ÖNSÖZ

Tüm olumsuz şartlara rağmen dergimizin 28. sayısı ile yeniden karşınızda olmaktan mutluluk duyuyoruz. Bundan önceki sayımızda kapakta yaptığımız yeniliğe bir yenisini ekliyerek makaleleri çift sütuna dizilmiş halde yayınlama kararı aldığımızı belirtelim. Bu durumda, yazarlarımızın sayfa sınırlamasına karşılık %10 oranında avantaj kazanmaları söz konusudur.

Yerbilimleri/Geosound dergisi ilgi alanında büyük bir destek bulmakta ve her geçen gün gerek şekilsel bakımdan ve gerekse içerik yönünden olumlu bir gelişmeyi sürdürmektedir. Yerbilimleri alanında faaliyet gösteren bütün meslektaşlarımızın özgün çalışmalarına açık olan dergimiz, yayın hayatını sürekli kılmak için önceden alınan sayfa sınırlaması ve katkı payı ödenmesi gibi önlemleri sürdürecektir. Bu konuda aldığımız bazı serzenişleri değerlendirmekle birlikte, yazarlarımıza daha fazla avantajların sağlanmasının mümkün olmayacağını belirtmek isteriz.

Bu sayımızda toplam 18 makale yayınlanmakta olup, bunlardan yalnızca 3'ü ingilizcedir. Yazarlarımızın yaptıkları özgün çalışmalarını yabancı bir dilde hazırlayarak göndermeleri durumunda, özellikle dış ülkelere gönderilen dergimizin tanıtılmasında bize önemli katkı sağlayabileceğini hatırlatalım.

29. sayımız Aralık 1996 olarak yayınlanacaktır. Bu sayımız için de özgün çalışmalarınızı bekliyoruz. Yayın hayatımızı sürdürebilmek için bize reklam vererek destek olan şirket ve kuruluşlara teşekkürlerimizi sunuyoruz.

Saygılarımızla,

Yayın Kurulu Adına
Mesut ANIL
Baş Editör

Dr. Ulvi Can. ÜNLÜGENÇ

GEOSOUND

YERBİLİMLERİ

İÇİNDEKİLER / CONTENTS

Geochemical Characteristics of the Meta-Igneous Rocks Near Kadınhanı (Konya/Turkey)
Kadınhanı (Konya/Türkiye) Bölgesi Metamağmatik Kayaçlarının Jeokimyasal Özellikleri
Hüseyin KURT 1

Evolution of Kadınhanı (Konya) Dacite Rocks: Petrographical and Geochemical Evidences for Crystal Fractionation and Possible Magma Mixing
Kadınhanı (Konya) Dasitik Kayaçlarının Oluşumu: Kristal Fraksiyonlaşması ve Muhtemel Magma Karışımı için Petrografik ve Jeokimyasal Veriler
Hüseyin KURT 23

The Evaluation of Karstic Aquifer Recharge from Spring Hydrographs; Kazanpınarı Spring (Elmalı Polje, Antalya)
Kaynak Hidrografllarından Karstik Akifer Beslenmesinin Değerlendirilmesi; (Elmalı Polyesi, Antalya)
Mehmet ÇELİK, Mustafa AFŞİN 35

Kayaç İnce Kesitlerinde Mikromorfometrik Mineral Analizi ve X-ışınları Kırınımı ile Karşılaştırılması
A Comperasion of Micromorphometric and X-ray Diffraction Mineral Analyses
Cumali KARAMAN, Fuat AKAT, Fikret İŞLER 43

Sivaslı (Uşak) Yöresindeki Başkalaşım Kayaçlarının Petrografik Özellikleri
Petrographic Features of the Metamorphic Rocks in Sivaslı (Uşak) Surrounding Area
Yaşar KİBİCİ 55

Hüdai (Sandıklı/Afyon) Sıcak ve Mineralli Su Kaynaklarının Hidrojeoloji ve Hidrokimyasal İncelemesi ve Kökensel Yorumu
Hydrogeological and Hydrochemical Study of the Hudai (Sandıklı - Afyon/ Turkey) Hot-Mineral Springs and Interpretation of Their Genesis
Mustafa AFŞİN, Baki CANİK 69

Niksar-Başçiftlik (Tokat) Dolaylarında Kretase/Tersiyer Geçişi
Cretaceous/Tertiary Transition in the Niksar-Başçiftlik (Tokat) Area
Meral KAYA, Engin MERİÇ 87

Foraminiferler ile Fosilleşme Analizine Bir Örnek: Isparta Dolayları Kretase-Tersiyer İstifleri
An Example of Fossilization Analysis with Foraminifera: Cretaceous-Tertiary Sequences Around Isparta (SW Turkey)
Muhittin GÖRMÜŞ 103

Salda Gölü (Yeşilova - Burdur) Çevresindeki Ofiyolitlerin Petrografisi ve Salda Gölü Manyezit Oluşumlarının Jeokimyasal İncelemesi
Petrography of the Ophiolites Located in the Salda Lake (Yaşilova - Burdur) Region and Geochemical Investigation of the Salda Lake Magnezite Occurance.
Yahya ÖZPINAR, Ethem TAYFUN, A. Didem KILIÇ 125

Armutlu Termomineral Kaynağı Çevresinin Jeolojisi, Sıcak Sular Etkisiyle Çevre Kayaçlarda Gelişen Doğal İnorganik Kirlenme ve Element Zenginleşmelerinin Belirlenmesi
Geology of the Armutlu Thermomineral Spring, and the Determination of Natural Inorganic Contamination Occured on the Surrounding Rocks as a Result of Hot Waters and Element Enrichments
Rüstem PEHLİVAN 143

Kozlar (Beyağaç - Denizli), Karaismailler (Kelekçi - Denizli) Arası Ofiyolitlerinin Petrografisi ile Bunlara Bağlı Kromit Yataklarının Jelojik ve Jeokimyasal İncelemesi
Petrography of the Ophiolites of Kozlar (Beyağaç - Denizli), Karaismailler (Kelekçi -Denizli) Area and Geolgic-Geochemical Investigation of Related Chromite Deposits
Yahya ÖZPINAR, Ali BİLGİN 157

Namrun Güneydoğusu (Mersin) Yöresinin Jeolojik ve Petrografik İncelemesi
Geological and Petrographical Investigation of Southeastern Part of Namrun (Mersin) Area
Mustafa AÇLAN, Fikret İŞLER 179

Gümüşler (Niğde) Antimuan - Civa Cevherleşmesinin Mineralojik İncelemesi
Gümüşler (Niğde) Mineralogic Investigation of the Antimony - Mercury Ore Deposits
M. Gürhan YALÇIN, Servet YAMAN 189

Zemin Sıvılaşması Analizlerinin Sismik Hızlar Yardımıyla Yapılması
The Analysis of Subsoil Liquefaction by Seismic Speeds
Ergun TÜRKER 203

Kıtasal Ölçekli Doğrultu Atımlı Fay Zonlarında Üçüncü Boyut
Continental-Scale Strike-Slip Fault Zones In The Third Dimension
Hayrettin KORAL 215

Madencilikte Yatırım Kararı Aşamaları
Investment Decision Steps in Mining Sector
Deniz MAMUREKLİ, Cumhur AYDIN, Cem SARAÇ 229

Ocak Yangınları Sonrası Oluşn Gaz Karışımlarının Patlayabilirliği ile Kömür Kalitesi Arasındaki İlişkinin Belirlenmesi
Determination of the Relationship Between the Explosibility of Gas Mixtures Resulted from Mine Fires and Coal Quality
Ercüment YALÇIN, Aysun ŞENOL 239

Akıllı Veritabanları ve Madencilik Sektörüne Uygulanabililirliği
Intelligent Databases and Their Applicability To The Mining Sector
Deniz Mamurekli, Cem SARAÇ, Devrim BAHAR 245

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 1996 SAYI 28 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF THE META-IGNEOUS ROCKS NEAR KADINHANI (Konya), TURKEY.

Hüseyin Kurt
S.Ü., Geology Engineering Department, Konya/Turkey

ABSTRACT: *The protoliths of the metamorphic rocks of the Kadınhanı area are carbonates, pelites, psammites, cherts, and igneous rocks. The meta-igneous rocks consist of trachyandesite, basaltic andesite, hornblende gabbro and dolerite. The primary mineral assemblages were altered first by low grade greenschist and then blueschist metamorphism, within the range of 350-450 °C and 3.5-7 kbar, but equilibrium of the metamorphic assemblages was never reached.*

Geochemical data indicate that the meta-igneous rocks are of a sub-alkaline (tholeitic and calc-alkaline) character. Immobile element discriminant diagrams show that the metatrachyandesite and the metadolerite have within-plate, and the metabasaltic andesite has continental arc lava characteristics affinities but the metahornblende gabbro is MORB like. The metatrachyandesite and metabasaltic andesite have closely corresponding REE patterns and N-MORB normalized profiles, strongly suggesting a similar origin, but the two rocks are not related via crystal fractionation as this conflicts with the REE pattern of the metabasaltic andesite. The metahornblende gabbros have flat REE patterns and compositional data suggesting derivation from source similar to a mid ocean ridge type parent. The parental magma of metadolerite was similar to subduction - related lavas in a continental margin environment, involving a mix of subcontinental lithosphere and subduction components.

KADINHANI (Konya/Türkiye) BÖLGESİ METAMAĞMATİK KAYAÇLARININ JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

ÖZET: *Kadınhanı bölgesinin temel metamorfik kayaları karbonatlar, pelitler, psammitler, çörtler ve mağmatik kayaçlardır. Metamağmatik kayaçlar; trakiandesit, bazaltik andesite, hornblende gabro ve doleritlerden oluşmaktadır. Mineral bileşenleri ilk önce düsük dereceli yeşilşist fasiyesinde ve daha sonra mavişist fasiyesinde, yaklaşık 350-450 °C ve 3.5-7 kbar'da metamorfize olmuşlardır, fakat metamorfik mineral parajenez dengesine asla ulaşılamamıştır.*

Jeokimyasal veriler, metamağmatik kayaçlarin sub-alkali (toleyitik ve kalk- alkali) karakterde olduğunu göstermektedir. İz element diyagramları, metatrakiandezit ve metadoleritlerin kıta içi, metabazaltik andezitlerin kıtasal yay lavları karakterinde fakat metahornblend gabroların okyanus ortası sırtı bazaltlarına benzer karakterde olduklarını göstermektedir. Metatrakiandezit ve metabazaltik andezitlerin nadir toprak

element ve N-MORB normalize edilmiş profilleri birbirine çok benzer olup, iki kayacın da benzer kökenli olduklarını fakat kayaçların krıstal fraksiyonlaşmasıyla ilişkili olmadıklarını göstermektedir. Metahornblend gabrolar, yatay nadir toprak element desenlerine sahiptir ve bileşimleri okyanus ortası sırt tipi bir kaynak mağmadan türediklerini önermektedir.Metadoleritlerin ana mağması, alt kıtasal litosfer ve dalma-batma bileşenlerinin karışımını içeren bir kıta kenarı ortamındaki dalma-batmayla ilişkili lavlara benzemektedir.

1. INTRODUCTION

The study area, 60 km NW of Konya (Figure 1), contains greenschist to blueschist facies metamorphic rocks and meta-igneous rocks all of which belong to the Afyon- Bolkardağ Belt (Okay, 1985), which displays distinctive stratigraphic and metamorphic features.

Rocks of the Afyon-Bolkardağ Belt consist, at the base, of quartzofeldspathic gneisses that are overlain by more than 1500m of meta psammites and pelites with rare metabasite and calcite marble horizons. In the lower part of these metaclastic rocks, Devonian fossils are present whereas upwards the sequence gradually passes into Carboniferous and Permian limestones (Okay, 1984). The overlying Mesozoic rocks are dominated by platform carbonate rocks with Triassic clastics at the base. The carbonates extend upward into the early Maastrichtian whereas the later Maastrichtian and the Paleocene rocks are developed as wildflysch with blocks of Permian, Jurassic, and Cretaceous limestones. An intensely deformed volcano-sedimentary complex with incipient blueschist metamorphism and a nappe containing peridotite tectonically overlies the rocks of the Afyon -Bolkardağ Zone (Okay, 1984).

The present paper is concerned with the petrologic significance of the meta-igneous rocks based on mapping, petrography, mineral and rock chemistry all of which show that these rocks have been subjected to extensive epidotization, seritization, albitization, silicification, and chloritization.

2. GENERAL GEOLOGY

The Bağrikurt Formation is the lowest and the most common in the area (Figure 1) and includes phyllite, schist, marble, quartzite, metachert, psammite, pebbly quartzite, milky quartz veins, metaconglomerate and blocks of metalimestone. It is overlain conformably by meta limestone of the Kurşunlu Formation of dolomitic limestone which has middle Devonian-lower Carboniferous fossils. If the succession is right way up, which seems likely, The Bağrikurt Formation is probably Lower Devonian.

Metatrachyandesite shows a good foliation which is conformable with that of country rock. Metabasaltic andesite occurs as a sill concordant with the main schistosity of the host rocks. The age of

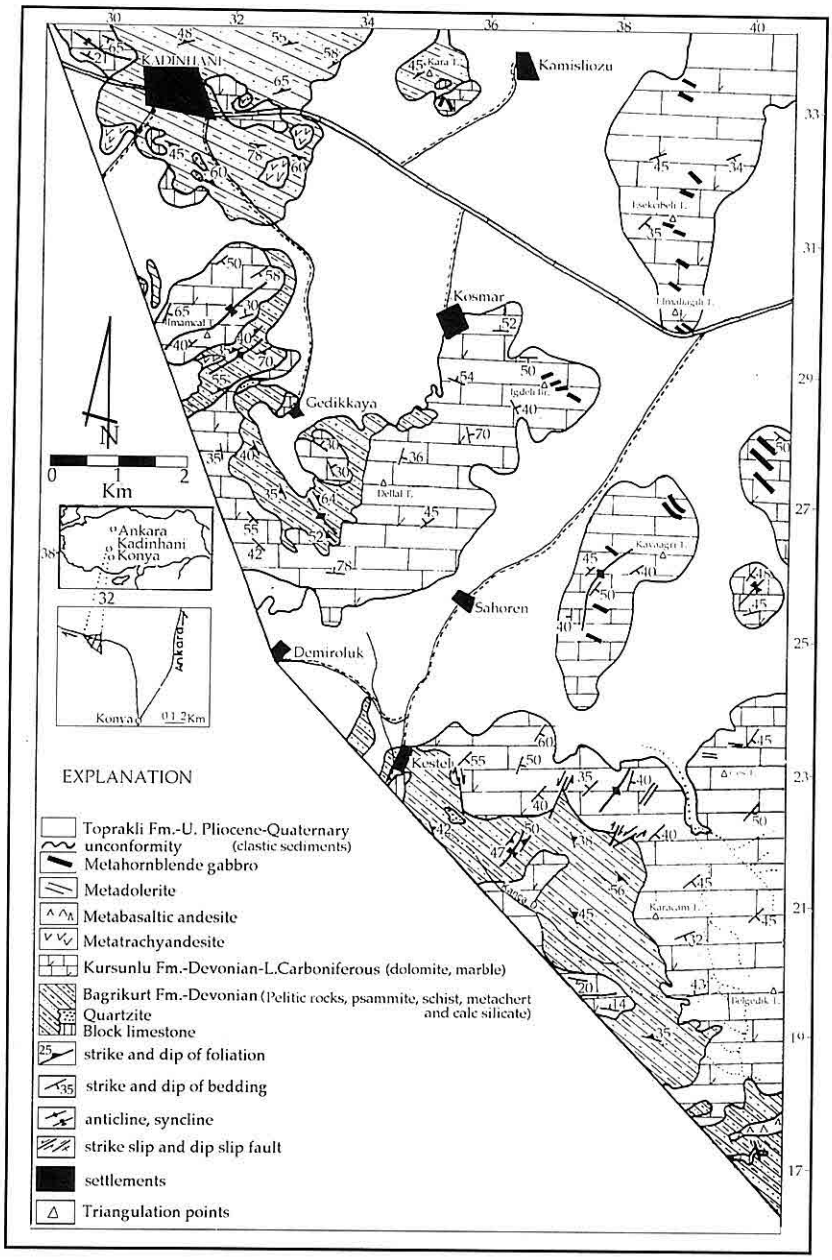


Fig. 1. Geological map of the studied area. Modified from Kurt (1994).

the rocks is unknown but presumably Post-Lower Carboniferous.

Meta-gabbro dykes have a NW strike, and vary from 1-5m and outcrop up to 300 m to the Lower-Middle Carboniferous limestone bedding planes or older rock foliations. A few metadolerite dykes have a NW strike, and vary in width from 1-3 m, outcrop up to 500 m and cross the Lower-Middle Carboniferous rocks.

The Toprakli Formation contains marls and marly limestones with clays, tuff, sandstone, pebbles and conglomerate. The formation overlies the other formations unconformably and is generally horizontal.

3. ANALYTICAL TECHNIQUES

47 samples were subjected to X-ray fluorescence analysis for both major elements (Leake et al., 1969) and trace elements (Harvey et al., 1973) with FeO, H_2O and CO_2 by the methods of Riley (1958). REE were analyzed by ICP-MS (Murray et al., 1991a) at the Scottish Universities Research and Reactor Centre and mineral analyses were obtained using a Cambridge Instrument Microscan 5 electron microprobe with EDS.

4. PETROGRAPHY AND MINERAL GEOCHEMISTRY

About 200 thin sections were examined and representative rocks were studied with the electron microprobe.

4.1. Metatrachyandesite

The rocks have 35-50% plagioclase, 13-17% salite, 5-15% mica, 5-13% actinolite, 3-10% chlorite, 2-8% quartz, 0-8% calcite, 1-1.5% epidote, 0-1% pumpellyite, 5-7% sanidine, with accessory magnetite, sphene and apatite. The original porphyritic and amygdaloidal textures are deformed and wrapped around by granules and prisms of epidote, pumpellyite and flakes of chlorite. The groundmass is plagioclase, iron oxide, clinopyroxene, quartz, actinolite, sericite, chlorite, epidote and pumpellyite.

Plagioclase phenocrysts have been totally transformed into albite An_{0-2} with Or_{0-4} partially replaced by epidote and sericite. Quartz phenocrysts (<2 mm) are partly resorbed and contain inclusions of colourless to pale brown glass. Salite (Table 2, Figure 3) phenocrysts (0.5-2 mm) are Wo_{46-48}, En_{37-42}, Fs_{12-18}. Actinolite phenocrysts (Table 2) are olive-green to pale lavender blue and pseudomorphed by other amphiboles. Actinolite form tiny needles and prisms, and bundles of pale bluish green needles. Most sodic amphibole commonly forms rims around the salite and is lavender blue to violet. The amphiboles (Figure 2) are actinolites, ferro- winchite, winchite, magnesio-riebeckite, crossite and, less frequently, calcian ferro glaucophane; clearly an unequilibriated assemblage.

Poly and monomineralic amygdales are distinguishable and a mineral zonation from rim to core is common. A narrow rim of pumpellyite, epidote, chlorite and quartz is generally present, followed towards the centre by calcite, chlorite,

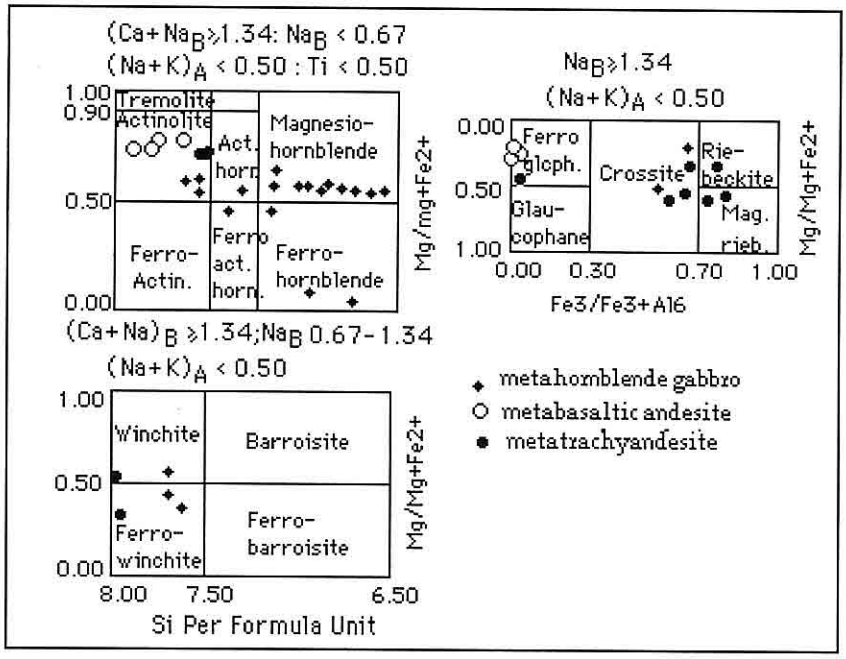


Figure 2. Classification of amphiboles (after Leake, 1978).

epidote, quartz and pumpellyite. Common mineral assemblages in amygdales are pumpellyite (Table 1), chlorite (Table 3), epidote (Table 3) and quartz.

Chlorite occurs as flaky aggregates, pale-green and yellowish, green-brown groundmass material, where it forms either from alteration of volcanic glass or from fine-grained primary minerals, and as infill of amygdales. Epidote forms from groundmass clinopyroxene, and as filling in amygdales (Table 3). White micas are vary among paragonite (0.1-43), margarite (0.75-5.93), and muscovite (84.6-95) (Table 3).

4.2. Metabasaltic andesite:

The rocks have 30-50% plagioclase, 30-45% augite, 10-20% epidote, chlorite, white mica, stilpnomelane and biotite, 0-5% amphibole and accessory sphene, apatite, magnetite and quartz with preserved porphyritic texture.

All the primary plagioclase is albite (Or_{0-3} with An_{0-8}) containing epidote and sericite. The augite (Table 2, Figure 3) (Wo_{44}, En_{44}, Fs_{12}) microphenocrysts and phenocrysts are generally replaced by green metamorphic actinolite or ferro glaucophane and include calcite, chlorite, epidote and amphibole.

Sodic and calcic amphiboles (Table 2, Figure 2) are actinolite and glaucophane. Stilpnomelane (Table 1) appears as single acicular crystals in the phenocryst phases.

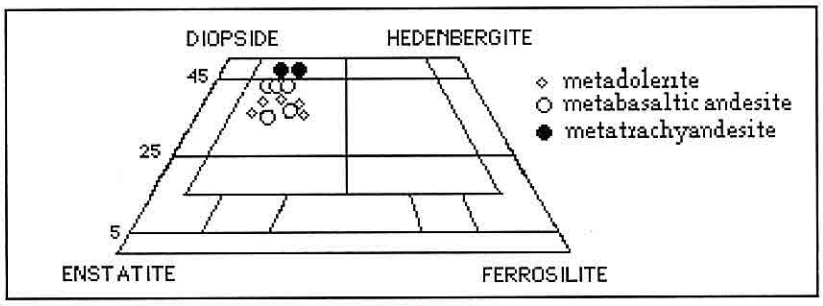


Figure 3. Composition of clinopyroxene, plotted on the diagram after Poldervaart et al. (1951).

Table 1. Composition of pumpellyite and stilpnomelane

Sample No	183 core	183 rim	277	408
SiO_2	36.06	35.13	48.52	47.47
TiO_2	0.18	0.05	0.11	0.15
Al_2O_3	23.58	21.98	6.27	5.75
FeO*	10.02	11.00	25.91	26.92
MnO	0.34	0.28	0.73	1.71
MgO	2.29	4.11	5.48	6.72
CaO	21.39	19.31	0.73	0.14
NaO	0.00	0.00	0.43	0.29
K_2O	0.00	0.00	1.09	1.44
TOTAL	93.86	91.86	89.27	90.54
Recalculated to 51 oxygens for pumpellyites, 8 for stilpnomelane				
Si	12.31	12.29	2.85	2.66
Ti	0.05	0.01	0.01	0.01
Al	9.49	9.07	0.41	0.39
Fe	2.86	3.29	1.26	1.25
Mn	0.09	0.09	0.03	0.09
Mg	1.16	2.14	0.45	0.59
Ca	7.82	7.13	0.04	0.01
Na	0.00	0.00	0.04	0.03
K	0.00	0.00	0.09	0.10
Total	33.73	34.02	5.07	5.18

Total Fe as FeO*
Rock types of 183 (metatrachyandesite), 277 and 408 (metabasaltic andesite).

Biotite (Table 3) forms partly resorbed phenocrysts (2-4mm) altered to chlorite. Analyses of biotite phenocrysts show relatively high TiO_2 (1.3-4.8 wt.%) content and Fe/(Fe+Mg) ratio of 0.4-0.5. White micas (Table 3) is of two types (1) a fine-grained white mica or sericite, generally included within feldspar and pyroxene, (2) small scarce flakes aligned parallel to the schistosity. The epidote formed from primary augite as small irregular patches, or scattered in the groundmass. It also occurs as radiating clusters. Pale green chlorite (Table 3) aggregates replaced the pyroxene and amphiboles, and are aligned along the schistosity with some chlorite pseudomorphs after biotite. Fine-grained (0.5-0.8 mm) metamorphic sphene and magnetite are also present.

4.3. Metahornblende gabbro

The rocks have 25-40% plagioclase, 15-25% amphibole, 8-17% mica, 4-14% epidote, 9-13% quartz, 4-14% chlorite, 4-7% calcite, 1-3% augite and orthoclase, and accessory magnetite, sphene and apatite. The rocks are commonly coarse grained and granular.

The feldspar occurs mostly as euhedral equant grains of albite (Ab_{100-95} Or_{0-25}) and rare oligoclase (An_{10} Ab_{85} Or_5). Albite and quartz form granophyric textures in the rock. Plagioclase is saussuritized, epidotized and sericitized.

Magnesio- and ferro hornblendes were replaced by actinolite, winchite, ferro-winchite, crossite , chlorite and epidote (Table 2, Figure 2).

The main types of chlorite (Table 3) are diabanite, phenochlorite and ripidolite forming aggregates of plates which entirely replace hornblende and actinolite. Epidote (Table 3) is formed by saussuritization and it is evenly distributed throughout the rock. Muscovite and sericite (Table 3) include paragonite (from 0.45 to 1.3 %) and margarite (from 1.2 to 1.65 %). Magnetite and ilmenite are also accessory minerals offen within amphibole porphyroblasts. Sphene and apatite are present, and calcite commonly occurs as inclusions within albitized plagioclase.

4.4. Metadolerite

The rocks consist of 35-55% plagioclase, 30-45% clinopyroxene, 10-15% sericite, chlorite, calcite, epidote, ilmenite, sphene, quartz and apatite. The primary doleritic texture can still be recognized.

Feldspars occur as small laths and all feldspars are altered to albite sericite, calcite and chlorite. The augite (Table 2, Figure 3) is molded on plagioclase laths to give a subophitic texture. Fe, Ti and Mn increase from the core to the rim and Cr and Mg decrease in augite.

Fine-grained white mica or sericite (Table 3) replaces feldspar. Chlorite and epidote occur as aggregates in patches and there are ilmenite-magnetite intergrowths .

Table 2. Composition of amphiboles and pyroxenes

S. No	227 cfg	373 cr	373 fw	405 cfg	344 fw	344 cr	337 ac	373 core	373 rim	272	414 core	414 rim
SiO_2	56.00	55.37	53.25	57.56	50.87	51.65	50.89	52.58	51.89	51.15	52.40	50.49
TiO_2	0.96	0.00	0.00	0.02	1.88	0.15	0.35	0.18	0.20	0.24	0.61	1.37
Al_2O_3	3.13	3.00	2.13	2.59	4.11	5.98	3.25	1.27	1.29	2.24	1.65	2.21
FeO	17.90	18.64	20.99	21.28	19.13	22.39	20.90	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.18	0.25	0.33	0.18	0.23	0.20	0.40	9.52	8.99	7.62	8.53	11.08
MgO	9.60	10.60	9.32	5.58	9.00	10.10	11.72	0.28	0.28	0.14	0.21	0.23
CaO	3.63	2.50	7.11	1.03	5.00	1.19	9.62	13.18	13.37	15.98	16.80	14.12
Na_2O	5.61	5.50	3.10	5.86	5.30	5.87	0.86	22.17	22.60	22.12	18.70	19.14
K_2O	0.12	0.16	0.11	0.20	0.17	0.04	0.11	0.57	0.54	0.21	0.43	0.37
Total	97.13	96.03	96.23	94.43	95.69	97.57	98.10	99.75	99.19	99.70	99.33	99.01
Recalculated to 23 oxygens for amphiboles, 6 oxygens for pyroxene												
Si	7.67	7.96	7.95	7.76	7.77	7.56	7.51	1.99	1.98	1.88	1.93	1.90
Al^{4+}	0.33	0.03	0.04	0.24	0.23	0.44	0.48	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
AlT	0.53	0.51	0.37	0.45	0.70	1.01	0.56	---	---	---	---	---
Al^{6+}	0.20	0.48	0.33	0.21	0.47	0.57	0.08	0.05	0.05	0.10	0.07	0.10
Ti	0.10	0.00	0.00	0.00	0.21	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04
Fe^{3+}	0.00	0.98	0.39	0.00	0.12	0.89	0.34	0.04	0.07	0.13	0.04	0.04
*Mg	2.08	2.31	2.07	1.25	1.95	2.16	2.57	0.73	0.74	0.87	0.92	0.79
Fe^{2+}	2.18	1.29	2.22	2.67	2.20	1.79	2.23	0.25	0.21	0.10	0.22	0.31
Mn	0.02	0.03	0.04	0.02	0.02	0.02	0.06	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
FmT	13.10	13.11	13.07	13.08	13.36	13.46	13.34	----	---	---	---	---
Ca	0.56	0.39	1.13	0.16	0.78	0.18	1.52	0.88	0.90	0.87	0.74	0.77
NaM	0.00	1.49	0.79	0.00	1.18	1.34	0.13	---	---	---	---	---
NaT	1.58	1.56	0.90	1.71	1.49	1.64	0.24	---	---	---	---	---
NaA	0.00	0.06	0.10	0.00	0.31	0.29	0.11	---	---	---	---	---
K	0.0	0.048	0.158	0.04	0.04	0.01	0.01	---	---	---	---	---

End member of the clinopyroxene minerals as below

wo	46.0	46.7	43.9	38.5	40.2
En	38.1	38.4	44.1	47.8	41.2
Fs	15.9	15.0	12.0	14.0	18.6

*Fe^{3+} is calculated by estimation according to Spear and Kimball (1984) for amphibole, by normalization according to Schumacher (1991) for pyroxene.

cr: Crossite, fw: Ferro-winchite, ac: actinolite, cfg: Calcian ferro glaucophane. metatrachyandesite (227, 373), metabasaltic andesite (405, 272), metahornblende gabbro (344, 337) and metadolerite (414).

Table 3. Composition of mica, chlorite and epidote

S.No	277 bio	227 phg.	408 mus	337 mus	414 mus	404 chl	313 chl	183 chl	183 epi	272 epi	313 epi
SiO_2	35.10	49.87	50.70	49.70	48.70	27.17	28.31	28.20	38.10	38.43	37.47
TiO_2	4.80	1.22	0.19	0.02	0.19	0.00	0.03	0.01	0.14	0.17	0.00
Al_2O	13.00	19.97	19.44	19.20	24.71	17.85	19.28	18.90	24.17	22.21	23.00
Fe_2O	3.49	6.26	7.00	9.32	5.98	5.77	5.49	5.85	11.51	12.35	13.00
FeO	17.81	0.99	1.11	1.48	0.95	20.78	19.77	21.06	0.54	0.55	0.60
MnO	0.32	0.01	0.03	0.02	0.07	0.47	0.40	0.53	0.07	0.10	0.06
MgO	9.95	4.25	4.81	4.44	4.23	13.75	16.17	13.63	0.08	0.14	0.17
CaO	0.34	0.69	0.12	0.16	0.04	0.02	0.30	0.20	23.48	23.36	23.50
Na_2O	0.37	0.12	0.08	0.09	0.15	0.07	0.26	0.20	0.00	0.01	0.05
K2O	8.71	10.49	11.09	9.98	10.73	0.00	0.04	0.00	0.03	0.03	0.06
Total	93.89	93.87	94.57	94.41	95.75	85.88	90.05	88.38	98.12	97.35	97.85
Recalculated to 22 oxygens for mica, 25 for epidote, 28 for chlorite.											
Si	5.70	6.9	6.97	6.9	6.6	5.90	5.72	5.82	6.03	6.21	6.20
Ti	0.35	0.12	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00
Al	2.28	3.25	3.15	3.13	3.94	7.65	4.59	4.59	4.51	4.46	4.56
$*Fe^{+3}$	0.43	0.65	0.72	0.97	0.61	1.58	0.83	0.90	1.37	1.62	1.61
Fe^{+2}	2.42	0.11	0.13	0.17	0.18	6.32	3.34	3.63	0.07	0.06	0.07
Mn	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.14	0.06	0.09	0.01	0.01	0.01
Mg	2.38	0.87	0.98	0.91	0.85	3.86	4.87	4.19	0.02	0.04	0.04
Ca	0.02	0.10	0.02	0.02	0.01	0.09	0.06	0.05	3.98	4.09	4.05
Na	0.08	0.03	0.02	0.02	0.04	0.01	0.10	0.09	0.00	0.03	0.01
K	1.82	1.85	1.95	1.76	1.86	0.0	0.01	0.00	0.01	0.0	0.01
End member of the minerals as below											
Phg.	35.88 Mus	91.74	97.40	88.4	92.75 MgCh	44.3	48.70	41.93 Pist.	23.29	26.64	26.09
Ann	40.83 Par	1.58	1.10	1.2	1.95 FeCh	38.46	33.42	36.36			
	Mar	5.05	0.95	1.2	0.30						

*Fe+3 is calculated by ratio according to Schumacher (1991).

mus: muscovite, phg: phengite, par: paragonite, mar: marcasite, ann: annite, mg-ch: magnesium chlorite, pista: pistacite

metatrachyandesite (227, 183), metabasaltic andesite (404, 272, 277, 408), metahornblende gabbro (313, 337) and metadolerite (414).

5. CHEMISTRY OF THE ROCKS

47 samples have been analyzed for major and trace elements of 20 metahornblende gabbros, 4 metadolerites, 9 metabasaltic andesites and 14 metatrachyandesites (Table 4). Eight of these have been analyzed for REE, two of each rock type. Some major oxides, trace element, REE element contents and CIWP norm values for the rocks are given in Table 4.

The meta volcanic rocks generally plot in the trachyandesite and andesite to alkali basalt fields on a Zr/TiO_2 vs. Nb/Y plot (Figure 4).

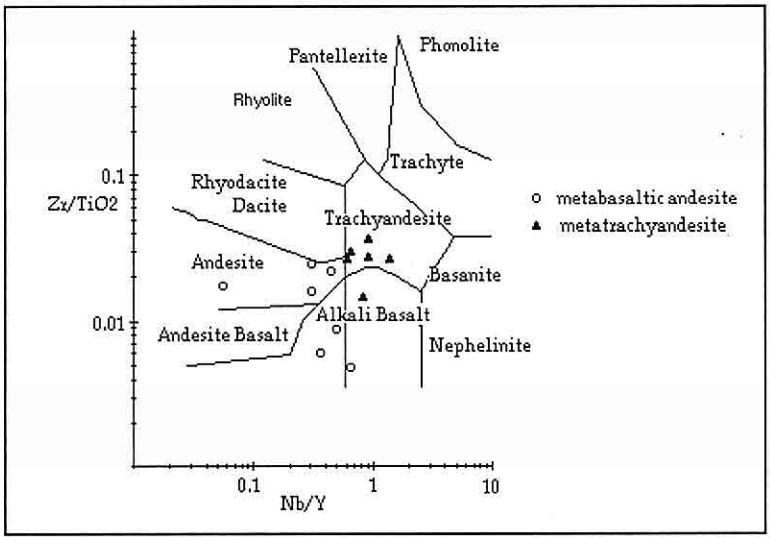


Figure 4. Zr/TiO_2vs Nb/Y showing the composition of the meta-volcanic rock types. Boundaries from Winchester & Floyd (1977).

Using the CIPW norm classification scheme of Streckeisen and Le Maitre (1979) ,the metahornblende gabbro and metadolerite plot in the diorite gabbro to monzodiorite-monzogabbro fields. The TiO_2 vs. Zr /P_2O_5 plot (Figure 5) confirms the sub-alkaline character of all rocks.

The TiO_2 versus Zr plot (Figure 6) shows that the metabasaltic andesites lie within in the Arc Lava field whereas the metatrachyandesites fall in the Within-Plate lava field.

Both the metahornblende gabbro and the metadolerite plot in the Mid- Ocean Ridge Basalt (MORB) field. However, in the metadolerites most of the geochemical data (e.g. REE) indicates that the rocks are related to within-plate lavas.

The averages of the meta-igneous rock samples are plotted on N- MORB -normalized incompatible element diagrams (Figure 7). The high LILE enrichment may be the result of crustal contamination and the Nb-

Table 4. Representative of some major oxides, trace elements, REE and CIPW norms of the meta-igneous rocks.

S.No	227a	323	Ave.	277	408	Ave.	337	344	Ave.	417	414	Ave.
SiO_2	56.0	55.5	57.4	56.30	53.58	53.9	49.15	51.38	52.0	51.32	52.32	52.1
TiO_2	1.20	0.92	0.1	0.8	1.09	0.7	1.03	1.19	1.3	1.36	1.71	1.40
Al_2O_3	15.30	15.4	15.0	14.40	15.67	15.4	14.63	13.84	14.6	15.66	16.89	15.6
FeO	2.45	4.60	3.3	2.47	2.16	4.8	4.56	2.77	7.0	7.73	5.35	7.1
Fe_2O_3	3.59	2.76	3.6	3.87	6.79	5.4	7.06	9.04	5.1	1.39	1.79	2.5
MnO	0.15	0.11	0.1	0.10	0.14	0.2	0.22	0.17	0.2	0.10	0.10	0.1
MgO	5.00	4.83	4.3	4.00	5.43	4.0	6.84	5.55	5.5	6.05	6.51	6.5
CaO	5.10	4.62	4.4	3.85	5.07	5.2	9.58	6.85	6.7	4.59	4.35	5.1
Na_2O	1.80	1.61	2.6	5.00	2.21	3.2	3.53	3.31	3.1	3.11	2.12	2.9
K_2O	6.50	5.84	5.1	4.55	3.02	2.5	0.64	1.00	1.1	2.26	2.61	2.4
P_2O_5	0.80	0.51	0.6	0.60	0.35	0.3	0.07	0.12	0.2	0.36	0.16	0.2
CO_2	0.00	0.40	0.2	0.38	0.35	0.4	0.60	0.40	0.4	0.37	0.39	0.4
H_2O	2.17	2.52	2.6	1.89	3.54	2.8	2.00	2.93	2.4	3.61	3.70	2.7
Total	100.1	99.6	99.7	98.23	99.40	99.0	99.9	98.5	98.7	98.01	98.00	98.8
Cr	227	147	200	143	152	88	178	67	103	150	295	337
Co	9	19	20	15	10	22	134	38	31	39	31	42
Ni	21	33	36	25	25	13	25	29	18	56	119	85
Cu	103	6	40	19	3	94	76	49	22	52	37	40
Zn	48	81	74	172	61	120	204	82	92	78	107	90
Ga	10	24	19	20	18	16	19	16	15	20	18	18
Rb	59	260	185	184	94	51	9	17	14	36	32	30
Sr	1243	325	600	165	115	193	172	226	219	144	173	198
Y	30	25	19	25	30	20	21	34	36	23	24	21
Zr	218	251	256	320	175	121	50	69	105	145	124	111
Nb			15	16	8	9	8	3	7	17	10	12
Ba	1030	2054	2156	1653	1791	973	47	316.78	147	295	184	234
Pb	38	9	27	46	3	12	11	8	5	5	5	5
U	3	bdl	1	7	0	1	6	bdl	bdl	bdl	bdl	1
Th	40	22	31	65	24	14	0	1.96	4	4	5	4
La	53.1	52.0	52.6	80.6	36.1	58.6	2.9	4.5	3.7	18.2	11.9	15.1
Ce	116.3	134.5	125.4	159.6	85.0	122.3	7.8	11.8	9.8	39.6	27.2	33.4
Pr	13.9	15.7	14.8	17.3	9.4	13.4	1.3	1.8	2.1	4.8	13.3	9.1
Nd	52.5	57.0	54.6	63.0	37.2	50.1	6.3	9.0	7.7	191	13.7	16.4
Sm	9.4	9.8	9.6	11.9	7.8	9.9	2.0	3.3	2.7	4.1	3.3	3.7
Eu	2.0	2.8	2.4	3.0	2.5	3.0	0.8	3.2	2.0	1.5	1.3	1.4
Gd	7.1	7.6	7.4	9.4	6.8	8.1	2.6	3.9	3.3	4.0	3.7	3.9
Tb	0.8	0.9	0.9	1.1	0.9	1.0	0.5	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6
Dy	4.4	4.4	4.4	5.7	4.4	5.1	3.0	4.3	3.7	3.3	3.3	3.3
Ho	0.7	0.7	0.7	0.9	0.7	0.8	0.6	0.8	0.7	0.6	0.6	0.6
Er	1.9	1.9	1.9	2.5	2.0	2.3	1.8	2.5	2.2	1.4	1.6	1.5
Tm	0.3	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2
Yb	1.6	1.6	1.6	2.1	1.7	1.9	1.7	2.2	2.0	1.1	1.4	1.3
Lu	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.1	0.2	0.2
Ap	1.9	1.3	1.6	1.4	0.9	0.3	0.2	0.3	0.4	0.6	0.5	0.6
Il	2.3	1.8	2.0	1.9	2.2	1.9	2.0	2.4	1.6	2.6	1.3	2.2
Or	39.4	36.6	30.7	17.2	15.1	14.0	4.0	6.4	6.7	13.3	27.8	20.8
Ab	157	14.5	22.7	42.7	24.0	32.2	31.0	30.3	27.0	26.3	21.5	22.5
An	14.8	15.6	12.1	17.2	22.7	22.3	23.0	21.6	23.2	18.7	30.4	27.5
Mt	4.0	3.9	4.5	4.8	3.1	6.4	9.7	4.5	6.1	2.0	3.3	3.8
He	0.7	0.0	0.4	0.5	4.2	0.8	0.0	5.2	0.7	0.0	1.8	0.5
Di	4.5	4.2	5.2	11.5	1.4	7.8	20.1	11.1	8.7	0.0	0.0	4.1
Hy	10.7	15.2	10.3	4.8	13.8	11.9	8.9	9.8	17.5	26.0	1.9	11.5
Q	5.9	6.7	10.0	4.5	12.4	8.8	0.8	7.1	6.6	2.4	10.0	6.4
Mg	0.60	0.52	0.54	0.54	0.53	0.42	0.52	0.47	0.45	0.54	0.62	0.55

Major oxides are in wt%, and trace elements and REE are in ppm, bdl is below the dedection limit.

Ave: average of each of the rock types.

Each number of the grid references of its position

227: 33025-32200	337:37125-28575
323:33050-32300	344:40250-27750
277:33025-32250	417:39750-22125
408:40550-17450	414:38650-22500

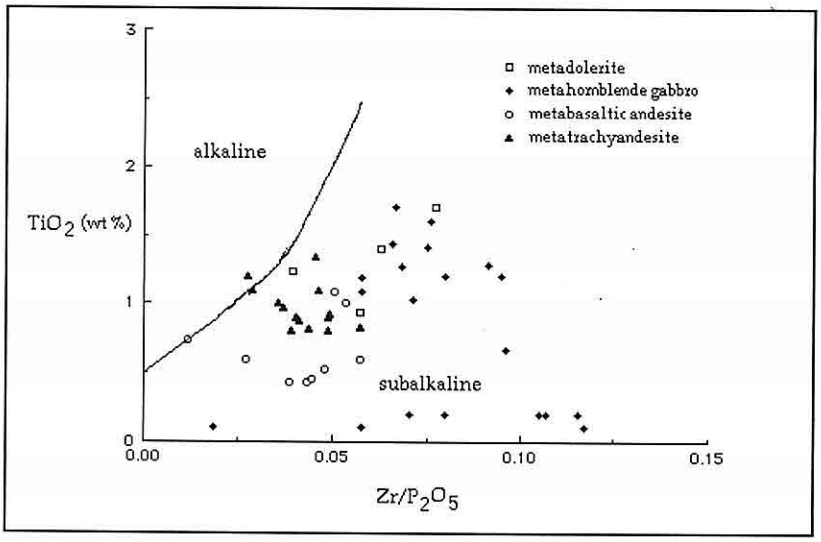


Figure 5. Zr/P_2O_5 versus TiO_2 plot used to reveal the magma type. Field boundaries from Floyd and Winchester (1975) and Winchester and Floyd (1976).

anomaly is the result of all likely contaminants containing large negative Nb anomalies (Dupuy et al., 1979; Taylor & Maclennan, 1981; Weaver & Tarney, 1983: Pearce, 1983).

The geochemical characteristics of the metahornblende gabbros are illustrated on N-MORB normalized patterns (Figure 8) which demonstrate that the gabbros are similar to tholeiitic N-MORB but relatively enriched in K ,Th, Rb, Ba, Nb and depleted in Ce and Ti.

The metadolerites are enriched in Rb, K, Ba, Th, Ce, P and Nb and depleted in Ti and Y relative to MORB, being calc-alkaline as indicated by enrichment in K, Rb, Ba, Nb, Ce, P, Zr, and Ti compared with the tholeiitic metahornblende gabbros as seen on MORB -normalized patterns (Figure 7).

These characteristics may be due to the involvement of subcontinental

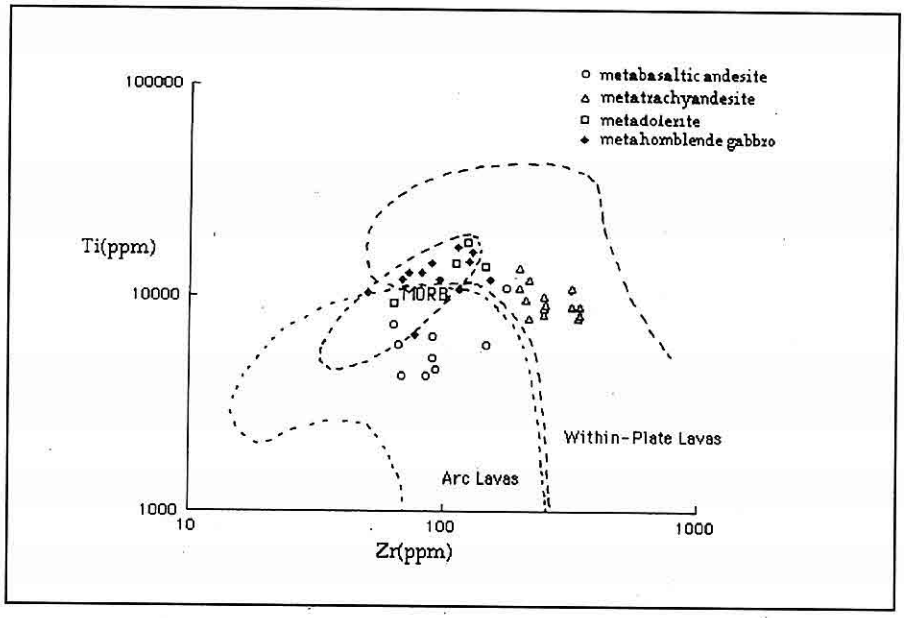


Figure 6. Ti vs. Zr Plot for the meta-igneous rocks of the Kadınhanı area. Field boundaries from Pearce (1982) and Pharaoh and Pearce (1984).

lithosphere in magma genesis as shown by Pearce (1983). The patterns (enrichment in LILE relative to HFSE) suggest that both upper mantle (sub-continental lithosphere) and subduction components may have been involved in the genesis of the metadolerites in a continental margin environment (Watters et al., 1987).

Chondrite-normalized REE patterns for the rocks from the Kadinhani area (Figure 8) generally show a strongly fractionated REE pattern with LREE/HREE ratios (La/Lu)N=24-25 for the metatrachyandesite and 15-27 for the metabasaltic andesite. Both rocks display strongly fractionated patterns. Plagioclase fractionation is evident from the slight development of a negative Eu anomaly in metatrachyandesite. The flat HREE patterns may indicate amphibole fractionation.

The strongly fractionationated and enriched REE patterns of the metavolcanics from the study area also indicate that the formation of these rocks may have involved continental crust.

The slight downwards patterns of the HREE (Figure 8) profiles in the metadolerite could be explained by the fractionation of clinopyroxene which has larger crystal/liquid distribution coefficients for middle REE than for light or heavy REE in basic liquids (Luhr & Carmichael, 1980).

During the evolution of mafic melts the La/Yb ratio is frequently a good indicator of fractional crystallization. In the

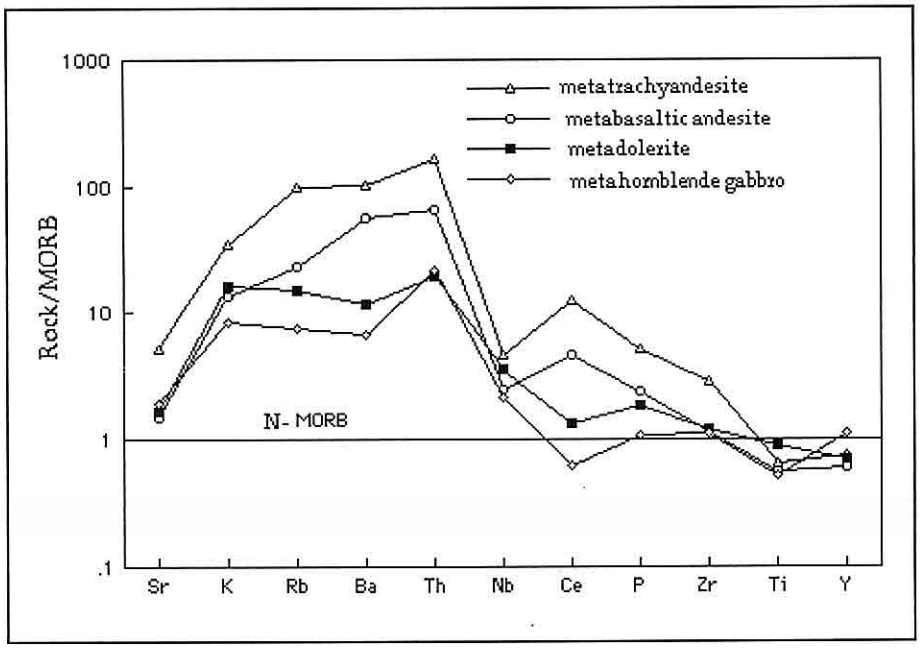


Figure 7. MORB-normalized incompatible element patterns for averages of the meta-igneous rocks. Normalizing values are as cited in Pearce (1982).

metadolerites, (La/Yb)N is 6-12 showing moderate fractionation. During fractional crystallization of plagioclase, the La/Yb ratio will decrease in the residual liquid because this mineral preferentially incorporates the light REE (LREE) over the heavier REE. During pyroxene fractionation, however, the La/Yb ratio will increase in the residual liquid. A small increase of La/Yb with decreasing mg-number can be explained by pyroxene fractionation (Bosbach et al, 1991).

The metadolerites are LREE enriched with (Ce/Sm)N =2.5 (Figure 8), which is similar to subduction- related magmas (Wood et al., 1979; Wood, 1980; Pearce, 1982, 1983).

The more fractionationated and REE-enriched character of the metadolerites indicates that the evolution of the rocks involved continental crust (Watters et al., 1987).

The REE (Figure 8) patterns of the metahornblende gabbros are quite different being almost flat with no LREE enrichment or depletion and slightly negative Sm-Lu slopes, being a pattern characteristic of MORB. The (La/Yb)N ratio for the metahornblende gabbro is 1-1.4 implying only slight differentiation of the initial magmas which were close in composition to the parent magma (Volkova et al., 1992). One sample of the metahornblende gabbro has a significant positive Eu anomaly, probably reflecting

the accumulation of plagioclase (Stosch and Lugmair, 1987).

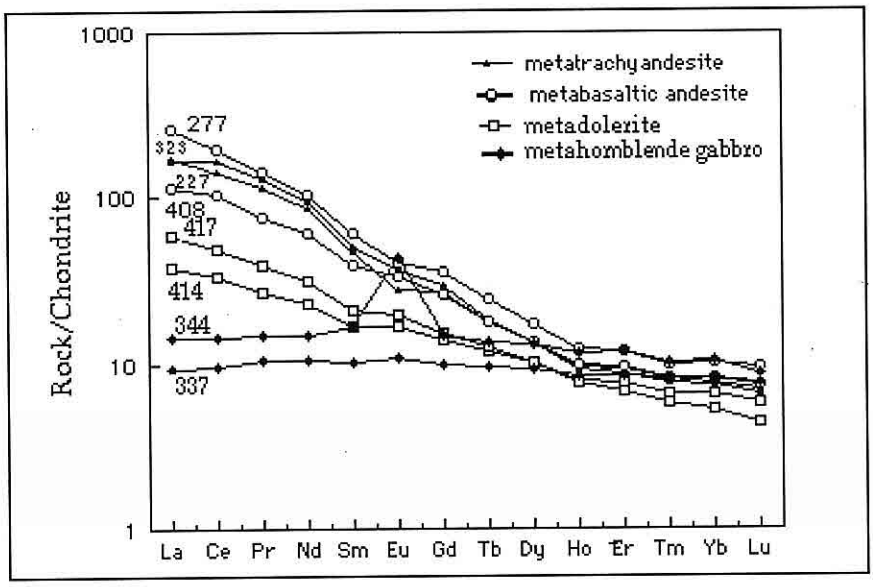


Figure 8. Chondrite - normalized rare earth element patterns for meta-igneous rocks. Chondrite normalizing values are from Boynton (1984).

These patterns are similar to the bulk REE profiles of ocean floor basalts (Schilling, 1971, 1975). REE patterns from the least fractionated metahornblende gabbro show a similarity that corresponds with tholeiitic suite types implying a probable worldwide similarity of source and process in the production of ocean - ridge type magma (Arth, 1981).

6. PETROGENESIS:

Metabasaltic andesites are identified as continental arc types showing transitional calcalkaline-tholeiite characters and the metatrachyandesites are calcalkaline.

Thus, the metavolcanics studied show similarities in terms of chemical composition and tectonic setting, probably coming from a subduction related zone. They were apparently derived from very similar enriched continental source regions and their incompatible element abundances do not imply significant differences in melting as both types show marked enrichment in most incompatible elements (LILE, LREE) compared to N-MORB (Figure 7). Thus, they form a genetically related comagmatic suite.

The geochemistry as a whole indicates that the metavolcanics may have been derived from a subcontinental lithospheric source enriched in LIL and HFS elements. Such enrichments may

have occurred in the source region prior to magma generation and / or during the ascent of the magmas through the thick continental crust.

Geochemical consideration of the metadolerites and metahornblende gabbros shows that these two rocks types are distinct and therefore, they have probably been derived from different magmatic sources.

Since fractionation of hornblende requires a hydrous magma and does not pass into augite fractionation the two magmas are not related. This is also suggested by the metadolerite having higher Ni (56-119 ppm) and Cr (150-516 ppm) at an mg of 25.6 to 31.4 compared to the metahornblende gabbros which have low Ni (5- 53 ppm) and Cr (0-294 ppm) with an mg of 33.3 to 61.3. The combination of lower Ni+Cr with higher mg is only compatible with two different and unrelated magmas.

The metahornblende gabbros are tholeiitic showing significant iron enrichment whereas the metadolerites are calc alkaline with lack of iron enrichment. In the metahornblende gabbros, REE patterns and compositional data suggest derivation from a parental source similar to tholeiitic MORB- type melts. Formation of such a parental MORB- type melt is commonly ascribed to asmall degree of partial melting of a relatively undepleted mantle source possibly followed by small degrees of fractional crystallization (e.g. Cullers and Graf, 1984b).

The metahornblende gabbro was derived from mid-ocean ridge type basaltic parent. The low abundance of Nb and other elements with high ionic potential (e.g. Ti) in the metahornblende gabbro may be a result of their retention in residual phases stable in a hydrated mantle source region (Kay, 1977, Pearce, 1982). The metadolerite parental magma had a source similar to subduction related lavas in a continental margin environment, involving a mix of subcontinental lithosphere and subduction components.

The normalized incompatible element patterns (Figure 7) of the calc-alkaline continental metadolerites, are enriched in K, Rb, Ba, Nb, Ce, P, Zr and Ti, compared with the tholeiitic oceanic metahornblende gabbros. These characteristics may be due to the involvement of subcontinental lithosphere in magma genesis as shown by Pearce (1983). Furthermore both upper mantle (sub-continental lithosphere) and subduction components can be identified in incompatible element patterns of metadolerite from continental margin environments (Watters et al., 1987).

7. METAMORPHISM

The metamorphism of these igneous rocks is first through the greenschist facies but before equilibrium could be achieded and the igneous minerals completely recriystallized into albite-epidote-chlorite- actinolite + muscovite assemblages, the rocks passed into the blueschist facies and the growth

of stilpnomelane and pumpellyite. Crossite, glaucophane started and chlorite, white mica, albite and epidote continued to grow and attempted to adjust their compositions to the rapidly changing conditions. The amphiboles display a sequence of changes from actinolite to sodic-calcic variation (e.g. winchite and ferro-winchite) on the greenschist-blueschist boundary to ferroglaucophane phase and magnesio-riebeckite in the blueschist facies but equilibrium was never achieved at any stage. Presumably this was due to relatively raped increase in pressure at rather low temperatures down a subduction zone, followed by a sudden snap-back which prematurely terminated most of the reactions. The temperatures would have probably been below 400 °C as metamorphic biotite is absent and the igneous textures and minerals were not actively destroyed. The result was a jumble of mineral equilibrium metamorphic assamblages and relic igneous ones. The metamorphic reaction were largely controlled by the growth of new minerals (e.g. amphibole minerals) the edges of pyroxenes and the preservation of cores of unaltered minerals, the initial rocks being generally (except for the hornblende gabbro) rather dry rocks.

Compositions of the Ca-amphiboles and crossite can be used to estimate the pressure of metamorphism (Raase, 1974; Brown, 1977). Amphibole from actinolite to crossite on the Na M4-AlI^V diagram of Brown (1977) for the metahornblende gabbro and crossite on the same diagram for the metatrachyandesite are plotted (Figure 9 a,b).

Hornblende and actinolite on the Al VI-Si diagram of Raase (1974) for metabasaltic andesite are also plotted (Figure 10) .

NaM^{IV} poor calcic amphibole is sequentially replaced first by a deeper green to green blue winchitic amphibole, and then by a blue riebeckite. The extremely low NaM^{IV} content of the actinolite suggests that the metamorphism was initiated with low pressure, greenschist facies conditions and only later became of blueschist facies.

The temperature obtained from hornblende-plagioclase geothermometers suggest that the temperature during metamorphism was about 521(±75)-482 (±75) °C , and the pressure about 3-6 Kbar for metahornblende gabbro, 431(±75) - 400(±75) °C and the pressure about 5-7 Kbar for the metabasaltic andesite. These estimates are based on Blundy and Holland's (1990) plagioclase-hornblende geothermometer. The temperatures seem to be rather high for blueschist rocks which rarely exceed 400 °C.

8. CONCLUSIONS:

1- Diagnostic mineral assemblages and mineral chemistry have been documented for all the meta-igneous rocks in the study area. Common minerals in the studied rocks are albite + crossite+riebeckite+glaucophane+winchite+actinolite+hornblende+chlorite+biotite +epidote+pumpellyite+stilpnomelane+cal

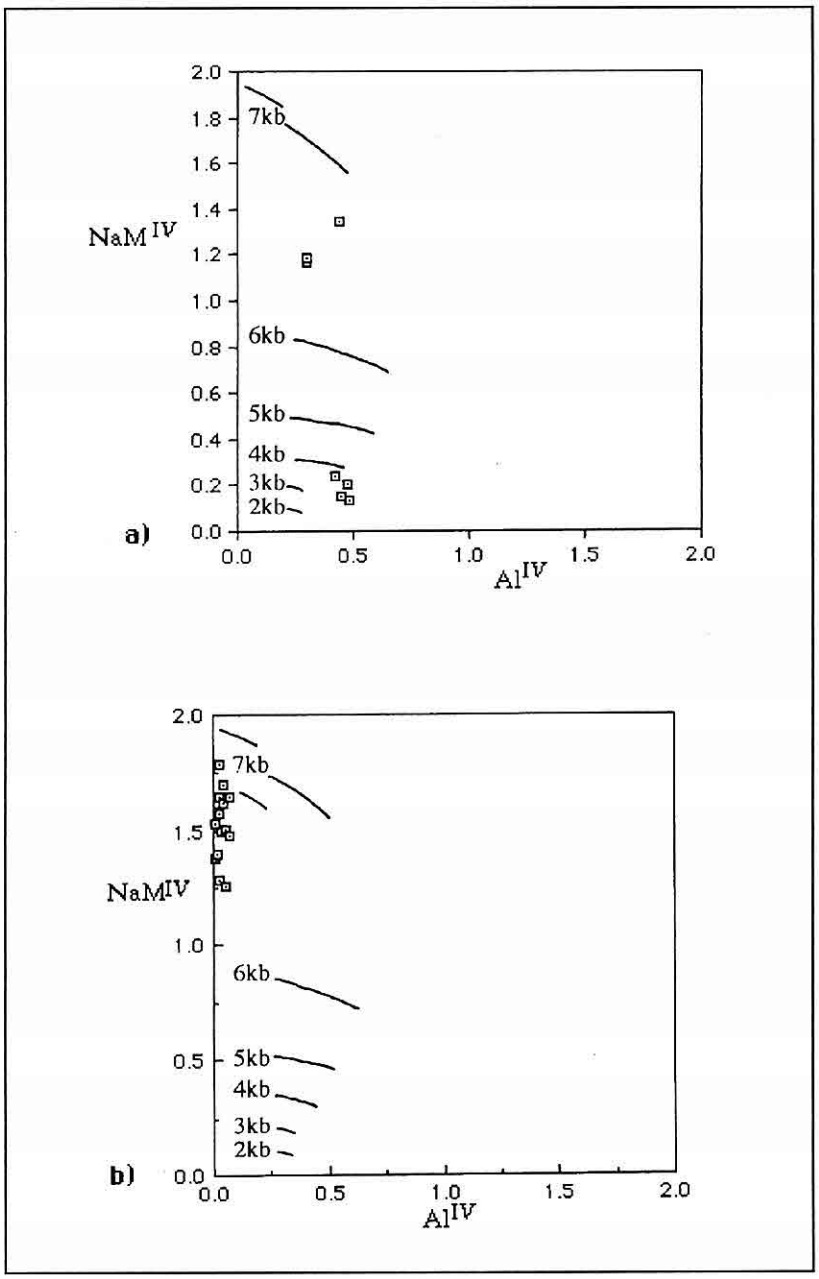


Figure 9 a,b. Tentative estimate of the relationship between pressure of metamorphism and NaM^{IV} vs AL^{IV} in the metahornblende gabbro (a) and metatrachyandesite (b). Diagram based on Brown (1977).

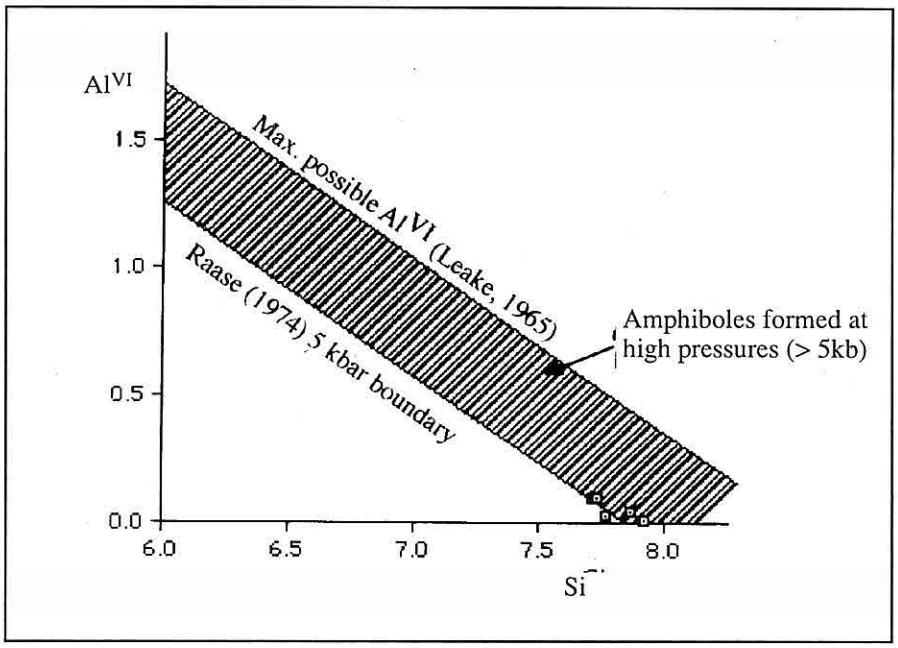


Figure 10. Hornblende analyses plotted on an Al^{VI} against Si diagram (after Raase, 1974), for metabasaltic andesite.

cite+magnetite+quartz+sphene+sanidine +white mica+ hematite and apatite. Calcic plagioclase, augite, hornblende, biotite and salite are relicts form earlier igneous crystallization.

2-The pressure-temperature of metamorphic environment is calculated to have been 3-6 Kbar and 350-450 °C for greenschist facies in metahornblende gabbro and metabasaltic andesite. The rocks composed of typical greenschist minerals which are actinolite, stilpnomelane, chlorite and epidote. The pressure-temperature of metamorphic environment is calculated to have been 6-7 Kbar and 350-400 °C for blueschist facies metamorphism which gave rise to magnesio-riebeckite,crossite glaucophane phengite, pumpellyite and albite minerals.

3-Seritization, chloritization, saussuritization and albitization are widely observed in the meta igneous rocks.

4-The petrology and geochemistry of the meta-igneous and volcanic rocks have been described. The meta-igneous and volcanic rocks are of a sub-alkaline (tholeiitic + calc-alkaline) in character. The metahornblende gabbros are tholeiitic and plot in the mid-ocean ridge basalt (MORB) field. The metadolerite and metatrachyandesite are calcalkaline and plot in the fields of within plate basalts (WPB). Metabasaltic andesites show transition from tholeiitic to

calc-alkaline and plot in the field of continental arc lavas (CAL).

5- The differences in geodynamic conditions are seen in the chemical compositions of the meta-igneous rocks. Small amounts of crustal contamination in the evolution of the rocks are indicated by high Rb, Ba and LREE contents.

6-The meta-trachyandesite and metabasaltic andesite have similar REE patterns and N-MORB-normalized profiles, strongly suggesting a similar origin. However, the possibility of derivation of the metatrachyandesite from basaltic magma via crystal fractionation of mafic minerals conflicts with the degree of REE fractionation of the metabasaltic andesite. The metahornblende gabbro was derived from source similar to a mid-ocean- ridge type parent. The parental magma of metadolerite was similar to subduction related lavas in a continental margin environment, involving a mix of subcontinental lithosphere and subduction components.

9. ACKNOWLEDGEMENTS

This research was caried out at the Department of Geology & Applied Geology in Glasgow University. I would like to thank R. Macdonald and C.M. Farrow enabled the microprobe work to be carried out, J. Gallagher, D. Turner, M. Macleod and W. Higgison for the XRF analyses and Scottish Universities Research and Reactor Centre for REE analyses.

10. REFERENCES

Arth, J. G. 1981. Rare earth element geochemistry of the Island arc volcanic rocks of Rabaul and Talasea, New Britain. Geol. Soc. Am. Bull., 92, 858-863.

Blundy, J. D. and Holland, J. B. 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole- plagioclase geothermometer. Contrib. Mineral. Petrol., 104, 208-224.

Bosbach, D., Stosch, G. and Seidel, E. 1991. Magmatic and metamorphic evolution of metagabbros in the Munchberg Massif, N. E.Bavaria. Contrib. Mineral. Petrol., 107, 112-123.

Boynton, W. W. 1984. Cosmochemistry of the rare elements. Rare Earth Geochemistry. Elseiver, Amsterdam, 63-107.

Brown, H. H. 1977. The crossite content of Ca-amphibole as a guate to pressure of metamorphism. Journal of Petrology., 18, 58-72.

Cullers, R. L. and Graff, J . L. 1984 b. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate and silicic rocks ore petrogenesis. Elsevier, Amsterdam, 275-316.

Dupuy, C., Leyreloup, A. and Vernieres, J. 1979. The lower continental Crust of the Massif Central (Bournac, France)-with special reference to REE, U, and Th composition, evolution, heat-flow production. Physics and Chemistry of the Earth., 11, 401-415.

Floyd, P. A. and Winchester, J.A. 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using inmobile elements. Earth Planetary Science Letters, 27,

211-218.

Harvey, P. K., Taylor, D. M., Hendry, R. D., Bancroft, F. 1973. An accurate fusion method for the analysis of rocks and chemically related minerals by X-ray fluorescence spectrometry,. X-ray spectrometry., 21, 33-44.

Kay, R.W. 1977. Geochemical constraints on the origin of Aleutian magmas. American Geophysical Union, Washington, D. C., 229-242.

Kurt, H. 1994. Petrography and Geochemistry of Kadınhanı (Konya) area, Central Turkey. PhD., Glasgow University (Unpuplished), U.K., 191.

Leake, B. E., Hendry, G. L., Kemp, A., Plant, A. G., Harrey, P. K., Wilson, J. R., Coats, J. S., Aucott, J. W., Lunel, T. and Howarth, R. J. 1969. The chemical analysis of rock powder by automotic x-ray fluorescence. Chem. Jeology., 5, 7-86.

Leake, B. E. 1978. Nomenclature of amphiboles. American Mineralogist, 63, 1025-1052.

Luhr, J. F. Carmichael, I. S. E. 1980. The Colima volcanic complex Mexico. Contrib. Mineral. Petrol., 71, 343-372.

Murray, R. W., Buchholtz Ten Brink, M. R., Gerlach, D. C., Russ, G. P., III, and Jones, D. L. 1991a. Rare earth, major and trace elements in chert from the Franciscan complex and Monterey Group, California: Assessing REE sources to fine-grained marine sediments. Geochim. Cosmochim. Acta., 55, 1875-1895.

Okay, A., 1984, Distribution and characteristics of the northwest Turkish blueschist. Geol. Soc. London Spec. Publ. 17: 455-66.

Okay, A., 1985, Distribution and characteristics of the north-west Turkish blueschist, In: J.E. Dixon and A.H.F. Robertson (eds). The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, 455-466. Geol. Soc. Spec. Publ. 17, Blackwell, Oxford, 848.

Pearce, J. A. 1982. Trace element characteristics of Lavas from destructive plate boundaries. J.Willey and Sons, Chichester, 525-548.

Pearce, J. A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. continental Basalts and mantle Xenoliths. Shiva, Cheshire, 230-249.

Pharaoh, T. C. and Pearce, J. A. 1984. Geochemical evidence for the geotectonic setting of early proterozoic meta-volcanic sequences in Lapland. Precambrian Research, 10, 283-309.

Poldervaart, A. and Hess, H. H. 1951. Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. Jour. Geol., 59, 472.

Raase, P. 1974. Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. Contrib. Mineral. Petrol., 45, 231-236.

Riley, J. P. 1958. Simultaneous determination of water and carbondioxide in rocks and minerals,. Analyst, 83/982, 42-49.

Schilling, J. G. 1971. Sea-floor evolution; rare-earth evidence, Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A, 268, 663.

Schilling, J. G. 1975. Rare-earth variations across ' normal segments' of

the reykjanes ridge, 60-53 N, mid-atlantic ridge, 29 s and east Pasific rise, 2-19 S, and evidence on the composition of the underlying low-velocity layer. J.Geophys. Res., 80, 1459-1473.

Schumacher, J. C. 1991. Empirical ferric iron correction: necessity, assumptions, and effects on selected geothermobarometers. Mineralogical Magazine, 55, 3-18.

Spear, F. S. and Kimball, K. 1984. RECAMP-A FORTRAN 4 program for estimating Fe+3 contents in amphiboles. Computers Geosci., 10, 317-325.

Stosch, H. G. and Lugmair, G. W. 1987. Geochronology and geochemistry of eclogites from the Munchberg Gneiss Massif, FRG. Terra Cognita, 7, 163.

Streckeisen, A. and LeMaitre, R. W. 1979. A chemical approximation to the madal QAPF classification of the igneous rocks. Neues Jahr. Mineral. abh., 136, 169-206.

Taylor, S. R. and Mc Lennan, S. M. 1981. The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence for sedimentary rocks. Phil. Trans. R. Soc. London., A 301, 381-399.

Volkova, N. I., Med'nichenko, A. K., Gofen, G. I. and Varzieyeva, T. B. 1992. The geochemical features of the metabasites and the geodynamic setting of their formation in the Fankaratega Greenschist Belt. Geochemistry international, 29 (11).

Watters, B. R. and Pearce, j. A. 1987. Metavolcanic rocks of the La Ronge Domain in the Churchill Province, Saskatchewan: geochemical evidence for a volcanic arc origin. Geological society Special Puplication, 33, 167-182.

Weaver, B. I., Marsh, N. G. and Tarney, J. 1983. Trace element geochemistry of basaltic rocks from the Rio Grande Rise, South Atlantic, DSDP leg 72, Hole 516. 457-466.

Winchester, J. A. and Floyd, P. A. 1976. Geochemical magma type discrimination application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. Earth Planetary science Letters, 28, 459-469.

Winchester, J. A. and Floyd, P. A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology, 20, 325-343.

Wood, D. A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagnetic classification and to establish the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic provence. Earth and planetary science letters, 50, 11-30.

Wood, D. A., Joron, J. L. and Treuil, M. 1979. A re-approsial of use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. Earth and Planetary Science Letters, 46, 326-336.

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 1996 SAYI 28 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

EVOLUTION OF KADINHANI (Konya) DACITE ROCKS: PETROGRAPHICAL AND GEOCHEMICAL EVIDENCES FOR CRYSTAL FRACTIONATION AND POSSIBLE MAGMA MIXING

Hüseyin KURT
S.Ü., Geology Engineering Department, Konya/Turkey

ABSTRACT: *Agglomerates and dacite lavas forming volcanic domes are present in the study area. The rocks contain phenocrysts of feldspar, hornblende, biotite and quartz. They exhibit disequilibrium textures such as oscillatory zoning and sieve texture in plagioclase phenocrysts. Oscillatory zoning in plagioclase can be related to magma mixing, and sieve textures in plagioclase result from the dissolution of plagioclase, probably due to influxes of new magma.*

Dacites have low to moderate concentrations of in Nb, Zr and Y and moderate Al, and also show highly fractionated and slightly concave upward REE patterns. The rocks evolved mainly by fractional crystallization, possibly from an intermediate composition. Furthermore, major and trace element variations suggest that hornblende fractionation played an important role in the modification of the calcalkaline magma.

The dacites were evolved mainly by hornblende fractionation under hydrous conditions at shallow levels in the continental crust, and probably derived from an andesitic parental magma via fractional crystallization. Thus, it is suggested that both crystal fractionation and magma mixing have been involved in the evolution of the rocks.

KADINHANI (Konya) DASİTİK KAYAÇLARININ OLUŞUMU: KRİSTAL FRAKSİYONLAŞMASI VE MUHTEMEL MAGMA KARIŞIMI İÇİN PETROGRAFİK VE JEOKİMYASAL VERİLER

ÖZET: *Çalışma alanında, aglomeralar ve volkanik dom oluşturan dasitik lavlar bulunmaktadır. Kayaçlar, feldispat, hornblend, biyotit ve kuvars fenokristalleri içerir. Plajioklas fenokristalleri, tekrarlanmalı zonlanma ve "sieve" dokusu gibi dengesizlik dokuları gösterir. Plajiyoklaslardaki tekrarlanmalı zonlanma magma karışımı ile ilişkili olabilir ve "sieve" dokusu muhtemelen yeni magma gelimi sonucu plajiyoklasın kısmi çözünmesinden kaynaklanır.*

Dasitler, düşük-orta Nb, Zr, ve Y, orta Al içermekte olup, oldukça farklılaşmış ve az oranda da yukarı doğru konkav nadir toprak elementi desenleri gösterirler. Kayaçlar, muhtemelen ortaç bir bileşimden esasen fraksiyonel kristalleşmeyle oluşmuşlardır. Buna ilaveten, ana ve iz element değişimleri, magmanın modifikasyonunda hornblend fraksiyonlaşmasının önemli bir rol oynadığını göstermektedir.

Dasitler, kıtasal kabuk içerisinde sığ derinliklerde sulu şartlar altında esasen hornblend fraksiyonlaşmasıyla oluşmuş olup, muhtemelen andezitik bir ana magmadan fraksiyonel kristalleşme yoluyla türemiştir. Bu yüzden kayaçların oluşumunda kristal fraksiyonlaşması ve magma karışımının etkili olduğu kabul edilmektedir.

1. INTRODUCTION

The aim of this research is to investigate the petrography, geochemistry and petrogenesis of the rocks studied. Therefore, mineralogical and geochemical studies have been undertaken in order to understand the petrology of the rocks concerned. The study area covers about 45 km^2 and is situated about 60 km NW of Konya (Fig. 1).

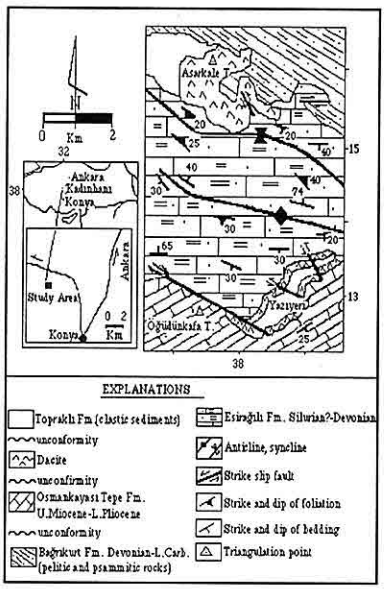


Figure 1. Geological map of the studied area, modified from Kurt (1994).

The lowermost visible unit in the area is the Silurian-Devonian age Esirağılı Formation, comprised of metacarbonate, phyllite and psammites. This formation is overlain by the Devonian Bağrıkurt Formation, of schist, phyllites, marbles, cherts, quartzites, basic schist, calc silicate, pelites and psammites. Bağrıkurt Formation continues up to the unconformably overlying upper Miocene-Pliocene Osmankayası Tepe Formation consisting of fossilliferous limestones. The upper Miocene-Pliocene is overlain by agglomerates and dacite lavas forming volcanic domes in the vicinity of Asarkale Tepe and Yazıyeri. Topraklı Formation overlies these lithologies unconformably and comprises mainly marls and marly limestones with clays, tuff, sandstone, pebbles and conglomerate.

2. ANALYTICAL TECHNIQUES

15 samples were subjected to X-ray fluorescence analysis for both major elements and trace elements with FeO, H_2O and CO_2. Two REE were analyzed by ICP-MS (Murray et al., 1991a) at the Scottish Universities Research and Reactor Centre and mineral analyses were obtained using a Cambridge Instrument Microscan 5 electron microprobe with EDS.

3. PETROGRAPHY AND MINERAL CHEMISTRY

Dacite contains phenocrysts of plagioclase 25-40%, quartz 20-25%, amphibole 15-20%, biotite 5-8%,

sanidine up to 5-7%, oxides 2-3% and accessory sphene and apatite with a groundmass which is microcrystalline to cryptocrystalline and glassy .

Feldspar phenocrysts display oscillatory and reverse zoning with An_{50-30} Ab_{50-70} Or_{2-5} and Or_{75-40} Ab_{25-60} An_{2-8}, the latter being sanidine composition (Fig. 2). Phenocrysts are mainly andesine in composition and the groundmass microcrystals are sanidine. However, some plagioclase phenocrysts show sieve texture, probably resulted from the reaction of more calcic magma (Anderson, 1976, Nixon and Pearce, 1987).

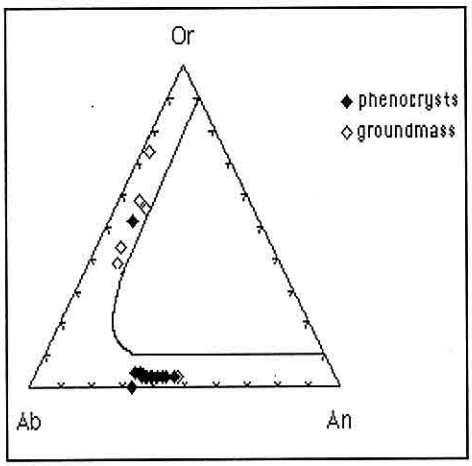


Figure 2. Ternary An-Ab-Or composition of feldspars.

Zoning in plagioclase phenocrysts is as fine scale oscillatory zoning and larger scale compositional shifts superimposed on fine scale patterns. Fine scale zoning is thought to be controlled by the interplay of growth and diffusion rates in compositional and thermal boundary layers (unrelated to magma mixing) surrounding individual crystals (Sibley et al., 1976; Kuo and Kirkpatrick, 1982; Loomis, 1982; Pearce and Kolisnik, 1990).

Sanidine is invariably rounded, embayed and mantled by plagioclase. Quartz is similarly rounded and embayed.

Table 1. Microprobe analyses of hornblendes.

Sample No	271 Edh	271 Tipg	271 Mghast	271 Parg.horn
SiO_2	42.40	41.57	41.75	43.76
TiO_2	1.40	2.30	2.33	2.10
Al_2O_3	9.52	13.30	13.27	12.60
FeO	17.78	11.10	9.57	13.39
MnO	0.50	0.00	0.24	0.20
MgO	10.30	14.00	14.70	10.76
CaO	11.80	11.60	11.00	10.26
Na_2O	1.40	2.32	2.10	1.86
K_2O	1.10	1.00	1.00	1.49
TOTAL	96.20	97.19	95.96	96.42
Recalculated to 23 Oxygens				
Si	6.55	6.18	6.09	6.46
Al+4	1.45	1.82	1.91	1.54
AlT	1.69	2.27	2.22	2.24
Al+6	0.25	0.46	0.32	0.70
Ti 0.16	0.25	0.25	0.23	
Fe+3	0.55	0.40	0.67	0.31
Mg	2.31	3.03	3.33	2.42
Fe+2	1.68	0.94	0.46	1.61
Mn	0.06	0.00	0.03	0.02
FMT	13.04	13.09	13.07	13.01
Ca	1.91	1:80	1.84	1.66
NaM4	0.05	0.10	0.08	0.32
NaT	0.41	0.65	0.58	0.54
NaA	0.36	0.55	0.49	0.29
K	0.21	0.18	0.18	0.47

Fe^{+3} is calculated by estimation according to Spear and Kimball (1984).

Edh: Edenitic hornblende; Tipg: Titanian-pargasite; Mghast:magnesio hastingsite; Parg horn: Pargasitic hornblende.

Hornblende is the second most abundant phenocryst phase (Table 1). It occurs as subhedral to anhedral crystals (up to 4 mm) and exhibits olive-green to pale brown pleochroism. Thin opaque rims, presumably formed by oxidation on extrusion, are found on many crystals and locally Fe-Ti oxides appear to have replaced entire phenocrysts. Inclusions within amphibole are plagioclase, magnetite, biotite, apatite, and rare zircon. Amphiboles are magnesio-hornblende, titanian pargasite, edenitic hornblende and magnesio - hastingsite, according to Leake (1978). These compositions are typical of orogenic dacites (Jakes and White, 1972; Ewart, 1979, 1982).

Biotite forms subhedral phenocrysts (2 mm), with green to dark coffee brown pleochroism where oxidized. Breakdown of biotite forms opaque oxides rimmed or replaced by fine-grained intergrowths rich in titanomagnetite and amphibole. Analyses of biotite phenocrysts show relatively high TiO_2 and a uniformly magnesian composition as shown in Table 2.

Table 2. Microprobe analyses of biotites and magnetites.

Sample No	271	271	271	271
SiO_2	37.00	37.16	0.30	0.40
TiO_2	4.21	4.23	2.94	3.60
Al_2O_3	14.50	14.70	1.77	1.30
Fe_2O_3	3.50	3.43	64.00	62.39
FeO	15.85	15.51	23.40	32.40
MnO	0.35	0.33	0.97	0.80
MgO	11.36	11.36	0.65	0.97
CaO	0.01	0.05	0.15	0.00
Na_2O	0.36	0.48	2.17	0.15
K_2O	9.50	9.49	0.08	0.00
TOTAL	96.64	96.74	96.43	101.65
Recalculated to 22 oxygens for biotite, 32 oxygens for magnetite				
Si	5.49	5.50	0.01	0.01
Ti	0.45	0.50	0.08	0.09
Al	2.47	2.49	0.07	0.05
Fe^{+3}	0.38	0.37	1.90	1.72
Fe^{+2}	2.16	2.11	0.70	1.01
Mn	0.04	0.04	0.03	0.02
Mg	2.66	2.65	0.03	0.05
Ca	0.00	0.01	0.00	0.00
Na	0.10	0.13	0.15	0.01
K	1.76	1.74	0.00	0.00
Total Cation	15.55	15.54	3.00	3.00
End member of the biotite and magnetite minerals as below				
Phlagopid	15.55	15.54	Sp 4.66	2.95
Annite	44.76	44.60	Mt 94.97	89.21
			Mg- Fer. 0.00	2.61

Fe^{+3} is calculated by ratio according to Schumacher (1991).

Phenocrysts of magnetite (up to 0.5 mm) (Table 2) are subhedral to anhedral whereas microphenocrysts are euhedral; some of the anhedral crystals are xenocrysts. Apatite and Fe-Ti oxides occur as inclusions.

Compositions of the hornblende can be used to estimate the pressure of formation of granitic rocks (Johnson and Rutherford, 1989). If the same calibration apply to dacites, the results indicate a

pressure of 6-7 kbar. The crystallization temperatures obtained from hornblende - plagioclase geothermometer were 743 (±75)°C to 789(±75)°C (Blundy and Holland, 1990).

4. GEOCHEMISTRY

Dacites have been falled within the high-K dacites field on SiO_2 versus K_2O diagram (Fig. 3). The dacites are typically calcalkaline in composition according to the classification of Irvine and Baragar (1971), and Gill (1981) and Ewart (1982) (Fig. 4).

On an AFM diagram, the rocks show poor iron enrichment and plot in the calcalkaline field (Fig. 5). Major, trace elements, CIPW norms and rare earth elements are given in Table 3.

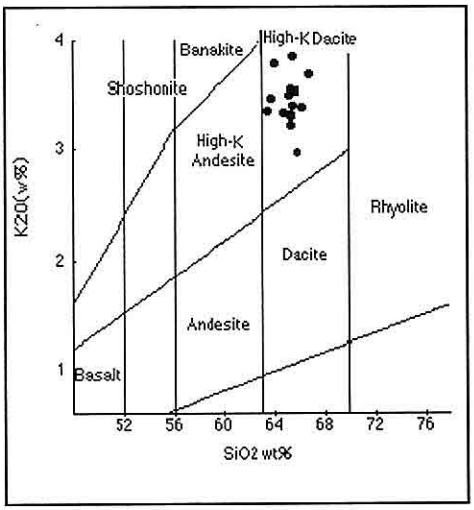


Figure 3. Chemical classification diagrams of dacites SiO_2 versus K_2O plot (Peccerillo and Taylor, 1976).

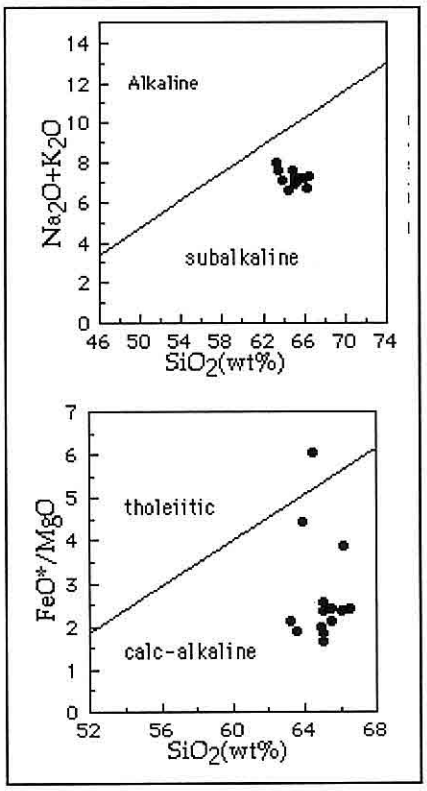


Figure 4. Chemical discrimination of dacites based on SiO_2 versus Na_2O+K_2O plot (Irvine and Baragar, 1971) and SiO2 versus FeO*/MgO plot (Gill, 1981; Ewart, 1982).

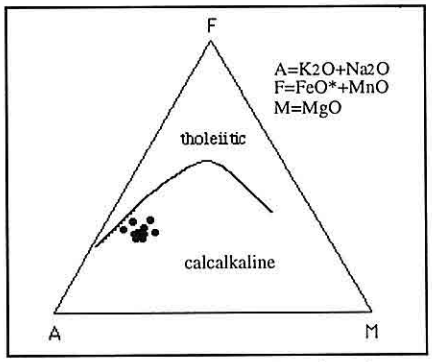


Figure 5. AFM diagram showing the composition of dacites. The thick line separates tholeiitic and calcalkaline compositions (Irvine and Baragar, 1971).

Table 3. Major oxides, trace elements, CIPW norms ve REE analyses of dacites.

Sam.No	242	242a	243a	268	269	270	271	265	Ar.Mean
SiO2	65.0	66.5	66.0	65.2	65.1	63.2	64.4	63.8	64.9
TiO2	0.3	0.3	0.3	0.4	0.5	0.4	0.6	0.5	0.4
Al2O3	16.5	17.0	17.0	15.8	15.9	15.7	16.9	16.8	15.4
FeO	1.9	1.9	1.4	0.8	0.9	1.8	0.9	0.6	1.4
Fe2O3	1.7	1.8	2.1	2.7	3.1	1.9	3.5	2.9	2.2
MnO	0.09	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1
MgO	1.3	1.5	1.4	1.4	1.6	1.7	0.7	0.8	1.6
CaO	3.8	3.0	3.2	3.9	3.7	3.7	2.5	3.4	4.9
Na2O	3.67	3.5	3.7	3.8	3.9	4.6	2.9	3.2	3.8
K2O	3.7	3.8	3.5	3.5	3.3	3.5	3.6	4.9	3.6
P2O5	0.17	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
CO2	0.58	0.3	0.4	0.3	0.3	0.3	0.2	0.1	0.3
H2O	1.1	0.6	0.9	0.7	0.9	1.0	0.9	0.7	0.8
TOTAL	99.8	100.5	100.3	99.4	99.8	99.9	99.4	99.7	99.8
Cr	30	51	101	44	51	30	52	101	59
Co	6	7	6	9	11	6	7	6	7
Ni	9	8	6	6.	9	6	5	5	6
Cu	16	14	5	bdl	15	6	3	5	7
Zn	40	39	41	40	39	37	32	41	39
Ga	20	20	17	20	19	18	20	18	19
Rb	148	147	181	138	149	137	160	181	159
Sr	583	582	501	542	584	545	431	507	528
Y	16	16	17	15	16	18	7	12	14
Zr	262	263	165	147	262	146	141	148	185
Nb				15	18	16	17	13	16
Ba	892	901	812	829	1003	892	901	813	898
La	32	31	25	38	38	33	33	24	34
Ce	51	54	47	57	54	51	54	48	52
Pb	26	27	45	30	27	28	27	47	33
U	bdl	bdl	bdl	0	bdl	bdl	4	1	1
Th	18	17	15	24	18	24	27	17	20
Ap	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4
iIl	0.6	0.6	0.6	0.8	0.9	0.8	1.1	1.0	0.7
Or	22.4	22.5	20.8	21.0	19.9	20.9	22.2	29.8	21.7
Ab	31.7	29.7	31.8	32.6	33.3	48.1	25.9	27.7	32.1
An	17.8	13.9	14.8	15.9	16.6	8.1	11.1	15.7	15.2
C	0.1	2.1	1.76	0.0	0.0	0.0	4.1	0.8	0.9
Mt	2.4	2.6	2.9	1.3	1.4	2.7	1.2	0.3	2.3
He	0.0	0.0	0.0	1.7	2.1	0.0	2.5	2.6	0.7
Di	0.0	0.0	0.0	1.9	0.6	7.4	0.0	0.0	1.2
Hy	4.9	5.0	4.0	2.7	3.9	1.7	1.8	2.0	4.1
Q	19.9	23.1	22.7	20.8	20.6	9.7	29.6	19.5	20.3
DI	72.6	68.0	72.3	74.4	73.9	78.8	77.7	77.1	73.4
NCI	7.9	8.2	7.6	8.5	8.9	12.6	6.6	5.9	9.0
NPC	31.0	31.8	31.8	32.9	33.3	14.4	29.8	35.1	31.9

Tablo 3'ün devamı

La	111.5	96.1
Ce	78.3	72.3
Pr	52.4	45.2
Nd	35.5	30.3
Sm	18.2	15.4
Eu	14.5	11.8
Gd	11.7	9.8
Tb	8.7	7.2
Dy	7.3	5.9
Ho	5.6	4.5
Er	5.8	4.5
Tm	5.2	4.2
Yb	5.8	4.3
Lu	5.2	4.0

Ar. Mean: Arithmetic mean
DI: Differentiation index
NCI: normative colour index
NPC: normative plagioclase composition

Coordinates of the analysed samples

242:	15200-37500	269:15675-37825
242a:	15250-37500	270:15475-37120
243a:	15450-37500	271:15650-37700
268:	15375-38025	265:13000-39250

Al_2O_3 shows little variation with increasing SiO_2, but TiO_2, CaO, MgO and Th decrease (Fig.6). Generally, K_2O, Al_2O_3, Sr, Nb and Y increase with increasing SiO_2 contents. These variations suggest that crystal fractionation of mafic minerals played a significant role in the genesis of the dacite (Peccerillo and Taylor, 1976). Depletion of CaO and MgO and enrichment of K_2O with increasing SiO_2 content reflect the crystallization of hornblende, plagioclase and pyroxene (Romick et al., 1992). The decrease in TiO_2 reflects crystallization of titaniferous magnetite (Barton and Huijsmans, 1986). The slight increase in Na_2O indicates that plagioclase was an important crystallizing phase. Generally, trace elements show considerable scatter on the variation diagrams. However, systematic trends are shown by most of the major elements and are broadly consistent with crystallization of the observed phenocryst phases in the rocks.

Dacites have relatively high La/Y and Nb/Y ratios, compared with typical calcalkaline orogenic suites (Gill, 1981). Lambert and Holland (1974) described J- and L- type trends, which lead respectively to depletion and enrichment in Y content in a calcalkaline series. The J- and L-trends have been used for hornblende, and pyroxene controlled differentiation trends respectively, as these minerals can be critical in determining trend direction. In the Y versus CaO plot (Fig. 7), the dacites plot on the Y depleted side of the standard calcalkaline trend as obtained by

pyroxene and plagioclase-dominated fractionation (Lambert and Holland, 1974). Thus, the rocks define a J-type trend suggesting hornblende controlled fractionation (Fig. 7).

Chondrite-normalized REE patterns of two dacite samples are shown in Fig. 8. The REE patterns are highly fractionated and slightly concave upward, exhibiting steep slopes with (La/Lu)N=21-22. There

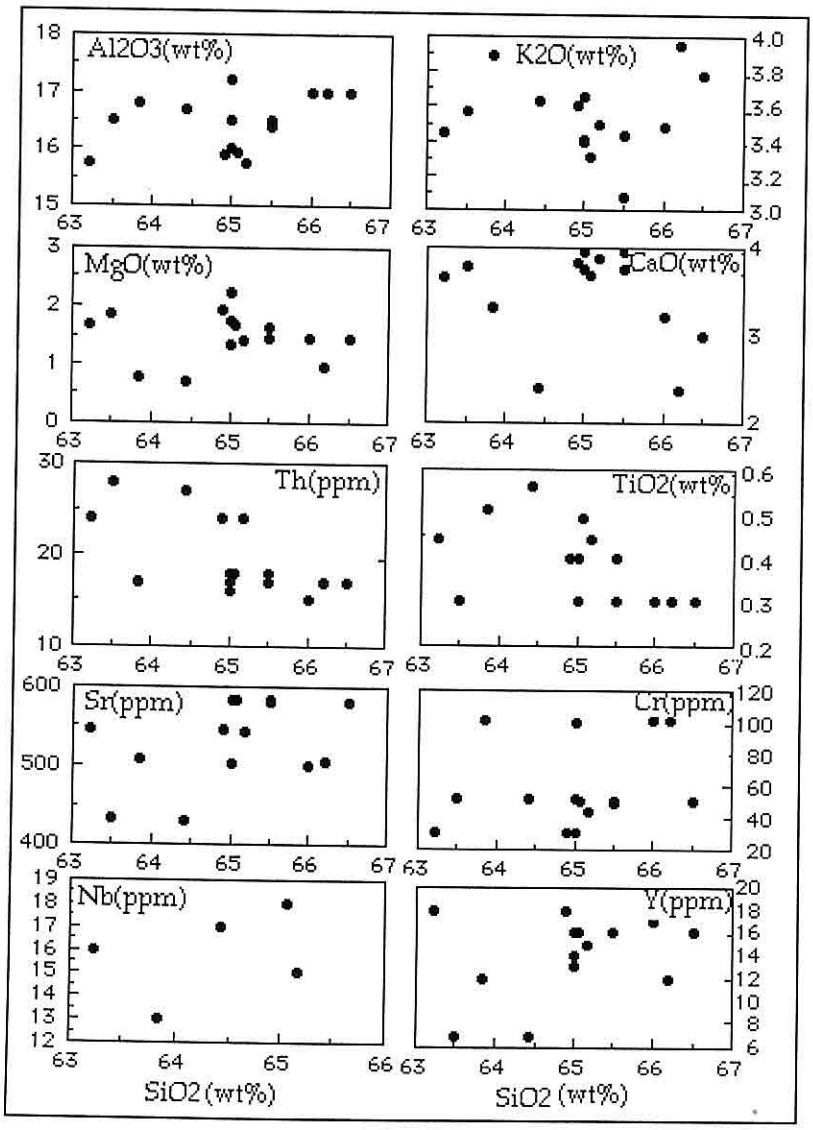


Figure 6. Harker diagrams showing variations of major and trace elements for dacites.

is no important Eu anomaly (Eu/Eu*=0.95). Generally, REE patterns are similar to those of orogenic calcalkaline suites (Gill, 1981). Trace element characteristics (e.g., low Y(7-18 ppm)) and depleted HREE patterns could be accounted for by extreme amphibole fractionation (Defant and Nielsen, 1990).

