

Köprübaşı alüvyal yelpaze çökelleri içinde gözlenen kil mineralleri

Clay minerals observed in the Köprübaşı alluvial fan deposits and their characteristics.

HÜSEYİN YILMAZ, Ege Üniversitesi Yerbilimleri Fakültesi, Mineraloji - Petrografi, Bornova-Izmir,

ÖZ : Köprübaşı alüvyal yelpazesi Miyosen blok faylanması olarak gelişmiştir. Bir çeşit büyüme fayları biçiminde gelişen bu tektonik olayın denetiminde, bloklardan kumtaşlarına kadar değişen tane boylarından ibaret kalın flüvyal çökeller oluşmuştur. Alüvyal yelpaze çökelleri, tabandaki gnays üstüne uyumsuz olarak gelen bloklu konglomera ve yukarı doğru, tuf tabakası içeren daha küçük çakıllı alt konglomera; çamurtaşı, silttaşı ve konglomera mercikleri içeren kumtaşı; orta konglomera-silttaşı-kum taşı ardalması; üst konglomera; ve en üstte de altta çamurtaşı ve üstte Miyosen kireçtaşları içeren gösel çökeller den oluşur.

Konglomera, kumtaşı ve kilttaşlarından oluşan alüvyal yelpaze çökelleri mineralojik olarak kuvars, feldispat, mika, granat, rutil, zirkon, turmalin, ilmenit, manyetit, pirit, siderit, apatit, kil ve jarositten oluşmuştur. Kil mineralleri simektit ve illittir. Nispeten daha az oranlarda klorit te bulunmuştur. Dioktaedrik simektit kili çoğunlukla küçük çakılların çerçevesinde filim biçiminde görülür ve koyu yeşil rengi ile tipiktir. İllit ise çoğunlukla detritik kökenlidir, bazen feldispatlar üzerinde mika pulcukları şeklinde otijenetik olarak gelişir. Klorit taşınmış veya biyotitler üstünde otijenetik olarak oluşmuştur.

Alüvyal yelpaze çökelleri içinde oluşmuş otijenetik kil mineralleri yeraltı sularının silikaca zengin ve alkali özellikte olduğunu yansıtır.

ABSTRACT: Accumulation of alluvial fan deposits of Köprübaşı, which is a part of a fluvial sistem in the Köprübaşı basin, is contemporaneous with Miocene block faulting. Under the control of this growth - faulting type tectonism, thick fluvial deposits having a wide range of material size from large blocks to clays have deposited. Alluvial fan deposits consist of boulder conglomerate unconformably resting on the metamorphic rocks at the base and, upward the section, Lower conglomerate with relatively small pebbles; sandstone interbedded with mudstone, siltstone and conglomerate lenses; middle conglomerate; siltstone - mudstone and upper conglomerate underlying the lacustrine unit consisting of varicolored mudstone at the base and white cherty limestone at the top.

These alluvial fan deposits consist of quartz, feldspar, mica garnet, clay, rutile, zircon, tourmaline, ilmenite, magnetite, pyrite, siderite, jarosite and apatite. Clay minerals in alluvial fan deposits are dioctahedral smectite and illite. Dioctahedral smectite has developed usually around small pebbles or grains as vitreous films and its dark green color is striking. Illite is mostly detrital in origin. In some instances, the illite develops on feldspars as small flakes. Chlorite is detrital or occurs authigenically on biotites.

