson et al. (1996) suggested that the basin developed in a regional context characterised by north-south collision between the Arabian, Anatolian and Eurasian Plates. It initially took the form of a foreland basin which evolved into a molasse-type basin (with local

subsidence), which was connected with the other basins in central Anatolia. The final phase of deformation beginning in the Pliocene, corresponds to regional compression which can be correlated with the beginning of strike-slip movement along the North and SE Anatolian faults. The effects of this compression are spectacularly exposed in the Sivas Basin because gypsum beds there act as excellent *décollement* horizons.

Previous studies of the Sivas Basin have included general descriptions of the structure, sedimentology and palaeontology of the Upper Mesozoic and Cenozoic sedimentary successions (Blumenthal, 1937; Kurtman, 1973; Gökçen, 1981; Gökçen and Kelling, 1985; Tunç et al., 1991; Cater et al., 1991; Inan et al., 1993; Poisson et al., 1995), together with unpublished geological reconnaissance studies for petroleum exploration purposes (Arpat, 1964; Norman, 1964; Demirmen, 1965). More recent petroleum-geological studies of the central part of the Sivas Basin were published by Korkmaz (1990) and Illeez et al. (1990), while Özçelik and Altunsoy (1991), Özçelik et al. (1993) and Altunsoy (1993) described geochemical aspects of the sedimentary rocks in the eastern part of the basin. Illeez et al. (1990) identified two organic facies in the Eocene Bozbel Formation on the basis of sterane distribution, oleanane/hopane ratios and the presence of marine dinoflagellates, pollen and fungal spores. The Bozbel Formation is sufficiently mature to have generated hydrocarbons in the centre of the basin, but because of the type of organic matter it contains, it is not thought to have generated liquid hydrocarbons but to be gas-prone (Korkmaz, 1990; Özçelik and Altunsoy, 1996).

The aim of this paper is to report on the organic geochemistry of Tertiary sediments in the Sivas Basin, to assess the composition and maturity of the organic carbon content, and to characterize possible petroleum source rocks. Upper Cretaceous and Palaeocene allochthonous sediments are locally exposed on the southern margin of the basin. However, these sediments have very low TOC contents and were deposited in an oxic environment. Therefore, these sequences were not analysed.

GEOLOGICAL SETTING

The regional geology of the Sivas Basin is illustrated in Figure 1. To the north, the basin is bounded by the Central Anatolian thrustbelt, and the basin's other margins also have been considered as tectonic lineaments (Poisson et

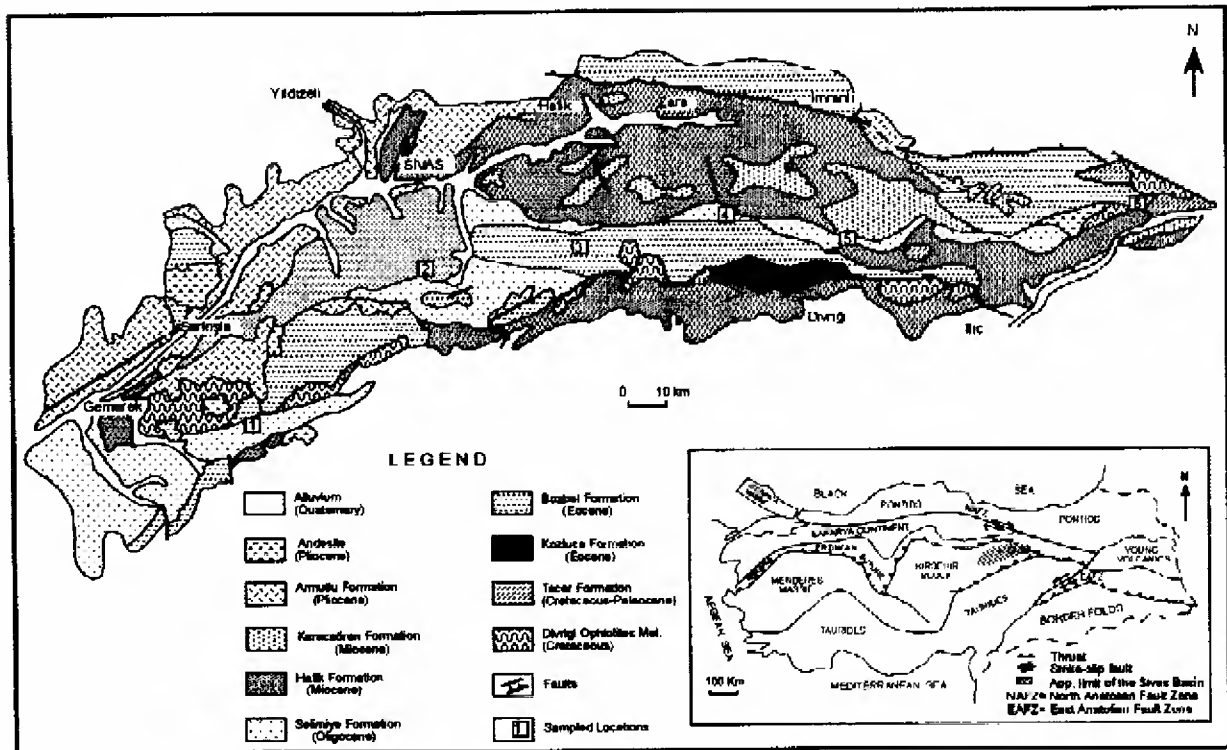


Figure 1. Geological map of the Sivas Basin Central Anatolia.

al., 1996). The basin rests on basement identified as oceanic crust of the "Inner Tauride suture" (Şengör, et al., 1984), and the oldest cover rocks were deposited on top of an ophiolitic sequence. These ophiolites are allochthonous and their own basement may be found in the Tauride Belt to the south and in the Kırşehir Block to the north. All the cover strata in the Sivas Basin, including those of Pliocene age, are folded about E-W axes and were affected by major south- and north-vergent thrust faults, particularly along the Ankara-Erzincan and Inner Tauride sutures (Artan and Sestini, 1971).

Stratigraphy of the Sivas Basin

Ophiolitic rocks (the Divriği ophiolitic melange) crop out in small blocks along the northern and southern margins of the basin (Figure 1). The age and direction of emplacement of this ophiolitic melange is poorly constrained. Artan and Sestini (1971) and Yılmaz (1981) assumed that emplacement occurred in the Late Cretaceous. Aktaş and Robertson (1984) and Hempton (1985) also suggested a Late Cretaceous age for ophiolite obduction onto the southern (Anatolide) margin.

Upper Cretaceous-Palaeocene shallow-marine carbonates of the Tecer Formation crop

out on the southern margin of the Sivas Basin, although the base of the sequence is not exposed. A thickness of at least 100 m of limestones occurs on Gürlevik Dağı where in situ crinoids and rudists of Maastrichtian age have been recorded; here, the limestone has a karstified upper surface which is encrusted with oysters, and is overlain by Eocene strata (Cater et al., 1991).

Eocene rocks in the Sivas Basin are assigned to the Kozluca and Bozbel Formations, and comprise slope and basinal siliciclastics with minor carbonates. Alluvial fan or fan-delta conglomerates occur in the north of the basin, and contain well-rounded clasts derived from the metamorphic basement. Conglomerates also occur on the southern margin where they are dominated by ophiolitic clasts. Olistostomes and volcanoclastic aprons are intercalated with thin bedded basin-floor turbidites in which down-slope and axial palaeoflow directions have been recorded. Some of these sediments are probably contourites. Calciturbidites occur throughout, and are particularly common in a condensed sequence in the SW of the basin where they are intercalated with hemipelagic muds and shales.

On the northern margin of the Sivas Basin, Eocene carbonates containing reworked nummulites are interpreted as micritic mud mounds and storm deposits in the central and west; and subtidal stromatolites and storm deposits in the east. At the top of the Eocene sequence on the southern margin of the basin, the turbidites are interbedded with marls and pass up into nummulitic packstones. The thickness of the Eocene sediments is variable, in some cases exceeding 2,100 m.

Oligocene evaporites, limestones and siliciclastics assigned to the Selimiye Formation overlie the Eocene sediments unconformably. In the SW of the Sivas Basin, about 140 m of Oligocene non-marine mudstones and thin limestones conformably overlie Eocene marine turbidites. In the central part of the basin, the Oligocene interval is dominated by red and green siltstones and yellow sandstones of fluvial to lacustrine facies. Sandstone units have erosive bases and show trough cross-bedding; they fine up into climbing-rippled, cross-laminated sandstones and siltstones. Laterally-accreted heterolithic units are common. Fining up cycles are generally capped by red and green siltstones, and are typically 5 to 10 m thick. The coarser units contain serpentinite, quartzite and limestone clasts, ultramafic clasts being more common in the lower part of the sequence. Palaeoflow directions, as indicated by cross-bedding in the channel fills, is dominantly towards the south and SW suggesting uplift of a source area to the north of the basin. The mudrocks are unfossiliferous and show abundant desiccation cracks and pseudomorphs of gypsum and halite. Further east, lacustrine ostracod-bearing limestones occur in the Oligocene sequence (Cater et al., 1991). The upper part of the sequence in the central part of the basin consists of lacustrine shoreline deposits, with abundant wave rippled sandstones interpreted as storm events (Gökçen and Kelling, 1985). The thickness of these sequence is about 1,500 m.

The unconformably-overlying Miocene Hafik and Karacaören Formations show complex thickness and facies variations. The Hafik Formation consists of conglomerates, evaporites and limestones, overlain by a 1,400 m thick sequence dominated by red and green siltstones with gypsum pseudomorphs, calcareous palaeosols and rootlets, interbedded with fining upwards, channel fill sands. The conglomerates contain serpentinite pebbles, presumably derived from a provenance area

which was uplifted during the Late Oligocene. Sandstones contain abundant plant and tree debris; internally, sand bodies show trough cross-bedding passing up into plane bedding and climbing-ripple cross lamination. These sequence is interpreted as having been deposited on an arid, rapidly subsiding flood plain associated with a meandering fluvial system with a highly fluctuating discharge rate.

The laterally equivalent Karacaören Formation comprises thick-bedded sandstones and conglomerates, overlain by 50 m of silty sandstones of meandering fluvial origin. These include well developed lateral accretion units, 4-to8-m thick, deposited on point bars building into westward flowing channels. These sediments include non-marine bivalves and gastropods and thin coal seams recording interfluvial lacustrine and swamp deposition. Further north and west, the sequence passes up into 300 m of green and red siltstones and marine limestones, apparently equivalent to the green marine mudrocks seen elsewhere in the Sivas Basin (Cater et al., 1991). The combined thickness of the Hafik and Karacaören Formations varies from 525-2,000 m.

Pliocene deposits comprise 400 m of conglomerates, sandstones and nonmarine limestones. Andesitic-basaltic lavas of Pliocene age are present on the southern margin of the basin (Figure 2).

Disseminated organic matter from Tertiary sediments in the Sivas Basin was investigated using standart organic-geochemical analyses. Outcrop samples (148 in number) were collected from six locations (Figure 1), from shales and limestones of Eocene, Oligocene and Miocene ages. Outcrop samples were taken from as deep as possible below the surface in order to minimize the effects of weathering.

The quantity and quality of the organic matter and its hydrocarbon potential were determined by Rock-Eval pyrolysis. Powdered whole-rock samples were analysed following Peters (1986). TOC determinations were made using a LECO CR-12 carbon analyzer. Rock samples were demineralized using hydrofluoric acid (HF) and hydrochloric acid (HCl) using techniques outlined by Durand (1980). Mineral residues persisting in the kerogen were removed by zinc chloride flotation. Microscopic examination of both polished sections of whole rock samples and kerogen concentrates were performed under reflected light, and reflectance measurements were performed on the kerogen concentrates using a Leitz MPV compact mic-

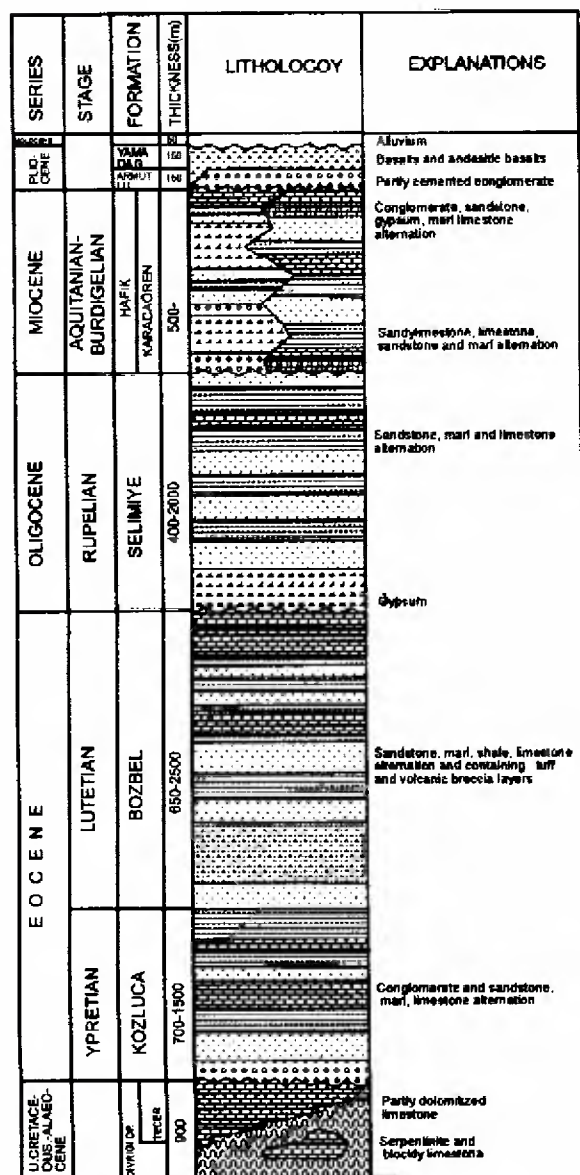


Figure 2. Stratigraphy of the Sivas Basin.

roscope photometer. Clay fractions separated from 54 samples were studied by standart X-ray diffraction techniques.

The TOC determinations were performed at Cumhuriyet University; vitrinite reflectance measurements were made at the MTA Laboratories (Ankara, Turkey); and Rock-Eval pyrolysis was performed by Geochem (U.K).

RESULTS

Total Organic Carbon

Total organic carbon (TOC) measurements were made on 110 samples from the Sivas Basin and varied between 0.05

to 2.26% (Table 1). The TOC content of Eocene sediments ranged from 0.05 to 2.26% (average 0.49%); for Oligocene samples, TOC ranged from 0.05 to 1.72% (average 0.28%). Figure 3 illustrates the variation of TOC content through the Eocene Kozluca and Bozbel Formations and the overlying Oligocene Selimiye Formation. In general, TOC contents are highest in shales and carbonate facies.

The TOC content of samples of the Miocene Hafik and Karacaören Formations range from 0.07 to 1.46% (average 0.49%), and the vertical variation of TOC content for these units is shown in Figure 4. The TOC content was particularly high in intervals of shallow-marine limestone. At location 5 (see Figure 1), coaly horizons were observed within Miocene sediments at an unmappable scale but TOC measurements were not performed.

Rock-Eval Pyrolysis

The results of Rock-Eval pyrolysis can be used to describe the generative potential of a prospective source rock (Espitalié et al., 1977). Table 2 shows the results of Rock-Eval analysis of Eocene, Oligocene and Miocene samples from the Sivas Basin. Hydrogen Index is plotted against Oxygen Index in Figure 5.

For the Eocene sediments, the hydrogen index (HI) ranged from 12 to 131 mgHC/gTOC, and average hydrocarbon potential (S1+S2) was 0.93 mgHC/gTOC, and the average Tmax was 442 °C. The organic matter plotted mostly as Type III kerogen on the HI vs OI diagram (Figure 5). For the Oligocene sediments, HI averaged 34 mgHC/gTOC and the average hydrocarbon potential was 0.98 mgHC/gTOC, the average Tmax was 407 °C. This organic matter was also classified as Type III kerogen (Figure 5). For Miocene sediments, the average hydrogen index was 79 mgHC/gTOC, the average hydrocarbon potential was 0.98 kgHC/ton of rock; and the average Tmax was 402 °C. This organic matter was also classified as Type III kerogen (Figure 5).

These analytical results were complemented by microscopic studies. The principal organic macerals present in Eocene sediments were vitrinite and inertinite. Particles of continental origin are represented by plant, woody and coaly debris and vitrinite and fusinized fragments (Figure 3). Oligocene sediments were dominated by terrestrial materials (Figure 3), while Miocene sediments were dominated (80 to 90%) by plant, woody and coalified material with minor (10 to 20%) amorphous kerogen (Figure 4).

Table 1. Total organic carbon (TOC) content of Tertiary sediments from the Sivas Basin.

Formation	Sample No	TOC
Karacaören	Ka.9	1.28
	Ka.11	0.52
	Ka.13	0.40
	Ka.14	0.25
	Ka.131	0.61
	Ka.141	0.15
Hafik	H.1	0.07
	H.2	0.15
	H.5	0.16
	H.6	0.65
	H.7	1.46
	H.18	0.11
	H.19	0.73
	H.20	0.81
	H.21	0.09
Selimiye	S.19	0.11
	S.21	0.09
	S.25	0.34
	S.26	0.32
	S.29	0.11
	S.32	0.13
	S.34	0.23
	S.35	0.16
	S.43	0.12
	S.45	0.08
	S.47	0.15
	S.107	0.27
	S.111	1.72
	S.112	0.08
	S.113	0.19
	S.114	0.52
	S.115	0.23
	S.116	0.18
	S.117	0.20
	S.118	0.38
S.119	0.08	
S.120	1.20	
S.121	0.60	
S.122	0.05	
S.123	0.05	
S.124	0.38	
Bozbel	B.1	0.27
	B.3	0.38
	B.6	0.68
	B.8	1.35
	B.10	0.86
	B.14	0.87
	B.17	0.81
	B.18	0.35
	B.19	0.17
	B.20	0.29
	B.21	0.37
	B.33	0.83
	B.34	0.42
	B.36	0.52

Formation	Sample No	TOC
Bozbel	B.38	0.21
	B.39	0.81
	B.41	0.47
	B.42	0.61
	B.43	0.83
	B.57	0.12
	B.59	0.33
	B.62	0.19
	B.63	0.86
	B.96	0.88
	B.97	0.20
	B.98	0.09
	B.99	0.12
	B.100	0.05
	B.101	0.10
	B.102	0.51
	B.103	0.30
	B.104	0.31
	B.105	0.05
	B.106	0.27
B.107	0.12	
B.108	0.25	
B.109	0.28	
B.110	0.47	
B.111	0.09	
B.112	0.11	
B.113	0.11	
B.114	0.13	
B.115	0.14	
B.116	0.18	
B.117	0.23	
B.118	0.09	
Kozluca	K.1	0.62
	K.7	1.65
	K.9	0.45
	K.10	0.33
	K.12	0.73
	K.13	0.45
	K.18	0.69
	K.21	0.63
	K.22	0.62
	K.24	1.65
	K.29	0.45
	K.31	0.33
	K.37	0.73
	K.39	0.45
	K.48	2.26
	K.50	0.51
	K.52	0.46
	K.54	0.28
K.57	0.30	
K.58	1.47	
K.63	0.25	
K.67	0.26	
K.108	0.12	

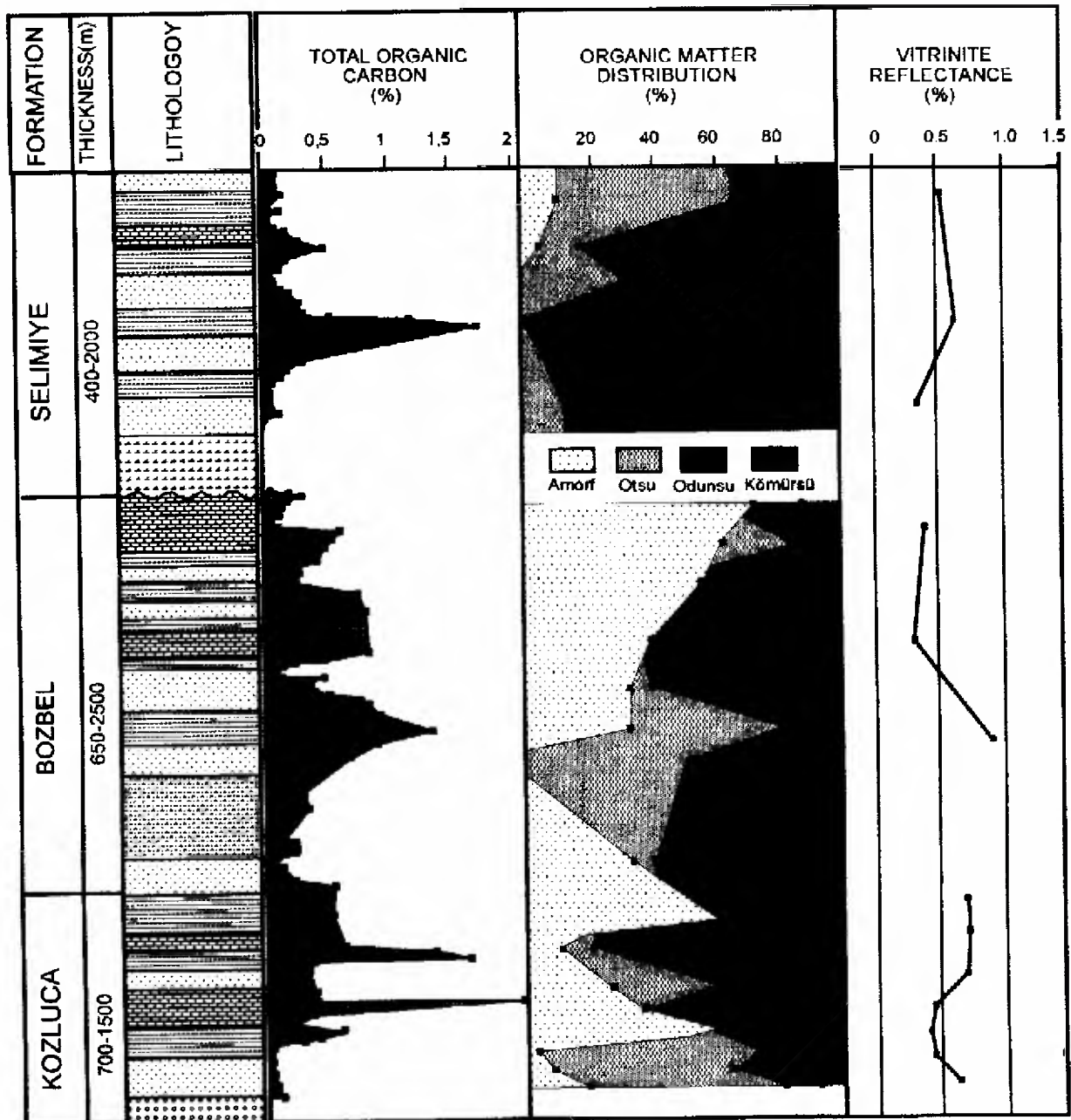


Figure 3. Variations in TOC content, organic matter type and vitrinite reflectance through the Eocene Kozluca and Bozbel Formations, and Oligocene Selimiye Formation in the Sivas Basin.

Vitrinite Reflectance

Most of samples collected from the Sivas Basin sediments contained no vitrinite. However, 24 samples contained sufficient vitrinite for reflectance values to be measured.

Splits of each sample were crushed to less than 2 mm. One portion of each crushed sample was mixed with epoxy resin to make two whole-rock pellets, which were ground and polished following standart techniques (Stach et al., 1982). Organic constituents were identified

using light reflectance microscopy using the classification scheme presented by Hutton (1987). Mean random vitrinite reflectance was determined according to established techniques, measuring 50 particles per sample (Dow and O'Conner, 1982). Means and standart deviations were determined after the elimination of any obviously reworked material. Some virtinite particles appeared to be degraded and others were somewhat oxidized. Reflectance measurements were restricted to

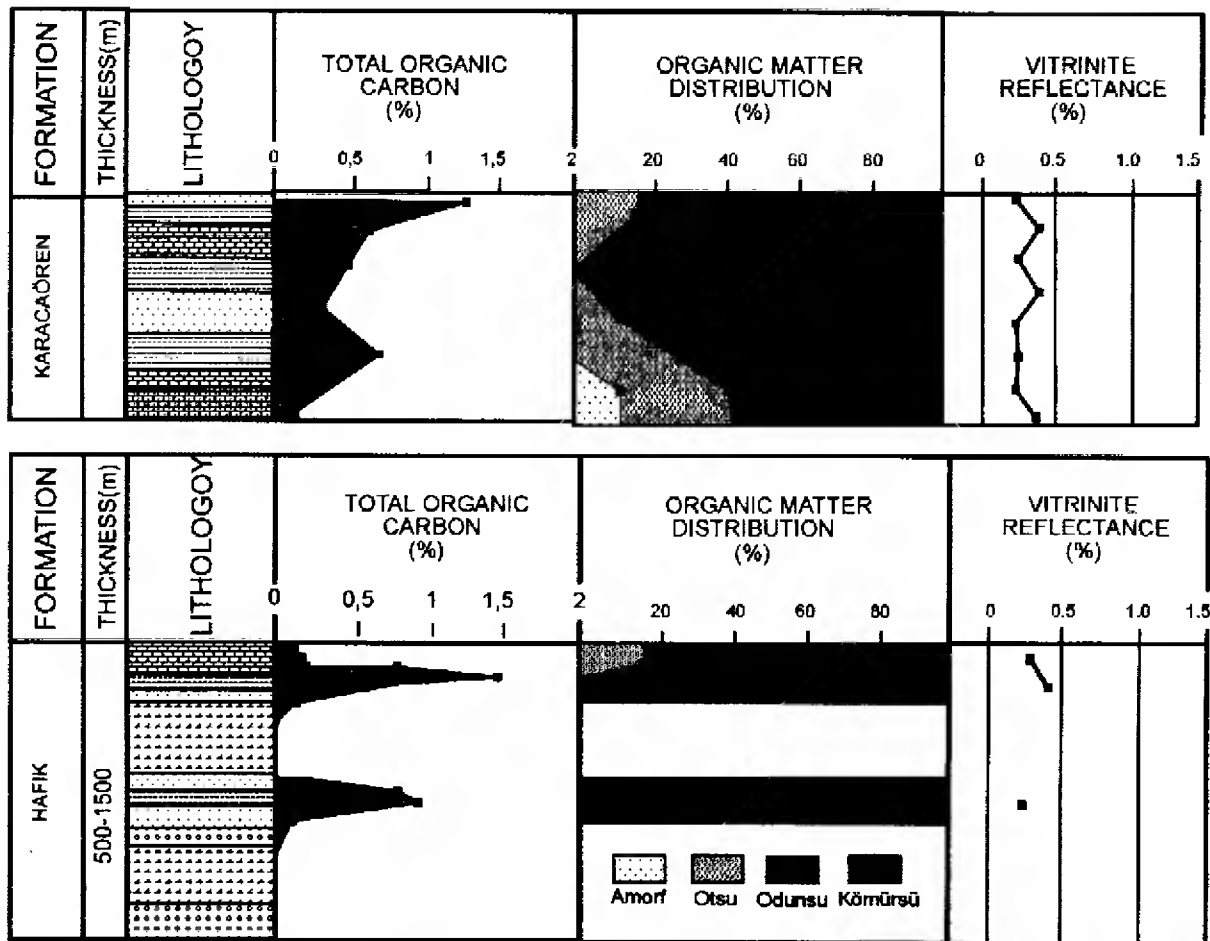


Figure 4. Variations in TOC content, organic matter type and vitrinite reflectance through the Miocene Hafik and Karacaören Formations in the Sivas Basin.

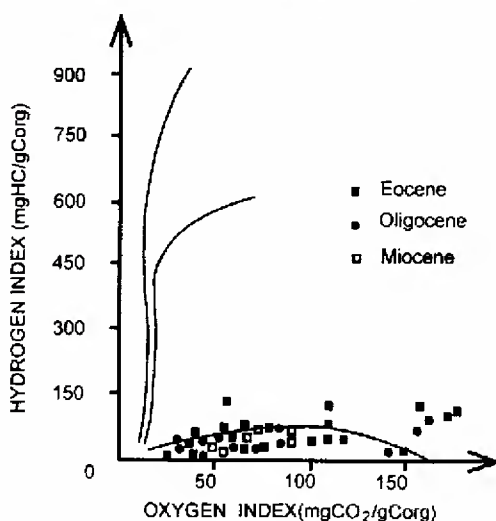


Figure 5. Plot of Hydrogen Index versus Oxygen Index (after Tissot and Welte, 1978) for Eocene, Oligocene and Miocene sediments from the Sivas Basin.

particles that appeared to be well-preserved and well-polished. Reflectance values averaged between 0.21 and 0.93% (average mean value of 0.44%). R_o data is given Table 3. For Eocene samples, R_o averaged 0.57% (range: 0.30 to 0.93%), and for Oligocene samples, R_o averaged 0.52% (0.38 to 0.64%). The average R_o values for Miocene samples were 0.30% (0.21 to 0.51%).

Microscopic analyses of kerogen were performed on selected samples, and the principal macerals identified were alginite, liptodetrinite vitrinite and inertinite. Since (marine) alginite was the only liptinite maceral identified in large quantities, the origin of the liptodetrinites was also interpreted as being marine. Marine components of the maceral assemblage (i.e. alginite plus liptodetrinite) comprised between 15% and 35% of the total, and vitrinite and inertinite together made up 65% to 85 (Table 4).

Table 2. Organic-geochemical data for Eocene, Oligocene and Miocene samples from the Sivas Basin.