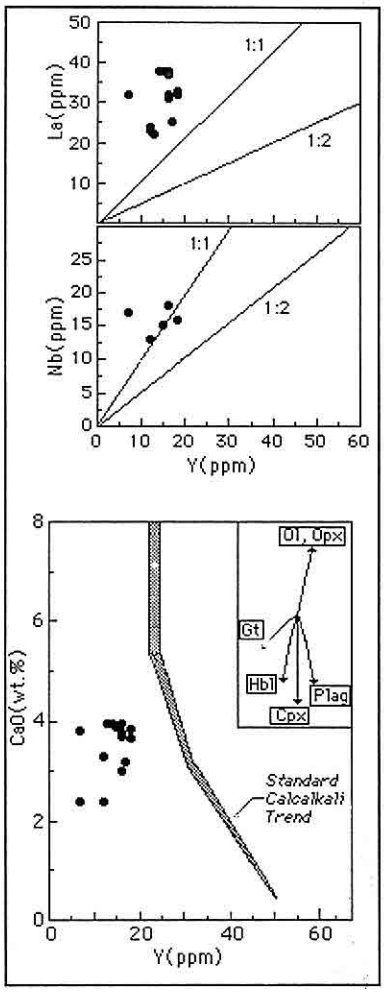


Figure 7. Y versus Nb, La and CaO plots for dacites. The standard calcalkaline trend is from Lambert and Holland (1974).

5. CONCLUSIONS

Dacites exhibit disequilibrium textures such as oscillatory zoning and sieve texture in plagioclase. Oscillatory zoning in plagioclase can be related to magma mixing (Hollister and Gancarz, 1971; Nakamura 1973). Sieve textures in plagioclase result from the dissolution of

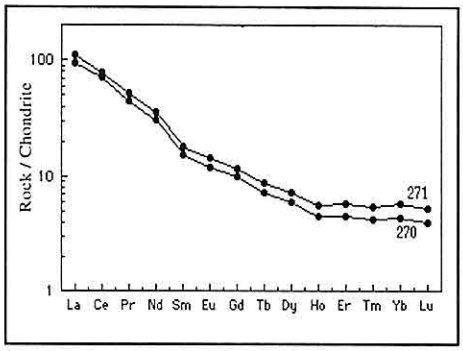


Figure 8. Chondrite-normalized rare earth element patterns for dacites. Chondrite normalizing values are from Boynton (1984).

plagioclase (Tsuchiyama, 1985) probably due to influxes of new magma.

Dacites have low to moderate concentrations of in Nb (15-18 ppm), Zr (141-263 ppm) and Y (7-18 ppm) and high Al, which are characteristics of orogenic calcalkaline associations (Gill, 1981). They also show REE patterns similar to that of the orogenic high - K calcalkaline lavas (Gill, 1981).

The geochemical data suggest that the dacites evolved mainly by fractional crystallization, possibly from an intermediate composition. The data are also consistent with a hydrous

crystallization assemblage in which hornblende was one of the primary phenocrysts and exerted a major control on the crystallization history particularly in the K-rich dacite, and probably formed by fractional crystallization from andesitic parental magmas. The Harker variation diagrams show that amphibole fractionation played an important role in the modification of the calcalkaline magma.

Finally, it is suggested that both crystal fractionation and magma mixing have been involved in the evolution of these dacites.

6. ACKNOWLEDGEMENTS

This research was carried out at the Department of Geology & Applied Geology, Glasgow University. I would like to thank R. Macdonald and C.M. Farrow who helped microprobe work, to J. Gallagher, D. Turner, M. Macleod and W. Higgison for the XRF chemical analyses and Scottish Universities research and Reactor centre for REE analyses.

7. REFERENCES

Anderson, A. T. J., 1976. Magma mixing: petrologic process and volcanological tool. Journal of Volcanology and Geothermal Research., 1, 3-33.

Barton, M., Huijsmans, P. P., 1986. Post-caldera dacites from the Santorini volcanic complex, Aegean Sea. Greece; an example of the eruption of lavas of near-constant composition over a 2,2 year period. Contrib. Mineral. Petrol., 94, 472-495.

Blundy, J. D. and Holland, J. B., 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. Contrib. Mineral. Petrol., 104, 208-224.

Boynton, W. W., 1984. Cosmochemistry of the rare elements.Rare Earth Geochemistry. Elsevier, Amsterdam, 63-107.

Defant, M.J. and Nielsen, R.L., 1990. Interpretation of open-system petrogenetic processes: phase equilibria constraints on magma evolution. Geochim. Cosmochim. Acta, 54, 87-102.

Ewart, A., 1979. A reviev of the mineralogy and chemistry of Tertiary-Recent dacitic, rhyolitic, and related salic volcanic rocks. Trondhjemites, Dacites, and Related Rocks. Elsevier., Amsterdam.

Ewart, A., 1982. The mineralogy and petrology of Tertiary-Recent oeogenic volcanic rocks: with special reference to the andesitic-basaltic compositional range. Oreogenic Andesites and Related Rocks. John Wiley, New York, 25-95 .

Gill, J. B., 1981. Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Springer, Berlin.

Hollister, L. S. and Gancarz, A. J., 1971. Compositional sector-zoning in clinopyroxene from the Narce area, Italy. Am. Miner., 56, 959-79.

Irvine, T. N. and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Can.J.of Earth Sci., 8, 523-548.

Jakes, P. and White, A. C. R., 1972. Major and trace elements abundances in

volcanic rocks of orogenic areas. Geol. Soc. Am. Bull., 83, 29-40.

Johnson, M. C.and Rutherford, M. J., 1989. Experimental calibration of the aluminum in hornblende geobarometer with application to Long valley caldera (California) volcanic rocks. Geology., 17, 837-841.

Kuo, L. and Kirkpatrick, R.J., 1982. Pre-eruption history of phyric basalts from DSDP legs 45 and 46: evidence from morphology and zoning patterns in plagioclase. Contrib. Mineral. Petrol., 79, 13-27.

Kurt, H., 1994. Petrography and geochemistry of the Kadınhanı (Konya) area, Central Anatolia, Turkey. PhD Thesis (Unpublished), Glasgow University, UK., 191pp.

Lambert, R. S. J. and Holland, J. G., 1974. Yttrium geochemistry applied to petrogenesis utilizing calcium Yttrium relationships in minerals and rocks. Geochim. Cosmochim. Acta., 38., 1393-1414.

Leake, B. E., 1978. Nomenclature of amphiboles. American Mineralogist, 63, 1025-1052.

Loomis, T. P., 1982. Numerical simulations of crystallization processes of plagioclase in complex melts: The origin of major and oscillatory zoning in plagioclase. Contrib. Mineral. Petrol., 81, 219-229.

Murray, R. W., Buchholtz Ten Brink, M. R., Gerlach, D. C., Russ, G. P., III, and Jones, D. L., 1991a. Rare earth, major and trace elements in chert from the Franciscan complex and Monterey Group, California: Assessing REE sources to fine-grained marine sediments. Geochim. Cosmochim. Acta., 55, 1875-1895.

Nakamura, N., 1973. Origin of Sector-zoning in igneous clinopyroxenes. Am.Min., 58, 986-990.

Nixon, G.T. and Pearce, T. H., 1987. Laser-interforometry study of oscillatory zoning in plagioclase: The record of magma mixing and phenocrysts recycling in calc-alkaline magma chambers, Iztaccihuati volcano, Mexico. American Mineralogist., 72, 1144-1162.

Pearce, T. H. and Kolisnik, A. M., 1990. Observations of plagioclase zoning using interference imaging. Earth Science Reviews, 29, 9-26.

Peccerillo, A. and Taylor, S. R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contrib. Mineral. Petrol., 58, 63-81.

Romick, Jay. D., Kay, S. M., and Kay, R.W., 1992. The influence of amphibole fractionation on the evolution of calc-alkaline andesite and dacite tephra from the Central aleutions, Alaska. Contrib. Mineral. Petrol., 112, 101-118.

Schumacher, J. C., 1991. Empirical ferric iron correction: necessity, assumptions, and effects on selected geothermobarometers. Mineralogical Magazine, 55, 3-18.

Sibley, D. F., Vogel, T. A., Walker, B. M. and Byerly, G., 1976. The origin of oscillatory zoning in plagioclase :A diffusion and growth controlled model. American Journal of Science., 276,

275-284.

Spear, F. S. and Kimball, K., 1984. RECAMP-A FORTRAN 4 program for estimating Fe+3 contents in amphiboles. Computers Geosci., 10, 317-325.

Tsuchiyama, A., 1985. Dissolution kinetics of plagioclase in melt of the system diopsite-albite-anorthite and the origin of dusty plagioclase in andesites. Contrib. Mineral. Petrol., 84, 1-16.

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 1996 SAYI 28 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

THE EVALUATION OF KARSTIC AQUIFER RECHARGE FROM SPRING HYDROGRAPHS; KAZANPINARI SPRING (ELMALI POLJE, ANTALYA)

Mehmet ÇELİK
Ankara U., Geological Engineering Department, Ankara/Turkey
Mustafa AFŞİN
Niğde U., Geological Engineering Department, Aksaray/Turkey

ABSTRACT: *Karstic spring hydrographs have been useful tools in providing valuable information about the recharge, discharge, and flow processes of karstic aquifer systems. In this study, spring discharge coefficients were evaluated based on recession periods of spring hydrographs using Maillet (1905) approach and a mean value of 16 years were evaluated as 6.92 10^{-3} day^{-1}. Recharge of alloctonous karstic limestone aquifer were estimated using monthly discharge of Kazanpınarı spring and dynamic reserve changes in the hydrology year and annually average recharge was evaluated as 76.66 10^6 m^3. Ground water recharge is affected by such parameters as the precipitation per unit area and its seasonal distribution; size of recharge area of the aquifer; air temperature; hydraulic conductivity of aquifer; the type of aquifer, and other factors.*

KAYNAK HİDROGRAFLARINDAN KARSTİK AKİFER BESLENMESİNİN DEĞERLENDİRİLMESİ; (ELMALI POLYESİ, ANTALYA)

ÖZET: *Karstik kaynak hidrografları değerlendirilerek, karst akifer sistemlerinin beslenme, boşalım ve akış şekilleri hakkında önemli bilgiler sağlanmaktadır. Burada, kaynak hidrograflarının düşüş dönemlerinden yararlanarak Maillet' e (1905) göre kaynağın boşalım katsayıları hesaplanmış ve 16 yıllık ortalaması 6,92 10^{-3} gün ^{1} olarak bulunmuştur. Kazanpınarı kaynağının aylık boşalımlarından ve su yılındaki dinamik rezerv değişimlerinden yararlanarak allokton karstik kireçtaşı akiferinin beslenmesi tahmin edilmiş olup yıllık ortalaması 76,66 10^{6} m^{3}' tür. Yeraltı suyu beslenmesi; alana düşen yağış miktarı ve mevsimsel dağılımına, akiferin beslenme alanı büyüklüğüne, hava sıcaklığına, akiferin geçirimliliği ve akifer tipi vb faktörlere bağlıdır.*

1. INTRODUCTION

Kazanpınarı spring is located in Elmalı Polje in southwest Turkey (Figure 1), about 120 km west of Antalya. It is located between $36^0 30/00^{//}$-$36^0 48/00^{//}$ latitudes (North) and $30^0 00/00^{//}$ - $29^0 37/30^{//}$ longitudes (East).

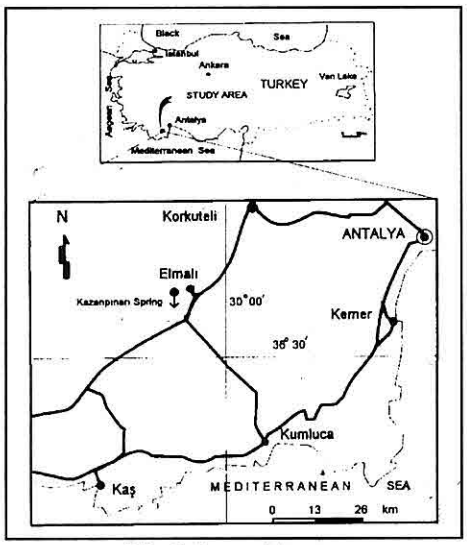


Fig.1. Location maps

Kazanpınarı spring issues from the Fethiye-Elmalı nappe which is thought to have been formed by overthrusting of karstic limestones onto the impermeable units of Gömbe group, composed mainly of shale, marl, siltstone, sandstone, and conglomerate of Tertiary (Middle Eocene - Lower Miocene) age. Allochthonous limestones consist of limestones of the Eskişehir and Gülbahar groups as well as olistostromal melange. There are local impervious levels in the melange units (Çelik, 1994). Mosaic type of aquifers have been formed due to the tectonic activities in the pervious limestones and interconnected impervious levels (Yevjevich, 1985). The age of these units is Upper Triassic - Upper Cretaceous. Dolines, swallow holes, sinkholes, caves, lapies, karren, and irregular karst structures are often observed in limestones. The velocity of ground water flow in allochthonous limestones was found to be 31 m h^{-1} using fluorescein dye test (DSİ, 1992). The catchment area of Kazanpınarı spring is about 150 km^2.

Spring discharge hydrographs provide information about the porosity and the storativity of aquifer; the flow, discharge, recharge and the yield of ground water. Several studies to mention on the subject are Şahinci (1973); Canik (1973); Milanovic (1981); Yevjevich (1986); Bonacci (1987 and 1993); Korkmaz (1988 and 1990); Padilla et al. (1994); Rutgedle and Daniel (1994) and Tallaksen (1995).

This study aims at evaluating the recharge of Kazanpınarı spring according to Maillet (1905) approach using the spring discharge hydrographs.

2. APPLICATION OF METHOD

The discharge of Kazanpınarı spring in the actual flow regime for the 16 year-dry period (1975 and 1977 to 1991) was computed using Maillet approach. According to Maillet, the discharge of a spring in the actual regime is computed by the following equation:

$$Q_t = Q_0 \, e^{\alpha t} \qquad (1)$$

where Q_0 and Q_t are the discharge

values at the beginning and end of the recession period, respectively (Fig 2 and 3) and α is recession coefficient. Dynamic reserve of the aquifer in the dry period was computed using the following equation:

$$V = \frac{Q}{\alpha} \quad 86400 \qquad (2)$$

where V is storage capacity or dynamic reserve (m^3), Q is ground water discharge ($m^3\ s^{-1}$) and α is recession coefficient (day^{-1}).

The dynamic reserve for a particular period was computed using the discharge values at the beginning (Q_o) and end (Q_t) of the same period based on the

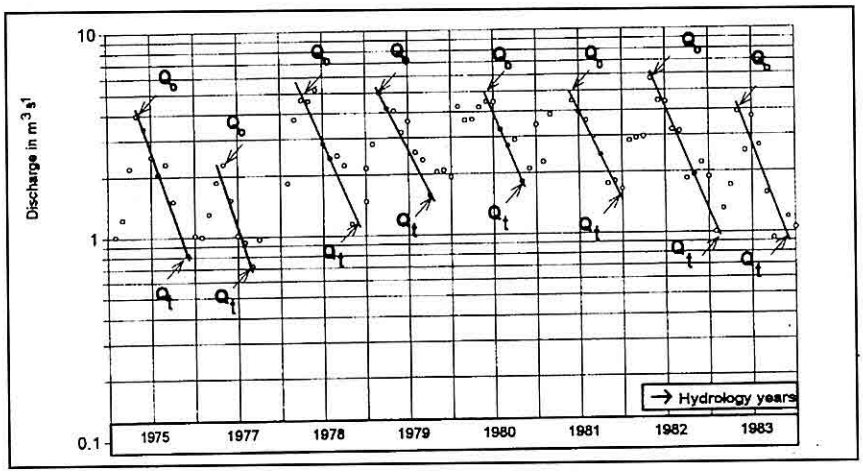


Figure 2. Recession hydrograph analysis for Kazanpınarı spring

discharges as represented by a single curve which is based on the recession coefficient as follows:

$$\Delta V = \frac{Q_0 - Q_t}{\alpha} \quad 86400 \qquad (3)$$

Different characteristics of discharge hydrographs indicate that karstic aquifers have different catchment areas and different effective porosities (Bonacci, 1987; 1993).

The recharge ratio of an aquifer for a specific period ($\Delta t = t_o - t_1$) can be computed using discharges measured at the end (t_1) and beginning (t_o) of dynamic reserve (Korkmaz, 1990):

$$V_1 = V_0 + R - Q \qquad (4)$$

where V_1 is dynamic reserve at the end of that particular period t_1, (m^3), Vo is dynamic reserve at the beginning of that particular period to, (m^3), R is ground water recharge for the specified period Δt, (m^3) and Q is ground water discharge for the specified period Δt, (m^3).

The discharge of ground water through a hydrology year could be computed using spring hydrographs (Fig 4). The difference between dynamic reserves at the end of hydrology year indicate the

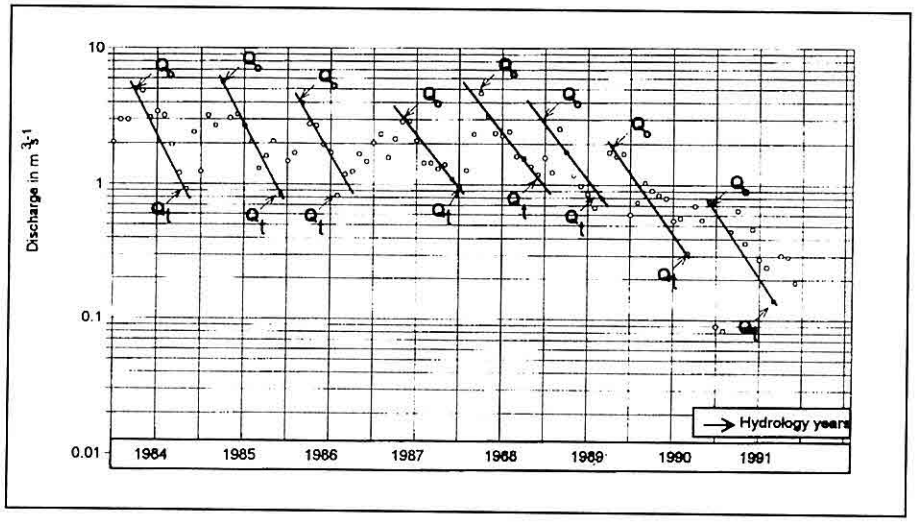


Figure 3. Recession hydrograph analysis for Kazanpınarı spring

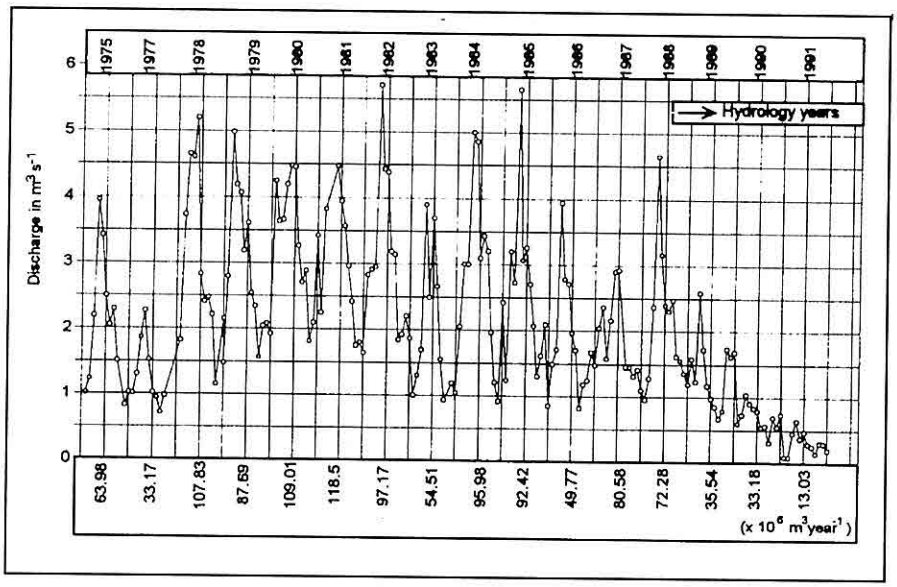


Figure 4. Hydrograph of Kazanpınarı spring

water change in the dynamic reserve (ΔV). The ratio of ground water recharge for a hydrology year is determined by the following equation (Korkmaz, 1990):

$$R = Q \pm \Delta V \qquad (5)$$

where R is recharge ratio of ground water for a hydrology year (m^3), Q is discharge

ratio of ground water for a hydrology year (m^3) and ΔV is the change in dynamic reserve for a hydrology year (m^3).

3. EVALUATION OF GROUND WATER RECHARGE

The climate in the vicinity of Kazanpınarı spring is dry and hot in summer and rainy and warm in winter. The average precipitation for the study area is 518.9 mm per year. The highest ratio of rainflow is observed in December, January, and February (Çelik, 1994). The discharge of Kazanpınarı spring has been measured since 1966. The average monthly discharges of the spring for the years 1975 through 1991 (excluding 1976) are presented in Table 1. The measurements for the year 1976 turned out to be insufficient. The hydrology years are represented by only one segment (Figs. 2 and 3).

The segment represent different stages in the outflow process, and a physically based short-term or seasonal variation in the recession behavior adds to the problem of deriving a characteristic recession (Tallaksen, 1995). Kazanpınarı spring has the highest runoff coefficient ratios in the months March through May and the lowest highest runoff coefficient in the months October through December (Fig 4). The recession coefficients of the spring for each hydrology year computed using the Maillet approach resulted in 7.72 10^{-3} day^{-1}. A similar procedure was employed by Korkmaz (1990) for Kırkgöz springs and he computed the average discharge coefficient to be 4.05 10^{-3} day^{-1} . The Ombla spring (Dubrovnik-Croatia) performs a three - segment discharge curve and has values of $\alpha 1$=1.3 10^{-1}, $\alpha 2$= 3.78 10^{-2} and, $\alpha 3$= 5.8 10^{-3} day^{-1} using Maillet approach (Milanovic, 1981). It was found that the

Table 1. Average monthly discharge (m^3 s^{-1}) of Kazanpınarı spring

Hydrology years	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May.	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.
1975	1.012	1.232	2.134	3.953	3.414	2.496	2.053	2.293	1.510		0.819	1.017
1977	1.005	1.303	1.860	2.273	1.524	1.014	0.942	0.719	0.970			
1978	1.823	3.733	4.652	4.601	5.204	2.830	2.414	2.473	2.215	1.151	1.250	1.480
1979	2.794	4.991	4.191	4.072	3.190	3.612	2.541	2.347	1.575	2.047	2.079	1.927
1980	4.252	3.638	3.663	4.203	4.474	4.458	3.262	2.713	2.886	1.817	2.100	3.424
1981	2.253	3.833			4.478	3.946	3.571	2.963	2.426	1.758	1.808	1.653
1982	2.828	2.912	2.952	5.706	4.434	4.357	3.184	3.143	1.850	1.924	2.210	1.873
1983	1.004	1.311	1.702	3.906	2.499	3.700	2.863	1.560	0.931		1.189	1.046
1984	2.057	3.004	3.000	5.001	4.862	3.100	3.428	3.204	1.963	1.206	0.920	2.430
1985	1.240	3.198	2.728	5.654	3.069	3.260	2.706	2.073	1.306	1.622	2.090	0.854
1986	1.493	1.717	3.941	2.783	2.714	1.971	1.709	0.822	1.184	1.246	1.680	1.481
1987	2.041	2.367	1.587	2.166	2.904	2.929	2.109	1.454	1.452	1.314	1.413	1.094
1988	0.958	1.279	2.372	4.120	3.181	2.400	2.307	2.471	1.622	1.561	1.364	1.193
1989	1.588	1.235	2.592	1.736	1.171	0.979	0.856	0.676	0.794	1.743	1.621	1.697
1990	0.602	0.740	1.043	0.910	0.840	0.797	0.546	0.566	0.313	0.698	0.551	0.746
1991	0.090	0.083	0.453	0.6-7	0.373	0.474	0.284	0.249	0.140	0.304	0.294	0.191

recharge and discharge ratios of ground water turn out to be very close to each other (Table 3). According to Maillet approach, the relationship between recharge and discharge is illustrated in Fig 5.

Table 2. Recession hydrograph analysis for Kazanpınarı spring

Hydrology Years	Selected interval t, days	Q_s $m^3 s^{-1}$	Q_t $m^3 s^{-1}$	Recession coefficient α (day^{-1})
1975	210	4.25	0.80	7.95
1977	150	2.30	0.70	7.94
1978	210	4.80	1.20	6.61
1979	225	5.00	1.60	5.07
1980	135	4.50	1.85	6.59
1981	210	4.50	1.65	4.78
1982	170	5.80	1.91	6.54
1983	90	3.90	0.90	8.15
1984	210	5.00	0.92	8.06
1985	180	4.00	1.00	7.71
1986	195	4.00	1.00	7.11
1987	150	2.90	1.30	5.35
1988	270	3.80	0.95	5.14
1989	135	1.74	0.60	7.88
1990	165	1.00	0.32	7.01
1991	135	0.66	0.20	8.85
Average recession coefficient			($x 10^{-3}$)	6.92

The recharge of ground water from a river evaluated through modeling and analytical studies yield similar results, however, the modeling studies are more reliable because they eliminate the human introduced errors in calculations. The amount of water that can be pumped from aquifers could be estimated using the baseflow and quickflow through spring hydrographs (Padilla et al.,1994).

4. CONCLUSION AND DISCUSSION

A series of analyses were carried out to evaluate the recharge of a karstic aquifer using the recession part of discharge hydrographs of Kazanpınarı spring. The average recession coefficient of the spring for the 16 year period was computed to be 6.92 10^{-3} day^{-1} using Maillet. The average annual discharge of the spring for the period 1979 to 1990 is 77.22 10^6 m^3. The average annual recharge is 76.66 10^6 m^3. The annual recharge and discharge of the spring are severely affected by the decrease of rainfall towards the end of the examination period (Table 3).

Table 3. Kazanpınarı spring hydrograph analysis

Hydrology years	November Discharges Q_n Q_n ($m^3 s^{-1}$)	Dynamic reserve V V_1 ($x10^6 m^3$)	Dynamic reserve changes, ΔV ($x10^6 m^3$)	Discharge Q ($10^6 m^3$)	Recharge R ($x10^6 m^3$)
1979	1.250 2.079	21.30 35.43	+ 14.13	87.69	101.82
1980	2.079 2.100	27.26 27.53	+ 0.27	109.01	109.28
1981	2.100 1.806	37.98 32.66	- 5.26	116.50	113.22
1982	1.806 2.210	23.89 29.20	+ 5.31	97.17	102.48
1983	2.210 1.189	23.43 12.60	-10.83	54.51	43.68
1984	1.189 0.920	12.75 9.86	- 2.89	95.98	93.09
1985	0.920 2.090	10.31 23.42	+13.11	92.42	105.53
1986	2.090 1.660	25.40 20.42	- 4.98	49.77	44.79
1987	1.660 1.413	27.13 22.82	- 4.31	80.58	76.27
1988	1.413 1.364	23.75 22.93	- 0.82	72.28	71.46
1989	1.364 1.621	14.96 17.77	+ 2.81	35.54	38.35
1990	1.621 0.551	19.98 6.79	- 13.19	33.18	19.99
Total Average			-0.67	926.83 77.22	919.96 76.66

The recession curves of Kazanpınarı spring are represented by one type recession coefficient. α, which is an indication of one type of porosity or homogeneity in the aquifer. Thus, the karstic aquifer in the allochthonous limestones is very likely to have one type of porosity. Due to the value of recharge coefficient no type of known porosity was estimated in such studies. On the other hand, with relatively decreasing values of α coefficient (from 10^{-2} toward 10^{-5} day^{-1}) from channel porosity to the crack porosity. As it is seen clearly that

this is an uncertain matter could be discussed on it.

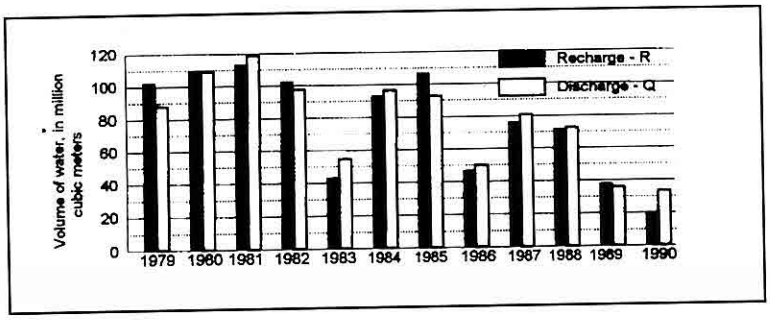


Figure 5. Recharge and discharge for Kazanpınarı spring

5. REFERENCES

Bonacci, O., 1987. Karst hydrology. Springer-Verlag, Heidelberg, Germany.

Bonacci, O., 1993. Karst springs hydrographs as indicators of karst aquifers. Hydrol., Sci., J., 38(1(2))., 51-62.

Canik, B., 1973. Discharge of Bolu-Gökpınar karstic spring. Altınlı Symposium, 57-63.

Çelik, M., 1994. Investigation of hydrogeology of Antalya-Elmalı polje and geotechnical emplacement of Çayboğazı Dam. Ph.D. Thesis, Ankara University Graduate School of Natural and App., Sci., Dept., of Geo., Eng., p. 268, (Unpublished).

DSI (State Hydraulic Works of Turkey)., 1992. Tracing experiment report for Elmalı-Kazanpınarı-Girdev area.

Korkmaz, N., 1988. Precipitation - groundwater level relationship and its effect on groundwater springs projects. DSI Publ. No. 983, p.114.

Korkmaz, N., 1990. The estimation of groundwater recharge from spring hydrogr., Hydrol., Sci., J., 35(2(4))., 209-217.

Milanovic, P.T., 1981. Karst hydrogeology. Water Resources Publications, Littleton, Colorado.

Padilla, A.,Pulido-Bosch,A., and Mangin,A., 1994. Relative importance of baseflow and quickflow from hydrographs of karst spring. Ground water, Vol.32., No.2., 267-277.

Rutledge, A.T. and Daniel, III, C.C., 1994. Testing an automated method to estimate ground-water recharge from streamflow records. Ground water, Vol.32.,No.2., 180-189.

Şahinci, A., 1973. An investigation of some karstic springs' discharge coefficients around Manisa-Akhisar. IV. Bilim Kongresi, 1-21.

Tallaksen, L.M., 1995. A review of baseflow recession analysis. J. Hydrol., 165., 349-370.

Yevjevich, V., 1986. Specificities of karst water resource. In: Karst water resources., Proc., Ankara-Antalya Symp., 1985 (ed. Günay, G.& Johnson, A.I.), IAHS Publ. No. 161., 3-26.

YERB L MLER | HAZ RAN | 1996 | SAYI | 28 | ISSN 1019-1003
GEOSOUND | JUNE | | NO |

KAYAÇ İNCE KESİTLERİNDE MİKROMORFOMETRİK MİNERAL ANALİZİ VE X-IŞINLARI KIRINIMI İLE KARŞILAŞTIRILMASI

Cumali KARAMAN
Ç. Ü., Toprak Bölümü, Adana/Türkiye
Fuat AKAT, Fikret İŞLER
Ç.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana/Türkiye

ÖZET: *Bölgemizde bulunan Delihalil formasyonu bazaltik tüfleri ve masif bazalt kayaçları farklı kullanımları nedeniyle başta jeolog ve tarımcılar olmak üzere birçok bilim dalının dikkatini çekmektedir. Söz konusu materyallerin farklı iki formundan hazırlanan incekesitlerde polarize mikroskoba bağlı görüntü analizörü kullanarak, gözenek ve minerallerin nicel olarak analizleri belirlenmiştir. Ayrıca X-Işınları kırınımları ile kil ve kum boyutlu parçacık analizleri yapılarak mikroskop çalışmaları desteklenmiştir.*

Elde edilen mikromorfometrik analiz sonuçları aynı kayaç örneklerinin x-Işınları kırınımları sonuçlarıyla karşılaştırılmıştır. çalışılan her iki yöntemde mineral yüzdelerinde benzer artış ve azalış desenleri gözlenmiştir. Ancak, görüntü işleme metodlarıyla mineral ve gözeneklerin alan, sayı, çevre ve yönelimlerinin farklı büyütmelerde duyarlı olarak ölçülmesi, kayaçların anadoku gibi fiziksel özellikleri hakkında da bilgiler vermektedir.

A COMPERASION OF MICROMORPHOMETRIC AND X-RAY DIFFRACTION MINERAL ANALYSES

ABSTRACT: *Since the basaltic tephra has variable application fields science branches especially Geologist and Pedologist give importance on this material. This material is widely distributed in Osmaniye region. The quantitative analysis were done on thin section of these material by using image analyser. Moreover the microscopy studies were supported with the XRD studies.*

A linear relation was observed in the mineral amounts of micromorphometric and XRD studies. However, the mineralís and poreís area amount and orientation were measured more precisely by image analyser. Thus, it could be possible to interpret some physical parameters such as matrix and fabric of the rocks

1. GİRİŞ

Bilgisayar ve teknolojik gelişmelerden bilimsel araştırmalar da payını almaktadır. Daha önceleri yorucu ve oldukça zaman alan analizler anılan gelişmeler sonucunda daha kolay yapılır hale gelmiştir.

Son yıllarda uzaktan algılama sistemlerinde kullanılan görüntü sınıflandırma ve işleme metodları ile mikroskoptan veya direk olarak ince kesitlerden alınan görüntüler işlenerek görünümlerin alanları, büyüklüğü, şekli, oryantasyonları ölçülebilmektedir. özellikle gelişmiş ülkelerde gama ışınları ile optik düzlük sağlanarak, 1(m kadar inceltilen yüzeyi kapatılmamış incekesitlerden yüksek büyütmeler sonucunda alınan görüntülerden makro ve mikro elementlerin nicel analizleri yapılmaktadır.

Görüntü işleme metoduyla, gözenek ölçümü ile ilgili ilk çalışmalar, pedolojik görünümlerin el nokta sayıcıları (point counting) kullanarak saptanması (Chayes, 1949) daha sonra görünümlerin fotoğrafları üzerinde kartoğrafik ölçümlerin yapılması (Jongerius, 1957), günümüzde de elektron tarama görüntülerine bağlı olan görüntü analizörü (Quantimet 720) aletini kullanarak ince kesitlerde gözeneklilik ölçümlerininin yapılması biçiminde olmuştur. Görüntü analizörü ile ilk ayrıntılı gözenek ölçümleri ısmail (1975) tarafından yapılmıştır. Terribile ve FitzPatrick (1995)íde görüntü işleme yöntemlerinimikromorfolojik özelliklerin tanımlanmasında kullanmışlardır.

Ülkemizde yürütülen ayrıntılı ilk mikromorfometrik çalışmalarda, Kapur ve diğ. (1996), Karaman ve diğ. (1996 a, b,c) mikromorfometrik yöntemlerle toprak yapısı, toprak gözenek karakteristikleri ve toprak pedlerini saran çeşitli kütan alanlarını nicel olarak ölçmüşlerdir.

Çalışma sahasının büyük kısmında yayılım gösteren ve çok geniş alanlar kaplayan bazalt lav akıntıları Delihalil tepe volkan konisi ile birlikte Domuztepe, Kocahama tepe ve Tüysüz Tepe gibi tali konilerden yayılmıştır. Adı geçen formasyonun Delihalil tepe olması nedeniyle, Doyuran (1980) ve Bilgin ve Ercan (1981) tarafından Delihalil Formasyonu olarak adlandırılmıştır.

Bilgin ve Ercan, (1981) Osmaniye Delihalil tepesi kayaçlarının gözenekli ve intergranüler porfirik dokuya sahip olduklarını açıklamışlardır. Aynı araştırcılar tüflerin hamur maddesinde mikro oluşumlar halinde opak mineraller çok az da kalsit gözlemişlerdir. Opak minerallerin yer yer demirli olduklarını ve seyrek ojit, olivin fenokristalleri içerisinde de inklüzyonlar halinde biyotitlerin varlığını saptamışlardır.

Yaman, (1990) olivinli ve piroksenli bazalt olarak tanımladığı tüflerin bol miktarda gaz boşluğu içerdiğini, toplam gözenekliliğin %40-50 arasında olduğunu ve boşluklar arasında küçük plajiyoklas mikrolitleri ile fenokristal ve mikrogranül taneler halinde olivin-piroksen içerdiklerini saptamıştır.

Sakarya, (1992) Delihalil tepesinden aldığı tüflerde yaptığı polarize mikroskop

ve tarama elektron mikroskobu çalışmalarıyla, tüflerin çoğunlukla volkanik cam ve kısmende feldispat ve sferoyidal hematit minerallerini içerdiklerini saptamıştır. Ayrıca kil minerallerinden kaolinit ve illitin yaygınlığını ve Ca içeriklerinin düşük Fe içeriklerinin yüksek olduğunu vurgulamıştır.

İşler ve Pelen (1995) Delihalil bölgesinde yaptıkları çalışmalarda bazaltları petroğrafik ve hidrojeolojik olarak incelemişlerdir. Araştırma sonuçları, bazaltların üç ayrı fazda gelişmiş olduklarını ve bol miktarda gaz boşluklu olduklarını belirterek mikrolitik plajiyoklas, otomorf olivin ve ojit feno kristallerini içerdiklerini ve ikinci fazda gelişen bazaltlardaki olivinlerin iddingisitleşmiş olduğunu ve bazı boşluklarında ikincil minerallerce doldurulmuş olduğunu ortaya koymuştur.

2. MATERYAL VE METOD

2.1. Materyal

Bu araştırmada materyal olarak kullanılan Delihalil Bazalt kayaç ve tüfleri Adana ili Osmaniye ilçesinin kuzeyinde çataklı ve Mustafabeyli kasabalarının ortasında yer almaktadır. Araştırma örnekleri arazide gözlenen gözenekli (piroklastik materyal) ve masif bazaltlardan alınmıştır.

2.2. Metod

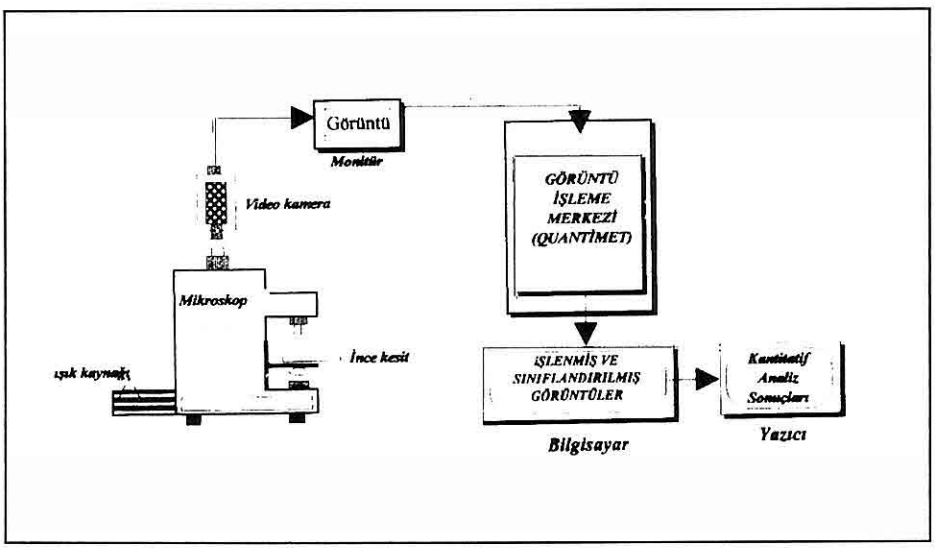
2.2.1. Mineralojik Analiz Metodları

Jackson (1975)' a göre Mg ile monoiyonize edilerek hazırlanan kil mineralleri 3-13 (2θ, birincil mineral analizleri için, öğütülüp özel tutuculara yerleştirilen toz örneklerinde tüm kayaç birincil mineral gelişimi için 8-40 (2() arasındaki açılarda x-ışınları ile taranmıştır. Ayrıca mineral doruk yükseklikleri kullanılarak yarı, nicel mineral analizleri yapılmıştır.

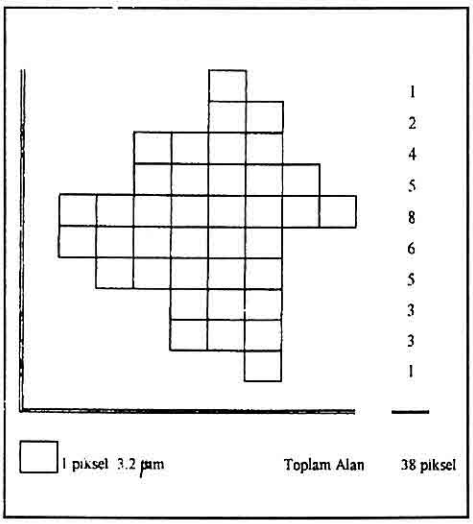
2.2.2. Quantimet 520 (Görüntü Analizörü) Analiz Metodu

Mikromorfolojik ve mikromorfometrik analizlerin yapılabilmesi için, jeolojik boyutlarda hazırlanan ince kesitlerde polarizan mikroskoptan alınan görüntülerde Quantimet 520 (görüntü analizatörü) ile mineral ve gözenek büyüklük dağılım ve sayısı ölçülmüştür.

Görüntü anilazörünün analiz prensibi basit olarak, mikroskoptaki görünümler video kameralarla alınarak manyetik kartlar üzerine kaydedilmektedir (Şekil 1). Kaydedilen görüntülerin kontrastlarına ve/veya parlaklık düzeyi değerlerine göre sınıflandırılan alanlar poligonize edilmektedir. Daha sonra poligonlara düşen pikseller ölçülmektedir (Şekil 2). ölçüm duyarlılığı, büyütme ve ölçülen objenin biçimine bağlı olmakla bereber (3 pikseldir. Kalibrasyon için her pikselin mikroskop büyütmesine bağlı olarak gerçek değerleri standart lamlarla ayarlandıktan sonra bilgisayarda grafik ve istatiksel hesaplamalar yapılmaktadır. 25 büyütmede bir piksel 3.2μm olarak ölçülmüştür. ıstenirse sınıflandırılan görüntülerde kontrast için yapay renklendirme (false color) yapılabilmektedir.



Şekil 1. Görüntü analizörünün şematik görünümü



Şekil 2. Görüntü analizörünün alan ölçme prensibi

3. ARAŞTIRMA BULGULARI ve TARTIŞMA

Formasyona ismini veren Delihalil Tepe bir volkanik baca kompleksi halinde olup, volkanizmanın bölgedeki en belirgin yerini oluşturmaktadır. Delihalil tepede birkaç Volkan ağzı yerleşik halde koniyi oluşturmaktadır. Tipik olan bu yerde tutturulmamış piroklastik parçalar birikim biçiminde görülür. Delihalil tepeyi oluşturan piroklastik parçalar gaz boşluklu, ve çok hafif olup bir kısım gaz boşluklarının birbiriyle bağlantılı olduğu gözlenmiştir. Piroklastik materyallerin fiziksel görünümü; genellikle köşeli, tane boyları 0.5-10 cm arasında yer yer daha büyük parçalarıda içermektedir. Ancak ortalama tane boyu 5-6 cm arasındadır. Piroklastikler içerisinde boyutları 10-20 cm arasında masif özellikte tipik volkan bombaları ve daha büyük bazalt bloklarına rastlanılmaktadır. çalışma örnekleri bazaltik tüf ve bazalt bloklarından alınmıştır.

3.1. Polarize Mikroskop Analizleri

Delihalil tepesini oluşturan kayaç örneklerinin ince kesitleri üzerindeki polarize mikroskop ve görüntü analizörü ile saptanan sonuçlar aşağıda verilmiştir.

Plajiyoklas: Her iki kesitte de yaygın olan minerali oluşturmaktadır. Çok küçük iğnemsi mikrolitler şeklinde, çok taze görünümlü olup, her hangi bir ayrışma gözlenmemiştir.

Olivin: Her iki kesitte de iri fenokristaller şeklinde ve hamurda küçük kristaller şeklinde bol miktarda görülürler. Ayrıca yer yer mikrogranüler şeklinde gözlenirler. ıri tanelerin ilk önce oluşmaları nedeniyle genellikle otomorf şekillidirler ve düzensiz kırık ve çatlaklı olmaları ve yüksek röliyefleri nedeniyle dikkati çekerler.

Ojit: Plajiyoklastan sonra ikinci yaygın mineraldir. Bunlar olivinin tersine çok küçük taneler şeklinde hamurda bolca görülürler. Olivinler fenokristaller şeklinde gözlenirken, piroksenler çok küçük kristaller şeklinde saptanmıştır.

Opak Mineraller: Genellikle düzgün kenarlı ve küçük taneler şeklinde yagın olarak saptanmışlardır. Bunların manyetit oldukları yapılan X-Işınları kırınımları analiz sonuçlarıyla desteklenmiştir.

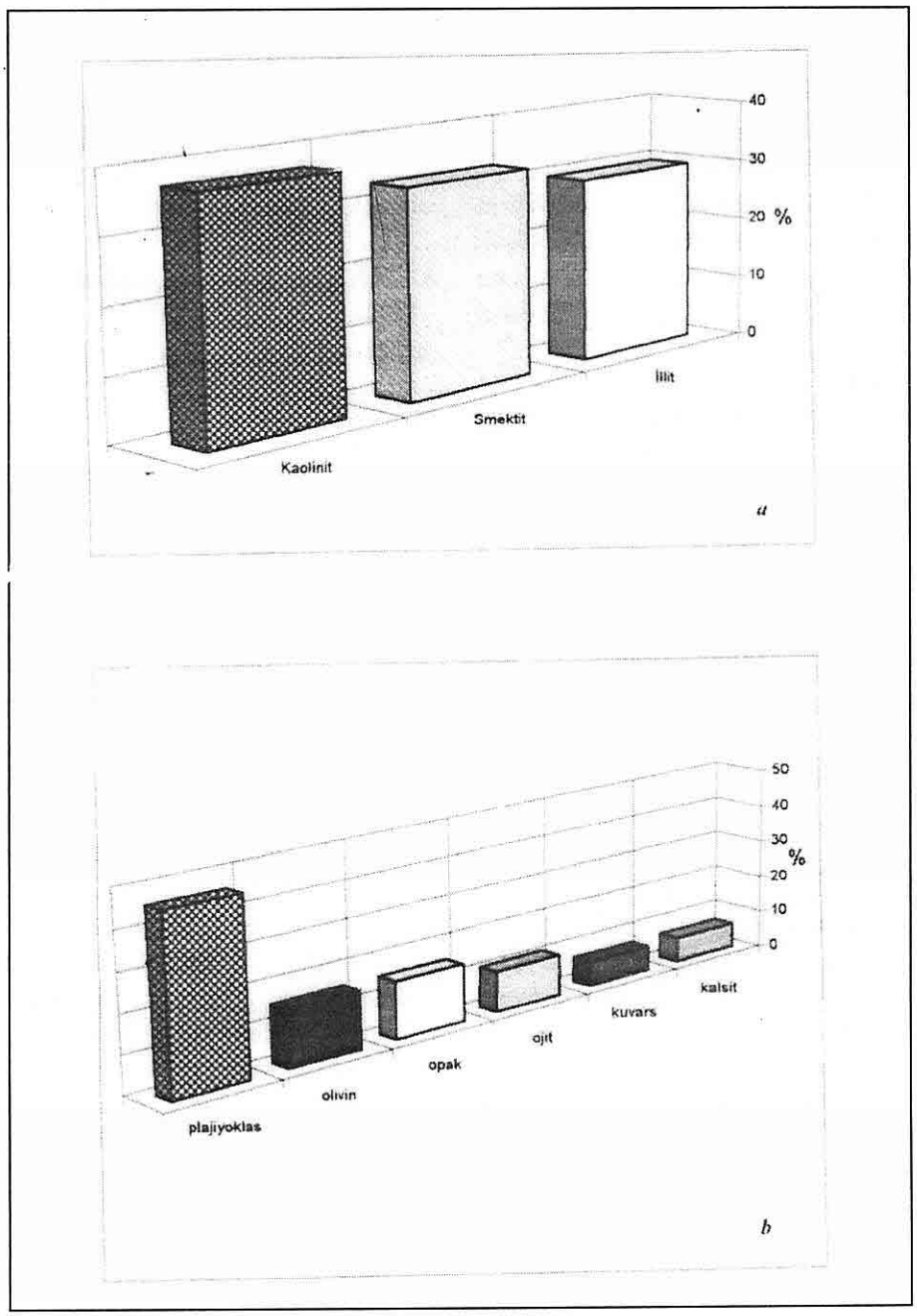
Gözenekler: Gözenekler, kesitin yaklaşık %60ını oluşturur. Gaz boşlukları birbirine yakın olup, bazı boşluklar birbirleriyle bitişiktir. Genelikle aynı boyda gözlenmelerine karşın, daha küçük gaz boşluklarıda yer alır. Gaz boşluklarında herhangi bir ikincil mineral dolgu izine rastlanılmamıştır. Masif olan kayaç kesitinde ise %14 gözeneklilik belirlenmiştir.

Delihalil tepeyi oluşturan piroklastik parçalarla birlikte, parçaların içerisinda yaklaşık 1-5 cm arasındaki boyutlarda silis oluşumları da gözlenmiştir.

3.2. X - Işınları Kırınım Analizleri

Delihalil örneklerinde x-ışınları taraması sonucunda her iki örnektede yaygınlık sırasıyla kaolinit, smektit ve illit kil mineralleri saptanmıştır (Şekil 3a). çok düşük düzeylerde doruk yüksekliklerinin olması kil minerallerinin düşük oranlarda olduğunu göstermektedir. Gözenekli kayaçta saptanan daha düşük sivrilikteki doruk yükseklikleri ise, bir olasılıkla gözenekli kayaçtaki yüksek düzeydeki amorf mamaddelerden kaynaklanmaktadır. Aynı örneklerin polarize mikroskopta taze yüzeylerin belirlenmesi, başka bir deyişle ayrışmanın az olması kil minerallerinin düşük düzeylerde çıkmasını kanıtlar niteliktedir. 18-50 (2θ açılarında yapılan taramalarda ise plajiyoklas başat olarak bulunmuştur. Bu minerali sırasıyla olivin, opak mineraller, ojit, kuvars ve kalsit mineralleri izlemektedir (Şekil 3b). Plajiyoklas doruklarının tamamen, ojit ve olivinlerin ise kısmen sivri olması, sözkonusu minerallerin kristallenme düzeylerinin yüksekliğini ve diğer bir anlatımla minerallerin ayrışmamış olduğunu göstermektedir. Bu sonuçlar polarizan mikroskopta görülen minerallerin taze yüzeyleriylede desteklenmektedir..

Polarizan mikroskopta belirlenen opak



Şekil 3. X- ışınları kırınımı ile ölçülen kil (a) ve kum (b) boyutlu minerallerde % mineral dağılımı

mineraller x-ışınlarında manyetit ve az miktarda da hematit olarak belirlenmiştir. Görüntü analizöründe herikisinin benzer gri ton nedeniyle manyetit ve hematit doruk yükseklikleri toplanarak verilmiştir.

3.3. Görüntü Analizörü Analizleri

İnce kesitlerde seçilen 8 ayrı alandan alınan görüntüler görüntü analizörü kabininde gri ton seviyelerine göre sınıflandırılarak işlenmiştir. Tek nikolde tamamen siyah görünen opak mineraller bu özellikleri nedeniyle kolayca ayırt edilmektedirler. çift nikolde renksiz görünen kuvarsların az sayıda olmaları nedeniyle el ile (mouse) ölçüm alanlarından çıkarılmışlardır. Geriye kalan plajiyoklaslar yanma ve sönme pozisyonlarında ayrı ayrı ölçülerek hesaplanmıştır. çift nikolde siyah görünen gözenek alanları ise tek nikolde saptanan opak mineral görüntülerinin alanlarının çıkarılmasıyla bulunmuştur.

Masif Bazalt

İnce kesitin taranılan alanının %48 plajiyoklas, %15 opak (manyetit, hematit) mineraller , %14 gözeneklilik ve %23ünü ise hamur bölümde bulunan olivin ve ojit gibi mineraller kaplamaktadır (Şekil 4a). Ölçülen 4mm2 lik bir alanda toplam 233 adet plajiyoklas, 112 adet opak mineraller sayılmıştır (Şekil 4b).

Gözenekli Bazalt

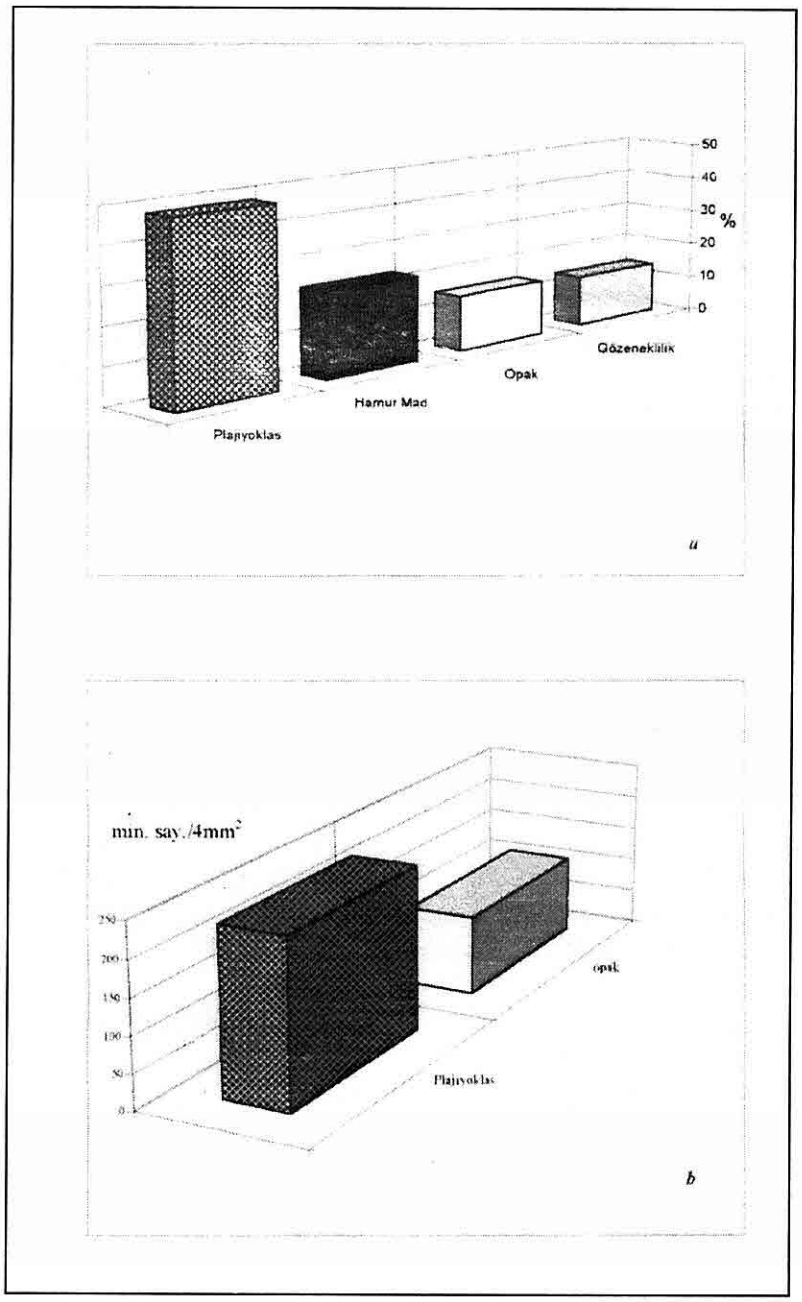
İnce kesitin taranılan alanının %17 plajiyoklas, %10 opak (manyetit, hematit) mineraller, %62 gözeneklilik ve %11ini hamur bölümde bulunan olivin ve ojit gibi diğer mineraller kaplamaktadır (Şekil 5a). Ölçülen 4mm2 lik bir alanda toplam 105 adet plajiyoklas, 43 adet opak mıneraller sayılmıştır (Şekil 5b).

4. SONUÇLAR

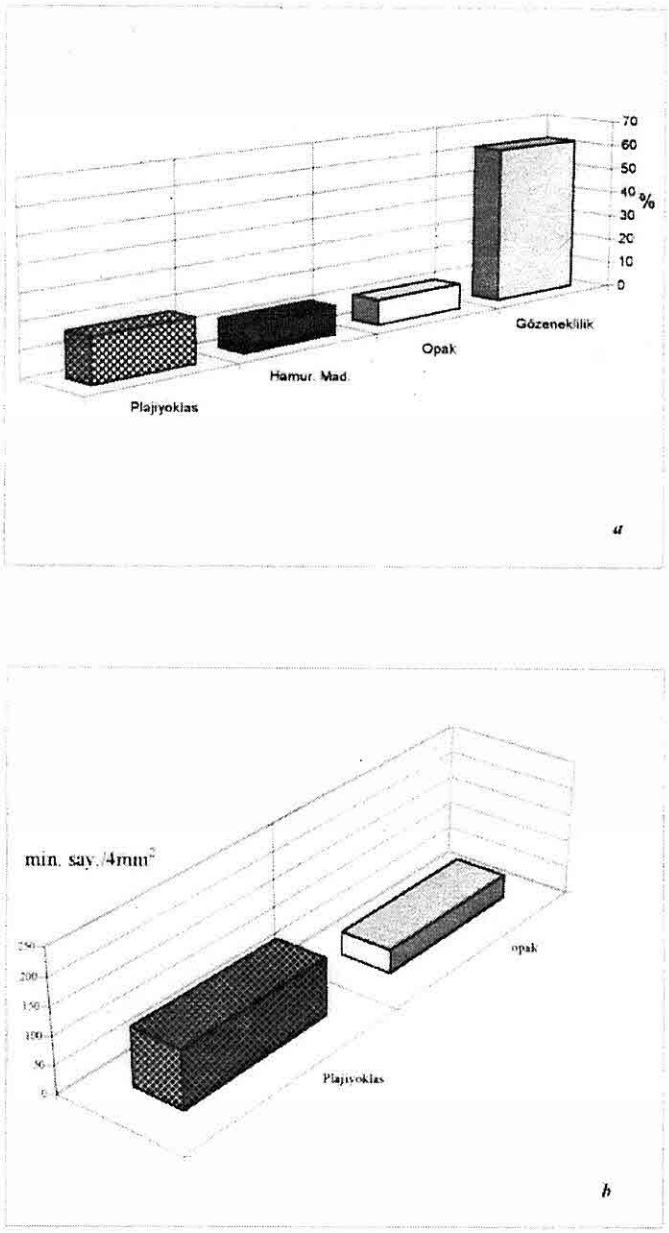
Adana-Osmaniyede yer alan Delihalil tepesinden alınan masif ve gözenekli bazalt kayaç örneklerinin yapılan x - ışınları analizinde düşük düzeyde belirlenen kil mineralleri yaygınlık sırasıyla kaolinit, smektit ve illit olarak belirlenmişlerdir. Toz kırınımlarında ise sırasıyla plajiyoklas, olivin, opak mineraller, ojit, kuvars ve kalsit mineralleri saptanmıştır. Minerallerin doruk sivrilikleri ve polarizan mikroskop çalışmasında taze yüzeyleri söz konusu minerallerin ayrışmadıgını ortaya koymaktadır.

Mikromorfometrik analizlerde, x - ışınları analizlerine paralel sonuçlar elde edilmiştir. ınce kesit üzerinde kapladıkları % alanlara göre, plajiyoklas başat olarak saptanırken, bunu hamur maddelerini oluşturan olivin, ojit ve opak mineralleri oluşturan manyetit ve hematit mineralleri izlemektedir.

Mikromorfolojik analizlerde mineral ve gözenek alan, sayı, çevre ve yönelimlerinin ölçülebilmesi nedeniyle kayaçların yapı ve dokuları hakkında nicel değerler elde edilmektedir. Bu çalışmada amacına uygun olarak seçilen 25 (1 piksel = 3.2 mm) büyütme kullanılmıştır. Ancak özel hazırlanmış kesitlerde görüntü analizörünün elektron mikroskoplarına bağlanmasıyla



Şekil 4. Masif kayaçta görüntü analizörü ile ölçülen minerallerin % alan (a) ve sayıları (b)



Şekil 5. Gözenekli kayaçta görüntü analizörü ile ölçülen minerallerin % alan (a) ve sayıları (b)

objelerden çok daha fazla detayların sayısalaştırılması ile mikro kantitatif analizler (Chayes ve diğ. 1986) veya polarize mikroskoplarda özel hazırlanmış parlatılmış bloklarda 1mm kadar olan boyutlarda duyarlılıkla çalışmalar yapılabilmektedir. Kullanılan Görüntü analizöründe (Quantimet 520) otomotik şaryo ve gri ton (grey level) kartının takılmasıyla mikroskoptan ayırt edilebilen her türlü görünümün nicel olarak rutin analizi mümkün olmaktadır.

Kullanılan metodun günümüzdeki dezavantajı, bilgisayar ve yazılımlarının pahallı olmasıdır. Ancak, teknolojik gelşmelere paralel olarak, anılan donanım ve yazılımlar çok ucuzlamakta ve yakın gelecekte uzun ve pahalı kimyasal metodlar yerine morfolojik görünümlerden rutin olarak makro ve mikro kimyasal analizler yapılarak, morfolojik ve kimyasal işlemler arasında bir bağ kurulacaktır (Kooistra 1988). Mikromorfometrik ön çalışma farklı bakış açısıyla gelecekte yapılacak bu yöndeki araştırmalara temel oluşturacaktır.

4. TEŞEKKÜR

Mineralojik ve mikromofolojik çalışmalarda değerli önerileri ile ışık tutan Prof. Dr. Selim KAPUR ve Laboratuvar çalışmalarındaki yardımlarıyla Arş. Görev. Erhan AKÇA'ya teşekürleri borç biliriz.

5. KAYNAKLAR

Bilgin, A.Z., Ercan, T., 1981. Ceyhan-Osmaniye Yöresindeki Kuvaterner Bazaltların Petrolojisi. T.J.K. Bülteni, 24: 21-30.

Chayes, F.,1949. A Simple Point Counter for Thin section Analysis. Am. Min. 39: 325-341.

Doyuran, V., 1980. Erzin Dörtyol Ovalarının Hidrojeolojisi ve Yeraltı Suyu İşletme çalışmaları. ODTÜ, Müh. Mim. Fak., Jeoloji Mühendisliği Bölümü. Doçentlik Tezi, 885 s.

Fitz Patrick, E.A., 1980. The Micromorphology of Soils. Univ. of Aberdeen. England. 186 p.

Ismail, S.N.A., 1975. Micromorphometrik Soil-Porosity Characterisation by Means of Electro Optical Image Analysis. Soil Survey Papers. No:9, Wageningen, 104p.

İşler, F., Pelen, N., 1995. Delihalil ve yöresi Kuvarterner Bazaltlarının Petroğrafik ve Hidrojeolojik Özellikleri, K.T.Ü. Jeoloji Mühendisliği, 30. Yıl sempozyumu Bildiri Özetleri, Trabzon.

Jackson, M.L.,1975. Soil Chemical Analysis Adwanced Course, Madison. Visconsin.

Jongerius, A., 1957. Morphologic Investigations of the Soil Structure. Bodem-kundige Studies No.2., Mededelingen van de Stickting voor Bodemkartering. Wageningen, 179p.

Kapur,S., Karaman, C. Dinç, U. Kalmar, D. and E.Akça 1994. Spheroidal Microstructure in Vertisol from Turkey and Israel. CATENA (An Interdisciplinary Journal of Soil Science), (in press).

Karaman, C., Kapur, S., Öztürk, N., Cangir, C., 1996a. Smektitik

Topraklarda Mikroyapının Görüntü ışleme Teknikleriyle Sınıflandırılması, "Yeryüzü ve Doğal Kaynakları İncelemede Uzaktan Algılamanın Kullanılması Toplantısı" 19-21 Haziran, Adana. (Basımda)

Karaman, C., Kapur,S., Akça, E., Çelik, İ.,1996b. Güney Doğu Anadolu Bölgesinde Yaygın Olarak Bulunan Smektitik Toprakların Makro-Mikro Yapı Dayanımlarını Etkileyen Faktörler. Ç.Ü.Z.F. Dergisi, 1996, 10 (3): 986-995.

Karaman, C., Kapur,S., Öztürk N., 1996. Görüntü İşleme Yöntemleriyle Toprak Gözenekliliğinin Ölçümü ve pF Eğrileriyle Karşılaştırılması. Ç.Ü.Z.F. Dergisi, 1996, 10 (3):1-10

Kooistra, M.J., 1988. The Future of Soil Micromorphometri. Soil Micromorphology: A Basic and Applied Science. Elsevier Science Publishers, Amsterdam. 1-9.

Sakarya, N., 1992. Bazaltik Seramiklerin Teknolojik, Mikromorfolojik ve Mineralojik Özellekleri ve Erozyon-Korozyona Dayanıklı Malzemelerde Kullanım Olanakları. Ç.Ü. Fen Bil. Enst. Doktora Tezi. (Yayınlanmamış) Adana, 96s.

Terribile, F., FitzPatrick, E.A., 1995. The Application of some Image Analysis Techniques to Recognition of Soil Micromorphological Features. European J. of Soil Sci. 46: 29-45.

Yaman, S. 1990. Kurmeller Madencilik Analiz Raporu. Ç.Ü. Müh. Mim. Fak. Jeoloji Bölümü, Adana.

YERBİLİMLERİ GEOSOUND | HAZİRAN JUNE 1996 | SAYI NO 28 | ISSN 1019-1003

SİVASLI(UŞAK) YÖRESİNDEKİ BAŞKALAŞIM KAYAÇLARININ PETROGRAFİK ÖZELLİKLERİ

Yaşar KİBİCİ
S.Demirel Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Isparta/Türkiye

ÖZET : *İnceleme alanı Sivaslı (Uşak) ilçesi yakın çevresinde yer almaktadır. Düşük ısıdaki Barrow tipi Yeşilşist Fasiyesine ait başkalaşım kayaçlarıyla mermerler, metabazitler ve serpantinşistler, meta dolomitik kireçtaşları , çörtlü meta kireçtaşları yaklaşık 50 km 2 lik bir alanda yüzeylenmektedir.*

İnceleme alanının en yaşlı kayaç birimi Alt Paleozoyik yaşlı başkalaşım kayaçlarıdır. Literatürde "Eşme Formasyonu" olarak bilinmektedir. Başkalaşım kayaçları epidotşist - biyotitşist- kloritşist-muskovitşist-grafitşist ve kalkşist olarak isimlendirilmiştir.Değişik yapı ve dokudaki bu kayaçlar içerdikleri indeks minerallere göre ayırtlanmışlardır. Granoblastik, granolepidoblastik ve lepido blastik bir dokuya sahiptirler ve genellikle Permo-Trias yaşlı Eldeniz mermerleri tarafından örtülmektedir. Eldeniz mermerleri ile şistlerin geçişi uyumludur. Mermerler, gri, gri-beyaz, beyaz, yeşil renklerde olmak üzere dört ayrı renkte yüzeylenmektedir. Primer mineral olarak; kalsit, aktinolit, hornblend, pistaşit, sekonder mineral olarakta; klorit, serisit, opak mineral (hematit, pirit) az miktarda kuvars içerir.

Eşme Formasyonu'nu diskordan olarak "Sivaslı Formasyonu" örter. Meta kumtaşı, meta silttaşı, metabazit (metagabro, metabazalt) serpantinşist (Alt Jura), meta dolomitik kireçtaşı (Orta Jura), çörtlü meta kireçtaşından (Üst Jura-Üst Kretase) oluşan Sivaslı formasyonunun üzerine de Pliyosen (Tersiyer) yaşlı "Ulubey Formasyonu" diskordan olarak gelir. Gölsel karakterli çökeller tabanda konglomera-kumtaşı, tavanda ise beyaz, açık sarı, krem renkli kireçtaşı ve marn bileşimindedir.

Asartepe Formasyonu Pleistosen (Kuvaterner) yaşlıdır. Bu formasyon kırmızı ve turuncu renkte ayrışmış konglomera- kumtaşı ve kireçtaşından oluşur.

PETROGRAPHIC FEATURES OF THE METAMORPHIC ROCKS IN SIVASLI (UŞAK) SURROUNDING AREA

ABSTRACT: *The study area is located in the nearby borders of Sivaslı (Uşak) town. The metamorphic rocks which is related to various type of the lower degrees Barrowien type greenschist facies rocks, marbles, metabasites (meta gabbro,*

metabasalt),serpantine schist, meta dolomitic limestone, meta limestone with chert, over an area of approximately 50 square kilometers.

The oldest rock unit in the investigated area is lower Paleozoic aged metamorphic rocks. These units were described as " Eşme Formation " in the literature.These rocks are named epidote - biotite - chlorite - muscovite - graphite and calcschist. The metamorphic rocks have different structurel and textural characteristics. These rocks have been distinguished by their index minerals.They have granoblastic, grano lepidoblastic and lepidoblastic texture. Especially, these rocks are overlain by the Eldeniz Marble of Permo - Triassic in age. The change is gradually amoung the schist and Eldeniz Marble. These marbles are four different coloured in gray, gray-white, white and green. They consist mainly of calcite, actinolite, hornblende, piemontite, pistasite as a primary minerals, chlorite, sericite, opaque minerals (hematite, pyrite), small amount of quartz as a secondary minerals.

The Sivaslı Formation overlies unconformably the Eşme formation. This formation consist mainly of meta sandstone, meta siltstone, metabasite (metagabbro, metabasalt), serpantine schist (lower Jurassic), meta dolomitic limestone (middle Jurassic), meta limestone with chert (upper Jurassic-upper Cretaceous).

Pliocene(Tertiary) aged Ulubey Formation unconformably covers the Sivaslı Formation. The lacustrinal deposits composed mainly of conglomerate- sandstone at the bottom and limestone- claystone at the top.

The Asartepe Formation is Pleistocene (Quaternary) aged. The formation consist mainly of weathered conglomerate-sandstone and limestone in the red and orange colours.

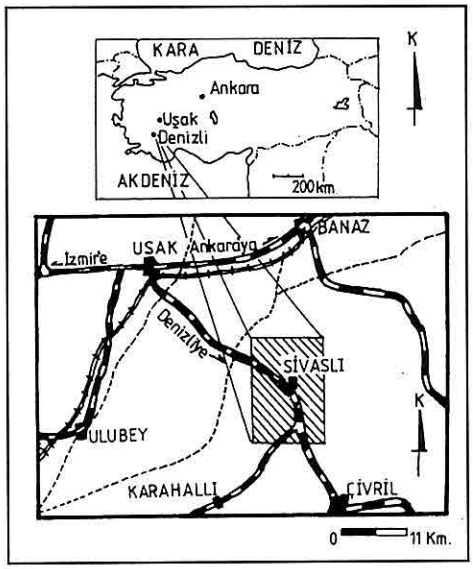
1 . GİRİŞ

Bu çalışma, Uşak İline bağlı Sivaslı ilçesinin yakın çevresinde 1/25.000 ölçekli UŞAK.K23-d3, UŞAK.K23-c4, UŞAK.L23-a2 ve UŞAK.L23-b1 topoğrafik paftaları üzerinde yapılan jeoloji çalışmalarına ilaveten yöredeki tüm başkalaşım kayaçlarıyla Eldeniz Mermerleri'nin mineralojik ve petrografik çalışmalarını kapsamaktadır (Şekil.1-2).

İnceleme alanı içinde yaklaşık 80 km^2 bir alan içinde yüzeylenen başkalaşım kayaçlarından, mermerlerden ve sedimenter kayaçlardan toplanan yaklaşık 100 adet örnekten incekesit hazırlanarak mineralojik ve petrografik incelemesi yapılmıştır. Ayrıca, mermerlerde gelişmiş olan çatlak sistemleri detaylı incelenerek, yöredeki hakim çatlak doğrultuları ve süreksizlik düzlemleri belirlenmiştir.

İnceleme alanının bir bölümünde ve özellikle kuzeybatısı ile, doğusunda ve kısmen de batısında yapılmış bazı çalışmalar bulunmaktadır. Ancak, yapılan bu çalışmalar çoğunlukla genel jeolojik çalışma düzeyinde kalmış, yöredeki başkalaşım kayaçlarının petrografik özelliklerine detayına değinilmemiştir.

Yörede en ayrıntılı çalışmalar, Ercan ve diğ. (1977), Çakmakoğlu (1986), Konak ve diğ. (1986), Ermiş (1991), Kibici ve diğ. (1992-1993) tarafından yapılmıştır.



Şekil 1. İnceleme alanının yer bulduru haritası

2. GENEL JEOLOJİ

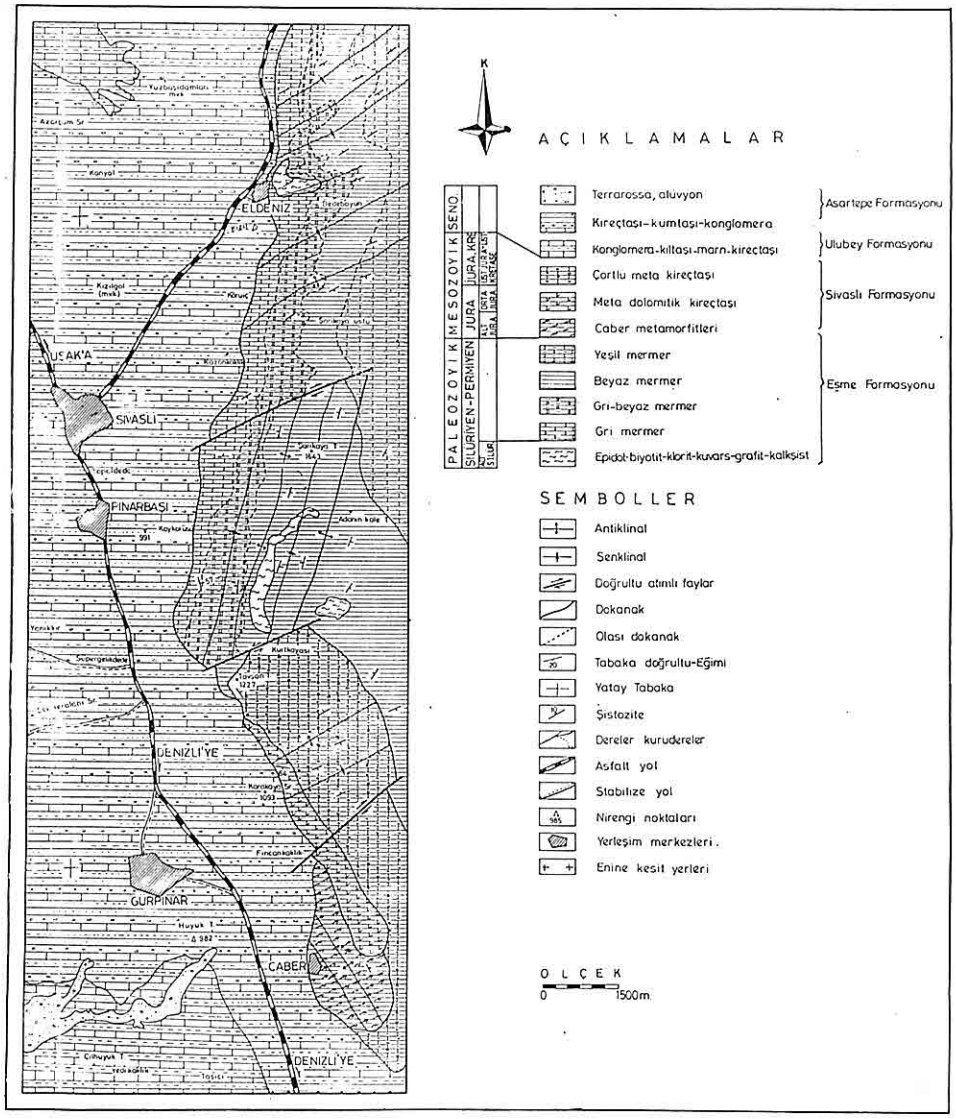
Anatolid-Torid kuşağı sınırında yer alan inceleme alanının en yaşlı kayaç birimi "Eşme Formasyonu"na ait Alt Paleozoyik yaşlı düşük ısılı başkalaşım kayaçlarıdır. Düşük ısı ve yüksek basınç koşullarında oluşan yaklaşık Barrow tipi "Yeşilşist Fasiyesi" ni karakterize eden bu kayaçlar, Permo-Trias yaşlı Eldeniz mermerleriyle uyumludur. Bu mermerlerin üzerinde ise diskordan olarak "Sivaslı Formasyonu " yer alır.

Sivaslı Formasyonu, tabandan itibaren meta silttaşı, meta kumtaşı, meta gabro, meta bazalt ve serpantinşistlerle temsil olunan " Caber Birimi " ile başlar. Alt Jura yaşlı olan bu birim üzerine, Orta Jura yaşlı meta dolomitik kireçtaşları, onun üzerinede Üst Jura yaşlı çörtlü meta kireçtaşları gelir. Meta dolomitik kireçtaşları, tabanda koyu gri iken üst seviyelerde kalın ve masif yapıda, gri-siyah renklerdedir.Çörtlü meta kireçtaşlarında çörtler bantlı görünümün yanı sıra, mercek ve yumru şeklinde de bir yapı arzederler. Bunlar koyu renkli ve çoğun ince tabakalıdır.

Sivaslı formasyonu Pliyosen (Tersiyer) yaşlı "Ulubey Formasyonu" tarafından diskordan olarak örtülür. Ulubey formasyonunda tabakalanma yataydır. Gölsel karakterli olan bu çökeller, tabanda konglomera-kumtaşı, tavanda ise, beyaz-açık sarı ve krem renkli kireçtaşı ve kiltaşı bileşimindedir. Kireçtaşları içerisinde bol erime boşlukları ve yer yer sekonder silisleşmeler izlenmektedir.

Pleistosen (Kuvaterner) yaşlı "Asartepe Formasyonu" na ait kaya birimleri, Ulubey Formasyonu üzerine diskordan olarak oturur. Bu formasyon, tabanda altere olmuş marn ve kireçtaşı mercekleriyle tavanda konglomera ve kumtaşlarından oluşmaktadır. Altere kayaç düzeyleri genellikle kırmızı - turuncu renklerdedir ve tabakalanma yataya yakındır.

Asartepe formasyonunun kaya birimlerinden kireçtaşlarının alterasyonu sonucu genelde terra-rossa oluşmuştur. Kiremit kırmızısı rengi ayırtmandır. Alüvyonların ana kayacı ise, Ulubey Formasyonu içindeki konglomera ve kumtaşlarıdır.



Şekil 2. İnceleme alanının basitleştirilmiş jeoloji

İnceleme alanında özellikle Eldeniz Mermerleri içerisinde KD-GB doğrultusunda çatlak sistemleri gelişmiştir. Bu çatlak sistemleri, Eldeniz mermerlerinin KD-GB yönünde basınca, KB-GD yönünde gerilmeye uğramaları sonucu gelişmiştir.

Yörede, büyük boyutta gelişmiş, genellikle KD-GB doğrultusunda oluşan doğrultu atımlı faylar mevcuttur. Ulubey ve Asartepe formasyonuna ait kaya birimleri hariç, bir çok birim küçük ve büyük boyutlarda kıvrım tektoniği gösterir. Kıvrım eksenleri KKD-GGB ve KDD-GBB doğrultusunda gelişmiştir. Bu kıvrımlar çoğun simetriktir. Bazı kesimlerde asimetrik bir görünüm arzederler.

3. STRATİGRAFİK, PETROGRAFİK VE MİNERALOJİK ÖZELLİKLER

3.1. Eşme Formasyonu

3.1.1.Düşük Isılı Başkalaşım Kayaçları

İnceleme alanının temelini oluşturan "Eşme Formasyonu", Eldeniz köyünün doğusunda ve güneyinde yüzeyler. Bu formasyonun egemen kaya türü; açık-koyu yeşil, gri- koyu gri renklerdeki biyotit - kloritşist ve grafitşistlerdir.

Eşme Formasyonuna ait başkalaşım kayaçları, inceleme alanının batısında yüzeyleyen ve Karahanlı (Uşak) ile Bekilli (Denizli) yöresinde geniş alanlar kaplayan başkalaşım kayaçlarıyla kısmen benzerlik gösterir. Ancak, kuvarsit, kalkşist, epidotşist ve muskovitşist nadir olarak mostra verir. Menderes Masifi'nin güneydoğu kanadının en uç kısmında yüzeylenen bu başkalaşım kayaçları, yaklaşık Barrow tipi, "Yeşilşist Fasiyesi" nin düşük ısılı B.1.1 .Kuvars - albit - muskovit - klorit alt fasiyesi ve B.1.2. Kuvars -albit -epidot -biyotit alt fasiyesindeki P/T koşullarında oluşmuşlardır.Bu fasiyes içinde yer alan bazı kayaçların mineralojik bileşimleri şöyledir:

Epidotşist : Kuvars + plajiyoklas (oligoklas) + pistasit + biyotit + klorit ± kalsit ±opak mineral

Biyotitşist : Kuvars + plajiyoklas (albit, oligoklas) + biyotit + piemontit ± apatit ± klorit ± serisit ± kalsit ± opak mineral.

Kloritşist : Kuvars + plajiyoklas (albit) +klorit + muskovit ± serisit ± kalsit ± opak mineral.

Muskovitşist : Kuvars+ plajiyoklas (albit) + ortoz + mikroklin + muskovit + serisit ± apatit ± biyotit ± opak mineral.

Grafitşist : Kuvars + grafit + biyotit + klorit ± kalsit ± opak mineral.

Kalkşist : Dolomit + kalsit + aktinolit + pistasit ± kuvars ± opak mineral.

Başkalaşım kayaçlarında görülen hakim mineraller; kuvars, biyotit, plajiyoklas (albit, oligoklas) ortoz, mikroklin, epidot grubu, klorit, muskovit ve kalsittir. Serisit ve opak mineraller sekonder olarak az miktarda görülür.

Kuvars; ksenomorf taneler halinde olup, küçük kümeler halinde belirli kesimlerde kümeleşmiştir. Çoğun, dalgalı küme gösterir. Granoblastik ve grano

lepidoblastik ve lepidogranoblastik dokuya sahip başkalaşım kayaçları içinde belirli seviyelerde dizilmişlerdir.

Plajiyoklas (albit, oligoklas); kayaç içinde subotomorf ve ksenomorf şekilli bazen periklin ikizleri gösteren albitler halindedir. Kısmen altere olmuş ve bu alterasyon (serisitleşme) sonucu üzerlerinde serisit ve muskovit pulları oluşmuştur.

Mikroklin; tipik kafes sistemleriyle ve çok az ayrışmış görüntüsüyle incekesit içinde çok belirgindir. Ortoz ise, mikrokline oranla kayaç içinde daha az yayılım gösterir. Ortoz kristalleri subotomorf kristaller şeklinde ve kısmende altere olmuş durumdadır.

Biyotit; kayaç içinde çoğun altere olmuş, klorite dönüşmüştür. Dilinim düzlemleri boyunca opak mineraller sıralanmıştır. Tek nikolde, tek yöndeki dilinimleri ve yeşilimsi - kahverengi pleokroizması karakteristiktir.

Klorit, primer ve sekonder, serisit ve muskovit ise genelde sekonder mineral olarak kayaç içinde bulunur.Epidot, artan ısı koşullarında primer olarak açığa çıkar. Yüksek röliyefi ve zayıf pleokroizması ile karekteristiktir (Foto.1).

Kalsit ve dolomit, özellikle kalkşistler içinde, bol ve iri kristaller halindedir. Rombohedral dilinimli ve basınç istikametince dik yönde uzantı (elangasyon) göstermektedir.

Opak mineral olarak, hematit ayırtmandır ve yer yer pirit taneleride görülür.

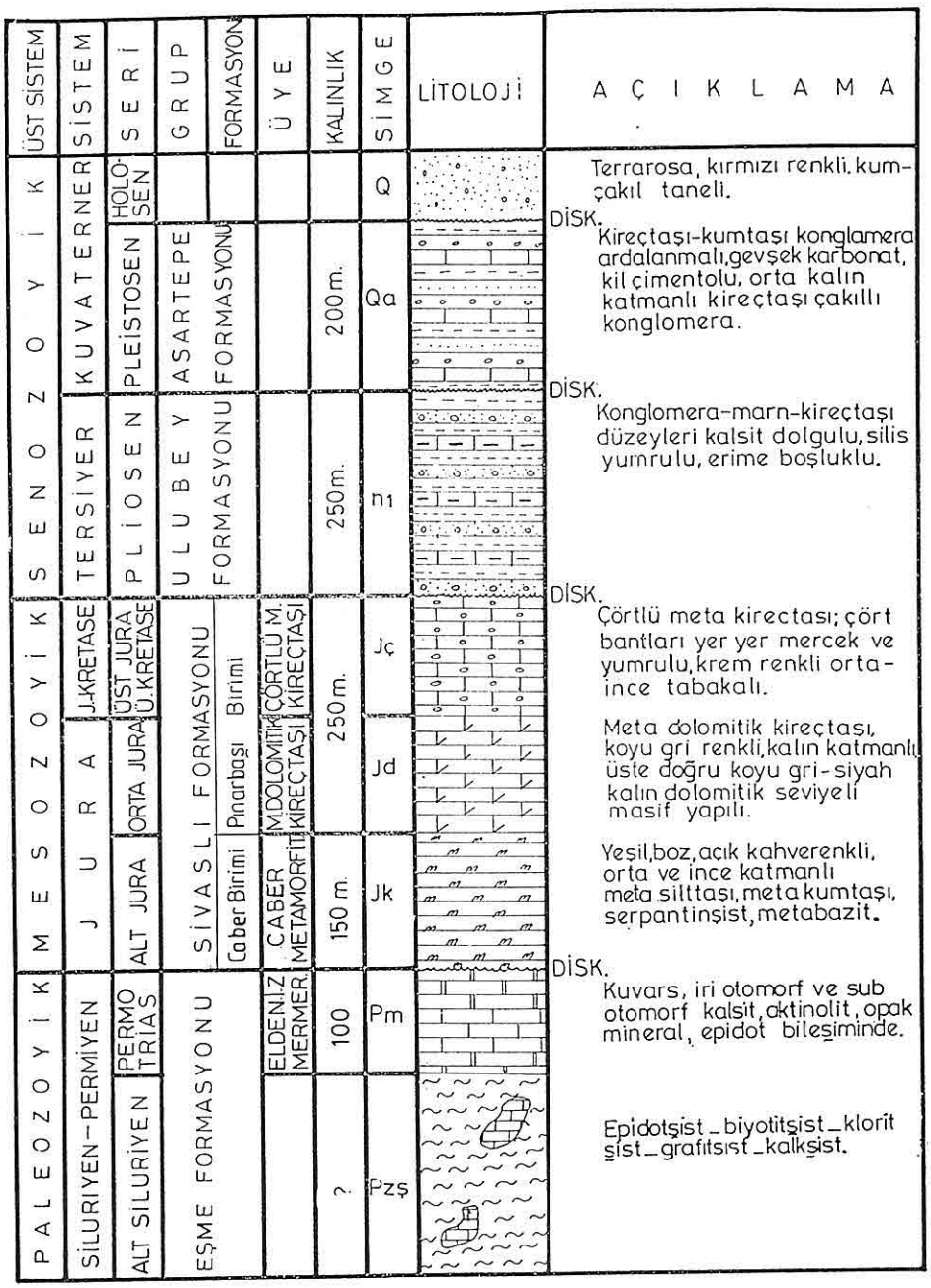
3.1.2. Eldeniz Mermerleri

İnceleme alanında Kurtpınar mevkii, Taşkenti sırtı, Dede boynu vb. yörelerde yüzeylenmektedir. Gri, gri -beyaz, beyaz ve yeşil renklerde oluşan mermerler 1 / 25.000 ölçekli yapılan jeoloji haritasında ayrı birim olarak haritalanmıştır. (Şekil : 2)

Mermerler, kıvrımlı bir yapı arzederler. Mermerler yapı ve doku itibariyle, batıda; Külköy, Duraklı (Karahallı) Bükrüce - Bekilli (Denizli) yöresinde yüzeylenen mermerlerle benzerlik gösterirler. Bu alanda yüzeylenen mermerler gibi, Eldeniz Mermerleri de, şistlerin kıvrımlanma ve yapraklanma düzlemlerine parelel konumdadır. Tabanda genellikle beyaz ve yeşil karakterde olan mermerler, üst seviyelerde, gri ve gri beyaz tonlara geçer. Beyaz mermerler yer yer işletilebilecek düzeyde blok vermektedir. Kısa mesafelerde antiklinal ve senklinaller oluştururlar. Simetrik ve asimetrik kıvrım şekli gösterirler. Kıvrım eksenleri KD-GB gidişlidir.

Hersiniyen orojenezinin üst fazlarından etkilenmişlerdir. Bölgede, Üst Miyosene kadar sıkışma, Üst Miyosen' den sonra genleşme hakim olmuştur (Çakmakoğlu. 1986).

Mermerlerde, KB-GD doğrultusunda oluşan çatlak sistemi hakimdir.Çatlak düzlemleri, düzgün, pürüzsüz ve devamlıdır. Bu çatlak sistemi; mermerlerin uğradığı gerilme yönünü vermektedir. Bu yöne dik gelişen yön ise, basınç yönüdür. Buna göre, mermerler KB-GD yönünde gerilmeye, KD-GB



Şekil 3. İnceleme alanının genelleştirilmiş dikme kesiti

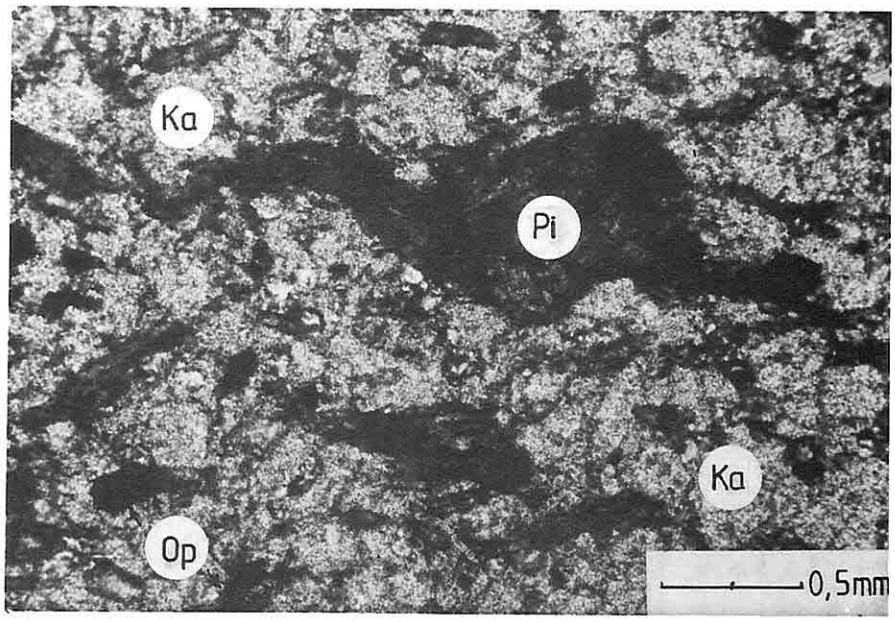


Foto 1. Epidotşist " Eşme Formasyonu "Pi : Pistasit, Ka : Kalsit , Op : Opak mineral

yönünde basınca uğramıştır. Çatlakların eğim açıları genellikle GB yönündedir.

Mermerlerin değişik seviyelerinden alınan el örneklerinden yapılan ince kesitlerin polarizan mikroskopta incelenmesi sonucu, bu mermerlerin % 95 oranında kalsitten oluştuğu belirlenmiştir. Özellikle yeşil mermerlerde rengi veren mineral, hornblend, pistasit ve klorittir. Pistasit, fıstıki yeşil rengi ve açık yeşil pleokroizması ile ayırtmandır. Uzun ve prizmatik kristaller halinde aktinolit mineralleri karakteristiktir (Foto.2).

3.2. Sivaslı Formasyonu

3.2.1. Caber Birimi

Yeşil, bordo, açık kahverenkli, orta - ince katmanlı meta silttaşı, meta kumtaşı, kloritşist ve kalkşistlerden oluşmuştur.

İnceleme alanında Caber köyü çevresinde yüzeylendikleri için "Caber Birimi" olarak isimlendirilmiştir (Çakmakoğlu, 1986).

Krem renkli meta siltaşları ve meta kumtaşları, bordo renkli metabazalt; yeşil, açık yeşil renkli kloritşist ve kalkşistlerin üzerine Liyas yaşlı metadolomitik kireçtaşları gelmektedir.

Caber biriminde; güneyde Caber köyü yöresinde hakim kaya birimi, meta silttaşı ve metakumtaşı iken daha kuzeyde, metagabro ve metabazalt, serpantinşist şeklindedir. Dinamik başkalaşım nedeniyle kayacın içinde yer alan minerallerde makro ve mikro boyutta

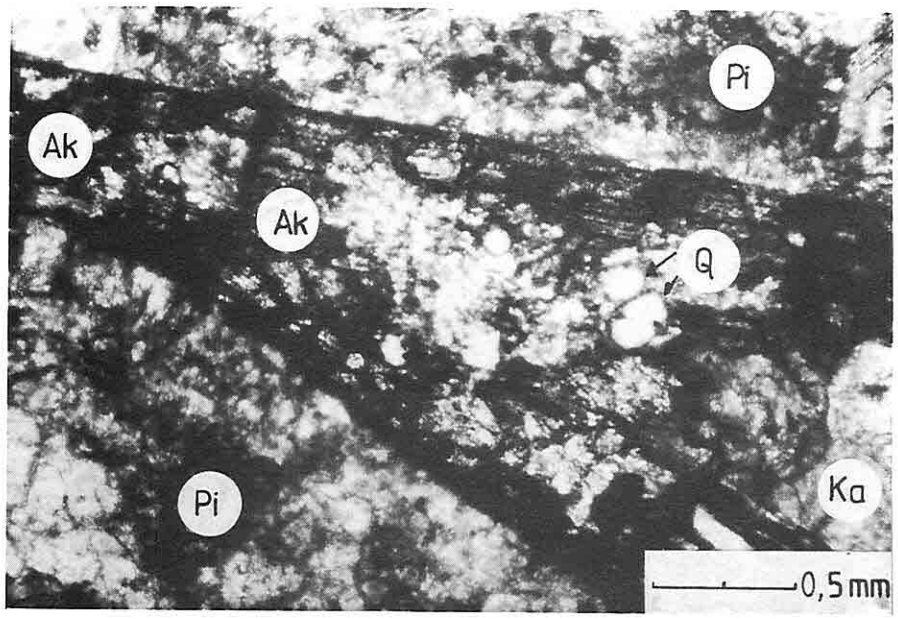


Foto 2. Eldeniz mermerleri " Eşme Formasyonu "Pi : Pistasit, Ka : Kalsit, Ak : Aktinolit, Q : Kuvars

Bu birim içinde yer alan ve inceleme alanında yüzeylenen kayaçların mineralojik bileşimleri şöyledir.

Metabazalt : Plajiyoklas (labrador) + piemontit + yeşil hornblend + piroksen ± apatit ± granat min. ± opak mineral+ hamur maddeleri.

Metagabro : Plajiyoklas (labrador) + yeşil hornblend + piroksen + piemontit ± apatit ± opak mineral.

Serpantinşist : Piroksen + olivin + krizotil asbest ± talk ± sekonder kuvars ve kalsit ± opak mineral.

Kloritşist : Plajiyoklas (albit) + kuvars + klorit + biyotit ± kalsit ± opak mineral.

Metakumtaşı : Kuvars + kalsit ± opak mineral + organik madde- matriks.

Kalkşist : Dolomit + kalsit + aktinolit + pistasit ± sekonder kuvars ve kalsit dolgusu ± opak mineral.

Metasilttaşı ise; silt boyutunda mineraller ve opak minerallerden oluşur. Mikroskopta mozaik dokusu ayırtmandır (Foto.3).

Caber birimi, Liyas'ta bölgeye yerleşmiş olan okyanusal kabuk malzemesinin bir parçası olarak kabul edilebilir. Çünkü, görülen malzemeler "Yitim Zonu " ndaki melanj malzemesi şeklindedir (Çakmakoğlu,1986).

3.2.2 Pınarbaşı Birimi

Meta dolomitik kireçtaşları, çörtlü

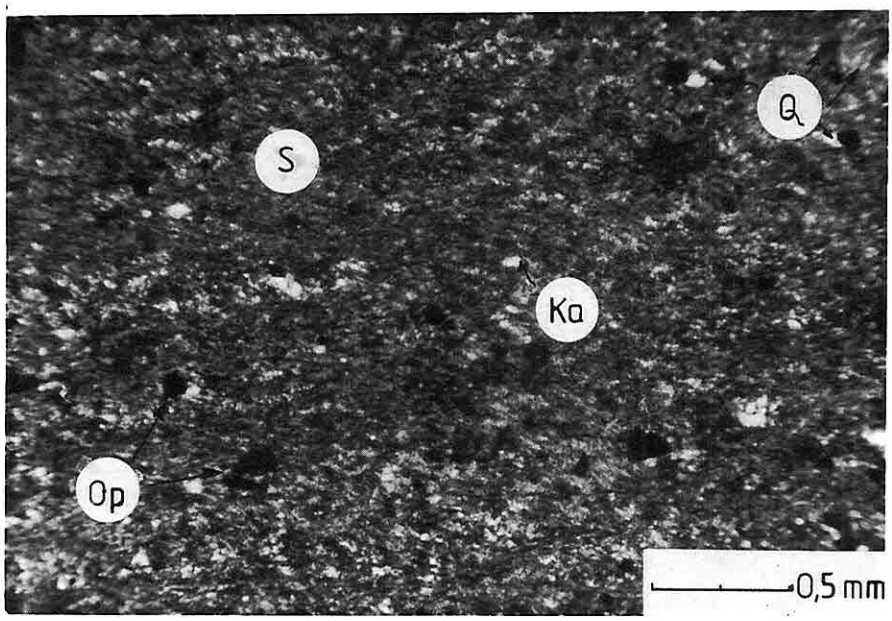


Foto 3. Meta Silttaşı " Sivaslı Formasyonu " Ka : Kalsit, Q : Kuvars, Op : Opak mineral, S : silt boyutunda min.

meta kireçtaşlarından oluşan "Pınarbaşı Birimi" nin tabanında meta dolomitik kireçtaşları "Caber Birimi" üzerinde yer alır. Bu birim, tabanda, her yerde izlenemeyen yaklaşık 50 cm. kalınlıkta kataklastik bir seviye ile başlar.Dolomitik kireçtaşları, gri, koyu-gri, boz renkli, masif yapılı ve orta kalın tabakalıdır.

