

ÖNSÖZ

Dergimizin 29. sayısı ile tekrar karşınızda olmaktan kıvanç duyuyoruz. Geosound/Yerbilimleri'nin çift sütun ve kuşe kağıt baskısı hemen tüm okurlarımızca beğenilmiş olup, bundan sonraki sayılarınızın da aynı şekilde yayınamasına özen gösterilecektir.

Son zamanlarda editörlüğümüze gönderilen makale sayılarında büyük artışlar görülmektedir. Bu sayıda yayınlanması beklenen 7 makale hakem görüşleri sebebiyle iade edilmiş ve çalışmaların daha bilimsel hale getirilmesi önerilmiştir. Yerbilimleri/Geosound dergisinde hakem görüşleri olumsuz olan yazıların yayınlanması mümkün değildir. Ancak bazen hakem görüşlerindeki farklılıklar sebebiyle 3. hakeme gönderilen yazılar, editörlüğümüzde bekletilmektedir. Bu konuda bazı yazarlarınızın olumsuz tenkitlerini anlayışla karşılamakla beraber, bu konuda farklı bir uygulama yapabilmemiz mümkün değildir.

Çukurova Üniversitesi Jeoloji ve Maden Mühendisleri Derneği'nin peryodik bir organı olarak yayınlanan dergimize yeterince jeoloji makalesi gelirken, madencilik alanındaki makaleler nisbeten daha az sayıda olmaktadır. Çeşitli Üniversitelerimizdeki Maden Mühendisliği bölümlerindeki meslektaşlarınızın da özgün çalışmalarını göndermelerini bekliyoruz.

Dergimizin bu sayısında toplam 17 makale ve 1 tartışmaya yer verilmiştir. Bunlardan ancak 4 tanesi yabancı dildedir. Yurtdışında 50'si kurum olmak üzere 93 abonesi olan Geosound'un yabancı makalelere öncelik verdiğini bir kez daha hatırlatalım.

Bundan sonraki sayımız Haziran 1997 olarak çıkacaktır. Bir kısmı dizilen bu sayımıza da özgün çalışmalarınızı bekliyoruz. Dergimizin yayın hayatını sürdürmesi için reklamlarıyla destek olan kurum ve kuruluşlara teşekkür ediyor, tüm okurlarımıza saygılar sunuyoruz.

Yayın Kurulu Adına
Mesut ANIL
Baş Editör



GEOSOUND



YERBİLİMLERİ

İÇİNDEKİLER / CONTENTS

Investigation of the Effect of Block Dimensions on the Coal Reserve Estimation / *Kömür Rezerv Tahminine Blok Boyutunun Etkisinin Araştırılması*

Serkan SAYDAM ve Ercüment YALÇIN 1

Die Tertiäre Ostrakoden fauna des Mut - Ermenek Gebietes (Türkei)
Mut - Ermenek Bölgesi (Türkiye)'nın Tertiyer Ostrakod Faunası
Ümit ŞAFAK ve Nuran GÖKÇEN 9

Bigadiç Zeolitik Tüflerinin Bazı Anyonik İyon Değiştirme Yetenekleri
Anionic Ion Exchange Abilities of Bigadic Zeolitic Tuffs
Yılmaz BÜRKÜT, Vildan ESENLİ ve Ahmet ÇELENLİ 35

Polat - Beğre Granitoid'inin (Malatya) Mineralojisi ve Petrografisi
Mineralogy and Petrography of Polat - Begre Granitoid (Malatya)
Ayten ÖNAL ve A. Feyzi Bingöl 41

Analyse de la Stabilité de la Verse à Stérile Intérieure de la Mine de Lignite d'Afsin - Elbistan (Turquie) / *Afsin - Elbistan Linyitleri İşletmesi İç Döküm Sahası Stabilite Analizi*
Ahmet Mahmut KILIÇ ve Mesut ANIL 59

Effects of Hydraulic and Toxic Shock Loadings on a Rotating Biological Disc Unit / *Hidrolik ve Toksik Şok Yüklemelerin Bir Biyodisk Ünitesi Üzerindeki Etkisi*
Ali BERKTAY 71

Pseudosiderolites Vidali (Douville, 1906)'nin Doğu Anadolu (Darende, B. Malatya) Erken Maastrichtyen'deki Varlığı / *The Occurrence of Pseudosiderolites Vidali (Douville, 1906) in the Early Maastrichtian of the Eastern Anatolia (Darende, W. Malatya)*
Engin MERİÇ ve Muhittin GÖRMÜŞ 83

Anadolu'nun Karadeniz Kıyılarının Neotektoniğine Bir Yaklaşım / *An Approach to the Neotectonics of the Black Sea Coastal Areas of Anatolia*
Erkan GÖKAŞAN 99

Gurbet Mezrası (Elazığ) Sıcak ve Mineralalli İçmece Kaynağının Hidrojeoloji İncelemesi / <i>Hydrogeological Investigation of Gurbet Mezra Hot and Mineralized Spring</i>	111
Bahattin ÇETİNDAĞ	
Destek - Gölbeyli (Amasya) Dolayının Jeolojisi / <i>Geology of the Destek- Gölbeyli (Amasya) Region</i>	123
Erdal ÜGÜ ve Cavit DEMİRKOL	
Kuluncak -Başören Köyü - Aşılık Pinarı(Malatya) Fluorit Cevherleşmesinin Jeolojik, Metalojenik ve Ekonomik İncelemesi / <i>Geological, Metallogenical and Economical Investigations on Fluorite Mineralization of Kuluncak Başören Village-Aşılık Pinarı (Malatya)</i>	135
Ethem TAYFUN ve Mesut ANIL	
Kuşdili (Kadıköy-İstanbul) Kuvaternerri Stratigrafisi Hakkında Yeni Görüşler <i>New Views on Quaternary Stratigraphy in Kuşdili (Kadıköy - İstanbul)</i>	151
Engin MERİÇ, Niyazi AVŞAR ve Oktay ÇETİN	
Geçirimsiz Elastik İnce Duvar Yönteminin Çatalan Barajında Uygulanması <i>Application of Impermeable Elastic Curtain Thin Wall to Çatalan Dam</i>	161
Sedat TÜRKMEN, Nuri ÖZGÜZEL ve Cuma KORKMAZ	
Kahta (Adiyaman) Geç Miyosen -Ostrakod Topluluğu Hakkında Yeni Görüşler / <i>New Views on the Ostracod Fauna of Late Miocene Sequence in Kahta (Adiyaman)</i>	171
Ümit ŞAFAK ve Engin MERİÇ	
Elazığ Yöresinde Kretase -Tersiyer Geçişi için Bir Anahtar Formasyon: Kuşçular Formasyonu (Alt Paleosen), D.Türkiye / <i>A Key Formation for Cretaceous - Tertiary Transition in Elazığ Vicinity: Kuşçular Formation (Lower Paleocene), E.Turkey</i>	199
Mehmet TURAN	
Salbaş - İmamoğlu (Adana) Bölgesi Geç Tersiyer Ostrakodları / <i>Late Tertiary Ostracodes of Salbaş / İmamoğlu (Adana) Region</i>	213
Atike NAZİK	
Divriği Demir Açık Ocağı (A-kafa) Kaya Birimlerinin Kazılabilirlik Açısından Değerlendirilmesi / <i>Diggability Evaluation of Rock Units Encountered in Divriği Iron Open-Pit Mine</i>	235
Atilla CEYLANOĞLU ve Y. Selim DURUTTÜRK	
TARTIŞMA	247
Veysel ZEDEF	
Veysel ZEDEF'e Yanıt Yahya ÖPINAR	251

**INVESTIGATION OF THE EFFECT OF BLOCK DIMENSIONS ON THE
COAL RESERVE ESTIMATION**

Serkan SAYDAM and Ercüment YALÇIN

D.E.U., Engineering Faculty, Mining Engineering Department, İzmir/Turkey

ABSTRACT: *In this study, the effect of block dimensions selected on the coal thickness estimation was determined by using the 305 drill holes thickness values opened in the Afşin-Elbistan Lignite Basin. After the variogram analysis, the mean thicknesses were determined for 16 different block dimensions between 100x100 m and 1000x1000 m. It was found that, block dimension does not affect the estimated coal thickness significantly, but coal thickness slightly increases at the block dimensions between 600x600 m and 700x700 m. But, the kriging radius is effecting the estimated coal thickness and kriging standard deviation.*

**KÖMÜR REZERV TAHMİNİNE BLOK BOYUTUNUN
ETKİSİNİN ARAŞTIRILMASI**

ÖZET: *Bu çalışmada, Afşin-Elbistan Linyit Sahasından alınan 305 adet sondaj verisinden yararlanarak kömür kalınlık tahminine, seçilmiş olan blok boyutunun etkisi araştırılmıştır. Variogram analizi yapıldıktan sonra seçilen 100x100 m - 1000x1000 m arasındaki 16 farklı blok boyutu için ortalama kömür kalınları hesaplanmıştır. Sonuç olarak, blok boyutunun tahmin edilen kömür kalınlığını pek fazla etkilemediği, ancak kömür kalınlığının 600x600 m ve 700x700 m arasındaki blok boyutlarında çok az yükseldiği görülmüştür. Bunun yanında kriging yarıçapı değişiminin, kömür kalınlık tahminini ve kriging standart sapma değerini etkilediği saptanmıştır.*

1. INTRODUCTION

An accurate determination of the quantity, quality and minability of a reserve is essential for any coal or mineral property valuation. It is known that, the geostatistical estimation method, Kriging, gives the best estimates of individual block thickness or grade.

Even though, it is well known that the kriged estimates for very small blocks are over-smoothed (Armstrong and Champigny, 1989). It was pointed out that, the grade distribution of large blocks is different from that of small blocks and at the low-grade deposits, large blocks estimated to be ore, when mined selectively in smaller blocks, often yield significant amounts of waste material (Desbarats and David, 1984).

In this study, it is intended to determine how the change in the block dimensions and Kriging Radius vary the estimated coal thickness, and Kriging Standard Deviation by using the sample data taken from Çöllolar District of Afşin-Elbistan Coal Region.

2. METHOD OF STUDY

2.1 Statistical Analysis of Data

In the study, 305 coal thickness data obtained from drill holes were used. The distances between the drill holes vary from 250 m to 400 m. The location of the holes and statistical analysis results of data are shown in Figure 1 and Table 1, respectively.

The thickness histogram of data is also

shown in Figure 2. The probability plot of thickness values has shown that the distribution of sample values is normal.

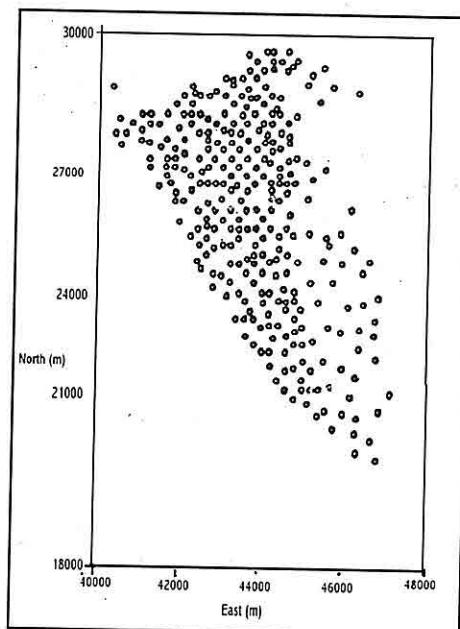


Figure 1. Locations of drill holes

Table 1. Statistical analysis results of used data

Variable	Thickness
Minimum	0.70
Maximum	73.90
Mean	33.31
Variance	171.45
Standard Deviation	13.10

2.2 Variogram Analysis

The variogram model of data was determined in 4 directions with the tolerance angle of 45°.

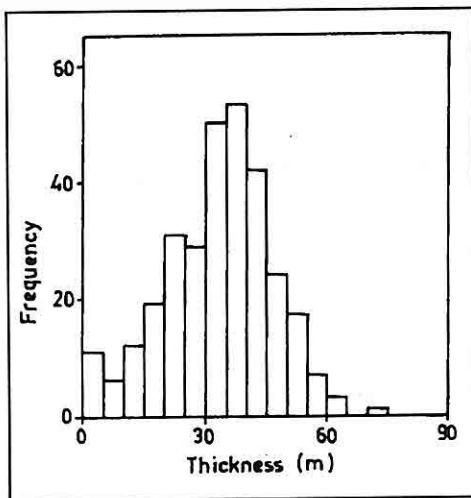


Figure 2. Histogram of coal thickness data

By taking the tolerance angle as 90° , the mean variogram model was also determined. It was found that the best-fitted model is a spherical model. The summary of Variogram Analysis and plot of mean variogram model are shown in Table 2 and Figure 3, respectively.

Table 2. The summary of variogram analysis

Dir.	Nugget Value (C_0)	Sill Value (C)	Range (a) m
0°	55	25	1200
45°	35	50	1200
90°	45	40	1700
135°	50	30	1200
Mean	45	33	1200

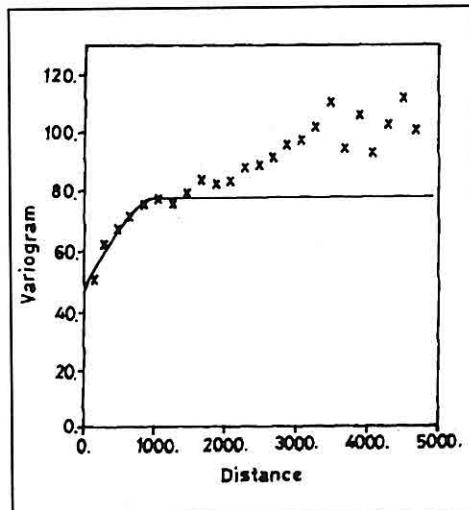


Figure 3. Mean variogram model of coal thickness.

As shown in Table 2, the deposit shows anisotropic property and the ranges in E-W and N-S directions are 1200 and 1700 m respectively. Therefore, C_0 , C, and range values used in Kriging are chosen as 45° , 33° and 1200 m, respectively.

2.3. Determination of Search Radius

During the study, "Cross-Validation" analysis has been carried out to choose the kriging radius (R_{major} and R_{minor}) that gives the best estimation. For this purpose, the thickness values of each sample point were estimated by using point kriging technique at different R_{major} and R_{minor} values. The obtained results are given in Table 3. As shown in the table, the best result was obtained at 1200 m R_{major} and 600 m R_{minor} values.

Table 3. Cross-validation results at different kriging radii.

	Estimate	Difference	Kriging Std. Deviation
Rmaj - Rmin 1000 – 500			
N	301	301	301
Mean	33.719	0.127	7.808
Std. Deviation	9.798	8.303	0.347
Rmaj - Rmin 600 – 300			
N	271		271
Mean	35.846	0.008	7.893
Std. Deviation	8.373	9.101	0.402
Rmaj - Rmin 800 – 400			
N	297	297	297
Mean	34.172	0.232	7.886
Std. Deviation	9.705	8.650	0.410
Rmaj - Rmin 1200 – 600			
N	304	304	304
Mean	33.490	0.105	7.685
Std. Deviation	9.906	8.263	0.344
Rmaj - Rmin 1400 – 700			
N	304	304	304
Mean	33.504	0.119	7.664
Std. Deviation	9.728	8.256	0.298

2.4 .The Effect of Block Dimensions on Thickness Estimation

To determine the effect of block dimension on thickness estimation, the area was divided into the 100x100 m blocks, and the coal thicknesses of the coal blocks were estimated by using the kriging method. Then the coal reserve of the area was calculated for the coal density of 1.25 ton/m³.

Then, the block dimensions in E-W and

N-S directions were increased 50 m at each time and block coal thicknesses and reserve were re-estimated and re-calculated at constant kriging radii. The obtained results are given in Table 4. In the table, the estimated average coal thickness and calculated coal reserve are not changing significantly while the block dimensions increases. But, the average kriging standard deviation is decreasing as the dimension increases. It

Table 4. The coal thickness estimation results at different block dimensions.

Block Dimension (m)	Total Block	Number of Coal Block	Average Coal Thickness	Average Kriging Std. Deviation
100x100	8000	4975	27.07459	4.490570
150x150	3250	2131	27.52657	4.315785
200x200	2000	1243	27.07802	4.333358
250x250	1280	794	27.10424	4.243039
300x300	825	534	27.77603	4.090456
350x350	644	401	27.11114	4.105019
400x400	500	308	27.22297	4.026026
450x450	396	239	27.41521	3.894280
500x500	320	196	27.55252	3.881029
550x550	270	164	27.07309	3.901804
600x600	221	143	27.89153	3.655982
650x650	180	115	27.27647	3.712698
700x700	154	98	27.87343	3.665576
800x800	120	73	27.45827	3.544941
900x900	99	60	27.52287	3.540842
1000x1000	80	47	27.69434	3.374937

was also checked at different kriging radii and the similar results as mentioned above were obtained.

2.5. The Effect of Kriging Radius on Thickness Estimation

By taking the block dimensions constant, the major and minor kriging radii were decreased until the 300 m and 150 m, respectively, and the average coal thicknesses and kriging standard deviations were calculated. This procedure was repeated for the block dimensions of 100x100 m, 400x400 m, 500 x 500 m, and 700 x 700 m. The

obtained results are given in Table 5.

As shown in Table 5, the average coal thickness decreases as the kriging radii increases. The reason of this can be explained with the smoothing effect of the kriging (Brooker, 1986; Rivoirard, 1987). In general, the average kriging standard deviation decreases until the 800 - 400 kriging radii and slightly increases at the 1200 - 600 kriging radii. At the kriging radii of 600-300, 600-400 and 800-400, the differences between the average coal thicknesses are very small as compared to other thicknesses (Saydam, 1995).

Table 5. Estimated Coal Thicknesses and Average Standard Deviations

	KRIGING RADII (R _{major} and R _{minor})				
	300-150	600-300	600-400	800-400	1200-600
BLOCK DIMENSION : 100 m x 100 m					
Ave. Coal Thickness	36.37	30.74	29.62	28.87	27.07
Ave. Kriging Std. Deviation	4.95	4.27	4.18	4.23	4.49
BLOCK DIMENSION : 400 m x 400 m					
Ave. Coal Thickness	35.67	30.83	29.74	28.99	27.22
Ave. Kriging Std. Deviation	4.98	3.92	3.82	3.82	4.03
BLOCK DIMENSION : 500 m x 500 m					
Ave. Coal Thickness	37.82	31.22	29.42	28.99	27.55
Ave. Kriging Std. Deviation	4.82	3.82	3.69	3.70	3.88
BLOCK DIMENSION : 700 m x 700 m					
Ave. Coal Thickness	35.85	30.56	29.93	29.33	27.87
Ave. Kriging Std. Deviation	5.10	3.87	3.58	3.43	3.67

3. CONCLUSION

It is well-known that, the separation of blocks as an ore or a waste is very important at the low grade ores. Therefore, during the block grade estimation, the block dimensions should be taken low as possible as. The effect of block dimensions on the block thickness estimation was determined for the coal deposit and the following conclusions were derived.

- * The block dimensions does not significantly effect the thickness estimation
- * Average kriging standard deviation decreases while the block dimension increases.
- * There is an inverse relationship between the kriging radius and estimated coal thickness due to the smoothing

effect.

* The increasing kriging radius decreases the average kriging standard deviation until the 800-400 kriging radii, after this radii, the standard deviation slightly increases.

It should be emphasised that these conclusions are specific to this case study and can not be generalised for every deposit.

4. REFERENCES

Armstrong, M. and Champigny, N., 1989. "A Study on Kriging Small Blocks", CIM Bulletin, Vol. 82, No. 923, p. 128-133.

Brooker, P.I., 1986, "A Parametric Study of Robustness of Kriging Variance as a Function of Range and Relative Nugget Effect for a Spherical

INV. OF THE EFFECT OF BLOCK DIMENSIONS ON THE COAL RESERVE ESTIMATION

- Semivariogram", Mathematical Geology, Vol. 18, No. 5, p. 447-489.*
- Desbarats, A., and David, M., 1984, "Influence of Selective Mining on Optimum Pit Design", CIM Bulletin, July, pp. 361-368.*
- Rivoirard, J., 1987, "Two Key Parameters When Choosing The Kriging Neighbourhood", Mathe-matical Geology, Vol. 19, No. 8, p.851-857.*
- Saydam, S, 1995, "The Effect of Block Dimensions Selected on The Coal Reserve Estimation", D.E.Ü. Graduate School of Natural and Applied Sciences, Master Thesis, Izmir, Turkey.*

DIE TERTIÄRE OSTRAKODENFAUNA DES MUT-ERMENEK
GEBIETES (TÜRKEI)

Ümit ŞAFAK

Universität Çukurova, Fachbereich für Geologie Ingenieurwesen, Adana/Türkei

Nuran GÖKÇEN

Universität Dokuz Eylül, İzmir Fachhochschule, İzmir/Türkei

ZUSAMMENFASSUNG: Im Rahmen dieser Arbeit wurde die Ostrakodenfauna des Tertiärs im Mut-Ermenek Gebiet (Türkei) untersucht. Neben der Beschreibung einiger neuen Arten wurden auch Aussagen über deren chronostratigraphische Position und palökologischen Bedingungen gemacht.

Es sind insgesamt 64 Ostrakodenarten im Untersuchungsgebiet festgestellt worden. Von diesen Ostrakodenfauna sind 42 bereits bekannt. Von den übrigen Exemplare sind 17 noch nicht artlich mit einem Namen versehen und die restlichen 5 Arten sind noch anonym. Die neuen Arten (*Limnocythere tuğrulensis* n. sp., *Ruggieria sekayensis* n. sp., *Ilyocypris sarıkavakensis* n. sp., *Heterocypris akburunensis* n. sp. und *Heterocypris örenensis* n. sp) wurden systematisch beschrieben.

Die tertiären Ablagerungen des Mut-Beckens lassen sich in fünf verschiedene Formationen gliedern. Die Sedimente wurden im Unter-Oligozän unter limnischellitorale, im Ober Oligozän, im Unter-Miozän unter limnisch, litorale bis flachwasser und im Mittel-Miozän (Langhium-Serravallium) unter epineritische Fazies abgelagert. Ergänzend wird für das Arbeitsgebiet an Hand der stratigraphischen Verbreitung der Ostrakoden sowie aus dem verallgemeintem Profil zwei Biozonen vorgeschlagen.

MUT-ERMENEK BÖLGESİ (TÜRKİYE)'NİN TERSİYER
OSTRAKOD FAUNASI

ÖZET: Bu çalışmada, Mut-Ermenek Bölgesi Tersiyer'inin ostrakod faunası araştırılmıştır. Yeni türlerin tanımlaması ile birlikte önceden bilinen türlerin kronostratigrafik konumu ve ortam özellikleri verilmektedir.

Araştırma bölgesinde toplam 64 ostrakod türü saptanmıştır. Bunlardan 42'si önceden bilinen, 17'si henüz isimlendirilmemiş ve 5'i tanınmayan yeni türlerdir. Yeni türler (*Limnocythere tuğrulensis* n. sp., *Ruggieria sekayensis* n. sp., *Ilyocypris sarıkavakensis* n. sp., *Heterocypris akburunensis* n. sp. und *Heterocypris örenensis* n. sp.) sistematik olarak tanımlanmıştır.

Mut Baseni'nin Tersiyer İstifi 5 farklı formasyona ayrılmıştır. Alt Oligosen'de limnik/litoral, Üst Oligosen-Alt Miyosen'de limnik/litoral ve yanısıra sığ deniz ve Orta Miyosen (Langiyen-Serravaliyen)'de epineritik koşullar saptanmıştır. Mut Baseni için iki ostrakod zonu önerilmiştir.

1. EINLEITUNG

Das Mut Becken, welches sich im östlichen Teil des Mittelmeergebiet Anatoliens befindet, liegt zwischen Kreisstätten Ermenek im Westen, Karaman im Norden, Sarıkavak im Osten und Gülnar im Süden. Die geographische Lage des Arbeitsgebiets sowie die Lokation der gemessenen Profile sind auf der Abb.1 dargestellt. Das Anliegen dieser Untersuchung ist es durch die Ostrakodenfauna, die tertiären Ablagerungen im Mut Becken stratigraphisch anzugeordnen. Im Arbeitsgebiet wurden 18 Profile angelegt, von denen gezielt 465 Proben entnommen wurden. Die auf der Abb. 1 angezeigten und von Westen nach Osten verlaufenden stratigraphischen Profile wurden nach Ortsnamen als Kışladere, Zeyve, Kaplap, Gezende, Ayvacık, Seka, Kızılıkaya, Taşocağı, Pelitlibükü, Gençali, Örentepe, Akburuntepe, Kızıldağ, Hacıalioğlu, Sinektepe, Karatepe, Tuğrul, Sarıkavak genannt. Um die Profilrouten auf dem Blatt O-29, P-29 Alanya und auf dem Blatt O30-31 Silifke im Maßstab 1/100000 anschaulich darstellen zu können, wurden die Karten im überhöhten Maßstab vergrößert.

Im Mut Becken und dessen Umland haben bereits Blumenthal (1956, 1961), Nieoff (1960), Akarsu (1960), Koçyiğit (1976), Demirtaşlı et al. (1983), Pampal (1986, 1987), Bizon et al (1972, 1974 a,b), Özer et al. (1974), Gökten (1976), Gedik et al. (1979) geologische und paleontologische Arbeiten durchgeführt.

2. STRATIGRAPHIE EINHEITEN

Als die älteste Gesteinsserie kommen im Arbeitsgebiet die Ophiolithe des Mesozoikums vor und werden die Tertiärsedimenten überlagert (Blumenthal 1961). Die im Oligozän gebildeten Sedimente, die zur Yenimahalle und Fakırca Formationen gehören, bestehen lithologisch aus Mergel, Tonmergel und Sandstein. Im Miozän wurden die zum Derinçay, Köseleli und Mut Formationen zugerechneten Einheiten, die aus sandiger Konglomeraten, Sandsteinen und Kalksteinen bestehen, abgelagert.

3. DETAILIERTE

LITHOSTRATIGRAPHIE

Bei dieser Arbeit wurden die tertiären Ablagerungen von Oligozän einschließlich Mittel Miozän Alters untersucht. Nach Gedik et al.(1979), Tanar (1989), Tanar & Gökçen (1990) gehören die älteste Tertiäreinheit zur der Yenimahalle Formation. Diese Formation wurde von Gedik et al. (1979) zum Eozän zugeordnet und als Ablagerungsmilieu tiefwasser Bereich angegeben. Im Gegensatz zur Gedik et al. (1979) wurde bei dieser Untersuchung

DIE TERTIÄRE OSTRAKODEN FAUNA DES MUT-ERMENEK GEBIETES

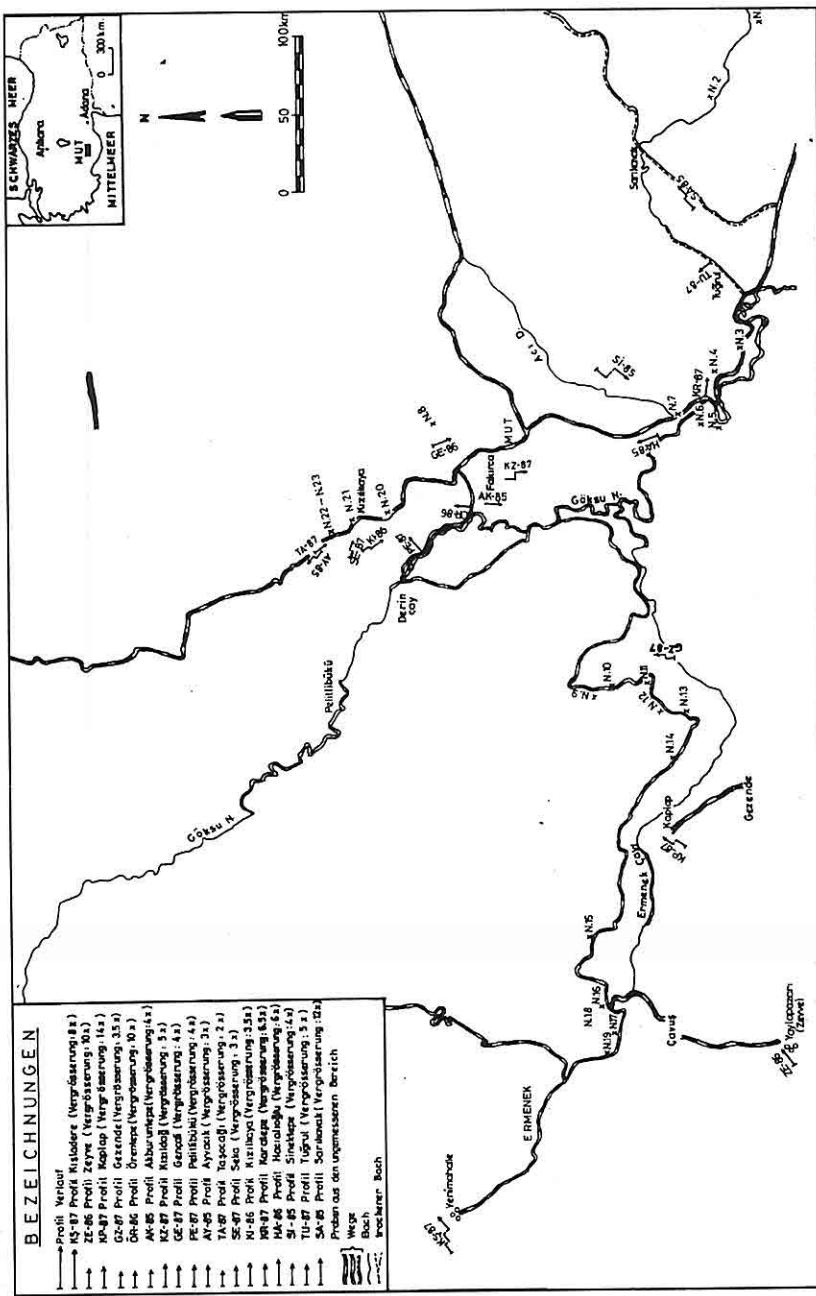


Abb. 1. Die Verläufe der stratigraphischen profile gemessen in Mut Becken.

an Hand der Mikrofossilien sowie Geländebeobachtungen festgestellt, daß die Sedimente der Yenimahalle Formation nichts im Eozän sondern im Unter Oligozän gebildet wurden (Tanar 1989; Tanar & Gökçen 1990).

Die Unter Oligozän Sedimente werden aus Sandstein, Mergel und grau-grünen, sandigen Kalkstein mit Kohlenschaltungen aufgebaut, die für limnischen und litoralen Bereich charakteristisch sind.

Über der Yenimahalle Formation folgt konkordant die Fakırca Formation. Diese Einheit wurde von Gedik et al. (1979) als eine zur Derinçay Formation gehörende Glied angedeutet. Aber neu unserer Untersuchung ist diese Einheit älter als Derinçay Formation und die Sedimente zeigen unterschiedliche Merkmale und Zusammensetzung. Wir sind der Meinung, daß die auf Yenimahalle Formation sitzende Sedimente sowohl paleontologisch als auch lithologisch als ein selbständiges Einheit zu definieren sind und weisen ein höhere Alter als Derinçay Formation auf. Diese Sedimenfolgen wurde zum ersten Mal von uns als eine unabhängige Formation bezeichnet. Die Schichten besteht aus hellem Tonmergel und tonigem Kalkstein. Während die im oberen Oligozän gebildeten Serien limnische Ostrakoden enthalten, beeinhalten die Sedimente des Aquitaniums einige planktische Foraminiferen (Tab. 1). Fakırca Formation verzahnt sich jedoch im östlichen Teil des Arbeitsgebietes, mit den hängenden Derinçay

Sedimenten, welche im Burdigalium gebildet wurden (Tanar 1989; Tanar & Gökçen 1990).

Die Fakırca Formation wird von der Derinçay Formation an manchen Orten konkordant und an anderen Stellen diskordant überlagert. Die Sedimente dieser Formation enthalten teilweise hellgrüne Sandsteine des Flachmeerbereiches. Zusätzlich sind in dieser Serien, die für lagunären Faziesbereichen typische rote Sandsteinen vorhanden. Das Alter dieser Formation ist nach Tanar (1989); Tanar & Gökçen (1990) Burdigalium.

Über der Derinçay Formation ist konkordant die Köselerli Formation abgelagert worden. Köselerli Formation wurde erst von Gedik et al. (1979) beschrieben und benannt. Tanar (1989); Tanar & Gökçen (1990) haben jedoch festgestellt, daß diese Formation sich hin und wieder sowohl mit liegenden Derinçay und als auch mit der hängenden Mut Formation verzahnt. Die Sedimente sind mergelig ausgebildet und sie wurden am Ende des Burdigaliuns und am Anfang des Langhiums abgelagert (Tab. 2)

Die Mut Formation stellt die oberste Tertiäreinheit dar und wird aus biogenen Riffkalken aufgebaut. Das Riffgesteine besteht aus einen massiven schichtungslosen Riffkern, einen dickgebankten für Riffvorraum typischen Riffschutt und einen dünngebankten meist horizontal stehende Sedimente des Rückriffbereiches. Diese Formation wird nach Mikrofossilbefunde dem Langhium

DIE TERTIÄRE OSTRAKODENFAUNA DES MUT-ERMENEK GEBIETES

Tabelle 1. Die bathymetrischen Vorkommen der Ostrakodengattungen des Mutter-Beckens

OLIGOZÄN		MIOZÄN		EPoCHE	
UNTER	ÖBER	UNTER	MITTEL	UNTER	MITTEL
		KULIM	LANGHUM - SERRAVALLIUM		
		BURDIGALIUM			
		DERINCIY			
			MUT		
			KÖSELERLI		
				FORMATION	
				DIE STRATIGRAPHISCHE VERBREITUNG DER OSTRAKODEN	
					ÖKOLOGIE
					LIMNISCH
					LAGUNAR / LITORAL
					FLACH WASSER
					EPINERITISCH
					INFRANERITISCH
					TIEF WASSER
					BATHYAL
					ABYSSAL

Tabelle 2. Die stratigraphische Verbreitung der Ostrakoden des Mut-Beckens und vorgeschlagenen Biozonen.

und Serravallium zugerechnet. Nach Gedik et al. (1979); Demirtaşlı et al (1983); Tanar (1989); Tanar & Gökcen (1990) wird im allgemeinen der Derinçay Formation von der Mut Formation diskordant überlagert. Aber in manchen Stellen geht der Mut Formation den Derinçay und Köselerli Formation lateral und vertikal über.

4. BIOSTRATIGRAPHIE

Bei dieser Untersuchung wurden die Ostrakoden Faunen im Arbeitsgebiet, die für limnisch, litoral und flachwasser Milieu charakteristisch sind, bearbeitet. Durch diese Faunen, sind zwei neue Biozonen definiert und vorgeschlagen.

Pokornyella deformis minor &
Callistocythere ennensis Zone

Prionocypris sp. & *Hemicyprideis helvetica* Zone

Die in dieser Biozone auftretende und für limnisch, litoral Bereich charakteristische Ostrakodenarten sind neu beschrieben und waren endemisch. Aus den endemischen Lebensweise der Ostrakoden hat die neu definierte Biozone einen regionalen Charakter. Dies gilt auch für den im Forschungsgebiet anstehenden Riffkalke.

Prionocypris sp. und *Hemicyprideis helvetica* Zone läßt sich mit dem ersten Erscheinung der *Prionocypris* sp. erkennen. Die obere Grenze dieser Zone kann mit dem letzten Auftauchen des *Hemicyprideis helvetica* festgelegt werden. *Heterocypris örenensis* n. sp., *Heterocypris akburunensis* n. sp., *Ilyocypris sarkavakensis* n. sp. bilden

die übrigen Arten dieser Zone aus.

Chronostratigraphische position:
Unter Oligozän-Langhium.

Ablagerungsmilieu: Im unter Oligozän wurden vorwiegend Sedimente unter limnische Verhältnisse abgelagert. Sie werden im Liegenden aus grünen hellfarbigen Sandstein mit Kohleneinschaltungen, Mergeln, tonige Kalksteine und Tonmergel aufgebaut.

Im Ober Oligozän wurden hellfarbige, tonige Kalksteine, Tonmergel, Mergeln und Sandsteine Serien unter limnischen Bedingungen abgelagert.

Die Sedimente des Aquitaniums, die charakteristische Merkmale der litoral und flachwasser Fazies aufweisen, bestehen aus Tonmergel und grauweißen, tonigen Kalksteinen.

Im Burdigalium wurden die für litorale Bedingungen typische Sedimente bestehend aus grau-grünen Sandsteinen und tonigen Kalksteinen gebildeten.

Pokornyella deformis minor & *Callistocythere ennensis* Zone wird durch dem ersten Auftreten der *Pokornyella deformis minor* und *Callistocythere ennensis* bestimmt. Die oberste Grenze dieser Zone kann mit dem letzten Auftauchen des *Pokornyella deformis minor* festgelegt werden. In dieser Zone kommen *Aurila soummamensis* Coutelle & Yassini, *Neomonoceratina helvetica* Oertli, *Loxoconcha punctatella* (Reuss) sind Ostrakodenarten vor.

Chronostratigraphische Position:
Langhium-Serravallium

Ablagerungsmilieu: Im Langhium - Serravallium wurden die unter

epineritische Bedingungen, hellfarbige Mergeln, tonige Kalksteine und überwiegend aus reine Kalksteine bestehende Serien gebildet, die lithologisch miteinander verzahnt sind.

5 . DIE OSTRAKODENFAUNA

Für die taxonomische Einordnung der 43 bekannten und der 5 neuen Arten wurde die Klassifizierung von Hartmann & Puri (1974) angewendet. Die Typusexemplare der neuen Ostrakodenarten wurden an der Geologieabteilung der Çukurova Universität archiviert.

Die tertiäre Ostrakodenfauna des Mut Beckens enthält folgende Arten (Tafeln I-IV):

- Cytherella vulgata* Ruggieri 1962
- Cytherella vandenboldi* Siissingh 1972
- Cytherella triestina* Kollmann 1962
- Triebelina punctata* Deltel 1963
- Bairdia subdeltoidea* (Münster 1830)
- Neomonoceratina helvetica* Oertli 1958 [Taf.I., Fig.1]
- Neomonoceratina mouliana* Sissingh 1972 [Taf.I., Fig.2]
- Cnestocythere truncata* (Reuss 1850)
- Callistocythere ennensis* Ruggieri 1962
- Limnocythere tuğulensis* n. sp.
- Limnocythere* sp.
- Cyamocytheridea reversa* (Egger 1858)
- Vetustocytheridea* sp.
- Hemicyprideis helvetica* (Lienenklaus 1895) [Taf.II., Fig.4]
- Hemicyprideis montosa* (Jones & Sherborn 1889)
- Miocyprideis* cf. *sarmatica* (ZalAnyi 1913)
- Monsmirabilia* sp.
- Krithe papillosa* (Bosquet 1852)
- Krithe* sp. 1
- Krithe* sp. 2
- Henryhowella asperrima* (Reuss 1850)
- Olimfalunia* cf. *sphaerulolineata* (Grekoff & Moyes 1958) [Taf.II., Fig.5]
- Ruggieria dorukae* Bassiouni 1979 [Taf.III., Fig.4]
- Ruggieria sekayensis* n. sp.
- Keijella hodgii* (Brady 1866)
- Ruggieria* (*Keijella*) *saraycikensis* Tunoğlu & Gökçen 1985
- Incongruellina rotundata* (Ruggieri 1962)
- Acanthocythereis hystrix* (Reuss 1850)
- Occultocythereis* cf. *bituberculata* (Reuss 1850)
- Costa yenisehirensis* yenisehirensis Gökçen 1985
- Costa yenisehirensis reductus* Gökçen 1985
- Hermanites haidingeri* *haidingeri* (Reuss 1850)
- Hermanites haidingeri minor* Ruggieri 1962
- Aurila soummamensis* Coutelle & Yassini 1974
- Aurila ducasseae* Moyes 1965
- Aurila* sp.
- Pokornyella deformis minor* (Moyes 1965)
- Pokornyella limbata* (Bosquet 1852) [Taf.III., Fig.5]
- Hemicythere* sp.
- Loxoconcha punctatella* (Reuss 1850)
- Loxoconcha parvula* Moyes 1965
- Loxoconcha subovata* (Münster 1830)
- Cytheromorpha* sp.

<i>Semicytherura</i> sp.	Stratigraphische Verbreitung: Oligozän bis Rezent.
<i>Cytheropteron</i> (<i>Cytheropteron</i>)	Ökologie: Im allgemeinen im Süßwasser, selten in brackischen Gewässern.
" <i>alatum</i> " Sars 1866	
<i>Xestoleberis glabrescens</i> (Reuss 1850)	
<i>Xestoleberis subglobosa</i> (Bosquet 1852)	
<i>Darwinula cylindrica</i> Straub 1952	<i>Limnocythere tuğrulensis</i> n. sp.
<i>Darwinula stevensoni</i> (Brady & Robertson 1870)	Taf.I Fig.3-4-5; Taf.II Fig.1-2-3
<i>Ilyocypris</i> sp.	Derivatio nominis: Nach dem Fundort Tuğrul
<i>Ilyocypris boehli</i> Triebel 1941	Holotypus: Carapax, männlich, Sammlung Nr. 33.
<i>Ilyocypris sarıkavakensis</i> n. sp.	Paratypen: 8 Carapaxe.
<i>Heterocypris akburunensis</i> n. sp.	Locus typicus : Dorf Tuğrul, Profil Tuğrul, TU 87 16
<i>Heterocypris örenensis</i> n. sp.	Stratum typicum: Burdigalium (Unter Miozän), Derinçay Formation.
<i>Paracypris polita</i> Sars 1866 [Taf. IV., Fig.2]	Diagnose: In der Lateralansicht ist das Gehäuse nierenförmig. Der Vorderrand ist breit und schief gerundet. Der Hinterrand ist tiefer und enger gerundet als der Vorderrand. Der Dorsalrand ist gerade. Die Oberfläche des Gehäuses weist an Skulpturelemente wie Sulcus und Tuberkel auf. Der Sulcus befindet sich in der vorderen Hälfte des Gehäuses Nähe der Gehäusemittelpunkt. Die vier Tuberkel liegen in der Nähe von Sulcus.
<i>Paracypris</i> sp.	Beschreibung: Die Vorderseite ist breit und geht mit einer schrägen Rundung in den Ventralrand über. Der Hinterrand ist im Vergleich zum Vorderrand niedriger und stärker konvex. Der Ventralrand ist konkav. Die größte Gehäusenhöhe liegt deutlich vor der Gehäusemitte. In der Dorsalansicht ist der anteriore Bereich stark abgeflacht und zugespitzt.
<i>Candonia</i> (<i>Candonia</i>) aff. <i>luminosa</i> Bodina, 1961 sensu Kheil 1964	
<i>Candonia</i> (<i>Candonia</i>) <i>parallela pannonica</i> Zalányi 1959	
<i>Candonia</i> (<i>Candonia</i>) sp.	
<i>Candonia</i> (<i>Pseudocandonia</i>) sp.	
<i>Candonia</i> (<i>Lineocypris</i>) sp.	
<i>Cypria</i> sp.	
<i>Novocypris</i> sp.	
<i>Eucypris</i> sp.	
<i>Prionocypris</i> sp.	

6. SYSTEMATIK

Unterklasse Ostracoda Lattreille 1894
 Ordnung Podocopida G.W.Müller 1894
 Unterordnung Podocopa Sars 1866
 Überfamilie Cytheracea Baird 1850
 Familie Limnocytheridae Klie 1938
 Unterfamilie Limnocytherinae Klie 1938
 Gattung *Limnocythere* Brady 1868
 Typusart: *Cythere inopinata* Baird 1843

Beide Klappen weisen jeweils einen subzentralen Sulcus auf. Auf beiden Seiten dieser Erhöhungen befinden sich je zwei übereinanderliegende und an den Sulcus angrenzende Tuberkel. Die in der Nähe des Ventralrandes liegenden Tuberkel sind kleiner als in der Nähe des Dorsalrandes sitzenden Tuberkel. Ferner ist die Schalenoberfläche mit zahlreichen Grübchen ornamentiert.

Die rechte Klappe überlappt sehr wenig im posterioren Bereich die linke Klappe. Dieses Merkmal kann am anterioren Ende nicht beobachtet werden.

Ein Sexualdimorphismus kann beobachtet werden. Die Weibchen haben deutlichere Tuberkel als die Männchen und in der Dorsalansicht ist die Breite bei den Weibchen größer als bei den Männchen.

Dimensionen:

Länge: Männchen: 0.605-0.610 mm,
Weibchen: 0.590-0.595 mm.

Höhe: Männchen: 0.235-0.250 mm,
Weibchen: 0.245-0.250 mm.

Breite: Männchen: 0.295-0.305 mm,
Weibchen: 0.310-0.315 mm.

Vorkommen: Profil Tuğrul, TU 87 16,
Burdigalium.

Familie Trachyleberididae Slyvester -
Bradley 1948

Unterfamilie Trachyleberidinae

Slyvester - Bradley 1948

Tribus Echinocythereidini Hazel 1967

Gattung *Ruggieria* Keij 1957

Typusart: *Cythere micheliniana*

Bosquet 1852.

Stratigraphische Verbreitung: Miozän

bis Rezent.

Ökologie: Neritisch-epineritisch.

Ruggieria sekayensis n. sp.

Taf.II. Fig.6; Taf. III Fig.1-2-3

Derivatio nominis: Nach dem Fundort

Seka

Holotypus: Carapax, coll. No. 35.

Paratypen: 10 Carapaxe, 2 Klappen.

Locus typicus: Seka Weg, Profil Ayvacık,
AY 8526

Stratum typicum: Oberstes Burdigalium
bis Langhium, Köseleli Formation.

Diagnose: Das Gehäuse ist dickschalig und in der Lateralansicht annähernd dreieckig. Der Vorderrand ist schräg gerundet. Der Hinterrand ist ausgezogen. Die Oberfläche ist mit zahlreichen Grübchen skulpturiert. Eine kräftige laterale, im ventralen Bereich liegender Rippe verläuft parallel zum Ventralrand. Sie endet posterior in einem Stachel.

Beschreibung: In der Lateralansicht ist das Gehäuse langgestreckt und dreieckig. Der Vorderrand geht mit einer schrägen Rundung in den Ventralrand über. Der Übergang vom einem medianen Spitz endenden Hinterrand zum Dorsalrand und der Ventralrand ist leicht winkelig. Der Ventralrand ist konkav. Der Dorsalrand ist leicht konkav und nach hinten abfallend.

Lateralangesehen befindet sich im ventralen Bereich der Klappe eine kräftige flügelartige Rippe, die sich parallel zum Ventralrand hinzieht. Auf der dorsalen Seite der Rippe sind deutliche viereckige, grobe

DIE TERTIÄRE OSTRAKODENFAUNA DES MUT-ERMENEK GEBİETES

Retikulationen vorhanden. In der linken Klappe ist die Rippe stärker ausgeprägt. Dies ist vor allem in der Dorsalansicht zu beobachten.

In der Dorsalansicht ist das Vorderende zugespitzt und das hintere Ende etwas stumpfer ausgebildet. Auf dem hinteren Teil der linken Klappe ist eine deutlich erkennbare Rippe, die besonders auf der Ventralrand flügelartige Ausgebildet ist, zusehen. Die größte Gehäusebreite liegt im hinteren Drittel des Gehäuses, kurz bevor die Rippe posterior verflacht. Die linke Klappe überlappt die rechte Klappe am hinteren und vorderen Ende.

In der Ventralansicht sieht man zwischen den Ventralrändern der beiden Klappen und der kräftigen Rippe jeweils eine schmale Leiste im mittleren Gehäusebereich.

Die Oberflächeornamentation besteht neben der zum Ventralrand parallel verlaufenden Rippe aus zahlreichen, deutlichen punktartigen Grübchen.

Dimensionen:

Länge: 0.910-0.890 mm.

Höhe: 0.510-0.490 mm

Breite: 0.580-0.590 mm.

Bemerkungen: Unserer Art ähnelt sich mit der *Ruggieria dorukae* Bassiouni (1979), abgebildet ist (siehe Taf.2, Fig.5) Außerdem weist unsere Exemplar auch eine zum Ventralrand parallel verlaufende Rippe mit einer Retikulationsreihe auf. *R. dorukae* hat jedoch deutliche, kräftige Stacheln im Vorder- Hinterrand sowie auf der gesamten Oberfläche Retikulationen. Diese Merkmale werden bei unserer Art

nicht beobachtet. Unsere Art ähnelt sich mit *Ruggieria tetraptera tetraptera* (Sequenza 1880) durch Gehäuseform und durch den auf dem Ventralrand parallel verlaufende deutliche Rippe. Die bei *Ruggieria tetraptera tetraptera* (Sequenza 1880) beobachtete vorderrand und hinterrand Stacheln sind bei unserem Art nur am hinteren Ende des Gehäuses deutlich erkennbar.

Unsere neue Art unterschiedet sich vom *Ruggieria (Keijella) saraycikensis* Tunoğlu & Gökçen (1985:38) durch Gehäuseform sowie durch nichts Vorhanden- sein von Vorrandsstacheln.

Vorkommen: Profil Ayvacık, AY 85 26-27; Profil Kızılkaya, KI 86 20-27; Profil Sinektepe, SI 85 4, Oberstes Burdigalium-Langhium.

Überfamilie Cypridacea Baird, 1845

Familie Ilyocyprididae Kaufmann

1900

Unterfamilie Ilyocypridinae Kaufmann

1900

Gattung *Ilyocypris* Brady & Norman

1889

Typusart *Cypris gibba* Ramdohr 1808

Stratigraphische Verbreitung: Trias bis Rezent

Ökologie: Süßwasser bis oligohaline Gewässer.

Ilyocypris sarikavakensis n. sp.

Taf.III. Fig.6-7-8; Taf. IV Fig.1.

Derivatio nominis: Nach dem Fundort Sarıkavak

Holotypus: Ein Carapax, Männchen, coll.

No. 18

Paratypen: 19 Carapaxe, 35 Klappen

Locus typicus: Dorf Tuğrul, Profil Tuğrul,
TU 876

Stratum typicum: Burdigalium
(Unter-Miozän), Derinçay Formation.

Diagnose: Das Gehäuse ist in der Lateralansicht viereckig. Der Dorsalrand ist annähernd gerade. Der Ventralrand ist bei den Männchen stärker konkav als bei den Weibchen, bei denen er fast gerade verläuft. Der Vorderrand ist breiter gerundet als der Hinterrand. Die Oberfläche ist mit einem Sulcus und mit stachelartigen Tuberkeln ornamentiert. Das Schloß ist adont.

Beschreibung: Der Umriß dieser Art ist annähernd viereckig. Der Vorderrand ist weit gerundet und geht gleichmäßig in den Ventralrand über. Der Hinterrand ist abgestutzt und fast gerade. Der Dorsalrand ist gerade und nach hinten abfallend. In der Mitte ist der Ventralrand bei den Männchen konkav und bei den Weibchen fast gerade ausgebildet.

Die Oberflächenornamentation besteht aus stachelartigen Tuberkeln und zwei tiefen Sulci. Die Sulci beginnen an der Nähe des Dorsalrandes und enden in der Mitte des Gehäuses. In der Lateralansicht liegt ein großer stachelartiger Tuberkel über der Mitte des Gehäuses im anterioren Bereich. Außerdem befindet sich auf dem Mittelteil der Klappe zwischen zwei Sulci ein kleiner Tuberkel. Ein anderer großer Tuberkel liegt über der Mitte in der posterioren Hälfte, nahe des Dorsalrandes und ein

weiterer in der Nähe des posteroventralen Randbereichs. Die größte Gehäusehöhe befindet sich im Übergangsbereich von Dorsal- sowie von Vorderrand.

In der Dorsalansicht sind die Tuberkel auf beiden Seiten des Gehäuses gut zu sehen. Von den Tuberkel befindet sich einer im vorderen Bereich des Gehäuses, der eine mittlerer Größe hat. Der zweite in der hinteren Hälfte des Gehäuses liegende Tuberkel ist größer ausgebildet. Ein dritter liegt nicht weit von der Mitte des Ventralgebietes. Zwischen den Tuberkeln des vorderen und hinteren Bereiches bzw. zwischen den beiden Sulci gibt es je ein Stacheln mittlerer Größe.

Die linke Klappe umgreift die rechte Klappe besonders am Dorsalrand, im Schloßbereich und am Hinterrand.

Das Schloß ist einfach und adont. Auf der inneren Fläche der Klappe sind in der Mitte eine große, nach Dorsalseite gebogene und drei kleinere, zerstreute Muskelfelder vorhanden. Im vorderen Bereich kann die Mandibularmuskelnarbe als Grube beobachtet werden. Die Randzone ist mäßig bereit. Die randliche Porenkanäle sind mittelmäßig, gerade und fester ausgebildet.

Ein Sexualdimorphismus kann beobachtet werden. Die männliche Exemplare, deren Ventralränder konkav sind, sind länger als die Weiblichen.

Dimensionen:

Länge: Männchen 0.595-0.605 mm,
Weibchen 0.590-0.580 mm

Höhe: Männchen 0.305-0.310 mm,
Weibchen 0.310-0.295 mm

DIE TERTIÄRE OSTRAKODENFAUNA DES MUT-ERMENEK GEBIETES

Breite: Männchen 0.280-0.310 mm,
Weibchen 0.295-0.280 mm

Bemerkungen: Unsere Art unterscheidet sich von *Ilyocypris boehli* Triebel (1941) durch die deutlichen Tuberkeln, die auf der Oberfläche der Klappe zwischen zwei Sulci sowie nahe den Vorderrand- und Hinterrandgebieten und am Ventralrand liegen.

Vorkommen: Profil Tuğrul, TU 4, 6, 7, 11, Burdigalium

Untersfamilie Cyprinotinae Bronstein
1947

Gattung *Heterocypris* Claus 1893
Typusart *Cypris incongruens* Ramdohr
1808

Stratigraphische Verbreitung: Palaeozän bis Rezent

Ökologie: Süßwasser, manchmal auch in oligo-mesohalinen Gewässern

Heterocypris akburunensis n. sp.

Taf. IV. Fig.3-4-5-6

Derivatio nominis: Nach dem Fundort Akburuntepe

Holotypus: Eine rechte Klappe, coll. No. 67

Paratypen: 43 Carapaxe, 15 Klappen

Locus typicus: Dorf Fakırca, Akburuntepe, Profil Akburuntepe, AK 85 26

Stratum typicum: Ober-Oligozän, Fakırca Formation.

Diagnose: In der Lateralansicht ist diese Art oval. Der Vorderrand ist gleichmäßig gerundet. Der Hinterrand ist niedriger und stärker konvex als der Vorderrand.

Der Ventralrand ist konkav und der Dorsalrand stark konvex. Das Schloß ist adont.

Beschreibung: Der laterale Umriß des Gehäuses ist oval. Der Vorderrand ist gleichmäßig gerundet und neigt sich leicht zum Ventralgebiet. Der Hinterrand geht gleichmäßig in den Dorsal und Ventralrand über, ist jedoch enger gerundet als der Vorderrand. Der Ventralrand ist stark konkav. Die größte Gehäusehöhe befindet sich in der Mitte.

In der Dorsalsicht erscheint das Gehäuse fast linsenförmig, die anteriore und die posteriore Gehäusespitze haben annähernd die gleiche Form und sind seitlich leicht abgeflacht. Die größte Gehäusebreite liegt in der Mitte. Die linke Klappe überlappt im Schloßbereich am deutlichsten die rechte Klappe.

Die Oberfläche ist glänzend und fein punktiert. Auf der innen Flächen der Klappen ist ein typisches cypridides Muskelfeld vorhanden. Am Vorderrand ist die Randzone in der für *Heterocypris* typischen Breite ausgebildet und verengt sich in Richtung des Dorsal- und Ventralrandes. Am Hinterrand beginnt die Randzone sehr schmal und verläuft entlang des Ventralrandes bis zur Biegung des Vorderrandes, an der sie verschwindet. Am randlichen Bereich kommen Porenkanäle in der typischen Dichte anterior und postanterior vor. Das Schloß ist einfach und adont.

Dimensionen:

Länge: 1.220-1.225 mm.

Höhe: 0.630-0.642 mm.

Breite: 0.420-0.430 mm.

TAFEL I

Neomonoceratina helvetica Oertli 1958

Profil Sarıkavak, Burdigalium

- 1.** Carapax, Linkslateralansicht, Männchen,
x130, SA 85 9

Neomonoceratina mouliana Süssingh 1972

Profil Seka, Burdigalium

- 2.** Carapax, Linkslateralansicht, Weibchen,
x130, SE 87 22

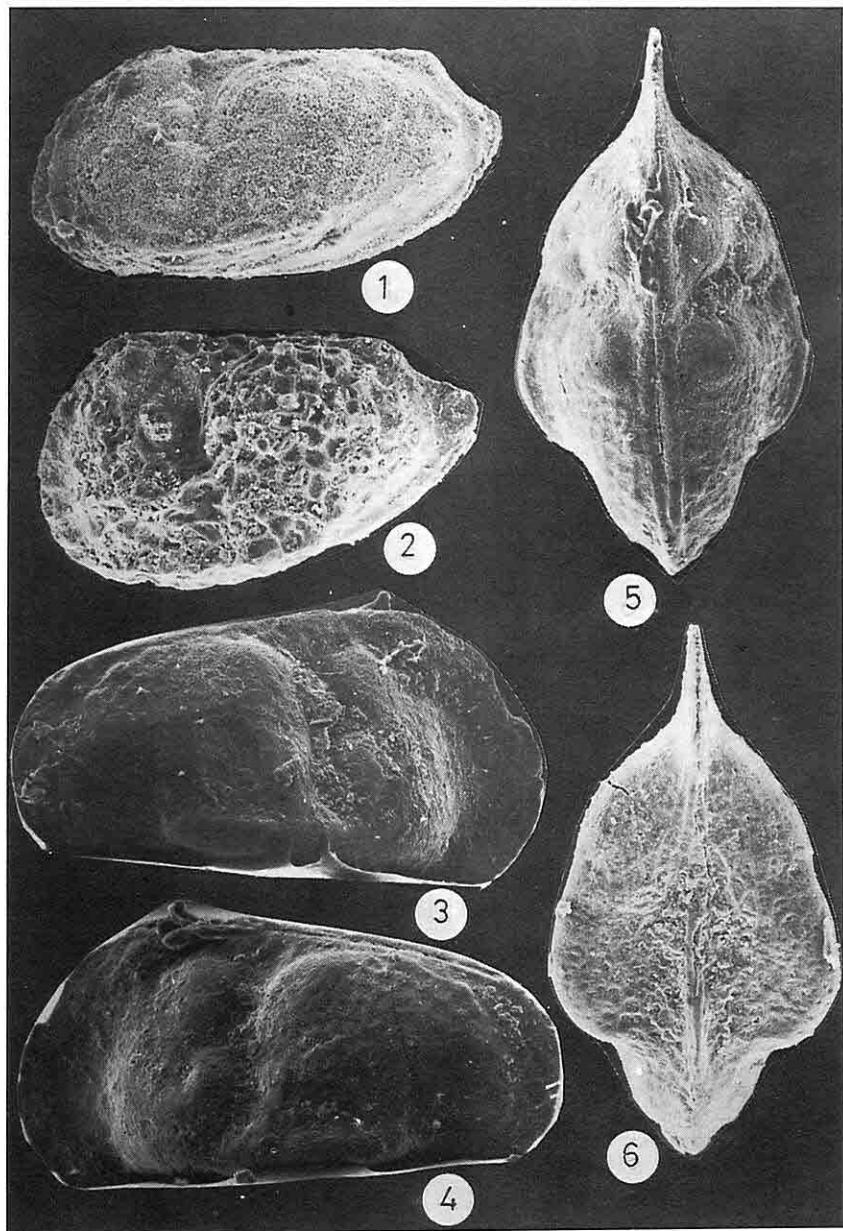
Limmocythere tuğrulensis n. sp.

Profil Tuğrul, Burdigalium

- 3.** Carapax, Rechtslateralansicht,
Holotypus, Weibchen, x130, TU 87 16
4. Carapax, Linkslateralansicht,
Holotypus, Weibchen, x130, TU 87 16
5. Carapax, Dorsalansicht,
Holotypus, Weibchen, x130, TU 87 16
6. Carapax, Ventralansicht,
Holotypus, Weibchen, x130, TU 87 16

DIE TERTIÄRE OSTRAKODENFAUNA DES MUT-ERMENEK GEBIETES

TAFEL 1



TAFEL II

Limnocythere tuğrulensis n. sp.

Profil Tuğrul, Burdigalium

1. Carapax, Rechtslateralansicht,
Paratypus, Männchen, x130, TU 87 16
2. Carapax, Linkslateralansicht,
Paratypus, Männchen, x130, TU 87 16
3. Carapax, Ventralansicht,
Paratypus, Männchen, x130, TU 87 16

Hemicyprideis helvetica (Lienenklaus 1895)

Profil Tuğrul, Burdigalium

4. Carapax, Linkslateralansicht, Männchen,
x130, TU 87 27

Olimfalunia cf. *sphaerulolineata* (Grekoff & Moyes
1958)

Profil Seka, Burdigalium

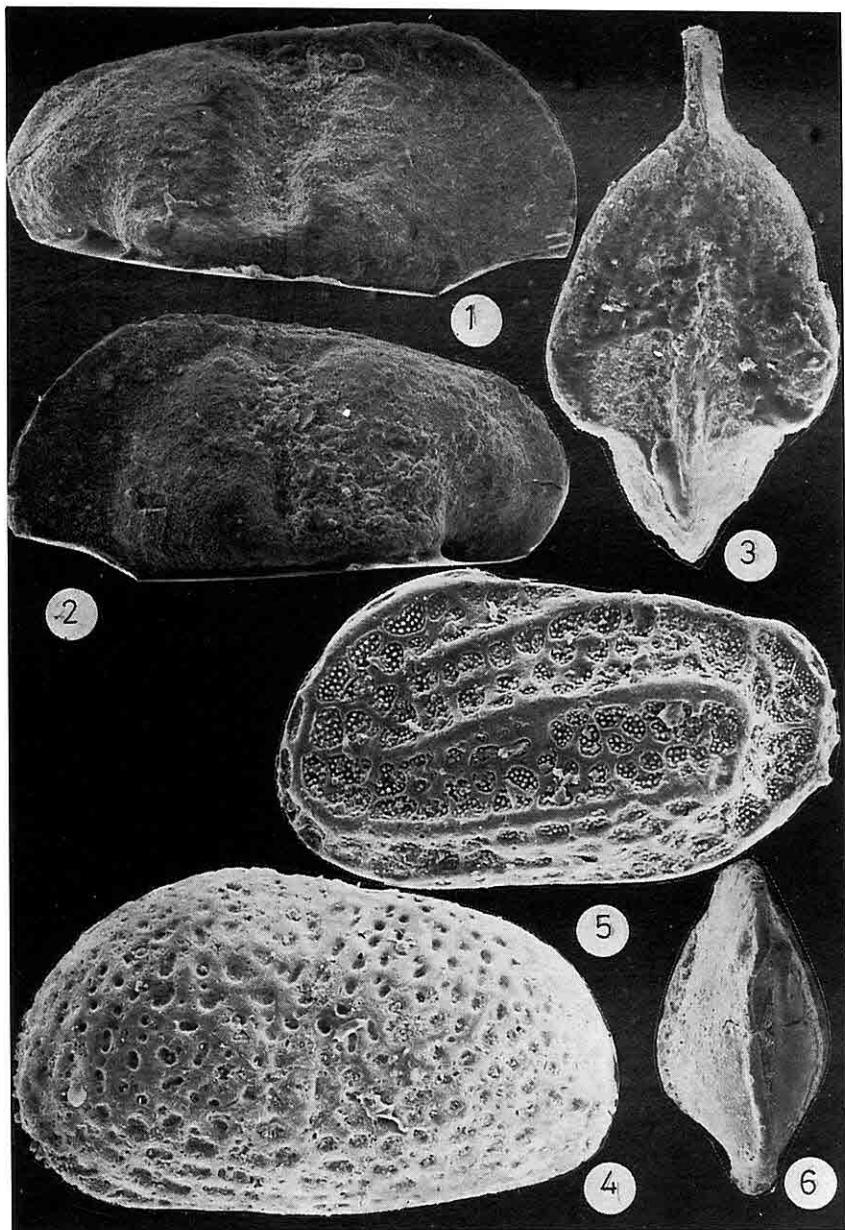
5. linke Klappe, Außenansicht, x130, SE 87 22

Ruggieria sekayensis n. sp.

Profil Ayvacık, Ende Burdigalium-Langhium

6. Carapax, Dorsalansicht,
Holotypus, x50, AY 85 26

TAFEL 2



TAFEL III

Ruggieria sekayensis n. sp.

Profil Ayvacık, Ende Burdigalium-Langhium

1. Carapax, Linkslateralansicht,
Holotypus, x50, AY 85 26
2. Carapax, Rechtslateralansicht,
Holotypus, x50, AY 85 26
3. Carapax, Ventralansicht,
Holotypus, x110, AY 85 26

Ruggieria dorukae Bassiouni 1979

Profil Seka, Burdigalium

4. linke Klappe, Außenansicht,
x50, SE 87 22

Pokornyella limbata (Bosquet 1852)

N. 14 (Probe aus den gemessenen Bereich), Unter
Oligozän

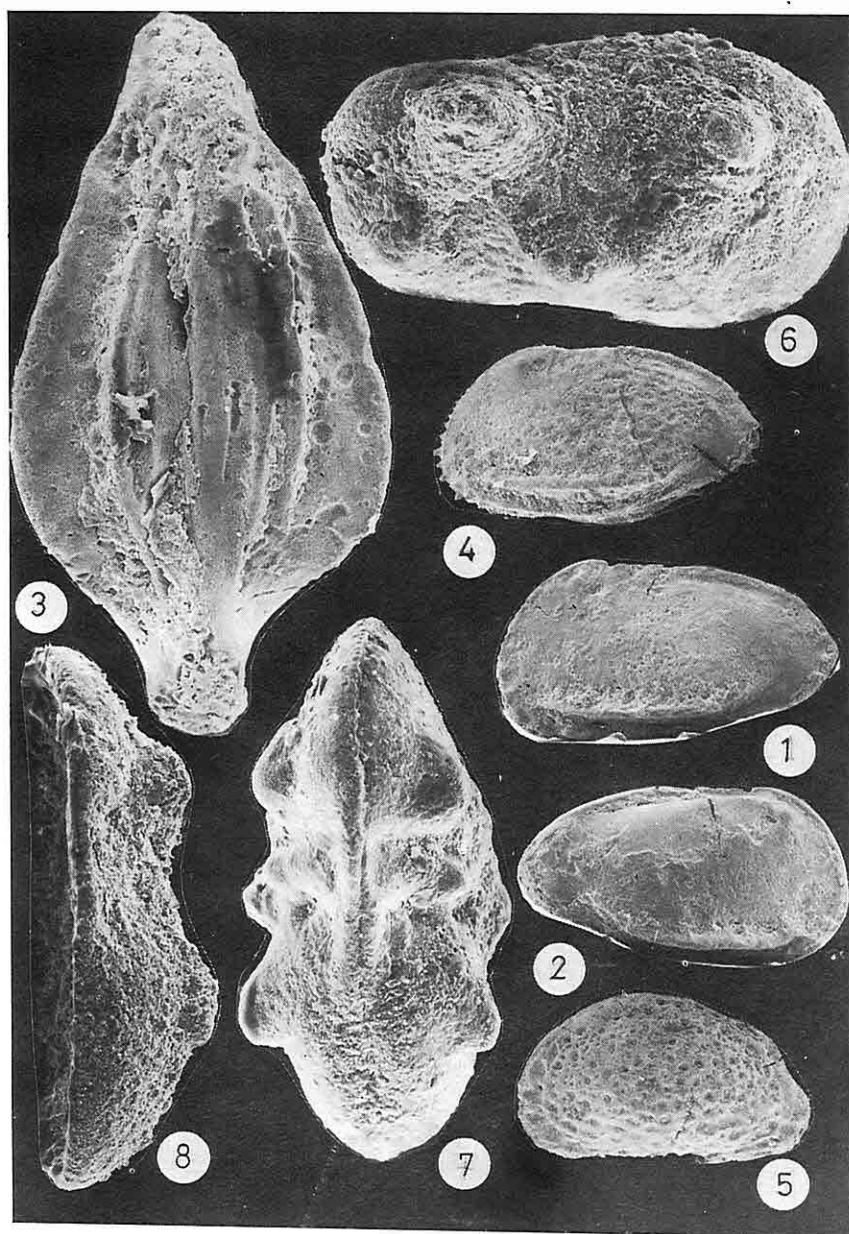
5. Carapax, Linkslateralansicht, x50

Ilyocypris sarikavakensis n. sp.

Profil Tuğrul, Burdigalium

6. Carapax, Rechtslateralansicht,
Holotypus, Männchen, x130, TU 87 6
7. Carapax, Dorsalansicht,
Holotypus, Männchen, x130, TU 87 6
8. rechte Klappe, Dorsalansicht,
Paratypus, Männchen, x130, TU 87 6

TAFEL 3



TAFEL IV

Ilyocypris sarikavakensis n. sp.

Profil Tuğrul, Burdigalium

- 1.** rechte Klappe, Dorsalansicht,
Paratypus, Weibchen, x130, TU 87 6

Paracypris polita Sars 1866

Profil Kızılıkaya, Ende Burdigalium-Langhium

- 2.** Carapax, Rechtslateralansicht,
x50, KI 86 4

Heterocypris akburunensis n. sp.

Profil Akburuntepe, Ober Oligozän

- 3.** Carapax, Rechtslateralansicht,
Paratypus, x50, AK 85 26
4. Carapax, Dorsalansicht,
Paratypus, x50, AK 85 26
5. rechte Klappe, Außenansicht,
Holotypus, x50, AK 85 26
6. rechte Klappe, Dorsalansicht,
Holotypus, x50, AK 85 26

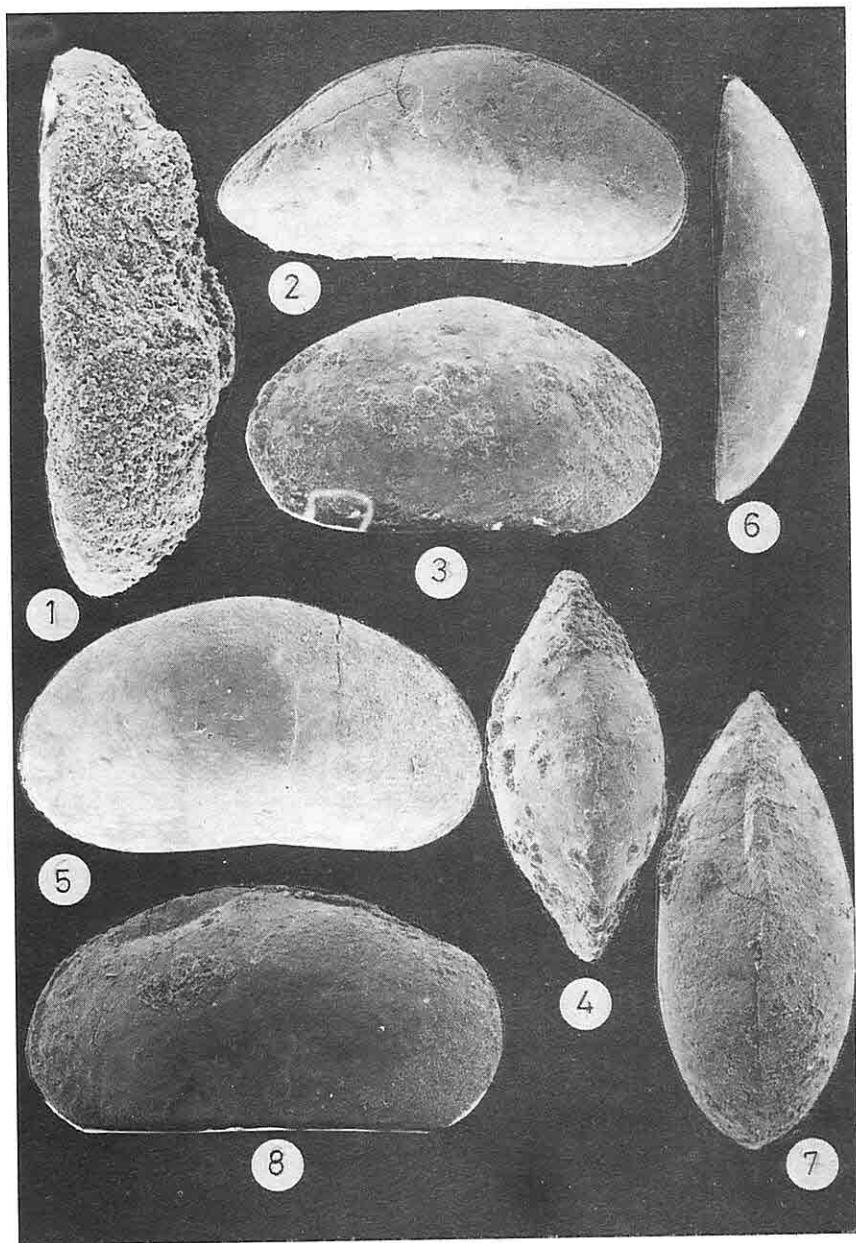
Heterocypris örenensis n. sp.

Profil Örentepe, Ober Oligozän

- 7.** Carapax, Dorsalansicht,
Holotypus, x 50, ÖR 86 2
8. Carapax, Rechtslateralansicht,
Holotypus, x50, ÖR 86 2

DIE TERTIÄRE OSTRAKODENFAUNA DES MUT-ERMENEK GEBIETES

TAFEL 4



Bemerkungen: Unsere Art unterscheidet sich von *Heterocypris incongruens incongruens* (Ramdohr 1808), denn der Vorder- und Hinterrand unserer Art ist breiter gerundet und der Dorsalrand ist stärker konvex. In der Ausbildung der Krümmung des Vorder- und Hinterrandes ist *Heterocypris incongruens steinheimensis* Sieber (1905) unserer Art ähnlich, doch diese besitzt einen stärker konvexen Dorsalrand.

Vorkommen: Profil Akburuntepe, AK 85 7, 26; Profil Örentepe, ÖR 86 2, 5; Ober Oligozän. Profil Sarikavak, SA 85 8; Profil Tuğrul, TU 87 2, 4, 6, 20, 22; Burdigalium.

Heterocypris örenensis n. sp.

Taf. IV. Fig. 7-8

Derivatio nominis: Nach dem Fundort Örentepe

Holotypus: Ein Carapax, coll. No. 66

Paratypen: 9 Carapaxe, 25 Klappen

Locus typicus: Dorf Yapıntı, Örentepe, Profil Örentepe, ÖR 86 2

Stratum typicum: Ober-Oligozän, Fakırca Formation.

Diagnose: In der Lateralansicht ist das Gehäuse oval. Der Hinterrand ist leicht schief gerundet und unterscheidet sich auch dadurch vom Vorderrand. Der Dorsalrand ist konvex. In der Mitte ist der Ventralrand auf der rechten und linken Klappe unterschiedlich konkav. Die Oberfläche ist glatt und das Schloß ist adont.

Beschreibung: Das Gehäuse ist

langgestreckt und annähernd oval. Der Hinterrand ist vom Dorsalrand durch eine schwache konkave Einbuchtung leicht abgesetzt und ansonsten im mittleren Abschnitt gleichmäßig gerundet. Im Übergangsbereich sind Dorsal- und Ventralrand jedoch stärker konvex ausgebildet. Dies gibt dem posterioren Schalenabschnitt ein abgestutztes Erscheinungsbild. Der Vorderrand geht gleichmäßig in den Dorsal- und Ventralrand über und er ist im Vergleich zum Hinterrand schief gerundet. Der Ventralrand ist auf der rechten Klappe stärker nach Innen eingebogen als auf der linken Klappe. Der Dorsalrand ist konvex. Die größte Gehäusehöhe liegt in der Mitte.

In der Dorsalansicht sind die beiden Enden spitz zulaufend, wobei das hintere Ende breitwinkeliger ist als das vordere Ende. Der mittlere Bereich ist gleichmäßig gewölbt und geht kontinuierlich in die beiden Spitzen über, was dem Gehäuse einen leicht asymmetrisch linsenförmigen Umriß verleiht. Die größte Gehäusebreite befindet sich in der Mitte.

Die linke Klappe überlappt deutlich die rechte Klappe im posterioren Gehäusebereich sowie im vorderen Schloßabschnittes. Die Oberfläche des Gehäuses ist glatt und glänzend ausgebildet. Das Schloß ist adont.

Der Sexualdimorphismus ist deutlich durch die Größe ausgeprägt. Die Männchen sind nämlich im Gegensatz zu Weibchen länger und schmäler.

Dimensionen:

Länge: 1.110-1.115 mm.

Höhe: 0.680-0.690 mm.

Breite: 0.480-0.495 mm.

Bemerkungen: Diese Art unterscheidet sich von *Heterocypris akburunensis* n. sp. durch den abgestutzten Hinterrand. Von *Heterocypris incongruens incongruens* (Ramdohr 1808) unterscheidet sie sich abgesehen von den oben angegebenen Merkmal auch durch den enger gerundeten Vorderrand.

Vorkommen: Profil Akburuntepe, AK 85 4, 8, 26; Profil Örentepe, ÖR 86 2; Ober Oligozän, Profil Tuğrul, TU 87 4, 6, 20, 29; Burdigalium.

7. DANKSAGUNG

Die vorliegende Arbeit entstand an der Çukurova Universität. Wir danken der Çukurova Universität für finanzielle Unterstützung, ohne diese wir dieser Arbeit nicht fertigen konnten. Unsere besondere Dank gilt auch den Leiter des MTA Institut für Ost-Mittelmeergebiet für die Hilfe bei den Geländearbeit und den Leiter des TPAO für Erstellung der Abbildungsvorlagen.

An dieser Stelle danken wir herzlich auch bei Herrn Prof. Dr. F. Steininger, Dr. I. Zorn (Universität Wien, Paläontologisches Institut) für die wertvolle Hinweise und kritische Bemerkungen. Gerne möchten wir auch Herrn Dr. F. Öner für die sprachliche Durchsicht des Manuskriptes danken.

8. LITERATUR

Akarsu, I. 1960. Mut Bölgesinin Jeolojisi (in türkisch). -- Maden Tetkik

Arama Enstitüsü Dergisi, 54: 36-45, Ankara.

Bassiouni, M. A. 1979. Brackische und marine Ostrakoden (Cytherideinae, Hemicytherinae, Trachyleberidinae) aus dem Oligozän und Neogen der Türkei. Geol. Jb., Reihe B, 31: 1-200, Hannover.

Bizon, G., Bizon, J.J. Feinberg, H., ve Özümer, E. 1974a. Antalya, Mut, Adana Havzaları Tersiyer biyostratigrafisi ve mikropaleontoloji yenilikleri. Türkiye İlkinci Petrol Kongresi Tebliğleri, 217-228 Ankara.

Bizon, G., Biju-Duval, B. & Letouzey, J., Monod, O., & Poisson, A., Özer, B., & Özümer, E. 1974b. Nouvelles précisions stratigraphiques concernant Les bassins Tertiaires de sud de la Turquie (Antalya, Mut, Adana). Revue d'L'Institut Français du Pétrole, XXIX: 3.

Blumenthal, M. 1956. Karaman-Konya Havzası güneybatısında Toros kenar silsileleri ve Sist - Radiolarit Formasyonu'nun stratigrafi meselesi, Maden Tetkik Arama Enstitüsü Dergisi, 48: 1-36, Ankara

Blumenthal, M. 1961. Gülek Bogazi-Tarsus ile Silifke-Mut arasındaki sahanın (Güney Anadolu Torosları Kılıçya Zonu) tabaka serileri ve yapısı (in Türkisch). -- Maden Tetkik Arama Enstitüsü Derleme Rapor No: 2590, Ankara, Yayımlanmamış.

Bodina, L.E. 1961, Ostrakody treticnyh otlozenij Zajsanskojj Ilijskoj depressij (Ostrakoden aus Tertiär-Ablagerungen in der Zajan (See) und in der Ili Depression)- Mikrofauna SSSR, 12.

Bosquet, J. A. H. 1852. Description des

- Entomostracés fossiles des terrains tertiaires de la France et de la Belgique.* Mém. Cour. Mém. Sav. Etrang., vol. 24, p.1-142.
- Brady, G. S. 1866 a. *On new or imperfectly known species of marine Ostracoda.* Trans. Zool. Soc. 5, pp. 359-393, London
- Brady, G. S. 1866 b. *Report on the Ostracoda dredged amongst the Hebrides.* Rept. Brit. Assoc. Adv. Sci., pp. 208-211.
- Brady, G. S & Robertson, D., 1870. *The Ostracoda and Foraminifera of tidal rivers,* Ann. Mag. Nat. Hist. 6 (4): 1-33.
- Coutelle, A. & Yassini, I., 1974. *Ostracodes du Miocène de la Vallée de la Soummam. Algérie nord-orientale.* Rev. Esp. Micropal., 6 (1): 85-99.
- Deltel, B., 1963. *Nouveaux Ostracodes de l' Eocene et de l' Oligocene de l' Aquitaine meridionale.* Actes Soc. Linn. Bordeaux, 100: 127-221.
- Demirtaşlı, E., Turhan, N., Bilgin, A.Z., and Selim, M. 1983. *Geology of the Bolkar Mountains, Geology of the Taurus Belt Proceedings (Ed. Tekeli, O. & Göncüoglu, M., C.),* 125-141, Ankara.
- Egger, J.G., 1858. *Die Ostrakoden der Miozän-Schichten bei Ortenburg in Nieder-Bayern.* N. Jb. Min. Geogn. Geol., p. 403-443.
- Gedik, A., Birgili, Ş., Yilmaz, H., Yoldaş, R., 1979. *Mut-Ermenek-Silifke Yöresinin Jeolojisi ve Petrol olanakları (in Türkisch).* Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 22: 7-26, Ankara.
- Gökçen, N., 1985. *Les ostracodes Burdigaliens de la région de Kale-Yenisehir (Denizli), Sud-Quest de l' Anatolie (Turquie), Revue de Micropaléontologie,* 28 (1): 41-57.
- Gökten, E., 1976. *Silifke yöresinin temel kaya birimleri ve Miyosen stratigrafisi,* TJK Bülteni, 19(2): 117-126, Ankara.
- Grekoff, N. & Moyes, J., 1958. *Falunia sphaerulolineata (Jones, 1857), nom nouveau pour Falunia girondica Grekoff & Moyes 1955 (note rectificative).* Compte Rendu Sommaire des Séances de la Société géologique de France, Série 6, 8 (11/12): 236-237, 361, Paris.
- Hartmann, G. & Puri, H., 1974. *Summary of neontological and paleontological classification of Ostracoda.* -- Mitt. Hamburg Zool. Mus. Inst., 70: 7-73
- Jones, T.R. & Sherborn, C. D., 1889. *A supplementary Monograph of the Tertiary Entomostraca of England,* Palaeontolog. Soc., London, Monogr (1888), p. 1-55, pl. 1-3.
- Koçyiğit, A., 1976. *Karaman Ermenek (Konya) bölgesinde ofiyolitli melanj ve diğer oluşuklar* TJK Bülteni, 19: 103-116, Ankara.
- Kollmann, K., 1962. *Ostracoden aus dem Mitteleozänen "Flysch" der Beckens von Pasin (Istrien, Jugoslawien).* Verhand. Geol. Bund., Heft 2, Wien.
- Lienenklaus, E., 1895. *Die Ostrakoden des Mittel Oligozäns von Jeurre bei Etampes im Pariser Becken.* Zehnt. Jahr. Naturwiss. ver Osnabrück (1893-1894), p. 125-156, pl. 3
- Moyes, J., 1965. *Les ostracodes du Miocène aquitain. Essai de*

DIE TERTIÄRE OSTRAKODENFAUNA DES MUT-ERMENEK GEBIETES

- Paléoécologie stratigraphique et de paléogéographie Bordeaux, Drovillard édit., 339p.
- Muenster, G. von, 1830. Über einige fossile Arten Cypris (Mueller, Lamk) und Cythere (Mueller, Latreille, Desmaret) Jahrb. Miner. Geogn. Petr., 1 (1), pp. 60-67.
- Niehoff, W., 1960. Mut 126/1 numaralı harita paftasının revizyon neticeleri hakkında rapor (in türkisch). -- Maden Tetkik Arama Enstitüsü Derleme Rapor No: 3390, Ankara, Yayımlanmamış.
- Oertli, H. J., 1958. Ostrakoden, Iny, Rutsch. Rf., Rdooger C.W., Oertli H.J.: Neue Helvetien Faunen aus der Molasse zwischen Aare und Emme (Kt. Bern). Mitt. Naturforsch. Ges. Bern, N.F., 16, 36 p., 3 Fig., 2 Tab., 2 pl.
- Özer, B., Biju-Duval, B., Courrier, P. & Letouzey, J., 1974. Antalya Mut Adana Neojen Havzaları Jeolojisi, Türkiye İkinci Petrol Kongresi Tebliğleri, 57-84, Ankara.
- Pampal, S., 1986. Çimenkuyu-Güçler (Karaman) yöreninin jeolojisi. Gazi Üniversitesi Müh. Mim. Fak. Dergisi 1 (2), Ankara.
- Pampal, S., 1986. 1987. Ayrancı Havzasında metamorfik Bolkar Grubu ve Tersiyer oluşukları, Gazi Üniversitesi Müh. Mim. Fak. Dergisi 2 (2): 99-115, Ankara.
- Ramdohr, F. A., 1808. Über die Gattung Cypris Mueller und drei zu derselben gehörige neue Arten. Ges. Naturforsch. Freunde, 2: 83-93, Berlin.
- Reuss, A.E., 1850. Die Fossilen Entomostraceen des österreichischen Tertiärbeckens Haidingers naturwiss. Abh., vol. 3, p. 41-92, 4 pl.
- Ruggieri, G., 1962. Gli ostracodi marini del Tortoniano (Miocene medio superiore) di, Ennanella Sicilia centrale. Palaont: Ital., vol. 54, p. 1-68, 15 fig., pl. 11-17.
- Sars, G.O., 1866. Oversigt of Norges marine Ostracoder. Förh. Vidensk. Selsk. Christiania, 7, pp. 1-130.
- Sequenza, G., 1880. Le formazioni terziarie nella provincia di Reggio (Calabria). Mem R., Accad. naz Lincei, Ser. 3, 6, 1-443, Roma.
- Sieber, H., 1905. Fossile Süßwasser - Ostrakoden aus Württemberg Jahresb. Verk. Naturk., 61: 321-346.
- Sissingh, W., 1972. Late Cenozoic Ostracode of the South Aegean Island. Arc. Bull. Utrecht. Micropaleont., 6:1-187.
- Straub, E.W., 1992. Mikropaläontologische Untersuchungen im Tertiär zwischen Ehingen und Ulm a.d. Donau. Geol. Jb., Hannover, vol. 66, p. 433-524, 3pl., 1 tabl.
- Tanar, Ü., 1989. Mut Havzası Tersiyer istifinin stratigrafik ve mikropaleontolojik (Ostrakod ve Foraminifer) incelemesi. -- Ç.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Doktora Tezi, 200 s., Adana.
- Tanar, Ü. ve Gökçen, N., 1990. Mut - Ermenek Tersiyer istifinin stratigrafisi ve mikropaleontolojisi. -- Maden Tetkik Arama Enstitüsü Dergisi, 110: 175-180, Ankara.
- Triebel, E., 1941. Zur Morphologie und Ökologie des fossilen Ostracodes mit Beschreibung einiger neue Gattungen

- und Arten. Seckenberg. *Lethaea*, 23 (4-6): 294-400.
- Tunoğlu, C. & Gökçen, N., 1985. İncipinari-Kurtkuyusu (Sinop batısı) yöresi Üst Miyosen istifinin yeni ostrakod faunası, *Yerbilimleri*, 12, 19-38, Ankara.
- Zalanyi, B., 1913. Miozäne Ostrakoden aus Ungarn. *Mitt. Jb. Ung. geol. Amt*, 21 (4): 81-152.
- Zalanyi, B., 1959, *Tihapyi jelsö pannon ostracodák (oberpannonische Ostracoden aus Tihany) Hungary, Magyar Allami Földt. Int. Euk.*, Budapest, 48 (1): 195-239.

BİGADİC ZEOLİTİK TÜFLERİNİN BAZI ANYONİK İYON DEĞİŞİRTME YETENEKLERİ

Yılmaz BÜRKÜT, Vildan ESENLİ, Ahmet ÇELENLİ
İTÜ, Maden Fakültesi, İstanbul/Türkiye

ÖZET: Bigadiç (Balıkesir) yöresinde yer alan Tertiyer yaşı ve genelde dacitik karakterli tüflerin hidrotermal alterasyon sonucu yer yer geniş çapta zeolitlezikleri müşahede edilmektedir. En yaygın zeolit Klinoptilolit' dir. Bunu takriben çok daha az miktarlarda hölandit, şabazit ve analsim gibi mineraller de teşekkül etmiştir. Yapılan deneyler sonucu bahis konusu zeolitik tüflerin özellikle atık su arıtımında kullanılabileceği, bu arada en yaygın biçimde suların kirlenmesine neden olan bazı anyonların iyon değiştirmeye kapasiteleri tayin edilmiş ve bunun $B_2O_3 > PO_4 > F > SO_4 > NO_3 > NO_2$ sırasını takip ettikleri ve 14.15 meq/gr ile 0.22 meq/gr değerleri arasında kaldığı saptanmıştır.

ANIONIC ION EXCHANGE ABILITIES OF BIGADIC ZEOLITIC TUFFS

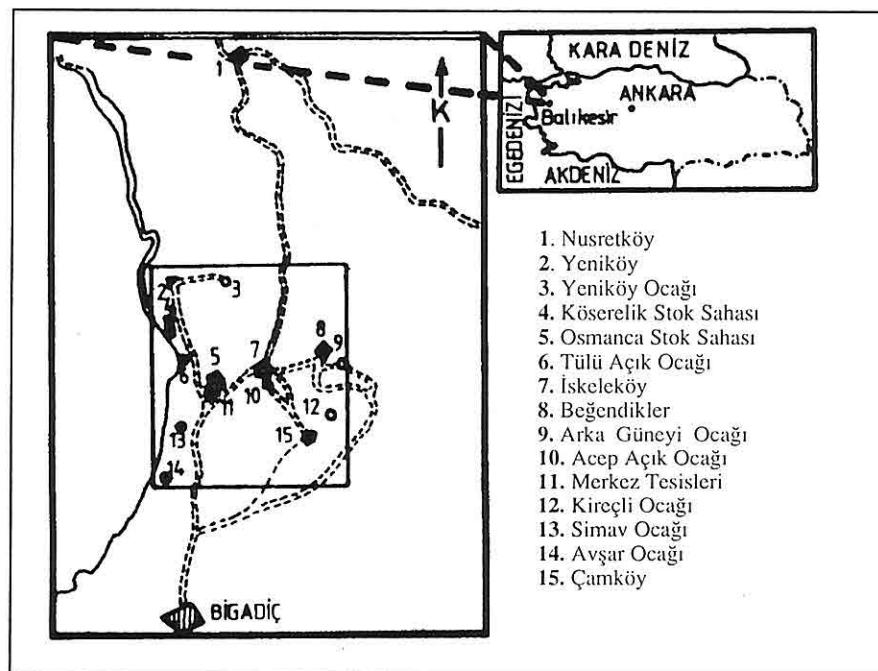
ABSTRACT : Observed that the Tertiary dacitic tuffs which located in Bigadic (Balıkesir) region have been widely zeolitized as a result of hydrothermal alteration. For this occurrence, the dominant zeolite mineral is Clinoptilolite. In addition, Heulandite, Chabazite and Analcime are rarely and minor amount accompanied to Clinoptilolite. Experiments have revealed that mentioned zeolitic tuffs especially can be used for treatment of waste waters. On the other hand, ion exchange capacities for some important anions particularly causing water pollution were found out between the values 14.15 meq/gr and 0.22 meq/gr and ion selectivity were determined as $B_2O_3 > PO_4 > F > SO_4 > NO_3 > NO_2$ respectively.

