

ÇAYRAZ (HAYMANA) CİVARINDAKİ HARHOR (EOSEN)
FORMASYONUNDA ALTTAN ÜSTE DOĞRU DOKU
PARAMETRELERİNDE VE AĞIR MİNERAL BOLLUK
DERECELERİNDE DEĞİŞMELER

(Vertical Variations in Grain Size Parameters and Heavy Mineral
Abundance of Harhor Formation (Eocene) in Çayraz Area (Haymana))

Teoman Norman — Madjid Rasi Rad

Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara

ÖZ : Genç Orta Eosen yaşlı Harhor formasyonu, Haymana antiklini'nin kuzey kanadında yer almıştır. Bölü nümümlitli ve assilinli Çayraz formasyonu üzerine ince bir konglomera seviyesi ile gelir; 50-200 şm. kalınlığındaki kumtaşı bankları ile mıl (mud) arakatgıllarından oluşur. Kalınlığı 255 m. olup, üst kısmı aşınmıştır. Kumtaşları, volkanik kayaç parçacıkları (% 50 den fazla), köşeli kuvars, ortoklaz, plajyoklaz taneleri ile metamorfik şist, granit, kalker, çört gibi diğer kayaç parçacıklarından oluşmuştur. Kalker çimentolu olan kayacın içinde % 20 civarında mıl hamur (muddy matrix) bulunur. Volkanik arenit cinsinden bir litarenif olan bu kumtaşlarının belli başlı ağır mineralleri glokofan, granat, apatit, turmalin ve zirkondur. Bunların ilk üçü kendi aralarında bir korelasyon gösterirler.

Harhor formasyonu kumlarının muhtelif bazik volkanik, metamorfik, sedimenter ve asit intruzif kayaç çevrelerinden gelecek önce neritik (sığ deniz) bir ortamda çökeldikleri, ancak çok sık oluşan tektonik hareketler sonucunda su altı heyelanları meydana getirerek zaman zaman türbid akıntılar halinde daha derin basenlere yerleştikleri anlaşılmaktadır. Ağır mineral gruplarının muhtelif seviyelerde azalıp çoğalmalarını, bölge bölge yükselmeler ve erozyon hızını etkileyen genel iklim değişmelerine bağlamak mümkün görülmektedir.

ABSTRACT : Harhor formation (Late Middle Eocene) outcrops in a small syncline, situated to the north of the Haymana Anticline. The formation overlies the Çayraz formation (with abundant nummilites and assylinas) with a thin conglomerate and consists of alternations of thick (50-200 cm.) sandstones and thin mudstone bands. Total visible thickness of the formation is 255 m. The upper part, forming the centre of the syncline, is eroded. These calcareous sandstones contain approximately 20 % muddy matrix and consist of volcanic rock fragments

(more than 50 % by volume), metamorphic schist, granite, limestone and chert fragments, as well as angular quartz, orthoclase and abundant calcic plagioclase. Thus, the rock may be named as a litharenite, or even a volcanic - arenite. Heavy minerals consist of mainly glaucophane, garnet, apatite, zircon and tourmaline, in addition to abundant opaque iron minerals and a few others. The first three minerals show a good correlation in their «abundance» (Norman, 1969) within the rocks.

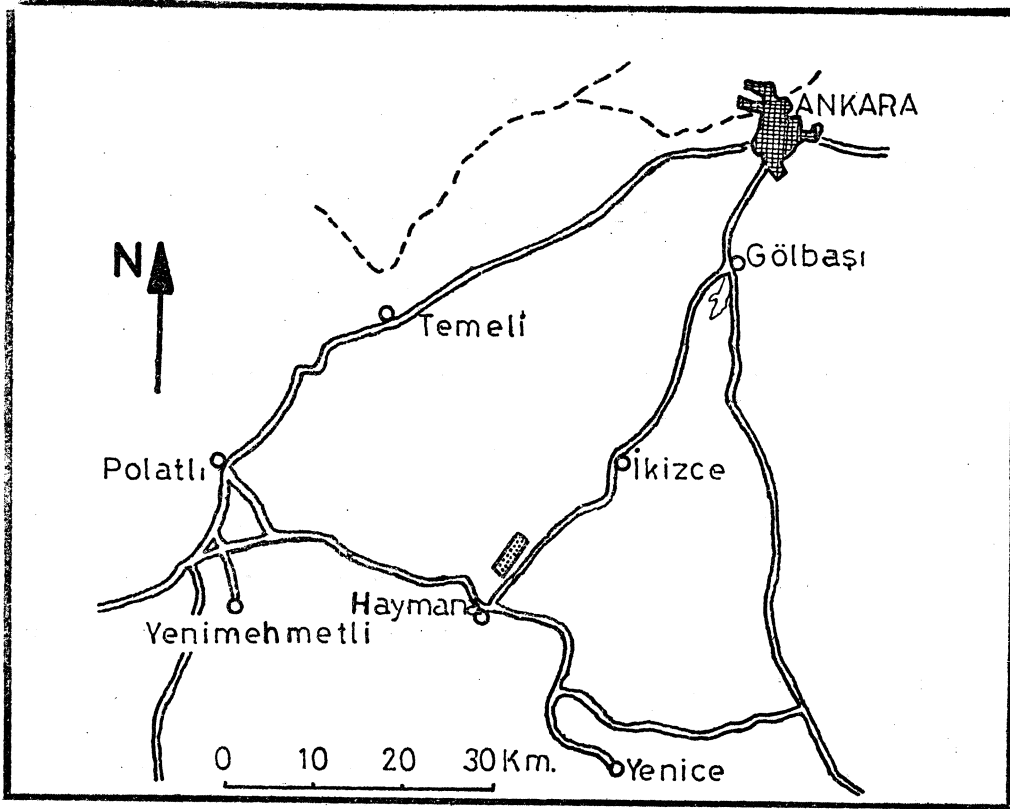
Sediments of Harhor formation are probably derived from various complex sources : basic volcanic, metamorphic, sedimentary and acid intrusive areas. In technically active geologic conditions, they were first accumulated in relatively shallow marine waters (neritic environment) where,, from time to time, they formed submarine slumps, turning into turbidity currents. These currents resedimented the materials as turbidites in the deeper parts of the basins. The increase or decrease of abundance of various heavy mineral groups at different stratigraphic levels may be explained by differential uplift in the source areas and/or widespread climatic changes which affected the rate of erosion.

GİRİŞ

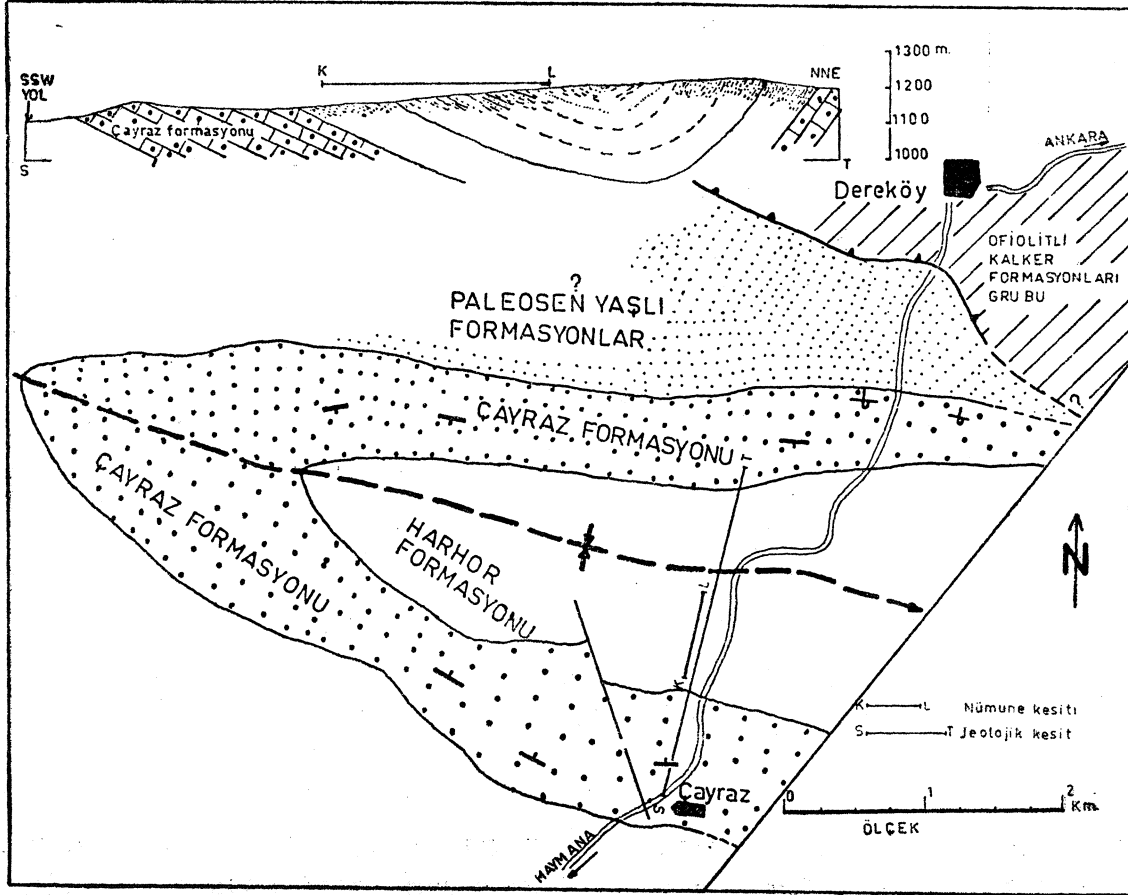
Genç Orta Eosen (Üst Lütesyen) yaştaki Harhor formasyonu (Schmidt 1960 a, b), Ankara - Haymana yolunda 67. km. civarında Çayraz kuzeyinde görülürler (Şekil 1). Genellikle NNE yönüne eğimli olan tabakalar, Haymana antiklinalinin kuzey kanadında yer almış, kabaca WNW-ESE doğrultusunda uzanan bir senklinali meydana getirirler (Şekil 2). Senklinalin ortası aşınmış bulunduğundan, formasyonun en üst kısmı görülemez. Harhor formasyonu Ankara - Haymana yoluna paralel bir kesit boyunca alttan üste doğru sistematik numune alınarak incelenmiş, elde edilen sonuçlar aşağıda kısaca belirtilmiştir.