Alttan üstte doğru ; gri - koyu gri renklerde, gastropoda , mercan ve lamelli branchia kavkıları içerir. Alt yaş sınırı Orta Liyas olarak saptanmıştır. Çörtlü metakireçtaşları; meta dolomitik kireçtaşları üzerine uyumlu olarak oturur ve tedrici geçişlidir. Yaşı Üst Jura-Alt Kretase olarak saptanmıştır (Konak ve diğ.1986).

Pınarbaşı birimi üstte " Ulubey Formasyonu " tarafından diskondan olarak örtülür. Üst yaş sınırı Paleosendir.

Çörtlü meta kireçtaşları, açık gri-bej renklerde çört bantları, yumruları ve mercekleri içerir. Çok sert ve aşınması zor olduğu için röliyefli yapısıyla dikkati çeker. Genelde orta ve yer yer kalın tabakalıdır. Gri renkli laminalı, açık yeşil ve boz renkli çörtlü olan bu kayaçlar üst seviyelere doğru ince ve orta katmanlı şeklinde devam etmektedir. Bu seviyelerde psilomelan dandiritleri görülür.

Mineralojik bileşiminde, bol miktarda kalsit mineralleri mevcuttur. Gayet belirgin olarak rombohedral dilinimlidir. Basınç yönüne dik olarak, elangasyon gösterir. Dolomit, incekesitlerde otomorf

kristaller halinde ve koyu renktedir (Foto.4). İkincil olarak, ksenomorf kristaller halinde ve dalgalı sönme gösteren kuvars kristalleri bulunur. Pirit ve hematit kayaç içinde rastlanan opak minerallerdir.

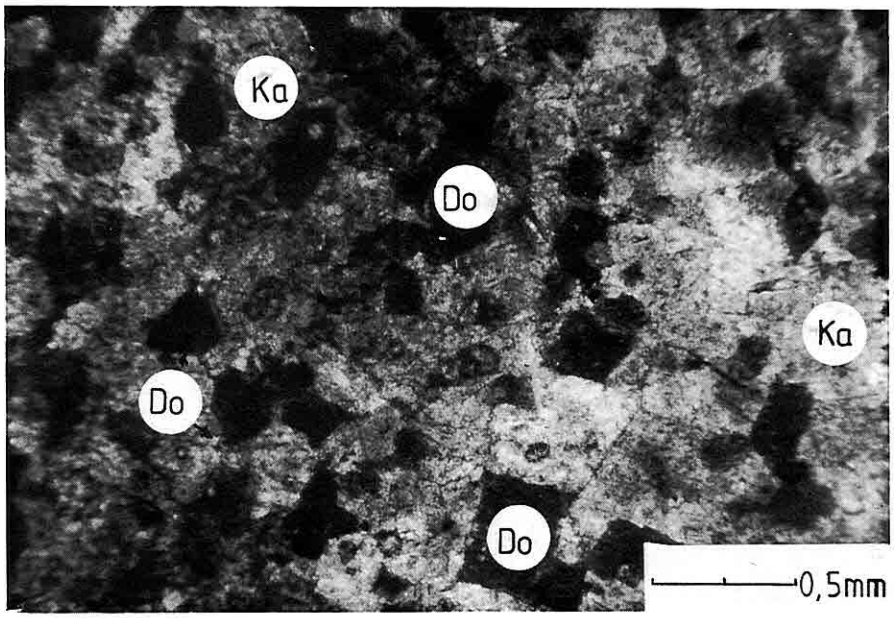


Foto 4. Meta dolomitik Kireçtaşı " Sivaslı Formasyonu " Do : Dolomit, Ka : Kalsit .

3.4. Ulubey Formasyonu

İnceleme alanının güneybatısında ve kuzeybatısında yüzeylenir.Bu formasyon, gri - beyaz pembe renkli serilerden oluşur ve konglomera- kumtaşı- kiltaşı -kireçtaşı şeklinde diziliş gösterirler. Kalın katmanlı, düzenli ve yatay konumdadır. Tabanda konglomera ve kumtaşı, tavanda ise kiltaşı ve kireçtaşı şeklindedir.

Kireçtaşları içerisinde bol erime boşlukları ve yer yer silisleşmeler gözlenir. Alt düzeylerde çapları 10 cm. ye varan pizolitik konkresyonlar bulunur. Bu konkresyonların çekirdek kısmına kuvars veya kalsit taneleri oluşturur. Konsantrik kireçtaşı halkaları devamlı olup, olasılıkla bol karbonatlı ve göl kenarına yakın yerlerde çalkantılı ortamlarda oluşmuşlardır.

Bu kireçtaşları oluşum ortamı itibariyle gölseldir. Üst Pliyosen yaşlı olan bu birim;gastropoda, lamellibranchia ve ostrocoda fosillerini içerir (Çakmakoğlu, 1968).

3.5. Asartepe Formasyonu

Gölsel kireçtaşları üzerine uyumsuz olarak gelen en altta kumtaşı, üstlere

doğru kiltaşı-marn-kireçtaşı-konglomera şeklinde ardalanma gösteren çökellerden oluşur. İnceleme alanında yüzeylenen Asartepe Formasyonu'nun egemen litolojisi kireçtaşı - kumtaşı ve konglomeradır.

Kireçtaşları; gri renkte kalsit minerallerinden oluşmuştur. Gözenekli bazen mikritik dokuya sahiptir. İnceleme alanında bazı kesimlerde, mikro kristalleri dokudadır. Çatlakları, sekonder kalsit dolguludur. Dış yüzeylerinde erime boşlukları hakimdir. Marnlarla beraber mercekler şeklindedir.

Kumtaşları; karbonat çimentoludur. İçerisinde kalsit damarları görülür. Mineralojik olarak;kalsit, plajiyoklas (albit), kuvars, opak mineral olarak ta hematit ve pirit içerir. Kalsit; rombohedral dilinimli, kuvars ise, iri ve yer yer ufak yuvarlak taneler halindedir.

Konglomera; genellikle karbonat çimentosu ile tutturulmuş kireçtaşı çakıllarından oluşmuştur. Çakıl taneleri hemen hemen eşit büyüklüktedir. Bu özelliklerinden ötürü konglomeralar monojenik-homojen konglomera sınıflamasına girmektedir.

Asartepe formasyonunun tüm üyeleri genelde yataya yakın tabakalanma arzederler. Pleistosen yaşlıdır (Ercan ve diğ. 1978).

3.6. Alüvyon

Ulubey Formasyonu'nun üzerinde oluşan alüvyonlar, kil-silt-kum ve çakıl, blok bulunduran kırıntılı birimler olmalarına karşın, terrarossalar Asartepe Formasyonu üzerinde özellikle, kireçtaşlarının alterasyonu sonucu oluşmuştur. Terrarossalar, kırmızı renkte olmaları nedeniyle kolaylıkla ayırtedilir. Yaklaşık kalınlıkları 15 m.-20 m.dir.

4. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

a. İnceleme alanında yüzeylenen başkalaşım kayaçları ve mermerler ayrıntılı olarak incelenmiş,1/25.000 ölçekli jeoloji haritası yapılmıştır. Ayrıca, başkalaşım kayaçlarının makroskobik ve mikroskobik olarak incelenmeleri sonucu, oluşum koşulları ve dolayısıyla oluşum fasiyesleri belirlenmiştir. Buna göre yaklaşık Barrow tipinde "Yeşilşist Fasiyesi" ndeki bu kayaçlar, B.1.1. ve B.1.2. alt fasiyeslerini karekterize etmektedir.

b. Mermerlerin renklerine göre sınırları çizilmiş ve yapılan kırık analizleri sonucu KD-GB doğrultusunda çatlak sistemi geliştiği saptanmıştır. Ayrıca mermerlerin dokusal özellikleri ortaya konarak içerdiği mineraller belirlenmiştir.

c. Düşük ısılı metabazalt ve meta dolomitik kireçtaşları ve çörtlü meta kireçtaşları üzerinde petrografik ve mineralojik incelemeler yapılmıştır.

d. Eldeniz mermerleri üzerinde, detaylı fizikomekanik deneyler yapılarak, işletmeye imkan verecek yeni sahalar özellikle beyaz ve yeşil mermerler üzerinde araştırılmalıdır.

e. Asartepe formasyonunun üyesi olan kireçtaşlarının ayrışım ürünü olan terrarossalar ayrıca araştırılmalı ve bunların yayılımları detaylı bir şekilde haritalanmalıdır.

5. KATKI BELİRLEME

Yazar, arazi çalışmaları sırasında her türlü yardımı esirgemeyen Sivaslı Kaymakamı ve Belediye Başkanına teşekkür eder.

6. KAYNAKLAR

Çakmakoğlu, A.(1986) Çivril - Banaz - Sandıklı - Dinar arasındaki bölgenin jeolojisi "Ön rapor" MTA Ege Bölge Müd. Kütüp. Jeo. / 77, Bornova.

Ercan, T. Dinçel, A. Metin, S. Türkcan A. Günay, E. (1978) Uşak yöresindeki Neojen havzaları jeolojisi, TJK Bülteni,21/2, 97-106, Ankara .

Ercan T.ve diğ.(1977) Uşak yöresinin jeolojisi ve volkanitlerin petrolojisi,MTA Ege Bölge Müd. Jeo / 9 ,Bornova.

Ermiş, E. (1991) Bekilli (Denizli) güneydoğusunun jeolojisi ve petrografik özellikleri Akdeniz Ün. Fen Bil. Enstitüsü. (Yüksek Lisans Tezi). Isparta

Kibici, Y. Mutlutürk, M. Karagüzel, R. Bilgin, A.(1992) Karahallı (Uşak) yöresinin jeolojisi ve yöre mermerlerinin mühendislik özellikleri, Türkiye Jeol.Kurultayı Bülteni. 1992 / 7, s:165 - 178. Ankara.

Karagüzel, R. Mutlutürk, M. Kibici Y. (1993) Die Bewertung Der Wırstschaflıchkeıt Des Grünen Marmors I Gebıet Von Bükrüce (Denizli / Turkiye) Çukurova Ün.Müh. Mim.Fak. Yerbilimleri, Geosound, 22,11-126, Adana.

Kibici, Y. Karagüzel R. Mutlutürk, M. (1992) An investigation of petrographical characteristics of Karahallı (Uşak) marbles and their relation to physicomechanicalproperties. International. Ankara Marble Symposium 92. Page : 6. Ankara

Konak, N. ve diğ.(1986) Çal - Çivril - Karahallı dolayının jeolojisi M.T.A Genel Müd. Raporu no : 8948, Ankara.

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 1996 SAYI 28 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

HÜDAİ (Sandıklı/AFYON) SICAK VE MİNERALLİ SU KAYNAKLARININ HİDROJEOLOJİ VE HİDROKİMYASAL İNCELEMESİ VE KÖKENSEL YORUMU

Mustafa AFŞİN
N.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Aksaray/Türkiye
Baki CANİK
A.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara/Türkiye

ÖZET: *Hüdai sıcak ve mineralli su kaynakları K-G ve D-B yönünde uzanan fayların kesişme noktalarında açığa çıkmaktadır. Kaynakların sıcaklık, pH, toplam debi ve toplam çözünmüş madde miktarları sırasıyla 62° C- 68° C, 6.2-7.5, 87-91.5 l / s ve 1360-1750 mg/l arasında değişmektedir. Yerin derinliklerine doğru süzülen meteorik vadoz sular jeotermik gradyanla ısınmış ve bu arada sulara iç kökenli bazı gaz ve iyonlar karışmıştır. Meteorik kökenli olan bu kaynakların akiferleri kuvarsit ve kireçtaşları olabilir. Kimyasal bileşimleri nedeniyle tedavi edici nitelikte olan kaynaklar AIH 'ne göre Ca, HCO_3, SO_4, SiO_2 'li radyoaktif sıcak ve mineralli sulardır. Kaynakların hazne kaya sıcaklığı farklı jeotermometrelerle 100°C - 250 °C arasında hesaplanmıştır. Buna göre kaplıca kaynakları jeotermal enerji potansiyeline sahiptir. Kaynakların bazı kimyasal parametrelerinin korelasyon ve regresyon analiz sonuçlarına göre Ca-HCO_3, Na-SiO_2, Ca-TDS ve HCO_3-TDS çiftleri arasında pozitif korelasyon vardır. Bu sonuçlar iyon zenginleşmesi ile akifer formasyonun yıkanması ve andezitik magma arasındaki ilişkiye işaret edebilir.*

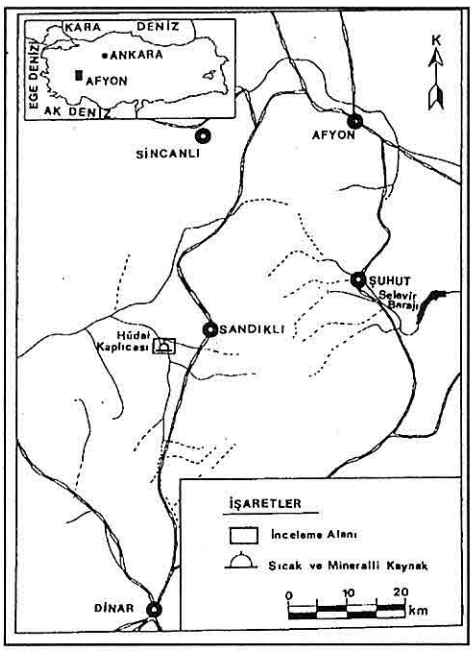
HYDROGEOLOGICAL AND HYDROCHEMICAL STUDY OF THE HUDAI (Sandıklı - AFYON/ TURKEY) HOT-MINERAL SPRINGS AND INTERPRETATION OF THEIR GENESIS

ABSTRACT: *Hudai hot - mineral springs are located intersection points of faults which extending in the north-south and east-west directions. Their temperatures, pH values, total discharges and total dissolved solids range between 62° C - 68 ° C, 6.2 - 7.5, 87 -91.5 l / s and 1360 - 1750 mg/l, respectively. Meteoric vadose waters while descending towards depths are heated by geothermal gradient. During this descend situation some internal gases and ions can mix with these springs.The water of the springs is of meteoric origin. Quartzite and limestones may constitute the main aquifer.These springs have curing property and are classified as Na, Ca, HCO_3, SO_4, SiO_2, radioactive and hot-mineral waters according to IAH.Their reservoir rock temperatures are calculated as 100°C - 250 °C by different geothermometers. Therefore, Hudai bath springs have geothermal energy potential. The correlation and*

regression analysis of some chemical parameters of the springs show high positive correlation between Ca-HCO_3, Na-SiO_2, Ca-TDS and HCO_3-TDS pairs. These results may suggest mutual the relation between leaching of the aquifer and andesitic magma with ion enrichment.

1.GİRİŞ

Hüdai sıcak ve mineralli su kaynakları, Afyon'un yaklaşık 65 km GB'sında ve Sandıklı'nın 9 km B'sında yer alır (Şekil, 1). Hüdai kaplıcası ile ilgili yapılan jeoloji ve hidrojeoloji çalışmalarından bazıları şunlardır: Çağlar (1950), şamilgil (1964), Öngür (1973), Bulutçu (1974),TÜMAŞ (1974),Yenal vd.(1975), Öztaş (1989).



Şekil 1. İnceleme alanının yer belirleme haritası

Hüdai sıcak ve mineralli su kaynaklarının jeoloji ve hidrojeolojisine yönelik ayrıntılı çalışma Afşin (1991)'e aittir. Bu çalışma 1987 ile 1990 yılları arasını kapsar. Bu dönemde kaynakların debileri muline ile ölçülmüştür. Kaynak sularının sıcaklıkları dışında tüm parametreleri MTA Genel Müdürlüğü, Ankara Üniversitesi ve Hacettepe Üniversitesi su kimyası laboratuvarlarında tahlil edilmiştir.

Çamur banyoları ile ünlü olan Hüdai sıcak ve mineralli su kaynakları Türkiye'nin önemli sıcak su tedavi merkezlerindendir. Kaynak sularının içerdiği yüksek miktardaki radyoaktif gazlar insan vücudu üzerinde aktif biyolojik etki göstererek gençleştirici özelliğe sahiptir (Ülker,1988). Peloid adı verilen çamurlar (Öztaş,1984), ısıyı sürekli koruduklarından aktif inflamatuvar durumlar dışındaki romatizmal sendromlarda etkindir.

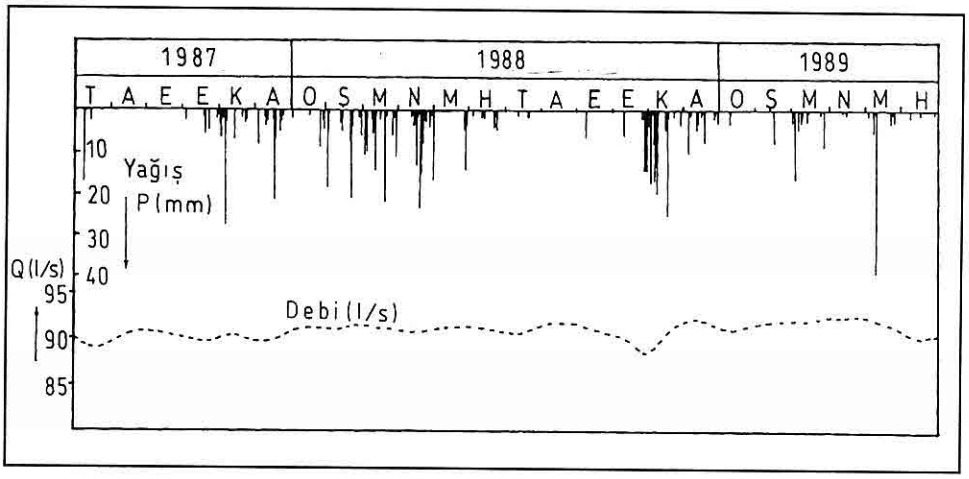
Bu çalışmanın amacı, Hüdai sıcak ve mineralli su kaynaklarını Afşin (1991)'in verilerini kullanarak hidrojeokimyasal açıdan ele almak; istatistiksel analizler ve izotopik değerler yardımıyla köken yorumunu yapmaktır.

2.HİDROJEOLOJİ

2.1.Formasyonların Hidrojeoloji Özellikleri

Hüdai sıcak ve mineralli su kaynaklarının bulunduğu alanda her biri farklı hidrojeoloji özelliğine sahip sırasıyla aşağıdaki litostratigrafi birimleri belirlenmiştir (Şekil 2).

Tabanda çoğunluğu kuvarsit, yer yer



Şekil 2. Sıcak ve mineralli su kaynaklarının toplam debisi (Q) ile yağış (P) arasındaki ilişki

fillitlerle ardalanmalı, yaşı karşılaştırma ile Erken Kambriyen olarak belirlenen Hüdai formasyonu (Öztaş,1989) (Ɛh), az birincil, çatlaklı yapısından dolayı daha çok ikincil gözenekliliğe sahip, geçirimsiz fillitli seviyelerinin dışında, kaplıca kaynaklarının beslenme alanlarından en önemlisini oluşturur. Dolomit ve kireçtaşlarından oluşan, yaşı Orta Kambriyen olarak tespit edilen Çaltepe formasyonu (Öztaş,1989) (Ɛç) kaplıcanın güneyinde gözlendiği gibi yer yer çözünme yapıları içerir. Birincil gözenekliliği az olan birimin ikincil gözenekliliği dolomit - kireçtaşı dokanağı, fay ve çatlak gibi süreksizliklerle artmıştır. Kumtaşı, silttaşı ve killi kireçtaşı mercekli şeyllerden oluşmuş, yaşı karşılaştırma ile Geç Kambriyen-Erken Ordovisiyen olarak belirlenen geçirimsiz Seydişehir formasyonu (Ɛs) çok dar bir alanda yer alır. Bunların üzerine açısal uyumsuzlukla gelen, K/Ar yöntemiyle yaşı Geç Miyosen olarak saptanan (Öngür, 1973) Sandıklı formasyonunun (Tss) birimleri kırıntılı seviyeleri dışında geçirimsizdir. Pliyosen oluşuklarının killi seviyeleri geçirimsiz, gevşek tutturulmuş çakıltaşı ile kumtaşı seviyeleri ise geçirimlidir. Büyük ihtimalle Pliyosen sonunda oluşmuş travertenler (TÜMAŞ, 1974), birincil, çoğunlukla hidrotermal karstlaşmaya bağlı ikincil gözenekliliğe sahiptir. Sıkılaşmamış malzemenin toplam gözeneklilik değerleri laboratuvarda sıkılama yöntemiyle Miyosen 'de % 24 -% 40, alüvyonda ise % 24 - % 32 arasında hesaplanmıştır (Afşin, 1991).

Kaplıca kaynaklarının bulunduğu alanda akifer formasyonu oluşturan kuvarsitlerin çoğunluğu yarıbasınçlı akifer, kireçtaşları ve diğer birimler basınçlı akifer konumundadır. Bu durum akiferde genelde kapalı bir dolaşım

sisteminin sergilenmesine neden olmuştur.

3. HİDROJEOKİMYASAL SONUÇLAR VE YORUM

Hüdai kaplıcası ve çevresiyle ilgili olarak farklı zamanlarda yapılan kayaç ve su kimyası analizleri çeşitli diyagramlar üzerinde, korelasyon ve regresyon analizleriyle birlikte izotopik verilerin de yardımıyla yorumlanmıştır (Tablo 1,2,3 ve 4).

3.1. Kaynakların Fiziksel ve Kimyasal Bileşimi, Fasiyes ve Sınıflama

İnceleme dönemi boyunca kaynakların sıcaklık, toplam debi, pH, elektriksel iletkenlik (EC) ve toplam çözünmüş mineral madde (TDS) miktarları sırasıyla 63°C-68°C, 89-91.5 l/s, 6.2-7.5, 1570-2200 µmho/cm ve 1350-1750 mg/l arasında değişmiştir (Tablo 1). Yağışlı mevsimlerden sonra oransal olarak kaynakların toplam debisinde artma (Şekil 2) ve sıcaklıklarında ise düşme gözlenmiştir (Afşin, 1991). Bu nedenle, kaplıca alanındaki alüvyon akifer, derinlerden yükselen sıcak sularla karışarak sıcak su akiferine dönüşmüş olabilir. Yani, fay hattından uzakta açığa çıkan kaynakların sıcaklıklarının düşük olması bu olayın sonucuna bağlanabilir (Şekil 3).

Yarı logaritmik diyagrama göre (Schoeller 1955,1962) kaynak sularının katyon ve anyon dizilimi şöyledir (Şekil, 4): r (Na^+ K^+)> r Ca^{++}> r Mg^{++}; r HCO_3-> r SO_4-- > r Cl^-.

Diyagramda doğru parçalarının çoğunlukla birbirine paralel olması kaynakların kökenlerinin aynı veya benzer olabileceğini gösterebilir.

Piper (1944) diyagramına göre (Şekil 5) kaynak suları (Na^+ + K^+)>(Ca^{+++} Mg^{++}); (Cl^- SO_4^{--})>HCO_3^- karbonat olmayan alkalinitesi > % 50 olan NaCl, Na_2SO_4 ve KCl lü sulardır. Bu sular dolaşım yolundaki kayaçlara bağlı olarak Na-(Ca)-HCO_3-SO_4 tipli su kimyası fasiyesine (Freeze ve Cherry, 1979) girebilir. Na^+ + Ca^{++} toplam katyonların , SO_4^{--} +HCO_3^- ise toplam anyonların % 55 den fazlasını oluşturur. Bu fasiyes türündeki sular, derin dolaşımlı, düşük hidrolik iletkenliğe sahip akiferlerdeki yavaş dolaşımdan dolayı kayaçla temas süresinin uzaması sonucu iyon miktarı artmış, yüzeye çıkarken sığ dolaşımlı sularla karışmış yeraltısuları olabilir.

Hüdai sıcak ve mineralli su kaynakları değişik sınıflama yöntemleri ve araştırıcılara göre kısaca şöyle sınıflandırılabilir:

Schoeller (1955) Normal klorürlü, oligosülfatlı ve aşırı karbonatlı sular,

Canik (1980) Fay kaynakları,

AIH (Uluslararası hidrojeologlar birliği) (Başkan ve Canik,1983) Na, Ca, HCO_3, SO_4, SiO_2, radyoaktif, sıcak ve mineralli sular,

Erguvanlı ve Yüzer (1984) Zayıf radyoaktif sular.

3.2. Kaynaklarda İyon Değişimi

Bu bölümde kaynak sularındaki önemli iyonların (Ca^{++}, Na^+, Fe_T, SiO_2, SO_4^{--} , HCO_3^- , F^-) kayaç - su arasındaki

Tablo 1. Kaplıca kaynak sularının kimyasal analiz sonuçlarının karşılaştırılması [Kaynak isimleri:1, 5, 9,13, 19 ve 22. Kükürtlü; 2, 6 ve 14. Kadın çamur; 4 ve 16. Asri çamur; 3, 7, 11 ve 15. Buğu; 8,12 ve 20. Dereiçi;10 ve 11. Maden; 18. Çiftlik; 17 ve 23. Erkek çamur)].

	1948 (Çağlar 1950)				1962 (Şamilgil1964)				1974 (Bulutçu, 1974)				1971 (Yenal vd. 1975)		
Kay. No	**1**	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**	**12**	**13**	**14**	**15**
Ca (mg/l)	175.2	91.4	164.9	174.1	126.9	168.0	175.2	184.2	161.92	162.0	161.76	162.0	179.94	181.57	184.28
Mg	26.3	27.4	27.0	27.0	27.5	27.3	27.9	28.4	26.68	27.38	27.34	26.58	21.89	20.93	14.49
Na	226.3	237.2	224.5	228.0	253.0	249.3	237.8	237.3	230.0	221.0	225.0	222.0	234.49	234.49	234.50
K	33.9	37.2	34.8	37.3	19.9	20.6	20.5	21.1	34.5	33.5	34.3	34.0	43.16	43.98	43.18
Cl	96.4	95.7	95.7	97.4	92.1	92.1	92.1	88.6	102.6	99.08	99.43	101.55	99.00	93.00	96.50
SO_4	460.2	486.2	458.2	491.3	489.5	485.5	468.1	471.0	488.5	462.53	508.63	467.05	485.5	495.50	459.0
HCO_3	575.9	326.5	620.9	577.2	436.1	561.2	573.4	610.0	563.6	562.42	552.66	547.17	567.3	567.30	566.0
FeT	0.07	0.08	0.11	0.08	-	-	-	-	-	-	-		0.59	0.70	0.79
As	-	-	-	-	-	-	-	-	0.22	0.12	0.07	0.18	0.43	0.37	0.65
B	-	-	-	-	-	-	-	-	1.10	1.10	-		3.24	3.03	3.44
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.3	0.5	0.30
SiO_2	24.46	37.85	36.78	32.93	64.0	61.0	69.0	50.0	43.5	41.8	41.8	42.6	32.82	40.00	35.51
I	0.25	0.07	-	-	-	-	-	-	0.17	0.16	0.21	0.14	-	0.001	0.04
F	-	-	0.07	-	-	-	-	-	4.00	4.15	4.2	4.3	3.96	3.67	3.82
Br	4.5	6.74	6.74	6.88	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NO_2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.02	0.03	0.09
NO_3	1.0	0.8	3.2	-0.4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.40	0.44
pH	7.0	6.6	7.0	-	-	-	-	-	7.2	6.3	6.2	6.2	6.24	6.28	6.62
°C	69	67	67	67	58	67	63	68	67	62	67	68	68	64	66
EC (µmho/cm)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1780	1620	1570
Buh. Kal. (mg/l) (180°C)	-	-	-	-	-	-	-	-	1666	1590	1604	1626	-	-	-
T. Sertlik (Fr.)	54.3	34.3	52.5	1695	43.18	45.04	55.42	57.88	56.35	51.65	51.6	51.35	53.85	53.95	52.0
TDS (mg/l)	1638	1367	1703	1667	1510	1667	1666	1692	1695	1651	1695	1646	1684	1700	1656
Rn 222 (pCi/l)	6400	7280	6000	2500	-	-	-	-	-	-	-	-	1345	2500	886

Tablo 1' in devamı

	1988 (Afşin, 1991)				1989 (Afş in, 1991)		
16	**17**	**18**	**19**	**20**	**21**	**22**	**23**
190.24	160.0	160.0	160.0	160.0	160.0	144.0	136.0
15.77	32.0	37.0	22.0	29.0	32.0	63.0	49.0
232.19	258.0	265.0	270.0	270.0	268.0	260.0	260.0
46.52	33.0	160.01	32.0	33.0	33.0	3.2	3.2
95.00	103.0	103.0	103.0	103.0	106.0	102.0	110.0
491.50	460.0	432.0	472.0	477.0	472.0	475.0	491.0
558.76	610.0	659.0	622.0	527.0	610.0	610.0	610.0
0.50	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
0.14	0.29	0.14	0.37	0.31	0.31	0.46	0.44
4.45	0.55	0.55	0.55	0.55	0.55	1.00	-
0.36	0.40	0.80	0.44	0.40	0.50	-	-
34.00	50.0	60.0	53.0	52	52	55	57
0.04	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.1	<0.1
3.84	4.0	4.0	4.5	4.5	4.5	-	-
-	<0.5.	<0.5	1.3	1.7	0.50	2.4	2.2
0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
-	2.0	<0.1	<0.1	<0.1	2.0	<0.5	0.7
6.3	6.5	6.6	6.8	6.7	6.5	6.3	6.4
68	64	46.5	66	65	62	-	-
1750	1800	1700	1700	1600	1800	2200	2200
-	1430	1432	1460	1446	1426	1423	1476
54	53	55	49	52	53	62	54
1685	1715	1755	1744	1707	1743	1720	1724
3367	-	-	-	-	-	4277	1360

Tablo 2. Kaplıca kaynak sularına ait bazı fiziksel ve kimyasal verilerin korelasyon katsayıları.

Sıcaklık (°C)	Ca	Na	SO4	HCO3	SiO2	TDS
0.42						
-0.52	-0.31					
-0.01	-0.17	-0.02				
0.05	0.55	0.09	-0.32			
-0.53	-0.23	0.56	0.06	-0.01		
-0.08	0.60	0.26	-0.15	0.89.	0.11	

Tablo 3. Kaplıca kaynak sularına ait bazı fiziksel ve kimyasal verilerin aritmetik ortalamalarının t testi.

	Xmax (Mak. Değer)	Xmin (Mini. Değer)	X Ortalama	σ_{n-1} (Stand. Sapma)	σ_n (Stand. Hata)	t*h	Medyan
Sıcaklık (oC)	69	58	64.9	3.20	0.67	96.87	68
Ca(mg /l)	190.24	91.4	162.2	22.16	4.62	35.11	162.0
Na(mg /l)	270.0	221.0	241.9.	16.15	3.37	71.78	222.0
SO4(mg/l)	508.63	458.2	477.7	13.78	2.87	166.45	467.1
HCO3(mg/l)	634.0	326.5	574.5	51.99	10.82	53.10	597.2
SiO2(mg/l)	69.0	24.46	47.0	13.09	2.73	17.22	42.6
TDS(mg/l)	1742.72	1366.72	1668.10	82.36	17.17	97.15	1645.9

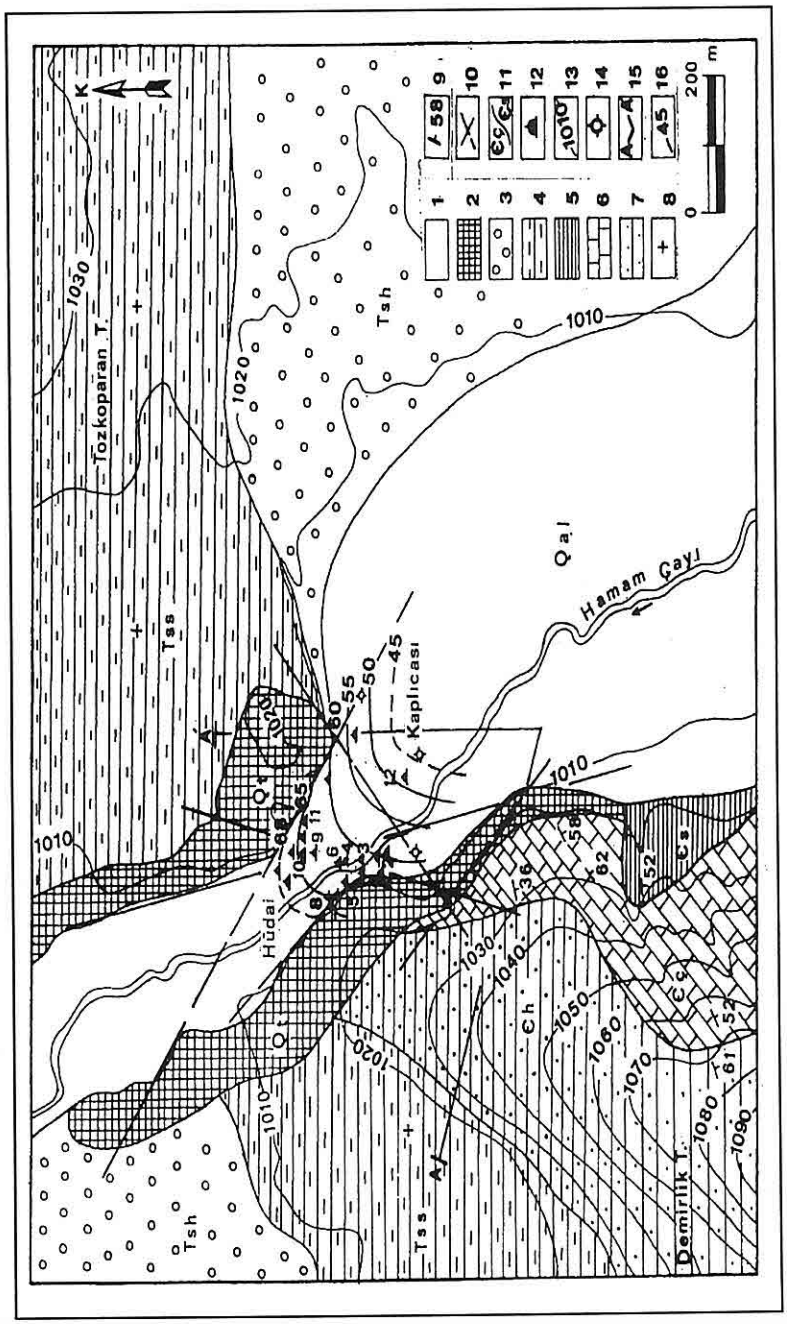
th*=Hesaplanan t değeri. th>tt th= x/ σ_n
tt=Tablo'dan (Temur, 1994)

etkileşimlerle ilişkileri ve kökensel yorumu yapılacaktır.

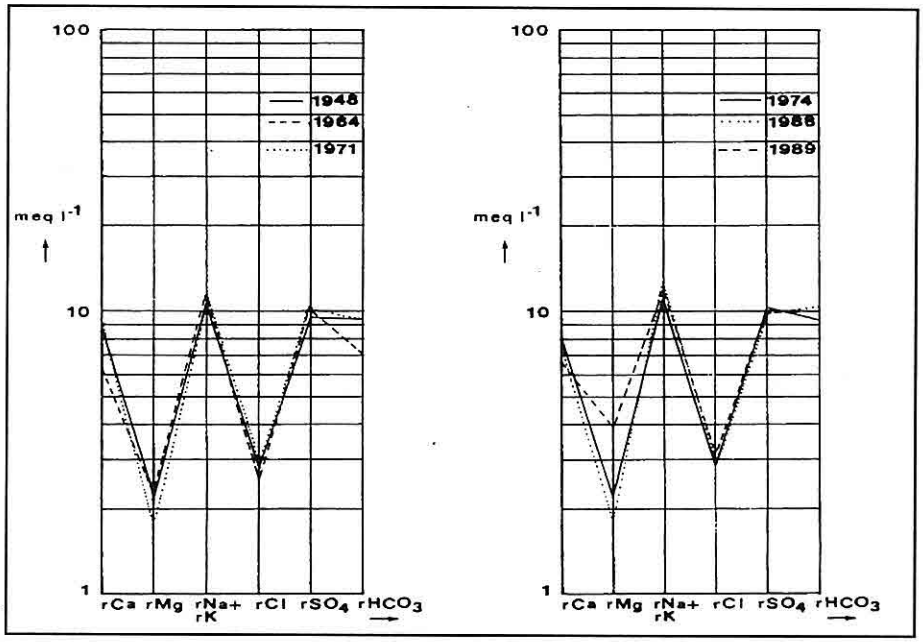
Toplam iyonların miliekivalen değerlerinin %15 - %20 sini Ca^{++}oluşturur. İnceleme alanındaki farklı yaşlı kireçtaşlarında dolaşan CO_2 li suyun bu kayaçlardaki $CaCO_3$ ı çözmesi sonucu suya Ca^{++} iyonu karışmış olabilir. Ca^{++} miktarları, kaplıca çevresindeki kireçtaşlarında % 20 ve travertenlerde ise % 27 olarak belirlenmiştir (Afşin, 1991) (Tablo 1).

Toplam iyonların miliekivalen değerlerinin % 23 - % 27 si ile sulardaki en fazla iyon Na^+ dur. İnceleme alanının kuzeydoğusundaki volkanik kayaçların içerdiği albitlerin, kısmi CO_2 basıncının yükselmesi ile çözünmesi sonucu (Stumm ve Morgan, 1981) sulardaki sodyum miktarı artmış olabilir. Çünkü kayaç analizlerinde sodyum miktarlarının kireçtaşlarında % 0.07 ve volkanik kayaçlarda % 1,8 - % 4,1 arasında olduğu tespit edilmiştir. Ayrıca, kil mineralleri iyon değişimi sonucu Na^+ ve Ca^{++} iyonlarının yer değiştirmesini sağlamış olabilir (Domenico ve Schwartz, 1990). Sodyumun iç kökeni ise sodik plajiyoklazca zengin andezitik magmaya bağlanabilir (Şekil 6 a).

Kaplıca kaynak sularında 0.1-0.70 mg/ l gibi çok az miktarlarda Fe^{+2}, Fe^{+3}



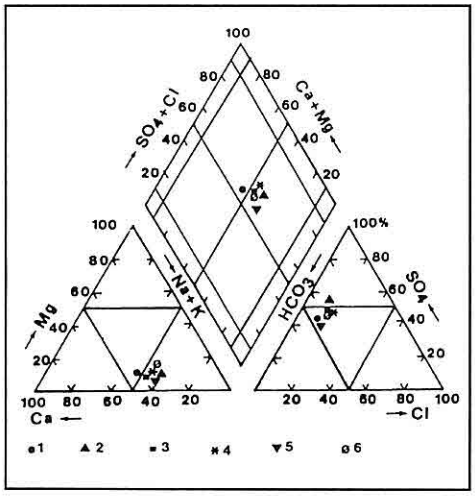
Şekil 3. İnceleme alanının jeoloji haritası [1. Alüvyon (Qal), 2. Traverten (Qt), 3. Pliyosen birimleri (Tsh), 4. Geç Miyosen, (Sandıklı üyesi) (Tss),5. Ꞓs: Geç Kambriyen-Erken Ordovisiyen (Seydişehir formasyonu), 6.Ꞓç: Orta Kambriyen (Çaltepe formasyonu), 7. Ꞓh: Alt Kambriyen (Hüdai formasyonu), 8.Yatay tabaka, 9.Tabaka doğrultu ve eğimi, 10. Fay (Olasılı vb), 11. Formasyon sınırı,12. Sıcak ve mineralli kaynak (Kaynak isimleri:1. Maden; 2. Buğu; 3, 4, 5 ve 6. Dereiçi,7 ve 8. Çamur, 9,10 ve 11.Kükürtlü, 12. Çiftlik), 13. Eş yükseklik eğrisi (m),14. Önerilen sondaj lokasyonu; 15. Enine kesit yönü; 16. Eş sıcaklık eğrileri (° C)].



Şekil 4. Kaynak sularının yarı logaritmik diyagramı [Analiz tarihi: 1948 (Çağlar, 1950) (1), 1962 (Şamilgil, 1964) (2), 1971 (Yenal vd, 1975) (3), 1974 (Bulutçu, 1974) (4), 1988 (5) ve 1989 (Afşin, 1991) (6)].

bulunur. Volkanik kayçlarda bulunan piroksen ve biyotit minerallerinin bozuşması ve volkanik kökenli CO_2 in yeraltısularına karışması sonucu demir çözünebilir. Volkanik kayaçlardaki Fe_2O_3 miktarı travertenlerde % 1,31, andezitlerde % 1.43 - % 9.23, kireçtaşı ve dolomitlerde %1 olarak belirlenmiştir. Sıcak ve mineralli suların aktığı yerlerde ve kaplıca alanındaki bozuşma kuşağında yeşil, kırmızı ve siyah renkli çökeller gözlenmiştir. Bu durum, iki ve üç değerli demirin derinlerde oksidasyon, mikroorganizma yokluğu, pH, CO_2 veya HCO_3- iyon miktarlarının değişmesine (Hem, 1985; Freeze ve Cherry, 1979; Şahinci, 1991) ve iki değerli demirin yeryüzüne çıkınca HCO_3- ve oksijenin varlığı ile $Fe(OH)_3$ e dönüşmesine bağlanabilir. Bozuşma kuşağına ait kil örneklerinin analizlerinde Fe_2O_3 miktarının % 2.3 - % 5.6 arasında tespit edilmesi (Afşin, 1991) bu görüşü destekleyebilir. Kaplıca sularının aktığı yerlerde kahve ve siyah renk oluşmasının bir nedeni de bu sularda 0.3 - 0.8 mg/l arasında bulunan manganez olabilir.

Sıcak ve mineralli sularda SiO_2, 24 - 69 mg/l arasındadır. Silisin kökeni kuvarsitler ile andezit, bazalt ve trakiandezit gibi volkanik kayaçlar ve killer olabilir. Kayaç analizlerinde SiO_2 miktarları kuvarsitlerde % 93, volkanik kayaçlarda % 43 - % 64, killerde % 39 - % 60, travertenlerde %19, kireçtaşı ve dolomitlerde < %1 olarak tespit edilmiştir.



Şekil 5. Kaynak sularının Piper diyagramı (Açıklamalar şekil 4 te verilmiştir).

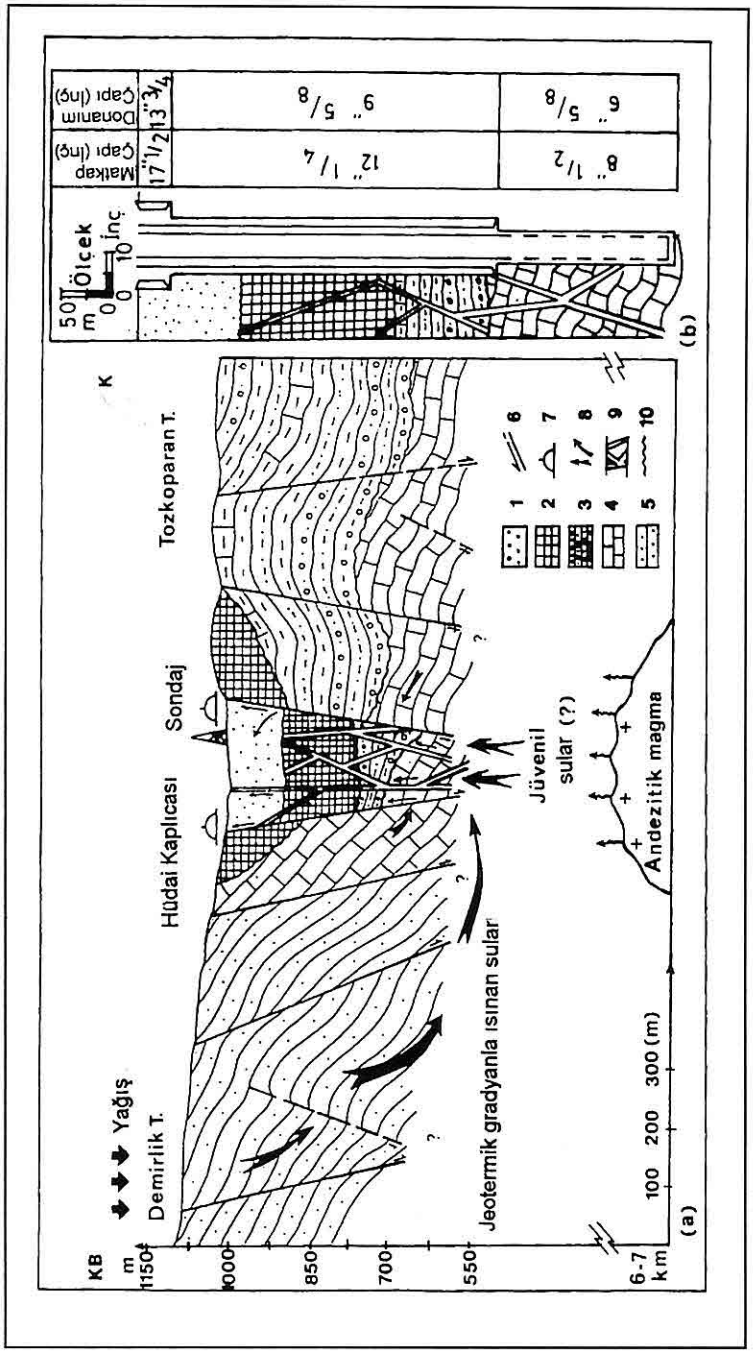
Kaplıca sularında SiO_2 miktarının fazla olmasının nedeni, andezitik magmanın fluorür gibi elementleri hidrotermal oluklar boyunca yeryüzüne doğru taşırken sıcaklığın yükselmesi ile ilişkili olarak silisin çözünürlüğünün artması (Barnes,1979) sonucu Hüdai formasyonuna ait kuvarsitlerin çözünmesi olabilir (Şekil 6 a).

Sıcak ve mineralli sularda toplam iyonların % 21 - % 25 ini SO_4^{--} oluşturur. Sülfat iyonu, piritlerin oksidasyonu, volkan gazlarından çıkan H_2S ve SO_2 'nin oksitlenerek SO_4^{--} şekline dönüşmesi (Şahinci,1991) ve Geç Miyosen Sandıklı üyesinin kömürlü seviyeleri ile ilişkili şekilde açığa çıkmış olabilir.

Kaynak sularının toplam iyonlarının % 17 - % 22 sini HCO_3^- oluşturur. Bikarbonat, Çaltepe formasyonuna ait kireçtaşı ve dolomitlere bağlanabilir. Karbonat kayaçlarının çözünmesinde CO_2 gazının önemi büyüktür. CO_2, yeraltına süzülen yağmur suları, volkanik kayaçlar ve denizel karbonatların metamorfizması ile ilişkili şekilde açığa çıkmış olabilir. Derin dolaşımla jeotermik gradyanın artması sonucu yealtısuyu sıcaklığının ve doygunluk indeksinin yükselmesi (Bayarı ve Denizman,1993) kaplıca alanındaki traverten oluşumunun nedeni olarak düşünülebilir.

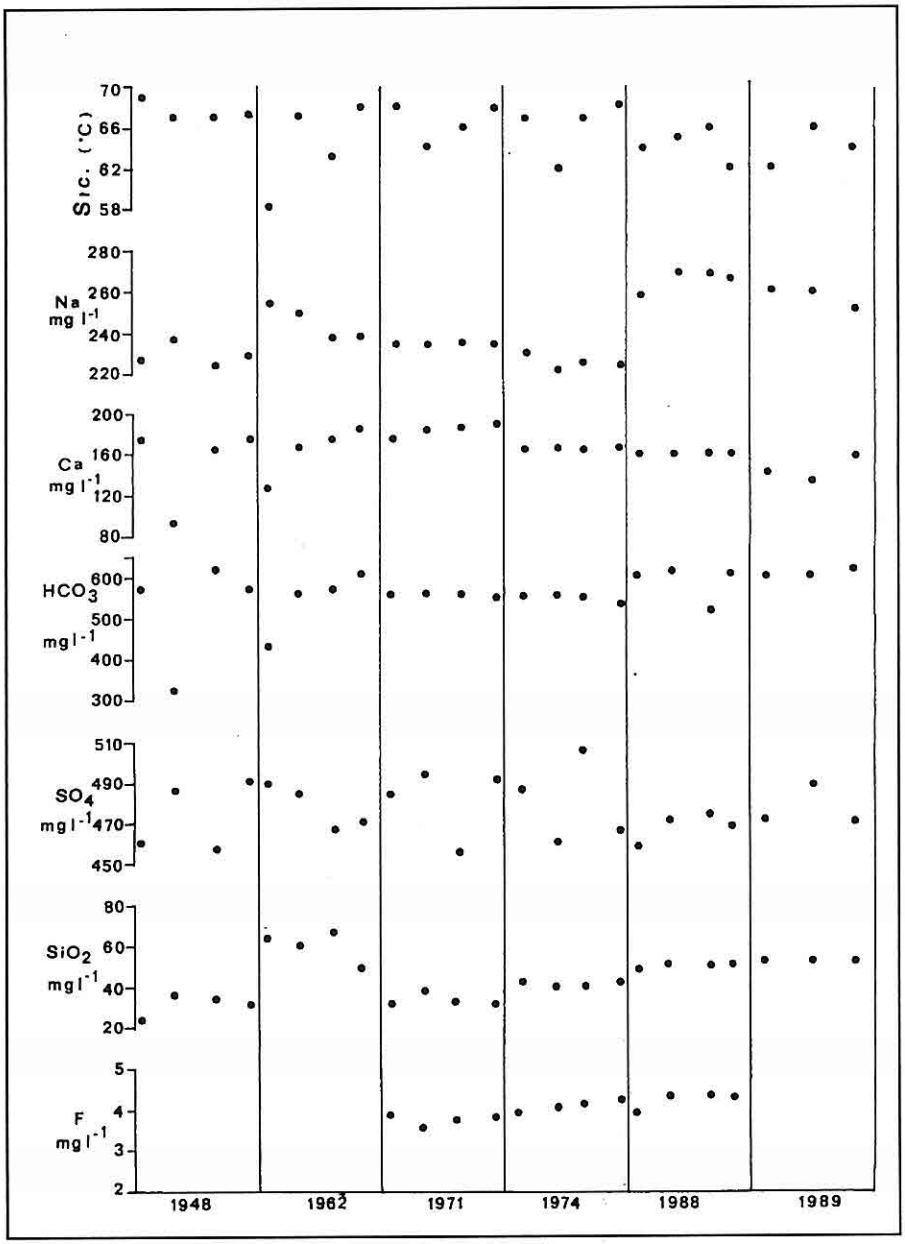
Kaplıca kaynaklarında F-, 3.6-4.5 mg/l arasındadır. Fluorürün kökeni, Sandıklı'nın kuzeydoğusundaki trakiandezit ve tüflerde bulunan biyotitlere (Özkan vd.,1988) bağlanabilir. F^-, Na^+ ile doğru, Ca^{++} ve Mg^{++} ile ters orantılıdır (Şekil 7). Kaplıca suları genelde asidik olduğu için düşük pH da HF açığa çıkar. Asidik çözeltilerde F-, Si ile birleşebilir (Hem, 1985). Andezitik magmadan yükselen HF silikatlar içinde kolayca çözünebilir.Yükselme ile birlikte etkin olan HF, kuvarsitler ile tepkimeye girmiş ve sıcaklık düştükçe F-zenginleşmesi artmış olabilir (Barnes, 1979).

Sonuç olarak, son 41 yılda (1948-1989) kaynak sularının Na^+, HCO_3^-, SO_4^{--} ve SiO_2 değerlerinde çok az değişiklik olmuştur. Bunun nedenleri, farklı araştırıcılarca uygulanan değişik kimyasal analiz yöntemlerinin yanısıra akifer kayaçlardaki derin ve yavaş dolaşımlı sistemde gerçekleşen düzenli kayaç-su ilişkisi de olabilir (Şekil 8).



Şekil 6 a. Sıcak ve mineralli su kaynak alanının jeoloji enine kesiti ve kuramsal modeli [1.Alüvyon (Qal), 2. Traverten (Qt), 3. Pliyosen birimleri (Tsh), 4. Çaltepe formasyonu (Eç), 5. Hüdai formasyonu (Eh), 6. Fay (Olasılı vb), 7. Sıcak ve mineralli kaynak, 8. Sıcak suyun hareket yönü, 9. Hidrotermal kanal, 10. Uyumsuzluk].

b. Kaynakların olasılı log donanımı]



Şekil 7. Sıcak ve mineralli su kaynaklarının bazı fiziksel ve kimyasal parametrelerinin karşılaştırılması (Açıklamalar Şekil 4 te verilmiştir).

3.3. İstatistiksel Değerlendirme

Kaplıca kaynaklarının köken yorumu için korelasyon ve regresyon analizleri yapılmış ve ikişerli gruplar halinde bazı önemli fiziksel ve kimyasal parametrelerin korelasyon ilişkileri incelenmiştir. İstatistiksel işlemler JEOİST programıyla yapılmış ve sonuçların yorumunda STATGRAF paket programı (Temur, 1992 ve 1994) kullanılmıştır. Regresyon denklemlerinin b1 katsayıları t testine, dağılım diyagramlarında noktaların regresyon doğrusuna uyumları da f testine tabi tutulmuştur (Stratigraphics,1987) (Tablo 2,3 ve 4; Şekil 8). Sonuçlara göre, noktaların regresyon doğrusuna uyumları 0.95 anlamlılık düzeyinde önemli çıkmıştır.

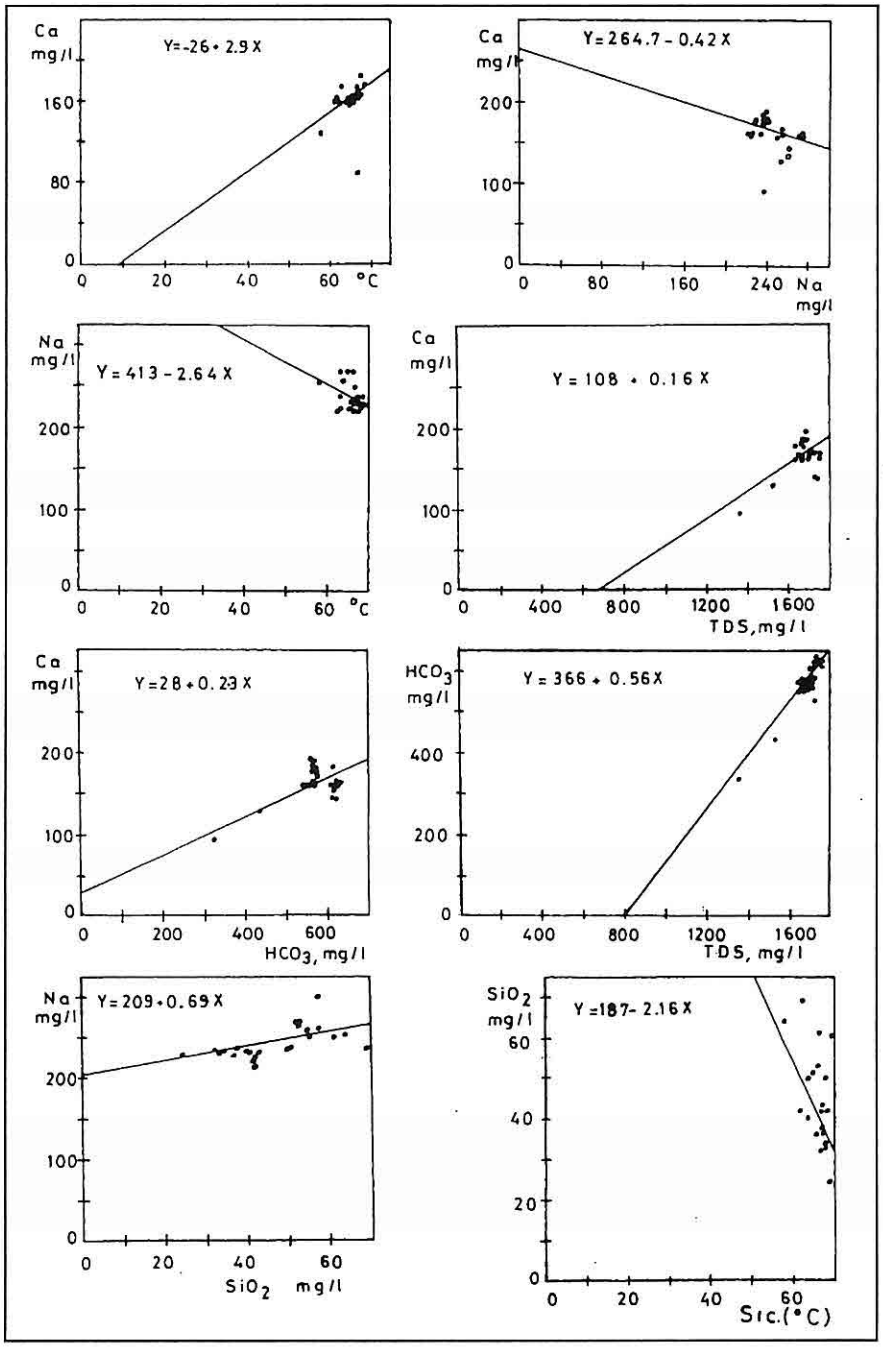
Korelasyon ve regresyon analizleri Ca ve sıcaklık (°C) arasında orta pozitif ($r<0.50$); Ca-HCO_3, Na-SiO_2, Ca-TDS ve HCO_3-TDS çiftleri arasında yüksek pozitif ($r>0.50$); Na- Sıcaklık (°C) ve SiO_2 -Sıcaklık (°C) çiftleri arasında yüksek negatif korelasyon ($r > -0.50$) gösterir. Bu sonuçlar, beslenme, akifer formasyonun yıkanması, iyon zenginleşmesi ve andezitik magma arasındaki ilişkiye işaret edebilir. Ancak, Na-Sıcaklık (°C) ve SiO_2-Sıcaklık (°C) çiftleri arasında tespit edilen negatif korelasyonun bir nedeni Çağlar (1950) ve diğer araştırıcılar tarafından uygulanan farklı kimyasal analiz yöntemleri olabilir.

3.4. Köken Yorumu

Hüdai sıcak ve mineralli su kaynaklarının hazne kaya sıcaklıkları Na/K ve silis jeotermometreleri kullanılarak 106°C ile 286°C arasında hesaplanmıştır. Buhar kaybının bulunduğu varsayımına dayalı modelde sıcak ve mineralli su kaynaklarına soğuk suyun karışım oranı % 61.5 olarak hesaplanmıştır (Afşin,1991). Kaplıca alanında fay hattı boyunca yer alan traverten ve hidrotermal bozuşma ürünlerinden alınan kil örnekleri üzerinde yapılan x-ışını analizleri sonucu saptanan hazne kaya sıcaklığı 160°C dir.

Hüdai kaplıcası ve çevresinde K-G ve D-B doğrultusunda gelişmiş, 80° ye yakın eğimli iki ana fay ile bunları kesen tali faylar bulunmaktadır. Kaplıca kaynakları bu fayların kesişme noktalarında açığa çıkmaktadır. Jeoelektrik yöntemiyle bu faylardan KD-GB doğrultulu ve yaklaşık 150 m atımlı olanı belirlenmiştir (Afşin, 1991). sıcak ve mineralli kaynakların oluşmasında ve yeryüzüne ulaşmasında çok önemli rolü olan ana fay kuşağı, travertenler tarafından sınırlanan bir graben şeklindedir.

Eldeki verilere göre, akifer formasyonları kuvarsit ve kireçtaşları olarak düşünülen kaynakların kökeni ile ilgili farklı yorumlar yapılabilir. İnce çatlak ve faylar boyunca yerin derinliklerine doğru süzülen yağmur suları jeotermik gradyanla ısınmış olabilir. Bu ısınan sular hidrostatik basınç, kapilarite, soğuk ve sıcak su arasındaki yoğunluk farkı ve CO_2 gibi gazların da etkisiyle (Canik,1980) kaplıca faylarını izleyerek Launay'ın termosifon teorisine göre (Moret, 1946)



Şekil 8. Kaplıca kaynak sularına ait bazı fiziksel ve kimyasal parametre çiftleri arasındaki lineer regresyon ilişkisi ve dağılım diyagramları.

Tablo 4. Kaplıca kaynak sularına ait bazı fiziksel ve kimyasal verilerin regresyona uyum için varyans analiz sonuçları.

	Varyansın Kaynağı	Kareler Toplamı	Serbestlik Derecesi	Kareler Ortalaması	F-Testi
Ca-Sıcaklık (°C)	Regresyon	1902	1	1902	Fh*= 4.487
	Std. Sapma	8900	21	424	Ft**=0.956
	Toplam	**10802**	**22**	**Fh>Ft**	
Ca-Na	Regresyon	1028	1	1028	Fh=2.21
	Std. Sapma	9773	21	465	Ft=0.85
	Toplam	**10801**	**22**	**Fh>Ft**	
Na-Sıcaklık (oC)	Regresyon	1576	1	1576	Fh=7.958
	Std. Sapma	4160	21	198	Ft=0.990
	Toplam	**5736**	**22**	**Fh>Ft**	
Ca-TDS	Regresyon	3917	1	3917	Fh=11.95
	Std. Sapma	6884	21	328	Ft=0.997
	Toplam	**10801**	**22**	**Fh>Ft**	
Ca-HCO_3	Regresyon	3252	1	3252	Fh=9.047
	Std. Sapma	7549	21	359	Ft=0.993
	Toplam	**10801**	**22**	**Fh>Ft**	
HCO_3-TDS	Regresyon	47411	1	47411	Fh=84.11
	Std. Sapma	11837	21	564	Ft=1.00
	Toplam	**59248**	**22**	**Fh> Ft**	
Na-SiO_2	Regresyon	1820	1	1820	Fh=9.76
	Std. Sapma	3916	21	156	Ft=0.995
	Toplam	**5736**	**22**	**Fh>Ft**	
SiO_2-Sıcaklık (oC)	Regresyon	1055	1	1055	Fh=8.153
	Std. Sapma	2716	21	129	Ft=0.991
	Toplam	**3771**	**22**	**Fh>Ft**	

Fh*=Hesaplanan F değeri, Ft**= Tablo'dan (Temur, 1994)
(Fh= Regresyon kareler ortalaması/ Std. sapma kareler ortalaması)

tekrar yeryüzüne çıkmış ve bu sulara muhtemelen derinlerde henüz soğumamış bir andezitik magmadan gelen jüvenil su ve iç kökenli gazlar da karışmıştır (Şekil 6 a). Ercan vd (1994) tarafından Hüdai sıcak ve mineralli su kaynaklarıyla ilgili

yapılan çalışmada bu görüşü destekleyen şu sonuçlar elde edilmiştir:

δ D (‰)	δ ^{18}O (‰)	CH_4 (mg/l)	CO_2 (%)	δ ^{13}C (CO_2) (‰
) -71.5	-10.42	7480	52	-3.80

Sheppard (1986)'ın oksijen ve hidrojen izotop diyagramında analiz sonuçları meteorik su çizgisi yakınında yer almıştır. Suların oksijen ağır izotopu kapsamının, okyanus suları ortalamasına (SMOW) göre daha fakirleştiği belirlenmiştir. Karbon izotop ölçümlerinde sulardaki CO_2 lerin daha çok denizel karbonat, daha ender volkanik kökenli oldukları, organik köken özelliği göstermedikleri saptanmıştır. Sonuç olarak, Hüdai sıcak ve mineralli su kaynaklarının önceden aktif olan volkanizma ile ısınma sonucu yükselen sıcak akışkanın kalıntılarını taşıyan ve halen soğumakta olan bir sistemi karakterize edebileceği, yani lokal meteorik tatlı su kökenli olabileceği yorumu yapılabilir.

4. KAYNAKLARIN GELİŞTİRİLMESİ

Kaplıca kaynaklarının kullanılan miktarı şu andaki ihtiyacı karşılamaktadır. Ancak, ileride bunlar yetersiz kalacaktır. Bunun için öncelikle Hamamçayı içerisinde bulunan ve boşa akmakta olan sıcak ve mineralli kaynakların kaptajı yapılarak depolara alınmalı ve fazla miktarı şehir ısıtmacılığı ve seracılıkta kullanılmalıdır.

Kaynakların debisinin arttırılması için, suyun yüzeysel etkilerle kirlenmeyeceği uygun bir noktadan derin bir sondajın yapılması gereklidir. Sondaj yerinin kaynak alanının 50 m doğu ve güneydoğusunda seçilmesi ve 520 m dolayında olması, mevcut verilere göre uygun gözükmektedir (Şekil 6 b). Bu derinliğin azaltılması ve daha yüksek sıcaklıkta bir su elde edilmesi sondajın şimdiki kaynaklara oldukça yakın bir noktada yapılması ile mümkündür. Sondajın donanımı teleskopik olmalıdır (Göktekin, 1991). Şekil 6 b'de görüldüğü gibi, sondajın ağızdan itibaren ilk 30 m si kapalı boru ile kapatılıp anülüs çimentolonmalı, 350 ile 520 m ler arası ise filitrelenmelidir.

5. SONUÇLAR

Değişik doğrultulardaki fayların kesişme noktalarında açığa çıkmakta olan Hüdai sıcak ve mineralli su kaynaklarının akifer formasyonları kuvarsit ve kireçtaşları olabilir.

Kaynaklar, önceden aktif olan bir volkanizma ile ısınma sonucu yükselen sıcak akışkanın kalıntılarını taşıyan ve halen soğumakta olan bir sistemle açığa çıkan lokal meteorik kökenli sulardır.

AIH'ne göre kaynaklar kimyasal bileşimleri bakımından Na, Ca, HCO_3, SO_4, SiO_2, radyoaktif, sıcak ve mineralli sulardır.

Akifer formasyonlardaki dolaşım sistemine ve kayaç-su arasındaki etkileşime bağlı olarak, kaynakların su kimyası analizleri kayaç analizleriyle kısmen uyum sağlamaktadır.

Kaynak sularının fiziksel ve kimyasal parametrelerinin korelasyon ve regresyon

analiz sonuçlarına göre Ca-HCO_3, Na-SiO_2, Ca-TDS ve HCO_3-TDS çiftleri arasında pozitif korelasyon vardır. Bu sonuçlar iyon zenginleşmesi ile akifer formasyonun yıkanması ve andezitik magma arasındaki ilişkiye işaret edebilir.

Farklı jeotermometrelerle hazne kaya sıcaklığı 106°C ile 286°C arasında hesaplanan kaplıca kaynakları, tedavinin yanısıra jeotermal enerji ve buna bağlı seracılık ve şehir ısıtmacılığında kullanılabilir.

6. TEŞEKKÜR

Yazarlar, istatistiksel değerlendirmelerdeki yardımından dolayı Doç.Dr. S. Temur'a (Selçuk Üniversitesi) teşekkür eder.

7. KAYNAKLAR

Afşin, M., 1991, Afyon-Sandıklı Kuruçay ovası ve Hüdai kaplıcasının hidrojeoloji incelemesi. Doktora Tezi, A.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, 330s (yayınlanmamış).

Barnes, H.L., 1979, Geochemistry of hydrothermal ore deposits. A wiley interscience publ., John Wiley & Sons, New York.

Başkan, M.E. ve Canik, B., 1983, AIH - Türkiye Ege Bölgesi sıcak ve mineralli sular haritası. MTA Enst. yayınl. no. 189, 80s.

Bayarı, C.S. and Denizman, C.,1993, Preliminary hydrogeologic evaluation of the travertine-depositing karstic springs in the Lower Zamantı Basin, Eastern Taurids, Turkey. Geosound, Bull. of Depts. of Geological and Mining Engineering, Çukurova University, 22, pp. 95-110.

Bulutçu, C., 1974, Hüdai kaplıcasının hidrojeoloji incelemesi (Sandıklı - Afyon). MTA Rap. no. 5696 (yayınlanmamış).

Canik , B., 1980, Bolu sıcak su kaynaklarının hidrojeoloji incelemesi. Selçuk Üniversitesi yayınl. no. 1, 73 s. Konya.

Çağlar, K. Ö., 1950, Türkiye maden suları ve kaplıcaları. MTA Enst. yayınl. Seri B, no.11 - 3. Ankara .

Domenico, P.A. and Schwartz, F.W.,1990, Physical and chemical hydrogeology. John Wiley & Sons, New York, 824 p.

Ercan,T., Ölmez, E., Matsuda, J.I., Nagao, K. ve Kıta, I., 1994, Kuzey ve Batı Anadolu'da sıcak ve mineralize sular ile içerdikleri gazların kimyasal ve izotopik özellikleri. Türkiye Enerji Bülteni, c. 1, s.2, 10 -21, Ankara.

Erguvanlı, K. ve Yüzer, E., 1984,Yeraltısuları jeolojisi. İTÜ Maden Fak. yay. no.697, 339 s.

Freeze, R.A. and Cherry, J.A., 1979, Groundwater. Englewood cliffs, N.J., Prentice Hall, 604 p.

Göktekin, A., 1991, Sondaj tekniği. İTÜ Maden Fak. 430s. İstanbul.

Hem, J.D., 1985, Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water. USGS Water Supply Paper 1473, 263 p.

Moret, L. 1946, Les sources thermominerales hydrogeologie, geochimie, biologie. Masson et cie, Paris.

Öngür, T.,1973, Sandıklı (Afyon) jeotermal araştırma sahasına ilişkin

jeolojik durum ve jeotermal enerji olanakları. MTA Enst. Derl. Rap. No. 5520 (yayınlanmamış).

Özkan, G., Köseoğlu, M. ve Bilgin, A., 1988, Isparta içme sularındaki fluorürün çevre kayaçlarla ilişkisi. Ulusal I. Hidrojeoloji Simp. A.Ü.F.F. Jeo. Müh Böl. 247-257, Ankara.

Öztaş,T., 1984, Peloidler. İst. Tıp Fak.Tıbbi ekoloji ve hidroklimatoloji , C. 2, S.2, İstanbul.

Öztaş, Y., 1989, Homa-Akdağ yöresi, Sandıklı-Şuhut kuzeylerinin jeolojisi ve petrol olanakları.TPAO Arşivi Rap. No. 2584 (yayınlanmamış) 82 s..

Piper, A.M., 1944, A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analyses: Amer. Geophys. Union, 25, p. 914 - 923.

Schoeller, H., 1955, Geochimie des eaux souterraines: Rev. Inst. France Petrole, Paris, 10, no.3, p. 181 - 213 and 10, no. 4. p. 219 - 246.

Schoeller, H., 1962, Les eaux souterraines. Masson et cie, Paris 642 p.

Sheppard,M.F., 1986, Characterization and isotopic variation in natural waters, In Valley et all,(Edts.). Stable isotopes in high temperature geological processes. Reviews in mineralogy,16, 165 - 183.

Stratigraphics, 1987, Statistical graphic system, version 2.6, 27 chapters, STSC Inc. publ. New York, 817 p.

Stumm,W. and Morgan, J.J., 1981, Aquatic chemistry-An introduction emphasizing chemical equilibria in natural waters (2nd edn.). 780p. Wiley-Interscience, New York.

Şahinci, A., 1991, Doğal suların jeokimyası. Reform matbaası. İzmir, 584 s.

Şamilgil, E.1964, Hüdai hamamı (Sandıklı) hakkında jeolojik ve hidrojeolojik rapor. MTA Enst. rap no. 39640, (yayınlanmamış).

Temur, S., 1992, Bolkardağı (Ulukışla / Niğde) çinko yataklarının jeokimyasal incelemesi. Türkiye Jeoloji Bülteni, c. 35, no.2, s. 101 - 114.

Temur, S., 1994, Bilgisayar programları ile jeolojide veri analizleri. Selçuk Üniv. Müh. Mim. Fak. Jeo. Müh. Böl. Konya, 446 s.

TÜMAŞ 1974, Hüdai turistik kaplıca tesisleri projesi (fizibilite ara raporu), Ankara.

Ülker, İ.,1988, Türkiye'de sağlık turizmi ve kaplıca planlaması. Kültür ve Turizm Bakanlığı yayınl. no. 1006/129, Ankara ,316 s.

Yenal, O. Usman, N., Bilecen, L. ve Kanan, E., 1975, Türkiye Maden Suları (İç Anadolu Bölgesi). İst. Tıp Fak. Hidroklimatoloji Böl. s. 56 - 73.

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 1996 SAYI 28 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

NİKSAR-BAŞÇİFTLİK (TOKAT) DOLAYLARINDA KRETASE/TERSİYER GEÇİŞİ

Meral KAYA
Jeoloji Mühendisi, İstanbul/Türkiye
Engin MERİÇ
İ.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İstanbul/Türkiye

ÖZET: *Bu çalışmada, Niksar-Başçiftlik dolaylarında yüzeyleyen Kretase/Tersiyer yaşlı birimlerin bentik foraminifer biyostratigrafisi incelenmiştir. Alanda geniş yüzlekler gösteren Üst Kretase-Paleosen istifinden 12 adet ölçülü stratigrafi kesiti alınarak, derlenen sistematik örneklerin incelenmesiyle 106 cins ve 130 tür bentik ve planktik foraminifer saptanmıştır. Bu türlerden yararlanılarak, bölgede* ***Gansserina gansseri*** *Ara Zonu (planktik foraminifer zonu),* ***Omphalocyclus macroporus-Orbitoides medius*** *Topluluk Zonu ve* ***Laffitteina bibensis*** *Ara Zonu (bentik foraminifer zonları) ayırtlanmıştır. İstifte tanımlanan foraminiferler gözönüne alındığında; bölgenin Üst Kretase-Alt Paleosen süresince gittikçe sığlaşan bir denizin etkisinde kaldığı anlaşılmaktadır.*

CRETACEOUS/TERTIARY TRANSİTİON IN THE NİKSAR-BAŞÇİFTLİK (TOKAT) AREA

ABSTRACT: *This study investigates the biostratigraphy of the benthic foraminifera in the sequences of the Cretaceous/Tertiary age in the Niksar-Başçiftlik area. For this purpose, twelve measured stratigraphic sections were measured the systematic samples were collected in wide-spread outcrops of the Upper Cretaceous-Paleocene sequence. 106 genera and 130 species of foraminifera were described. Based on the presence of species,* ***Gansserina gansseri*** *Interval zone (planktic foraminifera Zone),* ***Omphalocyclus macroporus– Orbitoides medius*** *Assemblages Zone (benthic foraminifera Zone) and* ***Laffitteina bibensis*** *Interval Zone (benthic foraminifera Zone) were identified. These species when taken into consideration suggest the region was under the influence of a sea of varying depth in the Upper Cretaceous– Lower Paleocene.*

1. GİRİŞ

İnceleme alanı, Tokat iline bağlı Niksar ilçesi GD'su ve Başçiftlik ilçesi çevresinde 1/25.000 ölçekli Tokat G38 d3, G38 d4 ve H38a2 paftalarında yer almaktadır (Şekil 1).

Alanda değişik amaçlı birçok çalışma yapılmış olup; Seymen (1975), Aktimur ve diğerleri (1989), İnan ve Temiz (1992) bunlardan bazılarıdır. Paleontoloji kapsamlı bu çalışmada, 12 kesit güzergahından alınan sistematik örnekler ince kesit ve yıkama örnekleri şeklinde derlenerek incelenmiş ve tanımlamaları yapılmıştır.

2. STRATİGRAFİ

Bölgede Mesozoyik ve Senozoyik'e ait birimler yüzeylemektedir. Çalışmada, Seymen (1975)'in ayırtlayıp tanımladığı litostratigrafi birimleri kullanılmıştır.

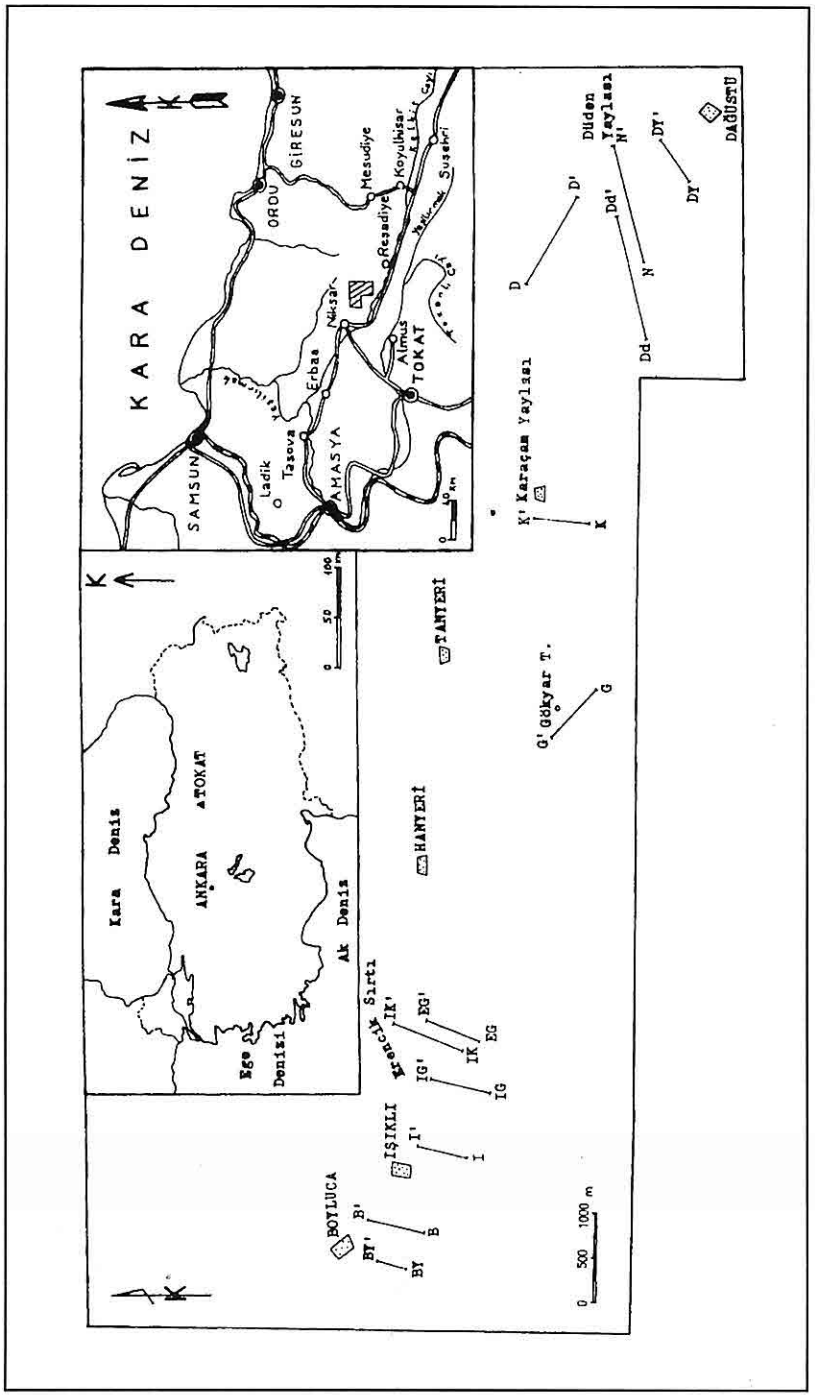
2.1. Litostratigrafi

İnceleme alanındaki en yaşlı birim, Jurasik yaşlı Karatepe formasyonudur. Karatepe formasyonunu uyumlu olarak, Üst Jurasik-Alt Kretase yaşlı Hankırıtepesi kireçtaşları izler. Hankırıtepesi ile faylı dokanaklar halinde gözlenen Gökçebel formasyonu Üst Kretase (Senomaniyen) yaşlıdır. Yine, Üst Kretase (Türoniyen-Alt Kampaniyen) yaşlı Kızıltepe formasyonu, Hankırıtepesi kireçtaşı ve Gökçebel formasyonu üzerinde mostra vermektedir. Kızıltepe formasyonunu, Üst Kampaniyen-Alt Maastrihtiyen yaşlı Kapaklı formasyonu izler. Orta-Üst Maastrihtiyen-Daniyen Kırandağ formasyonu, Daniyen-Monsiyen? ise Düden yaylası formasyonu ile temsil edilir. Çaltepeleri grubunda yer alan bu formasyonları, Kavaklıdere grubu içindeki formasyonlar transgresif olarak örter. Bunlardan Çalyaylası kireçtaşı Alt Lütesiyen yaşlı olup, uyumlu olarak Alt-Orta-Üst Lütesiyen yaşlı Kabaklık formasyonu tarafından üstlenmektedir. Hasanşeyh formasyonu da kuşkulu olarak Üst Lütesiyen yaşlıdır. Bunların dışında Pliyosen Yolüstü formasyonu, Pliyo-Kuvaterner Hatipli formasyonu ve Holosen ise alüvyonlar ile temsil edilmektedir (Şekil 2).

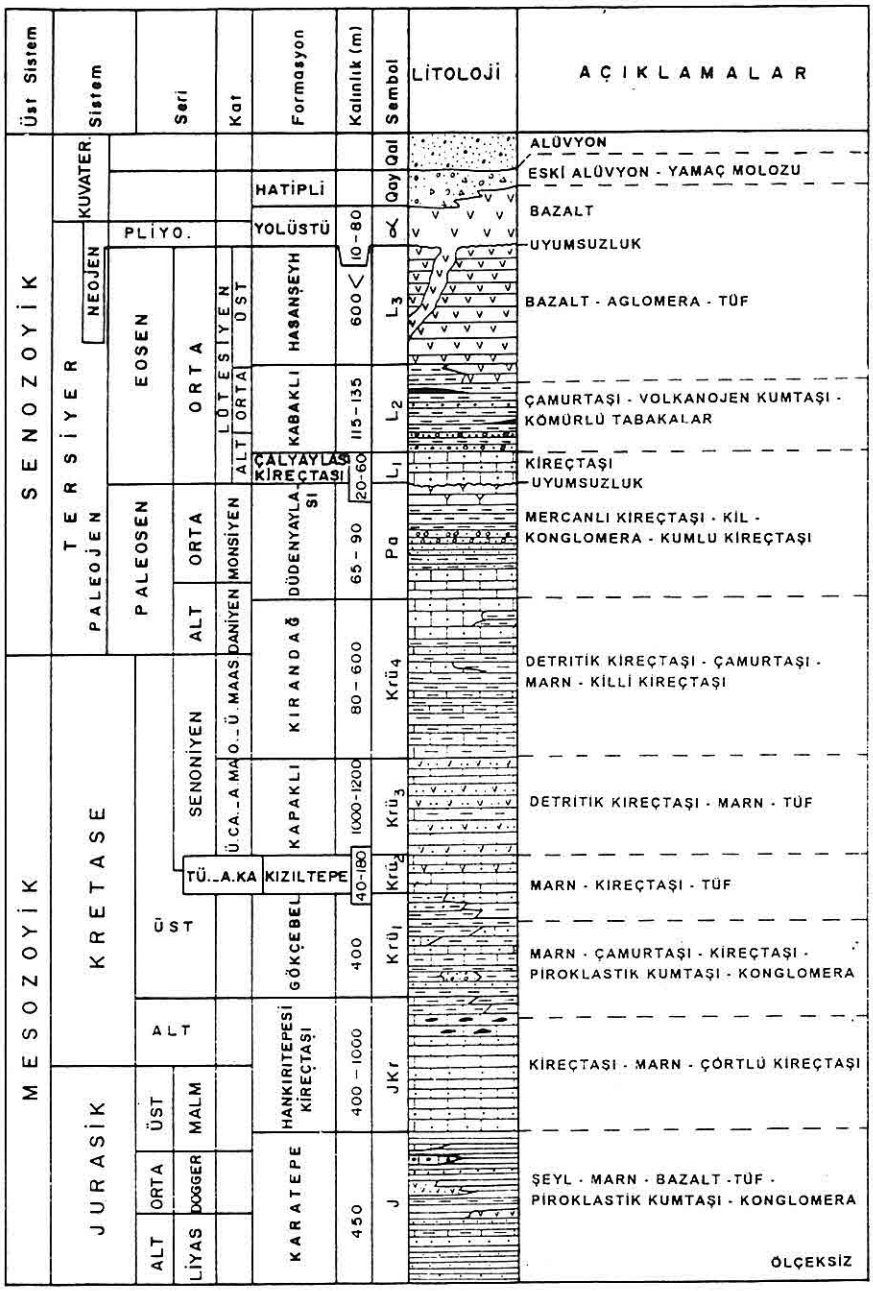
Kırandağ formasyonu

Formasyon, Blumenthal (1945, 1950) tarafından "Eosen flişi ve kalkerleri", Erentöz (1950) ve Göksu (1960) tarafından da birimin alt kesimlerinde yer alan Hankırıtepesi kireçtaşlarıyla birlikte "Üst Kretase Kalkerleri" olarak tanımlanmıştır. Seymen (1975) ise, birime "Kırandağ formasyonu" adını vermiştir. İnan ve Temiz (1992), Niksar dolayındaki çalışmalarında formasyonun üst seviyelerini ayrı bir birim olarak ele almış ve bu kesimi "Erencik formasyonu" olarak tanımlamıştır. Bu araştırmada "Kırandağ formasyonu" adlaması kullanılmıştır.

İstif, bölgede gri renkli marn ve çamurtaşlarıyla başlar, sarımsı gri renkte ince-orta tabakalı, bol çatlaklı, çatlakları kalsit dolgulu killi kireçtaşlarıyla devam eder. Kireçtaşları, intrabiyosparit, biyosparit ve biyomikritler ile temsil edilmiştir.



Şekil 1. İnceleme alanının bulduru haritası.



Şekil 2. İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafi kesiti.

Kırandağ formasyonunun kalınlığı, 80-600 m arasında değişir. Erencik Sırtı senklinali güney kanadı birimin tip kesit yeridir.

Formasyon, Işıklı-Boyluca köyleri dolayında üstlediği Hankırıtepesi kireçtaşlarıyla uyumsuz veya tektonik dokanaklıdır. Diğer kesimlerde, altındaki Kapaklı formasyonu ve üzerine gelen Düdenyaylası formasyonu ile uyumluluk gösterir.

Birimden alınan sistematik örneklerde aşağıdaki foraminifer topluluğu saptanmıştır:

Spiroplectammina laevis (Roemer), *Gaudryina quadrans* Cushman, *G.* cf. *rudita* Sandidge, *Dorothia bulletta* (Carsey), *D. conula* (Reuss), *D. pupa* (Reuss), *Marssonella ellisorae* Cushman, *M. oxycana* (Reuss), *Eggerella trochoides* (Reuss), *Textularia ripleyensis* W. Berry, *T. subconica* Franke, *Pseudoclavulina clavata* (Cushman), *Sirelina orduensis* Meriç ve İnan, *Idalina sinjarica* Grimsdale, *Scandonea samnitica* De Castro, *Dentalina aculeata* d'Orbigny, *D. alternata* (Jones), *D. basiplanata* Cushman, *D. catenula* Reuss, *D. consobrina* d'Orbigny, *D. delicatula* Cushman, *D. gracilis* d'Orbigny, *Dentalinoides canulina* Marie, *Nodosaria affinis* Reuss, *N. distans* Reuss, *N. latejugata* Gümbel, *N. limbata* d'Orbigny, *N. paupercula* Reuss, *Frondicularia intermittens* Reuss, *F. linearis* Franke, *Lenticulina rotulata* Lamarck, *L. velascoensis* White, *Robulus* discrepans (Reuss), *R. macrodiscus* (Reuss), *R. münsteri* (Roemer), *R. pondi* Cushman, *R. stephensoni* Cushman, *Marginulina jarvisi* Cushman, *Palmula reticulata* (Reuss), *Vaginulina* cf. *taylorana* Cushman, *Lagena acuticosta* Reuss, *L. hispida* Reuss, *L. multistriata* (Marsson), *Ramulina kittli* Rzehak, *Epistomina mosquensis* Uhlig, *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg), *H. pulchra* (Brotzen), *H. reussi* (Cushman), *H. striata* (Ehrenberg), *H. wasthisensis* (Tappan), *Planoglobulina glabrata* (Cushman), *Pseudotextularia elegans* (Rzehak), *P. fructicosa* (Egger), *Racemiguembelina fructicosa* (Egger), *Ventilabrella eggeri* Cushman, *V. multicamerata* Klasz, *V. ornatissima* Cushman ve Church, *Globigerinelloides prairiehillensis* Pessagno, *G. subcarinata* (Brönniman), *Rosita contusa* (Cushman), *R. fornicata* (Plummer), *Gansserina gansseri* (Bolli), *Globotruncana arca* (Cushman), *G. bulloides* Vogler, *G. falsostuarti* Sigal, *G. lapparenti* Brotzen, *G. linneiana* (d'Orbigny), *G. mariei* Banner ve Blow, *G. obliqua* Herm, *G. oriantalis* El Naggar, *Globotruncanita stuarti* (de Lapparent), *G. stuartiformis* (Dalbiez), *Globotruncanella citae* Bolli, *G. havanaensis* Voorwijk, *G. petaloidea* (Gandolfi), *Abathomphalus intermedius* (Bolli), *Rugoglobigerina rotundata* Brönniman, *R. rugosa* (Plummer), *Bolivina incrassata* Reuss, *Bolivinoides decoratus* (Jones), *B. draco draco* (Marsson), *Bulimina aspera* Cushman ve Parker, *B. ovulum* Reuss, *B. prolixa* Cushman ve Parker, *B. reussi* Morrow, *Buliminella* cf. *carseyae* Plummer,

Cibicides subcarinatus Cushman ve Deaderich, *Allomorphina trochoides* (Reuss), *A. velascoensis* Cushman, *Quadrimorphina allomorphinoides* (Reuss), *Anomalinoides clementiana* (d'Orbigny), *A. nobilis* Brotzen, *A. pinguis* (Jennings), *Gavelinella pertusa* (Marsson), *Gyroidina umbilicata* (d'Orbigny), *Orbitoides apiculatus* Schlumberger, *O. medius* (d'Archiac), *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck), *Cideina soezerii* (Sirel), *Laffitteina bibensis* Marie, *L. erki* (Sirel), *L. oeztuerki* İnan, *Smoutina cruysi* Drooger, *Selimina spinallis* İnan, *Siderolites calcitrapoides* Lamarck, *S. denticulatus* Douvillé, Verneuilinidae, Hauerinidae.

Kırandağ formasyonunda saptanan foraminifer topluluğuna göre, formasyonun yaşı Orta-Üst Maastrihtiyen-Daniyen (Üst Kretase-Alt Paleosen)'dir.

Birim, Orta Maastrihtiyen'deki derin karbonat şelf özelliğini kaybederek, Üst Maastrihtiyen'den itibaren sığlaşmıştır. Daniyen'de ise sınırlı şelf ortamı yorumlanmıştır.

Düdenyaylası formasyonu

Erentöz (1950) ve Göksu (1960), birimi Kırandağ formasyonunun üst kesimiyle birlikte "Üst Kretase Kalkeri" olarak tanımlamışlardır. Formasyona Blumenthal (1950) ve Göksu (1960), "Eosen Kalkerleri", Seymen (1975) ise "Düdenyaylası formasyonu" adını vermiştir. Bu araştırmada da "Düdenyaylası formasyonu" adlaması kullanılmıştır.

Çaltepeleri grubunun en üst birimi olan Düdenyaylası formasyonu, 20-25 m kalınlıktaki *Laffitteina* ve Hauerinidae'li kumlu kireçtaşlarıyla başlar. Bunları, 15 m kalınlıktaki Jurasik ve Kretase çakıllarını içeren konglomera ve kumtaşı seviyeleri izler. 15-20 m kalınlığındaki beyaz kil ve mercanlı kireçtaşlarıyla süren istif, 8-10 m kalınlık gösteren kırmızı renkli mercanlı kireçtaşlarıyla son bulur.

Formasyonun tip kesiti Düden Yaylası mevkiindedir.

Regresif özellik sunan birim, alttaki Kırandağ formasyonu ile uyumlu ve Kavaklıdere grubu ile uyumsuz olarak örtülmüştür (Şekil 2).

Düdenyaylası formasyonundan alınan ölçülü stratigrafi kesitlerinden derlenen sistematik örneklerden şu fosil topluluğu saptanmıştır;

Valvulina sp., *Idalina sinjarica* Grimsdale, *Pyrgo (Biloculina)* sp., *Triloculina* sp., *Epistomaroides* sp., *Kathina* sp., *Laffitteina bibensis* Marie, *L. erki* (Sirel),Hauerinidae, *Parachaetetes asvapatii* (Pia) ve mercan kesitleri.

Laffitteina bibensis Marie'nin yaş konağı Blanc (1975) tarafından Monsiyen, Dizer ve Meriç (1981)'in KB Anadolu'da Üst Kretase/Paleosen biyostratigrafisi konulu araştırmalarında Orta Paleosen, İnan (1995) tarafından ise Daniyen-Tanesiyen olarak belirtilmiştir. Ayrıca, Meriç ve Tansel (1987b), Haymana havzasındaki incelemelerinde *Laffitteina bibensis* Marie'nin yaş konağının Daniyen'e indiğini

saptamışlardır (Şekil 3).

Tüm bu bulgular ışığında Kırandağ formasyonunun da Orta– Üst Maastrihtiyen-Daniyen yaşlı olduğunun belirlenmesi nedeniyle, Düdenyaylası formasyonunun yaşı Daniyen-Monsiyen? (Alt-Orta? Paleosen) olmalıdır.

Laffitteina'lı ve Hauerinidae'li ve mercanlı kireçtaşlarıyla son bulan formasyonun çökelme ortamı sığ denizeldir.

2.2. Biyostratigrafi

Niksar-Başçiftlik alanında ölçülen stratigrafi kesitlerinde biyozon sınırları (Şekil 4), zon fosillerin ilk görüldüğü ve kayboldukları düzeyler referans alınarak belirlenmiştir.

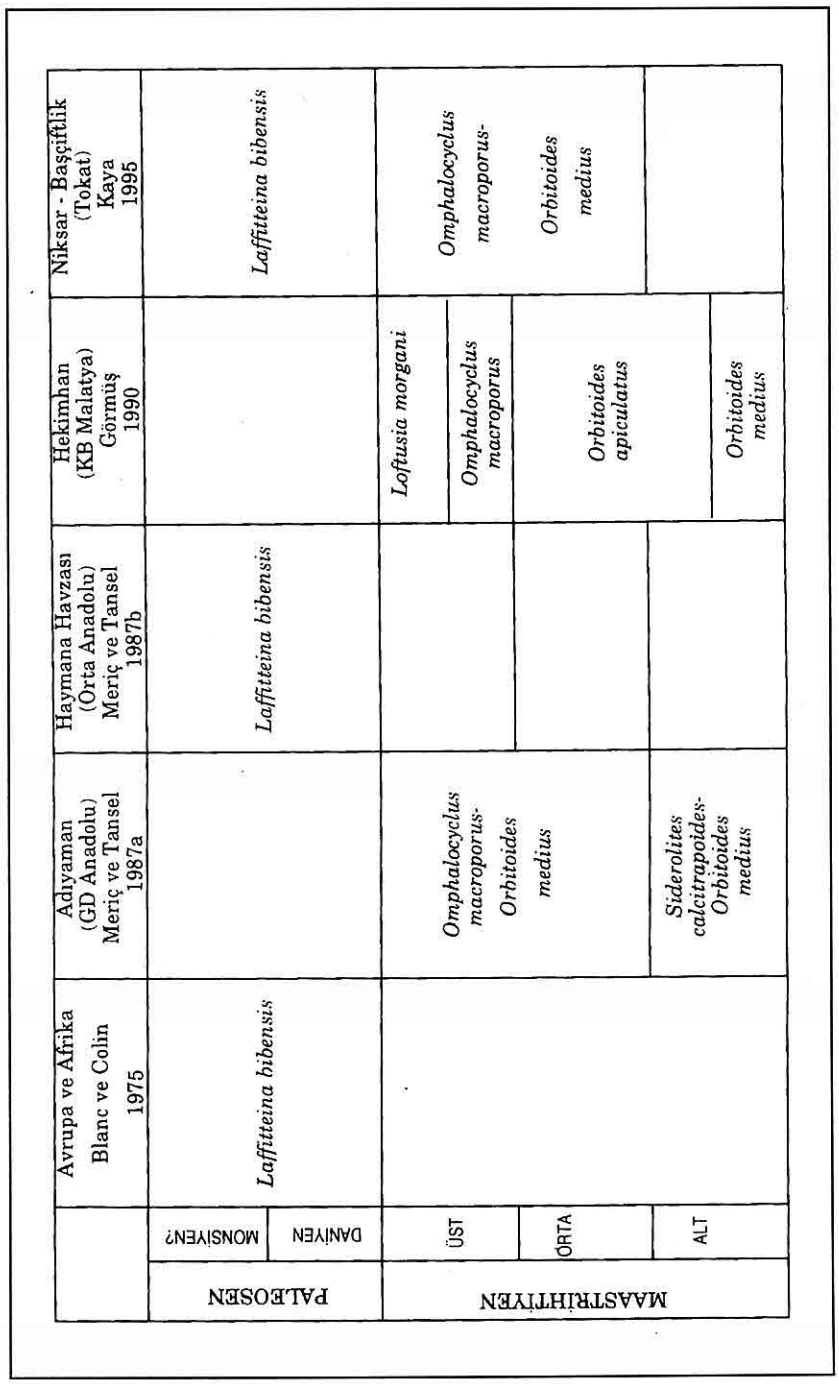
İnceleme alanında 1 planktik foraminifer zonu (*Gansserina gansseri* Zonu) ve 2 bentik foraminifer zonu (*Omphalocyclus macroporus-Orbitoides medius* Topluluk Zonu ve *Laffitteina bibensis* Zonu) saptanmıştır.