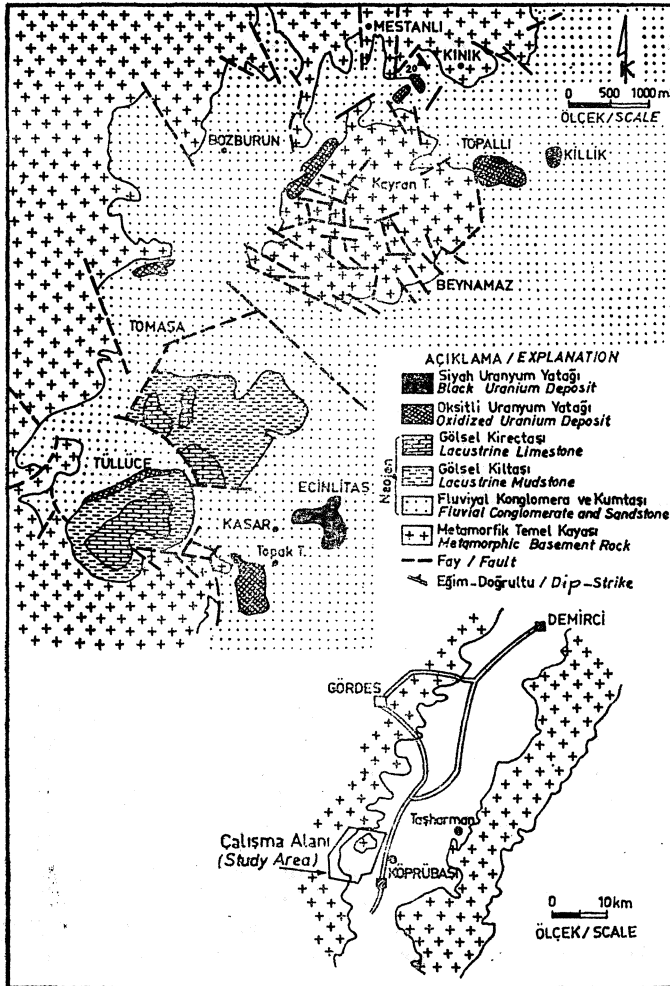
Authigenic clay minerals occurring in the alluvial fan deposits reflect a silica-rich, slightly alkaline groundwater.

GİRİŞ

Köprübaşı İzmir'in 150 km kuzey doğusundadır (Şekil 1). Ulaşım Gediz Ovası boyunca çok iyi, yüksek dağlara doğru iyi, çalışma alanında ise kötüdür. Yaklaşık 50km²lik bir alan çalışılmıştır.

Bu araştırma Köprübaşı alüvyal yelpazesi çökelleri içindeki kil minerallerinin tanınması, dağılımı ve kökeni ile ilgilidir. Araştırma çökeller içinde bulunan diğer mineral tiplerini ortaya çıkarmıştır.

Köprübaşı alüvyal yelpazesinde birçok jeolojik incelemeler, daha çok uranyum araştırmaları açısından yapılmıştır. Boray (1966), Ayan (1973) ve King ve diğerleri (1976) buradaki çökelleri: a) fluvyatil, b) gösel olmak üzere ikiye ayırmışlardır. Bu yazarlara göre fluviyal serisinin tabanında gnays, kuvarsitist ve pegmatit çakıllarından oluşan konglomeratik düzey yer alır. Bunu da konglomeratik mercek içeren kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşlarından oluşan bir seri izler. Gösel seri ise tabanında değişik renklerden



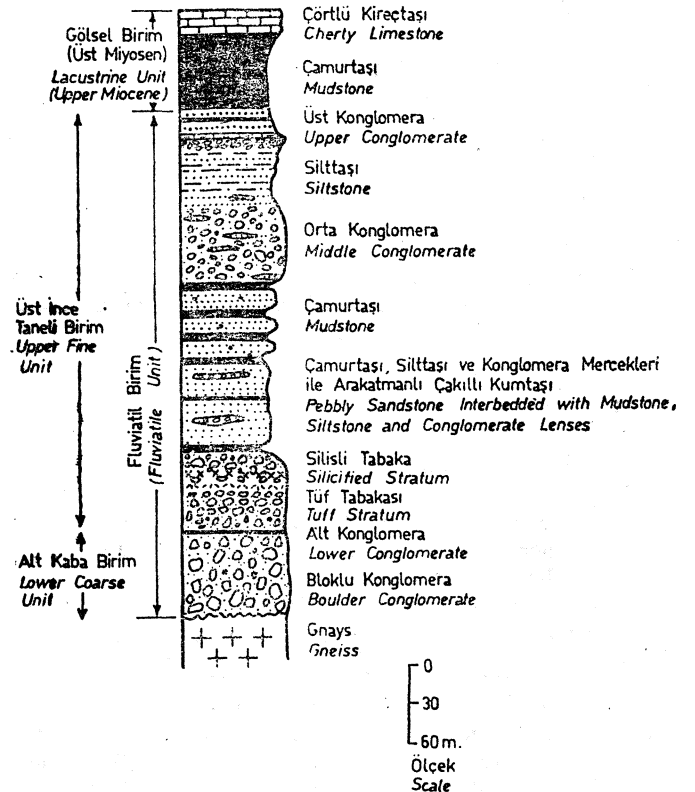
Şekil 1 : Çalışma alanının jeolojik haritası (Köprübaşı - GÖRDES)

