T. C.

ANADOLU ÜNİVERSİTESİ

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

DÜVERTEPE NAHİYESİ ÇEVRESİNİN JEOLOJİSİ VE EKONOMİK POTANSİYELİ

(Yüksek Lisans Tezi)

Jeo.Müh.İSKENDER IŞIK

Yöneten

Doç.Dr.YILMAZ SAVAŞÇIN

Eskişehir-1985

İ Ç İ N D E K İ L E R

	Sayfa
ÖZ	
ABSTRACT	
I. GİRİŞ	1
II. AMAÇ	2
III. SERAMİK HAMMADDELERİ VE KAOLEN HAKKINDA GENEL BİLGİLER	2
1. KAOLEN YATAKLARININ OLUŞUMU VE YATAKLAŞMA TİPLERİ	5
1.1. Feldispatların Kaolenleşmesi	5
1.2. Eksojen Yataklar	8
1.3. Endojen Yataklar	8
1.3.1. Hipomağmatik Kaolen Yatakları	9
1.3.2. Piromağmatik Kaolen Yatakları	9
1.3.3. Epimağmatik Kaolen Yatakları	9
2. KAOLENLERİN KULLANILDIĞI ALANLAR VE ARANAN ÖZELLİKLER	10
2.1. Kaolinitin Diğer Amaçlarla Kullanılması	14
2.1.1. Fiziksel Özellikler	14
2.1.2. Teknolojik Özellikler	14
3. KAOLEN REZERV VE ÜRETİMİ	15
3.1. Dünya	15
3.2. Türkiye	17
4. KAOLENLERİN ZENGİNLEŞTİRME YÖNTEMLERİ	19
IV. ÇALIŞMA YÖNTEMLERİ	21
1. OPTİK GÖZLEMLER	21
2. SEDİMENTOLOJİK ÇALIŞMALAR	21
V. BÖLGENİN COĞRAFİK VE MORFOLOJİK KONUMU	37
VI. BÖLGENİN JEOLOJİSİ	41
1. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR	41
2. LİTOSTRATİGRAFİK İSTİF	42
2.1. Karmaşık Seri Birimi	44
2.1.1. Kumtaşı Üyesi	44
2.1.2. Kireçtaşı Üyesi	44
2.1.3. Serpantin, Diabaz ve Meta Kiltaşı Üyesi	45

2.2. Taban Tüfiti Birimi 45
2.2.1. Taban Tüfiti Üyesi 45
2.2.2. Taban Opali Üyesi 47
2.2.3. Kaolen Üyesi 48
2.2.3.1. Kaolen Üyesi Tüfit As Birimi 50
2.2.4. Kabuk Opali Üyesi 51
2.3. Kristal Tüf-Tüfit Birimi 52
2.4. Killi Kireçtaşı Tüfit Üyesi 55
2.5. Kumlu Kaolen Üyesi 55
2.6. İgnimbritik Lapilli Tüf Birimi 57
2.7. Alüvyon 57
3. TEKTONİK 58
VII. LABORATUVAR ÇALIŞMALARI 64
1. OPTİK GÖZLEMLER 64
1.1. Opalleşme Türlerinin İnce Kesitteki Görünümlerine Göre Sınıflandırılması 64
1.1.1. Sedimenter Opal 64
1.1.2. Hidrotermel Opal 65
1.2. Kristal Tüf 68
1.3. İgnimbritik Lapilli Tüf 69
1.4. Tüfit As Birimine Ait Proklastik Kaya Örneği 71
2. SEDİMENTOLOJİK ÇALIŞMA SONUÇLARI 72
3. JEOKİMYASAL VE X-IŞIN SONUÇLARI 86
VIII. EKONOMİK JEOLOJİ 93
IX. SONUÇLAR VE VERİLERİN DEĞERLENDİRİLMESİ 97
X. KATKI BELİRTME 101
DEĞİNİLEN BELGELER
EKLER:
1. 1/10.000 Ölçekli Jeolojik Harita ve Kesitler
2. Litolojik Birimlerin Tip Lokalitesi ve Karakteristik Kesitler
3. Panel Diyagram
4. 1/10.000 Ölçekli Örnek Haritası
5. 1/25.000 Ölçekli Jeolojik Harita

Ö Z

Çalışma alanı, Balıkesir İli'nin Sındırgı İlçesi'nin, Düvertepe Nahiyesi ve çevresidir. Çalışma alanı 20 km^2 olup, Balıkesir-J20-c2 paftasının kuzeyini içerisine almaktadır.

Çalışma alanının 1/10.000 lik jeolojik haritası yapılmış, alttan üste doğru Üst Kretase yaşlı karmaşık seri birimi, Neojen yaşlı taban tüfiti birimi, kristal tüf-tüfit birimi, killi kireçtaşı tüf-tüfit birimi, kumlu kaolen birimi, ignimbritik lapilli tüf birimi ve Kuvaterner yaşlı alüvyon birimi ayırtlanmıştır.

Çalışma alanında yer alan kaolenize tüf birimleri, kaolen ve kumlu kaolen olarak ikiye ayırtlanmıştır.

Kaolen taban tüfiti biriminin bir üyesi olup, taban opali ile taban tüfü üzerine oturmaktadır. Kumlu kaolen, gözle görülebilen bol kuvars kristali içerir. Özünde bu kaya bir kuvars,kaolen içerikli kristal tüftür.

Çalışma alanındaki tüm litolojik birimler lokal özellikte olup geniş alandan yayılım göstermezler.

Simav Grabeni içerisinde yer alan çalışma alanı, tektonik aktif bir yapıya sahiptir.

Opalleşme türleri, sedimenter opal ve hidrotermal opal olarak ikiye ayrılmıştır.

Kaolenize tüf örneklerinin üniform malzeme olmadığı, üç örneğin iyi derecelenmediği, iki örneğin iyi derecelendiği ve örneklerin malzeme cinsi (kil, silt, ince kum) yüzdeleri saptanmıştır.

Bölgedeki hammadde potansiyeli arıtılarak zenginleştirmeye ve çok daha değerli malzeme üretimi için kullanılmaya oldukça elverişlidir.

ABSTRACT

The investigated area is in Düvertepe village and its vicinity of Sındırgı town of Balıkesir province. It includes northern part of Balıkesir-J20-c2 sheet and covers 20 square kilometers.

In the area of which geological map of 1/10.000 scale has been prepared, following units have been distinguished with respect to chronostratigraphic complex series of Upper Cretaceous, Neogene age basement tuffite, crystal tuff-tuffite, clayey limestone tuff-tuffite, sandy kaolin, ignimbritic lapilli tuff and Quaternary age alluvium. Kaolinized tuff in the area has been divided into, kaolin and sandy kaolin.

Kaolin which is the member of basement tuffite has sat on the base opal and the base tuff.

Sandy kaolin contains aboundent quartz crystals that can be distinguished by naked eye. In fact it is a crystal tuff,which is constituted guartz and kaolin.

All the investigated lithological units show local properties and are confined to the area.

The investigated area that take place within Simav Graben has active tectonic structure.

The types of opal in the area have been divided into sedimentary and hydrothermal origin.

It has been determined that kaolinized tuff samples are not uniform, some of them are poorly graded and the others are well graded.

Percentage and type of materials (clay,silt,fine sand) of the samples have been determined.

The raw material potential in the area is highly convenient for the use of production of enriched materials.

I. G İ R İ Ş

Türkiye'de ilk kaolen araştırmaları, 1896'da Osmanlı Sarayı'nın porselen gereksinimini karşılamak üzere Yıldız Porselen Fabrikası'nın kurulmasıyla başlar. İnce seramik üretimi ise çok daha eski olup 12. yüzyılda Selçuklular devrine kadar gider. Selçukluların Orta Asya ve İran geleneklerini Anadolu'ya taşımaları sonucu yeni bir dönem başlar. O zamanlar daha çok el sanatlarının bir dalı olarak yürütülen seramik yapımı, giderek endüstriye dönüşür ve 14. yüzyılda Osmanlı İmparatorluğunun yükselmesi devrinde en büyük gelişme noktasına ulaşmıştır. Bursa, İstanbul ve Edirne Camiileri ve daha bir çok eser buna örnektir. İmparatorluğun gerileme devrinde ise porselen ve seramik sanayiilerindeki aktivite azalmış ve I.Dünya Savaşı sonunda hemen hemen tamamen durmuştur.

Türkiye Cumhuriyeti'nin kurulmasından sonra hem seramik, hem de refrakter sanayiileri sürekli olarak gelişme göstermiştir. Fakat asıl ayrıntılı kaolen ve kil etüdleri son 20 yıldan beri seramik sanayinin hızlı gelişmesi karşısında, gerek MTA ve gerekse ilgili fabrikaların uzmanları tarafından yapılmaya başlanmıştır.

Hammadde potansiyeli açısından önemli bir bölge olan Düvertepe'nin ele alındığı bu çalışma Yüksek Lisans Tezi olarak Anadolu Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü'ne sunulmuştur.

II. A M A Ç

Düvertepe çevresindeki hammadde potansiyelinin incelendiği bu çalışmanın amacı, bölgenin geniş ölçekli Neojen Korelasyonunu yapmak değildir. Düvertepe Nahiyesi birimlerini karşılaştırma ve işletmelerin rasyonelleştirilmesi olanaklarını ele almak hedeflerimizden biridir.

Bunun için öncelikle kaolen işletme ocaklarının bulunduğu bölgenin 1/10.000'lik jeolojik haritası yapılmış, tektonik ilişkiler incelenmiş ve değişik laboratuvar yöntemleri ile malzemenin bilimsel tanımlanmasına gidilmiştir.

III. SERAMİK HAMMADDELERİ VE KAOLEN HAKKINDA GENEL BİLGİLER

Kaolinit, tabakalı silikat grubu bir kil mineralidir. İlk defa çıkarılıp ve yüzyıllarca üretildiği Çin'deki "Kao Ling" sıra dağlarından adını almıştır. Kaolinit terimini ilk defa Johnson ve Blake (1867) kullanmıştır(Millot,1970). Kaolinit, hidrate alümino silikat olup ($Al_2O_3.2SiO_2.2H_2O$), yer kabuğunda yaygın olarak bulunan kil minerallerinin en önemlilerinden biridir.

Kaolen, genellikle %98 veya daha fazla kaolinit içeren kil taşına veya arıtılmış ticari ürüne verilen isimdir(Mining Journal,1984).

Kaolinit'in kristal yapısı ilk kez Grüner tarafından saptanmış

olup (1932), Brindley ve Robinson (1946) tarafından geliştirilmiştir (Millot,1970).

Kaolinit tabakaları iki farklı düzlem yapısının birleşmesinden oluşmuştur. SiO_2 ve Al_2O_3 tetraederleri ve oktaederleri, kaolinit tabakasını oluşturacak şekilde birleşirler. Yani bir kaolinit tabakası silikat tetraederleri ile Al oktaederlerinin birleşmesiyle oluşup yaklaşık 7,2 A^o kadar kalındır.

Tetraederlerin dört ucu pozitif yüklü dört oksijen iyonu tarafından paylaşılmış olup ortasında bir silis iyonu bulunmaktadır. Oktaederin 6 ucu oksijen iyonu veya hidroksil grubu tarafından paylaşılmış olup ortasında da alüminyum iyonu bulunmaktadır.

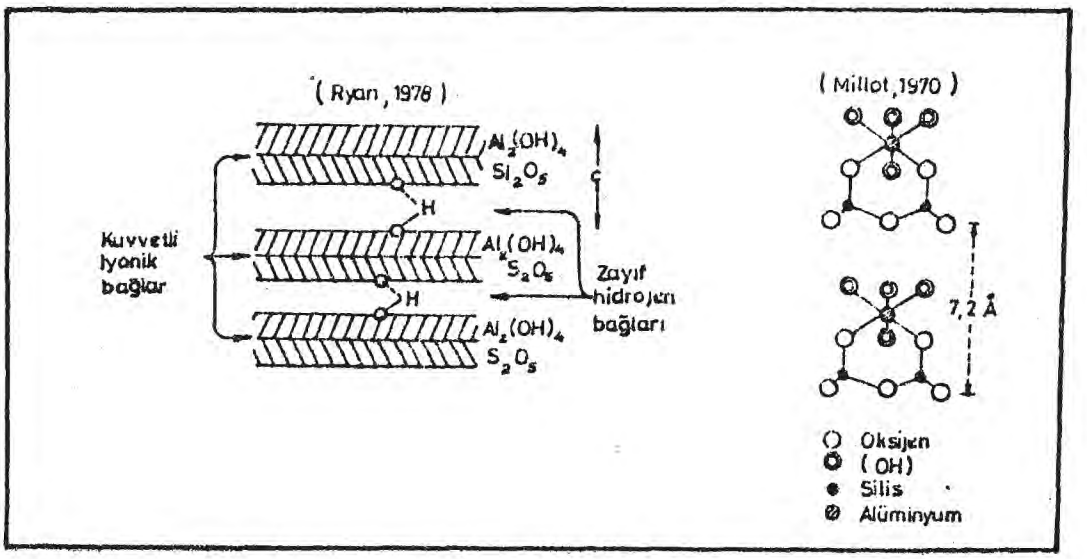
Kaolinitin bir tabakası, alüminyum oktaedri ile silikat tetraedrinin birleşmesiyle meydana gelmiştir. Kaolinitin yapısal (kapalı) formülü $Al_2(OH)_4.Si_2O_5$' dir. Bu formül elektrik yükü nötr olan bir tabakayı göstermektedir. Karşılıklı dizilmiş 14 pozitif yüklü alüminyum ve silis iyonları ile yine karşılıklı dizilmiş 14 negatif yüklü oksijen iyonları veya hidroksil grupları tarafından dengelenmiştir. Bu tabakaların düzgün yığılmaları kaolinit'i oluşturmuştur. Yığılan tabakalar arası mesafe yaklaşık 7 A^o dur(Şekil 1).

Elektron mikroskobunda pseudohegzagonal kristal taneleri, genellikle çok açık gözlenirler(Millot,1970).

Kaolinit'in teorik kimyasal bileşimi %46,54 SiO_2; %39,5 Al_2O_3 ve %13,96 H_2O ağırlık oranındadır.

Porselen toprağı adıyla da bilinen kaolenin, sertliği 2-2,5; yoğunluğu 2,6'dır. Mat, gevşek toprağımsı görünümde ender olarak kristal halde bulunur. 770°C de ısıda suyunu kaybeder. HCl'de çözülmez. Yalnızca kaynar H_2SO_4'te çözülür. Saf olduğunda beyaz, bazen yeşilimsi sarımsı renklerde olabilir. Havadan nem çeker. Nemli olduğunda özel bir kil

kokusu verir. Su ile yoğrulup şekillendirilebilmesi için yeterince plastik özellikte değildir. Bu nedenle seramik hamurunda başka bir bağlayıcı kille birlikte kullanılır.



Şekil 1. Kaolinit düzlemlerinin bağ zinciri ve kristallografik yapısı.

Kaolenin kimyasal bileşimi (DPT).

	Ortalama %	İdealde %
Al_2O_3	25 - 35	37,7
SiO_2	59 - 63	46,7
CaO	0 - 1	0,15
MgO	0 - 1	0,24
K_2O	0 - 1	1,49
Fe_2O_3	0 - 0,5	0,56
Pişme rengi	1300°C de beyaz	
Kuru direnci	10-30 kg/cm^2	
Kuru çekmesi	% 1-3	
Su emme	1300°C de % 25-30	

Diğer kaolen grubu mineralleri olan dikit ve nakrit genellikle hidrotermal yataklarda bulunurlar (Akıncı,1968; Millot,1970). Bu iki

mineral kaolinit ile aynı kimyasal bileşime sahip olup yalnız kristallografik yapıda farklılık gösterirler. Kaolinit triklinik olarak bulunurken, dikit ve nakrit monokliniktir.

Halloysit ($Al_2O_3.2SiO_2.4H_2O$), katı bağlanmış su tabakaları tarafından birbirinden ayrılmış kaolinit tabakalarından meydana gelmiştir. İki tabaka arası mesafe 10 A^o civarındadır. İki mol suyunu 50^oC de kaybeden halloysit, metahalloysite dönüşür. Boru şeklinde kristallerden oluşan halloysit, hidrotermal ve bazen de sedimenter olarak görülebilir.

III.1. KAOLEN YATAKLARININ OLUŞUMU VE YATAKLAŞMA TİPLERİ

Kaolen, feldispatça zengin asidik kayaların bozuşma ürünüdür.

III.1.1. Feldispatların Kaolenleşmesi

Ortaklas % 64,63 SiO_2; % 18,49 Al_2O_3 ve % 16,88 K_2O içerir. Yer altı veya yer üstü sularının veya asidik termal çözeltilerin etkisiyle feldispatlar içerdikleri K_2O'nun tamamını ve SiO_2'nin bir bölümünü kaybedip, bunların yerine bünyelerine bir miktar su alarak bileşimi %39,56 Al_2O_3; % 46,5 SiO_2 ve % 13,94 H_2O olan kaolinit mineraline dönüşürler.

$$\underset{\text{Ortoz}}{2KALSi_3O_8} + 2H^+ + H_2O \longrightarrow \underset{\text{Kaolinit}}{2K^+ + Al_2Si_2O_5(OH)_4} + \underset{\text{Silis}}{4SiO_2}$$

Kaolenleşmeye feldispatla beraber bulunan kuvars, mika ve demirce zengin mineraller değişik biçimde katkılarda bulunurlar. Kuvarsın bazı hidrotermal kaolen filonlarında feldispatın yapısından atılan fazla silisle birlikte opal damarları oluşturdukları görülür (Foto 1). Çok ince taneli kuvars içeren tüflerde ancak çok az miktarda çözülen ve hareket edebilen silisin kaoleni çimentolayıp sertleştirdiği görülmektedir.

Gerek serbest kuvars, gerekse bağlayıcı silisi az olan kaolen-

ler genellikle az asidik, nötr volkanik ve mağmatiklerden oluşmuşlardır. Çünkü silisin asit ortamda az çözülmesine rağmen kaolinit oluşturan iyonların kuvarstan fazlaca uzaklaşmaları olası değildir. Bunun için ana kaya kuvarsça zenginse, kaolende zengindir(Şekil 2).

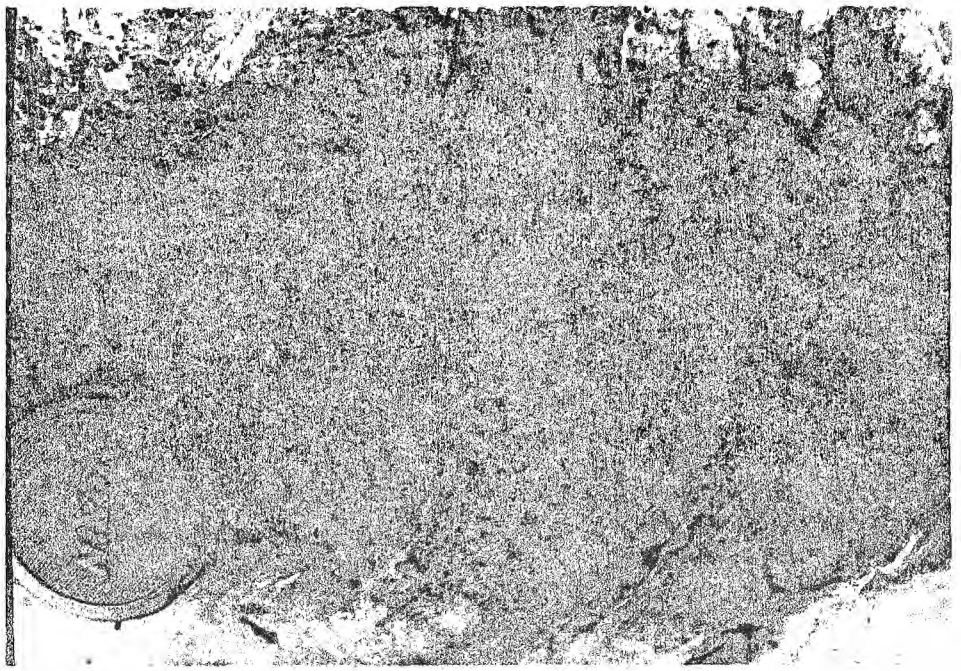
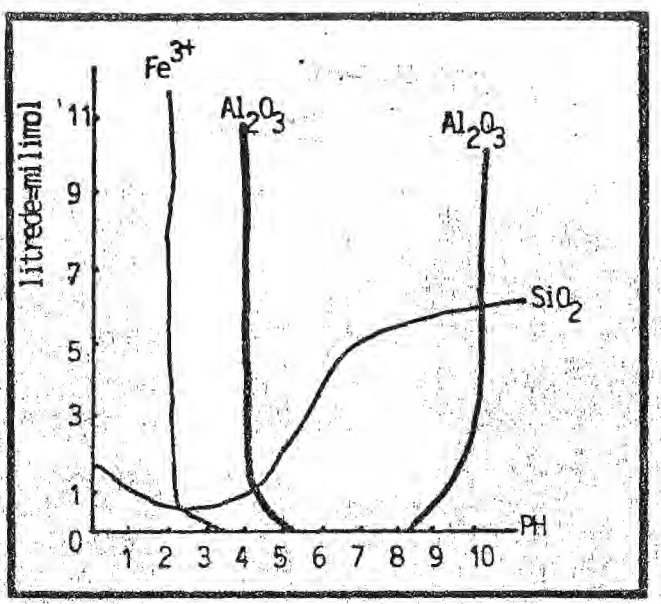


Foto 1. Kabuk opali. Küçükpınar Dere batısında çekilmiştir.



Şekil 2. Fe-Al-Si hidroksitlerinin ortama göre çözünürlük eğrileri (Yamada, v.d.,1967).

Diğer bir deyişle, akifer ve hidrotermal yataklardan kaolenleşmenin tam olması sıcak su çözeltilerinin yeterli ve uzun süre etkili olmasıyla mümkündür. Aksi halde yatağın içerisinde sert, primer yapısı bozulmamış bol kuvarslı kütleler kalmaktadır.

Yer kabuğunun bileşiminde ağırlıkça en fazla bulunan üç elementi sırası ile O, Si ve Al' dir. Bu elementi içeren feldispatlar ve kil mineralleri de aynı oranda yaygındırlar. Feldispatlar gerek asidik ve gerekse bazik kayalarda bol miktarda bulunduklarından bazalt ve gabrolarda %15 Al_2O_3 oranı kaolinit oluşturan riyolit ve granitlerdeki değerin aynıdır. Bu tenör kaolenleşme sırasında iki kat artarak kil minerallerinde % 30-40'a kadar yükselir. Bol miktarda feldispat içeren bazı aplit ve pepmatitlerde, alünitlerde sillimanitli metamorfitlerde korund minerallerinde ve zımpara taşında Al bakımından zenginleşme görülmekle beraber bunların kaolen oluşumuna ana kaya olarak büyük bir katkısı yoktur. Bazik kayalarda ve bazik ortamlarda Ca, Mg, ve Fe gibi bol bulunan elementlerin değişik türde kil mineralleri oluşturmaları sonucu bu bölgelerde Al_2O_3 tenöründe fazla zenginleşme görülmektedir.

İyi kaliteli bir kaolenin oluşması için doğada yaygın ve genellikle birlikte bulunan Al, Si, Fe elementlerinin birbirinden ayrılması gerekir. pH değeri çok düşük çözeltilerden Fe ve Al hidroksitleri sıvı faza geçerler. pH'ın 10'dan büyük değer alması, Al hidroksitin tekrar çözünmesini sağlar. Ortamda bulunan SiO_2 ise asit ortamda az, bazik ortamda çok çözünen bir fazdır. Böylece asit ortamlarda Al_2O_3/SiO_2 oranı 1/2 olan kaolinit minerali, bazik ortamlarda Al_2O_3 / SiO_2 oranı 1/3-4 olan montmorillonit minerali oluşur. Kaolinit oluşumunda asit ortam genellikle karbonik asit, sülfirik asit ve hümüs asidi ile sağlanır. Bu ortamı nötr ve bazik hale getiren olaylar ise karbondioksitin uçması, su miktarının artması, çevrede bazik kaya ve kalker bulunması, feldispatların

bünyesinden açığa çıkan Na ve K iyonlarının çözeltiye geçmesidir.

Ana kayadan oluşmaya başlayan kaolinit, oluştuğu her yerde yataklanabilir. Bu yataklanma ana kayanın bulunduğu yer olabileceği gibi sularla taşınarak ikincil yataklarda çökelmede söz konusu olabilir. Birinci durumdaki oluşum rezidual veya primer kaolen yatağı olarak tanımlanır (Keller,1964). İkinci tür ise sedimenter veya sekonder kaolen yataklarıdırlar (Patterson,1975).

Kaolen yatakları eksojen ve endojen yataklar olarak da iki ayrı türde ele alınabilirler.

III.1.2. Eksojen Yataklar

Feldispat içeren kayalardan dış alterasyon ile oluşur. Bir alterasyon örtüsü halinde olup, tavanda toprak örtüsüne geçişli ve kirlenmiş olarak, tabanda ise ana kayaya geçişli sert silisleşmiş ve düşük kaliteli olarak bulunur.

Genellikle Tersiyer yaşlı olan bu yatakların, ana kayası olarak arkoz, tüf, granit, aplit, pegmatit ve tüfitler bulunurlar.

Bütün eksojen kaolen yataklarında kuvars ve feldispat artıklarının oranı, limonit oluşumunun yaygınlığı, montmorillonit, boksit mineralleri ve sileks zuhuru gibi konular denge unsuru olarak önemlidirler.

III.1.3. Endojen Yataklar

Volkanik ve mağmatik oluşumlu kaolen yataklarının kalitesi ve jeolojik yapı özellikleri magmanın katılaştığı derinliğe ve onun kimyasal bileşimine bağlıdır. Lavların ve mağmanın bazik, nötr ve asit özellikte oluşu, volkanik, subvolkanik veya plütanik derinliklerde katılaşması aşağıda belirtilen değişik tip kaolen yataklarının oluşumuna sebep olmaktadır.

III.1.3.1. Hipomağmatik (plütonik) Kaolen Yatakları

Plütonik derinliklerde ana kütlenin kendi hidrotermal çözeltilerinin etkisi altında yer yer lateral kaolenleşmeye uğradığı görülmektedir. Bu yataklar plütonik ve subvolkanik kütleleri bir örtü gibi örterler. Bazı hallerde yan kayaya filon halinde girdikleride görülür.

III.1.3.2. Piromağmatik (subvolkanik) Kaolen Yatakları

Gazca doygun fazın var olduğu bu ortamda kaolen yataklarının alkali elementler ve demir oksit bakımından zenginliği ve kaolenleşme ana kayanın erüpsiyon devresinde mi, yoksa sükunet devresinde mi katılaşmış olduğu sorusuna bağlıdır. Erüpsiyonlarla subvolkanın kuruması kaolen oluşumunu önleyen bir olaydır. Ancak ısınan ve asit özellik kazanan yer altı sularının katılaşmanın son safhasına iştiraki ile kaolen oluşumu olası olabilir.

III.1.3.3. Epimağmatik (volkanik) Kaolen Yatakları

Volkanizmanın son fazında çıkan sıcak termal suların ve asit çözeltilerin veya volkanik faaliyetler sırasında ısınan yer altı sularının bazı tüflü seviyeler içinde yayılarak, tüfleri kaolenleştirdiği sık sık görülür. Çözeltiler yetersiz ve pH değişiklikleri düzensiz olduğundan tabakalı kaolenize tüfler genellikle silisleşir ve çoğu zaman yıkanamayan sert kaolen yatakları meydana getirirler. Bunların daha sonra aşağıya inen suların etkisiyle yumuşak ve ekonomik değeri olan kaolen yataklarına dönüşmeleride olasıdır.

Volkanik olaylar sırasında yakın çevre morfolojisinin devamlı değişmesi, lav akıntılarının vadileri tıkayarak kapalı havzalar oluşturması beklenir. Volkanik erüpsiyonlara şiddetli yağışların eşlik ettiği de bilinmektedir. Adı geçen kapalı havzalarda biriken göllerde tüflerin çökelmesi, lavların göllere ulaşması, sıcak termal eriyiklerin göl suyu-

na karışması gibi olaylar sonucu tüflerde toz halinde bulunan feldispatların çözülmesine ve kaolin oluşmasına yol açan pH koşulları ortaya çıkmaktadır. Çıkan gazların havzada biriken sularla reaksiyona girmeside bu koşulların oluşmasında etkili olabilir (Seyhan,1972).

III.2. KAOLENLERİN KULLANILDIĞI ALANLAR VE ARANAN ÖZELLİKLER

Bir çok endüstri dalında kullanım alanı bulan kaolenin en fazla kullanıldığı sanayi dalı kağıt sanayi olup, üretilen toplam kaolen miktarının % 50'sini oluşturur (Patterson,1975).

Kağıt sanayiinde kullanılan kaolenin beyaz, tabii parlaklığa sahip, yumuşak ve suda kolay dağılabilir, mürekkep emen ve kimyaca aktif olmaması istenir. Beyazlık dolgu kaoleninde % 83-84, kaplama kaoleninde % 87-88 olmalıdır. Tane boyutu dağılımının homojen ve dolgu kaoleninde % 100'ünün 44 mikronun altında, kaplama kaoleninde 15 mikronun altında ve en az % 70'inin 2 mikrondan küçük olmaları istenir (Okut, 1975).

