

# HAYMANA (GB ANKARA) GÜNEYİNDEKİ TORTUL İSTİFİN SEDİMENTER PETROLOJİK İNCELENMESİ\*

Sungu L. GÖKÇEN

*Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Enstitüsü, Beytepe-Ankara*

**ÖZET.** — Bu çalışma, Haymana güneyindeki tortul istifte ayırtlanmış yedi litostratigrafik birim kayaçlarından seçilmiş 110 örnekte yapılmış mineralojik, petrografik ve kil minerali analizlerinin sonucunu kapsamaktadır. İncelenmiş örneklerin büyük bir kısmı tane akımı ve türbid akım ürünü grovıklardan, bir bölümü de kalkarenitler ile beş alt fasiyese ayrılmış resifal kireçtaşlarından oluşmaktadır.

Türbidit kumtaşları mineralojik açıdan genellikle olgun değildir veya yarı olgundur ve çok kökenli klastik bileşenlerden oluşmuşlardır. İnceleme bölgesi kumtaşlarına uygulanmış ayrıntılı hafif ve ağır mineral analizleri ile kil minerali çözümlenmelerinin sonuçları, bölge arenitleri arasında belirgin petrografik farklılık olmadığını ortaya koymuştur. Bu sonuç, metinde ayrıntılarına inilmemiş saha gözlemleri ile birleştirilince, kumtaşları klastik materyelinin farklı devirlerde fakat çeşitli tiplerdeki litolojilerden oluşmuş bir kaynak bölge ve/veya provenanstan türediği varsayımını ortaya koymuştur.

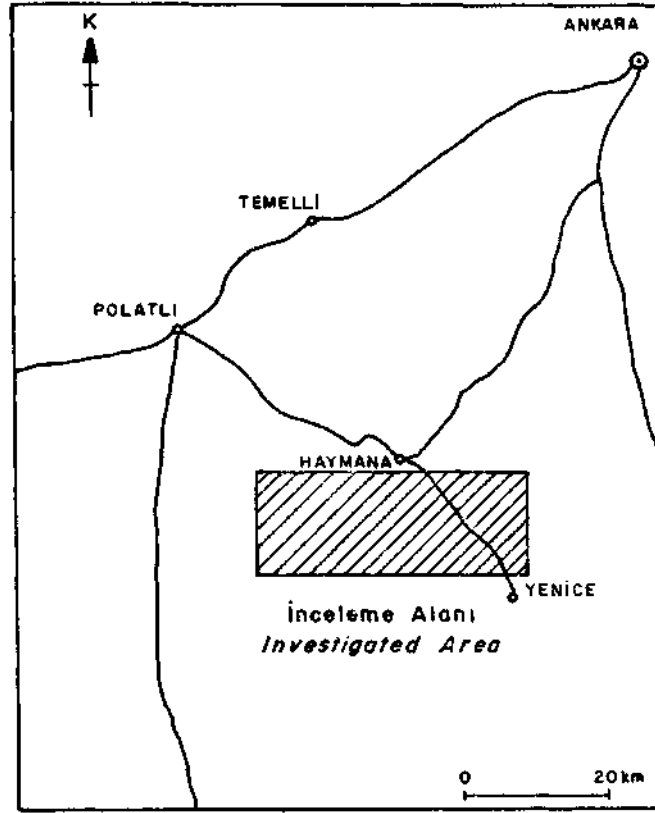
## GİRİŞ VE AMAÇ

İnceleme alanı, Haymana ilçesi güneyindeki Ankara-J 28-b<sub>4</sub>, b<sub>3</sub> ve j 29-a, no.lı 1: 25000 ölçekli paftaların sınırladığı alanı kapsar (Şek. 1). Bu yöredeki tortul istifin sedimentolojisi ve paleocoğrafik evrimini inceleyen geniş kapsamlı bir araştırmanın sedimenter petrografik ve jeokimyasal bulguları bu makalede tartışılacaktır. Jeolojik (stratigrafik-tektonik) ve sedimentolojik özellikleri ile tortullaşma modeli daha önceki yayınlarda verilmiş olan (Gökçen 1976a ve b, 1977) inceleme bölgesi istifi, sekiz litostratigrafik birime ayrılmıştır. Bunlar sırasıyla epimetamorfik kumtaşlı Temirözü Formasyonu (Permo-Karbonifer), alglı resifal kireçtaşlı Türbetepe Formasyonu (Üst Jura), konglomeratik resedimente Germük Formasyonu (Üst Kretase-Paleosen), biyoklastik türbiditik Karlıkdağı Formasyonu (Paleosen/Daniyen-Tanesiyen), konglomeratik ve proksimal türbiditlerden oluşmuş Sarıdere Formasyonu (Eosen/İlerdiyen), marnlı fasiyesteki Bahçecik Formasyonu (Eosen/İlerdiyen), olistostrom ve çeşitli türbidit fasiyeslerinden oluşmuş Yamak Formasyonu (Eosen-İpresiyen-Lütesiyen) ile molas fasiyesindeki kaba taneli oluşukların hâkim olduğu Soğulca Formasyonudur (Miyo-Pliyosen).

Bölge istifi pelajik arakatkılar dışında konglomera, kumtaşı ve karbonat kayaçlarından oluşmuştur. Bu oluşumların çeşitli tane boyu fraksiyonlarının mineralojik-petrografik özellikleri, provenans, kaynak kayaç cinsleri ile paleoklimatolojik ve paleosedimentolojik koşulların saptanması amacıyla ayrıntılı incelenmiştir.

Bu çalışma için haritalanmış alanın Neojen ve Kuvaterner örtüleri dışında kalan 300 km<sup>2</sup> lik bir bölümünde 450 sistematik örnek toplanmış, bir diğerine çok benzeyen numunelerin çıkarılması ile geriye kalan 204 örnek, yapılan mineraloji-petrografi çözümlenmelerinin bazını teşkil etmiştir. Ek I de J 28-b<sub>3</sub> paftası içi ve yakın civarındaki dağılımları gösterilmiş olan bu örnekler bir *amaçsal seçim* ürünüdür (Krumbein, 1960).

\* Bu çalışma TÜBİTAK tarafından desteklenmektedir (TBAG-218).



Şek. 1 - Bulduru haritası.

İnceleme alanı gibi, büyük bir kısmı türbidit fasiyesindeki kumtaşları ile kaplı bulunan benzer sahalardaki çalışmalardan farklı olarak, çözümlenmeler yalnızca kumlu oluşuklarda yapılmamış, ağırlık arenitlerde kalmak üzere, konglomera ve karbonat kayaları da ayrıca ayrıntılı olarak incelenmiştir.

Bu şekilde tane mineralojisi ve petrografisi incelenen 200 ü aşkın örneğin 130 u kumtaşı, 57 si kırıntılı ve biyokimyasal karbonat kayacı, 15 i ise tane büyüklükleri elek analizine uygun konglomeratik oluşumlardır. Bu kumtaşlarından HO una XRD analizleri, 65 ine-petrografik nokta sayımı, 40 ma ise ağır mineral ayırımı, tanımı ve sayımı uygulanmış, karbonat kayalarının 30 unda da istatistiksel petrolojik çözümlenmeler yapılmıştır. 15 konglomera örneğinde ise altta ayrıntıları verilecek petrografik analizler yapılmıştır.

#### KONGLOMERATİK OLUŞUMLAR PETROGRAFİSİ

Konglomeratik oluşumlar inceleme alanı istifinin üç ayrı seviyesinde bulunmakta ve sedimenter özellikleri açısından üç fasiyese ayrılabilir (Gökçen, 1976a). Sahada gözlenebilen makroskobik bileşimleri dışında kompozisyon özelliklerinin de saptanabilmesi için, bu oluşumlar iki ayrı yöntemle incelenmiştir. Birinci yöntem tane boyu limitleri genellikle 22 cm nin üzerinde bulunan Germük konglomeraları içindir. Bu çalışmada Türbetepe antiklinali civarındaki oluşumlarda 1 m<sup>2</sup> lik birim alan içindeki 100 en küçük ve 50 en büyük çakılın mineralojik bileşiminin saptanmasına çalışılmıştır. Sonuçta, Şekil 2 den de görüldüğü gibi, bu oluşumların monomineralojik denecek kadar karbonat çakıllı olduğu görülmüştür.

İkinci yöntem ise, Sarıdere ve Yamak Formasyonundaki derecelenme gösteren konglomeralara uygulanmıştır. Katmanların tavanına doğru tane boyları küçülürken, bağlayıcı malzeme yüzdesi artan bu oluşumlardan Ek I de gösterilen yörelerden mikrokonglomeratik bünyedeki yarı pekişmiş 15 örnek alınmıştır. Ortalama 1.5 kg ağırlığındaki bu örnekler, 22.6 mm üstü, 22.6-16 mm, 16-11.2 mm, 11.2-8 mm, 8-5.6 mm, 5.6-4 mm, 4-3.2 mm, 3.2-2 mm ve 2 mm den küçük tane boyu gruplarına, elek analizleri ile ayrılmıştır. Bu çözümlenmenin ilk üç tane boyu grubundaki (22.6 mm üstü, 22.6-16 mm ve 16-11.2 mm) çakıllar; *melanj kökenliler*, *magmatik-metamorfikler* ve sedimenter bileşenler olmak üzere üç grupta toplanmıştır.

Bolluk sırasına göre magmatik/metamorfik grubunda andezit, trakiandezit, riyolit, asidik tüf, şist, gnays ve amfibolit yuvarlak çakıllarının; ofiyolitik melanj grubunda orta büyüklükteki serpantin, peridotit/piroksenit, çört ve sileksit yumrularının; sedimenterlerde ise özellikle büyük ve yuvarlak karbonat çakılları ile bazı kumtaşı klastlarının bulunduğu bu bileşenlerin mineralojik ağırlık yüzdeleri, Şekil 2 deki üçgen diyagramı ve histograma yerleştirilmiştir. Şekilden de açıkça görüldüğü gibi:

— Germük konglomeraları küçük oranlarda ofiyolitik melanj ve türevlerinin dışında özellikle kireçtaşı parçalı,

— Sarıdere konglomeraları % 25 oranında melanj ve bir miktar magmatik-metamorfik klastı içeren karbonat çakıllı,

— Yamak oluşumları ise, çakıllarının % 35 oranında melanj türevleri, % 7 oranında magmatik/metamorfikler, geri kalanın da karbonat bileşimindeki parçaların oluşturduğu konglomeratik seviyelerdir.

Konglomeratik oluşumların mineralojik bileşimlerini kantitatif olarak saptamak için yapılmış bu analiz, aslında bölgedeki çakıllı resedimente fasiyeslerin kökenlerini araştırmak amacıyla başlanmış bir ön çalışmadır. Bununla beraber Şekil 2 deki sonuçlar bölgeye ofiyolitik melanj kökenli çakıl taşınmasının, Üst Kretase ile Orta Eosen arasında kademeli olarak arttığını, fakat ana bileşenin daima resifal karbonat parçaları olduğunu ortaya koymuştur.

### KUMTAŞLARI PETROGRAFİSİ

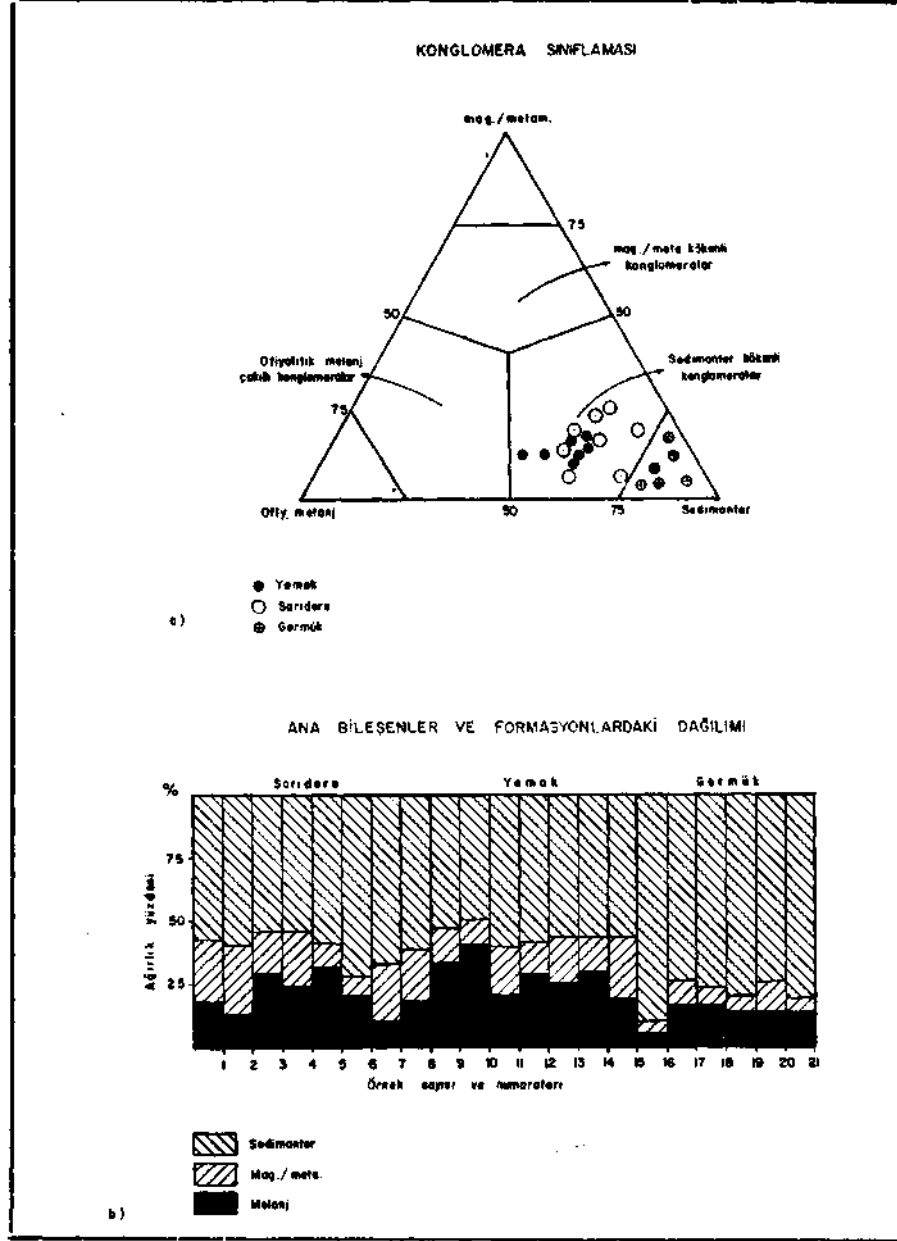
Kumtaşlarının petrografik özellikleri, hafif fraksiyon, ağır fraksiyon ve aynı örneklerin kil fraksiyonu analizleri olmak üzere üç ayrı şekilde incelenmiştir. Bu nedenle her örneğin ince kesiti, özel ağır mineral lamları ve 4-2 mikron boyundaki fraksiyonlarının kil içerikleri ayrı ayrı yöntemlerle çözümlenmiştir.