Figure 1 : Geological map of the study area (Köprübaşı - GÖRDES)

oluşan çamurtaşları ve üstte çörtlü Miyosen kireçtaşlarından oluşur. Bu jeolojik çalışmalar dışında ne mineralojik ne de petrografik bir araştırma yapılmamıştır.

ALÜVYAL YELPAZENİN JEOLJİSİ

Fluviyal serinin bir parçası olan alüvyal yelpaze çalışma alanının çoğunu örtmektedir. Alüvyal yelpaze (Şekil 2) tabanda gnaysları uyumsuz olarak üstleyen bloklu konglomera ile başlar. Blokların boylan yer yer bir metreye ulaşır. Bloklu konglomeranın üstüne asidik özellikteki tuf ile arakatlı olan alt konglomera düzeyi gelir. Üste doğru konglomeratik mercekler, silttaşı ve çamurtaşı ile arakatlı kumtaşı düzeyi ve kumtaşı mercekleri içeren orta konglomera yer alır. Orta ve üst konglomera arasında kumtaşı ve silttaşı düzeyi bulunur. Üst konglomera, tabanında marnlı ve kumlu, yukarı doğru, beyaz-açık yeşil renkli süt ve çamurtaşları ve en üstte çörtlü beyaz kireçtaşından oluşan gösel birim tarafından üstlenir. Alüvyal yelpaze çökellerinin gösel çökelere geçiş zonunda bol miktarda organik malzeme gözlenmiştir. Konglomeraların hamuru ve kumtaşları feldispat, kuvars, biyotit, muskovit, kil, turmalin, zirkon, ilmenit, rutil, manyetit, siderit, pirit ve jarosit minerallerinden oluşur. Feldispat ve biyotit mineralleri çoğunlukla ayrılmışlardır. Pirit, siderit, ilmenit ve manyetit mineralleri oksitli ortamlarda bütünü ile hematite dönüşmüşlerdir.



Şekil 2 : Köprübaşı alanındaki çökel kayaların genel stratigrafik sütun kesiti.

Figure 2 : General stratigraphic column of the sedimentary rocks in the Köprübaşı area.

	Örnek No. (Sample No.)	Montmorillonit	İllit	Klorit	Zonların ortalama		
		(Montmorillonite)	(Illite)	(Chlorite)	değerleri		
		M	(I)	(K)	(Mean Contents		
		(Wgt. % Ağırlık)	(Wgt. % Ağırlık)	(Wgt. % Ağırlık)	of the Zones)		
					M	I	K
OKSİTLENMEMİŞ	ECTG - 26 - 90 - 92	22	52	26			
ZON	ECTG - 29 - 83	35	35	30			
(UNOXIDIZED	ECTA - 15 - 1	30	45	25	30.25	42.75	27
ZONE)	ECTA - 15 2	34	39	27			
	ECTA - 18 - 3	20	60	14			
	ECTA - 19 - 4	55	25	20			
OKSİTLENMİŞ	SS - 3 - 1	60	40	0			
ZON	SS - 3 - 2	38	62	0	47	37	15.25
	SS - 6	70	17	22			
(OXIDIZED	SS - 8	48	47	5			
ZONE)	SS - 31	38	40	22			
	SS - 32 - 1	7	71	22			
	SS - 48	52	26	22			
	KOS	49	18	33			
	KOS - 1	46	43	11			
	CH - CL	82	6	12			

Çizelge 1 : Fluvial kayaçlar içindeki mika ve kil minerallerinin bolluğu.

Table 1 : Abundance of micaceous and clay minerals in fluvial rocks.