AGE/ THICK. m PARAMETER	EOCENE 645-2100	OLIGOCENE 415-1200	MIOCENE 525-2000
TOC	Min.	0.05	0.07
	Mean	0.49	0.49
	Max.	2.26	1.46
S1	Min.	0.05	0.38
	Mean	0.46	0.47
	Max.	1.37	0.52
S2	Min.	0.09	0.77
	Mean	0.44	1.88
	Max.	0.85	2.90
S3	Min.	0.35	0.82
	Mean	0.58	1.04
	Max.	0.78	1.32
S1+S2	Min.	0.21	1.15
	Mean	0.93	2.38
	Max.	2.22	3.42
S1/ (S1+S2)	Min.	0.21	0.15
	Mean	0.42	0.24
	Max.	0.64	0.33
HI	Min.	12	52
	Mean	77	79
	Max.	131	98
OI	Min.	45	37
	Mean	145	44
	Max.	487	89
Tmax	Min.	369	377
	Mean	442	402
	Max.	546	435
Ro (%)	Min.	0.30	0.21
	Mean	0.57	0.30
	Max.	0.93	0.42

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The purpose of this study was evaluate the source rock potential of Tertiary sediments in the Sivas Basin, Central Anatolia, and to determine their level of thermal maturation. TOC and Rock-Eval analyses showed that the samples contained very low to moderate quantities of Type III kerogen, and are thus rated as poor source rocks for liquid hydrocarbons.

Eocene sediments have a very low hydrocarbon potential and cannot be considered as a source rock (Figure 6 and 7). These sediments are assumed to have been deposited under oxic conditions resulting in the destruction of most of the hydrogen-rich kerogen. This facies may be gas-prone (Barker, 1978; Rodger, 1980). The analytical data indicate that the Oligocene sediments have little or no hydrocarbon generating capacity. Likewise, Miocene sediments cannot be considered as a potential source rock.

Table 3. Vitrinite reflectance data for Tertiary sediments from the Sivas Basin.

Formation	Sample No	Vitrinite Reflectance (%)
Karacaören	Ka.4	0.23
	Ka.9	0.40
	Ka.44	0.23
	Ka.47	0.40
	Ka.49	0.21
	Ka.54	0.23
	Ka.97	0.22
Hafik	H.6	0.27
	H.19	0.42
	H.20	0.23
Selimiye	S.32	0.54
	S.38	0.64
	S.125	0.38
Bozbel	B.42	0.45
	B.96	0.30
	B.119	0.93
Kozluca	K.7	0.67
	K.18	0.69
	K.22	0.68
	K.29	0.45
	K.46	0.39
	K.48	0.46
K.63	0.61	

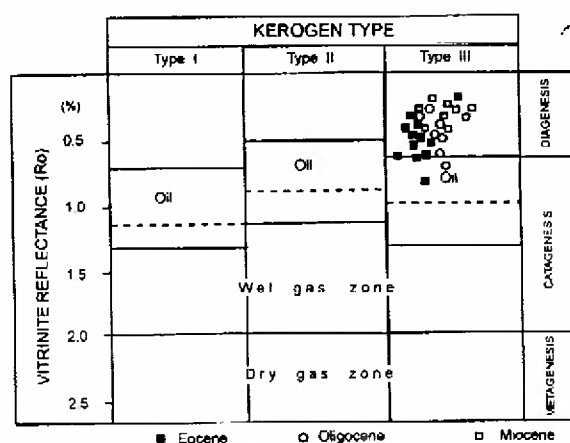


Figure 6. Approximate boundaries of oil and gas zones in terms of vitrinite reflectance and kerogen types (Tissot and Welte, 1978) and distribution of surface samples from the Sivas Basin.

Figure 8 shows the organic-carbon /sedimentation rate relationship for different aged units in the Tertiary Sivas Basin. The following types of units can be identified in this plot. The Eocene sediments have low to medi-

Table 4. Organic matter type of Tertiary sediments from the Sivas Basin

Form	Sample	Organic Matter Type			
		Amorp.	Herbac.	Woody	Coaly
K.ören	Ka.4	-	15	20	65
	Ka.9	-	-	15	85
	Ka.44	-	10	65	25
	Ka.142	10	30	45	15
Hafik	H.7	-	15	25	65
	H.19	-	-	65	35
	H.20	-	-	45	55
Selimiye	S.5	10	55	10	25
	S.38	05	10	30	55
	S.108	-	30	20	50
	S.109	-	-	15	85
	S.110	-	05	20	75
	S.111	-	10	40	50
Bozbel	B.8	70	-	15	15
	B.10	60	30	05	05
	B.33	55	-	25	20
	B.41	35	-	30	35
	B.42	30	05	60	05
	B.43	30	50	15	05
	B.63	-	45	10	45
	B.96	30	05	45	20
Kozluca	K.18	60	-	20	20
	K.22	10	10	40	40
	K.29	25	35	05	35
	K.30	35	-	45	20
	K.37	60	-	20	20
	K.46	05	65	30	-
	K.48	10	55	20	15
	K.63	20	60	10	10

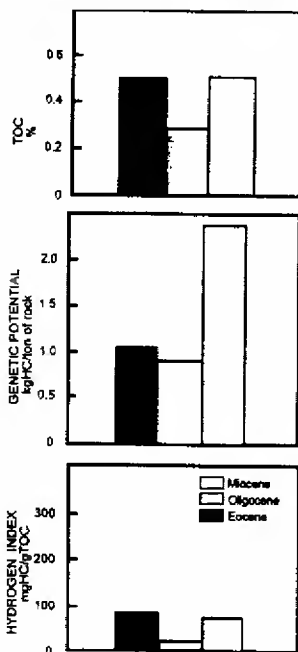


Figure 7. Results of evolution of total organic carbon and petroleum potential by Rock-Eval pyrolysis of Miocene, Oligocene and Eocene units from the Sivas Basin.

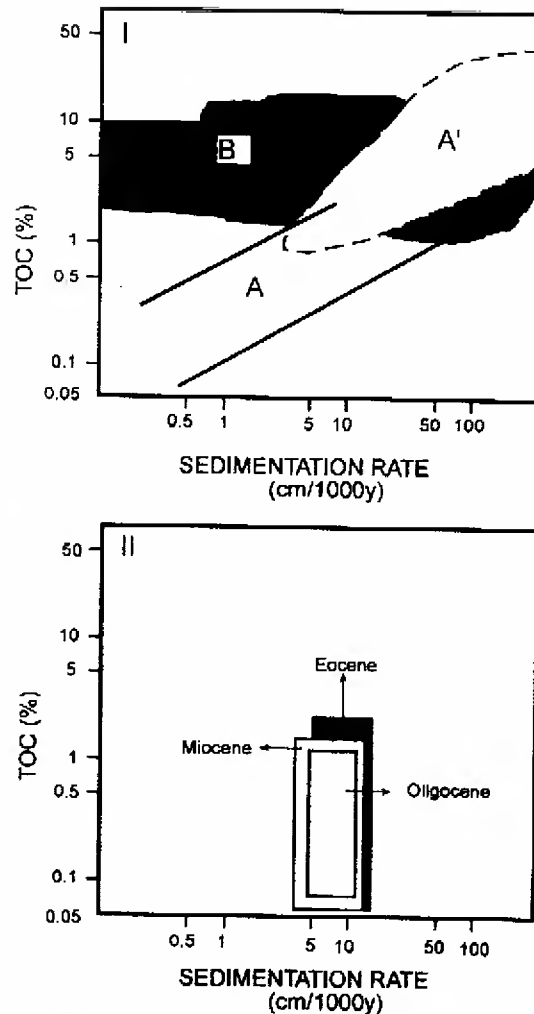


Figure 8. Correlation between organic carbon contents and sedimentation rates for typical modern environments (from Stein, 1986). The depositional environments, corresponding to the fields A, A' and B, are defined as follows: (A) oxalic deep-water conditions. (A') conditions of high organic productivity, characterized by high TOC values and high sedimentation rates of pelagic material. (B) anoxic deep-water conditions (†). Plot of sedimentation rate against TOC values for Eocene, Oligocene and Miocene units of the Sivas Basin.

um TOC values and comparatively high sedimentation rates. Oligocene sediments are generally characterized by very low to medium TOC values but extremely high sedimentation rates. Miocene sediments have extremely high sedimentation rates and low to medium TOC values. In the "organic carbon/sedimentation rate diagram" (Figure 8), the data from Eocene

Table 5. Clay mineral paragenesis of the investigated units. S: Smectite, I: Illite, C: Chlorite, 14S-14C: 14S-14C mixed layer clay minerals.

Form.	Sample	CLAY MINERALS			
		S	I	C	14S-14C
Karacaören	Ka.4	-	20	35	45
	Ka.9	30	10	30	30
	Ka.13	-	25	75	-
	Ka.14	-	05	35	60
	Ka.141	-	05	20	75
	Ka.146	70	05	25	-
Hafik	H.2	-	15	85	-
	H.18	55	-	45	-
	H.21	30	-	70	-
	H.25	-	10	15	75
Selimiye	S.22	-	20	80	-
	S.31	-	10	20	70
	S.32	-	20	75	-
	S.34	-	35	65	-
	S.36	-	25	75	-
	S.40	30	20	50	-
	S.45	-	20	75	-
	S.47	-	30	70	-
	S.79	20	30	35	15
	S.91	15	40	35	10
	S.92	25	45	30	-
	S.97	25	30	30	15
	S.109	35	40	25	-
Bozbel	Bf.1	-	15	15	70
	Bf.13	-	30	70	-
	Bf.14	-	10	30	60
	Bf.15	-	10	20	70
	Bf.17	25	05	25	45
	Bf.20	-	10	15	75
	Bf.21	25	15	-	60
	Bf.22	-	10	25	65
	Bf.23	-	15	20	65
	Bc.6	25	05	25	45
	Bc.22	-	10	25	65
	Bc.35	-	10	45	45
	Bc.38	10	-	20	70
	Bc.39	-	20	20	60
	Bc.42	-	20	45	35
Bc.62a	-	20	35	45	
Bc.62b	-	30	35	30	
Kozluca	K.1	-	25	75	-
	K.7	15	05	15	65
	K.24	-	10	35	65
	K.45	20	05	-	75
	K.47	15	10	-	75
	K.52	65	-	-	35
	K.54	-	10	15	75
	K.63a	-	15	35	50
	K.63b	-	15	25	60
	K.67	-	10	45	45
	K.96	-	35	65	-
	K.101	-	40	60	-
	K.105	30	10	60	-
K.108	30	15	-	55	

sediments fall into the "oxic deep-water field" (A), partly "high organic productivity field" (A') and "anoxic deep-water field" (B), whereas the data points from Oligocene and Miocene sediments lie in the "oxic deep-water field" (A).

Clay mineral analyses demonstrate that the most abundant clay mineral species is corrensitite (14S-14C), followed by illite and smectite (Table 5). It is known that liquid hydrocarbon migration is greatly assisted by the transformation of smectite into the interlayered clay mineral groups (Dunoyer de Segonzac, 1969) and on this criterion the Eocene shales falls within the petroleum production "window". Despite the widespread occurrence of illite it was possible to obtain illite crystallinity indices from only 6 Eocene samples, which yielded values in the range 4-6 degrees, i.e. the diagenesis-anchimetamorphic zone (Özçelik and Altunsoy, 1996).

Examination of volcanoclastic samples from location 5 within the basin reveals details of the formation of zeolite minerals. A zeolite mineral identified as analcime occurs in the Eocene tuffs and sandstones from the Sivas Basin (Altunsoy ve Özçelik, 1995). The occurrence of diagenetic minerals in sandstone pore systems has important implications for hydrocarbon exploration and development (Iijima, 1988). Zeolites in the Sivas Basin primarily occur as alteration products of volcanic rock fragments and as authigenic minerals. Analcime and albite are present in both tuffs and sandstones. Both zeolite and clay minerals results are supported by data from Rock-Eval pyrolysis and kerogen microscopy (Özçelik, 1996; Figure 9).

Based on the average HI and TOC values, the Eocene sediments appears to constitute a potential gas-prone source rock (Figure 10). They consist mainly of fine grained sediments deposited in relatively shallow waters, and contain more organic matter than the Oligocene and Miocene sediments.

ACKNOWLEDGEMENTS

The author thanks Dr. Mehmet Altunsoy, Dr. Orhan Tatar, Nazan Yalçın (Cumhuriyet University), Ilker Şengüler (MTA, Ankara, Turkey) and Dr. Peter Walkoo (Geochem Laboratories, UK), for their contributions. This study was supported by the Research Foundation of the Cumhuriyet University. Professor A.C. Scott (Royal Holloway & Editorial Board) is thanked for his detailed comments on the original MS and the staffs of MIPJAL (Dept. of Geological Eng. of Cumhuriyet University).

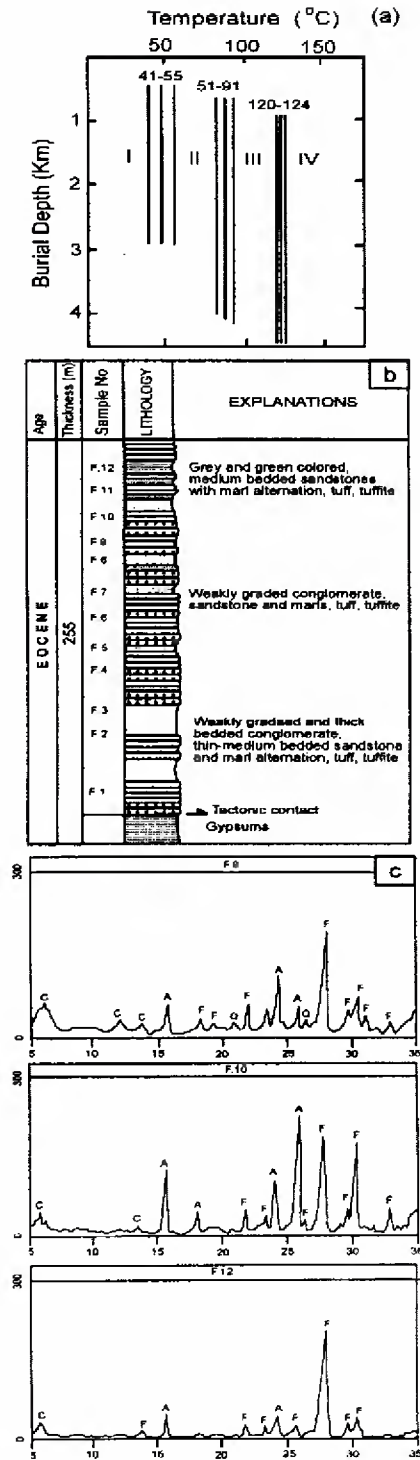


Figure 9. a-Relationship between temperature and burial depth of the zeolite zones (Ijima, 1988), b-Zeolitic section of the Eocene unit from location 5 (Özçelik, 1996), c-Whole rock diffractograms of zeolitic samples (F.9, F.10 and F.12 samples) from the Eocene tuffs and sandstones in the Sivas Basin (C: Clay, F: Feldspar, Q: Quartz, A: Analcime) (Özçelik, 1996).

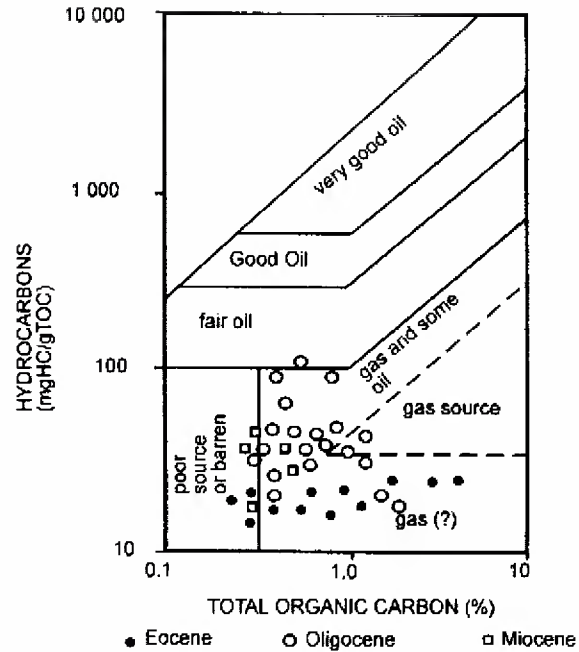


Figure 10. Sources richness plot of the Sivas Basin (revised from Jackson et al., 1985).

REFERENCES

- Aktaş, G. and Robertson, A.H.F., 1984, The Maden complex, SE Turkey; Evolution of a Neotethyan active margin, In: J.E. Dixon and A.H.F. Robertson (Eds.), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Spec. Publ. Geol. Soc., London, 17, 375-402.
- Altunsoy, M., 1993, Karacaören (İmranlı)-Diktaş (Divriği) yöresi Tersiyer çökellerinin sedimanter petroloji, petrol ana kayası ve organik fasiyes özelliklerinin incelenmesi: C.Ü. Fen Bilimleri Enst., PhD Thesis, 278 pp.
- Altunsoy, M. and Özçelik, O., 1995, Zarahıranlı (Sivas) güneyi Tersiyer çökellerinin petrol ana kayası özellikleri. *Journal of Engineering and Architecture Faculty of Süleyman Demirel University*, 8, 1-20.
- Arpat, E., 1964, Gürlevik Dağı bölgesinin jeolojisi ve petrol olanakları. MTA Rap. No. 4180 (Unpublished).
- Artan, Ü. and Sestini, G., 1971, Sivas-Zarahıranlı bölgesinin jeolojisi. *MTA Derg.*, 76, 80-97.
- Barker, C., 1978, Plate tectonics, organic matter and basin evaluation (Abstr.). *AAPG Bull.*, 62, 93.

- Blumenthal, M., 1937, Kangal ile Divriği arasındaki mintikada başlıca jeolojik hatlar: MTA Rap. No. 568 (Unpublished).
- Cater, J.M.L., Hanna, S.S., Ries, A.C. and Turner, P., 1991, Tertiary evolution of the Sivas BASIN, Central Turkey. *Tectonophysics*, 95, 29-46.
- Demimen, F., 1965, Sincan bölgesi (Zara-Divriği) genel jeolojisi. 1/25000 ölçekli 1 39 c4 paftası MTA Rap. No. 4127 (Unpublished).
- Dow, W.G. and O'Connor, D.I., 1982, Kerogen maturity and type by reflected light microscopy applied to petroleum exploration. S.E.P.M. Short Course Note, 7, 133-157.
- Durand, B., 1980, Sedimentary organic matter and kerogen, definition and quantitative importance of kerogen. In: (Durand, B., Ed.), *Kerogen: Paris, Editions Tech.*, pp 13-14.
- Dunoyer De Segonzac, G., 1969, Les minéraux argileux dans la diagenese passage au métamorphisme. *Memorie du service de la Carte Géol. d'Alsace et de Lorraine*, 29, 320 p.
- Espitalie, J., Madec, M., and Tissot, B., 1977, Source Rock characterization. 9th Offshore Technology Conference, 3, 439-444.
- Gökçen, S.L., 1981, Zara-Hafik güneyindeki Paleojen istifinin Sedimantolojisi ve paleocografik evrimi, *Yerbilimleri*, 8, 1-21.
- Gökçen, S.L., 1982, Zara-Hafik (SE Sivas) ve Refahiye (SW Erzincan) bölgeleri Eosen filişinin sedimanter petrolojik yönden karşılaştırılması. *Yerbilimleri*, 9, 141-147.
- Gökçen, S.L., and Kelling, G., 1985, Oligocene deposits of the Zara-Hafik region (Sivas-Central Turkey): Evaluation from storm-influenced shelf to evaporitic basin. *Geologische Rundschau*, 74/1, 139-153.
- Görür, N., Oktay, F.Y., Seymen, I., and Şengör, A.M.C., 1984, Paleo-Tectonic evolution of the Tuz Gölü Basin complex, Central Turkey: Sedimentary record of a neo-Tethyan closure. In: Dixon, S.E. and Robertson, A.H.F., (Eds.). *The geological evolution of the Eastern Mediterranean*. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 17, 455-466.
- Hempton, M.R., 1985, Structure and deformation history of the Bitlis Suture near Lake Hazar, SE Turkey. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 96, 233-243.
- Hutton, A.C., 1987, Petrographic classification of oil shales. *Int. J. Coal Geol.* 8, 203-231.
- Iijima, A., 1988, Application of zeolites to petroleum exploration (Kallo, D., and Sherry, H.S., Eds.), *Occurrence, properties and utilization of natural zeolites*, 29-37, *Akademiai Kiado, Budapest*.
- Illeez, H.I., Rulkötter, J., Batı, Z. and Dellaloğlu, A.A., 1990, Sivas Baseninden alınan iki örnekte jeokimyasal belirleyiciler. *Türkiye 8. Petrol Kongresi Bildirileri*, 12-23.
- Inan, S., Öztürk, A., and Gürsoy, H., 1993, Ulaş-Sincan (Sivas) yöresinin stratigrafisi. *Doğa-Türk Yerbilimleri Derg.*, 2, 1-15.
- Jackson, K.S., Hawkins, P.J. and Bennett, A.J.R., 1985, Regional facies and geochemical evolution of the Southern Denison Trough. *APEA Journ.*, 20, 143-158.
- Korkmaz, S., 1990, Sivas Havzasında ana kaya fasiyesi ve petrol oluşumunun jeokimyasal yöntemlerle araştırılması. *Jeoloji Müh. Derg.*, 37, 61-68.
- Kurtman, F., 1973, Sivas-Hafik-Zara-İmranlı Bölgesinin jeolojik ve tektonik yapısı. *MTA Derg.*, 80, 1-32.
- Lutting, G., and Steffens, P., 1976, Explanatory notes for the paleogeographic atlas of Turkey from the Oligocene to the Pleistocene. Hannover, *Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe*, 64 p.
- Norman, T., 1964, Celalli (Hafik) bölgesinin jeolojisi. *MTA Rap. No. 4114* (unpublished)
- Özçelik, O., 1996, Hidrokarbon aramalarında zeolitlerin kullanılmasına bir örnek: (İmranlı güneyi-Sivas). *Jeoloji Mühendisliği*, 49, 49-54.
- Özçelik, O., and Altunsoy, M., 1991, Bolucan (Zara-Sivas) yöresinde Selimiye Formasyonunun (Oligosen) organik fasiyes özellikleri. *Akdeniz Üniv. Isparta Müh. Fak. Derg. Yerbilimleri*, 10, (1), 37-41.
- Özçelik, O., Atalay, Z., and Altunsoy, M., 1993, Esesi (Erzincan) yöresinde Karacaören Formasyonu (Miyosen) şelf çökellerinin organik fasiyes incelemesi. *C.Ü. Muh. Fak. Derg.*, *Yerbilimleri*, 10,(1), 37-41
- Özçelik, O., and Altunsoy, M., 1996, Clastic petrofacies, provenance and organic facies of the Bozbel Formation (Lutetian) in the eastern Sivas Basin (Turkey). *Marine and Petroleum Geology*, 13, 5, 493-501.
- Peters, K.E., 1986, Guidelines for evaluating petroleum source rock using programmed pyrolysis. *AAPG Bull.*, 70 (3), 318-329.

- Poisson, A., Guezou, J.C., Öztürk, A., Inan, S., Temiz, H., Gürsoy, H., Kavak, K.Ş., and Özden, S., 1996, Tectonic setting and evolution of the Sivas Basin, Central Anatolia, Turkey, *Int. Geol. Review*, 38, 9, 838-853.
- Rodger, M.A., 1980, Application of organic facies concept to hydrocarbon source rock evaluation. 10th World Petroleum Congr. Proc. 2, pp. 425-440.
- Stach, E., Mackowsky, M.T., Teichmüller, M., Taylor, G.H., Chandra, D., and Teichmüller, R., 1982, Stach's textbook of coal petrology. Gebrüder Borntraeger, Berlin 535 p.
- Stein, R., 1986, Surface-water paleo-productivity as inferred from sediments deposited in oxic and anoxic deep water environments of the Mesozoic Atlantic Ocean, In: E.T. Degens et al., Eds. *Biogeochemistry of black shales: Mitteilungen aus dem Geologisch-Palaontologischen Institut der Universität Hamburg*, 60: 55-70.
- Salamon-Calvi, W., 1940, Anadolunun tektonik tarzı teşekkülü hakkında kısa izahat. *MTA Mecmuası*, 1, 35-45.
- Şengör, A.M.C., 1979, Mid. Mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its implications. *Nature*, 279, 590-593.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., and Sungurlu, O., 1984, Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: nature and evolution of the western termination of paleo-Tethys. In: J.E. Dixon and A.H.F. Robertson (Eds.), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Geol. Soc. Spec. Publ., 17, 77-112.
- Tissot, B., and Welte, D.H., 1978, *Petroleum formation and occurrence*. Springer Verlag, Berlin, 538 p.
- Tunç, M., Özçelik, O., Tutkun, S.Z., and Gökçe, A., 1991, Divriği-Yakuplu-İliç-Hamo (Sivas) yöresinin temel jeolojik özellikleri, *Doğa*, 15, 225-245.
- Tüysüz, O., and Dellaloğlu, A.A., 1992, Çankırı havzasının tektonik birlikleri ve havzanın tektonik evrimi. *Türkiye 9. Petrol Kongresi, Bildiriler, Jeoloji*, p. 333-349.
- Yılmaz, A., 1981, Tokat ile Sivas arasındaki bölgede ofiyolitli karışımın kökeni, iç yapısı ve yerleşme yaşı, *TJK Bült.*, 24/1, 31-38.

MUSULLU (TOKAT) BARAJ YERİNDEKİ KAYAÇLARIN KÜTLE ÖZELLİKLERİ

ROCK MASS PROPERTIES OF THE ROCKS AT THE MUSULLU (TOKAT) DAM SITE

Ergun KARACAN
Ahmet Turan ARSLAN

Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas
Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas

ÖZ : Bu çalışmada Musullu baraj yeri kayaçlarının kayaç kütle özelliklerinin belirlenmesi ve inşaat uygulamaları açısından değerlendirilmesi amaçlanmıştır. Çalışma alanındaki kayaçları, metafiyolitler, volkanitler (bazalt - spilit), alüvyon ve yamaç molozu oluşturmaktadır. Çalışma kapsamında baraj yerinin jeolojisi, kayaçların malzeme ve kütle özellikleri arazi ve laboratuvar çalışmaları ile belirlenmiştir. Elde edilen verilerin değerlendirilmesi sonucunda, baraj yeri kayaçlarının "orta-çok bozunmuş", çatlaklı - kırıklı, geçirgen, düşük kütle dayanımlı, yüksek deformabiliteli oldukları belirlenmiştir. Kaya Kütle Değerlendirme (RMR) sınıflama sistemine göre ise, bu kayaçlar "zayıf kayaçlar" olarak tanımlanmışlardır. Baraj yerinin jeolojik yapısı, depremselliği, kayaçların kütle özellikleri ve inşaat malzemelerinin sağlanması olanaklarının birlikte değerlendirilmesi sonucunda; Musullu barajının kil çekirdekli toprak dolgu tipinde inşa edilmesinin uygun olacağı belirlenmiştir.

Anahtar kelimeler : Baraj, taşıma gücü, kaya kütle değerlendirme sistemi (RMR)

ABSTRACT : This study aims to determine the rock mass properties of the Musullu dam site and to evaluate them in terms of dam construction. The rocks in the study area are composed of metaophiolite, volcanic rocks (basalt - spilit), alluvium and debris. In this study geology of the dam site, material and mass properties of the rocks were investigated through site and laboratory studies. The evaluation of the field and laboratory data revealed that the rocks of the dam site are of "moderately - highly weathered", jointed - fractured, permeable, low mass strength and highly deformable type. According to the Geomechanics Mass Rating System (RMR) these rocks are of "poor - quality". Based on the geological structure of the dam site, seismicity, rock mass properties and the availability of construction material; it is concluded that Musullu dam should be an earthfill dam with a clay core.

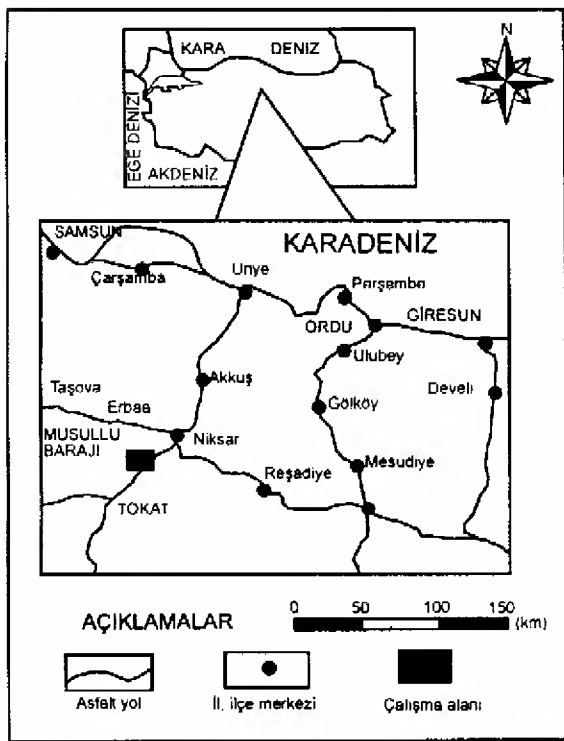
Key words : Dam, bearing capacity, rock mass rating system (RMR)

GİRİŞ

Çalışma alanı Tokat' ın 23 km kuzeydoğusunda, Niksar ilçesinin 12 km güneybatısında yer almaktadır (Şekil 1). Baraj eksen yeri Musullu köyünün 800 m güneyinde, Çilkoru deresi üzerindedir. Musullu barajı sulama amaçlı, temelden yüksekliği 52.50 m, toplam rezervuar hacmi 5.60 hm³, aktif hacmi 5.40 hm³ dür. Barajın kil çekirdekli zonlu toprak dolgu tipinde inşa edilmesi planlanmıştır. Bu projenin gerçekleştirilmesi ile Gökdere ovasına ait tarım alanları enerji kullanılmaksızın sulanacak ve yörenin sosyo - ekonomik yapısında önemli sayılabilecek iyileşmeler gerçekleşecektir.