Bölgede daha önce çalışmış bulunan Lahn ve Lokman (1945), Erol (1954), Rigo ve Gortesini (1960 a, b), Schmidt (1960 a, b) ve Yüksel (1970), en çok formasyonların muhtelif ölçeklerde haritalanması, stratigrafileri ve tektonik yapılarının özellikleri ile meşgul olmuştur. (Çizelge 1). Yüksel çok değerli çalışmalarında daha derine inerek petrografik etüdü de yapmış, ancak doku ve ağır mineral analizleri konularına girmemiştir. Bu bakımdan, şimdiki çalışmanın bu alandaki bir boşluğu doldurma yolunda ilk adım olacağını ümit ediyoruz.

- Friedman, G. M., 1961. Distinction *be#WM&n* düne/ beaich and river sands from their textural characteristics. J. Sediment. Petrol., 31 : 514-529.
- Henningsen, D., 1967. Crushing of sedimentary rock samples and its effect on shape and number of heavy minerals. Sedimentology. 8: 253 - 255.
- Hunter, E. R., 1967* A râpill ffitthü fir iëtërMUinf Wiifht percentages of un-sieved heavy minerals. J. Sediment. Petrol., 37: 521-529.
- Hutton, C. D., 1950. Studies of heavy detrial minerals. Bull. Geol. Soc. Am., 61 : 635-716.
- Koldijk, W. S., 1968. Oh ënvfonment-senôetive grain-size parameters. Sedimentology, 10: 17-11.
- Kurmbein, W. C. 1962. Open and closed number systems in stratigraphie mapping. Amer. Assoc. Pet. Geol. Bull. 46: 2229-2245.
- Krumbein, W. C. ve Graybill, F.A., 1965. An introduction to statistical models in geology. McGraw Hill Inc. N.Y.
- Lahn, É. ve Lokman, K., 1945. Polatlı-Haymana sahasının petrol imkânları. MTA Enstitüsü, Dêrlertîe RâpofU Mo. 1646 (neşredilffrenîş).
- Moiola, R. J. ve Weiser, D., 1968. Textural parameters : An evaluation. J: Sediment Petrol., 38: 45-53.
- Norman, T. N., 1969. A method to study the distribution of heavy minerals grain abundance in a turbidite. Sedimentology. 13 : 263-280.
- Passega, R., 1964. Grain-size representation by CM patterns as a geological tool. J. Sediment. Petrol., 34: 830-847.
- Passega, R., ve Byramjee, R> 1969. drain-size image of clastic deposits. Sedimentology. 13: 232-252.
- Rad, M.R., 1971. Vertical variations in textural parameters and heavy mineral abundance of Harhor formation (Eocene) in the Çayraz (Haymana) area. MS tezi. ODTÜ, Jeoloji Mühendisliği Bölümü.
- Rigo, M. ve Cortesini, A., 1960a. Regional Studies - Central Anatolia Basin Progress Report No. 1, (Stratigraphy). State Petroleum Archive, Ankara.
- 1960b. Regional Studies - Central Anatolia Basin Progress Report No. 2, (Structure). State Petroleum Archive, Ankara.
- Rittenhouse, G., 1943. Transportation and deposition of heavy minerals. Geol. Sbc. Am. Bull., 54: 1725-1780.
- Schmidt, G.G., 1980a. Geological evaluation of the Licenses MEM/360-363 and MEM/365-367 District II. State Petroleum Archive, Ankara.
- 1960b. Surrender report of Licenses 3ÖÖ-363 District (I. State Petroleum Archive* Ankara.
- Yüksel, S., 197Ö. Étudie géologique de la région d Haymana (Turque Centrale). Thèse présentée a la Faculté des Striehces de l'université Nancy pour l'obtention da gradé de Docteur ès-sciehes Naturelles, (neşredilmemiş).

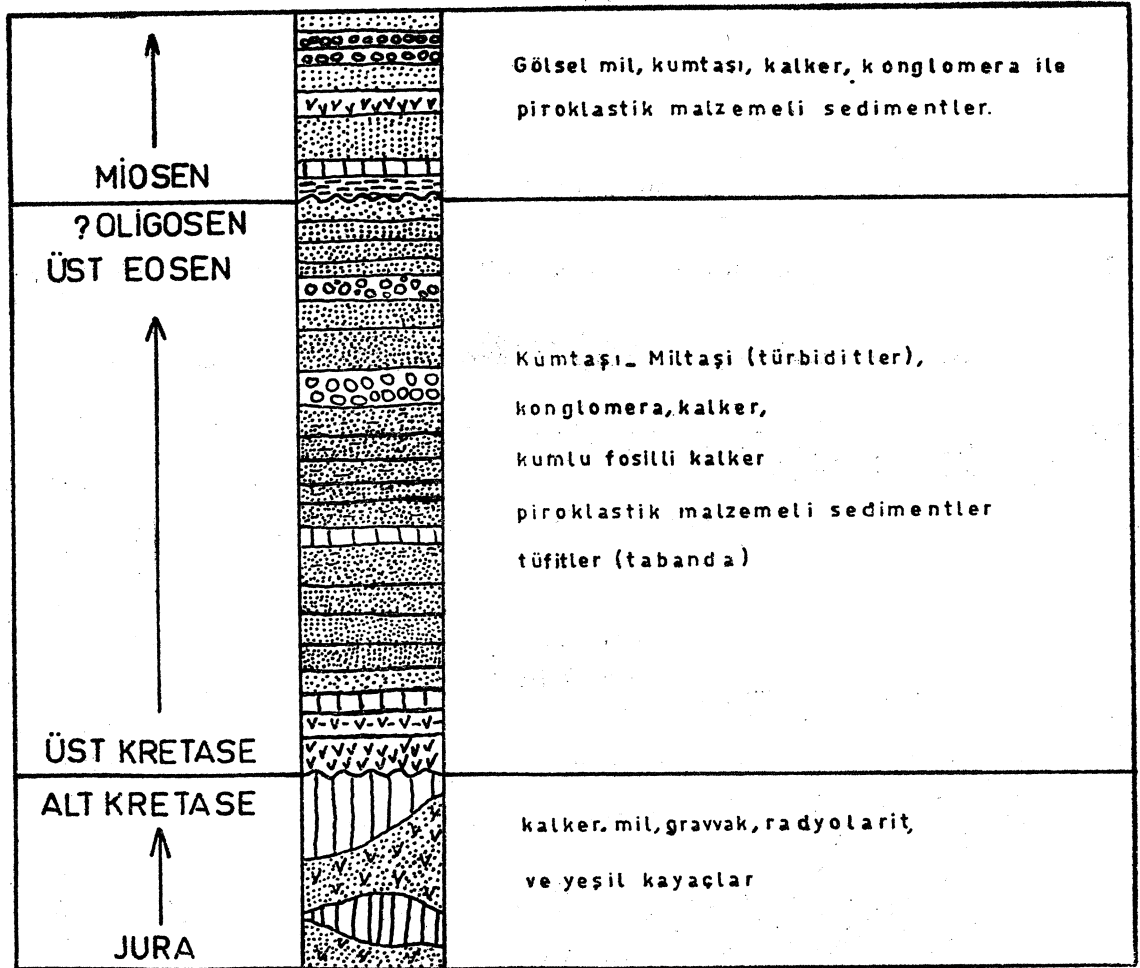


Şekil : 1 — Çayraz (Haymana) alanında Harhor formasyonunun nümune alınan kesitinin yeri (Noktalı)



Şekil : 2 — Haymana bölgesinin genel jeolojisinin krokisi ve SSW - NNE doğrultusunda jeolojik kesiti. (Daha önce çalışanlardan özellikle Erol, 1954, Schmidt, 1960 a, b, ve Yüksel, 1970 esas alınmıştır.)