LABORATUVAR YÖNTEMLERİ

Kumtaşı, konglomera hamuru ve çamurtaşlarından alınan örnekler ilk önce bir hafta suda bırakılmıştır. Pekişmiş olmaları nedeni ile sudan etkilenmeyen örnekler kurutulup havanda ezilmiştir. Tüm örnekler mekanik bir karıştırıcı içinde yaklaşık 10 dakika karıştırılıp, elde edilen sulu çamur 280 meşlik elekten geçirilerek kum ayrılmıştır. Kil ve silt Stoke yasasına göre santrifüj ile birbirinden ayrılır. Daha sonra kil çamurunda bulunan kalsiyum ve demir ortamdan uzaklaştırılır. Karbonat uzaklaştırması için 1N sodyum asetat ve 0.3 N asetik asit kullanılmış ve çözelti pH=5 olacak biçimde ayarlanmıştır. Demirin uzaklaştırılması için de 0.3M sodyum sitrat, 1M sodyum bikarbonat, sodyum ditiyonit ve doymun NaCl çözeltisi kullanılmıştır. Tampon nötral sitrat - bikarbonat - ditiyonit sisteminde, sodyum ditiyonit indirgeme, sodyum bikarbonat tampon ve sodyum sitrat da karmaşık oluşturmak için kullanılmışlardır. Böylece X-ışın difraksiyon grafiği elde edilirken ortaya çıkabilecek temel (background) sorunu önlenmiş olur. Organik malzeme H₂O₂ ile çözülüp ortamdan uzaklaştırılmıştır. Kil örneğinin organik malzemeden temizlenmesi için % 15 lik H₂O₂ kullanılmıştır. H₂O₂ kullanılmadan önce, örnek asetik asit ile (pH=5) ıslatılmıştır. Böylece H₂O₂ tepkimesi kolaylaştırılmıştır. Daha sonra kil çamuru kurutulur ve kayaçtaki yüzde bileşiminin belirlenmesi için tartılır. Kil çamurunun bir bölümü kil minerallerinin analizinin kullanılmak üzere gözenekli porselen üzerine vakum yardımı ile yönlendirilmiş olarak hazırlanır. Kil minerallerini tanımak için kullanılan tuz çözeltileri ve glikol pipet yardımı ile kil kaplı porselen üstüne damlatılır vakum ile örnek içine emilir.

Örnekler nikel filtre kullanan Gayger sayaçlı General Elektrik difrakto - metresinde 50 KV ve 10 MA de CuK radyasyonu ile incelenmiştir. Tarama hızı 1°2@/ dakika ve grafik kağıdının hızı 1inç/dakikadır. Varolan mineral mik-

tarı pik yüksekliğinden öte pik alanı ile ilişkilidir. Verilen bir örnekteki bileşenlerin göreceli oranlarının ölçümünü yapmak için, bu minerallerin karakteristiği olan basal refleksiyonların pik alanları (entegre şidet) difraksiyon grafiği üstünde okunur (Porrenga, 1966). Bir bölümü X-ışın grafiği tarafından, bir bölümü de piklerin üstüne oturduğu temelden ayıran hafifçe kavisli elde çizilmiş ikinci temel çizgisi ile sınırlı plan pik alanı, bulunan mineralin yüzde olarak miktarını verir.

Oksitler (Oxides)	Ortalama % * (Average % *)	Değişim Aralığı % ** (Range % **)
SiO ₂	50.07	49.20 - 51.33
Al ₂ O ₃	24.68	24.29 - 25.20
FeO	7.16	6.84 - 7.39
MgO	1.89	1.77 - 2.04
TiO ₂	0.86	0.82 - 0.93
CaO	0.69	0.55 - 0.96
Na ₂ O	0.21	0.07 - 0.48
K ₂ O	2.08	1.93 - 2.39
Ateşte kayıp (L.O.I.)	12.36	14.53 - 9.36
Toplam	100.00	