1.GİRİŞ

Bigadiç (Balıkesir) bölgesi kuzey, doğu ve batısında (Şekil 1) yer alan Tersiyer yaşılı ve çoğunlukla dasitik karakterli tüflerin hidrotermal alterasyon sonucu yer yer tamamen zeolitleşikleri müşahede edilmektedir. Özellikle faylar boyunca gelişen bu olaylar neticesinde bahis konusu tüflerde en yaygın zeolit minerali "Klinoptilolit" teşekkül etmiştir. Bunu takiben çok daha az miktarlarda hölandit, şabazit, ve analsim'e tesadüf olunmaktadır. Milyarlarca ton rezerve haiz bölgenin jeolojisi ve degenilen minerallere ait mineralojik ve kimyasal incelemeler daha ayrıntılı bir tarzda Çelenli (1993) ve Bürküt (1996) tarafından ele alınmıştır.

2. MATERİYAL ve METOT

Mikroskopik incelemeler sonucu tamamen zeolitleştiği saptanan numuneler ait karışık ortalama örnek önce çeneli kırcı, sonra çekiçli kırcı vasıtası ile ufalanmış ve elenerek deneylere -40+100 mes arası ayrılmış, ayrıca bu numuneler 0.1 N NaCl ile aktive edilmiştir. Zira yapılan deneyler sonucu bahis konusu zeolitik tüflerin iyon değiştirme kabiliyetlerinin sodyum klorür çözeltisi ile muamele edildiği taktirde arttığı tesbit edilmiştir (Bürküt, 1996). Deneylerde 10 gram numune ve 100 ml genelde o anyonik iyonun en duraylı tuzundan 0.1 M çözelti hazırlanarak, yine 100 ml ayırma kolonu kullanılarak ve sirkülasyonu bir



Şekil 1. Yer bulduru haritası

BİGADIÇ ZEOLİTİK TÜFLERİNİN BAZI ANYONİK İYON DEĞİŞİRTİRME YETENEKLERİ

perilstaltik pompa ile 10 ml/dak hızla devrettirilerek sağlanmış ve çoğulukla 0,1,5,15,30,60,120,240, 480 ve 960 dakika aralıklarla ve mikropipet kullanılarak sıvı numune alımı gerçekleştirılmıştır.

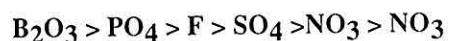
Analizlerde B_2O_3 - karminik asit, NO_2 -Greiss ayıracı (Charlot, 1964), NO_3 -fenol 2-4 disülfonik asit (Charlot, 1964), PO_4 - amonyum fosfomolibdat, SO_4 -rhodizonat (Charlot, 1964 ve Boltz, 1958) yöntemleri kullanılarak spektrofotometrik, fluor ise iyon spesifik elektrod kullanılarak (EDT ins.) saptanmıştır. Analitik yöntemlere ait fazla bilgi Bürküt (1986 ve 1996) ile Charlot (1964) ve Boltz (1958) de bulunabilir.

3. SONUÇLAR ve TARTIŞMALAR

Zeolitik türfler yukarıda tariflenen numunelerle yapılan deneyler sonucu elde edilen bulgular Şekil 2 de verilen diyagramlarla tasvir edilmeye çalışılmıştır. Ayrıca yapılan hesaplamalarla bahis konusu zeolitik türflerin nominal iyon değiştirme yetenekleri katyonlar için 9.24 meq/gr; H^+ bazına göre, anyonlar için 11.34 meq/gr Cl^- bazına göre bulunmuştur (Kunnin, 1963 ve Bürküt, 1996).

Farklı anyonik iyonlar için bulunan değerler aşağıdaki tabloda özetlenmiştir.

Özellikle çevre kirliliği yaratan ve yaygın olarak tezahür eden anyonlar arasından seçilen deiginilen iyonların bu zeolitik türfler tarafından seçicilikleri aşağıda verilen sırayı takip etmektedir.



Elde edilen bulgulara göre yukarıda zikredilen anyonlardan bilhassa B_2O_3 , PO_4 ve F aritimi için incelenen zeolitik türfler başarı ile kullanılabilir. Bütün bunların dışında, yapılan deneyler sonucu bahis konusu bu türflerin amonyum (NH_4) için iyon değiştirme kapasitesinin 11.33 meq/gr olduğu, değişime tabi iyonca doymuş zeolitik türfün gittikçe artan konsantrasyonlarda ve sodyum klorür ($NaCl$) ile rejenere edilebildikleri (yenilenebildikleri) de görülmüştür (Bürküt, 1996).

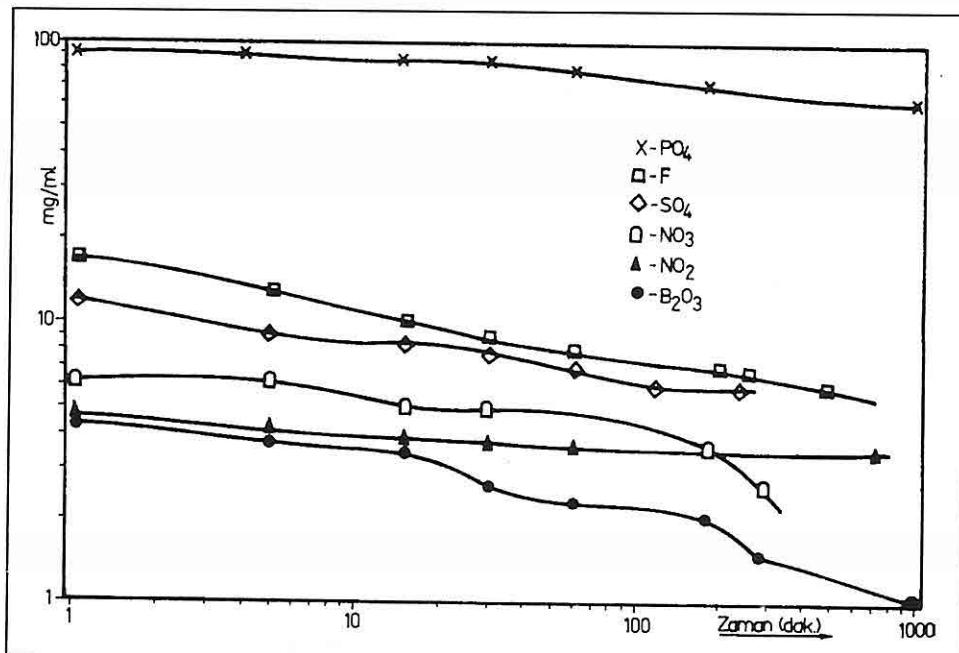
Keza bahis konusu zeolitik türfün 0.1 N $(NH_4)PO_4 + 0.1 N (NH_4)NO_3$ karışım çözeltisinin içinde 48 saat süre ile bekletilerek elde edilen numunenin yapılan analizi neticesi;

Eleman	%
SiO_2	65.95
TiO_2	0.08
Al_2O_3	12.78
Fe_2O_3	1.20
CaO	0.95
MgO	1.30
Na_2O	0.50

ANYON	B_2O_3	PO_4	F	SO_4	NO_3	NO_2
İyon değiştirme kapasitesi meq/gr	14.15	11.44	5.79	2.88	0.60	0.22
iyon değiştirme yüzdesi	86	33	65	50	60	22

K ₂ O	2.92
H ₂ O+	6.00
H ₂ O-	2.30
NO ₃	0.48
PO ₄	3.73 (Kayaç içindeki fosfor dahil)
NH ₄	2.00
Toplam	99.83

bulunmuştur. Burada nemi alınmadan analizi yapılan numunede toplam PO₄ + NO₃ + NH₄ içeriği % 5.85'i bulmaktadır ki, özellikle evsel atıkların arıtımında kullanılabilecek olan malzemeden rejener edilemeyecek hale gelen ıskarta materyalin yapay gübre olarak



Şekil 2. Zeolitik tüflerde (Bigadiç) zamanın fonksiyonu olarak anyonik iyon değişim niteliklerinin grafik olarak gösterimi.

kullanılabileceğini ortaya koymaktadır.

Nihayet, atık suların arıtmasında deðinilen zeolitler kullanılarak betondan yapılmış havuzlu bir arıtma sistemi düşünülmüştür. İki ünite olarak tasarlanan sistemde bir havuz devrede iken diðeri tuzlu su ile rejenerasyona tabi tutulabilir. İletişim sistemine ait borular PVC den yapılabilir. Çapları ise akış

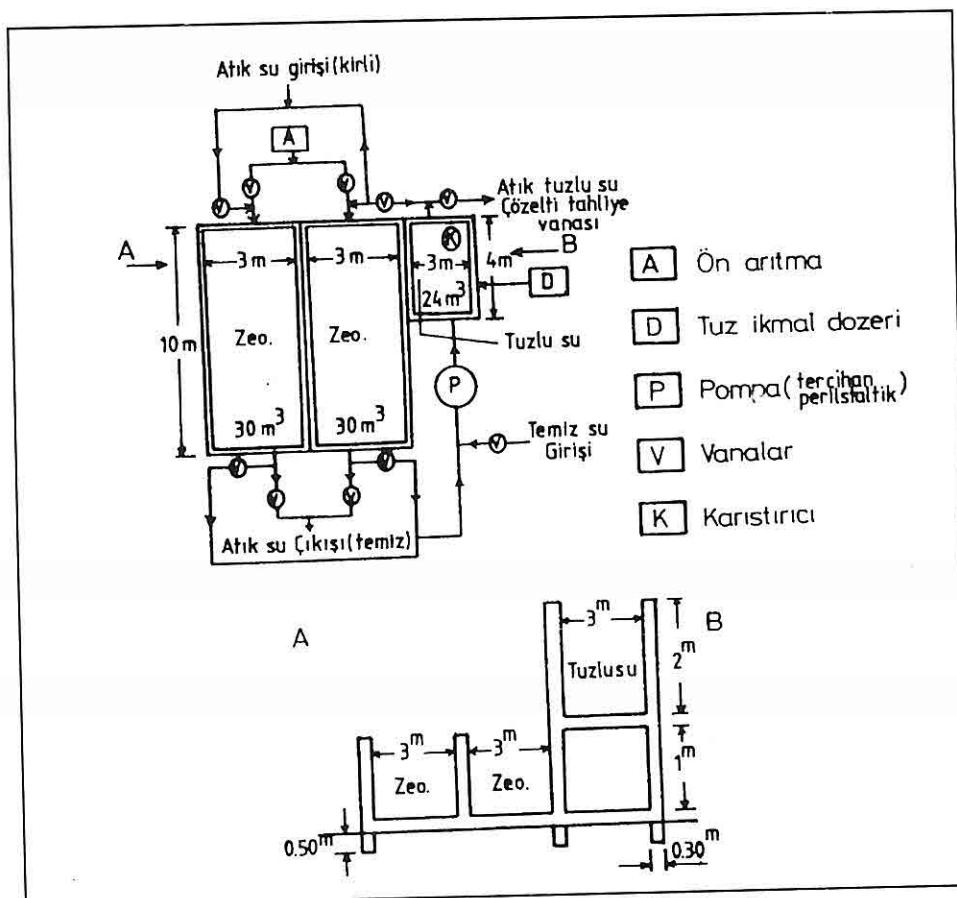
miktarına (lt/sn) göre hesaplanabilir. Zeolit tane boyutu (veya miktarı) arılacak atık su içindeki iyon türü, iyon konsantrasyonu (mg/l), atık su gelimi (lt/sn) ve zeolit yenileme veya tuzlu su ile rejenerasyon (havuz temizliği) peryoduna (haftalık veya aylık) göre tasarlanabilir. Ön arıtma ile atık su içindeki katı maddeler (süspansiyon

BİGADIÇ ZEOLİTİK TÜFLERİNİN BAZI ANYONİK İYON DEĞİŞİTRME YETENEKLERİ

halindeki materyal dahil) çökelttilir. Bu husus genellikle pH ayarlanarak yapılmalıdır. Ortalama bir atık su gelimi için düşünülen sisteme ait (havuz ve tuzlu su deposu) boyutlar şema üzerinde verilmiştir (Şekil 3).

Son yıllarda ülkemizde oldukça önemli

boyutlara varan yerleşim ve endüstriyel kirlenmeleri bir boyutta da olsa önlemeye yönelik tedbirlerin başında, özellikle sularla vuku bulanlara imkan vermemek için milyarlarca ton rezerve sahip bu oluşumlardan değerlendirilerek yararlanması gereği kanısındayız.



Şekil 3. Atık su arıtımında kullanılmak üzere tasarlanan zeolitli arıtma ünitesi

4. KAYNAKLAR

Boltz, D.F. (1958). *Colorimetric Determination of Nonmetals*. Interscience Pub. Inc.

Bürküt, Y. (1986). *Uygulamalı Jeokimya, İTÜ Maden Fak. Yay., 1327.*
Bürküt, Y. (1996). *Yerli Zeolitlerin Sanayi ve Çevre Korumada*

BÜRKÜT, ESENLİ ve ÇELENLİ

- Değerlendirilmesi, DPT Projesi, 23/90 K 120720.*
- Celenli, A. (1993). Bigadiç Bölgesi (Balıkesir) Zeolitlerinin Jeokimyası ve iyon Değiştirme Özelliklerinin incelenmesi. İTÜ Fen Bil. Ens., Yüksek Lisans Tezi, 99 s. (yayınlanmamış).*
- Charlot, G. (1964). Colorimetric Determination of Elements, Elsevier Pub. Co.*
- Kunin, R. (1963). Ion Exchange Resins, Wiley.*

**POLAT-BEĞRE GRANİTOYD'İNİN (MALATYA)
MİNERALOJİSİ VE PETROGRAFİSİ****Ayten Önal***İnönü Ü., Maden Mühendisliği Bölümü, Malatya/Türkiye***A. Feyzi Bingöl***Fırat Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Elazığ/Türkiye*

ÖZET: *Polat-Begre Granitoid'i Malatya'nın batısında Doğu Toros Kuşağı içerisinde yer almaktadır. Farklı bileşimde derinlik kayaçları ve yarı derinlik kayaçlarını içeren bu magmatik kütle yaklaşık 120 km² lik bir alanda yüzeylenmektedir. Üst Kretase yaşı olduğu kabul edilen Polat-Begre Granitoid'i ile Permo-Triyas yaşı Malatya metamorfitleri arasında yer yer tektonik yer yer de intrüzif dokanak vardır. Bunun yanısıra, Polat-Begre Granitoid'i Üst Kretase yaşı ofiyolitik kayaçlar ve Alt-Orta Eosen yaşı birimler ile tektonik ilişkili olup, Orta Miyosen yaşı çakıltaşları tarafından örtülmektedir.*

İnceleme alanındaki derinlik kayaçları, içerdikleri minerallerin miktarına ve farklı dokusal özelliklerine göre diyorit grubu, tonalit grubu olarak ayrılmıştır. Diyorit, kuvars-diyorit, tonalit ve benzer bileşimli porfirler baskın kayaçlardır. Ayrıca porfirler, aplit, lamprofir damarları ve andezit daykları bu derinlik kayaçlarını kesmektedir. Derinlik kayaçları içerisinde mafik magmatik anklavlara (MME) ise sıkılıkla rastlanmaktadır. Ancak Polat-Begre Granitoid'i içerisinde es yaşı yüzey kayaçlarına rastlanmamıştır.

Diyorit, kuvars-diyorit, tonalit ve porfirler esas mineral olarak plajiyoklas (daha çok oligoklas, andezin, labrador), amfibol, biyotit, kuvars, alkali feldispat (ortoklas) ve tali mineral olarak opak mineral, sfen, apatit, zirkon ile ikincil mineral olarak da kalsit, epidot, klorit, serisit içermektedir. Diyorit grubu kayaçlardan tonalit grubu kayaçlara doğru amfibol miktarı azalmakta, biyotit miktarı artmaktadır.

I-tipi Granitoid olarak sınıflandırılan bu kayaçlar inceleme alanı doğusunda yüzeylenen Elazığ magmatitleri (Baskıl Granitoid'i) ile benzer mineralojik ve petrografik özellikler göstermektedir. Bu çalışmanın sonucunda Polat-Begre Granitoid'inin Mesozoyik magmatik yayın bir kalıntı olduğu düşünülmektedir.

**MINERALOGY AND PETROGRAPHY OF POLAT- BEGRE
GRANITOYD (MALATYA)**

ABSTRACT: *Polat-Begre Granitoid is located at the west of Malatya in the Eastern Taurus Belt. This magmatic mass is outcropped approximately 120 km² and consists of different composition igneous rocks and subvolcanic rocks. There are tectonic and*

intrusive contacts between Upper Cretaceous Polat-Begre Granitoid with Permo-Triassic Malatya metamorphics. Besides, Polat-Begre Granitoid shows tectonic contacts between Upper Cretaceous ophiolitic rocks with Lower-Middle Eocene units, and this granitoid is overlain by the Middle Miocene conglomerate.

The mineralogical and petrographical properties of the plutonic rocks out cropping in the investigated area are distinguished into diorite group and tonalite group according to the amount of mineral contents and different textures. Diorite, quartz-diorite, tonalite and porphyrites which have similar contents are dominant rocks. Porphyrites, aplite, lamprophyre veins and andesite dykes cut the plutonic rocks. Plutonic rocks include also mafic magmatic enclaves (MME). But, coeval volcanic rocks are absent in the Polat-Begre Granitoid.

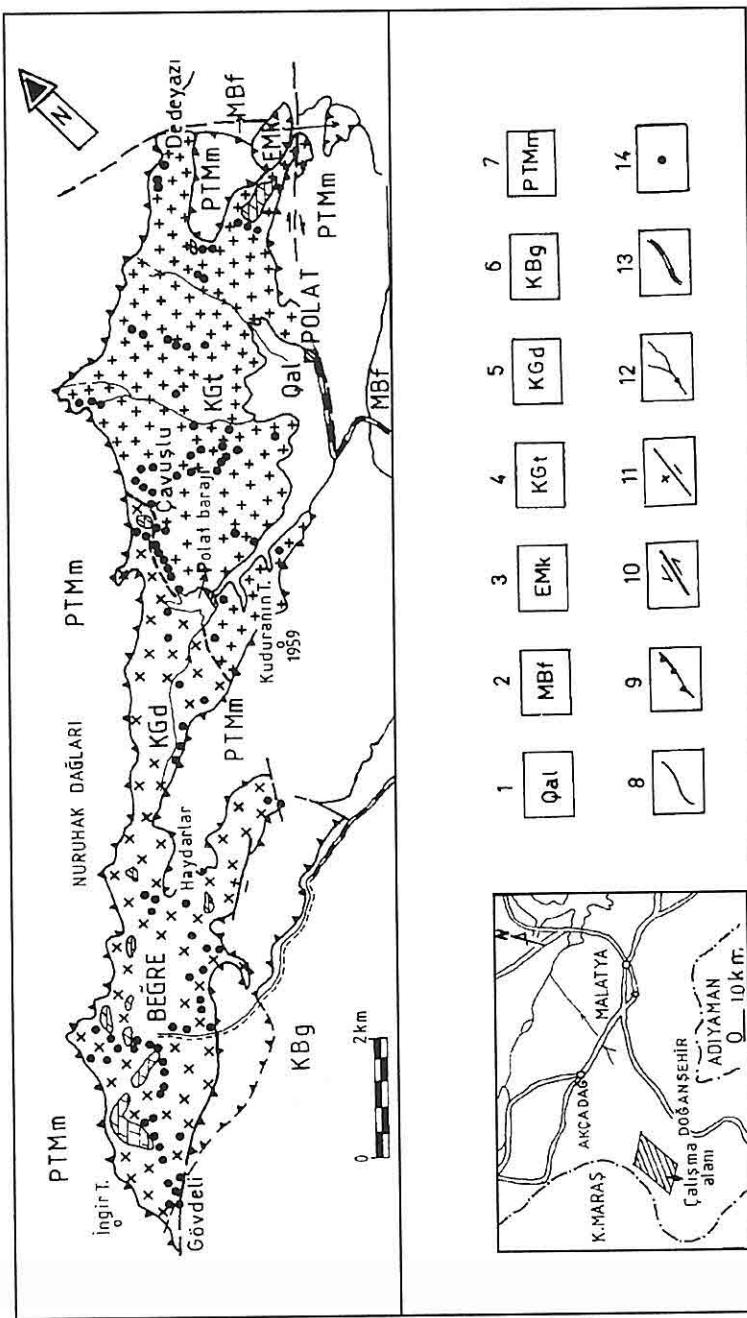
Diorite, quartz-diorite, tonalite and porphyrites consist mainly of plagioclase (further oligoclase, andesine, labradorite), amphibolite, biotite, quartz, alkali feldspar (orthoclase) and minor opaque mineral, sphene, apatite, zircon as primary minerals, calcite, epidote, chlorite and serisite as secondary minerals. Amphibole decreases where as biotite increases from diorite group to tonalite group.

The mineralogical and petrographical properties of these rocks that are classified as I-type granitoid are similar to that of the Elazığ magmatic rocks

(Baskil Granitoid) which outcrop at the east of investigated area. Results of this investigation suggest that the Polat-Begre Granitoid is a remnant of Mesozoic magmatic arc.

1. GİRİŞ

Polat-Begre Granitoid'i Malatya'nın yaklaşık 100 km B'sında Doğanşehir ilçe sınırları içerisinde yer almaktadır. Uzun eksen KD-GB doğrultulu yaklaşık 120 km² lik bir batolid görünümündedir (Şekil 1). Doğanşehir ve civarı bugünkü kadar değişik amaçlar için incelenmiştir. Ancak yöredeki mağmatik kayaçları içeren detaylı bir çalışma bulunmamaktadır. Önceki çalışmalar içerisinde Afşin - Elbistan - Doğanşehir arasında yapılan inceleme (Perinçek ve Kozlu 1984) çalışma alanının kapsamaktadır. Ancak bu makalenin konusunu oluşturan mağmatik kayaçlar araştırmacılar tarafından Berit Grubu Kayaçları (metapelitler, ofiyolitik birimler, magmatitler) içerisinde incelenmiştir. Yine Doğanşehir-Sürgüp-Gözene üçgeninde Yılmaz (1992) tarafından yapılan genel jeoloji amaçlı çalışma ise inceleme alanının doğu kesimini kapsamaktadır. MTA tarafından ise Doğanşehir civarında prospeksiyon amaçlı (Acar ve Özkaray 1987, Aras vd 1987, Kormalı 1973, Özer 1978) çalışmalar yapılmış ancak detaylı inceleme ve adlandırma yapılmamıştır. Granitoid'lerin detaylı petrografik ve petrolojik incelemesi ilk defa Önal (1995) tarafından doktora tezi olarak sunulmuştur. Bu çalışmada Polat-Begre



Şekil 1. İnceleme alanının yer buluduru ve jeoloji haritası.

1: Alüvyon (Qal). 2: Beylerderesi Formasyonu (MBf); Çakultaşı (kumtaşı, kilitası arakatkılı). Ortaya Miyosen. 3: Maden Karmaşığı (EMk); Çamurtaşı, spilit, Nummulites'li kireçtaşları, andezit ve diyabaz dayıkları. Alt - Orta Eosen. 4: Polat - Beğre Granitoyd'ine ait tonalit grubu kayalar (KGt); 5: Polat - Beğre Granitoyd'ine ait diorit grubu kayalar (KGd). Üst Krete? 6: Berit Grubu (KBg); Serpentinit, metapelit, amphibolit, peridotit, gabbro, gabbro ve amphibolitleri kesen asidik intrüzyon. Üst Krete. 7: Malatya Metamorfiftleri (PTMm); çeşitli şistler, filiat, mermel, dolomitik ve rekristalize kireçtaşları. Perno Triyas. 8: Formasyon sınırı. 9: Bindirme 10: Doğrultu atmılı fay 11: Düşey fay 12: Dere 13: Karayolu 14: Örnek yerleri.

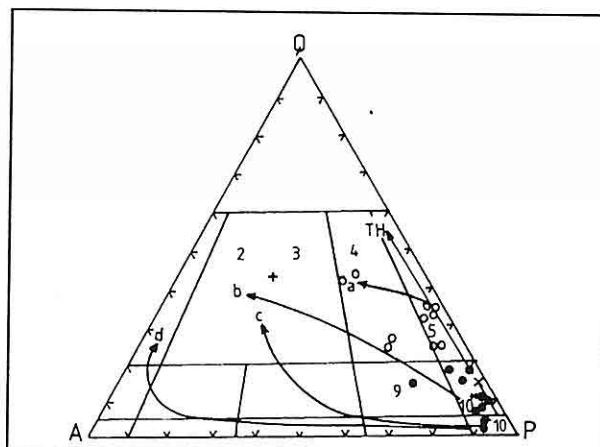
granitoyidi olarak ilk defa adlandırılan magmatik kayaçların mineralojik-petrografik inceleme sonuçları bu makalede yayına sunulmuştur.

2. MINERALOJİ VE PETROGRAFİ

Polat - Beğre Granitoyid'inin mineralojik - petrografik özellikleri dikkate alınarak diyorit grubu, tonalit grubu ile yarı derinlik kayaçları olarak ayrılmış ve incelenmiştir. Alınan örneklerden derlenen ikiyüz (200) adet ince kesitte mineralojik-petrografik tayin ve 21 adet örnekte modal analiz yapılmıştır. Derinlik ve yarı derinlik kayaçlarının mineralojik sınıflandırılması kayaçların içерdiği minerallerin çeşitleri ve % miktarlarına göre yapılmış ve modal analiz sonuçları (Tablo 2.1) QAP diyagramında (Şekil 2.1) sunulmuştur.

2.1. Diyorit Grubu Kayaçlar

Diyorit grubu kayaçlar genelde diyorit, kuvars diyorit kısmen de kuvars-monzodiyorit bileşimli derinlik kayaçları ile temsil edilmektedir. Bu kayaçlar sahada makroskopik olarak benzer özellikler göstermekte ancak, mikroskopik incelemeler sonucunda birbirinden ayırt edilebilmektedirler. El örneklerinde plajiyoklas, amfibol, daha az biyotit ve kuvars tanınabilen minerallerdir. Mikroskopik incelemelerde plajiyoklaslar diyorit grubu kayaçlar içerisinde en fazla bulunan mineral olup modal olarak %41.20-68.76 (ort.%53.14) arasında değişmektedir. Genelde yarı özçekilli, prizmatik, daha az tabuler, normal zonlanmalı, albit, karlsbad ikizli olup periklin ve kafes ikizi de görülmektedir. Değişik ince kesitlerde



Şekil 2. Polat - Beğre Granitoyid'inin QAP diyagramında (Streckeisen, 1967) adlandırılması. 2-3:granit, 4:granodiyorit, 5:tonalit, 9:kuvars monzodiyorit-monzogabro, 10*: kuvars diyorit - kuvars gabro, 10: diyorit-gabro alanını, ●:diyorit grubu, ○: tonalit grubu, +: aplit, x: kuvars mikrodiyorit., a: kalkalkalen -trondjemitik (düşük K), b: kalkalkalen-granodiyoritik (orta K), c: kalkalkalen - monzonitik (yüksek K), d: alkalen, TH: toleyitik magma serilerinin farklılaşma gidişlerini göstermektedir (Fattah ve Rahman'dan 1990).

POLAT-BEĞRE GRANİTOYİD'İNİN MİNERALOJİSİ VE PETROGRAFİSİ

Tablo 2.1. Polat-Beğre Granitoyid'ine ait derinlik ve yarı derinlik kayaçlarının modal mineralojik bileşimleri.

Örnek No	Kuvars	K-feldispat	Plajiyokl	Biyot.	Amfib.	Piroksen	Diğerleri	Kayaç Adı
11	4.17	0.25	67.50	-	10.32	-	17.63	Diyorit
103	8.27	0.60	61.91	2.30	19.35	-	7.50	Q-Diyorit
108	9.65	0.73	41.20	8.12	36.35	-	4.3	Q-Diyorit
132	9.50	11.00	44.50	1.00	16.62	5.38	12.00	Q-Diyorit
134	5.24	1.19	40.71	7.61	37.42	-	7.82	Q-Diyorit
145	11.97	2.16	57.36	9.12	8.65	0.60	10.13	Q-Diyorit
173	3.71	2.65	68.76	0.78	8.73	2.75	12.62	Diyorit
182	3.95	1.69	46.50	6.40	32.76	-	8.60	Diyorit
186	12.20	3.43	49.80	12.64	20.00	-	1.90	Q-Diyorit
Ortalama	7.63	2.63	53.14	5.99	21.13	2.91	9.16	
7	20.78	15.19	48.22	3.24	1.32	-	11.24	Granodiy.
26	26.70	1.47	53.82	2.10	14.25	-	1.64	Tonalit
40	23.41	2.32	50.48	2.65	13.26	-	7.83	Tonalit
45	34.89	15.70	29.42	11.24	2.37	-	6.34	Granodiy.
62	20.10	3.20	54.11	4.49	16.22	-	2.00	Tonalit
69	29.62	11.24	32.45	5.38	12.65	-	8.63	Granodiy.
75	21.32	2.53	46.78	13.35	11.62	-	4.38	Tonalit
85	28.62	1.21	47.00	2.13	10.55	-	10.46	Tonalit
159	19.23	4.21	54.60	18.75	0.98	-	2.23	Tonalit
183	20.89	8.29	50.18	18.55	0.10	-	2.00	Granodiy.
Ortalama	24.55	6.63	46.70	8.19	8.33	-	5.67	
179	11.32	0.60	53.70	13.43	14.54	-	6.41	Q-M.diy.
97	41.42	33.57	22.23	1.85	-	-	0.92	Aplit

ki albit ikizli kristallerinde ölçülen sönme açılarının 15° ile 29° (ort. 16° - 26°) arasında değişen An34-52 bileşimine sahip andezin, çok az labrador türünde olduğu belirlenmiştir. Sadece Polat barajı güneyinden alınan örneklerde 25° - 29° arası sönme açıları ölçülmüştür. Zonlanmalı plajiyoklasların anortitce zengin iç kısmı çoğun serisitleşmiş, karbonatlaşmış, bazıları ise sossuritleşmiştir (Levhacı I.1). Çoğu plajiyoklas kristallerinde ise biyotit, amfibol, plajiyoklas, sfen, apatit ve

zirkon kapantıları bulunmaktadır. Diyorit grubu kayaçların en önemli mafik bileşeni ise amfibollerdir. Modal olarak %8.65-37.42 (ort.%21.13) arasında değerlere sahiptir. Sarımsı-yeşilimsi, yarı öz, özçekilli amfibollerin çoğunluğunu uzun, çubuksu, koyu-açık yeşil arası pleokroizmali hornblendler oluşturur. Hornblend dışındaki amfiboller daha çok özçekilli altıgenler halinde izlenmektedir. Tek yöndeki dilinimlerde 17° - 20° lik eğik sönme görülmektedir. Hornblendler yer yer kloritleşmiş, tektonik dokunaklı

kesimlerde ise tremolit-aktinolit minerallerine dönüşmüş ve pleokroizma azalmıştır. Az da olsa yüzeylenen kuvars monzodiyorit bileşimli örneklerdeki hornblendlerin bir kısmı ise piroksenlerin uralitleşmesi ile oluşmuşlardır (Levhा I.2). Hornblendlerde genelde yeşil, kahverengi arası pleokroizma görülmekte olup, kloritleşme daha yaygın izlenmektedir. İkinci önemli mafik bileşen olan diyorit kahverenkli, yarı özçekilli, özsekilsiz, bazı kesitlerde oldukça iri, levhamsı görünümüldür. Bazı kesitlerinde ise 4° - 5° arasında eğik sönme görülür ki bu kristallerde yapışık veya girik ikizler oldukça net izlenir. Kuvvetli pleokroizma göstermekte olup dilinimleri ve kenarları boyunca kloritleşmiş ve bazı kenarlar tamamen kloritle kuşatılmıştır. Bu grup kayaçlar içerisindeki ikinci önemli felsik bileşen olan kuvars; diyorit bileşimli örneklerde %3-4, kuvars-diyorit ve kuvars - monzodiyorit bileşimli örneklerde %12 ye kadar çıkmaktadır. Diğer mineraller arasını doldurarak kristallenmiş, özsekilsiz bu kuvars mineralleri çoğun dalgıh sönmömelidir, diğer minerallerden daha küçük tanelidir.

İkincil oluşumlu kalsitler plajiyoklasların bozunması sonucu açığa çıkan karbonatlaşma dışında yarı öz, hatta özçekilli olup diyorit grubu kayaçlar ile mermerler arasındaki intrüzif dokunaklar yakınında sıkça izlenmektedir. Ayrıca bu dokunaklarda taneli agregatlar halinde, bazen de yelpaze şeklinde uzamış epidot kristalleri canlı polarizasyon renkleri ile hemen

göze çarpmaktadır. Tali minerallerden sfen, apatit, opak mineraller ve daha az zirkon bulunmaktadır. Sfen mineralleri kahverengimsi, merceksele yakın, eşkenar dörtgen şekilli ve çok yüksek röliyefli olup Fe^{+3} ' ce zengin olanlar tamamen kahverengimsi ve belirgin pleokroizma gösterirler. Apatitler ise plajiyoklas veya hornblendler içerisinde kapanımlar halinde ya da opak mineral ve sfenle birlikte genelde prizmatik, daha az iğnemsi kristaller şeklinde, oldukça bol izlenmektedir. Özçekilli veya yarı özçekilli opak mineraller ise toplu halde veya mafik minerallerin içerisinde kapanımlar halinde bulunurlar. Genelde plajiyoklaslar üzerinde ince çubuksu, iğnemsi zirkon mineralleri de oldukça taze ve özçekilli kristaller halinde izlenmektedir. İncelenen alanda melanokrat minerallerce en zengin olan diyorit grubu kayaçlarda mikroskop altında subhedral granüler ve poikilitik doku gözlenir. İri plajiyoklas mineralleri üzerinde yarı özçekilli amfibol mineralleri poikilitik dokuyu oluşturmaktadır (Levhा I. 3).

2.2. Tonalit Grubu Kayaçlar

Genelde batolidin K kesiminde yüzeylenen tonalit grubu kayaçlar çoğunlukla tonalit bileşimli kayaçlar ile temsil edilmektedir. Yersel olarak bileşimindeki K-Icoldispat (ortoklas) miktarının artlığı kesimlerde granodiyorite doğru geçiş gözlenir. Diyorit grubuna göre lokokrat minerallerce daha zengin bu kayaçlarda subhedral granüler, mirmekitik ve grafik

dokular olmak üzere değişik holokristalin doku türleri görülmektedir. Kuvars, plajiyoklas, biyotit, amfibol, K-feldispat mineralalleri tonalit grubu kayaçların esas bileşenlerini oluşturmaktadır (Levha I.4). İtrüzif dokunaklı kesimlerde epidot, granat, kalsit mineralalleri ile klorit, serisit mineraleri ikincil bileşenleri oluşturmaktadır.

Kuvars farklı büyülüklüklerde, özçekilsiz kristaller halinde modal olarak %20.10-34.89 (ort. %24.55) arasındaki değerlerdedir; K-feldispat (ortoklas) ile grafik ve plajiyoklas ile mirmekit dokuyu oluşturmaktadır. Yine tonalit grubu kayaçlarda görülen granofirik doku da (Levha II. 1) sıkça izlenen bir özelliktir. Bir diğer önemli bileşen olan plajiyoklas mineralleri ise modal olarak %29.42-54.60 (ort. %46.70) değerleri arasında bulunmaktadır. Genellikle yarı özçekilli, nadiren özçekilli, tabuler ve prizmatik, albit, karlsbad, albit+karlsbad, periklin türünde ikizlenmeli, normal zonlanmalıdır. Değişik kesitlerde albit ve karlsbad ikizli kristallerde ölçülen 12°-20° lik sönme açılarına göre An₂₉₋₃₈ bileşimine sahip oligoklas-andezin türünde olduğu belirlenmiştir.Çoğu plajiyoklaslarda yoğun serisitleşme, karbonatlaşma, bazı örneklerde ise anortitce zengin iç kısmın sossuritleştiği görülmektedir. Mafik mineralerden en önemlileri amfibol ve biyotit olup, granodiyorit bileşimine doğru biyotit miktarı artmaktadır (Levha II. 2). Biyotit mineraleri yarı özçekilli, özçekilsiz, levhamsı, pulsu ve prizmatik kristaller halinde, koyu kahverenkli pleokroizmali,

paralel sönmöli ve çok iyi dilinimlidir. Kenar ve dilinimler boyunca sıkça kloritleşme ve bazı örneklerde bozunma sonucu opasitleşme görülmektedir. Kristallerinde basınç etkisiyle büükümler, hatta yer yer kırılmalar gelişmiş olup, genelde plajiyoklas, amfibol, apatit ve opak mineral kapantıları içermektedir. Hornblend kristalleri ise yarı özçekilli, belirgin dilinimli, açık yeşil pleokroizmali, kloritleşmeli ve yapışma yüzeyi (100) olan ikizlenme sıkça görülmektedir. Apatit, sfen, şelit ve opak mineraler tali bileşenler olup, opak mineraler hem birincil hem de alterasyon sonucunda oluşmuşlardır. Bu örneklerin parlak kesit incelemelerinde opak mineralerin genelde manyetit, hematit, saçınımlı halde kalkopirit ve pirit oldukları belirlenmiştir. Mermerler ile itrüzif dokunaklı kesimlere yaklaşıkca ikincil oluşumlu kalsit, epidot mineralerine de sıkça rastlanmaktadır.

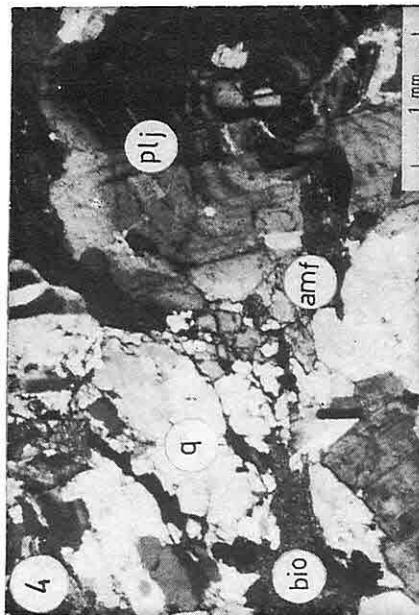
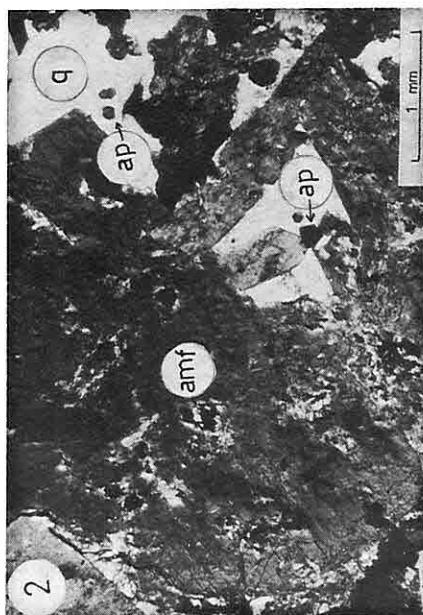
2.3. Yarı Derinlik Kayaçları

Gerek diyorit gerekse tonalit grubu kayaçları kesen damarlar halinde mikrodiyorit, diyorit-tonalitporfirler, andezit, aplit ve lamprofir daykları yarı derinlik kayaçları olarak değerlendirilmiştir. Ana kütte içerisinde sıkılıkla görülen porfirler sahada ana kütte ile benzer görünümde fakat ana kütlenin alterasyondan daha az etkilenmiş kesimleri şeklinde izlenmektedir. Ancak mineralojik - petrografik incelemeler sonucunda bu damar kayaçlarının mineralojik bileşiminin ana magmatik

LEVHA I

- 1.** Diyorit grubu kayaçlardaki zonlu plajiyoklas minerallerinde görülen karbonatlaşma ve sossuritleşme (Haydarlar güneyi). plj: plajiyoklas, amf: amfibol, ÇNX32.
- 2.** Diyorit grubu kayaçlar içerisinde tanımlanan kuvars - monzodiyorit bileşimli örneklerdeki piroksenlerin uralitleşmesi sonucu oluşmuş amfibol minerallerinin mikroskopik görünüsü (Polat barajı güneyi). amf: amfibol, q: kuvars, ap: apatit, ÇNX32.
- 3.** Diyorit grubu kayaçlardak i poikilitik dokunun mikroskopta görünümü (Polat barajı güneyi). plj: iri plajiyoklas minerali, amf: amfibol, ÇNX32.
- 4.** Tonalit grubu kayaçlar içerisindeki tonalit biriminin genel görünümü (Polat köyü batısı). plj: zonlu plajiyoklas, bio: biyotit, amf: amfibol, q: kuvars, ÇNX32.

LEVHA 1

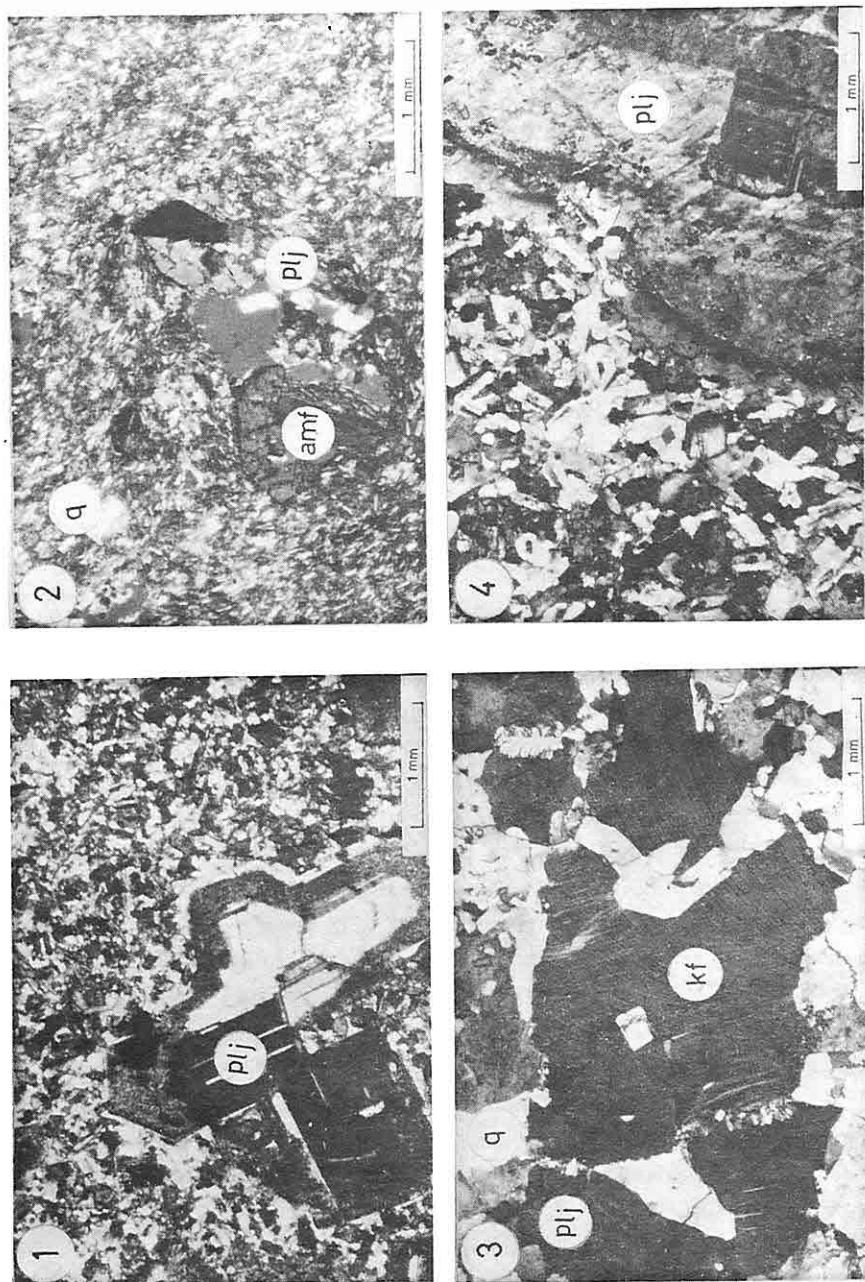


LEVHA II

1. Tonalit grubu kayaçlarda sıkça izlenen granofirik dokunun mikroskopta görünümü (Çavuşlu kuzeyi). plj: plajiyoklas, q: kuvars, ep: epidot, ÇNX32.
2. Tonalit grubu kayaçlar içerisinde tanımlanan granodiyorit bileşimine yaklaşan örneklerin mikroskoptaki genel görünümü. bio: biyotit, plj: plajiyoklas, q: kuvars, sf: sfen. ÇNX32.
3. Tonalitporfirler'de görülen mirmekitik ve felsofirik dokunun mikroskopta görünümü (Çavuşlu kuzeybatısı). plj: plajiyoklas, cl: klorit, ÇNX32.
4. Kuvars - diyoritporfir'lerdeki mikrolitik porfirik doku ve fenokristallerin genel görünümü (Çavuşlu güneyi). plj: plajiyoklas, amf: amfibol, q: kuvars, ep: epidot, ÇNX32.

POLAT-BEĞRE GRANİTOYID'İNİN MINERALOJİSİ VE PETROGRAFİSİ

LEVHA 2



kütle ile benzer, fakat dokusal özelliklerinin farklı olduğu belirlenmiştir.

Magmatik kütlenin kenar zonlarında yer alan mikrodiyortlerin çoğu kuvarsdiyort bileşimindeki kayaçlar ile aynı bileşimli olup esas olarak plajiyoklas, amfibol, biyotit ve kuvars minerallerinden oluşmuştur. Subhedral mikrogranüler doku izlenen bu kayaçlarda amfiboller çögulnukla çubuksu hornblend mikrokristalleri ile temsil edilirler. Tonalit grubu kayaçların yaygın olduğu kesimlerin kenar zonlarında ise mikrotonalitler rastlanmış olup bu kayaçların da ana kütlenin tek farklı subhedral mikrogranüler doku göstermeleridir.

Diyorit grubu kayaçları kesen diyorit ve kuvars-diyoritporfirler ile tonalit grubu kayaçları sıklıkla kesen tonalitporfirler en yaygın damar kayaçlarını oluştururlar. Mineralojik bileşimleri ana kütle ile benzer bu damar kayaçlarında mikrolitik porfirik, mirmekitik ve felsofırı doku izlenmektedir. Özellikle tonalitporfirlerde plajiyoklas fenokristalleri ve kuvars arasında mirmekitik doku (Levh II. 3), kuvars-diyoritporfirlerde ise mikrolitik porfirik ve felsofırı doku yaygındır. Coğu örnekte kuvars ve plajiyoklas mikrolitleri iç içe girik kristallenerek felsofırı dokuyu oluşturmuşlardır (Levh II. 4). Fenokristaller plajiyoklas, amfibol ve az oranda kuvars mineralleri ile ikincil oluşumlu klorit ve epidot mineralleri oluşturmaktadır. Alterasyonun yoğun olduğu örneklerdeki serisitleşme normal zonlanmalı plajiyoklas

kristallerinin iç kısmında izlenirken, ters zonlanmalı örneklerin ise dış kısmında (Levh III.1) izlenmektedir. Hem diyorit hem de tonalitporfirlerin mikrolitleri de yine plajiyoklas, kuvars ve amfibol minerallerinden oluşmuşlardır. Bu kayaçlarda normatif plajiyoklas %30-52, normatif kuvars %13-31 arasında hesaplanmıştır. Bazı örneklerde ise %3-5 arasında camsı malzeme gözlenirken, opak minerallerin oranı ana kütlenin daha azdır.

Tonalit birimi içerisinde değişken kalınlıklarda (2-100 m) izlenen andezit dayklarında ise dayın kalınlığı ile ilintili olarak vitroporfirk veya mikrolitik porfirik doku gelişmiştir. Fenokristaller plajiyoklas ve amfibol mineralleri oluşturmaktadır (Levh III. 2). İkincil oluşumlu kuvars fenokristallerine de rastlanan dayklar genelde kuvars-andezit bileşimlidir. Bazı örneklerde görülen ters zonlanmalı plajiyoklas fenokristallerinin Ca'ca zengin dış kısmı tamamen serisitleşmiştir. Amfibol fenokristalleri ise çokun kloritleşmiş, değme ikizli, eğik sönmeli, altigen kesitli veya çubuksu hornblendlerden oluşmuştur. Kuvars - andezit bileşimli örneklerde az da olsa biyotit mineralleri bu bilesenlere eşlik etmektedir. Apatit ve opak mineraller andezit dayklarında sıkça rastlanan tali minerallerdir.

İnce taneli, holokristalin kayaçlar olan aplitler çalışma alanındaki magmatik kayaçlar içerisinde lökocrat minerallerce en zengin olan yarı derinlik kayacıdır. Hem diyoritik hem de tonalitik ana kütleyi kesen bu damar kayaçlarında

genelde aplitik, daha az grafik ve mirmekitik doku görülmektedir. Aplitler esas olarak kuvars, ortoklas ve plajiyoklas mineralerinden oluşmaktadır. Özsekilsiz kristaller halinde izlenen kuvarslar ortoklas ile birlikte grafik nadiren de plajiyoklaslar ile mirmekitik doku oluşturacak şekilde iç içe büyümeye gösterir. Bu kayaçlar yaklaşık %35-45 kuvars, %30 ortoklas, %20-25 plajiyoklas mineralerinden oluşmuşlardır. Genelde özsekilsiz kristaller halinde izlenen ortoklaslarda karlsbad türündede ikizlenme ve şerit pertit oluşumu (Levha III.3), plajiyoklaslarda albit-karlabad ikizlenmesi yaygındır. Bu plajiyoklas ikizlerinde ölçülen düşük sönme genelde oligoklas bileşimli olduklarını göstermektedir. Tek mafik mineral olan biyotitler ise yarı özsekilli, prizmatik ve küçük kristalli, hatta iğnemsi kristaller halinde olup, çoğun kloritleşmiştir.

Diyorit grubu kayaçlar içerisinde birkaç metre kalınlıklarda izlenen lamprofir damarları ise mikrokristalin dokulu olup intersertal ve daha az mikrolitik porfirik doku göstermektedir. Bu damar kayaçları esas olarak amfibol ve plajiyoklas mikrokristallerinden oluşmuştur. İkincil süreçlerle gelişmiş olan klorit ve epidot mineralerine de rastlanmaktadır. En önemli bileşen olan amfiboller genelde yarı özsekilli, küçük kristalli daha az olarak da fenokristaller halinde izlenmektedir. Plajiyoklaslar yarı özsekilli, prizmatik kristaller halinde olup intersertal ve mikrolitik porfirik dokuyu oluşturmıştır. İkincil oluşumlu kloritler hornblend mikrolitleri ve amfibol

fenokristallerinin alterasyonu sonucunda gelişmişlerdir.

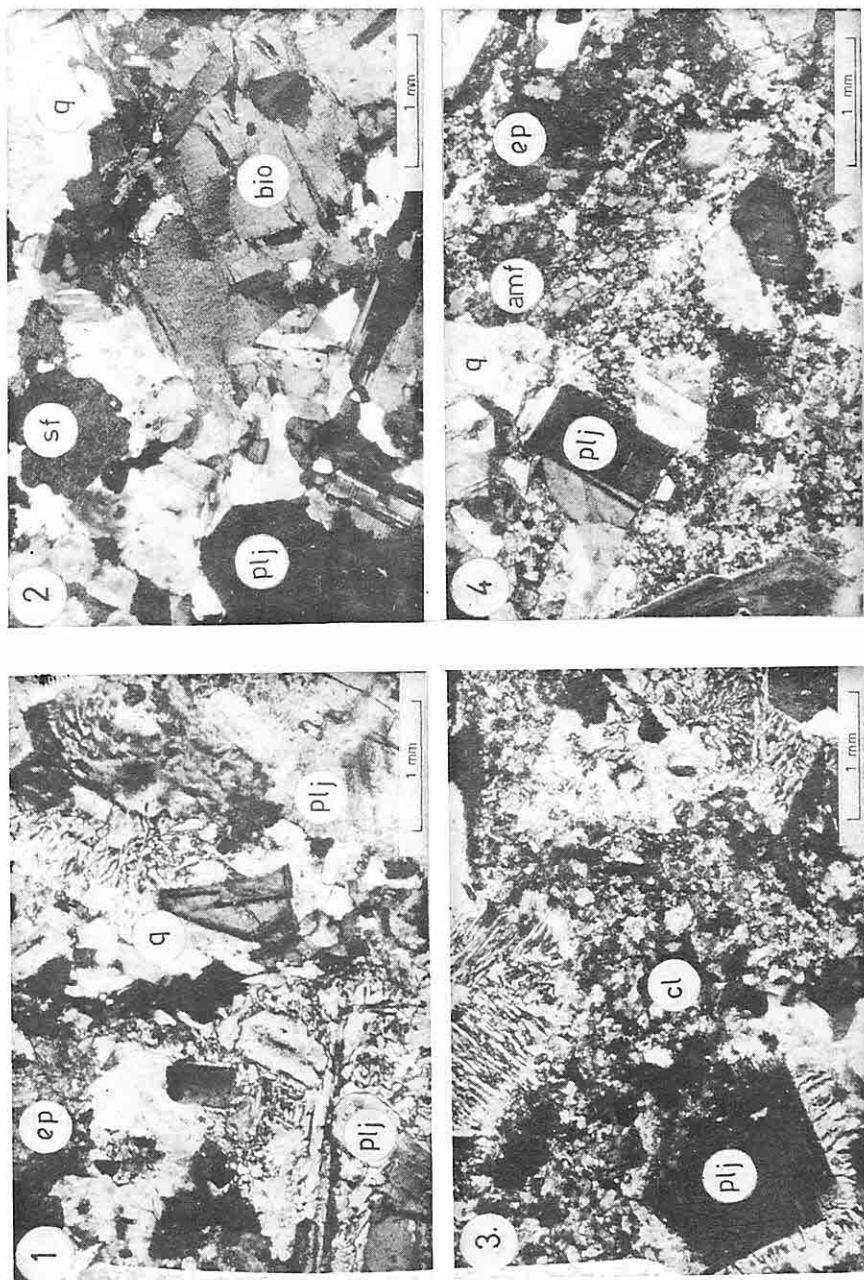
2.4. Anklavlар (Kapantılar)

Hem diyorit hem de tonalit grubu derinlik kayaçları içerisinde sıkça rastlanan anklavlар çoğunlukla diyorit ve kuvars-diyorit bileşiminde olup taşıyıcı ana kayaçtan tek farkları dokusal özellikleridir. Ana kayaç subhedral granüler doku gösterirken taşındıkları anklavlар subhedral mikrogranüler doku göstermektedir. Tonalit grubu kayaçlar içerisindeki anklavlarda ise yer yer mikrolitik porfirik doku da görülmektedir. Aynı örneğin bazı kesimlerinde mikrogranüler bazı kesimlerinde ise mikrolitik porfirik doku izlenmektedir. Kaçkar batolidindeki (Rize) anklavlarda da Yılmaz ve Boztuğ (1994) tarafından aynı dokusal özellikler gözlenmiştir. Barbarin (1991) tarafından Sierra Nevada Batolidi Mount Givens granodiyoridinde belirlenen bu tür anklavlар kompozit MME (MME: mafik magmatik mikrogranüler anklav için Barbarin, 1991 tarafından önerilen kısaltma) olarak tanımlanmıştır. Porfirik dokuyu oluşturan kuvars ve feldispat megakristallerinin muhtemelen taşıyıcı ana kayaçtan kaynaklanan elementel göç sonucunda oluştuğu düşünülmektedir (Levha III. 4). Beğre civarındaki örneklerin plajiyoklaslarında ise antirapakivi dokusu ve plajiyoklas fenokristalleri içerisinde feldispat yamaları görülmüş ise de bu dokusal özellikler elektron mikroprop analiz yöntemiyle test edilmelidir.

LEVHA III

- 1.** Kuvars - diyoritporfir'lerdeki mikrolitik porfirik doku ve plajiyoklas fenokristallerindeki serisitleşme (Beğre kuzeyi). plj: plajiyoklas, ÇNX32.
- 2.** Kuvars-andezit dayının mikroskoptaki genel görünümü (Polat barajı kuzeyi).plj: plajiyoklas, amf: amfibol, q: kuvars, ÇNX32.
- 3.** Aplit'leri oluşturan mineraller ve feldispatlarda görülen şerit pertit oluşumu (Çavuşlu batısı). kf: k-feldispat, plj: plajiyoklas, q: kuvars, ÇNX32.
- 4.** Tonalit grubu kayaçlar içerisindeki kuvars-mikrodiyorit bileşimli, mikro granüler dokulu MME'nin mikroskopta görünümü (Dedeyazı güneyi). plj: plajiyoklas megakristali, ÇNX32.

LEVHA 3



Bu anklavlарın esas bileşenlerini plajiyoklas (normatif olarak %42.22 olup fenokristal ve mikrolitler halinde) ve amfibol mineralleri oluşturmaktadır. Biyotit ve kuvars mineralleri ise daha az miktarlarda bileşime katılmaktadırlar. Plajiyoklas fenokristallerinin iç kısımlarında yamalar halinde görülen serisitleşme de bu kristallerin iç kısımlarına K-feldispat enjeksiyonunun olabileceğini düşündürmektedir. Plajiyoklas mikrolitleri ise özsekilsiz, çubuksu, yer yer akıntı ile dizilmiş görülmektedir. Amfiboller ise genelde çubuksu hornblend mikrolitleri olup, çoğu aktinolite dönüşmüş ve kloritleşmiştir. Kuvars-mikrodiyorit bileşimli anklavlarda küçük, özsekilsiz taneler veya megakristal halinde kuvars mineralleri de izlenmektedir. Biyotit mineralleri ise çoğu kloritleşmiş ve bazıları hidrojenik biyotitleri anımsatmaktadır. Opak mineraller (pirit), iğnemsi apatit ve şelit mineralleri ise anklavlarda sıkça rastlanan tali bileşenlerdir.

3. SONUÇLAR

1. İnceleme alanındaki magmatik kayaçların mineralojik - petrografik özellikleri ilk defa bu çalışma ile detaylı incelenmiş ve "Polat-Begre Granitoyidi" olarak adlandırılmıştır.

2. Granitoyid'ler diyorit, kuvarsdiyorit, tonalit, daha az oranda kuvars monzodiyorit ve granodiyorit bileşimli olup; inceleme alanının kuzeyinde tonalit, güneyinde ise diyorit grubu kayaçlar daha yaygındır.

3. Ana magmatik kütle I-tipi Granitoyid'lerin çoğu özelliklerini göstermekte ve çok sık olarak aynı mineralojik bileşimli, ancak farklı dokusal özellikteki porfirler tarafından kesilmektedir.

4. Polat-Begre Granitoyid'inde sıkça rastlanan porfirlerin ana kütle ile benzer mineralojik bileşimde oluşu; granitoyidi oluşturan magmadan farklılaşma ile değil de magma odasına yeni magma gelimi ile ilişkilendirilmiştir.

5. Ana magmatik kütle içerisinde yer alan kapantılar diyoritik bileşimli ve aynı magma ait "mafik magmatik mikrogranüler anklavlار" (MME) olup, özellikle diyorit grubu kayaçlar içerisinde daha sıkılıkla izlenmektedir.

6. Kuvars-monzodiyorit bileşimli örneklerde piroksenlerin uralitleşerek amfibole dönüştüğü belirlenmiştir. Bu durum; diyorit ve tonalit grubu kayaçların aynı magma odasında, magmatik farklılaşma ile oluşmadığını düşündürmektedir.

7. Polat-Begre Granitoyid'in oluşturulan kayaçlar farklı bileşimli olmalarına rağmen büyük olasılıkla aynı kökenden türemiş ve ard arda sokulum yapmış magmanın katılması ile oluşmuşlardır.

8. Bununla birlikte diyorit grubu kayaçlar kristalleşirken plajiyoklas mineralleri, tonalit grubu kayaçlar kristalleşirken ise biyotit minerallerinin daha baskın faz olduğu düşünülmektedir. Bu durum kayaçların plajiyoklas ve biyotit içerikleri ile de uyumludur.

9. Polat-Begre Granitoyid'i alanında yarı derinlik kayaçları adı altında

inceленen aplitler dışında ana kütleyi kesen asidik bileşimli yüzey kayaçlarına rastlanmamıştır.

10. Ana magmatik kütlenin son ürünü olan aplitler düşük sıcaklık eriyiklerinden oluşmuş ve yüzeye çıkmadan ana kütlenin soğuma kırıklarına yerleşerek kristalleşmiş oldukları için aplitik doku göstermektedirler.

11. Lamprofir damarları ise içlerinde yer aldığı diyorit grubu kayaçlar ile mineralojik açıdan benzer olup, mikrokristalın dokuları ve daha koyu renkleri ile ayrırlırlar.

12. Yarı derinlik kayaçlarındaki porfirkik dokuda fenokristallerin genelde özçekilli oluşu soğumaları esnasında magmatik sistemin dengede olduğunu belirtmektedir.

13. Diyorit ve tonalit grubu kayaçların sahasal ve mineralojik-petrografik özelliklerinin birbirlerine çok yakın olmaları; tonalit grubu kayaçlarını oluşturan magmanın diyorit grubunun yerleşiminden hemen sonra sokulduğunu, ancak bir miktar kabuksal ilaveler ile bileşiminin değiştiği düşünülmektedir.

14. Polat-Beğre Granitoid'inin mineralojik - petrografik ve sahasal verileri Chappell ve White (1974), White ve Chappell (1977), Whalen ve Chappell (1988) tarafından tanımlanan I-tipi granitoidler ile benzer özellikler göstermektedir.

15. Bölgenin jeotektonik evrimi içerisinde düşünüldüğünde ise Polat-Beğre Granitoid'i mineralojik-petrografik ve sahasal verileri ile inceleme alanının doğusunda yüzeylenen

Elazığ magmatitlerinin (Baskılı Granitoyid'i) benzeri olup, volkanik bir yayda şekillendiği düşünülmektedir. Çünkü Meyer vd (1992) tarafından da belirtildiği gibi birçok volkanik yolların da benzer boyutları vardır ve sıralı kuşaklar şeklärindedirler.

4. TEŞEKKÜR

Yazarlar bu araştırmanın gerçekleşmesindeki maddi katkılarından dolayı İnönü Üniv. Araştırma Fonu'na, ince kesitlerin titizlikle hazırlanmasında ve desteklerinden dolayı Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Müh. Bölümü Öğretim Üyeleri'nden sayın Durmuş Boztuğ ve sayın Hüseyin Yalçın'a teşekkür ederler.

5. KAYNAKLAR

Acar, A., Özkaraymak, M., 1987. Malatya - Doğanşehir - Polat - Çavuşlu sahası manyetik etüd raporu. MTA (Yayınlanmamış).

Aras, A., Çetin, M., Akpinar, M., Türkyılmaz, B., 1987. Malatya-Kahramanmaraş arası (Doğanşehir batısı) fosfat prospektasyon raporu. MTA (Yayınlanmamış).

Barbarin, B., 1990. Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting. Geological Journal. 25, 227-238.

Barbarin, B., 1991. Contrasted origins for the "poligenic" and "monogenic" enclave swarms in some granitoids of the Sierra Nevada batholith, California: Terra Abstr., 3, 32.

Chappel, B. W., White, A. J. R., 1974.

- Two contrasting granite types. Pacific Geology.* 8, 173-287.
- Fattah, A., Rahman, M. A., 1990. *Petrogenesis of early-orogenic diorites, tonalites and post- orogenic trondhjemites in the Nubian shield. Jour. of Pet.*, Vol. 31, Part 6, 1285-1312.
- Kormalı, R., 1973. *Malatya-Adiyaman-Elbistan arası demir zuhurlarının prospeksiyonu. MTA Rap.*, (Yayınlanmamış).
- Meyer, M. T., Bickford, M. E., Lewry, J. F., 1992. *The Wathaman batholith: An Early Proterozoic continental arc in the Trans-Hudson orogenic belt, Canada. Geological Society of America Bulletin*, V. 104, 1073-1085.
- Önal, A., 1995. *Polat-Bağre (Doğanşehir) çevresindeki magmatik kayaçların petrografik ve petrolojik özellikleri. Fırat Üniv. Fen. Bil. Ens. Doktora tezi*, 159s. (Yayınlanmamış).
- Özer, T., 1978. *Polat-Çavuşlu Demir zuhurları. MTA Raporu* (Yayınlanmamış)
- Perinçek, D. ve Kozlu, H., 1984. *Stratigraphy and structural relations of the units in the Afşin-Elbistan Doğanşehir region (Eastern Taurus): Tekeli, O. and Göncüoğlu, M. C. eds., Geology of the Taurus Belt*" içinde, 181-198.
- Streckeisen, A., 1976. *To each plutonic rock its proper name. Earth Scie., Reviews*, 12, 1-33.
- Whalen, J. B., Chappell, B. W., 1988. *Opaque mineralogy and mafic mineral chemistry of I and S-type granites of the Lachland fold belt, southeast Australia. American Mineralogist*, 73, 281-296.
- White, A. J. R., Chappell, B. W., 1977. *Ultrametamorphism and granitoid genesis. Tectonophysics*, 43, 7-22.
- Yılmaz, H., 1992. *Doğanşehir-Sürgü-Gözene (Malatya) yöresinin jeolojisi. Doktora Tezi*, K.T.Ü. Fen Bilimleri Ens., (Yayınlanmamış).
- Yılmaz, S., Boztuğ, D., 1994. *Granitoyid petrojenezinde magma mingling/mixing kavramı. JMO Bülteni*, Sayı 44-45, 1-20.

**ANALYSE DE LA STABILIITE DE LA VERSE A STERILE INTERIEURE
DE LA MINE DE LIGNITE D'AFSIN-ELBISTAN (TURQUIE)**

Ahmet Mahmut KILIÇ

Ecole des Mines de Paris, Centre de Géologie de l'Ingénierie Minière, Paris/France

Mesut ANIL

Université de Çukurova, Département de l'Ingénierie Minière, Adana/Turquie

RESUME: *Dans ce travail, on a effectué une analyse de la stabilité pour la verve à stérile de la mine de lignite d'Afşin-Elbistan (Turquie). Jusqu'à présent, aucune analyse de stabilité n'a été effectuée sur la verve à stérile située à l'intérieur de la fosse de la mine.*

Dans ces analyses, on a appliqué 3 conditions hydrauliques différents. Et puis on a proposé deux configurations géométriques différentes. Les calculs de la stabilité ont été réalisés en utilisant les méthodes de Bishop, de Carter et de Sarma.

**AFŞİN-ELBİSTAN LİNYİTLERİ İŞLETMESİ İÇ DÖKÜM SAHASI
STABİLİTE ANALİZİ**

ÖZET: *Bu çalışmada Afşin-Elbistan linyit işletmesi iç döküm sahası stabilite analizi gerçekleştirılmıştır. Bilindiği gibi bu işletmenin iç döküm sahasında şu ana kadar gerçekleştirilmiş stabilize çalışması yoktur. Bu çalışmada 3 değişik su rejimine göre inceleme yapılmıştır. Hesaplamalar ise Bishop, Carter ve Sarma yöntemleri uygulanmak suretiyle gerçekleştirilmiştir.*

1. INTRODUCTION

La Mine de Kışlaköy dans la région d'Afşin-Elbistan est située au sud-est de la Turquie, au nord-est de la ville de Kahramanmaraş (à environ 120 km), près

de la petite ville d'Elbistan. Les distances entre la mine et les grandes villes sont les suivantes (Fig.1. Localisation géographique de la mine) :

Elbistan-Adana : 350 km

Elbistan-Ankara : 620 km

Elbistan-K.Maraş: 120 km.

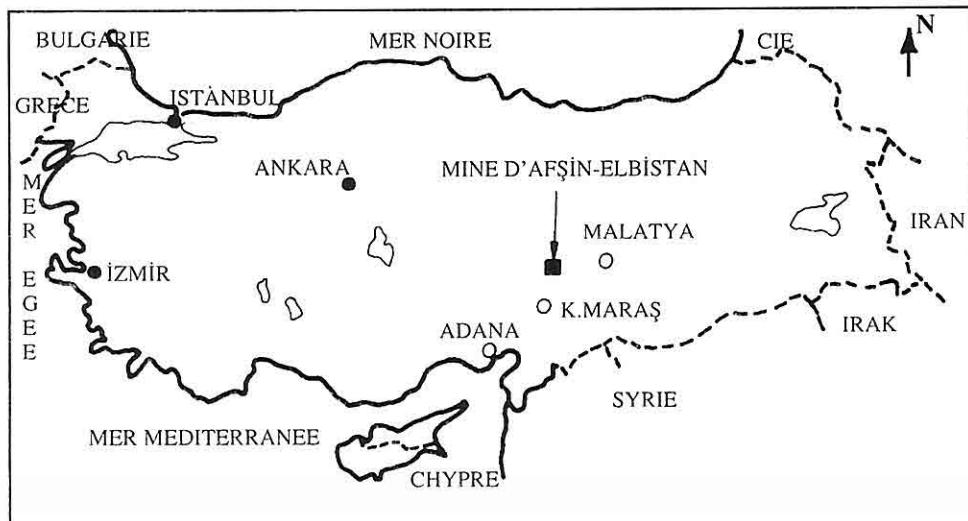


Figure 1. Localisation géographique de la mine de Kışlaköy Afşin-Elbistan.

Comportant 3,4 milliards de tonnes de réserves de lignite, le bassin de lignite d'Afşin-Elbistan, est le plus important de Turquie, constituant la moitié des réserves totales de lignite. Le bassin s'étend sur une surface de 120 km^2 . La production de lignite sert à alimenter la centrale thermique (4x400 MW) construite à coté de la mine.

Le besoin annuel actuel d'énergie en Turquie (1995) est de 105 milliards de kWh; en l'an 2000 on prévoit que ce chiffre dépassera les 150 milliards de

kWh (Ministère des énergies et des ressources naturelles). C'est la raison pour laquelle la mine d'Afşin-Elbistan occupe une place très importante dans l'économie turque.

En outre, c'est la première mine en Turquie à utiliser des roues-pelles. L'exploitation est très grande et très mécanisée et utilise actuellement 6 roues-pelles et 5 remblayeurs. Elle est équipée d'un système de bandes convoyeur de 55 km de longueur totale. La production annuelle de lignite, variant

en fonction des besoins de la centrale thermique, peut atteindre au maximum 20 millions de tonnes.

2. VERSES A STERILE

Il existe deux verses à stérile dans la mine d'Afşin-Elbistan: une intérieure à la fosse et l'autre extérieure. Dans cette étude nous limiterons à l'analyse de la verse intérieure car sa stabilité est plus importante pour l'exploitation.

Selon le projet, la mine réalisera des remblais d'un volume de 1,56 milliards m³ dont 300 millions m³ dans la verse extérieure.

La hauteur actuelle de la verse à stérile intérieure est de 113 m, répartie sur 6 gradins. A la fin de l'exploitation, 1,26 milliards m³ de stériles seront stockés sur 10 gradins avec une hauteur totale de 184 mètres.

Le remblayage s'effectue par 5 remblayeurs de type Ars 5600-39/60 d'une capacité nominale de 5600 m³/h.

2.1. Excavation des verses à stérile

Deux zones ont été conçues pour recevoir des stériles: une zone située à

l'extérieur de la fosse d'une capacité de 300 millions m³ et une verse à l'intérieur de la fosse. Une zone de stockage d'une capacité de 1 million de tonnes reçoit le lignite exploité avant qu'il soit envoyé à la centrale thermique.

2.2. Transport des verses à stérile

Les matériaux de décapage sont transportés sur les bandes convoyeurs d'une longueur totale de 55 km et d'une largeur de 1,8 mètres, avançant à une vitesse de 5,2 m/s. Les stériles sont transportés aux verses situées à l'extérieur et à l'intérieur de la fosse.

2.3. Paramètre géotechnique des verses à stérile

Le remblayage se fait directement sur la couche d'argile qui forme la base de la couche de lignite. Par mesure de sécurité, on laisse une couche de lignite de 60 mètres de longueur et de 15 mètres de hauteur à l'avant du talus de remblayage. Cette couche de lignite ne sera pas exploitée et servira comme butée de pied de talus.

Les matériaux de remblayage sont des

Tableau 1: Valeurs des paramètres géotechniques des remblais intérieurs.

MATERIAUX	Cohésion kPa	F* (degré)	Poids volumique (kN/m ³)
Matériaux mélangés	0.00	26.00	16.00
Argile	38.90	15.00	16.70
Lignite	210.30	30.30	10.90

* : Angle de frottement (degré)

matériaux mélangés non-compactés. Leur cohésion est donc considérée comme nulle. L'angle de frottement a été mesuré sur les cônes de remblais d'une hauteur variant de 15 à 25 mètres. Pour le calcul de la stabilité, nous avons donc utilisé les paramètres du tableau 1 (d'après le rapport de Rheinbraun).

2.4. Paramètres hydrogéologiques des verses à stérile

Le climat de la région est de type continental: froid et enneigé en hiver (température jusqu'à moins 25 degrés), très chaud en été, un peu pluvieux au printemps (température jusqu'à 35

degrés). La précipitation est en moyenne de 430 mm/an, répartie entre les mois d'octobre et d'avril.

Il existe plusieurs nappes dans la zone d'exploitation qui peuvent engendrer des pressions interstitielles et compromettre ainsi la stabilité des talus.

D'après les investigations, on a découvert la présence de plusieurs nappes dans la zone de l'exploitation. Jusqu'à présent aucune mesure piézométrique n'a été réalisée dans la mine. Pour bien déceler leur influence sur la stabilité des talus, nous avons donc pris les différentes conditions hydrogéologiques schématisées dans la figure 2.

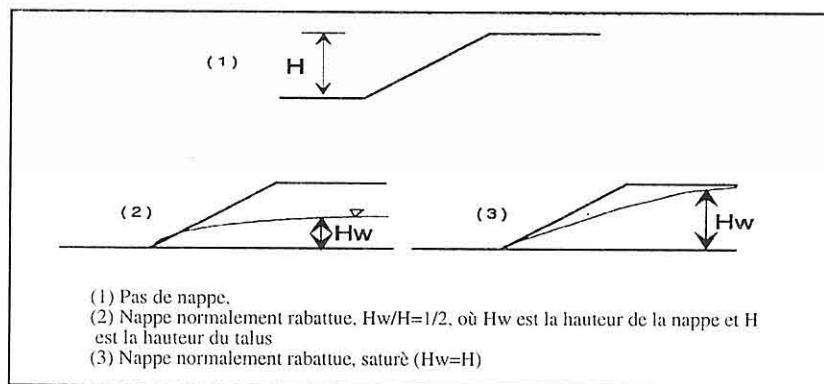


Figure 2. Les conditions hydrogéologiques étudiées dans les calculs de stabilité des talus dans la mine d'Afşin-Elbistan.

3. LES METHODES DE CALCUL DU COEFFICIENT DE SECURITE POUR LA VERSE A STERILE DE LA MINE D'AFSIN-ELBISTAN

Le coefficient de sécurité peut être calculé par plusieurs méthodes. On peut les classer selon la surface de rupture comme suit:

- Pour une surface de rupture circulaire

- Méthode de Fellenius (1936),
- Méthode de Bishop (1955),
- Méthode de Janbu (1956),
- Méthode de Morgenstern-Price (1965)
- Méthode de Spencer (1967).

- Pour une surface de rupture non circulaire ou complexe;

-Méthode de Sarma (1958),

- Méthode de Nonveiller (1965),
- Méthode de Bureau of Reclamation (1968),
- Méthode de Carter (1971),
- Méthode de Boutrup et Lowel (1979).

- Autres méthodes

- Méthode de Roulin et al (1974),
- Méthode de Hoek et Bray (1979),
- Méthode de Cox (1981).

Nous allons commencer par développer les équations communes à la plupart de ces méthodes. Par la suite, nous ne détaillerons que celles utilisées dans notre travaille.

3.1. Généralités des méthodes de calcul du coefficient de sécurité

La figure 3 indique les forces présentes pour un cas type d'une analyse de stabilité des talus par les méthodes de tranches. Dans un système à l'équilibre limite, les moments des forces présentes par rapport à un point quelconque s'annulent. Pour des surfaces de rupture de forme circulaire, on choisit le centre de cercle comme point-repère pour le calcul des moments. Pour une surface de rupture de forme générale, un point convenablement choisi (centre fictif) suffit. On calcule ensuite la résistance au cisaillement mobilisée sur la surface de rupture précédemment définie. Cette surface ne sera une surface de rupture que si la résistance au cisaillement est mobilisée au maximum, c.a.d., que si le coefficient de sécurité est égal à 1,0.

Dans le schéma indiqué, une charge

potentielle peut être définie avec une force L inclinée de α par rapport à l'horizontale et à la distance j du centre de cercle. La présence d'une fissure en tête remplie d'eau et d'eau au pied de talus (c.a.d. un talus partiellement noyé) peuvent se représenter par des forces résultantes A_L et A_R aux emplacements indiqués et aux distances respectives de a_L et a_R . Les effets sismiques peuvent se représenter par une accélération horizontale K_g engendrant une force résultante horizontale KW au centre de chaque tranche à la distance k du centre de cercle.

Pour une tranche spécifique, l'équilibre des forces verticales nous donne l'équation suivante:

$$W - S_m \sin \alpha - (P+U) \cos \alpha - (X_L - X_R) = 0 \quad \text{Eq.1}$$

Ci-dessus, la force tangentielle S_m nécessaire pour l'équilibre limite est une fraction $1/F$ de la résistance maximale mobilisable, qui est fonction également de la force effective normale ($P-u_l$):

$$S_m = \gamma \times T = \left[C_f + (P-u_l) \tan \phi \right] / F \quad \text{Eq.2}$$

En introduisant 2 dans 1 il s'ensuit:

$$P = \left[W - \frac{C_f \gamma \sin \alpha}{F} + \frac{u_l \gamma \tan \phi' \sin \alpha}{F} - (X_L - X_R) \right] / M \alpha \quad \text{Eq.3}$$

avec

$$m_\alpha = \left(\cos \alpha + \frac{\tan \phi' \sin \alpha}{F} \right) \quad \text{Eq.4}$$

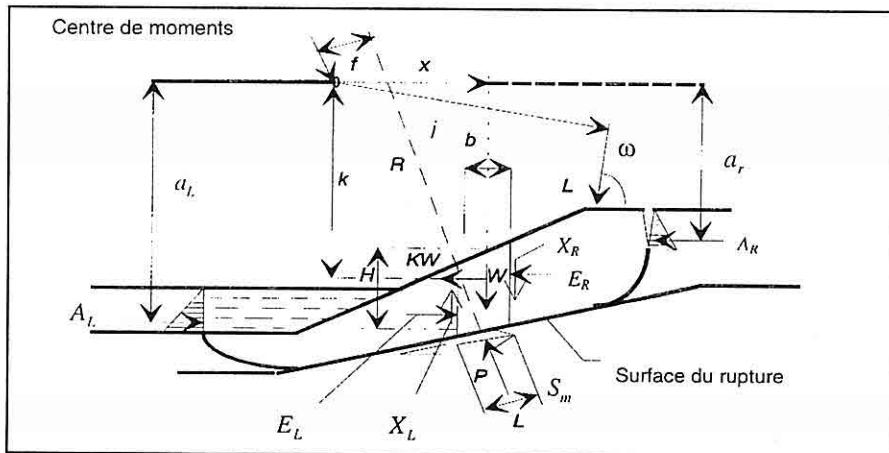


Figure 3. Schéma général de calcul de stabilité par la méthode de l'équilibre limite (Fredlund et Krahn, 1977).

En considérant cette fois-ci le talus entier, les forces horizontales doivent s'annuler pour un système en équilibre. Nous avons donc:

$$\sum P \sin \alpha - \sum S_m \cos \alpha + \sum KW +$$

$$\sum (E_R - E_L) + (A_R - A_L) + L \cos \omega = 0 \quad \text{Eq 5}$$

Les forces intertranches, pour le système entier, s'annulent:

$$\sum (E_R - E_L) = 0 \quad \text{Eq 6}$$

En introduisant la relation 2 dans l'équation 5, on arrive à calculer le coefficient de sécurité fondé sur l'équilibre des forces:

$$F_f = \frac{\sum [C' f \cos \alpha + (P - u) \tan \phi' \cos \alpha]}{\sum P \sin \alpha + \sum KW + (A_R - A_L) + L \cos \omega} \quad \text{Eq 7}$$

On note que cette relation fait l'hypothèse d'un coefficient de sécurité local uniforme le long la surface de rupture et que P est fonction de F (voir

équation 3).

De la même manière, à l'équilibre limite, la somme des moments des forces présentes dans le système par rapport au centre du cercle est:

$$\sum Wx + \sum KWk - (A_L a_L - A_R a_R) + L \cdot j -$$

$$\sum P_f - \sum S_m R = 0 \quad \text{Eq 8}$$

On note que les forces inter-tranches, internes au système, s'annulent. En introduisant à nouveau la valeur de S_m à partir de l'équation 2, nous avons:

$$F_m = \frac{\sum [C' f R + (P - u) R \tan \phi']}{\sum Wx + \sum KWk - (A_L a_L - A_R a_R) + L \cdot j - \sum P_f} \quad \text{Eq 9}$$

le R (rayon) n'étant constant que dans le cas des surfaces de rupture circulaire. On note une fois encore que P est fonction F .

Nous disposons donc de deux équations différentes permettant de calculer le coefficient de sécurité. Évidemment, le talus réel ne présente qu'une seule valeur

de ce coefficient. Dans la plupart des cas, il est acceptable de prendre la valeur où $F_f = F_m$.

Cette méthode la plus simple s'apparente à Fellenius (1936). On note que les forces intertranches sont considérées comme négligeables.

Toutes les méthodes couramment utilisées pour l'analyse de la stabilité des talus par les méthodes des tranches dont quelques unes qui seront décrites ci-après suivent le même développement explicité. Les différences s'expliquent par l'hypothèse prise concernant la distribution des forces inter-tranches ($X_L - X_R$). Dans tous les cas, le facteur P étant fonction du coefficient de sécurité, un certain nombre d'itérations est nécessaire jusqu'à atteindre la précision souhaitée (par exemple $F_{i+1} - F_i \leq 0,02\% \text{ à } 0,1\%$).

3.1.1. La méthode de Bishop

Bishop, en 1955, a fait une hypothèse simplificatrice en considérant les forces inter-tranches X_L et X_R comme négligeables. Cela permet d'assimiler les forces résultantes Q_L et Q_R à des forces horizontales E_L et E_R . L'équation 9 s'écrit alors (sachant que $\sum (E_R - E_L) = 0$ pour le système entier):

$$F_m = \frac{1}{\sum W R \sin \alpha - (A_L a_L + A_R a_R) + K W k} \times \sum \left[R \left\{ C' b + W(1 - r_w) \tan \phi \right\} \frac{\sec \alpha}{1 + \frac{\tan \phi' \tan \alpha}{F}} \right]$$

Eq 10

avec

$$r_w = u / \gamma H.$$

Originellement appliquée pour une surface de rupture circulaire, cette solution peut s'appliquer aussi bien sur les surfaces de rupture de forme générale.

3.1.2. La méthode de Carter

La méthode de Carter (1971) est dérivée de celle de Bishop (1955), que Nonveiller a étendue aux surfaces non circulaires (1965).

Carter a montré que la valeur de F calculée ainsi, si elle est indépendante de l'abscisse du point choisi, dépend cependant de son ordonnée y et décroît avec y pour atteindre asymptotiquement un minimum. Il propose alors de calculer F pour y tendant vers l'infini.

3.1.3. La méthode de Sarma

Elle calcule l'accélération horizontale critique pour amener une masse de sol délimitée par la surface de rupture et la surface libre à l'équilibre limite. Cette accélération est une mesure du coefficient de sécurité.

A la différence des méthodes précédentes, la méthode de Sarma tient compte des forces inter-tranches. Ces forces sont distribuées selon un facteur d'échelle I qui est calculé pour le talus entier à partir de l'équilibre des moments par rapport au centre de gravité de la masse instable :

$$\lambda = \frac{S_2}{S_3}$$

Eq 11

où

$$S_2 = \sum W_i (x_i x_g) + \sum D_i (y_i y_g) \quad \text{Eq 12}$$

$$S_3 = \sum F_i \left[(y_i y_g) \tan(\phi'_i - \alpha_i) + (x_i x_g) \right] \quad \text{Eq 13}$$

$$D_i = W_i \tan(\phi'_i - \alpha_i) + (C'_i b_i \cos\phi'_i - R_{ui} W \sin\phi'_i) \sec\alpha_i / \cos(\phi'_i - \alpha_i) \quad \text{Eq 14}$$

La distribution des forces inter-tranche verticales et horizontales peuvent alors se calculer ensuite:

$$DX_i = \lambda F_i \quad \text{Eq 15}$$

$$DE_i = D_i K W_i DX_i \tan(\phi'_i \alpha_i) \quad \text{Eq 16}$$

et cela pour chaque tranche à partir de la base de la surface de rupture où $X1=E1=0$.

L'accélération critique, quant à elle, est calculée comme suit:

$$K = \frac{(S_1 - \lambda S_4)}{\sum W_i} \quad \text{Eq 17}$$

$$\text{où } S = \sum D_i \quad \text{Eq 18}$$

$$S_4 = \sum F_i \tan(\phi'_i - \alpha_i) \quad \text{Eq 19}$$

Dans les équations ci-dessus:

W_i =le poids de la i ème tranche.

$Dxi=Xi+1-Xi$, la différence entre les forces inter-tranche verticales sur les i ème et (i+1) ème limites d'une tranche
 $Dei=Ei+1-Ei$, la différence entre les forces inter-tranche horizontales sur les i ème et (i+1) ème limites d'une tranche.

F_i = coefficient de sécurité local calculé sur les limites des tranches.

C'_i et f_i = les paramètres mécaniques (cohésion effective et angle de frottement effectif) de la base de la i ème tranche.

b_i = largeur de la i ème tranche.

α_i = inclinaison de la base de la i ème tranche par rapport à l'horizontale.

X_i, y_i = coordonnées du n ilieu de la base de la i ème tranche par rapport au repère.

Xg, yg = coordonnées du centre de gravité de la masse instable par rapport au repère.

A l'instar d'autres méthodes décrites précédemment, la méthode de Sarma donne lieu à un nombre quasi-infini de solutions dépendant de la valeur adopté de F_i (coefficient de sécurité initial).

3.2. Logiciels utilisées pour les calculs de coefficient de sécurité

Pour l'analyse de la verre à stérile, on a utilisé 3 logiciels basés sur les méthodes de Bishop, Carter et Sarma, grâce auxquels on a pu effectuer les calculs de stabilité statique.

Logiciel Bishop: Ce logiciel permet de rechercher les surfaces de rupture circulaire (arc de cercle) les plus défavorables en calculant les coefficients de sécurité (F) correspondants. Le calcul est basé sur la méthode des tranches.

Logiciel Carter: Ce logiciel permet de déterminer la stabilité des talus dans le cas de surfaces de glissement polygonales. Ce calcul est basé sur la

méthode des tranches de Carter, c'est à dire que le calcul est réalisé à l'équilibre limite par la méthode "des tranches", le critère de rupture adopté étant celui de Mohr-Coulomb.

Logiciel Sarma: Ce logiciel permet de calculer la stabilité des talus sur les surfaces de ruptures planes, circulaires ou complexes: Cette méthode de calcul est basée sur la méthode des tranches (équilibre limite). Elle tient compte de la résistance au cisaillement à l'intérieur de la masse potentielle instable. De plus les limites entre tranches ne sont pas forcément verticales. A l'instar de la méthode de Carter, la méthode de Sarma utilise comme critère celui de Mohr-Coulomb.

4. ANALYSE DE LA STABILITE DE LA VERSE A STERILE

Jusqu'à présent, aucune analyse de stabilité n'a été effectuée sur la verse à stérile située à l'intérieur de la fosse de la mine. Toutefois, il faut également noter qu'aucun cas de glissement ni de formation des fissures n'a été signalé.

Pour notre étude, nous avons fait l'analyse de stabilité sur deux configurations géométriques de la verse. La solution 1 correspond à la configuration géométrique originellement prévue que l'on adopte aujourd'hui. Elle prévoit au total 10 gradins pour une hauteur totale 184 m, une longueur totale de 1200 m et un angle 12°. La solution 2 correspond à la configuration

géométrique que nous avons proposée qui permettra le stockage d'un plus grand volume de stérile. Pour cela, nous avons augmenté la hauteur totale de la verse jusqu'à 200 m, ajouté 1 gradin de plus, et redressé l'angle de talus moyen à 14°. Ainsi, la verse à stérile pourra recevoir 11,5 millions de m³ supplémentaires de stérile.

Les calculs ont été effectués en utilisant les méthodes de Bishop, de Carter et de Sarma.

5. PRESENTATION ET INTERPRETATION DES RESULTATS

Le tableau 2 montre les résultats des calculs. Comme on peut le voir, nous avons obtenu des résultats différents pour la solution 1 et 2. Pour la solution 1, les résultats de tous les calculs montrent qu'il n'y aura pas de problème de stabilité même en cas de saturation complète. Les valeurs de coefficient de sécurité sont bien au dessus de celles acceptables pour la mine (Fig.4).

6. CONCLUSIONS

Les résultats des calculs de stabilité de la verse à stérile nous ont fourni les conclusions suivantes:

*Les résultats obtenus à partir de plusieurs méthodes de calcul pour la configuration actuelle de la verse à stérile (solution 1) corroborent l'absence du problème d'instabilité jusqu'à présent.

*En cas de modification de la géométrie de la verse pour pouvoir

Tableau 2 . Résultats des calculs de la stabilité de la verse à stérile.

Niveau de la nappe	COEFFICIENT DE SECURITE (F)					
	BISHOP		CARTER		SARMA	
	*Sol.1	* Sol.2	*Sol.1	* Sol.2	*Sol.1	* Sol.2
Sans nappe	2.70	2.46	2.63	2.38	2.61	2.28
Hw/H=1/2	1.78	1.56	1.78	1.51	1.70	1.45
Hw=H	1.64	1.44	1.59	1.36	1.55	1.28

* Sol : Solution

stocker plus de stériles (solution 2), les calculs indiquent qu'elle demeurerait stable, à condition de la drainer. Une fois de plus, l'influence importante des conditions hydrogéologiques est évidente.

*D'après les calculs, on peut même envisager un redressement supplémentaire de l'angle de talus et donc une augmentation de la capacité de la verse à condition d'abaisser le niveau d'eau par pompage (au moins jusqu'à $Hw /H=1/2$). Dans cette optique, il sera opportun de comparer le coût de la mise en place d'un système de drainage et les avantages économiques que l'on tirera d'une augmentation de la capacité de stockage.

*Dans cette travaille, nous avons proposé une nouvelle configuration géométrique permettant le stockage d'un volume supplémentaire de 11,5 millions de m^3 de stérile sans compromettre la stabilité, à condition toutefois de mettre en place un drainage efficace pour abaisser le niveau d'eau à au moins la mi-hauteur du talus. Il est souhaitable de

comparer le cout de la mise en place d'un système de drainage exhaustif et les avantages économiques que l'on peut tirer de l'augmentation de la capacité de stockage.