### HAFİF FRAKSİYON MİNERALLERİ

Kum boyu klastik kayaç ince kesitlerindeki kuvars, feldispat, çeşitli kayaç parçacıkları ile fillosilikatlar, bu çalışmada *hafif fraksiyon mineralleri* olarak isimlendirilmişlerdir.

#### Kuvarslar

Her örnek ince kesitinde yüksek oranlarda görülen kuvarslar tek mineral halinde üç türe ayrılabilir. Bunlar; paralel optik sönme gösteren *monokristalin* taneler, kuvvetli dalgalı sönme gösteren *polikristalin-yarı birleşik* taneler ile Folk'un (1968) "*magmatik kökenli*" olarak tanımladığı kuvarslardır.



Şek. 2 - İnceleme alanı konglomeralarının, ana bileşenler ağırlık yüzdelere göre sınıflandırılması.

İncelenmiş bütün örneklerde % 35-40 civarında görülen monokristalin kuvarslar (Levha I, şek. 1) genellikle kesin kristal kenarlarına sahiptir. Bununla beraber magmatik tip olarak tanımlanan türde ise kristal kenarlarında girintiler (embayment) ve bazen de diğer kuvars tanecikleri veya başka mineraller ile basınçla çözünme mikroyapılarına da rastlanılmıştır (Carozzi, 1960; Gökçen, 1967; Ataman & Gökçen, 1975). Magmatik tür kuvars tanecikleri her ne kadar Folk (op. cit.), Walker ve Pettijohn'un (1971, s. 2114) tanımladığı tipte iseler de, uzunlaşmış ve yarı yuvarlak tanecikler, bazı örneklerde mevcuttur.

Monokristalin kuvarslar, örneğin tane boyuna da bağlı kalmak koşulu ile, Yamak Formasyonu örneklerinde diğer türden kuvarslara oranla daha fazladır. Bununla beraber magmatik tipin dağılımında dört Paleojen formasyonu içinde belirgin bir farklılık görülmemiştir.

Bir önceki türe nazaran tane boyları daha büyük olan polikristalin kuvarsların, tek bir kristalin mekanik deformasyonu (metamorfik süreçler) neticesinde farklı yönlerde sönme gösteren bir grup tali kristalciğe dönüşmesi şeklinde oluştuğu kabul edilmektedir (Voll, 1960; Folk, 1968; Pryor, 1971; Clearly & Conolly, 1971; Ataman & Gökçen, 1975). Yarı yuvarlak biçimli bu örneklerde çeşitli inklüzyon tipleri de diğer bileşenlerle basınçlı çözülme oluşumlarına da rastlanılmıştır (Levha I, şek. 2 ve 3). İnceleme alanının özellikle iri taneli grovاكلarında rastlanılmış bu kuvars türü, Sarıdere ve Bahçecik Formasyonları kumtaşlarında diğer birimlerden bir miktar daha fazla bulunmaktadır.

Bu çalışmada kuvars türlerinin petrografik gruplandırılmasında, bir kristalin tek bir birim halinde normal optik sönme göstermesi veya göstermemesi özelliği ön planda tutulmuştur. Üç tür kuvarsta da gerek likit, gerekse mineral inklüzyonları bulunduğu için, bu özelliğe dayanan bir sınıflamaya gidilmemiştir (i.e. Keller & Littlefield, 1950; Pettijohn, 1957). Bununla beraber kuvars türlerinden monokristalinlerin magmatik, polikristalinlerin ise tek başlarına metamorfik kökeni gösterebileceği bir tartışma konusudur. Her ne kadar bir üstte verilmiş kaynaklardaki araştırmacılar bu görüşü savunmakta iseler de, karşıt görüşler de vardır. Bu durum, Ataman ve Gökçen tarafından ayrıntılı olarak tartışılmıştır (1975, s. 87-89).

İncelenmiş örneklerdeki kuvars türlerinin yüzdeleri ve bunların inceleme alanındaki formasyonlara göre dağılımları Ek IV ün ilk üç kolonu ile verilmiştir.

Feldispatlar (Levha I, şek. 4, 5 ve 6)

Kumtaşlarındaki üç ana bileşenden birisi olan feldispatlar, incelenmiş örneklerin hepsinde % 10 civarında mevcuttur. Bununla beraber bir örnekte bu oran % 32 nin üzerinde görülmüştür (Ek IV). Feldispatlar ortoklaz, mikroklin ve mikropertit ile plâjyoklaz türlerinden oluşmaktadır.

İncelenmiş örneklerde çok düşük oranlarda gözlenmiş olan ortoklazlar, basit karlsbad ikizlenmesi ve iri kristal şekilleriyle karakteristiktir. Genellikle iri tane boyulu ve bazılarında *zonlu yapı* görülen bu tür Karlıkdağı, Bahçecik ve Yamak Formasyonları örneklerinde daha fazladır. Fenokristaller halindeki mikroklin ve mikropertitler Bahçecik Formasyonunda ve ender olarak diğer formasyon örneklerinde görülmüştür.

Plâjyoklazlar incelenmiş bütün örneklerde vardır ve bolluk derecesi Yamak Formasyonu kumtaşlarında diğer birimlere nazaran oldukça yüksektir. Bölge kumtaşlarındaki feldispatlar, bozunma (alterasyon) derecelerine göre belirgin iki türe ayrılmıştır. Bunlardan birinci grup zonlu yapı gösteren (Pittman, 1963; Rimsaite, 1967) iri taneli ve belirgin kristal şekilli taze plâjyoklazlar olup, muskovit ve serisit inklüzyonları içerirler.

Alterasyon ürünü olan karbonatlardan ve ikizlenmiş kristallerindeki sönme derecelerinden albit-anortit grubunda oldukları saptanmış ikinci tür plâjyoklazlar ise, birinciye nazaran küçük tane boyları ve yuvarlak tane şekilleriyle ince kesitlerde karakteristiktir.

Burada belirlenmesi gereken bir nokta da, inceleme alanı kumtaşlarındaki kalsik feldispatların, K-feldispatlardan kesinlikle daha fazla olduğudur. Bu gözlem, grovاكلarda Pettijohn ve diğerlerinin (1972, s. 302) ileri sürdüğü duruma ters düşmekte ve provenanstaki paleokli-

matolojik koşullardan daha çok, kaynak kayaç cinslerinin Ca ca zengin feldispatlardan oluştuğunu göstermektedir. Bölgedeki Bahçecik ile Yamak Formasyonları kumtaşlarında gözlenmiş bir diğer durum ise, taze ve altere plajiyoklazların aynı örnek ince kesitinde beraberce görülmesidir.

Kayaç parçaları (Levha II ve Levha III, şek. I ve 2)

İnceleme alanı kumtaşlarında görülmüş kayaç parçaları magmatik, metamorfik ve sedimenter kökenlidir. Ayrıntılı tanımlanmaları ancak 0.5 ile 1 mm boyundaki parçacıklarda yapılabilen bu bileşenler ayrıca, kendi aralarında aşağıdaki alt gruplara da ayrılmaktadır:

a. *Intermediyer ve asit volkanik parçalar.* — İncelenmiş örneklerde bu grup bileşenler, demir oksit boyamalı trakiandezit, riylit ve riyodasit parçalarından oluşmuştur. Bunların plütonik eşdeğerlerine ise sadece birkaç kesitte rastlanılmıştır. İntermediyer parçalar özellikle Karlıkdağı kumtaşlarında, riylitler ise Yamak Formasyonu arenitlerinde gözlenmiştir.

b. *Bazik ve ultrabazik/ultramafikler.* — Oldukça iri ve yuvarlak bazalt, diyabaz ve spilit parçaları ile karakteristik olan bazik aile türleri Karlıkdağı, Sarıdere ve Yamak Formasyonları örneklerinde görülmüştür. Fakat Sarıdere ve Yamak birimlerinde, bu parçacıkların diğer parçacıklardan daha fazla olduğu söylenebilir. Dünit, peridotit/piroksenit ile serpantin parçacıkları ise, yine Sarıdere ile Yamak Formasyonlarında boldur. Bununla beraber ince kesitlerde görülmüş bu ultramafik aile parçacıklarının bolluğu, aynı formasyonların konglomeratik seviyelerindeki çakıl boyu bileşenlerden çok daha azdır.

c. *Metamorfik kayaç parçacıkları.* — Bu grup polikristalin bileşenler bolluk sırasına göre, kuvarsit, şist ve gnays parçacıkları ile temsil edilmiştir. İncelenmiş formasyonlardan Karlıkdağı birimi kumlu fasiyesi ile Bahçecik Formasyonu ince taneli türbiditlerinde bu düşük ve yüksek metamorfizma ürünü parçaları, diğer formasyonlardan daha fazladır. Ayrıca *glokofan şist* türündeki metamorfik parçalara da ender olmakla beraber, Karlıkdağı ve Sarıdere Formasyonlarının bazı seviyelerinde rastlanılmıştır. Bir ön sonuç olarak, magmatik parçacıkların Üst Kretaseden Orta Eosene doğru tedricî bir artma gösterdiği, metamorfiklerin ise özellikle Karlıkdağı ve Bahçecik birimlerinde daha fazla olduğu söylenebilir. Bununla birlikte gerek Tablo I ve gerekse Ek IV ten de görüldüğü gibi, çalışma alanındaki kumtaşları kaynak kayaç türlerini, sadece magmatikler veya metamorfikler şeklinde kesin bir ayırım altında toplamak olanak dışıdır.

d. *Sedimenter parçacıklar.* — Basen içi kökenli yuvarlak bazı çamurtaşı klastlarının dışında, her formasyon örneğinde küçük oranlarda kireçtaşı, çört/radyolarit ve kumtaşı parçacıkları da mevcuttur. Bunlardan ofiyolitik melanj türevlerinden kabul edilebilecek olan çört/radyolarit parçalarına, özellikle bazik ve ultramafik aile bileşenlerinin çok olduğu formasyonların örneklerinde rastlanılmıştır.

Fillosilikatlar ve diğerleri

Kumtaşlarında kıvrımlanmış pullar şeklinde ve küçük oranlarda detritik mika tanelerine rastlanılmıştır, özellikle biyotit türünden olan bu mikalarda kısmen veya tamamen kloritleşme gözlenmiştir. Sarıdere örneklerindeki fillosilikatlar bir miktar muskovit pulu da içermektedir.

Mikalar ince kesitlerde küçük ve orta boylu detritik taneler arasında sıkışmış bir durumdadır. Bu genel dokusal görünüm ve incelenmiş örneklerin % 10-15 civarında kil içerikleri dik-kate alınır, bu örneklerin diyajenez öncesi daha yüksek oranlarda fillosilikat içerdiği, fakat bunların bozunarak kil matrikse dönüştüğü düşünülebilir (Dickinson, 1970, 1971; Pettijohn ve diğerleri, 1972; Ataman & Gökçen, 1975).

## AĞIR FRAKSİYON MİNERALLERİ

Kumtaşlarının ağır mineral türleri, Ek I de gösterilmiş lokalitelerden toplanmış 40 örnekte incelenmiştir. Bu çalışma için kumtaşlarına Apendiks-I ile ayrıntıları verilmiş yöntem uygulanarak örnek bağlayıcı malzemeden çözülmüş, kil içerikleri temizlenmiş ve elek analizini takiben 125-250 mikron boyundaki fraksiyondan 20 gr toz alınarak *tetra-brom-etan* ağır sıvısında *gravite metodu* ile ayırma tabi tutulmuştur. Bu çözümlene sonucu elde edilen ağır minerallerden her örnek için iki ayrı *özel bölümlü mineral ince kesiti* hazırlanmıştır (gratiküllü lam).