Bu çalışma kapsamında, Musullu baraj

yeri kayaçlarının kayaç kütle karakteristiklerinin belirlenmesi ve bunların baraj inşaatı uygulamaları açısından değerlendirilmesi amaçlanmıştır. Bu amaca yönelik olarak baraj yeri kayaçlarının jeolojik ve jeomekanik özellikleri arazi incelemeleri ve laboratuvar deneyleri ile belirlenmiştir. Daha sonra baraj yeri kayaçlarının kaya kütle değerlendirme sınıflaması (RMR), değiştirilmiş kaya kütle değerlendirme sınıflaması (M-RMR) sınıflaması yapılmış ve kayaç kütlelerinin nihai ve izin verilebilir taşıma güçleri belirlenmiştir. Baraj yeri kayaçlarının kütle özellikleri, baraj yerinin depremselliği ve inşaat malzemesi olanakları da göz önünde bulundurularak uygun baraj tipi seçimi yapılmıştır.



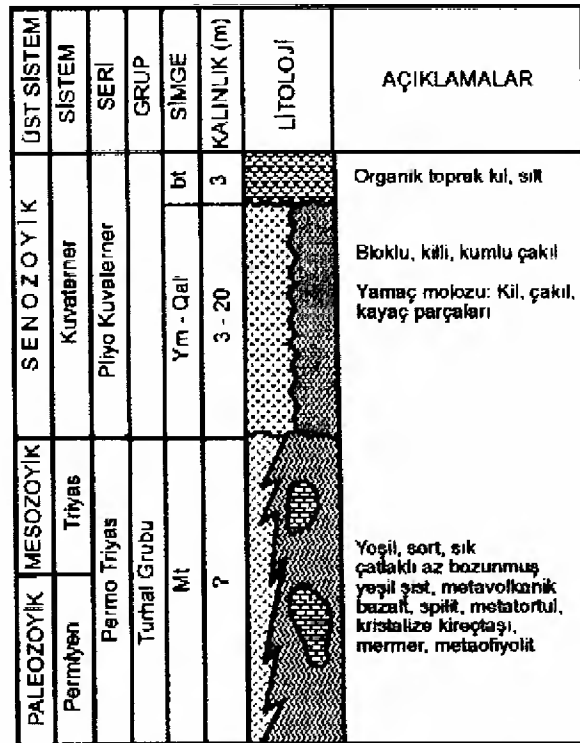
Şekil 1. İnceleme alanı yer bulduru haritası.
Figure 1. Location map of the study area.

JEOLOJİ

Baraj yeri ve göl alanı, Tokat masifi olarak tanımlanan bölge içerisinde yer almaktadır. Çalışma alanının temel kayaçlarını Permo-Triyas yaşlı Turhal Grubu kayaçları oluşturmaktadır. Bunların üzerine uyumsuz olarak Kuvaterner yaşlı alüvyon ve yamaç molozları ile birikinti konisi çökeltileri gelmektedir (Şekil 2).

Bölgenin temelini oluşturan kaya topluluğu Blumenthal (1950) tarafından "Tokat Masifi", Özcan vd. (1980) tarafından "Turhal Grubu" olarak adlandırılmıştır. Bu birim, metamorfik kayaçlar, mermer-kristalize kireçtaşı blokları ve Permian yaşlı kireçtaşı bloklarından oluşmaktadır. Kalkışist, metavolkanit, metatortul, amfibolit, mermer-kristalize kireçtaşı araldanmasından oluşan birim genellikle glokofanlı parajenezler içermekte olup, yüksek basınç-düşük sıcaklık koşullarında metamorfizmaya uğramıştır (Aktimur vd. 1990).

Baraj alanında Turhal Grubu kayaç topluluğunun metaofiyolit ve volkanitleri yer almaktadır. Metaofiyolitler baraj alanında en geniş yayılıma sahip kayaç birimini oluşturmaktadır. Bu kayaç birimi gri, yeşil ve kahverenkli, çatlaklı, eklemli yer yer belirgin şistoziteli bir yapıya sahiptir. İnce kesit çalışmalarında, bu

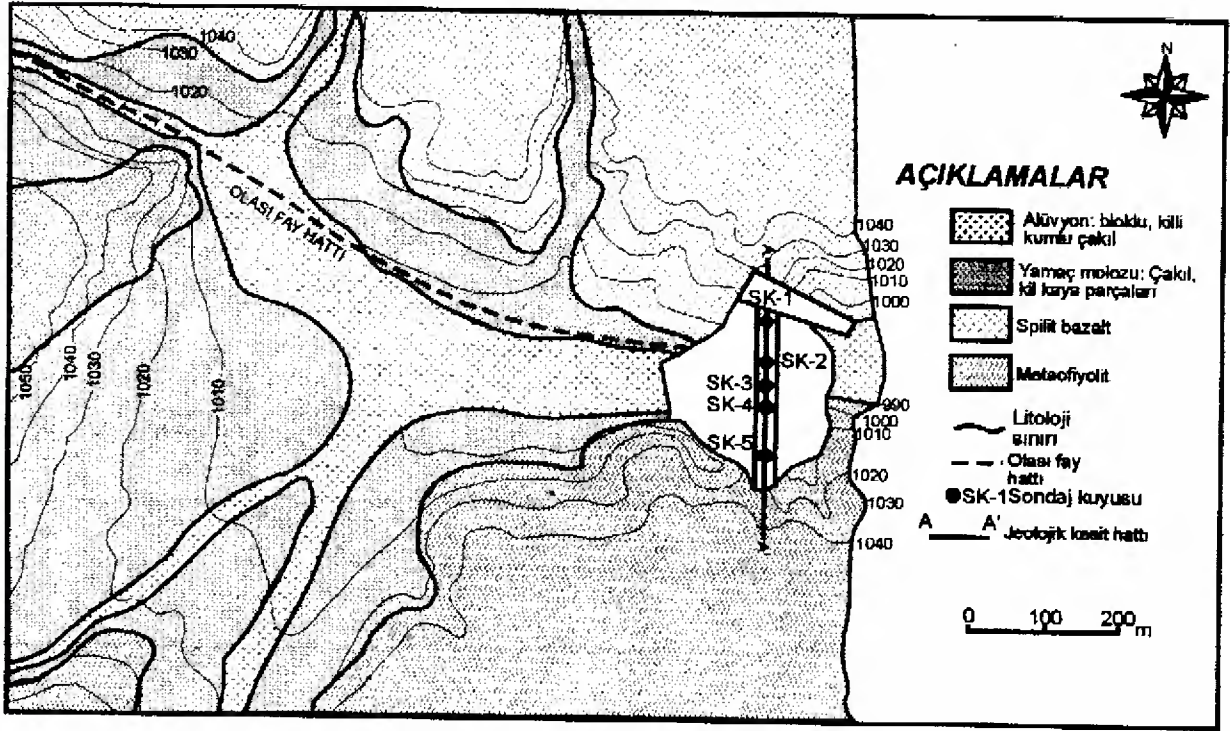


Şekil 2. Baraj yeri ve yakın civarının stratigrafik dikme kesiti (ölçeksiz).

Figure 2. Stratigraphic section of the study area and surroundings (not to scale).

kayaç biriminin porfirolepidoplastik dokulu olup, piroksen (ojit) ve serisit, klorit, kuvars ve opak mineralleri içerdiği belirlenmiştir. Çatlaklar kısmen kalsit ve kil dolguludur. Bu birim Baraj ekseninin tabanında ve sağ sahil boyunca geniş bir yayılıma sahiptir (Şekil 3).

Volkanitler baraj ekseninin sol sahilinde yer alırlar. Bu birim vadi tabanında başlayıp, maksimum su kotunun üzerine kadar devam etmektedir (Şekil 3). Göl alanı içerisinde de yüzeyleyen bu birim, çok geniş alanlar kaplamamaktadır. Birimin rengi siyah ve gri olup, gaz boşluklu kırıklı ve çatlaklı bir yapıya sahiptir. Birimde genel olarak kalınlığı 2-3 m ye varan bir ayrışma zonu gözlenmektedir. Birim, bazaltlar ve yer yer spilitlerden oluşmaktadır. Bazaltlarda yapılan ince kesit incelemelerinde; plajiyoklas, ojit, kalsit, volkanik cam ve opak mineraller belirlenmiştir. Volkanik camda kloritleşme, zeolitlenme yaygındır. Plajiyoklas ve ojitlerde ise karbonatlaşma görülmektedir. Kayaç kristalin dokuya sahiptir. Spilitler ise, mineralojik olarak ojit, plajiyoklas, volkanik cam, opak mineraller ve kalsitten oluşmaktadır. Volkanik camda killeşme, kloritleşme ve silileşme yaygındır. Fenokristallerin hepsi kar-



Şekil 3. Musullu baraj yerinin jeoloji haritası
Figure 3. Geological map of the Musullu dam site

bonatlaşmış olup, yersel olarak zeolitlenmeler ve silislenmeler görülmektedir. Kayaç, hipokristalin porfirik dokuya sahiptir. Volkanitler içerisinde denizaltı volkanizmasının ürünü olan yastık lav oluşumları yersel olarak gözlenmektedir. İnceleme alanı dışında kuzeyde çok geniş bir alanda yüzeyleyen bu birimin Aktimur vd. (1989) tarafından yaklaşık 600 m kalınlığında olduğu belirtilmektedir.

Çalışma alanında 1200 m'lik bir uzunlukta izlenen Ezinepazarı fayı Şaroğlu vd. (1987) tarafından tanımlanmıştır. Bu fay, Niksar'ın 10 km güneybatısında başlayıp Ezinepazarı, Amasya ve Sungurlu'dan geçerek Delice güneyine kadar devam eder. Ezinepazarı fayı yaklaşık 250 km uzunluğunda sağ yanıl doğrultu atımlı bir fay olup, aktiftir (Şaroğlu vd. 1987). Fay genellikle Turhal Grubu kayaları içerisinde doğu-batı doğrultusunda gelişmiştir. Fay boyunca fay denetimli olarak gelişmiş alüvyon konisi çökelleri, su kaynakları, fay kili, heyelanlar (Yenice güneyi), ötelenmiş drenaj yapıları ve bataklık gibi diri fay morfolojileri izlenmektedir. Ezinepazarı fayı ayrıca Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ile benzer özellikler sunmaktadır (Şekil 4).

İnceleme alanındaki kayalar geçirdikleri orojenik fazlar sonucu çok kırıklı ve çatlaklı bir yapıya sahiptir. Özellikle metafiyolitlerde

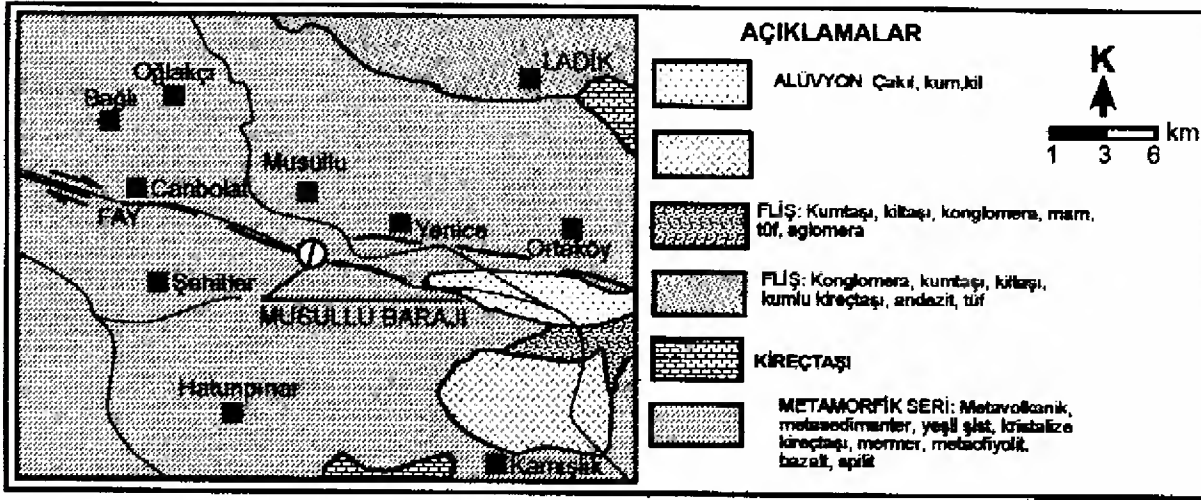
belirgin olmamakla beraber, yer yer kıvrımlı bir yapı gözlenmektedir. Kıvrımlanmalar düzensiz olduğu için ölçülebilecek özellikte kıvrım düzlemleri yoktur.

ARAZİ İNCELEMELERİ

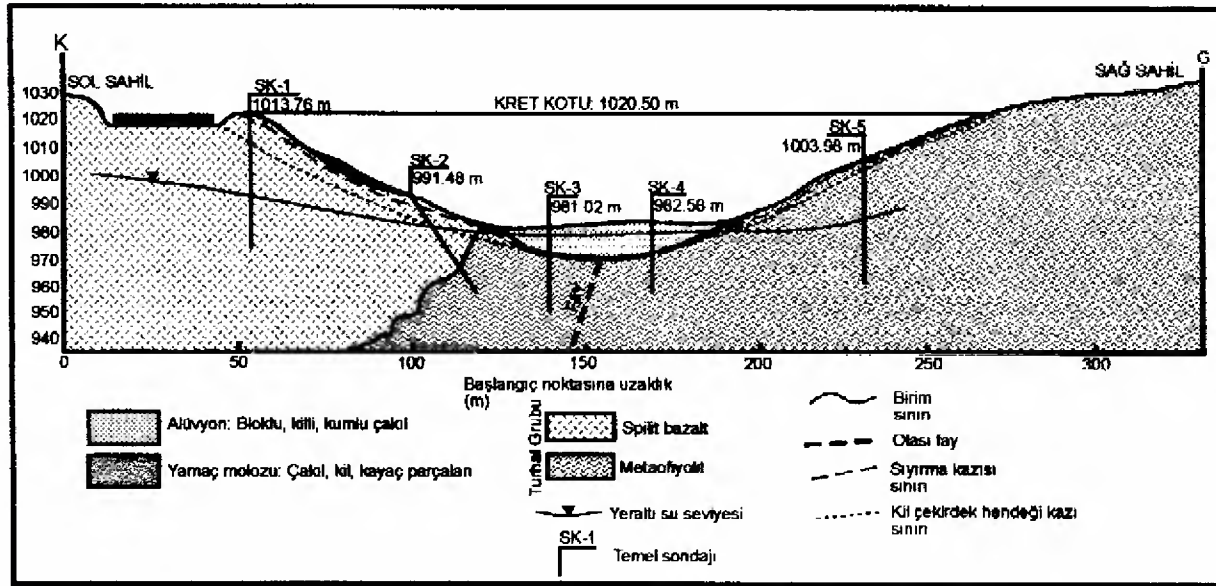
Musullu baraj yerinin mühendislik jeolojisi Ersin (1993), baraj inşaatında kullanılacak toprak malzemelerin jeoteknik özellikleri ise Karacan vd. (1996) tarafından incelenip değerlendirilmiştir. Bu çalışma kapsamında Devlet Su İşleri Samsun VII. Bölge Müdürlüğü tarafından baraj yeri kayalarının jeolojik ve jeoteknik özelliklerini belirlemek için derinlikleri 25 - 45 m arasında değişen beş adet sondaj yapılmıştır. Sondaj karotları üzerinde kaya kütle sınıflamasında kullanılan temel parametreleri belirlemek için ayrıntılı süreksizlik incelemeleri yapılmıştır.

Sondajlardan laboratuvar deneyleri için temsili karot örnekleri alınmış ve kaya kütlelerinin geçirimsizlik katsayılarını belirlemek amacıyla ile serbest geçirimsizlik ve Lugeon geçirimsizlik deneyleri yapılmıştır. Baraj yerinde açılan sondaj kuyularından yararlanılarak baraj ekseninin jeolojik kesiti hazırlanmıştır (Şekil 5).

Sondajlardan yararlanılarak hazırlanan temel kayası profilleri ve kaya kütle kalite değerleri (RQD) Şekil 6' da sunulmuştur. Şekil-



Şekil 4. Çalışma alanı ve yakın civarının genelleştirilmiş jeoloji haritası.
Figure 4. Generalized geological map of study area and surroundings.



Şekil 5. Baraj eksen yer jeolojik kesiti.
Figure 5. Geological cross section through the dam axis.

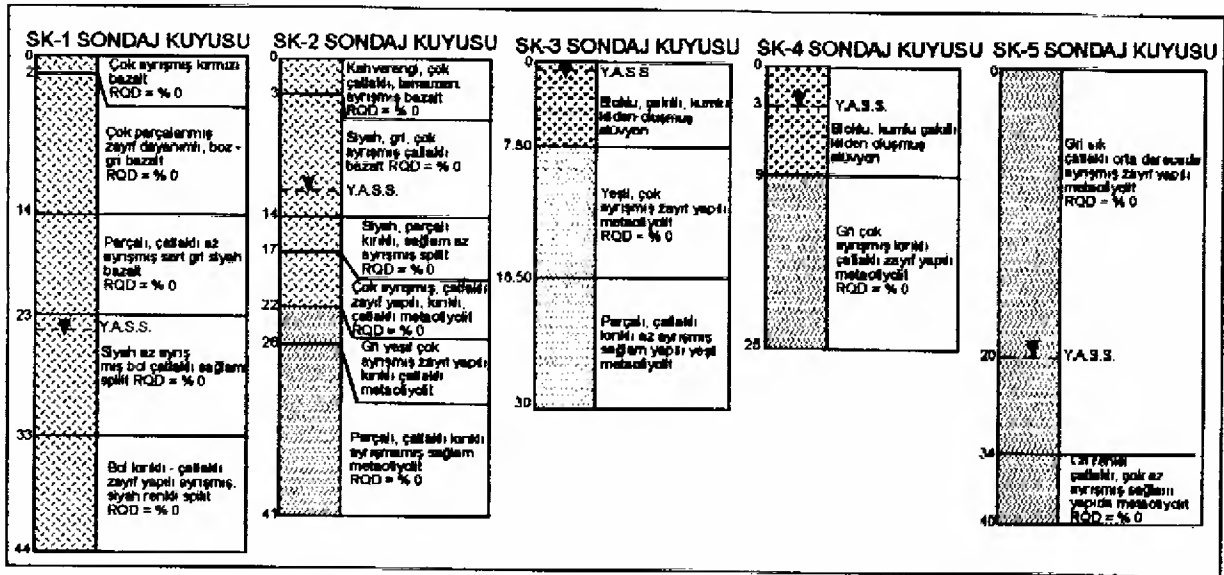
den görüldüğü gibi, baraj eksenindeki temel kayası tipik fay zonu özelliği göstermekte olup RQD değerleri genellikle % 0' dır.

SÜREKSİZLİK ÖLÇÜMLERİ VE ANALİZLERİ

Baraj yeri kayaçlarındaki süreksizliklerin parametreleri kayaç mostraları üzerinde ISRM (1981) tarafından önerilen hat etüdü yöntemi kullanılarak belirlenmiştir. Kaya kütleleri içerisindeki süreksizlik parametreleri 6 ile 12 m uzunlukta değişen hatlar boyunca 9 farklı örnekleme alanında belirlenmiştir. Süreksizlik

etüd hatları, kaya kütleleri içerisinde yer alan süreksizlik parametrelerini belirgin bir şekilde saptamak için vadi yamaçlarında ve göl alanında tipik kaya mostralarında gerçekleştirilmiştir. Metafiyolitlerde 10, volkanik kayalarda ise 8 süreksizlik etüd hattı kullanılmıştır.

Süreksizlik parametreleri ISRM (1981) tarafından önerilen yöntemlere göre belirlenmiştir. Süreksizliklerin eklem yüzeyi dayanımı parametresini belirlemek için süreksizlik yüzeyleri üzerinde Schmidt çakıcı deneyleri yapılmıştır. Süreksizlik ölçümlerinden elde edilen



Şekil 6. Sondajlardan yararlanılarak hazırlanan temel kayası profilleri ve kaya kalite değerleri.
Figure 6. Logs of the boreholes drilled at the dam site and values of rock quality designation.

bu parametreler Çizelge 1'de özetlenmiştir. Çizelge 1'de görüldüğü gibi volkanitler metafiyolitlere göre daha çok çatlaklı ve zayıf kaya özelliğine sahiptir.

Kaya kütlelerindeki süreksizlik düzlemlerinin analizinden elde edilen kontur ve gül diyagramları Şekil 7'de sunulmuştur. Bu diyagramlara göre metafiyolitlerde gelişen süreksizlikler 2 eklem takımı ve gelişigüzel yönde gelişmiş kırık ve çatlaklardan oluşmaktadır. Takım oluşturan eklem yönelimleri K 60 D / 80° KB ve K 05 B / 40° GB dir. Volkanitlerde (bazalt-spilit) gelişen süreksizlikler ise 3 eklem takımı ve gelişigüzel yönlerde gelişmiş eklemlerden oluşmaktadır. Takım oluşturan eklem yönelimleri K 05 B / 60° KD, K 60 B / 78° GB ve K 40 D / 70° GD' dur.

LABORATUVAR DENEYLERİ

Baraj ekseninde yapılan sondajlardan elde edilen kayaç karotları (NQ - 47.6 mm çapında) üzerinde malzeme özelliklerini belirlemeye, tanımlamaya yönelik laboratuvar deneyleri ISRM (1981) tarafından önerilen yöntemlere uygun olarak yapılmıştır. Çalışma kapsamında yapılan laboratuvar deneyleri birim hacim ağırlığı, görünür gözeneklilik, tek eksenli basınç dayanımı, üç eksenli basınç dayanımı, indirekt (Brazilian) çekme dayanımı, nokta yük dayanım indeksi ve sağlam kayanın Schmidt sertlik ölçme deneylerinden oluşmaktadır.

Baraj yeri kayaçları üzerinde yapılan laboratuvar deneylerinden elde edilen verilerin istatistiksel değerlendirme sonuçları Çizelge 2'

ve Çizelge 3' te verilmiştir. Çizelge 2 ve 3' teki veriler ışığında Anon (1979)' a göre baraj yeri kayaçlarını oluşturan metafiyolitler "orta kuru birim hacim ağırlıklı", "çok düşük gözenekli" ve "sağlam kayaçlar"; volkanitler ise "orta kuru birim hacim ağırlıklı", "düşük gözenekli" ve "orta derecede sağlam kayaçlar" olarak tanımlanmışlardır.

KAYAÇ KÜTLE SINIFLAMASI

Baraj yeri kayaçlarının kayaç kütle sınıflaması, yapı temel inşaatlarında genel değerlendirmede ve kayaç kütlelerinin taşıma güçlerinin belirlenmesinde kullanılabilir özellikle olması nedeni ile Bieniawski (1989) tarafından önerilen RMR Kaya Kütle Sınıflama Sistemi ve bu sistemin geliştirilmiş şekli olan, Ünal (1996) tarafından önerilen M - RMR Jeomekanik Sınıflama Sistemi' ne göre yapılmıştır. Baraj yerinde kaya kütle sınıflaması yapılırken süreksizlik aralıkları en çok rastlanan süreksizlik aralığı baz alınıp değerlendirilmiştir. Eklem yönelimine göre düzeltme ise eklemlerin baraj yerindeki doğrultu ve eğimlerinin baraj temel yapısı üzerindeki etkisi gözönüne alınarak uygun olarak değerlendirilmiştir.

Bieniawski (1989)' nin Kaya Kütle Sınıflama Sistemi' ne göre baraj yeri kayaçlarının kayaç kütle puanı değerleri metavolkanitler için RMR = 22 (zayıf kayaçlar); metafiyolitler için RMR = 28 (zayıf kayaçlar) olarak tanımlanmışlardır.

M - RMR Kaya Kütle Sınıflama Sistemi' nde Ünal (1996) tarafından önerilen eşitlikler ve

Çizelge 1. Baraj yeri kayaç çıkmalarda ya pılan hat etüdleriyle belirlenen sü reksizliklerin ortalama parametre leri.

Table 1. Average discontinuity parameters determined from the scan-lines on the rock outcrops at the dam site.

SÜREKSİZLİK PARAMETRELER	KAYA BİRİMLERİ	
	METAOFİYOLİTLER	VOLKANİTLER
Aralık (cm)	30	7
Devamlılık (m)	4	0.4
Açıklık (mm)	2	3
RQD (%)	95	5
Eklemler Yüzeysel Dayanımı (MPa)	75	30
Yüzey pürüzlülüğü	kaba, basamaklı	düz, basamaklı
Dolgu Malzemesi	kalsit, kil	kalsit, kil
Su durumu	kuru	kuru

abaklar kullanılarak baraj yeri kayaçlarının kayaç kütle puanı değerleri metavolkanitler için $M - RMR = 31$ metafiyolitler için $M - RMR = 44$ olarak belirlenmiştir. RMR' de zayıf kayaç olarak tanımlanan metafiyolitler, M-RMR' da "orta kaliteli kaya" grubunda yer almaktadır.

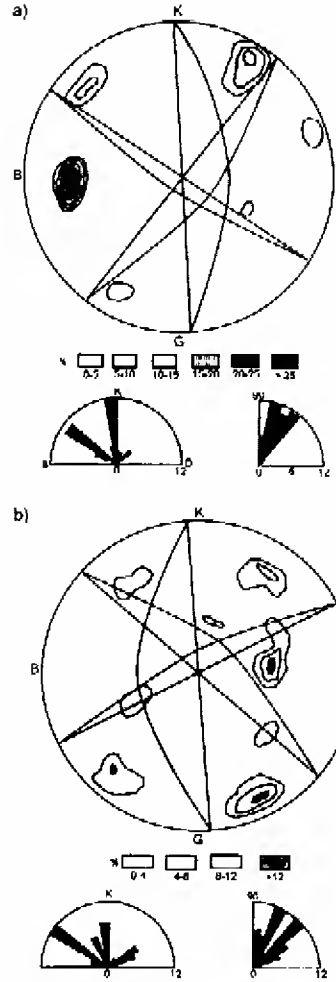
KAYA KÜTLE DAYANIMI VE TAŞIMA GÜCÜ

Baraj yeri kayaçlarının baraj gövde inşaatından sonra etkisinde kalacakları düşey gerilmelere karşı koyabilme kapasitelerini tahmin etmek amacıyla kaya kütlelerinin tek basınç dayanımı ve deformabilite özellikleri belirlenmiştir. Kayaç kütlelerinin tek eksenli sıkışma dayanımları ve kaya kütle deformabilite özelliklerinin belirlenmesinde Hoek ve Brown (1997) tarafından önerilen eşitlikler kullanılmış ve elde edilen sonuçlar toplu olarak Çizelge 4' de sunulmuştur.

Kayaç kütlelerinin dayanım parametrelerinin belirlenmesinde kullanılan sağlam kayanın tek eksenli basınç dayanımı (σ_c) ve Hoek - Brown kaya malzemesi sabiti (m_i) parametreleri üç eksenli basınç dayanımı deneyleri sonucunda belirlenen asal gerilme (σ_1 , σ_3) değerleri Hoek - Brown (1997) tarafından önerilen eşitliklerde yerine konularak elde edilmiştir.

Çizelge 4'de görüldüğü gibi, metavolkanitlerin kayaç kütlelerinin tek eksenli basınç dayanımının 6.47 MPa ve daha sağlam bir yapıda olan metafiyolitlerin ise 14.42 MPa düzeyinde olduğu belirlenmiştir. Metavolkanitlerin kayaç kütle sıkışma dayanımlarının metafiyolitlere göre daha düşük çıkması bu kayaçların daha fazla ayrılmış ve daha yoğun eklemlenmeye sahip olmalarından kaynaklanmaktadır.

Kayaç kütlelerinin nihai taşıma güçleri Serrano and Olalla (1994) tarafından önerilen eşitlikler kullanılarak metafiyolitler için 10.97



Şekil 7. Baraj yeri kayaçlarında ölçülen kırık ve çatlakların kontur ve gül diyagramları analiz sonuçları a) Volkanitler; b) Metafiyolitler.

Figure 7. The results of contour and rose diagram analyses of joints and fractures measured in the dam site rocks.

Çizelge 2. Metafiyolitlere ait laboratuvar deney verilerinin istatistiksel değerlendirme sonuçları.

Table 2. Statistical analysis of laboratory test results of metaophiolities.

Jeoteknik Parametreler	En az	En çok	Aritmetik ortalama	Standart Səpma
Birim hacim ağırlık (kN/m^3)	24.00	24.50	24.35	0.32
Gözeneklilik (%)	0.40	0.43	0.42	0.02
Tek eksenli basınç dayanımı (MPa)	80.00	94.50	90.00	6.00
Dolaylı çekilme dayanımı (MPa)	5.00	7.00	6.50	0.90
Nokta yük dayanımı (MPa)	3.00	3.75	3.50	0.50
Kohezyon (c) (MPa)	-	-	16	-
İçsel sürtünme açısı (ϕ) (°)	-	-	49	-

Çizelge 3. Volkanitlere ait laboratuvar deney verilerinin istatistiksel değerlendirme sonuçları.