Dünya kağıt sanayiinin kullandığı bazı kaolenlerin bileşimleri aşağıdaki tabloda verilmiştir (DPT).

	İngiliz Kaoleni	ABD Kaoleni
SiO_2	% 46,77	% 45,26
Al_2O_3	% 37,79	% 36,89
Fe_2O_3+ FeO	% 0,56	% 0,27
TiO_2	% 0,02	% 1,35
MgO	% 0,24	% 0,06
Na_2O	% 0,05	% 0,04
K_2O	% 1,49	Çok az
H_2O (bileşik)	% 12,18	% 13,90
H_2O (serbest)	% 0,61	-
P_2O_5	% 0,01	-
F	% 0,24	-
SO_3	-	% 0,13

Sekanın kullandığı kaolinitte istenen özellikler (Okut,v.d.,1981).

Kimyasal Bileşim	Dolgu Kaoliniti	Kaplama Kaoliniti
SiO_2	% 45	% 45
Al_2O_3	% 39	% 39
Diğer özellikler		
Kırılma İndisi	1,56	1,56
Dağılma Katsayısı (100 sp)	9,5-11,5	14
Kuvvet Kaybı (100 sp)	0,60	0,70
Yansıtma		
a - 380 m	72	80
b - 457 m	82	84,5
c - 567 m	88,3	88,0
Özgül ağırlık gr/cc	2,58	2,58
Tane boyu	0,5-10 μ	0,5-10 μ
Tane şekli	Tablacık	Tablacık
pH	6,6	7,0

Kağıt üretiminde kağıdın mürekkebi dağıtmasını önlemek ve dayanıklılık sağlamak için bir miktar alüminyum sülfat kullanılmaktadır.Bu bakımdan alünitli kaolenler kağıt sanayiinde kullanılabilmektedir.

Kaolenin diğer kullanım alanları ve miktarları şöyledir; % 10 seramik, % 10 lastik, % 10 refrakter, % 5 beyaz çimento ve % 5 boya, tıbbi ilaçlar, zirai ilaçlar, kozmetik, tekstil, gübre, marley yer döşemeleri ve özellikle dolgu sanayiinde kullanılmaktadır(Murray,1975).

Seramik sanayiinde kullanılan kaolenlerde aranılan özellikler (Okut,v.d.,1981).

Kimyasal Bileşim	%
SiO_2	43 - 73
Al_2O_3	14 - 38
$Na_2O + K_2O$	0,5
$CaO + MgO$	1
SO_3	1
$Fe_2O + MnO + TiO_2$	0,8 max.
A.Z.	8 - 14

Görüldüğü gibi kaolinitin esas elementleri olan Al_2O_3 ve SiO_2 için aranan yüzde sınırları geniş tutulmuştur. Oysa alkali ve toprak alkali metaller, renk yapıcı metal oksitleri ve kükürt oksitleri tabloda belirtilen en düşük limitlerde tutulmuştur.

Seramik endüstrisinde kullanılan kaolinitin yanı sıra kuvars ve feldispatta önemli olduklarından özellikle ülkemizde bu üçünün bir arada bulundukları volkanik kökenli kırıntılı kayalar (tüf-tüfit-volkanosedimenterler) önemli (hazır reçete) hammaddedirler.

Bunların kullanılabilir bileşim sınırları ise şöyledir (Okut, v.d.,1981).

Mineral	%
Kaolinit	40-70
Kuvars	30-60
Feldispat	1-5

Kaolinit içerikli doğal hammadde ile birlikte bulunması beklenen mika, karbonat ve sülfat mineralleri ile metal oksit ve sülfürleri istenmeyen minerallerdir.

Karbonat, sülfat ve sülfürler, pişme sırasında gaz haline geleceğinden üründe, gözenek ve kabarcıklar yaptığı için istenmezler. Metal oksit ve sülfürler ürünlerde renklenmelere sebep oldukları için istenmemektedir. Mika mineralleri, şekillendirme sırasında tabaka halinde dizilerek gerilime ve çatlamaya, filtre preslerinin tıkanmasına neden oldukları için istenmezler. Feldispat ve kuvars mineralleri seramik çamurlarında plastikliğin ayarlanmasında, kuruma ve pişme küçülmelerinin ayarlanmasında ve pişmenin sağlanmasında, kullanılan doğal hammaddede yeteri kadar mevcut değil ise de katkı madde olarak ilave edilmektedirler.

Su ile karıştırılıp yoğrulduğunda ele yapışmayacak kıvama gelen

ve üzerine basıldığında parmak izlerini açıkça gösteren bir çamur normal plastik haline gelmiş demektir. Bu hale gelinceye kadar, kurutulmuş hammaddenin aldığı su miktarı yüzdesine "plastiklik sayısı" denir.Kaolende istenen plastiklik suyu % 25-35 civarındadır. Plastiklik seramik ürünlerinin elle ve tornada şekillendirilmesi için önemlidir.

Şekillendirilen ürünler pişme fırınlarına gitmeden önce kurutulur. Kapsadıkları suyun bir bölümü orada uçar. Kuruma ve nakliye sırasında pişmemiş ürünlerin kırılıp dağılmamaları ve şekillerini korumaları için bir kuru direnc sahip olmaları gerekir. Ayrıca bazı ürünler pişirilmeden önce boyanır ve sırlanır. Bu işlemler için belli bir iç direnç gereklidir.

Seramik ürünlerinde plastik kaolen içi kuru direnç: 40-45kg/cm^2, plastik olmayan kaolen için kuru direnç: 10-30kg/cm^2 olarak ön görülür.

Ürünlerin istenilen boyutlarda olmasını sağlamak için kullanılan hammaddelerin kuruma ve pişme işlemleri sırasında ne kadar küçüldüklerinin ölçülmesi önemlidir. Kuruma küçülmesi plastikliğe bağlı olup çok plastik killerde yüksektir.

Plastik kaolende kuruma küçülmesi: %5-7

Toplam küçülme: % 10-16

Plastik olmayan kaolende kuruma küçülmesi: %1-3 civarında değerler verir.

Depoda çabuk kuruma, kolay kırılıp parçalanma, suda kolay açılabilme, filtre preslerde çabuk süzülme, torna ve preslerde şekillenebilme ve şekillenme sırasında kilin tabaka halinde dizilmemesi, gaz içermemesinin yanı sıra gerilim farklarının sır hatalarına yol açmaması istenir. Seramik endüstrisinde kullanılacak kaolen 74 mikron elekten geçecek incelikte öğütülür (Okut,v.d.,1981).

III.2.1. Kaolinitin Diğer Amaçlarla Kullanılması

Beyaz çimento üretiminde renk verici Fe, Mn, Ti oksitleri içermeyen kalker ile beyaz pişen kaolen veya killer kullanılmaktadır.

Dış satım çimento kaolenlerinden istenen bileşim ~~tablodaki~~ aşağıdaki gibidir.

Al_2O_3 % 26, SiO_2 % 50, Fe_2O_3+ FeO+MnO + TiO_2 % 0,05, SO_3 %10, maksimum alkali oksitler için bir yüzde belirtilmemiştir.

Ayrıca kaolinit lastik, plastik, boya, tıbbi ilaçlar, zirai ilaçlar, marley yer döşemeleri, kozmetik, gübre, tekstil ve başka alanlarda da dolgu maddesi olarak kullanılmaktadır. Kaolinitin bu amaçla kullanılabilmesi için bazı fiziksel ve teknolojik özellikleri önemlidir.

Bu özellikler şöyle sıralanabilir.

III.2.1.1. Fiziksel Özellikler

Yoğunluk, absorbsiyon kapasitesi, tane boyu ve şekli, aşındırma, ısıdan etkilenme ve meydana getirdiği yüzeyin özellikleri, renk ve tane boyudur.

III.2.1.2. Teknolojik Özellikler

Rutubet, akıcılık, süspansiyon kabiliyeti, dispersiyon kabiliyeti ve toz haline gelebilme özelliğidir. Porselen (mutfak ve laboratuvar), elektroporselen gibi sert porselen ürünleri, cam, elyaf ve refrakter malzeme üretimi için iç ve dış piyasadan talep edilen kaolenlerin bileşimleri aşağıdaki gibidir.

Al_2O_3	% 35 - 38
Fe_2O_3	% 0,8 max.
Na_2O+ K_2O	% 0,5 max.
SO_3	% 1 max.

III.3. KAOLEN REZERV VE ÜRETİMİ

III.3.1. Dünya

ABD, toplam 1 milyar ton kaolen rezervine sahiptir. İyi kaliteli rezervleri 100-200 milyar ton arasındadır. ABD'nin kaolen yatakları Georgia, S.Carolina, Alabama, California, Florida, Idaho, N.Carolina ve Texas eyaletleridir.

İngiltere, dünyada en çok kaolen üreten ülkeler arasında, ABD'den sonra ikinci sırada gelir. Ancak, kaolen dış satımında dünyada birinci sırada yer alır. Cornwall bölgesindeki feldispatların hidrotermal alterasyonuyla oluşmuş kaolenize granit, en önemli yatağıdır (Patterson and Murray, 1975).

Rusya'da rezidüel, hidrotermal ve sedimenter kökenli yataklar bulunmaktadır. Bu yataklar Ural Dağlarında, Batı Sibirya'da ve Güney Rusya'da toplanmaktadır. Prosyanovski'nin yaklaşık rezervi 160 milyon ton civarındadır.

Meksika'da riyolitin hidrotermel alterasyon sonucu oluşan kaolen yatakları 500 milyon ton rezerve sahiptir. Meksika kaolenleri kaplama ve kağıt sanayiinde kullanılmaya elverişlidir.

Brezilya kaolenleri yaklaşık 50 milyon ton rezerve sahip olup, granit, pegmatit ve diğer kristalin kayalara bağlı gelişmiştir.

Çekoslavakya, Doğu Avrupa'da en çok kaolen üreten ülkedir. Kaolenleri yüksek kaliteli olup yaklaşık 1 milyar ton rezerve sahiptir.

Doğu Almanya'da, primer ve sekonder kaolen yatakları rezervlerinin 100 milyon ton civarında olduğu sanılmaktadır.

Fransa'nın, Brittany ve Central Massif bölgelerinde bir kaç kaolen yatağı ve işletmesi vardır.

Polonya'nın, granit ve gnayslara bağlı oluşmuş primer kaolen ya-

DÜNYA KAOLEN ÜRETİMİ 1982 (Mining Annual Review,1984)

Avrupa	Ton
Avusturya	77.000
Belçika	130.000
Bulgaristan	248.000
Çekoslovakya	550.000
Fransa	364.000
Doğu Almanya	220.000
Batı Almanya	370.000
Yunanistan	47.000
Macaristan	55.000
Polonya	52.000
Portekiz	63.000
Romanya	90.000
İspanya	100.000
İngiltere	2.421.000
Amerika	
Arjantin	84.000
Brezilya	418.000
Şili	60.000
Meksika	205.000
Paraguay	61.000
ABD	6.362.000
Venezüella	72.000
Afrika, Orta Doğu ve Rusya	
Cezayir	17.000
Mısır	32.000
Etyopya	22.000
İran	89.000
Güney Afrika	128.000
Türkiye	38.000
Rusya	2.900.000
Güney Doğu Asya, Uzak Doğu ve Avustralya	
Avustralya	254.000
Hindistan	132.000
Endonezya	89.000
Japonya	218.000
Kore	175.000
Malezya	441.000
Yeni Zellanda	55.000
Pakistan	44.000
Tayvan	96.000
Tayland	20.000

taklarının toplam rezervi 10 milyon ton civarındadır.

İspanya'da, primer ve sekonder oluşmuş kaolen yataklarının toplam rezervi 300 milyon ton civarındadır.

İran'daki en büyük kaolen yatakları ülkenin Sımıron yakınındadır. İran'da 15 milyon ton kaolen rezervi bulunmaktadır.

Japonya kaolen yataklarının ana kayası granit, pegmatit ve piroklastiklerdir. Toplam rezerv 5-20 milyon ton civarındadır.

Kıta Çin'indeki "Kaoling" sıra dağları bugünde porselen sanayiinin merkezidir. Buradaki kaolenlerin ana kayası granit ve pegmatitlerdir (Patterson and Murray, 1975).

III.3.2. Türkiye

Bugüne kadar, ülkemizin kaolen potansiyelini tam anlamıyla ortaya çıkaracak etüdler yapılmamıştır. MTA tarafından şimdiye kadar çeşitli bölgelerde, prospeksiyon ve etüdlerle görünür ve muhtemel rezervler saptamış ise de bunlar genellikle işletilebilir ekonomik rezervi ifade etmemektedir.

Türkiye'deki kaolen ocaklarının büyük bir kısmı özel sektör tarafından işletildiğinden üretim miktarları kesin olarak belirlenememektedir. DPT'ye göre 1983 Mayıs ayı Maden İhracat Bülteninde kaolen dış satımı şöyledir.

1982 Ocak-Mayıs	1983 Ocak-Mayıs
81 ton	41,5 ton

olarak belirtilmiştir.

Türkiye Kaolen Yatakları ve Rezervleri
(Türkiye Maden Envanteri,1980,MTA)

İL	MEVKİ	MİKTAR (TON)	REZERV CİNSİ
Amasya	Merzifon	1.000.000	Mümkün
Artvin	Yusufeli	300.000	Muhtemel
Balıkesir	Düvertepe	80.000	Görünür
Bilecik	Esiriköy	5.000.000	Jeolojik
	Küreköy	1.000.000	Gör-Muhtemel
	Çaltıköy	576.000	Mümkün
Bingöl	Kuruderekköy	60.000	Jeolojik
Bolu	Gerede	485.000	Muhtemel
	Yeniçağ		
Çanakkale	Çamdere	300.000	Görünür
Eskişehir	Mihallıççık		
	Ahırözü	2.000.000	Görünür
	Üçbaşlı	186.622	Potansiyel
	Çamdan	404.490	Gör-Muhtemel
	Ayının Tepe	1.091.530	Muhtemel
İstanbul	Arnavutköy	8.800.000	Muhtemel
	Boğazköy	1.890.000	Muht-Mümkün
	Şile-Beykoz	87.000.000	Gör-Muhtemel
Kütahya	Dumlupınar		
	Akörenköyü	71.000	Gör-Muhtemel
	Gevrekseydi	1.193.200	Gör-Müm-Muh.
Nevşehir	Avonos	1.180.000	Gör-Muhtemel
Uşak	Karaçayır	320.000	Gör-Muhtemel

III.4. KAOLENLERİN ZENGİNLEŞTİRME YÖNTEMLERİ

Kaolenlerin zenginleştirilmesinde amaç istenmeyen safsızlıkları ayırmaktır.

Kaolen ile birlikte bulunması mümkün olan mineraller ve kaolen üzerinde etkilerini aşağıdaki gibi özetlemek mümkündür. (Simpson,1969).

Serbest silis plastisiteyi azaltır. Kuruma ve pişme çekmesini, kopma kırılma direncini ayrıca refrakterliği azaltır.

Mikalar, kaolende hidrobiyotit, hidromuskovit halinde bulunur. Diğer alüminyum silikatlar, mikalar plastikliği azaltırlar.

Demir bileşikleri, pişme rengini olumsuz etkiler, ayrıca refrakterliğide azaltırlar.

Alkaliler (mineral yüzeyinde bulunan katyonlar), K_2SO_4,Na_2SO_4 gibi tuzlar, refrakterliği ve sinterleşme sıcaklığını azaltırlar.

Kaoleni oluşturan minerallerin özellik ve boyutlarına göre zenginleştirme yöntemleri farklı olmaktadır.

En çok uygulanan zenginleştirme yöntemleri kısaca aşağıda anlatılmıştır (Önçek, 1985).

a. Boyuta Göre Sınıflandırma ve Zenginleştirme

Kaolenin kırma ve dağıtma işlemleri esnasında cevheri oluşturan diğer minerallere nazaran daha küçük boyutlara inmesi bu yöntemin dayandığı en önemli özelliktir.

Bu zenginleştirme yönteminde sırası ile şu işlemler uygulanır;

Kırma-Eleme

Öğütme-Klasifikasyon

Yıkama ve Dağıtma

Susuzlandırma ve Kurutma

b. Flotasyon ile Zenginleştirme Yöntemi

Kaolende bulunan safsızlıkların arındırılmasında en çok uygulanan flotasyon şekilleri; köpük flotasyonu, taşıyıcı mineral flotasyonu, yağ flotasyonu ve emülsiyon flotasyonudur.

Köpük flotasyonunda, mevcut çeşitli safsızlıklar (demir oksitler ve titan mineralleri gibi) yüzdürülerek, kaolenin bastırılması en fazla tercih edilen yoldur.

Taşıyıcı mineral flotasyonunda, zenginleştirilmesi istenen kaolene taşıyıcı mineral olarak kalsit, barit, kyanit, fluorit ve silis kumu kullanılabilir.

Kaolenler yağ flotasyonu ile anataz bileşimindeki safsızlıklardan ve diğer safsızlıklardan arındırılırlar.

c. Selektif Flokülasyon ile Zenginleştirme

Kaolenlerin selektif flokülasyon yardımıyla çeşitli safsızlıklardan ayrılması olasıdır.

d. Manyetik Ayırma ile Zenginleştirme

Kaolenin, demir ve titan içeren çeşitli safsızlıklardan ayrılması bu yöntemle de olasıdır.

IV. Ç A L I Ş M A Y Ö N T E M L E R İ

Arazi çalışmaları 1984 ve 1985 yaz aylarında yapılmış, buna paralel olarak da laboratuvar çalışmaları kapsamında optik, sedimentoloji, X-ışın ve kimyasal analiz incelemeleri sürdürülmüştür.

IV.1. OPTİK GÖZLEMLER

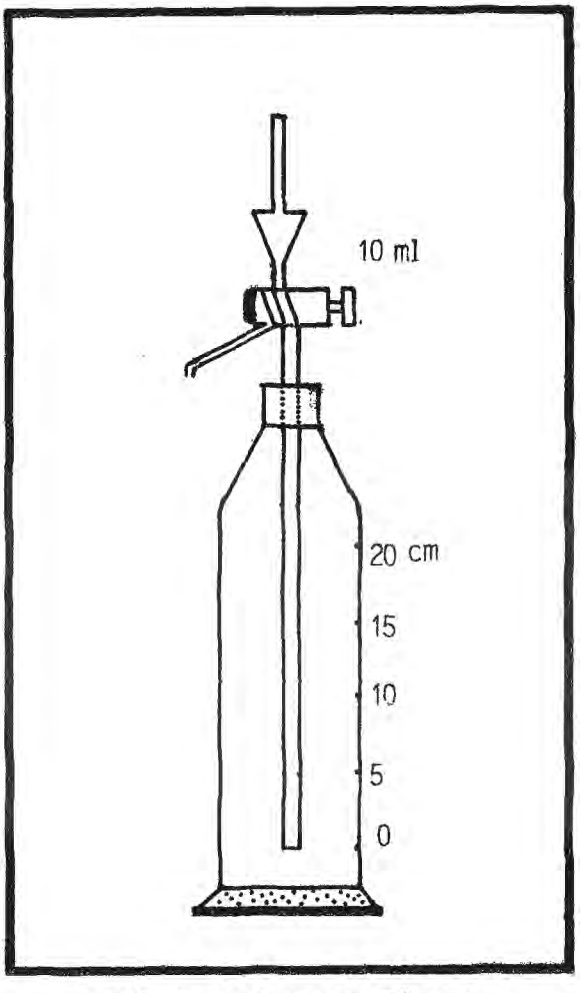
Çalışma alanında gözlenen birimlerden çok sayıda örnek toplanmış ve bunlardan 55 tane ince kesit yapılmıştır. Yapılan ince kesitler polarizan mikroskopta ayrıntılı olarak incelenmiş ve kayaların mineral bileşimleri ile dokusal özellikleri saptanmıştır.

IV.2. SEDİMENTOLOJİK ÇALIŞMALAR

Örneklerin bileşiminde bulunan kil, silt ve ince kum dağılımını belirlemek amacı ile sedimentolojik çalışmaya önem verilmiştir. Bu amaçla incelenen örnekler önce iri ve ince kırıcılardan geçirilmiştir. Daha sonra porselen havanda taneler dövülmüştür. Çeyrekleme işlemi ile 100 gr lık örnek ayrılmış ve 1 litrelik beherlerde, 750 mililitrelik saf sulu ortamda 4 gün bekletilmiştir. Magnetik karıştırıcıda yaklaşık 3 saat çalkalanmaya bırakılmıştır. Bu bulamaç, sulu ortamda 149, 104, 74 ve 44 mikronluk eleklerden geçirilmiştir. Elek üstü örnekler kurutularak tartılmış, 44 mikrondan küçük olan elek altının toplam ağırlığı

hesaplanarak saptanmıştır.

44 mikron elek altı örnekleri balon jojelerde ortalama 10 saat çalkalanmış, daha sonra Stokes Yasasına göre, Andreason Pipetinde çöktürme işlemine geçilmiştir (Şekil 3). Bu pipetler Stokes Yasasına göre



Şekil 3. Andreason Pipeti.

sıvı ortamda küçük tane boyutlarındaki fraksiyonların hesaplanması için kullanılır.

Söz konusu yasaya göre çok ufak taneler sıvı içinde serbest düşme yasasına bağlı değildir. Tane boyu ufaldıkça düşme hızı azalır.

Bu yasaya göre pipetle çekilen çok ufak tanelerin çapı için,

$$d=\sqrt{\frac{18.n.\frac{h}{t}}{g.(D_K-D_S)}}$$ formülü geçerlidir.

n : Sıvının vizkositesi (su için:0,001)

g : Yer çekim ivmesi (gr/cm^3)

D_S: Sedimantasyon sıvısının yoğunluğu (ton/m^3)

D_K: Düşen tanenin yoğunluğu (ton/m^3)

h : Yükseklik (m)

t : Zaman (sn)

d : Tane çapı (mikron)

Sedimantasyon sıvısı olarak suyu kullandığımızdan, formülde değerleri yerine koyarsak, formül;

$$d= 0,001\sqrt{\frac{h}{t}}$$ olur.

Deneye başlamadan fraksiyonlarına ayrılacak örneğe, % 1 lik Na_2SiO_3 çözeltisinden 10 ml ilave edilerek, 100 ml lik bir beherde 30 dakika magnetik karıştırıcıyla çalkalanmaya bırakılmıştır. Andreason pipetine alınan bulamaçtan 30 sn, 60 sn, ... gibi belirli zaman aralıklarıyla 15.360 sn'ye kadar 10 defa 10'ar ml lik bulamaç çekilmiş kurutularak katı ağırlığı bulunmuştur. Her bulamaç çekildiğinde Andreason Pipetindeki sulu bulamaç seviyesi, zamanla birlikte kaydedilmiştir.

Daha sonra tane çapları (d) hesaplanmıştır.

Bilgisayar programından yararlanarak daha küçük fraksiyonlara inilmiştir. Şöyleki; hesaplanan değerlerden zaman-tane çapı (Stokes çapı) ve tane çapı-katı ağırlığı arasındaki ilişkilerin korelasyon katsayıları hesaplanmış ve hepsinde de % 90 dan daha büyük rakamlar bulunmuştur. Böylece önce yeni zaman değerleri verilerek, tahmini tane çap-

```
10 OPEN 'or:' AS FILE 1
20 EXTEND
30 REM USTEL FONKSIYON KORELASYON HESABI
40 DIM X(20),Y(20),A(20),B(20),Ka(20),Kb(20)
50 READ N,M
60 INPUT 'DENEY NO=' D
65 ; #1 'deney no=' D
70 ; #1 '================'
71 INPUT 'ILISKININ ADI=' J$
72 ; #1 'iliskinin adi=' J$
73 ; #1 '--------------------'
80 FOR I=1 TO N
90   READ X(I)
100 NEXT I
110 FOR I=1 TO N
120   READ Y(I)
130 NEXT I
140 ; #1 '   X                Y    '
150 ; #1 '--------------------'
160 FOR I=1 TO N
170   ; #1 X(I),Y(I)
180 NEXT I
185 ; #1 '----------------------"'
190 DATA 9,6
200 DATA 81.6,49.3,39.7,27.9,19.5,13.6,9.5,6.7,4.6
210 DATA 91.1,90.7,73.6,72.1,67.4,55.8,55.3,54.1,46.3
220 Ta=0
230 Tb=0
240 FOR I=1 TO N
250   A(I)=LOG(X(I))
260   B(I)=LOG(Y(I))
270   Ta=Ta+A(I)
280   Tb=Tb+B(I)
290 NEXT I
300 Oa=Ta/N
310 Ob=Tb/N
320 Xy=0
330 X2=0
340 Y2=0
350 FOR I=1 TO N
360   Ka(I)=A(I)-Oa
370   Kb(I)=B(I)-Ob
380   Xy=Xy+Ka(I)*Kb(I)
390   X2=X2+Ka(I)*Ka(I)
400   Y2=Y2+Kb(I)*Kb(I)
410 NEXT I
420 Bkat=Xy/X2
430 Lakat=Ob-(Bkat*Oa)
440 Akat=EXP(Lakat)
450 R=Xy/SQR(X2*Y2)
460 ; #1 'A KATSAYISI=' Akat
470 ; #1
480 ; #1 'B KATSAYISI=' Bkat
490 ; #1
500 ; #1 'KORELASYON KATSAYISI=' R
510 ; #1 '==================================='
```

```
520 REM korelasyon tahminleri
530 FOR K=1 TO M
540   INPUT 'yeni x degeri='Yenix(K)
550 NEXT K
555 ; #1 "yeni x       tahmini y  "
556 ; #1 "-------------------------"
560 FOR K=1 TO M
570   Ty(K)=Akat*Yenix(K)^Bkat
580   ; #1 Yenix(K),Ty(K)
590 NEXT K
595 ; #1 "=========================================="
600 STOP
```

```
deney no= 21
=================
iliskinin adi=zaman-stoks capi
--------------------
  X                Y
---------------------
 30              81.6
 80              49.3
 120             39.7
 240             27.9
 480             19.5
 960             13.6
 1920            9.5
 3840            6.7
 7680            4.6
---------------------"
A KATSAYISI= 474.635

B KATSAYISI=-.51732

KORELASYON KATSAYISI=-.999988
=================================
yeni x       tahmini y
-------------------------
 15360          3.24082
 30720          2.26426
 61440          1.58197
 122880         1.10527
 245760         .772217
 491520         .539523
=================================================
```

deney no= 21

iliskinin adi=stoks capi-kati agirligi

X	Y
81.6	91.1
49.3	90.7
39.7	73.6
27.9	72.1
19.5	67.4
13.6	55.8
9.5	55.3
6.7	54.1
4.6	46.3

A KATSAYISI= 32.3887

B KATSAYISI= .239638

KORELASYON KATSAYISI= .973173

yeni x	tahmini y
3.24	42.9278
2.26	39.3778
1.58	36.1409
1.11	33.2089
.77	30.4223
.54	27.9424

deney no= 25

iliskinin adi=zaman-stoks capi

X	Y
30	81.24
70	52.64
120	39.89
240	27.98
480	19.57
960	13.69
1920	9.62
3840	6.7
7680	4.2
15360	3.2

A KATSAYISI= 489.721

B KATSAYISI=-.52335

KORELASYON KATSAYISI=-.999611

yeni x	tahmini y
30720	2.1951
61440	1.52725
122880	1.06259
245760	.739303
491520	.514373

deney no= 25

iliskinin adi=stoks capi-kati agirligi

X	Y
81.24	116.9
52.64	115.7
39.89	114.2
27.98	111.4
19.57	101.9
13.69	85.4
9.62	77.6
6.7	66.3
4.2	56.6
3.2	42.3

A KATSAYISI= 36.0709

B KATSAYISI= .306722

KORELASYON KATSAYISI= .949981

yeni x	tahmini y
2.195	45.9074
1.527	41.0719
1.063	36.7532
.739	32.8751
.514	29.4105

deney no= 7

==========

iliskinin adi=zaman-stoks capi

X	Y
30	81.03
60	56.86
120	39.89
240	27.91
480	19.57
960	13.73
1920	9.62
3840	6.71
8160	4.53
15360	3.26

----------"

A KATSAYISI= 468.655

B KATSAYISI=-.514749

KORELASYON KATSAYISI=-.999994

==========

yeni x	tahmini y
30720	2.29593
61440	1.60696
122880	1.12473
245760	.787218
491520	.550985

deney no=7

==========

iliskinin adi=stoks capi-kati agirligi

X	Y
81.03	144.7
56.86	140.5
39.89	133.6
27.91	124.4
19.57	121.8
13.73	120.2
9.62	117.1
6.71	108.3
4.53	98.3
3.26	75.7

----------"

A KATSAYISI= 74.2029

B KATSAYISI= .162144

KORELASYON KATSAYISI= .920751

yeni x	tahmini y
2.3	84.9323
1.6	80.0789
1.1	75.3585
.8	71.5661
.55	67.3476

deney no= 22

iliskinin adi=zaman-stoks capi

X	Y
30	81.2
60	56.7
120	39.8
240	27.9
480	19.6
960	13.7
1920	9.6
3840	6.7
7680	4.7
15360	3.3

A KATSAYISI= 465.261

B KATSAYISI=-.513477

KORELASYON KATSAYISI=-.999999

yeni x	tahmini y
30720	2.30946
61440	1.61785
122880	1.13336
245760	.793954
491520	.55619

deney no= 22
==========
iliskinin adi=stoks capi-kati agirligi

X	Y
81.2	146.2
56.7	142.8
39.8	101.6
27.9	58
19.6	57.2
13.7	51.1
9.6	49.3
6.7	43.8
4.7	37.6
3.3	28

---"

A KATSAYISI= 15.546

B KATSAYISI= .494069

KORELASYON KATSAYISI= .958027
==========

yeni x	tahmini y
2.31	23.5108
1.62	19.7303
1.13	16.5136
.79	13.8369
.56	11.6736

==========

deney no= 26
==========
iliskinin adi=zaman-stoks capi

X	Y
30	81.03
60	56.86
90	46.06
240	27.98
480	19.63
960	13.73
1920	9.62
3840	6.75
7680	4.71
15360	3.29

---"

A KATSAYISI= 465.068

B KATSAYISI=-.513193

KORELASYON KATSAYISI=-.999997

yeni x	tahmini y
30720	2.31528
61440	1.62225
122880	1.13666
245760	.796425
491520	.558031

deney no= 26

iliskinin adi=stoks capi-kati agirligi

X	Y
81.03	147.01
56.86	144.1
46.06	139.7
27.98	127.8
19.63	125.5
13.73	117
9.62	105.7
6.75	91.7
4.71	78
3.29	56.6

"

A KATSAYISI= 52.0757

B KATSAYISI= .262931

KORELASYON KATSAYISI= .933006

yeni x	tahmini y
2.31	64.8993
1.62	59.1184
1.13	53.7763
.8	49.1082
.5	43.3995

ları; tahmini tane çapları verilerek de, tahmini katı ağırlıkları bulunmuştur.