Ağır mineral türlerinin tayini polarizan mikroskopla yapılmış ve özel ince kesitlere uygulanmış bir boşluk atlamalı *mikrotravers yöntemiyle* her lamda 200 tane mineral tanımlanmıştır. Mineralojik tayinler sırasında, tür adetlerinin otomatik nokta sayıcısı kaydedicisine işlendiği çözümlene sonuçları Ek IV ile verilmiştir. Tablodan da görüldüğü gibi, incelenmiş örneklerdeki ağır mineral türleri bolluk sırasına göre, demir oksitler (manyetit ve hematit ?), epidot ve zoisit, granat grubu, biyotit-kloritler ile çok küçük oranlardaki zirkon, apatit, glokofan ve sfen (titanit) mineralleridir. Bazı örneklerde görülmüş birkaç turmalin ile Yamak Formasyonu kumtaşlarındaki ender rutiler ise *diğerleri* adı altında gruplandırılmıştır.

Ağır mineral çalışma sonuçları, inceleme alanı kumtaşlarının bu açıdan *kesin bir farklılık* göstermediğini ortaya koymuştur. Örneğin ağır sıvı ayırımından önce mıknatısla temizlenmiş olmalarına rağmen, incelenmiş her numerede % 55-60 civarında demir oksit minerallerine rastlanılmış ve bu örneklerdeki granat grubu ile epidot familyası minerallerinin bolluk dereceleri de yaklaşık bulunmuştur. Ayrıca küçük oranlarda gözlenmiş gerek apatit, gerekse glokofan ve biyotit türleri de her formasyonda, ufak sapmalar dışında aynı çokluktur.

Bununla beraber sfen ve zirkon gibi büyük olasılıkla magmatik kökeni gösteren mineraller de, Paleosen tabanı ile (Karlıkdağı Formasyonu) Orta Eosen arasında (Yamak Formasyonu) genç seviyelere doğru küçük bir artış da gözlenmiştir. Bunun dışında, ağır mineraller içerisinde diyajenetik türlere ve tam kristal şekilli olanlarına (öhdral) rastlanılmamış, sadece zirkon ve bazı sfenlerde yarı kristal şekli gözlenmiştir.

İnceleme alanı kumtaşlarının ağır mineral cinsleri, bolluk dereceleri ve bunların formasyonlardaki dağılımları, alttaki paleosedimentolojik ve paleocoğrafik yorumları doğurmaktadır:

— Ayırım öncesi temizlenmiş olmalarına rağmen, örneklerin yaklaşık % 60 bollukta demir oksit mineralleri içermesi, kaynak bölgenin Üst Kretase-Alt Tersiyer süresince hem metamorfik, hem de çeşitli magmatik kayaçlarca zengin olduğunu gösterir (Keer, 1959; Deer ve diğerleri, 1967).

— Formasyon örneklerinde gözlenmiş olan küçük oranlardaki granat ve epidot mineral türleri ile glokofan cinsi taneler ise, Karlıkdağı, Sarıdere, Bahçecik ve Yamak kumlu birimlerinin çökmesi sırasında provenansın bu türleri içeren metamorfik kayaç ve şistlerce de zenginliğine işaret eder.

— Kumtaşlarının içerdiği apatit, sfen ve zirkon minerallerinin, magmatik kökenli olduğu düşünülürse (Deer ve diğerleri, *öp. çit.*), provenansın Alt Tersiyer süresince metamorfik olduğu kadar, magmatik/intermediyer ve asidit kayaçlarca da zengin olduğu ortaya çıkar.

— Ağır mineral analizi sonuçları, inceleme alanı kumtaşlarının çökmesi sırasında provenanstaki kaynak kayaçların çeşitli magmatik ve metamorfiklerden oluştuğuna işaret etmektedir. Bir diğer deyişle, tortullaşma havzası demir oksitlerce zengin ve içlerinde glokofan şistlerin de bulunduğu magmatik ve metamorfik kaynak kayaçlardan devamlı olarak beslenmiştir. Ayrıca, biyotit-klorit ve zirkon gibi türler, sedimenter kayaçların da provenansta bulunduğunu gösterir.

Tablo - 1

İnceleme alanı kumtaşlarının petrografik modal-analiz sonuçlarının genellemesi<sup>1</sup>

Petrografi Formasyon	Hafif mineraller						Ağır mineraller					
	Mono. Q	Pali. Q	Ortok.	Plajiy. parça.	Magma. parça.	Meta. parça.	Granat	Epidot	Gloko.	Zirkan	Sfen	Apatit
Karlıkdığı Fm.												
Minimum	76	49	4	26	31	27	0	17	0	0	0	0
Maximum	132	85	13	49	98	103	9	28	7	9	6	7
(x) Ortalama	96	64	8	36	54	63	6	22	3	2	1	3
Sarıdere Fm.												
Minimum	38	45	1	11	40	48	0	16	0	0	0	2
Maximum	124	97	6	18	155	105	4	30	3	7	4	5
(x) Ortalama	86	78	4	14	93	64	1	16	1	3	2	2
Bahçecik Fm.												
Minimum	40	51	2	11	85	79	5	18	0	0	0	0
Maximum	82	90	6	22	111	109	12	38	4	16	12	9
(x) Ortalama	57	76	3	16	96	84	8	23	1	4	6	5
Yamak Fm.												
Minimum	66	40	4	19	43	25	0	9	0	0	0	0
Maximum	125	78	42	79	144	70	8	28	7	14	8	5
(x) Ortalama	98	53	8	33	92	46	5	14	3	4	3	3

<sup>1</sup> Formasyonlar arasında yaklaşıklık gösteren bazı mineral türleri tabloya alınmamıştır.



— Bahçecik ve Yamak Formasyonu grovaklarında gözlenmiş olan zirkon, sfen ve apatit türlerindeki kısmî artış, Eosen evresindeki sedimentasyon sırasında kaynak bölgedeki magmatik kayaların, metamorfiklerden bir miktar daha fazla erozyona uğrayarak bu tür detritik malzeme zengin kırıntılar ürettiğini gösterir. Adı geçen formasyonların hafif mineral türlerinden kayaç parçaları grubundaki magmatiklerde görülmüş kısmî artış da, bu sonucu pekiştirmektedir. İnceleme alanı kumtaşları hafif ve ağır mineral petrografik modal analiz sonuçlarının bir genellemesi Tablo I ile verilmiştir.

#### KİL FRAKSİYONU MİNERALLERİ

Kumtaşı örneklerinde yapılmış ince kesit ve ağır mineral çözümlenmeleri sonuçlarını pekiştirmek amacıyla haritalanmış alanın Ek I ile gösterilen yörelerindeki 110 örnekte, arenitlerin kil fraksiyonu mineralojisi incelenmiştir.

Kısaca XRD analizleri şeklinde isimlendirilen bu çalışma için, her örnekten 250 gr kadar alınarak Siebtechnik markalı öğütücüde toz haline gelinceye kadar öğütülmüştür. Buradan alınan 20 gr lik örnek % 10 lük HCl ile muamele edilerek karbonatlı bileşenler çözülmüş ve dekantasyon yöntemi ile temizlenmiştir. Bunu takiben aynı örnekteki ince fraksiyon mineralleri yüksek devirli santrifüjde beş dakika döndürülmüş ve dibe çöken kısım 1 lt lik şeffaf kaplara alınarak damıtık su ile karıştırılmıştır.

Kararlı bir süspansiyon elde edilinceye kadar, üstteki işleme devam edildikten sonra, bu asılı malzeme sekiz saat bekletilip, süre sonunda iki ve daha küçük tane boyundaki mineraller ayrılmıştır. H.Ü. Yerbilimleri Bölümü laboratuvarlarında yapılan bu analizlerde Philips difraktometresinde Cu-Ka tüpü ve Ni filtresi kullanılarak, kâğıt hızı 2.5 cm/dak ve goniometre hızı 2°/dak olarak *normal*, *etilen glikollü* ve *fırınlanmış* şekilde her örneğin üç ayrı XRD çekimi yapılmıştır.

Çözümleme sonuçlarının Tablo 2 ve Ek II ile verildiği bu mikromineralojik incelemede, haritalanmış alandaki dört formasyon örnekleri arasında çok büyük farklar görülmemiştir. Sadece, Sarıdere ve Yamak Formasyonları kumtaşları, küçük oranlardaki serpantin içerikleri ile diğer birimlerden ayrılmaktadır.

Şekil 4 ile değişik formasyonlara ait birer örneğin üç ayrı XRD çekim grafiklerinin verildiği bu çalışmada, kil fraksiyonu içerisindeki mineral yüzdeleri Ek IV ile verilmiş yarı kantitatif değerlerle kıymetlendirilmiştir. İncelenmiş örneklerde saptanmış ana kil minerali türleri *illit* ve *Fe-Mg lu klorittir*. Bu türlerin dışında düşük oranlarda  $I_{4v}$ - $I_{4c}$  ile  $I_{4m}$ - $I_{4c}$  interstratifiye mineralleri ile bazı örneklerde de eser miktarlarda (e) veya nadir olarak *vermikillit*, *korensid*, *montmorilonit* ve serpantine de rastlanılmıştır (Ek IV). Bir diğer deyişle, inceleme alanı örnekleri bütün seviyelerde *klorit* ve *illit* mineralleri ile karakteristiktir.

Bu minerallerden Fe-Mg *klorit* köken kayacının, her türlü metamorfik veya peridotit/ piroksenit ailesi gibi ultramafikler olabileceği; *illitin* ise metamorfik veya sedimentlerden türediği ve interstratifiye grubun ise kloritlerin bozunması ile oluştuğu düşünülebilir (Millot, 1964). Bu şekilde de kil fraksiyonu minerallerinin inceleme alanının farklı litostratigrafik birimleri için paleocoğrafik açıdan kesin bir ölçüt ve yorumsal veri olamayacağı ortaya çıkmaktadır. Bununla beraber, konglomeratik seviyelerin de yüksek oranlarda melanaj çakılları içeren Sarıdere ve Yamak Formasyonları kumtaşı örneklerinde eser miktarların dışında serpantine rastlanılmaması, bu konglomera ve kumtaşlarının birbirinden farklı uzaklıkta, ayrıca değişik litolojilerdeki kaynak ve birikme noktalarından beslendikleri sonucunu ortaya koymaktadır.

Tablo - 2

İnceleme alanı kumtaşları kil fraksiyonu çözümlenmelerinin semi-kantitatif sonuçları

<i>Mineraller<sup>1</sup></i>	<i>Fe-Mg klorit</i>	<i>İllit</i>	<i>Montmo- rilonit</i>	<i>Vermi- kültit</i>	<i>Serpantin</i>	<i>Korensit</i>	<i>14M-14C</i>	<i>14v-14c</i>	<i>10i-14M</i>	<i>C-(14v- 14c)</i>
<b>Karlıkdağı Fm.</b>										
Minimum	2 <sup>2</sup>	3	1	—	—	—	1	—	—	—
Maximum	6	6	3	—	—	—	7	—	—	—
( $\bar{x}$ ) Ortalama	4	4	2				1			
<b>Sarıdere Fm.</b>										
Minimum	0	2	0	1	0	—	0	0	—	0
Maximum	5	8	5	6	1	—	2	2	—	5
( $\bar{x}$ ) Ortalama	3	5	1	0	0		0	0		0
<b>Bahçecik Fm.</b>										
Minimum	0	2	0	0	0	—	—	0	0	1
Maximum	6	7	4	4	1	—	—	2	1	2
( $\bar{x}$ ) Ortalama	4	5	0	0	0			0	0	0
<b>Yamak Fm.</b>										
Minimum	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
Maximum	8	6	6	6	2	4	2	6	2	1
( $\bar{x}$ ) Ortalama	4	4	0	1	0	0	0	0	0	0

1 XRD analizlerinin bağıl semi-kantitatif sonuçlarıdır.

2 0.5 in üstündeki değerler tamsayı kabul edilmiştir.

İnceleme alanı kuzeyindeki Haymana antiklinali çevresinde yaptığı çalışmada Yüksel (1970), Üst Kretase yaşlı Haymana ve Kavak ile Alt Eosene ait Çayraz formasyonlarında yüksek oranlarda montmorilonitin bulunduğunu ileri sürmüştür (Yüksel, op. cit., Ek H). Çalışma alanımızda ve Haymana yöresindeki diğer Enstitü projelerinde incelenmiş 300 ü aşkın örneğin XRD sonuçları bu iddiayı doğrulamamaktadır.

#### PETROGRAFIK SINIFLAMA

İncelenmiş kumtaşlarının önceki yayımlarda tanımlanmış litolojik, sedimentolojik ve petrografik özellikleri dikkate alınır (Gökçen, 1976a ve b, 1977), hiç bir sınıflama uygulanmadan bu örnekler grovak veya *litarenit* isimleri verilebilir. Bununla beraber Tablo I ve Ek IV ile verilmiş modal analiz sonuçları dikkate alınarak, incelenmiş kumtaşı örnekleri Andel (1958) ve Okada'ya (1971) göre ayrıca sınıflandırılmıştır.

Bu sınıflamalar için, Ek IV ile verilmiş hafif mineral yüzdeleri 500 volumetrik nokta sayımı içerisinde kendi aralarında % 100 e tamamlanarak yeniden hesap edilmiş ve bu değerlerden yararlanılarak Şekil 3 ile gösterilmiş Andel ve Okada (op. cit.) sınıflandırılmaları yapılmıştır. Okada sınıflaması için ayrıca, kumtaşı örneklerinin kil fraksiyonları hazırlanırken, özel olarak ölçülmüş kil içeriği yüzdeleri de dikkate alınmıştır (i.e. 15 ten büyük veya küçük durum).