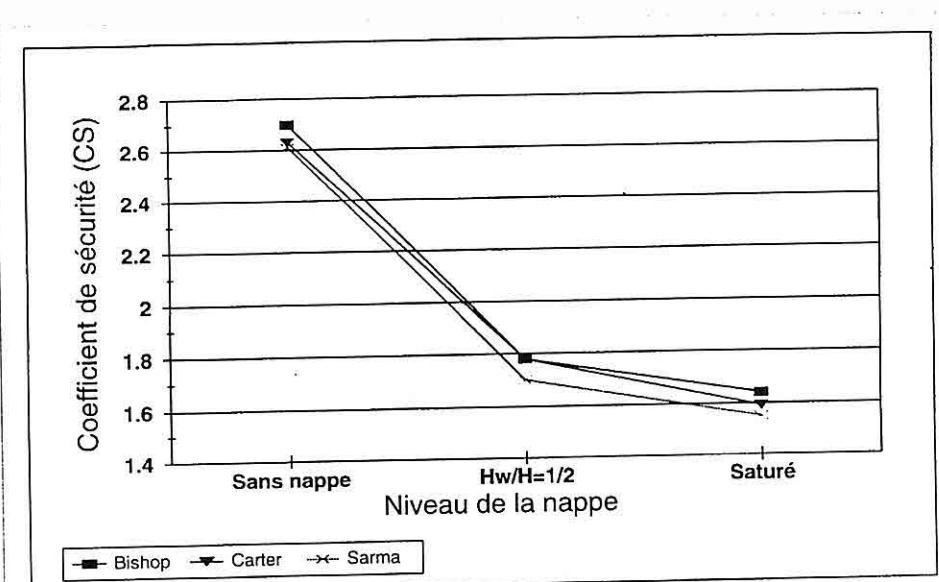
7. BIBLIOGRAPHIE

Ambraseys N.N. and Sarma S.K., 1967. "The reponse of earth to strong eartquakes". Géotechnique 17, No 3. Pages 181-213.

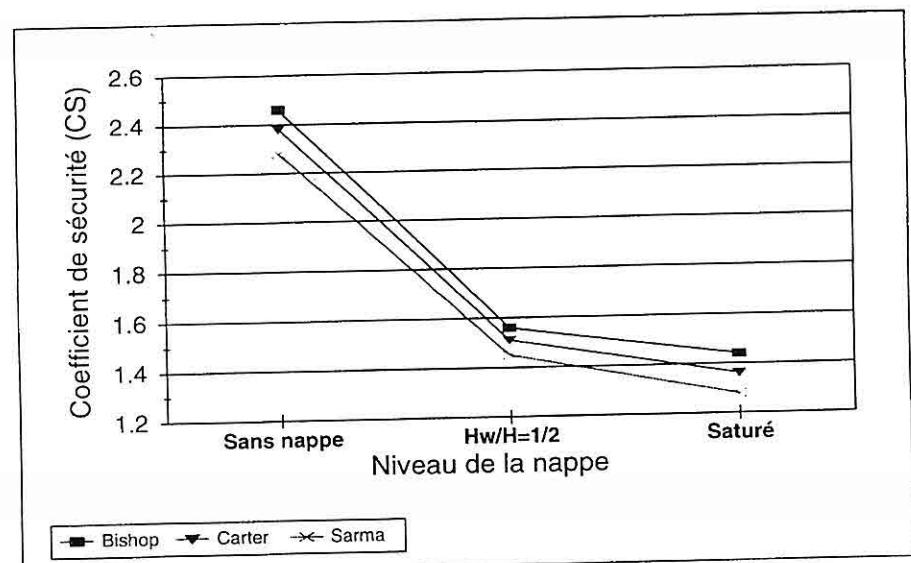
Antoine P., 1992. Les problèmes posés par l'instabilité des versants de grande ampleur-aspects géologiques". Bulletin de l'Association Internationale de Géologie de l'Ingénieur, No 45 Paris 1992. Pages 9-24.

Direction De La Mine, 1989, 90, 91, 93, 94 "Afşin-Elbistan Linyitleri işletmesi faaliyet raporları (en turc)"Rapport interne. Presse de la mine d'Afşin-Elbistan.

Fredlund D.G.and Khan J., 1977. "Comparaison of slope stability metods of analysis".Universty of Saaskatchewan, Saskatoun, Sask., Canada S7N OWO.



Solution 1 (configuration géométrique originellement prévue)



Solution 2 (configuration géométrique proposée)

Figure 4. Résultats de l'analyse de stabilité de la verste à stérile pour la configuration actuelle et la configuration proposée.

- Gervreau E., 1991 "Etude de l'évolution des versants naturels en mouvement: prévoir, alerter". Thèse, Paris, 244 pages.
- Graham J., 1984. "Methods of stability analysis". Slope Instability Edit by. Brunsden D. and Prior D.B., 1984 John Wiley Sons Ltd. Pages 171-215.
- Kılıç A., "Analyse de la stabilité des talus de la mine d'Afşin-Elbistan (Turquie)" Thèse de l'Ecole des Mines de Paris en Géologie de l'Ingénieur, 27 septembre 1996. 165 pages.
- Otto Gold, 1969. "Lignite deposit Afşin-Elbistan". Turkey, Feasibility Report. Rheinbraun.
- Sarma S.K., 1975. "Stability analysis of embankments and slopes". Journal. Geotechnic Eng. Div. A.S.C.E., No 105, GT12. Pages 1511-1524.
- Ural S., Onur H. and Anil M., 1994. "Coal Blending in Afşin-Elbistan Power Station" Science and Technology Bulletin of Earth Science. Official Publication of the Association Geological and Mining Engineering of Çukurova University, Pages 411-421.

EFFECTS OF HYDRAULIC AND TOXIC SHOCK LOADINGS ON A
ROTATING BIOLOGICAL DISC UNIT

Ali BERKTAY

Selçuk University, Department of Environmental Engineering, Konya/Türkey

ABSTRACT: *The aim of this research was to investigate the application of hydraulic and toxic shock loadings on an aerobic biological wastewater treatment process.*

Investigations of the ability of a rotating biological disc unit to withstand hydraulic and toxic shock loadings were carried out using a laboratory scale rotating disc unit. During the investigation, the substrate employed was a synthetic wastewater made up frequently in the laboratory. The toxic shocks were applied by altering pH and adding mercury as mercuric chloride. The research on toxic shock loadings by altering pH and by adding mercury were carried out at different time intervals.

The unit showed good hydraulic and mercuric shock absorption properties. However, it could not withstand pH shocks at pH 2 and pH 12. The shock absorption involved the system working harder to restore its equilibrium operating conditions.

**HİDROLİK VE TOKSİK ŞOK YÜKLEMELERİN BİR BİYODİSK
ÜNİTESİ ÜZERİNDEKİ ETKİSİ**

ÖZET : *Bu çalışmanın amacı, hidrolik ve toksik yüklemelerin aerobik biyolojik atıksu arıtımı üzerine etkisinin araştırılmasıdır.*

Bu çalışmada, hidrolik ve toksik şok yüklemelerin biyolojik atıksu arıtımı üzerine etkisi, laboratuvar ölçekli bir biyodisk ünitesi üzerinde gerçekleştirilmiştir. Çalışmada, atıksu kaynağı olarak laboratuvar şartlarında hazırlanmış sentetik atıksu kullanılmıştır. Toksik şok yüklemeler değişik pH seviyelerinde ve sisteme civa ilavesi ile gerçekleştirilmiştir. pH değişimi ve civa ilavesi ile yapılan toksik şok yükleme denemeleri değişik zaman periyotlarında sürdürülmüştür.

Biyodisk ünitesi, uygulanan bu hidrolik ve toksik şok yüklemeler altında çok iyi direnç göstermiş olmakla beraber, şok yüklemelerden pH 2 ve pH 12 yüklemelerinden olumsuz yönde etkilenmiştir. Sistemin uygulanan şok yüklemelere karşı normal denge şartlarını oluşturabilmesi için çok fazla çalıştığı gözlenmiştir.

1. INTRODUCTION

One of the main steps in the design of any biological process is the selection of the type of reactor or reactors to be used in the treatment process. Because the incoming wastewater is more or less dispersed uniformly in a complete-mix reactor, the biological solids in the reactor can, as compared to a plug-flow reactor, more easily withstand shock loads resulting from the slug discharge of organics and toxic materials to the collection system. The complete-mix process has been used in a number of installations for this reason (Benefield and Randall, 1980).

The rate at which a plant receives influent organic materials will have a marked effect on effluent quality, sludge settling properties and the efficiency of plant performance. Changes in loading rate also affect directly the solid retention time of the process. It is apparent that an increase in the organic loading will lead to a decrease in sludge age. For example, at very high organic loadings, the substrate removal efficiency of the process is low but the sludge production is increased. On the other hand, at very low organic loadings, process efficiency is moderately high but the sludge production is minimal.

Alkalinity and pH are also important for the biological treatment particularly in the operation of nitrification processes. Low pH values may inhibit the growth of nitrifying organisms and pH adjustment may be required. For most bacteria and thus for most wastewater treatment

processes, the extremes of the pH range for growth falls somewhere between 4 and 9. The optimum pH for growth generally lies between 6.5 and 7.5 (Metcalf and Eddy, 1991). It is suggested that bacteria grow best when the pH is slightly on the alkaline side, whereas algae and fungi grow best when the pH is slightly on the acid side. Experiments by Randall and co-workers (1972) have shown that attached filamentous systems, principally fungi, can effectively metabolize organic matter down to a pH of 2.65. It has also been shown that the same type of system can operate efficiently at a pH above 9.0 (Kato and Sekikawa, 1967).

A toxic substance is defined as one that, when introduced into a municipal biological wastewater treatment facility, will interfere with the biological aspects of the operation or will pass through the plant to affect adversely the receiving waters (WPCF, 1976). Heavy metals and nonmetallic wastes including organic compounds, may enter the wastewater system and have an inhibitory or toxic effect upon the treatment system, particularly biological treatment processes. Heavy metals such as copper, zinc, nickel, lead, cadmium and chromium can react with the microbial enzymes to retard or completely inhibit metabolism. Heavy metals present as precipitates may be solubilized by a change in pH, causing a decrease in biological process efficiency.

Biological degradation of certain organic compounds such as cyanide and humic acids may cause the release of

toxic metals from soluble complexes also affecting biological activity. Nonmetallic wastes above specific concentrations can also cause a temporary loss in biological process efficiency if sufficient acclimatization is not provided. According to Water Pollution Control Federation (1977), a 0.1 - 5.0 mg/L mercury concentration may have an inhibitory effects to the activated sludge process.

The presence of toxic materials in the wastewater influent may also result in their presence in the effluent or in the waste sludge. High levels of heavy metals may inhibit anaerobic sludge digestion and may also make the sludge unsuitable for disposal in landfills or for application on land. On the removal of toxic pollutants including volatile organics and semivolatile organics by various wastewater treatment processes and resulting concentration in sludges were reported in the paper published by Hannah and co-workers (1986).

Trickling filters which are commonly used as biological wastewater treatment process, are known for their shock load resistance and buffering capacity, extreme changes in pH can affect the filters efficiency and in severe cases can even destroy biological growth. Bacteria survive reasonably well between pH 5.5 and 9.0 and develop well in the 6.5 to 8.5 range (WPCF, 1976). Toxicity in the trickling filter systems may be attributed to excess amounts of organic substances, heavy metals, inorganic salts, ammonia and chlorine. Toxicity, even in small

concentration, in the system can inactive the bacterial populations. The fact that chlorine in large concentration as a toxic material is an important operational consideration, because many of the operating problems associated with trickling filters can be corrected by careful application of chlorine.

The main advantages of the rotating biological disc system can be listed as; -great flexibility (due to modular construction) and can therefore be designed for any degree of treatment achievable through biological means, -high resistance to shock and hydraulic loadings (Antonie, 1976). A research strategy was developed to test the hypothesis that the efficiency of the rotating biological disc system would be affected with applying hydraulic and toxic shock loadings. So that, the investigation included the following stages. The hydraulic shock loadings involved varying the operational retention time of 6 hours to 1 hour and 1/2 hours. pH shock loadings were conducted at two levels of pH, 12 and 2. Mercury shock loadings were carried out at two steps, first with 18.9 mg mercury and with 8.3 mg mercury.

Initially, the process design of the rotating biological disc was based on a hydraulic loading expressed as unit volume of settled sewage that was applied to each square metre of the filter media area per day ($m^3/m^2 \cdot day$) to achieve the required organic matter removal as well as nitrification.

Over recent years, the design approach

has been modified to the use of organic loading or ammonia-nitrogen loading for nitrification. The organic loading is stated as grams of BOD₅ applied per unit of disc surface area per day (g BOD₅/m².day), (Antonie, 1976). The total surface area required can simply be calculated by the design organic loading.

The design organic loading, for domestic sewage is about 6.0 g BOD₅/m².day (Pike, 1978 and Strom and Chung, 1985). According to Metcalf and Eddy (1991), this parameter ranges from 7.35 to 14.5 g BOD₅ (non-filtered)/m².day and from 2.45 to 7.35 g BOD₅ (filtered)/m².day. The required surface area is then translated into the number and size of the discs necessary. Temperature corrections can be made by using a temperature correction factor. Prior to the determination of the total surface area required, the design should be checked for the maximum organic loading to avoid the limitation of oxygen transfer in the first stage of the unit. Maximum organic loadings for the first stage range from 19.6 to 29.4 g filtered BOD₅/m² per day (Metcalf and Eddy, 1991).

The rotating biological disc process is considered to be relatively stable and to possess a high level of carbonaceous substrate removal (85%-95% BOD₅ removal) and a substantial degree of nitrification. The modular construction of the rotating biological disc provides flexibility in the plant configuration and for upgrading existing plants. The rotating biological disc process is simple

to operate and energy requirements are much less than that of the activated sludge systems (Chesner and Iannone, 1980).

2. MATERIAL AND METHODS

In this investigation, a rotating biological disc unit consisted of 27 circular perspex discs was used. Each disc was 200 mm in diameter, 3 mm thickness and mounted on a single shaft. The total disc surface area was 1.7 m². The unit was divided into 7 stages. Each stage held 4 discs except for the last one which held 3 discs. Each stage was separated from adjacent stages by using a slotted baffle which was designed to reduce short circuiting. The bottom of each of the baffles was also cut away to facilitate the passage of the sludge (Figure 1).

There was no final settlement tank so that the vessel was operated as a reaction vessel and a secondary clarifier in that settlement of the sludge was accomplished in the reaction vessel itself. The volume of the wastewater in each vessel was 19 litres. The volume of water in the unit was maintained by an overflow weir which was installed at the outlet end of the vessel. The unit was then operated at a constant disc submergence of 40% at all times. The discs were rotated at a speed of 4 rpm.

The reaction tank for the rotating biological disk unit was constructed of a galvanized mild steel semicircular tube, 320 mm width, 200 mm height and 520 mm length with a wall thickness of 4 mm.

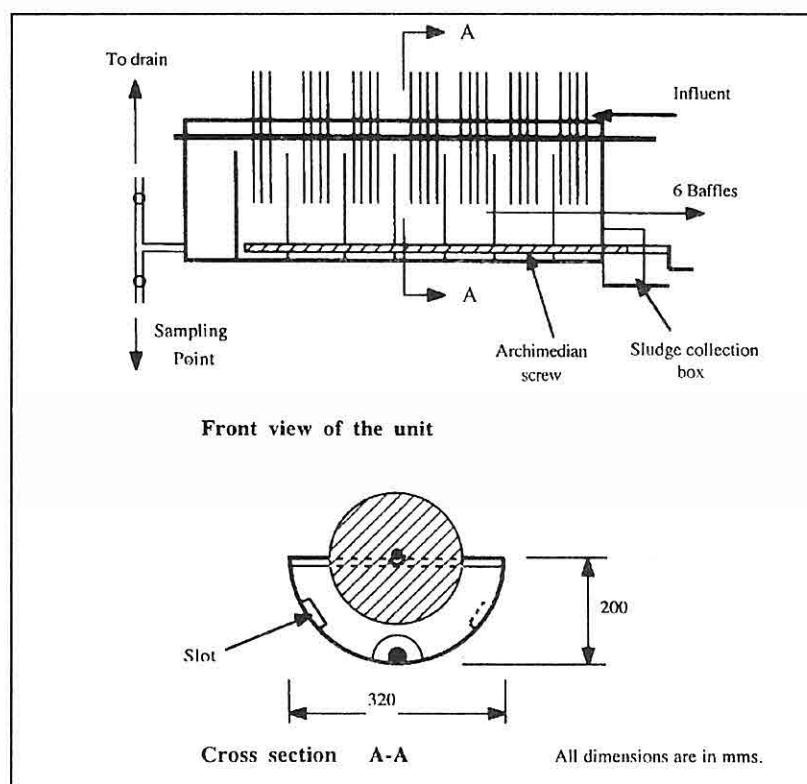


Figure 1. Experimental unit.

An Archimedian screw was installed inside the unit. The settled sludge was then removed by this Archimedian screw and was collected in a box attached to the front of the reaction tank. The Archimedian screw was 30 mm in external diameter and was rotated manually by means of handle.

Samples taken from influent and effluent were tested for temperature, pH, Suspended Solids (SS), Biochemical Oxygen Demand (BOD_5) and Chemical Oxygen Demand (COD).

The wastewater used in this investigation was synthetic sewage. The constituents and concentration of

synthetic sewage (diluted) used in this investigation are shown in Table 1. The procedure for preparing a fresh batch of concentrated synthetic sewage was as follows;

- 1) Yeast extract was separately dissolved in warm water and the resulting solution added to the tank.
- 2) The remainder of the chemicals were dissolved in a 2 litre beaker and the resulting solution added to the tank.
- 3) The tank was filled with 60 litres tap water.
- 4) The concentrated sewage prepared was then continuously stirred in order to obtain an homogeneous mixture.

Table 1. The constituent of synthetic sewage.

Constituent	Concentration(mg/l)
Dextrin	191.48
Ammonium chloride	165.95
Yeast extract	153.19
Glucose	127.65
Starch	127.65
Sodium carbonate	127.65
Detergent (commercial)	63.82
Sodium dihydrogen orthophosphate	25.53
Potassium dihydrogen orthophosphate	10.59

3. EXPERIMENTAL

3.1. Hydraulic Shock Loadings

The hydraulic shock loadings involved varying the operational retention time of 6 hours to 1 hour and 1/2 hours and running the shock for 2 hours and 1 hour length of run, respectively. At the end of each run, the retention time was adjusted to 6 hours. Samples of feed and effluent were taken before the beginning of a run and then 6 hours later. At least a period of 48 hours was allowed to elapse before a second run was carried out. This was necessary to allow the unit to reach equilibrium conditions. The results obtained from the investigation for the hydraulic shock loadings are shown in Table 2.

With nominal retention times of 1 hour and 1/2 hours, the influent flow rates were 142 ml/min and 283 ml/min to which corresponded the hydraulic

loadings of 0.1136 m³/m².day and 0.2264 m³/m².day, respectively. A hydraulic loading of 0.04 m³/m².day for a typical domestic wastewater would represent a safe upper limit for design purposes. These applied hydraulic loadings were about three and six times greater than that of the loadings for a typical domestic wastewater. During the investigation, nominal retention times of 1 hour and 1/2 hours corresponded to organic loadings of 34.1 g BOD₅ /m².day and 62.9 g BOD₅ /m².day, respectively. Even the lowest of these loadings was as much as five or six times greater than that most recommended organic loadings (Pike,1978).

It has been stated that one of the features of the unit is that it does not have a final effluent settlement tank. So that, the suspended solids content of effluent depends on the ability of the last compartment to settle out settleable solids. The results for SS content in effluents invariably include settleable solids as the sample containers were swirled before the portions for SS determination were taken.

The efficiency of SS removal were about 21% for the longer retention time and about 49% for the shorter retention time at the end of the run. For the longer run (2 hours running, 1 hour retention) the quality of effluent in terms of SS content at the end of run was worse than that for the shorter run (1 hour running, 1/2 hours retention). The COD deteriorated at the end of run, but the system then seemed to function at high

removal rates such that after 6 hours retention, it was still more efficient than before the shock was applied.

This would seem to suggest that when the substrate concentration increases the biomass gears itself to that concentration.

Table 2. Hydraulic shock loadings at 1 hour and 1/2 hours retention time.

Hydraulic shock	Sample	Temperature (°C)	pH	SS (mg/L)	BOD ₅ (mg/L)	COD (mg/L)
1 Hour	Influent	22.5	5.9	111.5	300	240
	Effluent*	21.0	6.0	56.0	60	109
	Effluent**	21.5	6.1	88.0	71	123
	Effluent***	21.0	6.0	73.5	68	108
1/2 Hours	Influent	20.5	7.1	89.5	278	228
	Effluent*	20.0	6.9	41.5	63	168
	Effluent**	20.5	7.0	45.5	73	179
	Effluent***	21.0	6.9	43.0	71	150

*Effluent sample prior to run

**Effluent sample at the end of run

***Effluent sample 6 hours after at the end of run.

The gearing process may take some time so that even when the substrate concentration is decreased, the biomass takes time to re-adjust to the lower concentration. This results in greater removal efficiency in the low substrate concentration feed (after adjustment to 6 hours retention). COD removal was better for the longer run (2 hours running, 1 hour retention) than for the shorter run (1 hour running, 1/2 hours retention).

This phenomenon can partly be explained by reference to mass transfer theory. According to this theory, waste material removal depends on a coefficient of diffusion and a concentration gradient.

When high volumetric rates are applied

the concentration of nutrient per unit area per unit time increases thus the concentration gradient increases. At high feed rates both molecular and turbulent diffusion take place whereas for low feed rates only molecular diffusion takes place.

Therefore, the unit showed good hydraulic shock absorption properties. Further investigations could be carried out to establish whether the better performance of the unit at a high hydraulic shock loading depends on the length of run or the size of shock or both.

3.2 . pH shock loadings

pH shock loadings were conducted at two levels, pH 12 and pH 2. In both cases

the unit was operated at 6 hours retention. For the run of pH 12 and pH 2, samples of influent and effluent were collected before pH adjustment. The pH of the feed was adjusted to 12 using a sodium hydroxide solution and to 2 using sulphuric acid fed from a separating funnel. The feed was then run into the unit at this pH for 1 hour after which a sample of the effluent was taken. 6 hours after the end of the run, the effluent was sampled again. During pH adjustment it was noticed that a precipitate formed as the feed was dosed with the sodium hydroxide solution and within about an hour after stopping the shock, the biomass in the first compartment started

sloughing for the run at pH 2. Table 3 shows the results obtained from the investigation for the pH shock loadings.

For both runs (pH 12 and pH 2) the pH of the effluent changed by 0.4 after 6 hours retention. This shows that the unit is good at resisting pH change. One puzzling fact is the deterioration of effluent quality as early as at the end of a run (1 hour). This was surprising because the unit was operating at 6 hours retention so it was expected that there would be no deterioration in effluent quality after 1 hour. In the experiment carried out at pH 12, it was observed that soluble materials were precipitating out, initially forming a suspension.

Table 3. pH shock loadings.

pH shock	Sample	Temp. (°C)	pH	SS (mg/L)	BOD ₅ (mg/L)	COD (mg/L)
pH 12	Influent	19.0	6.2	117.0	375	284
	Effluent*	18.5	7.2	9.5	33	74
	Effluent**	19.0	7.2	16.8	27	72
	Effluent***	19.5	7.6	14.8	27	107
pH 2	Influent	21.0	6.9	200.0	324	223
	Effluent*	20.5	6.8	15.3	48	31
	Effluent**	21.0	6.6	44.5	54	101
	Effluent***	21.5	6.4	41.5	63	106

*Effluent sample prior to run
**Effluent sample at the end of run
***Effluent sample 6 hours after at the end of run

This is probably why the effluent quality did not change much after an hour. It was observed that pH 2 caused

sloughing of biomass in the first compartment after an hour. Therefore, one possible explanation for the

deterioration in effluent quality (pH 2) after an hour is that this low pH tended to destroy the biological matrix thus increasing both solids and soluble material concentration in the first compartment. This created a high concentration gradient in the unit and the materials tended to flow towards the outlet.

The pH shock loadings (pH 12 and pH 2) have an effect on the performance of the unit. pH 12 had less effect on SS, BOD₅ and COD after one hour than that of pH 2. The effect of pH 12 on COD removal after one hour was hardly noticeable whereas it was significant for pH 2. After 6 hours, effluent COD had deteriorated by about 12% for pH 12 and by about 34% for pH 2. This shows that low pH has greater adverse effects on the unit than high pH. It would be interesting to investigate the range and length of shock at which a significant deterioration in effluent quality first becomes noticeable.

3.3. Mercury shock loadings

Mercury shock loadings were conducted at two steps. First, the influent was dosed with 18.5 mg of mercury (as mercuric chloride) dissolved in 100 ml water over 13 minutes. Second, the influent was dosed with 8.3 mg of mercury (as mercuric chloride) dissolved in 100 ml water over 230 minutes. Samples of influent and effluent were collected prior to run. Effluent was sampled after 6 hours retention. The results obtained from the investigation for the mercury shock loadings are shown in Table 4.

In the experimental work carried out with 18.5 mg mercury, the unit was still producing better effluent quality in terms of COD after 6 hours. It shows that this shock was not too severe for the unit. With 8.3 mg mercury, again the unit had recovered after 6 hours in terms of COD. Despite the fact that the biomass was sloughing, effluent quality had not deteriorated even by the following

Table 4. Mercury shock loadings.

Mercury shock	Sample	Temp. (°C)	pH	SS (mg/L)	BOD ₅ (mg/L)	COD (mg/L)
18.5 mg mercury	Influent	22.5	7.0	49.5	435	223
	Effluent*	22.0	6.7	9.5	38	124
	Effluent***	22.5	6.7	12.0	26	117
8.3 mg mercury	Influent	20.5	7.3	50.5	243	238
	Effluent*	20.0	6.4	16.0	26	129
	Effluent***	20.5	6.5	19.0	35	128

*Effluent sample prior to run

***Effluent sample 6 hours after at the end of run.

morning. The sloughing of biomass seemed to affect SS and probably BOD₅ removal. This observation is in line with the idea that the unit tends to restore equilibrium conditions by functioning more efficiently. As a result of this the unit was good in absorbing mercuric shock loading.

4. CONCLUSION

The laboratory scale rotating disc unit shows generally good hydraulic and toxic shock absorption properties except for pH at levels 12 and 2. The shock absorption (seen in moderate shocks) involves the system working harder to restore its equilibrium operating conditions and in the process, it produces better effluent. The length of a shock, as opposed to its size, seems to be the critical factor in determining the efficiency of the unit in absorbing a shock. For example, a hydraulic shock of 2 hours running and 1 hour retention time produced worse effluent than a hydraulic shock of 1 hour running and 1/2 hours retention. A mercury shock of 8.3 mg over 230 minutes caused the biomass to slough and yet a shock of 18.5 mg mercury over 13 minutes did not have such an effect.

5. REFERENCES

- Antonie, R.L., "Fixed biological surfaces wastewater treatment", Chemical Rubber Company (CRC) Press Inc., Cleveland, Ohio, 1976.
- Benefield, L.D. and Randall, C.W."Biological process design for wastewater treatment", Prentice-Hall Series in Env. Science, 1980.
- Chesner, W.H. and Iannone, T.T., "Current status of municipal wastewater treatment with rotating biological disc technology in the US", Proc. 1st National symposium/workshop on rotating biological disc technology, Champion, Pennsylvaina, v1, pp53, 1980.
- Hannah, S.A., Austern, B.M., Eralp, A.E. and Wise, R.H."Comparative removal of toxic pollutants by six wastewater treatment processes", Journal WPCF, vol 58, no.1, 1986.
- Kato, K. and Sekikawa, Y., "FAS (Fixed Activated Sludge) process for industrial waste - treatment", in Proceedings, 22nd Industrial Waste Conference, Purdue University, West Lafayette, Ind., pp129, 1967.
- Metcalf and Eddy, Inc. "Wastewater Engineering: treatment, disposal and reuse", 3rd Edition, McGraw Hill Book Company, 1991.
- Pike, E.B., "The desing of percolating filters and rotary biological contactors, including details of International practice", Water Research Centre, Technical Report TR93, Medmenham, UK, 1978.
- Randall, L.W., Edwards, H.R. and King, P.H., "Microbial process for acidic low- nitrogen wastes", Journal WPCF, vol 44, no.2, pp 401, 1972.
- Strom, P.F. and Chung, J.C., "The rotating biological disc for wastewater treatment", Advances biotechnological process, Publ. by Alan R. Liss Inc., New York, NY, v5, pp193, 1985.

EFFECTS OF HYD. AND TOXIC SHOCK LOADINGS ON A ROTATING BIOL. DISC UNIT

Water Pollution Control Federation (WPCF), "Operation of wastewater treatment plants", Manual of Practice, no.11, 1976.

Water Pollution Control Federation (WPCF), "Wastewater treatment plant design", Manual of Practice, no.8, 1977.

**PSEUDOSIDEROLITES VIDALI (DOUVILLE, 1906) 'NİN DOĞU
ANADOLU (DARENDE, B MALATYA) ERKEN MAASTRİHTİYEN'İNDEKİ
VARLIĞI**

Engin MERİC

I.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İstanbul/Türkiye

Muhittin GÖRMÜŞ

S. D. Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Isparta/Türkiye

ÖZET: Bu çalışmada, Karahan Çeşme (Darende-Malatya) dolaylarında yüzeyleyen Tohma resiflerinde gözlenen *Pseudosiderolites vidali* (Douville)'nin Maastrichtian'i simgeleyen bentik foraminifer topluluğu içerisinde yer olması, adı geçen türün yaş konağının yeniden değerlendirilmesi gereğini ortaya koymaktadır. Değinilen türün birlikte olduğu foraminiferlerin yaş aralıkları tartışılırak *Pseudosiderolites vidali* (Douville)'nin yaşının Erken Maastrichtian sonuna kadar çıktığı ve *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck)'un da Erken Maastrichtian'e inmiş olduğu verileri ile kanıtlanmaktadır.

**THE OCCURRENCE OF PSEUDOSIDEROLITES VIDALI
(DOUVILLE, 1906) IN THE EARLY MAASTRICHTIAN OF THE
EASTERN ANATOLIA (DARENDE, W. MALATYA)**

ABSTRACT: Tohma reefs outcrops around Karahan Çeşme (Darende, Eastern Anatolia) contain *Pseudosiderolites vidali* (Douville) and the Maastrichtian aged benthic foraminiferal assemblages. In this connection, this paper deals with stratigraphical range of *Pseudosiderolites vidali* (Douville) in view of other Campanian to Maastrichtian index fauna. The evidences indicate that the upper limit age of *Pseudosiderolites vidali* (Douville) extends to end of Early Maastrichtian and the lower limit age of *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck) starts from upper Early Maastrichtian time.

1. GİRİŞ

İnceleme alanı Malatya ili batısında, Darende ilçesi kuzey-doğusunda, Darende - Ayvalı yolu üzerinde Karahan Çeşme'sinin doğusunda yer alır (Şekil 1). Yöre, Geç Kretase bentik foraminifer topluluğu açısından ilginç bir durum sergiler.

Karahan Çeşme çevresinde bulunan Üst Kretase istiflerinden sistematik örnekler alınarak (Şekil 2), bunlar yıkama ve incekesit olarak ayrıntılı bir şekilde değerlendirilmiştir.

Pseudosiderolites vidali (Douvillé) ile ilgili olarak ülkemizde yapılan araştırmalarda (Meriç, 1988a; Özcan, 1993) bu türün Türkiye'deki yaş konağıının Geç Kampaniyen'e kadar çıktıığı ortaya konulmuştur. Meriç ve diğ. (1995) Doğu Pontid'lerde yaptıkları araştırma ile degenilen foraminiferin Erken Maastrichtiyen'e kadar çıktığını planktik foraminifer biyozonlarıyla deneştirerek saptamışlardır. Bu çalışmada ise *Pseudosiderolites vidali* (Douvillé)'nin Erken Maastrichtiyen'deki varlığının bentik foraminifer toplulukları ile deneştirilerek ortaya konulması amaç edinilmiştir.

2. STRATİGRAFİ

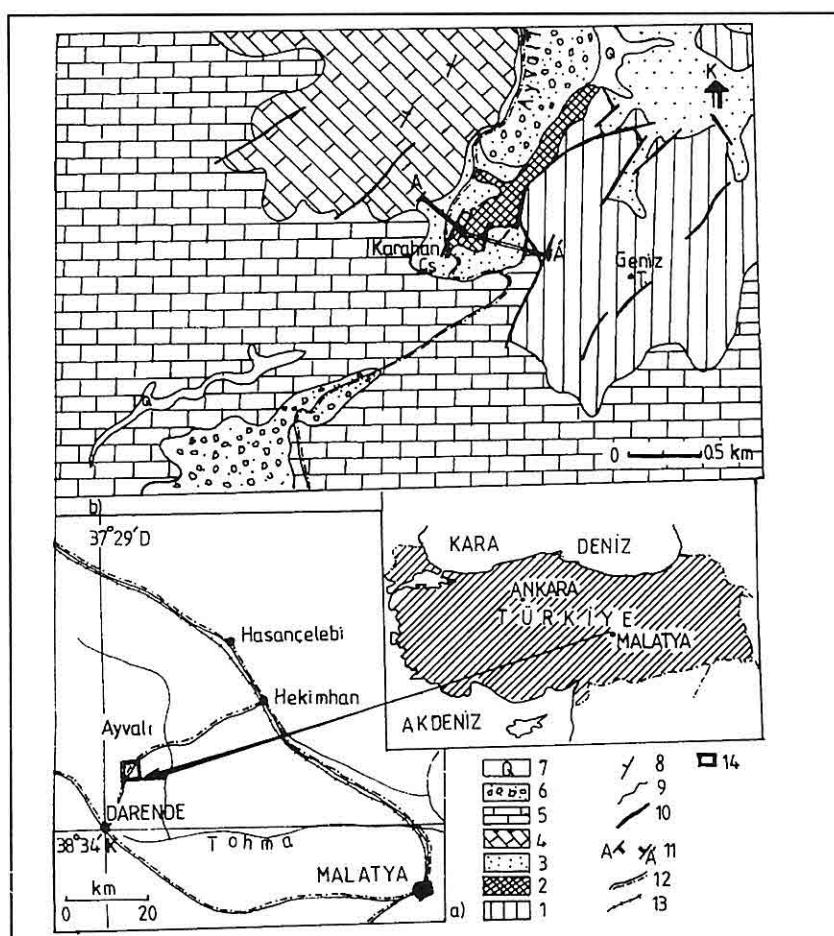
İncelenen sahada temel birimi Jurasik-Alt Kretase yaşı Geniz kireçtaşı oluşturur. Masif, kalın tabakalı, gri renkli bu kireçtaşları uyumsuz olarak Tohma resifleri tarafından üstlenir. Tohma resifleri, ayrışma yüzeyinde sarı; taze krılma yüzeyinde gri renkli ve kalın tabakalı masif görünümlüdür. İçeriğinde

pelesipod (*Neithaea* sp., rudist kavaklı), gastropod ve algler gözlenir. Tohma resifleri ile yanal-düsey geçişli Ulupınar formasyonu kırtınlı kayalar ile temsil edilir. Yer yer filiş görünümlü olup, Tohma resifleri'nin yüzeyleyen kesimler kırtınlı, ince-orta tabakalı, ince-orta taneli kumtaşı litolojilerinden oluşur. Çalışma alanında, Üst Kretase çökellerinin tavanını kireçtaşları ve killi kireçtaşları ile temsil edilen Kirankaya formasyonu oluşturur. Tersiyer (Lütesiyen) yaşı killi kireçtaşlarından oluşan ve bol *Nummulites* sp., *Assilina* sp., fosilleri içeren Asartepe formasyonu'da en üstte yer alır. Birim adlamaları Akkuş'dan (1971) alınmıştır.

3. FAUNAL TOPLULUK VE

Pseudosiderolites vidali (Douvillé) NİN YAŞ KONAĞI

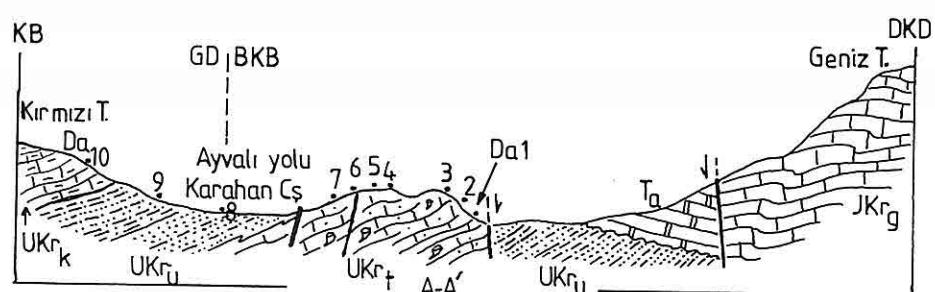
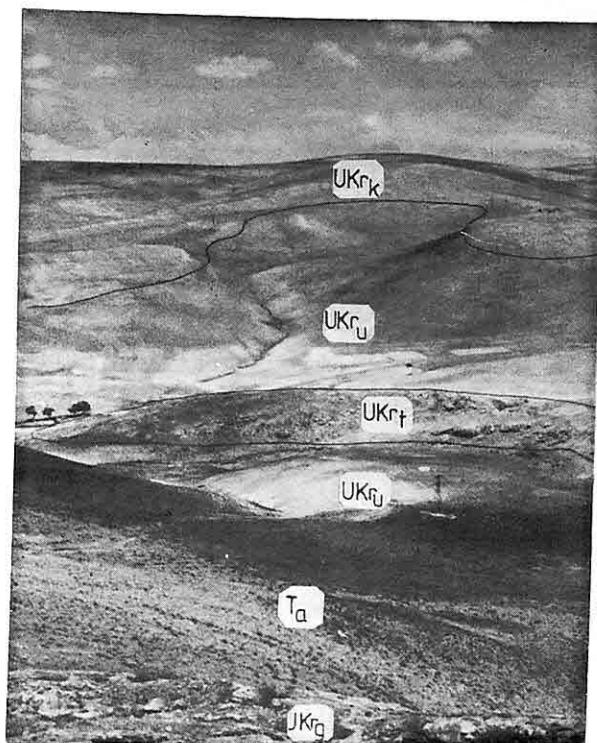
Pseudosiderolites vidali (Douvillé) yaklaşık 20-30 metre kalınlık gösteren Tohma resiflerinin tabanından tavanına kadar olan tüm seviyelerde gözlenir (Örnek no: Da2, Da3, Da4 ve Da7). Adı geçen bentik foraminifer ile birlikte resiften derlenen örnekler içerisinde *Pseudedoromia* cf. *multistriata* Henson, *Gouillaudina* sp., *Orbitoides medius* (d'Archiac), *O. medius megaliformis* Papp ve Küpper, *Simplorbites papyraceus* (Boubée), *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck), *Sirtina* sp., *Daviesina* cf. *minuscula* (Hofker), *Lepidorbitoides minor* (Schlumberger), *Sulcoperculina globosa* Cizancourt, *Siderolites calcitrapoides* Lamarck, *S. cf. denticulatus* Douvillé gibi Geç



Şekil 1. İnceleme alanının bulduru haritası (a) ve basitleştirilmiş jeoloji haritası (b), (Akkuş, 1971'den sadeleştirilmiştir), 1. Geniz kireçtaşı (Jurasik-Alt Kretase), 2-3-4. Tohma resifi, Ulupınar fm., Kırankaya fm. (Maastrichtiyen), 5. Asartepe fm. (Eosen), 6. Konglomera (Plio-Kuv.), 7. Alüvyon (Q), 8. Tabaka doğrultu ve eğimi, 9. Dokanak, 10. Fay, 11. Kesit yeri, 12. Yol, 13. Tren yolu, 14. Çalışma yeri.

Kampaniyen - Maastrichtiyen zaman aralığını karakterize eden bentik foraminifer topluluğu saptanmış ve Tohma resiflerinde orbitoidal foraminiferlerin egemenliği belirlenmiştir. Ayrıca, bunların dışında textulariid, miliolid, lagenid ve küçük

rotaliidlere de rastlanılmıştır (Şekil 3). Resiflerin hemen hemen tüm düzeylerinde orbitoidlerin yanısıra tabandan tavana *Goupillaudina*, *Daviesina* gibi formlar da baskın cinsler olarak görülmüştür. Yine, resifi üzerleyen kesimlerde az oranda da olsa plankton



Şekil 2. Karahan Çeşme (Darende Kuzeyi) doğusunda gözlenen Tohma resifleri (Ukrt) ve diğer Üst Kretase birimleri (JKrg-Geniz kireçtaşı, UKru-Ulupınar fm., UKrk-Kırankaya fm., Ta-Asartape fm., f. fay., örnek yeri).

PSEUDOSIDEROLITES VIDALI 'NİN D. ANADOLU ERKEN MAASTRİHTİYEN'İNDEKİ VARYASI

J-A.KRE.	M A A S T R İ H T İ Y E N			YAS
	ALT	ORTA	ÜST	
Geniz	Tohma resifleri	Ulupınar	Kırankaya	FORMASYON
	20-25	50-75		Kalınlık Örnek No
				LİTOLOJİ
				CİNS VE TÜRLER
				<i>Spiroplectinella baudouiana</i> (d'Orbigny) <i>Gaudryina</i> cf. <i>laevigata</i> Franke <i>Verneuilina munsteri</i> Reuss <i>Tritaxia tricarinata</i> Reuss <i>Dorothia</i> cf. <i>bulleta</i> (Carsey) <i>Marssonella oxycona</i> (Reuss) <i>Quinqueloculina</i> sp. <i>Triloculina</i> sp. <i>Pseudedomia</i> cf. <i>multistriata</i> Henson <i>Dentalina</i> cf. <i>basiplanata</i> Cushman <i>Dentalina monile</i> (Hagenow) <i>Nodosaria navarroana</i> Cushman <i>Nodosaria</i> sp. <i>Lenticulina</i> sp. <i>Saracenaria</i> sp. <i>Frondovaginulina</i> cf. <i>inversa</i> (Reuss) <i>Palmula primitiva</i> Cushman <i>Oolina globulosa</i> (Montagu, 1803) <i>Heterohelix</i> cf. <i>glabrans</i> (Cushman) <i>Pseudotextularia elegans</i> (Rzehak) <i>Hedbergella</i> sp. <i>Contusotruncana fornicate</i> (Plummer) <i>Globotruncana linneiana</i> (d'Orbigny) <i>Globotruncana arca</i> (Cushman) <i>Globotruncanita stuartiformis</i> (Dalbiez) <i>Rugoglobigerina</i> sp. <i>Praebulimina reussi</i> (Morrow) <i>Cibicides ribbingi</i> Brotzen <i>Globorotalites michelinianus</i> (d'Orbigny) <i>Goupillaudina</i> sp. <i>Osangularia</i> sp. <i>Anomalinoides</i> sp. <i>Gyroïdinoides</i> sp. <i>Gavelinella</i> sp. <i>Orbitoides medius</i> (d'Archiac) <i>O. medius megaliformis</i> Papp ve Küpper <i>Simplorbites papyraceus</i> (Boubée) <i>Omphalocyclus macroporus</i> (Lamarck) <i>Sirtina</i> sp. <i>Daviesina</i> cf. <i>minuscula</i> (Hofker) <i>Lepidorbitoides minor</i> (Schlumberger) <i>Pseudosiderolites vidali</i> (Douville) <i>Sulcoperculina globosa</i> Cizancourt <i>Siderolites calcitrapoides</i> Lamarck <i>Siderolites</i> cf. <i>denticulatus</i> Douville

Şekil 3. Karahan Çeşme doğusunda gözlenen Üst Kretase tortullarının foraminifer içeriği.

foraminiferlerin varlığı ile bu seviyelerde *Cibicides*, *Globorotalites* ve *Globotruncaniiid*'lerin baskınlığı gözlenir (Şekil 4).

Pseudosiderolites vidali (Douville)'nin yaş konağı, önceki bazı çalışmalarında Kampaniyen olarak belirtilmiştir (Douville, 1906; Arni, 1932, 1933; Smout, 1955; Hofker, 1970; Meriç, 1988a; Wannier, 1983; Andreieff ve Neumann, 1983; Loeblich ve Tappan, 1988; Özcan, 1993). Bunun dışında bir kısım araştırmacılar ise *Pseudosiderolites vidali* (Douville)'nin yaş konağının Erken Maastrichtiyen'e kadar çıktıığını ileri sürmüşlerdir (Arni, 1933; Dilley, 1973; Neumann, 1983; Philip, 1983; Bilotte, 1984; Meriç ve diğ., 1995).

4. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

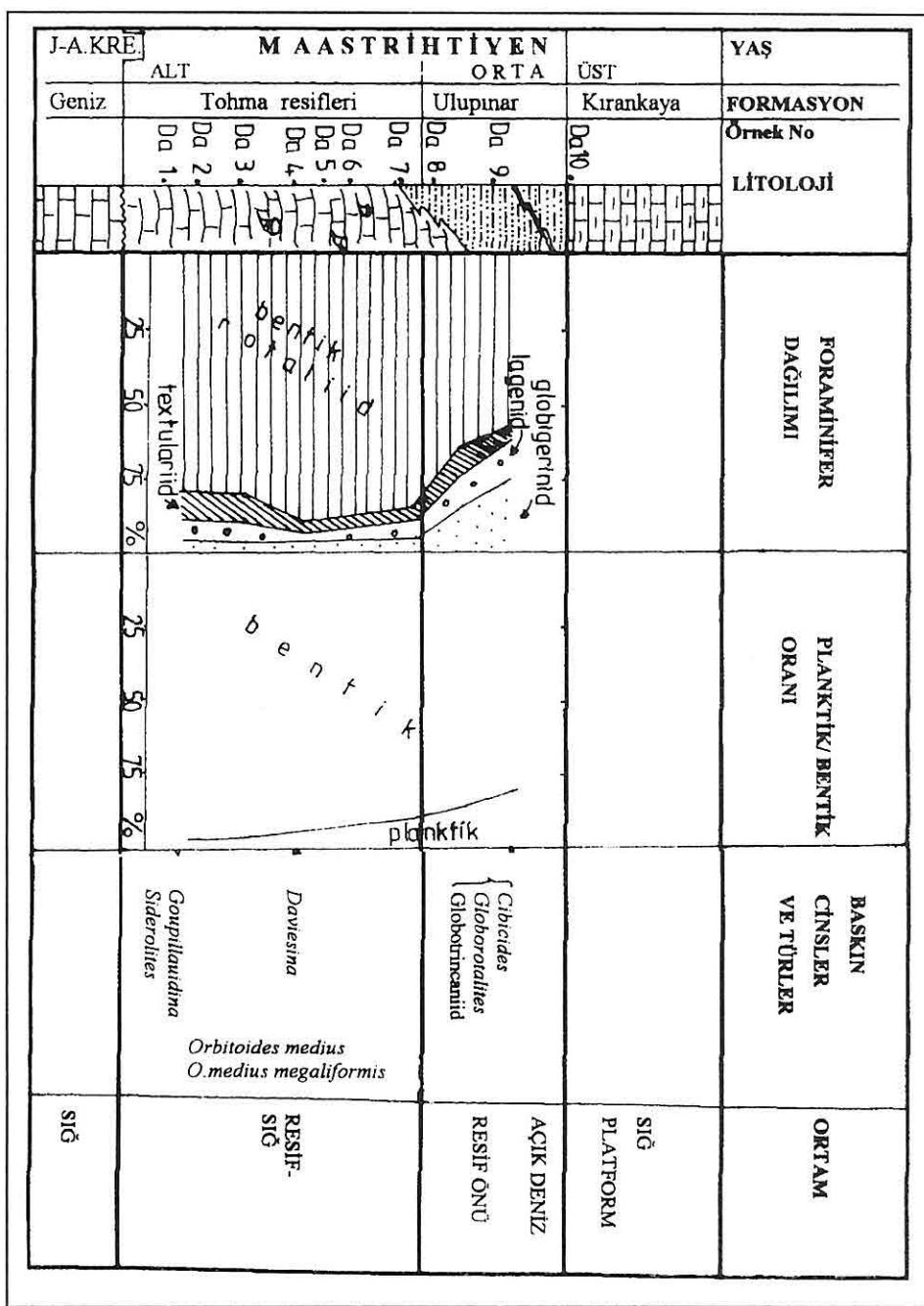
Çalışma alanında elde edilen paleontolojik bulgular Tohma resiflerinden derlenen bentik foraminifer topluluğunun genelde Maastrichtiyen'i karakterize ettiğini vurgulamaktadır. Fakat, bu topluluk içerisinde gözlenen *Pseudosiderolites vidali* (Douville)'nin Orta-Geç Maastrichtiyen'i (Meriç ve Tansel, 1987) karakterize eden *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck) ile birlikte bulunması dikkat çekicidir. Bunun dışında, toplulukda *Pseudodedomia cf. multistriata* Henson, *Simplorbites papyraceus* (Boubée), *Lepidorbitoides minor* (Schlumberger), *Siderolites calcitrapoides* Lamarck ve *S. cf. denticulatus* Douville gibi Maastrichtiyen'de (Neumann, 1958; Gorsel, 1978; Loeblich ve Tappan, 1988;

Meriç, 1988a ve b; Mavrikas ve diğ., 1994) ortaya çıkan foraminiferler de *Pseudosiderolites vidali* (Douville) ile birlikte bulunmaktadır. Ayrıca, bazı araştırmacılar tarafından *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck)'un Erken Maastrichtiyen' deki kuşkulu varlığı (Sartorio ve Venturini, 1988; Neumann, 1983; Dilley, 1973) ve Orta-Geç Maastrichtiyen'i karakterize eden *Orbitoides apiculatus* Schlumberger'in (Hinte, 1976; Gorsel, 1978; Neumann, 1983, 1987; Meriç, 1988b; Meriç ve Tansel, 1987) topluluk içinde gözlenmemiş olması ile *Pseudosiderolites vidali* (Douville) örneklerinde taşınmayı belirtecek izlere rastlanılmaması, bu organizmanın yaş konağının Erken Maastrichtiyen sonuna kadar çıktıığı fikrini kuvvetlendirmektedir. Yine, Türkiye'deki Orta-Geç Maastrichtiyen tortullarında çok bol olarak bulunan *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck)'a Tohma resiflerinde çok az olarak rastlanılması da bu türün Erken Maastrichtiyen'deki varlığını desteklemektedir.

5. KAYNAKLAR

- Akkus, M., 1971. Geologic and stratigraphic investigation of the Darende-Balaban basin (Malatya, ESE Turkey). Bull. Min. Res. Exp. Inst. Turkey, Ankara, 76, 1-64.
 Andreieff, P. et Neumann, M., 1983. *Siderolites praevitali*, nouvelle espèce de foraminifère du Campanien stratotypique. Description et intérêt biostratigraphique. Revue de,

PSEUDOSIDEROLITES VIDALI 'NİN D. ANADOLU ERKEN MAASTRİHTİYEN'İNDEKİ VARL.



Şekil 4. Karahan Çeşme doğusunda gözlenen Üst Kretase tortullarının foraminifer dağılımı, P/B oranı ve baskın cinsler.

KAMPANIYEN			MAASTRIHTİYEN			CİNS VE TÜRLER		
ERKEN	ORTA	GEÇ	ERKEN	ORTA	GEÇ			
					1			
	2-5							
				5-11				
				7-12				
				4				
					5-6	13-16		
				8,17				
				3	12,18			
						8,13		
	5-6	13		19-29				
				30-31				
				4-6	16			
				27,32				

Şekil 5. Karahan Çeşme doğusunda yer alan Tohma resifi karakteristik bentik foraminiferlerinin stratigrafik yayımı (1. Mavrikas ve diğ., 1994; 2. Marie, 1958; 3. Goharian, 1971; 4. Loeblich ve Tappan, 1988; 5. Neumann, 1983; 6. Bilotte, 1984; 7. Hinte, 1976; 8. Gorsel, 1978; 9. Drooger ve Klerk, 1985; 10 - 11. Neumann, 1958, 1987; 12. Görmüş 1990; 13. Sartorio ve Venturini, 1988; 14. Meriç ve Tansel, 1987; 15. Moeri, 1977; 16. Dilley, 1973; 17. Özcan, 1993; 18. Hanzlikova, 1972; 19. Douvillé, 1906; 20-21. Arni, 1932, 1933; 22. Smout, 1955; 23. Hofker, 1970; 24. Philip, 1983; 25. Andreieff ve Neumann, 1983; 26. Andreieff ve diğ., 1983; 27. Wannier, 1983; 28. Meriç, 1988a; 29. Meriç ve diğ., 1995; 30. Frost, 1974; 31. Renz, 1955; 32. Meriç, 1988b).

2 *Micropaléont.* 6(1), 3-14.

Andreieff, P., Bellier, J.P., Damotte, R., Lambert, B., Masure, E., Monciardini, C., Neumann, M. et Platel, J.P. 1983. *Le Campanien Stratotypique: étude lithologique et micropaléontologique. Géologie Méditerranéenne, X* (3-4), 41-57.

Arni, P. 1932. Eine neue *Siderolites* spezies (*S. heracleae*) an der kleinasiatischen Schwarzmeerküste und Versuch ein Bereinigung der Gattung. *Eclogea geol. Helv.*, 25, 190?-222.

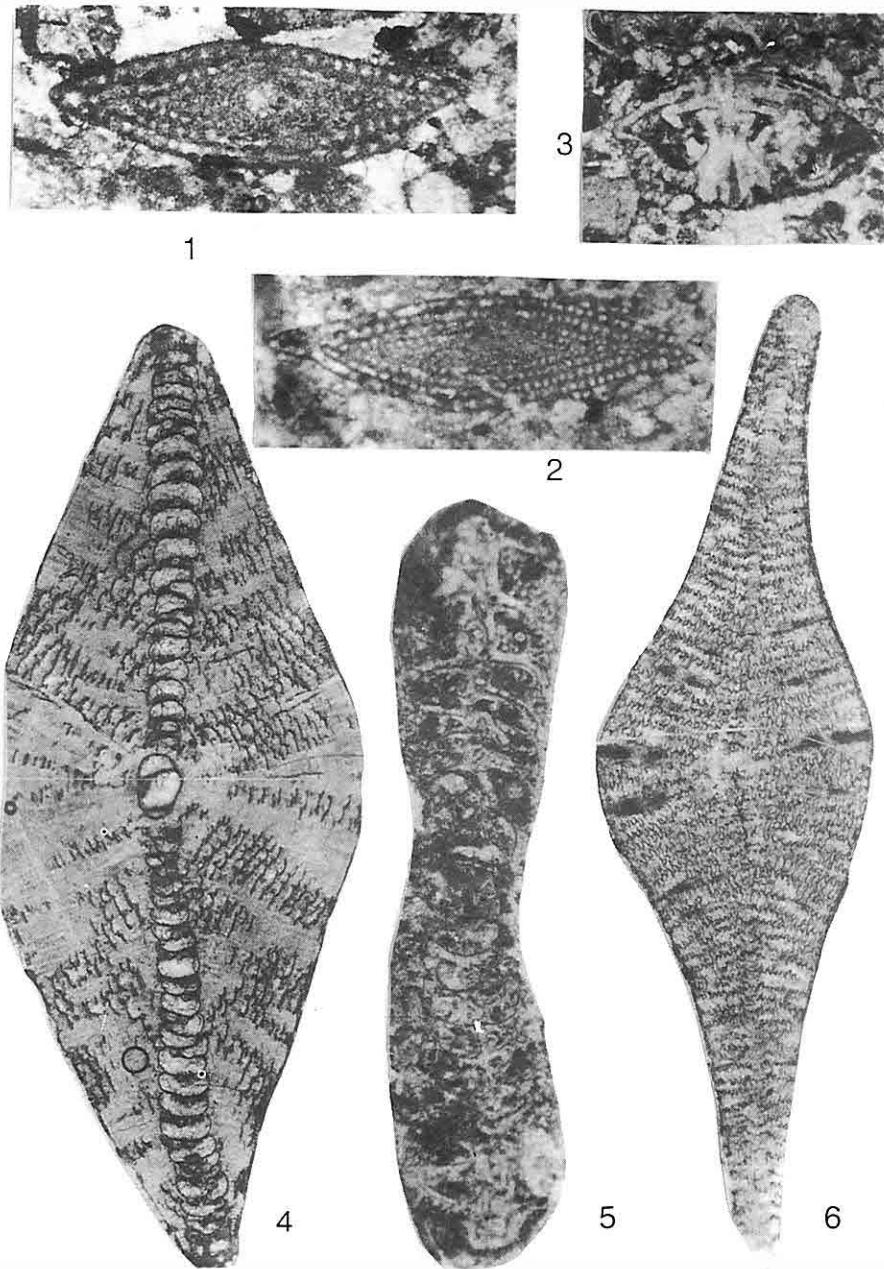
Arni, P. 1933. *Siderolites heracleae* im Maestrichtien des thesseli chen Pindos. *Eclogea geol. Helv.*, 26, 105-109.

- Bilotte, M., 1984. Les grands foraminifères bentiques du Crétacé supérieur Pyrénées. Biostratigraphie. Réflexions sur les corrélations mesogéennes. In: *Benthos*, 83, 2nd International Symposium on benthic Foraminifera, Pau, April, 1983, 61-67.
- Dilley, F.C., 1973. Cretaceous larger foraminifera. In: *Atlas of paleobiogeography* (Hallam, A., ed.), Elsevier, Amsterdam, 403-419.
- Douville, H., 1906. Evolution et enchainement des foraminifères. *Bull. Soc. geol. France*, 4/6, 588-602.
- Drooger, C. W ve de Klerk, J. C., 1985. The Punctuation in the Evolution of "Orbitoides" in the Campanian of South-West France. *Bull. Utrecht Micropaleontology*, 33, 1-143.
- Frost, S. H., 1974. Evolution in the Sulcoperculina-Sulcorbitoides foraminiferal lineage, Upper Cretaceous, Puerto Rico. *Verhand der Naturf. Gesel. in Basel*, 84, 265-279.
- Goharian, F., 1971. Etude micropaleontologique du Campanian type des charentes: conséquences stratigraphiques. *Rev. Micropaleont.*, Paris, 14(1), 20-34.
- Gorsel, J.T. van, 1978. Late Cretaceous orbitoidal foraminifera. In: *Foraminifera* (eds. Hedley, R.H. and C.G. Adams), Academic Press, London, pp. 1-120.
- Görmüş, M., 1990. Stratigraphy and foraminiferal micropaleontology of Upper Cretaceous in Hekimhan, NW Malatya, Turkey: Univ. Hull. PhD thesis, 429p.
- Hanzlikova, E., 1972. Carpathian Upper Cretaceous foraminifera of Moravia (Turonian-Maastrichtian). *Rozpr. Ustred Ustava geol., Praha*, 39, 1-160, pl. 1-40, 5 textfigs.
- Hinte, J.E. van, 1976. A Cretaceous time scale. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, Chicago, 60(4), 498-516.
- Hofker, J., 1970. Studies of foraminifera. Pt. II. Systematic Problems. *Publicaties van het Natuurhistorisch Genootschap in Limburg*, 20 (1-2), 1-98.
- Loeblich, A.R. Jr. and Tappan, H., 1988. *Foraminiferal genera and their classification*: Van Nostrand Reinhold Company, New York, 2 volumes, 970p. plus 222p. 847pl.
- Marie, P.E., 1958. Goupillaudina nouveau genre de Foraminifère du Crétacé supérieur: *Bull. Soc. géol. France*, Paris, 7(6), 861-876, Paris.
- Mavrikas G., Fleury, J.J. et Fourcade, E., 1994. Implications paléobiographiques de la présence de *Pseudedomia* (foraminifère) dans le Maastrichtien méditerranéen: *C.R. Acad. Sci. Paris, (Paléontologie / Paleontology (Paléoenvironnement / Paleoenvironment)* 318 (II), 849-855.
- Meriç, E., 1988a. Siderolitinae alt familyasına ait Türkiye'de gözlenen başlıca cins ve türler ile bunların stratigrafik yayılımı. *TPJD Bult.* 1/2, 164-171, 3 şek.
- Meriç, E., 1988b. Siderolites denticulatus Douvillé'nin Elmalı (Antalya -GB Türkiye) yöresinde bulunusu üzerine. *Türkiye Jeo. Bult.* 31 (1), 29-32.
- Meriç, E. ve Tansel, İ., 1987. Adiyaman (GD Anadolu) yöresinde *Omphalocyclus*

LEVHA 1

1. *Pseudedomia* cf. *multistriata* Henson. Aksiyal kesit, x 81, Da-7.3.3, Darende- Malatya.
2. *Pseudedomia* cf. *multistriata* Henson. Transversal kesit, x 47.5, Da-7.3 a, Darende- Malatya.
3. *Sirtina* sp. Aksiyal kesit, x 40.5, Da-7.3.3, Darende- Malatya.
4. *Orbitoides medius* (d'Archiac). Aksiyal kesit, x 30, Da-7.3.3, Darende- Malatya.
5. *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck). Aksiyal kesit x 40.5, Da-9, Darende- Malatya.
6. *Lepidorbitoides minor* (Schlumberger). Aksiyal kesit x 30, Da-7.3.3, Darende- Malatya.

LEVHA 1

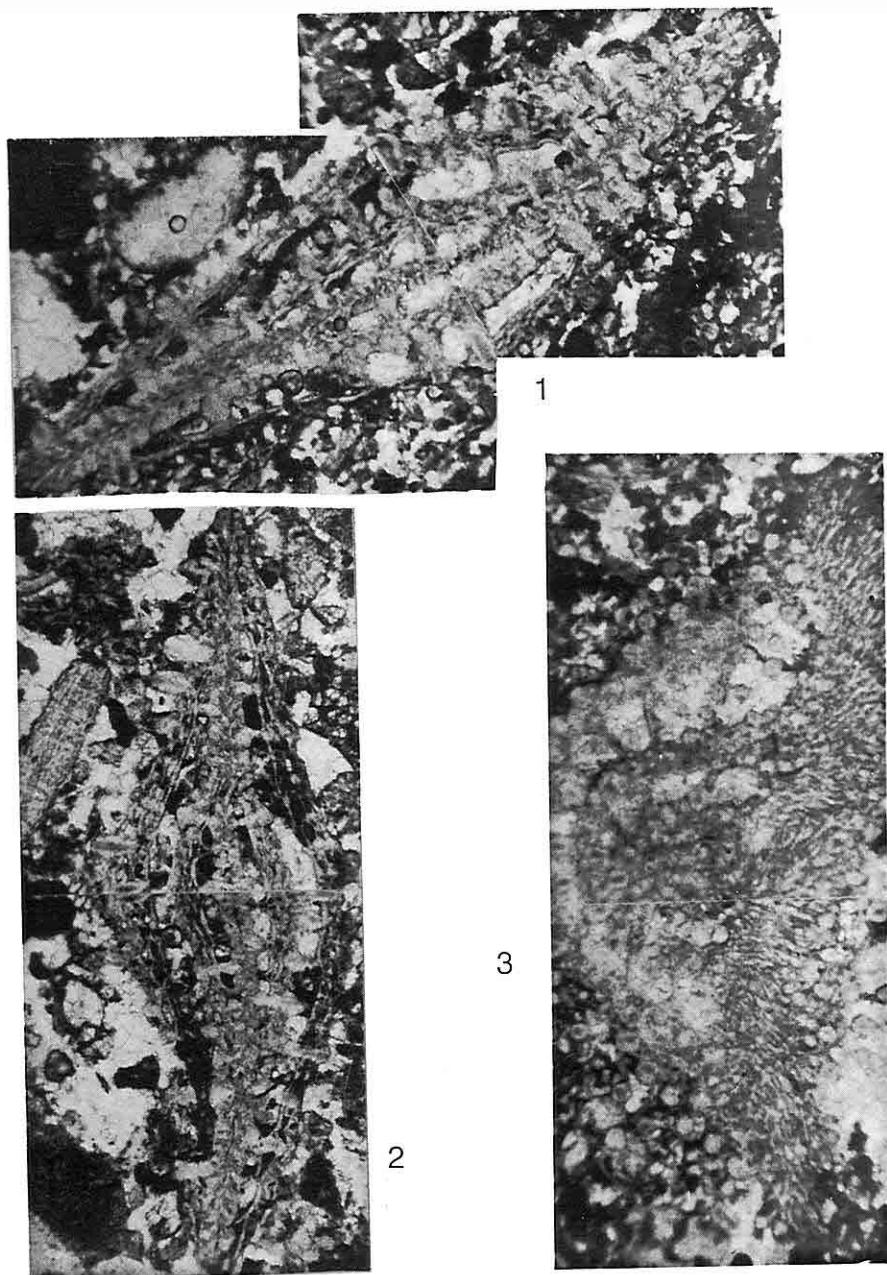


LEVHA 2

- 1.** *Pseudosiderolites vidali* (Douvillé). Transversal kesit, x 30,
Da-7.3.41, Darende- Malatya.
- 2.** *Pseudosiderolites vidali* (Douvillé). Transversal kesit, x 27,
Da-7.3.3, Darende- Malatya.
- 3.** *Pseudosiderolites vidali* (Douvillé). Transversal kesit, x 31,
Da-7.3.41, Darende- Malatya.

PSEUDOSIDEROLITES VIDALI 'NİN D. ANADOLU ERKEN MAASTRİHTİYEN'İNDEKİ VARYASI

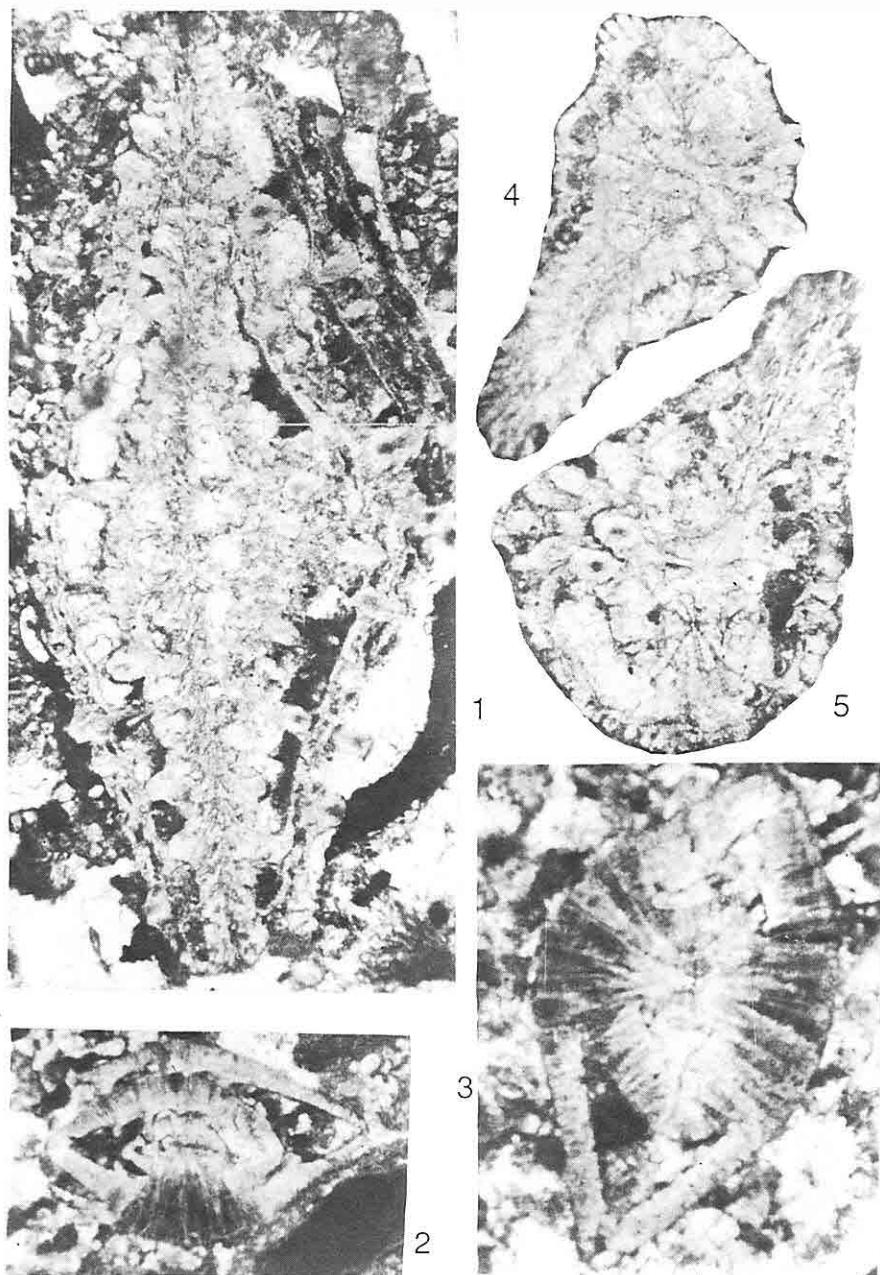
LEVHA 2



LEVHA 3

1. *Pseudosiderolites vidali* (Douvillé). Transversal kesit, x 40.5, Da-7.3.3, Darende-Malatya.
2. *Sulcoperculina globosa* Cizancourt. Transversal kesit, x 40.5, Da 7.3.41, Darende-Malatya.
3. *Sulcoperculina globosa* Cizancourt. Aksial kesit, x 81, Da 7.3.3, Darende-Malatya.
4. *Siderolites calcitrapoides* (Lamarck), Eğik tanjansiyal kesit, x 30, Da-7.3.3 a, Darende-Malatya.
5. *Siderolites calcitrapoides* (Lamarck), Eğik tanjansiyal kesit, x 40.5, Da-7.3.3, Darende-Malatya.

LEVHA 3



- macroporus- *Orbitoides medius* biyozonunun stratigrafik konumu. *Jeoloji Müh.* 30/31, 43-46.
- Meriç, E., Tansel, İ., Şengüler, İ. ve Korkmaz, S., 1995. *Pseudosiderolites vidali* (Douvillé)'nin Doğu Pontid'lerdeki (G Trabzon) stratigrafik konumu. *Ç.Ü. Yerbilimleri*, 26, 123-129.
- Moeri, E.V., 1977. *Oberkretazische Schelfsedimente in der Zentralpyrenäen Zwischen Rio Segre und Llobregat. Eclogae geol. Helv.* 70(1), 193-235.
- Neumann, M., 1958. *Revision des Orbitoides du Crétacé et de l'Eocène en Aquitania occidentale. Mem. Soc. géol. France, Paris,* (37) 83, 1-174.
- Neumann, M., 1983. *Foraminifères bentiques. In: Conclusion au colloque sur les étages Coniacien à Maastrichtien. Echelles biostratigraphiques. Géologie Méditerranéenne*, X, 413-434.
- Neumann, M., 1987. *Le Genre "Orbitoides" Reflexion sur les Espèces Primitives Attribuées au Genre. Rev. Micropaléont.*, 29 (4), 220-261.
- Özcan, E., 1993. Late Cretaceous benthic foraminiferal proliferation on the Arabian Platform: Taxonomic remarks on the genus *Orbitoides* d'Orbigny 1848. *Geological Journal*, 28, 309-317.
- Philip, J., 1983. *Le Campanien et le Maastrichtien à rudistes et grands foraminifères de Quatretonda (Province de Valence, Espagne). Une clef pour la biozonation et les corrélations stratigraphiques dans le domaine mésogénien. Géologie Méditerranéenne*, X (3-4), 87-98.
- Renz, H. H., 1955. *Some Upper Cretaceous and Lower Tertiary foraminifera from Araqua and Guarico, Venezuela. Micropaleontology*, New York, 1 (1), 52-71, pl.1-8.
- Sartorio, D. and Venturini, S. 1988. *Southern Tethys biofacies. Agip, S.p.A., S. Donato Milanese*, 235s.
- Smout, A.H., 1955. *Reclassification of the Rotaliidea (foraminifera) and two new Cretaceous forms resembling Elphidium. Journal of the Washington Academy of Sciences*, 45, 201-210.
- Wannier, M., 1983. *Evolution, biostratigraphie et systématique des Siderolitinae (foraminifères). Rev. esp. Micropaleont.*, Madrid, 15 (1), 5-37.

ANADOLU'NUN KARADENİZ KİYILARININ NEOTEKTONİĞİNE BİR YAKLAŞIM

Erkan GÖKAŞAN

I.Ü. Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü, İstanbul/Türkiye

ÖZET: Karadeniz'de daha önceki çalışmaların yorumlanması ile elde edilen sonuçlar, bu havzanın güney kıyılarının günümüzde pasif bir kıta kenarı olmadığını ve Karadeniz Dağlarının, Karadeniz'in okyanusal nitelikteki abisal düzlüğü üzerine bindirmekte olduğu yolundadır. Bölgedeki genç morfoloji bunun en önemli kanıtlarından biridir. Ancak Karadeniz Dağları'nın, Sakarya Nehrinin doğusunda sona ermesi ve bu bölgenin batı nda ise Çatalca-Kocaeli Düzluğu'nun bulunması, Karadeniz kıyılarındaki aktif sıkışmanın etkisinin Sakarya Nehri'nin batısında, doğudaki kadar şiddetle devam etmediğini gösterir.

Eldeki deliller, Anadolunun Karadeniz kıyıları boyunca sıkışmalı güncel bir tektonik aktivitenin varlığını desteklemektedir.

AN APPROACH TO THE NEOTECTONICS OF THE BLACK SEA COASTAL AREAS OF ANATOLIA

ABSTRACT: The results of the previous studies have indicated that the southern coastal regions of Black Sea are not parts of a passive continental margin today and the Northern Black Sea Mountain Chain is overthrusting the abyssal plain of the Black Sea bearing of an ocean floor characteristics. The young morphology of the region is one of the clearest evidence for this neotectonic activity. On the other hand, cessation of the Black Sea Mountain to the East of Sakarya River and the presence of Çatalca-Kocaeli etchplane to the west indicating that the active compressional tectonics observed to the coast of Sakarya River is not as intensive as at the west.

In the light of these, a compressional tectonic model is proposed for neotectonic regime of the Black Sea coastal areas of Anatolia instead of the tensional tectonics in the west and compressional tectonics in the east as has been previously proposed.

1. GİRİŞ

Bilindiği gibi, Anadolu Levhası Tetis Okyanusunun dalma-batma zonları boyunca tüketilmesi sonucunda gelişmiş olan Alp-Himalaya Dağ Kuşağı içerisinde yer alır ve onun bir parçasını oluşturur. Tetis Okyanusunun tüketilmesi sonucu Arap Levhası ile Anadolu Levhası çarpışmıştır. İlk aşamada kompresif sistemler, kabuğun kısalıp kalınlaşması ile karşılaşmış, daha sonra ise Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ve Doğu Anadolu Faylarının (DAF) oluşması ile Anadolu levhası bu faylar boyunca batıya doğru hareketlenmiştir (Şengör, 1980). Ana hatlarıyla Türkiye'nin Neotektoniğini oluşturan bu kaçış, Doğu Anadolu'da sıkışma, Orta Anadolu'da ova, Batı Anadolu'da ise bir graben rejimi olmasını sağlar. KAF'in kuzeyinin ise kendi içerisinde bir Neotektonik aktiviteye sahip olduğu bildirilmiştir (Şengör, 1980).

Bu tektonik çerçeve içerisinde Karadeniz'in oluşumu ise halen tartışmalıdır. İlk modellerde bu denizin, Tetis Okyanusunun artığı olduğu (Dewey vd., 1973) veya pull-apart havza olarak açıldığı (Apolskii, 1974) düşünülmüş olsa da, günümüzde bilimadamlarının ağırlıklı olarak üzerinde hemfikir oldukları görüş, Karadeniz'in Alt Kretase sonunda başlayan ve Üst Kretase'de gelişen bir yay ardi havza olarak açıldığıdır (Adamia vd. 1974; Boccaletti vd., 1974; Letouzey vd., 1976; Zonenstain ve Le Pichon 1986; Görür 1988; Finetti vd., 1988; Görür vd., 1993). Bu rıftleşme mekanizmasının kinematiği

son yıllarda yapılan çalışmalarla geliştirilmiştir (Okay vd., 1994).

Yapılan jeofizik incelemeler Karadeniz'in, Doğu ve Batı Havzaları olmak üzere iki ayrı havzadan oluştuğu, Batı Karadeniz Havzasının bazaltik bir temel üzerine oturan 14 km'den fazla bir kalınlığa sahip ve Alt Kretase-Güncel yaşılı sedimentler ile dolu olduğunu, Doğu Karadeniz Havzasını ise çok ince bir kıtasal kabuğun üzerinde Jura-Güncel yaşılı ve yaklaşık 13.5 km'lik bir sediment istife sahip olduğunu belirtmektedir (Finetti v.d., 1988).

Günümüzde genç morfolojisile Karadeniz kıyıları boyunca izlediğimiz Karadeniz Dağ sisteminin ilksel halinin (Pontidler) oluşumu, Geç Kretase'de Neotetis'in kuzey kolunun Pontidlerin altına dalması sonucu gelişen bir ada yayı şeklinde başlar (Şengör ve Yılmaz, 1981). Sonuçta, dalma-batma etkinliğinin sürmesi ile Anatolid-Torid Platformu Pontidler ile Erken Eosen'de çarpışmıştır. Bu çarpışmanın etkileri Karadenizden alınmış olan sismik kesitlerde açıkça izlenmektedir (Finetti vd., 1988). Ancak Eosen sonrasında bu sıkışmanın Türkiye kıyıları boyunca azalarak sona erdiğini iddia edilmektedir (Finetti v.d., 1988; Okay v.d., 1994). Bununla birlikte bölgede yapılmış olan pek çok çalışma (Wilser, 1928; Erinc, 1947; 1976; Erol, 1952; Erinc ve İnandık, 1955; İnandık, 1955; 1957; 1958; Yalçınlar, 1958; Ardel, 1963; Ketin ve Abdüsselamoğlu 1969; Akkan, 1975; Şengör v.d., 1985; Alptekin v.d. 1985; Özhan, 1989; Ardos, 1992; Barka ve Sütçü, 1993; Ertek, 1995)

Karadeniz'in Türkiye kıyılarının günümüzde aktif olduğu yolundadır.

2. KARADENİZ KİYILARINDA SIKIŞMALI GENÇ TEKTONİĞİN DELİLLERİ

Ülkemizde yapılmış olan Neotektonik amaçlı çalışmalar çoğunlukla KAF ve güneyini hedef almaktadır. KAF'in kuzeyinde, Karadeniz Dağları ve şelfi ile ilgili çalışmalar ise genelde Mesozoyik yaşı olayları aydınlatmaya yöneliktir. Diğer taraftan Karadeniz Dağları ve kıyıları morfolojik açıdan oldukça gençdir. Bu durum, bilimadamlarının ilgisini çekmiştir. Örneğin Oswalt (1912), Karadeniz Dağları'nın morfolojisinden yola çıkarak bu dağ sisteminin Alp sistemine benzemediğini belirtmiştir. Zankl (1961) ve Schultze-Vestrum (1962), yine bu alandaki çalışmalarında Karadeniz Dağlarının Alp sistemi içerisinde yer almadığını belirtmiştir. Ancak, Yılmaz (1972) ilk defa Doğu Karadeniz dağ sisteminin iç yapısının Alp sistemine ait olduğunu morfolojisinin ise Neotektonik oylara bağlı olarak gelişliğini belirtmiştir.

Karadeniz Dağları'nın genç tektoniğinin incelenmesinde morfolojik çalışmaların rolü oldukça fazladır. Bu araştırmalar daha çok buzul ve kıyı jeomorfolojisi konularını kapsar. Erinç (1947), Doğu Karadeniz Dağları'nda yaptığı glasikal morfoloji çalışmalarında, bu alanda Pleistosen'deki son buzul dönemine ait daimi kar sınırlarının oluştuğu dönemden günümüze kadar yaklaşık 600 m yükseldiğini iddia etmiştir.

Bölgede yapılmış olan morfolojik çalışmaların önemli bir bölümü, Karadeniz kıyılarındaki denizel taraçalar ile ilgili olanlardır. Bu çalışmalarda Doğu Karadeniz'de Hopa gerisinde 10 adet taraça bulunduğu (Wilser, 1928), Trabzon'da 5 adet taraçadan en üsttekiinin 160-170 m'de olduğu (Erol 1952) ve Samsun bölgesindeki sırtların 100-130 m kadar yükselmiş olan bir kıyı ovasının kalıntıları olduğu Chaput (1936) tarafından belirlenmiştir. Blumenthal (1948), Sinop'taki Boztepe Yarımadası'nın faylarla yükseltilmiş bir horst olduğu belirtmiştir. Egeran ve Lahn (1948), Kuzey Anadolu'da büyük çaplı deformasyon hareketlerinin Miyosen'den sonra başladığını ve bu hareketler sonucunda Kuzey Anadolu Dağları'nın yükseldiğini, Erentöz (1949) ise, Karadeniz kıyılarındaki plaj kumullarının günümüz seviyesinden, 60-100 m yüksekte bulunduğuna debynmiştir. Yine Erinç ve İnandık (1955), Karadeniz kıyılarındaki Pleistosen depolarından Sarmisak Çayı ağzında deniz seviyesinde bulunan Karangat fosilli tabakaların, içlerinde 40-50 m'lerde izlendiğini söylemişlerdir. Ardos (1992), Karadeniz kıyısında denizel taraçaların Post-Paleolitik'te (Holosen) günümüz deniz seviyesinden 80-100 m yüksekliğe kadar çıktıığını ayrıca Samsun'a bağlı Bafra ilçesinin olduğu yerin Holosen'den günümüze 20 m kadar yükseldiğini belgelemiştir. Yapılan son çalışmalarda, Barka (1992) Kuzey Anadolu Fay'ını gösterdiği haritasında Doğu Karadeniz kıyılarında kuzeye verjanslı bindirmeler

çizmiştir. Yine Barka ve Sütçü (1993), Sinop civarında izlenen deniz taraçaların, deniz seviyesindeki oynamalardan değil, karanın yükselmesinden dolayı oluştuğunu iddia etmiştir. Göründüğü gibi bölgede yapılmış olan arazi gözlemleri, Anadolu'da Karadeniz kıyıları boyunca güncel bir aktivite olduğu ve Karadeniz kıyıları ve dağlarının aktif olarak yükselmekte olduğu yolundadır.

Yapılmış olan arazi gözlemleri dışında, Karadeniz kıyılarındaki genç tektoniğin en somut delilini hiç kuşkusuz 3 Eylül 1968 Bartın depremi oluşturur. Alptekin vd. (1985) tarafından ters fay olarak çözülen bu deprem verisinden yola çıkan araştırmacılar, günümüzde Karadeniz'in kapanmakta olduğunu iddia etmişlerdir. Aynı depremin hemen sonrasında ise, Ketin ve Abdüsselamoğlu (1969) tarafından yapılan arazi gözlemlerinde Amasra sahilinde 30-40 cm'ye varan yükselmeler gözlenmiştir.

Sıkışmalı genç tektoniğin son verisi Finetti vd. (1988) tarafından yorumlanan çok kanallı sismik kesitleridir. Bu kesitlerde, Doğu Karadeniz Havzası'nın kuzey kıyılarının aktif olarak sıkışmakta olduğu ve deniz tabanını dahi etkileyen güneye (Karadeniz'e) verjanslı bindirmeleri görülmektedir (Şekil 1). Ancak bu çalışmada Karadeniz'in güneyinde izlenen bindirmelerin aktif olmadığı belirtilmiş olsa da, Sinop önlere kadar uzanan sismik kesitlerden birinde, Anadolu kıyılarında deniz tabanını etkileyecik kadar genç ve kuzeye (Karadeniz'e) verjanslı bir

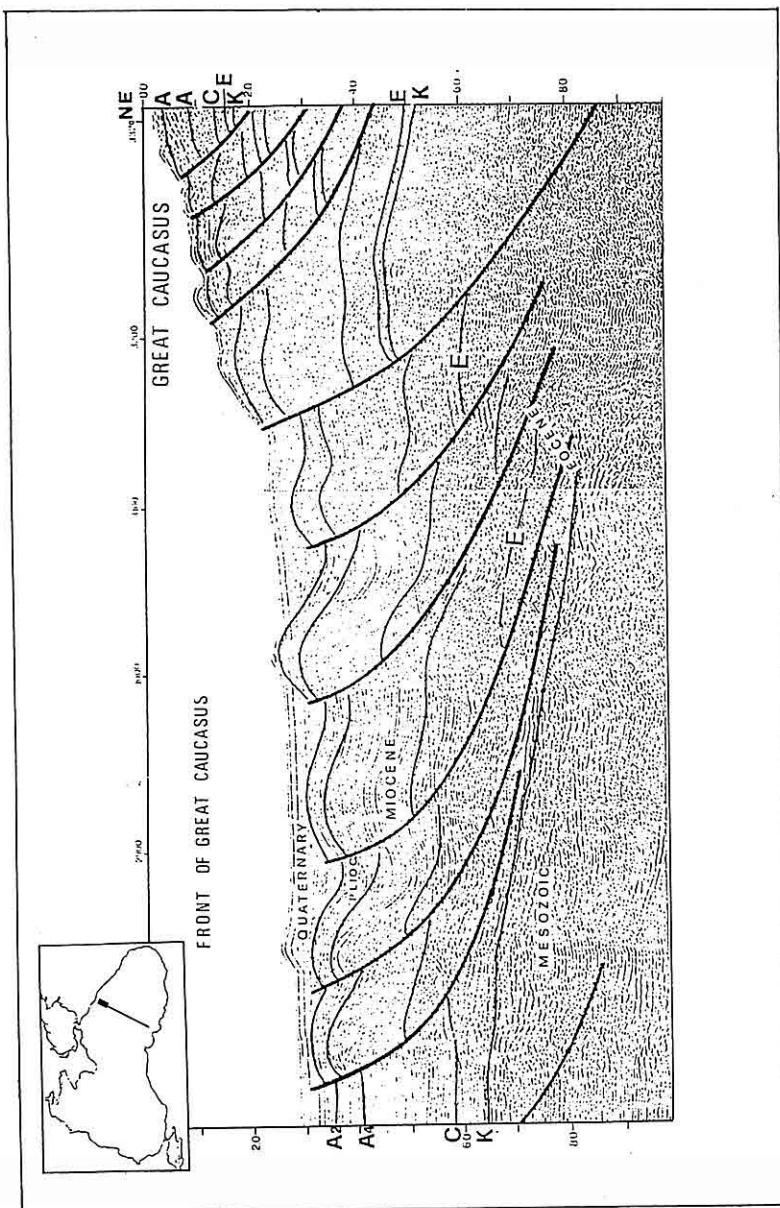
bindirme yine aynı yazarlar tarafından saptanmıştır (Şekil 2).

3. TARTIŞMA VE SONUÇ

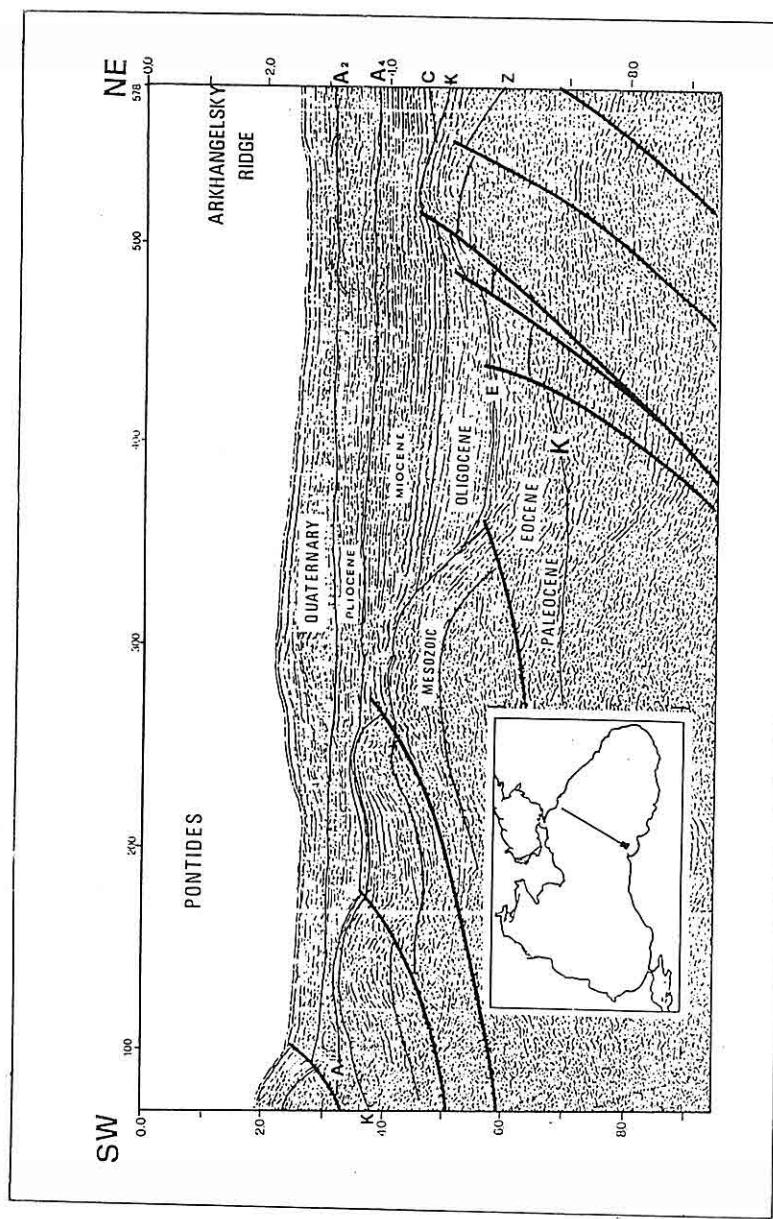
Bölgede günümüzde sıkışmalı herhangi bir genç tektonik aktivitenin bulunmadığı durumda Karadeniz Dağ sisteminin, Eosen sonrasında çarışma etkisinin kaybolması sonucu günümüze kadar geçen devrede aşınması ve morfolojisini olgunlaştırması gereklidir. 4000 m yükseklikte bir dağın yaklaşık 8 milyon yılda deniz seviyesine kadar aşındırılabilmesinin mümkün olması (Erinç, 1982) ve ayrıca bir orojenik kuşakta sıkışmanın sona ermesinin ardından oluşan kabuksal yayılma, bir dağ kuşağının varlığını, en azından bugün izlediğimiz genç morfolojisini ile, Oligosen'den günümüze korumasına izin vermez. Bu nedenle Karadeniz Dağlarının günümüzdeki morfolojisini kazanabilmesi için bölgenin Oligosen sonrasında da sıkışmaya devam ederek yükseliş olması gereklidir. Bu yükselenin olabilmesi için Karadeniz Dağları'nın, Kafkas ve Kırım Dağları gibi aktif bir sıkışma tektonizmasına maruz kalıyor olması yani, okyanusal özellikteki (Finetti v.d., 1988) Karadeniz'in abisal düzlüğü üzerine bindirmesi gereklidir.

Karadeniz kıyılarındaki olması gereklili bu genç aktivitenin hangi bölgede ne şiddette olduğunun araştırılması ise problemin bir başka yönünü oluşturur.

Karadeniz'de sismik çalışmalar yapan Finetti v.d. (1988), Karadeniz'in KD'sunda belirledikleri güneye (Karadeniz'e) verjanslı genç



Şekil 1. Büyük Kafkasların önünde Karadeniz'e verjanslı ve deniz tabanı eklemiș bindirmeler (Finetti v.d., 1988).