* Analiz eden R.L. Barnett

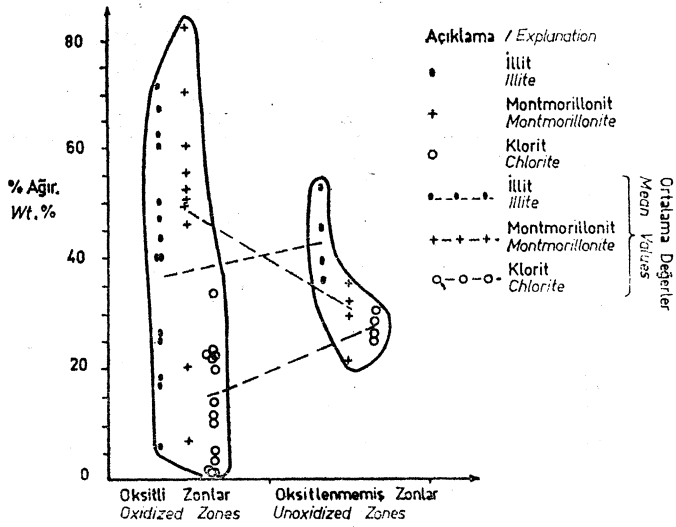
* Analyst R.L. Barnett, University of Western Ontario, London, Ontario, Canada

** 6 örneğin analizi

** Analysis of six samples

Çizelge 2 : Fluvial çökellerin oksitli zonlarındaki dioktahedral simektitin kimyasal bileşimleri.

Table 2 : Chemical composition of dioctahedral smectite in oxidized zones in the fluvial unit.



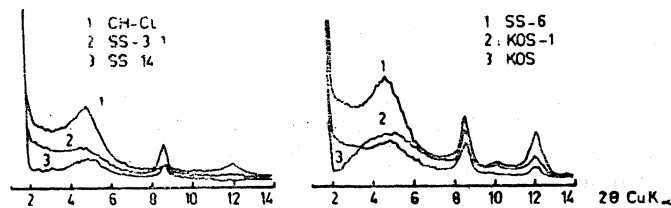
Şekil 3 : Alüvyon yelpaze çökelleri içinde gözlenen kil ve mika minerallerinin oksitli ve oksitsiz zonalardaki karşılaştırılması.

Figure 3 : Comparison of abundances of clay and micaceous minerals in oxidized and unoxidized zones in the alluvial fan deposits.

KİL VE MİKA MİNERALLERİ

Dioktaedrik simektit koyu yeşil renkli ve özellikle konglomeralar içindeki çakılların çevresinde ince bir film biçiminde gelişen camsı bir görünüme sahiptir. Feldispat, kuvars ve biyotit kapanımları simektit içinde görülür. (Levha 1, Şekil A). Oksitli zonlarda görülen simektit çatlakları hematit ve limonit ile doldurulmuştur. Oksitli zonlar çoğunlukta hematit ve limonit mineralleri tarafından yansıtılır. Bunların çoğu değişik şiddetlerde bozuşma gösterirler. Bu durum oksitsiz zonlarda görülmez. Oksitsiz zonlar daha çok gri rengin baskın oluşu ve pirit ve siderit minerallerinin varlığı ile tanımlanırlar. Simektit oksitli ve oksitsiz zonlarda bol olarak bulunur (Şekil 3, Çizelge 1).

Organik sıvılar ile muamelesi sonucu, simektit tipik yapısal genişmesi ile tanınır. 17 A° daki kuvvetli (001) refleksiyonu 19 A°'a kadar genişleyebilir. 400°C'ye kadar ısıtıldığında simektitin bazal refleksiyonu kaybolur. Simektit pikleri çok geniştir (Şekil 4, 5). Olağan simektitlerin



Şekil 4 : Oksitli zonlarda bulunan kil ve mika minerallerinin difraktogramları.