Table 3. Statistical analysis of the laboratory test data of volcanic rocks.

Jeoteknik parametreler	En az	En çok	Arit. Ort.	Std. Sapma
Birim hacim ağırlık (kN/m ³)	24.20	24.35	24.30	0.20
Gözeneklilik (%)	5.2	6.2	6.0	0.42
Tek eksenli basınç dayanımı (MPa)	24.42	28.30	25.50	2.60
Braziliyen çekme dayanımı (MPa)	4.50	5.5	4.90	0.70
Nokta yük dayanımı (MPa)	1.40	2.00	1.7	0.24
Kohezyon (c) (MPa)	-	-	13	-
İçsel sürtünme açısı (φ) (°)	-	-	36	-

Çizelge 4. Metavolkanit ve Metafiyolitlerin tipik kaya kütle özellikleri.

Table 4. Typical rock mass properties of metavolcanites and metaophiolites.

Parametreler	Metavolkanit	Metafiyolit
Sağlam kaya dayanımı σ_a (MPa)	39.15	81.34
Hoek-Brown sabiti (m_i)	13.79	19.61
Hoek-Brown sabiti (m_b)	1.934	2.75
Hoek-Brown sabiti (s)	0.0022	0.0022
GSI (jeolojik dayanım indeksi)	45	45
İçsel sürtünme açısı ϕ (°)	35	36
Kohezyon (c) (MPa)	1.683	3.66
Deformasyon modülü Em (GPa)	4.692	6.763
Kaya kütle basınç dayanımı σ_{cm} (MPa)	6.472	14.42
Kaya kütle çekme dayanımı σ_{tm} (MPa)	-0.043	-0.066

MPa ve metavolkanitler için 2.13 MPa olarak hesaplanmıştır. Kayaçların izin verilebilir taşıma güçleri Serrano and Olalla (1996) tarafından önerilen güvenlik katsayıları kullanılarak metafiyolitler için 0.55 MPa metavolkanitler için 0.21 MPa düzeyinde olduğu belirlenmiştir.

KAYAÇ KÜTLE DEFORMABİLİTESİ

Baraj inşaatlarında gövde inşaatının tamamlanması ile temel kayaçları üzerinde önemli bir ölçüde yükleme yapılmaktadır. Bu yük etkisi altında temel kayaçlarının göstereceği kütle deformabilitesi yapının duraylılığı açısından oldukça önemlidir. Bu nedenle, bu çalışma kapsamında da inşaat sonrası baraj temelinde meydana gelebilecek düşey yöndeki birim deformasyonları tahmin edebilmek için baraj yerindeki kayaç kütlelerinin deformasyon modülleri Hoek -Brown (1997) tarafından önerilen eşitlik kullanılarak metafiyolitler için 6.76 GPa, metavolkanitler için 4.69 GPa olarak

hesaplanmıştır.

Anon'a (1979) göre baraj yeri kayaçlarından metafiyolitler "yüksek deformabiliteli", metavolkanitler ise "çok yüksek deformabiliteli" kayaçlar olarak tanımlanmışlardır. Bu nedenle baraj ekseninin metavolkanitler üzerine oturacak kesimlerinde oturma olasılığı daha büyük olacaktır.

KAYAÇ KÜTLESİNİN GEÇİRİMLİLİĞİ

Baraj projelerinde gözönünde bulundurulması gereken en önemli temel kayası özelliklerinden birisi de geçirimsizlik. Dünyanın çeşitli yerlerinde temel kayaçlarından su kaçakları sonucu gelişen duraysızlık olayları ile yıkılan bir çok baraj vardır. Bu çalışma kapsamında baraj yeri kayaçlarının geçirimsizlik katsayıları sondaj kuyularında yapılan basınçsız ve basınçlı (Lugeon) geçirimsizlik deneyleri ile belirlenmiş olup, geçirimsizlik tanımlamaları Anon'a (1979) göre yapılmıştır.

SK-1 sondaj kuyusunda kuyu boyunca volkanitlerin geçirimsizlik katsayısı $k = 10^{-3} - 10^{-5}$ cm/s olarak belirlenmiş ve "az geçirimli" olarak tanımlanmıştır. SK-2 kuyusunda 8 m' ye kadar bozunmuş bazaltların geçirimsizliğinin 10^{-3} cm/sn (orta geçirimli), 8-20 m arasında splitlerin geçirimsiz ve daha derinlerdeki metafiyolitlerin geçirimsizliğinin $10^{-3} - 10^{-4}$ cm/s arasında (düşük geçirimli) olduğu belirlenmiştir. SK-3 kuyusunda 8 m kalınlığa sahip alüvyonun $10^{-2} - 10^{-3}$ cm/s lik geçirimsizliğinde (orta geçirimsizlik) ve alttaki metafiyolitlerden oluşan temel kayasının $10^{-3} - 10^{-4}$ cm/s lik (düşük geçirimsizlik) geçirimsizlik değerlerine sahip olduğu belirlenmiştir. SK-4 sondaj kuyusunda 9 m kalınlıktaki alüvyonun geçirimsizliği 10^{-3} cm/s (orta geçirimli) ve bunun altında metafiyolitten oluşan temel kayasının geçirimsizliği 20 m ye kadar $10^{-3} - 10^{-4}$ cm/s (düşük geçirimsizlik) ve daha derinlerde tamamen geçirimsizdir. SK-5 sondaj kuyusu tamamen metafiyolit içerisinde açılmış olup bu kayaç geçirimsizliği $10^{-3} - 10^{-5}$ cm/s (düşük geçirimsizlik) arasında değişmektedir.

Bu verilere göre genel olarak baraj yerinde alüvyon orta geçirimli zemin ve temel kayasını oluşturan volkanit ve metafiyolitler "düşük - geçirimsiz kayaç" özelliğine sahiptir.

SONUÇLAR VE TARTIŞMALAR

Bu çalışma kapsamında yapılan laboratuvar çalışmaları ve arazi incelemelerinin birlikte değerlendirilmesi ile varılan sonuçlar ve bunlarla ilgili tartışmalar aşağıda özetlenmiştir.

Musullu baraj yeri kayaçlarını metafiyolitler ve volkanitler (bazalt - split) oluşturmaktadır. Bu kayaçlar fazla ayrışmaları, bol kırıklı ve çatlaklı olmaları, yer yer makaslama zonları ile tipik fay zonu kayacı özelliği taşımaktadırlar. Baraj yeri kayaçlarını

oluşturan metaofiyolitler "orta kuru birim hacim ağırlıklı", "çok düşük gözenekli" ve "sağlam kayaçlar"; volkanitler ise "orta kuru birim hacim ağırlıklı", "düşük gözenekli" ve "orta derecede sağlam kayaçlar" olarak tanımlanmışlardır (Anon, 1979).

Baraj yerinde açılan sondajlarda yapılan serbest ve basınçlı su geçirimsizlik deneylerine göre alüvyon örtü "orta geçirimli" volkanitler "orta" ve metaofiyolitler "düşük geçirimli - geçirimsiz" olarak tanımlanmışlardır. Bu nedenle baraj temelinden olabilecek su kaçaklarını önlemek için geçirimsiz kil çekirdek hendeği kazısı (cut - off) kazısı sonrasında temel kayaç kütlelerinin geçirimsizliklerini gözönüne alarak tüm gövde altında uygun derinliklerde enjeksiyon perdesi oluşturulması gereklidir.

Baraj yeri kayaçları, Bieniawski (1989)'nin RMR Jeomekanik Sınıflama Sistemi'ne göre metavolkanitler ve metaofiyolitler için "zayıf" kayaçlar olarak tanımlanmışlar ve M-RMR Kaya Kütle Sınıflama Sistemine göre metavolkanitler $M - RMR = 31$, metaofiyolitler için $M - RMR = 44$ olarak belirlenmiştir. Ayrıca baraj yeri kayaçları deformabilitelere göre metaofiyolitler "yüksek deformabiliteli", metavolkanitler ise "çok yüksek deformabiliteli" kayaçlar olarak tanımlanmışlardır.

Kayaç kütlelerinin nihai taşıma güçleri metaofiyolitler için 10.97 MPa, metavolkanitler için 2.13 MPa olarak hesaplanmıştır. Kayaçların izin verilebilir taşıma güçleri metaofiyolitler için 0.55 MPa, metavolkanitler için 0.21 MPa düzeyinde olduğu belirlenmiştir. Baraj yüksekliğinin 52 m ve gövde inşaatında kullanılacak dolgu malzemesinin birim hacim ağırlığı ortalama 20 kN/m^3 alındığında baraj temel kayasına gelecek olan düşey yöndeki en büyük sıkıştırıcı gerilimin 1.04 MPa düzeyinde olması beklenmelidir. Bu gerilim düzeyi de baraj yeri kayaçlarının izin verilebilir taşıma güçlerinden daha yüksektir. Bu nedenle "yüksek - çok yüksek" deformabiliteli kayaçlar olarak tanımlanan baraj yeri kayaçlarında taşıma gücü ve oturma problemlerinin ortaya çıkması olasıdır. Baraj yeri kayaçlarının bok kırıklı, çatlaklı, ayrılmış olmaları ve izin verilebilir taşıma güçlerinin düşük olması nedeni ile duraylılık ve taşıma gücünü arttırmak için memba ve mansap tarafında uygun aralıklarla ve derinliklerde iyileştirme enjeksiyonları yapılması uygun olacaktır.

Baraj yerinin, jeolojik yapısı kayaç kütle özellikleri, birinci derecede deprem bölgesinde yer alması ve inşaat malzemesi olanakları gözönüne alındığında; baraj gövdesinin kil çekirdekli toprak dolgu tipinde inşa edilmesi uygun olacaktır.

KAYNAKLAR

- Aktimur, H.T., Tekirli, M.E., Yurdakul, M.E., Ateş, S., Ürgün, B.M., Teoman M. Ş., Keçer, M., Turşucu, A., Genç, S., 1988. Niksar Erbaa ve Destek dolayının jeolojisi, MTA Derleme No: 8894
- Aktimur, H.T., Tekirli, M.E., Yurdakul, M.E., Ateş, S., Ürgün, B.M., Teoman M. Ş., 1990. 1/100.000 ölçekli açınısına nitelikli Türkiye jeoloji haritaları serisi, Tokat - D23 paftası, MTA Yayını, No 165.
- Anon, 1979. Classification of rocks and soils for engineering geological mapping, part 1, rock and soil materials, report of the commission of engineering geological mapping: Bull. International Association of Engineering Geology, 19, 364 - 371.
- Blumenthal, M.M., 1950. Beitrage zur geologie des landscheiten ammitleren und unteren Yeşilirmak (Tokat, Amasya, Havza, Erbaa, Niksar), MTA Yayını, S:D, No:4.
- Bieniawski, Z. T., 1989. Engineering Rock Mass Classification: Mc Graw Hill, NY, 237 p.
- Ersin, N., 1993. Musullu (Tokat - Merkez) barajının mühendislik jeolojisi incelemesi. C.Ü. Fen Bil. Enst, Sivas, Yüksek Mühendislik Tezi, 63 s (yayımlanmamış).
- Hoek, E. and Brown, E.T., 1997. Practical estimates of rock mass strength. Int. J. Rock Mech. Min. Sci., 34, 1165 - 1186.
- ISRM, 1981. Rock Characterization Testing and Monitoring (Ed: E.T. Brown, ISRM Suggested Methods): Pergamon Press, Oxford, England, 211 p.
- Karacan, E., Yılmaz, I., Ersin, N., 1996. Musullu barajı (Tokat) inşaatında kullanılacak toprak malzemelerin jeoteknik özellikleri: Zemin Mekaniği ve Temel Mühendisliği Altıncı Ulusal Kongresi, Bidiriler Kitabı, Dokuz Eylül Üniv., İzmir, C.1. 109-118.
- Özcan, A., Armağan, F., Erkan, A., Keskin, E., Oral, A., Özer, S., Sümengen, M., Tekeli, O., 1980. Kuzey Anadolu Fayı ile Kırşehir Masifi arasında kalan alanın temel jeolojisi MTA Der.6722 (yayımlanmamış).
- Şaroğlu, F., Emre, Ö., Boray, A., 1987. Türkiyenin diri fayları ve depremsellikleri, MTA Derleme No: 8714.
- Serrano, A., Olalla, C., 1994. Ultimate bearing capacity of rock masses. Int. J. Rock Mech. Min. Sci., 31, 93 - 106.
- Serrano, A., Olalla, C., 1996. Allowable bearing capacity of rock foundations using a non-linear failure criterium. Int. J. Rock Mech. Min. Sci., 33, 4, 327 - 345.
- Unal, E., 1996. Modified Rock Mass Classification: M-RMR System. Mileston in Rock Engineering, The Bieniawski Jubilee Collection, A.A. Balkema Rotterdam, 203 - 222.

SİVAS HAVZASI MERKEZİ KESİMİNDE OLİGO-MİYOSEN YAŞLI PALEO-ORTAMLAR-KİL MİNERALOJİSİ İLİŞKİSİ

RELATIONSHIP OF CLAY MINERALOGY TO OLIGO-MIOCENE PALEO-ENVIRONMENTS IN THE CENTRAL PART OF THE SİVAS BASIN, TURKEY

Hüseyin YALÇIN
Ömer BOZKAYA
André POISSON

Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 SİVAS
Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 SİVAS
Université Paris-Sud, CNRS, 91504 Orsay Cedex, FRANCE

ÖZ : Sivas Baseni, Neotetis'in kuzey kolunun kapanmasından sonra Kretase sonunda oluşmaya başlayan Orta Anadolu basenlerinden birisidir. Sivas Baseni çökelleri Kretase-Pliyosen yaş aralığına sahip denizel ve karasal dizilimler içermektedir. Jeolojik haritalama ve biyostratigrafik verilere göre, Sivas Baseni'nin merkezi kesimindeki Oligo-Miyosen istifi açık deniz, lagün ve göl olmak üzere üç farklı ortamda çökelmiştir. Bu çalışmada, optik mikroskopi ve XRD yöntemleriyle Oligo-Miyosen yaşlı paleo-ortamlar ile kil mineralojisi arasındaki ilişkiler araştırılmıştır. Açık denizel ortama ait marnlarda kil (smektit ± illit veya ± karışık tabakalı illit-smektit/I-S) + kalsit ± kuvars ± feldispat birlikteliği bulunmaktadır. Lagünel ortamda birbirleriyle yanall geçişli olan çökellerden, alt seviyeleri temsil eden silttaşı ve kumtaşları kil + kalsit + feldispat + kuvars ± analcim içermektedir. Üst seviyede yer alan kil laminasyonlu jips ve jipsli marnlarda kil (smektit + illit + I-S + klorit) + jips + kalsit ± kuvars ± opal CT ± feldispat ve organik maddece zengin marnlarda ise kalsit + kil (kaolinit + smektit + I-S ± illit) ± kuvars ± feldispat ± jips mineralleri görülmektedir. Gölsel marnlarda kil (smektit + paligorskit ± illit ± klorit ± karışık tabakalı illit-smektit/I-S ve C-S) + dolomit ve/veya kalsit + feldispat + kuvars birliktelikleri saptanmıştır. Açık denizel ortamda smektit ve kalsit, lagünel ortamda jips, kalsit, smektit ve kaolinit, gölsel ortamda ise dolomit, paligorskit ve smektit egemen ve paleo-ortamları karakterize eden diyajenetik minerallerdir. Miyosen yaşlı birimler, yanall ve dikey yöndeki fasiyes değişimlerinin yanı sıra, kil mineral birliktelikleri ile havzadaki benzer görünümlü Oligosen ve Eosen yaşlı birimlerden ayrılabilir.

Anahtar kelimeler : Paleo-ortam, fasiyes, kil minerali, Oligo-Miyosen, Sivas havzası

ABSTRACT : Sivas basin is the one of Central Anatolian Basins occurred after the closure of the northern branch of Neotethys in the uppermost of Cretaceous. Sivas basin sediments contain marine and continental sequences having from Cretaceous to Pliocene ages. Oligo-Miocene sequence in the central part of the Sivas basin was deposited in three different environments as open sea, lagoon and lake based on the geologic mapping and biostratigraphic data. In this study, the relationship between Oligo-Miocene paleo-environments and clay mineralogy has been investigated by means of optical microscopic and XRD methods. An association of clay (smectite ± illite or ± mixed-layered illite-smectite/I-S) + calcite ± quartz ± feldspar is present in the marls of the open marine environment. In the lagoon environment sediments with lateral transition to each others are subdivided into two levels. Siltstone and sandstones representing lower levels contain clay + calcite + feldspar + quartz ± analcime. However, the upper level is characterized by clay (smectite ± illite ± I-S ± chlorite) + gypsum + calcite ± quartz ± opal-CT ± feldspar in the clay laminated gypsums and gypsum-bearing marls and calcite + clay (kaolinite + smectite ± I-S ± illite) ± quartz ± feldspar ± gypsum in the marls rich in organic material. The assemblages of smectite + palygorskite ± illite ± chlorite ± I-S and C-S) + dolomite and/or calcite + feldspar + quartz are recognized in the lacustrine marls. Environments as open marine, lagoon and lacustrine are dominated by diagenetic mineral suites such as smectite and calcite; gypsum, calcite, smectite and kaolinite, and dolomite, palygorskite and smectite, respectively. Units with similar appearances in the basin in which Miocene units could not only distinguished by lateral and vertical facies changes but also clay mineral associations from Oligocene-Eocene units.

Key words : Paleo-environment, facies, clay mineral, Oligo-Miocene, Sivas basin

GİRİŞ

Sivas Baseni, Neotetis'e ait ofiyolitik melanj ve ofiyolitik napların Kretase sonunda Toros kuşağı üzerine tektonik yerleşiminden sonra gelişmiş Orta Anadolu basenlerinin en önemlilerinden birisidir. Bunun sonucu olarak Sivas Baseni'ne malzeme aktarımı Geç Kretase sonunda başlamıştır. Çökeller, Paleosen ve Erken Eosen'de açık, Lütasiyen'de sığ denizel tiptedir. Oligosen ve Miyosen zamanları sınırlı denizel ve gölsel alanların da eşlik ettiği açık, kısmen derin deniz gibi ortamların farklılaşması ile karakteristiktir. Sivas Baseni'nin batı kesiminde (Gemerek-Şarkışla) Oligo-Miyosen dizilimi bütünüyle karasal, çoğunlukla gölseldir. Bu seriler memeliler (Oligosen-Miyosen-Pliyosen) ve arakatlı bazaltlardan elde edilen yaklaşık 15 Ma (Miyosen) K/Ar değeri ile yaşlandırılmıştır (Sümengen ve diğ., 1990).

Bu çalışmada incelenen Sivas kenti çevresinde üç ana çökeltme ortamına karşılık gelen dizilimler ortaya konulmuştur (Poisson ve diğ., 1997). Bunlardan birincisi Orta-Geç Oligosen ve Erken Miyosen sırasında bütünüyle denizel marn (planktonik foraminifera'lı) ve yer yer kumtaşları içermektedir. Açık denizel resif ortamına karşılık gelen ikinci ana ortam, önceki ortamın güney kenarlarında gelişmiştir. Üçüncü tip, oldukça değişken olup, sığ denizel alanlar (zengin gastropoda'lı), sınırlı denizel ve lagünel alanlar ile zaman zaman bütünüyle gölsele geçen ortamları kapsamaktadır. Bu üç farklı ortam, küçük bindirmeler ile birbirinden ayrılan üç belirgin yapısal birim içinde yüzelemektedir (Poisson ve diğ., 1996; Poisson ve diğ., 1997).

Sivas Basenindeki farklı çökeltme ve beslenme koşulları, denizel ve karasal istiflerin yanal/düşey tekrarlanmasını ortaya çıkarmıştır. Bu nedenle Sivas Baseni'nin genel paleocoğrafyasının kurulması, tektonik yapılarının ve her bir paleo-ortamın ayrıntılı incelenmesini gerektirmektedir. Bu çalışma, farklı dizilimler içeren ortamlar ile bunların mineralojik özellikleri arasındaki ilişkilere bir yaklaşımda bulunmayı amaçlamaktadır.

STRATİGRAFİ VE LİTOLOJİ

Sivas Baseni'nin temelini güney kenarında Toros kuşağına ait Üst Kretase-Paleosen yaşlı Tecer formasyonu karbonatları (Yalçın ve İnan, 1992), kuzey kenarında Kırşehir Masifi metamorfileri oluşturmaktadır. Neotetis'in okyanusal kabuk kalıntılarını içeren alloktan dizilimler (ofiyolit ve melanjlar) her iki kenar boyunca yüzelemektedir (Şekil 1).

Sivas Baseni'ndeki Geç Paleosen-Pliyosen yaşlı formasyonların dizilimi,

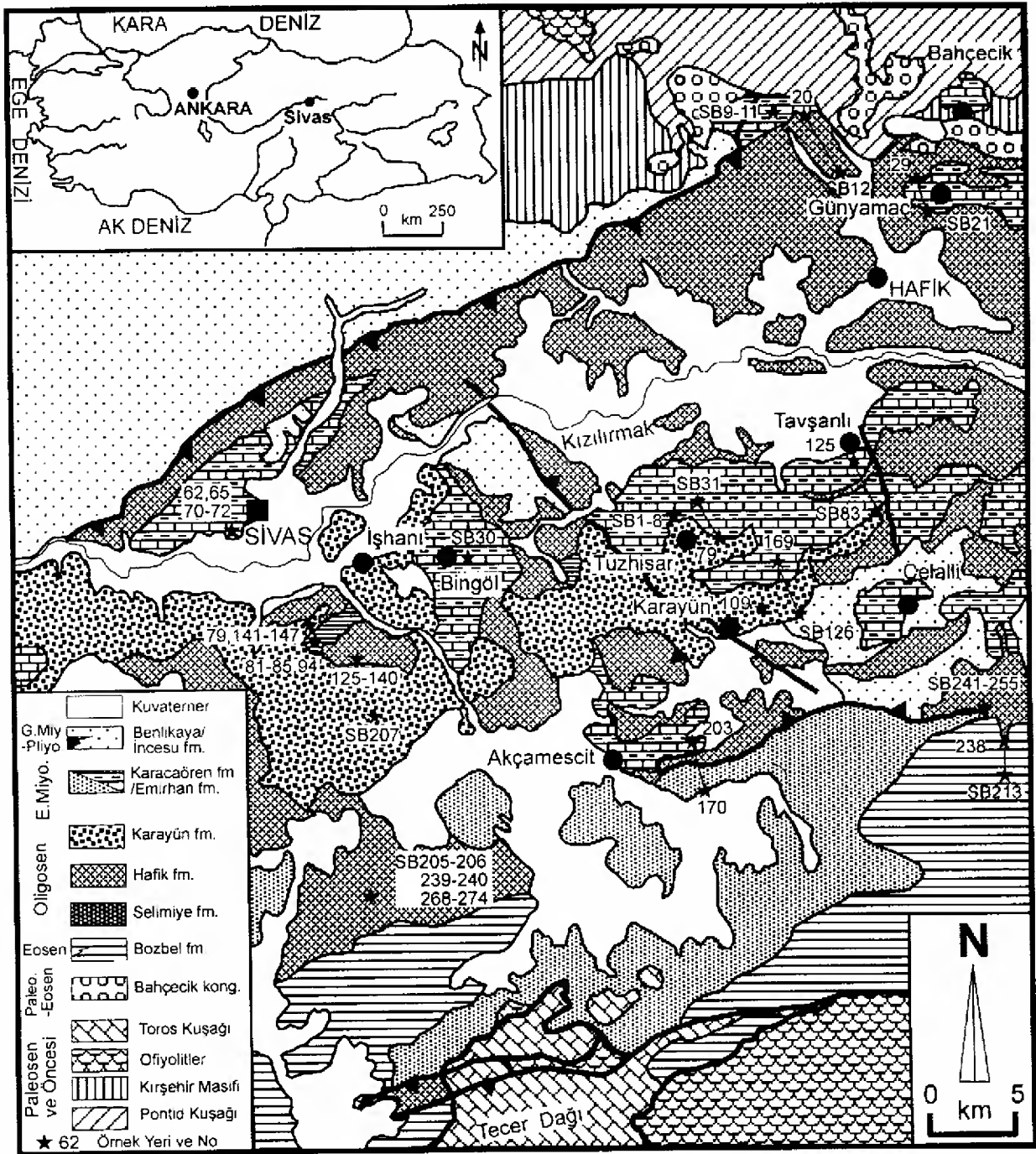
Kurtman'ın (1973) çalışması temel alınarak Poisson ve diğ. (1996) tarafından yeni kronolojik verilerin ışığında yeniden düzenlenmiştir (Şekil 2). İlk çökelen denizel sedimanları Geç Paleosen-Erken Eosen yaşlı Bahçecik konglomeraları oluşturmaktadır. Erken-Orta Eosen yaşlı Bozbel formasyonu ender olarak jips arakatlıları içeren, çoğunlukla gri renkli volkanojenik kumtaşı-şeyl-kireçtaşı ile temsil edilmektedir. Oligosen yaşlı birimler Selimiye formasyonu ile başlamakta olup, bu birim kırmızı-yeşil arasında değişen renklere sahip kumtaşı-marn ardalanmasından; Hafik formasyonu kırmızı kilitaşı ve kumtaşı arakatlıları (maksimum 10 m) içeren masif jipslerden, Karayün formasyonu (Cater ve diğ., 1991) kırmızı renkli marn arakatlı kumtaşı-konglomera ardalanmasından oluşmaktadır. Selimiye ve Karayün formasyonları birbirinin yanal (Poisson ve diğ. 1996) ve düşey eşdeğeri gözükmemektedir.

Erken Miyosen yaşlı Karacaören formasyonu, basenin değişik kesimlerinde fasiyes ve kalınlık bakımından oldukça değişiklik göstermekte olup, altta lagünel kireçtaşı arakatlı yeşil renkli kilitaşı/marn-jips-kumtaşı ardalanması, üstte tipik sığ denizel, fosilce zengin kalkarenit ve resifal kireçtaşları bulunmaktadır. Emirhan formasyonu ise marn-kumtaşı ardalanmasından ile temsil edilmekte olup, Karacaören formasyonunun gölsel fasiyesteki yanal eşdeğeri olarak değerlendirilebilir. Benlikaya formasyonu (Pisoni, 1965); olasılıkla Orta-Geç Miyosen yaşlı, kırmızı renkli karasal çökellerden (ince jips ve linyit arakatlı kumtaşı, konglomera, silttaşı, kilitaşı) oluşmaktadır. Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı İncesu formasyonu (Yılmaz, 1983) gölsel kireçtaşı ve marn arakatlı az pekişmiş kum ve çakıl, Pliyosen yaşlı Merakom formasyonu gölsel marn ve kireçtaşları içermekte olup, İncesu formasyonu'nun karbonatlı kayaçlarına karşılık gelmektedir.

MATERYAL VE YÖNTEM

Sivas Baseni'nin merkezi kesimini temsil eden çoğunluğu Oligo-Miyosen yaşlı birimlerden olmak üzere toplam 100 örnek alınmıştır. Örneklerin ince-kesitleri, X-ışınları kırınimleri (tüm kayaç, kil fraksiyonu, smektitlerin d_{060} ölçümü) ve kimyasal analizleri Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineraloji-Petrografi ve Jeokimya Araştırma Laboratuvarları'nda (MIPJAL) gerçekleştirilmiştir.

X-ışınları çözümlenmelerinden (Rigaku marka DMAX IIIC model X-ışınları Difraktometre) elde edilen toz difraktogramlarında saptanan



Şekil 1. Sivas havzası merkezi kesiminin jeoloji haritası (Poisson et al., 1996'dan basitleştirilerek).
Figure 1. Geological map of the central part of the Sivas Basin (Simplified from Poisson et al., 1996).

re) elde edilen toz difraktogramlarında saptanan minerallerin yarı nicel yüzdeleri için Gündoğdu (1982) tarafından belirlenen şiddet faktörleri kullanılarak hesaplanmıştır. Kil içeren sedimanter kayalarda kil ayırma işlemi normal sedimantasyon yöntemi kullanılmış, elde edilen kayıtlardan kil minerallerinin (001) bazal yansımalarına göre Moore ve Reynolds'un (1997) önerdiği şiddet faktörleri kullanılarak yarı nicel yüz-

deleri hesaplanmıştır. Smektitlerin oktaedrik bileşimlerinin belirlenmesi amacıyla $d_{(060)}$ yansıması yardımıyla b_0 -parametresi (Brown ve Brindley, 1980) hesaplanmıştır.

7 adet killi kayacın ana ve iz element çözümlenmeleri (Rigaku marka 3270 model X-ışınları floresans spektrometresi) USGS (Flanagan, 1976), CRPG, GIT-IWG ve ANRT (Govindaraju, 1989) kayaç standartları eşliğinde

YAŞ	BİRİM	KALINLIK (m)	LİTOLOJİK SİMGE	AÇIKLAMALAR
KUVATERNER	?	?		Alüvyon
M-Pi	İncesu/ Benli-kaya	100-200		Kumtaşı-silttaşı-kireçtaşı
Miyosen	Karacaören / Emirhan	250-500		Volkanikler Sarı renkli (yer yer kumlu) kireçtaşı Kireçtaşı arakatlı yeşil renkli kilitaşı/marn-jips-kumtaşı ardalanması Krem renkli (yer yer kumlu) marn
Oligosen	Karayün	200-300		Kırmızı renkli, marn arakatlı kumtaşı-konglomera ardalanması
	Hafik	400-700		Yer yer kil laminasyonlu masif jips
	Selimiye	400-800		Kırmızı-yeşil renkli kumtaşı-marn ardalanması
Eosen	Bozbel	500-800		Volkanik arakatlı, gri renkli kumtaşı-şeyli-kireçtaşı ardalanması
Paleosen-Eosen	Bahçecek	200-800		Kırmızı renkli marn arakatlı konglomera
PALEOSEN VE ÖNCESİ	?	?		Temel kayalar (karbonat, ofiyolitik seri ve metamorfikler)

Şekil 2. Sivas havzası merkezi kesiminin stratigrafik dikme kesiti.