Gansserina gansseri Ara Zonu (Interval Zonu): Bu zonun belirlendiği yerler GD Niksar'da 4 adet ölçülü stratigrafi kesitleri ile (Şekil 4) Kırandağ formasyonun alt düzeyleridir.

Çalışma alanında bu zonu karakterize eden *Gansserina gansseri* (Bolli) ile birlikte aşağıdaki foraminifer topluluğu bulunmuştur: *Dorothia bulletta* (Carsey), *D. pupa* (Reuss), *Marssonella oxycana* (Reuss), *Textularia subconica* Franke, *Dentalina aculeata* d'Orbigny, *Palmula reticulata* (Reuss), *Vaginulina* cf. *taylorana* Cushman, *Lagena hispida* Reuss, *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg), *H. pulchra* (Brotzen), *H. reussi* (Cushman), *H. striata* (Ehrenberg), *Pseudotextularia elegans* (Rzehak), *Racemiguembelina fructicosa* (Egger), *Ventilabrella multicamerata* Klasz, *Rosita contusa* (Cushman), *R. fornicata* (Plummer), *Globotruncana aegyptiaca* Nakkady, *G. arca* (Cushman), *G. falsostuarti* (Sigal), *G. linneiana* (d'Orbigny), *G. mariei* Banner ve Blow, *Globotruncanita stuarti* (de Lapparent), *G. stuartiformis* (Dalbiez), *Globotruncanella citae* Bolli, *G. havanaensis* Voorwijk, *Abathomphalus intermedius* (Bolli), *Rugoglobigerina rotundata* Brönnimann, *R. rugosa* (Plummer), *Bolivina incrassata* Reuss, *Bolivinoides decoratus* (Jones), *B. draco draco* (Marsson), *Praebulimina carseyae* (Plummer), *Bulimina aspera* Cushman ve Parker, *B. ovulum* Reuss, *Buliminella carseyae* Plummer, *Quadrimorphina allomorphinoides* (Reuss), *Gyroidina umbilicata* (d'Orbigny).

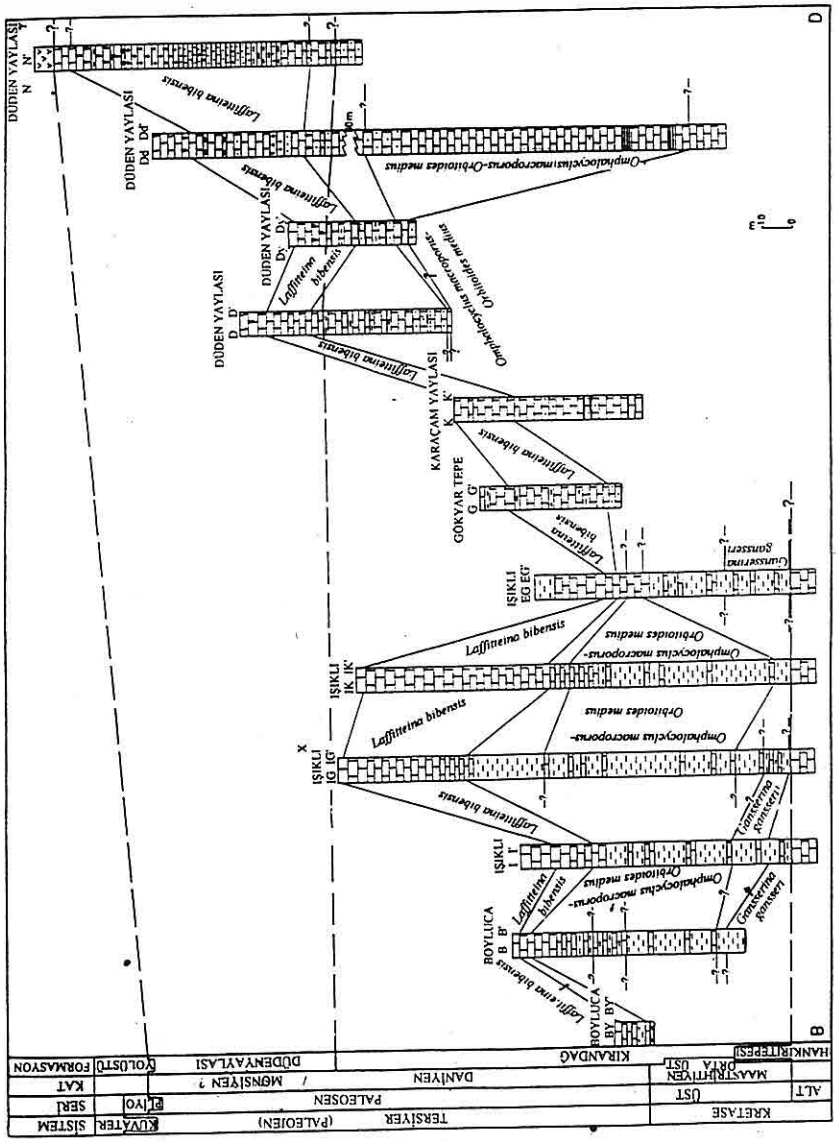
Gansserina gansseri Ara Zonu (Interval Zonu); Bolli, 1957, Robazynski ve diğ., 1984 ve Caron, 1985 tarafından Orta Maastrihtiyen yaşında kabul edilmiştir. Türkiye'de de Gökçen, 1977, Tansel, 1980, Dizer ve Meriç, 1981, Meriç ve Tansel, 1987a tarafından Orta Maastrihtiyen olarak kaydedilmiştir. Bu çalışmada *Gansserina gansseri* Ara Zonu (Interval Zonu) Orta Maastrihtiyen yaşlı olarak değerlendirilmiş ve üst sınırı *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli)'nin görülmemesiyle şüpheli olarak çizilmiştir (Şekil 4).

Bentik foraminifer zonlarından



		Avrupa ve Afrika Blanc ve Colin 1975	Adıyaman (GD Anadolu) Meriç ve Tansel 1987a	Haymana Havzası (Orta Anadolu) Meriç ve Tansel 1987b	Hekimhan (KB Malatya) Görmüş 1990	Niksar - Başçiftlik (Tokat) Kaya 1995
PALEOSEN	MONSİYEN?					
	DANİYEN	*Laffiteina bibensis*		*Laffiteina bibensis*		*Laffiteina bibensis*
MAASTRİHTİYEN	ÜST		*Omphalocyclus macroporus-* *Orbitoides medius*		*Loftusia morgani*	*Omphalocyclus macroporus-* *Orbitoides medius*
	ORTA				*Omphalocyclus macroporus* *Orbitoides apiculatus*	
	ALT		*Siderolites calcitrapoides-* *Orbitoides medius*		*Orbitoides medius*	

Şekil 3. Bentik foraminifer zonlarının karşılaştırılması.



Şekil 4. Niksar-Başçiftlik (Tokat) dolaylarının ölçülü stratigrafi kesitlerinin karşılaştırılması. x: Kırandağ formasyonu tip kesiti, y: Düdenyaylası formasyonu tip kesiti.

LEVHA I

Orbitoides medius d'Archiac

1. Aksiyal kesit, x72, örnek IK-16, Işıklı kesiti (IK-IK'), GD Niksar.

2. Ekvatoryal kesit, x72, örnek Dd-16, Düdenyaylası kesiti (Dd-Dd'), Başçiftlik.

Omphalocyclus macroporus (Lamarck)

3. Transversal kesit, x72, örnek B-6, Boyluca kesiti (B-B'), GD Niksar.

4. Aksiyal kesit, x72, örnek IK-14, Işıklı kesiti (IK - IK', GD Niksar.

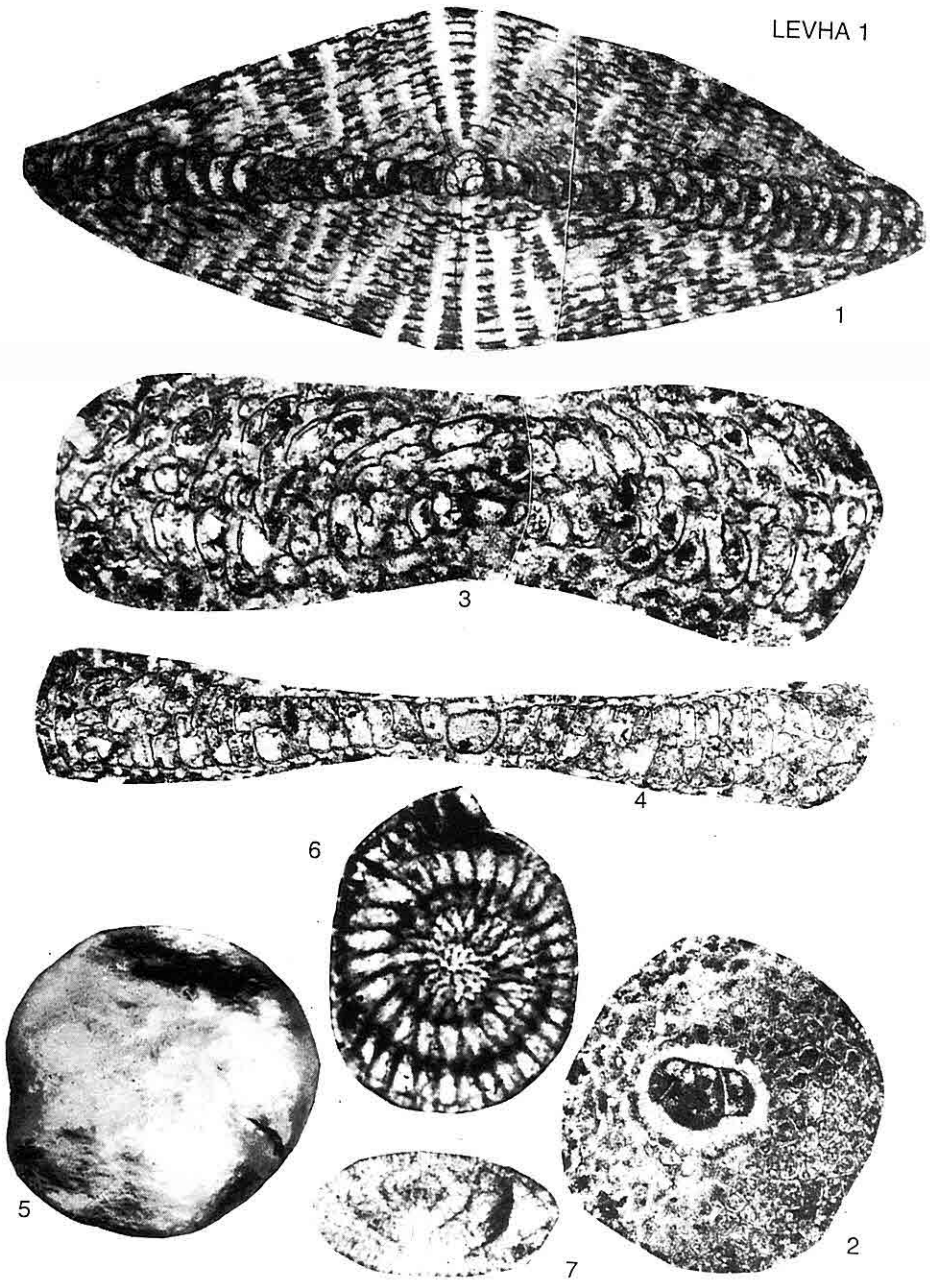
Laffitteina oeztuerki Inan

5. Dış görünüm, x75, örnek BY-1, Boyluca kesiti (BY-BY'), GD Niksar.

6. Ekvatoryal kesit, x72, örnek BY-1, Boyluca kesiti (BY-BY'), GD Niksar.

7. Aksiyal kesit, x72, örnek G-4, Gökyar Tepe kesiti (G-G'), GD Niksar.

LEVHA 1



LEVHA II

Laffitteina bibensis Marie

1-2. Dış görünümler, x75, örnek BY-2,3, Boyluca kesiti (BY-BY'), GD Niksar.

3-4. Aksiyal kesitler, x72, örnekler IG-18, ve G-12, Kırandağ formasyonu tip kesiti (IG-IG') ve Gökyar Tepe (G-G') kesit, GD Niksar.

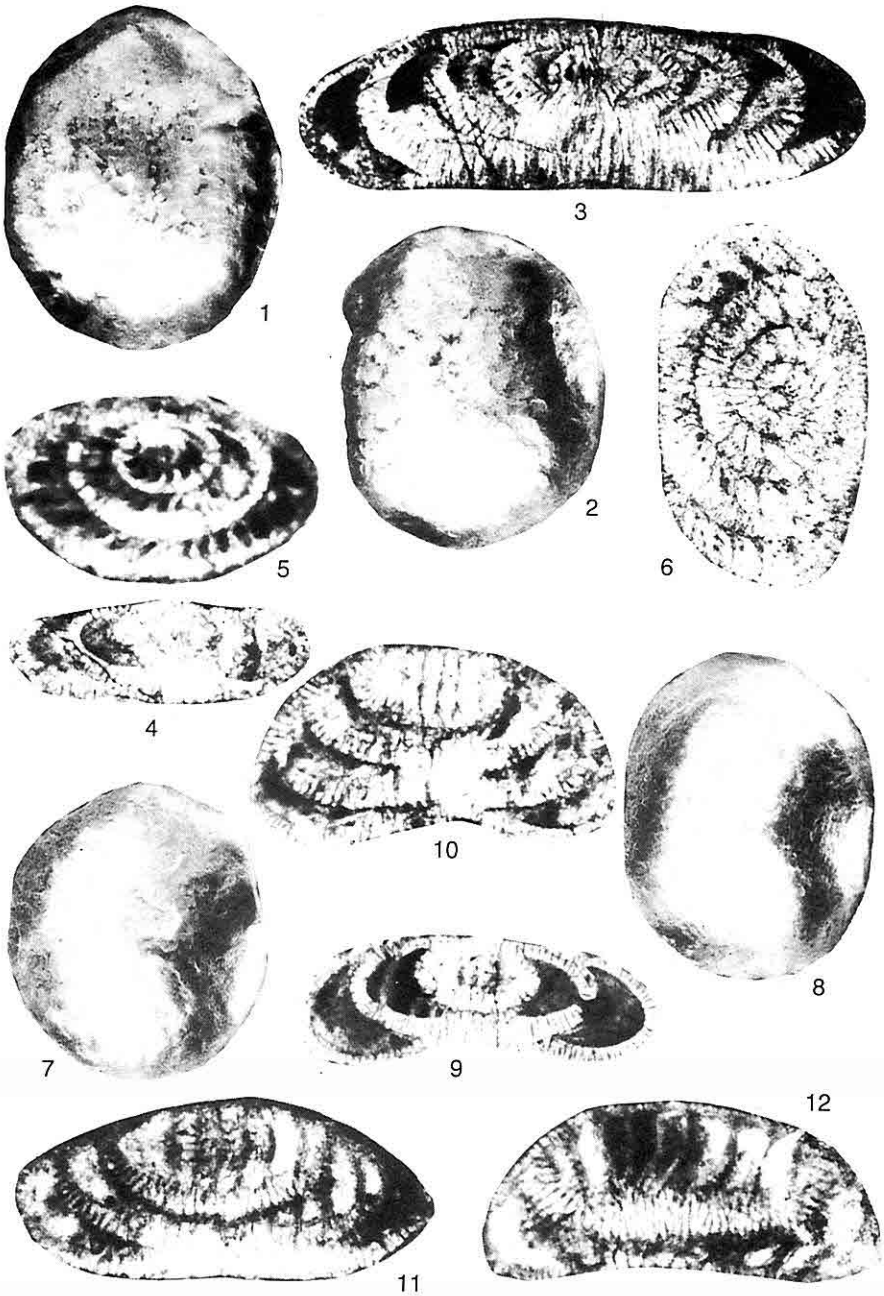
5- Eksenele parelel kesit, x72, örnek DY-2, Düdenyaylası kesiti (DY-DY'), Başçiftlik

6. Ekvatoryal kesit, x72, örnek G-2, Gökyar Tepe kesiti (G-G'), GD Niksar.

7-8. Dış görünümler, x75, örnek BY-2,3, Boyluca kesiti (BY-BY'), GD Niksar.

9-10-11-12. Aksiyal kesitler, x72, örnekler G-12,7 ve IG-18, Gökyar Tepe kesiti (G- G' ve IG-IG'), GD Niksar.

LEVHA 2



Omphalocyclus macroporus-Orbitoides medius biyozonu, Kırandağ formasyonun'da saptanmıştır. Zon, formasyonun orta ve üst düzeylerinde *Gansserina gansseri* planktik zonundan sonra görülmekte olup, üst sınırı *Orbitoides medius* (d'Archiac) ve *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck)'un kaybolduğu ve daha üst kesimlerde *Laffitteina bibensis* Marie'nin ortaya çıkmasıyla belirlenmiştir (Şekil 4).

Omphalocyclus macroporus-Orbitoides medius Zonu'nda; *Sirelina orduensis* Meriç ve İnan, *Orbitoides apiculatus* Schlumberger, *Hellenocyclina* sp., *Sulcoperculina* sp., *Cideina soezerii* (Sirel), *Laffitteina oeztuerki* İnan, *Smoutina cruysi* Drooger, *Selimina spinallis* İnan, *Siderolites calcitrapoides* Lamarck, *Siderolites denticulatus* Douvillé, Textulariidae gibi foraminiferler saptanmıştır.

Omphalocyclus macroporus-Orbitoides medius biyozonuna Meriç ve Tansel (1987a) tarafından Adıyaman dolayında Orta-Üst Maastrihtiyen yaşı verilmiştir. Bu çalışmada, *Gansserina gansseri* biyozonu saptandığından Orta Maastrihtiyen yaşlı ve bu zonun da belirli alanlarda formasyonun daha üst düzeylerinde görülmesine karşın, *Omphalocyclus macroporus-Orbitoides medius* biyozonu konumuna göre Üst Maastrihtiyen veya Orta-Üst Maastrihtiyen yaşlı olarak kabul edilmiştir (Şekil 3).

Niksar-Başçiftlik alanında belirlediğimiz ikinci bentik foraminifer zonu olan *Laffitteina bibensis* biyozonu Kırandağ formasyonunun en üst düzeylerinde ve Düdenyaylası formasyonunda görülmektedir (Şekil 4).

Laffitteina bibensis Zonu'nda; *Coskinon* aff. *rajkae* Hottinger ve Drobne, *Idalina sinjarica* Grimsdale, *Scandonea samnitica* De Castro, *Laffitteina erki* (Sirel) ve Hauerinidae bentik foraminifer topluluğu gözlenmiştir.

Laffitteina bibensis biyozonunun Blanc ve Colin (1975) tarafından Daniyen ve Monsiyen'i simgelediği ileri sürülmüştür. Ancak, İnan (1995) çalışmasında *Laffitteina bibensis* Marie'nin yaş konağını *Bolkarina aksarayi* Sirel ile birlikte bulunuşu nedeni ile Daniyen - Tanesiyen olarak vermiştir. Bu çalışmada ise *Laffitteina bibensis* Zonu Daniyen-Monsiyen? yaşlıdır (Şekil: 3).

3. SONUÇLAR

İnceleme alanında geniş yayılım gösteren Kırandağ formasyonu ile Düdenyaylası formasyonundan tip ve yardımcı kesitlerin alınması ve bu kesitlerden derlenen sistematik örneklerin mikroskop altında incelenmesi sonucu yörede 1 planktik ve 2 bentik foraminifer biyozonu saptanmıştır. *Gansserina gansseri* planktik foraminifer biyozonu Orta Maastrihtiyen'i (Robazynski ve diğ., 1984), *Omphalocyclus macroporus - Orbitoides medius* bentik foraminifer biyozonu (Meriç ve Tansel, 1987a) Orta-Üst Maastrihtiyen ve *Laffitteina bibensis* bentik foraminifer biyozonu (Blanc, 1975) Daniyen (Alt Paleosen) yaşını vermektedir. Bu verilere göre,

Kırandağ formasyonu Orta-Üst Maastrihtiyen-Daniyen yaşındadır. Seymen (1975) çalışmasında, bu formasyonda sadece Üst Kretase'ye ait bulgular elde ettiğini, fakat bu formasyonu uyumlu olarak örten Düdenyaylası formasyonunun Orta-Üst Paleosen yaşını vermesi nedeniyle, Kırandağ formasyonunun da Üst Kretase-Daniyen (Alt Paleosen) yaşında olabileceğini ileri sürmüştür. İnan ve Temiz (1992), Niksar dolayındaki incelemelerinde, Kırandağ formasyonunun üst seviyelerini ayrı bir formasyon olarak (Erencik formasyonu) adlandırmışlar ve Kırandağ formasyonunun Üst Maastrihtiyen, Erencik formasyonunun ise Üst Maastrihtiyen-Daniyen yaşında olduğunu belirtmişlerdir. Kırandağ formasyonunu uyumlu olarak izleyen Düdenyaylası formasyonu, Seymen (1975) tarafından Orta-Üst Paleosen olarak yaşlandırılmıştır. Bu çalışmada, Düdenyaylası formasyonunda *Laffitteina bibensis* biyozonu (bentik) belirlenmiş ve tayin edilen diğer foraminiferlere göre; formasyonun yaşı Daniyen-Monsiyen? olarak saptanmıştır.

Yapılan bu araştırmada, ilk kez *Laffitteina* türleri [*Laffitteina bibensis* Marie, *Laffitteina erki* (Sirel) ve *Laffitteina oeztuerki* İnan] Kırandağ formasyonunun üst seviyelerinden alınan yıkama örneklerinden tane olarak elde edilmiş, elektron mikroskobunda resmedilerek levha II'de sunulmuştur.

4. KATKI BELİRTME

Yazarlar bu çalışmaya olan her türlü katkılarından dolayı Prof. Dr. İzver TANSEL'e (İ.Ü.), ince kesitlerde belirlenen foraminiferlerin fotoğraflarının çekimi için yardımcı olan Doç. Dr. Nurdan İnan ile Yrd. Doç. Dr. Ahmet Efe (C.Ü.)'ye, yıkama örneklerinden elde edilen foraminiferlerin elektron mikroskopta çekimine olanak sağlayan Prof. Dr. Erman Tulgar, Prof. Dr. Adnan Tekin ve teknisyen Hüseyin Sezer'e (İ.T.Ü., Kimya-Metalürji Fak.), fotoğrafları hazırlayan Aleattin Şentürk'e (İ.Ü. Fen Fak., Biyoloji Böl.) teşekkür ederler.

5. KAYNAKLAR

Aktimur, H.T., Ateş, Ş., Yurdakul, E.M. ve Keçer, M., 1989. Niksar, Erbaa ve Destek dolayının jeolojisi. M.T.A. Ens. Jeoloji Etüdleri Daire Rapor No: 8894.

Blanc, P.L., 1975. Contribution a l'étude genre Laffitteina, Elphididé du Crétacé Terminal. Revue de Micropaléontologie, 18/2, 61-68.

Blanc, P.L., Colin, J.P., 1975. Etude micropaléontologique et paléoécologique du Maastrichtien de Cézan-Lavardens. (Gers, S.O. France): Palaeontographica Abt. A., 148/4-6, 109-131.

Blumenthal, M.M., 1945. Kuzey Anadolu'nun bazı ofiyolit mıntıkaları Liyas'tan evveli devreye mi aitir?. M.T.A. Mec., 1/33, 115-124.

Blumenthal, M.M., 1950. Beitraege zur Geologie des Landschaften am mittleren und unteren Yeşilırmak (Tokat, Amasya,

Havza, Erbaa, Niksar). M.T.A. Yayın., D/4, Ankara.

Bolli, M.H., 1957. The genero Praeglobotruncana, Rotalipora, Globotruncana ve Abathomphalus in the Upper Cretaceous of Trinidad. B.W.I.U.S. Nat. Mus., Bull., No: 215, 51-60.

Caron, M., 1985. Cretaceous planktonic foraminifera, In: Plankton stratigraphy, (eds. Bolli, M.H., Saunders, J.B. and Perch Nielsen K.), Cambridge Earth Science Series, Cambridge University Press, 17-87, 37 figs.

Dizer, A., Meriç, E., 1981. Kuzeybatı Anadolu'da Üst Kretase-Paleosen biyostratigrafisi: M.T.A. Ens. derg., 95/96, 149-163.

Erentöz, C., 1950. Türkiye jeoloji haritası, 1:100.000 ölçekli Reşadiye 44-2 paftası: M.T.A. (Yayınlanmamış).

Gökçen, N., 1977. Irmak-Hacıbalı-MahmutlarAnkara-Yahşı han) Üst Kretase-Paleojen istifinin biyostratigrafik incelemesi: H.Ü. Yerbilimleri Ens. Yayın Organı, 3/1-2, 129-144.

Göksu, E., 1960. 1/500.000 ölçekli Türkiye jeoloji haritası Samsun paftası: M.T.A. Yayını, Ankara.

Görmüş, M., 1990. Stratigraphy and foraminiferal micropaleontology of Upper Cretaceous in Hekimhan, NW Malatya, Turkey, Selçuk University, Ph. D. thesis.

İnan, N., 1995. The importance of Laffitteina (Foraminifera) genus at the Cretaceous /Tertiary transition. Geology of the Black Sea Region. ,109-118,plateII.

İnan, N., Temiz, H., 1992. Niksar (Tokat) yöresinde Kretase/ Tersiyer geçişinin litostratigrafik ve biyostratigrafik özellikleri. T.J.K. Bült., 35/1, 39-47.

Kaya, M., 1995. Doğu Karadeniz'de Kretase/Tersiyer geçişinin bentik foraminiferlerle denetlenmesi. İ.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 135 sayfa.

Meriç, E., Tansel, İ., 1987a. Adıyaman (GD Anadolu) yöresinde Omphalocyclus macroporus-Orbitoides medius biyozununun stratigrafik konumu. Jeoloji Mühendisliği Derg., 30-31, 43-46.

Meriç, E., Tansel, İ., 1987b. Haymana havzasında (Orta Anadolu) Laffitteina bibensis Zonu'nun stratigrafik yayılımı. C.Ü. Müh. Fak. Derg., A, 4/1, 87-95.

Robazynski, F., Caron, M., Gonzales, J.M., Wonders, A., 1984. Atlas of Late Cretaceous planktonic foraminifera: Revue de micropaleontologie, Paris, 26 (3-4), 145-305.

Seymen, İ., 1975. Kelkit Vadisi kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun tektonik özelliği. Doktora terzi, İ.T.Ü. Maden Fak. Yayını.

Tansel, İ., 1980. The biostratigraphic investigation of the Nallıhan area: Earth science, Hacettepe University, Ankara, 5-6, 31-47.

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 1996 SAYI 28 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

FORAMİNİFERLER İLE FOSİLLEŞME ANALİZİNE BİR ÖRNEK: ISPARTA DOLAYLARI KRETASE-TERSİYER İSTİFLERİ

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

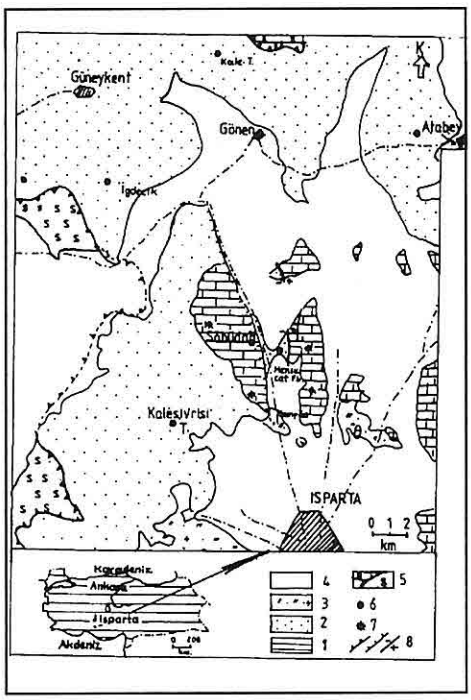
ÖZET: *Isparta ve çevresinde Kretase-Tersiyer yaşlı çökeller geniş alanlarda yüzeylemektedir. Yöredeki Kretase-Tersiyer istiflerinin yaş, dokanak ve ortamsal yorumları tartışmalıdır. Bu çalışma belirtilen çökeller içerisindeki sığ ve açık deniz ortamlarına ait foraminiferlerin fosilleşmelerini araştırır. Foraminiferlerde yerinde gömülme, aynı ve farklı zaman aralıklarında taşınma verileri görülür. Elde edilen saha ve fosilleşme verilerine göre Davras kireçtaşı-Söbüdağ kireçtaşı üyesi ile Çiğdemtepe kireçtaşı arasındaki ilişki uyumlu ve geçişlidir. Ayrıca, Geç Kretase'de egemen olan derin deniz koşulları Eosen sonlarına kadar devam etmiştir.*

AN EXAMPLE OF FOSSILIZATION ANALYSIS WITH FORAMINIFERA: CRETACEOUS-TERTIARY SEQUENCES AROUND ISPARTA (SW TURKEY)

ABSTRACT: *Cretaceous-Tertiary sediments outcrop widespreadly around Isparta (SW Turkey). The age, contact relations and paleoenvironmental interpretations of these sediments are contravertial This study investigates foraminifera fossilization related to deep and shallow water environments in the Cretaceous-Tertiary sediments. They include in-situ and reworked fossils transported in the same and different time. According to the obtained field and fossillization data, the relationship between the Söbüdağ limestone member of the Davras limestone and the Çiğdemtepe limestone is conformable and transitional. The deep sea conditions that started at the Late Cretaceous Period continued to the end of Eocene.*

1. GİRİŞ

İnceleme alanı Batı Toroslarda Isparta il merkezi ile Güneykent-Gönen-Atabey (Isparta) beldeleri arasında yer alır (Şekil 1).



Şekil 1. Araştırma sahasının yerini gösteren basitleştirilmiş jeoloji haritası

Görmüş ve Özkul, 1995'den basitleştirilerek), 1. Üst Kretase çökelleri (Davras kçt-Söbüdağ kçt üyesi, Çiğdemtepe kçt), 2. Tersiyer çökelleri (Koçtepe fm., Isparta filişi, İncesu fm.), 3. Pliyo-Kuvaterner çökelleri (Gölcük volk.), 4. Alüvyon, 5. Allokton Gökçebağ karışığı, Akdağ kçt., 6. Tersiyer örnek yerleri, 7. Üst Kretase örnek yerleri, 8. Eğim atımlı faylar.

Bölge, Kretase - Tersiyer zaman aralıklarına ait litolojik ve fauna çeşitliliği açısından önemli bir alanı oluşturmaktadır. Kretase pelajik, Tersiyer (özellikle Eosen) bentik ve pelajik fauna çeşitliliği açısından zengindir (Gutnic ve diğ. 1979; Koçyiğit, 1980, 1984; Karaman ve diğ., 1988, 1989; Karaman, 1990; 1994 Yalçınkaya, 1989; Yalçınkaya ve diğ., 1986; Yıldız ve Toker, 1991; Görmüş ve Karaman, 1992; Görmüş ve Özkul, 1995).

Son yıllarda gerçekleştirilen çalışmalarda, Davras kireçtaşı-Söbüdağ kireçtaşı üyesi Senomaniyen - Turoniyen olarak yaşlandırılmıştır (Karaman ve diğ. 1988, 1989; Yıldız ve Toker; 1991; Karaman, 1994; Görmüş ve Özkul, 1995). Aynı çalışmalarda Söbüdağ kireçtaşı üyesi ile Çiğdemtepe kireçtaşı arasındaki dokanak su altı uyumsuzluğu şeklinde yorumlanmıştır. Ayrıca, Tersiyer çökellerinin Kretase çökellerini paralel uyumsuz olarak üzerlediği ve Eosen'de sığlaşma olduğu belirtilmiştir.

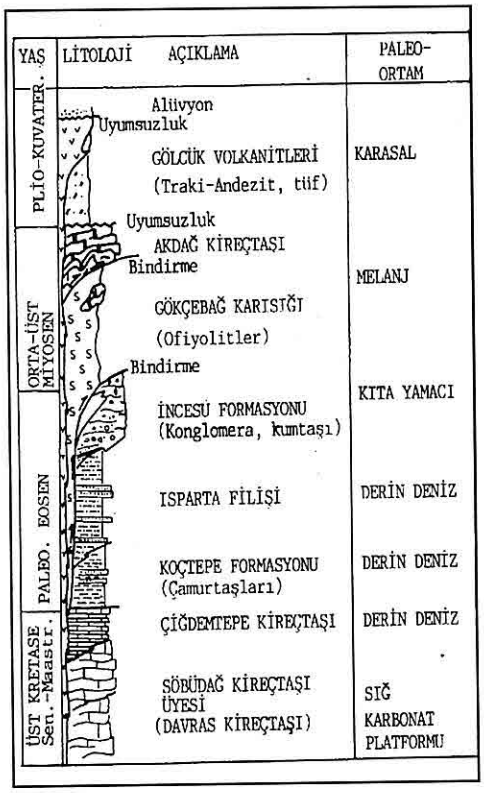
Bu çalışma ile a) Yöredeki Kretase-Tersiyer istiflerinin foraminifer fosilleşme koşulları ve alternatiflerinin, b) Kretase-Tersiyer çökellerinin yaş, dokanak ve ortamları tartışılarak yeni sonuçların ortaya konması amaçlanmıştır. Araştırma, 1991-1995 yılları arasında SDÜ kampüs çevresindeki araziye düzenlenen günlük gezilerle toplam birbuçuk aylık saha çalışmaları sonrasında gerçekleştirilmiştir. İncekesit incelemeleri ve genel fosilleşme bilgileri ile sonuca gidilmiştir.

2. JEOLOJİK KONUM

Çalışma alanı Batı Toroslar'da Isparta

büklümü olarak bilinen kesimde yer alır (Poisson ve diğ. 1984). Isparta ve çevresinin genel jeolojisini konu edinen çalışmaların sentezleri ve en son bulgular Robertson (1993), Karaman (1994), Yağmurlu (1994) ve Görmüş ve Özkul (1995) tarafından verilmiştir.

İnceleme alanında otokton ve allokton birimler gözlenir (Şekil 2).



Şekil 2. Araştırma sahasının genelleştirilmiş sütun kesiti (Görmüş ve Özkul, 1995'den değiştirilerek§).

Otokton istifler tabandan tavana doğru Geç Kretase yaşlı Söbüdağ kireçtaşı üyesi (Davras kireçtaşı'na ait) ve Çiğdemtepe kireçtaşı; Tersiyer yaşlı Koçtepe formasyonu, Isparta filişi, İncesu formasyonu ve Pliyo-Kuvaterner yaşlı Gölcük volkanitleridir. Davras kireçtaşlarının temelinde araştırma sahası dışında Ispartaçay boyunca gözlenen, Triyas-Jurasik yaşlı, radyolarit-çört egemen litolojisinden oluşan Ispartaçay formasyonu'nun (Yalçınkaya, 1989) yer aldığı düşünülür. Allokton birimler ise Gökçebağ karışığı ve Akdağ kireçtaşı'dır. Birimlerin yaşları, birbirleri arasındaki ilişkiler, ortamsal yorumlar tartışmalıdır (Gutnic ve diğ., 1979; Koçyiğit, 1980; Poisson ve diğ., 1984; Karaman ve diğ., 1988, 1989; Yalçınkaya, 1989; Yıldız ve Toker, 1991; Robertson, 1993; Karaman, 1994; Yağmurlu, 1994; Görmüş ve Özkul, 1995).

3. ÖRNEK NOKTALARI VE FOSİLLEŞME

İnceleme sahasındaki fosilleşmeye ait örnekler alttan üste doğru Geç Kretase yaşlı Davras kireçtaşı (Söbüdağ kireçtaşı üyesi) ve Çiğdemtepe kireçtaşı; Tersiyer yaşlı Koçtepe formasyonu, Isparta filişi ve İncesu formasyonu (Görmüş ve Özkul, 1995) çökellerine aittir. Örnekler Söbüdağ'ın hemen güneyinde Davras kireçtaşı Söbüdağ kireçtaşı üyesi, Koçtepe formasyonu ve Isparta filişi çökellerinden; Isparta Mensucat Fabrikası çevresindeki Isparta filişi'nden, Kalesivrisi Tepe, Gönen (Kale Tepe çevresi) ve İğdecik dolaylarındaki Isparta filişi ve İncesu formasyonu çökellerinden derlenmiştir (Şekil 1).

Bir organizmanın ölümünden bugünkü fosil halinde bulunuşuna kadar geçen olaylar zincirine fosilleşme denilir. Organizmanın doğumu ile ölümü arasındaki evre paleoekoloji, ölüm ile fosil arasındaki evre de taphonomi bilimlerinin konusu olarak bilinir (Ager, 1963; Dodd and Stanton, 1981; Alkaya, 1984). Bremer (1978) tarafından belirtildiğine göre fosilleşme evreleri genel anlamda şunlardır. a) Organizmaların ölümden sonra çökel içine gömülme (Biyostratonomi), b) Çökeller içinde taşlaşma (Diyajenez)

Canlı sert kısımları (kavkıları) farklı şekillerde korunabilmektedir. Bunlar kuruma, oksijensiz- asitli ortamlarda muhafaza, tuz, donma ve reçinelerde korunma şeklindedir (Black, 1975; Dizer, 1983; Bremer, 1978). Tortullar içine gömülme safhasında organizmalar yaşam ortamlarında ya da ölüm yerlerinden taşınarak mezar toplulukları oluşturabilirler. Bunlar ise biyosönöz ve tanatosönöz olarak bilinir (Bremer, 1978). Organizma diyajenez safhasında da mekanik ve kimyasal (kristal büyümesi, permineralizasyon-kristal arası boşlukların aynı ya da farklı mineral ile dolmaları, değiş - tokuş, destilasyon-organik maddenin bozulup ince bir zar oluşturma) olaylar etkisindedir (Bremer, 1978; Dizer, 1983; Alkaya, 1984; Taner ve Uysal, 1994).

Bentik fosillerdeki fosilleşme öncesi biyolojik ilişkiler ve gömülme zamanındaki fosil bentik fosillerin korunmaları Call and Tavesz (1982), Tavesz and Call (1983), Fursich (1977), Alkaya (1984) ve Gökçen (1993) tarafından ayrıntılı şekillerde örneklerle açıklanmaktadır. Fosilleşmede biyostratonomi- fiziksel etkiler hakkındaki Seilacher'in (1973) çalışması ve özellikle *Nummulit*'ler üzerinde Aigner (1982, 1983; 1985) ve Aigner and Wells'in (1986) biyofabrik araştırmaları vardır. Bentik fosillerin ortamsal yorumlara katkıları ve sedimenter kayalardaki diyajenetik işlemlerdeki önemi de bilinmektedir (Wilson, 1975; Bathurst, 1975; Larsen and Chilenger, 1979). Bunlara ek olarak, araştırma konusunu oluşturan bentik foraminiferlerinin ortamsal dağılımlarını, ekolojisini paleoekolojisini konu edinen birçok kitap (örneğin: Murray, 1973; Taşman-Rıbnıkar, 1975; Curtis, 1976; Brasier, 1980, Gökçen,1993) ve makaleler (örneğin: Henson, 1950; Hendrix, 1958; Sliter and Baker, 1972; Ólsson, 1977; Hallock and Glenn, 1986; Görmüş, 1992, 1994) bulunmaktadır.

Tüm bu genellemelerden ve örnek çalışmalardan fosilleşmenin organizmanın başından geçen öykü olduğu (Şekil 3) ve her safhada da fiziksel, kimyasal ve biyolojik faktörlerin etkinliği düşünülürse ne kadar karışık işlevler içerdiği anlaşılır.

4. FOSİLLEŞME GÖZLEMLERİ VE ALTERNATİFLERİ

Araştırma sahasındaki Üst Kretase-Alt Tersiyer çökellerindeki değişik fosilleşme örnekleri sığ ve açık deniz çökellerine aittir (Karaman ve diğ. 1988, 1989; Yıldız ve Toker, 1991; Görmüş ve

Karaman, 1992; Görmüş ve Özkul, 1995). Yöredeki fosilleşme ile ilgili gözlemler Geç Kretase ve Erken Tersiyer dönemleri için ayrı ayrı şu şekilde verilebilir:

Canlı Topluluk
↓
Taşınma (Sığ denizden derin denize, derin denizden sığ denize)
↓
Gömülme
(Yerinde Gömülme)
(Taşınarak Gömülme-aynı ortam, farklı ortam)
↓
Diyajenez ve Kimyasal Değişim
(Kristal Büyümesi, Permineralizasyon, Değiş-Tokuş, Destilasyon)
↓
Taşınma
(Farklı zamanda)
↓
Bulunuş

Şekil 3. Bir organizmanın fosilleşme aşamalarını gösterir basitleştirilmiş çizelge(Bremer, 1978; Dizer, 1983 ve Alkaya, 1984).

4.1. Geç Kretase

Araştırma sahasındaki Geç Kretase yaşlı çökeller alttan üste doğru Davras kireçtaşı'na ait Söbüdağ kireçtaşı üyesi ve Çiğdemtepe kireçtaşı'dır (Şekil 1-2). Kampaniyen-Maastrihtiyen yaşlı Çiğdemtepe kireçtaşı içerisinde türbiditik düzeyler gözlenir (Görmüş ve Karaman, 1992). İncelenen arazide 50-100 metre kalınlığa sahip bu formasyon içerisindeki taşınma belirtileri yalnızca birkaç düzey şeklinde ve aynı tabaka içerisindedir. Söbüdağ batısındaki Çiğdemtepe kireçtaşı'nda akıntı verileri taşıyan tabakalar 30-40 cm kalınlıktadır. 5-10 cm'lik ara düzey şeklindeki taşınmış düzeyler kalkarenitik özelliktedir (Levha 1, Şekil 1). Kampaniyen-Maastrihtiyen süresince egemen olan açık denizde (Yıldız ve Toker, 1991; Görmüş ve Özkul, 1995), lagünleri ve sığ denizleri işaret eden organizmaların, bol *Globotruncana*'lı pelajik bu düzeylere türbiditik akıntılarla taşındığı görülür. Türbiditik düzeylerde sığ deniz'den taşınmış organizmaların bulunabileceği açıktır (Natland, 1963; Crevello and Schlager, 1980). Kampaniyen - Meastrihtiyen zaman aralığındaki yerli ve taşınmış düzeylerin mikroskobik özellikleri şu şekildedir.

Yerli seviyeler: Çiğdemtepe kireçtaşı'nda % 60'a varan oranlarda pelajik formlar gözlenir (Levha 1, Şekil 2-4). *Globotruncanid*'ler yaygındır. Pelajik formların iç kısımları aynı ortamdaki mikrit malzeme (Levha 1, Şekil 2), ya da neomorfik sparit (Levha 1, Şekil 4) ile dolmuştur. Bazı *Globotruncanid*'lerin içi ise demirli mikrit malzemelidir (Levha 1, Şekil -3). Organizmaların demirli killi zeminden aynı ortamda aşındırılarak tekrar çökelmesinden daha çok kayaç içerisinde gelişen mikro çatlak gibi kısımlardan

LEVHA 1

Üst Kretase çökellerindeki (Davras kireçtaşı-Söbüdağ kireçtaşı üyesi, Çiğdemtepe kireçtaşı) fosilleşme analizi ile ilgili örnekler. 1-4, 6-7 Söbüdağ KB'sı K-T sınır kesiminden, 5 Isparta Mensucat Fabrikası karşısından alınmıştır.

1. Çiğdemtepe kireçtaşı içerisinde türbiditik düzeyler, t: taşınmış *Orbitoides*'li kalkarenitik düzey, m: yerli *Globotruncana*'lı biyomikritik düzey, s: silisleşmiş düzey.

2. İç ve dış dolgusu mikrit olan bir Globotruncanid.

3. İç dolgusu demirli (d) olan *Abathomphalus mayaroensis* ve içerisi mikrosparit (ms) ile sparit (sp) dolgulu *Globotruncanita conica*'nın mikrit bağlayıcı içerisinde görünümleri.

4. İçerisi neomorfik sparit (sp) ile dolgulu bir Globotruncanid'in mikrit içindeki görünümü.

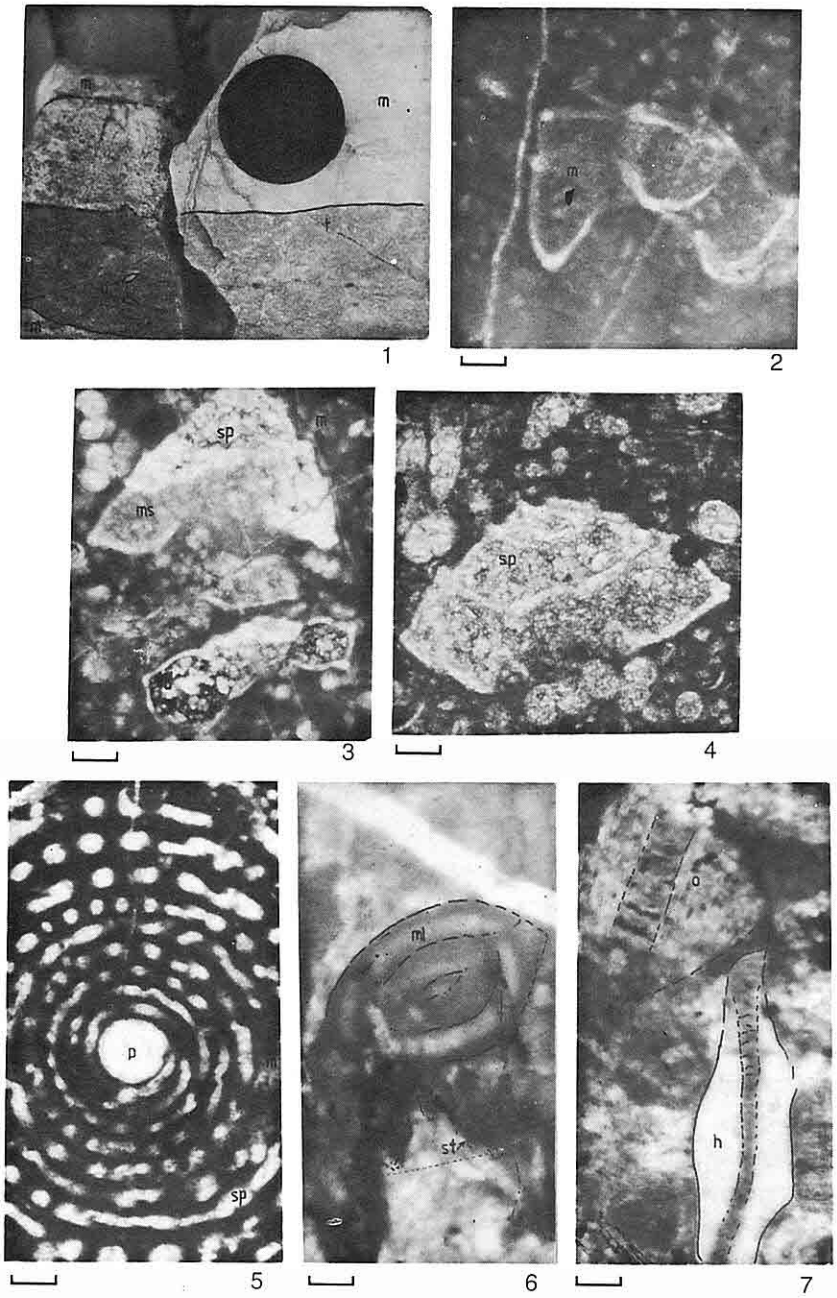
5. Bir Geç Kretase Alveolinidi, temiz sparitli ilk loca (p), diğer localar (sp) ve orijinal bağlayıcı mikritin (m) birey içindeki görünümü.

6. Fosillerin yer yer kaybolmasına neden olmuş stilolitlerin (st) görünüşü, ml: miliolid, ?*Quinqueloculina* sp.

7. Taşınmış düzeylerde *Orbitoides* (o) ve *Hellenocyclina*'nın(h) görünüşü, kavkıların kırılmış olduğuna dikkat ediniz.

Çizgisel ölçek 0.1 mm'yi göstermektedir.

LEVHA 1



geçen demirli suların etkisi altında kaldığı düşünülür. Çatlaklar boyunca gelişmiş demirleşme verileri bu yorumu destekler. Stilolitik yapılar görülür. Pelajik kireçtaşları içerisinde silis yumrularına ya da düzeylerine rastlanılır (Levha 1, Şekil 1).

Taşınmış seviyeler: Türbiditik kalkarenitik düzeyde kırılmış sığ deniz ve lagün formlar gözlenir. Bağlayıcı yeniden kristallenmiş ve neomorfizmaya uğramıştır (Levha 1, Şekil 6). Taşınmış organizmaların oranı %30-40 dolayındadır. Ara düzeyde mikrit öbeklerinin olması nedeniyle orijinal malzeminin mikrit olduğu ve yıkanma sonrasında neomorfizma gerçekleştiği düşünülür. Taşınan fosiller *Quinqueloculina* sp., *Orbitoides* sp., *Hellenocyclina* sp., *Siderolites calcitrapoides*, *Omphalocyclus macroporus*, *Lepidorbitoides* sp.'dir (Levha 1, Şekil 6-7).

Yukarıda belirtilen gözlemler Davras Dağı eteklerinde Büyükgökçeli çevresindeki Çiğdemtepe kireçtaşı'nda da görülür.

4.2. Erken Tersiyer

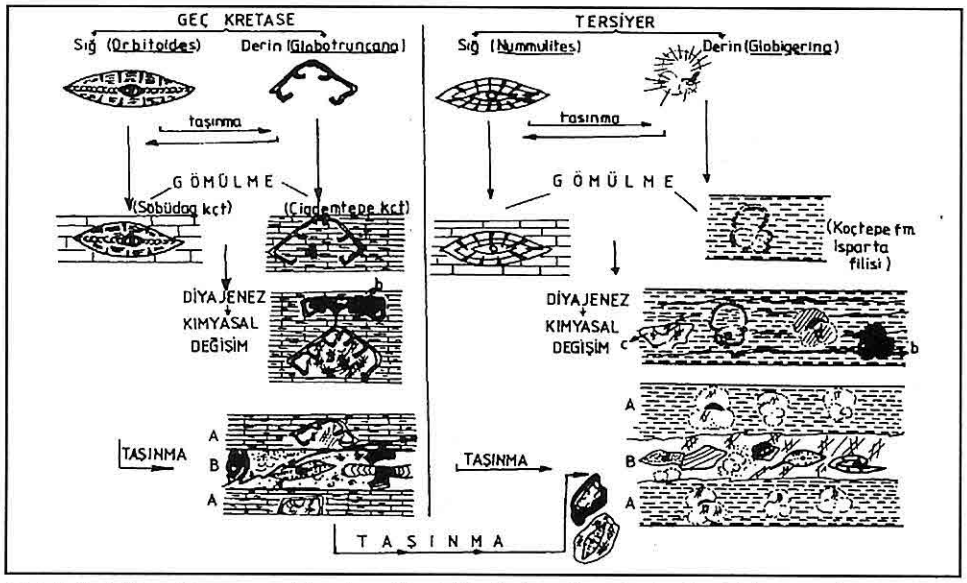
Araştırma sahasındaki Paleosen ve Eosen yaşlı çökeller alttan üste doğru Koçtepe formasyonu, Isparta filişi ve İncesu formasyonu'dur (Şekil 1-2). Derin denizi gösteren Koçtepe formasyonu ve Isparta filişi ile kıta yamacında çökelen İncesu formasyonu çökelleri içerisinde taşınma verileri vardır (Görmüş ve Özkul, 1995). Bu formasyonlar içerisindeki mikroskobik gözlemler aşağıda belirtilmiştir.

Yerli düzeyler: Pelajik fosillerin gözlendiği Koçtepe formasyonu ve Isparta filişi'ne ait çamurtaşları, kiltaşları ya da killi kireçtaşı düzeylerinde içi demirli (Levha 2, Şekil 3), silisli (Levha 2, Şekil 4) ve rekristalize (Levha 2, Şekil 5-6) olmuş pelajik foraminiferler mikrit ya da demirli mikrit bağlayıcı içerisindedir. Pelajik formların oranı yer yer %60-70'e varmaktadır.

Taşınmış düzeyler: Söbüdağ batısında yaklaşık kalınlığı 20-30m olan Koçtepe formasyonu'nun egemen litolojisini kırmızı renkli, bol pelajik fosilli, silis yumrulu çamurtaşları oluşturur. Egemen litoloji arasında birkaç santimetre kalınlıkta, az oranda birkaç ara düzey şeklinde ince taneli kumtaşları gözlenir. Bu ara düzeyler taşınmayı vurgulayacak şekilde yanal devamlılığı merceksi ve geçişli olup, birkaç ara tabaka şeklindedir. Isparta filişi'nde de benzer gözlem ve veriler saptanmıştır. Koçtepe formasyonu ile yalnızca renk ve yaş ayırımı ile ayırtlanabilen filiş çökelleri de bol pelajik fosilli, silis yumruludur. 500 metreden daha kalın Isparta filişi'nin egemen litolojisini gri renkli kiltaşları ve killi kireçtaşları oluşturur. Bentik fosilli kalsiruditler ve kalkarenitler ya 40-50cm kalınlıktaki kiltaşları ile aynı tabaka içerisinde (Levha 2, Şekil 1) ya da kiltaşları ile ardalanmalı gelişmiştir (Levha 2, Şekil 2). Isparta Mensucat Fabrikası çevresinde olduğu gibi kırıntılı ara düzeyler, kiltaşları, killi kireçtaşları içerisinde oransal olarak fazlalaşmaktadır. Tersiyer çökelleri, Üst

Kretase çökelleri ile karşılaştırıldığında taşınma düzeylerinin oransal olarak fazla olduğu görülür. Örneğin; Isparta Mensucat fabrikası çevresindeki yol yarmasında 40-50 metre kalınlıktaki istif içerisinde türbiditik düzeyler 5-6 kez tekrarlanır. 100 metre uzunluğundaki yarma boyunca kanalın orta kesimlerinin kalın, kenarlara doğru inceldiği görülür. Taşınmış düzeyler içerisinde boyutları çoğunlukla santimetre mertebesinde olan *Globigerin*'li kiltaşı intraklastları da yer almaktadadır (Levha 4, Şekil 2). Söbüdağ batısındaki Isparta filişi'nde kumtaşı düzeyleri içerisinde sığ denizden açık denize taşınmış kırıntılar bulunmaktadır. Bu kırıntılar, Geç Kretase yaşlı *Globotruncana, Orbitoides* ve miliolidli çakıllardır (Levha 3, Şekil 4-5). Gerek Kampüs çevresindeki ve gerekse de İğdecik-Gönen-Atabey arasındaki Isparta filişi ve İncesu formasyonu çökelleri içerisinde klastik kısımlarda bentikler, kiltaşı gibi kısımlarda da planktikler ile aynı zaman aralığını veren foraminiferler tanımlanmıştır (Görmüş ve Özkul, 1995). Gönen ilçesi Kale Tepe çevresinde yüzlek veren İncesu formasyonu kalkarenitlerinde aynı örnek içerisinde bentik ve planktik foraminifer birlikte gözlenmiştir (Levha 4, Şekil 1). Taşınmış Tersiyer bentik formları yer yer kırılmış (Levha 3, Şekil 2-3), bazen de rekristalize olmuş (Levha 3, Şekil 1-3) görünümler sunarlar.

Geç Kretase ve Erken Tersiyer Devir'lerinde miliolidlerin, bentik rotaliidlerin ve planktiklerin yaşam



Şekil 4. Geç Kretase ve Tersiyer Devir'lerinde sığ ve derin denizi işaret eden seçilmiş karakteristik foraminiferlerin fosilleşmeleri ile ilgili şematik görüntüler, a: yerli malzemeli, b: demirli, c: neomorfik, d: silisli, A: yerinde gömülme, B: taşınarak gömülme.

LEVHA 2

Tersiyer çökellerinde (Koçtepe fm., Isparta filişi) fosilleşme örnekleri.

1. Isparta filişi'nde bir tabaka içerisinde taşınmış çakıltaşı, kumtaşı düzeyleri (çt) ve çamurlu-killi düzeyler (ç). t: tabaka, tb: erozif tabaka altı, tv: keskin dokanaklı üst yüzey, Isparta Mensucat yakınındaki yol yarması.

2. Isparta filişi'ndeki çamurlu-killi (ç) düzeyler arasında derecelenmeli (d) kumtaşı ara tabakalarının görünüşü, Gönen-Tınaztepe arası.

3. Demirli mikrit içerisindeki *Morozovella* cinsinin neomorfik (ne) iç dolgusu, Söbüdağ KB'sı, K-T sınır kesimleri.

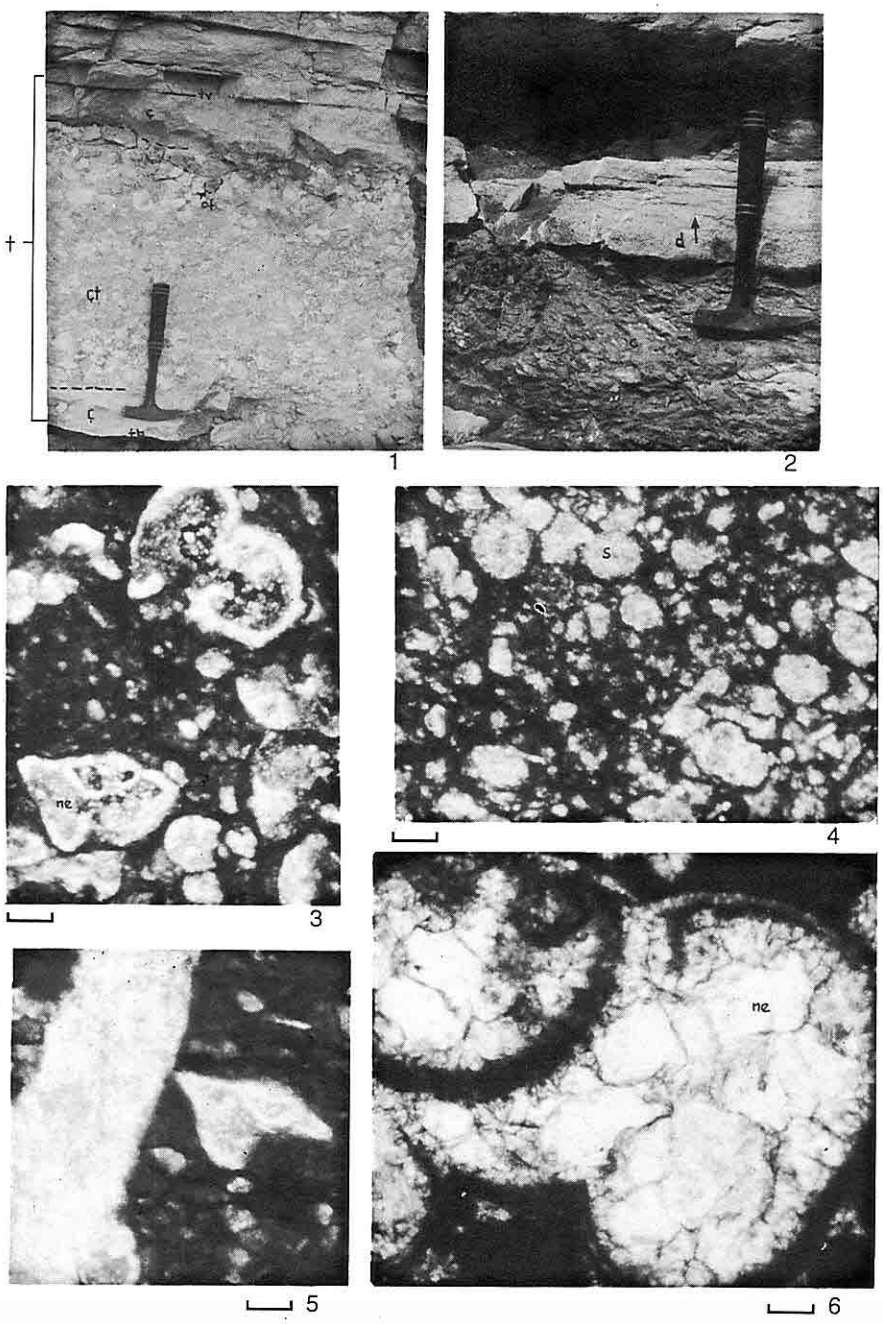
4. İçi silisleşmiş (s) Tersiyer planktiklerinin görünüşü, Söbüdağ KB'sı.

5. Stilolitin(st) ve kalsit dolgulu çatlak ve iç dolgusu sparit olan bir Tersiyer planktik formunun görünüşü, Söbüdağ KB'sı, K-T sınır kesimleri.

6. İç dolgusu iri kalsit kristalli (neomorfik-ne) bir Tersiyer formu,

Çizgisel ölçek 0.1 mm'yi göstermektedir.

LEVHA 2



1 2 3 4 5 6

LEVHA 3

1. Neomorfik sparit (ne) içerisinde *Discocyclina* sp.(d), mn: mineral, o: opak mineral, a: alg.

2. Mikrosparit (ms) içerisinde taşınmış ve kırılmış *Discocyclina* sp. (d).

3. *Discocyclina* sp. (d), lateral locaların yeniden kristallenmiş (ne) olduğuna dikkat ediniz.

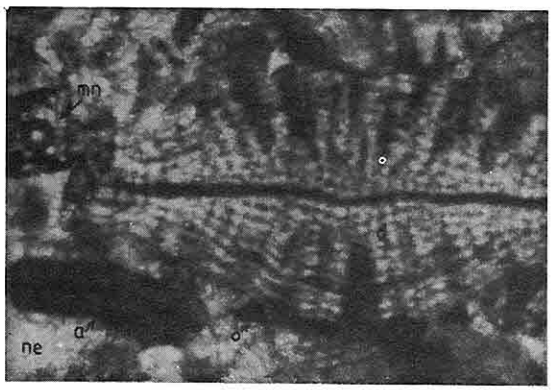
4. *Globotruncana*'lı şekli belirgin bir havza dışı parçanın neomorfik bağlayıcılı kumtaşı içerisindeki görünüşü.

5. *Globotruncana*'lı şekli belirgin olmayan bir havza dışı parçanın görünüşü.

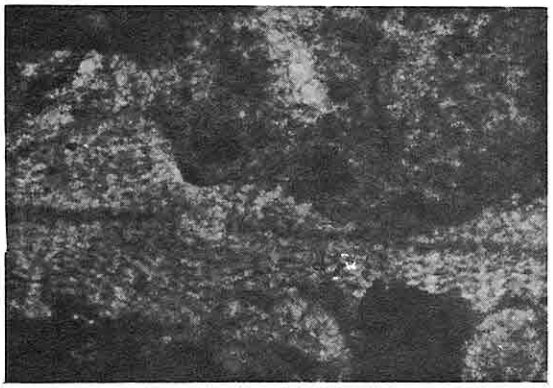
Tüm örnekler Söbüdağ KB'sından alınmıştır.

Çizgisel ölçek 0.1 mm'yi göstermektedir.

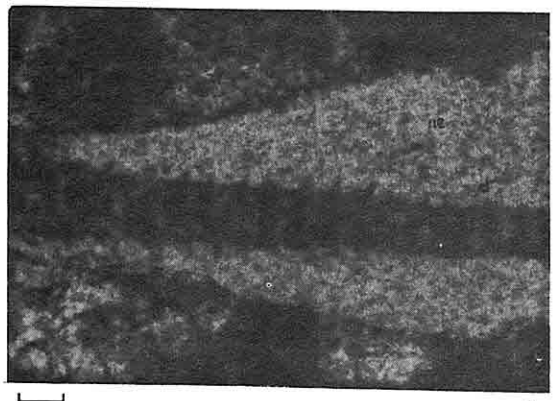
LEVHA 3



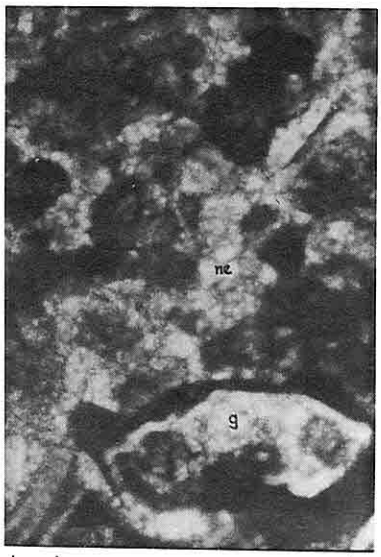
1



2



3



4

5

LEVHA 4

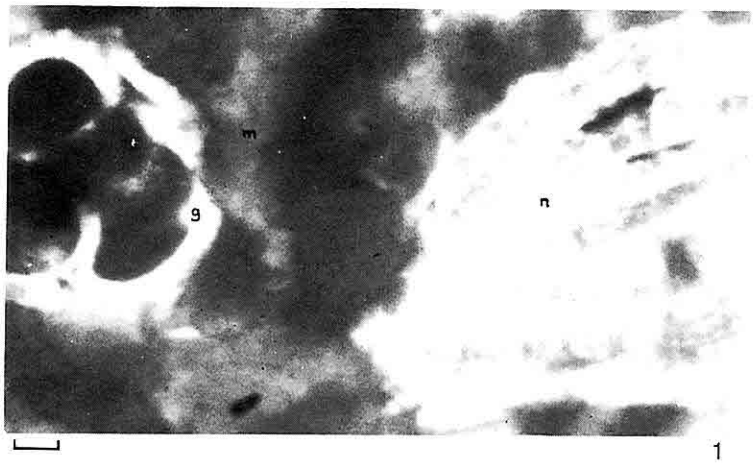
1. *Globigerina* (g) ve *Nummulites*'in (n) mikrit bağlayıcı içerisindeki görünüşü, Kale T. Gönen, İncesu fm. kalkarenitlerinden alınmıştır. Çizgisel ölçek 0.1 mm'yi göstermektedir.

2. Isparta filişi'ne ait *Nummulites*'li (n) kaba taneli (k) ve ince taneli (ki) taşınmış düzeylerin pelajik fosilli çamurlar (ç) içerisindeki görünümü, i:pelajik fosilli-*Globigerin*'li- çamur intraklastları, Isparta Mensucat yakınındaki yol yarması.

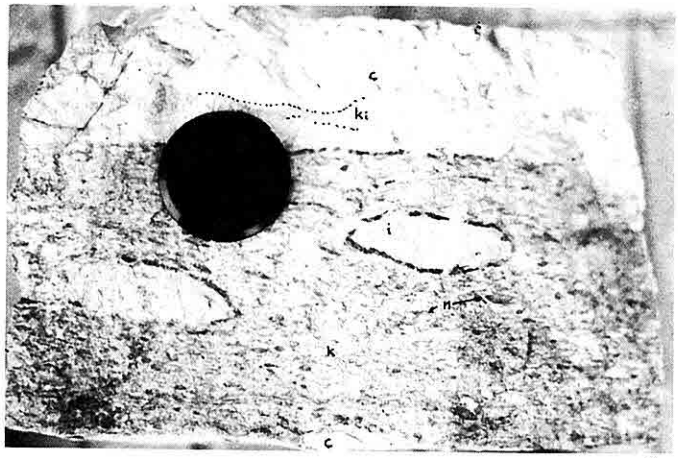
3-4. Yer yer silisleşmiş(s) ve az çok derecelenmiş düzeyler, Isparta Mensucat yakınındaki yol yarması.

Çizgisel ölçek 1 cm'dir.

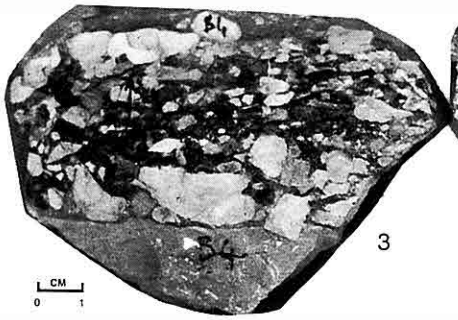
LEVHA 4



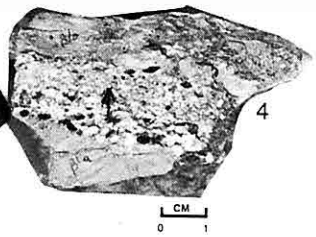
1



2

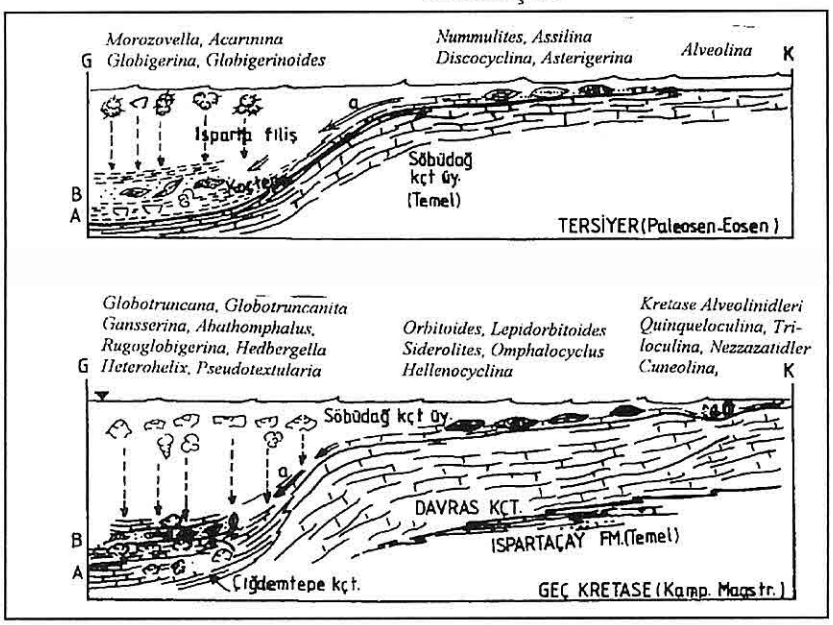


3



4

ortamları farklılıklar gösteririr (Henson 1950, Sliter and Baker, 1972, Olsson 1977, Hallock ano Glenn 1986, Görmüş 1994). Araştırma sahasında ortamlara göre bentik ve planktik foraminiferlerin dağılımı Şekil 5'de şematik olarak sunulmuştur.



Şekil 5. Geç Kretase ve Erken Tersiyer Devir'lerinde ortamlara göre foraminiferlerin dağılımı ve fosilleşme alternatifleri, A. Yerinde gömülme, B: Taşınarak gömülme, a: Sığ denizden derin denize taşınma, b: Derin denizden sığ denize taşınma.

5. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Bu çalışma ile şu temel sonuçlara varılmıştır.

1. Yukarıda belirtilen saha ve mikroskopik gözlemlere göre yörede üç fosilleşme alternatifi ayırtlanmıştır: a) Yerinde gömülme (genelde hem Kretase hem de Tersiyer pelajik çökeller içerisinde gözlenen planktikleri kapsar), b) Aşındırılarak aynı ortamda gömülme (Kretase-Tersiyer planktikleri ve bentiklerin de gözlenir), c) Farklı ortamda çökelme (Tersiyer çökellerinin içerisinde Kretase formlarının görülmesi). Fosil örneklerinde kimyasal değişikliklerden ise yeniden kristallenme, silisleşme, neomorfizmanın izleri gözlenir. Benzer fosilleşmelerin olabileceği değişik kaynaklarda da belirtilmektedir (Dodd and Stanton, 1991; Alkaya, 1984).

2. Geç Kretase döneminde miliolidler (Kretase alveolinidleri, *Triloculina, Quinqueloculina, Cuneolina*) lagüner bölgede, *Omphalocyclus, Siderolites, Orbitoides, Hellenocyclina* ve *Sulcoperculina* gibi rotaliidler çok sığ kesimde ve *Globotruncana*,

Globotruncanita, Abathomphalus, Gansserina, Heterohelix, Rugoglobigerina, Hedbergella gibi planktik foraminiferler açık denizde yaşamışlardır. Tersiyer Devri'nde de Alveolinidler lagün, çok sığ; *Nummulites, Discocyclina, Assilina* çok sığ; *Morozovella, Globigerina, Globigerinoides* gibi planktikler ise açık denizlerde egemen olmuşlardır. Keza; oransal olarak miliolid fazlalığının lagüner kesimleri; bentik rotaliid fazlalığının sığ neritik kuşağı; planktik fazlalığının ise açık denizleri gösterdiği bilinmektedir (Murray, 1973; Boltovsky and Wright, 1976; Brasier, 1980; Meriç, 1985).

3. Kretase-Tersiyer fosilleşme örneklerinin incelenmesi ve saha gözlemleri sonrasında istiflerin yaş ve ortam yorumlamalarında önceki araştırmalardan farklı şu sonuçlar çıkarılmıştır.

a) Üst Kretase çökelleri olan Davras kireçtaşı'na ait Söbüdağ kireçtaşı üyesi ile Çiğdemtepe kireçtaşı arasındaki dokanak ilişkisi uyumlu ve geçişlidir. Söbüdağ kireçtaşı üyesi'nin yaşı da Kampaniyen-Maastrihtiyen'e kadar çıkmaktadır. Bu ilişki önceki çalışmalarda denizaltı uyumsuzluğu şeklinde yorumlanmış ve Söbüdağ kireçtaşı üye'sinin yaş aralığı da Senomaniyen-Turoniyen olarak verilmiştir (Karaman ve diğ. 1988, 1989; Yıldız ve Toker, 1991; Görmüş ve Karaman, 1992; Karaman, 1994; Görmüş ve Özkul, 1995). Veriler şunlardır:

-Fauna: Söbüdağ kireçtaşı üye'sinde Kampaniyen ve Maastrihtiyen'i karakterize eden faunadan bahsedilmemektedir. Söbüdağ kireçtaşı üyesi çökellerin kalınlığının en az 300 metreden fazla olduğu düşünülürse önceki çalışmalarda derlenen örneklerin hangi düzeylerin yaş aralığı olduğu açık değildir.

-Litoloji ve dokanak: Söbüdağ kireçtaşı üye litolojisinin mikroskopik incelemelerinde genelde mikrit özellikte geliştiği ve yer yer neomorfizmaya uğradığı görülür. Üyeyi örten Çiğdemtepe kireçtaşı da mikritik özellikte gelişmiştir. Ayrıca, Karaman (1994) de belirtildiği gibi masif, kalın tabakalı Söbüdağ kireçtaşı üye çökelleri ile ince-orta tabaka kalınlıklı Çiğdemtepe kireçtaşı çökelleri arasındaki dokanağı bazı kesimlerde takip etmek bile güçtür.

-Fosilleşme Örnekleri: Çiğdemtepe kireçtaşı içerisindeki türbiditik düzeylerde rastlanılan ve Kampaniyen-Maastrihtiyen'i karaktarize eden *Orbitoides* cf. *apiculatus, Siderolites calcitrapoides, Ompholocyclus macroporus, Hellenocyclina boetica* gibi bentiklerin sığ bir platformda yaşamış olmaları gerekir (Taşman-Rıbnıkar, 1975; Gorsel, 1978; Brasier, 1980; Meriç, 1985; Görmüş, 1994) ve bunların da açık deniz çökellerine taşınmış oldukları varsayılır. Dolayısıyla bu karakteristik organizmaların yaşayabileceği kesimin ya Çiğdemtepe kireçtaşı'nın sığ kesimleri- ki bu litolojik bölüm araştırmalarda ortaya konmamış, bilakis yalnızca plaketli kireçtaşları bu isim altında incelenmiştir-

ya da Söbüdağ kireçtaşı üye'sine ait çökeller olabiliceği düşünülür.

-Uyumsuzluk Verileri: Dokanakta herhangibir karasallaşma verisi görülmemektedir (açısallık, taban konglomeraların varlığı, çökelimde eksiklik, limonitleşme ve ani fasiyes değişikliği gibi).

b) Geç Kretase'de transgresif bir istifin geliştiği ve Erken Tersiyer döneminde derin deniz egemenliğinin varlığı ortaya konmuştur. Dolayısıyla, Tersiyer'de bir sığlaşma (Karaman ve diğ. 1988, 1989; Karaman, 1994) ya da karasallaşma (Yağmurlu, 1994) gibi yorumlardan farklı bir yorum getirilmiştir. Ayrıca Kretase-Tersiyer geçişi de yörede tartışmalıdır. Geçişin uyumluluk ve uyumsuzluk verileri Görmüş ve Karaman (1992) tarafından tartışılmıştır. Araştırma sahasında Daniyen'i simgeleyen bir karakteristik fosile rastlanılmamıştır. Eldeki örneklerden gerçekleştirilen kimyasal analiz sonuçlarının da uyumluluk verisi bulunamamıştır (H.Yalçın, 1995; sözlü görüşme). Bu nedenle K/T dokanağın bölgesel olarak değerlendirilmesi ve ilişki verilerinin ortaya konması gerekir.

Beydağları Otokton İstifi'ne ait Davras kireçtaşı sığ bir karbonat platformda çökelmiştir (Gutnic ve diğ. 1979; Robertson, 1993). Alt ve orta düzeylerinin pelajik form içermemesi ve litolojik özelliği bunu desteklemektedir. Sığ platform kesimlerde Geç Kretase'ye ait sığ bentik formların yaşayabileceği ortadadır. Havza kısımlarında çökelen Çiğdemtepe kireçtaşı içerisinde de bo oranlarda planktik foraminiferler çökelmiştir. Gerek Senirkent - Gönen-Atabey dolaylarında gerekse de Kampüs-Ağlasun-Bucak hattında platform çökellerini örten, planktik formlu, plaketli kireçtaşları tüm yörenin Geç Maastrihtiyen sonlarında tamamen derin deniz egemenliğinde kaldığını işaret eder. Geç Kretase'de Maastrihtiyen'de tüm bölgeyi kaplayan derin deniz egemenliğinin Eosen sonlarına kadar devam ettiği düşünülür. Sığ kısım gelişmeleri istif stratigrafisi (Turgut, 1993) ile açıklanabilir. Eosen'e kadar açık deniz egemenliğinin verileri şunlardır:

-Tersiyer Litolojisi ve Fauna İçeriği: Paleosen ve Eosen'de kırmızı renkli çamurtaşları (Koçtepe formasyonu) ile başlayan istif filişlerle (Isparta filişi) süreklilik gösterir. Hem çamurtaşı hem de filişlere ait kiltaşları içerisinde *Globigerina, Morozovella, Globigerinoides, Acarinina* gibi planktik foraminiferler gözlenir. Planktikler Alt Tersiyer çökelleri içerisinde egemendir. Planktik foraminifer egemenliğinin açık denizlerde olduğu bilinmektedir (Murray, 1973; Brasier, 1980; Hallock and Glenn, 1986; Görmüş, 1994))

-Geometri ve Yayılım: Yöredeki Paleojen çökelleri geniş yayılıma sahip olup, formasyonlar arası ilişki de geçişlidir.

-Sedimenter Yapılar: Çökellerde gözlenen yapılar taşınma verilerini içerir.

-Fosilleşme Örnekleri: Fosilleşme örneklerinde aynı zaman aralığını işaret eden bentik ve planktik faunanın

beraberliği taşınmaların varlığını, Tersiyer sığ bentik formlarının gözlenmesinin de yer yer taban topoğrafyası ile ilgili olarak gelişen sığ kesimlerin geliştiğini gösterir. Bu kısımların da belirli yükselimlerin gözlendiği Isparta kuzeyi olduğu düşünülür.

6. KATKI BELİRTME

Makalemin kontrol edilmesinde yardımcı olan ve bilimsel katkılarda bulunan Prof. Dr. Engin MERİÇ'e (İ.Ü.) ve Prof. Dr. Sacit ÖZER'e (D.E.Ü.) teşekkür ederim.

7. KAYNAKLAR

Aigner, T. 1982. Event-Stratification in Nummulite Accomulations and in Shell Beds from the Eocene of Egypt. In: Cyclic and Event Stratification (Einsele, G. and Seilacher, A. eds.), Berlin, Heidelberg, NY, Springer-Verlag, 248-262.

Aigner, T. 1983. Facies and origin of Nummulitic Buildups: An Example from the Giza Pyramids Plateau (M. Eocene, Egypt), N. Jb. Geol. Palaont. Abh. 166, 3, 347-368.

Aigner, T. 1985. Biofabrics as dynamic indicators in Nummulitic Accumulations. J. of Sedimentary Petrol. 55(1), 131-134.

Aigner, T. and Wells, N. 1986. Biofabrics as dynamic indicators in Nummulitic Accumulations. Dyscussions. J. of Sedimentary Petrol. 56(2), 317-320.

Ager, D.V., 1963. Principles of Paleoecology. Mc Graw Hill Nook Comp., 371p.

Alkaya, F., 1984. Paleoekoloji (Ders Notları). Selçuk Üniv. Müh.-Mim. Fak. Jeo. Müh. Böl. 60s. Konya, (yayınlanmamış).

Bathurst, R.G.C. 1975. Carbonate Sediments and their Diagenesis. Developments in Sedimentology, 12, Elsevier, 658p.

Black, R.M. 1975. The elements of Paleontology. Cambridge Univ. Press., Jarrold and Sons. Ltd. 340s. Cambridge.

Boltovskoy, E. and Wright, R. 1976. Recent Foraminifera. The Hague: W. Junk, 515p.

Brasier, M.D., 1980. Microfossils. George Allen and Unwin, 193p. London.

Bremer, H., 1978. Paleontoloji (Ders Notları). Ege Üniv. Fen Fak. Kitapları Serisi, No: 46, Ege Üniv., Matbaası, 450 s. İzmir.

Crevello, P.D. and Schlager, W., 1980. Carbonate Debris Sheets and Türbidites, Exuma Sound, Bahamas, J. Sediment. Petrol., 50, 1121-1148.

Curtis, M.D. 1976. Depositional Environments and Paleoecology, Foraminiferal Paleoecology. SEPM Reprint Series No.2, 160 s.

Dizer, A., 1983. Paleontoloji (Omurgasız). İstanbul Üniv. Yayını, Sayı: 3157, Fatih Yayınevi, 456s.

Dodd and Stanton, 1981. Paleoecology. Concepts and Applications. A Wiley Interscience Publ. John Wiley and Sons, New York, Chichester, 547p.

Fursich, T.F. 1978. The Influence of Faunal Condensation and Mixing on the Preservation of Fossil Benthic Communities. Lethaia, 11, 243-250.

Gorsel, J.V. van, 1978. Late Cretaceous Orbitoidal Foraminifera. In: Foraminifera (Hedley, R.H. and Adams, C.G. eds), Academic Press, London, 1-120.

Gökçen, N. 1993. Paleobiyolojik Ortamlar. D.E.Ü.Müh. Fak. Yay. No:231, 120s.

Görmüş, M., 1992. Quantitative Data on the Relationship between the Orbitoides genus and its environment. Revista Espanola de Micropaleont. XXIV (3), 13-26, Madrid.

Görmüş, M., 1994. Hekimhan Yöresinde (KB Malatya, Türkiye) Geç Kampaniyen- Maastrihtiyen Yaşlı Tohma Resifleriyle İlişkili Fasiyes-Organizma (Foraminifer) Dağılımı. Doğa, Yerbilimleri Dergisi, 1-15. Ankara.

Görmüş, M. ve Karaman, M.E. 1992. Facies Changes and New Stratigraphical-Paleontological Data in the Cretaceous-Tertiary Boundary Around Söbüdağ (Çünür-Isparta)" Geosound, Ç.Üniv.21, 43-47, Adana.

Görmüş, M., ve Özkul, M. 1995. Gönen-Atabey (Isparta) ve Ağlasun (Burdur) Arasındaki Bölgenin Stratigrafisi S. D. Ü Fen Bilimleri Enstitüsü Derg. 1, 43-64, Isparta.

Gutnic, M., Monod, O., Poisson, A. ve Dumont, J.F. 1979. Géologie des Taurides Occidentales (Turquie). Mem. Soc. Geol. France, 137, 112pp., Paris.

Hallock, P. and Glenn, E.C. 1986. Larger Foraminifera: A Tool for Paleoenvironmental Analysis of Cenozoic Carbonate Depositional Facies. Palaios, 1, 55-64.

Hendrix, W.E. 1958. Foraminiferal shell form, a key to sedimentary environment. Jour. of Paleont. 32(4), 649-659.

Henson, F.R.S. 1950. Cretaceous and Tertiary Reef Formations and Associated Sediments in the Middle East. Am. Assoc. Petr. Geol. Bull. 34(1), 215-238.

Karaman, M.E. 1990. Isparta Güneyinin Temel Jeolojik Özellikleri. TJK Bülteni, 33, 57-67, Ankara.

Karaman, M.E. 1994. Isparta-Burdur Arasının Jeolojisi ve Tektonik Özellikleri" TJK Bült. 37(2), 119-134, Ankara.

Karaman, M.E., Meriç, E. ve Tansel, İ. 1988. Çünür (Isparta) Dolaylarında Kretase-Tersiyer Geçişi. Akd. Üniv. Isp. Müh. Fak. Derg., 4, 80-100, Isparta.

Karaman; M.E., Meriç, E. ve Tansel, İ. 1989. Gönen-Atabey Arasındaki Bölgenin Jeolojisi. Cum Üniv. Müh. Fak. Derg. Sivas.

Koçyiğit, A. 1980. Hoyran Gölü Yöresinin (Afyon-Isparta) Stratigrafik ve Tektonik Özellikleri. A.Üniv. Fen Fak. Genel Jeo. Kür., Doç. tezi, 172s. (yayınlanmamış), Ankara.

Koçyiğit, A. 1984. Tectono-stratigraphic Characteristics of Hoyran Lake Region (Isparta Bend)" In: Geology of the Taurus Belt Proceed. Int. Symp. (Tekeli, O. ve Göncüoğlu, M.C. eds.), 53-68, Ankara.

Larsen and Chilinger, 1979. Diagenesis in Sediments and Sedimentary Rocks. Developments in Sedimentology, Elsevier 579p.

Meriç, E. 1985. Mikropaleontoloji. TMMOB Jeol. Müh. Odası Yayını No. 19,

134s.

McCall, L.P. ve Tavesz, J.S.M. 1982. Animal-Sediment Relations (the Biogenic Alteration of Sediments), Plenum Press, New York and London, 336s.

Murray, W.J. 1973. Distribution and Ecolgy of Living Foraminiferids. Heinemann, Educational Bokks, 274p.

Natland, M.L. 1963. Presidential adress, paleoecology and turbidites. J. of Paleontol. 37(4), 946-951.

Olsson, R.K. 1977. Mesozoic Foraminifera, Western Atlantic. In: Stratigraphical Micropaleontology of Atlantic Basin and Borderlands (Swain, F.W. ed.), Developments in Paleontology and Stratigraphy, 6, Elsevier, 205-227.

Poisson, A., Akay, E., Dumont, J.F. and Uysal, S., 1984. The Isparta Angle. In: Geology of the Taurus Belt Proceed. Inter. Symp. (Tekeli, O. and Nakoman, E. eds.), 11-16, Ankara.

Robertson, A.H.F., 1993. Mesozoic-Tertiary Sedimentary and Tectonic Evolution of Neotethyan Carbonate Platforms, Margins and Small Ocean Basins in the Antalya Complex, Southwest Turkey. Spec. Publs. Int. Ass. Sediments., 20, 415-465.

Sliter, V.W. and Baker, A.R. 1972. Cretaceous Bathymetric Distribution of Benthic Foraminifers. J. of Foram. Res. 2(4), 167-183.

Seilacher, A. 1973. Biostratinomy: the Sedimantology of Biologically Standardized Particles. In: Evolving Concepts in Sedimantology (Gisburg, R.N. ed.), Baltimore, John Hopkins Univ. Press. 159-177.

Taner, G. ve Uysal, K. 1994. Paleoekoloji İlkeleri. TMMOB Jeoloji Müh. Odası Yayını, No.37, 336s. (Ager, D.V. 1963. Principles of Paleoecology. Adlı kitabın çevirisi).

Taşman-Rıbnıkar, M. 1975. Tatbiki Mikropaleontoloji. MTA Enst. Yayın. Eğitim Serisi, No.15, 154s. Ankara.

Tavesz, J.S.M. and McCall L.P. 1983. Biotic Interactions in Recent and Fossil benthic communities. Plenum Press, New York and London, 837p.

Turgut, S. 1993. Sekans Stratigrafisi: Yeni Global Stratigrafinin Prensipleri ve Jeolojik Düşünceye Katkısı. Sedimantoloji Çalışma Grubu Özel Yayını-Sekans Stratigrafisi, No.1, 1-25.

Wilson, J.L. 1975. Carbonate Facies in Geological History. Berlin- Heidelberg-New York, Springer-Verlag, 471s.

Yağmurlu, F. 1994. Isparta Kuzeyinde Yeralan Oligosen Yaşlı Molas Tipi Kırıntılı Tortulların Tektono-Sedimenter Özellikleri. Ç.Ü. Müh.-Mim. Fak. 15.Yıl Simp. 4-7 Nisan 1994, II. Cilt. 241-252, Adana.

Yalçınkaya, S. 1989. Isparta-Ağlasun (Burdur) Dolaylarının Jeolojisi. İ. Üniv. Fen Bilim. Enst. Doktora Tezi, 176s. İstanbul, (yayınlanmamış).

Yalçınkaya, S., Ergin, A., Afşar, Ö.P. ve Taner, K. 1986. Batı Torosların Jeolojisi, Isparta Projesi Raporu. MTA Genel Müd. raporları (yayınlanmamış), Ankara.

Yıldız, A. ve Toker, V. 1991. Çünür Köyü Yöresindeki (Isparta Kuzeyi) Üst Kretase-Eosen Yaşlı Birimlerin Planktik Foraminiferler ile Biyostratigrafik İncelemesi. TJK Bülteni, 34(2), 43-58, Ankara.

YERBİLİMLERİ GEOSOUND | HAZİRAN JUNE 1996 | SAYI NO 28 | ISSN 1019-1003

SALDA GÖLÜ (YEŞİLOVA - BURDUR) ÇEVRESİNDEKİ OFİYOLİTLERİN PETROGRAFİSİ VE SALDA GÖLÜ MANYEZİT OLUŞUMLARININ JEOKİMYASAL İNCELEMESİ

Yahya ÖZPINAR, Ethem TAYFUN, A. Didem KILIÇ
PA.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Denizli/Türkiye

ÖZET: *Çalışma alanında üst üste gelmiş tektonik birimler bulunur. Bunlar, alttan üste doğru ofiyolitik seri, Kızılcadağ melanjı ve Jura yaşlı Doğanbaba kireçtaşlarıdır. Bu tektonik birimlerin incelenen bölgede yerleşme yaşı Lütesiyen öncesidir. Ofiyolitik seri, altta tektonitler ve bunun üzerine tektonik dokanaklı olarak bulunan kümülatlar ve her ikisini de kesen mafik dayklar olmak üzere üç ana topluluktan oluşur. Alttaki tüm birimler üzerinde açısal uyumsuzlukla Pliyo-Kuvaterner yaşlı Niyazlar Formasyonu yeralır. Göldeki periyodik dalga hareketleri, farklı yapıdaki manyezit oluşumunu sağlamaktadır. Kriptokristalin nodüler manyezitlerin MgO içerikleri %92'nin üzerindedir. Göl çamuru üst yüzeyinde oluşan manyezit kabuğa göre, nodüler manyezitlerin MgO içeriğinin fazla olması, Fe_2O_3, Al_2O_3, SiO_2 ve CaO gibi bileşenlerin yağmur ve dalga hareketleri ile göl ortamına taşındığını belirtmektedir.*

PETROGRAPHY OF THE OPHIOLITES LOCATED IN THE SALDA LAKE (YEŞİLOVA - BURDUR) REGION AND GEOCHEMICAL INVESTIGATION OF THE SALDA LAKE MAGNEZITE OCCURANCE.

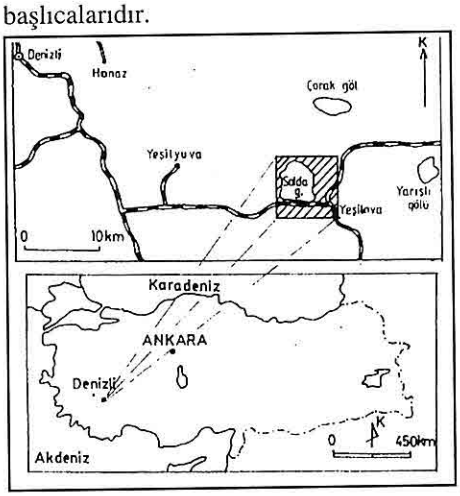
ABSTRACT: *There are tectonic unit which have been thrusted one over the other in Salda Lake and the surrounding area. From the basement to the top, these unit are ophiolitic series, Kızılcadağ Melange and Jurassic age Doğanbaba limestones. The settlement age of these tectonic units in the study area is Pre-Lutetian. The ophyolitic series consist of main part. At the basement of these rocks, there are tectonites. These rocks are overlain by cumulates with a tectonic boundary. All of these rocks are cut by mafic dykes (veins). All of the formations at the basement are overlain with an angular disconformity by the Niyazlar Formations whose age is Plio-Quaternary. Periodical wave movements of the lake result in occurence of magnesite in different structure. The cryptocrystalline secondary magnesite deposits have more than 92 % of MgO. The MgO content of the nodular magnesite deposited is higher than at the top of the lake mud crust. This shows that the oxides Fe_2O, Al_2O_3, SiO_2 and CaO must have been carried in to the lake envionment by means of rain and lake waves.*

1.GİRİŞ

Çalışılan bölge, Yeşilova (Burdur) ilçesi batısında ve Salda Gölü çevresinde yeralır (Şekil 1). Çalışma alanı yaklaşık 165 km^2 lik bir alanı kapsar

Bu çalışmanın amacı, sınırları yukarıda verilen alan dahilindeki ofiyolitik kayaçların (Yeşilova Ofiyoliti) petrograsi ve Salda Gölü manyezit oluşumlarının jeokimyasal incelenmesidir. Bu amaca uygun olarak, yörede 1/25.000 ölçekli jeolojik harita alımı gerçekleştirilmiş ve Salda Gölü çevresindeki manyezit oluşumları da incelenmiştir. Bu konuda daha önce yapılan çalışmalarla farklı ya da ortak yönlerini araştırmak için çok sayıda numune toplanmıştır. Bunlardan 12 adedinin kimyasal analizi, Denizli Çimento A.Ş.'nin kimya laboratuvarında X-ışınları flüoresans ile yapılmıştır. Arazide harita alımı ile birlikte derlenen 150' nin üzerinde kayaç örneklerinin ince kesitleri polarizan mikroskop ile incelenmiştir.

Bölgede daha önce yapılan çalışmalar, bölgenin jeolojisini ve "Yeşilova ofiyoliti" nin sorunlarını çözmek, ofiyolit içindeki kayaçların petrografik özelliklerini belirlemek ve ofiyolit içindeki kromit cevherlerinin incelenmesine yönelik olarak yapılmıştır. Çalışma alanını direkt ilgilendiren çalışmalar arasında Sarp (1976), Yıldız ve diğ.(1976) Poisson (1977), Schmidt (1987), Karaman (1987), Bölükbaşı (1987), Okay (1989), Bilgin ve Özpınar (1989), Özpınar (1987,1995) Bilgin ve diğ.(1990), Kurnaz ve Anıl (1992), Waitte ve diğ.(1994)'ın çalışmaları başlıcalarıdır.



Şekil 1. Çalışma alanının yer bulduru haritası

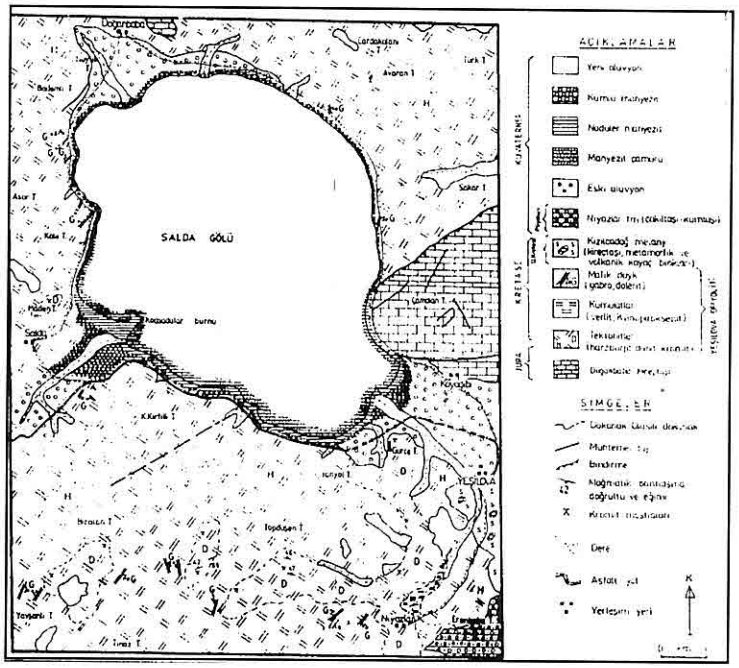
2. GENEL JEOLOJİ

2.1. STRATİGRAFİ VE PETROGRAFİ

Çalışılan bölgede en altta ofiyolitik seri "Yeşilova Ofiyoliti" yer alır. Bunun üzerine yataya yakın bir tektonik dokanakla "Kızılcadağ Melanjı" gelir. Kızılcadağ melanjı üzerine gelen bir diğer tektonik birim ise Jura yaşlı Doğanbaba kireçtaşlarıdır. Tüm alttaki birimler üzerine açısal uyumsuzlukla çakıltaşı ve kumtaşları ile temsil edilen Pliyo - Kuvaterner yaşlı Niyazlar Formasyonu gelir. Bölgedeki en genç birimler Kuvaterner yaşlı olup bunlar, eski alüvyon, manyezit çamuru, nodüler manyezit, kumlu manyezit ve yeni alüvyonlardan oluşur (Şekil 2 ve 3).