Bulunan bu değerlerin doğruluk derecesi Ö-25 örneğinde kontrol edilmiş aşağıdaki değerler bulunmuştur (Çizelge 1).

Son olarak elek altına geçen örnek miktarı % si,

$$\% \, Pn = \frac{W_n}{W_s} \cdot \frac{V}{V_p} \cdot 100$$ formülü yardımıyla bulunur.

P_n : Elek altı (%)

W_n : Pipetle çekilen bulamaç (süspansiyon) içindeki katı ağırlığı (mg)

W_s : Deneyde kullanılan örnek miktarı (mg)

V : Kolon hacmi (ml)

V_p : Çekilen pipet hacmi (10ml)

Aynı logaritmik kağıt üzerinde hem elek analizi sonuçları, hem de Andreason Pipeti deneyinden elde edilen değerler işaretlenerek grafikleri çizilmiştir.

Bu grafiklerden örneklerdeki kum, silt ve kil yüzdeleri saptanmıştır. Üniformluk katsayıları ile derecelenme katsayıları da aşağıdaki formüller yardımıyla hesaplanmıştır.

$$Cu = \frac{d_{60}}{d_{10}}$$

$Cu < 5$ üniformluk koşuludur.

Cu : Üniformluk katsayısı

d_{60}: Elek altı malzemenin % 60'ının tane (Stokes) çapı

d_{10}: Elek altı malzemenin % 10'unun tane (Stokes) çapı

$$Cg = \frac{(d_{30})^2}{d_{10} \cdot d_{60}}$$

Çizelge 1. Ö-25 Örneğinin bilgisayar değerleri ile Andreason Pipeti Deneyi değerlerinin karşılaştırılması.

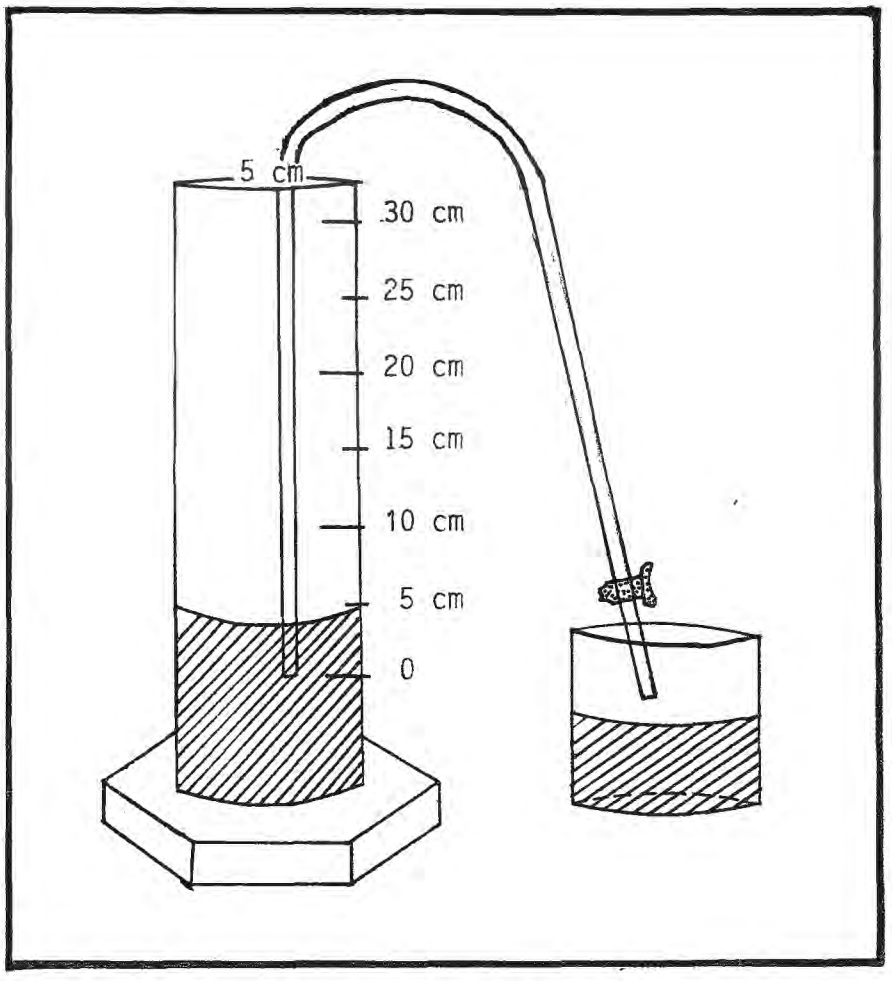
BİLGİSAYAR SONUÇLARI				DENEY SONUÇLARI			
t(sn)	Çekilen katı(mg)	Stokes çapı(μ)	Elek Altı %	h (cm)	Çekilen katı(mg)	Stokes çapı(μ)	Elek Altı %
30720	45.9	2.19	22.95	16.2	44.7	2.29	22.35
61440	41.1	1.53	20.04	15.8	42.3	1.60	20.62
122880	36.7	1.06	17.43	15.5	35.9	1.12	17.05
245760	32.9	0.74	15.22	15.1	33.5	0.78	15.49
491520	29.4	0.51	13.23	14.7	28.6	0.54	12.87

Cg : Derecelenme katsayısı

$1 < Cg < 3$ iyi derecelenme koşuludur.

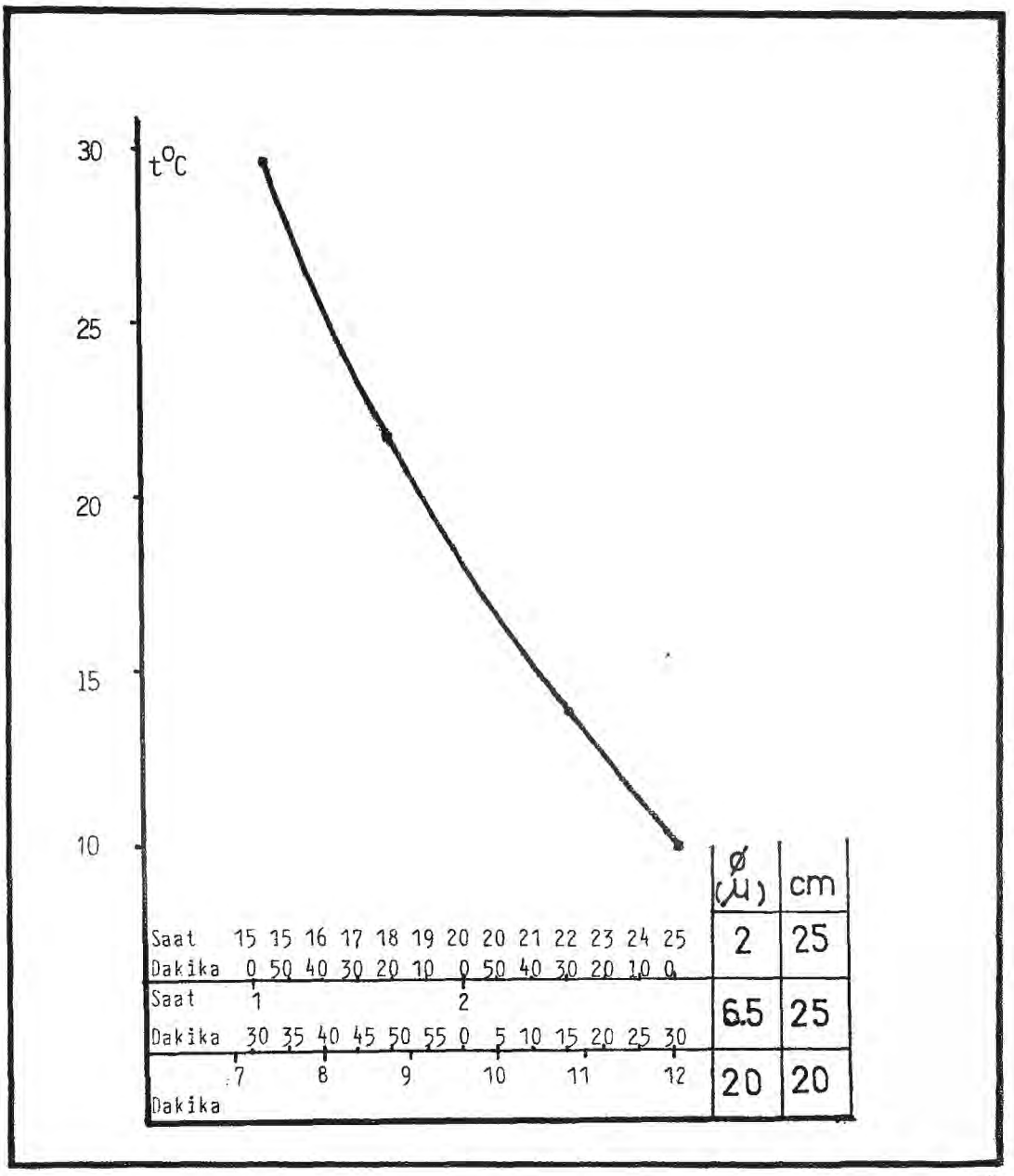
d_{30}: Elek altı malzemenin % 30'unun tane (Stokes) çapı

Andreason Pipetinden elde edilen örneklerin X-ışın çalışmaları için yeterli olmamasından dolayı, kil boyutundaki taneleri fazlaca elde etmek için 44 mikron elekten geçen malzemeden 10 gr lık örnek alınarak Attaberg Silindirlerinde çöktürme işlemine geçilmiştir (Şekil 4).



Şekil 4. Attaberg Silindiri.

Şekil 5 deki eğriye göre belirli yükseklikten belirli boyuttaki tanelerin Attaberg Silindirinde sıfır çizgisinin altına kadar süzülmeleri (20 veya 25 cm yol) ortamın sıcaklığına bağımlı bir zamanda ger-



Şekil 5. Stokes Yasası gereğince, tanelerin sıvı ortamda süzülme sürelerini gösterir eğri (Baykal,1982).

çekleşmektedir (Baykal,1982). Sıcaklığı değişmeyen bir odada çalışılırsa, her fraksiyonun sıfır çizgisi altına varış süresi eğriden kolayca hesaplanabilir. Böylece logaritmik ölçülerle birbirinden ayrılmış olan 0-2, 2-6.3, 6.3-20, 20-63 mikron tane boyu (çapı) fraksiyonları Attaberg silindirinin aktarma sifonu yolu ile birbirinden ayrılabilir. Ör-

neğin, 25°C de çalışırken Attaberg Silindirini 25 cm'ye kadar 63 mikron dan küçük elek altının bulunduğu sulu bulamaç ile (% 80 su) doldurursak, 2 mikron boyutundaki bir tane boyu 25 cm yüksekliğinden sıfır çizgisine düşünceye kadar 17 saat 5 dakika gerekir.

Bu süre beklenildikten sonra, sıfır çizgisinin yukarısında salt 2 mikrondan küçük taneler vardır. Ve sifonla alınır. Ancak sıfır çizgisinin altında da 2 mikrondan küçük taneler bulunacağından (25 cm'den daha kısa süzülme yolu olan taneler), sifona aktarma işlemi,silindir yeniden 25 cm'ye kadar su ile tamamlanıp, iyice çalkalandıktan sonra tekrar 17 saat 5 dakika bekletilerek bir kaç kez tekrarlanır. Bir kaç tekrarlamadan sonra yeniden beklemede sıfır çizgisinin üstünde berrak su gözlenir. Bu bulamaçta 2 mikrondan küçük tane kalmadığını gösterir. Böylece elde edilen kil boyutundaki taneler X-ışın çalışmalarında preparat yapımında kullanılmıştır.

V. BÖLGENİN COĞRAFİK VE MORFOLOJİK KONUMU

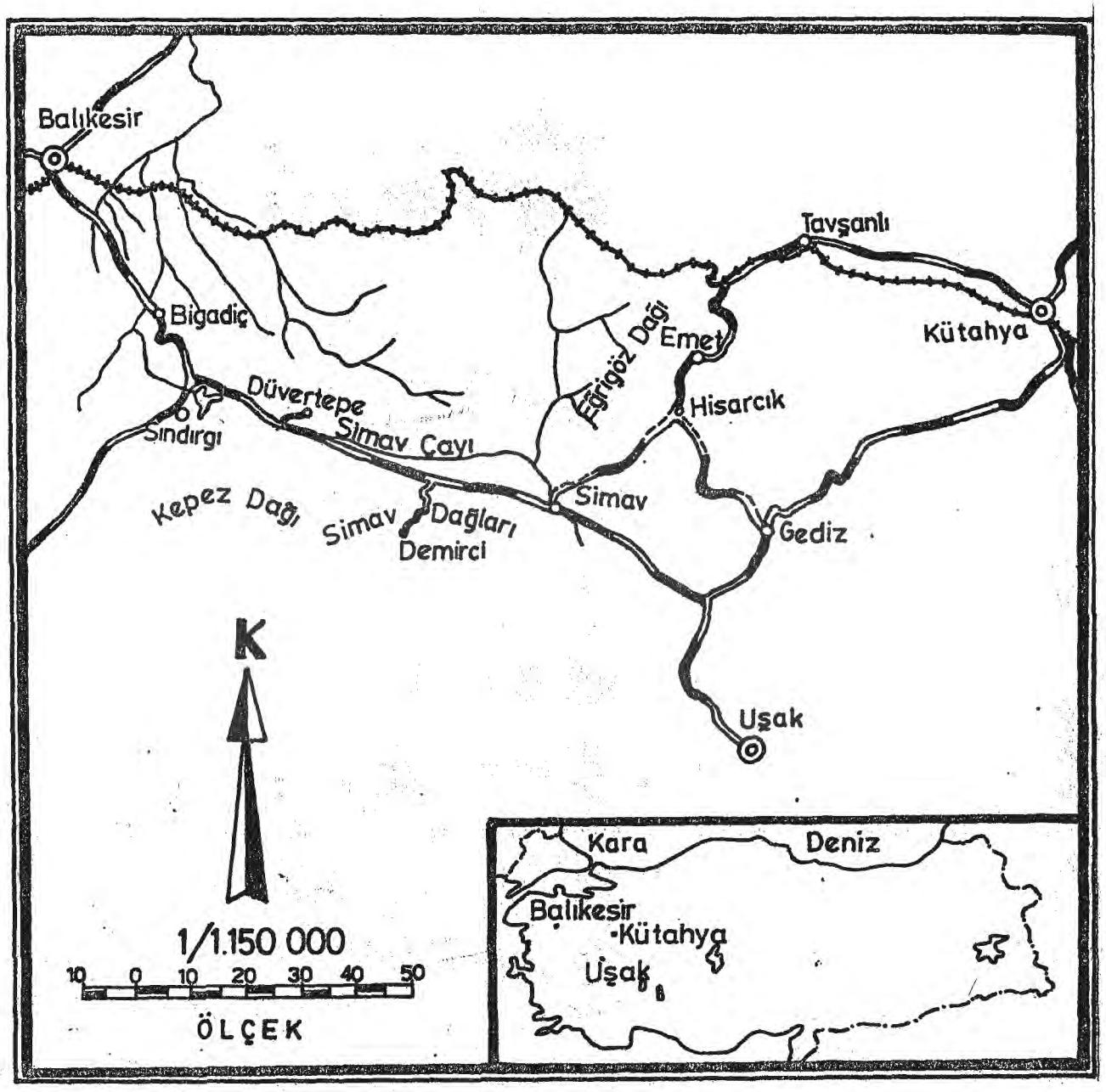
Çalışma alanı (Şekil 6), Balıkesir İli'nin, Sındırgı İlçesi'nin 35 km kadar doğusundaki 3000 nüfuslu Düvertepe Nahiyesi ve çevresidir (Foto 2). Çalışma alanı 20 km^2 olup,Balıkesir J20-c2 paftasının kuzeyini içerisine almaktadır. Sındırgı-Simav asfalt yolu çalışma alanının güneyinden geçer. Düvertepe Nahiyesi bu asfalt yolun 5km kuzeyinde yer alır, stabilize yolla bu yola bağlanır.

Çalışma alanındaki derelerin uzanımları yaklaşık K-G yönlüdür. Başlıca dereler; Baklacık Dere, Ambar Dere, Kuşköyü Dere ve Kovankaya Deredir. Bu dereler Simav Çayı'na boşalırlar.

Belli başlı tepeler ise, Bağkıranı Tepe (650m), Kuşköyü Tepe (727 m), Sivridoğru Tepe (636m), İn Tepe (612m), Karbası Tepe (651m) ve Düver Tepe (834 m)'dir.

İklim yazları sıcak ve kurak, kışları ılımandır. İlkbaharda Nisan-Mayıs, sonbaharda Kasım-Aralık yağışlı aylardır. Ocak, Şubat en soğuk aylardır.

Ekili alanlar dışında kalan yerler çam ormanı ile kaplıdır. Kuşköyü Tepe, Sivridoğru Tepe, Düver Tepe ve dolayları çam ormanları ile örtülüdür.



Şekil 6. Yer bulduru haritası

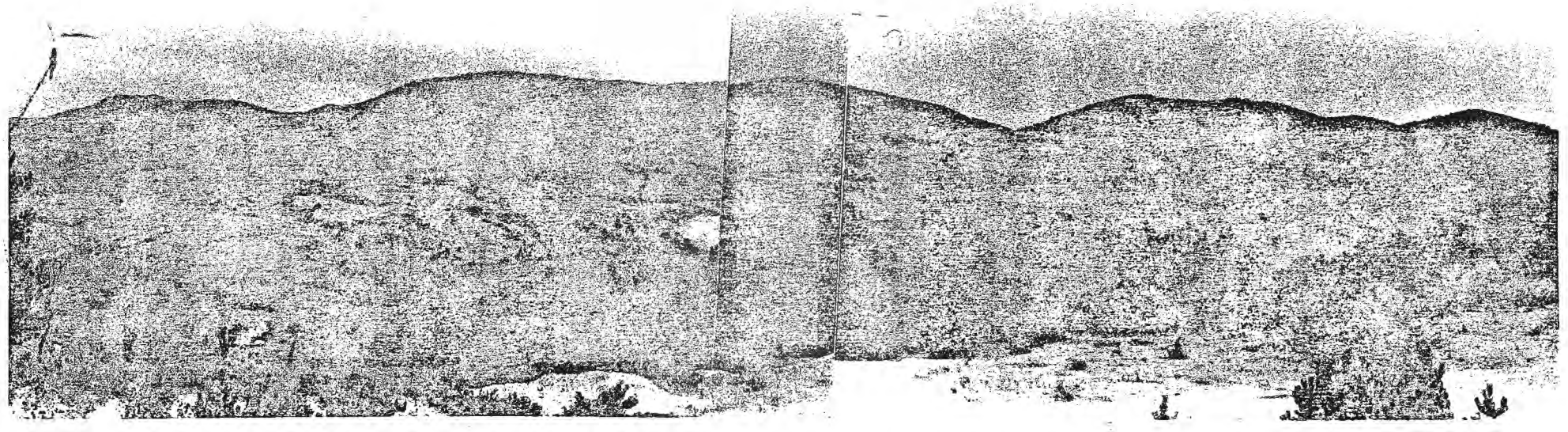


Foto 2. Düvertepe Nahiyesi ve Kaolenize Tüf Birimini Gösteren Panoroma. Fotoğraf Bağkıranı Tepe'den çekilmiştir.

En büyük ekonomik uğraşı tarım ve tarıma bağlıdır. Başta tütün olmak üzere, tahıl,çeltik, pamuk ve sebzecilik önemli oranda geçim kaynaklarını oluşturur. Köylüler kendi gereksinimlerini karşılayacak kadar küçük ve büyük baş hayvan beslerler. Yılda 8 ay, çevredeki kaolen ocaklarında köylüler işçi olarak çalışmaktadırlar. Bu da köylülerin önemli bir geçim kaynağıdır.

Çalışma alanının en alçak kotu 350 m olup ortalama yükseklik 650-750 m arasında değişir. En yüksek kot ise 864 m'dir.

VI. B Ö L G E N İ N J E O L O J İ S İ

VI.1. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Çalışma alanı ve çevresinde, MTA Genel Müdürlüğü 1954 yılından bu yana değişik zamanlarda incelemeler yapmıştır. Toplam derinliği 200m olan dört kuyu 1964 yılında açılarak ilk sondajlı inceleme gerçekleştirilmiştir (Elmacı,1984). Kaolen üretimine 1966 yılında başlanmış olup günümüzde de artarak devam etmektedir.

EGGER (1954), Düvertepe Nahiyesi, Bağkıranı Tepe ve çevresinin 1/5000 ölçekli jeolojik haritasını yapmış, alünit ve alünitli kaolenden bahsetmiştir.

ZÜREK (1963), Düvertepe'de kaolen incelemesi yapmış ve rapor haline getirmiştir.

ÜNAL ve ÜNLÜ (1971), Gediz, Simav, Sındırgı ve Bigadiç yöresindeki jeotermal enerji olanaklarını incelerken çevrenin tektonik haritasını yapmışlardır.

SEYHAN (1972), Düvertepe yöresindeki kaolen yataklarının K-G yönlü bir kaç km devam eden volkanik bir daykın alterasyonu sonucu oluştuğunu belirtmiştir.

YALHI (1974), Sındırgı, Mumcu, Düvertepe ve dolaylarında kaolen prospeksiyonu yapmış, bir ay kadar süren çalışmasını rapor haline getir-

miştir.

OKUT ve KASAR (1975), Düvertepe ve Mumcu köyleri dolaylarında kaolen etüdleri ve 1/25000 ölçekli jeoloji haritasını yapmışlardır.

EKİNGEN (1977), Simav yöresinde gravimetrik ölçümler yaparak çıkarılan Bougeranomali haritası ve bundan türetilen diğer haritalar yardımıyla bölgenin genel gravimetrik yorumuna gitmiştir. Sonuçta büyük fayların varlığını kabul eden araştırıcı, grabenin varlığı konusunda kuşkulu davranmıştır.

AKDENİZ ve KONAK (1978), Simav-Sındırgı ve dolaylarının 1/25000 ölçekli jeoloji haritalarını yapmışlardır.

UZ (1978), Sındırgı, Akhisar bölgesi ofiyolit birliğinin petrografik-petrojenetik ve jeokimyasal incelemesini yapmıştır.

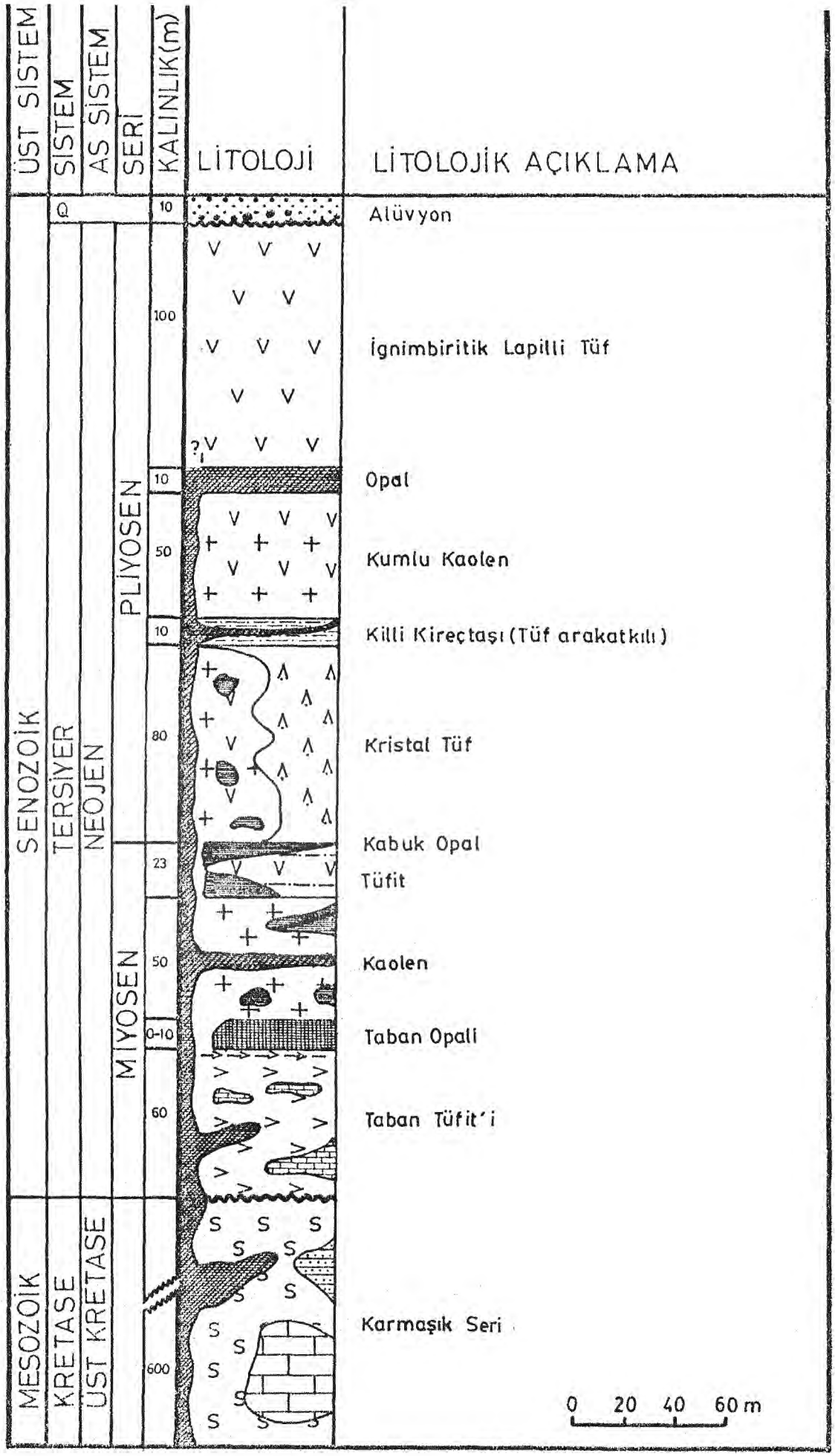
OKUT ve DİĞERLERİ (1978), Düvertepe'de sondajlı kaolen etüdleri yapmışlar ve bu çalışmayı rapor haline getirmişlerdir.

KONAK (1979), Simav Grabeninin gelişmesini Alt Miyosen de Menderes Masifinin domlaşmasına bağlanmıştır. Neotektonik rejimin bölgede etkin olmasıyla, gelişen Simav Fayı Pliyosen'de 5.5-6 km lik sağ yönlü bir yanal atım kazandığını ortaya koymuştur.

VI.2. LİTOSTRATİGRAFİK İSTİF

Çalışma alanında temeli karmaşık seri olarak adlandırılan çökel ve mafik denizaltı volkanitlerinden meydana gelen kayalar oluşturmaktadır. Bunlar üzerine uyumsuz olarak gelen Eosen yaşlı sedimentler inceleme alanının dışında (KD'da) kalırlar. 1/10.000'lik jeolojik haritası yapılmış olan inceleme alanında ise karmaşık seri uyumsuz bir dokanakla yaygın Neojen çökelleri ve volkanitleri tarafından örtülmüştür (Şekil 7).

Birim adlandırılmalarında karışıklığa neden olmaması için önceki çalışmalarda kullanılmış olan isimler tercih edilmiştir. Özellikle Okut



Şekil 7. Düvertepe Çevresinin Genelleştirilmiş Dikme Kesiti

v.d.(1981)'nin çalışmasındaki adlandırmaya sadık kalınmaya çalışılmıştır.

VI.2.1. Karmaşık Seri Birimi

Çalışma alanında geniş yer kaplayan kumtaşı, meta kiltaşı, kireçtaşından oluşan bu çökel kaya topluluğu yer yer mafik volkanitler ile serpantin mercekleri içerirler. Karmaşık seri olarak adlandırılan bu kaya topluluğu, Mesozoik Üst Kretase yaşlı kabul edilmektedir (Okut,1978).