Figure 2. Stratigraphic columnar section of the central part of the Sivas Basin.

yapılmış olup, doğruluk ana elementlerde % \pm 2, eseriz elementlerde % \pm 5 mertebesindedir.

PETROGRAFI

Karacaören formasyonu organik fasiyese ait kireçtaşları mikrosparitlik dokulu olup, önemli miktarda fosil içermektedir. Bazı örneklerde alg türü bitkisel fosiller bulunmakta iken bazılarında charophytes gibi hayvansal fosiller de gözlenmektedir (Şekil 3a). Kumlu marn olarak tanımlanan örneklerde organik maddece zengin seviyeler ince laminasyonlar oluşturmaktadır (Şekil 3b). Çatlaklarda yer alan diyajenetik (otijenik) kökenli kalsedonik kuvarlar fosil kavkaları üzerinde de gelişmiştir (Şekil 3c). Ayrıca bazı mikrogözeneklerde ve organik maddece zengin mikrolaminasyonlarda demir oksid-roksit (götit) oluşumları da bulunmaktadır.

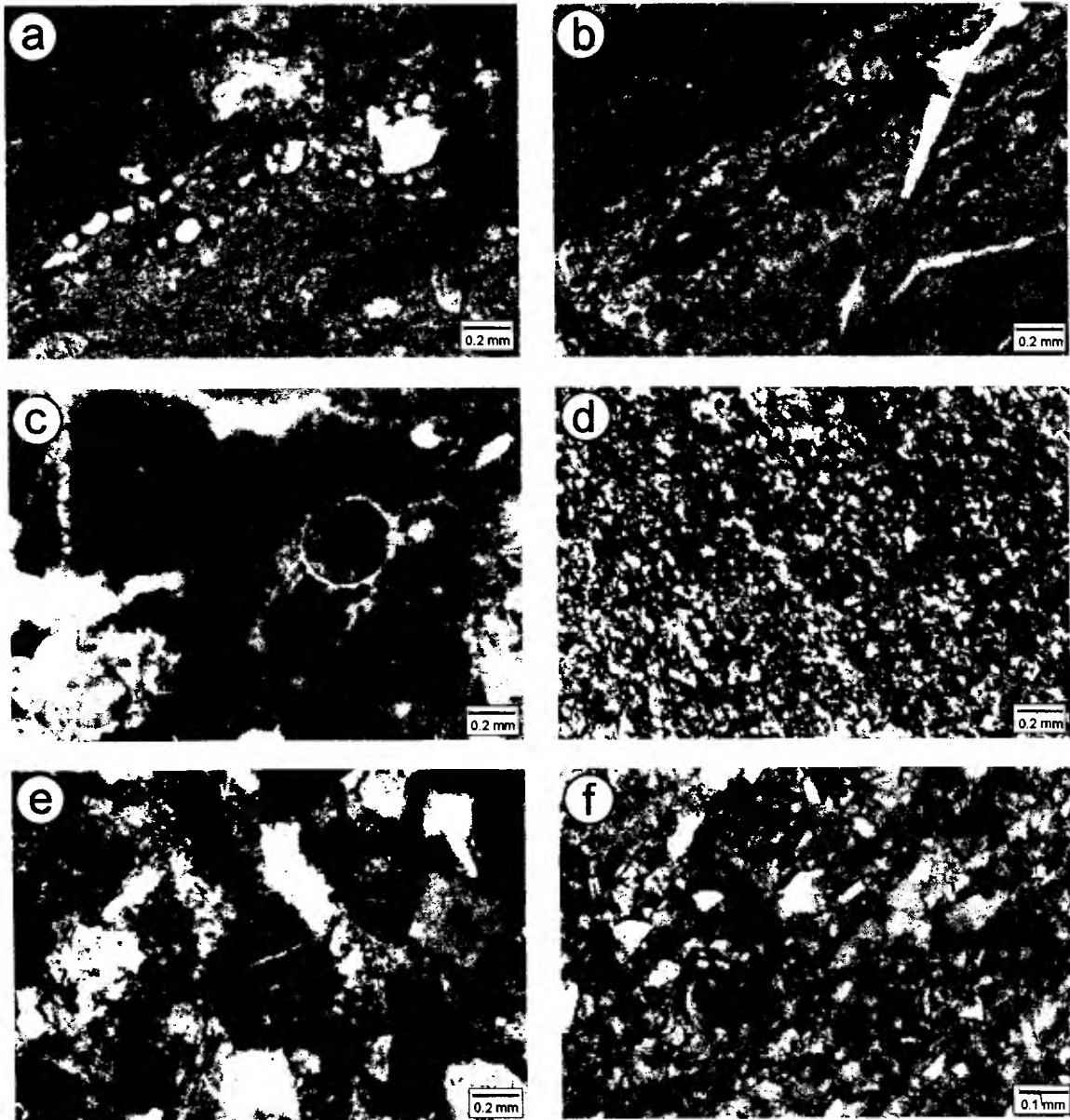
Karayün formasyonuna ait volkanojenik fasiyese ait kumtaşlarında bağlayıcı malzemeyi sparikalsit çimento ve mineralleri başlıca plajiyoklaz, kuvars, volkanik kayaç parçacıkları ve

opak mineraller oluşturmaktadır (Şekil 3d). Bu bileşenlerin yanı sıra, biyotit (çoğunlukla kloritleşmiş) ve klorit mineralleri de gözlenmektedir. Porfirik dokunun belirgin biçimde gözlenmediği kloritik hamura sahip volkanik kayaç parçacıklarının yanı sıra, tümüyle kloritleşmiş volkanik camı temsil eden parçacıklar da bulunmaktadır (Şekil 3e). Opaklaşmış volkanik kayaç parçacıkları da içeren kumtaşları, çoğunlukla arkozik türdedir (Şekil 3f).

MINERALOJİ

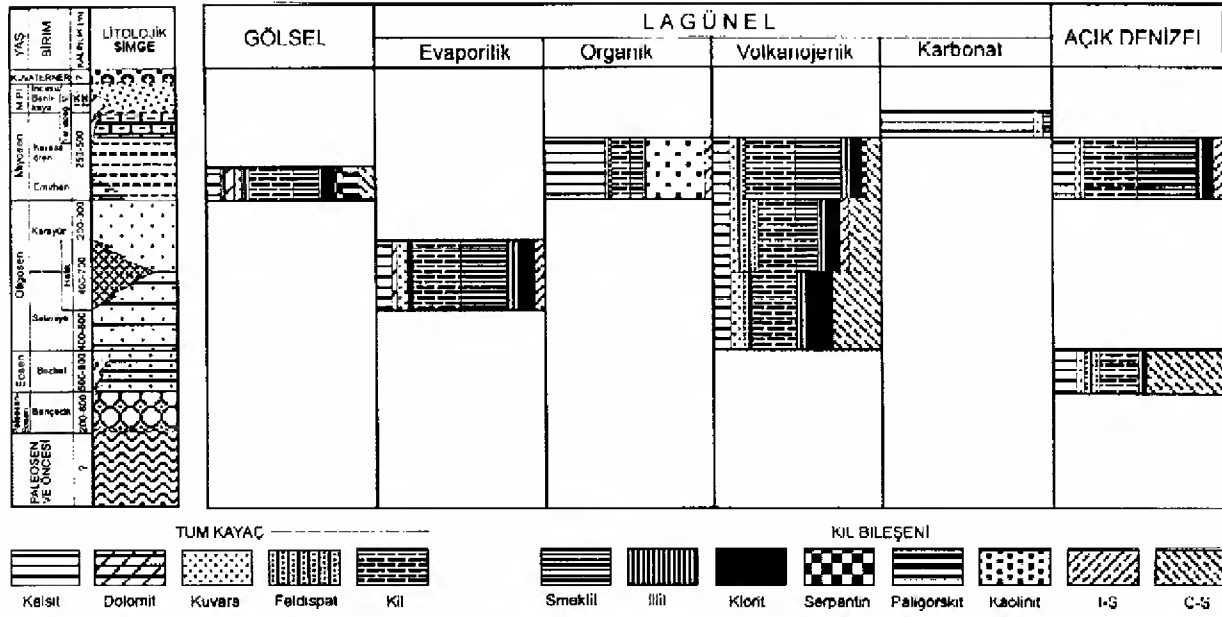
Sivas havzasında çökeltme ortamlarındaki litoloji ve fasiyes farklılıklarına göre kayaların mineralojik bileşimi, dolayısıyla birimlerin dikey dağılımları da değişmektedir (Şekil 4).

Açık denizel ortama ait kayaçlar Eosen yaşlı Bozbel ve Miyosen yaşlı Karacaören formasyonlarında tipiktir. Her iki birim tüm kayaç mineralojisi açısından aynı parajenez (kil+kalsit+kuvars+feldispat) sahiptir (Şekil 4). Ancak kil mineralojisi açısından değerlendirildiğinde Bozbel formasyonunda C-S+illit+klorit, Karacaören formasyonunda ise smektit+illit+klorit ve/veya I-S parajenezini bulmaktadır (Şekil 5). Smektitler dioktahedral bileşimdedir ($d_{060}=1.506-1.509$ Å). Lagünel ortam gerek litoloji, gerekse fasiyes bakımından oldukça çeşitlilik gösteren bu ortamda çökelmiş birimlerin mineralojik bileşim de değişmektedir (Şekil 4 ve 5). Hafik formasyonu kil ve/veya karbonat laminasyonlu evaporitlerde sülfat minerallerinin (jips, sölestin) yanı sıra kalsit, dolomit, kil ve kuvars minerallerine de rastlanılmaktadır. Sadece bir örnekte elde edilebilen kil mineralleri dioktahedral smektit, illit, klorit ve I-S'dir. Karacaören formasyonu organik maddeli karbonatlı kayaçlarında kalsit, kil, kuvars ve bir örnekte feldispat bulunmakta olup, organik madde içermeyen karbonat fasiyesine mineral bollukları dışında benzerlik göstermektedir. Kil parajenezini ise kaolinit+smektit+I-S+illit temsil etmektedir. Selimiye ve Karayün formasyonlarının volkanojenik kayaçlarında tüm kayaç mineralojisini kalsit+kuvars+feldispat+kil oluşturmaktadır. Kil mineralleri ise Selimiye formasyonunda C-S+klorit+illit, Karayün formasyonunda C-S+smektit+klorit+illit+I-S parajenezine sahiptir. Karacaören formasyonu volkanojenik kayaçlarında en yaygın parajenez kalsit + kuvars +feldispat+kil oluşturmaktadır. İki örnekte analsim türü zeolit ve birer örnekte ise opal-CT ve jips minerallerine rastlanılmıştır. En yaygın kil mineral birlikteliğini dioktahedral smektit +illit+klorit+C-S+I-S oluşturmaktadır. Volkan-



Şekil 3. Sivas havzasında lagünel ortama ait kayaçların optik mikroskop görünüşleri, a) Organik fasiyesteki algli (charophyte) sparitik kireçtaşı (Karacaören Fm, T98-138, çift nikol-ÇN), b) Organik fasiyesteki fosilli ve mikrolaminasyonlu mikrosparitik kireçtaşı (Karacaören Fm, T-98-125, tek nikol-TN), c) Organik fasiyesteki alg fosilli çörtlü sparitik kireçtaşı (T98-139, TN), d) Volkanojenik fasiyesteki opak mineral laminasyonlu arkozik kumtaşı (Karayün Fm, T-98-131, TN), e) Volkanojenik fasiyesteki kloritleşmiş volkanik kayaç parçacıklı ve karbonat çimentolu litarenitik kumtaşı (Karayün Fm, T98-144, ÇN), f) Volkanojenik fasiyesteki opaklaşmış volkanik kayaç parçacıklı ve karbonat çimentolu arkozik kumtaşı (Karayün Fm, T98-132, TN).

Figure 3. Optic microscopic views of lagoonal rocks from the Sivas Basin, a) Sparitic limestone with algae (charophyte) in the organic facies (Karacaören Fm, T98-138, crossed nicol-CN), b) Microsparitic limestone with algae and lamination in the organic facies (Karacaören Fm, T98-125, parallel-nicol-PN), c) Cherty sparitic limestone with fossil in the organic facies (Karacaören Fm, T98-139, PN), d) Arkosic sandstone with opak mineral lamination in the volcanogenic facies (Karayün Fm, T98-131, PN), e) Litharenitic sandstone with volcanic rock fragments and carbonate cement (Karayün Fm, T98-144, CN), f) Arkosic sandstone with opacitic volcanic rock fragments and carbonate cement (Karayün Fm, T98-132, PN).



Şekil 4. Sivas havzasında birim ve fasiyelere göre minerallerin dikey dağılımları ve bollukları.

Figure 4. Vertical distribution and abundances of minerals based on the units and facies in the Sivas basin.

jenik/epiklastik bileşen oranı arttıkça C-S miktarı da artmaktadır.

Sadece Emirhan formasyonunun çökeldiği gölsel ortamın marn ve kumlu/siltli mamları genellikle kalsit+dolomit+kuvars+kil parajenezine sahiptir (Şekil 4). Fillosilikat minerallerini değişen bolluklarda dioktahedral smektit, illit, klorit, paligorskit, C-S ve bir örnekte serpantin oluşturmaktadır (Şekil 5).

JEOKİMYA

Farklı ortamları temsil eden kayaçların ana ve iç element içerikleri Çizelge 1'de verilmiştir. Mineralojik bileşimlerin bir sonucu olarak, karbonatlı örneklerde CaO 'de artma ve SiO_2 'de azalma belirgindir. Ca-feldspat ve smektit içerenlerde Al_2O_3 , kloritli olanlarda Fe_2O_3 , serpantin ve/veya paligorskitli kayaçlarda MgO miktarı en bol yüzdeye ulaşmaktadır. Analsimli örnekte Na_2O , illitik mika içerenlerde ise K_2O içeriği artmaktadır. Bu farklılıklar eser/iz elementlerde de belirgin olarak izlenebilmekte; gölsel ortam kayaçlarında özellikle Cr ve Ni, lagünel ortamın analsimli volkanojenik fasiyesinde ise Sr ve Zr değerleri artış göstermektedir (Şekil 6). Bazı iz ve minör element miktarları kondrite (Taylor ve McLennan, 1985) göre normalize edilerek farklı fasiyese ait kayaçlar karşılaştırılmıştır (Şekil 7). Geçiş metallerinden Cr, Ni, Cu ve Zn elementlerinde tüketilme (en fazla 100 kat), diğerlerinde ise zenginleşme (en fazla 200 kat); ayrıca Sr ve Th'da pozitif, Pb

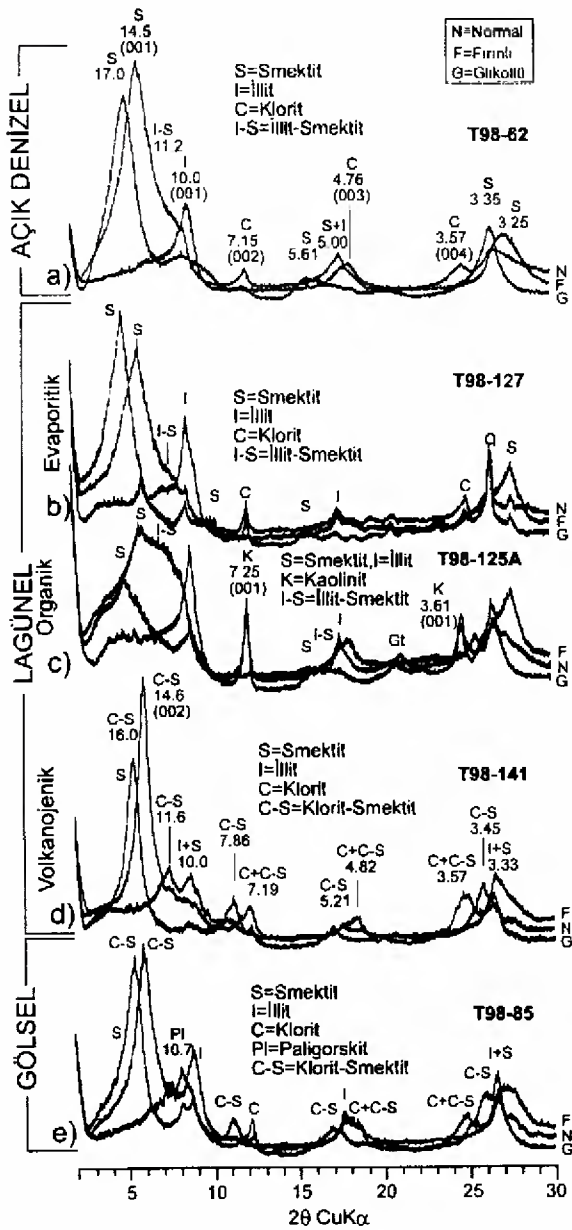
ve Nb'da negatif anomali bulunmaktadır. Örümcek diyagramda gözlenen en belirgin özellik farklı ortam kayaçlarının benzer paternlere sahip olmasıdır.

Bu veriler, elementlerin dağılımının diyajenetik tepkimeler ile denetlenmiş olduğunu, dolayısıyla farklı fasiyeste çökelmiş kayaçlarda değişim diyagramlarının her zaman ayırtman olarak kullanılmayacağına işaret etmektedir. Bu yorumlama, birçok araştırmacı (Milodowski ve Zalasiewicz, 1991; Gümüşer ve Yalçın, 1998; Marfil ve diğ., 1998) tarafından değişik ortamlarda elde edilen veriler ile uyumluluk göstermektedir. Ayrıca, iz elementlerin büyük ölçüde hareketli olabilecekleri ortamlarda, kaynak bölgenin karakteristiklerini belirlemede bu tür diyagramların kullanılmasında dikkatli olunması gerekmektedir (Awwiller ve Mack, 1991; Ohr ve diğ., 1994).

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Tüm kayaç ve özellikle kil mineralojisi kullanılarak litostratigrafi birimlerinin denetlenmesinin (Yalçın ve diğ., 1989), benzer görünümü litostratigrafi birimlerinin ve farklı alterasyon tiplerinin (Çerikcioğlu ve Yalçın, 1998) yanı sıra, bu çalışmada farklı paleoortamların da birbirinden ayırt edilebileceği ortaya konulmuştur.

Sivas Baseni'nde açık denizel ortam diğer fasiyelere göre genişleyebilen kil minerallerinin (Bozbel formasyonunda karışık tabakalı C-S, Karacaören formasyonunda S ve karışık



Şekil 5. Sivas havzasında farklı fasiyelerin XRD kil difraktogramları, a) Smektit + I-S + Klorit (Karacaören Fm.), b) Smektit + İllit + I-S + Klorit (Hafik Fm.), c) Smektit + I-S + Kaolinit + İllit (Karacaören Fm.), d) C-S + Smektit + İllit + Klorit (Karayün Fm.), e) C-S + Smektit + Paligorskit + Klorit + İllit (Emirhan Fm.).

Figure 5. XRD clay diffractions of different facies in the Sivas basin, a) Smectite + I-S + Chlorite (Karacaören Fm.), b) Smectite + Illite + I-S + Chlorite (Hafik Fm.), c) Smectite + I-S + Kaolinite + Illite (Karacaören Fm.), d) C-S + Smectite + Illite + Chlorite (Karayün Fm.), e) C-S + Smectite + Palygorskite + Chlorite + Illite (Emirhan Fm.).

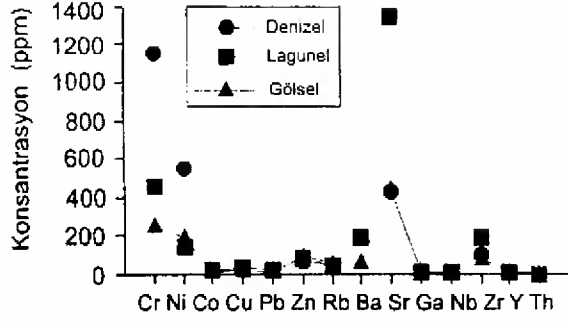
Çizelge 1. Sivas Baseni Miyosen kayaçlarının kimyasal analiz sonuçları.

Table 1. The chemical analyses of Miocene rocks in the Sivas basin.

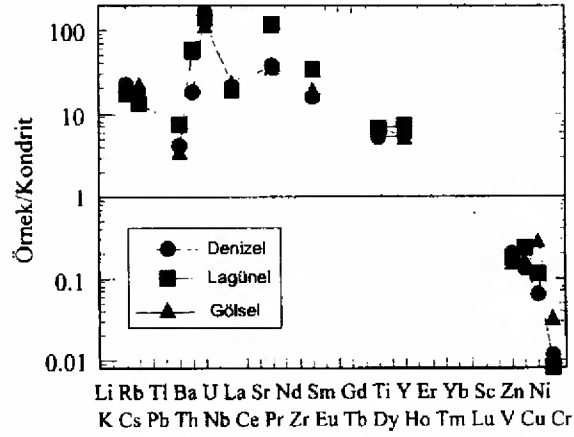
Ortam	Denizel	Lagünel				GölSEL	
%	T98-70	T98-126a	T98-131	T98-132	T98-141	T98-89	T98-94
SiO ₂	37.04	53.31	48.60	45.81	47.43	43.08	39.55
TiO ₂	0.55	0.86	0.73	0.91	0.78	0.95	0.48
Al ₂ O ₃	11.88	16.00	13.15	11.82	14.19	11.39	9.62
ΣFe ₂ O ₃	5.26	7.76	7.09	4.59	9.68	6.09	4.80
MnO	0.06	0.10	0.14	0.18	0.11	0.10	0.10
MgO	3.79	1.89	5.93	4.31	6.20	12.79	9.14
CaO	20.78	8.51	11.02	15.41	9.23	9.59	18.35
Na ₂ O	0.29	1.00	1.75	2.73	1.31	0.60	0.75
K ₂ O	2.37	1.62	1.33	0.93	1.18	2.39	1.17
P ₂ O ₅	0.13	0.14	0.13	0.16	0.13	0.14	0.11
LOI	18.21	8.20	10.61	11.85	8.46	12.90	16.34
Toplam	100.36	99.39	100.48	98.70	98.70	100.02	100.41
Cr	249	413	339	692	396	1071	1229
Ni	193	139	180	77	159	559	550
Co	18	27	25	16	34	21	16
Cu	22	38	30	65	26	25	30
Pb	15	49	21	17	22	9	16
Zn	93	93	84	73	74	76	72
Rb	64	54	48	36	45	48	40
Ba	61	206	100	250	232	293	84
Sr	440	250	348	4638	176	326	529
Ga	12	14	14	12	15	13	10
Nb	8	7	8	6	7	11	7
Zr	86	104	106	447	93	114	101
Y	12	16	16	16	14	14	10
Th	7	9	8	4	3	3	8

karışık tabakalı I-S) egemen olmasıyla karakteristiktir. Selimiye formasyonunda C-S, Karacaören formasyonunda ise smektitin egemen olması, ortamın sığ ve derin olmasının yanı sıra farklı beslenme rejimlerinden de kaynaklanmaktadır.

Lagünel ortamın farklı fasiyelerinde mineralojik ilişki daha belirgin olup; Hafik formasyonu evaporitlerinde dolomit; Karacaören formasyonunun organik madde içeren killi-karbonatlı kayaçlarında kaolinit; Selimiye, Karayün ve Karacaören formasyonlarının volkanojenik silisiklastik kayaçlarında karışık-tabakalı C-S ayırtman minerallerdir. Volkanojenik fasiyesteki kayaçlar göz önüne alındığında, Selimiye formasyonundakiler smektit içermemekte, Karayün formasyonundakiler smektitin yanı sıra I-S içermekte, Karacaören formasyonlarındakiler ise daha yüksek miktarda smektit içermekte ve diğerlerinden farklı olarak bazı örneklerde eser miktarda da olsa paligorskit ve serpantin gözlenmektedir. Lagünel ortamdaki minerallerden kaolinitin olu-



Şekil 6. Sivas havzasında çeşitli ortamlara ait kayaların ortalama iz element bollukları.
Figure 6. The average trace element abundances of the rocks in the various environments from the Sivas basin.



Şekil 7. Sivas havzasında çeşitli ortamlara ait kayaların kondrit-normalize örümcek diyagramı (Kondrit değerleri : Taylor ve McLennan, 1985).
Figure 7. Chondrite-normalized spider diagram of the rocks in the various environments from the Sivas basin (Chondrite values : from Taylor and McLennan, 1985).

şumunda kayacın organik madde içeriği, dolayısıyla mikro-ortam pH'nın (nötr-asitik) etkili olduğu ortaya çıkmaktadır (Gençoğlu ve diğ., 1989). Bir örnek dışında kayaların feldispat içermemesi, kaolinitin bu mineralden türemediğini de göstermektedir. Diğer minerallerden C-S'in volkanojenik ürünlerde ortaya çıkması, bu mineralin kökeni hakkında ipuçları vermektedir. Sivas Baseni'nin kuzeybatı uzantısını temsil eden Yavu çevresindeki incelemeler (Yalçın, 1997; Çerikcioğlu ve Yalçın, 1998), C-S'in oluşumunda volkanik camın yanı sıra, koyu renkli minerallerin bozunma ve/veya bozulmasının da etkili olduğu belirtilmektedir. Buna karşın, diğer

karışık tabakalılarından I-S'lerin evrimi ise farklı gözükmektedir. XRD incelemelerine göre mikaların açık illit (kristalinitenin düşüklüğü) özelliğinde olması, bu illitik minerallere çoğunlukla I-S'lerin eşlik etmesi, diyajenez sırasında muskovitlerin potasyum kaybederek önce illite, sonra da I-S'e dönüşmüş olabileceklerini düşündürmektedir (Yalçın ve Gündoğdu, 1985; Yalçın ve diğ., 1994).

Gölsel ortamda dolomit ve paligorskit tipik mineralleri temsil etmektedir. Bir örnekte de olsa serpantinın gözlenmesi, yüksek Cr ve Ni içeriği bu mineraller ile ofiyolitik dizilime ait ultramafik kayalar arasında kökensel bir ilişki bulunduğunu göstermektedir. Mg'ca zengin minerallerin yaygınlığı, Sivas Baseni'nin özellikle gölsel fasiyesini temsil eden alt basenlerin (Kangal-Çetinkaya: Yalçın ve Bozkaya, 1995a; Ağcakışla: Yalçın ve diğ., 1994; Yavu: Çerikcioğlu ve Yalçın, 1998; Gemerek: Türkmen ve Bölücek, 1998) karakteristiğidir. Paligorskitler jeolojik ortamlarda detritik, diyajenetik veya neoforme (Singer, 1979), illit (Galan ve Castillo, 1984), smektit (Singer, 1984) veya detritik fillosilikatların (Torres-Ruiz et al., 1994) dönüşümü biçiminde oluşabilmektedir. Ofiyolitik birimlerde paligorskitin gözlenmesi, bu mineralin detritik olarak taşınmadığını göstermektedir. Elektron mikroskop incelemeleri ile dokusal ilişkiler saptanamamış olmakla birlikte, paligorskitin oluşum için iki mekanizma ileri sürülebilir. Birincisi göl ortamında minerallerin diyajenetik transformasyonu, ikincisi Mg-minerallerinin kaynak bölgede yüzeysel alterasyonu ve/veya göl suyunda hidrolizi sonucu açığa çıkan katyonlardan itibaren kimyasal çökmesidir (Yalçın ve Bozkaya, 1995a ve 1995b). Bu fasiyeste belirlenen dolomit ve smektitler için de benzer oluşum mekanizmalarının geçerli olduğu, ancak Mg'un öncelikle paligorskit, sonra dolomit ve/veya smektit tarafından tüketildiği düşünülmektedir (Yalçın ve diğ., 1989; Yalçın ve Bozkaya, 1995a ve 1995b; Yalçın ve Karlı, 1998).

Tüm ortamlarda gözlenen illit ve kloritler ise olasılıkla çevredeki metapellitlerden gelmiş gözükmektedir.

Mineralojik toplulukların yanı sıra, jeokimyasal değerler, Sivas Baseni'nde açık deniz ortamının Eosen yaşlı Bozbel formasyonunun ağırlıklı olarak volkanik, Miyosen yaşlı Karacaören formasyonunun metamorfik, Emirhan formasyonuna ait gölsel ortamın ise egemen olarak ofiyolitik seriyeye ait ultramafik kayalardan beslendiğine işaret etmektedir. Lagünel ortamın evaporitik fasiyesinde kimyasal çökmenin, organik fasiyesinde kömürleşme-

nin, volkanojenik fasiyesinde ise volkanoklastik sedimantasyonun egemen olduğu görülmektedir.

Sivas Baseni'nde Miyosen yaşlı birimlerin yanal ve dikey yöndeki fasiyes değişimlerinin ve buna bağlı mineralojik çeşitliliğin, ayrıca Miyosen'den Paleosen yaşlı birimlere doğru korensitin artması (Yalçın, 1991), Oligo-Miyosen paleocoğrafyasının çizilmesinde önemli ölçütleri oluşturmaktadır.