2.1.1. OFİYOLİTİK SERİ

Çalışma alanındaki ofiyolitik seri



Şekil 2. Çalışma alanının jeoloji haritası

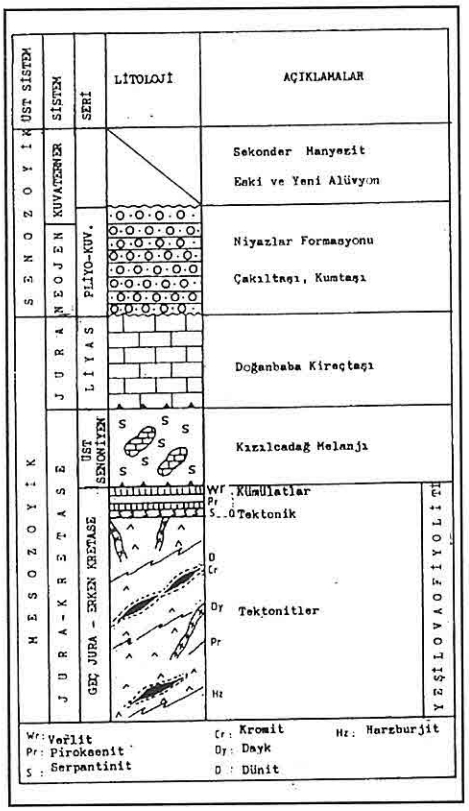
"Yeşilova Ofiyoliti" (Sarp, 1976), altta tektonitler, üstte kümülatlar ve bunları kesen damar kayaçları olmak üzere üç ana bileşenden oluşur ve eksik dizi karakterli ofiyolit topluluğunu temsil eder. Ofiyolit napının üzerinde görüldüğü birim çalışma alanında bulunmamaktadır. Ofiyolitik seri üzerine ise tektonik dokanakla Kızılcadağ Melanjı gelir. Yeşilova ofiyolitindeki orto-amfibolitlerin yaşı Apsiyen olarak belirlenmiştir (Sarp, 1976). Ofiyolitteki bazik intrüzyonların yaşının olasılıkla Alt Kretase olduğu ve ofiyolit oluşumunun çok uzun sürebileceği gözönüne alındığında Yeşilova ofiyolitlerinin yaşının Geç Jura- Erken Kretase'ye kadar inebileceği anlaşılmaktadır (Sarp, 1976; Özpınar,1987). Yeşilova Ofiyoliti'nin bugünkü yerine yerleşmesi olasılıkla Lütesiyen öncesi gerçekleşmiştir (Sarp, 1976; Bilgin ve dig., 1990).

2.1.1.1. Tektonitler

Çalışma alanındaki tektonitler, başlıca harzburjitler ile bunların içindeki dünitler ve dünitik kılıfla çevrili podiform kromit kütleleri ile temsil edilmiştir. Tektonitler, gabro, dolerit ve piroksenit daykları ile kesilmiştir.

Harzburjitler arazide kayalık yüksek tepeler oluştururlar. Bunlar, çoğunlukla masif kütleler halinde bulunurlar. Ancak yer yer çok kırıklı bir yapı da sunarlar. Mostrada çok ince limonitik bir kılıfla sarılması nedeniyle kırmızı - kahve renkte izlenirler.

Değişime uğramamış el örneklerinde



Şekil 3. Çalışma alanının genelleştirilmiş tektono-stratigrafik kesiti(Ölçeksiz).

ise koyu yeşil , yeşilimsi siyah renkte, ince taneli sık dokulu bir kayaç görünümündedirler. Değişime uğramış el örneklerinde ise, sarımsı - kahve renkli, parıltılı bastitler ve toplu iğne başı büyüklüğündeki kromitler nedeniyle kayaç iri taneli bir görünümdedir. Dünitler, harzburjitlere oranla yumuşak tepeler ve düz alanlar oluştururlar. Harzburjitlere oranla değişimleri fazladır. Yeşil, zeytin yeşili, boz renkli ve bol çatlaklı olarak görülürler. Kromit içerikleri harzburjitlere oranla fazladır. Dünitlerde, harzburjitlerle ardalanmasından oluşan mağmatik katmanlanmalara rastlanabilir. Ancak bunların kalınlıkları 1-2 m. arasında değişebilir. Dünitler, iç yapıya uygun magmatik katmanlanmaların yanısıra, düzensiz mercekler şeklinde de bulunurlar.

Harzburjit ve dünitler mikroskopik incelemelerinde taneli dokuda görülürler; birincil parajenez başlıca olivin, ortopiroksen, klinopiroksen ve kromitten oluşmuştur. İkincil parajenez olarak ise; serpantin mineralleri, manyezit, talk ve kalsit bulunur.

Olivin: Hakim minerali oluşturur. Orta ve küçük kristalli ve çoğunlukla özşekilsiz taneler halinde görülürler. Kristallerin çatlaklarında ve kenarlarında serpantinleşme yaygındır. Ayrışmamış taze örneklerde çok iri olivin taneleri, çok küçük, sivri ve düzensiz tanelere dönüşmüşlerdir.

Ortopiroksen: Genellikle yarı özşekilli kristaller halindedir. Tek yönde mükemmel dilinim gösterir. Ortopiroksen, enstatit olarak belirlenmiştir. Olivin kristallerine göre daha iri kristaller halindedirler. Ortopiroksenler sık sık bükülme, kink - bant yapıları sunarlar. Tektonizmanın etkisiyle, verevine gelişmiş kırıklar oluşturabilirler. Bazı örnekler tamamen ayrışarak bastit lamellerine dönüşmüştür.

Kromit: İrili ufaklı, yarı özşekilli ve özşekilsiz taneler halinde bulunur. Düzensiz ve bol çatlaklı olup, köşeli, yuvarlaklaşmış, çoğunlukla kenarları

yenmiş olarak görülürler. Tek nikolde vişne çürüğü renginde izlenirler. Bazen serpantinleşmiş eksolüsyon lamelleri içerirler.

Serpantin Mineralleri: Serpantin minerallerinin olivinlerin aleyhine geliştiği ve bastit lameli halinde ortopiroksenlerin yerlerini aldığı görülür. Hemen hemen her kesitte az veya çok izlenir.

Manyetit: Damarlarda, tane sınırlarında, ortopiroksen bastitlerinin dilinim düzlemlerinde küçük taneler halinde görülmüştür.

Kalsit: Bazı kesitlerde ince damarcıklar halinde görülmüştür.

Talk: Bazı örneklerde, genellikle lifli agregatlar halinde damarlarda ve ortopiroksenleri çevirir vaziyette görülür.

2.1.1.2. Kümülatlar

Niyazlar köyü kuzeyinde, Değirmendere içinde yüzeylemeleri bulunur. Arazide gümüşi yeşil, koyu yeşil ve siyahımsı renkte görülürler. Kümülatların alttaki tektonitlerle olan dokanağı tektonik olup oldukça serpantinizedir. Serpantinitler yer yer yapraksı ve şisti bir durumda görülür. Kümülatlar verlit ve klinopiroksenit ardalanmasından oluşmuşlardır. Bu birimin tabanında açık kahverengimsi bir görünümde ve dağılgan bir yapıda çok ince dünitik seviyeler yer alır. Verlitler, içerdikleri olivin ve klinopiroksen oranına bağlı olarak açık yeşil ve koyu yeşil -siyahımsı renklerde ritmik ardalanma sunarlar. Ritmik katmanlanma 1-2 mm. den, 4-5 mm'ye kadar değişik kalınlıklarda bulunabilir. Verlitlerin ayrışması klinopiroksenitlere göre daha fazladır. Klinopiroksenitler iri kristalli olup, bazen kristal boyutları, 6 -7 mm'ye erişebilir .

Verlit ve klinopiroksenitlerin mikroskopik incelemesinde olivinler küçük kristaller halinde, çok sayıda kırıklarla bölünmüş durumda bulunur ve fazlaca serpantinleşmişlerdir. Klinopiroksenler diyallaj ve ojit olup, genel olarak tane boyutu 3 -5 mm. arasında değişen iri ve birbirine bitişik düzgün kristaller halinde bulunurlar. Kenarlarında yuvarlaklaşma ve ezilme izleri gösterirler. Ortopiroksenler, çoğunlukla bastitleşmişlerdir. Manyetit, piroksenlerin dilinim düzlemlerinde, tane sınırlarında ve kırıklar boyunca da görülürler.

2.1.1.3. Damar Kayaçları

Bunlar, tektonit ve kümülatları kesen gabro, dolerit ve metadolerit daykları ile, piroksenit damarlarıdır.

a. Piroksenitler: Tektonit ve kümülatlar içinde yaygın olarak bulunurlar ve hemen her yönde gelişmişlerdir. Kalınlıkları 1-15 cm., uzunlukları 1-2 m. kadardır.

b. Gabro ve Doleritler: Tektonit ve kümülatlar içinde yaygın olarak bulunan mafik dayklar, çoğunlukla dolerit dayklarıdır. Gabro daykları daha az olarak bulunur. Bunlar, içinde bulundukları kayaçlara göre daha dayanıklı olduklarından arazide ayırtlanmaları kolaydır. Dolerit daykları birkaç on metre, gabro daykları ise birkaç

yüz metre uzunlukta görülürler. Dolerit daykları yer yer metamorfizyaya uğramışlardır. Tektonizmanın yoğun olduğu serpantinize zonlardaki dolerit dayklarında rodenjitleşme izlenir.

Mikroskopik incelemelerde, gabrolar ofitik, dolerit ve metadoleritler ise ofitik ve intersertal strüktürde görülürler. Tespit edilen mineraller; plajioklas (labrador), ojit, epidot, prehnit, klorit, aktinolit - hornblend, hidrogranat ve sfen olup bu minerallerin mikroskopta gözlenen özellikleri şöyledir.

Plajioklas (Labrador): Kendi aralarında birleşerek çokgenimsi boşluklar oluştururlar. Bazı örneklerde prehnitleşme ve kloritleşme izlenmiştir.

Ojit: Özşekilli ve yarıözşekilli olarak bulunur. Çoğunlukla uralitleşerek aktinolite dönüşmüşlerdir. Taze örneklerde iki yönde dilinim net olarak görülür. Sık sık zonlanma ve ikizlenme gösterirler. Dolerit dokusu gösteren örneklerde plajioklas lataları arasını doldurmuşlardır.

Aktinolit - Tremolit: Uralitleşme ürünü olarak oluşur ve çoğunlukla aktinolit olarak belirlenmiştir. Kataklasmanın etkin olduğu örneklerde tremolit sıkça görülür. Tektonik hatlara yakın bazı küçük dolerit dayklarında tanelerdeki belirgin yönlenmenin yanında, piroksenler hornblende dönüşmüşlerdir.

Prehnit: Örneklerin çoğunda görülür. Nisbeten yüksek röliyefli, dik sönmeli canlı polarizasyon renkleri (2.sıra) ile tanınırlar. Genellikle damar şeklinde, bazen plajioklasların üzerinde ve bazen de plajioklasların yerini almış olarak bulunurlar. Prizmatik ve sferolitik rozetler şeklinde görülürler.

Epidot: Bazı örneklerde görülmüştür. Plajioklaslar ve piroksen aleyhine ikincil olarak gelişmişlerdir.

Klorit: Plajioklas arası boşluklarda, bazı çatlaklarda çift nikolde lacivert, koyu mavi ve bazen de kahverenkli olarak görülmüşlerdir.

İlmenit: Bol miktarda genellikle iğnemsi görünüşlü olarak ve seyrek olarak da küçük tanecikler halinde izlenirler.

Sfen: Çoğu kez ilmenite eşlik eder. Çoğunlukla, özşekilli, yarı özşekilli ve bazen de özşekilsiz taneler halinde izlenirler.

Hidrogranat: Serpantinleşmenin yoğun olduğu bindirme hatlarında küçük boyutlu ve rodenjitleşmiş dolerit dayklarından alınan örneklerde plajioklasların yer yer veya kısmen hidrogranata dönüştüğü belirlenmiştir.

Lökoksen: Bazı kesitlerde görülmüştür. Genellikle ilmenitin çevresinde yarı opak bulutumsu bir görünümdedir.

2.1.1.4. Ofiyolitik Kayaçların Başkalaşım Koşulları

Çalışma alanındaki Ultramafik kayaçlardaki serpantinleşme derecesi nisbeten azdır. Ancak tektonik hatlarda serpantinleşme derecesi fazladır. Ultramafik kayaçların aşırı tektonize olduğu zonlarda ve kromit yataklarının çevresindaki fay zonlarında bir kaç milimetre ile 25 - 30 cm arasında değişen kalınlıklarda serpantin + manyezit + talk

ve serpantin + manyezit + kuvars (kalsedon) parajenezi belirlenmiştir. Mafik kayaçlarda belirlenen metamorfik mineraller ise, prehnit, aktinolit - tremolit, epidot, klorittir. Ayrıca bindirme hatlarına yakın serpantinize zonlardaki küçük dolerit dayklarında ise, rodenjitleşme belirlenmiştir. Bunlarda belirlenen metamorfik mineraller ise, klorit, prehnit ve hidrogranattır. Mafik kayaçlarda rastlanan prehnit, epidot, aktinolit - tremolit, klorit parajenezi Liou ve diğ.(1983) ve Winkler(1977)'e göre yeşilşisit fasiyesinin alt sınırını belirtmektedir. Serpantinitlerin tektonik hatlarda daha fazla izlenmesi, serpantinleşmenin ofiyolitik serinin obdüksiyonu ve yerleşmesi esnasında da devam ettiğini belirtmektedir. Nitekim bindirme hatlarındaki küçük dolerit dayklarında rodenjitleşme izlenmesi bunu kanıtlamaktadır. Rodenjit oluşumunun serpantinleşme ile açığa çıkan sıvılar ile daha sonraki bir metazomatik evrede meydana gelebileceği bir çok araştırıcı tarafından kabul edilmektedir (Barnes ve diğ., 1969). Serpantin + manyezit + talk parajenezi daha düşük ısı (300 °C) koşullarında oluşmaktadır. Aynı şekilde manyezit + kuvars (kalsedon) parajenezi için de daha düşük ısı koşulları gerekmektedir (Johannes, 1969). Bu iki parajenezin ofiyolitin yerleşmesinin yavaşlaması ile birlikte daha düşük ısı koşullarında gerçekleştiği düşünülmektedir.

2.1.2. Kızılcadağ Melanjı

Kızılcadağ melanjı veya "Kızılcadağ ofiyolitli melanjı" (Poisson, 1977; Karaman, 1987; Bölükbaşı, 1987) Niyazlar ve Kayadibi köyleri kuzeydoğusunda yüzeylenirler. Mostrada kırmızı, kahverenkli ve yer yer yeşilimsi ve mavimsi renkte görülürler. Birim ezilmiş ve fazlaca bozulmuş tektonitler, gabro, dolerit blokları, tüf ve bazik volkanik kayaçlar, radyolarit, kırmızı renkli pelajik kireçtaşları, Permiyen'den Üst Kretase'ye kadar farklı yaşlı kireçtaşı bloklarından (Karaman, 1987; Bilgin ve diğ.,1990) oluşur. Serpantinit, spilit, çamurtaşları, bazik volkanik kayaçlarının tektonik olarak ezilmesiyle oluşmuş kayaçlar, melanjın matriksini oluşturur. Dünit ve harzburjit blokları aşırı derecede serpantinize, gabro ve dolerit blokları ise metamorfize olmuşlardır. Birim içinde, yer yer hornblend şist ve amfibolit blokları da görülür. Kırmızı renkli pelajik kireçtaşları çok kıvrımlı bir yapıda bulunurlar. Melanjın matriksi arazide düz topoğrafya oluştururken içinde yer aldığı bloklar çıkıntılı bir topoğrafya oluşturur.

Kızılcadağ Melanjı'nın alt dokanağı tektonik olup, Yeşilova ofiyoliti üzerine bindirmiştir. Üst dokanağına ise, Jura yaşlı Doğanbaba kireçtaşları bindirmiş durumdadır. Birimin yaşı Üst Senomaniyen'dir (Sarp, 1976; Poisson, 1977; Bilgin ve diğ., 1990). Kızılcadağ melanjı, kireçtaşı napının ofiyolit napı üzerine bindirmesi esnasında ofiyolit napı ile kireçtaşı napı arasında oluşmuştur. Bu birimin çalışma alanına yerleşmesi Lütesiyen öncesidir.

2.1.3. Doğanbaba Kireçtaşı

Kayadibi köyü kuzeyi ve Doğanbaba köyü doğusunda yüzeylenen kireçtaşları, genelde gri renkli olup yer yer koyu gri ve bej renkte gözlenir. Çoğunlukla kalın ve masif tabakalıdır. Bol çatlaklı ve kırıklı yapı sunarlar. Çatlak ve kırıklar kalsit ile dolmuştur. Bindirme hattına yakın olan taban kesimlerinde fazlaca kristalize olmuşlardır.

Mikroskopik incelemelerde belirlenen mikrit, biyomikrit, pelmikrit, oolitli sparit mikrofasiyesleri bu kireçtaşlarının sığ bir denizel ortamda oluştuklarını belirtmektedir.

Birimin alt dokanağı tektonik olup, Kızılcadağ melanjı ve Yeşilova ofiyoliti üzerine bindirmiştir. Doğanbaba kireçtaşları mikrofasiyes özellikleri gözönüne alındığında Acıpayam (Denizli) batısındaki ve Kale (Denizli) güneyindeki Liyas kireçtaşları (Özpınar, 1987, 1995), Acıgöl grubuna ait Jura - Kretase yaşlı Yandağ kireçtaşları (Bilgin ve diğ., 1990)'nın daha alt seviyelerinde yer alan gri kireçtaşları ile deneştirilebilmektedir. Bu birimin inceleme alanına yerleşmesi Lütesiyen öncesi olmuştur (Bilgin ve diğ., 1990).

2.1.4. Niyazlar Formasyonu

Niyazlar Formasyonu (Karaman, 1987), Niyazlar köyü doğusunda yüzeylenir. Birim çakıltaşı, kumtaşı ve kiltaşı ardalanmalarından oluşur ve sarımsı ve açık kahve renkte bir görünümdedir. Maksimum 100 metre bir kalınlığı vardır.İstifteki çakıltaşları kumlu ve killi bir malzeme ile tutturulmuş olup; değişik kireçtaşı, gabro, dolerit, radyolarit çakıllarından oluşmuştur. Birim Pliyo-Kuvaterner yaşlı olup, Yeşilova ofiyoliti üzerine açısal uyumsuzlukla gelmektedir.

2.1.5. Eski Alüvyon

Çakıl, kum, silt ve killerden oluşan eski alüvyon, Kuvaterner yaşlı olup eski dere yataklarında yüzeylemektedir. Çakıllarda egemen kaya türü ofiyolitik kayaçlar ve kireçtaşlarıdır.

2.1.6. Manyezit Çamurları

Ağustos, Eylül ve Ekim aylarında Salda Gölü sularının çekilmesi ile gölün güney sahilinde gri renkli karbonatlı çamurlar görülür. Atmosferle temas eden üst düzeylerinde kriptokristalin manyezit oluşur. Daha sonra bunlar dalga hareketleri ile kopartılarak göl kıyısına taşınırlar.

2.1.7. Nodüler Manyezitler

Göl sahilinde beyaz renkli, farklı boyutlardaki manyezit yığışımları olup, özellikle gölün batı, güney ve doğu sahilinde kalın bir istif sunarlar.

2.1.8. Kumlu Manyezitler

Farklı boyutlu kriptokristalin manyezit taneciklerinin sahil kumları ile karışımı veya ardalanmaları ile oluşan çökellerdir.

2.1.9. Yeni Alüvyon

Günümüz dere kanallarının oluşturduğu alüvyonlardır.

3. TEKTONİK

Bölgede üst üste gelmiş tektonik birimlerle önemli tektonik hareketler oluşmuştur. Çalışma alanında en altta ofiyolit napı yeralır. Ofiyolit napının, üzerinde görüldüğü birim çalışma alanında yeralmamaktadır. Bölge ofiyolitlerinin bugünkü yerlerine yerleşme yaşları üzerine farklı görüşler bulunur. Honaz ofiyolitinin bugünkü yerlerine yerleşmesi Geç Kretase'de (Okay, 1989), Acıpayam ofiyoliti Geç Kretase - Lütesiyen arası (Özpınar, 1987), Kale ofiyoliti Orta Eosen'de (Özpınar, 1995) olmuştur. Yeşilova ofiyolitinin bugünkü yerlerine yerleşimi Lütesiyen öncesi gerçekleşmiştir (Sarp,1976; Bilgin ve diğ., 1990). Çünkü, üst üste gelmiş tektonik dilimler üzerinde açısal uyumsuzlukla, Monsiyen-Tanesiyen yaşlı Mamatlar formasyonu bulunur (Bilgin ve diğ., 1990).

Çalışma alanındaki ofiyolit napı üzerindeki diğer tektonik birim Kızılcadağ Melanjı olup, bunun üzerinde de kireçtaşı napı bulunur. Kızılcadağ melanjı, kireçtaşı napının ofiyolit üzerine bindirmesi esnasında ve ofiyolit napı ile kireçtaşı napı arasında oluşmuştur. Tektonik dilimlerin çalışma alanına hep birlikte yerleşiminin Lütesiyen öncesi olduğu düşünülmektedir (Bilgin ve diğ., 1990).

4. SALDA GÖLÜ MANYEZIT OLUŞUMLARI

Çalışma alanında Niyazlar köyü batı ve kuzey batısında tektonitler içinde çok sayıda kromit cevherleşmesi yeralır. Bunlar az veya çok kalın dünitik bir kılıf veya dünitik zon içinde bulunur. Podiform (Alpin) tipi bir yataklanma özelliği gösterirler (Yıldız ve diğ.,1976; Kurnaz ve Anıl, 1992). Kromit yatakları tektonik hareketlerden büyük ölçüde etkilenmişlerdir. Yatakların büyük bir kısmı işletilmemektedir. Diğer taraftan çalışılan ofiyolitik seri içinde çok sayıda küçük damar ve stokverk şeklinde manyezit oluşumları da bulunmaktadır. Manyezit oluşumları kromit yataklarında açılan yarma ve galerilerde de görüldüğü gibi, fay zonlarında bir kaç santimetreden 25 -30 cm lik kalınlıklara kadar bulunurlar. Bunlar fay zonunun büyüklüğüne bağlı olarak ya serpantin çakılları ile beraber fay breşi şeklinde görülürler ya da talk ile beraber veya silisle beraber manyezit talk, manyezit silis parajenezi oluşturmuş şekilde görülürler. Bu makalede salda gölü manyezit oluşumları konu edildiğinden , ofiyolitik seride yeralan kromit ve manyezit oluşumlarına çok kısa olarak değinilmiştir.

4.1. Salda Gölü Manyezitlerinin Özellikleri

Ofiyolitik serinin ayrışım ürünleri başlıca, serpantin ve manyezitli parçacıklar, Salda Gölü ile ilişkili dereler vasıtasıyla, göl ortamına taşınarak gri renkli manyezit çamurlarını oluşturmaktadır. Manyezit çamurları göl su seviyesinin çekildiği aylarda sahilde yüzeylenirler. Manyezit çamurları magnezyum karbonat, magnezyum hidroksit, magnezyum silikat, kalsit,

dolomit, kromit, sodyum, magnezyum, kalsiyum, demir ve iz elementler içerikli farklı konsantrasyonlu çamur matriksli bir çökeldir (Schimidt, 1987). Manyezit çamurlarında üstten alta doğru renk değişimi oluşmuştur. Atmosferle temas eden 10 - 15 cm' lik kısmı beyaz ve grimsi beyaz renkte izlenirken alta doğru (yaklaşık 40 -50 cm.) pembe renk alır ve daha da alt zonlarda (yaklaşık 90 -100 cm.) kırmızımsı, koyu kahve ve siyahımsı renklerde izlenmektedir. Çamurların üstten alta doğru renklerindeki değişim kimyasal özelliklerinden kaynaklanmaktadır. Zira en üstte atmosferle temas eden kesimde kriptokristalin $MgCO_3Mg(OH)_2.XH_2O$ oluşumu nedeniyle beyaz ve grimsi renkte iken daha alt düzeylerde renk koyudur.

Bunun sebebi, üst düzeylerde kriptokristalin manyezit oluşumu ile beraber arta kalan diğer Fe'li ve Al'lu bileşenler göl su seviyesinin daha alt düzeylerine taşınırlar (Çizelge 1).

Manyezit çamurlarının özgül ağırlıkları 0.75 g/cm^3 olup, etüvde kurutulan örneklerin %70 -75 kadar su içerdikleri ve %25 -30 kadar katı madde içerdikleri anlaşılmıştır. Ayrıca etüvde kurutulan katı örneklerin de % 37.88 oranında karbonat içerdiği belirlenmiştir. Göl suyunun PH'ı 7.74 ve 7.81 ve göl çamurundan alınan örneğin PH' ı 8.86 olarak ölçülmüştür.

Çizelge 1. Salda gölü manyezit çamurlarının kimyasal analizleri

Num. No % Oksit	10	11	12	13	10	11	12	13
SiO_2	32.19	22.09	5.79	4.96	41.82	32.37	12.52	10.25
Al_2O_3	4.37	2.32	0.30	0.28	5.68	3.40	0.64	0.63
Fe_2O_3	7.07	3.50	0.29	0.18	9.19	5.12	0.63	0.27
CaO	3.64	4.17	1.41	1.18	4.72	6.10	3.05	2.60
MgO	29.70	36.17	38.45	39.12	38.59	52.99	83.15	85.53
Kız. K.	22.99	31.71	53.74	54.27	0.00	0.00	0.00	0.00
Toplam	**99.96**	**99.96**	**99.98**	**99.99**	**100.00**	**99.98**	**99.99**	**99.95**

4.2. Manyezit Oluşum Evreleri

Göl suyunun çekilmesi ile birlikte atmosferle temas eden çamurlar atmosferdeki CO_2' i bünyelerine absorbe ederler. CO_2' in absorblanma derinliğinde, kuruma çatlaklarının boyutları ve derinlikleri etkili olur. CO_2' in absorbsiyonu ile birlikte kriptokristalin manyezit oluşumu gerçekleşmektedir. Oluşan beyaz renkli $MgCO_3.Mg(OH)_2.XH_2O$(kriptokristalin magnezyum karbonat ve magnezyum hidroksit) bileşimli kısım bünyesine su aldığında

Çizelge 2. Salda gölü nodüler manyezitlerin kimyasal analizleri

Num. No %Oksit	1	2	3	4	1	2	3	4
SiO2	0.39	1.35	0.49	1.64	0.79	2.74	1.00	3.31
Al2O3	0.03	0.19	0.012	0.29	0.06	0.38	0.12	0.58
Fe2O3	0.10	0.22	0.07	0.43	0.20	0.45	0.14	0.86
CaO	1.21	2.68	2.012	1.42	2.48	5.45	4.12	2.86
MgO	47.04	44.75	46.26	45.79	96.45	91.14	94.72	92.38
Kız. K.	51.20	50.80	51.13	50.42	0.00	0.00	0.00	0.00
Toplam	**99.97**	**99.90**	**99.77**	**99.99**	**99.98**	**100.16**	**100.10**	**99.90**

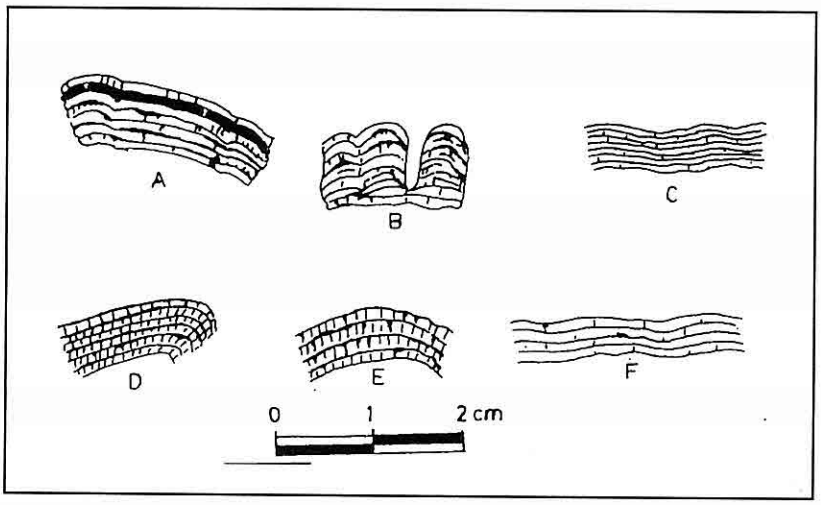
Çizelge 3. Salda gölü killi - kumlu nodüler manyezitlerin kimyasal analizleri

Num. No % Oksit	6	7	8	9	6	7	8	9
SiO2	26.59	7.50	9.14	6.33	35.02	13.26	15.79	11.47
Al2O3	1.87	0.49	0.52	0.13	2.46	0.86	0.87	0.24
Fe2O3	4.73	1.46	1.73	1.16	6.22	2.58	2.91	2.10
CaO	5.36	2.25	3.38	2.023	7.06	4.50	5.98	3.67
MgO	37.94	44.86	44.38	45.61	49.96	79.31	74.58	82.39
Kız. K.	23.46	43.43	40.48	44.74	0.00	0.00	0.00	0.00
Toplam	**99.39**	**99.99**	**99.99**	**99.99**	**100.72**	**100.51**	**100.13**	**99.89**

tekrar çamur haline geçmiyen bir stromatolitik laminalanma gösteren kabuk oluşturur (Şekil 4).

Beyaz renkli manyezit ve hidromanyezitli stromatolitik kabuk gölün dalga hareketleri ile kopartılır. Kopma, daha çok sertleşen manyezitli kabuk ile sertleşmeyen çamur yüzeyi arakesitinde gerçekleşmektedir.

Koparılan ve sahile taşınan stromatolit parçaları daha sonraki dalga hareketleri ile tekrar kopartılarak daha küçük parçalara bölünür. Bu kez kopma daha önce oluşmuş olan kuruma çatlaklarında gerçekleşir. Böylece daha yaşlı olan manyezit nodülleri daha küçük ve daha yuvarlak ve küresel boyut kazanırken daha genç olanlar ise iri



Şekil 4. A, B: Kolon yapılı (Gül yapılı) stromatolitlerde laminalanma çeşitleri, D, E: Karbonatlı çamurlardan henüz yeni oluşmuş beyaz renkli stromatolitlerde iç bükey laminalanma, C, F: Üstteki beyaz stromatolitlerin altında yeralan grimsi - beyaz renkli stromatolitlerde hafif dalgalı laminalanma.

taneli ve düzensiz şekilli olarak bulunurlar. Iri taneli manyezit nodülleri göl kıyısının daha iç kısmında birikirken bir kaç mm. boyutlu tanecikler, daha dış kısma taşınarak sahil kumları arasına karışır veya sahil kumları ile ardaşımlı olarak çökelirler ve "kumlu manyezitleri" oluştururlar.

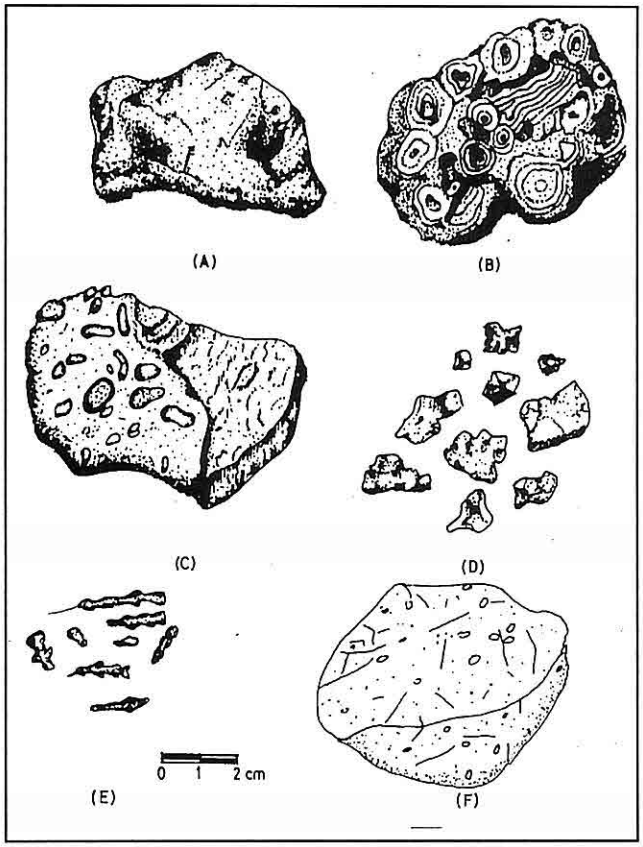
4.3. Salda Gölü Manyezit Oluşumlarının Yapısal Özellikleri

Göl çamurlarının üst yüzeylerinde oluşan stromatolitler, farklı laminalanma şekilleri sunarlar . Yeni oluşan beyaz renkli manyezit ve hidromanyezitli kabukta stromatolitik laminalanma daha belirgindir ve hafifçe içbükeydir (Şekil 4/D,E). Bu tür lamilanalanmalarda çıplak gözle net görülebilen düşey çizgiler

Beyaz renkli zonun daha alt düzeylerinde yer alan grimsi - beyaz stromatolitik laminalanmalarda ise, çok az kıvrımlı bir yapı bulunur ve çıplak gözle düşey çizgiler çok az görülebilir (Şekil 4/C, F). Daha net görülen ve tipik stromatolit oluşumları, göl suyu ile ilişkili sahildeki ana kaya üzerinde gelişmiştir Şekil 4/A, B). Bu stromatolitler üsten bakıldığında içiçe laminalı dairesel kolonlardan oluştukları görülür. Hatta bazı kesitlerde laminalanma yüzeyleri arasında milimetrik boşluklar oluşur. Üst lamina düzeylerinde lamina içindeki düşey çizgiler belirgin olmasına karşın alt düzeylerdeki seviyelerde daha az belirgindir. Gerek göl çamurunda ve gerekse de göl suları ile ililşkili ana kaya üzerindeki stromatolit oluşumlarının farklı yapısal özellik kazanmasında

fiziksel ve kimyasal etkiler dışında alglerin de önemli rol oynadığı düşünülmektedir (Waitte,1994; Collinson ve diğ., 1982).

Stromatolit oluşumları gerçekleştikten sonra dalga hareketleri ile göl kıyısına taşınırlar ve farklı şekil ve boyutlarda kıyıda istiflenirler. Bunlar göl suları ve yağmur suları ile yıkanarak içlerinde yer alan yabancı bileşenlerden zamana bağlı olarak temizlenirler. Zamanla stromatolitik laminalanma kaybolur ve çıplak gözle ayırtlanamaz duruma gelir. Göl kıyısında istiflenen sedimanter manyezit oluşumlarının aldıkları farklı yapısal şekiller Şekil 5' de verilmiştir.



Şekil 5. Salda gölü kıyısında oluşan kriptokristalin manyezitlerin yapısal özellikleri. A: İri taneli süngerimsi kriptokristalin manyezit nodülü, B: Gül yapılı kriptokristalin manyezit nodülü, C: Manyezit çakıllı süngerimsi kriptokristalin manyezit nodülü, D: Küçük taneli kriptokristalin manyezit nodülleri, E: Bitki yapılı kiriptokristalin manyezitler, F: Küçük manyezit çakıllı masif kriptokristalin manyezit nodülü.

a. Gül yapılı manyezitler

Collinson ve Thompson (1982) sınıflamasında bu stromatolit türü, üstten kolon seklinde görüldüğü için "Kolon yapılı stromatolit" olarak sınıflandırılmıştır. Ancak buradaki oluşum kolonlar yanında dikey stromatolit laminalanmaları yeraldığından ve şekli güle benzediğinden "Gül yapılı manyezit " olarak isimlendirilmiştir. Bunlar, sahile kadar uzanan ana kaya üzerinde veya sahildeki iri bloklar üzerinde gelişmektedir (Şekil 5/B). Gül yapısı iç içe kriptokristalin manyezit halkalarından oluşur. İç - içe gelişmiş manyezit halkalarının ortası çoğunlukla deliklidir. Bu yapının gelişimi yağışlı mevsimlerde suların sahili işgal etmesi ile beraber kayaçlar üzerinde 1-2 mm' lik kil filmi (karbonatlı manyezitli çamur) oluşması sonucudur. Suların çekilmesi ile birlikte manyezitli çamur, atmosferle temas ederek CO_2 'i absorbe eder ve kaya üzerinde ince bir kriptokristalin manyezit laminalanması oluşur. Göl suyu çekilirken ortadaki deliklerden yol bularak kaçar. Böylece her yıl yağışlı mevsimde 1-2 mm.oluşan kil filmi kurak mevsimde kriptokristalin manyezit halkasına dönüşerek gül yapılı manyezitleri oluşturur.

b. Süngerimsi veya curuf yapılı nodüler manyezitler

Manyezit çamurlarından oluşan stromatolitler, dalga hareketleri ile koparılıp, sahile taşınır ve sahilde istiflenirler. Zamanla farklı geometrik şekilli parçacıklar oluştururlar (şekil: 5/A,D). SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 gibi kirlilikler sularla uzaklaştırıldıkça süngerimsi yapı artar ve MgO içerikleri fazlalaşır (Çizelge 2).

c. Iri manyezit çakıllı süngerimsi nodüler manyezitler

Göl sahilinde yeralan kriptokristalin manyezit taneleri dalgaların etkisi ile köşeleri aşındırılır, yuvarlak ve küresel taneler haline getirilirler. Bunlar, dalga hareketleri ile nodüler manyezit çökeliminin bulunduğu alana veya daha içteki manyezit çamurlarının bulunduğu kesime taşınabilir. Manyezit çamurları bir taraftan küresel ve yuvarlak taneleri birleştiren çimento görevi yaparken bir taraftan da stromatolitik laminalanma oluşturur ve bunların da sahile taşınması ile zamanla süngerimsi bir yapı kazanır ve "iri manyezit çakıllı süngerimsi manyezit nodüllerini" oluştururlar (Şekil 5/C).

d. Bitki yapılı manyezitler

Yağışlı mevsimlerde göl ortamına taşınan bazı bitkilerin göl kenarına taşındıkları ve bunların şekillerini koruyarak kriptokristalin manyezite dönüştükleri belirlenmiştir. Ancak bu bitkilerin ortası delikli ve fazla tüysü bitkiler oldukları görülmüştür (Şekil 5/E). Bitkilerin kısa bir zamanda kriptokristalin manyezit ile dolmasında, bitkinin ince zarlı, tüylü ve ortası delikli olmasının yanısıra, bitkinin çabuk çürümesinin de etkili olduğu anlaşılmıştır.

e. Masif yapılı nodüllü manyezitler

Manyezit çamurlarından oluşmuş en genç stromatolitlerdir. Üst düzeylerinde stromatolitik laminalanma daha belirgin olmasına rağmen alt düzeylerinde laminalanma daha az belirgindir. Bunlar gözenek ve boşluklu değillerdir. Ancak kırıklı bir yapısı vardır. Kırıklı yapı, kriptokristalin manyezit oluşmadan önceki, çamurda oluşan kuruma çatlaklarının kendisidir. Dalga hareketi ile parçalanarak küçültülememiş ve sularla Fe'li, Al'lu bileşenleri yeterince yıkanamamış veya arındırılamamış olduklarından boşluk ve gözenek yoktur (Şekil 5).

f. Küçük manyezit çakıllı masif nodüler manyezitler

Önceki dönemlerde oluşmuş ve dalga hareketleri ile yuvarlanmış 1-3 mm. boyutlu küçük manyezit çakılları manyezit çamurlarının biriktiği alana taşınır. Çamurların kriptokristalin manyezite dönüşümü ile birlikte " küçük manyezit çakıllı masif manyezit"ler oluşur ve daha sonra dalga hareketleri ile sahile taşınır. Masif yapıları bunların genç oluşumlar olduklarını ve henüz Fe'li ve Al'lu kirliliklerden arındırılamadığını belirtmektedir (Şekil 5/F).

4.4. Salda Gölü Manyezit Oluşumlarının Kimyasal Analiz Sonuçlarının Değerlendirilmesi

Manyezit çamurlarının atmosferle temas eden en üst kısmında MgO miktarının % 85'in üzerinde olurken, 10-15 cm. daha altında ise % 83'e düştüğü ve daha derine inildikçe MgO miktarının azaldığı görülmektedir. Buna karşın atmosferle temas eden en üst zonda SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, CaO içerikleri az iken daha alt kesime doğru gittikçe artmaktadır. Bunun nedeni, atmosferle temas eden yüzey ve kuruma ile oluşan kuruma çatlaklarının erişebildiği alanlara kadar kriptokristalin $MgCO_3$. $Mg(OH)_2$ XH_2O oluşmakta ve serbest kalan SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 ve CaO gibi kirlilikteki sularla daha derine doğru taşınmakta ve alt zonlarda yoğunlaşmaktadırlar (Çizelge 1)

Göl sahilinde istiflenen süngerimsi veya curuf yapılı nodüler manyezitlerin % 92' nin üzerinde MgO içerikleri vardır (Çizelge 2). Nodüler manyezitlerin, SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, CaO gibi kirliliklerinin çok az olması, bunların dalga hareketleri ile yıkandıklarını ve göl ortamına taşındıklarını göstermektedir.

Sahilin en dış kısmındaki sahil kumları ve çakılları ile karışmış veya bunlarla ardalanmalı seviyeler oluşturan iri kum ve küçük çakıl boyutlu manyezitlerin yığıştığı alandan alınan örneklerde kimyasal analiz sonuçları çok değişkendir. Manyezit yoğunlaşmasının fazla olduğu seviyeler yüksek MgO değeri verirken, kil, kum ve küçük çakılların fazla olduğu kesimler düşük MgO değeri vermektedir (Çizelge 3).

5. SONUÇLAR

Bu çalışma sonucu elde edilen önemli bulgu ve sonuçlar aşağıda sıralanmıştır.

Bölgede en altta ofiyolitik seri "Yeşilova ofiyoliti" yeralır. Ofiyolit

napının, üzerine geldiği birim çalışma alanında bulunmamaktadır. Ofiyolit napının üzerine yataya yakın bir tektonik dokanakla "Kızılcadağ Melanjı" gelmektedir. Kızılcadağ melanjı üzerindeki en üst tektonik birim ise, Jura yaşlı Doğanbaba Kireçtaşları'dır. Alttaki birimler üzerine açısal uyumsuzlukla, çakıltaşı ve kumtaşları ile temsil edilen Pliyosen yaşlı Niyazlar Formasyonu gelir. Bölgede Kuvaterner yaşlı çökeller, eski alüvyon, yeni alüvyon, Salda gölü kıyısında manyezit oluşumunu sağlayan manyezit çamurları, nodüler manyezit, manyezitli kumlarla temsil edilmiştir.

Çalışma alanındaki ofiyolitler, altta tektonitler ve bunun üzerinde tektonik dokanaklı olarak gelen kümülatlar ve bunları kesen damar kayaçları olmak üzere üç ana bileşenlerden oluşur ve eksik dizi karakterli bir ofiyolit topluluğunu temsil eder. Tektonitler başlıca, harzburjit ve bunların içindeki dünitlerden oluşmuştur. Kümülatlar ise, verlit ve klinopiroksenit ardalanmasından oluşmuştur. Tektonit ve kümülatlar, çok sayıda gabro, dolerit ve metadolerit daykları ile kesilmiştir. Ofiyolitik kayaçlar, yeşil şist fasiyesinin alt sınırını aşmayan P-T koşullarında başkalaşım sürecinden etkilenmişlerdir. Çalışma alanındaki ofiyolitlerin oluşum yaşı ortoamfibolitler ile yapılan radyometrik yaş tayinine dayanarak, Geç Jura - Erken Kretase olabileceği düşünülmektedir (Sarp,1976; Özpınar,1987). Ofiyolitlerin bugünkü yerlerine yerleşimi olasılıkla Lütesiyen öncesi bir dönemde olmuştur.

Kızılcadağ melanjının oluşumu, kireçtaşı napının ofiyolit napı üzerine yerleşmesi esnasında gerçekleşmiştir. Ofiyolit napı ve kireçtaşı napı hep birlikte inceleme alanına Lütesiyen öncesi yerleşmişlerdir.

Kurak aylarda suların çekilmesi ile, yüzeylenen Salda Gölü manyezit çamurları, salda gölü kıyısındaki kriptokristalin manyezit nodüllerinin kaynağını oluşturduğu anlaşılmıştır. Manyezit çamurlarının oluşumunda ofiyolitteki serpantinize zonların fazlalığı, serpantinize zonlardaki ince damar ve stokverk tipindeki manyezit oluşumları ve bunların ayrışarak göl ortamına taşınmaları göl kıyısındaki manyezit çamurlarının oluşumunda önemli olmaktadır.

Kriptokristalin manyezit oluşumu, manyezit çamurlarının üst yüzeyinin atmosferle temas etmesi ve atmosferdeki CO_2' i bünyesine absorbe etmesi ile gerçekleşmektedir. Kriptokristalin manyezit $MgCO_3$. $Mg(OH)_2.XH_2O$ şeklinde oluşmakta ve stromatolitik laminalanma göstermektedir. Göldeki dalgalarla sahile taşınan stromatolitik kabuk irili ufaklı parçalar halinde göl sahilinde istiflenmekdir.

Sahildeki süt beyaz kriptokristalin nodüler manyezitlerin kimyasal analiz sonuçları bunların % 92' nin üzerinde MgO içerdiğini, SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, CaO gibi bileşenlerinin uzaklaştırıldığını ve dalga hareketleri ile göl ortamına taşındığını göstermektedir. Nitekim gri renkli manyezit çamurlarının daha alt zonlarının pembe ve kahverengi renkte olması da bu görüşü doğrulamaktadır.

Salda gölü sahilinde çok farklı yapıda kriptokristalin manyezit oluşumu belirlenmiş olup bunlar; gül yapısı, süngerimsi veya curuf yapılı manyezit nodülleri, bitki yapılı manyezitler, iri manyezit çakıllı süngerimsi manyezit nodülleri, küçük manyezit çakıllı masif manyezitlerdir. Göl kenarındaki manyezitlerdeki farklı yapının oluşumunda göl suyu seviyesinin değişimi ve periyodik dalga hareketlerinin önemli olduğu düşünülmektedir.

6. KAYNAKLAR

Barnes, I., ve O'Neil, J.R., 1969. The Relation Between Fluids in Some Fresh Alpine type Ultramafik and Possible Modern Serpantinization, Western United States: Geol. Soc. of Am. Bul., 80., 1947 -1960.

Bilgin, A., Özpınar, Y., 1989. Babadağ-Acıpayam (Denizli) Dolayında Yeralan Ofiyolitik Kayaçların Başkalaşımında Etken Olan Fiziksel Koşullar: Cumhuriyet Üniversetesi Müh. Fakültesi Dergisi, C:6-7, S:1,2,65-81., Sivas.

Bilgin, Z.R., Karaman, T., Öztürk, Z., şen, A., Demirci, R., 1990. Yeşilova - Acıgöl Civarının Jeolojisi: M.T.A. Genel Müdürlüğü, Demirbaş No:9071, Ankara .

Bölükbaşı,A.S., 1987. Elmalı (Antalya) - Acıgöl (Burdur) - Burdurgölü - Korkuteli (Antalya) Arasında Kalan Elmalı Naplarının Jeolojisi: TPAO Rapor No:2415., Ankara.

Collinson. J.D., Thompson, D.B., 1982. Sedimentary Structures, George Allen Pti Ltd, Boston.

Johannes, W., 1969. An Experimenthal Investigation of the System MgO-SiO_2-H2O-CO_2Am. Journa Sci., 267, 1083 -1104.

Karaman, T., 1987. Yeşilova -Tefenni (Burdur) Batısında Kalan Alanın Jeolojisi ve Petr: Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Iüksek Lisans Tezi., 84s., Konya.

Kurnaz, M., Anıl, M., 1992. Yeşilova -Tefenni (Burdur) Arası Ofiyolitleri ve Kromit Cevherleşmeleri: Cumhuriyet Üniv. Müh-Mim. Fakültesi Dergisi., C:7, S:2, 1 25, Adana.

Liou, J.G., Kim, H.S., ve Maruyana, S., 1983. Prehnite - Epidote Eguilibria and their petrologic Aplication: Journal of Petrology., 24, 321 -342.

Okay, I., A., 1989. Denizli'nin Güneyinde Menderes Masifi ve Likya Naplarının Jeolojisi: M.T.A Dergisi, 109, 33 - 43, Ankara.

Özpınar, I., 1987. Acıpayam (Denizli) Batısının Jeolojik, Petrografik ve Petrokimyasal İncelenmesi: Doktora Tezi, K.T.Ü., Mim.-Müh. Fak. ,220 s., Trabzon,

Özpınar, Y., 1995. Kale (Denizli) Güneyindeki Bölgenin Jeolojik ve Petrografik İncelemesi: PA.Üniv. Müh.Fak. Dergisi., 1/1, 15-25., Denizli.

Poisson, A., 1977. Recherches Geologique des les Taurides Occidentales (Turquie): These, Univ. Paris-sud, Orsoy,795 p.

Sarp, H., 1976. Etude Geologique et Petrograhique Du Cortege Ophiolitique de la Region Situe au nord-quest de

Yeşilova (Burdur-Turquie): These No:1731, Univ.Genove, p. 408.

Schimidt, H., 1987. Turkey's salda Lake A Genetic Model for Australia's Newly Discovered Magnezite Deposits: Industrial Minerals, 19 -32.

Waitte, B., 1994. C.J.R. and Sedf, V., Living Hydromagnezit Stramatolites From Turkey: Sedimanları, Geology, 92, 1-5.

Winkler, H.G.F., 1977. Metamorfik Kayaçların Oluşumu: I.T.Ü. Müh. Mim. Fak. Yayınları, no: 118,223 s., Istanbul.

Yıldız. M., Balcı ve Sarıkaya., 1976. Burdur (Yeşilova - Tefenni) ve Denizli (Acıpayam) Peridotit Masifindeki Krom Prospeksiyonu (Rapor), M.T.A.

YERBİLİMLERİ GEOSOUND | HAZİRAN JUNE 1996 | SAYI NO 28 | ISSN 1019-1003

ARMUTLU (ARMUTLU) TERMOMİNERAL KAYNAĞI ÇEVRESİNİN JEOLOJİSİ, SICAK SULAR ETKİSİYLE ÇEVRE KAYAÇLARDA GELİŞEN DOĞAL İNORGANİK KİRLENME VE ELEMENT ZENGİNLEŞMELERİNİN BELİRLENMESİ

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

ÖZET : *Bu inceleme, Armutlu (Armutlu) termomineral kaynağı etkisiyle çevre kayaçlarda gelişen doğal inorganik kirlenmeler ve güncel birikimlerdeki element zenginleşmeleri türlerinin belirlenmesi için yapılmıştır. Araştırmada, termomineral kaynağın yakın çevresinin jeoloji haritası çıkarılmış, sıcak sular etkisiyle gelişmiş olan 1 adet montmorillonit-kaolinit zonu tesbit edilmiş ve araştırma sahasından su, kayaç, toprak ve güncel birikim örnekleri alınmıştır.*

Yapılan jeokimsayal analiz çalışmaları sonucuna göre kayaç, toprak ve güncel birikim örneklerinde Fe, Ni, Cd, Cr, Co, Pb, Zn, Mn, Cu ve U doğal inorganik kirlenmelerinin varlığı ve zenginleşme katsayısı değerlerine göre en çok zenginleşmenin Sb, Cd, Au ve Pb elementlerinde geliştiği tesbit edilmiştir.

Termomineral kaynağın kimyasal analiz sonucu sıcak suyun HCO_3 ve SiO_2 ce zengin olduğunu, Fe, Cr ve Zn iyonları bakımından kirlenmeye devam ettiğini gösterir. Ayrıca, sıcak sudaki Au getiriminin silisleşmeye bağlı olarak arttığı, Na, HCO_3 ve Cl iyonlarının ise Sb elementinin taşınmasında etkili olduğu söylenebilir.

GEOLOGY OF THE ARMUTLU (ARMUTLU) THERMOMİNERAL SPRİNG, AND THE DETERMINATION OF NATURAL INORGANIC CONTAMINATION OCCURED ON THE SURROUNDING ROCKS AS A RESULT OF HOT WATERS AND ELEMENT ENRICHMENTS

ABSTRACT : *This investigation was performed to determine the natural inorganic contaminations occured on the surrounding rocks as a result of Armutlu thermomineral spring and element enrichment of recent sediments. In the investigation a geology map of thermomineral surrounding was made, one montmorillonite-kaolinite zone determined and water, rock, soil and recent sediment samples were taken from the investigation area.*

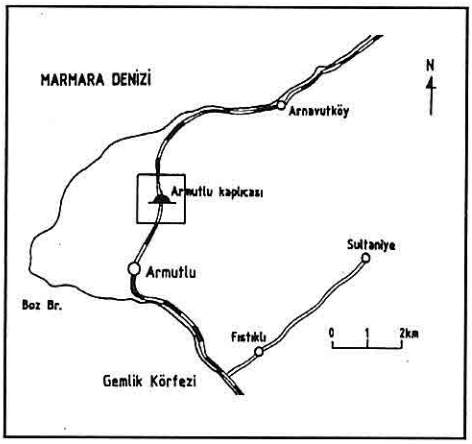
As a result of the performed geochemical analysis studies it has been determined that Fe, Ni, Cd, Cr, Co, Pb, Zn, Mn, Cu and U natural inorganic contaminations exist in the rock, soil and recent sediment samples and the biggest enrichment occurs in the Sb, Cd, Au and Pb elements according to the enrichment coefficient values.

The chemical analysis on the thermomineral spring determines that hot water is

enriched by HCO_3 and SiO_2 as a result of Fe, Cr and Zn ions. Besides Au in hot water increases depending on silicification and Na, HCO_3 and Cl ions have effects on the transport of Sb element.

1. GİRİŞ

İnceleme alanı, Bursa G21 c4 paftasında, Yalova İli Armutlu İlçesi kuzey kesimi dolaylarında bulunur (Şekil 1).



Şekil 1. İnceleme alanı yer bulduru haritası

İnceleme ile güncel birikimlerin maden yatağı oluşumu açısından irdelemesi, kaynak civarında sıcak sular etkisiyle gelişebilen doğal inorganik kirlenmelerin araştırılması amacıyla yaklaşık 1.5 km2'lik bir alanın 1/10.000 ölçekli jeoloji haritası çıkarılmış (Şekil 2), bir adet montmorillonit-kaolinit zonu belirlenmiş ve araziden alınan su, kayaç, toprak ve güncel birikim örneklerinin laboratuvarda analizleri yapılarak sonuçları değerlendirilmiştir.

Araştırmada, Armutlu kaplıcası (Armutlu) dolaylarında önceki yıllarda çeşitli amaçlara yönelik olarak gerçekleştirilmiş olan Ardel (1959)'in jeoloji, Akartuna (1968)'nın jeoloji, Başkan (1981)'ın jeoloji ve hidrojeoloji, Ölmez (1982)'in jeoloji ve hidrojeoloji, Bargu ve Sakınç (1984, 1989)'ın jeoloji ve Pehlivan (1996)'dan ise jeoloji ve hidrojeokimyaya yönelik çalışmalarından yararlanılmıştır.

2. MATERYAL VE METOD

İ.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü Jeokimya Laboratuvarı röntgenografi biriminde bulunan XRD tekniği kullanılarak kayaç, toprak ve güncel birikim örneklerinin mineralojik bileşimleri XRF tekniği kullanılarak ise element miktarları belirlenmiştir. Sıcak sular etkisi ile çevre kayaçlarda oluşabilecek olan doğal inorganik kirlenmelerin belirlenmesi için ise sistematik olarak araziden alınan kayaç, toprak ve güncel birikim örnekleri önce kurutulmuş, kırılmış ve Fritsch marka değirmende öğütülmüştür. Sonra ise her bir numuneden 5'er gram alınarak 2 gram nişasta ile birlikte agat havanda karıştırılmış ve pres aletinde 20 ton yük altında sıkıştırılarak tabletleri hazırlanmış ve XRF tekniği kullanılarak doğal inorganik kirlenmelere sebep olan Cr, Mn, Fe, Cu, Co, Ni, Zn, Pb, As, U ve Cd elemenlerinin miktarları ile Sb elementi miktarıda (ppm) tesbit edilmiştir. Au elementi analizleri XRAL Laboratuvarlarında (İzmir) yaptırılmıştır.

Diğer taraftan, örneklerden bazılarının litojeokimyasal analizleri de İÜMF Jeoloji Mühendisliği Bölümü Jeokimya Laboratuvarında, termomineral suyun kimyasal analizi ise İÜMF Jeoloji Mühendisliği Bölümü Jeokimya Laboratuvarı ve TÜBİTAK-Gebze Yerbilimleri Bölümü Kimya Laboratuvarlarında atomik absorbsiyon spektrometre, gravimetrik metod ve diğer yöntemlerle yapılmıştır.

3. LİTOSTRATİGRAFİ

3.1. Armutlu Volkanitleri

Armutlu Yarımadası'nda, genellikle andezit, yer yer riyodasit ve riyolitik niteliklerdeki kalkalkalin karakterli volkanizmanın bir kaç evreli ürünü olarak Tersiyer (Paleosen-Eosen) döneminde meydana gelmişlerdir (Akartuna, 1968).

Armutlu volkanitleri, kristal tüf, andezit ve diyabaz şeklinde, Armutlu ilçesi yakın civarı, Armutlu kaplıcası dolayı ve kuzeyinde geniş alanlarda yüzeylenir. Bunlardan,

Kristal tüf, Armutlu kaplıcası ile Karaçamlık mevkii arasındaki alanda mostra verir. Arazideki en yaygın kayaç türüdür. Makroskopik olarak gri, grimsi yeşil renkli ve ince tanelidir. Genellikle sert ve kırılgandır. İnce-orta kalınlıkta bir tabakalanma sunar.

Diğer taraftan, Armutlu kaplıcası dolayı ve güneyindeki Armutlu'ya giden yol yarmalarından derlenen gri, grimsi sarı ve kahverenk sunan, andezit örneklerinin ise fazla alterasyon geçirdikleri, yumuşak ve masif yapıda oldukları, kuvars damarları içerdikleri, hidrotermal sıvılar etkisiyle aşırı derecede limonit zenginleşmesine sahip oldukları görülmüştür.

Diyabaz, Armutlu termomineral kaynağı boşalım yerinden alınan makroskopik olarak yeşil ve yeşilimsi siyah renkteki diyabaz türü kayaç örneklerinin aşırı derecede parçalanmış ve alterasyon geçirmişlerdir.

3.2. Traverten

İnceleme bölgesinde, Armutlu sıcak su kaynağının fay kontağından boşaldığı lokasyonda küçük bir alanda mostra verir. Kahverengimsi sarı renkli, lamina ve ince tabakalı, karnıbahar görünümü sunar. Yerin derinliklerinden gelen sıcak ve karbonatlı suların etkisiyle oluşmuştur.

3.3. Hidrotermal Alterasyon Zonu

Çalışma sahasında yer alan hidrotermal alterasyon minerallerinin kararlılığına (Bird ve diğerleri, 1984) göre bir adet montmorillonit - kaolinit zonu saptanmıştır.

Montmorillonit - kaolinit zonu : Araştırma sahasında ARP-5 nolu aşırı alterasyon geçirmiş kayaç örneğinin alındığı lokasyon ve güneyinde mostra verir. Kırılgan, yumuşak ve sarımsı renklidir. Yörede oldukça yaygın olan andezitlerin hidrotermal solüsyonlardan etkilenmesi sonucunda oluşan bu zondan alınan ARP-5 nolu kayaç örneğinin yapılan kil ayırma çalışmaları sonucunda bolluk sırasına göre % 70 kaolinit, % 25 simektit ve % 5 illit minerallerinden oluşan mineral parajenezine sahip olduğu

görülmüştür. Saptanan bu veriye göre yörede 100 - 160 °C rezervuar sıcaklığına sahip bir jeotermal akışkanın varlığından söz edilebilir. Bu görüşü destekleyen bir diğer veride, jeotermometrik yöntemlerden (Öngür, 1977) yararlanarak tarafımızdan hesaplanan sıcak suyun kimyasal analiz sonucuna göre suyun rezervuar sıcaklığının Na/K jeotermometresine göre minimum 137 °C, maksimum 145 °C, SiO2 jeotermometresine göre ise minimum 92 °C ve maksimum 145 °C ' olmasıdır.

3.4. Yapısal Jeoloji

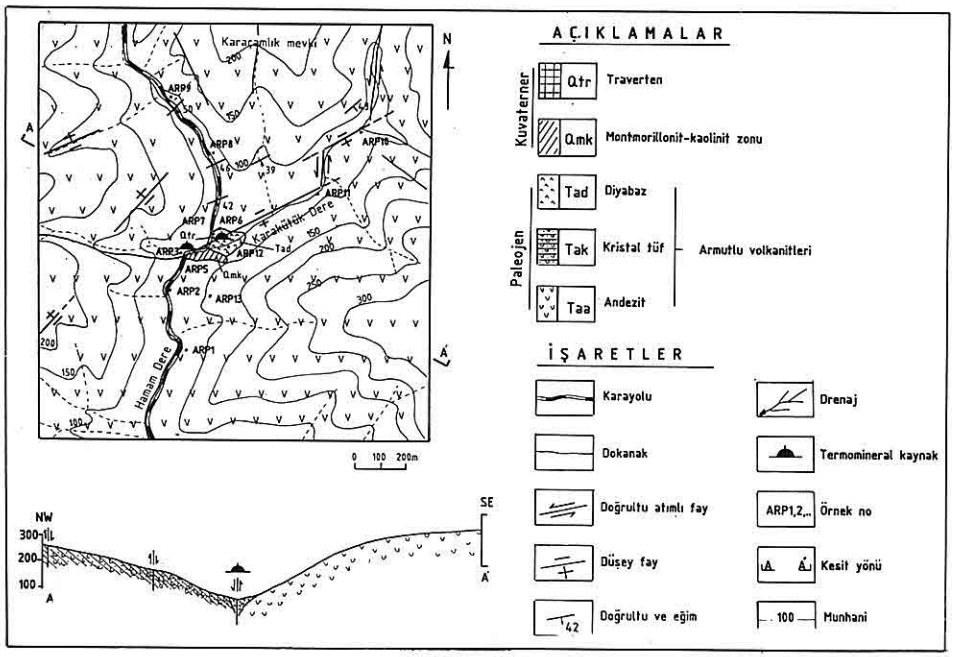
Çeşitli orojenezler ile sahanın hemen kuzeyinden geçen Kuzey Anadolu Fay Zonunun (KAFZ) etkisi altında kalan inceleme bölgesinin bugünkü morfolojisini kazanmasında fayların da etkisiyle olmuştur. Araştırma sahasında tesbit edilen faylardan en büyüğü Karakütük dere yatağında gelişmiştir. Armutlu sıcak suyu da bu fay vasıtası ile yeryüzüne ulaşır. Diğer faylar ise KAFZ etkisiyle oluşmuş olan küçük boyutlardaki düşey atımlı ve eğim atımlı normal faylardır. Araştırma sahasında, faylanmalar etkisiyle kristal tüfler üzerinde eklemler, diğer birimler içerisinde ise alterasyonlar gelişmiştir.

3.5. Mineralojik ve Petrografik İnceleme

Şekil 2'de görülen lokasyonlardan alınan örneklerin özellikleri aşağıda belirtildiği gibidir. Buna göre :

İnceleme alanındaki Armutlu Volkanitlerinden alınan kayaç örneklerinden ARP-8, ARP-9 ve ARP-11 nolu olanlar makroskopik olarak gri, grimsi yeşil renkli ve ince tanelidirler. İnce kesit değerlendirmelerine göre kristal tüf olarak isimlendirilen kayaç örnekleri genelde kuvars, plajiyoklas ve volkanik malzemeden oluşur. Örneklerin XRD difraktogramlarında bolluk sıralarına göre kuvars, plajiyoklas, klorit, dolomit ve az miktarda da kalsitten oluştuğu belirlenmiştir. Ayrıca, ARP-8 nolu örnekte pirit mineralinin bulunduğu da tesbit edilmiştir. Söz konusu mineralin çökelme sonrasındaki hidrotermal yıkama sonrasında oluştuğu söylenebilir. Bu görüşü destekleyen diğer veri de kayaçta limonit damarlarının bulunmasıdır.

ARP-1, ARP-2, ARP-5 ve ARP-13 nolu kayaç örnekleri ise andezit olarak isimlendirilmiştir. Söz konusu kayaç örnekleri arazide makroskopik olarak yeşilimsi sarı, yeşilimsi siyah ve kahverengimsi sarı renkler sunduğu, incekesit değerlendirmelerine göre ise andezin ve hornblend minerallerinden oluştuğu, yer yer klorit geliştiği, demirce yıkanmış zonlar içerdiği belirlenmiştir. Örneklerin XRD difraktogramlarında bolluk sıralarına göre kuvars, plajiyoklas, kaolinit ve klorit minerallerinden oluştuğu belirlenmiştir. Ayrıca, fazla alterasyon geçirdikleri için yumuşak ve masif yapıda oldukları da tesbit edilmiş; sıcak su noktasına en yakın lokasyondan alınan aşırı derecede alterasyon geçirmiş ARP-5 nolu örneğin yapılan kil ayırma çalışmaları sonucunda bolluk sırasına göre % 70 kaolinit, % 25 simektit ve % 5 illit minerallerinden oluştuğu



Şekil 2. Armutlu kaplıcası (Armutlu) civarının jeoloji haritası ve jeoloji enine kesiti

belirlenmiştir.

ARP-7, ARP-10 ve ARP-12 nolu diyabaz örnekleri, ince kesit değerlendirmelerine göre plajiyoklas, piroksen ve klorit minerallerinden oluştuğu belirlenmiştir. Söz konusu kayaç örneklerinde ARP-7 nolu kayaç örneğinin faylanma etkisi ile parçalanma (kataklazma) geçirdiği, alterasyon etkisiyle de amfibollerin klorite dönüştüğü ve örnekte kil minerallerinin geliştiği tesbit edilmiş, XRD difraktogramına göre ise kuvars, klorit, plajiyoklas, biyotit, piroksen ve serizit minerallerinden oluştuğu belirlenmiştir. ARP-12 nolu kayaç örneğinin XRD difraktogramına göre plajiyoklas, klorit, piroksen ve amfibol minerallerinden oluşur.

ARP-3 ve ARP-6 nolu örneklerde ise sıcak sular etkisi ile güncel birikimler gelişerek traverten oluşmuştur. Kahverengimsi sarı renkli, lamina ve ince tabakalı, karnıbahar görünümlü oluşuklar şeklinde gözlenen travertenlerden ARP-3 ve ARP- 6 Nolu kayaç örneklerinin XRD difraktogramlarında bolluk sıralarına göre aragonit ve kalsit minerallerinden oluştuğu belirlenmiştir.

4. LİTOJEOKİMYASAL İNCELEME

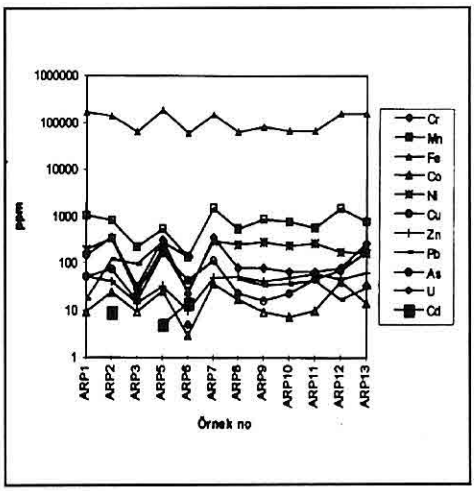
Bu bölümde inceleme sahasından alınan toprak, kayaç ve güncel birikim örnekleri üzerinde gerçekleştirilen ana element

analiz sonuçları Tablo 1 ve doğal inorganik kirlenme alanlarının belirlenmesi amacıyla yapılan çalışmalar sonucunda tesbit edilen do ğal inorganik kirlenme parametre analiz sonuçları ise Tablo 2'de verilmiştir.

Tablo 1. Bazı kayaç örneklerinin ana element analiz sonuçları

	ARP-5 (Andezit)	ARP-6 (Traverten)	ARP-7 (Diyabaz)
SiO2	48.68	2.52	55.57
Al2O3	19.08	0.1	13.49
Fe2O3	11.77	7.23	10.28
MnO	0.123	0.046	0.207
MgO	6.04	0.01	6.98
CaO	4.25	50.09	6.29
Na2O	2.04	0.01	1.77
K2O	0.08	0	0.7
TiO2	0.88	0.02	0.53
P2O5	0.06	0.03	0.05
AK	5.52	39.99	3.1
Toplam	**99.24**	**100.04**	**98.97**

Ana element analiz sonuçlarına bakıldığında traverten örnekleri arasından seçilmiş olan ARP-6 nolu örnekte ana elementlerin bolluk sıraları % 50.09 CaO, % 39.99 AK, % 7.23 Fe_2O_3 ve % 2.52 SiO_2 şeklinde, hidrotermal alterasyona uğramış olan ARP-5 nolu andezit örneğinde % 48.68 SiO_2, % 19.08 Al_2O_3, % 11.77 Fe_2O_3, % 6.04 MgO, % 5.52 AK ve % 4.25 CaO şeklinde, sıcak suyun boşaldığı ARP-7 nolu diyabaz örneğinde ise % 55.57 SiO_2, % 13.49 Al_2O_3, % 10.28 Fe_2O_3, % 6.98 MgO, % 6.29 CaO ve % 1.77 Na_2O şeklindedir. Traverten örneklerinde Cr, Mn, Fe, Co, Ni ve Zn elementlerinin diğer örneklere göre az miktarda, andezitlerde Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Pb ve Uelementleri miktarlarının maksimum değerlerde olduğu, çok azında ise As, U ve Cd elementlerinin varlığı belirlenmiştir. Diğer taraftan, doğal inorganik kirlenme parametre değerlerinin kayaçlara göre değişimleri incelendiğinde ise (Şekil 3) kirlenmeye sebep olan elementlerden Fe'in 1., Mn'ın 2. ve Ni'in 3. en fazla kirlenme yapan elementler arasında olduğu, az kirlenme yapan elementler arasında ise Co ve Cd'un bulunduğu söylenebilir.



Şekil 3. Armutlu termomineral kaynağı civarından alınan kayaç örneklerindeki do ğal inorganik kirlenmeyi ortaya çıkaran element içeriklerinin kayaçlara göre değişimi

Tablo 2. Armutlu (Armutlu) sıcak su kaynağı dolayındaki toprak, kayaç ve güncel birikim örneklerindeki inorganik kirlenme parametrelerinin ppm değerleri.

	Kayaç adı	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Pb	As	U	Cd
ARP 1	Andezit	144	1050	166134	9	188	53	53	17	-	-	-
ARP 2	Andezit	356	831	138588	24	327	75	42	121	-	-	9
ARP 3	Traverten	33	217	64560	9	24	16	14	94	-	23	-
ARP 5	Andezit	310	532	185172	26	202	158	32	279	25	-	5
ARP 6	Traverten	22	133	61168	3	25	43	10	134	45	5	14
ARP 7	Diyabaz	344	1470	143753	36	298	110	49	-	-	-	-
ARP 8	Kristal tüf	78	518	64560	17	243	23	52	47	-	-	-
ARP 9	Kristal tüf	78	840	80054	9	275	16	42	34	-	-	-
ARP 10	Diyabaz	67	756	69725	7	235	22	48	37	-	-	-
ARP 11	Kristal tüf	67	657	66281	10	264	45	60	44	-	-	-
ARP 12	Diyabaz	78	1477	154944	41	167	68	47	17	-	-	-
ARP 13	Andezit	255	777	152361	14	161	175	62	30	-	34	-
Ort.		**153**	**764**	**112275**	**17**	**201**	**67**	**34**	**78**	**6**	**4**	**2**

İz elementlerin jeokimyasal haritaları Şekil 4 ve Şekil 5'de verilmiştir. Haritalarda belirlenmiş olan bazı doğal inorganik kirlenme alanları konusunda bir fikir vermesi için andezit, diyabaz ve karbonat türü kayaçlar içerisindeki elementlerin normal miktarları [(Mason ve Moore, 1982), (Rose, Hawkes ve Webb, 1979), (Ewart, 1982)] baz alındığında :

Doğal inorganik kirlenme alanları,

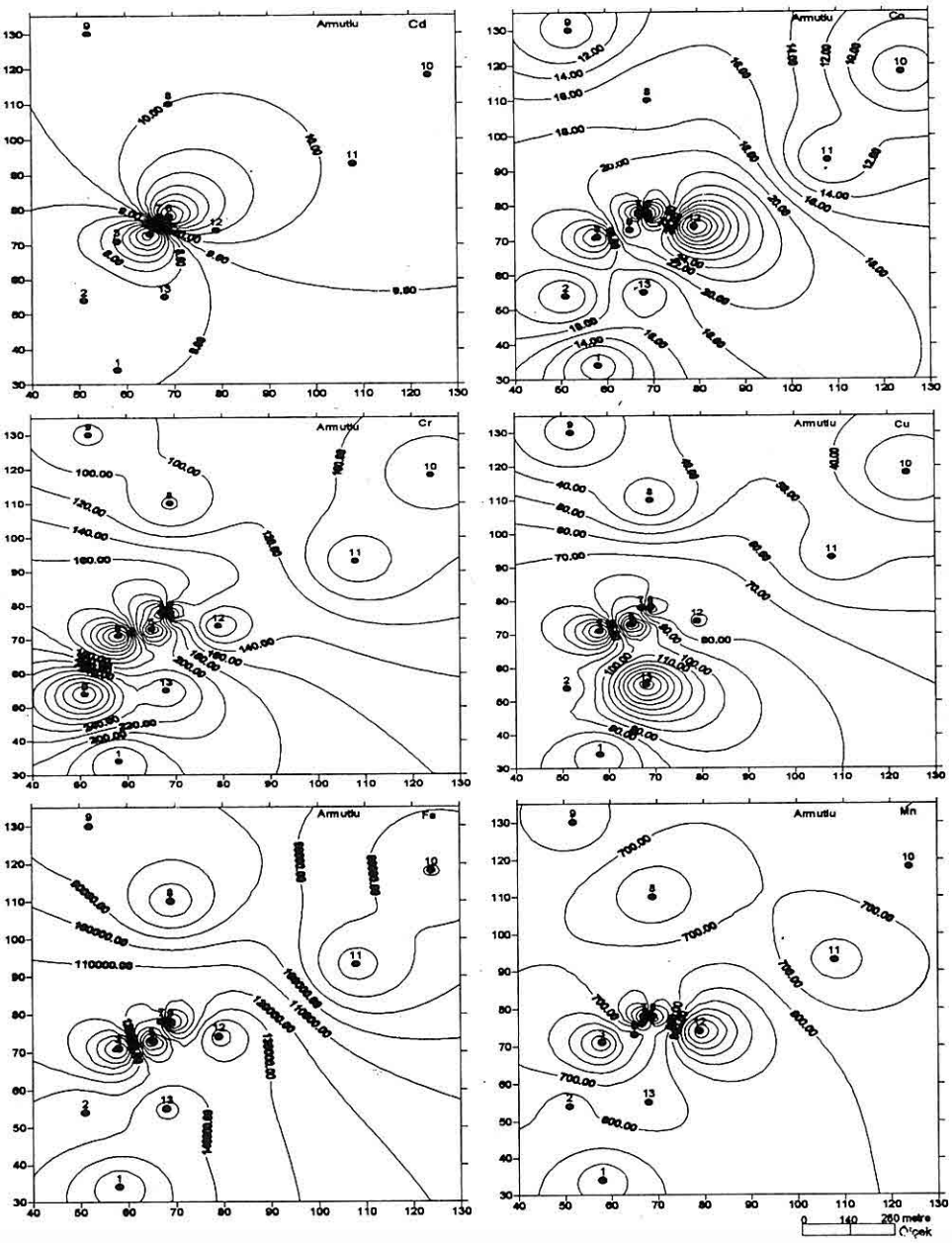
Krom kirlenmesi : Cr'un normal değeri andezitlerde 87.4, karbonat türü kayaçlarda 11 ppm olduğu diyabazlarda ise 114 ppm olduğu için ARP-2, ARP-3, ARP-5, ARP-6 ve ARP-7 nolu kayaç örnekleri ve dolaylarında görülür.

Mangan kirlenmesi : Mn'nın normal değeri andezitlerde 1006 ppm, karbonat türü kayaçlarda 1100 ppm ve diyabazlarda ise 1280 ppm olduğu için ARP-12 nolu kayaç örneği ve dolayında görülür.

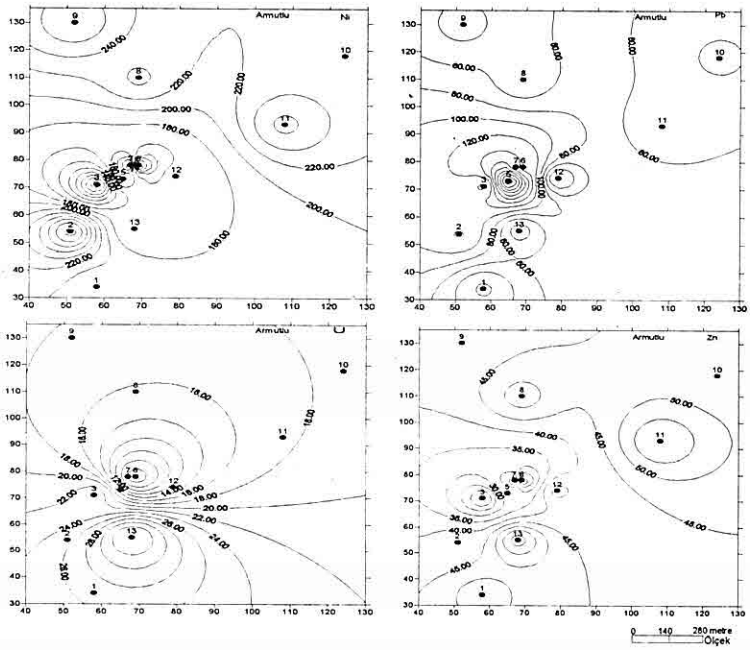
Demir kirlenmesi : Fe'nin normal değeri andezitlerde 48807 ppm, karbonat türü kayaçlarda 3800 ppm ve diyabazlarda ise 77600 ppm olduğu için tüm araştırma sahasında görülür.

Kobalt kirlenmesi : Co'ın normal değeri andezitlerde 21.3 ppm, karbonat türü kayaçlarda 0.1 ppm ve diyabazlarda ise 47 ppm olduğu için ARP-3 ve ARP-6 örneklerinde görülür.

Nikel kirlenmesi : Ni'in normal değeri andezitlerde 34.4 ppm, karbonat türü kayaçlarda 20 ppm ve diyabazlarda ise 76



Şekil 4. Armutlu termomineral kaynağı yakın civarında gelişen doğal inorganik kirlenme veren Cd, Co, Cr, Cu, Fe ve Mn elementlerinin dağılımları



Şekil 5. Armutlu termomineral kaynağı yakın civarında gelişen doğal inorganik kirlenme veren Ni, Pb, U ve Zn elementlerinin dağılımları

ppm olduğu için tüm araştırma sahasında görülür.

Bakır kirlenmesi : Cu'ın normal değeri andezitlerde 51.8 ppm, karbonat türü kayaçlarda 5 ppm ve diyabazlarda ise 110 ppm olduğu için fay hattının güney bölümündeki tüm örneklerde görülür.

Çinko kirlenmesi : Zn'nun normal değeri andezitlerde 72 ppm, karbonat türü kayaçlarda 21 ppm ve diyabazlarda ise 86 ppm olduğu için ARP-3 ve ARP-6 örneklerinde görülür.

Kurşun kirlenmesi : Pb'un normal değeri andezitlerde 9.9 ppm, karbonat türü kayaçlarda 5 ppm ve diyabazlarda ise 7.8 ppm olduğu için tüm araştırma sahasında görülür.

Uranyum kirlenmesi : U'un normal değeri andezitlerde 0.5 ppm, karbonat türü kayaçlarda 2.2 ppm ve diyabazlarda ise 0.58 ppm olduğu için fay hattının yakınındaki kayaç örneklerinde görülür.

Kadmiyum kirlenmesi : Cd'un normal değeri Andezitlerde 0 ppm, karbonat türü kayaçlarda 0.035 ppm ve diyabazlarda ise 0.15 ppm olduğu için tüm araştırma sahasında görülür.

Sonuç olarak Armutlu termomineral kaynağı yakın civarında sıcak sular etkisiyle kayaç ve güncel birikim örneklerinde doğal inorganik kirlenmelerin varlığı belirlenmiş olup, kirlenmelerin tüm araştırma sahasına dissemine (Fe, Ni ve Cd) olarak yayıldığı

gibi sadece fay hattında (Cr, Co ve Zn), araştırma sahasının güne bölümünde ise (Mn ve Cu) doğal inorganik kirlenmeleri belirlenmiştir.

5. LİTOJEOKİMYASAL VERİLER İLE HİDROJEOKİMYASAL VERİLERİN KARŞILAŞTIRILMASI

Armutlu termomineral kaynağının hidrojeokimyasal özelliklerine bakıldığında yarı logaritmik Schoeller diyagramına (Schoeller, 1962) göre katyonlarda egemen iyon r(Na + K) [r(Na + K) > rCa > rMg] dır (Şekil 6). Böylelikle, Armutlu termomineral kaynağının katyon dizilimi literatürde verilen (Şahinci, 1991) volkanik kayaç [r (Na + K) > rCa > rMg, rSO_4 > rCl > r (HCO3)] gibi litolojik birimden gelen suların dizilimleriyle benzer çıkarken anyon diziliminde sapma gözlenmiştir.

Litojeokimyasal özellikleri değerlendirildiğinde sıcak su çökeli (ARP-6) (traverten) örneğinde ana elementlerin bolluk sıralarına göre % 50.09 CaO, % 39.99 AK, % 7.23, Fe_2O_3, % 2.52 SiO_2, % 0.1 Al_2O_3, şeklinde, ARP-7 nolu kayaç örneğinde ise % 55.57 SiO_2, % 13.49 Al_2O_3, % 10.28 Fe_2O_3, % 6.98 MgO, % 6.29 CaO ve % 1.77 Na_2O ,sıralandıkları (Tablo 1), su kimyası analiz sonuçlarına bakıldığında (Tablo 3) ise termomineral suyun 395 ppm Na, 300 ppm Ca, 26 ppm Mg, 25 ppm K, 1.01 ppm Fe, 0.2 ppm Al, 0.35 ppm NH_4, 0.009 pm Zn, 0.002 ppm Cr, 757 ppm SO_4, 480 ppm HCO_3, 225 ppm Cl ve 50 ppm SiO_2 gibi iyonları içerdiği görülmüştür.

Bu veriler Armutlu termomineral suyunun SO_4, HC_3, Cl ve SiO_2'ce zengin olduğu SiO_2 ve Cl'ün yerkabuğunun derinliklerinden, HCO_3 karbonatların, SO_4 ise volkanik kayaçların ayrışmaları sonucunda zenginleştiğini gösterir. Sıcak suyun Cr, Fe ve Zn içermesi, jeotermal akışkanın jeolojik ortamlarda dolaşırken veya çevre kayaçlardan çözdüğü iyonlar yüzünden zenginleşmesi sonucunda doğal inorganik kirlenmenin Cr, Fe ve Zn elementleri bakımından günümüzde de halen devam ettiği söylenebilir.

Tablo 3. Armutlu sıcaksu kaynağının kimyasal analiz sonucu (ppm)

Katyon	ppm	Anyon	ppm
NH_4^+	0.35	Cl^-	225
Na^+	395	I^-	1.7
K^+	25	Br^-	-
Ca^{2+}	300	$SO4^{2-}$	757
Mg^{2+}	26	$NO3^-$	0.4
Fe^{2+}	1.01	$HPO4^{2-}$	-
Al^{3+}	0.2	$HCO3^-$	480
Mn^{2+}	-	CO2	25.6
Sb^{3+}	-	SiO2	50
Zn^{2+}	0.09	pH	7.7
Cr^{3+}	0.002	T °C	57

6. GÜNCEL BİRİKİMLERİN MADEN YATAĞI AÇISINDAN İRDELENMESİ

Bu bölümde, Armutlu (Armutlu) sıcak su kaynağı etkisiyle oluşan güncel birikimlerin maden yatağı açısından irdelenmesi yapılacaktır. Sıcak suların deniz suyu ve içilebilir sulara göre çok

daha fazla metalik element içerdikleri yapılan çalışmalarla ortaya konmuştur (Köksoy ve İleri, 1977).

Analiz sonuçlarını topluca değerlendirebilmek için çalışma sahasından alınan örneklerdeki analiz sonuçlarının elementlere göre ortalama değerleri Tablo 4'de sunulmuştur.

Tablo 4. Armutlu termomineral kaynağı civarında alınan kayaç örnekleri ortalama analiz değerlerinin yerkabuğu ortalamaları ile karşılaştırılması

Element ppm	Yerkabuğu (L)	Andezit (2)	Diyabaz (1)	Karbonat (3)	Ortalama (M)	Zenginleşme katsayısı (Z:ML)
Cr	100	87.4	114	111	153	1.53
Mn	950	1006	1280	1100	764	0.80
Fe	50000	48807	77600	3800	112275	2.24
Co	25	21.3	47	0.1	17	0.68
Ni	75	34.4	76	20	201	2.68
Cu	55	51.8	110	5	67	1.21
Zn	70	72	86	21	34	0.48
Pb	13	9.9	7.8	5	78	6.00
As	1.8	2.4	1.9	1.1	6	3.33
U	1.8	0.5	0.58	2.2	4	2.22
Cd	0.2		0.15	0.035	2	10.00
Sb	0.2		1	0.3	6	30.00
Au	0.004		0.004	0.005	0.038	9.50

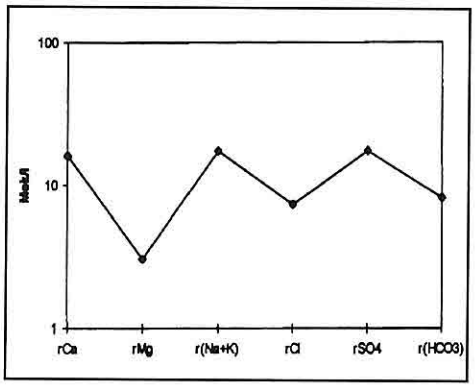
Kaynaklar (1) Mason, B. ve Moore, C.B. (1982)
(2) Rose, A.W., Hwkes, E.H. ve Webb, J.S. (1979)
(3) Ewart, A. (1982)

Karşılaştırma olanağı verdikleri için aynı tabloda elementlerin yerkabuğu, andezit, diyabaz ve karbonat ortalama değerleri de verilmiştir. Burada (M) örnek analizlerinin ortalama değerleri, (L) litosfer ortalaması ve (Z) zenginleşme katsayısı (Z:M/L)'dır. Örneklerdeki Mn, Co, Zn değerleri yerkabuğu ortalamasından küçük; Cr, Fe, Ni, Cu, Pb, As, U, Cd, Sb ve Au elementlerinin ise büyüktür. Zenginleşme katsayısı değerlerine bakıldığında Mn, Co, ve Zn'nin 1'in altındaki değerlerde kaldığı görülür.

Örneklerdeki en çok zenginleşme Sb, Cd, Au ve Pb elementlerinde gelişmiştir. Bu elementlerin yüksek değerlerini yakın kayaçlara bağlamak olası değildir. Bu nedenle bu dört elementin sıcak sularda zenginleşmiş ve sular tarafından çökeltilmiş oldukları kabul edilmelidir.

Sıcak su etkisiyle oluşan ARP-6 nolu traverten örneğinde 30 ppb Au ve 46 ppm Sb elementi, alterasyona uğrayarak yer yer ikincil kuvars damarları içeren ARP-5 nolu andezit örneğinde ise 45 ppb Au ve 25 ppm Sb elementi (Tablo 5) tesbit edilmiştir. Bu verilere göre Armutlu

(Armutlu) termomineral kaynağı ve dolaylarında söz konusu elementler, bugün için bir cevher yatağı oluşturabilecek düzeyde değildirler. Sıcak su kaynağının boşaldığı lokasyondan yerin derinliklerine doğru damarlarda veya disemine cevherleşmelerde Au ve Sb elementlerinin zenginleşmesi söz konusu olabilir.



Şekil 6. Armutlu sıcak suyunun Yarı logaritmik Schoeller Diyagramı.

Tablo 5. Armutlu (Armutlu) sıcaksu kaynağı dolayındaki toprak, kayaç ve güncel birikim örneklerinde yapılan Sb ve Au analiz sonuçları

Element	Örnek no (tesbit edilen miktar)
Sb (ppm)	ARP-1 (-), ARP-2(-), ARP-3 (-), ARP-5 (25), ARP-6 (46), ARP7(-), ARP-8 (-), ARP-9 (-), ARP-10 (-), ARP-11 (-), ARP-12 (-), ARP-13 (-)
Au (ppb)	ARP-5 (45), ARP-6 (30)

7. SONUÇ VE ÖNERİLER

Armutlu (Armutlu) termomineral kaynağının ayrıntılı jeolojisi, doğal inorganik kirlenme ve güncel birikimlerin maden yatağı açısından irdelenmesi, çevresel etkileri ve sıcaklığından yararlanma vb. gibi konularda gerçekleştirilen çalışmalardan elde edilen sonuçlar aşağıda belirtilmiştir.

1. Litojeokimyasal verilerle hidrojeokimyasal verilerin karşılaştırmaları yapılmış, güncel birikim örneklerinin SiO_2'ce zengin olduğu ve Armutlu (Armutlu) termomineral kaynağında halen 50 ppm SiO_2 taşındığı tesbit edilmiştir. Diğer taraftan, sıcak suyun içerisindeki SiO_2'in yüzeyde gözlenmese bile alt kesimlerde silisleşmeyi arttırabileceğini, HCO_3'ce oldukça zengin olması kullanım halinde kabuklaşma yapacağını ve kireçtaşları ile temasta bulunduğunu gösterir. Fe, Cr ve Zn içermesi de sıcak su ile çevre kayaçlarda oluşan doğal inorganik kirlenmenin Fe, Cr ve Zn elementleri bakımından devam ettiğini gösterir.

2. Armutlu (Armutlu) termomineral kaynağı etkisiyle oluşan hidrotermal alterasyon zonlarından montmorillonit - kaolinit zonu tesbit edilmiş olup bu zonun gelişimine sebep olan jeotermal akışkan sıcaklığının jeotermometrik yöntemlerle hesaplanan (rezervuar sıcaklığı, Na/K jeotermometresine göre minimum 137 °C, maksimum 145 °C, SiO_2 jeotermometresine göre ise minumum 92 °C ve maksimum 145 °C olarak belirlenmiştir) sıcaklıkları aralarındaki ilişkinin uyumlu olduğu görülmüştür.

3. Armutlu (Armutlu) termomineral kaynağının çevresel sorunları konusunda yapılan değerlendirmelere göre sıcak

sular etkisiyle, 1) Kayaç, toprak ve güncel birikim örneklerinde doğal inorganik kirlenmeler dışında, 2) Sıcak suyu etkisiyle yüzey ve yeraltısularındaki kirlenmenin Hamam Deresi etkisiyle gerçekleştiği ve 3) Termomineral kaynak ve yakın dolayında erimiş tuz, Na, Fe, Cr ve Zn ile inorganik kirlenme parametrelerince zengin olan ve halen devam eden yoğun bir hidrotermal aktivite etkisiyle Armutlu ilçesi ve yakın dolayında yetiştirilen meyve, sebze ve bitkilerde olumsuzluklara sebep olabilir.

4. Termomineral kaynağın sıcaklığından yararlanma konusunda yapılan değerlendirmelere göre Armutlu (Armutlu) sıcak suyu günümüzde sağlık (kaplıca) amaçlı olarak kullanılmaktadır. Ayrıca, Armutlu (Armutlu) sıcak suyundan Armutlu İlçesinin (sudaki kabuklaşmanın önlenmesi veya uygun tesisat kullanılması durumunda) merkezi ısıtma sistemi ile ısıtılması durumunda doğal bir kaynak kullanılmış olacaktır.

5. Araştırma sahasındaki andezit, diyabaz, traverten ve güncel birikim örneklerinde Fe, Ni, Cd, Cr, Co, Pb, Zn, Mn, Cu ve U doğal inorganik kirlenmelerinin varlığı belirlenmiştir.

6. Zenginleşme katsayısı değerlerine göre en çok zenginleşme Sb, Cd, Au ve Pb elementlerinde gelişmiştir. Bu elementlerin yüksek değerlerini yakın kayaçlara bağlamak olası değildir. Bu nedenle bu dört elementin sıcak sularda zenginleşmiş ve sular tarafından çökeltilmiş oldukları kabul edilmelidir.

7. Sıcak su etkisiyle alterasyon geçirmiş olan ARP-5 nolu kayaç örneğinde 45 ppb Au ve 25 ppm Sb elementi, ARP-6 nolu traverten örneğinde ise 30 ppb Au ve 46 ppm Sb elementi tesbit edilmiş olması ilerleyen zaman diliminde silisleşmeye bağlı olarak Au getiriminin devam edebileceğini gösterir. Armutlu sıcak sularında en fazla derişim gösteren iyonlar arasında Na, HCO_3 ve Cl iyonlarının bulunması, söz konusu iyonların antimon elementinin taşınması ve çökelmesinde etkili olduklarını gösterir.

8. KAYNAKLAR

Akartuna, M. (1968), Armutlu Yarımadasının jeolojisi, İ.Ü.F.F. Monografileri, Sayı : 20, İstanbul.

Ardel, A. (1959), Armutlu yarımadası (jeolojik ve morfolojik etüd) Türk Coğrafya Dergisi, Sayı : 12-13, Sayfa : 35-76.

Bargu, S. ve Sakınç, M. (1984), Armutlu yarımadasında Karamürsel ile İznik gölü arasındaki kesimin doğal agrega potansiyelinin araştırılması ve değerlendirilmesi, Tübitak TBAG-587,206, Ankara.

Bargu, S. ve Sakınç, M. (1989), Armutlu yarımadasında Kretase-Paleosen ilişkisi, Türkiye Jeolojisi Bülteni, 30, 44-48, Ankara.

Başkan, E. (1981), Gemlik Armutlu Kaplıcası sıcaksu kaynaklarının hidrojeoloji incelemesi, Selçuk Üniversitesi Fen Fak., Doçentlik tezi (hidrojeoloji arşiv servis no : 116, MTA, Ankara.

Bird, D.K., Schiffman, P., Elders, W.A., Williams, A.E., Mc Dowel, S.D. (1984).,

Calcesilicate mineralization in active geothermal systems, Economic Geology, 79 : 671-695.

Ewart, A. (1982).,The mineralogy and petrology of tertiary-recent orogenic volcanic rock, In andesites : Orogenic andesites and related rocks, R.S. Thorpe (ed.), p : 26-87, Chichester Wiley.

Köksoy, M. ve İleri, S. (1977)., Türkiye antimuan oluşum ilkeleri, Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Dergisi, Cilt : 3, No : 1-2, 95-114, Ankara.

Mason, B. ve Moore, C.B. (1982)., Principles of geochemistry, 344 s., ISSN 0196-427X John Wiley & Sons, inc., New York.

Ölmez, E. (1982)., Bursa Armutlu kaplıcası korunma alanları etüdü, MTA rapor no : 7231, Ankara.

Öngür, T. (1977)., Hidrotermal sistemlere uygulanan jeotermometreler, yeryuvarı ve insan Cilt : 2, Sayı : 3, Sayfa : 71-80, Ankara.

Pehlivan, R. (1996).,Marmara Bölgesi Termomineral Kaynaklarının Jeolojisi ve Hidrojeokimyasal İncelemesi, İ.Ü. Fen Bil. Enst., Doktora tezi, 165 s., İstanbul, (Yayınlanmamış).

Rose, A.W., Hawkes, E.H., Webb, J.S. (1979)., Geochemistry in mineral exploration, Geochemical characteristics of the elements (Appendix), p : 549-581, Academic Press Inc., 24-28, Oval Road London.

Schoeller, H. (1962)., Les eaux souterraines, 1 vol., 642 p. Masson et cie., Paris.

Şahinci, A. (1991)., Doğal suların jeokimyası, reform matbaası, 546 s., Beyler-İzmir.

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 1996 SAYI 28 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

KOZLAR (BEYAĞAÇ - DENİZLİ), KARAİSMAİLLER (KELEKÇİ -DENİZLİ) ARASI OFİYOLİTLERİNİN PETROGRAFİSİ İLE BUNLARA BAĞLI KROMİT YATAKLARININ JELOJİK VE JEOKİMYASAL İNCELEMESİ

Yahya ÖZPINAR
PA.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Denizli/Türkiye
Ali BİLGİN
Sü. D. Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Isparta/Türkiye

ÖZET: *Çalışma alanında en altta Üst Kretase - Paleosen Flişi yer almaktadır. Bu birim otokton konumludur. Bunun üzerine yataya yakın tektonik dokanaklı olarak Mesozoyik Kireçtaşları ve "Ofiyolitik seri" gelmektedir. Ofiyolitik seri" tektonitler ve bunları kesen damar kayaçları olmak üzere iki ana birim içerir ve eksik dizi karakterli bir ofiyolit topluluğunu temsil eder. Pliyosen kırıntılı çökelleri tüm alttaki birimler üzerine açısal uyumsuzlıkla örtmektedir.*

Podiform kromit kütleleri kalıntı üst manto peridotitleri içinde oluşmuş olup, bu peridotitler, harzburjit ve dünit bileşimindedir. Merceksel ve az çok plakamsı şekillerde yataklanma gösteren kromit kütlelerinde başlıca masif, nodüler, saçınımlı ve bantlı cevher gözlenmiştir. Yapısal, mineralojik ve kimyasal özellikler, podiform kromit kütlelerinin yan kayaçla eş zamanlı bir oluşum olduğunu göstermektedir. İnceleme alanı podiform kromit kütleleri ve bunlarla ilişkili dünitik kılıf ve yan kayaç harzbujitlerin oluşumunu açıklamak için üst mantoda kayaç/eriyik reaksiyonlarının gerekli olduğuna dair Zhou ve diğ. (1994) tarafından önerilen yeni bir model benimsenmektedir.