Şekillerden de görüldüğü gibi sınıflama sonuçları bu örneklerin büyük ölçüde *grovak* (Andel, 1958) ve *litik vake* (Okada, 1971) cinsi kumtaşı olduklarını göstermiştir.

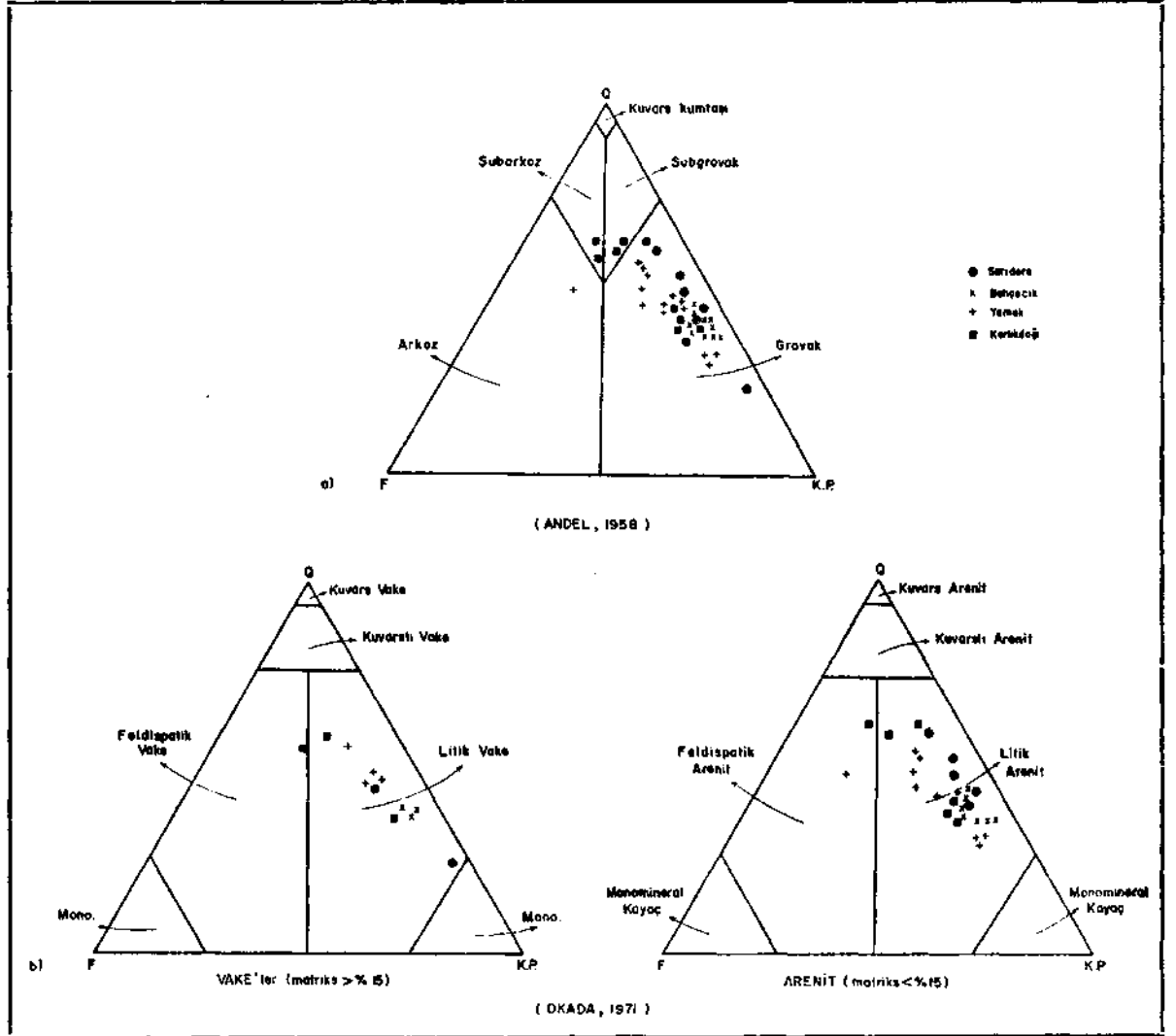
Bu iki sınıflamada küçük sayıda bazı örneklerin de, subgrovak, feldispatlı kumtaşı ve litik arenit ile feldispatik arenit türünde oldukları görülmüştür. İncelenmiş örneklerdeki kayaç parçaları içinde granitlerde rastlanmamış olması ve diğer ana-tali bileşenler dikkate alındığında, Haymana kumtaşları büyük çoğunlukla Folk'un (1968) *litarenit* grubuna, McBride'in (1963) *litarenit* ve kısmen *feldispatik arenitlerine* de ayrıca eşdeğer olmaktadır.

Kumtaşlarının adlandırma ve gruplandırılmalarında günümüze kadar yapılmış 70 i aşkın sınıflama şekliyle tektono-sedimenter fasiyeslerden fliş ve molasın özellikleri de (Dzulynski & Smith, 1964; Sestini, 1970) göz önünde tutulursa, yazarın samimî inancına göre bu kayaçlara *kayaç parçalı kumtaşı* (Travis, 1970) denmesi çok daha doğru olur. Çünkü ortalama tane boyu büyüklüğüne bağlı olarak kayaç parçası ile kuvars yüzdeleri artan veya azalan bu kumtaşları, kötü veya orta derecede boylanmış, yarı köşeli tanelerin oluşturduğu ve mineralojik açıdan olgunlaşmamış (immature) (Folk, 1951, 1954; Pettijohn, 1954) sedimenter kayaçlardır (Ek IV). Yapısal ve diğer dokusal özellikleri ise, bunların çeşitli türbidit fasiyesi oluşukları olduğunu kanıtlamaktadır.

Bu nedenlerden ötürü incelenmiş alan kumlu oluşukları, resedimente fasiyeslerde görülmesi gerekli tüm mineralojik ve petrolojik parametreleri içeren kötü boylanmış kayaç parçalı *kumtaşları* veya *grovaklar* olarak isimlendirilmiştir.

#### KARBONAT KAYAÇLARI PETROGRAFİSİ

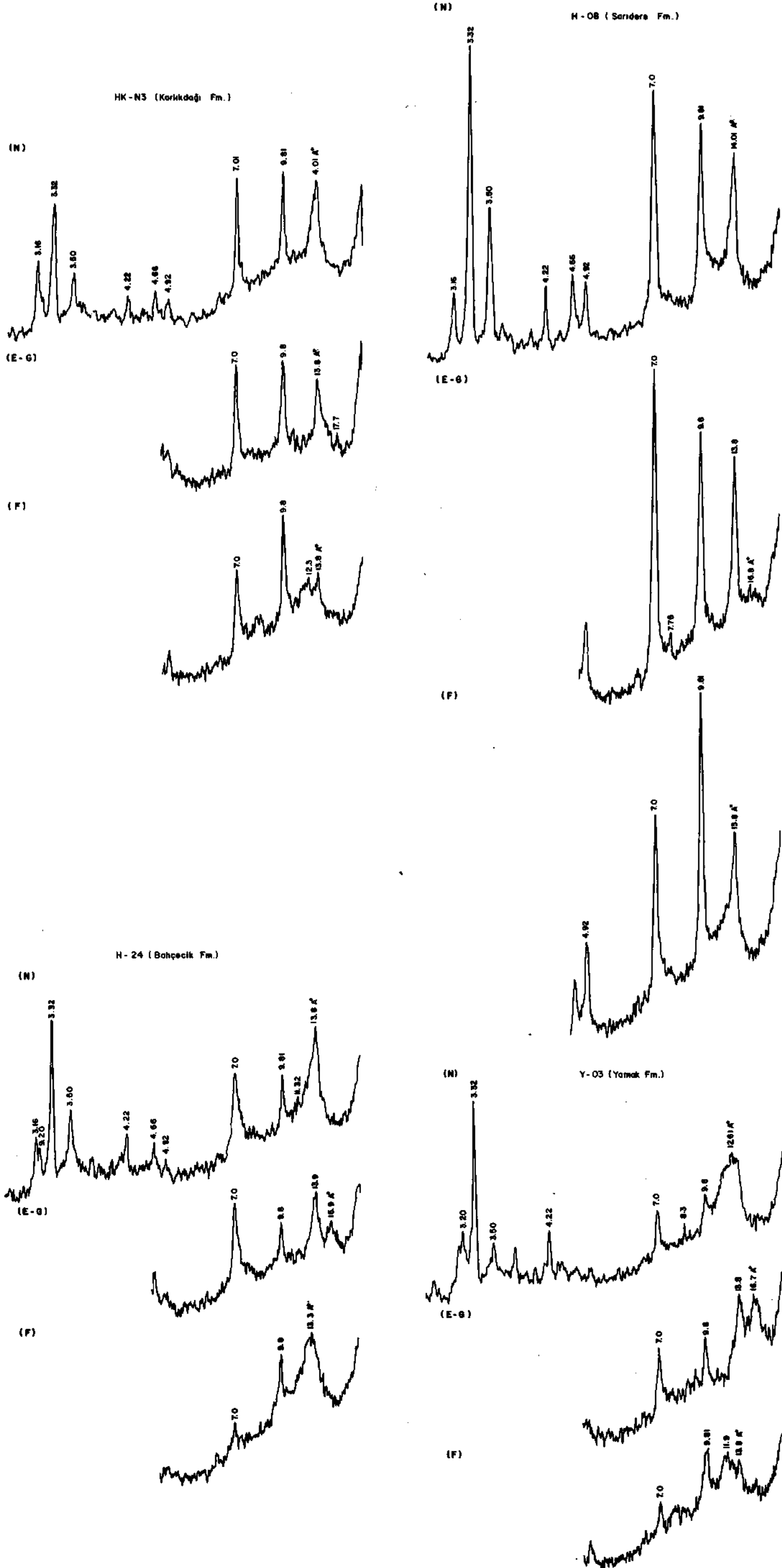
Çalışma alanının iki ayrı yöresinde bulunan karbonatlı oluşuklar, litolojik ve ortamsal açıdan farklı oldukları için değişik petrografik yöntemlerle incelenmişlerdir. Bunlardan resifal bünyedeki Türbetepe kireçtaşları Folk (1962) ve Dunham (1962) yöntemleriyle incelenerek petrografik ve ortamsal gruplara ayrılmış, resedimente Karlıkdağı biyokalkarenitleri ise Balagopal ve Srivastava (1973) sınıflamasına göre gruplandırılmıştır.



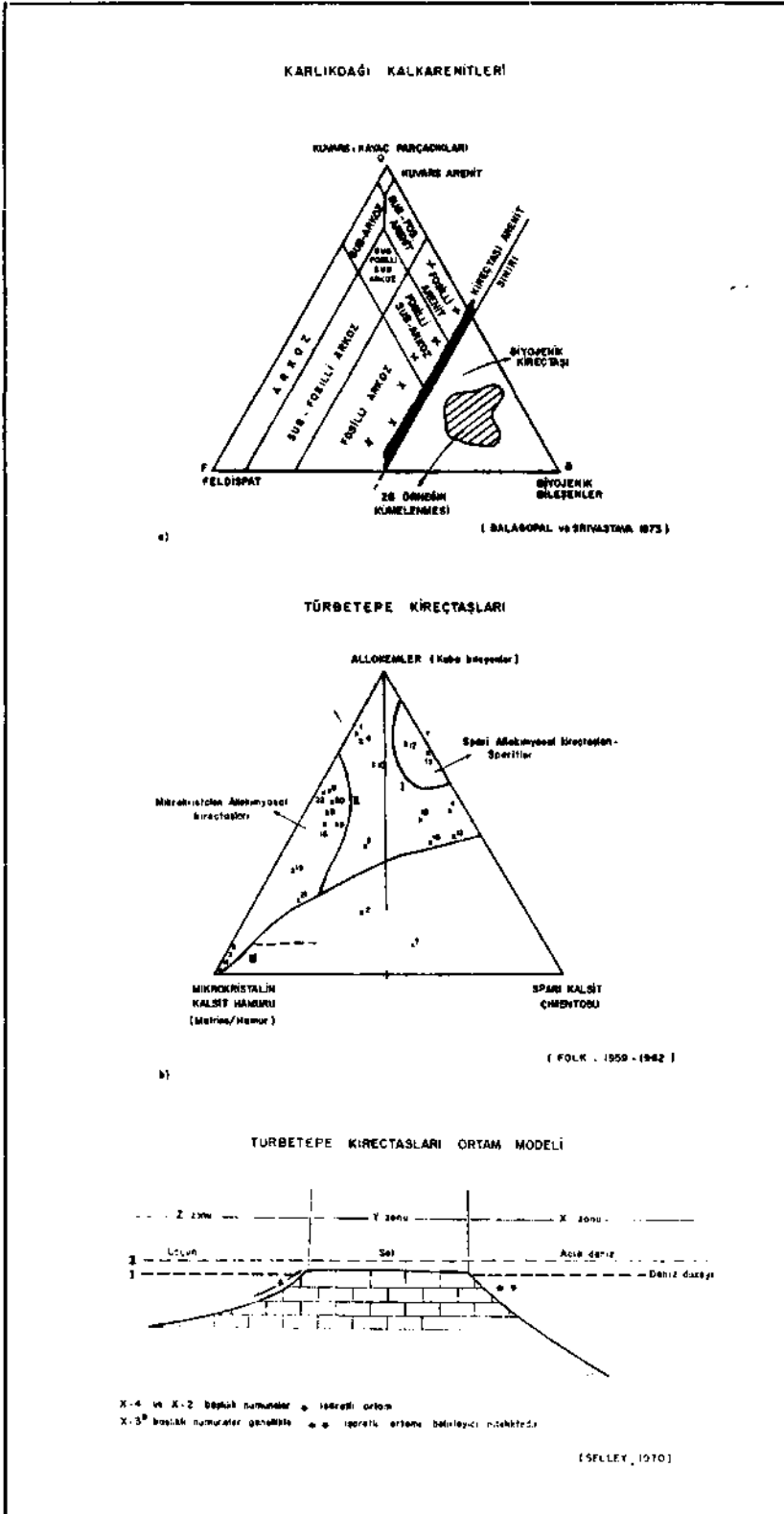
Şek. 3 - İnceleme alanı seçilmiş kumtaşı örneklerinin Andel (1958) ve Okada (1971) yöntemleriyle sınıflandırılmaları.