Sedimanter ortamdaki farklı fasiyesler element bollukları bakımından farklı dağılımlar göstermekle birlikte; değişim diyagramlarında aynı paternlere sahip olabildiğinden bu tür diyagramların ayırtman olarak her zaman kullanılmayacağını düşündürmektedir.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, mineralojik verilerin yorumlanmasında stratigrafik-tektonik temelin kurulmasındaki ve fasiyeslerin anlaşılmasındaki uyarıları / katkıları için Doç.Dr.Haluk TEMİZ ve Arş.Gör.Özgen KANGAL'a, laboratuvar çalışmalarındaki yardımları için Fatma YALÇIN ve Ümit ŞENGÜL'e teşekkürü bir borç bilirler.

KAYNAKLAR

- Awwiller, D.N., Mack, L.E., 1991. Diagenetic modification of Sm-Nd model ages in Tertiary sandstones and shales, Texas Gulf Coast. *Geology*, 19, 311-314.
- Brown, G., Brindley, G.W., 1980. X-ray diffraction procedures for clay mineral identification. In: *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification*, G.W. Brindley and G. Brown (eds.), Mineralogical Society, London, 305-360.
- Cater, J.M.L., Hanna, S.S., Ries, A.C., Turner, P., 1991. Tertiary evolution of the Sivas Basin, Central Turkey. *Tectonophysics*, 195, 29-46.
- Çerikcioğlu, B., Yalçın, H., 1998. Yıldızeli-Akdağmadeni arasındaki (Yavu çevresi) Eosen yaşlı volkanojenik kayalarla ilişkili kil minerallerinin mineralojisi ve jeokimyası. *C.Ü. Yerbilimleri*, 15, 87-100.
- Flanagan, F.J., 1976. Descriptions and analyses of eight new USGS rock standards. In: *Twenty-eight papers present analytical data on new and previously described whole rock standards*. United States Geology Survey, Professional Paper, F.J.Flanagan (ed.), 840, 171-172.
- Galan, E., Castillo, A., 1984. Sepiolite-palygorskite in Spanish Tertiary Basins: Genetical patterns in continental environments. in *Palygorskite-Sepiolite: Occurrences, Genesis and Uses*, A.Singer and E.Galan, eds., *Dev.in Sediment.*, 37, Amsterdam, Elsevier, 87-124.
- Gençoğlu, H., Bayhan, H., Yalçın, H., 1989. Bilecik-Söğüt yöresi kaolin yataklarının mineralojisi ve kökeni. IV. Ulusal Kil Sempozyumu, C.Ü. Sivas, 20-23 Eylül, *Bildiriler Kitabı* (Eds. D.Boztaş ve H.Yalçın), 97-112.
- Govindaraju, K., 1989. 1989 compilation of working values and sample description for 272 geostandarts. *Geostandarts Newsletter*, 13, 1-113.
- Gümüşer, G., Yalçın, H., 1998. Kelkit Vadisi kuzeyindeki (Reşadiye-Yazıcık-Bereketli/Tokat) bentonit yataklarının mineralojik ve jeokimyasal incelenmesi. *H.Ü. Yerbilimleri*, 20, 91-110.
- Gündoğdu, N., 1982. Neojen yaşlı Bigadiç sedimanter baseninin jeolojik-mineralojik ve jeokimyasal incelenmesi. *Doktora Tezi*, Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Beytepe-Ankara, 386 s (yayımlanmamış).
- Kurtman, F., 1973. Sivas-Hafik-Zara ve İmranlı bölgesinin jeolojik ve tektonik yapısı. *MTA Dergisi*, 80, 1-32.
- Marfil, R., Hall, A., Garcia-Gil, S., Stamatakis, M.G., 1998. Petrology and geochemistry of diagenetically altered tuffaceous rocks from the middle Triassic of Central Spain. *J.Sed.Res.*, 68, 391-403.
- Milodowski, A.E., Zalasiewicz, J.A., 1991. Redistribution of rare earth elements during diagenesis of turbidite / hemipelagite mudrock sequences of Llandovery age from Central Wales. In: *Morton, A.C., Todd, S.P., Haughton, P.D.W. (eds.), Developments in Sedimentary Provenance Studies*, Geological Society of London, Special Publication, 57, p. 101-124.
- Moore, D.M., Reynolds, R.C.JR., 1997. X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals. *Oxford University*, 378 pp.
- Ohr, M., Halliday, A.N., Peacor, D.R., 1994. Mobility and fractionation of rare earth elements in argillaceous sediments: implication for dating diagenesis and low-grade metamorphism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58, 289-312.

- Pisoni, C., 1965. Sivas 138c1, c4 paftalarının jeolojisi. MTA Rapor No. 21922 (yayımlanmamış).
- Poisson, A., Guezou, J.C., Öztürk, A., İnan, S., Temiz, H., Gürsoy, H., Kavak, K.S., Özden, S., 1996. Tectonic setting and evolution of the Sivas Basin, Central Anatolia, Turkey. *International Geology Review*, 38, 838-853.
- Poisson, A., Wernli, R., Lozouet, P., Poignant, A., Temiz, H., 1997. Nouvelles données stratigraphiques concernant les formations oligo-miocènes marines du bassin de Sivas (Turquie). *C.R.Acad.Sci. Paris, Sciences de la Terre et des Planètes*, 325, 869-875.
- Singer, A., 1979. Palygorskite in sediments: detrital, diagenetic or neofomed. A critical review. *Geol. Rund.*, 68, 996-1008.
- Singer, A., 1984. Pedogenic palygorskite in the arid environment. in *Palygorskite-Sepiolite. Occurrences, Genesis and Uses*, A.Singer and E.Galan, eds., *Dev.in Sediment.*, 37, Elsevier, pp. 169-176.
- Sümengen, M., Unay, E., D Bruijin, H., Terlemez, I., Gürbüz, M., 1990. New neogene rodent assemblages from Anatolia (Turkey). In: *European Mammal Chronology*, (Lindsay, E.H., Falbusch, V., Mein, P. Eds.), Plenum Press, New York, 61-72.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 312 pp.
- Torres-Ruiz, J., López-Galindo, A., González-López, J.M., Delgado, A., 1994. Geochemistry of Spanish sepiolite-palygorskite deposits: Genetic considerations based on trace elements and isotopes. *Chem.Geol.*, 112, 221-245.
- Türkmen, İ., Bölücek, C., 1998. The origin of clay minerals in saline playa-mudflat facies, Yeniçubuk formation (Lower-Middle Miocene), Gemerek, Sivas, Türkiye. *Tr.J. of Earth Sciences*, 7, 1-10.
- Yalçın, H., 1991. Clay mineralogy and geochemistry of Sivas (Hafik district) evaporite basin, Eastern Interior Anatolia. 7th Euroclay Conference, Dresden, 26-30 August, *Proceedings*, v.3, 1185-1190.
- Yalçın, H., 1997. Eosen yaşlı denizaltı volkanizması ile ilişkili İç Kuzey Anadolu zeolit oluşumları. *C.Ü. Mühendislik Fakültesi Dergisi Seri A-Yerbilimleri*, 14, 43-56.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 1995a. Kangal-Çetinkaya alt baseni (Sivas baseni) göl- sel palygorskitlelerinin mineralojisi ve jeokimyası. VII. Ulusal Kil Sempozyumu, MTA, Ankara, 27-30 Eylül, *Bildiriler Kitabı* (Eds. M.Şener, F.Öner, E.Koşun), 105-116.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 1995b. Sepiolite-palygorskite from the Hekimhan region (Turkey). *Clays and Clay Minerals*, 43, 6, 705-717.
- Yalçın, H., Gündoğdu, M.N., 1985. Emet göl- sel Neojen baseninin kil mineralojisi. II. Ulusal Kil Sempozyumu, H.Ü. Beytepe-Ankara, 24-27 Eylül, *Bildiriler Kitabı* (Eds.M.N.Gündoğdu ve H.Aksoy), 155-170.
- Yalçın, H., Gündoğdu, M.N., Liewig, N., 1989. Kırka göl- sel Neojen baseninin kil mineralojisi : Simektit ve karbonat mineralleri arasındaki ilişkiler. IV. Ulusal Kil Sempozyumu, C.Ü. Sivas, 20-23 Eylül, *Bildiriler Kitabı* (Eds. D:Boztuğ ve H.Yalçın), 41-60.
- Yalçın, H., İnan, N., 1992. Tecer formasyonunda (Sivas) Kretase-Tersiyer geçişine paleontolojik, mineralojik ve jeokimyasal yaklaşımlar. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 35, 95-102.
- Yalçın, H., Karslı, Ş., 1998. Dodurga (Çorum) kömür havzasında karbonat ve smektit minerallerinin kökeni ve diyagenetik evrimi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 41, 95-108.
- Yalçın, H., Kavak, K.Ş., Bozkaya, Ö., Poisson, A., İnan, S., 1994. Ağcakışla alt baseninin (Sivas baseni) litolojik ve mineralojik karakteristikleri. *C.Ü. Mühendislik Fakültesi Dergisi Seri A-Yerbilimleri*, 11, 87-95.
- Yılmaz, A., 1983. Tokat (Dumanlıdağ) ile Sivas (Çeltekdağı) dolaylarının temel jeoloji özellikleri ve ofiyolitli karışığın konumu. *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi*, 99-100, 1-18.

KÖRLÜ KÖYÜ (TARSUS-İÇEL) DEMİR CEVHERLERİNİN JEOLJİK, MINERALOJİK VE JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

GEOLOGICAL, MINERALOGICAL AND GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF THE KÖRLÜ VILLAGE (TARSUS-İÇEL) IRON ORES

Şuayip KÜPELİ
İsrafil KAYABALI

Selçuk Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, KONYA
Milli Savunma Bakanlığı, Fon Daire Başkanlığı, ANKARA

ÖZ : Körlü Köyü demir cevherleri, Paleozoyik yaşlı metapelitik kayalar içerisinde yer almaktadırlar. Bu birimler üzerine, açısal bir uyumsuzlukla Tersiyer yaşlı çökellerin geldiği görülür. Stratigrafik kontrollü cevherler, çoğunlukla orta-kalın tabakalı, bazı düzeylerde ise, bantlı ve laminalı yapılarda çökelmişlerdir.

Mineralojik verilere göre, ana cevher bileşenlerini manyetit, kuvars, muskovit, klorit, hematit, götit ve limonit; tali bileşenlerini de siderit, apatit, kalsit ve seyrek olarak rastlanılan biyotit, epidot ve turmalin oluşturmaktadır. En önemli birincil cevher minerali manyetitdir. Çok az oranda da siderit belirlenmiştir. Çoğunlukla özşekilli, yarı özşekilli kristal toplulukları şeklinde görülen manyetitler kuvars-klorit şist, kuvars-muskovit şist, kuvars-mika şist, klorit-muskovit şist, muskovit şist, muskovit-kuvarsit, muskovit-kalk şist ve metakumtaşından oluşan çeşitli matrisler içerisinde yer alırlar. Martilleşme sonucunda manyetitlerden türemiş olan hematitler ince lameller şeklinde olup, manyetit kristalleri içerisinde tipik kafes dokusu gösterirler. SEM-EDS çalışmalarıyla tespit edilmiş olan apatitler ise, prizmatik ve tabuler kristal morfolojilerine sahiptirler.

XRF analizlerine göre, cevher örneklerinin ana bileşen içerikleri %63,7 Fe₂O₃, %20,7 SiO₂, %6,9 Al₂O₃, %4,3 CaO, %2,9 P₂O₅, %1,3 K₂O, %0,3 MgO, %0,2 TiO₂ ve %0,2 Na₂O dir. Yan kayaç örneklerinin ana bileşen içerikleri ise, aynı sıraya göre %7,3; %68,5; %15,1; %0,4; %0,2; %3,0; %0,5; %1,1 ve %0,2 dir. Eser element analizlerinde, cevher örnekleri içerisinde 71,5 ppm Cr; 22,7 ppm Ni; 676,5 ppm V; 118,5 ppm Zn ve 10 ppm Cu ölçülmüştür. Yan kayaç örneklerinde ise, aynı eser element içerikleri sırasıyla 68,3; 15,0; 90; 70 ve 7,7 ppm'dir. Jeokimyasal verilere göre, cevher örneklerinin yan kayaca göre Fe₂O₃, CaO, P₂O₅, Cr, Ni, V, Zn ve Cu içerikleri daha yüksek; SiO₂, Al₂O₃, K₂O ve TiO₂ içerikleri ise daha düşüktür.

İncelenen cevherlerin, bantlı demir formasyonlarına göre yüksek oranda Fe, Al, P ve düşük oranda Si içermeleri, cevherin yaşı, kalın tabakalı ve yankayaçlarla yanall geçişli yapısı, ayrıca çörtlü seviyeler içermemesi, Fanerozoik dönemde çökelmiş olan denizel sedimanter demir cevherleriyle benzerlik gösterirken; manyetit ve hematit gibi ana cevher bileşenlerinin özellikleri ve cevher içerisinde oolit dokulara rastlanılamaması, bu verilerle uyuşmamaktadır.

Jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal bulgular, Körlü Köyü demir cevherlerinin Permiyen süresince hüküm süren nispeten derin, sakin, alkalin ve indirgen denizel ortam şartlarında, kimyasal sedimantasyon süreçleriyle çökelmiş olduğunu göstermektedir. Metamorfizma ile megaskopik birincil sedimanter cevher yapıları bozulmamışken, mikroskopik ölçekte manyetitlerde kısmi yönelme, rekristalizasyon, kümelenmeler ve ornatım dokuları ile muskovit ve kloritlerde belirgin yönelmeler, kuvarslarda ise yer, yer ikincil büyümeler gelişmiştir.

Anahtar kelimeler : Körlü demir cevheri, jeoloji, mineraloji, jeokimya

ABSTRACT : The Körlü village iron ores occur in Paleozoic aged metapelitic rocks. These units are overlain by Tertiary sediments with an angular unconformity. The stratigraphically controlled iron ore deposits are mostly medium to thick layered, are banded and laminated in some levels.

The main minerals within the ores are magnetite, quartz, muscovite, chlorite, hematite, goethite and limonite; accessory phases include siderite, apatite, calcite, and very rarely biotite, epidote and tourmaline. The most important primary iron ore mineral is magnetite. Siderite is also seen

very rarely. Mostly euhedral or subhedral magnetite crystall aggregates are developed in matrixes of various mineral compositions; quartz-chlorite schist; quartz-muscovite schist; quartz-mica schist; chlorite-muscovite schist; muscovite schist; muscovite-quartzite; muscovite-chalc schist and metasandstones. The hematites occur as fine lamelle having typical network texture within the magnetite crystals, which were resulted from martitization of the magnetites. Apatite, determined in SEM observations, are seen as prismatic and tabular crystals.

In the XRF analyses, the major oxide contents of the iron ore samples are 63,7% Fe₂O₃, 0,7% SiO₂, 6,9% Al₂O₃, 4,3% CaO, 2,9% P₂O₅, 1,3% K₂O, 0,3% MgO, 0,2% TiO₂ and 0,2% Na₂O. The major oxide contents of the wallrock samples are 7,3%; 68,5%; 15,1%; 0,4%; 0,2%; 3,0%; 0,5%; 1,1% and 0,2% respectively. In the trace element analyses of the iron ore samples were measured 71,5 ppm Cr; 22,7 ppm Ni; 676,5 ppm V; 118,5 ppm Zn and 10 ppm Cu. The contents of the same trace elements in the wallrock samples are 68,3; 15,0; 90; 70 and 7,7 ppm. The geochemical data show that the ore samples are rich in Fe₂O₃, CaO, P₂O₅, Cr, Ni, V, Zn and Cu; and poor in SiO₂, Al₂O₃, K₂O and TiO₂ comparing with the wallrock.

High contents of Fe, Al, P and low content of Si of the ore samples relative to the banded iron formations, the age of ore deposit, thick layered feature and lateral gradation with wallrocks, as well as the absence of cherty levels in the ore all show that the investigated iron ores have the similarities with Phanerozoic marine sedimentary iron deposits. But the features such as magnetites and hematites being the main ore minerals and the absence of the oolitic textures in ore are not in accordance with this type of deposits.

Geological, mineralogical and geochemical observations point out a mode of chemical sedimentary formation of the Körlü iron ores occurred under a relatively deep, calm, alkaline and reducing marine conditions during the Permian. Megascopic primary sedimentary ore structures were not destroyed through metamorphic effects. Partly orientation, recrystallization, crystal aggregations, replacement textures in the magnetites and remarkably orientation in muscovites and chlorites, rarely secondary quartz overgrowth have been occurred in microscopic scale.

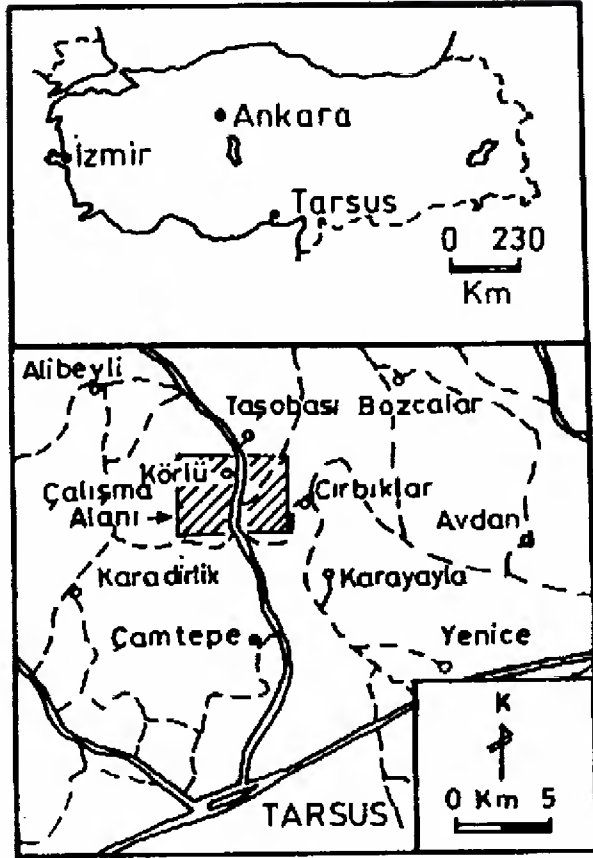
Key words : Körlü iron ore, geology, mineralogy, geochemistry

GİRİŞ

Bu makalede incelenen demir cevherleri, İçel ili'ne bağlı Tarsus ilçesi'nin yaklaşık 18 km. kuzeyinde bulunan, Körlü(Gürlü) Köyü'nün 1.5 km. kuzey kesiminde, 1/25000 ölçekli KOZAN N33 c3 paftası içerisinde (Şekil 1). Birçok araştırmacı tarafından jeolojik, paleontolojik, sedimentolojik ve petrol imkanları açısından incelenen bölgede, Körlü Köyü demir cevherlerine yönelik herhangi bir çalışma bulunmamıştır. İnceleme alanı ve çevresinde yapılan araştırmalar kapasamında Foley (1937), Adana yöresinin; Blumenthal (1938), Adana-Seyhan bölgesinin kronostratigrafisini; Ternek (1953), Mersin-Tarsus kuzey kesiminin; Chaput (1954), Adana havzası ve kenar bölgelerinin jeolojisini; Ternek (1957) ise, Adana havzasındaki Alt Miyosen formasyonlarını ve petrol imkanlarını araştırmışlardır. Daha sonra Schimidt (1961) tarafından, Adana Baseni'ne ait Tersiyer yaşlı çökeltileri içeren ilk kapsamlı çalışmanın yapıldığı görülmektedir. Söz konusu çalışmada birimler, litostratigrafi prensiplerine göre ayırtılarak formasyon adlamaları yapılmış ve Tersiyer istifi'nin stratigrafisi büyük ölçüde ortaya konulmuştur. Özer ve diğ. (1974), Antalya-Mut-Adana

havzalarının jeolojisi, stratigrafisi ve yapısal özelliklerini karşılaştırmalı olarak sunmuşlardır. İlker (1975), Adana baseni ve kuzeybatısının jeolojisi ve petrol imkanlarını; Görür (1979), Karaisalı kireçtaşının sedimentolojik özelliklerini; Yalçın ve Görür (1984), Adana baseninin sedimentolojik evrimini; Yetiş ve Demirkol (1984), Adana baseni kuzeybatı kesiminin stratigrafisini; Tanar (1985), Karaisalı, Kuzgun ve Memişli formasyonlarının Körlü (Tarsus-İçel) yöresindeki molluska faunasını; Yetiş ve diğ. (1986), Adana havzasında Kuzgun formasyonunun fasiyes ve ortam özelliklerini; Yetiş ve Demirkol (1986), Adana baseni batı kesiminin detay jeolojisini; Ünlügenç ve Demirkol (1988), Kızıldağ yayla (Adana) yöresinin stratigrafisini; Ünlügenç ve diğ. (1990), Neojen Adana baseninin basen gelişim özelliklerini; Özalp (1993), Gülek-Çamalan (Tarsus-İçel) bölgesinin stratigrafisini belirlemeye çalışmışlardır. Gürbüz ve Ünlügenç (2000) ise, kumca zengin fırtına sedimanları ve türbiditler arasındaki farklılıklara, Adana basenindeki Kuzgun formasyonu içerisinde örnekler vermişlerdir.

Bu çalışmanın amacı ise, Paleozoyik yaşlı birimler içerisinde yer alan sedimanter



Şekil 1. İnceleme alanının coğrafik konumu.
Figure 1. Location map of the study area.

nitelikteki Körlü Köyü demir cevherlerinin jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal yönden incelenmesidir. Bunun için, öncelikle yörenin 1/25000 ölçekli jeolojik haritası yapılarak söz konusu cevherlerin dağılım ve jeolojik konumları ortaya konulmuştur. Cevher zuhurlarında açılmış olan yarmalar yardımıyla stratigrafik kesitler hazırlanarak, cevher-yankayaç ilişkileri, cevher geometrisi, cevherin yapısal ve bazı dokusal özellikleri ile mineralojik bileşimleri belirlenmeye çalışılmıştır. Ayrıca, bu çalışmalar sırasında derlenen tipik cevher ve yankayaç örnekleri, çeşitli laboratuvar yöntemleri ile mineralojik ve jeokimyasal yönden incelenmişlerdir.

MATERYAL ve METOD

Mineralojik incelemeler, esas olarak ince kesit optik mikroskop, parlak kesit cevher mikroskobu ve Rigaku Geigerflex D/max(θ/θ)VC tipi bir XRD cihazı kullanılarak yapılmıştır. Otomatik agat havanda toz haline getirilen örnekler, sıg bir cam kap içerisine konularak 2 θ açısı 2.5° ile 70° arasında değişecek şekilde CuK α

radyasyonu ile taranmıştır. Yarı mikroskobik boyuttaki minerallerin dokusal özellikleri ise, altınla kaplanan cevher örneklerinin EDS ilaveli bir taramalı elektron mikroskopta (Jeol 840A ve JSM 6400 SEM) incelenmesi ile belirlenmiştir.

Majör oksit ve eser element içerikleri, örnekler 105°C 'de kurutulduktan sonra, Rigaku RIX 3000 model bir XRF cihazında tayin edilmiştir. Analiz değerleri 0.75 gr toz örnek ile 4.5 gr lityum tetraborat karıştırılarak hazırlanan cam preparatlar üzerinden okunmuştur. Ateş kaybı, 2 saat süreyle 1000°C'de ısıtılan 2 gr ağırlığındaki örneğin ağırlık kaybından hesaplanmıştır. Spektrofotometrenin kalibrasyonunda uluslararası standartlar (USGS and GEOSTANDARTS) kullanılmıştır.

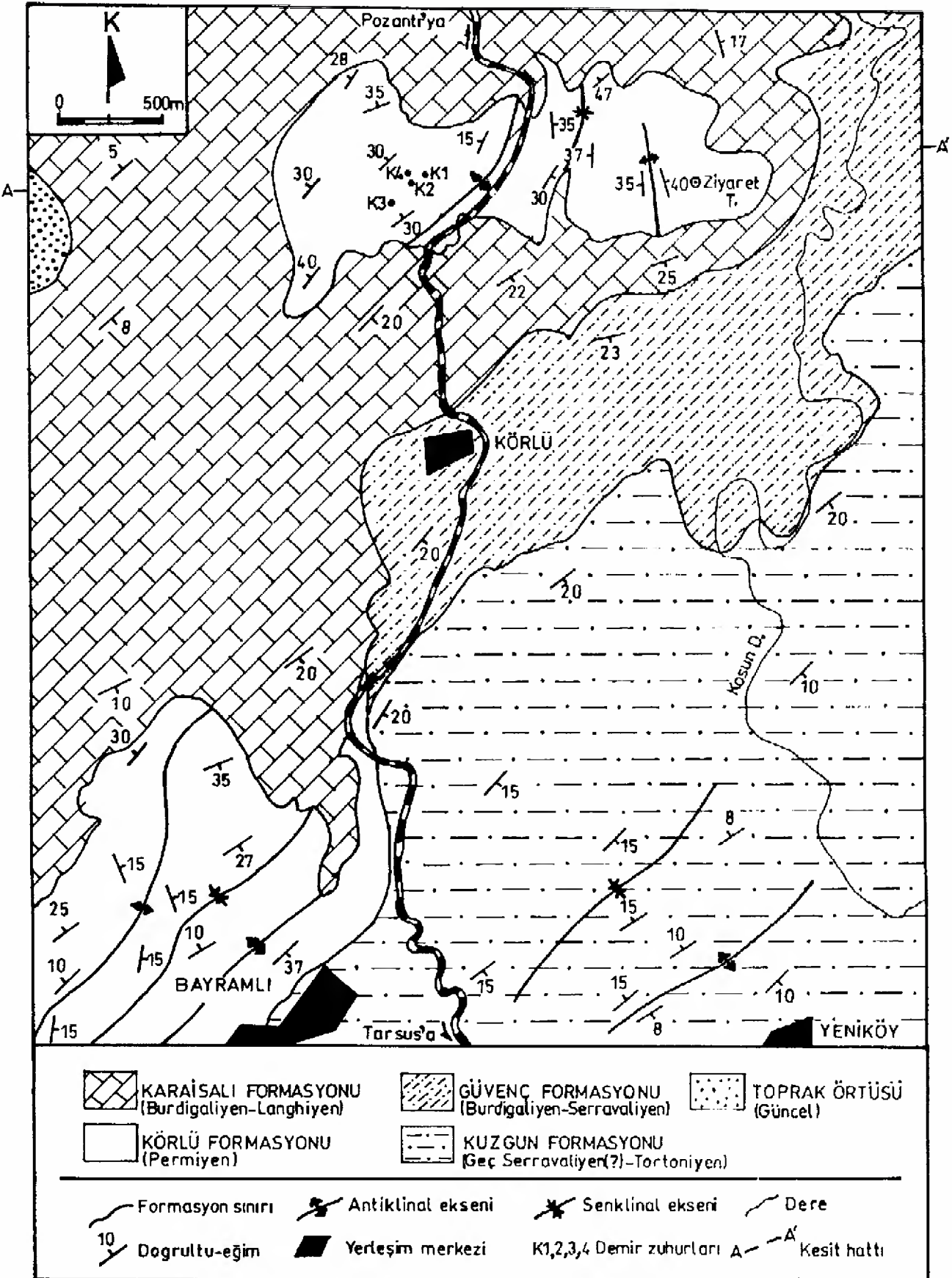
Mineralojik ve jeokimyasal analizlerin yapımında, Orta Doğu Teknik Üniversitesi ile Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü laboratuvarlarından yararlanılmış olup, Jeokimyasal analiz değerleri %97 doğrulukla belirlenmiştir.

JEOLOJİK KONUM

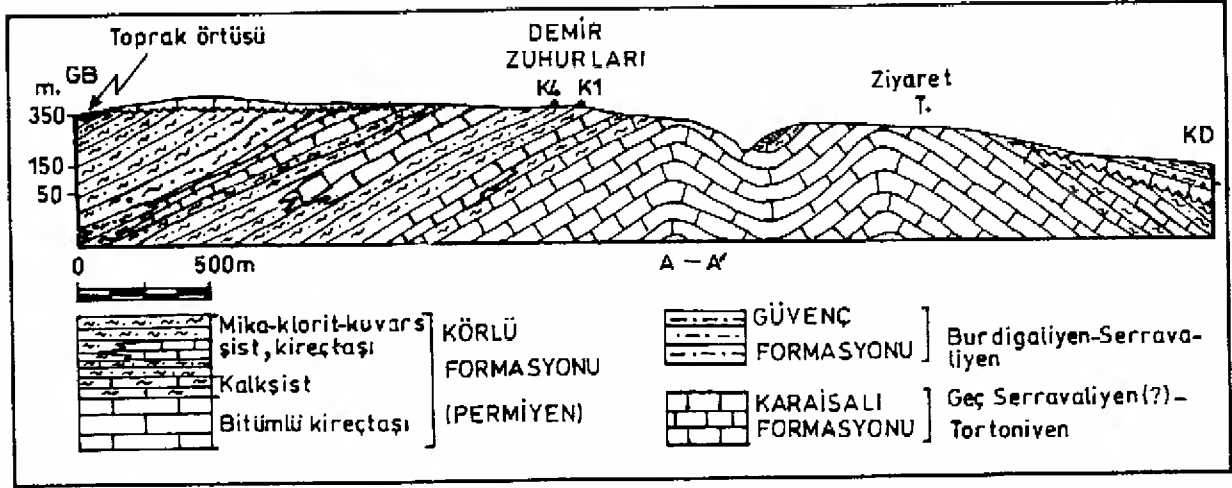
Adana Baseni'nin kuzeybatı kesiminde yer alan inceleme alanında, Paleozoyik ve Tersiyer yaşlı birimler yüzülemektedir. Bu birimler, Körlü, Karaisalı, Güvenç ve Kuzgun olmak üzere dört formasyona ayrılarak incelenmişlerdir (Şekil 2).