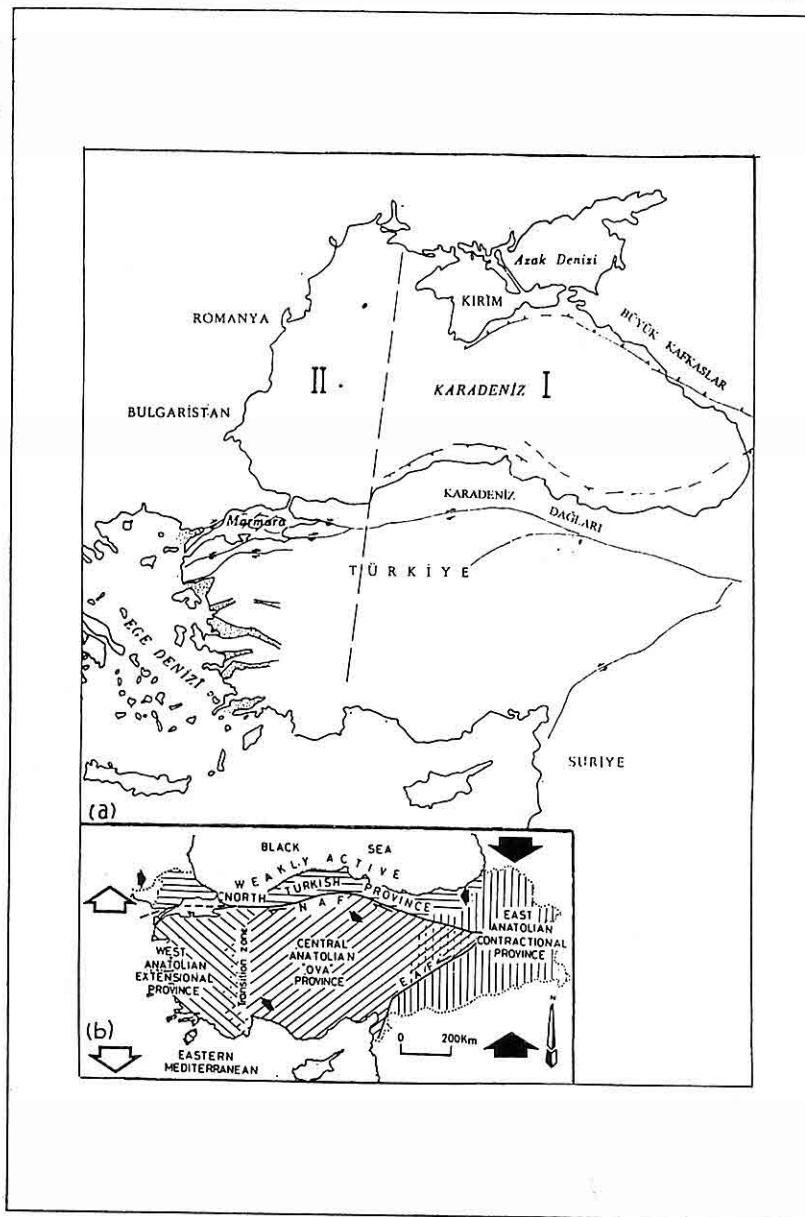
Şekil 2. Sinop ağıclarından alınmış bir sismik kesit. Kesitin güneybatısında kuzeye (Karadeniz'e) verjanslı ve deniz tabanını etkilemiş bir bindirme açıkça görülmektedir (Finetti v.d., 1988)

bindirmelerin gerisinde, Büyük Kafkas ve Kırım Dağları bulunmaktadır. Bu iki dağ kuşağı, genç morfolojileri ile denizdeki bindirmenin karadaki göstergeleri durumundadır. Sismik kesitlerde izlenen bindirmeler Kırım'ın batısında, aktif Batı Kırım Fayı tarafından sonlanmakta ve bu fayın batısında bazı küçük kırımlar dışında sıkışma yerini yer yer eğim atımlı fayların bulunduğu göreceli daha sakin bir tektoniğe bırakmaktadır. Bu değişimin kıydaki görüntüsü Odessa Düzlüğü'dür. Bölgenin genç tektoniğinin izlerini açıkça taşıyan Karadeniz'in kuzey kıyılarının morfolojisile Anadolu kıyıları genelde önemli benzerlikler gösterir. Bu benzerlik kendini Büyük Kafkas ve Kırım Dağları ile Odessa Düzlüğünün güneydeki karşılıkları olarak, Karadeniz Dağları ve Çatalca-Kocaeli Düzlüğü şeklinde gösterir (Şekil 3a).

Tüm bu veriler, Karadeniz'in kuzey kıyıları ile güney kıyılarının genç tektonik aktivite açısından simetrik olması gerektiğini işaret eder. Bunun sonucunda Batı Kırım fayının doğusunda Karadeniz'in kuzeyinde Büyük Kafkaslar ve Kırım Dağları boyunca izlenen bindirme, güneyde Karadeniz Dağları boyunca da var olmalıdır. Bu durumda Kırım ile Sakarya Nehri arasında çizilecek bir hattın doğusunda Karadeniz günümüzde aktif olarak kapanmalıdır. Bu hattın batısında ise Karadeniz'in kuzey ve güney kıyılarındaki bu tektonik benzerlik devam etmeli ve Karadeniz'in doğu kıyıları boyunca oluşan sıkışma

sona ermelidir. Ancak, Trakya ve İstanbul'da son yıllarda yapılan çalışmalar, bu iki bölgede de önemli derecede genç sıkışma etkisinin delillerini ortaya koyar (Oktay ve Sakınç, 1993; Yaltırak, 1993; 1995a; 1995b; Tapırdamaz ve Yalıtrak 1995; Sakınç ve Yaltırak, 1995; Sakınç v.d., 1995). Sakarya Nehri'nin batısında da bir sıkışmanın varlığını destekleyen jeolojik veriler dışında, bu alanlarda kıyının yükseldiğine dair jeomorfolojik veriler, Şile çevresinde 18-25 m ve 7-8 m'lerde izlenen Karangat seviyeleri, Kefken kuzeyindeki Vize Burnu'nda 5 m'de bulunan Eski Karadeniz (Nis) seviyeleri (Ertek, 1995) ve Trakya'nın Karadeniz kıyılarında ise 2-5 m'lik Nis seviyeleridir (Ertek ile sözlü görüşme 1996). Eldeki veriler Sakarya Nehri'nin batısında da Karadeniz kıyıları boyunca bir yükselmenin varlığını destekler. Ancak, Sakarya Nehri'nin batısında izlenen bu taraçaların, doğudakilere oranla oldukça alçak seviyelerde bulunmaları, bu alandaki sıkışma aktivitesinin etkisinin doğuya oranla daha düşük düzeyde olduğunu gösterir.

Sonuç olarak eldeki jeolojik, jeofizik ve jeomorfolojik veriler, Karadeniz'in Türkiye kıyılarının güncel bir tektonik aktiviteye sahip olduğu yolundadır. Bu aktivite kendisini Karadeniz Dağları boyunca bir sıkışma şeklinde göstermekte ve bu nedenle Karadeniz'in Kırım ile Sakarya Nehri arasındaki hattın doğusunda kalan bölümünü kapatmaktadır. Kırım ile Sakarya Nehri arasındaki hattın batısında ise, Karadeniz'deki aktif



Şekil 3. a) Karadeniz'de güncel tektonik aktivitenin değişiminin coğrafik sınırı. Yaklaşık olarak Kırım'ın batısı ve Sakarya'nın doğusu arasında çizilen hattın doğusunda kalan "I" numaralı alanda, Karadeniz aktif olarak sıkışmaktadır. "II" numaralı alanda ise bu sıkışma doğudaki kadar şiddetli degildir (Şengör, 1979 ve Barka 1992'den sadeleştirilerek). b) Karadeniz'de önerilen değişimin sınırı güneye doğru devam ettirilirse, Şengör v.d. 1985'de belirtilen Batı Anadolu Graben sistemi ile Orta Anadolu Ova rejiminin geçiş zonunu yaklaşık olarak takip eder.

sıkışmanın en azından doğudaki kadar etkili olmadığı düşünülmektedir (Şekil 3a).

Önerilen bu hat, güneye doğru devam ettirildiğinde ise Türkiye'nin Neotektonik aktivitesinde batıdaki önemli değişimlerin sınırı da yaklaşık olarak çizilmiş olur. Hattın doğusunda, sağ yanal doğrultu atımlı bir zon olarak izlenen Kuzey Anadolu Fayı, batı kesiminde iki farklı zona ayrılır (Barka 1992) ve hakim hareket doğrultu atımdan eğim atım bileşenine döner (Adatepe 1988; Smith v.d., 1995). Bu hat daha güneye indirilirse aynı zamanda Şengör v.d. (1985) tarafından önerilen Ege graben sistemi ile İç Anadolu ova rejimi arasındaki geçiş zonunu yaklaşık olarak takip eder (Şekil 3b).

4. TEŞEKKÜR

Bu makaleyi inceleyen ve değerli katkılarda bulunan F.Y. Oktay, Y. Yılmaz ve T.A. Ertek'e teşekkürü bir borç bilirim.

5. KAYNAKLAR

Adatepe, F.M., 1988, Marmara Denizi jeofizik verilerinin değerlendirilmesi, İ.Ü. Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü Doktora Tezi.

Adamia, Sh. A., Camkrelidze, I.P., Zakariadze, C.S. and Lordkipanidze, M.B., (1974), Adjero-Trialetian depression and problem of formation of deep basin of Black Sea, Geotektonika, 78-94.

Akkan, E., (1975), Sinop yarımadasının jeomorfolojisi, D.C.T. Fak. Yayıl. No 261.

Alptekin, Ö., Nabelek, J.L. ve Toksöz, M.N., (1985), 3 Eylül 1968 Bartın depreminin kaynak mekanizması ve Karadeniz'in aktif tektoniği hakkında düşünceler, Deprem araştırma bülteni, S 50, s 5-39.

Apolskii, O.P., (1974), On the origin of the Black Sea and south Caspian Basins, Geotektonika, 94-97.

Ardel, A., (1963), Samsun'la Hopa arasındaki kıyı bölgesinde coğrafi müşahadeler. C.E.D. Cilt 7, Sayı 13, s 36-49.

Ardos, M., (1992), Türkiye'de Kuvaterner jeomorfolojis, İ.Ü. Ed. Fak. Yay. No 3737.

Barka, A.A., (1992), The North Anatolian Fault Zone, Annales Tektonicae, Vol. 6, 164-195.

Barka, A.A. ve Sütçü, İ.F., (1993), Sinop yarımadası çevresindeki Geç Pleyistosen (Karangat) çökellerinin özellikleri ve tektonik yorumu, Türkiye Kuvaterner Workshop bildiri özleri, İTÜ Genel Jeoloji Ana Bil. D. ve TÜBİTAK-Glotek, s 41-43.

Blumenthal, M., (1948), Bolu civarı ile aşağı Kızılırmak mecrası arasındaki Kuzey Anadolu silsilelerinin jeolojisi, MTA. Enst. Yay. Seri B. No 13.

Boccaletti, M. and Guazzzone, G., (1974), Remnant arc and marginal basins in the Cainozoic development of the Mediterranean, Nature, 252, 18-21.

Chaput, E., (1936), Voyages d'études géologiques et geomorphogeniques en Turquie, Mem. Inst. Fr. Archeol. Ist. t. II.

Dewey, J.F., Pitman, W.C., Ryan W.B.F. and Bonnin, J., (1973), Plate

- tectonics and evolution of Alpin system, Geol. Soc. Am. Bull., 84, 3137-3180.*
- Egeran, N. ve Lahn, E., (1948), Türkiye Jeolojisi, Ankara.*
- Erentöz, C., (1949), Çatalca masifi ve dolaylarının jeolojisi, İ.Ü. Fen. Fak. Mec. Ser. B, Cilt XIV, Fas. 4, s. 307-320.*
- Erinç, S., (1947), Doğu Karadeniz dağlarında glasyalmorfoloji araştırmaları, İ.Ü. Ed. Fak. Yay. Coğr. Enst. Doktora tezleri serisi, No 1, 56 s.*
- Erinç, S., (1976), Geomorphological evidence of Neotectonics in Turkey, Review, No 15, s37-42.*
- Erinç, S., (1982), Jeomorfoloji I, Genişletilmiş 3. baskı, İ.Ü. Ed. Fak. Yay., No 2931.*
- Erinç, S. ve İnandık, H., (1955), Les depots Pleistocenes observes sur la côte nord de la Turquie, Review, No 2.*
- Erol, O., (1952), Trabzon sekileri hakkında, A.Ü.D.T.C.F.Der., Cilt X, No 1-2.*
- Ertek, T.A., (1995), Kocaeli yarımadasının kuzeydoğu kesiminin jeomorfolojisi, ISBN 975-7206-08-3.*
- Finetti, I., Brycchy, G., Del Ben, A., Pipan, M. and Xuan, Z., (1988), Geophysical study of the Black Sea, *Bullettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, Vol. XXX, No 117-118, p 197-325.*
- Görür, N., (1988), Timing of opening of the Black Sea basin, *Tectonophysics* 147, p 247-262.*
- Görür, N., Tüysüz, O., Aykol, A., Sakınç, M., Yiğitbaş, E. and Akkök, R., (1993), Cretaceous red pelagic carbonates of northern Turkey: Their place in the opening history of the Black Sea, *Beloga geol. Helv.*, p 819-838.*
- İnandık, H., (1955), Sinop-Terme arasındaki kıyıların morfolojik etüdü I, T.C.D., No 15-16, s 21-46.*
- İnandık, H., (1957), Sinop-Terme arasındaki kıyıların morfolojik etüdü II, T.C.D., No 17, s 51-71.*
- İnandık, H., (1958), Türkiye kıyılarına genel bakış, C.E.D., Cilt 5, Sayı 9, s 50-72.*
- Ketin, İ. ve Abdüsselamoğlu, Ş., (1969), Bartın depreminin etkileri, T.J.K. Büll., Cilt XII, Sayı 1-2, s 66-76.*
- QLetouzey, J., Biju-Duval, B., Dorkel, A., Gonnard, R., Kristchev K., Montadert, L. and, Sungurlu, O., (1976), *The Black Sea: a marginal basin geophysical and geological data, Int. Symp. Struct. Hist. Medit. Basins, Biju-Duval and Montadert* Eds., p 363-376.*
- Okay, A.I., Şengör, A.M.C. and Görür, N., (1994), Kinematic history of the opening of Black Sea and its effect on the surrounding regions, *Geology*, V 22, p 267-270.*
- Oktay, F.Y. ve Sakınç, M., (1993) Geç Kuvaterner'de İstanbul Boğazı'nın oluşumuna neden olan tektonik hareketler, Türkiye Kuvatneri Workshop bildiri özleri, ITÜ Genel Jeoloji Ana Bil. D. ve TÜBİTAK-Glotek, s 69-72.*
- Oswalt, F., (1912), *Armenien handbuch der regionalen geologie*, H. 10, Heidelberg.*
- Özhan, G., (1989), Karadeniz'de bir yüksek ayrımlı sismik yansımaya çalışması ve jeolojik sonuçları, *Jeoloji Mühendisliği*, 34-35, s 28-30.*

ANADOLU'NUN KARADENİZ KİYILARININ NEOTEKTONİĞİNE BİR YAKLAŞIM

- Sakınç, M. ve Yaltırak, C., (1995), Güney Trakya sahillerinin denizel Pleistosen çökelleri ve Paleocoğrafyası, Trakya havzası jeoloji sempoyumu, Bildiri özleri, 38-40.
- Sakınç, M., Yaltırak, C. ve Örçen, S., (1995), Trakya Neojen paleocoğrafyası ve evrimi, Trakya havzası jeolojisi sempozyumu, Bildiri özleri, 33-35.
- Schultze-Vestrup, H.H., (1962), Geologisch-Lager statten kundliche untersuchungen im Ost. Pontischen Gabirge. Bay. Akad. d. Wiss. Methnat. Kl., Abh. N.F., 109.
- Smith, A.D., Taymaz, T., Oktay, F., Yüce, H., Alpar, B., Başaran, H., Jackson, J.A., Kara, S. and şimşek, M., (1995), High-Resolution seismic profiling in the Sea of Marmara (northwest Turkey): Late Quaternary sedimentation and sea-level changes, CSA Bulletin, V 107, No 8, p 923-936.
- Şengör, A.M.C., (1979), The North Anatolian Transform Fault: its age, offset and tectonic significance, Journal of the Geological Society, Vol. 136, p 269-282.
- Şengör, A.M.C., (1980), Türkiye'nin Neotektoniğinin esasları, TJK. Yayınları.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., (1981), Türkiye'de Tetis'in evrimi: Levha tektoniği açısından bir yaklaşım, T.J.K. Yerbilimleri özel dizisi, No 1.
- Şengör, A.M.C., Görür, N. and Saroğlu, F., (1985), Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, The society of economic paleontologists and mineralogist.
- Tapirdamaz, C. ve Yaltırak, C., (1995), Trakya'da genç volkanik kayaçlar üzerinde yapılan paleomanyetik çalışma sonuçları, Jeofizik, Cilt 9, Sayı 1-2 (Özel sayı), s 213-218.
- Wilser, J.L., (1928), Die geotektonische stellung des Kaukasus und dessen beziehung zu Europa, Z.D. Geol. Ges. Bd. 80, Abh. 2.
- Yalçınlar, Y., (1958), Samsun bölgesinin Neojen ve Kuvaterner kıyı depoları, C.E.D. Cilt 5, S 9, s 11-21.
- Yaltırak, C., (1993), Kuzeybatı Marmara kıyılarındaki genç denizel birimlerin (Üst Pleistosen-Holosen) çökeliği ve sonrasında jeolojik süreçleri denetleyen unsurlar, Türkiye Kuvatneri Workshop bildiri özleri, İTÜ Genel Jeoloji Ana Bil. D. ve TÜBİTAK -Glötek, s 36-41.
- Yaltırak, C., (1995a), Gelibolu yarımadasında Pliyo - Kuvaterner sedimentasyonunu denetleyen tektonik mekanizma, Jeofizik, Cilt 9, Sayı 1-2 (Özel sayı), 103-107.
- Yaltırak, C., (1995b), Ganos sisteminin tektonik özellikleri, Trakya havzası jeolojisi sempozyumu, Bildiri özleri
- Yılmaz, Y., (1972), Petrology and structure of the Gümüşhane granite and surrounding rocks, North - Eastern Anatolia, Ph.D.Thesis, Univ.London, 260s.
- Zankl, H., (1962), Geologisch Lagerstattenkundliche Untersuchungen im ostpentischen gebirge, Bay. Akad. Wiss. Math-nat. Kl. Abh. No. F. 109.
- Zonenshain L.P. and Le Pichon X, (1986), Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins, Tectonophysics, 123, p 181-211.

**GURBET MEZRASI (ELAZIĞ) SICAK VE MİNERALLİ İÇMECE
KAYNAĞININ HİDROJEOLOJİ İNCELEMESİ**

Bahattin ÇETİNDAĞ

F.Ü. , Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Elazığ/Türkiye

ÖZET: Gurbet mezrası sıcak ve mineralli içmecesi Elazığ'ın 25 km. KD'sunda yer almaktadır.

Çalışma alanında en yaşlı birim Senonyen yaşı Elazığ mağmatitleridir. Bu karmaşık, dasit, andezit, tıf, mor spilitleşmiş bazalt ve yastık lavlardan oluşmuştur. Bu karmalığın üzerine transgresif olarak ve açısal uyumsuzlukla Orta-Üst Eosen yaşı, çakıltası, kireçtaşları ve marn ardalanmasından oluşan Kırkgeçit Formasyonu gelmektedir. Kaynaklar çalışma alanında K30°B yönünde uzanan bir fay boyunca açığa çıkmaktadırlar. Kaynakların sıcaklığı 19° - 21,5 °C arasında değişmektedir. Bu sıcaklığın nedeni meteorik vadoz suların jeotermal gradyanla ısınması olmaktadır. Kaynak sularının tahlil sonuçları bölgede daha önceden yapılmış kayaç analizleriyle benzerlik göstermektedir. Sular, sıcaklıklarına göre hipotermal, Schoeller (1955)'e göre normal klörürlü, normal sülfatlı ve hiperkarbonatlı sular, Tood (1980)'a göre acı sular grubuna girmektedir. Kaynak suları AIH'a göre Na, HCO_3 , Cl'lü sıcak ve mineralli su olarak sınıflandırılmaktadır. Kaynak sularının tahlil sonuçlarına göre katyon ve anionların sıralanışı; $r(Na+K) > rHCO_3 > rCl > rCa > rSO_4 > rMg$ şeklindedir.

**HYDROGEOLOGICAL INVESTIGATION OF
GURBET MEZRA HOT AND MINERALIZED SPRING**

ABSTRACT: Gurbet mezra hot and mineralized spring is located 25 km northeast of Elazığ. The eldest formation in the study area is Senonian aged Elazığ mağmatics. This complex represents by dasite, andesite, tuff, basalt, spilitic basalt and pillow-lavas. This complex is covered discordantly by Middle-Upper Eosen aged Kırkgeçit Formation which consists of conglomerate, sandstone, limestone and marl alternation. Spring crop out along N 30 °W trending fault zone in the study area. The temperatures of spring changed between 19 - 21,5 °C. The reason for this temperature should be meteoric water which is heated by geothermal gradient. The water chemistry analyses are simulated to rock chemistry analyses. According to the temperature, Gurbet mezra spring are hypothermal waters, waters, according to Schoeller (1955), these waters are normal chloride, normal sulphide and hypercarbonated waters, according to Tood (1980) they are brackish waters and they are hot and mineralized waters with Na, HCO_3 , Cl according to AIH. According to the water chemistry analyses the catron and antron orders are as follows: $r(Na+K) > rHCO_3 > rCl > rCa > rSO_4 > rMg$.

1.GİRİŞ

Gurbet mezrası mineralli içmece kaynağı, Elazığ'ın 25 km. KD'sunda yer almaktadır (Şekil 1). Yörede ve yakın çevresinde çeşitli zamanlarda değişik amaçlı çalışmalar yapılmıştır. Bu çalışmalardan bazıları; Perincek (1979), Naz (1979), Tuna (1979), Özkul (1982), Bingöl (1982-1984), Avşar (1983), Yazgan (1983a-1983b), Turan (1984), Sungurlu ve diğ. (1984), Çetindağ (1989), Akgül (1993), İnceöz, (1994) şeklindedir.

Bu çalışmada 40 km^2 lik bir alanın jeolojisi, içmece kaynaklarının fizikokimyasal özellikleri, litolojisi ile ilişkisi, kökeni, sınıflandırılması ve kaynaklardan yararlanma incelenmiştir.

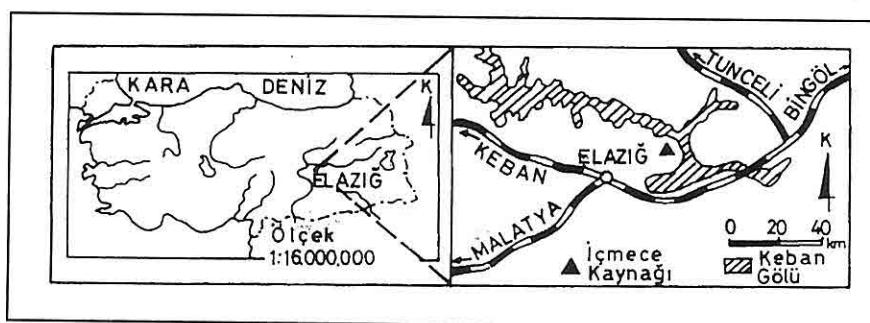
2. JEOLOJİ

Çalışma alanında Mezozoyik ve Senozoyik yaşı çeşitli kayaç toplulukları vardır (Şekil 2).

2.1. Elazığ mağmatitleri (Kbm)

Kaynak alanı ve dolayında dasit, andezit, bazalt, tuf, mor spilitleşmiş bazalt, koyu ve siyahımsı bazaltik yastık lavlar bulunmaktadır. Mağmatillere ait bazaltlar ileri derecede altere olmuş ve amigdaloidal bir yapı göstermektedirler. Bazaltların amigdaloidal boşlukları 2-3 mm çapında yumru şekilli kalsit ve zeolit mineralleri ile doldurulmuştur.

Kaynak alanında yüzeylenen dasitlerden alınan GM-1.2 nolu örneklerin ince kesitlerinde vitroporfirik



Şekil 1. İnceleme alanının yer belirleme haritası.

dokulu hamur malzemesi içerisinde oldukça ince taneli kuvars ve bunlardan daha az olarak da plajiyoklazlar görülmüştür. Fenokristaller ise çoğunlukla öz şekilli zonlu plajiyoklazlar ile özçekilsiz plajiyoklazlardan oluşmaktadır. Hamur maddesi içerisinde oldukça bol miktarda birincil yapıda manyetit ve hematit de bulunmaktadır.

Bu opak mineraller kayacın hamur malzemesini de boyamış durumdadır. Alterasyona bağlı olarak kayaç içerisinde plajiyoklzlarda serizitleşme, kloritleşme gözlenmektedir.

GM-3 nolu örnekte plajiyoklazlarda albit-karslbad girişik ikizleri, albit ikizleri ve zonlu plajiyoklazlar görülmektedir. Albit ikizli plajiyoklazlarda ölçülen sönme acısı değerlerinden (6° - 10°)

bunların albit türü plajiyoklazlar olduğu belirlenmiştir. Kayaçta gözlenen alterasyona bağlı olarak hamur maddesinde karbonatlaşma ve kaolenmeşme, feldspat fenokristallerinde ise serizitleşme oluşmuştur. Yine bu örnekte de yer yer kloritleşme gözlenmektedir.

Elazığ mağmatitlerinin dasit, diyorit, bazaltlarında $\text{SiO}_2\%$ 72 - % 52 arasında (Akgül, 1993), andezitlerinde ise % 60 dolayındadır (Yazgan ve diğerleri, 1987).

Bu mağmatitlerin tayininde daha önce yapılan çalışmalarında verilen yaşlar kabul edilmiştir. Perincek (1979), Yüksekova karmaşığı olarak adlandırdığı birim içerisinde kırmızı mikritik kireç taşlarındaki fosil bulgularına göre karmaşa Senoniyen-Alt Meastrihiyen yaşı vermiştir. Mağmatitler üzerinde yapılan ilk mutlak yaşı tayini Yazgan (1983a-1983b) tarafından K/Ar yöntemiyle yapılmıştır.

2.2. Kırkgeçit Formasyonu (Tk)

Bölgедe genel olarak çakıltaşı, kumtaşısı, kireçtaşısı ve marn ardalanması şeklinde görülmektedir. Formasyon ilk defa Van ili güneyinde TPAO araştırmacıları tarafından adlanmış ve tanımlanmıştır (Perincek, 1979). Daha sonraki yıllarda Perincek ve Özkaya (1981), Naz(1979), Turan (1984), Çetindağ (1989), İnceöz (1994) formasyonu bu adla benimseyip kullanmışlardır.

Formasyonu oluşturan çakıltaşı kırıntıları Keban metamorfitleri (Permo-Karbonifer), Elazığ mağmatitleri (Senoniyen) ve çok az miktarlarda da Harami Formasyonu (Meastrihiyen)'

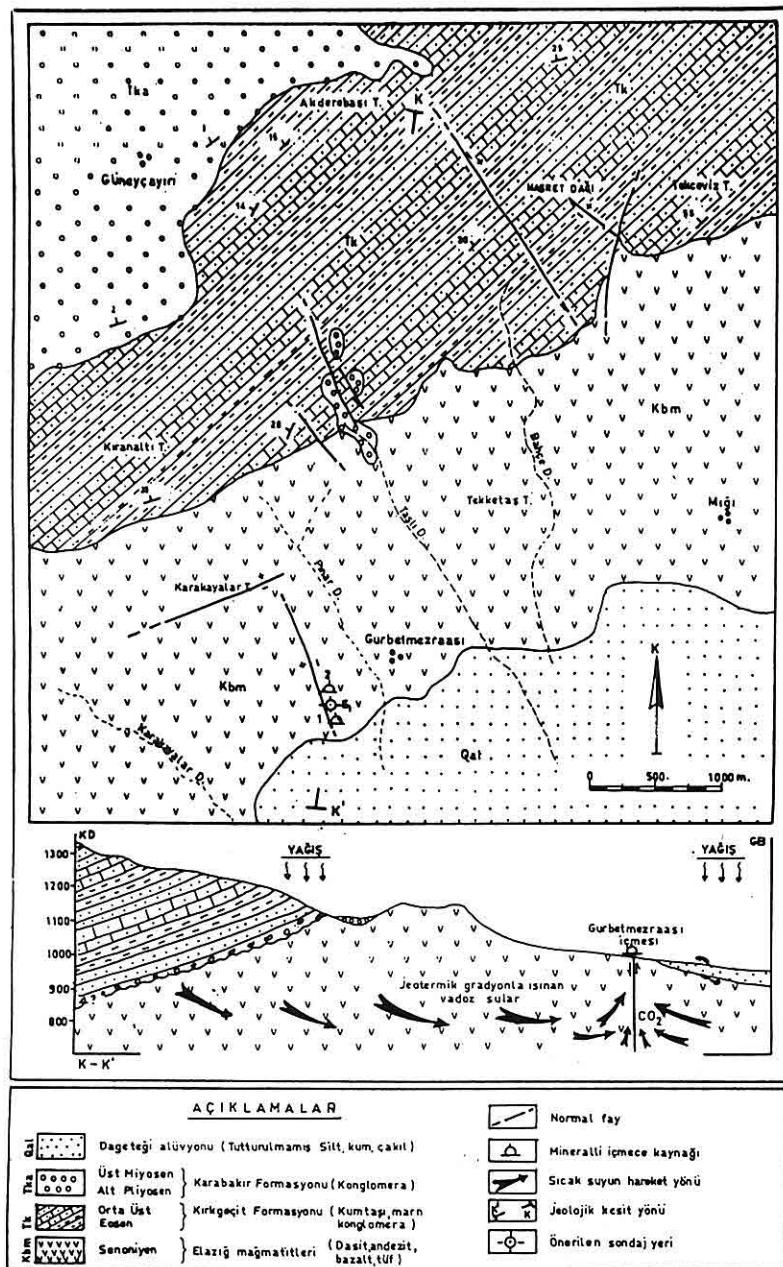
ndan meydana gelmiştir. Çakıl boyutları 1-50 cm arasında değişmekte olup, boylanması oldukça kötüdür. CaCO_3 cimentolu kumtaşı tabakaları marnlarla ardalanmalı olup 1 m'ye yakın bir kalınlık göstermektedirler. Ardalanmalı seri içindeki marnlar ise gri, yeşilimsi ve sarı renktedirler. Tabakalanma yüzeylerinde belirgin tabaka üstü ve altı yapıları gözlenmektedir.

Formasyon, çalışma alanında tabanda Elazığ mağmatitleri üzerine trangresif halde açısal uyumsuzlukla oturan ince bir çakıltaşı seviyesi ile başlamaktadır.

Bölgедe daha önce yapılan çalışmalarındaki fosil bulgularına göre (Avşar, 1983; Turan, 1984; Sungurlu vd, 1984; Özkul, 1988; Çetindağ, 1989) Orta-Üst Eosen olarak belirlenen formasyonun yaşı, bu çalışmada da benimsenmiştir.

2.3. Karabakır Formasyonu (Plkm)

Kaynak alanının kuzey ve kuzeybatısında yüzeyleyen formasyon gevşek yapıda çakıltaşlarından meydana gelmektedir. Çakılları genellikle Elazığ mağmatitleri, Harami ve Kırkgeçit formasyonlarından türemiştir. Çakıltaşını oluşturan kırıntılar genel olarak iyi yuvarlaklımiş olup, boyutları 0,5-10 cm arasında değişmektedir. Ara seviyeli olarak yer yer 10-20 cm kalınlığında kumtaşısı tabakaları gözlenmektedir. Formasyon genel olarak yataya yakın konumda olup 2° - 5° lik bir eğime sahiptir. Birimin yaşı çalışma alanındaki stratigrafik istife ve daha önce yapılan çalışmalarla (Naz, 1979; Çetindağ, 1985;



Şekil 2. İnceleme alanının jeoloji haritası ve jeolojik kesiti.

İnceöz, 1994) bağlı olarak Üst Miyosen-Alt Pliyosen olarak kabul edilmiştir.

2.4. Dağeteği Alüvyonu (Qal)

Çalışma alanının G'de gözlenen en genç oluşumlardır. Farklı boyutta köşeli ve kısmen de yuvarlaklaşmış mağmatik ve sedimanter kayaç parçalarını içermektedir.

3. BÖLGESEL TEKTONİK ÖZETİ ve ETKİLERİ

İnceleme alanı ve çevresinde çalışan birçok araştırmacı Üst Kretase'den beri yaklaşık K-G yönlü bir sıkışmanın olduğunu belirtmişlerdir. Buna bağlı olarak Doğu Toros Orogenik Kuşağı'ndaki bindirmelerin bu sıkışma nedeniyle olduğu sonucuna varmışlardır (Sungurlu, 1979; Perincek, 1980a; Şengör, 1980; Yazgan, 1983a). Kaynak alanının temeli durumunda olan Elazığ mağmatitleri Üst Kretase (Senoniyen) yaşıdadır. Aktif bir kıta kenarı ürünleri olarak gelişmiş olan bu birim Alpin Orogenezinin Suphersiniyen fazından etkilenmiş ve dalma batmanın Alt Meastritiyen'de sona ermesiyle su yüzüne çıkmışlardır. Bölgedeki aktif tektonik hareketlere bağlı olarak mağmatitleri oluşturan kayaçlarda ikincil gözeneklilik ve geçirimlilik oluşmuştur. İnceleme konusu kaynak dolayında Elazığ mağmatitleri içerisinde alınan 50 tane çatlak ölçümlerinde doğrultuların % 75'inin K75B, geri kalan bölümünün 80°-90° GB şeklinde olduğu görülmüştür. İnceleme alanında

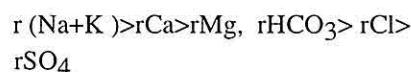
Karakayalar Tepe'nin G yamacında K70D yönünde uzanan eğim atımlı bir fay ile, kaynakların çıktıığı K30B doğrultulu, eğim atımlı ve yaklaşık 1 km uzunluğunda bir fay bulunmaktadır.

4. HİDROJEOLOJİ

Gurbet mezarı Acısu pınarı K30B yönünde uzanan yaklaşık 1 km uzunluğunda eğim atımlı bir fayın GD ucunda bulunmaktadır. Kaynağın oluşumuna neden olan fay üzerinde ve kaynaktan 500 m K'de yine debisi 0,25 l/s olan ve dere yatağı alüvyonları içerisine sızan, kaptajı yapılmamış aynı kökenli bir minerali sıcak su (2) çıkmaktadır (Şekil 2). Gurbet mezarı içmecesinin (1) debisi 2,02 l/s'dır.

Gurbet mezarı minerali içmece kaynaklarının fiziko-kimyasal özellikleri farklı zamanlarda yapılan tahlillerle karşılaştırılarak yorumlanmaya çalışılmıştır (Tablo 1).

Minerali içmece kaynaklarının yarı logaritmik Schoeller diyagramında katyon ve anyonların büyüklüklerine göre sıralanışı her iki kaynakta eşitli olup şöyledir (Şekil 3);



Grafikte her iki kaynak iyonlarını birleştiren doğrular birbirine paralellik göstermektedirler. Bu da (1) ve (2) nolu kaynakların aynı akifer seviyesinden beslendiğini göstermektedir. Ayrıca grafik üzerinde kaynakların CaCO_3 'a SO_4 'a doygunlukları Schoeller (1962)

Tablo1. Gurbet mezası mineralli içmece kaynağının analiz sonuçları

	İlçe sahibi (1) nolu kaynak 24.03.1988			Bu çalışmada (1) nolu kaynak 10.10.1994			Bu çalışmada (2) nolu kaynak 10.10.1994		
	mg/l	mek/l	%mek/l	mg/l	mek/l	%mek/l	mg/l	mek/l	%mek/l
C ⁺²	18.20	0.91	3.84	22.50	1.13	4.69	9.50	0.48	3.28
Mg ⁺²	1.65	0.14	0.59	2.85	0.24	1.00	3.60	0.30	2.05
Na ⁺	508.07	22.04	93.04	490.00	21.30	88.45	306.40	13.32	91.05
K ⁺	23.46	0.60	2.53	32.50	1.41	5.86	20.60	0.53	3.62
Cl ⁻	255	7.18	28.00	220.00	6.20	28.97	53.25	1.50	10.66
SO ₄ ²⁻	5.00	0.10	0.39	36.50	0.76	3.55	14.42	0.30	2.13
HCO ₃ ⁻	1120.00	18.36	71.61	880.60	14.34	67.48	748.70	12.27	87.21
Fe ⁺²	4.14	-	-	15.20	-	-	13.40	0.02	0.02
Al ⁺³	3.10	-	-	3.50	-	-	2.20	0.05	0.05
Li ⁺	0.17	-	-	0.12	-	-	-	-	-
Si ⁺⁴	1.12	-	-	1.14	-	-	-	-	-
Mn ⁺²	0.25	-	-	0.20	-	-	0.04	0.30	0.30
Cr ⁺³	0.23	-	-	0.32	-	-	0.12	36.12	36.12
Cu ⁺²	0.02	-	-	0.01	-	-	-	640.50	640.50
I ⁻	0.06	-	-	0.05	-	-	0.02	-	-
Br ⁻	0.90	-	-	0.70	-	-	0.05	1.10	1.10
F ⁻	0.46	-	-	-	-	-	-	-	-
NH ₄ ⁺	0.13	-	-	0.18	-	-	-	-	-
NO ₃ ⁻	0.40	-	-	0.20	-	-	0.30	-	-
SiO ₂	-	-	-	41.40	-	-	-	36.12	-
Serbest CO ₂	729.12	-	-	615.40	-	-	640.50	-	-
Serbest H ₂ S	0.20	-	-	0.06	-	-	-	-	-
Toplam Sulfür	1.56	-	-	-	-	-	-	1.10	-
Toplam erimiş madde miktarı	2673.18	-	-	2363.67	-	-	1850.32	-	-
Sertlik (FS)	5.25	-	-	6.85	-	-	3.90	-	-
S. konduktivite	2232.7	-	-	2350	-	-	2210	-	-
pH (25°C)	5.93	-	-	6.20	-	-	6.20	-	-
Radyoaktivite	PC'lü	-	-	-	-	-	-	-	-
Radon ²²² Ra	178	-	-	-	-	-	-	-	-
Radyun ²²⁶ Ra	0.14	-	-	-	-	-	-	-	-
Uranium ²³⁸ [U]	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-
Sıcaklık (C)	19	-	-	21.5	-	-	20	-	-
SAR	30.61	-	-	25.66	-	-	21.48	-	-
%Na	93.04	-	-	88.45	-	-	91.05	-	-
Iyonik kuvvet	0.025	-	-	0.023	-	-	0.015	-	-

diagramı yardımıyla araştırılmıştır. Kaynakların CaCO₃'a doygun olmadıkları görülmüştür. Yine aynı şekilde CaSO₄'a da doygun olmadıkları grafik üzerinde tesbit edilmiştir. Bu nedenle kaynak dolayında kaynak tuf ve travertenleri gözlenmemektedir.

4.1. İçmece Kaynaklarının Kökeni

Gurbet mezası içmece kaynakları; yağışlardan yerçekimi etkisiyle bölgedeki mağmatik, sedimanter kayaçların çatlak, kırık, tabakalanma yüzeyleri ve bozmuş kuşakları boyunca derinlere doğru süzülerek inen suların, içerisinde dolaştığı kayaçlarla tepkimeye girip

minerallerce zenginleşmesi sonucu oluşmuştur. Suların yerin derinliklerine inip minerallerce zenginleşmeleri esnasında jeotermik gradyana bağlı olarakısınmakta ve Launay'in "termosifon teorisi"ne uygun olarak (Canik, 1980) hidrolik oluk görevi yapan bir süreksizlik düzlemi boyunca tekrar yeryüzüne dönmektedirler.

Kaynak bölgesinin 63 yıllık aylık sıcaklık ortalaması 12°,9 C'dir. Kaynak sıcaklıkları 21°,5 C olması, bölgenin yıllık sıcaklık ortalamasından 6° C daha fazla bir değerde ölçülmesi ve litresinde 1 gramdan fazla erimiş madde içermesi, bu kaynakların sıcak ve mineralli su olarak

tanımlamamızı gerektirmektedir (Erguvanlı ve Yüzer, 1973).

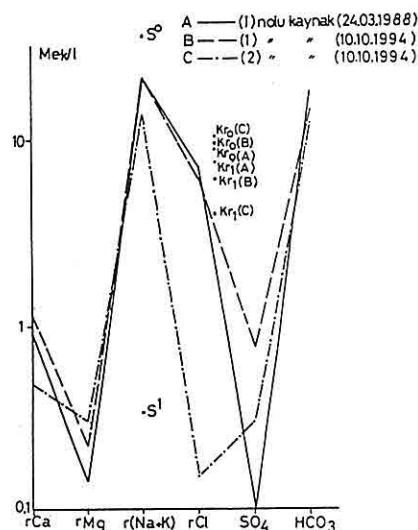
Ayrıca AIH'ya göre sıcaklığı 20° C'tan fazla olan sular ve toplam mineralizasyonu 1 gr/l'den fazla olan sular sıcak ve mineralli su olarak tanımlanırlar (Başkan ve Canik, 1983).

Mineralli suların toplam erimiş madde miktarı 1850,32-2673,18 mg/l arasındadır (Tablo 1). Kaynaklarda en fazla bulunan katyon Na olup %88,45 - % 93,04 mek/l arasında, en fazla bulunan anyon ise HCO_3^- olup, % 67,48-% 87,21 mek/l arasında değişmektedir.

Gurbet mezrası mineralli içmecesinin akifer kayaçları Elazığ mağmatik karmaşığına ait alkali feldispat ve albit oranı yüksek plajiyoklazların oluşturduğu kayaç topluluklarıdır. Özellikle Na içeren feldispatların ve plajiyoklazların sular tarafından kimyasal bozunuma uğratılarak bünyelerine almaları, bu değerdeki katyonun kökenini tek başına açıklamaya yetmez. Ayrıca suyun yukarı yükselmesinde hidrolik oluk görevi yapan kayaçların dasitik bir mağma ürünü olmaları bu değerin artışına imkan sağlamaktadır. Ancak Na'la birlikte Cl iyonununda %10,66 - % 28 arasında olması Na ve Cl iyonunun bir bölümünün iç kökenli olduğunu göstermektedir.

En fazla bulunan anyonlardan hidrokarbonatın kökeni; Kırkgeçit Formasyonu'nun kireçtaşının seviyeleri ile CaCO_3 çimentolu kumtaşları ve çakıltaşının seviyelerindeki CaCO_3 oluşuklarının yağış sularıyla çözünmesi ve yeraltı

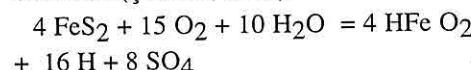
suyuna geçmesine bağlanabilir. Kaynak sularında SiO_2 miktarı 36,12 - 41,04 mg/l arasında değişmektedir. Elazığ mağmatitlerinde yapılan kayaç



Şekil 3. Yarı logaritmik Schoeller diyagramı.

analizlerinde (Bingöl ve Beyarslan, 1996) bu değer bazaltik kayaçlarda % 46 - % 50, dasitik ve andezitik kayaçlarda % 52 - % 69 arasındadır (Tablo 1).

Kaynak suları analizlerinde Fe^{+2} 13.40 - 15, 20 mg/l arasında bulunmuştur. Bu iyon, andezitik ve bazaltik kayaçların içerisindeki hematit ve piritin oksidasyonu ile yeraltı suyuna geçmiş olmalıdır (Şahinci, 1986):



Sular içerisindeki demirin fazlalığı, kaynak ağzında oluşan kırmızı ve kahverengi tortu oluşumunda görülmektedir.

Tablo 2. Elazığ mağmatitlerine ait kayaç analiz sonuçları (Bingöl ve Beyarslan, 1996).

Bilesim	GABRO			BAZALT			DASİT			ANDEZİT		
	F114	F13	C114	H5	F37	H4	CS4	H2	F51	Hla	F27	F45
SiO ₂	46.31	51.09	51.81	46.2	47.72	50.03	65.73	68.95	69.24	52.86	54.73	54.07
TiO ₂	0.86	1.24	1.33	0.81	0.61	1.97	0.58	0.284	0.57	1.68	1.19	0.83
Al ₂ O ₃	11.36	16.07	15.04	14.82	15.78	14.7	13.79	12.75	14.07	14.89	15.41	15.35
Fe ₂ O ₃	11.36	10.28	10.92	7.7	12.01	12.81	4.11	3.05	4.68	11.78	8.95	10.54
MnO	0.14	0.18	0.19	0.15	0.17	0.19	0.07	0.098	0.09	0.15	0.17	0.17
MgO	6.56	7.13	6.68	5.51	5.37	3.7	1.37	2.09	1.15	5.76	2.47	5.24
CaO	12.16	9.91	6.55	11.39	8.81	6.53	2.11	3.26	2.42	3.3	6.9	5.21
Na ₂ O	2.14	3.18	5.41	3.78	4.61	4.88	5.79	4.94	5.29	4.24	6.33	3.58
K ₂ O	0.79	0.21	0.05	0.48	0.51	0.14	1.19	0.314	0.32	0.26	0.18	0.14
P ₂ O ₅	0.04	0.12	0.17	0.11	0.04	0.2	0.11	0.65	0.11	0.17	0.21	0.07
LOI	0.69	1.25	2.28	5.06	3.92	8.69	2.83	0.9	1.74	4.39	3.3	3.39

Kaynak sularında, özellikle 2 nolu kaynakta değişik noktalarda CO₂ gazi çıkışı gözlenmektedir. Bu gazın sularındaki miktarı 615,4 - 729,12 mg/l arasında değişmekte olup, büyük çoğunluğu sülfürlerin oksitleşmesi, nitritleşme olayı ile ortaya çıkan nitrik ve organik asitlerin karbonatlar üzerine etkisiyle yeraltı suyuna geçmiş olmalıdır.

CO₂ gazının bir bölümünün de sahadaki volkanizma faaliyetleri sonucu oluştuğu düşünülmektedir.

4.2. Kaynakların Sınıflandırılması

Gurbet mezrası sıcak ve mineralli kaynakları farklı biçimde sınıflandırılabilir:

-Çıkış yerlerinin jeolojisine göre, fay kaynaklarıdır (Schoeller, 1962).

-Sıcaklığa göre hipotermal sulardır.

-Schoeller (1955)'e göre normal klorürlü, normal sülfatlı ve hiperkarbonatlı sulardır.

-Suda çözünmüş toplam iyon miktarına göre (Todd, 1980) acı sular grubuna girer.

Piper diyagramına göre kaynak suları

2, 3 ve 8. bölgelerde gruplanmışlardır (Şekil 4).

2. Bölge Na + K > Ca + Mg tuzlu ve sodalı sulardır.

3. Bölge HCO₃ + CO₃ > Cl + SO₄

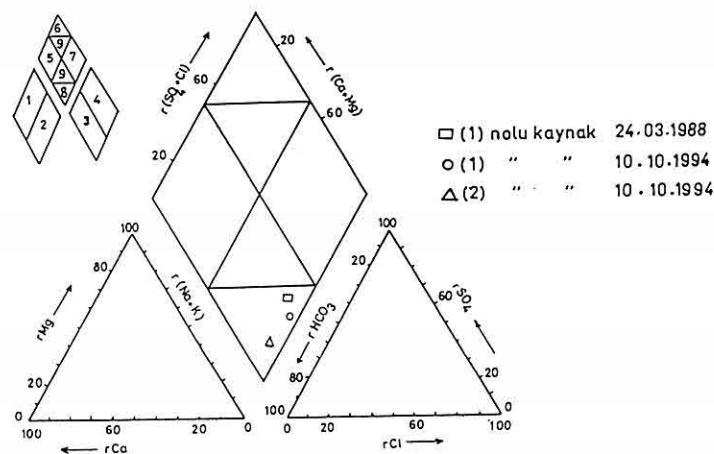
8. Bölge Karbonatlı alkaliler % 50'den fazladır. Na₂CO₃ ve K₂CO₃'lu sular grubundadır.

Dairesel ve işinsal diyagramlarda baskın iyonların Na + K, HCO₃, Cl olduğu belirlenmiştir (Şekil 5, 6).

1 nolu kaynak suyu 1988 ve 1994 yılı tahlil sonuçlarına göre eşitli sınıflandırılmakta olup, AIH'ya göre Na, HCO₃, Cl, CO₂'li sıcak ve mineralli sudur. 2 nolu kaynak suyu AIH'ya göre Na, HCO₃, CO₂'li sıcak ve mineralli su olarak sınıflandırılır.

4.3. İçmece Kaynaklarından Yararlanma

Halk kaynaklardan genel olarak mide tembelliği, hazırlıksız, böbrek ve idrar yollarındaki kum ve taşlar, romatizma, exzama vb. hastalıkları tedavi etmek amacıyla yararlanmaktadır. Kaynaklar halk arasında "acı su" olarak



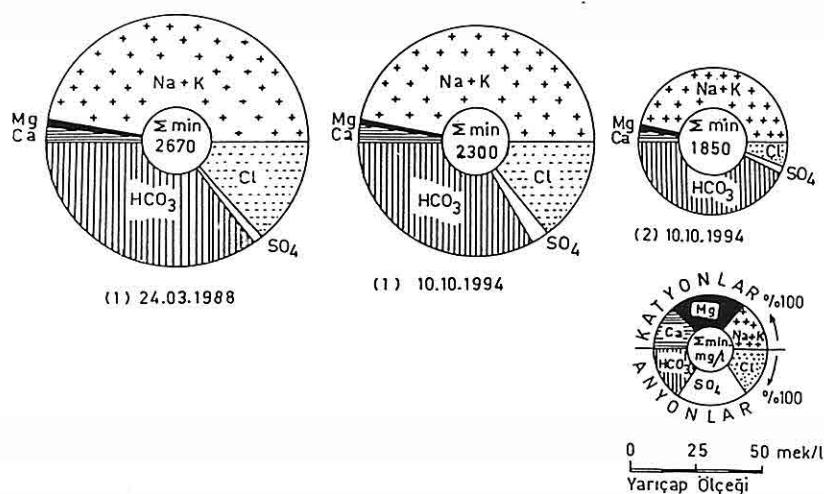
Sekil 4. Piper diyagramı

2.Bölge $\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ Tuzlu ve soğanlı sular

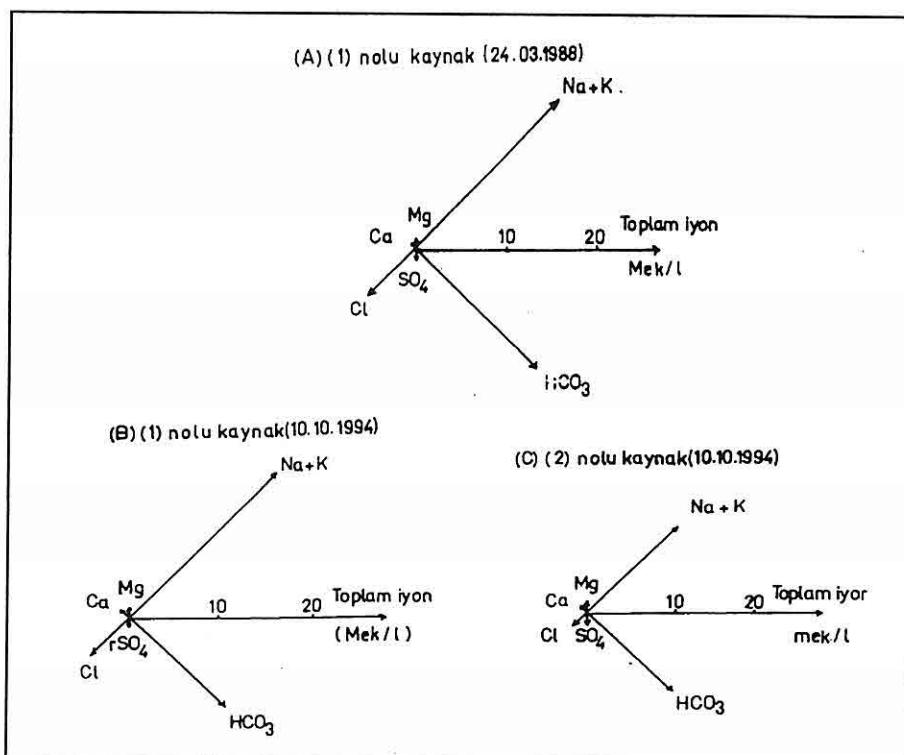
3.Bölge $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} > \text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$

8.Bölge Karbonatlı alkaliler %50'den fazladır. Na_2CO_3 ve K_2CO_3 lu sular.

Sekil 4. Piper diyagramı



Sekil 5. Dairesel diyagram.



Şekil 6. Işınsal diyagram.

bilinmektedir. Sulardan banyo yoluyla fayda sağlanmaktadır.

Ancak banyolar ilkel ve son derece sağıksız bir şekilde inşa edilmiştir. Kaplıcada hastalar günübirlik veya çadırlarda kalarak tedavilerine devam etmektedirler. Kalacak herhangi bir otel veya tesis yoktur.

1 nolu kaynak suyunun (işletilen) 150 m KB'sında yapılacak 250 metre derinliğindeki sondajın, dere alüvyonları içerisine sızan suları ve 2 nolu kaynağın suunu toplayarak debinin ve sıcaklığın artmasına neden olacaktır. Ayrıca mevsimsel debi ve sıcaklık değişimlerinin aşırı boyutlarda

değişmesini önleyecektir (Şekil 2). Sondajın ağızdan itibaren 30 m'si kapali boru ile donatılmış, anülüsü çimentolanmalıdır. Kullanılan kapalı boru paslanmaz çelikten yapılmalıdır. Önerilen bu donanım planı ve sondajın alt kısmının çıplak bırakılması, suyun mineralizasyonunda değişim olmaması açısından son derece yararlı olacaktır.

5. SONUÇLAR

- Kaynak suları jeotermik gradyanla ıslanın ve fay kuşağının boyunca yeryüzüne yükselen, iç kökenli CO_2 , Cl gibi gazları içeren karışık kökenli sulardır.
- Sulardaki toplam erimiş madde

miktari 1850 - 2673 mg/l'dir. Kaynak sularındaki maddeler suyun yeriçine girişi ve yeryüzüne çıkış esnasındaki yol boyunca yıkadığı kayaçlarla olan tepkimesinden bünyeye alınmıştır.

- İçmece suları AIH'ya göre Na, HCO_3 , Cl'lü sıcak ve mineralli sulardır.

- Yapılacak bir sondaj kuyusu, modern tesisler, asfalt yol ve banyolar sudan daha fazla yararlanma sağlayacaktır.

- Sondaj kuyusunun donanımı paslanmaz çelikten imal edilmiş olması gerekmektedir.

6. KATKI BELİRTME

Yazar, kayaçların ince ve parlak kesitlerinin mineraloji - petrografi tanıtımını yapan E. Erden ve A. Şaşmaz'a teşekkür eder.

7. KAYNAKLAR

Akgül, B., 1993, Piran köyü (Keban) çevresindeki mağmatik kayaçların petrografik ve petrolojik özellikleri: Doktora tezi (yayınlanmamış), Fırat Üniv. Fen Bil. Enst. Elazığ.

Avşar, N., 1983, Elazığ yakın kuzeybatisında stratigrafik ve mikropaleontolojik araştırmalar: Doktora tezi (yayınlanmamış), Fırat Üniv. Fen Bil. Enst. Elazığ.

Başkan, M. E., - Canik, B., 1983, AIH Türkiye Sıcak ve Mineralli Sular Haritası Ege Bölgesi, M. T. A. Yayımlı No: 189, Ankara.

Bingöl, A. F., 1982, Elazığ - Pertek - Kovancılar arası volkanik kayaçları petrolojisi: Fırat Üniv. Fen Fak. Derg., 1, 9-21, Elazığ.

Bingöl, A. F., 1984, Elazığ-Pertek-Kovancılar (Doğu Toroslar) yöreninin Jeolojisi: Toros Jeolojisi Uluslararası sempozyumu, Tebliğler, 26 - 29 Eylül 1983, Ankara.

Bingöl, A. F., ve Beyarslan, M., 1996, Elazığ mağmatitlerinin jeokimyası ve petrolojisi: KTÜ Sempozyumu bildiri metinleri (Baskıda), Trabzon.

Canik, B., 1980, Bolu sıcak su kaynaklarının hidrojeoloji incelemesi, Doçentlik tezi, Selçuk Üniv. Fen Fak. Yayın No:1

Cetindağ, B., 1989, Elazığ-Ören Çayı havzasının hidrojeoloji incelemesi: Doktora Tezi (yayınlanmamış), Fırat Üniv. Fen Bil. Enst., Elazığ.

Erguvanlı ,K. ve Yüzer, E., 1973, Yeraltı Suları Jeolojisi (Hidrojeoloji): İTÜ Kütüphanesi, Sayı: 967

İnceöz ,M., 1994, Harput (Elazığ) yakın kuzeyi ve doğusunun jeolojik özellikleri: Doktora Tezi (yayınlanmamış), Fırat Üniv. Fen Bil. Enst., Elazığ.

Naz, H., 1979, Elazığ-Palu dolayının jeolojisi: TPAO Arşivi, Rap. No:1360 (yayınlanmamış), Ankara.

Özkul, M., 1982, Güneyçayı (Elazığ) bölgesinin jeolojisi: Yüksek Lisans Tezi (yayınlanmamış), Ankara Üniv., Ankara.

Özkul, M., 1988, Elazığbatisında Kırkçeşit Formasyonu üzerinde sedimentolojik incelemeler: Doktora Tezi (yayınlanmamış), Fırat Üniv. Fen Bil. Enst., Elazığ.

Perinçek, D., 1979, The geology of Hazro-Korudağ-Çüngüş -Maden-Ergani-Hazar-Elazığ-Malatya region: Guid

- book, Geol. Soc. of Turkey, Spec. Publ., 33s. Perinçek, D., 1980a, Arabistan kitası kuzeyindeki tektonik evrimin kita üzerinde çökelen istifteki etkileri: Türkiye 5. Petrol Kongresi, Tebliğler, 77-93.*
- Perinçek, D. ve Özkaya, İ., 1981, Arabistan kitası kuzey kenarının tektonik evrimi: H.Ü. Yerbilimleri Enst. Derg., 8, 91-101.*
- Schoeller, H., 1955, Geochimie Des Eaux Souterraines. Rev Inst. Franc. Petrole. Paris.*
- Schoeller, H., 1962, Les Eaux Souterraines. Masson Et Cie. Paris.*
- Şahinci, A., 1986, Jeotermal sistemler ve jeokimyasal özellikleri. D.E.Ü. Müh. Fak. M.M. Jeo - 86 Ey 99, İzmir.*
- Şengör, A.M.C., 1980, Türkiye'nin neotektoniğinin esasları: Türkiye Jeol. Kur. Konferans serileri, No:2, Ankara.*
- Sungurlu, O., 1979, Güneydoğu Anadolu sürükleşim kuşağı Kretase ve Üst Tersiyer sürükleşimleri: 33. Türkiye Jeo. ve Bilimsel Tek. Kurul., 5-9 Mart 1979, Bildiri özetleri, 119-122, Ankara.*
- Sungurlu, O., Perinçek, D., Kurt, G.,*
- Tuna, E., Dülger, S., Çelikdemir, E. ve Naz, H., 1984, Elazığ- Palu alanının jeolojisi: T.C. Pet. İsl. Gn. Md. Derg., 29, 83-190.*
- Tood, D.K., 1980, Groundwater Hydrology. John Wiley and Sons Inc. New- York, USA.*
- Tuna, E., 1979, Elazığ-Palu-Pertek bölgesinin jeo.ojisi: TPAO Arşivi, Rap. No:1363 (yayınlanmamış), Ankara.*
- Turan, M., 1984, Baskil-Aydınlar (Elazığ) yöreninin stratigrafisi ve tektoniği:Doktora Tezi (yayınlanmamış), Fırat Üniv. Fen Bil. Enst., Elazığ.*
- Yazgan, E., 1983a, A. geotraverse between the Arabian platform and the Munzur nappes: International symposium on the geology of the Taurus Belt , Guide Book, for Excursion V, Ankara.*
- Yazgan, E., 1983b, Malatya- Elazığ yöreninde Doğu Toros'ların jeodinamik evrimi: Toros jeolojisi uluslararası sempozyumu, Özler, 26-29 Eylül, 16-17, Ankara.*
- Yazgan, E., 1984, Geodynamic evolution of Eastern Taurus Belt: Int. Symp. Geology of Taurus Belt proceedings, p. 199-208.*

DESTEK-GÖLBEYLİ (AMASYA) DOLAYININ JEOLOJİSİ

Erdal ÜGÜ

M.T.A., Doğu Akdeniz Bölge Müdürlüğü, Adana/Türkiye

Cavit DEMİRKOL

Ç.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana/Türkiye

ÖZET: İnceleme alanı Amasya ilinin kuzeydoğusunda, Kuzey Anadolu Fay Zonu üzerinde yer almaktadır. Bu çalışma ile bölgenin jeolojik evrimi ve jeotektoniği açısından incelemesi yapılmıştır. Çalışma alanının temelini Permo-Triyas yaşı; düşük dereceli metamorfikler, mermer ve kireçtaşı oluşturur (*Turhal Grubu*). Bu temel kayaları üzerine neritik ortam ürünü Alt-Orta Jura yaşı; aglomera, kumtaşı ve kireçtaşı oluşumlu Seyfe formasyonu açısal uyumsuzlukla gelmektedir. Seyfe formasyonunun dereceli olarak geçtiği Üst Jura-Alt Kretase yaşı; kireçtaşı oluşumlu Doğu formasyonu neritik-pelajik ortamda çökelmıştır. Doğu formasyonu üzerine taban çakıltası ile gelen Senomaniyen-Turoniyen yaşı; turbiditik fliş, kumtaşı oluşumlu Yumaklı formasyonu derin deniz karakterindedir. Neritik ile batiyal arası ortamda çökelmış olan Maestrichtiyen yaşı; volkanik elemanlı fliş oluşumlu Tersakan formasyonu Yumaklı formasyonu üzerinde uyumludur. Çakıltası-kumtaşı ardalanmasından oluşan Pliyosen yaşı Çerkeş formasyonu, Paleozoyik ve Mesozoyik yaşı birimleri açısal uyumsuzlukla örtmektedir. Kuvaterner yaşı alüvyonlar ise bölgedeki en genç birimlerdir.

Genel olarak, çalışma alanında K-G yönlü sıkışma rejimi etkisi altında gelişmiş doğrultu atımlı sağ yönlü ve KB-GD yönlü sintetik faylar ile sol yönlü ve KD-GB uzanımlı antitetik fay setleri gözlenmiştir. D-B gidişli kıvrım eksenleri ve bindirmeler aynı tektonik rejim etkisiyle oluşmuşlardır. Faylanmaya bağlı olarak gelişen alüvyon yelpazeleri, heyelanlar, uzamış sırtlar ve çöküntü gölleri bölgedeki yaygın tektonik etkilere uyumlu olarak gelişmişlerdir. Çalışma alanındaki Jura-Kretase yaşı çökellerden derlenen yapısal değerler belirtilen zaman içinde KB-GD yönlü deformasyonun etkinliğini göstermektedir.

GEOLOGY OF THE DESTEK-GÖLBEYLİ (AMASYA) REGION

ABSTRACT: The study area is located in the NE of Amasya on the North Anatolian Fault zone (N.A.F.Z.). This study was concentrated both on the geologic and geotechnic evolution of the investigated area. Permo-Triassic aged Turhal Group forms the basement of the investigated area and is mainly composed of the low-grade metamorphosed chlorite-schist, calc-schist, mica-schist and limestone blocks. Lower-Middle Jurassic aged Seyfe formation, which contains aglomera, sandstone and limestone formed in a neritic environment, rests on the basement with an angular unconformity. Upper Jurassic-Lower Cretaceous aged Doğu Formation comprising limestones conformably cover the earlier formed Seyfe Formation.

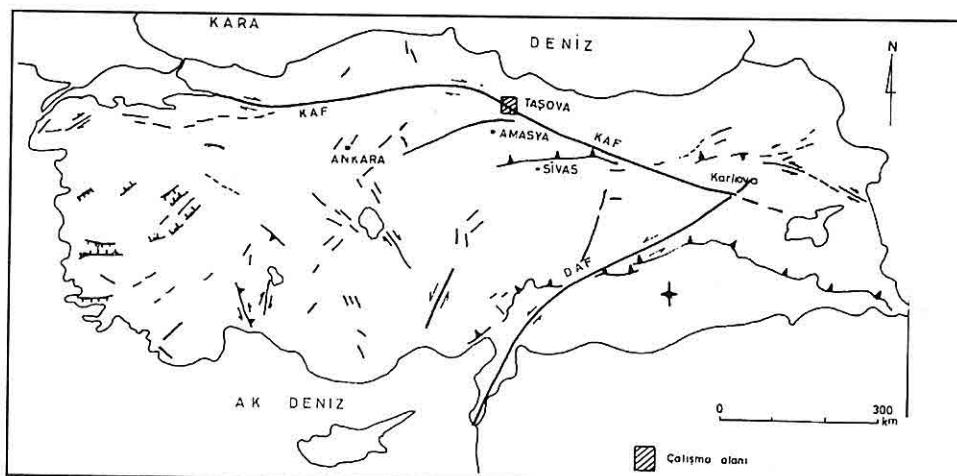
Cenomanion-Turonian aged Yumaklı Formation contains basal conglomerates at the base and shows flysch character in general and unconformably covers the Doğu Formation. Maestrichtian aged Tersakan Formation which shows the characteristics of neritic and bathyal environmental deposits, conformably rests on the Yumaklı Formation. Oligocene aged Çerkeş Formation consisting of conglomerates and sandstone alternation covers the older units with an angular unconformity. The youngest unit in the study area is represented by Quaternary alluvium. Generally NW-SE trending right-lateral syntetic and NE-SW trending left-lateral

antithetic fault sets are observed in the study area due to N-S compressional tectonic regime. E-W trending fold axes and thrust faults are also formed under the same tectonic regime.

Alluvial fans, elongated hills depression lakes are also common along this fault system. Structural data collected from Jurassic-Cretaceous aged rock units are also compatible with NW-SE trending deformational patterns.

1. GİRİŞ

Çalışma alanı Amasya ilinin yaklaşık 70 km kuzeydoğusunda 1/25000 ölçekli Tokat G 36 a3 paftası sınırları içindedir (Şekil 1).



Şekil 1. Çalışma Alanı Yer Bulduru Haritası (Şengör ve diğ., 1985' den basitleştirilerek çizilmiştir).

Bu çalışmada yaklaşık 140 km²'lik alanda kaya birimleri ayrılmış ve Kuzey Anadolu Fay Zonu içinde kalan bölgenin yapısal özellikleri incelenmiştir. Çalışma alanı ve yakın çevresi birçok çalışmacının ilgisini çekmiştir. Bölgesel

ölçekte ilk çalışmayı Blumenthal (1950) yapmış olup daha sonra Alp (1972), Seymen (1975), Öztürk (1979), Aktimur ve diğ. (1990) çalışmışlardır.

Yapılan çalışmalar sonucunda, litoloji içeriği ve dokanak ilişkileri açıklanmış,

gözlenen jeomorfolojik yapılar ve formasyonlardan ölçülen doğrultu ve eğim değerleri desteğinde hazırlanan diyagramlar ile bölgenin tektoniği hakkında bilgiler elde edilmiştir. Çalışma alanında doğrultu atumlu faylardan sağ yanal bir makaslama zonunda gelişen faylara göre ana yırtılma zonu ve yönü tespit edilmiştir.

2. STRATİGRAFİK KONUM

2.1. Paleotektonik Dönem Kayaları

Turhal Grubu (Ptg)

Bölgelinin temelini oluşturan metamorfik kaya topluluğu ilk kez Blumenthal (1950) tarafından Tokat masifi olarak adlandırılmış, daha sonra Özcan ve diğ. (1980) bu kayaçları Turhal grubu olarak tanımlamıştır. Çalışma alanında da benzer litoloji sunan birim Turhal grubu adı altında incelenmiştir.

Çalışma alanında taban dokanağı gözlenemeyen birim kuzey ve doğuda; Yayladibi, Elmapınar Yayla dolaylarında yüzeylemektedir (Şekil 2).

Turhal grubu genellikle kloritşist, mikaşist, kalkşist, kristalize kireçtaşı, mermer ve çamurtaşırı arakatkılı kireçtaşı yapılmıştır (Şekil 3). Birim yeşil-koyu yeşil, kahverengimsi-sarımsı, sert, şistoziteye paralel yönde kalsit dolgulu, yer yer çatlaklı, volkanik kökenli koyu renkli ince kumtaşı seviyeleri içerir.

Bölgede birimi Alt-Orta Jura yaşı Doğu formasyonu açısal uyumsuzlukla örtmektedir.

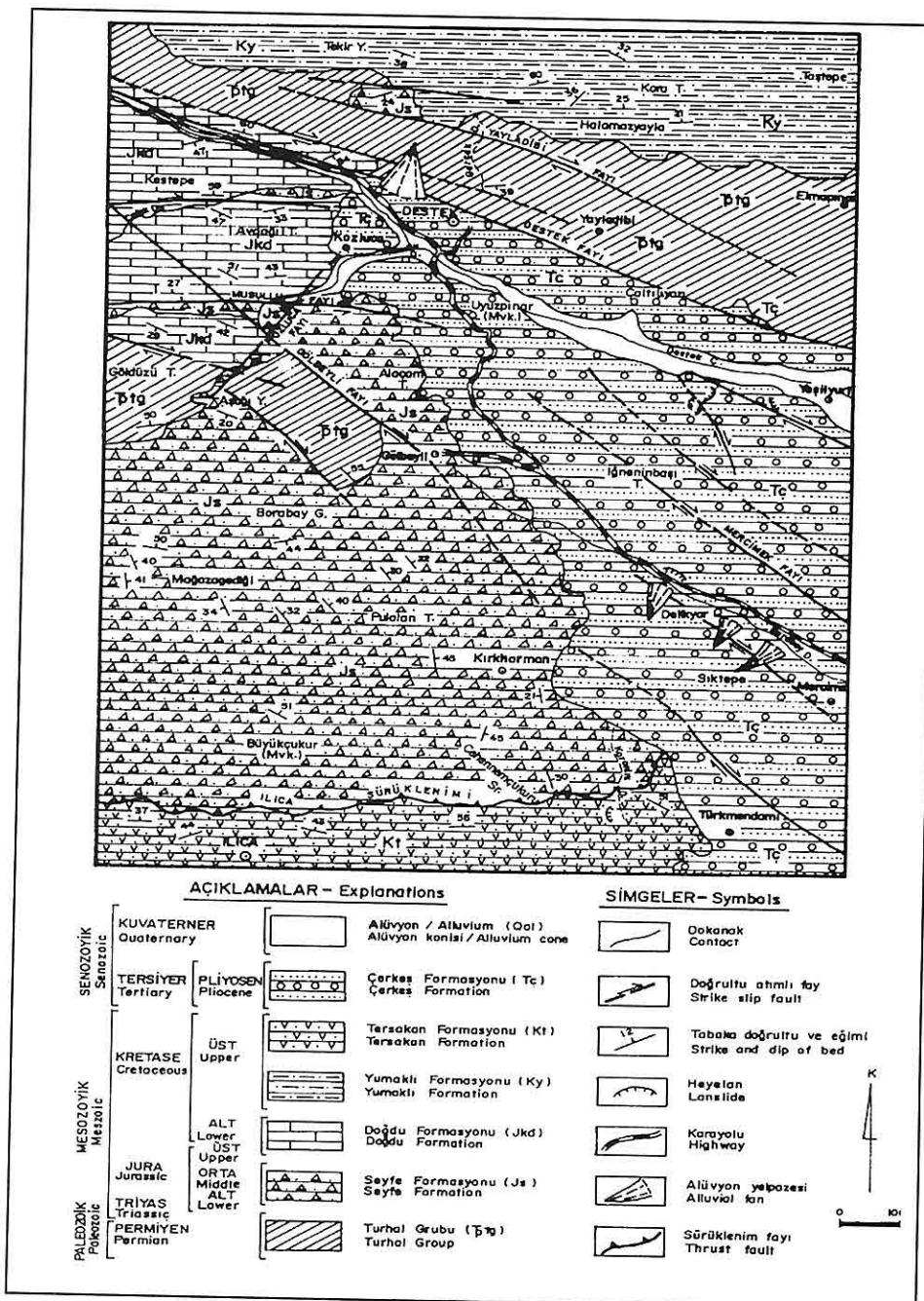
Birimden alınan örneklerin paleon-

tolojik incelemelerinde *Fusulina* sp., *Climacammina* sp., *Paleo textulariidae*, *Schwagerininae* fosilleri saptanmış ve bu bulgulara göre Permiyen yaşı verilmiştir. Özcan ve diğ. (1980) Kuzey Anadolu Fay zonunda yaptığı çalışmalarda birimin yaşıını Permo-Triyas olarak belirtmiştir. Koçyiğit ve Tokay (1985), Tokat grubunun (Turhal grubu) iki alt tektonik birim ile temsil edildiğini belirterek melanj niteliğindeki alt tektonik birimin yeşilşist fasisi koşullarında başkalaşım geçirmiş yitim kuşağı prizması, ikinci alt tektonik birimin ise genel olarak adayıyı (tamada (yayönü havzası, yayarası ve yaygerisi) gelişliğini belirtmişlerdir.

Seyfe Formasyonu (Js)

Çalışma alanının güneybatı ve kuzey kesimlerinde yüzeyleyen birim, ilk kez Öztürk (1979) tarafından tanımlanmıştır. İnceleme alanındaki aynı yaştaki kayalara litolojik benzerliğinden dolayı aynı ad altında incelenmiştir. Birim Aşağıayyla, Gölbeли ve Kırkharman civarında geniş alanlarda yayılım sunmaktadır (Şekil 2).

Formasyon boz renkli metavolkanit, kireçtaşı bileşenli, kireç çimentolu çakıltaşı ile başlar. Üzerine boz renkli, orta tabakalı, küresel ayırmalı kumtaşırı, açık kahverengi-gri renkli, küresel ayırmalı aglomera ve yer yer kristalize, yumru şekilli, kalsit dolgulu kireçtaşı gelir. Daha üstte ince kırıntılarının hakim olduğu kırmızı renkli, killi kireçtaşı bulunur. Çökelme süresinde sarımsı, ince-orta tabakalı kırılgan tuf katılmıştır ve üstte doğru dereceli olarak Üst Jura-Alt Kretase yaşılı Doğu formasyonuna geçer.



Şekil 2. Destek-Gölbeyli (Amasya) Dolayının Jeoloji Haritası.

(Şekil 3).

Birimin, Gölbeylî civarında Permo-Triyas yaşı Turhal grubu ile olan dokanağı uyumsuzdur.

Paleontolojik incelemeler sonucunda birim içerisinde *Involutina liassica* (Jones), *Trocholina turris* Frentzen, *Trocholina umbo* Frentzen, *Vidalina martana* Farinacei, *Trocholina* spp., *Lagenidae*, *Nodosariidae* fosilleri tespit edilmiş ve birimin yaşı Liyas-Dogger olarak önerilmiştir.

Öztürk (1979) Birimin denizaltı volkanizmasının da etken olduğu neritik ortam koşullarında çökelmiş olduğunu belirtmiştir.

Doğu Formasyonu (JKd)

Birim çalışma alanının kuzeybatısında yüzeyler (Şekil 2), ilk kez Öztürk (1979) tarafından isimlendirilmiştir. Egemen litolojisi kireçtaşı olan birim, tabanda; kırmızı renkli kumlu kireçtaşı düzeyi ile başlar, üstte doğru gri renk kazanır. İnce tabakalı, tabakalanmaya dik yönde gelişmiş çatıtlak sistemleri içerir. Çatıtları yer yer kalsit dolguludur. İçerisinde ince bantlar halinde şeyller gözlenmekte ve pembe renkli marn ve kilitası arakatkıları içermektedir. Çalışma alanında birim Permo-Triyas yaşı Turhal grubu ile tektonik dokanaklı olup, Musullu deresi civarında Seyfe formasyonu ile uyumlu olarak gözlenmiştir.

Fosil kapsamı zayıftır, yalnızca *Ticinella*, *Hedbergella* fosilleri tespit edilmiş ve birimin yaşı Barremiyen -Senomaniyen olarak düşünülmüştür.

Öztürk (1979) ise birimin yaşı Üst Jura (Portlandiyen)-Alt Kretase (Barremiyen) olarak belirtmiş olup önceleri neritik, sonraları pelajik ortam koşullarında çökelmiş olduğunu ifade etmiştir.

Yumaklı Formasyonu (Ky)

Çalışma alanının kuzeyinde yayılım gösteren birim ilk kez Öztürk (1979) tarafından Yumaklı formasyonu olarak tanımlanmıştır.

Yumaklı formasyonu Permo-Triyas yaşı Turhal grubunu uyumsuz olarak örtmektedir. Tekir yaylası güney doğusunda ise Alt-Orta Jura yaşı Seyfe formasyonu ile tektonik dokanaklıdır (Şekil 2).

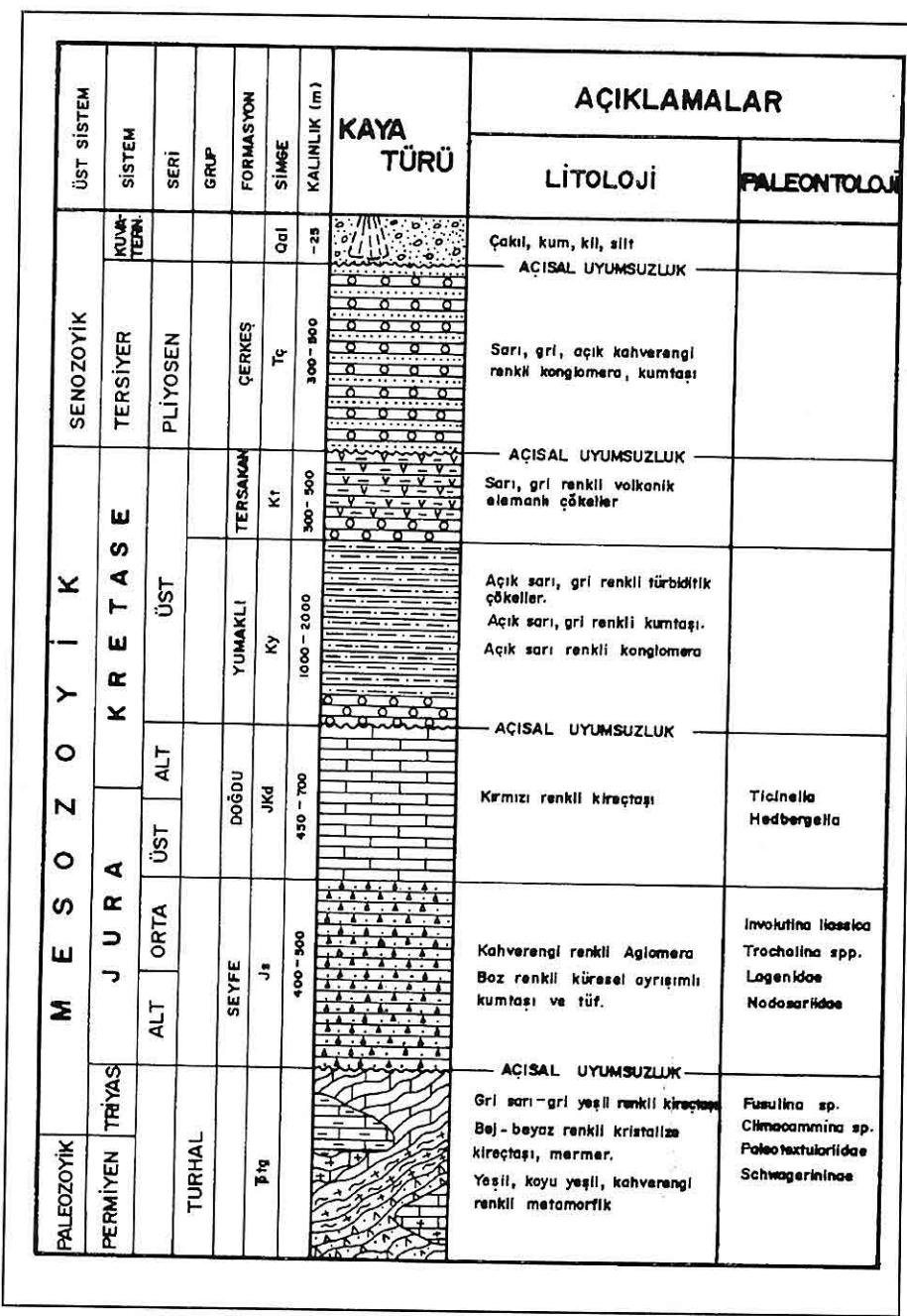
Birim taban çakultaşları ile başlayıp, şeyl-marn-killi kireçtaş-kumtaş-kumlu fliş ardalanması ile devam eder. Çakıllar iyi yuvarlaklaşmış, koyu sarı renkli, orta-kalm tabakalıdır. Birim içinde az geçirimsiz şeyl gözlenmiş olup, kumtaşları bileşenlerinin çoğunu kuvars oluşturur.

Formasyon fosilce fakirdir. Bununla birlikte Öztürk (1979) tarafından tespit edilen *Globotruncana linnei* (d'ORBIGNY), *Globotruncana lapparenti* (Brotz), *Globotruncana apeninica* (Renz) fosillerine göre biriminya Senomaniyen -Turoniyen alınmıştır.

Birim oldukça hareketli, hızlı depolanmanın olduğu ortam koşullarında çökelmiştir (Öztürk, 1979).

Tersakan Formasyonu (Kt)

Çalışma sahasının güneyinde yüzeyleyen birim ilk kez Öztürk (1979)



Şekil 3. Destek-Gölbeyli Alanının Genelleştirilmiş Stratigrafik Kesiti.

tarafından tanımlanmıştır. Birimin genel litolojisi gri renkli, bloğumsu ayrışmalı aglomera, pembe renkli, ince-orta tabakalı killi kireçtaşısı ile tabakalanmaya paralel olmuş trakit-andezit ardalanmasından oluşur.

Büyükçukur ve Cehennemçukuru mevkilerinde Alt-Orta Jura yaşlı Seyfe formasyonu ile tektonik dokanaklıdır. Türkemdami köyü civarında ise Pliyosen yaşlı Çerkeş formasyonu tarafından uyumsuz olarak üzerlenmektedir.

Öztürk (1979), Aktimur ve diğ. (1990) birimde, Globotruncana lapparenti corona (Bolli), Globotruncana sp., Globogerina sp., Globotruncana arca (Cushman), Globotruncana conica (White), Siderolites sp., fosillerini saptayarak birimin yaşını Maestrihiyen olarak belirtmişlerdir.

Tersakan formasyonu volkanik kayaçlarla arakatkılı fliş fasiyesinde gelişmiş ve sedimentasyona denizaltı volkanizması da eşlik etmiştir (Öztürk, 1979).

2.2. Neotektonik Dönem Kayaları

Çerkeş Formasyonu (Tç)

Çalışma alanının orta ve güneydoğusunda yüzeyleyen birim ilk kez Öztürk (1979) tarafından adlandırılmış olup geniş bir yayılıma sahiptir.

Birim, çakıltaşı - kumtaşları ardalanmasından meydana gelir. Gevşek çimentolu bir yapıya sahip olan birim içinde silt bantları da izlenir. Formasyon, Destek, Çaltılıyazı tepe yöresinde

Permo-Triyas yaşlı Turhal grubunu; Türkemdami, Gölbeylî, Kozluca mevkilerinde ise Alt-Orta Jura yaşlı Seyfe formasyonunu uyumsuzlukla überlemektedir. Birime yaş verebilecek fosile rastlanamamıştır. Değişik araştırcılar (Aktimur ve diğ., 1990; Temiz ve diğ., 1991) formasyonun yaşını Pliyosen olarak belirtmişlerdir.

Formasyon, önceleri derin göl ortamında oluşmuş ve zamanla sığlaşıp, gelen malzeme ile dolmuştur (Öztürk, 1979).

Alüvyon ve Alüvyon Yelpazeleri (Qal)

Çalışma alanında özellikle Destek çayı ve Musullu deresi boyunca gözlenen çakıl, kum, kil, siltlerden oluşan çökelleri geniş bir alanda yayılım göstermemektedir.

İnceleme alanında Boraboy deresi ve Destek çayı üzerinde bulunan alüvyon yelpazeleri çakıl, kum, kil, silt oluşumluştur.

3. YAPISAL JEOLOJİ

3.1. Paleotektonik Dönem

Alt Jura öncesi dönemde bölgenin temelini oluşturan Turhal Grubu kayaları çökelmiştir (Şengör, 1980). Turhal Grubunda yer alan metamorfik kayaç topluluğu muhtemelen Erken Kimmeriyen'de başkalaşım geçirmiştir. Üst Jura-Alt Kretase süresince, Doğu Pontidlerde karbonat şelf çökelimi ve resif arası alanlarda fliş çökelimi devam etmiştir. Kampaniyen - Maestrihiyen süresince volkanojenik fliş çökelimi başlamış ve özellikle Pontidlerin

güneyinde gelişim göstermiştir. Avrasya levhası ve Anadolu levhasının bu dönemde birbirlerine yaklaşması sonucu K-G sıkışması meydana gelmiştir. Sıkışma sonucunda Seyfe formasyonu Ilyca dolaylarında Tersakan formasyonu üzerine bindirmiş ve D-B gidişli yer yer de devrik kıvrımların oluşmasına neden olmuştur (Seymen, 1975; Alp, 1972).

Ilica sürüklemin fayı inceleme alanında, İlicanın kuzeyinde yaklaşık 8 km'lik, D-B gidişli uzanıma sahiptir. Kozluca köyü batısında Üst Jura-Alt Kretase yaşılı Doğu formasyonuna ait kireçtaşında gelişen kıvrımlar, yaklaşık D-B kıvrım eksenine sahiptir. Avdağı-Keştepe dolaylarında kıvrım senkinal şeklinde bir geometri sunmaktadır. Bu tepeler arasında gelişen ve genellikle fay kontrollü olan derin vadilerde ise kıvrım antiklinal bir yapı göstermektedir. Ilica sürüklemin fayı ve kıvrımların bölgenin neotektonik dönem öncesi geçirdiği genel jeolojik evrime bağlı olarak geliştiği düşünülmüştür.

3.2. Neotektonik Dönem

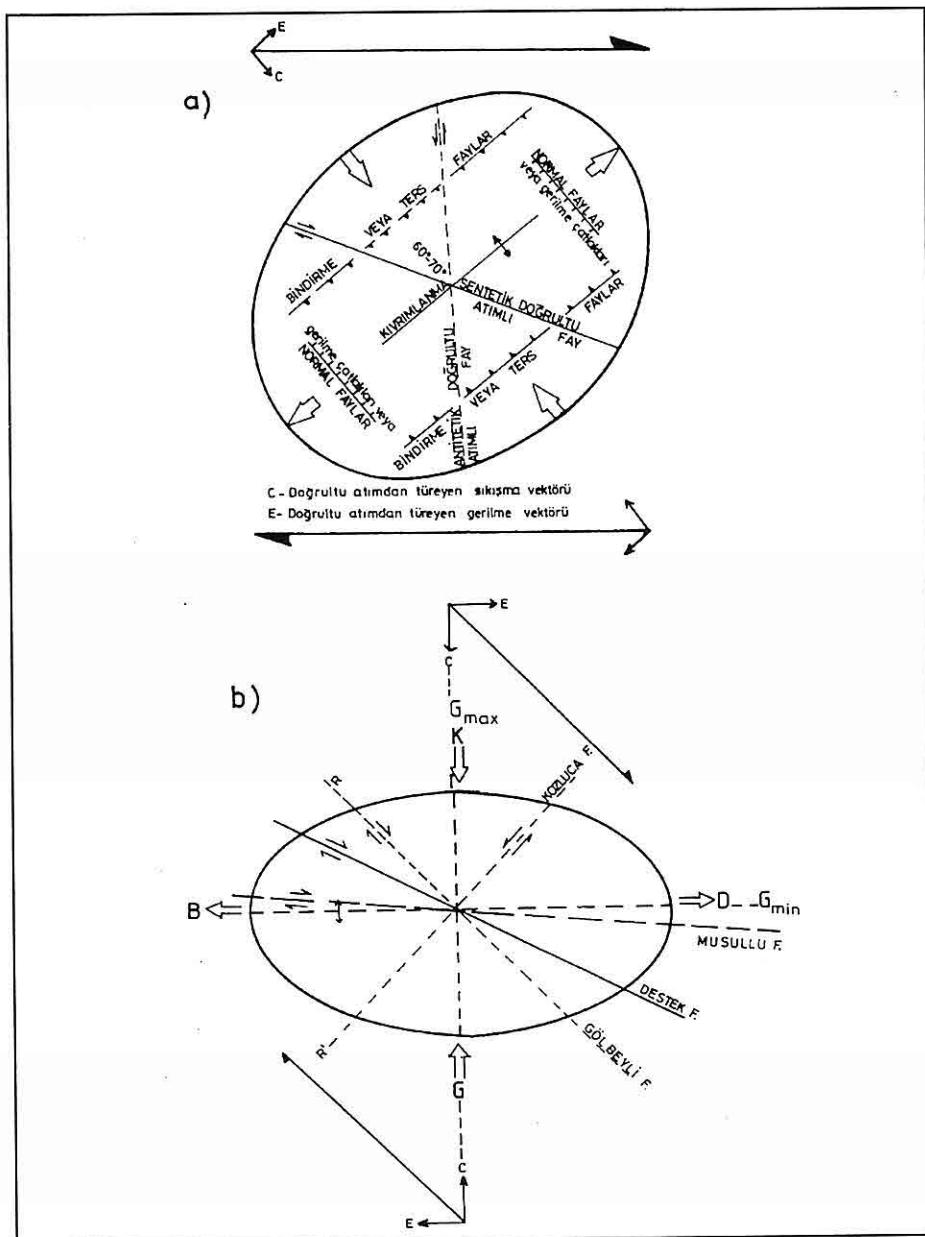
Kuzey Anadolu Fay Zonunun oluşumu ile Türkiye'de Neotektonik dönem başlamıştır. Devam etmekte olan daralma ve kabuk kalınlaşması günümüzde de devam etmektedir (Temiz ve diğ. 1991).

İnceleme alanında Kuzey Anadolu Fay Zonuna bağlı olarak faylar ve morfolojik yapılar gelişmiştir. Şekil 4.a' da sağ yönlü doğrultu atımlı fay sisteminde türeyen ana kırılma ve kıvrımlanmaların ilişkileri gösterilmiştir. Çalışma alanında gelişen fayların bu sisteme göre deneştirilmesi

daha iyi anlaşılmasını sağlayacaktır.

İnceleme alanında sağ yanal doğrultu atımlı fay karakterinde gelişmiş olan Destek fayı, yaklaşık 10 km'den daha fazla bir uzanıma sahiptir. $K60^{\circ}$ - 65° B doğrultusunda olup, Destek civarında Pliyosen yaşılı Çerkeş formasyonu ile Permo-Triyas yaşılı Turhal grubunu kesmektedir. İnceleme alanının batısında ise Üst Jura-Alt Kretase yaşılı Doğu formasyonu içerisinde devam etmektedir. Bu fay sağ yanal bir makaslama zonunda gelişebilecek olan ana atım zonuna karşılık gelmektedir (Şekil 4b). Destek fayına paralel olarak Yayladibi ve Mercimek fayları da sağ yanal doğrultu atımlı olarak gelişmiştir. Yayladibi fayı $K70^{\circ}$ - 75° B doğrultusunda olup, Destek fayına paraleldir. Bu fay Permo-Triyas yaşılı Turhal grubu içerisinde gözlenmiştir. Mercimek fayı, Mercimek köyü ve çevresinde birbirine paralel faylar (en-echelon) şeklinde gelişmiş olup, yaklaşık 5 km uzunluğunda ve $K50^{\circ}$ - 55° B doğrultusundadır. Bu faylar Pliyosen yaşılı Çerkeş formasyonu içinde gelişmiştir.

Sağ yanal doğrultu atımlı diğer bir fay ise $K40^{\circ}$ - 45° B doğrultusunda gözlenen Gölbeli fayıdır. Yaklaşık uzunluğu 7 km' dir. Bu fay sağ yanal makaslama zonunda gelişebilecek olan (R) sintetik doğrultu atımlı fay sistemine karşılık gelir. Sol yanal doğrultu atımlı bir fay karakterinde olan Kozluca fayı ise yaklaşık 3 km uzunluğunda ve $K35^{\circ}$ - 40° D doğrultusundadır. Bu fay sağ yanal bir makaslama zonunda gelişebilecek olan (R') antitetik doğrultu atımlı fay



Şekil 4.a. Sağ yönlü yırtılma çiftinin oluşturduğu yalnız bir doğrultu atım sisteminde türeyen ana kırılma ve kıvrımlanmaların tür ve doğrultu ilişkileri (Harding, 1974).

b. Sağ yırtılma çiftinin çalışma alanında oluşturduğu ana kırılma ve buna bağlı fayların ilişkisi.

özelliğindedir.