### KLASTİK KİREÇTAŞLARI

Kum boyundaki karbonat kayaç parçacıkları ile canlı kalıntılarının yeniden çöktürülerek taşlaşmasından oluşmuş resedimente karbonat kayaçlarına *kalkarenit*, *sparit intraklastlı biyokalkarenit* veya *biyojenik kireçtaşı* denilebilmektedir (Folk, 1962; Folk ve diğerleri, 1970). Bununla beraber karadan türemiş litolojik malzemece zengin ve türbidit fasiyesindeki kum boyu karbonat kayaçlarının adlandırılması üzerinde ayrıntılı çalışmalar eksiktir. Örneğin bu özellikteki *biyo-sparit* ile *kalklitit* (Folk, 1959,1962) arası bir kayaca, resifal kireçtaşı terminolojisine göre verilecek isim *litobiyokalkarenit* veya *litokalkarenit* terimlerinden biri olabilmektedir. Taşınma mekanizması ve çökme ortamı jeolojik ve sedimentolojik verilerle saptanmış olan Karlıköy kırıntılı karbonat kayaçları, bu karmaşıklık nedeniyle çalışmamızda Balagopal ve Srivastava (1973) yöntemi ile sınıflandırılmış ve adlandırılmıştır (Şek. 5a).



Şek. 4- Haymana Paleojen kumlu türbiditlerinin XRD yöntemi ile incelenmiş kil mineralleri difraksiyon şekilleri.  
N-normal; E-G- etilen gliköllü ve F- fırınlanmış örnekler (Cu-K $\alpha$  radyasyonu - 2° - 20/min.).



Şek. 5 - İnceleme alanı kırıntılı ve biyokimyasal kireçtaşlarının sınıflandırılması ve Türbetepe Formasyonu oluşumlarının şematik ortamsal yorumu.

Karlıkdağı yöresinde Ek I ile gösterilen bölgeden 35 adet sistematik örnek toplanmış ve petrografik açıdan incelenmiştir. Formasyon örneklerinde yapılmış bu çalışmalar karbonat kayaçlarının orta derecede iyi boylanmış, yüksek oranlarda alg ve foraminifer kırıntıları içeren, kayaç parçası, kuvars ve zonlu feldispatça zengin, kısmen rekristalize kum boyu karbonat kayaçları olduklarını göstermiştir (Levha III, şek. 4-6). Bu kayaçlar ince kesitlerinde yapılan yarı kantitatif uç bileşenler çözümlenmelerinden sonra Balagopal ve Srivastava'ya (1973) göre isimlendirilmiştir (Şek. 5a). Şekilden de görüldüğü gibi formasyon örneklerinden 28 tanesi bu sınıflamaya göre *biyojenik kireçtaşı* (veya litik kalkareniti Folk, 1968), diğerleri *fosilli arkoz* ve subarkoz ile *fosilli arenit* isimlerini almaktadır.

#### BİYOKİMYASAL KİREÇTAŞLARI

Haritalanmış alanın güneybatısındaki Türbetepe-Bahçecik antiklinalinin çekirdeğini oluşturan resifal Türbetepe Formasyonundan, üç ışınal doğrultu boyunca alınmış toplam 50 örnek (Ek I) ince kesiti özel olarak incelenmiştir. İçlerinden 22 tanesine Folk (1962) sınıflamasına göre nokta sayımı işlemi de uygulanan bu örneklerin, sedimenter petrolojik parametreleri Ek III te özetlenmiştir. Her ince kesitte 500 volumetrik nokta sayımına dayanan petrografik çözümlenmelerin sonuçlarını içeren bu tablodan da görüldüğü gibi, özellikle istiftaşı bünyesindeki (Dunham, 1962) bu örnekler, altta ayrıntıları verilen dört sedimenter mikrofasiyesi oluşturmaktadır.

##### a. İstiftaşı mikrofasiyesi (packstone)

Nokta sayımı yapılmış örneklerden 16 tanesi Dunham (1962) sınıflamasına göre *istiftaşı* bünyesindedir (Ek III). Bu örnekler, büyük oranlarda birbiriyle temas halindeki allokemler ve otijenik sparit ile çamurun istiflenmiş durumda görüldüğü bir mikrofasiyes durumundadır (Levha IV ve Levha V, şek. 1, 2).

Bu örneklerin büyük bir kısmı Folk (1962) sınıflamasına göre özellikle istiflenmiş *biyomikrit* ve *biyosparit* fasiyesindedir. Ayrıca birkaç ince kesitte seyrek biyomikrit ve kötü yıkanmış sparit fasiyesleri de gözlenmiştir.

Bu fasiyeste allokemlerden fosiller, genel olarak parçalanmış kırıntılı bir durumda, yaygın görülen alglar ise iç yapısı belli olan ve belli olmayanlar şeklindeki iki türde görülmektedir. Mikrofasiyesteki allokemlerin volumetrik olarak % 15 ini alglar, % 10 unu ise foraminiferler oluşturmuştur.

##### b. Vaketası mikrofasiyesi (wackestone)

İncelenmiş örneklerden nokta sayımına göre üç tanesi *vaketası* bünyesindedir (Dunham, 1962). Bu örneklerde, çamur (mikrit) esas bileşeni oluşturmakta ve istiflenmemiş allokemler bu çamur desteği içerisinde dağınık bir şekilde görülmektedir. Özellikle alg ve foraminifer kırıntılarından oluşmuş allokemler çoğunluktadır. Folk'a (op.c/t.) göre bu örnekler seyrek biyomikrit ve pelsparit fasiyesindedir (Levha V, şek. 5).

##### c. Çamurtaşı mikrofasiyesi (mudstone) (Levha V, şek. 3, 4)

Toplam 50 örneğin küçük bir kısmında, nokta sayımı yapılmış olanların ise yalnız iki tanesinde görülmüş olan mikrofasiyes, volumetrik açıdan % 90 ın üzerinde mikrit ve mikrospar içeren çamur destekli kayaçları temsil etmektedir (Dunham, op.cit.).

Folk (op. cit.) sınıflamasına göre, % 2 civarında küçük foraminifer parçalarının allokemlerini oluşturduğu bu kayaçlar, *mikrit* fasiyesindedir.

d. Tanetaşı mikrofasiyesi (grainstone) (Levha V, şek. 6)

İnce kesitte incelenmiş örneklerin 5-6 tanesinde, nokta sayımı yapılan örneklerden ise sadece 13 no. lu kesitte gözlenmiş bu alt fasiyesi; alg ve foraminiferlerin de dahil olduğu allokemlerin % 71 volumetrik oranına ve içerdiği sparikalsit çimentosu ile istiflenme durumuna göre, Dunham (1962) ve Folk (1962) sınıflandırmalarında *tanetaşı* ve boylanmamış *biyosparit* fasiyeslerindedir.

#### ORTAMSAL SINIFLAMA

Karlıkdağı Formasyonunun ana litolojik birimi olan kalkarenitler, daha önce su üstündeki resifal bünyeli karbonatlı oluşumlarla bu yöreye yakın diğer tür kayalardan kopmuş parçacıkların *yeniden taşınma* mekanizması sonunda çökeltildiğini göstermektedir. Tipik taban yapılarına da sahip bu karbonatlı türbidit fasiyesi örneklerinde görülmüş magmatik kökenli parçalar ile zonlu feldispatlar da, volkanik bir kaynak kayacın provenansı oluşturan öğeler arasında bulunduğunu kanıtlar.

Resifal Türbetepe kireçtaşlarından 22 tanesinde yapılmış nokta sayımı sonuçları, Şekil 5b ye işlenmiştir. Yukarıda anlatılmış petrolojik mikrofasiyesler dışında bu şekil, incelenmiş örneklerin büyük bir çoğunlukla *spari allokimyasal* ve *mikrokristalin allokimyasal* türden (Folk, 1962) olduklarını açıkça göstermektedir. Bu üçgen diyagramında Folk'un önerdiği sınırlar dışında kalan örneklerin ise, rekristalizasyon süreci nedeniyle bu bünyeyi kazandıkları düşünülmektedir ki, bu durum sadece resifal değil her tipteki karbonat kayacında görülebilecek diagenetik bir alterasyondur.

Türbetepe Formasyonu kireçtaşlarının ortamsal açıdan yorumu, Şekil 5c ile verilmiş model ile açıklanmaya çalışılmıştır. Bu şekil örneklerin resif geometrisine göre (Selley, 1970) resif önü ve arkası bölgelerinde oluştuğunu, Irwin (1965) enerji indeksine göre ise X ile Z zonlarında çökeltildiğini göstermektedir. Bir diğer deyişle Türbetepe Formasyonu kireçtaşları, Wolf'un (1973) resifal kireçtaşları dediği özel alt neritik ortamda çökelmiş bir tür karbonat oluşumunu işaret etmektedir.

#### GENELLEME VE SONUÇLAR

İnceleme alanı Türbetepe Formasyonu resifal kireçtaşları ile pelajik çamurtaşı-şeyl arakatkıları dışındaki çakıl ve kum boyu resedimente fasiyeslerinin, mineralojik ve petrografik özellikleri alttaki paleojeolojik ve paleocoğrafik sentezlere olanak sağlamıştır:

1. Sarıdere ve Yamak Formasyonları konglomeralarındaki % 30-40 oranındaki melanaj kökenli parçaların yanı sıra aynı formasyonların kum ve silt-kil boyu fraksiyonlarında bu bileşenlerin görülmeysi, ultrabazik ve melanaj kökenli bileşenlerin ince fraksiyonlara inemeyecek kadar yakın bölgelerden taşındığını kanıtlamaktadır. Başka deyişle çakıl boyu ultramafik bileşenler, aynı yaşlı kum boyu bileşenlerden farklı ve ortama daha yakın kaynaklardan türemişlerdir.

2. Dört Paleojen formasyonundaki türbidit kumtaşlarında mevcut mono ve polikristalin kuvarslar ile kayaç parçaları yüzdeleri (Tablo I), bu ana bileşenlerin genellikle magmatik ve metamorfik tiplerdeki kaynak kayaçlardan türediklerini ortaya koymaktadır. Bununla beraber Paleosen tabanı ile Orta Eosen arasında, provenansta magmatiklerin kaynak kayaç türü olarak bir miktar etkin olduğu da söylenebilir (Ek IV).



Bu formasyonlardaki aynı örnek ince kesitinde gözlenmiş taze ve alterasyona uğramış feldispat cinslerinin bir arada bulunuşu ise, provenanstaki kaynak kayaç tipleri içerisinde bir diğerinden farklı kompozisyonda veya farklı jeolojik yaşta kayaç tiplerinin bulunduğunu, ayrıca bunların parçalanması sırasında değişik paleoklimatolojik koşulların hüküm sürdüğünü kanıtlar.

Kumtaşlarındaki düşük oranlarda, fakat aşağı yukarı her seviyede görülmüş ortoklaz ve mikroklin türleri de, kaynak kayaç cinsinin saptanmasından daha çok, bunların çeşitli tiplerde olduklarını gösterebilir.

Sedimenter kayaç parçacıklarının her seviyede bulunması ve % 10 u aşkın bir bollukta görülmesi de gerek provenansın havzaya yakın, gerekse bu parçacıkların taşınma sırasında sağa, sola ve dibe sürtünmeden getirildikleri şeklindeki klasik sedimentolojik görüşü doğrular (türbid akıntı taşınması).

İncelenmiş örneklerdeki fillosilikatların azlığı ve bunların muskovit, klorit ve biyotit türleriyle temsil edilmiş olması da, başlangıçta çeşitli tiplerdeki kayaçlardan türemiş mika grubu minerallerinin, çökeltme ortamındaki ve çökeltme sonrası etkin diyajenetik koşullar altında mat-rikse dönüştüğünü gösterebilir (Dickinson, 1971; Dapples, 1972; Ataman & Gökçen, 1975).

Kumtaşlarının Ek II ile verilmiş olan kil minerali içeriklerinin bütün seviyelerdeki homojen dağılımı paleocoğrafik ve paleoklimatolojik yorumlardan daha çok Alt Tersiyer süresinde incele-me alanı kumlu oluşukları provenanslarının, aşağı yukarı aynı türlerdeki kayaçlardan oluştuğu görüşünü ortaya koyar. Tablo I ile verilmiş bulunan formasyonlardaki ağır mineral tür ve yüz-delerinin dağılımı da bu görüşü büyük ölçüde destekler.