PETROGRAPHY OF THE OPHIOLITES OF KOZLAR (BEYAĞAÇ - DENİZLİ), KARAİSMAİLLER (KELEKÇİ -DENİZLİ) AREA AND GEOLGIC-GEOCHEMICAL INVESTIGATION OF RELATED CHROMITE DEPOSITS

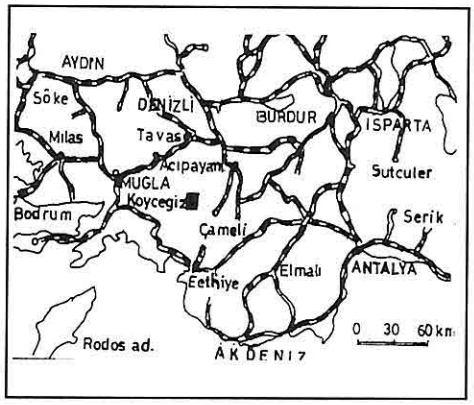
ABSTRACT: *At the base, Upper Cretacaeous - Lower Paleoceneous aged flysh is situated, in the studied area. This unite is autochthonous and are overlain by Mesozoic Limestone and ophiolitic series with a tectonic boundaries. Ophiolithic series are composed of two main components. These are tectonites and vein rocks which cut throug the tectonites . It represents an incomplete ophiolitic assemblage. All of the formation at the basement are overlain with an angular disconformity by the Pliocene aged sediments.*

Podiform chromitite bodies were occured in the upper mantle residual peridotites. These are consist of harzburgites and dünites. Four types of chromites have been observed in the chromite ore bodies with lens and layer shaped. These are disseminated , nodular, massive and banded ores. Structural, mineralogic and chemical properties show that chromite deposits formed contemporaneously with their enclosing rocks. It is appropriate that a new model proposed by Zhou ve diğ.(1994) involving melt/rock interaction in the upper mantle to explain the formation of podiform chromitites and their relationships to the host dünites and harzburgites.

1. GİRİŞ

Çalışma alanı, Denizli il merkezinin güneyinde Uzunoluk - Kozlar (Beyağaç) ve Karaismailler (Kelekçi - Acıpayam) arasındaki bölgeleri kapsar (Şekil 1). Bölgede çok sayıda kromit yatağı bulunur. Çalışılan bölge Türkiye'nin önemli kromit yataklarının yeraldığı Köyceğiz - Fethiye bölgesinin kuzey devamındadır. Bu çalışmada ofiyolitik kayaçların iç düzenleri, iç yapıları ve petrografik özelliklerinin belirlenmesi yanısıra, kromit kütlelerin konumları, tektonik özellikleri, cevherleşme tipleri, mineraloji ve jeokimyasal incelemeleri yapılmıştır.

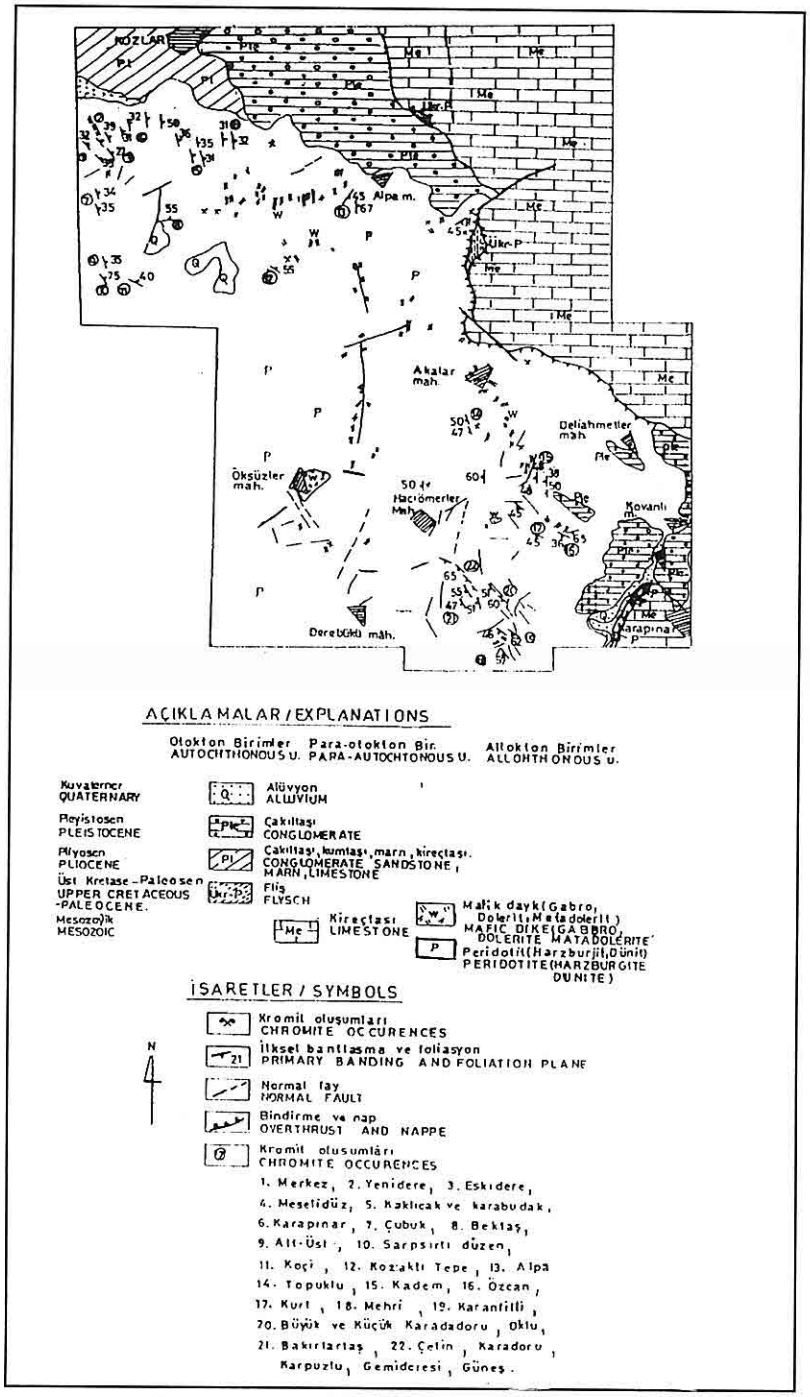
Bölgede daha çok ekonomik amaçlı çalışmalar yapılmıştır. Bölgenin jeolojisi ve kromit yataklarını ilgilendiren çalışmalar şöyledir. Kaaden (1953,1959), GB Türkiye'deki kromitlerin kimyasal bileşimleri ile içinde bulundukları peridotitler arasındaki ilişkileri incelemeştir. Borchert (1960), Mevlütler kromit yatağının jenezini belirtmiştir. Engin ve Hirst (1970), Engin ve Oucott (1971), Engin (1972), Andızlık - Zımparaklık Sahası (Fethiye) Paktunç ve Baysal (1981), Rahgoshay ve diğ.(1985), Çataloluk-Üçocak-Suluoluk-Üçköprü (Fethiye), Özyardımcı (1987), Küçükturan (1988), Yıldız ve Ayhan (1988, 1989, 1991), Kurnaz ve Anıl (1992), yöre kromitlerinin kimyasal özelliklerini ve kökenlerini açıklamışlardır. Ayrıca Özpınar (1987, 1989, 1991), Bilgin ve Özpınar (1988) bölgede petrografik ve petrokimyasal incelemelere yönelik çalışmalarda bulunmuşlardır.



Şekil 1. Çalışma alanının yer bulduru haritası

2. GENEL GEOLOJİ

Sahada yeralan kaya birimleri "otokton", "para-otokton" ve "allokton" birimler şeklinde üç ana grup içinde toplanmışlardır (Şekil 2). Üst Kretase



Şekil 2. İnceleme alanının jeoloji haritası

-Paleosen (Maastrihtiyen - Paleosen) yaşlı fliş otokton birimi oluştururken, bunları yataya yakın bir tektonik dokonakla üzerleyen Mesozoyik yaşlı kireçtaşları ise, para - otokton birimi meydana getirmektedir. Bu otokton ve para - otokton yaşlı birimler, başlıca tektonitler ve bunları kesen damar kayaçlarından oluşan allokton karakterli ofiyolitik seri tarafından üzerlenilmektedir. Çoğunlukla kırıntılı çökellerden oluşan Pliyosen ve Pleyistosen yaşlı çökeller, öteki tüm birimleri açılı bir uyumsuzlukla örterler.

2.1. STRATİGRAFİ VE PETROGRAFİ

2.1.1. Üst Kretase - Paleosen Flişi

Bu birim yeşil, boz ve kahverengimsi renkli kiltaşı, silttaşı ve kumtaşlarından oluşur. Bu istif içinde, seyrek olarak çörtlü kiteçtaşları ve spilitik kayaçlara da rastlanır. Ayrıca, Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı, mermer, serpantinit ve radyolarit blokları da yer almaktadır. Birim tektonik hareketlerden fazlaca etkilendiğinden, ezilmiş, kıvrımlı ve kırıklı bir yapıda görülürler. Birim litolojik ve stratigrafik özellilkleri gözönüne alındığında Fethiye - Köycegiz dolayında "Karaböğürtlen Formasyonu" (Graciansky,1968), Acıpayam dolayında "Kızılca Formasyonu", (Özpınar, 1987), Honaz dağı dolayında "Alçıboğazı ve Zeytinyayla Formasyonları"na (Okay, 1989), benzerlik göstermektedir. Bu birimin yaşı, Üst Kretase - Paleosen olarak belirlenmiş olup, komşu bölgelerde yaşının Alt Eosen'e kadar çıktığı ifade edilmektedir (Okay, 1989)).

2.1.2. Mesozoyik Kireçtaşları

Üst Kretase - Paleosen flişi üzerine yataya yakın bir tektonik dokanakla üzerleyen bu birim, ince ve orta tabakalı gri ve yer yer koyu gri renkli kireçtaşlarından oluşur. Alg ve Mercan içerikli olan bu kireçtaşları, mikrit, biyomikrit, pelletli - biyosparit, proto - oolitli intrasparit, mikro fasiyesleri ile, sığ bir denizel ortamda oluştuklarını göstermektedir. Bu birim Acıpayam batısında yer alan Jura - Alt Kretase yaşlı kireçtaşları (Özpınar, 1987), ile deneştirilebilmektedir. Ayrıca litoloji ve stratigrafik benzerlikler göstermesiyle de deneştirilebilir. Acıgöl grubuna ait Jura - Kretase yaşlı "Yandağ kireçtaşları" (Bilgin ve diğ.1990), Kale (Denizli) güneyine ait Jura - Alt Kretase yaşlı kireçtaşlarıdır (Özpınar, 1995).

2.1.3. Ofiyolitik Seri

Ofiyolitik seri , başlıca tektonitler ve bunları kesen damar kayaçları olmak üzere iki ana bileşenden oluşur ve eksik dizi karakterli bir ofiyolit topluluğunu temsil eder. Birim, gerek Üst Kretese - Paleosen flişi ve gerekse de Mesozoyik kireçtaşları üzerine bindirmiştir. Şimdiki yerinin tektonik olarak yerleşmesi Lütesiyen sonu veya Lütesiyen sonu - Oligosen evresinde meydana gelmiştir (Özpınar, 1987). Bu birimin oluşum yaşı Geç Jura - Erken Kretase olduğu düşünülmektedir (Sarp,1976; Özpınar,1987).

2.1.3.1. Tektonitler

Tektonitler, başlıca harzburjitler ile onların içindeki dünitler ve dünitik kılıflı podiform kromit kütleleri ile temsil edilmişlerdir. Dünit ve kromitlerin oransal miktarları harzburjitlerin yanında önemsizdir. Tektonitler, piroksenit, gabro, dolerit daykları ile kesilmiştir.

Dünitlerin değişimleri harzburjitlere oranla fazladır. Dünitler ile harzburjitlerin ardalanmalarından oluşan magmatik katmanlanmara sık sık rastlanabilir. Ancak bunların kalınlıkları fazla değildir. Ayrıca iç yapıya uygun olarak magmatik katmanlanmanın yanısıra düzensiz mercekler şeklinde de bulunurlar.

Dünit ve harzburjitlerin mikroskopik incelemelerinde taneli strüktürde izlenmişlerdir. Birincil parajenez; olivin, ortopiroksen, kromit ve ojitten oluşmuştur. İkincil parajenez olarak, serpantin, iddingsit, klorit, talk, manyetit ve kalsit belirlenmiştir. Alınan örneklerin model oranları harzburjit örneklerinde; Ol (olivin) = %86, Opx (ortopiroksen) = %13, Cr (kromit) = % 0. 70, Cpx (klinopiroksen) = % 0.30, dünit örneklerinde ise, Ol = %92, Opx = %5, Cpx = %1, Cr = %1 olarak belirlenmiştir.

Olivin: Orta ve küçük taneli olup, az veya çok serpantinleşmiş olarak bulunurlar. Olivin forsterit olarak belirlenmiştir. İçerdikleri kromit enklüzyonları ortopiroksen enklüzyonlarına göre daha fazladır.

Ortopiroksen: Yarıözşekilli taneler halinde bulunurlar. Çoğunlukla dilinim düzlemleri boyunca ince ve sık olarak klinopiroksen lamelleri bulundurur. Dilinim düzlemlerinde bükülme ve kırılarak "Kink - band" oluşumu izlenmiştir. Ortopirksenler, enstatit ve bazen de bronzit olarak belirlenmiştir. Ortopiroksenlerin posilitik olarak olivin tanelerini içerdikleri görülmüştür.

Klinopiroksen: Kesitlerde az olarak izlenmişlerdir. Çoğu kez yarıözşekilli ve ortopiroksenlere göre ince dilinimli olarak bulunurlar.

Kromit: Hemen henem tüm kesitlerde irili ufaklı taneler şeklinde izlenmiştir. Bazen özşekilli ve bazen de özşekilsiz ve yarı özşekilli olarak izlenmişlerdir.

Serpantin: Tüm kesitlerde az veya çok olarak görülürler. D.T.A yöntemiyle yapılan analizlerde lizardit ve krizotil olarak belirlenmiştir.

Manyetit: Serpantinleşme görülen örneklerde olivinlerin düzensiz kırıklarında ve ortopiroksenlerin dilinim düzlemleri boyunca dizilmiş olarak bulunmuşlardır.

Talk: Serpantinleşmiş örneklerde serpantinleşme derecesine bağlı olarak yer yer bulunurlar. Genellilkle lifi agregatlar halinde görülürler.

2.1.3.2. Damar kayaçları

Bunlar, tektonitleri kesen başlıca piroksenitler, gabro , dolerit dayklarıdır.

2.1.3.2.1. Piroksenitler

Yaygın olarak bulunurlar. Maksimum 1 - 15 cm kalınlıkta 1-2 m uzunlukta görülmüşlerdir. Çevre kayaçları ile dokanak metamorfizması izi görülmez. Çoğunlukla ortopiroksenit biçimindedir.

2.1.3.2.2. Gabro ve Doleritler

Mafik dayklar, ofiyolitik serinin yaklaşık % 6 - 7 lik kısmını oluştururlar. Bu kayaçların peridotitlerle olan dokanakları keskindir. Mafik dayklar, çalışma alanının orta kesimlerinde daha yoğun olarak bulunurlar. Ultramafik kayaçların aşırı şerpantinleştiği zonlardaki mafik daykların kenar kısımlarında kloritleşme ve yer yer de rodenjitleşme izlenmiştir. Doleritler yer yer metamorfizmaya uğramışlardır.

Mikroskopik incelemelerde gabrolar taneli ofitik strüktürde, doleritler , intersertal strüktürde izlenmişlerdir. Tesbit edilen mineraller şunlardır: Plajioklas (labrador % 53 - 62 An), ojit, hipersten, aktinolit, prehnit, pumpelliyit, klorit, epidot, analsim, sfen, ilmenit ve lökoksen.

Plajioklas: Serizitleşme, prehnitleşme ve sosüritleşme şeklinde değişim çoğu kez görülür.

Ojit: Plajioklaslardan sonra ikinci, egemen mineraldir. Özşekilli ve yarıözşekilli mineraller halinde bulunur. Çoğunlukla uralitleşerek aktinolite dönüşmüşlerdir.

Aktinolit: Uralitleşme ürünü olarak belirlenmişlerdir.

Prehnit: Çoğunlukla damar ve boşlluklarda görülmüştür. Bazen plajioklasların üzerinde ve bazen de plajioklasların yerini almış olarak görülmüşlerdir.

Pumpelliyit: Çoğunlukla küçük özşekilsiz taneler halinde bulunur. Çift kırması epidota göre düşüktür. Röliyefi epidota yakın olup, çoğunlukla yeşilimsi sarı, bazen de yeşilimsi açık kahve renklerde bulunurlar.

Epidot: Çoğunlukla pistaşit olarak hemen hemen herkesitte belirlenmiştir.

Klorit: Genellikle boşluk ve çatlaklarda bulunurlar. Çift nikolde lacivert , koyumavi ve bazen de kahverengi ve anormal polarizasyon renkleri verirler.

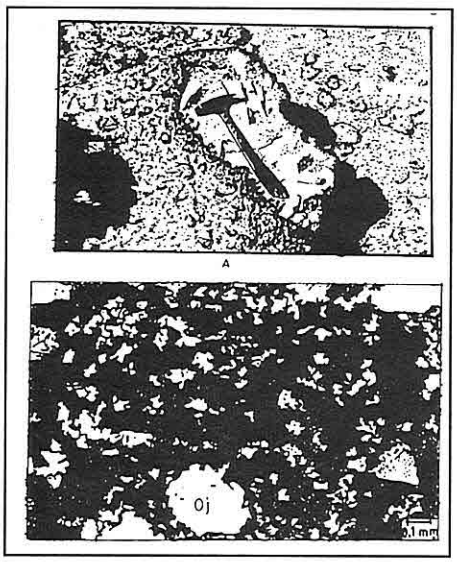
Analsim: genellikle kasit ve zeolit mineralleri ile beraber belirlenmiştir. Kırılma indisi kanada balzamından küçük olup, çift nikolde daima sönüktür.

Sfen: Özşekelli, özşekilsiz ve yarıözşekilli olarak hemen hemen her kesitte görülmüşlerdir.

İlmenit: İskeletimsi şekilleri ile hemen hemen her kesitte belirlenmiştir.

2.1.3.2.3. Rodenjitler

Çalışma alanında Akalar ve Kızıllar mahallleri çevresindeki aşırı serpantinize zonlarda izlenmiştir. Uzunlukları 5 -10 m genişlikleri 1- 5 m yi geçmeyen dayk ve damar şekilli yüzeylenmeleri yanısıra elipsoidal şekilli yüzeylenmeleri de görülmüştür (Şekil 3). Bunlar, beyazımsı renkte ve porselen görünümünde sert lokökrat kayaçlardır. Genellikle koyu yeşil renkli kloritik kenarla çevrili olarak bulunurlar. Rodenjitlerin mikroskopik incelemelerinde değişimleri ileri aşamada olan örneklerde ilksel kayaca ait kalıntı (primer) doku belirlenememiştir (Şekil 3). Birincil parajenez, başlıca , ojit, plajioklas, ilmenitten oluşmuştur. İkincil mineral olarak, hidrogranat, klorit, aktinolit, epidot, sfen, kalsit, opak



Şekil 3. A. Serpantinit içinde rodenjit mostrası, k: Kloritik kenar, s: Serpantinit. B. İlksel kayacı etkiliyen değişimlerin fazla olduğu bir rodenjitin mikroskopta görünümü. Çap .nikol: 6.3x10X. Özşekilsiz mineraller ojit (Oj), izotrop mineraller hidrogranat.

mineral bulunmaktadır. Hidrogranat, çoğunlukla plajioklasların yerlerini almış olarak bulunur. Tek nikolde sarımsı - krem, sarımsı kahve bazen de sarımsı - yeşil renkte görülür. Kriptokristalin ve izotroptur. Mostranın içi (merkezi) kısımlarında hidrogranat miktarı fazladır. Ojit, kenarları uralitleşmiş olarak çoğunlukla özşekilsiz ve yarıözşekilli taneler halinde bulunur. Klorit, mostranın kenarından yani kloritik kenardan alınan örneklerde klorit miktarı mostranın içine göre daha fazla olduğu görülmüştür. Aktinolit, küçük kristaller veya iğneler halinde, epidot daha çok pistaşit şeklinde küçük özşekilsiz taneler halinde, prehnit ince damarlarda, sfen küçük yarıözşekilli kristaller halinde seyrek olarak, ilmenit ise kalıntı iskeletimsi strüktürleriyle seyrek olarak görülmüştür.

2.1.4. Pliyosen Çakıltaşı, Kumtaşı, Marn ve Kireçtaşı

Altaki tüm birimler üzerine açısal uyumsuzlukla üstleyen bu birim, altan üstte doğru hakim olarak konglomera, kumtaşı, kiltaşı, marn ve kireçtaşlarından oluşur. Ayrıca üst seviyelerinde kalınlığı yaklaşık bir metreyi bulan kömürlü seviyeler de bulunur. Birime Acıpayam dolayında yeralan ve Özpınar (1997, 1995) tarafından tanımlanan benzer özellikteki formasyonlar gözönüne alındığında Üst Pliyosen yaşı verilebilir.

2.1.5. Pleyistosen Çakıltaşı

Bu birim Pliyosen kırıntılı çökelleri üzerine açısal uyumsuzlukla gelir. Polijenik ve heterojen çakıllı olan çakıltaşları gevşek bir çimento ile tutturulmuştur. Birim çoğunlukla kırmızı renklidir.

3. KROMİT YATAKLARI

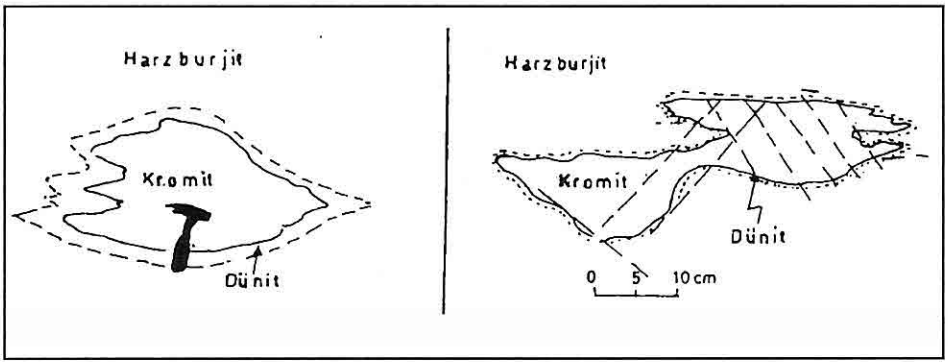
Sahada 60 'ın üzerinde kromit oluşumu bulunmaktadır. Kromit cevherleşmeleri podiform tipte yataklanmışlardır.

3.1. Kromit Yataklarının Temel Özellikleri

Halen işletilen ocaklar sahanın kuzeyinde Uzunoluk - Kozlar (Beyağaç - Denizli) ve güneyinde Karaismailler (Kelekçi - Acıpayam) kesiminde

yeralmaktadır. Bu yataklar mostrada az çok takip edilebilen, doğrultuları ve eğim yönlerinde az çok devamlılıkları olan ve birbirlerinin uzantıları şeklinde yeralan ocaklardır. Ofiyolitik serinin kenar kesimlerinde yer alan ocaklar (Eşen , Bektaş ve Kıralandamları ocakları), küçük ve bireysel zuhurlardır.

Bazı kromit kütleleri (Meşelidüz ocağı), doğrultuları boyunca 300 - 400 metre takip edilebilmişlerdir. Kromit kütlelerinin kalınlıkları 5 - 6 metreye ulaşmaktadır. Karaismailler kesiminde ise, Karadoru ocağında olduğu gibi kromit kütlelerinin kalınlıları 10 metrenin üzerine çıkmaktadır. Harzburjirler içinde yeralan kromit kütleleri, genellikle dünitik bir kılıfla çevrili olarak (şekil 4) veya harzburjitlerle ardalanan dünit düzeylerine bağlı olarak oluşmaktadır. Kromit kütlelerin eğim yönleri sahanın kuzey ve güney kesimlerinde farklıdır. Kuzey kesimde merceklerin konumu K 40 - 50° B / 30 - 40° KB iken güney kesimde ise, K 40 - 50 ° /30 GB dır. Eğim miktarındaki bu değişmeler, kıvrımlanmalar ve faylanmalara bağlı olabilir.



Şekil 4. Küçük kromit oluşumlarının mostrada görünümleri.

Kromit oluşumlarında masif, bantlı, saçınımlı ve nodüler cevher tipleri belirlenmiştir. Kütlelerin çekirdek kısımlarında masif, ya da bantlı cevher yeralırken, kenar kısımlarında saçınımlı cevher yer almaktadır. Nodüler kromit dokularına sadece belirli zuhurlarda rastlanılmaktadır. Bunlar Kurt, Özcan, Küçükeşendüzü ve Hasan Çavuş zuhurlarıdır. Kromit kütleleri merceğimsi şekillerde diziler halinde az çok plakamsı ve yumruya benzer şekillerde izlenmektedirler. Kromit kütlelerinin sınırlarını faylı olması, bunların yumruya benzer düzensiz şekiller (Kadem ocağı) göstermesine neden olmuştur.

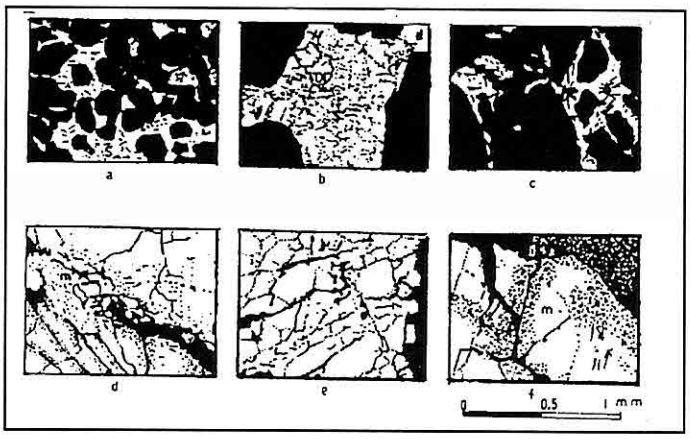
3.2. Mikroskopik İncelemeler

Cevher mineralleri

Kromit: Kesitlerde kromit miktarının %30-70 arasında değiştiği tesbit edilmiştir. Taneler özşekilli, yarıözşekilli ve özşekilsizdir. İri kristalli tanelerin boyutları 1 - 3 mm arasında

değişmektedir (Şekil 5). Genellikle kenetli durumda bulunan kromit kristalleri, kataklastik yapı sunar ve yer yer milonitleşme gösterir. Kromit parçalarının çatlaklarında ve kenarlarında eser miktarda manyetit ve /veya kromspinel görülmüştür. Ayrıca kromit çatlakları çoğunlukla klorit ile doldurulmuştur.

Nikel Mineralleri: Taneler arasında serpantin içinde ve kromit kristallerinin çatlaklarında 2-3μ ile 35μ arasındaki boyutlarda görülmüş olup, bunların heazlevotit, averoit ve millerit mineralleri oldukları anlaşılmıştır. Heazlevotit, kromit taneleri içinde yuvarlağımsı şekillerde, serpantin içinde kloritle sıvanmış çatlaklarda ve kloritin paralel dokusuna uygun olarak çubuk ve iğneler şeklinde bulunurlar. Heazlevotit prite benzer şekilllerde ve ondan daha beyaz ve yüksek reflektivitesi ile ayırt edilmiştir.



Şekil 5. İnceleme alanı kromitlerinin mikroskopta görünümü a, b, c. Masif kromit, f. Masif kromit, siyah şerit ve damarcıklar, minerali kesen serpantindir. s. serpantin, m. manyetit, ol.olivin.

Averoit kromit kristallerinin çatlaklarında ve millerit ise kloritler arasında eser halde görülmüşlerdir.

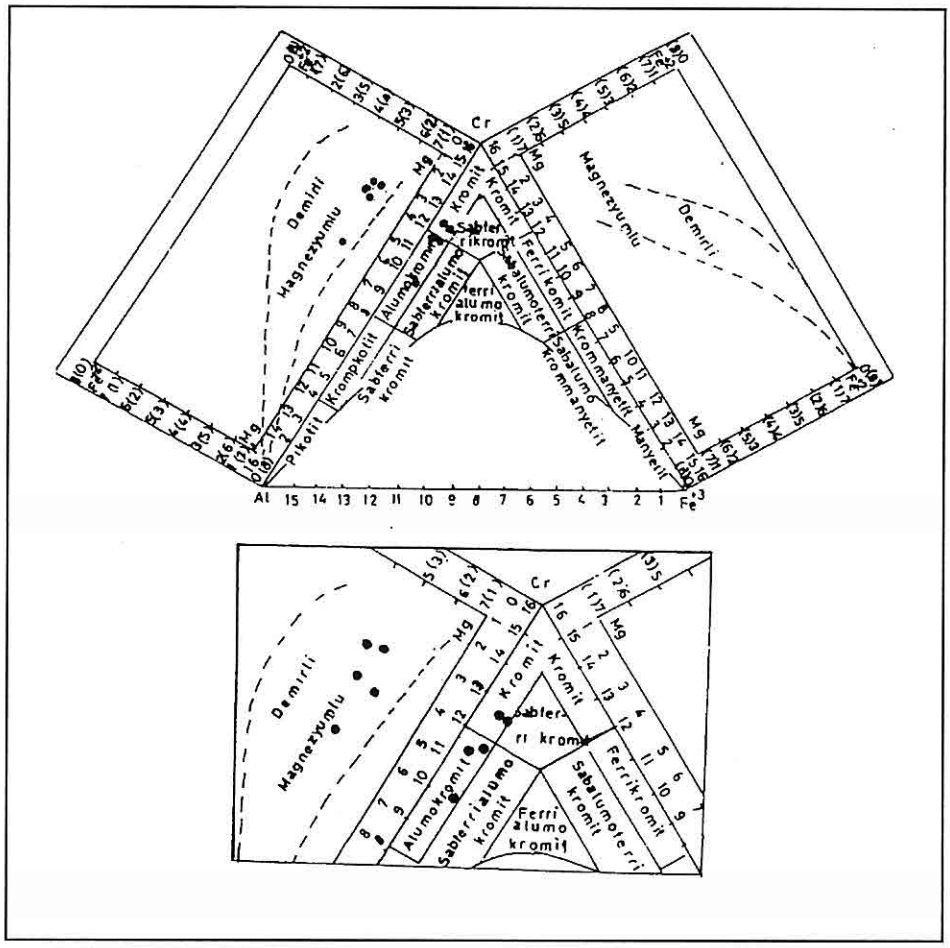
Gang Mineralleri: İncelemede gang minerali olarak, serpantin, olivin, ortopiroksen, klorit ve tremolit belirlenmiş olup, serpantin çoğunlukla olivin ve ortopiroksen kalıntıları içermektedir. Piroksenler miktar olarak olivinlerden biraz daha fazla bulunur. Kloritler, çoğunlukla levhacıklar ve yaprakcıklar şeklinde renksiz ve açık sarı renklerde görülürler ve kromit kristallerinin çatlaklarında ve çevresinde yeralırlar. Tremolit kesitlerde eser halde görülmüştür.

3.3. Kromitlerin Jeokimyası

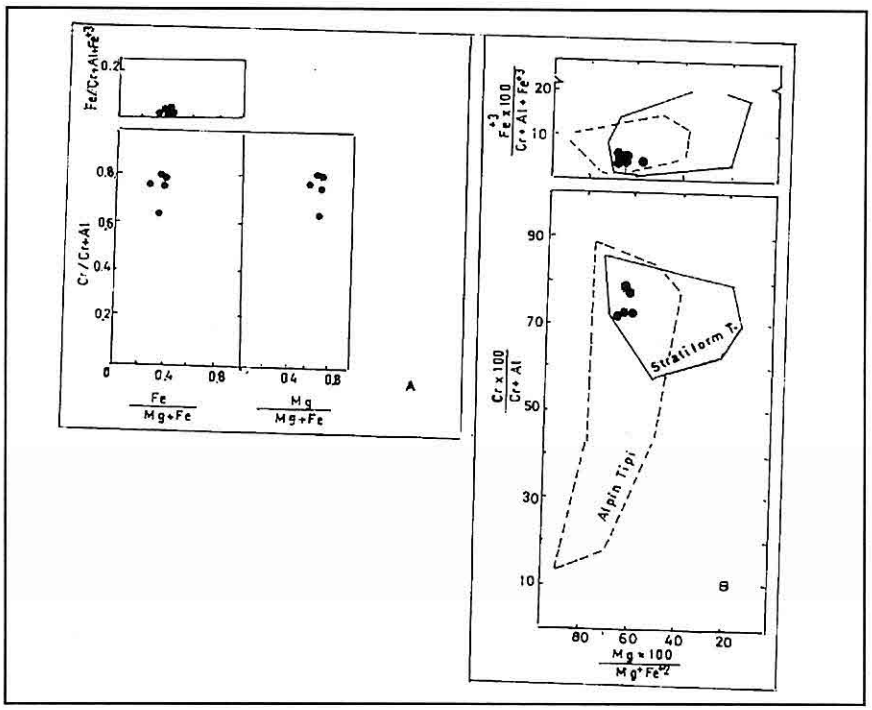
Çalışma alanı kromitlerinin mikroprob analiz sonuçları çizelge: 1 ve 2' de verilmektedir. Kromitlerin Cr, Al, Mg, Mn içerikleri farklı diyagramlara yerleştirilmiştir (Şekil 6, 7, 8). Pavlov - Simirnov (Smirnov, 1976) diyagramında

(Şekil 6), iki örnek kromit, üç örnek alumokromit alanında yer almışlar ve aynı diyagramda örneklerin demirli ve magnezyumlu özellikte olduğu anlaşılmaktadır. Steven (1944) diyagramına yerleştirilen örnekler, demirli kromit alanında toplaşmışlardır (Şekil 7).

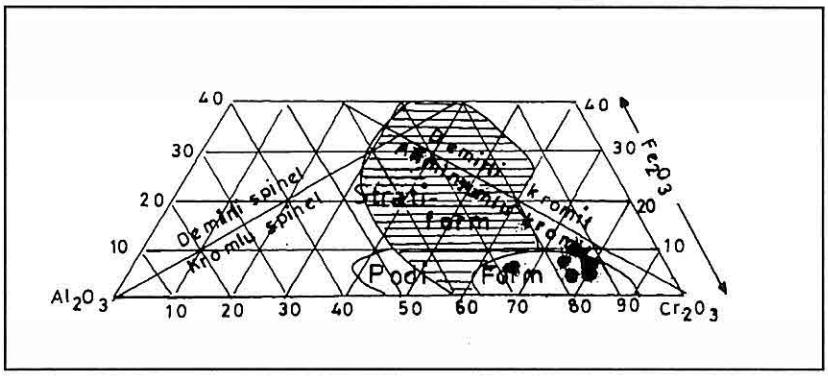
Kromit örnekleri çevherleşme tipinin araştırılmasında geliştirilen Cr x100/Cr + Al = f(Mgx100/Mg + Fe) diyagramı ile Fex100/Cr +Al +Fe = f (Mgx100/Mg + Fe) diyagramında ve Tayer (1964) tarafından önerilen kromitlerin Cr2O3, Al2O3 ve Fe2O3 değişim diyagramında da incelenmiştir (Şekil 8). Birbirleriyle ilişkili bu diyagramlarda kromitlerin podiform tipe ait bölgeye düştükleri



Şekil 6. İnceleme alanı kromitlerinin Cr, Al, , Mg, içeriklerinin Pavlov - Smirnov (Smirnov, 1976) diyagramındaki yerleri.



Şekil 7. Beyağaç - Karaismailler kromitlerinin Stevens spinel bileşim prizması ve Johntson spinel bileşim prizmasındaki durumları (A). Crx100 / Cr + Al ve x100/Cr + Al + 'ün Mg x100/Mgx100 'e karşı durumları (B).



Şekil 8. Beyağaç - Karaismailler kromitlerinde Cr_2O_3, Al_2O_3 ve Fe_2O_3 değişim diyagramı (Thayer, 1964).

Çizelge 1. İnceleme alanı kromitlerinin mikroprob analiz sonuçları

No.	TiO2	Al2O3	Cr2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Top.	K. Yat.
54	0.09	12.29	53.90	5.13	14.41	0.24	12.23	0.01	0.10	99.32	Efektli
55	0.07	14.01	55.56	3.15	10.82	0.26	14.87	0.01	0.08	98.45	Yenidere
63	0.12	9.69	58.64	4.18	13.43	0.27	13.02	-	0.12	99.64	Merkez
67	0.07	9.64	57.44	5.89	13.80	0.32	12.59	-	0.12	99.12	Kaklıcak
69	0.14	20.10	48.01	4.10	13.85	0.25	13.91	-	0.15	100.50	Sarpsırtı

Çizelge 2. İnceleme alanı kromitlerinin birim hücredeki katyon değerleri

Ör.No.	Cr +2	Al+3	Fe+3	Mg+2	Fe+2	Mn+2	K.Yat.
54	11.19	3.80	1.01	4.79	3.15	0.06	Efektli
55	11.52	4.09	0.59	5.65	2.30	0.05	Yenidere
63	12.17	3.00	0.83	5.05	2.90	0.05	Merkez
67	11.91	2.93	1.16	4.56	2.78	0.66	Kaklıcak
69	9.98	5.81	0.76	5.12	2.83	0.05	Sarpsırtı

görülmektedir. Ayrıca 100Cr/Cr + Al = f(100 x Mg/Mg + Fe) diyagramında Cr2O3 içerikleri Acoje kromitleri ile karşılaştırılmış ve yüksek krom içerikli oldukları belirlenmiştir (Şekil 9).

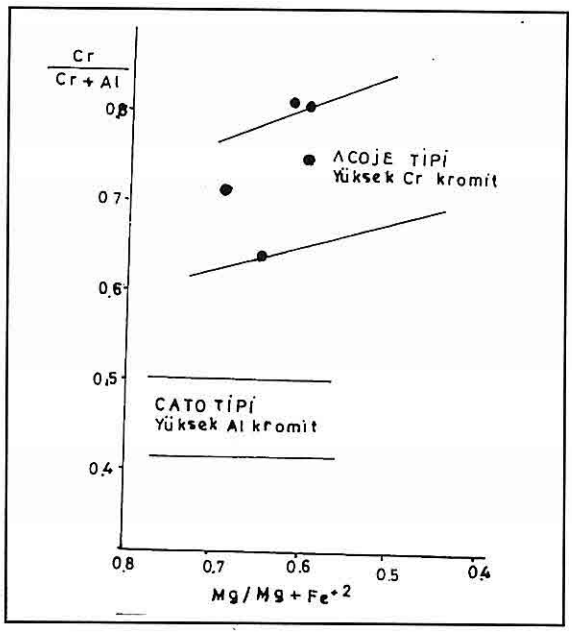
Diğer taraftan çalışma alanı kromitlerinde Cr/Fe oranı 1.72 ile 3.99 arasındadır. Bu oran Alpin tipi kromitlerde 1.5 ile 4.5 arasında değişmektedir. Cr/Fe oranının Alpin tipi kromitlerle uyum içinde oldukları anlaşılmaktadır.

Kromitler ağırlık olarak %TiO2 içeriğinin 0.06 ile 0.14 arasında değişmektedir. Dickey (1975), podiform kromitlerin %TiO2 içeriğinin 0.3 den az, buna karşın stratiform kromitlerde 0.3 den fazla olduğunu belirtmektedir. Sonuç olarak çalışma alanına ait kromitlerin yüksek Cr203 içerikli oldukları ve podiform tipte yataklandıkları anlaşılmaktadır.

3.4. Kromitlerin jenezi

Çalışma alanı kromitlerinin gerek makroskopik ve gerekse de mikroskopik gözlemler bunların podiform tipte bir cevherleşme olduklarını belirtmektedir. Kromit kütleleri, içinde yer aldığı tektonitlerdeki konumlarına bakarak farklı araştırıcılar tarafından farklı yorumlar yapılmaktadır. Bunlardan bazıları aşağıda kısaca özetlenmektedir.

Greenbaum(1977)'e göre magma haznesi tabanında birikmiş olan kromit seviyelerinin tektonitler içersine



Şekil 9. Beyaağaç - Karaismailler kromitlerinin Acoje ve Cato kromitleri ile karşılaştırılması.

sokulması tektonik aktiviteyle ilişkili olması gerekmektedir. Plastik haldeki peridotitlerin kıvrımlanması esnasında kromit kütleleri peridotitler içersine sokulmuşlardır. Dickey (1975), magma haznesi tabanında oluşmuş olan kromit kütlelerinin gravitasyonel batma ile peridotitler içersine yerleştiğini savunmaktadır. Diğer taraftan Bochert (1964) ve Greenbaum (1977), magma haznesi tabanındaki hendeklerdeki magmatik akümülasyonlardan bahsederek farklı dokudaki kromit oluşumlarını açıklamaya çalışmışlardır. Lago ve diğ.(1981)'nin yükselen manto diyapirlerindeki magma kanalları içersinde magmatik akümülasyon ile kromit kütlelerinin oluşmuş olabileceği görüşü de kromit kütlelerinin peridotitler içindeki konumlarını açıklamak için ortaya atılmış bir başka görüştür. Cassard ve diğ. (1981) peridotitlerdeki yapısal elemanları çalışmışlar, kromit kütleleri ile olan yapısal ilişkileri araştırmışlardır. Peridotitler içindeki kromit kütlelerinin oluşum yollarına bağlı olarak farklı şekilde deforme olduklarını işaret etmektedir.

Kromit yataklarının yan kayacı ile kromit kütlelerinin iç yapıları arasındaki yapısal ilişkiler göz önüne alındığında podiform kromit yakatları bazaltik bir magmanın kristalizasyonu sonucu oluştuğu hemen hemen kabul edilmektedir. Ancak hala cevaplanamayan bazı sorular bulunmaktadır. Bunlardan birincisi, bazaltik bir sıvı içinde krom çok küçük

bir bileşen olarak bulunur ve bu kadar az olarak bulunan bu bileşen nasıl oluyorda önemli bir krom konsantrasyonu meydana getirebiliyor. İkincisi ise, podiform kromit kütlelerinde kromitlerin kümülat yapı oluşturmasıdır.

Podiform kromitler, yüksek kromlu ve yüksek aliminyumlu kromitler olmak üzere bulunurlar. Yüksek kromlu ve yüksek alüminyumlu kromitler arasındaki bu farklılık ana magma bileşimini kontrol eden basınç, sıcaklık ve oksijen fügositesi gibi faktörlere bağlı olabliceği gibi (Dick ve Bullen, 1984; Arai, 1992), yüksek kromlu kromitlerin yüksek magnezyumlu magmalardan ve daha düşük krom kromitlerin ise, toleyitik magmalardan çökelme ile oluşabileceğini belirten araştırıcılar bulunmaktadır (Arai , 1992). Tabiiki magma bileşimi üst mantodaki kısmi ergime dereceleri ile direkt ilişkilidir. Yüksek kromlu kromitler, kısmi ergime derecesi yüksek olan ve yüksek alüminyumlu kromitler ise ergime derecesi düşük olan magmaların kristalizasyunu sonucu oluştukları belirtilebilir. Bunların dışında yüksek krom içerikli kromitlerin Ti içerikleri yüksek alümünyumlu kromitlerden daha azdır. Bu farklılık orjinal magmanın TiO2 içeriklerindeki farklılıktan kaynaklandığı inanılmaktadır. Çünkü kromitler, silikat minerallerinin kristalizasyonunu önemli miktarda eşlik eden ve erken oluşan ve önce çöken bir fazdır.

Quick (1981), Fisk (1986), Kelemen ve diğ. (1992) gibi bir çok araştırıcı, kalıntı dünit ve harzburjitlerin kökenini açıklamak için bazaltik sıvı ile üst manto litosferi (lerzolitler) arasındaki reaksiyonlardan bahsetmektedirler. Bazaltik sıvı üst mantodan geçerken lerzolitik bileşimli manto malzemesinin piroksenlerinin erimesine yardım etmektedir. Böylece, kayaç/eriyik reaksiyonu sonucunda, eriyik SiO2 ve CaO bakımından zenginleşirken , kayaç da olivin (dünit) bakımından zengin olan bir kalıntı meydana getirmektedir.

Muskax ve diğer stratiform intrüzyonlarda daha fazla differansiyasyona uğramış eriyiklerle, ana magmanın periyodik olarak karışımı sonucunda kromit seviyelerinin oluşmuş olabilecekleri belirtilmektedir (Irvine, 1977). Podiform kromit kütleleri iki farklı magmanın karışımı ile oluşumundan çok kayaç/eriyik arasındaki reaksiyonlarla oluştukları kabul edilmektedir. Stratiform komplekslerde, hibrit magmatik sıvıdan kromit alındıktan sonra, kromit seviyeleri üzerinde silikat çökelimi meydana gelmektedir (Irvine ve Sharp, 1986). Benzer koşullar, tabakalı yapıda ve silikat fazları bulunan podiform kromit kütleleri için de geçerli olmaktadır. Buna ragmen üst manto koşullarında kromit oluşturan magmatik sıvı daha fazla sıcaktır ve daha fazla hareket yeteneğine sahiptir. Üst mantodan geçerek, okyanus ortası sırtlarda erüpsiyon yapmak için ya da okyanus ortası sırtların altında toplanarak magma odası meydana getirmek için yukarıya çıkmaktadır. Geride kalan kromit ise dünitik kılıfa sarılmış vaziyette tüketilmiş harzburjit ve /veya lerzolitik yan kayaç içinde üst manto kromit

podlarını meydana getirmiş olarak kalmaktadır (Zhou ve diğ., 1994).

Çalışma alanındaki kromit kütleleri peridoditin iç yapısına uyumludur. Kromit kütlelerinden uzaklaştıkca pirosence zengin harzburjitler yeralmaktadır. Kromit zonları devamı boyunca ve yakın kesimlerinde dünitik zonlar bulunur ve harzburjitler içinde düzensiz piroksenit dayklarının yeralır. Cassard ve diğ.(1981), uyumlu kromit kütlelerinde kromit kütlesini çevreleyen dünitik kılıf ile harzburjitik yan kayaç mezoskopik girik yapılar oluşturduğunu belirtir. Dünitik kılıf ile harburjitik yan kayaç arasındaki mezoskopik girik yapılar çalışma alanı kromit kütlelerinde çoğunlukla izlenmiştir. Diğer taraftan kromit zonları boyunca veya yakın çevresinde yeralan dünitik zonlaradaki saçınmış cevherdeki bantlanma ile kromit zonlarındaki, bantlanmanın uyumlu olduğu belirlenmiştir. Halbuki uyumsuz kütlelerde lineasyon gelişmez ve çevre kayaçları ile kromit kütlesi oblik olarak bulunur (Cassard ve diğ.(1981).

Çalışma alanı ve yakın çevresinde kümülatlar ya da kümülat - tektonit geçiş zonu bulunmamaktadır. Çalışma alanınındaki harzburjitik tektonitler, ortopiroksenlerce ileri derecede tüketilmiş olup, sık sık dünitlere dönüştüğü arazi verileri ile de ispatlanmaktadır. Bu durumda kromit oluşumlarının üst mantoda oluşma olasılığı fazla görülmektedir. O nedenle Thayer (1964)'in kümülat oluşum ve kıvrımlanma ile mantoya yerleşme veya Dickey (1975)' kümülat oluşum ve mantoya batma görüşleri ile uyumsuzluk bulunmaktadır. Çalışma alanı kromit yatakları ve onları kuşatan dünitik kılıfların, diyapirik yükselme süreçlerinde açılan kanallar boyunca oluşan konveksiyon akımları denetimiyle oluştuğunu ya da diyapirik yükselme süreci boyunca kromit yoğunlaşmalarının basınç alanının etkisine uygun bir şekilde yönlenmeleriyle oluştuklarına dair (Lago ve diğ, 1981) her hangi bir veri de belirlenememiştir. Çalışma alanındaki dünit ve harzburjitlerin, lerzolitik bileşimli manto malzemesinin kısmi ergemesinden geriye kalan refrakter bir kalıntı olduğunu, dolayısıyla kromit oluşumlarında yerinde (insitu) kristalleşme süreçleri boyunca oluştukları önceki araştıcılar (Engin ve Oucott, 1971; Engin, 1972) tarafından da değinilmiştir.

Arazi verileri değerlendirildiğinde bölge kromitlerinin oluşumunda yerinde (insitu) kristalleşme süreçleri egemen olmuştur. Podiform kromitlerdeki önemli kromit konsantrasyonun uzun süre devan eden kayaç/eriyik reaksiyonlarıyla oluşaması daha mantiki görülmektedir. Üst manto koşullarında daha sıcak olan bazaltik sıvının daha fazla hareket yeteneği nedeniyle mağma kanallarında sirkülasyonu sağlayarak farklı dokudaki, kromitlerin oluşumunu da yardım edebilmektedir. Sonuç olarak çalışma alanı kromitleri için aşağıda önerilen model daha uygun olacağı ortaya çıkmaktadır. Lerzolitik bileşimli üst manto malzemesinin kısmi ergime ile oluşan bazaltik sıvı, yukarıya çıkarken üst

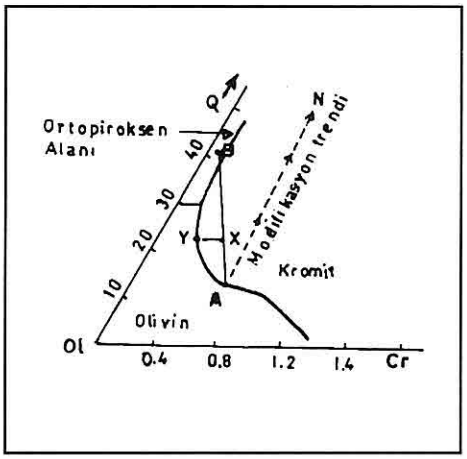
manto peridotitleri ile reaksiyona girmektedir. Kayaç/eriyik reaksiyonu sonucu, üst manto peridotitlerindeki klinopiroksen ve ortopiroksenklerin çözünmesine yardımcı olmaktadır. Sonuçta geride kalıntı olivin (dünit) bırakmaktadır. Irvine (1977), olivin - kuvars - kromit sistemindeki faz ilişkileri belirtmiştir Stratiform komplekslerde ilksel magma (A) ile differansiyasyona uğramış eriyiğin (B) karışması sonucunda meydana gelen eriyik (X) kromit alanının takip etmektedir. Podiform kromitlerde ise ilksel eriyik ile kayaç /Eriyik reaksiyonu sunucunda oluşan eriyik de kromit alanına (A'dan N'e) takip etmektedir (Şekil 10). Eğer bazaltik sıvı gelişimi küçük hacimde olursa olivin ve kromit kristalleşmesi (I noktasına doğru) oluşmaktadır. Bazaltik sıvı büyük ölçekte olması halinde büyük ölçekte kalıntı kayaçlar oluşmaktadır. Kromit yataklarının çevresinde kısa mesafelerde lerzolit, harzburjit ve dünit zonlarının yeralması ve bunların birbirleriyle geçişli olarak bulunmaları ve kromit yataklarının bulunması kayaç/eriyik reaksiyonları ile açıklanabilecek verileri belirtmektedir. Yüksek basınçlar altında ortopiroksenlerin inkongrent ergimesi MgO'ce tüketilmiş ve nisbeten SiO_2 ve Al_2O_3 bakımından zenginleşmiş bir eriyiğin oluşumunu sağlamaktadır (Fisk,1986, Kelemen, 1992).

Oluşan orjinal eriyiğin bileşimine bağlı olarak olivin çökelebilir. A'dan N'e giden bu çizginin gerçek pozizyonu, kayaç/eriyik arasındaki reaksiyonlara ve olivinlerin çökmesine bağlıdır. Sıvının A'dan Ne doğru, yani kromit alanına doğru hareketi kromit kütlelerine oluşturacak boyutta kromit kristallenmesi sağlıyacaktır. Eğer magmatik sıvı, olivin - kromit kötektiğine doğru hareket edecek olursa, yeni bir alan oluşturacak ve dünit içinde kromit kristallerininin oluştuğu dissemine kromit oluşumları gerçekleşecektir. Kayaç/eriyik arasındaki reaksiyon ve kristallenmenin bir sonucu olarak ilksel magmatik sıvı silis bakımından bir zenginleşme oluşturarak bileşimi değişebilir Kayaç/eriyik arasındaki reaksiyonların devam etmesi durumunda kromit kütlesi oluşturacak boyutta kromit çökelimi gerçekleşebilir. Eger magma ve yan kayaç ile eşdeğer bir reaksiyon meydana getiriyorsa olivin ve kromit kötektik olarak oluşarak, dünit içinde dissemine cevherin oluşmasını sağlayabilmektedir (Zhou ve diğ.,1994).

Bölgedeki kromit yatakları için yukarıdaki modele benzer bir model Paktunç (1981), Paktuç ve Baysal (1981) tarafından da önerilmiştir. Bu modele göre, olivin ortopiroksen, klinopiroksen ve spinel içeren lerzolitik bileşimli monto malzemesinin kısmi ergimesi ile en düşük ergime dereceli fraksiyon olan klinoproksen sıvı faza geçerek, olivin, ortopiroksen ve spinel katı faz olarak geride kalacaktır. Klinopiroksenlerin ergimesi ile sıvı faza geçecek olan bu mineral, bünyesindeki Cr iyonları yüksek oktaeder kafes enerjilerinden dolayı spinellerin oktaeder boşluklarına Al ile yer değiştirerek girecektir. Böylece

spineller, ortamdaki Cr iyonlarına veya klinopiroksenlerin bağıl miktarına bağlı olarak kromca zenginleşecektir. Bu arada kısmi eriyik, Al 'ca zenginleşecektir ve bazaltik bileşimli sıvının ortamdan alınması ile geride refrakter olivin, ortopirosen ve kromit kalarak yatakları meydana getirecektir. Ancak bu modele göre çalşma alanındaki yaygın olarak bulunan kromit bandlarının oluşumunu açıklamada zorlanılmaktadır.

Sonuç olarak, çalışma alanı kromitlerinde izlenen yapısal ve dokusal özellikler kromitlerinin lerzolitik bileşimli üst manto malzemesinin kısmi ergime ile oluşan bazaltik sıvının yukarıya çıkarken üst manto peridotitleri ile reaksiyona girmesi sonucu oluştuğunu göstermektedir. Kayaç/eriyik arasındaki reaksiyon üst manto peridotitlerindeki klinopiroksen ve ortopiroksenklerin çözünmesine yardımcı olmaktadır. Sonuçta geride kalıntı olivin (dünit) bırakmaktadır. Bu modelle kromit yatakları çevresinde geçişli olarak yeralan dünitik, harzburjitik ve yer yer izlenen lerzolitik zonlar (Özpınar, 1987) daha kolay açıklanabilmektedir. Diğer taraftan podiform kromit kütlelerindeki önemli kromit konsantrasyonun uzun süre devan eden kayaç/eriyik reaksiyonlarıyla oluşması ve ayrıca üst manto koşullarında daha sıcak olan bazaltik sıvının daha fazla hareket yeteneği nedeniyle mağma kanallarında sirkülasyonu sağlayarak farklı dokudaki kromitlerin oluşumunda da yardımcı olması (Lago ve diğ. 1981) daha mantiki görülmektedir.



Şekil 10. Olivin - kuvars - kromit sistemindeki faz ilişkileri (Irvine 1977). Stratiform komplekslerdeki ilksel A magmatik sıvı ile differansiyasyona uğramış B sıvısının karışımı sonucu oluşan X eriyiği kromit alanını takip eder. Podiform kromitlerde ise iksel magmatik sıvı ile kayaç arasındaki reaksiyon sonucu oluşan eriyik A'dan N'e doğru yol izler ve bu alan kromit alanıdır.

4. SONUÇLAR

Çalışma alanında en altta Üst Kretase-Paleosen (Maastrihtiyen - Paleosen) yaşlı flişi yer almaktadır. Bunların üzerine yataya yakın bir tektonik dokanakla Mesozoyik yaşlı kireçtaşları yer alır. En üstte yer alan tektonik birim ise, "Uzunoluk - Kozlar ofiyiti"dir. Ofiyolitik seri, başlıca tektonitler ve bunları kesen damar

kayaçlarından oluşur ve eksik dizi karekterli bir ofiyolit topluluğunu temsil etmektedir.

Acıpayam ofiyolitik kayaçları (Özpınar,1987) ile Uzunoluk - Kozlar ofiyolitik kayaçlarının iç düzenleri, iç yapıları ve petrografik özelliklerinin benzer oldukları anlaşılmıştır. Tesbit edilen metamorfik mineral parajenezlerine göre ofiyilitik kayaçların başkalaşımında etken olan fiziksel koşullar (Özpınar, 1987, Bilgin ve Özpınar, 1989) yeşilşist fasiyesinin alt sınırını belirtmektedir.

Makroskopik ve mikroskopik çalışmalar bölgedeki cevherleşmelerin ofiyolitlere bağlı podiform tipte cevherleşmeler olduklarını göstermektedir. Mikroprob analizi yapılan örneklerin farklı diyagramdaki konumlarına göre yüksek Cr içerikli oldukları belirlenmiştir. Theyer (1964) diyagramında göre örnekler alüminyumlu kromit alanında yeralmışlardır. Pavlov - Smirnov diyagramında örneklerin üç tanesi alüminokromit, iki tanesi kromit alanında yeralmış ve örneklerin demirli ve magnezyumlu oldukları anlaşılmıştır. Diğer taraftan kromitlerinde Cr/Fe oranı 1.72 ile 3.99 arasında ve %TiO_2 içeriği de 0.06 ile 0.14 arasında değişmektedir. Gerek Cr/Fe oranı ve gereksede %TiO_2 içeriği yönünden Alpin tipi kromitlerle uyum içindedir.

Kromit oluşumları, harzburjitler içinde yer almıştır. Kromit kütlesinin çevresinde ince de olsa bir dünitik kılıf mevcuttur. Kromit kütlelerinin kalınlıkları boyutları ile dünitik kılıfın kalınlığı arasında sistematik bir ilişki saptanamamıştır. Dünitik kılıfın, yanal uçlarında mezoskopik girik yapılar oluşturdukları belirlenmiştir. Kromit zonlarının çevresinde yeralan dünit , hazrburjit ve bazı kesimlerde yer yer izlenen lerzolitik zonların (Özpınar, 1987) birbirleriyle geçişli oldukları belirlenmiştir.

Ofiyolitik seride stratigrafik olarak mafik daykların yoğun olduğu kesimlerde, önemli ve kesintisiz cevherleşme zonları yer almamıştır. Bu kesimlerde (Alpa -Kızıllar mahalleri), küçük ve bireysel zuhurlar bulunur.

Kromit kütlelerinin biçimleri bantlı, şliyren, merceksel veya az çok plakamsı şeklindedir. Bu kütlelerin eğim yönünde uzunlukları, ya da devamlılıkları, doğrultu yönünde uzunlukları, ya da devamlılıklarından biraz daha fazladır.

Harzburjitler içinde, yer yer piroksence zengin kısımların oluşturduğu bantlanmalar ile kromit toplanımlarının oluşturduğu bantlanmaların doğrultu ve eğimleri, kromit zonlarındaki bantlı cevherin doğrultu ve eğimlerine pareleldir. Buradan da kromit zonlarının peridotitin iç yapı düzenine paralel olduğu ortaya çıkmaktadır. Kromit oluşumlarında, som, bantlı, saçınımlı ve nodüllü cevher türleri belirlenmiştir. Nodüllü cevher her ocakta olmasa bile, yer yer rastlanılmıştır.

Analiz yapılan kromit tanelerinde merkezden kenara doğru, kimyasal açıdan önemli bir değişimin olmadığı görülmüştür. Serpantinleşme, kromit tanelerinin fizik değişimlerine, ufalanıp

parçalanmalarına neden olmuştur; ancak, kimyasal açıdan önemli bir değişim oluşturmamıştır

Elde edilen sonuçlar, çalışma alanı kromit yataklarının içinde bulundukları yan kayaçla eş zamanlı bir oluşum olduğunu göstermektedir. Nitekin Engin ve Hirst (1970), Engin ve Aucott (1971), Paktunç (1981), Paktunç ve Baysal (1981), Rahgoshay ve diğ (1985), yöre kromitlerinin manto malzemesinin kısmi ergimesi sonucu oluştuklarını değinmişlerdir.

Kromitlerinde izlenen yapısal ve dokusal özellikler kromitlerinin lerzolitik bileşimli üst manto malzemesinin kısmi ergime ile oluşan bazaltik sıvının yukarıya çıkarken üst manto peridotitleri ile reaksiyona girmesi sonucu oluştuğunu göstermektedir. Kayaç/eriyik arasındaki reaksiyon üst manto peridotitlerindeki klinopiroksen ve ortopiroksenklerin çözünmesine yardımcı olmaktadır. Sonuçta geride kalıntı olivin (dünit) bırakmaktadır (Zhou ve diğ., 1994). Bu modelle kromit yatakları çevresinde geçişli olarak yeralan dünitik, harzburjitik ve yer yer izlenen lerzolitik zonlar (Özpınar, 1987) daha kolay açıklanabilmektedir. Diğer taraftan podiform kromit kütlelerindeki önemli kromit konsantrasyonun uzun süre devan eden kayaç/eriyik reaksiyonlarıyla oluşması ve ayrıca üst manto koşullarında daha sıcak olan bazaltik sıvının daha fazla hareket yeteneği nedeniyle mağma kanallarında sirkülasyonu sağlayarak farklı dokudaki kromitlerin oluşumunda da yardımcı olması (Lago ve diğ. 1981) daha mantiki görülmektedir.

5. KAYNAKLAR

Arai, S., 1992. Chemistry of Cromium Spinel In Volcanic Rocks as a Potential Guide to Magma Chemistry. Mineral. Mag. 56, 173-184.

Bilgin, Z.R., Karaman, T., Öztürk, Z., şen, A., Demirci, R., 1990. Ieşilova -Acıgöl Civarının Jeolojisi. M.T.A Genel Müdürlüğü, Demirbaş No: 9071, Ankara.

Bilgin, A. ve Özpınar, I., 1989. Denizli - Babadağ ve Denizli - Acıpayam Dolayındaki Ofiyolitik Kayaçların Başkalaşımlarında Etken Olan Fiziksel Koşullar : Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi, 6-7, 1-2, 65-81, Sivas.

Borchert, H., 1960. Die Chromit Vorkommen im Peridotit Massiv westlich von Acıpayam-Denizli : M.T.A. Enst.Iayınları, 55s, Ankara.

Cassard, D., Nicolas,A., Rabinovitch, M., Moutte, J., Lablanc, M., Prinzhofer, A.1981. Structural Classification of Chromite Pods In Southern New Caledonia, Econ. Geol., 76,815 -831.

Dick, H.J.B., Bullen, T., 1984. Chromium Spinel as a Petrogenetic Indicator in Abyssal and Alpine - Type Peridotites and Spatially Associated Lavas. Contrib. Mineral. Petrol. 86, 54 -76.

Dickey, J.S.,1975. A Hypothesis of Origin For Podiform Chromite Deposits :

Geochim et Cosmochim Acta. 39, 1061 - 1074.

Engin, T., Hirst, D.M., 1970. The Alpine Chrome Ores of The Andızlık - Zımparalık Area Fethiye, Southwest Turkey : Trans . Inst. Mining Met . , Sec. B. 79, 16-27.

Engin, T., Aucott, J.W., 1971. A Microprob Study of Chromites From the Andızlık - Zımparalık Area. Southwest Turkey , Min .Magazine, 38, 76 - 82.

Engin, T. ,1972. Andızlık - Zımparalık Sahası (Fethiye , Güneybatı Anadolu) Ultramafik Kayaçların Petrolojisi ve Bölgenin Genel Jeolojik Konumu : M.T.A. Derg , 78, 1-21. Ankara.

Fisk, MR.,1986. Basalt - Magma Interreactions with Harzburgite and the Formation of High Magnezium Andezites. Geohy. Res.Lett, 13,467- 470.

Graciansky, P.C., 1968. Teke Yarımadası (Likya) Toroslarının Üst Üste Gelmiş Ünitelerinin Stratigrafisi ve Dinaro - Toroslar'daki Yeri., M.T.A Dergisi 71, 73 -92.

Greenbaum, D., 1977. The Chromiferous rocks of the Troodos Ophiolite Compleks, Cyprus.Econ. Geol., 72, 1175 - 1194.

Irvine, T.N., 1977. Origine of Chromite Layers in the Muskox Intrusion and Other Intrusions: A New Interperation. Geol.5, 273 - 277.

Irvine, T.N., Sharp, M.R., 1986. Magma Mixing and the Origin of Stratiform Oxide Ore Zones in the Bushveld and Stillwater Complexs. In Gallagher, M.J, Ixer, R.A., Neary, C.R., Richard, H.M. (eds.) Metallogeny of Basic and Ultrabasic Rocks. Inst.Mining Metall., London, pp. 183 - 189.

Kaaden, V.der ve Müller, G. ,1953. Gürleyik Köy Civarı (SW Anadolu) Krom Madenlerinin Kimyasal Terkibi ve Bunların Balkan Yarımadası Kromitleri ile Mukayesesi : Türkiye Jeo.Kur.Bült. , 4,2 61-68.

Kaaden, V.der.,1959. Güneybatı Türkiye'de Peridotit Kütleleri Içinde Zuhur Eden Kromit Pozisyonu Tektonik ve Magmatik Vaziyetleri Arasındaki Münasebet Hakkında : M.T.A. Derg, 52.

Kelemen, P.B., Dick, H.J.B., Quick, J.E., 1992. Formation of Harzburgite by Permasive Melt/Rock Reaktion In the Upper Mantle, Nature, 358, 635-641.

Kurnaz. M., Anıl, M., 1992. Yeşilova -Tefenni (Burdur) Arası Ofiyolitleri ve Kromit Cevherleşmeleri: Çukurova Üniversitesi, Müh. Mimarlık Fakültesi Dergisi, 7/2, 1 25, Adana.

Küçüktorun, K., 1988. Denizli - Acıpayam 48 IR 1683 Sayılı Sahanın Maden Jeolojisi Raporu : Mad. Lmt. şrt. , 40 s.

Lago, B. , Rabinovicz, M. , Nicolas, A., 1982. Podiform Chromite Ore Bodies A Genetic Model : J. Petrol. , 23, 103-125.

Liou, J. G. , Kim, H.S. , Maruyana , S., 1983. Prehnite - Epidote Equilibria and Their Petrologic Aplication : Journal of Petrology, 24, 321-342.

Okay, A., 1989. Denizli'nin Güneyinde Menderes Masifi ve Likya Naplarının Jeolojisi. M.T.A Dergisi, 109, 33 - 43, Ankara

Özpınar, I., 1987. Denizli - Acıpayam

Batısının Jeolojik Petrografik ve Petrokimyasal Incelemesi : Doktora Tezi , K.T.Ü. Mim.Müh. Fak. , 220 s.

Özpınar, I., 1989. Uzunoluk - Kozlar (Beyağaç-Denizli) Kromit Yataklarının Jeolojisi ve Kromitlerin Ana Bileşen Kimyası : 43. Türkiye Jeo.Kur. Bildiri Özetleri Kitabı, 12-13 .

Özpınar, I., 1991. Beyağaç - Karaismailler (Kelekçi - Denizli) Kromit Yataklarının Özellikleri. S.Ü. Mühendislik - Mimarlık Fakültesi Dergisi, 6/2, 46-61.

Özpınar, I., 1995. Kale (Denizli) Güneyindeki Bölgenin Jeolojik ve Petrografik Incelemesi. PA.Ü. Mühendislik Bilimleri Dergisi, 1/1,15 -25.

Özyardımcı, I.,1987. Denizli GMD 48-II. 298 Sayılı Krom Madeni Sahasının Maden Jeolojisi Raporu : Mad. Lmt. şr. , 44 s, (Yayınlanmamıştır).

Paktunç, D., 1981.Alpin Tip Kromit Yataklarının Oluşumu:Yer yuvarı ve insan, 33-39.

Paktunç, D, ve Baysal, O., 1981. Çataloluk - Suluocak Kromitlerinin Mineralojisi : Yilimleri, H.Ü. Yayınları, 8, 31-40.

Quick,J.E., 1981. The Origin and Significance of Large, Tabuler Dünite Bodies Inthe Trinitı Peridotite , Norhern California.Contrib. Mineral. Petrol. 78, 418- 422.

Rahgoshay, M. , Juteau, T. ve Berger, M.,1985. Kısmi Ergimenin Petrojenetik Belirteci Olarak Spinel, Marmaris -- Fethiye (Türkiye) Ofiyolitlerinden Kanıtlar : Yeryuvarı ve Insan , 10 , 3, 40.

Sarp, H., 1976. Etude Geologique et Pétrographique du Cortège de la Region Située au Nort-Quest de Yeşilyuva (Burdur-Turquie), Thèse Université de Genève , N-27, 173.

Smirnov .1976. V.I. , Gelogy of Mineral Deposite , Mir, Publishers: Moskov 520 p., 1976.

Stevens, R.E., 1944. Composition of Some Chromites of the Western Hemisphere, Am. Mineralogist, 29, 1- 34.

Thayer, T.P., 1964. Principal Features and Origin of Podiform Cromite Deposits and A Some Observations on the Guleman - Soridağ District. Turkey. Econ. Geol.59, 1497 -1524.

Yıldız, M. ve Ayhan, A.,1988. Çatak Maden Deresi (Acıpayam - Denizli) Kromit Yatakları , 42. Türkiye Jeo.Kur. Bildiri Özetleri Kitabı , 8-9, Ankara.

Yıldız, M. , ve Ayhan A.,1992, Çatakyurdu ve Maden Deresi (Acıpayam-Denizli) Kromit Yataklarının Özellikleri, Geosound, sayı 21, 29, 42. Adana.

Zhou, F.M., Robinson, T.P., Bai, J.W., 1994. Formation of Podiform Chromites by Melt Rock Interaction In the Upper Mantle, Mineral. Dep., 29, 98-101.

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 1996 SAYI 28 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

NAMRUN GÜNEYDOĞUSU (MERSİN) YÖRESİNİN JEOLOJİK VE PETROGRAFİK İNCELEMESİ

Mustafa AÇLAN ve Fikret İŞLER
Ç.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana/Türkiye

ÖZET: *Çalışma bölgesi İçel iline bağlı Namrun (Çamlıyayla) ilçesinin 15 km güneydoğusunda yeralmakta olup, yaklaşık 150 km^2 'lik bir alanı kapsar.*

Bölgedeki temel kayalar Jura-Kretase yaşlı Demirkazık kireçtaşı, Üst Kretase yaşlı magmatik kaya karmaşığı, ofiyolitik melanj ve ofiyolitik seri ile temsil edilmektedir. Temel kayalar, Oligosen-Alt Miyosen yaşlı Gildirli formasyonu, Alt Miyosen yaşlı Kaplankaya formasyonu ve Alt-Orta Miyosen yaşlı Karaisalı kireçtaşı tarafından diskordansla örtülmektedir.

İnceleme alanında magmatik kaya karmaşığı, ofiyolitli melanj ve ofiyolitik seri detaylı bir şekilde incelenmiştir. Magmatik kaya karmaşığı genelde granitoitik karakterlidir. Bu kütlenin daha sonraki evrelerde değişik aralıklarla asit, nötr-bazik derinlik ve damar kayaçları tarafından kesildiği saptanmıştır. Ofiyolitik seri başlıca harzburjitlerden meydana gelmiş olup, yersel olarak kısmen ve/veya tamamen serpantinleşmiştir.

GEOLOGICAL AND PETROGRAPHICAL INVESTIGATION OF SOUTHEASTERN PART OF NAMRUN (MERSIN) AREA

ABSTRACT: *The study area is located 15 km southeastern part of Namrun (İçel) and covers an area of approximatelly 150 square kilometers.*

In the study area, Jurassic-Cretaceous age the Demirkazık limestone, Upper Cretaceous age magmatic complex, ophiolitic melange and ophiolitic series form the basement rocks.

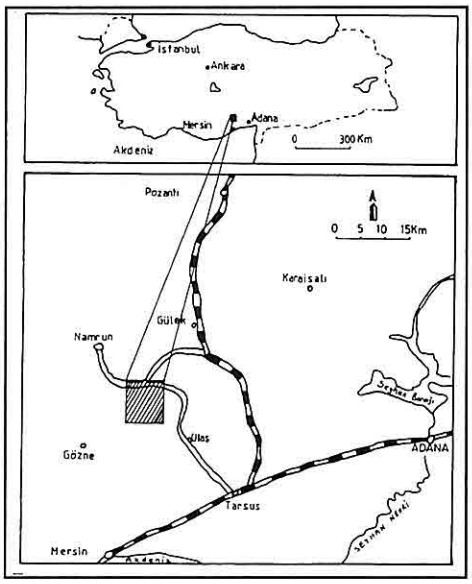
Oligocene-Early Miocene age Gildirli Formation, Early Miocene age Kaplankaya Formation and Early-Middle Miocene age Karaisalı limestone discordantly covers the basement rock units.

Magmatic complex, ophiolitic melange and ophiolitic series were examined in detail within this study. The magmatic rock complex is mainly shows the characteristics of granitoitic body. This complex rock units were intermittently intersected by acidic, intermediate and basic intrusions. Ophiolitic series are generally represented by harzburgites, which were partly and/or totaly serpentinized.

1.GİRİŞ

Çalışma bölgesi 1/25000 ölçekli Kozan N 33 d3 paftası sınırları içerisinde yaklaşık 150 km2'lik bir alanı kapsar (Şekil 1).

İnceleme alanı ve yakın çevresinde değişik amaçlı bir çok çalışmalar yapılmıştır. Blumenthal (1941), Ternek (1953), Schmidt (1961), Özer ve diğerleri (1974), Demirtaşlı (1976), İnanç (1979), Görür (1979), Pampal (1984), Yetiş ve Demirkol (1984), Ünlügenç (1986), Uçar



Şekil 1. Çalışma Alanının Yer bulduru Haritası

(1991), Özalp (1992), ve Nazik (1993) yaptıkları çalışmalarla bölgeyi jeolojik, stratigrafik, tektonik ve fosil içeriği ve petrol olanakları yönünden incelemişlerdir.

Bölgede yüzelenen ofiyolitik serinin petrografik incelemesi ve ofiyolite bağlı maden yatakları çalışmaları da Juteau (1980), Şahinoğlu ve İşler (1988), Keniş (1988),Billor ve Anıl(1988), İşler (1990), Yaman (1991), Yaman ve İşler (1994), Türkmen ve İşler (1995) tarafından yapılmıştır.

Bu çalışmada bölgede yüzeylenen kayaçların birbirleri ile olan konumları ve özellikle ofiyolitik seri ve magmatik kaya karmaşığı petrografik yönden detaylı olarak incelenmişlerdir.

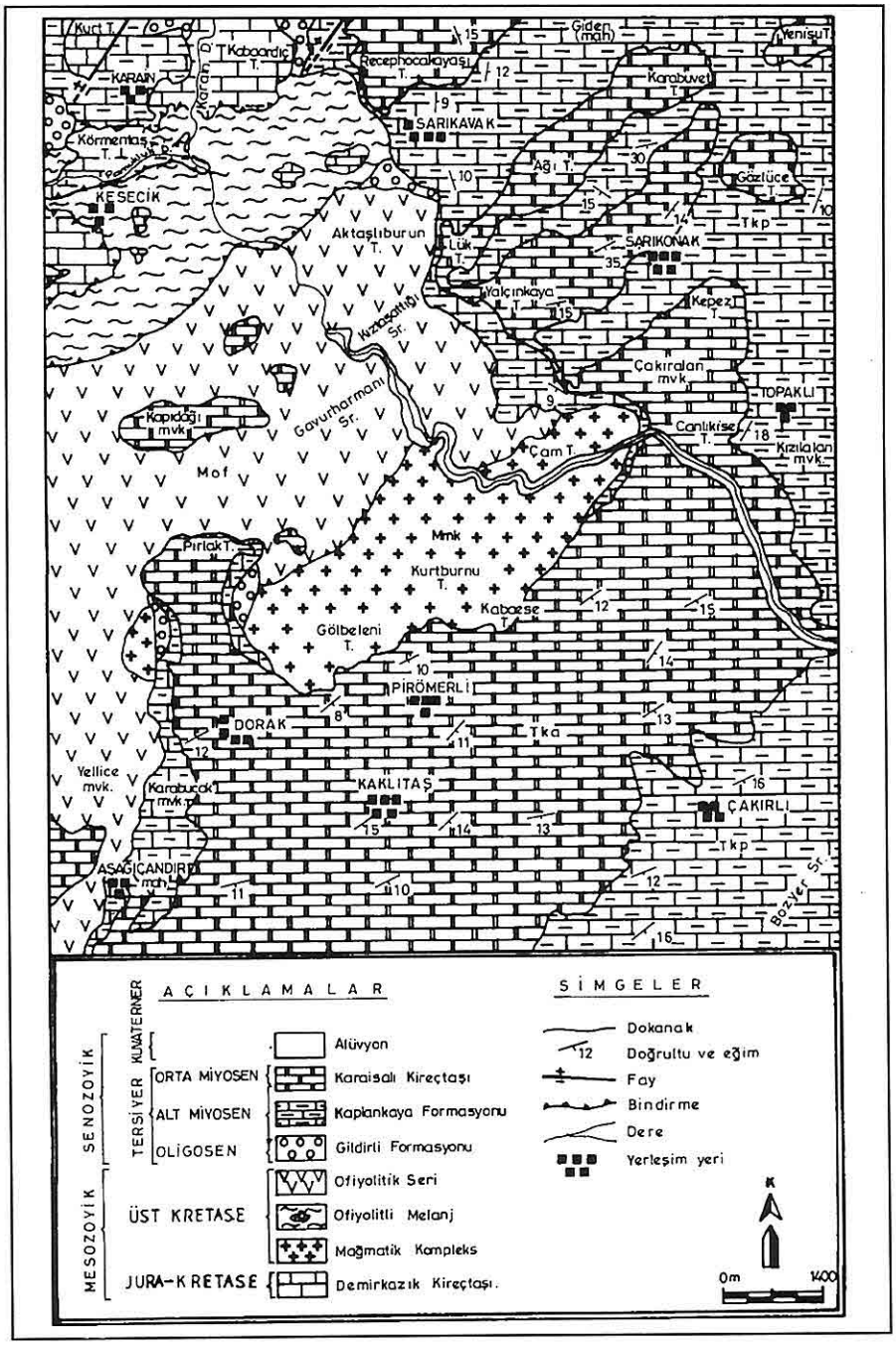
2. STRATİGRAFİ VE PETROGRAFİ

2.1.Demirkazık kireçtaşı (JKdk)

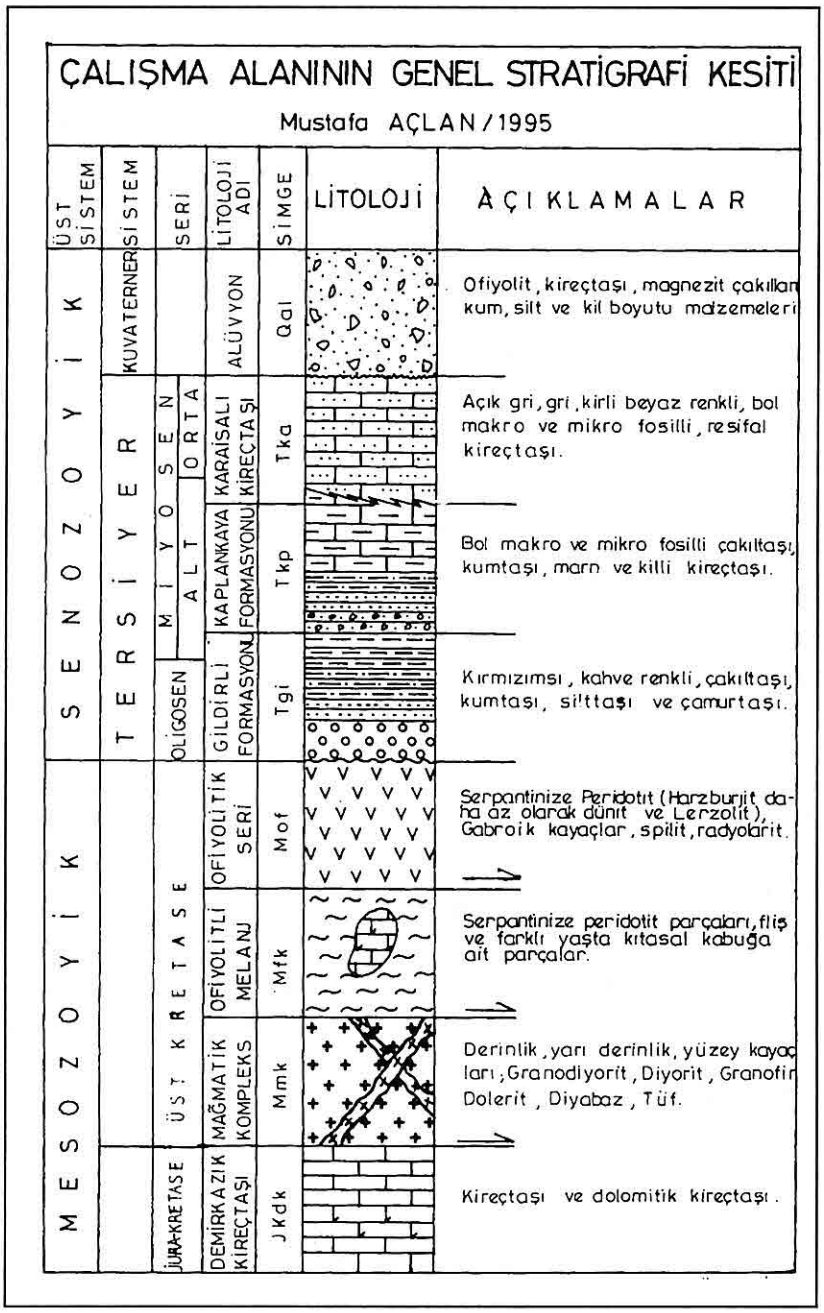
İncelenen bölgenin kuzeybatı kesiminde yüzlek verir (Şekil2), genellikle açık ve koyu gri renkli kireçtaşlarından oluşur ve yer yer dolomitik seviyeler sunar, çalışma bölgesinde taban dokanağı gözlenemeyen birimin üst dokanağı ofiyolitik melanj ile tektonik dokanakllıdır, ayrıca Gildirli formasyonu , Kaplankaya formasyonu ve Karaisalı kireçtaşı yer yer bu birim üzerinde uyumsuzlukla gözlenir. Çukurova bölgesi ve civarlarındaki Toros platformunda yüzeyleyen Demirkazık kireçtaşının yaşını Ünlügenç (1986, 1988, 1990) çalışmalarında Jura-Kretase olarak belirtmiştir.

2.2. Gildirli formasyonu (Tgi)

Çalışma alanının kuzeybatısında çok az bir kesimde yüzeylenir. Karasal nitelikli olup çakıltaşı, kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşı yapılışlıdır. Birim Mesozoyik karbonatları (Demirkazık kireçtaşı) üzerine aşınmalı bir tabanla gelmektedir,



Şekil 2. Namrun (Çamlıyayla) Güneydoğusunun Jeoloji Haritası



Şekil 3. Çalışma Alanının Genelleştirilmiş Stratigrafi Dikme Kesiti

üst dokanağı ise Kaplankaya formasyonu ile uyumludur. Birimin yaşı Yetiş ve Demirkol (1984)' ün çalışmalarında Oligosen-Alt Miyosen olarak saptanmıştır.

2.3. Kaplankaya formasyonu (Tkp)

İncelenen bölgenin kuzeyinde ve doğusunda oldukça yaygın olarak yüzeylenir. Alt tarafta ince çakıltaşı, üste doğru kumtaşı, silttaşı, kumlu-siltli kireçtaşı ve fosil içeriklidir. Birim Demirkazık kireçtaşı ve ofiyolitik seriyi uyumsuzlukla örterken Gildirli formasyonu ile uyumlu, Karaisalı kireçtaşı ile yanal ve düşey geçişlidir (Şekil 3). Tespit edilen ve aşağıda belirtilen fosillere göre N. AVŞAR tarafından birime Alt Miyosen yaşı verilmiştir.

Peneroplis sp.
Texstularia sp.
Biloculina sp.
Globigerina sp
Lepidocyclina sp.

2.4. Karaisalı kireçteşı (Tka)

Çalışma alanında oldukça yaygın yüzeylenme sunar, sığ denizel ve resifal bir ortamı karakterize eden birim Demirkazık kireçtaşı ve ofiyolitik seri üzerine uyumsuzlukla gelir. Kaplankaya formasyonu ile ise yanal ve düşey geçişlidir. Yapılan paleontolojik determinasyon sonucu aşağıdaki fosillere göre birime N. Avşar tarafından Alt-Orta Miyosen yaşı verilmiştir.

Borelis melo curdica (Reichel)
Amphistegina sp.
Miliolidae
Sphaerogypsina sp.

2.5. Magmatik Kompleks

İncelenen bölgenin orta kesiminde geniş yayılım gösteren Magmatik kompleks alt dokanağında Demirkazık kireçtaşı, üst dokanağında ise ofiyolitik seri ile tektonik ilişkilidir. Ayrıca Gildirli formasyonu, Kaplankaya formasyonu ve Karaisalı kireçtaşı yer yer uyumsuz olarak bu seriyi örterler. Magmatik kompleksin petrografisi Türkmen ve İşler (1995)' in çalışmalarında detaylı olarak verildiği için burada tekrar sözedilmeyecektir.

Magmatik kompleks esas itibarı ile granodiyorit, meta granadiyorit, diyorit, granofir, meta dolerit, diyabaz, tüf gibi asidik, bazik ve nötr karakterli, derinlik, yarı derinlik ve yüzey kayaçlarının birbirleri içerisine düzensiz ve farklı zamanlı sokulumları sonucunda oluşmuştur.

İlk sokulum granit tarafından olmuştur ve magmatik kompleksin büyük bir kısmını oluşturur. Granit kütlesinin diğer magmatikler tarafından kesildiği yerlerde net dokanak ilişkileri izlenmektedir. Genel olarak magmatik komplekse ait tüm kayaçlardaki minerallerde tektonizma etkisi gözlenmiş bazı minerallerde kırılma ve bükülmeler tespit edilmiş, kuvarslarda da kısmen dalgalı sönme izlenmiştir. Ayrıca bazı asidik, nötr ve bazik kayaçlarda kloritleşme, kaolenleşme, epidotlaşma, serizitleşme,

prehnitleşme, albitleşme türü ayrışmalar tespit edilmiştir.

2.6. Ofiyolitik Seri

Juteau (1980), Mersin ofiyoliti ile ilgili çalışmaları sonucu bunların, daha çok büyük harzburjit dilimleri ile bunları kesen çok sayıda toleyitik diyabaz daykları ve bir kaç cm kalınlığında, yer yer gözlenen dunit, harzburjit, ortopiroksenit bantlanmasından oluştuğunu belirtmiştir.

Çalışma bölgesinde yaygın olarak görülen ofiyolitik seri Mersin ofiyoliti olarak bilinen birimin bir bölümünü oluşturur. Ofiyolitik seri genellikle serpantinize peridotit ve bunlar üzerinde yer yer görülen Gabro, Mikrodiyorit, Anortozit ve Spilit ile ofiyolitlerin sürüklenimleri esnasında tabandan kopartıldığı varsayılan metamorfiklerden oluşur.

Serpantinize peridotitin esasını serpantinize harzburjitler oluşturur. Bölgemizde taze diyebileceğimiz ayrışma göstermeyen harzburjite rastlanılmamıştır. Arazide düzensiz çok kırıklı ve keskin kırılma yüzeyleri ile dikkat çekicidirler. Yapılan mikroskop çalışmaları sonrasında serpantinleşmenin bazı bölgelerde başlangıç safhasında iken diğer bazı bölgelerde ise çok yaygın olduğu tespit edilmiş ve serpantinleşme derecesinin güneyden kuzeye doğru artma gösterdiği gözlenmiştir. Serpantinleşme olivin minerallerinin kırıkları ve çeperleri boyunca gelişmiş olup ileri derecede serpantinleşmede ise iri olivinler kalıntı küçük olivin tanelerine dönüşmüşlerdir. Ortopiroksenler ise kısmen serpantinleşmiş, bazıları bastit lameline dönüşmüş, bazılarında ise dilinimleri ve çeperleri boyunca talklaşma gelişmiştir, ayrıca tektonizma etkileri sonucu bir çoğunda bükülme ve kırılmalar tespit edilmiştir.

Serpantinize peridotitle, serpantinize harzburjit dışında yer yer ve az olarak serpantinize lerzolit ve serpantinize dunit tespit edilmiştir. Ayrıca birimin kuzeyinde daha yaygın olarak serpantinitler gözlenmiştir. Genellikle birbirleri ile tedrici geçişli olan bu birimlerin hemen hemen hepsinde tali mineral olarakta irili ufaklı taneler şeklinde kromit görülmüştür.

Serpantinize peridotitler üzerinde gabro, mikrodiyorit, anortozit ve spilitler farklı yerlerde küçük blok veya parçalar şeklinde yer yer görülmüşlerdir. Sert ve keskin kırılma yüzeyi ile dikkati çeken mikrodiyoritlerde plajiyoklasları %35 anortit içeren andezin oluşturur, ikinci hakim minerali yer yer bükülmüş ve kırılmış olan hornblendler oluşturur. İnceleme bölgesinin yalnızca Sümbüllükaya mevkiinde küçük bloklar şeklinde izlenen anortozitler de tektonizmadan fazlaca etkilenmiş olup, %37 anortit içeren plajiyoklasların büyük bir çoğunluğunda bükülme, kırılma ve ufalanmalar tespit edilmiştir. Ayrıca yaygın olarak kaolenleşme de gözlenmiştir. Aktaşlıburun tepe civarında yine yer yer az miktarda rastlanan spilitler kahverengimsi siyah, mor ve sarımsı renkler ile dikkati çekerler.

Mikrolitik albit mineralinden sonra ikinci çoğunlukta olan prizmatik ojit kristalleri ve daha az olarak yer yer klorit ve kalsite dönüşmüş olan olivin mineralleri gözlenmiştir. Ayrıca içerdiği bademsi boşluklarda kalsit, zeolit, klorit ve analsim mineralleri tespit edilmiştir. Çok az olarakta sferolitik prehnit mineralleri de gözlenmiştir.

İncelenen bölgenin kuzeyinde Aktaşlıburun tepe civarında özellikle manyezit cevherleşmesinin bulunduğu kesimlerde ofikalsit oluşumlarına rastlanılmıştır. Yapılan mikroskopik çalışmalarda bir kısım ofikalsitlerde kalsit minerali damarlar şeklinde gelişim gösterirken diğer bir kısmında ise olivin metasomatik olarak kalsit mineraline dönüşmüştür.

Bölgemiz ofiyolitik seri içerisindeki metamorfikleri amfibol şistler oluşturur. Kıztaşattığı sırtı güneyinde izlenen bu amfibol şistlerde hornblendler belirgin bir şekilde bir yönde uzanım kazanmışlardır. Serizitleşmiş olan plajiyoklaslar da amfibollerin uzanım doğrultusuna paralellik arzederler. İşler (1990) çalışmalarında da kuvars-epidot şist ve amfibol şistlerden sözetmiştir. Bu metamorfik birimlerin okyanusal kabuğun sürüklenimi esnasında tabanda yerli kayaçlardan koparıldığı düşünülmektedir.

2.7. Ofiyolitik Melanj

İncelenen bölgenin kuzeybatı kesiminde Pamukluk dere boyunca, Körmentaş tepe ve Kesecik mevkiinde yaygın olarak izlenirler. Birim genel itibarı ile ofiyolitik seriye ait serpantinize harzburjit, serpantinit, diyabaz, gabro, diyorit, spilit, kırmızı renkli kireçtaşı ve radyolarit gibi birimlerin irili ufaklı blok ve parçalarının ortama yabancı kireçtaşı, kumtaşı blokları ile tektonik olaylar sonucu bir arada çok karmaşık bir şekilde bulunmaları şeklindedir. Tüm bu irili ufaklı blok ve parçalar aslında bir fliş içerisinde bulunmaktadır. Fakat bazı yerlerde fliş görülürken blok ve parçaların çok yoğun ve kalın seviyeler oluşturduğu yerlerde fliş görülmemektedir. Parça ve bloklar çok farklı büyüklükte olup bir kaç santimetreden bir kaç yüz metreye kadar değişebilmektedir. Yabancı blokların büyük çoğunluğunu farklı yaşlarda olan kireçtaşı blokları oluşturur. Pampal (1984) yaptığı çalışmalarda Tepeköy türlüsü olarak ayırdığı karmaşık içerisinde Triyas, Jura ve Üst Kretase yaşlı kireçtaşı blokları saptanmıştır. Yine Şahinoğlu ve İşler (1988) de ofiyolitik melanj içerisinde Permiyen yaşlı kireçtaşı blokları tespit etmişlerdir.

3. SONUÇLAR

Mersin ofiyolitlerinin çok küçük bir kesimini oluşturan bölgemiz ofiyolitik serinin daha önceki araştırıcıların da belirttiği gibi genelde serpantinize harzburjitlerden oluştuğu tespit edilmiş ve inceleme bölgesinde serpantinleşme derecesinin güneyden kuzeye doğru arttığı vurgulanmıştır.

Alt ve üst dokanağı tektonik ilişkili olan magmatik kaya kompleksinin esasında granitoitik bir kütleden oluştuğu

fakat daha sonra değişik zamanlarda asit, bazik ve nötr karakterli derinlik, yarı derinlik ve yüzey kayaçları tarafından kesildiği ortaya konulmuştur.

4. KATKI BELİRTME

Bu çalışma Çukurova Üniversitesi Araştırma Fonu tarafından FBE 93/93 nolu proje olarak desteklenmiştir. Yazarlar projenin gerçekleşmesinde ve çalışmaların yapımı sırasında yardımlarını gördüğü tüm kişilere teşekkür eder.

5. KAYNAKLAR

Billor,M.Z., Anıl,M., 1988, Karagöl ve Zillik Tepe (Gözne-Mersin) ofiyolitinin petrografini ve Krom cevherleşmelerinin metalojenik-jeokimyasal incelemesi, Yerbilimleri Sesi (Geosound),.17, 35-56.

Blumenthal, M., 1941, İçel vilayeti, Namrun mıntıkası dahilindeki Toros jeolojisine umumi bir bakış, M.T.A. Yayınları, Seri B, No 6, 95 s.

Demirtaşlı, E.,1976, Toros kuşağının petrol potansiyeli, Türkiye 3. Petrol kongresi, s 55-63

Görür, N., 1979, Karaisalı kireçtaşının (Miyosen) sedimantolojisi, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni. 227-232

İnanç, A., 1979, Fakılar (İçel-Tarsus) dolayının jeolojisi, İ.Ü. Fen Fak. Genel Jeoloji kürsüsü (Master tezi, yayınlanmamış)

İşler, F., 1990, Fındıkpınarı ve yöresi (Mersin) ofiyolitlerinin jeolojisi ve petrografisi, Ç.Ü. Müh. Mim. Fak. Dergisi, Seri A Yerbilimleri cilt 6-7, Sayı 1-2, 45-54.

Juteau, T., 1980, Ophiolites of Turkey, Ofioliti Special issue, Vol. 2, 199-23

Keniş, Ü. N., 1988, Sarıkavak (Tarsus-İçel) magnezit yataklarının jeolojisi metallojenezi, Ç.Ü. Müh. Mim. Fak. Jeo. Müh. (Master tezi, yayınlanmamış)

Nazik, A., 1993, Gözne (Mersin) yöresi kırıntılı istifin ostrakod biyostratigrafisi ve ortamsal yorumu, Doğa Türk Yerbilimleri Dergisi., 2, 167-173.

Özalp, S., 1992, Gülek-Çamalan (Tarsus) alanının stratigrafisi, Ç.Ü. Müh. Mim.Fak. Jeo. Müh., (Master tezi yayınlanmamış).

Özer, B., Biju-Duval, B., Courier, P. ve Letouzey, J., 1974, Antalya-Mut-Adana havzaları jeolojisi, Türkiye 2. Petrol Kongresi Tebliğleri, 57-84.

Pampal, S., 1984, Arslanköy-Tepeköy (Mersin) yöresinin jeolojisi, S.Ü.Fen Edebiyat Fak. Fen Dergisi., Sayı 3, 247-254.

Schmidt, G. C., 1961, VII. Adana petrol bölgesinin stratigrafik nomenklatörü, Petrol Dairesi Neşriyatı, No 6, 47-63.

Şahinoğlu, C., İşler, F., 1988, Kocayer ve Şahna (Mersin) yöresinin jeolojisi ve petrografisi, Geosound, Yerbilimcinin Sesi, Sayı 6-7, 55-63.

Ternek, Z., 1963, Mersin-Tarsus kuzey bölgesinin jeolojisi, M.T.A. Ens. Dergisi Sayı 44-45.

Türkmen, S., İşler, F., 1995, Pamukluk baraj yerindeki (Tarsus) magmatik kaya kompleksinin petrografik ve mühendislik özellikleri, Yerbilimleri, Sayı 26, 153-166.

Uçar, L., 1991, Bucak-Çokak (Adana)

alanının stratigrafisi, Ç.Ü.Müh.Mim. Fak. Jeoloji Müh. (Master tezi, yayınlanmamış).

Ünlügenç, U., 1986, Kızıldağ Yayla (Adana) dolayının jeoloji incelemesi. Ç.Ü. Müh. Mim. Fak. Jeoloji Müh. (Master tezi, yayınlanmamış).

Yaman, S., 1991, Mersin ofiylilerinin jeolojisi ve metallojenezi, Ahmet Acar jeoloji Sempozyumu, Bildiriler Kitabı, Ç.Ü. Müh. Mim. Fak. Jeoloji Müh. Bölümü, 225-267.

Yaman, S., İşler, F.,1994, Geochimie et pétrogenèse des gisements de chromite d'ophiolite de Mersin(Sud Turquie), Yerbilimleri, Sayı 25, 77-96.

Yetiş, C., Demirkol, C., 1984, Adana baseni kuzey-kuzeybatı kesiminin temel stratigrafisine ilişkin bazı gözlemler., 38. Türkiye Jeoloji Bilimsel ve Teknik Kurultayı, Bildiri özetleri, 59-61.