İnceleme alanında Musullu fayı normal bileşenli, oblik atımların da bulunduğu sağ yanal doğrultu atımlı fay karekterindedir. $K80^{\circ}$ - $85^{\circ}B$ doğrultulu olup yaklaşık 4-5 km uzunluğundadır. İnceleme alanındaki doğrultu atımlı faylara ait stres elipsoidi Şekil 4b' de gösterilmiştir.

3.3. Tektonomorfolojik Yapılar

İnceleme alanında Kuzey Anadolu Fay zonu içerisinde gelişen fay segmentlerinin geometrik konumlarına bağlı olarak bir takım jeomorfolojik yapılar gelişmiştir. Bunlar; alüvyon yelpazeleri, uzamış tepeler, çöküntü gölleri, basınç sırtları, heyelanlar ve basamak yapılarıdır. Çalışma alanının en doğu kesiminde Yeşilyurt köyü ve Destek çayı civarında basınç sırtları, Destek kasabası batısı ve Mercimek köyü batısında alüvyon yelpazeleri, Akçam tepe güneyinde çöküntü gölleri, Yeşilyurt köyü kuzeybatısında ve Destek kasabası batısında uzamış sırtlar, Pliyosen yaşı birimler içinde ise basamak yapıları ve heyelanlar gözlenmiştir.

4. SONUÇLAR

Kuzey Anadolu Fay Zonunun bir bölümünü oluşturan çalışma alanında, K-G yönlü maksimum sıkışmaya uğrayan bölgede yırtılmaya bağlı olarak antitetik ve sintetik faylar oluşmuştur. Faylanma sonucu gelişen uzamış tepeler, çöküntü gölleri, basınç sırtları, heyelan ve basamak yapısı gibi tektonomorfolojik yapılar gözlenmiştir.

Alt-Orta Jura yaşı Seyfe formasyonu, Barremiyen-Senomaniyen yaşı Doğu formasyonu ve Senomaniyen-Turoniyen yaşı Yumaklı formasyonlarındaki tabaka düzlemlerinden ölçülen değerlere ilişkin kontur ve doğrultu - eğim gül diyagramlarından birimlerin KD-GB yönlü bir deformasyonun etkin olduğu saptanmış olup, bölgede KD-GB uzanımlı doğrultu atımlı fayların geliştiği tespit edilmiştir.

5. KATKI BELİRTME

Bu çalışma 1993 yılında tamamlanarak Çukurova Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsüne sunulan Yüksek Lisans tezinin bir bölümünü içerir. Yazalar Araştırma Görevlisi Osman PARLAK'a, Jeoloji Mühendisi İsmail YÜKSEK ve Murat İPEK'e, Paleontolojik tayinleri yapan Jeoloji Mühendisi Fahrettin ARMAĞAN'a (M.T.A), bu çalışmayı F.B.E. 92-41 nolu proje ile destekleyen Ç.Ü. Araştırma Fonuna ve çizimleri yapan teknik ressam Hayriye YILDIR' a teşekkür ederler.

6. KAYNAKLAR

Aktımur, H.T., Tekirli, M.E. ve Yurdakul, M.E., 1990; 1/100.000 Ölçekli Açınsama Nitelikli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi, Tokat D-22 Paftası, M.T.A. yay., Ankara.

Alp,D., 1972; Amasya Yöresinin Jeolojisi. İ.Ü. Fen Fakültesi Monografileri, 22,101 s.

Blumenthal, M., 1950; Orta ve Aşağı Yeşilirmak (Tokat, Amasya, Havza, Erbaa, Niksar) Bölgelerinin Jeolojisi

- Hakkında. Maden Tetkik ve Arama Enst. Yay., Seri D, No.4, Ankara.
- Harding, T.P. 1974, Petroleum Traps Associated With Wrench Faults. Bull. Am. Ass. Petrol Geol., 58, 1290-1304.
- Koçyiğit, A. ve Tokay, M., 1985, Çatalçam (Zevker)-Erzincan Arasında Kuzey Anadolu Fay Kuşağıının Sismo-Tektonik İncelenmesi: Fay Kuşağıının Stratigrafisi, sistemetiği ve Neotektonik Özellikleri. Bayındırılık ve İskan Bakanlığı Araştırma ve Uygulama Genel Müdürlüğü. Proje Kod No: 82-04-08-00-02, 101 S.
- Özcan, A., Armağan, F., Erkan, A., Keskin, A., Keskin, E., Oral, A., Özer, S., Sümengen, M.ve Tekeli, O., 1980; Kuzey Anadolu Fayı ile Kirşehir Masifi Arasında Kalan Alanın Temel Jeolojisi, Maden Tetkik ve Arama Enst. Raporu Derleme No. 6722, Ankara (Yayınlanmamış).
- Öztürk,A.,1979;Ladik-DestekYöresinin Stratigrafisi.Türk. Jeol. Kur. Bült. 22, 27-34.
- Seymen, İ., 1975; Kelkit Vadisi Kesiminde KAF Zonunun Tektonik Özelliği. Doktora Tezi, İstanbul Teknik Univ., 192 s.
- Şengör, A.M.C., 1980; Türkiye' nin Neotektoniğinin Esasları. Türk. Jeol. Kur. Konf. Ser., No.2, 40 s. Ankara.
- Şengör, A.M.C., Görür, N., and Saroğlu, F., 1985; "Strike-Slip Faulting and Related Basin Formation in Zones of Tectonic Escape: Turkey as a Case Study. In Biddle, K.T.,and Christie -Blick,N.,eds.,Strike-Slip Deformation Basin Formation, and Sedimentation: Soc.Econ.Paleontl.Mineral.,Speci.Pub.No .37,P. 227-264, Oklahoma, USA.
- Temiz. H., Tatar, O. ve Tutkun, S.Z. 1991; Niksar-Erbaa Havzalarının Temel Stratigrafisi. Suat Erk Jeoloji Sempozyumu, Bildiriler Kitapçığı, 157-170, Ankara.

**KULUNCAK-BAŞÖREN KÖYÜ-AŞILIK PINARI (MALATYA) FLUORİT
CEVHERLEŞMESİNİN JEOLOJİK, METALOJENİK ve EKONOMİK
İNCELEMESİ ***

Ethem TAYFUN

Pamukkale Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Denizli/Türkiye

Mesut ANIL

Ç. Ü., Maden Mühendisliği Bölümü, Adana/Türkiye

ÖZET: Malatya İlinin yaklaşık 130 km kuzeybatısında yer alan inceleme alanında; bölgeye Üst Kretase'de allokon olarak yerleşmiş olan ofiyolitik karmaşığa ait serpantinlezmiş peridotit, spilit ve dolorit (diyabaz), kristalize kireçtaşı, masif kireçtaşı, siyenit, Eosen ve Neojen çökelleri, bazalt ve marn ile Kuvaterner alüvyonları üzerelemektedir. Çalışma alanında Aşılık pinarı ve Karababa pinarı civarında görülen fluorit cevherleşmeleri, siyenitler tarafından kesilen kireçtaşı dokanaklarında içерme, damar dolguları ve düzensiz damalar şeklinde yerleşmiştir. Cevherleşmenin, bölgedeki sokulum kayacı nitelikindeki siyenitlerin getirimi sonucunda hidrotermal yoldanoluğu arazi ve laboratuvar çalışmalarından anlaşılmaktadır. Cevherleşmenin parajenezinde bulunan önemli mineraller; fluorit, kalsit, apatit, muskovit, kuvars, feldspat ve plagioklas'tır. Yapılan rezerv hesaplamasına göre, fluoritin görünür rezervi 24.060 ton olarak hesaplanmış olup, satılabilir özelliktedir.

**GEOLOGICAL, METALLOGENICAL AND ECONOMICAL
INVESTIGATIONS ON FLUORITE MINERALIZATION OF KULUNCAK
BAŞÖREN VILLAGE-AŞILIK PINARI (MALATYA)**

ABSTRACT: Rocks belonging to the allochthonous ophiolitic complex, including serpentized peridotite, spilite, and dolerite (diabase), Upper Cretaceous aged crystallized limestone, syenite, Tertiary aged Eocene and Neogene deposits, basalt and marl and alluviums of Quaternary in the study region, which is located about 130 km northwest of Malatya. In the area, the mineralization of fluorite have been settled around Aşılık and Karababa springs, in limestone contact that was cut by syenite, as dissemine, vein fillings and irregular veins. The mineralization is formed as a hydrothermal-metazomatic by the syenites. There are fluorite, calcite, apatite, muscovite, quartz, feldspar, and plagioclase in the paragenesis of mineralization.

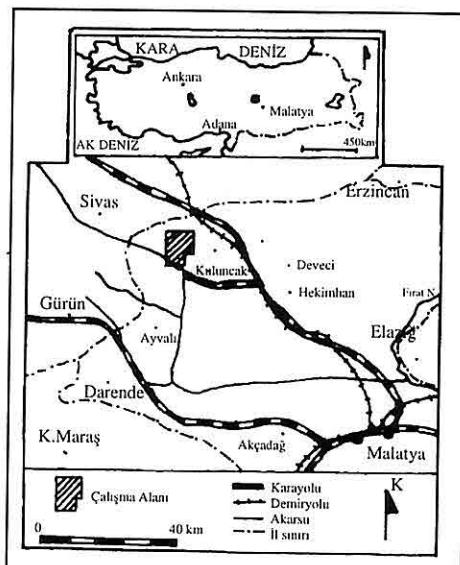
* Bu çalışma, Ç.Ü. FBE-94-72 nolu proje çerçevesinde desteklenmiştir.

1.GİRİŞ

İnceleme alanı Doğu Anadolu Bölgesinde yeralan Malatya ilinin kuzeybatisında; Kuluncak ilçesi ve kuzeyini kapsayan 70 km^2 lik bir alanı kapsamaktadır (Şekil 1).

Çalışma alanı ve yakın çevresi, birçok araştırmacı tarafından çalışılmıştır. Yapılan çalışmalar, jeolojik harita alımı, bölgenin jeolojik yorumu ve maden yatakları yönünden verimliliğilarındaki bilgileri içermektedir. MTA (1960), tarafından Türkiye genelinde gerçekleştirilen hava prospeksiyonları sırasında bölgedeki siyenit sokulumları çevresinde bazı radyoaktif fluorit damarlarına rastlanmıştır. Helvacı (1967), çalışmasında 1/10.000 ölçekli fluorit ve vermekülit anomali haritası hazırlamıştır. Siyenitlerle kristalize kireçtaşlarının kontaklarındaki fluoritlerden bahsetmiştir. Kiral ve Yılmaz (1989), tarafından bölgedeki fluorite yönelik ilk ayrıntılı çalışma yapılmıştır. Çalışmalarında bölgenin jeolojisinden, fluorit yataklarının mineralojik ve ekonomik özelliklerinden bahsetmişlerdir. Çalışma alanındaki fluoritlerin felsitik doku gösterdiklerini ve gang minerali olarak kuvars, kalsit ve epidot içerdiklerini, fluorit mineralizasyonun hidrotermal kökenli olduğunu vurgulamışlardır. Ayrıca kireçtaşlarının, cevherleşmenin yakınında iri kristalli, cevherleşmeden uzaklaşıkça ince kristalli bir görünüm kazandıklarını belirtmişlerdir. Özgen ve Kibici (1994), çalışma alanındaki siyenitlerin kimyasal - mineralojik özelliklerinden bahsederek, siyenitlerde; ejirin - fluorit - apatit ve

fluorit-apatit olmak üzere iki karbonatit fazı ayırtlamışlardır.



Şekil 1. Çalışma alanının yer bulduru haritası.

Çalışma alanındaki fluorit cevherleşmesi, Aşılık Pınarı, Karababa Pınarı ve Karababa mevkii civarında bulunmaktadır. Fluorit, siyenitler tarafından kesilen kireçtaşı dokanaklarında; içерme, damar dolguları ve düzensiz damarlar şeklinde yerleşmiştir. Bölgede, Reo-Simge A.Ş. tarafından mekanik kepçelerle yapılan kazılarla ortaya çıkarılmış üç ayrı cevherli kafa bulunmaktadır. Aynı şirketçe yaptırılan analizlerde fluorit yataklarının ortalama tenörü $\% 43 \text{ CaF}_2$ olarak tespit edilmiştir. Yapılan rezerv hesaplarında yatakların toplam görünür rezervi 24.060 ton olarak hesaplanmıştır.

Yapılan bu çalışmalar sonucunda, bölgedeki fluorit yataklarının oluşum kökeninin hidrotermal - metazomatik

olduğu tespit edilmiştir. Çalışma alanındaki fluorit ocaklarından alınan 6 örnek üzerinde MTA Enstitüsü'nün maden analizleri ve teknolojisi dairesinde XRD analizleri yapılmıştır. Bu analizlerin sonucunda, cevher minerali olarak fluorit, parajenezdeki diğer mineraller olarak kalsit, muskovit, feldspat ve plagioklas tespit edilmiştir.

2.GENEL JEOLOJİ

İnceleme alanında, bölgeye Üst Kretase'de allokton olarak yerleşmiş olan ofiyolitik karmaşa ait serpantinleşmiş peridotit, spilit ve dolerit (diyabaz), Üst Kretase yaşlı kristalize kireçtaşı, masif kireçtaşı, siyenit, Eosen ve Neojen çökelleri, bazalt ve marn ile Kuvaterner alüvyonları bulunmaktadır (Şekil 2 ve 3).

2.1. Masif Kireçtaşı

Çalışma alanının kuzeydoğusunda, Konaktepe köyünün kuzeyinde yaklaşık olarak 6 km²'lik bir alanda masif kireçtaşları yüzeylenmektedir (Şekil 2).

Arazide açık gri, beyazımsı renkte görülen bu kireçtaşları yer yer dolomitleşmiştir. Kireçtaşlarında ince kalsit damarlarının yanında bazen, farklı kalınlıklarda aragonit damarları gözlenmektedir. Tabaka kalınlığı yaklaşık 50-60 cm arasında olup kalın katmanlıdır.

2.2. Kristalize Kireçtaşı

Çalışma alanında geniş bir yayılım sunarlar. Özellikle Alçakçaltepe, Karababaçaltepe, Ziyaretçaltepe ve Sümbüllükoyaktepe civarında

yüzeylenirler. Genellikle doğrultuları K40°D, eğimleri 20° güneydoğudur (Şekil 2).

Bazı kesimleri ofiyolitler tarafından metamorfize edilmiş olan kireçtaşları; ince taneli, masif, killi, kısmen dolomitik ve kalsit damarlıdır. Ayırışma yüzeyleri açık gri renkli olan bu kireçtaşları, siyenitler ile kontaklarında fluorit mineralizasyonu içermekte olup, yer yer alterasyona uğramışlardır. Kireçtaşları, fluorit mineralizasyonuna doğru gidildikçe mermerleşme özelliği kazanmaktadır.

Yıldızeli ve diğ.(1987), bu kireçtaşları içerisinde aşağıdaki fosilleri saptayarak Üst Kretase yaşıını vermiştir:

Lepidorbitoides sp.

Siderolites sp.

Orbitoides sp.

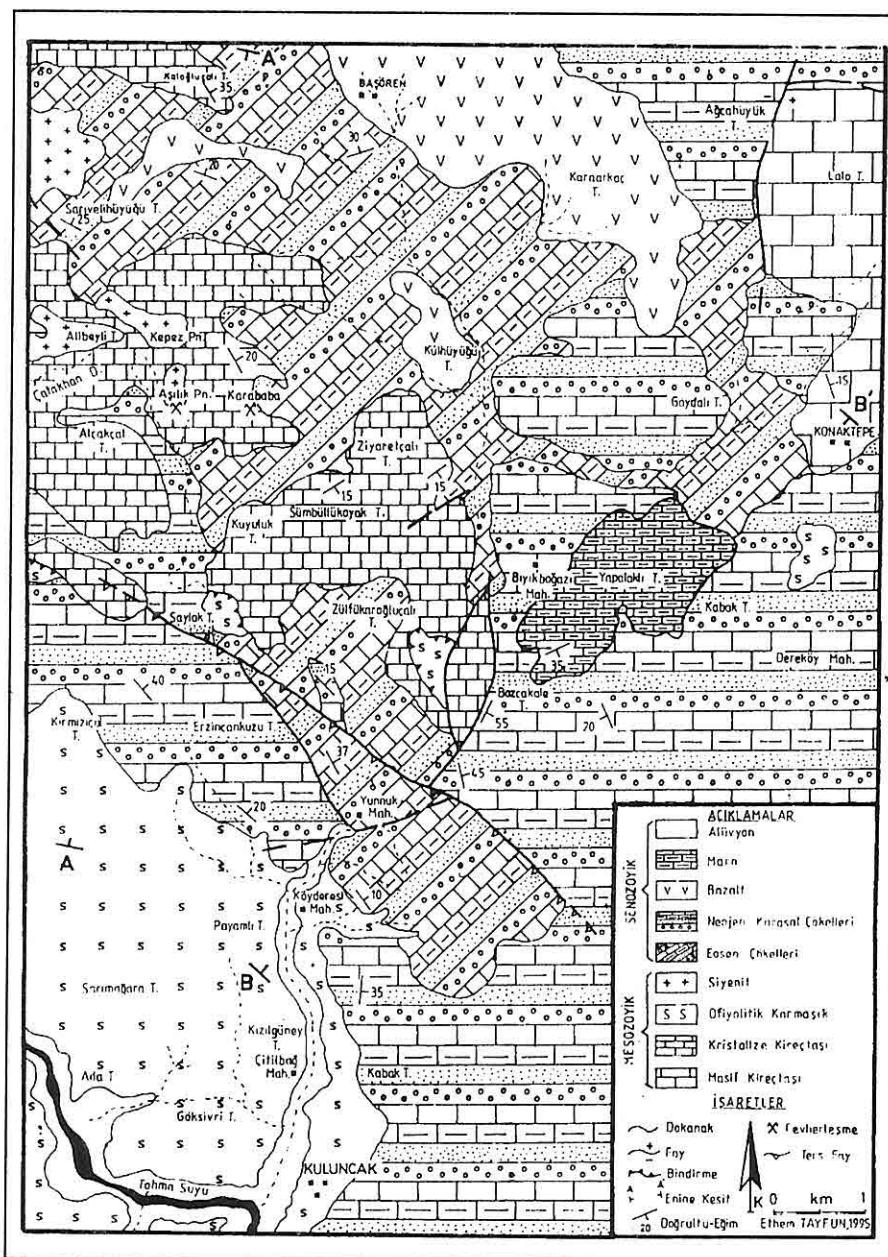
Bryozoa sp.

Hippurites sp.

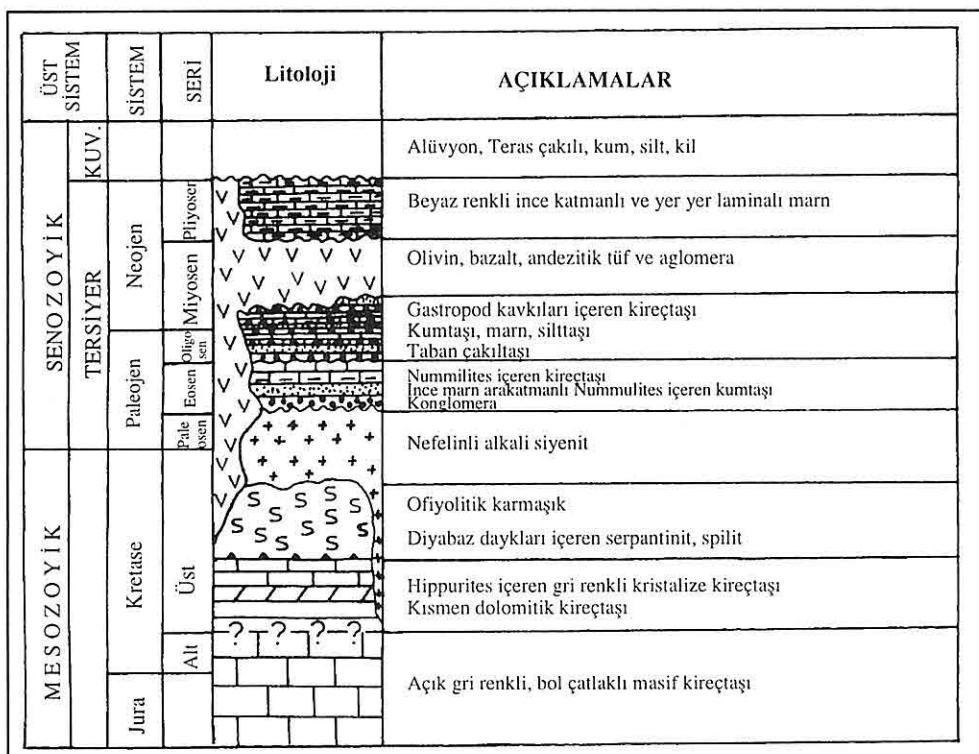
2.3. Ofiyolitik Karmaşık

Çalışma alanındaki en büyük yerleşim birimi olan Kuluncak ilçesinin kuzeybatısında geniş bir alanda ofiyolitik karmaşık yüzeylenmektedir. Serpantinleşmiş peridotit, spilit ve doleritlerden oluşan ofiyolitik karmaşık, oldukça yüksek bir topografa sunmaktadır (Şekil 2).

Açık yeşilden koyu yeşil ve siyaha kadar değişik renklerde görülen bazik ve serpantinleşmiş ultrabazik kayaçlar, bir ofiyolitik istifin pelajik çökeller dışında bazı elemanlarını içermektedirler. Ayrıca çok fazla deformasyon geçirmiş olması



Şekil 2. Kuluncak - Başören - Konaktepe - Alibeyli Tepe dolayının jeoloji haritası
(Kıral ve Yılmaz, 1989'dan revize edilmiştir).



Şekil 3. Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Özgenç ve Kibici, 1994' ten yararlanılmıştır).

nedeniyle düzenli bir ofiyolitik istif sunmamakla beraber daha çok melanj özelliği göstermektedir.

Bu ofiyolitlerin yerleşim yaşına ilişkin veriler ve Kristalize kireçtaşları ile olan ilişkileri inceleme alanı içerisinde tam belirgin değildir. Düşüksöüt fayı boyunca kristalize kireçtaşları ile tektonik dokanaklı olan ofiyolitlerde yoğun lisvenitleşmeler görülmektedir. Bu ofiyolitler inceleme alanı dışında Düşüksöüt fayı ile aynı doğrultuda bulunan bir bindirme hattı boyunca kristalize kireçtaşları üzerine sürüklənmiş ve yer yer bunları olistolitler halinde bünyesine almış şekilde izlenmektedir. Bu veri ışığında inceleme

alanı içinde bir bölümü bulunan ofiyolitlerin yerleşim yaşı, Doğu Toros Kuşağı genelinde ofiyolitlerin yerleşim yaşı için verilen Üst Kretase yaşı ile uyumlu gözükmektedir (Yazgan, 1984; Dewey ve dig. 1986; Yazgan ve Chesseix, 1991).

Serpantinit: Serpentinitler arazide, grimsi yeşil renklidir ve diğer birimlerden kolaylıkla ayırt edilebilmektedir. Bazı serpentinitler ezilme zonları boyunca uğradığı tektonik basınçlardan dolayı şisti bir yapı kazanmışlardır.

Dolerit: Çalışma alanında ofiyolitik karmaşık içerisinde irili-ufaklı dolerit blokları gözlenmiştir. Bunlar genellikle köşeli bloklar halindedirler. Arazide

ayrışmış yüzeyleri kahverengi gözlenen döleritlerin taze kırık yüzeyleri yeşilimsi siyah renktedir.

Spilit: Çalışma alanında Konaktepe köyünün güneyinde dar bir alanda gözlenmiştir. Spilitlerin üzeri genellikle yamaç molozları ile örtülmüştür. Bomba (1977)' ya göre bölgedeki spilitler, mikrotane ve mikroçubuk halinde albit, mafik (opaklaşmış-kristalleşmiş) ve çok az ejirin artıkları ihtiva etmektedirler. Ayrıca ikincil oluşumlu kalsit içermekte ve güney kısımlarda traktik strüktür göstermektedirler. Arazide yapılan çalışmalarında oldukça çatlaklı olarak gözlenen spilitlerin ayrışmış yüzeyleri sarımsı kahve, taze kırık yüzeyleri koyu yeşil renktedir.

Ofikalsit: Çalışma alanında, ofikalsitler, ofiyolitler ile Neojen yaşlı çökeller arasındaki dokanak boyunca ve Çitilbağ mahallesinin kuzeyinde gözlenmiştir. Bu kayaçlar dar bir alanda yüzeylendiğinden jeolojik haritada gösterilmemiştir. Arazide irili ufaklı bloklar şeklinde görülen ofikalsitlerin ayrışmış yüzeyi zeytin yeşili, taze kırık yüzeyi ise koyu yeşil renkte gözlenmiştir.

Silisleşme: Ofiyolitik karmaşık içerisinde peridotitlerdeki serpentinleşme olayı dışında silisleşme olayı da gözlenmiştir. Ofiyolitik karmaşığı oluşturan birimler alterasyonun fazla olduğu kesimlerde ayrışarak lateritik silisli bir kabuk oluşturmuştur. Silisifiye olan zonlar demirce zenginleşmiştir.

2.4. Siyenit

Çalışma alanında Alibeylitepe, Aşılık

Pınarı, Kepez Pınarı ve Sarivelihüyükütepe'nin batısında alkali siyenitler yüzeylemektedir (Şekil.2).

Alibeylitepe civarındaki siyenitler büyük bloklar halinde ve yer yer çatlaklı bir yapıdadır. Aşılık pınarı civarındaki siyenitler ise küçük bloklar halinde araziye yayılmış durumda gözlenmektedir.

Leo ve diğ.(1978), bu kayaçlarda yaptıkları ayrıntılı kimyasal çalışmalarda, bunların alkali siyenit türünde olduklarını saptamışlardır. Aynı araştırmacılarca yapılan radyometrik yaş tayinlerinde, alkali siyenitler için ortalama 65.2 milyon yıl (Üst Kretase-Paleosen) yaşı elde edilmiştir.

Özgenç ve Kibici (1994), bölgedeki siyenitler üzerinde yaptıkları ayrıntılı çalışmalarda; açık gri renkli olan siyenitlerin, ince-orta taneli ve panidiyomorf dokulu olduklarını, başlıca kayaç yapıcı mineral olarak K-feldspat, albit, ejirin, flogopit ve % 5-8 oranında feldspatoid (nefelin, sodalit) içerdiklerini tespit etmişlerdir.

Bomba (1977), siyenitlerde yaptığı mikroskopik çalışmalarda; siyenit porfirlerin ortoklas, albit ve kuvars içerdığını ve iri felsitik, kristalize bir kütle hamuru ihtiva ettiğini; siyenit aplitlerin ise akış tekstürü gösteren, ufak taneli ortoklas ile az miktarda albit ve kuvars içerdiklerini saptamıştır.

Çalışma alanında çok dar bir alanda mikrosiyenitler yüzeylemektedir. Arazide açık sarı renklerde görülen mikrosiyenitler, yer yer çatlaklı bir yapı sunarlar.

Özgenç ve Kibici (1994) tarafından, siyenitler ile kireçtaşları dokanağında saptanan karbonatitler, fluorit apatit karbonatit türünde olup, araştırmacılar yapmış oldukları sıvı kapanım çalışmalarında iki karbonatit fazı ayırtlamışlardır:

Ejirin - fluorit - apatit karbonatitler: Boyunçayır güneyi, Oğlakkıran güneyi ve Alibeyli tepede yarımdaire ve yay şekilli dayklar şeklinde görülürler. Bu erken faz karbonatit dayklarına paralel olarak ekonomik fluorit damarları da gelişmektedir. Başlıca kayaç yapıcı mineralller olarak ejirin, sodik amfibol, fluorit, apatit, dolomit, kalsit ve ortoklas belirtilebilir. Bu karbonatitlerin fluoritlerinde yapılan sıvı kapanım çalışmalarında 440-535 °C arasında değişen homojenleşme sıcaklıklar ölçülmüştür. Apatitlerde 340-443 °C ve kalsitlerde ise 350-400 °C arasında değişen homojenleşme sıcaklıklar elde edilmiştir.

Fluorit - apatit karbonatitler: Kalınlıkları 5-10 cm. arasında değişen küçük huni dayklar şeklinde görülürler. Başlıca fluorit-apatit-ortoklas, kalsit ve dolomit içerirler. Bu karbonatitlerin fluoritlerinde yapılan sıvı kapanım çalışmalarında, bunların homojenleşme sıcaklıklarının 350-430 °C arasında değiştiği, apatitlerde ise 380-400 °C arasında değiştiği tespit edilmiştir. Kalsitlerde yapılan ölçümlerde ise homojenleşme sıcaklıklarının 280-320 °C arasında değiştiği saptanmıştır (Özgenç ve Kibici, 1994).

2.5. Eosen Çökelleri

Çalışma alanında Konaktepe köyü batısında, Yunnuk mahallesi civarında, Başören köyü yakınlarında yaklaşık 10 km² lik bir alanda yüzeyleyen Eosen yaşı çökeller; çakıltaşı, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı, kiltaşı, marn ve kireçtaşlarından oluşmaktadır (Şekil 2).

Yıldızeli ve diğ. (1987), tarafından yapılan çalışmalarla; kumtaşı içerisinde gözlenen çakılı seviyelerde taşınmış Rudist fosilleri bulunmuştur. Eosen yaşı çökeller ortalama 200-300 metre kalınlıkta olup genellikle açısal uyumsuzlukla Oligo-Miyosen yaşı çökeller tarafından örtülmektedir.

2.6. Neojen Karasal Çökelleri

Çalışma alanında Erzincankuzutepe, Ortapınar mezarlığı, Gaydalitepe, Bıyıkboğazı kuzeyi ve Kabaktepe civarında oldukça geniş bir alanda yüzeyleyen Neojen çökelleri, altta taban çakıltaşlarıyla başlayan ve kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı, kiltaşı, marn ve kiraçtaşlarından oluşan bir istiften maydانا gelirler (Şekil 2). Altta üste doğru kahverengimsi kırmızı, sarımsı beyaz ve grimsi beyaz renklerde olan bu seri her yerde düzenli bir istif sunmaz.

Eosen yaşı denizel çökeller üzerine açısal uyumsuzlukla gelen Oligo - Miyosen yaşı serisi, Yıldızeli (1987), tarafından stratigrafi konumu, içeriği fosiller ve inceleme alanının çevresindeki kayaçlarla korelasyonu sonucu Oligo-Miyosen yaşı verilmiştir. Bu yaş

taraflımızca da kabul edilmektedir.

2.7. Bazalt

Çalışma alanında Başören köyü doğusunda ve Karaarkaçtepe civarında yüzeylemektedir (Şekil 2). Bazaltlar ile Eosen çökelleri arasında kesin bir dokanak görülmeyip tedrici bir geçiş gözlenmektedir.

Arazide siyahımsı gri, kahverengimsi siyah ve irili-ufaklı bloklar halinde görülen bazaltlar, genellikle gözenekli (gaz boşluklu) dir. Gözenekler 0,2-2 cm arasında değişmekte olup bazen kalsit dolguludur.

Leo ve dig. (1978), tarafından bazatlarda yapılan radyometrik yaş tayinlerinde 14-19 milyon yıl (Orta-Üst Miyosen) arasında değişen yaşılar elde edilmiştir.

Özgenç ve Kibici (1994), bazaltları "Kepez Volkanitleri" adı altında inceleyerek, andezitler ve olivin bazaltlar olmak üzere ikiye ayırmışlardır. Andezitlerin başlıca hipersten, hornblend ve zonlu plajiolas içerdiklerini ve mikrolitik porfirik dokulu olduklarını belirtmişlerdir. Olivin bazaltların ise başlıca olivin, ojit ve plajiolas içerdiklerini belirtmişlerdir.

2.8. Marn

Çalışma alanında Konaktepe köyünün güneybatısında, Yapalaklıtepe civarında, yaklaşık 2 km^2 'lik bir alanda marnlar yüzeylemektedir (Şekil 2).

Beyaz renkli, çok ince katmanlı ve yer yer laminalı olan marnlar çok düşük eğimler (10°) sunarlar. Son derece

dayanımsız olan bu birim, çok kolay aşınabilmektedir. Oldukça dar bir alanda çökelmiş olan gölsel birimin ortalama kalınlığı 30-40 metredir. Ayrıca bu birim, çok ince kalsit damarları içermekte olup bol çatıtlaklı bir yapıya sahiptir.

2.9. Alüvyon

Çalışma alanında, Kuvaterner yaşı alüvyonlar yaklaşık 5 km^2 lik bir alanı kaplamaktadır. Bu genç birim, Neojen çökelleri, Eosen çökelleri ve ofiyolitik seride ait kayaçlar ile dokanaklıdır. Tabanda sediment kayaç elemanlı konglomera ve çakılı seviye ile başlayıp üstte doğru irili-ufaklı çakıllar ve kumlu-killi seviyeler içeren alüvyonlar, Tohma Suyu ve kollarının yataklarında dar şeritler halinde bulunmaktadır (Şekil 2).

3. TEKTONİK

Çalışma alanı Doğu Anadolu'da, tektonik yönünden aktif bir bölge olan Toros Kuşağı içerisinde yer almaktadır.

Ketin (1983)'e göre mağmatik faaliyet bakımından Torosların özelliği, bu birim içerisinde geniş sahalar kaplayan peridotit - serpantinit kütleleriyle doğu - iç kısımlardaki granitik - siyenitik intrüzyonların Üst Kretase'de meydana gelmiş olmasıdır.

Çalışma alanında gözlenen başlıca tektonik olaylar; kumtaşı ve özellikle kireçtaşının yerlesimi ve buna bağlı olarak gelişen kireçtaş olistolitleri ve klipler, üzerindeki allokon birimlerle bir melanj görünümündeki ofiyolitik karmaşık, bindirmelerle aynı kompresyonel

kuvvetler altında gelişen kıvrımlar, yörede yer alan normal ve ters faylar ve kayaçlarda görülen eklem takımlarıdır. Bölgedeki siyenitik intrüzyonlar kristalize kireçtaşlarındaki eklemler içeresine yerleşim yaparak bu zonlarda fluorit cevherleşmesi meydana getirmiştirlerdir.

Çalışma alanındaki en önemli faylar; K40°B doğrultulu Düşüksögüt fayı ile buna paralel olan Boyunçayır fayıdır (Şekil 2). Düşüksögüt fayı çalışma alanı dışındaki ofiyolit bindirme hattı ile aynı doğrultudadır. Bu fay boyunca ofiyolitlerde lisvenitleşmeler ve kireçtaşlarında breşleşmeler izlenmiştir. Düşüksögüt fayına paralel ve onunla aynı doğrultudaki Boyunçayır fayı boyunca da siyenitler küçük stoklar şeklinde dizilmişlerdir (Özgenç ve Kibici, 1994).

4. FLUORİT CEVHERLEŞMELERİ

Fluorit, kalsiyum florür (CaF_2) bileşiminde olup saf olduğunda % 51.3 kalsiyum, % 48.7 fluor ihtiva eder. Uluslararası ticari ismi "fluorspar" olan fluoritin esas elementi "fluor" dur. Açık sarı renkte bir gaz olan fluor elektroliz yolu ile elde edilir. Fluor içeren başlıca mineraller; fluorit, fluorapatit, ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$) ve kriyolit ($\text{Na}_3\text{Al F}_6$) tır. Fluorit küp sisteminde kristallenir. Sertliği 4, özgül ağırlığı 3.16 gr/cm^3 tür. Rengi genellikle mor, yeşil, mavi, sarı ve beyazdır. Bu renk çeşitliliği genellikle içeriği organik bileşikler ve nadir toprak elementlerinden kaynaklanmaktadır.

Çalışma alanında, Aşılık Pınarı ve Karababa Pınarı civarında fluorit

cevherleşmesi gözlenmiştir. Fluorit, siyenitler tarafından kesilen kireçtaşı dökakalarında içерme, damar dolguları ve düzensiz damarlar şeklinde yerleşmiştir (Foto 1 ve 2). Bölgede Reo-simge A.Ş. tarafından fluorite yönelik üç ayrı yerde harfiyat ve açık işletme çalışmaları yapılmıştır (Şekil 4).

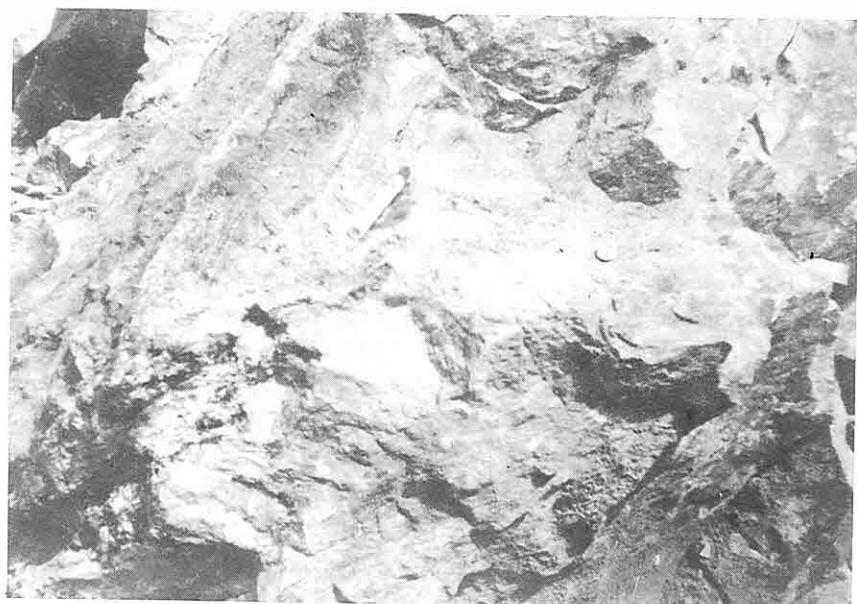
Kıral ve Yılmaz (1989)'a göre Helvacı (1967), çalışma alanında fluorit ve vermicülite yönelik 1963 yılında yapmış olduğu çalışmalarında toryum için açılan yarmalardan iki numune almıştır. Bu numunelerin kimyasal analiz sonuçları şunlardır:

1.Numune : % 52.7 CaF_2 , % 11.59 SiO_2 , % 35.71 gang min.

2.Numune : % 14.33 CaF_2 , % 20 SiO_2 , % 65.67 gang min.

Kıral ve Yılmaz (1989), yöredeki siyenitlerle, kireçtaşlarının kontağında yer alan fluorit mineralizasyonunun çoğunu hidrotermal kökenli oldukları belirtmişlerdir. Ayrıca kireçtaşlarının, cevherleşmenin yakınında iri kristalli, cevherleşmeden uzaklaşıkça ince kristalli bir görünüm kazandıklarını belirtmişlerdir. Bu durum tarafımızca da tespit edilmiştir.

Arazide incelenen fluoritler, açık mordan siyahimsı mora kadar değişen renklerde görülmektedir. Fluoritlerin kireçtaşlarıyla olan sınırları gayet kesin bir şekilde görülmektedir fakat siyenitlerle olan sınırları, siyenitlerin ayırt edilemeyecek nedeniyle kesin izlenemektedir. Kireçtaşlarına doğru masif bir yapı gösteren cevherleşme, siyenitlere doğru dağılgan ve altere bir



Resim 1. Kristalize kireçtaşları içerisinde damar dolguları şeklinde izlenen fluorit cevherleşmesi.



Resim 2. Düzensiz damarlar şeklinde izlenen fluorit cevherleşmesi.

yapı kazanmaktadır.

Cevherleşme zonu boyunca kireçtaşlarında, hafif dolomitleşme görülmektedir. Özellikle fluorit cevherleşmesinin yoğunlaştığı kısımlarda daha yoğundur. Çalışma alanındaki diğer litolojik birimlerde fluorit cevherleşmesi görülmemektedir. Yapılan arazi, laboratuvar ve petrografik çalışmalar fluoritlerin hidrotermal kökenli olduğunu göstermektedir.

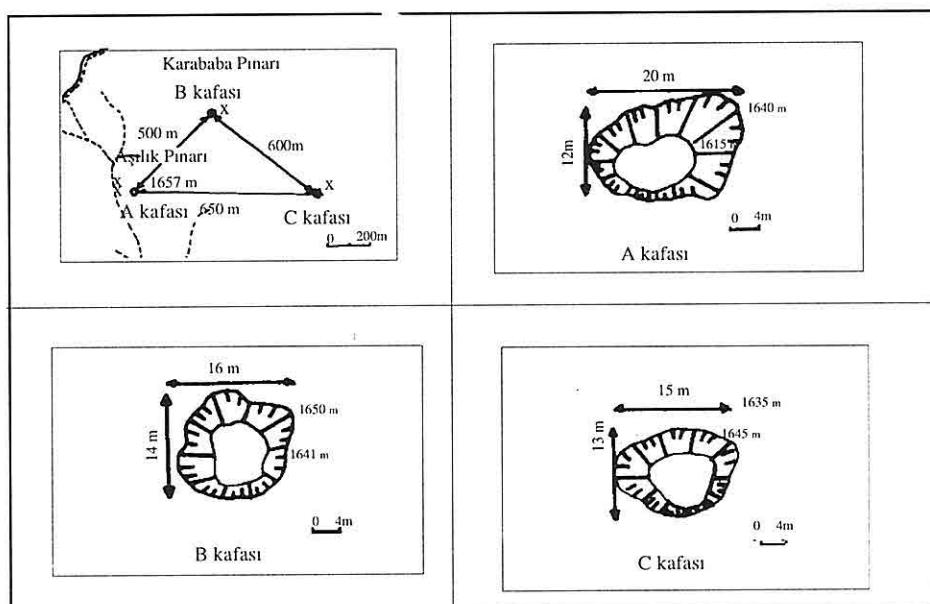
Hidrotermal fluorit yataklarının üç değişik mekanizma ile oluşabileceği ileri sürülmüştür (Holland, 1967; Richardson ve Holland, 1979). Bunlar:

- Cevher getirici eriyiklerin ısı ve/veya basıncının düşmesi.
- Farklı kimyasal bileşim ve tuzluluktaki eriyiklerin karışması.
- Hidrotermal sıvıların yan kayaçla etkileşimi şeklinde belirtilmektedir.

Aşılık Pınarı fluorit yatağından elde edilen jeolojik veriler, yukarıda belirtilen ilk iki oluşum mekanizmasının geçerli olmadığını göstermektedir. Özgenç ve Kibici (1994) tarafından elde edilmiş olan sıvı kapanım verileri (ortalama homojenleşme sıcaklıklar 440-535°C arasında) basit soğuma mekanizması ile fluorit oluşumunu desteklemektedir.

Ayrıca basınç düşmesiyle fluorit oluşumu da mümkün görülmemektedir. Çünkü basınç düşmesiyle olacak fluorit miktarı, ısı düşmesiyle olacak fluorit miktarından azdır (Richardson ve Holland, 1979).

Aşılık Pınarı fluorit yatağında görülen fakir parajenez, farklı kimyasal bileşim ve tuzluluktaki eriyiklerin karışması ile fluorit oluşum mekanizmasının da geçerli olmadığını göstermektedir.



Şekil 4. Çalışma alanındaki fluorit cevherleşmelerine ait cevherli kafa krokileri.

Aşılık Pınarı fluoritlerinin oluşumunu açıklayacak en uygun mekanizma, hidrotermal sıvıların yan kayacla etkileşimi sonucu fluorit oluşum mekanizması, olarak gözükmektedir. Yan kayaç konumundaki kireçtaşlarında gözlenen dolomitleşme, florun çözeltiler halinde MgF_2 ve CaF_2 bileşikleri şeklinde taşındığını göstermektedir. Ayrıca hidrotermal sıvıların yan kayacla etkileşimi pH'ın değişmesine neden olmaktadır. Böylece cevherli eriyiklerdeki Ca ve Mg derişimleri de değişir. pH' in asitten nötr değere değişimi fluorit çözünürlüğünü azaltmaktadır (Richardson ve Holland, 1979; Özgenç, 1993).

Polarizan mikroskopta incelenen, cevherleşmeye ait ince kesitlerde fluorit, tüm kesitlerin hakim minerali ve aynı zamanda cevher minerali olarak dikkat çekmektedir. Kalsit ikincil mineral olarak gözlenmekte olup, fluorit cevherinin çatlaklarını doldurmuş şekilde gözlenmektedir. Kuvars gayet küçük taneler şeklinde ve bazı kesitlerde, fluorit cevheri içerisinde katı kapanımlar şeklinde bulunmaktadır. İnce kesitlerde tespit edilen mineral türlerinin az olması, parajenez yönünden, cevherleşmenin kısır olduğunu göstermektedir.

Çalışma alanındaki fluorit ocaklarından, cevher mineraleri ve parajenezin belirlenmesine yönelik olarak alınan 6 örnek üzerinde M.T.A. Enstitüsü'nün maden analizleri ve teknolojisi dairesinde XRD analizleri yapılmıştır. Bu analizlerin sonucunda elde edilen veriler şunlardır:

a) Aşılık Pınarı fluorit ocağından alınan örneklerde cevher minerali olarak fluorit tespit edilmiştir. Parajenezinde bulunan diğer mineraller ise bolluk sırasına göre kalsit, muskovit, feldspat şeklinde sıralanmaktadır (Şekil 5).

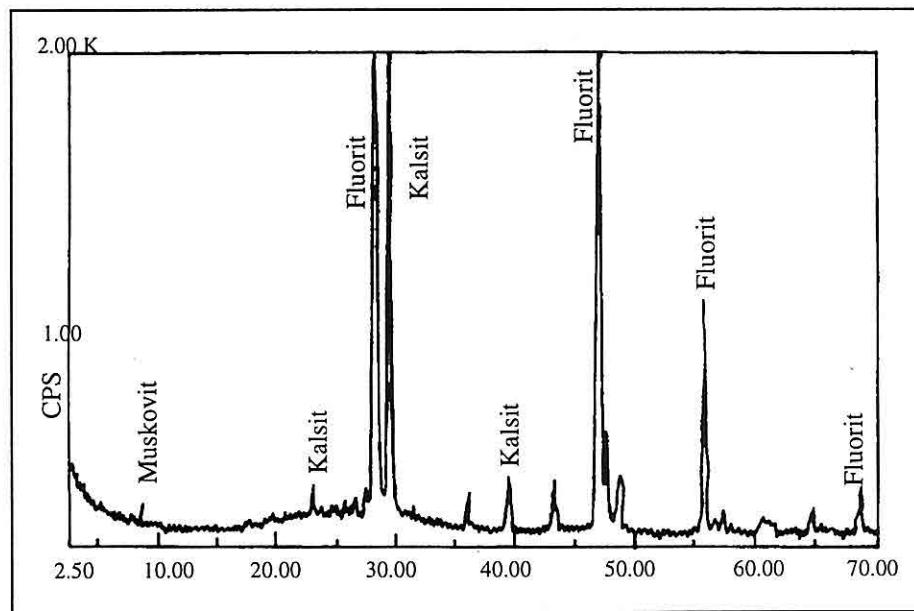
b) Karababa Pınarı fluorit ocağından alınan örneklerde ise cevher minerali olarak yine fluorit dikkat çekmektedir. Parajenezinde bulunan diğer mineraller ise bolluk sırasına göre kalsit, muskovit, plajiolas şeklinde sıralanmaktadır (Şekil 6).

XRD analiz çalışmaları ve polarizan mikroskopta yapılan incelemeler sonucunda elde edilmiş olan mineral parajenez ve süksyon tablosu, Tablo 1' de verilmektedir.

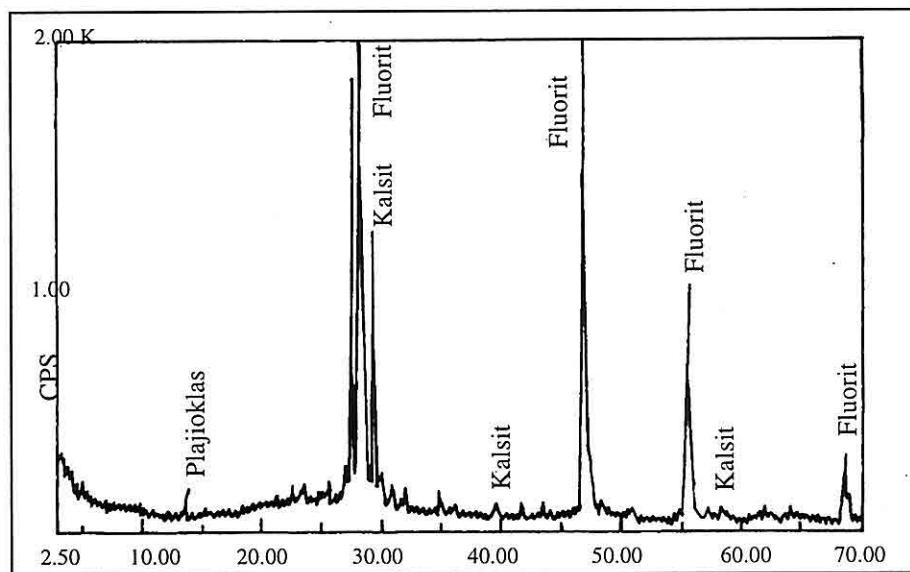
Tablo 1. Cevherleşmeye ait parajenez ve süksyon tablosu (İşı değerlerinde, Özgenç ve Kibici, 1994' ten yararlanılmıştır)

Mineral	600-300 °C Erken Faz	450-250 °C Geç Faz
Muskovit	—	
Plajiolas	—	
Ejirin	—	
Fluorit	—	
Apatit	—	—
Kalsit	—	—
Riebekit		—
Feldspat		—
Kuvars		—

Reo-simge A.Ş. tarafından, bölgedeki fluorit cevherleşmelerinden alınan



Şekil 5. F2-56 nolu cevher örneğine ait x-işinleri difraktogramı.



Şekil 6. F3-57 nolu cevher örneğine ait x-işinleri difraktogramı.

numunelerden yaptırılan analizlerde CaF_2 oranı ortalama olarak % 43 olarak tespit edilmiştir. Bu değer tarafımızca ortalama tenör olarak alınmıştır.

Çalışma alanında Aşılık Pınarı, Karababa Pınarı ve Karababa mevkii civarında mekanik kepçelerle yapılan kazılarla ortaya çıkarılmış üç ayrı cevherli kafa bulunmaktadır (Şekil 4). Birbirlerinden 500, 850 ve 600 m. uzaklıkta yer alan A, B ve C kafaları tabana doğru genişleyerek devam eden bir yapı göstermektedir. Bu durumda cevherli zonların birbirleri ile ilişkili olma ihtimali yüksektir. Bunlardan A kafasının yüzeyden itibaren 15 m., B kafasının 9 m. ve C kafasının 11 m. kalınlıkta olduğu arazi çalışmalarında ortaya çıkarılmıştır. Buna göre görünür rezerv kabaca Tablo 2'de verilmiştir.

Tablo 2. Rezerv hesaplama tablosu.

Gerek cevherleşme zonlarında yapılan arazi gözlemleri, gerekse petrografik çalışmalar, bölgedeki fluorit yataklarının oluşum kökeninin hidrotermal - metazomatik olduğunu göstermektedir. Bölgede siyenitik bir mağma intrüzyonunun sokulum yapmış olması ve kontağındaki kristalize kireçtaşlarının hafif bir dolomitleşmeye uğramış olması buna kanıt olarak gösterilebilir. Fluoritler, kireçtaşı dokanlığında sağlam ve masif bir yapı gösterirken, siyenitin dokanlığında dağınık ve altere bir yapı kazanmaktadır. Fluorit cevherleşmesi metazomatik olarak yan kayaç (kireçtaşı), içerisinde yerlesim yapmıştır.

Metazomatoz olayı bir ramplasman (yerini alma) olayı olup, yan kayacın mineralerinin yerini mağma kaynaklı mineralerin alması şeklinde olmaktadır. Sonuçta yan kayacın mineralojik ve kimyasal yapısı değişmekte ve kayaç

Lokalite	Boyutlar (m)	Tenör (%)	Yoğunluk (gr/cm ³)	Görünür Rezerv (Ton)
A kafası	15x12x20	43	3,1	11 160
B kafası	9x14x16	43	3,1	6 250
C kafası	11x15x13	43	3,1	6 650
Genel Toplam			24 060	

metamorfizmaya uğramaktadır. Ancak her kayaç metazomatoz olayına uygun değildir. Kireçtaşı, dolomit ve diğer karbonatlı kayaçlar metazomatoza kolayca uğrarlar. Hidrotermal eriyiklerin uygun kayaçlar içerisinde sebep oldukları metazomatoz olayı sonunda hidrotermal - metazomatik yataklar meydana

gelmektedir.

Hidrotermal yatakların çoğunda dolgu tipi cevherleşme ile metazomatik cevherleşme birlikte gelişirler.

5. SONUÇLAR

Çalışma alanında Mesozoyik'e ait; masif kireçtaşı, kristalize kireçtaşı,

siyenit, ofiyolitik karmaşık; Senozoyik'e ait Eosen çökelleri, Neojen karasal çökelleri, bazalt ve marn ile Kuvaterner yaşlı altıvyon bulunmaktadır.

Üst Kretas'de Mesozoyik yaşı kristalize kireçtaşları üzerine bindirme ile geldiği belirtilen ofiyolitik karmaşığın, serpentinleşmiş peridotit, dolerit (diyabaz) dayıkları, spilit ve ofi-kalsitten oluştuğu tespit edilmiştir.

Çalışma alanındaki Üst Kretase yaşı kristalize kireçtaşlarında yapılan incelemelerde, bölgeye Üst Kretase'de sokulum yaparak yerleşmiş olan siyenitlerle olan dokanaklarında fluorit cevherleşmesi gözlenmiştir. Kireç taşlarının, cevherleşmenin yakınında iri kristalli, uzağında ise ince kristalli bir yapı gösterdiği saptanmıştır.

Fluorit cevherleşmesinin kristalize kireçtaşları ile siyenitlerin dokanaklarında içerme, damar dolguları ve düzensiz damarlar şeklinde gelişmiş olduğu gözlenmiştir.

Fluorit ocaklarından alınan örnekler üzerinde XRD analizleri yaptırılmıştır. Bunun sonucunda cevher minerali olarak fluorit, parajenezdeki diğer minerallerin kalsit, muskovit, feldspat ve plajiolastan oluştuğu tespit edilmiştir.

Cevherleşme zonu boyunca kireçtaşlarında, hafif dolomitleşme görülmüştür. Özellikle fluorit cevherleşmesinin yoğunlaştiği kısımlarda daha yoğundur. Çalışma alanındaki diğer litolojik birimlerde fluorit cevherleşmesi görülmemiştir. Yapılan arazi, laboratuvar ve petrografik çalışmalar fluoritlerin hidrotermal kökenli olduğunu

göstermektedir. Aşılık Pınarı fluoritlerinin oluşumunu açıklayacak en uygun mekanizma, hidrotermal sıvıların yan kayaça etkileşimi sonucu fluorit oluşum mekanizması, olarak gözükmektedir. Yan kayaç konumundaki kireçtaşlarında gözlenen dolomitleşme, florun çözeltiler halinde MgF_2 ve CaF_2 bileşikleri şeklinde taşındığını göstermektedir. Ayrıca hidrotermal sıvıların yan kayaça etkileşimi pH'ın değişmesine neden olmaktadır. Böylece cevherli eriyiklerdeki Ca ve Mg derişimleri de değişmektedir. pH'ın asitten nötr değere değişimi fluorit çözünürlüğünü azaltmaktadır. Yataktaki sülfid mineralizasyonu saptanmamıştır.

Yapılan rezerv hesaplamasına göre, fluoritin görünür rezervi 24.060 ton olarak hesaplanmıştır.

Çalışma alanındaki fluorit ocaklarının işletilmesi, gelişigüzel yapılan hafriyat çalışmaları ile yapılmış, daha sonra tam randıman alınmadan cevher ocakları terkedilmiştir. Ancak detaylı jeolojik araştırmalar ve ocak çevresinde sondajlı aramalar yapılarak fluorit cevherinin ekonomikliği artırılabilir.

6. KAYNAKLAR

- Baykal, F., 1966. 1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası. Sivas paftası. M.T.A. yayını.
Bomba, Z., 1977. Başören - Konaktepe - Kuluncak - Karıncalık (Malatya) yöreninin jeolojisi. Yüksek lisans tezi. İstanbul Üniversitesi. Fen Bil. Enst., 5701., İstanbul.
Dewey, J.F., Hemptton, M.R.,

- Kidd, W.S.W., Saroğlu, F. ve Şengör, A.M.C., 1986. Shortening of continental lithosphere in the neotectonics of eastern Anatolia, a young collision zone: In: M.P. Coward and A.C Ries (eds), *Collision tectonics.*, Geol. Soc. London., Spec. Publ., 19. 3-36.
- Holland, H.D., 1967. Gangue minerals in hydrothermal deposits. In: *Geochemistry of hydrothermal ore deposits.* H.L., Barnes (Ed.), Holt, Renihart and Winston Inc., USA.
- Ketin, İ., 1983. Türkiye jeolojisine genel bir bakış. İ.T.Ü. yayınları. 595 s.
- Kıral, N., Yılmaz, H., 1989. Malatya-Darende-Kuluncak yörensinin fluorit prospeksiyonu jeoloji raporu. M.T.A. Enst. Derleme Rap. No:395. Ankara.
- Leo, W.G., Önder, E., Kılıç, M. ve Avci, M., 1978. Geology and mineral resources of Kuluncak-Sofular area (Malatya K39-a1, K39-a2 quadrangles), Turkey: U.S Geol. Survey Bull., 1429.
- M.T.A., 1966. Türkiye Fluorit Envanteri. M.T.A. Enst. Derleme Rap. No:3772, Ankara.
- Özgenç, İ., 1993. Ovacık (Tavşanlı -Kütahya) Fluorit Yatağının Jeolojisi ve Oluşumu. Jeoloji Mühendisliği derg. 43.5-14.
- Özgenç, İ., Kibici, Y., 1994. Başören Köyü (Kuluncak - Malatya) britolit damarlarının jeolojisi ve kimyasal -- mineralojik özellikleri. Türkiye Jeoloji Bülteni. 37. 1. 77-85.
- Richardson, C.K. ve Holland, H.D., 1979. Fluorite deposition in hydrothermal systems: Geochim. Cosmochim. Acta., 43, 1327-1335.
- Yazgan, E., 1984. Geodynamic evolution of the eastern Taurus region: In: O. Tekeli and M.C. Göncüoğlu (eds)., *Geology of the Taurus belt.*, 199-208, M.T.A., Ankara.
- Yazgan, E., ve Chessex, R., 1991. Geology and tectonic evolution of the southeastern Taurides in the region of Malatya: TPJD. Bült., 3.1.1-42.
- Yıldızeli, N., Yurt, M.Z., Yıldırım, A., Adıgüzel, O., Avci, N., Çubuk, Y., 1987. Kangal, Alacahan (Sivas)-Kuluncak (Malatya) yörensinin demir prospeksiyonu jeoloji raporu. M.T.A. Enst. Derleme Rap. No:8176. Ankara.

KUŞDİLİ (KADIKÖY-İSTANBUL) KUVATERNERİ STRATİGRAFİSİ HAKKINDA YENİ GÖRÜŞLER

Engin MERİÇ

İ.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İstanbul/Türkiye

Niyazi AVŞAR

Ç.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana/Türkiye

Oktay ÇETİN

Abant İzzet Baysal Ü., Fizik Bölümü, Bolu/Türkiye

ÖZET: İstanbul çevresindeki başlıca Kuvaterner alanlarından biri olan Kuşdili Çayırlı Kuvaterner istifinden derlenen mollusk kavkalarının Elektron Spin Rezonans (ESR) yöntemi ile değerlendirilmesi sonucu yörenin Eopleyistosen-Alt Pleyistosen-Orta Pleyistosen, Orta-Üst Pleyistosen ve Holosen dönemlerinde tesiri gittikçe artan Akdeniz sularının etkisi altında kaldığı anlaşılmıştır. Ayrıca, bölgedeki tektonik aktivitenin Pleyistosen başından itibaren etkisini göstermeye ve graben sistemlerinin oluşmaya başladığı bu çalışmaya ortaya konulmuştur.

NEW VIEWS ON QUATERNARY STRATIGRAPHY IN KUŞDİLİ (KADIKÖY-İSTANBUL)

ABSTRACT: In the investigation of mollusc shells from Quaternary sequence in Istanbul by Electron Spin Resonance (ESR) technique, it has been determined that the region has undergone increasing influence of Mediterranean water in Eopleistocene-Lower Pleistocene-Middle Pleistocene, Middle-Upper Pleistocene and Holocene. In addition, as a result of tectonic activity in Pleistocene, graben systems began to form.

1. GİRİŞ

İstanbul ili çevresinde, Kocaeli Yarımadası'nda gözlenen en önemli Kuvaterner alanlarından biri olan Kuşdili Çayırlı Kuvaterner istifinde TORNO şirketi (SK-1 ve SK-11) ile DSİ tarafından (SPT-1) yapılmış üç sondajdan elde edilen veriler tekrar gözden geçirilerek, yörenin Pleyistosen ve Holosen'deki gelişimi yeniden yorumlanmıştır (Şekil 1).

Daha önceki çalışmamızda Kuşdili formasyonu olarak adlandırılan (Meriç ve diğ., 1991) istifin sedimentolojik özellikleri ayrıntılı olarak açıklandıından, bu araştırmada Kuvaterner tortul istifinde gözlenen foraminifer topluluğu günümüz koşullarına uygun olarak yeniden yorumlanmış, belirli düzeylerden Elektron Spin Rezonans (ESR) yöntemi ile elde edilen sayısal değerler de (Çetin ve diğ., 1995) dikkate alınarak, Kuşdili Çayırlı alanının Kuvaterner boyunca gelişen stratigrafik özellikleri ortaya konulmuştur.

2. FORAMİNİFER TOPLULUĞU

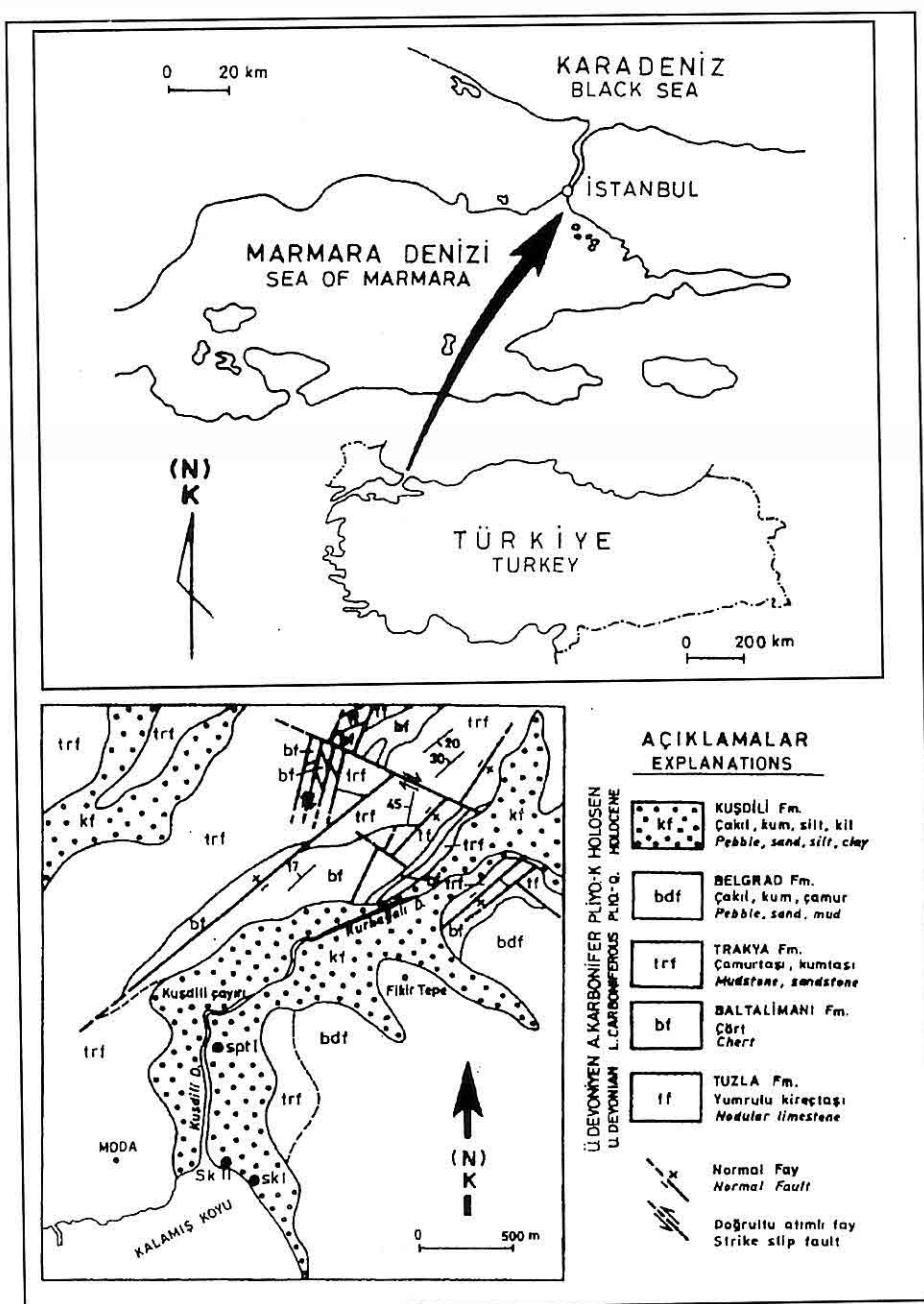
Yörede, temeli Paleozoyik istifinin Üst Devoniyen yaşlı yumrulu kireçtaşları (Büyükada fm., Kaya, 1971 ve 1973; Tuzla fm., Önalan, 1982 ve 1990), Alt Karbonifer yaşlı liditler (Baltalimanı fm., Kaya, 1973) ile Alt Karbonifer yaşlı şeyl-kumtaşı arası (Trakya fm., Kaya, 1971 ve 1973) oluşturmaktadır (Meriç ve diğ., 1991).

SK-1 sondajından elde edilen verilere göre yöredeki Kuvaterner istifi, devresel

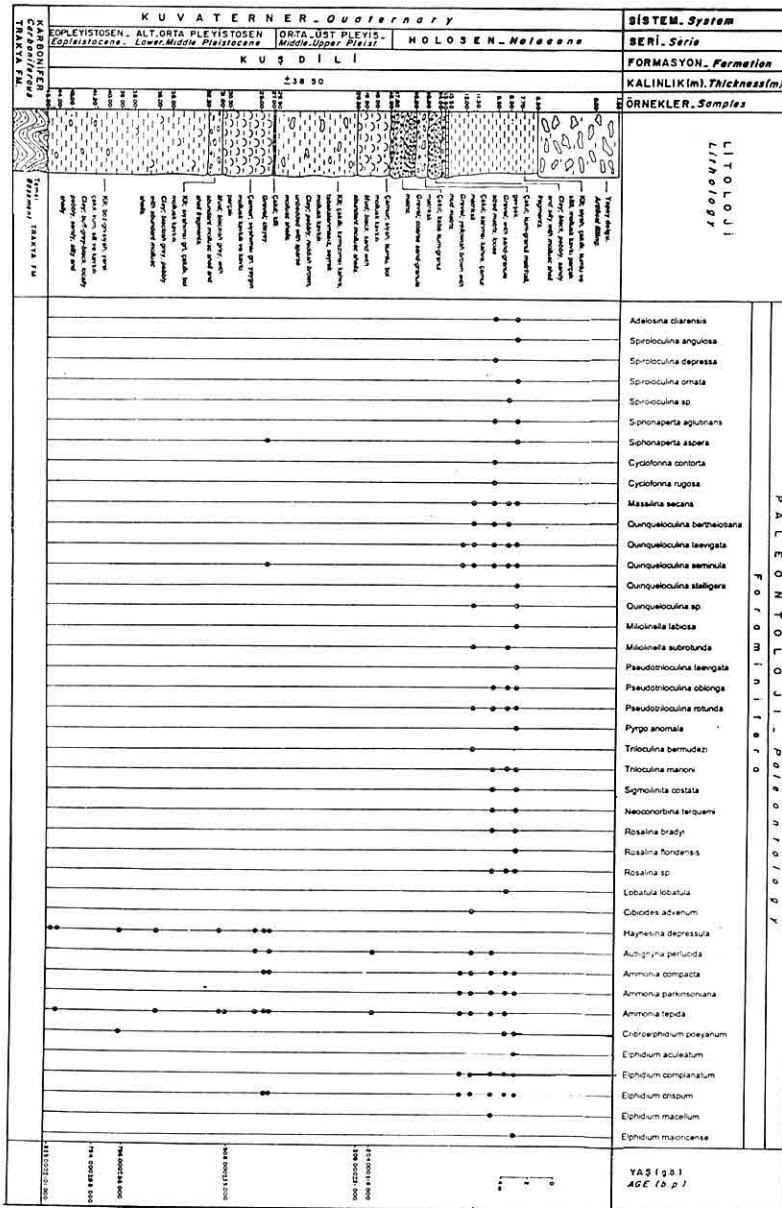
gelişmiş olup, sarımsı kahve-boz renkli kumlu çamurlar ile başlar (Şekil 2). Üste doğru içermiş olduğu organik maddeler nedeni ile çamurların rengi koyu griye dönüşür. 45.00-26.90 m arasında gelişmiş olan 1. evre çökelleri içinde *Siphonaperta aspera* (d'Orbigny), *Quinqueloculina seminula* (Linné), *Haynesina depressula* (Walker ve Jacob), *Aubignyna perlucida* (Heron-Allen ve Earland), *Ammonia compacta* (Hofker), *A. tepida* Cushman, *Cribroelphidium poeyanum* (d'Orbigny), *Elphidium crispum* (Linné) gözlenmiştir (Cimerman ve diğ., 1991; Hottinger ve diğ., 1993; Loeblich ve Tappan, 1988; Meriç ve diğ., 1995; Parisi, 1981; Sarella ve Moncharmont - Zei, 1993). SK-1 sondajının 2. çökelme evresini temsil eden 26.90. - 18.00 m arasında kahverengimsi gri renkli çakılı killer, siyah renkli kumlu çamurlar gözlenir (Meriç ve diğ., 1991). İstifin bu bölümünden birinci devre foraminifer topluluğuna nazaran zayıf bir topluluk sunar. *Haynesina depressula* (Walker ve Jacob), *Aubignyna perlucida* (Heron - Allen ve Earland), *Ammonia compacta* (Hofker), *A. tepida* Cushman ve *Elphidium crispum* (Linné) ile temsil edilen foraminifer grubu bölgedeki deniz etkisinin baskınlığını göstermediğini açık bir şekilde kanıtlar (Cimerman ve diğ., 1991; Hottinger ve diğ., 1993; Loeblich v. Tappan, 1988; Meriç ve diğ., 1995; Parisi, 1981; Sarella ve Moncharmont - Zei, 1993).

İstifin son çökelme devresinin gözleendiği 18.00 - 6.50 m arasında

KUŞDİLİ KUVATERNERİ STRATİGRAFİSİ HAKKINDA YENİ GÖRÜŞLER



Şekil 1. Çalışma bölgesi bulduru ve jeoloji haritası (Meriç ve diğ., 1991'den değiştirilerek alınmıştır).



Şekil 2. Torno SK-1 sondajının sedimanter jeolojisi, paleontolojik ve sayısal değerlendirmesi (Meriç ve dig., 1991'den değiştirilerek alınmıştır).

kahverengimsi gri çamurlu çakıl, kahve renkli çamurlu çakıl, gri-siyah renkli ince çakılı-kumlu-siltli killer yeralır (Meriç ve diğ.,1991).

Bu son dönemin 12.00-7.70 metrelerarasında çok zengin denilebilecek, Akdeniz kökenli foraminiferlerin baskınlık gösterdiği bir foraminifer topluluğu dikkati çeker. SK-11 sondajında elde edilen bulgular da dahil edilerek 12.00 m de; *Quinqueloculina laevigata* d'Orbigny, *Q. seminula* (Linné), *Ammonia compacta* (Hofker), *A.parkinsoniana* (d'Orbigny), *A.tepida* Cushman, *Elphidium complanatum* (d'Orbigny) ve *E. crispum* (Linné)'un gözlenmesine karşın, 11.00-7.70 m arasında *Adelosina clarensis* (Heron-Allen ve Earland), *Spiroloculina angulosa* Terquem, *S. depressa* d'Orbigny, *S. ornata* d'Orbigny, *Siphonaperta agglutinans* (d'Orbigny), *S. aspera* (d'Orbigny), *Quinqueloculina berthelotiana* d'Orbigny, *Q. laevigata* d'Orbigny *Q.seminula* (Linné), *Q.stelligera* Schlumberger, *Miliolinella labiosa* (d'Orbigny), *M. subrotunda* (Montagu), *Pseudotriloculina laevigata* (d'Orbigny), *P.oblonga* (Montagu), *P. rotunda* (d'Orbigny), *Pyrgo anomala* (Schlumberger), *Triloculina bermudezi* Accosta, *T.marioni* Schlumberger, *Sigmoilinita costata* (Schlumberger), *Neoconorbina terquemi* (Rzehak), *Rosalina bradyi* Cushman, *R.floridensis* (Cushman), *Lobatula lobatula* (Walker ve Jacob), *Cibicides advemum* (d'Orbigny), *Aubignyna perlucida* (Heron-Allen ve Earland) *Ammonia*

compacta (Hofker), *A.parkinsoniana* (d'Orbigny), *A.tepida* Cushman *Criboelphidium poeyatum* (d'Orbigny) *Elphidium aculeatum* (d'Orbigny), *E.complanatum* (d'Orbigny), *E.crispum* Linné, *E.macellum* (Fichtel ve Moll), *E.marioricense* Colom (Cimerman ve diğ.1991, Hottinger ve diğ.1993, Loeblich ve Tappan,1988, Meriç ve diğ.1995, Parisi, 1981, Sgarella ve Moncharmont - Zei, 1993) Akdeniz foraminiferlerinin tipik temsilcileri olarak Kalamış Koyu'nda yaşamlarını sürdürmüştür.

SPT-1 sondajında 25.00 m kalınlıkta bir istif oluşturan Kuvaterner yaşı Kuşdili formasyonunun ilk iki devresini simgeleyen (Meriç ve diğ.,1991) 6.00 m'lik bölümün üst düzeylerinde, 18.35-18.25 m arasında *Quinqueloculina* sp., *Triloculina bermudezi* Accosta, *Cibicides advemum* (d'Orbigny), *Haynesina depressula* (Walker ve Jacob), *Ammonia tepida* Cushman, *Criboelphidium poeyatum* (d'Orbigny), *Elphidium aculeatum* (d'Orbigny), *E.crispum* (Linné), *E.macellum* (Fichtel ve Moll) gözlenmiştir. Bunu izleyen daha üst düzeylerde foraminifer bulunamamıştır.

Üçüncü devre ise alt düzeylerde çakılı, kaba kum-granül boyutlu (Meriç ve diğ. 1991) sarımsı kahve, siyahımsı gri killerden oluşan bir istif sunar. Killer içinde *Spiroloculina excavata* d'Orbigny, *S. dilatata* d'Orbigny, *Massilina secans* (d'Orbigny), *Quinqueloculina seminula* (Linné), *Q.stelligera* Schlumberger, *Pseudotriloculina rotunda* (d'Orbigny), *Triloculina marioni* Schlumberger,

Sigmoilinita costata (Schlumberger), *Rosalina bradyi* Cushman, *R.floridensis* (Cushman), *Lobatula lobatula* (Walker ve Jacob), *Criboelphidium poeyanum* (d'Orbigny), *Porosononion subgranosum* (Egger), *Elphidium aculeatum* (d'Orbigny), *E.advenum* (Cushman), *E.complanatum* (d'Orbigny), *E.crispum* (Linné), *E.macellum* (Fichtel ve Moll), *E.maioricense* Colom saptanmıştır (Şekil 3) (Cimerman ve diğ., 1991; Hottinger ve diğ., 1993; Loeblich ve Tappan, 1988; Meriç ve diğ., 1995; Parisi, 1981; Sarella ve Moncharmont -Zei, 1993).

Tipik Akdeniz foraminifer topluluğu özelliği gösteren bu grup (Meriç ve Sakınç, 1990; Meriç ve diğ., 1995); farklı düzeylerden derlenen mollusk kavkalarının değerlendirilmesi sonucu saptanan sayısal verilere göre, Geç Pleyistosen-Holosen döneminde Akdeniz sularının o dönemdeki bir koyu (günümüz Kalamış Koyu devamı) etkisi altına almış olduğunu işaret etmektedir.

3. SAYISAL YAŞ DEĞERLERİ VE STRATİGRAFİ

SK-1 ve SPT-1 sondajlarının farklı düzeylerinden derlenen mollusk kavkalarından Elektron Spin Rezonans (ESR) yöntemi ile Pleyistosen ve Holosen'i belirleyen sayısal yaş değerleri elde edilmiştir (Çetin ve diğ., 1995).

SK-1 sondajında 44.50-44.20 m de 925.000 ± 101.000 , 41.00-40.50 m de 794.00 ± 86.000 , 38.60-38.40 m de 786.000 ± 88.000 yıl değerleri Eopleystosen - Alt Pleyistosen'i belirtmektedir. 30.20-30.00 m de 308.000 ± 35.000 , 20.00-19.50 m de $209.000 \pm$

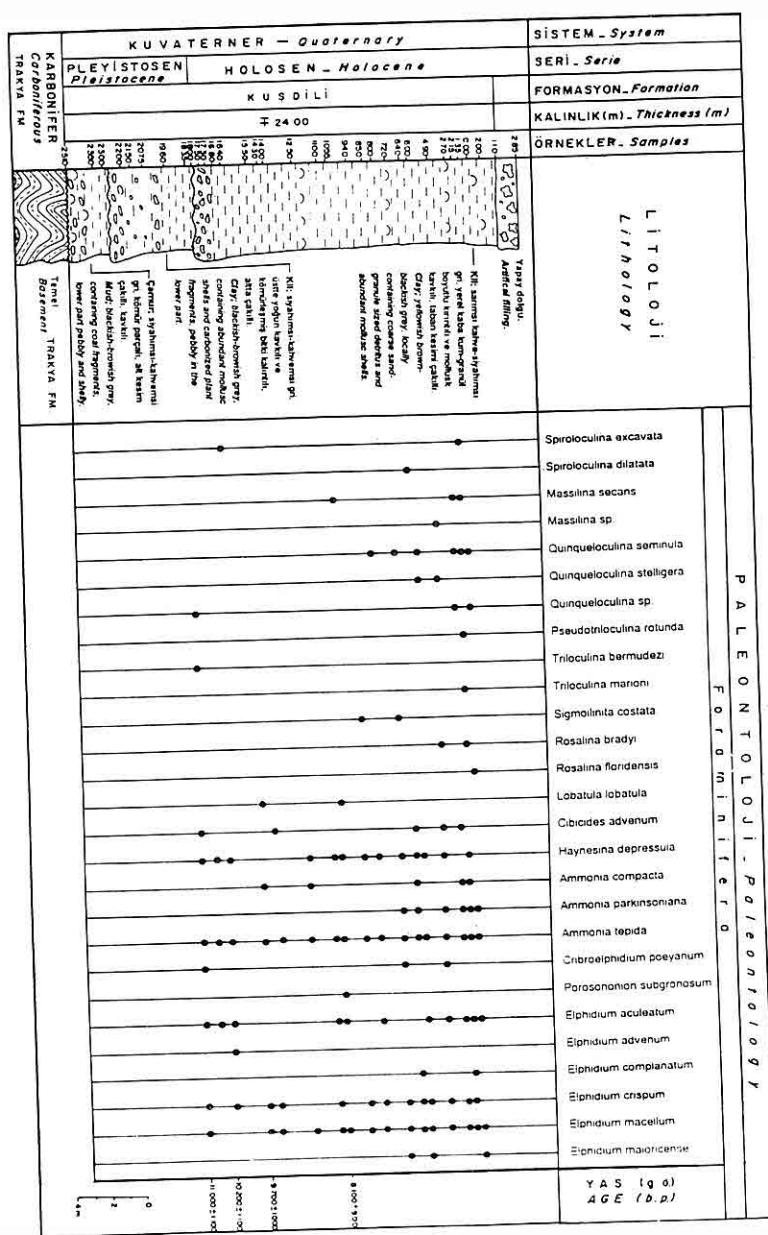
21.000 , 19.00-18.50 m de 204.000 ± 18.000 yıl değerleri ise Orta Pleyistosen'in varlığını kanıtlamaktadır. (Yanko, 1990).

SPT-1 sondajında ise $18.35-18.15$ m de 11.000 ± 1.100 , $16.80-16.70$ m de 10.200 ± 1.100 , $15.50-15.40$ m de 9.700 ± 1.000 ve $10.55-10.45$ m de 8.100 ± 900 yıl değerleri de Üst Pleyistosen ve Alt Holosen'i karakterize etmektedir (Yanko, 1990).

Meriç ve diğ., 1991'de belirtilen farklı sedimentasyon devreleri dikkate alındığında, elde edilen sayısal yaş değerleri bu farklı çökelme ile büyük bir uyumluluk sergilemektedir.

SK-1 sondajında 45.00-26.90 m arasında gözlenen 1. çökelme devresindeki $925.000-786.000$ yıl değerleri, Eopleystosen-Alt Pleyistosen'i belirtmektedir. 1.çökelme devresi üst düzeylerinde saptanan 308.000 ± 35.000 yıl değeri ise Orta Pleyistosen'in varlığını kanıtlar niteliktedir. Bunun dışında 2. çökelme devresinde belirlenen 209.000 ± 21.000 ve 204.000 ± 18.000 yıl sayısal verileri Orta Pleyistosen'i belirtmektedir. SPT-1 sondajında ise 3. devreyi belirten 18.00 m'lik istifin 3 farklı düzeyinde 16.80-10.45 m ler arasında saptanan $10.200-8.100$ yıl değerleri Alt Holosen'i simgeler. Bunun dışında, aynı sondajda 2. devrenin tavan kesiminde $18.35-18.25$ m arasında elde edilen 11.000 ± 1.100 yıl değeri de (Çetin ve diğ., 1995) En Üst Pleyistosen'in Kuşdili Çayıรı yöresindeki varlığını ortaya koymaktadır (Yanko, 1990). Ayrıca, yukarıda de濂ilen verilerin ışığında

KUŞDİLİ KUVATERNERİ STRATİGRAFİSİ HAKKINDA YENİ GÖRÜŞLER



Şekil 3. DSİ SPT-1 sondajının sedimanter jeolojisi, paleontolojik ve sayısal değerlendirme (Meriç ve diğ., 1991'den değiştirilerek alınmıştır).

bölgemin birincisi Eopleystosen-Alt Pleyistosen-Orta Pleyistosen başı, ikincisi Orta ve Üst Pleyistosen, sonucusu da Alt Holosen'de olmak üzere üç defa deniz etkisi altına girmış olduğu ortaya çıkmaktadır. Bunlardan ilk iki dönemde tipik Akdeniz etkisinin varlığı baskın bir şekilde izlenememekte ise de, En Üst Pleyistosen ile Alt Holosen'de Akdeniz etkisi bariz bir şekilde kendini göstermektedir.

4. SONUÇLAR

Kuşdili Çayırlı güneyinde ve Kurbagli Dere doğu kenarında Fenerbahçe Stadi batısında yapılmış olan iki sondajdan elde edilen biri 25.00 m ve diğer 45.00 m'lik karotlara ait örneklerin farklı disiplinlerce incelenmesi; Marmara Denizi kuzeyinde yer alan yörenin Eopleystosen'de tektonizmanın etkisi altında kalarak çökmeye başladığını gösterir. Bölgenin başlangıçta kısmen acı su nitelikli bir ortamın etkisi altında kaldığı, Eopleystosen ve Alt-Orta Pleyistosen, Orta ve Üst Pleyistosen, Alt Holosen'de olmak üzere üç farklı dönemde etkisi gittikçe artan Akdeniz kökenli suların baskınına uğramış olduğu anlaşılmaktadır. Bu durumda, Kuzey Marmara Bölgesi'nde ve özellikle İstanbul çevresinde Kuvaterner sistemlerinin oluşmaya başladığı ve genç tektonizmanın etkinliğinin varlığı ortaya çıkmaktadır.

5. KAYNAKLAR

Cimerman, F. and Langer, M.R., 1991,

Mediterranean foraminifera. Slovenska Akademija Znanosti in Umetnosti, Ljubljana, 118 s., 93 levha.

Çetin, O., Çetin, T. ve Ukar, İ., 1995, *İzmit Körfezi (Hersek Burnu-Kaba Burun) Kuvaterner istifinde gözlenen mollusk kavkalarının Elektron Spin Rezonans (ESR) yöntemi ile tarihlendirilmesi. İzmit Körfezi Kuvaterner İstifi, 269-276, Ed. Meriç, ISBN 975-96123-0-5.*

Höttinger, L., Halicz, E. and Reiss, Z., 1993, *Recent foraminifera from the Gulf of Aqaba, Red Sea. Slovenska Akademija Znanosti in Umetnosti, Ljubljana, 179 s., 230 levha.*

Kaya, O., 1971, *İstanbul'un Karbonifer stratigrafisi. TJK Bült., 14 (2), 143-199.*

Kaya, O., 1973, *Paleozoic of İstanbul. Ege. Üniv.Fen Fak.Kitapları serisi, 40, 143 s*

Loeblich, A. R. and Tappan, H., 1988, *Foraminiferal genera and their classification. Van Nostrand Reinhold Company, New York. 2 cilt, 970 s ve 847 levha.*

Meriç, E. ve Sakınç, M., 1990, *Foraminifera. İstanbul Boğazı güneyi ve Haliç'in Geç Kuvaterner (Holosen) dip tortulları. 13-41, 1-7, Ed. Meriç.*

Meriç, E., Yanko, V. ve Avşar, N., 1995, *İzmit Körfezi (Hersek Burnu-Kaba Burun) Kuvaterner istifinin foraminifer faunası. İzmit Körfezi Kuvaterner İstifi, 105-151, 1-13, Ed. Meriç, ISBN 975-96123-0-5.*

Meriç, E., Oktay, F.Y., Sakınç, M., Gülen, D., Ediger, V.Ş., Meriç, N. ve Özdoğan, M., 1991, *Kuşdili (Kadıköy --*

KUŞDİLİ KUVATERNERİ STRATİGRAFİSİ HAKKINDA YENİ GÖRÜŞLER

- İstanbul) Kuvaterner'inin sedimenter jeolojisi ve paleoekolojisi. C.Ü. Müh. Fak. Derg., A.Yerbilimleri, 8 (1), 83-91.
- Önalan, M., 1982, Pendik bölgesi ile adaların jeolojisi ve sedimenter özellikler. Yayınlanmamış Doç.Tezi, 156 s., Yerbilimleri Fak., Jeoloji Müh.Böl., İstanbul.
- Önalan, M., 1990, İstanbul Devoniyen istifindeki yumrulu kireçtaşlarının oluşumu. MTA Derg., 111, 37-46.
- Parisi, E., 1981, Distribuzione dei foraminiferi bentonici nelle zone batiyalì del Tirreno e del canale di Sicilia. Riv. Ital.Paleont., 87(2), 293-328, 1.
- Sgarella, M. and Moncharmont - Zei, M., 1993, Benthic foraminifera of the Gulf of Naples (Italy):Systematics and autoecology.Bulletino della Societa Paleontologica Italiana, 32 (2), 145 - 264. 1-26.
- Yanko, V., 1990, Stratigraphy and paleogeography of the marine Pleistocene and Holocene deposits of the southern seas of the USSR. Mem. Soc. Geol. It., 44, 167-187.

GEÇİRİMSİZ ELASTİK İNCE DUVAR YÖNTEMİNİN ÇATALAN BARAJINDA UYGULANMASI

Sedat TÜRKMEN

Ç.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana/Türkiye

Nuri ÖZGÜZEL, Cuma KORKMAZ

DSİ, 6. Bölge Müdürlüğü , Adana/Türkiye

ÖZET: Çatalan Barajında, gövde dolgusunun ve kazısının yapılabilmesi ve kalınlığı 20m'yi bulan alüvyondaki geçirimsizliğin sağlanması için geçirimsiz elastik ince duvar yapılmıştır. Ayrıca zamandan tasarruf amacıyla elastik ince duvar geçirimsiz kil çekirdek görevini yapacak şekilde memba batardosunda da uygulanmıştır. Geçirimsiz elastik ince duvar, özellikle ince taneli alüyonlarda ve sert olmayan zeminlerde geçirimsizliği sağlamak amacıyla uygulanır. Çatalan barajında alüyon tabanında yer alan 4 m kalınlığında çimentolanmış kesimde ince duvar yöntemi uygulanamamış, bu nedenle alüyonun tabanında açık pencereler kalmıştır. Bu kesimler daha sonra alüyon enjeksiyonu ile geçirimsiz hale getirilmiştir.

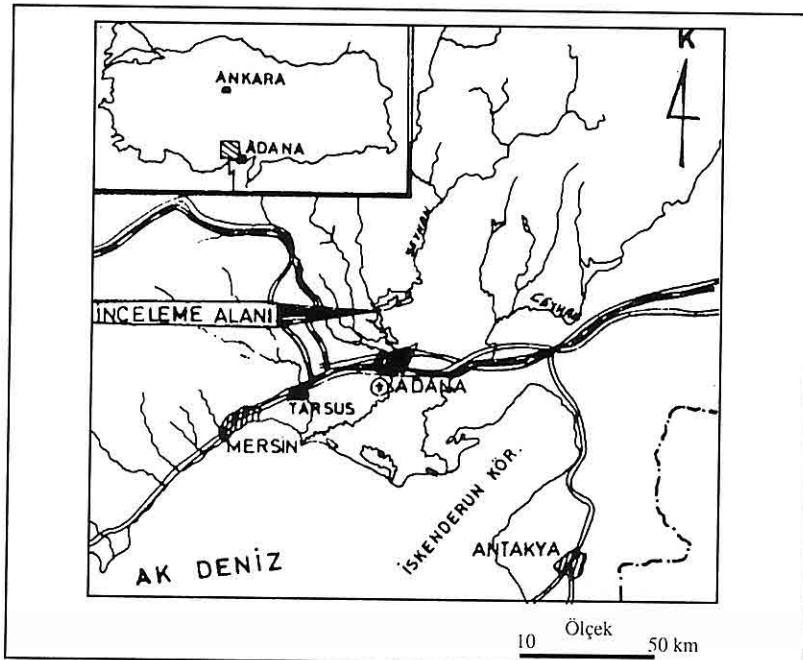
APPLICATION OF IMPERMEABLE ELASTIC CURTAIN THIN WALL TO ÇATALAN DAM

ABSTRACT: Impermeable elastic curtain thin wall was built in order to provide impermeability of alluvium cover which reaches up to 20 m thickness and to built of foundation excavation and embankment of Çatalan dam. On the other hand to save from the time thin wall application which will behave as impervious clayey soil core has been done to built upstream cofferdam too. Impermeable elastic thin wall is applied especially in fine grain and non cemented alluvium to provide impermeability. Elastic thin wall was not be able to built within 4 m cemented section at the base of the alluvium. For this reason this section were made impermeable with alluvium grouting.

1. GİRİŞ

Türkiyenin büyük barajları arasında yer alan Çatalan Barajı ve HES Adana ilinin 70 km kuzeyinde Şeyhan Nehri üzerinde inşa edilmektedir (Şekil 1). Çatalan Barajı ve inşaatında baraj gövdesinin ve diğer büyük yapıların (dulosavak, teskin havuzu, santral binası, tünel giriş yapıları) inşa edilecekleri yerlerde kalınlığı 20 m'ye ulaşan alüvyon bulunmaktadır.

Yapıların özelliklerine göre, alüvyonun kısmen veya tamamen kaldırılması gerekmektedir. Bu nedenle kazıların kuruda yapılabilmesi ve geçirimsizliğin sağlanması amacıyla alüvyonda geçirimsiz elastik ince duvar inşaatı yapılmış, perdenin ana kayaya inmediği yerlerde alüvyon enjeksiyonu ile geçirimsizlik takviye edilmiştir. Ayrıca memba batardosunun yapımı kış mevsiminde devam ettiğinden kil dolgusunun teşkili mümkün olmamıştır.