Temeli iyi görülmeyen bu birimi üstte uyumsuz olarak Neojen çökelleri ve volkanitleri örtmektedir.

UZ (1978), bu seriyi fliş olarak nitelemekte mafik volkanitlere ait tüf ve lavlarla ardalanmalı olduğunu ve yer yer diyabaz dayklarının filiş tabakalarını kestiğini belirtmektedir.

Bu birimin üyeleri şunlardır.

VI.2.1.1. Kumtaşı Üyesi

Karbonat çimentolu grimsi, sarımsı, kahverenkli olup, Düvertepe'nin KD'da bloklar halinde budinaj yapısı gösterirler. Tane boyları 0.04mm-0.06mm arasında değişen bol miktarda kuvars kristalleri, daha az oranda muskovit ve biyotit gözlenir.

VI.2.1.2. Kireçtaşı Üyesi

Kireçtaşları karmaşık seri içerisinde gömülü irili ufaklı bloklar (tektaş) şeklinde bir çok yüzlek vermektedir. Mavimsi gri ve gri renkte görülürler. Yer yer rökristalize olmuş mermerleşmişlerdir. Kriptokristalindir. Kalsit damarları yaygındır. Bazı yerlerde siyahımsı renkli olup bu siyahlık içerisindeki bitüm ve piritten gelmektedir. Karmaşık seri içerisindeki kireçtaşı blokları diğer birimlerden ayrı-

larak haritalanmıştır.

VI.2.1.3. Serpantin, Diabaz ve Meta Kiltaşı Üyesi

Meta kiltaşları genellikle Simav Çayı Vadisine yakın yerlerde yüzlek verirler. Toprağımsı, sarımsı kahverengimsi renklerde görüldüğü gibi ıslak iken siyah renklide görülürler. Altere olmuş olan meta kiltaşlarının çatlaklarında yer yer kalsit dolgular mevcuttur.

İnceleme alanında yaygın olarak bulunan serpantin mercekleri geniş bir alanı kapsamazlar. Genellikle yeşil renkli olan serpantinler, altere oldukları bazı yerlerde kırmızı renklerde görülürler. Diyabazlar hafif metamorfizma geçirdikleri için meta diabaz olarak tanımlanmışlardır.

VI.2.2. Taban Tüfiti Birimi

Genellikle volkanitler ve göl çökellerinden oluşmuştur. Bu volkanitlerin tabanında yer alan yaşlı birim kaba taneli tüfit, bentonitleşmiş tüfit seviyeleriyle opal mercekleri ve kaolenden oluşur. Bu birime taban tüfiti birimi denmiştir. Bu birimden daha genç olan kristal tüf (Foto 3) tüfit kısmen taban volkaniti üzerine, yer yer ise kıvrımlanmış Mesozoik-Üst Kretase yaşlı birimlerin üzerine oturmaktadır.

İgnimbritik lapilli tüflerden oluşan en genç birim ise, yukarıda sözü edilen volkanitler ve kıvrımlanmış birimler üzerinde gözlenmektedir.

VI.2.2.1. Taban Tüfiti Üyesi

Bu birim tabandaki karmaşık seri üzerine uyumsuz olarak oturan bir göl ortamı ürünüdür. Düver Tepe'nin doğu ve batısında, Sivridoğru Tepe'nin doğusunda ve Karbası Tepe'nin güneyinde gözlenmiştir (Şekil 8).

Üzerindeki birimlerin aşınmaya uğradığı dere vadileri ve civa-

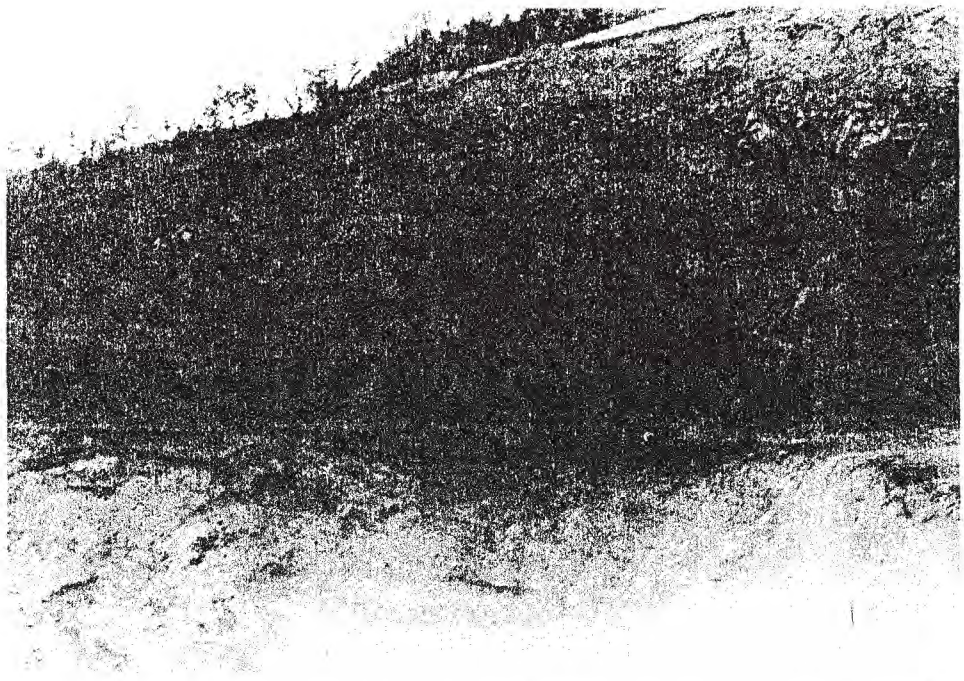
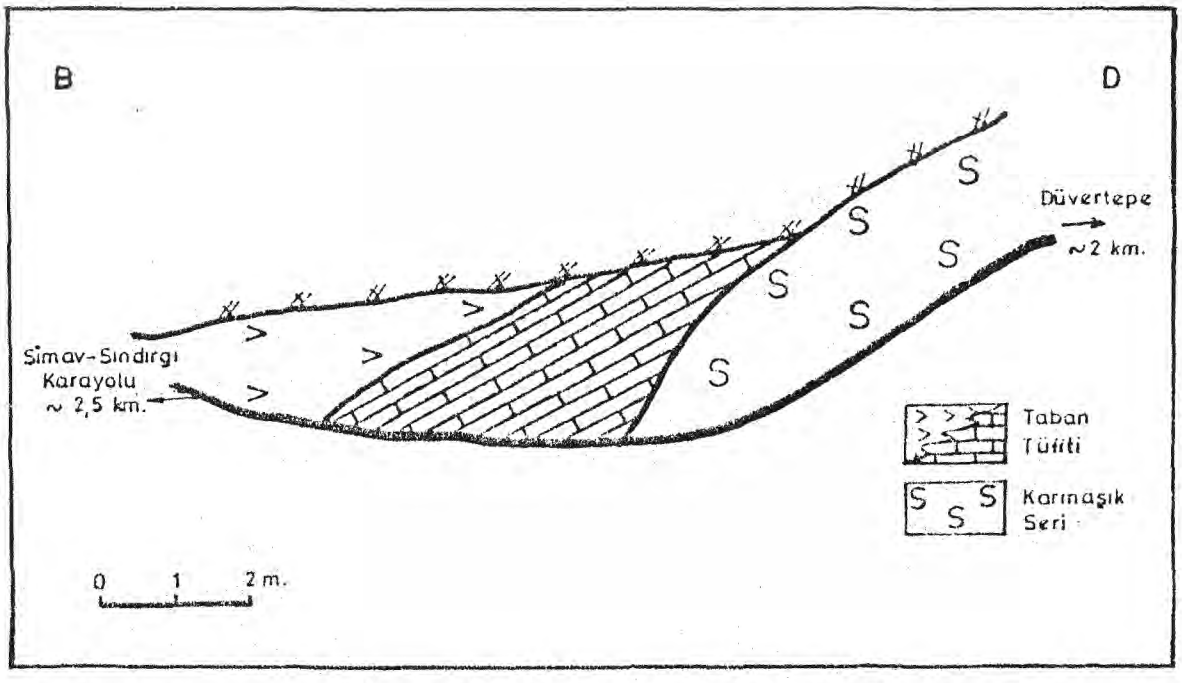


Foto 3. Kaolen/Kristal tüf dokanak ilişkisi. Bağkıranı Tepe KD'sunda çekilmiştir.



Şekil 8. Karmaşık seri-taban tüfiti birimlerinin ilişkisini gösteren jeolojik kesit. Düvertepe Nahiyesi yol yarması.

rında yüzlek vermektedir. Kaolenin oluştuğu havzada, yapılan sondaj verilerine göre (Elmacı,1984), altta kaba taneli piroklastiklerden üste doğru kısmen killeşmiş ince taneli piroklastiklere geçiş gözlenmektedir. Alt ve üst seviyelerdelaminalı kireçtaşı mercekleri yer almaktadır. En üst seviyelere doğru tamamen killeşmiş ve bentonitik bir kil yatağına dönüşmüştür (Foto 4). Sivridoğru Tepe ile 612 rakımlı Tepe (İn Tepe) arasındaki seviyeler bentonit ocağı olarak işletilmektedir.

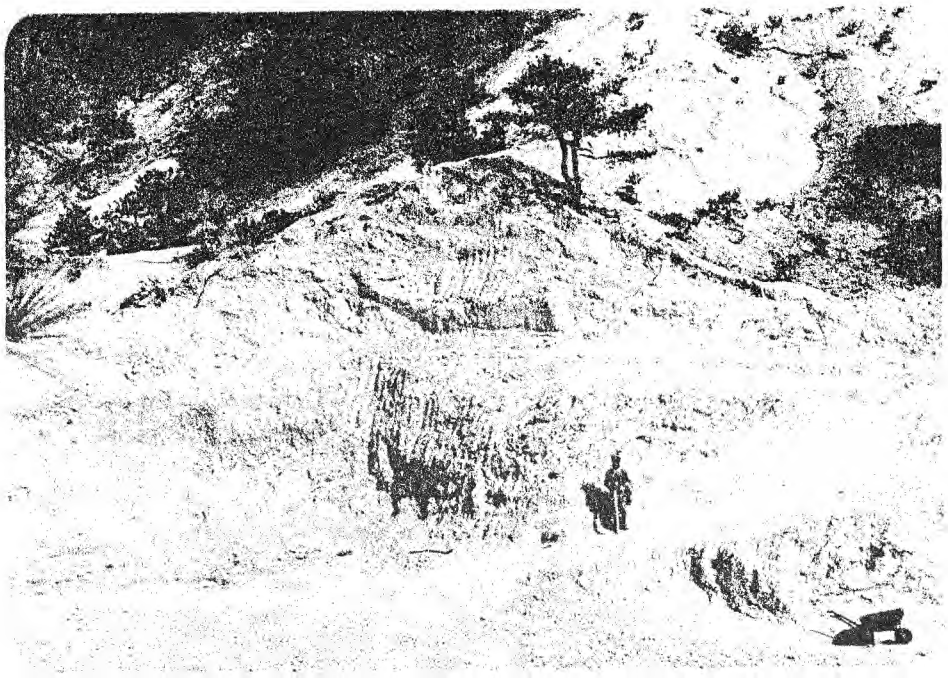


Foto 4. Taban tüfitinin üst seviyesindeki bentonitik kil ocağı. Fotoğraf Kuşköyü Dere D'sunda çekilmiştir.

VI.2.2.2. Taban Opali Üyesi

Taban tüfiti ile kaolen arasında yer alır. Silisifiye kaolinize tüfit ile içerisindeki opal ve kaolen merceklerinden oluşan bu birime taban opali ismi verilmiştir. Opaller sedimenter jel kökenli olup, kırılgan kabuğumsu opal türüdürler. Küçükpınar Dere boyunca yer alan opal mercekleri üzerine tabakalı silisifiye kaolen dereceli olarak belirgince kaolene geçmektedir. Sözü edilen bu opal merceklerinden dolayı bu

üyeye taban opali ismi verilmiştir. Yakından incelendiğinde bunların tabakalı ve laminalı opal, kaolinize silisifiye tüfit ve kaolen seviyelerinin ardalanmasından oluştuğu görülmektedir. Opali oluşturan SiO_2'nin kaynağı kısmen havzayı besleyen sularda çözülü olarak gelen ve kısmende havzaya taşınan piroklastiklerden çözülen SiO_2 olmalıdır. Havzanın beslenme hızı ve yer altı suyu koşullarına bağlı olarak tüfit, kaolen, opal ardalanması gerçekleşmiş olmalıdır.

Başka bir açıklamayı, istifteki genel konumdan yararlanarak şöyle yapabiliriz. Yüzey suları tabana doğru süzülürken SiO_2 ve alkalileri çözerek yer altı suyu seviyesine ulaşırlar. Böylece üst katmanlar kaolenleşirken yer altı suyu ise SiO_2'ce zenginleşir. Söz konusu yer altı suyunun tabanı geçirgenlik vermeyen bentonitik killerdir. Böylece zamanla silisce doygunlaşan yer altı suyunun belirli taban düzeylerinde silis jel olarak yeniden çöker ve kabuksu kırılgan opalleri oluşturur. Böylece opalli düzeyler kaolen ile bentonit arasında yer alır.

VI.2.2.3. Kaolen Üyesi

Özünde yüksek oranda kaolenleşmiş tüf olan bu birime çalışma alanında Düvertepe Nahiyesi'nin güneybatısında (Foto 2), Sivridoğru Tepe'nin batı ve güneyinde, 612 Tepe'nin çevresinde, Bağkıranı Tepe'nin kuzeydoğusunda rastlanmaktadır.

Kaolen, taban opali ile taban tüfü üzerine oturmakta, kaolen üzerine ise yer yer dereceli geçişli olarak yer yer ise mercekler ve ufak yumrular şeklinde kabuk opali gelmektedir. Kabuk opalinin aşındığı veya oluşmadığı yerde ise daha genç volkanitler kaolenleri örtmektedir.

Genel olarak beyaz renkli olan kaolen ıslak olduğu zaman grimsi, kirli beyaz renkte görülür. Bazen pembemsi beyaz renklerde de gözlenmiştir. Limonitli kısımlarda ise sarımsı kahverengimsi beyaz renkler egemendir. Gözle ve elle incelemede fark edilebilen fiziksel özellik-

ler şunlardır. Sert kaolen, yumuşak kaolen, plastik özellikte montmorillonitli kaolen, silisifiye kaolen gibi ayırımlar yapılabilir. Kaolen Bağkıranı Tepe'nin kuzeydoğusunda tabakalanma gösterir. Diğer yerlerde tabakalanmaya pek rastlanmaz.

Kaolen yüzeyinin kalınlığı değişik olup, havza ortasından havza kenarına doğru incelmektedir. Havza kenarına yakın yerlerde 4-5m dir. Bu kalınlık Küçükpınar Dere mevkiinde 15-70m, Kuşköyü Tepe ile Bağkıranı Tepe'de 10-30m arasında, Karbası Tepe güneyinde 10m civarında değişmektedir (Elmacı,1984). Kaolenin mineralojik ve kimyasal bileşimi de havza kenarından havza ortasına doğru değişmektedir. Havza kenarında daha düşük Al_2O_3, havza ortasında daha yüksek Al_2O_3 miktarı vardır (Okut,v.d.,1981). Kalitesi yukarıdan aşağıya değişmekte ve Al_2O_3 aşağıya doğru artmaktadır (Elmacı,1984). Havza ortalarına doğru, kaolenin taban kısmında montmorillonitli kaolene rastlanmaktadır. Kaolenin içerisinde değişik seviyelerde opal mercekleri ve yumruları bulunmaktadır (Foto 5). Opal mercekleri daha çok fay zonlarında ve

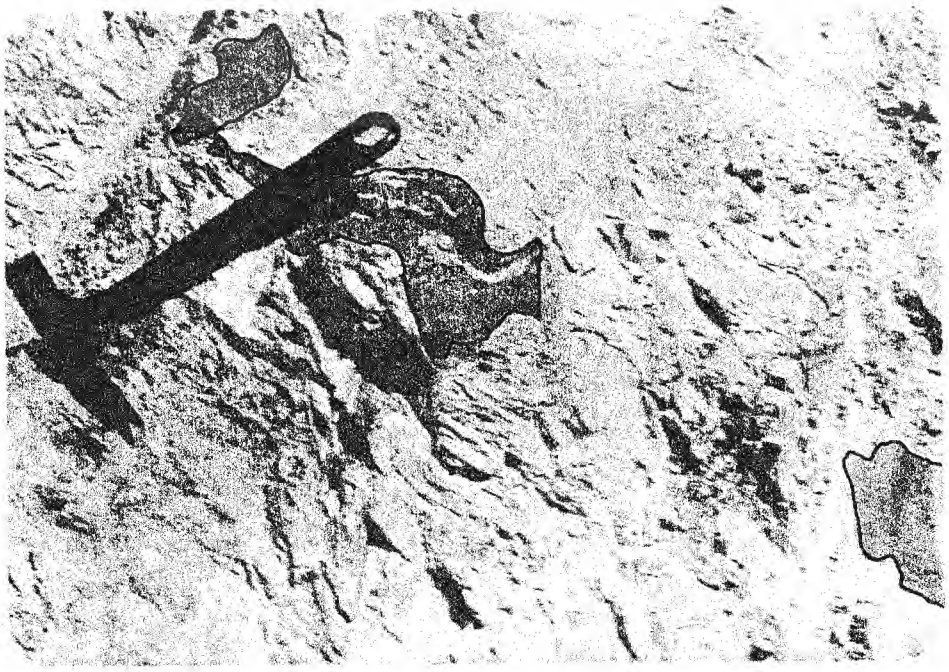
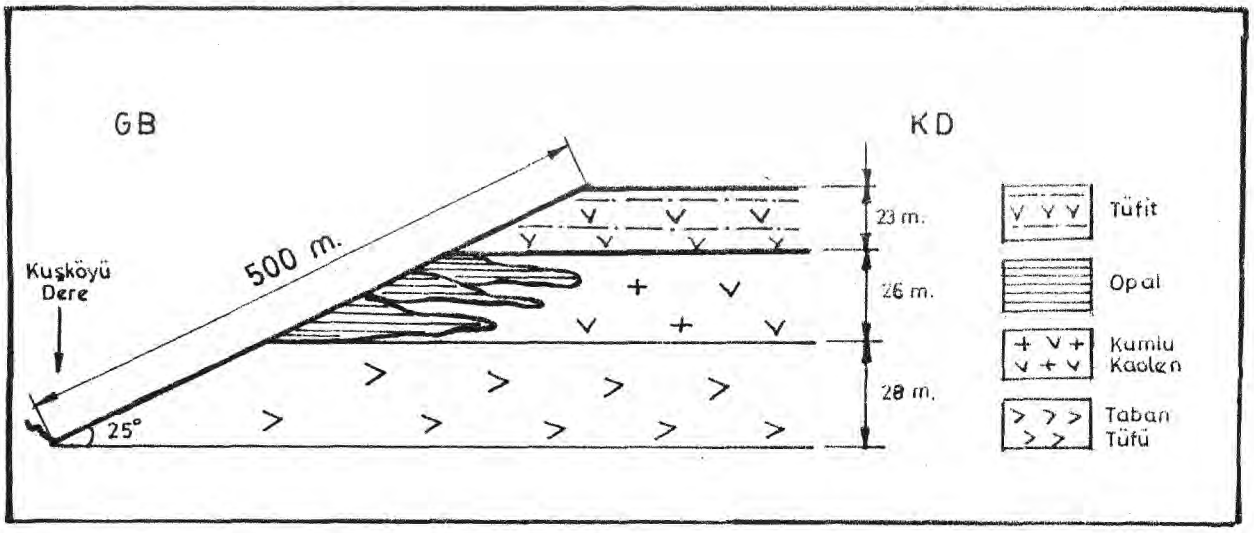


Foto 5. Kaolenize tüf içerisindeki opal yumruları. Fotoğraf Çayırcık Tepe GB'sında çekilmiştir.

çatlaklarda görülür. Bu görünümüyle yeraltı suyu ve aşağıya süzülen sularla kaolenleşme görüşü lokal olarak benimsenebilir. Bunun yanısıra, bu tür opalleşme de SiO_2 tümü ile kaya biriminin kendi malzemesi olup kaolenleşme artığıdır. Ayrıca faylar boyunca yükselerek, tüf katmanları arasına siller şeklinde sokulmuş veya tüm kayaya sızmış (impregna) hidrotermal taşınım silisleşmede söz konusudur. Bu durumda kırılgan, tabakalı yapı gösteren opal yerine, sert silis söz konusu olmaktadır.

VI.2.2.3.1. Kaolen Üyesi Tüfit As Birimi

Taban tüfiti üzerindeki kil ocağının kuzeydoğusunda, kaolen içinde volkano sedimenter detritiklerden oluşan tüfit, ince taneli konglomera ve hyaloklastik kökenli kumtaşları ardalanmalı, iyi katmanlanmalı olarak oluşmuştur (Şekil 9, Foto 6).



Şekil 9. Kaolen birimi ile tüfit as birimi ilişkisini gösteren jeolojik kesit. Kuşköyü Dere D'sunda çizilmiştir.

Üst yüzeylerinde yer yer silisleşmiş riyolitik kırıntılar içermekte olup, yer yer kil, yer yerde tüf düzeyi ile uyumlu biçimde gözlenir.

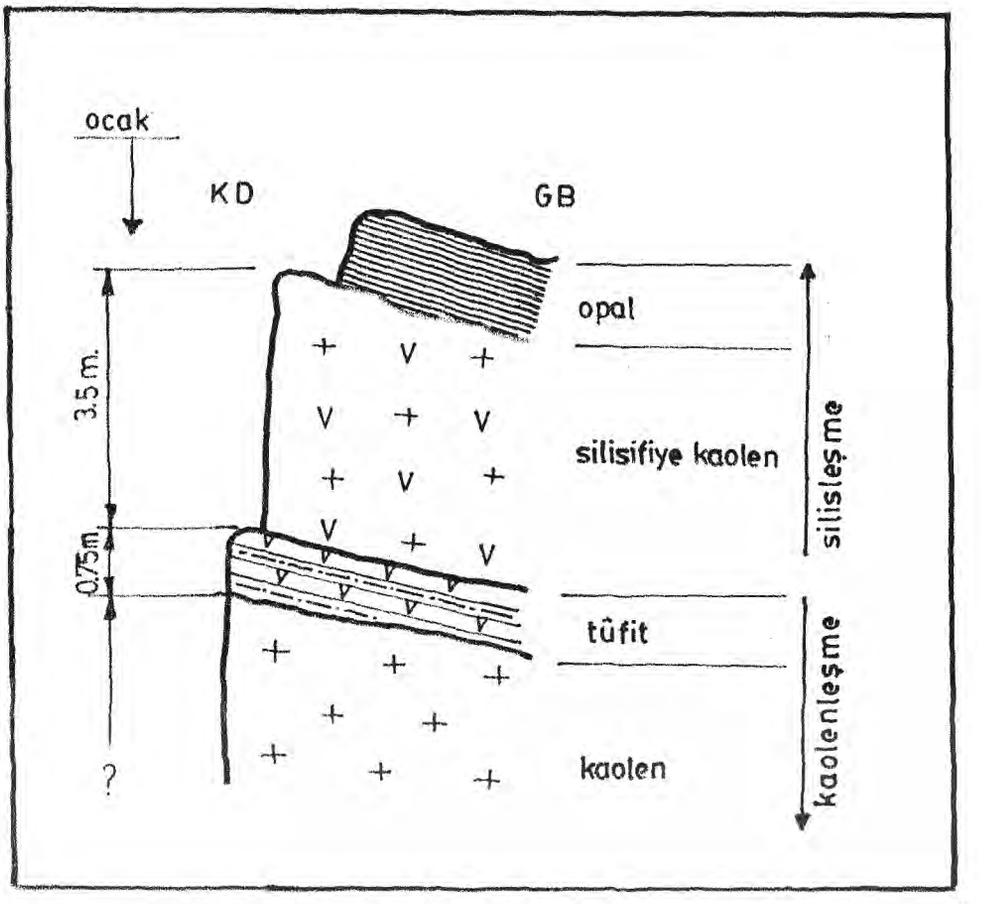
Foto 6. Kaolenize tüf biriminin üst seviyelerinde yer alan tüfit as birimi. Fotoğraf Kuşköyü Dere D'sunda çekilmiştir.

VI.2.2.4. Kabuk Opali Üyesi

Kaolenin tavan kayası olup, opal silisifiye kaolenize tüfit ve opal içerisinde yer yer kaolen merceklerinin ardalanmasından meydana gelmektedir (Şekil 10, Foto 1).

Genellikle grimsi renkte olan kabuk opali yer yerde grimsi beyaz ve kırmızımsı morumsu renklerde de görülür. Kabuk opalinin kalınlığı bulunduğu yere göre değişiktir. Küçükpınar Dere çevresinde bir metreden ince yerler bulunmakla birlikte genelde kalınlık 1-5m arasında değişmektedir.

Kabuk opalinin üzerine kristal tüfler gelmektedir. Kristal tüflerin örtmediği yerlerde daha genç birimler tarafından üstlenir. Taban tüfiti, taban opali, kaolen ve kabuk opali senjenetik olup, aralarında yersel diskordans yoktur. Bu kayalar, alttan üste doğru dereceli geçiş-



Şekil 10. Kabuk opali. Kesit Küçükpınar Deresi B'sında çizilmiştir.

li olarak yer alırlar. Bu birimlerin oluşum yaşı Üst Miosen olarak kabul edilmektedir (Okut,1978).

VI.2.3. Kristal Tüf-Tüfit Birimi

Bu birim, Düvertepe Nahiyesi'nin batısında, Anbar Dere'de ve Bağkıranı Tepe'nin batısında yüzlek vermektedir. Düvertepe'nin batısındaki kristal tüfler grimsi pembemsi renkte olup, üste doğru renkleri açılmakta, taneleri incelmekte grimsi beyaz ve kirli beyaz renkte görülmektedir. Kuşköyü Tepe, Bağkıranı Tepe ve Anbar Dere'de ise kristal tüf-tüfitlerin alt düzeylerini oluşturan tüf, tüfit karışımı malzeme göl ortamında oldukça altere olmuş ve killeşmiştir. Üst düzeylere doğru (Bağkıranı Tepe'nin KD'da) ortama hızlı malzeme gelişi nedeni ile

grimsi yeşil renkli, bol biotitli, oldukça sert kristalli tüfler gözlenir (Foto 7).

Daha yukarılara doğru kristal tüflerin rengi açılmakta önce grimsi beyaz az biotitli bir bileşim söz konusu olup, en üstte ise kirli beyaz renkli ince taneli ve az biotitli tüf olarak gözükmektedir. Kristal tüflerin üst düzey tanelerinin incelmesi, biotitin azalması veya görülmemesi, rengininde beyazlaşması ile kumlu kaolene dereceli geçiş görünümü verir.

Bu birim MTA çalışmalarında "dasitik lav-tüf-tüfit" olarak tanımlanmıştır. Birim tümü ile homojen bir görünüşte olduğundan lav-tüf-tüfit diye ayıklanması olanaksızdır. Kristal tüf tabandaki kaolenize tüfle uyumlu bir dokanak oluşturur (Foto 3). Ve üzerine kumlu kaolen diye adlandırılan bol kuvars içerikli birimin uyumlu gelmesi bu birimin tüf örtüsü şeklinde gelişmiş olmasını düşündürür. Yaklaşık 70-80m kalınlığı olan böyle bir lav örtüsünün ise çok geniş alanlar kaplaması gerekir idi. Tabandaki kaolenize tüf ile dokanağında gözlenen pişme rengi görünümlü kırmızılık aldatıcıdır. Pişme zonuna özgün ince düzgün uzanım gözlenmez. Kalın ve düzensiz olan bu kırmızılık yeraltı sularının kristal tüf biriminden taşıdıkları demiroksit ile açıklanabilir. Sıcak kaynaşmış tüf dökülümü de böyle düzensiz bir pişme zonu oluşturabilir. Kaldı ki biotit tüflerin yayıldığı yerlerde volkanik kaya kırıntılarının da gözlenmesi kayanın bir lav olmadığını ve dasit olarak adlandırılamayacağını açıkça gösterir.

Kristal tüf biriminin yaşı Pliyosen olarak kabul edilmiştir(Okut, 1981).