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 1996 SAYI 28 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

GÜMÜŞLER (NİĞDE) ANTİMUAN - CİVA CEVHERLEŞMESİNİN MİNERALOJİK İNCELEMESİ

M.Gürhan YALÇIN
N. Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Niğde / Türkiye
Servet YAMAN
Ç. Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana / Türkiye

ÖZET: *Gümüşler (Niğde) kasabasının 8 km güney - güneydoğusunda yer alan çalışma alanında Niğde Masifi formasyonları gözlenmektedir. Bu formasyonlar yaşlıdan gence doğru sırasıyla Gümüşler, Kaleboynu ve Aşıgediği formasyonlarıdır. Bu formasyonları Mesozoyik yaşlı Sineksizyayla Metagabrosu ve Üçkapılı Granodiyoriti boylu boyunca kesmektedir. Bu formasyonların üzeri uyumsuz olarak Senozoyik'e ait kristalli vitrik tüf ve Kuvaterner'e ait yamaç molozu - alüvyon ile örtülmüştür. Gümüşler antimuan - civa cevherleşmesi Gümüşler Formasyonu içerisinde fay hattı boyunca gelişmiş damarlarda gözlenmiştir. Gümüşler (Niğde) antimuan - civa cevherleşmesinde, antimonit ve zinober ile birlikte pirit, arsenopirit, kalkopirit, markasit, kalkosin, sfalerit, galenit, metasinabarit, kovellin, sb-oksitler, limonit, hematit, titan mineralleri (rutil, anatas, lökoksan), lepidokrosit, psilomelan, jips, grafit, zirkon, serisit, kalsit ve kuvars tesbit edilmiştir. Çalışmalardan elde edilen verilere göre antimuan ve civa mineralleri dışında ekonomik yönden ilgi çekici başka bir cevher minerali bulunmamaktadır.*

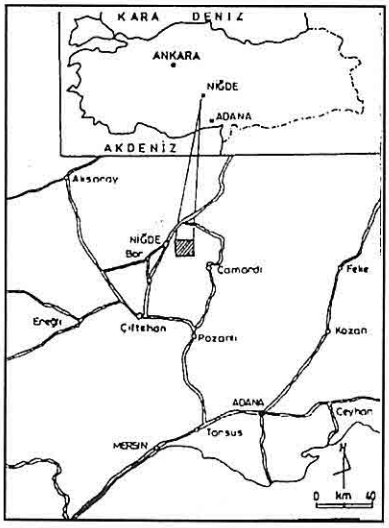
GÜMÜŞLER (NİĞDE) MINERALOGIC INVESTIGATION OF THE ANTIMONY - MERCURY ORE DEPOSITS

ABSTRACT: *In the study area, located about 8 km south - southest of Gümüşler town (Niğde), various formations belong to the Niğde Massif crop out. These units, from oldest to the youngest, are Gümüşler, Kaleboynu and Aşıgediği Formations of Palezoic age. These formation are intruded by the Sineksizyayla metagabbro and Üçkapılı Granidiorite of Mesozoic age. Upwards, these units are unconformably overlain by the vitrinitic tups of Cenozoic age and Outernary slope - talus or alluvial deposits.*

Gümüler antimony - mercury deposits are observed in the veins developed along a fault zone in Gümüşler Formation. In assocation, pyrite, arsenopyrite, chalcopyrite, marcasite, chalcosine, sphalerite, galena, metacinabarite, covelline, sb.oxides, limonite, hematite, titan.minerals (rutil, anatas, lökoksan), lepidocrocite, psilomelane, gypsium, graphite, zircon, sericite, calcite and quarts have been determined. In the light of study, it can be proposed that antimony - mercury minerals is the most important minerals of the associated mineral paragenesis.

1. GİRİŞ

Gümüşler antimuan - civa cevherleşmesi Niğde Masifi'nin batı kesiminde, Niğde ili'nin 8 km doğu - güneydoğusunda ve adını aldığı Gümüşler kasabasının da 4 km güney - güneydoğusunda yer alır (Şekil 1).



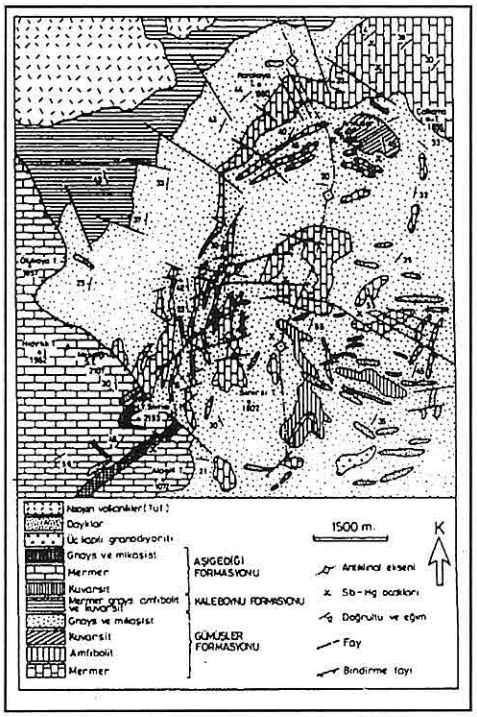
Şekil 1. Çalışma alanının yer bulduru haritası

İnceleme alanında ve yakın civarında değişik amaçlı bir çok çalışma yapılmıştır. Bu çalışmalardan bazıları arasında Tchıhatchef (1869), Blumenthal (1941), Kuru ve Sezer (1956), Kleyn (1968 - 1971), Oktay (1973), Viljeen ve ileri (1975), Winkler (1976), Göncüoğlu (1977), Yetiş (1978), Özgür ve diğ. (1984), Billor (1986), Tatar (1987), Özananar (1987), Çağatay ve Pehlivan (1988), İşler (1988), Çağatay ve Arman (1989), Tatar ve Yaman (1989 - 1990), Atabay ve diğ. (1990), Çevikbaş ve Öztunalı (1991), Demir (1991), Yıldırım (1991), Baş ve diğ. (1992), Büyükgıdık (1992), Kuşcu ve Erler (1992), Temur (1992), Akçay ve diğ. (1993), Çevikbaş ve Ateş (1993) ile Akçay (1994 - 1995) sayılabilir.

Bu çalışmada Gümüşler (Niğde) Ören Deresi'ndeki antimuan - civa mineralleşmesinin maden mikroskobunda incelenmesi konu edilmiştir. Bu amaçla Ören Dere Vadisi'nin doğu yamacında tesbit edilmiş olan mineralleşme alanında 1:10 000. ölçekli detay jeoloji haritası alımı yapılmıştır. Kayaç ve cevher örneklerinin ince kesitleri ile parlatma blokları, alttan ve üstten aydınlatmalı polarizen mikroskop yöntemleri ile incelenerek, yöredeki Sb - Hg cevherleşmelerinin mineralojik bileşimleri ve dokusal özellikleri belirlenmeye çalışılmıştır.

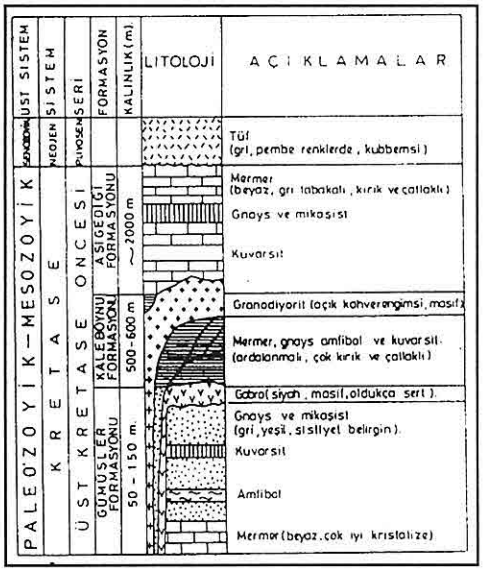
2. GENEL JEOLOJİ

Niğde Masifi değişik özellikte gnays, mermer, amfibolit, şist ve kuvarsitlerden oluşmaktadır. Bunlar "Niğde Masifi" adı altında toplanmaktadır. Bölgede ilk olarak Viljeen ve İleri (1975) ile Göncüoğlu (1977) jeoloji çalışmaları yapmıştır. Aynı yazarlar Niğde Masifi'ni ayrı ayrı formasyona ayırmışlardır. İnceleme alanında Niğde Masifi'nin en alt kısmını oluşturan Gümüşler Formasyonu'na ait mermer, amfibolit, kuvarsit, gnays ve şistler; Kaleboynu Formasyonu'na ait mermer, gnays, muskovit ve mermerler yüzeylenmiştir (Şekil 2). Bu formasyonlar kendilerini kesen gabro ve granodiyorit sokulumlarının etkisiyle yer yer kontak metamormorfizmaya uğramışlardır.



Şekil 2. Gümüşler bölgesinin jeoloji haritası (Yıldız, 1978, Gizav, 1992 ve Akçay 1995)

Paleozoyik yaşlı Gümüşler Formasyonu ilk kez Göncüoğlu (1977) tarafından adlandırılmıştır. Bu formasyon çeşitli gnayslar ve bunlar arasında yer alan amfibolit, şist, ince mermer ve kuvarsit bantlarından meydana gelmiştir. Bu formasyonun üzerine uyumlu olarak Kaleboynu Formasyonu gelmektedir. Bu formasyona ait birimleri ilk olarak sırasıyla Kleyn (1970); Viljeen ve İleri (1975) incelemiştir. Ancak ilk kez Göncüoğlu (1977) birimlere Kaleboynu Formasyonu adını vermiştir. Bu formasyona ait birimler mermer, kuvarsit ve gnays ardalanmaları şeklinde olup, yaklaşık 500 - 600 m. kalınlık gösterirler. İlk kez Göncüoğlu (1977) tarafında isimlendirilen Aşıgediği Formasyonu mermer, az miktarda kuvarsit, gnays ve mikaşistten oluşmaktadır. Gümüşler, Kaleboynu ve Aşıgediği Formasyonlarını tümüyle kesen Mesozoyik'e ait Üçkapılı Granodiyoriti, Aşıgediği Formasyonu tabanında yüzeylenmektedir. Gümüşler ve Kaleboynu Formasyonlarını kesen Sineksizyayla Metagabrosu ise Kaleboynu Formasyonu tabanında yüzeylenmiştir. Bütün bu birimlerin üzerini uyumsuz olarak Senozoyik'e ait kristalli vitrik tüf ile Kuvaterner'e ait yamaç molozu - alüvyon örtmektedir (Şekil 3).



Şekil 3. Gümüşler dolayının genelleştirilmiş dikme kesiti

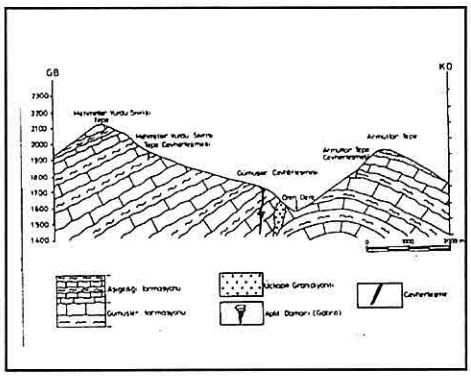
Niğde Masifi kayaları çok karmaşık bir yapıya sahiptir. Tektonik gelişmeyi ilk kez Göncüoğlu (1977) iki genel faz

altında incelemiştir. İlk faz yatık ve devrik olan NE - SW eksenli kıvrımlanmaya kadar olan tektonizmadır. Bu araştırıcıya göre Niğde Masifi formasyonlarında yapılan tabaka doğrultu - eğimlerine göre iki farklı yönde (NE - SW ile NW - SE) kompresyon kuvvetlerinin etkili olduğu anlaşılmıştır. Niğde Masifi formasyonları içindeki tüm çatlak ve kırık sistemlerinden ölçülen eğim ve doğrultu değerlerine göre de NE - SW ile NW - SE yönlerinde tanjansiyonel kuvvetlerin etkili olduğu anlaşılmıştır.

3. MİNERALOJİ

Gümüşler antimuan - civa cevherleşmesi Gümüşler Formasyonu'na ait mermer ve şistleri içerisinde fay dolgusu şeklinde yüzeylenmektedir. Cevher yaklaşık olarak N85E - N65W arasında doğrultuya sahip ve 30 - 35 N'ye eğimli fay zonunda meydana gelmiştir. Ana damar 0,30 - 1,20 m. genişliğinde ve 1000 metreden fazla uzunlukta olup yaklaşık olarak 50 - 60 m. derinliğe kadar uzanmaktadır. Cevher breşik yapı göstermekte, taban ve tavan kesimlerinde kalsedon bulunmaktadır. Mermer ile cevher dokanağında limonitleşmeye rastlanmıştır. Piritin limonite dönüştüğü görülmüştür. Şist - cevher kontağında yer yer serisitleşme ve muskovite dönüşümünün yoğunlaştığı izlenmiştir. Ayrıca şist kontağında fazlaca silisleşme görülmektedir (Şekil 4).

Gümüşler antimuan - civa cevheri mineral parajenezi bakımından zengindir. Ancak önemli cevher minerali antimonit ve zinoberdir.



Şekil 4. Gümüşler bölgesi cevherleşmelerini gösteren jeoloji enine kesit (Genelleştirilmiş)

3.1.Sülfidli Mineraller

3.1.1.Antimonit (Sb_2S_3)

Antimonit inceleme alanında izlenen mineraller içinde en yaygın olanıdır. Kısmen çatlaklar kısmen de boşlukları doldurmuş damarcıklar şeklindedir. İğneler şeklinde öz ve yarı öz şekilli kristalleri mevcuttur. Antimonit ile zinoberin birlikte görüldüğü örneklerde antimonit, kuvarslar arasında öz şekilsiz taneler halinde görülmektedir. Genellikle iri ve kenetli kristallerden oluşan antimonit lamelli büyüme gösteren ikizleri yanında, eğilme - bükülme - kırılma gösteren basınç ikizleride içermektedir. Çatlak ve boşluklarda görülen antimonit, genel olarak zinober ile birlikte bulunur. Antimonitin zinoberden önce, kuvarstan sonra oluştuğu saptanmıştır.

Öncelikle cevherin üst kesimlerinde iri antimonit kristalleri ileri derecede oksitlenmiş ve Sb oksitler oluşmuş,

bunlar içinde çok az antimonit artığı görülmüştür. Bölgedeki tüm cevherleşmelerde antimonitin oksitlenmesi ile oluşmuş ikincil antimuan minerallerine rastlanmıştır. Bunların servantit, senarmontit ve kermesit olduğu saptanmıştır. Antimonit kristallerinin ikincil minerallere dönüşmesi kenar, dilinim ve çatlaklar boyunca gelişmiştir.

3.1.2. Zinober (HgS)

Zinober, genellikle antimonit ile birlikte bulunur. Ana damarda saçılmış halde bir kaç mm. büyüklüğünde noktalar ve çatlakları doldurmuş damarcıklar şeklindedir. Bu damarcıklar bazen kuvars ve antimoniti kesmiş; bazen de ince tanecikler halinde kayaç içinde dağılmışlardır.

Antimonit kristallerinin arasında ve çatlaklarında görülen zinober, antimonite göre daha gençdir. Refleksiyon pleokroizmasından dolayı değişik grimsi renklerde gözlenen zinober kristallerinin içinde yer yer metasinabarit taneciklerine rastlanır.

Çoğunlukla antimonitle birlikte bulunan zinober, kuvarslar arasında yalnız olarak da bulunur. Zinober öz, yarı öz ve özşekilsiz kristaller şeklinde izlenmektedir. Ayrıca pirit ile birlikte kuvarsların arasını dolduran zinober tanelerine de rastlanmaktadır.

Ayrıca antimon - oksitler ile limonitler birlikte çok ufak ve özşekilsiz zinober tanecikleri izlenmektedir. Antimon - oksitlerden olan kermesit ve zinoberin birlikte izlendiğide görülmüştür. Zinober; antimonit, pirit, arsenoprit gibi minerallerden daha sonra oluşmuştur.

3.1.3.Pirit (FeS_2)

Sülfidli cevher mineralleri içinde yaygın minerallerden biri olan pirit, çok az miktarda ve çok ufak kristaller halinde izlenmektedir. Pirit kısmende kolloform (konsantrik) yapılı ve jel dokulur. Antimonitle çevrilmiş olan piritlerin bir kısmı kolloform doku göstermektedir. Genellikle antimonitle sarılmış pirit tanecikleri antimonitten önce oluşmuştur. Ancak sfalerit ve antimonitin ornattığı daha genç pirit taneleri de gözlenmektedir.

Oksidasyon zonundaki pirit, kısmen veya tamemen limonite dönüşmüştür. Pirit kristalleri öz, yarı öz ve öz şekilsiz ufak tanecikler şeklindedir. Bazı piritler ise korozyona uğratılmış iskelet şekilli taneler halini almıştır. Ufak kristalli piritler, genelde yaşlı kuvarsları kesen genç kuvars damarları içinde gözlenmektedir. En iri pirit kristali 1 - 1,5 mm. kadardır.

Ayrıca antimonit çatlağında gelişen Sb - oksit ler içinde çok genç ve damarcıklar şeklinde kısmen limonite dönüşmüş ikincil tür bir pirit daha izlenmektedir. Tane yığışımından oluşan bu ikincil pirit kahverengi - sarı renklidir.

3.1.4. Arsenopirit ($FeAs_{0.9}S_{1.1}$ - $FeAs_{1.1}S_{0.9}$)

Arsenopirit eser miktarda ve çok ufak rombusal çubuğumsu (iğnemsi) şekilli kristalciklerden oluşmaktadır. İkiz, üçüz ve çokuzlar şeklinde görülür. Antimonit içinde 20 - 30 mikron boyutlarında

arsenopirit iskeletcikleri gözlenmiştir. Arsenopit ayrıca, kuvars ve Sb - Oksitler içinde de izlenmektedir. Arsenopirit, kenar çatlak ve dilinimleri boyunca skorodite dönüşmüştür.

Arsenopirit antimonitten daha önce oluştuğu, yani antimonitten daha yaşlı olduğu söylenebilir. Çünkü bu mineral antimonit tarafından belirgin halde korozyona uğratılmıştır.

3.1.5. Kalkopirit ($CuFeS_2$)

Kalkopirit eser miktarda ve çok ufak tanecikler halinde sfalerit içinde, Sb - oksit ve kuvarslar arasında izlenmektedir.

3.1.6.Markasit (FeS_2)

Mikro - iğnecik ve tanecikler şeklinde görülen markasit, kuvarslar arasında ve piritle birlikte görülür. Markasit ayrıca ikincil Sb - oksitler ve limonit içinde de görülür. Markasit kristal taneleri en fazla 10 - 15 mikron iriliktedir. Markasit eser miktarda ve genelde kristal topluluklarından oluşmaktadır. Bazı örneklerde markasit ile pirit kolloform büyüme göterir.

3.1.7. Kalkosin (Cu_2S)

Kalkosin eser miktarda ve Sb-oksitler içinde, çok ufak tanecikler şekilinde gözlenmektedir.

3.1.8. Sfalerit (ZnS)

Çok ufak kristaller şeklinde görülen sfalerit, kuvarslar arasında fazla miktarda izlenmektedir. Ancak bazı örneklerde sfalerit iri, kenetli ve kataklastik yapılı kristallerden oluşmaktadır. Sfalerit kenar, çatlak ve dilinimleri boyunca kısmen simitsonite dönüşmüştür. Sfalerit içinde yer yer ayrılım ve kapanımlar halinde çok az miktarda kalkopirit ile eser miktarda pirotin izlenmektedir. Ayrıca sfalerit içinde çok ufak ve seyrek galenit sokulum kristalleri gözlenmektedir. Sfalerit kırmızı - kahve renkli iç yansımalar içermektedir. Bu iç yansımaların rengi, sfaleritin kristal yapısında nisbeten fazlaca FeS molekülü içerdiğini düşündürmektedir.

3.1.9. Galenit (PbS)

Çok az miktarda, ufak tanecikler şeklinde sfalerit, arsenopirit ve piritlerin arasını ve dilinimlerini doldurmaktadır. Galenit izlenen en genç sülfidli cevher minerallerinden biridir. Galenit kenar ve dilinimleri boyunca çok az serisite dönüşmüştür.

3.1.10. Metasinabarit

Zinober içinde yer yer kapanımlar şeklinde görülen metasinabarit, çok ufak ve eser miktarda izlenmektedir. İncelenen parlak kesitlerde metasinabarite, ancak çok az zinober tanesi içinde rastlanmaktadır.

3.1.11. Kovellin (CuS)

Kovellin, çok az miktarda ve ikincil mineral olarak kuvarsların ara çatlak ve boşluklarında, ayrıca valentinit ve senarmontit içerisinde ufak kristal toplulukları halinde izlenmektedir.

3.2. Oksitler ve Hidroksitler

Gümüşler Cevherleşmesi'ne ait

numunelerde yapılan mikroskopik çalışmalara göre antimon - oksitler, limonit, hematit, rutil, anatas, lökoksan, lepidokrosit ve psilomelan gibi oksit ve hidroksit mineralleri tesbit edilmiştir. Yapılan cevher mikroskopisi çalışmalarına göre aşağıdaki bulgular elde edilmiştir.

3.2.1. Antimuan - Oksitler (Antimon - oker)

Antimonitin kenar dilinimi ve çatlaklarını izleyerek gelişen antimon - oksitler, sekonder mineral olarak incelenen tüm kesitlerde izlenmektedir.

Başlıca antimon oksitli ve oksisülfidli mineralleri valentinit, senarmontit, servantit ve kermesitten oluşmaktadır. Bunlar genelde içiçe yanyana büyümüş ufak boyutlu kristallerden oluşmaktadır. Kırmızı renkli kermesitin diğerlerinden ayırdedilmesi genelde kolaydır. Servantit genelde kükürt sarısı renkte ve toprağımsı ince kristal toplulukları şeklindedir. Valentinit gri, beyaz ve yeşilimsi - sarı renklerinde görülür. Senarmontit ise beyaz renklidir. Bu minerallerin içiçe, yanyana bulunması ve ince kristalli olmaları, bazılarının aynı renkte olması, mikroskopla tayinlerini güçleştirmektedir. Ancak kermesitin kırmızı, servantitin kükürt sarısı renkleri bu minerallerin mikroskop ve megaskopik (çıplak gözle) tayinlerini kolaylaştırmaktadır.

Antimon - oksid ile oksisülfidler, antimonitin yüzeysel ayrışması (bozunması) sonucu oluşmuş oksidasyon zonu mineralleridir. Bu minerallerden valentinit ve senarmontit, antimoniti psödomorf halde ornatarak oluşmuşlardır. Bu nedenle bazen bunların içinde tane ve çubuk şekilli antimonit artıkları da (relikdleri) kalmıştır.

3.2.2. Limonit

Eser miktarda izlenen limonit, öz ve yarı - öz şekilli bazende özşekilsiz olarak görülür. Kısmen pirit psödomorfu şeklinde gözlenmiştir. Bu pirit psödomorfik limonitlerin en büyüğü 150 - 200 mikron kadardır. Limonit genelde Sb-oksidlerin çatlak ve dilinimlerinde veya bu mineralleri boyamış bir şekilde izlenmiştir.

Limonitin götit modifikasyonu çoğunlukla konsantirik kabuklu (böbreğimsi - üzümümsü) kolloform doku göstermektedir. Limonit kısmen kayacın şistozite yüzeylerini, kısmen çatlak ile boşluklarını ve kısmende kayacı oluşturan minerallerin arasını doldurmakta veya gang minerallerini boyamaktadır.

Cevherleşme içerisinde görülen limonit, genelde demir içeren pirit ve kalkopirit gibi minerallerin yüzeysel ayrışması - bozuşması sonucu oluşmuş ikincil (sekonder) bir mineraldir.

3.2.3. Lepidokrosit (α - Fe OOH)

Lepidokrosit, götitle birlikte piritleri ornatarak oluşmuş limonitin diğer bir modifikasyonudur. Lepidokrosit ancak çok az izlenmektedir.

3.2.4. Hematit (Fe_2O_3)

Hematit, eser miktarda, çok ufak ve

submikroskopik tane toplulukları şeklinde, kuvarslar arasında izlenmektedir. Hematit keçemsi yüzeylidir ve serisitle birlikte bulunmaktadır. Ayrıca hematit bazen de çubukcuklar veya konsantrik kabuklu (böbreğimsi) ve küremsi yani jel dokulu oluşumlar şeklinde gözlenmiştir., En uzun hematit çubuğu ise 1,2 mm. olarak ölçülmüştür.

3.2.5. Rutil - Anatas - (TiO_2) - Lökoksen (TiO_2+SiO_2 + Fe_2O_3 + FeOOH...)

Rutil - Anatas - Lökoksan, şistler içinde çok az miktarlarda izlenen başlıca titanyum mineralleridir. Özşekilsiz olarak görülen bu titanyum mineralleri hematitler içinde ve kuvarslar arasında bulunmaktadır. Rutil ufak çubuklar şeklinde, muskovit içinde ve muskovite kenetli halde bulunur. Rutil çubukları, bazen muskovit dilinim yüzeylerine parelel şekilde uzamış halde izlenir. En iri titanyum - minerali 150 - 200 mikron kadardır. Bu mineraller sedimantasyon ortamına taşınarak gelmiş detritik minerallerdir.

Az miktarda izlenen bu mineraller şistlerin aksesuar mineralini oluştururlar. Bu titanyum minerallerinde şistozite doğrultusuna paralel sıralanma ve uzama görülmüştür. Titanyum - mineralleri kısmen iskelet, kısmende çubukçuklar şeklindedir. En iri rutil çubuğu 0,7 mm. olarak ölçülmüştür.

3.2.6. Psilomelan (Ba, Mn, Fe...)$_3$ (O,OH)$_6$ M_3O_{16}

Psilomelan, kuvars parçacıklarının arasındaki çatlak, kırık ve boşluklarda izlenir. Çok az miktarda götitle birlikte görülen psölomelan jel doku gösterir. İkincil mineral olarak izlenen psölomelan, bilindiği gibi yüzeysel ayrışma ve bozuşmanın ürünü bir mineraldir.

3.3. Gang Mineralleri

Gümüşler Cevherleşmesine ait gang mineralleri olarak kuvars ve kalsit tesbit edilmiştir.

3.3.1. Kuvars (SiO_2)

İnceleme alanından derlenen numunelerde yaşlı kuvarslar yanında, cevher minerallerini damarcıklar halinde kesen genç kuvars oluşumları da bulunmaktadır. Yaşlı kuvarslar genelde öz, yarı - öz şekilli ve antimonit içinde değişik kristal boyutlarında kapanımlar halinde bulunmaktadır. Kuvars, antinonit tarafından belirgin olarak ornatılmaktadır. Genç kuvars oluşumlarını genelde çatlak ve boşluklarda ufak kristal toplulukları oluşturmaktadır. En iri özşekilli kuvars kristalleri 1,5 - 2 mm. boyutlarında ölçülmüştür.

3.3.2. Kalsit ($CaCO_3$)

Küçük taneler ve kısmen iri taneler şeklinde görülen kalsit minerali bantlı strüktür gösteren şistler arasında da

görülür. Kalsitler kuvars uzanımına parelel bir şekilde bantlar oluştururlar. Bazı kalsit mineralleri polisentetik ikiz ve baklava şeklinde dilinim gösterir. Ancak az miktarda kuvars ile birlikte cevher minerallerinin arasında ve çatlaklarında da gözlenir.

3.4. Diğer Mineraller

Gümüşler Cevherleşmesinde tesbit edilen minerallerin bazılarıda "diğer mineraller" başlığı altında incelenmiştir. Bu mineraller jips, grafit, zirkon ve serisittir. Ancak bunlardan grafit ve zirkon yan kayaçlar içinde görülmüştür.

3.4.1. Jips ($Al(OH)_3$)

Jips, kolloform dokulu limonit içinde ki boşlukları yer yer doldurmaktadır.

3.4.2. Grafit (C)

Sığ bir ortamda çökeldiği ve bitümlü metaryelin metamorfizması (mermerleşme) sonucu olduğu düşünülen grafit, basınç ikizleri, eğilme ve bükülme gösteren kalsit kristallerinin bulunduğu mermer içinde görülür. Çok az ve ufak yuvarlağımsı kristal toplulukları şeklinde izlenmiştir. Ayrıca hekzagonal tepe kesiti veren grafit kristalleri de görülmüştür.

3.4.3. Zirkon ($Zr(SiO_4)$)

Zirkon, çok iyi şistozite gösteren kayaç parçaları içinde görülür. Şist ve mermerlerde görülen zirkon cevherli bölgelere çökelme sırasında detritik mineraller şeklinde geldiği düşünülmektedir. Cevhere yakın kaya parçalarının arası mikro ve kripto - kristalin kuvars ile doludur. Zirkon bu örneklerde, ufak ve özşekilli kristaller şeklinde bir iki tane izlenmiştir.

3.4.4. Serisit

Serisit, genellikle şistiyet düzlemine paralel bantlar şeklinde az miktarda gözlenir. Strüktür, lepidoblastiktir. Kuvarslar arasındaki boşluklar tamamen serisitleşmiş olarak gözlenir. Ufak pulcuklar şeklinde görülen feldispat ve plajiyoklaz minerallerinin serisitleşmesinin yer yer muskovitleşmeye başladığı gözlenir.

3.5. Gümüşler Cevherleşmesinin Süksesyon Değerlendirmesi

Yaptığımız çalışmalar neticesince cevherleşmenin görüldüğü fay dolgusunda yan kayaç, kireçtaşı ve şistdir. Yan kayaç minerallerinin yaşını belirtmek için kalsit ve kuvars mineralleri de süksesyon tablosuna eklenmiştir. Gümüşler cevherleşmesindeki mineralleşmeler, sülfürler ve oksitler - hidroksitler şeklinde sıralanmıştır. Sülfürlü mineralleri antimonit, zinober, pirit, arsenopirit, kalkopirit, metasinabarit, kalkosin, sfalerit, galenit, kovellin ve markasit olarak verilir. Oksitli - hidroksitli mineralleri de hematit, Sb - oksitler, limonit, Ti. mineralleri, lepidokrosit, psilomelan ve götit olarak verilmiştir. Antimonit ve zinober en bol bulunan cevher mineralidir. Zinober antimonite göre daha gençtir. En yaşlı cevher minerali çok az miktarda görülen arsenopiritdir.

Cevher damarının tavan ve tabanında amfibollerin serisitleşmesine rastlanmıştır. Antimonit içerisinde oksitlenme görülür. Bu Sb - oksit mineralleri servantit, senarmontit ve kermesittir. Ayrıca piritlerin oksidasyonu ile limonitleşme gelişmiştir. Limonit mineralleri genelde götitden oluşmuştur. Yapılan çalışmalara göre cevherleşmelerin oluşum sırası Şekil 5'de verilmiştir.

Gümüşler bölgesi antimonit - civa yataklarında belirlenen parajenez içinde yer alan mineraller oluşum evresi bakımından "Yan kayaçtan alınan mineraller", "ana sülfürlü mineraller" ve "oksidasyon zonu mineralleri" olmak üzere üç gruba ayrılmıştır.

Cevher minerallerine göre önceki evrelerde oluşan mineralleri veya yan kayaç minerallerini Premineralizasyon evresi olarak sıralayabiliriz. Premineralizasyon dönemine ait mineraller zirkon, grafit, muskovit, serisit, Ti. mineralleri (rutil, anatas), kuvars, arsenopirit ve piritdir. Ayrıca bunlara, cevherde yan kayacı belirtmek için kalsit ilave edilmiştir. Bu evredeki mineraller kuvvetli bir ihtimalle yenilenme süreçlerine bağlı olarak ana damar içinde görülmektedir. Ana mineralizasyon evresinden önce oluşan mineraller ana cevher damarından daha çok yan kollarda (yantaş içine sokulan damarcıklar içinde) yayılım gösterirler. Aralarında serisit, grafit, rutil/anatas, gibi mineraller yaygındır.

Ana mineralizasyon evresi minerallerinin birinci evresinde oluşmuş mineraller antimonit, zinober, sfalerit, pirit, hematit, kuvars ve arsenopiritdir. Az miktarda metasinabarit, markasit, kalkopirit ve markasit bulunur. İkinci evrede oluşan başlıca mineraller zinober, antimonit, pirit, kalkopirit ve kalsittir. Az miktarda sfalerit ve hematit bulunur.

Ayrışma zonu veya oksidasyon evresinde gözlenen başlıca ikincil mineraller ise Sb, oksitler (servantit, senarmontit ve kermesit), limonit (götit ve lepidokrosit), jips, pisilomelan, serusit, kovellin, simitzonit ve kalsitdir. Sülfidli mineraller, atmosferik şartlarda yüzey ve yeraltı sularının etkisiyle bu suların ulaşabildikleri derinliklere doğru ayrışarak oksidasyon minerallerine dönüşmüşlerdir. Ayrışma işlemleri günümüzde de devam etmektedir.

İnceleme alanından derlenen numunelerde detaylı olarak maden mikroskobu çalışmasıyla sülfidli, oksitli - hidroksitli ve diğer mineraller tesbit edilmiştir. Sürdürülen cevher mikroskobu çalışmalarında incelenen örneklerde yatağın ana cevher mineralleri olan antimonit ve zinober birçok örnekte saptanmış, buna karşın şeelite rastlanılmamıştır. Antimonit, incelenen parlak kesitlerde en fazla mineral olarak, buna karşın zinober ikinci çoğunlukta cevher minerali olarak ortaya çıkmıştır. Antimonitin oksitleri olan valentinit, senarmontit ve servantite ayrıca yer yer de kermesite dönüştüğü görülmüştür.

Gang minerallerinin çok ufak kristalli olması ve orta - yüksek sıcaklık minerallerine çok az rastlanılması; pirit ile markasitin kuvarsla kolloform büyüme göstermesi, cevherleşmenin oluşumuna

OLUŞUM EVRESİ MİNERALLERİ (CEVHER, YAN KAYAÇ ve GANG MİNERALLERİ	YAN KAYAÇTAN ALINAN MİNERALLER	ANA SÜLFÜRLÜ MİNERALLER		OKSİDASYON ZONU MİNERALLERİ
		I.EVRE	II.EVRE	
KALSİT	———	———	———	
KUVARS	———	———	———	
ANTİMONİT		———	——— - - - -	
ZİNOBER		———	——— - - - -	
SFALERİT		— — — —		
KERMESİT				——— - - -
PİRİT	- - -	- - -		— — — —
ARSENOPİRİT	— — — —			
METASİNABARİT		— — —		
KALKOPİRİT		- — —		
MARKASİT		— — -		
GALENİT			- ——— -	
KALKOSİN-KOVELLİN				- ——— ———
ZİRKON	— — —			
SİMİTZONİT				— — — —
PSİLOMELAN				— — — - - -
SERUSİT				— — —
MUSKOVİT-SERİSİT	— — -			
GRAFİT	— —			
HEMATİT		— — ———	— —	
Sb-OKSİT				— ——— — -
LİMONİT(GÖTİT-LEPİ)				— ——— —
RUTİL ve .ANATAS	— — —			
JİPS				— ——— -

Şekil 5. Gümüşler Bölgesi Antimuan - Civa Yataklarının Mineral Süksesyonu

açıklık getirmiştir. Tüm bu sonuçlara göre cevherleşmenin düşük ısılı (100-150 C°) oluştuğu söylenebilir.

4. SONUÇ

Bu çalışmada Gümüşler (Niğde) antimuan - civa cevherleşmesinin detaylı bir mineralojik incelemesi yapılmıştır. Yapılan arazi ve maden mikroskopisi çalışmaları sonucunda fay hattı boyunca gelişmiş damarlarda cevher minerallerinin antimonit, zinober, pirit, arsenopirit, kalkopirit, markasit, kalkosin, sfalerit, galenit, metasinabarit, ve kovellin gibi sülfidlerden; Sb-oksitler, limonit, hematit, Ti-mineralleri, lepidokrosit ve psilomelan gibi oksit - hidroksitlerden; kuvars ve kalsit gibi gang minerallerinden; jips, simitzonit ve serusit gibi sülfatlardan oluştuğu ortaya çıkmıştır.

5. KATKI BELİRTME

Maden mikroskopisi çalışmalarında yardımcı olan Dr. Ahmet ÇAĞATAY ve Doç.Dr. İbrahim ÇOPUROĞLU yardımcı olmuşlardır. Bunlara teşekkürü borç biliriz.

6. KAYNAKLAR

Akçay, M.; (1994). Mineral Chemıstry of Tourmalınes From The Gümüşler Sb - Hg - W Deposits (Niğde Massif, Central Turkey). Geosoun - Yerbilimleri Yayını. sayı 24. s. 151 - 161. Adana.

Akçay, M., Özkan, H. M., Moon C. J., Scott, B. C.; (1993). Niğde masifi - Gümüşler Yöresi (Orta Anadolu Bölgesi) W - Sb - Hg - Au Yataklarının Jenezi. T.J.K. 1993 Bildiri Özetleri. Ankara.

Baş, H., Poyraz, N., Jung, D.; (1992). Ulukışla - Çamardı (Niğde) Mağmatitlerinin Petrografisi ve Jeokimyası. TJK. Yayını.No:35 s. 71 - 91. Ankara

Blumenthal, M.; (1941). Niğde ve Adana Vilayetler Dahilindeki Torosların Jeolojisine bakış. M. T. A. Enstitüsü Dergisi. No: 6. Ankara.

Büyükgıdık, H.; (1992). Gümüşler (Niğde) Yöresinin Jeolojisi ve Petrografisi. Ç.Ü. Master Tezi. Adana.

Çağatay, A.ve Pehlivan, N., 1988. Celaller (Niğde - Çamardı) kalay cevherleşmesinin minerolojisi. TJK. Mayıs., s., 32 - 33, 27 - 31, Ankara.

Çevikbaş, A. ve Ateş, M. Z.; (1993). Çiftehan (Ulukışla - Niğde) Dolayındaki Cu - Pb - Sn - Co Cevherleşmesi, TJK. Bildiri Özleri. Ankara.

Demir, Ö.; (1991). Karamahmutlu - Karacaören (Bor) Yöresinin Jeolojisi ve Petrografisi. Ç.Ü. Master Tezi. Adana.

Göncüoğlu, M. C.; (1977). Geologie Des Westlichen Niğde Massifv (Niğde Masifi Batısının Jeolojisi). Bonn Üniv. Doktora Tezi. 180 s. Bonn.

İşler, F.; (1988). Çiftehan (Niğde) Volkanitlerinin Minerolojik - Petrografik ve Jeokimyasal İncelemesi. TJK. Ağustos. C: 31. s. 29 - 36. Ankara.

Kleyn, V. D.; (1968 - 1971). Niğde - Çamardı Masifinin Güneybatı Kısmının Mineralizasyonu Üzerine Araştırma (Çeviren: Cengiz Yetiş). Konya. Devjet Müh. Mim. Akademisi Bilimsel Yayın Çevirileri. Konya.

Kuru, D. ve Sezer, I.; (1956). Niğde

Civarı Antimuan Zuhurları Prospeksiyonu Ön Raporu. MTA. Derleme Raporu. No: 3780. (Yayınlanmamış). Ankara.

Özgür, V., Erkale, H., Karabalık, N.; (1984). Niğde Masifi Demir Cevherleşmeleri Maden Jeolojisi Raporu. M.T.A. Derleme Raporu. No: 7521. Ankara.

Özananar, L.; (1987). Ulukışla - Çiftehan (Niğde) Yöresi Volkanitlerinin Jeolojisi, Petrografik ve Jeokimyasal Özellikleri. Çukurova Üniversitesi Bitirme Tezi. No: Jeol - 420. (Yayınlanmamış). Adana.

Tatar, M., Yaman, S.; 1989 - 1990 Koçak Köyü Demir - Bakır Mineralleşmesi. Ç.Ü. A -Yerbilimleri Dergisi. c. 6 - 7. s.1 - 2. Adana.

Temur, S. ve Baş, H.; (1992). Çiftehan - Koçak (Ulukışla - Niğde) Yöresi Demir Yataklarının Mineralojik ve Jenetik İncelemesi. JMO. Yayını. No: 41. s. 91 - 103. Ankara.

Yetiş, C.; (1978). Çamardı (Niğde) Yakın ve Uzak Dolayının Jeoloji İncelemesi ve Ecemiş Yarılım Kuşağının Maden Boğazı - Kamışlı Arasındaki Özellikleri. İstanbul Üni. Fen Fak. Doktora Tezi. No: 1645. İstanbul.

Yıldırım F.; (1991). Kılavuz - Çiflikköy (Niğde - Bor) Yöresinin Jeolojisi ve Petrografisi. Ç.Ü. Master Tezi. Adana.

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 1996 SAYI 28 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

ZEMİN SIVILAŞMASI ANALİZLERİNİN SİSMİK HIZLAR YARDIMIYLA YAPILMASI*

A. Ergün TÜRKER
S.D.Ü., Jeofizik Mühendisliği Bölümü,Isparta/Türkiye

ÖZET: *Bu makalede, kumlu zeminlerde depremler sırasında oluşan sıvılaşma olayı üzerinde durulmuştur. Zeminlerin sıvılaşma potansiyeli ve sıvılaşma oluşması ihtimalinin tahmini için simik hızların kullanıldığı bir yöntem geliştirilmiştir.*

THE ANALYSIS OF SUBSOIL LIQUEFACTION BY SEISMIC SPEEDS

SUMMARY: *In this paper the liquefaction of sand subsoils during an earthquake is explained. A method, in which seismic speeds are used, of estimating liquefaction potential and probability of occurence of liquefaction is developed.*

* Bu makaleyi, Nisan 1994 tarihinde yayına verilmiş olmasına rağmen bazı aksaklıklar sebebiyle ancak bu sayıda yayınlayabilmemizden ötürü yazarından özür dileriz.

1. GİRİŞ

Yer yüzünde aktif deprem kuşakları içerisinde bulunan ülkelerde, depremlerin yıkıcı etkileriden korunmak veya bu etkileri azaltmak için yoğun araştırmalar yapılmaktadır. Bir deprem bölgesinde çok kısa mesafelerde yapılardaki hasarın değiştiği izlenmektedir. Bunun nedeni, yapının üzerine inşa edildiği zeminin özellikleridir. Zemin özelliklerinin kısa mesafelerde değişmesidir.

Drenajı olanaksız gevşek sıkılıkta ve suya doygun kohezyonsuz zeminlerde depremin tekrarlı yükleri zemin sıvılaşmasına neden olur ve bunun sonucunda boşluk suyu basıncı artar. Boşluk suyu basıncının ani ve sürekli artması zemin daneleri arasındaki çevre gerilmesinin azalmasına, hatta sıfır olmasına yol açar. Böylece kum tabakası kayma mukavemetini tamamen kaybetmekte, sıvı gibi davranmakta ve büyük şekil değiştirmeleri göstermektedir. Depremin tekrarlı yükleri altında zemin sıvılaşması olan bölgelerde en şiddetli deprem hasarları gözlenmiştir.

Zeminlerin sıvılaşması sonucunda yapılarda oluşan hasar 1960 Şili depreminde, 1964 Niigata (Japonya) depreminde ve Anchorage (Alaska) depreminde izlenmiştir. Deprem esnasında sıvılaşma sonucu, zemin yüzeyinde oluşan tansiyon çatlaklarından su, çamur ve kum fışkırmıştır. Niigata'da bir çok yapı 1 m. kadar zemine batmış ve aynı zamanda yan yatmıştır. Anchorage ve Valdez'de (Alaska) zemin akmaları ve kayamaları izlenmiştir. 1920 Kansu (Çin) depreminde yağışlar sonucunda suya doygun hale gelen löslerdeki sıvılaşmanın yol açtığı şev kaymalarının sonucunda 10 şehir ve yüzlerce köy ortadan kalkmıştır (Ansal,1982; Özaydın,1982).

1971 Bingöl depreminde, 1971 Burdur depreminde ve 1992 Erzincan depreminde zemin sıvılaşması sonucunda çatlaklardan su, kum ve çamur fışkırmaları izlenmiştir.

Mühendisler açısından kumlu ve siltli zeminlerde sıvılaşma olayı ile ilgili üç ana problem vardır (Tsuchida,1973).

1. Zeminin olması beklenen deprem altında sıvılaşma olasılığının önceden saptanması.
2. Zeminlerin depremlerde sıvılaşma olasılığını azaltacak önlemlerle iyileştirilmesi.
3. Yapıların olabilecek küçük çapta sıvılaşma olaylarına dayanıklı yapılması.

Bu makalede birinci problemin analizi Ansal (1982) temel alınarak simik hızlar yardımıyla yapılmıştır.

2. SIVILAŞMA

Boşluk suyu basınçının, tekrarlı veya statik yükler altında, sürekli artarak birikmesi ile efektif ortalama çevre gerilmesine eşit olması halinde, zeminin kayma mukavemetinin kaybolması ve çok büyük şekil değiştirmelerinin ve akmalarının oluştuğu bir durumdur. Gevşek kumlar daha kolay sıvılaşmaktadır.

2.1. SIVILAŞMAYA ETKİYEN FAKTÖRLER

Sıvılaşmayı etkileyen çeşitli faktörler arasında:

1. Relatif sıkılık,

2.Başlangıç kayma gerilmelerinin varlığı,

3. Gerilme tarihçesi,

4.Yük altında bulunma süresi (tabakaların jeolojik yaşı),

5.Dane özellikleri (dane dağılımı, yuvarlaklık, v.s.)

6. Dane iç yapısı (çökelme),

yer almaktadır. Sıvılaştırmayı oluşturan boşluk suyu basıncı artışlarını etkilemesi bakımından relatif sıkılık ile başlangıç kayma gerilmeleri üzerinde durmak gerekir (Erguvanlı, 1980).

Relatif Sıkılık

Kohezyonsuz zeminlerin tekrarlı yükler altında davranışlarını belirleyen en önemli etken zeminin relatif sıkılığıdır. Relatif sıkılığın sıvılaştırmayı oluşturan tekrarlı yük ($\sigma_d/2$ veya τ_d) değerine ve titreşim devir sayısına (n) etkisinin önemli derecede olduğu saptanmıştır. Dinamik yük σd'nin çevre basıncı σ_c' ye oranı σ_d/σ_c) azaldıkçak sıvılaşmaya yol açan tekrarlı yük sayısı artmakta ve ($\sigma_d/2\sigma_c$) ile (n) arasında dinamik mukavemet eğrileri elde edilmektedir. İshihara, dinamik üç eksenli deneylerde sıvılaşma için,

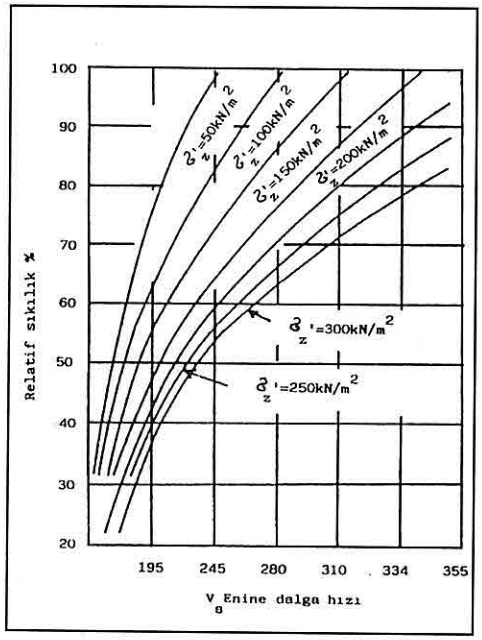
$$(\sigma_d /2\ \sigma_c)=0.0042\ Dr \qquad (1)$$

ampirik bağıntının geçerli olduğunu belirtmektedir (Özaydın,1982).

Proje ve inşaat evresinde kumlu zeminlerin birim yoğunluğunu bulmada en çok kullanılan yöntem SPT (Standart Penetrasyon Test)'dir. Bu nedenle relatif sıkılık değerlerinin SPT darbe sayısı (N) ile ifade edilmesi üzerinde durulmuştur. Niigata depreminde sıvılaşan kumlu zeminlerin N değerleri genellikle 10'dan az olduğu için bu bölgede kumlu zeminlerin kritik N değeri 10 olarak kabul edilmiştir. Niigata depreminin kaydına göre maksimum zemin ivmesi 170 gal kadardır. Niigata depreminde sıvılaşan Bandaijima kumu için 170 gal'lik bir ivmede sıvılaşma için gereken relatif sıkılık % 65 kadar olmaktadır. Bu nedenle Bandaijima kumu için % 65 olan kritik relatif yoğunluk zeminin kritik N = 10 değerine karşılık gelmektedir. Relatif sıkılık ile N değeri arasındaki ilişki pek çok araştırmacı tarafından incelenmiştir. Sowers (1976) relatif sıkılık ile N değeri arasındaki ilişkinin efektif düşey gerilemeye bağlı olduğunu ortaya koyan bir grafik düzenlemiştir (Sowers ,1979). Türker, Kanai'nin SPT darbe sayısı N ile V_s sismik enine dalga hızı arasındaki

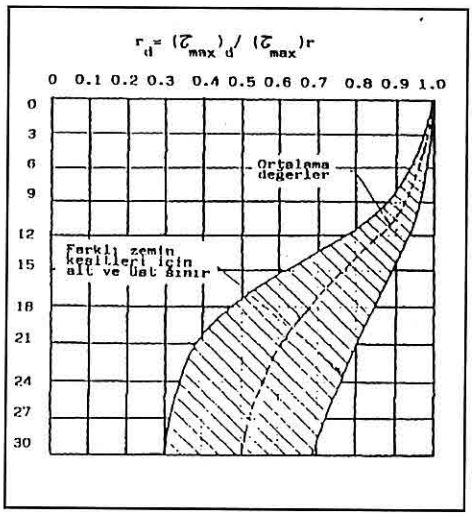
$$V_s = 92.1\ N^{0.329} \qquad (2)$$

bağıntısından yararlanarak Sowers (1976)'yı Şekil 1'de görüldüğü gibi SPT darbe sayısı N yerine V_s sismik enine dalga hızlarını kullanarak V_s sismik enine dalga hızları ile Dr relatif sıkılık arasındaki bağıntı şeklinde düzenlemiştir. Bu bağıntının sıvılaşma analizlerinde nasıl kullanılacağı ileride anlatılacaktır.



Şekil 1. Sowers 1976' nın Türker tarafından Kanai bağıntısıyla V_s' e bağlı yeni düzenlemesi

dayanımlı bir duruma geldiği deneysel olarak gözlenmiştir (Ansal,1982; K., Özaydın,1982).



Şekil 2. Gerilme azaltma katsayısının derinlikle değişimi

Başlangıç Gerilme Durumu

Sıvılaşma başlangıcını oluşturacak dinamik gerilme oranının ve titreşim devir sayısının, zemin elemanına etkiyen başlangıç gerilme durumu ile doğrudan etkilendiği deneysel ve teorik olarak ortaya konmuştur. Zemin elemanlarına etkiyen farklı düşey ve yatay gerilmeler ($\sigma_v = K_0\ \sigma_h$) elemanlar üzerinde başlangıç kayma gerilmeleri oluşturur ve bu durum dinamik davranışı değiştirir. Bu yatay toprak basıncı sıvılaşmaya tesir eder. Ko'ın artmasıyla ön sıvılaşmaya yol açacak gerilme oranlarında büyük artışların olacağı saptanmıştır. K katsayısının artışının sağlanması ile kumların sıvılaşmaya karşı daha

2.2. SIVILAŞMA ANALİZİ

Bir bölgede sıvılaşma olasılığının araştırılması, sıvılaşma analizleri ile yapılabilir. Günümüzde bir çok araştırıcının üzerinde bir konu olduğu için değişik önerilere rastlanmaktadır. Bunların arasında Seed ve Idriss (1971) tarafından önerilen sıvılaşma analizi mühendislerce benimsenmiştir (Ansal, 1982). Buna göre, bir zemin kesitinde deprem esnasında oluşacak en büyük kayma gerilmelerinin en büyük deprem ivmesiyle (a_{max}) doğru orantılı olacağı ve en büyük kayma gerilmelerinin derinliğe bağlı olarak değişeceği varsayılmıştır.

Bu durumdan en büyük kayma gerilmesi,

$$\tau_{max} = r_d \cdot \gamma \cdot z \cdot a_{max} / g \qquad (3)$$

bağıntısıyla verilebilir. Zemin tabakalarının deprem esnasında davranışlarını etkileyen en büyük kayma gerilmeleri olmayıp ortalama kayma gerilmeleri olduğu düşünülerek ortalama kayma gerilmesi şeklinde belirtilir. Bu

$$\sigma_{ort} = 0.65 r_d \cdot \gamma \cdot z \cdot a_{max} / g \qquad (4)$$

ortalama kayma gerilmesinin sıvılaşma analizine temel alınacak tekrar sayısı depremin süresine bağlı olacağından aşağıdaki tablodan deprem şiddetine göre seçilmesi önerilmektedir (Ansal, 1982; Seed vd.,1971).

Tablo 1. Deprem şiddetine bağlı ortalama kayma gerilmesi tekrar sayısı.

Deprem şiddeti	7	7.5	8
Tekrar Sayısı	10	20	30

Değişik zemin numuneleri üzerinde geçmişte yapılmış dinamik deneylerden bulunmuş olan sıvılaşma özelliklerine göre Seed ve Idriss (1971) tarafından hazırlanmış zemin özelliklerine bağlı eğriler yardımıyla sıvılaşma olasılığı değerlendirilebilir. Burada değişik araştırıcılar tarafından değişik kumlar kullanılarak relatif sıkılığın % 50 olduğu durumlarda yapılmış dinamik üç eksenli basınç deneylerinden bulunmuş, sıvılaşmaya yol açan gerilme farkının çevre gerilmesine oranı (σ_d / 2 σ_c) ortalama dane çapı arasındaki ilişki gösterilmiştir (Şekil 3 ve 4). Bu şekiller üzerinde ayrıca sıvılaşmaya yol açacak dinamik basit kesme deneyinden bulunmuş olan kayma gerilmesinin düşey (normal) efektif gerilmeye oranı (τ / σ'_v) gösterilmiştir.

Burada sıvılaşmaya yol açan τ / σ'_v oranının $\sigma d / 2\sigma_c$ gerilme oranına göre az olduğu görülmektedir. İki sonuç arasında,

$$\tau / \sigma'_v = C r (\sigma_d / 2 \sigma_c) \qquad (5)$$

ilişkisi kurulabilir. Burada Cr katsayısı Şekil 5'te gösterildiği gibi relatif sıkılığa bağlı olarak değişen ve dinamik üç eksenli deney sonuçlarından arazide oluşacağı düşünülen gerilme oranını elde etmek için kullanılan gerilme düzeltme katsayısıdır.

Sıvılaşma olasılığının relatif sıkılık ile doğrudan bağlantılı olduğu görülerek sıvılaşmaya yol açacak gerilme oranı Seed ve Idriss (1971) tarafından,

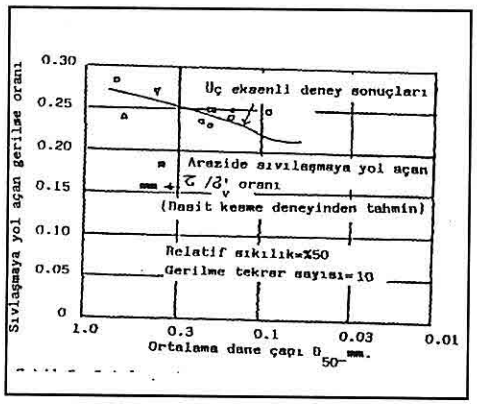
$$\tau / \sigma'_v = (\sigma_d / 2 \sigma_c)_{(Dr/50)} \cdot Cr. (Dr/50) \qquad (6)$$

şeklinde verilmiştir. Bu bağıntı,

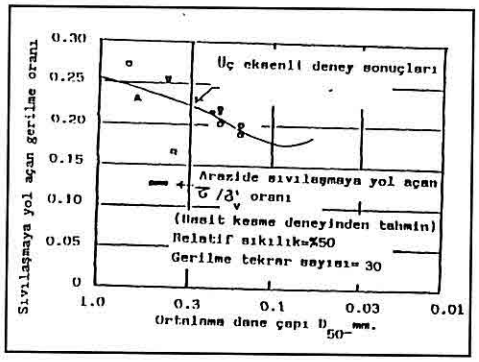
$$\tau / \sigma'_v = (\sigma_d / 2 \sigma_c)_{(Dr/50)} \cdot Cr. (Dr/50) \qquad (7)$$

şeklinde yazılabilir.

Çoğunlukla ön jeoteknik incelemelerde dinamik deneyler yapılmadan şekil 3 ve 4'ten yararlanarak seçilen tasarım depremine göre sıvılaşma olasılığı hesaplanabilir. Seçilen tasarım depremine göre, 4' nolu bağıntı ile verilen zemindeki kayma gerilmesinin sıvılaşmaya neden



Şekil 3. Ortalama dane çapına göre 10 çevrimde sıvılaşmaya yol açan gerilme oranları (Seed,1976)



Şekil 4. Ortalama dane çapına göre 30 çevrimde sıvılaşmaya yol açan gerilme oranları.

olup, olmayacağı 7 nolu bağıntı ile verilen sıvılaşma gerilmesiyle kıyaslanarak bulunur. Sıvılaşma olması için $\tau_{ort} = \tau$ olması gerektiğinden 4 ve 7 nolu bağıntıları birbirine eşitlersek,

$$0.65\ r_d \cdot \gamma \cdot z \cdot a_{max} / g = \sigma'_v \cdot (\sigma_d/2\sigma_c)_{Dr50} \cdot Cr \cdot (Dr/50) \qquad (8)$$

veya,

$$(a_{max}/g) = \frac{\sigma'_v\,(\sigma_d/2\,\sigma_c)_{(Dr50)} \cdot Cr.(Dr/50)}{0.65\ r_d \cdot \gamma \cdot z} \qquad (9)$$

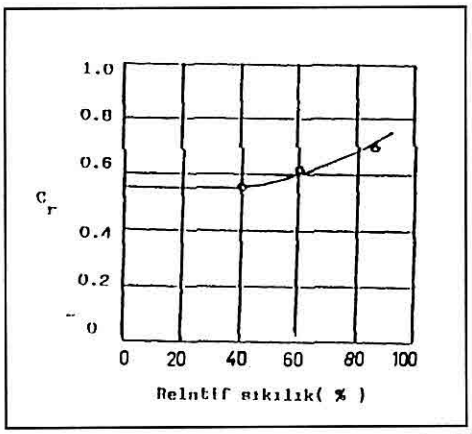
elde edilir (Ansal,1982).

a_{max}: En büyük deprem ivmesi.
g: Yer çekim ivmesi.
γ: Zeminin birim hacim ağırlığı
σ'_v: Efektif düşey gerilme.
$(\sigma_d\ /2\ \sigma_c)$:Dinamik yükler altında sıvılaşmaya yol açan gerilme farkının çevre gerilmesine oranı.
z : Derinlik.
r_d: Derinliğe bağlı olarak değişen gerilme azaltma katsayısı.
C_r: Relatif sıkılığa bağlı olarak değişen gerilme azaltma
D_r: Yüzde cinsinden relatif sıkılık
Dr50: Relatif sıkılığın % 50 olduğu durum.

Zeminin birim hacim ağırlığını (γ) ve zeminin efektif düşey gerilmesini hesaplarken V_p sismik boyuna dalga hızlarından yararlanılır. Bunun için birim hacim ağırlığı ile V_p sismik boyuna dalga arasındaki Gardner ve diğerleri (1975)'nin .

$$\gamma = 0.23\ Vp^{0.25} \qquad (10)$$

bağıntısı kullanılır. Şekil 1'den yararlanarak ve Vp sismik boyuna dalga hızları ile V_s sismik enine dalga hızlarını kullanarak relatif sıkılık saptanır.



Şekil 5. C_r düzeltme katsayısının relatif sıkılığa göre değişimi

3. SİSMİK V_p BOYUNA DALGA HIZI VE V_S ENİNE DALGA HIZI YARDIMIYLA SIVILAŞMA ANALİZİ

Ansal (1982) tarafından verilen sıvılaşma analizi ile ilgili örneğe bağlı kalınarak, ancak relatif sıkılık, zemin birim hacim ağırlığı ve efektif düşey gerilme değerleri sismik hızlar yardımıyla saptanarak bu sıvılaşma analizi yapılmıştır.

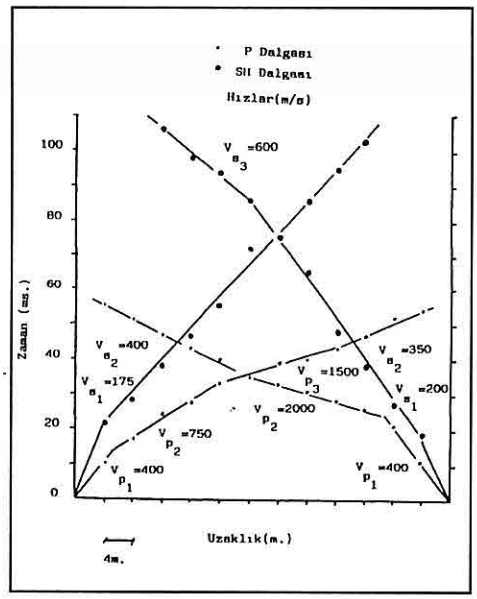
Ergünay ve diğerleri (1971) Burdur depreminde sıvılaşma izledikleri yerleri belirtmişlerdir. Buradan hareketle sıvılaşma olaylarının izlendiği Hacılar Yarıköy'de Türker tarafından sismik çalışmalar yapılmış, yeraltı suyu durumu ve zeminin özellikleri yerinde araştırılmıştır. Ayrıca potansiyel sıvılaşma için Kumluca -Antalya'da sismik ölçüler alınmıştır. Bu örneklerde sıvılaşma açısından kritik derinliğin 6m. civarında olacağı varsayımından hareket ederek sadece bu seviyedeki sıvılaşma olasılığının değerlendirilmesi yapılmıştır.

3.1. Yukarı Hacılar-Burdur

Alınan sismik ölçülerin grafiği şekil 6'da görülmektedir. Yeraltı suyunun çok derinlerde olduğu Yukarı Hacılar'da 10'nolu bağıntıdan yararlanarak γ=1.54 gr/cm^3 ve σ'_v=9.24 t/m^2 olarak bulunmuştur. Sismik enine dalga hızı V_S=200 m/s'dir. Bu değerlerle şekil 1'den relatif sıkılık Dr=% 65 olarak bulunmuştur. Burdur depremi 7 magnitüdünde olduğu için tablo 1 ve şekil 3'ten sıvılaşmaya yol açacak gerilme oranı ($\sigma_d/2\sigma_c$)= 0.24 ve yine 6m. derinlik için şekil 2'den r_d=0.95 olarak alınmıştır. Bunlar 9'nolu bağıntıda yerine konulduğunda,

$$a_{max} = 381.C_r.Dr \qquad 11$$

bağıntısı elde edilir. C_r katsayısının Şekil 5'ten alınmasıyla en büyük deprem ivmesi ile relatif sıkılık arasında şekil 11'de gösterildiği gibi bir ilişki bulunur. Eğrinin üstünde kalan bölgede sıvılaşma olasılığı yüksek, altında kalan bölgede ise az olmaktadır. Yeraltı suyunun çok derinde olması sıvılaşmayı engellemektedir. Burdur depreminin ivmesi 140 gal'dir. Vs enine dalga hızlarından bulunan relatif sıkılık Dr = % 65'tir. Bu nokta şekil 11'de işaretlendiğinde sıvılaşmanın olmayacağı anlaşılmaktadır. Nitekim burada sıvılaşma olmamıştır (Ergünay,1971).



Şekil 6. Yukarı Hacılar-Burdur sismik ölçü profili için yol-zaman grafiği

3.2. Aşağı Hacılar-Burdur

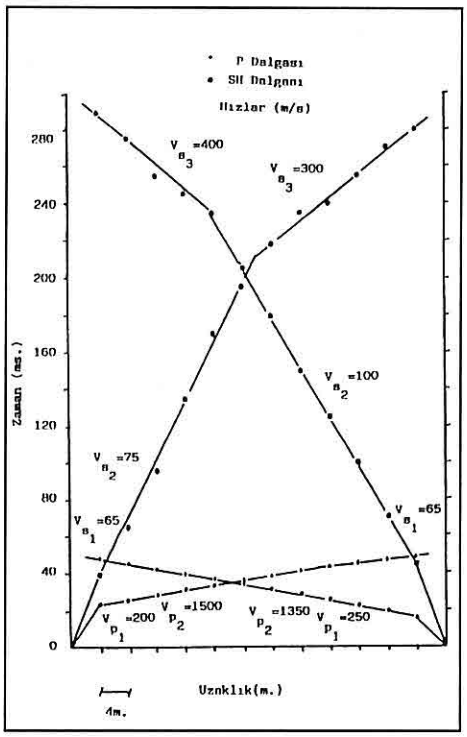
Alınan sismik ölçülerin grafiği şekil 7'de görülmektedir. Yukarı Hacılar'dan farklı olarak yeraltı suyu derinliğinin 1.5m. ile 4m. arasında değiştiği izlenmiştir. Vp boyuna dalga hızlarıyla 10'nolu bağıntıdan yararlanarak γ =1.43 gr/cm^3, 1.5m. yeraltı suyu derinliği için σ_v'=4.08 t/m^2 ve 4m. yeraltı suyu derinliği için σ_v'=6.58 t/m^2 bulunmuştur. Sismik enine dalga hızı Vs =100 m/s'dir. Bu değerlere göre şekil 1'den relatif sıkılık Dr= % 45 olarak elde edilir. $(\sigma_d/2\sigma_c)$=0.24 ve r_d=0.95 olarak alınmıştır. Bunlar 7'nolu bağıntıda yerine konulduğunda 1.5 m yeraltı suyu derinliği için,

$$a_{max}= 181\ C_r.Dr \qquad (12)$$

ve 4m. yeraltı suyu derinliği için,

$$a_{max}=292.1\ C_r.Dr \qquad (13)$$

bağıntıları elde edilir. En büyük deprem ivmesi ile relatif sıkılık arasında şekil 12'de gösterildiği gibi bir ilişki bulunur. Burdur depreminin ivmesi 140 gal ve Vs enine dalga hızlarından bulunan relatif sıkılık şekil 12'de işaretlendiğinde bu bölgede sıvılaşmanın olabileceği anlaşılmaktadır. Nitekim burada sıvılaşma olmuştur (Ergünay,1971).



Şekil 7. Aşağı Hacılar- Bundur sismik ölçü profili için yol-zaman grafiği

3.3. Yarıköy ve Yazıköy-Burdur

Sismik ölçülerin grafikleri Yarıköy için şekil 8'de ve Yazıköy için şekil 9'da görülmektedir.

Yarıköy'de 1m. yeraltı suyu derinliği için,

$$a_{max} = 163.5\ C_r.Dr \qquad (14)$$

ve 3m.yeraltı suyu derinliği için,

$$a_{max} = 250.4\ C_r.Dr \qquad (15)$$

Yazıköy'de ise 3m.yeraltı suyu derinliği için

$$a_{max} = 247.7\ C_r.\ Dr \qquad (16)$$

ve 5m. yeraltı suyu derinliği için,

$$a\ max = 336.5\ C_r.\ Dr \qquad (17)$$

bağıntıları elde edilmiştir.

Yarıköy için deprem ivmesi ile relatif sıkılık arasında şekil 13'te görüldüğü gibi bir ilişki bulunur. V_S enine dalga hızından bulunan relatif sıkılık değeri Dr=%48 ile 140 gal'lik Burdur depremi ivmesine karşılık gelen nokta sıvılaşmanın olabileceğini göstermektedir

Yazıköy için ise şekil 14'te görüldüğü gibi bir ilişki bulunur. Burada da sıvılaşmanın olabileceği izlenmektedir.

Nitekim Yarıköy ve Yazıköy'de sıvılaşma olmuştur (Ergünay,1971).

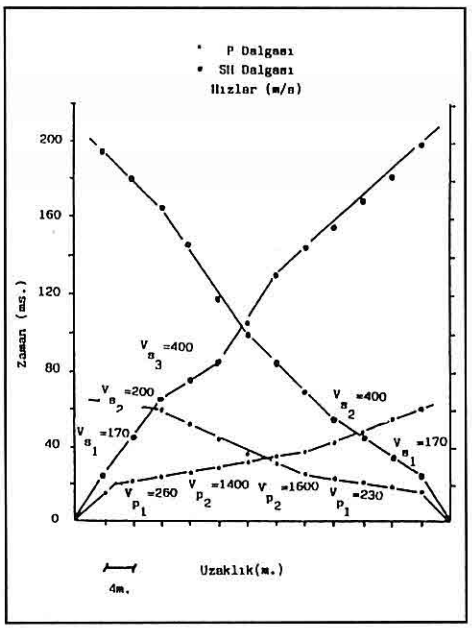
3.4. Kumluca-Antalya

Yeraltı suyu seviyesinin 1m. derinlikte olduğu yerde alınan sismik ölçülerin yol zaman grafiği şekil 10'da görülmektedir.

Yapılan analiz sonucunda,

$$a_{max} = 167.9\ C_r.\ Dr \qquad (18)$$

bağıntısı elde edilmiştir. En büyük deprem ivmesi ile relatif sıkılık arasında Şekil 15'te görüldüğü gibi bir ilişki vardır. V_S enine dalga hızlarından Dr=% 52 olarak bulunmuştur. Bunu Şekil 15'te işaretlediğimizde ivmesi 110 galden daha büyük olan bir depremde potansiyel zemin sıvılaşması olabileceği anlaşılmaktadır.

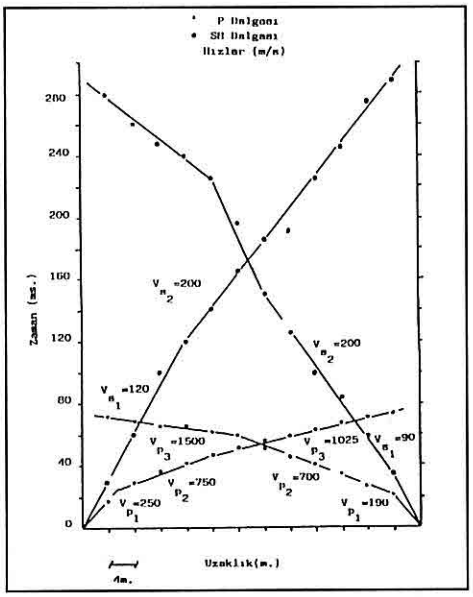


Şekil 8. Yarıköy (Dere yatağı Burdur sismik ölçü profili için yol-zaman grafiği

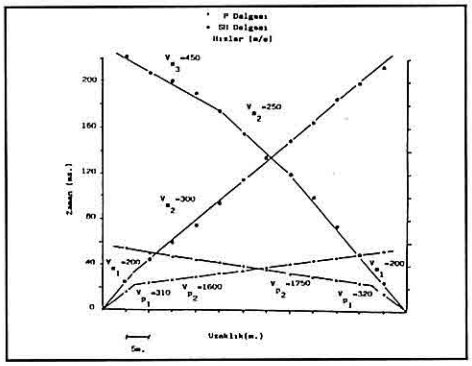
4. SONUÇ

Bu araştırmada Ansal (1982) temel alınarak sismik hızlar yardımıyla zemin sıvılaşması analizleri yapılmıştır. 1971 Burdur depreminin ivmesi 140 gal olmuştur. Zemin sıvılaşmasının olduğu yerlerde bu analiz sonuçlarına göre de sıvılaşma olabileceği ortaya konmuştur. Ayrıca, Kumluca-Antalya için yapılan zemin sıvılaşması analizine göre, ivmesi 110 gal'den büyük bir depremin potansiyel sıvılaşma tehlikesi taşıdığı anlaşılmaktadır.

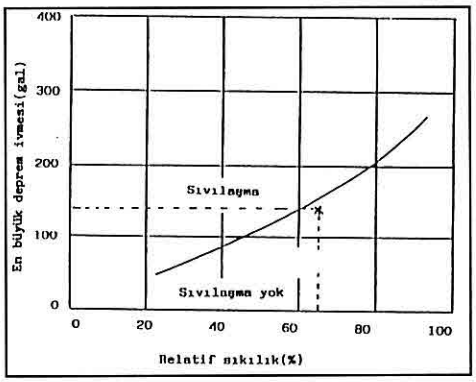
Bu çalışma ile sismik hızlar yardımıyla zemin sıvılaşması analizlerinin kolaylıkla ve sağlıklı olarak yapılabileceği ortaya konmuştur.



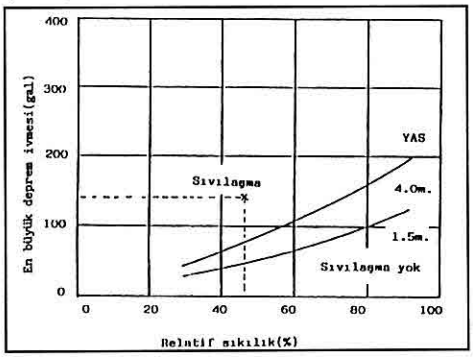
Şekil 9. Yazıköy Burdur sismik ölçü profili için yol-zaman grafiği



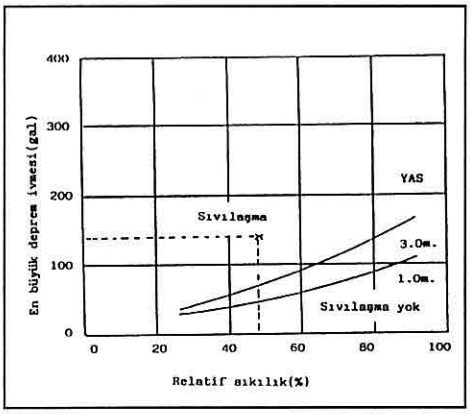
Şekil 10. Kumluca-Antalya sismik ölçü profili için yol-zaman grafiği



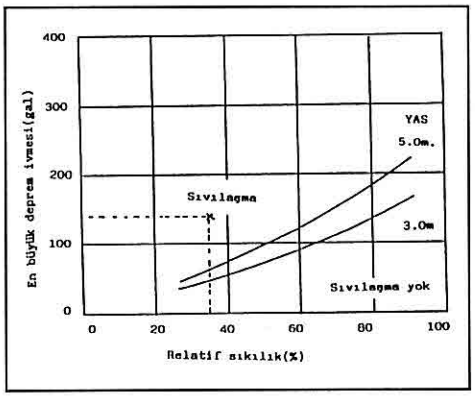
Şekil 11. Vs enine dalga hızına göre zeminin relatif sıkılığı (Dr=%65 YAS yok. (Yukarı Hacılar-Burdur)



Şekil 12. Vs enine dalga hızına göre zeminin relatif sıkılığı (Dr=%45) (Aşağı Hacılar Burdur)



Şekil 13. Vs enine dalga hızına göre zeminin relatif sıkılığı (Dr=%48) (Yarıköy dere yatağı-Burdur)

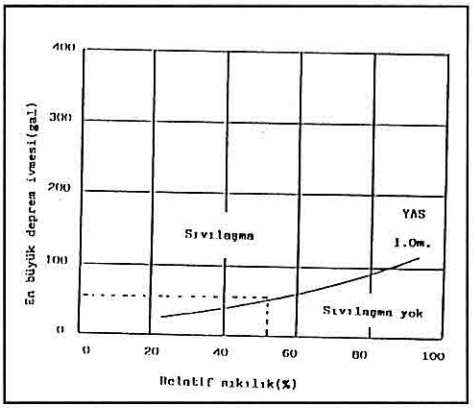


Şekil 14. Vs enine dalga hızına göre zeminin relatif sıkılığı (Dr=%35) (Yazıköy-Burdur)

5. KAYNAKLAR

Ansal, A.M. ve Öğünç, G. (1981) Dinamik Üç Eksenli Sıvılaşma Deneyleri ve Tekrar Sıvılaşma. Deprem Araştırma Bülteni,35.

Ansal, A.M. (1982) Kumlu Zemin Tabakalarında S ıvılaşma . Deprem



Şekil 15. Vs enine dalga hızına göre zeminin relatif sıkılığı (Dr=%52) (Kumluca-Antalya)

araştırma Bülteni, 37.

Erbulak, A. (1994) 12.5.1971 Burdur Depreminde Zemin Yapı Etkileşimi. SDÜ Yüksek Lisans Tezi. (Danışman Türker,E.)

Ergünay, O. ve diğerleri. (1971) .2.5.1971 Burdur Depremi Raporu. Afetler Araştırma Müdürlüğü, Yayın No 1.

Erguvanlı, A. (1980) Depremler Sırasında Sıvılaşma ve Nedenleri Hakkında Düşünceler. Deprem Araştırma Bülteni, 28.

Özaydın,K.(1982) Zemin Dinamiği. Deprem Mühendisliği Türk Milli Komitesi Yayınları No 1.

Seed, H.B.ve Idriss, I.M. (1971) Simplified Procedure for Evoluating Soil Liquefaction Potentials. Journal of the Soil Mechanics and Foundation Division. ASCE, Vol,97.

Seed, H.B. (1976) Evoluation of Soil Liquuefaction on Level Ground During

Earthquake. ASCE. Liquefaction Problem in Geotechnical Engineering.

Sowers, G.F. (1979) Introduuctory Soil Mechanics and Foundation Geotechnical Engineering, Collier Mc Millan Yayını.

Tsuchida, H. ve Hayashi, S. (1973) Kumlu Zeminlerin Sıvılaşma Potansiyelinin Tesbiti (Çeviren: Bayülke, N.) Deprem Araştırma Bülteni, 2.

Türker,E.(1988) Zemin Taşıma Gücünün Sismik Yöntemlerle Saptanması. Doktora Tezi. (Akdeniz Üniversitesi).

YERB L MLER HAZİRAN 1996 SAYI 28 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

KITASAL ÖLÇEKLİ DOĞRULTU ATIMLI FAY ZONLARINDA ÜÇÜNCÜ BOYUT

Hayrettin KORAL
İ.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Istanbul/Türkiye

ÖZET: *Sismik aktiviteleri nedeniyle kıtasal ölçekli doğrultu atımlı faylar önemli yapısal unsurlardır. Yüzeyde yüzlerce kilometre devamlılık gösteren düşeye yakın eğimli bu tür faylar, yer kabuğunun derinliklerinde kabuk koşullarını yansıtan farklı yapısal özellikler ve mineral toplulukları sergileyen kaya tipleriyle temsil edilirler. Fay zonlarındaki sismik üst kabuk ve plastik alt kabuk kayalarının düşey yönde bağlantılarının nasıl olduğu ilgi ve tartışma konusudur. Buna karşın fay zonunun düşey yöndeki özellikleri günümüzdeki deneysel, teoretik ve gözlemsel bilgilerin ışığı altında değerlendirildiğinde bölgenin jeolojik tarihçesi hakkında önemli bilgiler sunabilir.*

CONTINENTAL-SCALE STRIKE-SLIP FAULT ZONES IN THE THIRD DIMENSION

ABSTRACT: *Major strike-slip fault zones are important structural features of the earth's crust with regard to their association with seismicity. Continuous over many tens of kilometers and having vertical or near vertical planes, these faults display different structural features and mineralogical assemblage depending on the level of the crust they represent. At present, there is not a consensus on the mode of transition in fault zone properties of the different crustal levels. However, a systematic investigation of crustal features and rock types in a continental fault zone could provide important information on the tectonic history of the region.*

1. GİRİŞ

Günümüzde doğrultu atımlı faylar ile ilişkili birçok çalışmalar yapılmaktadır (örneğin, Sibson,1977; Bingöl, 1986; Slyvester, 1988; Scholz, 1992). Bunun iki temel nedeni, bu tür fayların önemli sismik hareketlerle ilişkili olmaları ve son yıllarda bunların ekonomik cevher oluşuklarıyla ilişkili olduklarının ortaya konmasıdır. Bu makalenin amacı büyük ölçekli doğrultu atımlı fay zonlarında karşılaşılabilecek yapısal özellikleri kıtasal yerkabuğu profili boyunca yüzeyden derine doğru tanıtmaktır. Konuyla ilişkili faktörlerin çeşitliliği nedeniyle, buradaki değerlendirmede kıtasal (granitik) kabuktaki faylara konu edilmiştir.

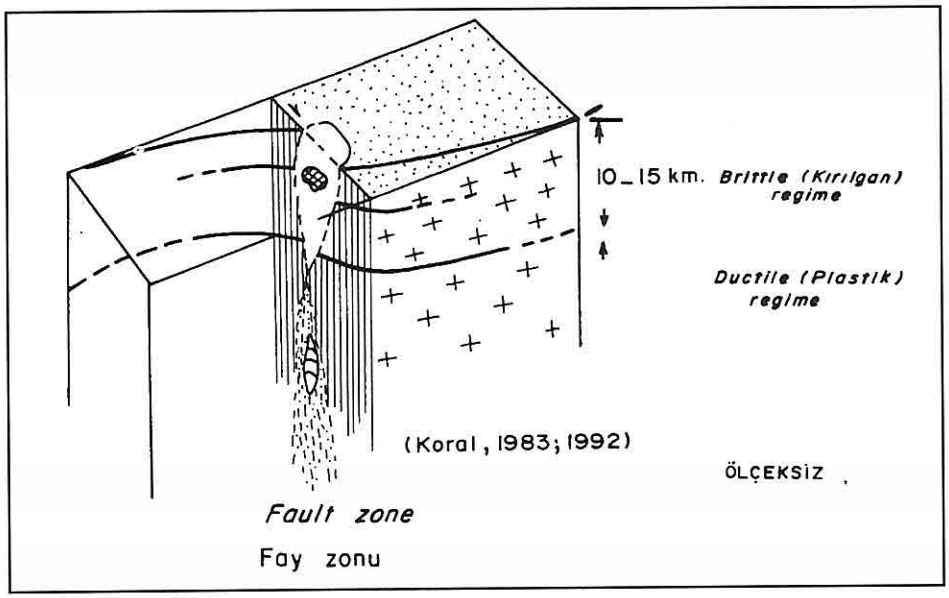
2. FAY PROFİLİ

Doğrultu atımlı faylarla ilişkili çalışmalar fay zonunun nitelikçe üç farklı kısımda incelenebileceğini ortaya koymuştur (Sibson, 1977; Sibson, 1982; Scholz, 1992). Bunlar sismik üst seviye, asismik alt seviye ve geçiş zonudurlar. Sismik seviyeden asismik seviyeye doğru sürekli bir düzlemin bulunması halinde Şekil 1 dekine benzer basitleştirilmiş bir model ileriye sürülebilir. Alt seviyelerdeki kayalar sürekli deformasyona uğrayarak üst seviyelerde gerilmenin yoğunlaşmasına yol açarlar. Üst düzeylerdeki gerilmeler fay düzlemindeki kayma direnci aşıldığında sismik hareketlere neden olurlar. Bu mekanizma fay zonunun değişik düzeylerinde hüküm süren farklı metamorfizma koşullarının varlığından kaynaklanır (Şekil 2).

3. SİSMİK ÜST KABUK

Doğrultu atımlı fay zonları arazide topografik alçaklıklar, uzamış sıkışma sırtları, biçilmiş yamaçlar ve yön değiştirmiş vadiler ile tanınır (Resim 1). Fay zonu topografyası kilometrelerce ölçülebilen genişlikte olabilir. Fay zonunda paralel veya en echelon faylarla çevrelenen bloklar çökebilir ve değişken büyüklükte çöküntü havzaları oluşturabilir. Bazı bloklar ise yükselebilir veya yan yatabilir ve sıkışma sırtlarını oluşturabilir. Yersel olarak yükselmiş bloklar, zaman içersinde gravitenin de etkisi altında, alçalmış blokların üzerine doğru hareket ederek, ters fay görünümü yaratabilirler ve altta yatan doğrultu atımlı fayın varlığını gizleyebilirler (Şekil 3).

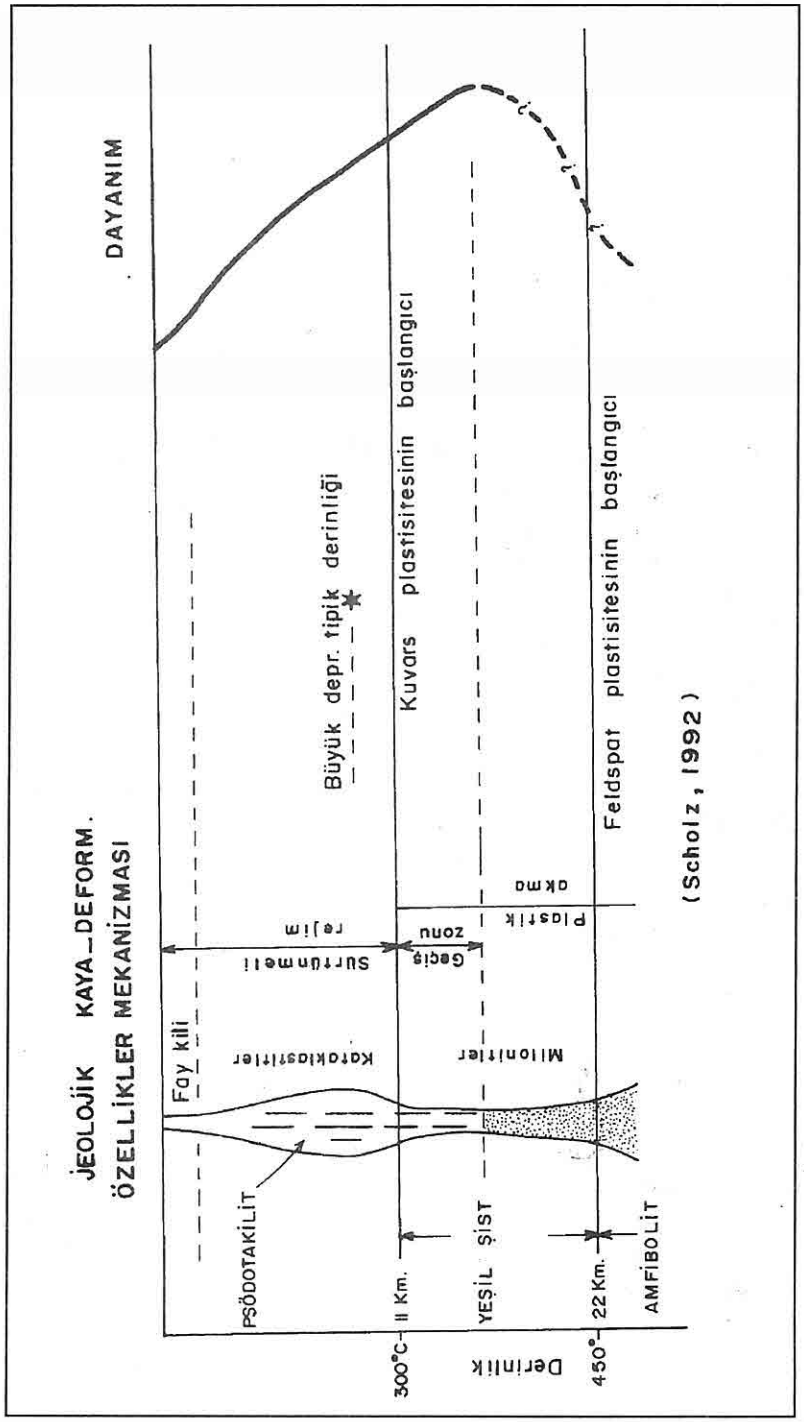
Doğrultu atımlı fay zonlarındaki kırık, fay ve kıvrımlar iki farklı mekanizmanın sonucunda gelişebilir. Bunlar rotasyonsuz (eksenel) makaslama ve rotasyonlu (kesme) makaslamalarıdır. Rotasyonsuz makaslamada ortorombik bir simetri vardır. Antitetik ve sentetik doğrultu atımlı fay çifti (R ve R') kısalma yönüyle iç sürtünme açısına eşit değerde bir açı yapacal şekilde, normal faylar uzama yönüne, kıvrım ve ters faylar kısalma yönüne dik gelişirler. Böyle bir gerilme (stress) sistemi içersinde gelişen faylarda görülebilecek atım miktarı sınırlı olacaktır (Slyvester, 1988). Rotasyonlu makaslamada ise doğrultu atımlı fay zonları monoklinik bir simetri sergiler. Rotasyonsuz makaslamada gelişen yapılara ek olarak, ikincil antitetik (P) kırık ve fayları, ana makaslama yönüne



Şekil 1. Doğrultu atımlı bir fay zonun üç boyutlu diyağramı

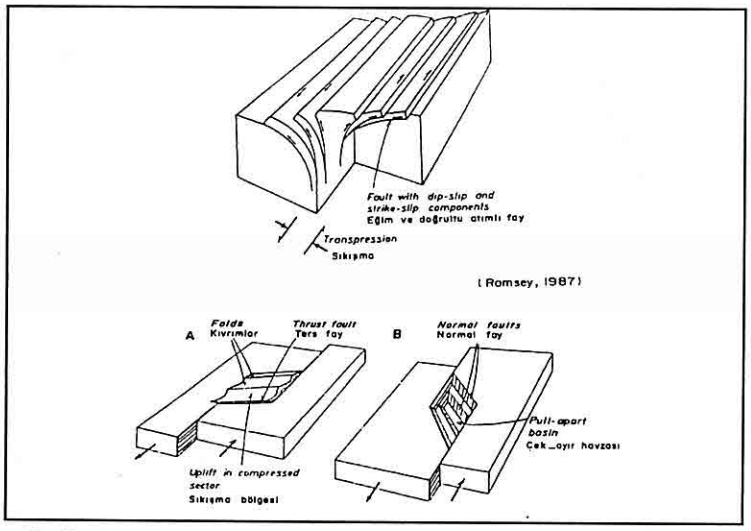
dik gelişen Y kırıkları gelişir. R, P ve Y makaslamaları ana fay ile aynı atım yönüne sahiptir, fakat R' makaslamaları zıt atım atım yönüne sahiptir. Ters faylar hariç, fay zonundaki bütün kırıklar düşey yada düşeye yakın açıya sahiptirler. R ve R' makaslamaları üçüncü boyutta helokoidal bir geometri gösterir (Naylor ve diğ., 1986). Bu geometri kırıkların yüzeyde kademeli oluşu ve derinde tek bir fay'a bağlanma gerekliliği nedeniyledir. Böylece, bu yapılar derinde ters fay, yüzeyde ise normal fay gibi görünürler. Doğrultu atımlı fay zonlarında ana makaslama yönüne verev (45° açıyla) gelişen kıvrımlar kademeli (en echelon) bir örnek sergiler. Kıvrımlar sedimenter bir stifte temelin hemen üstünde düşey veya ana fay'a paralel, üst düzeylerde ise yayvan ve fay'a verevdir. Bu nedenle kıvrımların da kırıklar gibi yelpaze şekilli üç boyutlu geometrileri vardır (Koral, 1983; Odenne ve Vialon, 1983).

Doğrultu atımlı fayların sismik kesimlerinde gözlenen kaya türleri zayıf çimentolu breşler, fay killeri ve kataklastikleridir (Resim 2 ve 3). Bu tür kayaların mekanik kuvvetlerin etkisi altında oluştukları kabul edilen bir görüştür. Bununla birlikte kırıkların oluşumları sırasında yüksek akışkan basıncının varlığı çeşitli çalışmalarca ileri sürülmüştür (Fyfe ve diğ., 1978; Etheridge vd., 1984). Doğrultu atımlı faylar ile ilişkili yapılan teorik çalışmalar ve saha gözlemleri kayma gerilmelerinin 1 kb civarında olabileceklerini gösterdiğinden (Sibson, 1981) ve kayaların laboratuvar koşullarında bu gerilmelere dayanıklı oldukları göz önüne alındığında, mekanik yenilmelerin daha

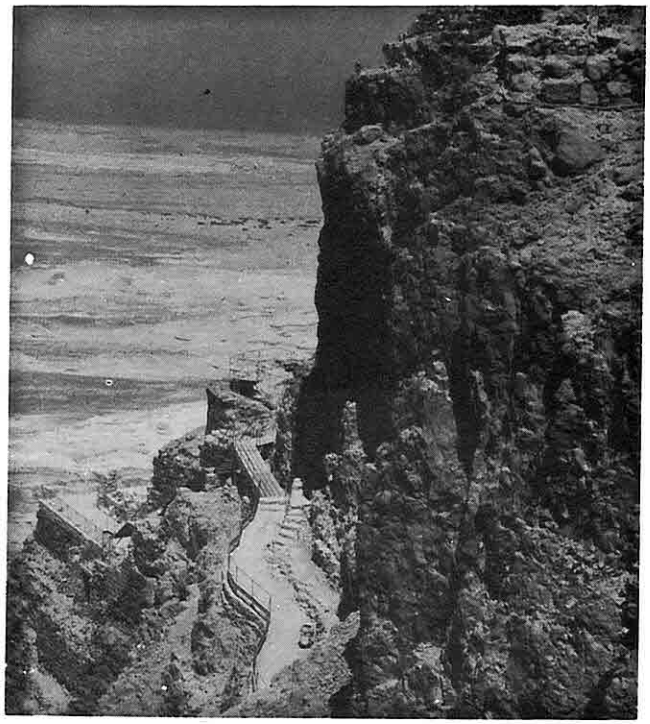


Şekil 2. Doğrultu atımlı fayda derinlikle fiziksel özelliklerin değişimlerini sergileyen model (Scholz, 1992).

Resim 1. Doğrultu atımlı fay zonu fizyoğrafisi. KAF'ın Bolu Dağı yöresindeki bir görüntüsü



Şekil 3. Doğrultu atımlı bir fay boyunca üst kabukta gelişen sıkışma ve açılma yapılarına örnekler (Ramsey ve Huber, 1987)



Resim 2. Lut Gölü batı kıyısında Ölü Deniz fayı boyunca gözlenen bol kırıklı kayaçlar.

Resim 3. Doğrultu atımlı fay zonlarının üst kesimlerinde gözlenen bir mikrobreş örneği. Bu örnek Anadolu Otoyolu Bolu Dağı girişindeki gabroyik kayaları kesen KAF'dan alınmıştır.

çok fay zonlarının yakınıyla sınırlı kalacağı sonucu çıkarılabilir. Bu nedenle breşlerin mekanik kuvvetlerin yanısıra yüksek akışkan basıncı etkisiyle oluşabilecekleri öne sürülmüştür (Kerrich, 1986). Bununla birlikte yerkabuğunun sismik bölümünde deformasyon sırasında akışkanların ne rol üstlendikleri tartışmalıdır. Kıtasal kabukta meteorik suların kırıklar yoluyla 15 km derine kadar nüfüz ettiğini gösteren veriler (Muir-Wood ve King, 1993) sismik üst kabukta akışkanların varlığını ve etkinliğini göstermektedir.

4. ASİSMİK ALT KABUK

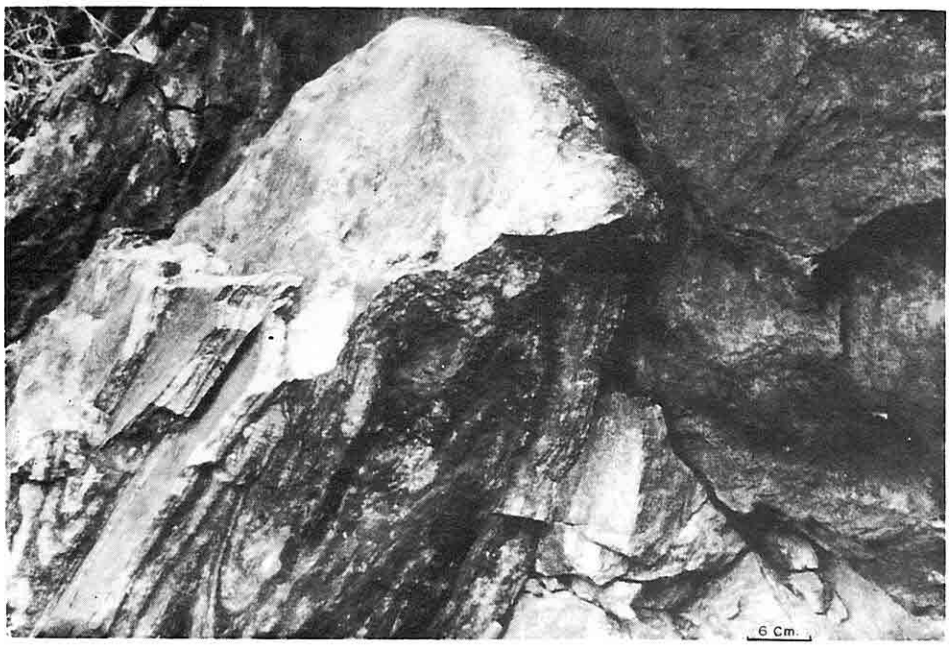
Deformasyonun sünek olduğu alt kabukta, fay (shear) zonu üst kabuktakinden farklı olarak geniş bir alana yayılma eğilimindedir (Şekil 1 ve 2). Bunun en önemli nedenlerinden biri feldspatın bu derinliklerde rekristalizasyona uğramasıdır. Feldspat grubu mineraller amfibolit fasiyesi metamorfik koşullarına karşılık gelen derinliklere kadar dayanımlarını koruyabilmekte ve çoğu kez gevrek deformasyon göstermektedir (Tullis ve Yund, 1987). Feldspatın asismik alt kabukta sünek deformasyona uğraması ile fay zonu geniş alana yayılma eğilimine girmektedir (Scholz, 1992) (Şekil 2). Fay zonunun geniş alana yayılmasının diğer bir nedeni yer kabuğunun bu düzeylerinde akışkanların

azlığıdır. Bu derinlikleri temsil eden kayaçlar ve ksenolitler üzerinde yapılan çalışmalar alt kabuğun büyük bir kısmının akışkanlarca fakir olduğunu göstermiştir. Toryum ve Uranyum gibi kolaylıkla mobilize olabilen elementlerin alt kabuktaki azlığı da akışkan fakirliğini gösteren diğer önemli bir bulgudur. Fayın bu derinliklerde sık gözlenen kısmi ergime yapıları (örneğin pegmatitler) deformasyonun sürekliliğinde rol oynayan akışkanlar olabilir (Fyfe ve diğ., 1978). Akışkanların azlığı yüksek sıcaklıkla birlikte gevrek davranışı kısıtlayarak sünek davranışı artırmakta ve kaya tipi olarak protomilonit, milonit, ultramilonit ve blastomilonitlerin oluşumuna neden olmaktadır.