3. Şekil 2 ve 4 ile verilmiş çakıl ve kum boyu bileşenlerdeki petrografik sınıflamalar, birkaç tanesinin dışında bu kayaçların *mineralojik açıdan olgunlaşmadığını* da göstermektedir. Bununla beraber, kumtaşları içinde grovak bileşiminde olmayan bazı örnekler de vardır. Türbidit fasiyesi kumtaşlarında görülen bu durum, doğrudan doğruya tane boyundaki küçülmeye bağlı olarak kayaç parçalarının monominerallere bölünmesi ve gerek kuvars, feldispat taneleri, gerekse kil boyu minerallerinin (matriks) artmasını doğurmaktadır. Bu nedenle, petrografik sınıflandırılmalara dayalı *grovak-arkoz* adlandırması ile taşınma mekanizması türü (i.e. türbiditler) arasında kesin bir bağlantının bulunmadığı ortaya çıkmaktadır.

4. İnceleme alanı Karlıkdağı Formasyonu biyoklastik türbiditlerindeki mineralojik bileşim, bunların bazı seviyelerde tamamen karbonat parçalı, bazen de kuvars ve feldispatları da içeren karbonat bileşenlerinden oluştuğunu göstermektedir. Bu durum da, bir üstte açıklandığı gibi, türbidit fasiyesinin *bir taşınma türü*, kırıntılı kayaç sınıflandırılmasının ise (i.e. grovak-arkoz) petrografik bileşenlerin yüzdelereine bağlı *bir adlandırma* olduğunu tekrar kanıtlar.

5. Tablo I ile verilmiş olan inceleme alanı kumtaşlarının hafif ve ağır mineral yüzdelereine ortalama değişik değerleri ile bu yöreden stratigrafik olarak seçilmiş 40 farklı örneğin Ek IV ile verilmiş sedimenter petrografik ve petrolojik parametreleri, buraya kadar özetlenmiş bulgular dışında, kumtaşlarının kaynak kayaç tipleri ve provenansları üzerine yapılacak yorumlarda; ince kesit, ağır mineral ve kil fraksiyonu çözümlenmelerinin beraberce yapılması gerektiğini ortaya koyar (Pettijohn ve diğerleri, 1972; Ataman & Gökçen, 1975).

## TEŞEKKÜR

Yazar, lâboratuvar çalışmaları sırasında asistanlık görevini yüklenmiş eski öğrencileri Yük. Müh. Abdurrahim Şahbaz ile Murat Kündes'e; XRD analizlerinde çalışmış Asis. M. Niyazi Gündoğdu ve Emel Bayhan ile Laborant Ahmet Çelik'e; çalışmanın çeşitli evrelerindeki bilimsel

tartışma ve yardımlarından büyük ölçüde yararlandığı Prof. Dr. Gürol Ataman (H.Ü.) ile Dr. Cengiz Keskin ve Hayrettin Okay'a (T.P.A.O.) en derin teşekkürlerini sunar.

#### APENDİKS - I

Bu çalışmada uygulanmış ağır mineral ayırma yöntemi:

1. Kumtaşı örneklerinden küçük parçalara ayrılmış (2.5 cm) 250 gr alınarak özel bir çelik havan içerisinde dövülmüştür. Bu işlem sırasında, darbeler daima havan dibine dik gelecek şekilde vurulmuş ve bu şekilde de monominerallerin kırılması önlenmeye çalışılmıştır.

2. Bu şekilde daha küçük parçacıklara ayrılmış numunenin yarı toz halindeki yığışımından 60 gr alınarak bir beher içerisine konulmuş, sonra buna kâfi miktarda % 20 lik asetik asit dökülmüş 110°C de 30 dakika kaynamaya bırakılmıştır.

3. Bu işlemi takiben materyel normal su ile yıkanarak çözülmüş olan bağlayıcı malzeme ve asitten temizlenmiş, kurutulmuş, sonra 60-120 meş (125-250 mikron) aralıklı elek takımında elenmiştir.

4. 250 mikronluk elek üzerinde kalan malzeme tekrar porselen havana getirilerek birinci şıkta açıklandığı gibi dövülmüş ve yukarıdaki işlemlere, geri kalan bütün materyel 125 mikronluk eleğe geçinceye kadar devam edilmiştir.

5. Eldeki iyice ufalanmış kumlu malzeme içindeki kil fraksiyonunun temizlenmesi için bu toz, 600 ml lik bir beher içerisine konularak ve üzerine önceleri normal su, son üç yıkamada ise damıtık su ilâve edilerek 20-30 saniyelik aralarla beher içindeki sular dökülerek yıkanmıştır. Bu işlem yapılırken, dibe çökmüş bulunan ana malzemenin de suyun üst kısımlarında bulunan kil fraksiyonu ile beraber dökülmemesine azamî gayret sarf edilmiştir.

6. Bu işlemden sonra, kil fraksiyonundan temizlenmiş olan materyel kurutulmuş ve 125 mikronluk elekte bir müddet elendikten sonra elek üzerinde kalan 125-250 mikron arası malzeme bir cam kaba alınmıştır.

7. Bunu takiben üzerine ince bir asetat filmi sarılmış küçük bir mıknaş vasıtasıyla bu malzeme içerisindeki demir oksit mineralleri temizlenmiş ve ayırma işlemine hazır hale gelmiş materyelden 20 gr ayrılmıştır.

8. Bu 20 gr toz, yoğunluğu 2.96-2.97 gr/cm<sup>3</sup> olan 0.75lt tetra-brom-etan konulmuş ayırma hunisine dökülerek bir cam çubukla karıştırılmıştır.

9. Ayırma hunisindeki sıvı her 20 dakikada bir cam çubukla karıştırılarak dibe çökme işlemi kolaylaştırılmış ve iki saat sonunda tabanda biriken ağır mineraller, huni musluğunun seri hareketlerle açılıp kapatılması sonucu altta bulunan özel süzgeç kâğıdına toplanmıştır.

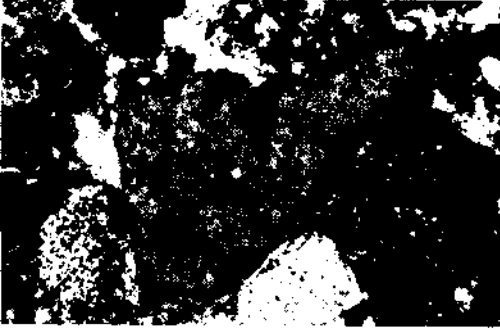
10. Bu süzgeç kâğıdı üzerinde birikmiş ağır mineral saf alkolle iyice yıkanarak ağır sıvıdan arınmış ve sonra kurutulmuştur.

11. Elde edilen ağır mineraller ikiye bölünerek, sıcak tabla üzerinde Kanada balzamu kullanılarak özel ağır mineral lamlarına (gratiküllü lamlar) yapıştırılmıştır.

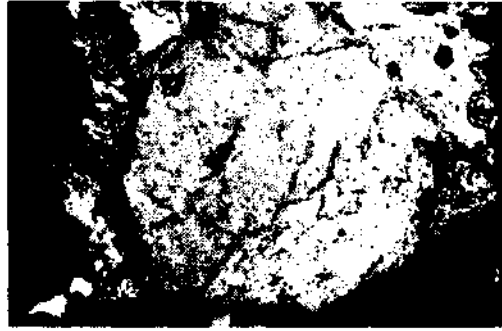
## DEĞİNİLEN BELGELER

- ANDEL, Van Tj. H. (1958): Origin and classification of Cretaceous, Paleocene and Eocene sandstones of Western Venezuela. *A.A.P.G. Bull.*, v. 42, s. 734-763.
- ATAMAN, G. & GÖKÇEN, S.L. (1975): Determination of source and paleoclimate from the comparison of grain and clay fractions in sandstones. A case study. *Sediment. Geo/.*, v. 40, s. 38-41.
- BALAGOPAL, A.T. & SRIVASTAVA, V.K. (1973): Petrography and classification of the arenites of the Chari Series in the Jurassic rocks Central Kutch, Gujarat (India). *Sed/ment. Geo/.*, v. 10, s. 215-224.
- CAROZZI, A.V. (1960): Microscopic Sedimentary petrography. John Wiley, New York-London, 486 s.
- CLEARLY, W.J. & CONOLLY, J.R. (1971): Distribution and genesis of quartz in a piedmont-coastal plain environment. *Geo/. Soc. America. Bull.*, v. 82, s. 2755-2766.
- DAPPLES, E.C. (1972): Some Concepts of cementation and lithification of sandstones. *A.A.P.G. Bull.*, v. 56, s. 3-25.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. (1967): An introduction to the rock-forming minerals (2 nd ed.). Longmans, Green and Co. Ltd., London, 528 s.
- DİCKİNSON, W.R. (1970): Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *J. Sediment. Petrol.*, 40: 695-707.
- (1971): Detrital modes of New Zealand graywackes. *Sediment. Geo/.*, 5: 37-56.
- DUNHAM, R.J. (1962): Classification of Carbonate rocks according to depositional texture: in HAM, W.E. (ed.), Classification of Carbonate rocks. *A.A.P.G. Memoir*, I, s. 108-121.
- DZULYNSKİ, S. & SMİTH, A.J. (1964): Flysch facies. *Ann. Soc. Geo/. Pologne*, v. 34, s. 245-66.
- FOLK, R.L. (1951): Stages of textural maturity in Sedimentary rocks. *j. Sediment. Petrol.*, v. 21, s. 127-130.
- (1954): The distinction between grain size and mineral composition in Sedimentary rock nomenclature. *J. Geol.*, v. 62, s. 344-359.
- (1959): Practical Petrographie classification of limestones. *A.A.P.G. Bull.*, v. 43, s. 1-38.
- (1962): Spectral subdivision of limestone types: in HAM, W.E. (ed.), Classification of Carbonate rocks. *A.A.P.G. Memoir*, I, s. 62-84.
- (1968): Petrology of Sedimentary rocks. *Hemphill's*, Austin, Texas, 170 s.
- ; ANDREWS, P.B. & LEWIS, D.W. (1970): Detrital Sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. *N.Z. Ji. Geol. Geophys.*, v. 13, s. 937-968.
- GÖKÇEN, S.L. (1967): Keşan bölgesinde Eosen-Oligosen sedimantasyonu, Güneybatı Türkiye Trakyası. *M.T.A. Derg.*, no. 69, s. 1-9, Ankara.
- (1976a): Ankara-Haymana güneyinin sedimantolojik incelenmesi I: Stratigrafik birimler ve tektonik. *Yerbi/im/eri*, c. 2, s. 161-200.
- (1976b): Ankara-Haymana güneyinin sedimantolojik incelenmesi II: Sedimantoloji ve paleoakmtılar. *Yerbi/im/eri*, -c. 2, s. 201-236.
- (1977): Ankara-Haymana güneyinin sedimantolojik incelenmesi III: Bölge tortullaşma modeli ve paleocoğ-rafya. *Yerbi/im/eri*, c. 3 (in press).
- IRWIN, M.L. (1965): General theory of epeiric clear water sedimentation. *A.A.P.G. Bull.*, v. 49, s. 445-449.
- KELLER, W.D. & LITTLEFIELD, R.F. (1950): Inclusions in the quartz of igneous and metamorphic rocks. *j. Sediment. Petrol.*, v. 20, s. 74-84.
- KERR, P.F. (1959): Optical mineralogy (3rd ed.). *Kogckusha Comp. Ltd.*, Tokyo, *McGraw-Hill Book Comp.*, New York, 442 s.

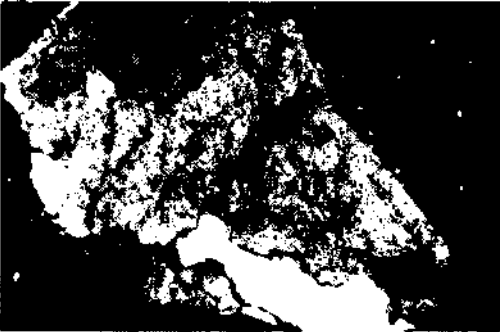
- KRUMBEIN, W.C. (1960): The geological population as a framework for analysing numerical data in geology. *Liverpool-Manch. Geol. J.*, v. 2, s. 341-68.
- McBRIDGE, E.F. (1963): Flysch and associated beds of the Matinsburg Formation (Ordovician), central Appalachians. *J. Sediment. Petrol.*, v. 32, s. 39-91.
- MILLOT, G. (1964): Geologie des argiles. *Masson*, Paris, 439 s.
- OKADA, H. (1971): Classification of sandstones. Analysis and proposal. *J. Geol.*, v. 79, s. 509-525.
- PETTİJOHN, F.J. (1954): Classification of sandstones. *J. Geol.*, v. 62, r. 360-365.
- (1957): Sedimentary rocks (2nd ed.). *Harper*, New York, N.Y., 718 s.
- ; POTTER, P.E. & SIEVER, R. (1972): Sand and sandstones. *Springer Verlag*, Heidelberg. 618 s.
- PITTMAN, E.D. (1963): Use of zoned plagioclase as an indicator of provenance. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, s. 380-387.
- PRYOR, W.A. (1971): Petrology of the Permian Yellow Sands of northwestern England and their North Sea basin equivalents. *Sediment. Geol.*, v.6, s. 221-254.
- RIMSAITE, j. (1967): Optical heterogeneity of feldspars observed in diverse Canadian rocks. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, v. 47, s. 61-76.
- SESTINI, G. (1970): Flysch facies and turbidite sedimentology. *Sediment. Geol.*, v. 4, s. 559-597.
- SELLEY, R.C. (1970): Ancient Sedimentary environments. *Chapman and Hall Ltd.*, London, 237 s.
- TRAVIS, R.B. (1970): Nomenclature for Sedimentary rocks. *A.A.P.G. Bull.*, v. 54, s. 1095-1107.
- VOLL, G. (1960): New York on petrofabrics. *Liverp. Manch. Geol. J.*, v. 2, s. 503-567.
- WALKER, R.G. & PETTİJOHN, F.J. (1971): Archean sedimentation: Analysis of the Minnitaki basin, northwestern Ontario, Canada. *Geol. Soc. America. Bull.*, v. 82, s. 2099-2130.
- WOLF, K.H. (1973): Conceptual models I. *Sediment. Geol.*, v. 9, s. 153-193.
- YÜKSEL, S. (1970): Étude géologique de la région d'Haymana (Turquie Centrale). *These*, Faculté des Sciences de l'université de Nancy, France, 179 s.