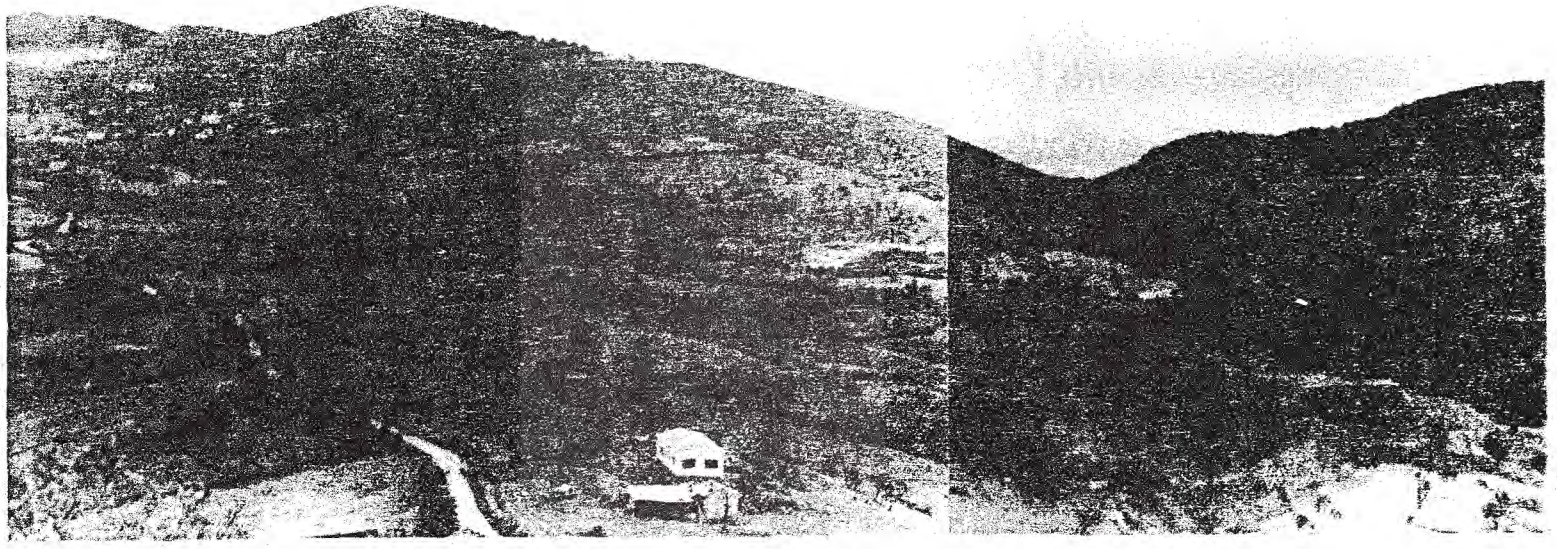


Foto 7. Düvertepe Nahiyesi ve Sümerbank Kaolen Ocağı üzerindeki kristal tüf biriminin görünüşü. Fotoğraf Bağkıranı Tepe KD'sunda çekilmiştir.

VI.2.4. Killi Kireçtaşı Tüfit Üyesi

Düvertepe Nahiyesi'nin batısında, Bağkıranı Tepe'nin batısında bu birime rastlanmaktadır. Kireçtaşı grimsi beyaz ve açık kahverengimsi renktedir. Tüfitlerse grimsi yeşilimsi renktedir.

Değişik yerlerde görülen bu birimlerin birbirleriyle ilişkisini tam olarak belirlemek olanaksızdır.

Gölsel kireçtaşı katmanları tüm Senozoik istif boyunca bir kaç kez ardalanmalı olarak gözlenebilmektedir. İnceleme alanı dışında yakın çevrede kiltaşı-kumtaşı-kireçtaşı ardalanmaları Neojen katmanları için karekteristik birimler olup, Düvertepe yöresi, volkanik ve volkano sedimenter malzemenin baskın olduğu özgün bir havzadır. Ancak bir gölsel havzada da kireçtaşlarının yer yer tekrarlandığı kesindir. Geniş çevreyi kapsayan Neojen jeolojisi ve istifi çalışmaları olmadığından korelasyonda yapılamamaktadır.

Bu birimin kristal tüfler üzerine geldiği kabul edilmektedir (Okut,1981).

VI.2.5. Kumlu Kaolen Üyesi

Bu birime 651 Tepe, Kuşköyü Tepe, Sivridoğru Tepe ve Çayırcık Tepe'de rastlanır (Foto 8). Kirli beyaz, sarımsı beyaz, beyaz renkte, bazı yerlerde kaolenize tüf, bazı yerlerde ise silisifiye kaolenize tüf görünümünde olup, opalleşmiş mercekler içerir. Mostradan içeri doğru girildikçe rengi daha da beyazlaşmakta, yüzeysel kirlenme azalmakta Al_2O_3 değeri artmaktadır. Yüzeyde gözlenen silisleşme (tektonik getirim) ve opalleşmeler (kaolenleşme artığı SiO_2) derine doğru kaybolmaktadır (Elmacı,1984).

Bu birime kumlu kaolen denmesinin nedeni bol kuvars kristali içermesindendir. Seramik terminolojisinde serbest silis olarak yapı-

lan tanımlama SiO_2'nin her türü olabilir. Yani kimyasal analiz sonucu ideal kaolinit formülünden fazla SiO_2 söz konusu ise (ki bu SiO_2 jel, opal, kuvars veya makroskopik ve mikroskopik kristobalit), serbest silis denmektedir. Kumlu kaolen tanımlaması ise gözle görülebilen kuvars kristallerinin varlığına dayanmakta olup, özünde bu kaya bir kuvars-kaolen içerikli kristal tüftür. Yarı şeffaf olan bu kuvars kristallerinin en büyüğü 1,5mm boyutunda gözlenmiştir.

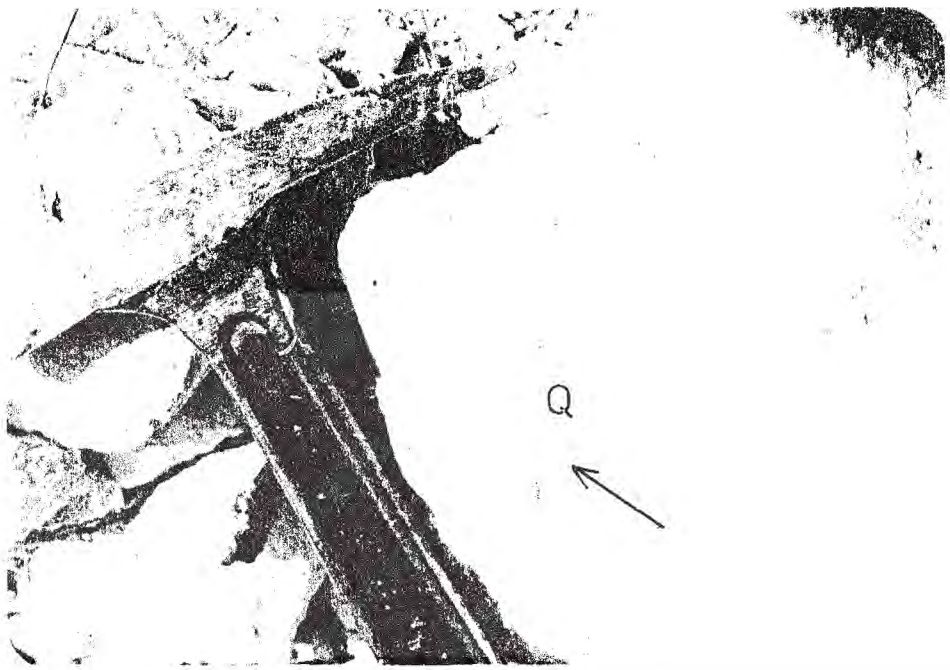


Foto 8. 651 Tepe'ye ait kumlu kaolen birimini gösteren fotoğraf.

Kalınlığı 5-26m arasındadır. Bu kaolen olasılıkla ignimbritik lapilli biriminin bir göl ortamında uygun pH koşullarında alterasyon sonucu oluşmuştur.

Kumlu kaolen, kristal tüf-tüfitin üzerinde yer alır. Üstünde ise opal ve ignimbritik lapilli tüf bulunmaktadır.

Kumlu kaolen üzerinde arazide birbiriyle ilişkisi saptanamayan irili ufaklı bir çok opal mercekleri gözlenmektedir. Küçükpınar Dere doğusunda ve Çayırcık Tepe yamaçlarında gözlenen bu opallerin kalınlık-

ları 1-10m arasında değişmektedir.

Grimsi beyaz, pembemsi grimsi beyaz renklerde olan bu opaller bugünkü topoğrafyaya uygun bir örtü şeklinde görülürler.

Morfolojiye uyumlu görünümleri, sertlikleri nedeni aşınmaya karşı dirençli oluşlarına bağlanabilir. Bunları kalın bir ignimbritik lapilli biriminin örtmesi, bu opalleşmenin volkanizma ile ilişkili olabileceği görüşünü güçlendirir. Kaldı ki kaolenleşme artığı kabuksu opaller gibi gevrek ve kırılgan olmayıp sert olmaları ve kırıntılı kayaların silisleşmiş mercekleri ile ardalanmalı konumları da bu silisleşmenin ortama dışarıdan geldiğini gösterebilir.

VI.2.6. İgnimbritik Lapilli Tüf Birimi

Bu birim Kuşköyü Tepe, Seç Tepe, Düver Tepe ve Düvertepe Nahiye'si güneyinde rastlanır. Genellikle grimsi beyaz, bej pembemsi, sarımsı bej, pembemsi kırmızı ve pembemsi beyaz renklerdedir. Homojen bir yapı gösterir. Lapilliler genellikle 4 ile 7mm arasındadırlar. Bazen camsı bir hamur içerisine yayılmış bazen ise birbirine yaslanmış görünümlüdürler. Gözle görülebilen mineraller feldispat, kuvars ve biotit kristalleridir. Camsı matriks içinde bu lapilliler yer almaktadır.

İgnimbritik katmanlarda irili ufaklı fiameler (kor halinde dökülerek tüfü birbirine kaynaştıran obsidiyen parçaları) yassı mercekler şeklinde ve bolcadırlar. Bu bolluk yer yer kayaya obsidiyen görünümü verecek oranda artmıştır. Düvertepe Nahiyesi güneyinde, Kuşköyü Tepe'de ve Düver Tepe'de bu örneklere rastlanmaktadır.

Bu birim Pliosen yaşında kabul edilmiştir (Okut,1981).

VI.2.7. Alüvyon

Simav Çayı ve bu Çay'a akan sulu ve kuru derelerde Kuvaterner'de kum, çakıl ve milden meydana gelen alüvyon oluşmuş, halen oluşmaktadır (Foto 9).

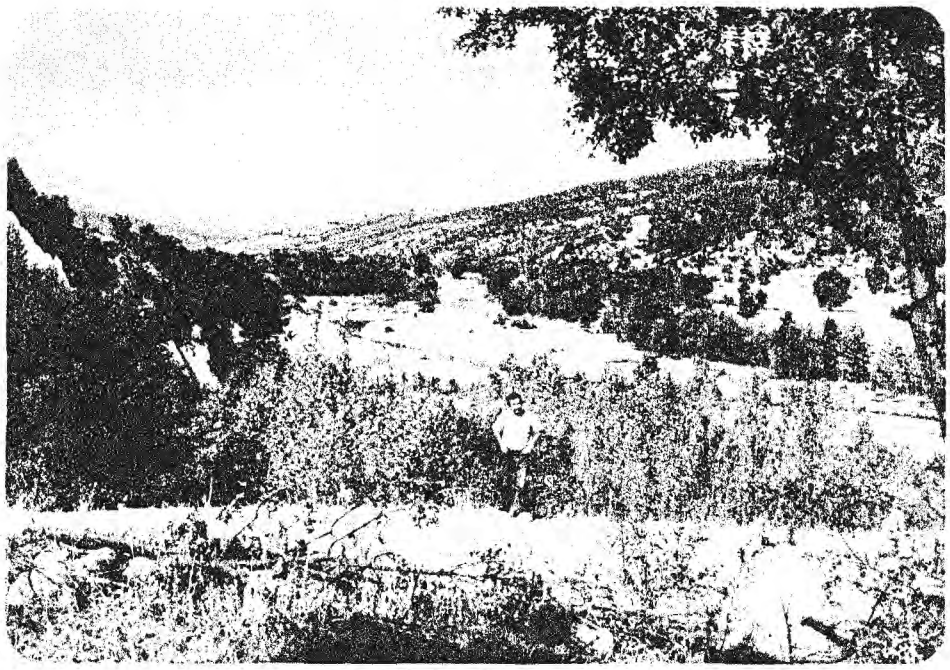


Foto 9. Simav Çay'ı ve Vadisi'ni gösteren fotoğraf.

VI.3. TEKTONİK

İnceleme alanından geçen Simav Çay'ı, aynı adlı bir grabenin (Okut,1981; Şengör,1982), kuzey yükselti kenarının hemen güneyinden akmaktadır.

EKİNGEN (1977), bölgede büyük fayların varlığını kabul etmiş, grabenin varlığı konusunda kuşkulu davranmıştır.

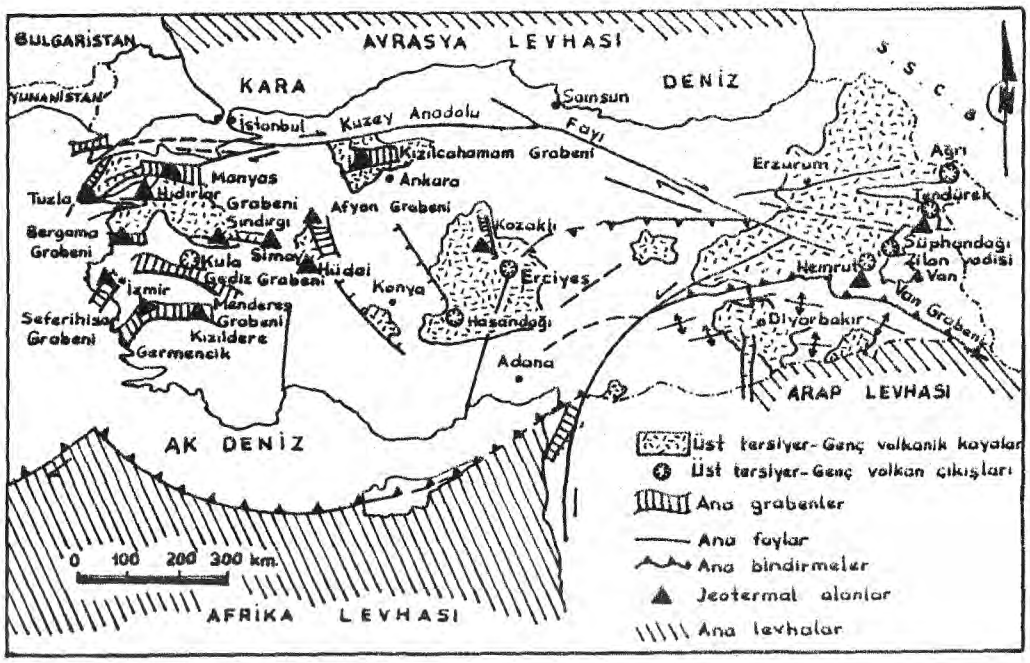
AKDENİZ ve KONAK (1979), Simav fayının yaşının Üst Miosen veya daha genç olduğunu,başlangıçta doğrultu atımlı olan bu fayın daha sonra (Üst Pliosen-Kuvaterner) gravite fayına dönüşebileceğinin de düşünülebileceğini belirtmiştir.

KONAK (1982), Simav Çay'ının doğrultu atımlı sağ yönlü (5,5-6km atımlı) bir fay boyunca aktığını belirtmiş, "Simav Grabeni" tanımına karşı çıkmıştır.

EROL (1982), Batı Anadolu genç tektonik olayları, Miosenden Kuvaterner'e doğru giderek ve dereceli olarak biçim ve yön değiştiren faylanmalar halinde olduğu, fay zonlarının morfolojide belirginleştiği-

ni ve bu zonların depremsellik açısından önemli olduğunu belirtmiştir.

Bölgenin tektonik aktif bir yapıya sahip olduğu sık sık deprem olması ve yer yer de sıcak suların varlığından anlaşılmaktadır (Şekil 11).



Şekil 11. Türkiye'nin neotektoniği-volkanik etkinliği ve jeotermal alanlar (Jeotermal Enerji, 1984, MTA).

FAURE (1967)'ya göre bir jeotermik alanın olabilmesi için aşağıdaki üç temel koşul gereklidir. Bunlar;

. Bir sıcaklık kaynağı

. Büyük geçirgenliği olan bir arazi

. Geçirgen olmayan bir örtü'dür.

Bölgedeki sıcak sular yer yüzüne ya doğal olarak ya da sondajlarla sıcak su, sıcak su-buhar ve buhar şeklinde ulaşmaktadır (Foto 10). Bu sıcak sular olasılıkla bölgedeki genç volkanizma ile ilişkilidir.

Sındırgı İlçesi'ne ait iki köyün kaplıcalarından elde edilen değerler aşağıda Çizelge 2'de gösterilmiştir.

Bölgedeki sıcak suların kaolenleşmeyi hızlandırması beklenir.

Kaolenli tüflerin, asfalt yolun hemen üstündeki yükseklikler

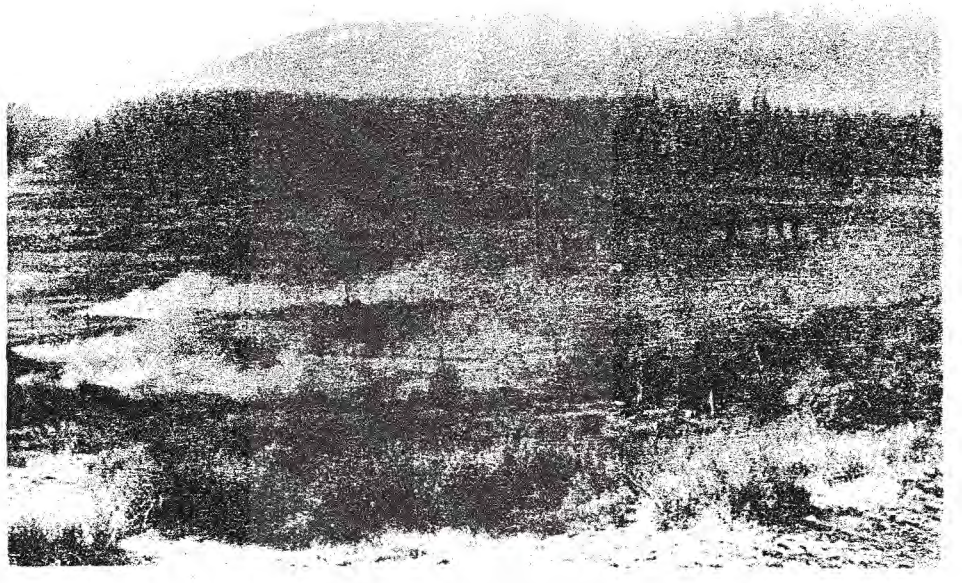


Foto 10. Simav yakınlarındaki Eynal Kaplıcaları sıcak sularının doğal buharlaşması görünüşü. Fotoğraf, Simav-Eynal karayolundan çekilmiştir.

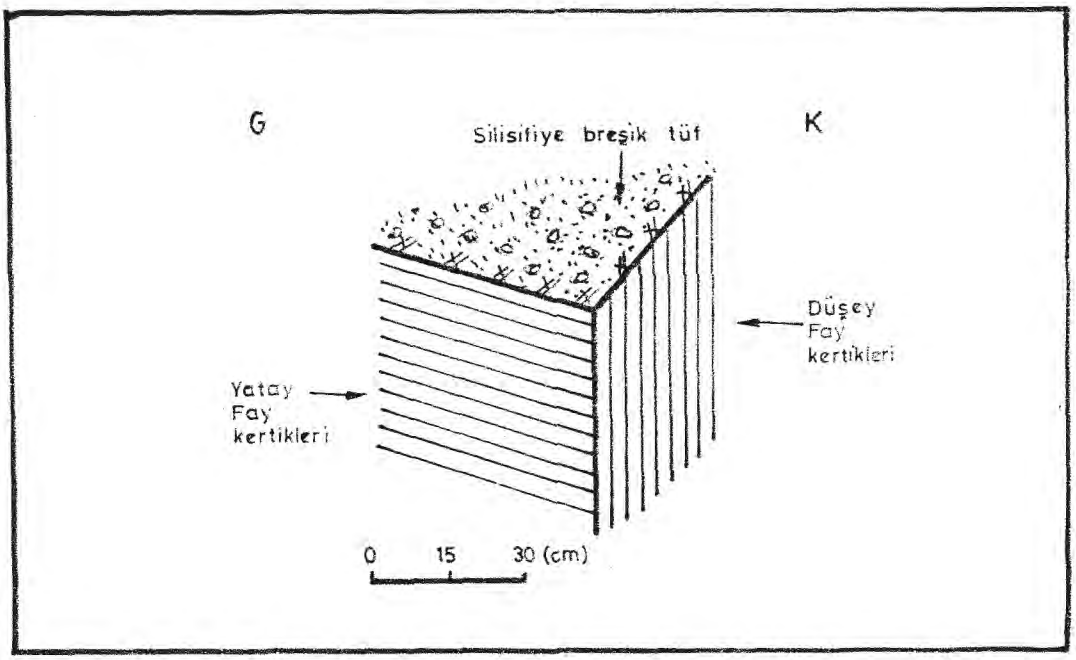
	ILICAKÖY KAPLICASI	HİSARALAN KAPLICASI
SICAKLIK	32°C	56 - 98°C
pH	7.20	7.20 - 7.50
RADYOAKTİVİTE	24 - 31.6 Eman	2.6 - 4 Eman
TOPLAM MİNERALİZASYON	387.52 mg/L	1344.8 mg/L
DEBİ	4 L/sn	15 L/sn
DİĞER BİLGİLER	3 kaynak mevcuttur. İlkel tesis vardır.	2 kaynak mevcuttur.

Çizelge 2. Ilıcaköy ve Hisaralan Kaplıcaları analiz değerleri. (Türkiye Maden Envanteri, 1980,MTA).

(350-400m), Düver Tepe (834m) yüksekliğine kadar farklı kotlarda gözlenmesi, bölgedeki basamak fayların belirtileridir. Basamak fayların yönleri genellikle K-G, KB-GD, KD-GB'dir.

Bağkıranı Tepe'nin doğusunda gözlenen bir tek ölçüm, bölgede sadece birbirine dik yönlerde (olasılıkla düşey ve yatay) tektonizmanın varlığını gösterir (Şekil 12).

Bölgede önceleri yatay tektonizma ve bindirme olayları (Eosen sonu-Hatipoğlu,1984), daha sonra da grabenleşmeye neden olan düşey tektonizmanın varlığı bilinmektedir. Ancak tüm tektonik hareketler salt iki ayrı olay ile açıklanmayacak kadar karmaşıktır. Konak (1982)'ın yanal atım bulguları buna örnek verilebilir. Her ne kadar Neojen süresindeki gelişmeleri genel olarak ele almış kapsamlı bir çalışma yok ise de, yakın çevre ile bile sağlıklı bir korelasyona gidilmekte zorluk çekilmesi, Neojen'in değişik havzalarda, özgün ve değişik fasiyesler şeklinde gelişimi belirgindir. Kimi yerde tektonizma-volkanizma biraradalığı, ki-



Şekil 12. Düşey ve yatay fay kertikleri ilişkisi. Kesit Bağkıranı Tepe D'sunda çizilmiştir.

mi yerde ise gölsel çökel ortamları yaşıttırlar.

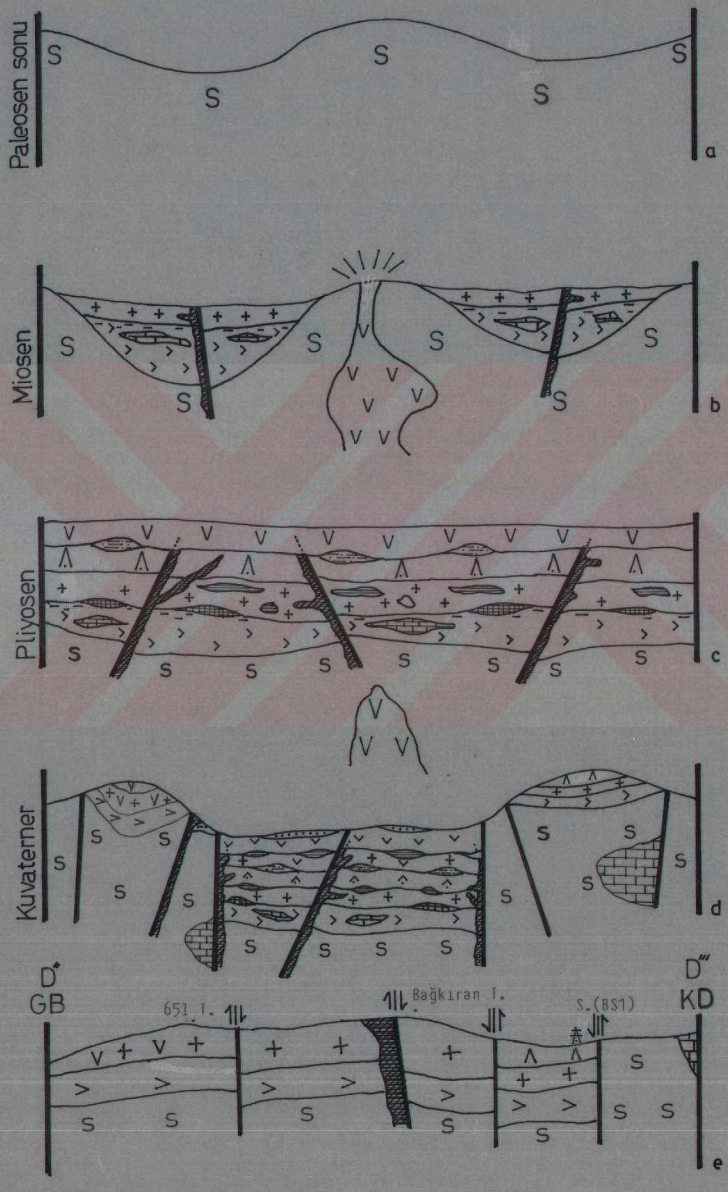
İnceleme alanının jeolojik evrimi Şekil 13'de verilmiştir. Buna göre gelişim aşamalarını şöyle sıralayabiliriz.

. Paleosen sonrası morfolojisi tektonizmanın yardımı ile havzaların oluşumunu başlatır.

. Miosen ve Pliosen boyunca volkanizma-tektonizma ilişkileri sürer. Özellikle kırıntılı volkanitler ile gölsel sediment ardalanmaları gerçekleşir. Basamak faylanmalar ile aşınma, taşınma olaylarının yanısıra, volkanik dayklar artık çözeltiler, hidrotermal etkenler aktivitelerini sürdürürler. Bu arada kaolenleşme ilerlemiştir.

. Kuvaterner'de aktif tektonizma karasal ortamda sürerken, depremler ve sıcak sular yaygındır. Alüvyon taraçaları oluşur.

. Günümüzdeki çalışma alanının konumu görülmektedir (Şekil 13e).



Şekil 13. Düvertepe çevresinin jeolojik evrimi.

VII. L A B O R A T U V A R Ç A L I Ş M A L A R I

VII.1. OPTİK GÖZLEMLER

Litolojik istif sırasına göre saptanan önemli gözlemler şunlardır.

Dayklarda gelişen opalleşmeler (Şekil 15).

Kabuklarda gelişen opalleşmeler (Şekil 16).

Bol biotitli kristal tüf (Şekil 17).

Sferolitli kristal tüf (Şekil 18).

İgnimbritik lapilli tüf (Şekil 19).

Obsidiyen görünümlü lapilli tüf (Şekil 20).

Camlaşmış piroklastik kaya (Şekil 21).

VII.1.1. Opalleşme Türlerinin İnce Kesitteki Görünümlerine Göre Sınıflandırılması

Oluşum türlerine göre başlıca iki ana grup opalden söz edilebilir.

VII.1.1.1. Sedimenter Opal

Tüf kökenli kayadaki feldispatların kaolenleşmeleri sonucu açığa çıkan artık SiO_2;

$$2KALSi_3O_8 + 2H^+ + H_2O \longrightarrow 2K^+ + Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 4SiO_2$$

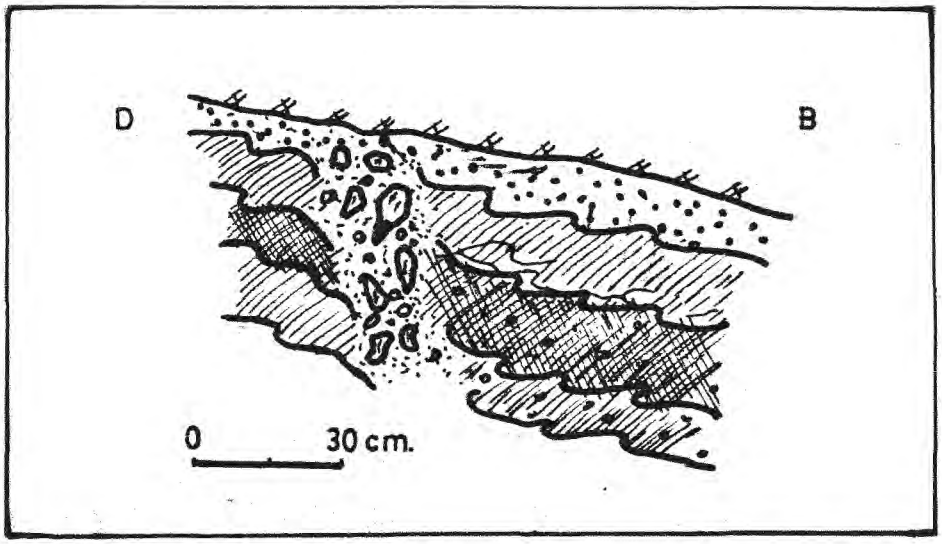
Ortoz Su Kaolinit Silis

yer altı suyu ile (yer altı suyu birikimleri ile de ilgili olarak) yer altı suyu tabanına yakın bölgelerde amorf silis jeli olarak çöker, taban opalini oluşturur. Bu tür opaller kimyasal sedimenter olaylar sonucu gelişmiş amorf silisler olup tabanda çökelmeleri koşulu her zaman gelişmeyebilir.