Doğrultu atımlı fayların alt kabuğu kesen kesimlerine Kanada Kalkanındaki Grenville shear zonu, Great Slave Lake shear zonu (GSLSZ) ve Parry Sound shear zonunun (PSSZ) doğu ucu örnek olarak gösterilebilir. Bu zonlarda milonitler düşey veya düşeye yakın açılıdır ve iyi uzama lineasyonu gösterirler. Uzunlamasına mineraller (silimanit, biotit, hornblend), kuvars-feldspat dizilimleri, budinajlar ve izoklinal kıvrımlar sıklıkla gözlenen yapılardır (Resim 4). Ayrıca rotasyon gösteren klastlar, shear-band foliasyonu, asimetrik çek-ayır (pull-apart) ve S-C yapıları, rotasyonlu kıvrım eksen düzlemleri, asimetrik basınç (pressure-shadow) yapılarıda gözlenmektedir. GSLSZ arazide 15 km'ye varan bir genişlik sunan granulit - amfibolit fasiyesinde milonitlerle belirlenen bir zon halindedir. Fay zonu boyunca gözlenen en yaşlı milonitler granulit fasiyesindeki milonitlerdir. Daha genç milonitler ise daha dar bir alana konsantre olmuş amfibolit ve yeşilşist fasiyesindeki amfibolitlerdir (Hanmer, 1988). Jeolojik zaman içersinde fay zonu üst amfibolit milonitleriyle belirlenen yaşlı kesimi terk etmiş ve alt amfibolit fasiyesindeki daha genç granotoyid milonitler aktif hale geçmiştir. Bu durum PSSZ'da gözlenmiştir (Koral, 1989). Shear zonunun zaman içersinde yer değiştirmesi, değişik kabuk koşullarında fay zonunun davranışının anlaşılması bakımından ilginçtir ve alt kabuğun üst düzeylerinden geçiş zonuna doğru artan sürtünmeli mekanizmaların etkinlik kazanmasıyla açıklanabilir (Hanmer, 1988).

5. GEÇİŞ ZONU

Metamorfik ve hidrotermal akışkanların asismik derinliklerden yer kabuğunun üst düzeylerine fay zonları aracılığı ile ulaşabilmeleri nedeniyle (Fyfe ve Kerrich, 1985), doğrultu atımlı fayların geçiş zonundaki kesimleri mikro kırıkların sürekli geliştiği ve yok olduğu; kırılgan ve sünek deformasyonun bir arada geliştiği bir zon olarak düşünülebilir. Yeşil şist fasiyesindeki kabuk koşullarında fay zonu, alt kabuktakine göre daha dar bir alanda gözlenir (Şekil 1, Resim 5). Fay zonunun genişliğinin azalması, akışkan basıncının yer yer ve zaman zaman hidrostatik ve daha yüksek değerlere ulaşması ve sığ kabukta hareketin sıcak kabuğa göre daha



Resim 4. Kanada Kalkanında bir makaslama zonundaki milonitlerde gözlenen kın şekilli izoklinal (sheath) kıvrım.

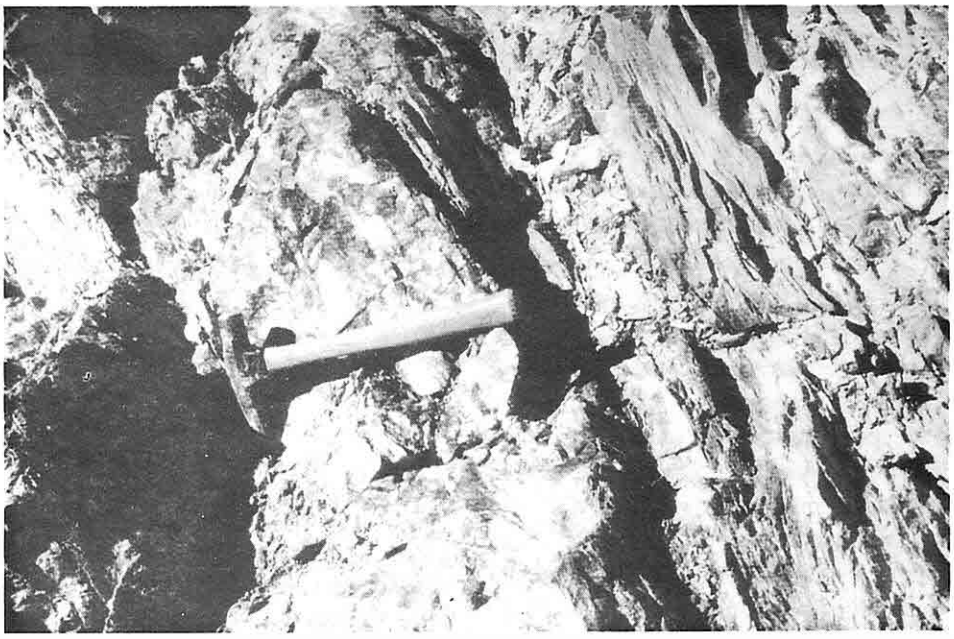
kolay konsantre olabilmesi nedeniyledir. Diğer bir etken kuvarsın rekristalizasyon (recovery recrystallization) göstererek sünek deformasyon sergilemesi olabilir.

Geçiş zonundaki fay zonuna Porcupine-Destor makaslama zonunda gözlenen yapılar örnek verilebilir. Buradaki milonitler yaklaşık 1.0 km genişliğindedir ve 5-6 m genişiğinde breşlerle kesilmişlerdir. Resim 5 de bu milonitlerden görüntüler sunulmaktadır.

Fay zonlarında geçirgenliğin genelde derinlikle azaldığı varsayıldığında kayalardaki akışkan basıncının derinlere doğru litostatik değerlere ulaşabileceği düşünülebilir. Yüksek akışkan basıncı kayaların kırılmasına ve geçiş zonunun yer kabuğunun derinliklerine (h≥15 km) kadar uzanabilmesine neden olabilecek önemli bir etkendir (Rutter, 1974).

6. TARTIŞMA

Kıtasal kabukta yeşil şist fasiyesindeki milonitlerin oluşumunu belirleyen iki önemli nedenden biri kuvarsın diğeri feldspatın reolojik davranışıdır. Kuvars yaklaşık 10-11 km derinlik ve 300°C sıcaklığa kadar kırılgan deformasyon sergilemektedir. Kuvars daha yüksek



Resim 5. Kanada Kalkanındaki Porcupine-Destor fayı zonunca açılan Cadillac altın işletmesi ocağında gözlenen üst/alt kabuk geçiş koşullarını temsil eden fay zonu kayaları.

sıcaklık ve basınçta kristal sisteminde bulunan zayıflık düzlemleri boyunca hareket ederek kristal içi deformasyona uğramaktadır. Böylece kaya plastik olarak davranmaktadır. Feldspatlar ise sözü edilen derinlik ve sıcaklıkta dayanımlarını korumakta ve gevrek kırılma göstermektedir (Tullis ve Yund, 1987). Bunun sonucunda yeşil şist milonitlerde porfiroklastlar bol miktarda gözlenmektedir. Kayaların genel davranışının %20-30 varan düşük oranlarda bile dayanımlı mineraller tarafından belirlendiği göz önüne alındığında, genel davranışın kırılgan olabileceği ortaya çıkmaktadır (Scholz, 1992).

Yeşilşist milonit ve kataklastitlerinin oluşum derinliğini belirleyen diğer faktörler ise, deformasyon oranı ve fay zonunun termal konumudur. Düşük termal rejim ve yüksek deformasyon oranına sahip zonlarda gevrek davranış beklenebilir. Gevrek davranışı etkileyen diğer bir etken olan akışkan basıncı düşük olduğunda plastik deformasyonu artırıcı bir etki oluştururken, lithostatik basınçlara varan değerlerde gevrek davranışı artırmaktadır (Fyfe ve diğ., 1978).

Fay zonları içinde yer aldıkları orojenik kuşağın jeolojik tarihçesini ortaya konulmasında yararlı olabilirler. Özellikle düşey hareketlerin egemen olduğu orojenik bölgelerde yada diyapirik yükselim gösteren plütonları kesen faylarda bölgenin geçmişi ile ilişkili bilgiler fay zonu kayalarına yönelik çalışmalarla elde edilebilir (Örneğin, Kerrich ve Allison, 1978). Böyle bir çalışma Bolu masifinde yer alan gabroyik kütlelerde yapılmıştır (Koral ve diğ., 1994). Bu çalışmada Miyosenden günümüze değin sünekten gevrek deformasyonlara uğramış bir gabro kütlesindeki yapılardan yararlanılarak bölgenin tarihçesi hakkında bilgi edinilebilmiştir.

7. SONUÇLAR

Doğrultu atımlı fay zonundaki sismik üst, asismik alt ve geçiş zonu hakkındaki bilgilerimizin çoğu bu zonları belirleyen kayalardan elde edilmektedir. Geçiş zonunda iki önemli sınır vardır. Bunlar kuvars mineralinin deformasyonu ile belirlenen kırılgan/yarı kırılgan sınırı ve feldspatın rekristalizasyona uğradığı yarı kırılgan/plastik sınırıdır. Bu iki mineralin deformasyon sırasındaki davranışı akışkan rejimi, termal rejim ve deformasyon oranıyla yakından ilişkilidir. Bu faktörlerin ortak etkisi büyük ölçekli doğrultu atımlı fay zonunda alt ve üst kabuk arasındaki geçişin niteliğini belirlemektedir. Geçiş zonunun yapısal ve dokusal özellikleri ise sismisite ve cevher oluşumu ile yakından ilgilidir ve dolayısıyle güncel jeolojik olaylar kadar jeolojik geçmiş için de değerli bilgiler sağlayabilir.

8. TEŞEKKÜR

Makaleyi titizlikle inceleyen değerlendirme kuruluna katkılarından dolayı teşekkür ederim.

9. KAYNAKLAR

Bingöl, E., 1986. Doğrultu atım sorunu

ve jeolojisi. MTA yayınları, Eğitim Serisi No : 28, Ankara.

Etheridge, M.A., Wall, V.J., Cox, S.F. ve Vernon R.H. 1984. High fluid pressures during regional metamorphism: Implications for mass transport and deformation mechanisms. Journal of Geophy. Res. 89, 4344 -58.

Fyfe, W.S. ve Kerrich, R. 1985. Fluids ve thrusting. Chemical Geology, 49, 353-362.

Fyfe, W.S., Price N.J., ve Thompson, A.B. 1978. Fluids in the earth's crust. Amsterdam: Elsevier.

Hanmer, S., 1988. Great Slave Lake Shear Zone. Geology, 185-197.

Kerrich, R. ve Allison, I., 1978. Flow mechanisms in rocks: microscopic ve mesoscopic structures, ve their relation to physical conditions of deformation in the crust. Geoscience, Canada, 5, 109-118.

Kerrich, R.1986. Fluid infiltration into fault zones:chemical, isotopic, ve mechanical effects. Pageoph 124: 225-68.

Koral, H. 1983. Folding of strata within shear zones: inferences from the azimuths of en echelon folds along the San Andreas Fault. M. Sc. thesis, Troy New York, Rensselaer Polytechnic Institute, 100p.

Koral, H. 1989. Ductile deformation of the Whitestone Anorthosite by the Parry Sound Shear Zone: implications for thrust tectonics. Ph.D. thesis, University of Western Ontario, 268p.

Koral H; 1992. Büyük depremlerle ilişkili öncül kabuk hareketleri, Jeoloji Mühendisliği. 41, 109-117.

Koral, H., Dalgıç, S., ve Gözübol, A.M., 1994. Bolu masifindeki amfibolitlerde mikrofabrik çalışma. TJK 1994 Bülteni, 9, 183-187.

Muir-Wood, R. ve King, G. C., 1993. Hydrological signatures of earthquake strain. Jour. Geophysical Res., 98: 22035-22068.

Naylor, M.A., Mandl, G., ve Sıjpestejıno C. H. K., 1986. Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress-states. Journal of Structural Geology, 8, 737-752.

Odonne F. ve Vialon P. 1983. Analogue models of folds above a wrench fault. Tectonophysics, 99, 31-46.

Ramsey, J.G ve Huber M.I. 1987. The techniques of modern structural geology:Fold and Fractures (Vol.2). London, Academic Press 306p.

Rutter, E. 1974. The influence of temperature, strain rate ve intersitial water in the experimental deformation of calcite rocks. Tectonophysics, 22, 311-330.

Scholz, C.H. 1992. The mechanics of earthquakes and faulting. Cambridge University Press, 439p.

Sibson, R.H. 1977. Fault rocks ve fault mechanisms. J.Geol. Soc. London 133: 191-213.

Sibson, R.H. 1981. Fluid flow accompanying faulting: field evidence ve models, in Earthquake Prediction: an international review, edited by D.W. Simpson ve R.G. Richards, AGU, 4, 593-603.

Sibson, R. 1982. Fault zone models, heat flow ve the depth distribution of seismicity in the continental crust of the United States. Bull Seismol. Soc. Am. 72:151-63.

Slyvester, A.G., 1988. Strike-slip faults. Geol. Soc. America Bul., 100, 1666-1703.

Tullis, J. ve Yund, R.A.1987. Transition from cataclastic flow to dislocation creep of feldspar: mechanisms ve microstructure. Geology 15: 606-9.

YERBİLİMLERİ GEOSOUND | HAZİRAN JUNE 1996 | SAYI NO 28 | ISSN 1019-1003

MADENCİLİKTE YATIRIM KARARI AŞAMALARI

Deniz MAMUREKLİ , Cumhur AYDIN
H.Ü., Maden Mühendisliği Bölümü, Ankara/ Türkiye
Cem SARAÇ
H.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara/ Türkiye

ÖZET: *Madencilik yatırımları sermaye yoğun yatırımlardır. Gelişmemiş ve gelişmekte olan ülkeler, yeterli sermaye ve bilgi birikimine sahip olmadıkları için, var olan yeraltı zenginliklerini değerlendirecek yabancı yatırımlara ihtiyaç duyarlar. Bir yatırımcının başka bir ülkede yatırım yapması, o ülkedeki yatırım imkanları ve yatırımın ekonomik niteliği ile yakından ilgilidir.*

Yatırım kararı süreci, genel olarak, prospeksiyon aşamasıyla başlar ve ön arama, arama ve fizibilite çalışmalarıyla devam eder. Bir yatırımın ticari olarak gerçekleşmesi için, yatırım kararı sürecinde ve yatırım aşamasında, sermaye gereklidir. Prospeksiyon, ön arama ve arama aşamasında yapılan çalışmalar genel olarak potansiyel kaynağın varlığını belirlemeye ve bu kaynağı tanımlamaya yöneliktir. Fizibilite aşamasında ise; varlığı kesin olarak belirlenen ve özellikleri tanımlanan maden yatağının teknik, ekonomik ve finansal açıdan, potansiyel olarak işletilebilirliği araştırılır.

INVESTMENT DECISION STEPS IN MINING SECTOR

ABSTRACT : *Mining Sector needs intense capital investments. Undeveloped and underdeveloped countries require foreign investments to mine their underground sources since they are lack of enough capital and know-how. To attract the attention of foreign investor to another country, the investment eases and qualitative analysis of economy are main constraints.*

Investment decion period, generally, begins with prospection and continues with exploitation and feasibility studies. The encourage an investment commercially, capital investment is necessary during the investment decision period and investment stages. The studies during prospection and exploration stages are to determine the potential of mine reserves . In feasibility stage, the utilisation possibilities of completely identified are reserve are examined from the technical, economical and financial point of vuew.

1. GİRİŞ

Çoğu ülkeler, alışılagelmiş yöntemlerle, işletilmesi zor olan maden yataklarına sahiptirler. Özellikle, düşük tenörlü yataklar teknoloji ve ekipman olanağının sınırlı olmasından dolayı işletilmeden kalabilir. Bu gibi durumlarda, var olan potansiyeli değerlendirmek için yatırımcıları bu alanlara yöneltmek ve çekici imkanlar sunmak gerekebilir.

Madencilik, genellikle büyük sermaye yatırımları gerektiren bir teknolojidir. Az gelişmiş veya gelişmekte olan ülkeler, öz kaynaklarını işletebilecek yeterli sermaye ve teknolojiye sahip olmayabilirler. Bu kaynakları değerlendirmek için, bir miktar veya bütünüyle, gerekli sermaye ve bilgi birikimine sahip yabancı yatırımcı şirketlere gerek duyulur.

Yatırım projesinin amacı; yabancı yatırımcı açısından yüksek kar veya hammadde eldesi, ev sahibi ülke açısından ise istihdam olanağı sağlaması, teknoloji transferi, potansiyel kaynağın ekonomiye kazandırılması, elde edilecek vergi vd. gelirler ve sosyo-ekonomik faydalardır.

Bir yatırımcının başka bir ülkede yatırım yapması, o ülkedeki yatırım imkanları ve yatırımın ekonomik niteliği ile yakından ilgilidir. Yatırımcı ve evsahibi ülke açısından yatırımın amacına yönelik avantaj ve dezavantajları olduğundan bunların bilinmesi ve iyi değerlendirilmesi gerekir (The Consulting Engineer's Perspective).

2. YATIRIM KARARI VE KARAR AŞAMALARI

Yatırımcı için satılabilir bir malın üretimi için, teknik olarak yapılabilir ve ekonomik olarak da karlı bir projenin olması gerekir. Projenin teknik ve ekonomik olarak değerlendirilmesi, yatırım kararının verilmesi için gereklidir.

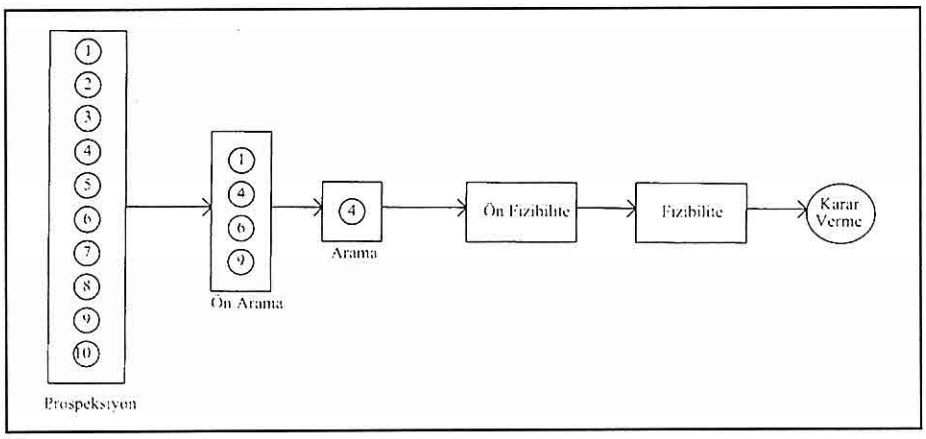
Yatırım kararında temel kriter, sosyal beklentiler dışında, sağlanan avantajların veya karların, harcamalardan veya kullanılan kaynaklardan daha büyük olmasıdır.

2.1. Ön Araştırma Aşaması

Prospeksiyon aşamasında, aranan mineralin potansiyel olarak bulunabileceği sahalar belirlenir. Bu çalışmalar bir mineral yatağının varlığını belirlemeye yönelik çalışmalardır. Jeolojik, jeofizik ve jeokimyasal olarak prospeksiyon yöntemleri 3 grupta toplanılabilir. Bir maden prospeksiyonunda cevherleşme ile ilgili verileri genel olarak; bir veya birden fazla cevherleşme özelliği gösteren bölgeler (metalojenik provensler), litolojik, stratigrafik, mineralojik, yapısal ve fizyografik olarak sınıflandırmak mümkündür. Bu aşamada proje sayısı, yapılan etüd ve çalışmaların sonunda en aza indirilmeye çalışılır (Şekil 1).

2.2. Arama Çalışmaları

Prospeksiyon aşamasında yapılan çalışmalara paralel olarak belirlenen potansiyel alanlarda arama çalışmalarına



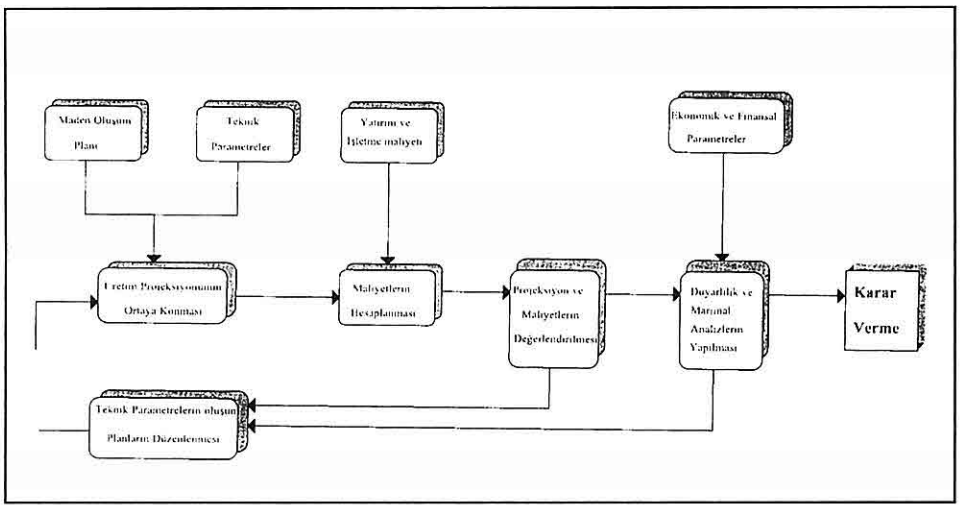
Şekil 1. Yatırım Kararı ve Kara r Aşamaları

başlanır. Arama çalışmaları genel olarak iki aşamada gerçekleştirilir. Bunlar; ön arama ve arama aşamalarıdır. Ön arama adımında belirlenen sahaların, proje amacına yönelik, mineral yatağı olarak tanımlanabilirliği araştırılır. Genel olarak, jeofiziksel ve jeokimyasal etütlerin yanında kuyu, yarma ve arama sondajlarıyla, bu sahalara ait bilgiler toplanır. Toplanan bilgiler üzerinde yapılacak değerlendirmelerden elde edilecek sonuçların ışığında, ekonomik olabilecek nitelikteki alanlar belirlenir. Arama çalışmaları ile tanımlanan cevherleşme üzerinde, esas itibariyle belirli mühendislik araştırmalarına dayanan bir mali değerlendirme olan fizibilite aşamasına geçilir.

2.3. Fizibilite Aşaması

Yatırım kararının verilmesinde, teknik, ekonomik ve finansal faktörlerin değerlendirilmesi gerekmektedir. Teknik faktörler projenin boyutu veya prosesin uygulanma şekli ile ilgilidir.

Ekonomik faktörler, öngörülen proje gelirlerinin ve maliyetlerinin indirgenmiş nakit akımı analizine bağlı olarak, karlılık açısından yatırımın karşılaştırmalı ekonomik niteliğini belirleyen faktörlerdir. Diğer taraftan finansal faktörler ise öngörülen yatırım için gerekli kredilerin nereden ve nasıl temin edileceğini ifade eder. Bu faktörlerin yanında ekonomik olarak kolayca ifade edilemeyen yasal zorunluluklar, halkın görüşü, itibar, çevresel ve ekolojik parametreler, düzenleyici veya politik yapı gibi, yatırım kararını direkt olarak etkileyen parametrelerin de değerlendirilmesi gerekir. Yatırım kararının verilmesinde, yatırımcı açısından gerekli düzeyde, bir projenin ekonomik ve teknik aşamaları fizibilite çalışması ile ortaya konulur (Şekil 2). Ekonomik analizler, genellikle, indirgenmiş nakit akışının hesaplarını içerirler (Smith,1994). Nakit akımının ana bileşenleri; yatırım maliyeti, işletme masrafları, iş akış planı, üretim miktarı,



Şekil 2. Teknik ve Ekonomik Fizibilite

ürün fiyatları ve finansal detaylardır.

Fizibilite çalışması yatırım kararının ve karar aşamalarının plansal bir görünüşüdür (Ward,1993). Yatırım kararı almak için aşağıda verilen çalışmaların detaylı olarak yapılması ve sonuçların değerlendirilmesi gerekmektedir.

2.3.1. Pazar Araştırması ve Fiyatlar

Ürün fiyatı, bir yatırım kararının değerlendirilmesinde, genellikle en önemli değişkendir. Ancak gelecekteki ürün fiyatlarını belli bir doğrulukta kestirmek oldukça güçtür. Bir projenin değerlendirilmesinde, genel olarak, bugünkü ABD doları fiyatları bazında, gelir ve giderlerdeki artışın, bugünkü proje gelir ve giderlerini etkilemeyeceği kabul edilir. Ürün fiyatının belirlenmesinde; ürünün talep projeksiyonu, temini, ulaşım maliyetleri ve hükümet politikası gibi bilgilerin toplanması gerekir. Bu faktörlere ek olarak uzun dönemli eğilimlerin de araştırılması uygun olacaktır.

Satış fiyatının seçimi; yatırım kararının verilmesi aşamasında, etkin rol oynayan birçok fiziksel parametrenin saptanması bakımından önemlidir. Bunlardan bir tanesi, ocak planlamasında önemli bir parametre olan sınır tenör değeridir. Pazar potansiyeli ve pazar dinamiklerinin değerlendirilmesi, ürün fiyatının tahmini kadar önemli olabilir.

2.3.2. Jeoloji ve Rezervler

Herhangi bir madencilik faaliyetinin temel niteliğini rezerv miktarı oluşturur. Yeni bir madencilik projesi için yatırım kararının verilmesinde, ifade edilen rezervin varlığı ve bu rezervin teknik olarak işletilebilirliği çok önemli bir faktördür.

Jeolojik Model:

Yatağın oluşumunu ve cevherleşmeyi kontrol eden sürecin bilinmesi önemli bir rol oynar. Maden yataklarında, yatağın oluşumu tam olarak anlaşılabilir olmalıdır. Günümüzde, cevherleşmelerin 2 veya 3 boyutlu yönsel modellemesi variogramlar kullanılarak yapılmaktadır. Yatağın izotropik yada anizotropik olması, etki mesafesi, yataktaki uzaklığa bağlı ilişki ve yatağın sürekliliği gibi bilgileri variogramlardan elde etmek mümkündür. Geçerli bir modelin doğruluğu geri-kestirim yöntemleri ile kontrol edilmiş ve bu kontrol sırasında elde edilen veriler belirli bir standartlar içerisinde yeralmalıdır.

Rezervlerin Kestirimi:

Herhangi bir rezerv kestiriminde; örneklerin ortalama tenörünün, yatağın yerinde ortalama tenörünü doğru olarak temsil ettiği varsayılır. Bu çok önemli bir kabuldür ve geçerliliğinin saptanılması önemlidir.

Günümüzde, rezerv kestirimlerinde jeoistatistiksel yöntemler yaygın olarak kullanılmaktadır. Yapılacak yatırımın kararı aşamasında rezervlerin niteliği çok önemlidir. Yatırımın ekonomik ömrünün belirlenmesi açısından, taşıdığı risk dolayısıyla da belli bir güvenilirlikte kestirimi gerekir. Yabancı yatırımcı açısından bakıldığında yapılacak yatırımın amacı ister kar isterse de hammadde temini olsun, rezervlerin büyük miktarlarda olması istenir.

Sınır Tenör:

Rezerv kestirimlerinde uygun sınır tenörün hesaplanması için, ürün fiyatı, işletme masrafları ve metalurjik verim gibi kriterler gerekir. Eğer sınır tenör değişirse, rezervler de buna bağlı olarak değişecektir. Rezervlerdeki değişim malzeme, işletme maliyeti tahminleri ve potansiyel olarak işletme yöntemlerinin gözden geçirilmesine neden olacak ve sınır tenör bu yöntem için yeniden denenecektir.

2.3.3. İşletme Faaliyetleri

Pratikte, işletme esnasında yerinde rezervlerden bir kısmının bırakılmasının kaçınılmaz olduğu sonucu ortaya çıkmıştır. Aynı şekilde, cevherle birlikte yan kayacında bir kısmının alınması kaçınılmazdır. Alınamayan cevher miktarı ve alınan cevhere karışan yan kayaç miktarı, yerinde jeolojik rezervin işletilebilir rezerv olarak ifadesinde hesaba katılmalıdır. Değerli kısma karışan yan kayaç ekonomik öneme sahip bir faktör olup, seyrelme tonajı arttırırken tenörü düşürür. Böylece işletilebilir tenör kestirildiğinde, seyrelme için uygun sınırlamalar yapmak gerekmektedir.

Seçilen işletme yöntemi, ocağın yatırım maliyetini etkileyecektir ve bu nedenle de yatağın en ekonomik şekilde işletilebileceği bir yöntem seçilmelidir. Yatırım maliyeti, ocağın teknolojik görüntüsünün ekonomik olarak ifadesidir ve yatırım kararı aşamasında ekonomik değerlendirmede karşımıza çıkacaktır

(Goode, Davie ve diğ.,1991).

İşletme maliyeti yaklaşımı için ön koşullar; üretim planı, ekipman seçimi, vardiya modeli ve işçi çizelgesi ve proje sahibinin onayını içerir. Genel olarak 8 saat/vardiya ve 3 vardiya/gün önerilmektedir. Fizibilite çalışmasının bütün aşamalarında maliyetlerin kestirimi önemli iken ara aşamaların önemi geniş ölçüde değişebilir. İşletme masrafları, seçilen işletme yönteminin bir fonksiyonudur. Bu nedenle de, işletme yönteminin seçilmesi aşamasında işletme masraflarının da detaylandırılması ve maliyetlerinin saptanılması gerekmektedir. Yatağın teknik olarak işletilmesinde seçilecek her yöntemin farklı bir işletme maliyeti olacaktır. Ayrıca, üretim öncesi hazırlık ve kazı da sistemin işlerliği açısından önem taşımaktadır.

2.3.4. Zenginleştirme Tesisi

Ocak çıkışı pazarlanabilen hammadde bulmak oldukça güçtür. Hammaddenin değerli kısmının ekonomik bir şekilde nakli ve pazarlanması için teknolojik ve ekonomik olarak zenginleştirilebilmesi gerekir. İstenilen metal veya hammadde kazanım işlemlerin daha karmaşık olması ve cevherin karmaşık bileşime sahip olması, zenginleştirmeyi zorlaştırmaktadır.

Pazarlanacak miktara, işletme maliyetine, gelişme maliyetine ve hammadde yatağının boyutlarına bağlı olarak optimum yıllık üretim veya işleme miktarı belirlenmektedir. Tesis ömrünün belirlenmesinde, alışılagelmiş periyodik bakım ve onarım, hesapta olmayan arızalar, elektrik kesintileri ve cevherin satılamaması durumunda tesisin durma olasılığı gözönüne alınır. Tasarım tenörü, ortalama cevher tenörüne eşit yapılarak, ürün alma kolaylığı sağlanacaktır. Diğer işletme tasarım kriterleri, ana test sonuçlarındaki değişimlerin uygun sınırları ile metalurjik test çalışmalarının sonuçlarına bağlıdır. Metalurjik kazanım oranı proje gelirlerinin belirleyicisidir ve dolayısıyla da kabul edilir bir ekonomik öneme sahiptir.

Kestirimde kullanılan fiyat tekliflerinin, gerekli ekipmanların alınmasında uygun olacağı kabul edilir ve kullanılmış işletme ekipmanlarının yatırım maliyetini azalttığı düşünülür. Ekipman montajı maliyetleri ise, yerleştirmek için gerekli işçilik süresi ve uygun proje ekibi ücretinin kombinasyonuyla oluşturulur. Boru hatlarının yapımı ve elektrik sisteminin dizaynı da maliyet olarak karşımıza çıkabilmektedir. Maliyetlerin tahmini aşamasında, proje direkt masraflarının %10'u kadar beklenmeyen giderlere pay ayrılması uygun olacaktır.

İşletme harcamalarının ana bileşenlerini; işletme işçilik maliyeti, malzeme giderleri ve güç harcamaları oluşturur. Projenin her adımındaki işlemler için işletme ve bakım personeli ve benzer tesislerdeki gerekli memur kadrolarını içeren bir işçilik raporu hazırlanılmalı ve ayrıca reaktiflerin ve diğer proses malzemelerinin özellikleri test sonuçlarından elde edilerek üretici firmaların fiyatlarından yapılacak harcamalar tahmin edilmelidir. İşletmenin

güç ve enerji tüketiminin detaylı olarak analiz edilmesiyle elde edilebilir.

2.3.5. Yatırım Ortamı

Yatırım ortamının iyi incelenmesi, projenin ekonomik sınırlarının belirlenmesinde önemli bir rol oynar. Bir projenin verimliliği alt yapı ile yakından ilgilidir ve madencilikte yer seçimi imkanının olmamasından dolayı, alt yapı, daha da önemli bir faktör olarak karşımıza çıkar. Özellikle ulaştırma alt yapısı proje açısından öneme sahiptir (Goode, Davie ve diğ.,1991). Makina ve teçhizatın nakli, üretimde kullanılan malzeme nakli, cevher veya konsantrenin taşınması ve personel nakli için ulaştırma alt yapısı (karayolu bağlantısı, demiryolu yapımı, hidrolik nakliye, liman inşaası, havaalanı yapımı ve telekomünikasyon vb.) gerekmektedir. Ulaştırma alt yapısına ek olarak su ve enerji temini de işletme için hayati önem taşır.

Tesis ve işletmeye ek olarak, çalışan ticari projeleri tamamlamak için depolar, atölyeler, laboratuvarlar ve yönetim binaları gibi yardımcı yapılara ihtiyaç vardır. Daha uzak projelerde, sahada kalmak gerekeceğinden yerleşim sorunu üç şekilde çözümlenebilir:

a) Personelin barınma imkanı ve madene kolay ulaşımı sağlanır,

b) Alış-veriş merkezi, hastane,okul, spor ve eğlence v.b. gibi tesislerin olduğu kapalı yerleşim birimi oluşturulur,

c) Maden işletmesinde, çalışanların dışarıdan gelip yerleşmelerini teşvik edecek şekilde imkanlar sağlanarak açık yerleşim birimi oluşturulur.

Uzaklık ve doğal koşullar, alt yapı maliyetini belirler ve buda oldukça büyük yatırımlar gerektirebilir. Yatırım kararı aşamasında, alt yapı detaylı olarak değerlendirilmeli ve maliyetleri tespit edilmelidir.

Yabancı yatırımcı açısından bakıldığında işgücü çok önemlidir, gerekli işgücü, ev sahibi ülkeden veya yatırımcı ülkeden temin edilebilir. Ayrıca yabancı yatırımcı, genellikle, yöneticisini kendi ülkesinden getirmek isteyecektir. Bu durumda dil, çevre, eğitim gibi problemler ortaya çıkabilir. Diğer taraftan evsahibi ülke, yabancıların çalışmasını istemeyebilir.

2.3.6. Çevre

Çevre koruma, bütün madencilik çalışmalarında artan bir öneme sahiptir ve oldukça sert hükümet düzenlemeleri ve büyük cezalarla ekolojik dengenin korunması amaçlanmaktadır. Üretim işlemi sırasında ve üretim bittikten sonra maden sahasının öngörülen şekilde yeniden düzenlenmesi gerekir. Yeniden düzenleme ve ıslah çalışmalarında yapılan harcamalar oldukça yüksektir. Yatırımcının çevreye verdiği zararı ilgili ülke mevzuatlarına bağlı olarak, diğer çevreci kuruluşlarla işbirliği yaparak tanzim etmesi gerekebilir. Hükümetler, madencilik firmalarına işletme lisansı vermeden önce son durumun nasıl olacağını anlaşma ile belirtmektedirler. Yeni düzenlemeler başlangıç proje maliyetini artırmaktadır.

2.3.7. Finansman

Madencilik projeleri sermaye yoğun yatırımlardır ve hemen hemen hiçbir madencilik firması, belli bir boyuttaki maden yatağı için, yapacağı yatırımı finanse edebilecek yeterli kaynağa sahip değildir.

Yatırım yapılacak ülkelerin genellikle gelişmekte olan veya az gelişmiş ülkeler olması ve bu ülkelerdeki altyapının yetersiz olması, finansman ihtiyacını artırmaktadır. Daha düşük tenörlü yatakların işletime açılmasıyla birlikte modern teknolojinin kullanılması zorunluluğu, daha çok sermaye gerektiren yatırımlara eğilimi artırmaktadır. Enflasyon, finansman ihtiyacının bir diğer göstergesidir. Bunlara ilaveten, entegre tesislerin kurulması, çevre koruma maliyetinin artması da finansman ihtiyacını daha çok artırmaktadır.

Ev sahibi ülke kendi yatırımcısına devlet kredisi verebilir. Gelişmiş ülkelerin, kendi hammadde ihtiyaçlarını karşılamak üzere verdikleri krediler de vardır. Dünya Bankası, Avrupa Yatırım Bankası, Avrupa İskan ve Kalkınma Bankası gibi uluslararası kuruluşlarından finansman sağlanabilir (Stermole, 1983). Ticari bankalara başvurulmak suretiyle alınan ticari kredilerle, finansman temin edilebilir. Bunlara ek olarak; leasing, müşteri kredisi ve satıcı kredisi gibi farklı finansman kaynakları da vardır.

2.3.8. Hukuki ve Ekonomik Ortam

Maden ruhsatı, ev sahibi ülkenin maden yatağı üzerindeki haklarını bir maden şirketine devretmesidir. Maden ruhsatının yanında, hammadde sahiplerinin aldıkları royalti'ler vardır ve ruhsat karşılığı alınır. Genel olarak üç çeşit royalti vardır:

Net satış hasılatı üzerinden alınan royalti, satış hasılatı üzerinden hesaplanır. Genelde oranı, % 0.5-2 arasında değişir ve projenin kar durumuna bakılmadan ödenir. Net kar üzerinden alınanlar, genellikle, işletme masrafları çıkarıldıktan sonraki gelir üzerinden ödenir, değeri düşürülebilir ve bazı vergileri veya hepsini içerebilir. Oranı % 5-25 arasındadır. Üretilen miktar üzerinden alınanlar 3.tip royaltileri oluşturur, bunlar satış hasılatı üzerinden alınırlar, ancak ürün üzerinden hesaplanırlar. Hesaplanması kolaydır ve üretilen miktara bağlıdır (0.01-1.00 $/ton).

Ortak-girişim (Joint Venture); yatırımcı şirket, ev sahibi ülke ve yerli şirket arasındaki anlaşmadır. Proje, evsahibi ülke açısından stratejik önem taşıyorsa devlet katılımı büyük oranlardadır. Kalkınmakta olan ülkeler, genellikle, sermaye koymaktan kaçınırlar veya mevcut altyapı hizmetlerini ve maden ruhsatını sermaye katılımı olarak öngörürler.

Ev sahibi ülke, sahip olduğu maden üzerindeki haklarını devretmek istemiyorsa hizmet sözleşmesi yapılır. Bu tip anlaşmalarda, şirket maden ruhsatına sahip değildir, ancak işletmeden sorumludur ve sabit bir ücret alır veya kara katılır. Genellikle parası olup, bilgi

birikimi olmayan ülkeler tarafından uygulanmaktadır. Yatırımcı açısından bakıldığında, yatırım riski ortadan kalkmakta, ancak kar kısıtlı olabilmektedir. Bununla birlikte, kendi ülkesinin hammadde ihtiyacının karşılanmasında, önemli avantajlar sağ layacaktır. Bunlara ek olarak, genellikle petrolde kullanılan "ürün bölüşümü yüklenici mukavelesi" vardır. Arama işleri, şirket tarafından üstlenilmekte ve buna karşılık, işletme imkanı, belli bir pay karşılığında sağlanmaktadır.

2.3.9. Vergiler

Bir yatırım projesinde vergiler, işletme karının %30-50'si kadar olabilir. Gelişmekte olan ülkelerin en önemli gelir kaynakları vergilerdir ve yapılacak yatırımdan ortaklık ve royaltiler dışında elde edecekleri gelir; vergi, resim ve harçlardır. Bu açıdan bakıldığında, yatırım yapılacak ülkenin vergi sisteminin iyi incelenmesi ve gerekli özel anlaşmaların önceden yapılması gerekir.

Her ülkenin kendine özgü, farklı vergi sistemi vardır. Yıllık verginin hesaplanmasında satış hasılatı, işletme giderleri ve faiz ödemeleri kullanılır. Gelişmekte olan ülkelerde, vergi oranları yüksek olduğu için, yatırımcı; teknoloji transferi, yönetim, satış ve pazarlama ücretleri gibi işletme giderlerini yüksek gösterme eğilimindedir. Ev sahibi ülke, vergi miktarını dengelemek için belli oranlarda stopaj alır. Türkiye'de %15 civarında stopaj ödenir. Faiz giderleri, vergiden düşüldüğü için yatırımcılar, mümkün olduğunca dış kaynak finansmanı kullanmak eğilimindedir. İlkemizde, Devlet Hakkı (%5), Madencilik Fonuna (%5), net kar üzerinden Kurumlar Vergisi (%26), Kurumlar Vergisinin %4'ü kadar Savunma Sanayi Destekleme Fonuna, Kurumlar Vergisinin %5'i kadar Sosyal Yardımlaşma ve Dayanışma Fonuna olmak üzere toplam %45'e ulaşan vergi ve kesintiler vardır.

3. SONUÇLARIN DEĞERLENDİRİLMESİ

Projenin ana kriterleri, ürün fiyatları ve pazar araştırmasıdır. Bunun yanısıra, tenör ve rezerv proje gelirlerinin en büyük belirleyicisidir. Rezervler belirlendikten sonra, madencilik faaliyetlerinin teknik, ekonomik ve finansal modeli ortaya konulmalıdır. Yatağın teknik özelliklerine bağlı olarak uygun zenginleştirme yöntemi seçilir. Yöntemin ekonomik ve teknik olarak uygunluğu belirlendikten sonra pilot çaplı çalışmalar yapılır. Çalışmalar sonucunda kullanılacak yöntemler tescil edilir. Teknik değerlendirmeden sonraki aşamada, yatırım ortamı (alt yapı, işgücü imkanları vd.), ekolojik zarar, hukuki ve ekonomik ortam (maden ruhsatı, royalti vb.), finansman ve vergiler ile ilgili detaylı inceleme yapılmalıdır.

Yatırım projelerinin analizinde, çeşitli teknikler kullanılır. Analiz işleminde, gelir-gider farkı yatırım kararı verilmesinde önemlidir ve yatırımcı tarafından değerlendirilir. Karar verme aşamasında projenin duyarlılık analizinin de yapılması gerekir. Duyarlılık

analizinde; rezervlerdeki ve tenördeki değişimlerin, ürün fiyatlarındaki dalgalanmaların, işletme ve yatırım maliyetlerindeki değişimlerin proje üzerindeki etkileri tanımlanarak, yatırım riski belirlenir (Slavich, 1982). Yatırım kararı sürecinde yapılan harcamalar, toplam yatırım tutarının yaklaşık %1-2'sine karşılık gelmektedir.

Ülkemiz gerek maden potansiyeli, gerekse maden çeşitliliği açısından önemli hammadde kaynaklarına sahiptir. Türkiye bazında arama projelerine ayrılması gerekli risk sermayesi büyük rakamlara ulaşmaktadır. Gerek madencilik sektörümüzün yarattığı özkaynaklar, gerekse ülkemizin finansman imkanları bu konuda yetersizdir. Gösterilen hedeflere ulaşılabilmesi için ülke bazındaki sektör dışı yatırımcıların madencilik sektörüne özendirilmesi ve büyük ölçüde yabancı sermaye girişi sağlanması gerekmektedir. Bu değerlendirme ışığında, ülkemiz maden potansiyelinin ekonomiye kazandırılması için yabancı yatırımların önemi ortaya çıkmaktadır. Bu doğrultuda, ülke bazında gerekli çalışmaların yapılması ve imkanların değerlendirilmesi gerekmektedir.

4. KAYNAKLAR

The Consulting Engineer's Perspective, Global Opportunities And Risks In Mining, CIM Bulletin, Vol.87, 1994.

Smith, L.D.,Checklist for economic evaluations of mineral projects, CIM Bulletin, Vol. 87, No. 983, 32-37, 1994.

Ward, H.M., Blueprint for protecting the foreign investment, Mining Engineering, June, 621- 626, 1993.

Goode, J.R., Davie, M.J., Smith, L.D. ve Lattanzi, C.R., Back to basic: the feasibility study, CIM Bulletin, Vol. 84, No. 953, 53-61, 1991.

Stermole, F.J., Mineral investment 1983 depends on prices, Mining Engineering,, Vol. 35, No. 2, 128-130, 1983.

Slavich, D.M., Project evaluation - a key step to implementation, CIM Bulletin, Vol. 75, No. 843, 91-98, 1982.

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 1996 SAYI 28 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

OCAK YANGINLARI SONRASI OLUŞAN GAZ KARIŞIMLARININ PATLAYABİLİRLİĞİ İLE KÖMÜR KALİTESİ ARASINDAKİ İLİŞKİNİN BELİRLENMESİ

Ercüment YALÇIN
D.E.Ü. Maden Mühendisliği Bölümü, İzmir/Türkiye
Aysun ŞENOL
Maden Yüksek Mühendisi, İzmir/Türkiye

ÖZET: *Kömür madenciliğinde ocak yangınları, üretimin aksamasına veya tamamen durmasına, patlamalara ve ölümlere neden olmaktadır. Yangın barajlarının açılması sırasında, yangın sonrası oluşan gazların patlayabilirliğinin çok kısa bir sürede belirlenmesi gerekmektedir.*

Bu makalede, kömür kalitesi ile yangın sonrası oluşan gazların patlayabilirliği arasındaki ilişki araştırılmış ve kömür kalitesi arttıkça, gaz karışımının patlayabilirliğinin arttığı görülmüştür.

DETERMINATION OF THE RELATIONSHIP BETWEEN THE EXPLOSIBILITY OF GAS MIXTURES RESULTED FROM MINE FIRES AND COAL QUALITY

ABSTRACT: *In coal mining, mine fires interrupt or stop the coal production completely and cause explosions and deaths. When opening the mine fire dams, it is necessary to determine the explosibility of mine fire product gases immediately.*

In this paper, the relationship between the coal quality and explosibility of mine fire product gases is determined. It is found that, explosibility risk of mine fire gases increases as the coal quality increases.

1. GİRİŞ

Yeraltı kömür madenciliğinde karşılaşılan sorunların en önemlilerinden birisi de ocak yangınlarıdır. Ocak yangınları; üretimin aksamasına, yangın sonucu açığa çıkan zehirli, boğucu ve patlayıcı gazlar ise ölümlere neden olmaktadır.

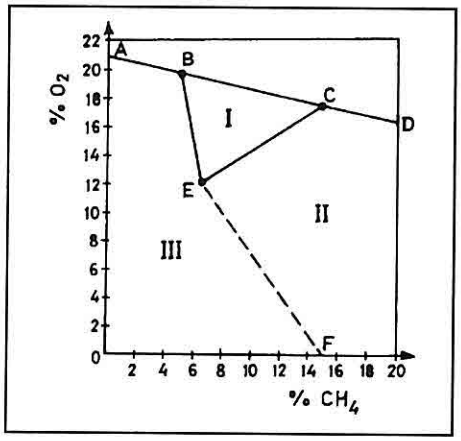
Linyit madenlerinde ocak havasına karışan metan gazı, taşkömürüne göre daha az olmasına rağmen, ocak yangınları sonucu açığa çıkan ve patlayıcı özellik taşıyan diğer gazların ilavesi ile patlayıcı hale gelebilmektedir. Özellikle yangın barajları arkasında biriken gaz karışımının, patlayıcı özellik taşıyıp taşımadığının hızlı ve doğru bir şekilde belirlenmesi, barajların açılması sırasında çok önemlidir.

Bu çalışmada, gaz karışımlarının analiz sonuçlarını kullanarak, Coward üçgeninde karışımın hangi bölgeye düştüğünü bulan bilgisayar yazılımı yardımıyla, yangın sonucu oluşan gazların patlayabilirliğinin kömür kalitesi ile ilişkisi araştırılmıştır.

2. COWARD VE JONES DİYAGRAMLARI

Ocaktaki gaz karışımının patlayabilirliğinin belirlenmesinde kullanılan yöntemlerden birisi, Şekil 1'de gösterilen Coward ve Jones diyagramlarının kullanılmasıdır (Coward ve Jones, 1952).

Şekil 1'de I. bölge patlayıcı, II. bölge potansiyel patlayıcı ve III. bölge ise emniyetli gaz karışım bölgesi olarak tanımlanmaktadır. Bu yöntemde, gaz karışımının hangi bölgeye düştüğü tesbit edilerek karışımın patlayıcı olup olmadığı belirlenir.



Şekil 1. Coward ve Jones Diyagramı (Hartman, 1982).

3. GAZ ANALİZ SONUÇLARI

Çalışmada, Kütahya-Tunçbilek kapalı işletme ve Zonguldak-Kozlu bölgelerindeki yangın barajlarından değişik tarihlerde alınan gaz numunelerinin analiz sonuçları kullanılmıştır.

Tunçbilek ve Kozlu (Çay, Acılık, Civelek ve Büyük Kılıç damarları) bölgelerindeki linyit ve taşkömürü madenlerinin analiz sonuçları Çizelge 1'de verilmiştir.

Tunçbilek bölgesinden toplam 246 adet, Kozlu bölgesinden ise toplam 70 adet gaz analiz sonucu değerlendirmeye tabi tutulmuş ve bunlardan bazıları Çizelge 2'de verilmiştir.

Çizelge 1. Tunçbilek ve Kozlu bölgesi kömürlerinin Kısa Analiz Sonuçları (Yalçın, 1983)

	Orijinal Baz				Kuru Baz		
	% Nem	% Kül	%Uçucu Madde	% Sabit Karbon	% Kül	% Uçucu Madde	% Sabit Karbon
Çay	5,96	6,02	24,75	63,27	6,40	26,32	67,28
Acılık	4,93	7,14	24,45	60,48	7,51	8,87	63,62
Civelek	6,45	8,24	25,63	59,68	8,81	27,40	63,79
B.Kılıç	4,0	14,64	21,19	60,17	15,21	22,07	62,68
Tunçbilek	18,48	24,56	28,48	28,47	30,04	34,97	34,99

Çizelge 2. Gaz Analiz Sonuçları

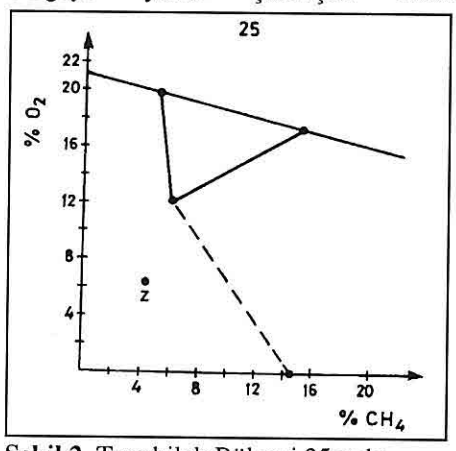
Numune No.	% CO	% CO_2	% CH_4	% O_2	% H_2
Tunçbilek Bölgesi					
3	4,0	5,0	2,5	12,0	-
25	0,005	3,0	4,2	6,2	-
195	0,8	4,0	1,0	8,4	-
Kozlu Bölgesi					
272	0,255	4,5	5,2	10,0	0,035
276	0,01	-	2,2	19,5	-
312	2,0	1,2	10,0	14,5	-
313	2,0	1,5	10,5	14,5	-
314	1,6	1,3	10,0	14,3	-

4. ELDE EDİLEN SONUÇLAR

Tunçbilek ve Kozlu bölgelerine ait analiz sonuçlarının patlayabilirlik araştırması, Coward ve Jones üçgenlerine göre ocak atmosferinin patlayabilirliğinin hızlı tayini amacıyla geliştirilen bilgisayar yazılımı (Saraç ve Yıldırım, 1993) ile yapılmıştır. Tunçbilek bölgesine ait gaz numunelerinin hepsi emniyetli gaz karışım bölgesi olan III. bölgede çıkmıştır. Şekil 2'de 25 nolu numune için

oluşturulan Coward diyagramı görülmektedir.

Kozlu bölgesine ait 70 numuneden ise sadece 3 tanesinin patlayıcı özellik taşıdığı, diğerlerinin ise emniyetli gaz karışımı olduğu bulunmuştur. Patlayıcı özellik taşıyan gazlara ait Z noktaları, potansiyel patlayıcı bölgesine çok yakın çıkmıştır. Emniyetli gaz karışımı olarak bulunan karışımlara ait Z noktalarının bir kısmı ise patlayıcı bölgeye yakın çıkmıştır. Kozlu



Şekil 2. Tunçbilek Bölgesi 25 nolu numunenin Coward diyagramı.

bölgesine ait ve emniyetli bölgede bulunan 272 ve 276 nolu gaz numuneleri ile patlayıcı özellik gösteren 312, 313 ve 314 nolu gaz numuneleri için bulunan koordinat değerleri ile çizilen Coward diyagramları Şekil 3, 4 ve 5'de görülmektedir.

Çizelge 2'de Tunçbilek ve Kozlu bölgeleri için verilen analiz sonuçları irdelendiğinde, patlayıcı özelliğe sahip olan CO ve CH_4 konsantrasyonlarının Kozlu numunelerinde Tunçbilek numunelerine göre daha yüksek olduğu görülmektedir. Ayrıca patlama için gerekli olan O_2 yüzdesi de daha yüksektir. CO_2 gazında ise bunun tersi geçerlidir.

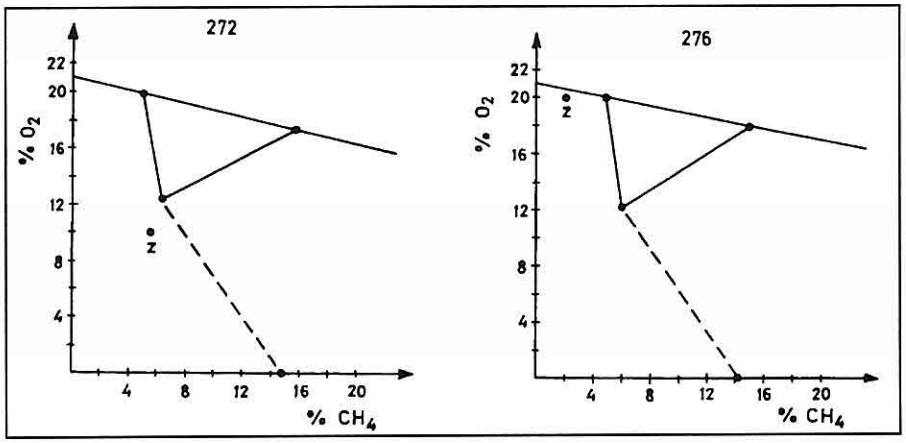
Kömür analiz sonuçlarından da görüldüğü gibi, taşkömürünün sabit karbon içeriği linyite göre çok yüksek, nem, kül ve uçucu madde içeriği ise çok düşüktür. Kömürün nem, kül ve uçucu madde içeriğinin artması, metan kapasitesinin düşmesine neden olmaktadır (Joubert ve diğ. 1974, Mc Pherson, 1975 ve Barker Read ve Radchenko, 1989).

Bu nedenle taşkömürünün metan gazı içeriği ve yangın sonucu açığa çıkan patlayıcı gaz yüzdeleri, linyit kömürüne göre daha yüksek olmakta ve bunun sonucu olarak, taşkömürü işletmelerindeki ocak yangını gaz ürünlerinin patlama riski, linyit kömürü ocak yangınlarına göre daha fazla olmaktadır.

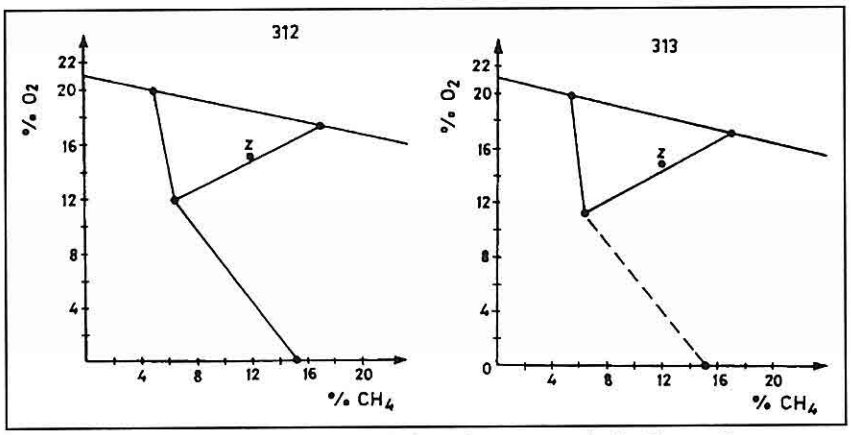
5. SONUÇ

Ocak yangınları sonucu açığa çıkan gaz karışımlarının patlayabilirliği ile kömür kalitasi arasındaki ilişkinin belirlenmesi amacıyla yapılan bu çalışmada; linyit kömürlerindeki ocak yangını gaz ürünlerinin patlama riskinin az olduğu ve karışımların, Coward ve Jones üçgeninde emniyetli karışım bölgesine düştüğü, Taşkömüründe ise gaz karışımlarının patlama riskinin biraz daha yüksek olduğu görülmüştür.

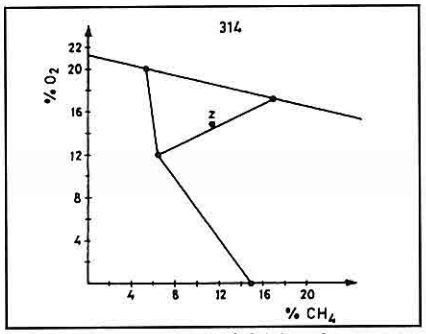
Bu nedenle, özellikle yüksek kaliteli kömür damarlarında yangın barajlarının



Şekil 3. Kozlu Bölgesi 272 ve 276 nolu numunelerin Coward diyagramındaki konumu



Şekil 4. Kozlu Bölgesi 312 ve 313 nolu numunelerin Coward diyagramındaki konumu



Şekil 5. Kozlu Bölgesi 314 nolu numunenin Coward diyagramındaki konumu

açılması sırasında çok dikkatli davranılmalı, sürekli gaz ölçümüleri yapılmalı, patlamalara ve zehirlenmelere karşı gerekli önlemler alınmalıdır.

6. KAYNAKLAR

Barker-Read, G.R. ve Radchenko, S.A., 1989, "Methane Emission from Coal and Associated Strata", Int. J. of Min. and Geo. Eng., Vol. 7, s. 101-126.

Coward, H.E. ve Jones, G.W., 1952, "Limits of Flammability of Gases and Vapors", USBM. Bull., No. 503.

Hartman, H.L., 1982, "Mine Ventilation and Air Condition", Second Edition, John Wiley and Sons, New-York, 790 s.

Joubert, J.I., Grein, C.T. ve Brienstock, D., 1974, "Effect of Moisture on the Methane Capacity of American Cools", FUEL, Vol. 53, s. 186-191.

Mc Pherson, M.J., 1975, "The Occurance of Methane in Mine Vorkings", J. of the Mine Vent. Soc. of South Africa, s. 118-128.

Saraç, S. ve Yıldırım, S., 1993, "Gaz Karışımlarının Patlayabilirliğinin Hızlı Değerlendirilmesi", C.Ü. Müh. Fak.,Madencilik Bilim ve Teknik Dergisi, C.Ü, sayfa 1-6.

Yalçın, E., 1983, "An Investigation into the Desorbable Methane Capacities of Zonguldak Coals and the Factors Affecting Methane Adsorbtion", Yüksek Lisans Tezi, ODTÜ Maden Müh. Bölümü, 120 s.

YERBİLİMLERİ GEOSOUND | HAZİRAN JUNE 1996 | SAYI NO 28 | ISSN 1019-1003

AKILLI VERİTABANLARI VE MADENCİLİK SEKTÖRÜNE UYGULANABİLİRLİĞİ

D. MAMUREKLİ , D. BAHAR
H. Ü., Maden Mühendisliği Bölümü, Ankara/Türkiye
Cem SARAÇ
H. Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara/Türkiye

ÖZET : *Bilginin tanıtım ve aktarımı, insanoğlunun gelişiminden bu yana daima önemli bir rol oynamıştır. Zamanımızda, teknolojinin gelişimine paralel olarak, daha fazla sayıda ve değişik amaçlı bilgi üretilirken veritabanlarının sayısı ve boyutları, sürekli olarak artmaktadır.*

Akıllı veritabanlarını diğer alışılagelmiş yapay zeka uygulamalarından ayıran en önemli fark; insanla koordinasyonlu çalışma stratejisidir. Akıllı veritabanları, çok basit anlamda, bilgiye mümkün olduğunca kolay ulaşılmasını, bilginin depolanmasını ve kullanımını sağlayan veritabanları olarak ifade edilebilir.

Akıllı veritabanı teknikleri madencilik sektörü için yeni bir kavramdır ve henüz madencilik sektöründe geniş çaplı bir uygulama halinde değildir. Buna neden olarak, bilgi kalabalığı arasından gerekli bilginin kolaylıkla seçilip amaca uygun olarak geliştirilememesi ve bilgisayar programlarında işlenemeyişi gösterilebilir. Diğer birçok endüstri dalında uygulamalarını gördüğümüz akıllı veritabanları, madencilik sektörüne de uyarlanılabilecektir.

INTELLIGENT DATABASES AND THEIR APPLICABILITY TO THE MINING SECTOR

ABSTRACT: *Information presentation and transmission have always played a major part in the history of human evolution. In the present day, being parallel with the development of technology, while more and more information is produced with different purposes, size and amount of Intelligent Databases (ID) expand regularly.*

Main difference of ID applications from other conventional Artificial Intelligent Techniques is the strategy that involves cooperation with humans. IDs can be simply defined as databases that manage information in a natural way, making information easy to store, access and use.

ID technique is a new phenomenon and it is not still in wide range application in the mining sector. The reason can be shown for that the information cannot be filtered and developed to adapt to specific purposes through the "Info-glut" and accessed by the computer programs, easily. IDs of which applications can be seen in many other industries would be hopefully integrated into the mining sector, as well.

1. GİRİŞ

Bilgi aktarımı bilimlerindeki modern araştırma temellerinden biri de insan aklının mükemmelliğini taklit etmektir. Akıllı veritabanlarını diğer alışılagelmiş yapay zeka uygulamalarından ayıran en önemli fark; insanla koordinasyonlu çalışma stratejisidir. Akıllı veritabanlarının amacı; insan zekasının kıvrak gücünü, büyük boyutlardaki veri kaynaklarının kullanımı için uyarlamaktır ve bu nedenle iki tür araca gereksinim duyulmaktadır, bunlar:

**Veri tabanları ve*
**Verileri amaca yönelik işleyecek bilgi-işlem sistemleri*dir.

Akıllı veritabanı uyarlamalarında kullanılacak veri sistemlerinin tasarımında kullanıcılar, bilgi analiz ve çevrimlerinde yardımcı olarak düşünülmektedir. Teknolojinin gelişimine paralel olarak, daha fazla sayıda ve değişik amaçlı bilgi üretilmektedir. Veritabanlarının sayısı ve boyutları, gün geçtikçe şaşırtıcı bir hızla artmaktadır. Veritabanlarının içerdiği; sonuca ulaşmada doğrudan katkısı olmayan, büyük miktarda bilgi ve veriyi anlamak giderek güçleşmektedir. Bu durum bilgi kalabalığı problemine neden olmaktadır.

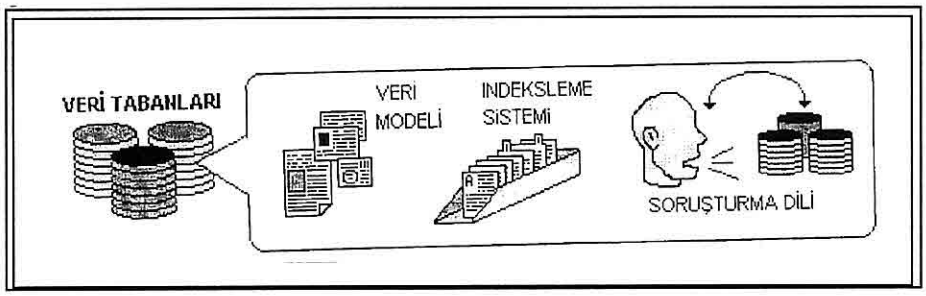
Normal veritabanları ve bilgi sistemleri aracılığıyla, etkin olarak kullanılabilecek ve analiz edilebilecek miktardan fazla bilgi oluşmakta ve saklanmaktadır. Bilgiyi amaca uygun kullanabilmek ve bilgi kalabalığı karmaşasından kurtulmak için, "akıllı veritabanı uygulamaları" geliştirilmelidir. Herhangi bir akıllı veritabanı uygulamasını geliştirmede amaç; ilk olarak bilgiyi üreten işlemleri anlamak ve sonrada bu bilgiyi kullanarak işlemleri kontrol etmektir (Parsaye, vd.,1989).

Bu yazıda, genel anlamda veritabanı ve özgün anlamda "akıllı veri tabanı" kavramı, yapısı ve teknolojisi anlatılmıştır. Ayrıca, kullanım alanlarından, uygulamalarından ve son olarak da madencilik endüstrisinde kullanımından örnekler verilmiştir.

2. VERİTABANI YAPI VE TEKNOLOJİLERİ

Veritabanını;"uygulama programlarının kolayca ulaşabildiği, yapılandırılmış, birden fazla kullanıcının kullanımına açık bir veri topluluğu ve veriyi belirgin bir yapı düzenine göre işleyen yazılım" olarak açıklayabiliriz.

Veritabanı yapısını, temel olarak, veri modeli, indeksleme sistemi ve sorgulama dili oluşturur (Şekil 1). Veritabanı teknolojisinin temelini, kayıtlar ve alanlardan meydana gelen ve veri yapılarını, oluşturan/düzenleyen yöntemler meydana getirmektedir. Veri yapısında, birbirlerine modüller halinde bağlı, hiyerarşik olarak sırasal-düzenli dosya yapılarından farklı bir dizilim göze çarpar. Nesneye dönük veritabanları, bilgi ve veri depolanmasına yeni bir düşünce tarzı ve uyarlama getirmiştir (Parsaye, vd.,1989). Büyük hacimli veri iletişiminin kolay anlaşılabilecek ve ulaşılabilecek bir formatla yapılması



Şekil 1. Genel olarak veritabanı modellerinin yapısı ve bileşenleri

gereksinimi akıllı veritabanlarının geliştirilmesine neden olmuştur. Akıllı veritabanları, kısaca; "kullanımı, ulaşımı ve depolanması kolay bilgi oluşturulması için doğal yollarla, veri kontrol ve idaresini sağlayan veritabanları" olarak ifade edilebilir.

Sistemin işlerliği aşağıdaki gereçlerle sağlanır :

*Bilgi bulgu gereçleri
*Veri görünteleme gereçleri
*Bilgi sunma ve çeviri gereçleri
*Ortam dışı sunum gereçleri

3. AKILLI VERİTABANI YAPISI VE TERMİNOLOJİSİ

Akıllı veritabanları, üç farklı düzeyden oluşur. Bunlar sırasıyla; kullanıcı arabirimi, analiz modülü ve arama motorudur (Şekil 2). Kullanıcı arabirimi; araştırılacak bilgiyi kabul eder ve sonuçları kullanıcıya görüntüler. Analiz modülü; sistemin "düşünen kısmı"nı oluşturur. Arama motoruna aldığı kuralları gönderir. Analiz modülü ile arama motoru arasında sürekli bir etkileşim bulunmaktadır.

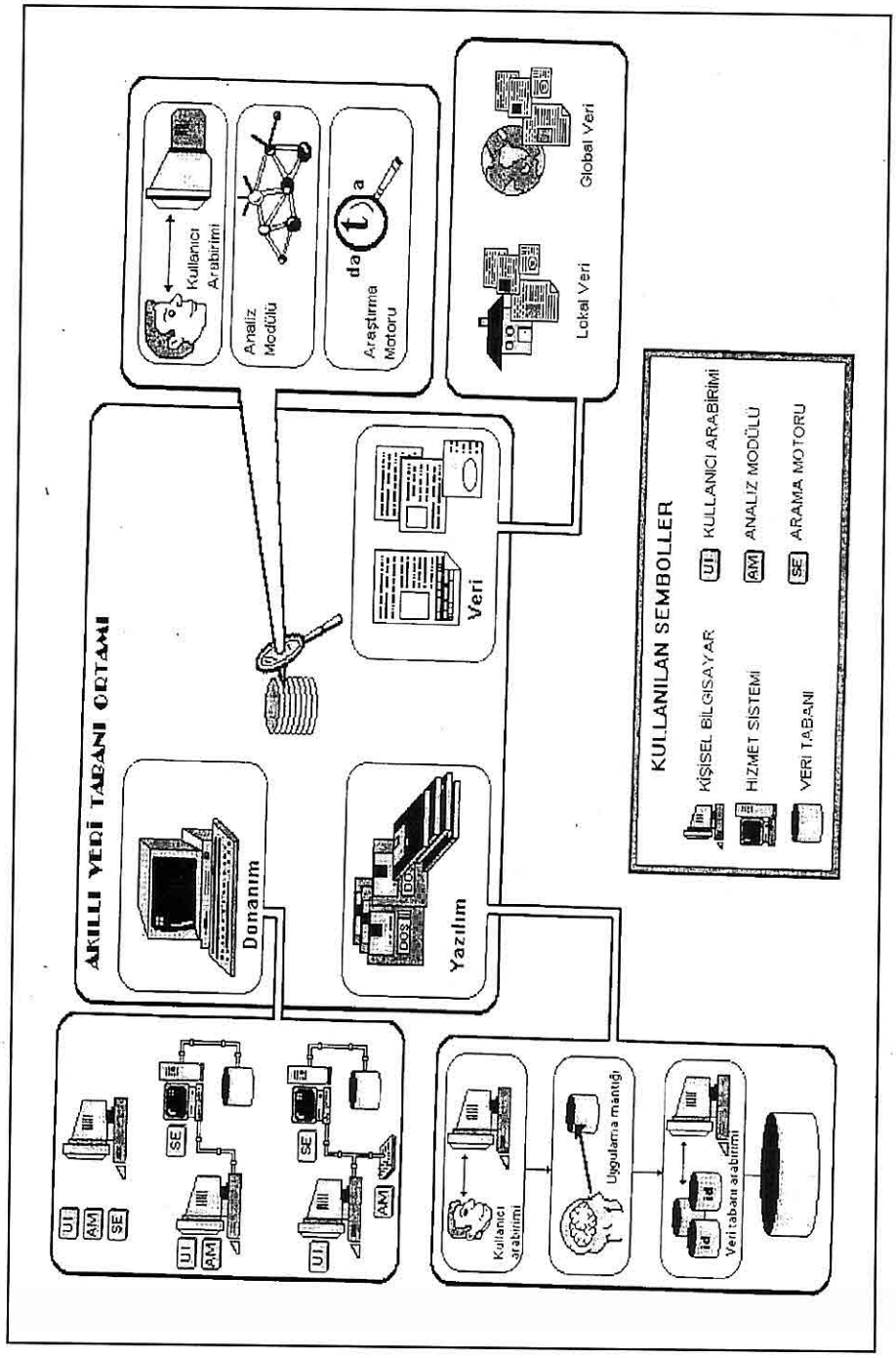
Genel olarak, akıllı veritabanı uygulamalarında veritabanı motoru; sınırsız ölçüde veritabanı büyüklüğü, paralel işlem görme, gelen bilgiyi artırım ve/veya azaltım gibi özellikleri göstermelidir. Akıllı veritabanının geliştirilmesi fizibilite ile başlar, sistem yapısı ile işleyişi sağlayan modelin ortaya konması ve uygun kullanıcı arabirimlerinin tasarımı ile devam eder. Diğer taraftan akıllı veritabanı kullanıcıları, çeşitli kriterlere göre sınıflandırılabilir (Şekil 3).

Hiperyazı ve hiperortam, akıllı veritabanı teknolojisinin temel bileşenleridir (2). Yazım, veri, görüntü vb gibi bileşenlerin biraraya getirilmesiyle "Hiperortam bilgi sistemleri" oluşturulur ve bu durum, bilginin farklı ortamlarda ve şekillerde ifade edilebilmesini sağlar.

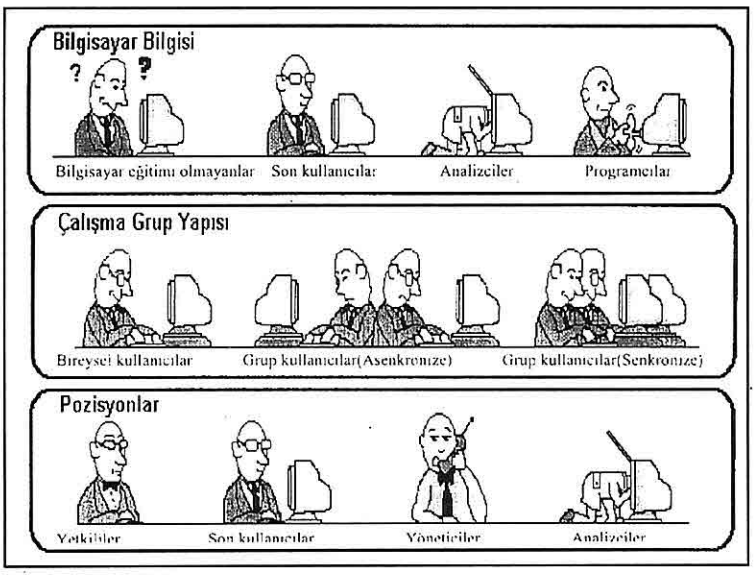
Akıllı veritabanlarının depolama, yeniden kazanım ve bilgi idaresi gibi işlevleri aşağıdaki gibi ifade edilebilir.

"Uç birim-kullanıcı = Hiper Ortam + Veri Görüntüleme + Bilgi Bulgu + Sonuçlama + İkon Veri Ulaşımı + Özelleştirilmiş Gereçler"

Konunun daha iyi takip edilebilmesi



Şekil 2. Akıllı veritabanını oluşturan düzeyler



Şekil 3. Akıllı veritabanı kullanıcılarının çeşitli özelliklere göre sınıflandırılması

amacıyla, "hiperbilgi", "hiperortam" ve "hiperyazı" kavramlarına özetle açıklama getirilmeye çalışılmıştır.

3.1. Hiperbilgi

Video kliplerini, çeşitli modellemeleri ve animasyonları içeren "hiperbilgi" kavramı, genel olarak elektronik dökümanlardaki düzenlemeler olarak tanımlanabilir. Hiperyazı ve hiperortam, hiperbilginin türlerini oluşturmaktadırlar (Harrison,1971). Hiperbilgi dökümanları, diğer elektronik dökümanlarla da doğal bağlantılarının olması nedeniyle genellikle belirsizlik (Fuzzy) işlemleri de içerebilirler.

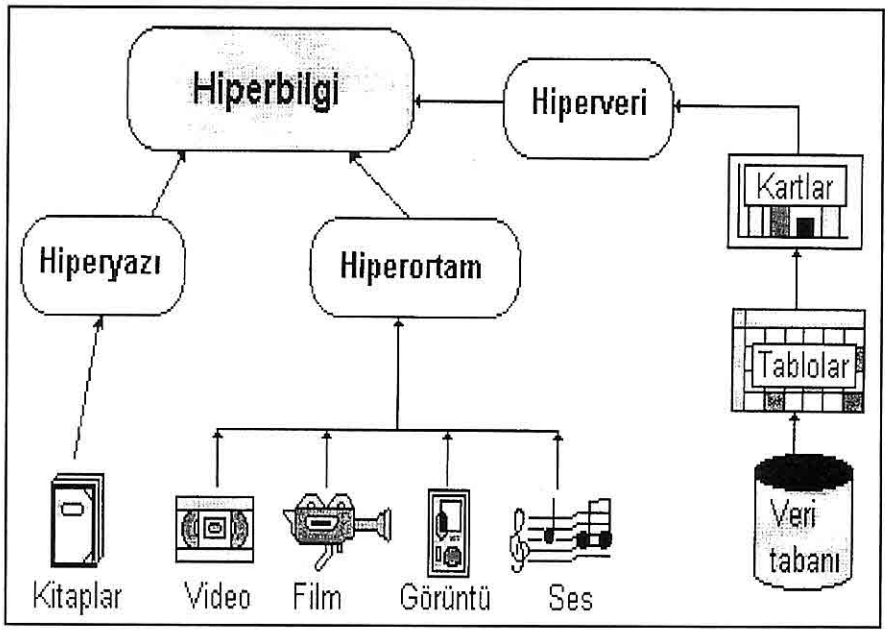
Hiperyazı ve hiperortam, akıllı veritabanlarının merkezi bileşenleri durumundadırlar (Parsaye vd.,1992). Hiperyazı, yazı gösteriminin yanısıra diğer grafiksel ve ses kaynaklı uygulamalara da olanak sağlamaktadır. Hiperortam ise, özel veri gösterimi uygulamalarını kullanmaktadır (Şekil 4).

Hiperbilgi, geniş anlamda birbirleri ile bağlantılı bilgi düğümleri halindeki elektronik dökümanlardan meydana gelmektedir. Bir hiperbilgi sistemi; yeni düğüm ve bağların oluşturulması için hiperbilgi dökümanlarını ve dökümanlardaki malzemelerin okunup gözden geçirilmesi için gerekli kullanıcı arabirimlerini içermektedir.

Hiperbilgi bileşenlerinden;

"Düğümler"; kullanıcıların arama yapacağı indeks bilgiyi saklamak için kullanılırlar (Şekil 5). Düğümler bir hiperyazı dökümanının bağlantılarla ulaşılabilecek en küçük parçasıdır. Bunlar, yazı, ses veya video görüntüsü içerebilirler (Parsaye vd.,1992). Diğer taraftan,

"Bağlantılar"; kullanıcının bir düğümden diğerine geçişini sağlayan elemanlardır. Bazı hiperyazı sistemlerinde, bağlantılar tanımlı değildir. Bu nedenle, kullanıcı sadece düğümler arasında bir bağlantıyı görür, ancak bu bağlantının kullanıcı için bir anlamı yoktur.



Şekil 4. Hiperbilginin, hiperyazım,hiperveri ve hiperortam ile uyumlu çalışması ve bileşenleri

Genel olarak bağlantı tipleri;

Hiyerarşik bağlantılar, ilgili alanın diğer alanlarla hiyerarşik bağıntılarını açıklamak ve sınıflandırmak için kullanılırlar,

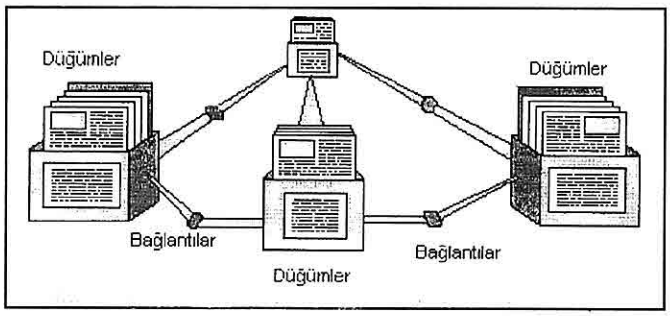
Hiyerarşik olmayan bağlantılar, hiyerarşik olarak düzenlenmemiş nesneleri birleştirmeye yardım ederler ve kullanıcıya dolaylı bilgi vererek istediği alan veya alanlara erişimini sağlarlar (Chaffin vd.,1988).

Hiperbilgi sistemleri aşağıdaki fonksiyonları ve özellikleri sağlar :

*Sevketme
*Sorgulama
*Sunum
*Yapılama
*Hiperyazım Oluşturumu
*Yazım yönlendirimi

3.2. Hiperveri

Hiperveri, hiperbilginin sayısal veri için oluşturulmuş bir türü olup bilgi ulaşımında önemli bir teknolojidir. Hiperyazıya göre birçok üstünlüğü olmasına rağmen dezavantajları da vardır. Bir hiperveri sistemi, verilerin bir



Şekil 5. Düğümler, bağlantılar ve etkileşimleri

görüntüleme ortamından diğerine aktarımının yapılabildiği birbirine bağlı bir ağ yapısındadır. Ayrıca, dinamik olarak aktarımı yapılan verilerden oluşturulan görüntüleme işlemine ihtiyaç duymaktadır. Veri özetlenip, seçildikten sonra; görüntüleme, bağlantı ve gösterim işlemlerine geçilir. Karşılaştırmalı veri görüntüleme ortamının bileşenleri aşağıda verilmiştir :

*Kart ve şekillerin gösterimi
*Geniş veri yığınları içinde yol gösterme
*Veritabanı dosyalarının görselleştirilmesi
*Kartların, veri ve özetlerin hiperveri bağlantısı
*Hiyerarşik olarak düzenlenmiş kartlar ve şekiller
*Hiperveri düğümlerinin, hiperyazı düğümlerinden farkı; verilerin sürekli değiştiği bir ortamda görüntülerinin de (tablo, kart, vb.) değişen verilere uygun olarak değişmesidir.

4. AKILLI VERİTABANLARININ ÇEŞİTLİ UYGULAMALARI

Görüntüsel Sorgulama ve Rapor Alımı: **Görüntüsel sorgulama;** kullanıcıların doğal yöntemlerle ve özel bir etkileşim dili kullanmaksızın, bilgiyi sorgulamalarına izin verir.

Sunum : Akıllı veritabanı uygulamaları, etkileşimli grafikler aracılığı ile yadsınamaz bir görüntüsel ifade gücüne sahiptir.

Görüntüsel Anlatım : Kullanıcı güdümlü birçok alt gurupları olan gösterimlere (örneğin pencereler) kolay ulaşım, çabuk ve rahat anlatım sağlamaktadır.

Bilgi Bulgusu : İlgi alanına göre sonuç kural ve amaçlar zinciri oluşturulması ve hangi bileşimlerin özel değerlere veya amaçlara eğilimlerinin olduğunun bulunması işlemidir.

Veri Kalite Yönetimi : Akıllı veritabanı uygulamaları, veri kalitesinin zenginleştirilmesi ve yüksek kaliteli verinin çevriminde kullanılabilmektedir.

Yazım İdaresi : Akıllı veritabanı uygulamaları, yazımların düzenlenmesi, gözden geçirilmesi ve geri kazanımı için kullanılmakta ve ilgili yazımların açıklanmasına yardımcı görüntü desteğinde çalışabilmektedir.

Veri Bütünleştirilmesi : Her çeşit

verinin kullanıma hazır hale getirilmesi için farklı şekillerde düzenlenmiş verilerin biraraya getirilmesi işlemidir.

Akıllı veritabanları günümüzde birçok değişik problemlere ve çok büyük verilerle ilişkili ortamlara uyarlanmaktadır. Bunlardan belli başlı olanları aşağıdaki gibi verilebilir:

Büyük projelerin tasarımı, kaynakların yerleştirimi ve bütün detayların kontrol edilmesi gibi işlemlerde önemli ölçüde veri ortaya çıkması durumunda, çözüm için uyarlanabilir.

Kalite kontrol; yeni tip bir veri özetlemesi ortaya çıkarabilen akıllı veritabanları için bir uygulama olarak verilebilir.

Tasarım; paylaşılan çalışma alanı ve gösterim aracı olarak, akıllı veritabanı uygulamasının rolünü vurgulamaktadır.

Etkili bilgi sistemlerine gerek duyulan üretim çalışmalarında akıllı veritabanları, yaygın olarak kullanılmaktadır.

Pazarlama; özellikle müşterinin ana pazardaki ürün ailesi içinde hangi ürünü almak için eğilimli olduğunun belirlenmesinde faydalı olacaktır.

Finans ve yatırım analizi; örnek olarak stokların analizinde verilerin hareket tahmininin değişik tablolarla irdelenmesinde sıkça kullanılmaktadır. Bu tablolar, stokların finansal analizi için bir akıllı veritabanı uyarlamasına bağlanabilir.

5. AKILLI VERİTABANLARININ MADENCİLİK SEKTÖRİNE UYGULANABİLİRLİĞİ

Akıllı veritabanlarının kapsamındaki kavramlar geçmişte oldukça tartışma konusu olmuştur. Bu tekniklerin yazılım uygulamaları bir müddet devam etmiş ve son birkaç yıl içerisinde, endüstride çok büyük bir etkiye sahip olmamasına rağmen, oldukça yaygın olarak kullanılmaya başlanmıştır. Günümüz madencilik sektöründe uygulama alanı az olmasına rağmen, ilerisi için önü açık olması beklenmektedir. Asıl zorluk çözüm için gerekli problem yetersizliğinden veya problemleri çözmek için yetersiz anlamadan değil, yeni tekniklerin varolan bilgisayar tabanlı sistemlerle uyum yetersizliğinden kaynaklanmaktadır.

Bazı gösterim programları ana yapıları itibarıyla, küçük çaptaki verilerin kullanımı ve veritabanı ile kurulan doğrudan etkileşimle çalışabilir. Ancak, veri hacminin çok daha fazla olduğu herhangi bir çalışma ortamında bu tip programların performansları yeterli gelmeyebilir.

Alışılagelmiş proje yönetimi araçlarıyla gerçekleştirilen projeler görüntüleme desteği açısından yetersiz kalmaktadır. Özellikle büyük projelerin yönetiminde bilgi çok önemli olup, mümkün olduğunca kolay ulaşılabilir ve çevrilebilir nitelikte olmalıdır. Grafik ve tabloların görüntüsel desteği ile proje daha kolay yürütülebilir.

Akıllı Veritabanlarının madencilik sektöründe, proje yönetiminde uyarlamasına bir örnek olarak DEEP Projesi verilebilir (5). DEEP (Database Environment for Exploration/Mining

Projects) bir Avrupa Topluluğu geliştirme projesi olup 5 ülkenin katılımı ile gerçekleştirilmektedir. Ana katılımcıları ERA-Maptec (İrlanda), Trinity College (İrlanda) ile birlikte ve Chiltern Arama Servisleri (İngiltere), Maden ve Jeoloji Araştırma Bürosu (BRGM, Fransa), Mineral Endüstrisi ve Hesaplama Ltd (MIC, İngiltere); SpaceBel (Belçika) ve Progemina (İtalya) dır. Materyal teknolojisi için Avrupa Topluluğu Komisyonu tarafından Brite-Euram II programı adı altında kısmen desteklenmekte olan bu projenin amacı; madencilik ve maden arama konularında kullanılan bütün veri çeşitleri için uygun yeni bir prototip veritaban yazılımı geliştirmektir.

DEEP özel veri kaydetme veya değiştirme standartları içermemesine rağmen herhangi bir ulusal veya uluslararası standarta uygunluk gösterecek şekildeki verilerin uygun depolanma ve işlem görmesi amacıyla tasarlanmıştır. Kararlaştırıldığı üzere son ürün, madencilik verilerinin depolanması ve işlem görmesi için bir Avrupa Standartına temel oluşturacaktır.

Herbir katılımcı firmanın kendi uzman olduğu konuda katkı yaptığı bu projeye; MICL ve BRGM madencilik endüstrisindeki pazarlama ve geliştirme yazılımları konularındaki tecrübeleriyle destek olurken, ERA-Maptec araştırma tecrübesiyle, SpaceBel de havacılık endüstrisinden kazanılan en son yazılım teknikleriyle ve Progemisa da prototip sistemler için gerçek bir endüstriyel test ortamı hazırlayarak yardımcı olmaktadırlar. DEEP projesinin jeoloji ve madencilik sektörleri için gerekli nesneye yönelik veritabanları oluşturması beklenmektedir.

6. AKILLI VERİTABANLARINDA BEKLENEN GELİŞMELER

Herhangi bir alanda alınan akıllı kararlar, olabildiğince fazla miktardaki veri üzerine dayanmaktadır. Göründüğü üzere bu teknikler madencilik endüstrisinde gerektiği kadar geniş ölçüde kullanılmamaktadır. Çünkü konuyla ilgili büyük çapta veri, akıllı veritabanı programlarına uygun olmamakta ve bu programlar endüstriyi tatmin edecek düzeyde çözüm üretememektedir.

Ancak, nesneye yönelik veritabanı yaklaşımı, veritabanı yönetimine esneklik getirmekte ve çeşitli dillerde yazılmış, değişik mantıklara dayalı sistemlerin bütünleştirilmesine izin verebilmektedir. Örnek olarak DEEP Projesi (6), Datamine sistemi ile doğrudan bir etkileşim sağlayabilmekte ve onun bütün işlemsel özelliklerini kullanabilmektedir. DATAMINE; bir maden işletmesinin aramadan tenör kontroluna kadar bütün safhalarındaki verileri kullanabilen, modelleme ve ocak tasarımına yardımcı olan özel geliştirilmiş bir veritabanı programıdır. Ayrıca bu sistem aracılığıyla şartlara uygun geliştirilmiş uzman sistemler için gerekli veri alışverişi sağlanabilmektedir.

Maden yataklarının araştırılmasında tek ve çok değişkenli istatistiksel yöntemler ve "akıllı" sınıflandırma sistemleri artan

bir şekilde kullanılmaktadır. Özellikle, ekonomik yatakların araştırılmasına yardımcı olmada bu tip tekniklerin kullanımı önemli faydalar sağlar. Bu gibi teknikler normalde Yapay zekanın bir parçası olarak düşünülmese de, algoritmaları önemli miktardaki ham verilerden gerekli bilgilerin elde edilmesine olanak sağlar.

Optimum bir ocak tasarımı, bilhassa ekonomik değişkenler belirgin değilse göründüğü kadar basit bir problem değildir. Ekonomik parametrelerin tasarımı ve pratikte karşılaşılacak uygulamaların karmaşıklığı diğer yardımcı yöntemlerin işlerliğe konulmasını gerektirmektedir. Her iki durumda da ayrıntılı cevher yatağı modelleri ve diğer veritabanı bilgilerine (jeoteknik, ekonomik) ihtiyaç duyulmaktadır.

7. SONUÇ

Akıllı veritabanlarını diğer alışılagelmiş yapay zeka uygulamalarından ayıran en önemli fark; insanla koordinasyonlu çalışma stratejisidir. Herhangi bir alanda alınacak akıllı kararlar, mümkün olduğunca fazla bilginin değerlendirilmesiyle ortaya çıkar. Zamanımızda, akıllı veritabanı teknikleri özellikle madencilik sektöründe geniş çaplı bir uygulama halinde değildir. Bunun en önemli nedenlerinden birisi de bilgi kalabalığı arasından, gerekli bilginin seçilip, amaca uygun olarak geliştirilememesi ve işlem için bilgisayar programlarına ulaştırılamayışıdır. Nesneye yönelik veritabanları özet bilgi girişi, nesne tanıtımı gibi özellikleri nedeni ile bilgi ve verilerin depolanmasında yeni bir tarz uyarlama mantığını temsil etmektedirler. Sorgulama ve anlaşım formatı daha basit ve büyük miktarlardaki bilgiye olan ihtiyaç, akıllı veritabanlarının gelişimini hızlandırmaktadır.

Diğer birçok endüstri dalında uygulamalarını gördüğümüz akıllı veritabanları, madencilik sektörüne de uyarlanılabilecektir. Özellikle günümüzde ve yakın gelecekte akıllı veritabanlarının koordinasyonu sağlanarak, madencilik sektörüne aşağıdaki nedenlerden dolayı uygulanması gerekmektedir :

*Mümkün olduğunca fazla bilgiye dayanan kesin ve akıllı bir karar yapısının oluşturulması,

*Büyük ölçüdeki veri eldesi ve etkili kontrolu ile az zaman ve enerji kaybı,

*Çok zor ve yardımlaşmanın mutlak gerekli olduğu işlerde akıllı veritabanlarının yardımlaşma amacı ile kullanılması,

*Kullanıcı ile etkileşimli gösterimlerin yadsınamaz gücünün ve avantajlarının kullanılması (Görüntüsel anlatımın, sözlü anlatımdan çoğu durumda daha iyi olması nedeni ile) ve

*Dinamik veritabanı özelliklerinin akıllı veritabanlarında kullanılması.

8. KAYNAKLAR

Chaffin, R., and Herrmann, D.J. (1988). The Nature of Semantic Relations: a comparison of two

Approaches. In M. W. Evens (ed.), Relational Models of the Lexicon : Representing Knowledge in Semantic Networks. Cambridge, MA : Press Syndicate of The University of Cambridge.

Harrison, B.L. (1991). Video annotation and multimedia interfaces: From theory to practice. Proceedings of the Human Factors Society 35th Annual Meeting, 319-323.

Henley S., (1994). The Database : a prerequisite for large-scale use of artificial intelligence in mining. Technical Note. Trans. Insitution of Mining and Metallurgy, January-April 1994. A52-A54.

Parsaye, K., Khoskafian, S., and Wong, H.K.T. (1989). Intelligent Databases : Object-Oriented, Deductive Hypermedia Technologies. New York: John Wiley & Sons.

Parsaye, K. and Chignell, M.H. (1992). Information made visual using HyperData. AI Expert, 7(9), 22-29.

Stokes, W.P.C., (1993). Mining Software- the current challenge. Mining Magazine, February 1993. 76-77.

GEOSOUND / YERBİLİMLERİ
YAZIM KURALLARI

Yerbilimleri / Geosound, yerbilimleri dalında teorik veya araştırma sonuçlarını içeren ve özgün sonuçları olan Türkçe, İngilizce, Fransızca ve Almanca makaleleri kabul eder. Dergide ayrıca tanınmış bilim adamlarının güncel yenilikleri içeren tercüme yazılarına da yer verilebilir.

Makalelerin Türkçe olanlarına İngilizce, yabancı dillerde olanlarına da Türkçe özetler konulmalıdır. Makaleler şekil, çizelge veya tablo, fotoğraflı levhalar dahil 6 sayfayı geçemez. Ancak yazarları tarafından ısrar edilen ve kısaltılamıyacak makaleler her yıl sayfa başına tesbit edilen katkı payı miktarı kadar ödeme yapılarak yayınlanabilir. Yazılar A4 ebadındaki kağıtların bir yüzüne çevresine 2.5 cm boşluk bırakılarak yazılmalı, harita, kesit ve levhalar da aynı boyutta hazırlanmalıdır. Yazılar Macintosh bilgisayarda herhangi bir program dilinde hazırlanarak makale ekinde yazı disketi ile verilmelidir. Macintosh imkanı olmayan yazarlar ücret ödeyerek yazılarını yayın sekreterliğine yazdırabilirler.

Makaleler Türkçe başlık; Yazar adı soyadı ve kısa adresi; Özet; İngilizce başlık; Abstract; Giriş; Bölümler ve alt bölümler; Sonuçlar veya Tartışmalar ve sonuçlar; Teşekkür; Kaynaklar şeklinde olmalı, ayrıca Bölümler ve Alt Bölümler 1., 1.1., 2., 2.1., vs. şeklinde numaralanmalıdır.

Kaynaklara metin içerisinde yazar soyadı ve tarih sırasıyla atıfta bulunulmalı, bunlarla ilgili bilgiler ise Kaynaklar başlığında "Soyadı, Adının ilk harfi veya harfleri, Tarih, Makalenin başlığı, Derginin kısaltılmış adı, Cilt No, Başlangıç ve bitiş sayfası" şeklinde verilmelidir.

Dergide yayınlanmayan yazılar geri gönderilir. Yayınlananlardan yazarlarına 20'şer adet ayrı baskı verilir. Çok yazarlı makalelerde bu sayı yazarlar arasında bölüştürülür. Yayınlanan yazılar için telif hakkı ödenmez.

Şekiller, haritalar, grafikler aydınger üzerine çini mürekkep kullanılarak, koyu bir şekilde çizilmeli, fotoğraf ve levhalar 13x19 cm boyutundaki çerçeve dışına çıkarılmadan hazırlanmalıdır. Yerbilimleri / Geosound ofset metoduyla basıldığı için yazıların mizanpajı yazarlar tarafından yapılmalı, şekiller, tablolar, fotoğraflar metin içine yerleştirilmeli ve alt yazılar tek dilde yazılmalıdır.

Makaleler, biri orjinal olmak üzere 3 nüsha halinde aşağıdaki adrese disketiyle birlikte gönderilmelidir.

Yerbilimleri / Geosound Editörlüğü
Ç.Ü.Müh.Mim.Fakültesi
Jeoloji ve Maden Mühendisliği Bölümleri
01330 - Balcalı / ADANA / TÜRKİYE
Tel (Fax) : 338 67 11 veya 338 63 57 (Tel) 338 61 26 (Fax)

INSTRUCTION TO CONTRIBUTORS

Yerbilimleri / Geosound accepts theoretical work or results of a research together with original articles written in Turkish, English, French and German. Translated papers of any article written on the latest developments of a specific subject by known authors can also be accepted.

Turkish articles English, English, French and German articles should have a Turkish summary. Papers to be submitted should not exceed 6 pages including figures, tables, plates and photographs. The ones which are insisted by their authors not to be shortened can be published by charging for each additional page on the amount defined by editorial committee. Papers should be written on one side of A4 sheets leaving a blank space of 2.5 cm at each side of the sheet and maps, plates, cross sections must be prepared in the same form. Any wordprocesser compatible with Macintosh computer system should be used to type the papers and diskets including articles should be attached to the papers. It is possible for the editorial committee to get the articles written with an available Macintosh system but this has to be charged.

The papers should be orginised as follows: Title in Turkish; Author's name and address; Summary; Title in English; Abstract; Introduction; Sections and Sub-sections; Conclusions or Discussions and Conclusions; Acknowledgement; References; Appendices. Sections and Sub-sections should be enumerated in the form of 1., 1.1., 2., 2.1., etc.

References in the main text should be cited on the basis of Author's name and date. The information related to these should be given in the References section as: "Surname, Initial(s), Date, Title of Article, Abbreviated Name of the Journal, Volume No, First page-Last page".

Articles which are not published in the Journal are returned. 20 copies of the published papers are sent to the authors. In the joint papers this number is divided between the authors. Copy right is not paid for the published papers.

Figures, maps, graphics should be drown by black Indian ink on transparent drawing paper, photographs and plates should be prepared such that they can be placed in the frame of 13x19 cm. Yerbilimleri / Geosound is printed with offset printing method that's why coordination of the articles should be done by their authors; figures, tables and photographs should be orginised in the text and all explanations about these should be written in one language.

Papers should be sent in three copies, one being the original, to the following address together with the disket containing the article.

Yerbilimleri / Geosound Editörlüğü
Ç.Ü.Müh.Mim.Fakültesi
Jeoloji ve Maden Mühendisliği Bölümleri
01330 - Balcalı / ADANA / TÜRKİYE
Tel (Fax) : 338 67 11 veya 338 63 57 (Tel) 338 61 26 (Fax)