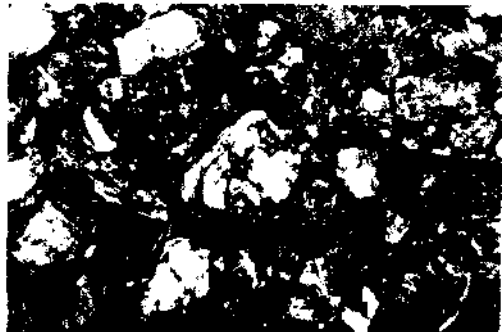
1



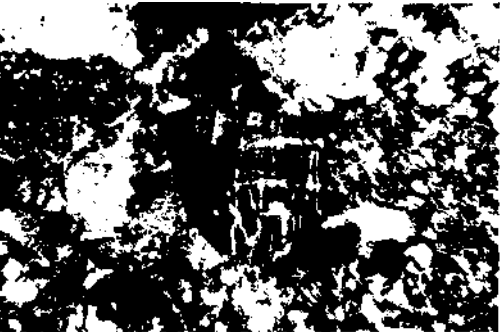
2



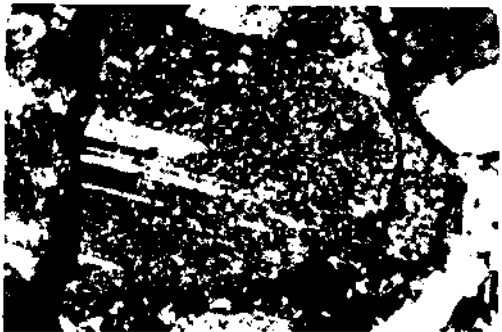
3



4



5



6

0 1.5 3 4.5 6 mm

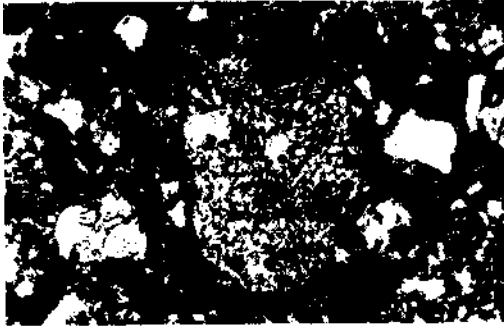
#### KUVARS VE FELDİSPATLAR

Şek. 1 - Monokristalin kuvars tanesi.

Şek. 2, 3 - Polikristalin kuvars taneleri.

Şek. 5 - Mikroklin.

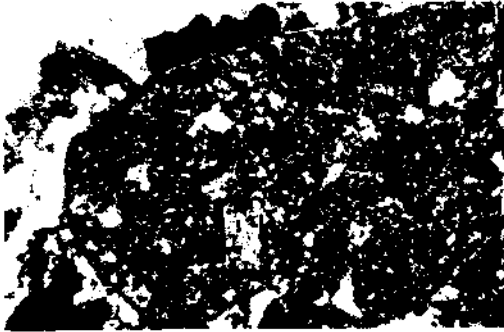
Şek. 4, 6 - Plajiyoklazlar.



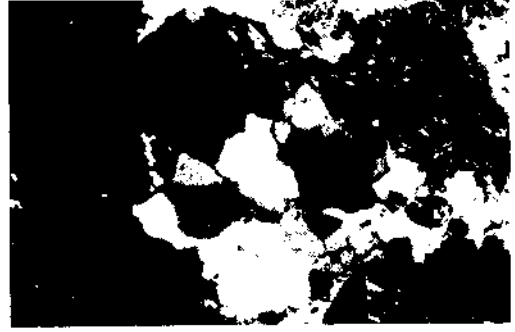
1



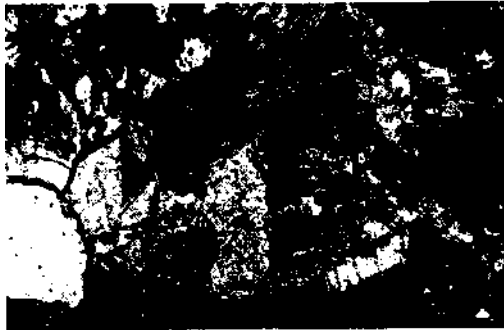
2



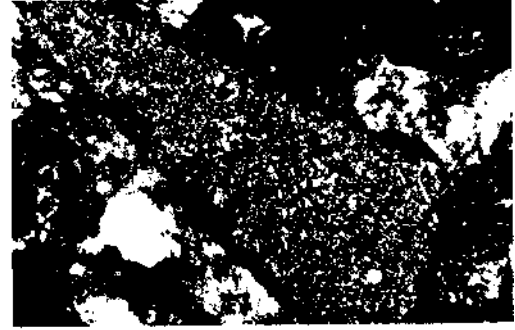
3



4



5



6

0 0.5 1 1.5 2mm

#### KAYAÇ PARÇALARI

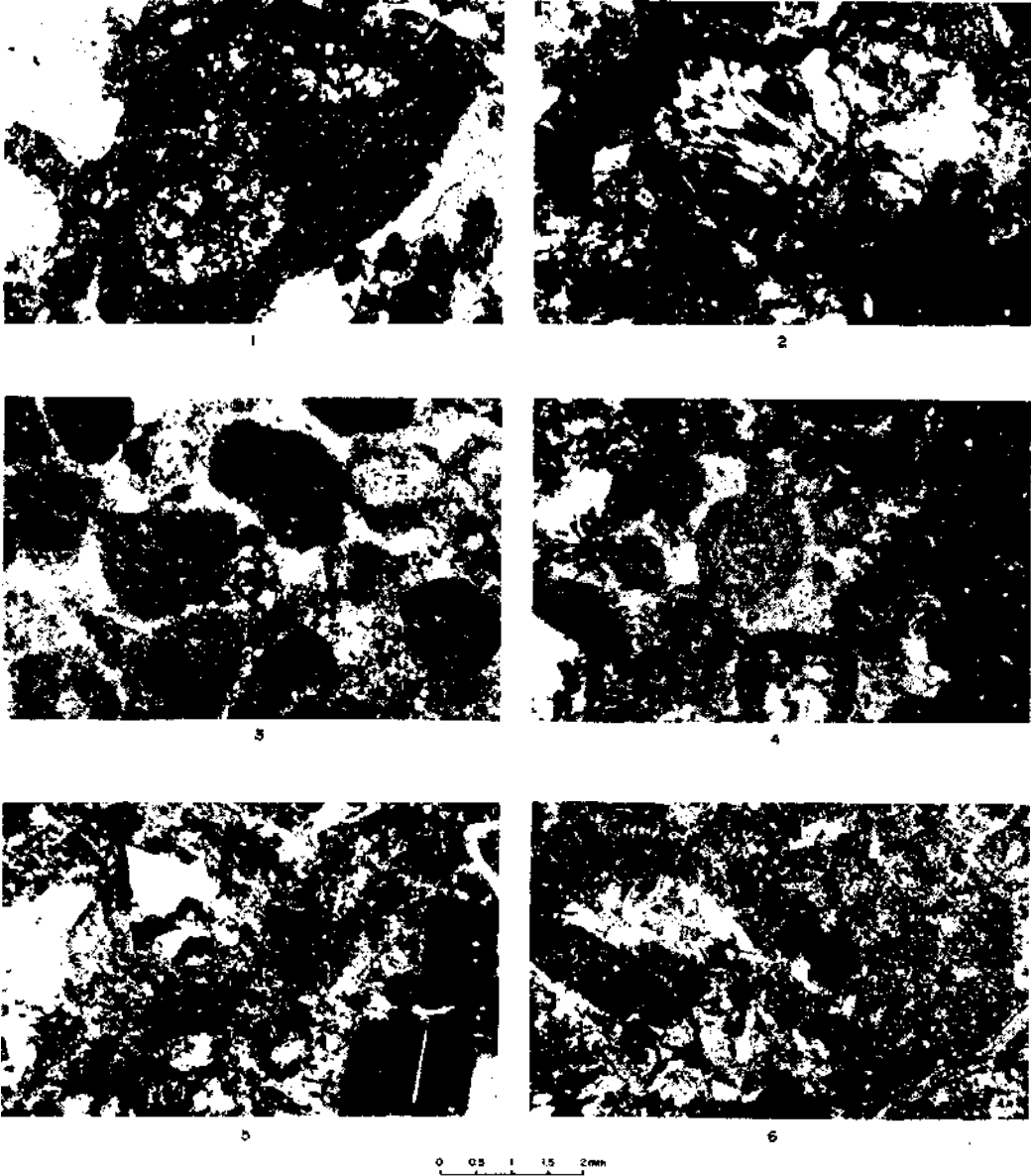
Şek. 1 - Serpantin parçası.

Şek. 2 - Spilit/diyabaz parçası.

Şek. 3, 5 - Riyolit parçaları.

Şek. 4 - Kuvarsit.

Şek. 6 - Gnays (?) parçası.



KAYAÇ PARÇALARI VE BİYOKLASTİK KİREÇTAŞLARI

Şek. 1, 2- Çört-radyolarit parçaları.

Şek. 3-6 - Karbonatlı ana bileşenlerin yanı sıra kuvars ve zonlu feldispat tanelerinden oluşmuş Karlıkdağı kalkarenitleri.



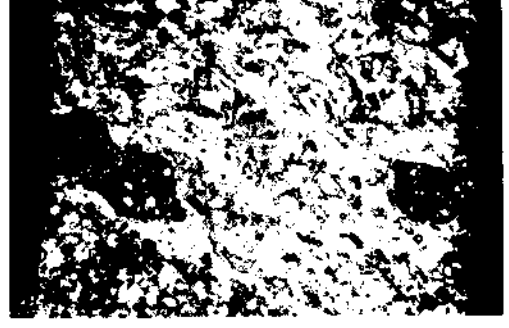
1



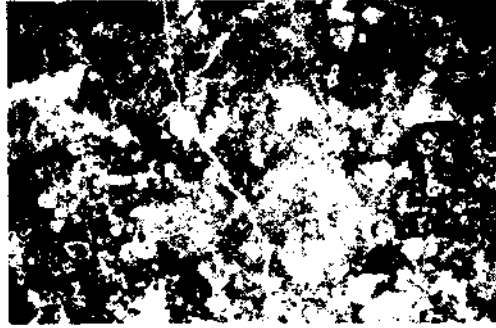
2



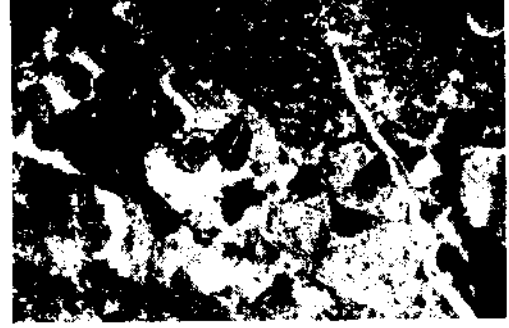
3



4



5



6

0 15 45 9 mm

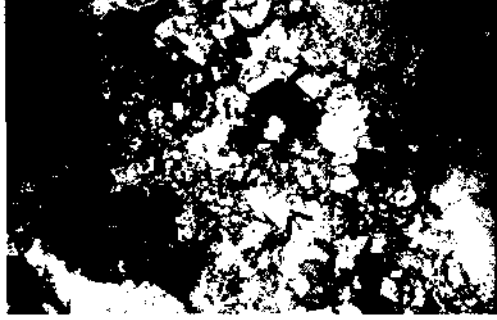
TÜRBETEPE FORMASYONU RESİFAL KİREÇTAŞLARI I

Şek, 1-6 - İstiftaşı mikrofasiyesinin ince kesit görüntüleri.