Alanın genel jeolojisi, daha önce jeolojik inceleme yapanların çalışmalarına dayanarak şöyle özetlenebilir : Tabanda Jura - Alt Kre- tase yaşlı, muhtelif kalker, gravvak miltaşı (mudstone) radyolarit ve yeşil kayalardan oluşmuş bir formasyonlar grubu bulunmaktadır. Bunun üzerine transgresif olarak volkanik sedimentler (tüfit), fliş tipi türbiditler (dereceli tabakalanma gösteren kumtaşları ile mil ar- dalanması) ve bol fosilli kumlu kalkerlerden oluşmuş ikinci bir for- masyonlar grubu gelmektedir. (Rigo ve Cortesini, 1960 a, b). İkinci grubun yaşı Üst Kretase (Mestrihtien)'den Üst Eosen'e (dahil) ka- dar uzanmaktadır. (Şekil 3). Bahis konusu Harhor formasyonu bu



Şekil : 3 — Genel Stratigrafi Dizilimi (Rigo ve Cortesini 1960, Schmidt 1960 Yüksel 1970 esas alınmıştır.)

grubun üst kısımlarına doğru yer almaktadır. Üçüncü formasyonlar grubu ise, öncekilerin tektonizmaya ve aşınmaya uğramasından sonra (Schmidt, 1960 a) çökelmiş olup, daha ziyade gösel kumtaşı, kalker ve miller ile piroklastik malzemeden oluşmuştur. Genellikle yatay

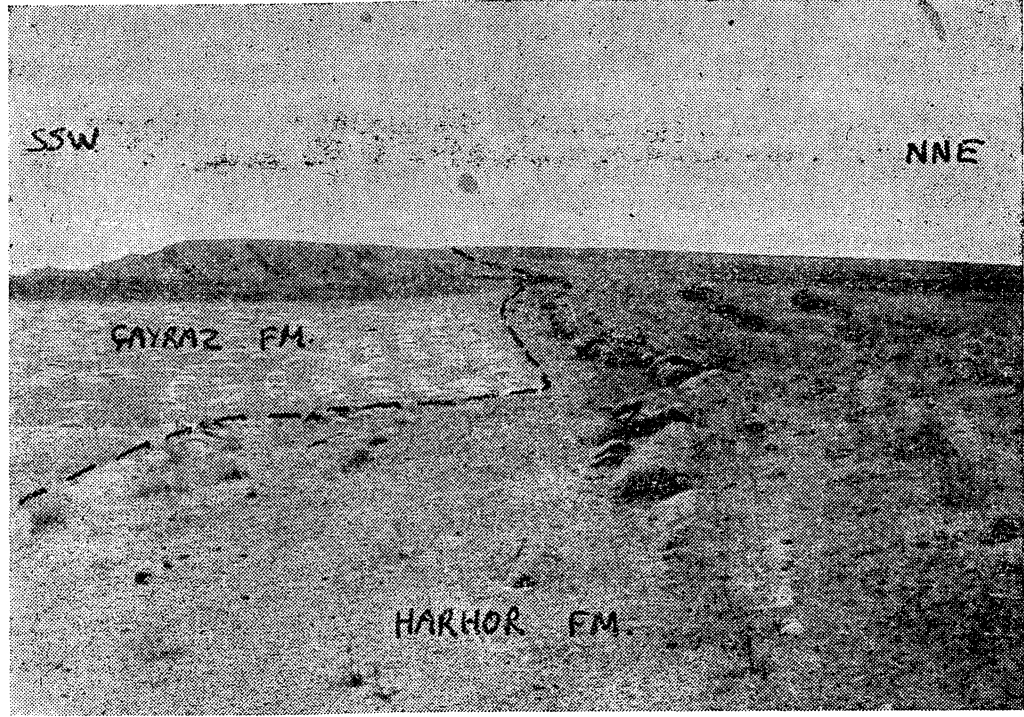
veya az eğimli olan bu formasyonlar grubunun yaşı Miosen'den Pliosen'e (dahil) kadar uzanır. Alanın kuzey ve batısında, tabandaki yeşil kayalı formasyon grubu yüzeye çıkar. Doğu ve güneyde ise Kırşehir masifinin kompleks asit ve intermedier kayaları bulunur.

İncelenen Harhor formasyonu ilk defa olarak Schmidt tarafından adlandırılmıştır (1960 a). Çayraz alanında ince bir taban konglomerası ile, alttaki bol nümmilitli ve assilinalı Çayraz formasyonunun üzerine gelir (Çizelge 1 ve Şekil 4). Ankara - Haymana yolunun 67. km.'si

	Lahn ve Lokman 1945	Erol 1954	Rigo ve Cortisini 1960 a	Schmidt 1960 a	Yüksel 1970	Şimdiki Çalışma 1971
Oligosen						
Eosen	Paleosen-Eosen flişi	Lütasyon flişi	Eosen flişi	Harhor formasyonu	?	Harhor formasyonu
				Çayraz formasyonu	Çayraz formasyonu	
paleosen						

Çizelge : 1 — Harhor formasyonu alanında daha önce çalışanların verdikleri adların korelasyonu

civarında yolun sağında bulunan bir çeşme bu sınırın takriben 15 m. üzerine isabet etmektedir (Şekil 4). Daha ziyade orta tane boyulu kumtaşı bankları (50 - 200 sm. kalınlıkta) ile bunların aralarında bulunan ince mil (mud) arakatgılarından oluşan Harhor formasyonunun tabakaları, daha kuzeyde yer alan bir senklinal eksenine doğru eğimli olup (Şekil 2), bu eksene varana kadar formasyonun kalınlığı yaklaşık olarak 255 metredir. Üst kısımlara doğru bazı tabakalar, taşınmış ve kısmen aşınmış nümmilitleri ihtiva etmektedir. Formasyonun belirtilen bu kısmından, ölçülü aralıklarla seçilen kumtaşı banklarının ortalarından (Norman, 1969) 23 adet numune alınarak laboratuvar analizlerine tabi tutulmuştur. (Levha I).



Şekil : 4 — Harhor formasyonunun taban kısmı. Tabakalar NNE yönünde eğimlidir. Buğday demetleri olan tarla alttaki formasyonda açılmıştır, Foto : Rad.

Teşekkür. — Arazi ve laboratuvar çalışmalarının düzenlenmesinde bize yardımcı olan Prof. Dr. Melih Tokay'a (O.D.T.Ü), Dr. Zati Ternek'e (M.T.A. Enstitüsü) ve Doç. Dr. Gürol Ataman'a (Hacettepe Üniv.) teşekkür ederiz.

PETROGRAFI

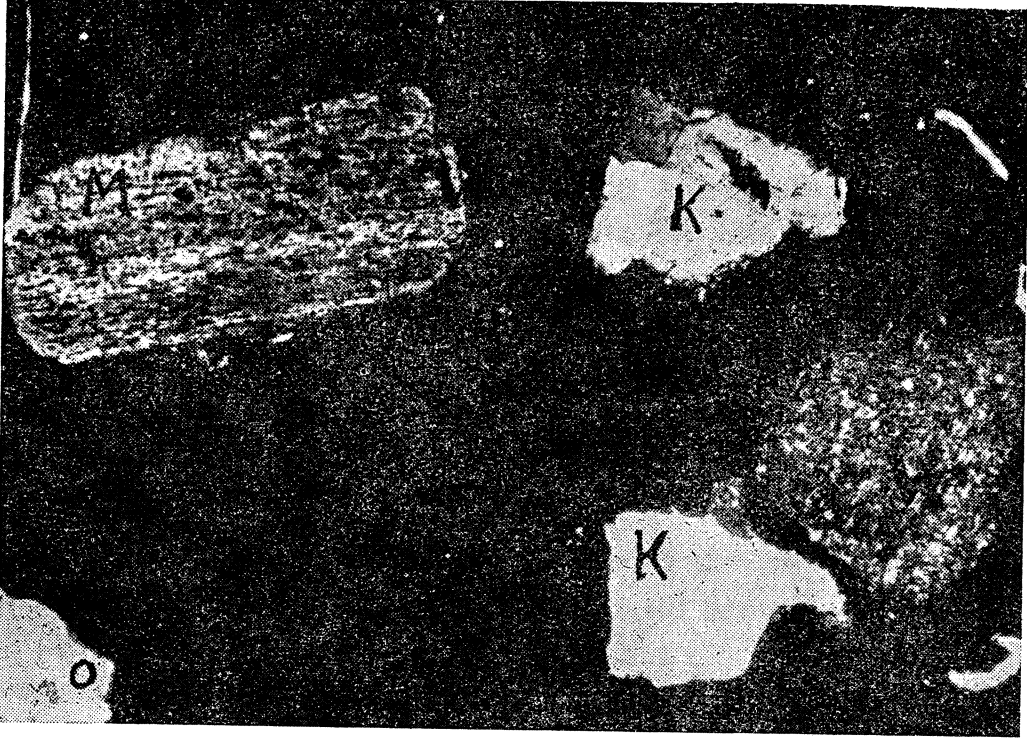
Harhor formasyonun takriben % 90'ını teşkil eden kumtaşları, esas itibarıyla kaya parçacıkları, kuvars, feldispat ve milden meydana gelmiş olup, kalsit ile çimentolanmıştır. Kayacın ortalama olarak % 20 hacmini mil (silt + kil) teşkil etmektedir.

Mineraloji

Kayaç parçacıkları, kumlu kısmın % 50'sini veya bazan daha fazlasını meydana getirmektedir. Bunların yarısından fazlası volkanik kayaç parçacığı olup, ya devitrifiye olmuş volcan camı, veya feldispat mikrolitleri ve fenokristleri (bitovnit-labradorit) ihtiva eden biotitli, kloritli andesitik veya bazik lav parçaları halindedir (Şekil 5). Plutonik kayaç parçacıkları orta büyüklükte tanelerden mey-

dana gelmiş kuvars ve potasyumlu feldispat minerallidir; fazla bozulma göstermemektedir. Pek az miktarda çört, kalker, ve metamorfik şist parçacıkları görülür.