Kaolenleşme sonucu serbestleyen SiO_2 kayanın herhangi bir yerinde yoğunlaşabilir (Foto 5).

VII.1.1.2. Hidrotermal Opal

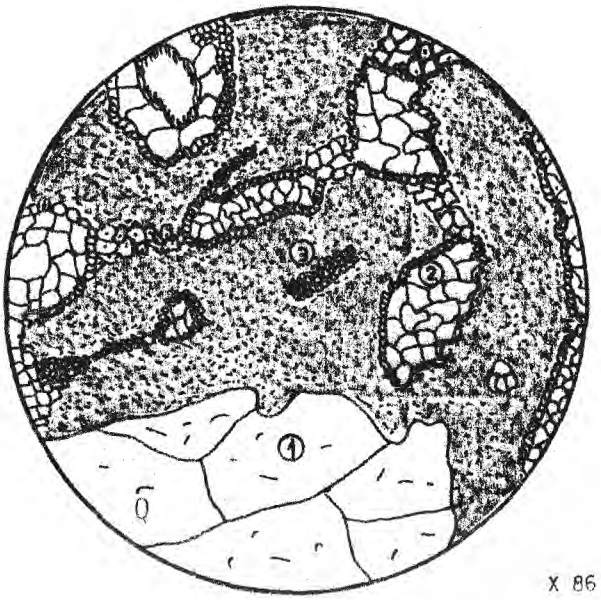
Yakın çevredeki volkanik faaliyetin ortak ürünü SiO_2'ce zengin düşük ısılı gaz ve sıvı fazlar faylar boyu yükselerek tüf katmanlarını zaman zaman keserek, zaman zamanda siller veya yüzeysel örtüler şeklinde (Şekil 14), tüf bileşimli katmanları alttan besleyen bir opalleşmeye neden olurlar. Bu ikinci tür fay opalleri dayklar ve kabuk örtüleri görünümlü konumları ile arazide belirgindirler.



Şekil 14. Kıvrımlı bantlı opalleşme. Kesit Küçükpınar Dere'si B'da çizilmiştir.

Mikroskoptaki görünümleri ise şöyledir;

Mikroskopta üç ayrı kuvars kristali gözlenmektedir (Şekil 15). Bunlar;



Şekil 15. Dayklarda gelişen opalleşmeler. +N, Q:Kuvars.

1.: Aşırı korrozyona uğramış çözünmüş iri kuvars kristali kalıntılarıdır. Bu iri kristaller camsı ve mikrokristalin bir matriks içerisinde olup porfirik doku benzeri bir görünüm ortaya koymaktadır. Bunların porfirik dokulu volkanik kayalardan farkı şöyledir.

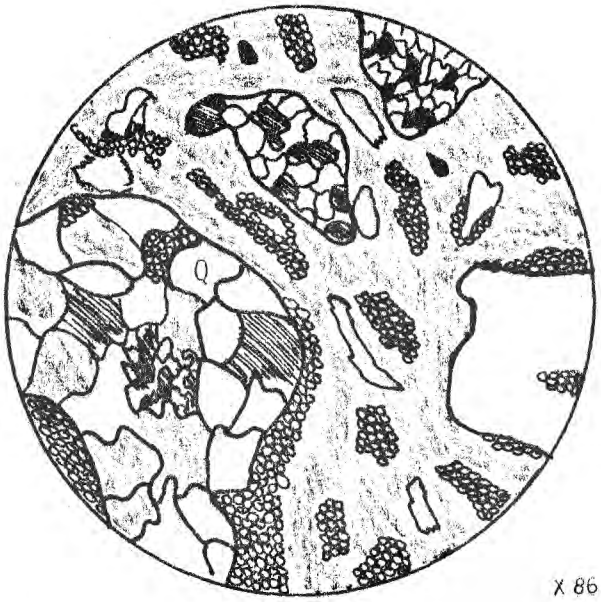
Porfirik dokulu volkanik kayalarda fenokristaller kayanın yaşıyla yaşıttırlar, oysa bu fay opallerinde fenokristaller daha önceki kayanın kalıntılarıdır (Anklav).

2.: Oluşum sonrası kuvars. Fay opali gelişiminden sonra devam eden tektonizma kayanın kırılıp çatlamasına ve mikroskobik boyuta varan eklemler kazanmasına neden olmuştur. Bu mikro eklemler boyunca ksenomorf türde kuvars rökristalizasyonu yaygındır. Bu rökristalizasyon tabandan gelmeye devam eden SiO_2 fazının ürünü olabilir.

3.: Mikrokristalin kuvarslar. Bunlar camsı opal hamurunun içi-

ne gömülü, olasılıkla rökristalizasyon ürünleridirler.

Yukarıda sözü edilen oluşumlar sonrası, tektonizma işlevini sürdürmeye devam etmiş olup fay ve kabuk opalindeki kırılma olayları daha sonra da devam etmiş olduğundan, gerek anklav türü kalıntı kuvars, gerekse mikroskobik eklem ve çatlaklar boyu oluşan kuvars damarcıkları yeniden kendi içlerinde parçalanmış ve SiO_2 gaz fazının oluşturduğu camsı bir matriksle kaynaşmışlardır. Bu nedenle bu opal kayaları mikroskop altında tektonik breş görünümündedir (Şekil 16).



Şekil 16. Kabuklarda gelişen opalleşmeler. +N, Q:Kuvars.

Sonuç olarak sedimenter opallerin de hidrotermal olaylardan etkilenebileceği beklendiğinden bu opal sınıflandırılması her zaman kesin sınırlarla ayırdedilemez. Ancak tüf türü kayaların; kaolenleşme sonucu kendi bünyelerindeki SiO_2 ile, ayrıca; aşağıdan taşınan kayaya yabancı SiO_2 fazı ile olmak üzere iki ayrı yoldan opalleştikleri kesindir. Kimyasal analiz sonuçlarında kaolenleşmenin bol olduğu tüflerde bile SiO_2'nin yüksek değer vermeside dışarıdan beslenmeyi (impregnasyon) kanıtlayıcıdır.

VII.1.2. Kristal Tüf

İnce kesit gözlemlerinde kristal tüf ikiye ayrılmıştır.

1. Porfirik dokulu bol biotitli kristal tüf:

Şekil 17. Bağkıranı Tepe KD'sunda yer alan kristal tüf.+N,Q:Kuvars, BİO:Biotit,PLJ:Plajoklas,HR:Hornblend,SAN:Sanidin.

İri kristaller genellikle hipidiomorf ancak köşeleri aşınmış yuvarlaklaşmış biçimde oluşları ayrıca volkanik lav veya damar kayalarına özgü kümesel kristal büyümelerinin (kümülat) kesinlikle gözlenememesi kayanın lav olmadığını açıkça gösterir. Kristal oranı çok yüksek olan bu tüf kayası camsı bir matriks içerir. Ancak bu camda bir lav ile ilişkili olmadığından akma yapısı kesinlikle gözlenemez. Jeolojik konumu ile de kesin örtü olduğundan baca veya sıkışma kubbesi şeklinde bir mağmatik gelişimde söz konusu değildir.

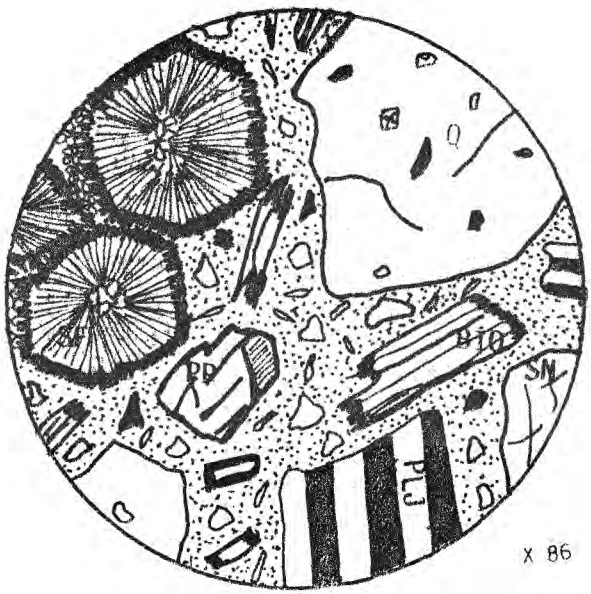
Matriks'in camsılığı zayıf olduğundan kaya aşırı derecede ayrışmış olup arenitleşme benzeri dağılma ve ufalanma özelliği arazide açıkça gözlenmektedir.

Kaya porfirik dokuya sahiptir. İrili ufaklı çeşitli yönlerde ge-

lişmiş biotitler, kaya da en bol bulunan mineraldir. Diğer gözlenen mineraller ise hipidiomorf kuvars, andezin, sanidin ve hornblend'dir (Şekil 17).

2. Porfirik dokulu sferolitli kristal tüf:

Yalnızca sferolit içermesiyle farklılık gösterir. Sferolitleşme bölgedeki hidrotermal olaylara bağlı alkali ve silis göçünün kanıtlayıcısıdır. Porfirik dokulu kayada camsı matriks içinde hipidiomorf kuvars, biotit, andezin, sanidin, piroksen mineralleri ve sferolitler gözlenir (Şekil 18).



Şekil 18. Düvertepe Nahiyesi B'sındaki sferolitli kristal tüf.
+N,Q:Kuvars,PLJ:Plajoklas,SF:Sferolitler,BİO:Biotit,
SN:Sanidin,PR:Piroksen.

Sferolitler (bazı yazarlara göre pseodösferolitler), yaklaşık merkezden itibaren radyal olarak gelişmiş kriptografik oluşumlar halindeki kuvars ve feldispatlardan meydana gelir (Harker,1970).

VII.1.3. İgnimbritik Lapilli Tüf

Hipidiomorf alkali feldispat ve plajoklaslar, sferolitler arasın-

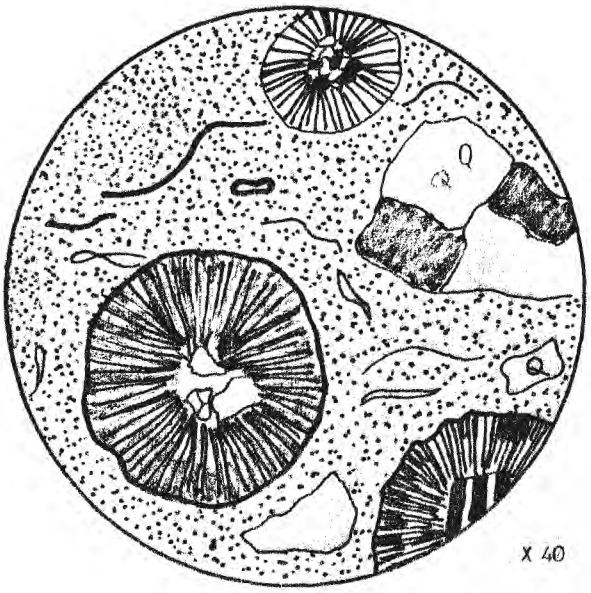
da yer alır. Bunlar yer yer çözülmüş ve kemirilmişlerdir (Şekil 19).

Şekil 19. Düvertepe Nahiyesi G'deki ignimbritik lapilli tüf.
+N,Q:Kuvars,FEL:Feldispat,SF:Sferolit.

Porfirik dokulu, camsı bir hamur içerisinde feldispat, kuvars ve sferolit fibrleri yer almaktadır.

Kuvars ve feldispat kristalleri ve alkali feldispatlar yer yer sferolitler, yer yer de fiyamelerin arasına gömülüdür. İgnimbritik tüflerin fiyameleri bağlantılı, camsı yapıda ve mikrokristalindir. Bu fiyame kanalları arasında sferolitler vardır. Bu sferolitleşme silis ve alkali göçün belirgin bir kanıtıdır.

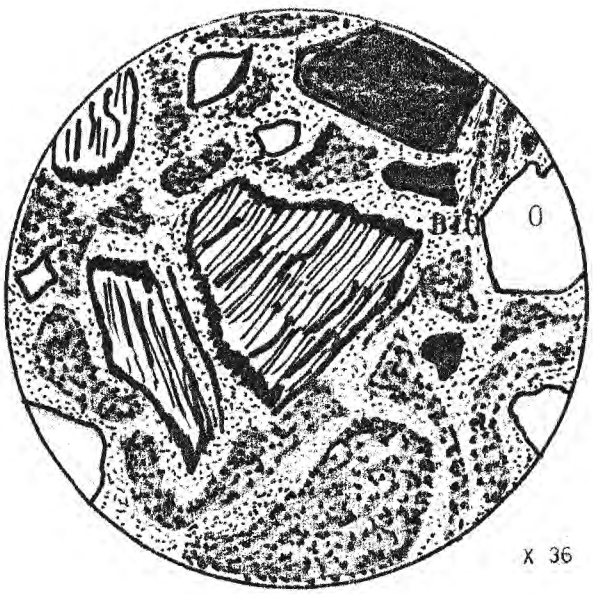
Şekil 20, ignimbritlerin son aşamasında sıvı fazın maksimuma ulaştığı ve büyük olasılıkla hala patlamalarla gerçekleşmiş, adeta akarcasına ama dökülerek kaynamış bir lapilli tüf örneğine aittir.



Şekil 20. Dökülerek kaynamış lapilli tüf. +N,Q:Kuvars,PLJ:Plajoklas, SF:Sferolit.

VII.1.4. Tüfit As Birimine Ait Piroklastik Kaya Örneği

Bu birime ait ince kesitlerde yapılan mikroskobik incelemede, örneklerin camlaştığı saptanmıştır. Camsı bir hamur içerisindeki fenokristaller çapraz nikoller arasında izotropik görüntü verirler (Şekil 21).



Şekil 21. Camlaşmış piroklastik kaya kırıntıları.//N,Q:Kuvars,BİO:Biotit.

VII.2. SEDİMENTOLOJİK ÇALIŞMA SONUÇLARI

Bu çalışmalar sonucu, örneklerin elek üstü ve elek altındaki fraksiyonları tartıları ağırlık yüzdeleri, sedimentolojik tanımlamaları (kil,silt,kum), tane boyu derecelenmeleri, üniformluk katsayıları, derecelenme katsayıları, Andreason Pipeti ile tane boyu analizi değerleri ve grafikleri, Çizelge 3 a,b,c,d,e,f,g,h,i,j,k,l,m'de gösterilmiştir.

Genelde tüm örnekler üniform malzeme olmayıp, volkanik kırıntılı karakterleri nedeniyle üç örnek iyi derecelenmemiş, iki örnek ise iyi derecelenmiş olduğu saptanmıştır.(Çizelge 3 L).

Örneğin bileşimine giren mineraller ve diğer malzeme, "Tane Sayımı Yöntemi" ile saptanmıştır. Elek fraksiyonlarından 0.104mm elek üstü boyutundan serpme ince kesitler (Kanada Balzamı içine) hazırlanmıştır. Her eleğe ait ince kesitler, polarizan mikroskopta incelenmiştir. İncelenen kesitlerde serbest ve bağlı taneler sayılarak o fraksiyonda örneğin bileşimine giren mineraller hesaplanmış Çizelge 3m'de gösterilmiştir.

Yapılan hesaplamalara göre en bol kuvars Ö-21 ve Ö-7'de, en bol feldispat Ö-22'de, en bol diğer mineraller ise Ö-25'de görülmüştür.

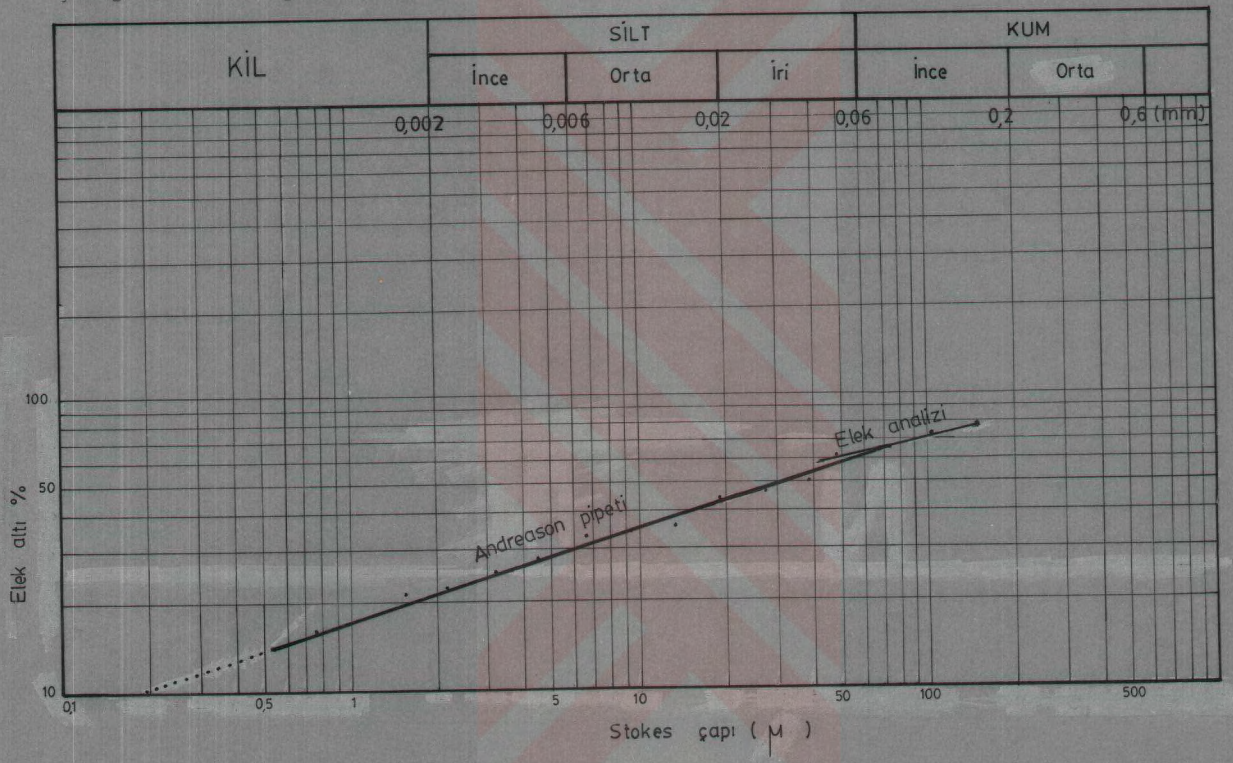
ELEK BOYUTU (mm)	ELEKTE KALAN		ELEKTEN GEÇEN		
	gr	%	gr	%	
0.149	21.03	21.24	77.99	78.76	Ö-21
0.104	4.21	4.26	73.78	74.5	
0.074	8.05	8.13	65.73	66.37	
0.044	7.66	7.73	58.07	58.64	
0.149	21.50	21.79	77.15	78.21	Ö-25
0.104	3.65	3.69	73.5	74.52	
0.074	6.3	6.39	67.2	68.13	
0.044	6.4	6.50	60.8	61.63	
0.149	52.55	53.21	46.2	46.79	Ö-7
0.104	7.5	7.60	38.7	39.19	
0.074	2.85	2.89	35.85	36.3	
0.044	2.05	2.08	33.8	34.22	
0.149	53.5	54.4	44.85	45.6	Ö-22
0.104	4.6	4.67	40.25	40.93	
0.074	1.55	1.58	38.7	39.35	
0.044	0.6	0.61	38.1	38.74	
0.149	42.5	42.93	56.5	57.07	Ö-26
0.104	4.8	4.85	51.7	52.22	
0.074	7.2	7.27	44.5	44.95	
0.044	6.1	6.16	38.4	38.79	

Çizelge 3a. Örneklerin elek analizi değerleri.

Zaman t (sn.)	Yükseklik h (cm.)	Çekilen Katı (mg.)	Pipet Hacmi (ml.)	Kolon Hacmi (ml.)	Stokes Çapı (μ)	Elek Altı % Pn.
30	20	91.1	10	500	81.6	65.07
80	19.5	90.7	"	490	49.3	63.49
120	19	73.6	"	480	39.7	50.47
240	18.7	72.1	"	470	27.9	48.41
480	18.3	67.4	"	460	19.5	44.29
960	18	55.8	"	450	13.6	35.87
1920	17.6	55.3	"	440	9.5	34.76
3840	17.3	54.1	"	430	6.7	33.23
7680	16.9	46.3	"	420	4.6	27.78
15360		42.9	"	410	3.24	25.12
30720		39.4	"	400	2.26	22.51
61440		36.1	"	390	1.58	20.11
122880		33.2	"	380	1.11	18.02
245760		30.4	"	370	0.77	16.07
491520		27.9	"	360	0.54	14.35

Çizelge 3b. Ö-21 örneğinin Andreason Pipeti ile tane boyu analizi değerleri.

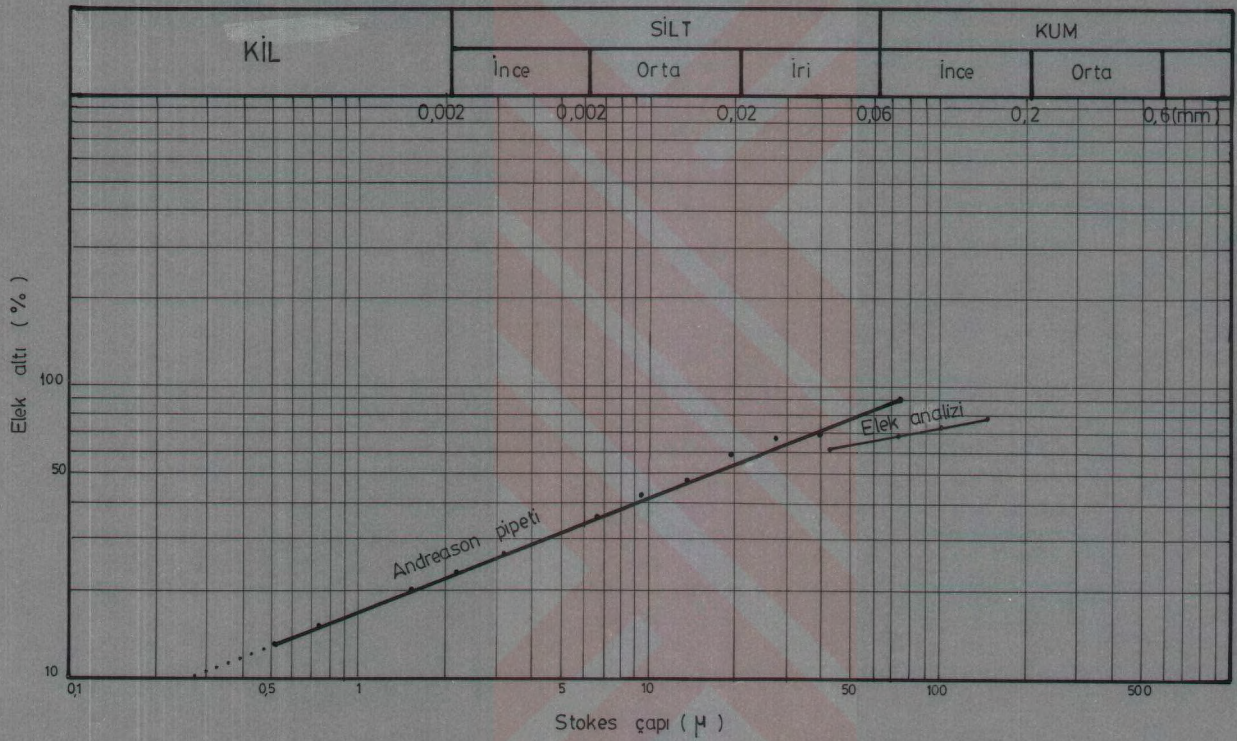
Çizelge 3c. Ö-21 Örneğinin Elek Analizi ve Andreason Pineti Grafikleri.



Zaman t (sn.)	Yükseklik h (cm.)	Çekilen Katı (mg.)	Pipet Hacmi (ml.)	Kolon Hacmi (ml.)	Stokes Çapı (μ)	Elek Altı % Pn.
30	19.8	116.9	10	500	81.24	73.06
70	19.4	115.7	"	490	52.64	70.86
120	19.1	114.2	"	480	39.89	68.52
240	18.8	111.4	"	470	27.98	67.21
480	18.4	101.9	"	460	19.57	58.59
960	18	85.4	"	450	13.69	48.04
1920	17.8	77.6	"	440	9.62	42.68
3840	17.4	66.3	"	430	6.7	35.63
7680	17	56.6	"	420	4.2	29.71
15360	16.6	42.3	"	410	3.2	21.67
30720		45.9	"	400	2.19	22.95
61440		41.1	"	390	1.53	20.04
122880		36.7	"	380	1.06	17.43
245760		32.9	"	370	0.74	15.22
491520		29.4	"	360	0.51	1323

Çizelge 3d. Ö-25 Örneğinin Andreason Pineti ile tane boyu analizi değerleri.

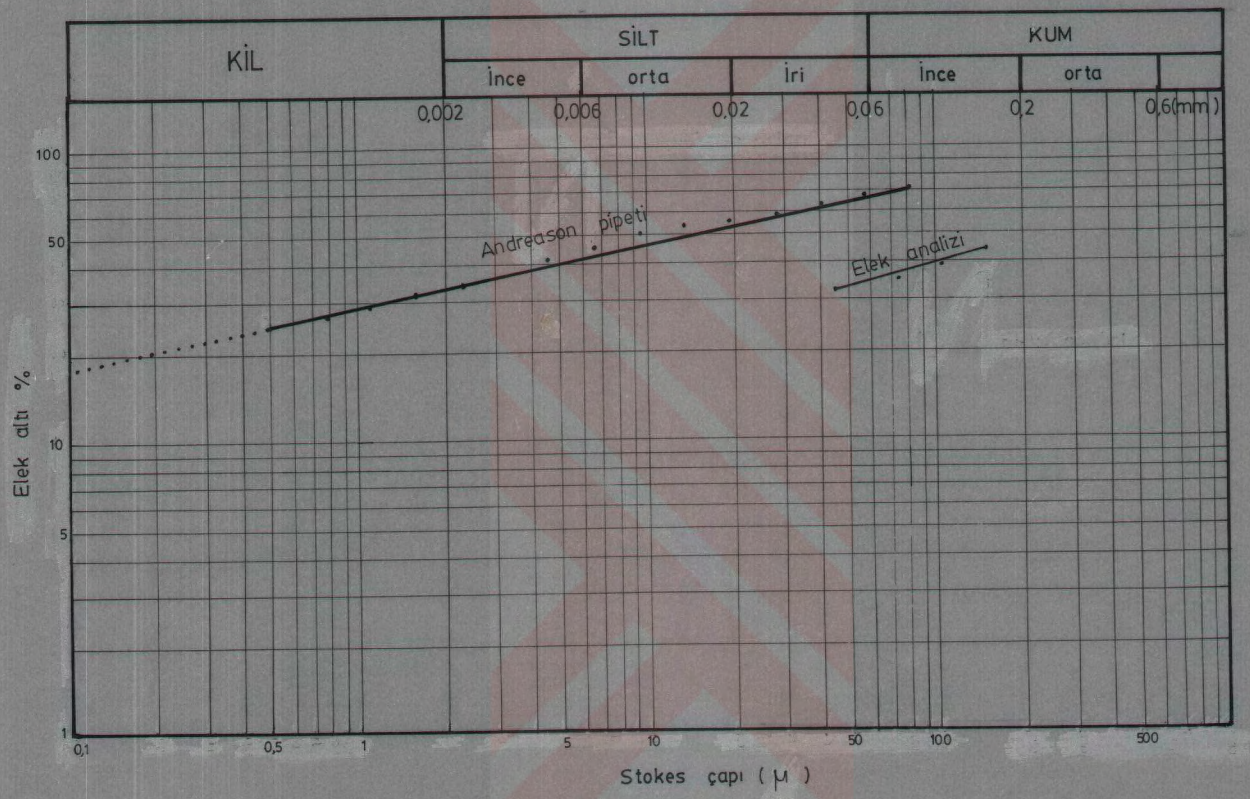
Çizelge 3e. Ö-25 Örneğinin Elek Analizi ve Andreason Pipeti Grafikleri.



Zaman t (sn.)	Yükseklik h (cm.)	Çekilen Katı (mg.)	Pipet Hacmi (ml.)	Kolon Hacmi (ml.)	Stokes Çapı (μ)	Elek Altı % Pn.
30	19.7	144.7	10	500	81.03	72.35
60	19.4	140.5	"	490	56.86	68.84
120	19.1	133.6	"	480	39.89	64.13
240	18.7	124.4	"	470	27.91	58.47
480	18.4	121.8	"	460	19.57	56.03
960	18.1	120.2	"	450	13.73	54.10
1920	17.8	117.1	"	440	9.62	51.52
3840	17.3	108.3	"	430	6.71	46.57
8160	16.8	98.3	"	420	4.53	41.28
15360	16.4	75.7	"	410	3.26	31.04
30720		84.9	"	400	2.3	33.96
61440		80.0	"	390	1.6	31.20
122880		75.3	"	380	1.1	28.61
245760		71.5	"	370	0.8	26.45
491520		67.3	"	360	0.5	24.22

Çizelge 3f. Ö-7 Örneğinin Andreason Pipeti ile tane boyu analizi değerleri.