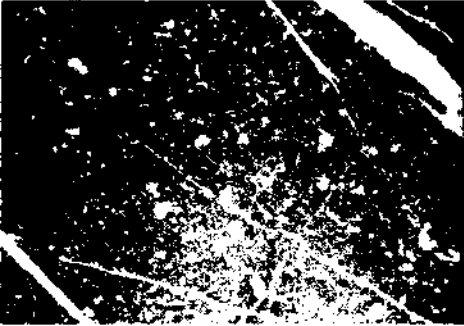




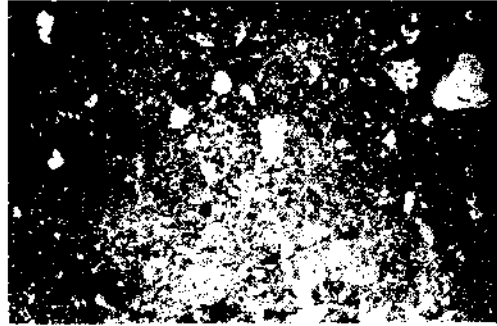
1



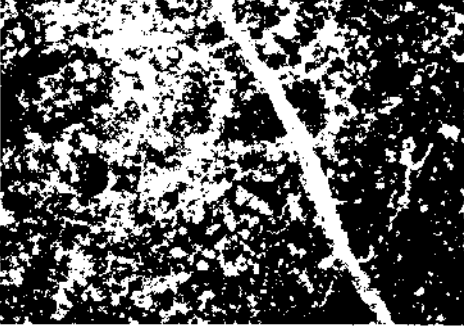
2



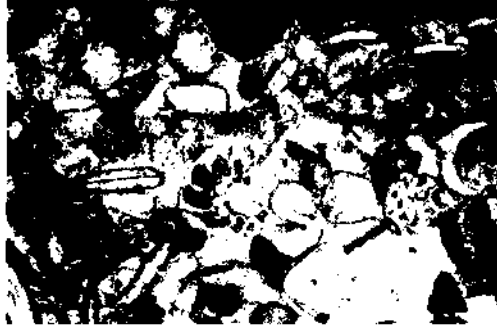
3



4



5



6

0 1.5 3 4.5 6 mm

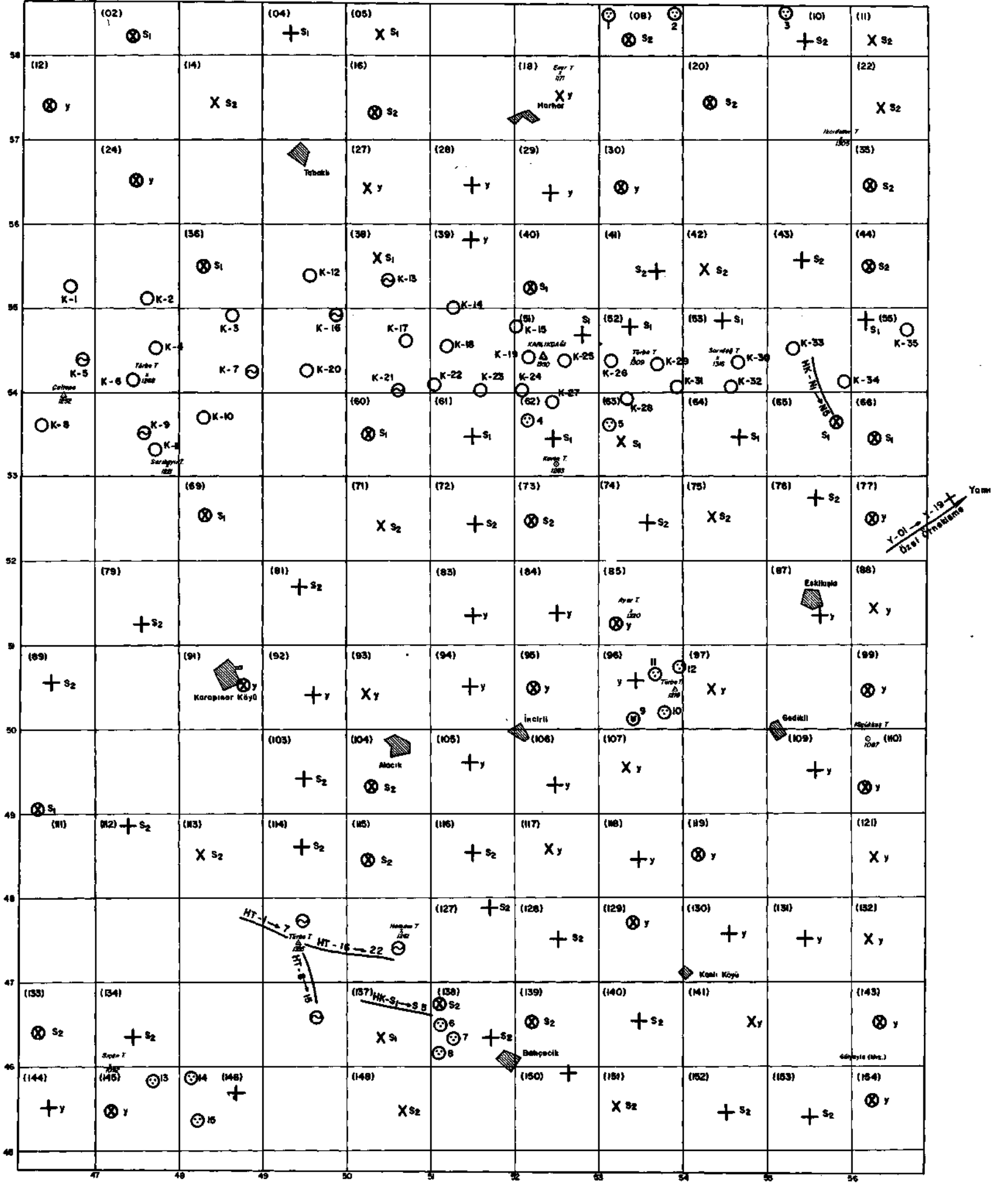
TÜRBETEPE FORMASYONU RESİFAL KIREÇTAŞLARI II

Şek. 1,2- İstiftaşı mikrofasiyesi.

Şek. 3, 4 - Çamurtaşı mikrofasiyesi.

Şek. 5 - Vaketası.

Şek. 6 - Tanetaşı mikrofasiyelerinin ince kesit görünümleri.



⊙ Konglomerat örnekleri

⊗ Doku, nokta sayımı, ağır mineraller ve XRD

X Nokta sayımı / petrografi ve XRD

+ Genel ince taneli petrografi ve XRD

⊖ Nokta sayımı ve/veya petrolojisi incelenmiş örnekler

○ Genel ince taneli petrografi yapılmış örnekler

S<sub>1</sub>; Sordars Fm., S<sub>2</sub>; Bahçecik Fm.,  
Y; Yomak Fm., K; Karlıdağ Fm.,  
HT; Türbetepe Kırcaçlıları



KÖY NO	KÖY ADI	ORTOKEMER		ALLOKEMERLER				ÖDÜR BİLEŞENLER			KAYIÇ ADI		DİĞER VERİLER VE DÜŞÜNCELER		
		Ortalama Sığır Sayısı	Ortalama Sığır Yaşı	Postul	NTBA KLASI	PELLET	ÖLÜT	%100 YATIRMA SİĞİR %10	GAZDAKİ TÜREYİMLER KALKALI	TEK ÖZÜMLER	PODK 1992	DÜNYAM (1982)			
2.2-1	1	Mart 90 Seyit 120	18 82	Fosforite Ağ Bryozoa Meyan Dijerite	6 20 4 90 12 313			87 (2000)				İzmit	Meyan, Ağ sığır 6 kayısılar	Meyan Bryozoa Kalki - Meyan 20 - Kalki 90 - 120000 (2000) - 120000 (2000) diğer testler ve testlerdir.	
2.2-2	2	Mart 220 Seyit 145 374	47.1 31.7 78.8	Fosforite	6	90		2.2	6				İzmit	Kayısı, Ağ sığır 2000	- 2000 (2000) - Kayısı 2000 - 2000 (2000) diğer testler ve testlerdir.
2.2-3	3	Mart 174 Seyit 117 291	34.8 25.4 59.2	Fosforite Ağ Bryozoa Dijerite	14 107 6 18 183		24		40.8				İzmit	Kayısı, Ağ sığır 2000	- Kayısı 14 - Ağ 107 - Bryozoa 6 - Dijerite 18 - 183 (2000)
2.2-4	4	Mart 96 Seyit 16 112	19.2 3.2 22.4	Fosforite Ağ Bryozoa Dijerite	140 100 6 32 280			77.4	Kayısı 4 Seyit 4				İzmit	Kayısı, Ağ sığır 2000	- Kayısı 140 - Ağ 100 - Bryozoa 6 - Dijerite 32 - 280 (2000)
2.2-5	5	Mart 143 Seyit 11 154	35.7 2.7 38.4	Fosforite Ağ Dijerite	46 118 14 242			8.6	Seyit 10 Kalki 10 Seyit 10				İzmit	Kayısı, Ağ sığır 2000	- Kayısı 46 - Ağ 118 - Dijerite 14 - 242 (2000)
2.2-6	6	Mart 400 Seyit 14 414	96 2.8 98.8	Fosforite	6			1.2					İzmit	Kayısı, Ağ sığır 2000	- Kayısı 96 - Ağ 2.8 - 98.8 (2000)
2.2-7	7	Mart 153 Seyit 154 406	28.6 57.2 91.6	Fosforite	6	28		8.2					İzmit	Kayısı, Ağ sığır 2000	- Kayısı 153 - Ağ 154 - 406 (2000)
2.2-8	8	Mart 205 Seyit 31 234	40.9 8.2 49.0	Fosforite Ağ Dijerite	14 46 66 125	10	80	53.2					İzmit	Kayısı, Ağ sığır 2000	- Kayısı 14 - Ağ 46 - Dijerite 66 - 125 (2000)
2.2-9	9	Mart 208 Seyit 10 218	37 10 47	Fosforite Ağ Dijerite	14 24 106 140		38	4.8					İzmit	Kayısı, Ağ sığır 2000	- Kayısı 14 - Ağ 24 - Dijerite 106 - 140 (2000)
2.2-10	10	Mart 14 Seyit 62 76	18.8 12.4 31.2	Fosforite Ağ Meyan Dijerite	14 30 70 92 206		14	4	68.6				İzmit	Kayısı, Ağ sığır 2000	- Kayısı 14 - Ağ 30 - Meyan 70 - Dijerite 92 - 206 (2000)
2.2-11	11	Mart 28 Seyit 277 305	4.4 41.4 45.8	Fosforite Ağ Dijerite	14 136 6 200	4	32	25	54				İzmit	Kayısı, Ağ sığır 2000	- Kayısı 14 - Ağ 136 - Dijerite 6 - 200 (2000)
2.2-12	12	Mart 2 Seyit 243 245	4.4 30.5 34.9	Fosforite Ağ Bryozoa Dijerite	14 46 10 104 172		32	42.9	Kayısı 10 Seyit 10 Seyit 10				İzmit	Kayısı, Ağ sığır 2000	- Kayısı 14 - Ağ 46 - Bryozoa 10 - Dijerite 104 - 172 (2000)
2.2-13	13	Mart 81 Seyit 142 223	2 28.4 30.4	Fosforite Ağ Dijerite	141 46 161 347		9	71.6					İzmit	Kayısı, Ağ sığır 2000	- Kayısı 141 - Ağ 46 - Dijerite 161 - 347 (2000)
2.2-14	14	Mart 432 Seyit 100 532	100	Fosforite	6								İzmit	Kayısı, Ağ sığır 2000	- Kayısı 432 - 532 (2000)
2.2-15	15	Mart 65 Seyit 100 165	14 34.2 48.2	Fosforite Ağ Bryozoa Dijerite	131 22 2 68 223		8	10	71.6	4			İzmit	Kayısı, Ağ sığır 2000	- Kayısı 131 - Ağ 22 - Bryozoa 2 - Dijerite 68 - 223 (2000)
2.2-16	16	Mart 217 Seyit 39 256	43.4 7.8 51.2	Fosforite Ağ Dijerite	28 54 90 172		16	8	48.8				İzmit	Kayısı, Ağ sığır 2000	- Kayısı 28 - Ağ 54 - Dijerite 90 - 172 (2000)
2.2-17	17	Mart 30 Seyit 87 117	7 17.4 24.4	Fosforite Ağ Meyan Dijerite	18 46 46 4 212		17	18	71.6				İzmit	Kayısı, Ağ sığır 2000	- Kayısı 18 - Ağ 46 - Meyan 46 - Dijerite 4 - 212 (2000)
2.2-18	18	Mart 100 Seyit 165 265	18.8 42.7 61.5	Fosforite Ağ Dijerite	17 38 71 126			42.8	6				İzmit	Kayısı, Ağ sığır 2000	- Kayısı 17 - Ağ 38 - Dijerite 71 - 126 (2000)
2.2-19	19	Mart 231 Seyit 21 252	62 8.9 70.9	Fosforite Ağ Meyan Dijerite	22 36 33 23 118	8	38	33.0					İzmit	Kayısı, Ağ sığır 2000	- Kayısı 22 - Ağ 36 - Meyan 33 - Dijerite 23 - 118 (2000)
2.2-20	20	Mart 184 Seyit 317 501	37.8 3.3 41.1	Fosforite Ağ Meyan Dijerite	34 94 22 38 210		73	36.6					İzmit	Kayısı, Ağ sığır 2000	- Kayısı 34 - Ağ 94 - Meyan 22 - Dijerite 38 - 210 (2000)
2.2-21	21	Mart 105 Seyit 91 196	43.8 12.2 56.0	Fosforite Ağ Dijerite	6 34 33 63		70	24.0					İzmit	Kayısı, Ağ sığır 2000	- Kayısı 6 - Ağ 34 - Dijerite 33 - 63 (2000)
2.2-22	22	Mart 189 Seyit 15 204	37.0 3.2 40.2	Fosforite Ağ Dijerite	118 38 131 227		20	34					İzmit	Kayısı, Ağ sığır 2000	- Kayısı 118 - Ağ 38 - Dijerite 131 - 227 (2000)