Kuvars taneleri genellikle çok keskin köşeli olup, düzsönme (straight extinction) ve az ihklüzyonu havidir. Bunların da çoğunlukla volkanik kökenli olması düşünülmektedir.



Şekil : 5 — Fotomikrograf. K = kuvars, M =, mefamorfik şist, O = ortoklaz V = volkanik cam (devitrifiye) ile feldispat mikrolitleri. Metamorfik şistin ' uzunluğu 700 mikrondur. Foto: Rad. Çapraz nikol.

Feldispat parçaları, fazla bozulma göstermeyen ortoklaz ile, bitovnit-iabradorit kompozisyonundaki plajioklazlardan ibarettir. Bu sonuncularda zaman zaman serizitleşme görülmektedir.

Tartışma ve sonuç

Kumtaşîann! oluşturan parçacıkların büyük çoğunluğun volkanik kökenli oluşu, çabuk bozulabilen kalsiyumlu plajioklazların nisbeten taze durumda bulunmaları ve nihayet volkanik kuvarsin mevcudiyeti, bu sedimentlerin esas itibariyle volkanik bir kaynaktan (source) türemiş olduklarına işaret etmektedir (FOLK, 1968). Ancak,

asit plutonik kayaç parçacıkları ile, çört ve kalker gibi sedimentlerin ve bazı metamorfik şist parçacıklarının bulunuşu, sediment kaynağının kompleks olduğuna veya sedimentlerin birden fazla kaynaktan türemiş olduklarına işaret etmektedir. (Metamorfik şist parçacıklarının nisbeten az oluşu, bu maddenin taşınma sırasında nisbeten kolaylıkla dağılıp ayrılmasından ileri gelebilir). Mineralojik yönden, asit plutonik parçaların E'daki Kırşehir masif kompleksinden, diğer parçaların ise W, NW ve N yönündeki Mesozoik Ofiolitli Kompleksinden (Mof) gelmeleri akla uygun düşmektedir.

Haçım itibariyle büyük bir yüzdesi kayaç parçası olan bu kumtaşlan, Folk sınıflamasına göre «Litarenit» adını alır. Bu parçacıkların çoğunluğu volkanik kökenli olduğundan, daha spesifik olarak kayaca «Volkanik arenit» adını verebiliriz (Folk, 1968, s. 124).

DOKU ANALİZİ

Metot

Numuneler gevşek bir kalsit çimentosu ile bağlı olduğundan, taş kırıcı (Jaw crusher) ile takriben 0,5 cm. boyda parçalandıktan sonra asetik asitle ısıtılmış, daha sonra suda kaynatılmış ve nihayet havanda lastik tokmakla dövülmek suretiyle tanelere ayrılmıştır. Kırma işleminin, tane boyu ve ağır mineral analizlerinde önemli bir etkisi olmadığı, daha önce yapılan çalışmalardan anlaşılmıştır (Henningesen, 1967). 44 mikrondan küçük olan silt ve kil malzeme dekantasyon metodu ile alındıktan sonra, geride kalan kum ve kaba silt fraksiyonu elek analizine tabi tutulmuştur. Genellikle elek aralıkları 1/2 0 aralıklı olup, ince kısımlar 1/4 0 aralıkta alınmıştır. Kullanılan elek aralıkları şunlardır (parantez içindeki rakamlar mikron olarak elek delik büyüklüğünü göstermektedir) : —0,5 0 (1400 mikron); 0,0 (1000); 0,5 (710); 1,0 (500); 1,5 (355); 2,0 (250); 2,5 (180); 3,0 (125); 3,25 (105); 3,5 (90); 3,75 (75); 4,0 (63).

Elde edilen analiz sonuçları aritmetik-olasılık (arithmetic - probability) grafik kâğıdı üzerinde kumulatif eğriler olarak çizilmiştir. (Çizelge 2; Şekil 6) Her numune için hazırlanan bu eğrilerden 1, 5, 16, 25, 50, 75, 84 ve 95 yüzdelerine isabet eden tane boyu değerleri

Ø cinsinden okunarak, Folk ve Ward (1957)'in formüllerinde yerlerine konmuş ve Mz (ortalama tane boyu), Si (boylanma), Sk (asimetri derecesi), Md (median) ve C (en kaba tane boyu) parametreleri bulunmuştur (Çizelge 3).

$$Mz = \frac{\text{Ø } 16 \% + \text{Ø } 50 \% + \text{Ø } 84 \%}{3}$$

$$Si = \frac{\text{Ø } 84 \% - \text{Ø } 16 \%}{4} + \frac{\text{Ø } 95 \% - \text{Ø } 5 \%}{6,6}$$

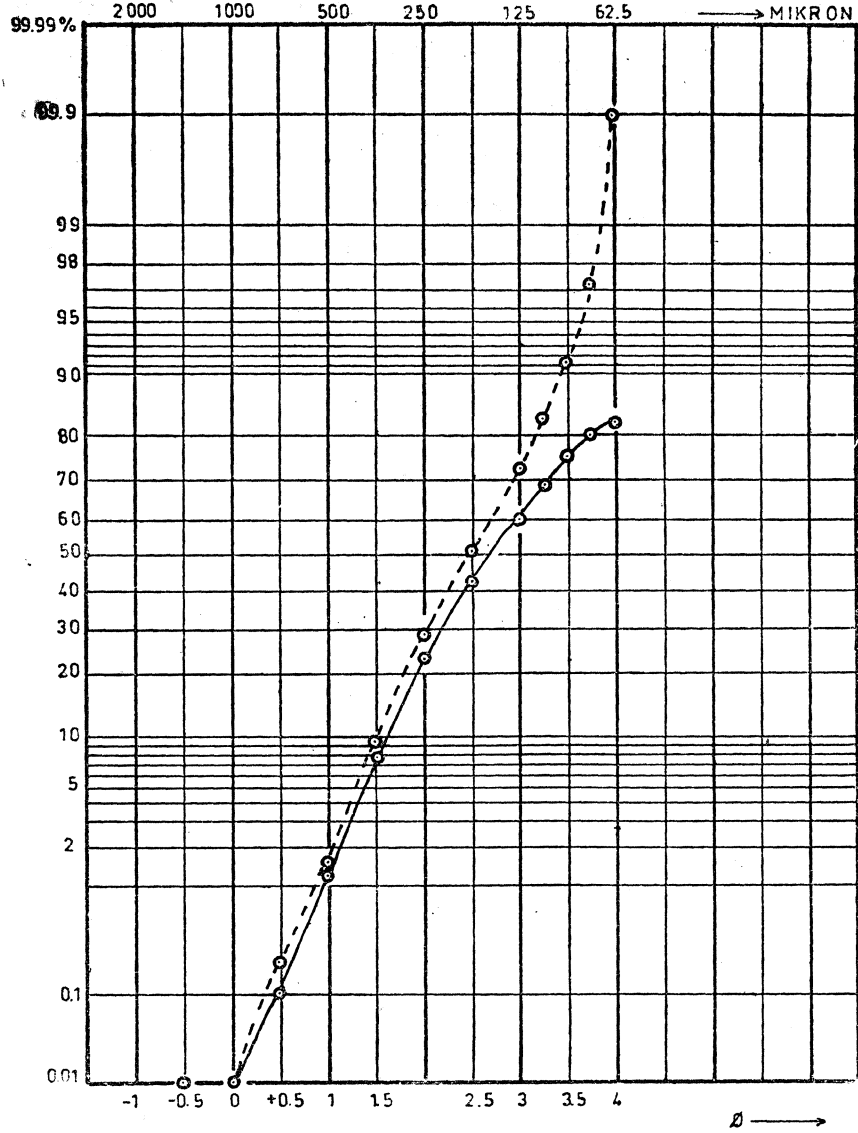
$$Sk = \frac{\text{Ø } 16 \% + \text{Ø } 84 \% - 2 \text{Ø } 50 \%}{2 (\text{Ø } 84 \% - \text{Ø } 16 \%)} + \frac{\text{Ø } 5 \% + \text{Ø } 95 \% - 2 \text{Ø } 50 \%}{2 (\text{Ø } 95 \% - \text{Ø } 5 \%)}$$

$$Md = \text{Ø } 50 \%$$

$$C = \text{Ø } 1 \%$$

KUM VE MİL (SİLT + KİL)						KUM KISMI	
Tane boyu sınıfı		Ağırlık		Kümülatif Ağırlık		Kümülatif Ağırlık	
mikron	Ø	gram	%	gram	%	gram	%
- 1400	-0.5	0	0	0	0	0	0
1400 - 1000	0.0	0	0	0	0	0	0
1000 - 710	0.5	0.850	0.1	0.100	0.1	0.100	0.2
710 - 500	1.0	0.100	1.1	0.950	1.2	0.950	1.5
500 - 355	1.5	5.000	6.4	5.950	7.6	5.950	9.3
355 - 250	2.0	12.350	15.9	18.300	23.5	18.300	28.6
250 - 180	2.5	14.200	18.3	32.500	41.8	32.500	50.8
180 - 125	3.0	14.050	18.1	46.550	59.9	46.550	72.8
125 - 105	3.25	6.600	8.5	53.150	68.4	53.150	83.1
105 - 90	3.50	5.100	6.7	58.250	75.1	58.250	91.1
90 - 75	3.75	3.850	5.0	62.100	80.1	62.900	97.1
75 - 63	4.0	1.800	2.3	63.900	82.4	63.900	99.9
Pan		13.700	17.7	77.600	100.1		
Toplam		77.600				63.900	
Kayıp		0.150					

Çizelge : 2 — 17 No.'lu nümunenin tane boyu dağılımı



Şekil 6 — 17 numaralı numunenin tane boyu dağılımını gösteren (cumulatif eğri- (aritmetik- olasılık grafik kâğıdına çizilmiştir). Kesiksiz eğri mil (silt + kil) kısmı ile beraber, kesikli eğri ise sadece kum kısmının dağılımını göstermektedir. Parametrelerin hesaplanmasında kesikli eğri esas alınmıştır.