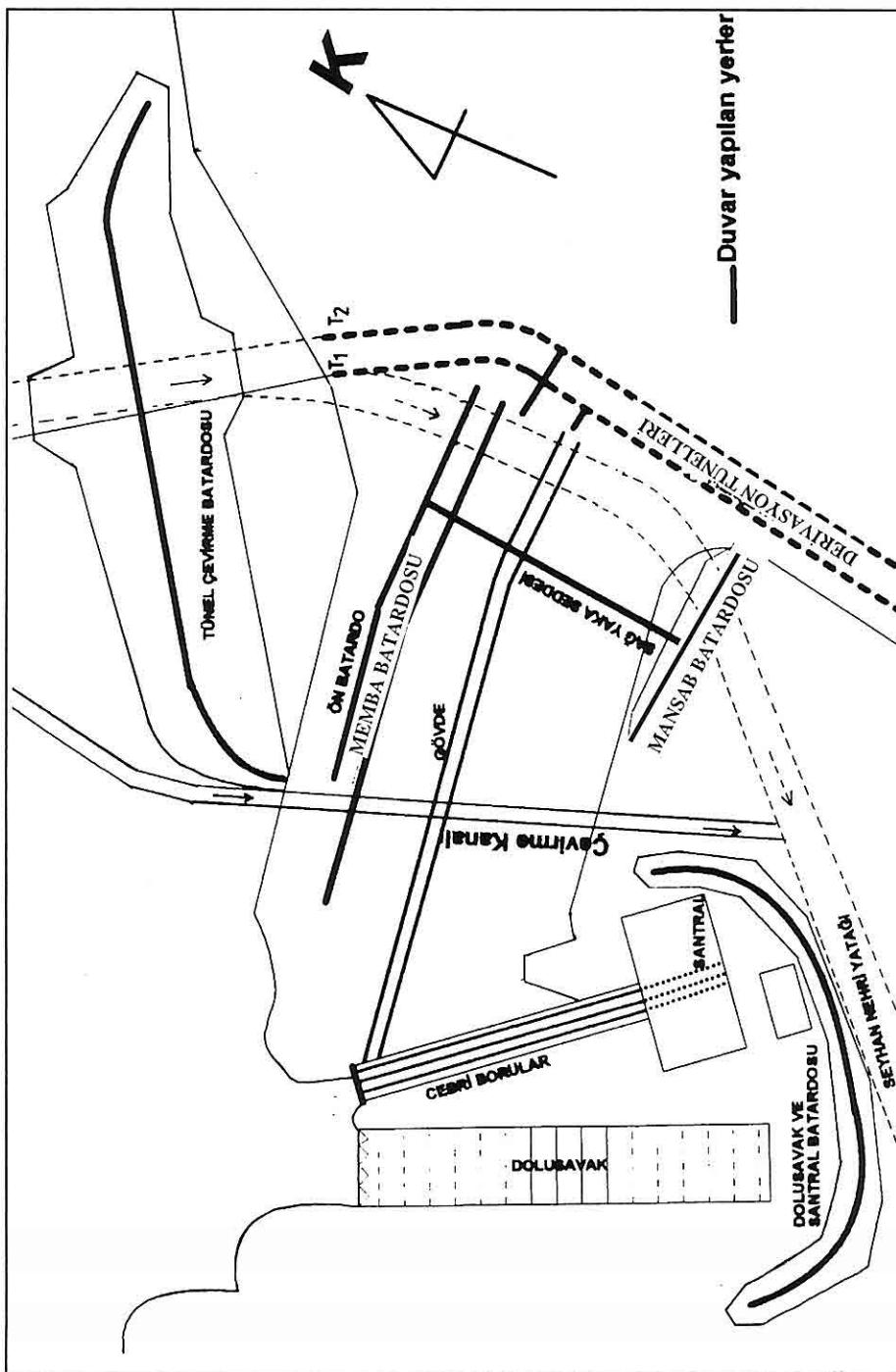
Şekil 1. İnceleme Alanının Yer Bulduru Haritası

Bu nedenle yarı geçirimli-geçirimli malzeme ile batardo yapımı tamamlanmış ve kil çekirdeğin işlevini görecek şekilde batardo ekseninde elastik ince perde duvar inşa edilmiştir (Şekil 2).

Elastik ince perde duvar, genellikle ince

taneli alüvyonlarda uygulanır. İnce duvar inşası; ucu özel çelikle takviye edilmiş bir pudrelin kuvvetli vibrasyon ile ana kayaya 50 cm girecek şekilde çakılması ve pudrelin çakılırken ve yukarıya doğru çekilirken yan tarafında bulunan borulardan özel hazırlanmış enjeksiyon

GEÇİRİMSİZ ELASTİK İNCE DUVAR YÖNTEMİNİN ÇATALAN BARAJINDA UYGUL.



Sekil 2. Catalán Barajı ve HES Elastik İnce Perde Duvarı İnsaati Planı

karişiminin basınçlı olarak, oluşan boşluğa verilmesi ile yapılır (Şekil 3). Bu işlem belirli bir eksen boyunca pudrelin birbirini kesecek şekilde bindirmeli olarak devam ettirilmesi ile geçirimsiz duvar oluşturulur.

Geçirimsiz ince duvar az konsolide olmuş killi, siltli, kumlu ve ince çakılı alüvyon ile kendini taşıyamayan kum, silt ve balçık zeminlerde ortalama 20 m derinliğe kadar uygulanır. Sistem herhangi bir statik yük olmamak üzere yeraltısunun sızma ve akımını önlemek için birbirini kesen ve birbirinin içerisine giren, 60-80 cm genişliğinde, 6-10 cm kalınlığındaki anolardan oluşmaktadır (Şekil 4). Zemin koşullarına göre karışım 2-4 kg/cm²'lik basınç altında alüvyona basılarak uygulanır.

2. BARAJ YERİNİN JEOLOJİSİ

Baraj yerinde Senozoyik yaşılı çökel kayaçları yeralır. Çökel kayaçları; Miyosen yaşılı kilitaşı-kumtaşı ardalanması, Pleyistosen yaşılı teras konglomerası (taraça) ve Holosen yaşılı alüvyondan oluşmaktadır.

Kilitaşı-kumtaşı ardalanması; Kilitaşı, gri-kahve renkli, 8-10m kalınlıktaki düzeylerden oluşur. Kumtaşı, gri- kirli sarı, kuvars ve kireçtaşlı taneli yer yer çakıltaşları ara düzeyli ve CaCO₃ çimentolu olup, çimentolanma gevşektir. Tabaka doğrultu ve eğimi K 70°-80° D ve 10°-15° GD dır.

Teras Konglomerası; baraj yerinde nehrin sağ ve sol yamaçlarında tepelerde görülmektedir. Kalınlığının az olduğu yerlerde gevşek çimentolu kalınlığının

fazla olduğu yerlerde ise sıkı çimentolu olduğu izlenir. Polijenik çakıllardan meydana gelmiştir. Yer yer iyi boyanmalı, yer yerde kum veya silt mercekleri içermektedir.

Alüvyon: Seyhan nehri ve Eğlence deresi boyunca izlenir. Baraj yerinde 20 m kalınlıktadır. Siltli - kumlu ve çakılıdır. Tabanda 3,5-4 m kalınlıkta çimentosu CaCO₃ olan konsolite olmuş kesim yer alır. Alüvyonun üst kısmında 8 m kalınlık gösteren silt, siltin altında kum-çakıl seviyesi izlenir. Kum-çakıl GP sınıfında (kötü derecelenmiş) olup, maksimum tane çapı 76,2 mm'dir. 200 nolu elekten %1,6'sı geçmektedir.

3. GEÇİRİMSİZ ELASTİK İNCE DUVAR EKİPMANI ve UYGULANIS YÖNTEMİ

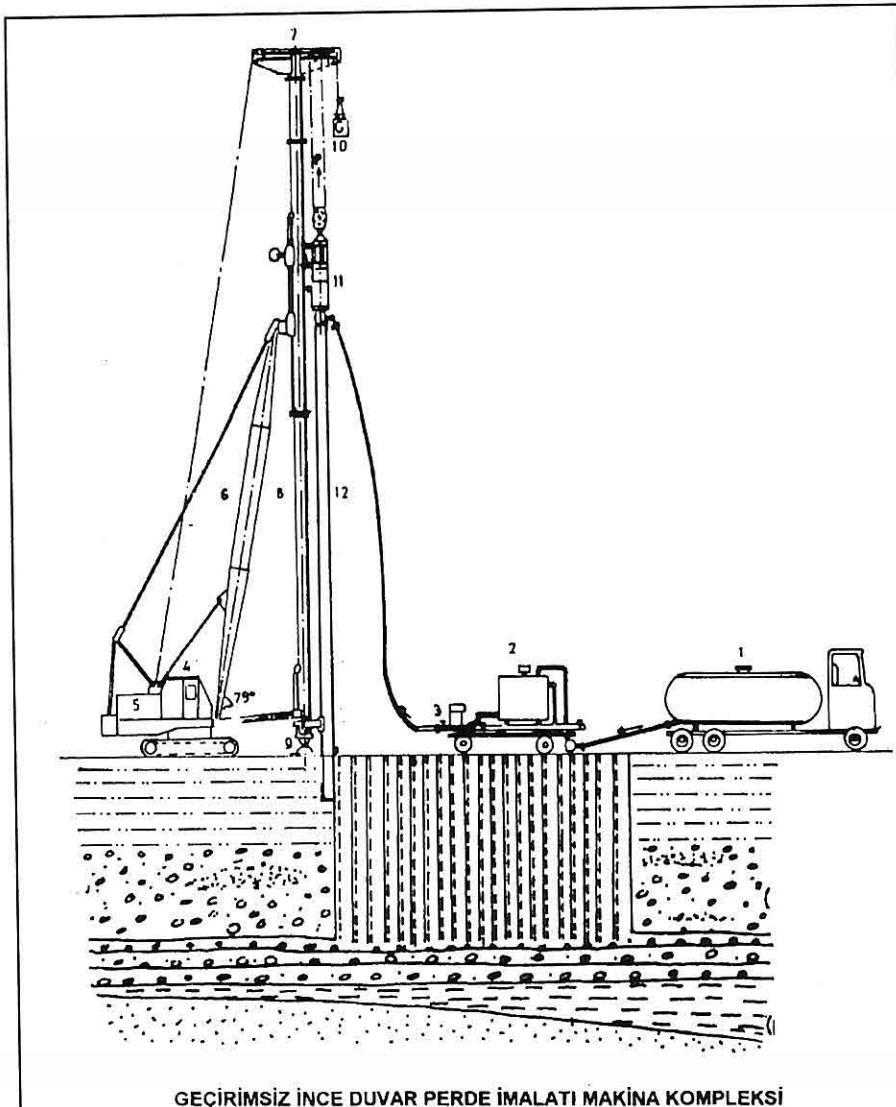
Makina Ekipmanı

Ekskavatör	:125 ton
Kule	:30 m
Vibratör	:0-1330 devir/dak.
	260 ton
Çakma pudreli	:(0,60 m ve 0,70 m) x 0,10 m x 0,18 m
Güç kaynağı	:560 HP
Pompa ve basınçlı hortum	: 2"-24 kg/cm ²
Mobil karıştırıcı	:3 ton
Karışım taşıyıcı tank	:2 - 3 ton

Karışım Merkezi ve Yardımcı Ekipman

(Şekil 5)	
Çimento siloları	:155 ton
Çimento bunkerleri	:400 kg
Mineral fuller siloları	:90 ton

GEÇİRİMSİZ ELASTİK İNCE DUVAR YÖNTEMİNİN ÇATALAN BARAJINDA UYGUL.



GEÇİRİMSİZ İNCE DUVAR PERDE İMALATI MAKİNA KOMPLEKSİ

No	Makina Adı	Karekteristiği	No	Makina Adı	Karekteristiği
1	Karışım Taşıyıcı Tank	3 Ton	7	Kule Başlığı	
2	Mobil Karıştırıcı	3 Ton	8	Kule	H = 30 m
3	Pompa ve Basınçlı Hortum	φ 2"- 24 ATÜ	9	Kule Denge Pabucu	
4	Ekskavatör	70-125 Ton	10	Servis Kancası	
5	Kompresör	24 ATÜ	11	Vibratör	Q-1330 DE 260 Ton
6	Kule Bomu	H = 18 m	12	Çakma Pudreli	0.60 x 0.10 x 18 m

Şekil 3. Geçirimsiz Elastik İnce Duvar İnşaası.

Karışım bunkerİ	:6 ton
Su bunkerİ	:1 200 kg
Su pompası	:2 adet

ve sertliği 18,0 F.S dir.

Personel

Mühendis	:2 kişi
Formen	:2 kişi
Operatör	:2 kişi
Düz işçi	:8 kişi

Kullanılan Malzemeler

Mineral Fuller: (Mermer veya dolomit tozu): İyice öğütülmüş ve 200 nolu elekten geçirilmiştir. Niğde veya Eskişehir'den temin edilmiştir. Yoğunluğu $2,87 \text{ gr/cm}^3$ dür.

Bentonit: Çankırıdan temin edilmişdir. Laboratuvar analizlerine göre;

Likit limit	:293
Plastik limit	:36
Plastisite	:256
Gevşek birim ağırlığı	:0,734gr/cm ³
Sıkı birim ağırlığı	:0,808gr/cm ³
200 nolu elekten geçen	:%85

Çimento: Katkılı portland çimentosu-325 kullanılmıştır.

Yoğunluğu	:3,02 gr/cm ³
200 nolu elek üzerinde kalan	
	:%0,3
Piriz başlama süresi	:4,13 saat
Piriz sona erme süresi	:5,28 saat

Su: Seyhan nehri alüvyonunda açılan kuyulardan temin edilmiştir. Renksiz, kokusuz, içilebilir niteliktedir. PH:7,35

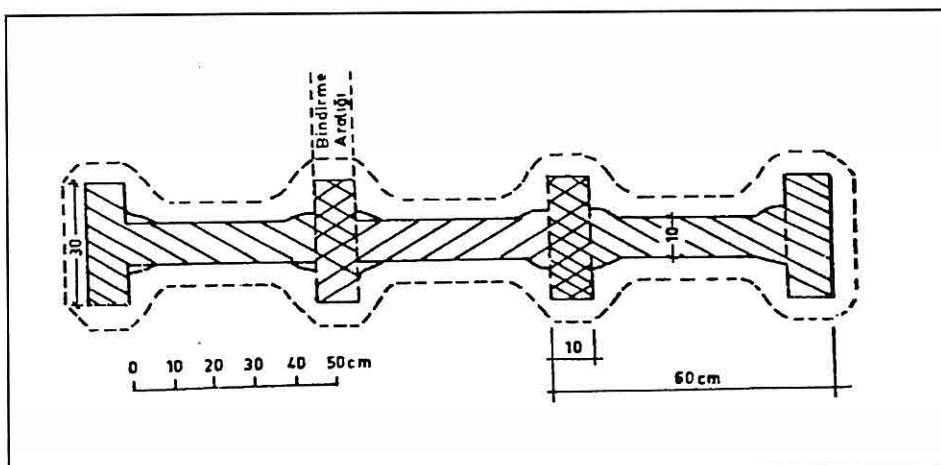
ve sertliği 18,0 F.S dir.

Yöntemin Uygulanması

Perde duvarın yapılacak güzergahta kolay çalışmayı sağlamak, makinanın çalışma platformu üzerinde batmasını önlemek ve pudrelin düşey durması amacıyla 10 m genişliğinde düz ve sıkıştırılmış bir yüzey hazırlanmıştır. Ucu özel çelikle takviye edilmiş pudrel kuvvetli bir vibrasyonla (260 kg/cm^2) ana kayaya 50 cm girecek şekilde çakılmaktadır. Pudrel çakılırken ve yukarıya doğru çekilirken oluşturduğu boşluğa, kenarındaki boru aracılığıyla ve basınçla ($10-12 \text{ kg/cm}^2$) özel olarak hazırlanan karışım pompalanmaktadır. Bu işlem eksen boyunca yan yana ve birbirini kesecek şekilde devam ederek devamlı bir geçirimsiz duvar oluşturmaktadır (Şekil 3, 4.)

Çatalan Barajında Elastik İnce Perde Duvarı Yapılan Yerler:

1- Tünel çevirme batardosu; Tünellerin giriş ağızlarının kuruda inşaası amacıyla yapılmıştır. 2- Ön batardo, 3- Memba batardosu, 4- Memba batardosunda (kil çekirdek yerine) 5- Sağ yaka seddesi boyunca; Çatalan barajında gövde kazısının erken yapılabilmesi amacıyla nehrin sağ yakasında inşaa edilen çevirme kanalına alınması amaçlanmış ve önce batardoların sağ yakada bulunan kısımları ve sağ yakada oluşturulan seddeler boyunca ince duvar yapılmıştır. Geçirimsizlik sağlanıktan sonra gövde çalışmalarına erken başlanabilmistiir. 6- Mansap batardosu



Şekil 4. Geçirimsiz Elastik İnce Duvar Ana Planı

7- Dolusavak ve santral batardosunda; dolusavak teskin havuzu ve santral binası nehrin su seviyesinin altında inşa edileceğinden Seyhan nehrinden su gelişini önlemek amacıyla dolusavak ve santral batardosu eksenin boyunca perde duvar yapılmıştır. Çizelge-1' de ince elastik perde duvar yapılan yerler ve malzeme sarfiyat miktarları verilmiştir.

Elastik ince duvarın tamamının inşasından sonra tüm gövde kazıları, enjeksiyonlar ve dolgunun kuruda yapılması sağlanmıştır.

Perde Duvar İnşaatında Kullanılan Karışım Özellikleri

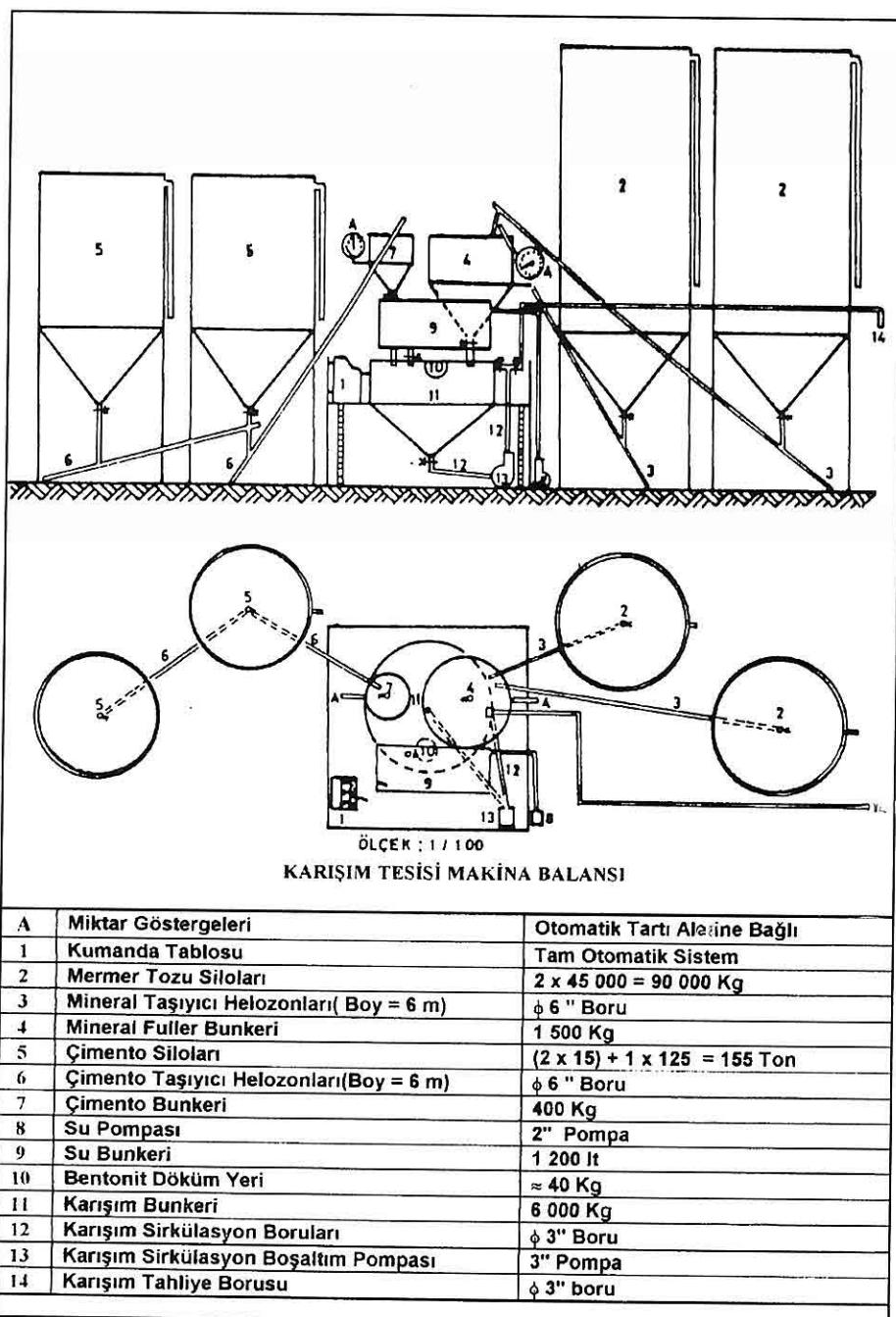
Mineral Fuller	:1 300 kg
Çimento	:280 kg
Bentonit	:50 kg
Su	:1 000 lt
Karışım Vizkozitesi	:61 s
Karışım yoğunluğu	:1,657

Permeabilitesi	: 10^{-6} cm/s
Piriz Süresi	:20-24 saat
Serbest Basınç dayanımı	:1,3 kg/cm ²
Tabii Birim Ağırlık	:1,77 ton/m ³
Tabii Boşluk oranı	:%12
Tabii Porozite	:%54

Türkiyede yeni uygulama alanı bulan bu sistem ile 10 saatlik çalışma süresi içerisinde ortalama 300 m²'lik perde duvar inşası yapılmaktadır.

Bu sistem sağlıklı olarak silt, kum, çakıl ve bunların karışımı ile iri bloklı olmayan alüvyon zeminlerde diğer metodlara göre;

- Teknik ve pozitif sonuç veren geliştirilmiş bir uygulamadır.
- Hızlı yapımı ve az malzeme kullanılması nedeniyle avantaj sağlamaktadır.
- Çatalan Barajı ve HES inşaatında alüvyonda bu yöntemle yapılan perde



Şekil 5. Geçirimsiz Elastik İnce Duvar Karışım Ekipmanı

GEÇİRİMSİZ ELASTİK İNCE DUVAR YÖNTEMİNİN ÇATALAN BARAJINDA UYGULAMA

Çizelge 1. Elastik İnce Perde Duvar Uygulamalarının Yapıldığı Yerler ve Sonuçları

Sıra	ÇALIŞILAN YERLER	Perde Alanı (m ²)	Çimento (Ton)	Bentonit (Ton)	Mineral Fuller (Ton)	Kuru Malz. (m ² /Kg)
1	TÜNEL ÇEVİRME BATARDOSU	14 937	368	86	1 483	130
2	ÖN BATARDO	10 178	260	46	1 205	148
3	MEMBA BATARDOSU	6 139	156	28	778	157
4	MEMBA BATARDOSU (Kil Çekirdek Yerine)	23 451	1 184	211	5 498	294
5	SAĞ YAKA SEDDESİ	8 053	229	41	1 063	166
6	MANSAP BATARDOSU	4 980	128	23	595	150
7	DOLU SAVAK VE SANTRAL BATARDOSU	7 450	169	30	787	132
TOPLAM		75 188	2494	465	11 409	191
Kuru Malzeme Miktarı = Çimento + Bentonit + Mineral Fuller / Perde Alanı (m ²)						

duvarı çakıltası tabakasına rastlanmayan kesimlerde ana kayaya girecek şekilde yapılmıştır.

4. SONUÇLAR

-Çatalan Barajında batardo ekseninde kil çekirdeğin işlevini görecek şekilde, aluvyonda yapılacak gövde kazılarının kuruda yapılması amacıyla, santral binası kazısına su sızmasının önlenmesi için geçirimsiz elastik ince perde duvar yapılmıştır.

-Alüvyonun üst seviyelerinde çok başarılı olan ince duvar alt kesimlerdeki iri bloklar ve kısmen çimentolanılmış kısımlarda uygulanamamıştır. Bu kesimlerde açık pencereler kalmış, aluvyonda açık kalan bu kısımlar daha sonra alüvyon enjeksiyonu ile geçirimsiz ince perde ile bağlamış ve geçirimsizlik sağlanmıştır. Dolayısıyla diğer geçirimsizlik yöntemleri ile beraber uygulanabilmistiştir.

-Toplam 80 000 m² alan yapılmış, 1 m²'lik alan için 145-160 kg kuru

malzeme kullanılmıştır.

-Alüvyonun özelliğinden dolayı kolay uygulanmış, hızlı yapım ve az malzeme kullanılması nedeniyle avantaj sağlamış, geçirimsizlikte başarılı olunmuştur.

5. KAYNAKLAR

Atamer Ö., Durak H., 1986, Etibank Kestelek Bor Madenleri Müessesesi Müdürlüğüne Açık Ocak Sahasına Sızan Suların "Geçirimsiz İnce Duvar" Sistemi uygulanılarak Önlenmesi. Geosound Dergisi Sayı 14-14 Mersin. DSİ Çatalan Barajı Jeoteknik Hizmetler Başmühendisliği 1988 Yılı Çalışma Raporu. Adana.

Köknel B., 1985, Geçirimsiz İnce Duvar Sistemi. Jeoteknik seminer Cilt I. DSİ Cevizli -İstanbul.

Özgür, N., Korkmaz, C. , 1988, Çatalan Barajında Alüvyondaki Geçirimsizliğin Sağlanması Uygulanan Yöntem ve Sonuçları. Akdeniz Üniversitesi, Isparta Mühendislik Fak. Dergisi, 5. Müh.Haft.Sayı -4 Isparta.

KAHTA (ADIYAMAN) GEÇ MİYOSEN OSTRAKOD TOPLULUĞU
HAKKINDA YENİ GÖRÜŞLER

Ümit ŞAFAK

Ç. Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana /Türkiye

Engin MERİÇ

İ. Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İstanbul /Türkiye

ÖZET: Bu çalışma, Kahta (Adiyaman) kuzey alanlarında yüzeyleyen, iri-ufak taneli çakıltaşı, kumtaşı ve marn ardalanmasından oluşan, tarafımızdan Eskikahta formasyonu olarak isimlendirilen Tortoniyen yaşı birim ile, bu birimin güneyinde gözlenen, Kahta (Adiyaman) çevresinde geniş bir yayılım gösteren Geç Miyosen (Messiniyen) yaşı Selmo Formasyonuna ait ostrakod faunasının günümüz görüşleri ışığında ortaya konulmasını amaçlamıştır. Tortoniyen ostrakod topluluğu *Cytherella* (*Cytherella*) *terquemi* Sissingh, *Cytherella* (*Cytherelloidea*) *glypta* Doruk, *Cnestocythere lamellicosta* Triebel, *Leptocythere festiva* Bonaduce & Ruggieri & Russo & Bismuth, *L. posterocincta* Bonaduce & Ruggieri & Russo & Bismuth, *Callistocythere montana* Doruk, *Neocyprideis pumilio* Bonaduce & Ruggieri & Russo & Bismuth, *Cytheridea acuminata acuminata* Bosquet, *Cyamocytheridea meniscus* Doruk, *C. polygona* Doruk, *Cistacythereis caelatura* Uliczny, *Hiltermanicythere emaciata* (Brady), *H. rugosa* (Costa), *Echinocythereis* sp., *Heterocythereis albomaculata* (Baird), *Hemicytherura hellenica* Sissingh, *Aurila convexa* (Baird), *A. (Trigonoaurila) freudenthali* Sissingh, *A. speyeri* (Baird), *Quadracythere (Tenedocythere) mediterranea* Ruggieri, *Q. (Tenedocythere) salebrosa* Uliczny, *Urocythereis seminulum* (Sequenza), *Caudites geniculatus* Bonaduce & Ruggieri & Russo & Bismuth, *Cytheretta semiornata* (Egger), *Protocytheretta obtusa* Ruggieri, *Loxoconcha tumida* Brady, *L. rhomboidea* (Fischer), *Loxocorniculum quadricornis* (Ruggieri), *Cytheropteron cf. latum* Müller, *Xestoleberis communis* Müller, *X. ventricosa* Müller gibi denizel cins ve türleri içermekte olup, bu veriler bölgede sığ denizel Geç Miyosen'in varlığını kanıtlamaktadır. Değinilen istifin üzerinde uyumsuz olarak bulunan Selmo Formasyonu ise tamamen karasal fasiyesi (aci su-tatlı su) simgeleyen ostrakod cins ve türlerine sahiptir.

NEW VIEWS ON THE OSTRACOD FAUNA OF LATE MIocene
SEQUENCE IN KAHTA (ADIYAMAN)

ABSTRACT: This study concerns with ostracod fauna of the Tortonian - aged-Eskikahta formation which is composed of intercalated fine-coarse pebblestone,

sandstone and marl and Late Miocene-aged- Şelmo Formation which has wide exposures in Kahta (Adiyaman). The ostracod fauna of the Tortonian include genus and species of marine conditions such as *Cytherella* (*Cytherella*) *terquemi* Sissingh, *Cytherella* (*Cytherelloidea*) *glypta* Doruk, *Cnestocythere lamellicosta* Triebel, *Leptocythere festiva* Bonaduce & Ruggieri & Russo & Bismuth, *L. posterocincta* Bonaduce & Ruggieri & Russo & Bismuth, *Callistocythere montana* Doruk, *Neocyprideis pumilio* Bonaduce & Ruggieri & Russo & Bismuth, *Cytheridea acuminata acuminata* Bosquet, *Cyamocytheridea meniscus* Doruk, *C. polygona* Doruk, *Cistacythereis caelatura* Uliczny, *Hiltermanicythere emaciata* (Brady), *H. rugosa* (Costa), *Echinocythereis* sp., *Heterocythereis albomaculata* (Baird), *Hemicytherura hellenica* Sissingh, *Aurila convexa* (Baird), *A. (Trigonoaurila) freudenthali* Sissingh, *A. speyeri* (Baird), *Quadracythere (Tenedocythere) mediterranea* Ruggieri, *Q. (Tenedocythere) salebrosa* Uliczny, *Urocythereis seminulum* (Sequenza), *Caudites geniculatus* Bonaduce & Ruggieri & Russo & Bismuth, *Cytheretta semiornata* (Egger), *Protocytheretta obtusa* Ruggieri, *Loxoconcha tumida* Brady, *L. rhomboidea* (Fischer), *Loxocorniculum quadricornis* (Ruggieri), *Cytheropteron cf. latum* Müller, *Xestoleberis communis* Müller, *X. ventricosa* Müller. These data suggest the presence of Late Miocene in the region. The overlying Şelmo Formation consists of various genus and species of ostracod of non-marine (brackish-fresh water) conditions.

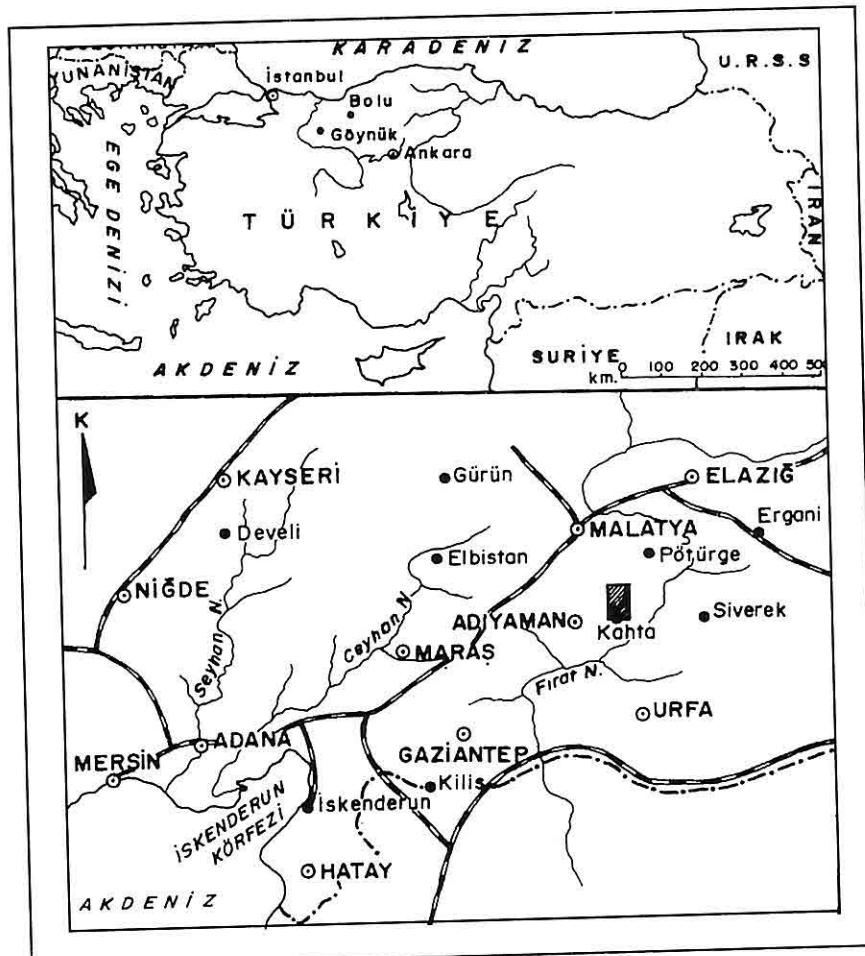
1. GİRİŞ

İnceleme alanı olan Kahta (Adiyaman) ve çevresindedes (Şekil 1). Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı elemanları tarafından genel jeoloji ve petrol jeolojisi amaçlı birçok çalışmalar yapılmıştır (İlker, 1972; Sungurlu, 1974; Duran ve diğ., 1988; Tardu ve diğ., 1990). Çalışma alanındaki genel jeoloji ve özellikle paleontoloji amaçlı ayrıntılı ilk çalışma Meriç (1965) tarafından gerçekleştirılmıştır. Bu araştırma ise, Meriç (1965)'in çalışmasında yer alan Geç Miyosen birimlerinin ayrıntılı olarak incelenmesini, yöredeki denizel Tortoniyen'in varlığının kanıtlanması ve bu birimlerin ostrakod topluluğunu tanıtmayı amaçlamaktadır.

2. STRATİGRAFİ

Miyosen yaşlı birimler Güneydoğu Anadolu'da Kahta (Adiyaman) çevresinde geniş alanlarda yüzlekler sunar. Özellikle Kahta kuzeyinde farklı litoloji ve fasyeler ile temsil edilen Erken ve Geç Miyosen yaşlı birimler izlenir.

Yöredeki Miyosen istisi; Erken Miyosen yaşlı, sığ denizel fasyeste oluşmuş Fırat Formasyonu, Geç Miyosen'in tabanını oluşturan, günümüze dek adlandırılmamış ve tarafımızdan Eskikahta formasyonu olarak isimlendirilen, genellikle sığ denizel bir



Şekil 1. İnceleme alanı yerbeldir haritası.

karakter sunan birim ve en Geç Miyosen'e ait, tamamen karasal fasiyesi karakterize eden, Adıyaman ovası düzliklerini meydana getiren Şelmo Formasyonu'ndan oluşur.

2.1. Fırat Formasyonu

Fırat Formasyonu olarak ilk kez Peksü (1969) tarafından adlandırılan Erken Miyosen (Burdigaliyen) yaşı birim

Kahta kuzeyinde, Halof Dağı'nda ve Nemrut Dağı batısında gözlenir (Şekil 2). Sungurlu (1974) birimi Midyat Formasyonu'nun üst düzeyleri olarak belirtmiş, Duran ve diğ. (1988) ise Fırat Formasyonu adı altında sunmuşlardır.

Yine, Tardu ve diğ. (1990), Fırat Formasyonu'nun Erken Miyosen kireçtaşlarından ibaret olduğuna deñinerek, alt ve üst dokanaklarındaki

uyumsuzlukları belirtmişlerdir.

Krem-bej renkli, sert, ince-çok kalın katmanlı, resif/bank tipi yoğunak karbonatlarından oluşan birim zengin bir foraminifer topluluğuna sahiptir (Duran ve diğ., 1988).

Değinilen kireçtaşları içerisinde Erken Miyosen (Burdigaliyen)'i simgeleyen *Borelis* sp., *Globigerina* sp., *Amphistegina* sp., *Lepidocyclus* sp., *Elphidium* sp., *Miogypsina globulina* Michelotti, *M. irregularis* Michelotti, *M. mediterranea* Brönnemann, *Miogypsinoidea dehaarti* van der Vlerk, *Miolepidocyclus* cf. *burdigalensis* Gümbel, *Heterostegina* sp., *Operculina* sp., algler, bryozoonlar saptanmıştır (Meriç, 1965).

2.2. Eskikahta formasyonu

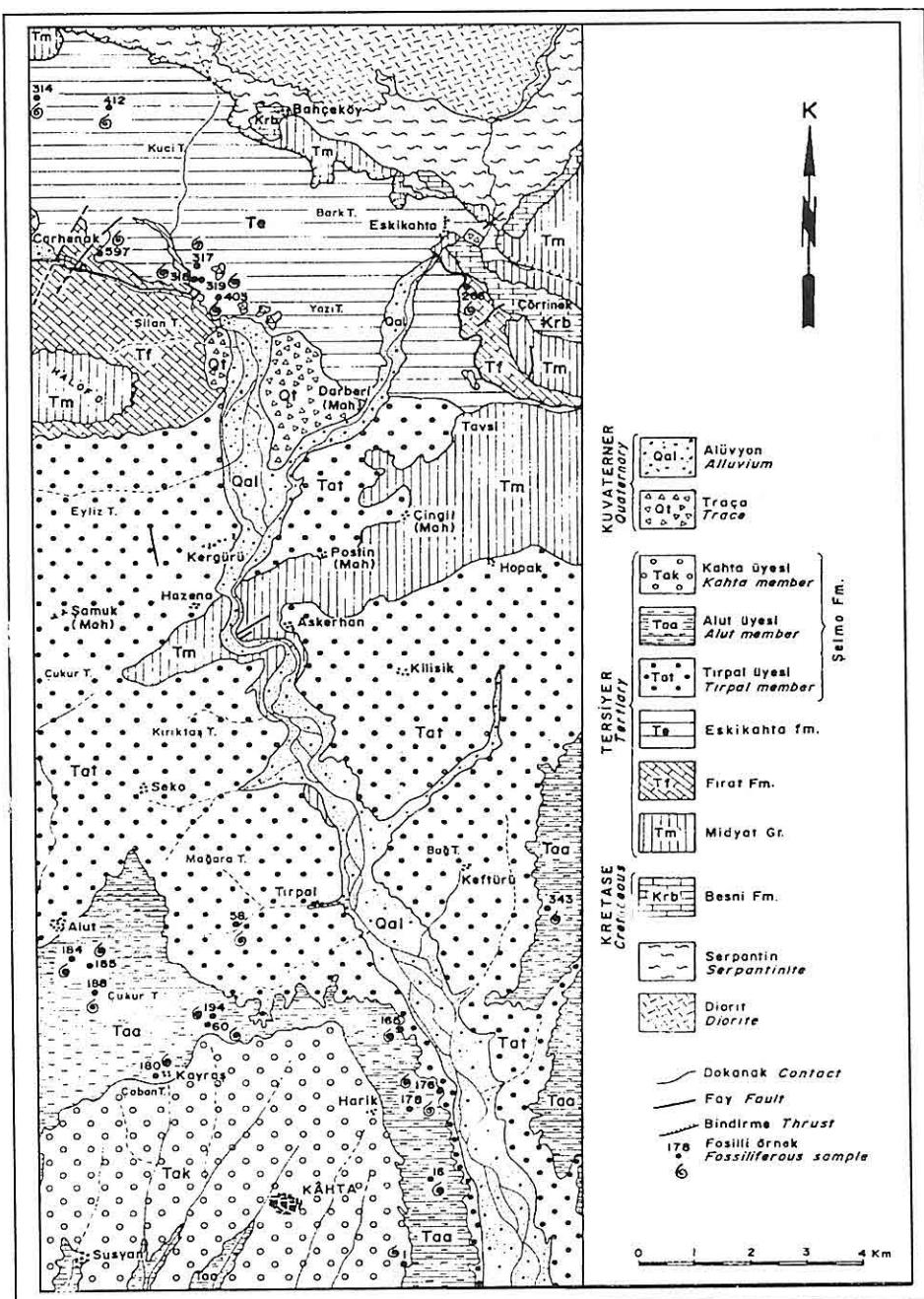
Halof Dağı kuzeyinde (Şekil 2), Fırat Formasyonu'nu uyumsuz olarak üstleyen, genelde doğu-batı uzanımlı bir çanak oluşturan, gerek Geç Kretase (Orta-Geç Maastrichtyen), gerek Koçalı Birliği ve gerekse Orta Eosen kireçtaşlarının, üzerine bindirme şeklinde geldiği, iri-usak taneli çakıltaşı, kumtaşısı ve marn ardışımından oluşan denizel birim günümüze kadar ayrı bir isimle adlandırılmıştır. Henüz tip kesiti belirtilmemiş olan ve Geç Miyosen'in tabanını oluşturan bu denizel istif yörede çalışanlar tarafından (Sungurlu, 1974; Duran ve diğ., 1988) Şelmo Formasyonu olarak isimlendirilmiştir. Tipik denizel mikro ve makrofauna içeriği nedeni ile karasal fasıyesi simgeleyen Şelmo Formasyonu'ndan ayırtlanır. Bu nedenle, birimin Eskikahta formasyonu olarak

isimlendirilmesi düşünülmüştür.

İstif ostrakod topluluğu olarak *Cytherella* (*Cytherella*) *terquemi* Sissingh, *Cytherella* (*Cytherelloidea*) *glypta* Doruk, *Cnestocythere lamellicosta* Triebel, *Leptocythere festiva* Bonaduce & Ruggieri & Russo & Bismuth, *L. posterocincta* Bonaduce & Ruggieri & Russo & Bismuth, *Callistocythere montana* Doruk, *Neocyprideis pumilio* Bonaduce & Ruggieri & Russo & Bismuth, *Cytheridea acuminata acuminata* Bosquet, *Cyamocytheridea meniscus* Doruk, *C. polygona* Doruk, *Cistacythereis caelatura* Uliczny, *Hiltermanicythere emaciata* (Brady), *H. rugosa* (Costa), *Echinocythereis* sp., *Heterocythereis albomaculata* (Baird), *Hemicytherura hellenica* Sissingh, *Aurila convexa* (Baird), *A. freudenthalii* Sissingh, *A. speyeri* (Baird), *Quadracythere mediterranea* (Tenedocythere) *Ruggieri*, *Q. (Tenedocythere) salebrosa* Uliczny, *Urocythereis seminulum* (Sequenza), *Caudites geniculatus* Bonaduce & Ruggieri & Russo & Bismuth, *Cytheretta semiornata* (Egger), *Protocytheretta obtusa* Ruggieri, *Loxoconcha tumida* Brady, *L. rhomboidea* (Fischer), *Loxocorniculum quadricornis* (Ruggieri), *Cytheropteron cf. latum* Müller, *Xestoleberis communis* Müller, *X. ventricosa* Müller gibi cins ve türleri içerir (Tablo 1a) (Levhâ I-V) (Sissingh, 1972; Bassiouni, 1979; Yassini, 1979; Doruk, 1979; Bonaduce ve diğ., 1992.).

Değinilen cinsler yaşam ortamı

KAHTA GEÇ MİYOSEN OSTRAKOD TOPLULUĞU HAKKINDA YENİ GÖRÜŞLER



Şekil 2. İnceleme alanı jeoloji haritası (Meriç, 1965' den alınmış ve kısmen değiştirilmiştir).

Tablo 1a. Eskikahta formasyonunda gözlenen ostrakod türleri.

NEJEN MIYOSSEN DORTONYEN ESKY KAHTA	SİTEM SERY KAT FORMATSYON							
%	M	M	M	M	M	M	M	%
				*				ÖRNEK NUMARASI
				*				<i>Cytherella Cytherellula terquemii</i> Sissingh
	*			*				<i>Cytherella vandemburlei</i> Sissingh
*	*	*		*				<i>Cytherella vulgaris</i> Ruggieri
*	*	*		*				<i>Cytherella Cytherelloidea glypta</i> Doruk
*	*	*		*				<i>Baudoinia subdecurrentia</i> (Muenscher)
*	*	*		*				<i>Bithynocaris lucida</i> (Sequeira)
*	*	*		*				<i>Cinctocythere lamellosa</i> Trichel
*	*	*		*				<i>Cinctocythere truncata</i> (Reuss)
*	*	*		*				<i>Lepocythere testacea</i> Bonaduce & Ruggieri & Russo & Bismuth
*	*	*		*				<i>Lepocythere posteroconica</i> Bonaduce & Ruggieri & Russo & Bismuth
*	*	*		*				<i>Callostomoxere montana</i> Doruk
*	*	*		*				<i>Eucythera</i> sp.
*	*	*		*				<i>Neocypridina planifrons</i> Bonaduce & Ruggieri & Russo & Bismuth
*	*	*		*				<i>Cytheridea acuminata</i> acuminata Bosquet
*	*	*		*				<i>Cytheridea</i> sp.
*	*	*		*				<i>Micropylella sarmatica</i> (Zalavary)
*	*	*		*				<i>Cyamocythereidea mensicus</i> Doruk
*	*	*		*				<i>Cyamocythereidea polygona</i> Doruk
*	*	*		*				<i>Cyamocythereidea reversa</i> (Egger)
*	*	*		*				<i>Acanthocythereis hystrix</i> (Reuss)
*	*	*		*				<i>Costa batei</i> (Brady)
*	*	*		*				<i>Costa edwardsi</i> (Roemer)
*	*	*		*				<i>Cristacythereis caelatura</i> Uliczny
*	*	*		*				<i>Olinfularia sphaerolobulosa</i> (Grekoff & Moyes)
*	*	*		*				<i>Hilburnomycthere emarginata</i> (Brady)
*	*	*		*				<i>Hilburnomycthere rugosa</i> (Costa)
*	*	*		*				<i>Incongruillina rotundata</i> (Ruggieri)
*	*	*		*				<i>Echinocythereis</i> sp.
*	*	*		*				<i>Henryhowella spermatina</i> (Reuss)
*	*	*		*				<i>Ruggeria tetrapora tetraptera</i> (Sequeira)
*	*	*		*				<i>Heterocythereis albomaculata</i> (Baird)
*	*	*		*				<i>Hemicythereis hellenica</i> Sissingh
*	*	*		*				<i>Aurita convexa</i> (Baird)
*	*	*		*				<i>Aurita (Trigoniaria) tridentata</i> Sissingh
*	*	*		*				<i>Aurita pygmaea</i> Sissingh
*	*	*		*				<i>Aurita skolae</i> Uliczny
*	*	*		*				<i>Aurita sommammensis</i> Coutelle & Yassini
*	*	*		*				<i>Aurita speyeri</i> (Brady)
*	*	*		*				<i>Aurita</i> sp. B Bassonum
*	*	*		*				<i>Aurita</i> sp.
*	*	*		*				<i>Pokornvella deformis minor</i> (Moyes)
*	*	*		*				<i>Pokornvella</i> sp.
*	*	*		*				<i>Hermanites handlirsii minor</i> Ruggieri
*	*	*		*				<i>Jugoscythereis prava</i> (Baird)
*	*	*		*				<i>Quadracythere (Tenedocythere) mediterranea</i> Ruggieri
*	*	*		*				<i>Quadracythere (Tenedocythere) salebrosa</i> Uliczny
*	*	*		*				<i>Urocythereis favosa cycloidea</i> Uliczny
*	*	*		*				<i>Urocythereis seminulum</i> (Sequeira)
*	*	*		*				<i>Caudites geniculatus</i> Bonaduce & Ruggieri & Russo & Bismuth
*	*	*		*				<i>Cytheretta seminornata</i> (Egger)
*	*	*		*				<i>Cytheretta simplex</i> Moyes
*	*	*		*				<i>Cytheretta</i> sp.
*	*	*		*				<i>Protocytheretta obtusa</i> Ruggieri
*	*	*		*				<i>Protocytheretta</i> sp.
*	*	*		*				<i>Loxocancho alata</i> Brady
*	*	*		*				<i>Loxocancho punctatella</i> (Reuss)
*	*	*		*				<i>Loxocancho rhomboides</i> (Fischer)
*	*	*		*				<i>Loxocancho tumida</i> Brady
*	*	*		*				<i>Loxocorniculum quadricornutum</i> (Ruggieri)
*	*	*		*				<i>Scutocythereis</i> sp.
*	*	*		*				<i>Cytheropteron cf. latum</i> Müller
*	*	*		*				<i>Cytheropteron</i> sp.
*	*	*		*				<i>Nestoleberis communis</i> Müller
*	*	*		*				<i>Nestoleberis ventricosa</i> Müller
*	*	*		*				<i>Nestoleberis</i> sp.
*	*	*		*				<i>Paracypris polita</i> Sars

açısından değerlendirildiğinde, bunların genelde epineritik ortamı karakterize ettiği anlaşılmır. Yalnız *Bythocypris* batiyal, *Neocyprideis*, *Loxoconcha*, *Leptocythere* ve *Cyamocytheridea* litoral, *Echinocythereis* ve *Paracypris* infraneritik ortamlar için karakteristik cinsler ise de, çoğunluk neritik dışı ortama aittir (Tablo 1b) (Morkhoven, 1962).

Bentik foraminifer topluluğu olarak ise *Spiroplectammina carinata* d'Orbigny, *Dentalina leguminiformis* Batsch, *Nodosaria ovicula* d'Orbigny, *N. raphanus* Linné, *Robulus calcar* Linné, *Saracenaria italicica* Defrance, *Uvigerina cf. canariensis* d'Orbigny, *U. tenuistriata* Reuss, *Eponides cf. haidereri* Brady *Cibicides lobatulus* Walker & Jacob, *Nonion boueanum* d'Orbigny, *N. soldanii* d'Orbigny, *Ammonia tepida* (Linné) gibi zengin bir topluluk izlenir (Meriç, 1965).

Makroorganizma olarak da pelesipodlar'dan *Arca* sp., *Septifer* (Brachydontes) cf. *tauriensis* Bonelli, *Pinna* cf. *pectinata brochii* d'Orbigny, *Chlamys bollonensis* Mayer & Eymar, *C. macrotis* Sowerby, *Ostrea lamellosa digitalina* Dubois, *Gryphaea gryphoides crassissima* Lamarck, *Lucina* sp., *Lutraria* (Psammophila) *oblonga* Chemnitz, *Panopea* aff. *menardii* Deshayes; gastropodalar'dan *Corus* (Chelyconus) *basteroti* Mayer, *C.* (Chelyconus) aff. *puschi* Michelotti, *Turritella gradata* Menke & Hornes (Tayinler Dr. Lütfiye Erentöz ve Özcan Yazlak, MTA); echinidler'den *Schizaster eurynotus* Agassiz örneklerinin bol

olarak gözlendiği tortul istif genelde sığ denizel bir karakter sunar (Levhà VI-VII) (Meriç, 1965).

Yukarıda değinilen ve sığ denizel koşulların varlığını ortaya koyan birim, Tortoniyen sonunda oluşan sıkışma tektonığının etkisinde kalmıştır. Sonuçta; daha kuzeyde yeralan Geç Kretase ve Orta Eosen yaşı birimler, tektonizma nedeni ile adı geçen Tortoniyen istifinin üzerine bindirmiş ve güneye dönük yatık kıvrımların oluşumuna neden olmuştur (Meriç, 1965).

2.3. Selmo Formasyonu

İlk kez Siirt-Batman yörelerinde Bolgi (1961) tarafından Selmo Formasyonu ve yine Bolgi (1964)'ye göre Adiyaman çevresinde Adiyaman formasyonu olarak adlandırılan birim (Tuna, 1973), Güneydoğu Anadolu'da geniş bir yayılım sunar.

Kahta (Adiyaman) yöresinde (Şekil 2), Halof Dağı'nda gözlenen Fırat Formasyonu (Tuna, 1973; Sungurlu, 1974) ve Kahta kuzeyinde, Halof Dağı kuzeyi ve Nemrut Dağı batı alanlarında yüzlekler veren, günümüze kadar adlanmamış, denizel fasiyesi simgeleyen Geç Miyosen (Tortoniyen) yaşı tortullar üzerinde açısal uyumsuz olarak yeralır (Meriç, 1965).

İlker (1972), değinilen formasyonu Çemberlitaş (Adiyaman) sondaj verilerine göre dört üyeye ayırmıştır. Altan üsté doğru:

-Gri-akçık pembe renkli, gevşek çimentolulu kumtaşısı, çakıltaşısı ve sarımsı gri marnlar,

Tablo 1b. Eskikahta formasyonunda bulunan ostrakodların yansittıkları ortamlar.

Ostrakod cinsleri/Ortam	Batiyal	Neritik İçi	Neritik Dışı	Kıyı	Brahlik
<i>Jugosocythereis</i>					
<i>Eucythere</i>					
<i>Bythocypris</i>					
<i>Olimsalunia</i>					
<i>Neocyprideis</i>	—	—			
<i>Echinocythereis</i>					
<i>Quadracythere</i>					
<i>Acanthocythereis</i>					
<i>Hermanites</i>					
<i>Bairdia</i>					
<i>Urocythereis</i>					
<i>Pokornyella</i>					
<i>Miocyprideis</i>					
<i>Cytheropteron</i>					
<i>Hemicytherura</i>					
<i>Leptocythere</i>					
<i>Callistocythere</i>					
<i>Caudites</i>					
<i>Xestoleberis</i>					
<i>Cyamocytheridea</i>		—			
<i>Protocytheretta</i>					
<i>Hiltermanicythere</i>					
<i>Paracypris</i>					
<i>Costa</i>					
<i>Cyherella (Cytherelloidea)</i>					
<i>Cyheretta</i>					
<i>Loxoconcha</i>		—			
<i>Heterocythereis</i>					
<i>Ruggieria</i>					
<i>Cnestocythere</i>					
<i>Semicytherura</i>					
<i>Loxocorniculum</i>					
<i>Incongruella</i>					
<i>Cytheridea</i>	—				
<i>Cyherella</i>					
<i>Aurila</i>					
<i>Cistacythereis</i>					
<i>Henryhowella</i>					

KAHTA GEÇ MİYOSEN OSTRAKOD TOPLULUĞU HAKKINDA YENİ GÖRÜŞLER

-Kalın tabakalı, polijenik ve iri çakılılı, sert çimentolu çakıltaşı

-Sarımsı gri-açık gri, çapraz tabakalanmalı kumtaşı, marn ve az çakıltaşı

-Arada pembe renkli kumtaşı katmanları içeren kalın tabakalı, polijenik çakıltaşı.

Meriç (1965) ise, saha çalışmaları dikkate alınarak birimin son üç bölümünden oluştuğunu ileri sürmüştür.

İlker (1972)'e göre 2. ve Meriç (1965)'e göre 1. düzeyde yeralan marnlar içinde *Limnocythere* sp., *Cyprideis* (*Cyprideis anatolica* Bassiouni, C. (*Cyprideis heterostigma* major Kollmann, C. (*Cyprideis pannonica* (Mehes), C. (*Cyprideis seminulum* (Reuss), C. (*Cyprideis sohni* Bassiouni, *Ilyocypris bradyi* Sars, *Candona* (*Candona parallelia pannonica* Zalanyi gibi cins ve türler gözlenmiştir (Tablo 2a) (Levha I, II ve V). Bu cinslerden *Limnocythere*, *Ilyocypris* ve *Candona* tatlı su ortamını karakterize edip, brahik suya uyum sağlayan tiplerdir. *Cyprideis* cinsi ise acı su ortamında yaşayan bir cinstir. Değinilen düzeyden derlenen iki örnekte (örnek no: 58 ve 165-Meriç, 1965) çoğunlukla *Cyprideis* türlerinin bulunduğu, degeinilen tortulların acı su fasıyesini karakterize ettiğini kanıtlar (Tablo 2b), (Levha I, II ve V).

Bunun dışında Kahta kuzeydoğusunda, Tırpal köyü batısında, Devmağaraları olarak adlandırılmış noktada, çakıltaşları arasında bulunan 2-3 m kalınlıkta, bej renkli, ince dokulu, karbonat çimentolu kumtaşları içinde *Hippurion*

mediterraneum Hensel, H. cf. *matthewi* Abel, *Gazella gaudryi* Schlosser, *Trogocerus rugosifrons* Schlosser omurgalı örnekleri bulunmuştur (Tayinler Dr. Therese Zu Oettingen, Münih Üniv.) (Levha VII) (Meriç, 1965) ve degeinilen Hippurion türleri genelde Geç Miyosen (Turoliyen) yaşıını vermektedir (T. Kaya, sözlü görüşme, 1996).

Yine İlker (1972)'e göre 3. ve Meriç (1965)'e göre 2. düzeye ait sarımsı gri-açık gri renkli, kumtaşı ve marnlar içinde *Limnocythere* sp., *Cyprideis* (*Cyprideis anatolica* Bassiouni, C. (*Cyprideis heterostigma* major Kollmann, C. (*Cyprideis pannonica* (Mehes), C. (*Cyprideis seminulum* (Reuss), *Xestoleberis communis* Müller, *Darwinula* sp., *Ilyocypris gibba* (Ramdohr), *Ilyocypris* sp., *Candona* (*Candona decimai* Freels, C. (*Candona neglecta* Sars, C. (*Candona parallelia pannonica* Zalanyi, C. (*Pseudocandona marchica* Hartwig, *Heterocypris salina* salina (Brady), *Eucypris* sp. gibi cins. ve türler saptanmıştır (Tablo 2a) (Levha I, II ve V) (örnek no: 9, 16, 60, 176, 178, 180, 184, 185, 188 - Meriç, 1965). Değinilen cinslerden *Limnocythere*, *Ilyocypris*, *Candona* (*Candona*), *Candona* (*Pseudocandona*), *Heterocypris* tatlı su ortamını tercih eden cinsler ise de, brahik su ortamına da uyum sağlayabilirler. *Eucypris* ve *Darwinula* ise kesin tatlı su ortamını karakterize eder. Buna karşın, *Xestoleberis* kıyı ve neritik dışı ortamı ve *Cyprideis* cinsi de brahik ve kıyı ortamını

Tablo 2a. Şelimo Formasyonu'nda gözlemlenen ostrakod türleri.

ŞELMO	MESSİNİYE N	SISTEM		KAT	FORMASYON
		NEOJEN	MİYOSEN		
1	9	*	*	343	ÖRNEK NUMARASI
	16	*	*	194	<i>Limnocythere</i> sp.
	58	*	*	188	<i>Cyprideis (Cyprideis) anatolica</i> Bassiouni
	60	*	*	185	<i>Cyprideis (Cyprideis) heterostigma major</i> Kollmann
	165	*	*	184	<i>Cyprideis (Cyprideis) pannonica</i> (Mehes)
	176	*	*	180	<i>Cyprideis (Cyprideis) seminulum</i> (Reuss)
	178	*	*	178	<i>Cyprideis (Cyprideis) sohni</i> Bassiouni
	180	*	*	176	<i>Xestoleberis communis</i> Müller
	184	*	*	176	<i>Darwinella</i> sp.
	185	*	*	178	<i>Ilyocyparis bradyi</i> Sars
	188	*	*	180	<i>Ilyocyparis gibba</i> (Ramdohr)
	194	*	*	184	<i>Ilyocyparis</i> sp.
	343	*	*	185	<i>Candonia (Candonia) decimalis</i> Freels
		*	*	188	<i>Candonia (Candonia) neglecta</i> Sars
		*	*	185	<i>Candonia (Candonia) parallelapannonica</i> Zalanyi
		*	*	180	<i>Candonia (Pseudocandonia) marchica</i> Hartwig
		*	*	178	<i>Heterocypris salina salina</i> (Brady)

belirleyen tiplerdir. (Tablo 2b) (Morkhoven, 1962; Bassiouni, 1979; Frels, 1980; Gökcen, 1982). Bu durum karşısında dephinilen birimin zaman zaman brahik su ortamına dönünen tatlı su koşullarını yansittığı söylenebilir.

Tablo 2b. Şelmo Formasyonu'nda bulunan ostrakodların yansittıkları ortamlar.

Ostrakod cinsleri/Ortam	Tatlısu	Brahik	Kısı	Neritik Dış
<i>Candonia (Pseudocandonia)</i>	—	—	—	—
<i>Limnocythere</i>	—	—	—	—
<i>Heterocypris</i>	—	—	—	—
<i>Xestoleberis</i>	—	—	—	—
<i>Eucypris</i>	—	—	—	—
<i>Candonia (Candonia)</i>	—	—	—	—
<i>Darwinula</i>	—	—	—	—
<i>Cyprideis (Cyprideis)</i>	—	—	—	—
<i>Ilyocypris</i>	—	—	—	—

En üst düzey ise mikroorganizma açısından çok fakirdir. Yalnızca bir örnekte (örnek no: I-Meriç, 1965) 1. düzeyde olduğu gibi *Ilyocypris bradyi* Sars gözlenmiştir (Tablo 2a). Dolayısı ile üst düzey çakıltaşlarının tatlı su-brahik su ortamında çökelmiş olduğu belirtilebilir (Tablo 2b).

Şelmo Formasyonu'nun farklı düzeylerinden derlenen verilerin ışığında, birimin Geç Miyosen (Messiniyen) yaşı olduğu anlaşılır.

3. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Bu çalışmada Adiyaman kuzey alanlarında yeralan Eskikahta formasyonu olarak adlandırılan birim ile bunun güneyinde bulunan Şelmo

Formasyonu'ndan oluşan Geç Miyosen birimlerinin ostrakod faunası, yeni görüşler ışığı altında incelenmiştir.

Adiyaman kuzeyinde gözlenen, doğu-batı uzanaklı, dar bir çanak şeklinde gelişmiş olan Tortoniyen yaşı istifte *Cytherella* (*Cytherella*) *terquemi* Sissingh, *Cytherella* (*Cytherelloidea*) *glypta* Doruk, *Cnestocythere lamellicosta* Triebel, *Leptocythere festiva* Bonaduce & Ruggieri & Russo & Bismuth, *L. posterocincta* Bonaduce & Ruggieri & Russo & Bismuth, *Callistocythere montana* Doruk, *Neocyprideis pumilio* Bonaduce & Ruggieri & Russo & Bismuth, *Cytheridea acuminata acuminata* Bosquet, *Cyamocytheridea meniscus* Doruk, *C. polygona* Doruk, *Cistacythereis caelatura* Uliczny, *Hiltermanicythere emaciata* (Brady), *H. rugosa* (Costa), *Echinocythereis* sp., *Heterocythereis albomaculata* (Baird), *Hemicytherura hellenica* Sissingh, *Aurila convexa* (Baird), *A. (Trigonoaurila) freudenthalii* Sissingh, *A. speyeri* (Baird), *Quadracythere* (*Tenedocythere*) *mediterranea* Ruggieri, *Q. (Tenedocythere) salebrosa* Uliczny, *Urocythereis seminulum* (Sequenza), *Caudites geniculatus* Bonaduce & Ruggieri & Russo & Bismuth, *Cytheretta semiornata* (Egger), *Protocytheretta obtusa* Ruggieri, *Loxoconcha tumida* Brady, *L. rhomboidea* (Fischer), *Loxocorniculum quadricornis* (Ruggieri), *Cytheropteron cf. latum* Müller, *Xestoleberis communis* Müller, *X. ventricosa* Müller gibi sığ denizel koşulları belirten ostrakod cins ve türleri

LEVHA I

Cytherella vandenboldi Sissingh

- 1.** Kabuk, sağ yandan görünüm, x120, 318 nolu örnek.
Eskikahta formasyonu, Tortoniyen.

Cytherella vulgata Ruggieri

- 2.** Kabuk, sol yandan görünüm, x120, 318 nolu örnek.
Eskikahta formasyonu, Tortoniyen.

Bairdia subdeltaoides (Munster)

- 3.** Kabuk, sol yandan görünüm, x100, 597 nolu örnek.
4. Kabuk, sağ yandan görünüm, x100, 597 nolu örnek.
Eskikahta formasyonu, Tortoniyen.

Bythocypris lucida (Sequenza)

- 5.** Kabuk, sağ yandan görünüm, x100, 597 nolu örnek.
Eskikahta formasyonu, Tortoniyen.

Cnestocythere lamellicosta Triebel

- 6.** Sol kapak, dıştan görünüm, x150, 318 nolu örnek.
Eskikahta formasyonu, Tortoniyen.

Leptocythere posterocincta Bonaduce & Ruggieri & Russo & Bismuth

- 7.** Kabuk, sağ yan görünüm, x150, 318 nolu örnek.
8. Kabuk, sol yan görünüm, x150, 318 nolu örnek.
Eskikahta formasyonu, Tortoniyen.

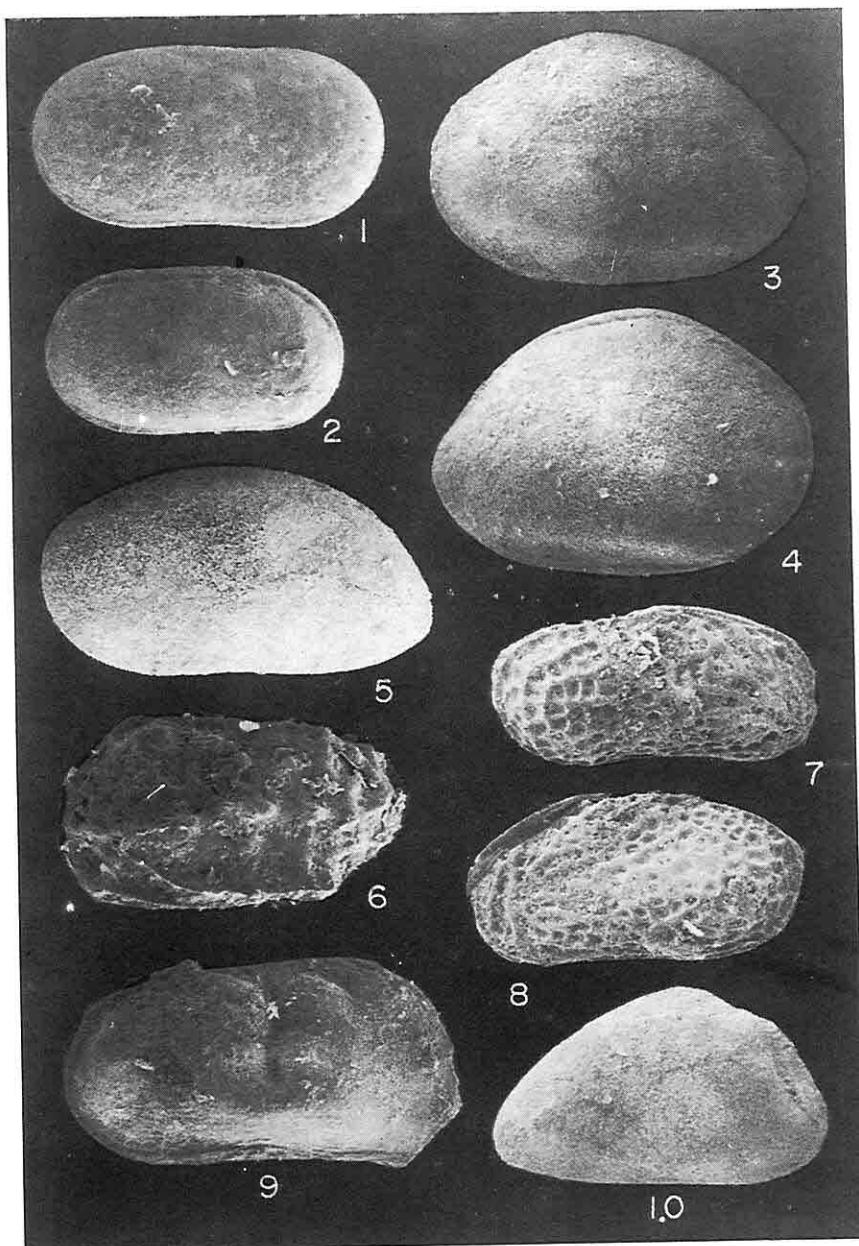
Limnocythere sp.

- 9.** Kabuk, sağ yan görünüm, x130, 9 nolu örnek.
Şelmo Formasyonu, Messiniyen.

Eucythere sp.

- 10.** Kabuk, sağ yandan görünüm, x100, 597 nolu örnek.
Eskikahta formasyonu, Tortoniyen.

LEVHA 1



LEVHA II

Eucythere sp.

1. Kabuk, sol yandan görünüm, x 100, 597 nolu örnek.
Eskikahta formasyonu, Tortoniyen.

Cyprideis (Cyprideis) pannonica (Mehes)

2. Sol kapak, dıştan görünüm, x100, 343 nolu örnek.
3. Kabuk, sırttan görünüm, x100, 178 nolu örnek.
Şelmo Formasyonu, Messiniyen.

Cyprideis (Cyprideis) seminulum (Reuss)

4. Sağ kapak, dıştan görünüm, x100, 343 nolu örnek.
5. Kabuk, sağ yandan görünüm, x100, 16 nolu örnek.
6. Kabuk, sırttan görünüm, x100, 16 nolu örnek.
Şelmo Formasyonu, Messiniyen.

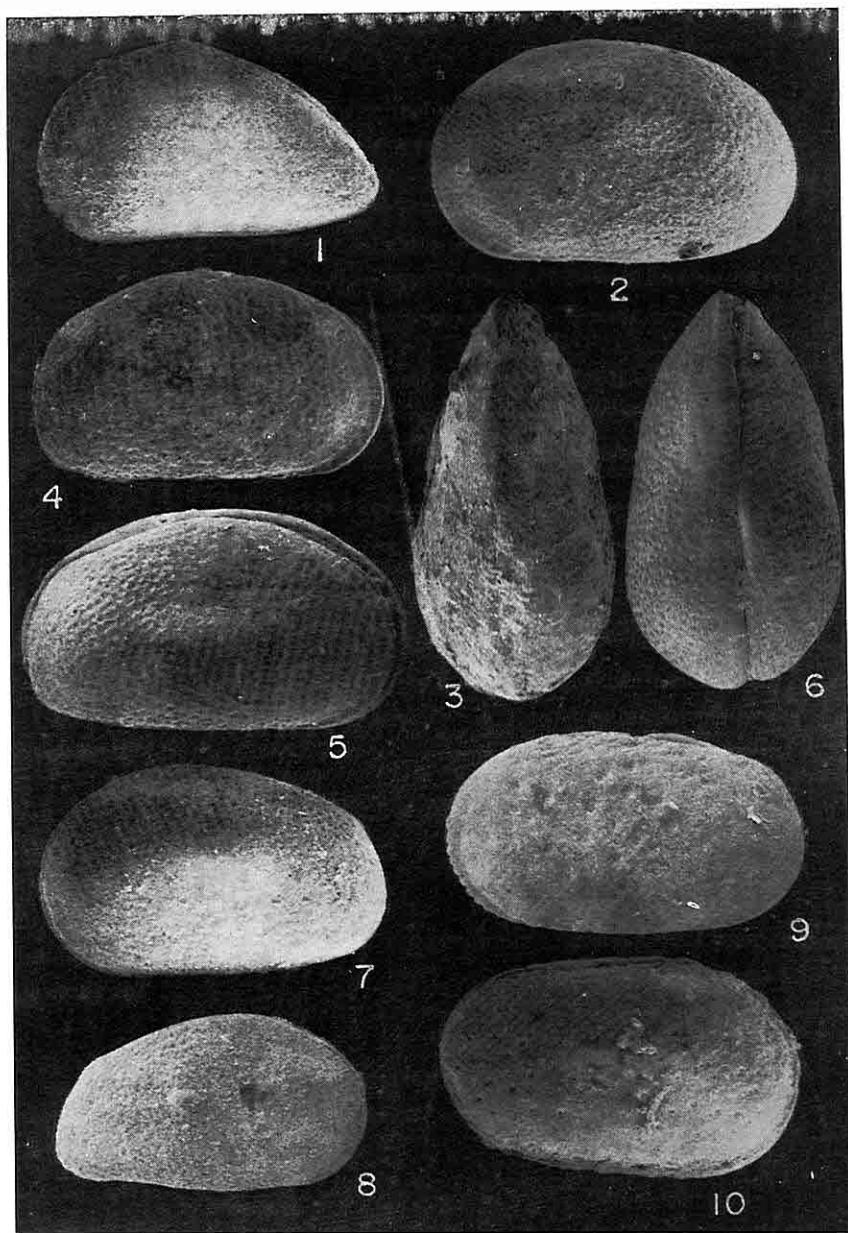
Cyprideis (Cyprideis) anatolica Bassiouni

7. Sol kapak, dıştan görünüm, x120, 16 nolu örnek.
8. Sağ kapak, dıştan görünüm, x100, 16 nolu örnek.
Şelmo Formasyonu, Messiniyen.

Miocyprideis sarmatica (Zalanyi)

9. Kabuk, sol yandan görünüm, x100, 318 nolu örnek.
10. Kabuk, sağ yandan görünüm, x120, 318 nolu örnek.
Eskikahta formasyonu, Tortoniyen.

LEVHA 2



LEVHA III

Cyamocytheridea reversa (Egger)

1. Kabuk, sol yandan görünüm, x100, 403 nolu örnek.
Eskikahta formasyonu, Tortoniyen.

Costa edwardsii (Roemer)

2. Kabuk, sağ yandan görünüm, x100, 597 nolu örnek.
3. Sol kapak, dıştan görünüm, x100, 597 nolu örnek.
Eskikahta formasyonu, Tortoniyen.

Costa batei (Brady)

4. Kabuk, sol yandan görünüm, x130, 318 nolu örnek.
Eskikahta formasyonu, Tortoniyen.

Olimfalunia sphaerulolineata (Grekoff & Moyes)

5. Kabuk, sağ yandan görünüm, x100, 597 nolu örnek.
Eskikahta formasyonu, Tortoniyen.

Hiltermanicythere rugasa (Costa)

6. Sol kapak, dıştan görünüm, x150, 318 nolu örnek.
Eskikahta formasyonu, Tortoniyen.

Incongruellina rotundata (Ruggieri)

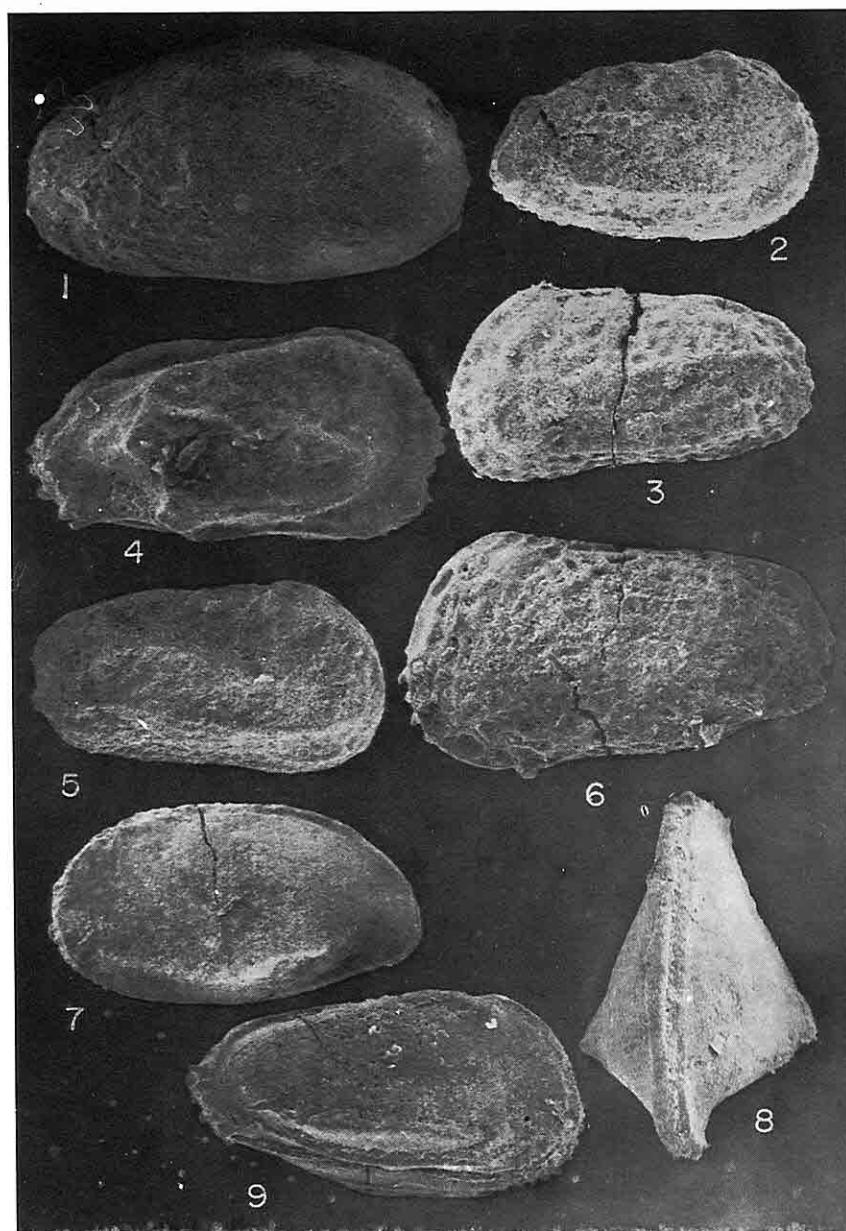
7. Kabuk, sol yandan görünüm, x100, 318 nolu örnek.
8. Kabuk, sıttan görünüm, x100, 318 nolu örnek.
Eskikahta formasyonu, Tortoniyen.

Ruggieria tetraptera tetraptera (Sequenza)

9. Kabuk, sağ yandan görünüm, x100, 318 nolu örnek.
Eskikahta formasyonu, Tortoniyen.

KAHTA GEÇ MIYOSEN OSTRAKOD TOPLULUĞU HAKKINDA YENİ GÖRÜŞLER

LEVHA 3



LEVHA IV

Aurila soummamensis Coutelle & Yassini

- 1.** Kabuk, sol yandan görünüm, x100, 403 nolu örnek.
Eskikahta formasyonu, Tortoniyen.

Aurila speyeri (Brady)

- 2.** Kabuk, sağ yandan görünüm, x100, 319 nolu örnek.
3. Kabuk, sol yandan görünüm, x100, 319 nolu örnek.
Eskikahta formasyonu, Tortoniyen.

Aurila convexa (Baird)

- 4.** Sağ kapak, dıştan görünüm, x130, 318 nolu örnek.
Eskikahta formasyonu, Tortoniyen.

Hermanites haidingeri minor Ruggieri

- 5.** Kabuk, sağ yandan görünüm, x100, 597 nolu örnek.
Eskikahta formasyonu, Tortoniyen.

Jugosocythereis prava (Baird)

- 6.** Kabuk, sol yandan görünüm, x100, 597 nolu örnek.
Eskikahta formasyonu, Tortoniyen.

Quadracythere (Tenedocythere) mediterranea Ruggieri

- 7.** Kabuk, sağ yandan görünüm, x100, 597 nolu örnek.
Eskikahta formasyonu, Tortoniyen.

Urocythereis favosa exedata Uliczny

- 8.** Kabuk, sağ yandan görünüm, x100, 597 nolu örnek.
Eskikahta formasyonu, Tortoniyen.

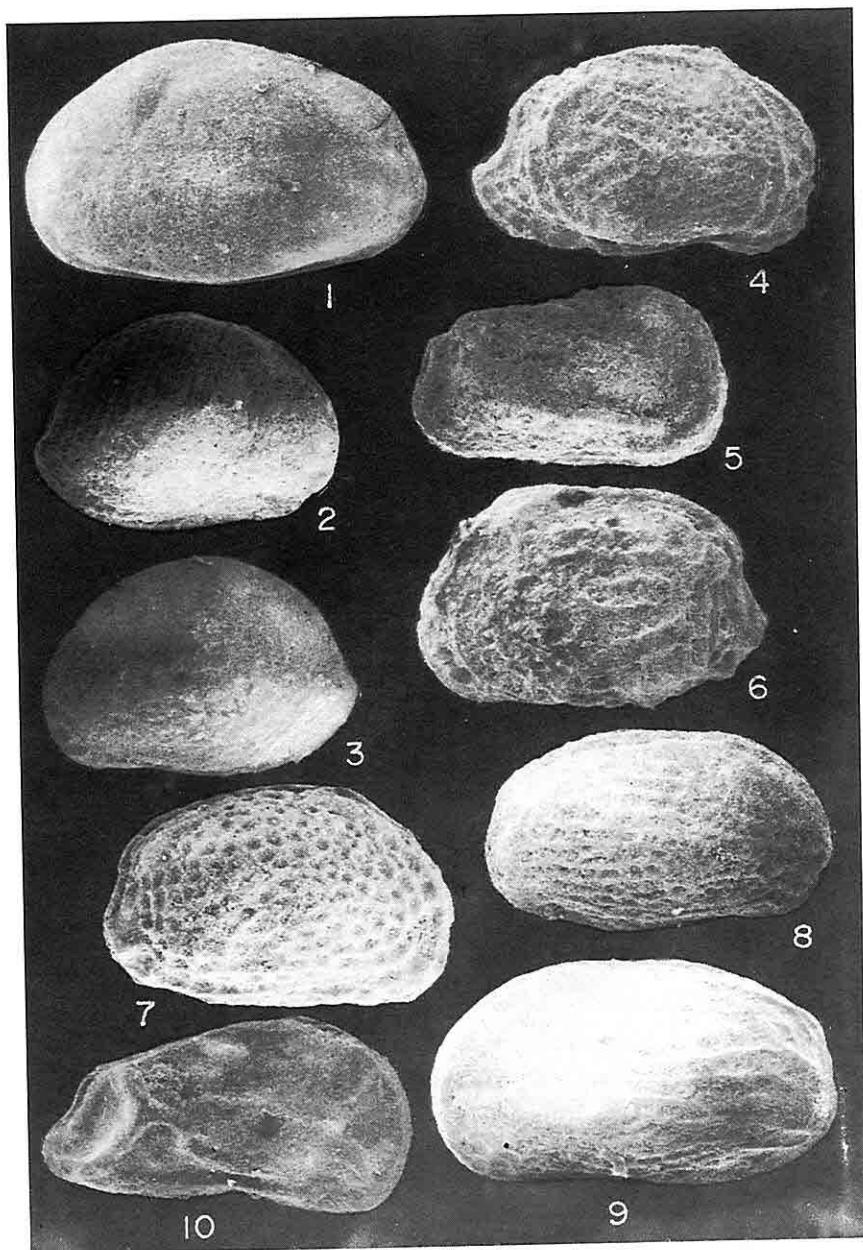
Urocythereis seminulum (Sequenza)

- 9.** Kabuk, sol yandan görünüm, x100, 319 nolu örnek.
Eskikahta formasyonu, Tortoniyen.

Caudites geniculatus Bonaduce & Ruggieri & Russo & Bismuth

- 10.** Kabuk, sağ yandan görünüm, x150, 318 nolu örnek.
Eskikahta formasyonu, Tortoniyen.

LEVHA 4



LEVHA V

Loxoconcha rhomboidea (Fischer)

- 1.** Kabuk, sol yandan görünüm, x100, 319 nolu örnek.
Eskikahta formasyonu, Tortoniyen.

Loxoconcha tumida Brady

- 2.** Kabuk, sol yandan görünüm, x100, 597 nolu örnek.
Eskikahta formasyonu, Tortoniyen.

Cytheropteron cf. latum Müller

- 3.** Kabuk, sırttan görünüm, x200, 318 nolu örnek.
Eskikahta formasyonu, Tortoniyen.

Xestoleberis sp.

- 4.** Kabuk, sol yandan görünüm, x100, 318 nolu örnek.
Eskikahta formasyonu, Tortoniyen.

Ilyocypris gibba (Ramdohr)

- 5.** Sol kapak, dıştan görünüm, x100, 185 nolu örnek.
Şelmo Formasyonu, Messiniyen.

Paracypris polita Sars

- 6.** Kabuk, sırttan görünlüm, x80, 319 nolu örnek.
7. Kabuk, sol yandan görünüm, x80, 319 nolu örnek.
Eskikahta formasyonu, Tortoniyen.

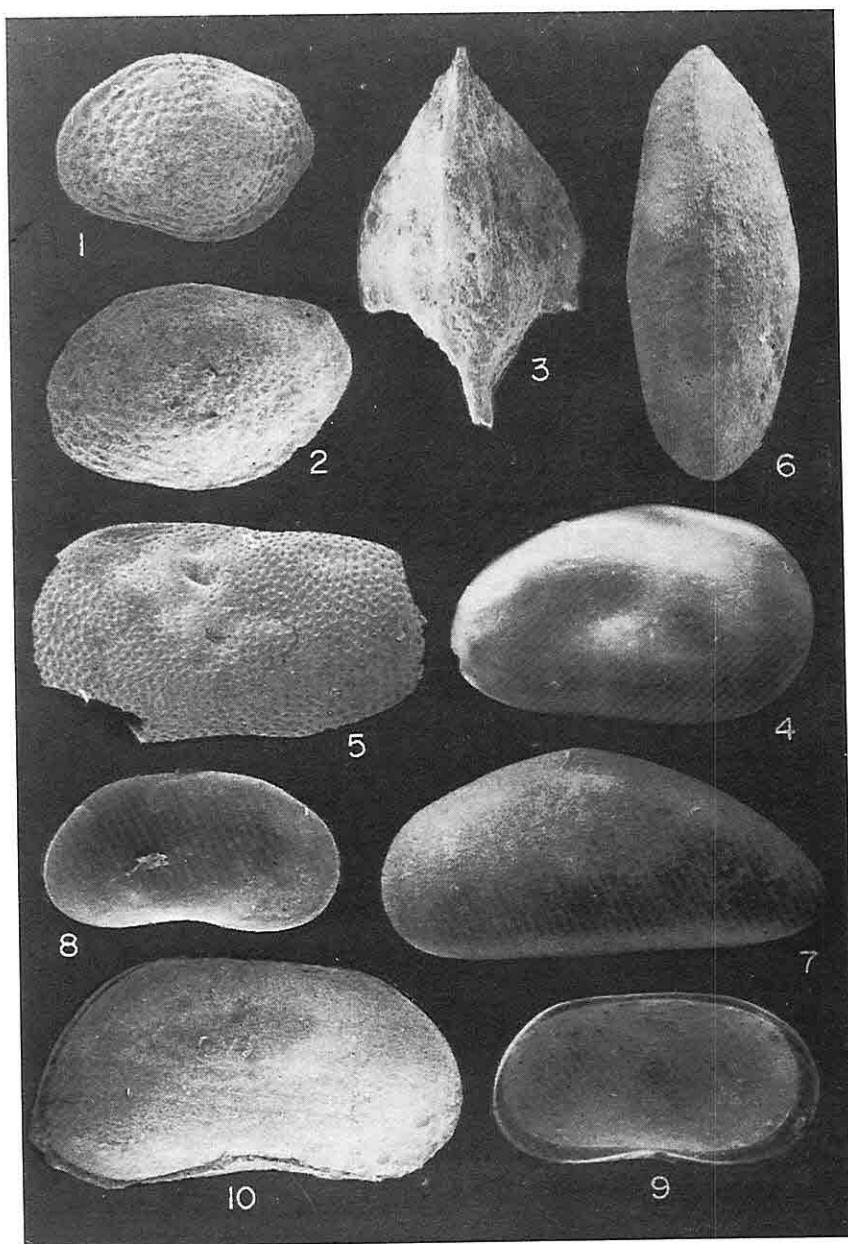
Candona (Candona) parallelala pannonica Zalanyi

- 8.** Sol kapak, dıştan görünüm, x100, 185 nolu örnek.
9. Sağ kapak, içten görünüm, x100, 185 nolu örnek.
Şelmo Formasyonu, Messiniyen.

Candona (Candona) decimalis Freels

- 10.** Kabuk, sağ yandan görünüm, x80, 16 nolu örnek.
Şelmo Formasyonu, Messiniyen.

LEVHA 5



LEVHA VI

Ostrea lamellosa digitalina Dubois

- 1a.** Kavkinin dış görünümü, x3/4.
1b. Kavkinin iç görünümü, x3/4.
Eskikahta formasyonu Tortoniyen.

Gryphaea gryphoides crassissima Lamarck

- 2a.** Kavkinin dış görünümü, x1/2.
2b. Kavkinin iç görünümü, x1/2.
Eskikahta formasyonu, Tortoniyen.

Lutraria oblonga Chemnitz

- 3.** Kavkinin dış görünümü, x1.
Eskikahta formasyonu, Tortoniyen.

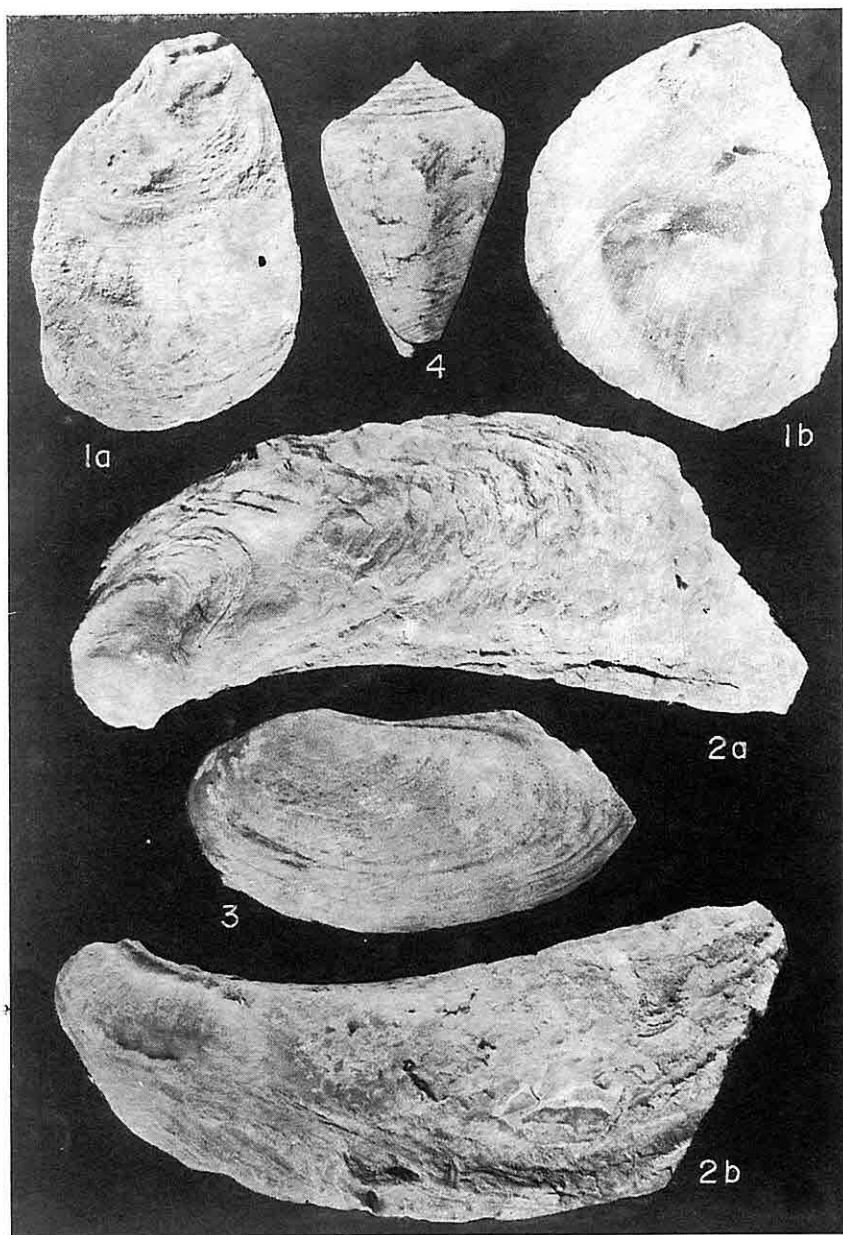
Conus (Chelyconus) basteroti Mayer

- 4.** Dış görünüm, x1.
Eskikahta formasyonu, Tortoniyen.