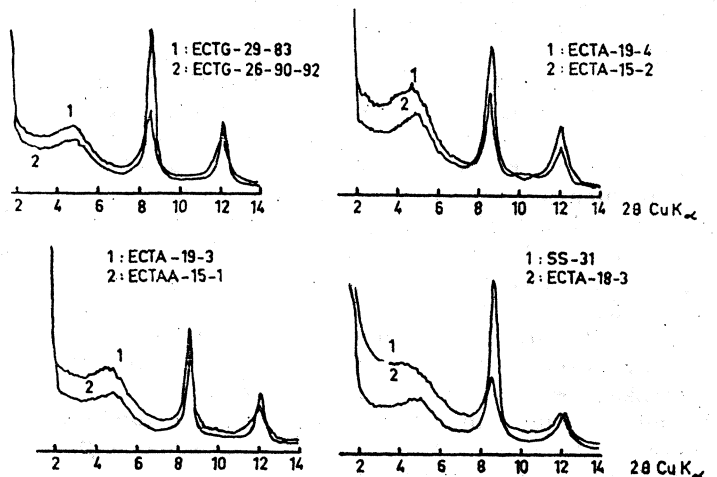
Figure 4 : Diffractograms of clay and micaceous minerals in oxidized zones.

(001) deki kuvvetli refleksiyonları 15 A° veya 12 A° da oluşur ve glikol muamelesinde 17 A° a kolayca şişebilir. Bu durumda glikol muamelesinde önce 17 A° bölgesinde gözlenen refleksiyon, tabaka kalınlık farkları çok büyük ve bu tabakalardan birinin normal şiddeti çok fazla olduğu zaman beliren izole bir pik olarak ortaya çıkar (Mac Ewan ve diğerleri, 1961). Bu durum, beklenen simektit konumları çevresindeki çok geniş ve zayıf refleksiyonlar tarafından da desteklenir. Simektit oksitli ve oksitsiz ortamda ortalama miktarı % 30 ve % 47 olarak bulunmuştur (Çizelge 1). Simektit difraktogramları bu mineralin kötü kristallenmiş olduğunu gösterirler (Şekil 4, 5). Simektit refleksiyon piklerinin genişliğinden ötürü 15 A° ve 17 A° arasında değişen d-aralığının kesin tayini oldukça güçtür.

Alüvyal yelpazedeki oksitli ve oksitsiz zonlarda oluşan simektitin kimyasal bileşimi Çizelge 2 de verilmiştir. Analiz sonuçlarından da görüldüğü gibi alüminyum, titan, demir ve magnezyum iyonları simektit kafesindeki oktaedrik konumları işgal ederler (Deer ve diğerleri, 1977). Alüminyumun bir bölümü de tetraedrik boşlukta bulunur. Ca, K ve Na iyonları da tabakalararası boşlukta yer almışlardır.

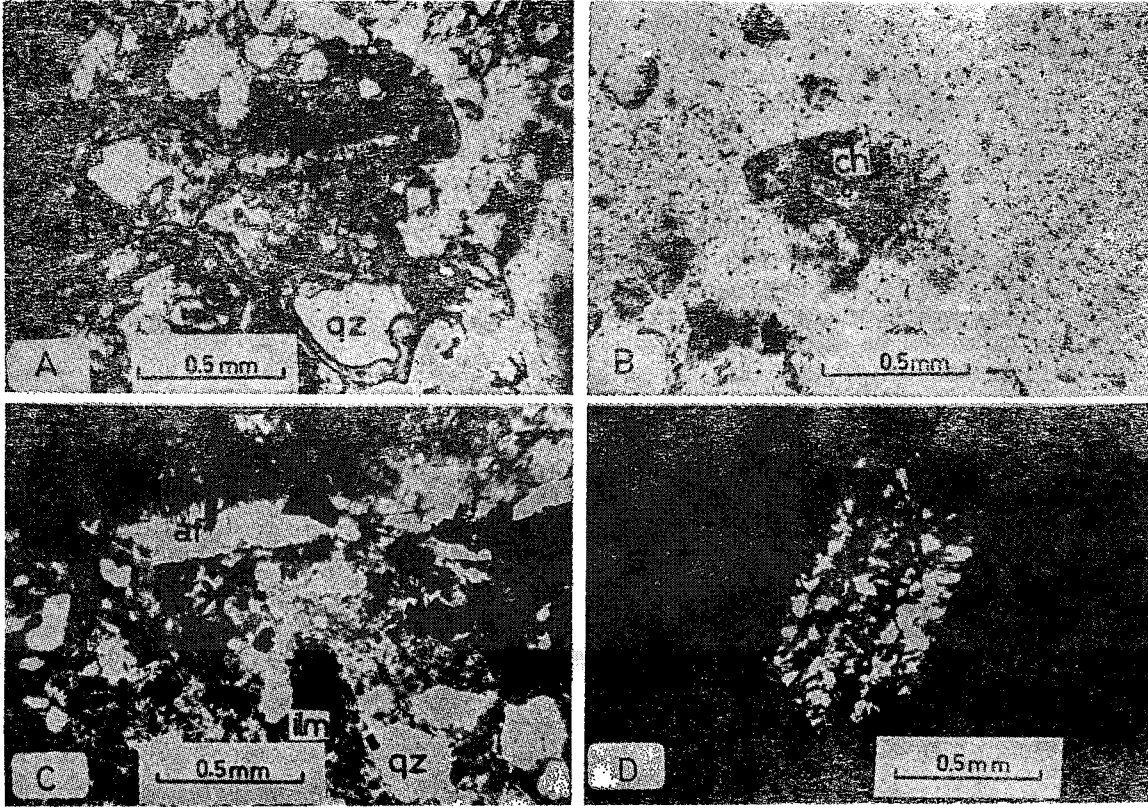
Klorit oksitli ve oksitsiz zonlarda gözlenmiştir. Oksitli zonlardaki kloritin çoğu değişik şiddetlerde bozmuş olduğu için, minerali tanımak oldukça güçleşmiştir. Fakat kloritin oksitsiz zonlarda tanınması oldukça kolaydır. Mineral çoğunlukla biyotitten otijenetik olarak türemiştir (Levha 1, Şekil B). Oksitsiz zonlardaki klorit soluktan koyu yeşil renklere, oksitli zonlarda ise renksizden soluk yeşile kadar değişim gösterir ve çoğu kez bozmuşdur. Oksitsiz zonlardaki klorit Mg'ca zengin peninittir, buradaki miktarı oksitli zonlarınkinden daha yüksektir (Çizelge 1, Şekil 3).