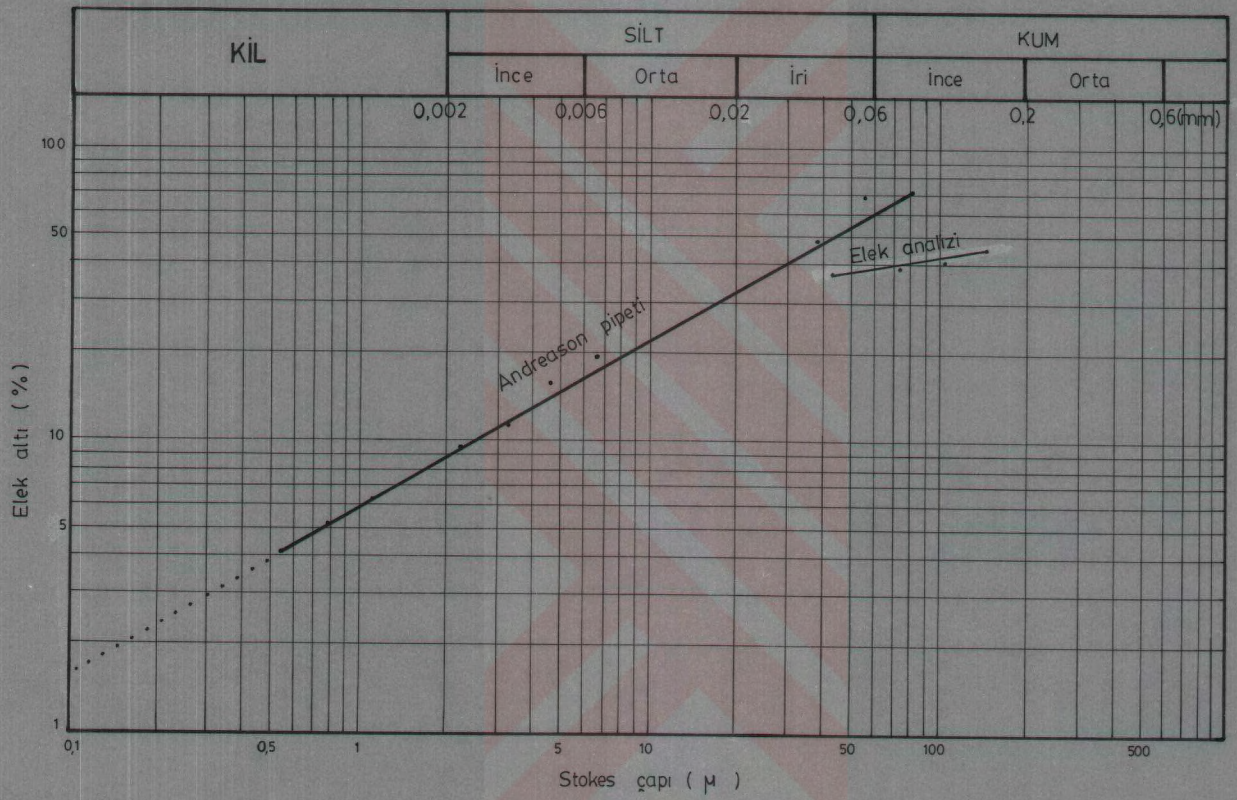
Çizelge 3g. Ö-7 Örneğinin Elek Analizi ve Andreason Pipeti Grafikleri.



Zaman t (sn.)	Yükseklik h (cm.)	Çekilen Katı (mg.)	Pipet Hacmi (ml.)	Kolon Hacmi (ml.)	Stokes Çapı (μ)	Elek Altı % Pn.
30	19.8	146.2	10	500	81.2	73.1
60	19.3	142.8	"	490	56.7	69.97
120	19	101.6	"	480	39.8	48.76
240	18.7	58	"	470	27.9	27.26
480	18.4	57.2	"	460	19.6	26.31
960	18	51.1	"	450	13.7	23.00
1920	17.6	49.3	"	440	9.6	21.69
3840	17.3	43.8	"	430	6.7	18.83
7680	16.9	37.6	"	420	4.7	15.79
15360	16.6	28	"	410	3.3	11.48
30720		23.51	"	400	2.31	9.40
61440		19.73	"	390	1.62	7.69
122880		16.51	"	380	1.13	6.27
245760		13.84		370	0.79	5.26
491520		11.67		360	0.56	4.20

Çizelge 3h. Ö-22 Örneğinin Andreason Pipeti ile tane boyu analizi değerleri.

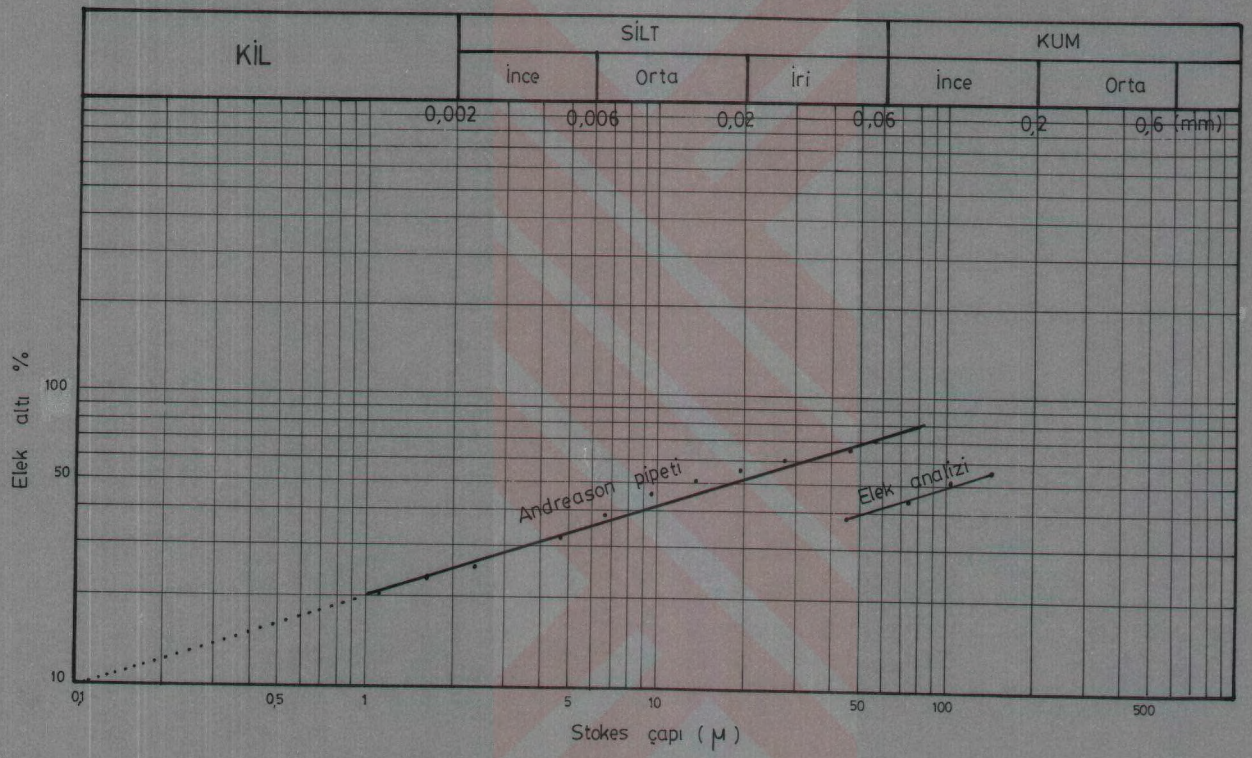
Çizelge 3i. Ö-22 Örneğinin Elek Analizi ve Andreason Pipeti Grafikleri.



Zaman t (sn.)	Yükseklik h (cm.)	Çekilen Katı (mg.)	Pipet Hacmi (ml.)	Kolon Hacmi (ml.)	Stokes Çapı (μ)	Elek Altı % Pn.
30	19.7	147.01	10	500	81.03	73.50
60	19.4	144.10	"	490	56.86	70.61
90	19.1	139.7	"	480	46.06	67.01
240	18.8	127.8	"	470	27.98	60.10
480	18.5	125.5	"	460	19.63	57.73
960	18.1	117	"	450	13.73	52.65
1920	17.8	105.7	"	440	9.62	46.51
3840	17.5	91.7	"	430	6.75	39.43
7680	17.1	78.0	"	420	4.71	32.76
15360	16.7	56.6	"	410	3.29	23.21
30720		64.90	"	400	2.31	25.96
61440		59.12	"	390	1.62	23.06
122880		53.77	"	380	1.13	20.43
245760		49.11	"	370	0.8	18.17
491520		43.40	"	360	0.5	15.62

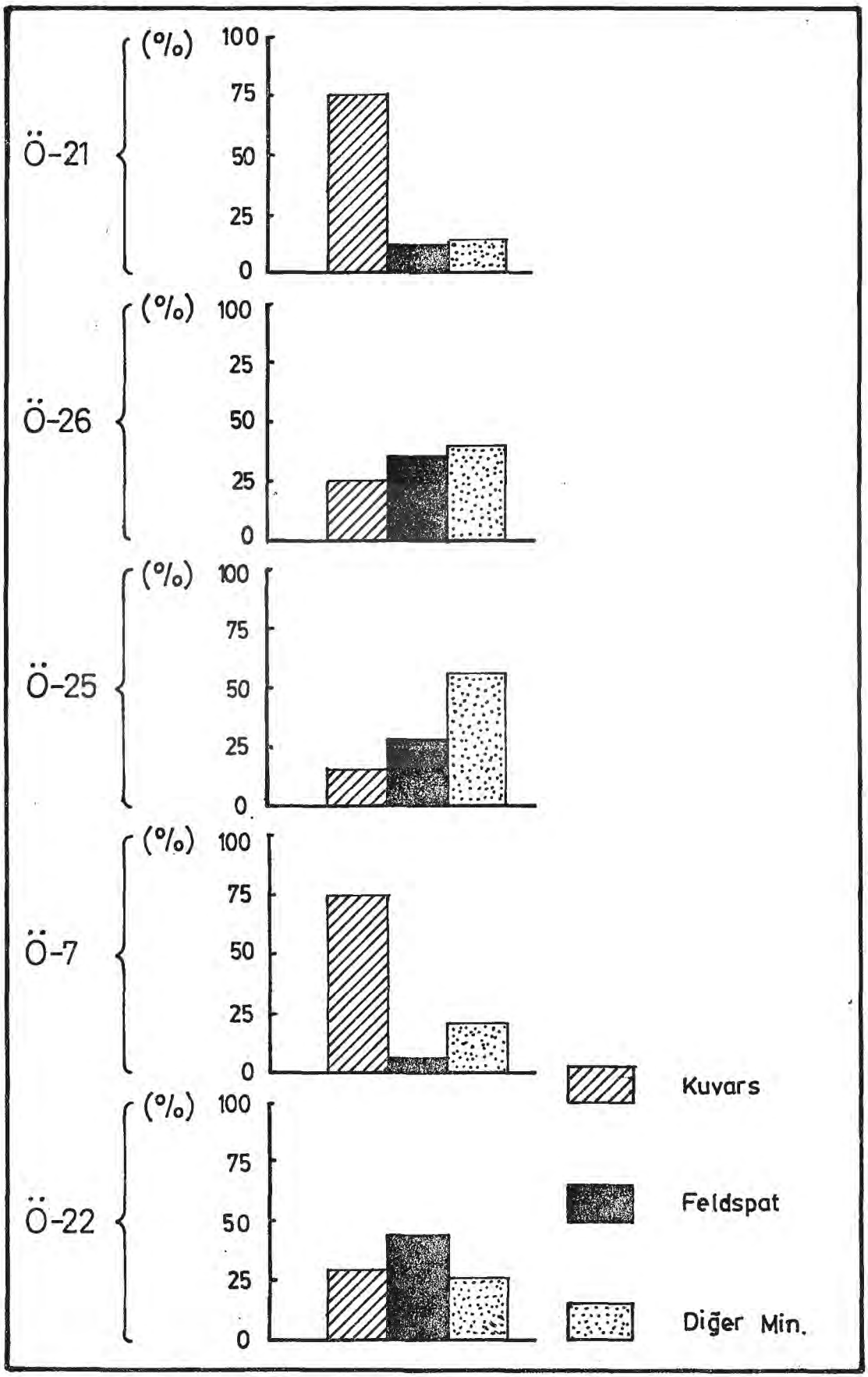
Çizelge 3j. Ö-26 Örneğinin Andreason Pipeti ile tane boyu analizi değerleri.

Çizelge 3k. Ö-26 Örneğinin Elek Analizi ve Andreason Pipeti Grafikleri.



Çizelge 3L. Örneklerin grafiklerinden elde edilen malzeme cinsi yüzdeleri ile hesaplanan üniformluk ve derecelenme katsayıları.

	MALZEME CİNSİ (%)					Cu	Cg	AÇIKLAMA
	KİL	SİLT			Kum			
		İnce	Orta	İri	İnce			
Ö-21	22	8	15	17	38	270	3.89	d_{10}:0.185, d_{60}:50, d_{30}:6, Üniform değil, iyi derecelenmemiş.
Ö-25	25	9	21	17	28	96.15	2.58	d_{10}:0.26, d_{60}:25, d_{30}:4.1, Üniform değil, iyi derecelenmiş.
Ö-7	33	9	13	15	30	3333	8.33	d_{10}:0.009, d_{60}:30, d_{30}:1.5, Üniform değil, iyi derecelenmemiş.
Ö-22	8.8	7.2	16	28	40	24	1.92	d_{10}:2.5, d_{60}:60, d_{30}:17, Üniform değil, iyi derecelenmiş.
Ö-26	25	11	16	20	28	272.2	3.7	d_{10}:0.11, d_{60}:30, d_{30}:3.5, Üniform değil, iyi derecelenmemiş.



Çizelge 3m. Örneklerin belirli bir elek üstü fraksiyonunun bileşimine

gi hi

VII.3. JEOKİMYASAL VE X-IŞIN SONUÇLARI

Jeokimyasal analizler Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü Jeokimya Laboratuvarlarında yapılmıştır.

Örneklerin analizleri ve lokaliteleri Çizelge 5'de verilmiştir. Genelde Al_2O_3 ile birlikte kızdırma kaybının da artışı kaolinitleşmenin derecesini gösterebilir. Bu örneklerde Al_2O_3 değeri 15.22 ile 36.02 yüzdeleri arasında yer alır. Bentonit ocağı olarak işletilen Ö-8 örneğinden, ΣFe_2O_3, MgO ve K_2O'nun en yüksek değerleri elde edilmiştir.

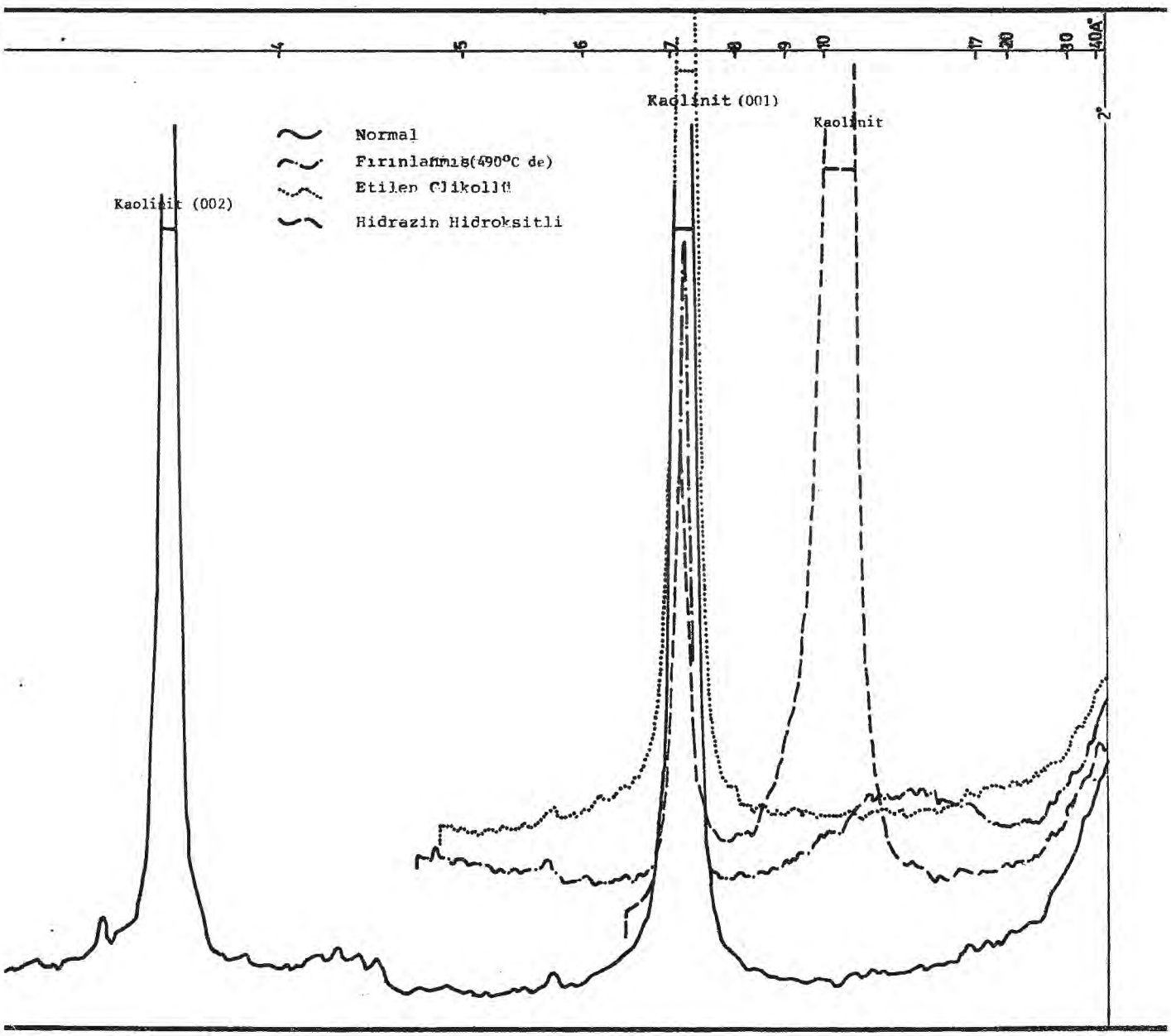
Jeokimyasal analizlerde Al_2O_3 ve SiO_2 oransallığının ters oluşu ile birinci tür opalleşme (Sedimenter opalleşme), değişik örneklerde en çok SiO_2 değerlerinde aşırı sapmaların gözlenmesi ise ikinci tür opalleşme (mağmatik SiO_2 ile zenginleşme) açıklanabilir.

Örneklerin 2 mikrondan küçük fraksiyonlarının tekstür preparatları hazırlanarak, Hacettepe Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü Laboratuvarlarında çekilen normal, fırınlanmış, etilen glıkollü ve hidrazin hidroksitli türde X-ışın difraktometre değerleri {yaklaşık 7.25 A^o (001) ve 3.60 A^o(002)} hiç bir büzülme göstermemekte olup iyi kristalleşmiş, düzenli kaolinit için tipiktirler (Şekil 22). İki örnekte α kristobalit pikine rastlanmıştır. 2 mikrondan küçük fraksiyonda bile kristobalit türü SiO_2 pikine rastlanması seramik üretimi için sorun yaratabilir. Ancak kristobalit kristalleri genelde çok ince taneli ve homojen dağılımlı iseler bu soru önemsenmeyebilinir.

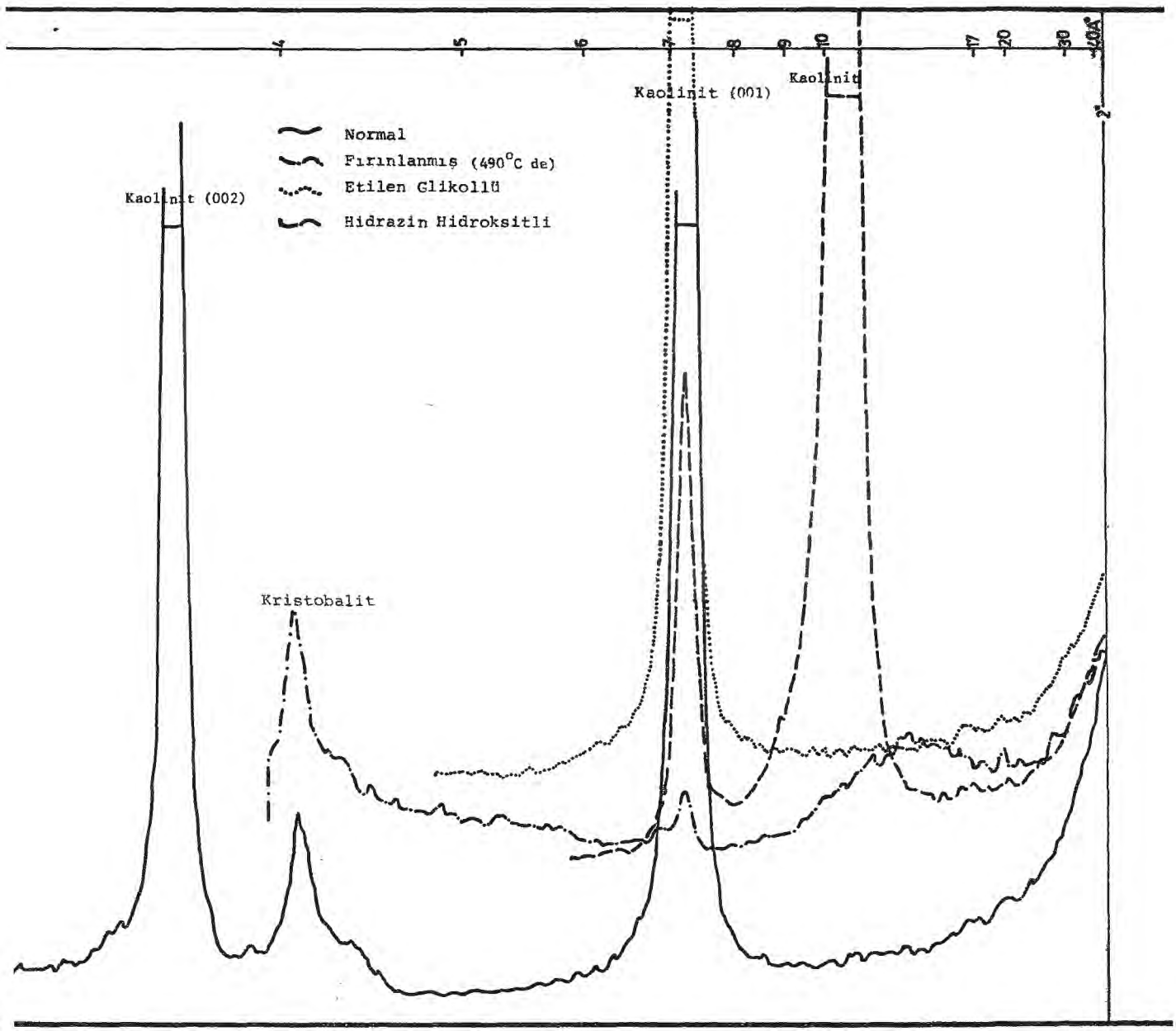
Kaolinitlerin düzenli yapıda oluşu China-Clay tipi plastik özelliği bol, kafes yapısı bozuk, çok iyi kalite hammaddenin bölgede bulunmayışını gösterir. X-ışın difraksiyon çekimleri ile jeokimyasal analiz sonuçları uyumludurlar.

Çizelge 1. Örneklerin Jeokimyasal Analiz Değerleri

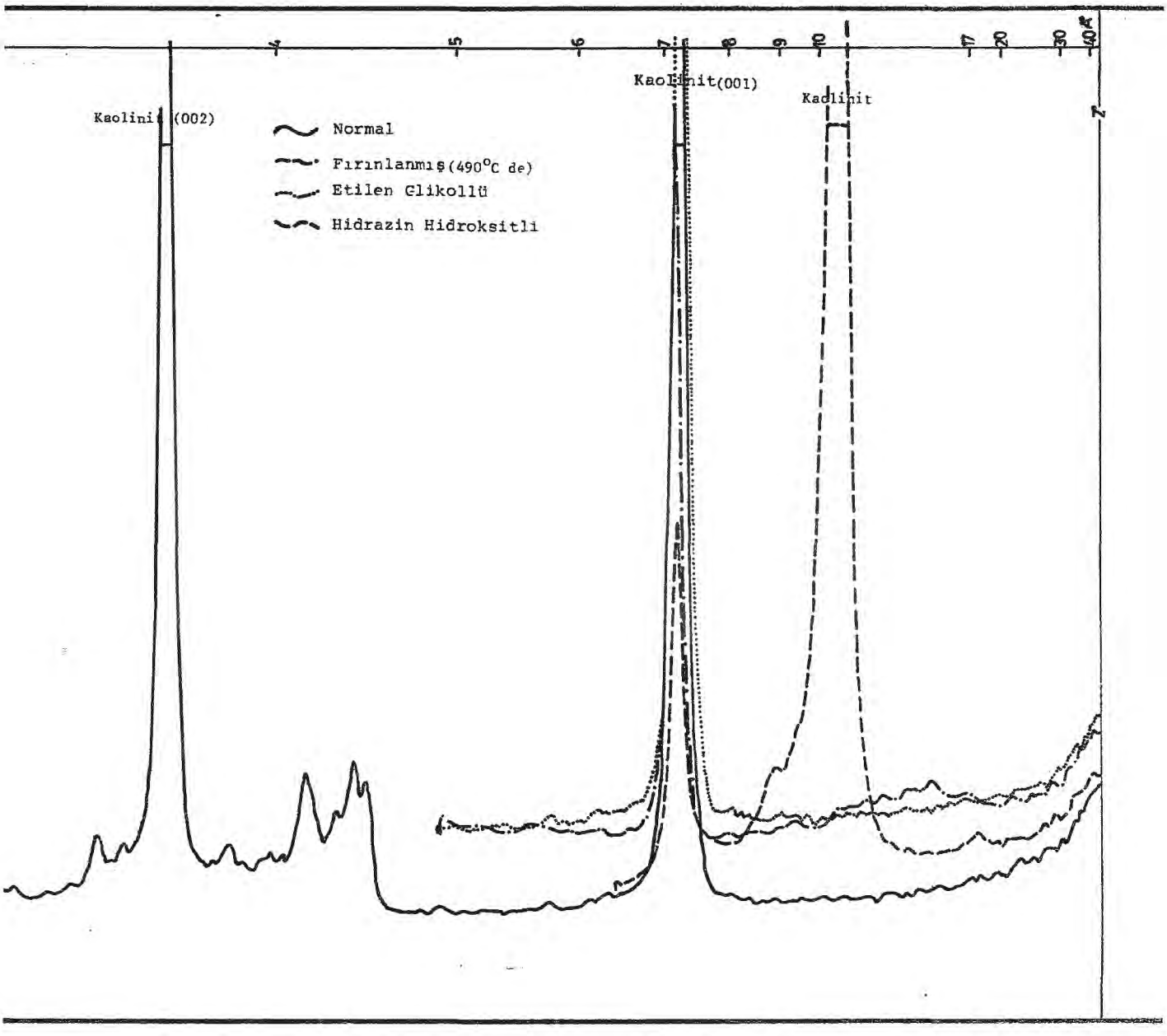
Örnek No	Lokalite	SiO_2	Al_2O_3	ΣFe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Kızdırma kaybı	Toplam
Ö-21	657 T. GB'sı	48.27	36.02	0.94	0.08	0.10	0.02	0.14	13.58	99.15
Ö-26	İn T. K'yi	66.41	22.91	0.98	0.11	0.09	0.07	0.48	9.45	100.50
Ö-27	İn T. B'sı	65.05	23.23	0.15	0.08	0.10	0.14	0.81	11.82	101.38
Ö-8	Kuşköyü D.D'su	60.97	15.64	3.92	1.90	0.27	0.14	1.26	15.63	99.73
Ö-1	Çayırcık T.GB'sı	72.30	15.96	0.51	0.16	0.10	0.06	0.07	7.56	97.356
Ö-22	651 T. GD'su	66.41	23.86	0.24	0.11	0.09	0.02	0.07	8.89	99.69
Ö-17	Düver T. D'su	76.28	15.22	0.17	0.08	0.06	0.02	0.17	5.57	97.57
Ö-7	Kuşköyü T. G'yi	67.31	23.86	0.20	0.14	0.14	0.08	0.37	8.63	100.73
Ö-18	Kuşköyü T. B'sı	66.86	18.96	0.36	0.10	0.09	0.33	1.39	13.04	101.13
Ö-25	Baklacık D. B'sı	47.82	35.08	0.45	0.24	0.29	0.43	0.40	13.60	98.31
Ö-23	Anbar D. B'sı	63.69	25.28	0.15	0.50	0.19	0.19	0.35	9.31	99.66



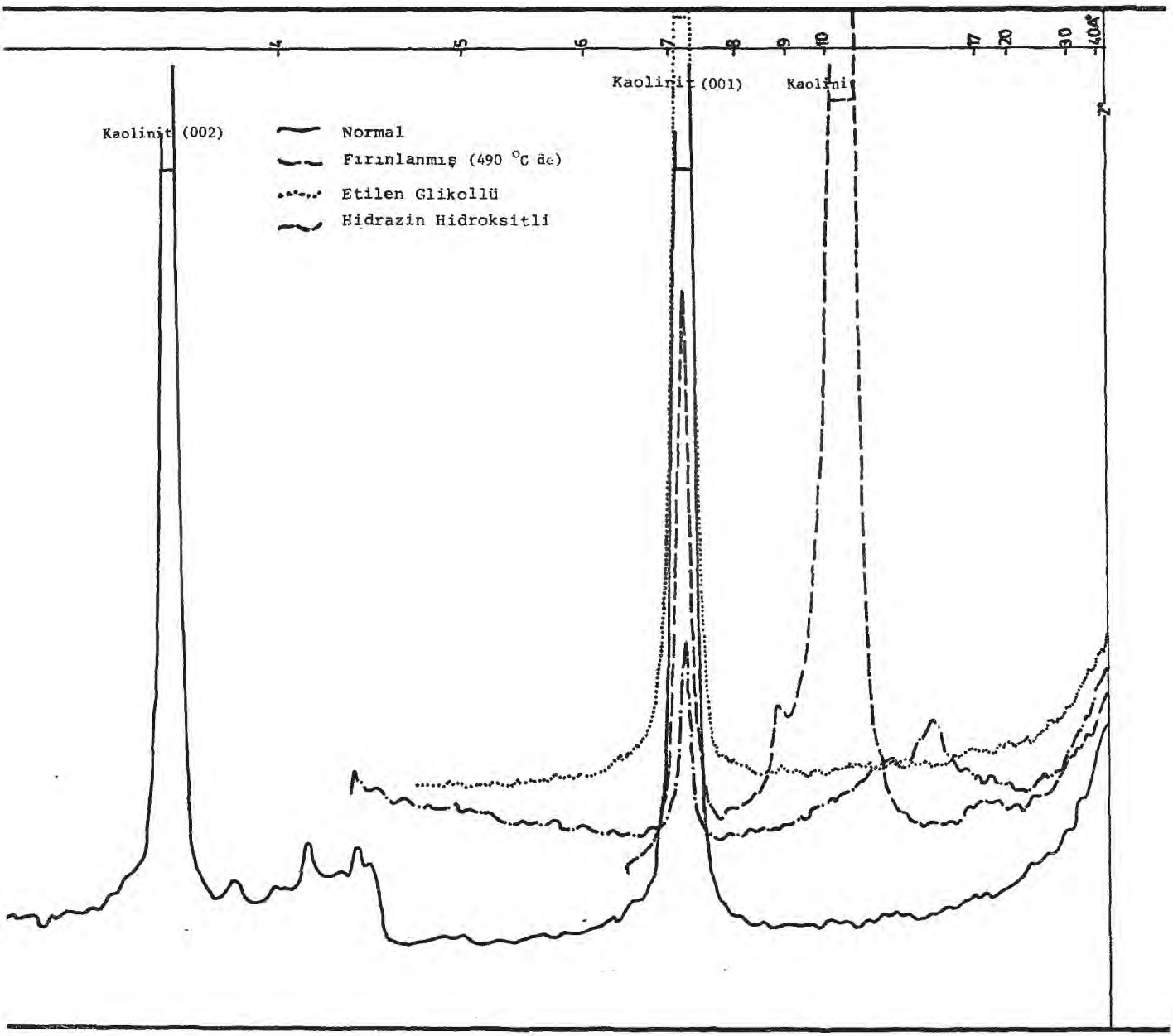
Şekil 22a. Ö-25 örneğinin X-ışın difraktometre kayıdı.