İnceleme alanında yaklaşık 1500 m kalınlığa sahip olan Körlü formasyonu, tabanındaki bitümlü metakarbonat seviyeleri içerisinde belirlenen *Mizzia Sp.* fosillerine göre Permian yaşlıdır. Formasyon, Adana Baseni'ndeki Tersiyer istifine ait Burdigaliyen-Langhiyen yaşlı (Yetiş ve Demirkol, 1986), Karaisalı formasyonu (Schmidt, 1961) tarafından açılmal bir uyumsuzlukla örtülmektedir (Şekil 3). Bej renkli, orta kalın tabakalı karbonatlardan oluşan bu birim üzerine, uyumlu olarak Burdigaliyen-Serravaliyen yaşlı (Yetiş ve Demirkol, 1986) Güvenç formasyonuna (Schmidt, 1961) ait yeşilimsi-boz renkli şeyller, bunlar üzerine de Geç Serravaliyen (?)-Tortoniyen yaşlı (Yetiş ve Demirkol, 1986), kırmızımsı-sarı renkli, gevşek tutturulmuş kumtaşı, mavimsi gri renkli şeyl ve boz renkli marn ve tüfitlerden yapılmış Kuzgun formasyonuna (Schmidt, 1961) ait birimler uyumlu olarak gelmektedir (Şekil 2).

Bu makalede incelenen demir cevherleri, Körlü formasyonunun üst kesiminde yer alır. Esas olarak metakarbonat ve metapelitik kayalardan oluşan formasyon, Bayramlı ve Körlü (Tarsus-İçel) köylerinin kuzey kesimlerinde yüzülemektedir (Şekil 2). Önceki araştırma-



Şekil 2. İnceleme alanının jeolojik haritası.
Figure 2. Geological map of the study area.



Şekil 3. İnceleme alanının kuzey kesiminden geçen jeolojik kesit.
Figure 3. Geologic cross-section through northern part of the study area.

lar tarafından "metamorfik temel, Paleozoyik temel" şeklinde tanımlanan söz konusu birimler, bu çalışmada Körlü Köyü'ne izafeten Körlü formasyonu olarak adlandırılmıştır. Tabanda koyu gri-siyah renkli, orta-kalın tabakalı, bitümlü rekristalize kireçtaşları ile başlayan istif, açık gri- bej renkli kalkşistlere tedrici geçiş gösterir. Kalkşistler, gri-boz renkli, orta-kalın tabakalı, karstik yüzey şekilleri sunan rekristalize kireçtaşları ile yanıl ve düşey geçişlidir. İstifin en üst kesiminde ise, bu kireçtaşları ile yeşilimsi sarı-pembemsi mor-vişne renkli, sık yapraklanmalı metapelitik kayaçlar arıalanmaktadır. Demir cevherleri, söz konusu kireçtaşları ile arıalan ilk metapelitik kayaç seviyesi içerisinde yataklanmıştır (Şekil 3).

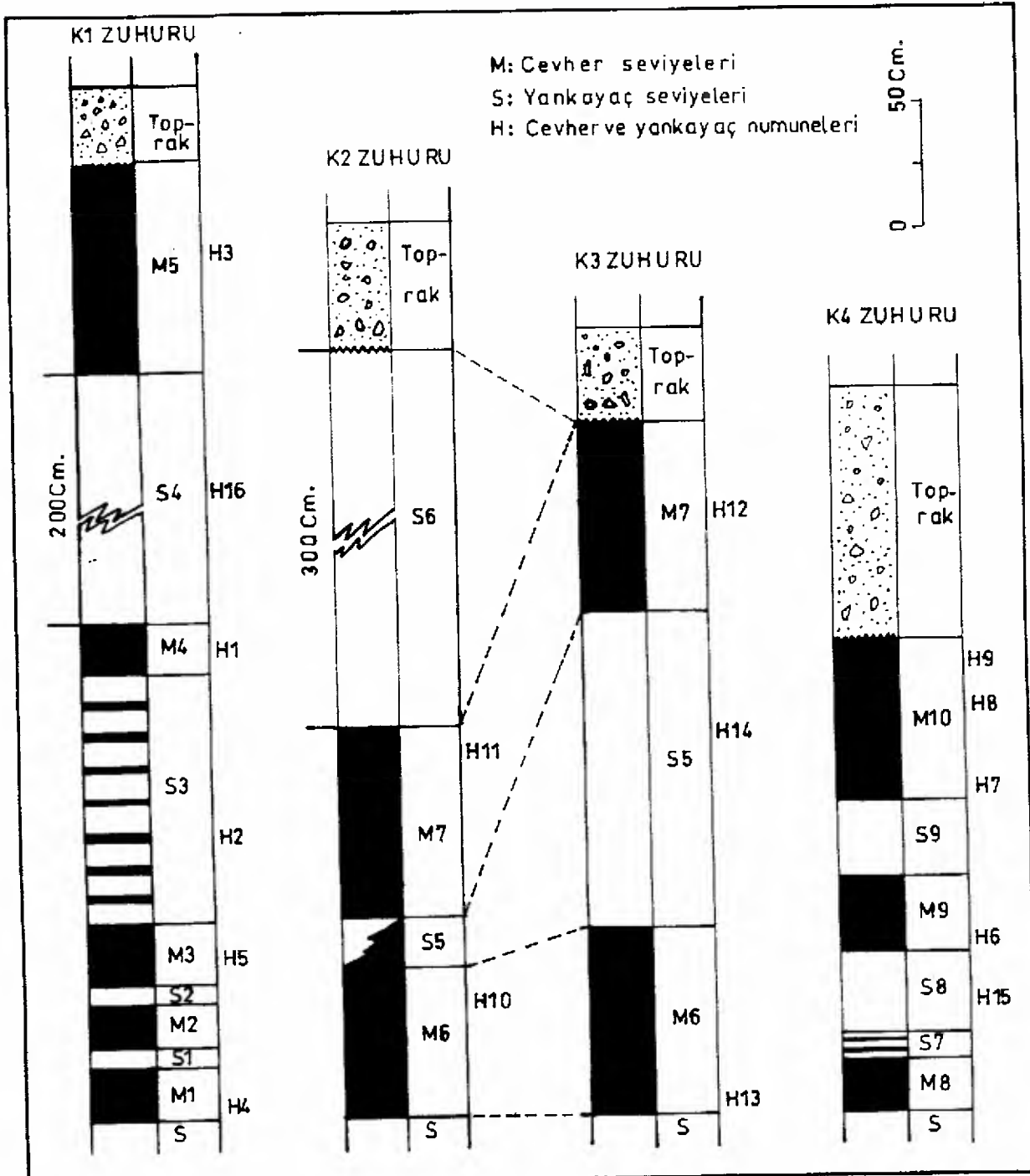
Muhtemelen Mesozoyik dönemde Alpin hareketlerle kısmen kıvrımlı, bol kırıklı ve parçalanmalı bir yapı kazanmış olan Körlü formasyonuna ait kayaçlar ve kapsadıkları cevher düzeyleri, yeşil şist fasiyesinde düşük dereceli bir metamorfizma geçirmişlerdir. Bununla birlikte, formasyon içerisinde laminalı, bantlı ve tabakalı sedimanter yapılar açıkça görülebilmektedir. Özellikle karbonat kayaçlarda gözlenen rekristalizasyon, pelitik kayaçlardaki yapraklanmalar, çatlak ve kırıklarla ilişkili kalsit ve süt kuvars damarlarının oluşumları, kısmen cevherli düzeyleri de parçalamış ve atırma uğratmış olan çatlaklı ve kırıklı yapılar, tektonik ve metamorfik süreçlerle ilişkilidir.

MADEN JEOLJİSİ

İncelenen demir cevherleri, Körlü Köyü'nün yaklaşık 1,5 km kuzeyinde, Ziyaret Tepe antiklinalinin batı kanadındadır (Şekil 2, 3). Burada birbirine yakın bir şekilde izlenen dört cev-

her zuhuru bulunmaktadır. Bunlar jeolojik harita üzerinde K1, K2, K3 ve K4 simgeleriyle gösterilmiştir (Şekil 2). Saha gözlemlerine göre bütün cevherler, Permiyen yaşlı Körlü formasyonuna ait pelitik kayaçlar içerisinde yer alır (Şekil 2). Cevherli seviye içerisinde zuhurlar, alttan üste doğru K1, K2-K3 ve K4 şeklinde sıralanmışlardır. Bunlardan K2 ve K3 zuhuru, aynı stratigrafik seviyede olup muhtemelen birbirlerinin uzantısıdır. Yörede etkili olan ayrışma süreçleriyle birlikte pelitik kayaçlar üzerinde kalınlığı 1m'ye yaklaşan kırmızımsı kahve renkli bir toprak örtüsü oluşmuştur (Şekil 4). Bu nedenle, cevherlerle ilgili gözlemlerin büyük bir bölümü açılan yarımlar vasıtasıyla yapılabilmektedir. Çizelge 1'de yarımlarla ilgili bilgiler görülmektedir. Zuhurlarda hazırlanan ölçülü kesitlerle, cevherlerin stratigrafik konumu, yan kayaçlarla ilişkisi, sedimanter ve makro petrografik özellikleri belirlenmeye çalışılmıştır. Buna göre, incelenen cevherlerin tamamı yan kayaçlarıyla uyumlu, onlarla arıalanmalı ve yer yer de yanıl-düşey geçişlidirler (Şekil 4). Cevherli düzeyler, laminalı (1-2 mm), bantlı(2-5cm) ve tabakalı(10-80cm) yapılarda görülürler. Tabaka kalınlıkları, cevherli seviye içerisinde üste doğru artma eğilimindedir. Kalın tabakalı cevher düzeylerinde, genellikle tabaka alt ve üst yüzeylerine yakın kesimlerde tabaka içi paralel laminalı yapılar görülür. Cevherli zonun toplam kalınlığı K1 ve K2 zuhurlarında 5m, K3 zuhurunda 3m, K4 zuhurunda ise yaklaşık 3m kadardır.

Metamorfik ve tektonik süreçler, cevher düzeylerindeki megaskopik sedimanter yapıları bozmamıştır. Ancak yanıkayaçlarda belirgin şist yapısı, cevherli düzey ve tüm birimlerde de kıvrımlı, çatlaklı, kırıklı ve faylı yapıların ortaya çıkmasına neden olmuştur. Çatlak ve kırıkların



Şekil 4. Körü demir zuhurlarına ait stratigrafik kesitler.
Figure 4. Stratigraphic sections of the Körü iron ores.

bir kısmı kalsit ve süt kuvarslarla, bir kısmı da hematit, götüt ve limonitlerle dolgulanmıştır. Cevher düzeylerinin faylanmalar sonucunda yer yer atıma uğrayarak, kısmen breşik bir yapı kazandığı görülür. El örneği düzeyinde ise, genellikle masif, bazen de saçılımlı bir yapı sunan cevherler siyah renkli, oldukça sert ve sağlam

yapılı, kuvvetli manyetizma gösteren manyetit kristallerinin yığılmasından oluşurlar. Kristaller çoğu zaman gözle farkedilebilecek kadar iridir. Saçılımlı cevherler genellikle yeşilimsi sarı, bazen de pembe-mor renkli bir matriks içerisinde çökelmişlerdir. Cevherlerin fazla ayrışmadığı, mevcut ayrışmaların yüzeyden itibaren çat-

Çizelge 1. Körlü demir zuhurlarında açılmış olan yarmalarla ilgili bilgiler.

Table 1. Data relationship to cuttings in the Körlü iron ore deposits.

Zuhurlar	Yarmaların doğrultuları	Yarmaların ebatları (uz.xgen.x der. -metre)	Cevher düzeylerinin konumları
K1	K18D	10x2,5x4	K10D/20KB
K2	K20B	1x7x10	K60D/30KB
K3	K65B	5x3x3	K20D/38KB
K4	K-G	D-B	6x1x4 4x1x4 K-G/35B

lak kırık ve fay düzlemleri boyunca yaklaşık 1m derinliğe kadar etkili olduğu görülür. Yarmalardan çıkarılarak depolanmış olan cevher bloklarının da fazla oksitlenmediği dikkati çekmektedir. Başlıca oksidasyon ürünlerini hematit, götit ve limonitler oluşturmaktadır. Buna karşın yan kayalarda yüzeysel ayrışmaların daha etkin olduğu görülür. Yüzeyle oluşan kırmızımsı kahve renkli ayrışma zonu içerisinde, yan kayaç bileşenlerinde killeşme, limonitleşme ve götit oluşumları ile birlikte, çatlak ve kırıklar boyunca izlenen ikincil demir oksidohidroksit damarcıklarının oluştuğu görülür. Ayrıca cevher yakınında yüzeyleyen karbonat kayaçlar üzerinde de yamaç molozlarıyla birlikte depolanmış kırmızı renkli toprakları kapsayan karstik dolgular yer alır. Yüzeyle görülen mevcut toprak örtüsü nedeniyle, yarmalarda izlenen cevher düzeylerinin yanıl yöndeki uzanımları belirlenmemektedir. Bunun için genel bir jeofizik prospeksiyondan sonra, daha sık yarma ve sondaj faaliyetleri ile birlikte rezerv tespit çalışmalarının yapılması gerekmektedir.

MINERALOJİK VERİLER

Mineralojik incelemeler, saha gözlemlerinin yanısıra, cevher ve yankayaç örneklerinin laboratuarda ince kesit optik mikroskop, parlak kesit cevher mikroskobu, XRD ve SEM-EDS yöntemleriyle incelenmelerini kapsar. X-ışınları çözümlenmeleri ile elde edilen cevher ve yankayaç örneklerine ait mineral parajenezleri, Çizelge 2 ve 3'te görülmektedir. Buna göre, yankayaçın ana bileşenlerini kuvars, muskovit-serisit, manyetit ve kloritler oluşturur (Çizelge 3). İnce kesitlerde biyotit, epidot, turmalin, kalsit, feldispat ve sideritler ile parlak kesitlerde gözlenen martit-(hematit), götit ve limonitler bu bileşenlere ilave edilebilir. Bu mineral içeriklerine göre, yankayaç adlanması muskovit-kuvars şist ya da klorit-kuvars şist olarak yapılmıştır. Ancak, bazı ince kesitlerde metakumtaşı, metakuvarsit ve kalkışist gibi birimler de gözlenmiştir.

Çizelge 2. Cevher örneklerinin mineralojik bileşimleri.

Table 2. Mineralogical composition of the ore samples.

Örnekler	Mineralojik Bileşim
H1	Manyetit, kuvars, muskovit-serisit, martit-(hematit), klorit
H2	Manyetit, kuvars, muskovit-serisit, martit-(hematit), klorit
H3	Manyetit, kuvars, muskovit-serisit, martit-(hematit), klorit
H4	Martit-(hematit), klorit, manyetit, kuvars, muskovit-serisit
H10	Martit-(hematit), manyetit, muskovit-serisit, kuvars, klorit
H11	Manyetit, martit-(hematit), kuvars, muskovit-serisit, klorit
Y9	Manyetit, kuvars, muskovit-serisit, martit-(hematit), klorit
H13	Manyetit, kuvars, muskovit-serisit, biyotit

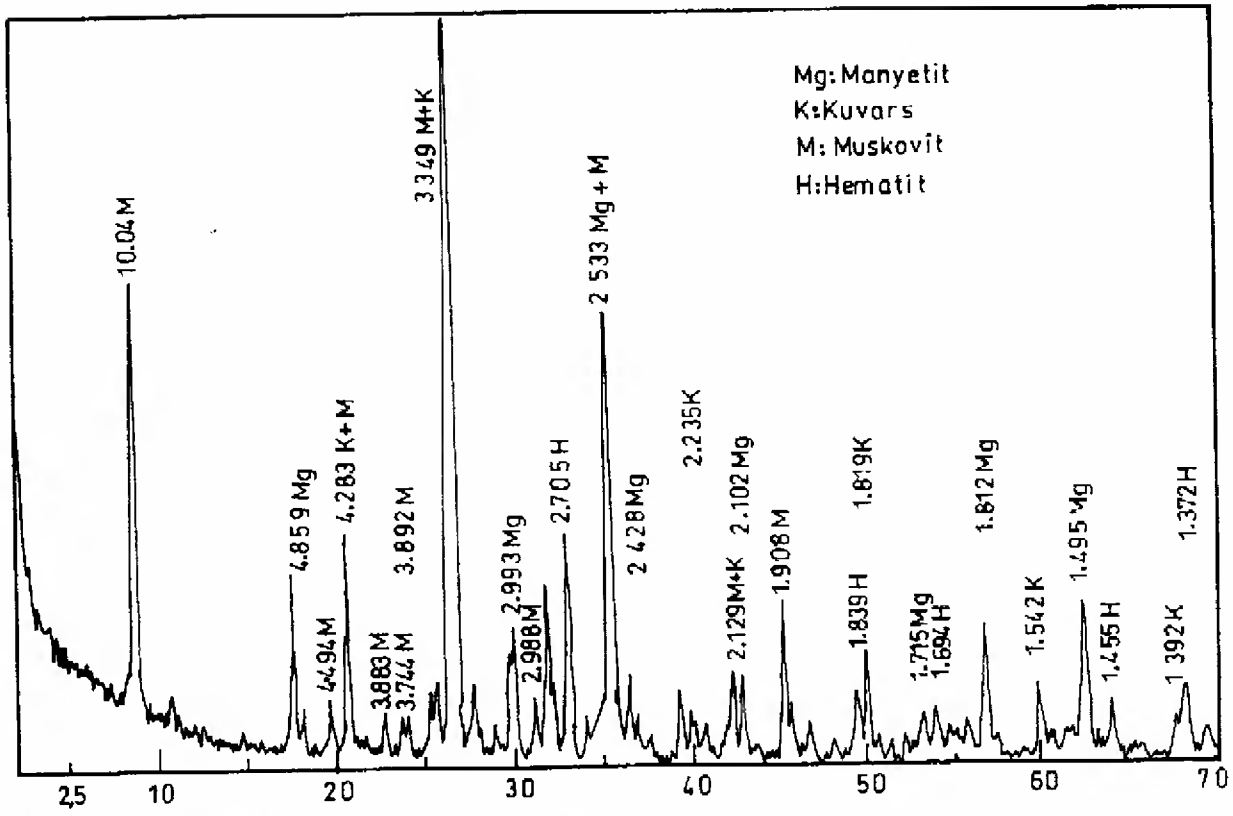
Çizelge 3. Yan kayaç örneklerinin mineralojik bileşimleri.

Table 3. Mineralogical composition of the wallrock samples.

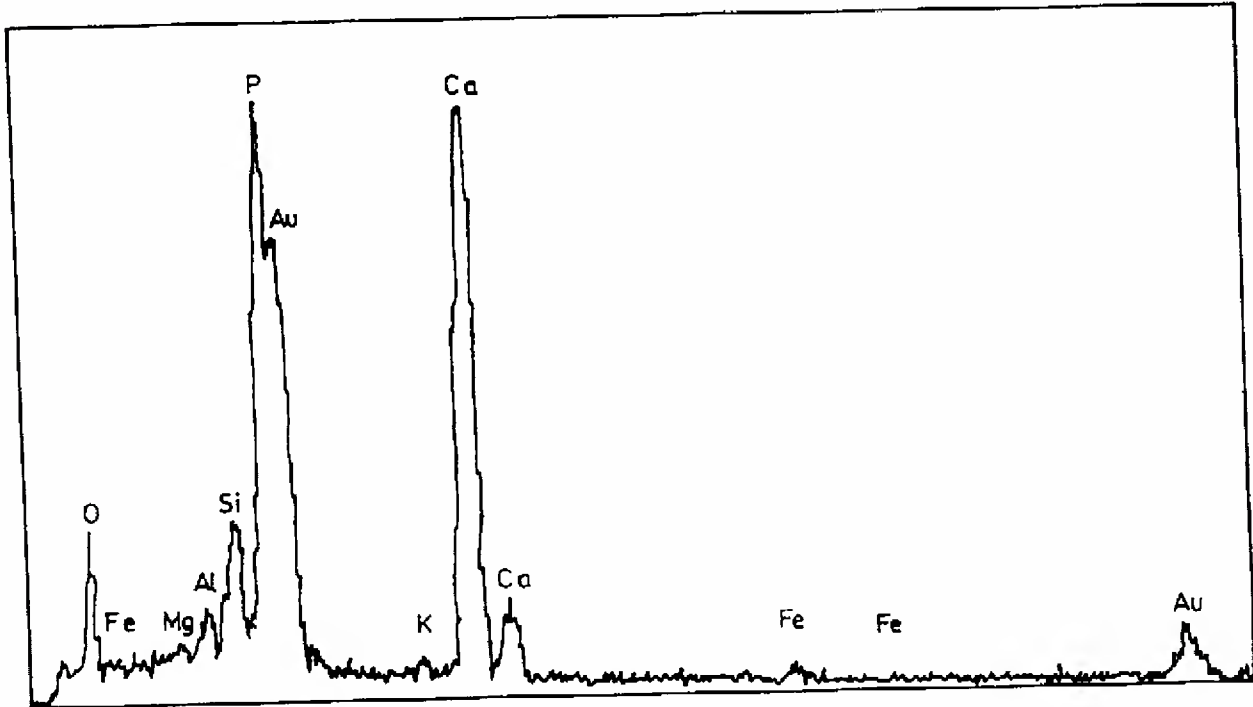
Örnekler	Mineralojik bileşim
H6	Kuvars, muskovit-serisit, manyetit
H22	Kuvars, muskovit-serisit, manyetit
H7	Kuvars, klorit, manyetit, martit-(hematit), muskovit-serisit

Cevher örneklerinin ana bileşenlerini manyetit, muskovit-serisit ve kuvars; tali bileşenlerini ise, martit-(hematit), klorit ve biyotitler oluşturur (Çizelge 2, Şekil 5). Ayrışmış iki örnekte (H4, H10) ise, martit-(hematit)'lerin ana bileşen durumuna geçtiği görülür. Parlak kesit çalışmalarında, martit-(hematit) mineralinin yanısıra, bütün örneklerde az miktarda götit ve limonit belirlenmiştir. Ayrıca ince kesitlerde de çok az oranda siderit, turmalin, biyotit, feldispat ve epidot; SEM-EDS çalışmalarında ise manyetit, hematit, götit, kuvars, mika ve apatit tespit edilmiştir. Şekil 6' da, diğer minerallere göre baskın olan apatit mineraline ait EDS spektrumu görülmektedir. En önemli birincil cevher mineralini manyetit oluşturmaktadır. Bunun yanısıra çok az oranda da siderit görülür. Manyetitler genellikle iri (0.1-0.4 mm), öz şekilli, yarı öz şekilli kristaller, bazen düzensiz sınırlı adacıklar, bazen de amorf-kriptokristalin yığılımlar şeklindedirler. Kristal habitleri yer yer kübik, yer yer de oktahedral formdadır.

Manyetit kristalleri içerisinde, oktahedral düzlemler boyunca gelişmiş olan, in-



Şekil 5. Bir cevher örneğinin (H1) x-ışını difraktoğramı.
Figure 5. XRD-pattern of a sample (H 1) from the ore.



Şekil 6. Apatite ait EDS spektrumu.
Figure 6. EDS spectra for apatite.

ce lameller şeklindeki martit-(hematit)'ler, özellikle kristal kenarlarından itibaren içe doğru, tipik kafes dokusu oluşturmuşlardır (Şekil 7A). Benzer cevher dokuları, Morris (1980) tarafından Avustralyadaki bantlı demir formasyonlarında gözlenmiştir. Martit-(hematit)'ler ve manyetitler arasındaki ilişki, Şekil 7B'de sunulan SEM mikrofotografında da görülmektedir. Parlak kesitlerde, manyetit psödomorfları ve düzensiz sınırlı adacıklar şeklinde belirlenen götüt ve limonit oluşumları hem birbirleriyle, hem de türemiş oldukları manyetit ve hematitler ile süperjen ornatma dokularına sahiptirler (Şekil 7A, C). Götüt ve limonitlerin oluşumunda hidrasyon olayları etkili olmuştur (Mason ve Moore, 1982). İlerleyen ayrışma süreçleriyle birlikte limonitlerin yıkanarak ortamdaki taşınması sonucunda da, götütlerde gözenekli bir doku ortaya çıkmıştır. Ayrıca götütler için tipik olan kabuğumsu, böbreğimsi ve çubuksu mikrodoku örnekleri SEM çalışmalarında çok belirgin olarak ayırt edilebilmektedir (Şekil 7D). Cevher içerisinde; detritik kuvars ve mikalarla birlikte çökelmiş olan otijenik apatitlerin, prizmatik (heksagonal) ve tabuler şekillerde kristallendiği görülmektedir (Şekil 7E). Manyetitler, esas olarak kuvars-muskovit şist, kuvars-klorit şist, kuvars-mika şist, klorit-muskovit şist, muskovit-şist; ender olarak da muskovit-kuvarsit, muskovit-kalkışist, siderit ve metakumtaşı bileşimindeki matriks fazı içerisinde çökelmişlerdir (Şekil 7F, G, H). Yan kayaç bileşimi dikkate alındığında, matriks içerisinde detritik kuvars miktarının önemli ölçüde azaldığı görülür.

Saha ve laboratuvar çalışmalarıyla belirlenen yönelmiş mineral yapı ve dokularının yanısıra, cevher ve yankayaç mineral parajenezlerinde bulunan kuvars, muskovit, klorit, biyotit ve epidot gibi mineraller, bölgesel termo-dinamo metamorfizmanın yeşil şist fasiyesine işaret etmektedirler. Söz konusu metamorfizma sonucunda, mikroskobik ölçekte kuvars, muskovit ve kloritlerde belirgin yönelmeler, kuvarlarda yer yer ikincil büyümeler, manyetitlerde ise kısmi yönelme, rekristalizasyon ve kümelenmeler ile ornatım dokuları ortaya çıkmıştır (Şekil 7F, G, H). Yapılan incelemelere göre, metamorfizma derecesi ve kırıntılı tane boyu artışına paralel olarak, manyetit kristallerinde bir irileşme ve özşekillilik göze çarpmaktadır. Epidot ve biyotit içeren bu tip örneklerde, rekristalizasyon ve kümelenmelerle birlikte ortaya çıkan oldukça iri (0.3-0.5mm) manyetit porfiroblastlarının bazen mika, klorit ve kuvars tarafından sarıldığı, bazen de manyetitlerin şist dokusunu kesecek şekilde matriks bileşenlerini ornatarak büyüdüğü görülür.

(Şekil 7F). Bu verilere göre, manyetit kristallerinin oluşumu, pre ve post metamorfik evreleri kapsar.

Pelitik malzeme ile amorf-kripto kristalin manyetitlerden oluşan bazı örneklerde de, iki evreli metamorfizmaya işaret eden asimmetrik kink bant oluşumları tespit edilmiştir. Metamorfizmanın birinci evresinde manyetitlerin muskovitlere paralel mikro bantlar oluşturduğu, ikinci evrede ise, muskovitlerle birlikte kıvrımlanan manyetit mikro bantlarının, kıvrım eksenleri boyunca rekristalizasyona uğrayarak, nispeten iri kristaller oluşturacak şekilde kümelendiği görülür.

JEOKİMYASAL İNCELEMELER

İncelenen demir cevherlerinin jeokimyasal özelliklerini belirleyebilmek amacıyla, cevher ve yankayaç bölümlerini temsil edecek şekilde 13 cevher, 3 yankayaç örneği alınarak, majör oksit ve eser element içerikleri XRF yöntemiyle belirlenmiştir. Örneklerin alındığı yerler Şekil 4'de sunulan stratigrafik kesitler üzerinde; analiz sonuçları ise Çizelge 4, 5, 6 ve 7'de görülmektedir.

Cevher örneklerinin ana bileşenlerini Fe_2O_3 , SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , P_2O_5 , MgO , TiO_2 , Na_2O ve MnO ; yan kayaç örneklerinin ana bileşenlerini ise SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , MgO , CaO , K_2O , P_2O_5 ve Na_2O oluşturmaktadır (Çizelge 4, 5). Cevher ve yan kayaç örneklerinin ana bileşenleri birbirleriyle karşılaştırıldığında, cevher örnekleri içerisinde Fe_2O_3 içeriklerinin yanısıra, CaO ve P_2O_5 içeriklerinin de yükseldiği; buna karşın SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O ve TiO_2 içeriklerinin düştüğü görülür. Mineralojik verilere göre birinci grup bileşenler, cevher içerisinde artış gösteren manyetit, siderit, kalsit ve apatit gibi otijenik minerallere; ikinci grup bileşenler ise, cevher içerisinde azalan kuvars, muskovit, klorit, biyotit, epidot, feldispat ve turmalin gibi detritik ya da kökeni detritik elemanlarla ilişkili olan metamorfik minerallere bağlı olmalıdırlar. Bu jeokimyasal yönelime göre, kırıntılı eleman yerine bol miktarda demir gelimiyle birlikte, çökelme ortamında detritik sedimantasyon süreçlerinin etkinliğini önemli ölçüde kaybederek, kimyasal sedimantasyon süreçlerinin hakim olduğu anlaşılmaktadır.