(Meriç, 1965'den alınmıştır).

KAHTA GEÇ MİYOSEN OSTRAKOD TOPLULUĞU HAKKINDA YENİ GÖRÜŞLER

LEVHÀ 6



LEVHA VII

Pinna cf. pectinata brochii d'Orbigny

- 1.** Dış görünüm, x1/2.
Eskikahta formasyonu, Tortoniyen.

Schizaster eurynatus Agassiz

- 2a.** Apikal taraf, x1.
2b. Oral taraf, x1.
Eskikahta formasyonu, Tortoniyen.

Hipparion cf. matthevi Abel

- 3.** Sol molar, x1.
Şelmo Formasyonu, Messiniyen.

Hipparion cf. mediterraneum Hensel

- 4.** Sol arka ayak, x1.
Şelmo Formasyonu, Messiniyen.

Hipparion cf. mediterraneum Hensel

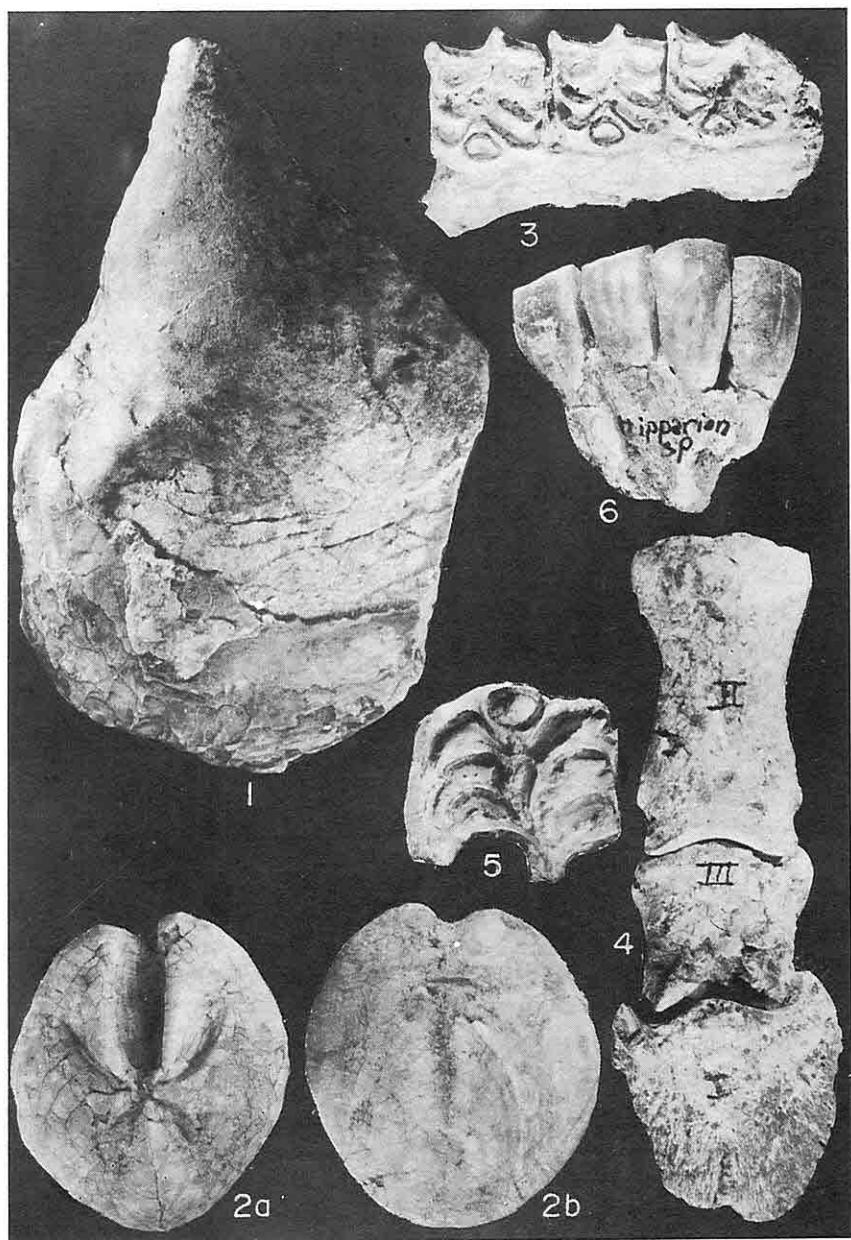
- 5.** Üst premolar, x1.5.
Şelmo Formasyonu, Messiniyen.

Hipparion sp.

- 6.** Alt insiziv dişler, x1.
Şelmo Formasyonu, Messiniyen.

(Meriç, 1965'den alınmıştır).

LEVHA 7



saptanmıştır. Böylece, Adıyaman çevresinde Tortoniyen'in Eskikahta formasyonu'nda tamamen denizel ve Messiniyen'in Şelmo Formasyonu'nda tamamen acı su-tatlı su fasiyesinde gelişmiş olduğu kanıtlanmaktadır. Bu veriler, Meriç (1965) dışında, günümüze dek hiçbir yerbilimci tarafından degenilmeyen bir özelliği destekler niteliktedir. Çünkü, son yıllarda Görür ve dig. (1995) Adıyaman çevresinde yalnızca Erken Miyosen'in denizel olduğuna degenerek, tüm Geç Miyosen'in karasal fasiyeste gelişmiş olduğu fikrini ileri sürmüşlerdir.

Sonuç olarak Geç Miyosen başında, Tortoniyen'de, Arap Platformu kuzey kesiminde, Eskikahta'dan itibaren batıya doğru ince bir şerit halinde uzanan sıç denizel bir havzanın varlığı kesinlik kazanmaktadır.

4. KATKI BELİRTME

Yazarlar ostrakod örneklerinin elektron mikroskopunda (Jeol. JSM - 6400 Scanning Microscope) fotoğraflarının çekimi için gerekli olanağı sağlayan Sayın Refik ÜREYEN (Arçelik Ar-Ge Merkezi Başkanı) ve fotoğrafları çeken Metalurji Yük. Müh. Sayın Soner AKKURT (Arçelik Ar-Ge Merkezi)'a teşekkürü bir borç bilirler.

5. KAYNAKLAR

Bassiouni, M.A., 1979. Brackische und marine Ostrakoden (*Cytherideinae*, *Hemicytheriniae*, *Trachyleberidinae*) aus dem Oligozän und Neogen der Türkei. *Geol. Jb. Reihe*

B, Heft 31, Hannover, 200 s.

Bolgi, T., 1961. V. Petrol Bölgesi seksiyon ölçümleri AR/TPO/261 no'lularla ile Reşan, Dodan arası batisındaki sahanın strüktürel etüdleri. Arama Grubu Rap. No. 162.

Bonaduce, G., Ruggieri, G., Russo, A. and Bismuth, H., 1992. Late Miocene Ostracods from the Ashtar 1 well (Gulf of Gabès, Tunisia). *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, 31(1), 3-93, 26, 1-26, Modena.

Doruk, N., 1979. Neogene and Quaternary Ostracoda of Adana and Antalya Basins (Turkey). *Proceedings of the VII International Symposium on Ostracodes, Beograd*, 165-172.

Duran, O., Şemşir, D., Sezgin, İ. ve Perinçek, D., 1988. Güneydoğu Anadolu'da Midyat ve Silvan gruplarının stratigrafisi, sedimentolojisi ve petrol potansiyeli. *TPJD Bülteni*, 1/2, 99-126.

Freels, D., 1980. Limnische Ostrakoden aus Jungtertiär und Quartär der Türkei. *Geol. Jb., B 39*, 3-169, 2 Abb., 18 Taf., Hannover.

Gökçen, N., 1982. Denizli-Muğla çevresi Neojen istifinin ostrakod biyostratigrafisi. *Yerbilimleri Dergisi*, 9: 111-132, Ankara.

Görür, N., Sakınç, M., Barka, A., Akkök, R. ve Ersoy, Ş., 1995. Miocene to Pliocene palaeogeographic evolution of Turkey and its surroundings. *Journal of Human Evolution*, 28, 309-324.

İlker, S., 1972. TPAO. arşive girmemiş rapor.

Meriç, E., 1965. Karata-Nemrut Dağı arasındaki bölgenin jeolojik ve

KAHTA GEÇ MİYOSEN OSTRAKOD TOPLULUĞU HAKKINDA YENİ GÖRÜŞLER

- paleontolojik etüdü. *İst. Üniv. Fen Fak. Mecm.*, B, 30 (1-2), 55-107, 1-20.
- Morkhoven, F.P.M. van, 1962. *Post Paleozoic ostracoda*, Elsevier edit., 1: 244 s.
- Peksü, M., 1969. *Proposed rock unit nomenclature petroleum district V and VI SE Turkey*. TPAO Arama Grubu Arşivi, No. 5158.
- Sissingh, W., 1972. *Late Senozoic Ostracoda of the South Aegean Island Arc*, Utrecht Micropaleontological Bulletins, 6: 187 s.
- Sungurlu, O., 1974: VI. Bölge kuzey sahalarının jeolojisi. *Türkiye 2. Petrol Kongresi, Tebliğler*, 85-107, Ankara.
- Tardu, T., Akçay, Y. ve İş, L., 1990. *Güneydoğu Anadolu'da seçilmiş bazı stratigrafi birim ve birliklerinin sismik, stratigrafik analizi*. *Türkiye 8. Petrol Kongresi, Tebliğler*, 240-259, Ankara.
- Tuna, D., 1973. VI. Bölge litostratigrafi birimleri adımlamasının açıklayıcı raporu. *TPAO Rapor No: 813*, 131 s., Ankara.
- Yassini, I., 1979. *The littoral system ostracodes from the Bay of Bou-İsmail, Algiers, Algeria*. *Revista Española de Micropaleontología*, 11 (3), 353-416.

**ELAZIĞ YÖRESİNDE KRETASE-TERSİYER GEÇİŞİ İÇİN BİR ANAHTAR
FORMASYON: KUŞÇULAR FORMASYONU (ALT PALEOSEN), D. TÜRKİYE**

Mehmet TURAN

F. Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Elazığ/Türkiye

ÖZET: Elazığ batısında Baskil yakın civarlarında dört ayrı alanı kapsayan çalışma bölgesinde Mesozoyik'te çökelen en genç denizel birim Üst Maastrichtien yaşılı Harami formasyonudur. Tersiyer döneminin ilk denizel çökeli birimi ise Orta-Üst Paleosen ve Alt Eosen yaşılı Seske formasyonudur. Bu iki birim yaygın olarak sığ denizel kireçtaşları ile temsil olunur ve aralarında Kuşçular formasyonu (Alt Paleosen) yer alır. En fazla 585 m kalınlığa sahip olan Kuşçular formasyonu alüvyal yelpaze ve playa fasiyelerini karakterize eden genellikle bordo renkli çakıltaşı, kumtaşı, çamurtaşı ve bunlarla yanal-düsey geçişli jipslerle temsil olunur. Karasal karakterli bu formasyon, taban ve tavanında yeralan birimlerden tamamen farklı fasiyeler koşullarında çökelmıştır ve apayrı litofasiyeler topluluklardan oluşur. Formasyonun alt ve üst dokunağı komşu birimlerle uyumsuz ilişkilidir ve bu birimler ile arasında herhangi bir yanal ve düsey geçiş söz konusu değildir. İki denizel istif arasında yeralan bu karasal çökeller, Erken Paleosen'de Elazığ yöreninin bir aşınmaya ve yer yer karasal birikmelere sahne olduğunu, dolayısıyla Kretase-Paleosen geçişinin stratigrafik açıdan bir uyumsuzluğa karşılık geldiğini belgelemektedir.

**A KEY FORMATION FOR CRETACEOUS-TERTIARY TRANSITION IN
ELAZIĞ VICINITY: KUŞÇULAR FORMATION (LOWER PALEOCENE),
E.TURKEY**

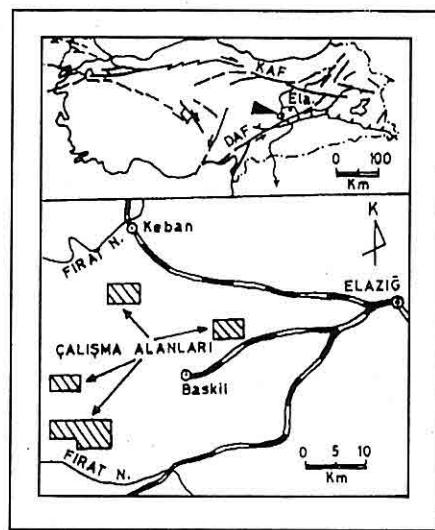
ABSTRACT: In the study area which contains four different areas in the close neighborhoods of Baskil in the west of Elazığ, the youngest marine unit deposited in Mesozoic is Upper Maastrichtian aged Harami formation. The first marine unit of Tertiary period is Middle-Upper Paleocene-Lower Eocene aged Seske formation. These two units are commonly represented by shallow marine limestones, and Kuşçular formation (Lower Paleocene) is situated between these units. Kuşçular formation with the maximum 585 m thickness is generally represented by claret red conglomerates, sandstones, mudstones and gypsum with lateral-vertical transition to these lithologies which characterized alluvial fan and playa facies. This formation with terrestrial character have been deposited in every respect different conditions of facies from the units situated its bottom and top, and consists of completely different lithofacies associations. The lower and upper contacts of the formation have a discordant stratigraphical relationship to the neighbor units, and it is not discussed a lateral and vertical transition between the formation and these units. These terrestrial deposits

situated between two marine sequences document that, during Early Paleocene, the vicinity of Elazığ was the setting for an erosion and the terrestrial depositions place and place, and so, Cretaceous -- Tertiary boundary stratigraphically corresponds to an unconformity.

1. GİRİŞ

Çalışma alanı Doğu Toroslar'da Elazığ'ın Baskil ilçesi civarlarında dört ayrı sahayı kapsamaktadır (Şekil 1). Bu sahalar ile yakın civarlarında değişik amaçlara yönelik birçok jeolojik çalışma (Turan, 1984; Sungurlu ve diğ., 1985; Asutay, 1985; Asutay ve Turan, 1986; Asutay, 1987; Özkul, 1988; Akgül, 1991; Turan ve Bingöl, 1991; Özgen ve diğ., 1993; Akgül, 1993; İnceöz, 1994; Turan ve Türkmen, 1996; Özkul ve Kerey, 1996; Aksoy ve diğ., baskında) yapılmıştır. Stratigrafik, tektonik, petrografik, sedimentolojik ve paleontolojik amaçlarla yapılan bu çalışmalarda, Kuşçular formasyonunun (Alt Paleosen) farklı yüzeylemelerindeki stratigrafik konumu ve bunun anlamı yeterince tartışılmamıştır. Yörede çalışan araştırmacılar arasında formasyonun stratigrafik konumu ve Kretase-Tersiyer geçisi için belirgin yorumlama farklılıklarlığı olduğu görülmür. Bu meyanda Naz (1979), Perinçek (1979), Tuna (1979), Turan (1984), Asutay (1985), Sungurlu ve diğ. (1985), Asutay (1987), Özkul (1988), Turan ve Bingöl (1991), İnceöz (1994) ve Turan ve Türkmen (1996) yörede Kretase-Tersiyer geçisinin bir uyumsuzluğa karşılık geldiği

görüşünde iken, Özgen ve diğ. (1993) bu geçişin kesintisiz yani uyumlu olduğunu öne sürümlerlerdir. Diğer yandan, Kretase-Tersiyer geçişinde yer alan ve Tersiyer'in ilk litostratigrafi birimini oluşturan kırmızı klastik tortullar bazı araştırmalarda (Naz, 1979; Perinçek, 1979; Tuna, 1979; Turan, 1984) Orta Paleosen-Alt Eosen yaşlı denizel Seske formasyonunun taban konglomeralleri olarak yorumlanmıştır. Buna karşın, yörede daha sonra gerçekleştirilen



Şekil 1. Çalışma alanının yerbulduru haritası.

araştırmalarda (Asutay, 1985; Asutay, 1986; Asutay, 1987; Özkul, 1988; Turan ve Bingöl, 1991; Turan ve Türkmen, 1996 ve Aksoy ve diğ., baskında) ise bu klastiklerin karasal fasiyes özellikleri sunduğu vurgulanarak, Kuşçular formasyonu adıyla ayrı bir birim olarak ele alındığı görülür.

Bu çalışmada, Alt Paleosen yaşı Kuşçular formasyonunun farklı yüzeylemelerindeki taban ve tavan ilişkisi, çökelme ortamı, litolojik ve sedimentolojik karakterleri incelenmiştir. Yazar bu özelliklerin bölgede Kretase'den Tersiyer'e geçerken çökelme koşulları ve çökelmanın sürekliliği veya süreklişılığı açısından ne anlama geldiğini tartışmayı amaçlamaktadır. Çalışmanın diğer bir amacı da, yukarıda ana hatları ile vurgulanan, formasyonla ilgili araştırmacılar arasındaki yorumlama farklılıklarına bir açıklık kazandırmaktır. İnceleme alanı bu amaçları gerçekleştirmek için uygun bir saha durumundadır.

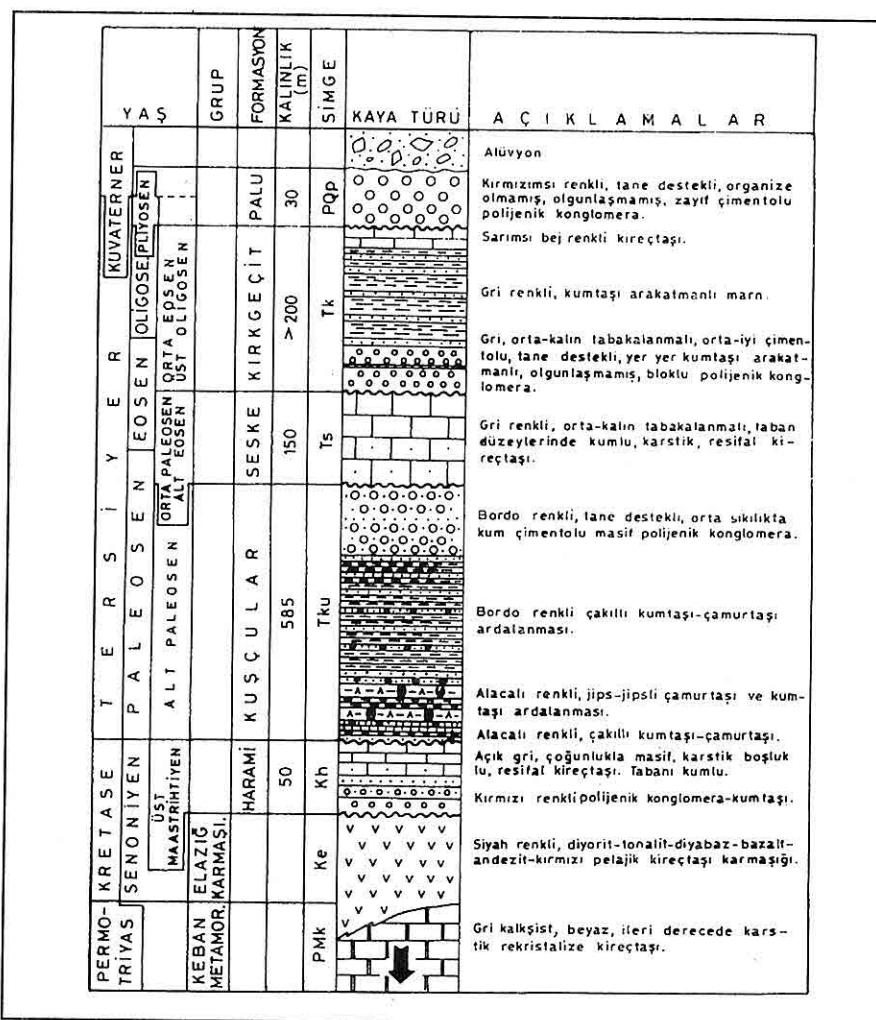
2. KUŞÇULAR FORMASYONUN BÖLGE STRATİGRAFİSİ İÇİNDEKİ YERİ

Elazığ yöresinde Permo-Triyas'tan Kuvaterner'e kadar metamorfik, magmatik ve tortul kayaçlardan oluşan birçok lithostratigrafi biriminin yüzeylediği görülür. Bu birimlerden çalışma alanında gözlenenler Şekil 2'deki stratigrafik dikme kesitte gösterilmiştir. Birimlerin ayrıntılı jeolojik özellikleri Turan ve Bingöl (1991) ile Turan ve Türkmen (1996)'da verilmiştir. Bu nedenle, çalışmanın amacı dışına taşığından burada her birimin ayrı ayrı tanıtımı yapılmayacaktır. Ancak, bunların temel özellikleri Şekil 2'de görülmektedir. Ayrıntılı özellikler için ilgili kaynaklara bakılabilir.

Dört ayrı sahadan oluşan çalışma alanında (Şekil 1) Kuşçular formasyonunun stratigrafik konumu ve ayırtman özellikleri aşağıda açıklanmıştır.

2.1. Aşağı ve Yukarı Sosikan Köyleri Yöresi

Bu mevkide Kuşçular formasyonu tabanda Elazığ karmaşığı ve Harami formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelirken, üstten Seske, Kırkçeçit ve Palu formasyonları tarafından yine uyumsuz olarak örtülü (Şekil 3). Birim Aşağı Sosikan Köyü'nün 2.7 km kuzeybatısından başlar ve doğuda Bekirhüseyin Köyü'ne doğru giderek daralan bir yüzeylence verir (Şekil 3). Bekirhüseyin Köyü doğusunda Harabekayış Dağı'nda (çalışma alanı dışı) Harami ve Seske formasyonları arasında kamalanarak sona erer. Formasyon Baskıl civarındaki yüzeylemeleri içinde en belirgin özelliklerini bu yörede gösterir. Bu özelliklerin ortaya konması açısından iki ölçüllü stratigrafik kesit (Şekil 4 ve 5) yapılmıştır. Bu kesitlerden de görüldüğü üzere, Kuşçular formasyonu tabana yakın düzeylerinde alacalı renkli, orta-ince tabaklı çamurtaşı, kumtaşçı-çamurtaşı ardalanması ve çakılı kumtaşları ile başlamakta, bu düzeyler üzerine yine alacalı renkli yanal ve düşey yönde biribirileyle geçişli jips ve jipsli çamurtaşı ardalanması gelmektedir. Orta düzeyleri bordo renkli, ince-orta tabaklı, yer yer masif çakılı kumtaşçı, çamurtaşı ve polijenik çakılıtaş ardalanmasından oluşan birim, en üst düzeylerinde bordo renkli, organize olmamış, masif polijenik konglomeralarla sona erer (Şekil 4 ve 5). Çakılıtaşlarının Keban metamorfitleri,



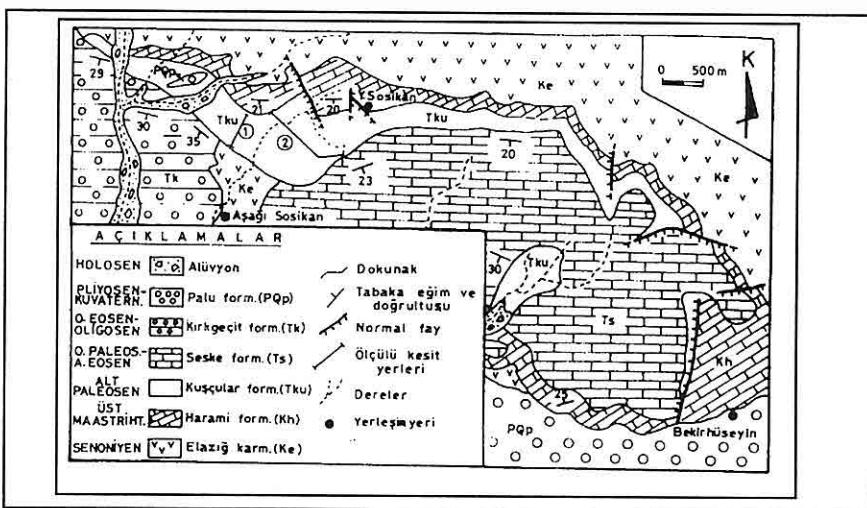
Şekil 2. İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti.

Elazığ karmaşığı ve Harami formasyonundan türeme çakıllardan oluştuğu belirlenmiştir. Birimin doğuya doğru giderek inceldiği ve sadece bordo renkli çakıltası ve kumtaşları ile temsil edildiği görülür. Ölçülü stratigrafik kesitlerde en fazla 585 m'lik bir kalınlığa eriştiği saptanmıştır (Şekil 5).

Turan ve Türkmen (1996) aynı yörede

formasyonun sedimentolojisi ile ilgili araştırmalarında birim içerisinde; masif çakıltaları, tabakalı çakıltaları, masif kumtaşları, tabakalı kumtaşları, kırmızı çamurtaşları, yumrulu jipsli çamurtaşları ve tabakalı jipsler'den oluşan 7 litofasiyes ve bu litofasiyelere bağlı iç yelpaze litofasiyes topluluğu, orta yelpaze litofasiyes topluluğu, dış yelpaze

ELAZIĞ YÖR. KRETASE-TERSİYER GEÇİŞİ İÇİN BİR FORM: KUŞÇULAR FORM.



Şekil 3. Aşağı ve Yukarı Sosikan köyleri civarının jeoloji haritası.

YAŞ	KALINLIK(m)	KAYA TÜRÜ	AÇIKLAMALAR
			Kirkgeçit formasyonu
P A L E O S E N			Bordo renkli, masif polijenik konglomera.
310			Bordo renkli, masif çakılı kumtaşı.
			Bordo renkli, orta-ince tabakalı konglomera-kumtaşı-çamurtaşı ardalanması.
			Alacalı renkli jips jips-li çamurtaşı ardalanması.
			Cakılı masif kumtaşı. Alacalı çamurtaşı.
			Harami formasyonu

Şekil 4. Sosikan köyleri yörelerine ait 1 nolu ölçülü kesit.

litofasiyes topluluğu ve kuru çamur düzluğu-playa fasiyes topluluğu olarak 4 litofasiyes topluluğu saptamışlardır.

Formasyon bu nitelikleri ile tektonik kontrollü bir havzada ilerleyen orta ve iç

YAŞ	KALINLIK(m)	KAYA TÜRÜ	AÇIKLAMALAR
P A L E O S E N	585	Seske formasyonu	Bordo renkli, masif, yer yer tabakalı, tane detekli, kum cimentolu konglomera.
A L			Bordo renkli, orta-ince tabakalı, yer yer masif, çakılı kumtaşı-çamurtaşı ve konglomera ardalanması.
			Alacalı renkli, orta-ince tabakalı, kumtaşı-çamurtaşı ardalanması.
			Harami formasyonu

Şekil 5. Sosikan köyleri yöresine ait 2 nolu ölçülü kesit.

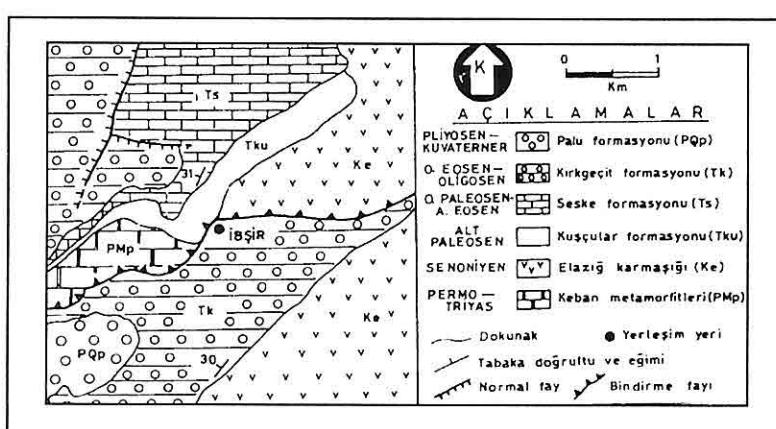
alüvyal yelpaze ve playa kompleksi çökellerini temsil etmektedir.

2.2. İbşir Köyü Yörensi

Kuşcular formasyonu bu yörede Keban metamorfitleri ve Elazığ karmaşığını uyumsuz olarak üzerlemekte, Seske formasyonu (Orta Paleosen-Alt Eosen) tarafından da uyumsuz olarak örtülmektedir (Şekil 6). İnceleme alanında Ibşir Köyü'nün yaklaşık 250 m kuzeydoğusundan başlayarak, güney batıya doğru ince bir şerit halinde devam eder ve harita alanı dışına taşar (Şekil 6).

Birim bu alandaki yüzeylemesinde

tabandan tavana kadar kırmızımsı bordo renkli, organize olmamış, orta-iri taneli, sıkı kum matriksli çakıltaşlarından oluşur. Çakıllarını tümüyle Keban metamorfitlerinin değişik kayalarından almış olup, çakıllar orta derecede olgundur. İyi yuvarlaklaşmış çakıllar yanında, sıkça köşeli çakıllara da rastlanır. Bu yörede istifte 220 m'lik bir kalınlık ölçülmüştür. Turan ve Türkmen (1996) ayrıntılı sedimentolojik araştırmalarında Ibşir Köyü yöresindeki çakıltaşlarını ilerleyen alüvyal iç yelpaze tortulları olarak yorumlamışlardır.



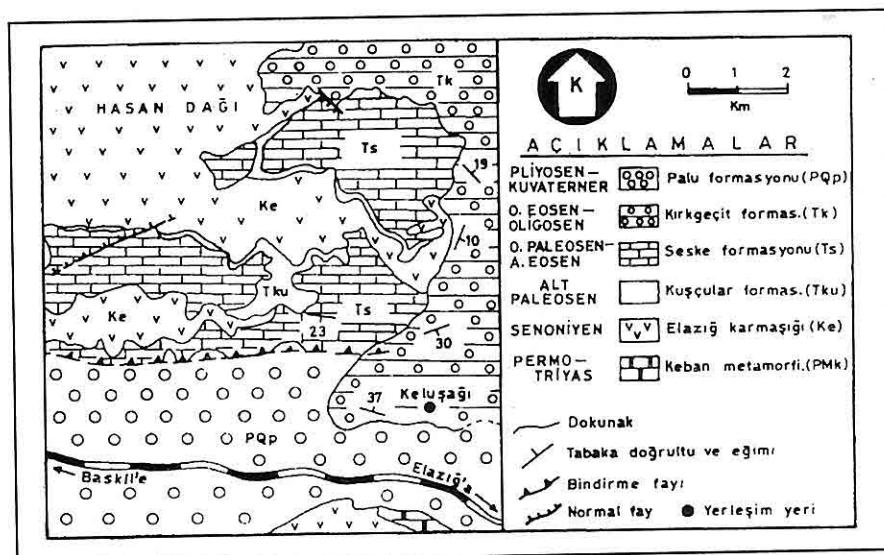
Şekil 6. Ibşir Köyü yörensinin jeoloji haritası.

2.3. Hasan Dağı Yörensi

Bu yörede formasyon statigrafik konum itibariyle tabanında Elazığ karmaşığı üzerine uyumsuz olarak gelir, üstten ise Seske formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülür. Birim Hasan Dağı yükseltisinin güney ve güneydoğu yamaçlarında Seske formasyonunun

hemen tüm yüzeylemelerinin tabanında ince düzeyler halinde izlenir (Şekil 7). Formasyonun kalınlığı bu yörede birkaç metreden 15 m'ye kadar değişir. Yer yer sarımı, ancak çokluğunda kırmızımsı bordo renkli çakıltaşlarından oluşan birim, tümüyle Keban metamorfitlerinden beslenmiş çakıllar içerir. Orta

ELAZIĞ YÖR. KRETASE-TERSİYER GEÇİŞİ İÇİN BİR FORM: KUŞÇULAR FORM.



Şekil 7. Hasan Dağı yoresinin jeoloji haritası.

sıklıkta kum bir matriksle tutturulan çakılların boylanması orta-iyi, olgunlaşması ise yer yer iyi, yer yer de ortadır. Çakıltaları ile Seske formasyonuna ait kireçtaşları düğün olmayan keskin bir dokunakla ayrılır. Bu yörede, Kuşçular formasyonuna ait çakıltaları Sosikan ve İbşir köyleri yöresindeki çakıltalarıyla aynı özelliklere sahip olup, ilerleyen bir alüvyal yelpaze tortullarını temsil etmektedir.

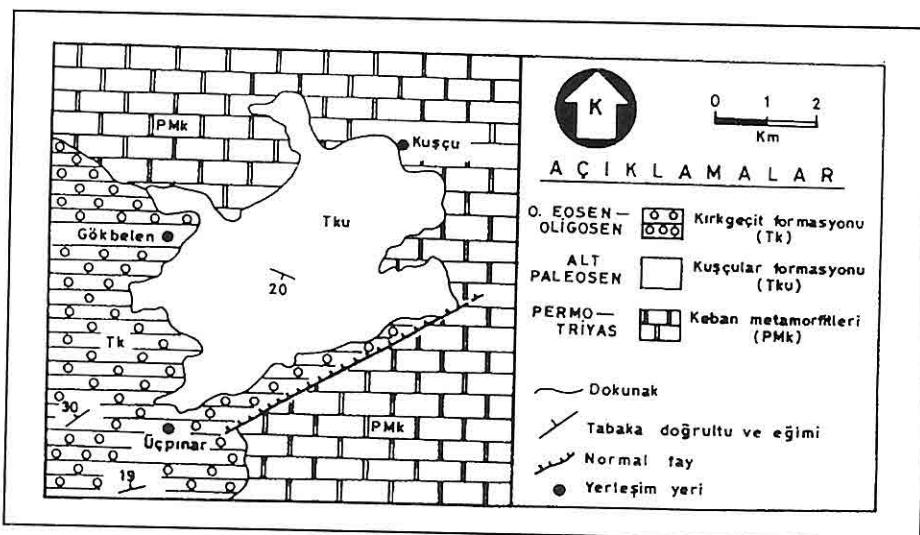
2.4. Kuşçu Köyü Yörensi

Bu alanda birim Keban metamorfitleri üzerine gelmekte, üstünde ise Kirkgeçit formasyonu (Orta Eosen-Üst Oligosen) yer almaktadır (Şekil 8). Formasyonun taban ve tavanındaki komşu birimlerden ayıran dokunak yüzeyleri birer uyumsuzluk düzlemine karşılık gelmektedir. Yörede geniş bir yüzeyleme alanı veren birim, bu

alanın tümünde kiremit kırmızısı bir renge sahip organize olmamış çakıllardan oluşan çakıltalarıyla temsil edilir. 150 m kalınlığı olan çakıltaları çakıllarını tümüyle Keban metamorfitlerinden almıştır. Çakıllar orta-iyi sıklıkta kum bir matriksle tutturulmuşlardır. Kaynak alanın çok yakın olmasının bir yansımıası olarak, çakıllarda boyanma ve olgunlaşma oldukça kötüdür. Bu meyanda iri kum boyu malzemelerle kaba çakıllar içiçe bulunmaktadır. Çakıllar yer yer az yuvarlaklaşmış, yer yer de tamamen köşelidir. Kuşçu Köyü yöresi çakıltaları da yukarıda açıklanan yörelerdeki çakıltalar gibi ilerleyen bir alüvyal iç yelpaze tortullarının özelliklerine sahiptir.

3. TARTIŞMA ve SONUÇLAR

Baskil (Elazığ) çevresinde farklı yüzeylemelerde karasal kırmızımsı bordo



Şekil 8. Kuşçu Köyü civarının jeoloji haritası.

renkli tortullardan oluşan Alt Paleosen yaşlı bir birim (Kuşçular formasyonu) birçok çalışmada (Naz, 1979; Perinçek, 1979; Tuna, 1979; Turan, 1984; Asutay, 1985; Asutay ve Turan, 1986; Asutay, 1987; Özkul, 1988; Çetindağ, 1989; Turan ve Bingöl, 1991; Turan ve diğ., 1995; Turan ve Türkmen, 1996; Aksoy ve diğ., 1996 baskında) vurgulanmıştır. Malatya kuzeydoğusunda aynı yaşta ve benzer niteliklere sahip 1400 m kalınlığındaki çökelleri Örçen (1985) Medik formasyonu adıyla incelemiştir. Değişik amaçlara yönelik bu çalışmalarında formasyonun genel niteliklerine değinilmiştir. Bunlar içerisinde sadece Turan ve Türkmen (1996)'in çalışması doğrudan bu birimi konu edinen tek araştırma olup, birimin ayrıntılı stratigrafik ve sedimentolojik özellikleri üzerinde durmaktadır. Bu meyanda, Kuşçular formasyonun yaşı

gereeği bulunduğu stratigrafik konum ve çökel karakterleri Kretase'den Tersiyer'e geçişte denizel çökelme koşullarının kesintiye uğrayıp uğramadığını saptamada anlamlı bulunmuştur.

Kuşçular formasyonu incelenen dört sahada, Paleozoyik'ten Üst Maastrichtiyen'e kadar yaşlar veren, kendisinden daha yaşlı fakat birbirinden farklı birimler (Keban metamorfikleri, Elazığ karmaşığı ve Harami formasyonu, Şekil 2) üzerine uyumsuz olarak gelmektedir (Şekil 3, 6,7,8). Formasyonun bütün bu birimlerle olan taban ilişkisi, Üst Maastrichtiyen yaşlı sığ denizel Harami formasyonunun çökeliminden sonra yörede denizel birikme koşullarının sona erdiğini ve Erken Paleosen'de karasal döneme geçildiğini göstermektedir. Doğu Toroslar'da Elazığ yöresinde Neotitis'in Güney Kolu'nun (Şengör, 1980; Şengör

ve Yılmaz 1981 ve 1983) bir uzantısı durumunda olan İç Torid Okyanusu'nun Geç Kretase sonunda kapandığı (Turan ve diğ., 1995) bilinmektedir. Bu kapanma ve ardından yörede etkin olan sıkışma tektoniği rejimi altında bölgenin kıvrımlanma ve bindirmelerle yükselmesi ve bu sırada Pertek ve İspendere bindirme fayları gibi itki faylarının oluşumu (Tatar, 1987; Turan, 1993) gerçekleşmiş ve böylece yörede karasal döneme geçilmiştir. İşte Kuşçular formasyonu bu karasal dönemde Pertek bindirme fayının ön cephesinde bu fayın denetlediği tektonik kontrollü havzada ilerleyen alüvyal yelpaze ve playa tortulları olarak birikmiştir.

Formasyona ait çakıltalarını oluşturan çakılların, üzerine geldiği birimlerden beslenmiş olması aralarındaki ilişkinin uyumsuz olduğunu açıkça belgelemektedir.

Karasal fasiyes nitelikleri sunan Kuşçular formasyonu üstten genellikle Seske formasyonu (Şekil 3, 6 ve 7), yer yer de Kırkçeşit formasyonu (Şekil 3 ve 8) ile uyumsuz olarak örtülmektedir. Denizel çökellerden oluşan üstteki iki birim Kuşçular formasyonundan gerek kaya türü, gerekse fasiyes koşulları açısından tamamen farklı niteliklere sahiptir. Aynı zamanda aralarında yanal ve düşey yönde bir geçiş sözkonusu olmayıp, keskin bir dokunaklı birbirlerinden ayrırlırlar. İbşir Köyü'nde olduğu gibi, Seske formasyonu ile yer yer dereceli geçişli gibi görünmesi, Seske formasyonunun çökeldiği denizin bölgeye yerlesimi sırasında Kuşçular

formasyonunu yeniden işlemesinin bir sonucudur.

Baskıl civarında Seske formasyonuna ait bütün yüzeylemelerin altında değişik kalınlıklarda olmak üzere Kuşçular formasyonunun yeraldığı görülür. Sadece Bekir Hüseyin Köyü (Şekil 3) doğusunda çalışma alanı dışında yeralan Harabekayış Dağı'na doğru formasyon yanal yönde incelip sona erken, Harami ve Seske formasyonlarının dokunak oluşturdukları görülür. Özgen ve diğ. (1993) sözü edilen bu yerdeki ilişkiye dayanarak Elazığ yöresinde Kretase-Tersiyer geçişinde denizel birikme koşullarının kesilmeden devam ettiği görüşündedirler. Ayrıca, aynı çalışmacılar yörede birçok araştırmacı tarafından Harami ve Seske formasyonları adıyla ayrı ayrı incelenen birimleri tek bir formasyona indirgiyerek, Harabekayış formasyonu adı altında yeniden tanımlamak istemişlerdir. Halbuki bu çalışmada denizel karakterli Harami (Üst Maastrichtyen) ve Seske (Orta Paleosen-Alt Eosen) formasyonları arasında onlarla uyumsuz stratigrafik ilişkili (Şekil 2), azami 585 m kalınlığında karasal Kuşçular formasyonunun yeraldığı saptanmıştır. Bu veri bize yörede Kretase'den Paleosen'e geçerken denizel çökelme koşullarında bir sürekliliğin olmadığını, Erken Paleosen'de bir aşınma döneminin geçtiğini ve bu sırada bindirme tektonüğünün kontrol ettiği havzalarda karasal çökel birikimlerinin olduğunu belgelemektedir.

Diger yandan, Elazığ yöresinde yapılan daha önceki çalışmalarдан bazlarında

(Naz, 1979; Perinçek, 1979; Tuna, 1979; Turan, 1984) Alt Paleosen yaşı kırmızımsı çakıltalarının hemen her yerde Seske formasyonunun tabanında görülmesi nedeniyle, bu formasyonun taban çakıltaları olarak yorumlanmıştır. Oysa bu birim Turan ve Türkmen (1996)'in ayrıntılı çalışmasında belgelendiği gibi, sadece çakıltalarından oluşmamakta, jips arakatkılı playa çökellerini de kapsamaktadır. Daha önce de değinildiği gibi bu karasal kırıntılı çökeller, üzerine gelen denizel Seske formasyonundan tamamen farklı ortam ve fasiyes koşulları sunmaktadır. Bu nedenle, ondan ayrı bir birim olarak değerlendirilmesi daha gerçekçi olacaktır. Bu meyanda Elazığ yöresinde daha geç dönemde gerçekleştirilen ve birimin genel özelliklerinden sözeden çalışmalar (Asutay, 1985; Asutay ve Turan, 1986; Asutay, 1987; Özkul, 1988; Turan ve Bingöl, 1991; Turan ve Türkmen, 1996; Özkul ve Kerey, 1996; Aksoy ve Diğ., 1996 baskında) bu ayırım yapılmış ve birim Kuşçular formasyonu adıyla ele alınmıştır.

Sonuç olarak, Doğu Toroslar'da Elazığ yöresinde Kretase-Tersiyer geçişinin bir uyumsuzlukla temsil edildiği, bu uyumsuzluğa karşılık gelen aşınma döneminde karasal birikme alanlarında Kuşçular formasyonunun çökeldiği saptanmıştır. Formasyon denizel Seske formasyonunun alt düzeylerini temsil etmemekte, ondan tamamen ayrı nitelikler sunmaktadır.

Türkiye'nin değişik yerelerinde Kretase-Tersiyer geçisi özellikle birçok

biyostratigrafik çalışmaya konu olmuştur. Bunlardan Karadeniz sıradaglarında yani Pontidler'de gerçekleştirilen birçok çalışmada (Seymen, 1975; Pelin, 1977; Terlemez ve Yılmaz, 1980; Dizer ve Meriç, 1981; Özgür, 1985; Meriç ve Şengüler, 1986; Toprak ve diğ., 1988; Özer ve diğ., 1990; İnan ve Temiz, 1992; Temiz ve diğ., 1993; İnan, 1995; Kaya, 1995; Kaya ve Meriç, 1996; Turan, 1996 baskında) bu geçişin sürekli olduğu görülür. Aynı süreklilik Güneydoğu Anadolu Bölgesi (Güvenç, 1973; Meriç, 1987; Meriç ve diğ., 1987; Meriç ve Tansel, 1987a; Toker ve diğ., 1992; Gürgey, 1992) ile Orta ve Doğu Anadolu bölgelerinin birçok alanında da (Toker, 1977; Meriç ve Tansel, 1987b; Bozkaya ve Yalçın, 1991; Yalçın ve Bozkaya, 1992; Yalçın ve İnan, 1992a; Yalçın ve İnan, 1992b; Yıldız ve Toker, 1995) söz konusudur. Konu ile ilgili daha geniş bir araştırmacı spektrumu İnan (1991)'de verilmiştir. Bütün bunlara karşın, çalışma alanının da içinde bulunduğu Doğu Toroslar'ın genelinde bu geçişin bir uyumsuzluğa karşılık geldiği (Naz, 1979; Perinçek, 1979; Tuna, 1979; Turan, 1984; Bingöl, 1984; Aktürk, 1985; Asutay, 1985; Asutay ve Turan, 1986; Asutay, 1987; Sungurlu ve diğ., 1985; Özkul, 1988; Aksoy, 1988; Çetindağ, 1989; Perinçek, 1990; Turan ve Bingöl, 1991; Aksoy, 1991; Akgül, 1993; İnceöz, 1994; Turan ve Türkmen, 1996) bilinmektedir. Bu çalışmada Kuşçular formasyonu bu gerçeği belgelemede bir anahtar görevi yerine getirmiştir.

ELAZIĞ YÖR. KRETASE-TERSİYER GEÇİŞİ İÇİN BİR FORM: KUŞÇULAR FORM.

4. KAYNAKLAR

Akgül, M., 1991, *Baskil (Elazığ) granitoyidinin petrografik ve petrolojik özellikleri*. *Geosound*, 18, 67-78.

Akgül, B., 1993, *Piran Köyü (Keban) çevresindeki magmatik kayaçların petrografik ve petrolojik özellikleri*. *Doktora Tezi* (yayınlanmamış), F.Ü. Fen Bil. Enst., 125 s.

Aksoy, E., 1988, *Van ili kuzeydoğu yoresinin stratigrafisi ve tektoniği*. *Doktora Tezi* (yayınlanmamış), F.Ü. Fen Bil. Enst., 153 s.

Aksoy, E., 1991, *Van Şehri doğu-kuzeydoğu yoresinin stratigrafisi*. Ç. Üniv. Ahmet Acar Jeol. Semp., Bildiriler, 1-10.

Aksoy, E., Turan, M., Türkmen, İ. ve Özkul, M., 1996, *Elazığ havzasının Tersiyer'deki evrimi*. K.T.Ü. Müh.-Mim. Fak. Jeol. Müh. Böl. 30.Yıl Semp. Bildirileri (baskıda).

Aktürk, A., 1985, *Çatak-Narlı (Van) yoresinin stratigrafisi ve tektoniği*. *Doktora Tezi* (yayınlanmamış), F.Ü. Fen Bil. Enst., 118 s.

Asutay, H. J., 1985, *Baskil (Elazığ) çevresinin jeolojik ve petrografik özellikleri*. *Doktora Tezi* (yayınlanmamış), Ank. Üniv. Fen Bil. Enst., 156 s.

Asutay, H. J., 1987, *Geology of the Baskil (Elazığ) area and the petrology of Baskil magmatics*. *Bulletin of Mineral Research and Exploration* 107, 38-60.

Asutay, H. J. ve Turan, M., 1986, *Doğu Toroslar Keban-Baskil (Elazığ) dolaylarının jeolojisi*. M.T.A. Arşiv. Rap. No: 8008 (yayınlanmamış), 154 s.

Bingöl, A. F., 1984, *Geology of the*

Elazığ area in the Eastern Taurus region. In: Tekeli, O. ve Göncüoğlu, C., eds., *Geology of the Taurus Belt, Proceedings*, 199-208.

Bozkaya, Ö. ve Yalçın, H., 1991, *An approach to Upper Cretaceous-Tertiary transition by using clay and carbonate mineralogy*, *Malatya-Hekimhan provence, Eastern Turkey*. 7th Euroclay Conference, Dresden, 26-30 August, *Proceedings*, 1, 141-146.

Çetindağ, B., 1989, *Elazığ Ören Çayı havzasının hidrojeoloji incelemesi*. *Doktora Tezi* (yayınlanmamış), F.Ü. Fen Bil. Enst., 270 s.

Dizer, A. ve Meriç, E., 1981, *Kuzeybatı Anadolu'da Üst Kretase-Paleosen stratigrafisi*. M.T.A. Enst. Derg., 95/96, 149-163.

Gürgey, A., 1992, *Adiyaman bölgesi (GD. Anadolu) Paleosen planktonik foraminiferlerinin stratigrafisi*. *Türkiye 9. Petrol Kongresi ve Sergisi, Bildiriler*, 276-288.

Güvenç, T., 1973, *Gaziantep-Kilis bölgesi stratigrafisi*. Ege Üniv. Fen Fak. Jeoloji Kürsüsü, Bornova.

İnan, N., 1991, *Güney Pirene havzası (İspanya) ve Türkiye'de Paleosen'ine bir bakış*. C. Üniv. Müh. Fak. Derg., Seri, A-Yerbilimleri, 8/1, 63-81.

İnan, N. ve Temiz, H., 1992, *Niksar (Tokat) bölgesinde Kretase/Tersiyer geçişinin litostratigrafik ve biyostratigrafik özellikleri*. Türk. Jeo Bult., 35/1, 39-47.

İnan, N., 1995, *The importance of Laffitteina (foraminifera) genus at the Cretaceous/Tertiary transition*. *Geology*

- of the Black Sea Region, 109-118.*
- İnceöz, M., 1994, Harput (Elazığ) yakını kuzeyi ve doğusunun jeolojik özellikleri. Doktora Tezi (yayınlanmamış), F.Ü. Fen Bil. Enst., 112 s.
- Kaya, M., 1995, Doğu Karadeniz'de Kretase/Tersiyer geçişinin bentik foraminiferlerle denetlenmesi. Doktora Tezi (yayınlanmamış), İ.Ü. Fen Bilim. Enst., 135 s.
- Kaya, M. ve Meriç, E., 1996, Niksar-Başçiftlik (Tokat) dolaylarında Kretase/Tersiyer geçiği. Yerbilimleri, Ç. Üniv., 28, 87-102.
- Meriç, E. ve Şengüler, İ., 1986, Göynük (Bolu, KB Anadolu) çevresinde Üst Kretase-Paleosen stratigrafisi üzerine yeni görüşler. Jeoloji Müh. Derg., 29, 61-64.
- Meriç, E., Oktay, F. Y., Toker, V., Tansel, İ. ve Duru, M., 1987, Adıyaman yöresi Üst Kretase-Eosen istifinin sedimenter jeolojisi ve biyostratigrafisi (foraminifer, nannoplankton ve ostracod). T.J.K. Bült., 30/2, 19-32.
- Meriç, E., 1987., Adıyaman地区的 biyostratigrafik incelemesi. Türkiye 7. Petrol Kongresi, Bildiriler, 141-153.
- Meriç, E. ve Tansel, İ., 1987a, Adıyaman (GD Anadolu) bölgesinde *Omphalocyclus macroporus*-*Orbitoides medius* biyozonunun stratigrafik konumu. Jeol. Müh. Derg., 30-31, 43-46.
- Meriç, E. ve Tansel, İ., 1987b, Haymana havzasında (Orta Anadolu) *Laffitteina bibensis* Zonu'nun stratigrafik yayılımı. C. Üniv. Mih. Fak. Derg., Seri, A-Yerbilimleri, 4/1, 87-95.
- Naz, H., 1979, Elazığ-Palu dolayının jeolojisi. T.P.A.O. Rap. No: 1360 (yayınlanmamış).
- Örçen, S., 1985, Medik-Ebreme (KB Malatya) dolayının biyostratigrafisi ve paleontolojisi. M.T.A. Derg., 105/106, 39-68.
- Özer, S., Tansel, İ. ve Meriç, E., 1990, Hereke-Kocaeli dolaylarında Üst Kretase-Paleosen istifinin biyostratigrafisi (rudist, foraminifer). Selçuk Üniv. Müh. Fak. Derg. 5/1-2, 29-40
- Özgen, N., İnan, N. ve Akyazi, M., 1993, Harabekayış formasyonunun (Elazığ) tanımlaması. Türk. J. eol. Kurult. Bült., 8, 135-147.
- Özgür, A.S., 1985, Akveran formasyonunun (Sinop-Gerze) planktonik foraminifer faunası ve stratigrafik konumu. K.T.Ü. Derg., 4/1-2, 47-75.
- Özkul, M., 1988, Elazığ batısında Kırkçeşit formasyonu üzerinde sedimentolojik incelemeler. Doktora Tezi (yayınlanmamış), Fırat Üniv. Fen Bil. Enst., 186 s.
- Özkul, M. ve Kerey, İ. E., 1996, Şelf derin-deniz kompleksinde fasiyeler analizleri: Kırkçeşit formasyonu(Orta Eosen-Oligosen), Baskil, Elazığ, TÜBİTAK Tr. Jour. of Earth Scien., 5, 57-70.
- Pelin, S., 1977, Alucra (Giresun) güneydoğu地区的 petrol olanakları bakımından jeolojik incelemesi. K.T.Ü. Yayımları, No: 87, Trabzon, 103 s.
- Perinçek, D., 1979, The geology of Hazro-Korudağ-Çüngüş-Maden-Ergani-Hazar-Elazığ-Malatya. Guid book, Geol. Soc. of Turkey, Spec. Publ., 33 s.

ELAZIĞ YÖR. KRETASE-TERSİYER GEÇİŞİ İÇİN BİR FORM: KUŞÇULAR FORM.

- Perinçek, D., 1990, Hakkari ili ve dolayının stratigrafisi, Güneydoğu Anadolu, Türkiye. TPJD Bült. 2/1, 21-68.
- Seymen, İ., 1975, Kelkit Vadisi kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun tektonik özelliği. Doktora Tezi. İ.T.Ü. Maden Fak. Yayıni, İstanbul, 192 s.
- Sungurlu, O., Perinçek, D., Kurt, G., Tuna, E. Dülger, S., Çelikdemir, E. ve Naz, H., 1985, Elazığ- Palu alanının jeolojisi. T.C. Pet. İsl. Gn. Md. Derg., 29, 83-192.
- Şengör, A.M.C., 1980, Türkiye'nin neotektoniğinin özellikleri. Türk. Jeol. Kur. yayını, 40 s.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981, *Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach*. Tectonophysics, 75, 181-241.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1983, Türkiye'de Tetis'in evrimi: Levha tektoniği açısından bir yaklaşım. Türk. Jeol. Kur. Yerbilimleri Özel Dizisi, 1,75 s
- Tatar, Y., 1987, Elazığ bölgesinin genel tektonik yapıları ve Landsat fotoğrafları üzerinde yapılan bazı gözlemler. H.Ü. Yerbilm. Derg., 14, 295-308.
- Temiz, H., Tatar, O. ve Tutkun, S.Z., 1993, Niksar-Erbaa havzaları paleotektonik dönem kayalarının stratigrafisi. Ank. Üniv. A. Suat Erk Jeoloji. Semp. Bildirileri, 157-170.
- Terlemez, İ. ve Yılmaz, A., 1980, Ünye - Ordu - Koyulhisar - Reşadiye arasında kalan yörenin stratigrafisi. Türk. Jeol. Kur. Bült., 23/2, 179-191.
- Toker, V., 1977, Haymana yoresinin (SW Ankara) planktonik foraminifera ve nannoplanktonlarla biyostratigrafik incelemesi. Doçentlik Tezi, A.Ü.F.F. Jeoloji Kürsüsü, 55 s.
- Toker, V., Hakyemez, A. ve Şengüler, İ., 1992, Gaziantep Güneybatısı-Kilis yoresinin planktonik *f* foraminifer ve nannoplankton biyostratigrafisi. Türkiye 9. Petrol Kongresi ve Sergisi, Bildiriler, 224-242.
- Toprak, V., Sirel, E. ve Özkan, S., 1988, Koyulhisar (Sivas) dolayında Kretase -- Paleosen geçisi. Akdeniz Üniv. Isparta Müh. Fak. Derg., 4, 296-407.
- Tuna, D., 1979, Elazığ-Palu-Pertek bölgesinin jeolojisi. T.P.A.O. Rap. No: 1363 (yayınlanmamış).
- Turan, M., 1984, Baskıl-Aydınlar (Elazığ) yoresinin stratigrafisi ve tektoniği. Doktora Tezi ((yayınlanmamış), Fırat Üniv. Fen Bil. Enst., 180 s.
- Turan, M. ve Bingöl, A.F., 1991, Kovancılar-Baskıl (Elazığ) arası bölgenin Tektono-stratigrafik özellikleri. Ç. Üniv. Ahmet Acar Jeoloji Semp. Bildirileri, 213-227.
- Turan, M., 1993, Elazığ civarındaki bazı önemli tektonik yapılar ve bunların bölgenin jeolojik evrimindeki yeri. Ank. Üniv. A. Suat Erk Jeoloji Semp. Bildirileri, 193-204.
- Turan, M., Aksoy, E. ve Bingöl, A.F., 1995, Doğu Toroslar'ın jeodinamik evriminin Elazığ civarındaki özellikleri. Fırat Üniv. Fen ve Müh. Bilm. Derg, 7/2, 177-199.
- Turan, M. ve Türkmen, İ., 1996, Kuşçular formasyonunun (Erken Paleosen) stratigrafisi ve sedimentolojik özellikleri. TÜBİTAK Tr. Jour. of Earth Scien., 5, 109-121.

- Turan, M., 1996, Şiran (Gümüşhane) yakın doğusunun stratigrafisi. Selçuk Üniv. Müh.-Mim. Fak. Derg. (baskıda), Konya.
- Yalçın, H. ve Bokaya, Ö., 1992, Hekimhan baseninde Kretase-Tersiyer geçişinin Jeolojik konumu, mineralojisi ve jeokimyası. C. Üniv. Müh. Fak. Derg., Seri, A-Yerbilimleri, 9/1, 49-58.
- Yalçın, H. ve İnan N., 1992a, Tecer formasyonunda (Sivas) Kretase-Tersiyer geçişine paleontolojik, mineralojik ve jeokimyasal yaklaşım. Türk. Jeol. Bült., 35/1, 95-102.
- Yalçın, H. ve İnan, N., 1992b, Paleontological features and mineralogical - geochemical changes of the Cretaceous/Tertiary transition at the İğdir formation, Koyulhisar-Sivas, Turkey. 1st International Symposium on East-Mediterraen Geology, 13-16 October, Univ. of Çukurova, Adana, Geosound, Special Issue, 39-48.
- Yıldız, A. ve Toker, V., 1995, Gürün yöresi (Sivas) Konakpınar formasyonu K/T simri. Türk. Jeol. Kurult. Bült., 10, 11-24.

**SALBAŞ-İMAMOĞLU (ADANA) BÖLGESİ
GEÇ TERSİYER OSTRAKODLARI**

Atike NAZİK

Ç. Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana/Türkiye

ÖZET: Bu çalışmanın amacı, Adana Basenı, Salbaş-İmamoğlu yöresinde Geç Tersiyer yaşılı ostrakod faunasını incelemek ve sistematik olarak tanıtmaktır. Bu amaçla, Geç Tersiyer yaşılı birimler olan Kuzgun ve Handere formasyonlarından 5 kesit ölçülmüş ve 150 örnek derlenmiştir. Yapılan çalışmalar sonucunda 32 cins ve 53 tür saptanmıştır. Bu ostrakodlara göre inceleme alanının Geç Tersiyer döneminde ilk, tuzlu ve sığ denizel bir ortamın etkisi altında kaldığı belirlenmiştir.

**LATE TERTIARY OSTRACODES OF
SALBAŞ - İMAMOĞLU (ADANA) REGION**

ABSTRACT: The aim of this study is to describe the late Tertiary aged Ostracoda fauna around Salbaş-İmamoğlu, Adana basin, and to introduce systematically them. In this aim 5 stratigraphical section have been measured and 150 paleontological samples have been collected from late Tertiary aged Kuzgun and Handere formation. As a result, 32 genera and 53 species of ostracodes have been fixed in late Tertiary aged units. According to these ostracodes, the study area have been affected from warm, salty and shallow marine environment in late Tertiary time.

1.GİRİŞ

İnceleme alanı Adana iline bağlı Salbaş-İmamoğlu yerleşim birimleri çevresinde yer almaktadır (Şekil 1).

Ç.Ü.Araştırma fonu destekli MMF-94/2 no'lu projenin bir kısmını içeren bu araştırmada amaç; Adana Baseni (Salbaş-İmamoğlu) Geç Tersiyer ostrakod faunasını incelemek ve sistematik olarak tanıtmaktır. Ayrıca bu çalışmada saptanan türlerin stratigrafik konumlarını ve ortamsal özelliklerini Türkiye'de ve diğer Akdeniz ülkelerinde yapılan çalışmalarla karşılaştırmaktır.

İncelemenin amacına yönelik olarak saha ve laboratuvar çalışmaları yapılmıştır. Arazi çalışmaları sırasında inceleme alanının batısından doğusuna doğru 5 adet kesit ölçülmüş ve 150 tane örnek derlenmiştir. Derlenen örnekler mikropaleontolojik yöntemlerle laboratuvara incelenerek, ostrakodlar binoküler mikroskopta tayin edilmiştir.

2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

İnceleme alanında bu güne kadar genel jeoloji, petrol jeolojisi, petrografi ve sedimentoloji, paleontoloji açısından birçok çalışmalar yapılmıştır. Bu çalışmalardan bazıları Schmidt (1961), Doruk (1979), Özer ve diğ. (1974), Bassiouni (1979), Yalçın ve Görür (1984), Gürbüz ve diğ. (1985), Kerey ve diğ. (1985), Yetiş ve Demirkol (1986), Kelling ve diğ. (1987), Gökcen ve diğ. (1988), Yetiş (1988), Ünlügenç ve diğ. (1991), Nazik ve Gökcen (1995)'dir.

Araştırmmanın konusuna yönelik olarak diğer Akdeniz ülkelerinde yapılan

çalışmalar ise Sissingh (1972), Yassini (1979), Bonaduce ve diğ. (1992), Benson ve Bakic-el Bied (1991)' dir.

3. LİTOSTRATİGRAFİ

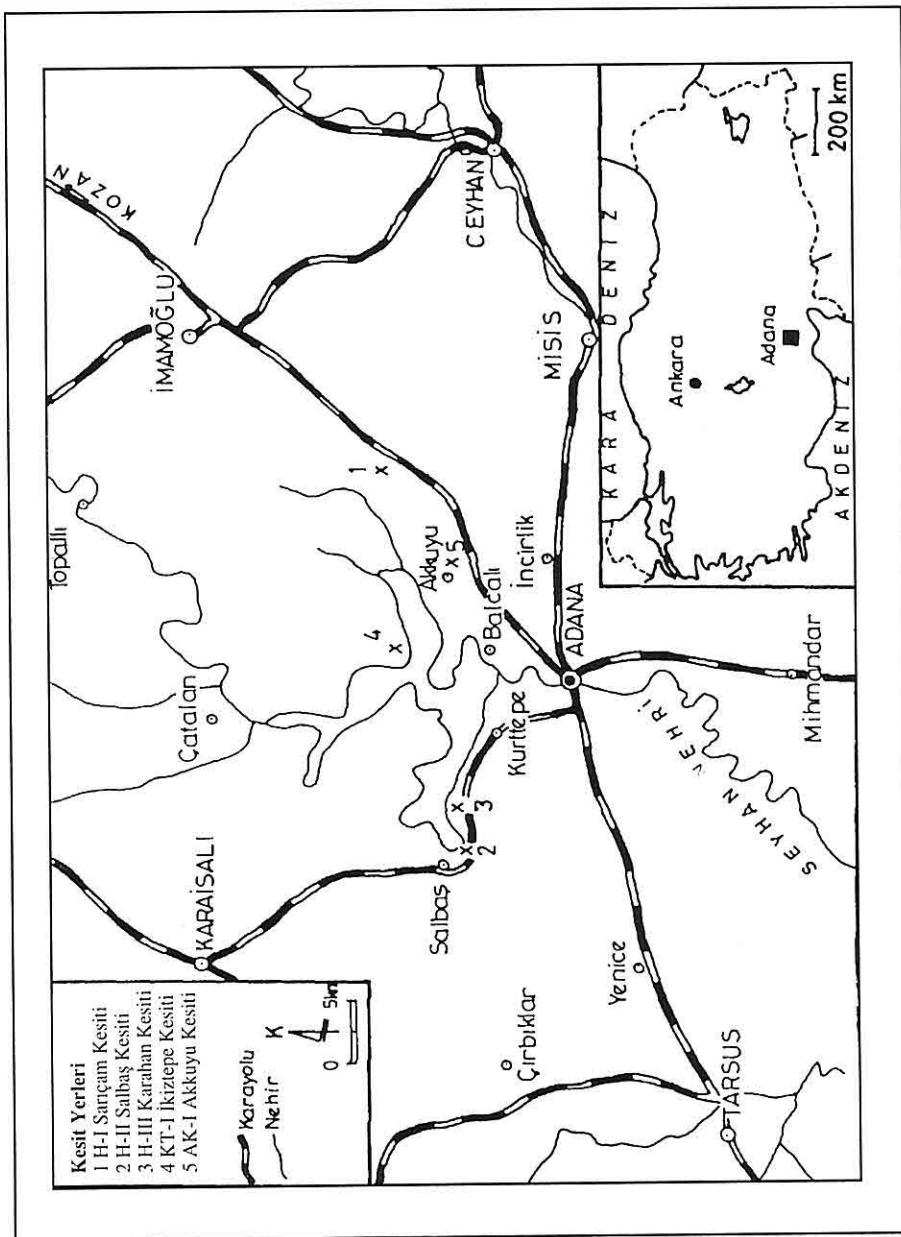
İnceleme alanının yeraldiği Adana Baseninde Tersiyer birimlerinin tabanında Paleozoyik ve Mesozoyik birimleri, üstte ise Kuvaterner yaşılı birimler yer almaktadır.

Adana Baseninin kuzeyinde karasal Gildirli; lagünel ve lakinestrin özellikle Karsanti; sig denizel Kaplankaya; resifal Karaosal formasyonları (Yetiş, 1988); derin-sig denizel Güvenç formasyonu (Nazik ve Toker, 1986); denizaltı yelpazelerinden oluşan Cingöz formasyonu (Gürbüz ve Kelling, 1991); sig denizel ve karasal klastiklerden oluşan Kuzgun formasyonu ile sig denizel, akarsu ve jipslerden oluşan Handere formasyonları (Yetiş, 1988) yer almaktadır.

4. ARAŞTIRMA BULGULARI

Araştırma Kuzgun ve Handere formasyonlarını içeren 5 ölçüülü kesitten derlenen materyal üzerinde gerçekleştirılmıştır (Şekil 1). Karahan kesiti (H-III) fosilsiz olup, İkiztepe (KT-I), Sarıçam (H-I), Salbaş (H-II) ve Akkuyu (AK-I) kesitleri fosillidir. İkiztepe (KT-I) kesiti inceleme alanının kuzeyinde Kuzgun Formasyonunun üst seviyelerini; Sarıçam kesiti (H-I) havzanın doğusunda Kuzgun formasyonunun üst seviyelerini ve üzerinde uyumlu olarak bulunan Handere formasyonunu; Salbaş kesiti havzanın

SALBAŞ-İMAMOĞLU BÖLGESİ GEÇ TERSİYER OSTRAKODLARI



Şekil 1. Çalışma alanının yer bulduru haritası.

batisında Kuzgun formasyonunun tavanı ile Handere formasyonunun taban seviyelerini; Akkuyu kesiti (AK-I) ise Handere formasyonunun üst seviyelerini içermektedir (Nazik ve Gökçen, 1995).

Çizelge 1'de bu çalışmada saptanan türlerin diğer Akdeniz ülkeleri ve Türkiye'de yapılan çalışmalarla kronostratigrafik karşılaştırılması yapılmıştır.

Sissingh (1972)'nin Geç Tersiyer döneminde Ege Adalarında yaptığı çalışma ile karşılaştırıldığında 22 türün benzerlik gösterdiğini ve bu türlerin yaş olarak ta Geç Miyosen-Pliyosen zaman aralığında yayıldığı görülmektedir.

Yassini (1979)'un Bou - İsmail körfezinde litoral ortamda yaptığı çalışmada 15 türün benzerlik gösterdiği ve bu türlerin Pliyosen-Kuvaterner yaşı olduğu belirlenmiştir. Aynı türlerin bu çalışmada Geç Miyosen-Pliyosen zaman aralığında yayıldığı ve sığ deniz ortam fosili olduğu tespit edilmiştir.

Bonaduce ve diğ. (1992)'nin Tunus'ta yaptığı çalışmada sığ denizel olan 9 türün benzerlik gösterdiği ve yaşlarının bu çalışmada gibi Geç Miyosen 'de yoğunlaşlığı dikkati çekmektedir.

Bassiouni (1979)'un Türkiye'nin değişik yerlerinden aldığı brahik ve denizel örneklerde yaptığı incelemede özellikle brahik ortamı yansitan Cyprideis'lerin ve diğer sığ denizel ostrakodların da Geç Miyosen-Pliyosen zaman aralığında yayıldığı belirlenmiş olup, 16 türün benzerlik gösterdiği saptanmıştır.

Oertli (1985)'in Fransa ostrakodları ile

ilgili çalışmasıyla karşılaştırıldığında 7 türün aynı olduğu belirlenmiştir.

Doruk (1979)'un Mersin, Adana ve Antakya basenlerinde yapılan sondajlardan alınan örneklerde gerçekleştiği çalışması ile bu çalışmaya ait 27 türün; Şafak (1993)'ün Antakya baseninde yaptığı çalışmasında 29 türün benzerlik gösterdiği saptanmıştır.

4.1. SİSTEMATİK

Salbaş-İmamoğlu (Adana) yöresinde yüzeylenen birimlerde saptanan ostrakodlar Morkhoven (1963) ve Hartmann ve Puri (1974) 'e göre sistematik olarak listelenmiştir.

Altsınıf OSTRACODA Latreille, 1806

Takım PODOCOPIDA Müller, 1894

Alttakım PLATYCOPA Sars, 1866

FAMILYA CYTHERELLIDAE Sars, 1866

Cins *Cytherella* Jones, 1849

Ortam:

Cytherella teruemii Sissingh

Levhâ I Şekil 1

Cins *Cytherelloidea* Alexander, 1929

Ortam: Sığ ve ilik deniz.

Cytherelloidea glypta Doruk

Levhâ I Şekil 2

Alttakım PODOCOPA Sars, 1866

ÜstfAMILYA BAIRDIACEA sars, 1866

FAMILYA BAIRDIIDAE Sars, 1888

Cins *Bairdia* McCoy, 1884

Ortam: Denizel (her türlü derinlikte).

Bairdia subdeltoidea (Muenster)

Levhâ I Şekil 3

SALBAŞ-İMAMOĞLU BÖLGESİ GEÇ TERSİYER OSTRAKODLARI

Çizelge 1. Çalışmada saptanın Ostrakodların diğer Akdeniz ülkelerinde yapılan çalışmalarla karşılaştırılması

ÇALIŞMADA SAPTANAN OSTRAKODLAR	KESİTLER VE DİĞER ÇALIŞMALAR									
	İzmirde Kestisi (KT-I)	Sarıçam Kestisi (H-I)	Salıp Kestisi (H-II)	Akkaya Kestisi (AK-I)	Ege-Adalar-Sisimler, 1972	Cezayir-Vassini, 1979	Türkiye-Bassionu ve dğ., 1979	Tunus-Bordubec ve dğ., 1992	Fransa-Orrti, 1985	Türkiye-Şafak, 1993
<i>Cytherella terquemi</i> Sissingh	*	*								
<i>Cytherelloidea glypta</i> Donuk	*	*	*							
<i>Bauria subelliptica</i> (Muenter)					ΔO□					
<i>Argilloecia conoidea</i> Sars	*	*								
<i>Ilyocypris gibba</i> (Randhor)	*									
<i>Schneidarella dramas</i> (Stancheva)	*									
<i>Callistocythere ennensis</i> Ruggieri	*	*			⊗Δ					
<i>Callistocythere montana</i> Donuk	*	*	*							
<i>Sylvestra posteroburra</i> Donuk	*	*	*							
<i>Aurila albicans</i> Ruggieri					⊗Δ					
<i>Aurila convexa</i> (Baird)	*	*			ΔO□	⊗ΔO□				
<i>Aurila freudenthalii</i> Sissingh	*	*			⊗Δ					
<i>Aurila sklarae</i> Uliczny	*					Δ	Δ			
<i>Aurila tenuipunctata</i> Bassioni		*								
<i>Quadroclythere (T.) mediterranea</i> Ruggieri	*				⊗Δ					
<i>Quadroclythere (T.) salebrusa</i> Uliczny	*	*			Δ					
<i>Heterocythereis albonaculata</i> (Baird)	*				ΔO□					
<i>Urocythereis favosa exodata</i> Uliczny	*				Δ	Δ				
<i>Urocythereis margaritifera</i> (Müller)	*				Δ	ΔO□				
<i>Urocythereis seminulum</i> Seguenza	*	*	*				⊗			
<i>Acanthocythereis hystrix</i> (Reuss)	*				ΔO□	⊗ΔO□	⊗	⊗ΔO□		
<i>Carinocythereis antiquata antiquata</i> (Baird)	*				Δ	Δ				
<i>Carinocythereis carinata</i> (Roemer)	*	*						ΔO□		
<i>Henryshawella asperima</i> (Reuss)	*					Δ		⊗	⊗	
<i>Hermanites haldingeri minor</i> (Ruggieri)	*					⊗		⊗	⊗	
<i>Folania quadridentata</i> (Baird)	*				ΔO□	Δ				
<i>Hilermanicythere emeiciata</i> (Brady)						Δ	⊗	⊗		
<i>Costa batei batlei</i> (Brady)	*	*			ΔO□	Δ	Δ			
<i>Costa edwardsii</i> (Roem)	*				⊗ΔO□			⊗		
<i>Costa tricostata</i> (Brady)	*							⊗		
<i>Cistacythereis coerulea</i> Uliczny					Δ	Δ		Δ		
<i>Ruggieri tetraptera tetraptera</i> (Seguenza)	*					⊗ΔO	⊗Δ	⊗ΔO	⊗Δ	
<i>Kejella dolabratra</i> Donuk						⊗				
<i>Kejella hodgii</i> (Brady)	*				⊗	⊗	⊗			
<i>Kejella procerra</i> Donuk						⊗				
<i>Krithe citra</i> (Randhor)					⊗					
<i>Cytheridea acuminata acuminata</i> (Bosquet)	*				⊗		⊗			
<i>Cytheridea acuminata neapolitana</i> Kollmann	*	*			Δ	ΔO□				
<i>Cyamoclythereidea dertoniensis</i> Ruggieri	*				⊗					
<i>Cyamoclythereidea meniscus</i> Donuk	*					⊗				
<i>Cyprideis anatolica</i> Bassioni						ΔO		⊗Δ	Δ	
<i>Cyprideis mehesi</i> Sissingh	*					⊗				
<i>Cyprideis seminulum</i> (Reuss)	*	*				⊗				
<i>Cyprideis sohni</i> (Bassioni)					□			⊗	Δ	
<i>Cyprideis torosa</i> (Jones)	*				Δ	ΔO□	Δ		Δ	
<i>Semicytherura ruggieri</i> (Pucci)					ΔO□				⊗Δ	
<i>Pajenbarchella mouliana</i> Deroo	*	*			⊗		⊗		⊗Δ	
<i>Paracytheridea depressa</i> (Müller)									Δ	
<i>Pontocythere elongata</i> (Brady)			*		ΔO□			⊗Δ	Δ	
<i>Cytheroperon rotundatum</i> G.W.Müller			*		○	ΔO□	⊗Δ	⊗	Δ	
<i>Laxiconcha rhomboides</i> (Fischer)	*	*			○	ΔO□	⊗Δ	⊗	Δ	
<i>Laxiconcha staliifera</i> G.W. Müller	*				⊗ Δ	ΔO□		⊗ Δ	Δ	
<i>Laxiconcha subovata</i> (Münster)	*	*	*						⊗ Δ	
<i>Laxiconcha tumida</i> (Brady)	*	*			Δ	ΔO□			Δ	
<i>Xestoleberis communis</i> G.W.Müller	*					ΔO□	⊗	⊗	⊗ Δ	
<i>Xestoleberis globrescens</i> (Reuss)	*		*			ΔO□			⊗ Δ	
<i>Xestoleberis reymanni</i> Ruggieri	*	*			⊗		⊗	⊗ Δ	Δ	

□ Kuvatenler
 ○ Pleyistosen
 Δ Pliyosen
 ⊗ Geç Miyosen
 * Bu Çalışma

- Üstfamilya CYTHERACEA Baird, 1850
 Familya CYTHERIDAE Baird, 1850
 Altfamilya CYTHERINAE Baird, 1850
 Tribe PAIJENBORCHELLINI Deroo, 1960
 Cins *Paijenborchella* Kingma, 1948
 Ortam: Epineritik
 Paijenborchella mouliana Sissingh
 Levha I Şekil 4
- Familya LEPTOCYTHERIDAE Baird, 1850
 Altfamilya CYTHERINAE Baird, 1850
 Cins *Callistocythere* Ruggieri
 Ortam: Sığ denizel ve genellikle ılık suda yaşıar.
 Callistocythere ennensis Ruggieri
 Levha I Şekil 9
- Callistocythere montana* Doruk
 Levha I Şekil 8
- Cins Schneiderella Stancheva, 1974
 Ortam: Sığ denizel.
 Schneiderella dromas (Schneider)
 Levha I Şekil 5-6
- Cins *Sylvestra* Doruk, 1973
 Ortam: Sığ denizel.
 Sylvestra posterobursa Doruk
 Levha I Şekil 7
- Familya CYTHERIDEIDAE Sars, 1925
 Alt familya CYTHERIDEINAE Sars, 1925
 Cins *Cyprideis* Jones, 1850
 Ortam: Genellikle brahik ortam.
 Cyprideis anatolica Bassiouni
 Levha I Şekil 10
- Cyprideis mehesi* Sissingh
 Cyprideis seminulum (Reuss)
 Levha II Şekil 1
- Cyprideis sohni* (Bassiouni)
 Levha II Şekil 2
- Cyprideis torosa* (Jones)
 Cins *Cytheridea* Bosquet, 1852
 Ortam: Epineritik.
 Cytheridea acuminata acuminata
 Bosquet
 Levha II Şekil 4
- Cytheridea acuminata neapolitana*
 Kollmann
 Levha II Şekil 5
- Cins *Cyamocytheridea* Oertli, 1959
 Ortam: Neritik, sınırlı olarak somatr ortam.
 Cyamocytheridea dertonensis
 Ruggieri
 Levha II Şekil 3
- Cyamocytheridea meniscus* Doruk
 Cins *Pontocythere* Dubowsky, 1939
 Ortam: Epineritik.
 Pontocythere elongata (Brady)
 Levha II Şekil 6
- Familya KRITIDAE Mandelstam, 1960
 Altfamilya KRITINAE Mandelstam, 1974
 Cins *Krithe* Brady, Crosskey ve Robertson, 1874
 Ortam: Denizel (Özellikle infraneritik vebatiyal)
 Krithe citae Oertli

SALBAŞ-İMAMOĞLU BÖLGESİ GEÇ TERSİYER OSTRAKODLARI

Levha II Şekil 7	Ortam: Litoral-epineritik. <i>Falunia quadridentata</i> (Baird) Levha III Şekil 4
Familya TRACHYLBERIDIDAE Sylvester - Bradley, 1948	Cins <i>Hiltermanicythere</i> Bassiouni, 1970 Ortam: Epineritik. <i>Hiltermanicythere emaciata</i> (Brady) Levha III Şekil 5
Altfamilya TRACHYLEBERIDAE Sylvester-Bradley, 1948	Tribe ECHINOCYTHEREIDINI Hazel, 1967
Tribe TRACHYLEBERIDINI Sylvester-Bradley, 1948	Cins <i>Henryhowella</i> Puri, 1957
Cins <i>Acanthocythereis</i> Howe, 1963	Ortam: Denizel (özellikle 100 m derinliğin üstünde). <i>Henryhowella asperrima</i> (Reuss) Levha III Şekil 6
Ortam: Neritik. <i>Acanthocythereis hystrix</i> (Reuss) Levha II Şekil 8	Cins <i>Ruggieria</i> Keij, 1957 Ortam: Epineritik. <i>Ruggieria tetraptera tetraptera</i> (Seguenza) Levha III Şekil 7-8
Tribe COSTANI Hartman-Puri, 1974	Cins <i>Keijella</i> Ruggieri, 1956
Cins <i>Carinocythereis</i> Ruggieri, 1965	Ortam: Sığ denizel <i>Keijella dolabrata</i> Doruk Levha III Şekil 9
Ortam: Epineritik, nadir olarak infraneritik.	<i>Keijella hodgii</i> (Brady) Levha III Şekil 10
<i>Carinocythereis antiquata antiquata</i> (Baird) Levha II Şekil 9	<i>Keijella procera</i> Doruk Levha IV Şekil 1
<i>Carinocythereis carinata</i> (Roemer) Levha II Şekil 10	Familya HEMICYTHERIDAE Puri, 1953
Cins <i>Costa</i> Neviani, 1928	Altfamilya HEMICYTHERINAE Puri, 1954
Ortam: Neritik. <i>Costa batei</i> (Brady) Levha III Şekil 1	Tribe HEMICYTHERINI Puri, 1953
<i>Costa edwardsii</i> (Roemer)	Cins <i>Heterocythereis</i> Elofson, 1941
<i>Costa tricostata</i> (Reuss) Levha III Şekil 2	
Cins <i>Cistacythereis</i> Uliczny, 1969	
Ortam: Epineritik. <i>Cistacythereis caelatura</i> Uliczny Levha III Şekil 3	
Cins <i>Falunia</i> Moyes ve Grekoff, 1956	

- Ortam: Epineritik.
Heterocythereis albomaculata (Baird)
Levha IV Şekil 2
- Tribe AURILINI
Cins *Aurila* Pokorný, 1955
Ortam: Epineritik.
Aurila albicans
Aurila convexa (Baird)
Levha IV Şekil 3-4
- Aurila freudenthalii* (Jones)
Levha IV Şekil 5
- Aurila skalae* Uliczny
Levha IV Şekil 6
- Aurila tenuipunctata* Bassiouni
Levha IV Şekil 7
- Altfamilya THAEROCYtherinæ Hazel, 1967
Tribe THAEROCYtherini Hazel, 1967
Cins *Hermanites* Puri, 1955
Ortam: Epineritik.
Hermanites haidingeri minor Ruggieri
Levha IV Şekil 8
- Tribe BRADLEYINI Benson, 1972
Cins *Quadracythere* Hornbrook, 1952
Ortam: Epineritik.
Quadracythere (T) mediterranea Ruggieri
Levha IV Şekil 10
- Quadracythere salebrosa* Uliczny
Levha IV Şekil 9
- Altfamilya UROCYtherideinæ
- Hartman ve Puri, 1974
Cins *Urocythereis* Ruggieri, 1950
Ortam: Epineritik.
Urocythereis favosa exedata Uliczny
Levha V Şekil 1
- Urocythereis margaritifera* (Müller)
Levha V Şekil 2
- Urocythereis seminulum* (Seguenza)
Levha V Şekil 3
- Familya LOXOCONCHIDAE Sars, 1925
Altfamilya LOXOCONCHINAE Sars, 1928
Cins *Loxoconcha* Sars, 1866
Ortam: Litoral- mesohalin tuzluluk.
Loxoconcha rhomboidea (Fischer)
Levha V Şekil 4
- Loxoconcha subovata* (Münster)
Levha V Şekil 5
- Loxoconcha tumida* (Brady)
Levha V Şekil 6
- Familya PARACYtherideidae Puri, 1957
Cins *Paracytheridea* G.W.Müller, 1894
Ortam: Epineritik.
Paracytheridea depressa G.W.Müller
Levha V Şekil 7
- Familya CYTHERURIDAE G.W. Müller, 1894
Altfamilya CYTHERURINAE G.W. Müller, 1894
Cins *Semicytherura* Wagner, 1957

Ortam: Epineritik.

Semicytherura ruggieri (Pucci)
Levha V Şekil 8

Altfamilya CYTHEROPTERINAE

Hanar, 1957

Cins *Cytheropteron* Sars, 1866

Ortam: Denizel.

Cytheropteron rotundatum G.W.
Müller
Levha V Şekil 9

Familya XESTOLEBERIDAE Sars,
1928

Altfamilya XESTOLEBERIDINAE
Sars, 1928

Cins *Xestoleberis* Sars, 1866

Ortam: Litoral-batiyal ortama kadar
değişen derinliklerde yaşar.

Xestoleberis communis G.W.Müller
Levha V Şekil 10

Xestoleberis glabrescens (Reuss)

Xestoleberis reymenti (Ruggieri)

Üstfamilya CYPRIDACEA Baird, 1845

Familya ILYOCYPRIDIDAE

Altfamilya ILYOCYPRIDINAE

Kaufmann, 1900

Cins *Ilyocypris* Brady ve Norman,
1889

Ortam: Tatlı-oligohalin tuzluluk.

Ilyocypris gibba (Ramdohr)
Levha V Şekil 11

Familya CYPRIDIDAE Baird, 1850

Cins *Argilloecia* Sars, 1866

Ortam: Denizel (infraneritik-batiyal)

Argilloecia conoidea Sars
Levha V Şekil 12

5. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Adana Baseni Geç Tersiyer yaşı tortulların ostrakod içeriğinin incelenmesi sonucunda; Alttakım *Platycopa*'nın 1 familya, 2 cins ve 2 türü; Alttakım *Podocopa*'nın ise 11 familya, 12 Altfamilya, 32 cins ve 57 türü içерdiği saptanmıştır.

Platycopa'nın iki önemli cinsi *Cytherella* ve *Cytherelloidea* ilk ve epineritik ortamı temsil ederler.

Podocopa'nın cinsleri ise tatlusu, brahik ve denizel ortamı yansıtabilirler. Örneklerimizde bu alttakımın hakim familyasının *Cytheridae* olduğu görülmektedir. Bu familyaya ait cinslerin büyük çoğunluğu (*Callistocythere*, *Aurila*, *Urocythereis*, *Costa*, *Carinocythereis*) epineritik ve ilk suları karekterize eder. Bununla birlikte *Cyprideis* ve *Cytheridea* cinslerinin olması ise brahik-litoral ortam geçişini yansıtır. *Ilyocypris* cinsi ise zaman zaman tatlı su girişiminin olduğunu göstermektedir. Ayrıca *Callistocythere*, *Schneiderella*, *Costa* ve *Acantocythereis* gibi süslü formlar ile bazı tüberküllü *Cyprideis*'lerin varlığı ortamda karbonat ve tuzluluk derecesinin artışını da göstermektedir.

Araştırma bulgularında inceleme alanı ile diğer yörelerin karşılaştırılması sonucunda; inceleme alanının bulunduğu bölgeye yakın basenlerden uzaklaşıkça faunadaki benzerlik oranının düşüğü tespit edilmiştir. Benzerlik oranının düşmesi, bentik olarak yaşayan bu canlı grubunun ortam şartlarının değişimine (tuzluluk, sıcaklık, karbonat miktarı vb.)