Analiz ve Sonuç

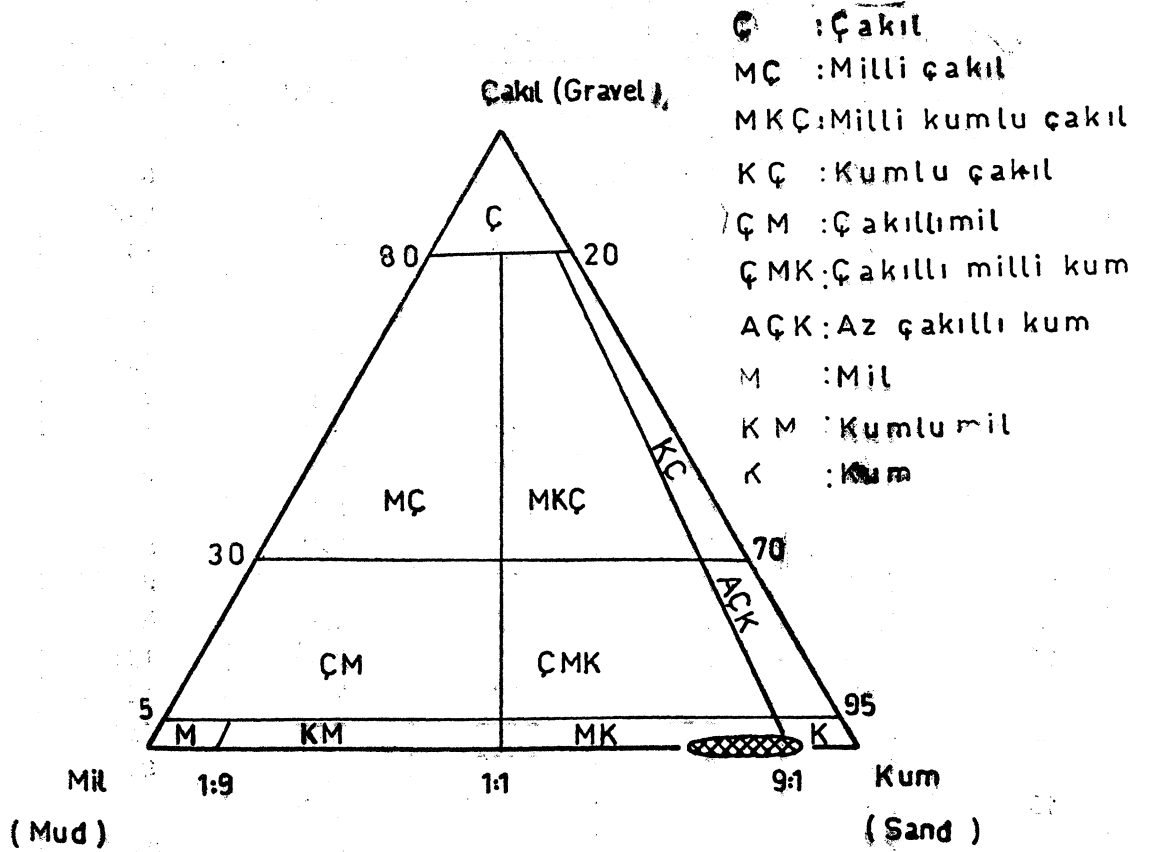
Numunelerin ortalama tane boyu değerleri, boylanma ve asimetri dereceleri incelendiğinde, kumtaşlarının genellikle orta derecede boylanma gösteren, simetrik veya biraz ince tane fazlalığı olan asimmetrik dağılımlı kumtaşı olarak adlandırılacakları ortaya çıkmaktadır. İçerisinde hiç çakıl görülmeyen bu kayaçlar, Folk (1968) sınıflamasında Milli Kumtaşı (Muddy Sandstone) adını alır (Şekil 7).

Numune No.	Mz (ø)	Si (ø)	Sk	Md (ø)	C (ø)
1	2.05	0.91	0.040	2.00	- 0.10
2	2.28	0.79	0.050	2.25	0.40
3	2.48	0.59	0.047	2.50	1.20
4	2.23	0.74	0.075	2.20	0.50
5	2.15	0.68	0.119	2.05	0.70
6	2.73	0.55	0.060	2.70	1.25
7	2.37	0.64	0.187	2.30	1.10
8	2.75	0.51	0.087	2.70	1.35
9	2.28	0.69	0.091	2.25	0.80
10	2.13	0.82	0.104	2.05	0.20
11	2.45	0.67	0.331	2.40	0.70
12	2.20	0.79	0.000	2.20	0.30
13	2.00	0.88	0.226	1.90	0.30
14	2.50	0.66	0.037	2.50	1.20
15	2.53	0.65	0.062	2.50	1.00
16	2.77	0.53	0.010	2.75	1.25
17	2.50	0.76	0.000	2.50	0.90
18	2.63	0.56	0.113	2.60	1.50
19	2.25	0.77	0.268	2.15	0.80
20	2.17	0.87	0.073	2.10	0.30
21	2.70	0.62	0.000	2.70	1.40
22	2.00	0.77	0.021	1.90	0.50
23	2.28	0.64	0.325	2.15	1.20

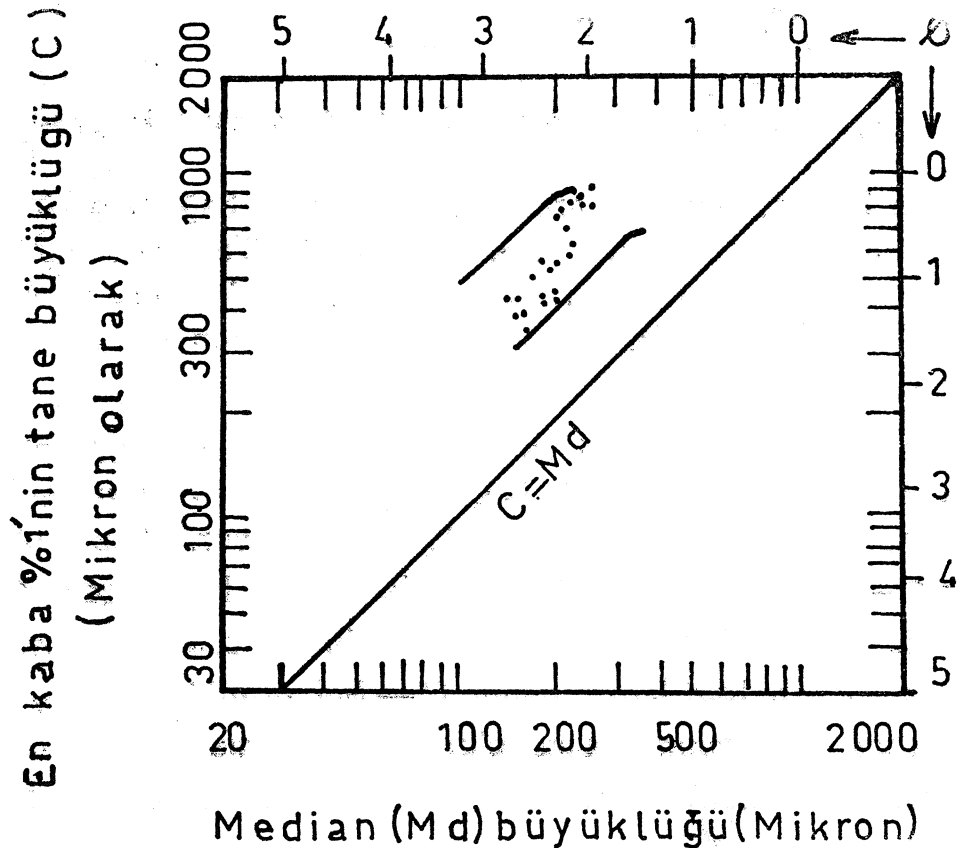
Çizelge: 3 — Harhor formasyonundan alınan 23 nümunenin doku parametreleri.

Mz ve Si parametreleri arasında bir negatif bağıntı görülmektedir (Şekil 8); yani ortalama tane boyu küçüldükçe sediment daha iyi boylanmış görülmektedir. Ancak bu durumun kısmen, 44 mikron-dan küçük tanelerin dekantasyon yoluyla analizden çıkarılmasından ileri geldiğini düşünüyoruz.