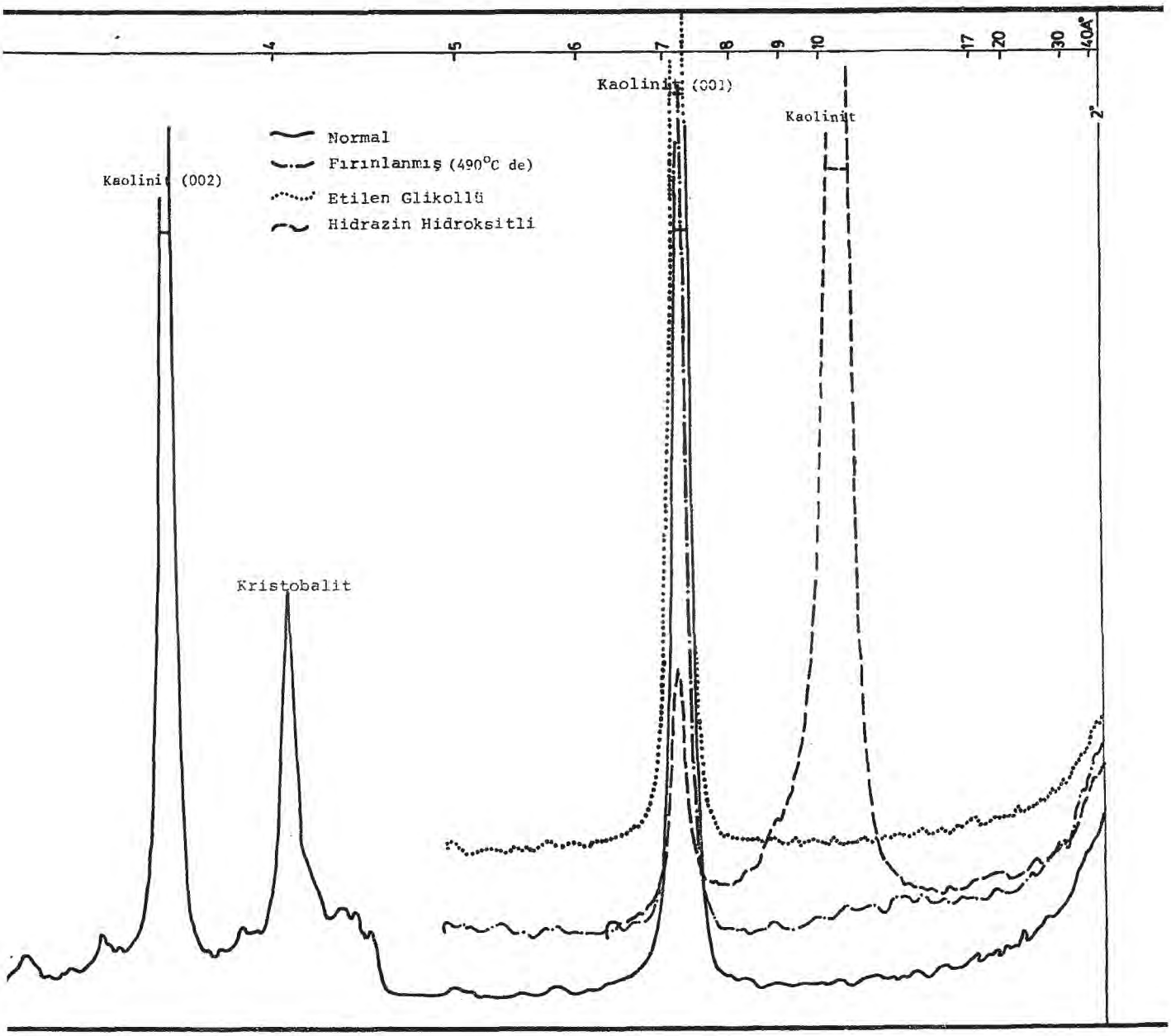
Şekil 22b. Ö-7 örneğinin X-ışın difraktometre kayıdı.



Şekil 22c. Ö-22 Örneğinin X-ışın difraktometre kayıdı.



Şekil 22d. Ö-21 örneğinin X-ışın difraktometre kayıdı.



Şekil 22e. Ö-26 Örneğinin X-ışın difraktometre kayıdı.

VIII. E K O N O M İ K J E O L O J İ

Volkanik kırıntılı malzemenin (tüflerin) mineral ekonomisi açısından önemli katkılarından bazılarını şöyle sıralayabiliriz (Baykal,1982).

Sanidin, ilmenit, rutil, kuvars gibi birincil mineralleri ekonomik boyutlarda içerebilirler.

Metazomatik olaylarla SiO_2, alkali, alünit v.b. zenginleşmelere sık sık rastlanılmaktadır.

Hidrotermal cevherleşmeler için (Au, Ag, Sb, Pb, Zn,...) önemli hazne kayadırlar.

İkincil mineral dönüşümleri olarak oldukça bol kil ve kil mineralleri (kaolinit, illit, montmorillonit) içerebilirler. Bu konu özellikle Anadolu'da oldukça önemli olmasına karşın (Strübel,1977) çok az incelenmiştir. Ametalik hammaddelerle uğraşan endüstri dalları (seramik, porselen, ateş tuğlası, cam v.b.) ülkemizde klasikleşmiş belirli hammaddelerden vazgeçmek istememekte ve bu nedenle oldukça yüksek fiatlar ödemek zorunda kalmaktadır (Savaşçın,1981). Oysa Anadolu'nun bir çok yöresinde alışılagelmiş klasik ametaliklerin (kaolinit, feldispat v.b.) yanısıra, volkanik kırıntılıların ikincil mineral bollaşmaları sonucu ekonomik önem kazanmış bir çok yatağın tanımlanması bile yapılamamıştır. İncelenen kaolenli tüfler, özünde doğal seramik reçeteleridir.

Düvertepe çevresindeki kaolen yatakları genellikle açık işletme metoduyla işletiliyorlar (Foto 11). Ocaklarda delme-patlatma, havalı tabanca ve kepçeyle yükleme uygulanıyor. Bazı ocaklarda açılan galeriler ise araştırma amacıyladır. Ocakların bazılarından ruhsat sahibi firmalar, bazılarından ise taşoron firmalar üretim yapıyorlar. Üretim sırasında, triyajla SO_3, SiO_2, Al_2O_3 ve FeO(OH) denetlenebiliyor.

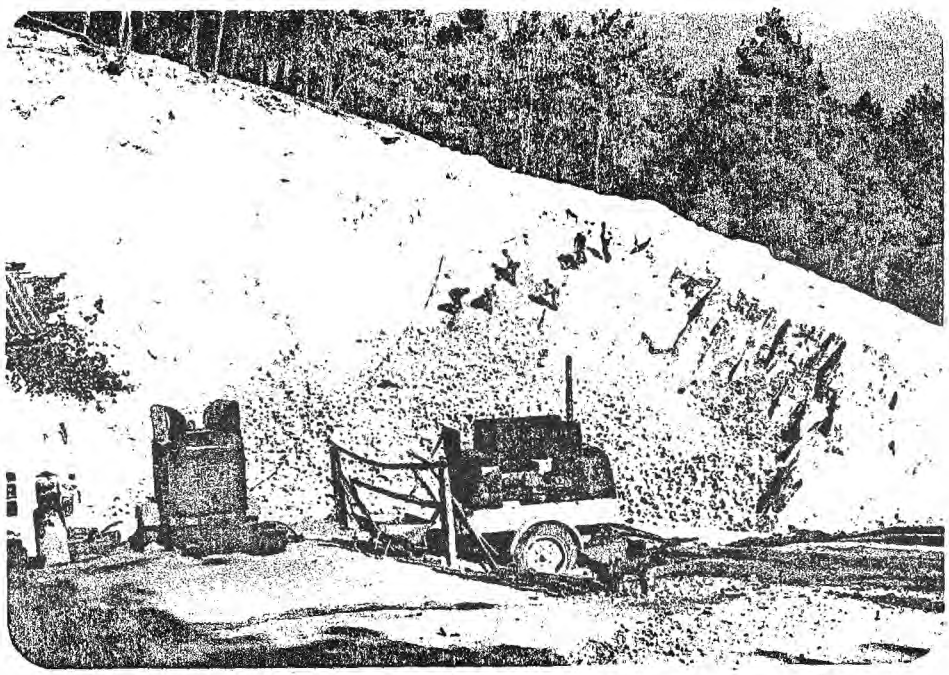


Foto 11. Açık işletme yöntemi ile işletilen bir kaolen ocağı. Fotoğraf Seç Tepe G'inde çekilmiştir.

Öncelikle 250-300 tonluk stoklar hazırlanıyor, her stoktan bir kamyon örnek alıcı firmaya gönderiliyor. Örnek beğenilirse, aylık gereksinime göre stoktan sevk yapılıyor.

Tüm Düvertepe bölgesinin kaolen potansiyelinin rezervi ile ilgili MTA'nın araştırmalarının sonucu elde edilen rakamlar Çizelge 4'de gösterilmiştir.

Değişik firma yetkililerinden aldığımız rakamların topluca derlenmiş sonuçlarına göre, Düvertepe'deki kaolen ocaklarının büyük bir kısmı

DÜVERTEPE	TENÖR VE KALİTE	REZERVLER	DİĞER BİLGİLER
KAOLEN (Seramik)	İyi Kalitede	80.000 Ton (Görünür) (Seramik hammaddesi) 1.000.000 ton (Jeolojik)	-
KAOLEN	-	İyi kalite 80.000 ton (Görünür) 1.000.000 ton (Jeolojik) Alünitli 1.000.000 ton (Jeolojik)	Seramik hammaddesi olarak kullanılabilir.

Çizelge 4. Düvertepe Kaolen Rezervleri (Türkiye Maden Envanteri, 1980, MTA).

özel sektör tarafından işletilmektedir. Bu nedenle yıllık üretim miktarları kesin olarak belirlenememekle birlikte, 1984 yılında kaolen üretiminin yaklaşık 100 bin ton olarak gerçekleştirildiği tahmin edilmektedir. Toprak Seniteri ve İzolator Sanayii A.Ş. 1984 yılında, Düvertepe bölgesindeki kaolen üretimini 15 bin ton olarak gerçekleştirmiştir. Aynı firmanın Düvertepe bölgesindeki kaolen ocaklarından 1985 yılı için planladığı üretim 20-30 bin ton arasında olup, tüm Düvertepe bölgesindeki ocaklardaki üretimin 140 bin ton olacağı tahmin edilmektedir.

Toprak Seniteri ve İzolatör Sanayii A.Ş. kaolen üretimi yaptırdığı taşeron firmalara 1984'te 2000 lira/ton, 1985'te ise 2500 lira/ton

ödemiştir. Adı geçen şirket Düvertepe'den, Bozüyük'deki fabrikalarına nakliye masrafları olarak 1984'de 3200 lira/ton, 1985'de ise 4250 lira/ton+ mazot zammı ödemiştir.

Yine bu tür kayalarda iyon değiştirme kapasitesi yüksek bazı ikincil mineraller gözlenmektedir. Bu mineraller {zeolit (Ataman,1977), vermikülit, montmorillonit v.b.} de endüstride arıtıcı yetenekleriyle önemlidirler. Bunların Anadolu'da yaygın oldukları, köylerdeki yaşamda da yer almaları ile kanıtlanabilir. Pekmez süzmede, çamaşır yıkamada, saç bakımında kullanılan değişik lekeci killeri genelde volkanik veya volkanosedimenter kökenli olabilmektedirler.

Çalışma alanında, Kuşköyü Dere doğusunda taban tüfitinin üst seviyelerinde yer alan kil ocağı, Madak A.Ş. adlı firma tarafından aktif toprak elde etmek amacıyla işletilmektedir (Foto 4). Bu da Düvertepe bölgesinin hammadde zenginliğini ve bu hammadde potansiyeli bakımandan da araştırmalara değer bir yer olduğunu düşündürmesi bakımından ilginçtir.

Volkanik kırıntılı malzemenin (tüflerin) dekoratif hazır tuğla ve ateş tuğlası olarak endüstride kullanılabilme olanakları ile ilgili bir çalışma, Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümünde Doç.Dr.Yılmaz Savaşçın yönetiminde halen sürdürülmektedir. Bu konuda atılacak ileri bir adımın endüstriye yeni boyutlar kazandıracağı şüphesizdir.

Nitekim, Düvertepe Nahiyesi batısında Mezar Tepe çevresinde geniş alanlar kaplayan tüfler bu amaç için incelenmeye elverişli bir potansiyeldir.

Tüm bu değerlendirmelere yaklaşabilmek için volkanik kırıntılıların öncelikle sedimentolojik, mineralojik ve jeokimyasal incelemelerinin yapılmış olması gerekir.

IX. SONUÇLAR VE VERİLERİN DEĞERLENDİRİLMESİ

1. Çalışma alanının 1/10.000 ölçekli jeolojik haritası yapılıp, kaya birimlerinin istiflenmesi çıkarılmıştır. Buna göre Düvertepe Bölgesin'de alttan üste doğru karmaşık seri birimi, taban tüfiti birimi, kristal tüf-tüfit birimi, killi kireçtaşı-tüfit birimi, kumlu kaolen birimi, ignimbritik lapilli tüf birimi ve alüvyon birimi ayırtlanmıştır.

2. Genç volkanik birimlerin tümü genelde kırıntılı volkanitlerden (tüf-tüfit, lapilli, ignimbrit...) oluşmaktadır. Birimler lokal özellikte olup, geniş alanda klavuz seri olarak kullanılabilecek yayılım göstermezler. Başka bir anlatımla yakın çevrede bolca gözlenmelerine rağmen, bu tür kırıntılı volkanik istiflerin, her biri kendi lokalitesine özgün istiflenmeler gösteren, büyük olasılıkla graben tektonizması ile ilişkili oluşumlar olup geniş çevrede gözlenen gölsel Neojen birimleri içinde ufak yamalar biçimindedirler.

3.Daha önceki jeolojik çalışmalarda sözü edilen, dasitik lav kayalarına rastlanılmamış, ancak ignimbritik (kaynamış tüf) tüfler ile ardalanmalı kristal tüf birimleri bölgede ilk kez gözlenmiştir. Bu durumda volkanizmanın gazca aşırı doygun bir ortamda büyük patlamalarla yüzlek verdiği söylenebilir.

4. Neojen içinde özgün küçük havzalara örnek olarak benimsenen bölge, stratigrafik korelasyon ile uzantı sağlanarak genişletilemez. Bunun yerine, özgün ve hammadde potansiyeli olan, benzeri başka küçük havzaların aranması daha umut verici olacaktır. Bu durum Simav-Kütahya-Afyon yörelerinden bilinen öteki potansiyel havzalardakine benzerlik göstermektedir.

5. Opalleşme olayı için iki ayrı oluşum türü saptanmış olup, arazi konumu ve laboratuvar gözlemlerine göre bunların birbirlerinden ayırt edilmelerine çalışılmıştır. Ancak post-tektonik olaylar kesin ayrımı zorlaştırmaktadır. Opalleşme türleri olarak;

a. Kaolenleşme sonucu açığa çıkıp ortamdan fazla uzaklaşamayan SiO_2'nin jeller halinde katmanlanmalı ve olasılıkla yer altı suyu tabanında çökelmesiyle oluşan irili ufaklı merceksel yapıların yanı sıra,

b. Tektonik olaylara bağımlı olarak hidrotermal ve daha düşük ısılı suların (kaplıca-jeotermal alanlar) veya post-volkanik artık SiO_2 nin yükselerek mercekler halinde tabaka arasına sokulması, kaya birimine impregne olması veya damar oluşturması gibi opalleşmeler de yaygındır. Nitekim jeokimyasal analizlerde Al_2O_3 ile SiO_2 oransallığını ters oluşu ile birinci tür opalleşme (sedimenter opalleşme-kaolinit artığı SiO_2), değişik örneklerde en çok SiO_2 değerlerinde aşırı sapmaların gözlenmesi ise ikinci tür opalleşme (hidrotermel opalleşme-mağmatik SiO_2 ile zenginleşme) açıklanabilir. Ancak analiz sayısı bu kanıt için henüz yeterli değildir.

6. Kaonilitleşme de iki ayrı jeolojik olayın etkisi ile gerçekleşmiştir. Bunlar şöyle özetlenebilir.

a. Paleomorfolojik konum ile paleoklimatik koşullar sonucu, tüflerin insitu ayrışması ile SiO_2, Na_2O, K_2O göçleri ve kaya biriminin yeni oluşan kaolinit minerali ile zenginleşmesi. Nitekim istif boyu

kaolenleşmiş ve kaolenleşmemiş tüf birimlerinin ardalanması, mineral dönüşümünün jeolojik dönemlerdeki paleomorfolojik, paleoklimatik ilişkilerini kanıtlayıcıdır. Ayrıca, jeokimyasal analizler alkali göçünü de açıkça belli etmektedir.

b. Hidrotermal ve benzeri post volkanik olaylarla kaolinitleşme, tüm Batı Anadolu'ya özgün olup burada da gözlenen bir olaydır. Opal damarlarının veya büyük fay hatlarının denetiminde kaolenleşmeler bu tür dönüşümün işaretidirler.

7. Jeokimyasal analizlerden daha önce de belirtildiği gibi, kaolinitleşme ve opalleşme olaylarını açıklayabilecek sonuçlar elde edilmiştir. Al_2O_3 ile birlikte genelde kızdırma kaybınında artışı, kaolinitleşmenin derecesini gösterebilir.

8. Örneklerin 2 mikrondan küçük fraksiyonlarından tekstür preperatları hazırlanarak çekilen; normal, fırınlanmış, etilen glikollü ve hidrazin hidroksitli türde X-ışın difraktometre değerleri {yaklaşık 7.25 A^o (001) ve 3.60 A^o (002)} hiç bir büzülme şişme göstermemekte olup, iyi kristalleşmiş, düzenli kaolinit için tipiktirler. 2 mikrondan küçük fraksiyonda bile kristobalit türü SiO_2 pikine rastlanması seramik üretimi için sorun yaratabilir. Ancak kristobalit kristalleri genelde çok ince taneli ve homojen dağılımlı iseler bu sorun önemsenmeyebilinir.

Kaolinitlerin düzenli yapıda oluşu, China-Clay tipi plastik özelliği bol, kafes yapısı bozuk, çok iyi kalite hammaddenin bölgede bulunmayışını gösterir. Ancak jeokimyasal analizlerinde X-ışın difraksiyon çekimleri ile uyumunun yanı sıra, tane boyu analiz sonuçlarından da anlaşılacağı gibi;

Bölgedeki hammadde potansiyeli, arıtılarak zenginleştirilmeye ve çok daha değerli malzeme üretimi için kullanılmaya oldukça elveriş-

lidir. Özellikle kötü derecelenmeli tane boyu dağılım değerleri, zenginleştirme işlemini kolaylaştıracaktır.

8. Bölgenin geniş bir ekonomik potansiyeli olduğu belirgindir. Ancak taşeronlara bırakılan işletmelerde en iyi kalite malzemeyi seçebilmek için, kükürt bahane edilerek zaman zaman kesinlikle kullanılabilir özellikte tonlarca hammaddenin, pasa olarak terk edildiği üzülerek gözlenmiştir. Söz konusu pasa artıklarının ne olduğu yeterince incelenmediği gibi değişik pasaların ve toprağın birbirine karışması, aşırı derecede bir hammadde israfı görünümündedir. Oysa Düvertepe'nin karasal iklim koşullarında bir kış bekleyen kükürtlü (büyük olasılıkla alünitli) tüflerin, bir sezon sonra kullanılabilecek kaliteye ulaşmış olmaları, sülfatın önemli bölümünün çözülmüş olması beklenir (tıpkı eski şap işletmelerinde alünit zenginleştirildiği gibi). 1985 yazı arazi çalışmalarında bazı taşeron kuruluşların bu görüş doğrultusunda önerilerimizi benimseyerek, pasaları da değerlendirmiş olmaları hammadde israfını henüz yeterince önleyici olmasa bile sevindiricidir.

T. C.
Yükseköğretim Kurulu
Dokümantasyon Merkezi

X. K A T K I B E L İ R T M E

Çalışmayı yöneten tez danışmanım Sayın Doç.Dr.Yılmaz Savaşçın'a değerli bilgilerinden yararlandığım ders danışmanım Sayın Doç.Dr.Rifat Bozkurt'a, Toprak Holding-Seramik Grubu ve Toprak Madencilik Şirketi'nin Sayın Yöneticileri ile Simav Bölgesi sorumlusu Sayın Jeoloji Yüksek Mühendisi Ömer Uman'a, kimya analizlerimi yapan Sayın Yılmaz Gültekin ile Sayın Nedim Tatari'ye, X-Ray çalışmalarımı yapan Sayın Yrd. Doç.Dr.Niyazi Gündoğdu'ya ve bu çalışmaya emeği geçen tüm arkadaşlarıma teşekkür ederim.

DEĞİNİLEN BELGELER

AKINCI, Ö., 1968, Seramik killeri ve jeolojisi. MTA Dergi No:71 Ankara.

BAYKAL, A., 1982, Batı Anadolu'daki bazı genç kısıntılı volkanitlerin mineralojisi ve ekonomik önemi. Yüksek lisans tezi, E.Ü.Y.B.F.M.P.B. Bornova.

BOZKURT,R., 1985, Mineral tanıma el kitabı. A.Ü. Yayın No:113,Eskişehir.

DPT, Dördüncü beş yıllık kalkınma planı özel ihtisas komisyonu raporu, metal dışı madenler, Ankara.

ELMACI,M., 1984, Düvertepe kaolen sahası ve çevresinin jeolojisi. Lisans tezi, D.E.Ü. M.M.F. Bornova.

ERKAN,Y., 1978, Kayaç oluşturan önemli minerallerin mikroskopta incelenmeleri. H.Ü.Yayınları, A 26 Ankara.

EROL,O., 1982, Batı Anadolu genç tektoniğinin jeomorfolojik sonuçları. T.J.K.Panel kitabı, 15-21, Ankara.

FAURE,D.,1967, Simav Çayı Vadisi jeolojik etüdü. MTA, Ankara.

GÜNDOĞDU,N. ve YILMAZ,O.,1984, Kil mineralojisi Yöntemleri 1.Ulusal Kil Simpozyumu, 21-26 Şubat 1983, Çukurova Üniversitesi, Adana.

HARKER,A., 1970, Öğrenciler için petrografi. İTÜ Kütüphanesi Sayı:801.

IŞIK,İ., 1979, Çarşıbaşı-İskefiye Dere'sinin Hidrojeolojisi. Lisans Tezi, KTÜ Y.B.F., Trabzon.

JEOTERMAL ENERJİ, 1984, MTA. Matbaası, Ankara.

KONAK,N., 1982, Simav dolayının jeolojisi ve metamorf kayaların evrimi. İ.Ü.F.F. Yerbilimleri dergisi,C:3,S:1-2, İstanbul.

KUMBASAR,I., 1977,Silikat mineralleri. İTÜ. Maden Fakültesi S:1098.

MALLORY,B.F., and CARGO,D.N., 1979, Physical Geology. McGraw-Hill Company, USA.

MİLLOT,G., 1970, Geology of Clays. University of Strasbourg, France.

MINING ANNUAL REVIEW, 1984, Published by Mining Journal, June, p.108-109, London.

OKUT,M. ve diğ.,1981, Balıkesir İli Sındırgı İlçesi Düvertepe Köyü ve dolaylarındaki kaolen etüdlerinin raporu. MTA, End. Hm. Dai., Ankara.

ÖNÇEK,S., 1985, Hisersan A.Ş. artıklarından kaolen kazanma olanaklarının araştırılması. Yüksek lisans tezi, A.Ü.Fen Bil. Ens., Eskişehir.

ÖZTÜRK,Ö., 1981, Sümerbank Bozüyük Seramik Sanayii hammaddeleri araştırma raporu. Lisans tezi, E.D.M.M.A., Eskişehir.

PATTERSON,S.H.,and MURRAY,H.H.,1975, Industrial Minerals and Rocks, 4 th. edition. American Ins. of Min.-Met. and Petroleum Eng. Inc., p 546-568, New York.

RYAN, W., 1978, Properties of Ceramic Raw Materials. Pergamon Press. Oxford.

SAĞIROĞLU,G. ve ÇOĞULU,E., 1972, Polarizan Mikroskopta Minerallerin Tayini. İTÜ Kütüphanesi S:871, İstanbul.

SAVAŞÇIN,Y., 1980, Kil mineralleri sistematiği mineralojisi ve tekniği. E.Ü.Y.B.F. ders teksiri, Min-Pet.Böl., Bornova.

_____, 1984, Seramik hammaddeleri ders notları (yayınlanmamış). D.E.Ü. M.M.F.Jeol. Müh.Böl., Bornova.

_____, 1978, Foça-Urla Neojen volkanitlerinin mineralojik-jeokimyasal incelemesi ve kökensel yorumu. Doçentlik tezi.

_____, 1982, Batı Anadolu Neojen mağmatizmasının yapısal ve petrografik öğeleri. T.J.K.Panel kitabı,S:22-38, Ankara.

SEYHAN,İ., 1972, Kaolin Bentonit Kil ve Tuğla-Kiremit Toprakları Jeolojisi. MTA. Ens. Eğ.Serisi No:13, Ankara.

SIMPSON,B., 1969, Rocks and Minerals. Pergamon Press Ltd, S:190-196, Oxford.

SÜMER,G., 1977, Seramik Sanayii El Kitabı. Meslek yüksek okulları ders kitapları, Ankara.

TÜRKİYE MADEN ENVANTERİ (İllere göre), 1980, MTA.,Yayın No:179,Ankara.

UZ,B., 1978, Sındırgı-Akhisar Bölgesi Ofiyolit Birliğinin Petrografik-Petrojenetik ve Jeokimyasal incelenmesi İTÜ. Maden Fak., Min. ve Maden Yatakları Kürsüsü, İstanbul.

WAHLSTROM,E.E., 1973, Teorik Mağmatik Petrolojiye giriş. İTÜ.Kütüphanesi S:945, İstanbul.

YILMAZ,H., 1983, Kil Mineralleri. D.E.Ü. M.M.F. Yayın No:39, Bornova.