Klorit preparatları 7A° ve 4.7 A° da refleksiyon gösterirler (Şekil 4,5). 7A° daki refleksiyon 4.7 A° dakinden



Şekil 5 : İndirgen zonlardaki (ss-31 dışında) kil ve mika minerallerinin difraktogramları.

Figure 5 : Diffractograms of clay and micaceous minerals (except ss-31) in unoxidized zones.



LEVHA I

PLATE I

- A. Konglomerama kumtaşı hamurunun boşluklarını dolduran montmorillonit minerali (ince kesit, polarize ışık).
 A. Montmorillonite filling cavities of sandstone matrix of conglomerate (Thin section, plane polarized light).
 B. Kumtaşı seviyesinin indirgen zonlarında gözlenen olağan klorit -biotit feldispat topluluğu (İnce kesit, polarize ışık)
 B. Common chlorite - feldspar - biotite assemblage in the unoxidized zones of sandstone horizon (Thin section, plane polarized light).
 C. Altere feldspat, ilmenit, kuvars, illitten oluşan konglomera hamuru (İnce kesit, çapraz nikel).
 C. Matrix of conglomerate consisting of altered feldspar, ilmenite, illite (Thin section, crossed nicols).
 D. Oksitli alüvyal yelpaze çökelleri içindeki illit tarafından ornatılmış plajiyoklaz tanesi (ince kesit, çapraz nikel).
 D. A plagioclase grain replaced by illite in oxidized alluvial fan deposits (Thin section, crossed nicols).

çok daha kuvvetlidir. Glikol ile muamele sonucu 7 \AA ve 4.7 \AA da genişlemeyen (001) ve (003) klorit refleksiyonları gösterir, örnekler $450 \text{ }^\circ\text{C}$ ye kadar ısıtıldığında (001) ve (003) refleksiyonları kaybolmuştur. Bu da kloritin iyi kristalleşmemiş olduğunu gösterir (Mac Ewan ve diğerleri, 1961).