Bu sedimentlerde Mz, Si ve Sk parametreleri arasında çökme ortamını belirtecek anlamlı bir bağıntı (korelasyon) bulunamamıştır (Friedman, 1961; Koldijk, 1963; Moiola ve Weiser, 1968). Bununla beraber C — Md parametreleri numunelerin belli bir bölgede toplandıklarına işaret etmektedir (Şekil 9). Bu dağılım, Passega ve Byramjee (1969) tarafından hazırlanan genel C — Md grafiği ile karşılaştırılırsa, Harhor formasyonu numunelerinin muhtemelen aşağıdaki taşınma (transportation) özelliklerine sahip oldukları ortaya çıkmaktadır :



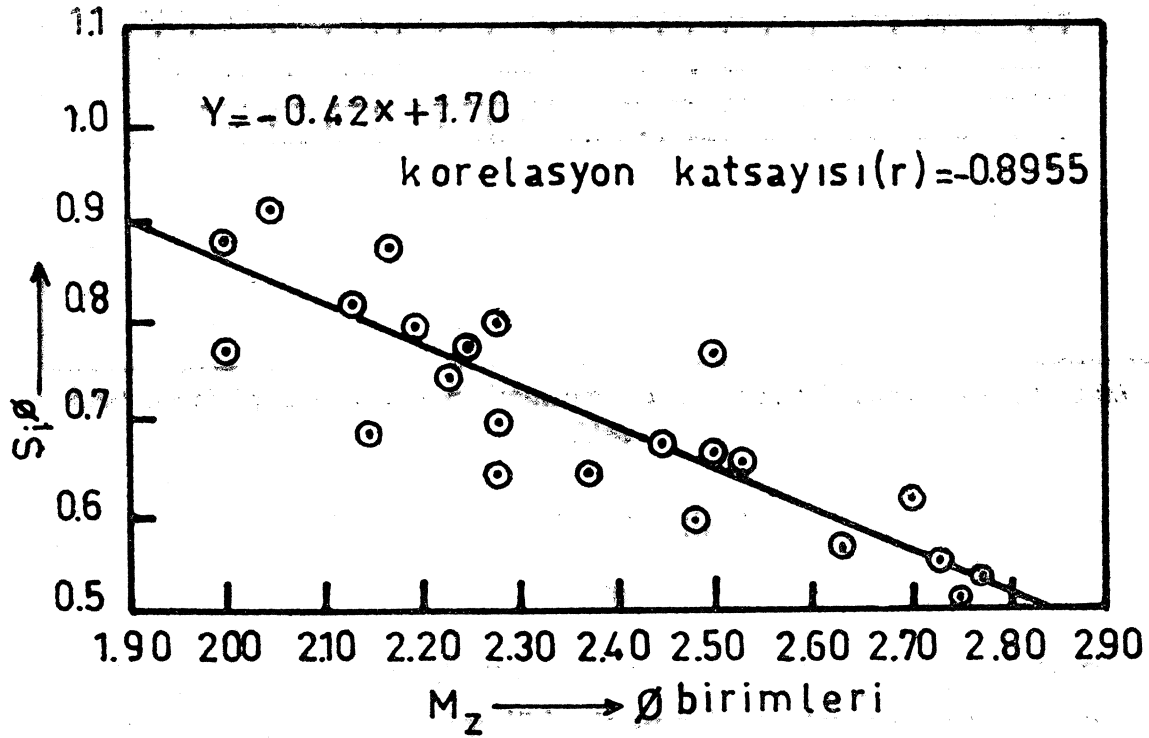
Şekil: 7 — Klastik kayaçların tane boyu kompozisyonuna göre adlandırılmaları (Folk, 1968, esas alınarak sadeleştirilmiştir).



Şekil: 8 — M_z ve S_i parametreleri arasında negatif bağıntı; çizgi, «en küçük kareler» metodu ile tahmin edilen korelasyon eğrisidir.

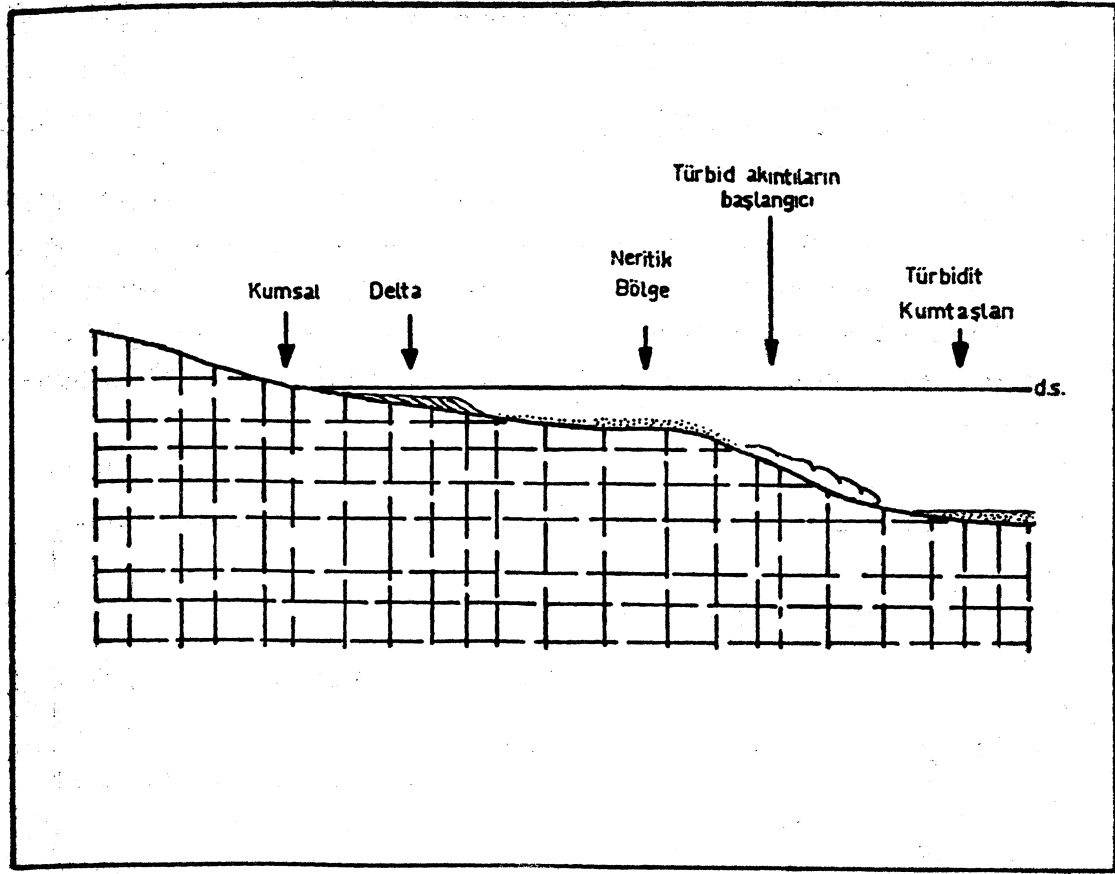
- 1) Kısmen orta; kısmen orta-yüksek-enerjili türbilans ile taşınmış olmaları
- 2) Dereceli (graded) süspansiyon halinde taşınmış bulunmaları.

Her iki sonuç da, Harhor sedimentlerinin son buldukları yerde türbid akıntılar vasıtasıyla getirildiklerine işaret etmektedir. Tanelerin çok keskin köşeli bulunmaları, metamorfik şist ve kalker gibi «yumuşak» parçacıkların, fazla aşınmadan taşınabilmeleri, tektonik bir hareketliliği, dolayısıyla türbid akıntı teşekkülü etme ortamını belirtmektedir.



Şekil 9: Toplanan 23 numunenin C_u ile M_z parametreleri arasındaki ilişki; kısa paralel çizgiler, dağılım serisinin muhtemel kenarlarını belirtmektedir. C_u = M_z dağılım limitidir.

Formasyon içinde nümmitlerin bulunması, bir denizel çökme ortamını işaretlemektedir. Ancak sedimentlerin en son buldukları yerde türbid akıntılarla gelebilmeleri için, önce daha yüksek bir yerde, örneğin delta veya neritik bir ortamda çökmüş olmaları ve buradan yeniden sedimentasyon (resedimentation) yoluyla alt kademelere yerleşmeleri gereklidir (Şekil 10). Bu sonucu, Harhor formasyonu sedimentleri için tutarlı olduğu görüşündeyiz.



Şekil: 10 — Harhor formasyonu sedimentlerinin oluşumunu gösteren temsili şekil.

AĞIR MİNERALLER

Genel

Sedimentler içinde yoğunluğu genellikle 2,9'un üstünde olan bu mineraller incelenerek, malzemenin kökeni ve taşınma şartları hakkında bazı ilave sonuçlar elde etmek mümkün olmaktadır. Gerek ağır minerallerin ayrılmasında, gerekse kantitatif analizlerinde küçük bazı yenilikler yaptığımız için burada bunlardan kısaca bahsedeceğiz.