LEVHA 1

Şekil 1. *Cytherella terquemi* Sissingh

HI-1, Üst Miyosen, sol kapak

Şekil 2. *Cytherelloidea glypta* Doruk

HI-25, Pliyosen, sağ kapak, X50

Şekil 3. *Bairdia subdeltoidea* (Muenster)

HII-4, Üst Miyosen, sol kapak, X50

Şekil 4. *Paijenborchella mouliana* Sissingh

HII-18, Üst Miyosen, sağ kapak dış, X90

Şekil 5. *Schneiderella dromas* (Schneider)

HI-25, Pliyosen, sol kapak içten görünüm, X110

Şekil 6. *Schneiderella dromas* (Schneider)

HI-25, Pliyosen, sol kapak , X110

Şekil 7. *Sylvestra posterobursa* Doruk

HII,15, Üst Miyosen, sağ kapak, X50

Şekil 8. *Callistocythere montana* Doruk

HII-7, Üst Miyosen, sol kapak, X50

Şekil 9. *Callistocythere ennensis* Ruggieri

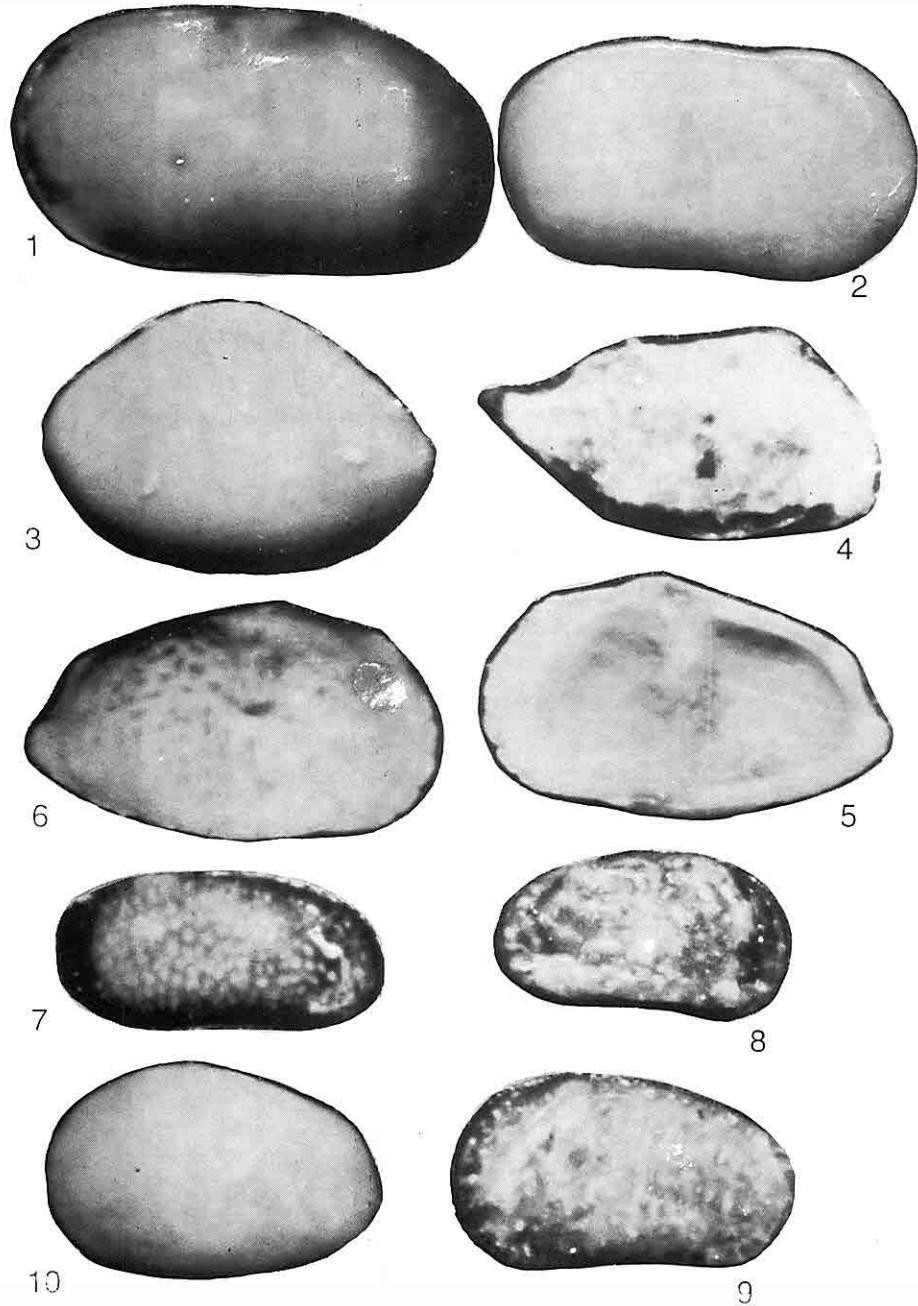
HI-7, Üst Miyosen, sol kapak, X120

Şekil 10. *Cyprideis (C.) anatolica* Bassiouni

HI-25, Pliyosen, sol kapak, X100

SALBAŞ-İMAMOĞLU BÖLGESİ GEÇ TERSİYER OSTRAKODLARI

LEVHA 1



LEVHA 2

Şekil 1. *Cyprideis (C.) seminulum* (Reuss)

H I-18, Pliyosen, sol kapak, X100

Şekil 2. *Cyprideis sohni* Bassiouni

HI-25, Pliyosen, sağ kapak, X85

Şekil 3. *Cytheridea acuminata acuminata* Bosquet

HII-7, Üst Miyosen, sol kapak, X60

Şekil 4. *Cytheridea acuminata neapolitana* Kollmann

HII-18, Üst Miyosen, sağ kapak, X60

Şekil 5. *Cyamocytheridea dertonensis* Ruggieri

KT-4, Üst Miyosen, sol kapak, X65

Şekil 6. *Pontocythere elongata* (Brady)

AKI-9, Pliyosen, sağ kapak, X80

Şekil 7. *Krithe citae* Oertli

HI-7 Üst Miyosen, sol kapak iç görünüm, X80

Şekil 8. *Acantocythereis hystrix* (Reuss)

HII-11, Üst Miyosen, sol kapak, X90

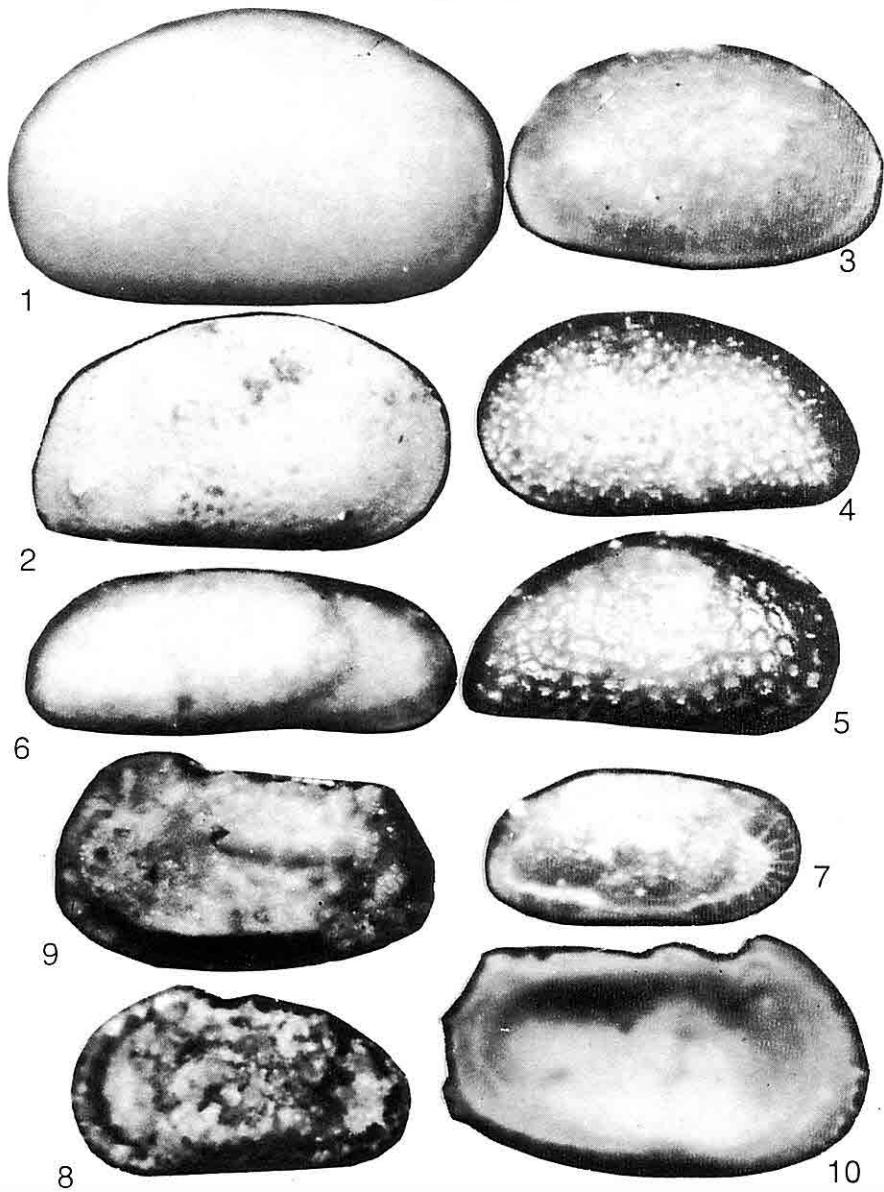
Şekil 9. *Carinocythereis antiquata antiquata* (Baird)

HI-16, Pliyosen, sağ kapak, X90

Şekil 10. *Carinocythereis carinata* (Roemer)

HI-16, Pliyosen, sol kapak içten görünüm, X95

LEVHA 2



LEVHA 3

Şekil 1. *Costa batei* Ruggieri

HI-15, Pliyosen, sağ kapak, X100

Şekil 2. *Costa tricostata* (Reuss)

HI-20, Pliyosen, sağ kapak, X85

Şekil 3. *Cistacythereis caelatura* Uliczny

HII-18, Üst Miyosen, sol kapak, X85

Şekil 4. *Falunia quadridentata* (Baird)

HII-4, Üst Miyosen, sol kapak, X90

Şekil 5. *Hiltermanicythere emaciata* (Brady)

6HI-15, Pliyosen, sol kapak, X60

Şekil 6. *Henryhowella asperrima* (Reuss)

HI-25, Pliyosen, sağ kapak, X100

Şekil 7. *Ruggieri a tetaptera tetraptera* (Seguenza)

HI-6, Üst Miyosen, sol iç kapak, X85

Şekil 8. *Ruggieria tetaptera tetraptera* (Seguenza)

HI-6, Üst Miyosen, sol kapak, X85

Şekil 9. *Keijella dolabrata* Doruk

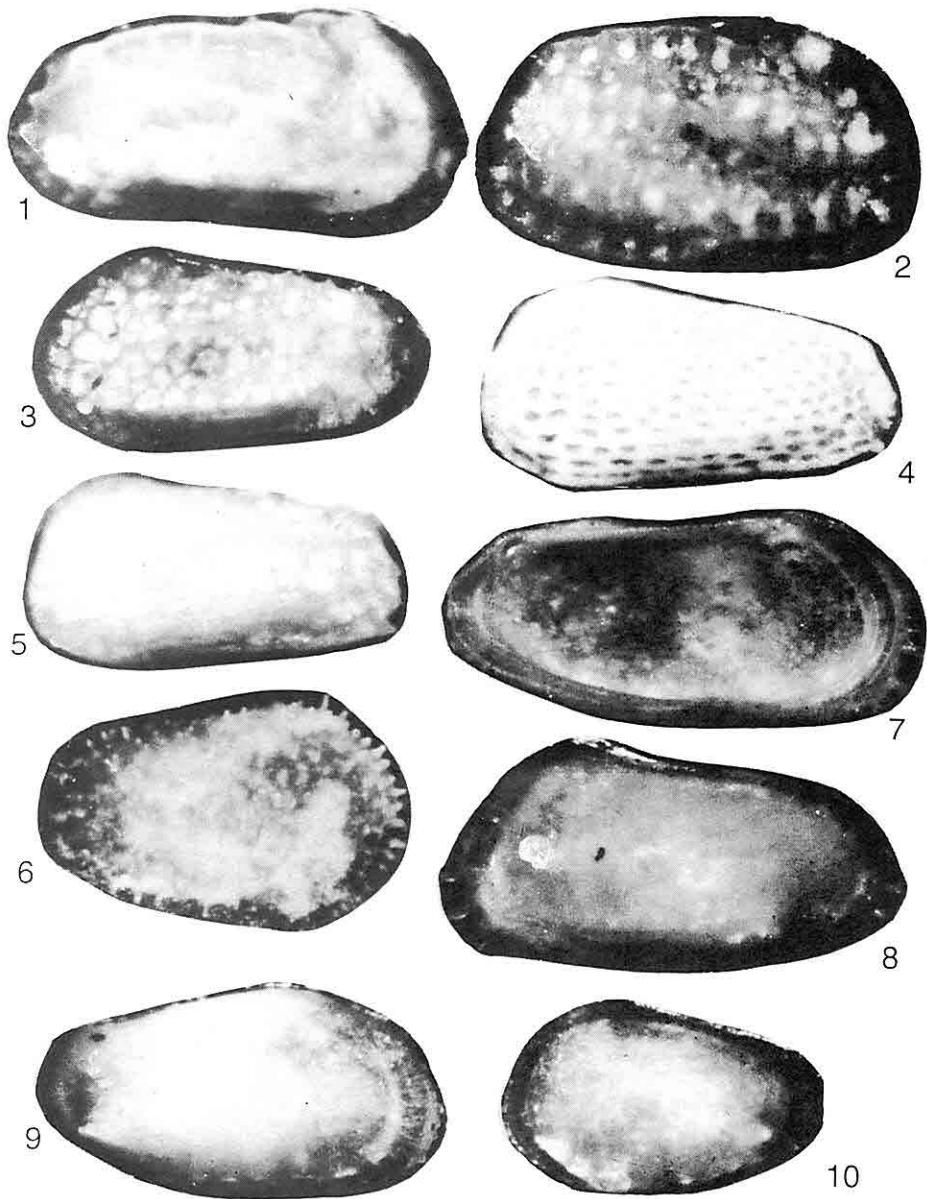
HII-7, Üst Miyosen, sol kapak, X80

Şekil 10. *Keijella hodgii* Doruk

H II-14, Üst Miyosen, sol kapak, X75

SALBAŞ-İMAMOĞLU BÖLGESİ GEÇ TERSİYER OSTRAKODLARI

LEVHA 3



LEVHA 4

Şekil 1. *Keijella procera* Doruk

HII-18, Üst Miyosen, sol kapak, X75

Şekil 2. *Heterocythere albomaculata* (Baird)

HI-6, üst Miyosen, sol görünüm, X100

Şekil 3. *Aurila convexa* (Baird)

HI-1, Üst Miyosen, sağ kapak, X120

Şekil 4. *Aurila convexa* (Baird)

HI-1, Üst Miyosen, sağ kapak, X120

Şekil 5. *Aurila freudenthalii* (Jones)

H II-11, Üst Miyosen, sol görünüm, X90

Şekil 6. *Aurila skalae* Uliczny

HI-14, Pliyosen, sol görünüm, X90

Şekil 7. *Aurila tenuipunctata* Bassiouni,

HI-10, Pliyosen, sol kapak, X90

Şekil 8. *Hermanites haidingeri minor* (Reuss)

HII-4, Üst Miyosen, sağ kapak, X90

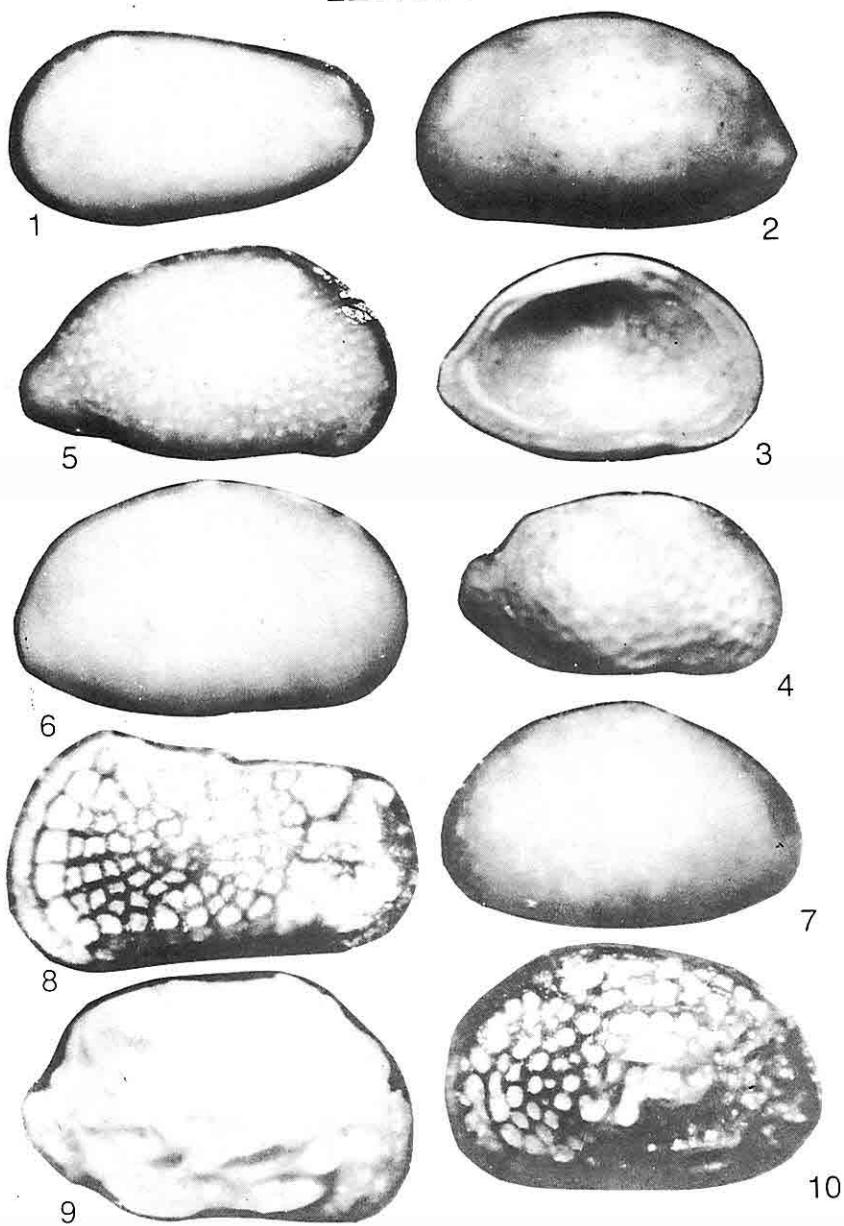
Şekil 9. *Quadracythere salebrosa* Uliczny

HII-4, Üst Miyosen, sol kapak, X90

Şekil 10. *Quadracythere mediterranea* Ruggieri

HI-25, Pliyosen, sağ kapak, X90

LEVHA 4

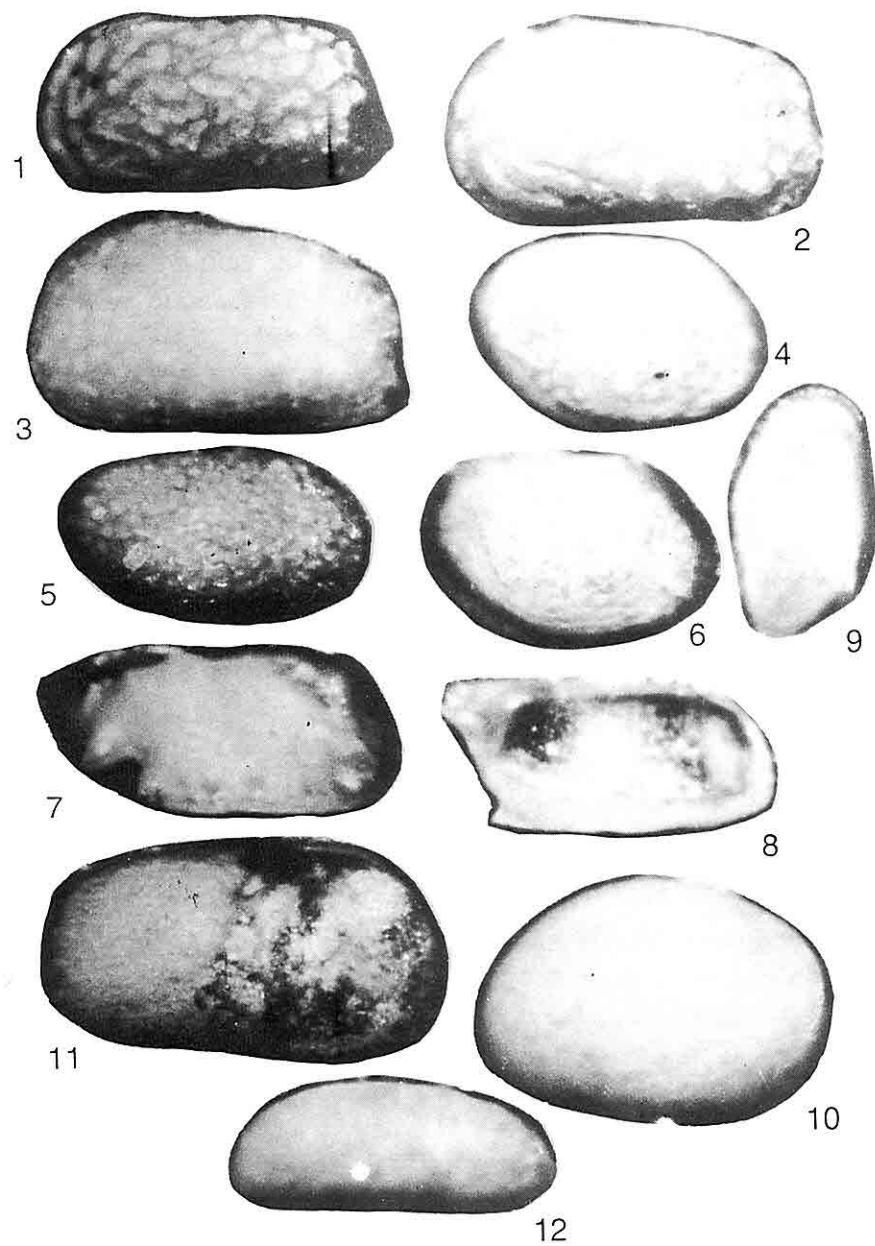


LEVHA 5

- Şekil 1.** *Urocythereis favosa exedata* (Roemer)
HI-10, Pliyosen, sol kapak, X100
- Şekil 2.** *Urocythereis margaritifera* (Mueller)
HI-11, Pliyosen, sağ kapak, X65
- Şekil 3.** *Urocythereis seminulum* (Seguenza)
KT-4, Üst Miyosen, sol kapak, X85
- Şekil 4.** *Loxoconcha rhomboidea* (Fischer)
HI-16, Pliyosen, sağ kapak, X110
- Şekil 5.** *Loxoconcha subovata* (Muenster)
HII-7, Üst Miyosen, sol kapak, X100
- Şekil 6.** *Loxoconcha tumida* Brady
HI-18, Pliyosen, sağ kapak, X110
- Şekil 7.** *Paracytheridea depressa* (Müller)
HI-15, Pliyosen, sağ kapak, X110
- Şekil 8.** *Semicytherura ruggieri* (Pucci)
HI-16, Pliyosen, sol kapak iç görünüm, X120
- Şekil 9.** *Cytheropteron rotundatum* (Müller)
AKI-5, Pliyosen, sağ kapak, X120
- Şekil 10.** *Xestoleberis communis* Mueller
HI-6, Üst Miyosen, sol kapak, X115
- Şekil 11.** *Ilyocypris gibba* Ramdohr
HI-17, Pliyosen, sağ kapak, X85
- Şekil 12.** *Argilloecia conoidea* Sars
HI-16, Pliyosen, sol kapak, X90

SALBAŞ-İMAMOĞLU BÖLGESİ GEÇ TERSİYER OSTRAKODLARI

LEVHA 5



ve zemin cinsine (kumlu, killi ve karbonatlı) göre farklılık gösterdiği sonucuna varılmıştır.

6. TEŞEKKÜR

Bu çalışmaya maddi destek sağlayan Ç.Ü.Rektörlüğü Araştırma Fonu Başkanlığımı teşekkür ederim. Arazi çalışmalarım sırasında bana yardımcı olan Yrd. Doç. Dr. Kemal GÜRBÜZ (Ç.Ü.) ve Hidayet TAGA'ya (M.Ü.) teşekkür ederim. Jeoloji Mühendisliği Bölüm olanaklarını kullanımına sunan önceki ve şimdiki Bölüm Başkanlarına teşekkür ederim. Laboratuvar çalışmalarım sırasında değerli görüşlerinden yararlandığım Prof. Dr. Nuran GÖKÇEN (D.E.Ü) ve Doç. Dr. Ümit ŞAFAK'a (Ç.Ü.) şükranlarımı sunarım.

7. KAYNAKLAR

- Bassiouni, M.A. 1979. Brackische und Marine Ostrakoden (Cytherideinae, Hemicytherinae, Trachyleberidinae) aus dem Oligozan und Neogen der Turkei. *Geol. Jb. Reihe. B, Heft. 31:1-200*, Hannover.
- Benson, R.H. and Rakic-el Bied, K. 199. Biodynamic, Saline Giants and Late Miocene catastrophism. *Carbonates and Evaporites*, 6:2, 127-168.
- Bonaduce, G., Ruggieri, G., Russo, A. ve Bismuth, H., 1992. Late Miocene Ostracods From The Ashart I Well (Gulf of Gabes, Tunisia), *Bulletino della Società Paleontologica Italiana*, 31 (1), 3-93.
- Doruk, N., 1979. Neogene and Quaternary Ostracoda of Adana and Antakya Basin (Turkey). *Proceedings of the VII International Symposium on Ostracodes, Belgrade*. 165-172.
- Gökçen, S.L., Kelling, G., Gökçen, N. 1988. Sedimentology of a Late Cenozoic Collisional Sequence: the Misis Complex, adana, Southern Turkey. *Sedimentary Geology*, 59, 205-235.
- Gürbüz, K., Gökçen, S.L. and Gökçen, N. 1985. Some Stratigraphical remarks on the Sequence of the northern Adana Basin. Southern Turkey. VIII th Congress of the Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy 15-22 Sept. 1985, Transactions, Hungarian Geological Survey, Budapest, 238-240.
- Gürbüz, K. and Kelling, G. 1991. Evolution of Miocene Submarine Fans, Northern Adana Basin, Turkey. EUG VI Strasbourg 24-28 March 1991, Terra Abstracts. 342.
- Hartmann, G. and Puri, H., 1974. Summary of Neontological and Paleontological Classification of Ostracoda. *Mit. Hamburg Zool. Mus. Inst.*, 7-73.
- Kelling, G., Gökçen, S.L., Floyd, P.A. and Gökçen, N., 1987. Neogene Tectonics and Plate Convergence in the Eastern Mediterranean: New Data From Southern Turkey. *Geology*, 15: 425-429
- Kerey, İ. E., Yetiş, C. and Demirkol, C., 1985. Meandering Plain Deposits and Marginal Sea Processes the Upper Miocene Kuzgun Formation of the Adana Basin in Turkey, 6th European Regional Meeting of Sedimentology, 217-218,

SALBAŞ-İMAMOĞLU BÖLGESİ GEÇ TERSİYER OSTRAKODLARI

Lleida

Morkhoven, Van F.P.M., 1963. Post Paleozoic Ostracoda, Elsevier edit., 1:1-244.

Nazik, A. and Gökçen, N. 1995. ostracods of the uppermost tertiary Sequence of the North Adana Basin and Misis Area. Ostracoda and Biostratigraphy, Ed: Jaroslav Riha, Proceedings of Twelfth International Symposium on Ostracoda Prague-Czech Republic. 26-30 July 1994. 251-264.

Nazik, A. ve Toker, V. 1986. Karaisalı Yöreni Orta Miyosen İstifinin foraminifer Biyostratigrafisi, MTA Derg., 103/104, 139-152.

Oertli, H.J. 1985. atlas des Ostracodes de France. Bull.Centres rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine. Mem. 9, 313-335.

Özer , B., Duval, B., Courrier, P. and Letouzey, J. 1974. Antalya-Mut-Adana Neojen Havzaları jeolojisi: Türkiye II. Petrol Kongresi, Türkiye Petrol Jeoglari Derneği, 57-84, Ankara.

Schmidt ,G.C., 1961. Starigraphic Nomenclature for the Adana Region Petroleum District VII. Petroleum Administration Bull., 6: 47-63.

Sissing, W., 1972. Late Cenozoic Ostracode of the South Aegean Island. arc. Bull. Utrecht. Micropaleont.,

6:1-187.

Şafak, Ü., 1993. Antakya Havzası Ostrakod Biyostratigrafisi, TJB, C.36, S.2, 115-137, Ankara.

Ünlügenç, U.C., Kelling, G. and Demirkol, C.1991. Aspects of Basin Evolution in the Neogene Adana Basin, SE Turkey. In M.Y. Savaşçın and A.H. Eronat, International Earth Scientific Congress on Aegean Regions, Proceeding, 1: 353-370.

Yalçın, N.M. and Görür, N., 1984. Sedimentological evolution of the Adana Basin. In O. Tekeli and C. Göncüoğlu (eds), International Symposium on the geology df taurus Belt: 165-172.

Yassini, İ., 1979. The littoral System Ostracodes from the Bay of Bou-İsmail, Algiers, Algeria. National Iranian Oil Company. Revista Espanola de Micropaleontologia Vol. XI. num. 3. pp. 353-416.

Yetiş, C. 1988. Reorganization of the Tertiary Stratigraphy in Adana Basin, Southern Turkey. Newsł. Strtigr.: 20 (1):43-58.

Yetiş, C. and Demirkol, C. 1986 Adana Baseni batı kesiminin Detay Jeolojik Etüdü MTA Rep. No: 8037-8037 a (Unpubl): 187 p., 70 figs, 12 maps, Ankara.

DİVRİĞİ DEMİR AÇIK OCAĞI (A-KAFA) KAYA BİRİMLERİNİN KAZILABİLİRLİK AÇISINDAN DEĞERLENDİRİLMESİ

Atilla CEYLANOĞLU ve Y. Selim DURUTÜRK

C.Ü., Maden Mühendisliği Bölümü, Sivas/Türkiye

ÖZET: Gerek açık ocak projelendirme çalışmalarında ve ekipman seçiminde gerekse açık işletme birim operasyonlarının rehabilitasyonlarında ve ekipman verimliliğinin değerlendirilmesinde kaya birimlerinin sağlamlık ve kazı zorluğu dereceleri ile iş makinalarının performansları, gözönüne alınması gereken en önemli parametrelerdir. Bu çalışma kapsamında, Sivas-Divriği demir açık ocağında (A-Kafa) yer alan kaya birimlerinin, bazı kütle/malzeme özellikleri belirlenmiş ve mevcut sınıflama sistemleri kullanılarak sağlamlık ve kazı zorluğu sınıflamaları yapılmıştır. Ayrıca, yerinde yapılan gözlem ve performans ölçümleri ile birim operasyonlar incelenmiştir.

DIGGABILITY EVALUATION OF ROCK UNITS ENCOUNTERED IN DİVRİĞİ IRON OPEN-PIT MINE

ABSTRACT: Not only during the preparation of surface mining projects and equipment selection but also during rehabilitation studies of unit operations and evaluation of equipment efficiency, strength and digging difficulty degrees of rock units together with the operating machine performances are the most important parameters that should be considered. Within the scope of this study, some mass and material properties of the rock units encountered in Sivas-Divriği iron open-pit mine were determined and strength and digging difficulty classifications of these rock units were made by using the current classification systems. In addition, the unit operations had been investigated by the field observations and performance measurements.

1. GİRİŞ

Açık ocak üretim faaliyetleri sırasında birim operasyonlarının verimliliğinin ve etkinliğinin artırılmasına yönelik çalışmalarında öncelikle cevher ve yankayaçaların sağlamlık ve kazı zorluğu dereceleri ile iş makinalarının performansları gözönüne alınmaktadır.

Bu çalışma kapsamında, Sivas-Divriği demir açık ocağında (A-Kafa) karşılaşılan kaya birimlerinin bazı kütle ve malzeme özellikleri arazi ve laboratuvar çalışmaları sonucunda belirlenmiş ve mevcut sınıflama sistemleri kullanılarak kaya birimlerinin kazı zorluğu sınıflamaları yapılmıştır. Ayrıca ocaktaki üretim faaliyetleri incelenerek, değişik kaya birimlerinde iş makinalarının performans ölçümleri gerçekleştirilmiştir.

2. ARAZİ VE LABORATUVAR

ÇALIŞMA SONUÇLARI

Bu çalışmada, Sivas-Divriği demir açık ocağı A-Kafa bölümü için kaya birimlerinin sağlamlık ve kazılabilirlik derecelerinin belirlenmesine ve birim operasyonların performans ölçümlerine yönelik araştırma sonuçları sunulmaktadır. Bu kapsamında, bir dizi arazi ve laboratuvar çalışması gerçekleştirilmiştir.

2.1. Divriği Demir Açık İşletmesi

A ve B Kafa diye adlandırılan ve Türkiye 'nin bilinen en büyük demir yataklarından biri olan Divriği demir yatağı, Sivas iline bağlı ve Sivas 'in 100 km güneydoğusunda bulunan Divriği

ilçesi sınırları içerisinde ve ilçe merkezine 15 km uzaklıktaki Sivri Tepe (Rakım: 1650 m) 'nin güneyinde yer almaktadır.

1994 yılına kadar T.D.C.İ. Divriği Madenleri Müessesesi Müdürlüğü'ne bağlı olan Divriği Demir Açık İşletmesi daha sonra DİV-HAN A.Ş. Genel Müdürlüğü bünyesinde üretim faaliyetlerini sürdürmüştür. Açık işletme, Divriği ve Cürek arasında yer almaktır ve yaklaşık 50 yıldır A-Kafa bölümünden manyetit, B-Kafa bölümünden ise manyetit ve az miktarda hematit üretimi yapılmaktadır. Örtü tabakasını oluşturan kaya birimlerinde (Serpantin ve Kalker) ve cevherde doğrudan kazı mümkün olmamakta ve basamak patlatması yapılmaktadır. Kazı-yükleme ve taşımada ekskavatör - kamyon yöntemi uygulanmakta ve ayrıca cevher kuyu ve galeri (band konveyör) nakliye sistemi ile pelet konsantrasyon tesisine beslenmektedir. İşletmeye ait iş makinalarının gerek yetersizliği gerekse çok eski olması nedeniyle örtükazı işleminde müteahitlere de iş verilmektedir.

Cevherleşme:

A-Kafa demir yatağında cevherleşme genel olarak KD-GB doğrultusunda olup, GD 'ya doğru eğimlidir. Cevher, granitik kayaçlar ile serpentinleşmiş ultrabazikler arasında serpentinleşmiş ultrabaziklere doğru gelişmiş kontak felsler içinde yer almaktadır. Cevher felslerle tarak şeklinde grift bir biçimde incelip kalınlaşmakta ve bir mercek kesiti gibi KB-GD yönlerinde incelmektedir (Koşal,

DİVRİĞİ DEMİR AÇIK OCAĞI KAYA BİRİMLERİNİN KAZILABİLİRLİK AÇISINDAN DEĞ.

1973; Bozkurt, 1980; Ünlü ve Stendal, 1986).

A-Kafa Rezervi ve Tenörü:

A-Kafa 'da 50 milyon tonu yüksek tenörlü (%55 Fe) ve 6.5 milyon tonu düşük tenörlü (%45 Fe) olmak üzere toplam 56.5 milyon ton ortalama % 54 Fe tenörlü ve % 2.21 S, % 7.48 SiO₂, % 1.91 Al₂O₃ ve % 1.12 Na₂O+K₂O içerikli rezerv tespit edilmiştir (Çoban, 1974; Doğan ve Ark., 1989).

Bu çalışmanın sürdürdüğü sırada işletmeye (T.D.C.İ.) ait genel makina ve ekipman sayıları Tablo 1' de ve 1986-1992 yılları itibarıyla üretilen cevher, örtükazı ve örtükazı oranları Tablo 2' de verilmektedir.

Tablo 1. Makina-Ekipman Durumu

Makina-Ekipman	Adedi
Elektrikli ekskavatör	7
Dozer	3
Kamyon (50 ton)	18
Kamyon (25 ton)	4
Kamyon (15 ton)	3
Delme makinası (16.51 cm)	3
Delme makinası (19.37 cm)	3
Grader	2
Sulama tankeri	1
Yakit tankeri	1

2.2 Arazi Çalışma Sonuçları

Arazi çalışması, sahada yer alan kaya birimlerinin bazı kütle özelliklerinin belirlenmesi ve iş makinalarının performanslarının ölçülmesi amacıyla cevher ve örtükazı birimlerini karakterize

Tablo 2. 1986 - 1992 Yıllarında Gerçekleştirilen Örtükazı (m³), Tüvenan Cevher (ton) Üretimi ve Örtükazı Oranları

Yıl	Cevher (ton)	Örtükazı (m ³)	Örtükazı Oranı
1986	2 030 000	3 000 000	1.47
1987	2 300 000	1 600 000	0.69
1988	2 320 000	1 570 000	0.67
1989	1 560 000	1 510 000	0.96
1990	2 300 000	2 700 000	1.17
1991	2 250 000	3 200 000	1.42
1992	2 330 000	3 330 000	1.43

edecek şekilde açık ocakta mevcut basamaklarda gerçekleştirılmıştır (Durutürk, 1994). Bu çalışma; jeoteknik tanımı (renk, ayırtma derecesi, süreksizlik sistemleri ve özellikler), Schmidt çekiç testini (N-tipi), nokta yükleme testini, üç kanallı Abem Miniloc sismograf ile sismik (P-dalga) hız ölçümünü ve kaya mekanığı laboratuvar deneyleri için yapılan kaya birimlerini temsil ve karakterize eden blok numuneler alımmasını içermiştir. Kaya kütle özelliklerini belirlemeye yönelik olarak yapılan arazi gözlem ve ölçüm sonuçları Tablo 3' de toplu halde verilmektedir.

Ayrıca ocak sahasında üretim faaliyetleri sürdürülürken delme, patlatma ve kazı-yükleme operasyonları ayrıntılı bir şekilde etüd edilmiştir. Kaya birimlerinin özellikle kazılabilirliğine yönelik olarak yapılan gözlem ve ölçüm

çalışmaları sonucunda elde edilen veriler değerlendirilmiştir ve sonuçları operasyon sırası dikkate alınarak Tablo 4 ve Tablo 5 'de sunulmuştur.

Tablo 3. Arazi Gözlem ve Deney Sonuçları

Kaya Birimi	Jeoteknik Tanım	Schmidt Çekici Sertliği	Nokta Yükü Dayanımı Is(50) (MPa)	Sismik Hız (m/sn)
Serpantin	Yeşilimsi gri, az-orta derecede ayrılmış, Düzensiz eklem takımı, ortalama sürekli aralığı 40-120 cm. Devamlılık ortalama 50 cm. Düz-dalgalı pürüzlülükte.	49±2.16	4.33±1.73	2086
Silisli Kalker	Kahverengimsi, az derecede ayrılmış. Düzensiz eklem takımı, ortalama sürekli aralığı 50-200 cm. Devamlılık ortalama 70 cm. Düz.	59±2.98	17.78±5.60	2450
Manyetit	Gri görünümde, az derecede ayrılmış. Düzensiz eklem takımı, ortalama sürekli aralığı 60-300 cm. Devamlılık ortalama 80 cm. Düz-basamaklı pürüzlülükte.	52±2.31	6.59±2.91	2822

Tablo 4. Delme ve Patlatma Sonuçları

Birim İşlem	Gözlem ve Ölçüm Sonuçları						
	T.D.Ç.i.	Delme Makinası : Hausherr Delik Eğimi : Dik Matkap Cinsi : Düğme (Buton) Operatör Tecrübesi : İyi	Aksu Madencilik	Delme Mak. : Ingersoll Rand (DM45E) Delik Eğimi : Dik Matkap Cinsi : Düğme (Buton) Operatör Tecrübesi: İyi	Baskı (kg/cm ²)	Net Delme Hızı (m/dk)	
Delme	Aksu Mad.	Kuruluş	Kaya Birimi	Delik Capı (cm)	Dönme Hizi (rpm)	Baskı (kg/cm ²)	Net Delme Hızı (m/dk)
		Serpantin	16.51	80	10-30 15-35	1.268 1.041	
	T.D.Ç.i.	Serpantin +Kalker	16.51	80	15-30 30-35	0.566 0.683	
		Serpantin Kalker	19.37	40-50	30-60	0.365	
Patlatma	Serpantin +Kalker, Manyetit	Serpantin +Kalker Manyetit +Serpantin Manyetit	19.37 16.51	40-50 40-60	50-60 60-90 50-80	0.410 0.567 0.309 0.258	
		Kaya Birimi	Basamak Yük. (m)	Dilim Kalınlığı (m)	Delikler Arası Mesafe (m)	Özgül Delme (m/m ³)	Özgül Sarı (kg/ANFO/m ³)
			12	4.2 3.8	5.5 4.75	1.816 0.887	0.72 0.91

DİVRİĞİ DEMİR AÇIK OCAĞI KAYA BİRİMLERİNİN KAZILABİLİRLİK AÇISINDAN DEĞ.

Tabel 5. Kazı-Yükleme Performansı Ölçüm Sonuçları

Fernasyon Tanim (Öğün No)	Ekskavatör Alt Bilgileri	Öğün Süresi (sn)	Kazı Zırılığı Gördemi (KZ)	Ortalama Kazan Süresi (sn)	Orta ana (Toplam) Kerpe İşlem Faktörü (sn)	Ortalama Kapte İşlem Faktörü (sn)	Statik Çream (m ³ /snat)	Zaman Kullanım (%)	Santik Kapasite (m ³ /snat)	Beklenmesi
Orta derecede ayırtmaz serpantin OBB: 0.10*0.15*0.20 m MBB: 0.8*1.0*1.0 m	Hidrolik Ekskavatör (Hidrolik, UH171) Kerpe Kapasitesi: 3 vd ³ Operatör Hizmet Süresi: 1 yıl	1880	Kazay	6.75 (385)	18.49 (1054)	1.01	253.13	56.06	451.53	
"	"	1269	Kolay	7.14 (357)	18.98 (949)	1.00	325.53	74.78	435.32	
Az-orta derecede ayırtmaz serpantin OBB: 0.10*0.15*0.25 m MBB: 0.9*1.3*2.1 m	Elektrikli Ekskavatör (A KT-4.6 BNs2) Kerpe Kapasitesi: 6 vd ³ Operatör Hizmet Süresi: 8 yıl	1856	Orta	8.75 (625)	29.27 (1756)	0.83	445.60	94.61	470.98	
Orta derecede ayırtmaz serpantin OBB: 0.10*0.15*0.30 m MBB: 1.0*1.0*1.3 m	Elektrikli Ekskavatör (A KT-4.6 BNs4) Kerpe Kapasitesi: 6 vd ³ Operatör Hizmet Süresi: 10 yıl	2525	Orta-zor	8.70 (322)	28.57 (1057)	0.93	224.46	41.86	536.21	
Orta derecede ayırtmaz serpantin OBB: 0.10*0.15*0.20 m MBB: 1.0*1.0*1.5 m	Elektrikli Ekskavatör (A KT-4.6 BNs5) Kerpe Kapasitesi: 6 vd ³ Operatör Hizmet Süresi: 10 yıl	3830	Orta-zor	10.13 (527)	33.17 (1725)	1.00	225.10	45.04	500.00	
Orta derecede ayırtmaz serpantin OBB: 0.10*0.15*0.20 m MBB: 1.0*1.0*1.4 m	Elektrikli Ekskavatör (A KT-4.6 BNs6) Kerpe Kapasitesi: 6 vd ³ Operatör Hizmet Süresi: 10 yıl	3940	Orta-zor	7.43 (394)	30.57 (1620)	0.81	179.08	41.12	435.51	
Az-orta derecede ayırtmaz serpantin-kalker OBB: 0.10*0.15*0.25 m MBB: 0.9*1.0*1.3 m	Elektrikli Ekskavatör (A KT-4.6 BNs4) Kerpe Kapasitesi: 6 vd ³ Operatör Hizmet Süresi: 8 yıl	4090	Orta-zor	8.13 (626)	33.75 (2599)	0.92	286.04	63.65	450.13	
"	"	1812	Orta-zor	11.12 (545)	32.02 (1569)	0.77	345.16	86.59	398.62	
Az derecede ayırtmaz manşetli OBB: 0.10*0.15*0.20 m MBB: 1.0*1.1*1.2 m	Elektrikli Ekskavatör (A KT-4.6 BNs1) Kerpe Kapasitesi: 6 vd ³ Operatör Hizmet Süresi: 12 yıl	1824	Zor	12.93 (517)	35.63 (1100)	0.71	255.47	78.13	327.00	
Az derecede ayırtmaz manşetli OBB: 0.15*0.20*0.25 m MBB: 1.0*1.2*1.5 m	Elektrikli Ekskavatör (A KT-4.6 BNs2) Kerpe Kapasitesi: 6 vd ³ Operatör Hizmet Süresi: 8 yıl	6350	Orta-zor	9.95 (684)	38.39 (1689)	0.91	104.48	26.60	392.80	
"	"	2067	Zor	9.05 (378)	32.00 (1216)	0.76	231.03	58.83	392.72	
Az derecede ayırtmaz manşetli OBB: 0.10*0.15*0.20 m MBB: 0.8*1.0*1.0 m	Elektrikli Ekskavatör (A KT-4.6 BNs6) Kerpe Kapasitesi: 6 vd ³ Operatör Hizmet Süresi: 10 yıl	775	Zor	13.06 (209)	36.50 (584)	0.74	253.72	75.35	336.70	
"	"	2290	Zor	11.46 (401)	36.06 (1262)	0.82	206.37	55.11	374.47	
"	"	2114	Zor	11.90 (1150)	37.10 (369)	0.77	186.03	54.40	341.97	
"	"	1302	Orta-zor	8.10 (235)	33.28 (965)	0.76	277.94	74.12	375.00	
Az derecede ayırtmaz manşetli OBB: 0.20*0.20*0.30 m MBB: 1.0*1.2*1.3 m	Elektrikli Ekskavatör (A KT-4.6 BNs6) Kerpe Kapasitesi: 6 vd ³ Operatör Hizmet Süresi: 15 yıl									

Patlama Sonrası : O.B.B. : Ortalama Blok Boyutu; M.B.B. : Maksimum Blok Boyutu

2.3 . Laboratuvar Deney Sonuçları

Açık işletme sahası kaya birimlerinin bazı fiziksel ve mekanik özellikleri Uluslararası Kaya Mekanığı Derneği' nin (ISRM) öngördüğü metotlara göre (ISRM, 1981) C.Ü. Maden Mühendisliği Bölümü Kaya Mekanığı Laboratuvarı 'nda belirlenmiştir. ISRM standartlarına uygun olarak gerçekleştirilen deneylerin verileri Kayalab (Ceylanoğlu ve Ark., 1993) adlı bilgisayar programı ile değerlendirilmiş ve sonuçları Tablo 6' da verilmiştir.

Tablo 6. Kaya Mekanığı Laboratuvar Deney Sonuçları

Kaya Birimi Deney Sonuçları	Serpantin	Silişli Kalker	Manyetit
Yoğunluk (gr/cm ³)	2.525	2.697	4.417
Nem Oranı (%)	1.2	0.1	0.2
Suda Dağılma Dayanımı İndeksi (Id-2) (%)	99.27	99.53	98.08
Darbe Dayanımı (kgf.cm/cm ³)	2.953	12.987	19.708
Dolaylı Çekme Dayanımı (MPa)	5.50	6.74	7.28
Tek Eksenli Basınç Dayanımı (MPa)	32.45	63.52	124.30
Kohezyon (MPa)	20.53	23.48	18.19
İçsel Sırtúnme Açısı(Derece)	34.11	39.37	58.60
Elastisite Modülü (GPa)	37.53	38.42	61.22
Poisson Oranı	0.284	0.324	0.407

3. ARAZİ VE LABORATUVAR ÇALIŞMA SONUÇLARININ DEĞERLENDİRİLMESİ

3.1. Kaya Birimlerinin Sağlamlık Sınıflaması

Sahada yer alan kaya birimlerinin sınıflandırılması amacıyla Tablo 3 ve Tablo 6' da verilen arazi ve laboratuvar sonuçları kullanılarak literatürdeki bazı malzeme ve kütle sınıflama sistemlerine (ISRM, 1978; Deere ve Miller, 1966; Franklin ve Ark., 1971; Bieniawski, Z.T., 1989) göre kaya birimleri ayrı ayrı değerlendirilmiştir. Bu değerlendirme sonuçları Tablo 7' de sunulmaktadır. Kaya birimlerinin nihai sağlamlık dereceleri, kaya malzeme/kütle özellikleri ve literatür sınıflama sistemleri gözönüne alınarak Ceylanoğlu' nun (1995) öngördüğü 5 ayrı sınıf bazında belirlenmiştir. Ceylanoğlu' nun (1995) kaya sağlamlık derecesi için öngördüğü 5 ayrı sınıf; çok zayıf (A), zayıf (B), orta sağlamlıkta (C), sağlam (D) ve çok sağlam (E) şeklinde tanımlanmıştır. Buna göre serpantin orta sağlam (C), silişli kalker sağlam (D), manyetit oldukça sağlam (E) sınıflarında yer almıştır.

3.2. Kaya Birimlerinin Kazı Zorluğu Dereceleri

Kaya birimlerinin kazılabilirlik derecelerinin belirlenmesine yönelik olarak öncelikle literatürdeki bazı sınıflama sistemleri (Bailey, 1975; Weaver, 1975; Müftüoğlu, 1983; Singh ve Ark., 1987; Paşamehmetoğlu ve Ark., 1988) için ayrı ayrı değerlendirme

yapılmıştır (Tablo 8). Ceylanoğlu (1995); literatürdeki kazılabilirlik sınıflama sistemlerini, sınıflama sistemlerindeki parametre sayısını, özelliğini ve önemini gözönüne alarak yarım matris yöntemi ile mukayese etmiş, öncelik ve ağırlıklarını belirlemiştir (Tablo 9).

Bu çalışmada, literatürdeki kazı sınıfları dikkate alınarak Tablo 10' da verilen kazı zorluğu sınıfları da öngörülmüştür. Tablo 9' da verilen ağırlıklar kullanılarak yapılan kaya birimleri için bu sistemlerin tümünü gözeten ağırlıklı bir yaklaşımla nihai bir değerlendirme yapılmış ve ağırlıklı kazı sınıfı değeri bulunmuştur (Tablo 11). Bu değerlendirme sonucunda; serpantin orta-zor, silisli kalker zor, manyetit çok zor sınıflarında yer almıştır.

3.3. Kazı Performansı Ölçüm

Sonuçlarının Değerlendirilmesi

Bilindiği gibi, kazılabilirliğin diğer önemli bir yanı da iş makinalarının performans karakteristiğidir. Başka bir deyişle, makina-kayaç etkileşimi kazılabilirlik tayininde büyük önem taşımaktadır. Bu amaçla açık işletmedeki mevcut basamaklarda değişik model ve kepçe kapasitesindeki elektrikli ve hidrolik ekskavatörlerin farklı koşullardaki çalışmaları gözlenmiştir. Performans ölçümleri sonucu ortalama periyod süreleri, ortalama kepçe dolma faktörleri ve %100 verimle çalışıldığı varsayılarak beklenesiz saatlik kapasiteleri bulunmuştur. Performans ölçümleri sırasında nitel olarak kazı zorluğu gözlemi de yapılmıştır.

Ekskavatör performanslarının değerlendirilmesinde, literatürün kazı zorluğuna ve kepçe kapasitesine göre önerdiği kepçe periyodu, dolma faktörü ve saatlik kapasite değerleri (Paşamehmetoğlu, A.G., et al., 1988) performans ölçümü sonucu bulunan değerlerle karşılaştırılmış ve kazı zorluğu sınıflaması yapılmıştır (Tablo 12). Daha sonra, bu üç performans parametresine göre belirlenen kazı zorluğu dereceleri, kazı zorluğu gözlemi ve çalışma koşulları (patlatma yapılip yapılmadığı, kazı-yükleme sırasında veya patlatmadan sonra oluşan blok büyülükleri (maksimum-ortalama), yapılan zeminin durumu, operatör tecrübe vb.) gözönünde alınarak nihai bir sınıflamaya gidilmiştir.

4. SONUÇ

Divriği demir açık işletme sahasında yer alan üç değişik kaya birimi için gerek bazı kaya malzeme/kütle sınıflama sistemlerine ve kazılabilirlik sınıflama sistemlerine gerekse iş makinalarının performanslarına göre ayrı ayrı değerlendirme yapılmıştır. Ayrıca, ölçüm yerlerinin (ilgili lokasyonların) kütle özellikleri, laboratuvar deney sonuçları, arazi parametreleri ve arazi çalışmaları arasındaki ölçüm ve gözlemler de dikkate alınarak yapılan değerlendirme sonucunda serpantin biriminin orta-zor kazıya, silisli kalkerin zor kazıya ve manyetit biriminin çok zor kazıya girdikleri belirlenmiştir. Diğer yandan, kaya birimlerinin kazı zorluğu sınıflarının sağlamlık dereceleri ile uyum içinde olduğu ve tüm kaya birimlerinde patlatma

Tablo 7. Kaya Birimlerinin Sağlamlık Derecesi

Sınıflama Kaya Birimi	Tek Eksenli Basınç Dayanımı	Schmidt Çekici	Modüllü Oran	Suda Dağılıma Dayanımı İndeksi	Dere ve Miller	Çallaklı Kaya Dayanımı	Franklin	RMR	Sağlamlık Derecesi
Serpantin Silisli Kalker	Orta-Düyük Dayanımlı Orta Dayanımlı Dayanımlı	Sert Yüksek Oldukça Sert	Çok Yüksek Çok Yüksek	Düyük Dayanımlı Dayanımlı	Orta	Orta Sağlam	Geyştemek İçin Patlama	Vasat Kaya	Orta Sağlam (C)
Manytit	Yüksek Dayanımlı	Oldukça Sert	Orta	Çok Yüksek	Dayanımlı	Çok Sağlam	Parcalamak İçin Patlama	Iyi Kaya	Sağlam (D)
				Yüksek Dayanımlı	Dayanımlı	Çok Sağlam	Parcalamak İçin Patlama	Çok İyi Kaya	Oldukça Sağlam (E)

Tablo 8. Kaya Birimlerinin Kazalabilirlik Sınamaları Sistemlerine Göre Değerlendirme Sonuçları

SİNİFLAMA SİSTEMİ KAYA BİRİMİ	BAILEY	WEAVER	MÜFTÜOĞLU	SINGH VE ARKADAŞLARI	PAŞAMEHMETOĞLU VE ARKADAŞLARI
Serpantin	Zor	Zor riperteleme Riper:D8/D7 270/180 HP 200/135 kW	Biraz zor Riper: D9 Dozeri HK: Kepçe kap. >3 m ³	Zor kazı 3. sınıf çok ağır iş Güç:250-350 kW Ağırlık:35000-55000kg	Orta-zor kazı **EK:Patlatma gereklili * HK:Patlatma gereklili D9 Dozeri Marjinal veya D11 Dozeri Ort.Del.Hızı(m/d):1.28 Özg.Şarj(gr/m ³):200-280
Silisli Kalker	Son derece zor	Çok zor riperteleme Riper:D9/D8 385/270 HP 290/200 kW	Çok zor kazı HK: Kepçe kap. >7 m ³	Marjinal kazı 4. sınıf çok ağır iş Güç:350 kW Ağırlık:55000kg	Zor kazı **EK:Patlatma gereklili * HK:Patlatma gereklili D11 Dozeri venimsiz riperteleme Ort.Del.Hızı(m/d):0.47 Özg.Şarj(gr/m ³):280-350
Manytit	Son derece zor	Riperteleme çok zor Patlatma gereklili Riper:DD9G/D9G 770/385 HP 570/290 kW	Çok zor kazı HK: Kepçe kap. >7 m ³	Patlatma gereklili	Cok zor kazı **EK:Patlatma gereklili * HK:Patlatma gereklili Patlatma gereklili Ort.Del.Hızı(m/d):<0.42 Özg.Şarj(gr/m ³): >350 veya Al kalkılı bulamadı† patlat patlaması

DİVRİĞİ DEMİR AÇIK OCAĞI KAYA BİRİMLERİNİN KAZILABİLİRLİK AÇISINDAN DEĞ.

Tablo 9. Kazı Sınıfı Seçimine Yönerek Kriter Öncelikleri ve Ağırlıkları (Ceylanoğlu, 1995)

B A I L E Y	W E A V E R	M Ü F T Ü O	S I N G H U	A R D E A R	P A Q A E T	A R K M E L	A R I	KAZILABİLİRLİK SINIFLAMA SİSTEMLERİ	Tercih Frekansı w	Tercih Sırası r	Ağırlık (%) G
1	2	3	4	5							
.....	2	3	4	5	1	BAILEY		1	5	7	
.....	2	WEAVER		3	3	20	
1	4	5	3	MÜFTÜOĞLU		2	4	13	
.....	2	4	SINGH VE ARKADAŞLARI	4	2	27		
.....	3	4	5	5	PAŞAMEHMETOĞLU VE ARKADAŞLARI	5	1	33		
.....	5							
.....	4								
.....	5								

(n = Kriter sayısı; r = n + 1 - w; G = $(2*(n+1-r)) / (n(n+1))$)

Tablo 10. Kazı Sınıfı Değerleri (Ceylanoğlu, 1995)

KOLAY	ORTA	ORTA-ZOR	ZOR	ÇOK ZOR
1	2	3	4	5
Doğrudan kazı	Patlatma gerekli			

Tablo 11. Kazılabilirlik Tayini

KAYA BİRİMİ	KAZILABİLİRLİK SINIFLAMA SİSTEMİ	KAZI SINIFI	AĞIRLIK DEĞERİ	AĞR.KAZI SINIFI (Değeri)
SERPANTİN	BAILEY	ZOR	4	0.07
	WEAVER	ZOR	4	0.20
	MÜFTÜOĞLU	BİR AZ ZOR	3	0.13
	SINGH VE ARK.	ZOR	3	0.27
	PAŞAMEHMETOĞLU VE ARK.	ORTA-ZOR	3	0.33
SİLİSLİ KALKER	BAILEY	ÇOK ZOR	5	0.07
	WEAVER	ÇOK ZOR	5	0.20
	MÜFTÜOĞLU	ÇOK ZOR	5	0.13
	SINGH VE ARK.	MARJINAL	4	0.27
	PAŞAMEHMETOĞLU VE ARK.	ZOR	4	0.33
MANİYETİT	BAILEY	SON DERECE ZOR	5	0.07
	WEAVER	ÇOK ZOR	5	0.20
	MÜFTÜOĞLU	ÇOK ZOR	5	0.13
	SINGH VE ARK.	PATLATMA	5	0.27
	PAŞAMEHMETOĞLU VE ARK.	ÇOK ZOR	5	0.33

Tablo 12. Kazı Performansı Sonuçlarına Göre Kazılabilirlik Tayini

Sınıflama Ölçüm No	Kazı Zorluğu Gözlemi	Ortalama Kepçe Dolma Faktörü	Ortalama Kepçe Periyodu (sn)	Beklemesiz Saatlik Kapasite (m^3/saat)	Nihai Kazı Sınıfı
1	KOLAY	KOLAY (1.01)	KOLAY (18.49)	KOLAY (451.51)	KOLAY
2	KOLAY	KOLAY (1.00)	KOLAY (18.98)	KOLAY (435.30)	KOLAY
3	ORTA	ORTA-ZOR (0.83)	ORTA-ZOR (29.27)	ORTA-ZOR (470.97)	ORTA-ZOR
4	ORTA-ZOR	ORTA (0.93)	ORTA-ZOR (28.57)	ORTA-ZOR (536.21)	ORTA-ZOR
5	ORTA-ZOR	KOLAY (1.00)	ZOR (33.17)	ORTA-ZOR (500.03)	ORTA-ZOR
6	ORTA-ZOR	ORTA-ZOR (0.81)	ORTA-ZOR (30.57)	ORTA-ZOR (435.54)	ORTA-ZOR
7	ORTA-ZOR	ORTA (0.92)	ZOR (33.75)	ORTA-ZOR (450.13)	ORTA-ZOR
8	ORTA-ZOR	ZOR (0.77)	ZOR (32.02)	ZOR (398.62)	ZOR
9	ZOR	ZOR (0.71)	ZOR (35.63)	ZOR (327.00)	ZOR
10	ORTA-ZOR	ORTA (0.91)	ZOR (38.39)	ZOR (392.80)	ORTA-ZOR
11	ZOR	ZOR (0.76)	ZOR (32.00)	ZOR (392.72)	ZOR
12	ZOR	ZOR (0.74)	ZOR (36.50)	ZOR (336.70)	ZOR
13	ZOR	ORTA-ZOR (0.82)	ZOR (36.06)	ZOR (374.47)	ZOR
14	ZOR	ZOR (0.77)	ZOR (37.10)	ZOR (341.97)	ZOR
15	ORTA-ZOR	ZOR (0.76)	ZOR (33.28)	ZOR (375.00)	ZOR

DİVRİĞİ DEMİR AÇIK OCAĞI KAYA BİRİMLERİNİN KAZILABİLİRLİK AÇISINDAN DEĞ.

gerektiği görülmüştür. Ancak gerek patlatma verimliliğinin düşüklüğü gerekse ekskavatörlerin çok eski olması nedeniyle performans sonuçları arzu edilen düzeyde olamamaktadır.

Bu çalışma sonuçlarının söz konusu açık işletmedeki operasyonların rehabilitasyonunda ve benzer kaya birimlerinin bulunduğu açık işletmelerin projelendirilmesi çalışmalarında veri olarak değerlendirilmesinde yarar görülmektedir.

5. KAYNAKLAR

Bailey, A.D., 1975; "Rock Types and Seismic Velocities Versus Rippability", *Highway Geol. Symp. Proc.*, No.26.

Bieniawski, Z.T., 1989; "Engineering Rock Mass Classifications", Pennsylvania, June, 237p.

Bozkurt, R., 1980; "Divriği Madenleri Cevher Minerallerinin İncelenisi ve Oluşumu", TÜBİTAK Temel Bilimler Araştırma Grubu, Proje No: TBAG-329, Ankara.

Ceylanoğlu, A., Görgülü, K., Kahriman, A., 1993; "Standart Kaya Mekanığı Laboratuvar Deneyleri Verilerinin Değerlendirilmesi İçin Bir Bilgisayar Programı", Uluslararası Bilgisayar Uygulamaları Sempozyumu, s.249-259, Konya.

Ceylanoğlu, A., 1995; "Sivas-Ulaş Yöresi Sölestit Cevheri ve Yankayaçlarının Bazı Malzeme/Kütle Özelliklerinin Belirlenmesi ve Değerlendirilmesi", TMMOB Madencilik Dergisi, Cilt 34, Sayı 4, s.11-19.

Çoban, A., 1974; "Sivas ili

Çetinkaya-Yellice Yöresi Ayrıntılı Demir Aramaları Ön Jeoloji Raporu, MTA, Rap.No.168.

Deere, D.U. and Miller, R.P., 1966; "Engineering Classification and Index Properties for Intact Rock", Technical Report No. AFLN-TR-65-116, Air Force Weapons Lab., New Mexico.

Doğan, H., Yıldızeli, N. ve Diğ., 1989; "TDÇİ Genel Müdürlüğü Adına Sivas-Divriği Çevresinde ii-59, AR:33613-Polygon-I, II. İR:922 Ruhsat Alanlarında Yapılan Demir Etüdü Jeoloji Raporu, MTA, Rap.No.89/120.

Durutürk, Y.S., 1994; "TDÇİ Divriği Madenleri Müessesesi Açık İşletmesi 'nde Kazılabilirlik Tayini ve İş Makinalarının Performans Çalışmaları", Yüksek Lisans Tezi, Cumhuriyet Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 143 s.

Franklin, J.A., Broch, E., Walton, G., 1971; "Logging the Mechanical Character of Rock", Trans. Inst. of Mining and Metallurgy, Vol.80, pp.A1-9.

ISRM, 1978; "Suggested Methods for the Quantitative Description of Discontinuities in Rock Masses", Int.J.Rock Mech. and Min.Sci., Vol.15, pp.319-368.

ISRM, 1981; "Rock Characterization Testing and Monitoring, ISRM Suggested Methods", International Society for Rock Mechanics, 211 p.

Koşal, C., 1973; "Divriği A-B-C Demir Yataklarının Jeolojisi ve Oluşumu Üzerinde Çalışmalar", MTA Dergisi, No.81, s.1-20, Ankara.

Müftüoğlu, Y.V., 1983; "A Study of

Factors Affecting Diggability in British Surface Coal Mines", Ph.D. Thesis, University of Nottingham, England.

Paşamehmetoğlu, A.G., et al., 1988; "Jeoteknik ve Performans Verilerinin Değerlendirilmesi, Kazılabilirlik Sıntflama Sisteminin Önerilmesi", Nihai Rapor, ODTÜ, 150 s.

Singh, R.N., Denby, B., Eğretli, İ., 1987;"Development of a New Rippability Index for Coal Measures Excavations",

Proc. 28th US Symposium on Rock Mechanics, Tucson, pp.935-943.

Ünlü, T., Stendal, H., 1986; "Divriği Bölgesi Demir Yataklarının Element Korelasyonu ve Jeokimyası", Orta Anadolu, Türkiye Jeo.Müh.Dergisi, Sayı 28, s.5-19, Ankara.

Weaver, J.M., 1975; "Geological Factors Significant in the Assessment of Rippability", Civil Engineering in South Africa, Vol.17, No.12, pp.313-316.

TARTIŞMA

Veysel ZEDEF

S.Ü., Maden Mühendisliği Bölümü, Konya/Türkiye

Özpinar ve diğ. (1996), " Salda Gölü (Yeşilova-Burdur) çevresindeki ofiyolitlerin petrografisi ve Salda Gölü manyezit oluşumlarının jeokimyasal incelemesi" adlı makalelerinde (Geosound, 1996, 28. sayı) makalenin başlığından da anlaşıldığı gibi sanki manyezit oluşumu varmış gibi bir bilgi vermektedirler. Ekim 1992 ve Temmuz 1993 aylarında Salda Gölü ve çevresindeki (gölün içinde ve sahildeki) mineralizasyonları çalışmış biri olarak Özpinar ve diğ. (1996)'nin makalesinde eleştirilecek bir çok yanlış bilgi, değerlendirme ve yönlendirmenin olduğu kanıslayıcıdır. Makalelarındaki eleştirilerim aşağıda sıralanmıştır, bunlar:

1. Salda Gölü ve çevresindeki beyaz, gri, bej ve pembe renkli minerallerin hiçbirini manyezit değil hidromanyezittir. Gerek göl içindeki gerekse sahildeki stramatolitlerden, nodüllerden, süngerimsi-cürufumsu materyalden ve gerkse de çamurlardan derlenen 50 (elli)'nin üzerinde örneklerde yaptığıımız XRD grafiklerinin tamamı (Doğanbaba Köyü güneyindeki balık ağısı deltاسından alınan çamur numunesi hariç, ki bu örnek araganit çıkmıştır) mineralleşmenin hidromanyezit şeklinde olduğuna işaret etmektedir. Mineralleşmenin hidromanyezit şeklinde olduğu Braithwaite and Zedef (1994)'den sonra Çoban ve diğ. (1955) tarafından bildirilmiştir. XRD grafiklerinden elde edilen bu bulgu Braithwaite and Zedef (1994)'ün en temel sonuçlarından biridir. Gerçi Özpinar ve diğ. (1996) makalelerinin birkaç yerinde (Örneğin 135 ve 136. sayfalarda) hidromanyezitten söz etmektedirler ancak makalelerindeki ne analitik metoddan ne de makalenin diğer bölümlerinden hidromanyezit mineralini nasıl tayin ettikleri anlaşılmamaktadır. Özpinar ve diğ. (1996) 134. II. Sütunda "criptokristalin magnezyum karbonat ve magnezyum hidroksit adı altında $MgCO_3 \cdot Mg(OH)_2 \times H_2O$ bir formül" vermiş ve hemen akabindeki cümlede (135. sayfa 4. satır) hidromanyezitten bahsetmeye başlamışlardır. Bununla birlikte makalenin hem başlığından hem de genel havasından Özpinar ve diğ. (1966)'nin Salda Gölü içindeki ve sahildeki mineralleşmeyi manyezit olarak algıladıkları [Benzer bir yanlışlığı Schmid (1987) de yapmıştır] anlaşılmakta ancak tam bir kavram karmaşasına düşerek okuyucuya da bu yola sürüklenecektirler. Mineralleşmenin manyezit şeklinde değil hidromanyezit şeklinde olduğunu okuyuculara hatırlatırım.

Özpinar ve diğ. (1996)'nin makalesi okunduğunda öyle anlaşılıyor ki adı geçen çalışmaları derledikleri örneklerden XRD analizi analizi yapmışlardır. Salda Gölü mineralleşmeleriyle ilgili verileri temelde XRF analizlerine dayanmaktadır. Okuyuculara bu verileri Schmid (1987)'in verileri ile karşılaşturmalarını tavsiye ederim.

2. Salda Gölü'nde biyolojik olarak oluşan "stromatolitik hidromanyezit oluşumu" ilk kez tarafımızdan ortaya konmuş olup (Braithwaite and Zedef, 1994'e bakınız) Özpinar ve diğ. (1996) bu durumu satır aralarına gizleyerek ve refere etmeyerek bir tür bilimsel hırsızlık yapmaktadırlar. şöyle ki Özpinar ve diğ. (1996) makale metninin iki yerinde (Biri Waitte ve diğ., 1994, 126. Sayfa 2. sütun, 2. satır, Waitte, 1994, 137. sayfa I. sütun, III. satır) Waitte'yi referans olarak vermektedirler. Makale sonunda verilen kaynaklar kısmından anlaşıldığı kadariyla "Waitte" diye refere ettikleri "Braithwaite and Zedef"dir. Öyle anlaşılıyor ki Özpinar ve diğ. (1996) "Braithwaite and Zedef, 1994"ü ya görmemişler ya da gördüklerini kasden gizlemişlerdir. Bize atfen yazdıkları "..... stromatolit oluşumlarının farklı yapısal özellik kazanmasında fizikal ve kimyasal etkiler dışında algelerin de önemli rol oynadığı düşünülmektedir..." (136 ve 137. sayfa) ifadesi tamamen gerçek değildir. Braithwaite and Zedef (1994)'de stromatolit oluşumlarının farklı yapısal özellik kazanmasından fizikal ve kimyasal şartların etkilerine dair bir tek cümle ya da sözcük yer almamaktadır. Braithwaite and Zedef (1994), sebepsonuç ilişkisinden ziyade keşif ve tanıma (Discovery and informative) dayalı bir çalışmадır. Örneğim stromatolitlerde gözlenen "gül ve karnabahar" yapılarının sadece mevcudiyetleri bildirilmiş nasıl oluşukları Braithwaite and Zedef'de tartışılmamıştır.

3. Özpinar ve diğ. (1996)

makalelerinde "manyezit oluşum evreleri" (134. sayfa) başlığı altında Salda Gölü manyezitlerinin hangi fizikal ve kimyasal şartlar altında olduğunu açıklayamaya çalışmaktadırlar. Bu şartlar Schmid (1987) tarafından daha önce ayrıntılı olarak ortaya konulmuş olup Özpinar ve diğ. (1987) makalelerinin bu bölümünde Schmid (1987)'yi refere etmeyerek başka bir bilimsel hırsızlık daha yapmaktadırlar. Salda Gölü manyezit oluşum modeli daha önce Schmid (1987) tarafından ortaya konulmuş olup (bize göre yanlış da olsa) Özpinar ve diğ. (1996) Schmid (1987)'yi refere etmeyerek [Not: "Kaynaklar" bölümü hariç tutulursa, Özpinar ve diğ. (1996) Schmid (1987)'yi sadece makalelerinin giriş kısmında önceki çalışmalar verirken refere etmişlerdir. (126. sayfa, I. sütun, III. paragraf)] manyezitlerin oluşumu için bir model ortaya koymaktadırlar. Kısaca söylemek gerekirse Özpinar ve diğ. (1996) Schmid (1987)'nin modelini almışlar ve güya kendi modelleriymiş gibi makalelerinde sunmuşlardır.

REFERANSLAR

- Braythwayte, C. J. R. and Zedef, V., 1994. Living hydromagnesite stromatolites from Turkey: Sedimentology Geology, 92, 1-5.
- Çoban, F., Maktav, D. and Kapdaşlı, S., 1995. Recent hydromagnesite occurrences, the Salda Lake, Southern Turkey. Mineral Deposits, Pasava, Kribek and Zak (eds), Balkema, Rotterdam.

- Özpinar, Y., Tayfun, E. ve Kılıç, A.D., 1996. Salda Gölü (Yeşilova - Burdur) çevresindeki ofiyolitlerin petrografisi ve Salda Gölü manyezit oluşumlarının jeokimyasal incelemesi: Geosound (Yerbilimleri), 28, 125-142.
- Schmid, H., 1987. Turkey's Salda Lake a genetic model for Australian's newly discovered magnesite deposits: Industrial Minerals, August, 19-29.

SAYIN VEYSEL ZEDEF'E YANIT

Yahya ÖPINAR

Pamukkale Ü., Jeoloji Bölümü, Denizli /Türkiye

Özpınar ve diğ. (1996)'nin "Salda Gölü (Yeşilova-Burdur) Çevresindeki Ofiyolitlerin Petrografisi ve Salda Gölü Manyezit Oluşumlarının Jeokimyasal İncelenmesi" adlı makalesinde, Sayın Zedef'in tartışmasında iddia edildiği gibi, yanlış bilgi, değerlendirme ve yönlendirme bulunmamaktadır. Çünkü aynı makale 1996 yılındaki T.J.K.'da bildiri olarak sunulmuş ve eleştiri almıştır. Hatta bu eleştiriler doğrultusunda Geosound'a gönderilmiş ve hakem heyetlerinin görüşleri alınarak düzeltmeler yapılmış ve Geosound, 1996'da yayınlanmıştır. Aynı makalenin bir değişik yorumu T.J.K. 1996 Bildiri Metinleri Kitabı'nda basılması için hakem heyetine gönderilmiş ve hakem heyetlerince metinin basılması konusunda olumlu sonuçlar alınmıştır. Bilimsel erkiliğini ispatlamış 6 adet hakemin süzgecinden geçen makalede, bilimsel yanlışlık ve değerlendirme bulunduğu söylemek gülünç ve mesnetsiz bir iddiadır.

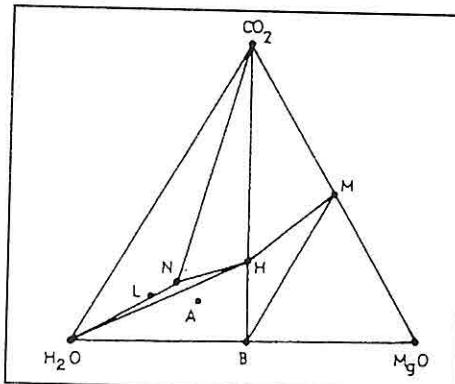
1. Özpinar ve diğ. (1996)'nin makalesinin hiç bir yerinde, "Salda Gölündeki oluşumların "hidromanyezit" olmadığı iddia edilmemiştir. Aksine metin içinde 11 yerde hidromanyezit formülü de verilerek hidromanyezitten bahsedilmiş ve sayısız şekilde de "hidromanyezitli stramotolit" ve "hidromanyezitli stromatolitik kabuk" terimleri kullanılmıştır. Kriptokristalin magnezyumkarbonat ve magnezyum hidroksit ($MgCO_3 \cdot Mg(OH)XH_2O$) teriminin kullanılması hidromanyezitin mineralojik ve petrografik özellikleri gereğidir. Nitekim lifimsi hidromanyezit kristallerinin boyutları bazı örneklerde 0.12 mm.'nin altına inebilmektedir.

Sayın Zedef, tartışmasında "hidromanyezit"i ilk kez keşfetmiş gibi bir ifade kullanmaktadır. Halbuki $MgO \cdot H_2O \cdot CO_2$ sisteminde yapılan deneysel çalışmaların sonuçları 1950'li yıllarda alınmaya başlamış ve gerek manyezit ve gerekse de hidrate minerallerin hangi koşullarda olduğu diyagramlarla belirtilmiştir. Bu konuda Sayın Zedef'in faydalanaileceğii kaynaklar "Kaynaklar" bölümünde verilmektedir.

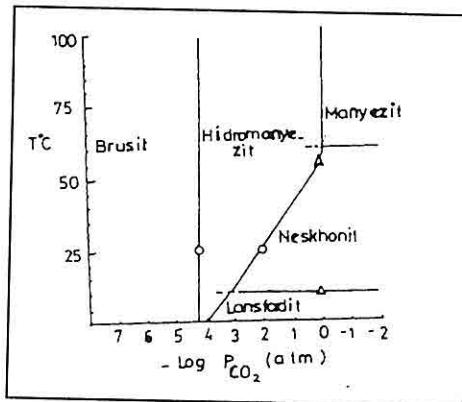
Özpınar ve diğ. (1996)'nin makalesinde XRD, D.T.A analizleri yoktur. Olanaklar yeterli olmadığı için bu tür analiz yapılamamıştır. Özpinar ve diğ. (1996)'nin bu makaledeki amacı, hidromanyezitin varlığını veya yokluğunu ispat etmek değildir. Var olan bir şeyi ispatla çalışmaktadır, kısa süreli "keşif ve tanıma" gezileri yaparak buradan yayın yapan ve bir çok veriyi göremeyen bazı araştırmacıların göremedikleri hidromanyezit yapıları ve dokularını vurgulamak ve bunların oluşumlarını tartışmaya açmaktadır. Özpinar ve diğ. (1996)'nin makalesinde bu durum açık ve seçik şekilde hissedilmektedir.

Özpınar ve diğ. (1996)'nin makalesinde terimler yerli yerinde kullanılmıştır. Langmuir (1965), Johannes (1969), Christ ve Hosteller (1970) ve Lesko (1972)'dan verilen

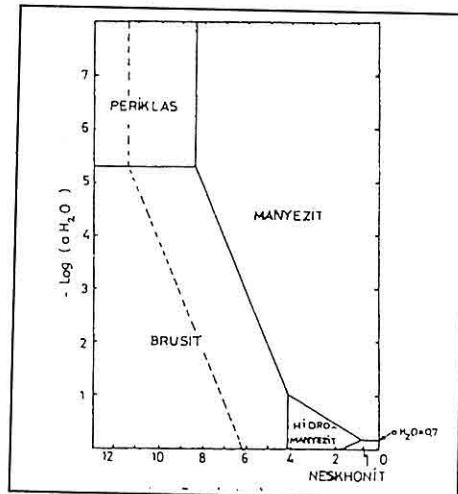
aşağıdaki alıntı ve şekiller (Şekil 1, 2 ve 3) terimlerin nasıl ve ne şekilde kulanılabileceğini göstermektedir. Langmuir(1965), "yüzeysel koşullarda (1 atmosfer basınç ve 25° sıcaklıklarda) manyezit oluşumuna ait herhangi bir veri bulunmadığını, yüzeysel koşullarda çözeltilerden doğrudan doğruya manyezit çökelmanının 'nin yüksek hidrate özelliği nedeniyle yer almadığını, yüzeysel koşullarda neskhonit ve hidromanyezitin manyezite dönüşecek biçimde metastabil olarak çökeldiğini ve bu mineralerin dehidratasyonu sonucu da yüzeysel koşullarda daha duraylı olan manyezit olduğunu" ifade eder. Benzer şekilde Lesko (1972) "iyonunun önce brusit veya hidromanyezit biçiminde hidrate mineraler halinde çökeldiğini ve bu mineralerin değişerek manyezite dönüştüğünü" belirtmektedir.



Şekil 1. 25°C ve 1 atmosferik toplam basınçta $\text{MgO} - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ sistemindeki olasılı faz ilişkileri (A: Artinit, B: Brusit, H: Hidromanyezit, M: Manyezit, N: Neskhonit, Langmuir (1965).



Şekil 2. PCO_2 'nin foksiyonu olarak, 0°C ile 100°C sıcaklıklar arasında $\text{MgO} - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ sisteminde olasılı stabilite ilişkilerini gösteren diyagram ($a\text{H}_2\text{O} = 1$, deneysel noktalar üçgenle, teorik veriler daire ile gösterilmiştir), Langmuir (1965).



Şekil 3. $a\text{H}_2\text{O}$ ve PCO_2 'in foksiyonu olarak 25°C ve 1 atmosferik basınçta $\text{MgO} - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ sistemindeki olasılı stabilite ilişkilerini gösteren diyagram, $a\text{H}_2\text{O}$ suyun aktivite katsayıısı, Langmuir (1965).

2. Salda Gölü gibi benzer göl ortamlarında "stromatolitik hidromanyezit" oluşumları ilk kez biliniyormuş veya bulunmuş gibi ifadeler kullanılması çok yanlıştır. Stromatolitik manyezit oluşumları ders kitaplarına bile girmiştir. Tartışmacının makalesinden tam 12 yıl önce yayınlanan bir ders kitabında (Collinson ve diğ., 1982), bu tür oluşuklar şekilleri ile birlikte ayrıntıları ile gösterilmiştir. Sayın Zedef'in makalesinde çizilmiş şekil yoktur. Bu konuda sadece bir fotoğraf bulunmaktadır. Halbuki Özpinar ve diğ. (1996)'nin makalesinde 6 adet "stromatolitik lamilanma" şekli bulunmaktadır. Bunlar, bizzat I. Özpinar tarafından çizilmiş ve gerektiğinde büyütüp kullanılmıştır. Bu tür dikkatli gözlem yapan araştırmacıların kutlanacağı yerde eleştirilmesinin acımasızlık mı yoksa kıskançlık mı olduğu pek anlaşlamamaktadır. 136. sayfadan başlayıp 137. sayfanın ortasına kadar devam eden paragraftaki bulgular, ifadeler ve şekiller kelime kelimesine Özpinar ve diğ. (1996)'ne aittir. Salda Gölü ile ilgili yayın yapan Braithwaite ve Zedef (1994) ile Schmid (1987)'in makalelerine ait tek bir kelime bile yoktur. Tamamen araştırmacıların kendilerine özgü görüş ve bulgularıdır. Buna karşın paragrafta "stromatolitik lamilanma" terimi geçtiği için Braithwaite ve Zedef (1994) refere edilmiştir. Bu bilimsel hırsızlık değil, bizzat bir bilimsel nezakettir. Yukarıdaki açıklamaların ışığında bilimsel ahlak gereği, hiç bir katkı sağlamayan kişileri

refere etmek belki yanlışıtı. Ancak, Braithwaite ve Zedef (1994)'i onore etmek için refere edilmiştir. Bu ince espriyi Sayın Zedef'in kavrayamaması çok üzüntü vericidir.

Yine 136. sayfadan başlayıp 137. sayfanın ortasına kadar devam eden paragrafi bir bütün olarak değerlendirmek gerekmektedir. Çünkü yazım kuralları gereğince paragraf oluşturulur. Aynı paragrafin son cümlesi şöyle bitmektedir: "Gerek göl çamurlarında ve gerekse de göl suları ile ilişkili ana kaya üzerindeki stromatolit oluşumlarının farklı yapısal özellik kazanmasında fiziksel ve kimyasal etkiler dışında alglerin de önemli rol oynadığı düşünülmektedir (Braithwaite ve Zedef, 1994; Collinson ve diğ., 1982)" denmektedir. Buradaki "dışında" kelimesi "ayrıca" "bunlardan farklı olarak" anlamını vermektedir. Sayın Zedef, Braithwaite ve Zedef (1994)'i paragraf sonunda refere edilmesini yanlış bulmaktadır. Bu araştırmacıların makalesinde SEM'den çekilen Diyatome ve Mucilalg fotoğrafı vardır. Ayrıca makalede "Diyatomeler stromatolit renklerinin oluşumundan sorumludur" ifadesi bulunmaktadır. Bu görüşe dayanarak "..... dışında alglerin de rol oynayabileceği düşünülmektedir" ifadesi kullanılmıştır. Sayın Zedef stromatolit oluşumunda hiç bir görüş bildirmediğini veya hiç bir görüşe katılmadığını bildirmektedir. Bunda haklıdır. Sayın Zedef'in ifadesiyle araştırmacının yayını "sebep-sonuç ilişkilerinden ziyade keşif ve tanımlama (discovery and informative)" dayalı bir

çalışmadır. Madem bir sonuç elde edilmemiştir, sonuç elde edilmemiş bir makalenin neresinden faydalanaçaktır. Bu durumu anlamak çok zordur. Özpinar ve diğ.(1996)'nin makalesinde elde edilen bulguların çokluğu ile çok uzun bir süre özveri ile çalışıldığı hemen görülebilir. Meslektaşlarımızın, özellikle yabancıların yaptığı gibi, kısa süreli keşifler yaparak bir iki numune toplayıp, birtakım bilgiler üreterek insanların kafalarını karıştırmaya hakları yoktur.

Zedef, tartışmasında "karnabahar ve gül" yapılarından bahsetmektedir. Kendi ifadesi ile "cauliflower-like structure" ve "miniature desert roses" oluşumlarından bahsetmeyip sadece bunların varlığından bahsediyorsa, "gül yapıları"nın oluşumunu açıklamaya çalışan araştırcılara saygı duyması gerekmektedir. Özpinar ve diğ (1996), Zedef'in belirttiği terimleri kullanmakta sakınca görmüşler ve kavram kargaşası oluşturmamak için "gül yapısı" terimini kullanmışlardır. Kaldı ki bir terimi yerli yerinde kullanmak kimsenin tekelinde değildir. Bunlar genel jeoloji terimleridir. Sayın Zedef'in yaptığı gibi her jeolojik terimin kökenine inerek yayın yapacak olursak, ömrümüz boyunca bir tek yayının içinden çıkamayız. Acaba amaç "üzüm yemek değil de bağıçayı mı dövmektir ?"

3. Özpinar ve diğ.(1996)'nin makalesinde Salda Gölü'ndeki hidromanyezit oluşumunun makalenin tümü içinde küçük bir bölümünü oluşturmamasına karşın, göldeki hidromanyezitlerin hangi fizksel ve

kimyasal koşullar altında oluşabileceği, hidromanyezitlerin yapısal özelliklerinin kazanılmasındaki oluşum koşulları ve bu oluşukların oluşumunda algelerin rolü olup olmadığı tartışılmaktadır. Hidromanyezit oluşumu ile ilgili farklı görüşlerin tesiri altında kalınmadan, bulgular bilimsel süzgeç çerçevesinde okuyuculara aktarılmaktadır. Makalede eğer alıntı yapılmışsa hemen refere edilmektedir. Nitekim, Zedef'in yanlış bilgilendirmesine karşın Schmid (1987), en az üç yerde refere edilmiştir. Schmid (1987) 'de Zedef'in ifadesi ile kısa süreli "keşif ve tanıma" gezisi yapmıştır. Ancak, hidromanyezit oluşumu ile ilgili olarak özellikle Avustralya'daki oluşumlarla karşılaştırma yaparak bir takım sonuçlara ulaşmıştır. Schmid (1987), göl sahilindeki curufa benzer manyezitlerden bahsederken, Özpinar ve diğ (1996), bunları oluşumlarına göre altı grup altında toplamışlardır. Ayrıca göl suyunun çekilmesini bekleyerek, göl çamurlarını ayrıntılı olarak inceleme olanlığı bulmuşlardır. Kimyasal analiz için örnek seçimi rastgele olmamış, göl çamurundaki renk, doku ve yapı değişimine göre yapılmıştır. Nitekim bu durum, hidromanyezit oluşum evrelerin açıklanmasında oldukça yardımcı olmuştur.

Sonuç olarak, Özpinar ve diğ.(1996) tarafından yapılan çalışma özgün bir çalışmадır. Bu çalışma günü birlik keşif yaparak gerçekleştirilmemiştir. Kit kanaat imkanlarıla uzun bir sürede gerçekleşmiştir. Elde edilen bulgular aksi ispat edilmedikçe doğrudur. Bu

çalışmada bilimsel kurallara tam olarak uyulmuştur. Yapılan bu yayıyla, Salda Gölü'ne gerek yerli ve gerekse de bölgemizdeki yerel yönetimler ve çevrecilerin ilgisi artmıştır. Bölgedeki kaçak yapışma durdurulmuş ve titiz bir şekilde korunmaya alınmıştır. Yukarıda da degenilmeğe çalışıldığı gibi, göldeki hidromanyezit oluşumunun bir çok disiplini ilgilendiren yönü bulunmaktadır. Yaptığımız çıkışla bilim adamlarının ilgisini çekmenin başarılması bizim için övünç kaynağı olmaktadır. Sayın Zedef'in makalesi çok iyi incelenmiştir. Ancak makalesinden bir tek kelime bile alıntı yapılmamıştır. Buna karşın, referans verilerek onore edilmiştir. Ancak yazarların hoşgörüsüne karşı Zedef'in hırçılığının nedeni hiç anlaşılamamıştır. Bu konuya ilgi duyan okuyucuların yanlış anlamalarını önlemek için Braithwaite ve Zedef(1994)'i okumalarını tavsiye ederim.

KAYNAKLAR

- Braithwaite, C.J.R. and Zedef, V., 1994. Living Hydromagnesite Stromatolites From Turkey: Sedimentary Geology, 92, 1 -5.
- Christ , C.L., and Hostetler, P.B., 1970. Studies in the system MgO - SiO_2 - H_2O - CO_2 (II), The Activity Product Constant of Magnezite: Am. Jour. Sc., 268, 439 - 453.
- Collinson, J.D., Thompson, D.B., 1982. Sedimentary Structures, George Allen Pt. Ltd, Boston.
- Çoban, F., Maktav, D. and Kapdaşlı, S., 1995. Recent Hydromagnesite Occurrences, the Salda Lake, Southern Turkey: Mineral Deposits, Pasava, Kribek and Zak (eds), Balkema, Rotterdam.
- Johannes, W., 1969. An Experimental Investigation of the System MgO - SiO_2 - H_2O - CO_2 : Am. Jour.Sc., 267, 1983 -1104.
- Langmuir, D., 1965. Stability of Carbonates in the System MgO - CO_2 - H_2O : Journal Geol., 73, 730-754.
- Lesko, I., 1972. Über die Bildung Von Magnesitlagerstätten : Min. Dep. 7, 61-72.
- Özpinar, Y., Tayfun, E. ve Kılıç, A., 1996. Salda Gölü (Yeşilova - Burdur) Çevresindeki Ofiyolitlerin Petrografisi ve Salda Gölü Manyezitlerinin Jeokimyasal İncelenmesi: Geosound (Yerbilimler), 28, 19 -29, 125 - 142.
- Schmid, H., 1987. Turkey's Salda Lake A Genetic Model For Ausralia's Newly Discovered Magnesite Deposits: Industrial Minerals, August, 19-29.

GEOSOUND / YERBİLİMLERİ YAZIM KURALLARI

Yerbilimleri / Geosound, yerbilimleri dalında teorik veya araştırma sonuçlarını içeren ve özgün sonuçları olan Türkçe, İngilizce, Fransızca ve Almanca makaleleri kabul eder. Dergide ayrıca tanınmış bilim adamlarının güncel yenilikleri içeren tercüme yazılarına da yer verilebilir.

Makalelerin Türkçe olanlarına İngilizce, yabancı dillerde olanlarına da Türkçe özetler konulmalıdır. Makaleler şekil, çizelge veya tablo, fotoğrafı levhalar dahil 6 sayfayı geçemez. Ancak yazarları tarafından ısrar edilen ve kısaltılamayacak makaleler her yıl sayfa başına tesbit edilen katkı payı miktarı kadar ödeme yapılarak yayınlanabilir. Yazılar A4 ebadındaki kağıtların bir yüzüne çevresine 2.5 cm boşluk bırakılarak yazılımalı, harita, kesit ve levhalar da aynı boyutta hazırlanmalıdır. Yazılar Macintosh bilgisayarda herhangi bir program dilinde hazırlanarak makale ekinde yazı disketi ile verilmelidir. Macintosh imkamı olmayan yazarlar ücret ödeyerek yazılarını yayın sekreterliğine yazdırabilirler.

Makaleler Türkçe başlık; Yazar adı soyadı ve kısa adresi; Özet; İngilizce başlık; Abstract; Giriş; Bölümler ve alt bölümler; Sonuçlar veya Tartışmalar ve sonuçlar; Teşekkür; Kaynaklar şeklinde olmalı, ayrıca Bölümler ve Alt Bölümler 1., 1.1., 2., 2.1., vs. şeklinde numaralanmalıdır.

Kaynaklara metin içerisinde yazar soyadı ve tarih sırasıyla atıfta bulunulmalı, bunlarla ilgili bilgiler ise Kaynaklar başlığında "Soyadı, Adının ilk harfi veya harfleri, Tarih, Makalenin başlığı, Derginin kısaltılmış adı, Cilt No, Başlangıç ve bitiş sayfası" şeklinde verilmelidir.

Dergide yayımlanmayan yazılar geri gönderilir. Yayımlanıldıkları yazarlarına 20'şer adet ayrı baskı verilir. Çok yazarlı makalelerde bu sayı yazarlar arasında bölüstürülür. Yayımlanan yazılar için telif hakkı ödenmez.

Şekiller, haritalar, grafikler aydinger üzerine çini mürekkep kullanılarak, koyu bir şekilde çizilmeli, fotoğraflar ve levhalar 13x19 cm boyutundaki çerçeve dışına çıkarılmadan hazırlanmalıdır. Yerbilimleri / Geosound ofset metoduyla basıldığı için yazıların mizanpajı yazarlar tarafından yapılmalı, şekilleri, tablolar, fotoğraflar metin içine yerleştirilmeli ve alt yazılar tek dilde yapılmalıdır.

Makaleler, biri orjinal olmak üzere 3 nüsha halinde aşağıdaki adrese disketile birlikte gönderilmelidir.

Yerbilimleri / Geosound Editörlüğü
Ç.Ü.Müh.Mim.Fakültesi
„Jeoloji ve Maden Mühendisliği Bölümleri
01330 - Balcalı / ADANA / TÜRKİYE
Tel (Fax) : 338 67 11 veya 338 63 57 (Tel) 338 61 26 (Fax)

INSTRUCTION TO CONTRIBUTORS

Yerbilimleri / Geosound accepts theoretical work or results of a research together with original articles written in Turkish, English, French and German. Translated papers of any article written on the latest developments of a specific subject by known authors can also be accepted.

Turkish articles English, English, French and German articles should have a Turkish summary. Papers to be submitted should not exceed 6 pages including figures, tables, plates and photographs. The ones which are insisted by their authors not to be shortened can be published by charging for each additional page on the amount defined by editorial committee. Papers should be written on one side of A4 sheets leaving a blank space of 2.5 cm at each side of the sheet and maps, plates, cross sections must be prepared in the same form. Any wordprocessor compatible with Macintosh computer system should be used to type the papers and diskets including articles should be attached to the papers. It is possible for the editorial committee to get the articles written with an available Macintosh system but this has to be charged.

The papers should be organised as follows: Title in Turkish; Author's name and address; Summary; Title in English; Abstract; Introduction; Sections and Sub-sections; Conclusions or Discussions and Conclusions; Acknowledgement; References; Appendices. Sections and Sub-sections should be enumerated in the form of 1., 1.1., 2., 2.1., etc.

References in the main text should be cited on the basis of Author's name and date. The information related to these should be given in the References section as: "Surname, Initial(s), Date, Title of Article, Abbreviated Name of the Journal, Volume No, First page-Last page".

Articles which are not published in the Journal are returned. 20 copies of the published papers are sent to the authors. In the joint papers this number is divided between the authors. Copy right is not paid for the published papers.

Figures, maps, graphics should be drawn by black Indian ink on transparent drawing paper, photographs and plates should be prepared such that they can be placed in the frame of 13x19 cm. Yerbilimleri / Geosound is printed with offset printing method that's why coordination of the articles should be done by their authors; figures, tables and photographs should be organised in the text and all explanations about these should be written in one language.

Papers should be sent in three copies, one being the original, to the following address together with the disket containing the article.

Yerbilimleri / Geosound Editörlüğü
Ç.Ü.Müh.Mim.Fakültesi
Jeoloji ve Maden Mühendisliği Bölümleri
01330 - Balcalı / ADANA / TÜRKİYE
Tel (Fax) : 338 67 11 veya 338 63 57 (Tel) 338 61 26 (Fax)