İllit çoğunlukla küçük beyaz pulcuklar şeklinde oksitli ve oksitsiz zonlarda gözlenmiştir. Plajiyoklas minerallerinin bir bölümü illit tarafından ornatılmıştır (Levha, Şekil C, D). Bazı durumlarda ise feldispat tanelerinin çevresinde bir kabuk oluşturur veya kuvars da dahil birçok mineralleri boylama keser. Oksitli zonlardaki illit miktarı % 70'e kadar, oksitsiz zonlardaki illit miktarı % 35'den % 60'a kadar değişim gösterir (Çizelge 1, Şekil 3). İllit oksitli zonlardaki tüm örnekler içinde 10 \AA da beliren geniş ve zayıf refleksiyon piklerince yansıtılır (Şekil 4,5). Glikolle muamelesi üzerine, pikte bir kayma görülmez ve bu da illitin şişebilen diğer kil mineralleri ile aratabaka-

lanmadığını gösterir. $550 \text{ }^\circ\text{C}$ ye kadar ısıtıldığı zaman pik yüksekliklerinin arttığı görülür. Mg ile muamele edilmiş örnekler aynı bölgede nispeten geniş ve şiddeti azalmış pikler gösterir.

X - Işın difraktogramları oksitsiz zonlardaki illitin kristalinite indeksinin (Crystallinity Index) oksitlenmemiş zonlardakinden daha büyük olduğunu göstermiştir. İllitin (001) pikinin yarım yüksekliğinde mm cinsinden gösterilen genişliği olan kristalinite indeksi Kubler (1966) tarafından önerilmiştir.

SONUÇLAR

Kil ve mika minerallerinin bir bölümü detritiktir. Bir bölümü de otijenetik olarak oluşmuştur. Bu oluşum ise kuvars, feldispat ve biyotit çevresinde klorit kabuğu, çakıllar çevresinde simektitin ince filim biçiminde veya çatlaklar

boyunca damarcıklar olarak ve feldispatların illit tarafından bütünü ile ornatılması şeklinde ortaya çıkar. Bol orandaki illit ve simektit ve az orandaki klorit varlığı Köprübaşındaki alüvyal yelpaze çökelleri için tipiktir.

Bunların yanında simektitin kafes yapısında görülen düzensizlik ve bundan sonuçlanan geniş ve zayıf refleksiyon pikleri, Köprübaşındaki alüvyal yelpaze ortamının özelliğidir. Ayrıca oksitsiz zonlarda görülen illit - montmorillonit - klorit üçlüsü ve bunun yanında kaolinit yokluğu alkali koşulların egemen olduğunu gösterir. Jarosit oluşumu ile de belgelendiği gibi, aşınma sonucu, çökellerin oksidasyon koşullarından etkilenmesi ile asidik koşulların havza kıyısında etkin olması sağlanmış ve bu da var olan kloritin ve bir bölüm montmorillonitin bozulmasına neden olmuştur.

Yazının ilk geliş tarihi : Kasım 1981
Yayına verildiği tarih : Ekim 1982

DEĞİNİLEN BELGELER

Ayan, M., 1973, Salihli - Köprübaşı çevresindeki uranyum zuhurları oluşumu ve çevresi jeolojisi :Prospektör, 2,37-52.

Boray, A., 1966, Manisa - Gördes - Köprübaşı bölgesi uranyum zuhurları etüdüne ait rapor : M.T.A., Rapor no. 371, yayınlanmamış.

Deer, F.R.S., Howie, R.A., ve Zussman, J., 1977, An introduction to the Rockforming minerals : John Wiley and Sons, Inc., London, 264 - 274.

King, J.W., Tauchid, M., Frey, D., Basset, M., Çetintürk, İ., Aydmöz, F., ve Keçeli, B., 1976, Exploration for uranium in southwestern Anatolia : IAEA - SM - 208/6, 501-529.

Kubler, B., 1966, La cristalinité d'illite et les zones tout a fait supérieures du métamorphisme : Colloq sur les Etages Tectoniques a la Baconnigre, 105-122.

Mac Ewan, D.M.C., Ruiz, A.A., ve Brown, G., 1961, Interstratified clay minerals; Brown, G., ed., X-Ray identification and crystal structure of clay minerals da : Mineralogical Society, London, 293 - 345.

Porrenga, D.H., 1966, Clay minerals in recent sediments of the Niger delta : Clay and Clay Min., Proc. of the 14 th Int. Conf., Pergamon Press, London, 221 - 233.