Ayırma Metodu

Ağır mineraller sedimentlerden Tetrabrometan (CHBr_2 , CHBr_2 , özgül ağırlık = 2,96) kullanmak suretiyle ve santrifüj yoluyla ayrılmıştır. Her defasında 6 numune aynı anda santrifüje tabi tutulmuş ve 2500 devir/dakika'da 15 dakika döndürülmüştür. Ancak, bu sürede alet arasına durdurularak, tüplerin üst kısımlarındaki sedimentier bir iğne ile karıştırılmış, bu suretle, araya sıkışmış olan ağır minerallerin

aşağıya düşmeleri sağlanmıştır. Santrifüj sonunda, tüpün üst yarısındaki hafif mineraller özel bir kaşıkla atılmış ve tüpün dibinde toplanan ağır mineraller ise, 20 ml.'lik bir şırıngaya takılmış 1 mm, çaplı ve 15 cm. uzunluğu olan bir «ponksiyon iğnesi» ile çekilmiştir. Çekme işlemine başlamadan önce şırıngaya biraz tetrabrometan doldurmak, ağır minerallerin pistonu yapışmasını önlediğinden, daha iyi sonuçlar vermiştir. Alkolle yıkanıp kurutulan ağır mineraller mikrobölücü (microsplitter) ile daha ufak bölümlere ayrılmış ve bu bölümlerden bir tanesi, üzerine 3 mm. aralıklarla kareler çizilmiş olan mikroskop lamalarına kanada balsamı ile yapıştırılmıştır. Üstleri lamelle örtülen slaytlar mikroskop altında incelenmiş, ağır minerallerin cinsleri ve adet olarak miktarları tesbit edilmiştir.

Mineraller

Ayırma sonucu tetkik edilen başlıca mineraller şunlardır: Opak mineraller (magnetit, hematit, limonit, pirit, lökosen), Glokofan, granat, apatit, zirkon, turmalin, biotit, sfen, klorit, epidot ve az miktarda birkaç başka mineral. Bunlardan sadece opak mineraller (toplam olarak) ve müteakip diğer beş mineral etüt edilerek sayımları yapılmıştır.

Glokofan — Saydam olan bu mineralin karakteristik pleokrrzma renkleri mor, mavi, deniz mavisi ile renksiz arasında değişmektedir. Bu renkler interferans renklerini maskeleymektedir. Taneler genellikle şekilsiz olmakla beraber, sütun şeklinde olanlara da sık sık rastlanmaktadır. Oldukça yüksek bir rölyefi olup, gelişigüzel çatlaklar kristalleri keser.

Granat — Bu formasyonda iki cins granat görülmüştür. Birincisi açık sarı-açık kahve renklerinde köşeli veya az köşeli taneler halindedir; yüksek rölyefi vardır. İkincisi ise daha az görülür; renksiz, dpdecahed-ral ve düzgün şekilli (euhedral)'dir. Bütün granatlarda genellikle demiroksit inklüzyonları bulunur.

Apatit — Şekilsiz (anhedral) veya az düzgün şekilli (subhedral) olarak görülen bit renksiz mineral, alçak mertebede interferans renkleri gösterir. Paralel sönrne s/e yüksek rölyefleri ile tanınması kolaydır. Az köşeli veya az yuvarlak (subrounded) taneler halindedir.

Zirkon - . Bu sedimentlerde zirkon şekilsiz, az düzgün şekilli veya düzgün şekilli formlarda görülür. Renksiz olan mineral,

yüksek rölyefi ve karakteristik interférané refikleri ile tanınır. İçiri-âé kristal inklüzyohları mevcuttur» Mineral a2 köşeli Veya az yuvarlak halde bulunmaktadır.

T ü r m a M n — Yüksek rölyefli, şekilsiz veya âz düzgün şekilli formlarda bulunan mineral, pleokroik olup, gri - kahve, koyu kahve ve yeşilimsi mavi refikleri gösterir. Taneler köşeli veya âz köşelidir.

Kantitatif analiz metodu

Klasik usûlde mineral tanelerinin sayılıp bunların her slaytta yüzdeler olarak ifade edilmesindeki mahzurlar (sayı frekansının hacim veya ağırlık frekansını yansıtmaması* yüzdelerin bir «kapalı sistem» teşkil etmesi... v.b) daha önce bu konuda çalışanlar tarafından muhtelif yerlerde belirtilmişti (Rittenhouse, 1943, Krumbein, 1962; Krumbein ve Graybill, 1965, s. 242; Hutton, 1950; Hunter, 1967; Norman, 1969). Bu sebepten şimdiki çalışmamızda, Norman (1969) tarafından geliştirilen bir analiz metodu uyguladık.

Öü yeni metotda, tartılmış olan sediment numunesi elek analizinden geçirilmekte ve her tane boyu sınıfının (size class) ağır mineralleri ayrılmakta ve sayılmaktadır. (Ancak mineraller slayda konamayacak kadar fazla olduğu takdirde, mikrobölücü ile belli bir oranı alınmakta^ sayımdan elde edilen sonuç bu oranla çarpılmaktadır;) Tane boyu sınıflarından bir tanesi esas kabul edilip ($t = 0$) bu sınıftaki taneler «nominal tane» (= birim tane) olarak adlandırılmakta, bu sınıftan daha büyük ve daha küçük sınıfta bulunan tane adetleri, belli katsayılarla çarpılarak, nominal tane cinsine çevrilmektedir (Şekil 11 ve çizelge 4). Bütün tane boyu sınıflarındaki nominal

Ø	1.0	1.5	2.0	2.5	3.0	3.5	4.0
Mikron	500	355	250	180	125	90	63
t	-4	-3	-2	-1	0	+1	
$F_t = (K^3)^t$	64.00	22.827	8.00	2.828	1	0.3536	

Şekil: 11 — 1/2 0 aralıklarla ayrılan tane boyu sınıflarındaki mineral adetlerini $t = 0$ sınıfında bulunan «nominal tane» cinsine çevirmek. Örneğin, $t = -2$ sınıfındaki bir adet mineral, hacmi bakımından 8 adet «nominal tane» ye eşittir: bu sebepten 8.00 çarpanı ile çarpılmalıdır (Norman, 1969).

taneler toplanıp analiz edilen sediment numunesinin ağırlığına bölünürse, o mineralin bir gram sedimentte nominal tane sayısı, yani Bolluk derecesi (abundance) ortaya çıkmaktadır ;

$$\text{Bolluk derecesi (A)} = \frac{\sum nt \cdot Ft}{W}$$

nt : bir (t) sınıfındaki gerçek mineral sayısı

Ft : (t) sınıfıyla ilgili çarpan

W : Analizi yapılan numunenin ağırlığı (gram)

t	Ft	t	Ft
— 6	512.0	0	1.000
— 5	181.0	1	0.35361
— 4	64.0	2	0.12500
— 3	22.627	3	0.04419
— 2	8.000	4	0.01562
— 1	2.828	5	0.00552
		6	0.00195

Çizelge : 4 — 1/2 0 aralıklarla ayrılan tane boyu sınıflarındaki (1/2 0 size classes) mineral adetlerini, t = 0 sınıfındaki «nominal tane» adedine çevirmek için kullanılan çarpanlar (Ft).

Bolluk derecesi, doğrudan doğruya o mineralin bir gram numunedeki hacmi ile orantılıdır (Norman, 1969). Ayrıca, her mineral ayrıca ele alındığı için, kapalı bir sistem meydana gelerek bir mineral miktarının diğerlerini etkilemesi söz konusu değildir.

Bu çalışmada (t = 0) «nominal tane» sınıfı 3,0 — 3,5 0 (125-90 mikroh) değerleri arasında seçilmiştir. Böylece sediment içerisindeki her ağır mineralin bolluk derecesi, bu sınıfın orta noktası olan 3,25 0 (105 mikroi) boyundaki «nominal tane» miktarı cinsinden ifade edilmiştir (Çizelge S). Aşağıda, bu sonuçlar birbirleriyle karşılaştırılarak bazı bağıntıların kurulmasına çalışılmıştır.