Dağılımları grafiklerde değerlendirilen cevher ana bileşenlerinden SiO_2 ile Fe_2O_3 ve Al_2O_3 arasında kuvvetli negatif, Al_2O_3 , CaO ve P_2O_5 bileşenleri arasında ise, kuvvetli pozitif ilişkiler tespit edilmiştir (Şekil 8). Bu verilere göre, cevher içerisinde kuvars oranının artması, kimyasal sedimantasyonu simgeleyen Fe_2O_3 , CaO ve P_2O_5 bileşen oranlarını ve köken olarak

Şekil 7. A) Mika şist (siyah) matrisi içerisinde, oksidasyon sonucu martit-(hematit)'e (H)dönüşen manyetit (M) ve bunu takip eden hidrasyon ile oluşan götüt (G), parlak kesit, X300, havada; B) SEM'de martit-(hematit)'ler (H) ile kısmen boşluklu doku gösteren manyetitlerin (M) ilişkisi; C) Özşekilli manyetitlerden (M) oksidasyon sonucu kafes dokusuna sahip ince lameller şeklindeki martit-(Hematit) (H); hidrasyon sonucu götüt (G) ve götütlerden de limonit (L) oluşumu, parlak kesit, X300, havada; D) Götitlerde kabuğumsu, böbreğimsi ve çubuksu mikrodoku örnekleri, SEM' de; E) Cevher içerisinde, detritik kuvars ve mika tanecikleriyle birlikte çökelmiş, prizmatik ve tabuler habituslu otijenik apatit kristalleri, SEM' de; F) Kuvars-muskovit şist matrisi içerisinde, kısmen yönelmiş yan özşekilli ve özşekilsiz manyetit kristalleri (siyah), //N, X320; G) Siderit matrisi içerisinde, özşekilli ve genişlemiş oktahedral şekilli manyetit (siyah), siderit tarafından ornatılmıştır, //N, X320; H) Metakumtaşı içerisinde, özşekilli manyetit (siyah) kristallerinde kısmi kümelenme ve yankayaç bileşenlerinin ornatılması, //N, X320.

Figure 7. A) Magnetite (M) oxidized to martite-(hematite) (H), followed by hydration of part of the hematite to goethite (G) in mica schist matrix (black), polished section, X300, in air; B) The relationship of martite-(hematites) (H) and partly porous magnetites (M), in SEM; C) Euhedral magnetite (M) oxidized to thin martite-(hematite) (H) lamelle having network texture, followed by hidration of part of the hematite to goethite (G) and limonite (L). Polished section, X300, in air; D) Crustal, botryoidal and twig texture patterns of goethite, in SEM; E) Orogenous apatite crystals having prismatic and tabuler habits precipitated together detrital quartz and mica grains within ore deposit, in SEM; F) Partly oriented subhedral and unhedral magnetite crystals (black) in a quartz- muscovite schist matrix, //N, X320; G) Euhedral and extended octahedral of magnetite (black) in asiderite matrix, siderite is replaced by magnetite, //N, X320; H) Euhedral magnetite crystal agregation showing partly replacement texture in meta sandstone, //N, X320.

Çizelge 4. Cevher örneklerinin majör oksit içerikler (%). Fe₂O₃: Toplam demir AK: 1000 C'de ateş kaybı
Table 4. Major oxide contents of ore samples (wt %). Fe₂O₃: Total Fer AK: LOI at 1000 C

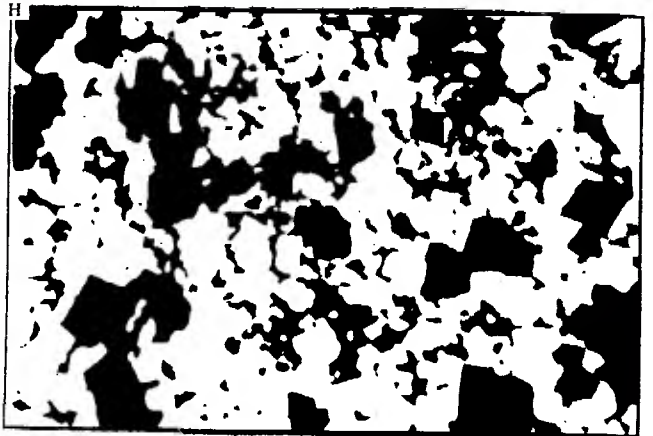
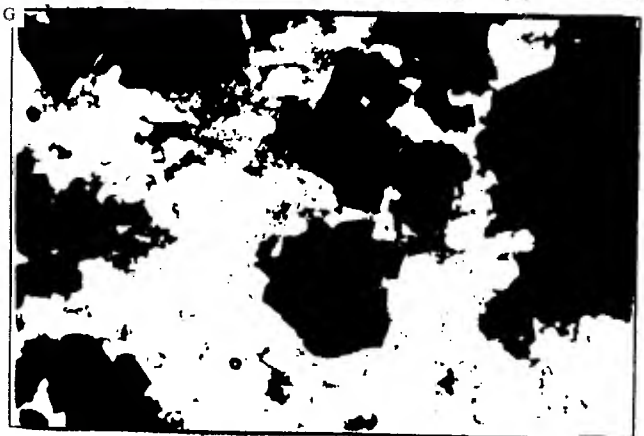
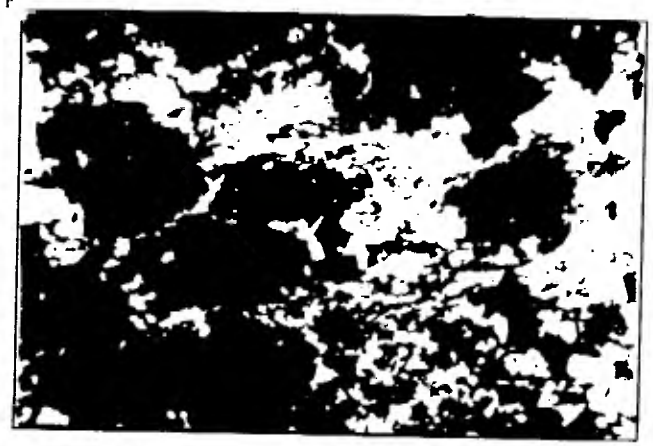
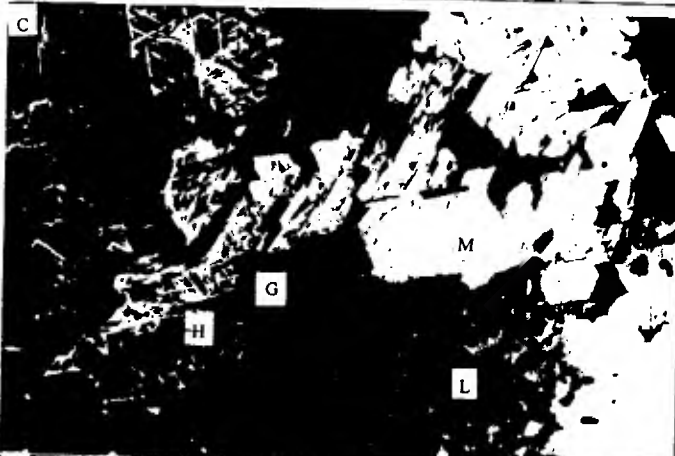
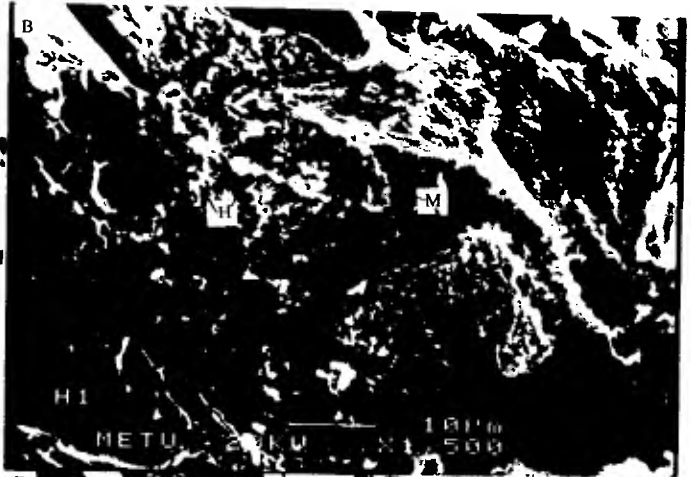
Örnekler	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	P ₂ O ₅	K ₂ O	TiO ₂	Na ₂ O	MgO	MnO	AK
H1	61,5	24,0	7,0	5,5	3,7	1,5	0,2	0,1	0,2	<0,1	<0,05
H2	54,3	31,8	7,4	4,9	2,9	1,5	0,2	0,1	0,3	<0,1	<0,05
H3	69,4	17,6	6,0	3,5	2,6	1,5	0,2	0,2	0,2	0,10	<0,05
H4	56,5	36,0	4,7	2,0	1,2	0,9	0,2	0,1	0,1	<0,1	<0,05
H5	61	24,5	7,0	5,4	3,5	1,4	0,2	0,2	0,3	<0,1	<0,05
H6	63,3	14,3	9,2	5,9	4,0	1,5	0,2	0,2	0,5	0,40	1,70
H7	68,5	16,6	6,7	3,6	2,4	1,4	0,2	0,2	0,2	0,10	0,25
H8	70,4	15,4	7,1	2,9	1,9	1,5	0,2	0,2	0,4	0,10	1,05
H9	60	12,7	9,1	10,0	6,7	1,7	0,3	0,2	0,4	<0,1	0,05
H10	65	17,2	3,7	2,9	2,3	0,5	0,2	0,1	0,3	0,50	5,55
H11	77,3	8,2	7,0	1,9	1,6	1,5	0,2	0,1	0,2	0,10	<0,05
H12	63,5	18,2	8,3	5,4	3,8	1,2	0,2	0,6	0,2	<0,1	<0,05
H13	57	33,0	6,2	1,6	1,0	1,0	0,2	0,2	0,3	0,10	<0,05
Ortalama	63,7	20,7	6,9	4,3	2,9	1,3	0,2	0,2	0,3	-	-

Çizelge 5. Yan kayaç örneklerinin majör oksit içerikleri (%).
Table 5. Major oxide contents of wallrock samples (wt %).

Örnekler	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	P ₂ O ₅	K ₂ O	TiO ₂	Na ₂ O	MgO	MnO	AK
H14	8,5	80,00	6,00	0,70	0,40	0,90	0,70	0,10	0,50	0,10	1,55
H15	6,5	5,50	25,20	0,40	0,20	5,20	1,50	0,20	0,50	<0,1	4,99
H16	6,8	70,50	14,20	0,20	0,10	3,00	1,00	0,20	0,60	<0,1	2,75
Ortalama	7,3	52,0	15,1	0,4	0,2	3,0	1,1	0,2	0,5	-	3,1

Çizelge 6. Cevher örneklerinin eser element içerikleri (ppm).
Table 6. Trace element contents of ore samples (ppm).

Örnekler	Cr	Ni	V	Zn	Pb	Cu	Mo	Sb	Se
H1	70	18	705	95	<100	8	<20	<50	<10
H2	65	20	515	115	<100	9	<20	<50	<10
H3	85	20	770	125	<100	9	<20	<50	<10
H4	60	23	530	120	<100	11	<20	<50	<10
H5	80	19	635	130	<100	8	<20	<50	<10
H6	90	40	755	140	<100	12	<20	<50	<10
H7	70	20	705	120	<100	8	<20	<50	<10
H8	70	30	770	115	<100	8	<20	<50	<10
H9	90	21	790	115	<100	12	<20	<50	<10
H10	42	21	590	135	<100	17	<20	<50	<10
H11	90	18	850	115	<100	8	<20	<50	<10
H12	67	25	690	110	<100	9	<20	<50	<10
H13	50	20	490	105	<100	11	<20	<50	<10
Ortalama	71,5	22,7	676,5	118,5	-	10,0	-	-	-



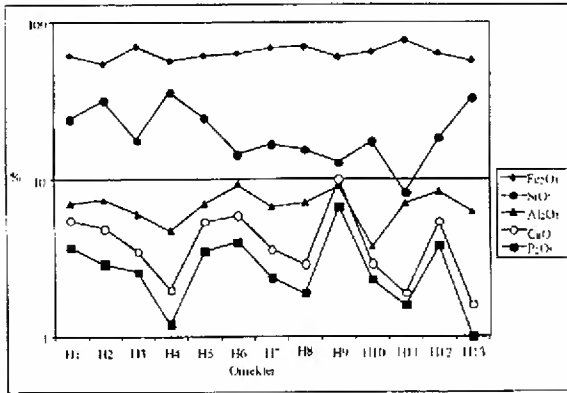
Çizelge 7. Yan kayaç örneklerinin eser element içerikleri (ppm).
Table 7. Trace element contents of wallrock samples (ppm).

Örnek	Cr	Ni	V	Zn	Pb	Cu	Mo	Sb	Se
H14	30	20	45	100	<100	9	<20	<50	<10
H15	110	10	140	70	<100	6	<20	<50	<10
H16	65	15	85	40	<100	8	<20	<50	<10
Ort.	68,3	15,0	90,0	70,0	-	7,7	-	-	-

Çizelge 8. Körlü demir cevherleri ile bantlı demir formasyonlarına ait majör oksit içeriklerinin karşılaştırılması. 1.Körlü (Türkiye) demir cevherleri 2.Biwabik demir formasyonu (U.S.) 3.ince tabakalı demir formasyonu, Cyuna yöresi (U.S.) 4.Demir formasyonu, Güneybatı Montana (U.S.) (Bayley and James, 1973).

Table 8. Correlation of the major oxide contents of the Körlü iron ores and various banded iron formations 1.Körlü (Türkiye) iron ores 2.Biwabik iron-formation (U.S.) 3.Thin bedded iron-formation from Cyuna district (U.S.) 4.Iron formation Southwest Montana (U.S.) (Bayley and James, 1973).

Maj. Ok.	1	2	3	4
Fe ₂ O ₃	63,70	38,41	34,43	49,53
SiO ₂	20,70	46,40	32,33	44,02
Al ₂ O ₃	6,90	0,90	2,26	0,66
CaO	4,30	1,60	1,85	1,37
P ₂ O ₅	2,90	0,08	0,13	0,55
K ₂ O	1,30	0,13	0,46	0,02
TiO ₂	0,20	0,04	0,16	0,01
Na ₂ O	0,20	0,04	0,06	0,06
MgO	0,30	2,98	2,75	3,21
MnO	<0,1-0,1	0,63	7,14	0,04



Şekil 8. Cevher örneklerinde SiO₂, Fe₂O₃, Al₂O₃, CaO ve P₂O₅ bileşenleri arasındaki ilişki.
Figure 8. Correlation among SiO₂, Fe₂O₃, Al₂O₃, CaO and P₂O₅ components in ore samples.

cevher içerisindeki pelitik malzeme ile ilişkili olan Al₂O₃ içeriğini olumsuz yönde etkileyerek azalmasına neden olmaktadır.

Çizelge 4' de görüldüğü gibi cevher örneklerinin Fe₂O₃ içerikleri %54,3 ile %77,3 arasında değişmektedir. Şekil 4'de sunulan stratigrafik kesitler dikkate alındığında, üst kesimdeki cevher seviyelerinin alt kesimdekilere göre daha yüksek oranda Fe içerdiği; aynı stratigrafik seviyede yer aldığı tahmin edilen K₂ zuhurundan, K3 zuhuruna doğru cevher tenörünün düştüğü; K4 zuhuruna ait M10 cevher düzeyi içerisinde de, alt ve üst kesimlere göre, orta kesimde tenörün daha yüksek olduğu görülür.

Ana bileşen içerikleri, bantlı demir formasyonlarıyla karşılaştırılan Körlü demir cevherlerinde Fe₂O₃, Al₂O₃, CaO, P₂O₅, K₂O ve TiO₂ içerikleri yüksek; SiO₂, MgO ve MnO içerikleri ise düşüktür (Çizelge 8). Mevcut çalışmalarda da Fanerozoik dönemde çökelmiş olan demir cevherlerinin, bantlı demir formasyonlarına göre daha yüksek oranda Fe, Al ve P içerdiği, buna karşın Si oranlarının düşük olduğu belirtilmektedir (Evans, 1987; Guilbert ve Park, 1986).

Çizelge 9'da görüldüğü gibi, yan kayaç örneklerinin, ortalama şeyl bileşimine göre SiO₂, Fe₂O₃ ve TiO₂ içerikleri yüksek; MgO, CaO ve Na₂O içerikleri düşük; Al₂O₃, K₂O ve P₂O₅ içerikleri ise birbirlerine yakındır. Yüksek Si, Fe ve Ti içerikleri, kaynak alanında bu bileşenlerce zengin kayaçların yüzelediğine işaret etmektedir. Esas olarak karbonat ve evaporit gibi otokton sedimentlerde konsantre olabilen Mg, Ca ve Na gibi element içeriklerinin düşük olması ise, örneklenen yan kayaç bölümlerinin detritik sedimentasyon süreçleriyle çökelmiş olan allohton sedimentleri temsil ettiğini göstermektedir.

Cevher örneklerinin Cr, Ni, V, Zn ve Cu gibi eser element içerikleri, yan kayaç örneklerine göre daha yüksektir (Çizelge 6, 7). Özellikle V ve Zn, cevher içerisinde önemli ölçüde konsantre olmuştur. Tropikal iklim şartlarında yüzeysel ayrışma süreçleriyle birlikte yer kabuğundan serbestleşen Fe ve Mn gibi majör elementler, çökeltme havzalarına taşınarak kimyasal sedimentasyon süreçleriyle otokton Fe ve Mn oksit yataklarını oluşturabilmektedirler. Bu sırada genellikle pozitif olarak şarj olan sözkonusu oksitler, anyonları kendilerine doğru adsorbe ederek onlarla birlikte depolanırlar. Bu nedenle de bileşimlerinde birçok eser elementin konsantre olduğu görülür (Mason ve Moore, 1982; Evans, 1987). Fe ile Cr, Ni, V ve Zn ara-

Çizelge 9. Yan kayacın majör oksit ve eser element içerikleri ile şeyl ortalama kimyaaal bileşiminin karşılaştırılması. 1.Yan kayaç, 2. Şeyl (Mason ve Moore, 1982).

Table 9. Correlation of the major oxide and trace element contents of the wallrock and avarage shale chemical composition. 1.Wallrock, 2.Shale (Mason and Moore, 1982).

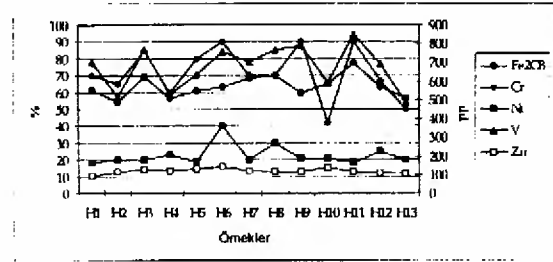
Majör ok.	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	P ₂ O ₅	K ₂ O	TiO ₂	Na ₂ O	MgO
1	7,30	68,50	15,10	0,40	0,20	3,00	1,10	0,20	0,50
2	6,47	58,10	15,40	3,11	0,17	3,24	0,65	1,30	2,44
Eser el.	Cr	Ni	V	Zn	Pb	Cu	Mo	Sb	Se
1	68,3	15,0	90,0	70,0	<100	7,7	<20	<50	<10
2	90	68	130	95	20	45	2,6	1,5	0,6

sında belirlenen pozitif ilişki de bu görüşü doğrulamaktadır (Şekil, 9).

Yan kayaç örneklerinin eser element içerikleri, şeyllerin ortalama eser element içerikleri ile karşılaştırıldığında Cr, Ni, V, Zn ve Cu içeriklerinin daha düşük olduğu tespit edilmiştir (Çizelge 9). Yapılan araştırmalara göre, sedimanter prosesler eser elementlerin taşınması ve depolanması sırasında etkili olan iyon potansiyeli, pH, ortamın oksidasyon potansiyeli, koloidal özellikler ve adsorpsiyon kuvveti gibi birçok faktör nedeniyle, magmatik proseslere göre daha karmaşıktır. Bu nedenle, sedimantasyon sırasında eser elementlerin davranışlarını tam olarak belirleyebilmek mümkün olmamaktadır (Mason ve Moore, 1982).

SONUÇLAR

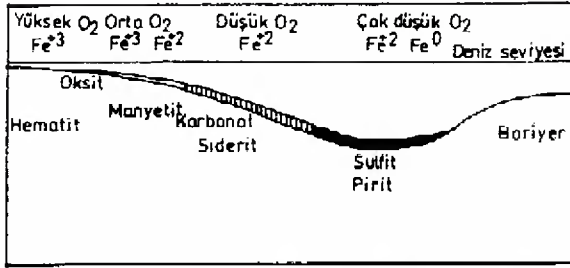
Denizel kökenli Permiyen yaşlı metapelitik kayaçlar içerisinde, laminalı, bantlı ve tabakalı yapılarda çökelen Körlü demir cevherleri, yan kayaçları ile uyumlu, ardalanmalı, yer yer de yanal ve düşey geçişlidirler (Şekil 3, 4). Birçok araştırmacı tarafından %15' den fazla Fe içeren sedimanter kayaçlar içerisinde, iki ana cevher tipi ayrılanmıştır. Bunlar Prekambriyen yaşlı bantlı demir formasyonları ve Fanerozoik dönemde çökelmiş olan demir taşlarıdır (Blatt ve diğ., 1980). Permiyen yaşlı Körlü demir cevherleri, hem yaş konağı, hem de yüksek Fe, Al, P ve düşük Si içeriği ile jeokimyasal yönden, ikinci grup demir yataklarını karakterize etmektedirler (Çizelge 8). Bu grubun en tipik örnekleri Silüriyen yaşlı Clinton ve Jura yaşlı Minette demir yataklarıdır. Bu yataklardan birincisinde hematit, ikincisinde ise götit ve limonit hakim cevher minerallerini oluşturur. Ayrıca, söz-konusu yataklarda oolitik cevher yapı ve dokuları egemendir. Körlü demir cevherlerinde ise, hakim cevher minerali manyetit ve martitleşme sonucunda bunlardan türemiş olan hematitlerdir. Oolitik cevher yapı ve dokularına ise hiç rastlanılmamaktadır. Bunlar, Körlü demir cevherlerinin Fanerozoik dönem demir taşları ile uyuşmayan kendine has karakterlerini oluşturur.



Şekil 9. Cevher örneklerinde Fe, Cr, Ni, Zn ve V arasındaki ilişki.

Figure 9. Correlation among Fe, Cr, Ni, Zn and V in ore samples.

Jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal özellikleri cevherlerin, kimyasal sedimantasyon süreçleriyle çökelmiş olduklarına işaret etmektedir. Demirin jenetik olarak, tropikal iklim şartlarında, muhtemelen sedimantasyon havzasına bitişik penneplenmiş bir kaynak alanından yüzeysel ayrışma süreçleriyle birlikte serbestleşmiş olduğu düşünülebilir. Söz konusu demirlerin, Fe(OH)₃.nH₂O bileşimli ferrik hidroksit koloidal çözeltileri veya kil-silt boyutundaki kırıntılı elemanlar üzerine yapışmış oksit filmleri ya da FeCl₂.nH₂O bileşiminde kompleks iyonlar oluşturarak çökeltme ortamına kadar taşınmış oldukları tahmin edilmektedir (Dimrot, 1976; Guilbert ve Park, 1986). Deneysel olarak, Castano ve Garrels (1950) tarafından pH'ı 7'den küçük olan oksijenli sularda bile önemli miktarda 2 değerlikli demirin taşınabileceği ortaya konulmuştur. Muhtemelen bu proseslerle çökeltme ortamına kadar gelen demir iyonları, Şekil 10'da da görüldüğü gibi litoral zona göre daha düşük enerjili, sakin, indirgen ortamlarda manyetit ve kısmen de siderit şeklinde çökelmişlerdir (Guilbert ve Park, 1986). Manyetitin sedimanter süreçlerle çökeltmesi, nötral veya alkalın ortamlarda, düşük ya da çok düşük Eh şartlarında gerçekleşmektedir. Ayrıca, incelenen cevherler içerisinde sideritin yok denecek kadar az olması, çökeltme anında CO₂ kısmi basıncının da düşük olduğuna işaret etmektedir (Goodvin, 1973). Benzer ortam şartlarında, manyetit ve sideritlerle birlikte apatit de çökelebilmektedir



Şekil 10. Bir sedimantasyon havzasında, demir minerallerinin çökeltme ortamları (Guilbert ve Park, 1986).

Figure 10. Depositional environments of iron minerals in a sedimentary basin (Guilbert and Park, 1986).

(Guilbert ve park, 1986). Başlangıçta muhtemelen hidro manyetit şeklinde çökelen Körlü demir cevherleri, daha sonra diyajenez ve metamorfizma süreçleri ile birlikte dehidrasyona uğrayarak manyetite dönüşmüşlerdir. Bu süreç içerisinde, bir taraftan da yeniden kristallenen manyetitler, özşekillilik, kümelenme ve ornatım dokuları kazanmışlardır. Cevherin atmosferik şartlara açılmasıyla birlikte gerçekleşen yüzeysel ayrışma süreçleriyle, manyetitlerden oksidasyon sonucunda martit-(hematit) ler (Ramdohr,1980); hidrasyon sonucunda da götit ve limonitler türemiştir (Mason ve Moore, 1982).

KAYNAKLAR

- Blumenthal, M., 1938, Adana-Seyhan birinci Toros raporu: MTA Rap. No. 677, Ankara, (Yayımlanmamış).
- Bayley, R.W., James, H. L., 1973, Precambrian iron-formations of the United States: Econ. Geol., 68, 934-959.
- Blatt, H., Middleton, G., Murray, R., 1980, Origin of sedimentary rocks: Prentice-hall. Englewood Cliffs, New Jersey, 782 s.
- Castano, J. R., Garrels, R. M., 1950, Experiments on the deposition of iron with special reference to the Clinton iron ore deposits: Econ. Geol., 45, 755-770.
- Chaput, M., 1954, Adana ovası ve bu ovanın kenar bölgelerinde icra edilmiş araştırmalar hakkında rapor: MTA Rap. No. 2520, Ankara, (Yayımlanmamış).
- Dimroth, E., 1976, Aspects of the sedimentary petrology of cherty iron formation, in KH Wolf, Ed., Handbook of stratabound and stratiform ore deposits, 7, New York, Elsevier, 203-254.
- Evans, A.M., 1987, An introduction to ore geology: Blackwell, 358s.
- Foley, E.J., 1937, Seyhan havasının stratigrafisi hakkında rapor: MTA Rap. No. 677, Ankara, (Yayımlanmamış).
- Goodwin, A.M., 1973, Archean iron-formations and tectonic basins of the Canadian Shield, Econ. Geol., 68, 915-933.

- Görür, N., 1979, Karaisalı kireçtaşının (Miyo-sen) sedimantolojisi: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 22, 2, 227-235.
- Guilbert, J.M., Charles, F.P., 1986, The geology of ore deposits: W.H. Freeman and company, New York, 984s.
- Gürbüz, K., Ünlüoğuz, U.C., 2000, Kumca zengin fırtına sedimanları ile türbiditler arasındaki farklılıklara Adana baseninden bir örnek: Geosond, 36, 15-29
- İlker, S., 1975, Adana baseni kuzeybatısının jeolojisi ve petrol olanakları: TPAO arama arşiv No. 973, Ankara, (Yayımlanmamış).
- Mason, B., Moore, C.B., 1982, Principles of geochemistry: John Wiley and Sons, Hong Kong, 344 s.
- Morris, R.C., 1980, A textural and mineralogical study of the relationship of iron ore to banded iron-formation in the Hamersley iron province of Western Australia: Econ. Geol., 75, 184-209.
- Özalp, S., 1993, Gülek-Çamalan (Tarsus) alanının stratigrafisi: Geosound, 22, 73-85.
- Özer, B., Duval, B., Courier, P., Letouzey, J., 1974, Antalya-Mut-Adana Neojen havzaları jeolojisi: Türkiye II. Petrol kongresi, Ankara, Tebliğler, 57-84.
- Ramdohr, P., 1980, The ore minerals and their intergrowths: Pergamon, Oxford, 1200s.
- Schmidt, G.C., 1961, Stratigraphic nomenclature for the Adana region petroleum district: VII. Petroleum Administ. Bull., 6, 47-63.
- Tanar, Ü., 1985, Körlü (Tarsus-Mersin) bölgesi "Karaisalı, Kuzgun, Memişli formasyonları"nın molluska faunası: Jeol. Müh., 17-25.
- Ternek, Z., 1953, Mersin-Tarsus kuzey bölgesinin jeolojisi: MTA Rap. No. 49, Ankara, (Yayımlanmamış).
- Ternek, Z., 1957, Adana havzasının Alt Miyo-sen (Burdigaliyen) formasyonları, bunların diğer formasyonlarla olan münasebetleri ve petrol imkanları: MTA Rap. No. 49, Ankara, (Yayımlanmamış).
- Yalçın, M.N., Görür, N., 1984, Sedimentological evolution of the Adana basin: International Symposium on the Geology of the Taurus Belt, Ankara, 165-172.
- Ünlüoğuz, U.C., Demirkol, C., 1988, Kızıldağ Yayla (Adana) dolayının stratigrafisi: Jeoloji Müh. Derg., 32-33, 17-25.
- Ünlüoğuz, U.C., Kelling, G., Demirkol, C., 1990, Aspects of basin evolution in the Neogene Adana Basin, SE Turkey: International Earth Sciences Congress on Aegan Region, İzmir, Türkiye, 353-369.
- Yetiş, C., Demirkol, C., 1984, Adana Baseni kuzeybatı kesiminin temel stratigrafisine ilişkin bazı gözlemler: Türkiye Jeoloji Kurumu 38. Bilimsel ve Teknik Kurultayı, Bildiri Özleri, 59-61.
- Yetiş, C., Demirkol, C., 1986, Adana Baseni batı kesiminin detay jeoloji etüdü I: MTA Rap. No. 8037, 187s., (Yayımlanmamış).
- Yetiş, C., Demirkol, C., Kerey, E., 1986, Adana havzası Kuzgun formasyonunun (Üst Miyo-sen) fasiyes ve ortamsal nitelikleri: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 29, 81-96.