Tartışma ve sonuçlar

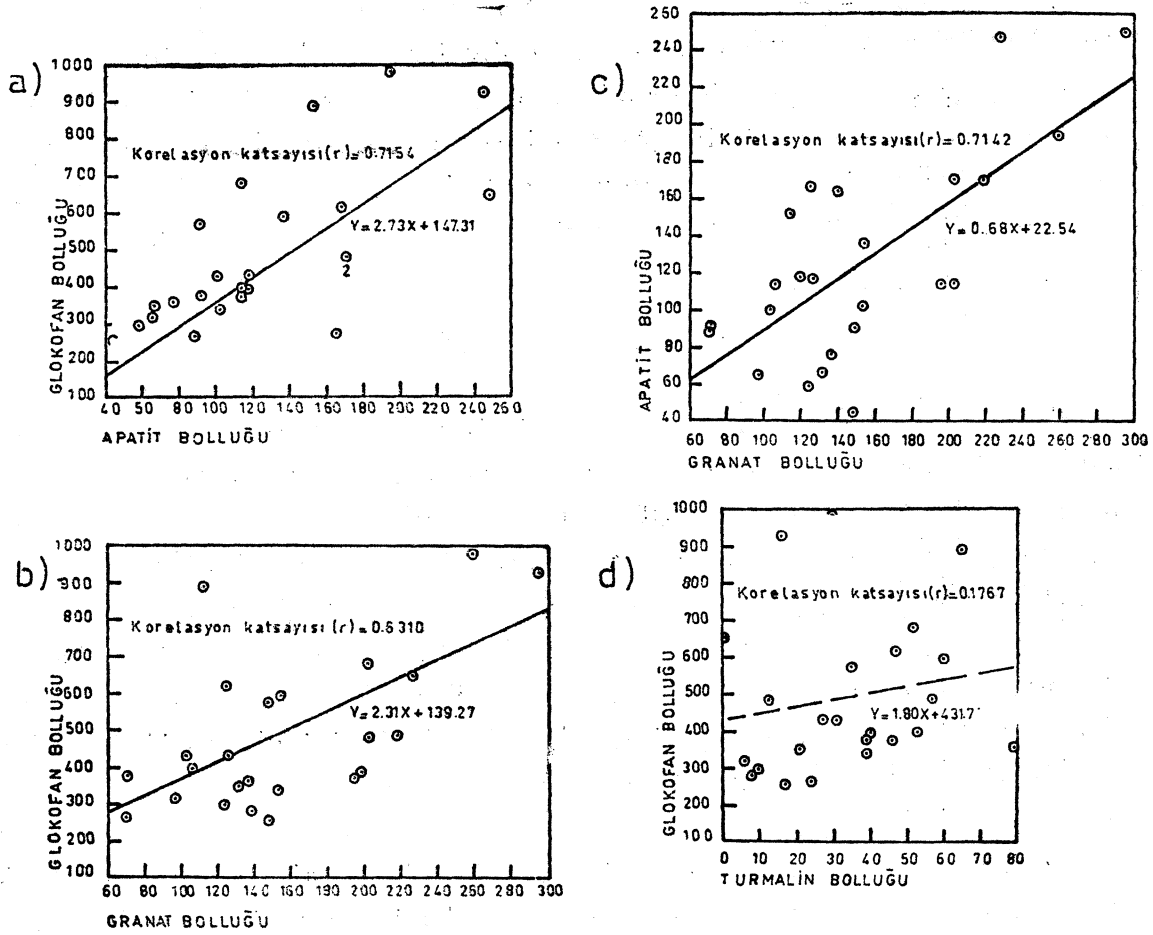
Glokofan, granat ve apatit bolluk dereceleri arasında müsbet bir korelasyon olduğu görülmektedir (Şekil 12, a, b, c). Ayrıca opak minerallerin de toplam olarak bu korelasyona katıldığı göze çarpmaktadır (Levha 1). Korelasyon katsayıları % 0,1 olasılık (probability)

Numune		Mineral Bolluk derecesi (bir gramda nominal tane adedi)					
No.	Gram	Opak	Glokofan	Granat	Apatit	Zirkon	Turmalin
1	64.650	7066.49	259.98	148.77	45.21	21.67	17.34
2	81.000	7141.54	284.24	139.62	165.42	17.30	8.41
3	61.050	9629.06	621.60	125.81	168.75	21.63	47.79
4	62.650	9417.50	435.27	126.55	118.44	20.53	31.22
5	74.900	18349.64	932.79	295.91	251.93	44.28	16.09
6	72.350	10687.57	656.35	227.82	248.53	36.99	1.56
7	78.50	12724.52	485.10	203.53	171.55	64.44	13.83
8	63.650	9258.56	575.57	148.17	91.69	52.46	35.04
9	71.050	19564.93	684.73	203.16	115.85	27.27	51.97
10	73.600	12946.00	354.79	132.23	67.79	38.38	21.39
11	72.000	6061.71	268.06	70.60	89.00	16.59	24.11
12	69.450	15283.87	364.75	137.89	77.91	24.94	79.11
13	74.400	29440.20	489.11	219.99	171.54	44.57	57.69
14	72.850	8720.94	395.86	119.18	119.03	40.22	40.66
15	78.400	12100.74	378.23	195.87	115.69	26.42	46.13
16	83.300	11575.34	595.20	154.31	137.27	48.73	60.61
17	77.750	8485.36	346.63	153.62	103.44	37.31	38.99
18	73.400	11759.30	381.48	71.36	92.22	37.76	39.48
19	79.400	12513.33	399.45	106.04	115.70	38.66	53.72
20	71.100	19312.72	987.16	259.95	195.94	35.64	30.43
21	86.600	12455.16	892.31	114.98	153.91	98.66	65.06
22	80.200	11455.54	324.45	97.07	66.63	16.56	6.34
23	79.500	11462.50	434.15	103.68	101.20	59.45	27.00

Çizelge : 5 — Harhor formasyonunda bir gram nümune içinde bulunan her ağır mineralin bolluk derecesi (bir gramdaki nominal tane adedi)

seviyesindedir. Zirkon ve turmalin kendi aralarında bağıntılı gözükmele beraber, birinci gruptaki minerallerde düzgün bir korelasyon vermemektedir (Şekil 12 d). Opak - glokofan - granat - apatit mineral grubunda bir artma olduğunda, zirkon-turmalin grubu etkilenmemekte, buna mukabil birinci grupta bir azalma olduğunda, ikinci grup mineraller de buna uymaktadır. Örneğin, levha 1 de, A,C,D seviyelerinde birinci grup, G,E seviyelerinde ikinci grup artmakta, B,F seviyelerinde ise her iki grup birden azalmaktadır. C ve D seviyelerindeki birinci grup mineral artışları zayıf bir şekilde de olsa, ortalama tane boyu ve boylanma ile ilgili görünmektedir.

Bütün bu müşahedelerin ikili veya üçlü deneylerle sağlamaları yapılmamış olmakla beraber, genel bazı sonuçların çıkarılması mümkündür.



Şekil : 12 — a) Glokofan ve apatit bolluk derecelerinin korelasyonu.
 b) Glokofan ve granat bolluk derecelerinin korelasyonu
 c) Apatit ve granat bolluk derecelerinin korelasyonu
 d) Glokofan ve turmalin arasında korelasyon çok zayıftır. Eksenlerdeki rakamlar, bir gram numunedeki nominal tane adedini göstermektedir.

1 — Zirkon ve turmalinin yanısıra nisbeten daha fazla bir bolluk derecesinde glokofan ve apatit gibi yumuşak, dayanıksız minerallerin bulunmaları, süratli taşınma ve tektonik dengesizliğe (unstable) işaret etmektedir.

2 — Hernekadar glokofan, granat ve apatit arasında oldukça iyi bir korelasyon görülüyorsa da, bunların aynı kaynaktan geldiklerini iddia etmek hatalı olur. Ancak, aynı faktör veya faktörlerin (örneğin, bölgenin tektonik yükselmesi, dolayısıyla erozyon hızının her yerde artması) hepsini etkilediği düşünülebilir. Bu görüşten hareketle spekülasyonu bir parça daha genişleterek; zirkon - turmalin sağlayan kaynağın birinciden farklı olduğu ve ayrı zamanlarda artmaların, ayrı zamanlarda tektonik yükselmelerden ileri geldiği öne sürülebilir.

3 — Azalmalara bütün minerallerin¹ hep birarane iştirak ediyor görünmeleri, iklim değişimleri gibi daha universal bir nedene bağlanabilir. Örneğin, mineral kaynaklarının bulunduğu bütün bölgede iklimin kurak hale gelmesi? her yerde birden sedimentlerin azalmasına sebep teşkil edebilir. Aynı sonuç, çok hareketli tektoniği olan bu bölgede, yaygın bir çökme (subsidence) ile de elde edilebilir.

GİNEL SONUÇLAR

ÜeFrç Orta Eösen yaşlı denizel Harhor formasyonu milli kumtaşı banklarından ve arakatgılı mil (mud, shale) tabakalardan oluşmuştur. Kumtaşı kompozisyon itibariyle volkanik arenit cinsinden olup, çoğunlukla volkanik, biraz bazik kayaç (kalsiyumlu plajioklas), metamorfik yöfil şistler (glokofan) ve muhtelif sedimentler (kalker, çört) ihtiva eden kaynaklar ile biraz da asit kayacı (granit parçacıkları, ortoklaz, granat, apatit, turmalin, zirkon) havi olan kaynaklardan oluşmuştur. Muhtemelen bu kaynaklardan bir kısmı alanın N-NW yönlerinde, ikincisi ise E ve ŞE yönlerinde yer almıştır (Yüksel, 1970). Kaynaklardan havzaya doğru sağ akıntılarla oluşan sedimentler, önce deltaik ve neritik bir ortamda çökelmişler, daha sonra tektonik sarsılmalar sonucunda zaman zaman sualtı heyelanları meydana getirerek türbid akıntılar halinde daha derin basenlere iletilmişlerdir.

Kalsiyumlu plajioklas ve glokofan gibi, hava etkisinden (weathering) çabuk bozulabilen minerallerin mebzul miktarda olması, sedimentlerin çabuk taşındığına ve havadan etkilenecek vakit olmadığına işaret etmektedir. Artık, bütün minerallerin birden azalması iklim değişiklikleri (erozyon hızının azalması) veya geniş çapta çökme hareketleri ile, gruplar halinde mineral artışları ise bölge bölge tektonik yükselmeler ile izah edilebilir. Bu sıralarda tektonik faaliyetlerin çok fazla olduğu anlaşılmaktadır.

BİİLYOGfiAFYA

Erol, O., 1954. Ankara ve civarının jeolojisi hakkında Rapor. MTA Enstitüsü Derleme Raporu No. 2491 (neşredilmemiş).

Folk, R. ti ve Wafd, W.G., 1957. Brazos river bar : a study in significance of grain size parameters, J. Sediment. Petrol., 27: 3-26.

Folk, R. L., 1968. Petrology of sedimentary rocks. Hemphill Press Austin Texas. 170s.

NÜMUNE
YERLERİ

OF
TA
(M)

TURMALİN
(TOURMALINE)

ZİRKON
(ZIRCON)

